

دانشگاه صنعتی شاهرود

دانشکده علوم زمین

پایان نامه کارشناسی ارشد زمین شناسی - گرایش پترولوژی

پترولوژی و ژئوشیمی سنگهای دگرگونی جنوب شرق فریمان

اساتید راهنما:

دکتر حسین مهدی زاده

دکتر سید احمد مظاهری

استاد مشاور:

مهندس محمد علی اکرمی

نگارش:

سمیه صفرائی

بهار ۱۳۸۶



بسمه تعالی

تاریخ :
شماره :
پیوست :
کد: FR/EA/15
شماره
ویرایش: صفر

فرم شماره ۱۲- فرم تاییدیه اعضای هیات داوران حاضر
در جلسه دفاع از پایان نامه کارشناسی ارشد (به فارسی)

اعضای هیئت داوران نسخه نهایی پایان نامه خانم / آقای
تحت عنوان : سوریه در قرن بیستم
..... را از نظر فرم و محتوی بررسی نموده و پذیرش آنرا برای تکمیل درجه
کارشناسی ارشد پیشنهاد می کنند.

اعضای هیات داوران	نام و نام خانوادگی	رتبه علمی	امضاء
۱- استاد راهنما	دکتر محمدزاده		
۲- استاد مشاور	مهندس امیر		
۳- نماینده شورای تحصیلات تکمیلی	دکتر فرحانه		
۴- استاد محترم	دکتر مهدیان	استاد	
۵- استاد محترم	دکتر قربان	استاد	

تقدیم به

پدر و مادر مهربانم

به پاس عاطفه سرشار و کرمای امیدبخش وجودشان
که در این سردترین روزگار ان بهترین پشتیبان است

و

آنان که یار محم نمودند

تشکر و قدردانی:

من لم یشکر المخلوق لم یشکر الخالق

سپاس و ستایش مخصوص خالق بی‌همتایی است که الطاف بی‌کرانش لحظه لحظه زندگی را دربر گرفته و فضل بی‌قیاسش در مراحل سخت و دشوار زندگانی شامل حالم گشته و اگر عنایت بی‌منت او نبود رساندن این بار به سر منزل مقصود غیر ممکن می‌نمود.

بدون تردید به پایان رسانیدن رساله حاضر جز با مساعدت و راهنمایی‌های اساتید گرامی و دوستان ارجمندی که مرا در تمامی مراحل کار همراهی نمودند، ممکن نبود. اینک برخود لازم می‌دانم از این سروران عزیز تشکر و قدردانی نمایم.

از جناب آقای دکتر مهدی‌زاده استاد راهنمای بزرگوار و دلسوزم، به دلیل تمامی الطافشان تشکر و قدردانی می‌نمایم. از جناب آقای دکتر مظاهری استاد محترم گروه زمین‌شناسی دانشگاه فردوسی مشهد نیز که راهنمایی این رساله را عهده‌دار بودند و همواره از محضر ایشان استفاده نمودم کمال تشکر و قدردانی را دارم.

از جناب آقای دکتر صادق‌یان که با سعه صدر و همفکری‌های فراوان من را در انجام مراحل مختلف پایان نامه همراهی کردند و آنچه انجام دادند فراتر از حد وظیفه بوده، کمال تشکر و قدردانی را دارم. از استاد مشاور جناب آقای مهندس اکرمی در سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی شرق کشور که در تمامی مراحل کار صحرایی از مساعدت‌های بی‌دریغ ایشان برخوردار بودم، نهایت تشکر و قدردانی خویش را ابراز می‌دارم. از جناب آقای دکتر قاسمی که از محضر استادی ایشان فیض بردم و آقای دکتر همام به دلیل راهنمایی‌های مفیدشان، تشکر و سپاسگذاری می‌نمایم.

از دوستان عزیزم زهره مقصودی، سمیه عابدپور، مهسا محمودی، اکرم نادمی و آقایان مرتضی درخشی، مصطفی مشکین، علیرضا خانعلی زاده که هر یک به نوعی در انجام پایان نامه همراه من بوده‌اند سپاسگذارم.

از آقای حمید حافظی در دانشگاه فردوسی مشهد که کار تهیه مقاطع نازک را به انجام رسانیده‌اند، صمیمانه تشکر و قدردانی می‌کنم.

در پایان تقدیر و تشکر می‌کنم از خانواده عزیز و بزرگوار خود و همسر که همواره با صبر و حوصله و فراهم کردن شرایط مناسب و تحمل زحمات، مرا در این راه یاری نموده‌اند و آرزوی سلامتی و توفیقات روزافزون برای آنان دارم.

سمیه صفراپی

بهار ۸۶

چکیده.....ج	
فصل اول- کلیات	

۱-۱) مقدمه.....۱	
۲-۱) موقعیت جغرافیایی منطقه مورد مطالعه.....۱	
۳-۱) راههای ارتباطی منطقه.....۲	
۴-۱) شاخص های اجتماعی و اقلیمی محدوده مورد مطالعه.....۲	
۵-۱) وضعیت آب و هوایی.....۴	
۶-۱) ژئومورفولوژی.....۵	
۷-۱) تاریخچه مطالعات قبلی.....۵	
۸-۱) هدف کلی از مطالعه.....۶	
۹-۱) روش های مطالعاتی.....۶	

فصل دوم- زمین شناسی عمومی منطقه

۱-۲) مقدمه.....۸	
۱-۱-۲) بلوک لوت.....۸	
۲-۱-۲) زون تکنار.....۹	
۳-۱-۲) زون سبزوار.....۹	
۲-۲) پیکره های سنگی منطقه مورد مطالعه.....۱۴	
۱-۲-۲) پروتروزوئیک.....۱۴	
۲-۲-۲) پالئوزوئیک.....۱۵	
۳-۲-۲) مزوزوئیک.....۱۵	
۴-۲-۲) سنوزوئیک.....۱۶	
۳-۲) پیکره آذرین منطقه.....۱۸	

۱۸.....	۲-۳-۱) دیوریت
۲۰.....	۲-۴) پیکره دگرگونی
۲۳.....	۲-۵) تکتونیک منطقه
۲۶.....	۲-۶) منابع معدنی ناحیه مورد مطالعه
۲۷.....	۲-۷) خلاصه

فصل سوم- پتروگرافی سنگهای آذرین

۲۸.....	۳-۱- مقدمه
۳۰.....	۳-۲- اختصاصات سنگ شناسی دیوریتها
۳۳.....	۳-۳- اختصاصات سنگ شناسی گرانودیوریتها
۳۴.....	۳-۴- اختصاصات سنگ شناسی گرانیتها
۳۷.....	۳-۵- اختصاصات سنگ شناسی آلکالی فلدسپارگرانیتها
۳۸.....	۳-۶- اختصاصات سنگ شناسی میلو نیتها و سنگهای کاتاکلاستیکی
۴۱.....	۳-۷- اختصاصات سنگ شناسی پگماتیتها
۴۱.....	۳-۸- بافت پرتیتی
۴۶.....	۳-۹- خلاصه

فصل چهارم- ژئوشیمی

۴۷.....	۴-۱- مقدمه
۵۲.....	۴-۲- آماده سازی و تصحیح دادههای تجزیههای شیمیایی
۵۴.....	۴-۳- کاربرد دادههای تجزیههای شیمیایی
۵۶.....	۴-۴- کاربرد نتایج تجزیههای شیمیایی عناصر اصلی در ردهبندی سنگها
۵۶.....	۴-۴-۱- طبقه بندی بر اساس ترکیب نورماتیو
۶۲.....	۴-۴-۲- طبقه بندی شیمیایی

۴-۵ - استفاده از نتایج تجزیه‌های شیمیایی نمونه‌های مورد مطالعه برای بررسی روندهای تغییرات آنها.....	۶۷
۴-۶- استفاده از عناصر کمیاب در بررسی روندهای تحولات توده نفوذی	۷۰
۴-۷- پترولوژی.....	۷۴
۴-۷-۱- سری ماگمایی.....	۷۴
۴-۷-۲- درجه اشباع از آلومین (ASI).....	۷۷
۴-۸- پتروژنز سنگهای گرانیتی.....	۸۰
۴-۸-۱- خاستگاه ماگمایی سنگهای گرانیتوئیدی منطقه.....	۸۱
۴-۹- محیط تکتونیکی توده‌های گرانیتوئیدی.....	۸۳
۴-۹-۱- تقسیم‌بندی مانیار و پیکولی.....	۸۴
۴-۹-۲- تقسیم‌بندی باچلور و بودن.....	۹۰
۴-۹-۳- تعیین جایگاه تکتونیکی گرانیتوئیدها با استفاده از نمودارهای عناصر کمیاب.....	۹۲
۴-۱۰- خلاصه	۹۴

فصل پنجم- پتروگرافی سنگهای دگرگونی

۵-۱- مقدمه.....	۹۵
۵-۲- مرمرها.....	۹۷
۵-۳- سنگهای حاصل از دگرگونی ترکیبات کوارتز و فلدسپاتی.....	۹۸
۵-۳-۱- کوارتزیت ها یا کوارتز هورنفلس های گارنت دار.....	۹۸
۵-۳-۲- میکا- کوارتزیت گارنت- سیلیمانیت دار.....	۹۸
۵-۴- سنگهای حاصل از دگرگونی ترکیبات پلیتی.....	۱۰۰
۵-۴-۱- اسلیت های هورنفلسی.....	۱۰۰
۵-۴-۲- کوارتز- میکاشیست های گارنت- سیلیمانیت دار.....	۱۰۳

- ۱۰۴..... ۵-۴-۳-گارنت- آندالوزیت میکا شیست
- ۱۱۲..... ۵-۴-۴-گارنت- کوردیریت- آندالوزیت هورنفلس
- ۱۱۳..... ۵-۴-۵-گارنت- سیلیمانیت- آندالوزیت- بیوتیت هورنفلس

فصل ششم- دگرگونی

- ۱۲۲..... ۶-۱- مقدمه
- ۱۲۳..... ۶-۲- دگرگونی ناحیه‌ای
- ۱۲۴..... ۶-۳- دگرگونی مجاورتی
- ۱۲۴..... ۶-۴- سنگ منشأ
- ۱۲۶..... ۶-۴-۱- پلیتها
- ۱۲۸..... ۶-۵-۵- بررسی ویژگیهای متاپلیت ها در دگرگونی ناحیه‌ای
- ۱۲۸..... ۶-۵-۱- دگرگونی پلیتها در فشارهای پایین
- ۱۳۰..... ۶-۵-۲- دگرگونی پلیتها در فشار کم تا متوسط
- ۱۳۱..... ۶-۵-۳- دگرگونی ناحیه ای فشار متوسط
- ۱۳۴..... ۶-۵-۴- دگرگونی ناحیه‌ای فشار متوسط تا بالا
- ۱۳۵..... ۶-۵-۵- دگرگونی ناحیه‌ای فشار بالا
- ۱۳۶..... ۶-۶- حوادث دگرگونی رخ داده در منطقه مورد مطالعه
- ۱۳۷..... ۶-۷- زون‌های دگرگونی
- ۱۳۸..... ۶-۷-۱- زون‌های دگرگونی مجاورتی
- ۱۳۹..... ۶-۷-۱-۱- مجموعه‌های کانی و روابط آنها در زون آندالوزیت
- ۱۴۱..... ۶-۷-۱-۲- زون کوردیریت
- ۱۴۲..... ۶-۷-۱-۳- زون سیلیمانیت
- ۱۴۳..... ۶-۷-۱-۴- زون سیلیمانیت فوقانی
- ۱۴۳..... ۶-۸- رخساره دگرگونی

۱۴۴.....	۶-۸-۱- رخساره آلبیت - اپیدوت هورنفلز
۱۴۵.....	۶-۸-۲- رخساره هورنبلند هورنفلز
۱۴۶.....	۶-۸-۳- رخساره پیروکسن هورنفلز
۱۴۶.....	۶-۹- شرایط دگرگونی
۱۴۹.....	۶-۱۰- موقعیت تکتونیکی دگرگونی فشار پایین

فصل هفتم- نتیجه گیری و پیشنهادات

۱۵۰.....	۷-۱- نتیجه گیری
۱۵۲.....	۷-۲- پیشنهادات

منابع و مراجع

۱۵۳.....	منابع فارسی
۱۵۶.....	منابع لاتین

عنوان	صفحه
شکل ۱-۱- موقعیت منطقه مورد مطالعه.....	۳
شکل ۱-۲- کروکی راههای دسترسی به منطقه.....	۴
شکل ۱-۲- تصویر بخشی از نقشه زمین شناسی کاریزنو.....	۱۱
شکل ۲-۲- واحدهای ساختمانی- رسوبی ایران.....	۱۲
شکل ۳-۲- واحدهای ساختمانی و گسترش حوضه های رسوبی ایران.....	۱۳
شکل ۴-۲- شمایی از توده گرانیته منطقه.....	۱۹
شکل ۵-۲- شمایی از توده دیوریتی منطقه.....	۱۹
شکل ۶-۲- دایک دیوریتی در منطقه.....	۱۹
شکل ۷-۲- نمایی نزدیک از مرز شرقی زون آندالوزیت دار- رودخانه بردو.....	۲۱
شکل ۸-۲- تصویری از راندگی آندالوزیت هورنفلس بر روی کنگلومرای ائوسن.....	۲۱
شکل ۹-۲- مرز جنوبی زون آندالوزیت دار با آهک های متبلور دگرگون شده.....	۲۱
شکل ۱۰-۲- رگه های کوارتزی ایجاد شده در اثر دگرگونی.....	۲۲
شکل ۱۱-۲- پراکندگی گسلهای منطقه در ورقه کاریزنو.....	۲۶
شکل ۱-۳- رخنمون دیوریت ها در منطقه.....	۳۱
شکل ۲-۳- ترکیب کانی شناسی دیوریت ها در منطقه.....	۳۲
شکل ۳-۳- تصویر صحرایی گرانیته.....	۳۵
شکل ۴-۳- تصویر میکروسکوپی بافت پرتیتی در گرانیته.....	۳۶
شکل ۵-۳- تصویر میکروسکوپی میکروکلین و دگرسانی فلدسپات به سریسیت.....	۳۶
شکل ۶-۳- بلور زیرکن در گرانیته و دگرسانی پلاژیوکلاز و تبدیل شدن بیوتیت به کلریت.....	۳۷
شکل ۷-۳- نمایی از یک نمونه دستی آلکالی فلدسپارگرانیته.....	۳۷
شکل ۸-۳- کوارتزهای نواری با خاموشی موجی.....	۴۰
شکل ۹-۳- ماکل مکانیکی پلاژیوکلاز و دگرسانی شدید در آن.....	۴۰
شکل ۱۰-۳- تصویر صحرایی توده های پگماتیته موجود در منطقه.....	۴۲
شکل ۱۱-۳- سیستم دوتایی ارتوز - آلبیت و تغییرات آن در فشارهای مختلف آب.....	۴۵
شکل ۱-۴- طبقه بندی An-Ab-Or نورماتیو اکونر (۱۹۶۵) برای سنگهای گرانیتهوئیدی.....	۵۸

- شکل ۴-۲- رده‌بندی نورماتیو اشتريکایزن و لی مایتره (۱۹۷۹) برای سنگ‌های گرانیتوئیدی ۵۹
- شکل ۴-۳- نمودار مولر و براون (۱۹۷۷)، برای مشخص کردن درصد فلدسپاتهای آلکالن سنگ مورد نظر نسبت به کل فلدسپاتهای سازنده آن سنگ ۶۱
- شکل ۴-۴- دیاگرام QAP مودال اشتريکایزن ۶۱
- شکل ۴-۵- طبقه‌بندی شیمیایی میدلموست (۱۹۹۴) ۶۴
- شکل ۴-۶- نمودار دلارش و همکاران (۱۹۸۰) ۶۵
- شکل ۴-۷- دیاگرام مجموع درصد وزنی آلکالن ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) در مقابل درصد وزنی SiO_2 (ویلسون، ۱۹۸۹) ۶۵
- شکل ۴-۸- نمودار فروست و همکاران (۲۰۰۱) ۶۶
- شکل ۴-۹- نمودارهای تغییرات اکسیدهای عناصر اصلی در برابر سیلیس ۶۹
- شکل ۴-۱۰- نمودار Zr/Y (اقتباس از عبدالله و همکاران) ۷۳
- شکل ۴-۱۱- نمودار تغییرات بعضی از عناصر کمیاب نسبت به سیلیس ۷۴
- شکل ۴-۱۲- نمودارهای تعیین سری ماگمایی سنگ‌های گرانیتی ۷۶
- شکل ۴-۱۳- نمودارهای تعیین درجه اشباع آلومین (ASI) سنگ‌های آذرین ۷۹
- شکل ۴-۱۴- موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه در نمودار درصد وزنی K_2O در مقابل Na_2O برای تمایز گرانیتوئیدهای نوع S و I (چاپل و وایت، ۱۹۷۴) ۸۲
- شکل ۴-۱۵- موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه در نمودار درصد وزنی Na_2O در مقابل K_2O برای تمایز گرانیتوئیدهای نوع S و I (چاپل و وایت، ۲۰۰۱) ۸۲
- شکل ۴-۱۶- نمودار تغییرات درصد وزنی K_2O در مقابل SiO_2 برای تفکیک پلاژیوگرانیت‌های اقیانوسی از سایر گرانیتوئیدها ۸۸
- شکل ۴-۱۷- نمودار Al_2O_3 در مقابل SiO_2 جهت تمایز بین گروه‌های I، II و III ۸۸
- شکل ۴-۱۸- نمودار تغییرات درصد وزنی $[\text{FeO}(\text{T})/(\text{FeO}(\text{T}) + \text{MgO})]$ در مقابل SiO_2 جهت تفکیک گرانیتوئیدهای گروه I، II و III ۸۹
- شکل ۴-۱۹- نمودار تغییرات درصد وزنی $[\text{MgO} + \text{FeO}(\text{T})] - (\text{CaO}) - [\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{Na}_2\text{O} - \text{K}_2\text{O}]$ جهت تفکیک تکتونیکی گرانیتوئیدها ۸۹
- شکل ۴-۲۰- نمودار تغییرات درصد وزنی $[\text{FeO}(\text{T})] - (\text{MgO}) - [\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{Na}_2\text{O} - \text{K}_2\text{O}]$ جهت تفکیک تکتونیکی گرانیتوئیدها ۹۰

- شکل ۴- ۲۱- موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه در نمودار R1-R2 برای تمایز تکتونیکی سنگهای گرانیتوئیدی (باچلور و بودن، ۱۹۸۵)..... ۹۱
- شکل ۴- ۲۲- نمودار Y در مقابل SiO_2 ۹۲
- شکل ۴- ۲۳- نمودار Rb در مقابل SiO_2 ۹۳
- شکل ۴- ۲۴- نمودار Rb در مقابل Y+Nb برای تمایز محیط تکتونیکی گرانیتوئیدهای منطقه ۹۳
- شکل ۵- ۱- تصویر میکروسکوپی از بلورهای کلسیت که دارای دو جهت رخ می‌باشند..... ۹۹
- شکل ۵- ۲- تصویر میکروسکوپی کوارتزیت..... ۹۹
- شکل ۵- ۳- تصویر میکروسکوپی میکا- کوارتزیت گارنت- سیلیمانیت دار..... ۹۹
- شکل ۵- ۴- تصویر میکروسکوپی پورفیرهای آندالوزیت در اسلیت‌های هورنفلسی..... ۱۰۲
- شکل ۵- ۵- تصویر میکروسکوپی گارنت های موجود در اسلیت‌های هورنفلسی..... ۱۰۲
- شکل ۵- ۶- تصویر میکروسکوپی تجمعات بیوتیتی که تحت Deformation قرار گرفته است..... ۱۰۳
- شکل ۵- ۷- کوارتز- میکاشیست های گارنت- سیلیمانیت‌دار..... ۱۰۵
- شکل ۵- ۸- تصویر صحرایی گارنت- آندالوزیت شیست..... ۱۰۵
- شکل ۵- ۹- الف- نمونه SFB4 که بر اساس آنالیز XRD انجام شده دارای کانی آندالوزیت بوده و یک نمونه گارنت آندالوزیت شیست می‌باشد..... ۱۰۸
- شکل ۵- ۹- ب- نمونه SFB9 که بر اساس آنالیز XRD انجام شده دارای کانی آندالوزیت بوده و یک نمونه گارنت آندالوزیت شیست می‌باشد..... ۱۰۹
- شکل ۵- ۱۰- تصویر میکروسکوپی از مقطع عرضی کیاستولیت..... ۱۱۰
- شکل ۵- ۱۱- تصویر میکروسکوپی گارنت های موجود در غده های بیوتیتی..... ۱۱۰
- شکل ۵- ۱۲- نمونه SFB5 که بر اساس آنالیز XRD انجام شده دارای کانی گارنت بوده و از نوع آلماندین است..... ۱۱۱
- شکل ۵- ۱۳- تصویر میکروسکوپی پوئی کیلوبلاست کوردیریت..... ۱۱۳
- شکل ۵- ۱۴- نمونه SFG7 که بر اساس آنالیز XRD انجام شده دارای کانیه‌های گارنت و سیلیمانیت بوده و یک نمونه گارنت- سیلیمانیت- آندالوزیت هورنفلس است..... ۱۱۶

- شکل ۵-۱۵ - نمونه MZ3 که بر اساس آنالیز XRD انجام شده دارای بیوتیت، کلریت و سیلیمانیت بوده و یک نمونه گارنت- سیلیمانیت- آندالوزیت هورنفلس است..... ۱۱۷
- شکل ۵-۱۶ - نمونه GL1-6 که بر اساس آنالیز XRD انجام شده دارای گارنت و سیلیمانیت بوده و یک نمونه گارنت- سیلیمانیت- آندالوزیت هورنفلس است..... ۱۱۸
- شکل ۵-۱۷ - تصویر میکروسکوپی پورفایروبلست گارنت..... ۱۱۹
- شکل ۵-۱۸ - تصویر میکروسکوپی فیبرولیت..... ۱۱۹
- شکل ۵-۱۹ - تصویر میکروسکوپی بلورهای سیلیمانیت..... ۱۱۹
- شکل ۵-۲۰ - تصویر میکروسکوپی پرتیت..... ۱۲۰
- شکل ۵-۲۱ - تصویر میکروسکوپی هورنفلس های میلونیتی شده..... ۱۲۰
- شکل ۵-۲۲ - نمونه MZ5 که بر اساس آنالیز XRD انجام شده دارای گارنت و سیلیمانیت بوده و یک نمونه گارنت- سیلیمانیت- آندالوزیت هورنفلس میلونیتی است..... ۱۲۱
- شکل ۶-۱ - تصویر فولیاسیون غالب در شیستهای گارنت دار..... ۱۳۸
- شکل ۶-۲ - تصویر میکروسکوپی پورفایروبلست آندالوزیت..... ۱۴۱
- شکل ۶-۳ - تصویر میکروسکوپی پورفایروبلست آندالوزیت..... ۱۴۱
- شکل ۶-۴ - رخساره آلبیت - اپیدوت هورنفلس..... ۱۴۵
- شکل ۶-۵ - رخساره هورنبلند هورنفلس..... ۱۴۵
- شکل ۶-۶ - رخساره پیروکسن هورنفلس..... ۱۴۶

فصل اول

کلیات

فصل اول

کلیات

۱-۱) مقدمه

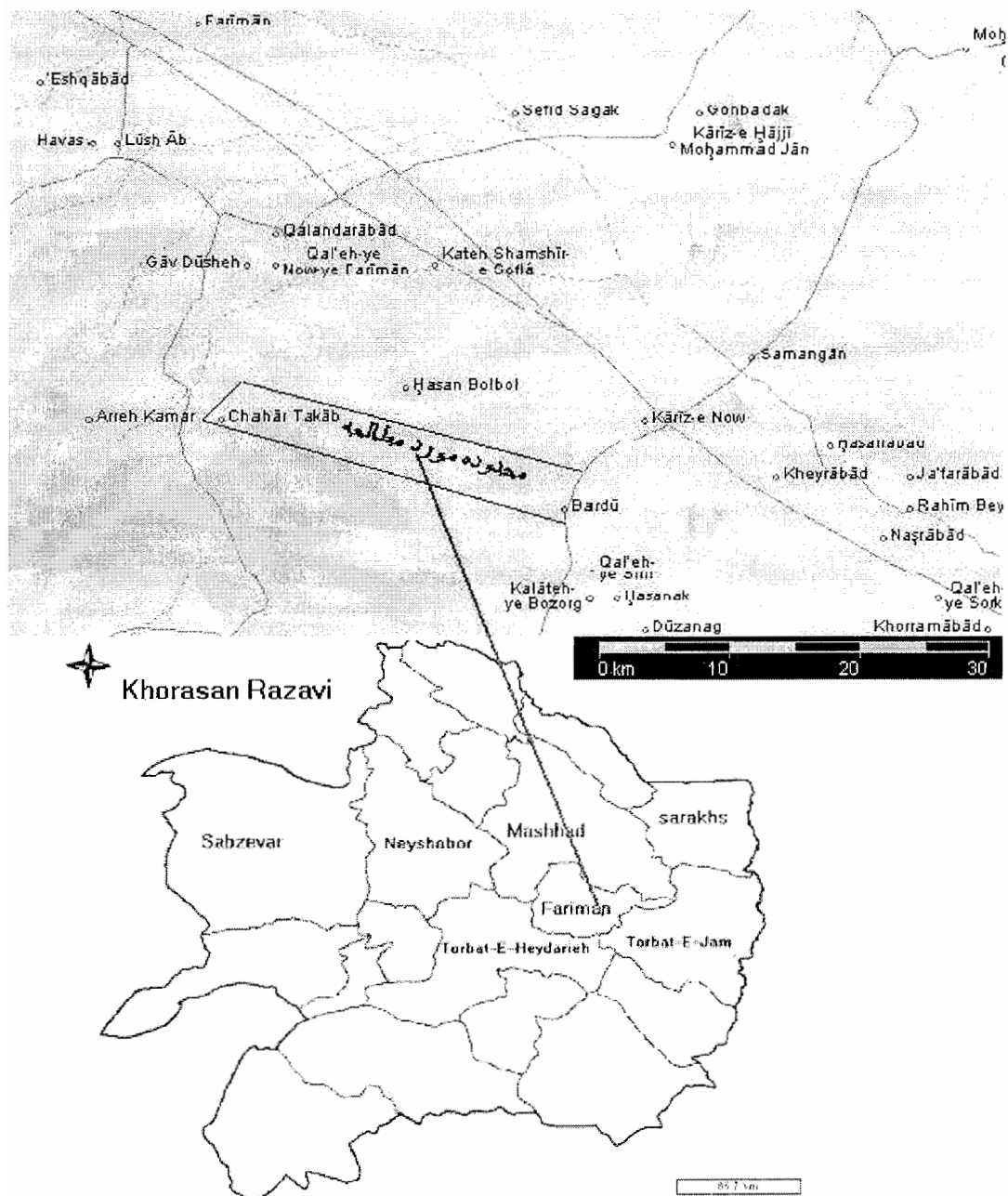
موضوع مورد مطالعه این پایان نامه «بررسی پترولوژی و ژئوشیمی سنگ‌های دگرگونی جنوب شرق فریمان» می‌باشد. با توجه به این که در مورد سری دگرگونی مذکور، به جز نقشه‌های زمین شناسی تربت‌جام و تربت‌حیدریه با مقیاس ۱:۲۵۰۰۰۰ و نقشه زمین شناسی کاریزنو با مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰ و یک پایان نامه اقتصادی در مورد اکتشاف مقدماتی آندالوزیت، گزارش جامع و کاملی از سنگ‌های دگرگونی منطقه موجود نیست، لذا لازم به نظر رسید که این سری دگرگونی از نقطه نظر پترولوژی و ژئوشیمی مورد مطالعه دقیق قرار گیرد.

امید است نتایج حاصل از این پژوهش، در کنار نتایج مطالعات قبلی، در حل مسائل زمین شناسی این بخش از کشورمان مفید و مؤثر واقع شود.

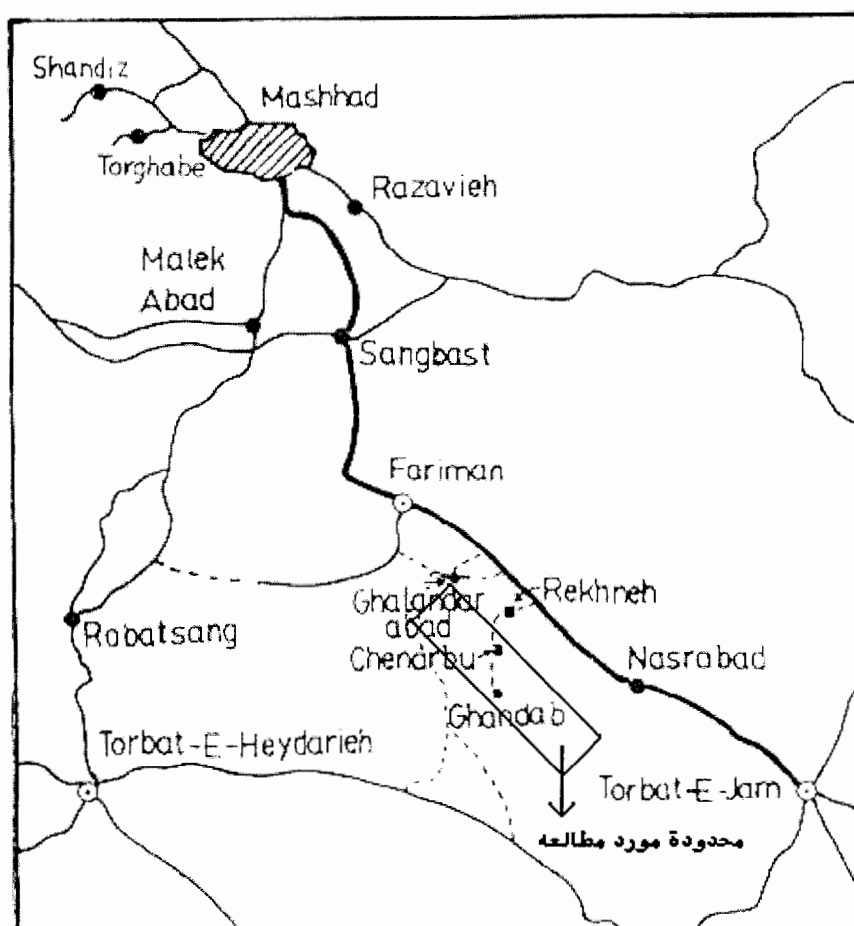
این سری دگرگونی در زون ساختاری ایران مرکزی با روند تقریبی شمال‌غرب- جنوب‌شرق، در گوشه سمت چپ نقشه ۱/۱۰۰۰۰۰ کاریزنو قرار دارد. در این بخش موقعیت جغرافیایی، راههای ارتباطی، آب و هوا، ژئومورفولوژی و ویژگیهای انسانی و اقتصادی منطقه، مورد بررسی قرار گرفته و در انتها مطالعات قبلی انجام شده در منطقه و هدف از مطالعه آورده شده است.

۱-۲) موقعیت جغرافیایی منطقه مورد مطالعه

منطقه مورد مطالعه در ۱۱۰ کیلومتری جنوب شرقی مشهد و ۳۵ کیلومتری شرق شهرستان فریمان، به مختصات ۵۰'، ۵۹' تا ۶۰'، ۵' شرقی و ۳۵'، ۲۵' تا ۳۵'، ۳۵' شمالی قرار گرفته است. این منطقه در شمال شرقی خرده قاره ایران مرکزی و شمال گسل درونه (گسل کویر) قرار دارد. از نظر تقسیمات کشوری در جنوب شرقی شهرستان فریمان واقع شده است (شکل ۱-۱).



شکل ۱-۱- موقعیت منطقه مورد مطالعه



شکل ۱-۲- کروکی راههای دسترسی به منطقه مورد نظر را نمایش می دهد^۱.

۵-۱) وضعیت آب و هوایی

آب و هوای منطقه خشک، با تابستانهای گرم و زمستانهای سرد می باشد. میزان بارندگی در نقاط مختلف یکسان نبوده و در منطقه فریمان بیشتر از تربت جام است، به طوری که متوسط ده ساله بارندگی در ایستگاه هواشناسی فریمان ۲۲۳ میلی متر و در ایستگاه تربت جام ۱۷۶ میلی متر گزارش شده است. میانگین دما در این منطقه ۱۵+ درجه سانتی گراد می باشد (واعظی پور و همکاران، ۱۳۶۲).

۱- اکتشاف مقدماتی آندالوزیت در جنوب شرق فریمان (شیرزاده، ۱۳۸۱)

۱-۶) ژئومورفولوژی

با توجه به نقشه های توپوگرافی موجود، مشاهده می شود که اختلاف توپوگرافی در منطقه نسبتاً زیاد است. حداکثر ارتفاع منطقه، قله کلیلاق با ارتفاع ۲۹۶۵ متر از سطح دریا و حداقل ارتفاع منطقه، در محل خروجی دشت با ارتفاع ۷۴۰ متر از سطح دریا می باشد. مهمترین رودخانه منطقه، جام رود است که پس از مشروب کردن دشت فریمان و تربت جام به هریرود می ریزد. از دیگر رودخانه های منطقه می توان به رودخانه فریمان، قلندرآباد و بردو اشاره کرد که دو رودخانه قلندرآباد و بردو به ترتیب مرز غربی و شرقی محدوده مورد مطالعه را تشکیل می دهند. رودخانه قلندرآباد از ارتفاعات کله-منار سرچشمه می گیرد و حداکثر و حداقل حجم جریان آب این رودخانه در محل کلاته رحمان به ترتیب ۳۱ و ۹ میلیون متر مکعب گزارش شده است. رودخانه بردو از ارتفاعات کلیلاق واقع در غرب شهرستان تربت جام سرچشمه می گیرد. وسعت حوضه آبریز این رودخانه تا محل ایستگاه بردو ۶۸ کیلومتر مربع و حجم آب سالانه آن به طور متوسط ۱۵ میلیون متر مکعب است (واعظی پور و همکاران، ۱۳۶۲).

۱-۷) تاریخچه مطالعات قبلی

بررسیها نشان می دهد که مطالعات نسبتاً کمی از گذشته تا حال در منطقه انجام گرفته است. این مطالعات بسیار محدود و در حد یک توصیف ساده از زمین شناسی منطقه است. البته گزارشات کاملتری در زمینه اقتصادی منطقه موجود می باشد که به صورت گذرا به آنها اشاره می گردد. قدیمی ترین مطالعات منطقه مربوط به واعظی پور، م. ج.؛ خلقی، م. ج. و علوی نائینی (۱۳۶۲) تحت عنوان زمین شناسی ناحیه فریمان- ژرف و مروری بر سنگ های دگرگونی بخشهایی از شمال-شرق ایران می باشد. نامبردگان در گزارش خود، در جنوب شرقی روستای قلندرآباد واقع در ۱۴ کیلومتری جنوب شرقی فریمان مقطع تقریباً کاملی از سنگ های دگرگون شده در یک امتداد شمال-غربی - جنوب شرقی را معرفی نمودند که منطقه مورد مطالعه در همین سری های دگرگونی واقع است.

بهمن شیرزاده (۱۳۸۱)، اکتشاف مقدماتی آندالوزیت در جنوب شرق فریمان را در چهارچوب رساله کارشناسی ارشد دانشگاه فردوسی مشهد مورد بررسی قرار داد.

دو مقاله تحت عنوان « اکتشاف مقدماتی آندالوزیت شرق فریمان^۱ » و « نگرشی بر کانی‌شناسی صنعتی آندالوزیت شرق فریمان^۲ » منتشر شده که به بررسی ویژگی‌های اقتصادی منطقه می‌پردازد.

۸-۱) هدف کلی از مطالعه

هدف از این مطالعه، بررسی پترولوژی و ژئوشیمی سنگ‌های دگرگونی جنوب شرق فریمان می‌باشد. وجود توده‌های نفوذی در منطقه مورد مطالعه و سنگ‌های دگرگونی که هم در مجاورت این توده‌ها و هم در فواصل دورتر از آن دیده می‌شوند، نشان دهنده آن است که هم دگرگونی ناحیه‌ای و هم دگرگونی مجاورتی، سنگ‌های این منطقه را تحت تأثیر قرار داده است. بررسی پتروگرافی و پترولوژی این سنگها می‌تواند تأثیرات حاصل از تزریق توده‌های نفوذی در این منطقه را مشخص سازد، که بر اساس آن، رابطه بین دگرگونی ناحیه‌ای و نفوذ توده‌ها، شرایط دگرگونی، دما و عمق توده‌های نفوذی تعیین می‌شود.

۹-۱) روش‌های مطالعاتی

انجام این تحقیق با گردآوری اطلاعات قبلی شروع، با برداشت‌های صحرایی و مطالعات آزمایشگاهی ادامه یافته و در پایان، نتیجه‌گیری براساس تجزیه و تحلیل داده‌ها، انجام شده است. جزئیات مراحل انجام شده به شرح زیر است:

الف) گردآوری اطلاعات، شامل مطالعات انجام شده قبلی و به منظور مطالعات صحرایی از عکسهای هوایی با مقیاس ۱:۲۰۰۰۰ سازمان نقشه‌برداری کشور و نقشه‌های توپوگرافی با مقیاس ۱:۲۵۰۰۰ و ۱:۵۰۰۰۰ سازمان زمین‌شناسی و نقشه‌های زمین‌شناسی چهارگوش تربت‌جام و تربت-حیدریه با مقیاس ۱:۲۵۰۰۰ و نقشه کاریزنو با مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰ چاپ سازمان زمین‌شناسی کشور استفاده شد.

۱- مجموعه مقالات پنجمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران

۲- چکیده مقالات نوزدهمین گردهمایی علوم زمین

ب) برداشت‌های صحرایی در طی چند مرحله عملیات صحرایی به دفعات مکرر در شهرپور، آبان و اسفند ۱۳۸۴ انجام و حدود ۱۶۰ نمونه از واحدهای مختلف سنگی برداشت شد. نمونه‌برداری از توده نفوذی به صورت اختیاری و از سنگهای دگرگون به طور سیستماتیک صورت گرفته است.

ج) تهیه ۱۰۰ مقطع نازک

د) مطالعه مقاطع نازک.

ه) آنالیز ۶ نمونه آذرین در آزمایشگاه سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور به روش

XRF و ۸ نمونه دگرگونی به روش XRD.

و) تجزیه و تحلیل داده‌های خام حاصل از آنالیز توسط نرم‌افزارهای Excel و Iqpet و

Minpet.

فصل دوم

زمین شناسی عمومی منطقه

فصل دوم

زمین‌شناسی عمومی منطقه

۱-۲) مقدمه

منطقه مورد مطالعه از نظر تقسیمات زمین‌شناسی و ساختمانی ایران و نقشه‌ای که در همین زمینه توسط م. ح نبوی (۱۳۵۵) ارائه شده است، تقریباً در بخش مرزی ایران مرکزی و زون بینالود (بخشی از البرز) قرار دارد (شکل ۱-۲)، اما در نقشه‌ای که توسط افتخارنژاد (۱۳۵۹)، و آقائاتی (۱۳۷۹) ارائه شده، منطقه مورد پژوهش جزو ایران مرکزی به شمار می‌رود (شکل ۲-۲). ایران مرکزی یکی از واحدهای اصلی و عمده‌ای است که در مرکز ایران قرار دارد و جزو بزرگترین و پیچیده‌ترین واحد زمین‌شناسی به شمار می‌رود. در این واحد، قدیمی‌ترین سنگ‌های دگرگون شده تا آتشفشان-های فعال و نیمه فعال امروزی وجود دارد. در واقع این منطقه را می‌توان محل قدیمی‌ترین قاره در ایران محسوب نمود که حوادث زمین‌شناسی فراوانی به خود دیده است. منطقه مورد مطالعه در شمال شرقی خرده قاره ایران مرکزی و شمال گسل درونه (کویر بزرگ) قرار دارد.

بر اساس نقشه زیر پهنه‌های ایران از نگاه علوی (۱۹۹۱)، منطقه مورد مطالعه در زون سبزوار واقع شده است.

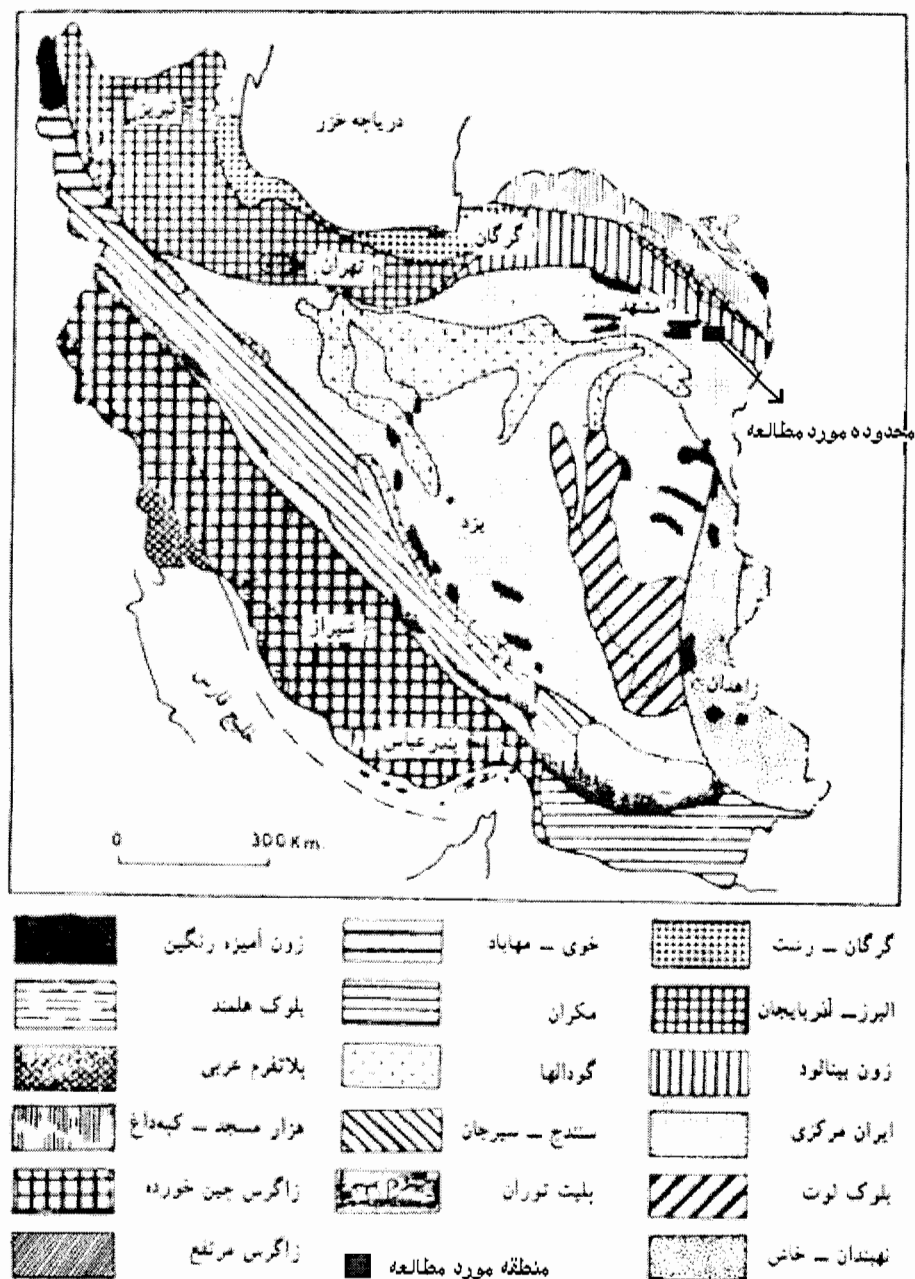
بر اساس نوشته لیدنبرگ و جاکوبس هاگن (۱۹۸۳) سه واحد ژئوتکتونیکی در ناحیه کاشمر (شمال شرقی ایران مرکزی) قابل تشخیص است، که به ایران مرکزی وابسته است.

۱-۱-۲) بلوک لوت: در جنوب که بخشی از خرده قاره ایران مرکزی بوده و طبق نظر داوودزاده و همکاران (۱۹۸۱)، در طول مزوزوئیک چرخش‌های چندی را نسبت به نواحی مجاور متحمل شده و گسل درونه به عنوان مرز شمالی آن پذیرفته شده است.

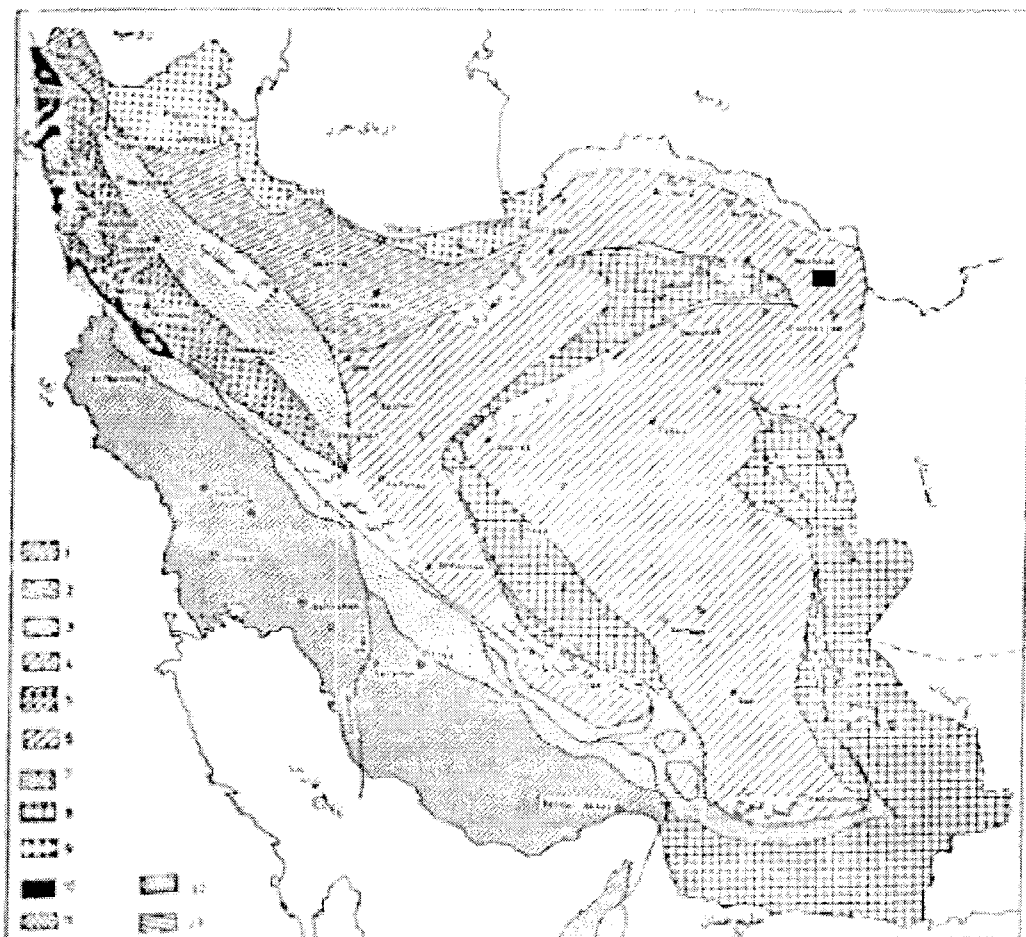
۲-۱-۲) زون تکنار: در شمال گسل درونه، به صورت یک بلوک گوه‌ای شکل و بالا آمده می‌باشد که پی‌سنگ کامبرین و پالئوزوئیک را به همراه پوشش مزوزوئیک و پالئوزوئیک به نمایش گذاشته است. همه واحدهای سنگی در این زون تفاوت رخساره‌ای و ساختمانی را نسبت به نواحی مجاور نشان می‌دهند، بنابراین شکل‌گیری آن با موقعیت کنونی‌اش مرتبط نیست. سازند تکنار که نام خود را از معدنی به همین نام واقع در حدود ۶۵ کیلومتری شمال غرب کاشمر، (جنوب غربی مشهد) گرفته است، در حقیقت شامل مجموعه‌ای از سنگ‌های آتشفشانی شامل ریولیت، ریوداسیت و داسیت و سنگ‌های آتشفشانی رسوبی، مشتمل بر توفهای غنی از بلور با ترکیب اسیدی می‌باشد. سن این سازند توسط محققینی که تاکنون آن را مورد بررسی قرار داده‌اند پرکامبرین تعیین شده است (رزاق‌منش ۱۹۶۸، فورستر ۱۹۶۸، افتخارنژاد ۱۹۷۶، مولر و والتر ۱۹۸۲)، با این وجود مطالعات پالینولوژی دو نمونه از شیل‌های فیلیتی شده سازند تکنار سن دونین-کربنیفر را برای آن مشخص کرده است، همچنین سن مجموعه کربناته، ماسه‌سنگی و توفی جنوب شرقی زون تکنار، شرق روستای کبودان که توسط مولر و والتر ۱۹۸۲ اینفراکامبرین در نظر گرفته شده، با استفاده از همین روش اردوئین تعیین گردیده است. کلیه سازندهای پالئوزوئیک در زون تکنار متحمل یک دگرگونی حرارت پائین گردیده‌اند، درجه دگرگونی سازندهای مذکور با استفاده از تکنیک تعیین کریستالینیت ایلیت به روش اندکس، در حد رخساره پامپلیت - اکتینولیت تا اوائل شیبست‌های سبز تعیین شده است. زمان دگرگونی سازند تکنار و همچنین سایر سازندهای پالئوزوئیک با توجه به نبود رسوبات تریاس و تغییر درجه دگرگونی در سنگ‌های ژوراسیک نسبت به سنگ‌های قدیمی‌تر، تریاس در نظر گرفته شده است. زون تکنار به وسیله دو گسل اصلی محدود شده است: گسل درونه در جنوب و گسل تکنار در شمال که هر دو دارای روندی تقریباً شرقی- غربی می‌باشند. گسل تکنار در غرب روستای درونه با گسل درونه یکی شده و حد غربی زون تکنار را مشخص می‌نماید. گسترش شرقی زون تکنار مشخص نیست. نقشه زمین‌شناسی ایران با مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰، برگه شماره ۳، حد شرقی این زون را حداقل تا جنوب غربی تربت جام ادامه داده است.

۲-۱-۳) زون سبزوار: همسایه شمالی زون تکنار بوده و مرز بین زون تکنار و زون سبزوار، گسل تکنار می‌باشد. وجود رسوبات ولکانوپلاژیک و سنگ‌های افیولیتی در زون سبزوار حاکی از یک فاز اقیانوس‌زایی در کرتاسه بالایی است. زون سبزوار بیانگر یک حاشیه قاره‌ای فعال در ترشیاری می‌باشد.

زون سبزوار از لحاظ کانی‌سازی طلا اهمیت فوق العاده‌ای دارد، به عنوان مثال ناحیه معدنی ارغش، کوه زر تربت‌حیدریه، کلاته تیمور کاشمر و تکنار بردسکن در این زون قرار دارند. بخشی از زون سبزوار را افیولیت‌های نابرجای کرتاسه و بخشی دیگر را نوار آتشفشانی بعد از کرتاسه تشکیل می‌دهد، که به موازات مجموعه افیولیتی کشیده شده‌اند، علاوه بر سنگ‌های آتشفشانی تعدادی توده‌های نفوذی نیز بطور پراکنده در داخل این واحد تزریق شده‌اند. رسوبات قبل از کرتاسه که به صورت بلوک‌های بیگانه در داخل آمیزه‌های افیولیتی رخنمون دارند، مشابه گونه‌های سنگی واقع در زون تکنار هستند. منطقه مورد مطالعه با توجه به مختصات جغرافیایی، و قرارگیری در بالای گسل تکنار، در زون سبزوار قرار گرفته است. لازم به ذکر است که منطقه مورد مطالعه در محدوده نقشه‌های زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ تربت جام و تربت حیدریه و نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ کاریزنو قرار گرفته است.



شکل ۲-۲- واحدهای ساختمانی - رسوبی ایران، (نبوی، ۱۳۵۵)



شکل ۲-۳- واحدهای ساختمانی و گسترش حوضه های رسوبی ایران (افتخارنژاد، ۱۳۵۹)

الف: مناطقی با پوسته قاره ای؛ پی سنگ پرکامبرین با پوشش پلاتفرمی پالئوزوئیک.

(۱) نوار زاگرس چین خورده؛ (۲) زون زاگرس رورانده؛ (۳) زون سلطانیه- میشو؛

(۴) البرز غربی؛ (۵) زون همدان- ارومیه؛ (۶) ایران مرکزی و شمال شرق؛ (۷) کپه داغ

ب: منطقه ریفتی (یا باقیمانده پوسته اقیانوسی قدیمی)

(۸) زون فلیش؛ (۹) گودال خزر جنوبی؛

پ: زون افیولیتی

(۱۰) نوار آمیزه رنگی و افیولیت ملانژ در شمال غرب روراندگی اصلی زاگرس؛

(۱۱) نوار آمیزه رنگی و افیولیت ملانژ در جنوب شرقی روراندگی اصلی زاگرس؛

(۱۲) نوار افیولیتی و ملانژ حلقوی؛ (۱۳) زون اسفندقه- حاجی آباد.

منطقه مورد مطالعه

۲-۲) پیکره‌های سنگی منطقه مورد مطالعه

واعظی‌پور و همکاران (۱۳۶۲)، در جنوب شرقی روستای قلندرآباد واقع در ۱۴ کیلومتری جنوب‌شرقی فریمان مقطع تقریباً کاملی از سنگ‌های دگرگون‌شده در یک امتداد شمال‌غربی- جنوب‌شرقی را معرفی نموده‌اند، که منطقه مورد مطالعه در همین سری‌های دگرگونی واقع شده است. رخساره‌های مشاهده شده در این مقطع عبارتند از:

۲-۲-۱) پروتروزوئیک

❖ تشکیلات ضخیمی از میکاشیست‌های حاوی آندالوزیت (به صورت درشت‌بلور)، سیلیمانیت و گارنت وجود دارد. در این تشکیلات لنزهای کوچکی از توده‌های شبه پگماتیستی با بلورهای درشت تورمالین می‌تواند به صورت محلی مشاهده شود، همچنین افق‌هایی از آهک‌های متبلور شده به صورت بین لایه‌ای در میکاشیست‌ها دیده می‌شود. امتداد طبقات در این تشکیلات شمال‌غربی- جنوب‌شرقی بوده و لایه‌ها تقریباً عمودی هستند. این تشکیلات دگرگونی در شمال به واسطه گسلی با امتداد شمال‌غرب- جنوب‌شرق در مجاورت کنگلومرا و سنگ‌های آتشفشانی پالئوسن- ائوسن قرار گرفته و در سمت جنوب به نظر می‌رسد توسط گنایس پوشیده شده است.

❖ سنگهای گنیس‌واره، با رنگ روشن و دانه‌ریز که با میکاشیست‌ها تقریباً ترکیب مینرالی یکسانی را نشان می‌دهند (بیوتیت، موسکوویت، سیلیمانیت، گارنت)، اما از کوارتز غنی‌تر هستند.

❖ کمپلکس سبک، یک مجموعه رسوبی- آتشفشانی دگرگون شده، شامل شیست‌های حاوی کلریت و آندالوزیت، سنگ‌های کربناته با تبلور مجدد، متالوا (اسیدی و بازیک)، متاگابرو و گرانیتوئید می‌باشد. این واحد به صورت نواری با عرض حدوداً یک کیلومتر و در امتداد شمال‌غرب- جنوب‌شرق رخمون دارد. ارتباط این تشکیلات با گنایس‌ها و میکاشیست‌های ذکرشده در بالا مشخص نبوده و در تمامی منطقه مرز میان آنها گسلی است.

❖ دولومیت‌های تیره رنگ و به شدت دگرگون شده که به صورت یک واحد تکتونیکی روئانده بر روی تشکیلات کرتاسه قرار می‌گیرند و از لحاظ خواص فیزیکی می‌توانند مشابه با دولومیت سلطانیه در نظر گرفته شوند.

با توجه به مطالب فوق، مشاهده می‌گردد که از ارتباط میان لایه‌های مطالعه شده هیچ سنی را نمی‌توان برای این واحد دگرگونی در نظر گرفت، ولی تعیین سن مطلق انجام گرفته بر روی یک نمونه

زیرکن از گرانیتهایی که در قسمت جنوب شرقی کمپلکس سیبک نفوذ کرده است، سن ۶۵۰-۶۳۰ میلیون سال را نشان می‌دهد. بنابراین می‌توان نتیجه گرفت که تمام واحدهای متامورفیک، مربوط به پیرکامبرین و آغاز پروتروزوئیک و در ارتباط با فرایند دگرگونی و تکتونیکی، کوهزایی آسنیتیک می‌باشد. با توجه به لیتولوژی و نتایج بررسی‌های ایزوتوپی کمپلکس سیبک، ارتباط بخش رسوبی-آتشفشانی کمپلکس و توده‌های گرانیتهی نفوذی را با سنگ‌های اینفراکامبرین سری ریزو و گرانیته نریگان در مرکز ایران و بخش دولومیتی کمپلکس سیبک را با دولومیت سلطانیه در شمال غرب ایران نمی‌توان رد کرد.

۲-۲-۲) پالئوزوئیک

❖ کامبرین

رسوبات کامبرین شامل دولومیت خاکستری تبلور مجدد یافته با تداخل‌هایی از شیل در بخش زیرین است که به سمت بالا شامل تناوب دولومیت خاکستری متراکم و شیل رسی می‌شود و معادل سازند دولومیت سلطانیه در نظر گرفته شده است. استروماتولیت‌های چرتی شده و دولومیتی شده در سکانس فوق گزارش شده است. روی این واحد سنگی شیل‌های میکادار قرار گرفته است و معادل سازند باروت در نظر گرفته شده است.

❖ پرمین

به روی تشکیلات سلطانیه و باروت در ناحیه مورد مطالعه آهک سیاه رنگ پرمین که احتمالاً می‌تواند معادل تشکیلات جمال باشد با واسطه ماسه‌سنگ کوارتزیتی سفید رنگ قرار می‌گیرد (سکانس فوق با ماسه‌سنگ کوارتزیتی شروع شده و با سنگ آهک دولومیتی شده ادامه پیدا کرده است). این واحدها صخره‌ساز بوده و ارتفاعات منفردی را ایجاد کرده‌اند. ارتباط این تشکیلات با هم به صورت کاملاً هم‌شیب بوده و نبود رسوبات متعلق به اردوویسین، سیلورین، دونین و کربونیفر بین آنها را می‌توان نتیجه حرکات خشکی‌زائی در پالئوزوئیک دانست.

۲-۲-۳) مزوزوئیک

❖ تریاس

بر روی آهک‌های سیاه رنگ تشکیلات جمال، واحدهای سنگی شامل دولومیت و دیاباز قرار می‌گیرد که معادل سازند شتری می‌باشد، که حفاصل این دو، گاهی سنگ‌های بازیک مانند گابرو و

دیاباز قرار دارند. تشکیلات نایبند و شمشک با رخساره‌های دریایی و قاره‌ای روی تشکیلات شتری را به صورت هم‌شیب می‌پوشانند. واحدهای سنگی که معادل نایبند در نظر گرفته شده شامل شیل سیاه، ماسه‌سنگ و تداخل‌هایی از سنگ آهک است.

❖ ژوراسیک

واحد سنگی ژوراسیک شامل شیل‌های سیاه، ماسه‌سنگ کوارتزیتی، ماسه‌سنگ آهکی و سنگ آهک است (سازند شمشک). افق زیرین آن شامل سنگ‌های کربناته و خرده‌های گیاهی است. فاز عمده کوهزایی در حدفاصل تشکیلات نایبند و شمشک در ناحیه به وقوع نپیوسته، ولی این فاز که به صورت خشکی‌زایی عمل نموده و در ارتباط با فاز کوهزایی سیمین پیشین است، منحصراً باعث تبدیل رخساره‌های دریایی (تشکیلات شتری) به رخساره‌های دریایی کم‌عمق (دریایی- قاره‌ای، تشکیلات نایبند و شمشک) شده است.

❖ کرتاسه

این تشکیلات را از نظر زمانی می‌توان به واحدهای کرتاسه تحتانی و فوقانی تقسیم نمود. کرتاسه زیرین (آلبین - آپسین) با رخساره‌های آهکی و با واسطه کنگلومرای قاعده‌ای، تشکیلات قدیمی‌تر را به صورت دگرشیبی زاویه‌دار می‌پوشاند. کرتاسه میانی از آهک‌های ندولار و نازک لایه که در پاره‌ای از موارد با یک دگرشیبی بسیار ملایم به روی آهک‌های کرتاسه زیرین قرار گرفته است، تشکیل شده است، و توسط ماسه‌سنگ‌های آهکی و آهک ماسه‌ای گلاکونیت‌دار کرتاسه بالایی پوشیده می‌شود، برش، ماسه‌سنگ و کنگلومرای درشت دانه به طور بین‌انگشتی در واحد سنگی کرتاسه فوقانی مشاهده می‌شود. تشکیلات کرتاسه در کوه‌های کلاغ‌پر و چشمه پادشاه رخنمون دارند.

۲-۲-۴) سنوزوئیک

❖ پالئوسن

توالی‌های پالئوسن - ائوسن به دو کمپلکس رسوبی - آتشفشانی تقسیم می‌شوند و تنها بخش بالایی کمپلکس فوقانی تعیین سن شده که واجد سن ائوسن میانی تا بالایی است. کمپلکس تحتانی شامل سنگ‌های آتشفشانی و عمدتاً دگرسان شده مانند آندزیت پورفیری می‌باشد. در بعضی از مناطق، این کمپلکس آتشفشانی در زیر یک سازند رسوبی، با ضخامت متغیر قرار می‌گیرد. این سازند، شامل کنگلومرایی است که رنگی متمایل به قرمز داشته و در مجاورت روستای باغک رخنمون دارد و

عناصر سازنده آن را خرده‌های شیست، آهک، سنگ‌های ولکانیکی و ماسه‌سنگهای آهکی در اندازه‌های مختلف تشکیل می‌دهد.

❖ ائوسن

کمپلکس فوقانی عمدتاً از سنگ‌های رسوبی و رسوبی-آتشفشانی تشکیل شده است و با یک کنگلومرای قاعده‌ای ضخیم شروع می‌شود. اجزای تشکیل‌دهنده این کنگلومرا عمدتاً بسیار درشت بوده و از قطعات آندزیتی که اغلب زاویه‌دار بوده و جورشدگی ضعیفی دارند، تشکیل شده است. کنگلومرای مذکور به صورت جانبی و قائم، ارتباط بین انگشتی با کنگلومراهای قرمز تیره، دانه ریز و ماسه-سنگهایی که دارای همان ترکیب هستند، نشان می‌دهد. همچنین یک توالی ضخیم رسوبی-آتشفشانی با ضخامتی بالغ بر ۲۰۰۰ متر شامل سنگ‌های مختلفی نظیر ماسه‌سنگهای توفی قرمز رنگ، شیل، لایه‌های نازک آندزیتی، مارن به همراه ژپس، کنگلومرا و ماسه‌سنگهای گریوکی در حوالی روستاهای چناربو و چناربید (شمال غرب ورقه کاریزنو) واقع در شمال منطقه مورد مطالعه رخنمون دارد.

❖ الیگوسن

این واحد سنگی شامل کنگلومرای قرمز رنگ با قطعات جور نشده و زاویه‌دار از سنگ‌های آندزیتی آتره شده است که به سمت بالا ریزدانه‌تر شده و از کنگلومرا، ماسه‌سنگ و شیل ماسه‌ای تشکیل شده است.

❖ نئوژن

واحدهای این بازه سنی با ضخامت زیاد و رخنمون وسیع در سراسر منطقه دیده می‌شوند. مرز این واحدها با تشکیلات قدیمی‌تر معمولاً گسلی است. مجموعه فوق شامل کنگلومرا است که به طور تدریجی به توالی ضخیمی از ماسه‌سنگ قرمز، سیلت و مارن به همراه افق‌هایی از ژپس تغییر می‌کند. کنگلومرای نئوژن با دگرشیبی زاویه‌دار به روی آخرین واحد ائوسن قرار گرفته و خود توسط رسوبات پلیو-پلیوستوسن پوشیده شده است. بالاخره کواترنر ناحیه را آبرفت‌های قدیمی که اغلب توسط گسل‌های بعد از نئوژن محدود شده اند، آبرفت‌های جدید، رسوبات رودخانه‌ای و ... تشکیل می‌دهند (واعظی‌پور و همکاران، ۱۳۶۲).

۲-۳) پیکره آذرین منطقه

سنگ‌های نفوذی منطقه فریمان به صورت یک کمربند باریک گرانیتی در امتداد شمال غرب- جنوب شرق از قلندرآباد تا اولنگ مرغی مشاهده می‌شود. این توده‌ها غالباً در اطراف خود یک هاله دگرگونی مجاورتی به وجود آورده‌اند که همبری این توده‌ها با سنگ‌های دربرگیرنده کاملاً مشخص است.

بر اساس بررسی‌های انجام گرفته و استفاده از مبنای مختلف برای طبقه‌بندی آنها، این سنگها را می‌توان به انواع گرانیت، آلکالی‌گرانیت، گرانودیوریت و دیوریت طبقه‌بندی کرد. مطالعات صحرایی نشان می‌دهد که سنگ‌های متن توده باترکیب گرانیتی است و سنگ‌های دیوریتی حجم کمی را تشکیل می‌دهند.

بطور کلی رنگ سنگ‌های گرانیتوئیدی منطقه که بیشترین حجم را به خود اختصاص می‌دهند سفید تا صورتی بوده و به راحتی از سنگ‌های مجاور قابل تشخیص است. در بعضی موارد لایه‌ای از ورنی صحرایی بر روی سنگها تشکیل شده است؛ در نتیجه رخنمون به رنگ قهوه‌ای تیره دیده می‌شود. در اثر فرآیندهای مکانیکی، توده به صورت بلوک‌های خرد شده درآمده است و دارای درز و شکاف‌های فراوان می‌باشد (شکل ۲-۴).

بافت توده گرانیتی منطقه در نمونه دستی از نوع گرانولار است. در اطراف توده، رگه‌های پگماتیستی، آپلیتی و همچنین رگه‌های کوارتز به صورت محدود قابل مشاهده است. توده گرانیتی دارای کانی‌های آلکالی فلدسپار بیشتر و کانی‌های مافیک کمتر است. فرایندهای دگرسانی هم اغلب به صورت سریسیتیزاسیون، کائولینیتیزاسیون، کلریتیزاسیون و پروپیلیتیزاسیون هستند.

۲-۳-۱) دیوریت

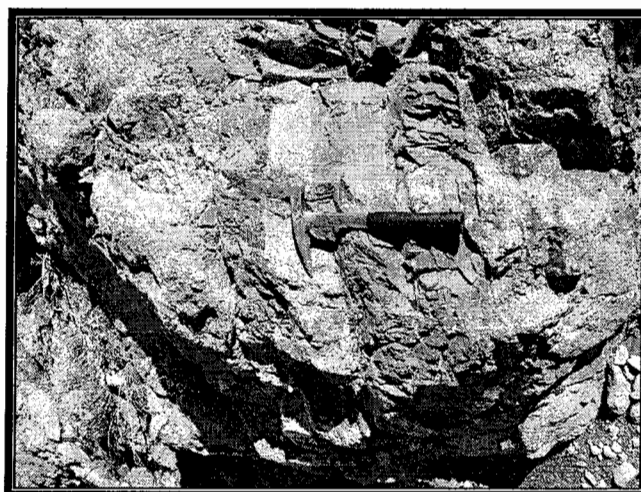
دیوریت‌ها سنگ‌های هولوکریستالین، نسبتاً تیره رنگ و دانه‌ریزی هستند که کانی‌های فرومنیزین آنها هورنبلاند و بیوتیت می‌باشند (شکل ۲-۵). علاوه بر این دیوریت‌ها به صورت توده‌های کوچکتر و گاهی به صورت دایک مشاهده می‌شوند (شکل ۲-۶). بافت میکروسکوپی غالب در این سنگها هیپیدئومورف دانه‌ای است. کانی‌های اصلی این سنگها شامل پلاژیوکلاز، بیوتیت و آمفیبول می‌باشد.

دایک‌های دیوریتی منطقه از نظر کانی‌شناسی کاملاً مشابه با دیوریت‌های توده نفوذی می‌باشند. رنگ آنها تیره می‌باشد. ضخامت این دایک‌ها، به ۵ تا ۲۰ سانتی‌متر می‌رسد.



شکل ۲-۵- شمایی از توده دیوریتی منطقه

شکل ۲-۴- شمایی از توده گرانیتی منطقه



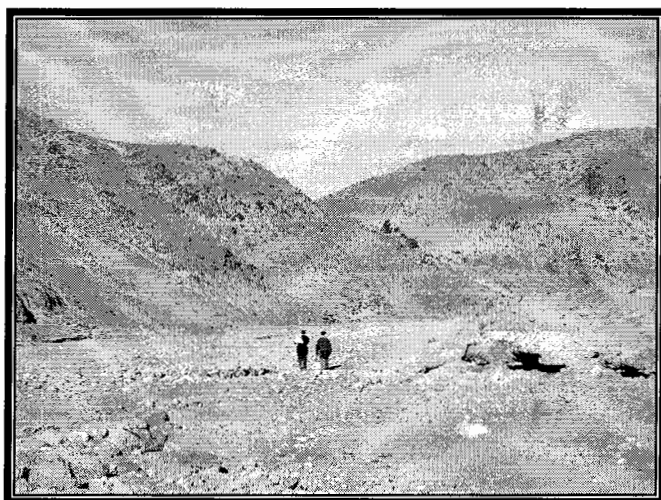
شکل ۲-۶- دایک دیوریتی در منطقه

۲-۴) پیکره دگرگونی

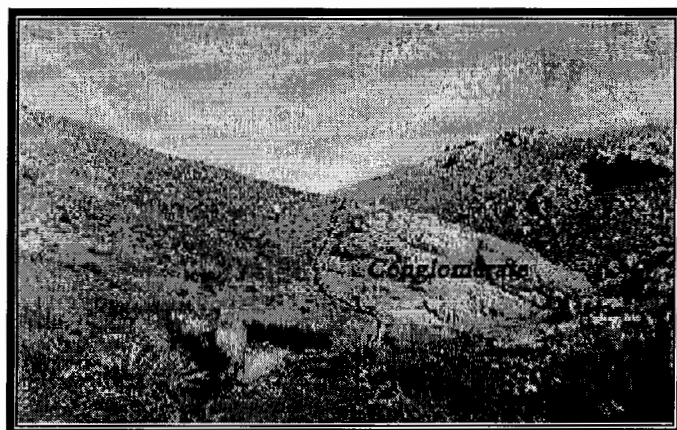
همان‌گونه که در زمین‌شناسی منطقه فریمان عنوان گردید، قدیمی‌ترین رسوبات موجود در ناحیه که تحت تاثیر دگرگونی ناحیه‌ای با حرارت متوسط تا بالا قرار گرفته‌اند، به اختصار از آن به عنوان زون آندالوزیت‌دار نام برده می‌شود و مساحتی در حدود ۴۰ کیلومتر مربع را شامل می‌شود. گسترش طولی زون آندالوزیت‌دار در حدود ۱۲ کیلومتر با امتداد شمال‌غربی، جنوب‌شرقی بوده و عرض آن حدود ۳ تا ۴ کیلومتر می‌باشد.

مرز شرقی ناحیه مورد مطالعه، رودخانه فصلی بردو (شکل ۲-۷) و مرز غربی آن رودخانه فصلی قلندرآباد می‌باشد. مرز شمالی منطقه به صورت گسلی بوده و در غرب روستای سماقچه کنگلومرای قرمز رنگ پالئوسن با واسطه گسلی در مجاورت سنگ‌های دگرگونی قرار می‌گیرد (شکل ۲-۸). در شرق روستای سماقچه تشکیلات دگرگونی با واسطه گسلی در مجاورت با آندزیت‌های پورفیری به سن پالئوسن قرار گرفته که ادامه مرز شمالی را تشکیل می‌دهد، در غرب روستای مزار بی‌آیه ماسه‌سنگ-های قرمز ائوسن با واسطه گسلی در مجاورت مرز شمالی آندالوزیت‌ها قرار گرفته است. گسل موجود در شمال منطقه اکتشافی، ادامه گسل بندفریمان است که در بخش تکتونیک منطقه درباره عملکرد آن بحث گردیده است. مرز جنوبی زون آندالوزیت‌دار توسط مرز گسله با آهک‌ها و دولومیت‌های دگرگون-شده و تبلور مجدد یافته که ارتفاعات منطقه را تشکیل می‌دهند، مشخص می‌شود و آهک‌های دگرگون‌شده با یک مرز گسله در مجاورت با آهک‌های کرتاسه قرار دارند (شکل ۲-۹).

بلورهای آندالوزیت در منطقه، واجد اذخالهای کربن بوده و به رنگ صورتی روشن دیده می‌شوند (کیاستولیت). اندازه بلورهای آندالوزیت در منطقه در مجاورت مرز شمالی کوچک و به طور کلی مقدار آندالوزیت پایین می‌باشد. به سمت جنوب زون آندالوزیت‌دار به تدریج مقدار آندالوزیت و اندازه بلورهای آن افزایش می‌یابد، به طوری که در حوالی روستای قنداب که تقریباً در قسمت میانی زون آندالوزیت واقع گردیده، آندالوزیت با مقدار بالا و بلورهای درشت، دیده می‌شود. در ادامه به سمت مرز جنوبی تغییر چندانی در مقدار و اندازه بلورهای آندالوزیت به چشم نمی‌خورد و فقط در محل همبری تشکیلات دگرگونی با آهک‌ها و دولومیت‌های متبلور و دگرگون‌شده در جنوب منطقه مقدار آندالوزیت اندکی کاهش پیدا می‌کند. به سمت نواحی شرقی (به طرف رودخانه بردو) علاوه بر کاهش عرض زون آندالوزیت‌دار، مقدار آن نیز کاهش چشمگیری دارد و همچنین در مجاورت رودخانه بردو، بلورهای



شکل ۲-۷- نمای نزدیک از مرز شرقی زون آندالوزیت‌دار - رودخانه بردو



شکل ۲-۸- تصویری از راندگی آندالوزیت هورنفلس بر روی کنگلومرای ائوسن

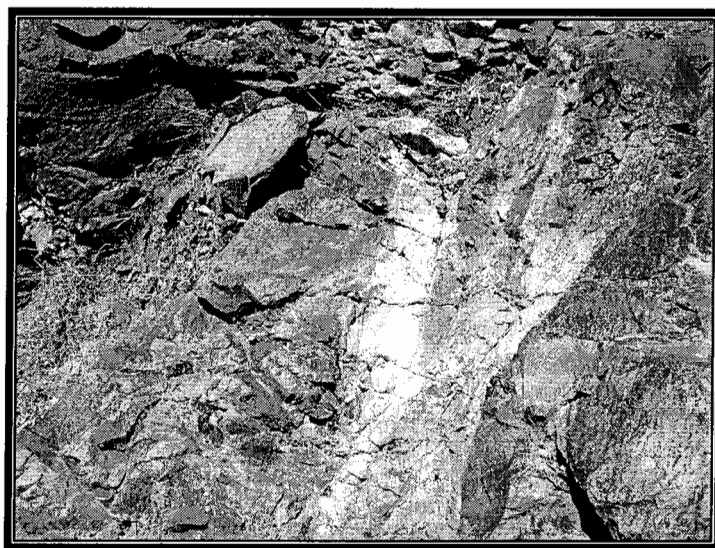


شکل ۲-۹- مرز جنوبی زون آندالوزیت‌دار با آهک‌های متبلور دگرگون‌شده

آندالوزیت به شدت هوازده و دگرسان شده‌اند، علاوه بر این در بین سنگ‌های دگرگونی به صورت بین لایه‌ای کوارتزیت به چشم می‌خورد. به سمت نواحی غربی (به طرف رودخانه قلندرآباد) گارنت فراوان‌تر از نواحی شرقی است، در نواحی غربی و در اطراف روستای مزار بی‌آیه سنگ‌های دگرگونی میلونیتی هم شده است، به طور کل آندالوزیت‌ها تحت فشار قرار گرفته‌اند به طوری که در همین منطقه آندالوزیت‌ها ماکل مکانیکی (pressure shadow) نشان می‌دهند.

در قسمت‌های مختلف میگماتیت مشاهده می‌شود به خصوص در قسمت غربی، که به طور کل نشان‌دهنده این است که ذوب صورت گرفته است (آثار ذوب شدگی موضعی در رخنمون‌ها به وضوح دیده می‌شود) و مواد ذوب‌شده، توده‌ها و یا رگه‌هایی از پگماتیت‌های حاوی تورمالین با ابعاد چند دسیمتری تا چند متری تشکیل داده است.

نکته قابل توجه در منطقه، وجود رگه‌های سیلیسی و لیتولوژی ناهمسان در زون آندالوزیت است. ضخامت رگه‌های مذکور متغییر بوده و از چند سانتی‌متر تا حدود یک متر در تغییر می‌باشد (شکل ۲-۱۰).



شکل ۲-۱۰- رگه‌های کوارتزی ایجاد شده در اثر دگرگونی

توده‌های نفوذی منطقه به صورت چندین برونزد در مرز جنوبی سنگ‌های دگرگونی، رخنمون دارد، که البته به سمت نواحی شرقی (رودخانه بردو) رخنمون توده‌ها، کاهش می‌یابد. براساس شواهد صحرایی و آزمایشگاهی توده‌ها دارای ترکیب سنگ‌شناسی از نوع گرانیت-گرانودیوریت تا دیوریت

می‌باشد، که البته دیوریت‌ها به صورت توده‌های کوچکتر و گاهی به صورت دایک مشاهده می‌شود. این توده‌ها باعث تبلور مجدد آهکها گردیده است، البته این توده‌ها بر روی زون آندالوزیت هم تاثیر گذاشته است. اکثر این توده‌ها را گرانیت تشکیل می‌دهد و دیوریت به نظر می‌رسد در داخل گرانیت نفوذ کرده است. گرانیت‌ها در مراحل آخر میلونیتی شده و تحت تاثیر هجوم سیالات حاوی SiO_2 و اکسید آهن قرار گرفته است، که رگه‌های اولیژیست و رگه‌های کوارتزی شاهد این قضیه است، و گرانیت میلونیتی به طور مثال در انتهای مرز شرقی (رودخانه بردو)، در مرز جنوبی زون آندالوزیت مشاهده می‌گردد.

در محل تماس توده با دگرگونه‌های میزبان و بسته به ترکیب توده، ترکیب سنگ میزبان و فاصله گرفتن از توده، درجات مختلفی از دگرگونی مجاورتی بوجود آمده است. بیشترین کنتاکت توده با سنگهای درونگیر در قسمت جنوبی و غربی منطقه می‌باشد که جنس سنگ درونگیر از نوع رسی، نیمه رسی بوده و باعث تشکیل هورنفلس گردیده است.

در اثر دگرگونی مجاورتی متأثر از تزریق توده، هورنفلس‌هایی با ترکیب کانی شناسی متنوع شامل آندالوزیت، سیلیمانیت بوجود آمده است.

در بعضی از نواحی آبرفت‌های دوران چهارم روی آندالوزیت شیست‌ها قرار گرفته، که ضخامت آنها به چندین متر می‌رسد.

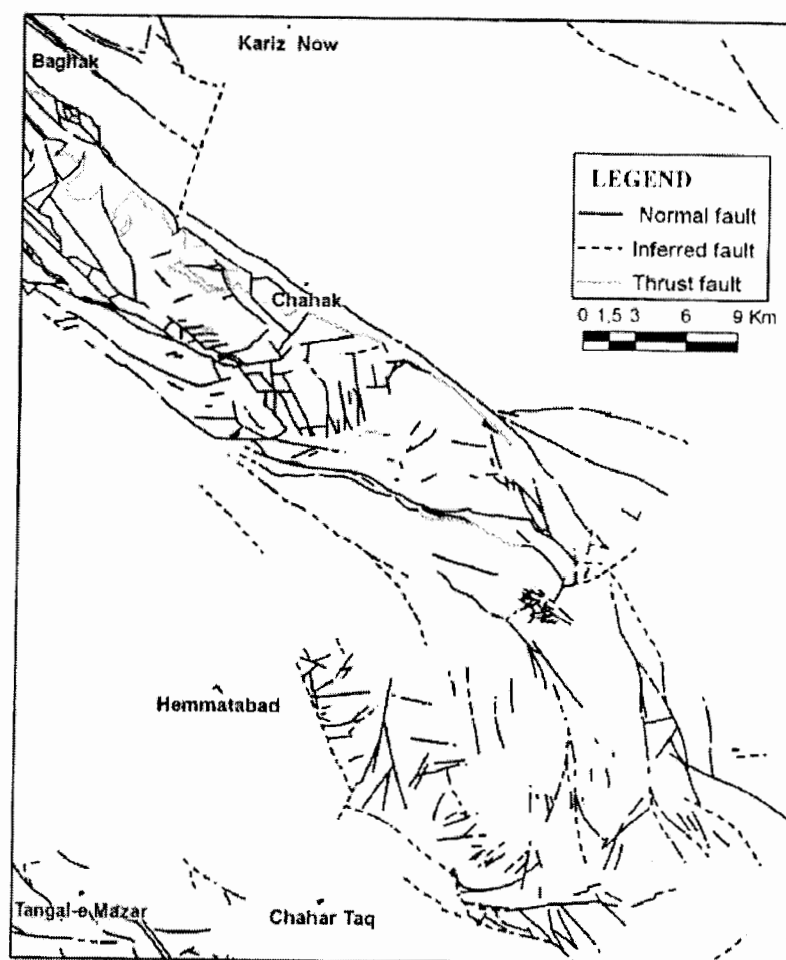
همچنین در شمال غربی منطقه مورد مطالعه میان‌لایه‌های آهکی بین آندالوزیت‌شیست‌ها مشاهده می‌شود.

۲-۵) تکتونیک منطقه

ورقه فریمان در مرز برخورد ورقه‌های ایران و توران واقع شده است. گسل بزرگ و اصلی بند-فریمان با امتداد شمال غرب- جنوب شرق، نقش اساسی در وضعیت زمین‌شناسی و پالئوژئوگرافی ناحیه فریمان دارد. این گسل که از روستای اسلام‌قلعه واقع در نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ رباط سفید شروع شده، پس از گذشتن از بندفریمان تا حدود ۶۰ کیلومتری جنوب شرق فریمان و سپس تا تربت‌جام ادامه می‌یابد. علاوه بر تغییرات رخساره‌ای در دو سمت این گسل (بخش شمال شرقی و جنوب غربی)، در بعضی از نقاط حرکات خشکی‌زایی به جنبش‌های کوهزایی مبدل شده است. اکثر گسل‌های اصلی و فرعی ناحیه فریمان در منطقه مورد مطالعه به موازات همین گسل قرار دارند و تعداد بسیار اندکی از

گسل‌های فرعی با جهات مختلف در ناحیه مشاهده می‌گردند، شکل ۲-۱۱ روند عمومی گسل‌های منطقه را در ورقه کاریزنو نشان می‌دهد. قدیمی‌ترین رسوبات موجود در ناحیه که تحت تاثیر دگرگونی ناحیه‌ای با حرارت متوسط تا بالا قرار گرفته‌اند، در ارتباط با فاز کوهزایی قبل از کامبرین (احتمالاً تاشکین و مرادین) می‌باشند. این حرکات همراه با چین‌خوردگی بوده، بطوریکه رسوبات متعلق به تشکیلات سلطانیه را با دگرشیبی بر روی مجموعه دگرگون شده پرکامبرین، می‌توان مشاهده کرد. حرکات کوهزایی پرکامبرین (بایکالین یا کاتانگایی) در دو سمت گسل بندفریمان، یکسان عمل نکرده، بطوریکه در قسمت شمال‌شرقی این گسل، مجموعه پرکامبرین به شدت دگرگون شده و شیب‌های حاوی آندالوزیت و سیلیمانیت‌دار مربوط به رخساره آمفیبولیت را مشخص می‌نماید و در این قسمت است که تشکیلات سلطانیه در بعضی مناطق با دگرشیبی زاویه‌دار بر روی تشکیلات دگرگونی قرار می‌گیرد، در صورتی که در جنوب‌غربی این گسل، پرکامبرین با رخساره شیلی مشخص شده و در اغلب مناطق، تشکیلات سلطانیه و باروت به صورت هم‌شیب روی تشکیلات شیلی کهر را می‌پوشانند. در جنوب‌غربی این گسل، رخساره پرمین بیشتر از رسوبات کربناتی درست شده، که بخش زیرین آن بیشتر با رسوبات آواری همراه است، همانند بخش‌های گسترده‌ای از ایران مرکزی، البرز و زاگرس که در شرایط محیط دریائی کم‌ژرفا پدیدار شده است. در شمال‌شرقی این گسله نهشته‌های آذرآواری و توربیدایت با ضخامت زیاد، در پرمین نهشته شده است. تفاوت عمده دیگر، بین دوبخش واقع در دو سمت این گسل، آن است که در بخش شمال‌شرقی، تشکیلات قدیمی‌تر از شمشک دگرگون شده‌اند، در صورتی که در بخش جنوب‌غربی این گسل، پدیده دگرگونی مشابه آنچه ذکر گردید، مشاهده نمی‌شود. در تمام زمان رسوب‌گذاری پالئوزوئیک هیچ‌گونه رویداد کوهزایی همراه با چین‌خوردگی در ناحیه وجود ندارد، بطوریکه سری‌های پالئوزوئیک به صورت هم‌شیب و تنها با نبود چینه‌شناسی که نتیجه حرکات خشکی‌زایی است، روی یکدیگر قرار می‌گیرند. این پدیده در جنوب‌غربی گسل بند-فریمان به خوبی روی زمین قابل مشاهده است، به صورتیکه تشکیلات کهر، سلطانیه، باروت و احتمالاً زاگون به صورت هم‌شیب روی یکدیگر قرار دارند. همچنین مطالعات صورت گرفته بر روی رسوبات دگرگون شده پالئوزوئیک، واقع در شمال‌شرقی گسل بندفریمان، هیچ‌گونه دگرشیبی زاویه‌دار، بین سنگ‌های دگرگونی پالئوزوئیک را نشان نمی‌دهد. حرکات خشکی‌زایی در هر دو بخش شمال‌شرقی و جنوب‌غربی گسل بندفریمان وجود دارد، که در ارتباط با فاز کوهزایی سیمین پیشین بوده و در بخش

شمال‌شرقی دگرگونی سنگ‌های پالئوزوئیک را سبب گردیده است؛ ولی در بخش جنوب‌غربی دگرگونی با شدت آنچه در بخش شمال‌شرقی مشاهده می‌شود، وجود ندارد. فاز کوهزایی سیمین پیشین در ناحیه مورد مطالعه، با دگرشیبی زاویه‌دار موجود بین تشکیلات شمشک، در دو طرف گسل بندفریمان، بر روی تشکیلات قدیمی‌تر، مشخص می‌شود. فاز کوهزایی سیمین پسین در ناحیه فریمان، با دگرشیبی بین تشکیلات کرتاسه زیرین و واحدهای قدیمی‌تر مشخص می‌شود و اغلب در حد این دگرشیبی کنگلومرای قاعده‌ای نیز مشاهده می‌گردد. کرتاسه بالایی در پاره‌ای از موارد، در ناحیه مورد مطالعه، با دگرشیبی زاویه‌ای ملایمی بر روی تشکیلات قدیمی‌تر از جمله آهک‌های کرتاسه زیرین قرار گرفته که این دگرشیبی می‌تواند در ارتباط با فاز کوهزایی اتریشین باشد. فاز کوهزایی لارامید در ناحیه فریمان، با قرار گرفتن کنگلومرای ائوسن با دگرشیبی زاویه‌دار بر روی کنگلومرای کرتاسه بالایی مشخص می‌گردد و بالاخره دگرشیبی‌های موجود در تشکیلات پالئوژن و نئوژن ناحیه مورد مطالعه در ارتباط با فاز کوهزایی آلپین میانی و پسین می‌باشند (واعظی‌پور و همکاران، ۱۳۶۲).



شکل ۲-۱۱- پراکندگی گسل‌های منطقه در ورقه کاریزنو^۱

۲-۶) منابع معدنی ناحیه مورد مطالعه

براساس آمار و اطلاعات گردآوری شده از وزارت صنایع و معادن تاکنون (۱۳۸۴) علی‌رغم پتانسیل‌های باارزش منطقه هیچ‌گونه معدن فعال فلزی در محدوده ورقه فریمان گزارش نشده است. رخنمون‌های آندالوزیت در منطقه می‌تواند دارای ارزش اقتصادی باشند. عیارسنجی نمونه‌های منطقه فریمان حاکی از وجود عیار متوسط ۱۱٫۹ درصد آندالوزیت در ماده معدنی است. نتایج

۱- طرح پژوهشی سازمان صنایع و معادن استان خراسان رضوی در محدوده نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ فریمان

مطالعات ژئوشیمی بر روی بیش از ۵ نمونه برداشت شده از منطقه، قبل و بعد از فرآوری مقدماتی نشان از افزایش مقدار اکسید آلومینیوم از حدود ۱۳ درصد در کانسنگ اولیه تا حدود ۵۱ درصد در نمونه فرآوری شده (نمونه بلوری) و همچنین کاهش اکسید سیلیسیم از ۶۶ درصد در نمونه‌های کلی به حدود ۴۷ درصد در نمونه‌های فرآوری شده دارد (اکتشاف مقدماتی آندالوزیت در جنوب شرق فریمان، شیرزاده، ۱۳۸۱^۱).

۷-۲) خلاصه

منطقه مورد مطالعه از نظر تقسیمات زمین‌شناسی و ساختمانی ایران جزو ایران مرکزی به شمار می‌رود و شامل تشکیلات ضخیمی حاوی آندالوزیت (به صورت درشت بلور)، سیلیمانیت، و گارنت می‌باشد. در این تشکیلات لنزهای کوچکی از توده‌های پگماتیته با بلورهای درشت تورمالین می‌تواند به صورت محلی در این سری مشاهده شود، همچنین افق‌هایی از آهک‌های متبلور شده به صورت بین لایه‌ای در میکاشیست‌ها دیده می‌شود. امتداد طبقات در این تشکیلات شمال غربی - جنوب شرقی بوده و لایه‌ها تقریباً عمودی است.

نفوذ توده‌های آذرین به سن پرکامبرین در داخل رسوبات پلیتی که قبلاً به صورت ناحیه‌ای دگرگون شده‌اند موجب بروز دگرگونی مجاورتی شده است. سنگ‌های توده نفوذی که عامل دگرگونی هستند، بر اساس شواهد صحرایی و آزمایشگاهی از نوع گرانیت تا دیوریت می‌باشد.

وجود توده‌ها و یا رگه‌های پگماتیته حاوی تورمالین، بیانگر ذوب بخشی در مراحل پایانی است. حضور فابریک‌های ساختاری که به عنوان شاخص تعیین کننده نوع برش مطرح می‌شود در بخش‌های غربی و جنوب شرقی منطقه نشانگر تاثیر دگرریختی برشی در شرایط شکل‌پذیر است.

۱ - پایان‌نامه کارشناسی ارشد اقتصادی (دانشگاه فردوسی مشهد)

فصل سوم

پشرو کرانی سنگهای آذرین

فصل سوم

پتروگرافی سنگهای آذرین

۳-۱- مقدمه

توده‌های نفوذی زیادی در منطقه فریمان رخنمون دارد که مجموعه آنها به صورت نواری در امتداد شمال غرب - جنوب شرق از قلندرآباد تا اولنگ مرعی واقع شده است.

بخش عمده این توده‌ها را دو توده اصلی تشکیل می‌دهد، که در قسمت جنوبی از منطقه رونج تا اولنگ مرعی به طور پیوسته رخنمون دارد و توده شمالی هم در منطقه قلندرآباد واقع شده است. علاوه بر این دو توده اصلی، توده‌های کوچک دیگری نیز در همین راستا رخنمون دارند که نسبت به توده‌های اصلی، حجم کمی از توده‌های نفوذی منطقه را تشکیل می‌دهند.

به دلیل آنکه موضوع اصلی پروژه مورد مطالعه بررسی پترولوژیکی سنگ‌های دگرگونی منطقه بوده است، قسمت عمده حجم کار نیز به این موضوع اختصاص یافته است، ولی از آنجا که دگرگونی حاصل از تزریق توده‌های نفوذی ارتباط مستقیم با ویژگیهای مختلف توده‌های نفوذی از جمله ترکیب کانی‌شناسی، حجم توده و دمای

آن در هنگام جایگیری، عمق و نحوه جایگیری و ارتباط آن با حوادث تکتونیکی دارد، لذا علاوه بر مطالعات صحرایی، مطالعات تفصیلی هم در مورد توده‌های نفوذی صورت گرفت.

با توجه به مطالعه توده‌های نفوذی و استفاده از مبناهای مختلف برای طبقه‌بندی آنها، این سنگ‌ها را می‌توان به انواع گرانیت، آلکالی‌گرانیت، گرانودیوریت و دیوریت طبقه‌بندی کرد. مطالعات صحرایی نشان می‌دهد که سنگ‌های دیوریتی حجم کمی را تشکیل می‌دهند. تمام سنگ‌ها به جز

دیوریت در زمره سنگ‌های گرانیتوئیدی هستند و واجد ۲۰ تا ۶۰ درصد کوارتز مدال (در مثلث اشتریکایزن) می‌باشند.

از نظر دانه‌بندی سنگ‌های توده دانه‌ریز تا متوسط هستند. بافت میکروسکوپی سنگ‌های متشکله توده گرانیتوئیدی بیشتر هیپیدئومورف دانه‌ای است.

کانی‌های اصلی اغلب شامل کوارتز، ارتوز (پرتیت)، میکروکلین، پلاژیوکلاز، بیوتیت، هورنبلاند و کانیه‌های فرعی شامل آپاتیت، زیرکن، اسفن و کانیه‌های اوپاک (اکسید آهن) می‌باشند. فرایندهای دگرسانی اغلب به صورت سربسی‌تیزاسیون، کائولینیتیزاسیون، کلریتیزاسیون و پروپیلیتیزاسیون هستند.

در این فصل به شرح و تفسیر اختصاصات پتروگرافی و بافتی ماکروسکوپی و میکروسکوپی سنگها به ترتیب از دیوریت تا گرانیت می‌پردازیم.

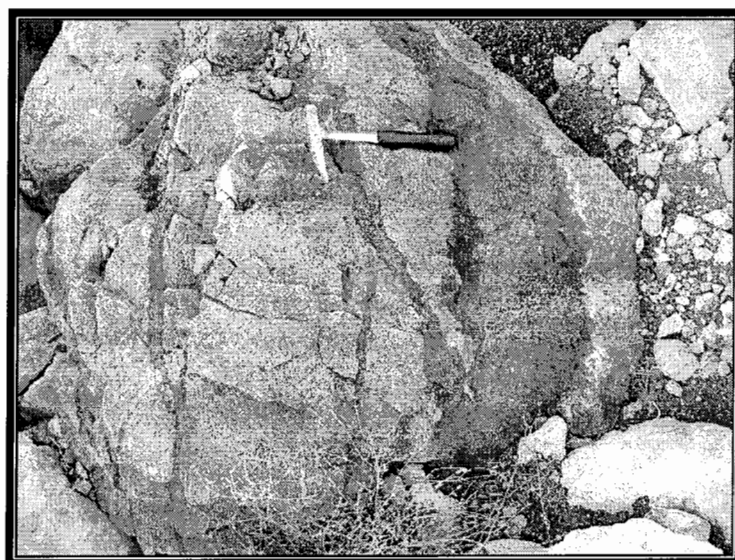
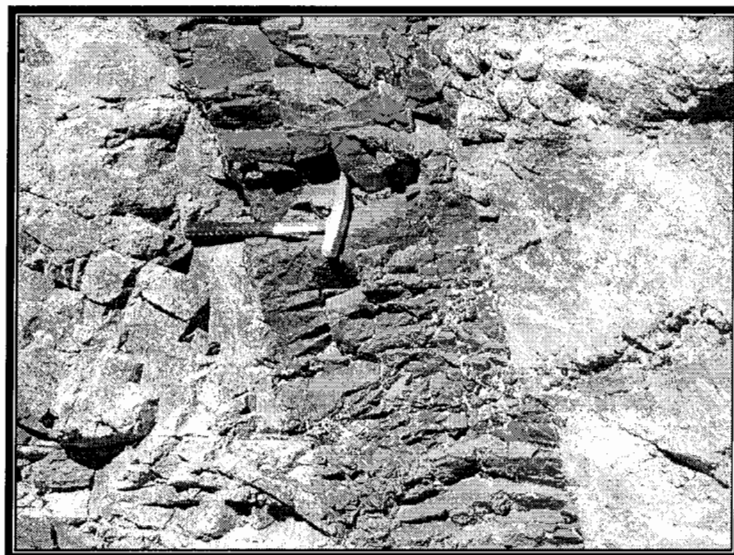
۳-۲- اختصاصات سنگ شناسی دیوریت‌ها

دیوریت‌ها سنگ‌های هولوکریستالین، نسبتاً تیره رنگ و دانه‌ریزی هستند که کانی‌های فرومنیزین آنها هورنبلاند، بیوتیت و پیروکسن می‌باشد. محل این سنگ‌ها در حاشیه توده شمالی در منطقه قلندرآباد است. علاوه بر این دیوریت‌ها به صورت توده‌های کوچک‌تر و گاهی به صورت دایک مشاهده می‌شوند (شکل ۳-۱). بافت میکروسکوپی غالب در این سنگ‌ها هیپیدئومورف دانه‌ای است. کانی‌های اصلی این سنگ‌ها شامل پلاژیوکلاز، بیوتیت و آمفیبول می‌باشد.

پلاژیوکلاز به صورت بلورهای اتومورف تا ساب‌اتومورف و دانه‌ریز تا متوسط می‌باشد، که ماکل پلی‌سنتتیک و حالت منطقه‌ای در آن قابل مشاهده است. محصول دگرسانی پلاژیوکلازها سرسیت می‌باشد.

بیوتیت به صورت اتومورف تا ساب‌اتومورف است، مقدارش در این سنگ‌ها نسبتاً زیاد می‌باشد. غالباً بیوتیت‌ها توسط پلاژیوکلازها احاطه شده‌اند و این می‌تواند به دلیل رشد بیوتیت پس از پلاژیوکلاز یا همزمان با هم باشد، چرا که در فضای خالی بین آنها متبلور شده است و بافت اینترگرانولار را می‌بینیم. معمولاً بیوتیت به کلریت دگرسان شده است. آمفیبول به صورت ساب-اتومورف می‌باشد. نوع آمفیبول، هورنبلاند سبز بوده و در بیشتر موارد به بیوتیت و کلریت دگرسان شده است.

کانی‌های فرعی این سنگ‌ها پیروکسن، ارتوز، آپاتیت، زیرکن می‌باشد. پیروکسن به صورت ساب-اتومورف می‌باشد و دگرسانی آن به آمفیبول نیز دیده می‌شود. ارتوز به صورت ساب‌اتومورف بوده و دگرسانی به کانی‌های رسی را در آن می‌توان دید. آپاتیت به صورت بلورهای ریز و طویل، با برجستگی نسبتاً بالا به صورت انکلوزیون در کانی‌های دیگر دیده می‌شود. زیرکن به صورت ساب‌اتومورف تا اتومورف دیده می‌شود، دارای هاله پلی‌کروئیک بوده و با برجستگی بالا و بی‌رفرژانس نسبتاً زیاد مشخص می‌شود. معمولاً به صورت انکلوزیون در بیوتیت مشاهده می‌شود. شکل ۳-۲ (الف و ب) تصویر میکروسکوپی این سنگ را نشان می‌دهد.



شکل ۳-۱- رخنمون دیوریت ها در منطقه



شکل ۳-۲- ترکیب کانی شناسی دیوریت ها، Px=پیروکسن، Pl=پلاژیوکلاز، Bt=بیوتیت و ... (XPL).

۳-۳- اختصاصات سنگ شناسی گرانودیوریت‌ها

گرانودیوریت‌ها سنگ‌های هولوکریستالین، فلسیک، روشن و دانه متوسطی هستند که کانی‌های روشن آنها فلدسپات پتاسیک، پلاژیوکلاز و کوارتز می‌باشد.

سنگ‌های گرانودیوریتی حجم زیادی را به خود اختصاص نمی‌دهند.

در گرانودیوریت‌ها بافت‌های هیپیدiomورف دانه‌ای، میکروپرتیت و میرمیکیتی مشاهده می‌شود. کانی‌های اصلی این سنگ‌ها شامل کوارتز، پلاژیوکلاز و فلدسپات پتاسیک می‌باشد.

پلاژیوکلاز به صورت اتومورف تا ساب‌اتومورف است. ماکل پلی‌سنتتیک و حالت منطقه‌ای نیز نشان می‌دهد. از نظر دانه‌بندی متوسط و محصول دگرسانی آن سرسیت می‌باشد.

کوارتز به صورت آنهدرال با خاموشی موجی و دارای شکستگی است.

فلدسپات پتاسیک به صورت اتومورف تا ساب‌اتومورف با اندازه‌های متفاوت دیده می‌شود. در بعضی از آنها ماکل کارلسباد و بافت میکروپرتیتی و در دسته‌ای دیگر بافت مشبک دیده می‌شود. در حواشی بعضی از بلورهای فلدسپات پتاسیک هم‌رشدی با کوارتز نیز مشاهده می‌شود. بعضی از آنها در اثر آلتراسیون به کائولینیت تبدیل شده‌اند.

کانی‌های فرعی این سنگ‌ها شامل بیوتیت، آمفیبول، آپاتیت و زیرکن می‌باشد.

بیوتیت به صورت اتومورف تا ساب‌اتومورف، دارای پلی‌کروئیسزم قهوه‌ای روشن تا قهوه‌ای تیره می‌باشد. دگرسانی آن بیشتر به کلریت و موسکویت است، انکلوزیون‌هایی از زیرکن و آپاتیت در آن دیده می‌شود. آپاتیت به صورت بلورهای سوزنی اتومورف به صورت انکلوزیون یافت می‌شود. مقدارش در گرانودیوریت‌ها زیاد نیست. زیرکن به صورت بلورهای ساب‌اتومورف تا اتومورف می‌باشد. این کانی هم به صورت انکلوزیون حضور دارد.

کانی‌های ثانویه این سنگ‌ها نیز شامل سرسیت، موسکویت، کائولینیت و کلریت می‌باشد.

۳-۴- اختصاصات سنگ شناسی گرانیت‌ها

حجم قابل توجهی از توده آذرین منطقه را گرانیت تشکیل می‌دهد (شکل ۳-۳).

گرانیت‌ها سنگ‌های هولوکریستالین، فلسیک و روشن، دانه متوسط تا درشت هستند. کانی‌های روشن آنها شامل فلدسپات پتاسیک، پلاژیوکلاز و کوارتز می‌باشد. بیوتیت و مقدار جزئی هورنبلاند، کانی‌های تیره آنها را تشکیل می‌دهند.

در گرانیت‌های مورد مطالعه همچون سایر سنگ‌های متشکله این توده آذرین، موسکویت اولیه حضور ندارد.

این سنگ‌ها بافت هیپیدiomورف دانه‌ای و پرتیت نشان می‌دهند (شکل ۳-۴).

کوارتز مهمترین کانی متشکله گرانیت‌هاست، ساب‌اتومورف تا آنهدرال، و اندازه آنها متوسط تا درشت است، شکستگی و خاموشی موجی نشان می‌دهد.

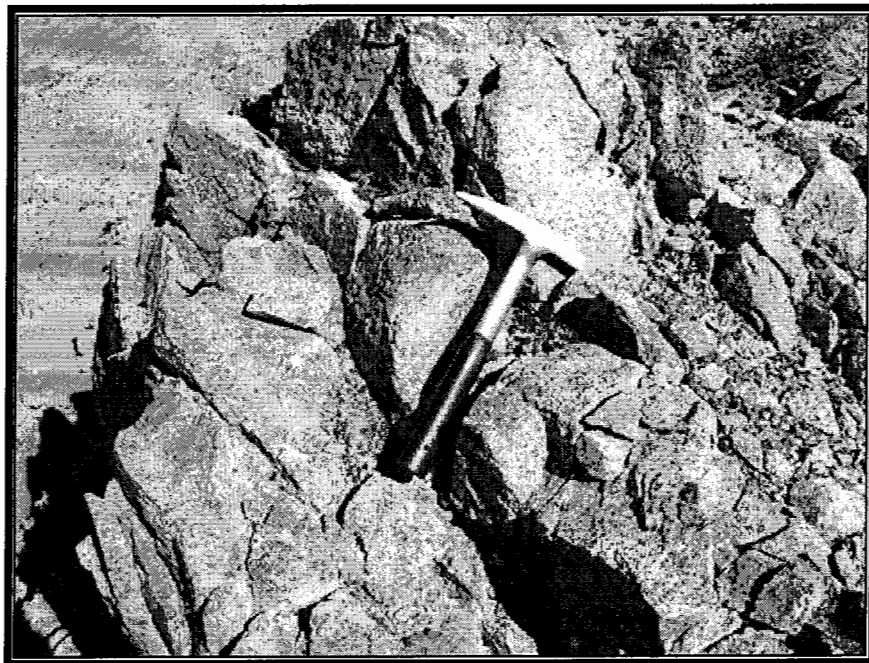
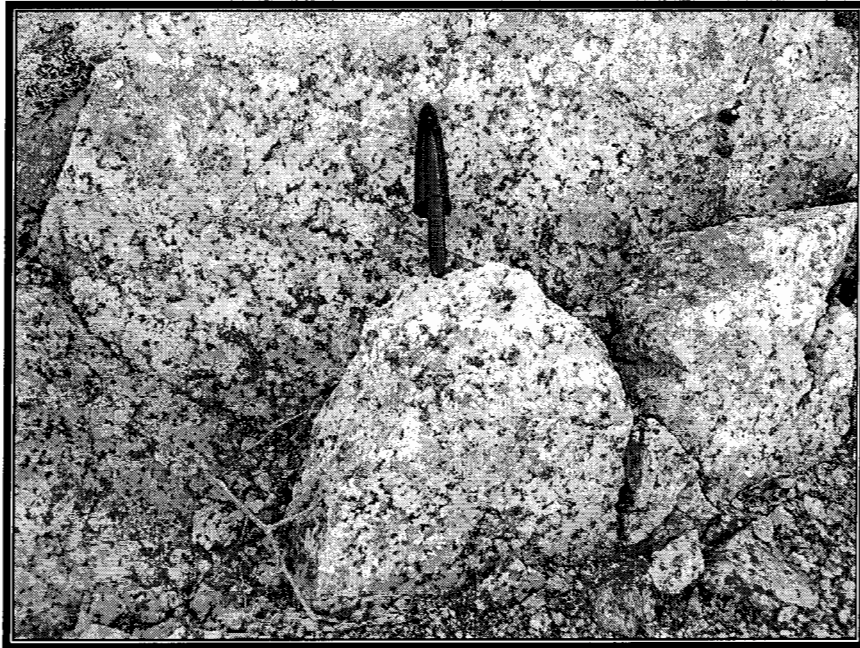
پلاژیوکلاز به صورت اتومورف تا ساب‌اتومورف و دانه متوسط است، ماکل پلی‌سنتتیک و گاهی حالت منطقه‌ای نشان می‌دهد. در محل تماس با فلدسپات پتاسیک بافت میرمکتی (هم رشدی پلاژیوکلاز با کوارتز به صورت کرمی شکل) دارد. محصول دگرسانی آن سرسیت می‌باشد.

فلدسپات پتاسیک به صورت اتومورف تا ساب‌اتومورف دیده می‌شود، در گروهی از آنها بافت میکروپرتیتی با ماکل کارلسباد (ارتوز) و در دسته‌ای دیگر بافت مشبک (میکروکلین) قابل مشاهده است (شکل ۳-۵). مقدار میکروکلین به مراتب کمتر از ارتوز است. محصول دگرسانی آن سرسیت، کائولینیت است. شایان ذکر است که بلورهای فلدسپات پتاسیک از نظر اندازه دو دسته هستند، گروهی دانه ریز تا متوسط و گروهی درشت بلور هستند، که می‌تواند حاکی از تبلور دوگانه آنها در شرایط متفاوت باشد.

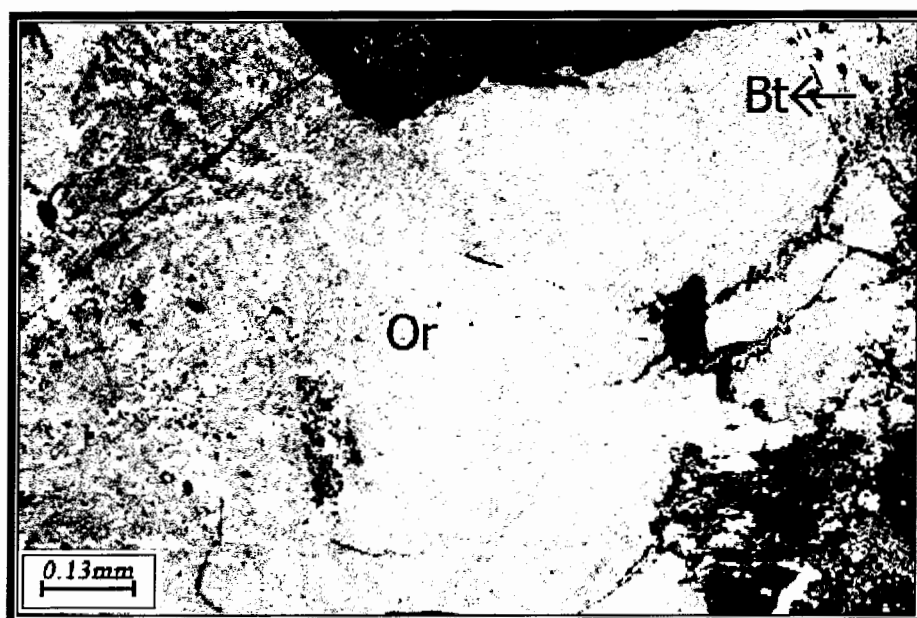
کانی‌های فرعی این سنگها شامل بیوتیت، آمفیبول، آپاتیت و زیرکن است.

بیوتیت به صورت ساب‌اتومورف است، در مقاطع طولی به موسکویت و کلریت دگرسان شده است. انکلوزیون‌های زیرکن را هم به صورت ناچیز می‌توان در آن مشاهده کرد (شکل ۳-۶). آمفیبول در گرانیت‌ها اکثراً به صورت هورنبلاند سبز است که این کانی معمولاً به کلریت دگرسان شده است. آپاتیت به صورت بلورهای اتومورف سوزنی شکل و به صورت انکلوزیون دیده می‌شود. زیرکن به صورت

اتومورف تا ساب‌اتومورف با هاله پلی‌کروئیک مشخص است، غالباً به صورت انکلوزیون در بیوتیت مشاهده می‌شود.



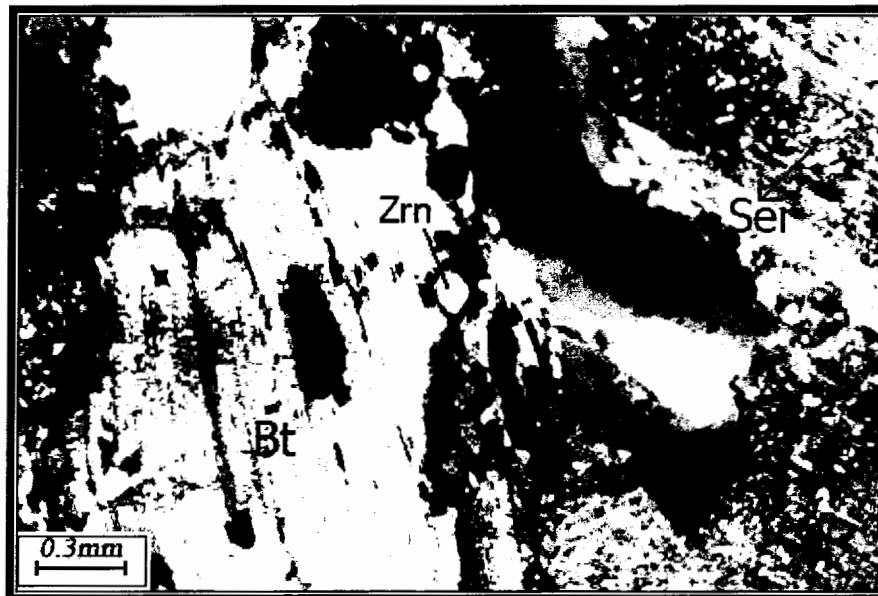
شکل ۳-۳- تصویر صحرایی گرانیت



شکل ۳-۴- تصویر میکروسکوپی بافت پرتیتی در گرانیت (XPL).



شکل ۳-۵- تصویر میکروسکوپی میکروکلین و دگرسانی فلدسپات به سریسیت (XPL).

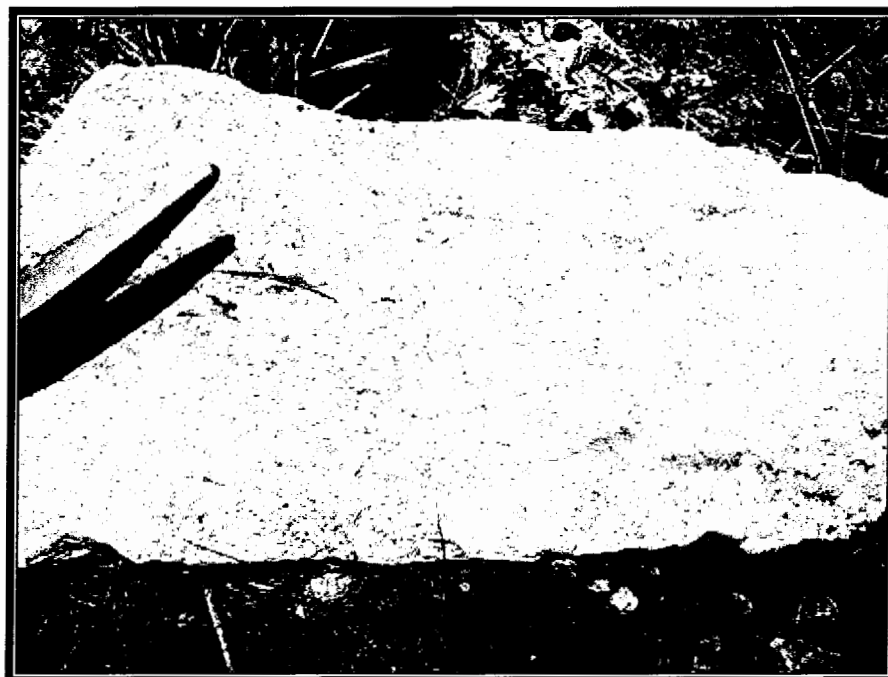


شکل ۳-۶- بلور زیرکن در گرانیت و دگرسانی پلاژیوکلاز به سریسیت و تبدیل شدن بیوتیت به کلریت (XPL).

۳-۵- اختصاصات سنگ شناسی آلکالی فلدسپار گرانیت‌ها

بخشی از گرانیت منطقه ترکیب آلکالن دارد که به توصیف آن می‌پردازیم.

آلکالی گرانیت‌ها سنگ‌های هولوکریستالین، روشن رنگ و دانه متوسط هستند (شکل ۳-۷).



شکل ۳-۷- نمایی از یک نمونه دستی آلکالی فلدسپار گرانیت

کانی‌های اصلی آن کوارتز و فلدسپات پتاسیک و مقدار کمی پلاژیوکلاز می‌باشد. بیوتیت و مقدار جزئی هورنبلاند کانی‌های تیره آن را تشکیل می‌دهد.

این سنگ‌ها بافت هیپیدئومورف دانه‌ای و میکروپریت نشان می‌دهند.

کوارتز جزء مهمترین کانی متشکله آنهاست که شکستگی و خاموشی موجی نشان می‌دهند. دانه‌های کوارتز متوسط و آنهدرال است.

فلدسپات پتاسیک به صورت اتومورف تا ساب اتومورف دیده می‌شود و در آنها هم همانند دیگر سنگ‌های گرانیتوئیدی بافت میکروپریتی با ماکل کارلسباد و در دسته‌ای دیگر بافت مشبک دیده می‌شود. مقدار میکروکلین از ارتوز کمتر است.

پلاژیوکلاز به صورت اتومورف، دانه ریز تا متوسط است، ماکل پلی‌سنتیک نشان می‌دهد. محصول دگرسانی آن سریسیت می‌باشد. بیوتیت به صورت اتومورف دیده می‌شود و به کلریت دگرسان شده است و انکلوزیون‌های زیرکن غالباً در آن حضور دارد. آمفیبول به صورت اتومورف تا ساب‌اتومورف دیده می‌شود و اغلب به کلریت دگرسان شده است. آپاتیت و زیرکن هم به صورت انکلوزیون دیده می‌شوند.

۳-۶- اختصاصات سنگ شناسی میلو نیت‌ها و سنگ‌های کاتاکلاستیکی

گسل بزرگ و اصلی بند فریمان با امتداد شمال غرب- جنوب شرق، نقش اساسی در وضعیت زمین شناسی و پالئوژئوگرافی ناحیه فریمان دارد. اکثر گسل‌های اصلی و فرعی ناحیه فریمان در منطقه مورد مطالعه به موازات همین گسل قرار دارند و تعداد بسیار اندکی از گسل‌های فرعی با جهات مختلف در ناحیه مشاهده می‌گردند. وجود همین گسل‌ها در منطقه، حضور سنگ‌های میلونیتی را که فابریک ساختاری متنوعی دارند فراهم آورده است.

این سنگ‌ها در زون‌های گسلی تشکیل شده‌اند و به دلیل خردشدگی قطعات کوارتز و فلدسپات، محلول‌های هیدروترمالی بهتر می‌توانند در آن رسوخ کنند و لذا دگرسانی زیادی از خود نشان می‌دهند. بافت این سنگ‌ها در زیر میکروسکوپ میلونیتی است، کانی‌های اصلی و فرعی میلونیت‌ها همانهایی هستند که در گرانیت‌ها دیده می‌شوند.

دانه‌های کوارتز بر حسب اندازه دانه به سه دسته بزرگ، متوسط تا ریز و خیلی دانه ریز تقسیم می‌شوند. گذر از اندازه بزرگ به سمت دانه‌های بسیار ریز به علت افزایش دگرشکلی و تبلور مجدد

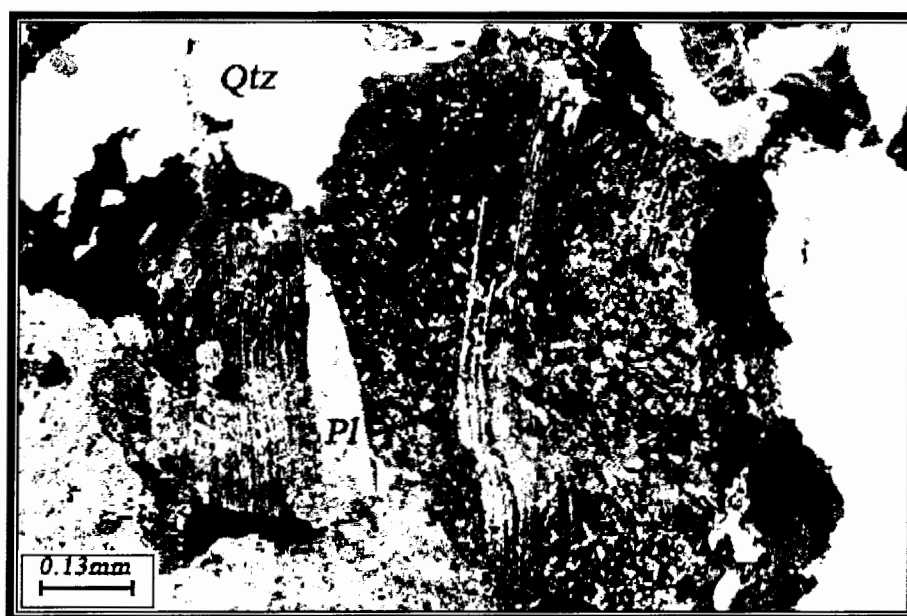
دینامیکی می‌باشد. بعضی از بلورهای کوارتز به صورت پورفیروکلاست بوده و دارای خاموشی موجی شدید می‌باشند، که به علت تغییر شبکه بلوری در اثر اعمال استرس‌های حاکم بر منطقه می‌باشد. در اطراف بعضی از پورفیروکلاست‌های کوارتز، سایه‌های فشاری تشکیل شده و در این مناطق به علت کم بودن مقدار استرس، کانی‌های کوارتز متوسط تا ریز دانه متبلور شده‌اند. بلورهای کوارتز با اندازه متوسط تا دانه‌ریز در مناطق سایه‌های فشاری اطراف بعضی از پورفیروکلاست‌ها و یا به صورت کوارتز پلی‌کریستالین دیده می‌شوند. کوارتزهای بسیار دانه‌ریز که در اثر تبلور مجدد دینامیکی تحت تاثیر استرس‌های بالا تشکیل شده‌اند، همراه با سایر کانی‌های دانه‌ریز، کانی‌های زمینه را تشکیل داده و همچنین پورفیروکلاست‌ها را احاطه کرده‌اند.

کوارتزهای نواری، وجود ماکل‌های مکانیکی (چین خورده) نشان‌دهنده این است که محیط گرم و تحت فشارش بوده است (شکل ۳-۸).

فلدسپاتهای پتاسیک و پلاژیوکلازها خرد شده‌اند، ماکل آنها دگرشکل شده و به دلیل تسهیل مهاجرت محلولها و تاثیر استرس‌های حاکم بر منطقه، دگرسانی شدیدی را در فلدسپاتها می‌توان دید (شکل ۳-۹). این کانی‌ها به سرسیت و کلریت دگرسان شده‌اند. بیوتیت در اثر تبلور مجدد دینامیکی به طور کامل یا کمتر به کلریت تبدیل شده است، که کلریت‌های حاصل بی‌شکل بوده و طویل‌شدگی زیادی از خود نشان می‌دهند. گرانیت‌ها در مراحل آخر برشی شده‌اند و تحت تاثیر هجوم سیالات حاوی SiO_2 و اکسید آهن قرار گرفته است. رگه‌های اولیژیست و کوارتزی شاهد این قضیه است.



شکل ۳-۸- کوارتزهای نواری با خاموشی موجی (XPL).



شکل ۳-۹- ماکل مکانیکی پلاژیوکلاز و دگرسانی شدید در آن (XPL).

۳-۷- اختصاصات سنگ شناسی پگماتیت‌ها

پگماتیت‌ها در مراحل پایانی فعالیت‌های دگرگونی، به صورت رگه‌هایی گسترش دارند (شکل ۳-۱۰). این سنگها حاوی کوارتز، ارتوز و میکروکلین می‌باشند و از کانیه‌های فرعی به تورمالین و موسکویت می‌توان اشاره کرد.

بافت پگماتیت‌ها هیپیدiomورف دانه‌ای درشت است و کانی‌های آن عبارتند از: کوارتز به صورت آنهدرال و درشت دیده می‌شود. گاهی انکلوزیون‌های بسیار ریزی از موسکویت و سایر کانیه‌ها در آن وجود دارد. فلدسپات پتاسیک به صورت ساب‌اتومورف و دارای ماکل کارلسباد، میکروپرتیت و مشبک (میکروکلین) می‌باشد. پلاژیوکلاز به صورت بلورهای ساب‌اتومورف دیده می‌شود و مقدارش در پگماتیت زیاد نیست. موسکویت به صورت فلسها و پولک‌هایی در پگماتیت دیده می‌شود. تورمالین مقدارش در پگماتیت زیاد نیست ولی با این وجود گاهی بلورهای درشتی از آن یافت می‌شود که این بلورها اتومورف تا ساب‌اتومورف هستند.

۳-۸- بافت پرتیتی

همان طور که اشاره شد، در سنگ‌های گرانیتوئیدی اکسلوشن فلدسپات‌های سدیک و پتاسیک معمول است، که غالباً به صورت اشکال تیغه‌ای آلیت در زمینه‌ای از ارتوز مشاهده می‌شود، لذا لازم به نظر می‌رسد که در این مطالبی ذکر شود.

یکی از شاخص‌های گرانیت‌های منطقه مورد مطالعه حضور بافت پرتیت است. این بافت حاصل اختلاط ناپذیری فازهای سرشار از سدیم و پتاسیم در فلدسپات آلکالن می‌باشد.

کلمه پرتیت از نمونه‌ای مربوط به ناحیه پرت کانتی شهر انتاریو کانادا اخذ شده است. تامپسون (Thompson, ۱۸۴۳) نمونه‌ای واجد تیغه‌های آلیت و ارتوز را به این نام توصیف نمود.

با توجه به اندازه پرتیت آن را به انواع کریپتوپرتیت، میکروپرتیت و پرتیت تقسیم‌بندی می‌کنند. تئوری‌هایی برای منشأ پرتیت ارائه شده‌اند، یکی از این تئوریها توسط لمان (Lehmann, ۱۸۸۵) عنوان گردید. وی پیشنهاد کرد که شکاف‌های حاصل از انقباض فلدسپات پتاسیک اجازه می‌دهند که فلدسپات سدیک از خارج به این شکافها وارد شود. وی همچنین اظهار داشت که همیافتی نزدیک بین میکروکلین با رگه‌های پرتیتی وجود دارد و می‌توان نتیجه گرفت که ماکل مشبک موجود در میکروکلین نتیجه منظم شدن مجدد ارتوز تحت تأثیر نیروهای مکانیکی است.



شکل ۳-۱۰ - تصویر صحرایی توده های پگماتیته موجود در منطقه

تئوری جدایش در فاز جامد (exsolution) توسط وگت (Vogt, ۱۹۰۶) ارائه شد. وی و محققین بعد از او با ارائه نمودارهایی این تئوری را قوت بخشیدند. آنها تحقیقات وسیعی را با روشهای اشعه X، همگن سازی و تجدید جدایش (re-exsolution) در دماهای متناسب به انجام رسانیده‌اند. سومین تئوری در مورد چگونگی تشکیل پرتیت‌ها، رشد همزمان است که توسط وگت عنوان شد. تبلور مواد مذاب با ترکیب نقطه اُتکتیک یکی از راههایی است که برای تشکیل پرتیت به نظر می‌رسد.

سری محلول جامد آل بیت - ارتوز (فلدسپات آلکالن) یک سیستم دوتایی با نقطه مینیمم حرارتی را تشکیل می‌دهد. در این سیستم علاوه بر منحنی سولیدوس و لیکوئیدوس، منحنی سومی تحت عنوان منحنی سولووس یا منحنی تفکیک آلکالی فلدسپات‌ها وجود دارد. علت تفکیک، به اختلاف در شعاع و بار یونی عناصر سازنده کانیها مربوط بوده و اندازه و شکل کانی‌های تفکیک شده، به زمان و چگونگی سرد شدن بستگی دارد. در درجه حرارت‌های بالا، یونهای سدیم و پتاسیم می‌توانند به صورت نامنظم، در زنجیره فلدسپات‌ها جایگزین یکدیگر شوند به همین جهت تنها یک فلدسپات هموزن پدید می‌آید. در درجه حرارت‌های پایین‌تر به دلیل اختلاف در شعاع یونی پتاسیم و سدیم که بیش از ۱۵ درصد است، جابجایی یونهای Na^+ و K^+ در شبکه فلدسپات‌ها محدود می‌شود و این یونها هر کدام جایگاه خاصی را اشغال می‌کنند. بنابراین در درجه حرارت‌های پایین محدوده‌هایی از ساختمان آلکالی فلدسپات را یونهای پتاسیم و محدوده‌های دیگر را یونهای سدیم اشغال می‌کنند و همین امر موجب تفکیک این دو فاز می‌شود.

سرد شدن آرام ماگما فرصت لازم را جهت جدایش فازی فراهم می‌کند. برخی از عوامل فیزیکی و شیمیایی در تشکیل پرتیت مؤثر هستند. از جمله این عوامل فشار سیالات (بخار آب، دی‌اکسید کربن و ...)، درجه حرارت و عمق ماگما است (کاکس و همکاران، ۱۹۷۹).

شکل ۳-۱۰ سیستم دوتایی آلکالن فلدسپارها را در فشارهای مختلف آب نشان داده است. همان‌طور که در شکل مشاهده می‌شود، با افزایش فشار بخار آب منحنی‌های لیکوئیدوس و سولیدوس به درجه حرارت‌های پایین‌تر انتقال پیدا می‌کنند. به‌طوری‌که در حالت خشک، درجه حرارت نقطه مینیمم از ۱۰۸۳ درجه سانتیگراد، در فشار آب ۱ کیلو بار، به ۸۴۳ درجه سانتیگراد می‌رسد. با افزایش بیشتر فشار، نقطه مینیمم به کندی کاهش می‌یابد به‌طوری‌که با افزایش هر ۱ کیلو بار فشار بخار آب، میزان کاهش درجه حرارت ۷۳ درجه سانتیگراد است (اقتباس از درویش‌زاده، ۱۳۷۶).

در عوض، منحنی سولووس به درجه حرارت‌های بالاتر می‌رود به‌طوری‌که در فشار بخار آب ۱ کیلو بار قله منحنی سولووس به ۶۵۶ درجه سانتیگراد، در فشار ۲ کیلو بار این قله به ۶۷۲ درجه سانتیگراد و بالاخره در فشار ۵ کیلو بار به ۷۰۳ درجه سانتیگراد می‌رسد. در این فشار منحنی‌های سولووس و سولیدوس یکدیگر را قطع می‌کنند. در فشارهای کمتر از ۵ کیلو بار، از کلیه ترکیبات آلبیت و ارتوز، ابتدا یک فلدسپات هموزن به وجود خواهد آمد. فلدسپات‌های به وجود آمده با کاهش درجه حرارت و رسیدن به درجه حرارت‌های منحنی سولووس ناپایدار شده و در حالت جامد تفکیک می‌شوند. در این صورت تنها پرتیت و یا آنتی پرتیت را خواهیم داشت.

تاتل و باون (۱۹۵۸) گرانیتهای را براساس تعداد آلکالی فلدسپات‌ها به دو دسته ساب سولووس و هیپرسولووس تقسیم کردند. گرانیتهایی که حاوی یک نوع فلدسپات آلکالن هستند، هیپرسولووس و گرانیتهایی که دو نوع فلدسپات آلکالن دارند، ساب سولووس نامیده می‌شوند. گرانیتهای منطقه مورد مطالعه، از نوع ساب سولووس بوده و ماگمای تشکیل دهنده این گرانیتهای دارای فشار بخار آب بالای ۵ کیلو بار است. افزایش فشار بخار آب، در ماگمای تشکیل دهنده این دسته از گرانیتهای می‌تواند در اثر نفوذ سیالات خارجی به داخل ماگما و تاثیر موضعی این سیالات به وجود آمده باشد.

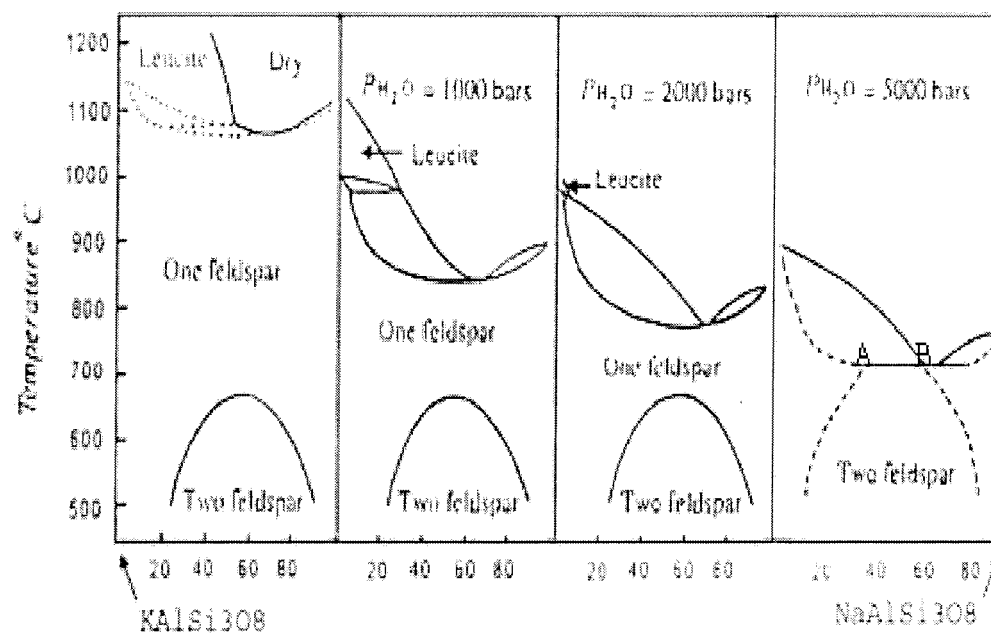
اندرسون (Anderson, ۱۹۸۲) پیشنهاد کرد که پرتیت حاصل تبلور از محلولهایی است که به طور متناوب از نظر فلدسپات پتاسیک و پلاژیوکلاز غنی می‌شوند.

همان طور که اشاره شد فرایندهای گوناگونی برای تشکیل پرتیت (و آنتی پرتیت) پیشنهاد شده است. اسمیت در سال ۱۹۷۴ این فرایندها را بازنگری کرد و نتیجه گرفت که اهمیت نسبی اکسلوشن و جانشینی در تشکیل پرتیت و آنتی پرتیت تا اندازه زیادی تابع سنگ میزبان و ویژگیهای کریستالوگرافی و شیمیایی خود فلدسپار است.

با در نظر گرفتن تئوریهای فوق‌الذکر، می‌توان اظهار داشت که حرکات اتمها در طی هسته‌زایی و رشد واحدهای پرتیتی اهمیت دارند. بطوریکه روزنکوویست (Rosenqvist) ایراد کرد که پراکندگی غیریکنواخت اتمها، اشکال جدایش پرتیت‌ها را کنترل می‌کند.

مطالعات اخیر نشان می‌دهد که هر دو فلدسپات سدیک و پتاسیک، چندشکلی پیچیده‌ای را از نظر موقعیت اتمهای Al و Si نشان می‌دهند که این موضوع در تشکیل بافتها و ساخت‌های مهم

دست‌اندرکارند، زیرا نرسیدن به حالت تعادل کامل موجب می‌شود پرتیت‌ها با چندشکلی‌های پیچیده-ای در فلدسپات‌ها همراه باشند.



شکل ۳-۱۱- سیستم دوتایی ارتوز - آل بیت و تغییرات آن در فشارهای مختلف آب (اقتباس از تاتل و باون، ۱۹۵۸)

۳-۹- خلاصه

در توده‌های گرانیتوئیدی فریمان طیف نسبتاً کوچکی از سنگ‌های آذرین وجود دارد که به طور تدریجی به یکدیگر تبدیل می‌شوند. حجم اصلی توده، گرانیتی است. کانی‌های اصلی موجود در سنگ‌های دیوریتی شامل پلاژیوکلاز، فلدسپات آلکالن، بیوتیت و آمفیبول هستند. کانیهای اصلی گرانودیوریت و گرانیت نیز مشابه سنگهای دیوریتی است با این تفاوت که مقدار کوارتز و فلدسپات آلکالن زیادی دارند. روند تدریجی در آنها مشاهده می‌شود. شایان ذکر است که موسکویت اولیه در آنها وجود ندارد. کانیهای فرعی شامل آپاتیت، زیرکن و اکسیدهای آهن است. بیوتیت در تمام سنگها به کلریت و موسکویت دگرسان شده است. کانی دگرسانی موسکویت در محل رخها دیده می‌شود.

بافت سنگ‌های دیوریتی هیپیدئومورف دانه‌ای است. درحالیکه سنگ‌های گرانیتوئیدی علاوه بر این بافت، بافت‌های میکروپریت و میرمکیت نیز نشان می‌دهند.

فصل چهارم

روش‌های و شیوه‌های
در تشریح و تفسیر

فصل چهارم

ژئوشیمی و پتروژنز سنگهای آذرین

۴-۱- مقدمه

مطالعات ژئوشیمی یکی از مهمترین روشهای بررسی خصوصیات سنگهای آذرین می باشد. بطوری که بررسی دقیق سنگهای آذرین بدون این مطالعات امکان پذیر نمی باشد. برای استفاده از علم ژئوشیمی، اولین قدم درک دقیق اصول آن و رفتار ژئوشیمیایی عناصر در ماگماهای سیلیکاته و سیالات وابسته به آن می باشد (هندرسون^۱، ۱۹۸۲).

کلارک^۲ (در ترکیان، ۱۳۸۰) دلایل کاربری علم ژئوشیمی را در سنگهای آذرین این گونه عنوان می کند:

الف: طبقه بندی گرانیتوئیدها (اشتریکایزن و لی مایتره^۳، ۱۹۷۹)؛

ب: تعیین روابط ژنتیکی پایدار بین مجموعه سنگهای گرانیتوئیدی که از نظر موقعیت مکانی در یک جا دیده می شوند؛

ج: بدست آوردن اطلاعاتی درباره ماهیت نواحی منشأ و محیط تکتونیکی؛

1- Handerson

2- Clarke

3- Streckeisen and Le Maitre

د: برقراری تطابق، مانند آنچه که دیرینه شناسان از فسیلها استفاده می‌نمایند (ریچارد و کلارک^۱،

۱۹۸۹)؛

ه: تبیین فرایندهای تفریق ماگمایی؛

و: تعیین درجات و شیوه‌های دگرسانی؛

ز: پی‌جویی و اکتشاف کانسارهای جدید؛

یک سری توده‌های نفوذی در منطقه مورد مطالعه رخنمون دارد که مجموعه آنها، به صورت تقریباً نواری در امتداد شمال غرب- جنوب شرق از رودخانه قلندرآباد تا چاهک واقع شده است. بدلیل آنکه موضوع اصلی پروژه مورد مطالعه بررسی پترولوژیکی سنگ‌های دگرگونی منطقه بوده است، قسمت عمده حجم کار نیز به این موضوع اختصاص یافته است، ولی از آنجا که بخشی از این دگرگونی‌ها حاصل تزریق توده‌های نفوذی می‌باشد و دگرگونی حاصل از آن ارتباط مستقیم با ویژگیهای مختلف توده‌های نفوذی از جمله ترکیب کانی‌شناسی، حجم توده و دمای آن در هنگام جایگیری، عمق و نحوه جایگیری و ارتباط آن با حوادث تکتونیکی دارد، لذا علاوه بر مطالعات صحرایی که در مورد توده‌های نفوذی انجام گرفت، نمونه‌برداری از این توده‌ها نیز انجام شد و علاوه بر مطالعه مقاطع نازک آن، برای مطالعات ژئوشیمیایی، رده بندی و بررسی سیر تحولات عناصر اصلی و کمیاب سنگ‌های منطقه مورد مطالعه، ۱۰ نمونه از این سنگها با توجه به تنوع و حداقل هوازدگی آنها، جهت انجام آنالیز شیمیایی سنگ انتخاب و در کارگاه کانه آرایی دانشکده معدن دانشگاه صنعتی شاهرود آماده‌سازی شد و به آزمایشگاه سازمان زمین‌شناسی کشور جهت آنالیز به روش XRF ارسال گردید. محل دقیق برداشت نمونه‌ها به کمک GPS تعیین و در جدول (۴-۱) به نمایش درآمده است.

موضوعاتی که در این فصل به آن پرداخته می‌شود شامل طبقه‌بندی و نامگذاری سنگ‌های آذرین، ژئوشیمی عناصر اصلی، سری ماگمایی، خاستگاه ماگمایی و جایگاه تکتونیکی سنگ‌های گرانیتوئیدی منطقه است. لازم به ذکر است که جهت پردازش نتایج آنالیز شیمیایی سنگ‌های منطقه از نرم‌افزارهای Igpet, Minpet, Excle استفاده شده است.

جدول ۴-۱ : موقعیت دقیق نمونه های برداشت شده توسط GPS

نام سنگ	موقعیت	شماره نمونه
گرانیت	35° 20' 35" N, 60° 11' 17" E	SFA4
توناویت	35° 31' 33.1" N, 59° 54' 23" E	GR1
گرانیت	35° 31' 42" N, 59° 55' 18" E	GR6
گرانودیوریت	35° 33' 9" N, 59° 56' 20" E	GR7
گرانیت	35° 21' 12.6" N, 60° 10' 51" E	1E
گرانیت	35° 23' 15" N, 60° 10' 51.2" E	E3
دیوریت	35° 30' 44" N, 59° 55' 32" E	SFM2
دیوریت	35° 25' 50" N, 60° 03' 08" E	SK7
دیوریت	35° 25' 30" N, 60° 02' 59" E	SK8
دیوریت	35° 23' 50" N, 60° 12' 2" E	E3-5

جدول ۴-۲ - نتایج آنالیز ژئوشیمی عناصر اصلی و مقادیر نورماتیو کانیهای سازنده نمونه های توده نفوذی

شماره نمونه ها اکسیدها	SFA4	GR1	GR6	GR7	1E	E3	SFM2	SK7	SK8	E3-5
Name	GR	TO	GR	G.D	GR	GR	DI	DI	DI	DI
SiO ₂ (wt%)	74.25	71.9	73.55	74.4	72.86	72.4	46.90	45.01	45.00	46.84
Al ₂ O ₃ "	13.56	15.37	14.92	12.56	13.18	13.22	15.38	15.00	14.00	12.44
Fe ₂ O ₃ "	0.43	0.42	0.34	0.25	0.60	0.63	2.60	2.81	2.93	2.73
FeO "	1.99	1.81	1.50	1.12	2.67	2.82	10.72	10.79	11.20	11.54
MnO "	0	0	0	0	0	0	0.10	0.16	0.17	0.20
MgO "	0.27	0.53	0.21	0.21	0.46	0.64	4.73	6.37	6.57	5.50
CaO "	1.33	1.66	0.70	2.70	1.65	1.62	3.18	6.41	6.29	9.26
Na ₂ O "	3.34	4.74	3.73	4.25	3.21	3.15	6.71	3.87	3.42	4.41
K ₂ O "	3.14	1.08	3.27	1.41	3.46	3.57	1.71	2.23	2.34	0.43
TiO ₂ "	0.23	0.34	0.25	0.15	0.42	0.44	2.68	3.79	4.00	2.52
P ₂ O ₅ "	0	0.10	0	0	0.10	0.11	1.06	0.49	0.54	0.50
%AN	18.03	15.12	9.39	22.42	20.72	20.55	14.58	41.11	38.22	28.61
Q	36.50	33.25	34.74	36.61	33.77	32.99	0	0	0	0
or	19.13	6.541	19.80	8.674	21.10	21.77	10.42	13.68	14.51	2.665
ab	30.92	43.63	34.34	39.73	29.75	29.19	41.08	25.25	27.05	33.71
an	6.805	7.774	3.561	11.48	7.778	7.556	7.018	17.63	16.73	13.51
C	2.531	4.056	4.446	0	1.571	1.681	0	0	0	0
hy	3.308	3.588	2.376	1.026	4.545	5.247	0	0	0	0
mt	0.463	0.450	0.364	0.272	0.647	0.679	2.805	3.051	3.216	2.994
il	0.330	0.485	0.357	0.217	0.604	0.632	3.853	5.484	5.850	3.683
hem	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
ap	0	0.214	0	0	0.215	0.237	2.287	1.064	1.185	1.096
ne	0	0	0	0	0	0	12.66	6.504	3.112	4.695
di	0	0	0	1.969	0	0	1.695	9.663	9.862	25.01
ol	0	0	0	0	0	0	18.15	17.65	18.46	12.62

GR : گرانیت D : دیوریت G.D : گرانودیوریت TO : تونالیت

ادامه جدول ۴-۲ نتایج آنالیز ژئوشیمی عناصر کمیاب و کمیاب خاکی (مقادیر بر حسب ppm می باشد).

شماره نمونه ها اکسیدها	SFA4	GR1	GR6	GR7	1E	E3	SFM2	SK7	SK8	E3-5
Name	GR	TO	GR	G.D	GR	GR	DI	DI	DI	DI
Cs(ppm)	5	19	<4	<4	21	24	2	3	3	2
Cu "	25	16	32	48	8	12	32	85	56	48
Ni "	6	4	2	7	4	3	17	74	82	35
Rb "	69	44	111	36	101	94	5	20	24	<1
Sr "	94	118	66	94	96	118	161	622	657	219
Y "	26	23	27	22	27	26	45	24	25	57
Cr "	6	6	<1	<1	9	9	11	36	39	114
Zr "	169	245	180	162	177	202	-	-	-	-
Tb "	<1	<1	<1	<1	1	1	-	-	-	-
Yb "	4	6	3	8	9	1	3	5	3	5
Ta "	17	16	14	3	20	19	-	-	-	-
Eu "	1	1	1	1	2	2	<1	3	4	10
Sc "	15	10	6	11	9	19	18	21	19	32
Ga "	19	19	20	16	18	19	23	25	24	22
Co "	<1	<1	<1	<1	<1	<1	75	89	95	80
Zn "	23	23	23	22	46	44	47	146	141	119
Mo "	48	12	37	17	23	31	-	-	-	-
Sn "	114	<1	101	2	91	116	-	-	-	-
Th "	17	10	30	19	17	16	-	-	-	-
V "	14	28	17	15	30	30	274	338	350	367
Ba "	777	336	421	388	610	723	637	561	669	349
La "	50	31	50	39	20	38	-	-	-	-
Hf "	7	9	7	9	5	5	-	-	-	-
Pb "	24	4	4	92	11	8	24	15	17	20
Nb "	-	-	-	-	-	-	71	29	31	7
Sm "	-	-	-	-	-	-	29	2	10	<1

۴-۲- آماده سازی و تصحیح داده‌های تجزیه‌های شیمیایی

برای بحث و بررسی در مورد روابط ژئوشیمیایی سنگها، که بر پایه نتایج تجزیه شیمیایی آنها استوار است، ابتدا فرایندهایی را که نتایج تجزیه شیمیایی سنگها را تحت تأثیر قرار می‌دهد به اختصار شرح می‌دهیم. مهمترین این فرایندها به نقل از رولینسون^۱ (۱۹۹۳)، عبارتند از:

آلایش

آلایش در طول آماده‌سازی نمونه، یک منبع مهم خطا در تجزیه ژئوشیمی است و به احتمال زیاد در طول خردکردن و پودرکردن نمونه رخ می‌دهد. آلایش با بقایای ناشی از نمونه‌های قبلی را می‌توان با تمیز کردن دقیق دستگاه، برطرف کرد. آلایش در طول آسیاب نمونه را نیز می‌توان به وسیله کیفیت سطح آسیاب‌کننده کنترل کرد. برای تجزیه‌هایی با بیشترین دقت، آسیاب باید در آگات صورت گیرد. کاربرد تنگستن، یک ماده پودرکننده رایج هم در هاون خردکننده و هم در آسیاب حلقه‌ای بوده و آلودگی قابل ملاحظه W, Co, Ta, Sc و مقدار جزئی Nb را سبب می‌شود (نيسبت و همکاران^۲، ۱۹۷۹؛ هیکسون و جوراس^۳، ۱۹۸۶؛ نورمن و همکاران، ۱۹۸۹ و جچوم و همکاران^۴، ۱۹۹۰ در رولینسون، ۱۹۹۲). علاوه بر این، خطوط طیفی W روی خطوط عناصر دیگر می‌افتد و سبب افزایش ظاهری غلظت می‌شود مگر اینکه این مورد تشخیص داده شود. فولاد کروم دار مقادیر قابل ملاحظه ای Cr, Fe، مقادیر متوسطی Mn و مقدار جزئی Dy و مقادیر جزئی نیکل و ایتريوم وارد نمونه می‌کند (هیکسون و جچوم، ۱۹۸۶ در رولینسون، ۱۹۹۳).

آلایش در طبیعت

منابع دیگر آلایش، در طبیعت قرار دارند و آن زمانی است که نمونه به وسیله پوشش نازکی از رسوبات حاصل از محلولهای آبهای زیرزمینی یا آب دریا پوشیده می‌شود. این مورد به وسیله شستشوی تکه‌های سنگ بعد از بریدن و قبل از پودرکردن با HCL یک مولار، برطرف می‌شود.

1- Rollinson

2- Nisbet et al.

3- Hickson and Juras

4- Jochum et al.

آلایش به وسیله معرفهای ناخالصی که در طول انحلال و آماده‌سازی نمونه، استفاده می‌شوند نیز حتی با وجود استفاده از مواد شیمیایی فوق العاده خالص می‌تواند مهم باشد. علاوه بر آن اگر مدت زمان بین نمونه‌برداری و پودرکردن طولانی باشد در این مدت در معرض عوامل جوی قرار می‌گیرند و ممکن است متحمل آلودگی شوند.

خطاهای ناشی از کالیبراسیون

تمامی روشهای تجزیه شیمیایی بجز روش طیف سنجی جرمی غلظتها را نسبت به استاندارد با غلظت مشخص یا نسبت به یک منحنی کالیبره می‌کنند. این منحنی نیز بر اساس استانداردهایی با غلظت مشخص رسم شده است. استانداردهای مورد استفاده در ترسیم منحنی‌های کالیبراسیون، معرفهای بسیار خالص شیمیایی و یا نمونه‌های بین‌المللی مرجع، به عنوان استاندارد هستند (گوین داراجو^۱؛ ابی^۲، ۱۹۸۹ در رولینسون، ۱۹۹۲).

خطاهای ناشی از پوشش پیکها

در اکثر روشهای تجزیه‌ای مورد استفاده در ژئوشیمی، سعی اندکی در جدایش عنصر مورد تجزیه از بقیه سنگ یا کانی‌های نمونه صورت می‌گیرد که تنها مورد استثناء، در طیف‌سنجی جرمی است. بنابراین امکان تداخل خطوط طیفی یا پیکها وجود دارد و در نتیجه مقادیر اندازه‌گیری شده، در اثر همپوشی پیکهای اضافی عنصر دیگر موجود در سنگ بطور مجازی بالا خواهند بود. تأثیر این تداخلات باید محاسبه و رفع شود.

بنابراین برای دستیابی به یک نتیجه دقیق‌تر باید:

الف: از تعداد تجزیه‌های شیمیایی زیادتری استفاده کرد.

ب: بررسی‌های صحرائی و میکروسکوپی کاملتری صورت گیرد تا نتایج با هم مطابقت داشته باشند و همچنین با الگوهای شناخته شده توزیع عناصر در سنگها و محیطهای تکتونیکی سازگار باشد.

ج: انحرافات را نمی‌توان با صراحت تمام دلیل وقوع یک فرایند خاص دانست (قاسمی، ۱۳۷۹).

1- Govindaraju

2- Abbey

قبل از استفاده از تجزیه‌های شیمیایی لازم است، تصحیحاتی در آنها صورت گیرد. از جمله این تصحیحات می‌توان به حذف مواد فرار و تصحیح نسبت $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ اشاره کرد. در تجزیه‌های شیمیایی مقدار اکسید آهن به صورت Fe_2O_3 کل ارائه شده است. در تعیین مقدار آهن فریک و فرو ممکن است مقادیر محاسبه شده به دور از مقدار واقعی موجود در نمونه‌های تجزیه شده باشد که در نتیجه تأثیر زیادی بر کانی‌هایی که از طریق نورم به دست می‌آیند می‌گذارد. در این مورد جهت تعدیل این نسبت روشهای متعددی ارائه شده که در اینجا از روش ایروین-باراگار^۱ استفاده شده است و سپس داده‌ها به کمک نرم افزار Iqpet پردازش گردیده است.

۴-۳- کاربرد داده‌های تجزیه‌های شیمیایی

پس از اینکه بر روی نتایج حاصل از تجزیه‌های شیمیایی تصحیحاتی به عمل آمد، داده‌ها قابل پردازش و تفسیر می‌گردند. از این داده‌ها می‌توان برای طبقه‌بندی، نامگذاری، ترسیم نمودارهای هارکر، تعیین سریهای ماگمایی، جایگاه تکتونیکی و در پایان شناسایی خصوصیات محل منشأ سنگها استفاده نمود. ارائه این نتایج بصورت عناصر اصلی و کمیاب می‌باشد که در ابتدا بطور مختصر به معرفی این عناصر و اهمیت و کاربرد آنها در ژئوشیمی می‌پردازیم.

الف- عناصر اصلی

عناصری هستند که در هر تجزیه سنگی غالب اند. این عناصر شامل K, Na, Ca, Mg, Fe, Al, Si, Ti, Mn, P می‌باشند. غلظت آنها به صورت درصد وزنی (Wt%) اکسید بیان می‌شود. مهمترین کاربرد داده‌های عناصر اصلی شامل موارد زیر می‌باشد (رولینسون، ۱۹۹۳):

- (۱) طبقه‌بندی و نامگذاری سنگها
 - (۲) استفاده در نمودار تغییرات و نمایش داده‌ها بصورت نمودارهای دومتغیره و یا سه‌متغیره
 - (۳) به عنوان ابزاری جهت مقایسه با ترکیبات سنگی تجربی و پی بردن به شرایط تشکیل سنگها
 - (۴) استفاده از این عناصر به همراه عناصر کمیاب جهت تعیین جایگاه تکتونیکی تشکیل سنگ-
- های آذرین

ب- عناصر کمیاب

میزان فراوانی عناصر کمیاب کمتر از ۰/۱ درصد وزنی تا کمتر از ۱۰۰۰ ppm می باشد و غلظتشان به صورت قسمت در میلیون (ppm) بیان می گردد. این عناصر بندرت کانی مستقلی تشکیل می دهند ولی گاهی اوقات، کانی مخصوص به خود را می سازند، ولی در اغلب موارد جایگزین عناصر اصلی در ساختار کانیها می شوند. عناصر کمیاب در متمایز کردن فرایندهای پترولوژیکی دارای کارایی بهتری نسبت به عناصر اصلی بوده و بوسیله آنها می توان فرضیه های پترولوژیکی را به طور کمی مورد بررسی قرار داد.

عناصر کمیاب در جدول تناوبی به چند گروه تقسیم بندی می شوند:

عناصری با اعداد اتمی ۵۷ تا ۷۱ (La تا Lu) که به عناصر کمیاب خاکی یا لانتانیدها معروف هستند. این عناصر خود به سه گروه، عناصر کمیاب خاکی سبک (LREE)، عناصر کمیاب خاکی سنگین (HREE) و عناصر کمیاب خاکی متوسط (MREE) تقسیم بندی می شوند.

تمامی عناصر کمیاب خاکی دارای خصوصیات ژئوشیمیایی و فیزیکی مشابهی هستند و تنها اختلافات کوچکی در رفتارهای شیمیایی از خود بروز می دهند. این اختلافات کوچک موجود از نظر رفتار و اندازه در بین عناصر کمیاب خاکی، باعث می شود که این عناصر توسط برخی فرایندهای زمین شناسی از یکدیگر تفکیک شوند. در ژئوشیمی با استفاده از این خصوصیت می توان به ژنز مجموعه های سنگی و ماهیت فرایندهای زمین شناسی پی برد. از آنجائیکه عناصر کمیاب خاکی جزء عناصر با کمترین قابلیت انحلال بوده و در اثر عملکرد فرایندهایی نظیر هوازدگی، دگرگونی درجه پائین و دگرسانی هیدروترمال نسبتاً غیر متحرکند، نقش این عناصر در تمایز فرایندهای پترولوژیکی از اهمیت بسیار زیادی برخوردار می باشد.

یکی از روشهای تقسیم بندی عناصر کمیاب، بر اساس رفتار آنها در سیستمهای ماگمایی است که بر این مبنا، عناصر کمیاب به دو گروه عناصر سازگار و ناسازگار تقسیم می شوند. این عناصر به هنگام ذوب گوشته زمین یک رفتار ترجیحی نسبت به فاز مذاب یا جامد نشان می دهند. عناصری که ترجیح می دهند در فاز جامد باقی بمانند عناصر سازگار و عناصری که ترجیحاً وارد فاز مذاب می شوند را ناسازگار گویند. منظور از ناسازگار بودن یک عنصر کمیاب این است که این عنصر با ساختار کانی، ناسازگار بوده و در اولین فرصت آن را ترک خواهد کرد. تقسیم بندی عناصر ناسازگار بر اساس نسبت

بار به شعاع نیز می‌تواند مفید باشد، این نسبت را شدت میدان یا پتانسیل یونی یک عنصر گویند. بر طبق این تقسیم‌بندی، کاتیون‌های کوچک با بار بزرگ را عناصر با شدت میدان بالا (HFSE) گویند (پتانسیل یونی بالاتر از ۲) و شامل لانتانیدها، $\text{Sc}, \text{Y}, \text{Th}, \text{Zr}, \text{Hf}, \text{Ti}, \text{Nb}, \text{Ta}, \text{Pb}$ بوده و غیر متحرکند. کاتیونهای بزرگ با بار کوچک را عناصر با شدت میدان پایین (LFS) گویند (پتانسیل یونی کمتر از ۲) و شامل $\text{Cs}, \text{Rb}, \text{K}, \text{Ba}, \text{Sr}, \text{Pb}, \text{Eu}$ می‌باشند. این عناصر را عناصر لیتوفیل بزرگ یون (LILE) نیز می‌گویند. این عناصر متحرکند، همچنین فلزات واسطه $\text{Mn}, \text{Zn}, \text{Cu}$ نیز مخصوصاً در دماهای بالا میل به تحرک دارند (سیوالد و سی فراید^۱، ۱۹۹۰). در صورتی که $\text{Co}, \text{Ni}, \text{V}, \text{Cr}$ غیر متحرکند.

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

از رده‌بندی‌های شیمیایی مختلفی برای نامگذاری سنگ‌های آذرین منطقه مورد مطالعه استفاده شده است که عبارتند از:

- الف - رده‌بندی نورماتیو: (روش اصلاحی مولر و براون (۱۹۷۷) و اشتريکایزن و لی‌مایتره (۱۹۷۹))
- ب - رده‌بندی شیمیایی C کاکس و همکاران (۱۹۷۹)، دلارش و همکاران (۱۹۸۰)، میدل موست (۱۹۸۵) و فروست و همکاران (۲۰۰۱) که هر کدام را جداگانه مورد بررسی قرار می‌دهیم.

۴-۴-۱ - طبقه‌بندی بر اساس ترکیب نورماتیو

در اوایل قرن بیستم سه پترولوژیست به نامهای کراس، ایدینگز و پیرسون و یک ژئوشیمیست به نام واشنگتن بر مبنای تشکیل کانیهای مجازی روشی برای نامگذاری سنگها ابداع کردند که با توجه به حرف اول اسامی این محققین به طور مخفف نورم^۲ CIPW نامیده می‌شود. محاسبه نورم روشی است که تشخیص کانی را از طریق تجزیه شیمیایی میسر ساخته و در زمینه طبقه‌بندی سنگ‌ها، یک روش مجازی است. نورم CIPW روش خیلی معمول محاسباتی است. نورم سنگ ممکن است اساساً با کانی-شناسی مودال مشاهده شده در سنگ متفاوت باشد. کانی‌شناسی نورماتیو کلاً بر اساس شیمی است،

1- Seewald and Seyfried

2- Cross; Iddings; Pirrson; Washington

بنابراین سنگهای آذرین ریزدانه، درشتدانه و دگرگون شده با ترکیب شیمیایی مشابه، ترکیب نورماتیو یکسانی خواهند داشت (رولینسون، ۱۹۴۹).

در این طبقه‌بندی، نورم سنگها که بر اساس نتایج آنالیزهای شیمیایی محاسبه می‌گردد، مبنای رده‌بندی قرار می‌گیرند. نتایج آنالیز شیمیایی و محاسبات نورم نمونه‌های منطقه مورد مطالعه در جدول (۲-۴) آورده شده است.

– رده‌بندی نورماتیو اکونر^۱ (۱۹۶۵)

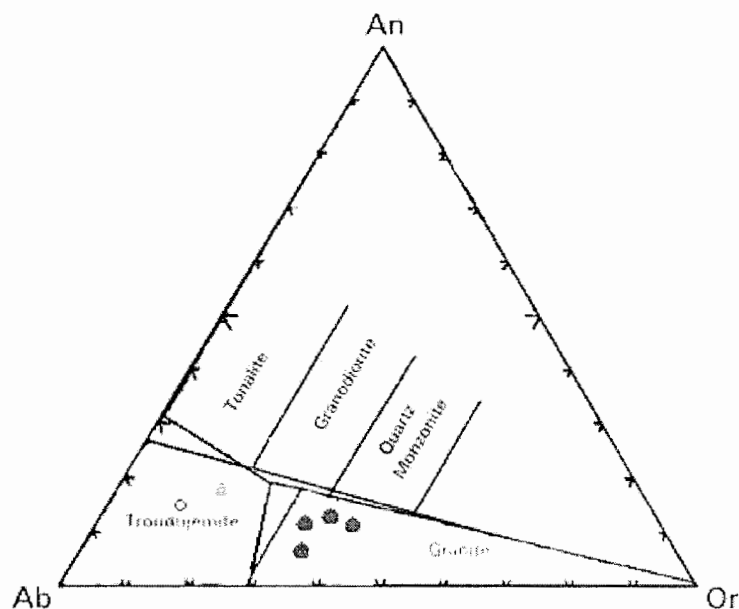
اکونر (۱۹۶۵)، بارکر^۲ (۱۹۷۹) و عبدالرحمن (۱۹۹۰) گرانیتوئیدها را با استفاده از دیاگرام مثلی آل بیت – ارتوز – آنورتیت نورماتیو طبقه‌بندی نموده‌اند (شکل ۴-۱). این طبقه‌بندی در مورد سنگ‌هایی که بیش از ۱۰ درصد کوارتز نورماتیو دارند، به کار برده می‌شود. مطابق این رده‌بندی سنگ‌های گرانیتوئیدی مورد مطالعه در محدوده گرانیت و ترانجمیت قرار می‌گیرند (نتایج نورماتیو نمونه‌های سنگی منطقه مورد مطالعه، برای چهار کانی کوارتز، آل بیت، آنورتیت و ارتوز در جدول (۴-۳) آورده شده است).

جدول ۴-۳- نتایج آنالیز نورماتیو کانی‌های کوارتز، آل بیت، ارتوز و آنورتیت در منطقه مورد مطالعه

Sample No	Q	Ab	Or	An
SFA4	36.5046	30.92584	19.1302	6.805411
GR1	33.25884	43.63031	6.541065	7.774083
GR6	34.74395	34.34077	19.80905	3.56145
GR7	36.6133	39.73736	8.67449	11.48892
1E	33.77047	29.75951	21.10627	7.778735
E3	32.99294	29.19802	21.77337	7.55621

1- O' Connor

2- Barker



شکل ۱-۴ - طبقه‌بندی An-Ab-Or نورماتیو اکونر (۱۹۶۵) برای سنگهای گرانیتوئیدی و موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه بر روی آن

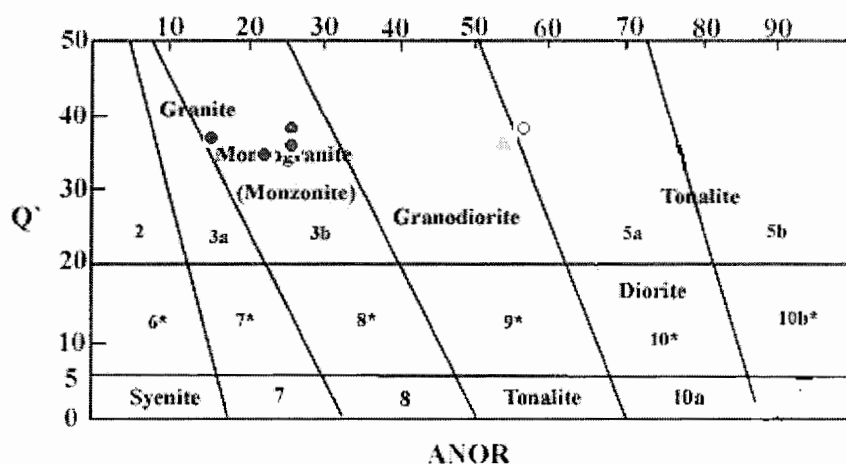
● گرانیت ○ تونالیت ● گرانودیوریت

- رده‌بندی نورماتیو اشتريکایزن و لی مایتره^۱ (۱۹۷۹)

در این رده‌بندی مقادیر نرم کوارتز، آلبیت، ارتوز و آنورتیت بر اساس نتایج آنالیز شیمیایی و به کمک نرم افزار Iqpet محاسبه شده‌اند. در دو معادله زیر پارامترهای ANOR و Q' که به طریق زیر تعریف می‌شوند، محاسبه و برای ترسیم نمودار ANOR - Q' استفاده می‌گردند. این نمودار برای تعیین موقعیت ترکیبی سنگ‌های گرانیتوئیدی استفاده می‌شود. موقعیت ترکیبی نمونه‌های مورد مطالعه در شکل ۲-۴ نشان داده شده است.

$$ANOR = 100 * (An / (An + Or))$$

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



شکل ۴-۲- رده‌بندی نورماتیو اشتریکایزن و لی مایتره (۱۹۷۹) برای سنگ‌های گرانیتوئیدی و موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه بر روی آن. محدوده‌های به کار برده شده به ترتیب معرف سنگهای زیر می‌باشند:

۲- آلکالی‌فلدسپارگرانیت، ۳- گرانیت، ۴- گرانودیوریت، ۵- تونالیت، ۶- سینیت، ۷- سینیت، ۸- مونزونیت، ۹- مونزودیوریت، ۱۰- دیوریت. برای شماره‌هایی که با ستاره مشخص شده به اول نامشان واژه کوارتز اضافه می‌شود.

مقادیر پارامترهای ANOR و Q' را برای تمام نمونه‌های مورد مطالعه محاسبه و در جدول (۴-۴) آورده شده است.

جدول ۴-۴- مقادیر پارامترهای ANOR و Q' برای نمونه‌های مورد مطالعه

شماره نمونه	نام سنگ	Q'	ANOR
SFA4	گرانیت	39.10	26.22
GR1	گرانودیوریت	36.46	54.29
GR6	گرانیت	37.58	15.24
GR7	تونالیت	37.94	56.98
1E	گرانیت	36.55	26.91
E3	گرانیت	36.05	25.76

مطابق این طبقه‌بندی نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده‌های گرانیت، گرانودیوریت، تونالیت قرار می‌گیرند.

- رده‌بندی نورماتیو با استفاده از روش اصلاحی مولر و براون^۱ (۱۹۷۷) و با کمک نمودار اشتريکایزن و لی مایتره (۱۹۷۹)

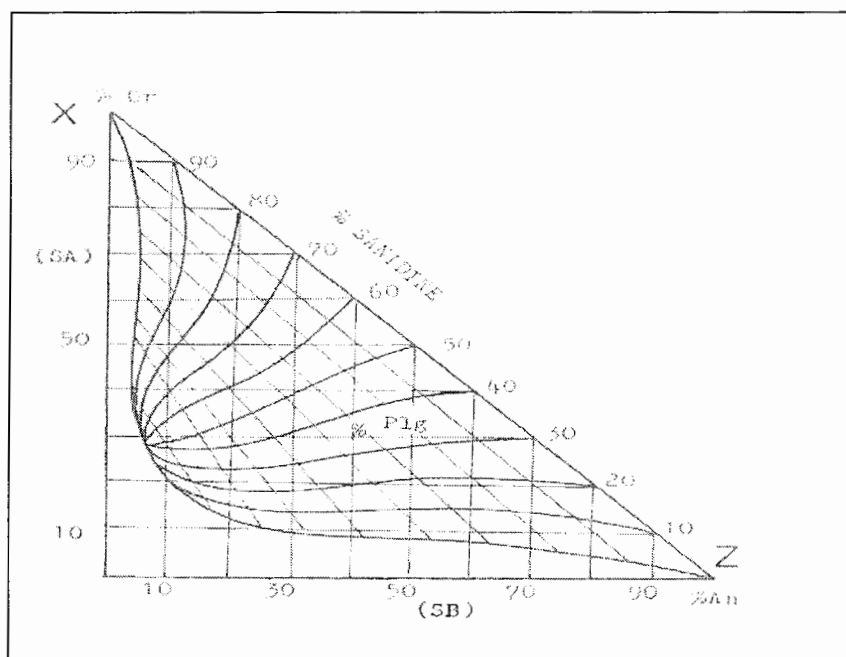
در این روش از مقادیر نورماتیو کوارتز، ارتوز، آنورتیت و آلبیت استفاده می‌شود. از این میان مقادیر نورماتیو ارتوز، آنورتیت و آلبیت را انتخاب می‌نماییم و درصد آنها را نسبت به مجموع آنها محاسبه می‌کنیم، سپس درصد ارتوز و آنورتیت نورماتیو را به ترتیب بر روی محورهای X و Z نمودار مولر و براون (۱۹۷۷) منتقل می‌نماییم (شکل ۴-۳).

با انجام این عمل نقطه‌ای بر روی نمودار مولر و براون بدست خواهد آمد، منحنی که به موازات سایر منحنی‌ها از این نقطه می‌گذرد، وتر نمودار مثلثی را در نقطه‌ای قطع می‌نماید که مشخصه فلدسپاتهای آلکالن سنگ مورد نظر نسبت به کل فلدسپاتهای سازنده آن سنگ است.

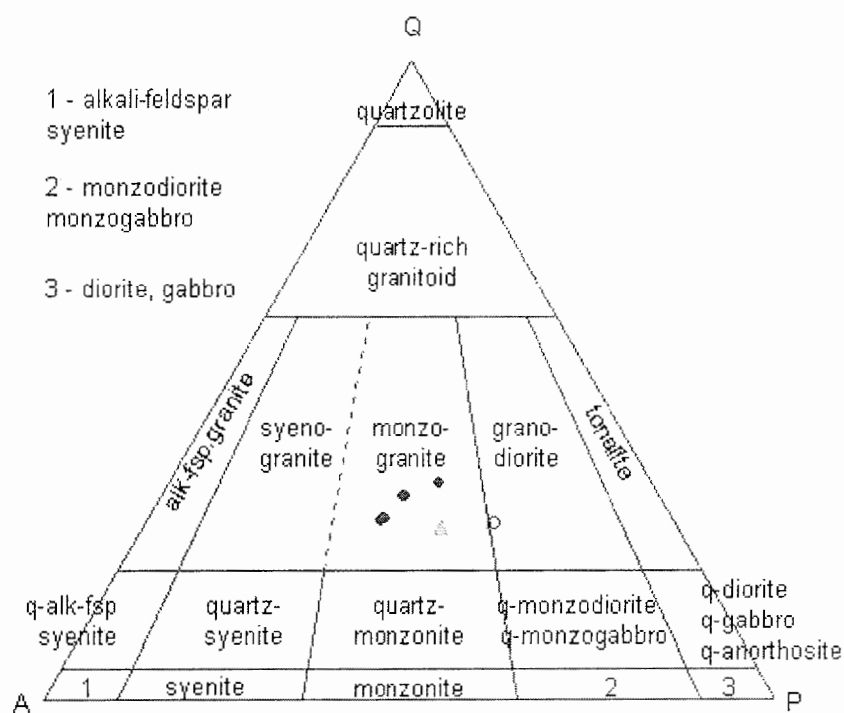
بعد از بدست آوردن درصد فلدسپاتهای آلکالن و پلاژیوکلاز از روی نمودار مولر و براون، درصد کل فلدسپاتها را با کم کردن درصد نورماتیو کوارتز از ۱۰۰ بدست می‌آوریم و سپس درصد آلکالی فلدسپار و پلاژیوکلاز را با توجه به درصد کل فلدسپات محاسبه می‌نماییم.

درصد نورماتیو کوارتز - ۱۰۰ = درصد کل فلدسپاتها

به این ترتیب مقادیر P, A, Q را برای نمونه‌های مورد مطالعه محاسبه می‌نماییم و بر روی نمودار مثلثی QAP اشتريکایزن (۱۹۷۶) ترسیم می‌کنیم، که با توجه به این، سنگ‌های مورد مطالعه در محدوده‌های گرانیات، گرانودیوریت، قرار می‌گیرند. نتایج محاسبات در شکل (۴-۴) نشان داده شده است.



شکل ۴-۳- نمودار مولر و براون (۱۹۷۷)، برای مشخص کردن درصد فلدسپاتهای آلکالن سنگ مورد نظر نسبت به کل فلدسپاتهای سازنده آن سنگ.



شکل ۴-۴- دیاگرام QAPF مودال اشتريکایزن (۱۹۷۶) و موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه بر روی آن بر پایه روش اصلاحی مولر و براون. تمام علائم شبیه شکل ۴-۱ است

۴-۴-۲- طبقه‌بندی شیمیایی

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

- طبقه‌بندی شیمیایی میدل موس^۱ (۱۹۸۵)

در دیاگرام میدل موس همانند دیاگرام کاکس و همکاران^۲ از نمودار مجموع آلکالن در مقابل سیلیس استفاده می‌شود. لیکن تقسیمات داخلی آن متفاوت است. نمونه‌های مورد مطالعه در این دیاگرام در محدوده‌های گرانیات و گرانودیوریت واقع شده‌اند (شکل ۴-۵).

- طبقه‌بندی دلارش و همکاران^۳ (۱۹۸۰)

در این طبقه‌بندی شیمی سنگ کل به صورت پارامترهای کاتیونی R_1 و R_2 نمایش داده شده است. پارامترها بر مبنای مقادیر کاتیونی (میلی کاتیونی) عناصر Si, Na, Fe, Ti, Ca, Mg و Al و با توجه به معادلات زیر محاسبه می‌شوند:

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

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

در جدول (۴-۵) این پارامترها برای تمام نمونه‌ها محاسبه شده است.

۱۰۰۰ * تعداد کاتیون * (وزن مولکولی/درصد وزنی) = عنصر بر حسب میلی کاتیون در ۱۰۰ گرم

طبقه‌بندی دلارش مزایایی دارد که عبارتند از :

- نسبت به محاسبه نورم، محاسبه پارامترهای R_1 و R_2 آسانتر است.

- کل شیمی عناصر اصلی سنگ به استثنای اکسیژن در طبقه‌بندی بکار می‌رود.

1-Middlemost

2- Cox et al.

3- De la Roche et al.

- در این روش درجه اشباع از سیلیس و تغییرات ترکیب فلدسپاتها مشخص می شود.
- این رده بندی با دقت و سهولت یکسان قابل استفاده برای طبقه بندی سنگ های درونی و بیرونی است.
- مقایسه وسیعی را بین داده های شیمیایی و مودال ممکن می سازد.
- با توجه به این دیاگرام نمونه های مورد مطالعه با بیش از ۷۰ درصد SiO_2 در محدوده های گرانودیوریت، مونزوگرانیت و سینوگرانیت قرار می گیرد (شکل ۴-۶).

جدول ۴-۵- مقادیر میلی کاتیون عناصر اصلی انتخابی و پارامترهای R_1 , R_2 نمونه های منطقه مورد مطالعه

شماره نمونه	نام سنگ	Si	Al	Fe _t	Mg	Ca	Na	K	Ti	R ₁	R ₂
SFA4	گرانیت	1235.6	265.99	33.08	6.699	23.71	107.7	66.67	2.87	2951.7	421.65
GR1	گرانودیوریت	1196.5	301.49	30.45	13.15	29.60	152.9	22.93	4.255	2782.0	505.39
GR6	گرانیت	1223.9	292.66	25.12	5.21	12.48	120.3	69.42	3.129	2751.8	377.96
GR7	تونالیت	1238.1	246.37	18.71	5.21	48.14	137.1	29.94	1.592	3074.0	545.63
1E	گرانیت	1212.5	258.53	44.67	11.41	29.42	103.5	73.46	4.458	2804.3	457.87
E3	گرانیت	1204.8	259.32	47.13	15.88	28.89	101.6	75.80	5.507	2762.3	464.42
SFM2	دیوریت	780.49	301.69	181.7	117.3	56.70	216.5	36.30	33.54	517.32	876.63
SK7	دیوریت	749.04	294.23	185.3	158.0	114.3	124.8	47.35	47.43	636.05	1296.15
SK8	دیوریت	748.88	274.62	192.57	163.0	112.1	110.3	49.68	50.06	749.82	1273.64
E3-5	دیوریت	779.50	244.02	194.80	136.4	165.1	142.3	9.129	31.54	999.61	1507.7

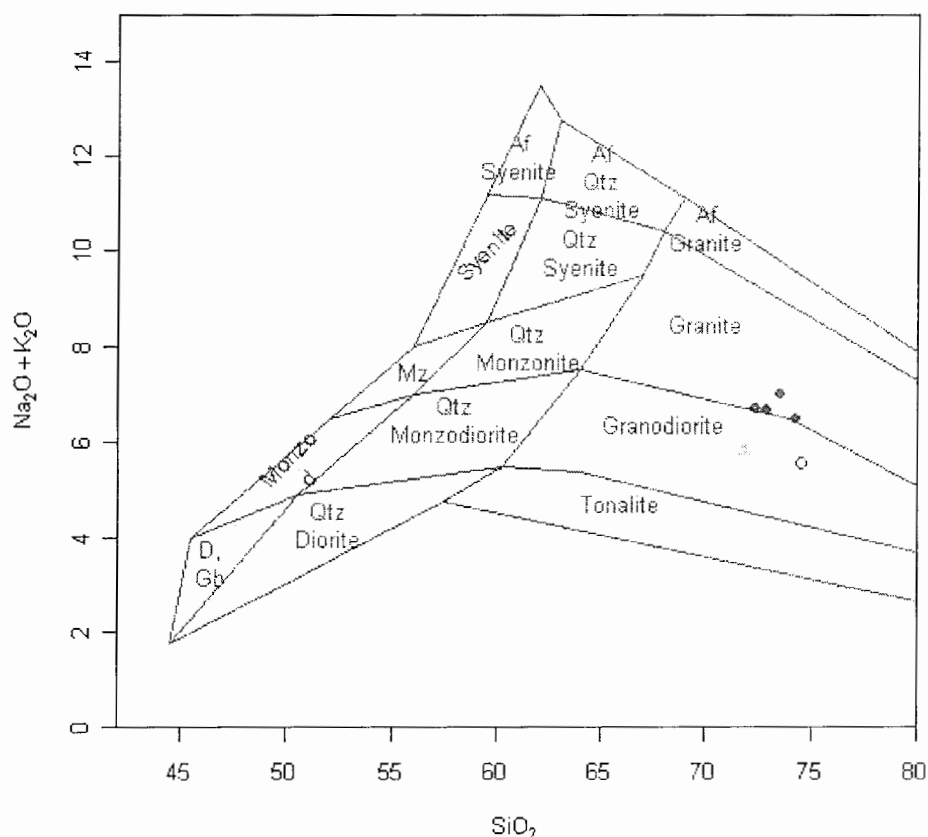
- طبقه بندی ویلسون^۱ (۱۹۸۹)
- در دیاگرام ویلسون همانند دیاگرام کاکس و همکاران^۲ (۱۹۷۹) مجموع آلکالن در محور قائم و سیلیس در محور افقی آورده شده است. در این دیاگرام، محدوده سنگ های مختلف مشخص شده و

^۱- Wilson

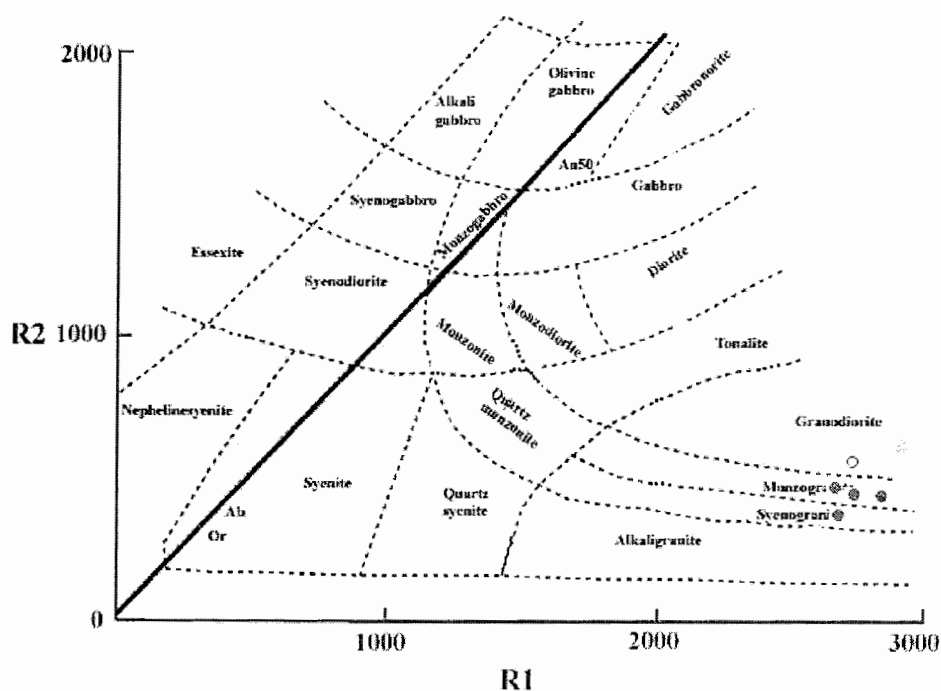
^۲- Cox et al.

قلمرو سنگ‌های ساب‌آلکان از آلکان مجزا گردیده است. با توجه به این دیاگرام سنگ‌های گرانیتوئیدی مورد مطالعه در محدودهٔ گرانیت قرار می‌گیرند (شکل ۴-۷).

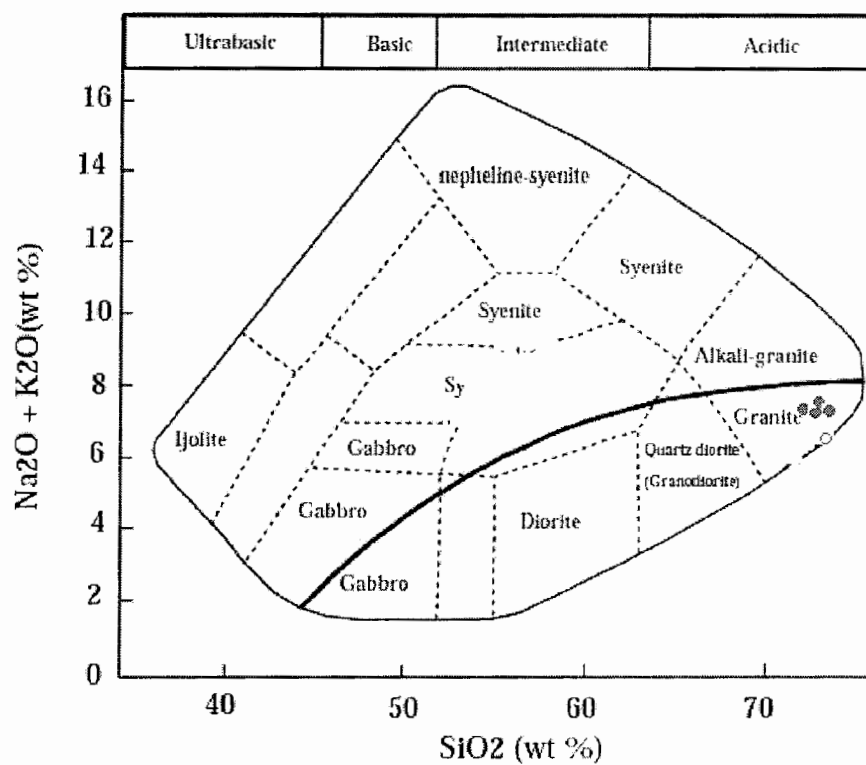
TAS (Middlemost 1994)



شکل ۴-۵- طبقه‌بندی شیمیایی میدلموست (۱۹۹۴) برای سنگ‌های گرانیتوئیدی و موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه بر روی آن. (تمام علائم شبیه شکل ۴-۱ است).



شکل ۴-۶- نمودار دلارش و همکاران (۱۹۸۰) و موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه بر روی آن. تمام علائم شبیه شکل ۴-۱ است.

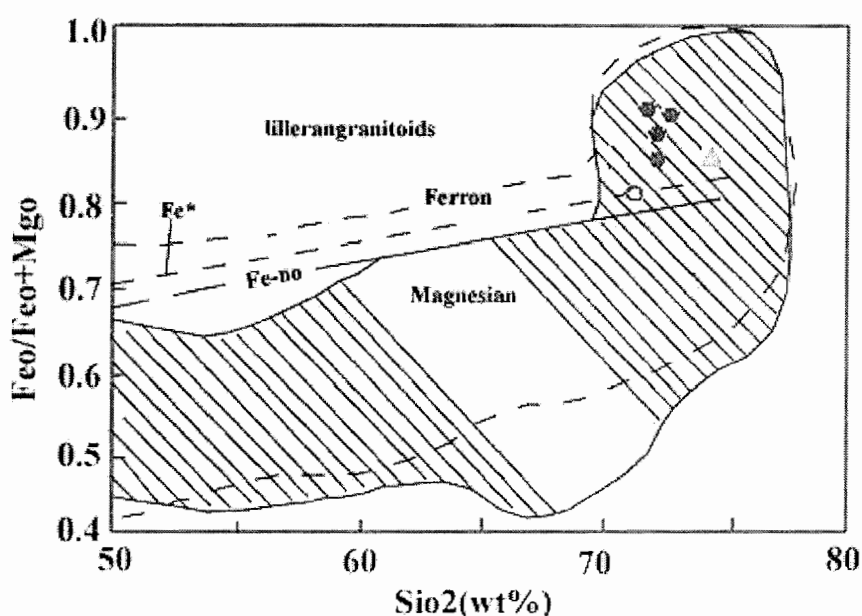


شکل ۴-۷- دیاگرام مجموع درصد وزنی آلکالن ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) در مقابل درصد وزنی SiO_2 (ویلسون، ۱۹۸۹) و موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه بر روی آن (تمام علائم شبیه شکل ۴-۱ است).

- طبقه‌بندی فروست و همکاران (۲۰۰۱)

فروست و همکاران (۲۰۰۱) با توجه به دیاگرام‌های قبلی یک تقسیم‌بندی جدیدی را بر پایه پارامتر عدد آهن ارائه نمودند.

مقدار این پارامتر از فرمول $Fe^* = FeO_t / (FeO_t + MgO)$ محاسبه می‌گردد. این پارامتر در محور قائم و درصد سیلیس در محور افقی قرار می‌گیرد و بر اساس این نمودار سنگ‌های گرانیتیویدی به دو دسته آهن‌دار و منیزیم‌دار طبقه‌بندی می‌شوند. نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده گرانیتیویدهای آهن‌دار واقع می‌شوند (شکل ۴-۸).



شکل ۴-۸- نمودار فروست و همکاران (۲۰۰۱)، به موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه توجه نمائید. تمام علائم شبیه شکل ۴-۱ است.

۴-۵ - استفاده از نتایج تجزیه‌های شیمیایی نمونه‌های مورد مطالعه برای بررسی روندهای

تغییرات آنها

دیاگرامهای تغییرات شیمیایی ابزارهای سودمندی هستند که به سادگی اختلافات و روندهای تغییرات ترکیب شیمیایی موجود در سنگها را که ناشی از تبلور، ذوب بخشی و تحولات ماگمایی است، نشان می‌دهند.

از مهمترین این دیاگرامها می‌توان به دیاگرامهای درصد اکسید _ درصد سیلیس (هارکر^۱، ۱۹۰۹)، درصد اکسید - ضریب تفریق (تورنتن و تاتل^۲، ۱۹۶۰) و درصد اکسید _ ضریب انجماد (کونو^۳، ۱۹۵۹) اشاره نمود. در محور X این نمودارها باید اکسید عنصری بکار رود که دارای دامنه تغییرات زیادی باشد و یا یک فرایند خاص ژئوشیمیایی را نمایش دهد. در اغلب موارد این اکسید، SiO_2 است، اما در سنگهای بازیک MgO و در رسوبات رس دار Al_2O_3 نیز بکار می‌رود.

با توجه به روند تغییرات می‌توان به فرایندهای ذوب بخشی، تبلور تفریقی، اختلاط ماگمایی و بالاخره آلودگی پوسته‌ای دست یافت (ویلسون^۴، ۱۹۸۹).

نشان دادن روند معین و تغییرات تدریجی مبین خویشاوندی احتمالی بین سنگهای مورد مطالعه می‌باشد ولی عدم پیوستگی نقاط در نمودارها و انقطاع روندها می‌تواند نشانه عدم خویشاوندی بین آنها باشد.

نمودار درصد اکسید - درصد سیلیس (هارکر، ۱۹۰۹)

با توجه به روندهای موجود در آن می‌توان به فرایندها و تحولاتی نظیر ذوب بخشی، تبلور تفریقی، اختلاط ماگمایی، آلیش پوسته‌ای، فرایند هضم و تبلور همزمان (AFC) که در تشکیل یا تبلور ماگماها دخیل هستند، پی برد (ویلسون، ۱۹۸۹).

1- Harker
2- Thornton & Tuttle
3- Kuno
4- Wilson

حال تغییرات هر کدام از اکسیدهای اصلی نمونه‌های مورد مطالعه در مقابل SiO_2 را شرح می‌دهیم (شکل ۴-۹).

Al_2O_3 در مقابل SiO_2

همانگونه که در دیاگرام مشخص است با افزایش SiO_2 مقدار Al_2O_3 کاهش می‌یابد، این امر با کاهش پلاژیوکلازها و گرایش کانیه‌های روشن به سمت تشکیل فلدسپارهای سدیک و پتاسیک سازگار است. همچنین قابل ذکر است میزان این اکسید طی تبلور ماگما در مایع باقیمانده کاهش می‌یابد که ناشی از تبلور پلاژیوکلازها می‌باشد.

FeO_t در مقابل SiO_2

نمودار تغییرات FeO_t در برابر SiO_2 روندی تقریباً نزولی نشان می‌دهد که این با تشکیل کانی‌های فرومنیزین در جریان تبلور ماگما قابل توجیه می‌باشد.

CaO در مقابل SiO_2

روند تغییرات این اکسید نزولی است این امر به دلیل مشارکت آن در ساختمان پلاژیوکلازها و کاهش مقدارش در جریان عمل تفریق می‌باشد.

MgO در مقابل SiO_2

روند تغییرات این اکسید مشابه CaO نزولی است این امر به دلیل مشارکت این اکسید در ساختمان کانی‌هایی چون آمفیبول و بیوتیت است.

Na_2O در مقابل SiO_2

با افزایش SiO_2 مقدار Na_2O افزایش اندکی را نشان می‌دهد. این پدیده با حضور فلدسپاتهای سدی - پتاسیک و پلاژیوکلازهای سدیک سازگار است. این اکسید در مراحل ابتدایی تفریق ماگمایی به مقدار کم در ساختمان پلاژیوکلازها وارد می‌شود، بنابراین در جریان تفریق مقدار آن در ماگمای باقیمانده افزایش می‌یابد.

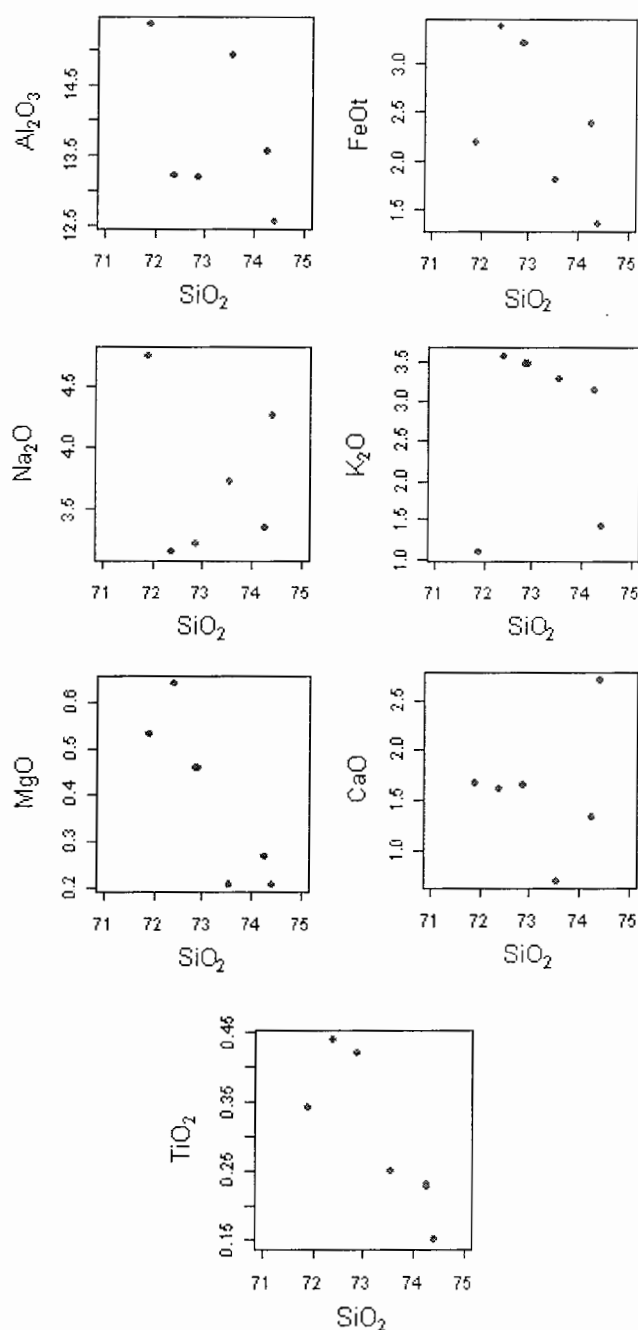
K_2O در مقابل SiO_2

روند تغییرات این اکسید نزولی است که با روند عادی تفریق ماگمایی ناسازگار است که این امر می‌تواند به دلیل تأثیرات دگرسانی هیدروترمال فلدسپاتها و هوازدگی نمونه‌های سنگی باشد (اپیو و

همکاران، ۲۰۰۰)، ولی در قسمتی پراکندگی دارد که این پراکندگی می‌تواند ناشی از مقادیر متغیر بیوتیت و فلدسپاتهای آکالن سنگها باشد.

TiO₂ در مقابل SiO₂

روند کاهشی محسوسی در مقدار TiO₂ مشاهده می‌شود.



شکل ۴-۹- نمودارهای تغییرات اکسیدهای عناصر اصلی در برابر سیلیس.

۴-۶- استفاده از عناصر کمیاب در بررسی روندهای تحولات توده نفوذی

عنصر کمیاب عنصری است که غلظت آن در سنگ کمتر از ۱٪، و یا کمتر از ۱۰۰۰ ppm باشد. مطالعات عناصر کمیاب بخش اصلی از پترولوژی مدرن بوده و نسبت به عناصر اصلی کارایی بهتری در متمایز کردن فرآیند پترولوژی دارند. عناصر کمیاب را اغلب به صورت گروهی مطالعه کرده و تغییر در رفتار اعضای گروه و یا تغییرات سیستماتیک در رفتار عناصر یک گروه را به عنوان شاخص فرآیندهای پترولوژی به کار می‌برند (رولینسون، ۱۹۹۳).

عناصر کمیاب به ندرت کانی خاصی را تشکیل می‌دهند و غالباً جانشین عناصر اصلی در شبکه بلورها می‌شوند. یک عنصر کمیاب به یکی از سه حالت زیر می‌تواند جانشین یک عنصر اصلی در شبکه بلوری گردد (میسون^۱، ۱۹۸۲).

- وقتی که یک عنصر کمیاب دارای بار الکتریکی مساوی و شعاع یونی نزدیک به عنصر اصلی باشد، معمولاً می‌گوییم که این عنصر کمیاب در شبکه بلوری دارنده عنصر اصلی، استتار شده است. مثلاً گالیوم در کانیهای آلومینیوم دار.

- اگر یک عنصر کمیاب دارای شعاع یونی مشابه و بار الکتریکی بزرگتر از عنصر اصلی باشد (یا بار یکسان اما شعاع کوچکتر) می‌گوییم که این عنصر در شبکه بلوری دربردارنده عنصر اصلی، تسخیر شده است. مانند جانشینی باریم به جای پتاسیم در سیلیکاتهای پتاسیم دار.

- اگر یک عنصر کمیاب دارای شعاع یونی مشابه اما بار الکتریکی کوچکتر از عنصر اصلی باشد (یا بار مشابه اما شعاع بزرگتر) می‌گوییم این عنصر در شبکه بلوری در بر دارنده عنصر اصلی، پذیرفته شده است. مانند روبیدیم در کانیهای پتاسیم دار.

در این قسمت ابتدا روند تغییرات تعدادی از عناصر کمیاب در نمونه‌های مورد مطالعه را در دیاگرام‌های ذوب و تفریق مورد بررسی قرار می‌دهیم. سپس روند تغییرات تعدادی از عناصر ناسازگار نسبت به هم و نسبت به عناصر سازگار حاصل از تجزیه شیمیایی نمونه‌های منطقه مورد مطالعه با همدیگر مورد بررسی قرار می‌دهیم (شکل ۴-۱۰).

الف - مقایسه بین پدیده‌های تبلور تفریقی و ذوب بخشی در توده گرانیتی

عناصر کمیاب، Sr، Rb و Ba قابل استفاده‌ترین عناصر کمیاب برای ارزیابی پدیده تبلور تفریقی در گرانیتوئیدها هستند. زیرا رفتار این عناصر در این سنگ‌ها شدیداً وابسته به فازهای کانیاپی اصلی همچون فلدسپاتها و میکاهاست (نیوا^۱ و همکاران، ۱۹۸۷).

غلظت عناصر سازگار در هنگام تفریق بلوری شدیداً تغییر می‌کند. در صورتی که عناصر ناسازگار، از نظر غلظت در هنگام ذوب بخشی بیشتر دچار تغییر می‌شوند (رولینسون، ۱۹۴۹).

در اینجا برای مقایسه پدیده ذوب بخشی با تفریق بلوری از نمودار Y در مقابل Zr استفاده کرده-

ایم.

- نمودار Y در مقابل Zr

در این نمودار که از میزان Y در برابر Zr (عبدالله و همکاران^۲، ۱۹۹۷) استفاده شده است. دو محدوده مربوط به ذوب بخشی (P.M) و تفریق بلوری (F.C) از هم تفکیک شده‌اند. نمونه‌های گرانیتوئیدی منطقه در محدوده تفریق بلوری واقع شده‌اند و به دلیل اینکه Zr یک عنصر شدیداً ناسازگار است، بنابراین تا مراحل انتهایی تفریق ماگمایی در بخش مایع باقی می‌ماند و در گرانیت های آکالن بسیار غنی شده‌تر است (شکل ۴-۱۰). روند تغییرات نمونه‌های گرانیتی منطقه بیشتر با امتداد مربوط به پدیده تبلور تفریقی هماهنگ است.

نمودارهای تغییرات عناصر کمیاب در برابر یکدیگر

تحرك عناصر کمیاب توسط تغییرات کانی شناسی که در طی دگرسانی صورت می‌گیرد و ماهیت فاز سیال کنترل می‌شود (رولینسون، ۱۹۹۳). عناصر کمیابی مانند Th, K, Rb, Sr, Ba, Zr ناسازگار و عناصر Ni, Co, V, Cr سازگار می‌باشند. فلزات واسطه Zn, Cu میل به تحرك خصوصاً در دماهای بالا دارند در صورتی که Sr, Rb, Ba متحرک‌اند. عناصر HFS مانند Y, Th, Zr, Hf, Nb, Ta, REE غیر متحرک‌اند. البته در مورد این مطالب کلی که ارائه گردید، ممکن است یک سری استثنائات نیز وجود

1- Niva

2- Abdollah, et.al

داشته باشد. این موضوع در مورد عناصر REE که معمولاً غیرمتحرک در نظر گرفته می‌شوند صادق است. هامفریز^۱ (۱۹۸۴) نشان داد که رابطه ساده‌ای بین درجه تحرک REE و نوع سنگ یا درجه دگرگونی وجود ندارد و تایید کرد که مهمترین عوامل کنترل کننده تحرک این عناصر، کانی‌شناسی سنگ و ماهیت فاز سیال است.

Zr (زیرکونیوم)

این عنصر با عدد اتمی ۴۰، عنصری لیتوفیل و کم تحرک است که کانی مستقل تشکیل می‌دهد (کانی زیرکن). زیرکونیوم عنصری ناسازگار بوده و به شدت وارد مذاب سیلیکاته می‌گردد، در سیال آبکی نسبتاً غیر متحرک است و از اینرو می‌تواند اطلاعاتی در مورد منشأ گوشته ارائه دهد (کارن و پیل، ۲۰۰۰).

زیرکونیوم در محصولات نهایی تفریق ماگمایی به وفور یافت می‌شود زیرا غلظت اولیه زیرکونیوم در ماگما معمولاً کمتر از مقدار مورد نیاز برای اشباع شدن آن است. میانگین مقدار این عنصر در سنگ‌های اولترامافیک ۴۵ ppm، در سنگ‌های مافیک ۱۴۰ ppm و در گرانیتها ۱۷۵ ppm می‌باشد. مقدار زیرکونیوم معمولاً با پیشرفت روند تفریق افزایش می‌یابد.

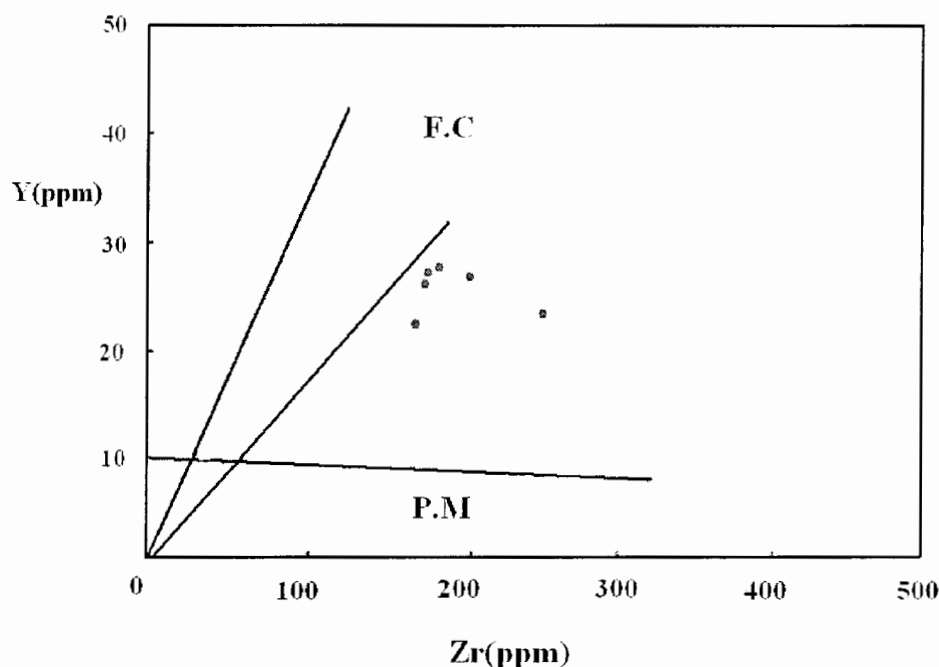
اما در نمونه‌های منطقه مورد مطالعه مقدار زیرکن همراه با افزایش SiO_2 یا ضریب تفریق کاهش می‌یابد (شکل ۴-۱۱).

Ba (باریم)

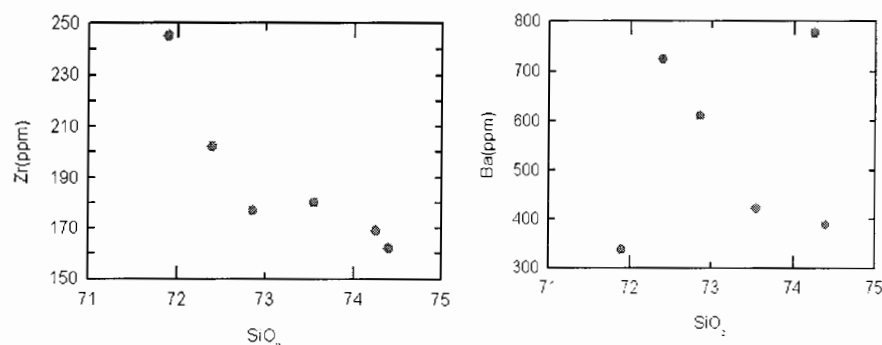
این عنصر هم با عدد اتمی ۵۶ عنصری لیتوفیل است که در سنگ‌های آذرین کانی مستقلی تشکیل نمی‌دهد. پتاسیم تنها عنصر دارای اندازه یونی قابل مقایسه با باریم است، بنابراین باریم بیشتر در بیوتیت و پتاسیم فلدسپارها یافت می‌شود. باریم نسبت به اکثر کانیهای که ابتدا متبلور می‌شوند، ناسازگار است ولی نسبت به پتاسیم فلدسپار عنصری سازگار است و همانطور که باریم وارد این کانی می‌شود، مقدار آن کاهش می‌یابد (اهارا و همکاران، ۲۰۰۰). میانگین مقدار باریم در سنگ‌های اولترامافیک ۰/۴ ppm، در سنگ‌های مافیک ۳۳۰ ppm و در گرانیتها ۸۴۰ ppm می‌باشد. باریم به

خاطر بار بیشتر باید در ترکیبات پتاسیم به صورت عنصری اسیر یا گرفتار شده حضور داشته باشد. این عنصر بجای کلسیم با شعاع یونی ($1/08A^\circ$) و بار الکتریکی مشابه در ساختمان پلاژیوکلازها به صورت عنصری پذیرفته شده، جانشین می‌شود. باریوم در شبکه سیلیکاتهای حرارت بالا شرکت نمی‌کند و بنابراین مقدار آن همواره در طی تفریق ماگمایی افزایش می‌یابد و به همراه پتاسیم در فازهای پایانی وارد ساختمان فلدسپاتهای آلکالن و بیوتیت می‌شود و یا در فازهای هیدروترمالی به صورت رگه و رگچه های باریت ظاهر می‌شود.

در نمودار Ba- SiO₂ نمونه‌های منطقه مورد مطالعه با افزایش SiO₂ و ضریب تفریق مقدار باریوم کاهش می‌یابد (شکل ۴-۱۱) که این با روند تفریق سازگار نیست.



شکل ۴-۱۰- نمودار Zr/Y (اقتباس از عبدالله و همکاران (۲۰۰۱))
(F.C: Fractional crystallisation & P.M: Partial melting)



شکل ۴-۱۱- نمودار تغییرات بعضی از عناصر کمیاب نسبت به سیلیس

۴-۷- پترولوژی

بعد از بررسی ژئوشیمی نمونه‌های مورد مطالعه در این بخش ابتدا نوع و سری ماگمای سازنده سنگ‌های این منطقه و سپس درجهٔ اشباع از آلومین آنها را مورد بررسی قرار می‌دهیم.

۴-۷-۱- سری ماگمایی

در ابتدا به نظر می‌رسید که تنها دو سری تولیتی و آکالن وجود دارد اما امروزه مشخص گردیده که پنج سری ماگمایی قابل تشخیص است:

۱- سری تولیتی ۲- سری کالکوالکالن ۳- سری آکالن ۴- سری شوشونیتی ۵- سری تحولی

قابل توجه اینکه دو سری آخری در سری آکالن نهفته هستند. برای نشان دادن این سری‌ها دیاگرام‌های مختلفی توسط پترولوژیستها ارائه شده است، با استفاده از این دیاگرام‌ها می‌توان ماگمای سازنده سنگ‌های منطقهٔ مورد مطالعه را مشخص نمود. جهت تعیین سری ماگمایی تودهٔ نفوذی منطقه از نمودارهای مختلفی استفاده شده است. این نمودارها شامل نمودار مجموع آکالن به سیلیس و نمودار مثلی AFM (ایروین و باراگار^۱، ۱۹۷۱، ۱۹۷۴) و نمودار $K_2O - SiO_2$ (لومتر و ریکوود، ۱۹۸۹) است.

الف) دیاگرام مجموع آلکالن در مقابل سیلیس (ایروین و باراگار، ۱۹۷۱)

این نمودار برای تفکیک سری‌های ماگمایی ساب آلکالن از سری‌های آلکالن به کار می‌رود. در این نمودار مقادیر $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ در محور قائم و درصد سیلیس بر روی محور افقی قرار گرفته است. مطابق این دیاگرام (شکل ۴-۱۲ الف) نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده ساب آلکالن واقع شده‌اند. سنگ‌های ساب آلکالن، سیلیس بیشتری نسبت به سنگ‌های آلکالن دارند و فلدسپاتوئید در آنها وجود ندارد.

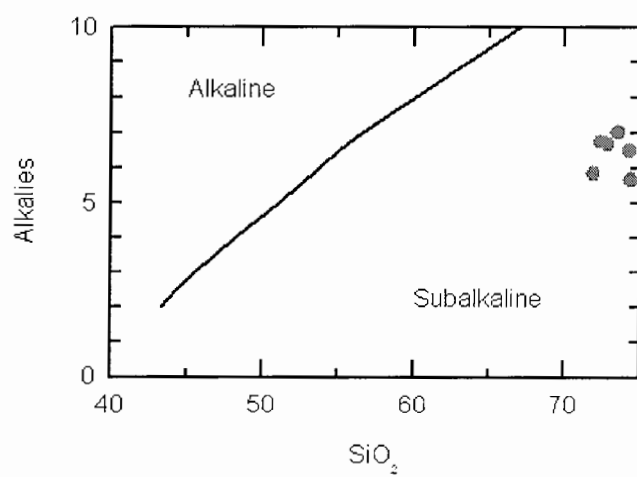
ب) دیاگرام AFM (ایروین و باراگار، ۱۹۷۴)

این نمودار، تغییرات مقدار آهن ماگما را در طول تفریق نشان می‌دهد. و از آن، جهت تفکیک سری تولیتی از سری کالکوالکالن استفاده می‌شود. در نمودار مثلثی AFM رئوس آن با $A = \text{Na}_2\text{O}$, $M = \text{MgO} + \text{K}_2\text{O}$, $F = \text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$ مطابقت می‌کند.

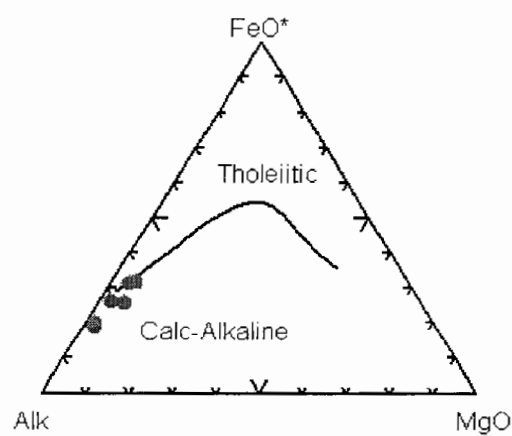
براساس این نمودار (شکل ۴-۱۲ ب) تمام نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده کالکوالکالن واقع شده‌اند. این مسئله مبین بالا بودن فشار بخشی اکسیژن در هنگام تفریق ماگمایی می‌باشد که وجود کانی‌های تیره مانند مگنتیت، این مسئله را تایید می‌کند.

ج) نمودار $\text{K}_2\text{O} - \text{SiO}_2$ (لومتر و ریکوود^۱، ۱۹۸۹)

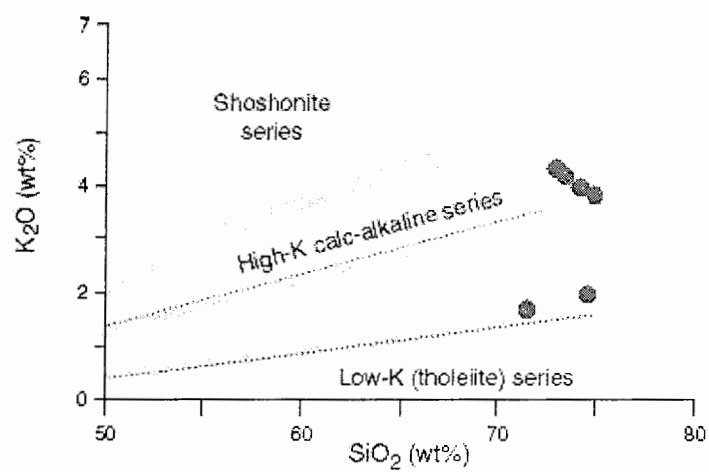
در این نمودار ۴ سری شوشونیتی، کالکوالکالن با پتاسیم بالا، کالکوالکالن (پتاسیم متوسط) و سری تولیتی (پتاسیم پایین) از یکدیگر متمایز شده‌اند. با توجه به شکل (۴-۱۲ ج)، نمونه‌های منطقه مورد مطالعه، به طور عمده در محدوده سری کالکوالکالن با پتاسیم بالا قرار گرفته‌اند. زیرا مقادیر K_2O سنگ‌های آذرین منطقه بالا می‌باشد.



الف



ب



ج

شکل ۴-۱۲- نمودارهای تعیین سری ماگمایی سنگهای گرانیتی منطقه فریمان.
 شکل الف- نمودار تعیین سری ماگمایی سنگهای آذرین و موقعیت نمونه‌ها بر روی آن.
 شکل ب- نمودار AFM ویلسون (۱۹۸۹) و موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه بر روی آن.
 شکل ج- نمودار $K_2O - SiO_2$ ریکوود (۱۹۸۹) و موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه بر روی آن.

با توجه به دیاگرامهای فوق نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده گرانیت‌های کالک‌آلکان واقع می‌شوند. این نوع گرانیتها در محیطهای تکتونیکی زیر یافت می‌شوند:

در مناطق در حال فرورانش که از آن جمله می‌توان به فرورانش بین یک پوسته اقیانوسی و یک پوسته قاره‌ای اشاره کرد، حاشیه جوان قاره‌ها و نوارهای کوهزایی قدیمی نیز از جمله این محیطها است. با توجه به سن توده نفوذی مورد نظر (پرکامبرین) و موقعیت زمین‌ساختی ایران در آن زمان، و ویژگیهای ژئوشیمیایی ارائه شده در ارتباط با این توده و توده‌های مشابه آن، آنها حاصل ماگماتیسمی هستند که در یک منطقه فرورانش به وقوع پیوسته است.

۴-۷-۲- درجه اشباع از آلومین (ASI)

سنگهای آذرین را از نظر درجه اشباع از آلومین به چهار گروه پرآلومین، متاآلومین، پرآلکان (شاند^۱، ۱۹۵۱) و ساب آلومین (هایندمن^۲، ۱۹۸۵) تقسیم می‌نمایند. مبنای این طبقه‌بندی بر اساس مقادیر مولکولی $CaO, K_2O, Na_2O, Al_2O_3$ استوار بوده و به شرح زیر است:

- پر آلومین $Al_2O_3 > CaO + Na_2O + K_2O$ که بر اساس تقسیم بندی کلارک^۳ (۱۹۸۱) به دو گروه

پر آلومین نرمال (A/CNK ۱/۱ تا ۱/۲) و هیپرآلومین ($A/CNK > ۱/۲$) تقسیم می‌شوند.

- متا آلومین $CaO + Na_2O + K_2O > Al_2O_3 > Na_2O + K_2O$

- ساب آلومین $Al_2O_3 = Na_2O + K_2O$

- پر آلکان $Al_2O_3 < Na_2O + K_2O$

بر اساس این رده بندی بیشتر سنگهای منطقه مورد مطالعه در گروه پر آلومین قرار می‌گیرند.

1- Shand
 2- Hyndman
 3- Clarke

دیاگرامهایی که سنگها را بر اساس درجه اشباع آلومین تفکیک می کنند در زیر معرفی گردیده اند.

- دیاگرام A/CNK-A/NK (مانیار و پیکولی^۱، ۱۹۸۹)

نمودار تغییرات نسبت مولکولی $Al_2O_3 / CaO + Na_2O + K_2O$ درمقابل تغییرات نسبت مولکولی $Al_2O_3 / Na_2O + K_2O$ (مانیار و پیکولی، ۱۹۸۹)، یکی از نمودارهایی است که برای تمایز سه محدوده پرآلومین، متآلومین و پراآلکالن به کار برده می شود. همانطور که در شکل ۴-۱۳-الف مشاهده می گردد نمونه های مورد مطالعه در محدوده پرآلومین قرار می گیرند.

- دیاگرام A/CNK-SiO₂ (عبد الرحمن، ۱۹۹۰)

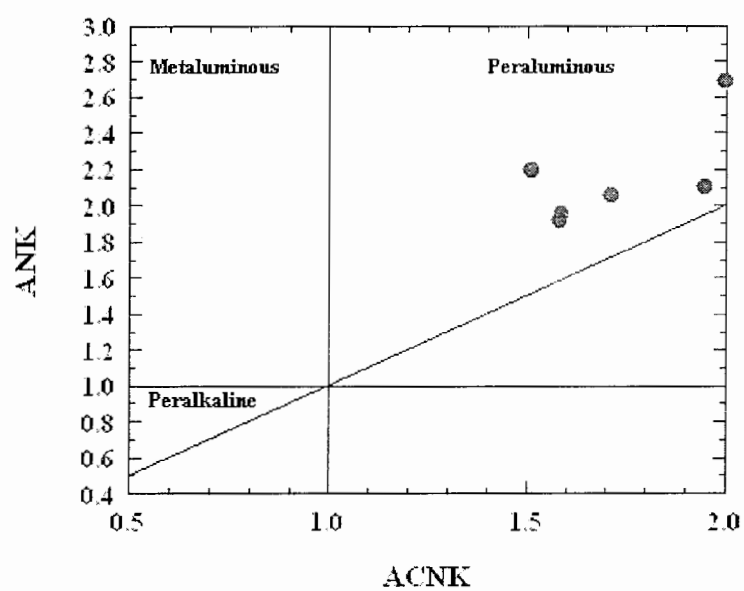
نمودار تغییرات مولکولی $Al_2O_3 / (Na_2O + K_2O + CaO)$ در مقابل درصد وزنی SiO₂ (اقتباس از عبدالرحمن، ۱۹۹۰) نیز برای تمایز سنگهای متآلومین از پرآلومین به کار برده شده است. همانطور که در شکل ۴-۱۳-ب مشاهده می گردد نمونه ها در محدوده پرآلومین قرار می گیرند.

- دیاگرام A/CNK-SiO₂ (وایت و چپل^۲، ۱۹۷۴)

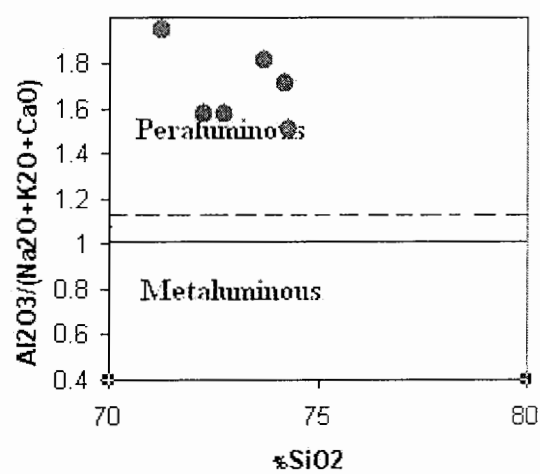
در این نمودار نسبت مولکولی $Al_2O_3 / CaO + Na_2O + K_2O$ در برابر درصد وزنی SiO₂ رسم شده است. تمام نمونه های مورد مطالعه در این دیاگرام در محدوده پرآلومین قرار می گیرند (شکل ۴-۱۳-ج).

1- Maniar & Piccol

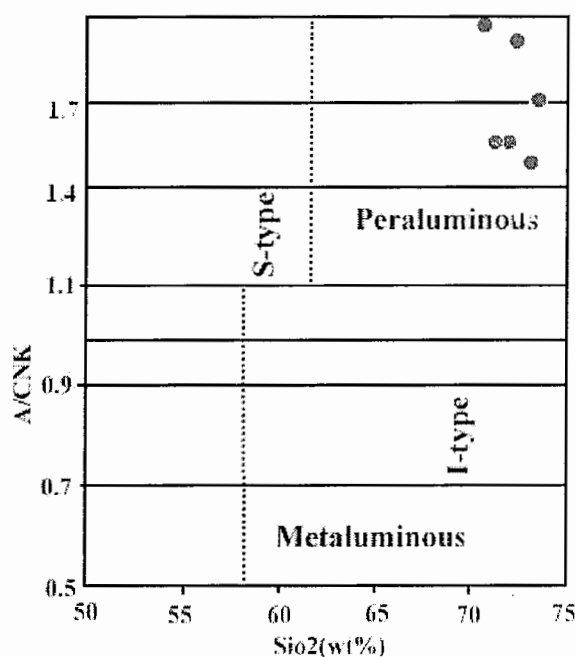
2- White & Chappell



شکل الف



شکل ب



شکل ج

شکل ۴-۱۳- نمودارهای تعیین درجه اشباع آلومین (ASI) سنگهای آذرین منطقه مورد مطالعه
 شکل الف- نمودار $A/CNK-A/NK$ مانیار و پیکولی (۱۹۸۹) جهت تعیین درجه اشباع از آلومین
 سنگهای آذرین منطقه مورد مطالعه.
 شکل ب- نمودار $A/CNK-SiO_2$ عبدالرحمن (۱۹۹۰) جهت تعیین درجه اشباع از آلومین سنگهای
 آذرین منطقه مورد مطالعه.
 شکل ج- نمودار $A/CNK-SiO_2$ وایت و چپل (۱۹۷۴) جهت تعیین درجه اشباع از آلومین سنگهای
 آذرین منطقه مورد مطالعه.

۴-۸- پتروژنز سنگهای گرانیتی

به طور کلی سنگهای گرانیتی می توانند منشأ متفاوتی داشته و ماگمای مادر آنها نیز در محیطهای تکتونیکی مختلفی به وجود آمده باشد. در این بخش خاستگاه ماگمایی و جایگاه تکتونیکی سنگهای منطقه، مورد بحث و بررسی قرار خواهد گرفت. در بخش خاستگاه ماگمایی به منشأ سنگ-های گرانیتوئیدی و در بخش جایگاه تکتونیکی به جایگاه تشکیل و قرارگیری توده نفوذی گرانیتی در موقعیت های مختلف صفحات تکتونیکی پرداخته شده است.

۴-۸-۱- خاستگاه ماگمایی سنگهای گرانیتوئیدی منطقه

رده بندیهای مختلفی در مورد منشأ گرانیت ها ارائه شده است. رید^۱ در سال ۱۹۵۷ به منشأ گوشته‌ای بعضی از گرانیتها پی برد. در سال ۱۹۷۴ چاپل و وایت پس از مطالعه باتولیت‌های گرانیتی بزرگ کمر بند کوهزایی تاسمانی در شرق استرالیا، گرانیتها را از نظر منشأ به دودسته S و I تقسیم بندی کردند. ولی از آنجا که رده بندی گرانیتها به انواع S (حاصل ذوب سنگهای پوسته قاره‌ای) و I (حاصل ذوب پوسته اقیانوسی یا تفریق ماگمای بازیکی مشتق شده از گوشته) (چپل و وایت، ۱۹۷۴) جامع تر از سایر تقسیم‌بندیها می‌باشد در اینجا گرانیت‌های منطقه مورد مطالعه بر اساس این نوع طبقه‌بندی مورد بحث قرار می‌گیرند.

سنگ‌های گرانیتوئیدی نوع I (چاپل و وایت، ۱۹۸۸):

دارای نسبت K/Na پایین، کلسیم بالا و حالت اکسیداسیون شدید هستند. بنابراین مگنتیت در آنها فراوان می‌باشد. گردهمایی کانیایی در آنها شامل بیوتیت قرمز یا قهوه‌ای، هورنبلند (با انکلوزیون-های آپاتیت)، تیتانیت، آلانیت و گاهی ایلمنیت می‌باشد. اکثر اوقات متاآلومینوس و تا کمی ضعیف پراآلومینوس هستند. در آنها فلدسپار پتاسیم به رنگ صورتی هستند.

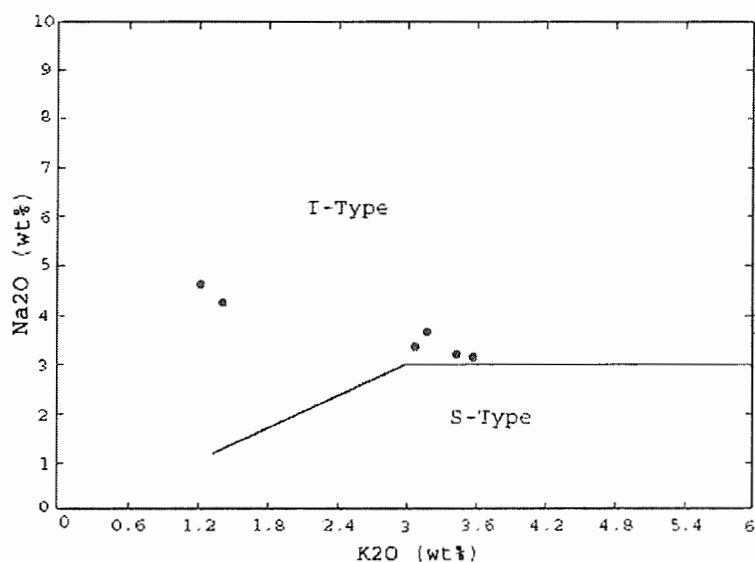
سنگ‌های گرانیتوئیدی نوع S (چاپل و وایت، ۱۹۸۸):

دارای نسبت K/Na بالا، کلسیم، استرانسیوم و سدیم پایین (به واسطه هواز دگی خارج شده‌اند)، آلومینیوم بالا و حالت اکسیداسیون ضعیف هستند. گردهمایی کانیایی در آنها شامل بیوتیت قرمز - قهوه‌ای، مونازیت، تیتانیت، موسکویت و احتمالاً کردیریت، گارنت و ایلمنیت هستند. پراآلومینوس هستند و توپاز و تورمالین نیز دارند. دارای انکلاوهای پلیتی بوده و کانی‌های دگرگونی در آنها فراوان است.

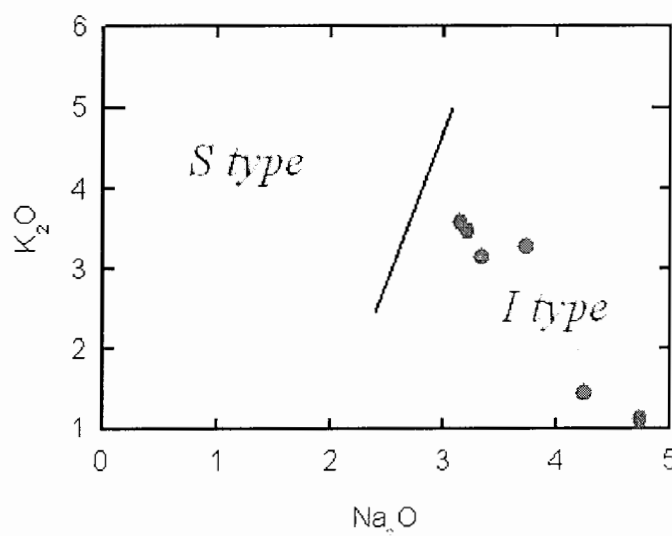
در شکل (۴-۱۴) نمودار چاپل و وایت (۱۹۷۴)، برای تفکیک گرانیتوئیدهای نوع S و I نشان داده شده است. همان‌طور که در این نمودار مشاهده می‌شود، گرانیتوئیدهای نوع S از پتاسیم غنی و از

سدیم فقیر هستند. براساس این نمودار سنگ‌های منطقه مورد مطالعه، تماماً در محدوده نوع I قرار گرفته‌اند.

بر اساس نمودار Na_2O در برابر K_2O جهت تفکیک گرانیت های S و I از چاپل و وایت (۲۰۰۱)، تمام نمونه ها در محدوده گرانیت های نوع I واقع می‌شوند (شکل ۴-۱۵).



شکل ۴-۱۴ - موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه در نمودار درصد وزنی K_2O در مقابل Na_2O برای تمایز گرانیتوئیدهای نوع S و I (چاپل و وایت، ۱۹۷۴).



شکل ۴-۱۵ - موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه در نمودار درصد وزنی Na_2O در مقابل K_2O برای تمایز گرانیتوئیدهای نوع S و I (چاپل و وایت، ۲۰۰۱).

شواهد دال بر نوع I بودن توده های مورد مطالعه

۱- اختصاصات کانی شناسی

حضور کانیهای تیره آمفیبول و بیوتیت در سنگهای متشکله توده و حضور اسفن.

عدم حضور موسکویت اولیه و کانیهای رستیت از قبیل گارنت و آندالوزیت

۲- اختصاصات ژئوشیمیایی

دامنه تغییرات SiO_2 ۷۱,۹ تا ۷۴,۵ درصد است.

میانگین مقدار $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MgO} + \text{MnO} + \text{TiO}_2$ معادل ۵,۶۷ می باشد که قابل مقایسه با

گرانیت های نوع I می باشد.

مقدار درصد Na_2O بیشتر از ۳,۲ می باشد.

تمامی خصوصیت های گرانیت ها با گرانیت های نوع I مطابقت دارد و تنها نسبت مولکولی

$\text{Al}_2\text{O}_3 / \text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ در این سنگها بالا می باشد و با گرانیت های نوع I مطابقت ندارد که آن

هم نمی تواند دلیلی بر منشأ S آنها باشد.

۴-۹- محیط تکتونیکی توده های گرانیتوئیدی

پس از گسترش نظریه تکتونیک ورقه ای، محققان با مطالعه بر روی خصوصیات کانی شناسی،

ژئوشیمیایی و شواهد صحرایی به این نتیجه رسیدند که میان توده های گرانیتوئیدی و موقعیت

تکتونیکی آنها رابطه خاصی مشاهده می شود. توصیف محیط تکتونیکی گرانیتوئیدها توسط افراد

مختلفی مانند پیچر^۱، ۱۹۸۲؛ پیرس^۲ و همکاران، ۱۹۸۴؛ وایلی^۳، ۱۹۸۴؛ ویتنی^۴، ۱۹۸۸؛ مانیار و

پیکولی، ۱۹۸۹؛ باربارن^۵، ۱۹۹۰؛ پیرس، ۱۹۹۶ انجام شده و نمودارهای مختلفی بر اساس عناصر

اصلی، فرعی و کمیاب ارائه شده است. اما اکثر نمودارهایی که استفاده می شوند بر پایه عناصر کمیاب

غیرمتحرک بوده و این نمودارها برای سنگ های دگرسان شده و دگرگون شده نیز به کار می روند. به-

1-Peacher

2-Pearce

3-Wiley

4-Vitni

5-Barbarn

طور خلاصه، یک نمودار خوب متمایز کننده محیط تکتونیکی، باید با عناصری تشکیل شود که نسبت به فرایندهای ثانویه غیرحساس بوده و نیز اندازه‌گیری آنها، حتی در سطح غلظت پایین به وسیله روش‌های تجزیه‌ای نسبتاً ساده و سریع، با دقت بالا امکان پذیر باشد (رولینسون، ۱۹۹۳).

قبل از آنکه به بررسی محیط تکتونیکی گرانیتوئیدهای منطقه مورد مطالعه بپردازیم، ابتدا لازم است انواع مختلف گرانیتوئیدها از نظر محیط تکتونیکی معرفی گردند. جدیدترین این تقسیم‌بندی‌ها، توسط پیرس (۱۹۹۶) انجام گرفته است. در این قسمت جایگاه تکتونیکی گرانیتوئیدهای منطقه مورد مطالعه، با استفاده از تقسیم‌بندی مانیار و پیکولی (۱۹۸۹) و باچلور و بودن^۱ (۱۹۸۵) مورد بررسی قرار گرفته است.

۴-۹-۱- تقسیم‌بندی مانیار و پیکولی (۱۹۸۹)

مانیار و پیکولی با استفاده از کانیها و عناصر اصلی نمودارهایی را جهت تعیین محیط تکتونیکی گرانیتها ابداع نمودند.

بر اساس طرح مانیار و پیکولی (۱۹۸۹) گرانیتوئیدها از نظر محیط تکتونیکی به هفت گروه تقسیم می‌شوند که عبارتند از:

- ۱- پلاژیوگرانیت های اقیانوسی (OP)؛
- ۲- گرانیتوئیدهای همراه با بالآمَدگی خشکی‌زایی قاره‌ای (CEUG)؛
- ۳- گرانیتوئیدهای مرتبط با ریف (RRG)؛
- ۴- گرانیتوئیدهای جزایر قوسی (IAG)؛
- ۵- گرانیتوئیدهای قوس قاره‌ای (CAG)؛
- ۶- گرانیتوئیدهای برخورد قاره‌ای (CCG)؛
- ۷- گرانیتوئیدهای پس از کوهزایی (POG)؛

در این رده بندی سنگ‌های گرانیتوئیدی را به دو گروه بزرگ کوهزایی و غیرکوهزایی تقسیم می‌کنند، سه گروه اول از این گرانیتوئیدها را گرانیتوئیدهای غیرکوهزایی (A) و چهار گروه بعدی را

1- Batchelor & Bowden

گرانیتوئیدهای کوهزایی (O) می‌دانند. مانیار و پیکولی (۱۹۸۹) به جز پلاژیوگرانیت‌های اقیانوسی شش گروه دیگر را به صورت زیر گروه بندی می‌کنند.

CCG+CAG+IAG به عنوان گروه I ، CEUG+RRG را در گروه II و POG را در گروه III طبقه بندی می‌کنند.

مشخصات این هفت نوع گرانیت در ادامه آمده است:

الف) گرانیتوئیدهای کوهزایی

➤ گرانیتوئیدهای جزایر قوسی (IAG)^۱:

این نوع گرانیتوئیدها در اثر فرورانش یک صفحه اقیانوسی به زیر صفحه دیگر به وجود می‌آیند و می‌توانند شامل مجموعه سنگی گرانودیوریت، تونالیت، کوارتزیدیوریت و مونزودیوریت باشند. براساس شاخص شند سنگهای این گروه به شدت متآلومین ($A/NK > 1/4$) بوده و به سری ماگمایی کالکوالکالن تعلق دارند.

➤ گرانیتوئیدهای قوس قاره‌ای (CAG)^۲:

این نوع سنگها در نتیجه فرورانش یک پوسته اقیانوسی به زیر پوسته قاره‌ای به وجود می‌آیند و می‌توانند شامل مجموعه سنگی گرانیت، گرانودیوریت و تونالیت باشند. سنگهای این گروه به شدت متآلومین بوده و کالکوالکالن هستند.

➤ گرانیتوئیدهای حاصل برخورد قاره‌ای (CCG)^۳:

این گرانیتوئیدها در طی برخورد دو قاره و هنگام کوهزایی حاصل از این برخورد تشکیل می‌شوند. تنها سنگ تشکیل دهنده این گروه گرانیت است. سنگهای گروه مذکور به شدت پراآلومین بوده ($A/CNK > 1/15$) و کالکوالکالن هستند.

1- Island Arc Granitoid
2- Continental Arc Granitoid
3-Continental Collision Granitoid

➤ گرانیتوئیدهای پس از کوهزایی (POG)^۱:

این گرانیتوئیدها در طی مرحله پایانی یک حادثه کوهزایی و عمدتاً پس از خاتمه دگرشکلی‌ها تشکیل می‌شوند. گروه مذکور از نظر زمانی و مکانی با کوهزایی همراه بوده و مرحله انتقالی پایدار شدن پوسته قاره‌ای را پس از کوهزایی نشان می‌دهند (رودگرز و گرین برگ، ۱۹۹۰). سنگهای تشکیل دهنده این گروه گرانیته بوده و به سری کالکوالکان تعلق دارند.

ب) گرانیتوئیدهای غیرکوهزایی

➤ گرانیتوئیدهای مرتبط با ریف (RRG)^۲:

سنگهای این گروه، در طی ایجاد ریف در پوسته ایجاد می‌شوند و می‌توانند شامل مجموعه سنگی آلکالی گرانیته‌ها، آلکالی کوارتز سینیت و کوارتز مونزونیت باشند. براساس شاخص شدن، این گروه پراآلکان بوده و به سری ماگمایی آلکان تعلق دارند.

➤ گرانیتوئیدهای ناشی از بالاآمدگی خشکی‌زایی قاره‌ای (CEUG)^۳:

گرانیتوئیدهای این گروه در مناطق قاره‌ای، که مرحله خشکی‌زایی را پشت سر گذاشته یا ریف ناقصی در آنها پدید آمده، مشاهده شده‌اند. گروه مذکور احتمالاً در اثر فعالیت نقاط داغ به وجود می‌آیند (مانیار و پیکولی، ۱۹۸۹). سنگهای تشکیل‌دهنده این گروه، شامل گرانیته، آلکالی گرانیته، کوارتز-سینیت و آلکالی سینیت هستند. براساس شاخص شاند این گروه پراآلکان بوده و به سری ماگمایی آلکان تعلق دارند.

➤ پلاژیوگرانیتوئیدهای اقیانوسی (OP)^۴:

این گرانیتوئیدها عمدتاً در جزایر اقیانوسی و پشته‌های میان اقیانوسی تشکیل می‌شوند، تنها سنگ وابسته به این گروه تونالیت است. گروه مذکور متاآلومین بوده و به سری ماگمایی کالکوالکان تعلق دارند.

1-Post - Orgenic Granitoid

2-Rift Related Granitoid

3-Continental Epirogenic Uplift Granitoid

4- Oceanic Plagiogranites

همچنین بر اساس مطالعه عناصر کمیاب، گرانیتوئیدها از نظر محیط تکتونیکی به چهار گروه تقسیم می شوند (پیرس و همکاران، ۱۹۸۴) که عبارتند از:

۱- گرانیتوئیدهای پشته های میان اقیانوسی (ORG)^۱؛

۲- گرانیتوئیدهای قوس آتشفشانی (VAG)^۲؛

۳- گرانیتوئیدهای داخل ورقه ای (WPG)^۳؛

۴- گرانیتوئیدهای مناطق برخوردی (COLG)^۴؛

که هر یک از این گروهها نیز دارای زیرگروههایی می باشند.

نحوه استفاده از نمودارهای توصیفی محیط تکتونیکی بر اساس عناصر اصلی گرانیتوئیدها به قرار

زیر می باشد:

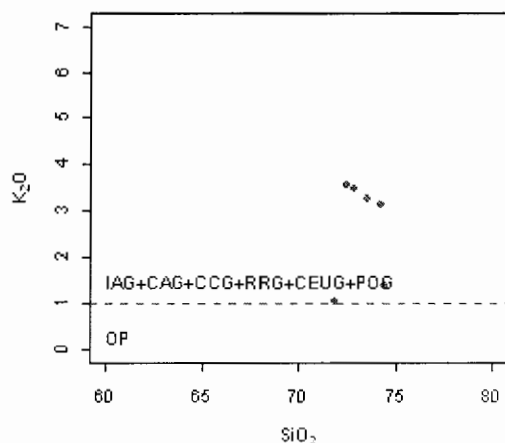
➤ با استفاده از نمودار درصد وزنی K_2O در مقابل درصد وزنی SiO_2 ، پلاژیوگرانیتوئیدهای اقیانوسی از سایر گرانیتوئیدها جدا می شوند. همان طور که در شکل (۴-۱۶) مشاهده می شود، میزان درصد وزنی K_2O در تمام نمونه های منطقه بالاتر از ۱ بوده و بنابراین در محدوده پلاژیوگرانیتوئیدها قرار نمی گیرند.

➤ با استفاده از نمودار درصد وزنی Al_2O_3 در مقابل SiO_2 گرانیتوئیدهای گروه I (CCG+IAG+CAG)، گروه II (GEUG+RRG) و گروه III (POG) از یکدیگر تفکیک می شوند. در این نمودار، گروه I و II محدوده های مجزایی دارند ولی گروه III دارای خصوصیات هر دو محدوده است. همان طور که در شکل (۴-۱۷) مشاهده می شود، این نمودار به خوبی موقعیت تکتونیکی گرانیتوئیدها را مشخص نمی کند.

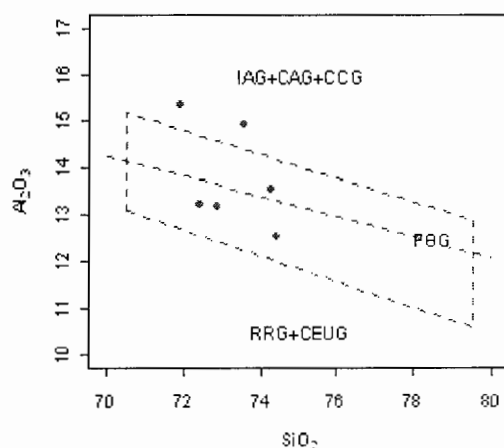
1- Oceanic Ridge Granitoid

2- Volcanic Arc Granitoid

3-

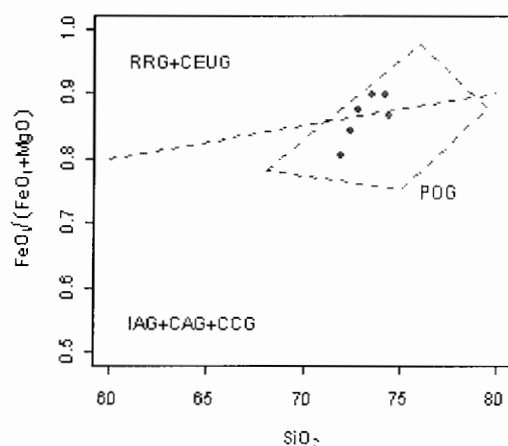


شکل ۴-۱۶- نمودار تغییرات درصد وزنی K_2O در مقابل SiO_2 برای تفکیک پلاژیوگرانیت های اقیانوسی از سایر گرانیتوئیدها (مانیار و پیکولی، ۱۹۸۹)



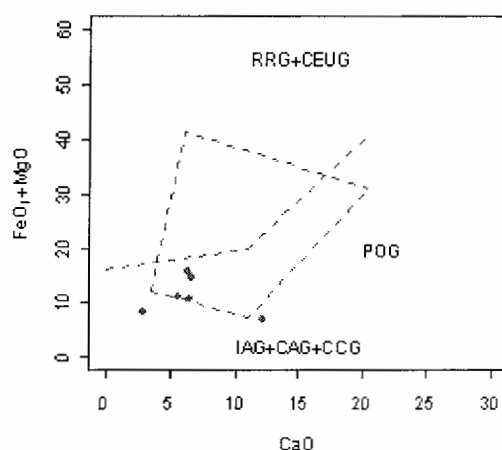
شکل ۴-۱۷- نمودار Al_2O_3 در مقابل SiO_2 جهت تمایز بین گروههای I، II و III که در آن موقعیت نمونه های مورد مطالعه مشخص است.

➤ در نمودار بعدی درصد وزنی $FeO(T)/[(FeO(T)+MgO)]$ در مقابل SiO_2 نشان داده شده است (شکل ۴-۱۸). همان طور که ملاحظه می شود این نمودار گرانیتوئیدها را در سه محدوده مجزا کرده است. گرانیتوئیدهای POG که به عنوان گروه III شناخته می شوند محدوده منحصر به فردی را اشغال نمی کنند، بلکه اختصاصات هر دو گروه I و II را نشان می دهند. در این نمودار تمام نمونه ها در محدوده POG (III) قرار گرفته اند.



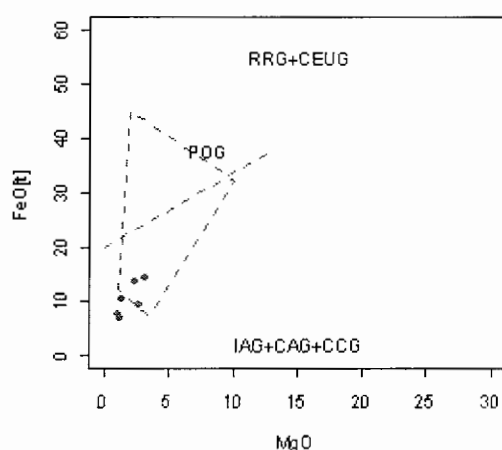
شکل ۴-۱۸- نمودار تغییرات درصد وزنی $FeO(T)/[(FeO(T)+MgO)]$ در مقابل SiO_2 جهت تفکیک گرانیتوئیدهای گروه I، II، و III (مانیار و پیکولی، ۱۹۸۹). به موقعیت نمونه های مورد مطالعه توجه کنید.

➤ نمودار ACF یعنی $[Al_2O_3-Na_2O-K_2O]-(CaO)-[MgO+FeO(T)]$ می باشد که به صورت درصد وزنی هستند، برای بکارگیری این نمودار باید سه عضو مذکور را به ۱۰۰٪ برسانیم سپس از دوعضو F و C یعنی $FeO(T)+MgO$ و CaO استفاده کنیم (شکل ۴-۱۹). همان گونه که در شکل مشخص است سنگ های منطقه مورد مطالعه در محدوده گروه I ($CCG+CAG+IAG$) قرار می گیرند.



شکل ۴-۱۹- نمودار تغییرات درصد وزنی $[Al_2O_3-Na_2O-K_2O]-(CaO)-[MgO+FeO(T)]$ جهت تفکیک تکتونیکی گرانیتوئیدها (مانیار و پیکولی، ۱۹۸۹).

➤ نمودار AFM یعنی $[Al_2O_3-Na_2O-K_2O]-(MgO)-[FeO(T)]$ می باشد که همگی به صورت درصد وزنی هستند. در اینجا نیز همچون نمودار ACF باید اعضاء سه گانه فوق را به ۱۰۰٪ برسانیم سپس از دو عضو F و M یعنی $FeO(T)$ و MgO استفاده کنیم (شکل ۴-۲۰). همانگونه که در شکل مشخص است نمونه های مورد مطالعه در محدوده گروه I قرار می گیرند.



شکل ۴-۲۰- نمودار تغییرات درصد وزنی $[Al_2O_3-Na_2O-K_2O]-(MgO)-[FeO(T)]$ جهت تفکیک تکتونیکی گرانیتوئیدها (مانیار و پیکولی، ۱۹۸۹).

۴-۹-۲- تقسیم بندی باچلور و بودن (۱۹۸۵)

این نمودار که در واقع نمودار کاتیونی است برای تعیین محیط تکتونیکی بسیار مناسب می باشد زیرا هم در مورد سنگ های نفوذی و هم آتشفشانی می تواند کاربرد داشته باشد. باچلور و بودن (۱۹۸۵) با استفاده از دو فاکتور R_1 و R_2 سنگ های گرانیتوئیدی را برحسب محیط تکتونیکی به هفت رده تقسیم کردند.

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

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

این هفت رده بندی عبارتند از:

- (۱) گرانیتوئیدهای تفریق یافته گوشته ای
- (۲) گرانیتوئیدهای قبل از برخورد صفحات
- (۳) گرانیتوئیدهای بالازدگی بعد از برخورد

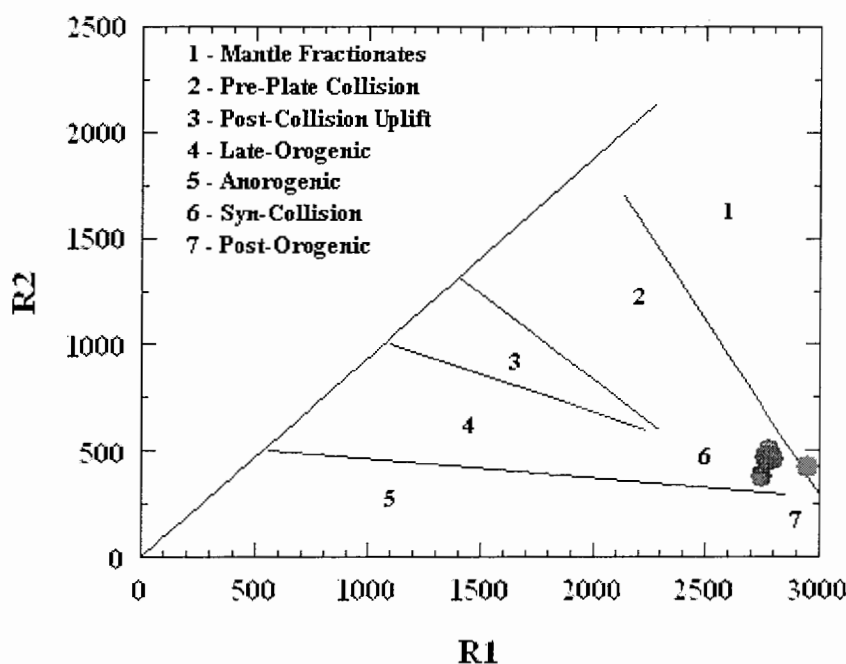
(۴) گرانیتوئیدهای مراحل پایانی کوهزایی

(۵) گرانیتوئیدهای غیر کوهزایی

(۶) گرانیتوئیدهای همزمان با برخورد

(۷) گرانیتوئیدهای بعد از کوهزایی

شکل (۴-۲۱) نمودار $R_1 - R_2$ باچلور و بودن را نشان می‌دهد. طبق این نمودار سنگهای گرانیتوئیدی منطقه مورد مطالعه عمدتاً در رده گرانیتوئیدهای همزمان با برخورد صفحات قرار می‌گیرند.



شکل ۴-۲۱- موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه در نمودار R_1-R_2 برای تمایز تکتونیکی سنگهای گرانیتوئیدی (باچلور و بودن، ۱۹۸۵).

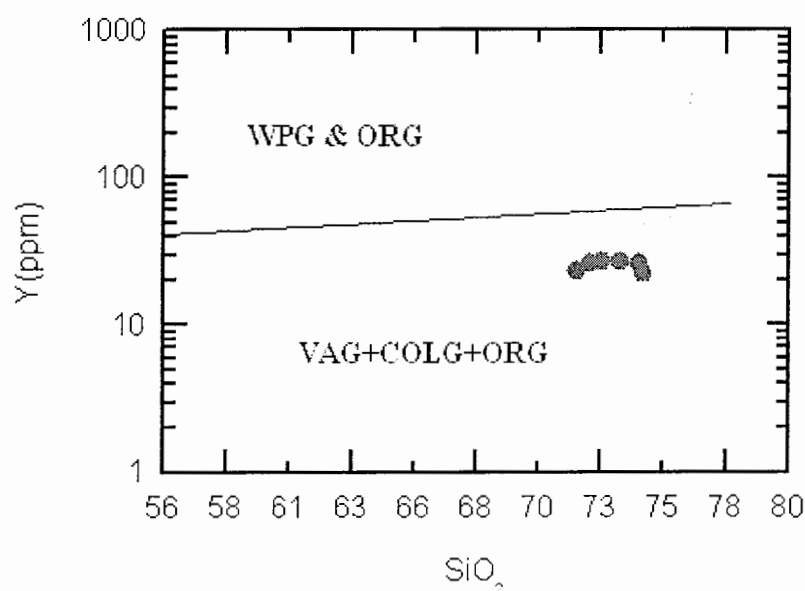
با توجه به تعداد کم نمونه‌ها اگر بپذیریم که نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده گروه I قرار می‌گیرند، برای تفکیک هر یک از سه اعضاء سه گانه این گروه می‌توان از نسبت مولکولی $Al_2O_3/CaO+Na_2O+K_2O$ استفاده کرد. چنانچه این نسبت کمتر از ۱,۰۵ باشد توده آذرین مزبور به CAG+IAG تعلق دارد و اگر بیش از ۱,۱۵ باشد توده گرانیتوئیدی از نوع CCG خواهد بود و اگر نسبت فوق بین اعداد مذکور باشد دیگر تفکیک امکان پذیر نیست.

در مورد توده گرانیتوئیدی مورد مطالعه این نسبت ۱,۷۲ می‌باشد لذا می‌توان آن را به گروه CCG نسبت داد. البته برای نتیجه گیری نهایی باید به شواهد صحرایی و تکتونیک کلی توجه کرد.

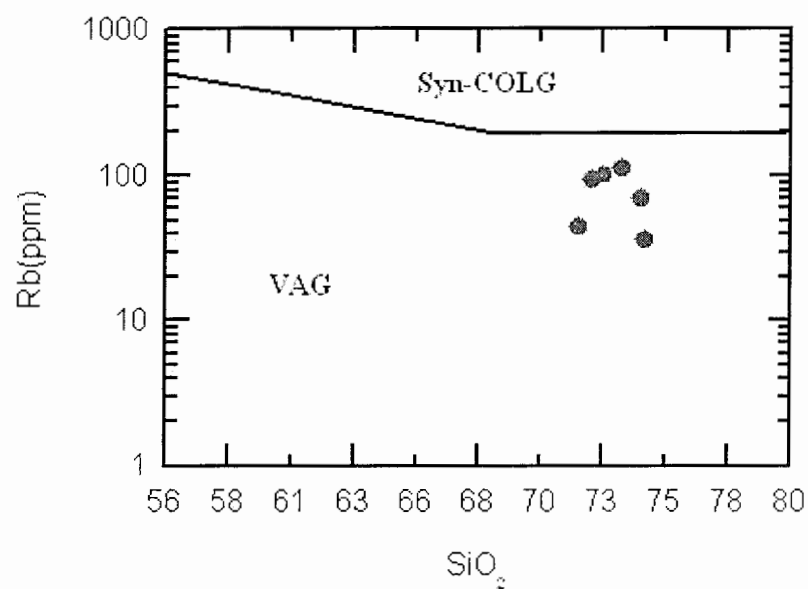
۳-۹-۴- تعیین جایگاه تکتونیکی گرانیتوئیدها با استفاده از نمودارهای عناصر کمیاب

برای تعیین جایگاه تکتونیکی گرانیتوئیدها از نمودارهای عناصر کمیاب نیز استفاده گردید. در نمودار Y در مقابل SiO_2 گرانیتوئیدهای منطقه مورد مطالعه در محدوده VAG+COLG+ORG قرار می‌گیرند (شکل ۴-۲۲).

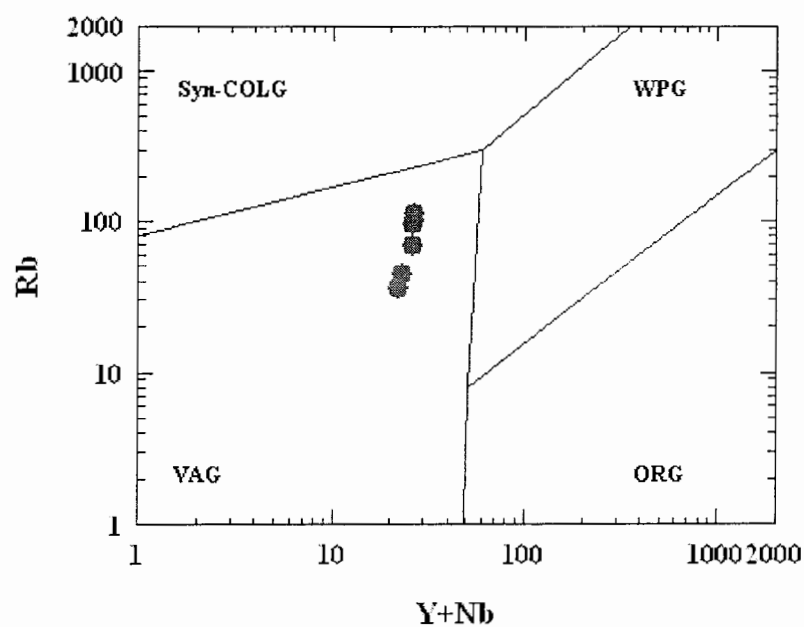
برای تمایز محدوده VAG و COLG از نمودار Rb در مقابل SiO_2 استفاده شده است که بر اساس آن گرانیتوئیدهای منطقه مورد مطالعه در محدوده VAG واقع شده‌اند (شکل ۴-۲۳). در نمودار Rb در مقابل Y+Nb گرانیتوئیدها باز هم در محدوده VAG قرار می‌گیرند (شکل ۴-۲۴).



شکل ۴-۲۲- نمودار Y در مقابل SiO_2 که در آن موقعیت گرانیتوئیدها مشخص شده است.



شکل ۴-۲۳- نمودار Rb در مقابل SiO₂ که در آن موقعیت گرانیتوئیدها مشخص شده است.



شکل ۴-۲۴- نمودار Rb در مقابل Y+Nb برای تمایز محیط تکتونیکی گرانیتوئیدهای منطقه مورد مطالعه (پیرس و همکاران، ۱۹۸۴).

۴-۱۰- خلاصه

با توجه به بررسی‌ها و تجزیه و تحلیل آنالیزهای ژئوشیمیایی نمونه‌های گرانیتوئیدی منطقه مورد مطالعه نتایج زیر بدست آمده است:

۱- بر اساس دیاگرامهای طبقه‌بندی، نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده گرانیت، گرانودیوریت قرار می‌گیرند.

۲- بررسی روندهای تغییرات اکسیدهای عناصر اصلی در برابر سیلیس، حاکی از افزایش Na_2O و کاهش Al_2O_3 , CaO , Fe_2O_3 , MgO , MnO , TiO_2 می‌باشد. همه این تغییرات بیانگر آن است که تبلور تفریقی در تشکیل و تحول توده نفوذی نقشی اساسی ایفاء نموده است.

۳- تمامی نمونه‌های مورد مطالعه در نمودارهای پترولوژیکی مختلف روند کالک‌آلکان نشان می‌دهند.

۴- تمامی نمونه‌های مورد مطالعه در نمودارهای مختلف تعیین منشأ در محدوده پرآلومین قرار می‌گیرند.

۵- از نظر تقسیم بندی محیطهای تکتونیکی و با توجه به دیاگرامهای ارائه شده و خصوصیات ژئوشیمیایی کلیه نمونه‌های مورد مطالعه، در محدوده گرانیتوئیدهای نوع I واقع می‌شوند.

فصل محرم

پتروگراف‌های سنگهای دگرگونی

فصل پنجم

پتروگرافی سنگهای دگرگونی

۵-۱- مقدمه

مطالعه میکروسکوپی سنگ های دگرگونی منحصر به نامگذاری آنها نیست، بلکه باید به نوع سنگ مادر قبل از دگرگونی، تعیین توالی حوادث دگرگونی، تعیین شرایط فشار و دما و در انتها به نامگذاری سنگ اهمیت داد. در پتروگرافی سنگهای دگرگونی علاوه بر کانیها، فابریک سنگ اهمیت زیادی دارد و در همه تقسیم‌بندی‌ها از پارائز کانیایی و فابریک سنگ استفاده می‌شود. فابریک سنگهای دگرگونی ما را در جریان شرایط فشار و دمای حاکم بر تغییر شکل و تبلور این سنگها قرار می‌دهد و نیز از تاریخچهٔ تکتونیک منطقه آگاه می‌سازد. به‌علاوه می‌توان در خیلی حالات با توجه به کانی‌های شاخص و فابریک سنگ به شرایط فیزیکی دگرگونی و نوع سنگ مادر پی برد. در این فصل پتروگرافی سنگهای دگرگونی منطقه شرح داده می‌شود، اما قبل از آن به ذکر نکاتی می‌پردازیم که در نامگذاری سنگهای دگرگونی اهمیت دارند.

برای توصیف سنگهای دگرگونی فقط یک رده‌بندی وجود ندارد، بلکه چندین نوع رده‌بندی پیشنهاد شده است. این امر بدین معنی است که کلیهٔ سنگها می‌توانند دارای یک سری نامهای کاملاً صحیح و پذیرفته شده باشند. با این وجود چهار معیار زیر، معیارهای اساسی نامگذاری سنگهای دگرگونی محسوب می‌شوند.

- ۱) ترکیب مودال کانی‌شناسی: کانیهای سازندهٔ سنگهای دگرگونی به صورت زیر رده بندی می‌شوند: ۱- کانی اصلی که بیش از ۵ درصد حجمی باشد و نام آن در جلوی نام سنگ آورده می‌شود. ۲- سازندهٔ فرعی که کمتر از ۵ درصد حجمی است و برای آن از پسوند "دار" (Bearing) استفاده می‌-

کنیم. ۳- کانی بحرانی و شاخص که معرف شرایط (P-T) تشکیل سنگ است. این کانی می‌تواند معرف ترکیب شیمیایی خاصی از سنگ باشد.

۲) ساخت میکروسکوپی و بافت: رده‌بندی سنگ‌های دگرگونی که بوسیله واژه‌های بافتی صورت می‌گیرد، اساس رده‌بندی اولیه سنگ‌های دگرگونی را تشکیل می‌دهد. مهمترین این واژه‌ها عبارتند از: گنایس، شیست، اسلیت، فیلیت، میلونیت و غیره.

۳) ترکیب و ماهیت سنگ مادر: بعضی از اسامی سنگ‌های دگرگونی می‌تواند به طور مشخصی منعکس کننده ماهیت مواد منشأ (سنگ مادر) آنها باشد. مثالهایی از آن عبارتند از: متاپلیت، متا گابرو و ...

۴) اسامی خاص: بعضی از واژه‌های خاص پذیرفته شده، که دارای کاربرد متداولی می‌باشند، عبارتند از: شیست سبز، آمفیبولیت، اکلوژیت، گرانولیت و غیره.

در اینجا برای نامگذاری سنگ‌های منطقه مورد مطالعه، از معیارهایی چون سنگ منشأ، کانی-شناسی و بافت سنگ استفاده خواهیم کرد. بدین ترتیب که ابتدا آنها را براساس ماهیت پروتولیت، به گروه‌های مختلف تقسیم نموده و سپس در هر گروه از بافت و ترکیب کانی‌شناسی، برای نامگذاری جزئی آنها استفاده می‌کنیم. سنگ‌های دگرگونی منطقه مورد مطالعه را بر اساس ماهیت سنگ اولیه می‌توان در چهار گروه جداگانه بررسی نمود که عبارتند از: پلیتی، سمی پلیتی، کربناتی و کوارتز-فلدسپاتی. این سنگها از پراکندگی منظمی در منطقه برخوردار نیستند، به همین دلیل بعضی از آنها در مجاورت توده‌های نفوذی رخنمون دارند و علاوه بر دگرگونی ناحیه‌ای تحت تأثیر دگرگونی مجاورتی نیز قرار گرفته‌اند، درحالیکه بعضی دیگر از این سنگها در فواصل دورتری از توده‌های نفوذی رخنمون دارند و کمتر می‌توان تأثیرات دگرگونی مجاورتی را در آنها شاهد بود.

به منظور شناسایی بیشتر کانی‌ها و مقایسه کانی‌های مشابه از آنالیز XRD استفاده شده است.

برای ارزیابی حد نهایی شرایط دگرگونی و درجه تعادل آن لازم است که علاوه بر بررسی کانی-های سازنده سنگ به مطالعه دقیق بافت و ریزساخت آنها بپردازیم. کانی‌ها و ساخت‌های میکروسکوپی سنگ شدیداً به هم مرتبط بوده و هر دو حاصل مشارکت فرآیندها و شرایطی هستند که سنگ در خلال تحول خود متحمل شده است. آنچه به عنوان کانی‌های جانشینی و محصولات آشکار یک واکنش قابل مشاهده بافتی، دیده می‌شود، تنها واکنش‌هایی نیستند که در خلال دگرگونی سنگ رخ

داده‌اند. در واقع بافت سنگها نتیجه نهایی یک سری واکنش‌های پیچیده جاننشینی و تبادل کاتیون است که با برخی فازهای سیستم و بخصوص با یک سیال موجود در مرز دانه‌ها در ارتباط بوده‌اند (بارکر^۱، ۱۹۹۰). به همین علت در این فصل علاوه بر مطالعه کانی‌ها تا حدی به مطالعه بافت‌ها و ریز-ساخت‌های موجود در سنگ پرداخته شده است.

۵-۲- مرمرها

اصطلاح مرمر در مورد سنگ‌های آهکی دگرگون شده‌ای به کار می‌رود که در آنها برتری با کانی-های کربناته باشد. دگرگونی یک سنگ آهک با CaCO_3 خالص، منجر به تبلور دوباره کلسیت و تشکیل مرمر کلسیتی با دانه‌های هم‌بعد می‌شود و با افزایش درجه دگرگونی، اندازه دانه‌ها درشت‌تر می‌شود که اندازه آنها گاه به چند سانتیمتر می‌رسد. کربنات‌های ناخالصی که دارای مقادیر قابل توجهی از سازنده‌های پلیتی هستند، از نظر شیمیایی حاوی مقدار زیادی Al_2O_3 می‌باشند. این سنگ-ها معمولاً به هنگام دگرگون شدن، سیلیکات‌های $\text{Ca} - \text{Al}$ داری مانند اپیدوت، گروسولار و وزوویانیت ایجاد می‌نمایند که هیچکدام از این دو دسته، به جز مقدار کمی اپیدوت، در منطقه مشاهده نمی‌شوند. در صورت نبود کانی‌های شاخص دگرگونی در مرمرها، این دسته از سنگ‌ها نمی‌توانند کمک موثری در جهت شناسایی شرایط تشکیل سنگ ارائه دهند، این امر بدان دلیل است که کلسیت جز در فشارهای خیلی بالا، در سایر شرایط پایدار است. در منطقه مورد مطالعه، مرمر اغلب در قسمت شمال غربی و مرکز منطقه، به صورت نوارهایی با امتداد شمال غرب- جنوب شرق رخنمون دارد. در نمونه-دستی این مرمرها سفید تا سفید متمایل به خاکستری هستند.

توصیف میکروسکوپی

در این سنگ‌ها بیش از ۹۵ درصد سنگ را کانی کلسیت به خود اختصاص داده است. این کلسیت‌ها در نور عادی بیرنگ بوده و بلورهای آن شکل‌دار (چند ضلعی) تا نیمه شکل‌دار و با برجستگی بالا می‌باشند. دو دسته رخ لوزی شکل که همدیگر را با زاویه ۷۵ درجه قطع می‌کنند قابل تشخیص هستند (شکل ۵-۱). به دلیل شکل خاص بلورهای کلسیت، مرمرها عمدتاً بافت موزاییکی

نشان می‌دهند، وجود مقدار کمی ناخالصی در مرمرها، موجب تشکیل بلورهای بسیار ریز کلینوپیروکسن، اپیدوت، کوارتز و کانی‌های اپاک شده است که این کانی‌ها فضای بین دانه‌های کلسیت را پر کرده‌اند و شکل بلوری خاصی ندارند.

۵-۳- سنگهای حاصل از دگرگونی ترکیبات کوارتز و فلدسپاتی

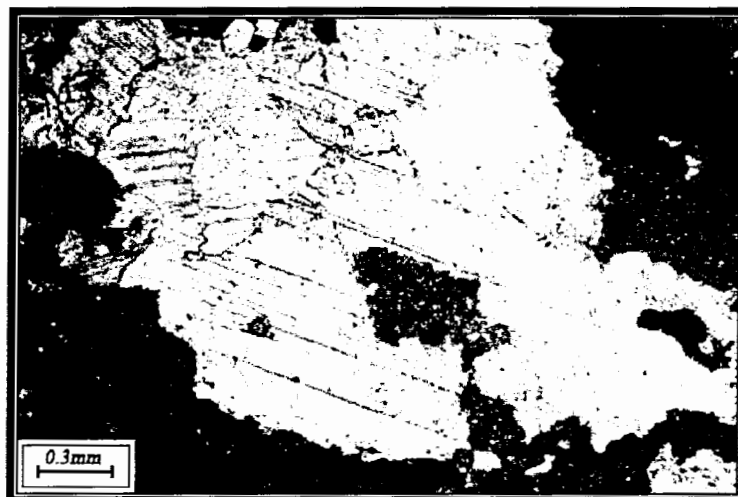
دگرگونی رسوبات آواری مانند ماسه‌سنگها و آركوزها به پديد آمدن سنگ‌های دگرگونی کوارتز-فلدسپاتی و کوارتزیتی می‌انجامد. معمولاً کانی شناسی ساده رسوبات کوارتز-فلدسپاتی دگرگون شده، کاربرد آنها را برای داورى دربارهٔ درجهٔ دگرگونی دشوار می‌سازد. این سنگها به صورت بین لایه ای با رسوبات پلیتی و سمی پلیتی دیده می‌شوند. این سنگها دارای رنگ روشن‌تری می‌باشند و تورق در این سنگها کمتر از سایر سنگ‌های مجاور می‌باشد.

۵-۳-۱- کوارتزیت‌ها یا کوارتز هورنفلس های گارنت‌دار

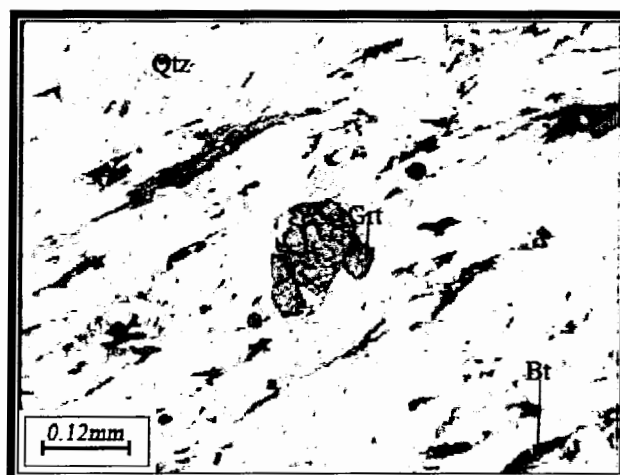
رخنمون این سنگها را در سراسر محدوده مورد مطالعه می‌توان مشاهده کرد، ولی در قسمت جنوب‌شرقی منطقه بیشتر رخنمون دارند. در این سنگها بیش از ۹۰ درصد سنگ را کانی کوارتز به خود اختصاص داده است، که به صورت بلورهای بی‌شکل تا نیمه شکل‌دار، اغلب تجدید تبلور یافته، دارای حواشی مضرس و خاموشی موجی دیده می‌شود. گارنت‌های بی‌شکل و اسفنجی به صورت ریز بلور در داخل این سنگها دیده می‌شود و تنها در مقاطع میکروسکوپی قابل رؤیت است. سایر کانیهای موجود در این سنگها بیوتیت، کلریت و پلاژیوکلاز است. پلاژیوکلاز در این سنگها به صورت بلورهای ریز و بی‌شکل دیده می‌شود. بافت این سنگها گرانوبلاستی و موزائیکی است. (شکل ۵-۲)

۵-۳-۲- میکا-کوارتزیت گارنت-سیلیمانیت‌دار

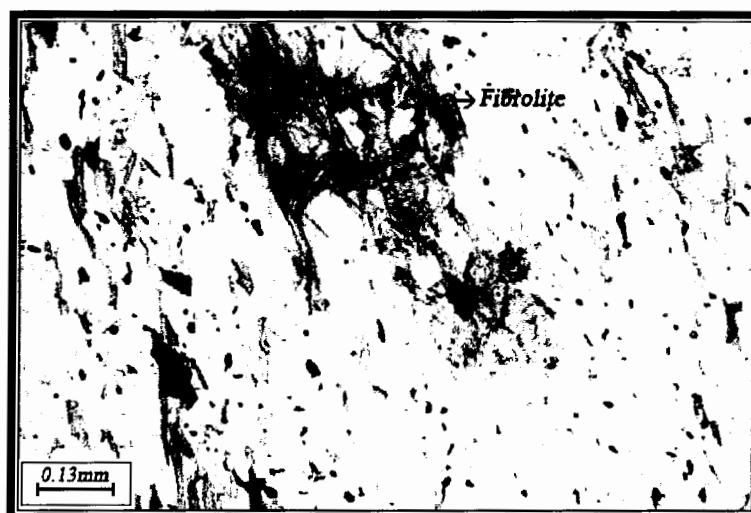
این سنگها را در سراسر محدوده‌ای که کوارتزیت‌ها رخنمون دارند می‌توان مشاهده کرد. کانی‌های موجود در این سنگ به ترتیب فراوانی شامل کوارتز، بیوتیت، فیبرولیت، پلاژیوکلاز و موسکویت است. در این سنگها بیش از ۸۰ درصد سنگ را کانی کوارتز به خود اختصاص داده است، که به صورت بلورهای بی‌شکل تا نیمه شکل‌دار، اغلب تجدید تبلور یافته، دارای حواشی مضرس و خاموشی موجی دیده می‌شود. گارنت‌های بی‌شکل و اسفنجی به صورت ریز بلور در داخل این سنگها دیده می‌شود و تنها در مقاطع میکروسکوپی قابل رؤیت است. پلاژیوکلاز در این سنگها به صورت بلورهای ریز و بی‌شکل دیده می‌شود. بافت این سنگها گرانوبلاستی است (شکل ۵-۳).



شکل ۵-۱- تصویر میکروسکوپی از بلورهای کلسیت که دارای دو جهت رخ می‌باشند، (XPL)



شکل ۵-۲- تصویر میکروسکوپی کوارتزیت، (PPL) (بلورهای بی شکل و اسفنجی گارنت در زمینه ای از کوارتز)



شکل ۵-۳- تصویر میکروسکوپی میکا- کوارتزیت گارنت- سیلیمانیت دار (PPL).

۵-۴- سنگهای حاصل از دگرگونی ترکیبات پلیتی

سنگهای این گروه بیانگر دگرگون شدگی تهنشستهای رسی (گل‌سنگها) هستند. این تهنشست-ها به میزان متوسط تا زیاد دارای سیلیس هستند و بسیار بودن Al_2O_3 و K_2O در ترکیب شیمیایی شان نیز از نشانه‌های آنهاست. گذشته از این، غنی‌شدگی FeO ، Fe_2O_3 ، MgO و CaO آنها متفاوت و مقدار Na_2O و MnO آنها کمتر است. نسبت هر یک از این اکسیدها از سنگی به سنگ دیگر فرق می‌کند و این ترکیب شیمیایی پیچیده، به هنگام دگرگونی کانیهای گوناگونی را پدید می‌آورد.

این سنگها در مقایسه با گروههای دیگر دارای فراوانی و گسترش وسیع‌تری در منطقه می‌باشند و تغییرات بافتی و کانی‌شناسی زیادی در آنها دیده می‌شود. سنگهایی که در فواصل دورتری از توده-های نفوذی رخنمون دارند دارای فولیاسیون بیشتری می‌باشند و اثرات دگرگونی ناحیه‌ای در آنها قابل مشاهده است. درحالیکه سنگهای نزدیک به توده‌های نفوذی دارای فولیاسیون ضعیف‌تری و در بعضی موارد فاقد فولیاسیون بوده و دارای بافتهای پورفیروبلاستی هورنفلسی می‌باشند. انواع این سنگها که در منطقه مورد مطالعه رخنمون دارند عبارتند از: اسلیت، میکا شیست، آندالوزیت شیست، کوردیریت-آندالوزیت هورنفلس،

۵-۴-۱- اسلیت‌های هورنفلسی

این سنگها دارای گسترش نسبتاً محدودی در منطقه مورد مطالعه می‌باشند و رخنمونهای مشخصی از آنها در قسمت جنوب شرقی منطقه دیده می‌شود. این سنگها به رنگ تیره تا سیاه و دارای برجستگیهایی می‌باشند که از پورفیروبلاستهای آندالوزیت تشکیل شده است و در مقطع میکروسکوپی پورفیروبلاستهای تقریباً درشت آندالوزیت در زمینه‌ای کاملاً دانه ریز متشکل از کوارتز و بیوتیت قرار گرفته است. فولیاسیون به طور متوسط در این سنگها دیده می‌شود.

توصیف میکروسکوپی

کانی‌های موجود در این سنگ به ترتیب فراوانی شامل کوارتز، بیوتیت، آندالوزیت و گارنت است، و در بعضی مقاطع به مقدار خیلی کم پورفیرهای کوردیریت با اشکال منظم شش ضلعی در حال شکل‌گیری است و حاشیه آن را بیوتیت فراگرفته است. بافت اصلی سنگ لپیدوبلاستیک بوده و بافت فرعی آن پوئی کیلوبلاستیک می‌باشد.

الف) آندالوزیت:

بلورهای آندالوزیت حدود ۲۰ درصد سنگ را تشکیل داده‌اند. اندازه این بلورها عمدتاً بزرگتر از یک میلیمتر می‌باشد. بلورهای مذکور شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار بوده و اکثراً به صورت بلورهای مربعی شکل (مقطع عرضی آندالوزیت) مشاهده می‌شود. در قسمت مرکزی بلورهای آندالوزیت تمرکز اینکلوزیونهای کربن قابل رؤیت است.

بیرفرزانس این بلورها ضعیف بوده و رنگ تداخلی آنها از آبی مایل به خاکستری تا زرد سری اول است.

بیشتر پورفیرهای مشاهده شده در این سنگها با اشکال منظم، در وسط حاوی آندالوزیت می‌باشد و اطراف آن را بیوتیت احاطه کرده است (شکل ۵-۴). در داخل این پورفیروبلاستها، گاهی گارنت‌های نیمه شکل‌دار کوچکی مشاهده می‌شود (گارنت در داخل پورفیرها به دام افتاده است)، که به نظر می‌رسد گارنت‌ها در ابتدا تشکیل و سپس آندالوزیت شکل گرفته است. البته لازم به ذکر است که در این سنگها، کیاستولیت‌هایی به چشم می‌خورد که هیچ گونه نشانی از حواشی بیوتیتی ندارد.

ب) گارنت

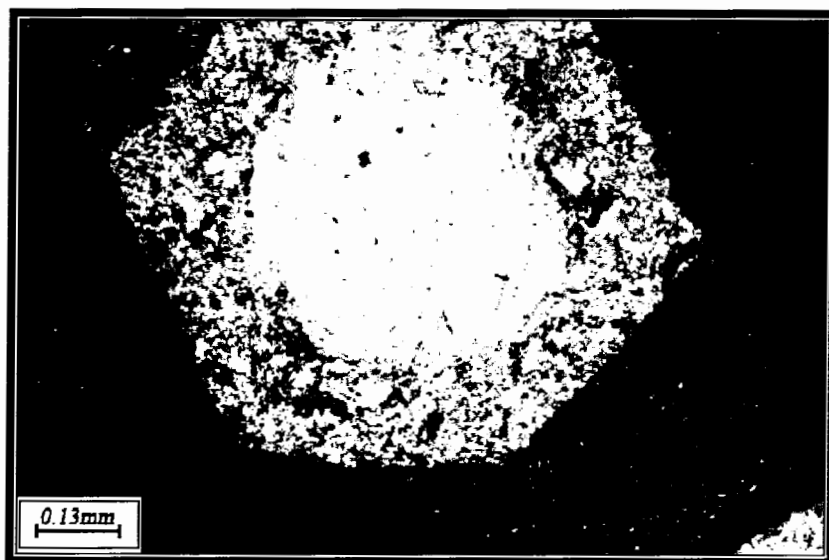
کانی‌های گارنت در نمونه‌های مطالعه شده، عمدتاً ریز بلور هستند. با توجه به آنالیز XRD انجام شده، گارنت‌های این منطقه متعلق به سری پیرالسپیت بوده و ترکیب آلماندینی دارند. در مرکز گارنت‌ها نشانه‌هایی از اکسید آهن، کوارتز دیده می‌شود که به نظر می‌رسد فازهای اضافی و باقی مانده-ای باشد که در واکنش تشکیل دخالت داشته‌اند اما قبل از مصرف شدن کامل آنها، سطوح جلویی در پورفیروبلاستهای گارنت تشکیل شده است. کوارتز اگر چه در واکنش‌ها شرکت می‌کند اما به دلیل زیادت‌ر بودن آن، مقدار اضافی آن بصورت اینکلوزیون‌هایی در پورفیروبلاست باقی می‌ماند.

در مرکز بعضی از پورفیروبلاست‌های گارنت موجود در مقاطع میکروسکوپی، اینکلوزیون‌هایی از کوارتز مشاهده می‌شود که به آن ظاهر اسفنجی می‌دهد و باعث به وجود آمدن بافت پوئی-کیلوبلاستیک یا غربالی در گارنت می‌شود (شکل ۵-۵). همان طور که قبلاً هم ذکر شد گارنت در این نمونه سنگها در داخل پورفیرها مشاهده می‌شود.

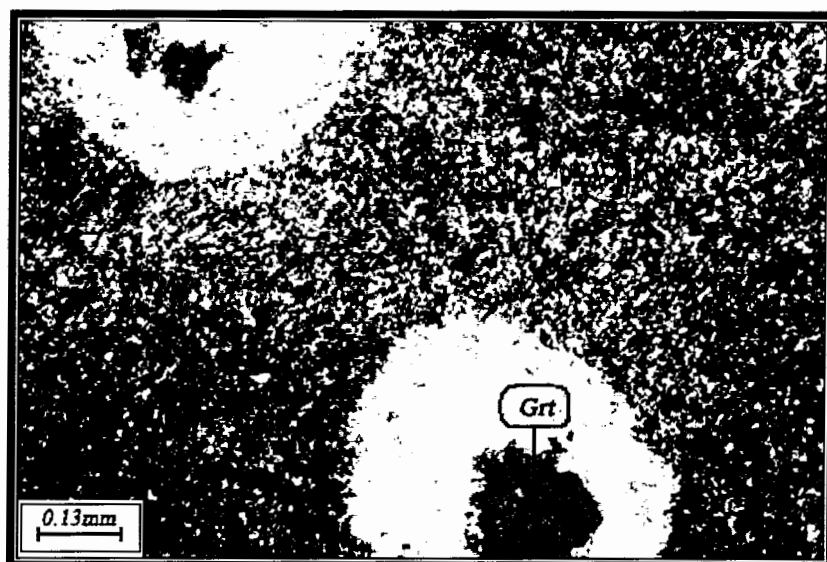
ج) بیوتیت

بلورهای بیوتیت حدود ۵۰ درصد زمینه سنگ را تشکیل داده‌اند. این کانیه‌ها عمدتاً ریز بلور بوده و اندازه دانه‌های آن کوچکتر از ۰/۱ میلیمتر است که فولیاسیون را می‌سازند. در برخی از قسمت‌ها،

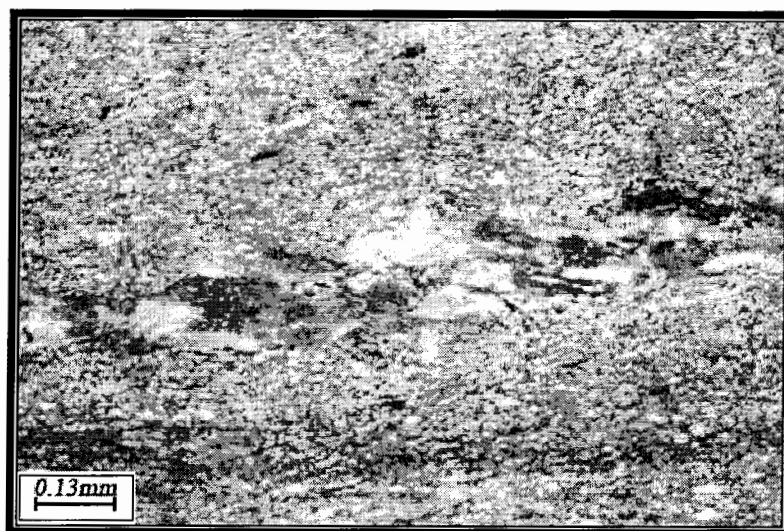
بلورهای بیوتیت گاهاً با موسکویت تشکیل پورفیرهایی را داده اند که گارنت‌ها در داخل این پورفیرها به دام افتاده است. در بعضی از این سنگها نیز تجمعات بیوتیتی اولیه سنگ تحت Deformation قرار گرفته است و آنها را می توان در راستای شیستوزیته مشاهده کرد (شکل ۵-۶).



شکل ۵-۴ تصویر میکروسکوپی پورفیرهای آندالوزیت در اسلیت‌های هورنفلس (XPL).



شکل ۵-۵- تصویر میکروسکوپی گارنت‌های موجود در اسلیت‌های هورنفلسی (XPL).



شکل ۵-۶- تصویر میکروسکوپی تجمعات بیوتیتی که تحت تغییر شکل قرار گرفته است. (XPL)

۵-۴-۲- کوارتز - میکاشیست های گارنت - سیلیمانیت دار

این سنگها دارای گسترش نسبتاً محدودی در منطقه مورد مطالعه می باشند و رخنمونهای مشخصی از آنها در قسمت میانی منطقه دیده می شود. این سنگها دارای فولیاسیونی می باشند که موازی با حاشیه توده نفوذی است و به وسیله جهت یابی کانیهای بیوتیت و فیبرولیت مشخص می شود. در نمونه دستی رنگ تقریباً روشنتری نسبت به دیگر سنگهای این گروه دارند. در این سنگها رگچه- های باریکی از کوارتز مشاهده شده است.

توصیف میکروسکوپی

کانی های موجود در این سنگ به ترتیب فراوانی شامل کوارتز، بیوتیت، فیبرولیت، پلاژیوکلاز و موسکویت است. البته در بعضی از این سنگها بلورهای گارنت مشاهده می شود. بافت اصلی سنگ گرانوبلاستیک است (شکل ۵-۷).

الف) کوارتز

کوارتز حدود ۶۵ درصد از متن سنگ را به خود اختصاص داده است. بلورهای کوارتز بی شکل تا نیمه شکل دار بوده و اغلب دانه های کوارتز دارای خاموشی موجی و با حواشی مضرس دیده می شود.

ب) بیوتیت

بیوتیت ها حدود ۲۵ درصد سنگ را تشکیل داده اند. بلورهای این کانی به صورت نیمه شکل دار و اکثراً جهت یافته بوده و به رنگ قهوه ای مشاهده می شوند. بلورهای بیوتیت در نور پلاریزه بیرفرژانس

متوسط داشته و رنگ‌های تداخلی آنها تا اواخر سری سوم است. به مقدار خیلی اندک ادخالهایی از زیرکن در بیوتیت‌ها مشاهده می‌شود. به نظر می‌رسد بلورهای بیوتیت به فیبرولیت تبدیل شده‌اند.

(ج) فیبرولیت

فیبرولیت‌ها حدود ۵ درصد سنگ را تشکیل داده‌اند. سیلیمانیت در این سنگها به صورت فیبری و در امتداد فولیاسیون دیده می‌شود.

(د) سایر کانیه‌ها

پلاژیوکلاز اغلب به صورت بی‌شکل، گاهی نیمه شکل‌دار مشاهده می‌شود. موسکویت به صورت اولیه در راستای بیوتیت‌ها و هم به صورت ثانویه (درشت بلور) در این سنگها دیده می‌شود. همان‌طور که قبلاً نیز ذکر شد در بعضی از نمونه‌ها گارنت به صورت ریز بلور گاهی متوسط و ظاهر اسفنجی قابل مشاهده است. از کانیه‌های فرعی نیز می‌توان به زیرکن و کانیه‌های اپاک اشاره کرد.

۵-۴-۳- گارنت - آندالوزیت میکا شیست

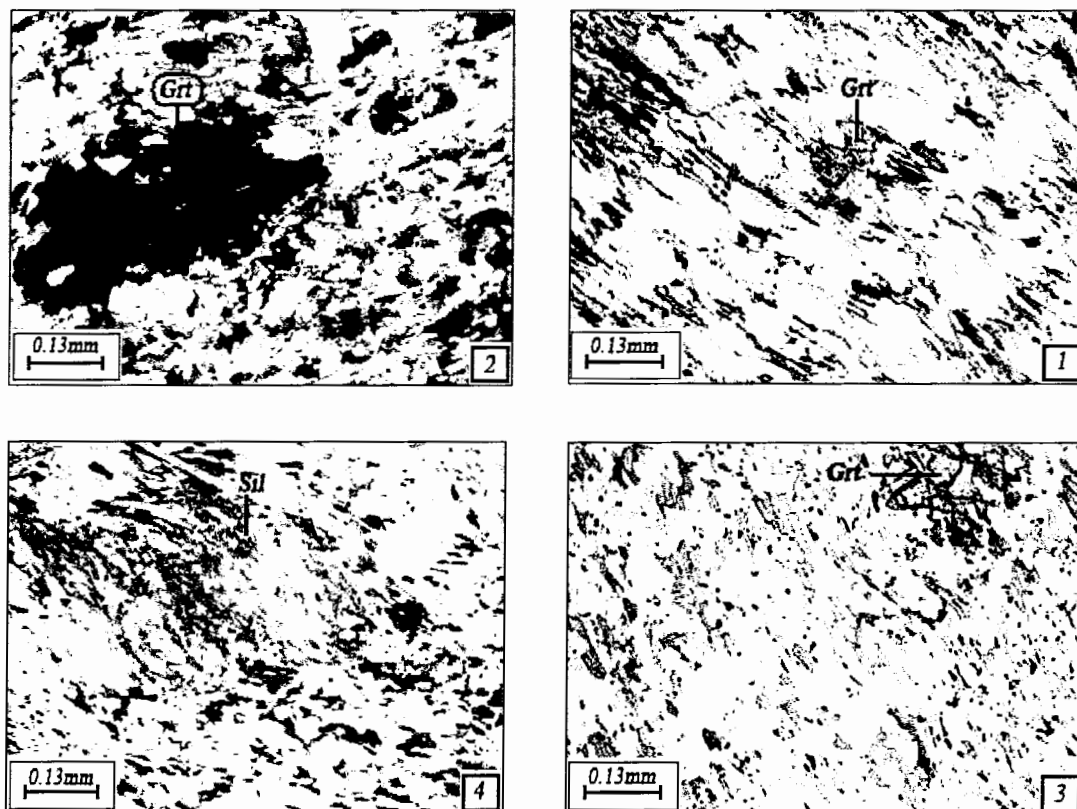
این سنگ‌ها در محل تماس با اسلیت‌های هورنفلسی مشاهده می‌شوند. در حقیقت دگرگونی مجاورتی در سنگهای منطقه آثار دگرگونی ناحیه‌ای را از بین نبرده است. در این سنگ‌ها، بلورهای آندالوزیت به آسانی قابل تشخیص هستند. فراوانی بلورهای آندالوزیت بسیار بیشتر از بلورهای گارنت می‌باشد. بلورهای آندالوزیت به صورت شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار قابل مشاهده هستند (شکل ۵-۸).

توصیف میکروسکوپی

کانی‌های موجود در این سنگ به ترتیب فراوانی شامل کوارتز، بیوتیت، آندالوزیت و گارنت است. آنالیز XRD این سنگها این مطلب را تایید می‌کند (شکل ۵-۹-الف ب). بافت اصلی سنگ لپیدوبلاستیک بوده و بافت فرعی آن پوئی‌کیلوبلاستیک می‌باشد. البته در هورنفلس‌ها بافت غالب بسته به ریز یا درشت بلور بودن کانیه‌ها هورنفلسی یا گرانوفلسی می‌باشد.

الف) آندالوزیت

بلورهای آندالوزیت حدود ۲۰ تا ۴۰ درصد سنگ را تشکیل می‌دهند. اندازه این بلورها عمدتاً بزرگتر از یک میلیمتر می‌باشند. بلورهای مذکور شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار قابل مشاهده هستند، که بعضی دارای انکلوزیون‌های منظمی از گرافیت می‌باشند (نوع کیاستولیت) (شکل ۵-۱۰). این پورفایرولاست‌ها دارای انکلوزیون‌هایی از کوارتز و بیوتیت نیز می‌باشند.



شکل ۵-۷

- ۱- تصویر میکروسکوپی گارنت موجود در کوارتز-میکا شیست های سیلیمانیت دار (PPL)
- ۲- تصویر میکروسکوپی گارنت موجود در کوارتز-میکا شیست های سیلیمانیت دار (XPL)
- ۳- تصویر میکروسکوپی گارنت موجود در کوارتز-میکا شیست های سیلیمانیت دار (PPL)
- ۴- تصویر میکروسکوپی کوارتز-میکا شیست های سیلیمانیت دار (PPL)



شکل ۵-۸- تصویر صحرایی گارنت-آندالوزیت شیست

ب) بیوتیت

بیوتیت در این سنگها از فراوانی بیشتری نسبت به سایر کانی‌ها برخوردار است و به صورت بلورهای شکل دار، تقریباً کشیده و جهت یافته، می‌باشند. به جز بلورهای زمینه یک سری غده‌های بیوتیتی داریم که در داخل آن علاوه بر بیوتیت، موسکویت و گارنت نیز دیده می‌شود. به نظر می‌رسد که گارنت در داخل این غده‌ها به دام افتاده است. (شکل ۵-۱۱). با شواهدی که ذکر شد به نظر می‌رسد که این سنگها حاوی دو نسل بیوتیت هستند: بیوتیت های ریز زمینه و دیگری بیوتیت‌هایی که درشت شده و تشکیل غده‌ها را داده اند. البته لازم به ذکر است که بیوتیت‌های زمینه در بعضی از مقاطع، درشت‌تر هستند و جهت‌یابی نشان می‌دهند و سنگ بیشتر حالت شیستی دارد و در مقاطع دیگر ریز بلور بوده و مربوط به زمینه هورنفلسی سنگ هستند. فضای بین بلورهای بیوتیت را کانی‌های بی‌شکل تا نیمه شکل‌دار کوارتز و پلاژیوکلاز تشکیل می‌دهد. بلورهای کوارتز در همه مقاطع بی‌شکل تا نیمه شکل‌دار بوده، دارای حواشی مضرس و خاموشی موجی نیز می‌باشند و گاهی تجدید تبلور یافته‌اند، که در ادامه از تکرار این مطلب خودداری می‌گردد.

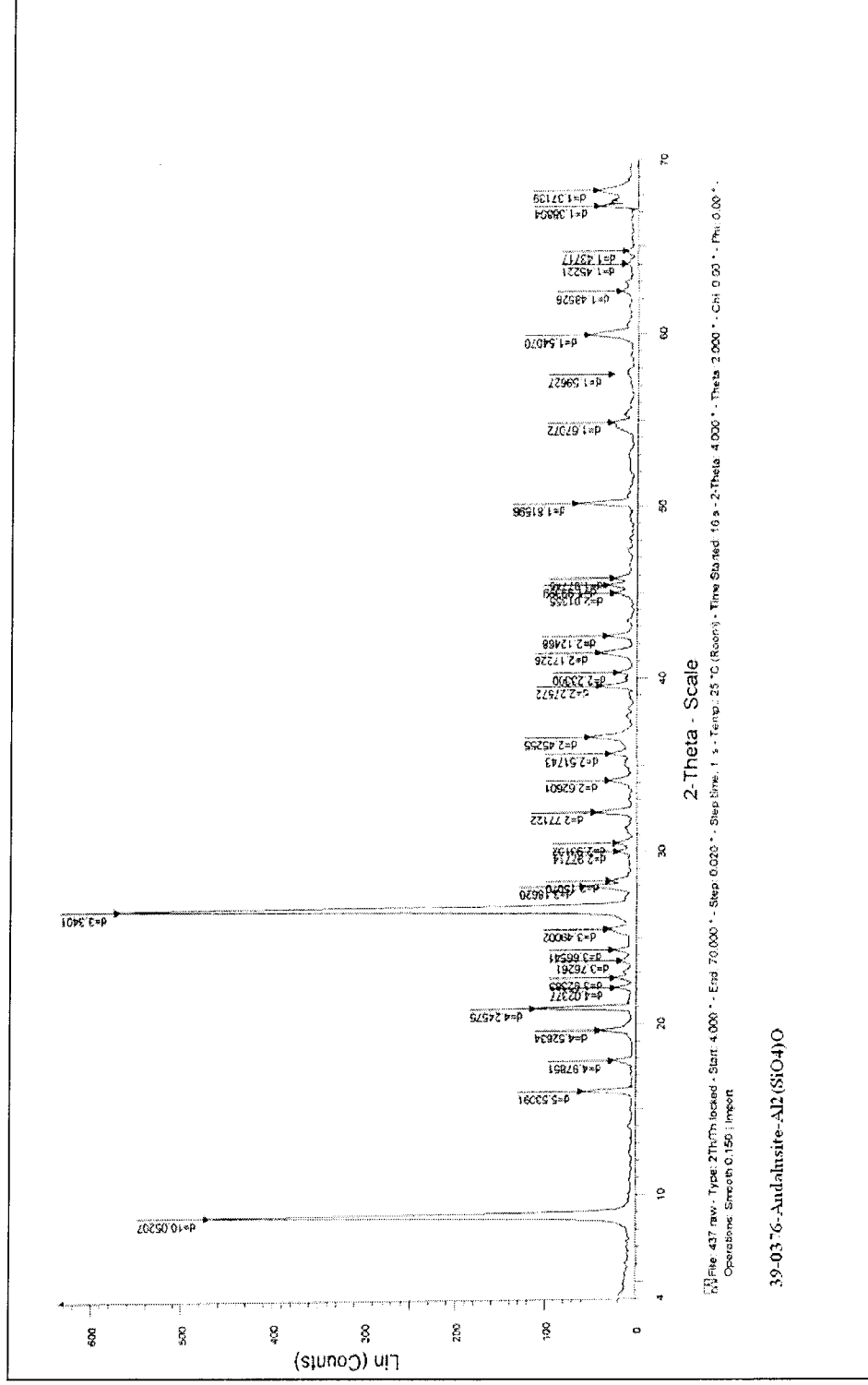
ج) گارنت

کانی‌های گارنت در نمونه‌های مطالعه شده، عمدتاً ریز بلور بوده ولی بلورهای گارنت در بعضی از مقاطع به صورت درشت تر نیز مشاهده می‌شود. این بلورها بی‌رنگ هستند. با توجه به آنالیز XRD انجام شده، گارنت‌های این منطقه متعلق به سری پیرالسپیت بوده و ترکیب آلماندینی دارند. (شکل ۵-۱۲). اشکال غیر عادی گارنت در این سنگها می‌تواند ناشی از تحرک کم بعضی از یونها از قبیل یونهای آلومینیوم و اختلاف ترکیب بین لایه‌های مختلف سنگ باشد که سبب می‌شود بلورهای گارنت بجای تشکیل یک شبکه فشرده و منظم، بیشتر در مرز دانه‌های کوارتز رشد کنند و بلورهای اسکلتی و اسفنجی را ایجاد نمایند (پاشیر و ترو^۱، ۱۹۹۶) در مرکز بعضی از پورفایروپلاست‌های گارنت موجود، در مقاطع میکروسکوپی، انکلوزیون‌هایی از کوارتز مشاهده می‌شود که به آن ظاهر اسفنجی می‌دهد و

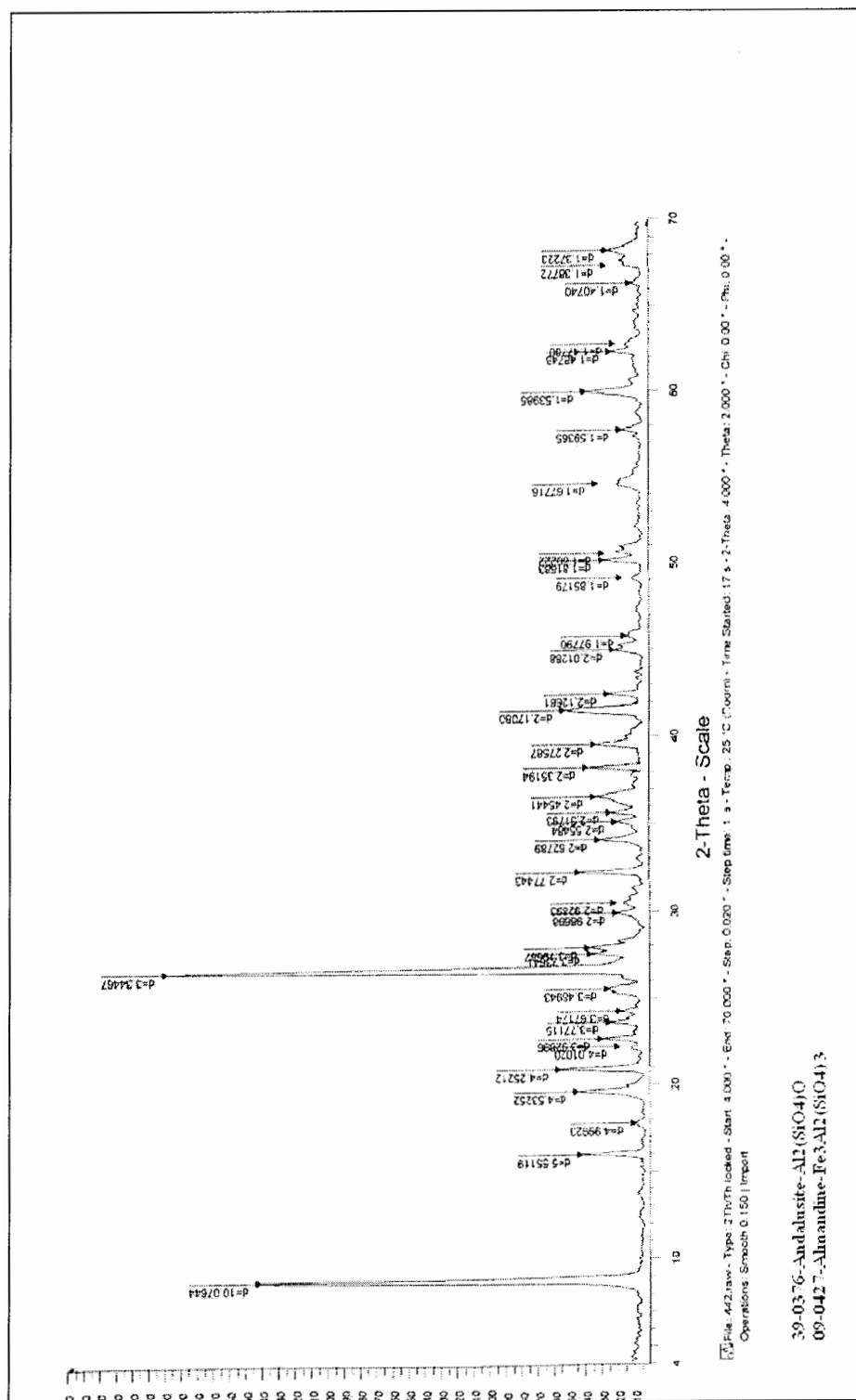
باعث به وجود آمدن بافت پوئی کیلوبلاستیک یا غربالی در گارنت می شود. انکلوزیون ها بیشتر در مرکز گارنت می باشد.

(د) سایر کانیهها

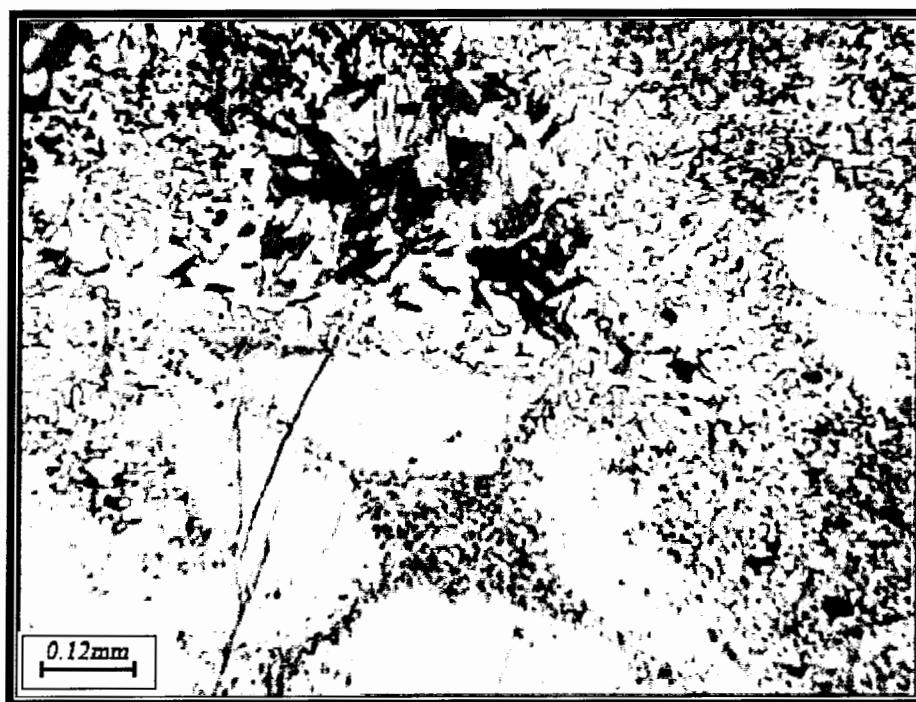
پلاژیوکلاز اغلب به صورت بی شکل، گاهی نیمه شکل دار مشاهده می شود. موسکویت به صورت اولیه در راستای بیوتیت ها و هم به صورت ثانویه (درشت بلور) در این سنگها دیده می شود. از کانیههای فرعی نیز می توان به زیرکن، تورمالین و کانیههای اپاک اشاره کرد.



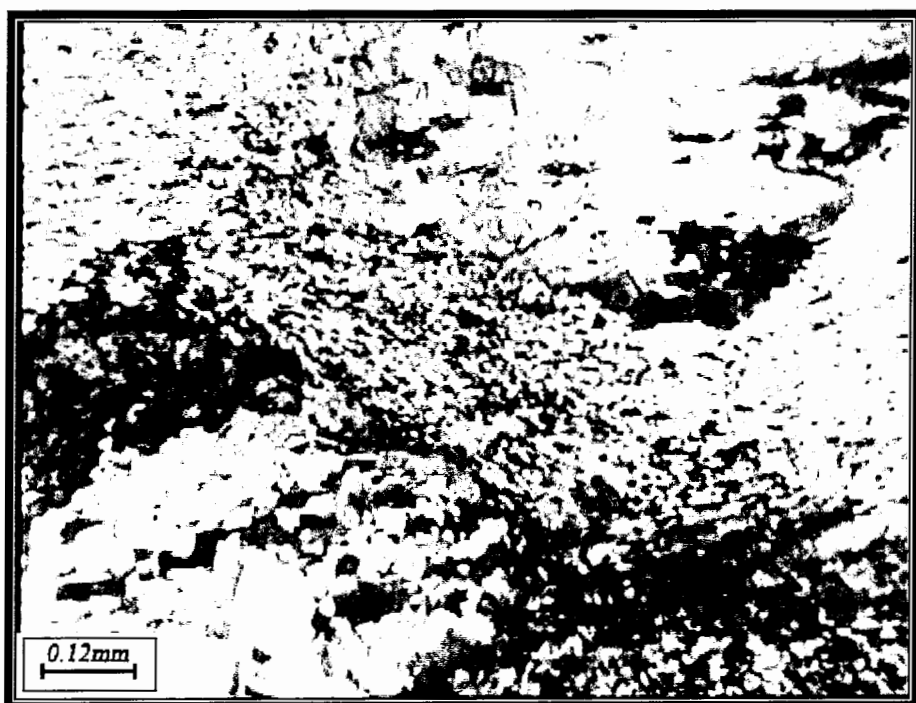
شکل ۹-۵ الف- نمونه SFB4 که بر اساس آنالیز XRD انجام شده دارای کانی آندالوزیت بوده و یک نمونه گارنت آندالوزیت نیست می باشد.



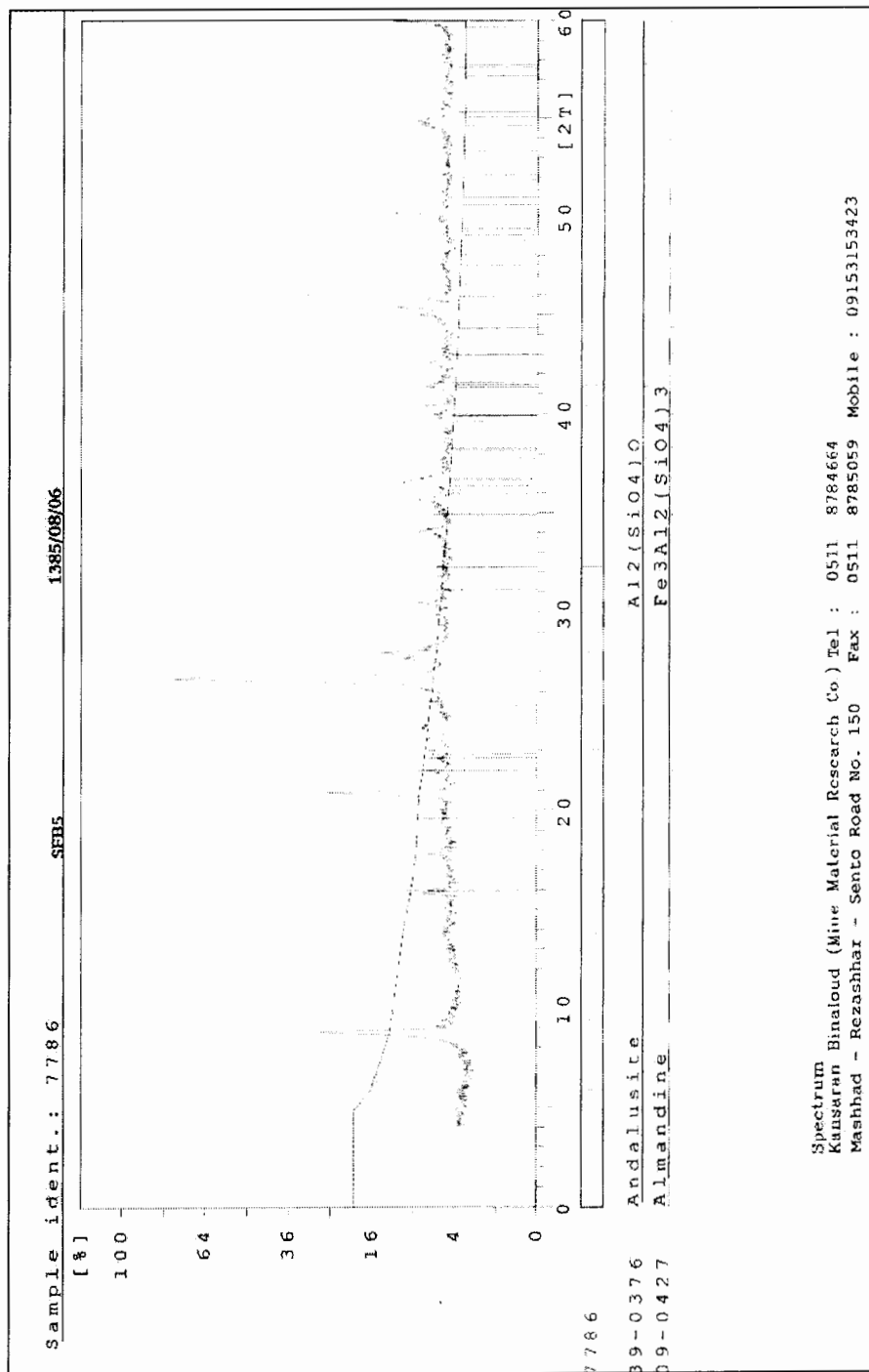
شکل ۵-۹-ب- نمونه SFB9 که بر اساس آنالیز XRD انجام شده دارای کانی آندالوزیت بوده و یک نمونه گارنت آندالوزیت شیبست می باشد.



شکل ۵-۱۰- تصویر میکروسکوپی از مقطع عرضی کیاستولیت (PPL).



شکل ۵-۱۱- تصویر میکروسکوپی گارنت های موجود در غده های بیوتیتی (PPL).



شکل ۵-۱۲ - نمونه SFB5 که بر اساس آنالیز XRD انجام شده دارای کانی گارنت بوده و از نوع آلماندین است.

۵-۴-۴- گارنت - کوردیریت - آندالوزیت هورنفلس

این سنگها دارای پراکندگی بسیار محدودی در منطقه مورد مطالعه می‌باشند و به صورت پراکنده، منحصراً رخنمونهایی از آنها در قسمت میانی منطقه دیده می‌شود. این سنگها به رنگ تیره و حاوی پورفیروبلاستهای آندالوزیت می‌باشند که به وضوح در زمینه سنگ قابل مشاهده است. توصیف میکروسکوپی

کانی‌های موجود در مقاطع نازک این سنگها شامل کوارتز، بیوتیت، آندالوزیت، کوردیریت و گارنت است. بعضی از سنگها علاوه بر کانیهایی فوق‌الذکر، دارای فیبرولیت نیز می‌باشند. بافت سنگ پوئی کیلوبلاستیک می‌باشد.

الف) آندالوزیت

بلورهای آندالوزیت حدود ۴۰ درصد سنگ را تشکیل می‌دهند. اندازه این بلورها عمدتاً بزرگتر از یک میلیمتر می‌باشند. بلورهای مذکور شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار قابل مشاهده هستند، که بعضی دارای انکلوزیون‌های منظمی از گرافیت می‌باشند (نوع کیاستولیت) علاوه بر این، این پورفیروبلاستها دارای انکلوزیون‌هایی از کوارتز و بیوتیت نیز می‌باشند.

ب) کوردیریت

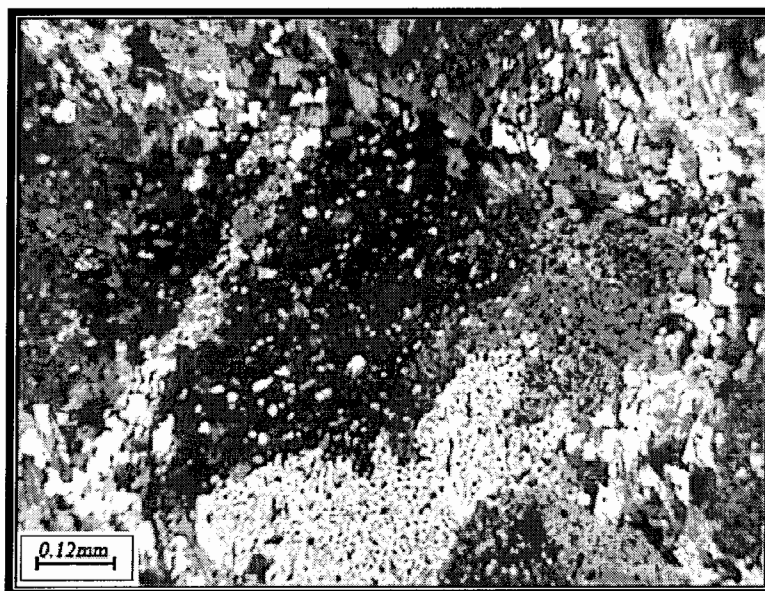
پوئی کیلوبلاستهای کوردیریت در زمینه‌ای از کوارتز و بیوتیت قرار گرفته است. این پوئی-کیلوبلاستها دارای انکلوزیون‌های فراوانی از بیوتیت، کوارتز و کانیهایی اپاک می‌باشد (شکل ۵-۱۳).

ج) بیوتیت

بیوتیت در این سنگها از فراوانی بیشتری نسبت به سایر کانی‌ها برخوردار است و به صورت بلورهای شکل‌دار، تقریباً کشیده و جهت‌یافته، کانی عمده این سنگها را تشکیل می‌دهد. به جز بلورهای زمینه یک سری غده‌های بیوتیتی داریم که در داخل آن علاوه بر بیوتیت، موسکویت و گاهی گارنت نیز دیده می‌شود.

د) سایر کانیهها

حضور گارنت را در تمام سنگها به عنوان کانی شکل گرفته در دگرگونی ناحیه‌ای شاهد هستیم، که میزان فراوانی آن متغیر است. پلاژیوکلاز اغلب به صورت بی‌شکل، گاهی نیمه شکل‌دار مشاهده می‌شود. از کانیهایی فرعی نیز می‌توان به زیرکن، تورمالین و کانیهایی اپاک اشاره کرد.



شکل ۵-۱۳- تصویر میکروسکوپی پوئی کیلوبلاست کوردیریت (XPL).

۵-۴-۵- گارنت - سیلیمانیت - آندالوزیت - بیوتیت هورنفلس

این سنگها در قسمت شمال غرب منطقه مورد مطالعه رخنمون دارد. این سنگها به رنگ تیره و دانه ریز هستند و پورفیرهای آندالوزیت و گارنت در زمینه‌ای دانه ریز به وضوح قابل رؤیت است. فراوانی بلورهای آندالوزیت بسیار بیشتر از بلورهای گارنت می‌باشد. البته لازم به ذکر است که میزان فراوانی گارنت در این منطقه از سایر مناطق بیشتر است. آنالیز XRD این سنگها این مطلب را تایید می‌کند (شکل ۵-۱۴). این سنگها را می‌توان اینگونه توصیف کرد: گارنت شیستی که تحت تأثیر دگرگونی مجاورتی تبلور مجدد حاصل نموده است.

توصیف میکروسکوپی

کانی‌های موجود در این سنگها به ترتیب فراوانی شامل بیوتیت، کوارتز، آندالوزیت، سیلیمانیت و گارنت است. بافت اصلی سنگ گرانوبلاستی هورنفلسی بوده و بافت فرعی آن پوئی کیلوبلاستیک می‌باشد.

الف) بیوتیت

بیوتیت در این سنگها از فراوانی بیشتری نسبت به سایر کانی‌ها برخوردار است و به صورت بلورهای شکل‌دار، تقریباً کشیده و در اندازه متوسط به رنگ قهوه‌ای روشن تا تیره، کانی عمده این سنگها را تشکیل می‌دهد. بلورهای بیوتیت زمینه نسبت به سایر سنگها درشت ترشده، که می‌تواند

ناشی از تأثیر دگرگونی مجاورتی باشد که باعث رشد بیوتیت‌ها شده است. در بعضی از نقاط بیوتیت‌ها به کلریت تبدیل شده است. فضای بین بلورهای بیوتیت را کانی‌های بی‌شکل تا نیمه شکل‌دار کوارتز و پلاژیوکلاز تشکیل می‌دهد. آنالیز XRD فراوانی بیوتیت و حضور کلریت را تایید می‌کند (شکل ۵-۱۵).
(ب) گارنت

کانی‌های گارنت در نمونه‌های مطالعه شده، عمدتاً درشت بلور بوده و این بلورها بی‌رنگ هستند. آنالیز XRD حضور و فراوانی گارنت را در محدوده شمال غرب منطقه مورد مطالعه اثبات می‌کند (شکل ۵-۱۶). بارکر در سال ۱۹۹۰ بیان کرد که اگر در زمان رشد بلور، سطوح خارجی به آن اضافه شوند که دارای ترکیب و جهت‌یافتگی ثابتی باشند، بلور یکنواخت می‌شود اما اگر در منبع تامین‌کننده مواد بلور، تغییری ایجاد شود، احتمالاً ترکیب بلور تغییر خواهد کرد. این امر منجر به تشکیل بلوری می‌شود که ساختمان آن از هسته به حاشیه دارای یک منطقه‌بندی است. در تمام پورفایروبلست‌های گارنت، یکنواختی ترکیب عمومیت دارد.

در پورفایروبلست‌های گارنت موجود در مقاطع میکروسکوپی، انکلوژیون‌هایی از کوارتز مشاهده می‌شود که به آن ظاهر اسفنجی می‌دهد و باعث به وجود آمدن بافت پوئی‌کیلوبلاستیک یا غربالی در گارنت می‌شود (شکل ۵-۱۷).

(ج) سیلیمانیت

سیلیمانیت در این سنگها هم به صورت فیبری (فیبرولیت) و هم به صورت بلوری دیده می‌شود (شکل ۵-۱۸). البته بیشتر به صورت فیبری قابل مشاهده است و در قسمتهایی که دما بالا رفته بلورهای درشت سیلیمانیت شکل گرفته است (شکل ۵-۱۹).

(د) آندالوزیت

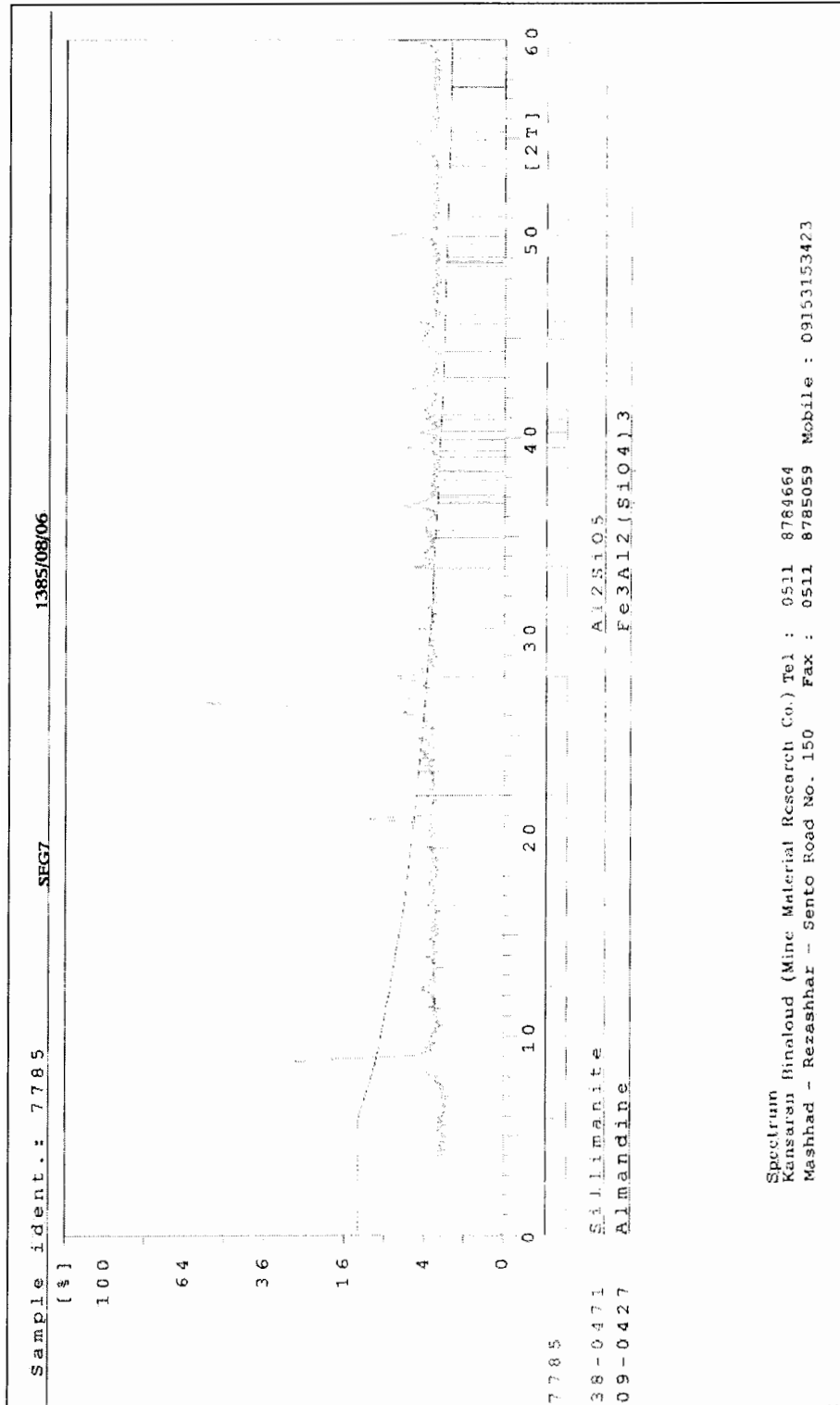
بلورهای آندالوزیت حدود ۲۰ درصد سنگ را تشکیل می‌دهند. البته میزان فراوانی آندالوزیت در این سنگها با افزایش سیلیمانیت، کمتر شده است. اندازه این بلورها عمدتاً بزرگتر از یک میلیمتر می‌باشند. بلورهای مذکور شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار قابل مشاهده هستند، که بعضی دارای انکلوژیون‌های منظمی از گرافیت می‌باشند (نوع کیاستولیت). علاوه بر این، این پورفایروبلست‌ها دارای انکلوژیون‌هایی از کوارتز و بیوتیت نیز می‌باشند.

ه) سایر کانیها

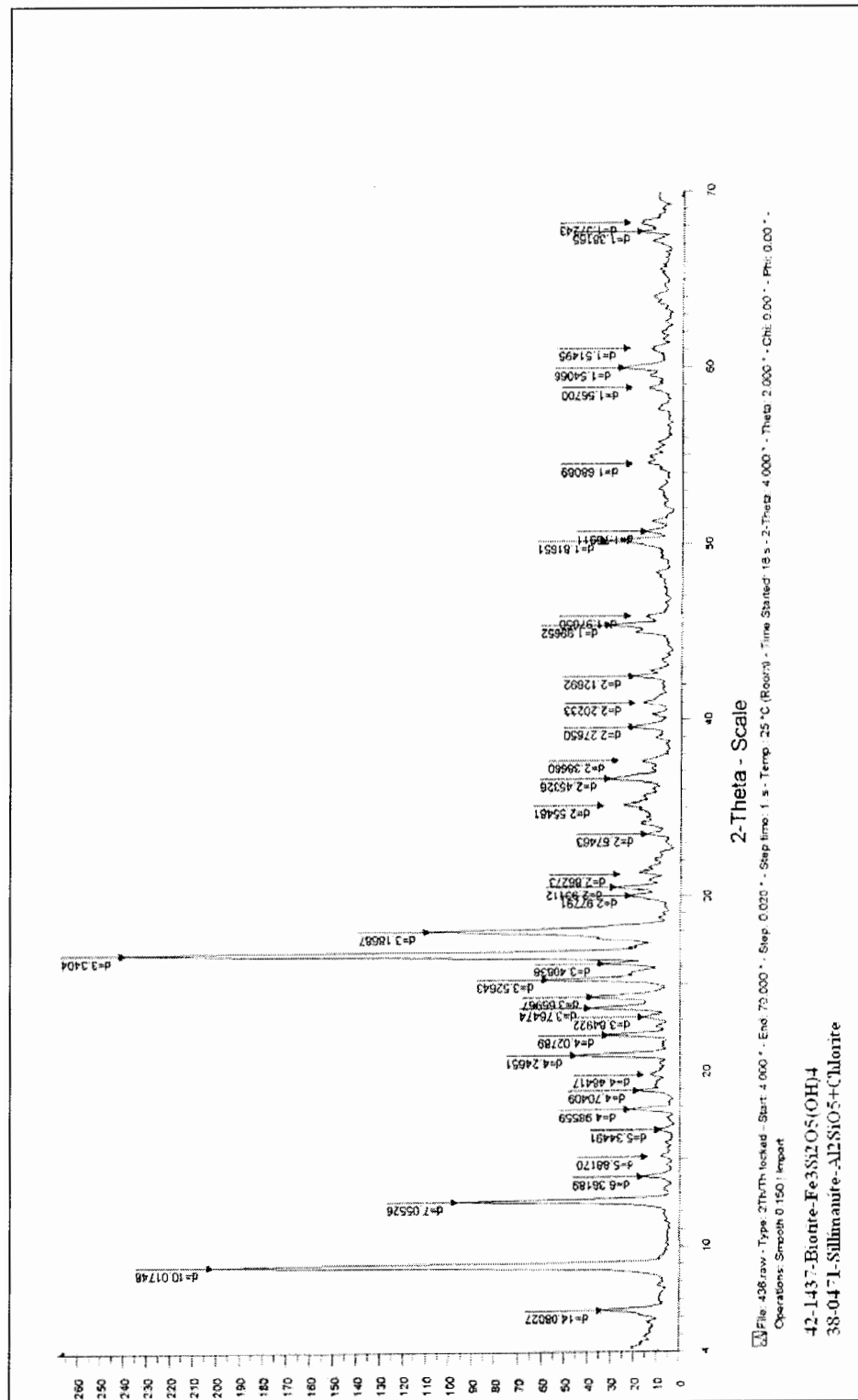
پتاسیم فلدسپار در این سنگها به فراوانی مشاهده می‌شود. بافت پرتیتی که در فلدسپارهای بسیاری از سنگهای آذرین و دگرگونی درجه بالا معمول است در این سنگها به وضوح قابل رؤیت است (شکل ۵-۲۰). البته فلدسپارها را می‌توان با ادخالهای کوارتز و بیوتیت نیز مشاهده کرد. از کانیهای فرعی نیز می‌توان به زیرکن، تورمالین و کانیهای اپاک اشاره کرد.

این سنگها در مناطقی به خاطر اعمال تنش دچار دگرریختی شده‌اند، و در مقاطع نازک این سنگهای دگرگونی دگرریخت شده، شناسه‌های گوناگونی از دگرریختی را می‌توان مشاهده کرد. به وضوح می‌توان جدادشدگی لایه‌های کوارتز و بیوتیت را مشاهده کرد. تبلور مجدد کوارتز نیز به وضوح قابل رؤیت است (شکل ۵-۲۱). از نظر حضور کانیها تفاوتی با سنگهای توضیح داده شده ندارند و آنالیز XRD آنها این مطلب را تایید می‌کند و می‌توان آنها را هورنفلس میلونیتی شده نامگذاری کرد (شکل

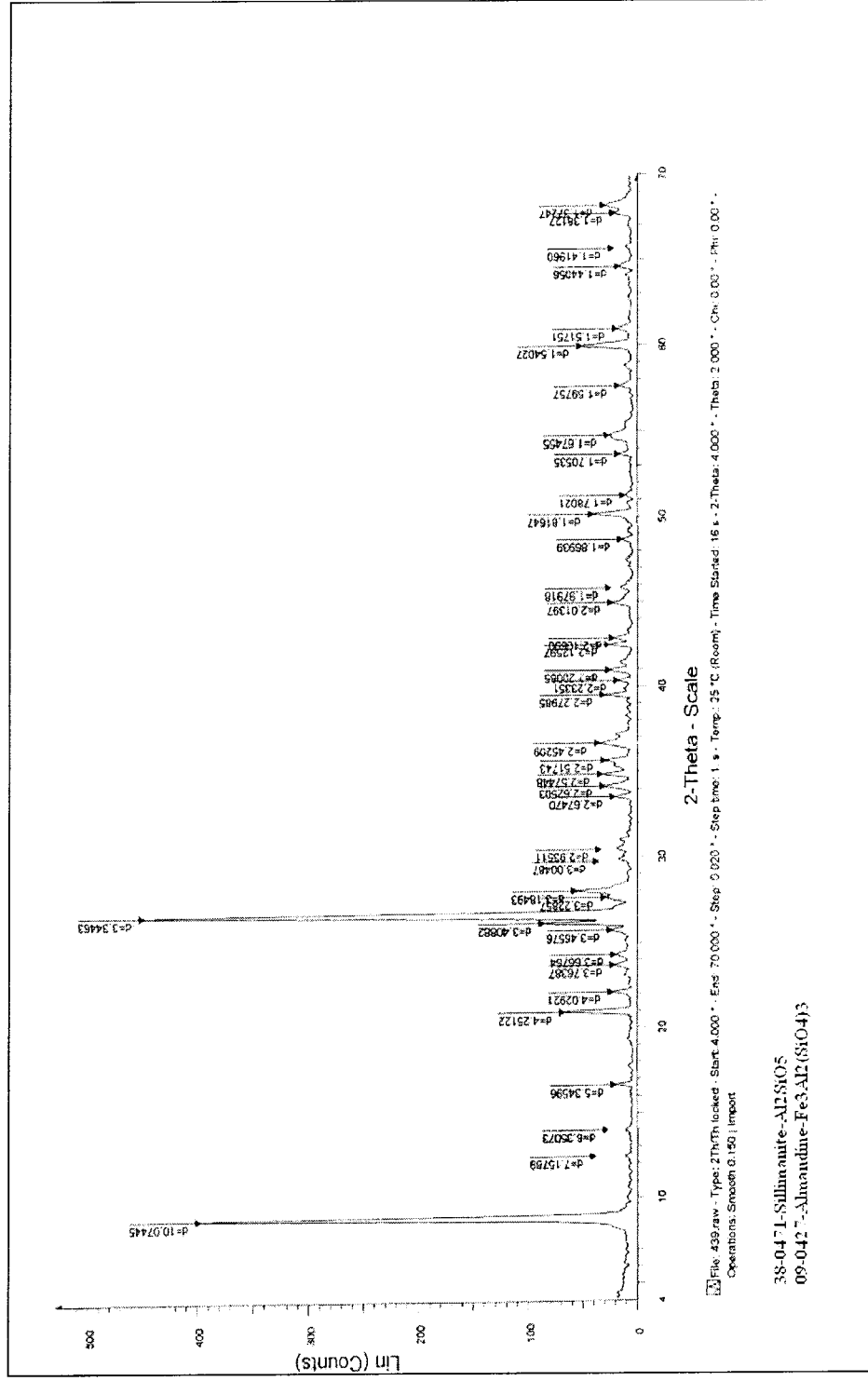
(۲۲-۵)



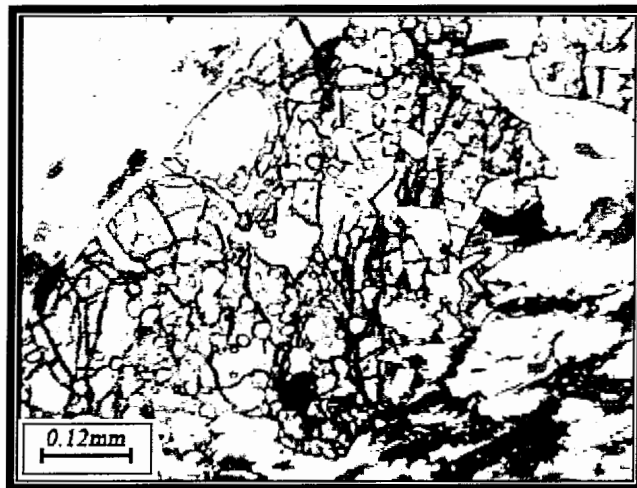
شکل ۵-۱۴ - نمونه SFG7 که بر اساس آنالیز XRD انجام شده دارای کانیهای گارنت و سیلیمانیت بوده و یک نمونه گارنت- سیلیمانیت- آندالوزیت هورنفلس است.



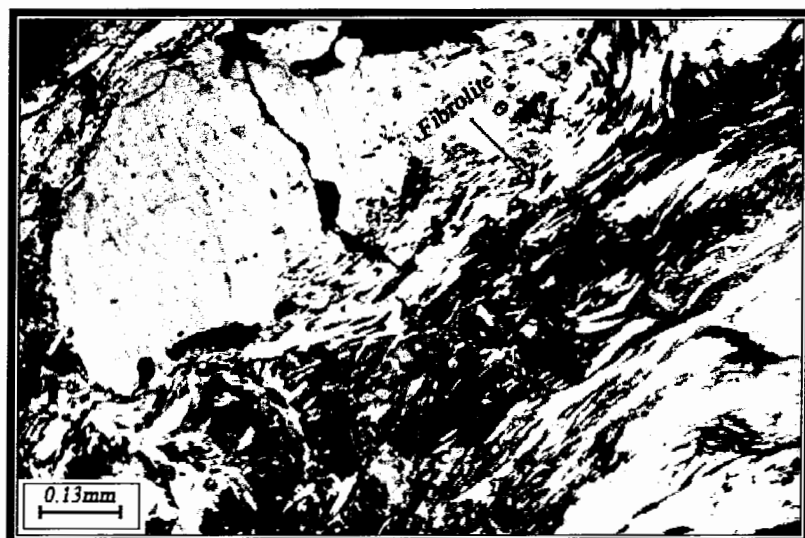
شکل ۱۵-۵ - نمونه MZ3 که بر اساس آنالیز XRD انجام شده دارای بیوتیت، کلریت و سیلیمانیت بوده و یک نمونه گارنت - سیلیمانیت - آندالوزیت هورنفلس است.



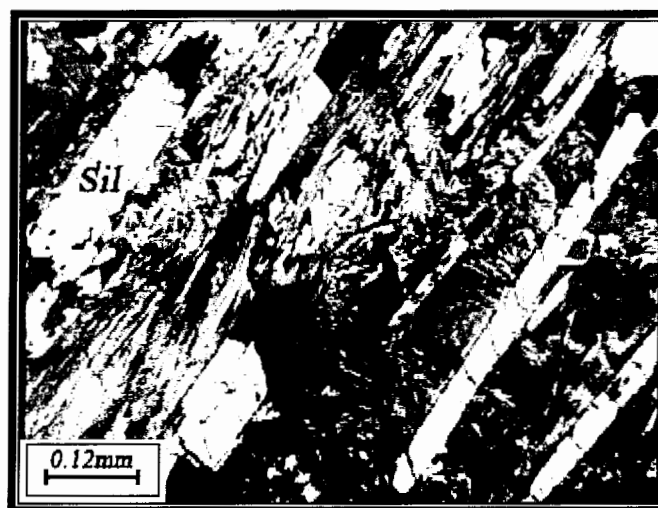
شکل ۱۶-۵ - نمونه ۱۶-۶ GLI که بر اساس آنالیز XRD انجام شده دارای گارنت و یک نمونه گارنت - سیلیمانیت - آندالوزیت هورنفلس می باشد.



شکل ۵-۱۷- تصویر میکروسکوپی پورفایروبلست گارنت (PPL)



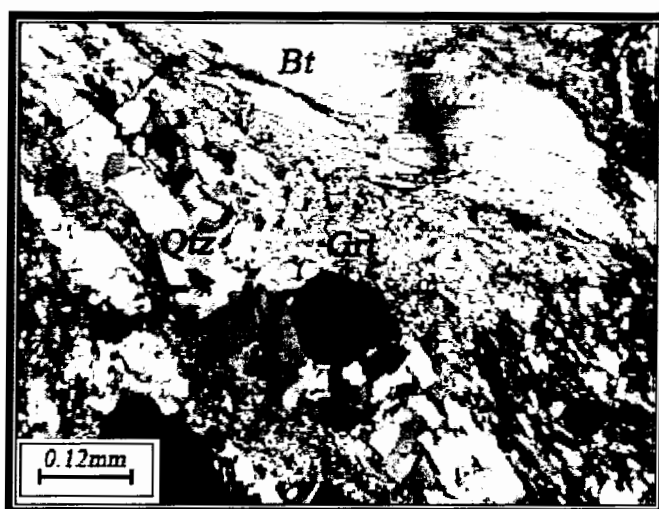
شکل ۵-۱۸- تصویر میکروسکوپی فیبرولیت (XPL)



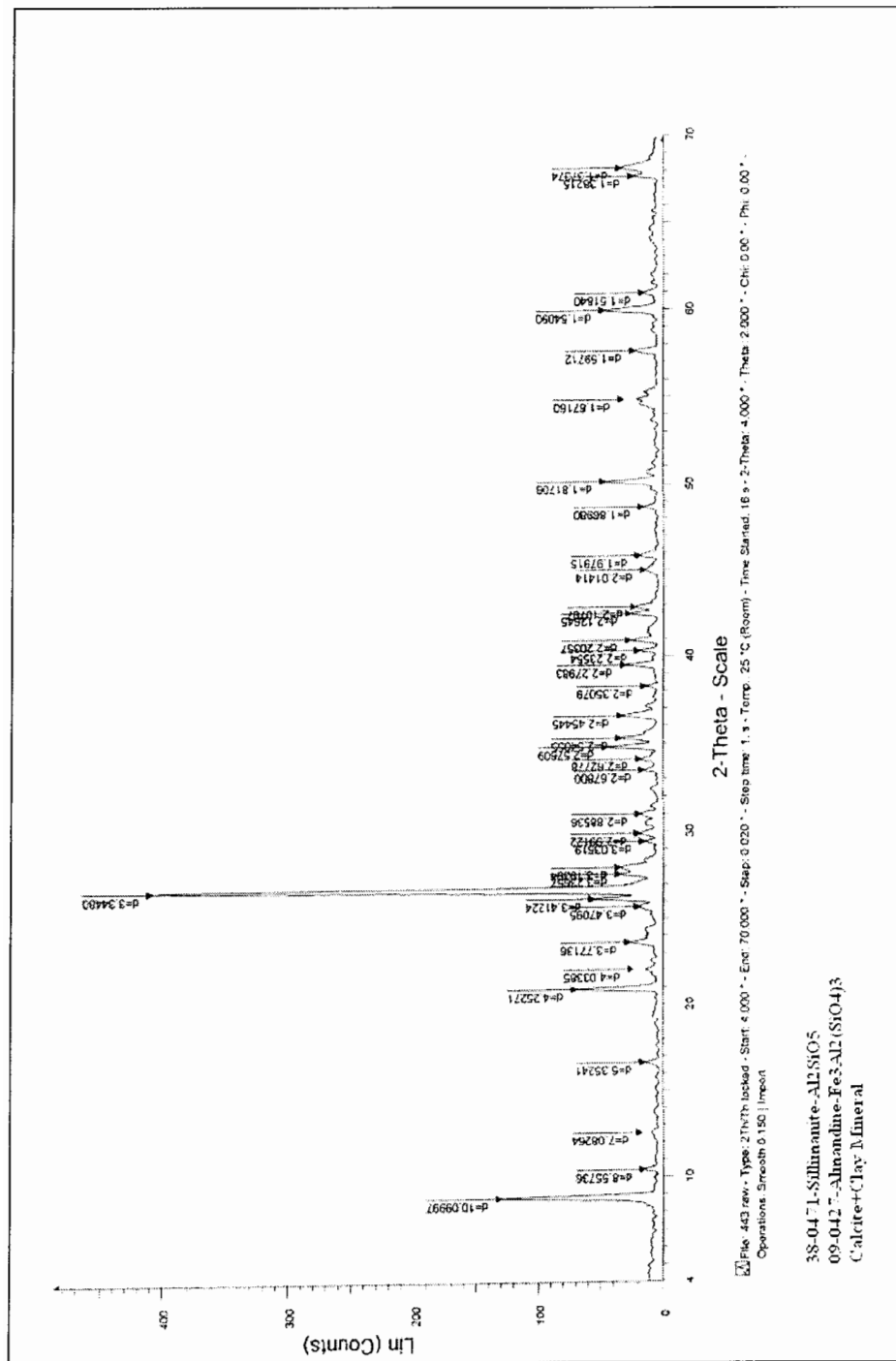
شکل ۵-۱۹- تصویر میکروسکوپی بلورهای سیلیمانیت (XPL)



شکل ۵-۲۰- تصویر میکروسکوپی پرتیت (XPL)



شکل ۵-۲۱- تصویر میکروسکوپی هورنفلس های میلونیتی شده (XPL)



شکل ۵-۲۲ - نمونه MZ5 که بر اساس آنالیز XRD انجام شده دارای گارنت و سیلیمانیت بوده و یک نمونه گارنت-سیلیمانیت-آندالوزیت هورنفلس می‌باشد.

فصل هشتم

دگرگونی

فصل ششم

دگرگونی

۶-۱- مقدمه

دگرگونی را می‌توان سازگاری کانی شناسی، شیمیایی و ساختمانی سنگ‌های جامد با شرایط فیزیکی و شیمیایی تعریف کرد که به طور معمول در عمقی زیر زون سطحی هوازدگی و سیمانی شدن متحمل می‌شوند و این شرایط فیزیکی و شیمیایی با شرایط پیدایش سنگ‌های مورد بحث تفاوت دارد (بیتز و جکسون^۱، ۱۹۸۰). محیط‌های گوناگونی وجود دارند که دگرگونی در آنها رخ می‌دهد و بسیاری از آنها به فعالیت‌های آذرین یا فرایندهایی مربوط می‌شوند که در لبه صفحه‌ها عمل می‌کنند. انواع مهم دگرگونی عبارتند از:

۱- دگرگونی ناحیه‌ای

۲- دگرگونی دفنی

۳- دگرگونی بستر اقیانوس

۴- دگرگونی زون فروران

۵- دگرگونی حرارتی یا همبری

۶- دگرگونی گرمایی

۷- دگرگونی پویا^۱ / دگرگونی زون برش^۲

۸- دگرگونی پوسته زیرین و گوشتۀ بالایی

در این مطالعه به لحاظ اینکه منطقه تحت تاثیر دگرگونی ناحیه‌ای و مجاورتی قرار گرفته، به توصیف این گروهها می‌پردازیم.

۶-۲- دگرگونی ناحیه‌ای

عموماً دگرگونی ناحیه‌ای دارای گسترش زیاد بوده و خاص نوارهای کوهزایی است. حد این دگرگونی بسیار وسیع و به چند صد تا چندین هزار کیلومتر می‌رسد و بر خلاف دگرگونی مجاورتی و دینامیکی فرایندهای این نوع دگرگونی واضح و آشکار نیستند. عامل اصلی ایجاد آن، فشارهای جهت-دار است که مسلماً دما نیز در آن نقش دارد. میزان دما در این دگرگونی به ۷۰۰ تا ۸۰۰ درجه سانتی‌گراد و مقدار فشار نیز بین ۲۰۰۰ تا ۱۰۰۰۰ بار می‌رسد. فشار جهت‌دار موجب جهت یافتگی کانی‌ها می‌شود، به همین دلیل در این قبیل دگرگونی‌ها از جهت یافتگی ترجیحی صحبت می‌شود. اصولاً نیروهای کوهزایی در طبقات سطحی زمین موجب خردشدگی، چین خوردگی و روراندگی می‌شوند ولی در ترازهای زیرین موجب جابجایی، تبلور مجدد کانیها و فابریک انیزوتروپی مانند کلیواژ اسلیتی، فولیاسیون و لیناسیون بوجود می‌آید و در نتیجه فابریک اولیه دچار تغییر می‌شود.

مطالعات صحرایی نشان می‌دهند که در این قبیل دگرگونی‌ها می‌توان از سنگ‌های دگرگون نشده تا انواع شدیداً دگرگون شده و حالات حدواسط و تدریجی ملاحظه نمود، که در آن بر شدت درجات دگرگونی افزوده می‌گردد. با افزایش درجه دگرگونی بر اندازه دانه‌ها (کانی‌ها) نیز افزوده می‌شود، و در درجات بسیار شدید آن نیز ذوب بخشی رخ می‌دهد و تدریجاً رگه‌های گرانیت و پگماتیت فراوانتر می‌گردد.

1- Dynamic Metamorphism
2- Shear Zone Metamorphism

۳-۶- دگرگونی مجاورتی

واژه دگرگونی مجاورتی (حرارتی) برای اولین بار توسط بارل (۱۹۰۷) برای فرایند شیمیایی که در مجاورت توده نفوذی رخ می‌دهد، بکار برده شد. تغییرات بر اثر مهاجرت عناصر به کمک سیالات از ماگما به سنگ میزبان رخ می‌دهند. این دگرگونی دارای دامنه محدود بوده و منجر به تشکیل سنگ‌های دگرگونی در اطراف توده‌های نفوذی می‌شود. در دگرگونی مجاورتی دما نقش اساسی دارد ولی ترکیب شیمیایی توده نفوذی و سنگ‌های دربرگیرنده و نوع سیالاتی که از ماگما متصاعد می‌شود هم باید در این امر مدنظر باشند، به همین دلیل منطقه دگرگون شده که به آن هاله دگرگونی هم می‌گویند، از نظر بافت و ترکیب کانی‌شناسی حالت منطقه‌ای داشته و در هر منطقه کانی‌های خاصی دیده می‌شوند. غالباً در دگرگونی مجاورتی هورنفلس بوجود می‌آید که به علت فقدان فشارهای جهت‌دار، کانی‌ها بدون نظم و ترتیب و به طور اتفاقی قرار می‌گیرند. گاهی ممکن است بر اثر ورود توده‌های نفوذی تغییر شکلهایی در سنگ‌های مجاور بوجود آید. در این حالت بافت آن تا حدودی به بافت سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای شباهت پیدا می‌کند.

اگر سنگ‌های میزبان توده نفوذی پلیتی باشند دگرگونی حرارتی عمدتاً از نوع ایزوشیمیایی بوده و زونها نسبتاً منظم هستند. هرگاه توده نفوذی در افق‌های نزدیک سطح زمین جایگزین شده باشد، استقرار توده نفوذی در سنگ‌های نسبتاً سرد با بالاآمدگی سقف توده نفوذی و در نتیجه گسل خوردگی امکان پذیر می‌باشد، و یا ممکن است قطعاتی از دیواره به داخل توده مذاب سقوط نمایند.

ضخامت هاله دگرگونی در اطراف توده نفوذی به عوامل زیر بستگی دارد:

الف: وضع هندسی، حجم، نوع توده مذاب و عمق استقرار آن.

ب: در سنگ‌های میزبان به نوع، دما، وضع لایه بندی، جهت یافتگی در سنگ (در صورت وجود سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای در منطقه)، سیالات یا آب موجود در آن و تراوایی آن.
حجم توده نفوذی هم عامل مهمی در ضخامت هاله دگرگونی به شمار می‌آید.

۴-۶- سنگ منشأ

سنگ‌های دگرگونی، ترکیبی بسیار گوناگون دارند که این خود نمایانگر گوناگونی سنگ‌های مادر است. ترکیب شیمیایی سنگ مادر دگرگونی، کنترل کننده ترکیب کانی‌شناسی و حدود بالا و پایین دگرگونی است. از سوی دیگر مشاهدات پتروگرافی که اساساً با شناخت کانیها همراه می‌باشد، ابزار

قدرتمندی برای توصیف جنبه‌های اساسی تاریخ سنگ دگرگونی است. کانیهای موجود در یک سنگ دگرگونی بازگوکننده ترکیب شیمیایی سنگ مادر هم هستند. برای ساماندهی سنگ‌های مادر دگرگونی، سنگ‌های رسوبی دگرگون شده را به طور کلی می‌توان در سه دسته اصلی، به نام رسوبات دگرگون شده پلیتی، متاکربنات/ کالک سیلیکات و کوارتز- فلدسپاتی جای داد. در میان این سه عضو، گستره کاملی از سنگها دیده می‌شود. گذشته از سنگ‌های رسوبی دگرگون شده، سنگ‌های آذرین دگرگون شده با سه عضو پایانه‌ای به نامهای متابازیت، متاگرانیتوئید و متاولترابازیت وجود دارند. یکی از اهداف مطالعات سنگ‌شناسی دگرگونی، تشخیص نوع سنگ مادر در سرزمین‌های دگرگونی است. در این رابطه، می‌توان از معیارهای زیر استفاده نمود:

(۱) روابط صحرایی: در سنگ‌های دگرگونی درجه پایین، این احتمال وجود دارد که لایه‌بندی رسوبی و ساختمانهای بارز سنگ‌های رسوبی نظیر چینه بندی مورب و دانه‌بندی تدریجی محفوظ مانده باشد، لیکن بیشتر سنگ‌های دگرگونی این ساختمانهای اولیه را از دست می‌دهند. در سنگ‌های با درجه دگرگونی بالا امکان ایجاد لایه‌بندی در طی تفریق دگرگونی وجود دارد، که ممکن است با لایه‌بندی حاصل از سنگ اولیه اشتباه گرفته شود (Symmes & Ferry, Ashworth, Hyndman, Best).

(۲) معیارهای میکروسکوپی: به این ترتیب روابط صحرایی چندان واضح و کافی نیستند و بهترین راهنما در مقطع نازک، همان ماهیت تنوع لیتولوژیکی است. به طور مثال، لایه‌های نازک غنی از کوارتز، کربناتها و بیوتیت از یک منشأ رسوبی حکایت می‌کند (شلی، ۱۳۷۴). مقدار و نوع کانی‌های دگرگونی، ریزساختها و بافت‌های باقیمانده در زیر میکروسکوپ، معیارهایی برای تعیین نوع سنگ مادر می‌باشند. بافت افیتیک که مشخصه گدازه‌های بازالتی است، ممکن است در سنگ‌های دگرگونی مافیک نیز مشاهده شود، لیکن بیشتر سنگ‌های دگرگونی بافت‌هایی را نشان می‌دهند که مشخصاً دارای منشأ دگرگونی هستند (Ferry, 1991).

(۳) معیارهای شیمیایی: ترکیب شیمیایی سنگ کل یکی از مهمترین معیارها برای تعیین سنگ منشأ در سنگ‌های دگرگونی به حساب می‌رود، که شامل درصد وزنی عناصر اصلی و فرعی می‌شود. یکی از مشکلات اساسی در تجزیه سنگ کل سنگ‌های دگرگونی، ناهمگنی و هتروژن بودن آنهاست که با انتخاب نمونه از قسمت های هموزن، می‌توان این مشکل را برطرف نمود (Suk, 1983). براساس

نظریه Best، معیارهای شیمیایی موقعی می‌توانند کاربرد داشته باشند که فرایندهای دگرگونی به صورت ایزوشیمیایی عمل کنند. داده‌های بدست آمده از تجزیه سنگ کل می‌توانند به طور مستقیم و غیر مستقیم در ترسیم نمودارهای تعیین سنگ مادر دگرگونی بکار روند (Suk, 1983). معیارهای شیمیایی مهمی که برای تشخیص نوع پروتولیت اهمیت دارند، متفاوت و فراوانند، اما معمولترین آنها عبارتند از:

الف- استفاده مستقیم در نمودارهای ساده ای مانند $\text{Na}_2\text{O} : \text{K}_2\text{O}$ برای تعیین سنگ‌های رسوبی از متاولکانیکی (Suk, 1983) و استفاده مستقیم از عناصر اصلی در نمودارهایی نظیر نمودارهای مثلی دولاروش (De La Roche, 1966).

ب- استفاده از تغییرات سیستماتیک SiO_2 و Al_2O_3 با افزایش درجه دگرگونی

ج- استفاده از تابع تشخیص شاو (DF) که به ترتیب زیر محاسبه می‌شود (Shaw, 1972):

$$DF = 10.44 - 0.21\text{SiO}_2 - 0.32\text{Fe}_2\text{O}_3^t - 0.98\text{MgO} + 0.55\text{CaO} + 1.46\text{Na}_2\text{O} + 0.54\text{K}_2\text{O}$$

مقدار مثبت DF نشانگر سنگ مادر آذرین و مقدار منفی آن، اغلب مشخصه سنگ‌های رسوبی دگرگون شده است. وجود مقادیر مثبت و منفی برای یک سری از سنگ‌های دگرگونی، نشان‌دهنده منشأ رسوبی و آذرین است (Pralhu & Weber, 1984). در مورد نمونه‌های این منطقه مقدار این تابع منفی بدست آمد که منشأ رسوبی این سنگها را تأیید می‌کند.

اغلب سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای در منطقه فریمان متاپلیت می‌باشند که در حد رخساره آمفیبولیت دگرگون شده‌اند.

۶-۴-۱- پلیت‌ها

بیشترین نسبت سنگ‌های دگرگونی در منطقه مورد مطالعه را سنگ‌های با منشأ پلیتی تشکیل می‌دهند. ماسه‌سنگها، کربنات‌ها و سنگ‌های آذرین اسیدی، به خوبی سنگ‌های پلیتی تحت تأثیر تغییرات بافتی قرار نمی‌گیرند (Moorhouse, 1985). شناخت سنگ منشأ از طریق کانی شناسی می‌تواند به راحتی صورت گیرد. سنگ‌های این گروه بیانگر دگرگون‌شدگی نهشته‌های رسی (گل‌سنگها) هستند. این تهنشست‌ها به میزان متوسط تا زیاد دارای سیلیس هستند و زیاد بودن Al_2O_3 و K_2O در ترکیب شیمیایی‌شان نیز از نشانه‌های آنهاست. گذشته از این، غنی‌شدگی FeO ، Fe_2O_3 ، MgO و CaO آنها متفاوت و مقدار Na_2O و MnO آنها کمتر است. نسبت هر یک از این اکسیدها از سنگی به سنگ دیگر فرق می‌کند و این ترکیب شیمیایی پیچیده، سبب پیدایش طیفی از کانیه‌ها در خلال دگرگونی

می‌شود که در تشخیص درجهٔ دگرگونی، حائز اهمیت است (بارکر، ۱۳۷۸). در مورد منطقهٔ مورد مطالعه، آنالیز شیمیایی سنگ‌های پلیتی، مقدار درصد وزنی Na_2O را در حدود ۱٫۵ نشان می‌دهد، درحالی‌که درصد وزنی K_2O به ۳٫۱ می‌رسد (جدول ۶-۱). این ویژگی از مشخصات سنگ‌های رسی است. مقدار Al_2O_3 تقریباً بالا بوده و به حدود ۲۰٪ می‌رسد. این ویژگی‌ها بیانگر منشأ آرژیلیتی برای این سنگها است که فراوانی کانیهای آلومینیوم‌دار و میکا نیز بر این مسئله تأکید دارند. به دلیل کم بودن تعداد نمونه‌های تجزیه شده، امکان استفاده از نمودارهایی که در این زمینه وجود دارند میسر نشد. سنگ‌های دگرگونی منطقهٔ مورد مطالعه را بر اساس ماهیت سنگ اولیه می‌توان در سه گروه جداگانه بررسی نمود که عبارتند از: ترکیبات پلیتی، ترکیبات کربناتی و ترکیبات کوارتز-فلدسپاتی. این سنگها از پراکندگی منظمی در منطقه برخوردار نیستند.

جدول ۶-۱ - نتایج آنالیز ژئوشیمی عناصر اصلی نمونه های دگرگونی

شماره نمونه	SiO_2	Al_2O_3	$\text{Fe}_2\text{O}_3(\text{T})$	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	MnO	TiO_2	P_2O_5
SFB1	71.8	13.36	4.82	1.13	1.28	1.41	3.21	0.1	0.72	0.32
SFG10	66.75	15.95	8.21	1.88	0.48	1.38	3.16	0.13	0.96	0.22
GL1-7	63.23	20.29	7.83	1.41	0.24	1.35	3.11	0.15	1.17	0

۵-۶- بررسی ویژگیهای متاپلیت ها در دگرگونی ناحیه‌ای

۵-۶-۱- دگرگونی پلیت‌ها در فشارهای پایین

ممکن است سنگ‌های پلیتی در حرارت‌هایی مشابه با حرارت زونهای باروین ولی در فشارهای پایین‌تر از آن گرم شوند که این عمل، هم در دگرگونی مجاورتی و هم در بعضی از انواع دگرگونی ناحیه‌ای که واجد جریانهای حرارتی بالایی هستند صورت می‌گیرد. این نوع دگرگونی به سری آندالوزیت-سیلیمانیت یا سری آبوکوما^۱ (میاشیرو، ۱۹۵۸) معروف است و با کانیهای شاخص آندالوزیت و سیلیمانیت مشخص می‌شود. کوردیریت می‌تواند وجود داشته باشد ولی استارولیت، کیانیت، گلاکوفان و ژادئیت وجود ندارند. اختصاصات دگرگونی متاپلیت‌های فشار پایین عبارت است از:

(۱) کیانیت تشکیل نمی‌شود، اما آندالوزیت فراوان است.

(۲) کوردیریت در درجات متوسط (شروع رخساره آمفیبولیت) تشکیل می‌شود.

(۳) گارنت معمولاً کم است و یا وجود ندارد.

(۴) استارولیت وجود ندارد.

منطقه‌بندی دگرگونی براساس کانیهای شاخص و افزایش درجه دگرگونی (افزایش دما) در این سری به شرح زیر است.

منطقه کلریت - بیوتیت

در این منطقه کلریت فراوان بوده، اما مقادیر کمی بیوتیت قهوه‌ای نیز وجود دارد. عمل تبلور مجدد ناقص است و مجموعه‌های کانی شناسی تبلور مجددیافته به قرار زیر می‌باشند که نشان‌دهنده رخساره شیست سبز هستند.

➤ کوارتز+پلاژیوکلاز+کلریت+مسکویت+اسفن+ایلمنیت+گرافیت

➤ کوارتز+آلبیت+پلاژیوکلاز سدیک+کلریت+مسکویت+بیوتیت+اسفن+ایلمنیت+گرافیت

منطقه بیوتیت - آندالوزیت

این منطقه با ناپدید شدن کلریت مشخص می‌شود. بیوتیت فراوان شده ولی آندالوزیت تنها در بخش‌های درجه حرارت بالای این زون بوجود می‌آید. مجموعه‌های کانی‌شناسی مشاهده شده در این منطقه عبارتند از:

- کوارتز + پلاژیوکلاز سدیک + مسکویت + بیوتیت
- کوارتز + الیگوکلاز + اورتوکلاز + مسکویت + بیوتیت
- کوارتز + الیگوکلاز + اورتوکلاز + مسکویت + بیوتیت + آندالوزیت

منطقه سیلیمانیت

این منطقه با ظهور سیلیمانیت مشخص می‌شود. اگرچه آندالوزیت در بعضی از این سنگها دیده می‌شود، ولی آن را به عنوان یک کانی باقیمانده در نظر می‌گیرند. مجموعه‌های کانی‌شناسی این منطقه عبارتند از:

- کوارتز + الیگوکلاز + اورتوکلاز + مسکویت + بیوتیت + آندالوزیت + سیلیمانیت
 - کوارتز + الیگوکلاز + اورتوکلاز + سیلیمانیت + بیوتیت + کوردیریت
 - کوارتز + پلاژیوکلاز + بیوتیت + گارنت + کوردیریت
 - کوارتز + الیگوکلاز + بیوتیت + گارنت + سیلیمانیت + کوردیریت
- این مجموعه‌های دگرگونی مربوط به رخساره آمفیبولیت می‌باشند.

منطقه سیلیمانیت - اورتوکلاز

این منطقه با شکست مسکویت در حضور پلاژیوکلاز + کوارتز و تشکیل سیلیمانیت و اورتوکلاز مشخص می‌شود. در این منطقه بسته به ترکیب شیمیایی و وجود آب (فشار بالای H_2O) ممکن است ذوب بخشی روی دهد. مجموعه‌های کانی‌شناسی این منطقه عبارتند از:

- کوارتز + اورتوکلاز + سیلیمانیت با آندالوزیت $\pm$ پلاژیوکلاز + بیوتیت
 - کوارتز + اورتوکلاز + سیلیمانیت $\pm$ کوردیریت $\pm$ گارنت آلماندین $\pm$ پلاژیوکلاز $\pm$ بیوتیت
- این مجموعه‌های کانی‌شناسی مربوط به رخساره گرانولیت می‌باشند.

۶-۵-۲- دگرگونی پلیتها در فشار کم تا متوسط

دگرگونی فشار کم تا متوسط به سری بوچان^۱ (توسط Read, 1952 معرفی شده است) معروف است. کانیهای شاخص آن سیلیمانیت- آندالوزیت و همچنین استارولیت و کوردیریت می باشند و کیانیت، ژادئیت و گلاکوفان وجود ندارد. اختصاصات دگرگونی متاپلیت های فشار کم تا متوسط عبارت است از:

- (۱) کیانیت تشکیل نمی شود ولی آندالوزیت فراوان است.
 - (۲) کوردیریت در درجات متوسط (شروع رخساره آمفیبولیت) تشکیل می شود.
 - (۳) گارنت ممکن است موجود باشد.
 - (۴) استارولیت ممکن است وجود داشته باشد.
- منطقه بندی دگرگونی براساس کانیهای شاخص و افزایش درجه دگرگونی در این سری به شرح زیر می باشد.

منطقه بیوتیت

این منطقه با فراوانی بیوتیت مشخص می شود. متداولترین مجموعه کانی شناسی این منطقه عبارت است از:

➤ بیوتیت + کلریت + مسکویت + آلبیت + کوارتز ± کلریتوئید ± اورتوکلاز

این مجموعه مربوط به رخساره شایست سبز می باشد.

منطقه کوردیریت

کانی شاخص این منطقه کوردیریت می باشد، مجموعه های کانی شناسی متداول در این منطقه عبارتند از:

➤ کوارتز + بیوتیت + مسکویت + آلبیت + کوردیریت ± اورتوکلاز

➤ کوارتز + بیوتیت + مسکویت + آلبیت + آندالوزیت ± اورتوکلاز

1- Buchan

در این منطقه می‌توان آندالوزیت را با بیوتیت مشاهده نمود، ولی همواره کوردیریت دیده نمی‌شود، (آندالوزیت در قسمت‌های فوقانی این زون ایجاد می‌شود) مجموعه کانی‌شناسی مذکور مربوط به رخساره آمفیبولیت می‌باشد.

منطقه آندالوزیت

این منطقه با همیافتی آندالوزیت و کوردیریت مشخص می‌شود. مجموعه کانی‌شناسی متداول در این منطقه عبارت است از:

➤ کوارتز + بیوتیت + مسکویت + کوردیریت + آندالوزیت ± پلاژیوکلاز (الیگوکلاز - آندزین) ± اورتوکلاز

منطقه سیلیمانیت

این منطقه با پیدایش کانی سیلیمانیت مشخص می‌شود. کوردیریت و آندالوزیت نیز ممکن است موجود باشند. مجموعه‌های کانی‌شناسی متداول در این منطقه عبارت است از:

➤ کوارتز + بیوتیت + مسکویت + کوردیریت + آندالوزیت + سیلیمانیت ± پلاژیوکلاز ± اورتوکلاز
➤ کوارتز + بیوتیت + مسکویت + کوردیریت + سیلیمانیت ± پلاژیوکلاز ± اورتوکلاز ± گارنت آلماندین

این مجموعه کانی‌شناسی مربوط به بخش‌های درجه بالای رخساره آمفیبولیت می‌باشد.

منطقه سیلیمانیت - اورتوکلاز

این منطقه مشابه با منطقه سیلیمانیت - اورتوکلاز در سری ابوکوما (فشار پایین) می‌باشد.

۶-۵-۳- دگرگونی ناحیه ای فشار متوسط

این دگرگونی به سری کیانیت - سیلیمانیت یا بارو^۱ معروف است. در این سری کانیهای سیلیمانیت، کیانیت و استارولیت شاخص می‌باشند، ولی ژادئیت، گلاکوفان و کوردیریت وجود ندارند. اختصاصات دگرگونی متاپلیت‌های فشار متوسط عبارت است از:

(۱) وجود کیانیت و سیلیمانیت و عدم وجود آندالوزیت

۲) حضور استارولیت و تشکیل آن در درجات متوسط (شروع رخساره آمفیبولیت)

۳) فراوانی گارنت (آلماندین)

۴) عدم وجود کوردیریت

منطقه بندی دگرگونی براساس کانیهای شاخص و افزایش درجه دگرگونی (افزایش دما) در این سری به شرح زیر می باشد.

منطقه کلریت

سنگهای متداول در این منطقه را اسلیت ها تشکیل می دهند که اساساً حاوی مجموعه کانی شناسی زیر می باشند:

➤ مسکویت + کلریت + کوارتز + آلبیت + گرافیت

با افزایش درجه دگرگونی، اندازه دانه ها افزایش یافته و فیلیت و شیست به وجود می آیند که مجموعه کانی شناسی آنها عبارتند از:

➤ کلریت + مسکویت + آلبیت + کوارتز

آلبیت ممکن است به صورت پورفیروبل است دیده شود. مسکویت معمولاً از نوع فنجیت می باشد و در بعضی از سنگها کانی پاراگونیت به صورت پراکنده دیده می شود. مجموعه های کانی شناسی این منطقه مربوط به رخساره شیست سبز می باشند.

منطقه بیوتیت

این منطقه با فراوانی بیوتیت مشخص می شود، متداولترین مجموعه کانی شناسی این منطقه عبارت است از:

➤ بیوتیت + کلریت + مسکویت + آلبیت + کوارتز $\pm$ کلریتوئید

سنگها در این منطقه از نوع شیست بوده و در انواع غنی از FeO و Al_2O_3 کلریتوئید تشکیل می - شود. مجموعه کانی شناسی این منطقه مربوط به رخساره شیست سبز می باشد.

منطقه گارنت آلماندین

این منطقه با ظهور کانی آلماندین مشخص می گردد. آلماندین اغلب به صورت پورفیروبل است بوده و در بعضی مواقع حاوی ادخالهایی از کوارتز و دیگر کانیها می باشد. سنگهای تشکیل شده در

این منطقه شیست‌هایی با مجموعه کانی شناسی زیر می‌باشند که این مجموعه مربوط به رخساره اپیدوت-آمفیبولیت می‌باشد.

➤ آلماندین+ بیوتیت+ مسکویت+ آلبیت+ کوارتز± کلریت

منطقه استارولیت-کیانیت

با افزایش درجه دگرگونی کانیهای استارولیت و کیانیت شروع به ظاهر شدن در سنگ نموده، که معمولاً به صورت پورفیروبل است دیده می‌شوند. البته استارولیت زودتر از کیانیت تشکیل می‌شود و در محدوده پایداری کیانیت نیز مقاوم باقی می‌ماند. سنگ‌های شاخص این منطقه شیست‌هایی با مجموعه‌های کانی شناسی زیر می‌باشند:

➤ استارولیت+ آلماندین+ بیوتیت+ مسکویت+ پلاژیوکلاز (الیگوکلاز-آندزین)+ کوارتز

➤ کیانیت+ آلماندین+ بیوتیت+ مسکویت+ پلاژیوکلاز (الیگوکلاز-آندزین)+ کوارتز± استارولیت

مجموعه کانی شناسی این منطقه مربوط به رخساره آمفیبولیت می‌باشند.

منطقه سیلیمانیت

کانی شاخص این منطقه سیلیمانیت می‌باشد و مرز آن را محدوده پایداری سیلیمانیت-کیانیت نشان می‌دهد. مجموعه کانی شناسی متداول در این منطقه عبارت است از:

➤ سیلیمانیت+ آلماندین+ بیوتیت+ مسکویت+ پلاژیوکلاز (الیگوکلاز-آندزین)+ کوارتز±

کیانیت± استارولیت

مجموعه کانی شناسی فوق در شیست‌ها و گنایس‌های سیلیمانیت‌دار، رخساره آمفیبولیت دیده می‌شود.

منطقه سیلیمانیت-اورتوکلاز

این منطقه مشابه با سریهای فشار کم می‌باشد.

۴-۵-۶- دگرگونی ناحیه‌ای فشار متوسط تا بالا

این منطقه به سری گلاکوفان- لاوسونیت یا سان باگاوا^۱ معروف است. در این سری کانیهای گلاکوفان و (یا) لاوسونیت، همچنین کیانیت شاخص می‌باشند، ولی ژادئیت وجود ندارد. اختصاصات دگرگونی متاپلیت‌های فشار متوسط تا بالا عبارت است از:

(۱) کیانیت وجود دارد ولی آندالوزیت و سیلیمانیت دیده نمی‌شود.

(۲) معمول بودن گارنت آلماندین که از نظر مقدار MgO غنی‌تر از گارنت‌های سری فشار متوسط است.

(۳) کوردیریت وجود ندارد.

منطقه‌بندی دگرگونی براساس کانیهای شاخص و افزایش درجه دگرگونی (افزایش دما) در این سری به شرح زیر می‌باشد:

منطقه کلریت

کانی شاخص این منطقه کلریت است. مجموعه کانی شناسی متداول در این منطقه عبارت است از:

➤ کلریت + مسکویت + آلبیت + کوارتز ± اپیدوت ± کلسیت ± گرافیت ± گارنت آلماندین ± ایلمنیت ± هماتیت

مجموعه کانی شناسی فوق مربوط به رخساره‌های شلیست آبی و شلیست سبز گلاکوفانیتی می‌باشد (وینکلر، ۱۹۷۶).

منطقه بیوتیت

با افزایش درجه دگرگونی و ورود به رخساره اپیدوت- آمفیبولیت، علاوه بر بیوتیت، گارنت (آلماندین) نیز بسیار معمول شده و مجموعه کانی شناسی زیر پدید می‌آید.

➤ گارنت آلماندین + کلریت + مسکویت + آلبیت + کوارتز + بیوتیت ± اپیدوت ± کلسیت ± گرافیت

1- Sanbagawa

در بالاترین حرارت رخسارهٔ اپیدوت-آمفیبولیت، بیوتیت کاملاً متداول شده و کلریت تقریباً ناپدید می‌گردد. مجموعهٔ کانی شناسی متداول در این منطقه عبارت است از:

➤ بیوتیت+گارنت (آلماندین)+مسکویت+آلبیت+کوارتز ± اپیدوت ± کلسیت ± گرافیت

منطقهٔ کیانیت

کانی شاخص این منطقه کیانیت می‌باشد. مجموعهٔ کانی شناسی متداول در این منطقه عبارت است از:

➤ کیانیت+بیوتیت+گارنت (آلماندین)+مسکویت+کوارتز+پلاژیوکلاز سدیک (الیگوکلاز-آندزین)

در بخش‌های حرارت بالای این منطقه سنگها دچار ذوب بخشی می‌شوند (قبل از تشکیل سیلیمانیت). مجموعهٔ کانی شناسی منطقه کیانیت مربوط به بخش‌های فشار بالای رخسارهٔ آمفیبولیت می‌باشد.

۵-۵-۶- دگرگونی ناحیه‌ای فشار بالا

این دگرگونی به سری ژادئیت-کوارتز یا آلپی^۱ معروف است. در این سری کانیهای ژادئیت و کوارتز شاخص بوده و کیانیت، گلاکوفان و ژادئیت نیز می‌توانند وجود داشته باشند. در بعضی موارد آراگونیت دیده می‌شود، ولی آندالوزیت و سیلیمانیت وجود ندارد. اختصاصات دگرگونی متاپلیت‌های فشار بالا عبارت است از:

۱) عدم حضور بیوتیت

۲) حضور گستردهٔ مسکویت غنی از فنژیت

۳) معمول بودن کانیهای گارنت، کیانیت، کلریت و کلریتوئید (غنی از MgO)

۴) معمول بودن مجموعه تالک-کلریت

منطقه فریمان با توجه به اختصاصات شرح داده شده جزء سری فشار بالا محسوب نمی‌شود، لذا

از شرح منطقه بندی دگرگونی در این سری صرفنظر می‌کنیم.

1- Alpine

گرادیان ژئوترمال میانگینی که سبب بوجود آمدن انواع دگرگونی‌های P/T پایین، متوسط و بالا می‌گردند، به ترتیب تقریباً بیشتر از ۳۵، بین ۱۵ و ۳۵ و کمتر از ۱۵ درجه در هر کیلومتر می‌باشند. این ترتیب، سبب می‌شود که کانیه‌های متفاوتی در طی دگرگونی در این تیپ‌ها تشکیل گردد و این کانی‌ها، معیار مناسبی برای تفکیک انواع دگرگونی از یکدیگر می‌باشد. با توجه به اینکه هر کدام از تیپ‌های دگرگونی در محیط‌های تکتونیکی خاصی تشکیل می‌شوند، بنابراین تشخیص تیپ دگرگونی، می‌تواند ما را از خصوصیات ترمودینامیکی و تکتونیکی منطقه در زمان دگرگونی آگاه سازد. حضور آندالوزیت به مقدار فراوان در متاپلیت‌ها، فقدان کیانیت و استارولیت، حضور زون‌های بیوتیت، آندالوزیت، کور دیریت، مسیر دگرگونی فشار کم تا متوسط را بیان می‌دارد.

۶-۶- حوادث دگرگونی رخ داده در منطقه مورد مطالعه

در منطقه مورد مطالعه حداقل یک دگرگونی ناحیه‌ای و یک دگرگونی مجاورتی رخ داده است. بررسی تعداد زیادی مقاطع نازک تهیه شده از سنگ‌های دگرگونی که با فاصله از توده نفوذی نمونه برداری شده است، نشان‌دهنده تغییرات بافتی و کانی شناسی متفاوتی در این سنگها می‌باشد. وجود فولیاسیونهای متفاوت در این سنگها و مجموعه‌های کانیایی که از نظر درجات دگرگونی با هم سازگاری ندارند، حاکی از آن است که این سنگها علاوه بر تاثیر دگرگونی ناحیه‌ای تحت تاثیر دگرگونی مجاورتی نیز قرار گرفته‌اند (پلی‌متامورفیسم). دگرگونی ناحیه‌ای، شیبتهای پلیتی را در حد رخساره آمفیبولیت ایجاد کرده است. دگرگونی مجاورتی بعد از دگرگونی ناحیه‌ای رخ داده و باعث تشکیل انواع هورنفلس‌ها گردیده است.

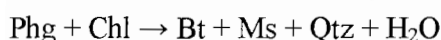
سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای شامل انواع شیبته‌ها از جمله گارنت- آندالوزیت میکاشیبته‌ها می‌باشد. این سنگها، شیبستوزیته واضحی از خود نشان می‌دهند که در نمونه‌های نزدیک به توده نفوذی، شیبستوزیته ضعیف می‌شود. از نظر کانی شناسی همان طور که قبلاً در بخش پتروگرافی توضیح داده شد شامل کانی‌های کوارتز، بیوتیت، موسکویت، پلاژیوکلاز، گارنت، آندالوزیت بوده و گرافیت، تورمالین کانیه‌های فرعی آنها را تشکیل می‌دهد.

۶-۷- زون‌های دگرگونی

نخستین بار، بارو (۱۹۸۳) موفق به نشان دادن زون‌های کانیاپی پیشرونده در مقیاس ناحیه‌ای شد. بعدها تایللی و هارکر کار وی را گسترش داده و یک سری از زون‌های دگرگونی را براساس تغییر کانی در متاپلیت‌ها تعیین نمودند. زون‌های دگرگونی، اکثراً در سنگ‌های پلیتی تعیین می‌شوند، زیرا سنگ‌های پلیتی تغییرات بافتی را به خوبی همراه با افزایش دما از خود نشان می‌دهند (Best, 2003). معمولاً ایزوگراد به عنوان خطی تعریف می‌گردد که در رخنمون، توسط ظهور و ناپدید شدن یک کانی مشخص گردد. در یک سرزمین دگرگونی، ایزوگرادها، تصویر کلی از توزیع دما را نشان می‌دهند، ولی لزوماً دمای خاصی را نشان نمی‌دهند (Miyashiro, 1981).

در منطقه مورد مطالعه می‌توان دو زون دگرگونی ناحیه‌ای را تشخیص داد، که عبارتند از زون بیوتیت، زون گارنت. با مطالعه مقاطع نازک، حداکثر درجه دگرگونی ناحیه‌ای این سنگها متعلق به زون گارنت تشخیص داده شد که متعلق به رخساره آمفیبولیت می‌باشند و سیلیمانیت صرفاً در هاله دگرگونی مجاورتی وجود دارد.

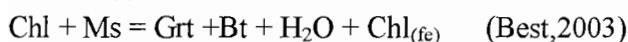
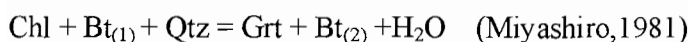
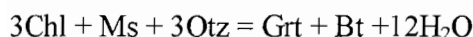
دمای تشکیل بیوتیت به ترکیب شیمیایی سنگ اولیه بستگی دارد (Miyashiro, 1981). بر اساس نظر یاردلی (۱۹۸۹) دمای ایزوگراد بیوتیت را می‌توان ۳۷۰-۴۰۰ درجه سانتیگراد در نظر گرفت. بیوتیت‌های موجود می‌تواند حاصل واکنش‌های ذیل باشد:



درجه حرارتی که به ازاء آن واکنش دوم آغاز می‌شود، به مقدار جانشینی فنزیت در میکای اولیه و مقادیر X_{Mg} کلریت، بیوتیت و فنزیت بستگی دارد.

زون گارنت را می‌توان در کنار زون بیوتیت مشاهده نمود. با توجه به پاراژنهای زون گارنت، واکنش‌های زیر را برای تشکیل گارنت می‌توان پیشنهاد داد.

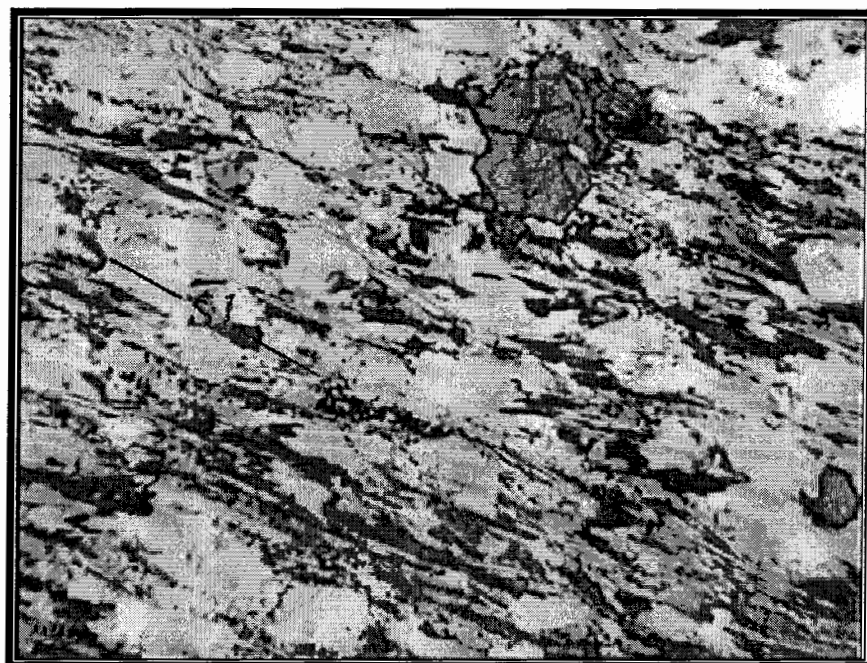
تامپسون و نورتون ۱۹۶۸ و کرتز ۱۹۹۴ برای تشکیل گارنت واکنش ذیل را پیشنهاد کرده‌اند.



واکنش ایزوگراد گارنت، به ترکیب کلی و مقادیر CaO و MnO سنگ بستگی دارد. در سنگ‌هایی با مقادیر بالای این اجزاء، گارنت در دماهای زیر ۴۵۰ درجه سانتیگراد نیز ظاهر می‌شود، درحالی‌که، گارنت بدون این مقادیر تا ۵۰۰ درجه، نمی‌تواند تشکیل شود (Spear, 1993). در مورد ظهور آندالوزیت در بخش زون‌های دگرگونی مجاورتی توضیح داده می‌شود.

۶-۷-۱- زون‌های دگرگونی مجاورتی

براساس مطالعات انجام شده، هاله دگرگونی در اطراف گرانیته‌یید قلندرآباد از وسعت زیادی برخوردار است، ولی به دلیل آنکه جایگیری این توده به صورت همزمان با تکتونیک صورت گرفته است، سنگ‌های هاله دگرگونی آن خصوصیات سنگ‌های دگرگونی ناحیه ای را دارا هستند. با افزایش فاصله از توده نفوذی که اثر حرارتی توده نفوذی بر سنگها کمتر مشهود است، سنگها دارای یک سطح فولیاسیون می‌باشند، که این سطح فولیاسیون بوسیله جهت‌یابی بلورهای بیوتیت، موسکویت مشخص می‌باشد (شکل ۶-۱).



شکل ۶-۱- تصویر فولیاسیون غالب در شیستهای گارنت دار (حاشیه گارنت در قسمت‌های غنی از میکا شکل دار و در قسمت‌های غنی از کوارتز بی شکل می باشد).

همان طور که قبلاً اشاره شد، لیتولوژی سنگ‌های منطقه مورد مطالعه شامل ترکیبات پلیتی دگرگون شده است که دارای بین لایه‌هایی از مرمر می‌باشد. به دلیل آنکه سنگ‌های کربناتی در این منطقه پراکندگی منظمی ندارند و تنها رخنمونهای پراکنده‌ای از آنها دیده می‌شود و همچنین به علت نبود کانی‌های شاخص دگرگونی در مرمرها، زون‌بندی این منطقه براساس ظهور کانیهای شاخص در سنگ‌های پلیتی و مجموعه‌های کانی در این سنگها صورت گرفته است.

براساس ظهور کانیهای شاخص و مجموعه‌های کانی در سنگ‌های پلیتی، چهار زون دگرگونی مجاورتی در اطراف این توده نفوذی قابل تفکیک است، که به ترتیب کاهش فاصله از توده نفوذی عبارتند از:

(۱) زون آندالوزیت

(۲) زون کوردیریت

(۳) زون سیلیمانیت

(۴) زون سیلیمانیت فوقانی

زون آندالوزیت که خارجی‌ترین بخش هاله دگرگونی را تشکیل می‌دهد، شامل تمام سنگ‌هایی است که دارای آندالوزیت می‌باشد. زون کوردیریت شامل سنگ‌هایی هستند که دارای آندالوزیت و کوردیریت می‌باشند و زون سیلیمانیت، که در نزدیکی توده نفوذی ظاهر می‌شود.

۶-۷-۱-۱- مجموعه‌های کانی و روابط آنها در زون آندالوزیت

زون آندالوزیت خارجی‌ترین بخش هاله دگرگونی توده نفوذی منطقه قلندرآباد را تشکیل می‌دهد. مجموعه کانیها در سنگ‌های پلیتی این زون شامل بیوتیت، آندالوزیت، گارنت، موسکویت و کوارتز می‌باشد. کانیهای فرعی این سنگها نیز گرافیت، تورمالین و کانیهای اپاک است.

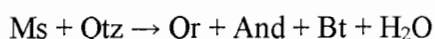
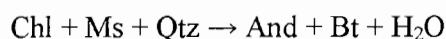
پورفیروبلاستهای آندالوزیت در این زون از نظر شکل، اندازه، فراوانی انکلوزیونها و ارتباط آن با فولیاسیون زمینه سنگ به دو صورت دیده می‌شود. بعضی از پورفیروبلاستهای آندالوزیت به صورت شکل‌دار و دارای انکلوزیونهایی از کانیهای اپاک و گرافیت می‌باشند. این انکلوزیونها S_2 را مشخص می‌کنند که مستقیم یا منحنی بوده و با فولیاسیون غالب در این سنگها موازی نیست. علاوه بر این، فولیاسیون زمینه که به وسیله جهت‌یابی بیوتیت‌ها و موسکویت‌ها مشخص می‌باشد، در اطراف این پورفیروبلاست‌ها چرخیده است (شکل ۶-۲). بنابراین رشد این پورفیروبلاست‌ها نسبت به فولیاسون سنگ

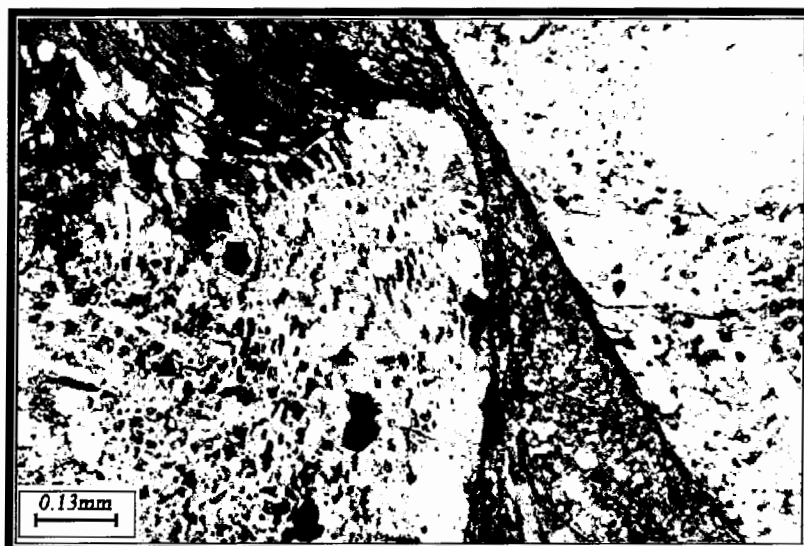
قبل از تکتونیک می‌باشد. پورفیروبلاستهای دیگری از آندالوزیت نیز وجود دارند که به صورت شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار بوده و دارای انکلوزیونهای فراوانی نیز می‌باشند. هیچگونه خمیدگی فولیاسیون یا سایه‌های فشاری در اطراف این پورفیروبلاستها دیده نمی‌شود (شکل ۶-۳). بنابراین، این پورفیروبلاستها نسبت به فولیاسون سنگ همزمان یا بعد از تکتونیک می‌باشند.

علاوه بر این، ایزوگراد ظهور آندالوزیت در همهٔ قسمت‌ها از رخنمون توده‌های نفوذی تبعیت نمی‌کند و در همهٔ قسمت‌ها تا فواصل دور از تودهٔ نفوذی نیز ادامه دارد. بنابراین چنین نتیجه می‌شود که پورفیروبلاستهای آندالوزیت نوع اول مربوط به دگرگونی ناحیه ای هستند که قبل از تزریق تودهٔ نفوذی بر سنگ‌های این منطقه تاثیر گذاشته است. این آندالوزیتها در طی دگرگونی مجاورتی نیز پایدار مانده‌اند. پورفیروبلاستهای نوع دوم در طی دگرگونی مجاورتی تشکیل گردیده‌اند.

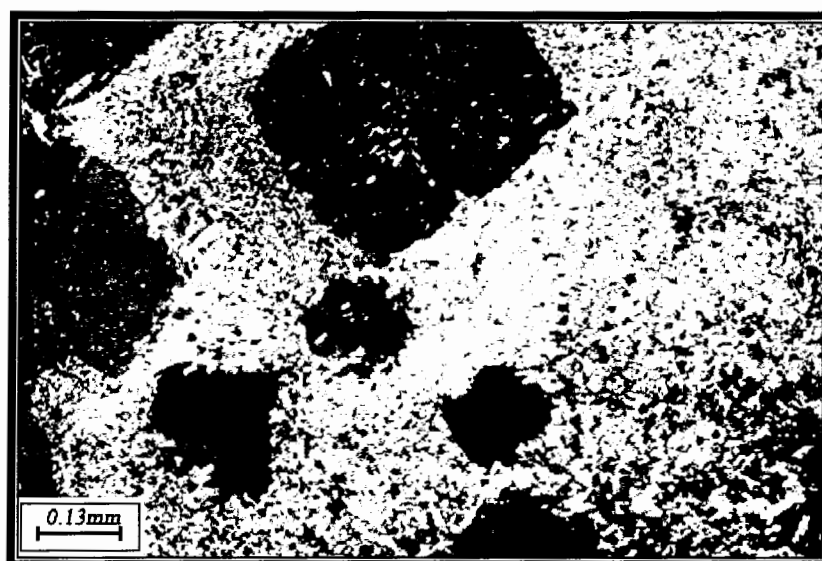
کانی گارنت در سرتاسر زون آندالوزیت حضور دارد. ارتباط آن با فولیاسیون زمینه نشان می‌دهد که رشد آن نسبت به فولیاسیون غالب زمینهٔ سنگ به صورت قبل از تکتونیک صورت گرفته است. پورفیروبلاستهای این کانی به صورت بی شکل تا نیمه شکل‌دار دیده می‌شوند که در سنگ‌هایی که لایه‌بندی ترکیبی نشان می‌دهند، تجمع این پورفیروبلاستها در لایه‌های غنی از میکا به خوبی مشهود است. پورفیروبلاستهایی که در لایه‌های غنی از میکا تشکیل شده‌اند شکل دارترند.

بنابراین با توجه به توضیحاتی که داده شد، زون آندالوزیت شامل تمام سنگ‌هایی می‌شود که دارای آندالوزیت می‌باشند ولی کوردیریت و سیلیمانیت در آنها حضور ندارد. آندالوزیت برای شرایط فشار کم، شناساگر بسیار خوبی است. آندالوزیت در فشار بیش از ۴٫۵ کیلو بار ناپایدار است و بارزترین کانی در فشار کمتر از ۴ کیلو بار می‌باشد. برای تشکیل آندالوزیت در منطقهٔ مورد مطالعه، واکنش‌های ذیل پیشنهاد می‌گردد:





شکل ۶-۲- تصویر میکروسکوپی پورفیروبلست آندالوزیت



شکل ۶-۳- تصویر میکروسکوپی پورفیروبلست آندالوزیت (دگرگونی مجاورتی)

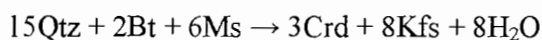
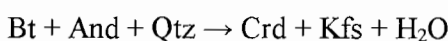
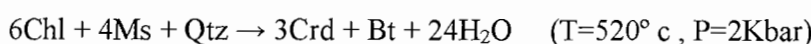
۶-۷-۱-۲- زون کوردیریت

این زون به وسیلهٔ اولین حضور کوردیریت مشخص می‌شود. این زون در واقع شامل تمام سنگ‌هایی است که دارای کوردیریت و فاقد سیلیمانیت می‌باشند. سنگ‌های این زون علاوه بر کوردیریت، دارای آندالوزیت نیز می‌باشند.

مجموعه‌های کانی در زون کوردیریت، شامل کوردیریت، آندالوزیت، بیوتیت، گارنت، موسکویت و کوارتز می‌باشد. اغلب کوردیریت‌ها با ماکل ساعت شنی در سنگ حضور دارند و با داشتن اذخال‌های فراوان بیوتیت، بافت پوئی کیلوبلاستیک جالبی را بوجود آورده‌اند، که می‌تواند نشان‌دهندهٔ رشد سریع

کوردیریت‌ها باشد. این ادخال‌ها، ریزتر از بیوتیت‌های زمینه سنگ است، بنابراین می‌توان نتیجه گرفت که بعد از تشکیل پورفیروبلست‌های کوردیریت، بلورهای زمینه با محیط اطراف، تبادل شیمیایی داشته، رشد کرده و درشت‌تر شده‌اند، ولی ادخال‌های داخل کوردیریت از این امر مصون و به همان اندازه اولیه مانده‌اند (Passchier & Trouw, 2005). حد بالای شرایط تبلور کوردیریت از ۳ کیلوپار (قطب آهنگار) تا ۸ کیلوپار (قطب منیزیم‌دار) تغییر می‌کند و دمای شروع تبلور آن ۵۲۰-۵۰۰ درجه سانتی‌گراد می‌باشد (معین وزیری، ۱۳۷۷).

برای تشکیل کوردیریت در منطقه مورد مطالعه، واکنش‌های ذیل پیشنهاد می‌گردد:



۶-۷-۱-۳- زون سیلیمانیت

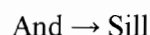
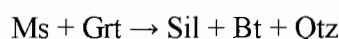
زون سیلیمانیت، به وسیله اولین حضور فیبرولیت مشخص می‌شود. مجموعه‌های کانی در زون سیلیمانیت، شامل سیلیمانیت، آندالوزیت، کوردیریت، بیوتیت، گارنت، موسکویت و کوارتز می‌باشد. سیلیمانیت در این زون بیشتر به صورت فیبرولیت دیده می‌شود که به همراه بیوتیت در امتداد فولیاسیون سنگها جهت‌یافته شده است و نشان دهنده رشد همزمان آن با تشکیل فولیاسیون سنگ می‌باشد.

آندالوزیت در این زون به صورت پورفیروبلست‌های بی‌شکلی دیده می‌شود که دارای انکلوژیون‌هایی از بیوتیت و کوارتز می‌باشد. بخشهایی از این پورفیروبلست‌ها به موسکویت تبدیل شده و این موسکویت‌ها با سیلیمانیت هم‌رشدی نشان می‌دهد. این بافتها ناشی از مکانیسم‌های پیچیده واکنش پلی‌مورفی آندالوزیت = سیلیمانیت می‌باشد.

بیوتیت در این زون به صورت ورقه‌های درشت بی‌شکل تا نیمه شکل‌دار دیده می‌شود که دارای پلی‌کروئیسیم قهوه‌ای تا قهوه‌ای تیره می‌باشد.

گارنت نیز به طور پراکنده در بعضی قسمتهای این زون حضور دارد، که به صورت بلورهای شکل-دار تا نیمه شکل‌دار دیده می‌شود و دارای انکلوژیون‌هایی از کوارتز می‌باشد.

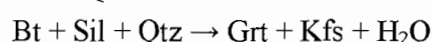
با توجه به مجموعه کانی‌ها، واکنش‌هایی را که در این زون صورت گرفته می‌توان به صورت زیر خلاصه کرد:



۶-۷-۴- زون سیلیمانیت فوقانی

در بعضی از قسمتهای بخش بالایی زون سیلیمانیت یک زون فرعی قابل تشخیص است، که بوسیله حضور بلورهای سیلیمانیت، فلدسپات پتاسیم، بیوتیت مشخص می‌شود. این مجموعه را می‌توان در مجاورت بلا فصل توده نفوذی مشاهده نمود. بیوتیت در زمینه سنگ دیده می‌شود که دارای پلی کروئیسزم قرمز تا قهوه‌ای می‌باشد. فلدسپات پتاسیم در این سنگها به صورت بلورهای بی‌شکل تا نیمه شکل‌دار دیده می‌شود که گاهی در آنها می‌توان ماکل نیز مشاهده کرد. در این سنگها پورفیرهای درشت گارنت به فراوانی مشاهده می‌گردد، که می‌توان این طور توجیه کرد که احتمالاً این پورفیروبلاست‌ها در زمانی که توده نفوذی هنوز به اندازه کافی داغ بوده به رشد خود ادامه داده‌اند و یا در اثر دگرگونی مجاورتی هم گارنت در زون فوقانی ایجاد شده است.

با توجه به مجموعه کانیها در سنگهای پلیتی این زون، واکنشهای ذیل پیشنهاد می‌گردد:



۶-۸- رخساره دگرگونی

مفهوم رخساره دگرگونی توسط اسکولا^۱ (۱۹۱۵) معرفی گردید. نامبرده تأکید نمود که مجموعه کانی‌های دگرگونی نسبت به کانی‌های منفرد، مبین مشخصات ژنتیکی مهم سنگ‌های دگرگونی می‌باشد. اسکولا اظهار داشت که در درجه دگرگونی معین، رابطه منظمی بین مجموعه‌های کانی‌شناسی و ترکیب سنگ وجود دارد. این اصل بیان می‌کند که در یک گروه سنگ‌های دگرگونی که تحت شرایط دما- فشار یکسانی به تعادل شیمیایی رسیده‌اند، مجموعه‌های کانی‌شناسی سنگ تنها به ترکیب شیمیایی سنگ کل بستگی خواهد داشت. اسکولا بیان داشت که یک رخساره دگرگونی، مجموعه‌های کانی‌شناسی متعلق به اجتماعی از سنگ‌ها را شامل می‌شود که طیف وسیعی را پوشش می‌دهند و همگی تحت شرایط دگرگونی تقریباً مشابهی (P,T) تشکیل شده‌اند. اسکولا در طی دوره زندگی خود،

تعداد رخساره‌های دگرگونی شناخته شده را از پنج مورد به هشت مورد افزایش داد. بعدها، توسط مؤلفین دیگر، تعداد رخساره‌های دگرگونی افزایش پیدا کرد. در این قسمت به شرح رخساره‌های دگرگونی موجود در منطقه مورد مطالعه می‌پردازیم.

با توجه به اینکه سنگ‌های منطقه مورد مطالعه یک دگرگونی ناحیه‌ای و یک دگرگونی مجاورتی را متحمل شده‌اند و دگرگونی مجاورتی بعد از دگرگونی ناحیه‌ای حادث شده است. سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای که شامل شیستهای گارنت- آندالوزیت دار می باشد، در رخساره اپیدوت- آمفیبولیت و آمفیبولیت دگرگون شده‌اند.

در دگرگونی مجاورتی، چهار رخساره زیر مشاهده می‌شود:

۱- رخساره سانیدینیت

۲- رخساره پیروکسن هورنفلس

۳- رخساره هورنبلند هورنفلس

۴- رخساره آلبیت اپیدوت هورنفلس

سنگ‌های دگرگونی مجاورتی شامل هورنفلس‌هایی می‌باشد که با توجه به مجموعه کانیهای آندالوزیت، کوردیریت و سیلیمانیت در محدوده رخساره‌های هورنبلند- هورنفلس و پیروکسن- هورنفلس قرار می‌گیرند.

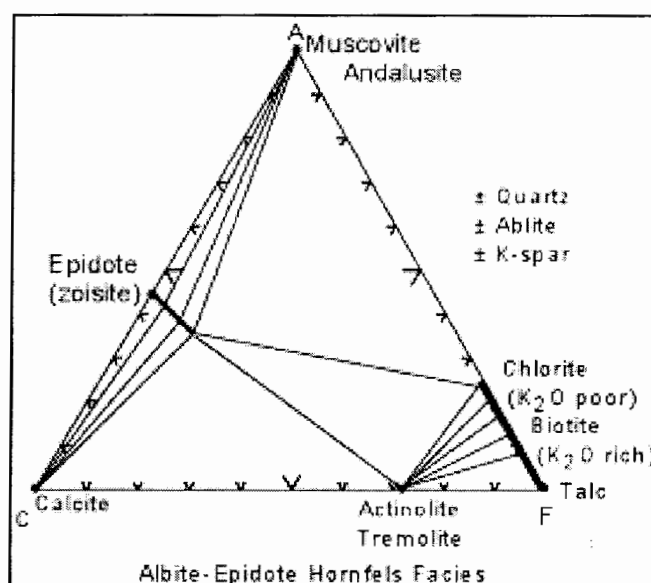
۶-۸-۱- رخساره آلبیت - اپیدوت هورنفلس

این رخساره به پایین‌ترین درجه حرارت رخساره‌های دگرگونی مجاورتی تعلق دارد. برای این رخساره درجه حرارت بیش از ۳۵۰ درجه سانتیگراد و کمتر از ۵۵۰ درجه سانتیگراد را در نظر می‌گیرند. تشکیل کانی پیروفیلیت، مشخص کننده آغاز رخساره آلبیت- اپیدوت هورنفلس می‌باشد. با ازدیاد درجه حرارت، ابتدا کانی پیروفیلیت پایدار می‌ماند، ولی قبل از آغاز رخساره هورنبلند هورنفلس، کانیهای آندالوزیت و کوارتز به جای آن ظاهر می‌شوند.

آب + کوارتز + آندالوزیت → پیروفیلیت

از کانیهای شاخص این رخساره می‌توان از آلبیت، اپیدوت، زوئزیت، پیروفیلیت، کلریت و ترمولیت

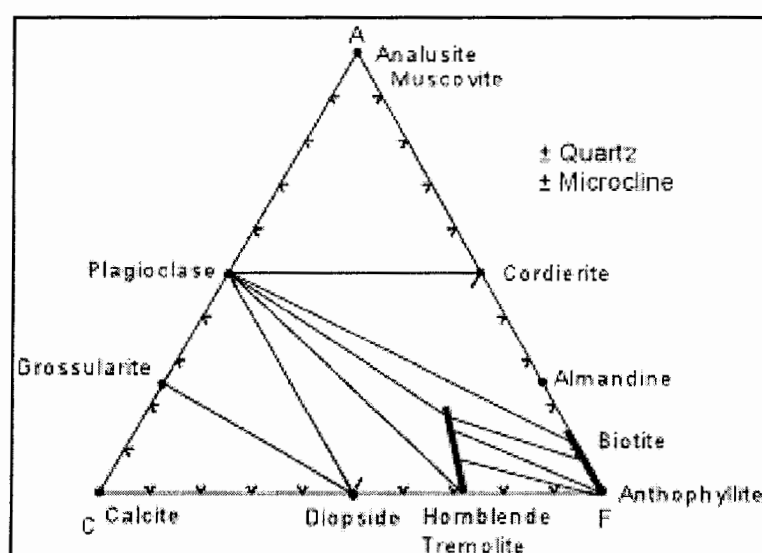
نام برد (شکل ۴-۶)



شکل ۴-۶- رخساره آلبیت - اپیدوت هورنفلس

۶-۸-۲- رخساره هورنبلند هورنفلس

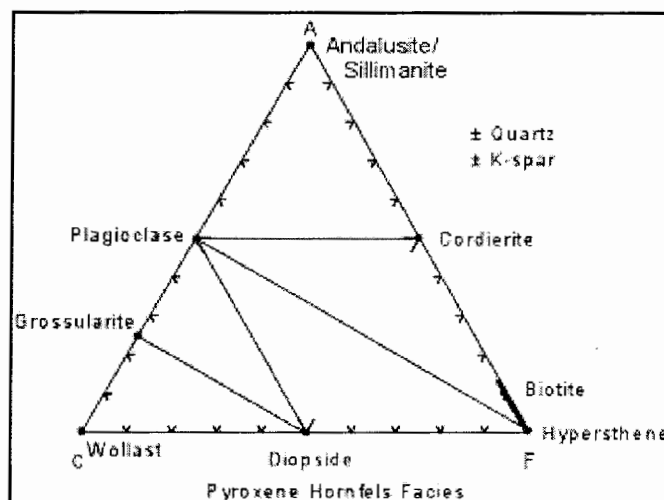
این رخساره در حرارتی بین ۶۵۰ - ۵۰۰ درجه سانتیگراد و فشار بخار آب ۱ تا ۳ کیلوپا به وجود می‌آید. یاردلی (۱۹۸۹) عقیده دارد که رخساره هورنبلند هورنفلس را می‌توان رخساره آمفیبولیت فشار پایین نامید. در منطقه مورد مطالعه مجموعه کانیایی کوارتز، بیوتیت، آندالوزیت، کوردیریت را می‌توان به این رخساره نسبت داد (شکل ۵-۶).



شکل ۵-۶- رخساره هورنبلند هورنفلس

۶-۸-۳- رخساره پیروکسن هورنفلس

این رخساره در حرارتی بین ۶۵۰ تا ۷۵۰ درجه سانتیگراد به وجود می‌آید. مشخصه این رخساره، این است که با آغاز آن، کانی آلکالی فلدسپار با کوردیریت در کنار یکدیگر پدیدار می‌گردند و این بدان علت است که بیوتیت، موسکویت و کوارتز با یکدیگر ترکیب شده تا تمامی موسکویت از بین برود. علاوه بر آن آلکالی فلدسپار + Al_2SiO_5 (آندالوزیت یا سیلیمانیت) با یکدیگر پدیدار می‌شوند، که یکی دیگر از مشخصات آغاز رخساره پیروکسن هورنفلس می‌باشد. در منطقه مورد مطالعه مجموعه کانیایی آندالوزیت، سیلیمانیت، آلکالی فلدسپار، کوردیریت و کوارتز را می‌توان به این رخساره نسبت داد (شکل ۶-۶).



شکل ۶-۶- رخساره پیروکسن هورنفلس

۶-۹- شرایط دگرگونی

تعیین دقیق دما و فشار حاکم بر دگرگونی، مستلزم داشتن آنالیزهای دقیق میکروپروپ به منظور استفاده از ژئوترموبارومترهای مختلف، کالیبره کردن شبکه‌های پتروژنیک و استفاده از داده‌های ترمودینامیک می‌باشد. ولی با توجه به مجموعه‌های کانی و استفاده از شبکه‌های پتروژنیک و بکار بردن بعضی مفروضات، نیز برآورد دما و فشار حاکم بر دگرگونی امکان‌پذیر می‌باشد.

حضور فاز سیال و ترکیب شیمیایی آن یکی از مسائلی است که نقش مهمی در واکنشهای دگرگونی دارد و برای تعیین شرایط دگرگونی، ماهیت فاز سیال باید مشخص باشد. بسیاری از

واکنشهای دگرگونی که شامل کانیهای آبدار هستند نسبت به فعالیت آب حساسند و دمای آنها تا حدود ۱۰۰ درجه سانتی گراد بین شرایط اشباع از آب و نبود فاز سیال تغییر می‌کند (گوئیلوت^۱ و همکاران، ۱۹۹۵). از طرفی فری (۱۹۷۶) متذکر شد که $X(H_2O)$ از یک لایه به لایه دیگر می‌تواند تغییر کند و این اختلاف ترکیب فاز سیال، ناشی از همجواری با منشأ CO_2 (به طور مثال، لایه‌های کربناتی یا گرافیتی) و H_2O (توده‌های گرانیتی) می‌باشد. از این گفته‌ها چنین نتیجه می‌شود که تعیین دقیق ترکیب شیمیایی فاز سیال نیز در مقیاس وسیع امکان‌پذیر نیست.

در مورد دگرگونی در اطراف توده نفوذی مشاهدات زیر صورت گرفته است: وجود رگه‌های پگماتیستی در سنگهای درونگیر و هم داخل توده نفوذی نشان می‌دهد که ماگمای تولید کننده این توده نفوذی اشباع از آب بوده است.

حضور مجموعه‌هایی از کانیهای آبدار نظیر میکا و تورمالین در سرتاسر هاله دگرگونی نشان‌دهنده حضور یک فاز سیال حاوی عناصر B, F, H, O, C می‌باشد.

تمرکز تورمالین در مجاورت توده نفوذی و حضور آن در سنگهای دگرگونی نشان‌دهنده نفوذ یک سیال آبی غنی از مواد فرار از توده نفوذی به داخل سنگهای درونگیر می‌باشد. بنابراین با توجه به مجموعه مشاهداتی که ذکر شد، می‌توان $X(H_2O)$ را در سنگهای پلیتی نزدیک به یک فرض نمود.

برخی کانیها مانند ژادئیت، کیانیت و آندالوزیت، ما را در برآورد منطقی شرایط فشار کمینه و بیشینه یاری می‌کنند، اما بیشتر کانیها و واکنشها به تغییر دما حساس‌تر هستند. از اینرو، داوری درست درباره دماهای دگرگونی بر پایه یک کانی یا مجموعه کانیها، به میزان چشمگیری، از داوری درباره فشار آسانتر است.

حد پایداری کانیهای Al_2SiO_5 برای تعیین عمقی که دگرگونی رخ داده است، از اهمیت زیادی برخوردار است. اما متأسفانه هنوز در این مورد، شک و تردیدهای زیادی وجود دارد. قلمرو پایداری کیانیت، تقریباً به طور دقیق شناسایی شده است و در این زمینه، بین مطالعات مختلف نیز هماهنگی

وجود دارد، ولی مرز بین آندالوزیت-سیلیمانیت دقیقاً تعیین نشده است. سالجی^۱ (۱۹۸۶) نشان داده است که علت وجود مرزهای فرضی مختلف، برای آندالوزیت-سیلیمانیت مربوط به اختلاف زیاد بین انرژی آزاد سیلیمانیت منشوری و سیلیمانیت فیبرولیتی است.

براساس نمودار پایداری پلی‌مورفهای سیلیکات آلومینیوم، حضور آندالوزیت نشان‌دهنده دمای بین ۴۰۰ تا ۶۰۰ درجه سانتی‌گراد در فشار ۲ تا ۴ کیلوبار می‌باشد. در حقیقت آندالوزیت، برای شرایط فشار کم، شناساگر بسیار خوبی است، به این دلیل که آندالوزیت در فشار بیش از ۴٫۵ کیلوبار ناپایدار است و بارزترین کانی در فشار کمتر از ۴ کیلوبار می‌باشد. با افزایش درجه حرارت آندالوزیت به سیلیمانیت تبدیل می‌گردد، که این جانشینی شبیه جانشینی سیلیمانیت به جای کیانیت در زونهای باروین است.

در فشارهای خیلی پایین‌تر آندالوزیت تا حرارت‌های بالاتر از شکسته شدن موسکویت نیز پایدار باقی می‌ماند.

در دمای بین ۵۱۵ تا ۵۵۰ درجه سانتی‌گراد (بسته به فشار) پورفیروبلست‌های کوردیریت تشکیل می‌شوند.

اگر سنگ‌ها در فشار ۳ کیلوبار دگرگون شوند، خط واکنش آندالوزیت-سیلیمانیت در دمای نزدیک ۵۹۰ درجه منقطع می‌شود. به طور معمول، حتی زمانی که این خط منقطع است، آندالوزیت می‌تواند به حالت نیمه‌پایدار وجود داشته باشد. در دمای بیش از ۶۰۰ درجه سانتی‌گراد، پیدایش سیلیمانیت فیبرولیتی معمول است. بلورهای سیلیمانیت منشوری شکل شاخص دمای زیادتند. معمولاً در پلیت‌ها در دمای بیش از ۶۴۰ درجه سانتی‌گراد ذوب بخشی رخ می‌دهد، و با توجه به اینکه در مجاورت توده، سنگ‌ها آثاری از ذوب بخشی نشان می‌دهند، این امر بیانگر آن است که این سنگ‌ها استعداد ذوب بخشی و تشکیل ماگماهایی با ترکیب گرانیتوئیدی را نیز دارند.

۶-۱۰- موقعیت تکتونیکی دگرگونی فشار پایین

با توجه به اینکه هر کدام از تیپ‌های دگرگونی در محیط‌های تکتونیکی خاصی تشکیل می‌شوند، بنابراین تیپ دگرگونی می‌تواند ما را از خصوصیات ترمودینامیکی و تکتونیکی منطقه در زمان دگرگونی آگاه سازد.

میاشیرو (۱۹۷۲) نشان داد که دگرگونی فشار پایین- حرارت بالا در پوسته قاره‌ای ضخیم شده واقع در محل کمان آتشفشانی، ناشی از ورود مقدار زیادی گرما است که در اثر ماگماهای در حال صعود به وجود می‌آید.

بدون شک کمانهای آتشفشانی، جریان حرارتی قابل توجهی را برای دگرگونی فشار پایین به ارمغان می‌آورند. مثالهای متعددی از دگرگونی فشار پایین وجود دارد که از نظر زمانی و مکانی با ماگماتیسم در ارتباط هستند. ولیکن ممکن است، دگرگونی فشار پایین در پوسته نازک شده مجاور کمان و خود کمان نیز رخ دهد. مثالی از دگرگونی فشار پایین که در یک مقیاس ناحیه‌ای در مجاورت توده‌های نفوذی وابسته به کمان آتشفشانی گسترش دارد، سنگ‌های دالرادین^۱ منطقه کانمارای^۲ ایرلند است. این سنگها در امتداد سنگ‌های دالرادیان اسکاتلند قرار دارند. یاردلی، باربر و گری (۱۹۸۷) زمان دگرگونی آنها را به اردوئیسین مربوط دانسته و تشخیص دادند که قبل از حادثه دگرگونی فشار پایین، یک فاز دگرگونی فشار متوسط، در این سنگها اثر کرده و سپس بدون وقفه به دگرگونی فشار پایین تبدیل شده است.

1- Dalradian
2- Connemara

فصل ہفتم

پیشگیری

۷-۱- نتیجه گیری

- منطقه مورد مطالعه در بخش مرزی ایران مرکزی و زون بینالود (بخشی از البرز)، در ۱۱۰ کیلومتری جنوب شرقی مشهد و ۳۵ کیلومتری شرق شهرستان فریمان، واقع شده است. در منطقه مورد مطالعه سنگ‌های آذرین مشتمل بر توده نفوذی به سن احتمالی پرکامبرین و مجموعه سنگ‌های دگرگونی (متاپلیت‌ها) وجود دارد.

- سنگ‌های نفوذی منطقه فریمان به صورت یک کمریند باریک گرانیتی در امتداد شمال غرب- جنوب شرق مشاهده می‌شود. این توده‌ها غالباً در اطراف خود یک هاله دگرگونی مجاورتی به وجود آورده‌اند.

- سنگ‌های توده نفوذی فریمان بر اساس طبقه‌بندی مدال، با استفاده از نمودار اشتريکایزن (۱۹۷۴)، عمدتاً در محدوده گرانیت و به میزان کمتر در محدوده گرانودیوریت قرار گرفته‌اند. بر اساس مطالعات میکروسکوپی انجام شده، بافت میکروسکوپی سنگ‌های متشکله توده گرانیتوئیدی بیشتر هیپیدئومورف دانه‌ای است.

- کانیهای اصلی گرانودیوریت و گرانیت اغلب شامل کوارتز، ارتوز (پرتیت)، میکروکلین، پلاژیوکلاز، بیوتیت، هورنبلاند می‌باشد. شایان ذکر است که موسکویت اولیه در آنها وجود ندارد. کانیهای فرعی شامل آپاتیت، زیرکن و اکسیدهای آهن است. بیوتیت در تمام سنگها به کلریت و موسکویت دگرسان شده است. کانی دگرسان شده موسکویت در محل رخها دیده می‌شود.

- بر اساس بررسیهای ژئوشیمیایی انجام شده، توده نفوذی بر اساس شاخص اشباع از آلومین در محدوده پرآلومین قرار گرفته و در دیاگرامهای سری ماگمایی، کالکوالکالن بوده و در محدوده سری کالکوالکالن پتاسیم بالا قرار می‌گیرد. بر اساس خاستگاه ماگمایی، گرانیت‌های منطقه به گروه گرانیتوئیدهای نوع I تعلق دارند. سنگ‌های منطقه مورد مطالعه بر اساس نمودارهای عناصر کمیاب، روند تبلور تفریقی نشان می‌دهند و از لحاظ موقعیت تکنیکی در رده گرانیتوئیدهای همزمان تا بعد از برخورد قرار می‌گیرند.

- بررسی پتروگرافی سنگ‌های دگرگونی منطقه مورد مطالعه نشان می‌دهد که سنگ اولیه این دگرگونیه‌ها دارای ترکیب متنوعی بوده و انواع سنگ‌های پلیتی، سمی پلیتی، کربناتی و کوارتز-فلدسپاتی در منطقه حضور داشته است.

- بیشترین نسبت سنگ‌های دگرگونی در منطقه مورد مطالعه را سنگ‌های با منشأ پلیتی تشکیل می‌دهند.

- بررسی مجموعه‌های کانی، فولیاسیونها و ارتباط فولیاسیونها با پورفیروبلاست‌های موجود در سنگ‌های دگرگونی این منطقه نشان می‌دهد که تمامی این سنگها از نوع پلی متامورفیسم هستند و علاوه بر دگرگونی مجاورتی حاصل از تزریق توده‌های نفوذی، تحت تأثیر دگرگونی ناحیه‌ای نیز قرار گرفته‌اند. حداکثر درجه دگرگونی ناحیه‌ای در حد رخساره آمفیبولیت و در دگرگونی مجاورتی در حد رخساره پیروکسن هورنفلس می‌باشد. با توجه به همزیستی آندالوزیت و کوردیریت و نبود کیانیت در این دگرگونی چنین نتیجه می‌شود که این دگرگونی از گروه حدواسط فشار پایین (تیپ بوچان) می‌باشد.

- در منطقه مورد مطالعه می‌توان دو زون دگرگونی ناحیه‌ای را تشخیص داد، که عبارتند از زون بیوتیت، زون گارنت. با مطالعه مقاطع نازک، حداکثر درجه دگرگونی ناحیه‌ای این سنگها متعلق به زون گارنت تشخیص داده شد که متعلق به رخساره آمفیبولیت می‌باشند و سیلیمانیت صرفاً در هاله دگرگونی مجاورتی وجود دارد.

- براساس ظهور کانیهای شاخص و مجموعه‌های کانی در سنگ‌های پلیتی، چهار زون دگرگونی مجاورتی در اطراف این توده نفوذی قابل تفکیک است، که به ترتیب کاهش فاصله از توده نفوذی عبارتند از: زون آندالوزیت، زون کوردیریت، زون سیلیمانیت، زون سیلیمانیت فوقانی.

- زون آندالوزیت خارجی‌ترین بخش هاله دگرگونی توده نفوذی را تشکیل می‌دهد. مجموعه کانیها در سنگ‌های پلیتی این زون شامل بیوتیت، آندالوزیت، گارنت، موسکویت و کوارتز می‌باشد. مجموعه‌های کانی در زون کوردیریت، شامل کوردیریت، آندالوزیت، بیوتیت، گارنت، موسکویت و کوارتز می‌باشد. مجموعه‌های کانی در زون سیلیمانیت، شامل سیلیمانیت، آندالوزیت، کوردیریت، بیوتیت، گارنت، موسکویت و کوارتز می‌باشد. سیلیمانیت در این زون بیشتر به صورت فیبرولیت دیده می‌شود. زون سیلیمانیت فوقانی بوسیله حضور بلورهای سیلیمانیت، فلدسپات پتاسیم، بیوتیت مشخص می‌شود که این مجموعه را می‌توان در مجاورت بلافاصل توده نفوذی مشاهده نمود.

- بررسی شرایط دما- فشار با استفاده از مجموعه‌های کانی و شبکه‌های پتروژنیک نشان می‌دهد که فشار به طور متوسط در طی دگرگونی مجاورتی ۳ تا ۴ کیلو بار و دما از ۴۰۰ درجه سانتی گراد در

ابتدای زون آندالوزیت تا بیش از ۶۰۰ درجه در زون سیلیمانیت فوقانی تغییر کرده است. در مجاورت توده نفوذی، سنگها آثاری از ذوب موضعی نشان می‌دهند. این امر بیانگر آن است که این سنگها استعداد ذوب بخشی و تشکیل ماگماهایی با ترکیب گرانیتوئیدی داشته‌اند.

۲-۷- پیشنهادات

به منظور پی بردن به پتانسیل کانی‌سازی و شناخت کاملتر توده نفوذی و سنگ‌های دگرگونی در منطقه، مطالعات تکمیلی زیر پیشنهاد می‌گردد.

- با مطالعه ایزوتوپهای رادیوژنیک توده نفوذی منطقه مورد مطالعه می‌توان علاوه بر تعیین سن مطلق، منشاء احتمالی آن را دقیق‌تر تعیین کرد و فرآیندهای مؤثر بر توده را بررسی کرد.

- بررسی شیمی کانیها با انجام آنالیز الکترون میکروپروپ (EPMA) و میکروپروپ یونی (SIMS)، که در شناخت صحیح کانیها و واکنش‌های دگرگونه صورت گرفته مؤثر می‌باشد.

- ترسیم نمودارهای AFM بر اساس تجزیه‌های نقطه‌ای گسترده.

- تجزیه نقطه‌ای گسترده از سنگ‌های دگرگونی منطقه برای مطالعات دقیق ترموبارومتري، به نحویکه امکان نتیجه‌گیری آماری فراهم شده و مسیر P-T-t با دقت قابل قبول ترسیم شود.

- تعیین سن رادیومتری مراحل مختلف دگرگونی

- انجام مطالعات ژئوفیزیک به منظور تشخیص وجود یا عدم وجود توده‌های نفوذی رخنمون

نیافته

سابع و مرجع

- (۱) آسیابانها، عباس، ۱۳۷۴، بررسی میکروسکوپی سنگهای آذرین و دگرگونی (ترجمه)، انتشارات دانشگاه بین المللی امام خمینی، ۶۳۰ صفحه
- (۲) افتخارنژاد، ج، ۱۹۸۰، تقسیم بندی ساختاری ایران در ارتباط با حوضه های رسوبی.
- (۳) اکرمی، م؛ ۱۳۷۳، بررسی پترولوژی و ژئوشیمی توده گرانیتوئیدی تربت جام و هاله دگرگونی آن، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه شهید تهران.
- (۴) بارکر، ا.ج، ۱۹۹۰، مبانی بافتها و ریز ساختهای سنگهای دگرگونی، ترجمه قاسمی، ح؛ انتشارات دانشگاه صنعتی شاهرود، ۲۶۰ صفحه.
- (۵) بوخر، ک؛ فری، م؛ ۱۹۹۴، پتروژنز سنگهای دگرگونی، ترجمه ولی زاده، م. و؛ صادقیان، م؛ انتشارات دانشگاه تهران، ۴۰۴ صفحه.
- (۶) پیغمبری، س؛ ۱۳۸۳، پتروفابریک و پترولوژی سنگهای دگرگونی مجموعه های خواجو و تنبور واقع در جنوب و شرق سیرجان، کرمان، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه شهید باهنر کرمان.
- (۷) درویش زاده، ع؛ ۱۳۷۶، سنگ شناسی دگرگونی، انتشارات دانشگاه پیام نور، ۳۷۰ صفحه.
- (۸) درویش زاده، ع؛ ۱۳۷۶، پترولوژی تجربی و کاربردهای آن، انتشارات دانشگاه تهران، ۵۳۷ صفحه.
- (۹) رولینسون، ه؛ ۱۹۴۹، کاربرد داده های ژئوشیمیایی، ترجمه کریم زاده ثمرین، ع؛ انتشارات دانشگاه تبریز، ۵۵۷ صفحه.

- ۱۰) شلی، د؛ ۱۹۹۳، بررسی میکروسکوپی سنگهای آذرین و دگرگونی، ترجمه آسیابانها، ع؛ انتشارات دانشگاه بین المللی امام خمینی.
- ۱۱) شیرزاده، ب؛ ۱۳۸۱، اکتشاف مقدماتی آندالوزیت در جنوب شرق فریمان، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه فردوسی مشهد.
- ۱۲) عباسی، ح؛ ۱۳۷۷، مطالعه پترولوژیکی هاله دگرگونی مجاورتی توده های گرانیتوئیدی جنوب و جنوب شرق مشهد، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تهران.
- ۱۳) کریم پور، م. ح. و سعادت، س؛ ۱۳۸۴، مطالعه و بررسی پتانسیل های معدنی و تعیین اولویتهای اکتشافی با استفاده از داده های ماهواره ای، آلتراسیون، ژئوشیمی و ژئوفیزیک در محدوده ورقه ۱:۱۰۰۰۰۰ کهریزنو، مرکز تحقیقات ذخایر معدنی شرق ایران.
- ۱۴) گرامونت، ب. د؛ گویلو، ی؛ ۱۹۷۹، نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ کهریزنو، انتشارات سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- ۱۵) معین وزیری، ح؛ احمدی، ع؛ ۱۳۸۳، پتروگرافی و پترولوژی سنگهای آذرین، انتشارات دانشگاه تربیت معلم، ۵۴۴ صفحه.
- ۱۶) نبوی، م. ۱۳۵۵، دیباچه ای بر زمین شناسی ایران. سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور
- ۱۷) نقشه های زمین شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ تربت جام و تربت حیدریه، انتشارات سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

۱۸) نقشه های توپوگرافی ۱:۵۰۰۰۰ چخماق، فریمان، کاریزنو، انتشارات سازمان جغرافیایی نیروهای مسلح جمهوری اسلامی ایران.

۱۹) واعظی پور، م. ج؛ خلقی، م. ح؛ علوی نائینی، م؛ ۱۳۶۲، زمین شناسی ناحیه فریمان، ژرف و مروری بر سنگهای دگرگون شده قسمتهایی از شمال خاوری ایران، گزارش سازمان زمین شناسی.

۲۰) وینکلر، گ. ف؛ ۱۹۷۶، پتروژنز سنگهای دگرگونه، ترجمه هوشمندزاده، ع. ر؛ انتشارات دانشگاه شیراز، ۴۰۸ صفحه.

۲۱) یاردلی، ب؛ ۱۹۸۸، مبانی پترولوژی دگرگونی، ترجمه کنعانیان، ع؛ قاسمی، ح؛ آسیابانها، ع؛ مؤسسه انتشارات جهاد دانشگاهی مآجد، ۴۱۱ صفحه.

- 22) Abdel-Rahman, A.F.M., 1990, Petrogenesis of early-orogenic diorites, tonalites and post-orogenic trondhjemites in the Nubian shield, *jour. petrol.*, 31, 1285-1312.
- 23) Barker, A.J, 1990, Introduction to metamorphic textures and microstructures, blackie and Sons, Glasgow, 162p.
- 24) Barker, A.J.,1994, An introduction to metamorphism texture and microstructure, Blackie, New York. 126 P.
- 25) Batchelor, R.A. & Bowden, P., 1985, Petrogenetic interpretation of granitoids rocks series using multicationic Parameters, *Chem. Geol*, 48, 43-55.
- 26) Best, M.G., 1982. *Igneous and Metamorphic Petrology*. New York: W.H. Freeman and Company, 630P.
- 27) Best, M.G., 2003. *Igneous and Metamorphic Petrology*. Blackwell Publishing, 729P.
- 28) Carmichael, D.M. 1969. On the mechanism of prograde metamorphic reaction in quartz-bearing pelitic rocks. *Petrol.* 20, 244-267
- 29) Chappell, B.W., Stephens, W.E., 1988. Origin of infracrustal (I-type) granite magmas. *Trans, R. Soc. Edinb. Earth Sci.* 79, 71-86.
- 30) Cox, K.G. Bell, J.D., Pankhurst, R.J., 1979, the interpretation of the Igneous Rocks. Georg, Allen & Unwin, London, 450 P.
- 31) De Laroche H. Leterrier. J. Grandelaude, Pl, Marchal, M.,1980, A Classifications of volcanic and plutonic rocks using R_1R_2 diagrams and major element analyses. It's relationships with current nomenclature. *chemical Geol.*, 29, 183-210.
- 32) Hynd man, D.W.,1985, *Petrology of Igneous and metamorphic rocks*, MC Graw-Hill, New York. P. 78.
- 33) Holdaway, M.J.,1971, Stability of andalusite and aluminum silicaten phase diagram. *Amer.J.Sci.* 271, 97-131.
- 34) Irvine, T.N., Baragar, R.A.,1971, A guide to the chemical classification of the common Volcanic rocks, *Candan. Jour. Earth Sci*, 8, 523-548.

- 35) Ishihara, S.,1977, The magnetite-series and ilmenite-series granitic rocks, *Min. Geol.*, 27, 293, 305.
- 36) Kerrick, D.M.,1987, Fibrolite in contact aureoles of Donegal, Ireland. *Min. Geol.*, 72, 240, 254.
- 37) Le Maitre, R.W (ed),1989, A classification of igneous rocks and glossary of terms. Blackwell, Oxford. 193 PP.
- 38) Maniar, P.D. and piccoli, P.M.,1989, Tectonic determination of Granitoids, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 101, 635-643.
- 39) Middlemost, E.A.K.,1985, Magmas and magmatic rock. Longman, London.
- 40) Moorhouse, W.W,1985, The Study of Rocks In Thin Section.CBS.Pub.India,514P.
- 41) Novak, J.M.and Holdaway,M.J.1981, Metamorphic petrology, mineral equilibria, and polymetamorphism in the Augusta quadrangle, south- central main. *Amer.Mineral.*66, 51-69
- 42) O'Connor, J.T., 1965. A classification for quartz-rich igneous rocks based on feldspar reactions. *US. Geol. Sur.Prof.*, Paper525:49-84
- 43) Pearce, J.A. Harnis, N.B.U: and Tindle, A.G.,1984, Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretaion of granitic rocks: *Jour. petrol.*, 25, 256-983.
- 44) Pearce, J.A.,1996, Sources and settings, of granitic rocks. *Episodes*, 19, No. 4, 120-125.
- 45) Pitcher, W.S., 1993. The nature and origin of granite. Blackie Academic and Professional, London. 321pp.
- 46) Passchier, C.W.and Trouw,R.A.J. 1996. Microtectonic.Springer-Verlag, New York. 289 p.
- 47) Pitcher, W.S.,1982, Granite type and tectonic environment, ch. 1-3.

- 48) Prablhu, M.K. and Webber, G.R., 1984, Origin of quartz feldspathic gneisses at Montauban-Les-Mines, Quebec. *Can. j. Earth. Sci.*, v. 21, p: 336-345
- 49) Rickwood, P.C., 1989. Boundray lines within petrologic diagrams which use oxides of major and minor element. *Lithos* 22, 247-263.
- 50) Rollinson. H.R., 1993. Using geochemical data: Evaluation, Presentation, Interpretation: Essex, England, Longman Scientific and Technical, 352P.
- 51) Shand, S.J., 1951, Eruptive Rocks, New York. J. Wiley.
- 52) Shand, S.Y., 1947, the study of rocks, London thomas. Marby and Co. P. 236.
- 53) Shelly, D., 1993. Igneous and Metamorphic rocks under the microscope, Chapman and Hall. London.
- 54) Streckeisen, A.L., 1974, Classification and nomenclature of plutonic rocks. *Geo. Rundsch.*, No. 63, 773-786.
- 55) Suk, M. <1983, Petrology of Metamorphic Rocks Elsevier Scientific Publishing Company, 322p.
- 56) Symmes, G. H. and Ferry, J.M., 1995, Metamorphism, Fluid Flow and Partial melting in pelitic rocks from the Onawa contact Aureole, Central Marine, USA. *J. OF Petrol.* v. 36, p: 587-612
- 57) Vogt, 1930, 1931, in Augustrithis, S.S. (1973); Atlas of the textural Patterns of Granits, Greisses and associated Rock types.
- 58) Wilson, M., 1989, Igneous petrogenesis a global tectonic approach, Department of Earth sciences, university of leeds, London, Unvin Hyman.
- 59) Winkler, H.G.F., 1976, Petrogenesis of Metamorphic Rocks, 4 th Ed. Springer-Verlag, New York onc.
- 60) Yardley, B. W. D., 1989, An Introduction to Metamorphic Petrology.

- 61)-Debon, F. & Le Fort, P.,1983, A chemical mineralogical classification of common plutonic rocks and associations, *R. Soc Edinb Trans*, 73, 135-149.

Abstract

The study area is located between $59^{\circ}, 50'$ to $60^{\circ}, 5'$ eastern longitudes and $35^{\circ}, 25'$ to $35^{\circ}, 35'$ northern latitude. The area is located in the south-east of Mashhad and east of Fariman, and is part of the Iran-Markazi zone. Metamorphic rocks and granitoid bodies are exposed in this area.

Granitoid bodies of this area are of two major bodies with composition granite and some minor bodies that their composition varies from granodiorite to alkali-granite. All of these granitoides are of orogenic type and belong to the Syn-Collision Granitoides (CCG).

The metamorphic rocks of this area have various mineral assemblages and indicate that their protolith is pelitic, carbonate, and quartz-feldspatic.

Mineral assemblages and matrix-porphyroblast relationship show that these rocks in addition to the contact metamorphism resulted by granitoid plutons are affected by regional metamorphism.

Mineral such as garnet, biotite, muscovite, andalusite, cordierite and sillimanite are visible in pelitic rocks. Based on these index minerals, metamorphic zones are differentiated.

Maximum of regional metamorphism is in the limit of amphibolites facies (andalusite zone in pelitic rocks).

Contact metamorphism is of low pressure intermediate group (Buchan type) and the degree of this metamorphic is in the limit of hornblende hornfels and pyroxene hornfels.

Granitoid bodies' emplacement has occurred following the later regional metamorphism, eliminated the regional trace in their host rocks and provide aureole that include andalusite, cordierite, sillimanite and upper sillimanite zones.

Pressure during this contact metamorphism determined to be less than 4 Kb and temperature between $400-600^{\circ}\text{C}$.