

بِسْمِ اللَّهِ الرَّحْمَنِ الرَّحِيمِ



دانشکده علوم زمین

گروه پترولوژی و زمین‌شناسی اقتصادی

پایان نامه کارشناسی ارشد پترولوژی

پترولوژی و ژئوشیمی توده گرانیتوئیدی سفیدسنگ و سنگ‌های دگرگونی

میزبان آن (جنوب بیارجمند)

محبوبه عزیزی

استاد راهنما:

دکتر محمود صادقیان

استاد مشاور:

دکتر حبیب‌الله قاسمی

پایان نامه جهت اخذ درجه کارشناسی ارشد

بهمن ۱۳۹۱



دانشگاه علمی کاربردی

مدیریت تحصیلات تکمیلی

فرم شماره (۶)

شماره ۱۱۱۶۵/۹

تاریخ: ۳۰/۱۰/۹۱

ویرایش:

بسمه تعالی

فرم صورتجلسه دفاع از پایان نامه تحصیلی دوره کارشناسی ارشد

با تأییدات خداوند متعال و با استعانت از حضرت ولی عصر (عج) ارزیابی جلسه دفاع از پایان نامه کارشناسی ارشد خانم محبوبه عزیزی رشته زمین‌شناسی گرایش پترولوژی تحت عنوان پترولوژی و ژئوشیمی توده گرانیتوئیدی سفیدسنگ و سنگ‌های دگرگونی میزبان آن (جنوب بیارجمند) که در تاریخ ۹۱/۱۱/۲۵ با حضور هیأت محترم داوران در دانشگاه صنعتی شاهرود برگزار گردید به شرح ذیل اعلام می‌گردد:

| | | |
|--|------------------------------------|--------------------------------|
| <input type="checkbox"/> قبول (با درجه: عالی - امتیاز: ۱۹.۴) | <input type="checkbox"/> دفاع مجدد | <input type="checkbox"/> مردود |
|--|------------------------------------|--------------------------------|

۱- عالی (۲۰ - ۱۹)

۲- بسیار خوب (۱۸ - ۱۸/۹۹)

۳- خوب (۱۶ - ۱۷/۹۹)

۴- قابل قبول (۱۴ - ۱۵/۹۹)

۵- نمره کمتر از ۱۴ غیر قابل قبول

| عضو هیأت داوران | نام و نام خانوادگی | مرتبه علمی | امضاء |
|---------------------------------|----------------------|------------|-------|
| ۱- استاد راهنما | دکتر محمود صادقیان | استادیار | |
| ۲- استاد مشاور | دکتر حبیب الله قاسمی | دانشیار | |
| ۳- نماینده شورای تحصیلات تکمیلی | دکتر گیتی فرقانی | استادیار | |
| ۴- استاد ممتحن | دکتر قاسم قربانی | استادیار | |
| ۵- استاد ممتحن | دکتر مریم شیبی | استادیار | |

رئیس دانشکده:

از طرف معاونین

پیوست شماره ۲

دانشگاه صنعتی شاهرود

دانشکده علوم زمین



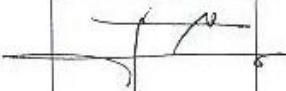
گروه پترولوژی و زمین‌شناسی اقتصادی

پایان نامه کارشناسی ارشد خانم محبوبه عزیزی

تحت عنوان: پترولوژی و ژئوشیمی توده گرانیتوئیدی سفیدسنگ و سنگ‌های دگرگونی میزبان آن (جنوب بیارجمند)

در تاریخ ۹۱/۱۱/۲۵ توسط کمیته تخصصی زیر جهت اخذ مدرک کارشناسی ارشد مورد ارزیابی و با درجه عالی مورد پذیرش قرار گرفت.

| امضاء | استاد مشاور | امضاء | استاد راهنما |
|---|--|---|--|
|  | نام و نام خانوادگی : دکتر حبیب الله قاسمی |  | نام و نام خانوادگی : دکتر محمود صادقیان |

| امضاء | نماینده تحصیلات تکمیلی | امضاء | اساتید داور |
|---|--|--|--|
|  | نام و نام خانوادگی : دکتر گیتی فرقانی |  | نام و نام خانوادگی : دکتر قاسم قربانی |
| | |  | نام و نام خانوادگی : دکتر مریم شیبی |

تقدیم به پدر و مادر عزیزم

آنان که آفتاب مهرشان در آستانه قلم است

تقدیم به همراه همیشگی زندگیم

همسر مهربانم

تقدیر و تشکر

سپاس خدا را بر آنچه از شکرش به ما الهام فرموده و آن درهای دانشی که به پروردگارش بر ما گشوده است، الهی ادای شکر تو را بیچ زبان یار نیست و دریای فضل تو را بیچ کراں نیست. طی کردن مسیر زندگی و مراتب تحصیل بدون بهره‌گیری از محضر انسان‌های وارسته، مجرب و دلسوز امری محال به نظر می‌رسد، انجام موفقیت آمیز مراحل مختلف این تحقیق و مهارش آن نیز شمره به‌راهی و یاورانی استایدی بزرگوار و دوستانی که اقتدر است که یقیناً بی‌مردن این مسیر را برایم تسهیل کرده‌اند، از این رو بر خود واجب می‌دانم که با کلماتی هر چند قاصر مراتب تشکر و سپاس خود را از این عزیزان به عل آورم. از استاید بزرگوار جناب آقایان دکتر محمود صادقیان و دکتر حبیب الله قاسمی که با سه صدر و بزرگ نشی در طول مدت تحصیل و نیز انجام مراحل مختلف تحقیق و مهارش پایان نامه یارگیر و روشنی بخش مسیرم بودند کمال تشکر و امتنان را دارم. از راهبانی‌های آقایان دکتر محمدزاده، رضایی و خانم دکتر شیبی ساکن زارم و از درگاه خداوند توفیقات روز افزون را برای این عزیزان مسئلت می‌کنم. از بهکاری و مساعدت آقایان مهندس خانعلی زاده، میرباقری و خانم مهندس فارسی و سعیدی و هم چنین دانشجویان محترم دکتری، آقایان حسینی، درخشی و خانم بلاغی کمال تشکر و قدردانی را دارم و از پروردگار مهربان خوشبختی ایشان را در تمام مراحل زندگی خواهانم.

از زحمات ستودنی خانواده که اقتدرم پدر و مادر بزرگوارم، که اگر نبود یاری بی‌دریغشان، قامت ناتوان من در برابر سختی‌ها و مرارت‌های این راه استوار نمی‌ماند و از مهدلی و به‌راهی صمیمانه و کمک‌های بی‌شائبه به‌مسرّم، به‌راه همیشگی زندگی ام، که ممتن‌ترین عامل در به‌پایان رسیدن این رساله می‌باشد و خواهر و برادران عزیزم که حس حضورشان شادی بخش زندگی ام بوده است، کمال تشکر را دارم. در نهایت از خانواده به‌مسرّم نیز کمال تشکر را دارم. از تمامی دوستان عزیزم خانم بانوری، نصیری و آقایان حمیدی، قحی، غربی که هر یک به نوعی مرا به‌راهی کرده‌اند تشکر می‌کنم.

عزیزی

بهمن ۱۳۹۱

تعهد نامه

اینجانب محبوه عزیزی دانشجوی دوره کارشناسی ارشد رشته زمین شناسی پترولوژی دانشکده علوم زمین دانشگاه صنعتی شاهرود نویسنده پایان نامه پترولوژی و ژئوشیمی توده گرانیتوئیدی سفیدسنگ و سنگ‌های دگرگونی میزبان آن (جنوب بیارجمند) تحت راهنمایی دکتر محمود صادقیان متعهد می شوم .

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

تاریخ

امضای دانشجو

مالکیت نتایج و حق نشر

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

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

چکیده

توده گرانیتوئیدی سفید سنگ با وسعت تقریبی ۵۳ کیلومتر مربع در ۴۰ کیلومتری جنوب بیارجمند (جنوب شرق شاهرود) در استان سمنان واقع شده است. این توده گرانیتوئیدی و سنگهای میزبان آن بخشی از حاشیه شمالی زون ساختاری ایران مرکزی هستند و بخش‌هایی از سرزمین‌های قدیمی گرانیتی، گنایسی و دگرگونی ناحیه‌ای به سن اواخر نئوپروتروزوئیک - اوایل کامبرین را شامل می‌شوند. شواهد صحرایی و مطالعات پتروگرافی نشان می‌دهد که توده گرانیتوئیدی سفیدسنگ دارای طیف ترکیبی گرانیت، آلکالی - فلدسپار گرانیت و لوکوگرانیت است. این توده توسط دایک‌های دیابازی (میکروگابروبی - میکرودیوریتی) بیشماری با روند کلی شمال شرق - جنوب غرب قطع شده است. از آنجایی که این دایک‌ها در منطقه مورد مطالعه و مناطق مجاور با تاریخچه زمین‌شناسی مشابه نظیر دلبر و بند هزارچاه سنگ‌های دگرگونی به سن پرکامبرین، گرانیتوئیدها به سن اواخر نئوپروتروزوئیک - اوایل کامبرین و توالی رسوبی - تخریبی با ماهیت عمدتاً کنگلومرایی و ماسه‌سنگی به سن تریاس بالایی - ژوراسیک زیرین را قطع کرده‌اند و در توالی آهکی - آهک ماسه‌ای ژوراسیک بالایی از زون البرز شرقی (سازند دلیچای) دیده نمی‌شوند، لذا دارای سنی بسیار جوانتر از توده‌های مذکور بوده و منشأ و ماهیت کاملاً متفاوتی نسبت به گرانیت‌ها دارند. با توجه به مطالعات پتروگرافی صورت گرفته پلاژیوکلاز، ارتوکلاز، کوارتز کانی‌های اصلی و آپاتیت، اسفن، آلانیت و زیرکن کانی‌های فرعی توده گرانیتوئیدی سفیدسنگ می‌باشند. بافت غالب در سنگ‌های گرانیتوئیدی گرانولار است. دایک‌های دیابازی بافت‌های میکروگرانولار، افیتیک، ساب‌افیتیک، پورفیروئیدی و میکروولیتی نشان می‌دهند. دگرشکلی در سنگ‌های گرانیتوئیدی بارز بوده و از نوع ساب‌سالیدوس دمای بالا تا دمای متوسط می‌باشد. ناهنجاری‌های منفی Nb, P, Ti و غنی بودن نمونه‌ها از عناصر نادر خاکی سبک و عناصر ناسازگاری نظیر Rb, U, Th و همچنین حضور آنکلاوهای متاپلیتی و فراوانی بیوتیت در گرانیت‌ها نشان می‌دهد که این سنگ‌ها از ذوب‌بخشی سنگ‌های متاگزیوکی حاصل شده‌اند و دارای ماهیت پرآلومین ضعیف نوع S و ساب‌آلکالن می‌باشند.

بر پایه نمودارهای ژئوشیمیایی، دایک‌های دیابازی دارای ماهیت آلکالن هستند. آن‌ها غنی‌شدگی نسبی از LILE, LREE و تهی‌شدگی از HREE و HFSE نشان می‌دهند. با توجه به آنومالی مثبت K, Pb, U و آنومالی منفی Nb، این دایک‌ها متحمل آلیش پوسته‌ای شده‌اند. ماگمای سازنده دایک‌های دیابازی مزبور از ذوب بخشی ۱۰ تا ۲۵ درصدی یک منبع اسپینل لرزولیتی واقع در اعماق کمتر از ۸۰ کیلومتر حاصل شده‌اند. شواهد زمین‌شناسی منطقه نشان می‌دهد که دایک‌های مورد مطالعه در یک محیط کششی از نوع Pull apart در ارتباط با فرورانش لیتوسفر اقیانوسی نئوتتیس به زیر ورقه قاره‌ای ایران مرکزی تشکیل شده‌اند.

کلمات کلیدی: سفیدسنگ، شاهرود، بیارجمند، گرانیت نوع S، دایک دیابازی، آلیش پوسته‌ای.

لیست مقالات مستخرج از این پایان نامه عبارتند از:

۱- پترولوژی و ژئوشیمی توده گرانیتوئیدی سفیدسنگ (جنوب بیارجمند): شاهدهی بر ماگماتیسم حاشیه قاره‌ای در نئوپروتروزوئیک، سی و یکمین گردهمایی علوم زمین، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران، آذرماه ۱۳۹۱.

۲- ژئوشیمی و محیط زمین‌ساختی تشکیل دایک‌های میکروگابرویی قطع کننده توده گرانیتوئیدی سفیدسنگ (جنوب بیارجمند)، سی و یکمین گردهمایی علوم زمین، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران، آذرماه ۱۳۹۱.

فهرست مطالب

فصل اول: کلیات

- ۱-۱- موقعیت جغرافیایی ۲
- ۲-۱- راه‌های ارتباطی ۲
- ۳-۱- آب و هوا و پوشش گیاهی ۳
- ۴-۱- ژئومورفولوژی ۴
- ۵-۱- تاریخچه مطالعات قبلی ۵
- ۶-۱- هدف از مطالعه ۷
- ۷-۱- روش انجام تحقیق ۸

فصل دوم: زمین‌شناسی عمومی

- ۱-۲- مقدمه ۱۱
- ۲-۲- واحدهای سنگی موجود در منطقه ۱۲
- ۱-۲-۲- پیکره‌های رسوبی ۱۲
- ۲-۲-۲- پیکره‌های آذرین ۱۳
- ۱-۲-۲-۲- توده‌های گرانیتوئیدی ۱۴
- ۲-۲-۲-۲- دایک‌های مافیک ۲۱
- ۳-۲-۲-۲- آتشفشانی‌های ائوسن ۲۳
- ۳-۲-۲- پیکره‌های دگرگونی ۲۵
- ۳-۲- تکتونیک کلی منطقه ۲۹
- ۴-۲- پتانسیل اقتصادی ۲۹
- ۵-۲- خلاصه مطالب ۳۲

فصل سوم: پتروگرافی

- ۱-۳- پتروگرافی سنگهای آذرین ۳۴
- ۱-۱-۳- گروه سنگهای اسیدی ۳۵
- ۱-۱-۳-۱- آلکالی فلدسپار گرانیته ۳۵
- ۲-۱-۱-۳- گرانیته‌ها (سینوگرانیته تا مونزوگرانیته) ۳۹
- ۳-۱-۱-۳- گرانیته میلونیت‌ها ۵۲
- ۴-۱-۱-۳- آپلیته‌ها ۵۲
- ۲-۱-۳- گروه سنگهای بازیک - حدواسط ۵۴
- ۱-۲-۱-۳- دایک‌های میکروگابروبی و میکروگابرودیوریتی ۵۴
- ۲-۲-۱-۳- دایک‌های میکرودیوریتی ۵۷

- ۳-۱-۳- ترتیب تبلور ۶۰
- ۳-۲- گروه سنگهای دگرگونی ۶۲
- ۳-۲-۱- اسلیت‌ها و فیلیت‌ها ۶۲
- ۳-۲-۲- شیست‌ها ۶۲
- ۳-۲-۳- پاراگنیس‌ها ۶۳
- ۳-۲-۴- کوارتز دیوریت‌های دگرشکل شده ۶۵
- ۳-۳- خلاصه مطالب ۶۶

فصل چهارم: ژئوشیمی

- ۴-۱- مقدمه ۶۸
- ۴-۲- منابع بروز خطا در طی آماده سازی نمونه‌ها جهت تجزیه شیمیایی ۷۳
- ۴-۳- تصحیح داده‌های حاصل از نتایج آنالیز شیمیایی ۷۳
- ۴-۳-۱- تصحیح مربوط به حذف مواد فرار (L.O.I) ۷۳
- ۴-۳-۲- تصحیح نسبت Fe_2O_3/FeO ۷۴
- ۴-۴- کاربرد نتایج تجزیه شیمیایی عناصر اصلی در رده‌بندی سنگ‌های مورد مطالعه ۷۵
- ۴-۴-۱- رده‌بندی و نامگذاری سنگ‌های آذرین ۷۶
- ۴-۴-۱-۱- رده‌بندی نورماتیو برای گرانیتوئیدهای مورد مطالعه ۷۶
- ۴-۴-۱-۲- رده‌بندی شیمیایی برای گرانیتوئیدهای مورد مطالعه ۷۸
- ۴-۴-۱-۳- رده بندی و نامگذاری دایک‌های قطع کننده توده گرانیتوئیدی سفیدسنگ ۸۲
- ۴-۵- بررسی تغییر و تحولات ژئوشیمیایی سنگ‌ها به کمک نمودارهای تغییرات ۸۴
- ۴-۵-۱- نمودار تغییرات عناصر اصلی نسبت به سیلیس (هارکر ۱۹۰۹) ۸۴
- ۴-۵-۲- نمودار تغییرات برخی عناصر کمیاب نسبت به سیلیس (هارکر ۱۹۰۹) ۸۹
- ۴-۵-۳- نمودارهای تغییرات عناصر کمیاب در برابر یکدیگر جهت تشخیص روند تفریق کانی‌ها ۹۳
- ۴-۶- نمودارهای بهنجار شده عناصر کمیاب ۹۶
- ۴-۶-۱- نمودار بهنجار شده و عنکبوتی نسبت به کندریت ۹۶
- ۴-۶-۲- نمودار عنکبوتی بهنجار شده نسبت به گوشته‌ی اولیه ۹۸
- ۴-۷- تعیین سری ماگمایی ۱۰۰
- ۴-۸- تعیین درجه اشباع از آلومینیوم ۱۰۲
- ۴-۹- نتیجه‌گیری ۱۰۳

فصل پنجم: منشأ و جایگاه تکتونیکی

- ۵-۱- تقسیم بندی ژنتیکی گرانیت‌ها ۱۰۶
- ۵-۲- تفکیک گرانیت‌های نوع I از S ۱۰۷
- ۵-۲-۱- استفاده از نمودارهای ژئوشیمیایی تفکیک کننده انواع گرانیت‌ها ۱۰۸
- ۵-۳- جایگاه تکتونیکی توده گرانیتوئیدی مورد مطالعه ۱۰۹

- ۱۱۰-۳-۵- تعیین جایگاه تکتونیکی گرانیت‌ها با استفاده از عناصر اصلی.....
- ۱۱۱-۳-۲- تعیین جایگاه تکتونیکی گرانیت‌ها با استفاده از عناصر کمیاب.....
- ۱۱۲-۳-۲-۱- نمودارهای Rb-(Y+Nb), Rb-Y, Nb-Y, Rb-(Ta+Yb) و Ta-Yb (پیرس و همکاران، ۱۹۸۴).....
- ۱۱۳-۳-۲-۲- نمودار سه تایی Hf - Rb/30 - Ta*3 و نمودار Rb/Zr در برابر SiO₂ (هریس و همکاران، ۱۹۸۶).....
- ۱۱۳-۳-۲-۳- نمودارهای Th-Ta, Th/yb-Ta/Yb, Th/Ta-Yb و Th/Hf-Ta/Hf (گورتون و شندل، ۲۰۰۲).....
- ۱۱۵-۳-۳- تعیین جایگاه تکتونیکی سنگ‌های مافیک.....
- ۱۱۶-۴- تعیین ترکیب، درجه ذوب و عمق محل منشأ سنگ‌های مافیک.....
- ۱۱۹-۵- تعیین منشأ سنگ‌های فلسیک مورد مطالعه.....
- ۱۲۱-۶- بررسی نقش پدیده آرایش پوسته‌ای در تشکیل سنگ‌های مافیک منطقه.....
- ۱۲۱-۷- مقایسه دایک‌های میکروگابرویی مورد مطالعه با نمونه‌های مافیک زون البرز شرقی.....
- ۱۲۴-۸- تعیین الگوی تکتونوماگمایی تشکیل سنگ‌های مورد مطالعه.....
- ۱۳۱-۹- نتیجه‌گیری.....

فصل ششم: نتیجه‌گیری و پیشنهادات

- ۱۳۴-۱-۶- نتیجه‌گیری.....
- ۱۳۵-۲-۶- پیشنهادها.....
- ۱۳۶- منابع.....

فهرست اشکال

- شکل ۱-۱- تصویر ماهواره‌ای منطقه مورد مطالعه..... ۲
- شکل ۲-۱- نقشه راههای ارتباطی منطقه مورد مطالعه..... ۳
- شکل ۳-۱- مورفولوژی کلی منطقه (دید به سمت شمال)..... ۴
- شکل ۴-۱- موقعیت منطقه مورد مطالعه بر روی نقشه‌های ۱:۲۵۰۰۰۰ خارتوران و ۱:۱۰۰۰۰۰ دره‌دایی..... ۹
- شکل ۱-۲- موقعیت منطقه مورد مطالعه بر روی نقشه تقسیم‌بندی ساختاری ایران..... ۱۱
- شکل ۲-۲- نقشه زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه با استفاده از تصاویر ماهواره‌ای و نرم افزار Arc Gis 9.3..... ۱۳
- شکل ۳-۲- نمایی از تراس آبرفتی به سن کواترنر..... ۱۴
- شکل ۴-۲- نمایی از کنگلومرا با مارن‌های میوسن..... ۱۴
- شکل ۵-۲- تصویری از قطعات نسبتاً گرد شده گرانیت در کنگلومرای پالئوسن..... ۱۴
- شکل ۶-۲- فنوکریست‌های درشت ارتوز موجود در گرانیت‌های منطقه..... ۱۶
- شکل ۷-۲- نمایی از توده گرانیتوئیدی که توسط یک دایک میکروگابرویی قطع شده است..... ۱۶
- شکل ۸-۲- طولیل شدگی کوارتز در سنگهای گرانیتی واقع در زونهای میلونیتی شده..... ۱۷
- شکل ۹-۲- تصویری از درزه دار شدن گرانیت‌ها در اثر اعمال تنش..... ۱۷
- شکل ۱۰-۲- کانه زایی الیژیست در سطح درزه‌های ایجاد شده در سنگهای گرانیتوئیدی..... ۱۸

- شکل ۲-۱۱- دورنمای کلی از بیوتیت گرانیت‌ها که حجم زیادی از منطقه مورد مطالعه را تشکیل می‌دهند..... ۱۸
- شکل ۲-۱۲- آنکلاو میکاشیستی موجود در گرانیتوئیدهای مورد مطالعه..... ۱۸
- شکل ۲-۱۳- آنکلاوهای گارنت میکاشیستی موجود در بیوتیت گرانیت‌ها..... ۱۸
- شکل ۲-۱۴- دورنمای کلی لوکوگرانیت‌ها که حجم کمی از منطقه مورد مطالعه را تشکیل می‌دهند..... ۱۸
- شکل ۲-۱۵- تصویری از اپیدوت‌زایی در سنگ‌های گرانیتی..... ۲۰
- شکل ۲-۱۶- قطع شدگی گرانیت‌ها توسط رگه اپیدوتی..... ۲۰
- شکل ۲-۱۷- تصویری از گرانیت‌های دگرسان شده..... ۲۰
- شکل ۲-۱۸- رگه آپلیتی (ApV) و رگه کوارتزی (Qv) قطع کننده گرانیت‌ها..... ۲۱
- شکل ۲-۱۹- پگماتیت‌ها که بصورت توده‌ای در منطقه یافت می‌شوند..... ۲۱
- شکل ۲-۲۰- تصویری از یک دایک میکروگابرویی قطع کننده سنگ‌های دگرگونی..... ۲۳
- شکل ۲-۲۱- تصویری از اپیدوت‌زایی در دایک‌های مورد مطالعه..... ۲۳
- شکل ۲-۲۲- تصویری از رگه اپیدوتی موجود در مقاطع میکروسکوپی در دایک‌ها..... ۲۳
- شکل ۲-۲۳- تصویری از فنوکریست‌های پلاژیوکلاز موجود در دایک..... ۲۳
- شکل ۲-۲۴- تصویری از بازالت‌های موجود در منطقه..... ۲۴
- شکل ۲-۲۵- تصویری از فنوکریست‌های پیروکسن که در نمونه دستی بافت گلوامروپورفیری نشان می‌دهد..... ۲۴
- شکل ۲-۲۶- تصویری از میکاشیست‌های موجود در منطقه که آثار کینک باند نشان می‌دهند..... ۲۸
- شکل ۲-۲۷- تصویری از پیریت‌های موجود در میکاشیست‌ها..... ۲۸
- شکل ۲-۲۸- تصویری از رگه‌های کوارتزی موجود در میکاشیست‌ها..... ۲۸
- شکل ۲-۲۹- تصویری از میگماتیت‌زایی موجود در سنگهای منطقه واقع در شمال شرق کوه سفیدسنگ..... ۲۸
- شکل ۲-۳۰- تصویری از سرباره‌های کوره مس به همراه سنگ میزبان‌شان..... ۳۱
- شکل ۲-۳۱- تصویری از لوکوگرانیت‌ها که به منظور اهداف صنعتی خرد شده‌اند..... ۳۱
- شکل ۳-۱- تصویری از تبدیل ارتوز به میکروکلین در نور XPL..... ۳۷
- شکل ۳-۲- ساخت ساب ماگمایی موجود در بلور ارتوز..... ۳۷
- شکل ۳-۳- کوارتز با حاشیه‌های مضرس که در اطراف بلورهای پلاژیوکلاز و ارتوز دچار تبلور مجدد شده است..... ۳۷
- شکل ۳-۴- تصویری از میرمکیت‌زایی در اطراف بلورهای ارتوز..... ۳۷
- شکل ۳-۵- خمیده شدن ماکل پلی‌سینتتیک در پلاژیوکلاز بر اثر تنش‌های تحمیل شده بر آن..... ۳۷
- شکل ۳-۶- تصویری از سریسیت‌زایی در سطح پلاژیوکلاز..... ۳۷
- شکل ۳-۷- تصویری از تبدیل بیوتیت به مسکوویت. کانی اپک بصورت ادخال درون بیوتیت مشاهده می‌شود..... ۳۹
- شکل ۳-۸- تصویری از زیرکن‌های موجود در بیوتیت. تبدیل بیوتیت به اسفن نیز در این تصویر دیده می‌شود..... ۳۹
- شکل ۳-۹- تصویری از آلانیت موجود در سنگهای گرانیتی..... ۳۹
- شکل ۳-۱۰- تصویری از میرمکیت‌زایی در اطراف بلور ارتوز و تشکیل بافت میرمکیتی..... ۴۲
- شکل ۳-۱۱- تصویری از بافت پرتیتی موجود در بلور پتاسیم فلدسپار..... ۴۲
- شکل ۳-۱۲- تصویری از میرمکیت که از حاشیه به سمت داخل بلور رشد کرده و جایگزین ارتوز شده است..... ۴۲

- شکل ۳-۱۳- ساب گرین شدن کوارتز در اطراف بلور پلاژیوکلاز ۴۵
- شکل ۳-۱۴- ماکل کارلسباد موجود در بلور ارتوکلاز که تنش‌های تکتونیکی سبب جابجا شدن ماکل شده است ۴۵
- شکل ۳-۱۵- پلاژیوکلاز با ماکل مکانیکی که ساخت ساب ماگمایی نیز نشان می‌دهد ۴۶
- شکل ۳-۱۶- ماکل دگرشکلی موجود در بلور پلاژیوکلاز ۴۶
- شکل ۳-۱۷- پلاژیوکلاز دارای هسته کلسیک و سرشار از ادخال، در حالیکه حاشیه‌ها فقیر از ادخال هستند ۴۶
- شکل ۳-۱۸- پلاژیوکلاز سرشار از ادخال‌های آپاتیت ۴۶
- شکل ۳-۱۹- بافت پرتیتی موجود در بلور ارتوز (الف). ماکل مشبک میکروکلین (ب) ۴۶
- شکل ۳-۲۰- تبدیل ارتوز به میکروکلین ۴۷
- شکل ۳-۲۱- ساخت ساب ماگمایی ایجاد شده در پتاسیم فلدسپار ۴۷
- شکل ۳-۲۲- تصویری از بلور کاملاً شکل‌دار زیرکن که بصورت ادخال درون بیوتیت حضور دارد ۴۷
- شکل ۳-۲۳- تصویری از تبدیل بیوتیت به مسکوویت و کلریت ۴۷
- شکل ۳-۲۴- تصویری از هورنبلند سبز که بصورت ادخال درون بلور پلاژیوکلاز حضور دارد ۴۸
- شکل ۳-۲۵- تصویری از زیرکن درون بیوتیت (الف) و پلاژیوکلاز (ب) ۴۸
- شکل ۳-۲۶- تصویری از کانی آلانیت ۴۹
- شکل ۳-۲۷- تصویری از رگه اپیدوتی که بلور پلاژیوکلاز را قطع کرده است ۵۱
- شکل ۳-۲۸- شکل ۳-۲۹- تصویری از کلریت که روی سطح پتاسیم فلدسپار حضور دارد ۵۱
- شکل ۳-۲۹- تصویری از کلسیت که درزه‌ها و شکستگی‌های موجود در لوکوگرانیت‌ها را پر کرده است ۵۲
- شکل ۳-۳۰- تصویری از مسکوویت طولیل شده که در اطراف بلور پلاژیوکلاز چرخیده است ۵۳
- شکل ۳-۳۱- تصویری از بلورهای کوارتز با خاموشی شدید در اطراف بلورهای پلاژیوکلاز و ارتوز ۵۳
- شکل ۳-۳۲- تصویری از آپلیت میلونیتی شده. بخش‌های دانه‌ریز بیشتر تحت تأثیر تنش قرار گرفته‌اند ۵۴
- شکل ۳-۳۳- تصویری از بیوتیت که بر اثر تحمل فشار شدیداً ساب گرین (دانه‌ریز) شده است ۵۴
- شکل ۳-۳۴- پلاژیوکلاز بصورت فنوکریست و میکرولیت همراه با شمای بارزی از بافت میکرولیتی- پورفیری ۵۵
- شکل ۳-۳۵- منطقه بندی ترکیبی بسیار بارز در بلور پلاژیوکلاز ۵۵
- شکل ۳-۳۶- تصویری از ادخال‌های اوژیت موجود در بلور پلاژیوکلاز ۵۶
- شکل ۳-۳۷- تصویری از کانی‌های موجود در سنگ‌های میکروگابرویی ۵۶
- شکل ۳-۳۸- تصاویری از اوژیت‌هایی که به کلریت و اکسید آهن دگرسان شده‌اند ۵۶
- شکل ۳-۳۹- تصویری از دگرسانی هورنبلند به کلریت ۵۶
- شکل ۳-۴۰- تصویری از یک رگه اپیدوتی که سنگ گابرویی میزبان خود را قطع کرده است ۵۷
- شکل ۳-۴۱- تصویری از تبدیل هورنبلند به کلریت در سنگ‌های میکرودیوریتی ۵۹
- شکل ۳-۴۲- تصویری از میکرولیت‌های پلاژیوکلاز و ایجاد بافت میکرولیتی در سنگ‌های میکرودیوریتی ۵۹
- شکل ۳-۴۳- تصویری از بیوتیت‌های اولیه که بصورت نیمه شکل‌دار در سنگ‌های میکرودیوریتی حضور دارند ۶۰
- شکل ۳-۴۴- نمایش ترسیمی ترتیب تبلور کانی‌های تشکیل دهنده سنگ ۶۱

- شکل ۳-۴۵- تصویری از بلورهای جهت یافته بیوتیت و مسکوویت که به تشکیل بافت لپیدوبلاستی در سنگ منجر شده است ۶۴
- شکل ۳-۴۶- تصویری از بلورهای کوارتز که حالت چشمی کشیده نشان می‌دهند ۶۴
- شکل ۳-۴۷- سایه فشاری ایجاد شده در اطراف بلور گارنت که توسط بلورهای کوارتز پر شده است ۶۴
- شکل ۳-۴۸- تصویری از حضور گارنت، پلاژیوکلاز، ارتوز و کوارتز در سنگ‌های گنیسی ۶۴
- شکل ۳-۴۹- تصویری از حضور بلورهای گارنت در سنگ‌های گنیسی ۶۵
- شکل ۳-۵۰- بلور پلاژیوکلاز غلاف بیوتیت و گارنت را کنار زده و شروع به رشد کرده است ۶۵
- شکل ۳-۵۱- تصویری از حضور زوئیزیت در کوارتز دیوریت‌های دگرشکل شده ۶۶
- شکل ۳-۵۲- جهت یافتگی هورنبلندهای سبز که به تشکیل بافت نامتوبلاستی منجر شده است ۶۶
- شکل ۴-۱- نمودار (Na_2O+K_2O) در مقابل SiO_2 (لو متر، ۱۹۷۶) ۷۵
- شکل ۴-۲- رده بندی نورماتیو اکانر (۱۹۶۵) جهت نامگذاری نمونه‌های فلسیک مورد مطالعه ۷۷
- شکل ۴-۳- رده بندی نورماتیو اشتريکایزن و لومتر (۱۹۷۹) برای سنگ‌های گرانیتوئیدی ۷۸
- شکل ۴-۴- طبقه بندی ژئوشیمیایی سنگ‌های گرانیتوئیدی (کاکس و همکاران، ۱۹۷۹) ۸۰
- شکل ۴-۵- طبقه بندی ژئوشیمیایی سنگ‌های گرانیتوئیدی (میدلموست، ۱۹۸۵) ۸۰
- شکل ۴-۶- موقعیت نمونه‌های سنگی مورد مطالعه در نمودار طبقه بندی Na_2O+K_2O در مقابل SiO_2 (میدلموست، ۱۹۹۴) ۸۱
- شکل ۴-۷- موقعیت نمونه‌های سنگی مورد مطالعه بر روی نمودار P-Q دیون و لوفور (۱۹۸۳) ۸۲
- شکل ۴-۸- موقعیت نمونه‌های منطقه مورد مطالعه در نمودار طبقه‌بندی سنگ‌های نفوذی با استفاده از پارامترهای R_1-R_2 (دولاروش و همکاران، ۱۹۸۰) ۸۲
- شکل ۴-۹- طبقه بندی دایک‌های میکروگابرویی قطع کننده توده گرانیتوئیدی سفیدسنگ ۸۳
- شکل ۴-۱۰- نمودار تغییرات اکسیدهای عناصر اصلی در مقابل SiO_2 (هارکر ۱۹۰۹) برای گرانیتوئیدها ۸۷
- شکل ۴-۱۱- نمودار تغییرات اکسیدهای عناصر اصلی در مقابل SiO_2 (هارکر ۱۹۰۹) برای دایک‌ها ۸۹
- شکل ۴-۱۲- موقعیت نمونه‌های گرانیتوئیدی در نمودار تغییرات عناصر کمیاب در مقابل SiO_2 (هارکر، ۱۹۰۹) ۹۱
- شکل ۴-۱۳- موقعیت نمونه‌های دایکی در نمودارهای تغییرات عناصر کمیاب در مقابل SiO_2 (هارکر، ۱۹۰۹) ۹۲
- شکل ۴-۱۴- موقعیت نمونه‌های گرانیتوئیدی مورد مطالعه بر روی نمودارهای تغییرات برخی عناصر کمیاب در برابر یکدیگر جهت تشخیص روند تفریق کانی ها ۹۴
- شکل ۴-۱۵- موقعیت نمونه‌های دایکی مورد مطالعه بر روی نمودارهای تغییرات برخی عناصر کمیاب در برابر یکدیگر جهت تشخیص روند تفریق کانی ها ۹۵
- شکل ۴-۱۶- نمودارهای عنکبوتی و بهنجار شده نسبت به کندریت برای گرانیتوئیدها ۹۷
- شکل ۴-۱۷- نمودارهای عنکبوتی و بهنجار شده نسبت به کندریت برای دایک‌های مورد مطالعه ۹۸
- شکل ۴-۱۸- نمودارهای عنکبوتی بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه (سان و مک دونوف، ۱۹۸۹) ۱۰۰
- شکل ۴-۱۹- نمودارهای تعیین سری ماگمایی گرانیتوئیدهای مورد مطالعه ۱۰۱
- شکل ۴-۲۰- نمودارهای تعیین سری ماگمایی دایک‌های مورد مطالعه ۱۰۲

- شکل ۴-۲۱- تعیین درجه اشباع از آلومینیوم با استفاده از نمودار A/NK در مقابل A/CNK (شاند، ۱۹۴۹) ۱۰۳
- شکل ۵-۱- نمودارهای ژئوشیمیایی تفکیک کننده گرانیتوئیدهای نوع A از گرانیتوئیدهای نوع S و I ۱۰۷
- شکل ۵-۲- نمودارهای ژئوشیمیایی متمایز کننده انواع گرانیتوئیدها از یکدیگر ۱۰۹
- شکل ۵-۳- نمودار کاتیونی R₁-R₂ (باچلور و بودن، ۱۹۹۹) جهت تعیین محیط تکتونیکی گرانیتوئیدها ۱۱۱
- شکل ۵-۴- نمودارهای تفکیک محیط تکتونیکی گرانیتوئیدها (پیرس و همکاران، ۱۹۸۴) ۱۱۳
- شکل ۵-۵- نمودارهای تعیین محیط تکتونیکی گرانیتها (هریس و همکاران، ۱۹۸۶) ۱۱۴
- شکل ۵-۶- نمودارهای تمایز محیط تکتونیکی (گورتون و شندل، ۲۰۰۲) ۱۱۴
- شکل ۵-۷- نمودار نسبت Nb/Th در مقابل Y (سویندن و همکاران، ۱۹۹۰) برای نمونه‌های گابرویی ۱۱۵
- شکل ۵-۸- نمودار تمایزی Zr/Y در مقابل Zr جهت تعیین محیط تکتونیکی گابروها (پیرس، ۱۹۸۳) ۱۱۵
- شکل ۵-۹- موقعیت نمونه‌های گابرویی مورد مطالعه در نمودار (Nb/Zr)_N در مقابل Zr ۱۱۶
- شکل ۵-۱۰- نمودار نسبت Ce/Sm در مقابل Sm/Yb (کوبان، ۲۰۰۷) به منظور تشخیص حضور و یا عدم حضور گارنت در ناحیه منشأ دایک‌های گابرویی ۱۱۷
- شکل ۵-۱۱- موقعیت نمونه‌های مافیک مورد مطالعه بر روی نمودار نسبت Y در مقابل Zr (سان و مک دونوف، ۱۹۸۹) به منظور تشخیص غنی شدگی و یا عدم غنی شدگی در محل منشأ ۱۱۷
- شکل ۵-۱۲- موقعیت نمونه‌های مافیک به منظور تعیین ترکیب و درجه ذوب بخشی ناحیه منشأ ۱۱۹
- شکل ۵-۱۳- تعیین نوع سنگ منشأ گرانیت‌های منطقه سفیدسنگ ۱۲۰
- شکل ۵-۱۴- بررسی نقش پدیده آرایش پوسته‌ای در طی تشکیل دایک‌های میکروگابرویی مورد مطالعه ۱۲۲
- شکل ۵-۱۵- مقایسه دایک‌های میکروگابرویی (دیابازی) سفیدسنگ با نمونه‌های میکروگابرویی زون البرز شرقی بر روی نمودار بهنجار شده نسبت به REE کندریت (ناکامورا، ۱۹۷۴) ۱۲۳
- شکل ۵-۱۶- مقایسه سن‌های میانگین ارائه شده برای توده‌های گرانیتوئیدی قدیمی ایران با سن‌های میانگین ارائه شده برای افیولیت‌هایی به سن پروتروزوئیک پسین از کره زمین ۱۲۸
- شکل ۵-۱۷- مدل شماتیک نشاندهنده چگونگی تشکیل توده گرانیتوئیدی سفیدسنگ ۱۲۹
- شکل ۵-۱۸- الگوی تکتونوماگمایی تشکیل ماگمای سازنده دایک‌های میکروگابرویی منطقه ۱۳۱
- شکل ۵-۱۹- نحوه تشکیل دایک‌های مورد مطالعه در قالب مکانیسم Pull apart basin ۱۳۱

فهرست جداول

- جدول ۳-۱- علائم اختصاری به کار برده شده در تصاویر میکروسکوپی ۳۴
- جدول ۴-۱- مشخصات نمونه‌های سنگی انتخاب شده جهت آنالیز شیمیایی ۶۹
- جدول ۴-۲- نتایج تجزیه شیمیایی اکسیدهای عناصر اصلی نمونه‌های سنگی منطقه مورد مطالعه، پس از حذف مواد فرآر و تصحیح مقادیر نسبت Fe₂O₃/FeO ۷۰
- جدول ۴-۳- نتایج تجزیه شیمیایی عناصر کمیاب نمونه‌های سنگی منطقه مورد مطالعه، پس از حذف مواد فرآر و تصحیح مقادیر نسبت Fe₂O₃/FeO ۷۱

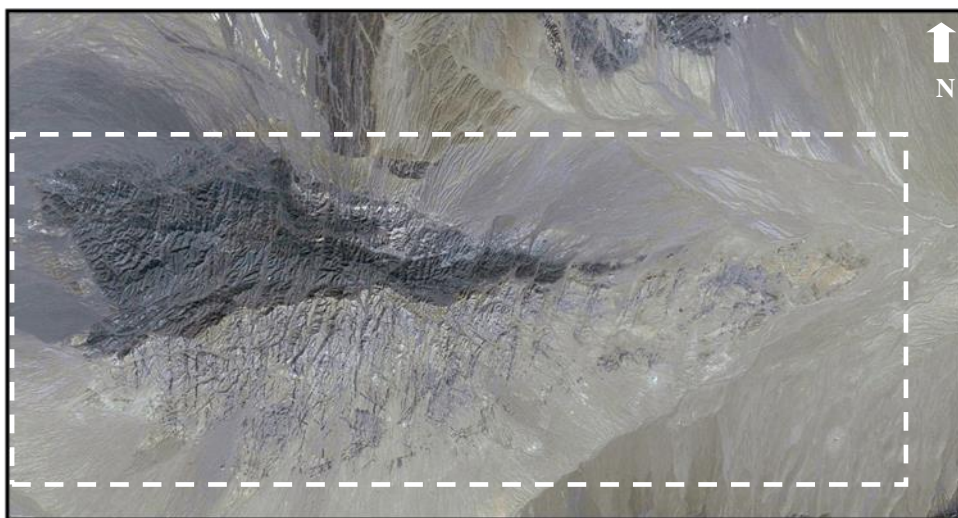
- جدول ۴-۴- نتایج تجزیه شیمیایی عناصر نادر خاکی نمونه‌های سنگی منطقه مورد مطالعه، پس از حذف مواد فرّار و تصحیح مقادیر نسبت Fe_2O_3/FeO ۷۲
- جدول ۴-۵- مقادیر نرم CIPW محاسبه شده برای کانی‌های سازنده نمونه‌های سنگی مورد مطالعه ۷۹
- جدول ۵-۱- ویژگی‌های گرانیت‌های نوع I و S, M, A ۱۰۶
- جدول ۵-۲- معیارهای صحرایی، کانی شناسی و ژئوشیمیایی گرانیتوئیدهای نوع I و S و مقایسه آنها با گرانیت‌های مورد مطالعه ۱۰۸
- جدول ۵-۳- رابطه بین انواع گرانیتوئیدها با منشأ و محیط تکتونیکی آنها (باربارن، ۱۹۹۹) ۱۱۰
- جدول ۵-۴- نتایج تجزیه‌ی شیمیایی اکسیدهای عناصر اصلی و کمیاب نمونه‌های سنگی منطقه زون البرز شرقی... ۱۲۳

فصل اول

کلمات

۱-۱- موقعیت جغرافیایی منطقه مورد مطالعه

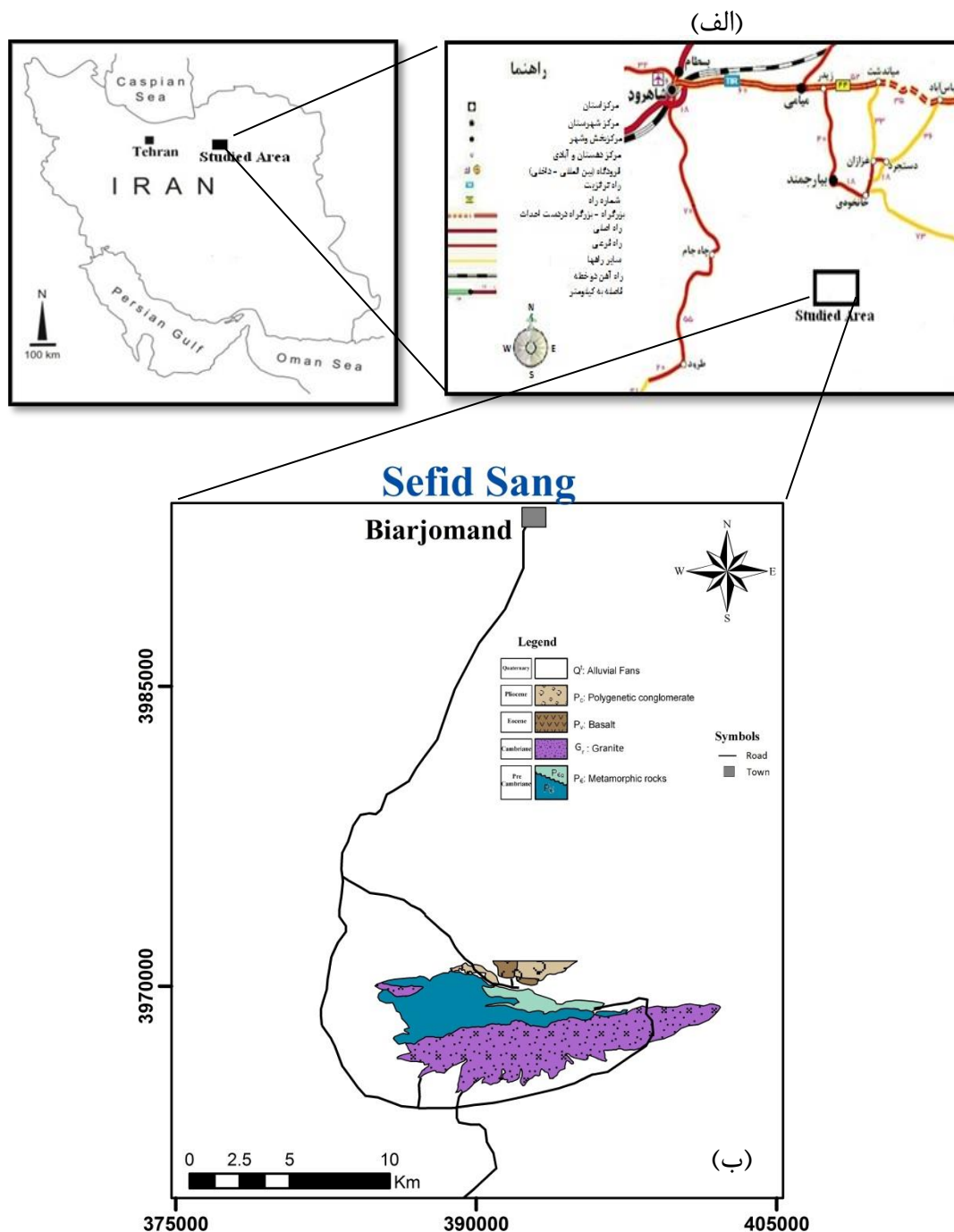
منطقه مورد مطالعه در ۴۰ کیلومتری جنوب بیارجمند (جنوب شرق شاهرود) در استان سمنان و در حد فاصل طولهای $۵۵^{\circ}۶۰'$ تا $۵۵^{\circ}۸۸'$ شرقی و عرضهای جغرافیایی $۳۵^{\circ}۷۹'$ تا $۳۵^{\circ}۸۰'$ شمالی واقع شده است. توده گرانیتوئیدی سفیدسنگ و سنگ‌های دگرگونی میزبان در محدوده نقشه‌های زمین شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ خارتوران و ۱:۱۰۰۰۰۰ دره‌دایی واقع شده‌اند. تصویر ماهواره‌ای توده مزبور در شکل (۱-۱) نشان داده شده است.



شکل ۱-۱- تصویر ماهواره‌ای منطقه مورد مطالعه.

۱-۲- راههای ارتباطی منطقه مورد مطالعه

راههای دسترسی به توده گرانیتوئیدی مزبور چندان مناسب نیستند ولی از طریق جاده خاکی بیارجمند - ترود و نیز چندین راه خاکی فرعی دسترسی به منطقه مورد مطالعه امکان‌پذیر است. راههای ارتباطی منطقه در شکل (۱-۲) نشان داده شده است.



شکل ۱-۲- الف) نقشه راههای ارتباطی منطقه مورد مطالعه. ب) نقشه مهمترین راههای دسترسی به منطقه مورد مطالعه با استفاده از نرم افزار Arc Gis 9.3.

۱-۳- آب و هوا و پوشش گیاهی

آب و هوای حاکم بر محدوده منطقه به دلیل قرار گرفتن در شمال کویر بزرگ ایران، گرم و خشک و کویری است. بیشترین درجه حرارت در تابستان به ۴۴ درجه سانتی‌گراد بالای صفر و کمترین آن در

زمستان به ۱۵ درجه سانتی‌گراد زیر صفر می‌رسد. به علت پایین بودن میزان بارندگی و شرایط خاص آب و هوایی، پوشش گیاهی در این ناحیه کم بوده و تنها شامل بوته‌ها و درختچه‌های گز و طاق می‌باشد. همین امر سبب شده است که زمین‌های قابل کشت و زرع اندک بوده و شرایط برای زندگی مهیا نباشد، بطوریکه در منطقه مورد مطالعه هیچ آبادی یا روستایی وجود ندارد. میانگین بارش سالیانه حدود ۱۰۰ میلی‌متر است. رودخانه دائمی و قابل توجهی در ناحیه وجود ندارد. رودخانه‌ها غالباً فصلی هستند و به‌ندرت در آنها آب جاری دیده می‌شود. منابع آبی صرفاً به چند چاه آب کم‌عمق با آب کم محدود می‌شود.

۱-۴- ژئومورفولوژی

مورفولوژی منطقه تپه‌ماهوری و کم‌ارتفاع است و توسط بوته‌ها و درختچه‌های کوتاه قد پوشیده شده است (شکل ۱-۳). بخش گرانیتهی بدلیل مستعد بودن برای هوازدگی و فرسایش، غالباً بصورت کوه‌های کم‌ارتفاع مشاهده می‌شود و در بخش دگرگونی کوه‌ها کمی مرتفع‌تر می‌باشند بطوریکه بلندترین قله حدود ۱۵۳۰ متر از سطح دریا ارتفاع دارد و ارتفاع پست‌ترین نقطه به حدود ۱۲۹۰ متر نیز می‌رسد.



شکل ۱-۳- مورفولوژی کلی منطقه (دید به سمت شمال).

۱-۵- تاریخچه مطالعات قبلی

با توجه به قرار داشتن منطقه در کویر و دور بودن آن از راههای ارتباطی اصلی و مراکز جمعیتی و همچنین مراکز دانشگاهی، تاکنون مطالعه جامعی بر روی این توده صورت نگرفته است. به همین دلیل، این مطالعه در نوع خود بی نظیر می‌باشد. ولی مطالعاتی در مناطق هم‌جوار و در راستای تهیه نقشه‌های زمین‌شناسی صورت گرفته است که به شرح زیر می‌باشند:

- نوایی و همکاران (۱۳۶۵) در قالب تهیه نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ خارتوران این منطقه را مورد مطالعه قرار داده‌اند. در شرح این نقشه، گرانیتهای را به بعد از ژوراسیک و قبل از کرتاسه نسبت داده‌اند (شکل ۱-۴-الف)، که با توجه به مطالعات صورت گرفته جدید کاملاً نادرست می‌باشد.

- حسینی (۱۳۷۴) توده گرانیتهای بند هزار چاه را در قالب رساله کارشناسی ارشد خود مورد مطالعه قرار داده است. این منطقه در شمال غرب منطقه سفیدسنگ واقع شده و دارای ویژگی‌های سنگ‌شناسی مشابهی با آن است. سنگ‌های تشکیل دهنده توده بند هزار چاه شامل کوارتزدیوریت، تونالیت، گرانودیوریت، سینیوگرانیته و مونزوگرانیته می‌باشند. این توده توسط تعداد زیادی دایک با ترکیب گابرو تا دیوریت قطع شده است. بررسی‌های پتروگرافی و ژئوشیمیایی نشان می‌دهند که توده نفوذی بند هزار چاه از نوع I، کالکوالکالن و در زمره گرانیتهای کمان قاره‌ای و قبل از برخورد قرار می‌گیرد. مطالعات جدیدی که در راستای پایان‌نامه دکتری توسط حسینی در حال انجام است، مشخص ساخته که بسیاری از نتیجه‌گیری‌های قبلی نادرست بوده و حقایق جدیدی در حال آشکار شدن است.

- رحمتی ایلخچی (۱۳۸۱) در چهارچوب تهیه نقشه ۱:۲۵۰۰۰۰ ترود مجموعه دگرگونی شترکوه را مورد بررسی قرار داده است. این مجموعه دگرگونی در قسمت شمال شرقی بلوک کویر بزرگ قرار گرفته است.

- کرمی (۱۳۸۲) در قالب رساله کارشناسی ارشد خود، پتروژنز مجموعه دگرگونی دلبر (جنوب شرق بیارجمند) را مورد مطالعه قرار داده است. به اعتقاد وی این پیکره شامل دو بخش مجزا با ویژگیهای کاملاً متفاوت است. بخش زیرین آن را مجموعه‌ای متنوع از انواع گنیس و میکاشیست با مناظر

میگماتی، ارتوآمفیبولیت و پاراآمفیبولیت به سن قبل از ژوراسیک زیرین (احتمالاً پرکامبرین)، تشکیل می‌دهد که در محدوده دگرگونی درجه بالا در رخساره آمفیبولیت میانی - فوقانی و زون سیلیمانیت فوقانی دگرگون شده است. بخش فوقانی شامل تناوبی از نهشته‌های ژوراسیک متشکل از کنگلومرا، ماسه سنگ، شیل، سیلتستون، میان لایه‌هایی از گدازه‌های آندزی - بازالتی، آهکهای مارنی و شیلی نازک لایه و آهکهای ضخیم لایه است که در محدوده دگرگونی درجه پایین در رخساره شیبست سبز دگرگون شده‌اند.

- قاسمی و حاجی حسینی (۱۳۸۳) در قالب تهیه نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰:۱:۱۰۰۰۰۰ که محدوده شمال غرب نقشه چهارگوش خارتوران را دربرمی‌گیرد، این منطقه را مورد مطالعه قرار داده‌اند. بر اساس جایگاه چینه نگاشتی، گرانیته‌ها به ژوراسیک آغازی - میانی نسبت داده شده‌اند (شکل ۱-۴-ب)، که با توجه به یافته‌های جدید نادرست می‌باشد.

- ملک‌پور (۱۳۸۴) پتروفابریک و سن سنگهای دگرگونی ناحیه‌ای، کوههای علاءالدین و ملحدو (جنوب شرق شاهرود) را در قالب رساله کارشناسی ارشد خود مورد مطالعه قرار داده است. سن سنجی ایزوتوپی U-Pb زیرکن گرانیته‌ها و گرانیته‌های میلونیته‌های سنهای ۵۳۰ تا ۵۵۰ میلیون سال را نشان داده است. در این مطالعه سنگ‌شناسی منطقه آنطور که شایسته آنست مورد توجه قرار نگرفته است.

- قاسمی و آسیابانها (۱۳۸۵) در مقاله‌ای تحت عنوان معرفی و تفکیک رخدادهای دگرگونی منطقه دلبر، جنوب شرق بیارجمند، ایران مرکزی، رخدادهای دگرگونی منطقه دلبر را مورد بررسی قرار داده‌اند.

- حسن‌زاده و همکاران (۲۰۰۸) برخی از گرانیته‌های متعلق به اواخر نئوپروتروزوئیک - اوایل کامبرین ایران را به روش U-Pb مورد تعیین سن قرار داده و پالئوژئوگرافی، ماگماتیسم و تاریخچه پی‌سنگ ایران را مورد بررسی قرار داده‌اند. تعیین سن نمونه برداشت شده از کوه سفیدسنگ به روش U-Pb سن 554 ± 40 میلیون سال را برای این توده گرانیته‌ها نشان می‌دهد. بر اساس بررسی‌های صورت گرفته، گرانیته‌های کوه سفیدسنگ به نئوپروتروزوئیک تا اوایل کامبرین تعلق دارند و سنهای

بعد از ژوراسیک، قبل از کرتاسه یا بعد از کرتاسه که به ترتیب توسط نوایی (۱۹۸۷) و هوبر (۱۹۷۷) مطرح شده، صحیح نمی‌باشند.

- رحمتی ایلخچی (۲۰۰۹ و ۲۰۱۰) در مقاله‌ای تحولات ماگمایی و دگرگونی مجموعه دگرگونی شترکوه را مورد بررسی قرار داده است. پروتولیت مجموعه دگرگونی را غالباً ارتوگنیس‌های رخساره آمفیبولیت (تونالیت، گرانودیوریت و گرانیت) همراه با آمفیبولیت‌ها (بصورت دایک و گزنولیت) و مقادیر کمی متاسدیمنت و میکاشیست تشکیل می‌دهند. به اعتقاد وی، مجموعه دگرگونی شترکوه احتمالاً وابسته به بسته شدن حوضه نئوتتیس و برخورد بعدی در خلال کوهزایی سیمیرین آغازی است.

- مردانی (۱۳۹۰) به بررسی پترولوژی، ژئوشیمی و تحلیل رخساره‌ای سنگهای آتشفشانی و آتشفشانی رسوبی منطقه پهنواز (جنوب بیارجمند - شاهرود) در قالب رساله کارشناسی ارشد خود پرداخته است. سنگ‌های آتشفشانی پهنواز دارای ترکیب غالب تراکی‌بازالتی هستند و ماهیت آلكالن نشان می‌دهند. ماگمای سازنده تراکی‌بازالت‌های مورد نظر از منشأ گارنت لرزولیتی حاصل شده‌اند. از لحاظ جایگاه تکتونیکی این تراکی‌بازالت‌ها در یک محیط کشتی حاشیه‌ای قاره‌ای مرتبط با کمان ماگمایی حاشیه قاره‌ای یا پشت کمانی تشکیل شده‌اند.

- کاظمی (۱۳۹۰) در قالب رساله کارشناسی ارشد خود، ماهیت و منشأ توده گرانیتوئیدی کیکی (جنوب غرب بیارجمند) و محیط زمین‌ساختی آن را مورد مطالعه قرار داده است. این توده دارای ترکیب سنگ‌شناسی آلكالی گرانیت، گرانیت، گرانودیوریت است که تعدادی دایک مافیک با ترکیب گابرو - دیوریت توده مزبور را قطع کرده‌اند. براساس مطالعات صحرایی، پتروگرافی و ژئوشیمیایی، سنگهای این توده در زمره گرانیتوئیدهای نوع I قرار دارند و دارای ماهیت کالک آلكالن و از نوع متا آلمین تا پرآلمین هستند و در محیطی مرتبط با فرورانش در حاشیه فعال قاره‌ای تشکیل شده‌اند.

۱-۶- هدف از مطالعه

منطقه مورد مطالعه بخشی از سرزمین‌های گرانیتی، گنیسی و دگرگونی قدیمی ایران است که با توجه

به نقشه‌های زمین‌شناسی چاپ شده از این مناطق و مطالعات صورت گرفته، سن نئوپروتروزوئیک تا قبل از تریاس و به ندرت ژوراسیک به آنها نسبت داده شده است. تاکنون مطالعه جامعی بر روی منطقه مورد مطالعه صورت نگرفته است و مطالعات صرفاً جهت تهیه نقشه زمین‌شناسی بوده‌اند لذا این مطالعه می‌تواند در نوع خود بی‌نظیر باشد.

این تحقیق در راستای تحقق اهداف ذیل انجام گردیده است:

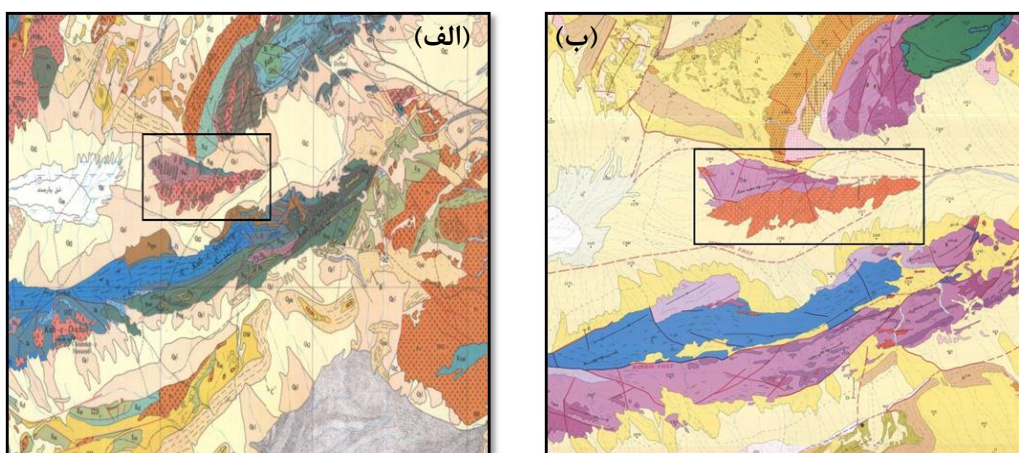
- ۱- تعیین دقیق تحولات کانی‌شناسی و سنگ‌شناسی صورت گرفته در طی فرآیند دگرگونی.
- ۲- تعیین ترکیب دقیق سنگهای آذرین اعم از توده‌های گرانیتی و دایک‌ها.
- ۳- تعیین پتروژنز و جایگاه تکتونیکی سنگهای آذرین و استفاده از آنها در تجزیه و تحلیل شرایط تشکیل سنگهای مورد مطالعه.
- ۴- تعیین الگوی تکتونوماگمایی منطقه مورد مطالعه.

۱-۷- روش انجام تحقیق

به منظور انجام این تحقیق مطالعات در چند مرحله صورت گرفته است :

- به منظور انجام این مطالعه ابتدا نقشه‌های زمین‌شناسی و راههای ارتباطی منطقه بدقت مورد مطالعه قرار گرفت تا دیدی کلی از منطقه به دست آید، سپس تصویر ماهواره‌ای منطقه با کیفیت بالا با استفاده از نرم افزار Google Earth و Global Mapper تهیه شد.
- مطالعات کتابخانه‌ای، با استفاده از بانک‌های اطلاعاتی و اینترنت به منظور بررسی مقالات و تاریخچه مطالعات قبلی صورت گرفت.
- مطالعات صحرایی، در چندین نوبت انجام شد که طی آن از اکثر رخنمون‌های موجود نمونه‌برداری صورت گرفت و مختصات محل برداشت آنها توسط GPS مشخص گردید و نقشه جدیدی بر اساس مشاهدات صورت گرفته ترسیم شد.
- از نمونه‌های برداشت شده حداقل ۱۰۰ مقطع نازک تهیه شد. پس از انجام مطالعات پتروگرافی و

کانی‌شناسی بر روی مقاطع، تعداد ۱۷ نمونه با کمترین میزان دگرسانی، انتخاب و جهت آنالیز و بررسی‌های ژئوشیمیایی به روش ICP-MS و ICP-AES به آزمایشگاه ACME کانادا ارسال شد. داده‌های ژئوشیمیایی توسط نرم افزار IGPET و GCDKIT پردازش گردید. در نهایت با تجزیه و تحلیل داده‌های حاصل از مطالعات کتابخانه‌ای، صحرایی و آزمایشگاهی، پتروژنز، خاستگاه ماگمایی و جایگاه تکتونیکی توده گرانیتوئیدی منطقه مورد مطالعه مشخص گردید.



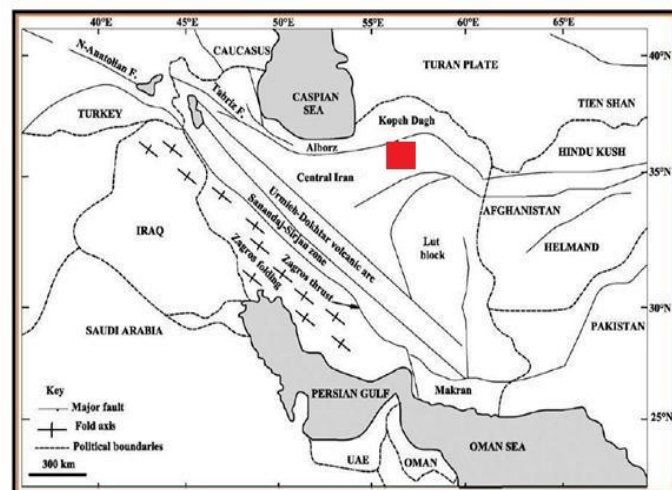
شکل ۱-۴- موقعیت منطقه مورد مطالعه بر روی نقشه‌های (الف) ۱:۲۵۰۰۰۰ خارتوران (نوبی و همکاران، ۱۳۶۵). (ب) ۱:۱۰۰۰۰۰ دره‌دایی (قاسمی و حاجی حسینی، ۱۳۸۳).

فصل دوم

زمین شناسی عمومی

۲-۱- مقدمه

منطقه مورد مطالعه در تقسیم بندی اشتوکلین^۱ (۱۹۶۸) و نبوی (۱۳۵۵) در حاشیه شمالی زون ساختاری ایران مرکزی واقع شده است (شکل ۲-۱). این منطقه یکسری سرزمین‌های گرانیتی، گنیسی و دگرگونی ناحیه‌ای را شامل می‌شود که در مورد سن آنها اختلاف نظرهای زیادی وجود دارد ولی تعیین سنی که اخیراً توسط حسن‌زاده و همکاران (۲۰۰۸) صورت گرفته است، سن این سرزمین‌ها را اواخر نئوپروتروزوئیک - اوایل کامبرین نشان می‌دهد. صرف نظر از موقعیت سنی دقیق این سنگها، آنها تنوعی از سنگهای آذرین و دگرگونی را دربر می‌گیرند و بخشی از تحولات سنگ‌شناسی آنها به دگرگونی پیشرفته (گنیسی شدن)، میگماتیت‌زایی و تشکیل گرانیت (گرانیت‌زایی) معطوف می‌شود. اگر داده های سن سنجی جدید و ارائه سنهای اواخر نئوپروتروزوئیک و اوایل کامبرین برای توده‌های گرانیتوئیدی این منطقه درست باشد، این ناحیه در آن زمان در حاشیه شمالی گندوانا قرار داشته است (حسن زاده و همکاران، ۲۰۰۸). لذا بررسی تغییر و تحولات این سنگها از لحاظ پترولوژیکی و تعیین جایگاه تکتونیکی آنها به بازسازی تاریخچه تحولات ایران مرکزی و روشن شدن بسیاری از ابهامات در زمین‌شناسی ایران کمک خواهد کرد.



شکل ۲-۱ - تقسیم بندی واحدهای ساختاری ایران توسط اشتوکلین (۱۹۶۸) و نبوی (۱۳۵۵). منطقه مورد مطالعه با ■ نشان داده شده است.

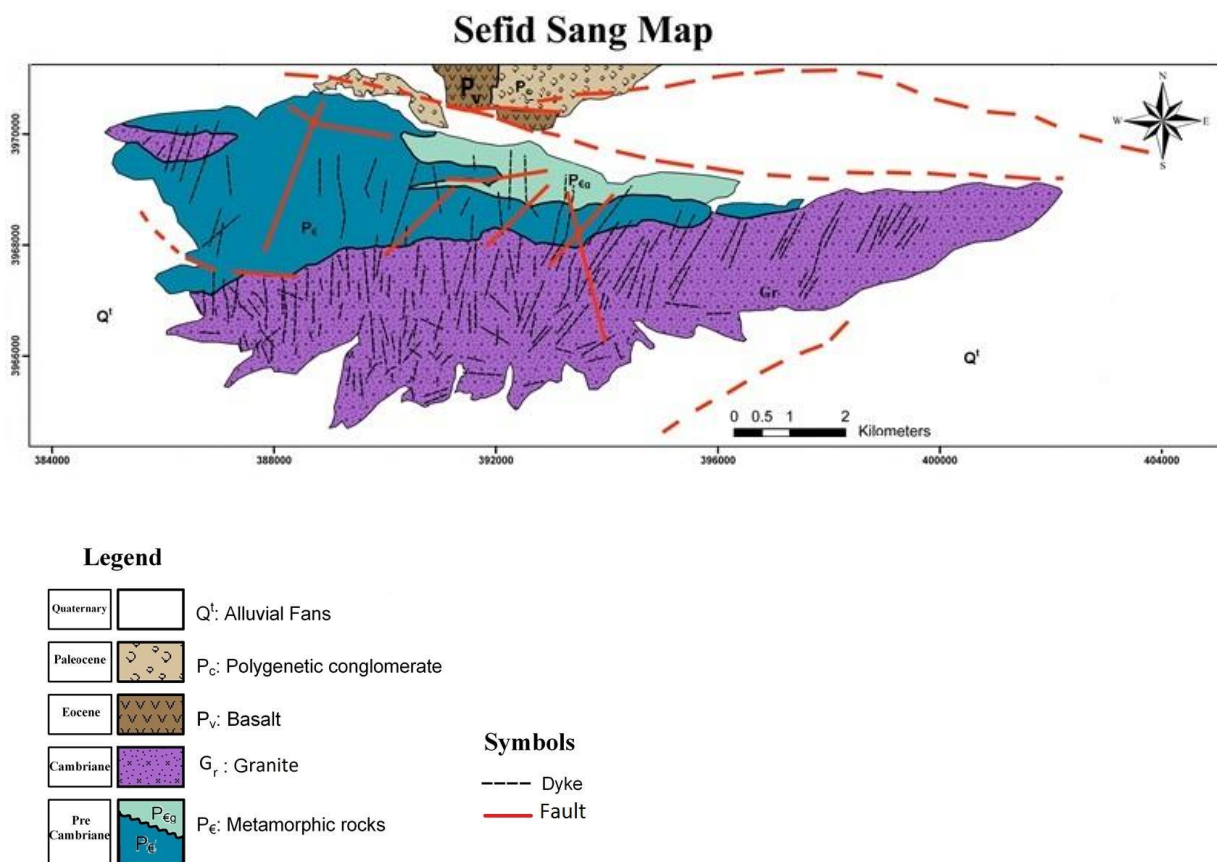
۲-۲- واحدهای سنگی موجود در منطقه

پیکره های سنگی اصلی منطقه بیارجمند را بطور کلی می‌توان به سه پیکره رسوبی، آذرین و دگرگونی تقسیم بندی کرد. هر یک از این پیکره ها دارای تقسیم بندی‌های کوچکتری بوده و از نظر سنگ‌شناسی متنوع هستند. پیکره‌های رسوبی منطقه محدود بوده و مشتمل بر رسوبات مخروط افکنه‌ای، تپه‌های ماسه‌ای، آبرفت‌های کواترنر و کنگلومرای پالئوسن هستند. پیکره‌های آذرین که بیشتر مطالعات بر روی آنها متمرکز است گرانیت‌ها، دایک‌ها و آتشفشانی‌های ائوسن را شامل می‌شوند. پیکره دگرگونی که بیشتر شامل اسلیت، فیلیت، شیست، گنیس و میگماتیت هستند به لحاظ ارتباط ژنتیکی که با گرانیت‌های مورد مطالعه دارند، حائز اهمیت هستند. نقشه زمین شناسی تهیه شده از منطقه مورد مطالعه در شکل ۲-۲ نشان داده شده است.

۲-۲-۱- پیکره‌های رسوبی

پله‌کان‌های آبرفتی، پادگانه‌های آبرفتی، رسوبات آبراهه‌ای و مخروط افکنه‌هایی به سن کواترنر از واحدهای رسوبی قابل مشاهده در منطقه هستند که جوانترین واحدهای سنگی را تشکیل می‌دهند (شکل ۲-۳). از دیگر واحدهای رسوبی موجود در منطقه می‌توان به کنگلومرای پالئوسن اشاره کرد که کنگلومرایی چند منشأیی است (شکل ۲-۴) و در شمالی‌ترین بخش کوه سفیدسنگ در زیر آتشفشانی‌های ائوسن قرار گرفته‌اند. این کنگلومرا از جورشدگی نسبتاً ضعیفی برخوردار است و قطعاتی از گرانیت، گنیس، متاسندستون، اسلیت، فیلیت و . . . در آن به چشم می‌خورد (شکل ۲-۵). در مناطق مجاور دایک‌های بازالتی، این کنگلومرا را قطع کرده‌اند و در فاصله اندکی در مجاورت خود تأثیرات گرمایی نظیر تغییر رنگ و اپیدوت‌زایی را بر جای گذاشته‌اند. لایه‌های مارنی میوسن به رنگ کرم تا سفید رنگ در کنگلومرای پالئوسن نیز به چشم می‌خورد. این کنگلومرا توسط رسوبات آهکی و مارنی فسیل‌دار الیگوسن پوشیده شده‌اند. با توجه به مطالعات صحرایی صورت گرفته در مناطق مجاور نظیر بندهزارچاه، دلبر و میامی مجموعه آذرین - دگرگونی شرق و جنوب‌شرق شاهرود توسط

کنگلومرای نسبتاً ضخیمی (که گاه ضخامت آن به بیش از ۱۰۰۰ متر می‌رسد) به سن ژوراسیک پوشیده شده است. این کنگلومر در منطقه مورد مطالعه رخنمون ندارد. این کنگلومر مملو از قطعات گرانیتی و سنگ‌های دگرگونی قدیمی است. در جنوب‌غرب میامی و در غرب توده گرانیتوئیدی بند هزار چاه این واحد کنگلومرایی توسط تعدادی دایک دیابازی با ترکیب عمدتاً گابرویی قطع شده است که با توجه به شواهد منطقه دارای سن ژوراسیک میانی می‌باشند.



شکل ۲-۲- نقشه زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه با استفاده از تصاویر ماهواره‌ای و نرم افزار Arc Gis 9.3

۲-۲-۲- پیکره‌های آذرین

پیکره‌های آذرین منطقه مورد مطالعه بر حسب قدمت سنی عبارتند از توده‌های گرانیتوئیدی منسوب به نئوپروتروزوئیک - اوایل کامبرین، دایک‌های مافیک منسوب به ژوراسیک میانی و آتشفشانی‌های ائوسن که در ادامه به توصیف آنها می‌پردازیم.



شکل ۲-۴- نمایی از کنگلومرا با مارن‌های میوسن.



شکل ۲-۳- نمایی از تراس آبرفتی به سن کواترنر.



شکل ۲-۵- تصویری از قطعات نسبتاً گرد شده گرانیت در کنگلومرای پالئوسن.

۲-۲-۱- توده‌های گرانیتوئیدی

در دامنه جنوبی کوه سفیدسنگ (جنوب غرب بیارجمند) یکسری توده‌های گرانیتی وجود دارند که در گذشته آنها را به پرکامبرین نسبت می‌دادند. حسینی (۱۳۷۴) آنها را متعلق به ژوراسیک دانسته است. این گرانیت‌ها به همراه سنگ‌های دگرگونی میزبان‌شان در مناطق مجاور توسط کنگلومرای نسبتاً ضخیمی پوشیده شده‌اند. در قاعده این واحد کنگلومرای چند افق شیلی حاوی فسیل‌های گیاهی و چند ده متر سنگ‌های آهکی و آهکی - مارنی فسیل‌دار یافت شده است که حاوی آمونیت، بلمنیت و دوکفه‌ای می‌باشد که در مجموع سن ژوراسیک زیرین را برای این کنگلومرا، سنگ‌ها و میان‌لایه‌های

همراه آن تداعی می‌کند. در نتیجه سن ژوراسیک برای این گرانیته‌ها صحیح نمی‌باشد. تعیین سنی که اخیراً توسط حسن زاده و همکاران (۲۰۰۸) صورت گرفته است، سن اواخر نئوپروتروزوئیک - اوایل کامبرین را برای این سنگهای گرانیتوئیدی نشان می‌دهد. تعیین سن‌هایی که اخیراً توسط بلاغی انجام شده ولی هنوز منتشر نشده نیز به طور کلی این دامنه سنی را تأیید می‌کند. این گرانیته‌ها بشدت خردشده و میلونیتی هستند. تنوع بافتی و ترکیبی توده‌های گرانیتوئیدی مزبور بسیار زیاد است بطوریکه از بیوتیت گرانیته تا لوکوگرانیته را می‌توان در این منطقه مشاهده کرد. از ویژگیهای قابل مشاهده در رخنمون صحرائی می‌توان به رنگ کرم - قهوه‌ای تا صورتی و سفید، بافت گرانولار و پورفیروئیدی اشاره نمود که اندازه بلورها از دانه ریز تا دانه درشت متغیر است. کانی‌های قابل مشاهده در نمونه دستی کوارتز، بیوتیت و فلدسپار پتاسیم‌دار می‌باشند. آلکالی فلدسپار گرانیته‌ها دارای مگاکریست‌های درشت ارتوکلاز، بیوتیت و کوارتز هستند که گاهی اندازه برخی از ارتوکلازها به حدود ۲ تا ۳ سانتی‌متر هم می‌رسد و براحتی با چشم غیر مسلح نیز دیده می‌شوند و در نمونه دستی ساخت پورفیروئیدی به نمایش می‌گذارند (شکل ۲-۶). توده گرانیتوئیدی سفیدسنگ توسط تعداد زیادی دایک با ترکیب گابرویی قطع شده است که در مبحث دایکها به توضیح آنها خواهیم پرداخت (شکل ۲-۷). گرانیتوئیدهای مورد مطالعه در اثر حرکات تکتونیکی و گسل خردگی بشدت خردشده و میلونیتی شده‌اند بطوریکه آثار میلونیتی شدن گرانیته‌ها را می‌توان به صورت کشیدگی کانیهای سنگ بخصوص دانه‌های کوارتز در نمونه دستی مشاهده نمود (شکل ۲-۸). برخی گرانیته‌ها در اثر اعمال تنش درزه‌دار شده‌اند (شکل ۲-۹). در امتداد درزه‌ها و شکستگی‌ها، دگرسانی از گستردگی بیشتری برخوردار است. آثار کانه‌زایی آهن (الیژیست) به صورت ورقه‌های درشت، متبلور و براق در سطح درزه‌های ایجاد شده در گرانیتوئیدها مشاهده می‌شود (شکل ۲-۱۰).



شکل ۲-۷- نمایی از توده گرانیتوئیدی که توسط یک دایک میکروگابرویی قطع شده است، به تغییر ضخامت در راستای امتداد آن توجه نمایید.



شکل ۲-۶- فنوکریست‌های درشت ارتوز موجود در گرانیت‌های منطقه.

بیوتیت گرانیت‌های منطقه که حجم قابل توجهی از توده گرانیتوئیدی مورد مطالعه را تشکیل می‌دهند، دانه درشت هستند و دارای منظره پورفیروئیدی می‌باشند. آنها حاوی مقدار زیادی ارتوز در ابعاد سانتی‌متری هستند و نسبتاً غنی از بیوتیت می‌باشند (شکل ۲-۱۱). این سنگ‌ها دارای رنگ خاکستری تا خاکستری روشن هستند و کانی‌های بیوتیت، ارتوکلاز و پلاژیوکلاز در نمونه دستی این سنگ‌ها دیده می‌شود. این سنگ‌ها دگرشکلی قابل ملاحظه‌ای را متحمل شده‌اند و در نتیجه کانی‌های کوارتز، ارتوکلاز و پلاژیوکلاز آنها اشکال چشمی و سینوسی زیبایی را به نمایش می‌گذارند. زونهای برشی کوچک مقیاس که در آنها سیلیس متمرکز شده است نیز در آنها دیده می‌شود. همچنین این گرانیت‌ها حاوی آنکلاوهای میکاشیستی به ابعاد ۳ تا ۴ سانتی‌متر (شکل ۲-۱۲) و آنکلاوهای گارنت میکاشیستی هستند (شکل ۲-۱۳). این آنکلاوها به دلیل تحمل ذوب‌بخشی، نسبت به سنگ دربرگیرنده خود مافیک‌تر هستند و بدلیل غنی بودن از میکا اصطلاح آنکلاو سورمیکاسه را می‌توان برای آنها بکار برد. این آنکلاوها اغلب کوچک و به طول چند سانتی‌متر و عدسی شکل می‌باشند. آنها اساساً از بیوتیت تشکیل شده‌اند و غالباً حاوی مسکوویت و گارنت هستند. این آنکلاوها را در روی زمین براحتی می‌توان از گرانیتوئیدهای میزبان جدا کرد چون آنها واجد پوسته بیوتیتی می‌باشند. آنکلاوهای سورمیکاسه در واقع بقایای ذوب (رستیت) میکاشیست‌هایی هستند که این گرانیت‌ها از

ذوب آنها حاصل شده‌اند. آنکلاو شیستی بلورین، زینولیت‌هایی از سنگ‌های متاپلیتی هستند که تا اندازه‌ای متحمل ذوب بخشی شده و در نتیجه مقادیر کانیهای دیرگداز آنها (مثل بیوتیت، زیرکن، کانیهای آلومینیوم‌دار) افزایش یافته و آنکلاوهای سورمیکاسه را تشکیل می‌دهند (ولی زاده و همکاران، ۱۳۸۰). فراوانی این آنکلاوها در واحدهای نسبتاً فلسیک نظیر لوکوگرانیت‌ها بسیار اندک است.

لوکوگرانیت‌ها حجم کمتری از سنگهای منطقه را تشکیل می‌دهند و در صحرا به رنگ سفید تا خاکستری مشاهده می‌شوند (شکل ۲-۱۴). این لوکوگرانیت‌ها در نمونه دستی دانه متوسط تا دانه ریز بوده و دارای کانی مافیک اندکی می‌باشند و رنگ روشن آنها نیز از همین امر ناشی شده است. در واقع لوکوگرانیت‌ها بخش‌های بسیار تفریق یافته توده‌های گرانیتوئیدی هستند. به عقیده تارتیس^۱ و بولوایس^۲ (۲۰۱۰)، لوکوگرانیت‌ها غالباً مذاب‌های آناتکسی خالص هستند. این لوکوگرانیت‌ها فاقد آنکلاو می‌باشند.



شکل ۲-۹- تصویری از درزه دار شدن گرانیت‌ها در اثر اعمال تنش.



شکل ۲-۸- طولیل شدگی کوارتز در سنگهای گرانیتی واقع در زونهای میلونیتی شده.

۱-Tartese

۲-Boulvais



شکل ۲-۱۰- کانه زایی الیژیست در سطح درزه‌های ایجاد شده در سنگهای گرانیتوئیدی.



شکل ۲-۱۲- آنکلاو میکاشیستی موجود در گرانیتوئیدهای مورد مطالعه. به پورفیروبلاست ارتوز در گوشه پایین سمت راست توجه شود.



شکل ۲-۱۱- دورنمای کلی از بیوتیت گرانیت‌ها که حجم زیادی از منطقه مورد مطالعه را تشکیل می‌دهند.



شکل ۲-۱۴- دورنمای کلی لوکوگرانیت‌ها که حجم کمی از منطقه مورد مطالعه را تشکیل می‌دهند (شمال شرق کوه سفیدسنگ).



شکل ۲-۱۳- آنکلاوهای گارنت میکاشیستی موجود در بیوتیت گرانیت‌ها.

آثار دگرسانی قابل مشاهده در گرانیتهای مورد مطالعه بصورت اپیدوت‌زایی، کلریت‌زایی و سیریسیت‌زایی می‌باشد (شکل ۲-۱۵). در برخی مناطق رگه‌های اپیدوتی با ضخامت‌های متغیر، توده گرانیتهائی سفیدسنگ را قطع کرده‌اند (شکل ۲-۱۶). در امتداد زونهای دگرسانی، سنگ‌های گرانیتهائی تغییر رنگی را از سفید به کرم مایل به نارنجی تا ارغوانی نشان می‌دهند، این تغییر رنگ حاصل شستشوی بیوتیت و خروج آهن از آن و انتشار مجدد آن بصورت اکسیدها و هیدروکسیدهای آهن می‌باشد (شکل ۲-۱۷). در زونهای دگرسان شده دانه‌های ریز پیریت، هوازدگی پیریت به هماتیت، تبدیل کانیهای پلاژیوکلاز و ارتوکلاز به کانیهای رسی و اپیدوت‌زایی مشاهده می‌شود. دگرسانی حتی بر روی سنگ میزبان این گرانیتهای که پلیت‌ها و ماسه‌سنگ نیز می‌باشد، اثر گذاشته است. بطور کلی تغییر رنگی که در صحرا قابل مشاهده است به نظر می‌رسد حاصل وقوع تفریق در ماگمای سازنده این گرانیتهای باشد که هرچه شدت تفریق‌یافتگی بیشتر باشد رنگ گرانیتهای به سفید متمایل شده و کانی مافیک آنها به حداقل می‌رسد به طوری‌که در قسمت‌های شمالی منطقه به لوکوگرانیتهای می‌رسیم. رگه‌های آپلیتی، پگماتیتهی و سیلیسی متعددی توده گرانیتهائی سفید سنگ را قطع می‌کنند که ویژگی‌های صحرایی بارز آنها عبارتند از:

- رگه‌های آپلیتی: آپلیتهای رگه‌های دانه‌ریز فلسیک مواد متبلور می‌باشند که معمولاً در صحرا به رنگ سفید تا صورتی مشاهده می‌شوند. این سنگ‌ها محصول مرحله نهایی تبلور ماگمای گرانیتهائی بدون آب هستند و عمدتاً از کوارتز و فلدسپات تشکیل شده‌اند. آپلیتهای بیانگر مایع گرانیتهی بدون آب باقیمانده‌ای هستند که در مراحل نهایی انجماد توده‌های گرانیتهی و شرایط حداقل دمایی، درز و شکستگی‌های حاصل از انجماد و سرد شدن توده گرانیتهائی را پر کرده‌اند (بست^۱، ۲۰۰۳). رگه‌های آپلیتی توده گرانیتهائی سفیدسنگ را در مناطق مختلف قطع نموده‌اند (شکل ۲-۱۸). به عقیده معین وزیری و احمدی (۱۳۸۳) آپلیت، پگماتیتهی است دانه‌ریز، غنی از ارتوز و کوارتز که فاقد کانیهای تیره و پنوماتوزن می‌باشد. غالباً آپلیتهای بصورت دایک نیز ظاهر شده‌اند.

۱- Best

- رگه‌های پگماتیستی: پگماتیت‌ها سنگ‌های آذرین دانه درشتی هستند که در مراحل نهایی تبلور از باقیمانده مذاب گرانیتوئیدی آبدار حاصل شده‌اند (بست، ۲۰۰۳). برخلاف آپلیت‌ها، مایع‌های سیلیکاته‌ای که پگماتیت‌ها را تشکیل می‌دهند غنی از آب و مواد فرار می‌باشند. این مواد فرار به مقدار زیادی دمای تبلور و گرانیروی محلولهای سیلیکاته را پایین می‌آورند و با تسهیل عمل انتشار باعث شکل‌گیری بلورهای بزرگ می‌شوند. پگماتیت‌ها بصورت رگه‌ای و توده‌ای در منطقه مورد مطالعه مشاهده می‌شوند (شکل ۲-۱۹). فراوانی اندک رگه‌های پگماتیستی حاکی از بی‌آب بودن ماگمای گرانیتوئیدی مورد مطالعه است.

- رگه‌های سیلیسی: رگه‌هایی از سیلیس درون سنگ‌های گرانیتی سفیدرنگ تجمع یافته‌اند. رگه‌های کوارتزی در خلال مراحل نهایی تبلور، از سیالات مشتق شده از ماگمای گرانیتی تشکیل شده‌اند.



شکل ۲-۱۵- تصویری از اپیدوت‌زایی در سنگ‌های گرانیتی و ایجاد رنگ سبز در صحرا



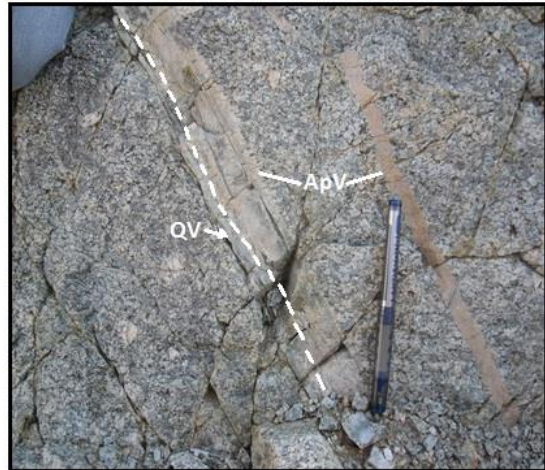
شکل ۲-۱۷- تصویری از گرانیت‌های دگرسان شده.



شکل ۲-۱۶- قطع شدگی گرانیت‌ها توسط رگه اپیدوتی.



شکل ۲-۱۹- پگماتیت‌ها که بصورت توده‌ای در منطقه یافت می‌شوند.



شکل ۲-۱۸- رگه آپلیتی (ApV) و رگه کوارتزی (Qv) قطع کننده گرانیت‌ها.

۲-۲-۲-۲- دایک‌های مافیک

دایک‌ها به تعداد قابل ملاحظه‌ای در منطقه مورد مطالعه رخنمون دارند و آن‌ها را به ژوراسیک نسبت می‌دهند. این دایک‌ها توده گرانیتوئیدی سفیدسنگ و سنگ‌های دگرگونی میزبان را قطع کرده‌اند، لیکن فراوانی آنها در محدوده رخنمون گرانیت‌ها بیشتر است (شکل ۲-۲۰). از آنجاییکه این دایک‌ها در منطقه مورد مطالعه و مناطق مجاور نظیر دلبر و بندهزارچاه سنگ‌های دگرگونی به سن پرکامبرین، گرانیتوئیدها به سن کامبرین - نوپروتروزوئیک و کنگلومراهایی به سن تریاس بالایی - ژوراسیک زیرین را قطع کرده‌اند، لذا دارای سنی بسیار جوانتر از توده‌های مذکور بوده و منشأ متفاوتی نسبت به گرانیت‌ها دارند. در ضمن این دایک‌ها توالی آهکی - آهک ماسه‌ای ژوراسیک بالایی را قطع نکرده‌اند، لذا سن اواخر ژوراسیک زیرین تا ژوراسیک میانی برای آن‌ها منطقی به نظر می‌رسد. لازم به ذکر است جدیدترین بررسی‌های صورت گرفته در منطقه همچنین نشان می‌دهد که تعدادی توده‌های نفوذی کوچک و بزرگ و دایک با ترکیب گابرو تا دیوریت و کوارتزدیوریت، به درون سنگ‌های دگرگونی نفوذ کرده‌اند. در بخش‌های مرکزی توده گرانیتوئیدی بندهزارچاه (در محدوده‌ای که سنگ‌های میزبان بیشتر محفوظ مانده‌اند) این توده‌های بازیک - حدواسط و دایک‌ها در طی فرآیند گرانیت‌زایی دچار گسیختگی شده‌اند و حتی به صورت سرگردان در توده‌های گرانیتی یافت می‌شوند.

این شواهد نشان می‌دهد که بخشی از توده‌های بازیک و دایک‌ها دارای سن قدیمی‌تر از گرانیت‌ها می‌باشند و از طرف دیگر نفوذ توده‌های بازیک - حدواسط در مراحل بعدی به تشدید فرآیند گرانیت‌زایی کمک نموده است. اگرچه شواهد فوق چند نسلی بودن دایک‌ها را بوضوح تأیید می‌کند ولی تفکیک آن‌ها در همه موارد آسان نیست، لذا باید در مورد سن دایک‌ها و ماهیت آن‌ها جانب احتیاط را رعایت نمود.

دایک‌های قطع کننده توده گرانیتوئیدی سفیدسنگ غالباً ترکیب دیوریتی - گابرویی دارند و در نقاط مختلف ساخت و بافت متفاوتی نشان می‌دهند. دایک‌ها بصورت دسته دایک^۱ با روند عمومی شمالی - جنوبی به درون مجموعه گرانیتی و دگرگونی کوه سفیدسنگ نفوذ کرده‌اند که در تصویر ماهواره‌ای و عکس هوایی کاملاً مشخص است. با توجه به اینکه روند غالب دایک‌ها شمالی - جنوبی است، از اینرو عمود بر امتداد دایک‌ها یعنی در راستای شرقی - غربی تغییرات بافتی، ساختی و حتی ترکیبات دایک‌ها بررسی گردید، همچنین در امتداد دایک‌ها پیمایش‌های متعددی صورت گرفت تا تغییرات طولی و عرضی دایک‌ها بیشتر مشخص گردد. رنگ اکثر دایک‌ها سبز تیره تا سیاه و دارای ضخامت متغیر از چند ده سانتی‌متر تا چند متر بوده و بافت گرانولار و پورفیروئیدی نشان می‌دهند. برخی از دایک‌ها در مقیاس صحرایی شواهدی از دگرسانی نظیر اپیدوتی شدن را نشان می‌دهند که بررسی مقاطع میکروسکوپی مؤید همین امر است. همانطور که گفته شد سنگ میزبان دایک‌ها در بیشتر موارد گرانیت‌ها هستند. در برخی نقاط کنتاکت بین دایک و گرانیت بعنوان یک سطح ضعف عملکردده، سیالات گرمابی از طریق آن‌ها به سطوح بالاتر راه یافته و باعث اپیدوت‌زایی گردیده است (شکل ۲-۲۱). در حاشیه برخی از دایک‌ها اپیدوت‌زایی از شدت بیشتری برخوردار است، همچنین حاصل پرشدن درزه‌ها توسط سیالات و تبلور اپیدوت، به تشکیل رگه‌هایی از اپیدوت در بین سطوح از هم باز شده (درزه‌ها) منجر گردیده است (شکل ۲-۲۲). در قسمت‌های حاشیه‌ای، دایک‌ها بشدت دانه‌ریز و فاقد فنوکریست هستند. دارای رنگ سبز تیره بوده و شواهدی از حاشیه انجماد سریع نشان می‌دهند،

۱- Swarm dykes

در حالیکه در بخش‌های درونی‌تر، دایک‌ها دارای پورفیرهای درشت پلاژیوکلاز هستند و بافت پورفیری نشان می‌دهند (شکل ۲-۲۳).



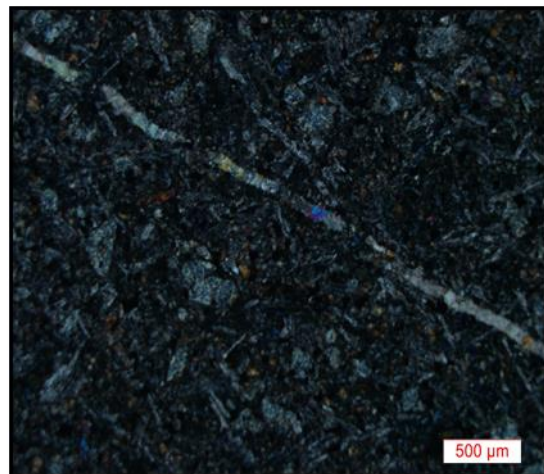
شکل ۲-۲۱- تصویری از اپیدوت زایی در دایک‌های مورد مطالعه.



شکل ۲-۲۰- تصویری از یک دایک میکروگابرویی که سنگ‌های دگرگونی میزبان را قطع کرده است.



شکل ۲-۲۳- تصویری از فنوکریست‌های پلاژیوکلاز موجود در دایک.



شکل ۲-۲۲- تصویری از رگه اپیدوتی موجود در مقاطع میکروسکوپی در دایک‌ها.

۲-۲-۳- آتشفشانی‌های ائوسن

در بخش‌های شمالی منطقه توالی ضخیمی از سنگ‌های آتشفشانی، آتشفشانی تخریبی (اپی‌کلاستی) و آتشفشانی رسوبی ائوسن رخنمون دارند (شکل ۲-۲۴). سنگ‌های آتشفشانی دارای ترکیب تراکی بازالتی هستند. این توالی بر روی واحد کنگلومرای ماسه‌سنگی پالتوسن قرار گرفته‌اند و توسط

رسوبات آهکی و مارنی فسیل‌دار الیگوسن پوشیده شده‌اند. تعدادی دایک با ترکیب تراکی بازالتی کنگلومرای مذکور را قطع می‌کنند و به توالی آتشفشانی - رسوبی مورد مطالعه ختم می‌شوند. در واقع این دایک‌ها مجاری تغذیه کننده ماگمایی هستند، که درون حوضه آتشفشانی ائوسن فوران کرده‌اند. در ابتدا به علت برخورد گدازه تراکی بازالتی دمای بالا با آب و مواجه شدن با شرایط دمای پایین - فشار پایین (با اختلاف دمایی بسیار زیاد) به شدت خرد شده است، لذا رخساره‌های آگلومرایی و نهشته‌های هیالوکلاستی از فراوانی بیشتری برخوردار هستند. بیشتر قطعات تشکیل دهنده آگلومراها سنگ‌های بازالتی خرد شده هستند که توسط خمیره‌ای از دانه‌های تخریبی ریز مایل به قهوه‌ای به هم متصل شده‌اند و بصورت ضخیم لایه برونزد دارند. گدازه‌های بازالتی رنگ تیره‌ای دارند و در نمونه دستی دارای فنوکریست‌هایی از پیروکسن هستند که اندازه آنها به چند میلی‌متر تا یک سانتی‌متر نیز می‌رسد و تجمعات موضعی آنها بافت گلومروپورفیری را تشکیل می‌دهد (شکل ۲-۲۵). این گدازه‌ها گاهی حاوی فنوکریست‌های اندکی از الیوین نیز می‌باشند. این فعالیت‌های آتشفشانی در اواسط ائوسن صورت یافته است، سپس توالی آتشفشانی رسوبی از آب خارج شده است و مجدداً در اواخر ائوسن - اوایل الیگوسن رسوبات آهکی - مارنی فسیل‌دار بر روی آنها نهشته شده‌اند (مردانی ۱۳۹۰).



شکل ۲-۲۵- تصویری از فنوکریست‌های پیروکسن که در نمونه دستی بافت گلومروپورفیری نشان می‌دهد.



شکل ۲-۲۴- تصویری از بازالت‌های موجود در منطقه.

۲-۳- پیکره‌های دگرگونی

پیکره‌های دگرگونی موجود در منطقه سفیدسنگ در بخش‌های شمالی نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ خارتوران (نوایی و همکاران، ۱۳۶۵) و ۱:۱۰۰۰۰۰ دره‌دایی (قاسمی و حاجی حسینی، ۱۳۸۳) و در دامنه شمالی کوه سفیدسنگ واقع شده‌اند. در شرح نقشه ۱:۲۵۰۰۰۰ خارتوران سن این مجموعه دگرگونی را پرکامبرین ذکر کرده‌اند. دگرگونی می‌تواند بر انواع سنگ‌ها اثر کند اما نوع و میزان تغییرات به ترکیب شیمیایی سنگ اولیه، فشار و حرارت تحمیل شده بر سنگ و همچنین ماهیت سیال‌ها بستگی دارد. سنگ‌های دگرگونی منطقه از تنوع ترکیبی زیادی برخوردار هستند و بیشتر شامل اسلیت، فیلیت، میکاشیست، متاپلیت، متاپسامیت، آهک ماسه‌ای، گنیس و میگماتیت هستند که پروتولیت اولیه آنها عمدتاً ماسه‌سنگ و کمتر پلیتی می‌باشد، ولی در مناطق هم‌جوار ترکیبات پلیتی و آهکی - دولومیتی دگرگون شده نیز به چشم می‌خورد. تناوبی از متاپلیت‌ها و متاپسامیت‌ها در منطقه مشاهده می‌شود که حاصل دگرگونی تناوب شیل و ماسه‌سنگی اولیه بوده است. بر اساس مطالعات صحرایی می‌توان طیفی از سنگ‌های دگرگونی از متاپلیت‌ها و متاپسامیت‌ها را مشاهده نمود که در طی یک رژیم دگرگونی مراحل تکوینی خود را پشت سر گذاشته‌اند و در مراحل پایانی به گرانیتهایی منجر شده‌اند. شواهد تبدیل تدریجی گنیس‌ها به گرانیتهای در منطقه دلبر و بندهزارچاه بوضوح مشاهده می‌شود. لذا به نظر می‌رسد منطقی است که ماهیت پروتولیت سنگ‌های گرانیتهایی مورد نظر را متاپلیت تا متاپسامیت در نظر بگیریم، البته ذوب بخش‌هایی از پوسته تحتانی نیز ممکن است در این فعل و انفعالات سهیم باشد. شیست‌های موجود در منطقه دارای رنگ خاکستری مایل به سبز بوده و شدیداً متورق می‌باشند و آثار کینک باند واضحی در آنها دیده می‌شود (شکل ۲-۲۶). طیف ترکیبی این سنگ‌ها میکاشیست تا گارنت میکاشیست می‌باشد و در حد رخساره شیست سبز و زون‌های کلریت، بیوتیت و به ندرت زون گارنت دگرگون شده‌اند. برخی از میکاشیست‌ها دارای پیریت تا ابعاد ۴ میلی‌متر نیز هستند (شکل ۲-۲۷). کوارتزهای حاصل از فرآیند

آبزدایی کانیهای آبدار از جمله کلریت و مسکوویت طبق واکنش‌های زیر به صورت رگه و رگچه در درون شیست‌ها و یا بصورت توده‌ای یافت می‌شوند.

آب + بیوتیت + کوارتز + گارنت → مسکوویت + کلریت

آب + بیوتیت + کوارتز → مسکوویت + کلریت

این رگه‌ها حاصل تبلور و نهشته شدن کوارتز از سیالات واجد سیلیسیم دارای منشأ دگرگونی در فضاهای باز می‌باشند. رگه‌های موجود با توجه به تنش‌های تحمیل شده دارای اشکال متنوعی از قبیل چین‌خوردگی، سینوسی شدن و بودینه شدن می‌باشند (شکل ۲-۲۸). در این میکاشیست‌ها آثار فلدسپارزایی نیز به چشم می‌خورد که نشان می‌دهد رفته رفته درجه حرارت بالا رفته و ترکیب به سمت گنیسی شدن نزدیک می‌شود، به طوریکه در شمالی‌ترین قسمت منطقه سنگهایی با ترکیب شیست، گنیس و کوارتزدیوریت‌های دگرشکل شده داریم. از این حیث، پیکره‌های دگرگونی در بخش شمالی منطقه مورد مطالعه شباهت زیادی به سنگهای دگرگونی موجود در منطقه دلبر (جنوب شرق بیارجمند) دارند. قاسمی و آسیابانها (۱۳۸۵) بر مبنای روابط صحرایی و سن نسبی، پیکره‌های دگرگونی منطقه دلبر را به دو بخش قدیمی پرکامبرین یا قبل از ژوراسیک متشکل از انواع شیست، گنیس و آمفیبولیت و بخش جدید یا ژوراسیک حاوی متاکنگلومرا، میکاشیست، کالک شیست تقسیم می‌کنند. پیکره قدیمی که بخش‌های زیادی از منطقه بیارجمند را در برمی‌گیرند مشتمل بر سه نوع سنگ با پروتولیت متفاوت می‌باشد که عبارتند از شیستهای میگماتیستی شده، گنیس‌ها و آمفیبولیت‌ها. این سنگها شباهتهای لیتولوژیکی نزدیکی با دیگر پیکره‌های دگرگونی پرکامبرین ایران دارند. سنگ مادر آنها را سنگ‌های آذرین، آذرآواری و رسوبی پروتروزوئیک - پرکامبرین تشکیل می‌دهند که متحمل چند دگرگونی شده‌اند. سبک دگرگونی آنها از نوع ناحیه‌ای دما - فشار متوسط (نوع باروین) و در شرایط رخساره آمفیبولیت میانی - فوقانی بوده است. مجموعه دگرگونی ژوراسیک با ناپیوستگی آذرین پی بر روی دگرگونه‌های قبلی و در زیر آهک‌های دگرگون نشده کرتاسه قرار می‌گیرند. از نظر درجه و زمان دگرگونی و ماهیت پروتولیت با مجموعه قبلی متفاوت بوده و مشتمل بر متاکنگلومرا،

میکاشیست، کالک‌شیست و آهک‌های دولومیتی متبلور است (قاسمی و آسیابانها، ۱۳۸۵). دگرگونی دمای بالا و ذوب متاپلیت‌ها به تشکیل میگماتیت‌ها بصورت محدود منجر شده است (شکل ۲-۲۹). مجموعه‌های میگماتیتی در نواحی با درجه دگرگونی بالا و کمربندهای کوهزایی گسترش دارند (لیو^۱ و همکاران، ۲۰۱۰). آنها عمدتاً شامل مزوسم‌ها و لوکوسم‌هایی هستند که از ذوب‌بخشی سنگهای دگرگونی در درجات بالا تشکیل می‌شوند. به عقیده چن^۲ و گراپس^۳ (۲۰۰۷)، میگماتیت یک سنگ سیلیکاته مرکب و ناهمگن در مقیاس مزوسکوپی تا مگاسکوپی است که معمولاً شامل قسمت‌های تیره و روشن است، قسمت‌های تیره‌تر معمولاً ویژگی‌های سنگ‌های دگرگونی و قسمت‌های روشن‌تر ویژگی سنگ‌های آذرین نفوذی را نشان می‌دهند. تشکیل لوکوسم‌ها از سنگ منشأ نشانه شروع آناتکسی پوسته است که عمدتاً به تشکیل نفوذی‌های گرانیتی منجر می‌شود (هینچی^۴ و کار^۵، ۲۰۰۶). تشکیل میگماتیت‌ها و ارتباط ژنتیکی بین گرانیت‌ها و میگماتیت‌ها موضوع مطالعات بیشماری در گذشته و امروزه بوده است و چهار فرآیند برای تشکیل میگماتیت‌ها پیشنهاد کرده‌اند (جوهانز^۶ و همکاران، ۲۰۰۳) که عبارتند از: (۱) تزریق ماگما از بیرون، (۲) ذوب بخشی، (۳) متاسوماتیسم و (۴) تفریق دگرگونی. بطور کلی با توجه به مطالعات صحرائی، پتروگرافی، شواهد ذوب‌بخشی و میگماتیتی شدن، مجموعه دگرگونی مورد مطالعه در حد رخساره شیست سبز و آمفیبولیت و زون‌های کلریت، بیوتیت و گارنت دگرگون شده‌اند و متحمل دگرگونی دما - فشار متوسط تیپ باروین شده‌اند. در سنگ‌های دگرگونی میزبان هم توده‌های مافیک گابرو - دیوریتی بصورت دایک یا استوک نفوذ کرده‌اند، ولی به دلیل تشابه رنگی زیاد دایک‌ها با سنگ‌های میزبان‌شان (در سطح نمونه‌های سنگی در مقیاس صحرائی)، تشخیص دایک‌ها نیازمند بررسی‌های دقیق صحرائی و پتروگرافی است.

۱- Liu

۲- Chen

۳- Grapes

۴- Hinchey

۵- Carr

۶ - Johannes

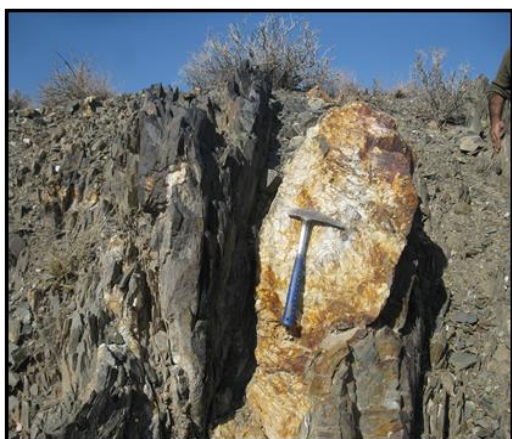
(ب)



(الف)



شکل ۲-۲۶- نمای دور (الف) و نمای نزدیک (ب) از میکاشیست‌های موجود در منطقه که آثار کینک باند نشان می‌دهند.



شکل ۲-۲۸- تصویری از رگه‌های کوارتزی موجود در میکاشیست‌ها که حالت سوسیسی مانند نشان می‌دهد. این رگه‌ها منشأ دگرگونی دارند (تفریق دگرگونی).

شکل ۲-۲۷- تصویری از پیریت‌های موجود در میکاشیست‌ها.



شکل ۲-۲۹- تصویری از میگماتیت‌زایی موجود در سنگهای منطقه واقع در شمال شرق کوه سفیدسنگ.

۳-۲- تکتونیک کلی منطقه

منطقه مورد مطالعه بخشی از مناطق شمالی زون ساختاری ایران مرکزی می‌باشد. ایران مرکزی از شرق به غرب شامل چهار بلوک اصلی است که عبارتند از: بلوک لوت، بلوک طبس، بلوک یزد و بلوک کویر بزرگ (بربریان و کینگ^۱، ۱۹۸۱). منطقه مورد مطالعه در بلوک کویر بزرگ واقع شده است. ساختارهای زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه غالباً از نوع شکستگیها، گسل‌ها و چین خوردگی‌ها می‌باشند. گسلها و شکستگی‌ها مهمترین عناصر ساختاری در زمین‌شناسی منطقه هستند که در اثر حرکات زمین‌ساختی، مجرای انتقال و خروج ماگما را به سطح فراهم نموده‌اند. روند اغلب شکستگی‌ها در منطقه مورد مطالعه شمال شرقی - جنوب غربی است که با روند دایک‌های میکروگابرویی نیز مطابقت دارد. مهم‌ترین گسل موجود در این منطقه، گسل سفیدسنگ است. این گسل با دو شاخه اصلی در منطقه مشخص می‌شود. این دو شاخه در دو سوی کوه سفیدسنگ جای دارند و در درازای این کوه همدیگر را می‌پوشانند. با توجه به جابجایی واحدهای آتشفشانی ائوسن در شاخه خاوری این گسل (در شمال کوه سفیدسنگ) حرکت چیره امتداد لغز چپ گرد برای آن متصور است. این گسل را می‌توان بصورت دنباله گسل ترود در نظر گرفت (قاسمی و حاجی حسینی، ۱۳۸۳). این گسل واحدهای جوان کواترنر را قطع نکرده و توسط این نهشته‌ها پوشانده شده است. نبود داده‌های لرزه‌ای دستگاهی و تاریخی نیز در محدوده نقشه می‌تواند نشانگر ثبات نسبی منطقه باشد که خود با نبود فعالیت این گسل در درازای زمان کواترنر همخوان است.

۴-۲- پتانسیل اقتصادی

1- Berberian & King

در منطقه مورد مطالعه معادنی وجود دارد که در گذشته مورد بهره‌برداری قرار گرفته‌اند ولی امروزه بصورت متروکه درآمده‌اند.

مس :

در نقاط متعددی از منطقه مورد مطالعه سرباره‌های کوره مس به چشم می‌خورد. در کنار برخی از سرباره‌های مشاهده شده قطعاتی از سنگهای دگرگونی با ترکیب فیلیتی، میکاشیستی، ماسه‌سنگ‌های دگرگون شده، مارن، آهک و حتی دولومیت‌های دگرگون شده یافت شده است که در آنها کانه‌زایی مس بصورت ملاکیت و به مقدار کم بصورت آزوریت مشاهده شده است (شکل ۲-۳۰). نگاهی دقیق به این نمونه‌های سنگی نشان می‌دهد که غالباً ملاکیت در امتداد برگواری سنگهای دگرگونی متمرکز شده‌اند. معمولاً این نوع کنسارهای مس بدین صورت تشکیل می‌شوند که مقدار مس اولیه موجود در شیل و ماسه‌سنگ‌ها در حین دگرگونی و انجام واکنش آبدایی در آب حل می‌شوند و سپس در سنگ چرخش پیدا می‌کنند. این سیالات حاوی مس با فراهم شدن محیطی با شرایط کربناته و بی‌کربناته بصورت کربنات‌های آبدار مس یعنی آزوریت و ملاکیت نهشته شده‌اند. وجود میان لایه‌های آهکی و دولومیتی به تسریع این فرآیند کمک می‌کنند زیرا این واحدها غنی از کربنات هستند و به محض مواجه شدن با سیالاتی که با آنها در تماس هستند باعث کربناته شدن سیال می‌گردند. معمولاً این نوع ملاکیت‌ها در سطح تماس لایه‌های کربناته از تمرکز بیشتری برخوردار هستند زیرا لایه‌های کربناته شبیه یک سد برای آنها عمل کرده و باعث تجمع ماده معدنی می‌شوند. احتمال دارد این نوع کربنات‌ها بصورت رگه‌ای و رگچه‌ای یافت شوند چون سیالات برای ته‌نشینی و تبلور به فضاهای خالی نیاز دارند. با توجه به حضور مس به صورت ملاکیت، کالکوسیت، کالکوپیریت و مس خالص همراه با سنگ‌های آتشفشانی و آتشفشانی - رسوبی ائوسن در مناطق نزدیک به منطقه مورد مطالعه این احتمال نیز وجود دارد که بخشی از سرباره‌ها حاصل پسماند ذوب سنگ‌های

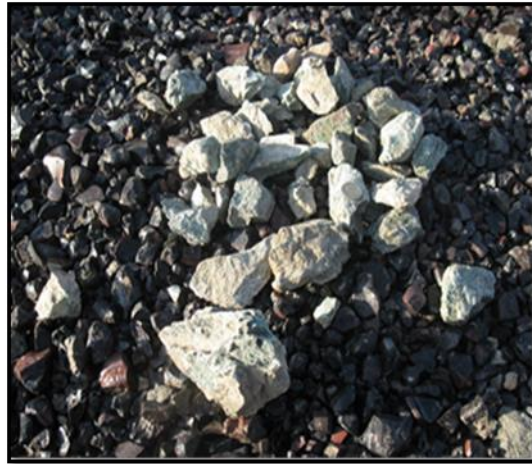
مس‌داری باشند که از نواحی کانه‌دار همراه مجموعه آتشفشانی به منطقه مورد مطالعه حمل شده و سپس ذوب گردیده‌اند. در سرباره‌ها شواهد زیبایی از جریان یافتگی مذاب مثل ساخت‌های طنابی، سطوح حفره‌دار و شکست صدفی مشاهده می‌شوند. البته تعدادی کانسار مس در مناطق هم‌جوار نیز وجود دارد که کانه‌زایی آنها مرتبط با مجموعه آتشفشانی - رسوبی می‌باشد. در این مناطق کانه‌زایی مس بیشتر به صورت مالاکیت، کالکوسیت و به مقدار کمتر کالکوپیریت و مس خالص می‌باشد. به نظر می‌رسد فعالیت‌های گرمایی زیر دریایی به تشکیل رگه‌هایی از سولفید مس نظیر کالکوسیت و کالکوپیریت منجر شده است (به مردانی ۱۳۹۰، الهیاری ۱۳۸۹ و موسوی ۱۳۸۸ مراجعه شود).

فلدسپار :

در قسمت شمال شرقی کوه سفیدسنگ معدن فلدسپاری وجود دارد که در گذشته مورد بهره‌برداری قرار می‌گرفته است و امروزه بصورت متروکه درآمده است. در اصطلاح صنعتی برای سنگهای آذرین و دگرگونی غنی از فلدسپارها نظیر لوکوگرانیت‌ها، آلكالی فلدسپار گرانیت‌ها، ریولیت‌ها، متاریولیت‌ها واژه کلی فلدسپار استفاده می‌شود. این سنگها پس از خردایش و فرآوری در زمینه‌های صنعتی مورد استفاده قرار می‌گیرند. از این سنگها برای صنایعی مانند کاشی‌سازی، سرامیک، سنگ لاشه و جهت پی‌سازی جاده‌ها استفاده می‌شود. این سنگها پس از خردایش و فرآوری در زمینه‌های صنعتی مورد استفاده قرار می‌گیرند (۲-۳۱).



شکل ۲-۳۱- تصویری از لوکوگرانیت‌ها که به منظور اهداف صنعتی خرد شده‌اند.



شکل ۲-۳۰- تصویری از سرباره‌های کوره مس به همراه سنگ میزبان‌شان که در آنها کانه زایی مس بصورت مالاکیت و آزوریت مشاهده می‌شود.

۲-۵- خلاصه مطالب

منطقه مورد مطالعه بنابر تقسیم‌بندی اشتوکلین (۱۹۶۸) و نبوی (۱۳۵۵) در حاشیه شمالی زون ساختاری ایران مرکزی واقع شده است. این منطقه یکسری سرزمین‌های گرانیتی، گنیسی و دگرگونی ناحیه‌ای را شامل می‌شود. پیکره‌های اصلی منطقه سفیدسنگ را بطور کلی می‌توان به سه پیکره رسوبی، آذرین و دگرگونی تقسیم‌بندی نمود. پیکره‌های آذرین که بیشتر مطالعات بر روی آنها متمرکز است گرانیت‌ها، دایک‌ها و آتشفشانی‌های ائوسن را شامل می‌شوند. پیکره دگرگونی که سنگ میزبان گرانیت‌ها را تشکیل می‌دهند بیشتر شامل اسلیت، فیلیت، شیست، گنیس و میگماتیت هستند. شواهد صحرایی نظیر حضور آنکلاوهای متاپلیتی و فراوانی بیوتیت در سنگ‌های گرانیتی حاکی از آن است که این سنگ‌ها از ذوب بخشی سنگ‌های متاپلیتی- متاپسامیتی حاصل شده‌اند. دایک‌های میکروگابرویی متعددی توده گرانیتوئیدی سفیدسنگ و میزبان دگرگونی آن را قطع نموده است. شواهدی نظیر خردشدن، وجود زون‌های میلونیتی، طویل‌شدگی کانی‌های سنگ و درزه‌دار شدن

حاکی از آن است که دگرشکلی در منطقه مورد مطالعه بارز بوده است. آثار دگرسانی نیز بصورت اپیدوت‌زایی، کلریت‌زایی و سریسیت‌زایی در گرانیت‌های مورد مطالعه مشاهده می‌شود.

فصل سوم

پروگرامی

مقدمه

بدنبال بررسی روابط صحرایی و ویژگیهای واحدهای سنگی مختلف، در این فصل به بررسی ویژگیهای پتروگرافی از قبیل تعیین نوع کانیها، روابط بافتی بین آنها، ترتیب تبلور کانیها و تحولات ماگمایی سنگهای منطقه مورد مطالعه می‌پردازیم. با توجه به اینکه هدف اصلی این پایان‌نامه مطالعه توده گرانیتوئیدی سفیدسنگ با میزبان دگرگونی است، به بررسی پتروگرافی سنگهای آذرین و دگرگونی این منطقه می‌پردازیم. علائم اختصاری استفاده شده در تصاویر میکروسکوپی که در این فصل ارائه شده‌اند در جدول ۱-۳ آورده شده است.

جدول ۱-۳- علائم اختصاری به کار برده شده در تصاویر میکروسکوپی

| نام کانی | علامت اختصاری | نام کانی | علامت اختصاری |
|-------------|---------------|----------|---------------|
| پلاژیوکلاز | Plg | مسکوویت | Mus |
| ارتوز | Or | اپیدوت | Epd |
| کوارتز | Qtz | آلانیت | Aln |
| پیروکسن | Px(Aug) | کلریت | Chl |
| میکروکلین | Mic | زیرکن | Zr |
| هورنبلندسبز | Hb | آپاتیت | Ap |
| بیوتیت | Bio | اپک | Opq |
| گارنت | Gr | اسفن | Sph |

۱-۳- پتروگرافی سنگهای آذرین

سنگهای آذرین موجود در منطقه مورد مطالعه را می‌توان در دو گروه سنگهای اسیدی (آلکالی فلدسپارگرانیت، گرانیت و آپلیت) و سنگهای بازیک- حدواسط (گابرو، گابرودیوریت و دیوریت) جای داد. در واقع سنگهای بازیک- حدواسط بصورت دایک مجموعه آذرین و دگرگونی مورد مطالعه را قطع کرده‌اند.

۳-۱-۱- گروه سنگهای اسیدی

این سنگها که بخش اصلی مطالعات بر روی آنها متمرکز است، در منطقه از گستردگی زیادی برخوردار هستند و با توجه به مطالعات صحرایی و پتروگرافی صورت گرفته طیفی را از آلکالی فلدسپار گرانیت، گرانیت، لوکوگرانیت و آپلیت دربرمیگیرند.

۳-۱-۱-۱- آلکالی فلدسپار گرانیتها

آلکالی فلدسپار گرانیتها در نمونه دستی دانه درشت تا دانه متوسط بوده و دارای مگاکریستهای ارتوز در ابعاد چند میلی‌متر تا چند سانتی‌متر می‌باشند. ارتوزها دارای رنگ گوشتی تا صورتی رنگ می‌باشند. کانی اصلی این سنگها در مقاطع میکروسکوپی شامل ارتوز، ارتوز پرتیتی، میکروکلین، کوارتز و به مقدار کمتر پلاژیوکلاز است که غالباً شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار هستند. بافت دانه‌ای (گرانولار) از ویژگیهای اصلی این سنگها به شمار می‌آید، ولی بافت‌های دیگری نظیر بافت میرمکیتی و پرتیتی نیز نشان می‌دهند.

الف) کانیهای اصلی

پتاسیم فلدسپار

فراوانترین کانی موجود در این سنگها را تشکیل می‌دهد. پتاسیم فلدسپار معمولاً به صورت ارتوز، ارتوز پرتیتی و میکروکلین در مقاطع میکروسکوپی مشاهده می‌شود. بلورهای پتاسیم فلدسپار شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار هستند. در برخی موارد تبدیل ارتوز به میکروکلین (در اثر تحمیل تنشهای تکتونیکی) مشاهده شده است (شکل ۳-۱). ساخت ساب‌ماگمایی نیز در برخی بلورها دیده می‌شود که با شکستگی‌های پرشده از کوارتز مشخص می‌گردد (شکل ۳-۲).

کوارتز

این کانی بصورت بلورهای بی‌شکل تا نیمه‌شکل‌دار است. اکثر دانه‌های کوارتز در اثر تنش‌های وارده خاموشی موجی نشان می‌دهند. برخی کوارتزها دانه‌ریز شده و تبلور مجدد نشان می‌دهند و دارای

حاشیه‌های مژگه‌س هستند (شکل ۳-۳). تبلور مجدد دینامیکی در برخی کانی‌های اولیه نتیجه‌ای از دو فرآیند است: (۱) دانه‌ریز شدن و پیشرفت آن. (۲) حرکت مرز بلورها (استیپ^۱ و همکاران، ۲۰۰۲). به عقیده هرث^۲ و تولیس^۳ (۱۹۹۲) سازوکارهای تبلور مجدد توسط دما، فشار و نرخ واتنش کنترل می‌شوند. برخی کوارتزهای کرمی‌شکل نیز در طی پدیده میرمکیتی شدن بوجود آمده‌اند (شکل ۳-۴). خاموشی موجی، ساب‌گرین شدن و تبلور مجدد شدید در بلورهای کوارتز، معرف دگرشکلی دمای بالای آنهاست (پاترسون^۴ و همکاران، ۱۹۸۹).

پلاژیوکلاز

بصورت بلورهای شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار بوده و ماکل پلی‌سینتتیک و منطقه‌بندی ترکیبی نشان می‌دهند. در برخی مقاطع بر اثر تحمیل تنش‌های وارده ماکل حالت خمیده نشان می‌دهد (شکل ۳-۵). گاهی اوقات ماکل آلبیت - کارلسباد نیز نشان می‌دهند. اندازه آنها از چند میکرومتر تا چند میلی‌متر متغیر است. پلاژیوکلازها در بیشتر موارد به کانیهایی نظیر اپیدوت و سریسیت دگرسان شده‌اند (شکل ۳-۶). برخی از پلاژیوکلازها و فلدسپارهای پتاسیم به طور جزئی تا کامل به سریسیت تبدیل شده‌اند.

رشد سریسیت نیازمند افزایش آب و K^+ است و سریسیتی شدن فقط در صورتی پیشرفت می‌کند که محلولهای سرشار از آب وجود داشته باشند. یک منبع مهم تأمین K^+ ، فرآیند کلریتی شدن بیوتیت است که در نتیجه این عمل، K^+ با سازنده آنورتیتی پلاژیوکلاز وارد واکنش می‌شود و Ca^{2+} آزاد می‌کند. از اینرو، قسمتهای غنی از An در یک پلاژیوکلاز منطقه‌ای، به راحتی سریسیتی می‌شوند (شلی^۵، ۱۹۹۳).

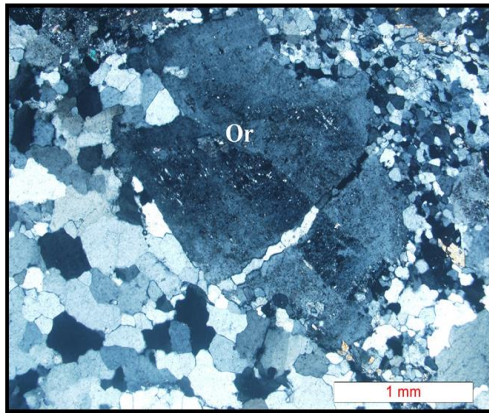
۱- Stipp

۲- Hirth

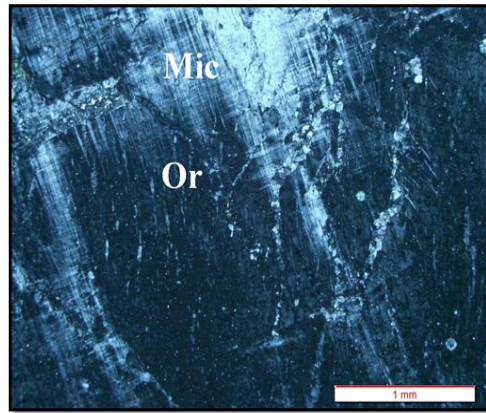
۳- Tullis

۴ - Paterson

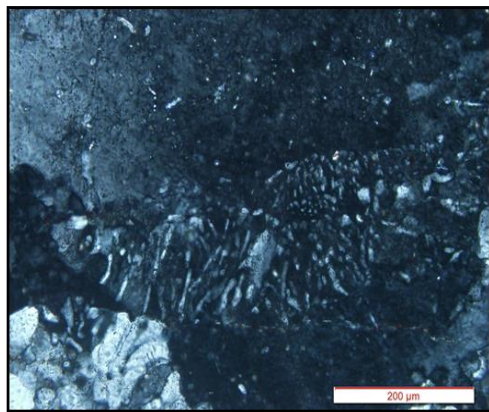
۵- Shelley



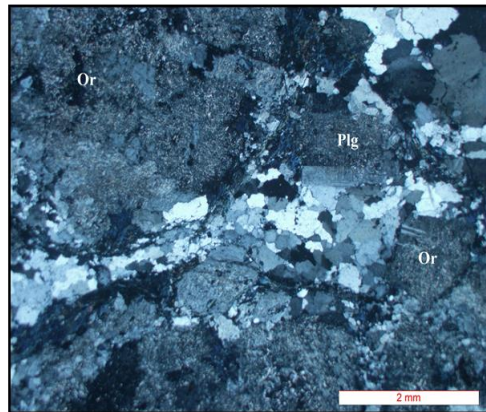
شکل ۳-۲- ساخت ساب ماگمایی موجود در بلور ارتوز که شکستگی‌های پرشده با کوارتز هستند (XPL).



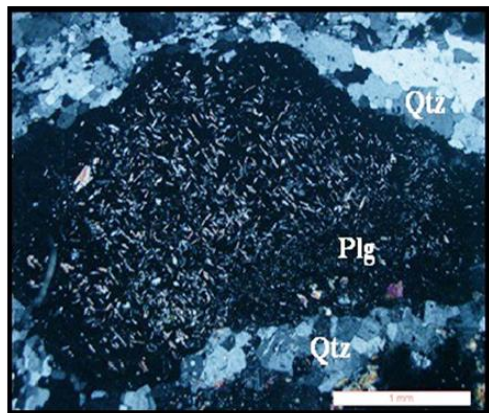
شکل ۳-۱- تصویری از تبدیل ارتوز به میکروکلین در نور XPL.



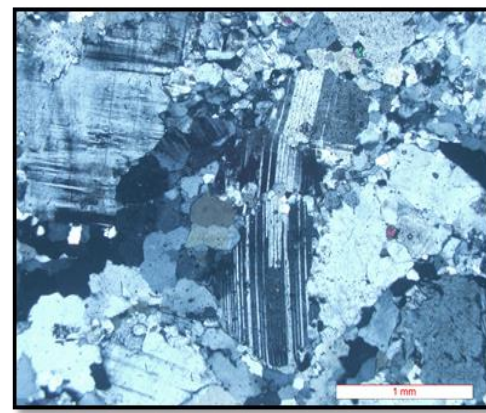
شکل ۳-۴- تصویری از میرمیکیت زایی در اطراف بلورهای ارتوز (XPL).



شکل ۳-۳- کوارتز با حاشیه‌های مضرس که در اطراف بلورهای پلاژیوکلاز و ارتوز دچار تبلور مجدد شده است.



شکل ۳-۶- تصویری از سرسیت‌زایی در سطح پلاژیوکلاز (XPL).



شکل ۳-۵- خمیده شدن ماکل پلی‌سینتیک در پلاژیوکلاز بر اثر تنش‌های تحمیل شده بر آن.

ب) کانیهای فرعی

بیوتیت

معمولاً بصورت بلورهای نیمه شکل دار در زمینه سنگ حضور دارد. در نور طبیعی به رنگ قهوه‌ای دیده می‌شود. در بسیاری از موارد بیوتیت‌ها به کلریت دگرسان شده‌اند و در بخشهای دگرسان شده، رنگ سبز مایل به آبی نشان می‌دهند. در برخی مقاطع تبدیل بیوتیت به مسکوویت نیز دیده می‌شود (شکل ۷-۳).

زیرکن

زیرکن بصورت شکل دار تا نیمه شکل دار و بصورت ادخال درون بیوتیت، پلاژیوکلاز و فلدسپار آلکالن یافت می‌شود (شکل ۸-۳).

آپاتیت

بصورت بلورهای سوزنی و کشیده نیمه شکل دار تا کاملاً شکل دار و بیشتر به صورت ادخال درون پلاژیوکلاز مشاهده می‌شود.

کانیهای اپک

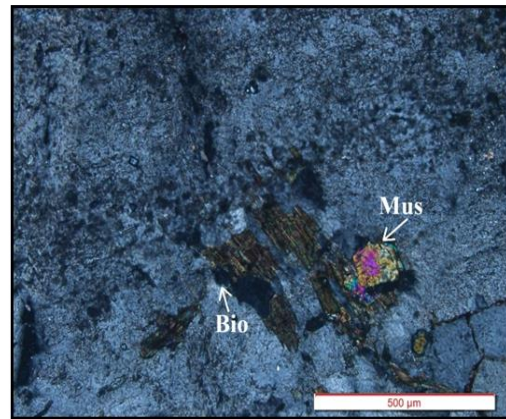
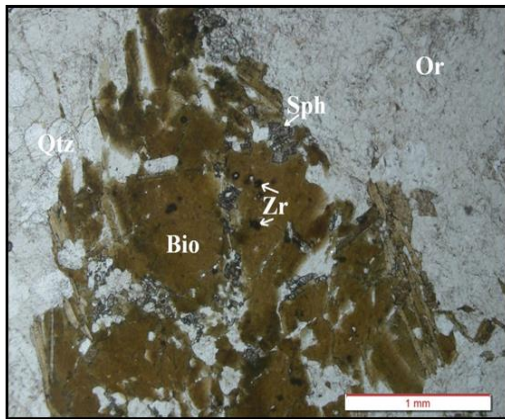
کانی‌های اپک بصورت بلورهای شکل دار تا نیمه شکل دار در زمینه سنگ پراکنده‌اند و بصورت ادخال در بیوتیت، پلاژیوکلاز و ارتوکلاز یافت می‌شوند.

آلانیت

آلانیت بصورت بلورهای شکل دار تا بی‌شکل به رنگ قهوه‌ای و برجستگی بالا مشاهده می‌گردد. آلانیت یکی از کانی‌های خانواده اپیدوت است که از عناصر نادر خاکی Y ، Ce و La غنی می‌باشد (شکل ۳-۹).

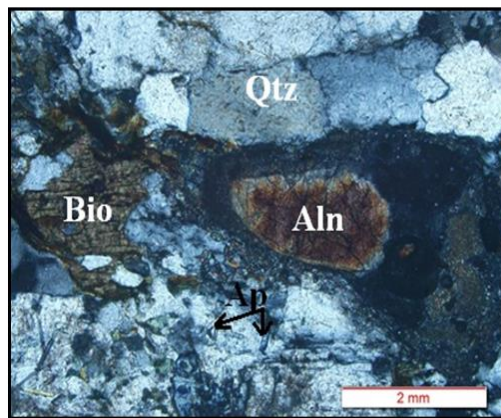
ج) کانیهای ثانویه

کلریت، اپیدوت، اسفن، کلسیت و سریسیت از جمله کانی‌های ثانویه موجود در این سنگها هستند که در سطح کانی‌ها، حاشیه‌ها، محل شکستگی‌ها و ... یافت می‌شوند. کلریت عمدتاً از دگرسانی بیوتیت، اپیدوت از دگرسانی پلاژیوکلاز، اسفن از دگرسانی بیوتیت، کانیهای اپک و کلسیت و سریسیت از دگرسانی پلاژیوکلاز و ارتوکلاز حاصل شده‌اند.



شکل ۳-۸- تصویری از زیرکن‌های موجود در بیوتیت. تبدیل بیوتیت به اسفن نیز در این تصویر دیده می‌شود (PPL).

شکل ۳-۷- تصویری از تبدیل بیوتیت به مسکوویت. کانی اپک بصورت اداخل درون بیوتیت مشاهده می‌شود (PPL). این کانی‌های اپک ثانویه هستند و حاصل کلریتی شدن بیوتیت و تبدیل آهن‌های آزاد شده به اکسید آهن می‌باشند.



شکل ۳-۹- تصویری از آلانیت موجود در سنگهای گرانیتی (XPL).

۳-۱-۱-۲- گرانیت‌ها (سینوگرانیت تا مونزوگرانیت)

گرانیت‌ها که حجم قابل ملاحظه‌ای از توده گرانیتوئیدی مورد مطالعه را تشکیل می‌دهند در رخنمون صحرایی به رنگ خاکستری تا خاکستری متمایل به کرم، تماماً بلورین و دانه‌درشت تا دانه متوسط

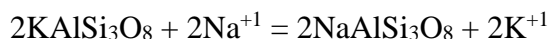
مشاهده می‌شوند. دارای بافت گرانولار هستند ولی بافت‌های دیگری نظیر بافت میرمکیتی (شکل ۳-۱۰) و پرتیتی (شکل ۳-۱۱) نیز در آن‌ها بسیار متداول است. میرمکیت یک بافت واکنشی ساب‌سالیدوس است که نشاندهنده درهم‌رشدی سیمپلکتیت کوارتز و پلاژیوکلاز سدیک است. تشکیل میرمکیت یک موضوع مهم در پترولوژی است، زیرا میرمکیت هم در سنگ‌های گرانیتی و هم در سنگ‌های دگرگونی بویژه گنیس‌های پلیتی رخ می‌دهد. میرمکیت‌ها عمدتاً در مرزهای بین پلاژیوکلاز و فلدسپار پتاسیم هسته بندی می‌کنند، در نهایت لوب‌هایی تشکیل می‌شوند که فلدسپار پتاسیم را مورد حمله قرار می‌دهند، در نتیجه رفته رفته فلدسپار پتاسیم توسط میرمکیت جایگزین می‌شود (منگون^۱ و همکاران، ۲۰۰۶). بافت میرمکیتی بطور کلی به دو شکل میرمکیت حاشیه‌ای و بین دانه‌ای دیده می‌شود. میرمکیت حاشیه‌ای یک بافت درهم‌رشدی شامل کوارتزهای کرمی شکل و پلاژیوکلاز سدیک است و بین فلدسپار پتاسیم و پلاژیوکلاز توسعه یافته است. اما میرمکیت بین دانه‌ای به صورت ادخال بین دانه‌های فلدسپار پتاسیم مجاور دیده می‌شود. میرمکیت‌های موجود در مقاطع مورد مطالعه از نوع میرمکیت‌های حاشیه‌ای هستند که بین فلدسپار پتاسیم و پلاژیوکلاز تشکیل شده‌اند. یوگوچی^۲ و نیشی یاما^۳ (۲۰۰۸)، نظریات موجود درباره تشکیل این بافت را به هفت گروه طبقه بندی کرده‌اند: (۱) تبلور مستقیم یا همزمان کوارتز و پلاژیوکلاز از یک مذاب. (۲) جایگزینی ساب‌سالیدوس فلدسپار پتاسیم توسط پلاژیوکلاز. (۳) جایگزینی متاسوماتیکی پلاژیوکلاز توسط فلدسپار پتاسیم. (۴) جدایش در حالت جامد که میرمکیت‌های حاصل از این فرآیند چندان زیاد نیستند. (۵) مشارکت کوارتز در حال تبلور مجدد، در آلبیت در حال رشد جدا شده از فلدسپار پتاسیم. (۶) دگرشکلی. (۷) ترکیبی از فرآیندهای ذکر شده.

۱- Menegon

۲- Yuguchi

۳- Nishiyama

قابل قبول ترین نظریه مربوط به تشکیل میرمکیت نظریه بک^۱ (۱۹۰۸) می باشد، که بر اساس آن، محلولهای سدیم و کلسیم دار بصورت زیر با فلدسپار پتاسیم واکنش می دهند (روننگ^۲، ۲۰۰۲):



متفاوت بودن نسبت Al/Si در فلدسپارهای پتاسیم دار و کلسیم دار، باعث آزاد شدن سیلیس می شود. به علت تحرک ناپذیری نسبی آلومینیوم و سیلیسیم، کوارتز با فلدسپار هم رشدی میکروسکوپی تشکیل می دهد که با مقدار درصد آنورتیت پلاژیوکلاز رابطه مستقیم دارد.

میرمکیت ها عمدتاً در سنگ های گرانیتی فلسیک تا کالک آلکالن مشاهده می شوند (اما در سنگ های نفوذی آلکالن وجود ندارند) و در گنیس های گرانیتی نیز یافت می شوند (روننگ، ۲۰۰۲). به عقیده ورنون^۳ (۲۰۰۴) توسعه میرمکیت ها در ارتباط با دگرشکلی است. در هم رشدی های میرمکیتی در سنگ های گرانیتوئیدی دگرشکل شده نظیر گنیس های چشمی، میلونیت های فلسیک، گنیس های متاپلیتی و سنگ های گرانیتی که کمتر دچار دگرشکلی شده اند بسیار متداول است (ورنون، ۲۰۰۴). به عقیده ترو و پاشیه (۲۰۱۰)، بافت میرمکیتی در جریان دگرریختی پیشرونده در محل هایی با تجمع تنش بالا در بلور ایجاد می شود.

فیلیپس^۴ (۱۹۷۴) (در روننگ، ۲۰۰۲) بر پایه محیط زمین شناسی، میرمکیت ها را بصورت زیر طبقه بندی می کند:

- ۱- میرمکیت حاشیه ای: در محل تماس پلاژیوکلاز با پتاسیم فلدسپار با جهت یافتگی متفاوت رخ می دهد.
- ۲- میرمکیت درهم رشدی: در مرز بین پتاسیم فلدسپار و فلدسپار دیگری رخ می دهد (پلاژیوکلاز یا فلدسپار پتاسیم).
- ۳- میرمکیت پیازی: این میرمکیت بر روی حاشیه های مگاکریست های پتاسیم فلدسپار رشد می کند و تحذب آن به سمت پتاسیم فلدسپار است.
- ۴-

۱- Becke

۲- Rong

۳- Vernon

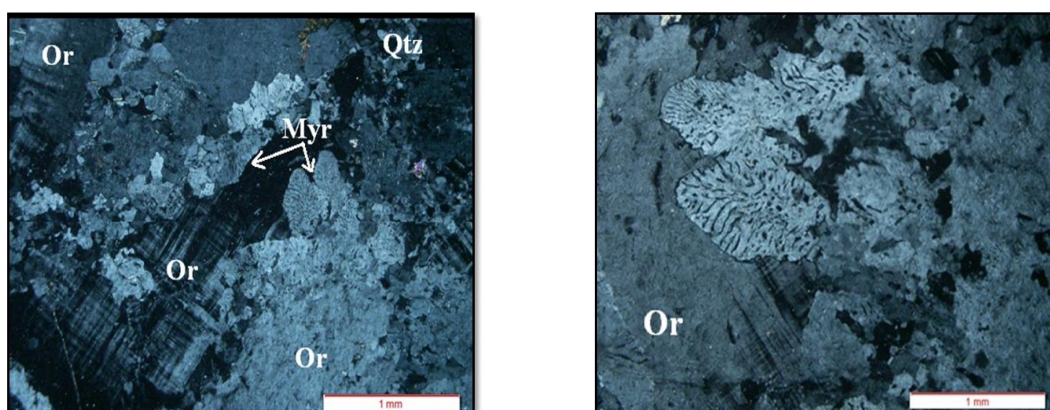
۴- Phillips

میرمکیت محاط شده در پتاسیم فلدسپار. ۵- بخش‌های میرمکیتی مضاعف با دنباله‌هایی از ورقه‌های مسکوویت.

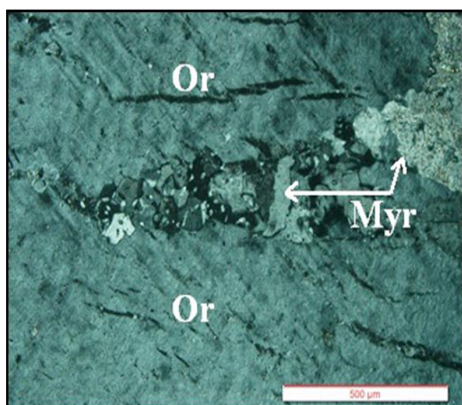
میرمکیت‌های موجود در منطقه مورد مطالعه از نوع میرمکیت‌های پیازی است. میرمکیت‌ها از مرز دانه به سمت داخل رشد می‌کنند و جایگزین پتاسیم فلدسپار می‌شوند و میله‌های کوارتز در آن جهت شاخه شاخه می‌شوند (شکل ۳-۱۲). بدین ترتیب، پلاژیوکلازی که دارای شکل بلورین کامل است یک ظاهر پیاز مانند بخود می‌گیرد و از این رو نسبت سطح به حجم آن به حداقل مقدار ممکن می‌رسد که با تنش حاکم بر آن سازگار است.

کوارتز، پلاژیوکلاز، ارتوز و بیوتیت از کانی‌های اصلی تشکیل دهنده گرانیت‌ها می‌باشند. زیرکن، آپاتیت، روتیل، آلانیت و کانی‌های اپک کانی‌های فرعی این سنگ‌ها می‌باشند. اسفن، اپیدوت، کلریت، کلسیت و سربیسیت از کانی‌های ثانویه حاصل دگرسانی این سنگ‌ها هستند.

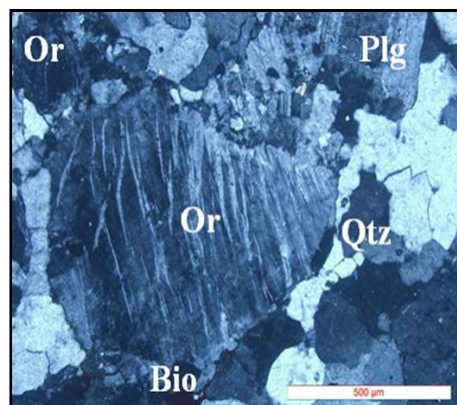
لوکوگرانیت‌ها: لوکوگرانیت‌ها که در منطقه مورد مطالعه دارای رخنمون اندکی هستند دارای کانی‌هایی مشابه با گرانیت‌ها هستند با این تفاوت که این سنگ‌ها دارای کانی مافیک اندک و یا فاقد آن می‌باشند.



شکل ۳-۱۰- تصویری از میرمکیت‌زایی در اطراف بلور ارتوز و تشکیل بافت میرمکیتی (XPL).



شکل ۳-۱۲- تصویری از میرمیکیت که از حاشیه به سمت داخل بلور رشد کرده و رفته رفته جایگزین ارتوز شده است (XPL).



شکل ۳-۱۱- تصویری از بافت پرتیتی موجود در بلور پتاسیم فلدسپار (XPL).

الف) کانیهای اصلی

کوارتز

فراوانترین کانی موجود در این سنگهاست که بصورت بلورهای بی‌شکل تا نیمه شکل‌دار و در ابعاد ریز و درشت در مقاطع مشاهده می‌شود. اندازه آن از چند میکرومتر تا چند میلی‌متر متغیر است. از آنجاییکه این کانی در مراحل پایانی تبلور ماگما تشکیل می‌شود، عمدتاً بصورت پرکننده فضای بین سایر کانی‌ها ظاهر می‌گردد. این کانی در اطراف بلورهایی نظیر پلاژیوکلاز و ارتوکلاز حالت ساب‌گرین شدن (دانه‌ریز شدن) نشان می‌دهد که دارای حاشیه‌های مضرس می‌باشد (شکل ۳-۱۳). بیشتر بلورهای کوارتز خاموشی موجی نشان می‌دهند.

پلاژیوکلاز

بصورت بلورهای شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار هستند و ماکل پلی‌سینتتیک، آلبیت - کارلسباد و منطقه بندی نشان می‌دهند (شکل ۳-۱۴). در برخی پلاژیوکلازها عملکرد فشارهای تکتونیکی به خمیده شدن ماکل در پلاژیوکلاز و ایجاد ماکل مکانیکی منجر شده است (شکل ۳-۱۵). برخی پلاژیوکلازها ماکل اولیه ولی برخی دیگر ماکل دگرشکلی نشان می‌دهند (شکل ۳-۱۶). ماکل اولیه دارای انتهایی مشخص و پلکانی است اما ماکل دگرشکلی دارای انتهایی نوک‌تیز و مخروطی است. در مراحل پایانی تبلور ماگما، برخی پلاژیوکلازها در اثر تحمیل فشارهای وارده بر آنها دچار شکستگی شده و

شکستگی‌ها با کانی‌هایی نظیر کوارتز پر می‌شود و منجر به تشکیل ساخت ساب‌ماگمایی می‌شوند. به عقیده بوشه^۱ (۱۹۹۲)، این ساخت نشانه دگرشکلی ساب‌ماگمایی دمای بالاست. برخی از پلاژیوکلازها شواهدی نظیر خوردگی و تحلیل رفتگی در حاشیه‌های خود و هم‌رشدی کوارتز و پلاژیوکلاز که به تشکیل بافت میرمکیتی منجر می‌شود، نشان می‌دهند. برخی پلاژیوکلازها دارای هسته‌های کلسیک و سرشار از ادخال بوده در حالیکه حاشیه‌ها فاقد ادخال هستند که این امر بیانگر رشد دو مرحله‌ای آن‌ها می‌باشد که در اطراف هسته‌های کلسیک رشد مجدد پلاژیوکلاز ادامه یافته است (شکل ۳-۱۷). اگرچه این ویژگی ممکن است بیانگر رشد چند مرحله‌ای باشد اما در بعضی موارد نیز می‌توان آن را ناشی از یک مرحله رشد اولیه سریع که باعث به دام افتادن انکلوزیون‌های متعدد شده و سپس یک مرحله رشد آرام که باعث به دام افتادن انکلوزیون‌های کمتری شده است، دانست. پلاژیوکلازها ادخال‌هایی از بیوتیت، آپاتیت، ارتوز و حتی پلاژیوکلازهای دیگر را دربرمی‌گیرند (شکل ۳-۱۸). اکثر پلاژیوکلازها بافت پوئی‌کلیتیکی نشان می‌دهند. به عقیده شلی (۱۹۹۳) اگر کانیهای سنگهای آذرین یا دگرگونی به طریقی رشد کنند که چند کانی دیگر را در برگرد بافت پوئی‌کلیتیکی حاصل شده است. در این بافت بدلیل بالا بودن نسبت سطح به حجم، پایداری کمتری نسبت به حالت فاقد بافت پوئی‌کلیتیکی دیده می‌شود. در سنگهای آذرین با استفاده از این بافت می‌توان روند تبلور را تعیین کرد، بدین صورت که طبق قوانین روزنبوش، کانی در برگیرنده بعد از کانی در بر گرفته شده متبلور شده است، البته این حالت همیشه صحیح نمی‌باشد و ممکن است تبلور دو کانی بطور همزمان صورت گیرد ولی به دلیل اختلاف در رشد و میزان نطفه‌بندی، یکی از کانیها توسط دیگری در برگرفته می‌شود. در مراحل تشکیل این کانی، مذاب‌ها و سیالات ماگمایی با پلاژیوکلازهای تشکیل شده واکنش داده و در نتیجه ارتوز پرتیتی می‌سازد که با میرمکیت‌زایی همراه می‌باشد (کولینز^۲، ۱۹۸۸).

پتاسیم فلدسپار

۱- Bouchez

۲- Collins

بصورت بلورهای نیمه شکل‌دار تا شکل‌دار مشاهده می‌شود. پتاسیم فلدسپارها عمدتاً از نوع ارتوز پرتیتی و میکروکلین می‌باشند. ارتوز بافت پرتیتی رشته‌ای نشان می‌دهد (شکل ۳-۱۹-الف)، همچنین ماکل مشبک در ارتوزهایی که به میکروکلین تبدیل شده‌اند به وضوح مشاهده می‌شود (شکل ۳-۱۹-ب). در برخی از کانی‌ها زمانی که تغییر شرایط و دگرگونی منجر به ناپایداری ساخت اولیه بلور گردد، ماکل‌های تبدیلی ایجاد می‌شود. این امر سرانجام منجر به تغییر سیستم بلوری کانی می‌شود. در سنگ‌های آذرین تشکیل ماکل مشبک میکروکلین ناشی از تبدیل ارتوکلاز منوکلینیک دمای بالا به میکروکلین تری‌کلینیک دمای پایین است. تبدیل ارتوز به میکروکلین در دگرشکلی حالت جامد رخ می‌دهد (اگلتون^۱ و باسک^۲، ۱۹۸۰). در بسیاری از نمونه‌ها تبدیل ارتوز به میکروکلین به وفور مشاهده می‌شود (شکل ۳-۲۰). در برخی از نمونه‌ها، ارتوز به کانی‌های رسی و سریسیت دگرسان شده است. ارتوکلازها دارای ادخال‌هایی از آپاتیت، کوارتز و پلاژیوکلاز هستند. در برخی بلورهای ارتوز نیز ساخت ساب ماگمایی دیده می‌شود (شکل ۳-۲۱).

بیوتیت

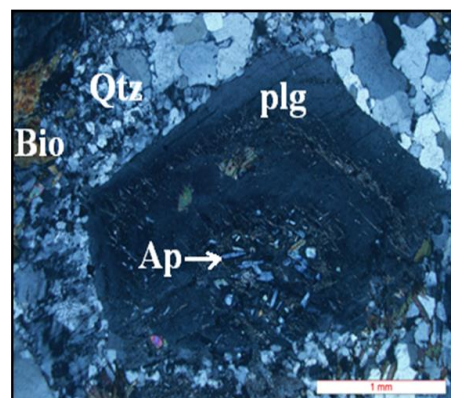
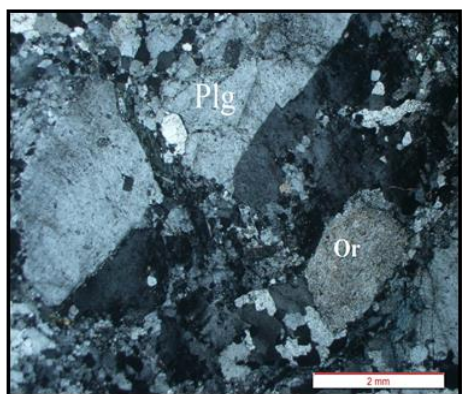
بیوتیت عمده‌ترین کانی مافیک موجود در این سنگها است. این کانی بصورت بی‌شکل تا نیمه شکل‌دار مشاهده می‌شود و دارای ادخال‌هایی از زیرکن، کانیه‌ای اپک و آپاتیت است (شکل ۳-۲۲). این کانی در بسیاری از موارد به کانی‌های ثانویه‌ای نظیر کلریت و اسفن تبدیل شده است. در برخی مقاطع تبدیل بیوتیت به مسکوویت نیز دیده می‌شود، این امر بیانگر خروج آهن و منیزیم از ساختار بیوتیت و ورود آلومینیوم به درون آن می‌باشد (شکل ۳-۲۳).

مسکوویت

۱- Eggleton

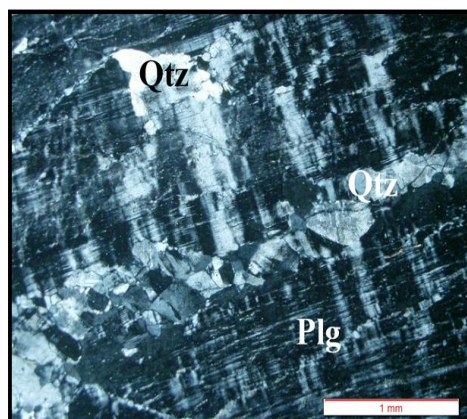
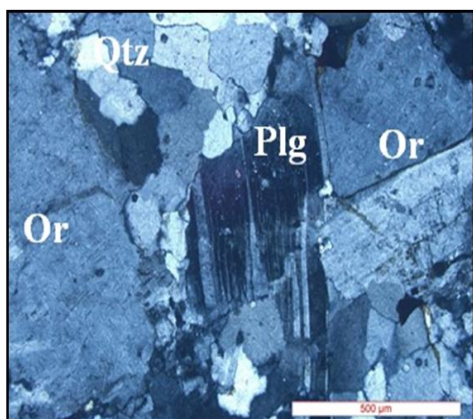
۲- Buseck

بصورت بلورهای ریز تا متوسط دانه در بین سایر کانیها مشاهده می‌شود. در برخی مقاطع بصورت بلورهای بی‌شکل تا سوزنی شکل در اطراف بلورهای پلاژیوکلاز چرخیده‌اند و از دو طرف این بلورها را دربر گرفته‌اند.



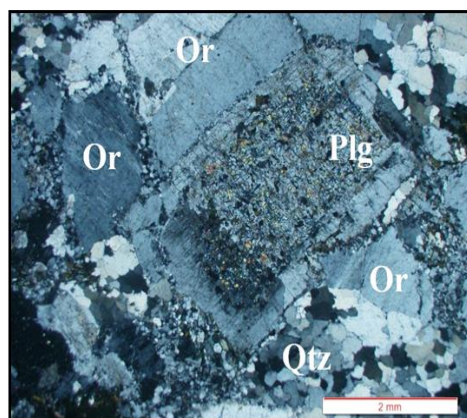
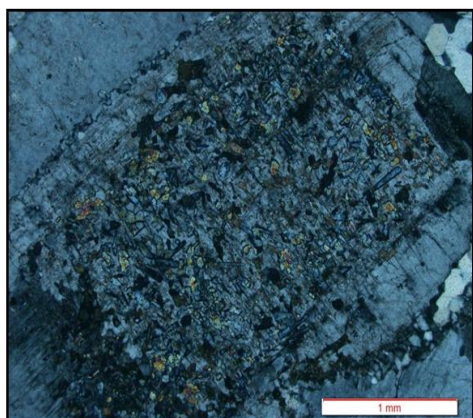
شکل ۳-۱۴- ماکل کارلسباد موجود در بلور پلاژیوکلاز که تنش‌های تکتونیکی سبب جابجا شدن ماکل شده است (XPL).

شکل ۳-۱۳- ساب گرین شدن کوارتز در اطراف بلور پلاژیوکلازی که دارای حاشیه تحلیل رفته و منطقه بندی ترکیبی می‌باشند (XPL).



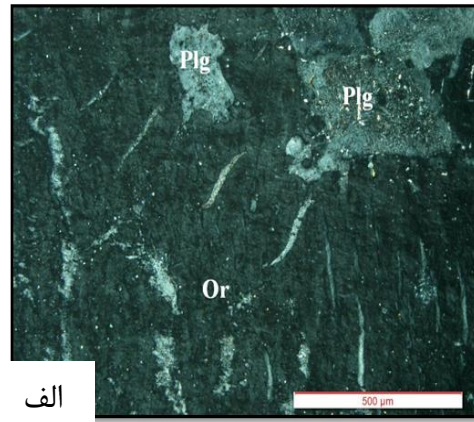
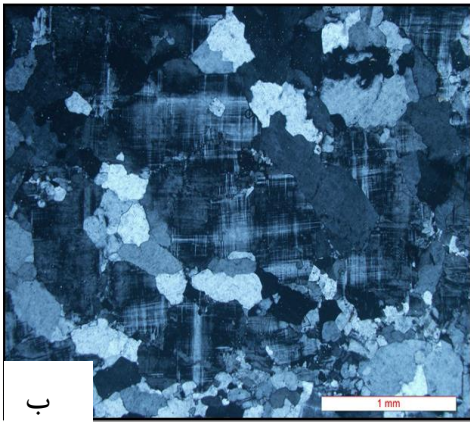
شکل ۳-۱۶- ماکل دگرشکلی موجود در بلور پلاژیوکلاز که دارای انتهای نوک تیز و مخروطی است (XPL).

شکل ۳-۱۵- پلاژیوکلاز با ماکل مکانیکی که ساخت ساب ماگمایی نیز نشان می‌دهد (XPL).

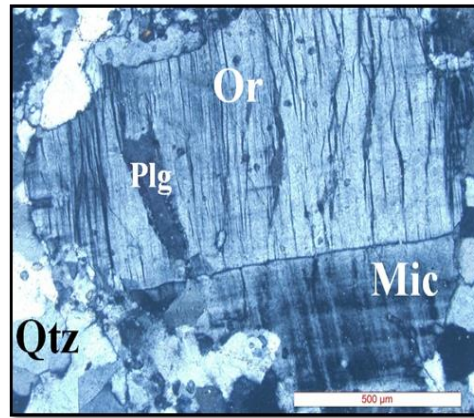
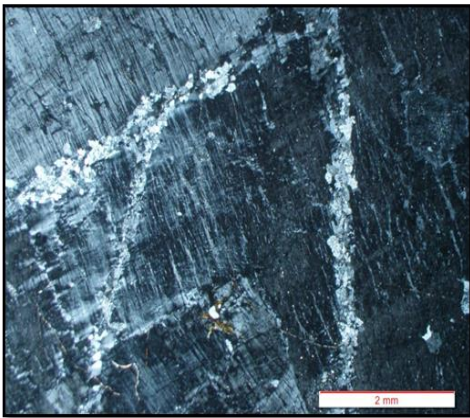


شکل ۳-۱۸- پلاژیوکلاز سرشار از ادخال‌های آپاتیت.

شکل ۳-۱۷- پلاژیوکلاز دارای هسته کلسیک و سرشار از ادخال، در حالیکه حاشیه‌ها فقیر از ادخال هستند (XPL). ۴۶

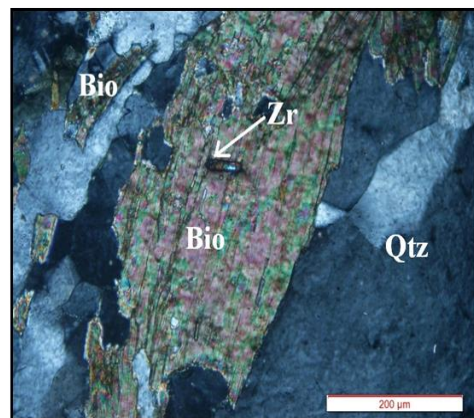
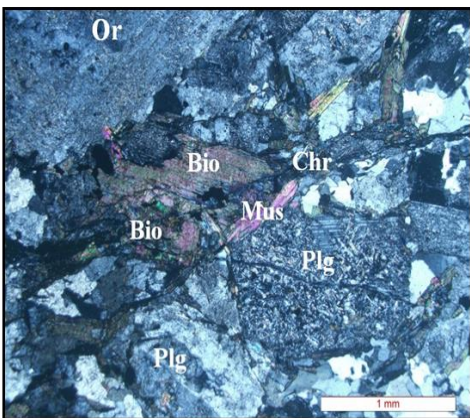


شکل ۳-۱۹- الف) بافت پرتیتی موجود در بلور ارتوز. ب) ماکل مشبک میکروکلین



شکل ۳-۲۱- ساخت ساب ماگمایی ایجاد شده در پتاسیم فلدسپار (XPL).

شکل ۳-۲۰- تبدیل ارتوز به میکروکلین (XPL).



شکل ۳-۲۳- تصویری از تبدیل بیوتیت به مسکوویت و کلریت.

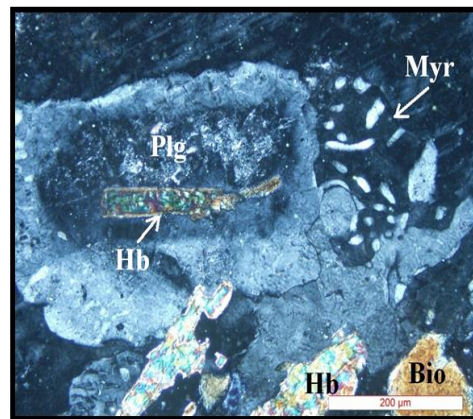
شکل ۳-۲۲- تصویری از بلور کاملاً شکل‌دار زیرکن که بصورت ادخال درون بیوتیت حضور دارد.

ب) کانیهای فرعی**هورنبلند**

این کانی دارای فراوانی بسیار کمی است و از اینرو به صورت فرعی در گرانیتهای یافت می‌شود. این کانی بصورت ادخال درون کانی‌هایی نظیر پلاژیوکلاز مشاهده می‌شود (شکل ۳-۲۴).

زیرکن

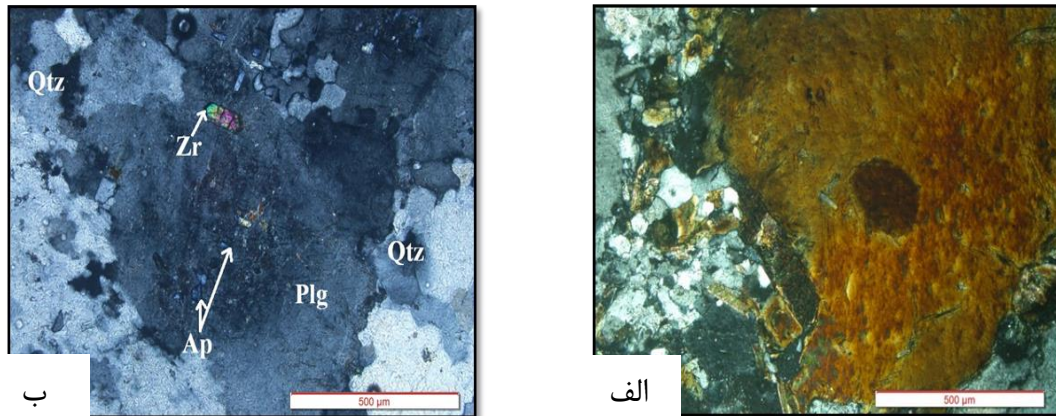
بصورت بلورهای بی‌شکل تا کاملاً شکل‌دار در مقاطع نازک دیده می‌شود. زیرکن گاهی بصورت لکه‌هایی در داخل بیوتیت یافت می‌شود (شکل ۳-۲۵ الف). این کانی همچنین بصورت ادخال درون بلورهایی نظیر پلاژیوکلاز یافت می‌شود (شکل ۳-۲۵ ب). زیرکن یک کانی فرعی با مقاومت زیاد است که ممکن است از دگرگونی درجه بالا، آناتکسی و حتی ماگماتیسم پوسته‌ای باقی بماند (کی^۱ و همکاران، ۲۰۰۱، مانترو^۲ و همکاران، ۲۰۰۴). این کانی دارای رنگ‌های سری بالای جدول میشل لوی و برجستگی بالا می‌باشد.



شکل ۳-۲۴- تصویری از هورنبلند سبز که بصورت ادخال درون بلور پلاژیوکلاز حضور دارد. به منطقه‌بندی پلاژیوکلاز و بافت میرمیکیتی ایجاد شده در گوشه بالای سمت راست توجه شود (XPL).

۱- Keay

۲- Montero



شکل ۳-۲۵- الف) زیرکن بصورت لکه‌هایی درون بیوتیت وجود دارد. ب) زیرکن بصورت بلور کاملاً شکل‌دار درون بلور پلاژیوکلاز قرار دارد.

آپاتیت

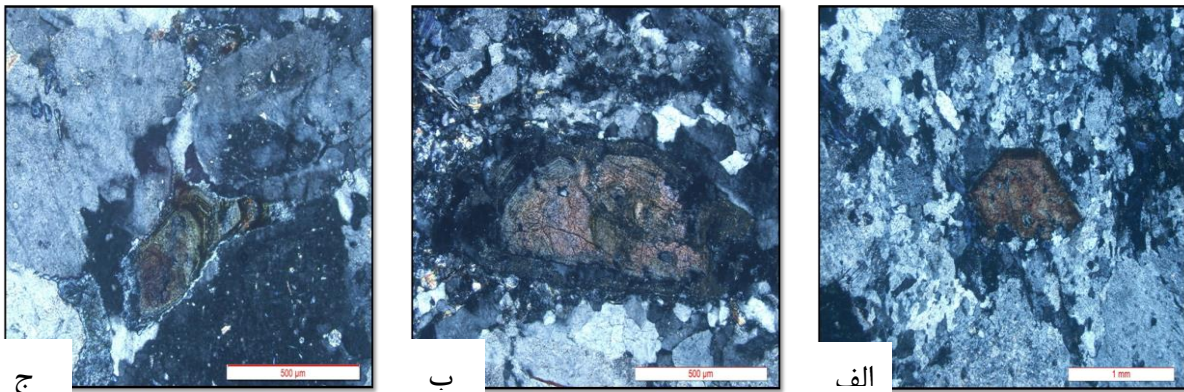
بلورهای ریز و کشیده و نیمه شکل‌دار تا کاملاً شکل‌دار آپاتیت هم در متن سنگ و هم بصورت ادخال در پلاژیوکلاز یافت می‌شوند. از ویژگی‌های بارز این کانی برجستگی بالا و پلئوکروئیسم متمایل به زرد است. حضور آپاتیت ریز و شکل‌دار بیانگر تبلور زود هنگام آن است.

آلانیت

آلانیت با ترکیب شیمیایی $(\text{Ce, Ca, Y})_2(\text{Al, Fe}^{2+}, \text{Fe}^{3+})_3(\text{SiO}_4)_3\text{OH}$ یکی از کانی‌های فرعی مهم گرانیت‌ها به شمار می‌آید. آلانیت یک کانی فرعی متداول در گرانیت‌ها، گرانودیوریت‌ها، مونزونیت‌ها، سینیت‌ها و پگماتیت‌گرانیت‌ها است و در دیوریت و گابرو نیز یافت می‌شود. این کانی همچنین بصورت فنوکریست در سنگ‌های آتشفشانی اسیدی مشاهده شده است (ژیره^۱ و سورنسن^۲، ۲۰۰۴). این کانی با داشتن رنگ قهوه‌ای تند، برجستگی بالا، هاله‌های کمی تیره در حاشیه‌ها و منطقه بندی بارز مشخص می‌شود و در بسیاری از مقاطع بصورت کاملاً شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار حضور دارد (شکل ۳-۲۶). این کانی معمولاً حاوی مقادیر کمی Th و U است بنابراین می‌تواند بصورت یک ژئوکرونومتر مورد استفاده قرار گیرد (ژیره و سورنسن، ۲۰۰۴).

۱- Gieré

۲- Sorensen



شکل ۳-۲۶- تصویری از بلور آلانیت که (الف) بصورت نیمه شکل دار، (ب) هاله ای تیره رنگ در اطراف خود و (ج) منطقه بندی در مقاطع نازک مشخص می شود (XPL).

روتیل

بصورت بلورهای ریز سوزنی شکل در بیوتیتها مشاهده می شوند. حضور روتیل در بیوتیتها نشانگر وجود مقادیر بالای TiO_2 در ماگمای سازنده است. این کانی به مقدار بسیار اندک در سنگهای مورد مطالعه حضور دارد.

کانیهای اپک

کانیهای اپک بصورت بلورهای بی شکل تا نیمه شکل دار در زمینه سنگ و در کانیهای اصلی بصورت ادخال وجود دارد. این کانیها عمدتاً شامل مگنتیت و کمتر هماتیت هستند.

ج) کانیهای ثانویه

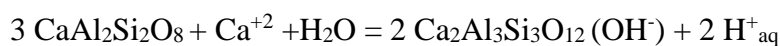
اسفن

اسفن به دو صورت اولیه و ثانویه در سنگهای مورد مطالعه یافت شده است. اسفنهای اولیه معمولاً شکل دار تا نیمه شکل دار هستند و مستقیماً از تبلور ماگما حاصل گردیده اند. اسفنهای ثانویه غالباً ریزدانه و بی شکل هستند و از دگرسانی بیوتیت و کانیهای اپک تشکیل شده اند و عموماً در حاشیه بلور، در امتداد کلیواژها یا در مرز بین بیوتیت و سایر کانیها یافت می شوند. در سنگهای مورد

مطالعه، اسفنهاى ثانويه از فراوانى بيشترى برخوردار هستند، در حاليكه اسفنهاى اوليه به ندرت يافت مى‌شوند.

ايجادوت

بصورت بلورهاى بى‌شكل تا نيمه شكل دار يافت مى‌شود و عمدتاً از دگرسانى پلاژيوكلاز حاصل شده است. حضور ايجادوت حاكى از حضور آب در طى دگرسانى است. با اضافه شدن آب به پلاژيوكلاز كلسيك در طى دگرسانى، بخش آنورتيتى پلاژيوكلاز به ايجادوت و باقىمانده آن به آلبيت تبديل مى‌شود (گوپتا، ۲۰۰۷). واكنش تبديل پلاژيوكلاز به ايجادوت به صورت زير است:



در برخى از سنگها ايجادوت زايى گسترده‌اى صورت گرفته است و گاه رگه‌هاى ايجادوت بلور پلاژيوكلاز را قطع نموده است (شكل ۳-۲۷). ايجادوت زايى غالباً از پيامدهاى نفوذ دايكها و گرمای حاصل از حضور آنها در زمان تشكيل مى‌باشد.

كلريت

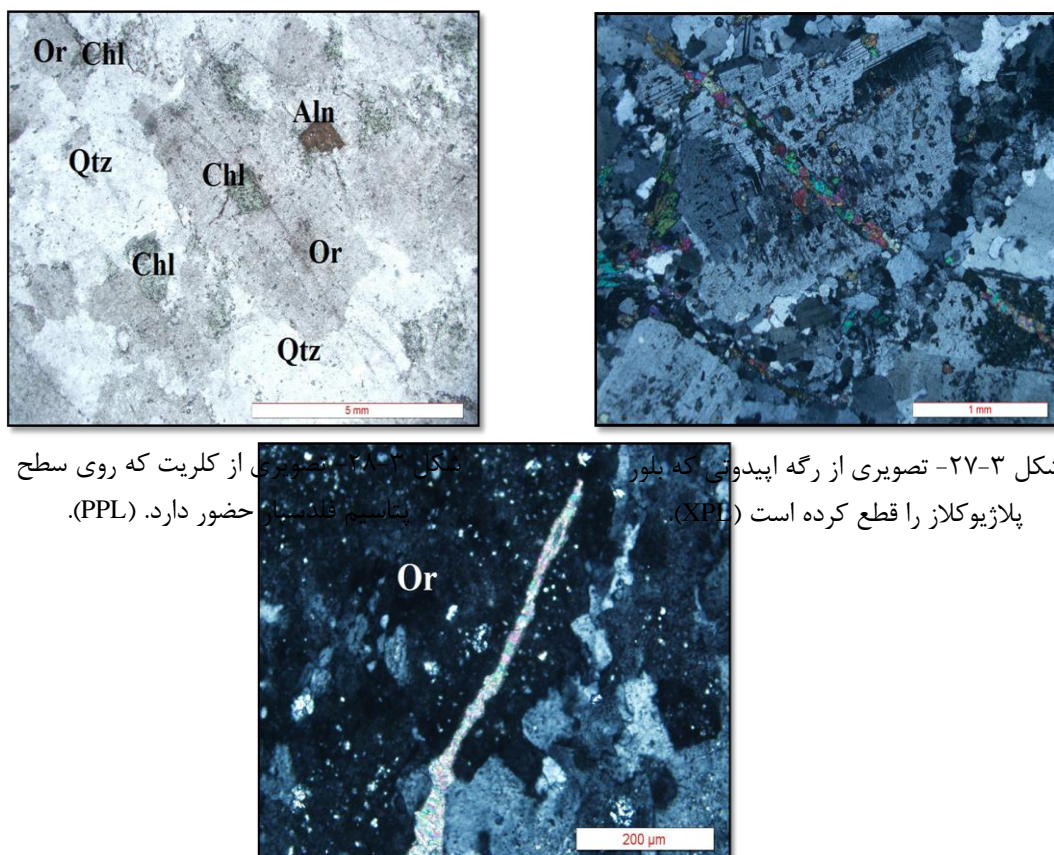
در نور عادى به رنگ سبز مايل به آبى ديده مى‌شود و عمدتاً از دگرسانى بيوتيت حاصل شده است. يون K^+ آزاد شده از بيوتيت، باعث سرسيستى شدن پلاژيوكلاز مى‌شود و كلسيم خارج شده از پلاژيوكلاز نيز در توليد ايجادوت و اسفن (تيتانيت) مصرف مى‌شود. كانى‌هاى حاصل از دگرسانى همراه سيليكات‌هاى صفحه‌اى يافت مى‌شوند. در طى واكنش مزبور، منيزيم حفظ مى‌شود و دو لايه بيوتيت، تبديل به يك لايه كلريت مى‌شود (شلى ۱۹۹۳). اين كانى بصورت پراكنده در بين ساير كانى‌ها و روى سطح بلور پتاسيم فلدسپار مشاهده مى‌شود (شكل ۳-۲۸).

سرسیست

این کانی بصورت بلورهای بسیار ریز دانه و بی‌شکل در سطح کانیهای نظیر پلاژیوکلاز و ارتوکلاز دیده می‌شود و عمدتاً از دگرسانی همین کانی‌ها بوجود آمده است.

کلسیت

کلسیت از سوسوریتی شدن پلاژیوکلاز حاصل می‌شود. این کانی بصورت پرکننده درزه‌ها و شکستگی‌های موجود در لوکوگرانیت‌ها نیز ظاهر شده است (شکل ۳-۲۹).



شکل ۳-۲۸- تصویر از کلریت که روی سطح بتاسیم قدسیا حضور دارد. (PPL).

شکل ۳-۲۷- تصویری از رگه اپیدوتی که بلور پلاژیوکلاز را قطع کرده است (XPL).

شکل ۳-۲۹- تصویری از کلسیت که درزه‌ها و شکستگی‌های موجود در لوکوگرانیت‌ها را پر کرده است.

۳-۱-۱-۳- گرانیت میلونیت‌ها

میلونیت‌ها در نواحی فعال زلزله‌خیز گسترش بیشتری دارند و احتمالاً در اثر حرکت سریع گسل‌ها، متحمل نوعی ذوب‌شدگی نیز می‌شوند (شلی، ۱۹۹۳). کاهش اندازه دانه‌ها در اثر تجدید تبلور دینامیکی و تنش‌های متفاوت در میلونیت‌ها کاملاً مشهود است. این سنگ‌ها دارای پورفیروکلاست‌های پلاژیوکلاز، کوارتز و ارتوکلاز می‌باشند. کانی‌هایی نظیر کوارتز، بیوتیت، مسکوویت

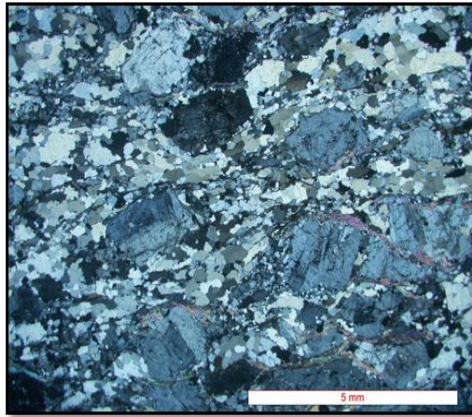
و کلریت این پورفیروکلاست‌ها را احاطه می‌کنند (شکل ۳-۳۰). پلاژیوکلازها در اثر دگرسانی به اپیدوت و سریسیت تبدیل شده‌اند. بلورهای کوارتز شواهد دگرشکلی شدید، بصورت خاموشی موجی و تبلور مجدد نشان می‌دهند و در ابعاد مختلف ریز، متوسط و درشت‌دانه دیده می‌شوند (شکل ۳-۳۱). به عقیده لاو^۱ (۱۹۸۶) گذر از اندازه بزرگ به سمت دانه‌های بسیار ریز بعلت افزایش دگرشکلی و تبلور مجدد دینامیکی می‌باشد.

۳-۱-۱-۴- آپلیت‌ها

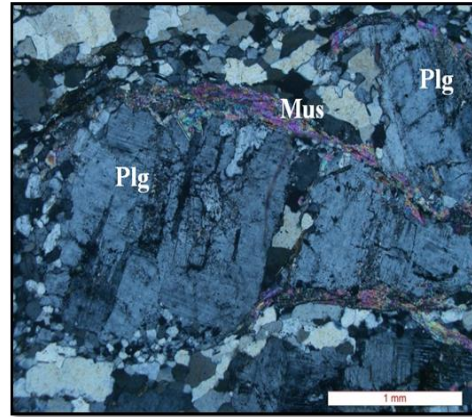
آپلیت‌ها بصورت رگه و دایک قطع کننده توده گرانیتوئیدی سفیدسنگ هستند. در نمونه دستی بصورت ریزدانه و به رنگهای صورتی (در صورت غنی بودن از ارتوز) تا سفید مایل به کرم دیده می‌شوند. آپلیت‌ها غالباً بافت ریزدانه نشان می‌دهند. بافت پرتیتی و میرمکیتی نیز در آن‌ها مشاهده می‌شود. سنگهای آپلیتی دارای کانیه‌های پلاژیوکلاز، ارتوز، کوارتز و بیوتیت می‌باشند. در برخی مناطق آپلیت‌ها در اثر عملکرد گسل‌ها و نیروهای تکتونیکی وارده بشدت میلونیتی شده‌اند. کانیهایی نظیر کوارتز که مقاومت بیشتری دارند کمتر متحمل خردشدگی شده‌اند و بصورت درشت‌دانه باقی مانده‌اند ولی کانیهایی نظیر ارتوز به کانی‌های رسی دگرسان شده‌اند و بسیار خرد شده‌اند (شکل ۳-۳۲). این سنگ‌ها بافت گرانولار ریزدانه نشان می‌دهند. کوارتز، پلاژیوکلاز، ارتوکلاز و بیوتیت از کانی‌های اصلی تشکیل دهنده این سنگ‌ها هستند. کوارتز در این سنگ‌ها عمدتاً به صورت بی‌شکل و ریزدانه با حواشی مضرس ظاهر می‌شود و خاموشی موجی نشان می‌دهد. در برخی از مقاطع کوارتزها حالت ساب‌گرین شدن و تبلور مجدد از خود نشان می‌دهند. پلاژیوکلازها در بیشتر مقاطع به اپیدوت و سریسیت دگرسان شده‌اند و دارای ادخال‌هایی از همین کانی‌ها می‌باشند و بافت پوئی‌کیلیتیکی نیز نشان می‌دهند. ارتوزها بصورت ارتوز پرتیتی و میکروکلین یافت می‌شوند و در بعضی موارد به سریسیت دگرسان شده‌اند. تبدیل بیوتیت به مسکوویت نیز در این سنگ‌ها مشاهده می‌شود. برخی از

۱- Low

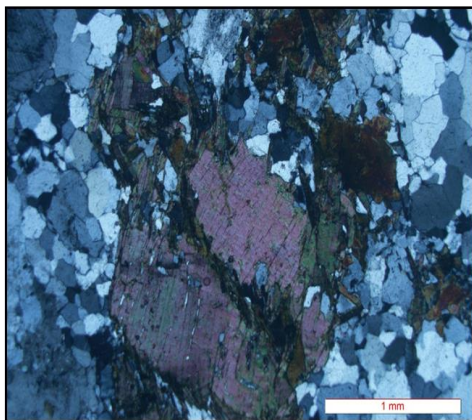
بیوتیت‌ها در اثر تحمل تنش‌های تکتونیکی متحمل پدیده ساب‌گرین شدن، گردیده‌اند (شکل ۳-۳۳).



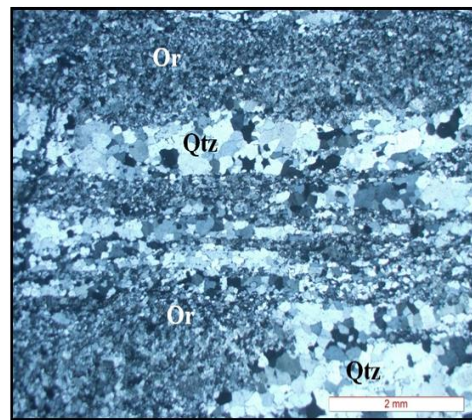
شکل ۳-۳۱- تصویر از بلورهای کوارتز با خاموشی شدید در اطراف بلورهای پلاژیوکلاز و ارتوز.



شکل ۳-۳۰- تصویر از مسکوویت طویل شده که در اطراف بلور پلاژیوکلاز چرخیده است (XPL).



شکل ۳-۳۳- تصویر از بیوتیت که بر اثر تحمل فشار شدیداً ساب‌گرین (دانه‌ریز) شده است.



شکل ۳-۳۲- تصویر از آپلیت میلونیتی شده. بخش‌های دانه‌ریز بیشتر تحت تأثیر تنش قرار گرفته‌اند.

۳-۱-۲- گروه سنگهای بازیک - حدواسط

این گروه از سنگها بصورت دایک توده گرانیتوئیدی و سنگهای دگرگونی میزبان آن را قطع کرده‌اند. در رخنمون صحرائی به رنگ سبز تیره تا خاکستری دیده می‌شوند. با توجه به مقاطع میکروسکوپی مطالعه شده، این دایک‌ها دارای ترکیب دیوریت تا گابرو می‌باشد. این سنگها دارای بافت پورفیروئیدی،

میکرولیتی - جریانی و میکرولیتی - پورفیری و حاوی کانیهای نظیر پلاژیوکلاز، هورنبلند سبز-قهوه‌ای، پیروکسن عمدتاً از نوع اوژیت و گاهی اوقات کوارتز و بیوتیت می‌باشند. پورفیرها عمدتاً از نوع پلاژیوکلاز می‌باشد و در برخی موارد اندازه برخی از آنها به ۲ سانتی‌متر نیز می‌رسد.

۳-۱-۲-۱- دایک‌های میکروگابرویی و میکروگابرودیوریتی

بیشترین دایک‌های موجود در منطقه دارای ترکیب گابرویی تا گابرودیوریتی هستند. در نمونه دستی به رنگ سبز تیره تا خاکستری و بصورت دانه درشت تا دانه متوسط دیده می‌شوند. در مقاطع میکروسکوپی بافت گرانولار، اینترگرانولار، افتیک، ساب افتیک و پورفیری-میکرولیتی نشان می‌دهند.

الف) کانیهای اصلی

پلاژیوکلاز

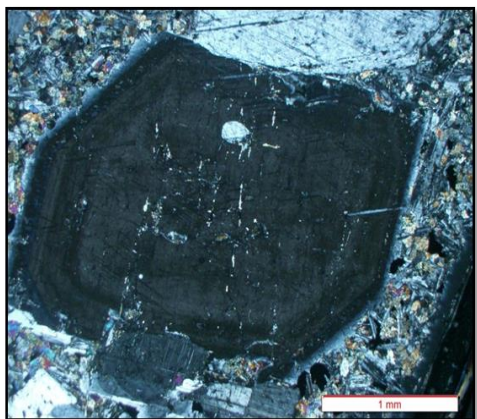
این کانی هم بصورت فنوکریست‌های درشت شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار و هم بصورت میکرولیت در زمینه سنگ موجود می‌باشد و سبب ایجاد بافت میکرولیتی-پورفیری در سنگ شده است (شکل ۳-۳۴). ماکل پلی‌سینتتیک، آلبیت - کارلسباد و منطقه‌بندی ترکیبی از مشخصات بارز پلاژیوکلازهای موجود در سنگ‌های گابرویی و گابرودیوریتی است (شکل ۳-۳۵). در حواشی برخی پلاژیوکلازها آثار خوردگی دیده می‌شود. آپاتیت، مگنتیت، اسفن، اپیدوت و کلریت بصورت ادخال در پلاژیوکلازها یافت می‌شوند (شکل ۳-۳۶).

اوژیت

اوژیت معمولاً بی‌شکل و بصورت پرکننده فضای بین پلاژیوکلاز ظاهر شده است. همین امر به ایجاد بافت ساب افیتی در سنگ منجر شده است و می‌تواند نشانگر تبلور اولیه پیروکسن نسبت به پلاژیوکلاز باشد (شکل ۳-۳۷). این کانی در برخی از مقاطع به کانی‌هایی نظیر اپیدوت، کلریت، کلسیت و اکسیدهای آهن دگرسان شده است (شکل ۳-۳۸).

هورنبلندسبز

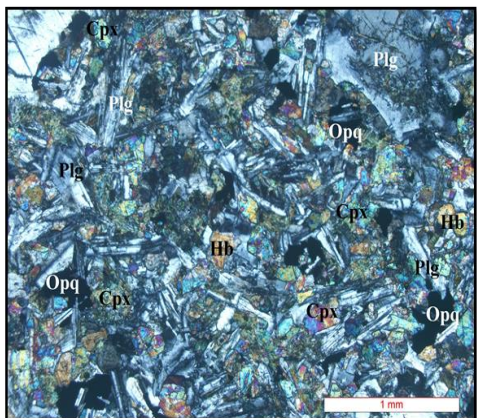
علاوه بر اوژیت، یکی دیگر از کانی‌های مافیک سازنده سنگ‌های میکروگابرویی هورنبلند سبز است که بصورت شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار در مقاطع نازک مشاهده می‌گردد. عمده‌ترین کانیهای حاصل از دگرسانی هورنبلند سبز شامل کلریت همراه با مقادیری اپیدوت، اسفن و کانیهای اپک می‌باشد (شکل ۳-۳۹).



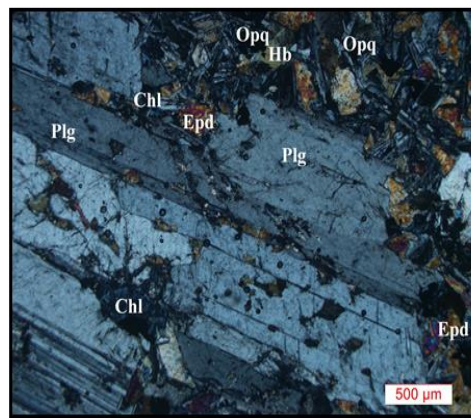
شکل ۳-۳۵- منطقه بندی ترکیبی بسیار بارز در بلور پلاژیوکلاز.



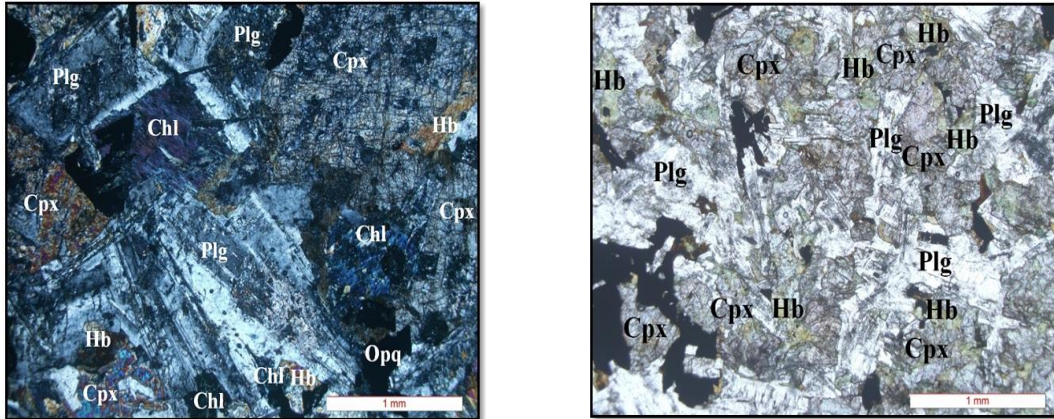
شکل ۳-۳۴- پلاژیوکلاز بصورت فنوکریست و میکروولیت همراه با شمای بارزی از بافت میکروولیتی - پورفیری.



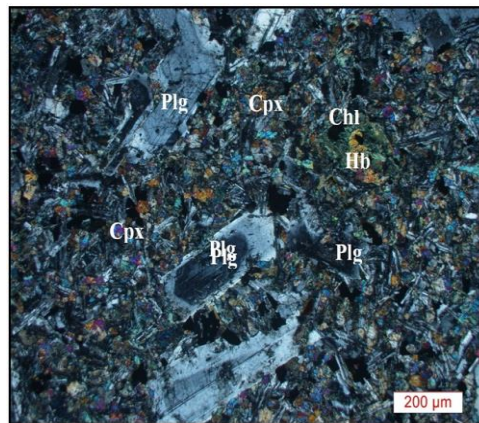
شکل ۳-۳۷- تصویری از کانی‌های موجود در سنگ‌های میکروگابرویی. اوژیت‌ها فضای بین سایر کانی‌ها را پر کرده‌اند.



شکل ۳-۳۶- تصویری از ادخال‌های اوژیت موجود در بلور پلاژیوکلاز که بعداً به کلریت تبدیل شده‌اند.



شکل ۳-۳۸- تصاویری از اوژیت‌هایی که به کلریت و اکسید آهن دگرسان شده‌اند.



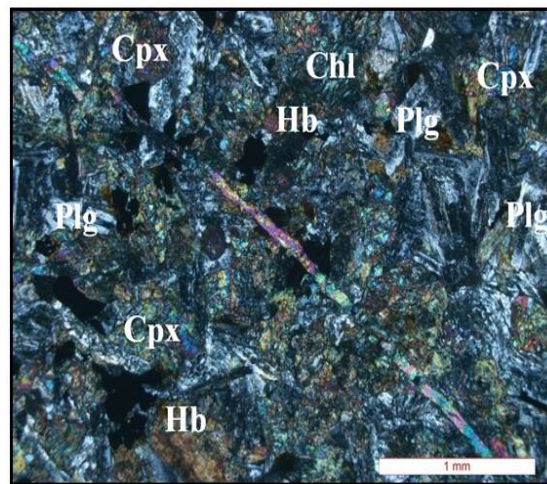
شکل ۳-۳۹- تصویری از دگرسانی هورنبلند به کلریت. توجه نمایید که بلورهای پلاژیوکلاز نیز منطقه بندی ترکیبی زیبایی نشان می‌دهند.

ب) کانیهای فرعی

از جمله کانی‌های فرعی موجود در این سنگ‌ها می‌توان به الیوین، آپاتیت و کانی‌های اپک اشاره کرد. الیوین از فراوانی اندکی برخوردار است. در برخی از مقاطع آپاتیت بصورت بلورهای کشیده و طویل دیده می‌شود. حضور گسترده این کانی معرف بالا بودن میزان P_2O_5 در ماگمای سازنده این سنگ‌ها است. کانی‌های اپک بوفور در مقاطع نازک مشاهده می‌شوند. این کانی‌ها بصورت ادخال درون سایر کانی‌ها و بصورت پرکننده فضای بین دیگر کانی‌ها مشاهده می‌شوند.

ج) کانی‌های ثانویه

کلریت و اپیدوت از شاخص‌ترین کانی‌های ثانویه موجود در این سنگ‌ها هستند که بیشتر از دگرسانی پلاژیوکلاز و هورنبلند سبز حاصل شده‌اند (شکل ۳-۴۰). اسفن از دگرسانی کانیه‌های اپک و هورنبلند سبز حاصل شده است ولی از فراوانی کمی برخوردار است.



شکل ۳-۴۰- تصویری از یک رگه اپیدوتی که سنگ گابرویی میزبان خود را قطع کرده است.

۳-۱-۲-۲- دایک‌های میکرودیوریتی

در منطقه مورد مطالعه دایک‌های میکرودیوریتی نسبت به دایک‌های میکروگابرویی از فراوانی کمتری برخوردار هستند. باید اذعان داشت این دایک‌ها بر روی زمین به راحتی قابل تفکیک نیستند و این تفاوت ترکیب تنها در مقاطع نازک قابل بررسی است. دایک‌های میکرودیوریتی در نمونه دستی به رنگ سبز تا خاکستری و بصورت دانه‌ریز تا دانه متوسط دیده می‌شوند. این سنگ‌ها در مقاطع میکروسکوپی بافت‌های گرانولار، اینترگرانولار، میکرولیتی و میکرولیتی-جریانی نشان می‌دهند.

الف) کانیه‌های اصلی

هورنبلند سبز

هورنبلند سبز عموماً شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار است و بصورت سوزنی شکل ظاهر می‌شود. در نمونه‌های دگرسان شده برخی از هورنبلندهای سبز به کلریت، اسفن، اپیدوت و اکسیدهای آهن دگرسان شده‌اند (شکل ۳-۴۱).

پلاژیوکلاز

این کانی بصورت شکل‌دار و نیمه شکل‌دار در سنگهای میکرودیوریتی دیده می‌شود. این کانی بصورت میکروولیت در زمینه سنگ بوفور یافت می‌شود و یک منظره جریان‌ی در سنگ بوجود آورده است (شکل ۳-۴۲). در برخی مقاطع، این کانی دارای ادخال‌هایی از سوزن‌های ریز آپاتیت است. منطقه بندی ترکیبی و ماکل پلی‌سینتتیک از مشخصات بارز این کانی است. بدلیل ورود سیالات گرمابی، پلاژیوکلازهای دگرسان شده به مجموعه‌ای از کانی‌های اپیدوت، کلسیت و سریسیت تبدیل شده‌اند.

اوزیت

به مقدار اندک بصورت یک کانی شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار در سنگهای دیوریتی حضور دارد. برخی از اوزیت‌ها در اثر دگرسانی به کلریت و اپیدوت تبدیل شده‌اند.

بیوتیت

این کانی در سنگ‌های میکرودیوریتی بصورت اولیه حضور دارد، لیکن فراوانی آن بسیار کم است. بیوتیت‌ها بصورت تقریباً شکل‌دار و به رنگ قهوه‌ای می‌باشند (شکل ۳-۴۳). در برخی موارد بیوتیت به کلریت دگرسان شده است.

ب) کانی‌های فرعی

آپاتیت

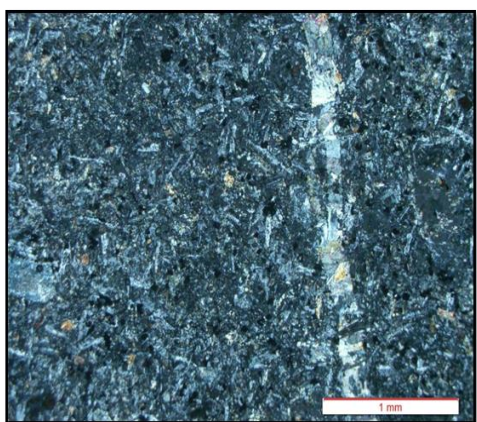
بصورت بلورهای ریز سوزنی شکل درون کانی‌هایی نظیر پلاژیوکلاز و هورنبلند سبز بصورت ادخال و یا بصورت مستقل در زمینه سنگ یافت می‌شود.

کانیهای اپک

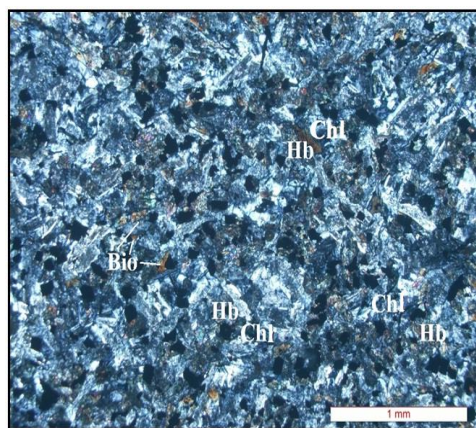
کانی‌های اپک موجود در میکرودیوریت‌ها از نوع مگنتیت و مگنتیت تیتانیم‌دار می‌باشند. آن‌ها شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار بوده و از فراوانی قابل توجهی برخوردار هستند و بصورت ادخال یا مستقل یافت می‌شوند.

ج) کانی‌های ثانویه

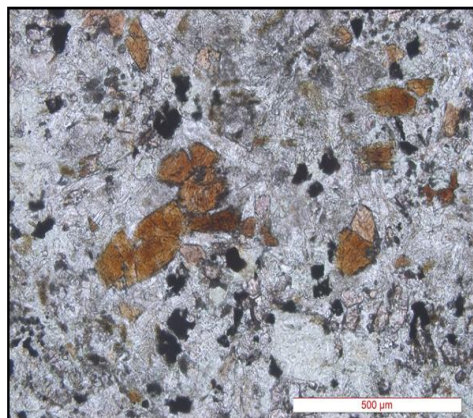
از جمله کانی‌های ثانویه موجود در این سنگ‌ها می‌توان به کلریت، اسفن، اپیدوت و سریسیت اشاره کرد. کلریت در اثر دگرسانی کانیهای فرومنیزین نظیر هورنبلند سبز و بیوتیت حاصل شده است و نشاندهنده حضور فاز سیال در طی دگرسانی، خروج پتاسیم از بیوتیت و خروج Na و Ca از هورنبلند است. اسفن که از دگرسانی کانی‌هایی نظیر کانیهای اپک، هورنبلند سبز و پلاژیوکلاز حاصل می‌شود، به مقدار اندک در این سنگ‌ها حضور دارند. کانی اپیدوت بعنوان کانی ثانویه از دگرسانی پلاژیوکلاز و هورنبلند حاصل شده است.



شکل ۳-۴۲- تصویری از میکرولیت‌های پلاژیوکلاز و ایجاد بافت میکرولیتی در سنگ‌های میکرودیوریتی. اپیدوت‌زایی بصورت رگه در سنگ مشاهده می‌شود.



شکل ۳-۴۱- تصویری از تبدیل هورنبلند به کلریت در سنگ‌های میکرودیوریتی.



شکل ۳-۴۳- تصویری از بیوتیت‌های اولیه که بصورت نیمه شکل‌دار در سنگهای میکرودیوریتی بطور پراکنده حضور دارند (PPI).

۳-۱-۳- ترتیب تبلور

قانون روزنبوش مراحل تبلور کانیها را به صورت زیر بیان می‌کند:

- اگر یک کانی داخل کانی دیگر قرار گیرد، آن کانی زودتر از کانی دربرگیرنده متبلور شده است.
- کانیهای شکل‌دار زودتر از کانیهای نیمه‌شکل‌دار و کانیهای نیمه‌شکل‌دار زودتر از کانیهای بی‌شکل تشکیل شده‌اند.

- کانیهای ثانویه سنگها در تعیین ترتیب تبلور نقشی ندارند.

بر اساس مطالعات پتروگرافی صورت گرفته و با در نظر گرفتن قانون روزنبوش ترتیب تبلور کانی‌های موجود در توده گرانیتوئیدی سفیدسنگ به شرح زیر می‌باشد:

گرانیت‌ها

با بررسی مقاطع میکروسکوپی کوارتز، پلاژیوکلاز و ارتوکلاز کانی‌های اصلی و اسفن، زیرکن، آپاتیت، آلانیت و مگنتیت کانی‌های فرعی سنگ‌های گرانیتی را تشکیل می‌دهند. در گرانیت‌ها ابتدا کانی‌های فرعی نظیر آلانیت، زیرکن، اسفن اولیه، آپاتیت و مگنتیت متبلور شده‌اند زیرا در بسیاری از مقاطع بصورت ادخال درون سایر کانی‌ها نظیر پلاژیوکلاز یافت می‌شوند در نتیجه زودتر از آنها متبلور شده‌اند. حضور پلاژیوکلاز بصورت ادخال درون ارتوکلاز (شکل ۳-۲۰)، حاکی از تبلور زودتر پلاژیوکلاز می‌باشد. مقدار هورنبلندسبز در سنگ‌های مورد مطالعه بسیار اندک می‌باشد ولی با توجه به قرار گرفتن این کانی بصورت ادخال درون بلور پلاژیوکلاز، لذا زودتر از پلاژیوکلاز متبلور شده است (شکل

۳-۲۴).

دایک‌ها

پلاژیوکلاز، هورنبلند، اوژیت، بیوتیت، آپاتیت، مگنتیت و اسفن کانی‌های سازنده دایک‌های مورد مطالعه را تشکیل می‌دهند. کانی‌های فرعی بصورت ادخال درون سایر کانی‌ها یافت می‌شوند لذا زودتر از سایر کانی‌ها متبلور شده‌اند. همراهی کانی‌های اپک با کلینوپیروکسن نشان‌دهنده تبلور قبل تا همزمان این کانی‌ها می‌باشد (شکل ۳-۳۸). بلورهای شکل‌دار آپاتیت معرف تبلور زود هنگام این کانی است. ترتیب تبلور کانی‌های سازنده سنگ‌های مورد مطالعه بصورت ترسیمی در شکل ۳-۴۴ آورده شده است.

| نوع کانی | نوع سنگ گرانیت‌ها |
|------------------|----------------------|
| ارتوکلاز | _____ |
| پلاژیوکلاز | _____ |
| هورنبلند سبز | _____ |
| کوارتز | _____ |
| مگنتیت | _____ |
| آپاتیت | _____ |
| اسفن اولیه | _____ |
| زیرکن | _____ |
| آلانیت | _____ |
| | دیوریت‌ها |
| پلاژیوکلاز | _____ |
| اوژیت | _____ |
| هورنبلند سبز | _____ |
| بیوتیت‌های اولیه | _____ |
| آپاتیت | _____ |
| مگنتیت | _____ |
| | گابروها |
| پلاژیوکلاز | _____ |
| اوژیت | _____ |
| هورنبلند سبز | _____ |
| آپاتیت | _____ |
| مگنتیت | _____ |

شکل ۳-۴۴- نمایش ترسیمی ترتیب تبلور کانی‌های تشکیل دهنده سنگ.

۲-۳- گروه سنگهای دگرگونی

سنگهای دگرگونی این منطقه از گستردگی و تنوع بسیار جالبی برخوردار هستند و عمدتاً شامل اسلیت، فیلیت، شیست (میکاشیست و گارنت میکاشیست)، گنیس و کوارتز دیوریت‌های دگرشکل شده می‌باشند و در پهنه وسیعی گسترش دارند.

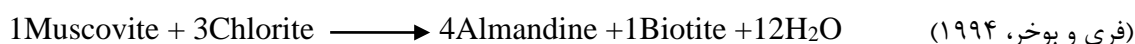
۱-۲-۳- اسلیت‌ها و فیلیت‌ها

اسلیت‌ها که در درجات بسیار پایین دگرگونی تشکیل شده‌اند، در نمونه دستی به رنگ سیاه تا خاکستری تیره هستند و حاوی کلریت، کوارتز و زمینه‌ای تیره رنگ می‌باشند. با پیشرفت دگرگونی، در درجات پایین دگرگونی، فیلیت تشکیل می‌شود که در نمونه دستی به رنگ خاکستری براق دیده می‌شود. از کانی‌های تشکیل دهنده این سنگ‌ها می‌توان به کوارتز، کلریت، بیوتیت، مسکوویت، اکسیدهای آهن و اپیدوت اشاره کرد. در منطقه مورد مطالعه این سنگ‌ها از گستردگی کمتری برخوردار هستند.

۲-۲-۳- شیست‌ها

شیست‌ها در منطقه مورد مطالعه از گستردگی زیادی برخوردار هستند و در نمونه دستی بصورت براق و به رنگ سبز تا خاکستری مشاهده می‌شوند. بر اساس مطالعات پتروگرافی، از کانی‌های تشکیل دهنده این سنگ‌ها می‌توان به کلریت، مسکوویت، بیوتیت، کوارتز، اکسید آهن و اپیدوت اشاره نمود. این سنگ‌ها در مقاطع نازک بافت لپیدوبلاستی و پورفیروبلاستی نشان می‌دهند. بلورهای ورقه‌ای و کشیده مسکوویت و بیوتیت با جهت یافتگی کامل در سنگ وجود دارند و به تشکیل بافت لپیدوبلاستی منجر شده‌اند (شکل ۳-۴۵). وجود کلریت و بیوتیت سبب ایجاد شیستوزیته واضح در آن‌ها شده است. کوارتز در بین بلورهای میکا دیده می‌شود. پورفیرهای تشکیل دهنده سنگ‌های فوق، گارنت و تجمعی از دانه‌های ریز کوارتز هستند که بر اثر دگرگونی ایجاد شده‌اند. برخی از بلورهای کوارتز اشکال چشمی شکل کشیده نشان می‌دهند (شکل ۳-۴۶). با توجه به حضور کانی‌های مختلف، می‌توان شیست‌هایی با نام‌های مختلف از قبیل بیوتیت شیست، مسکوویت شیست، گارنت - بیوتیت

شیست و ... در منطقه تشخیص داد که همگی در شرایط دما - فشار رخساره شیست سبز دگرگون شده‌اند. در برخی مناطق، گارنت از نوع آلماندین ($Fe_3Al_2Si_3O_{12}$) نیز در میکاشیست‌ها تشکیل شده است. گارنت‌ها ادخال‌های زیادی از کوارتز و بیوتیت را دربرمی‌گیرند که به تشکیل بافت پوئی‌کیلوبلاستی منجر شده است. در اطراف بلورهای گارنت سایه فشاری ایجاد شده است که نشان می‌دهد رشد گارنت نسبت به زمینه سنگ قبل از تکتونیک بوده است (شکل ۳-۴۷). ظهور گارنت معرف تشکیل زون گارنت می‌باشد. ظهور زون گارنت معرف آغاز رخساره شیست‌سبز است. واکنش احتمالی که به تشکیل گارنت منجر می‌شود عبارتست از:

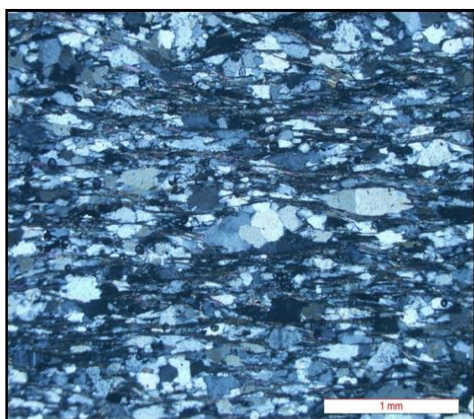


همانطور که در شکل ۳-۴۷ مشاهده می‌شود کانی گارنت در زمینه‌ای ریز متشکل از کلریت، مسکوویت، بیوتیت و کوارتز قرار دارد. بافت اصلی سنگ با توجه به حضور گارنت، پورفیروبلاستی است ولی از آنجایی که گارنت در زمینه‌ای سرشار از میکای جهت‌یافته حضور دارد می‌توان بافت پورفیروپلیدوبلاستی را نیز برای آن به کار برد. در این سنگها حداقل سه سری شیستوزیته قابل تشخیص است: S_0 : لایه بندی رسوبی اولیه، S_1 : ردیف شدگی میکاها در فاز دگرگونی و دگرشکلی و S_2 : چین خوردگی لایه‌ها و تشکیل سطح محوری چین‌ها.

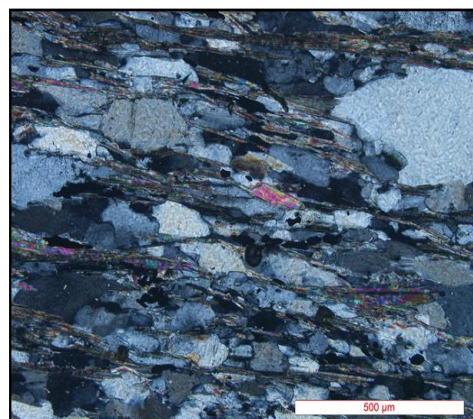
۳-۲-۳- پاراگنیس‌ها

شیست‌های درجه پایین تا متوسط با افزایش درجه دگرگونی حالت گنیسی پیدا می‌کنند. گنیس‌ها سنگ‌هایی با دانه‌بندی متوسط تا درشت هستند که بخش‌های شمالی منطقه را تشکیل می‌دهند و در منطقه مورد مطالعه گسترش کمی دارند ولی در مناطق هم‌جوار از گسترش بیشتری برخوردار هستند. کانی‌های اصلی تشکیل‌دهنده این سنگ‌ها کوارتز و فلدسپارها هستند ولی کانی‌های دیگری نظیر بیوتیت، مسکوویت، گارنت، پلاژیوکلاز، کلریت، اپیدوت، آپاتیت و اکسید آهن نیز در آنها مشاهده می‌شود، لذا می‌توان نام پاراگنیس را برای آن‌ها بکار برد (شکل ۳-۴۸). با توجه به شکل‌های (۳-۴۹)

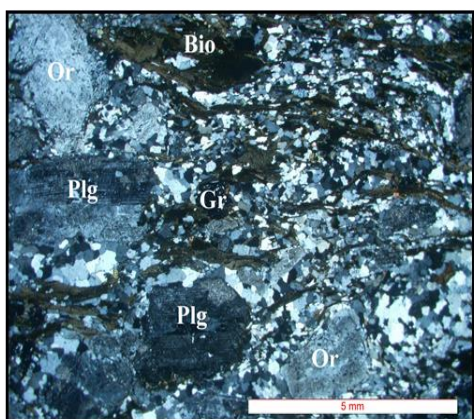
و (۳-۵۰) رشد گارنت نسبت به زمینه سنگ همزمان با تکتونیک و رشد پلاژیوکلاز بعد از تکتونیک می‌باشد. همانطور که در شکل (۳-۵۰) دیده می‌شود پلاژیوکلاز، بیوتیت و گارنت را کنار زده و رشد کرده است. بیوتیت مهمترین کانی مافیک موجود در این سنگ‌هاست که در برخی موارد نیز کلریتی شده است. غلاف‌های شیستی (که به موازات لایه‌بندی و گنیسوسیتته قرار دارند)، پورفیروبلاست‌های گارنت، پلاژیوکلاز، ارتوز و کوارتز، همگی بر ترکیب نیمه پلیتی تا گریوکی این سنگ‌ها دلالت دارند. اپیدوت در این سنگ‌ها حاصل دگرسانی پلاژیوکلاز می‌باشد. کلریت و اپیدوت محصول دگرگونی برگشتی هستند.



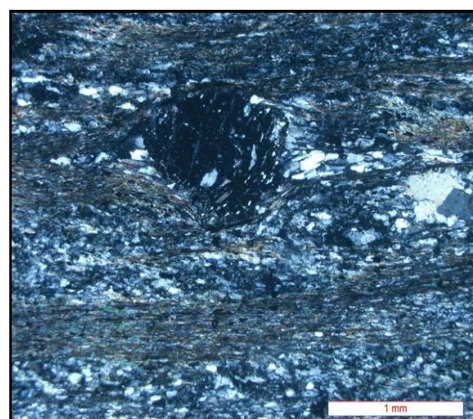
شکل ۳-۴۶- تصویری از بلورهای کوارتز که حالت چشمی کشیده نشان می‌دهند.



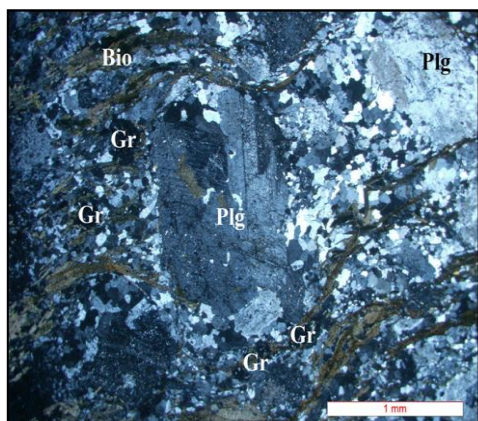
شکل ۳-۴۵- تصویری از بلورهای جهت یافته بیوتیت و مسکوویت که به تشکیل بافت لپیدوبلاستی در سنگ منجر شده است.



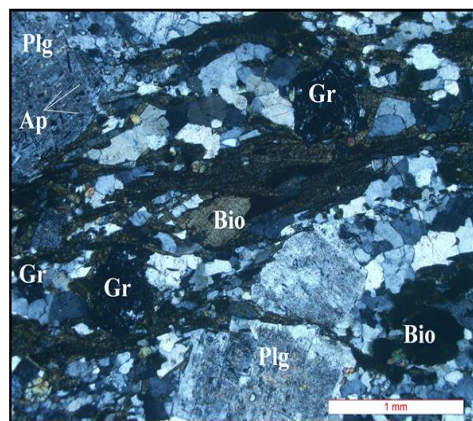
شکل ۳-۴۸- تصویری از حضور گارنت، پلاژیوکلاز، ارتوز و کوارتز در سنگ‌های گنیسی.



شکل ۳-۴۷- سایه فشاری ایجاد شده در اطراف بلور گارنت که توسط بلورهای کوارتز پر شده است.



شکل ۳-۵۰- بلور پلاژیوکلاز غلاف بیوتیت و گارنت را کنار زده و بعد از تشکیل این کانی‌ها شروع به رشد کرده است.

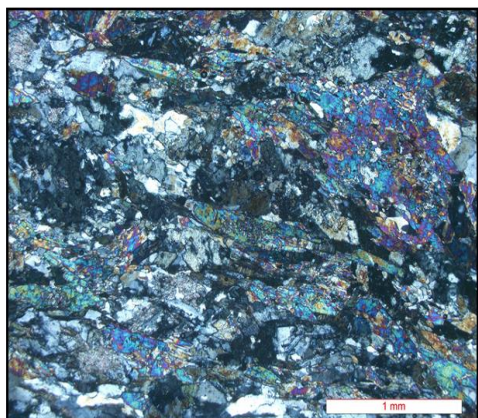


شکل ۳-۴۹- تصویری از حضور بلورهای گارنت در سنگ‌های گنیسی.

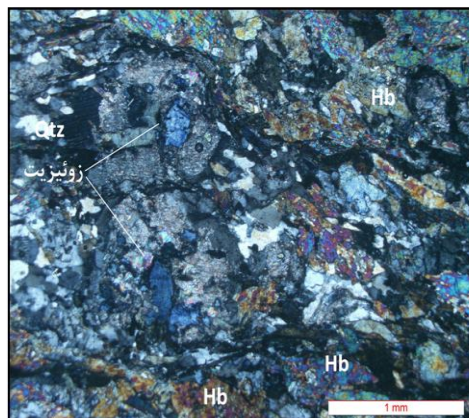
۳-۲-۴- کوارتز دیوریت‌ها

رخنمون این سنگ‌ها در منطقه مورد مطالعه بسیار اندک است. سنگ‌های مورد مطالعه بسیار شبیه به آمفیبولیت می‌باشند ولی از آنجاییکه در مناطق مجاور نظیر بند هزار چاه، توده‌های کوارتز دیوریتی دگرشکل شده یافت می‌شوند که دارای ظاهر آمفیبولیتی هستند در تعبیر و تفسیر این سنگ‌ها احتیاط بیشتری لازم است. احتمالاً این سنگ‌ها، کوارتز دیوریت‌های دگرشکل شده‌ای هستند که بعلت حضور مقادیر زیادی کوارتز، استفاده از واژه آمفیبولیت برای این سنگ‌ها مناسب نیست و با توجه به مشاهده سنگ‌های کوارتز دیوریتی در منطقه بندهزارچاه که دارای تاریخچه زمین‌شناسی تقریباً یکسانی با منطقه مورد مطالعه می‌باشد بهتر است این سنگ‌ها را کوارتز دیوریت‌هایی بنامیم که تحت تأثیر تنش‌های تکتونیکی دگرشکل شده‌اند و ایجاد اشکال چشمی شکل در آن‌ها توسعه یافته است. قسمت عمده کانی‌های تشکیل دهنده این سنگ‌ها را پلاژیوکلاز و آمفیبول (عمدتاً از نوع هورنبلندسبز) تشکیل می‌دهد. کانی‌های فرعی آن‌ها شامل اسفن، اپیدوت و آپاتیت هستند. اپیدوت موجود در این سنگ‌ها عمدتاً از نوع زوئیزیت و کلینوزوئیزیت است (شکل ۳-۵۱). کلریت‌زایی و اپیدوت‌زایی گسترده‌ای در این سنگ‌ها صورت گرفته است. با توجه به حضور کانی‌های کلریت، اپیدوت، کلسیت و سربیسیت به مقدار قابل توجهی در این سنگ‌ها، آن‌ها دگرگونی دما - فشار در حد رخساره شیست‌سبز را متحمل شده‌اند. جهت یافتگی کانی‌های آمفیبول به ایجاد بافت نماتوبلاستی

منجر شده است (شکل ۳-۵۲).



شکل ۳-۵۲- جهت یافتگی هورنبلندهای سبز که به تشکیل بافت نماتوبلاستی منجر شده است.



شکل ۳-۵۱- تصویری از حضور زوئیزیت در کوارتز دیوریت‌های دگرشکل شده.

۳-۳- خلاصه مطالب

توده گرانیتوئیدی سفیدسنگ دارای طیف ترکیبی گرانیت، آلكالی فلدسپار گرانیت و لوکوگرانیت است. این توده توسط دایک‌های متعددی با ترکیب گابرو - دیوریت قطع شده است. بافت غالب در سنگ‌های گرانیتوئیدی گرانولار و در دایک‌ها پورفیروئیدی و میکرولیتی می‌باشد. میزبان توده گرانیتوئیدی مزبور را سنگ‌های دگرگونی با طیف ترکیبی اسلیت، فیلیت، شیست (میکاشیست و گارنت میکاشیست) و گنیس تشکیل می‌دهند. پلاژیوکلاز، ارتوکلاز و کوارتز کانی‌های اصلی و آپاتیت، اسفن، آلانیت و زیرکن کانی‌های فرعی توده گرانیتوئیدی سفید سنگ را تشکیل می‌دهند.

شواهد صحرایی و مطالعات پتروگرافی نشان می‌دهند که تنش‌های تکتونیکی در مقیاس وسیع، سنگ‌های منطقه را تحت تأثیر قرار داده‌اند. آثار این فرآیند بصورت خردشدگی، ساب گرین شدن، خاموشی موجی، تجدید تبلور، تشکیل ماکل‌های ثانویه و تبدیلی نظیر تبدیل ارتوز به میکروکلین، ماکل‌های دگرشکلی و میرمکیت‌زایی، جابجاشدن ماکل و تغییر شکل کانی‌ها بصورت اشکال چشمی و سینوسی تجلی یافته است. شواهد موجود حاکی از آن است که دگرشکلی تحمیل شده بر این سنگ‌ها از نوع ساب‌سالیدوس دمای بالا تا دمای متوسط بوده است.

فصل ہمارم

رتو سیمی

۴-۱- مقدمه

پس از تحلیل روابط صحرایی و پتروگرافی سنگ‌ها، مطالعه ویژگی‌های ژئوشیمیایی آنها از اهمیت زیادی برخوردار است. به اعتقاد رولینسون^۱ (۱۹۹۳) بیشترین سودمندی پژوهش‌های ژئوشیمیایی هنگام آزمون یک مدل یا انگاره خاص بروز می‌کند. این مدل یا انگاره در نهایت به شناخت روشی از روابط زمین‌شناختی وابسته است. بنابراین، هر پژوهش ژئوشیمیایی موفق، باید بر پایه شناخت کامل زمین‌شناسی ناحیه باشد. پس از مشاهدات صحرایی و مطالعات پتروگرافی سنگ‌ها، به منظور انجام مطالعات ژئوشیمیایی و دستیابی به اطلاعات دقیق‌تر از توده گرانیتوئیدی مورد مطالعه، تعداد ۱۷ نمونه سنگ با در نظر گرفتن تنوع سنگ‌شناختی، با کمترین میزان دگرسانی و از واحدهای سنگی مختلف، برای انجام آنالیز ژئوشیمیایی به آزمایشگاه ژئوشیمی ACME کانادا ارسال گردید. گزینش فن تجزیه‌ای مناسب در ژئوشیمی کاملاً به ماهیت مشکلی که باید حل شود بستگی دارد. آگاهی از اینکه چه عناصری باید تجزیه شود، غلظت آن‌ها چقدر پیش‌بینی می‌شود و اینکه نتایج با چه دقتی مورد نیاز است، اهمیت دارد (رولینسون، ۱۹۹۳). از آنجاییکه هدف ما تعیین میزان عناصر اصلی، کمیاب و عناصر نادرخاکی است، نمونه‌ها با استفاده از روش ICP-MS^۲ و ICP-AES^۳ در آزمایشگاه تجزیه شدند. ICP-MS روشی است که از توسعه‌ی روش طیف‌سنجی نشر پلاسمای جفت شده‌ی القایی ایجاد شده است. از ویژگی‌های مهم این روش، حد آشکار سازی بسیار پائین، صحت و دقت بالای آن می‌باشد (رولینسون، ۱۹۹۳). مختصات جغرافیایی محل برداشت نمونه‌ها، ترکیب سنگ‌شناسی و علامت اختصاری آنها در جدول ۴-۱ ارائه شده است. نتایج تجزیه شیمیایی نمونه‌ها برای اکسیدهای عناصر اصلی به صورت درصد وزنی (Wt%) و برای عناصر کمیاب و کمیاب خاکی به صورت قسمت در میلیون (ppm)، بیان شده است. پس از انجام تصحیحات مربوط به حذف مواد فرار (L.O.I) و تصحیح نسبت Fe_2O_3/FeO ، برای ترسیم نمودارهای ژئوشیمیایی از نرم افزارهای IGPET و GCDKITE

۱- Rollinson

۲ - Inductively coupled Plasma-Mass Spectrometer

۳ - Inductively coupled Plasma-Atomic Emission Spectrometer

استفاده شد. لازم به ذکر است برای کارهای تکمیلی و بدست آوردن نتایج بهتر از چند نمونه آنالیز دایک‌ها مربوط به منطقه دلبر از رساله در حال انجام خانم بلاغی اقتباس شده است (نمونه‌های شماره ۱۸ تا ۲۳).

جدول ۴-۱- مشخصات نمونه‌های سنگی انتخاب شده جهت آنالیز شیمیایی.

| شماره نمونه | علامت اختصاری | نام سنگ | موقعیت جغرافیایی بر حسب (UTM) | | |
|-------------|---------------|---------|-------------------------------|---------------|---------|
| | | | عرض جغرافیایی | طول جغرافیایی | |
| 1 | MS 42-1 | AG | گرانیت | 388479 | 3969991 |
| 2 | MS 01-6 | AG | " | 387404 | 3966091 |
| 3 | MS 08-6 | AG | " | 386901 | 3966799 |
| 4 | MS 52-1 | LG | لوکوگرانیت | 391651 | 3969593 |
| 5 | MS 51-1 | LG | " | 391625 | 3969594 |
| 6 | MS 07-5 | G | " | 386771 | 3966676 |
| 7 | MS 15-1 | G | " | 387362 | 3967120 |
| 8 | MS 34-2 | G | " | 393881 | 3967476 |
| 9 | MS 17-1 | G | " | 394274 | 3967225 |
| 10 | MS 35-1 | G | " | 393968 | 3967234 |
| 11 | MS 79-1 | G | " | 390950 | 3967347 |
| 12 | MS 04-3 | Gb | گابرو | 387805 | 3966527 |
| 13 | MS 04-1 | Gb | " | 387895 | 3966532 |
| 14 | MS 09-1 | Gb | " | 387170 | 3967044 |
| 15 | MS 04-5 | Gb | " | 387896 | 3966609 |
| 16 | MS 03-4 | Gb | " | 387616 | 3966475 |
| 17 | MS 76-1 | Gb | " | 391248 | 3968000 |
| 18 | BS 34 | Gb | " | 398138 | 3972848 |
| 19 | BS 2-1 | Gb | " | 419618 | 3989547 |
| 20 | BS 44-6 | Gb | " | 414209 | 3977995 |
| 21 | BS 83-1-2 | Gb | " | 397565 | 3975084 |
| 22 | BS 19 | Gb | " | 399994 | 3974103 |
| 23 | BS 104-4 | Gb | " | 404440 | 3983532 |

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

| Sample | SiO ₂ | Al ₂ O ₃ | Feo | Fe ₂ O ₃ | MgO | CaO | Na ₂ O | K ₂ O | TiO ₂ | P ₂ O ₅ | MnO | Cr ₂ O ₃ | Sum | |
|----------|---------------------------|--------------------------------|------|--------------------------------|------|------|-------------------|------------------|------------------|-------------------------------|------|--------------------------------|-------|---------|
| | <i>Major Oxides (Wt%)</i> | | | | | | | | | | | | | |
| MS 42-1 | آلکالی فلدسپار گرانیت | 76.55 | 12.8 | 1.13 | 0.57 | 0.07 | 0.81 | 3.51 | 4.40 | 0.08 | 0.02 | 0.06 | 0.004 | 100.004 |
| MS 01-6 | " | 76.55 | 12.7 | 0.61 | 0.30 | 0.03 | 0.43 | 2.98 | 6.31 | 0.01 | 0.01 | 0.05 | 0.004 | 99.984 |
| MS 08-6 | " | 76.49 | 12.9 | 0.61 | 0.30 | 0.07 | 0.59 | 3.25 | 5.68 | 0.03 | 0.01 | 0.04 | 0.005 | 99.975 |
| MS 52-1 | لوکوگرانیت | 70.52 | 17.9 | 0.27 | 0.13 | 0.13 | 1.36 | 9.11 | 0.25 | 0.21 | 0.08 | 0.04 | 0.005 | 100.005 |
| MS 51-1 | " | 69.47 | 18.7 | 0.27 | 0.13 | 0.25 | 0.98 | 9.87 | 0.12 | 0.15 | 0.01 | 0.02 | 0.005 | 99.975 |
| MS 07-5 | گرانیت | 75.30 | 12.9 | 1.65 | 0.83 | 0.57 | 1.92 | 3.19 | 3.32 | 0.20 | 0.06 | 0.04 | 0.005 | 99.985 |
| MS 15-1 | " | 73.14 | 13.7 | 1.98 | 0.99 | 0.66 | 1.99 | 3.08 | 4.02 | 0.25 | 0.06 | 0.05 | 0.005 | 99.925 |
| MS 34-2 | " | 73.17 | 13.6 | 2.04 | 1.02 | 0.76 | 1.86 | 2.98 | 4.11 | 0.26 | 0.07 | 0.07 | 0.005 | 99.945 |
| MS 17-1 | " | 75.13 | 13.1 | 1.49 | 0.75 | 0.38 | 1.52 | 3.40 | 3.95 | 0.17 | 0.04 | 0.04 | 0.003 | 99.973 |
| MS 35-1 | " | 74.49 | 13.5 | 1.54 | 0.77 | 0.38 | 1.64 | 3.34 | 4.09 | 0.16 | 0.05 | 0.06 | 0.003 | 100.023 |
| MS 79-1 | " | 72.51 | 13.9 | 2.20 | 1.10 | 0.71 | 2.02 | 3.04 | 4.17 | 0.28 | 0.05 | 0.06 | 0.003 | 100.043 |
| MS 04-3 | گابرو | 46.14 | 15.3 | 8.54 | 4.69 | 8.87 | 8.60 | 3.03 | 1.45 | 2.41 | 0.61 | 0.23 | 0.040 | 99.91 |
| MS 04-1 | " | 48.79 | 18.1 | 6.79 | 3.73 | 5.42 | 11.78 | 3.16 | 0.34 | 1.61 | 0.17 | 0.17 | 0.027 | 100.087 |
| MS 09-1 | " | 49.12 | 18.1 | 6.33 | 3.48 | 6.47 | 11 | 3.21 | 0.48 | 1.33 | 0.21 | 0.17 | 0.030 | 99.93 |
| MS 04-5 | " | 48.60 | 18.2 | 6.60 | 3.63 | 5.51 | 12.09 | 3.04 | 0.38 | 1.55 | 0.16 | 0.17 | 0.028 | 99.958 |
| MS 03-4 | " | 49.52 | 14.8 | 8.51 | 4.68 | 4.66 | 7.93 | 4.24 | 1.47 | 2.71 | 1.21 | 0.27 | 0.006 | 100.006 |
| MS 76-1 | " | 49.52 | 14.8 | 8.28 | 4.55 | 5.86 | 9.66 | 3.82 | 0.70 | 2.33 | 0.33 | 0.21 | 0.019 | 100.079 |
| B 34 | " | 49.72 | 16.5 | 6.34 | 3.81 | 7.04 | 10.51 | 3.08 | 0.49 | 1.34 | 0.16 | 0.18 | 0.029 | 99.199 |
| B 2-1 | " | 49.95 | 15.8 | 7.68 | 4.46 | 5.15 | 9.49 | 3.61 | 0.44 | 2.25 | 0.31 | 0.20 | 0.017 | 99.357 |
| B 44-6 | " | 48.75 | 16.3 | 6.58 | 4.08 | 7.05 | 11.19 | 3.15 | 0.27 | 1.42 | 0.15 | 0.19 | 0.036 | 99.166 |
| B 83-1-2 | " | 47.15 | 19.8 | 7.13 | 4.28 | 4.08 | 11.28 | 3.28 | 0.51 | 1.86 | 0.38 | 0.16 | 0.009 | 99.919 |
| B 19 | " | 50.52 | 14.5 | 8.90 | 4.81 | 4.21 | 7.91 | 4.75 | 0.55 | 2.58 | 0.81 | 0.26 | 0.009 | 99.809 |
| B 104-4 | " | 49.84 | 15.2 | 8.49 | 4.67 | 5.29 | 8.05 | 4.51 | 0.77 | 2.27 | 0.34 | 0.21 | 0.013 | 99.653 |

جدول ۴-۳- نتایج تجزیه شیمیایی عناصر کمیاب نمونه‌های سنگی منطقه مورد مطالعه، پس از حذف مواد فرار و تصحیح مقادیر نسبت Fe_2O_3/FeO .

| Sample | Sc | Ba | Co | Cs | Ga | Hf | Nb | Rb | Sr | Ta | Th | U | V | Zr | Y | Mo | Cu | Pb | Zn | Ni | Au(ppb) |
|----------|-----------------------------|-----|------|-----|------|-----|------|-------|-------|-----|------|-----|-----|-------|------|-----|------|------|----|-------|---------|
| | <i>Trace elements (ppm)</i> | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| MS 42-1 | 11 | 950 | 0.5 | 1.1 | 15.9 | 4.6 | 11.2 | 113.7 | 70.5 | 0.8 | 16.5 | 3.4 | 43 | 107.3 | 29.6 | 0.9 | 7.7 | 6.1 | 15 | 5.3 | 19.9 |
| MS 01-6 | 3 | 33 | 0.6 | 2.3 | 15.2 | 5.5 | 5.4 | 174.6 | 9.6 | 2 | 24.9 | 4.4 | 35 | 72.1 | 61.4 | 1.3 | 12.3 | 6.6 | 4 | 4.3 | 1.8 |
| MS 08-6 | 2 | 165 | 1.4 | 1.3 | 11.6 | 2.6 | 3.5 | 177.3 | 34.8 | 1.6 | 11.3 | 2.8 | 34 | 21.8 | 19.5 | 1.6 | 8.4 | 4.6 | 6 | 5.9 | 4.7 |
| MS 52-1 | 3 | 48 | 0.4 | 0.1 | 11.4 | 7.7 | 10.9 | 5.5 | 278 | 1.3 | 10.4 | 1.5 | 34 | 266.3 | 2.8 | 0.6 | 4.7 | 2.3 | 2 | 4.9 | 0.5 |
| MS 51-1 | 3 | 36 | 0.5 | 0.1 | 9.5 | 6.7 | 7.4 | 2.7 | 193.3 | 0.4 | 11.5 | 1.7 | 9 | 211.8 | 3.1 | 0.9 | 4.3 | 1.3 | 3 | 5.3 | 1.4 |
| MS 07-5 | 6 | 341 | 3.4 | 1.7 | 13.5 | 3.8 | 6.1 | 94 | 110.3 | 0.9 | 19.2 | 3.8 | 38 | 124.1 | 23.9 | 0.6 | 2.5 | 2.9 | 22 | 4.5 | 0.5 |
| MS 15-1 | 8 | 571 | 4.1 | 3.1 | 14.1 | 4.9 | 7.2 | 133.3 | 115.3 | 1.1 | 14.3 | 2.9 | 38 | 121.9 | 28.8 | 0.5 | 3.7 | 4.6 | 27 | 5.3 | 0.5 |
| MS 34-2 | 8 | 601 | 3.8 | 3.6 | 13 | 4.5 | 7.9 | 122.4 | 119.3 | 1 | 15.3 | 2.4 | 39 | 116.3 | 31.5 | 0.9 | 4.9 | 7.2 | 42 | 7.9 | 1 |
| MS 17-1 | 10 | 703 | 1.9 | 2.2 | 14.3 | 3.8 | 7.4 | 115.5 | 95.3 | 0.7 | 13 | 2.6 | 25 | 114.1 | 22.6 | 1.1 | 3.7 | 7.2 | 33 | 7.5 | 1.3 |
| MS 35-1 | 7 | 363 | 2.8 | 3.6 | 13.5 | 2.9 | 6.7 | 127.8 | 93 | 0.7 | 12.4 | 2.7 | 18 | 97 | 28.9 | 0.6 | 3.1 | 5.8 | 28 | 3.8 | 0.5 |
| MS 79-1 | 8 | 619 | 4.8 | 4.6 | 17.5 | 3.4 | 10.1 | 151 | 136 | 1 | 20.5 | 3.3 | 41 | 117.1 | 35.1 | 0.6 | 3.5 | 9.5 | 30 | 6.7 | 1.4 |
| MS 04-3 | 20 | 324 | 35 | 1.2 | 16.9 | 4.3 | 55.1 | 40.5 | 186.6 | 3.4 | 4.7 | 1.3 | 158 | 187.9 | 19.4 | 0.8 | 47.3 | 1.5 | 92 | 132.3 | 6.7 |
| MS 04-1 | 35 | 35 | 32.1 | 1.5 | 16.5 | 2.2 | 3.4 | 11 | 271.6 | 0.2 | 0.6 | 0.3 | 217 | 101.4 | 26.9 | 0.7 | 80.2 | 3.7 | 45 | 29.4 | 0.9 |
| MS 09-1 | 30 | 77 | 34.7 | 0.8 | 13.8 | 1.8 | 6.4 | 18.2 | 318.9 | 0.4 | 0.6 | 0.1 | 199 | 89.4 | 22.8 | 0.3 | 67 | 2.5 | 42 | 49.1 | 0.5 |
| MS 04-5 | 35 | 34 | 29.3 | 1.3 | 14.8 | 3.2 | 2.7 | 14.6 | 275.4 | 0.2 | 0.6 | 0.1 | 207 | 97.5 | 26.3 | 0.5 | 85 | 1.5 | 46 | 31.8 | 3.1 |
| MS 03-4 | 30 | 301 | 25.9 | 0.8 | 16 | 4.3 | 15.4 | 50.1 | 409.3 | 1 | 3 | 1.2 | 211 | 166.5 | 41.1 | 1 | 35 | 10.8 | 69 | 10.3 | 2.6 |
| MS 76-1 | 35 | 103 | 37.5 | 1.1 | 17 | 6.5 | 9.9 | 14.9 | 257.3 | 0.5 | 2.8 | 0.7 | 266 | 228.9 | 42.5 | 0.5 | 56.6 | 3.4 | 63 | 42.9 | 0.5 |
| B 34 | 36 | 250 | 33.3 | 0.4 | 15.2 | 1.9 | 3.7 | 17.2 | 285.5 | 0.1 | 0.6 | 0.1 | 228 | 84.2 | 23.3 | 0.7 | 95.9 | 2.3 | 17 | 37.6 | 3.3 |
| B 2-1 | 31 | 99 | 31.8 | 0.9 | 18 | 3.9 | 5.6 | 6.4 | 262.6 | 0.3 | 1.1 | 0.3 | 266 | 154.7 | 38.3 | 0.7 | 42.1 | 2.6 | 38 | 26.1 | 3.5 |
| B 44-6 | 39 | 54 | 35.9 | 2.1 | 15.6 | 2.4 | 2.8 | 5.4 | 281 | 0.3 | 0.4 | 0.2 | 224 | 89.5 | 25.1 | 0.6 | 91 | 5.4 | 26 | 33.3 | 2.1 |
| B 83-1-2 | 26 | 108 | 29.3 | 1.1 | 17.6 | 1.8 | 8.2 | 10.1 | 587.4 | 0.6 | 1.3 | 0.4 | 238 | 85 | 19 | 0.8 | 34 | 5.9 | 52 | 16.2 | 2.6 |
| B 19 | 29 | 96 | 23.2 | 0.2 | 20.7 | 6 | 7.6 | 7.6 | 250.6 | 0.5 | 1.2 | 0.6 | 177 | 215.4 | 58.4 | 1.2 | 37.1 | 1.7 | 37 | 15.8 | 1.2 |
| B 104-4 | 33 | 117 | 33.7 | 0.2 | 18.1 | 3.9 | 6 | 16.7 | 253.3 | 0.3 | 1.6 | 0.6 | 305 | 159.6 | 37.4 | 0.7 | 46 | 4.3 | 66 | 36.6 | 2.4 |

جدول ۴-۴- نتایج تجزیه شیمیایی عناصر نادر خاکی نمونه‌های سنگی منطقه مورد مطالعه، پس از حذف مواد فرآر و تصحیح مقادیر نسبت Fe_2O_3/FeO .

| Sample | La | Ce | Pr | Nd | Sm | Eu | Gd | Tb | Dy | Ho | Er | Tm | Yb | Lu |
|----------|----------------------------------|-------|-------|------|------|------|------|------|-------|------|------|------|-------|------|
| | <i>Rare earth elements (ppm)</i> | | | | | | | | | | | | | |
| MS 42-1 | 27.5 | 60.7 | 7.27 | 27.1 | 5.9 | 0.46 | 5.78 | 1.07 | 5.74 | 1.28 | 3.57 | 0.58 | 3.7 | 0.56 |
| MS 01-6 | 8 | 22.4 | 3.27 | 14.4 | 6.19 | 0.02 | 6.99 | 1.75 | 10.8 | 2.6 | 7.78 | 1.42 | 10.84 | 1.54 |
| MS 08-6 | 5 | 11.7 | 1.7 | 7 | 2.41 | 0.08 | 2.89 | 0.63 | 3.31 | 0.93 | 2.51 | 0.42 | 2.8 | 0.46 |
| MS 52-1 | 0.8 | 1 | 0.17 | 0.3 | 0.2 | 0.22 | 0.2 | 0.07 | 0.44 | 0.07 | 0.31 | 0.07 | 0.75 | 0.12 |
| MS 51-1 | 0.3 | 0.6 | 0.09 | 0.3 | 0.05 | 0.21 | 0.1 | 0.05 | 0.29 | 0.08 | 0.24 | 0.06 | 0.49 | 0.12 |
| MS 07-5 | 21.9 | 45 | 5.28 | 18.9 | 4.17 | 0.49 | 3.39 | 0.7 | 4.22 | 0.9 | 2.6 | 0.41 | 2.71 | 0.48 |
| MS 15-1 | 21.3 | 46.7 | 4.99 | 17.4 | 4.39 | 0.53 | 4 | 0.82 | 5.04 | 1.13 | 3.47 | 0.6 | 3.96 | 0.57 |
| MS 34-2 | 29.1 | 60.3 | 7.15 | 25.3 | 5.07 | 0.5 | 4.79 | 0.91 | 4.53 | 1.19 | 3.14 | 0.51 | 3.64 | 0.55 |
| MS 17-1 | 20.7 | 41.5 | 4.87 | 18.4 | 3.58 | 0.51 | 3.39 | 0.68 | 4.08 | 0.89 | 2.71 | 0.36 | 2.54 | 0.37 |
| MS 35-1 | 19.7 | 42.4 | 5 | 18 | 4.4 | 0.46 | 4.12 | 0.82 | 4.59 | 1.11 | 3.02 | 0.5 | 3.05 | 0.51 |
| MS 79-1 | 62.1 | 120.9 | 12.68 | 43.4 | 7.84 | 0.73 | 5.91 | 0.96 | 5.87 | 1.11 | 3.34 | 0.58 | 3.64 | 0.58 |
| MS 04-3 | 32.9 | 63.1 | 7.35 | 27.2 | 6 | 1.82 | 5.94 | 0.89 | 4.55 | 0.89 | 2.16 | 0.29 | 1.77 | 0.26 |
| MS 04-1 | 6.1 | 16.2 | 2.42 | 12 | 3.29 | 1.25 | 4.14 | 0.82 | 4.63 | 1.15 | 2.75 | 0.44 | 2.82 | 0.46 |
| MS 09-1 | 8.7 | 19.1 | 2.77 | 13.6 | 3.18 | 1.22 | 3.55 | 0.74 | 3.98 | 0.88 | 2.5 | 0.41 | 2.29 | 0.37 |
| MS 04-5 | 5.6 | 15.9 | 2.27 | 11 | 3.35 | 1.24 | 4.08 | 0.78 | 4.92 | 1.1 | 2.98 | 0.43 | 2.41 | 0.42 |
| MS 03-4 | 27.2 | 59.1 | 7.93 | 32.9 | 7.71 | 2.63 | 7.8 | 1.44 | 8.12 | 1.6 | 4.2 | 0.61 | 3.87 | 0.53 |
| MS 76-1 | 15.9 | 38 | 5.13 | 23.9 | 5.93 | 1.97 | 6.82 | 1.37 | 8.49 | 1.71 | 4.96 | 0.82 | 4.65 | 0.8 |
| B 34 | 6.4 | 15.4 | 2.25 | 10 | 2.88 | 1.13 | 3.8 | 0.71 | 3.87 | 0.97 | 2.49 | 0.41 | 2.49 | 0.33 |
| B 2-1 | 10.7 | 27.5 | 3.96 | 18.2 | 5.51 | 1.81 | 6.34 | 1.16 | 6.9 | 1.56 | 4.44 | 0.62 | 3.99 | 0.62 |
| B 44-6 | 4.9 | 13.2 | 2.03 | 10.1 | 3.02 | 1.13 | 4 | 0.7 | 4.33 | 1.07 | 2.82 | 0.38 | 2.37 | 0.42 |
| B 83-1-2 | 12.4 | 27.6 | 3.37 | 14.6 | 3.53 | 1.28 | 3.68 | 0.62 | 3.62 | 0.79 | 2.2 | 0.3 | 1.79 | 0.29 |
| B 19 | 16.7 | 43.7 | 6.28 | 28.9 | 8.81 | 3.06 | 9.8 | 1.78 | 10.72 | 2.36 | 6.14 | 0.94 | 5.23 | 0.85 |
| B 104-4 | 12.4 | 29.9 | 4.17 | 19.4 | 5.47 | 1.75 | 6.2 | 1.11 | 6.49 | 1.56 | 4.06 | 0.58 | 3.77 | 0.61 |

۴-۲- منابع بروز خطا در طی آماده سازی نمونه‌ها جهت تجزیه شیمیایی

مهمترین عوامل بروز خطا در نتایج تجزیه شیمیایی عبارتند از: آلاینش در طبیعت، آلاینش در خلال خرد کردن و آسیاب نمودن نمونه‌ها، خطاهای ناشی از کالیبراسیون و خطاهای ناشی از همپوشانی پیک‌ها. آلاینش در هنگام آماده سازی نمونه‌ها (خرد و آسیاب کردن) یک منبع مهم بروز خطا در نتایج تجزیه شیمیایی نمونه‌ها به شمار می‌رود. به منظور به حداقل رساندن آلودگی، نمونه‌هایی با کمترین میزان دگرسانی با در نظر گرفتن تنوع سنگ‌شناختی و موقعیت جغرافیایی، از تمام توده گرانیوتوئیدی موردنظر انتخاب شده و جهت آنالیز شیمیایی با دقت و به دور از هرگونه آلودگی نمونه‌ها خرد و پودر شدند. با توجه به اینکه نمونه‌ها با استفاده از روش ICP-MS در آزمایشگاه ACME کانادا مورد آنالیز شیمیایی قرار گرفته اند، لذا خطاهای ناشی از کالیبراسیون و همپوشانی پیک‌ها به مقدار قابل ملاحظه‌ای کاهش می‌یابد.

۴-۳- تصحیح داده‌های حاصل از نتایج آنالیز شیمیایی

قبل از استفاده از داده‌های ژئوشیمیایی در ترسیم نمودارها و تجزیه و تحلیل آن‌ها لازم است تصحیحاتی در مورد آن‌ها صورت پذیرد. از جمله این تصحیحات می‌توان به حذف مواد فرار و تصحیح نسبت Fe_2O_3/FeO اشاره کرد که در ادامه به توضیح آن‌ها می‌پردازیم. نتایج تجزیه شیمیایی عناصر اصلی، کمیاب و کمیاب خاکی نمونه‌های سنگی مورد مطالعه پس از حذف مواد فرار و تصحیح مقادیر نسبت Fe_2O_3/FeO به ترتیب در جداول (۴-۲)، (۴-۳) و (۴-۴) ارائه شده است.

۴-۳-۱- تصحیح مربوط به حذف مواد فرار (L.O.I)

اصولاً با وجود اینکه میزان مواد فرار اولیه در سنگهای ماگمایی کم می‌باشد (معمولاً کمتر از یک درصد)، ولی در برخی مواقع مقادیر زیادی از این مواد در سنگها دیده می‌شود که بیشتر آنها در اثر

فرآیندهای ثانویه وارد سنگها شده‌اند (میدلموست^۱، ۱۹۸۹). برای حذف مواد فرار ابتدا درصد L.O.I هر نمونه سنگی را از مجموع اکسیدهای آن نمونه کم کرده، سپس نسبت (۱۰۰ تقسیم بر مجموع جدید) را به صورت ضریبی در مقدار درصد هر یک از اکسیدهای سنگ ضرب کرده، در نهایت درصد اکسیدها بدون مواد فرار محاسبه می‌شود.

۴-۳-۲- تصحیح نسبت Fe_2O_3/FeO

در تجزیه‌های شیمیایی، مقدار اکسید آهن به صورت Fe_2O_3 کل ارائه می‌شود و بایستی تصحیح نسبت Fe_2O_3/FeO صورت گیرد. به عقیده میدلموست (۱۹۸۹)، برخی از سنگهای آذرین در نتیجه دگرسانی ثانویه، اکسیده می‌شوند یعنی نسبت Fe_2O_3/FeO آنها افزایش می‌یابد و این امر در ترکیب کانی‌شناسی نورماتیو سنگ تأثیر عمده‌ای بر جای می‌گذارد. بدین ترتیب سنگ اکسید شده، مگنتیت نورماتیو ($Fe^{+2} Fe^{+3}_2 O_4$) بیشتری خواهد داشت. جهت تصحیح نسبت Fe_2O_3/FeO از نمودار مجموع $Na_2O + K_2O$ در مقابل SiO_2 (لومتر^۲، ۱۹۷۶) استفاده شده است (شکل ۴-۱). با استفاده از این نمودار، مقادیر FeO و Fe_2O_3 جدید که به مقادیر حقیقی سنگ نزدیک‌تر هستند، محاسبه گردیده است. روش کار بدین صورت است که ابتدا نمونه‌های مورد مطالعه بر روی نمودار $Na_2O + K_2O$ در مقابل SiO_2 تصویر شده‌اند. خطوط ممتد نسبت‌های اکسیداسیون‌های مساوی (درصد $FeO/(FeO+Fe_2O_3)$) برای سنگهای آذرین درونی و خط چین این نسبت را برای سنگهای آتشفشانی نشان می‌دهد. با توجه به نسبت $FeO/(FeO+Fe_2O_3)$ بدست آمده برای گرانیت‌ها و گابروهای مورد مطالعه و با بهره‌گیری از فرمول‌های زیر می‌توان تصحیحات Fe_2O_3/FeO لازم را برای نمونه‌های منطقه سفیدسنگ انجام داد.

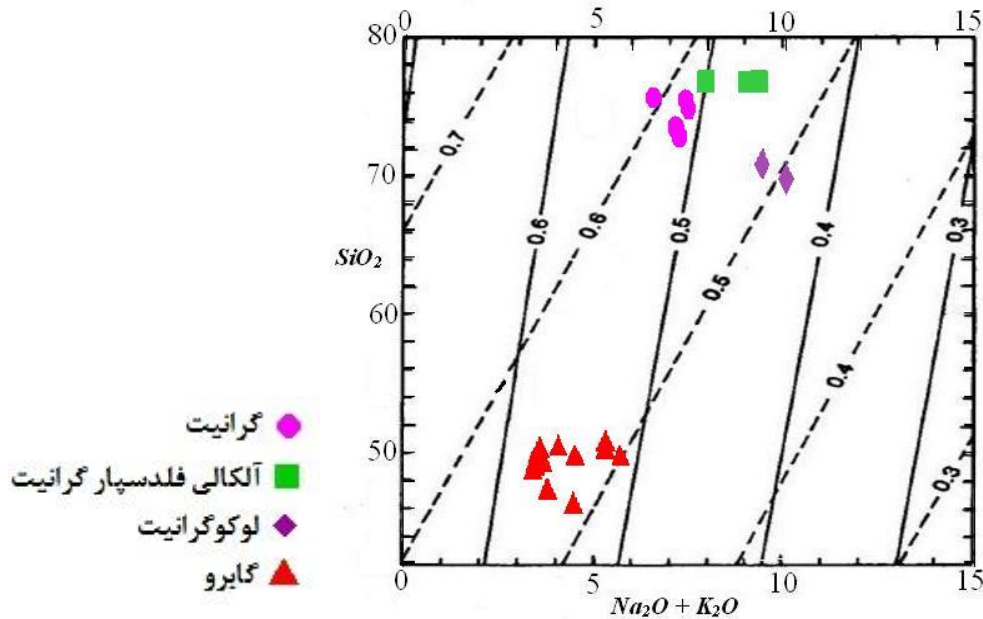
x : ضریب تصحیح نسبت Fe_2O_3/FeO که با توجه به شکل (۴-۱) بدست می‌آید.

$$FeO = FeO_t / (1+x)$$

$$Fe_2O_3 = FeO_t - FeO$$

۱- Middlemost

۲- Le Maitre



شکل ۴-۱- نمودار (Na_2O+K_2O) در مقابل SiO_2 (لومتر، ۱۹۷۶)

۴-۴- کاربرد نتایج تجزیه شیمیایی عناصر اصلی در رده‌بندی سنگ‌های مورد مطالعه

نتایج حاصل از تجزیه‌های شیمیایی، بصورت مقادیر عناصر اصلی و کمیاب ارائه می‌شوند که با بکارگیری روشهای مناسب و جهت اهداف مختلف مورد استفاده قرار می‌گیرند.

عناصر اصلی عناصری هستند که در نتایج تجزیه شیمیایی هر سنگ، غالب‌اند. این عناصر بیشتر از یک درصد وزنی حضور دارند و شامل $Si, Al, Fe, Mg, Ca, Na, K, Mn, Ti, P$ می‌باشند. به عقیده رولینسون (۱۹۹۳) مهمترین موارد کاربرد داده‌های عناصر اصلی عبارتست از:

۱- طبقه‌بندی و نامگذاری سنگها.

۲- استفاده در نمودارهای تغییرات و نمایش داده‌ها بصورت نمودارهای دو متغیره و یا سه متغیره.

۳- بعنوان ابزاری جهت مقایسه با ترکیبات سنگی تعیین شده به روش تجربی و پی بردن به شرایط تشکیل سنگها.

۴- استفاده از این عناصر به همراه عناصر کمیاب جهت تعیین جایگاه تکتونیکی تشکیل سنگهای

آذرین.

۴-۴-۱- رده‌بندی و نامگذاری سنگ‌های آذرین

یکی از کاربردهای مهم شیمی عناصر اصلی، رده‌بندی و نامگذاری سنگ‌های آذرین است. جهت نامگذاری سنگ‌های آذرین مورد مطالعه بر اساس مقادیر اکسیدهای عناصر اصلی آن‌ها، از رده‌بندی‌های نورماتیو و شیمیایی استفاده شده است. لازم به ذکر است از آنجاییکه گرانیته‌ها و دایک‌های میکروگابرویی منطقه سفید سنگ دارای منشأ و جایگاه تکتونیکی متفاوتی هستند لذا در بخش‌های جداگانه به تجزیه و تحلیل داده‌های حاصل از نتایج تجزیه شیمیایی آن‌ها خواهیم پرداخت.

۴-۴-۱-۱- رده‌بندی نورماتیو برای گرانیتوئیدهای مورد مطالعه

محاسبه نورم روشی برای تعیین کانی‌شناسی سنگ بر اساس نتایج تجزیه شیمیایی آن است که یک رده‌بندی شبه‌کانی‌شناختی را ممکن می‌سازد. کانی‌شناسی نورماتیو کاملاً بر پایه شیمی سنگ است؛ بنابراین سنگ‌های آذرین ریزدانه، درشت‌دانه و دگرگون شده، در صورتی که شیمی یکسانی داشته باشند، ترکیب نورماتیو یکسانی خواهند داشت (رولینسون، ۱۹۹۳). ترکیب کانی‌شناسی نورماتیو سنگ‌های گرانیتی، اختلاف ترکیب عناصر اصلی آن‌ها را به خوبی نشان می‌دهد (میدلموست، ۱۹۸۹). برای تعیین مقدار کانی‌های نورماتیو نمونه‌های مورد مطالعه، به کمک نرم افزار GCDKIT، نورم CIPW محاسبه و تجزیه و تحلیل شده است (جدول ۴-۵). در رده‌بندی نورماتیو سنگ‌های آذرین سازنده توده گرانیتوئیدی سفیدسنگ از نمودار اکانر^۱ (۱۹۶۵) و اشتریکایزن^۲ و لومتر (۱۹۷۹) استفاده شده است.

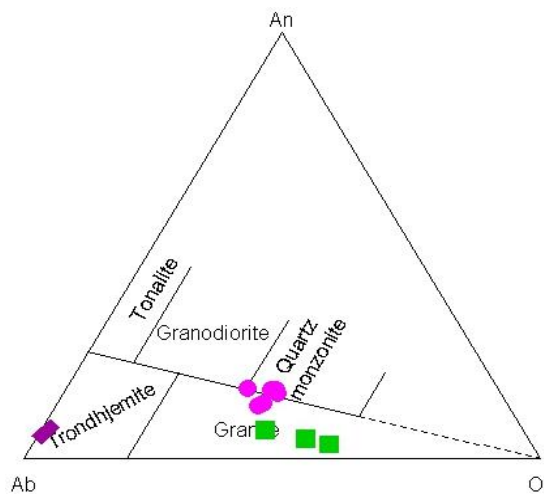
الف) رده‌بندی نورماتیو به روش اکانر (۱۹۶۵)

نمودار رده‌بندی Ab-An-Or اکانر (۱۹۶۵) برای سنگ‌های فلسیک با بیش از ۱۰ درصد کوارتز نورماتیو به کار می‌رود. بر روی مثلث آلبیت- ارتوز- آنورتیت موقعیت نمونه‌های سنگی مورد مطالعه

۱ - O'connor

۲ - Shtreckeisen

نشان داده شده است (شکل ۴-۲). در این نمودار، نمونه‌ها در محدوده گرانیت، کوارتز مونزونیت و ترونجمیت قرار می‌گیرند. ترونجمیت سنگی است که دارای پلاژیوکلاز سدیک فراوان و کوارتز است. لوکوگرانیت‌ها بدلیل حضور پلاژیوکلازهای سدیک فراوان در محدوده ترونجمیت قرار گرفته‌اند. با توجه به اینکه رده‌بندی نورماتیو یک رده‌بندی مجازی است، نورم محاسبه شده ممکن است تفاوت زیادی با ترکیب کانی‌شناسی مشاهده شده (مود) آن نشان دهد، لذا برای نامگذاری بهتر نمونه‌های سنگی مورد مطالعه از مجموع رده‌بندی پتروگرافی، نورماتیو و شیمیایی استفاده می‌شود.



شکل ۴-۲- رده بندی نورماتیو اکائر (۱۹۶۵) جهت نامگذاری نمونه‌های فلسیک مورد مطالعه.

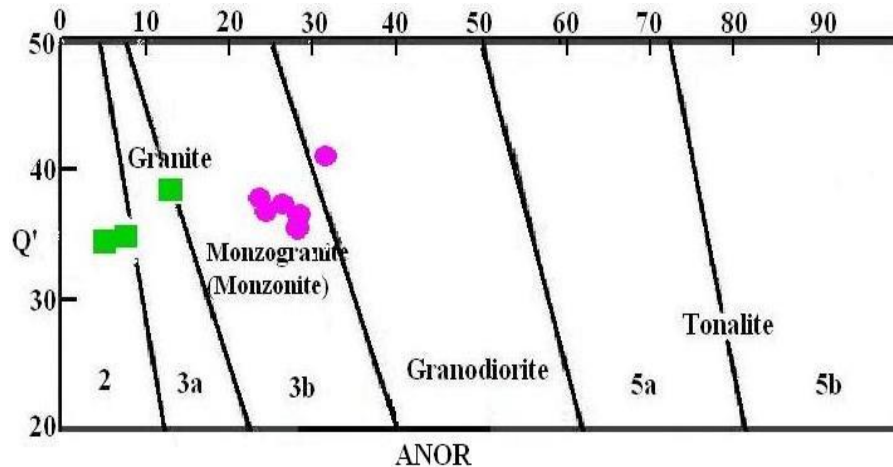
ب) رده‌بندی نورماتیو به روش اشتریکایزن و لومتر (۱۹۷۹)

در این روش مقادیر نورم کوارتز، ارتوز، آلبیت و آنورتیت با استفاده از نتایج آنالیز شیمی و با استفاده از نرم افزار GCDKIT محاسبه شده است. در این نمودار پارامترهای ANOR و Q' با استفاده از دو معادله زیر بدست می‌آیند.

$$Q' = [Q/(Q+Or+Ab+An)] \times 100$$

$$ANOR = [An/(Or+An)] \times 100$$

طبق این رده‌بندی نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده آلكالی‌فلدسپارگرانیت، گرانیت و مونزوگرانیت قرار می‌گیرند (شکل ۴-۳).



شکل ۴-۳- رده بندی نورماتیو اشتريکایزن و لومتر (۱۹۷۹) برای سنگهای گرانیتوئیدی و موقعیت نمونه های مورد مطالعه بر روی آن. محدوده های به کار برده شده به ترتیب معرف سنگهای زیر می باشند:
 ۲- آلکالی فلدسپار گرانیت، ۳a- گرانیت، ۳b- مونزوگرانیت، ۴- گرانودیوریت، ۵- تونالیت

۴-۱-۲- رده بندی شیمیایی برای گرانیتوئیدهای مورد مطالعه

یکی از مهمترین رده بندی های شیمیایی، استفاده از نمودار رده بندی مجموع آلکالی در مقابل SiO_2 است که توسط پژوهشگران متعدد نظیر کاکس^۱ و همکاران (۱۹۷۹) و میدلموست (۱۹۸۵) ارائه شده است. در این پایان نامه نمونه های مورد مطالعه با استفاده از نمودارهای طبقه بندی و مطالعات پتروگرافی نامگذاری شده اند که در ادامه به توضیح آن ها می پردازیم.

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

در این نمودار، مجموع درصد وزنی $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ در مقابل درصد وزنی SiO_2 ترسیم می گردد. محدوده آلکالن از ساب آلکالن توسط خطی جدا می شود که یکی از مزیت های این نمودار به شمار می رود. همانطور که در شکل (۴-۴) مشاهده می شود، نمونه های سنگی مورد مطالعه در محدوده گرانیت قرار می گیرند. گرانیت های مورد مطالعه ماهیت ساب آلکالن نشان می دهند.

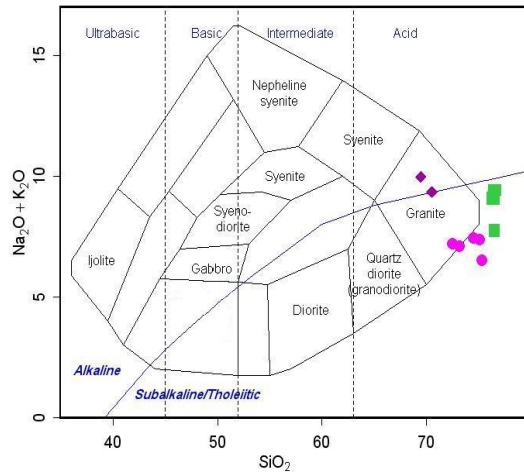
۱- Cox

جدول ۴-۵- مقادیر نورم CIPW محاسبه شده برای کانی‌های سازنده نمونه‌های سنگی مورد مطالعه.

| Sample | Q | C | Or | Ab | An | Ne | Di | Hy | Ol | Mt | Il | Ap | Sum |
|------------------|------|-----|-------|-------|-------|------|-------|-------|------|------|------|------|--------|
| <i>Norm CIPW</i> | | | | | | | | | | | | | |
| MS 42-1 | 36.8 | 0.8 | 25.99 | 29.66 | 3.90 | 0 | 0 | 1.76 | 0 | 0.82 | 0.15 | 0.05 | 99.93 |
| MS 01-6 | 33.7 | 0.2 | 37.27 | 25.24 | 2.08 | 0 | 0 | 1.02 | 0 | 0.44 | 0.02 | 0.02 | 99.99 |
| MS 08-6 | 34.1 | 0.4 | 33.59 | 27.53 | 2.87 | 0 | 0 | 1.07 | 0 | 0.44 | 0.06 | 0.02 | 100.08 |
| MS 52-1 | 13.7 | 0.4 | 1.48 | 77.05 | 6.21 | 0 | 0 | 0.43 | 0 | 0.19 | 0.40 | 0.19 | 100.05 |
| MS 51-1 | 9.1 | 0.6 | 0.72 | 83.48 | 4.78 | 0 | 0 | 0.80 | 0 | 0.20 | 0.29 | 0.02 | 99.99 |
| MS 07-5 | 38.4 | 0.7 | 19.60 | 26.95 | 9.11 | 0 | 0 | 3.50 | 0 | 1.20 | 0.38 | 0.14 | 99.98 |
| MS 15-1 | 33.6 | 0.9 | 23.77 | 26.10 | 9.46 | 0 | 0 | 4.12 | 0 | 1.43 | 0.48 | 0.14 | 100 |
| MS 34-2 | 34.0 | 1.1 | 24.28 | 25.19 | 8.75 | 0 | 0 | 4.49 | 0 | 1.48 | 0.50 | 0.17 | 99.96 |
| MS 17-1 | 35.7 | 0.6 | 23.36 | 28.74 | 7.29 | 0 | 0 | 2.87 | 0 | 1.08 | 0.33 | 0.10 | 100.07 |
| MS 35-1 | 34.5 | 0.7 | 24.15 | 28.28 | 7.82 | 0 | 0 | 2.99 | 0 | 1.11 | 0.31 | 0.12 | 99.98 |
| MS 79-1 | 32.4 | 0.8 | 24.61 | 25.68 | 9.68 | 0 | 0 | 4.54 | 0 | 1.59 | 0.54 | 0.12 | 99.96 |
| MS 04-3 | 0 | 0 | 8.58 | 24.22 | 23.98 | 0.76 | 11.85 | 0 | 17.7 | 6.81 | 4.58 | 1.44 | 99.92 |
| MS 04-1 | 0 | 0 | 2.03 | 26.73 | 34.07 | 0 | 18.83 | 4.41 | 5.1 | 5.41 | 3.05 | 0.41 | 100.04 |
| MS 09-1 | 0 | 0 | 2.83 | 27.12 | 33.68 | 0 | 15.71 | 5.02 | 7.5 | 5.05 | 2.53 | 0.51 | 99.95 |
| MS 04-5 | 0 | 0 | 2.22 | 25.72 | 35.01 | 0 | 19.35 | 3.43 | 5.7 | 5.27 | 2.95 | 0.38 | 100.03 |
| MS 03-4 | 0 | 0 | 8.71 | 35.85 | 16.98 | 0 | 11.83 | 7.28 | 4.6 | 6.79 | 5.15 | 2.86 | 100.05 |
| MS 76-1 | 0 | 0 | 4.15 | 32.30 | 21.04 | 0 | 20.09 | 4.88 | 5.8 | 6.60 | 4.43 | 0.77 | 100.06 |
| B 34 | 0 | 0 | 2.90 | 26.06 | 29.64 | 0 | 17.25 | 12.23 | 2.6 | 5.52 | 2.55 | 0.38 | 99.13 |
| B 2-1 | 1.1 | 0 | 2.60 | 30.55 | 25.58 | 0 | 15.81 | 12.23 | 0 | 6.46 | 4.28 | 0.73 | 99.34 |
| B 44-6 | 0 | 0 | 1.60 | 26.65 | 29.65 | 0 | 20.01 | 6.23 | 6.1 | 5.92 | 2.70 | 0.36 | 99.22 |
| B 83-1-2 | 0 | 0 | 3.01 | 27.75 | 37.80 | 0 | 12.81 | 0.48 | 7.4 | 6.20 | 3.53 | 0.90 | 99.88 |
| B 19 | 0 | 0 | 3.25 | 40.19 | 16.67 | 0 | 14.20 | 10.83 | 0.9 | 6.97 | 4.90 | 1.92 | 99.83 |
| B 104-4 | 0 | 0 | 4.55 | 38.16 | 18.90 | 0 | 15.34 | 2.03 | 8.8 | 6.77 | 4.31 | 0.81 | 99.67 |

* علائم کانی‌های نورماتیو عبارتند از: Q: کوارتز، C: کروندوم، Or: ارتوز، Ab: آلبیت، An: آنورتیت، Ne: نفلین، Di: دیوپسید، Hy: هیپرستن، Ol: الیوین، Mt: مگنتیت،

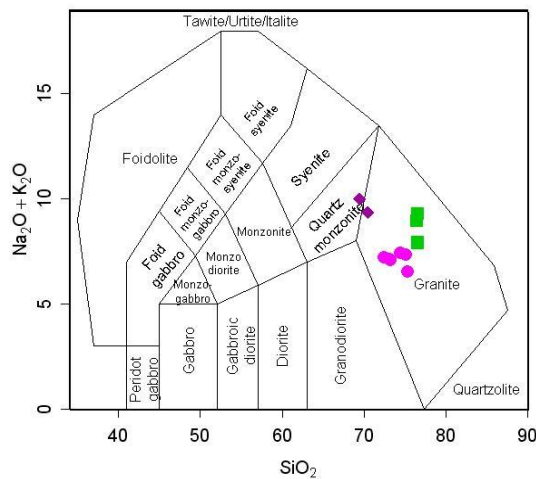
Il: ایلمنیت و Ap: آپاتیت.



شکل ۴-۴- طبقه بندی ژئوشیمیایی سنگ‌های گرانیتوئیدی با استفاده از نمودار $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ در مقابل SiO_2 (کاکس و همکاران، ۱۹۷۹).

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

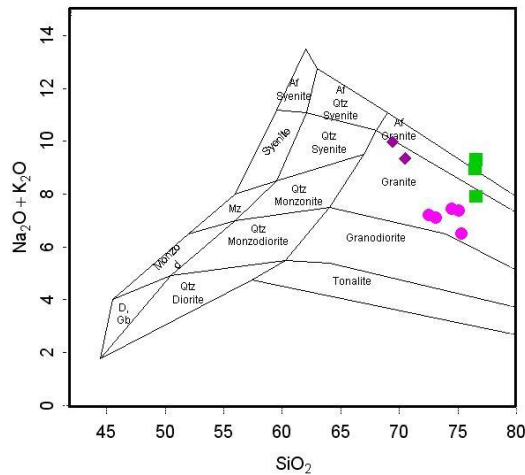
این رده‌بندی بر اساس درصد وزنی SiO_2 در مقابل مجموع درصد‌های وزنی Na_2O و K_2O استوار است. نمونه‌های سنگی مورد مطالعه در محدوده گرانیت و کوارتز مونزونیت قرار می‌گیرند که به رده‌بندی پتروگرافی بر اساس مشاهدات کانی‌شناسی و به واقعیت نزدیک است (شکل ۴-۵).



شکل ۴-۵- طبقه بندی ژئوشیمیایی سنگ‌های گرانیتوئیدی با استفاده از نمودار $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ در مقابل SiO_2 (میدلموست، ۱۹۸۵).

ج) نمودار $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ در مقابل SiO_2 (میدلموست، ۱۹۹۴)

همانطور که در شکل ۴-۶ مشاهده می‌شود نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده آکالی فلدسپار گرانیت و گرانیت قرار می‌گیرند.



شکل ۴-۶- موقعیت نمونه‌های سنگی مورد مطالعه در نمودار طبقه بندی Na_2O+K_2O در مقابل SiO_2 (میدلموست، ۱۹۹۴).

د) نمودار P-Q دبون و لوفور^۱ (۱۹۸۳)

در این رده بندی از پارامتر Q در برابر P استفاده می‌شود که از طریق معادلات زیر به دست می‌آید و

$$Q = (Si/3) - (K+Na+2Ca/3) \quad \text{بر اساس محاسبات کاتیونی می‌باشد.}$$

$$P = K - (Na+Ca)$$

در این طبقه‌بندی نمونه‌های مورد نظر در محدوده گرانیت و آداملیت قرار می‌گیرند (شکل ۴-۷).

ه) نمودار R_1-R_2 دولاروش^۲ و همکاران (۱۹۸۰)

نمودار طبقه‌بندی R_1-R_2 دولاروش و همکاران (۱۹۸۰) بیشتر برای سنگ‌های نفوذی سودمند است و

بر اساس میلی کاتیون ارائه شده است.

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

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

از مزایای این رده‌بندی می‌توان به موارد زیر اشاره کرد:

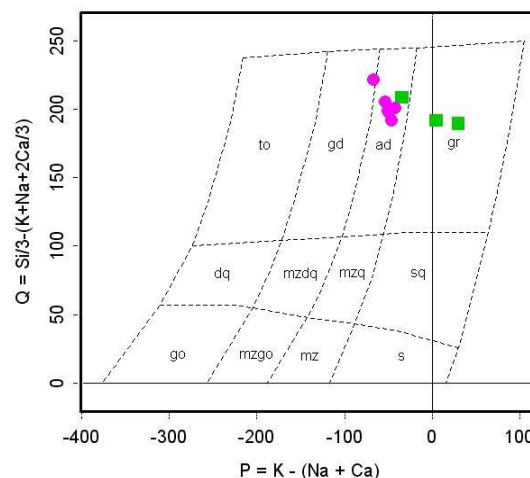
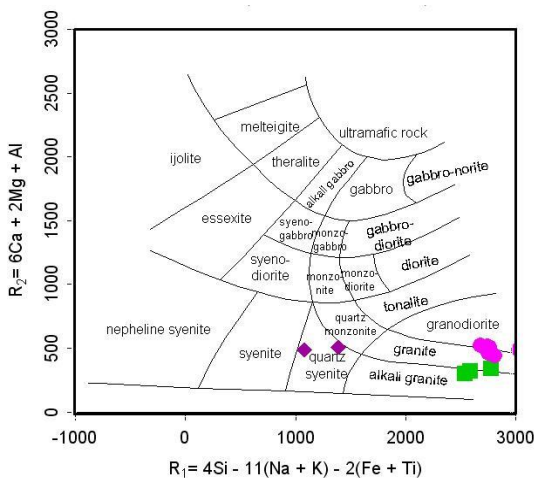
۱- از شیمی تمام عناصر اصلی سنگ استفاده می‌شود. ۲- برای همه سنگ‌های آذرین کاربرد دارد.

۱ - Debon & Le Fort

۲ - De La Roche

۳- مقایسه‌ای وسیع میان داده‌های مودال و شیمیایی انجام می‌دهد. ۴- در این روش درجه اشباع از سیلیس و تغییرات ترکیب فلدسپارها مشخص می‌شود.

همانطور که مشاهده می‌شود نمونه‌ها در محدوده آلکالی‌گرانیت، گرانیت، گرانودیوریت و کوارتز سینیت قرار می‌گیرند (شکل ۴-۸). کوارتز سینیت بدلیل مقادیر کوارتز اندک (۵-۲۰ درصد) نمی‌تواند نام مناسبی برای لوکوگرانیت‌ها باشد.



شکل ۴-۸- موقعیت نمونه‌های منطقه مورد مطالعه در نمودار طبقه‌بندی سنگهای نفوذی با استفاده از پارامترهای R_1 - R_2 (دولاروش و همکاران، ۱۹۸۰).

شکل ۴-۷- موقعیت نمونه‌های سنگی مورد مطالعه بر روی نمودار P-Q دیون و لوفور (۱۹۸۳).

۴-۱-۳- رده بندی و نامگذاری دایک‌های قطع کننده توده گرانیتوئیدی سفیدسنگ

به منظور نامگذاری نمونه‌های مافیک مورد مطالعه از نمودارهای طبقه‌بندی کاکس و همکاران (۱۹۷۹)، میدلموست (۱۹۸۵) و دولاروش و همکاران (۱۹۸۰) استفاده شده است.

الف) نمودار طبقه بندی کاکس و همکاران (۱۹۷۹) و میدلموست (۱۹۸۵)

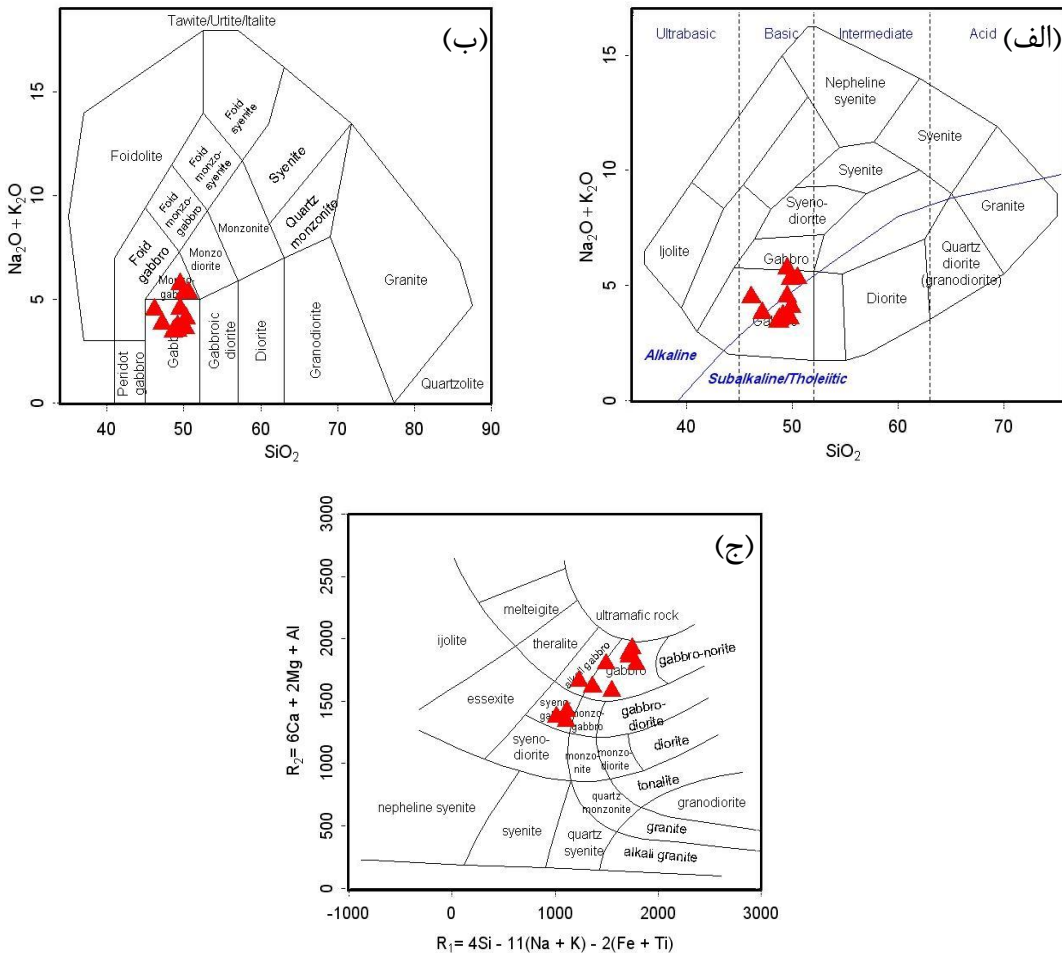
اساس این طبقه‌بندی‌ها، نمودار مجموع آلکالی در مقابل سیلیس است. وجود خط جدا کننده محدوده آلکالی از ساب آلکالی از ویژگیهای نمودار کاکس و همکاران (۱۹۷۹) است. با توجه به شکل (۴-۹-

الف و ب)، نمونه‌های مافیک مورد مطالعه در محدوده گابرو و مونزوگابرو قرار می‌گیرند و دارای ماهیت ساب آکالن - آکالن هستند.

ب) نمودار طبقه بندی R₁- R₂ دولاروش و همکاران (۱۹۸۰)

در این طبقه‌بندی از پارامترهای R₁ در محور X و R₂ در محور Y استفاده شده است. در این طبقه بندی دایک‌های مورد مطالعه در محدوده گابرو، سینیوگابرو و آکالی گابرو قرار می‌گیرند (شکل ۴-۹-۳).

ج.



شکل ۴-۹-۳ طبقه بندی دایک‌های میکروگابرویی قطع کننده توده گرانیتوئیدی سفیدسنگ با استفاده از نمودارهای الف) Na_2O+K_2O در مقابل SiO_2 (کاکس و همکاران، ۱۹۷۹). ب) Na_2O+K_2O در مقابل SiO_2 (میدلموست، ۱۹۸۵). ج) طبقه بندی R₁- R₂ (دولاروش و همکاران، ۱۹۸۰).

با بهره‌گیری از نمودارهای طبقه بندی سنگ‌های آذرین، مشاهدات صحرایی و مطالعات پتروگرافی گرانیتوئیدهای مورد مطالعه در محدوده گرانیته، آلکالی فلدسپار گرانیته و لوکوگرانیته قرار می‌گیرند. در حالیکه دایک‌های قطع کننده توده گرانیتوئیدی سفیدسنگ در محدوده گابرو واقع می‌شوند.

۴-۵- بررسی تغییر و تحولات ژئوشیمیایی سنگ‌ها به کمک نمودارهای تغییرات

با استفاده از نمودارهای تغییرات می‌توان روابط ژئوشیمیایی و پترولوژیکی بین سنگهای موجود در یک منطقه را تعیین کرد. تغییرات مشاهده شده در این نمودارها از فرآیندهایی نظیر تبلور تفریقی، ذوب بخشی، اختلاط ماگمایی یا آلیش و هضم پوسته‌ای ناشی می‌شوند (ویلسون^۱، ۱۹۸۹). این نوع نمودارها برای نمایش متقابل میان عناصر در مجموع داده‌ها به کار می‌رود و از این روابط است که می‌توان به فرآیندهای ژئوشیمیایی درگیر پی برد. پر استفاده‌ترین نمودار دو متغیره، نمودار درصد اکسیدهای عناصر اصلی در مقابل SiO_2 (هارکر^۲، ۱۹۰۹) است. قبل از بررسی نمودارهای هارکر باید اظهار داشت که همواره بین گرانیته‌ها از یک‌سو و دایک‌ها از سوی دیگر یک وقفه ترکیبی مشاهده می‌شود که این امر به دلیل آن است که نمونه‌ها به یک ماگمای واحد تعلق ندارند لذا ویژگی‌های ژئوشیمیایی آن‌ها بطور جداگانه مورد بررسی قرار خواهد گرفت. با توجه به شواهد صحرایی، پتروگرافی و جایگاه تکتونیکی که در فصل بعدی ارائه خواهد شد، درمی‌یابیم که گرانیته‌ها دارای منشأ پوسته‌ای و از نوع S و دایک‌های میکروگابرویی دارای منشأ گوشته‌ای هستند لذا تصور یک فرآیند تفریقی از گابروها به سمت گرانیته‌ها کاملاً اشتباه است.

۴-۵-۱- نمودار تغییرات عناصر اصلی نسبت به سیلیس (هارکر ۱۹۰۹)

الف) گرانیتوئیدهای مورد مطالعه

۱- Wilson

۲- Harker

نمودارهای هارکر که در آن اکسیدها به ازای SiO_2 پیاده می‌شوند، یکی از پرستفاده‌ترین ابزارهای نمایش داده‌های عناصر اصلی به‌شمار می‌رود. SiO_2 معمولاً در حکم پارامتر مورد استفاده برای بسیاری از مجموعه‌های سنگی آذرین به‌کار می‌رود، زیرا سازنده اصلی سنگ است و بیش از اکسیدهای دیگر تغییرات را نشان می‌دهد. لازم به ذکر است که در گرانیت‌های موجود در منطقه سفید سنگ لوکوگرانیت‌ها روندی غیر معمول نشان می‌دهند که حاکی از آن است که لوکوگرانیت‌ها از تفریق گرانیت‌ها حاصل نشده‌اند و با توجه به موقعیت قرارگیری آن‌ها در مجاورت بلافصل گنیس‌ها، نتیجه می‌شود لوکوگرانیت‌ها از ذوب بخشی گنیس‌ها حاصل شده‌اند. در ادامه به بررسی نمودارهای هارکر در ارتباط با نمونه‌های سنگی مورد مطالعه می‌پردازیم.

تغییرات Al_2O_3 در برابر SiO_2

Al_2O_3 در ساخت کانی‌هایی نظیر بیوتیت، پلاژیوکلاز و ارتوکلاز شرکت می‌کند. در گرانیت‌ها با افزایش SiO_2 ، از مقدار Al_2O_3 کاسته می‌شود که با افزایش تفریق، کاهش کانی‌های مافیک و سدیک‌تر شدن پلاژیوکلاز مطابقت دارد. از آنجاییکه لوکوگرانیت‌ها محصول نهایی تفریق نبوده و خود از ذوب بخشی گنیس‌ها حاصل شده‌اند، لذا منطقی به نظر می‌رسد که دارای مقادیر SiO_2 کمتری نسبت به گرانیت‌ها باشند ولی از Al_2O_3 بالاتری برخوردار هستند (شکل ۴-۱۰-۱). علاوه بر این، گرانیت‌ها نسبت به لوکوگرانیت‌ها از دگرشکلی بیشتری برخوردار هستند و همین امر باعث بالا رفتن سیلیس در سنگ‌های گرانیتی شده است.

تغییرات FeO_t در مقابل SiO_2

FeO_t در ساخت کانی‌های آهن‌دار مافیک نظیر بیوتیت و کانی‌های اپک شرکت می‌کند. نمودارهای تغییرات FeO_t در برابر SiO_2 در گرانیت‌ها با افزایش کانی‌های فلسیک و کاهش کانی‌های فرومنیزین نظیر بیوتیت روند نزولی نشان می‌دهد. لوکوگرانیت‌ها از آنجاییکه فاقد کانی‌های مافیک یا به مقدار

اندک هستند، دارای کمترین میزان FeO_t هستند و خارج از روند تبلور تفریقی باید مورد بحث و بررسی قرار گیرند (۴-۱۰-b).

تغییرات CaO در مقابل SiO_2

نمودار تغییرات CaO در برابر SiO_2 در گرانیتها بدلیل تبلور بخشی، تفریق پلاژیوکلاز و سدیکتر شدن پلاژیوکلاز روند کاهشی نشان می‌دهد (شکل ۴-۱۰-c).

تغییرات MnO در مقابل SiO_2

تغییرات این اکسید در مقابل SiO_2 روندی نزولی نشان می‌دهد (شکل ۴-۱۰-d). عنصر منگنز با آهن سازگار است و در ترکیب کانی‌هایی نظیر بیوتیت جانشین آهن می‌شود. پایین‌تر بودن MnO در گرانیتها با کاهش کانی‌های فرومنیزین و با تفریق‌یافتگی آنها سازگار است.

تغییرات MgO در مقابل SiO_2

روند تغییرات این اکسید نزولی بوده و با افزایش SiO_2 از مقدار MgO کاسته می‌شود (شکل ۴-۱۰-e). این امر با کاهش کانی‌های مافیک نظیر بیوتیت و افزایش تفریق در سنگ‌های گرانیتی سازگار است.

تغییرات K_2O در مقابل SiO_2

در گرانیتها با افزایش سیلیس مقدار K_2O افزایش پیدا می‌کند (شکل ۴-۱۰-f). این اکسید در کانی‌های پتاسیم‌دار نظیر ارتوکلاز و بیوتیت تمرکز پیدا می‌کند لذا درصد آن در آلکالی فلدسپار گرانیتها بیشتر است. غنی بودن گرانیتها از K_2O با شواهد گسترده ذوب‌بخشی میکاشیستها و گارنت میکاشیستها و احتمال تشکیل گرانیتها از طریق ذوب بخشی سنگ‌های دگرگونی متاپلیتی یا سنگ‌های قاعده پوسته سازگار است. حضور آنکلاوهایی با ماهیت دگرگونی در بیوتیت گرانیت‌های منطقه شاهدهی بر این ادعاست.

تغییرات Na₂O در مقابل SiO₂

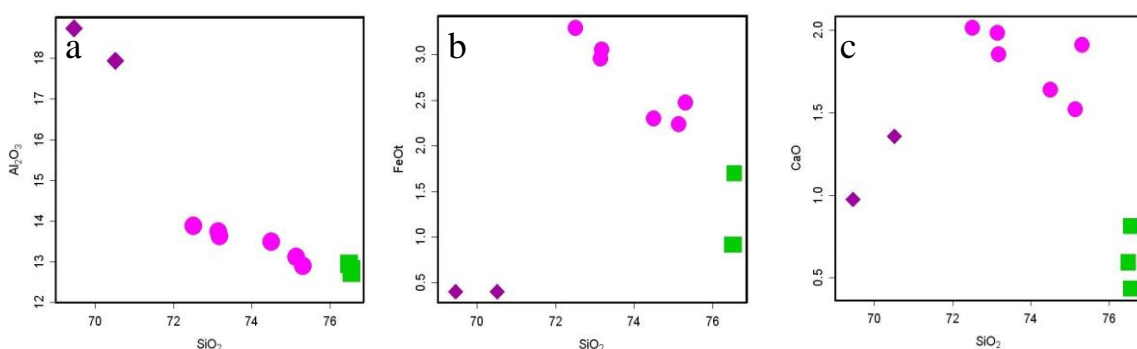
لوکوگرانیت‌ها بدلیل حضور پلاژیوکلازها و ارتوکلازهای غنی از سدیم بیشترین میزان Na₂O را دارا هستند که با آنورتیت درصد پایین آن‌ها نیز سازگار است (شکل ۴-۱۰-g). پارامتر آنورتیت درصد بر اساس میزان آنورتیت و آلبیت نورماتیو سنگ با استفاده از فرمول $An\% = An/(An+Ab) \times 100$ توسط ایروین^۱ و باراگار^۲ (۱۹۷۱) تعریف شده است. کم بودن میزان آنورتیت درصد پلاژیوکلازها در لوکوگرانیت‌های مورد مطالعه، با سدیک بودن پلاژیوکلازهای آنها (میانگین آنورتیت درصد برابر ۶/۴) سازگار است.

تغییرات P₂O₅ در برابر SiO₂

در سنگ‌های فلسیک تفریق قابل توجهی مشاهده نمی‌شود و مقدار P₂O₅ بین ۰ تا ۰/۱ تغییر می‌کند.

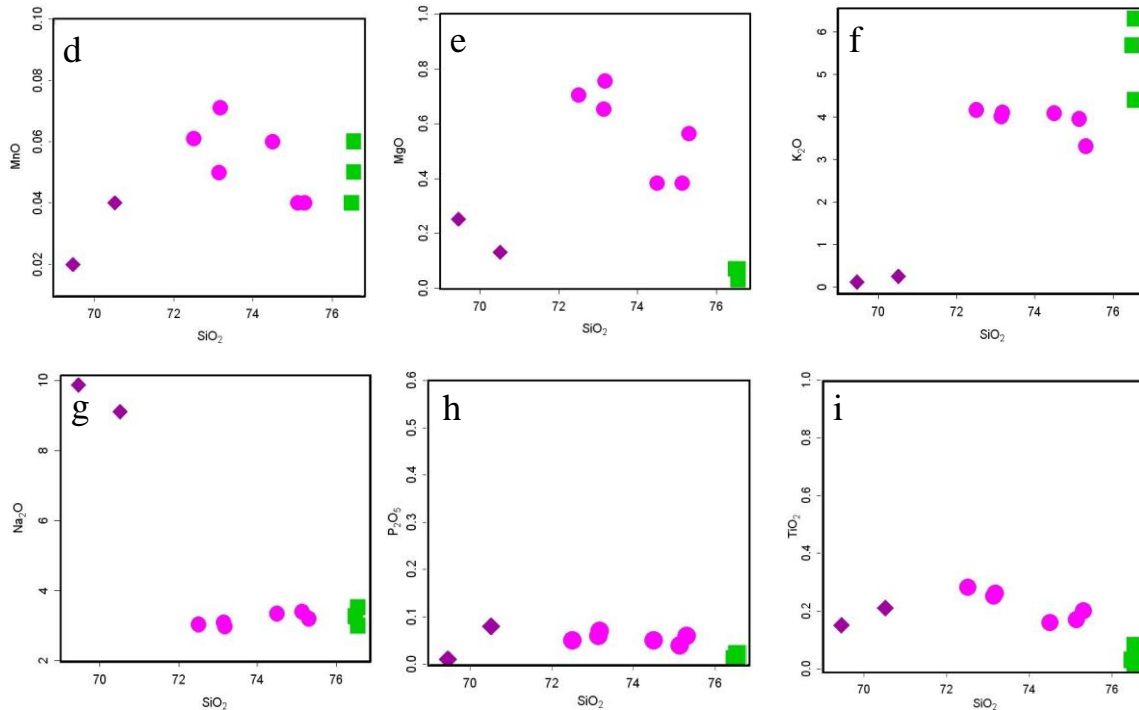
تغییرات TiO₂ در برابر SiO₂

در این نمودار، مقدار TiO₂ با افزایش SiO₂ کاهش می‌یابد. در گرانیته‌ها با افزایش تفریق و کاهش کانی‌هایی نظیر بیوتیت و اسفن از مقدار تیتانیم نیز کاسته می‌شود (شکل ۴-۱۰-۱).



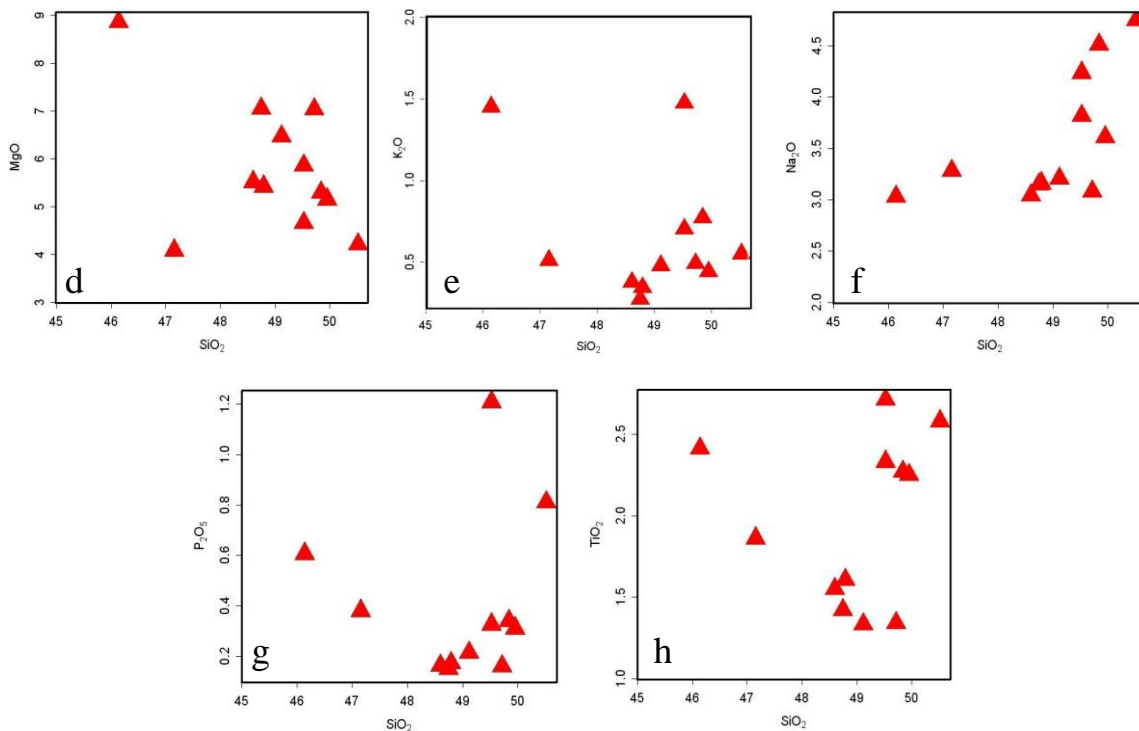
۱- Irvin

۲ - Baragar



شکل ۴-۱- نمودار تغییرات اکسیدهای عناصر اصلی در مقابل SiO_2 (هارکر ۱۹۰۹) برای گرانیتوئیدهای مورد مطالعه. (ب) دایک‌های میکروگابرویی

حال به بررسی تغییرات ترکیب شیمیایی دایک‌های میکروگابرویی می‌پردازیم. نمودار تغییرات Al_2O_3 در برابر SiO_2 در دایک‌ها روند نزولی نشان می‌دهد که با کاهش فراوانی کانی‌هایی نظیر بیوتیت، هورنبلند سبز و پلاژیوکلاز سازگار است (۴-۱۱-ا). مقادیر FeO_t در دایک‌ها با افزایش SiO_2 ابتدا روندی کاهشی و سپس روندی افزایشی نشان می‌دهند (۴-۱۱-ب) که با افزایش کانی‌های آهن‌دار مافیک نظیر هورنبلندسبز، پیروکسن (اوزیت)، بیوتیت و فراوانی اکسیدهای آهن توجیه می‌شود. نمودار تغییرات CaO در برابر SiO_2 در دایک‌ها با شیب تندی کاهش می‌یابد (شکل ۴-۱۱-ج). گرایش ترکیب پلاژیوکلازها به سمت ترکیبات دارای آنورتیت کمتر و آل بیت بیشتر و کاهش کانی‌های مافیک کلسیم‌دار نظیر پیروکسن (اوزیت) و هورنبلندسبز باعث ایجاد چنین روندی در نمودار $\text{CaO}-\text{SiO}_2$ شده است. در نمودار MgO/SiO_2 بدلیل فرآیند تفریق و کاهش کانی‌های مافیک، با افزایش سیلیس از مقدار MgO کاسته می‌شود. در این نمودار یکی از نمونه‌ها غنی‌شدگی بیشتری از MgO (نسبت به سایر نمونه‌ها نشان می‌دهند (شکل ۴-۱۱-د). نگاهی به مطالعات پتروگرافی نشان می‌دهد که بالاتر بودن مقدار MgO در این نمونه بدلیل حضور پیروکسن و بیوتیت است. در



شکل ۴-۱۱- نمودار تغییرات اکسیدهای عناصر اصلی در مقابل SiO_2 (هارکر ۱۹۰۹) برای دایک‌های مورد مطالعه.

۴-۵-۲- نمودار تغییرات برخی عناصر کمیاب نسبت به سیلیس (هارکر ۱۹۰۹)

با اینکه غلظت عناصر کمیاب در سنگ کمتر از ۰/۱٪ بوده و بصورت قسمت در میلیون (ppm) بیان می‌شوند، ولی در متمایز کردن فرآیندهای پترولوژیکی دارای کارایی بهتری نسبت به عناصر اصلی بوده و بوسیله آنها می‌توان فرضیه‌های پترولوژیکی را به طور کمی مورد بررسی قرار داد.

الف) گرانیتوئیدها

تغییرات Sr در برابر SiO_2

Sr از عناصر کمیاب آلکالن است و جانشین کلسیم در ساختار پلاژیوکلاز می‌شود. در نمودار Sr/SiO_2 آلکالی فلدسپار گرانیت‌ها از کمترین میزان استرانسیم برخوردار هستند که با حضور مگاکریست‌های ارتوکلاز در آن‌ها سازگار است. لوکوگرانیت‌ها با وجود پلاژیوکلازهای آلبیتی، بیشترین میزان استرانسیم را بخود اختصاص می‌دهند که احتمالاً با وجود رگه‌های کلسیتی در سنگ قابل توجیه است (شکل ۴-۱۲- a).

تغییرات Rb در برابر SiO₂

روند مشاهده شده در این نمودار شبیه روند افزایش K در نمودار SiO₂-K₂O است، بنابراین روبیدیم در ساختار کانی‌های پتاسیم‌داری نظیر بیوتیت و فلدسپار پتاسیم جای می‌گیرد. در نمودار تغییرات Rb/SiO₂ آلکالی فلدسپار گرانیت‌ها بدلیل حضور مگاکریست‌های ارتوز که در نمونه دستی نیز به سادگی قابل رؤیت هستند، بیشترین میزان Rb را نشان می‌دهند (شکل ۴-۱۲-ب). لوکوگرانیت‌ها کمترین میزان روبیدیم را دارا هستند، این امر حاکی از آن است که لوکوگرانیت‌ها ناشی از تفریق نیستند.

تغییرات Ba در برابر SiO₂

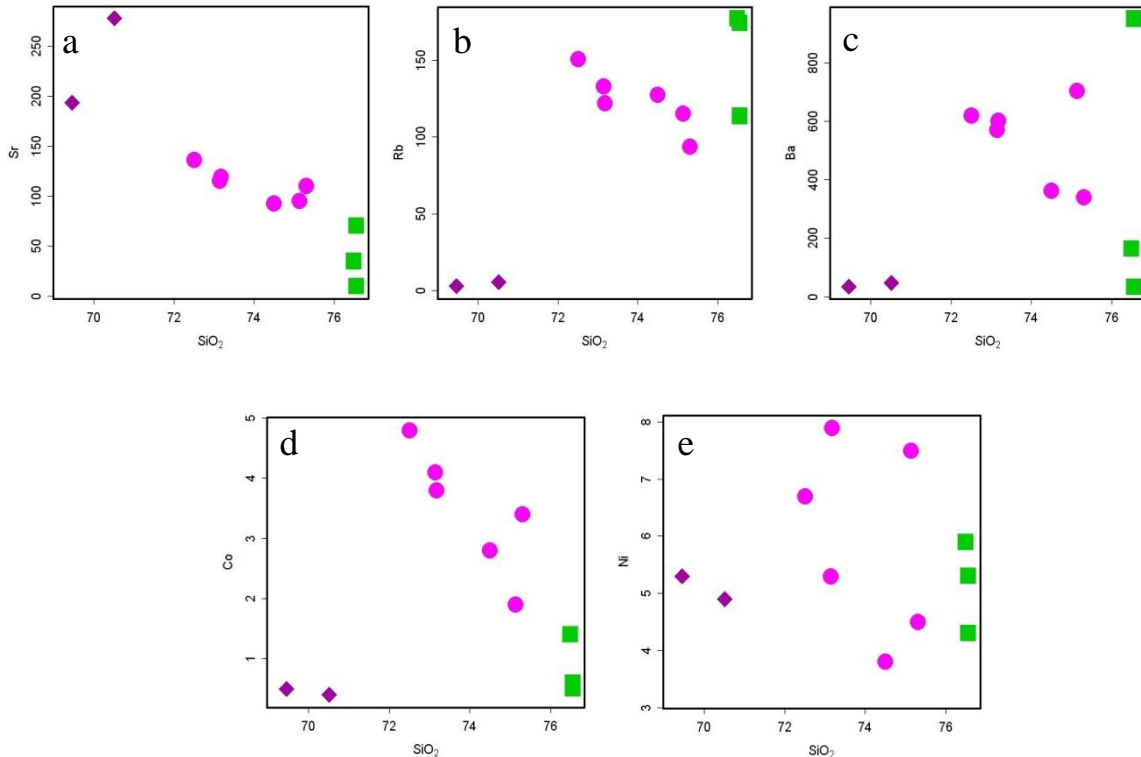
باریم در ساختار کانی‌های ارتوز و بیوتیت جانشین پتاسیم می‌شود. Ba بدلیل بار یونی بزرگتر از K، توسط ترکیبات پتاسیم‌دار تصرف می‌شود. در نمودار Ba/SiO₂، گرانیت‌ها نسبت به لوکوگرانیت‌ها دارای مقدار باریم بیشتری هستند که بدلیل حضور بیوتیت و ارتوز بیشتر در گرانیت‌ها است (شکل ۴-۱۲-ج).

تغییرات Co در برابر SiO₂

کبالت از عناصر شدت سازگار است. این عنصر دارای شعاع یونی مشابه با آهن و منیزیم بوده و در ساخت کانی‌هایی نظیر بیوتیت شرکت دارد. گرانیت‌ها همانطور که انتظار می‌رود با افزایش تفریق و کاهش مقدار بیوتیت روند نزولی نشان می‌دهند (شکل ۴-۱۲-د).

تغییرات Ni در برابر SiO₂

نیکل دارای بار و شعاع یونی مشابه با منیزیم است، بنابراین با افزایش تفریق از میزان این عنصر کاسته می‌شود (شکل ۴-۱۲-ه).

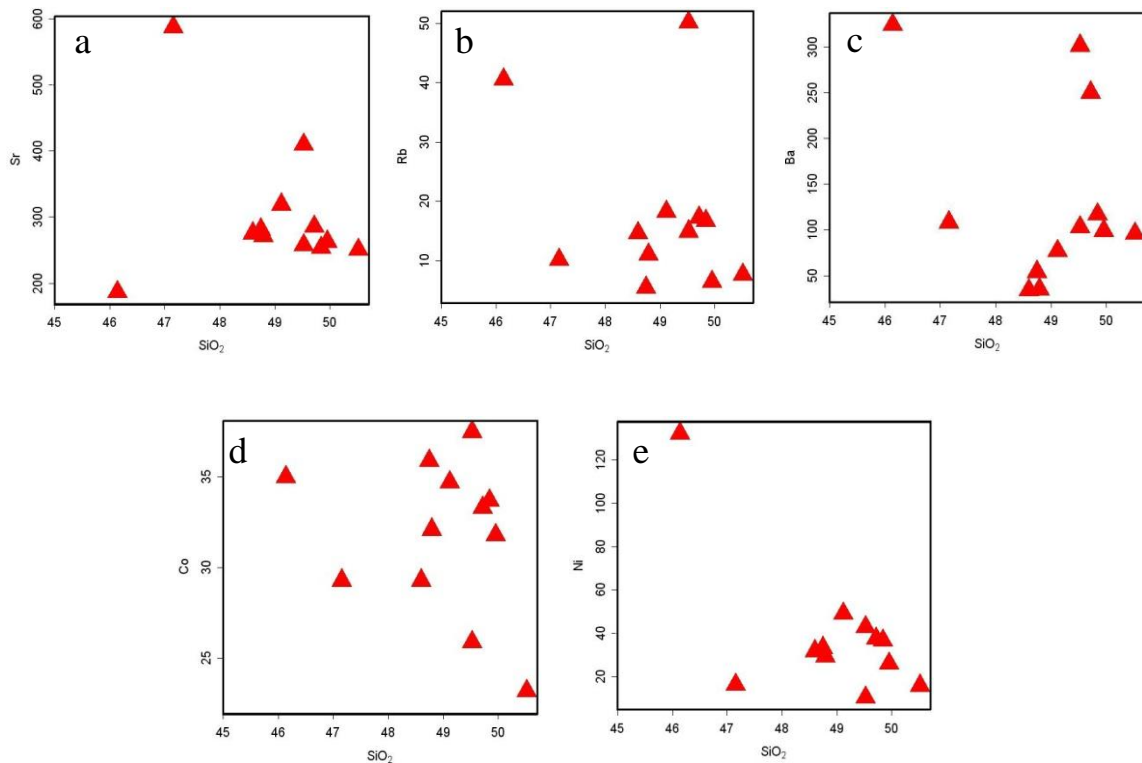


شکل ۴-۱۲- موقعیت نمونه‌های گرانیتوئیدی مورد مطالعه در نمودارهای تغییرات عناصر کمیاب در مقابل SiO_2 (هارکر، ۱۹۰۹).

ب) دایک‌های میکروگابروبی

در نمودار Sr/SiO_2 مربوط به دایک‌های مورد مطالعه، با افزایش مقدار SiO_2 از مقدار Sr کاسته می‌شود. یکی از نمونه‌های دایکی بدلیل حضور کمتر پلاژیوکلاز بصورت میکرولیتی دارای استرانسیم کمتری نسبت به سایر نمونه‌ها می‌باشد (شکل ۴-۱۳- a). برخی از سنگ‌های مورد مطالعه دارای پورفیرهای درشت پلاژیوکلاز در مقاطع میکروسکوپی هستند لذا بیشترین میزان Sr را دارا هستند ($\text{Sr} = 587$). گابروها نسبت به گرانیت‌ها دارای بیشترین میزان Sr هستند که مربوط به فراوانی زیاد پلاژیوکلازهای کلسیک در سنگ‌های گابرویی است. دایک‌های مورد مطالعه بر روی نمودار Rb/SiO_2 روندی پراکنده نشان می‌دهند. بالاتر بودن میزان روبیدیم در دو نمونه از دایک‌ها بدلیل حضور بیوتیت و آرایش پوسته‌ای می‌باشد (شکل ۴-۱۳- b). در نمودار Ba/SiO_2 دلیل بالاتر بودن مقادیر باریم در برخی از دایک‌ها با وفور کانی‌های پلاژیوکلاز و هورنبلندسبز توجیه می‌شود (شکل ۴-۱۳- c). باریم می‌تواند در شبکه کانی‌هایی نظیر پلاژیوکلاز و هورنبلندسبز وارد شده و جانشین کلسیم گردد. روند

تغییرات در نمودار Co/SiO_2 به گونه‌ای است که با افزایش تفریق و کاهش کانی‌های مافیک نظیر پیروکسن، هورنبلند، بیوتیت و مگنتیت از مقدار این عنصر کاسته می‌شود (شکل ۴-۱۳-d). همچنین در دایک‌ها میزان نیکل با افزایش سیلیس کاهش می‌یابد (شکل ۴-۱۳-e). یکی از نمونه‌های دایکی بدلیل وفور مگنتیت دارای میزان نیکل بالایی است که در نمودار MgO/SiO_2 بیشترین مقدار MgO را دارد.



شکل ۴-۱۳- موقعیت نمونه‌های دایکی مورد مطالعه در نمودارهای تغییرات عناصر کمیاب در مقابل SiO_2 (هارکر، ۱۹۰۹).

۴-۵-۳- نمودارهای تغییرات عناصر کمیاب در برابر یکدیگر جهت تشخیص روند تفریق کانی‌ها

بدلیل متغیر بودن ضرایب توزیع عناصر کمیاب بین کانیهای اصلی تشکیل دهنده سنگ و مذابهای ماگمایی، برخی از عناصر یا گروه‌هایی از عناصر می‌توانند جهت شناسایی آن دسته از کانیهایی که در فرایند تفریق ماگمایی درگیر هستند، مورد استفاده قرار گیرند (ویلسون، ۱۹۸۹).

الف) روند تفریق کانی‌ها در گرانیتوئیدها

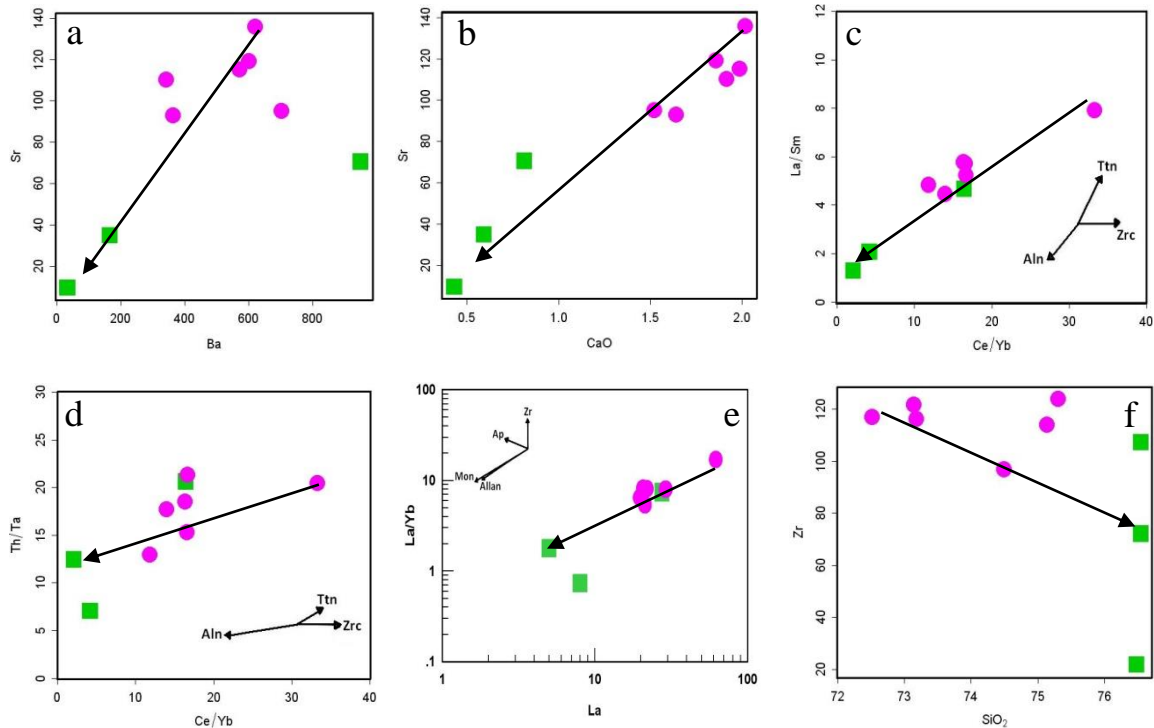
از نمودارهای عناصر کمیاب در برابر یکدیگر بعنوان شاهدهی بر تفریق کانی‌ها در طی تبلور تفریقی استفاده شده است. در نمودار Sr-Ba مقدار باریم با کاهش مقدار استرانسیم کاهش می‌یابد (شکل ۴-۱۴a). این امر حاکی از تفریق فلدسپار پتاسیم، بیوتیت و پلاژیوکلاز است. در طی تفریق سنگ‌های مورد مطالعه با گذشت زمان پلاژیوکلازها از قطب‌های کلسیک‌تر به قطب‌های سدیک‌تر تحول پیدا می‌کنند و از طرف دیگر در فلدسپارهای سدیم - پتاسیم‌دار، مقدار پتاسیم کاهش و مقدار سدیم افزایش می‌یابد، در نتیجه با افزایش تفریق یافتگی مقدار Sr و Ba کاهش می‌یابد و یک روند خطی نزولی به نمایش می‌گذارد. در نمودار Sr-CaO مقدار Sr با کاهش مقدار CaO کاهش می‌یابد و یک روند نزولی تفریق را به نمایش می‌گذارد که نشان‌دهنده تفریق پلاژیوکلاز در طی تبلور است (شکل ۴-۱۴b). کانی‌های فرعی از قبیل زیرکن و آلانیت در سنگ‌های گرانیتوئیدی مورد مطالعه متداول هستند لذا تفریق آن‌ها در طی تحولات ماگمایی حائز اهمیت است. در نمودارهای La/Sm در مقابل Th/Ta، Ce/Yb در مقابل Ce/Yb و La/Yb در مقابل La روند تفریق آلانیت مشاهده می‌شود (شکل‌های ۴-۱۴c, d, e) و بیانگر آن است که آلانیت در مایعات گرانیتی در حال تفریق از LREE و Th تهی می‌شود (گورینگ^۱ و همکاران، ۲۰۰۴). از مجموع سه نمودار استنباط می‌شود که آلانیت در طی تفریق ماگما کاهش یافته و کاهش آلانیت در کاهش مقادیر عناصر کمیاب خاکی سبک نقش به سزایی داشته است. در گرانیت‌ها مقدار زیرکن با افزایش SiO₂ کاهش می‌یابد. Zr از عناصر HFS و کم تحرک است که قادر به تشکیل کانی مستقل زیرکن می‌باشد. در سنگ‌های فلسیک ماگما از Zr اشباع است، بنابراین همزمان با شروع تفریق ماگمایی، جدایش بلورهای زیرکن از مذاب آغاز می‌شود و مقدار Zr در برابر افزایش SiO₂ روند نزولی نشان می‌دهد (چپل^۲ و همکاران، ۱۹۹۸). به عقیده بسیاری از محققین کاهش مقدار زیرکن با افزایش SiO₂ هنگامی رخ می‌دهد که ماگما از زیرکن اشباع باشد (لی^۳ و همکاران، ۲۰۰۷؛ ژانگ^۱ و همکاران، ۲۰۰۹؛ لیو و همکاران، ۲۰۰۹؛ یانبو^۲ و جینگون^۳، ۲۰۱۰).

۱- Gorring

۲- Chappell

۳- Li

همانطور که نمودار شکل (۴-۱۴-f) نشان می‌دهد مقدار زیرکن در سنگ‌های تفریق یافته‌تر کاهش می‌یابد.



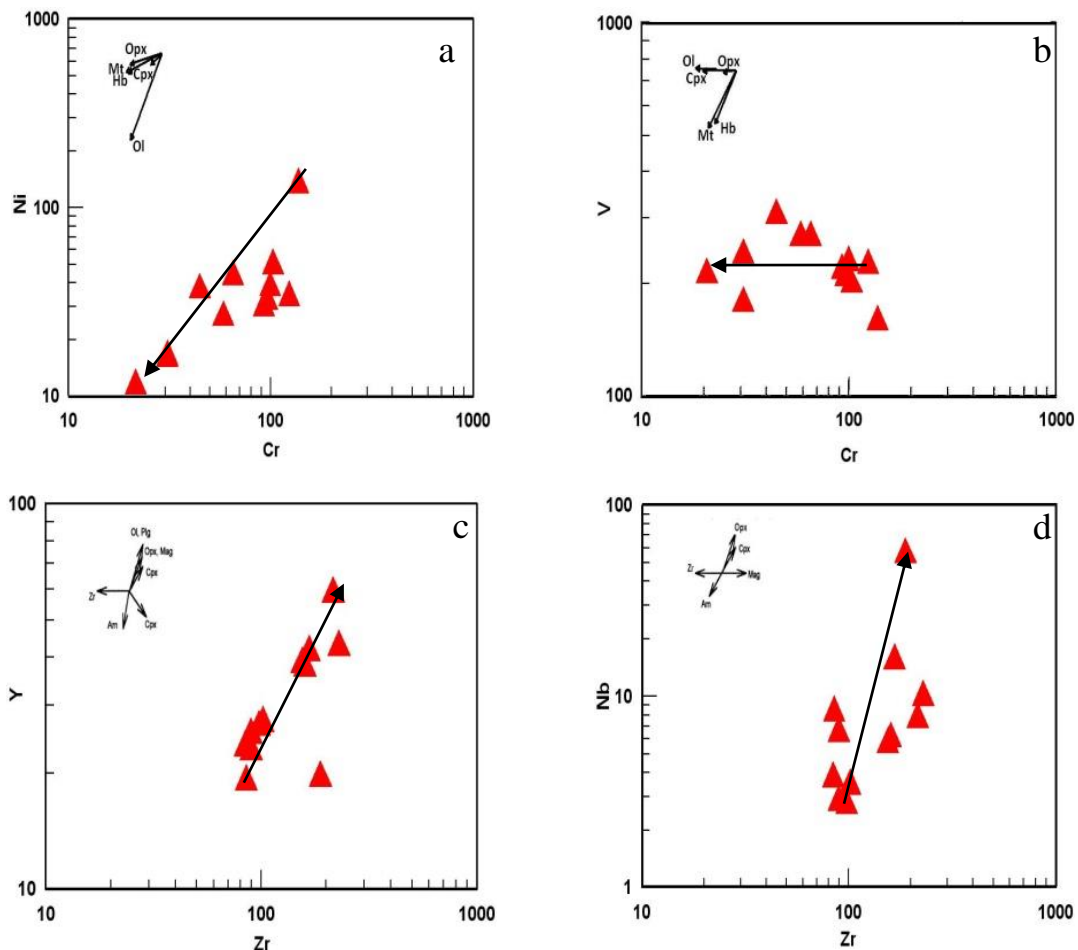
شکل ۴-۱۴- موقعیت نمونه‌های گرانیتوئیدی مورد مطالعه بر روی نمودارهای تغییرات برخی عناصر کمیاب در برابر یکدیگر جهت تشخیص روند تفریق کانی‌ها.

ب) روند تفریق کانی‌ها در دایک‌های میکروگابرویی

به عقیده پنگ^۴ و همکاران (۲۰۰۷)، جدایش و تبلور الیوین، پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن در سنگ‌های گابرویی حائز اهمیت است. در دایک‌ها همانطور که در نمودارهای تفریق بلوری مشاهده می‌شود، تبلور پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن حائز اهمیت است. روندهای مشاهده شده در نمودارهای Ni-Cr و V-Cr با کاهش مقدار پیروکسن در سنگ سازگار است (شکل ۴-۱۵-a, b). کاهش مقدار پیروکسن در طی روند تفریق باعث کاهش مقدار نیکل و کروم در سنگ می‌شود. به منظور ارزیابی نقش فرآیند تبلور

- ۱- Zhong
- ۲- Yanbo
- ۳- Jingwen
- ۴- Peng

تفریقی در دایک‌های میکروگابرویی از نمودار Zr در مقابل Nb و Y استفاده شده است (برگرفته از السید^۱، ۲۰۰۶). روندها در این نمودارها منسوب به تفریق کلینوپیروکسن و پلاژیوکلاز است (شکل ۴-۱۵).



شکل ۴-۱۵- موقعیت نمونه‌های دایکی مورد مطالعه بر روی نمودارهای تغییرات برخی عناصر کمیاب در برابر یکدیگر جهت تشخیص روند تفریق کانی‌ها.

۴-۶- نمودارهای بهنجار شده عناصر کمیاب

با استفاده از این نمودارها می‌توان میزان انحراف هر ترکیب را از الگوی ترکیبی اولیه در طی فرآیندهای ذوب بخشی یا تبلور تفریقی تعیین کرد. در این نمودارها معمولاً از داده‌های گوشته و یا کندریت برای بهنجار کردن استفاده می‌شود که در واقع سنجشی برای انحراف از ترکیب اولیه است.

۱- El-Sayed

به عقیده تامپسون^۱ (۱۹۸۲) بهنجار سازی نسبت به مقادیر کندریتی مناسبتر است، زیرا مقادیر کندریتی برخلاف مقادیر ترکیب گوشته اولیه که تخمینی می‌باشند، مستقیماً از نمونه‌های بدست آمده اندازه‌گیری می‌شوند.

۴-۶-۱- نمودار بهنجار شده و عنکبوتی نسبت به کندریت

الف) گرانیتهای مورد مطالعه

نمودار چند عنصری بهنجار شده نسبت به مقادیر کندریتی تامپسون (۱۹۸۲) و نمودار عناصر نادر خاکی (REE) نسبت به مقادیر کندریتی ناکامورا^۲ (۱۹۷۴) برای نمونه‌های مورد مطالعه در شکل‌های (۴-۱۶) و (۴-۱۷) ترسیم شده است. همانطور که مشاهده می‌شود، گرانیتهای بطور مشخص آنومالی منفی Ba، Nb، Sr، P، Zr، Ti و Eu نشان می‌دهند. آنومالی منفی Eu، Ba و Sr حاکی از جدایش پلاژیوکلاز در طول تفریق یا باقیماندن آن بصورت فازهای کانایی پایدار در طول ذوب بخشی در سنگ منشأ است (مشیو و مابوکو^۳، ۲۰۱۲). به عقیده وو^۴ و همکاران (۲۰۰۳)، تهی شدگی شدید Eu با تفریق گسترده پلاژیوکلاز و فلدسپار پتاسیم در ارتباط می‌باشد، آنومالی منفی Eu و Sr با تفریق پلاژیوکلاز و آنومالی منفی Eu و Ba با تفریق فلدسپار پتاسیم همخوانی دارد. از آنجایی که گرانیتهای مورد مطالعه آنومالی منفی Eu، Ba و Sr نشان می‌دهند لذا تفریق پلاژیوکلاز و فلدسپار پتاسیم همراه با هم اتفاق افتاده است. آنومالی منفی Nb و Ti در ارتباط با تفریق فازهای تیتان دار نظیر ایلمنیت و تیتانیت است. ولی از آنجایی که گرانیتهای مورد مطالعه جز گرانیتهایی نیستند که از مشتقات گوشته‌ای منشأ گرفته باشند، لذا این تعابیر آنومالی‌های ذکر شده را توجیه نمی‌کند و این آنومالی‌ها را می‌توان به نبود عناصر ذکر شده در محل منشأ نسبت داد. آنومالی منفی P نتیجه جدا شدن آپاتیت از ماگما است. در گرانیتهای، عناصر نادر خاکی سبک (LREE) اندکی غنی شدگی نسبت به عناصر نادر

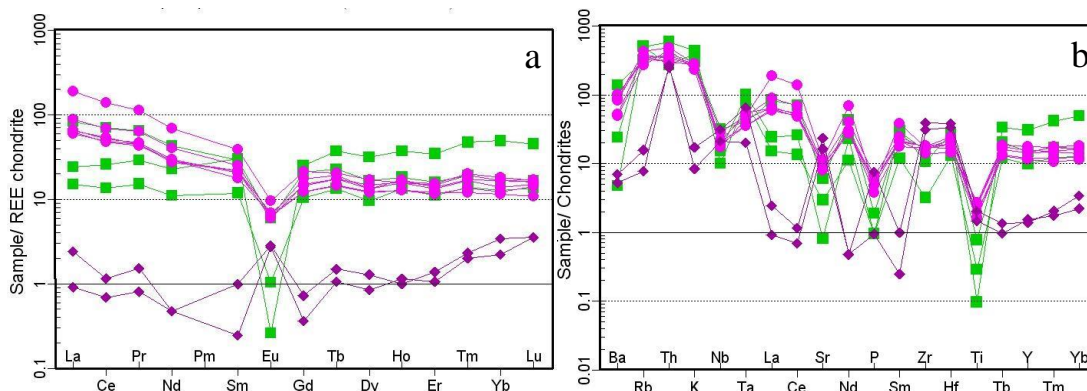
۱- Thompson

۲- Nakamura

۳- Mshiu & Maboko

۴- Wu

خاکی سنگین (HREE) نشان می‌دهند. غنی شدگی La, Ce, Rb, Th, K و تهی شدگی Nb و Ti احتمال وجود کانی‌هایی نظیر گارنت و روتیل را در منشأ تأیید می‌کند که از ویژگی‌های ماگماهای کمان قاره‌ای است (کوکاک^۱ و همکاران، ۲۰۰۵؛ عزیزی و همکاران، ۲۰۱۱). ولی بدلیل ماهیت کوارتز و فلدسپاتی سنگ‌های مادر آن‌ها شرایط برای تشکیل کانی‌های آلومینوسیلیکاته نظیر گارنت، آندالوزیت و سیلمانیت فراهم نشده است. در لوکوگرانیت‌ها با وجود فراوانی پلاژیوکلاز آلبیتی، آنومالی مثبت Eu و Sr مشاهده می‌شود. این امر بدلیل آن است که در سنگ درز و شکستگی‌هایی وجود دارد که با کلسیت پر شده است و در نتیجه سبب بالا رفتن کلسیم در این سنگ‌ها شده است.



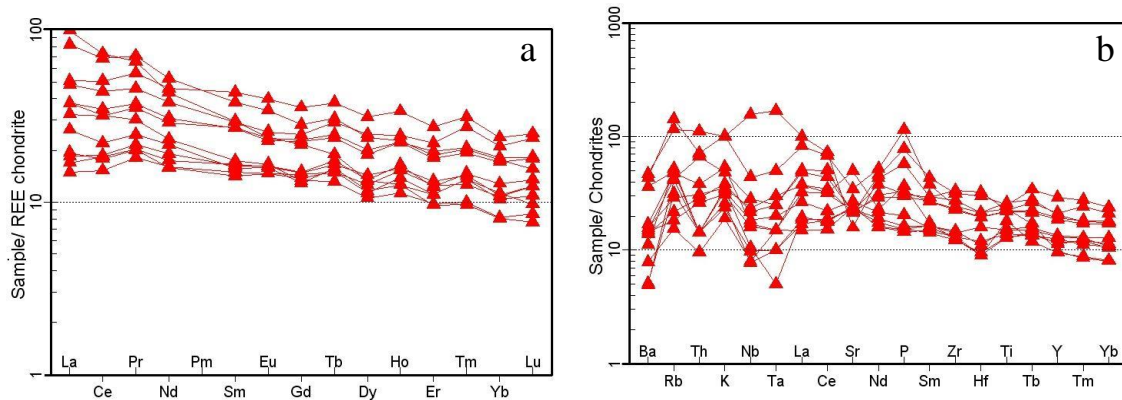
شکل ۴-۱۶- نمودارهای عنکبوتی و بهنجار شده نسبت به کندریت برای گرانیئوئیدهای مورد مطالعه (a) ناکامورا، ۱۹۷۴. (b) تامپسون، ۱۹۸۲.

ب) دایک‌های میکروگابرویی

دایک‌ها غنی شدگی از LREE و تهی شدگی از HREE نشان می‌دهند (شکل ۴-۱۷ - a). نسبت LREE/ HREE زیاد است و نمودار آن‌ها از شیب نزولی برخوردار است. بطور کلی غنی شدگی از LREE را می‌توان به دو عامل درجات ذوب بخشی پایین منبع گوشته‌ای و آرایش ماگما توسط مواد پوسته‌ای نسبت داد. K, Rb و Sr در نمونه‌های مورد مطالعه غنی شدگی نشان می‌دهند که با حضور مقادیر زیاد پلاژیوکلاز و همچنین وجود مقادیری آپاتیت و بیوتیت سازگار است. آنومالی منفی Nb و Ta می‌تواند با تفریق اکسیدهای Fe-Ti (روتیل، ایلمنیت و تیتانیت) و آرایش پوسته‌ای نیز در ارتباط

۱- Kocak

باشد. در نمودارهای بهنجار شده نسبت به کندریت مربوط به دایکها (شکل ۴-۱۷ -b)، آنومالی منفی Nb و Ta و تا حدودی غنی شدگی از K، Rb و Sr مشاهده می‌شود که دال بر مشارکت فرآیندهای پوسته‌ای در تشکیل آن‌ها دارد که می‌تواند نشان‌دهنده آلودگی پوسته‌ای این دسته از سنگ‌ها باشند.



شکل ۴-۱۷- نمودارهای عنکبوتی و بهنجار شده نسبت به کندریت برای دایک‌های مورد مطالعه (a) ناکامورا، ۱۹۷۴. (b) تامپسون، ۱۹۸۲.

۴-۶-۲- نمودار عنکبوتی بهنجار شده نسبت به گوشته‌ی اولیه

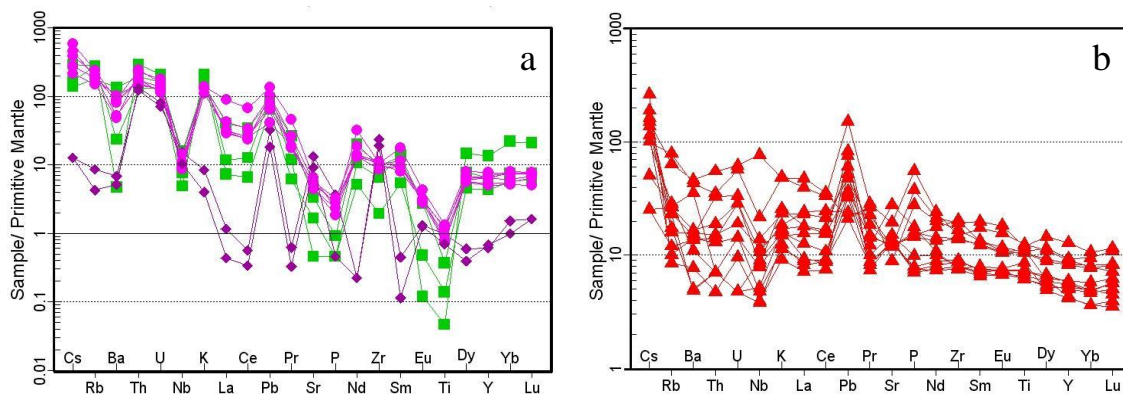
به منظور بررسی الگوی تغییرات عناصر کمیاب بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه برای نمونه‌های مورد مطالعه از نمودار سان و مک دونوف^۱ (۱۹۸۹) استفاده شده است. بر اساس این نمودار (شکل ۴-۱۸ -a)، سنگ‌های فلسیک منطقه مورد مطالعه از عناصر Cs، Rb، U، Th، K و Pb غنی شدگی و از عناصر Ba، Nb، La، Ce، P، Zr و Ti تهی‌شدگی نشان می‌دهند. به عقیده برخی محققین، آنومالی منفی Ce، La، Nb، P، Ti از ویژگی‌های سنگهای قاره‌ای و از مشخصات ماگماهای وابسته به فرورانش است (کاستیلو^۲، ۲۰۰۶).

دایک‌های مورد نظر از عناصر LILE (Cs، Rb، U، K، Pb و Sr) غنی‌شدگی و از عناصر HFSE (مخصوصاً Nb) تهی‌شدگی نشان می‌دهند (شکل ۴-۱۸ -b). غنی‌شدگی و تهی‌شدگی از عناصر

۱ - Sun & McDonough

۲ - Castillo

مذکور از ویژگی‌های ژئوشیمیایی محیط‌های مرتبط با قوس است (ژائو^۱ و همکاران، ۲۰۱۰). بی‌هنجاری منفی Nb از ویژگی‌های آشکار سنگ‌های قاره‌ای است. بنابراین بی‌هنجاری منفی ماگماهای گوشته‌ای از این عنصر می‌تواند ناشی از آلیش این ماگماها با مواد پوسته‌ای در خلال صعود و جایگزینی باشد. همچنین، در محیط‌های فرورانش پوسته اقیانوسی به زیر پوسته قاره‌ای، فازهای فرعی دیرگداز نظیر ایلمنیت و روتیل در پوسته اقیانوسی دگرگونی فرورونده پایدار بوده، عناصر HFS نظیر Nb و Ta را در خود نگه می‌دارند و با جلوگیری از مشارکت آن‌ها در ماگماهای حاصل از این منابع، سبب ایجاد بی‌هنجاری منفی آن‌ها در ماگما می‌شوند (ناگودی^۲، ۲۰۰۳). غنی‌شدگی Sr، K و Rb بدلیل فراوانی پلاژیوکلاز بعنوان فاز غالب و بیوتیت است. آنومالی مثبت Pb در اثر متاسوماتیسم گوه گوشته‌ای توسط سیالات ناشی از پوسته اقیانوسی فرورو و یا آلیش ماگما با پوسته قاره‌ای حاصل می‌شود (کامبر^۳ و همکاران، ۲۰۰۲). آنومالی مثبت Pb، بالا بودن مقادیر U، K، Sr و آنومالی منفی Nb و Ta نشان‌دهنده‌ی آن است که ماگمای سازنده‌ی سنگ‌های مورد مطالعه در طی صعود و جایگزینی متحمل آلیش پوسته‌ای (کورک‌اغلو^۴، ۲۰۰۸) شده است.



شکل ۴-۱۸- نمودارهای عنکبوتی بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه (سان و مک دونوف، ۱۹۸۹) برای (a) گرانیتوئیدهای مورد مطالعه. (b) دایک‌های مورد مطالعه.

- ۱ - Zhao
- ۲ - Nagudi
- ۳ - Kamber
- ۴ - Kırkcüoğlu

۴-۷- تعیین سری ماگمایی

یکی از مهمترین کاربردهای نتایج تجزیه شیمیایی عناصر در مباحث پترولوژی، تعیین سری ماگمایی و جایگاه تکتونیکی سنگها است. طبق نظر کونو^۱ (۱۹۶۸)، یک سری ماگمایی شامل مجموعه‌ای از سنگ‌های آذرین با ترکیب شیمیایی مختلف است که از یک ماگمای مادر بر اثر تبلور بخشی حاصل شده است. تاکنون ۵ سری ماگمایی تشخیص داده شده است که عبارتند از: ۱- سری تولییتی ۲- سری آلکالن ۳- سری کالک آلکالن ۴- سری شوشونیتی ۵- سری تحولی (انتقالی). به منظور تعیین سریهای ماگمایی نمونه‌های مورد مطالعه از نمودارهای متعددی استفاده شده است که در ادامه به آنها می‌پردازیم.

نمودار $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ در مقابل SiO_2 (ایروین و باراگار، ۱۹۷۱)

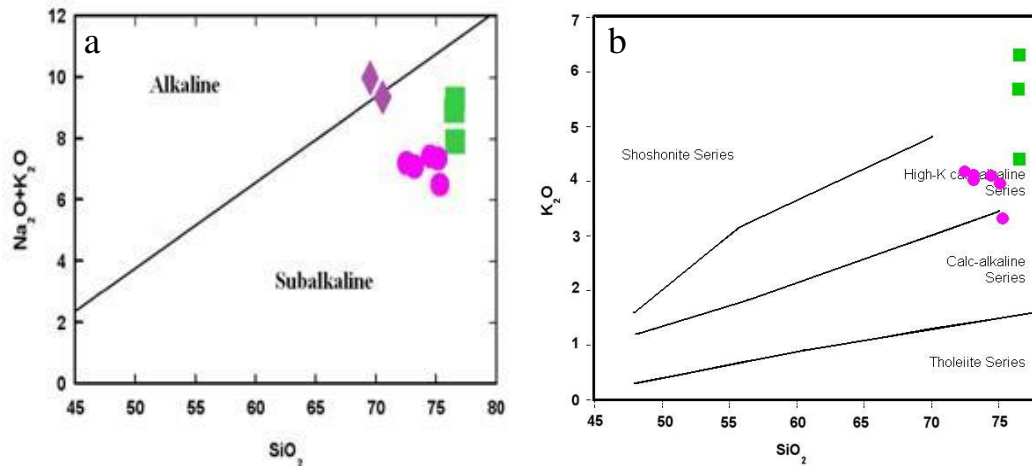
جهت تعیین سری ماگمایی سنگ‌های منطقه مورد مطالعه از نمودار مجموع آلکالن در مقابل سیلیس (ایروین و باراگار، ۱۹۷۱) استفاده شده است. طبق این نمودار نمونه‌های فلسیک در محدوده ساب آلکالن قرار می‌گیرند (شکل ۴-۱۹-a). این امر در نمودار $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ در مقابل SiO_2 (کاکس و همکاران، ۱۹۷۹) که جهت نامگذاری سنگها استفاده شده نیز تأیید شده است.

نمودار K_2O در مقابل SiO_2 (پکسریلو و تیلور^۲، ۱۹۷۶)

در این نمودار ۴ سری تولییتی با پتاسیم کم، کالکوالکالن با پتاسیم متوسط، کالکوالکالن با پتاسیم بالا و شوشونیتی از یکدیگر مجزا شده‌اند. بر اساس این نمودار، گرانیتهای کوه سفیدسنگ در محدوده کالکوالکالن با پتاسیم بالا قرار می‌گیرند (شکل ۴-۱۹-b) که شواهد پتروگرافی و ژئوشیمیایی نیز مؤید همین مطلب است.

۱- Kuno

۲ - Peccerillo & Taylor



شکل ۴-۱۹- نمودارهای تعیین سری ماگمایی گرانیتوئیدهای مورد مطالعه. (a) نمودار $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ در مقابل SiO_2 (ایروین و باراگار، ۱۹۷۱). (b) نمودار K_2O در مقابل SiO_2 (پکسریلو و تیلور، ۱۹۷۶)

نمودار $\text{P}_2\text{O}_5 - \text{Zr}$ وینچستر و فلوید (۱۹۷۶)

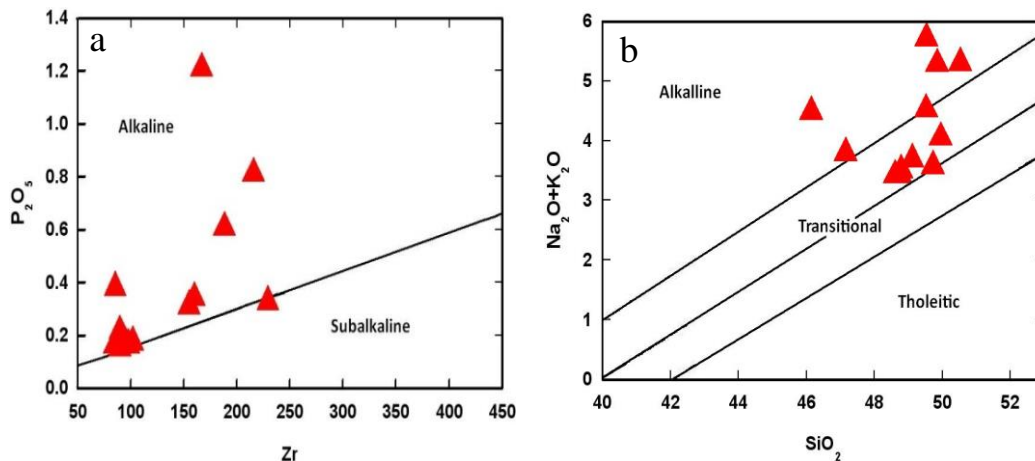
جهت تعیین سری ماگمایی سنگ‌های مافیک مورد مطالعه از نمودار P_2O_5 در مقابل Zr (وینچستر^۱ و فلوید^۲، ۱۹۷۶) استفاده شده است. در این نمودار محدوده آلكالن و تولیتی توسط خطی از یکدیگر متمایز شده‌اند. همانطور که مشاهده می‌شود دایک‌های مورد مطالعه گرایش به سمت آلكالن نشان می‌دهند (شکل ۴-۲۰-a). در واقع این سنگ‌ها در مرز بین کالکوالکالن و آلكالن قرار می‌گیرند.

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

در این نمودار قلمرو سنگ‌های آلكالن، انتقالی و تولیتی از یکدیگر جدا شده‌اند. بر اساس این نمودار دایک‌های گابرویی قطع کننده توده گرانیتوئیدی مورد مطالعه دارای ماهیت آلكالن و تحولی می‌باشند (شکل ۴-۲۰-b). ماهیت آلكالن دایک‌های گابرویی با درجه ذوب بخشی بالای آن‌ها منافات دارد (در فصل بعد به آن خواهیم پرداخت) که بدلیل آرایش پوسته‌ای گرایش به سمت آلكالن نشان می‌دهند.

۱ - Winchester

۲ - Floyd



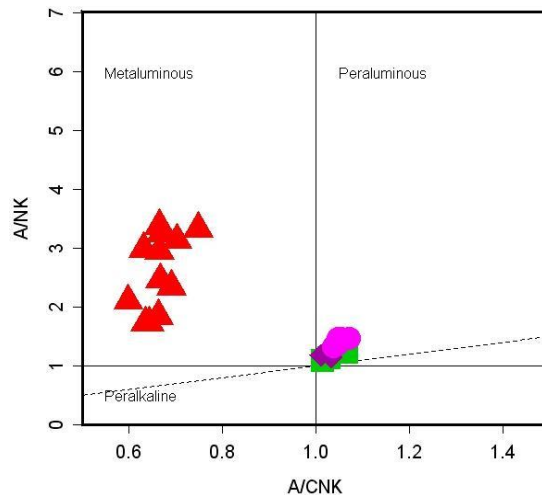
شکل ۴-۲- نمودارهای تعیین سری ماگمایی دایک‌های مورد مطالعه. (a) نمودار P_2O_5 در مقابل Zr (وینچستر و فلوید، ۱۹۷۶). (b) نمودار Na_2O+K_2O در مقابل SiO_2 (پکسریلو و همکاران، ۱۹۷۹).

۴-۸- تعیین درجه اشباع از آلومینیوم

هیندمن^۱ (۱۹۸۵) بر اساس درجه اشباع از آلومینیوم سنگ‌های آذرین را به چهار دسته پرآلومین، متآلومین، پرآلکالن و ساب آلومین تقسیم کرده است. به منظور بررسی وضعیت اشباع از آلومینیوم توده گرانیتوئیدی سفیدسنگ از نمودار شاخص اشباع آلومینیوم شاندا^۲ (۱۹۴۹) استفاده شده است. این نمودار بر اساس نسبت مولی $Al_2O_3/(Na_2O+K_2O)$ در مقابل نسبت مولی $Al_2O_3/(CaO+Na_2O+K_2O)$ ترسیم شده است. بر مبنای پارامترهای تعریف شده و نمودار شاخص آلومینیوم، دایک‌های گابرویی مورد مطالعه در محدوده متآلومین و سنگ‌های فلسیک در محدوده پرآلومین ضعیف قرار می‌گیرند (شکل ۴-۲۱). با توجه به مجموعه سنگ‌های اطراف، گرانیتوئیدهای مورد مطالعه بدلیل ماهیت کوارتز و فلدسپاتی در محدوده پر آلومین ضعیف قرار می‌گیرند.

۱- Hyndman

۲- Shand



شکل ۴-۲۱- تعیین درجه اشباع از آلومینیوم با استفاده از نمودار A/NK در مقابل A/CNK (شانده، ۱۹۴۹).

۹-۴- نتیجه گیری

پس از مطالعات ژئوشیمیایی و تعبیر و تفسیر نتایج حاصل از آنالیز ژئوشیمیایی نتایج زیر بدست آمد:

- بر اساس نمودارهای نامگذاری سنگ‌های آذرین، مطالعات پتروگرافی و شواهد صحرایی گرانیتوئیدهای مورد مطالعه در محدوده گرانیت، آلکالی فلدسپار گرانیت و لوکوگرانیت و دایک‌ها در محدوده گابرو قرار می‌گیرند.
- با توجه به نمودارهای عناصر کمیاب در مقابل یکدیگر در گرانیت‌ها تفریق کانی‌هایی نظیر پتاسیم فلدسپار، بیوتیت، پلاژیوکلاز، آلانیت و زیرکن و در دایک‌ها تفریق پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن در تحول ماگمایی توده حائز اهمیت است.
- در نمودارهای عنکبوتی بهنجار شده نسبت به کندریت و گوشته اولیه، نمونه‌های سنگی مورد مطالعه غنی شدگی نسبی از LREE، LILE و تهی شدگی نسبی از HREE و HFSE نشان می‌دهند.
- با توجه به ناهنجاری‌های منفی Nb، P، Ti و غنی بودن نمونه‌های گرانیتی از عناصر نادر خاکی سبک و عناصر ناسازگاری نظیر Rb، Th و U این سنگ‌ها دارای ماهیت آناتکسی هستند.
- آنومالی مثبت Pb، بالا بودن مقادیر U، K، Sr و آنومالی منفی Nb و Ta نشاندهنده آن است که ماگمای تشکیل دهنده دایک‌های میکروگابرویی مورد مطالعه در حین صعود و جایگزینی متحمل آرایش پوسته‌ای شده است.

- در نمودارهای تعیین سری ماگمایی، گرانیت‌ها در محدوده کالک آلکالن و دایک‌های میکروگابرویی در مرز بین آلکالن و کالکوآلکالن قرار می‌گیرند.
- بر اساس درجه اشباع از آلومین، گرانیت‌ها دارای ماهیت پرآلومین ضعیف و دایک‌ها دارای ماهیت متآلومین هستند.

فصل پنجم

مشاور جایگاه تکنو سیکس

در فصول گذشته روابط صحرایی، پتروگرافی و ژئوشیمیایی سنگ‌های مورد مطالعه به دقت بررسی شد. در این فصل سعی بر این است که با استفاده از مطالعات انجام شده نوع و منشأ سنگ‌های گرانیتوئیدی منطقه مورد مطالعه و خاستگاه ماگمایی آنها را مشخص نماییم. همچنین با استفاده از نمودارهای عناصر اصلی، کمیاب و پارامترهای ژئوشیمیایی، جایگاه تکتونیکی سنگهای مورد نظر را تعیین نماییم.

۵-۱- تقسیم بندی ژنتیکی گرانیت‌ها

وایت^۱ (۱۹۷۹) گرانیت‌ها را بر اساس ترکیب و منشأ آنها به چهار گروه A، M، S و I تقسیم کرده است که مشخصات آنها در جدول ۵-۱ آورده شده است.

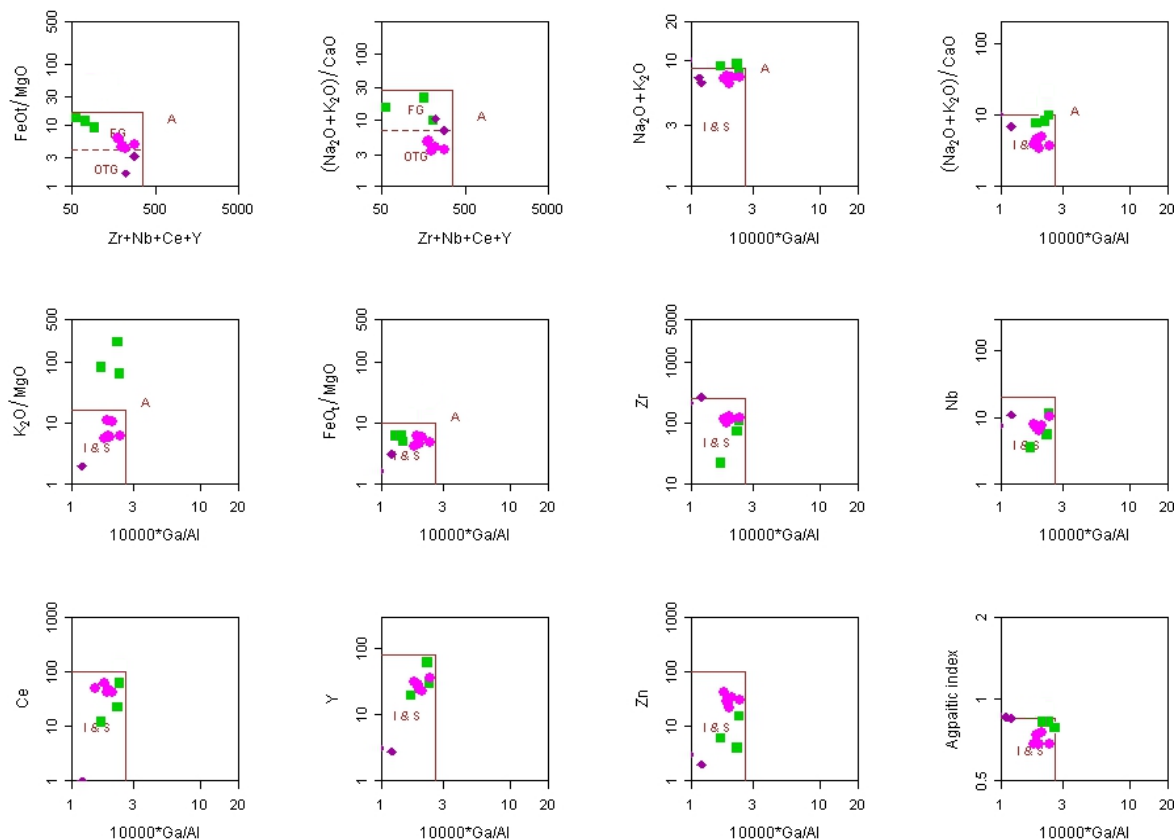
جدول ۵-۱- ویژگی‌های گرانیت‌های نوع A، M، S و I

| نوع گرانیت | سنگ منشأ | کانی‌های شاخص | ویژگی‌های ژئوشیمیایی |
|------------|--|--|---------------------------|
| A | تفاله گرانولیت‌های برجا مانده از ذوب مواد قبلی | سیلیکاتهای مافیک غنی از آهن | آلکالن و غیر کوهزایی |
| M | ذوب گوشته | ————— | ماهیت قوس آتشفشانی |
| S | توالی رسوبی دگرگون شده | کانی‌های مافیک پرآلومین (کردیریت، گارنت و ...) | پرآلومین ($ASI > 1.1$) |
| I | مواد آذرین از سطوح عمیق پوسته | کانی‌های مافیک غیرآلومین (وجود هورنبلند) | متاآلومین ($ASI < 1.1$) |

به منظور تمایز گرانیت‌های نوع A از سایر گرانیت‌ها (FG (گرانیت تفریق یافته) یا OG (گرانیت معمولی)) از نمودار والن^۲ و همکاران (۱۹۸۷) استفاده شده است. این نمودار برای نمونه‌های سنگی متعلق به توده‌های گرانیتوئیدی مورد مطالعه ترسیم شده است (شکل ۵-۱). همانطور که در شکل مشاهده می‌شود اکثر نمونه‌های سنگی مورد مطالعه در محدوده گرانیت‌های نوع S و I قرار می‌گیرند لذا باید بدنبال راهکاری جهت تفکیک گرانیت‌های نوع I و S از یکدیگر باشیم.

۱- White

۲- Whalen



شکل ۵-۱- نمودارهای ژئوشیمیایی تفکیک کننده گرانیتوئیدهای نوع A از گرانیتوئیدهای نوع S و I (والن و همکاران، ۱۹۸۷).

۵-۲- تفکیک گرانیت‌های نوع I از S

برای این منظور روش‌های مختلفی نظیر تفکیک بر اساس منشأ، ترکیب ماگمای سازنده، ویژگی‌های کانی‌شناسی، ژئوشیمیایی و صحرایی ارائه گردیده است. در میان انواع رده‌بندی‌های زایشی که تاکنون ارائه شده، رده‌بندی چاپل و وایت^۱ (۱۹۷۴، ۲۰۰۱) که گرانیت‌ها را به دو گروه کوهزایی و غیرکوهزایی و نوع کوهزایی را به انواع I و S رده‌بندی نموده است، از اهمیت ویژه‌ای برخوردار و مورد قبول جهانی واقع شده است. این رده‌بندی متعاقباً توسط محققین و سنگ‌شناسان متعدد تکمیل گردیده است. به منظور تعیین نوع گرانیت‌های مورد مطالعه، از معیارهای صحرایی، کانی‌شناسی و ژئوشیمیایی شاخص گرانیتوئیدهای نوع I و S (چپل و وایت، ۱۹۷۴، ایشی‌هارا^۲، ۱۹۷۷، دیدیه^۱ و همکاران، ۱۹۸۷ و چپل و

۱- Chappell & White

۲- Ishihara

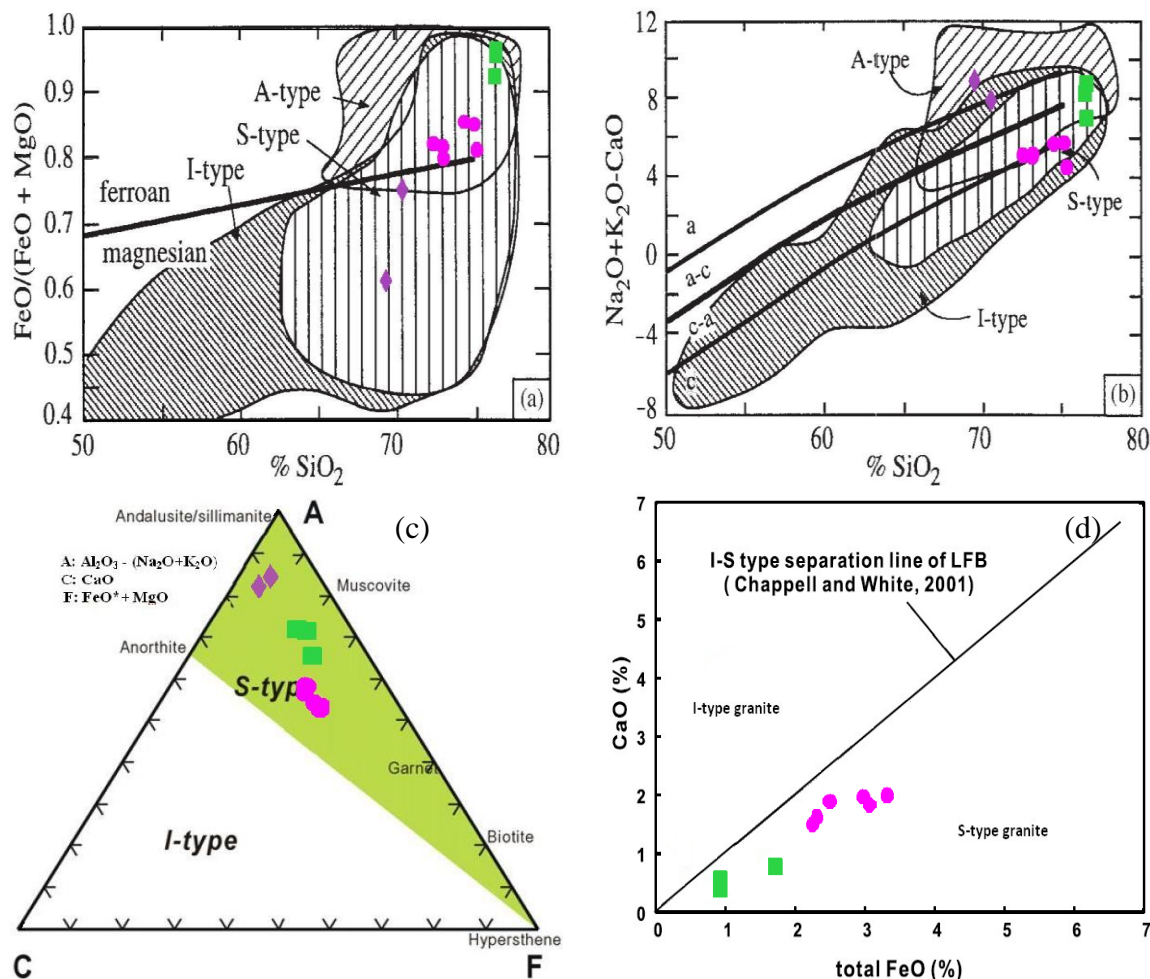
وایت، ۲۰۰۱) استفاده شده است. مقایسه ویژگی‌های صحرایی، پتروگرافی و ژئوشیمیایی توده گرانیتوئیدی سفیدسنگ با این رده‌بندی نشان می‌دهد که این توده از نوع S می‌باشد (جدول ۵-۲).

جدول ۵-۲- معیارهای صحرایی، کانی شناسی و ژئوشیمیایی گرانیتوئیدهای نوع S و I و مقایسه آنها با گرانیت‌های مورد مطالعه.

| نوع S | توده گرانیتوئیدی سفیدسنگ | نوع I |
|---|---|---|
| معمولاً به صورت توده‌های نفوذی کوچک و همراه با میگماتیت دیده می‌شوند. | گرانیت‌های مورد مطالعه به صورت توده‌های کوچک همراه با گنیس‌ها و میگماتیت‌ها دیده می‌شوند. | معمولاً به صورت توده‌های بزرگ و پیچیده دیده می‌شوند. |
| بدون پیروکسن و هورنبلند هستند و در ترم‌های مافیک، در صورت وجود هورنبلند، برتری با بیوتیت است. | گرانیت‌های مورد مطالعه مقدار بسیار اندک یا فاقد هورنبلند هستند | دارای هورنبلند و بقایایی از پیروکسن اورالیتیزه هستند و هورنبلند بر بیوتیت برتری دارد. |
| اسفن تنها به صورت ثانویه وجود دارد. موناژیت به صورت کانی فرعی یافت می‌شود. | در گرانیت‌ها اسفن به صورت ثانویه وجود دارد. | اسفن و آلانیت به صورت اولیه وجود دارند. |
| دارای کانیه‌های دگرگونی نظیر کردیریت، گارنت، آندالوزیت و سیلیمانیت هستند. | مطالعات صحرایی و پتروگرافی حاکی از آن است که شرایط برای تشکیل کانی‌های دگرگونی فراهم نبوده است. | فاقد کانیه‌های دگرگونی نظیر کردیریت، گارنت، آندالوزیت و سیلیمانیت هستند. |
| کانه زایی قلع و تنگستن | کانه‌زایی مس به صورت ملاکیت و آزوریت در منطقه مورد مطالعه مشاهده می‌شود. | کانه زایی تنگستن، مس، طلا و نقره |
| دامنه تغییرات SiO ₂ بین ۶۶ تا ۷۹ درصد است. | دامنه تغییرات SiO ₂ بین ۶۹ تا ۷۷ درصد است. | دامنه تغییرات SiO ₂ بین ۵۷ تا ۷۳ درصد است. |
| احتمال وجود آنکلاوهای میکادار (میکاشیست گنیس و ...) | دارای آنکلاوهای میکاشیستی و گارنت میکاشیستی هستند. | احتمال وجود آنکلاوهای بازیگ و هورنبلنددار در آنها. |
| در نورم CIPW بیش از ۱٪ کروندوم دارد. | در نورم فاقد دیوپسید و دارای کروندوم است. | در نورم CIPW کمتر از ۱٪ کروندوم دارد و یا دارای دیوپسید است. |
| مقدار CaO در ترم‌های دارای ۶۶٪ SiO ₂ کمتر از ۳/۷٪ است. | مقدار CaO در ترم‌های دارای ۶۶ درصد SiO ₂ ، کمتر از ۳/۷٪ و حدود ۱/۴٪ است. | مقدار CaO در ترم‌های دارای ۶۶٪ SiO ₂ بیشتر از ۳/۷٪ است. |

۵-۲-۱- استفاده از نمودارهای ژئوشیمیایی تفکیک کننده انواع گرانیت‌ها

جهت تفکیک گرانیت‌های نوع S از I از نمودارهای $(Na_2O+K_2O)-CaO$ و $FeO_t/(FeO_t+MgO)$ در مقابل SiO_2 (فراست^۱ و همکاران، ۲۰۰۱)، ACF (چپل و وایت، ۱۹۹۲)، و CaO در مقابل FeO_t (هسی^۲ و همکاران، ۲۰۰۸) استفاده شده است. با توجه به نمودارهای ترسیم شده (شکل ۵-۲)، گرانیت‌های مورد مطالعه در میدان گرانیت‌های نوع S قرار می‌گیرند.



شکل ۵-۲- نمودارهای ژئوشیمیایی متمایز کننده انواع گرانیتوئیدها از یکدیگر. (a) نمودار $FeO_t/(FeO_t+MgO)$ در مقابل SiO_2 (فراست و همکاران، ۲۰۰۱)، (b) نمودار $(Na_2O+K_2O)-CaO$ در مقابل SiO_2 (فراست و همکاران، ۲۰۰۱)، (c) نمودار مثلثی ACF (چپل و وایت، ۱۹۹۲). (d) نمودار CaO در مقابل FeO_t (هسی و همکاران، ۲۰۰۸).

۵-۳- جایگاه تکتونیکی توده گرانیتوئیدی مورد مطالعه

۱- Frost
۲- Hsieh

امروزه روش‌های گوناگونی برای تمایز محیط‌های تکتونیک انواع گرانیتوئیدها بر پایه پارامترهای ژئوشیمیایی ارائه شده است. ولی باید این نکته را همواره مد نظر داشت که این نمودارها در برخی موارد پاسخی غیر معقول ارائه می‌کنند که با شواهد صحرایی، پتروگرافی و ژئوشیمیایی سازگار نیست. در این پایان‌نامه سعی شده است از نمودارهایی استفاده گردد که بیشترین همخوانی را با نتایج حاصل از مطالعات صحرایی، پتروگرافی و ژئوشیمیایی داشته باشد. به منظور تعیین محیط تکتونیک توده‌های گرانیتوئیدی، نمودارهای مختلفی بر اساس عناصر اصلی و کمیاب توسط محققین مختلف ارائه شده است که در ادامه به آن‌ها خواهیم پرداخت.

۵-۳-۱- تعیین جایگاه تکتونیک گرانیت‌ها با استفاده از عناصر اصلی

از رده بندی باربارن^۱ (۱۹۹۹) و باچلور و بودن^۲ (۱۹۸۵) جهت تعیین محیط تکتونیک گرانیت‌ها با استفاده از عناصر اصلی بهره خواهیم جست.

باربارن (۱۹۹۹) گرانیتوئیدها را بر پایه کانی‌های آن‌ها و معیارهای صحرایی، پتروگرافی و جایگیری آن‌ها مطابق جدول ۵-۳ تقسیم‌بندی نموده است. بر اساس تقسیم بندی باربارن گرانیتوئیدهای مورد مطالعه در زمره گرانیتوئیدهای MPG قرار می‌گیرند. از نظر محیط تکتونیک جز گرانیتوئیدهای محیط برخورد با منشأ پوسته‌ای تلقی می‌شوند.

جدول ۵-۳- رابطه بین انواع گرانیتوئیدها با منشأ و محیط تکتونیک آن‌ها (باربارن، ۱۹۹۹).

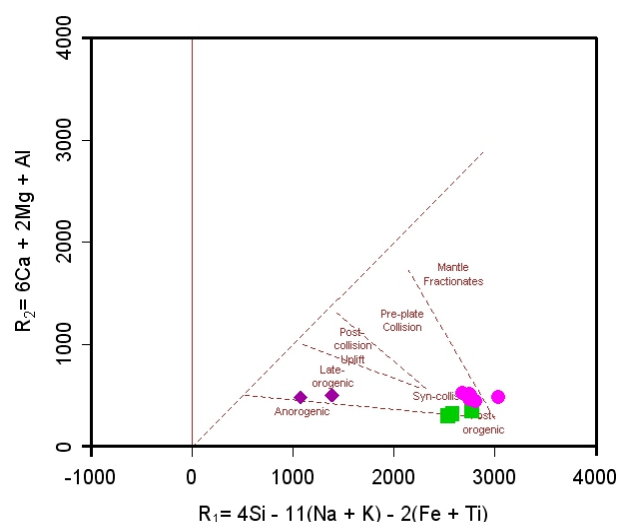
| انواع گرانیتوئیدها | | منشأ | محیط ژئودینامیکی |
|---|-----|---|------------------|
| گرانیتوئیدهای پرآلومین حاوی مسکویت | MPG | منشأ پوسته‌ای | برخورد قاره‌ای |
| گرانیتوئیدهای پرآلومین حاوی کلدیریت | CPG | گرانیتوئیدهای پرآلومین | |
| گرانیتوئیدهای کالکوالکالن غنی از پتاسیم با کلسیم پایین | KCG | منشأ مختلط (پوسته + گوشته) | رژیم‌های انتقالی |
| گرانیتوئیدهای کالکوالکالن حاوی آمفیبول با پتاسیم پایین و کلسیم بالا | ACG | گرانیتوئیدهای کالکوالکالن و متالومین | فرورانش |
| گرانیتوئیدهای تولیتی قوسی | ATG | منشأ گوشته‌ای | |

۱- Barbarin

۲ - Batchelor & Bowden

| | | | |
|--|---|------------|-------------------------------------|
| بازشدگی اقیانوسی، ریفتی شدن و گنبدی شدن قاره‌ای | گرانیتوئیدهای پرآلکالن، آلکالن و تولییتی | RTG | گرانیتوئیدهای تولییتی پشته اقیانوسی |
| | | PAG | گرانیتوئیدهای آلکالن و پرآلکالن |

نمودار کاتیونی R_1-R_2 (باچلور و بودن، ۱۹۸۵)، نمودار دیگر جهت تعیین محیط تکتونیکی گرانیتوئیدهای مورد مطالعه است. همانطور که در شکل ۳-۵ مشاهده می‌شود غالب نمونه‌ها در محدوده پس از برخورد قرار می‌گیرند.



شکل ۳-۵- نمودار کاتیونی R_1-R_2 (باچلور و بودن، ۱۹۹۹) جهت تعیین محیط تکتونیکی گرانیتوئیدهای مورد مطالعه.

۳-۲-۵- تعیین جایگاه تکتونیکی گرانیت‌ها با استفاده از عناصر کمیاب

علاوه بر عناصر اصلی، می‌توان با استفاده از عناصر کمیاب جایگاه تکتونیکی گرانیتوئیدها را تعیین کرد. بر پایه طبقه‌بندی پیرس^۱ و همکاران (۱۹۸۴)، گرانیتوئیدها بر اساس محیط تکتونیکی به چهار گروه تقسیم می‌شوند که عبارتند از:

۱- گرانیت‌های پشته‌های میان اقیانوسی^۲ (ORG)، که معادل پلاژیوگرانیت‌های اقیانوسی بوده و به دو گروه وابسته و غیر وابسته به فرورانش تقسیم می‌شوند و شامل گرانیت‌های همراه با پشته‌های

۱- Pearce

۲- Oceanic ridge granites

اقیانوسی عادی، گرانیت‌های همراه با پشته‌های اقیانوسی غیر عادی، گرانیت‌های همراه با پشته‌های حوضه پشت قوس و حوضه جلوی قوس می‌باشند.

۲- گرانیت‌های قوس آتشفشانی^۱ (VAG)، که خود به دو گروه تقسیم می‌شوند:

الف) گرانیتوئیدهای قوس اقیانوسی، که غالباً تولییتی بوده و در نمودار اشتريکایزن (۱۹۷۶) در محدوده تونالیت و کوارتز دیوریت قرار می‌گیرند.

ب) گرانیتوئیدهای قوس آتشفشانی قاره‌ای، که مربوط به حاشیه قاره‌ها بوده و طیف وسیعی از سنگهای گرانیتوئیدی را شامل می‌شود و متعلق به سریهای کالکوالکالن، کالکوالکالن پتاسیم بالا و شوشونیت است.

۳- گرانیت‌های درون صفحه‌ای^۲ (WPG) که شامل گرانیت‌های همراه با کمپلکس‌های حلقوی درون قاره‌ای، گرانیت‌های ناشی از پوسته قاره‌ای نازک شده و گرانیت‌های مرتبط با جزایر اقیانوسی هستند.

۴- گرانیت‌های مناطق برخوردی^۳ (COLG) که به دو گروه عمده تقسیم می‌شوند:

الف) گرانیت‌های برخورد قاره - قاره (گرانیت‌های همزمان با برخورد و بعد از برخورد).

ب) گرانیت‌های برخورد قوس - قاره (گرانیت‌های همزمان با برخورد).

با توجه به شواهد موجود گرانیت‌های مورد مطالعه در زمره گرانیت‌های مناطق برخورد (برخورد قاره - قاره) قرار می‌گیرند.

۵-۳-۲-۱- نمودارهای $Rb-(Y+Nb)$ ، $Nb-Y$ ، $Rb-(Ta+Yb)$ و $Ta-Yb$ (پیرس و همکاران،

(۱۹۸۴)

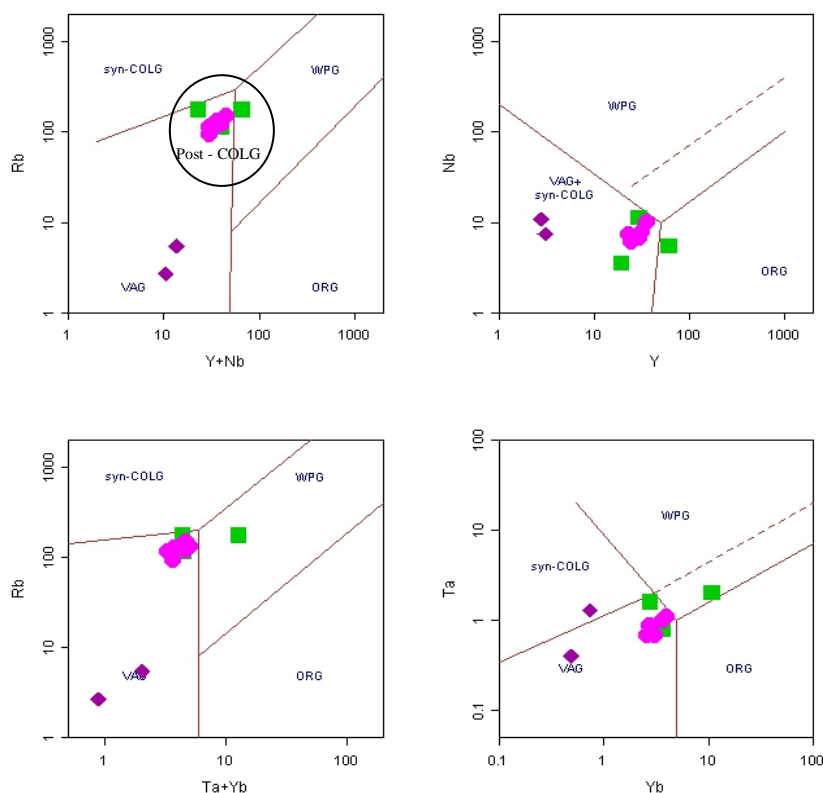
در نمودار Nb در برابر Y گرانیت‌ها در محدوده قوس آتشفشانی و همزمان با برخورد قرار می‌گیرند. برای تفکیک این دو از هم، نمودارهای دیگری نظیر نمودار Rb در برابر Y+Nb، Rb در برابر Ta+Y و

۱- Volcanic arc granites

۲- Within plate granites

۳- Collision Granites

Ta در برابر Yb ارائه شده است. با توجه به شکل ۴-۵ گرانیت‌های مورد مطالعه در محدوده پس از برخورد قرار می‌گیرند.



شکل ۴-۵ - نمودارهای تفکیک محیط تکتونیکی گرانیتوئیدها (پیرس و همکاران، ۱۹۸۴).

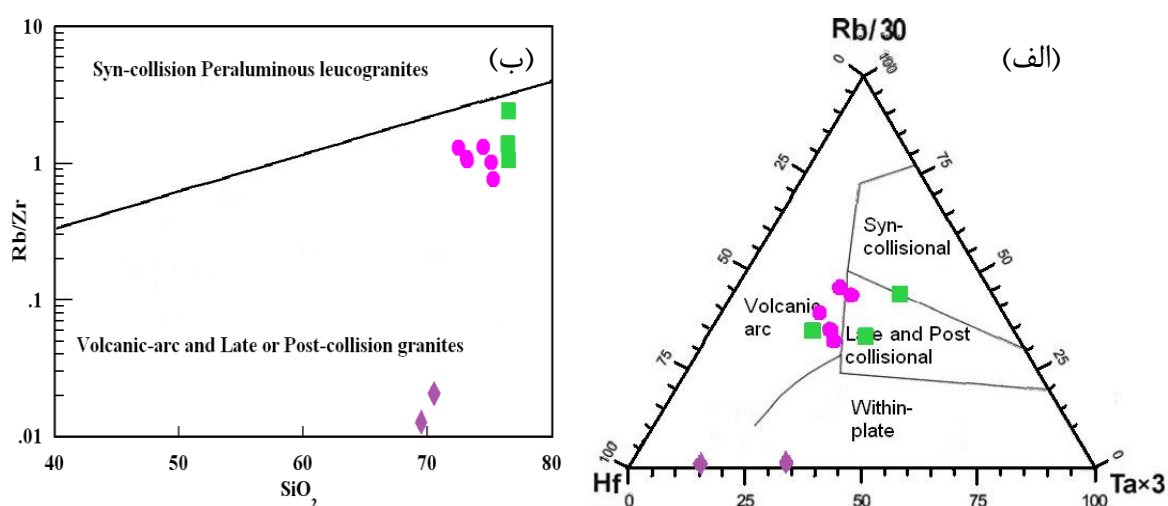
۵-۳-۲- نمودار سه تایی و نمودار Rb/Zr در برابر SiO_2 (هریس^۱ و همکاران، ۱۹۸۶)

نمودار دیگر جهت تمایز میان انواع گرانیتوئیدهای قوس آتشفشانی (VAG)، گرانیتوئیدهای درون قاره‌ای (WPG)، گرانیتوئیدهای مرتبط با برخورد (Syn-collisional) و پس از برخورد (Post-collisional)، نمودار سه تایی هریس و همکاران (۱۹۸۶) است. با پیاده کردن نمونه‌های مورد مطالعه بر روی نمودار سه تایی $Ta^*3 - Rb/30 - Hf$ و نمودار Rb/Zr در برابر SiO_2 (هریس و همکاران، ۱۹۸۶)، بیشتر نمونه‌ها در محدوده VAG (قوس آتشفشانی) و همزمان تا پس از برخورد قرار می‌گیرند (شکل ۵-۵).

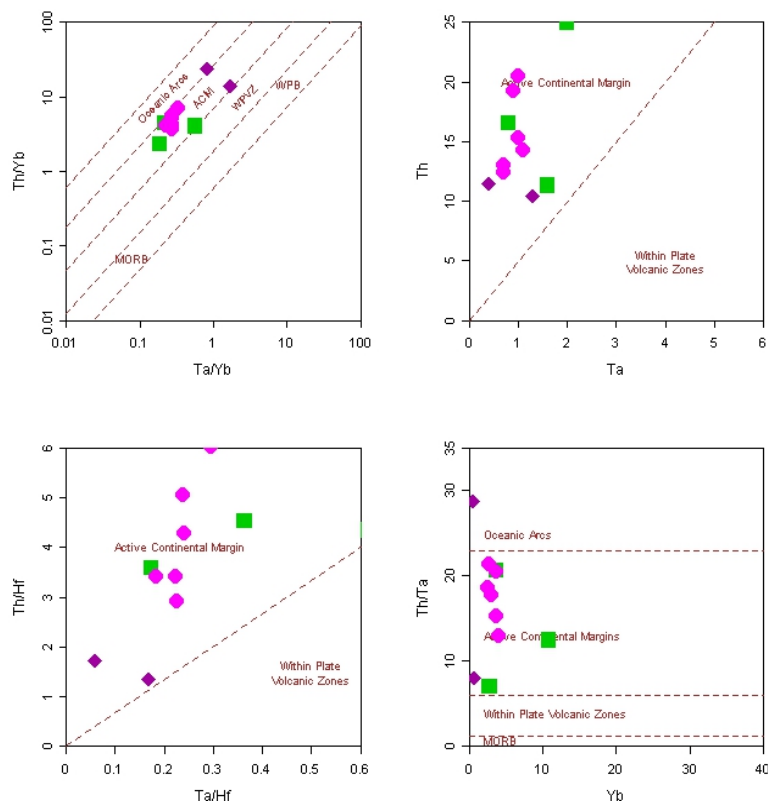
۱- Harris

۵-۳-۳-۳- نمودارهای تعیین محیط تکتونیکی (گورتون و شندل، ۲۰۰۲)

همانطور که در شکل ۵-۶ نشان داده شده است، نمودارهای $Th/Ta - Yb$ ، $Th/Yb - Ta/Yb$ ، $Th - Ta$ و $Th/Hf - Ta/Hf$ (گورتون و شندل، ۲۰۰۲) بیانگر تشکیل توده گرانیتیوئیدی مورد مطالعه در محیط حاشیه فعال قاره‌ای می‌باشند.



شکل ۵-۵- نمودارهای تعیین محیط تکتونیکی گرانیت‌ها (هریس و همکاران، ۱۹۸۶).



شکل ۵-۶- نمودارهای تمایز محیط تکتونیکی (گورتون و شندل، ۲۰۰۲). نمونه‌های منطقه مورد مطالعه در محدوده حاشیه فعال قاره‌ای قرار می‌گیرند.

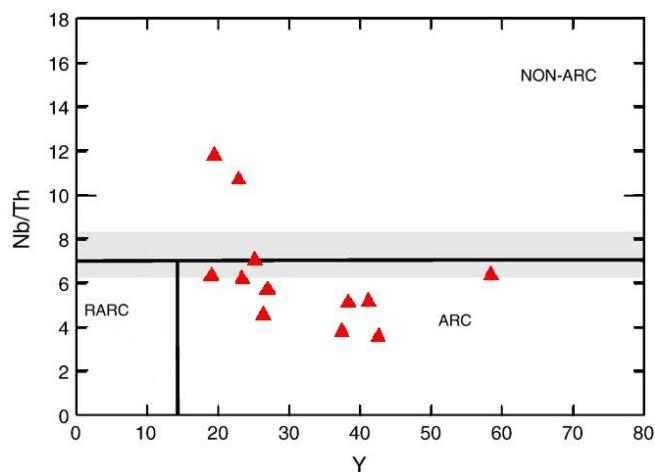
۵-۳-۳- تعیین جایگاه تکتونیکی سنگ‌های مافیک

به منظور تعیین محیط تکتونیکی دایک‌های گابرویی مورد مطالعه از نمودار Nb/Th در مقابل Y (سویندن^۱ و همکاران، ۱۹۹۰) استفاده شده است. طبق این نمودار، نمونه‌ها ویژگی‌های ژئوشیمیایی محیط قوس را نشان می‌دهند (شکل ۵-۷). با توجه به اسپایدر دیاگرام‌های مربوطه، گابروها مقادیر HFSE (مخصوصاً Nb) کم تا متوسط نشان می‌دهند که از ویژگی‌های ماگماهای مرتبط با قوس است (پولوک^۲ و هیبارد^۳، ۲۰۱۰). به منظور تمایز ماگمای قوس قاره‌ای از ماگمای جزایر قوسی، از نمودار لگاریتمی Zr/Y در مقابل Zr (پیرس، ۱۹۸۳) استفاده شده است. همانطور که در شکل ۵-۸ مشاهده می‌شود نمونه‌ها در محدوده قوس قاره‌ای قرار می‌گیرند.

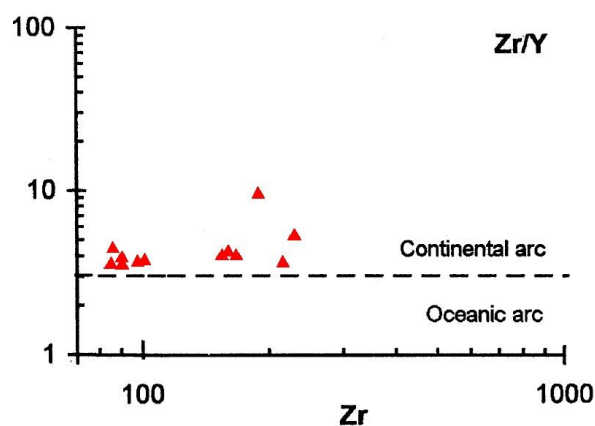
۱- Swinden

۲- Pollock

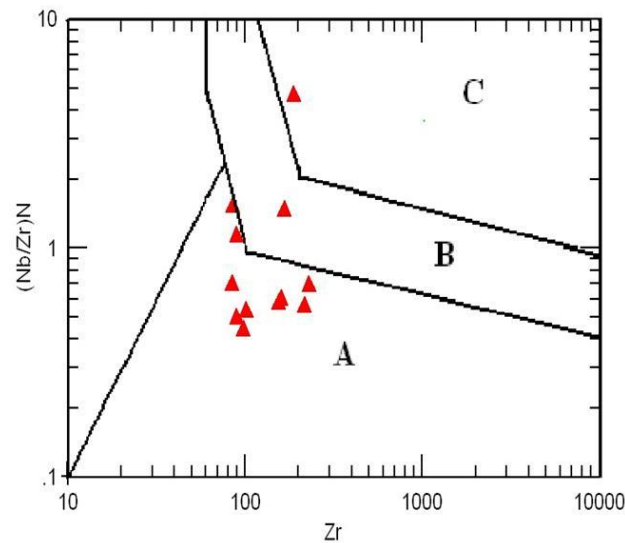
۳- Hibbard



شکل ۵-۷- نمودار نسبت Nb/Th در مقابل Y (سویندن و همکاران، ۱۹۹۰) برای نمونه‌های گابرویی مورد مطالعه.



شکل ۵-۸- نمودار تمایزی Zr/Y در مقابل Zr جهت تعیین محیط تکتونیکی گابروهای مورد مطالعه (پیرس، ۱۹۸۳). در نمودار $(Nb/Zr)_N$ به‌نجار شده به مقادیر سان و مک دونوف (۱۹۸۹) در مقابل Zr (تیه‌بلمون و تگیه^۱، ۱۹۹۴)، نمونه‌های گابرویی مورد مطالعه، غالباً در محدوده زون فرورانش واقع می‌شوند که با ویژگیهای ژئوشیمیایی و پتروگرافی این سنگ‌ها مطابقت دارد (شکل ۵-۹).



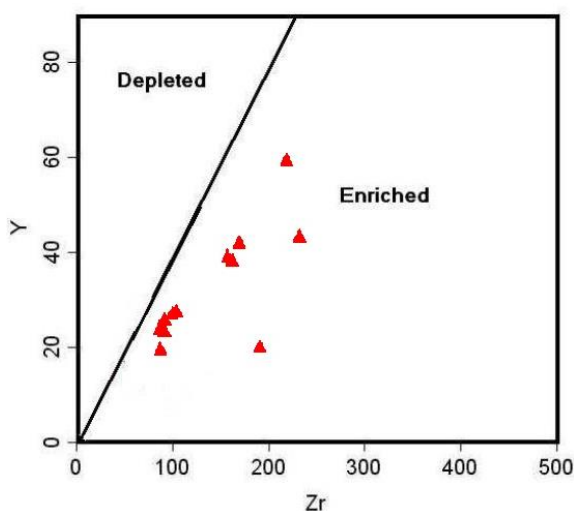
شکل ۵-۹- موقعیت نمونه‌های گابرویی مورد مطالعه در نمودار $(Nb/Zr)_N$ در مقابل Zr (تیه‌بلمون و تگیه، ۱۹۹۴)، A: سنگ‌های ماگمایی زون فرورانش، B: سنگ‌های زون برخوردی، C: سنگ‌های آلکان درون صفحه‌ای.

۵-۴- تعیین ترکیب، درجه ذوب و عمق محل منشأ سنگ‌های مافیک

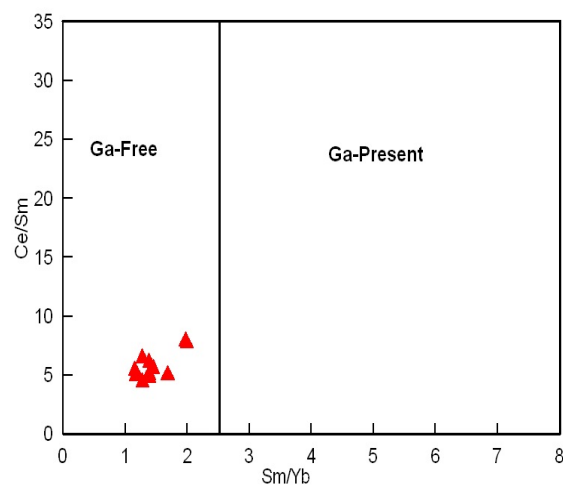
به منظور تشخیص خصوصیات محل منشأ ماگمای مادر این سنگ‌ها، از عناصر کمیاب استفاده شده است. در بسیاری از ماگماهای معمولی، عمق و درجه ذوب بخشی براساس حضور فازهای گارنت یا فلوگوپیت تخمین زده می‌شود. در اینجا ابتدا با استفاده از نمودارهای ژئوشیمیایی، حضور و یا عدم حضور گارنت در ناحیه منشأ به واسطه نمودار تغییرات Ce/Sm در مقابل Sm/Yb (کوبان^۱، ۲۰۰۷) بررسی می‌شود. نسبت Sm/Yb ، بعنوان نسبت یک عنصر سازگار به ناسازگار، جهت شناسایی کانی‌شناسی منشأ مورد استفاده قرار می‌گیرد. ذوب بخشی از یک منبع گارنت‌دار، مذابی با مقادیر Sm/Yb بالاتر از $2/5$ نسبت به منشأ ایجاد می‌کند. بنابراین نسبت‌های این عناصر به خوبی می‌توانند نشان‌دهنده حضور و یا عدم حضور گارنت در ناحیه منشأ باشند. با توجه به موقعیت قرارگیری نمونه‌های سنگی مورد مطالعه در نمودار فوق با مقادیر Sm/Yb کمتر از $2/5$ ، می‌توان گفت که در محل منشأ گارنت حضور نداشته است (شکل ۵-۱۰).

۱- Coban

به منظور بررسی میزان غنی‌شدگی و یا تهی‌شدگی ناحیه منشأ سنگ‌های مورد مطالعه، از نمودار تغییرات Y در مقابل Zr (سان و مک دونوف، ۱۹۸۹) استفاده شده است. طبق این نمودار، نمونه‌ها از یک ماگمای غنی‌شده منشأ گرفته‌اند (شکل ۵-۱۱). ژوتو^۱ و موری^۲ (۲۰۰۳) ماگماهای قوس آتشفشانی را بر اساس نسبت Ce/Yb به دو دسته غنی شده و کمی غنی شده تقسیم کرده‌اند. اگر این نسبت بیشتر از ۱۵ باشد قوس از نوع غنی شده و چنانچه کمتر از ۱۵ باشد از نوع کمی غنی شده است. میانگین این نسبت در سنگ‌های مورد مطالعه ۱۰/۸ است لذا از نوع کمی غنی شده می‌باشد.



شکل ۵-۱۱- موقعیت نمونه‌های مافیک مورد مطالعه بر روی نمودار نسبت Y در مقابل Zr (سان و مک دونوف، ۱۹۸۹) به منظور تشخیص غنی‌شدگی و یا عدم غنی‌شدگی در محل منشأ.



شکل ۵-۱۰- نمودار نسبت Ce/Sm در مقابل Sm/Yb (کوبان، ۲۰۰۷) به منظور تشخیص حضور و یا عدم حضور گارنت در ناحیه منشأ دایک‌های گابرویی.

ترکیب منشأ گوشته و درجه ذوب بخشی ماگمای تشکیل دهنده سنگ‌های گابرویی می‌تواند بوسیله فراوانی REE و نسبت‌های آن‌ها مشخص شود. Sm و Yb ضریب توزیع مشابهی در طول ذوب بخشی منشأ گوشته اسپینل لرزولیت دارند، بنابراین نسبت Sm/Yb در طول ذوب بخشی تغییر نمی‌کند (آلدنماز^۳ و همکاران، ۲۰۰۰، کایی^۱ و همکاران، ۲۰۱۰). بنابراین، مذاب حاصل از ذوب یک منبع

۱- Juteau

۲- Maury

۳ - Aldanmaz

اسپینل لرزولیتی، یک روند افقی ذوب ایجاد می‌کند که درون و یا نزدیک به ترکیبات گوشته‌ی غنی‌شده قرار می‌گیرد (شکل ۵-۱۲- b). در مقابل، ذوب بخشی منبع گارنت لرزولیت با گارنت باقیمانده در محل منبع روندی با شیب تند بر روی نمودار Sm/Yb در مقابل Sm (ژائو و ژو^۲، ۲۰۰۷) نشان می‌دهد. زیرا گارنت ضریب توزیع بسیار بالایی برای $Yb(D_{garnet/melt}=6.6)$ نسبت به $Sm(D_{garnet/melt}=0.25)$ دارد (جانسون^۳، ۱۹۹۴). در نهایت، ذوب بخشی منبع اسپینل لرزولیت توسط روندهای مشاهده شده در نمودار Sm/Yb در مقابل Sm توجیه می‌شود. در نمودار Yb در مقابل La/Yb (پیترز^۴ و همکاران، ۲۰۰۸)، می‌توان ذوب گوشته اسپینل لرزولیت را نقش اساسی در تولید ماگمای سازنده دایک‌های میکروگابرویی (دیابازی) به حساب آورد (شکل ۵-۱۲- a). مدل‌سازی عناصر کمیاب در نمودارهای فوق حاکی از آن است که ماگمای تشکیل دهنده سنگ‌های گابرویی حدود ۸ تا ۲۵ درصد متحمل ذوب بخشی یک منبع اسپینل لرزولیت شده است.

عده‌ای از زمین‌شناسان نظیر الام^۵ (۱۹۹۲)، زون انتقال بین اسپینل لرزولیت به گارنت لرزولیت را در عمق بین ۶۰ تا ۸۰ کیلومتری در نظر گرفته و برخی دیگر اعتقاد دارند که این زون در عمق ۷۰ تا ۸۰ کیلومتری گوشته فوقانی قرار دارد (فری و همکاران، ۱۹۹۱؛ مک‌کنزی و انیونس، ۱۹۹۱ در درختی، ۱۳۸۵). به هر حال عموماً اعتقاد بر این است که اسپینل حداکثر تا عمق ۸۰ کیلومتری پایدار می‌باشد، ولی فاز گارنت می‌تواند تا بخش‌های عمیق‌تر گوشته نیز حضور داشته باشد. با توجه به اینکه این نمودارها نشان دهنده حضور اسپینل و عدم حضور گارنت در منشأ سنگ‌های منطقه می‌باشد، می‌توان حداکثر عمق منشأگیری ماگمای تشکیل دهنده این سنگها را اعماق حدود ۸۰ کیلومتری در نظر گرفت.

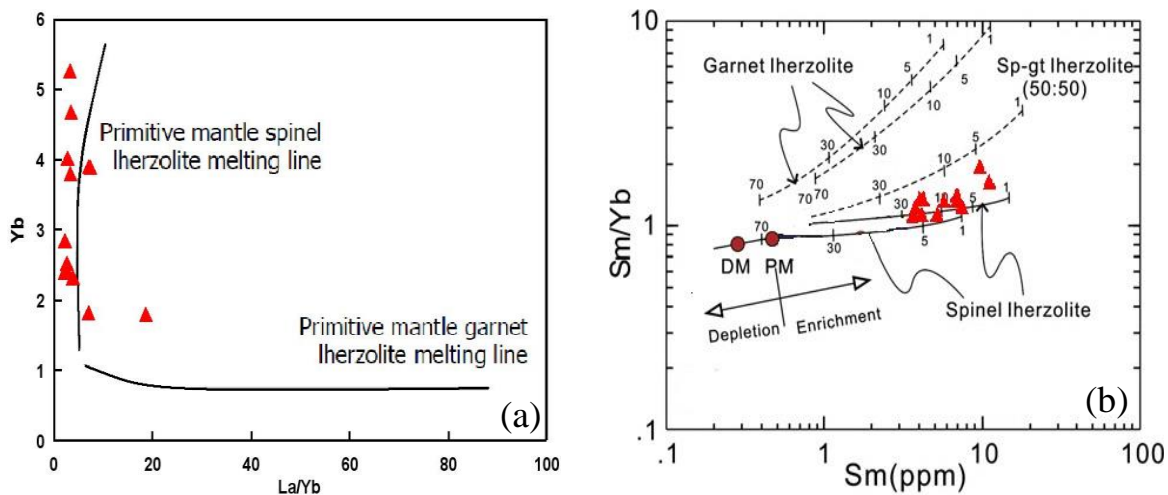
۱- Cai

۲ - Zhao & Zhou

۳- Johnson

۴ - Peters

6- Ellam



شکل ۵-۱۲- موقعیت نمونه‌های مافیک منطقه سفید سنگ به منظور تعیین ترکیب و درجه ذوب بخشی ناحیه منشأ. نمودار (a) در محور Yb در مقابل La/Yb (پیترز و همکاران، ۲۰۰۸). نمودار (b) در محور Sm/Yb در مقابل Sm (ژائو و ژو، ۲۰۰۷).

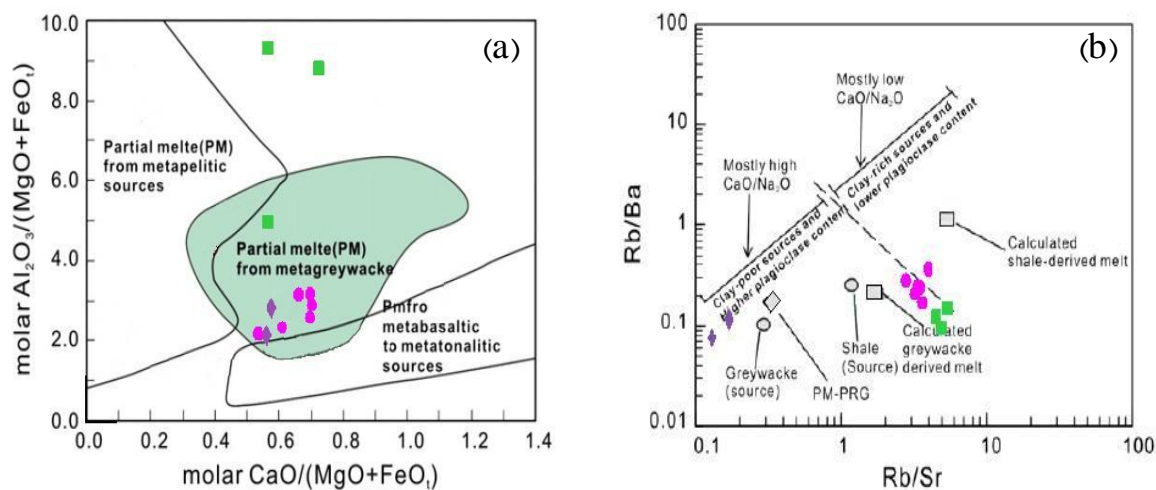
۵-۵- تعیین منشأ سنگ‌های فلسیک مورد مطالعه

با عنایت به موقعیت ترکیبی نمونه‌های مورد مطالعه بر روی نمودارهای ژئوشیمیایی و تمایز تکتونیکی مختلف، گرانیت‌ها مربوط به تیپ S، قوس قاره‌ای و کالک آلکالن می‌باشند. مطالعات پیش رو نشان می‌دهد که این گرانیت‌ها با سنگ‌های مافیکی همراه هستند که هیچ ارتباط ژنتیکی با آن‌ها ندارند. لذا این نظریه که ماگماهای فلسیک بوسیلهٔ تفریق ماگماهای بازیگ مشتق شده از گوشته حاصل شده‌اند به خودی خود رد می‌شود. گرانیت‌های نوع S حاصل ذوب بخشی رسوبات پوسته‌ای هستند. بنا به پیشنهاد چاپل و وایت (۱۹۹۲)، غنی‌شدگی از عناصر ناسازگار K، Th، Rb و La و آنومالی منفی عناصر Ti، Nb، Sr و Ba بیانگر مذاب حاصل از منشأ پوسته‌ای است (توی^۱ و همکاران، ۲۰۰۴). همچنین به منظور بررسی منشأ پوسته‌ای و گوشته‌ای گرانیتوئیدهای مورد مطالعه می‌توان از نسبت عناصر کمیاب استفاده کرد. به این صورت که نسبت‌های Nb/La، Nb/Ce و (La/Sm)_n در گوشته به ترتیب حدود ۱/۰۱، ۰/۳۹ و ۱ (سان و مک‌دونوف، ۱۹۸۹) و در پوسته حدود ۰/۴۶، ۰/۲۳ و ۴/۲۵ (ویور و تارنی^۲، ۱۹۸۴) در نظر گرفته شده است. میانگین نسبت‌های Nb/La، Nb/Ce و (La/Sm)_n در

۱- Thuy

۲- Weaver & Tarney

توده گرانیتوئیدی سفیدسنگ به ترتیب برابر ۰/۴، ۰/۲ و ۳/۰۶ محاسبه شده است که حاکی از پوسته‌ای بودن منشأ سنگ‌های فلسیک است. به منظور بررسی منشأ توده گرانیتوئیدی سفیدسنگ می‌توان از نمودارهای مولار $Al_2O_3/(MgO+FeO_t)$ در مقابل مولار $CaO/(MgO+FeO_t)$ (آلتر^۱ و همکاران، ۲۰۰۲)، نمودار لگاریتمی Rb/Ba در مقابل Rb/Sr (ژانگ^۲ و همکاران، ۲۰۰۰) استفاده نمود. با توجه به این نمودارها ماگمای سازنده توده گرانیتوئیدی سفیدسنگ از ذوب بخشی متاگزیوک‌ها نیز حاصل شده‌اند (شکل ۵-۱۳). سیلوستر^۳ (۱۹۹۸) معتقد است که نسبت CaO/Na_2O در مذاب‌های گرانیتی مشتق شده از سنگ‌های پلیتی که غنی از رس و فقیر از پلاژیوکلاز (کمتر از ۵ درصد) هستند نسبت به سنگ‌های نشات گرفته از سنگ‌های پسامیتی (گریوک‌ها) که فقیر از رس و غنی از پلاژیوکلاز (بیشتر از ۲۵ درصد) هستند متفاوت است. این نسبت در مذاب‌های مشتق شده از سنگ‌های پلیتی کمتر از ۰/۳ و در مذاب‌های مشتق شده از سنگ‌های گریوکی بیشتر از ۰/۳ است. نسبت CaO/Na_2O در نمونه‌های مورد مطالعه بیشتر از ۰/۳ است که با منشأ گریوکی آن‌ها سازگار است.



شکل ۵-۱۳- تعیین نوع منشأ گرانیت‌های منطقه سفیدسنگ با بهره‌گیری از (a) نمودار مولار $Al_2O_3/(MgO+FeO_t)$ در مقابل $CaO/(MgO+FeO_t)$ (آلتر و همکاران، ۲۰۰۲). (b) نمودار لگاریتمی Rb/Ba در مقابل Rb/Sr (ژانگ و همکاران، ۲۰۰۰).

۱- Altherr

۲- Jung

۳- Sylvester

۵-۶- بررسی نقش پدیده آلاینش پوسته‌ای در تشکیل سنگ‌های مافیک منطقه

ماگماهایی که از گوشته منشأ می‌گیرند در هنگام صعود و عبور از پوسته متحمل آلاینش پوسته‌ای می‌شوند. در مکان‌هایی که سرعت تولید ماگما پائین بوده و یا ضخامت پوسته زیاد باشد، احتمال هضم و آلاینش پوسته بیشتر است (فورمن^۱، ۲۰۰۷). آلاینش با مواد پوسته‌ای در سنگ‌ها تأثیر بسیاری در فراوانی عناصر فرعی (به خصوص عناصر ناسازگار) دارد. آلاینش با مواد پوسته‌ای باعث افزایش میزان K، Ba و Rb و از طرفی فقدان و تحلیل Ti، Zr، Nb و Y می‌شود (راچیو^۲ و همکاران، ۲۰۰۴). به منظور بررسی نقش آلاینش پوسته‌ای در تشکیل دایک‌های میکروگابرویی مورد مطالعه از نمودارهای مختلفی استفاده شده است که در ادامه به آن‌ها می‌پردازیم.

در نمودار Nb/Y در مقابل Rb/Y پیرس (۱۹۸۳)، نمونه‌ها بالای خط $Rb/Nb=1$ قرار می‌گیرند که نشان دهنده محیط‌های درون ورقه‌ای غنی شده و محیط فرورانش غنی شده یا آلودگی پوسته‌ای است که آرایه نمونه‌ها بیشتر با روند زون فرورانشی غنی شده یا آلودگی پوسته‌ای تطابق دارند (شکل ۵-۱۴-a). نسبت Rb/Nb در نمونه‌های مورد مطالعه بین ۱ تا ۵/۴ است که نشان‌دهنده محیط فرورانش است (پیرس، ۱۹۸۳). با توجه به قرارگیری موقعیت ترکیبی اکثر دایک‌های مورد مطالعه در محدوده طیف احتمالی آلاینش پوسته‌ای در نمودار Ce/Pb در مقابل MgO (فورمن، ۲۰۰۷)، این سنگ‌ها به احتمال زیاد متحمل آلاینش پوسته‌ای شده‌اند (شکل ۵-۱۴-b). حضور بیوتیت در برخی از نمونه‌های دایکی شاهد بارزی بر این ادعاست.

۵-۷- مقایسه دایک‌های میکروگابرویی مورد مطالعه با نمونه‌های مافیک زون البرز شرقی

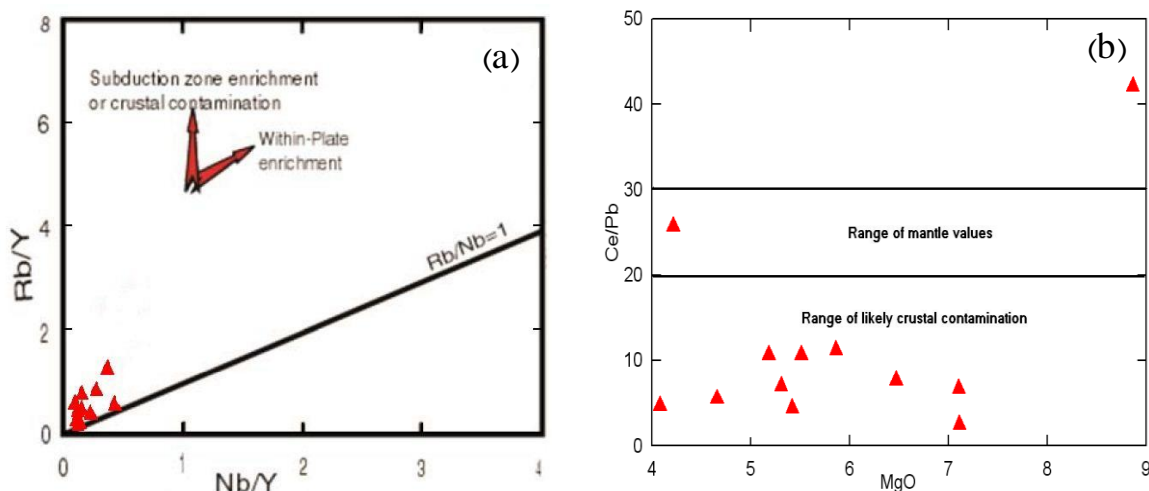
همانطور که در فصول قبلی به آن اشاره شد دایک‌های میکروگابرویی قطع کننده توده گرانیتوئیدی سفیدسنگ، در منطقه مورد مطالعه و مناطق مجاور نظیر میامی، دلبر و بند هزارچاه سنگ‌های دگرگونی به سن پرکامبرین، گرانیتوئیدها به سن کامبرین - نئوپروتروزوئیک و واحدهای سنگی به

۱- Furman

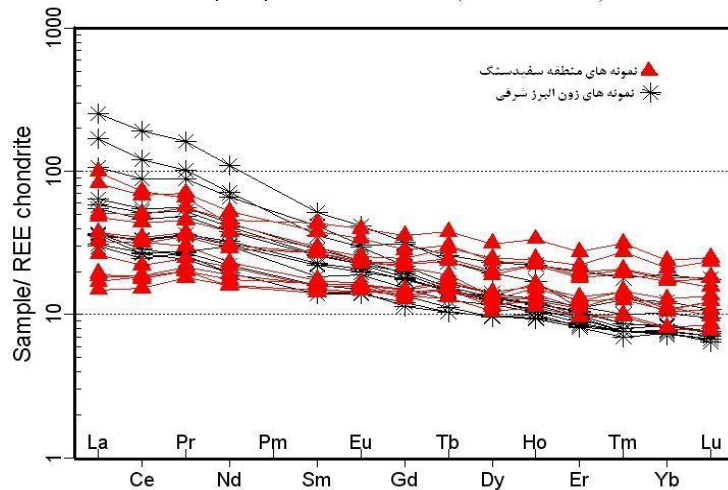
۲ - Reichew

سن تریاس بالایی - ژوراسیک زیرین با طیف ترکیبی کنگلومرا و تناوب شیل و ماسه سنگ را قطع کرده‌اند. در ضمن این دایک‌ها توالی آهکی - آهک ماسه‌ای ژوراسیک بالایی در زون البرز شرقی (سازند دلیچای) را قطع نکرده‌اند، لذا سن اواخر ژوراسیک زیرین تا ژوراسیک میانی برای آن‌ها منطقی به نظر می‌رسد. توالی کنگلومرا، شیل و ماسه‌سنگ را می‌توان معادل سازند شمشک در البرز در نظر گرفت. دایک‌های میکروگابرویی (دیابازی) مشابهی در حد فاصل جاده آزادشهر تا شمال دامغان به درون توالی‌های تخریبی سازند شمشک نفوذ کرده است که دارای ماهیت آلکالن هستند (جمشیدی، ۱۳۸۶). ویژگی‌های کانی‌شناسی و ژئوشیمیایی میکروگابروهای مورد مطالعه شباهت زیادی به میکروگابروهای منطقه‌ی البرز شرقی دارد. میکروگابروهای منطقه البرز شرقی با میکروگابروهای مورد بحث روند مشابهی را بر روی نمودار به‌هنجار شده نسبت به REE کاندزیت (ناکامورا، ۱۹۷۴) نشان می‌دهد و همه نمونه‌ها از عناصر خاکی سبک نسبت به عناصر خاکی سنگین غنی‌شدگی نشان می‌دهند (شکل ۵-۱۵). برخی از نمونه‌های زون البرز بدلیل تفریق یافتگی بیشتر از عناصر نادر خاکی سبک غنی‌شدگی بیشتری نشان می‌دهند. شواهد موجود تشابه ترکیبی و به احتمال زیاد تشابه ژنتیکی این دایک‌ها را در هر دو زون ایران مرکزی و البرز تأیید می‌کند.

نتایج تجزیه شیمیایی گابروهای آلکالن منطقه زون البرز شرقی در جدول (۴-۵) ارائه شده است.



شکل ۵-۱۴ - بررسی نقش پدیده آلاینش پوسته‌ای در طی تشکیل دایک‌های میکروگابرویی مورد مطالعه با استفاده از (a) نمودار Nb/Y در مقابل Rb/Y (پیرس، ۱۹۸۳). (b) نمودار Ce/Pb در مقابل MgO (فورمن، ۲۰۰۷).



شکل ۵-۱۵- مقایسه دایک‌های میکروگابرویی (دیابازی) سفیدسنگ با نمونه‌های میکروگابرویی زون البرز شرقی بر روی نمودار بهنجار شده نسبت به REE کندریت (ناکامورا، ۱۹۷۴).

جدول ۵-۴- نتایج تجزیه‌ی شیمیایی اکسیدهای عناصر اصلی و کمیاب نمونه‌های سنگی منطقه زون البرز شرقی (جمشیدی، ۱۳۸۶).

| Samples | TA-4 | GHJ-20 | QJ-6 | K-1/2 | K-1/1 | TJ-1 | TA-12 | TA-6 | TA-2 | GHJ-18 | GHJ-16 | GHJ-12 |
|---------|-------|--------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|--------|--------|--------|
| Ba | 144 | 729 | 1022 | 183 | 212 | 287 | 238 | 223 | 121 | 224 | 245 | 278 |
| Co | 50.8 | 33.5 | 43 | 41.2 | 44.1 | 45.3 | 41.5 | 36.6 | 41.4 | 53.9 | 71.3 | 59.3 |
| Nb | 50.2 | 121 | 109.9 | 20.8 | 20.2 | 13 | 11.3 | 13.7 | 11.9 | 19.1 | 20.9 | 21.1 |
| Rb | 6.6 | 40.8 | 67.5 | 16.3 | 11.7 | 13.6 | 12.4 | 18.5 | 7.6 | 20.1 | 18.4 | 20.1 |
| Sr | 514.4 | 1289 | 702.8 | 347.6 | 360 | 399.3 | 485.5 | 450.3 | 461.3 | 372.8 | 405.6 | 468.9 |
| Ta | 2.5 | 6.1 | 6.8 | 1.1 | 1.1 | 0.8 | 7 | 0.8 | 8 | 1.2 | 1.4 | 1.3 |
| Th | 5.8 | 6.9 | 10.5 | 1.9 | 1.8 | 0.9 | 1.4 | 0.8 | 1.1 | 1.8 | 2.3 | 2.6 |
| U | 1.5 | 1.8 | 2.4 | 0.4 | 0.5 | 0.2 | 0.3 | 0.2 | 0.3 | 0.5 | 0.6 | 0.7 |
| V | 42 | 234 | 222 | 232 | 232 | 447 | 225 | 194 | 233 | 236 | 231 | 200 |
| Zr | 214.1 | 267 | 244.1 | 70.7 | 73.1 | 83.1 | 130.5 | 72.8 | 128.7 | 149.6 | 165.1 | 177.7 |
| Y | 44 | 32.7 | 23.9 | 16.8 | 17.7 | 19.3 | 22.7 | 18.8 | 22.9 | 22.7 | 20.6 | 20.5 |
| Mo | 0.9 | 2.2 | 2.2 | 0.7 | 0.8 | 0.4 | 0.9 | 0.2 | 0.5 | 0.3 | 0.9 | 1.4 |
| Pb | 1.6 | 2.8 | 6.3 | 13.4 | 1.6 | 42.7 | 2.4 | 1.2 | 1.4 | 4.3 | 3.1 | 3.2 |
| Zn | 19 | 37 | 55 | 51 | 37 | 10 | 13 | 14 | 18 | 42 | 51 | 75 |
| Ni | 11.9 | 13.7 | 130.9 | 66.6 | 81.7 | 20.9 | 26 | 42.1 | 45.7 | 102.2 | 380.6 | 283.1 |
| La | 35.1 | 83.9 | 56 | 11.9 | 12.2 | 10.3 | 11.7 | 9.9 | 11.8 | 18.2 | 19.2 | 21.1 |
| Ce | 76.7 | 166.4 | 104.2 | 23.2 | 24.9 | 23.4 | 29 | 21.3 | 28.6 | 40.2 | 45 | 47.7 |
| Pr | 9.92 | 18.12 | 11.47 | 2.71 | 2.91 | 3.08 | 4.05 | 3.01 | 4.02 | 5.46 | 5.85 | 6.27 |
| Nd | 41.8 | 69.2 | 44.8 | 12.4 | 12.3 | 19 | 20.5 | 13.9 | 19.3 | 24.1 | 25.9 | 27.6 |
| Sm | 8.41 | 10.45 | 7.3 | 2.84 | 2.83 | 3.71 | 4.61 | 3.25 | 4.49 | 5.26 | 5.29 | 5.73 |
| Eu | 2.36 | 3.22 | 2.28 | 1.1 | 1.07 | 1.45 | 1.61 | 1.16 | 1.52 | 1.73 | 1.72 | 1.83 |
| Gd | 8.56 | 8.79 | 5.97 | 3.15 | 3.36 | 4.2 | 4.87 | 3.75 | 4.94 | 5.46 | 4.96 | 5.34 |
| Tb | 1.21 | 1.1 | 0.78 | 0.49 | 0.49 | 0.59 | 0.69 | 0.53 | 0.7 | 0.73 | 0.68 | 0.7 |
| Dy | 7.95 | 6.74 | 4.8 | 3.34 | 3.37 | 4.05 | 4.59 | 3.32 | 4.45 | 4.57 | 4.23 | 4.27 |
| Ho | 1.56 | 1.2 | 0.9 | 0.65 | 0.66 | 0.73 | 0.84 | 0.7 | 0.83 | 0.82 | 0.76 | 0.74 |
| Er | 4.52 | 2.5 | 2.57 | 1.82 | 1.9 | 2.24 | 2.38 | 1.84 | 2.33 | 2.18 | 2.11 | 1.96 |
| Tm | 0.54 | 0.38 | 0.3 | 0.21 | 0.23 | 0.24 | 0.26 | 0.23 | 0.26 | 0.23 | 0.23 | 0.23 |
| Yb | 4.18 | 2.69 | 2.25 | 1.63 | 1.69 | 1.85 | 1.83 | 1.64 | 1.82 | 1.59 | 1.68 | 1.7 |
| Lu | 0.6 | 0.37 | 0.32 | 0.23 | 0.24 | 0.26 | 0.25 | 0.22 | 0.26 | 0.23 | 0.24 | 0.24 |

۵-۸- تعیین الگوی تکتونوماگمایی تشکیل سنگ‌های مورد مطالعه

قبل از پرداختن به بحث الگوی تکتونوماگمایی تشکیل توده گرانیتوئیدی سفیدسنگ باید به چند نکته توجه نمود که عبارتند از:

۱- با قدیمی‌تر شدن سن سنگها در کل پوسته کره زمین معمولاً رخنمون کمتری از آنها یافت می‌شود.

۲- سرزمین‌های قدیمی معمولاً حوادث زمین‌شناسی متعددی را پشت سر گذاشته‌اند که بخشی از آنها به تشکیل خودشان معطوف می‌شود و بخشی از زمین‌شناسی مناطق اطرافشان متأثر می‌شود.

۳- سنگ‌های یافت شده در سرزمین‌های قدیمی غالباً دگرگون یا دگرسان شده هستند و دسترسی به اطلاعات مفید از آنها مشکل می‌باشد.

۴- این سرزمین‌ها عمدتاً دارای پراکندگی جغرافیایی ناموزونی هستند و بازسازی تاریخچه تشکیل آنها به دقت بیشتری نیاز دارد.

۵- به علت گسیختگی سرزمین‌های قدیمی از یکدیگر، معمولاً شواهد مربوط به حوادثی که به تشکیل آنها منجر شده است نیز بطور پراکنده و منطقه‌ای یافت می‌شوند. به همین خاطر در برخی موارد تجزیه و تحلیل چگونگی تشکیل آنها با پیچیدگی‌های خاص خود همراه می‌باشد.

۶- در برخی از کشورها که از توان آزمایشگاهی بیشتری برخوردار هستند یا امکان انجام مطالعات دقیق‌تر (نظیر تعیین سن و میکروپروب) بیشتر است، علی‌رغم وجود مشکلات ذکر شده دسترسی به داده‌های صحیح‌تر آسانتر است.

در ادامه با توجه به محدودیت‌ها و مشکلات فوق به تعیین الگوی تکتونوماگمایی تشکیل توده گرانیتوئیدی مورد مطالعه می‌پردازیم.

در منطقه شرق و جنوب شرقی شاهرود، رخنمون‌های پراکنده‌ای از سنگ‌های دگرگونی و آذرین منسوب به پرکامبرین وجود دارند. محققین مختلف در طی دوره‌های زمانی متفاوت، سن‌های مختلفی از اواخر پروتروزوئیک تا ژوراسیک را برای این گرانیت‌ها در نظر گرفته‌اند. از طرف دیگر تعیین سن‌های

صورت گرفته توسط حسن‌زاده و همکاران (۲۰۰۸) که به روش U-Pb بر روی تعدادی زیرکن از واحدهای سنگی عمدتاً گرانیتی صورت گرفته است، سن اواخر نئوپروتروزوئیک تا اوایل کامبرین را برای مجموعه‌های مورد نظر نشان می‌دهد.

اگر با توجه به شواهد موجود و تعیین سن‌های انجام شده، دامنه سنی توده‌های گرانیتوئیدی قدیمی شرق و جنوب شرق شاهرود را اواخر پروتروزوئیک تا کامبرین آغازی در نظر بگیریم و از طرف دیگر نگاهی به کل زمین‌شناسی ایران داشته باشیم متوجه می‌شویم توده‌های گرانیتوئیدی با دامنه سنی بسیار نزدیک ولی با ماهیت عمدتاً آکالن در بخش‌هایی از ایران مرکزی نظیر بافق، بهاباد، طبس، کرمان، شمال بندرعباس و . . . یافت می‌شوند که برای این توده‌های بازیک و سنگ‌های آتشفشانی همراهشان یک محیط ریفتی در نظر گرفته شده است (آقانباتی، ۱۳۸۹) و همچنان مورد قبول کلی قرار دارد. از سوی دیگر حسن‌زاده و همکاران (۲۰۰۸) محیط تشکیل ۲۰ توده گرانیتوئیدی با سن مشابه از نقاط مختلف ایران را یک محیط حاشیه فعال قاره‌ای قبل از گندوانا در نظر گرفته‌اند و به وضوح آن‌ها را از توده‌های گرانیتوئیدی مرتبط با ریفت مجزا نموده است. به عقیده وی، گرانیت‌هایی به سن نئوپروتروزوئیک - اوایل کامبرین غالباً با سپر عربی - نوبیان و نواحی قبل از گندوانا در ارتباطند و با فاز اصلی کوهزایی پان افریکن مطابقت دارند. بیشتر کوههای ایران مرکزی و البرز از قطعات قاره‌ای با ویژگی گندوانایی تشکیل شده‌اند که با ماگماتیسم گسترده مرتبط با فرورانش اواخر نئوپروتروزوئیک مشخص می‌شوند. این گرانیتوئیدها در همه زونهای ساختاری ایران، شمال زاگرس از زون سندانج - سیرجان تا ایران مرکزی و حاشیه شمالی کوههای البرز با سن اواخر نئوپروتروزوئیک تا اوایل کامبرین وجود دارند. گرانیت‌هایی با این سن در سپر عربی - نوبیان گندوانا فراوانند ولی در اوراسیا وجود ندارند، لذا اغلب پی سنگ متبلور ایران در آن زمان، بخشی از گندوانا بوده است (حسن‌زاده و همکاران، ۲۰۰۸).

طی مکاتبات صورت گرفته با دکتر حسن‌زاده نامبرده خود نیز بر تفکیک توده‌های گرانیتوئیدی کالک آکالن از گرانیتوئیدهای آکالن مرتبط با ریفت‌زایی اواخر پروتروزوئیک - اوایل کامبرین و حتی تا

سیلورین تأکید نموده است. شواهد ژئوشیمیایی نظیر ماهیت کالک آلکالن، داشتن ماهیت پرآلومین ضعیف نوع S، آنومالی منفی از Ba، Nb، La، Ce، P، Zr و Ti و نمودارهای تعیین محیط تکتونیکی با نسبت دادن این توده‌های گرانیتوئیدی به یک محیط کمان حاشیه قاره‌ای سازگار است و می‌توان تشکیل آن‌ها را در قالب یک فرآیند فرورانش لیتوسفر اقیانوسی به زیر لیتوسفر قاره‌ای توجیه کرد. حسن زاده و همکاران (۲۰۰۸) نیز بطور ضمنی بر این ادعا صحه گذاشته‌اند ولی به این نکته نیز اشاره کرده‌اند که تاریخچه تکتونیکی توده‌های گرانیتوئیدی نئوپروتروزوئیک - اوایل کامبرین و گنیس‌های گرانیتی به بررسی‌های ساختاری، پترولوژیکی و ژئوکرونولوژیکی بیشتری نیاز دارد. در واقع مسئله با ابهامات زیادی همراه است. همچنین در سرزمین‌هایی با دوره سنی مشابه نظیر سپر عربستان و بخش‌هایی از شمال شرق آفریقا به وجود نوارهای افیولیتی با سن ۶۸۰ تا ۸۸۲ میلیون سال قبل (نظیر افیولیت‌های بخش شرقی سپر سیبری) اشاره شده است (شکل ۵-۱۶) و توده‌های گرانیتوئیدی با دوره سنی مشابه را به فرورانش‌هایی از نوع لیتوسفر اقیانوسی به زیر لیتوسفر قاره‌ای نسبت داده‌اند که خود نیز ادعان داشته‌اند موقعیت و میزان گسترش آن‌ها دقیقاً مشخص نیست (روگرز^۱ و همکاران، ۱۹۷۸). متأسفانه منطقه مورد مطالعه از لحاظ وسعت محدود است و رخنمون‌هایی که بتوان آن‌ها را افیولیت یا افیولیت‌های دگرگون شده در نظر گرفت تاکنون گزارش نشده است و از بخش‌های دیگر ایران نیز در این ارتباط مطالعات دقیقی صورت نگرفته است. اگرچه فرض مرتبط با فرورانش بودن توده‌های گرانیتوئیدی مورد مطالعه از لحاظ شواهد زمین‌شناسی و ژئوشیمیایی چندان دور از واقعیت نیست، لیکن جایگاه زمین‌شناسی کلی سرزمین‌های قدیمی در ایران و نزدیک بودن دامنه سنی این توده‌های گرانیتوئیدی به سن حادثه ریفت‌زایی اواخر پروتروزوئیک - اوایل کامبرین، این نکته را متذکر می‌شود که این وقایع را باید با احتیاط بیشتری دنبال کرد. در همین راستا دکتر قاسمی (مذاکرات شفاهی) معتقد است که وارفتگی (relaxation) یا بالآمدگی پس از برخورد در اواخر پروتروزوئیک بهتر می‌تواند جوابگوی تفسیر وقایع صورت گرفته باشد. صعود و جایگزینی توده‌های

۱- Rogers

بازیک - حدواسط در اواخر پروتروزوئیک که غالباً به یک محیط کششی برای صعود و جایگزینی نیاز دارند، با این فرض اخیر سازگارتر است. در تعدادی از متون علمی و مقالات نیز به پدیده relaxation و نقش آن در ماگمازایی اواسط تا اواخر پروتروزوئیک نیز اشاره شده است. به عقیده جرار^۱ و همکاران (۲۰۰۳)، گرانیت‌هایی با سن مشابه می‌توانند در اثر وارفتگی‌های بعد از برخورد بوجود آیند. فرآیند relaxation در اثر تبدیل یک رژیم فشارشی به رژیم کششی بوجود می‌آید (بونین^۲، ۱۹۹۰). این گرانیت‌ها در کمربندهای کوهزایی مرتبط با برخورد قاره‌ای (مخصوصاً در مراحل پایانی برخورد) فراوان هستند (باربارن، ۱۹۹۹). به عقیده هورن و بلال^۳ (۲۰۰۴)، با کاهش فشار و وارفتگی حرارتی (thermal relaxation) رسوبات پالئوپروتروزوئیک متحمل ذوب بخشی شده و گرانیت‌ها را بوجود می‌آورند. به دنبال برخورد ورقه‌های قاره‌ای بطور موضعی و در امتداد گسل‌های امتداد لغز بزرگ و یا در هر محیط کششی که در این شرایط حاصل شود، ماگماهای بازیک می‌توانند خود را به سطوح بالاتر پوسته برسانند و باعث ذوب بخشی از پوسته شوند که می‌توانند بستگی به منطقه‌ای که ذوب در آن صورت می‌گیرد تنوعی از سنگ‌های مختلف به ویژه گرانیت‌ها را به وجود آورند. با توجه به مجموعه گرانیت - گنایسی دلبر صعود توده‌های بازیک، جایگزینی آن‌ها و ذوب سنگ‌های پوسته‌ای این منطقه (با ماهیت متاپسامیتی) به طریق آناتکسی گرانیت‌هایی با ماهیت کالکوالکالن، غنی از کوارتز و حاوی بیوتیت را بوجود آورده است. شکل ۵-۱۷ نحوه چگونگی تشکیل توده گرانیتوئیدی سفیدسنگ را نشان می‌دهد (اقتباس از فقه^۴ و همکاران، ۲۰۰۲).

۱- Jarrar

۲- Bonin

۳- Horn & Bilal

۴- Ferre

(الف)

| No. | Locality, Sample ID | Rock type | Age (Ma) |
|---|-------------------------------------|---------------------------------------|----------|
| Soltanieh Mountains, east and south of Zanjan | | | |
| 1 | ZJ3, Sarv-e Jahan | Equi-granular beige leucogranite | 559 |
| 2 | ZJ4, Sarv-e Jahan | Foliated biotite granite, chloritized | 544 |
| 3 | ZJ10, west of Doran | Argillized leucogranite | 567 |
| Takab-west Zanjan region | | | |
| 4 | MoEs24, Moghanlou | Biotite granite mylonite | 548 |
| 5 | ZJ9, Mahneshan | Biotite granite mylonite | 568 |
| Northwestern Sanandaj-Sirjan zone | | | |
| 6 | Bubaktan | Foliated biotite granite | 544 |
| 7 | Sheikh Chupan | Biotite granodiorite | 551 |
| Muteh gold mine & Varzaneh area, north Golpaygan region | | | |
| 8 | 06MT10, Chah Khatoon | Beige leucogranite | 578 |
| 9 | 06MT11B, Chah Khatoon | Biotite granite | 596 |
| 10 | 06MT24, North Varzaneh | Biotite granite mylonite | 588 |
| Torud, Khār Turan & Band-e Hezar Chāh, northeast central Iran | | | |
| 11 | TO40, N. Shotor Kuh, NE of Torud | Biotite granite mylonite | 566 |
| 12 | EaBi 1a, W. Kuh-e Molhedou | Foliated leucogranite | 551 |
| 13 | EaBi22, S. Kuh-e Molhedou | Biotite-garnet granite mylonite | 556 |
| 14 | EaBi32, Kuh-e Sefid Sang | Biotite granite | 554 |
| 15 | EaBi 125, Delbar, SE Kuh-e Molhedou | Foliated leucogranite | 534 |
| 16 | G227, W. Kuh-e Molhedou | Biotite-garnet granite | 522 |
| 17 | TO46, Band-e Hezar Chāh | Pink foliated leucogranite | 581 |
| 18 | TO50, Band-e Hezar Chāh | Biotite granite mylonite | 601 |
| 19 | TO-He4, Band-e Hezar Chāh | Leucogranite mylonite | 572 |
| Lahijan area, northern west Alborz mountains | | | |
| 20 | LJ6, Leila Kuh, SW Langarud | Pink biotite granite | 551 |

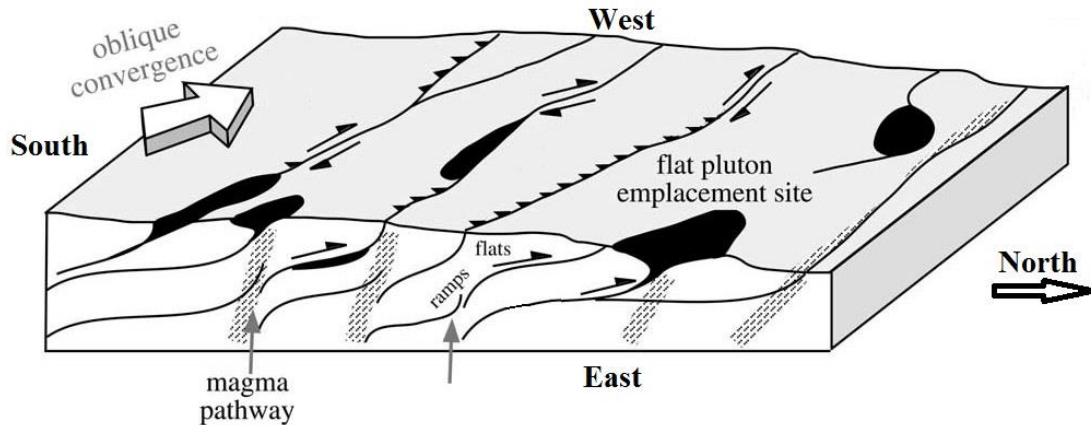
(ب)

| | | |
|---------------------------------|------------------------------------|--------------------------------------|
| Phanerozoic (542Ma to present) | Cenozoic (65.5 Ma to present) | Quaternary (2.588 Ma to present) |
| | | Holocene (11,700 yrs to present) |
| | | Pleistocene (2.588 Ma to 11,700 yrs) |
| | Mesozoic (251 to 65.5 Ma) | Neogene (23.03 to 2.588 Ma) |
| | | Pliocene (5.332 to 2.588 Ma) |
| | | Miocene (23.03 to 5.332 Ma) |
| | | Paleogene (65.5 to 23.03 Ma) |
| | | Oligocene (33.9 to 23.03 Ma) |
| | Paleozoic (542 to 251 Ma) | Eocene (55.8 to 33.9 Ma) |
| | | Paleocene (65.5 to 55.8 Ma) |
| Cretaceous (145.5 to 65.5 Ma) | | |
| Jurassic (199.6 to 145.5 Ma) | | |
| Triassic (251 to 199.6 Ma) | | |
| Permian (299 to 251 Ma) | | |
| Carboniferous (359.2 to 299 Ma) | | |
| Devonian (416 to 359.2 Ma) | | |
| Silurian (443.7 to 416 Ma) | | |
| Ordovician (488.3 to 443.7 Ma) | | |
| Proterozoic (2500 to 542 Ma) | Cambrian (542 to 488.3 Ma) | |
| | Furongian (499 to 488.3 Ma) | |
| | Series 3 (510 to 499 Ma) | |
| | Series 2 (521 to 510 Ma) | |
| | Terreneuvian (542 to 521 Ma) | |
| Archean (4000 to 2500 Ma) | Neoproterozoic (1000 to 542 Ma) | |
| | Mesoproterozoic (1600 to 1000 Ma) | |
| | Paleoproterozoic (2500 to 1600 Ma) | |
| | Neoaarchean (2800 to 2500 Ma) | |
| | Mesoarchean (3200 to 2800 Ma) | |
| Precambrian (4600 to 542 Ma) | Paleoarchean (3600 to 3200 Ma) | |
| | Eoarchean (4000 to 3600 Ma) | |
| Hadean (4600 to 4000 Ma) | | |

(ج)

| No. | Ophiolite, location & region. | Age |
|------|---|------------------|
| 1 | Ophiolites of the Arabian Shield, Saudi Arabia. | 882 – 743 Ma |
| 1(a) | Yanbu suture ophiolites (Jabal Ess, Al'Ays) | 780 ± 11 Ma. |
| 1(b) | Bir Umq suture ophiolites (Bir Umq, Jabal Thurwah). | 820 – 870 Ma |
| 1(c) | Nabitah suture ophiolites (Bir Tuluha, Darb Zubaydah). | 830± 20 Ma. |
| 1(d) | Eastern Arabian shield ophiolites (Halaban, Jabal Tays, Al-Amar). | 680 Ma. |
| 2 | Ophiolites of the Nubian Shield | |
| 2(a) | Wadi Ghadir Complex, Eastern Desert, Egypt. | 746 ± 19 Ma old. |
| 2(b) | Qift-Quseir, Egypt. | c. 800 Ma |
| 2(c) | Quseir, Barramiya, Abu Dahr, El-Galala. | c. 800 Ma. |
| 2(d) | Ophiolites of the Onib- Sol Hameed | c. 840-740 Ma. |
| 2(e) | Ophiolites of the Nakasib Suture, Sudan. | c. 840-740 Ma. |
| 3 | Ophiolites of southern Ethiopia | ~ 900-700 Ma. |
| 4 | Shishkhd ophiolite, northern Mongolia. | 800 ± 2.6 Ma. |
| 5 | Bou Azzer ophiolite, Trans-Saharan suture, Morocco. | 790 Ma |
| 6 | Enganepe ophiolite, Polar Urals, Russia. | 670± 5 Ma |
| 7 | Dariv ophiolite, western Mongolia. | 572 Ma. |
| 8 | Agardagh Tes-Chem ophiolite, Central Asia, SW of Lake Baikal. | 570 ± 1 Ma. |

شکل ۵-۱۶- الف) سن‌های میانگین ارائه شده برای توده‌های گرانیتوئیدی قدیمی ایران (حسن زاده و همکاران، ۲۰۰۸). ب) ستون چین‌شناسی بین‌المللی، اقتباس از ستون چین‌شناسی جهانی یونسکو. ج) سن‌های میانگین ارائه شده برای افیولیت‌هایی به سن پروتروزوئیک پسین از کره زمین (احمد و حریری، ۲۰۰۸).



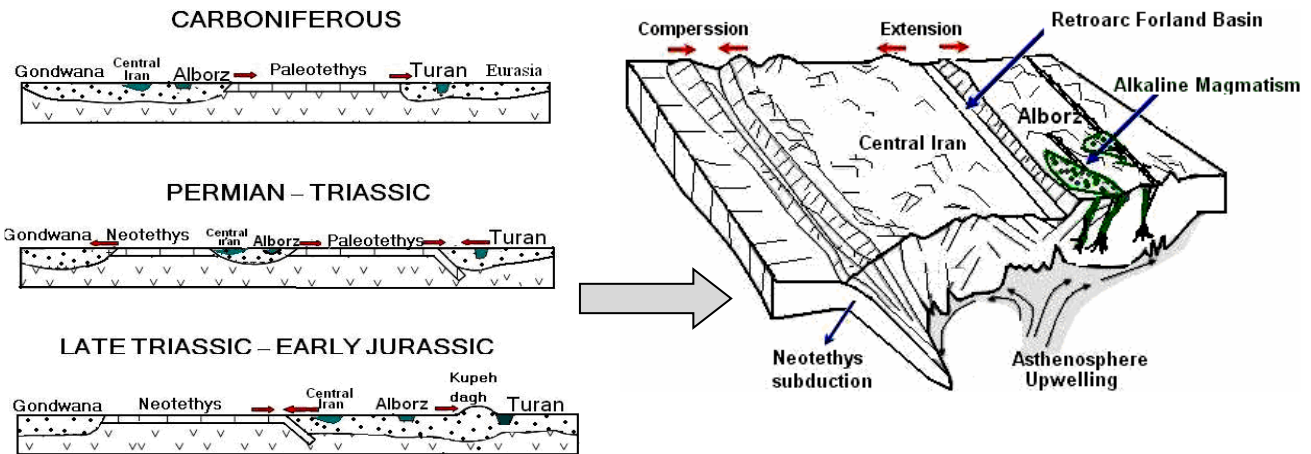
شکل ۵-۱۷- مدل شماتیک نشاندهنده چگونگی تشکیل توده گرانیتوئیدی سفیدسنگ (اقتباس از فقه و همکاران، ۲۰۰۲).

با توجه به مشاهدات صحرایی و زمین‌شناسی، دایک‌های میکروگابرویی مورد مطالعه دارای سن ژوراسیک زیرین تا میانی هستند. ماگمای والد تشکیل دهنده این سنگ‌ها بدلیل آرایش پوسته‌ای گرایش به سمت آلکالن نشان می‌دهند. ماگمای تشکیل دهنده سنگ‌های میکروگابرویی حدود ۸ تا ۲۵ درصد (به طور متوسط ۱۶ درصد) متحمل ذوب بخشی یک منبع اسپینل لرزولیت در اعماق کمتر از ۸۰ کیلومتری شده است. با توجه به قرار گرفتن گابروهای مورد مطالعه بر روی نمودارهای تمایز تکتونیکی، این سنگ‌ها در یک محیط قوس قاره‌ای تشکیل شده‌اند. لازم به ذکر است مطالعات دیرینه مغناطیس انجام شده بر روی این دایک‌ها، عرض جغرافیایی زمان تشکیل آنها را بین ۱۸ تا ۲۰ درجه شمالی تعیین کرده است و بر اساس میانگین‌های ارائه شده برای سنگهای ژوراسیک میانی ایران، سن ژوراسیک میانی برای آنها منطقی به نظر می‌رسد (چکنی، ۱۳۹۱). به عقیده گلونکا^۱ (۲۰۰۴)، همزمان با برخورد صفحه‌ی توران و اوراسیا در کربونیفر - پرمین زیرین، اقیانوس پالئوتتیس بین اوراسیا (شامل آمریکای شمالی، بالتیک و سیبری) و گندوانا (شامل صفحات افریقا، عربستان، لوت و سایر نواحی ایران) گسترش پیدا کرد. پس از حادثه‌ی تکتونیکی سیمیرین پیشین (تریاس میانی - فوقانی)، ایالت سیمیرین از گندوانا جدا شده و به صفحه‌ی توران در بخش جنوبی اوراسیا برخورد کرد، این امر سبب بسته شدن کامل اقیانوس پالئوتتیس گردید (سید امامی، ۲۰۰۶). از طرف دیگر،

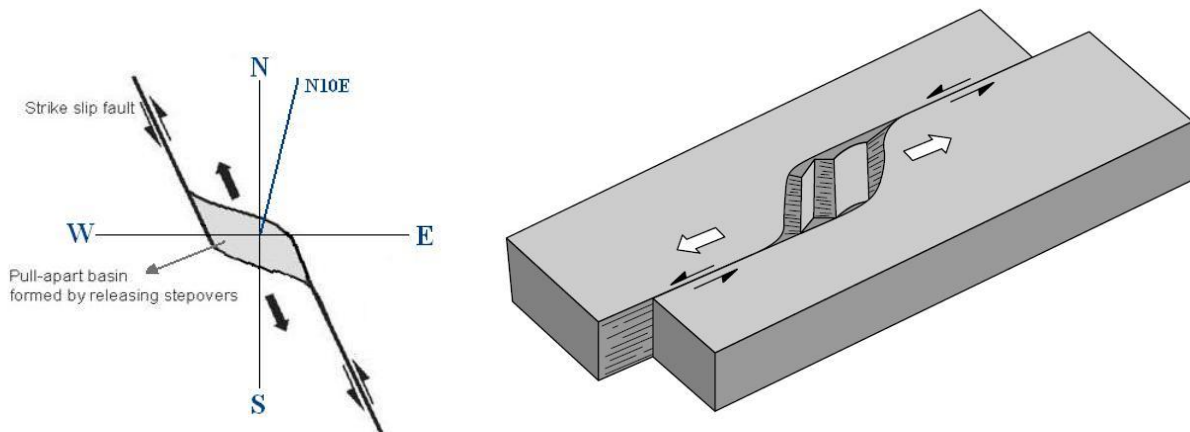
۱- Golonka

اقیانوس نئوتتیس که در نتیجه ریف‌زایی کربونیفر فوقانی - اوایل پرمین در جنوب صفحه‌ی سیمین ایجاد شده بود، در اثر این برخورد گسترش پیدا کرد (برونت و همکاران، ۲۰۰۳؛ گلونکا، ۲۰۰۴). این حادثه‌ی تصادمی در یک زمان صورت نگرفته است، بلکه به صورت مایل و تدریجی انجام شده به طوری که ابتدا البرز و سپس بلوک لوت به فلات قاره‌ی توران برخورد کرده‌اند (گلونکا، ۲۰۰۴). با توجه به شواهد زمین‌شناسی منطقه‌ای و در نظر گرفتن سن تقریبی تشکیل دایک‌ها، به نظر می‌رسد فرورانش ورقه اقیانوسی نئوتتیس به زیر ورقه قاره‌ای ایران مرکزی عامل اصلی تشکیل ماگمای بازالتی سازنده مجموعه دایک‌های مورد مطالعه باشد (شکل ۵-۱۸). لیکن بوجود آمدن یک محیط کششی در یک سیستم فشارشی نظیر محیط‌های فرورانشی، با تشکیل حوضه‌های کششی - جدایشی از نوع Pull apart basin قابل توجیه است. این محیط‌های کششی در ارتباط با گسل‌های بزرگ مقیاس امتداد لغز درون قاره‌ای و در مقابل جبهه فرورانش تشکیل می‌گردند. فضا‌های کششی ایجاد شده، به ماگما‌های گوشته‌ای تشکیل شده در اعماق اجازه می‌دهند تا از طریق شکستگی‌ها و فضا‌های ایجاد شده خود را به سمت سطح رسانده و به صورت توده‌های نفوذی کوچک یا بزرگ، دایک و یا حتی گدازه ظاهر شوند. کاهش فشار حاصل از کشش و بازشدگی قاره‌ای به همراه گرمای ناشی از بالا آمدگی آرام گوشته استنوسفری سبب ذوب بخشی لیتوسفر زیر قاره‌ای (SCLM) و تشکیل مواد مذاب شده است که از طریق گسل‌های کششی محلی به طرف سطح صعود کرده‌اند. در حین صعود ماگما به ترازهای بالای پوسته، معمولاً ماگما دچار آرایش پوسته‌ای می‌شود. شواهد ژئوشیمیایی بدست آمده در مورد دایک‌های مورد مطالعه این موضوع را تأیید می‌کند. با توجه به جایگاه این سنگ‌ها در تاریخچه زمین‌شناسی ایران، این توده‌ها در ارتباط با فاز کوهزایی سیمین میانی تشکیل شده‌اند. به اعتقاد شهبازی و همکاران (۲۰۱۰) در ژوراسیک میانی، پوسته اقیانوسی نئوتتیس به زیر خرده قاره ایران مرکزی فرورانش داشته و پوسته قاره‌ای قوس تحت رژیم تکتونیک تراکمی بوده است ولی عملکرد گسل‌های امتداد لغز بزرگ به ایجاد فضا‌های کششی بزرگ منجر شده است. ماگما‌های مافیک والد در امتداد شکستگی‌ها و گسل‌های کششی به درون پوسته صعود کرده و دایک‌ها و توده‌های کوچک

مقیاس مافیک را ایجاد کرده است. شکل (۵-۱۹) مکانیسم تشکیل حوضه‌های pull apart را بصورت شماتیک نشان می‌دهد.



شکل ۵-۱۸- تصویر شماتیک از تحولات تکتونیکی زون البرز از کربونیفر تا ژوراسیک زیرین با الهام از طرح گلونکا (۲۰۰۴) و الگوی تکتونوماگمایی تشکیل ماگمای سازنده دایک‌های میکروگابرویی منطقه (جمشیدی، ۱۳۸۶).



شکل ۵-۱۹- نحوه تشکیل دایک‌های مورد مطالعه در قالب مکانیسم Pull apart basin.

۵-۹- نتیجه‌گیری

- با توجه به نمودارهای ژئوشیمیایی و تمایز تکتونیکی گرانیتوئیدهای مورد مطالعه در زمره گرانیتوئیدهای نوع S قرار دارند. این گرانیت‌ها در اثر relaxation بعد از برخورد از ذوب بخشی متاگزیوک‌ها حاصل شده‌اند.

- ماگمای سازنده دایک‌های میکروگابرویی از ذوب بخشی ۱۰ تا ۲۵ درصدی یک منبع غنی شده اسپینل لرزولیتی واقع در اعماق کمتر از ۸۰ کیلومتر حاصل شده‌اند. شواهد زمین‌شناسی منطقه نشان می‌دهد که دایک‌های مورد مطالعه در یک محیط کششی Pull apart در اثر فرورانش لیتوسفر اقیانوسی نئوتتیس به زیر ورقه قاره‌ای ایران مرکزی تشکیل شده‌اند.

فصل هشتم

نتیجہ گیری و پیشہ ہادہ

۶-۱- نتیجه‌گیری

با توجه به مطالعات صحرایی، پتروگرافی، ژئوشیمیایی و پتروژنتیکی صورت گرفته بر روی توده گرانیتوئیدی مورد مطالعه نتایج زیر بدست آمد که عبارتند از :

- توده گرانیتوئیدی سفیدسنگ در ۴۰ کیلومتری جنوب بیارجمند توسط دسته‌های وسیعی از دایک‌های میکروگابرویی قطع شده است. طیف ترکیبی این توده گرانیت، آلکالی فلدسپار گرانیت و لوکوگرانیت است.

- شواهد صحرایی و پتروگرافی نظیر حضور آنکلاوهای متاپلیتی و فراوانی بیوتیت در گرانیت‌ها نشان می‌دهد که آنها از ذوب بخشی سنگهای دگرگونی با طیف ترکیبی اسلیت، فیلیت، شیست (میکاشیست و گارنت میکاشیست) و گنیس تشکیل شده‌اند.

- شواهد صحرایی نظیر خردشدن، وجود زون‌های میلونیتی، طویل‌شدگی کانی‌های سنگ و درزه‌دار شدن و شواهد پتروگرافی نظیر خردشدگی، ساب‌گرین شدن، خاموشی موجی، تجدید تبلور، تشکیل ماکل‌های ثانویه و تبدیلی نظیر تبدیل ارتوز به میکروکلین، ماکل‌های دگرشکلی و میرمکیت‌زایی، جابجاشدن ماکل و تغییر شکل کانی‌ها بصورت اشکال چشمی و سینوسی حاکی از آن است که دگرشکلی در منطقه مورد مطالعه بارز بوده است.

- با توجه به نمودارهای عناصر کمیاب در مقابل یکدیگر در گرانیت‌ها تفریق کانی‌هایی نظیر پتاسیم فلدسپار، بیوتیت، پلاژیوکلاز، آلانیت و زیرکن و در دایک‌ها تفریق پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن در تحول ماگمایی توده حائز اهمیت است.

- با توجه به ناهنجارهای منفی Nb، P، Ti و غنی بودن نمونه‌ها از عناصر نادر خاکی سبک و عناصر ناسازگاری نظیر Rb، Th و U این سنگ‌ها دارای ماهیت آناتکسی هستند. ولی ماهیت کوارتز و فلدسپاتی غالب سنگ‌مادر سبب گردیده که کانی‌های آلومینوسیلیکاته شاخص نظیر آندالوزیت و سیلمانیت در آن‌ها دیده نشود اما در گنیس‌ها گارنت دیده می‌شود.

- آنومالی مثبت Pb، بالا بودن مقادیر U، K، Sr و آنومالی منفی Nb و Ta نشان‌دهنده آن است که ماگمای تشکیل دهنده دایک‌های میکروگابرویی مورد مطالعه در حین صعود و جایگزینی متحمل آرایش پوسته‌ای شده است.
- گرانیته‌ها در محدوده کالک آلکالن و پراآلومین ضعیف نوع S و دایک‌های میکروگابرویی در مرز بین آلکالن و کالکوالکالن و متاآلومین قرار می‌گیرند.
- ماگمای سازنده دایک‌های میکروگابرویی از ذوب بخشی ۱۰ تا ۲۵ درصدی یک منبع غنی شده اسپینل لرزولیتی واقع در اعماق کمتر از ۸۰ کیلومتر حاصل شده‌اند.
- شواهد زمین‌شناسی منطقه نشان می‌دهد که دایک‌های میکروگابرویی مورد مطالعه به سن ژوراسیک در یک محیط کششی Pull apart در اثر فرورانش لیتوسفر اقیانوس نئوتتیس به زیر ورقه قاره‌ای ایران مرکزی تشکیل شده‌اند.
- توده گرانیته‌ی سفیدسنگ به سن اواخر نئوپروتروزوئیک - اوایل کامبرین در اثر فرآیند relaxation در محیط‌های برخوردی از ذوب بخشی متاگزیوک‌ها بوجود آمده‌اند.

۲-۶- پیشنهادها

- انتخاب تعدادی نمونه برای تعیین سن به روش‌های مناسب از جمله U-Pb و Rb-Sr بر روی گرانیته‌ها و کانی‌هایی نظیر زیرکن و فلدسپار .
- تعیین سن دایک‌ها و بررسی‌های ساختاری دقیق به منظور فهم ارتباط بین ساختار منطقه و نحوه تشکیل دایک‌ها.
- انجام میکروپروب بر روی برخی از کانی‌ها به منظور شناخت دقیق کانی‌شناسی آن‌ها.

منابع

- آقائباتی، ع.، (۱۳۸۹)، "زمین‌شناسی ایران"، سازمان زمین‌شناسی و اکتشاف معدنی کشور. ۶۰۶ صفحه.
- بوخر، ک.، فری، م.، ترجمه ولی‌زاده، م. و.، صادقیان، م.، (۱۹۹۴)، "پتروژنز سنگهای دگرگونی"، انتشارات دانشگاه تهران، ۴۰۴ صفحه.
- پاشیه، س.، ترو، ر.، (۲۰۱۰)، مترجم محجل، م؛ "میکروتکتونیک". انتشارات دانشگاه تهران. ۷۴۲ص.
- جمشیدی، خ.، (۱۳۸۶)، "مطالعه ماگماتیسم مافیک قاعده سازند شمشک در زون البرز شرقی"، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود.
- چکنی مقدم، م.، (۱۳۹۱)، "بررسی سازوکار توزیع مذاب در دایک‌های مافیک قطع کننده مجموعه دگرگونی آذرین دلبر (شرق بیارجمند) بوسیله روش AMS و تعیین موقعیت دیرینه مغناطیس آنها"، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود.
- حسینی، ح.، (۱۳۷۴)، پایان‌نامه کارشناسی ارشد: "پترولوژی و ژئوشیمی گرانیت بند هزارچاه بیارجمند"، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشکده زمین‌شناسی، دانشگاه تهران.
- درخشی، م.، (۱۳۸۵)، "پترولوژی، ژئوشیمی و موقعیت چینه‌شناسی سنگ‌های آذرین پالئوزوئیک زیرین منطقه شیرگشت، شمال غرب طبس"، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود.
- رحمتی ایلخچی، م.، (۱۳۸۱)، "نگرشی دوباره بر مجموعه سنگهای دگرگونه شمال‌خاوری تروند"، بیست و یکمین گردهمایی علوم زمین، تهران، صفحات ۴۵۰ تا ۴۵۲.
- قاسمی، ا.، حاجی حسینی، ا.، (۱۳۸۴)، "نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ دره دایب"، سازمان زمین‌شناسی کشور.
- قاسمی، ح.، آسیابانها، ع.، (۱۳۸۵)، "معرفی و تفکیک رخدادهای دگرگونی منطقه دلبر، جنوب شرق بیارجمند، ایران مرکزی"، مجله پژوهشی دانشگاه اصفهان. صفحات ۲۳۱ تا ۲۴۷.
- کاظمی، ک.، (۱۳۹۰)، "پترولوژی و ژئوشیمی توده نفوذی جنوب کی‌کی، جنوب‌غرب بیارجمند"، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشکده زمین، دانشگاه تهران.
- کرمی، م.، (۱۳۸۲)، "پتروژنز مجموعه دگرگونی دلبر (جنوب شرق بیارجمند)"، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشکده زمین‌شناسی، دانشگاه شاهرود.
- مردانی، م.، (۱۳۹۰)، "پترولوژی، ژئوشیمی و تحلیل رخساره‌ای سنگهای آتشفشانی و آتشفشانی‌رسوبی منطقه پهنواز، جنوب بیارجمند - شاهرود"، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشکده زمین‌شناسی، دانشگاه شاهرود.
- معین وزیری، ح.، احمدی، ع.، (۱۳۸۳)، "پتروگرافی و پترولوژی سنگ‌های آذرین"، انتشارات دانشگاه تربیت معلم تهران، ۵۴۴ص.
- ملک‌پور علمداری، ا.، (۱۳۸۴)، "مطالعه پتروفابریک و سن سنگهای دگرگونی ناحیه‌ای در کوههای علاءالدین و ملحدو، جنوب‌شرق شاهرود"، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشکده زمین، دانشگاه تهران.
- نبوی، م.، (۱۳۵۵)، "دیباچه‌ای بر زمین‌شناسی ایران"، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- نوایی، ا.، صالحی راد، م.، مجیدی، ب.، (۱۳۶۵)، "نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ خارتوران"، سازمان زمین‌شناسی کشور.
- ولی‌زاده، م. و.، صادقیان، م.، اکرمی، م.، ع.، (۱۳۸۰)، "انکلاوها و پترولوژی گرانیت"، انتشارات دانشگاه تهران، ۸۲۳ص.

References

- Ahmed, Z., Hariri, M. (2008). "Neoproterozoic ophiolites as developed in Saudi Arabia and their oceanic and pericontinental domains". *The Arabian Journal for Science and Engineering*, Volume 33, Number 1C. pp: 1-30.
- Aldanmaz, E., Pearce, J.A., Thirlwall, M.F., Mitchell, J.G. (2000). "Petrogenetic evolution of late Cenozoic, post-collision volcanism in western Anatolia, Turkey". *J. of. Volcan. geotherm. Res.* 102, pp: 67-95.
- Altherr, R., Holl, A., Hegner, E., Langer, C., Kreuzer, H. (2002). "High potassium, calcalkaline plutonism in the European Variscides: northern Vosges (France) and northern Schwarzwald (Germany)". *Lithos* 50, pp: 51–73.
- Azizi, H., Asahara, Y., Mehrabi, B., Chung, S. (2011). "Geochronological and geochemical constraints on the petrogenesis of high-Kgranite from the Suffiabad area, Sanandaj-Sirjan Zone, NW Iran". *Chemie der Erde* 71, pp: 363–376.
- Azman, A.G. (2000). "The Western Belt granite of Peninsular Malaysia: some emergent problemson granite classification and its implication". *Geosciences Journal* Vol. 4, No. 4, pp: 283 - 293.
- Barbarin, B. (1999). "A review of the relationship between granitoid types, their geodynamic environments". *Lithos*. 46, pp: 605-626.
- Batchelor, R. A. & Bowden, P. (1985). "Petrologic interpretation of granitoid rocks series using multicationic parameters". *Chemical Geology* 48, pp: 43 - 55.
- Brunet. M.F., V. Korotaev, M., V. Ershov, A., M. Nikishin, A. (2003). "The South Caspian Basin: a review of its evolution from subsidence modeling". *Sedimentary Geology* 156, pp: 119-148.
- Berberian, M., King, G.C.P. (1981). "Toward a paleogeography and tectonic evolution ofIran". *J. Earth Sci.* 18, pp: 210-265.
- Best, G. (2003). "Igneous and metamorphic petrology", 729p.
- Bonin, B. (1990). "From orogenic to anorogenic setting: evolution of granitic suites after a major orogenesis". *Geol. J.* 25, pp: 261–270.
- Bouchez,J.L., Delas,C., Gleizes,G., Nedelec,A., Cuney,M.(1992). "Submagmaticmicrofractures in granites". *Journal of Geology* 20, pp: 35-38.
- Cai, K., Sun, M., Yuan,Ch., Zhao, G., Xiao, W., Long, X., Wu, F. (2010). "Geochronological and geochemical study of mafic dykes from the northwest Chinese Altai: Implications for petrogenesis and tectonic evolution". *Gondwana Research* 18, pp: 638–652.
- Castillo, P.R., Rigby, S.J., and Solidum, R.U., (2006). "Origin of high field strength element enrichment in volcanic arcs: geochemical evidence from the Sulu Arc, Southern Philippines". *Lithos*, 1552, 44p.
- Chappell, B.W.,White. A.J.R. (1974). "Two contrasting granite types pacific geology", vol.8, pp: 173-174.
- Chappell, B.W., White, A.J.R., (1992). "I-type and S-type granites in the Lachlan Fold Belt". *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences* 83, pp: 1–26.
- Chappell, B. W., Bryant, C. J., Wyborn, D. and White, A. J. R. (1998). "High- and low- temperature I-type granites". *Resource Geology*, 48. pp: 225-235.
- Chappell, B.W.,White. A.J.R. (2001). "Two contrasting granite types. 25 years later, austramin". *Journal of eart sciences.*48, pp: 489-499.
- Chen,G.N & Grapes,R.(2007). "Granite Genesis: In Situ Melting and Crustal Evolution".278p.
- Coban, H. (2007). "Basalt magma genesis and fractionation in collision- and extension related provinces: A comparison between eastern, central and western Anatolia". *Earth Science Reviews* 80, pp: 219 - 238.
- Collins, L.G., (1988). "Hydrothermal differentatian, Theopharastuspublicatios", S.A. Athens, 382p.
- Cox, K.G., Bell, J.D., and Pankhurst, R.J. (1979). "The interpretation of igneousrocks". George Allen

and Unwin. 450p.

- 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.
- Ellam, R.M., (1992). "Lithospheric thickness as a control on basalt geochemistry". *Geology* 20, pp: 153-156.
- El-Sayed, M.M. (2006). "Geochemistry and petrogenesis of the post-orogenic bimodal dyke swarms in NW Sinai, Egypt: constraints on the magmatic–tectonic processes during the late Precambrian". *Chemie der Erde* 66, pp: 129–141.
- Ferre, E., Gleizes, G., Caby, R. (2002). "Obliquely convergent tectonics and granite emplacement in the Trans-Saharan belt of Eastern Nigeria: a synthesis". *Precambrian Research*, 114, pp: 199-219.
- Frost, B. R., Barnes, C. G., Collins, W. J., Arculus, R. J., Fllis, D.J., Frost, C. D. (2001). "A Geochemical Classification for Granitic Rocks". *Journal of Petrology*, 42, pp: 2033-2048.
- Furman, T. (2007). "Geochemistry of East African Rift basalts: An overview". *J.of. African Earth Sciences* 48, pp: 147-160.
- Gieré, R., & Sorensen, S. (2004). "Allanite and Other REE-Rich Epidote Group Minerals". Vol. 56, pp: 431-493.
- Golonka, J. (2004). "Plate tectonic evolution of the southern margin of Eurasia in the Mesozoic and Cenozoic". *Tectonophysics* 381, pp: 235- 273.
- Gorring, M.L., Estelle T T.C., Volkert, R.A. (2004). "Geochemistry of the Late Mesoproterozoic Mount Eve granite suite: Implications for Late to post-Ottawan tectonics in the New Jersey–Hudson Highlands". *Geological Society of America Memoir* 197, pp: 505- 523.
- Gupta, Alok, K. (2007). "Petrology and genesis of igneous rocks". 479p.
- Harker, A. (1909). "The natural history of igneous rocks". Methuen & Co. London.
- Harris, N.B.W., Pearce, J.A., Tindle, A.G. (1986). "Geochemical characteristics of collision-zone magmatism In: Coward, M.P., Ries, A.C. (Eds.), *Collision Tectonics*". *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.*, vol. 19. Geological Society of London, UK, pp: 67– 81.
- Hassanzadeh, J., Stockli, D., Horton, B., Axen, G., Stockli, L., Grove, M., Shmitt, A., Walker, D. (2008). "U-Pb zircon geochronology of late Neoproterozoic–Early Cambrian granitoids in Iran: Implications for paleogeography, magmatism, and exhumation history of Iranian basement". *Thectonophysics* 451, pp: 71- 96.
- Hinchey, A.M., Carr, S.D. (2006). "The S-type Ladybird leucogranite suite of southeastern British Columbia: geochemical and isotopic evidence for a genetic link with migmatite formation in the North American basement gneisses of the Monashee complex". *Lithos* 90 (3–4), pp: 223–248.
- Hirth, G. & Tullis, J. (1992). "Dislocation creep regimes in quartz aggregates". *Journal of Structural Geology*, 14, pp: 145-159.
- Horn, H.A., Bilal, E. (2004). "Geochemistry and evolution of the Neoproterozoic intrusive complex of Ibituba-Itapina, in the Rio Doce region, in the Minas Gerais and Espirito Santo states, Eastern Brazil". *Romanian Journal of Mineral Deposits*, 81, pp: 112-116.
- Hsieh, P.S., Chen, Ch., Yang, J.H., Lee, Ch. (2008). "Petrogenesis of the Nanling Mountains granites from South China: Constraints from systematic apatite geochemistry and whole-rock geochemical and Sr–Nd isotope compositions". *Journal of Asian Earth Sciences* 33, pp: 428 - 451.
- Hyndman, D.W. (1985). "Petrology of igneous and metamorphic rocks". McGraw-Hill, New York, 786p.
- Irvine, T.N., and Baragar, W.R.A. (1971). "A guide to chemical classification of the common volcanic rocks". *Can. J. Sci.*, 8, pp: 523-548.
- Jarrar, G., Stern, R.J., Saffarini, G., Al-Zubi, H. (2003). "Late and post-orogenic Neoproterozoic intrusions of Jordan: implications for crustal growth in the northernmost segment of the East African Orogen". *Precambrian Research* 123, pp: 295–319.

- Johannes, W., Ehlers, C., Kriegsman, L., Mengel, K., (2003). "The link between migmatites and S-type granites in the Turku area, southern Finland". *Lithos* 68, pp: 69– 90.
- Johnson, K.T.M. (1994). "Experimental Cpx/ and garnet/melt partitioning of REE and other trace elements at high pressures; petrogenetic implications". *Mineralogy Magazine* 58, pp: 454–455.
- Jung, S., Hoernes, S., Mezger, K. (2000). "Geochronology and petrogenesis of Pan-African, syn-tectonic, S-type and post-tectonic A-type granite (Namibia): products of melting of crustal sources, fractional crystallization and wall rock entrainment". *Lithos* 50, pp: 259–287.
- Juteau, T., & Maury, R. (2003). "The oceanic crust from accretion to mantle recycling". Springer. 390P.
- Kamber, B. S., Ewart, A., Collerson, K. D., Bruce, M. C. and McDonald, G. D. (2002). "Fluid-mobile trace element constraints on the role of slab melting and implications for Archaean crustal growth models". *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 144. pp: 38–56.
- Keay, S., Lister, G., Buick, I. (2001). "The timing of partial melting, Barrovian metamorphism and granite intrusion in the Naxos metamorphic core complex Cyclades, Aegean Sea, Greece". *Tectonophysics* 342 (3–4), pp: 275–312.
- Kocak, K., Isik F., Arslan M., Zedef V. (2005). "Petrological and source region characteristics of ophiolitic hornblende gabbros from the Aksaray and Kayseri regions, central Anatolian crystalline complex". *Turkey*, 25. pp: 883-891.
- Kuno, H. (1968). "Origin of andesite and its bearing on the island arc structure". *Bull. Vol* 32, pp: 141-176.
- Kürkcüoğlu, K., Furman, T., Hanan, B. (2008). "Geochemistry of post-collisional mafic lavas from the North Anatolian Fault zone, Northwestern Turkey". *Lithos* 101, pp: 416-434.
- Le Maitre, R.W. (1976). "The chemical variability of some common igneous rocks". *Journal Petrol.* 17, pp: 589 – 637.
- Li, X.H., Li, Z.X., Li, W.X., Liu, Y., Yuan, C., Wei, G.J., Qi, C.S. (2007). "U–Pb zircon, geochemical and Sr–Nd–Hf isotopic constraints on age and origin of Jurassic I- and A-type granites from central Guangdong, SE China: a major igneous event in response to foundering of a subducted flat-slab?". *Lithos* 96, pp: 186–204.
- Liu, S., Hu, R.Z., Gao, S., Feng, C.X., Huang, Z.L., Lai, S.C., Yuan, H.L., Liu, X.M., Coulson, Ian M., Feng, G.Y., Wang, T., Qi, Y.Q. (2009). "U–Pb zircon, geochemical and Sr–Nd–Hf isotopic constraints on the age and origin of Early Palaeozoic I-type granite from the Tengchong–Baoshan Block, Western Yunnan Province, SW China". *Journal of Asian Earth Sciences* 36, pp: 168–182.
- Liu, R., Zhou, H., Zhang, L., Zhong, Z., Zeng, W., Xiang, H., Jin, S., Lu, X., Li, ch. (2010). "Zircon U–Pb ages and Hf isotope compositions of the Mayuan migmatite complex, NW Fujian Province, Southeast China: Constraints on the timing and nature of a regional tectonothermal event associated with the Caledonian orogeny". *Lithos* 119. pp: 163–180.
- Menegon, L., Pennacchioni, G., AndStunitz, H. (2006). "Nucleation and growth of myrmekite during ductile shear deformation in metagranites". *J. metamorphic Geol.*, 24, pp: 553-568.
- Middlemost, E.A.K. (1985). "Magma and magmatic rocks, An introduction to igneous petrology". Longman Group U.K., pp: 73-86.
- Middlemost, E.A.K. (1989). "Iron oxidation ratios, norms and the classification of volcanic rocks". *Chem. Geol.*, 77, pp: 19-26.
- Middlemost E.A.K. (1994). "Naming materials in the magma/ igneous rock system". Longman Group U.K., pp: 73-86.
- Montero, P., Bea, F., Zinger, T.F., Scarrow, J.H., Molina, J.F., Whitehouse, M. (2004). "55 million years of continuous anatexis in Central Iberia: single-zircon dating of the Pena Negra Complex". *Journal of the Geological Society of London* 161 (2), pp: 255–263.
- Mshiu, E., Maboko, M.A.H., (2012). "Geochemistry and petrogenesis of the late Archaean high-K granites in the southern Musoma-Mara Greenstone Belt: Their influence in evolution of Archaean Tanzania Craton". *Journal of African Earth Sciences* 66–67. pp: 1–12.

- Nagudi, N.O, K oberl, CH., Kurat, G. (2003). "Petrography and geochemistry of TheSyenogranite, Uganda and implications for its origine". *Journal of African earth Sciences*.vol 35,pp: 51-59.
- Nakamura, N. (1974). "Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites". *Geochim.Cosmochim.Acta*, 38, pp: 757– 775.
- O’connor, J.T. (1965). "A classification for quartz-rich igneous rocks based on feldsparreaction". *Us. Geol. Sur. Prof.*, paper 522,pp: 49-84.
- Paterson,S.R., Vernon,R.H., Tobisch,O.T., (1989)."A review criteria for the identification of magmatic and tectonic foliations in granitoids". *Journal of Geology* 11, pp: 349-363.
- Pearce, J. A. (1983). "Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margin. In: C. J., Hawkesworth and M. J., Norry (Eds.): *Continental Basalts and Mantle Xenoliths*". Shiva, Nantwich, pp: 230–249.
- Pearce, J.A., Harris, B.W., Ttindle, A. G. (1984). "Trace element of iseriminant diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks". *Journal of petrology*. 25, pp: 956-983.
- Peccerillo, R., Taylor, S.R. (1976). *Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey. Contrib. Mineral. Petrol.*, 58, 63-81.
- Peng, P., Zhai, M., Guo, J., Kusky, T., Zhao, T. (2007). "Nature of mantle source contributions and crystal differentiation in thepetrogenesis of the 1.78 Ga mafic dykes in the central North China craton". *Gondwana Research* 12, pp: 29–46.
- Peters, T.J., Menzies, M., Thirwall, M., kyle, Ph. R., (2008). "Zuni-Bandera volcanism, Rio Grande, USA- Melt formation in garnet- and spinel- facies mantle straddling the asthenosphere- lithosphere boundary". *Lithos journal*.20, pp: 295 - 315.
- Pollock, J.C., Hibbard, J.P. (2010). "Geochemistry and tectonic significance of the Stony Mountain gabbro, North Carolina: Implications for the Early Paleozoic evolution of Carolina". *Gondwana Research* 17, pp: 500–515.
- Rahmati Ilkhchi, M., Faryad, S., V Holub, F., Frank, W. (2009). "Magmatic and metamorphic evolution of the Shotur kuh metamorphic complex (Central Iran)", *Earth science journal*.
- Rahmati Ilkhchi, M., Jerebek, P., Faryad, Sh., Koyi, Hemin A. (2010), "Mid-Cimmerian, Early Alpine and Late Cenozoic orogenic events in the Shotur Kuh metamorphic complex, Great Kavir block, NE Iran", *Tectonophysics* 494, pp: 101-117.
- Reichew, M.K., Saunders, A.D., White, R.V., Al MUKhamedov, A.I. (2004). "Geochemistry and Petrogenesis of Basalts from the West Siberian Basin:an extention of the Permo-Triassic Sibrian Traps, Russia". *Lithos*, 79, pp: 425- 452.
- Rogers, J., Ghuma, M., Nagy, R., Greenberg, J., Fullagar, P. (1978). "Plutonism in Pan-African belts and the geologic evolution of northeastern Africa". *Volume 39, Issue 1*, pp: 109-117.
- Rollinson, H. (1993)."using geochemical data: Evalusion, presentation, And interpretation". *Longman scientific and The chemical*, 325P.
- Rong. J.S. (2002)."Myrmekite formed by Na and Cametasomatism of K feldspar". *Beijing research institute of Uranium Geology*.
- Schandl, E. S., and Gorton, M. P., 2002- Application of high field strength elements to discriminate tectonic setting in VMS environments. *Economic Geology*, Vol. 97, pp. 629–642.
- Seyed-Emami, K., Fursich, F.T., Wilmsen, M., Cecca, F., Majidifard, M.R., Schairer, G., Shekarifard, A. (2006). "Stratigraphy and ammonite of the upper Shemshak Formation (Toarcian-Aalenian) at Tazareh, eastern Alborz, Iran". *J.Of. Asian Earth Science* 28, pp: 259-275.
- Shahbazi, a. H., Siebel, W. M., Pourmoafee, A., Ghorbani, A. M., Sepahi, A.A., Shang, C.K., Vousoughi Abedini, M. (2010). "Geochemistry and U–Pb zircon geochronology of the Alvand plutonic complex in Sanandaj–Sirjan Zone (Iran): New evidence for Jurassic magmatism", *Journal of Asian Earth Sciences*, pp: 668–683.
- Shand, S.J. (1949). "Eruptive rocks.Their genesis, composition, classification andtheir relation to deposits". *Thomas Murby and co, London* 488P.

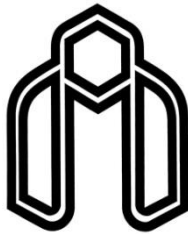
- Shelly, D. (1993). "Igneous and metamorphic rocks under microscope classification features, microstructures and mineral preferred orientations". Chapman & Hall, London, 405P.
- Shtrekeisen, A., LeMaitre, R. (1979). "A chemical approximation to the modal QAPF classification of igneous rocks". *Neues Jahrb. Mineral. Abh.* 136, pp:169-206.
- Stipp, M., Stunitz, H., Heilbronner, R., Schmid, S. (2002). "Dynamic recrystallization of quartz: correlation between natural and experimental conditions". In: DeMeer, S., Drury, M.R., De Bresser, J.H.P., Pennock, G.M. (Eds.), "Deformation Mechanisms, Rheology and Tectonics: Current Status and Future Perspectives". Geological Society of London, Special Publications, vol. 200, pp: 171-190.
- Stocklin, J. (1968). "Structural history and tectonics of Iran". *Arview. Am. Assoc. ret. Geo.* 52, pp:1229-1258.
- Sun, S.-S., McDonough, W.F. (1989). Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Saunders, A.D., Norry, M.J. (Eds.), *Magmatism in the Ocean Basins. Geol. Soc. London Spec. Publ.* 42, pp: 313–345.
- Swinden, H.S., Jenner, G.A., Fryer, B.J., Hertogen, J., Roddick, J.C. (1990). "Petrogenesis and paleotectonic history of the Wild Bight Group, an Ordovician rifted island arc in central Newfoundland". *Contributions to Mineralogy and Petrology* 105, pp: 219–241.
- Sylvester, P. J. (1998). "Post-Collisional Strongly Peraluminous Granites". *Lithos* 45, pp: 29-44.
- Tartese, R., Boulvais, Ph. (2010). "Differentiation of peraluminous leucogranites "en route" to the surface". *Lithos* 114, pp: 353-368.
- Thieblemont, D., M. Tegye. (1994). "Une discrimination géochimique des roches différenciées témoin de la diversité d'origine et de situation tectonique des magmas calcoalcalins". *C. R. Acad. Sci. Paris*, 319, II, pp: 87-94.
- Thompson, A.B., (1982), Dehydration melting of pelitic rocks and the generation of H₂O undersaturated granitic liquids". *Journal of Science*, v. 282, pp: 1567–1595.
- Thuy N.T.B., Satir M., Siebel W., Vennemann T., Long T.V. (2004). "Geochemical and isotopic constrains on the petrogenesis of granitoids from the Dalat zone, southern Vietnam". *J. Asian Earth Sci.* 23, pp: 467-482.
- Vernon, R.H. (2004). "A practical guide to rock microstructure". Cambridge University Press, Cambridge. 594p.
- Weaver B.L., Tarney J. (1984). "Empirical approach to estimating the composition of the continental crust". *Nature*. 310, pp: 575-577.
- Whalen, J.B., Currie, K.L.B.W. (1987). "A-type granite: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis". *Contib. Mineral. Petrol.*, 95, pp: 407-419.
- White, A. J. R. (1979). "Sources of granite magmas. Geological Society of America". *Abstracts with Programs* 11, 539p.
- Wilson, M. (1989). "Igneous petrogenesis a global tectonic approach". Unwin Hyman Ltd., London, 466p.
- Winchester, J.A., Floyd, P.A. (1976). "Geochemical magma type discrimination: application to altered and metamorphosed basic igneous rocks". *Earth and Planetary Science Letters* 28, pp: 459–469.
- Wu, F.Y., Jahn, B.M., Wilde, S.A., Lo, Ch. H., Yui, T.F., Lin, Q., Ge, W.Ch, Sun, D.Y., (2003). "Highly fractionated I-type granites in China (I): geochronology and petrogenesis". *Lithos*, 66, pp: 241-273.
- Yanbo, Ch., Jingwen, M. (2010). "Age and geochemistry of granites in Gejiu area, Yunnan province, SW China: Constraints on their petrogenesis and tectonic setting". *Lithos* 120, pp: 258–276.
- Yuguchi, T., Nishiyama, T. (2008). "The mechanism of myrmekite formation deduced from steady-diffusion modeling based on petrography: Case study of the Okueyama granitic body, Kyushu, Japan". *Lithos* 106, pp: 237–260.

- Zhao, J.H., Zhou, M.F. (2007). "Geochemistry of Neoproterozoic mafic intrusions in the Panzhihua district (Sichuan Province, SW China): Implications for subduction-related metasomatism in the upper mantle". *Precambrian Research* 152, pp: 27 - 47.
- Zhao, J.H., Zhou, M.F., Jian-Ping, Zh. (2010). "Metasomatic mantle source and crustal contamination for the formation of the Neoproterozoic mafic dike swarm in the northern Yangtze Block, South China". *Lithos* 115,pp: 177–189.
- Zhong, H., Zhu, W.G., Hu, R.Z., Xie, L.W., He, D.F., Liu, F., Chu, Z.Y.(2009). "Zircon U–Pb age and Sr–Nd–Hf isotope geochemistry of the Panzhihua A-type syenitic intrusion in the Emeishan large igneous province, southwest China and implications for growth of juvenile crust". *Lithos* 110, pp: 109–128.

Abstract:

Sefid Sang granitoid pluton (SSGP), with approximately 53 Km² extensions, is located in 40 Km south of Biarjomand (southeast Shahrood – in Semnan province). This granitoid pluton and its host rocks are a part of the northern margin of Central Iran structural zone and include some parts of old granitic, gneissic, and regional metamorphic terrains with late Neoproterozoic to early Cambrian age. Field observations and petrographical studies indicate that the compositional range of SSGP composed of granite, alkali feldspar granite and leucogranite. This pluton intruded by a numerous diabasic (microgabbroic-microdioritic) dikes with northeast – southwest general trend. Since these dikes in studied area and neighboring areas with similar historical geology such as Delbar and Band e Hezar Chah intruded in metamorphic rocks of Precambrian and granitoids of late Neoproterozoic - early Cambrian and also detrital sedimentary sequence mainly composed of conglomerate and sandstone of late Triassic – Early Jurassic, and absence of them in the limestone - sandy limestone sequence of upper Jurassic of eastern Alborz zone (Dalichy formation), Therefore they have very younger age in compared with SSGP and the other similar plutons, and also they have completely different origin and nature. With attention to carried out petrographical studies plagioclase, orthoclase and quartz are major minerals and apatite, sphene, allanite and zircon are minor minerals of SSGP. Dominant texture in granitoidic rocks is granular. Diabasic dikes show microgranular, ophitic, subophitic, porphyroidic and microlitic textures. Deformation is typical phenomena in granitoidic rocks and is from high temperature to medium temperature subsolidus types. Negative anomalies of Ti, P, Nb and enrichment of LREE and incompatible elements of Rb, Th and U, and also the presence of metapelitic enclaves and the abundance of biotite in granites indicate that these rocks have been generated from partial melting of metagraywack rocks and have weakly peraluminous and subalkaline S-type nature. Based on the geochemical diagrams, diabasic dikes have alkaline nature. They are relatively enriched in LREE and LILE, and depleted of HREE and HFSE. With consideration of the positive anomaly of Pb, K, U and negative anomaly of Nb, these dikes have been subjected to crustal contamination. Magma forming of the mentioned diabasic dikes have been generated by 10-25% partial melting of a spinel lherzolitic source in a depths less than 80 Km. Regional geology evidences indicate that studied dikes have been produced in a tensional pull apart basin environment in relation to the subduction zone of Neotethys oceanic lithosphere beneath the Central Iran continental slab.

Keywords : Sefid Sang, Shahrood, Biarjomand, S-type granite, Diabasic dike, Crustal contamination.



Shahrood University of Tecnology

Faculty of Earth Sciences

Department of Petrology and Economic Geology

MSc thesis

**Petrology and geochemistry of Sefid Sang granitoidic pluton
and its metamorphic host rocks (South of Biarjomand)**

Mahboobeh Azizi

Supervisor:

Dr. M. Sadeghian

Advisor:

Dr. H.Ghasemi

February 2013