

بِسْمِ اللّٰهِ الرَّحْمٰنِ الرَّحِیْمِ





دانشگاه صنعتی شادان
دانشکده علوم زمین

پایان نامه کارشناسی ارشد زمین شناسی - گرایش پترولوژی

پترولوژی و ژئوشیمی توده نفوذی کوه گبری و هاله دگرگونی
اطراف آن، شرق رفسنجان

نگارش:

زهرا عابدپور

اساتید راهنما:

دکتر حبیب ا. قاسمی

دکتر حمید احمدی پور

اساتید مشاور:

دکتر محمود صادقیان دکتر فرج ا. فردوست

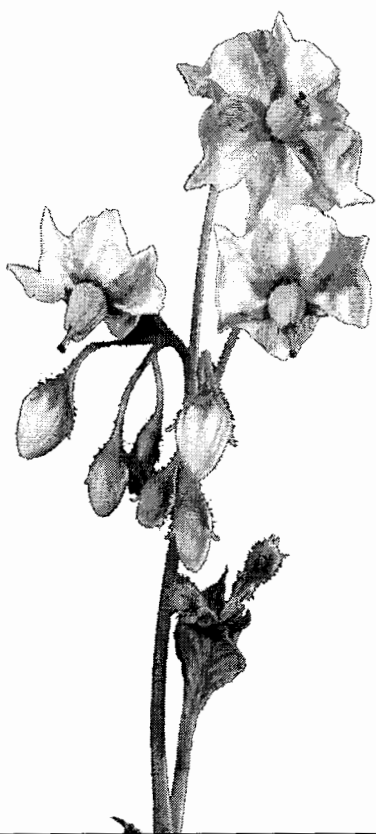
زمستان ۸۵

با سجده بر آسمان آبی قلب

پدر و مادر مهربانم

تقدیم به

همه آمان که چیزی تقدیمشان نمی شود



اگر این مختصر را ارزشی است آن ارزش تقدیم به تو
که زمین را دوست داری و عاشقانه هایت را به گوش او می سرایی

تشکر و قدرانی

سپاس پرودگار را که بی عنایتش این نوشته به پایان نمی رسید.

این مختصر که پیش رو دارید با تمام اوج و فرودهایش تنها جلوه‌ای از یک تلاش است و نه چیز دیگر، آنهم تلاشی برای آغاز و نه پایان. بی شک در به ثمر رسیدن این پژوهش از مساعدت و همفکری بسیاری از دوستان بهره مند بوده‌ام که وظیفه خود می‌دانم از تمامی این عزیزان سپاسگزاری نمایم:

در ابتدا صمیمانه‌ترین سپاسها را تقدیم به پدر و مادر عزیز و مهربانم می‌کنم. ایشان که سالها با تلاش بی‌شائبه و بدون هیچگونه چشم داشتی امکان تحصیل با فراغ بال را برایم فراهم نمودند. از برادران و خواهر عزیزم به پاس همراهی‌ها، تشویق‌ها و دلگرمی‌هایشان صمیمانه سپاسگزارم و همچنین از همسر عزیز و مهربانم که در طی چند سال تحصیل مشوق اصلی من بوده و همیشه مرا کمک و یاری می‌دادند تشکر و قدرانی می‌نمایم.

وظیفه خود می‌دانم از استادان بزرگوارم جناب آقایان دکتر حبیب ا. قاسمی و دکتر حمید احمدی‌پور که مسئولیت هدایت این پایان‌نامه را به عهده گرفته و با راهنمایی‌های خویش در ارتقاء محتوای علمی مطالب و رفع کاستیها و نقایص، همواره اینجانب را یاری نموده‌اند تشکر و قدرانی می‌نمایم.

از جناب آقایان دکتر صادقین و دکتر فردوست که مشاوره این پایان‌نامه را به عهده داشته‌اند و در تمام مدت این پژوهش از گفتگوهای سازنده و راهنمایی‌های ارزنده‌شان تا به ثمر رسیدن این پایان‌نامه بهره‌مند بوده‌ام. همچنین از جناب آقاده دکتر مهدی‌زاده و خانم دکتر عابدی بخاطر تقبل زحمت داوری علمی و تذکر نکات سودمند و ارزشمندشان جهت ارتقای علمی این پایان‌نامه و نیز از جناب آقای دکتر طاهری ریاست گروه زمین‌شناسی و از آقایان دکتر شهاب‌پور، دکتر عباس‌نژاد و دکتر صرافی به خاطر راهنمایی‌های گرانبها و همکاری‌های فراوان در طول انجام این پایان‌نامه صمیمانه قدردانی می‌کنم. همچنین از زحمات کلیه اساتید گروه زمین‌شناسی دانشگاه شاهرود و بخش زمین‌شناسی دانشگاه شهید باهنر کرمان که از محضر ایشان استفاده نمودم تشکر می‌نمایم.

در خاتمه از دوستان و دانشجویان و همراهانی که بدون مساعدت ایشان انجام این پایان‌نامه میسر نبود، بویژه آقایان مهندس میرباقری، مشکین، درخشی، خانعلی‌زاده، شهابی و حسن‌زاده و خانمها محمودی، صفرایی، آرمان‌پور و محمدپور قدردانی نموده و توفیق همه این دوستان را از خداوند متعال خواستارم.

فیض روح القدس ار باز مدد فرماید

دیگران هم بکنند آنچه مسیحا می کرد

چکیده

منطقه مورد مطالعه به مساحت ۳۰ کیلومتر مربع در محدوده طولهای جغرافیایی ۲۲° ۵۶' تا ۲۸° ۵۶' شرقی و عرضهای جغرافیایی ۲۰° ۳۰' تا ۲۳° ۳۰' شمالی در ۴۲ کیلومتری شرق رفسنجان در استان کرمان قرار گرفته است. این منطقه از لحاظ تقسیمات زمین‌شناختی و ساختاری ایران، در قسمت شمالی کمر بند ارومیه - دختر واقع شده است. در این منطقه، توده نفوذی کوه‌گیری که عمدتاً از گرانیت و آلکالی گرانیت تشکیل شده با مساحت تقریبی حدود یک کیلومتر مربع و با سن احتمالی ائوسن - الیگوسن در مجموعه‌ای از سنگهای آهکی کرتاسه فوقانی و کنگلومرای پلی‌زنتیک پالتوسن زیرین نفوذ کرده است. وجود دو نوع فلدسپات (پرتیت) و همچنین وجود بافت گرانوفیری در گرانیت‌های منطقه نیز دلالت بر بالا بودن فشار بخار آب در هنگام جایگزینی این توده در منطقه می‌باشد.

مطالعات ژئوشیمیایی براساس عناصر اصلی مشخص کرده است که این توده از نوع پرآلومینوس ضعیف و کالکوالکالن بوده و در گروه گرانیتوئیدهای نوع I قرار دارند. از نظر موقعیت تکتونیکی به گروه گرانیتوئیدهای همزمان تا بعد از برخورد تعلق دارند.

نفوذ توده آذرین کوه‌گیری، موجب دگرگونی مجاورتی سنگهای اطراف خود شده و مجموعه‌ای از سنگهای دگرگونی مجاورتی شامل مرمر، متاکنگلومرا و اسکارن را به وجود آورده است. مرمرها از نوع مرمر کلسیتی هستند و متاکنگلومراها از لحاظ کانی‌شناسی تقریباً به اسکارنها شباهت دارند. زونهای مشاهده شده به ترتیب دور شدن از توده نفوذی عبارتند از: (۱) گارنت مگنتیت اسکارن (۲) گارنت اسکارن (۳) گارنت ولاستونیت اسکارن (۴) گارنت ولاستونیت پیروکسن اسکارن (۵) گارنت پیروکسن اسکارن (۶) گارنت وزوویت اسکارن و (۷) اپیدوت اسکارن. با توجه به ترکیب کانیایی سنگ مادر که آهک ناخالص می‌باشد، مجموعه دگرگونی از کانیهای سیلیکات کلسیم، مانند دیوپسید - هیدنبرژیت، آندرادیت - گروسولار و ولاستونیت، تشکیل شده است و کانه‌های منطقه شامل منیتیت، هماتیت، اسپیکولاریت، پیریت، کالکوپیریت، و مالاکیت هستند که فاقد ارزش اقتصادی می‌باشند. عدم توزیع یکنواخت کانیها، در اسکارنهای اطراف توده نفوذی کوه‌گیری، می‌تواند به دلیل الگوهای خاص جریان سیال در منطقه باشد. جریان سیال به خصوص در سیستمهای باز، تأثیر عمده‌ای بر نحوه توزیع گرما، ماده، X_{CO_2} ، fO_2 و pH دارد. حضور ولاستونیتها در اسکارنهای منطقه را می‌توان به دلیل نقش بیشتر X_{H_2O} در اسکارنهای این منطقه دانست. اسکارنهای مطالعه شده براساس نوع سنگهایی که اسکارن جایگزین آنها می‌شوند، عمدتاً از نوع برون اسکارن هستند. براساس ترکیب شیمیایی، اسکارنهای منطقه، عمدتاً از نوع اسکارنهای کلسیک می‌باشند. فرآیند اصلی تشکیل اسکارن، در منطقه، همبری - تراوش بوده که نشان‌دهنده جریان قوی سیال و چرخش سیالات در منطقه است.

شواهد منطقه‌ای و مطالعات کانی‌شناسی حاکی از وقوع سه مرحله در تکامل اسکارنهای منطقه است. این مراحل شامل دگرگونی حرارتی، متاسوماتیسم تراوشی - نشری و دگرسانی پسروده است.

در اسکارنهای محدوده مورد مطالعه دو رخساره آلبیت اپیدوت هورنفلس و هورنبلند هورنفلس مشاهده شده است.

فهرست مطالب

عنوان صفحه

فصل اول - کلیات

۱-۱- مقدمه.....	۲
۲-۱- موقعیت جغرافیایی منطقه مورد مطالعه.....	۲
۳-۱- راههای ارتباطی.....	۴
۴-۱- آب و هوا و جغرافیای انسانی.....	۴
۵-۱- پوشش گیاهی و جانوری.....	۴
۶-۱- ژئومورفولوژی.....	۵
۷-۱- مطالعات قبلی.....	۵
۸-۱- هدف کلی مطالعه.....	۶
۹-۱- مراحل انجام کار.....	۷

فصل دوم - زمین شناسی منطقه مورد مطالعه و مشاهدات صحرائی

۱-۲- مقدمه.....	۱۰
۲-۲- پیکره‌های سنگی منطقه مورد مطالعه.....	۱۰
۱-۲-۲- پیکره رسوبی.....	۱۳
۱-۱-۲-۲- کرتاسه.....	۱۳
۲-۱-۲-۲- پالئوسن زیرین.....	۱۳
۳-۱-۲-۲- کواترنری.....	۱۵
۲-۲-۲- پیکره آذرین.....	۱۵
۱-۲-۲-۲- دایک‌ها.....	۱۷
۳-۲-۲- پیکره دگرگونی.....	۲۰
۱-۳-۲-۲- اسکارن (تاکتیت).....	۲۰
۲-۳-۲-۲- مرمر.....	۲۴
۳-۳-۲-۲- متاکنولومرا.....	۲۶
۳-۲- فرسایش در سنگ‌های منطقه مورد مطالعه.....	۳۰
۴-۲- دگرسانی در سنگ‌های منطقه مورد مطالعه.....	۳۰
۵-۲- تکتونیک منطقه.....	۳۲

فصل سوم - پتروگرافی سنگ‌های آذرین

۱-۳- مقدمه.....	۳۷
۲-۳- ویژگی‌های پتروگرافیکی گرانیتوئیدهای منطقه مورد مطالعه.....	۳۷
۱-۲-۳- گرانیت‌ها.....	۳۷

عنوان	صفحه
۱-۱-۲-۳- توصیف میکروسکوپی	۳۸
۲-۲-۳- آلکالی گرانتیت	۴۲
۱-۲-۲-۳- توصیف میکروسکوپی	۴۲
۳-۳- بررسی بافت‌های مشاهده شده در مقاطع نازک	۴۵
۱-۳-۳- بافت‌های اولیه	۴۶
۱-۱-۳-۳- بافت گرانتیتی	۴۶
۲-۱-۳-۳- بافت بوئی کلبتیک	۴۷
۳-۱-۳-۳- بافت گرانوفیری	۴۷
۲-۳-۳- بافت‌های ثانویه	۴۹
۱-۲-۳-۳- بافت پرتیتی	۴۹
۲-۲-۳-۳- بافت میرمیکیتی	۵۱
۳-۲-۳-۳- بافت‌های حاصل از دگرسانی‌های دیوتریک	۵۱
۴-۳- ترتیب تبلور در سنگ‌های منطقه مورد مطالعه	۵۲
۵-۳- بررسی شرایط تشکیل	۵۴
۱-۵-۳- تخمین عمق	۵۴
۲-۵-۳- تخمین میزان آب	۵۴
۳-۵-۳- تعیین میزان حرارت	۵۵

فصل چهارم - ژئوشیمی و پتروژنز سنگ‌های آذرین منطقه مورد مطالعه

۱-۴- مقدمه	۵۷
۲-۴- طبقه‌بندی و نامگذاری سنگ‌های آذرین	۶۱
۱-۲-۴- طبقه‌بندی نورماتیو	۶۱
۱-۱-۲-۴- رده‌بندی نورماتیو اکانر (۱۹۶۵)	۶۱
۲-۲-۴- طبقه‌بندی شیمیایی	۶۳
۱-۲-۲-۴- طبقه‌بندی ویلسون (۱۹۸۹)	۶۳
۲-۲-۲-۴- طبقه‌بندی دولاروش و همکاران (۱۹۸۰)	۶۳
۳-۲-۲-۴- طبقه‌بندی دیون و لوفور (۱۹۸۳)	۶۴
۳-۴- ژئوشیمی عناصر اصلی	۶۴
۱-۳-۴- نمودارهای هارکر	۶۶
۲-۳-۴- درجه اشباع از آلومین	۶۶
۱-۲-۳-۴- دیاگرام A/CNK-A/NK (شاند، ۱۹۴۹)	۶۸
۲-۲-۳-۴- دیاگرام A/CNK-SiO ₂ (عبدالرحمن، ۱۹۹۰)	۶۸
۴-۴- سری ماگمایی سنگ‌های منطقه	۶۹
۱-۴-۴- نمودار مجموع Na ₂ O+K ₂ O مقابل SiO ₂ (ایروین و باراگار، ۱۹۷۱)	۷۰
۲-۴-۴- نمودار AFM (ایروین و باراگار، ۱۹۷۴)	۷۰

عنوان	صفحه
۵-۴- پتروژنز سنگهای گرانیتی	۷۱
۱-۵-۴- خاستگاه ماگمایی سنگهای گرانیتوئیدی منطقه	۷۱
۶-۴- ژئوشیمی عناصر کمیاب	۷۷
۱-۶-۴- مقایسه بین پدیده‌های تبلور تفریقی و ذوب بخشی در توده گرانیتی کوه گبری	۷۷
۲-۶-۴- نمایش داده‌های عناصر کمیاب به صورت نمودارهای عنکبوتی	۷۸
۷-۴- جایگاه تکتونیکی سنگهای گرانیتوئیدی منطقه	۸۲
۱-۷-۴- تقسیم‌بندی مانیار و پیکولی (۱۹۸۹)	۸۲
۱-۱-۷-۴- گرانیتوئیدهای کوهزایی	۸۳
۲-۱-۷-۴- گرانیتوئیدهای غیر کوهزایی	۸۴
۲-۷-۴- تقسیم‌بندی باچلور و بودن (۱۹۸۵)	۹۰

فصل پنجم - پترولوژی و طبقه بندی اسکارنها

۱-۵- مقدمه	۹۳
۲-۵- تقسیم‌بندی اسکارنها	۹۵
۱-۲-۵- تقسیم‌بندی اسکارنها براساس نوع سنگ جانشین شده	۹۵
۲-۲-۵- تقسیم‌بندی اسکارنها براساس ترکیب شیمیایی	۹۵
۱-۲-۲-۵- اسکارن کلسیک	۹۶
۲-۲-۲-۵- اسکارن منیزیم‌دار	۹۶
۳-۲-۲-۵- اسکارنهای سیلیکاته	۹۶
۳-۲-۵- تقسیم‌بندی اسکارنها براساس تجمع کانیهای فلزی	۹۷
۴-۲-۵- تقسیم‌بندی اسکارنها براساس شکل	۹۷
۵-۲-۵- تقسیم‌بندی اسکارنها براساس جایگاه تکتونیکی	۹۷
۳-۵- نحوه تشکیل و مراحل شکل‌گیری اسکارن	۹۹

فصل ششم - پتروگرافی سنگهای دگرگونی

۱-۶- مقدمه	۱۰۵
۲-۶- مرمرها	۱۰۶
۱-۲-۶- توصیف میکروسکوپی	۱۰۶
۳-۶- اسکارنها	۱۰۷
۱-۳-۶- گارنت مگنتیت اسکارن	۱۰۹
۱-۱-۳-۶- توصیف میکروسکوپی	۱۱۰
۲-۳-۶- گارنت اسکارن	۱۱۴
۱-۲-۳-۶- توصیف میکروسکوپی	۱۱۴
۳-۳-۶- ولاستونیت- گارنت اسکارن	۱۱۸
۱-۳-۳-۶- توصیف میکروسکوپی	۱۱۸

عنوان	صفحه
۴-۳-۶- گارنت - ولاستونیت پیروکسن اسکارنها	۱۲۴
۱-۴-۳-۶- توصیف میکروسکوپی	۱۲۴
۵-۳-۶- پیروکسن - گارنت اسکارن	۱۲۷
۱-۵-۳-۶- توصیف میکروسکوپی	۱۲۷
۶-۳-۶- وزوویانیت- گارنت - ولاستونیت اسکارن	۱۲۸
۱-۶-۳-۶- توصیف میکروسکوپی	۱۲۸
۷-۳-۶- اپیدوت اسکارن	۱۳۳
۱-۷-۳-۶- توصیف میکروسکوپی	۱۳۳
۴-۶- کانی شناسی کانسنگ منطقه	۱۳۵

فصل هفتم - بررسی واکنشها در هاله دگرگونی

۱-۷- مقدمه	۱۳۸
۲-۷- بررسی واکنشهای دگرگونی در اسکارنهای منطقه مورد مطالعه	۱۳۹
۳-۷- واکنشهای دگرگونی پیشرونده	۱۴۰
۱-۳-۷- واکنشهای تشکیل گارنت	۱۴۰
۲-۳-۷- واکنشهای تشکیل ولاستونیت	۱۴۵
۳-۳-۷- واکنشهای تشکیل کلینوپیروکسن (دیوپسید - هدنبرژیت)	۱۴۸
۴-۷- واکنشهای دگرگونی پسرونده	۱۵۲
۱-۴-۷- واکنشهای تشکیل اپیدوت	۱۵۲
۲-۴-۷- واکنشهای تشکیل وزوویانیت	۱۵۵
۳-۴-۷- واکنشهای تشکیل کلسیت	۱۵۶
۴-۴-۷- واکنش تشکیل کلریت	۱۵۸
۵-۷- منشأ عناصر	۱۵۸
۶-۷- تأثیر جریان و نوع سیالات در وقوع واکنشهای دگرگونی	۱۶۱
متفاوت در هاله دگرگونی کالک سیلیکاته	
۷-۷- رخساره‌های تشکیل اسکارن در گستره مورد مطالعه	۱۶۳
۱-۷-۷- رخساره آلبیت اپیدوت هورنفلس	۱۶۶
۲-۷-۷- رخساره هورنبلند هورنفلس	۱۶۶
۳-۷-۷- رخساره پیروکسن هورنفلس	۱۶۷

فصل هشتم - زمین‌شناسی اقتصادی منطقه مورد مطالعه

۱-۸- مقدمه	۱۷۱
۲-۸- اسکارن	۱۷۱
۱-۲-۸- ژنز ذخایر اسکارن	۱۷۲
۲-۲-۸- اسکارنهای آهن	۱۷۴

عنوان	صفحه
۳-۲-۸- کانی شناسی، ساخت و ماده معدنی	۱۷۴
۱-۳-۲-۸- مواد معدنی فلزی	۱۷۴
۲-۳-۲-۸- مواد معدنی غیر فلزی	۱۷۵
۳-۸- کانی سازی رگه ای در منطقه مورد مطالعه	۱۷۸
۴-۸- نتیجه گیری	۱۸۱

فصل نهم - نتیجه گیری و پیشنهادات

۱-۹- نتیجه گیری	۱۸۳
۲-۹- پیشنهادات	۱۸۵
منابع و مأخذ	۱۸۶

فصل اول

کلیات

۱-۱- مقدمه

مطالعه توده‌های آذرین ایران از دیرباز مورد توجه محققان قرار گرفته است. اکثر توده‌های گرانیتوئیدی ایران در صفحه ایران مرکزی، زون سنندج - سیرجان و کمربند ارومیه - دختر واقع شده است.

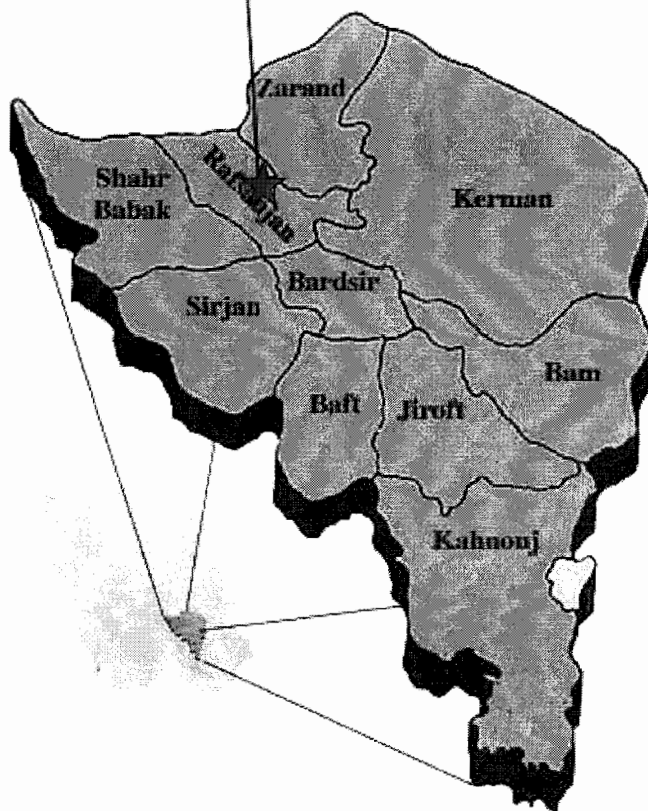
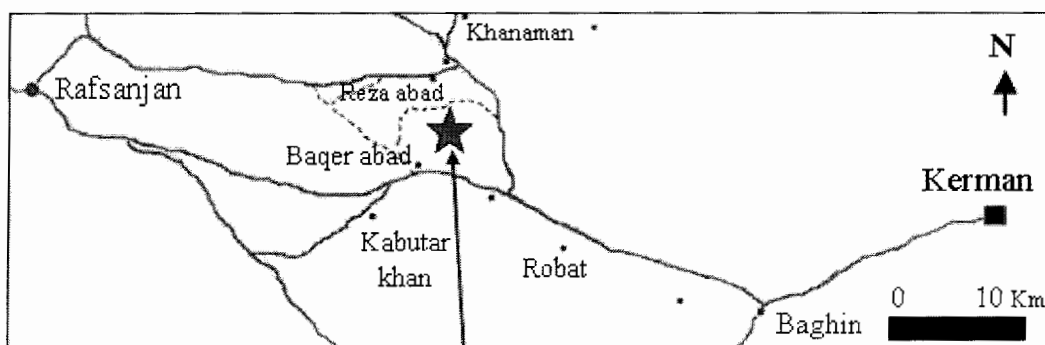
توده گرانیتوئیدی کوه گبری نیز در کمربند ساختاری ارومیه - دختر با مساحت تقریبی یک کیلومتر مربع با روند عمومی شرقی - غربی در گوشه سمت راست نقشه ۱/۱۰۰۰۰۰۰ رفسنجان (II) قرار دارد. در این فصل، موقعیت جغرافیایی، راههای ارتباطی، آب و هوا، ژئومورفولوژی و ویژگیهای انسانی و اقتصادی منطقه، مورد بررسی قرار گرفته و در انتها مطالعات قبلی انجام شده و هدف از مطالعه آورده شده است.

۲-۱- موقعیت جغرافیایی منطقه مورد مطالعه

منطقه کوه گبری^۱ در ۴۲ کیلومتری شرق رفسنجان واقع شده و دارای مختصات $۲۲^{\circ} ۵۶'$ تا $۲۶^{\circ} ۵۶'$ طول شرقی و $۲۰^{\circ} ۳۰'$ تا $۲۳^{\circ} ۳۰'$ عرض شمالی است. مساحت منطقه مورد مطالعه حدود ۳۰ کیلومتر مربع بوده و از نظر تقسیمات کشوری در شمال غربی استان کرمان - شهرستان رفسنجان - بخش مرکزی - دهستان خانامان واقع شده است (شکل ۱-۱).

از روستاهای مهم این محدوده می‌توان به خانامان و گلوسالار در شمال، رضاآباد در شمال غربی، چاروک در شرق و کبوترخان در جنوب غربی منطقه اشاره نمود.

^۱ - Gabri



موقعیت منطقه مورد مطالعه ★

شکل ۱-۱- موقعیت منطقه مورد مطالعه و راههای ارتباطی آن. (اقتباس از www.gitashenasi.com) با تغییرات.

۳-۱- راههای ارتباطی

دسترسی به منطقه از یک مسیر اصلی آسفالتی و چند راه فرعی به شرح ذیل امکان پذیر می باشد:

— جاده های آسفالتی و خاکی که روستاهای گلوسالار و خنامان را به جاده آسفالتی اصلی کرمان - رفسنجان متصل می کند، قبل از رسیدن به روستای خنامان جاده دو شاخه شده؛ شاخه ای که از سمت چپ منشعب می شود راه دسترسی به منطقه کوه گبری می باشد.

— راه ارتباطی فرعی دیگر که از کیلومتر ۵۷ جاده آسفالتی کرمان - رفسنجان (پیچ مهدی آباد) منشعب می شود راه دسترسی به منطقه مورد مطالعه می باشد که محدوده مورد مطالعه در ۷ کیلومتری این محل قرار گرفته است.

۴-۱- آب و هوا و جغرافیای انسانی

از لحاظ آب و هوایی، منطقه مورد مطالعه در قلمرو آب و هوایی خشک و بیابانی قرار دارد. اصلی ترین عامل تعیین اقلیم در منطقه، ارتفاع است بطوریکه در این منطقه ۲ نوع شرایط آب و هوایی متمایز را می توان مشاهده کرد. در ارتفاعات و حاشیه این منطقه شرایط اقلیمی نسبتاً ملایم و در دشت شرایط آب و هوایی خشک و کویری حاکم می باشد (فرهنگ آبادیهای استان کرمان، ۱۳۸۳).

میزان بارندگی در منطقه مورد مطالعه کم است و حداکثر بارش در فصل زمستان و اوایل بهار صورت می گیرد. میانگین حداکثر دمای سالانه ۲۵/۲ درجه سانتیگراد و میانگین حداقل آن ۱۰/۷ درجه سانتیگراد است. متوسط حداکثر و حداقل رطوبت نسبی سالانه به ترتیب برابر با ۴۲/۹ و ۲۳/۶ درصد می باشد (فرهنگ آبادیهای استان کرمان، ۱۳۸۳).

زندگی مردم رفسنجان بیشتر از طریق کشاورزی تأمین می شود. در حال حاضر، پسته کاری عمده ترین شغل مردم این ناحیه می باشد.

۵-۱- پوشش گیاهی و جانوری

پوشش گیاهی منطقه شامل گیاهان کویری و انواع گونه های مقاوم در برابر شرایط سخت کویر

است. شوری خاک و پایین بودن درصد نسبی بارندگی، سبب رویش گیاهان شوره‌پسند مانند درمنه، کهگم، گونه‌های درختی و درختچه‌ای مانند گز و بنه شده است. بطور کلی پوشش گیاهی ضعیف (استپ بیابانی) و عمدتاً شامل گیاهان خشکی و شوره‌پسند می‌باشد (فرهنگ آبادیهای استان کرمان، ۱۳۸۳).

در دشتهای اطراف منطقه، آهو و در قسمت کوهستانی منطقه بز کوهی و پرندگانی از قبیل کبک و تیهو یافت می‌شوند.

۱-۶- ژئومورفولوژی

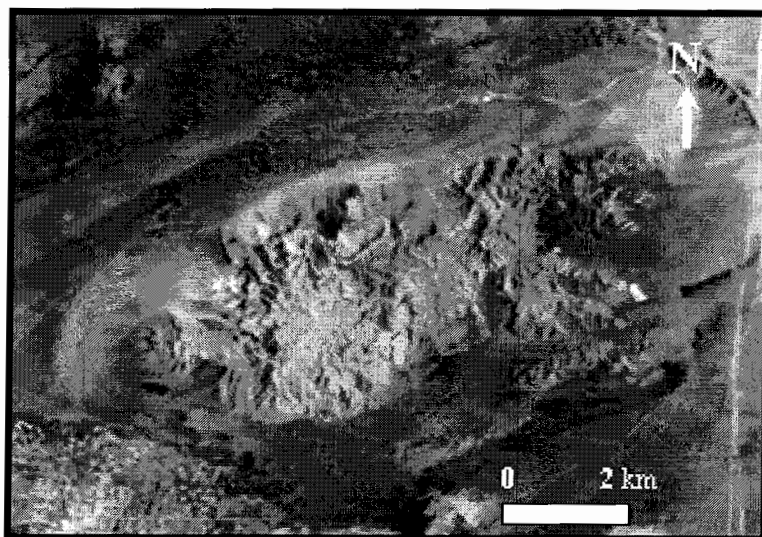
محدوده مورد مطالعه (شکل ۱-۲) از توپوگرافی نسبتاً خشنی برخوردار است، اکثراً بدون پوشش خاکی و در بعضی قسمتها خاکهای کم‌عمق تا نیمه‌عمیق سنگریزه‌دار مشاهده می‌شود و اغلب بدون پوشش گیاهی یا بسیار کم پوشش می‌باشد. به علت کم‌بودن پوشش گیاهی و تغییرات شدید دما، فرسایش بادی فعال می‌باشد. در دامنه بعضی کوهها، تپه‌های شنی تثبیت نشده وجود دارد. تپه‌های ماسه‌ای از جمله عوارض ژئومورفولوژیکی مهم در این منطقه هستند (آفتابی و عباس‌نژاد، ۱۳۶۶).

هوازدگی فیریکی و فرسایش در منطقه فعال می‌باشد که مهمترین عامل فرسایش را می‌توان عمل فرسایش مکانیکی آب و تغییرات قابل توجه دما دانست که با پدیده انقباض و انبساط سنگها موجب ایجاد درز و شکافهای سطحی در آنها شده است. دره‌های موجود در منطقه اکثراً گسلی و آبراهه‌ها نیز اکثراً از روند گسلها پیروی می‌کنند.

۱-۷- مطالعات قبلی

منطقه کوه گبری از نظر تقیسمات ساختاری در لبه شمالی کمر بند نکتونو ماگمایی ارومیه- دختر قرار گرفته است. بررسیهای انجام شده در این منطقه به یک گزارش و دو مطالعه موردی که بیشتر جنبه اقتصادی دارد، معطوف می‌شود:

- آفتابی و عباس‌نژاد (۱۳۶۶) زمین‌شناسی، سنگ‌شناسی، کانی‌سازی و پتانسیل معدنی سنگهای



شکل ۱-۲- تصویر ماهواره‌ای کوه گبری (تهیه شده با استفاده از اطلاعات سازمان فضایی کشور و نرم‌افزار Envi)

آذرین و دگرگونی این ناحیه را مورد بررسی قرار داده‌اند.

– آفتابی و عباس‌نژاد (۱۳۶۶) کانی‌سازی اسکارن این ناحیه را بررسی نموده‌اند.

– مرادی و معافی (۱۳۶۷) انتشار ژئوشیمیایی مس و روی منطقه کوه گبری را مورد مطالعه قرار داده‌اند.

۱-۸- هدف کلی مطالعه

در گستره ایران زمین نمونه‌های فراوانی از اسکارن را می‌توان یافت که یکی از این نمونه‌ها، اسکارن کوه گبری است. منطقه کوه گبری از نظر پتروژنز و پترولوژی توده نفوذی و هاله‌های دگرگونی اطراف آن مورد بررسی جامع قرار نگرفته است و این در حالی است که امروزه در جهان از ره‌آوردهای حاصل از اینگونه مطالعات، نتایج بسیار مثبتی در مورد توده‌های نفوذی حاصل شده است. می‌توان گفت که مطالعه هاله دگرگونی اطراف این توده می‌تواند تا حد زیادی روشنگر شرایط جایگیری توده موردنظر باشد. بدان معنا که با بررسی هاله دگرگونی مورد نظر در اسکارنها می‌توان تا حدی به دمای توده در هنگام جایگیری، شرایط حاکم بر آن و عمق جایگیری توده

نفوذی پی برد. در این تحقیق، با تکیه بر کانیهای موجود در اسکارنها سعی شده تا علل و شرایط حاکم در تشکیل آنها مشخص شود.

هدف از این مطالعه بررسی ارتباط بین ماگماتیسم و اسکارن زایی منطقه، ترکیب شیمیایی، کانی‌شناسی، کانه‌شناسی، تعیین توالی پاراژنتیک کانیها و شرایط حاکم بر تشکیل کانیها در توده آذرین و هاله دگرگونی اطراف آن می‌باشد.

موضوعاتی که در این تحقیق برای رسیدن به اهداف یاد شده به آن پرداخته شده به شرح زیر است:

الف) بررسی پتروگرافی، پترولوژی و پتروژنز توده نفوذی کوه گیری.

ب) مطالعه پتروگرافی، پترولوژی و بررسی واکنشها در هاله دگرگونی اطراف توده، بخصوص اسکارنها، برای دستیابی به شرایط تقریبی جایگیری توده.

۹-۱- مراحل انجام کار

این تحقیق با گردآوری اطلاعات قبلی شروع شد و با برداشتهای صحرایی و مطالعات آزمایشگاهی ادامه یافت و سپس تجزیه و تحلیل داده‌های جدید مورد بحث و بررسی قرار گرفت. جزئیات مراحل انجام کار به شرح زیر آمده است:

الف) گردآوری اطلاعات، شامل مطالعات انجام شده قبلی و خرید نقشه‌های زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ و ۱/۲۵۰۰۰۰ رفسنجان، نقشه توپوگرافی ۱/۵۰۰۰۰ کبوترخان، تهیه ۱۶ عکس هوایی با مقیاس ۱/۲۰۰۰۰، یک عکس هوایی با مقیاس ۱/۱۰۰۰۰۰ است. تصویر ماهواره‌ای منطقه (شکل ۱- ۲) با استفاده از اطلاعات سازمان فضایی کشور و نرم افزار Envi برای تکمیل اطلاعات، مورد استفاده قرار گرفته است.

ب) برنامه‌ریزی و برداشتهای صحرایی در طی چند مرحله عملیات صحرایی در تابستان و پاییز سال ۱۳۸۴ انجام و حدود ۱۷۰ نمونه از واحدهای مختلف سنگی برداشت شد. نمونه‌برداری از توده نفوذی به صورت تصادفی و از هاله دگرگونی به طور سیستماتیک صورت گرفته است.

ج) تهیه ۹۵ مقطع نازک، ۴ مقطع صیقلی، ۶ مقطع نازک صیقلی و ۲ مقطع دوبر صیقل.

د) مطالعه مقاطع نازک و صیقلی.

و) آنالیز ۷ نمونه آذرین در آزمایشگاه Actlab کانادا به روش ICP-MS و ۶ نمونه دگرگونی در دانشگاه دامغان به روش XRD.

ی) تجزیه و تحلیل داده‌های خام حاصل از آنالیز توسط نرم‌افزارهای Excel، Iqpet و Minpet.

روز نخست چون دم رندی زدیم و عشق
شرط آن بود که جز ره آن شیوه نسپریم
"حافظ"

فصل دوم

زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه

و

مشاهدات صحرائی

۲-۱- مقدمه

منطقه مورد مطالعه در شرق رفسنجان، بر روی لبه شمالی کمربند ماگمایی ارومیه - دختر و بین زونهای سنندج - سیرجان و ایران مرکزی واقع شده است (شکل ۲-۱). استوک گرانیوتیویدی کوه گبری در غرب کرمان و در شرق رفسنجان در ورقه ۱/۱۰۰۰۰۰ زمین‌شناسی رفسنجان (II) قرار دارد.

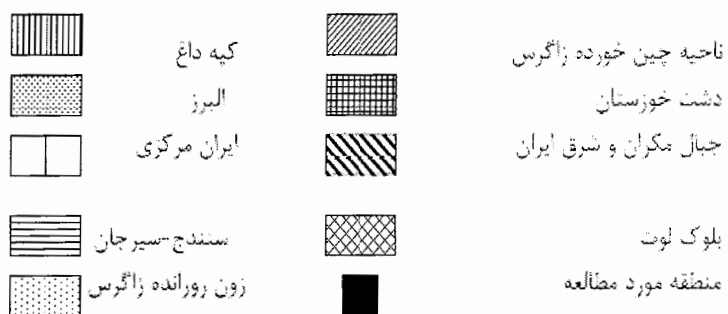
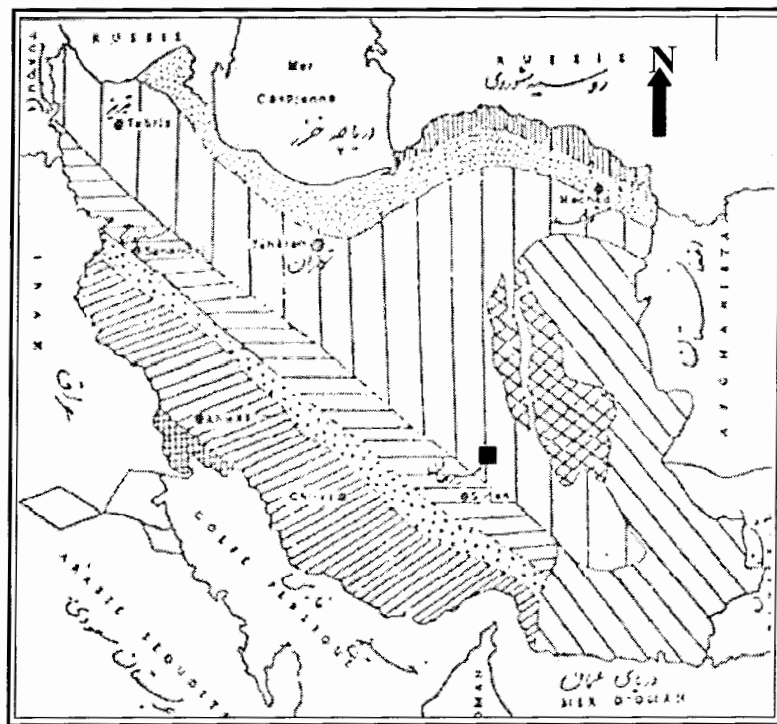
بطور کلی سنگهای در بر گیرنده توده مذکور، شامل سنگهای آهکی کرتاسه فوقانی و کنگلومرای پالئوسن زیرین می‌باشند. این واحدها در شرق منطقه مورد مطالعه بخوبی دیده میشود. سنگهای رسوبی در معرض دگرگونی مجاورتی قرار گرفته‌اند و تا حد رخساره هورنبلند هورنفلس و پیروکسن هورنفلس دگرگون شده‌اند. علاوه بر آن دگرسانی گرمایی^۱ نیز بر روی قسمتی از منطقه اثر گذاشته است. در ادامه به شرح مختصر زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه می‌پردازیم.

۲-۲- پیکره‌های سنگی منطقه مورد مطالعه

در نقشه زمین‌شناسی رفسنجان که توسط ژاکوویچ^۲ و دیمیترویویچ (۱۹۷۳) تهیه شده (شکل ۲-۲)، پیکره‌های سنگی منطقه مشتمل بر سنگهای آذرین و رسوبی می‌باشد ولی طبق مطالعات انجام شده علاوه بر پیکره‌های رسوبی و آذرین، واحدهای دگرگونی نیز در منطقه مشاهده می‌شوند (شکل ۲-۳) که در ادامه به شرح آنها می‌پردازیم:

^۱ - Hydrothermal

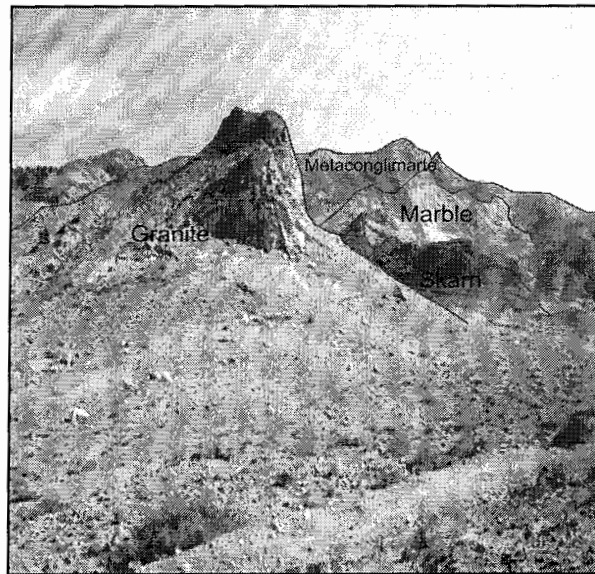
^۲ - Djokovic



شکل ۲-۱- موقعیت زونهای مختلف زمین‌ساخت ایران (اشتوکلین، ۱۹۷۷) با تغییرات (درویش زاده، ۱۳۸۰) و موقعیت منطقه مورد مطالعه بر روی آن.

۲-۲-۱- پیکره رسوبي

پیکره‌های رسوبي عمدتاً از سنگهای آهکی کرتاسه فوقانی و کنگلومرای پالتوسن زیرین تشکیل شده‌اند که به شرح زیر می‌باشند:



شکل ۲-۳- نمای کلی از پیکره‌های سنگی موجود در منطقه.

۲-۲-۱-۱- کرتاسه

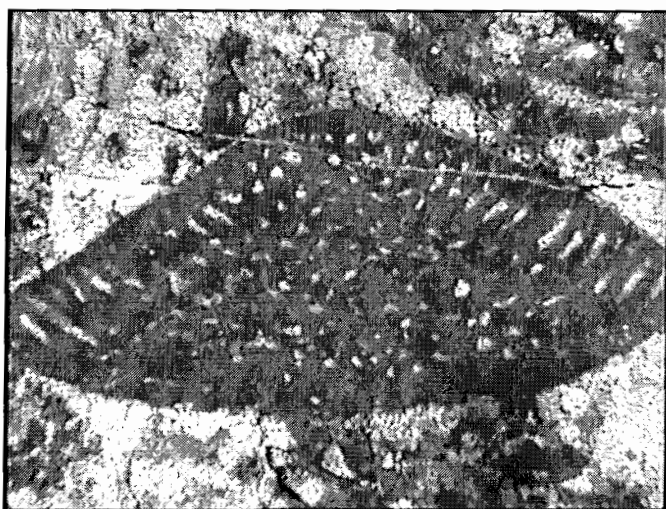
رسوبات کرتاسه شامل آهکهای میکرایتی تیره رنگ اربیتولین‌دار می‌باشد (شکل ۲-۴ الف و ب). که در قسمت فوقانی به لایه‌های قرمز رنگی از مارن، آرنایت و آهکهای ریفی ختم می‌شود. ضخامت کلی این واحد حدود ۱۰۰ متر می‌باشد (شکل ۲-۵ الف). این واحد توسط رسوبات پالتوسن زیرین که مشتمل بر کنگلومرا و آهک چرتی است، پوشیده شده است.

۲-۲-۱-۲- پالتوسن زیرین

واحد بالایی کرتاسه فوقانی از کنگلومرای به ضخامت حدود ۲۵۰ متر تشکیل شده که بصورت لایه‌هایی با ضخامت ۲-۳ متر دیده می‌شوند. واحد کنگلومرای موجود در منطقه از نظر قطعات و جنس متنوع بوده و مشتمل بر قطعات آهکی، ماسه‌سنگ، آهک ریفی و اربیتولین‌دار می‌باشد.



شکل ۲-۴- الف- نمونه دستی از آهکهای کرتاسه فوقانی با فسیلهای اریتولین.



شکل ۲-۴- ب- تصویر میکروسکوپی از فسیل اریتولین در سنگها و قطعات آهکی منطقه.

اندازه قطعات بسیار متغیر بوده، از چند میلیمتر تا یک متر تغییر می‌کند. این واحد کنگلومرایی مهمترین و گسترده‌ترین رخساره رسوبی در منطقه کوه گیری می‌باشد (شکل ۲-۵- ب). شیب عمومی لایه‌ها در منطقه، رو به جنوب غرب بوده و بیشتر در حد ۳۰-۵۰ درجه می‌باشد. در این واحد، رگه‌هایی به رنگ زرد- نارنجی دیده می‌شود که نشان دهنده آخرین فعالیت هیدروترمالی صورت گرفته در منطقه می‌باشد که پس از عبور از واحدهای کربناته و کنگلومرایی

بصورت رگه‌های مخلوطی از کوارتز، کلسیت و سیدریت (؟) متبلور گردیده، این رگه‌ها یک شبکه استوک ورکی بزرگ، با امتداد N80W و به عرض چند میلیمتر تا ۵ سانتیمتر تشکیل می‌دهند (شکل ۲-۵-ج).

۲-۲-۱-۳- کواترنری

رسوبات کواترنری از آبرفت‌های قدیم و جدید و تپه‌های ماسه‌ای تشکیل شده است.

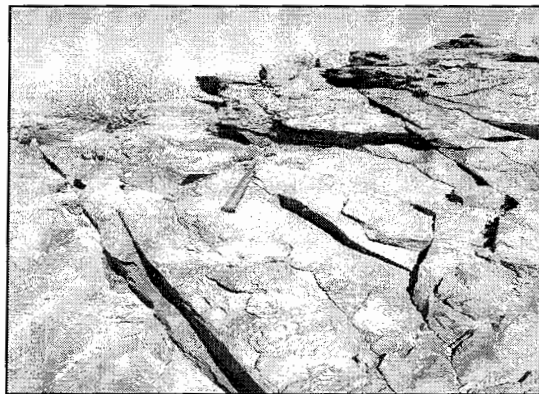
۲-۲-۲- پیکره آذرین

سنگ‌های آذرین کوه گبری به صورت دو استوک^۱ کوچک گرانیتی در غرب و شمال غرب (شکل ۲-۶) منطقه مشاهده می‌شود که حدود یک کیلومتر مربع وسعت دارند و سنگ‌های رسوبی کرتاسه فوقانی و کنگلومرای پلی‌ژنتیک پالئوسن زیرین را قطع کرده‌اند. این توده‌ها غالباً در اطراف خود یک هاله دگرگونی مجاورتی به وجود آورده‌اند که همبری این توده‌ها با سنگ‌های در برگیرنده کاملاً مشخص است.

توده گرانیتی واقع در غرب منطقه، به رنگ سفید روشن تا کرم بوده و به راحتی از سنگ‌های مجاور قابل تشخیص است. در بعضی موارد به علت عملکرد آب‌های سطحی، لایه‌ای از ورنی صحرایی بر روی سنگ‌ها تشکیل شده است در نتیجه رخنمون به رنگ قهوه‌ای تیره دیده می‌شود. در اثر فرآیندهای هوازدگی مکانیکی، توده به صورت بلوک‌های خرد شده در آمده است و دارای درز و شکاف‌های فراوان می‌باشد.

توده گرانیتی واقع در غرب منطقه درشت بلورتر و دارای کوارتز بیشتر می‌باشد. این توده نسبت به توده شمال غرب از توپوگرافی نسبتاً خشن‌تری برخوردار است. یکی دیگر از مشخصات این توده، وجود آنکلاوهای کوچک است که در بخش‌های حاشیه‌ای این توده پراکنده هستند. آنکلاوها از نوع بخش‌های پیش‌رس توده می‌باشند. این آنکلاوها دانه‌ریز بوده و میزان بیوتیت و هورنبلند در آنها بیشتر است و به همین خاطر تیره‌تر به نظر می‌رسند.

^۱ - Stock



الف- تصویری از واحد آهکی ضخیم لایه در شرق منطقه



ب- تصویری از واحد کنگلومرایی پلی‌ژنتیک در شرق منطقه.



ج- تصویری از رگه‌های آنکریتی - گوتیتی زرد رنگ هیدروترمالی موجود در واحد آهکی - کنگلومرایی، در شرق منطقه.

شکل ۲-۵- تصاویری از واحدهای رسوبی موجود در منطقه مورد مطالعه

استوک گرانیتوئیدی کوه گبری دارای طیف ترکیبی گرانیت تا آلکالی گرانیت بوده، با بافت متنوع از گرانولار، پورفیروئیدی، پگماتیته تا آپلیتی است. در اطراف توده، رگه‌های پگماتیته، آپلیتی و همچنین رگه‌های کوارتز به صورت محدود قابل مشاهده است. شکستگی‌های متعددی در اکثر نقاط این توده وجود دارد و به همین دلیل نمی‌توان از آن برای سنگ نما استفاده کرد.

توده گرانیتی واقع در شمال غرب منطقه، دارای آلکالی فلدسپار بیشتر و کانیه‌های مافیک کمتر و تجمع رگه‌های کوارتزی در حوالی آن بیشتر است.

دو دسته سیستم درز و شکاف در توده گرانیتی وجود دارد که از رگه‌هایی به رنگ قرمز قهوه‌ای از جنس اکسید آهن با روند N85E و رگه‌های سیلیسی به رنگ خاکستری تیره با روند N10E که جوانتر از رگه‌های اکسید آهن می‌باشند پر شده‌اند (شکل ۲-۷). به علاوه یک سری درزه‌های تقریباً افقی در بعضی قسمت‌های توده نفوذی دیده می‌شود که منجر به ایجاد ساخت تخته‌ای در توده گرانیتی شده است.

۲-۲-۱- دایک‌ها

در منطقه مورد مطالعه، تعدادی دایک مشاهده می‌شود که دارای روند عمومی شمال شرقی - جنوب غربی و شمال غربی - جنوب شرقی می‌باشند که گسترش این دایکها در منطقه محدود است. بطور کلی دو گروه دایک در منطقه مشاهده می‌شوند که عبارتند از:

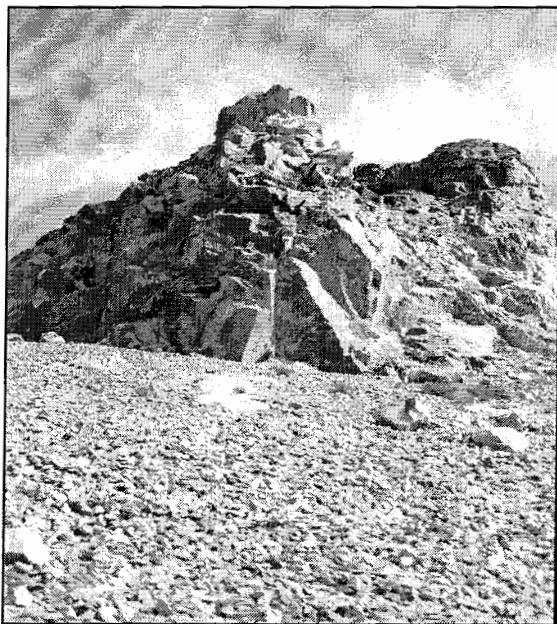
الف) دایکها و رگه‌های سیلیسی مربوط به مرحله پگماتیته.

ب) دایکها و رگه‌های آپلیتی.

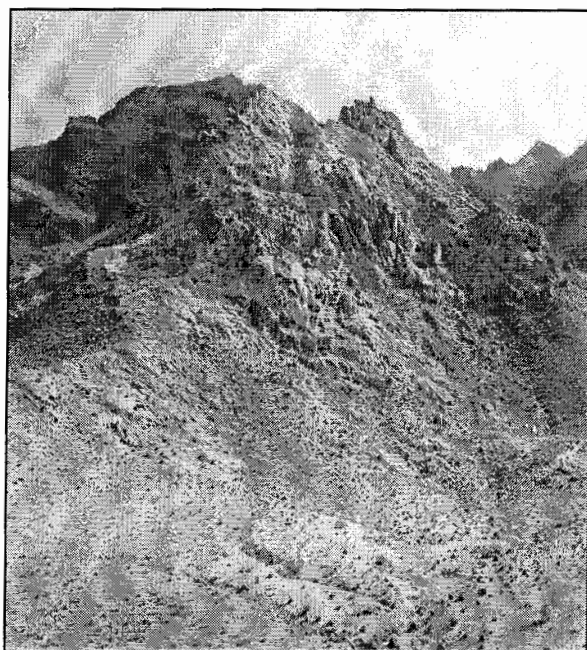
در زیر به شرح هر گروه از این دایکها پرداخته می‌شود:

الف) دایکها و رگه‌های سیلیسی مربوط به مرحله پگماتیته

عملکرد فاز پگماتیته در منطقه نسبتاً کم است و این دایکها در سقف توده نفوذی و اغلب با دایکهای آپلیتی دیده می‌شوند (آفتابی و عباس نژاد، ۱۳۶۶). ضخامت دایکهای پگماتیته حدود ۲ متر و گسترش آنها نامنظم و محدود است. پگماتیته‌ها از نظر کانی‌شناسی بسیار ساده بوده و اغلب از کوارتز و ارتوز تشکیل شده‌اند. تشکیل این دایکها و رگه‌ها در ارتباط با فاز تأخیری توده اصلی

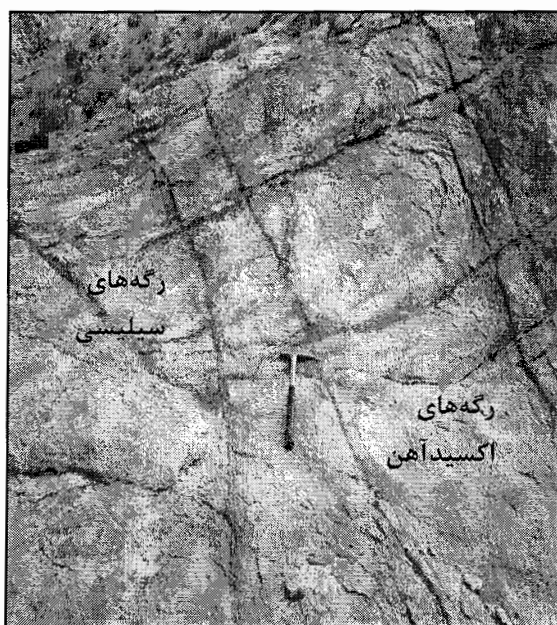


الف - شمای کلی توده گرانیتی در غرب منطقه مورد مطالعه.



ب- شمای توده گرانیتی در شمال غرب منطقه.

شکل ۲-۶- تصویری از سنگهای گرانیتی در منطقه مورد مطالعه.

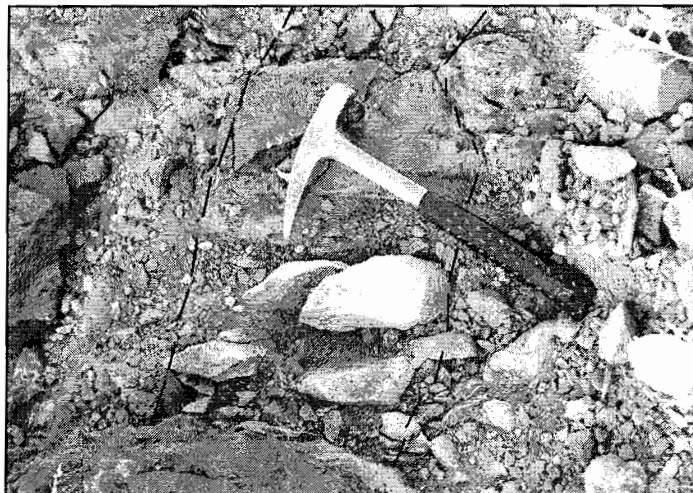


شکل ۲-۷- تصویر رگه‌های اکسید آهن و سلیسی در توده گرانیتی کوه گبری

بوده که از مواد فرار و آب غنی بوده‌اند.

ب) دایکها و رگه‌های آپلیتی

دایکهای آپلیتی از نظر کانی‌شناسی کاملاً مشابه با گرانیت‌های توده نفوذی بوده و رنگ آنها روشن تا صورتی می‌باشد. دایکهای آپلیتی در نقاط مختلف توده، همچنین به صورت آپوفیزهایی در اطراف توده به داخل سنگهای همبر نفوذ کرده‌اند. ضخامت این دایکها، به ۵ تا ۲۰ سانتیمتر می‌رسد (شکل ۲-۸). بافت این سنگها بیشتر دانه شکری بوده و در بعضی از قسمت‌های توده نفوذی، بلورهای کوارتز درشت‌تر شده و سنگ حالت گرانیت پورفیری - آپلیتی بخود می‌گیرد. حضور گسترده رگه‌های آپلیتی نسبت به پگماتیتها بیانگر آن است که در مراحل انتهایی، آب کافی برای فعالیت گسترده فاز پگماتیستی وجود نداشته است.



شکل ۲-۸- دایک گرانیتی

۲-۲-۳- پیکره‌های دگرگونی

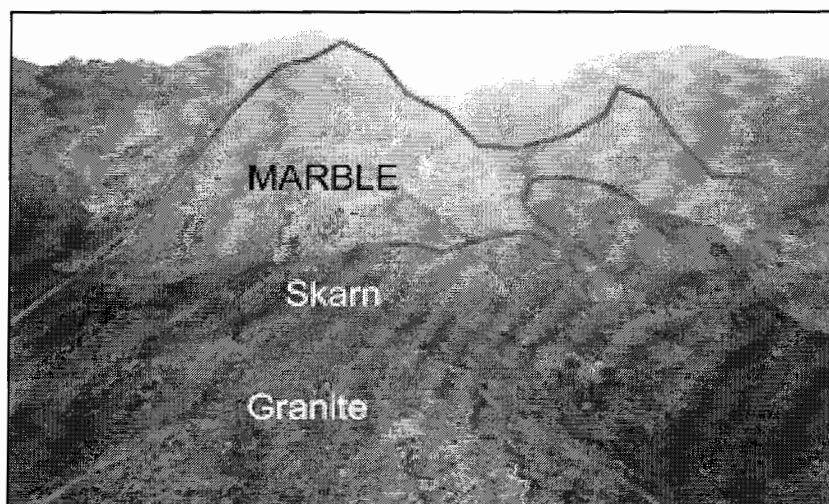
توده نفوذی کوه گبری به درون واحدهای آهکی کرتاسه فوقانی و کنگلومرای پلی ژنتیک پالتوسن زیرین نفوذ کرده و منجر به دگرگونی همبری پیرو متاسوماتیک^۱ در آنها شده است. سنگهای میزبان در اثر دگرگونی مجاورتی به اسکارن، مرمر و متاکنگلومرا تبدیل شده‌اند (شکل ۲-۹) که در ادامه شرح آنها آمده است.

۲-۲-۳-۱- اسکارن (تاکنیت)

اسکارنها که حاصل متاسوماتیسم سنگ دیواره‌های کربناته در مجاورت توده‌های گرانیتی می‌باشند در منطقه کوه گبری گسترش زیادی دارند. در این منطقه، اسکارنها به دو صورت توده‌ای و رگه‌ای در اطراف توده نفوذی مشاهده می‌شوند. در مجاورت بلافصل توده نفوذی با سنگهای آهکی، یک مجموعه اسکارنی کالک‌سیلیکاته^۲ به ضخامت متوسط ۳۰ متر و به صورت یک هاله تیره‌رنگ بسیار مشخص و متراکم تشکیل گردیده است (شکل ۲-۱۰). مهمترین کانی تشکیل دهنده اسکارنهای منطقه، گارنت است که بصورت

^۱- Pyrometasomatic

^۲- Calc-Silicate



شکل ۲-۹- کنتاکت توده نفوذی و هاله دگرگونی اطراف آن دید به سمت شرق.

متراکم دانه ریز و درشت بلور دیده می‌شود.

رنگ بلورهای گارنت از سبز زیتونی تا سبز تیره و قرمز قهوه‌ای تا خرمایی متغیر است. نمونه‌های متراکم و دانه ریز گارنت معمولاً به صورت لایه‌ای دیده می‌شوند. در بعضی مناطق مخصوصاً در غرب کوه گیری میزان گارنت زیاد بوده و به بیش از ۹۰ درصد می‌رسد. اینودی^۱ (۱۹۸۱) معتقد است که تشکیل توده‌های متراکم گارنت، ناشی از زیاد بودن سیالات نسبت به سنگ‌های همبر می‌باشد.

علاوه بر بلورهای گارنت، بلورهای ولاستونیت به صورت رشته‌ای، سوزنی و اسفرولیتی در نمونه‌دستی به خوبی مشخص می‌باشند. طول بلورهای ولاستونیت حداکثر به ۳۰ سانتیمتر می‌رسد و بیشتر به رنگ سفید تا سفید متمایل به کرم دیده می‌شوند. در بعضی مناطق مخصوصاً در شمال شرق و جنوب غرب توده نفوذی میزان درصد ولاستونیت در اسکارنها زیاد بوده و به بیش از ۸۰ درصد می‌رسد و بقیه سنگ را گارنت تشکیل می‌دهد (شکل ۲-۱۱ الف).

علاوه بر اسکارنهای توده‌ای، اسکارنهای رگه‌ای با ضخامت و طول متغیر و منطقه‌بندی بسیار مشخص عمدتاً در امتداد گسلها، شکافها، شکستگیها و حفرات کارستی دیده می‌شود.

^۱ - Einaudi

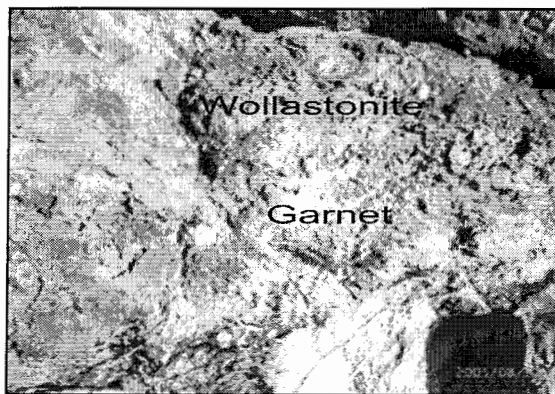


شکل ۲-۱۰- هاله تیره‌رنگ اسکارن در مجاورت توده نفوذی.

منطقه‌بندی موجود در رگه‌ها شامل دیواره‌های ولاستونیتی با تجمع رشته‌ای و مراکز گارنتیتی با تجمع دانه‌ای است (شکل ۲-۱۱-ب) و سیلیس اضافه بر مصرف این دو کانی به صورت کوارتز توده‌ای دیده می‌شود (شکل ۲-۱۱-ج).

سایر کانیهای مشاهده شده در اسکارنهای منطقه مشتمل بر کلسیت، هیدنبرژیت، دیوپسید، وزووینیت و اپیدوت می‌باشد. علاوه بر کانیهای ذکر شده کانیهای فلزی مانند اسپیکولاریت، منیتیت، هماتیت و گوتیت این مجموعه اسکارنی را همراهی می‌کنند.

در سنگهای دگرگونی مجاور توده نفوذی، تغییرات متاسوماتیکی وسیعی دیده می‌شود، در حالیکه تمرکز سیالات در داخل مناطق گسلی و راندگی در بعضی قسمت‌ها باعث دگرگونی برگشتی شده است.



الف- حضور کانیهای گارنت و ولاستونیت در اسکارنهای منطقه.



ب- اسکارن‌زایی در امتداد درزه‌ها و شکستگیها در مرکز منطقه.



ج- کوارتز توده‌ای در منطقه مورد مطالعه

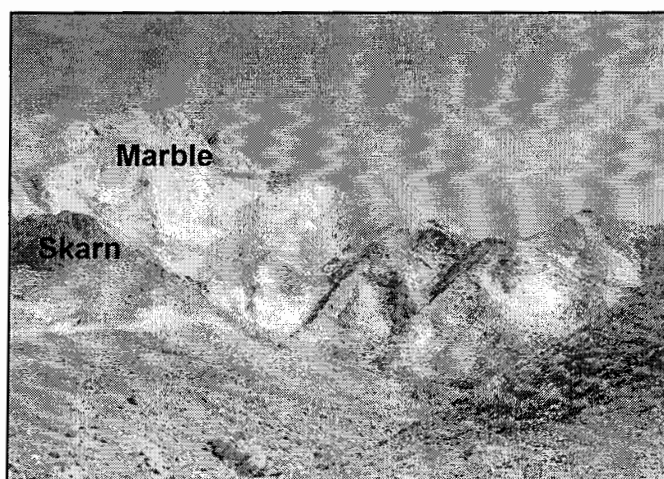
شکل ۲-۱۱- کانیهای موجود در اسکارنها در منطقه مورد مطالعه.

۲-۲-۳-۲- مرمر

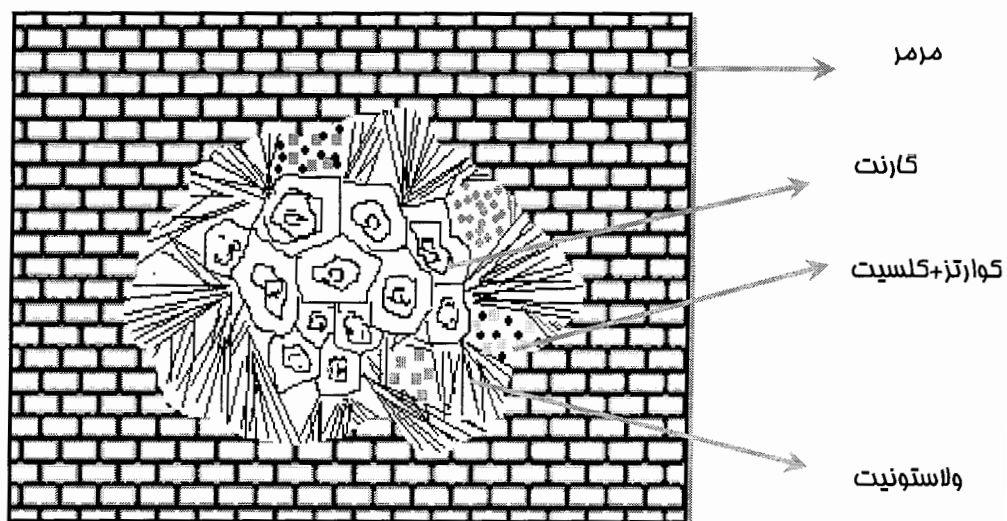
مرمرهای کوه گبری که در فاصله اندکی از توده گرانیتی قرار دارند حاصل دگرگونی آهکهای اربیتولین دار می‌باشند و ضخامت آنها به بیش از ۱۵۰ متر می‌رسد. این واحد سنگی با رنگ سفید روشن خود در صحرا و حتی تصاویر هوایی و ماهواره‌ای از دیگر واحدهای سنگی قابل تشخیص است (شکل ۲-۱۲). مرمرها به طور تدریجی و گاهی بصورت واضح اسکارنها را می‌پوشاند.

اندازه بلورهای کلسیت از ۰/۲ تا یک سانتیمتر و گاهی به ۵ سانتیمتر می‌رسد. هرچه از توده نفوذی دور می‌شویم اندازه بلورها کوچکتر می‌شود. خودشکلی بلورهای کلسیت و اتصالات ضعیف بلورها باعث تخریب شدید این واحد و ایجاد توپوگرافی ملایم شده است.

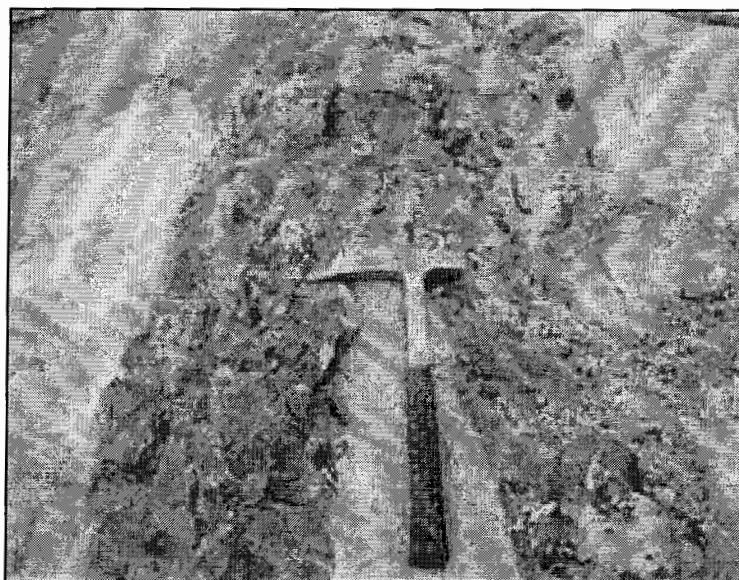
به دلیل وجود ناخالصیهای رسی - سیلیسی، بلورهای ولاستونیت، کلینوپیروکسن و گارنت در مرمر تشکیل شده‌اند. در بعضی موارد حاشیه قله‌های ماسه سنگی موجود در مرمر به گارنت و ولاستونیت تبدیل گشته و قسمت مرکزی آنها فقط تبلور مجدد یافته است (شکل ۲-۱۳). وزوویانیت، اپیدوت، کوارتز، اسپیکولاریت، ملاکیت و آزوریت نیز گاهی اوقات در این واحد دیده می‌شوند. از خصوصیات ژئومورفولوژیکی مرمر، برشی شدن و وجود حفره‌هایی در آن می‌باشد که احتمالاً ناشی از انحلال آن توسط مواد فرار حاصل از توده نفوذی و واکنشهای دیگری است که در هنگام تشکیل هاله دگرگونی به وقوع پیوسته است (شکل ۲-۱۴). مسلماً آبهای جوی نیز در انحلال آن مؤثر بوده‌اند.



شکل ۲-۱۲- واحد مرمری در منطقه مورد مطالعه



شکل ۲-۱۳- نمای ساده از اجتماع بلورهای ولاستونیت و گارنت در قله‌های ماسه‌سنگی موجود در واحد مرمری

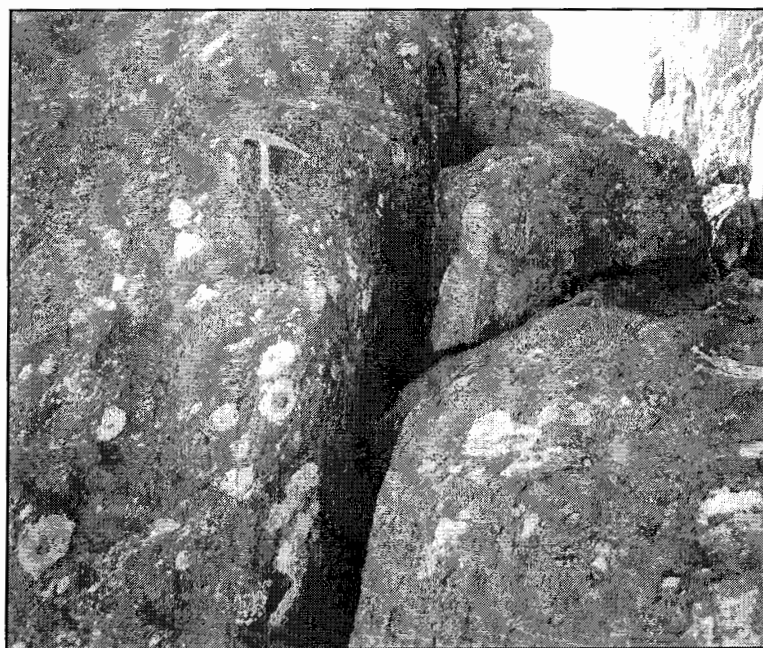


شکل ۲-۱۴- برشی شدن مرمر در اثر مواد فرار تراوش یافته از توده نفوذی و اسکارن‌زایی

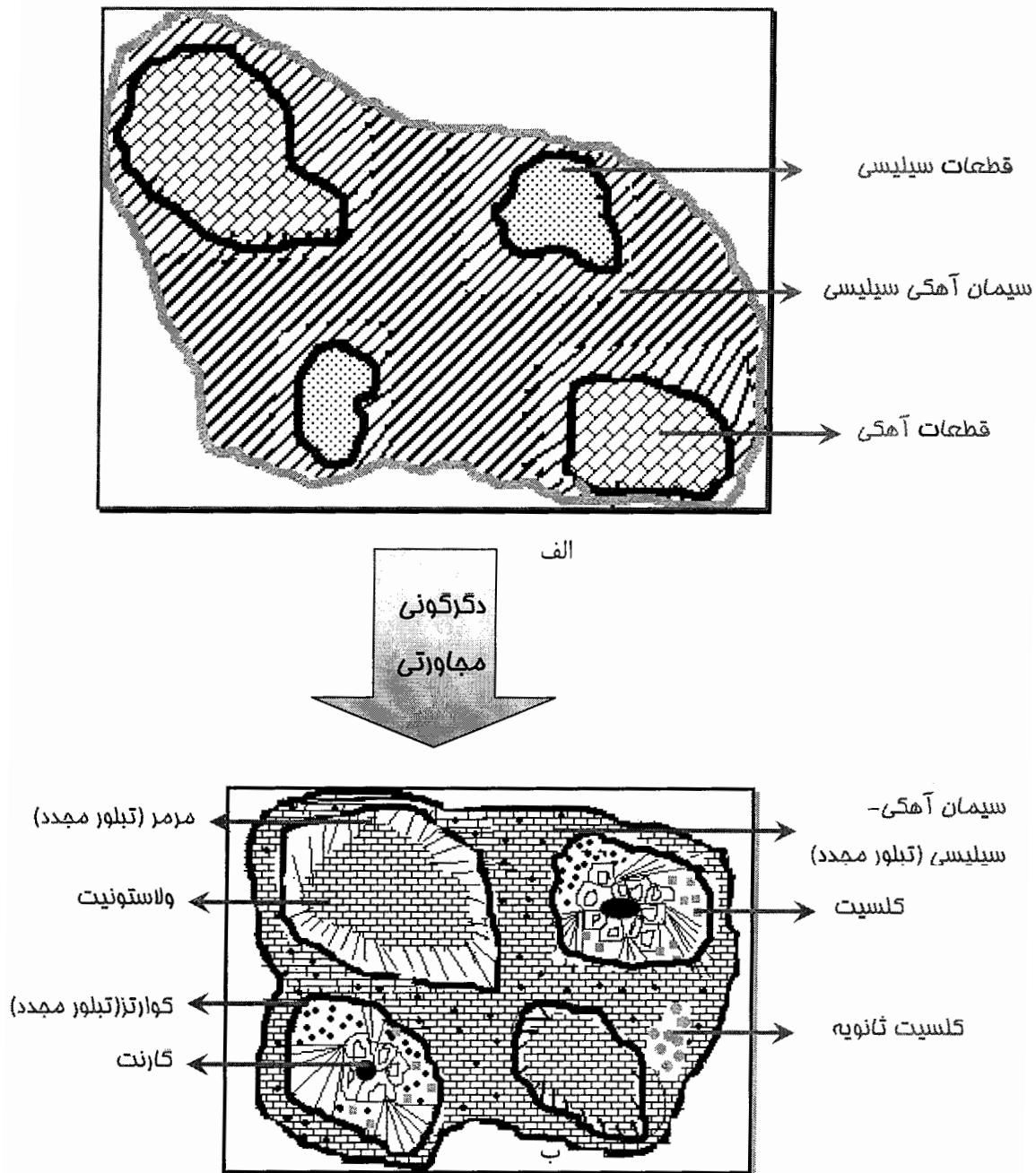
۲-۲-۳-۳- متانگلومرای

متانگلومرای با ضخامت بیش از ۱۲۰ متر، خارجی‌ترین واحد هاله دگرگونی همبری را تشکیل می‌دهد. متانگلومرایها در واقع همان کنگلومرای دگرگون شده پالئوسن زیرین می‌باشند (شکل ۲-۱۵). مرز این واحد با واحد زیرین (مرمر) معمولاً واضح است. متانگلومرای به تدریج به کنگلومرای نا دگرگونه در شرق منطقه منتهی می‌شود.

واحد متانگلومرایی با رنگ تیره و قلوه‌هایی به قطر ۲ تا ۱۶ سانتیمتر در صحرا مشاهده می‌شود. بیشتر قلوه‌ها به رنگ روشن و مرکز آنها سیاه‌رنگ می‌باشد. خمیره رسی - آهکی این کنگلومرا در خلال دگرگونی مجاورتی به گارنت، ولاستونیت، وزوویانیت و دیوپسید تبدیل گردیده و ضمن واکنش با قلوه‌های آهکی، هاله‌ای از ولاستونیت را به دور قلوه‌ها تشکیل داده است (شکل ۲-۱۶). بطور کلی کانی‌شناسی قابل ملاحظه‌ای از تشکیل گارنت، ولاستونیت و ... تا آهک متبلور در منطقه مشاهده می‌شود. تبلور مجدد آهک‌های منطقه را می‌توان آخرین مرز هاله دگرگونی در شرق منطقه در نظر گرفت.

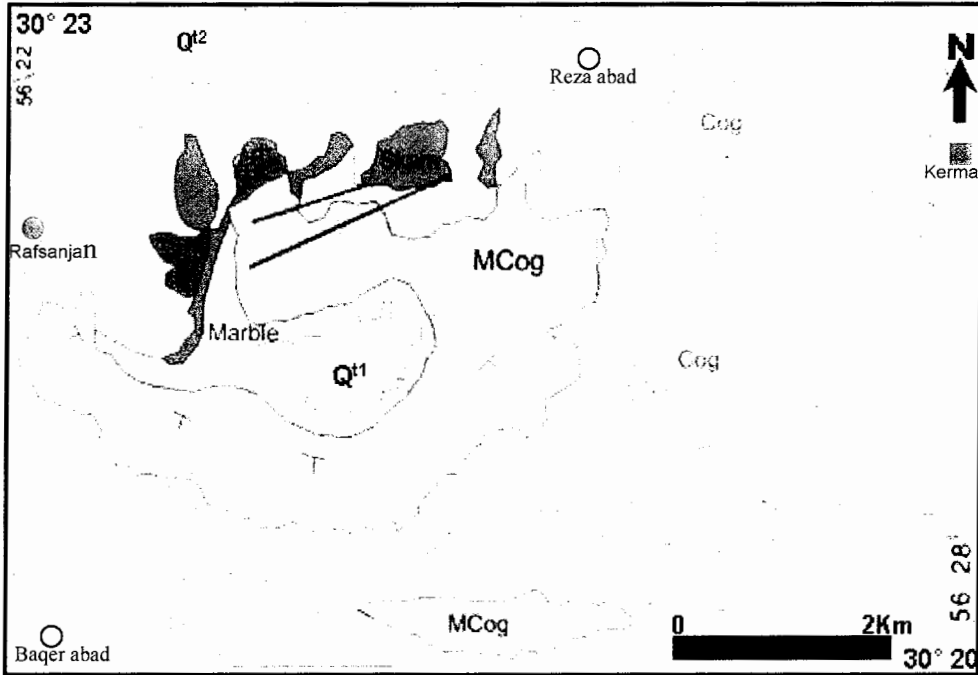


شکل ۲-۱۵- نمایی از متانگلومرایهای موجود در منطقه مورد مطالعه.



شکل ۲-۱۶- الف- نمونه‌ای از کنگلومرا با سیمان آهکی - سیلیسی - رسی و قطعات آهکی - سیلیسی
ب- متاکنگلومرا که متشکل بر گارنت، ولاستونیت، مرمر، کوارتز و کلسیت (تبلور مجدد یافته) و حفرات کلسیت ثانویه می‌باشد.
حرارت ناشی از توده نفوذی این تغییرات را در کنگلومرا به وجود آورده است.

نقشه زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه که با استفاده از عکسهای هوایی ۱/۲۰۰۰۰ منطقه، تصویر ماهواره‌ای (لندست)، برداشتهای صحرایی و نرم‌افزارهای Envi و Corel تهیه گردیده در شکل ۲-۱۷ نشان داده شده است. در این نقشه واحدهای رسوبی، آذرین و دگرگونی از هم تفکیک شده‌اند.



LEGEND

SYSTEM	SERIES	SYMBOL	DESRPTION
QUATER NARY			Q ¹² : Sand dounes
			Q ¹¹ : Dasht younger gravel fans
TERTIARY	Eocene- Oligocene		Granite
			MCog: meta conglomerate
			Marble
			Skarn
	Paleocene		Cog: Conglomerate
			Major Fault
			Dyke
			Motor able track
			Minor Fault
			Surface Canal

شکل ۲-۱۷- نقشه زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه

۲-۳- فرسایش در سنگهای منطقه مورد مطالعه

فرسایش در توده آذرین به شکل کروی یا پوست‌پیزی است (شکل ۲-۱۸-الف). علت ایجاد این نوع فرسایش به دلایل زیر می‌باشد:

۱- ایجاد درزه‌های کششی: درزه‌های کششی در اثر سرد شدن توده و کاهش فشار فوقانی ایجاد می‌شوند.

۲- اکسیداسیون، هیدرولیز و مهاجرت شیمیایی عناصر در درون سنگ: در اثر اکسیداسیون، برخی از عناصر مانند Fe^{2+} و برخی از کاتیونها از شبکه بلور خارج و باعث بی‌ثباتی شبکه بلورها می‌شوند. تکرار این مسأله به همراه آزاد شدن مستقیم Fe^{3+} کانیهای آبدار و تبدیل آنها به هیدروکسید آهن و ته‌نشینی آنها باعث ایجاد حلقه‌های متحدالمرکزی به رنگهای قرمز، زرد و قهوه‌ای متمایل به زرد در سنگها می‌شود بطوریکه برخی عناصر غنی‌شدگی و برخی دیگر تهی‌شدگی شیمیایی نشان می‌دهند (Augustithis and Ottemann, 1966).

در سطح توده گرانیتی، دو سیستم شکاف و شکستگیها با زاویه 60° دیده می‌شود که گاهی منظره آن را به صورت ستونهای منشوری نامنظم نشان می‌دهد. تصور می‌شود که این درزه‌ها در اثر سرد شدن (درزه‌های انقباضی) ایجاد شده‌اند (شکل ۲-۱۸-ب).

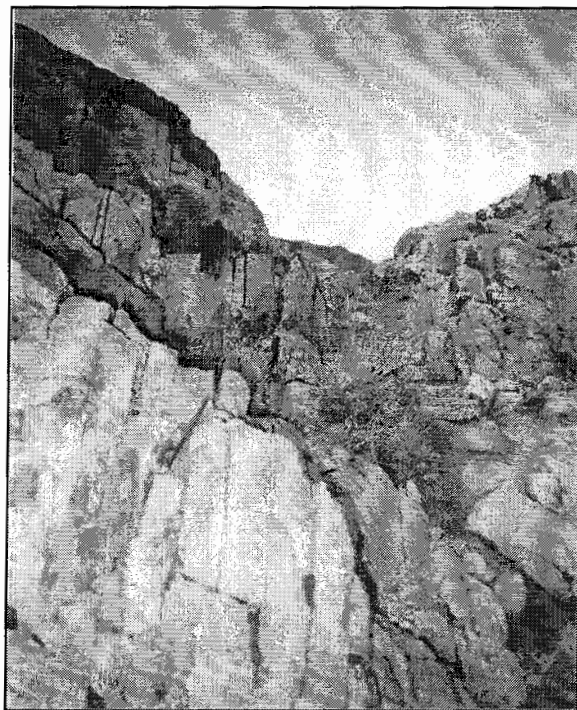
۲-۴- دگرسانی در سنگهای منطقه مورد مطالعه

در مرحله گرمایی، آب داغ با حرارت پایین‌تر از نقطه بحرانی، همراه با گازها بخصوص دی‌اکسیدکربن، آخرین باقیمانده ماگماست که در این مرحله فعالیت دارد. حرارت آب در مرحله گرمایی حداکثر 300° درجه سانتیگراد است که ضمن حرکت به سمت بالا تدریجاً تنزل دما می‌یابد و در پایان با حرارت منطقه متعادل می‌گردد. آب داغ بصورت مایع یا بخار در حین حرکت و گذر از شکافهای توده آذرین، بر سیلیکاتها اثر کرده و آنها را دگرسان می‌نماید.

دگرسانی مشاهده شده در منطقه، نشان‌دهنده تغییرات حرارتی یا شیمیایی محیط نسبت به زمانی است که کانیها شکل گرفته‌اند. دگرسانی می‌تواند یک کانی یا بطور فراگیر کل سنگ را باعث می‌شود. در منطقه مورد مطالعه دگرسانی آرژیلیتی دیده می‌شود (شکل ۲-۱۹).



الف- فرسایش پوست‌پیزی در توده گرانیتی



ب - ساخت دیاکلازی در توده نفوذی.

شکل ۲-۱۸- فرسایش در توده گرانیتی منطقه مورد مطالعه



شکل ۲-۱۹- دگرسانی آرژیلیتی در توده آذرین

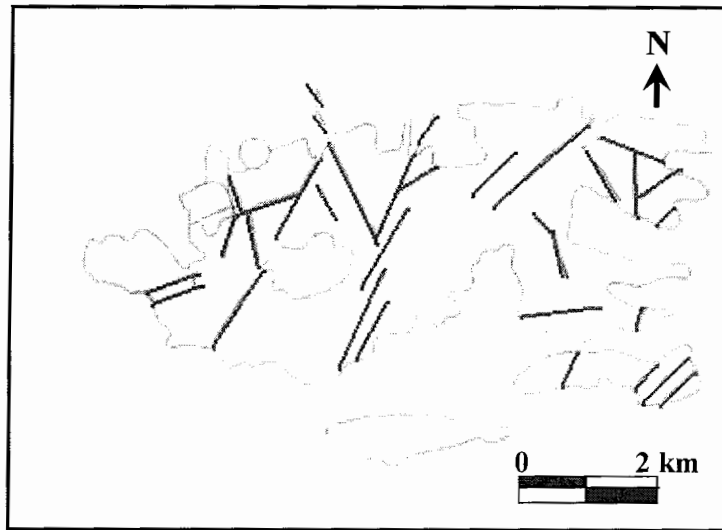
۲-۵- تکتونیک منطقه

ناحیه مورد مطالعه در تقسیمات زمین‌شناسی ایران جزء کمربند ارومیه - دختر محسوب می‌شود. گرانیت کوه گبری، سنگهای آهکی کرتاسه فوقانی و کنگلومرای پالئوسن زیرین را قطع کرده و بنابراین به سن ائوسن یا جوانتر از ائوسن است. به عقیده آفتابی و عباس‌نژاد (۱۳۶۶)، احتمالاً این توده با توده‌های نفوذی منطقه سرچشمه، واقع در جنوب رفسنجان هم سن و هم منشاء است. با این تفاوت که در منطقه سرچشمه نفوذ توده‌ها عمدتاً به درون سنگهای ولکانیکی ائوسن صورت گرفته و ترکیب اغلب آنها گرانودیوریتی است.

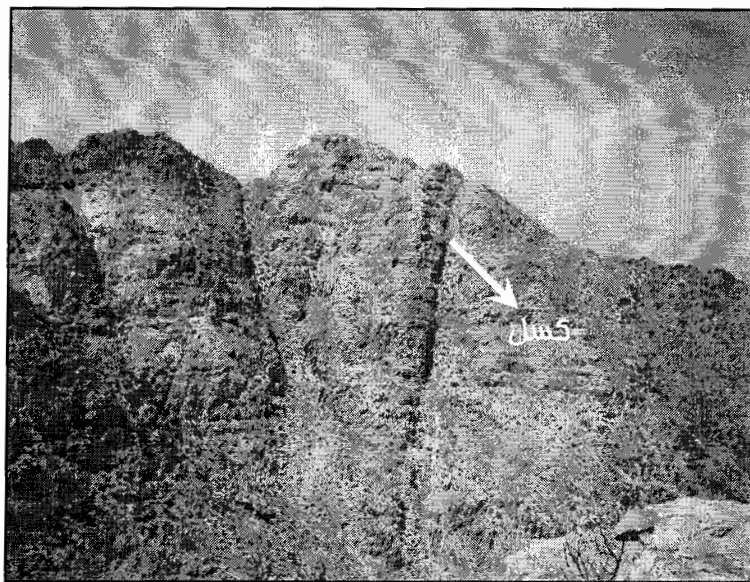
منطقه مورد مطالعه، در اثر جنبشهای تکتونیکی در طول ترشیاری و بخصوص در اواخر این دوره تغییر شکل یافته است و این تغییر شکلها به صورت چین‌خوردگی و ایجاد گسلهای متعدد بوده است که اغلب این چین‌ها به صورت باز می‌باشد.

گسلها در منطقه حوزه آبخيز خنامان- رفسنجان نسبت به امتداد رشته‌کوه شمال و شمال‌شرق رفسنجان به دو شکل طولی و عرضی دیده می‌شوند. گسلهای طولی عمدتاً با روند شمال‌غرب - جنوب‌شرق و به موازات رشته‌کوه هستند و گسلهای عرضی اکثراً در جهات متقاطع با امتداد کلی رشته‌کوه به وجود آمده‌اند (شکل ۲-۲۰- الف و ب). روند اصلی دره‌های این ناحیه در امتدادهای شمالی- جنوبی و شمال‌شرق - جنوب‌غرب می‌باشند.

اکثر گسلها جوانتر از توده آذرین بوده و دایکهای مختلف در گسلها با جهت شرقی- غربی تزریق شده‌اند. در شکل ۲-۲۱ - مقطع شمالی- جنوبی از قسمت غربی کوه گبری نشان داده می‌شود.

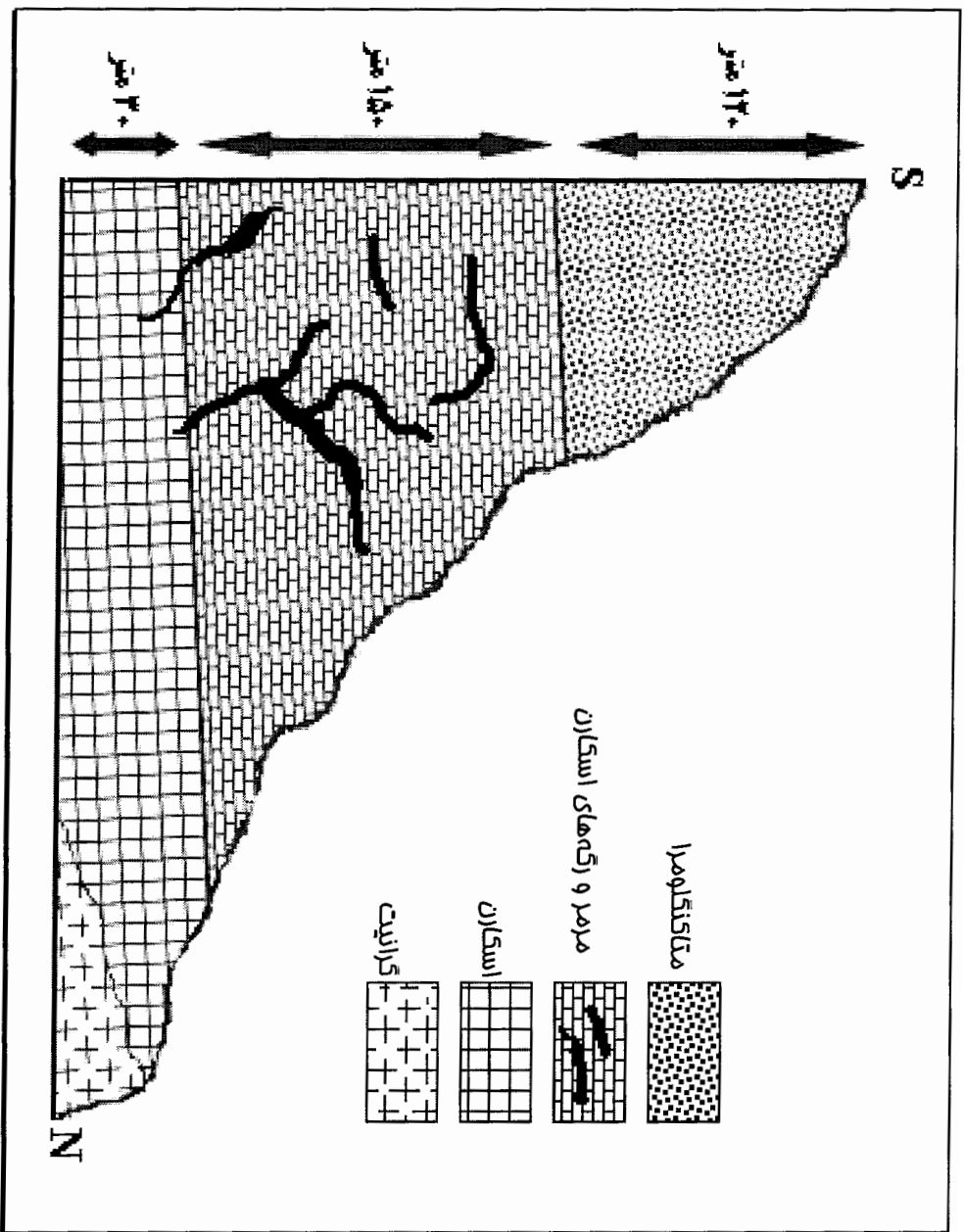


الف- نقشه پراکندگی گسل‌های موجود در منطقه مورد مطالعه.



ب- نمایی از گسل‌های موجود در منطقه کوه گیری دید به سمت شمال غرب.

شکل ۲-۲۰- گسل‌های موجود در منطقه.



شکل ۲-۲۱ - مقطع شمالی - جنوبی از قسمت غربی کوه گیری .

یاد من باشد کاری نکنم
که به قانون زمین برخورد
"سهراب"

فصل سوم

پتروگرافی سنگهای آذرین

۳-۱- مقدمه

پتروگرافی یا سنگ‌نگاری قسمتی از علم سنگ‌شناسی است که با توجه به آن، ترکیب، مشخصات و طبقه‌بندی سنگها مورد بحث قرار می‌گیرند.

در فصل قبل انواع واحدهای سنگی موجود در منطقه، مورد بحث قرار گرفت. در این فصل، سعی گردیده است تا با تأکید بر مطالعات میکروسکوپی و تعیین درصد حجمی کانیها، نام دقیق سنگها تعیین گردد و نیز با بررسی دقیق کانیها و ارتباط بین آنها گامی در جهت تکمیل مطالعات صحرائی به عمل آید.

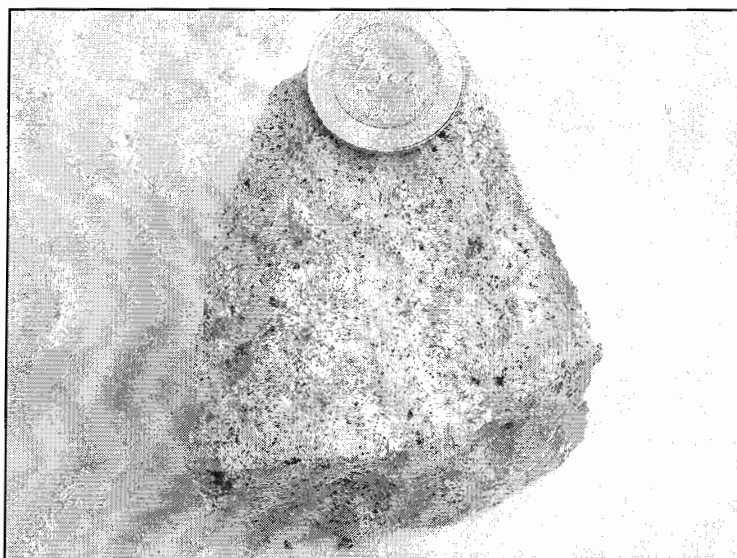
۳-۲- ویژگیهای پتروگرافیکی گرانیتوئیدهای منطقه کوه گبری

بر اساس مطالعات پتروگرافی انجام شده مشخص شد که توده نفوذی کوه گبری یک توده تقریباً همگن با ترکیب گرانیت تا آلکالی گرانیت است که ویژگیهای این دو گروه سنگی در زیر آورده شده است:

۳-۲-۱- گرانیتها

این سنگها نسبت به آلکالی گرانیت‌های منطقه حجم بیشتری را به خود اختصاص داده‌اند. هوازدگی و فرسایش کمتری در آنها مشاهده می‌شود و مورفولوژی کلی آن، شامل تپه‌ای است که ارتفاع بیشتری نسبت به تپه آلکالی گرانیتی دارد. تغییر ترکیب از گرانیت به آلکالی گرانیت کاملاً تدریجی بوده و مرز ناگهانی بین این سنگها مشاهده نشده است. بطور کلی این سنگها دانه متوسط تا دانه درشت بوده، قطر بعضی از کوارتزهای آنها به چند میلیمتر می‌رسد. در نمونه‌دستی به رنگ

سفید تا خاکستری بوده و کانیهای تشکیل دهنده آنها به آسانی با چشم غیر مسلح قابل تشخیص است (شکل ۳-۱). میزان کانیهای مافیک به طور متوسط، در این دسته از سنگها بیشتر از آلکالی گرانیتها بوده و ظاهر تیره تری دارند.



شکل ۳-۱- نمونه دستی از توده گرانیتی در غرب منطقه

۳-۲-۱-۱- توصیف میکروسکوپی

کانیهای اصلی تشکیل دهنده گرانیتها به ترتیب فراوانی، شامل کوارتز، فلدسپات آلکالن، پلاژیوکلاز و کانیهای فرعی آنها شامل بیوتیت، زیرکن و کانیهای اپک است. گرانیتها اغلب دارای بافت گرانولار هستند. کانیهای تشکیل دهنده آنها عبارتند از:

الف) کانیهای اصلی

- کوارتز

این کانی حدود ۳۵ تا ۴۰ درصد کانیهای سنگ را تشکیل می دهد و اندازه قطر بزرگ دانه های آن از ۰/۱ تا ۳ میلیمتر تغییر می کند. کانی مذکور عمدتاً بی شکل بوده و در اغلب موارد فضای بین بلورهای درشت فلدسپات آلکالن و پلاژیوکلاز را پر کرده اند. مرز بلورهای کوارتز از زاویه دار

یکنواخت تا مضرس و نامنظم تغییر می‌کند. در بعضی نمونه‌ها، دو نسل کوارتز دیده می‌شود. یک سری شامل بلورهای ریزدانه که در حواشی خوردگی پلاژیوکلازها مشاهده می‌شود که احتمالاً در اثر سرد شدن ناگهانی حاصل شده‌اند (شکل ۳-۲) و دسته دیگر دانه‌درشت می‌باشند. دانه‌های کوارتز به صورت ادخالهایی در پلاژیوکلازها مشاهده می‌شود (شکل ۳-۳).

– فلدسپار آلکالن

این کانی حدود ۲۰ تا ۲۵ درصد سنگ را تشکیل می‌دهد. بلورهای آن به صورت نیمه شکل‌دار تا بی‌شکل مشاهده شده است و اندازه قطر آنها از ۰/۱ تا ۲ میلی‌متر است. بعضی از بلورهای فلدسپات آلکالن با کوارتز به صورت در هم‌رشدی (بافت گرانوفیری) (شکل ۳-۴) در فضای ما بین بلورها رشد نموده‌اند. همچنین بلورهای فلدسپات پتاسیم با پلاژیوکلازها در قالب بافت پرتیتی در مقاطع مشاهده می‌شوند (شکل ۳-۵). شدت دگرسانی نسبتاً بالا بوده و به سرسیت و رس دگرسانی یافته‌اند. در برخی از نمونه‌ها، بافت پوئی‌کلیتیکی به وجود آمده؛ زیرا کانیهای پلاژیوکلاز و کوارتز، به صورت ادخال در فلدسپار آلکالن قرار گرفته‌اند. ماکل کارلسباد در اغلب نمونه‌ها مشهود است.

– پلاژیوکلاز

فراوانی بلورهای پلاژیوکلاز از ۱۰ تا ۱۵ درصد متغیر بوده و اندازه دانه‌های آن بین ۰/۳ تا ۲/۵ میلی‌متر می‌باشد. بلورهای پلاژیوکلاز به صورت تخته‌ای شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار هستند و دارای ماکل کارلسباد – آلبیتی و پلی‌سینتتیک می‌باشند (شکل ۳-۶). منطقه‌بندی در پلاژیوکلازها مشاهده نشده است. پلاژیوکلازها اغلب سوسوریتی شده‌اند. در اغلب بلورها، شدت دگرسانی در مرکز بلورها زیاده‌تر است که این امر احتمالاً به دلیل کلسیک‌تر بودن و در نتیجه ناپایدار بودن نواحی مرکزی در پلاژیوکلازها می‌باشد. در برخی از پلاژیوکلازها، رگچه‌های باریکی از آلکالی فلدسپارهای ثانویه در امتداد ماکلهای آلبیتی دیده می‌شود. بر هم‌رشدی پلاژیوکلازها بر روی فلدسپار آلکالن در مقاطع به چشم می‌خورد. محصولات سوسوریتی شدن در پلاژیوکلاز مشتمل بر سرسیت، اپیدوت و کلسیت می‌باشد.

ب) کانیهای فرعی

- بیوتیت

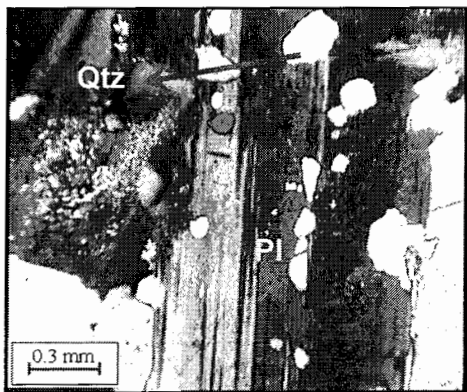
این کانی ۷ درصد حجمی بلورها را تشکیل می‌دهد که به صورت بلورهای ورقه‌ای بوده و گاه بلورهای زیرکن و اپک به صورت ادخال در آن قرار گرفته‌اند (شکل ۳-۷). بیوتیت به جهت چند رنگی شدید و مستقیم و همچنین رنگ قهوه‌ای، قابل شناسایی است. زیرکن و کانیهای اپک به عنوان فراوان‌ترین کانیهای فرعی در تمام نمونه‌ها دیده می‌شوند. زیرکن به صورت ادخال درون بیوتیت قرار گرفته است و لوزی‌شکل تا گرد می‌باشد. کانیهای اپک به صورت ادخال در بیوتیت و همین‌طور در بین کانیهای دیگر قرار گرفته‌اند.

ج) کانیهای ثانویه

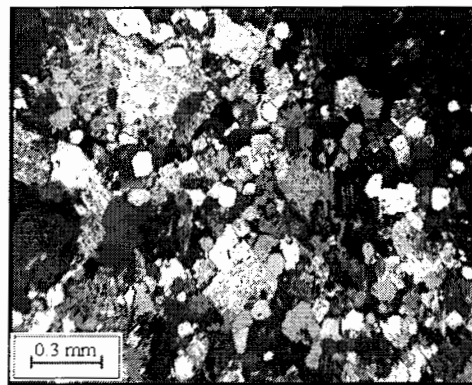
کانیهای ثانویه موجود در نمونه‌ها شامل سریسیت، کلسیت و اپیدوت که حاصل دگرسانی پلاژیوکلازها بوده و کانیهای رسی و سریسیت از دگرسانی فلدسپار آلكالن می‌باشند و کانیهای اپک از دگرسانی بیوتیتها به وجود آمده‌اند.

د) بافت سنگ

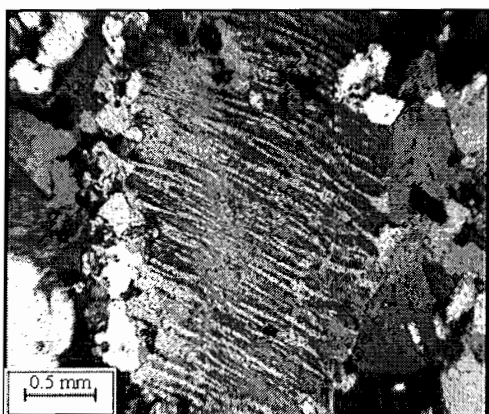
بافت کلی سنگ گرانولار و گاهی بافت پورفیری است. بافت گرانوفیری، پرتیتی و پوئی‌کلیتیک در فلدسپار آلكالن و پلاژیوکلازها مشاهده می‌شود.



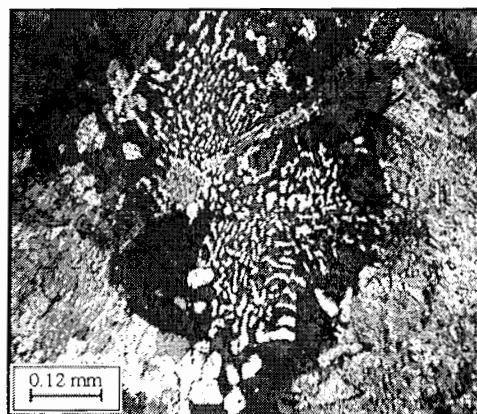
شکل ۳-۳- تصویر میکروسکوپی از بلورهای کوارتز به صورت ادخال در پلاژیوکلاز، XPL



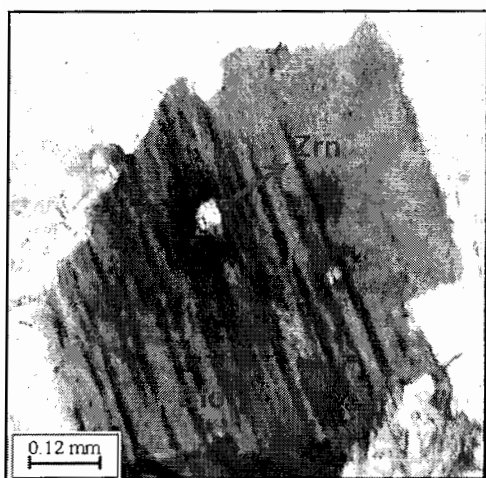
شکل ۳-۲- بلورهای ریز کوارتز (نسل دوم) حاشیه پلاژیوکلاز که احتمالاً در اثر سرد شدن ناگهانی حاصل شده‌اند. XPL



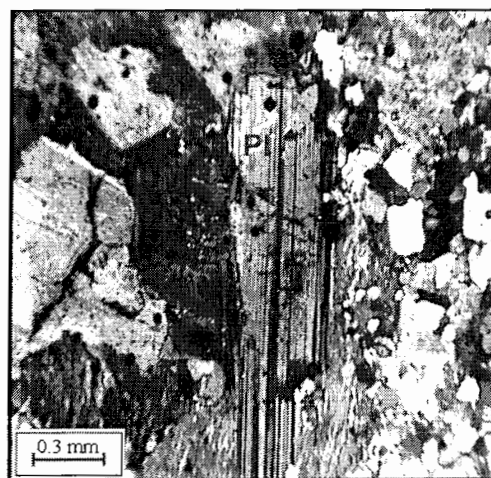
شکل ۳-۵- تصویر میکروسکوپی از بافت پرتیت در بلور فلدسپات در نمونه های گرانیتی، XPL



شکل ۳-۴- تصویر میکروسکوپی از بافت گرانوفیری در نمونه های گرانیتی، XPL



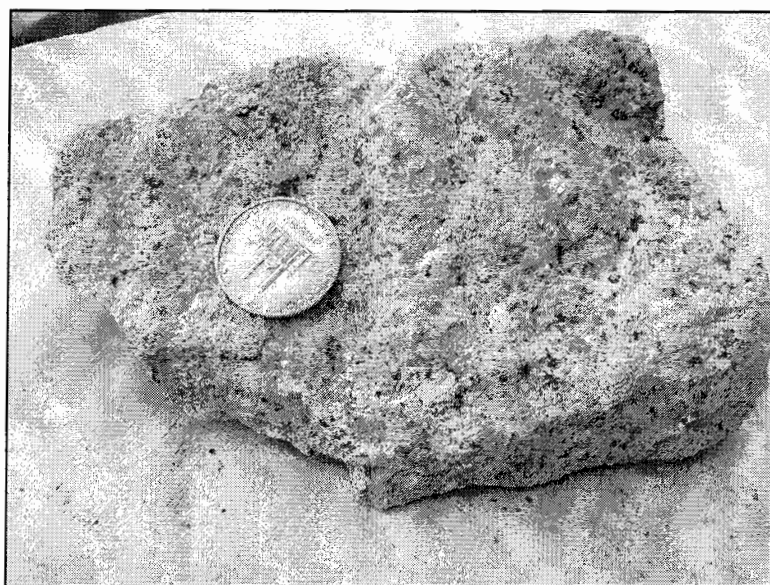
شکل ۳-۷- تصویر میکروسکوپی ادخال زیرکن در بیوتیت، XPL



شکل ۳-۶- تصویر میکروسکوپی ماکل پلی سینتتیک در پلاژیوکلاز موجود در سنگهای گرانیتی، XPL

۳-۲-۲- آلکالی گرانیته‌ها

این سنگها بخش بسیار کوچکی از گرانیته‌های منطقه را تشکیل می‌دهند. آلکالی گرانیته‌ها دانه متوسط و دارای ارتوزهای گوشتی تا خاکستری چند میلیمتری بوده و به آسانی با چشم غیر مسلح قابل تشخیص هستند (شکل ۳-۸). در این سنگها کانی کوارتز به رنگ سفید دیده می‌شود. رنگ صورتی کانی ارتوز حاکی از شرایط اکسیدان و فوگاسیته بالای اکسیژن در زمان تشکیل این سنگهاست و همچنین موید منشأ ماگمایی I برای این گرانیته‌هاست (چاپل و وایت، ۲۰۰۱). این گروه سنگی تحت تاثیر دگرسانی آرزیلیتی و پروپیلیتی قرار گرفته‌اند.



شکل ۳-۸- نمایی از یک نمونه دستی آلکالی گرانیته در شمال غرب منطقه مورد مطالعه.

۳-۲-۲-۱- توصیف میکروسکوپی

کانیهای روشن این سنگها شامل فلدسپات آلکان، کوارتز و پلاژیوکلاز به مقدار کم بوده و کانیهای فرعی مشتمل بر بیوتیت و اپک می‌باشد. کانیهای کلسیت و سرسیت به عنوان کانیهای ثانویه هستند. بافت میکروسکوپی آنها از ساب‌هدرال گرانولار (دانه‌ای نیمه شکل‌دار) تا انهدرال گرانولار (دانه‌ای بی‌شکل) تغییر می‌کند. فنوکریستها، غالباً شامل ارتوکلازهایی بوده که حالت میکروپریتی دارند.

الف) کانیهای اصلی

- فلدسپار آلکالن

این کانی حدود ۴۵ تا ۵۰ درصد کانیهای سنگ را شامل می‌شود و بیشتر از نوع ارتوز بوده، به صورت نیمه شکل‌دار تا بی‌شکل دیده می‌شود. اندازه دانه‌ها از ۰/۲ تا ۲/۵ میلی‌متر متغیر است. این بلورها اغلب به کائولینیت و دیگر کانیهای رسی تجزیه شده‌اند. ماکل کارلسباد نیز در فلدسپات آلکالن مشاهده می‌شود (شکل ۳-۹). پدیده پرتیتی شدن در اغلب آلکالی فلدسپارها مشاهده می‌شود. در بعضی نمونه‌ها، فلدسپار آلکالن در اثر هم‌رشدی با کوارتز بافت گرانوفیری را به وجود آورده است.

تمام بلورهای فلدسپار آلکالن متحمل دگرسانی رسی شده‌اند. از دلایل تجزیه آنها می‌توان به تأثیر محلولهای هیدروترمال و دانه متوسط بودن بافت آنها اشاره نمود که آنها را مستعد تجزیه و دگرسانی کرده است. معمولاً شیارهایی در بعضی بلورها دیده می‌شود که از سریسیت پر شده است. دگرسانی در این کانیها متغیر بوده بطوریکه در بعضی موارد منظره ابرمانندی به آنها داده است. برخی از آلکالی فلدسپارها، بلورهای کوچکتری از پلاژیوکلازهای ساب اتومورف را در بر گرفته‌اند که باعث به وجود آمدن بافت پوئی کیلیتیک شده است.

- کوارتز

این کانی حدود ۲۰ تا ۲۵ درصد سنگ را تشکیل می‌دهد و بصورت گزنومورف بین بلورهای درشت آلکالی فلدسپار را پر نموده است. هیچگونه حالت شکستگی و خرد شدگی در آن دیده نمی‌شود. هم‌رشدی بلورهای کوارتز با آلکالی فلدسپار، بافت گرانوفیری را تشکیل داده است. بعضی از بلورهای خودشکل پلاژیوکلاز و آلکالی فلدسپار بلورهای بی‌شکل کوارتز را در بر گرفته‌اند (شکل ۳-۱۰). بلورهای کوارتز دارای ادخالهای ریزی از مگنتیت و کانیهای اپک می‌باشد.

- پلاژیوکلاز

این کانی حدود ۱۰ تا ۱۵ درصد سنگ را تشکیل می‌دهد. بلورهای آن عموماً بصورت تخته‌ای

نیمه شکل دار تا شکل دار هستند و دارای ماکل پلی سینتتیک می باشند. بلورهای پلاژیوکلاز به علت آلتراسیون هیدروترمال اغلب به سریسیت، کلسیت و اپیدوت تجزیه شده اند. عمل تجزیه بخصوص در مراکز بلورها که کلسیک ترند، شدت بیشتری دارد (شکل ۳-۱۱). بعضی از بلورهای پلاژیوکلاز با کوارتز به صورت در هم رشدی (بافت میرمکیت) در فضای مابین بلورها رشد نموده اند.

ب) کانیه های فرعی

- بیوتیت

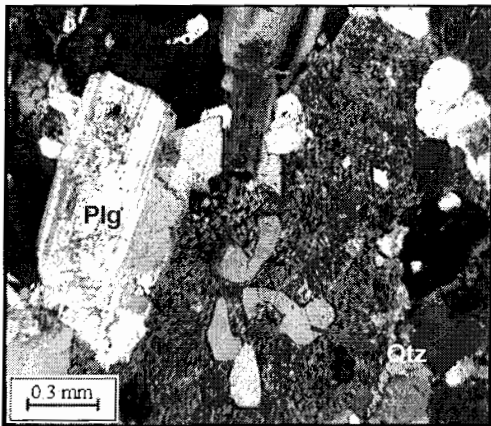
این کانی حدود ۵ درصد کانیه های سنگ را تشکیل می دهد. در نور عادی به رنگ قهوه ای و گاهی اوقات سبزی تونی است (شکل ۳-۱۲)؛ این امر می تواند ناشی از بالا بودن تیتان آنها باشد. بیوتیتها به صورت بلورهای تخته ای شکل دار تا نیمه شکل دار بوده و در مقاطع طولی آن یک سری رخ مشخص دیده می شود. دارای ادخالهایی از کانیه های اپک، زیرکن و آپاتیت می باشند.

- کانیه های اپک

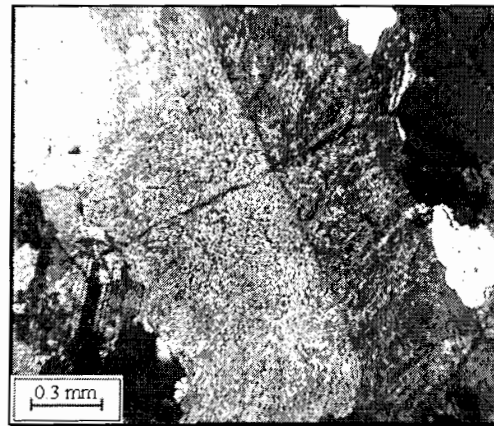
این کانی حدود ۳ درصد کانیه های سنگ را تشکیل می دهد. کانیه های اپک موجود در مقاطع اکثراً شامل اکسیدهای آهن و از نوع مگنتیت هستند. این کانیه ها به صورت ادخال در کوارتز و بیوتیت دیده می شود.

ج) کانیه های ثانویه

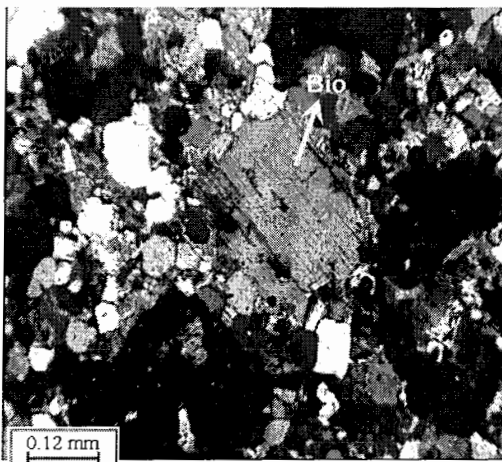
کانیه های ثانویه موجود در مقاطع شامل سریسیت، کلسیت، اپیدوت و کانیه های رسی می باشد که در نتیجه دگرسانی پلاژیوکلازها و آلکالی فلدسپار به وجود آمده اند. عمل تجزیه در مراکز پلاژیوکلازها که کلسیک ترند شدت بیشتری داشته و تجمع سریسیت نیز در آنجا بیشتر است. کانی کلسیت به مقدار کم در اغلب نمونه ها و در نتیجه عمل سوسوریتی شدن پلاژیوکلازها دیده می شود. آلکالی فلدسپارها در اثر دگرسانی به کانیه های رسی تبدیل شده اند که این کانیه ها سطح اکثر فلدسپات های آلکالن را مانند ابری پوشانده اند.



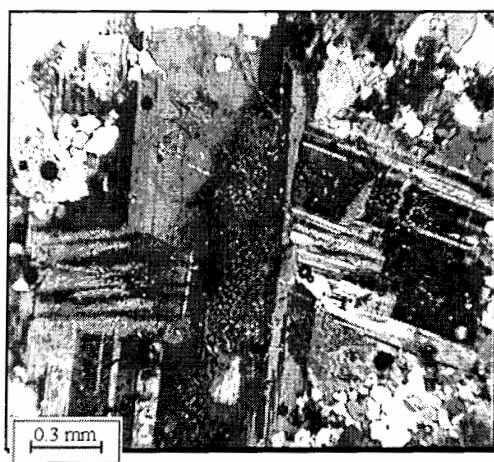
شکل ۳-۱۰- تصویر میکروسکوپی از ادخال‌های کوارتز در فلسپات آلکان، XPL



شکل ۳-۹- تصویر میکروسکوپی از بلور فلدسپات آلکان با ماکل کارلسباد و دگرسانی آرژیلیتی، XPL



شکل ۳-۱۲- تصویر میکروسکوپی از بیوتیت سبز رنگ با یک جهت رخ موازی، XPL



شکل ۳-۱۱- تصویر میکروسکوپی از بلورهای پلاژیوکلاز که اغلب در مرکز دچار دگرسانی شده‌اند، XPL

۳-۳- بررسی بافت‌های مشاهده شده در مقاطع نازک

از روی ارتباطات بافتی کانیهای سنگهای گرانیتی، می‌توان شواهدی مبنی بر منشاء ماگمایی این سنگها ارائه نمود. عوامل مهمی نظیر تأثیر آب بر تبلور و عملکرد فشار آب بر سیستم فلدسپات آلکان بر بافت‌های گرانیتی اثر می‌گذارد. سنگهای گرانیتی سه نوع بافت اولیه دارند (شلی، ۱۹۹۳).

۳-۳-۱- بافتهای اولیه

این بافتها محصول تبلور اولیه سنگ می‌باشند و عبارتند از:

- یک مخلوط هم‌بعد از دانه‌های شکل‌دار تا بی‌شکل به نام بافت گرانیتی.

- بافتهایی که در آنها مگاکریستها یا فنوکریستهای فلدسپات پتاسیم فراوانتر است (غالباً پوئی کیلیتیک هستند).

- بافتهای گرانوفیری.

در منطقه مورد مطالعه هر سه نوع بافت مشاهده می‌شود که در زیر به شرح آنها می‌پردازیم:

۳-۳-۱-۱- بافت گرانیتی

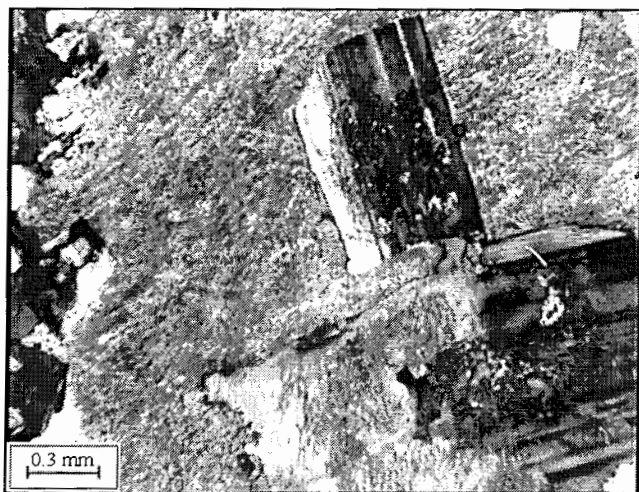
در بین مقاطع نازک مطالعه شده بافت گرانیتی یا گرانولار فراوانترین است که در انتهای تبلور، مخلوطی از کانیهای کم و بیش هم شکل و هم اندازه با شکلهای مختلف صفحه‌ای، شکل‌دار و بی شکل حاصل می‌شود. شکل‌دارترین کانیها مانند بیوتیت و پلاژیوکلاز هستند و بلورهای فلدسپات پتاسیم شکل‌دار تا بی‌شکل می‌باشند و کوارتز کاملاً بی‌شکل است و فضای خالی بین دانه‌ها را پر می‌کند (شکل ۳-۱۳).



شکل ۳-۱۳- تصویر میکروسکوپی از بافت گرانولار در نمونه‌های گرانیتی منطقه مورد مطالعه، XPL

۳-۱-۳-۳- بافت پوئی کلیتیک

در برخی موارد، فنوکریست‌های بزرگ یا مگاکریست‌های فلدسپات پتاسیم غالباً به صورت پوئی کلیتیکی کانیهای دیگر را در برمی‌گیرند (شکل ۳-۱۴). اینگونه بافتها نباید نظم تبلوری نشان دهند و گاهی اوقات فلدسپات آلکالن و کانیهای موجود در آن تبلور همزمان دارند. یعنی اگر سرعت نطفه‌بندی فلدسپات پتاسیم کمتر از کانیهای موجود در آن باشد، کانیهای موجود در آن بر روی سطحی از فلدسپات پتاسیم که در حال رشد سریع است نطفه تشکیل می‌دهند و یا رشد فلدسپات پتاسیم سریع‌تر از کانیهای موجود در آن خواهد بود. فقط در جاهایی که ادخالها در مرکز فلدسپات پتاسیم متمرکز شده‌اند، می‌توان قسمتهای خارجی‌تر فلدسپات را بصورت تأخیری تفسیر کرد (فلود و رنون^۱، ۱۹۸۸).



شکل ۳-۱۴- تصویر میکروسکوپی از بافت پوئی کلیتیک که بلورهای فلدسپات آلکالن

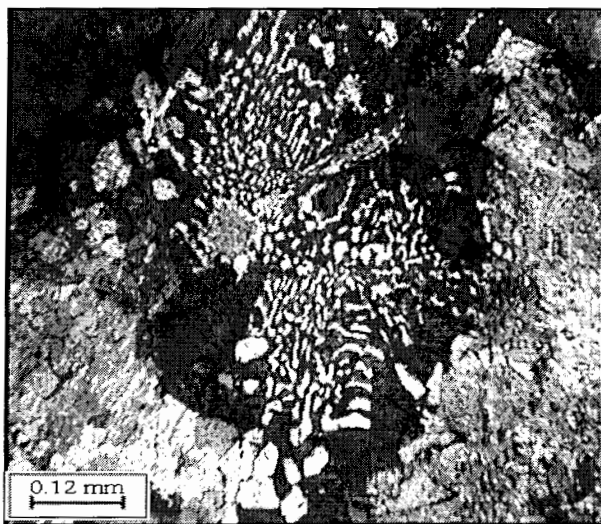
پلاژیوکلاز و کوارتز را در بر گرفته‌اند، XPL

۳-۱-۳-۳- بافت گرانوفیری

یکی از شاخصه‌های گرانیت‌های منطقه مورد مطالعه حضور بافت گرانوفیری است. این بافت حاصل رشد همزمان و نامنظم کوارتز و فلدسپات آلکالن است. در این نوع از رشد بلورهای کوارتز

^۱- Flood and Vernon

به صورت شاخه شاخه (مشابه خط میخی) در زمینه‌ای از فلدسپات آلکالن رشد می‌کنند. اگر مواد فرار از محیط خارج شوند عمل سرد شدن بطور نسبتاً سریعی صورت می‌گیرد. در چنین شرایطی، بلورها بطور جداگانه و مستقل گسترش نمی‌یابند بلکه رشد همزمان کوارتز و فلدسپات آلکالن باعث پدید آمدن هم‌رشدی گرانوفیری می‌شود (شکل ۳-۱۵).



شکل ۳-۱۵- تصویر میکروسکوپی از بافت گرانوفیری در نمونه‌های گرانیتی، XPL

نظرات مختلفی راجع به تشکیل این نوع بافت مطرح شده است. (وگت،^۱ ۱۹۳۰، در اسمیت^۲، ۱۹۷۴) تبلور کوتکتیک کوارتز و فلدسپات را علت به وجود آمدن بافت گرانوفیری می‌داند. به عبارت دیگر بافت مذکور، یک بافت اولیه در سنگهای گرانیتوئیدی است. این بافت می‌تواند محصول تبلور ماگمای ساب سولووس در سیستم Qz-Ab-Or بر روی خط کوتکتیک باشد، از سوی دیگر علت تشکیل این نوع هم‌رشدیها، می‌تواند حضور مایعات فراوان باشد (شلی^۳، ۱۹۹۳). مکانیسم تشکیل بافت گرانوفیری به این صورت توضیح داده می‌شود که با کاهش درجه حرارت، فلدسپات شروع به

^۱- Vogt
^۲- Smite
^۳- Shelly

هسته‌بندی می‌کند. رشد اولیه فلدسپات، موجب ایجاد یک سیال فوق اشباع از سیلیس و غنی از H_2O می‌شود، در اثر این فرآیند فلدسپات به صورت اسکلتی تشکیل شده و کوارتز فضای بین فلدسپاتها را پر می‌کند (شلی، ۱۹۹۳).

۳-۲-۳- بافتهای ثانویه

علاوه بر بافتهای اولیه که در بالا ذکر شد، بافتهای ثانویه نیز در سنگهای گرانیتوئیدی وجود دارند که آنها را به سه گروه کلی تقسیم می‌کنند (شلی، ۱۹۹۳):

- ۱) بافتهایی که در طی سرد شدن یا دگرگونی بعدی حاصل می‌شوند و تغییر عمده‌ای در کانی-شناسی به وجود نمی‌آورند. این گروه شامل پرتیت در فلدسپات پتاسیم، توسعه حاشیه تبادل مواد در مرزهای فلدسپات پتاسیم و میرمیکیت می‌باشد. در مقاطع بافت پرتیتی و میرمیکیتی دیده می‌شود.
- ۲) بافتهایی که در اثر فعالیتهای دیوتریک یا گرمایی حاصل می‌شوند و تغییراتی در کانیهای اصلی سنگ به وجود می‌آورند. از این گروه می‌توان دگرسانیهای سریسیتیزاسیون، سوسوریتیزاسیون، اپیدوتیزاسیون و کائولینیتیزاسیون فلدسپات‌ها نام برد که به وفور در مقاطع مشاهده می‌شود.
- ۳) بافتهایی که نشانگر وجود استرین در خلال تغییر شکل هستند.

۳-۲-۳-۱- بافت پرتیتی

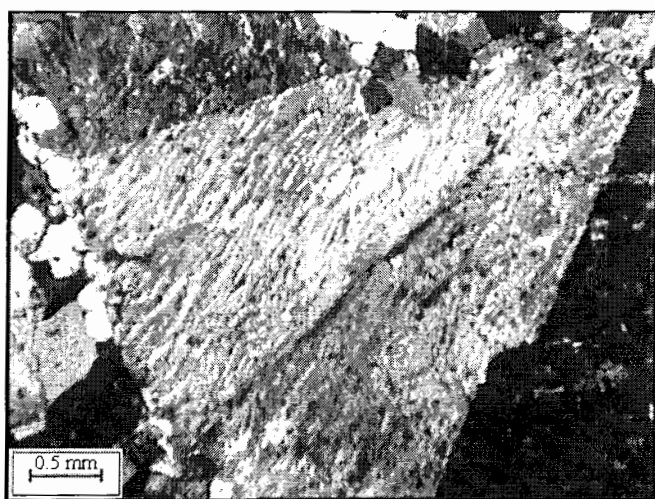
یکی از شاخصهای گرانیت‌های منطقه مورد مطالعه حضور بافت پرتیتی است (شکل ۳-۱۶). این بافت حاصل اختلاط ناپذیری فازهای سرشار از سدیم و پتاسیم در فلدسپات آلکالن در دماهای پایین می‌باشد.

سری محلول جامد آل‌بیت - 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 الکالی 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 بصورت

نامنظم، در زنجیره فلدسپاتها جایگزین یکدیگر شوند به همین جهت تنها یک فلدسپات همگن 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).

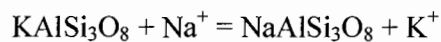
تاتل و باون (۱۹۵۸) گرانیتهای را براساس تعداد آلکالی فلدسپاتها به دو دسته ساب سولووس و هیپرسولووس تقسیم کردند. گرانیتهایی که حاوی یک نوع فلدسپات آلکالی هستند، هیپرسولووس و گرانیتهایی که دو نوع فلدسپات آلکالی دارند، ساب سولووس نامیده می‌شوند. گرانیتهای منطقه مورد مطالعه، از نوع ساب سولووس می‌باشند. افزایش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



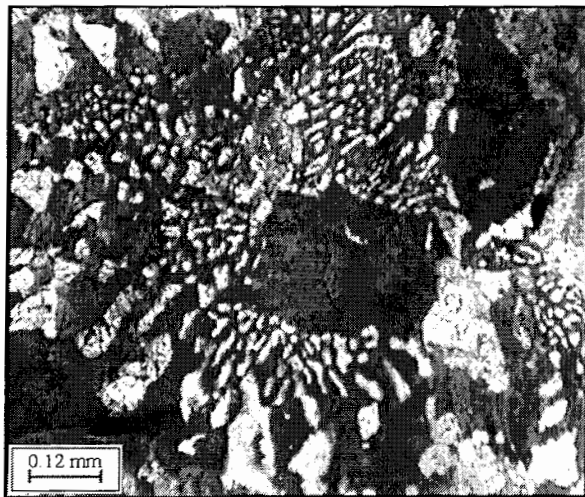
شکل ۳-۱۶- تصویر میکروسکوپی از بافت پرتیت در بلور فلدسپات آلکالی در سنگهای منطقه مورد مطالعه، XPL

۳-۲-۳-۲- بافت میرمیکیتی

میرمیکیت هم‌رشدی شاخه شاخه مانند کوارتز در پلاژیوکلاز می‌باشد. میرمیکیتها از مرز دانه به سمت داخل رشد می‌کنند و جایگزین فلدسپار می‌شوند. بدین ترتیب، پلاژیوکلازی که دارای شکل بلورین کامل است، ظاهر پیاز مانند بخود می‌گیرد. در مورد نحوه تشکیل میرمیکیت بحث و جدل زیادی است ولی قابل قبول‌ترین نظریه مربوط به بک^۱ (۱۹۰۸) است. بر اساس این نظریه، محلولهای سدیم و کلسیم‌دار به صورت زیر با فلدسپات پتاسیک واکنش می‌دهند:



متفاوت بودن نسبت $\frac{Al}{Si}$ در فلدسپات پتاسیم و فلدسپات کلسیم، باعث آزاد شدن سیلیس می‌شود. به علت تحرک ناپذیری نسبی آلومنیوم و سیلیسیم، کوارتز با فلدسپات یک هم‌رشدی میکروسکوپی تشکیل می‌دهند.



شکل ۳-۱۶- تصویر میکروسکوپی از بافت گرانوفیری در نمونه‌های گرانیتی، XPL

۳-۲-۳-۳- بافتهای حاصل از دگرسانی‌های دیوتریک

بطور کلی جایگزین شدن مواد جدید به جای ذرات قبلی از ویژگیهای فرایندهایی مانند دگرسانی

^۱ - Becke

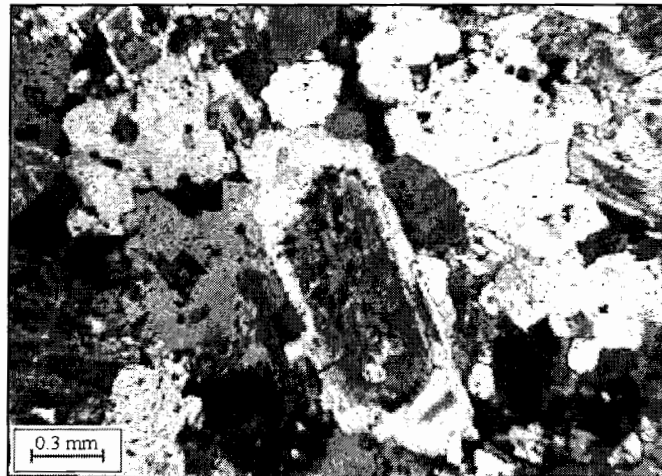
دیوتریک، هوازدگی، دگرگونی قهقه‌رایی یا دگرگونی سنگهای آذرین است. مخلوطهای غنی از آب که خود محصول نهایی تبلور آذرین هستند باعث دگرسان شدن توده‌های آذرین می‌شوند که قبلاً سرد و منجمد شده‌اند. بخصوص در امتداد حاشیه‌های توده و یا در امتداد درزها و شکافها به این نوع دگرسانی، دگرسانی دیوتریک می‌گویند (شلی، ۱۹۹۳).

بلورهای پلاژیوکلاز شدیداً به سریسیت تبدیل شده‌اند. رشد سریسیت نیازمند افزایش آب و K^+ است. لذا این عمل در صورتی پیشرفت می‌کند که محلولهای سرشار از آب وجود داشته باشد. منبع مهم یون پتاسیم همان کلریتی شدن بیوتیت است. در نتیجه این عمل یون پتاسیم با سازنده آنورتیتی پلاژیوکلاز وارد واکنش می‌شود و Ca^{2+} آزاد می‌کند و از این رو قسمت‌های غنی از آنورتیت در یک پلاژیوکلاز به راحتی سریسیتی می‌شود. سریسیتی شدن با خروج عناصر Mg, Ca و Na سیلیکاتها مشخص می‌شود و بر اثر آن آلومینوسیلیکاتها به ویژه پلاژیوکلازها از بین رفته و به جای آن میکاهای ریز دانه و گاه فیبری (سریسیت) جایگزین می‌گردد، این پدیده در درجات حدود ۳۰۰ تا ۳۵۰ درجه سانتیگراد رخ می‌دهد.

سوسوریتی شدن یکی دیگر از فرایندهای ثانوی است که در مقاطع نازک مشاهده می‌شود (شکل ۳-۱۷). سوسوریت محصول دیگر دگرسانی پلاژیوکلازها می‌باشد که در طی آن با افزایش آب، سازنده آنورتیتی به اپیدوت تغییر می‌یابد و پلاژیوکلاز باقی مانده به صورت آلبیت در می‌آید. سوسوریت در شرایط رخساره شیست سبز (معادل فشار پایین آن) تشکیل می‌شود و غالباً همراه اپیدوت، آلبیت، کلسیت و سریسیت به وجود می‌آید. وجود سوسوریت نشان دهنده تمرکز محصولات واکنشی هیدروترمال در محلولهای بخصوص است بطوریکه در مناطق غنی از آنورتیت در پلاژیوکلاز به طور انتخابی اپیدوت ظاهر می‌شود.

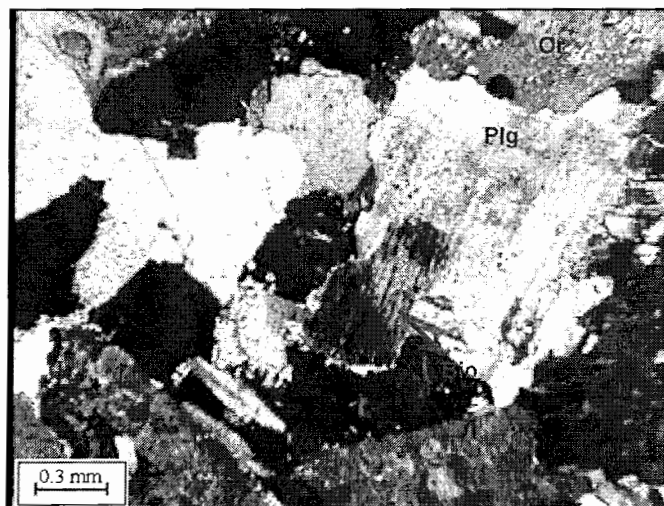
۳-۴- ترتیب تبلور در سنگهای منطقه مورد مطالعه

مشاهدات میکروسکوپی نشان دهنده آن است که ترکیب ماگما نزدیک به نقطه اوتکتیک Q-Ab-Or می‌باشد. بر اساس شواهد پتروگرافی بنظر می‌رسد که در ابتدا پلاژیوکلاز متبلور شده و سپس فلدسپات آلکالن و کوارتز نیز همزمان با هم متبلور شده‌اند که بافت گرانوفیری این مطلب را تأیید



شکل ۳-۱۷- تصویر میکروسکوپی از بافت دیوتریک
(سوسوریتی) در پلاژیوکلاز، XPL

می‌کند. به عنوان مثال در شکل ۳-۱۸ ترتیب تبلور بدین صورت می‌باشد: ۱- بیوتیت ۲-پلاژیوکلاز ۳- فلدسپات پتاسیم و کوارتز بصورت همزمان متبلور شده‌اند. خوردگی و تحلیل رفتگی حاشیه بیوتیتها نشان دهنده آن است که بیوتیت قبل از پلاژیوکلاز به وجود آمده و تحلیل رفتگی پلاژیوکلاز توسط سیالات غنی از K_2O در زمان تشکیل ارتوز اتفاق افتاده است.



شکل ۳-۱۸- تصویر میکروسکوپی از ترتیب تبلور کانیها که در ابتدا بیوتیت، سپس پلاژیوکلاز و در انتها فلدسپات پتاسیم و کوارتز متبلور شده است.

۳-۵- بررسی شرایط تشکیل

۳-۵-۱- تخمین عمق

گرانیتها را می‌توان بوسیله مشخصات صحرایی و پتروگرافی، عمقی که در آن جایگزین شده‌اند، تشخیص داد. شواهد ذیل همگی نشان می‌دهند که استوک گرانیتی منطقه مورد مطالعه از نوع کم عمق می‌باشد و در تقسیم‌بندی مهی^۱، جز دسته گرانیت‌های مزوزون (۱۶ - ۷ کیلومتر) قرار می‌گیرد. این شواهد عبارتند از:

- مرز توده نفوذی کوه گبری و سنگهای همبر بصورت ماگمایی می‌باشد و نفوذ توده باعث ایجاد هاله دگرگونی مجاورتی در سنگهای اطراف گردیده است.
- در منطقه هیچگونه دگرگونی ناحیه‌ای دیده نمی‌شود.
- در این منطقه دایکهای نیمه عمیق مرتبط به مراحل آخر تفریق دیده می‌شود.
- فاز پگماتیتی در توده نفوذی با رگه‌های آپلیتی مشخص می‌شوند.
- انواع بافت‌های پرتیتی، گرانوفیری و میرمکیت در اکثر نمونه‌ها مشهود است.
- بافت پورفیروئیدی با زمینه میکروگرانولار به صورت موضعی در بعضی نقاط دیده می‌شود.

۳-۵-۲- تخمین میزان آب

دما و آب دو پارامتر مؤثر در تشکیل ماگمای گرانیتی می‌باشند. از شواهد (کانی‌شناسی) به دست آمده در مورد ماهیت سنگ‌شناسی توده‌های نفوذی و آتشفشانی چنین بر می‌آید که در اغلب ماگماهای سیلیسی، بین ۲ تا ۴ درصد آب وجود دارد. محاسبات انجام شده بر اساس درجات پایداری بیوتیت، فوگاسیته آب را در درون فاز مذاب بین ۲۰۰۰ - ۵۰۰ بار تعیین کرده‌اند (میدل ماست^۲، ۱۹۸۵).

مشخصات کانی‌شناسی توده نفوذی کوه گبری نشان می‌دهد که این سنگها از نظر درجه اشباع آلومینیوم، ویژگی پرآلومین ضعیف دارند. طبیعت متآلومین تا پرآلومین ضعیف، تشکیل کانیهای پلاژیوکلاز و فلدسپار بصورت مجزا (بافت پرتیت) و میرمکیت، نشانگر آن است که توده مورد نظر از

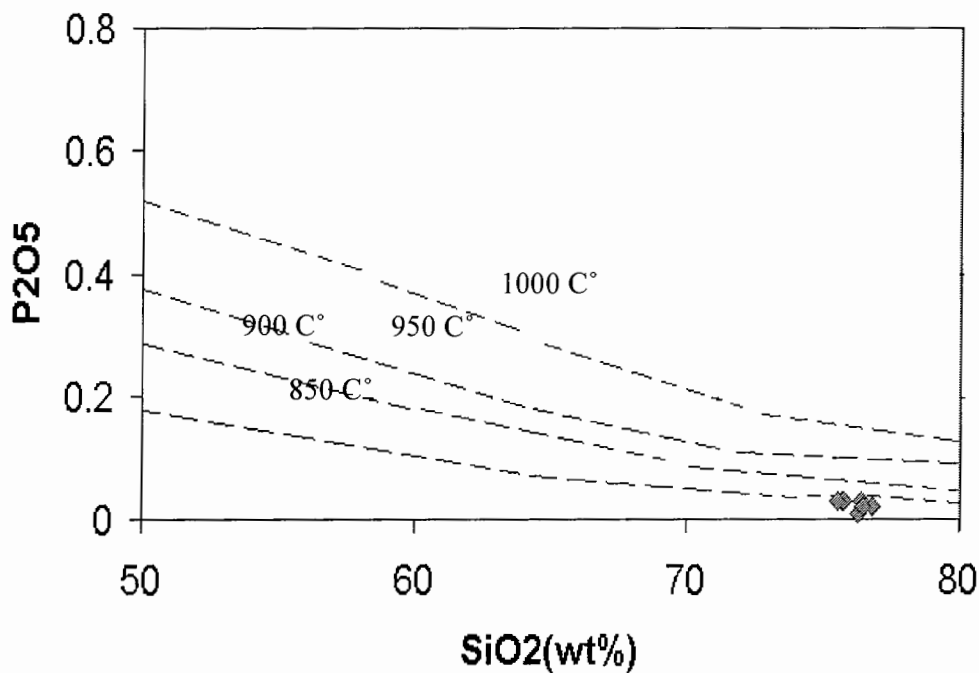
^۱- Mehier

^۲- Middlemost

نوع سابسالوس می‌باشد. با توجه به گسترش وسیع بافت گرانوفیری و بر اساس نمودار تاتل و باون^۱ (۱۹۸۵)، فشار بخار آب توده ۳ - ۰/۵ کیلو بار تخمین زده می‌شود.

۳-۵-۳- تعیین میزان حرارت

بر اساس نمودار $P_2O_5 - SiO_2$ (بی و همکاران^۲، ۱۹۹۲)، توده مذکور از نوع کم حرارت بوده و دارای درجه حرارت کمتر از ۸۰۰ درجه سانتیگراد می‌باشد (شکل ۳-۱۹). بطور کلی در این توده میزان P_2O_5 نسبتاً پایین بوده و روند آن در مقابل SiO_2 کاهشی است.



شکل ۳-۱۹- نمودار $SiO_2 - P_2O_5$ جهت تعیین میزان حرارت توده نفوذی کوه گیری (بی و همکاران، ۱۹۹۲).

^۱- Tuttle and Bowen

^۲- Bea et al

دل گرچه در این بادیه بسیار شتافت
یک موی ندانست ولی موی شکافت
"ابن سینا"

فصل چهارم

ژئوشیمی و پتروژنز سنگهای آذرین

منطقه مورد مطالعه

۴-۱- مقدمه

در فصلهای قبل، تنوع سنگی موجود در منطقه مورد مطالعه از دیدگاه صحرایی و مشاهدات میکروسکوپی مورد مطالعه قرار گرفت و عوامل مؤثر بر نحوه تبلور سنگها نیز تشریح گردید. در این فصل نیز سعی شده است تا بر اساس تجزیه شیمیایی نمونه‌ها، ترکیب شیمیایی سنگها مشخص شود و در نهایت ماهیت سنگ منشاء و محیط تکتونیکی نیز مشخص گردد.

به منظور مطالعه ژئوشیمی، رده‌بندی سنگهای گرانیتوئیدی منطقه، بررسی سیر تحول عناصر اصلی و کمیاب، مشخص نمودن نوع ماگما و تغییر و تحولات آن در خلال فرآیند انجماد، بعد از مطالعه پتروگرافی سنگهای منطقه، با توجه به اهمیت و حداقل هوازگی آنها، تعدادی از نمونه‌ها جهت انجام آنالیز شیمیایی سنگ کل برای تعیین عناصر اصلی، کمیاب و کمیاب خاکی، انتخاب و در کارگاه کانه‌آرایی دانشکده معدن دانشگاه صنعتی شاهرود آماده‌سازی و به آزمایشگاه Actlab کانادا جهت انجام آنالیز به روش^۱ ICP-MS ارسال و آنالیز گردید. نتایج تجزیه‌های شیمیایی عناصر اصلی، فرعی و کمیاب در جدول (۴-۱) آورده شده است.

داده‌های عناصر اصلی برای طبقه‌بندی سنگها، تشکیل نمودارهای تغییرات و به عنوان وسیله‌ای برای مقایسه ترکیبات سنگی مورد استفاده قرار گرفته‌اند. علاوه بر این، عناصر اصلی به همراه عناصر کمیاب برای تعیین جایگاه تکتونیکی سنگهای آذرین به کار می‌روند (رولینسون^۲، ۱۹۹۳). موضوعاتی که در این فصل به آن پرداخته می‌شود عبارتند از: طبقه‌بندی، نامگذاری سنگهای آذرین، ژئوشیمی عناصر اصلی، سری ماگمایی، خاستگاه ماگمایی و جایگاه تکتونیکی سنگهای

^۱- Induced Coupled Plasma Mass Spectrometry

^۲- Rollinson

جدول ۴-۱- آنالیز شیمیایی عناصر اصلی (wt%) و کمیاب (ppm) سنگ‌های گرانیتی کوه گیری

شماره نمونه	علامه	نام سنگ	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ (T)	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	LOI	Total
C.13	◆	گرانیت	76.4	13.38	1.01	0.013	0.08	0.73	3.59	4.71	0.076	0.03	0.86	100.9
A.11	◆	گرانیت	76.83	13.42	0.76	0.008	0.03	0.5	3.78	4.55	0.041	0.02	0.66	100.6
AG	◆	گرانیت	76.32	13.53	1.09	0.023	0.03	0.45	4	4.28	0.021	0.01	0.59	100.3
C.1	◆	گرانیت	75.74	13.69	1.21	0.023	0.12	0.71	3.74	4.49	0.081	0.03	0.69	100.5
H.2	◆	گرانیت	76.49	13.46	0.61	0.008	0.15	0.56	3.14	4.75	0.044	0.02	1.36	100.6
K23.2	◆	گرانیت	75.77	13.72	1.16	0.02	0.09	0.68	3.68	4.38	0.078	0.03	0.69	100.3
C.12	◆	گرانیت	75.57	13.82	0.84	0.01	0.07	0.62	3.65	4.83	0.064	0.03	0.66	100.1

شماره نوعیه	Sc	Be	Cr	Ni	Cu	Zn	Ga	Ge	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Sn	Sb	Cs	Ba	La	Ce
C.13	4	9	<20	<20	<10	<30	21	2.6	424	37	106	131	29.5	4	3.4	10.1	96	27.7	64.4
A.11	4	49	<20	<20	<10	<30	24	2.8	459	8	119	109	41.4	10	4.1	15.3	<3	22	52.2
AG	5	7	<20	<20	<10	<30	29	3.8	749	8	152	154	68.2	8	4.4	19.8	<3	27	66.9
C.1	4	8	<20	<20	<10	<30	22	2.7	469	35	95.8	127	24.9	8	4.1	12.7	110	28.1	65.5
H.2	3	7	<20	<20	<10	<30	25	2.7	496	28	95.1	109	49.3	5	4.1	8.1	27	19.6	44
K23.2	4	10	<20	<20	<10	<30	21	2.7	481	29	101	123	34.7	6	3.9	13.9	92	28.9	67.5
C.12	4	10	<20	<20	<10	<30	23	2.7	463	24	101	114	32.9	4	3.1	8.6	71	26.2	62.9

Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Hf	Ta	W	Tl	Pb	Bi	Th	U
7.95	35.7	10.3	0.162	12.3	2.45	16.4	3.29	10.3	1.65	10.9	1.56	6.6	4.12	3.2	3.4	188	1.1	50.2	13.8
6.97	33.3	9.66	0.031	11.5	2.51	16.8	3.46	11	1.89	12.8	1.89	7.3	5.61	5.2	3.07	140	3.3	49.2	13.6
8.33	37.8	10.4	0.009	12.3	2.95	20.6	۴.۳۳	15.1	2.89	19.8	2.95	11.5	11.3	9.8	4.85	147	24.1	53.2	11.7
7.96	36.8	9.72	0.19	11.4	2.36	15.3	3.11	9.81	1.64	11	1.61	6.9	4.19	4.6	3.47	179	2	48.1	13.7
6.37	30.6	8.72	0.045	10.5	2.21	14.3	2.91	8.98	1.46	9.51	1.37	6.7	5.8	4.3	3.59	92	14.7	48.8	7.85
8.35	38.6	10.6	0.157	12.2	2.61	16.8	3.41	10.8	1.79	11.8	1.71	6.9	5.82	2.5	3.61	189	1.7	52.7	13.9
8	37.8	10.4	0.126	12.3	2.59	16.6	3.32	10.4	1.72	11.3	1.65	6.5	5.63	3.3	3.24	178	3.4	46.1	23.8

گرانیتوئیدی مورد مطالعه، لازم به ذکر است جهت پردازش نتایج آنالیز شیمیایی سنگهای منطقه از نرم افزارهای Minpet، Igppt و Excle استفاده شده است.

۴-۲- طبقه بندی و نامگذاری سنگهای آذرین

جهت رده بندی و نامگذاری شیمیایی سنگهای گرانیتوئیدی منطقه مورد مطالعه از رده بندیهای شیمیایی مختلف استفاده شده است که مهمترین آنها عبارتند از:

- طبقه بندی کانی شناسی و شیمیایی (طبقه بندی نورماتیو).
- طبقه بندی شیمیایی.

۴-۲-۱- طبقه بندی نورماتیو

محاسبه نورم روشی است که تشخیص کانی را از طریق تجزیه شیمیایی میسر می سازد و نتایج آن در طبقه بندی سنگها کاربرد دارد. نورم CIPW یکی از روشهای معمول محاسبه نورم است. نورم سنگ ممکن است اساساً با کانی شناسی مودال مشاهده شده در سنگ متفاوت باشد. کانی شناسی نورماتیو بر اساس نتایج آنالیز شیمی است، بنابراین سنگهای آذرین ریزدانه، درشت دانه و دگرگون شده با ترکیب شیمیایی مشابه، ترکیب نورماتیو یکسانی خواهند داشت (رولینسون، ۱۹۹۳).

نتایج نورماتیو نمونه های سنگی منطقه مورد مطالعه، برای چهار کانی کوارتز، آلبیت، آنورتیت و ارتوز در جدول (۴-۲) ارائه شده است. در این بخش، جهت رده بندی سنگها، با توجه به نتایج آنالیز نورماتیو، از دیاگرام مثلثی Or-Ab-An (اکانر^۱، ۱۹۶۵، بارکر^۲، ۱۹۷۹) استفاده شده است.

۴-۲-۱-۱- رده بندی نورماتیو اکانر (۱۹۶۵)

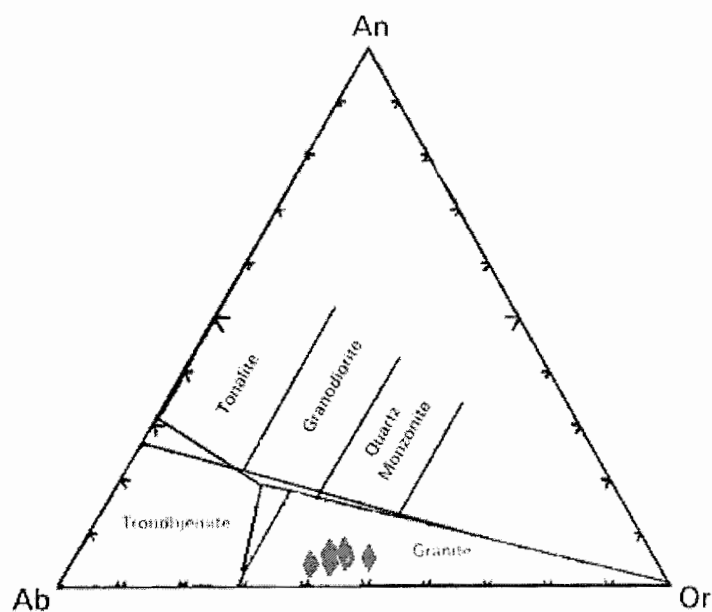
اکانر (۱۹۶۵)، بارکر (۱۹۷۹) و عبدالرحمن (۱۹۹۰) گرانیتوئیدها را با استفاده از دیاگرام مثلثی آلبیت - ارتوز - آنورتیت نورماتیو طبقه بندی نموده اند (شکل ۴-۱). این طبقه بندی در مورد سنگهایی که بیش از ۱۰ درصد کوارتز نورماتیو دارند، به کار برده می شود.

^۱- O' Connor

^۲- Barker

جدول ۴-۲- نتایج آنالیز نورماتیو کانی‌های کوارتز، آلبیت، ارتوز و آنورتیت در منطقه مورد مطالعه

Sample No	Q	Ab	Or	An
C.13	35.88	30.37	27.82	3.42
A.11	36.39	32.00	26.90	2.35
AG	35.77	33.93	25.35	2.17
C.1	35.24	31.69	26.57	3.33
H.2	38.97	26.77	28.28	2.66
K23.2	36.23	31.26	25.98	3.19
C.12	34.67	31.03	28.68	2.89



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

مطابق این رده‌بندی سنگهای گرانیتوئیدی مورد مطالعه در محدوده گرانیت قرار می‌گیرند.

۴-۲-۲- 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 ۳ روش زیر نامگذاری می‌شوند.

۴-۲-۱- طبقه‌بندی ویلسون^۱ (۱۹۸۹)

در دیاگرام ویلسون، مجموع آلکالن در محور قائم و سیلیس در محور افقی آورده شده است. در این دیاگرام، محدوده سنگهای مختلف در دیاگرام مشخص شده و قلمرو سنگهای ساب آلکالن از آلکالن مجزا گردیده است. با توجه به این دیاگرام سنگهای گرانیتوئیدی مورد مطالعه در محدوده‌های گرانیت و آلکالی گرانیت قرار گرفته‌اند (شکل ۴-۲).

۴-۲-۲- طبقه‌بندی دولاروش و همکاران (۱۹۸۰)

دولاروش و همکاران (۱۹۸۰) الگوی طبقه‌بندی سنگهای آذرین نفوذی و خروجی را بر اساس نسبتهای کاتیونی آنها که به صورت میلی کاتیون بیان می‌شوند پیشنهاد کردند. در این نمودار، نتایج بر روی نمودار دو متغیره x-y با توجه به دو پارامتر R_1 و R_2 ترسیم می‌شوند. R_1 در محور X قرار گرفته و به صورت زیر تعریف می‌شود:

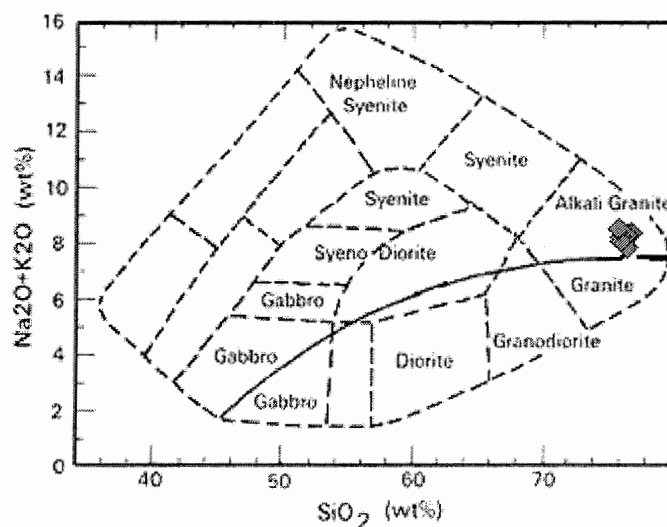
$$R_1 = [4Si - 11(Na + K) - 2(Fe + Ti)]$$

Fe نشانگر آهن کل است. R_2 در طول محور y رسم شده و به صورت زیر تعریف می‌شود

$$R_2 = (Al + 2Mg + 6Ca) \quad (\text{رولینسون، ۱۹۹۳}).$$

با توجه به شکل (۴-۳) نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده آلکالی گرانیت واقع شده‌اند.

^۱ - Wilson



شکل ۲-۴- دیاگرام مجموع درصد وزنی آلکالن (Na₂O+K₂O) در مقابل درصد وزنی SiO₂ (ویلسون، ۱۹۸۹) و موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه بر روی آن.

۳-۲-۲-۴- طبقه‌بندی دبون و لوفور (۱۹۸۳)

این طبقه‌بندی براساس، پارامتر Q در مقابل پارامتر P و با استفاده از مقادیر کاتیونی عناصر بنا نهاده شده است. این دو پارامتر به طریق زیر محاسبه می‌شوند:

$$Q = \text{Si}/3 - (\text{K} + \text{Na} + 2\text{Ca}/3)$$

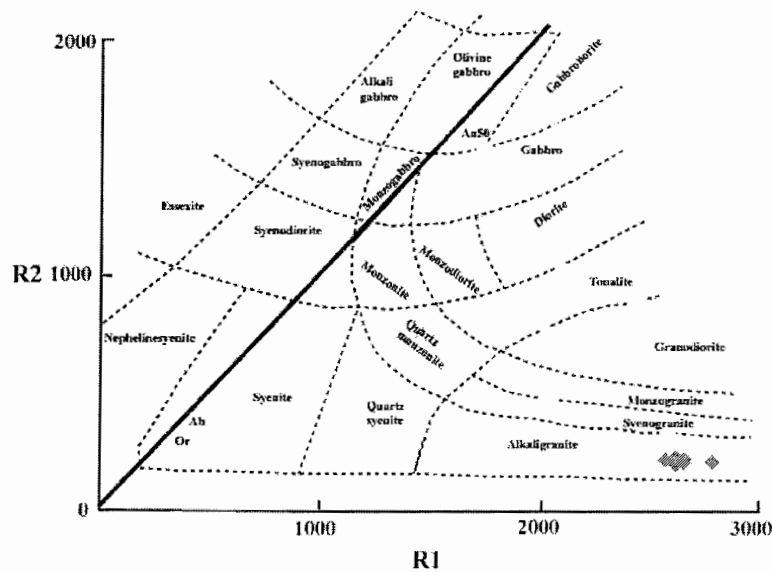
$$P = \text{K} - (\text{Na} + \text{Ca})$$

در این طبقه‌بندی همانند طبقه‌بندی دولاروش از مقادیر میلی کاتیونی عناصر استفاده می‌شود. همان‌طور که در شکل (۴-۴) مشاهده می‌شود، تمام نمونه‌ها در محدوده گرانیت قرار گرفته‌اند.

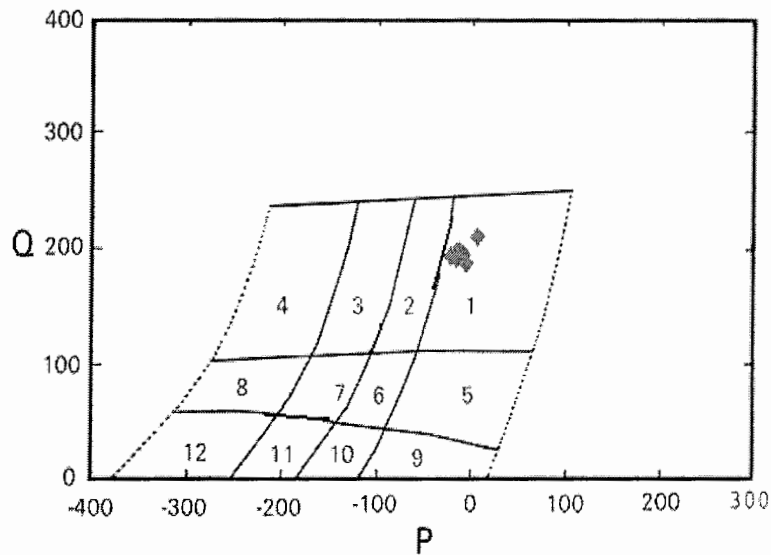
۳-۴- ژئوشیمی عناصر اصلی

به منظور بررسی ژئوشیمی عناصر اصلی و مشاهده روند تغییرات عناصر اصلی و فرعی و به تصویر کشیدن تغییرات آنها در خلال انجماد ماگما از نمودارهای هارکر^۱ (۱۹۰۹) استفاده شده است. سپس سنگهای گرانیتوئیدی منطقه بر اساس شاخص اشباع از آلومنیوم (ASI) طبقه‌بندی گردیده‌اند.

^۱ - Harker



شکل ۳-۴- طبقه‌بندی شیمیایی با توجه به پارامترهای R1 و R2 (دولاروش و همکاران، ۱۹۸۰) نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده آلکالی گرانیت ترسیم شده‌اند.



شکل ۴-۴- طبقه‌بندی شیمیایی دیون و لوفور (۱۹۸۳) برای سنگهای گرانیتوئیدی و موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه بر روی آن. محدوده‌های به کار رفته در این نمودار عبارتند از:
 (۱) گرانیت (۲) آداملیت (۳) گرانودیوریت (۴) تونالیت (۵) کوارتزسینیت (۶) کوارتزمونزونیت (۷) کوارتزمونزودیوریت (۸) کوارتز دیوریت (۹) سینیت (۱۰) مونزونیت (۱۱) مونزوگابرو (۱۲) گابرو

۴-۳-۱- نمودارهای هارکر

نمودارهای هارکر (۱۹۰۹) براساس تغییرات مقادیر عناصر اصلی و کمیاب در مقابل تغییرات درصد وزنی SiO_2 پایه‌گذاری شده‌اند. مقدار سیلیس، از متغیرهای مهم شیمیایی است که عوامل تأثیر گذار در مخزن ماگمایی، تغییرات مشخصی در میزان سیلیس به وجود می‌آورد. با توجه به این تغییرات می‌توان به فرآیندهای ذوب‌بخشی، تفریق، اختلاط ماگمایی و آرایش پوسته‌ای دست یافت (ویلسون، ۱۹۸۹).

شکل (۴-۵) روند تغییرات درصد وزنی اکسیدهای عناصر اصلی در مقابل تغییرات درصد وزنی SiO_2 را برای نمونه‌های آنالیز شده در منطقه، نشان می‌دهد. همان‌طور که در این نمودارها ملاحظه می‌شود، روند تغییرات درصد وزنی اکسیدهای عناصر اصلی در مقابل تغییرات درصد وزنی SiO_2 سنگهای گرانیتوئیدی توده نفوذی کوه گبری، روند خاصی از خود نشان نمی‌دهند و در یکجا متمرکزند، زیرا سنگها فاقد تنوع بوده و مقدار SiO_2 آنها بین ۷۵ تا ۷۷ درصد تغییر می‌کند.

۴-۳-۲- درجه اشباع از آلومین

سنگهای آذرین براساس شاخص اشباع از آلومینیوم به گروههای پرآلومین، متاآلومین، پراآلکالن (شند^۱، ۱۹۵۱) و ساب آلومین (هیندمن^۲، ۱۹۸۵) تقسیم شده‌اند. این طبقه‌بندی براساس مقادیر مولی K_2O ، Na_2O ، CaO و Al_2O_3 استوار است و به شرح زیر صورت می‌گیرد:

- پرآلومین $\text{Al}_2\text{O}_3 > (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} + \text{CaO})$

- متاآلومین $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} + \text{CaO}) > \text{Al}_2\text{O}_3 > (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$

- ساب آلومین $\text{Al}_2\text{O}_3 = (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$

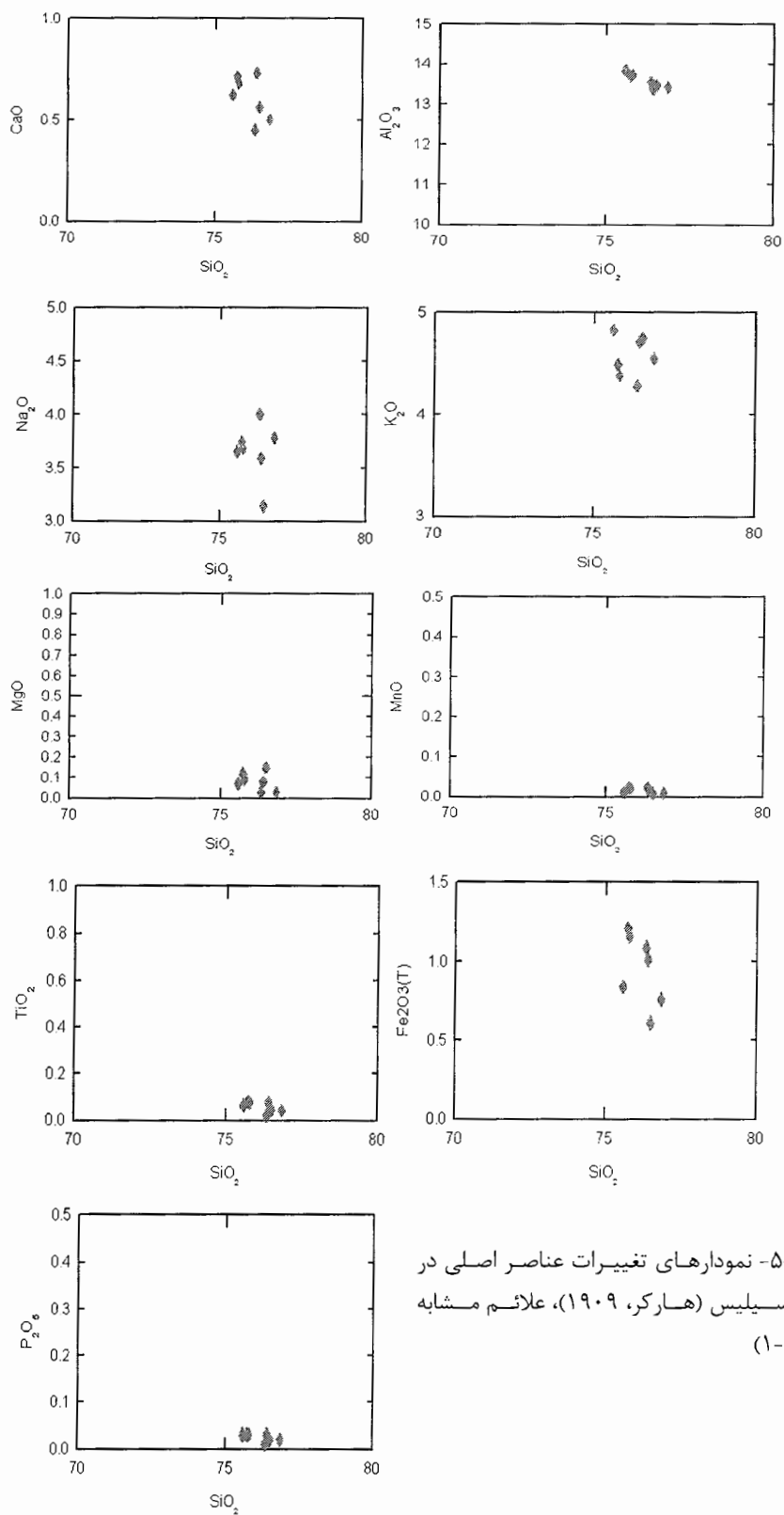
- پراآلکالن $\text{Al}_2\text{O}_3 < (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$

با توجه به مطلب ذکر شده، دیاگرامهایی که سنگها را بر اساس درجه اشباع آلومین تفکیک می‌-

نمایند به شرح زیر می‌باشد:

^۱- Shand

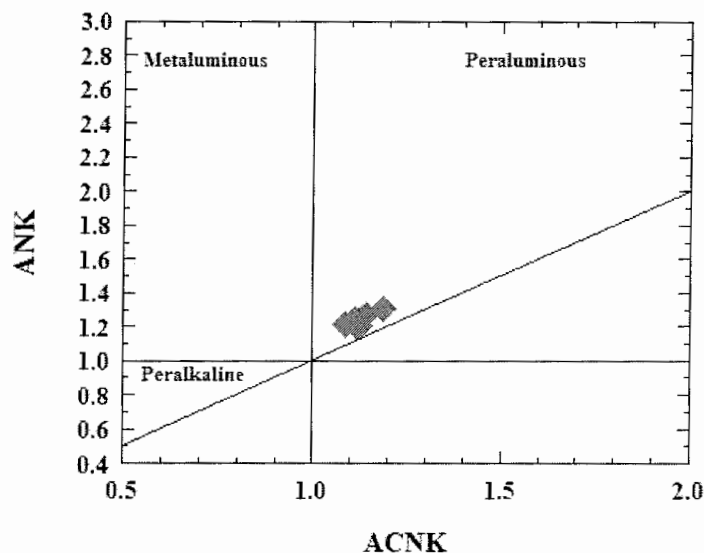
^۲- Hyndman



شکل ۴-۵- نمودارهای تغییرات عناصر اصلی در مقابل سیلیس (هارکر، ۱۹۰۹)، علائم مشابه جدول (۴-۱)

۴-۳-۱-۲-۳-۴-۱ دیانگرام A/CNK-A/NK (شاند، ۱۹۴۹)

نمودار تغییرات مولکولی $Al_2O_3 / (Na_2O + K_2O + CaO)$ در مقابل $Al_2O_3 / (Na_2O + K_2O)$ (شاند، ۱۹۴۹)، یکی از نمودارهایی است که برای تمایز سه محدوده پرآلومین، متآلومین و پرآلکالن به کار برده می‌شود. همان‌طور که در شکل (۴-۶) مشاهده می‌شود، سنگهای منطقه مورد مطالعه در محدوده پرآلومین ضعیف قرار دارند.

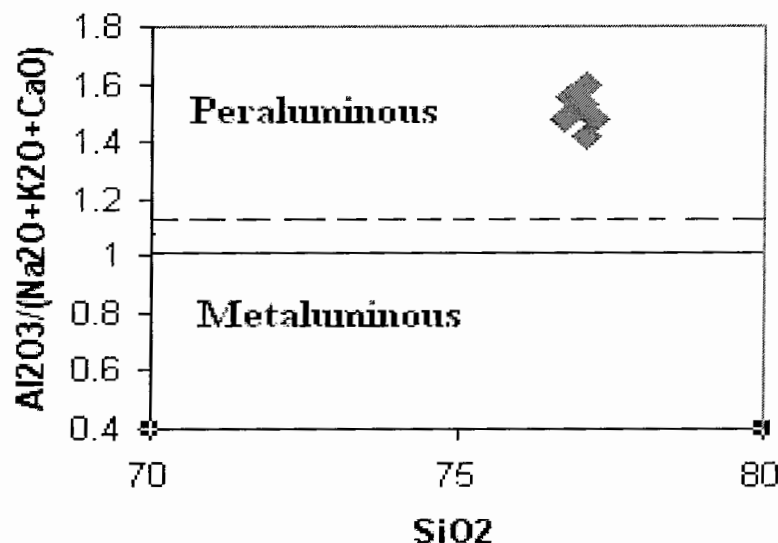


شکل ۴-۶- نمودار A/CNK-A/NK (شاند، ۱۹۴۹) جهت تعیین درجه اشباع از آلومین و موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه بر روی آن.

۴-۳-۲-۳-۴-۲ دیانگرام A/CNK-SiO₂ (عبدالرحمن، 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. با توجه به شکل (۴-۷) سنگهای گرانیتوئیدی منطقه در محدوده پرآلومین قرار گرفته‌اند. بطور کلی با توجه به دو دیانگرام فوق‌الذکر، سنگهای گرانیتی منطقه در محدوده پرآلومین ضعیف قرار می‌گیرند. با توجه به مطالعات کانی‌شناسی، علت آن را می‌توان به تأثیر هوازدگی و دگرسانی سنگ مذکور نسبت داد. دگرسانی فلدسپاتها باعث خروج عناصر سدیم، پتاسیم و کلسیم از کانی شده و

موجب افزایش نسبی عنصر Al در سنگ می‌شود (چاپل و وایت^۱، ۱۹۷۴).



شکل ۴-۷- نمودار A/CNK-SiO₂ (عبدالرحمن، ۱۹۹۰) جهت تعیین درجه اشباع از آلومین و موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه بر روی آن.

۴-۴- سری ماگمایی سنگهای منطقه

بطور کلی انواع سنگهای آذرین معمولاً در قالب دو سری ماگمایی شامل سری آلکالن و سری کالکوالکالن تقسیم‌بندی می‌گردند. سری کالکوالکالن نیز خود به دو سری کالکوالکالن (نوع معمولی و غنی از پتاسیم) و تولئیتی تقسیم می‌شود. البته سریهای دیگری همچون شوشونیتی و تحولی نیز وجود دارد که تشخیص آنها فقط توسط معدودی از دیاگرامها انجام می‌شود. جهت تعیین سری ماگمایی توده نفوذی کوه گبری از نمودارهای مختلفی استفاده شده است. این نمودارها شامل نمودار مجموع آلکالن به سیلیس و نمودار مثلثی AFM (ایروین و باراگار^۲، ۱۹۷۱، ۱۹۷۴) و نمودار K₂O - SiO₂ (لومتر و ریکوود^۳، ۱۹۸۹) است.

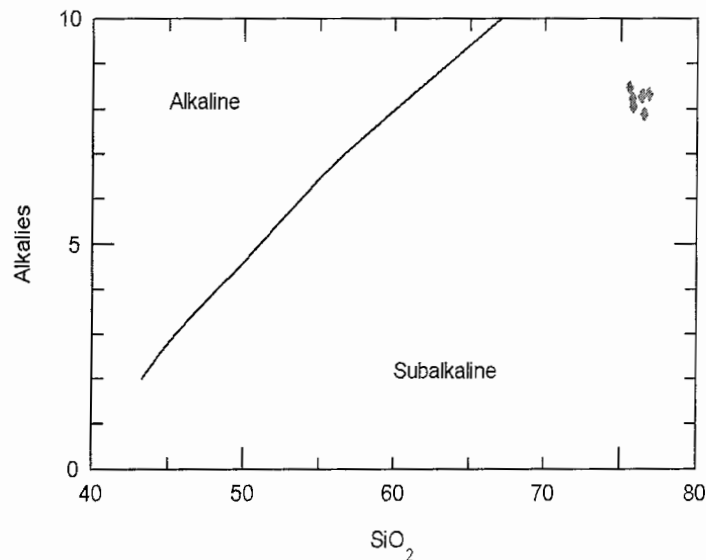
^۱- Chappell & White

^۲- Irvine & Baragar

^۳- Rickwood

۴-۴-۱- نمودار مجموع $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ مقابل SiO_2 (ایروین و باراگار، ۱۹۷۱)

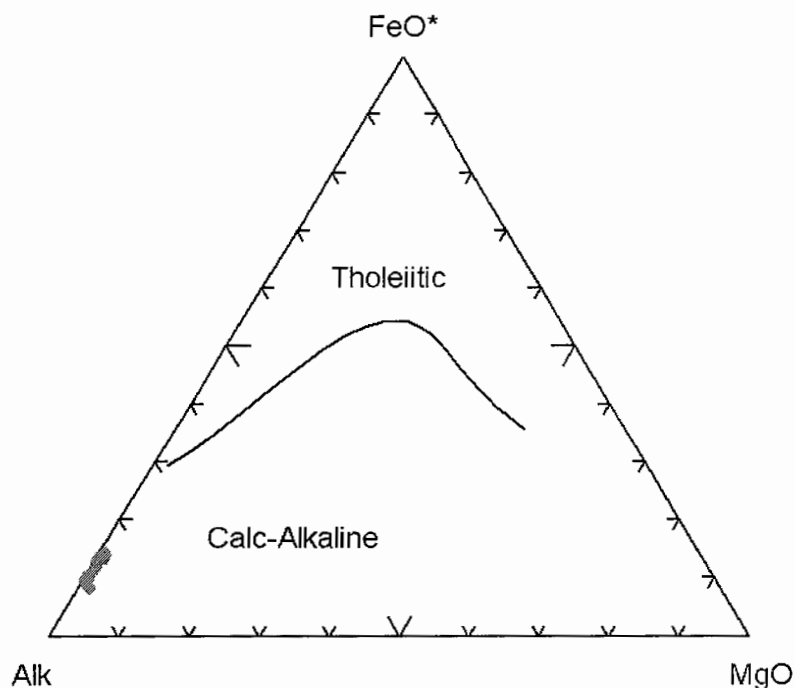
این نمودار برای تفکیک سریهای ماگمایی ساب آلكالن از سریهای آلكالن استفاده می‌شود. همان‌طور که در شکل (۴-۸) مشاهده می‌گردد کلیه نمونه‌ها در محدوده ساب‌آلكالن قرار می‌گیرند.



شکل ۴-۸- نمودار تعیین سری ماگمایی سنگهای گرانیتوئیدی (ایروین و باراگار، ۱۹۷۱) و موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه بر روی آن.

۴-۴-۲- نمودار AFM (ایروین و باراگار، ۱۹۷۴)

این نمودار، تغییرات مقدار آهن ماگما را در طول تفریق نشان می‌دهد. و از آن برای تفکیک سری تولییتی از سری کالکوالکالن استفاده می‌شود. در این نمودار مثلثی سه رأس A ، F ، M به ترتیب اکسیدهای MgO ، $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$ و $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$ را نشان می‌دهند. همان‌طور که در شکل (۴-۹) مشاهده می‌شود تمام نمونه‌ها در محدوده کالکوالکالن قرار دارند. این مسأله مبین بالا بودن فشار بخشی اکسیژن در هنگام تفریق ماگمایی می‌باشد که وجود کانیهای تیره مانند مگنتیت، این مسأله را تایید می‌کند.



شکل ۴-۹- موقعیت سنگهای منطقه مورد مطالعه در نمودار مثلثی AFM برای تمایز سنگهای کالکوالکالن و تولیتی (ایروین و باراکار، ۱۹۷۱).

۴-۵- پتروژنز سنگهای گرانیتی

بطور کلی سنگهای گرانیتی می‌توانند منشأ متفاوتی داشته باشند و ماگمای مادر آنها نیز در محیطهای تکتونیکی مختلفی به وجود می‌آیند. در این بخش خاستگاه ماگمایی و جایگاه تکتونیکی سنگهای منطقه مورد بحث و بررسی قرار خواهد گرفت. در بخش خاستگاه ماگمایی به منشأ سنگهای گرانیتوئیدی و در بخش جایگاه تکتونیکی به جایگاه تشکیل و قرارگیری توده‌های نفوذی گرانیتی در موقعیتهای مختلف صفحات تکتونیکی پرداخته شده است.

۴-۵-۱- خاستگاه ماگمایی سنگهای گرانیتوئیدی منطقه

مطالعات نشان داده است که سنگهای گرانیتوئیدی از لحاظ منشأ با یکدیگر تفاوت دارند. رید^۱ در سال ۱۹۵۷ به منشأ گوشته‌ای بعضی از گرانیتها پی برد. در سال ۱۹۷۴ چاپل و وایت پس از

^۱ - Read

مطالعه باتولیت‌های گرانیتی بزرگ کمربند کوهزایی تاسمانی در شرق استرالیا، گرانیتها را از نظر منشاء به دودسته S و I تقسیم کردند. گرانیتوئیدهای نوع I سنگ منشاء آذرین داشته و یا از تفریق ماگماهای مافیک‌تر (بازالتی) حاصل شده‌اند. گرانیتوئیدهای نوع S، سنگ منشاء رسوبی داشته و از ذوب بخشی سنگهای پوسته‌ای حاصل شده‌اند (نقل از شلی، ۱۹۹۳).

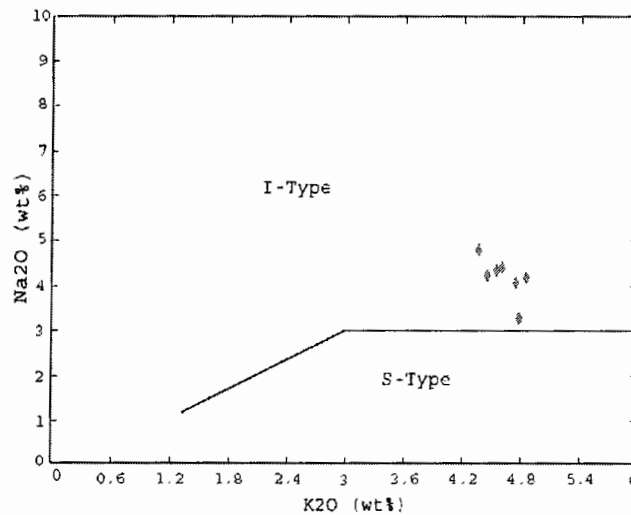
سنگهای گرانیتوئیدی نوع I (چاپل و وایت، ۱۹۸۸): دارای نسبت K/Na پایین، کلسیم بالا و حالت اکسیداسیون شدید هستند. بنابراین مگنتیت در آنها فراوان می‌باشد. گردهمایی کانیاپی در آنها شامل بیوتیت قرمز یا قهوه‌ای، هورنبلند (با انکلوزیونهای آپاتیت)، تیتانیت، آلانیت و گاهی ایلمنیت می‌باشد. اکثر اوقات متآلومین و تا کمی ضعیف پرآلومین هستند. در آنها فلدسپارتاسیم به رنگ صورتی و گل‌میخی یافت می‌شود.

سنگهای گرانیتوئیدی نوع S (چاپل و وایت، ۱۹۸۸): دارای نسبت K/Na بالا، کلسیم، استرانسیم و سدیم پایین (به واسطه هوازدگی خارج شده‌اند)، آلومینیم بالا و حالت اکسیداسیون ضعیف هستند. گردهمایی کانیاپی در آنها شامل بیوتیت قرمز - قهوه‌ای، مونازیت، تیتانیت، موسکویت و احتمالاً کردیریت و گارنت می‌باشند. پرآلومین هستند و توپاز و تورمالین نیز دارند. دارای انکلاوهای پلیتی بوده و کانیهایی دگرگونی در آنها فراوان است.

نمودار Na_2O در مقابل K_2O (چاپل و وایت، ۱۹۷۴)، برای تفکیک گرانیتوئیدهای نوع S و I استفاده شده است. براساس این نمودار سنگهای منطقه مورد مطالعه، تماماً در محدوده نوع I قرار گرفته‌اند (شکل ۴-۱۱).

در سال ۱۹۷۷ ایشی‌هارا^۱ سنگهای گرانیتی ژاپن را به دو سری مگنتیتی و ایلمنیتی تقسیم کرد. وی منشاء سری مگنتیتی را بخش فوقانی گوشته در نظر گرفت و اظهار داشت که در گوشته فوقانی یا پائین‌ترین بخش پوسته، مواد کربنی جهت انجام واکنش کم بوده و در عوض میزان فوگاسیته اکسیژن بالا است و در نتیجه مگنتیت تشکیل می‌شود.

^۱ - Ishihara



شکل ۴-۱۱- موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه در نمودار درصد وزنی Na_2O در مقابل K_2O برای تمایز گرانیتوئیدهای نوع S و I (چاپل و وایت، ۱۹۷۴).

در قسمتهای فوقانی پوسته به دلیل واکنش ماگمای حاصل از این مناطق با سنگهای رسوبی دگرگون شده که حاوی مواد کربن‌دار و گرافیت‌دار است، فوگاسیته اکسیژن کم شده و نسبت $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ پایین می‌آید و در نتیجه ایلمنیت تشکیل می‌گردد.

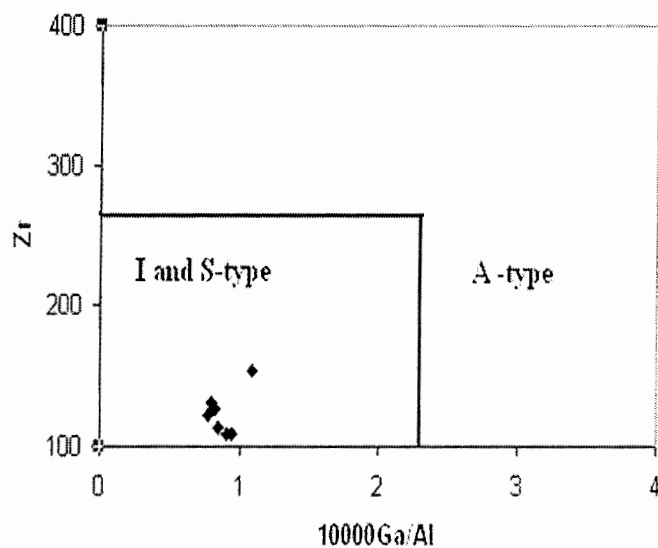
تاگاشی^۱ و همکاران (۱۹۸۰) این رده‌بندی را مدنظر قرار داده و آن را با رده‌بندی گرانیتوئیدهای S و I مقایسه کردند. آنها سری مگنتیتی را مشابه با گرانیتوئیدهای نوع I دانسته و سری ایلمنیت را هم شامل گرانیت نوع I و هم شامل گرانیت نوع S می‌دانند.

والن^۲ و همکاران (۱۹۸۷) گرانیتوئیدهای نوع A را معرفی کردند. گرانیتوئیدهای نوع A سنگهایی هستند که از $\text{Na}+\text{K}$, F, Zr غنی و از Ca و Al فقیر می‌باشند و نسبت بالایی از Fe / Mg را دارا می‌باشند. این نوع از گرانیتوئیدها، سنگهای آلکالن غیرکوهزایی بوده و در نوارهای چین‌خورده و پایدار شده ریفتها و کراتونها مشاهده شده‌اند. این گروه از گرانیتوئیدها، پرآلومین و بی‌آب هستند. از نظر کانی‌شناسی، وجود میکاهای غنی از آهن، آمفیبولها و پیروکسنهای پرآلکالن مشخصه آنهاست. با

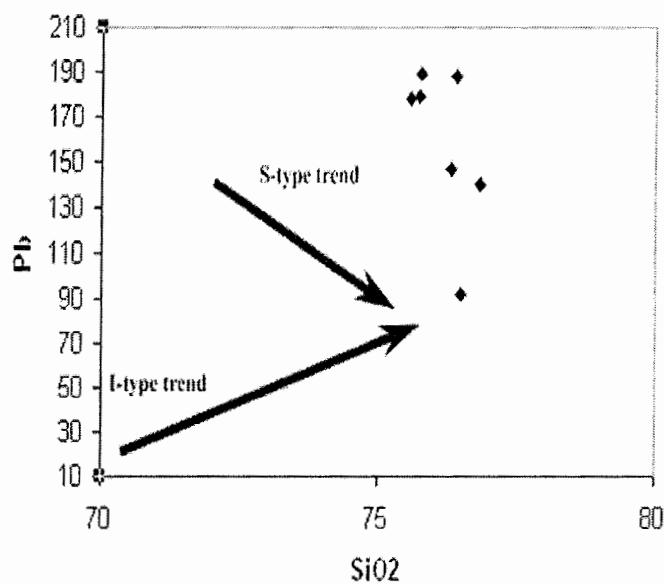
^۱- Tagahashi

^۲- Whalen

توجه به نمودارهای (شکل ۴-۱۲) نمونه‌های منطقه مورد مطالعه در محدوده گرانیتوئیدهای نوع I قرار می‌گیرند.



شکل الف- دیاگرام تعیین منشأ گرانیت‌های نوع S و I از والن و همکاران (۱۹۸۷) و موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه در آن.



شکل ب - نمودار $Pb - SiO_2$ چاپل و وایت (۱۹۹۲) جهت تفکیک گرانیت‌های نوع I و S و موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه بر روی آن

شکل ۴-۱۲ - نمودارهای تعیین منشأ سنگها

گرانیتوئیدهای نوع M1 زیر گروهی از گرانیتوئیدهای نوع I محسوب می‌شوند (والن و همکاران، ۱۹۸۵) و در پشته‌های میان اقیانوسی، نوارهای افیولیتی، توده‌های آذرین لایه‌ای و جزایر قوسی اقیانوسی یافت می‌شوند. این نوع سنگها از گوشته و احتمالاً از پوسته اقیانوسی فرورانده حاصل شده‌اند و توسط کانیهایی مانند هورنبلند، بیوتیت و پیروکسن و زینولیت‌های آذرین بازیک مشخص می‌شوند. فلدسپار پتاسیم در مراحل پایانی تبلور و به صورت یک هم‌رشدی گرانوفیری بین دانه‌ای بوجود می‌آید. در جدول (۳-۴) تقسیم‌بندی ژنتیکی گرانیتوئیدها آورده شده است (والن و همکاران، ۱۹۸۵).

جدول ۳-۴- مقایسه خصوصیات گرانیت‌بندهای نوع I، M، S و A (والن و همکاران، ۱۹۸۴) و خصوصیات استونک گرانیتی کوه گیری.

Type of Granite	SiO ₂	K ₂ O/Na ₂ O	Ca, Sr	A/ (C+N+K)*	Fe ³⁺ /Fe ²⁺	Cr, Ni	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	کاتیون‌های شاخص	ترکیب	ژئوشیمی	موقعیت تکونی
M	46-70%	کم	زیاد	کم	کم	کم	<0.705	هورزبلند، بیوتیت و پیروکسن	پلاژیو گرانیت	نسبت K/Na کم و Ca زیاد، حالت اگسیدان	زون گسترش همراه افیولیتها
I	53-76%	کم	در سنگهای مافیک مقدار این عناصر بالاست	کم، منا آلومین تا برآومین	متوسط	کم	<0.705	هورزبلند، بیوتیت، مگنتیت و اسفن	توبالیت- گرانودوریت و گرانیت	نسبت K/Na کم و Ca زیاد، حالت اگسیدان	زون فرازش- زون تصادم قاره‌ها (کوهرایی)
S	65-74%	زیاد	کم	متآومین شدید	کم	زیاد	>0.707	بیوتیت، موسکویت، گارنت، ایلمنیت، سیلمانیت و تورمالین	گرانیت	نسبت K/Na بالا، میزان Ca و Na کم، میزان Al بالا و حالت اچایی	زون تصادم قاره‌ها (کوهرایی)
A	بالتر از 77%	Na ₂ O زیاد	کم	برآکالن متغیر	متغیر	کم	متغیر	بیوتیت، مگنتیت و هورزبلند نوع آلکالی	گرانیت غنی از پتاسیم و سنیت	غنی از K, Na, Zr و F/ نسبت Mg/ Fe بالا و میزان Al کم و Ca کم	نقطه داغ و ریفت درون قاره‌ای (غیر کوهرایی)
گرانیت کوه گیری	75-77%	بیشتر از یک	کم	پر آلومین ضعیف	متوسط	کم	—	بیوتیت، مگنتیت	گرانیت	نسبت K/Na بیشتر از یک و Ca متوسط، حالت اگسیدان	همراه تا بعد از کوهرایی

با توجه به جدول ۳-۴ گرانیت منطقه کوه گبری از نوع I می‌باشد.

۴-۶- ژئوشیمی عناصر کمیاب

عنصر کمیاب عنصری است که غلظت آن در سنگ کمتر از ۰.۱٪ و یا کمتر از ۱۰۰۰ ppm باشد. گاهی اوقات عناصر کمیاب، کانی مخصوص به خود می‌سازند ولی در اغلب موارد جایگزین عناصر اصلی در ساختار کانیها می‌شوند.

مطالعه عناصر کمیاب بخشی 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).

در این بخش ابتدا روند تغییرات تعدادی از عناصر کمیاب در نمونه‌های مورد مطالعه را در دیاگرامهای ذوب و تفریق مورد بررسی قرار می‌دهیم. سپس داده‌های عناصر کمیاب نمونه‌های مورد مطالعه را به صورت نمودارهای عنکبوتی نمایش خواهیم داد.

۴-۶-۱- مقایسه بین پدیده‌های تبلور تفریقی و ذوب بخشی در توده گرانیتی کوه گبری

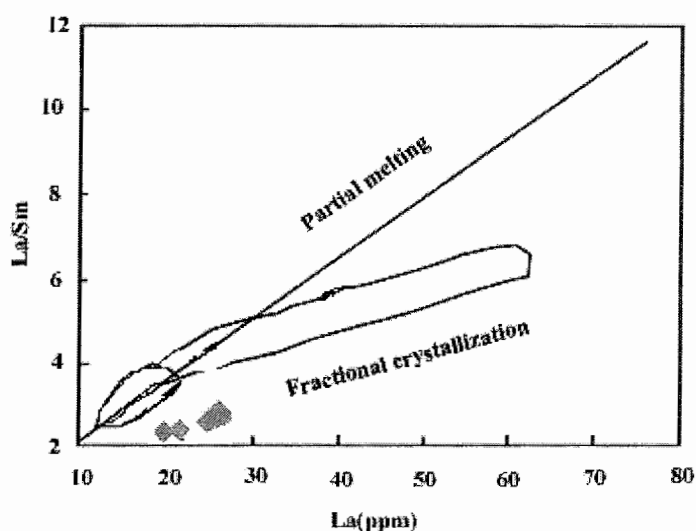
عناصر کمیاب، Sr، Rb و Ba قابل استفاده‌ترین عناصر کمیاب برای ارزیابی پدیده تبلور تفریقی در گرانیتوئیدها هستند. زیرا رفتار این عناصر در این سنگها شدیداً وابسته به فازهای کانیایی اصلی همچون فلدسپاتها و میکاهاست (نیوا^۱ و همکاران، ۱۹۸۷).

غلظت عناصر سازگار در هنگام تفریق بلوری شدیداً تغییر می‌کند. در صورتیکه عناصر ناسازگار، از نظر غلظت در هنگام ذوب بخشی بیشتر دچار تغییر می‌شوند (رولینسون، ۱۹۹۳). در اینجا برای مقایسه پدیده ذوب بخشی یا تفریق بلوری از نمودار La/Sm در مقابل La استفاده کرده‌ایم.

^۱- Niva

الف - نمودار La/Sm در مقابل La

این نمودار از چنگ^۱ و همکاران (۲۰۰۱) نقل شده است. همانطور که در شکل (۴-۱۳) مشاهده می‌شود در پدیده تبلور تفریقی، افزایش عنصر سبک La شدیدتر از افزایش نسبت La/Sm می‌باشد در صورتیکه در پدیده ذوب بخشی افزایش La و افزایش نسبت La/Sm تقریباً برابر و یکنواخت است. روند تغییرات نمونه‌های گرانیتی منطقه کوه‌گیری بیشتر با امتداد مربوط به پدیده تبلور تفریقی هماهنگ است.



شکل ۴-۱۳- دیاگرام La-La/Sm-چنگ و همکاران (۲۰۰۱) برای نمایش روندهای مربوط به پدیده‌های تبلور تفریقی و ذوب بخشی در ایجاد سنگ‌های گرانیتی و موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه بر روی آن. همان‌طور که از دیاگرام مشاهده می‌شود سنگ‌های منطقه کوه‌گیری از روند تفریقی تبعیت می‌کنند.

۴-۶-۲- نمایش داده‌های عناصر کمیاب به صورت نمودارهای عنکبوتی^۲

برای این منظور، عناصر هر گروه سنگی در مقابل متئوریت کندریتی و گوشته اولیه هنجار شده و ترسیم گردیده است که در ادامه به شرح آن می‌پردازیم:

^۱- Chang

^۲- Spidergram

- معمولاً غلظت عناصر کمیاب در سنگها به استاندارد خاصی که معمولاً متئوریت کندریتی است هنجار می‌شوند. دلیل انتخاب متئوریت‌های کندریتی نیز این است که تصور می‌شود، متئوریت‌ها نمونه‌هایی از منظومه شمسی هستند که بعد از تشکیل تاکنون نسبتاً تفکیک نشده مانده‌اند (رولینسون، ۱۹۹۳).

- از دیگر نمودارهای عنکبوتی، نمودارهای عنکبوتی هنجار شده به گوشته اولیه است. گوشته اولیه در حقیقت ترکیب گوشته قبل از تشکیل پوسته قاره‌ای است. در این نوع نمودارها ۱۹ عنصر بر اساس افزایش سازگاری و متناسب با درصد کم مذاب گوشته آرایش یافته‌اند (رولینسون، ۱۹۹۳). نمودارهای عنکبوتی بکار رفته برای نمونه‌های منطقه مورد مطالعه، به شرح زیر می‌باشد:

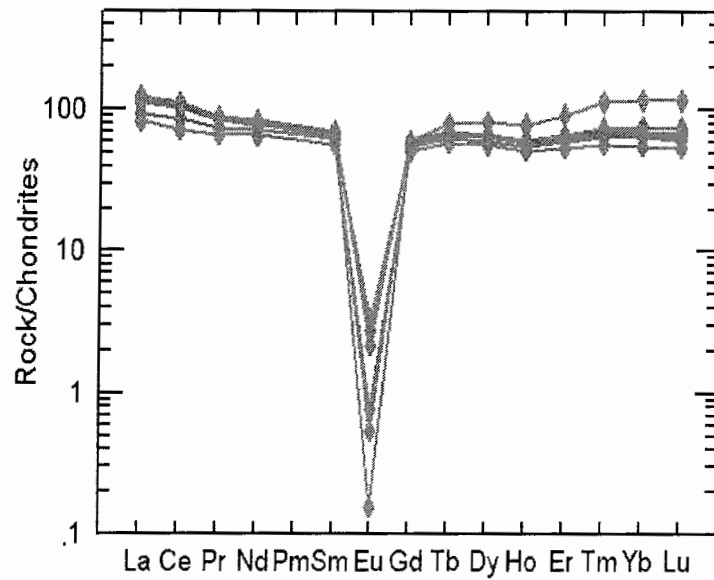
- نمودار عنکبوتی (شکل ۴-۱۴) عناصر کمیاب خاکی (REE) هنجار شده به مقادیر کندریتی (سان و مک دونالد^۱، ۱۹۸۹).

- نمودار عنکبوتی (شکل ۴-۱۵) چند عنصری هنجار شده به مقادیر کندریتی (سان و مک دونالد، ۱۹۸۰).

- نمودار عنکبوتی (شکل ۴-۱۶) چند عنصری هنجار شده نسبت به گوشته اولیه و قدیمی (وود^۲ و همکاران، ۱۹۷۹).

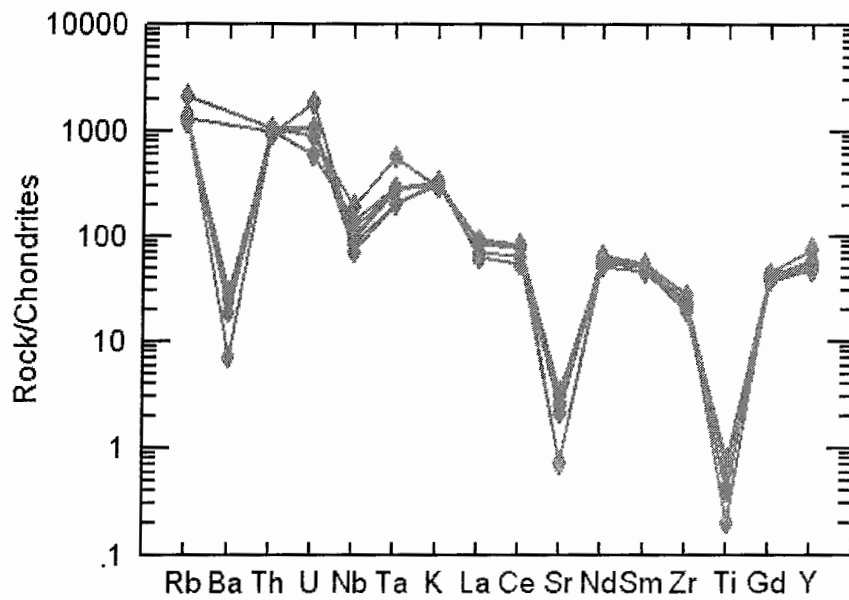
^۱- Sun&Macdonald

^۲- Wood



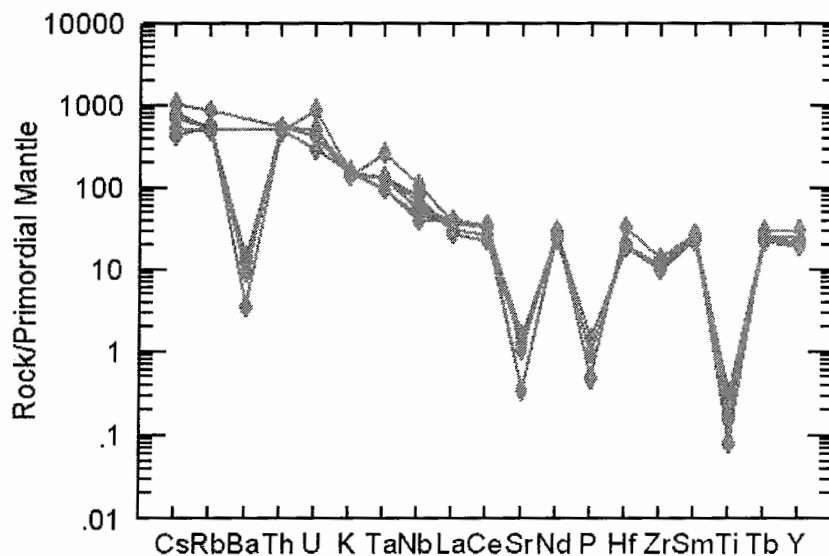
شکل ۴-۱۴- نمودار عنکبوتی عناصر کمیاب خاکی نمونه‌های

گرانیت کوه گبری هنجار شده نسبت به مقادیر کندریتی (سان و مک دونالد، ۱۹۸۹)



شکل ۴-۱۵- نمودار عنکبوتی چند عنصری هنجار شده به مقادیر

کندریتی گرانیت کوه گبری (سان و مک دونالد، ۱۹۸۰)



شکل ۴-۱۶- نمودار عنکبوتی چند عنصری هنجار شده نسبت به گوشته اولیه و قدیمی برای گرانیت کوه گبری (وود و همکاران، ۱۹۷۹).

همانگونه که در شکل (۴-۱۶) مشاهده می‌شود تقریباً همه نمونه‌های مورد مطالعه از عناصر کمیاب خاکی سبک (LREE) و از عناصر کمیاب خاکی سنگین (HREE) نسبت به کندریت، غنی‌شدگی یکسان نشان می‌دهند. اما در این شکل Eu آنومالی منفی از خود نشان می‌دهد. آنومالی Eu اغلب به وسیله پلاژیوکلازها (بویژه در ماگمای فلسیک) کنترل می‌شود زیرا Eu در حالت دو ظرفیتی) در پلاژیوکلازها و فلدسپات پتاسیم سازگار است در حالیکه سایر REE سه ظرفیتی، ناسازگار هستند. بنابراین جدا شدن فلدسپات از مذاب فلسیک به وسیله تفریق بلوری باعث پیدایش آنومالی منفی Eu در مذاب می‌شود (رولینسون، ۱۹۹۳).

همانطور که در شکل (۴-۱۵) و (۴-۱۶) ملاحظه می‌شود عناصر Ba, Nb, Sr, Ti, P و Zr از خود آنومالی منفی نشان می‌دهند. زیرا غلظت این عناصر توسط کانیه‌های مخصوص کنترل می‌شود. برای مثال غلظت Zr به وسیله زیرکن، P توسط آپاتیت، Ba, Sr به وسیله پلاژیوکلاز و Nb, Ti توسط ایلمنیت، روتیل و اسفن کنترل می‌شود. آنومالی منفی Nb می‌تواند در اثر آغستگی و اختلاط ماگما با مواد پوسته باشد (رولینسون، ۱۹۹۳).

۴-۷- جایگاه تکتونیکی سنگهای گرانیتوئیدی منطقه کوه گبری

پس از گسترش نظریه تکتونیک ورقه‌ای، محققان با مطالعه بر روی خصوصیات کانی‌شناسی، ژئوشیمیایی و شواهد صحرایی به این نتیجه رسیدند که میان توده‌های گرانیتوئیدی و موقعیت تکتونیکی آنها رابطه خاصی مشاهده می‌شود. توصیف محیط تکتونیکی گرانیتوئیدها توسط افراد مختلفی مانند پیچر^۱، پیرس^۲ و همکاران، ۱۹۸۴؛ وایلی^۳، ۱۹۸۴؛ ویتنی^۴، ۱۹۸۸؛ مانیار و پیکولی، ۱۹۸۹؛ باربارن^۵، ۱۹۹۰؛ باچلور و بودن^۶ (۱۹۸۵)؛ پیرس، ۱۹۹۶ و چپل و وایت، ۲۰۰۳ انجام شده و نمودارهای مختلفی بر اساس عناصر اصلی، فرعی و کمیاب ارائه شده است. اما اکثر نمودارهایی که استفاده می‌شوند بر پایه عناصر کمیاب غیر متحرک بوده و این نمودارها برای سنگهای دگرسان شده و دگرگون شده نیز به کار می‌روند. بطور خلاصه، یک نمودار خوب متمایز کننده محیط تکتونیکی، باید با عناصری تشکیل شود که نسبت به فرآیندهای 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).

در این قسمت جایگاه تکتونیکی گرانیتوئیدهای منطقه مورد مطالعه، با استفاده از تقسیم‌بندی مانیار و پیکولی (۱۹۸۹) و باچلور و بودن^۷ (۱۹۸۵) مورد بررسی قرار گرفته است.

۴-۷-۱- تقسیم‌بندی مانیار و پیکولی (۱۹۸۹)

مانیار و پیکولی با استفاده از کانیها و عناصر اصلی نمودارهایی را جهت تعیین محیط تکتونیکی گرانیتها ابداع نمودند. آنها ضمن تقسیم‌بندی گرانیتها به دو گروه اصلی، کوهزایی و غیر کوهزایی،

^۱- Peacher

^۲- Pearce

^۳- Wiley

^۴- Vitni

^۵-Barbarn

^۶- Batchelor & Bowden

^۷- Batchelor & Bowden

هفت نوع گرانیت فرعی را نیز مشخص کردند. مشخصات این هفت نوع گرانیت در جدول (۴-۴) آمده است. مشخصات این هفت نوع گرانیت در ادامه آمده است:

۴-۷-۱-۱- گرانیتوئیدهای کوهزایی - این گرانیتوئیدها شامل:

- **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، کوارتزدیوریت 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.

- **گرانیتوئیدهای پس از کوهزایی (POG)**^۴: 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. سنگهای تشکیل دهنده این گروه گرانیت بوده و به سری کالکوالکالن تعلق دارند.

¹ - Island Arc Granitoid

² -Continental Arc Granitoid

³ - Continental Collision Granitoid

⁴ - Post - Orgenic Granitoid

۴-۷-۱-۲- گرانیتوئیدهای غیرکوهزایی- این گرانیتوئیدها شامل:

- **گرانیتوئیدهای مرتبط با ریفت (RRG)**^۱: سنگهای این گروه، در طی ایجاد ریفت در پوسته ایجاد می‌شوند و می‌توانند شامل مجموعه سنگی آلکالی گرانیتها، آلکالی کوارتز سینیت و کوارتزمونزونیت باشند. براساس شاخص شدن، این گروه پرآلکالن بوده و به سری ماگمایی آلکالن تعلق دارند.

- **گرانیتوئیدهای ناشی از بالاآمدگی خشکی‌زایی قاره‌ای (CEUG)**^۲: گرانیتوئیدهای این گروه در مناطق قاره‌ای، که مرحله خشکی‌زایی را پشت سر گذاشته یا ریفت ناقصی در آنها پدید آمده، مشاهده شده‌اند. گروه مذکور احتمالاً در اثر فعالیت نقاط داغ به وجود می‌آیند (مانیاری و پیکولی، ۱۹۸۹). سنگهای تشکیل‌دهنده این گروه، شامل گرانیت، آلکالی‌گرانیت، کوارتزسینیت و آلکالی‌سینیت هستند. براساس شاخص شدن، این گروه پرآلکالن بوده و به سری ماگمایی آلکالن تعلق دارند.

- **پلاژیوگرانیتوئیدهای اقیانوسی (OP)**^۳: این گرانیتوئیدها عمدتاً در جزایر اقیانوسی و پشته‌های میان اقیانوسی تشکیل می‌شوند، تنها سنگ وابسته به این گروه تونالیت است. گروه مذکور متآلومین بوده و به سری ماگمایی کالکوالکالن تعلق دارند. نحوه استفاده از نمودارهای توصیفی محیط تکتونیکی بر اساس عناصر اصلی گرانیتوئیدها به قرار زیر می‌باشد:

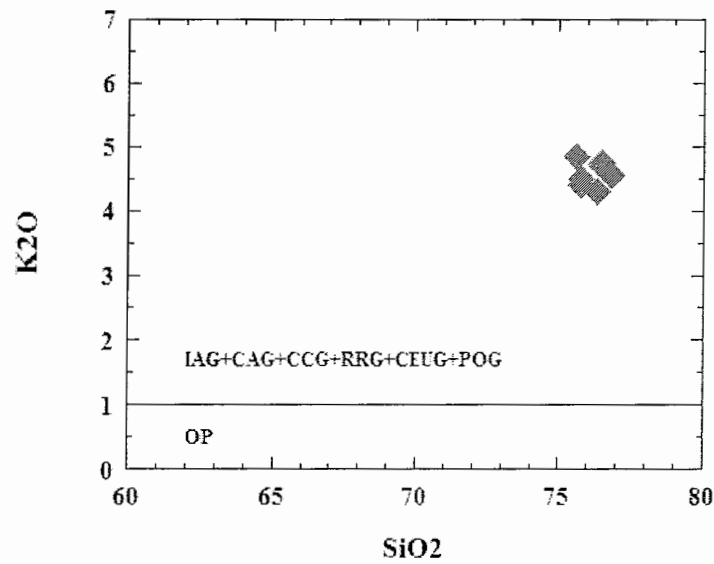
مرحله ۱) با استفاده از نمودار درصد وزنی K_2O در مقابل درصد وزنی SiO_2 ، پلاژیوگرانیت‌های اقیانوسی از سایر گروهها جدا می‌شوند. همانطور که در شکل (۴-۱۷) مشاهده می‌شود، میزان درصدوزنی K_2O در تمام نمونه‌های منطقه بالاتر از ۱ بوده و بنابراین در محدوده پلاژیوگرانیتوئیدها قرار نمی‌گیرند.

مرحله ۲) در این مرحله 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

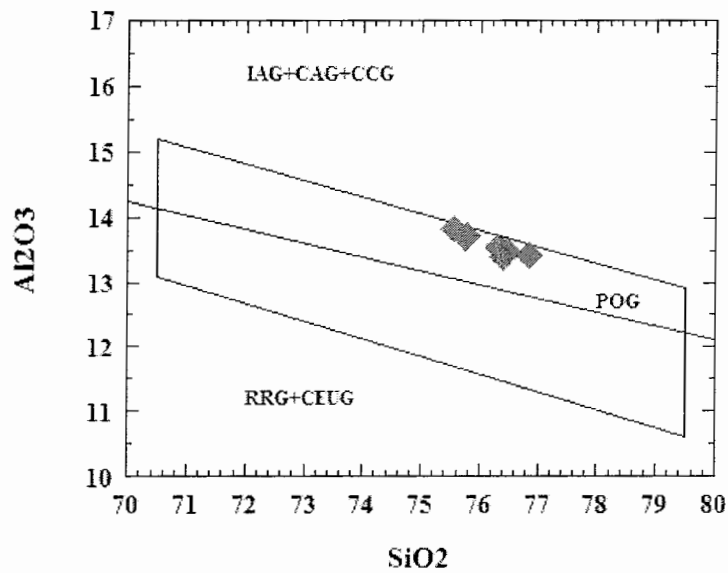
¹- Rift Related Granitoid

²- Continental Epirogeny Uplift Granitoid

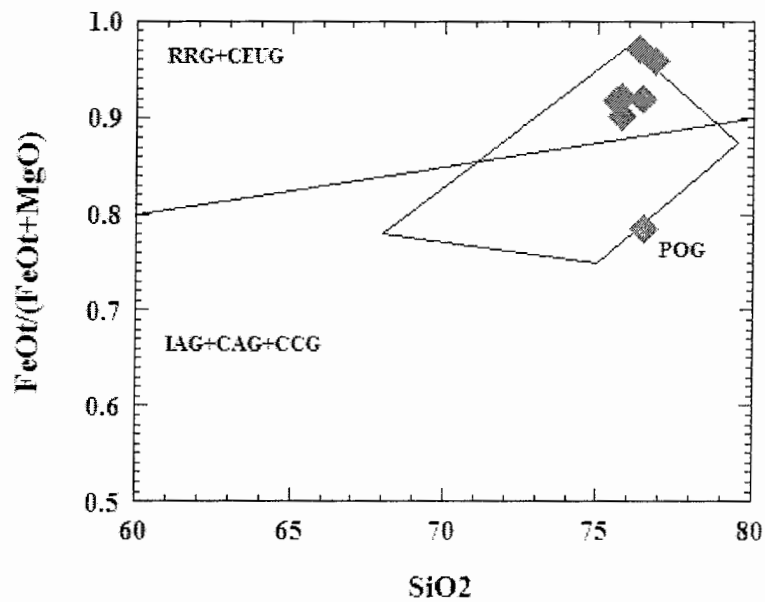
³- Oceanic Plagio Granitoid



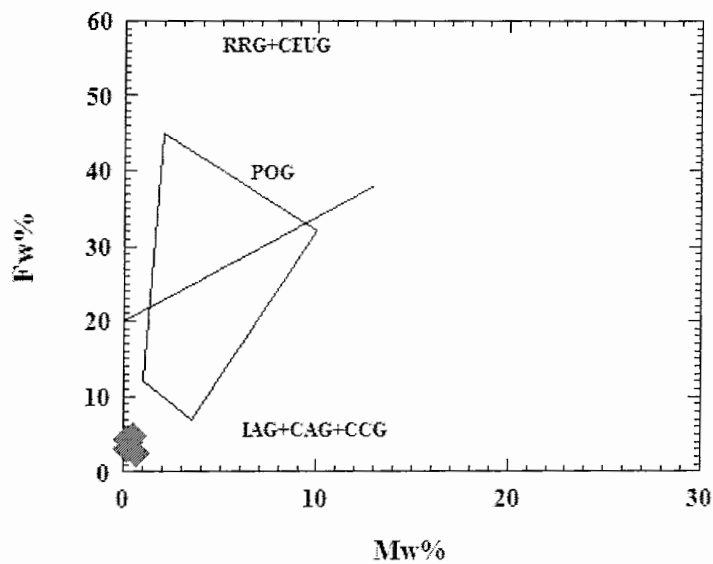
شکل ۴-۱۷- موقعیت نمونه‌های منطقه کوه گبری در نمودار درصد وزنی K₂O در مقابل سیلیس برای تفکیک پلاژیوگرانیتوئیدهای اقیانوسی از سایر گرانیتوئیدها (مانیار و پیکولی، ۱۹۸۹).



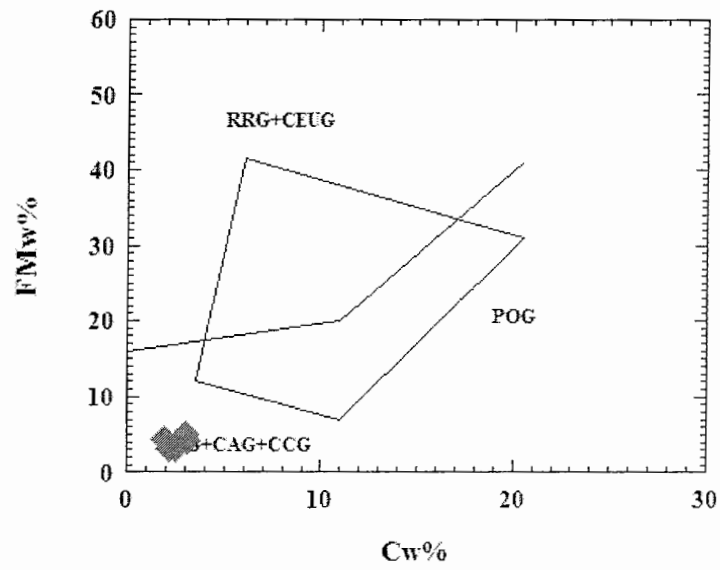
شکل ۴-۱۸- موقعیت نمونه‌های منطقه کوه گبری در نمودار درصد وزنی Al₂O₃ در مقابل سیلیس (مانیار و پیکولی، ۱۹۸۹).



شکل ۴-۱۹- موقعیت نمونه‌های گرانیت کوه گبری در نمودار درصد وزنی FeO^*/FeO^*+MgO در مقابل تغییرات سیلیس (مانیار و پیکولی، ۱۹۸۹)،



شکل ۴-۲۰- موقعیت نمونه‌های گرانیت منطقه کوه گبری در نمودار درصد وزنی FeO^* در مقابل MgO (مانیار و پیکولی، ۱۹۸۹)،



شکل ۴-۲۱- موقعیت نمونه‌های منطقه کوه گبری در نمودار درصد وزنی $FeO+MgO$

در مقابل CaO (مانیار و پیکولی، ۱۹۸۹)،

جدول ۴-۴- خصوصیات ژئوشیمیایی گرانیتیدها در موقعیت‌های تکتونیکی مختلف (مانیار و پیکولی، ۱۹۸۹) و مقایسه آن با گرانیت کوه گیری

کوه گیری	غیر کوهزایی					کوهزایی				
	OP	CEUG	RRG	POG	CCG	CAG	IAG			
۷۵- ۷۷	۶۱- ۷۸	۷۱- ۷۷	۷۲- ۷۸	۷۰- ۷۸	۷۰- ۷۶	۷۲- ۷۶	۶۰- ۶۸	SiO ₂	اندیس آلکالی - کلسیم	
کانک آکالن	کلسیک	آکالن	آکالن	آکالی کلسیک	کانک آکالن - آکالن	کانک آکالن	کانک آکالن کلسیک			
پراومین ضعیف	منا آومین تا پراومین	پر آکالن و متاومین	پر آکالن و متاومین	منا آومین تا پراومین	پراومین	منا آومین	منا آومین	Al	اندیس آل	
۸/۸- ۴/۹	کمتر از ۴	۱- ۱۲	۲- ۲۵	۲- ۱۸	۲- ۱۰	کمتر از ۴	حدود ۱	Na ₂ O/CaO	درصد	
۰/۶- ۱	۰- ۵۰	۰/۶- ۱	۰/۷- ۱	۰/۶- ۱/۲	۰/۴- ۱/۵	۰/۴- ۲	۰/۴- ۳	Na ₂ O/K ₂ O	درصد	
میانگین ۰/۸										
۰/۰۲- ۰/۳	۰- ۰/۷	۰- ۰/۱۲	۰- ۰/۲	۰/۲- ۰/۳	۰/۰۵- ۰/۶	۰/۱۱- ۰/۱۵	۰/۳- ۰/۸۵	MgO/FeO*	درصد	
میانگین ۰/۰۹										
۱/۶- ۱/۷	۰- ۵۰	۰- ۷/۵	۰- ۷/۵	۲- ۱۸	۲- ۴۵	۲- ۳۸	۱۲- ۲۸	Al ₂ O ₃ / Na ₂ O+K ₂ O		
میانگین ۱/۶										

بر اساس جدول بالا و مقایسه آن با گرانیت‌های منطقه کوه گیری نتیجه می‌شود که گرانیت‌های منطقه مورد مطالعه از گروه گرانیت‌های بعد از برخورد (POG) می‌باشند.

همانطور که در جدول ۴-۴ مشهود است، مشخصه‌های گرانیتوئیدهای مختلف با یکدیگر متفاوت می‌باشد بطوریکه می‌توان بر اساس آنها انواع این گرانیتها را از یکدیگر تفکیک نمود. در این جدول مشخصه‌های شیمیایی توده نفوذی کوه گیری نیز جهت مقایسه آورده شده است. همانطور که در جدول مشخص است؛ گرانیت‌های منطقه مورد مطالعه شباهت زیادی با گرانیت‌های همزمان با برخورد تا پس از برخورد دارند. نمودار $A / CNK - A / NK$ نیز مؤید همین مسأله می‌باشد.

۴-۷-۲- تقسیم‌بندی باچلور و بودن (۱۹۸۵)

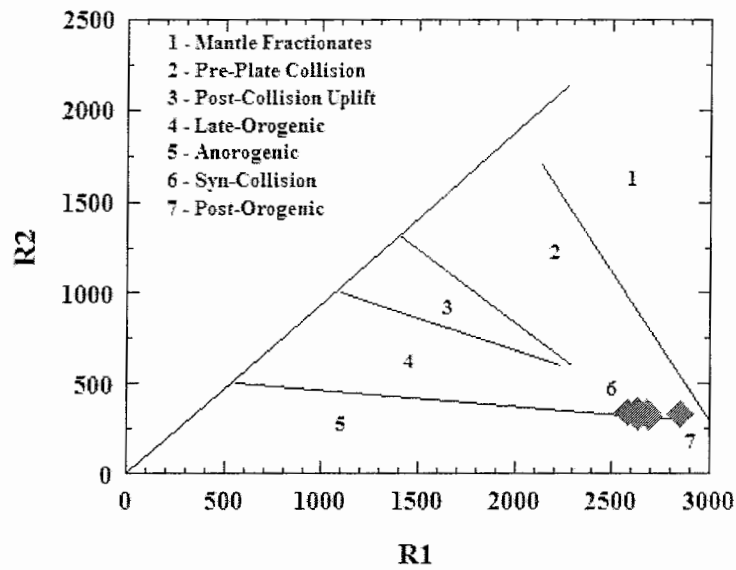
این نمودار که یک نمودار کاتیونی است برای تعیین محیط تکتونیکی بسیار مناسب می‌باشد زیرا هم در مورد سنگهای نفوذی و هم آتشفشانی می‌تواند کاربرد داشته باشد. باچلور و بودن (۱۹۸۵) با استفاده از دو فاکتور R_1 و R_2 سنگهای گرانیتوئیدی را برحسب محیط تکتونیکی به هفت رده تقسیم کردند.

این هفت رده‌بندی عبارتند از:

- ۱) گرانیتوئیدهای تفریق یافته گوشته‌ای؛ ۲) گرانیتوئیدهای قبل از برخورد صفحات؛ ۳) گرانیتوئیدهای بالازدگی بعد از برخورد؛ ۴) گرانیتوئیدهای مراحل پایانی کوهزایی؛ ۵) گرانیتوئیدهای غیرکوهزایی؛ ۶) گرانیتوئیدهای همزمان با برخورد و ۷) گرانیتوئیدهای بعد از برخورد.

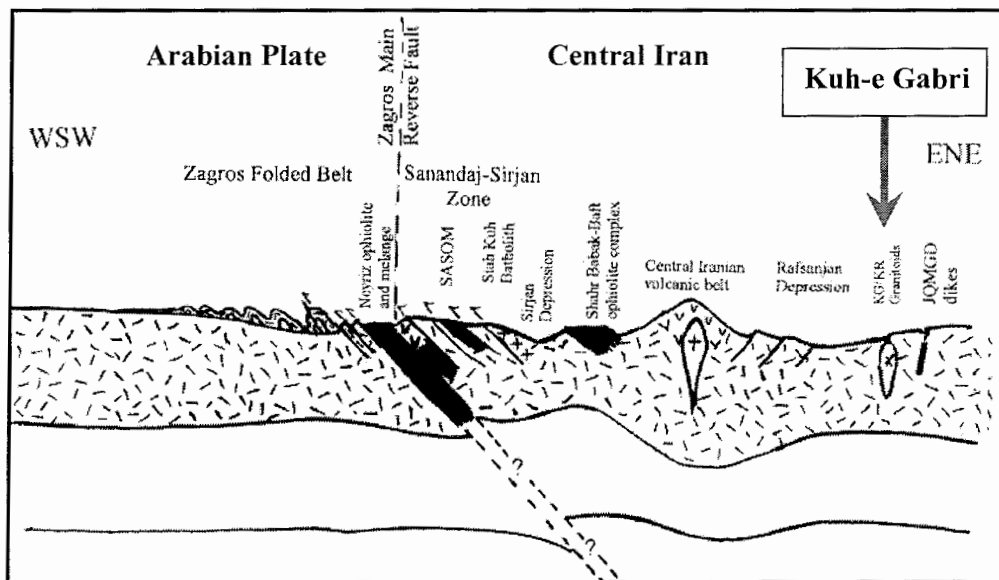
شکل (۴-۲۲) نمودار $R_1 - R_2$ باچلور و بودن را نشان می‌دهد. طبق این نمودار سنگهای گرانیتوئیدی منطقه مورد مطالعه عمدتاً در رده گرانیتوئیدهای همزمان با برخورد قرار می‌گیرند. بطور کلی فرورفتگی رفسنجان یک حوزه کششی پشت قوس با سن ائوسن تا میوسن می‌باشد که سنگهای گرانیتوئیدی نوع I از جمله کوه ریگ و کوه گیری در آن قرار دارند (شهاب‌پور، ۲۰۰۵). با توجه به نمودارهای فوق، گرانیتوئید کوه گیری مربوط به محیط تکتونیکی همزمان تا بعد از برخورد می‌باشد. شهاب‌پور (۲۰۰۵) نیز محیط تکتونیکی گرانیتوئیدهای فوق را نوار ماگمایی

پشت قوسی^۱ در نظر گرفته است (شکل ۴-۲۳)



شکل ۴-۲۲ - موقعیت نمونه‌های گرانیت کوه گبری در نمودار R1-R2 برای

تمایز تکتونیکی سنگهای گرانیتوئیدی (باچلور و بودن، ۱۹۸۵).



شکل ۴-۲۳ - مدل تکتونیکی نوار کوهزایی حدفاصل کرمان-نیریز و موقعیت گرانیت کوه گبری در آن (شهاب‌پور،

۲۰۰۵)

^۱- Back Arc Magmatic Belt (BAMB)

ای خاک اگر سینه تو بشکافند
بس گوهر قیمتی که در سینه توست
”خام“

فصل پنجم

طبقه‌بندی و پترولوژی اسکارنها

۵-۱- مقدمه

اسکارنها سنگهای دارای سیلیکاتها یا آلومینوسیلیکاتها کلسیم، آهن و منیزیم‌داری هستند که در طی دگرگونی ناحیه‌ای، مجاورتی و یا فرآیندهای متاسوماتیسم مجاورتی وابسته به نفوذیهای آذرین تشکیل می‌گردند. اسکارنها در کنار توده‌های نفوذی ماگمایی، زونهای ساختاری، شکافها و حفرات، در سیستمهای کم‌عمق زمین گرمایی، در کف اقیانوسها و در پایین‌ترین اعماق پوستهای مدفون شده به وجود می‌آیند. ترکیب کانی‌شناسی، این محیطهای مختلف را به هم پیوند می‌دهد. کانی‌شناسی اسکارنها شامل محدوده وسیعی از کالک‌سیلیکاتها و کانیهای همراه می‌باشد. اما معمولاً گارنت و پیروکسن غالب می‌باشد (بست^۱، ۱۹۸۲).

اسکارنها و ذخایر آن به عنوان دسته‌ای از ذخایر کانیایی بیش از ۱۰۰ سال است که مورد توجه قرار گرفته و شناخته شده‌اند و تاکنون زمین‌شناسان متعددی مانند:

Beek (1900), Barell (1902), Goldschmidt (1921), Lindgren (1922), Korzhinski (1936), Bowen (1940), Zharikov (1968), Einaudi & Burt (1981), Marikos (1990), Meinert (1995), Evans (1997), Ferry (1995), Ferry (2002).

اسکارنها و کانسارهای آنها را شناسایی و طبقه‌بندی کرده‌اند. در این بخش سعی شده تا اسکارنها از دیدگاههای مختلف تقسیم‌بندی شده و سپس پترولوژی و پتروژنز اسکارنها مشتمل بر متاسوماتیسم در اسکارن، نحوه شکل‌گیری و مراحل تشکیل اسکارن بیان شود. در جدول (۵-۱) بعضی از خصوصیات کانسارهای اسکارن بطور خلاصه آمده است (اونس، ۱۹۹۷).

^۱ Best

جدول ۵-۱- خصوصیات عمومی کانسارهای اسکارن (اونس و همکاران، ۱۹۹۷) در مقایسه با اسکارن کوه گبری

اسکارن کوه گبری	خصوصیات عمومی اسکارنها	
یک تا ۴ کیلومتر	یک تا چند کیلومتر	عمق تشکیل
از ۳۵۰ تا ۸۰۰ درجه سانتیگراد	از ۳۵۰ تا ۸۰۰ درجه سانتیگراد	درجه حرارت تشکیل
در نزدیکی توده نفوذی	در نزدیکی و یا به طور بخشی در درون توده‌های نفوذی عمیق. غالباً در درون سنگهای کربناتی و بعضاً در درون هورنفلس، شیسیت یا گنایس.	محل رخداد
بسیار نامنظم، زبانه‌هایی از ماده معدنی ممکن است در امتداد هر عارضه ساختمانی صفحه‌ای از قبیل سطح لایه-بندی، سطح درزه‌ها، گسلها و غیره تشکیل گردد.	بسیار نامنظم، زبانه‌هایی از ماده معدنی ممکن است در امتداد هر عارضه ساختمانی صفحه‌ای از قبیل سطح لایه-بندی، سطح درزه‌ها، گسلها و غیره تشکیل گردد.	ماهیت منطقه معدنی
مگنتیت، اسپیکولاریت، هماتیت	مگنتیت، اسپیکولاریت، گرافیت، طلا، کالکوپیریت، پروتیت، شلیت، ولفرامیت، گالن، اسفالریت، پیریت، مولیبدنیت، کاسیتريت	کانیهای فلزی
گروسولار، هدنبرژیت، ایدوکراز، اپیدوت، ولاستونیت، دیوپسید، آندرادیت، کوارتز و کلسیت	گروسولار، هدنبرژیت، ایدوکراز، اپیدوت، اکتینولیت، ولاستونیت، دیوپسید، فورستریت، آنورتیت، کوارتز و کربناتها	کانیهای متداول و بارز
معمولاً درشت دانه	معمولاً درشت دانه و ممکن است بواسطه سنگهای آهکی لایه‌ای، ساختی لایه مانند داشته باشد.	بافت و ساخت

۵-۲- تقسیم‌بندی اسکارنها

اسکارنها از دیدگاه‌های مختلفی تقسیم‌بندی شده‌اند. زمین‌شناسان، اسکارنها را با توجه به نوع سنگ جانشین شونده، ترکیب شیمیایی سنگ مادر، نحوه تشکیل، تجمع کانیهای فلزی، شکل، شرایط Eh، موقعیت تکتونیکی و ... به گروه‌های مختلفی تقسیم‌بندی کرده‌اند.

۵-۲-۱- تقسیم‌بندی اسکارنها براساس نوع سنگ جانشین شده

اسکارنها براساس نوع سنگ جایگزین شده به دو دسته درون اسکارن^۱ و برون اسکارن^۲ تقسیم شده‌اند. درون اسکارن هنگامی به وجود می‌آید که اسکارن‌زایی در درون سنگهای آذرین رخ دهد. در صورتیکه کانیهای اسکارن، در داخل سنگهای درونگیر (عمدتاً سنگهای کربناته) ایجاد شوند، برون اسکارن تشکیل می‌شود. درون اسکارنها در مناطقی تشکیل می‌شوند که حرکت سیال در محل تماس توده نفوذی با کربنات، به سمت توده باشد. غالباً درون اسکارن در محلهایی که شکستگی و نفوذ پذیری بالا باشد، به وجود می‌آید. در نواحی عمیق، درون اسکارن تنها در سطح تماس توده با سنگهای کربناته و با ضخامت کم تشکیل می‌شود زیرا در نواحی عمیق شکستگیها کمتر و چرخش سیالات محدودتر است. درون اسکارن می‌تواند در بردارنده کانه باشد. بیشتر اسکارنها از دسته برون اسکارن بوده و در سنگهای اطراف توده نفوذی تشکیل می‌شوند و اکثر ذخایر اسکارن اقتصادی دنیا در برون اسکارنها یافت می‌شوند (اینودی^۳ و همکاران، ۱۹۸۱). بر اساس این تقسیم‌بندی، اسکارنهای منطقه مورد مطالعه از نوع برون اسکارن می‌باشند.

۵-۲-۲- تقسیم‌بندی اسکارنها براساس ترکیب شیمیایی

برون اسکارنها، براساس مجموعه کانیهای غالب به سه گروه اسکارن منیزیم‌دار^۴، اسکارن کلسیک^۱ و اسکارن سیلیکاته^۲ تقسیم‌بندی می‌شوند. در این طبقه‌بندی، نوع اسکارن نشان دهنده

^۱ - Endoskarn

^۲ - Exoskarn

^۳ - Einaudi

^۴ - Magnesian Skarn

ترکیب شیمیایی سنگی است که اسکارن جانشین آن شده است.

۵-۲-۱- اسکارن کلسیک

این اسکارن از جانشینی سنگهای آهکی حاصل شده و متداولترین نوع اسکارن می‌باشد. کانیهای اصلی اسکارنهای کلسیک شامل گارنت (گروسولار - آندرادیت)، کلینوپیروکسن (دیوپسید- هدربرژیت)، وزوویانیت، اسکاپولیت، اپیدوت، ولاستونیت، مگنتیت و ... است. اسکارنهای کلسیک عمدتاً در مراحل نهایی ماگمایی تشکیل می‌گردند و بخش اعظم ذخایر اسکارن اقتصادی دنیا در برون اسکارنهای کلسیم‌دار یافت شده‌اند. اسکارن کوه گبری از این نوع بوده و دارای همین مجموعه کانیایی است.

۵-۲-۲- اسکارن منیزیم‌دار

این اسکارنها از جانشینی دولومیت یا سنگ آهک دولومیتی پدید می‌آیند. در برخی از موارد سنگ میزبان دولومیتی، اولیه نبوده و در جریان فرآیندهای هیدروترمال در سنگهای آهکی اولیه به وجود آمده‌اند. کانیهای شاخص این اسکارنها شامل فورستریت، مونتیسلیت، دیوپسید، اسپینل، فلوگوپیت، کانیهای گروه هومیت، سرپانتین، پارگازیت و ... است.

۵-۲-۳- اسکارنهای سیلیکاته

این اسکارنها از جانشینی سنگهای سیلیکاته به وجود می‌آیند. گروهی از اسکارنهای سیلیکاته از جانشینی سنگهای آذرین عمقی با ترکیب گرانودیوریت، آداملیت، سینیت و گروهی دیگر از جانشینی سنگهای آذرین سطحی مانند توفها و ولکانیتها به وجود می‌آیند. موارد معدودی نیز از پیدایش این نوع اسکارنها در ماسه سنگهای آرکوزی و سنگهای سیلیسی گزارش شده است. وجود اسکاپولیتها مهمترین ویژگی اسکارنهای سیلیکاته می‌باشد که در اسکارن منطقه مشاهده نمی‌شود.

¹ - Calcic Skarn

² - Silicate Skarn

بطور کلی، با توجه به مطالعات XRD، کانیهای اصلی اسکارنهای منطقه از گارنت، ولاستونیت، دیوپسید، هدنبرژیت، وزوویانیت، کلسیت و کوارتز تشکیل شده‌اند. با توجه به اینکه پیروکسنهای موجود در اسکارن منطقه، ترکیب حدواسط میان دیوپسید ($\text{Ca Mg Si}_2\text{O}_6$) و هدنبرژیت ($\text{Ca Fe Si}_2\text{O}_6$) را دارند، می‌توان گفت که سنگ میزبان آنها، احتمالاً از جنس آهک دولومیتی بوده است. وجود این کانیها بیانگر آن است که این گروه از اسکارنها به گروه اسکارنهای کلسیک تعلق دارند.

۵-۲-۳- تقسیم‌بندی اسکارنها براساس تجمع کانیهای فلزی

از نقطه نظر اقتصادی، اسکارنها بر حسب تجمع مواد فلزی به اسکارنهای آهن، تنگستن، مس، سرب- روی و مولیبدن و قلع طبقه‌بندی شده‌اند (اینودی و همکاران، ۱۹۸۱). این فلزات می‌توانند در انواع اسکارنها یافت شوند اما تشکیل ذخایر تنگستن، مس و سرب - روی در اسکارنهای منیزیم‌دار کمیاب است. نوع و میزان ذخیره به نوع ماگما، عمق تشکیل، ترکیب شیمیایی سنگ میزبان، فاصله افق کربنات از منبع ماگمایی و میزان دخالت آبهای جوی بستگی دارد. خلاصه‌ای از ویژگیهای اسکارنهای دربردارنده کانه در جدول (۵-۲) آورده شده است.

کانیهای فلزی مشاهده شده در منطقه مشتمل بر مگنتیت، همتایت، گوتیت و اسپیکولاریت می‌باشد که این مطلب مؤید آن است که اسکارنهای منطقه مورد مطالعه از نوع اسکارنهای آهن‌دار می‌باشند.

۵-۲-۴- تقسیم‌بندی اسکارنها براساس شکل

بر این اساس اسکارنها به انواع لایه‌ای، عدسی، استوک، لوله‌ای، رگه‌ای، لانه‌ای، شاخه درهم طبقه‌بندی می‌شوند. اسکارنهای منطقه مورد مطالعه از نوع توده‌ای و رگه‌ای می‌باشند.

۵-۲-۵- تقسیم‌بندی اسکارنها براساس جایگاه تکتونیکی

بیشتر اسکارنها در مرزهای صفحات همگرا و محدوده‌ای از جزایر قوسی اقیانوسی به طرف حاشیه قاره به وجود می‌آیند. تقریباً تنها اسکارنهای موجود در جزایر قوسی آتشفشانی، اسکارنهای مگنتیت‌دار کلسیک هستند که اغلب دارای مقادیر قابل توجهی از Cu ، Co و Au هستند. این اسکارنها از تأثیر متقابل سنگهای نفوذی مافیک با سنگهای آهکی ریفی به وجود

جدول ۵-۲- موقعیت زمین‌شناسی و کانه‌زایی انواع مختلف اسکارن (اقتباس از زاریکوف، ۱۹۹۱)

موقعیت زمین‌شناسی	ماگماتیسم	اسکارنها	کانه‌زایی
سپرهای قدیمی فعال شده	گرانیتوئیدها	CaSk (dif ¹ , inf ²)	B, Fe, Zn, فلوگوپیت
سپرهای قدیمی فعال شده	گرانیتوئیدها (سریهای مختلط)	CaSk (dif, inf)	Cu, Pb, Zn, Au
پلاتفرمها	بازیک - آلکالی - اولترابازیک	Mg-CaSk	Fe و فلوگوپیت
مرحله نخستین گسترش ژئوسنکلینال (رژیم جزایر قوسی)	تشکیلات گابرو - سینیت - پلاژیوگرانیت	CaSk (dif, inf)	Fe, Cu, Co (Au)
مرحله میانی گسترش ژئوسنکلینال (رژیم حاشیه قاره‌ای و همزمان با کوهزایی)	گرانیتوئیدها (تشکیل گرانیت و گرانودیوریت)	MgSk (inf)	W, Mo, Sn, Cu, Zn, Be, B
مرحله پایانی گسترش ژئوسنکلینال (مرحله تأخیری بعد از کوهزایی رژیم حاشیه قاره‌ای)	گرانیتوئیدها تا سنگهای آلکالی (سری نفوذیهای کوچک)	CaSk (dif, inf) MgSk (inf)	Pb, Zn, W, Cu, Sn, B, Ag, Au

می‌آیند. شکل (۵-۱) ارتباط کانسار سازی در اسکارنها را در موقعیتهای مختلف تکتونیکی نشان می‌دهد (ماینرت^۳، ۱۹۹۲). با توجه به این شکل مشاهده می‌شود که در جزایر قوسی تنها کانسارهای Co دیده می‌شود. تعدادی از ذخایر طلای اسکارن نیز در حوضه‌های پشت قوسی همراه با قوسهای ولکانیکی اقیانوسی مشاهده شده‌اند. در قسمت B محیط فرورانش قاره‌ای همراه با گوه‌های افزاینده نشان داده شده است. در این مناطق نفوذیها از نظر ترکیب دارای محدوده‌ای از دیوریت تا گرانودیوریت هستند. در اینگونه محیطها اختلاف در انواع فلزات پایه اصلی، با محیط زمین‌شناسی محلی (عمق تشکیل، ساختار و مسیر عبور سیال) ارتباط دارد (ناکانو و همکاران،

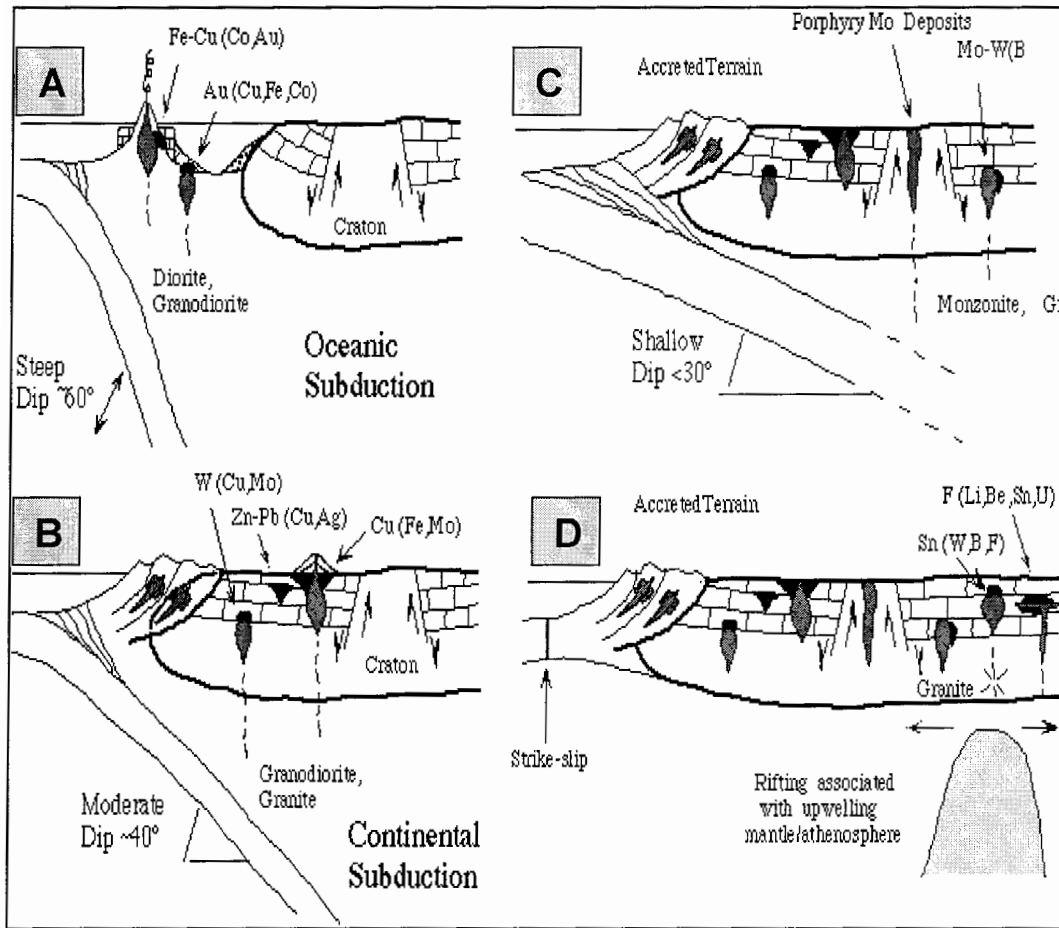
¹ - Diffusion
² - Infiltration
³ - Meinert

۱۹۹۰). در قسمت C محیط فرورانش تحولی با زاویه کم نشان داده شده است. در اینگونه مناطق ماگما واکنش بیشتری با پوسته داده و حرکت رو به پایین قطعه باقیمانده از فرورانش، می‌تواند موجب یک ریفتینگ محلی شود، (تاکاهاشی و همکاران، ۱۹۸۰) ترکیب توده‌های نفوذی در اینگونه مناطق عمدتاً گرانیتی بوده و اسکارنها، اکثراً غنی از Co, Bi, Zn, Mo, W و به مقدار کمی F هستند. در قسمت D محیط پس از فرورانش با ریفتینگ قاره‌ای نشان داده شده است. اسکارنهای به وجود آمده در اینگونه محیطها، وابسته به فرورانش نیستند. این اسکارنها می‌توانند همراه با ماگماتیسیم نوع S و یا همراه با ریفتینگ کراتون پایدار شده باشند. نفوذیها از نظر ترکیبی عمدتاً گرانیتی بوده و اسکارنهای وابسته به آنها نیز اکثراً غنی از قلع و فلورور هستند. این اسکارنها میتوانند همراه با یک سری عناصر مهمان باشند که از نظر اقتصادی دارای اهمیت هستند، این عناصر شامل F, Pb, Zn, Bi, Li, B, W, Be و REE هستند.

۵-۳- نحوه تشکیل و مراحل شکل‌گیری اسکارن

کورژینسکی فرضیه تراوش - نشر را برای تشکیل اسکارنها مطرح کرد. براساس این فرضیه، اسکارن و کانسارهای اسکارن در نزدیکی محل تماس سنگهای سیلیکاته و کربناته در جریان گردش محلولهای داغی تشکیل می‌شوند که مواد شیمیایی خود را یا از مخزن ماگمایی و یا از سنگهای درونگیر گرفته‌اند. نسبت عناصر در مناطقی که محلول وارد منطقه همبری می‌شود تا مناطقی که از آن بیرون می‌رود، متفاوت است. در نقاطی که محلول وارد منطقه همبری می‌شود، نقش فرآیند تراوش در تشکیل اسکارن بیشتر است و در مناطقی که محلول از سیستم خارج میشود، اهمیت فرآیند نشر عناصر بین سنگهای سیلیکاته و کربناته افزایش می‌یابد (اسمیرنوف، ۱۹۷۶). مسلماً فرآیند تراوش در تشکیل اسکارنها، می‌تواند منجر به ایجاد آنها در مقیاس وسیع شود. بسیاری از محققان از جمله اینودی و بارت مکانیزم اصلی تشکیل اسکارن را تراوش در نظر گرفته‌اند.

یک وابستگی اساسی بین تشکیل اسکارن و تکامل سیستماتیک آن یا جایگزینی و تاریخچه انجماد توده نفوذی همراه با اسکارن وجود دارد بطوریکه پیدایش اسکارن و کانسار اسکارن نتیجه



- A : محیط فرورانش اقیانوسی حوضه پشت قوس
 B : محیط فرورانش قاره‌ای به همراه گوه‌های افزایشده
 C : محیط فرورانش تحولی با زاویه کم
 D : محیط پس از فرورانش یا ریف‌تینگ قاره‌ای

شکل ۵-۱- مدل‌های تکتونیکی آرمانی تشکیل اسکارن (مینرت، ۱۹۹۲).

تأثیر توأم گرمای نفوذیهای آذرین و محلولهای داغ ماگمایی یا گرمایی و واکنش آنها با سنگهای درونگیر می‌باشد. توده‌های آذرین تأثیری دو گانه بر سنگهای درونگیر دارند، از یک سو سنگها را داغ کرده و سبب باز بلورین شدن آنها می‌شوند، بدینسان هاله‌هایی کمابیش پیوسته از دگرگونی حرارتی پیرامون نفوذیها گسترش می‌یابد. در جریان این فرآیند سنگ آهک به مرمر تبدیل میشود.

از سوی دیگر با آزاد شدن مواد فرار از توده نفوذی فرآیندهای متاسوماتیک روی می‌دهند در نتیجه، درون این هاله، توده‌های اسکارن پدید می‌آیند.

به عقیده پرتسوف (۱۹۹۱) تشکیل اسکارن بین توده نفوذی و سنگهای کربناته بطور طبیعی نمی‌تواند بدون دخالت سیالاتی که از مذاب ماگمایی آمده‌اند و حامل مواد لازم برای تشکیل اسکارن می‌باشد، انجام پذیرد.

تحقیقات روی ادخالهای گاز - مایع، پاراژنهای کانیایی و کانیه‌ها نشان می‌دهند که اساساً ترکیب سیالات متشکل از H_2O و CO_2 می‌باشد (Labotka, 1991) بطوریکه از مراحل ابتدایی تا انتهایی تکامل اسکارن، ترکیب به طرف آبدار شدن پیشرفت می‌کند.

شواهدی که تا به امروز از مطالعه اسکارنها در مناطق مختلف دنیا بدست آمده، سه مرحله را در تشکیل اسکارنها نشان می‌دهد:

۱- جایگزینی توده نفوذی مولد که به دگرگونی مجاورتی منجر می‌شود.

۲- رشد اسکارن پیشرونده که معمولاً متاسوماتیک است.

۳- دگرسانی پسرونده.

دگرگونی مرحله ۱ در اطراف اسکارنهای عمیق گسترده‌تر است، در صورتیکه دگرسانی مرحله ۳ در اسکارنهای تقریباً سطحی دارای شدت بیشتری بوده و تا حد زیادی از برهم‌کنش با آبهای جوی متأثر می‌شود. پویایی عناصر در محلولها، معمولاً بستگی به نوع عنصر، فشار، دما، نفوذپذیری، ترکیب سنگها و پتانسیل شیمیایی دارد. پویایی متفاوت عناصر، موجب می‌شود که یک آرایش منطقه‌ای در پاراژنکانیهای اسکارن پدید آید.

به‌طور خلاصه می‌توان گفت که تشکیل اسکارن در سیستمهای گرمایی ماگمایی تا چشمه‌های آب‌گرم صورت می‌گیرد. سیالات دخیل در تشکیل اسکارن، از سیالات دگرگونی تا ماگمایی و جوی تغییر می‌کند. در شکل (۵-۲) یک مدل آرمانی از تکامل یک نهشته اسکارنی نشان داده شده است (مینرت، ۱۹۹۶).

با توجه به دلایل فوق فرایند اصلی تشکیل اسکارن در منطقه مورد مطالعه، همبری - تراوش بوده است.

در منطقه مورد مطالعه، انتشار در اسکارن بیشتر از نوع نفوذی^۱ می‌باشد، گرچه بطور محلی انتشار از نوع تراوشی نیز صورت گرفته است (مخصوصاً در قسمتهایی که گارنتها دارای Zoning میباشند). برعکس، رگه‌های اسکارنی در شکافها و گسله‌های موجود در مرمر و گارنتهای موجود در سیمان متاکنگلومرا مبین انتشار از نوع تراوشی^۲ می‌باشند که با سرعت بیشتری و تا مسافت دورتری صورت گرفته است. اسکارنهای مورد مطالعه در منطقه از نوع برون اسکارن بوده و درون اسکارن در آنها مشاهده نشده است. تشکیل و تکامل اسکارنهای منطقه در طی سه مرحله صورت گرفته است که عبارتند از:

۱- مرحله اول

در این مرحله در اثر جایگزینی ماگمای اسیدی با درجه حرارت حدود ۸۰۰ درجه سانتیگراد به داخل سنگهای آهکی و کنگلومرایبی، آبهای زیرزمینی به محیط اطراف رانده می‌شوند. متعاقب این پدیده و یا همزمان با آن واکنشهای کانی‌سازی اسکارن شروع می‌شود.

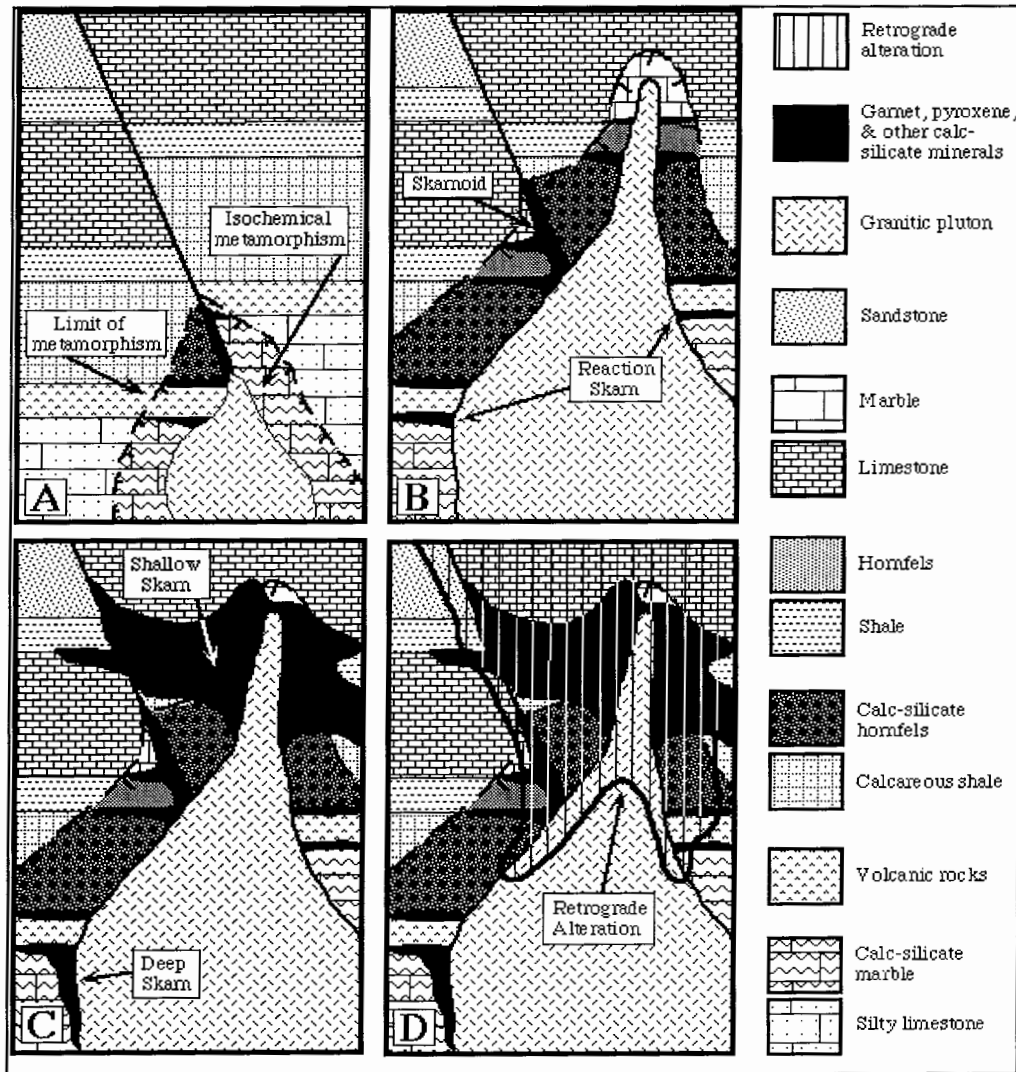
۲- مرحله دوم

با سرد شدن و انجماد ماگمای اسیدی و نفوذ سیالات و مواد فرار حاصل از ماگما و آبهای گرم زیرزمینی اکثر واکنشهای جانشینی در ۴۰۰ تا ۶۰۰ درجه سانتیگراد سبب تشکیل مجموعه کانیهای اسکارن (کوارتز- آندرادیت - گروسولاریت - ولاستونیت - دیوپسید - هیدنبرژیت - اسپیکولاریت و غیره می‌گردند. در حرارتهای پایین تر (۵۰۰ - ۳۰۰ درجه سانتیگراد) با افزایش مواد فراری نظیر F و Cl و H₂O کانی‌سازی رگه‌ای اسکارن در مرمر بوجود می‌آید.

۳- مرحله سوم

با ادامه تنزل درجه حرارت سیستم ماگمایی و بالا رفتن فشار موثر مواد فرار، محلولهای حاوی CO₂, H₂O, F, Cl باعث دگرسانی و دگرگونی قهقه‌رایی می‌گردند. بعلاوه رگه‌های تأخیری کوارتز، اسپیکولاریت، کلسیت و فلوئوریت بوجود می‌آیند. تبدیل گارنت به اپیدوت و تکاملی وزوویانیت و تبدیل پیروکسن به کلریت را می‌توان شواهدی بر وقوع این مرحله در سیر اسکارنهای منطقه دانست.

^۱- Diffusion
^۲- Infiltration



شکل ۵-۲- مراحل تکاملی یک نهشته اسکارن (مینرت، ۱۹۹۲)

- A:** نفوذ یک توده آذرین موجب دگرگونی سنگهای اطراف می‌شود.
- B:** تبلور مجدد دگرگونی و تغییرات فازی در اطراف توده نفوذی رخ می‌دهد. سنگهای دگرگونی منعکس کننده سنگ مادر و بی‌متاسوماتیسم محلی بوده و چرخش سیالات، کانیهای کالک‌سیلیکاته متفاوتی را در لیتولوژیهای ناخالص، در امتداد مسیر سیالات بر جای می‌گذارد.
- C:** تبلور کانیهای توده، منجر به آزاد شدن یک فاز آبدار جداگانه شده، که این امر سبب تشکیل اسکارن متاسوماتیک، تحت کنترل سیالات می‌شود. لازم به ذکر است که اسکارن تشکیل شده در عمق در مقایسه با اندازه هاله دگرگونی کوچک است.
- D:** سرد شدن توده نفوذی و چرخش آبهای جوی سردتر، باعث دگرسانی برگشتی مجموعه‌های دگرگونی و متاسوماتیک کالک‌سیلیکاته می‌شود.

گویند سنگ لعل شود در مقام صبر
آری شود ولیک به خون جگر شود
"حافظ"

فصل ششم

پتروگرافی سنگهای دگرگونی

۶-۱- مقدمه

مطالعه میکروسکوپی سنگهای دگرگونی منحصر به انتخاب یک نام برای آنها نیست بلکه باید به بررسی نوع سنگ مادر قبل از دگرگونی (ماهیت پروتولیت)، تعیین توالی حوادث دگرگونی و دگرشکلی، تعیین شرایط فشار و دمای حاکم بر محیط دگرگونی و در انتها به نامگذاری سنگ پرداخت. در پتروگرافی سنگهای دگرگونی علاوه بر کانیها، فابریک سنگ اهمیت زیادی دارد و در همه تقسیم‌بندیها از پاراژنز کانیایی و فابریک سنگ استفاده می‌شود. به علاوه می‌توان در خیلی از حالات از روی کانیهای شاخص و فابریک سنگ به شرایط فیزیکی دگرگونی و نوع سنگ مادر پی برد.

همانطور که گفته شد نفوذ توده گرانیتی کوه گبری، به درون واحدهای آهکی کرتاسه فوقانی و کنگلومرای پالئوسن زیرین منجر به دگرگونی مجاورتی سنگهای اطراف شده و اسکارن، مرمر و متاکنگلومرا را ایجاد کرده است.

اسکارنها از کانی‌شناسی متنوعی برخوردار هستند، بنابراین قسمت عمده این فصل به پتروگرافی این گروه از سنگها اختصاص دارد. کنگلومراهای دگرگون شده موجود در منطقه، بدلیل اینکه اغلب دارای قطعات آهکی و سیلیسی می‌باشند، از نظر کانی‌شناسی تا حدودی مشابه با اسکارنها هستند. به منظور شناسایی بیشتر کانیها و مقایسه آنها با کانیهای مشابه در اسکارنها از آنالیز XRD استفاده شده است.

برای ارزیابی حد نهایی شرایط دگرگونی و درجه تعادل آن لازم است که علاوه بر بررسی کانیهای سازنده سنگ به مطالعه دقیق بافت و ریز ساخت آنها پردازیم. 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 جانیشینی و محصولات آشکار یک واکنش قابل مشاهده بافتی مشاهده می‌شود، تنها واکنشهایی نیستند که در خلال دگرگونی سنگ رخ داده‌اند. در واقع بافت نهایی موجود نتیجه نهایی یک سری واکنشهای پیچیده جانیشینی 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 کانیهای تا حدی به مطالعه بافتها و ریز ساختهای موجود در سنگ پرداخته شده است.

۶-۲- مرمرها

اصطلاح مرمر در مورد سنگهای آهکی دگرگون شده‌ای به کار می‌رود که در آنها برتری با کانیهای 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 میلیمتر می‌رسد. کربنات‌های ناخالصی که دارای مقادیر قابل توجهی از سازنده‌های پلیتی هستند، از نظر شیمیایی دارای مقدار زیادی Al_2O_3 هستند. این سنگها معمولاً به هنگام دگرگون شدن، سیلیکات‌های $\text{Ca} - \text{Al}$ داری مانند اپیدوت، گروسولار و وزوویانیت ایجاد می‌نمایند که هر دو دسته، بخوبی در منطقه مشاهده می‌شوند.

در صورت نبود کانیهای شاخص دگرگونی در مرمرها، این دسته از سنگها نمی‌توانند کمک مؤثری 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 شمالی و مرکزی منطقه، در اثر دگرگونی واحدهای آهکی کرتاسه فوقانی به وجود آمده است. در نمونه دستی این مرمرها سفید تا سفید متمایل به خاکستری هستند.

۶-۲-۱- توصیف میکروسکوپی

در این سنگها بیش از ۹۵ درصد سنگ را کانی کلسیت به خود اختصاص داده است. کلسیت‌ها

^۱- Barker

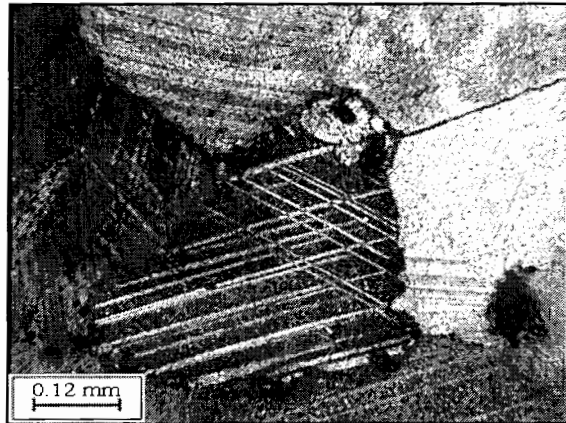
در نور عادی بیرنگ بوده و بلورهای آن شکلدار (چند ضلعی) تا نیمه شکلدار و با برجستگی بالا می‌باشند. دو دسته رخ لوزی شکل که همدیگر را با زاویه ۷۵ درجه قطع می‌کنند قابل تشخیص هستند (شکل ۶-۱-الف). اندازه قطر بزرگ دانه‌های کلسیت از ۰/۱ تا ۲ میلی‌متر متغیر بوده ولی عمدتاً دارای قطر بزرگتر از یک میلی‌متر هستند. وجود زوایای ۱۲۰ درجه در بین اکثر دانه‌های کلسیت نشانه نزدیک شدن دانه‌های کلسیت به شرایط تعادل و حداقل انرژی است. تقریباً در تمامی بلورها ماکل پلی‌سینتتیک قابل تشخیص است (شکل ۶-۱-ب). به دلیل شکل خاص بلورهای کلسیت، مرمرها عمدتاً بافت موزاییکی نشان می‌دهند. وجود مقدار کمی ناخالصی در مرمرها، موجب تشکیل بلورهای بسیار ریز کلینوپیروکسن، گروسولار، اپیدوت، کوارتز و کانیه‌ای اپک شده است (شکل ۶-۱-ج) که این کانیه‌ها فضای بین دانه‌های کلسیت را پر کرده‌اند و اندازه بلورهای این کانیه‌ها به ۰/۱ تا ۰/۲ میلی‌متر می‌رسد و شکل بلوری خاصی ندارند.

۶-۳- اسکارنها

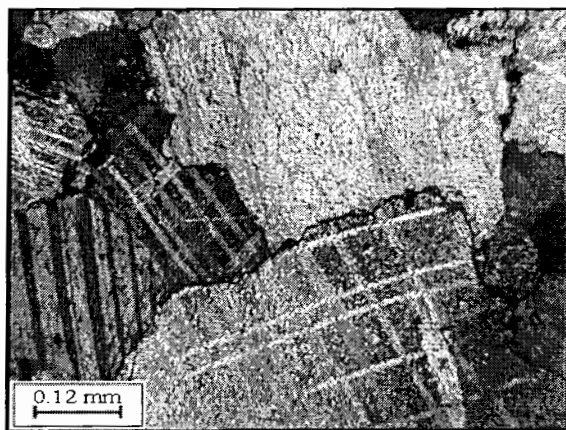
معدنکاران سوئدی واژه اسکارن را برای نامگذاری سنگهای باطله کالک سیلیکاته دانه درشتی که همراه کانسنگ آهن بوده به کار می‌بردند. در حال حاضر اسکارن به سنگهای کالک سیلیکاته‌ای اطلاق می‌شود که در اثر دگرگونی مجاورتی، ناحیه‌ای و متاسوماتیسم تشکیل شده و جانشین سنگهای کربناته و یا سایر سنگها می‌شوند. به کانسارهای فلزی که اسکارن باطله آنهاست، کانسارهای اسکارن گفته می‌شود (اینودی و همکاران ۱۹۸۱).

کانسارهای اسکارن در محدوده وسیعی از محیطهای زمین‌شناسی از سن پرکامبرین تا ترشیری وجود دارند. اکثر ذخایر اسکارن دارای سن مزوزوئیک یا جوانتر هستند. مشخصه‌ای که کانسارهای اسکارن را از سایر ذخایر جدا می‌کند وجود گانگ دانه درشتی است که عمدتاً غنی از آهن بوده و مخلوطی از سیلیکاته‌های Ca، Mg، Fe و Al را در بردارد. این باطله توسط فرآیندهای متاسوماتیک نسبتاً حرارت بالا تشکیل می‌شود (اینودی و بارت، ۱۹۸۱).

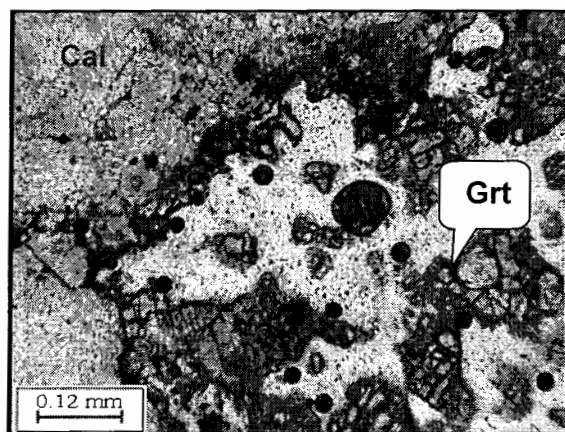
در منطقه مورد مطالعه اسکارنها در اطراف توده نفوذی کوه گبری به صورت رخنمونهای کوچک مشاهده شده‌اند. در این بخش پتروگرافی اسکارنها آورده شده است. اسکارنهای منطقه



الف- تصویر میکروسکوپی از بلورهای کلسیت مرمرها که دارای دو جهت رخ می‌باشند، XPL



ب- تصویر میکروسکوپی از بلورهای کلسیت مرمرها با ماکل پلی سینتتیک، XPL



ج- تصویر میکروسکوپی از بلورهای گارنت در کنار بلورهای کلسیت

در سنگهای مرمری، PPL

شکل ۶-۱- تصاویر میکروسکوپی از سنگهای مرمر موجود در منطقه کوه گبری.

مورد مطالعه بر حسب مجموعه کانیایی و پاراژنرها بصورت زیر قابل تقسیم هستند:

- ۱- گارنت مگنتیت اسکارن
- ۲- گارنت اسکارن
- ۳- گارنت ولاستونیت اسکارن
- ۴- ولاستونیت - گارنت کلینوپیروکسن اسکارن
- ۵- گارنت پیروکسن اسکارن
- ۶- گارنت وزویانیت اسکارن
- ۷- اپیدوت اسکارن

در جدول (۱-۶) مشخصات نمونه‌هایی که آنالیز XRD بر روی آنها انجام شده، آورده شده است.

جدول ۱-۶- مشخصات نمونه‌های مطالعه شده به روش XRD.

شماره نمونه	نام کانیها	نام سنگ	موقعیت جغرافیایی
B1	آندرادیت، گروسولار، دیوپسید و هدربرژیت	گارنت کلینوپیروکسن اسکارن	۲۲' ۳۰° ۲۴' ۵۶°
H16	وزوویانیت، گروسولار، ولاستونیت، کوارتز و دیوپسید	وزوویانیت گارنت اسکارن	۲۱' ۳۰° ۲۳' ۵۶°
K12-7	آندرادیت، هماتیت، مگنتیت، گوتیت و فلئورین	مگنتیت گارنت اسکارن	۲۲' ۳۰° ۲۵' ۵۶°
K17-3	گروسولار، ولاستونیت کوارتز و کلسیت	گارنت ولاستونیت اسکارن	۲۰' ۳۰° ۲۴' ۵۶°
K19-1	وزوویانیت، گروسولار، ولاستونیت، کلسیت، هدربرژیت و دیوپسید	وزوویانیت گارنت اسکارن	۲۲' ۳۰° ۲۳' ۵۶°
K10	گروسولار	گارنت اسکارن	۲۲' ۳۰° ۲۶' ۵۶°

۱-۳-۶- گارنت مگنتیت اسکارن

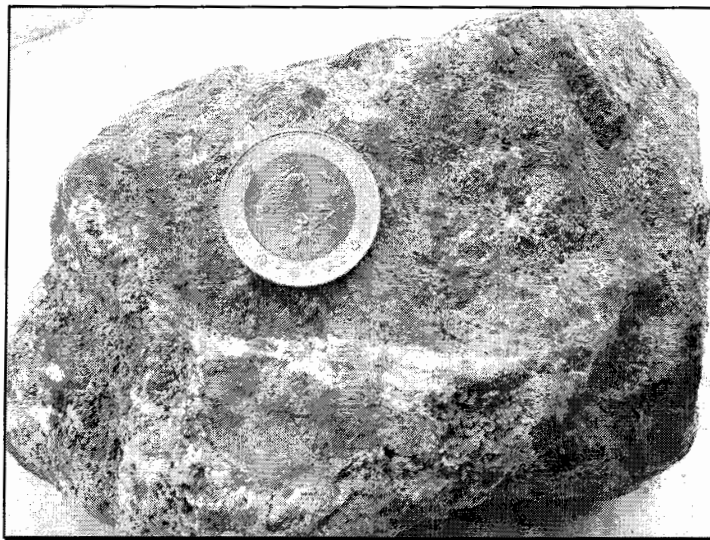
در نمونه‌دستی کانه‌های آهن جلای فلزی تیره‌رنگی داشته و حالت توده‌ای و متراکمی را نشان

داده و بلورهای گارنت نیز با رنگهای قهوه‌ای به آسانی قابل تشخیص هستند (شکل ۲-۶). کانی

مگنتیت به واسطه خاصیت مغناطیسی شدید، سختی ۶ و رنگ خاکه سیاه آن به آسانی قابل شناسایی است. آنالیز XRD یک نمونه از این اسکارنها در شکل (۳-۶) آمده است.

۳-۶-۱-۱-۱- توصیف میکروسکوپی

کانیهای اولیه موجود در سنگ به ترتیب فراوانی، شامل مگنتیت، گارنت، اولیژیت، هماتیت، کوارتز، و کلسیت بوده و کانیهای ثانویه، شامل فلوئورین و کلریت می‌باشد. اکثر دانه‌ها بی‌شکل می‌باشند.

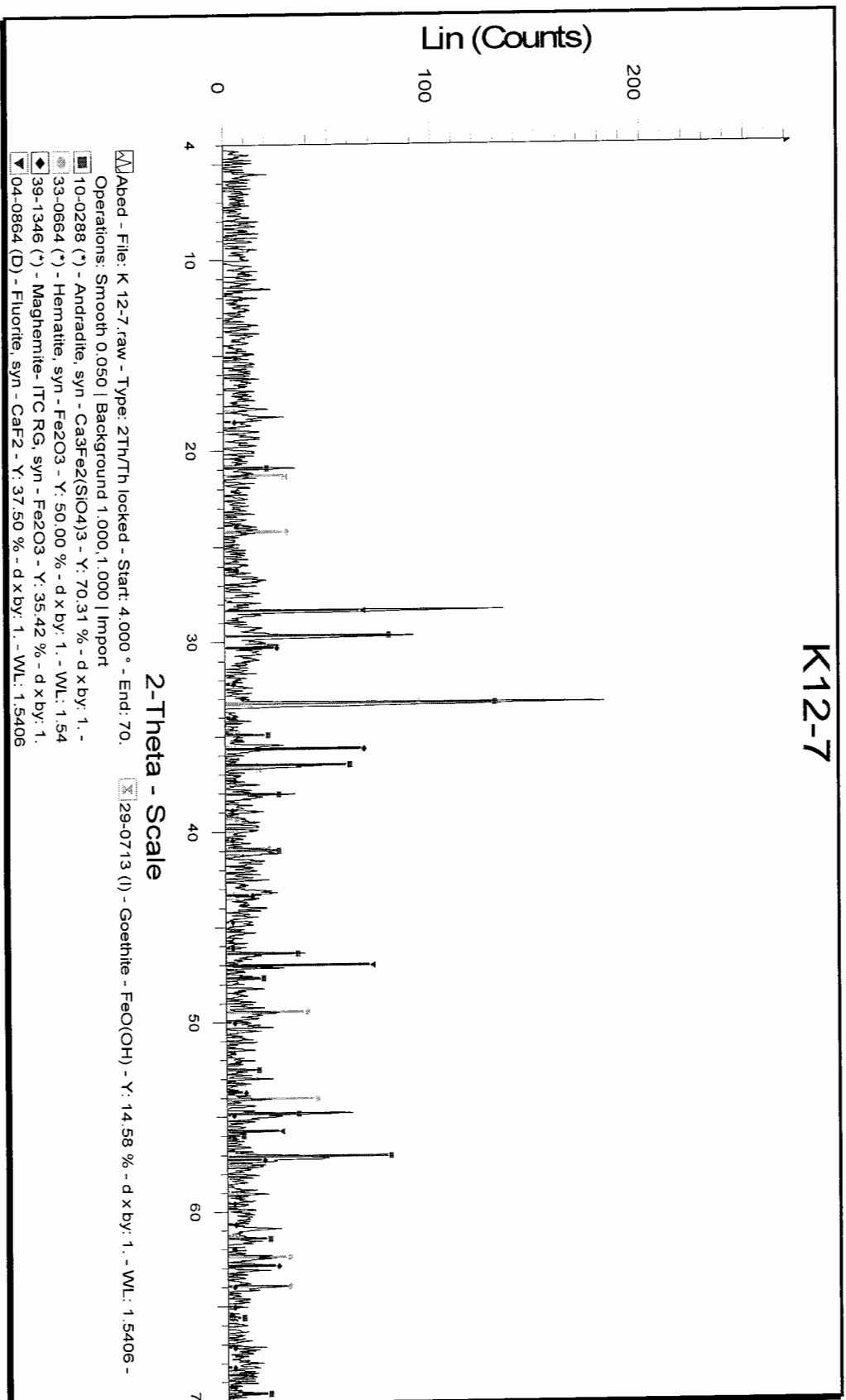


شکل ۳-۶-۲- نمونه دستی گارنت مگنتیت اسکارن کوه گبری که دارای کانیهای گارنت، مگنتیت، هماتیت، گوتیت، فلوئورین و کلریت می‌باشد.

الف- مگنتیت

این کانی حدود ۴۰ درصد سنگ را به خود اختصاص داده است. کانی مذکور عمدتاً بی‌شکل بوده و به صورت اسکلتی فضای بین دانه‌ها را پر کرده است. کانی مگنتیت مربوط به تجزیه گارنت نبوده و ظاهراً پس از تشکیل گارنت و در آخرین مراحل اسکارن‌زایی، در داخل شکستگیهای سنگ و بین بلورهای گارنت تزریق شده‌اند. این کانی در سیستم کوبیک و رده اکتاهدراال متبلور می‌شود.

K12-7



شکل ۳-۶- نمودار XRD نمونه K12-7 که بر اساس آنالیز انجام شده دارای کانیهای گارنت، مگنتیت، هماتیت، فلوئوریت و گوئیت بوده و یک گارنت مگنتیت اسکارت می باشد.

کانی مذکور مهمترین کانسنگ منطقه بوده و در زیر میکروسکوپ نور انعکاسی به رنگ خاکستری متمایل به آبی دیده می شود. در برخی از نقاط، بلورهای مگنتیت، طی فرایند مارتیتیزاسیون به هماتیت تبدیل شده‌اند (شکل ۶-۴). در مقطع نازک با نور عبوری هماتیت به رنگ قرمز خونی و در نور انعکاسی، به رنگ سفید دیده می شود.

ب- گارنت

این کانی حدود ۴۰ درصد سنگ را به خود اختصاص داده است. سطوح بلورین در اکثر گارنتهای این منطقه مشخص نیست و گارنتها عمدتاً به صورت بلورهای توده‌ای مشاهده شده‌اند. در برخی از مناطق سنگ، گارنتها به صورت بلورهای نیمه‌شکل‌دار در ابعاد ۰/۳ تا ۲ میلی‌متر مشاهده شده‌اند. بلورهای گارنت، بیرنگ تا سبز کم‌رنگ بوده و در نور پلاریزه کاملاً ایزوتروپ هستند.

ج- هماتیت

کانی‌هایی با بافت جعبه‌ای با شکل تیغه‌ای و صفحه‌ای هماتیت متبلور یا اسپیکولاریت می‌باشند (شکل ۶-۵ الف و ب). در نور انعکاسی (XPL) هماتیت به رنگ کرم دیده می‌شود. در بعضی نقاط هماتیت به گوتیت تبدیل شده است.

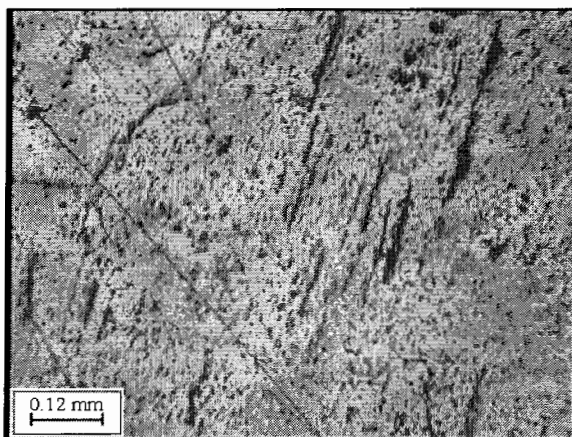
د- کوارتز

این کانی حدود ۳ تا ۵ درصد سنگ را به خود اختصاص داده است و اندازه بلورهای آن از کمتر از ۰/۳ میلی‌متر متغیر می‌باشد. کوارتزهای موجود در این اسکارنها، بی‌شکل، بیرنگ و دارای ادخالهای فراوان هستند و در برخی از موارد به صورت دانه‌های ریز داخل مگنتیت مشاهده شده‌اند.

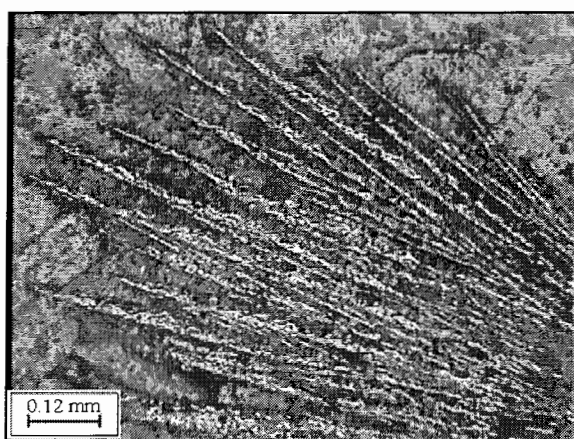
و- کلسیت

این کانی حدود ۱ تا ۲ درصد سنگ را در مقاطع مورد مطالعه به خود اختصاص داده است. اندازه بلورهای کلسیت بسیار ریز بوده و کمتر از ۰/۱ میلی‌متر است. این کانی به صورت بیرنگ تا سبز کم‌رنگ با برجستگی متوسط مشاهده شده و به همراه کوارتز در فضای بین بلورهای گارنت و

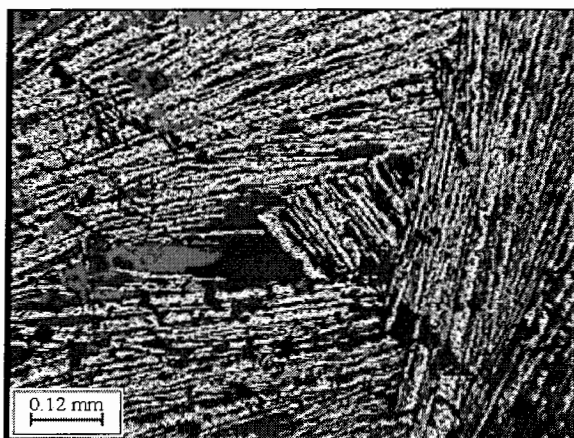
مگنتیت قابل تشخیص است.



شکل ۴-۶- تبدیل مگنتیت به هماتیت (مارتیتیزاسیون)



شکل ۵-۶- الف- تصویر میکروسکوپی از بلورهای تیغه‌ای هماتیت



شکل ۵-۶- ب- تصویر میکروسکوپی از بلورهای هماتیت با بافت جعبه ایزاری

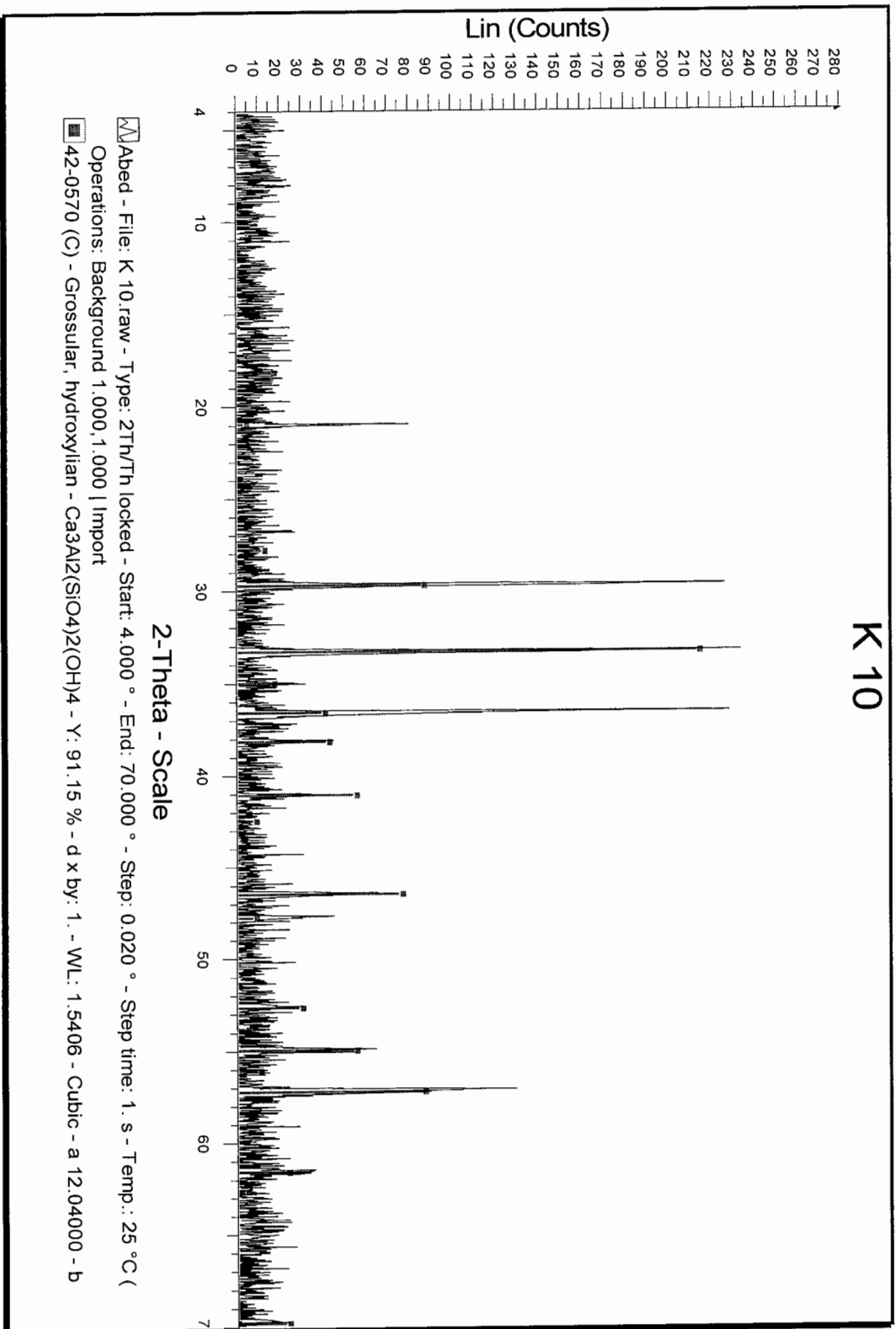
۶-۳-۲- گارنت اسکارن

گارنت از فراوان‌ترین کانیهای موجود در این نوع اسکارن می‌باشد و میزان آن به حدی بالاست که می‌توان به آنها نام گارنتیت اطلاق نمود. در شکل (۶-۶) آنالیز یک نمونه گارنتیت آمده است. رنگ دسته‌ای از گارنتیت‌ها در نمونه دستی سبز تا سبز زیتونی (شکل ۶-۷) و دسته دیگر قرمز قهوه‌ای تا خرمایی (شکل ۶-۸) می‌باشد. گارنتیت‌های سبزرنگ، فانرتیک بوده و کانیهای تشکیل دهنده آنها با چشم غیر مسلح قابل تشخیص هستند اما گارنتیت‌های قرمز قهوه‌ای دارای بافت متراکم و بهم پیوسته هستند. گارنتیتها به صورت توده‌ای و همچنین رگه‌ای، واحدهای مرمری موجود در منطقه را قطع کرده‌اند. بلورهای گارنت درشت بلور در داخل این رگه‌ها به رنگهای سبز تا قهوه‌ای قابل تشخیص هستند.

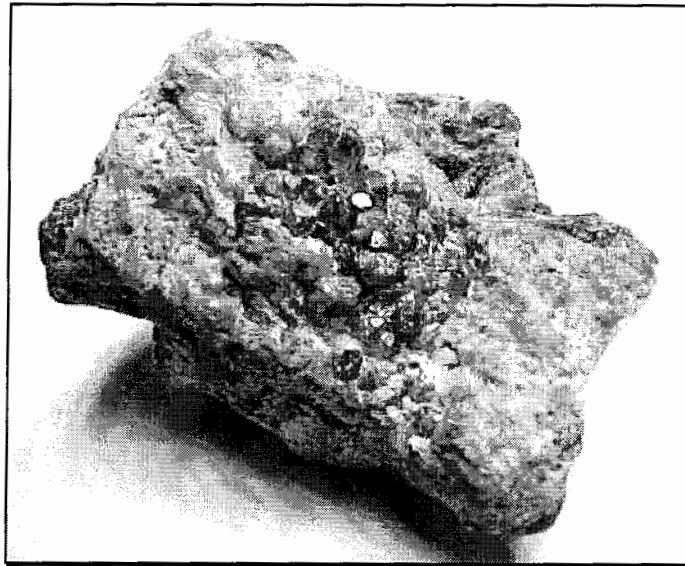
۶-۳-۱- توصیف میکروسکوپی

کانیهای موجود در این نوع اسکارنها به ترتیب فراوانی شامل گارنت، کلسیت، اکسیدهای آهن، کوارتز و کانیهای اپک است. گارنتها بیش از ۹۰ درصد سنگ را به خود اختصاص داده‌اند. بر اساس آنالیز XRD انجام شده ترکیب گارنتها آندرادیت - گروسولار می‌باشد. بافت این دسته از سنگها گرانوبلاستیک و پورفیروبلاستیک است. پورفیروبلاستهای گارنت موجود در مقاطع از بلورهای خودشکل تا غیر خودشکل متغیر می‌باشند. علت تغییرات فرم و شکل ظاهری بلورهای گارنت آن است که عوامل متعددی شکل کانی را کنترل می‌کند اما در میان آنها آهنگ رشد از اهمیت بیشتری برخوردار است. پورفیروبلاستهای خود شکل معمولاً در شرایط آرام و در محیطی انیزوتروپ (نا همگن) تشکیل می‌شوند و این کانیها دارای حداقل انرژی می‌باشند و به تعادل رسیده‌اند اما بلورهای غیر خودشکل معمولاً منعکس کننده رشد سریع هستند و این کانیها انرژی آزاد بالایی دارند و به تعادل نرسیده‌اند (بارکر، ۱۹۹۰).

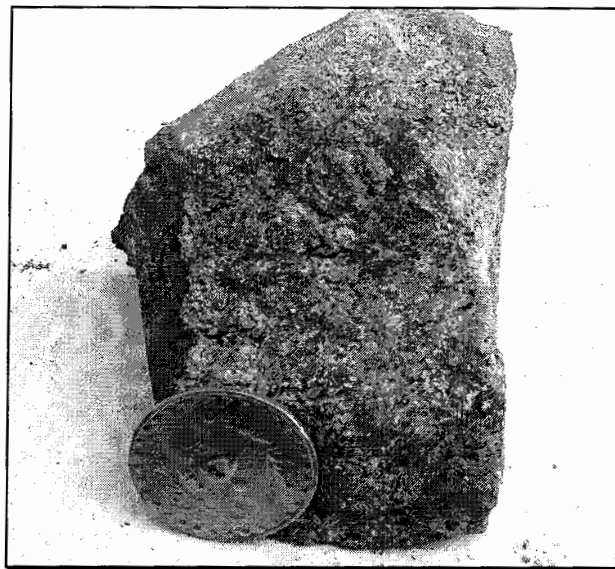
K 10



شکل ۶-۶- نمودار XRD نمونه K10 که بر اساس آنالیز انجام شده دارای کانی گارنت بوده و یک نمونه گارنت اسکارن می باشد.



شکل ۶-۷- گارنت اسکارن در نمونه دستی با گارنتهای سبز تا سبز زیتونی.



شکل ۶-۸- گارنت اسکارن در نمونه دستی با گارنتهای خرمایی رنگ.

الف- گارنت

گارنت در نمونه‌های مطالعه شده، عمدتاً درشت بلور بوده و اندازه بلورهای آن به 0.2 تا $3/5$ میلی‌متر می‌رسد. این بلورها به رنگ زرد حنایی و بیرنگ هستند (شکل ۶-۹) که می‌توان این دو نوع گارنت را در نور عادی (PPL) از هم متمایز نمود. آنها در مقاطع در کنار هم قابل مشاهده

هستند، گارنتهای بی‌شکل به صورت پوششی در اطراف گارنتهای شکل‌دار به چشم می‌خورند (شکل ۶-۱۰). گارنتهای زرد رنگ بی‌شکل، دانه متوسط و ایزوتروپ هستند و گارنتهای خودشکل بیرنگ تا سبز روشن، دانه درشت، انیزوتروپ و با منطقه‌بندی کامل قابل مشاهده هستند (شکل ۶-۱۱). 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 تأمین‌کننده 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 منطقه‌بندی می‌باشد. در اغلب پورفایروبلاستهای گارنت، منطقه‌بندی انتشاری عمومیت دارد. فرآیند درگیر در این منطقه‌بندی، انتشار درون بلوری است که در نتیجه انجام واکنش بین سطوح بلور (پورفایروبلاست) و شرایط حاکم بر زمینه صورت گرفته است. بطور کلی منطقه‌بندی کانیهای دگرگونی به تغییر ترکیب زمینه و سیال مربوط می‌شود.

در مرکز بعضی از پورفایروبلاستهای گارنت موجود در مقاطع میکروسکوپی، انکلوزیونهایی از کوارتز و کلسیت مشاهده می‌شود که به آن ظاهر اسفنجی می‌دهد و باعث به وجود آمدن بافت پوئی‌کیلوبلاستیک یا غربالی در گارنت می‌شود (شکل ۶-۱۲). انکلوزیونها بیشتر در مرکز بلور متمرکزند و حاشیه فقیر از انکلوزیون می‌باشد. این مسأله ممکن است نشانه دو مرحله رشد جداگانه باشد. مرحله اول با رشد سریع شروع شده و سپس مرحله دوم با یک رشد آرام و آهسته دنبال شده است. فازهای موجود در داخل پورفایروبلاست گارنت، بخش‌های اضافی و باقی‌مانده فازهایی می‌باشند که در واکنش تشکیل گارنت دخالت داشته‌اند اما قبل از مصرف شدن کامل، توسط سطوح جلویی در حال رشد پورفایروبلاست احاطه شده‌اند و این انکلوزیونها ناشی از دگرسانی نیستند زیرا محصولات دگرسانی دانه ریز و تشخیص مرز دانه‌ها با میکروسکوپ معمولی مشکل است در حالیکه انکلوزیونها اگر چه دانه ریزند ولی مرزهای آنها کاملاً مشخص است. علاوه بر گارنتهای اولیه، رگه‌هایی از گارنت در مقاطع مشاهده می‌شود که به نظر می‌رسد بعداً تشکیل شده‌اند.

در بعضی از گارنتیتها، گارنتهای آهن‌داری وجود دارد که دچار دگرسانی شده‌اند و باعث آزاد

سازی اکسیدهای آهن در داخل شکستگیهای گارنت و در امتداد منطقه‌بندیهای آن شده است (شکل ۶-۱۳). البته به نظر می‌رسد که مقادیری از اکسیدهای آهن مشاهده شده، فاز اضافی از تشکیل گارنتها می‌باشند. اکسیدهای آهن، بی‌شکل، گرد و تیغه‌ای می‌باشند و به رنگ قرمزقهوه‌ای تا سیاه مشاهده می‌شوند.

ب- کانیه‌های دیگر

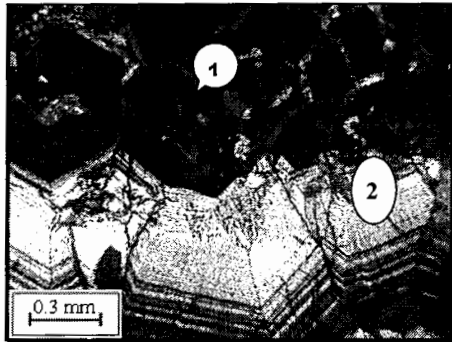
علاوه بر کانیه‌های اولیه ذکر شده، رگه‌هایی از کوارتز، کلسیت، اکسیدهای آهن که رگه‌های تأخیری هستند و بعداً تشکیل شده‌اند، مشاهده می‌شود. کانیه‌های مذکور عمدتاً ریز بلور بوده و اندازه دانه‌های آنها کوچکتر از $0/2$ میلیمتر است در بعضی نقاط اندازه بلورهای آهن به یک سانتیمتر نیز می‌رسد. بطور کلی می‌توان گفت به دلیل حضور فراوان بلورهای خودشکل و درشت بودن آنها، بلورها انرژی آزاد نسبتاً کمی دارند و از نظر ترمودینامیکی تا حدی پایدار هستند در نتیجه سنگ به حالت تعادل نزدیک است.

۶-۳-۳- ولاستونیت- گارنت اسکارن

این سنگها در فاصله دورتر از توده نفوذی با سنگهای میزبان وجود دارند. در این اسکارنها، بلورهای سبز رنگ و درشت گارنت و بلورهای شعاعی و درشت و سفید رنگ ولاستونیت به آسانی قابل تشخیص هستند. آنالیز XRD این اسکارنها این مطلب را تأیید می‌کند (شکل ۶-۱۴). فراوانی بلورهای ولاستونیت بیشتر از بلورهای گارنت می‌باشد. بلورهای ولاستونیت به صورت دسته جارویی و شعاعی قابل مشاهده هستند که در انتهای واگرای بلورهای آن، بلورهای گارنت رشد کرده‌اند (شکل ۶-۱۵).

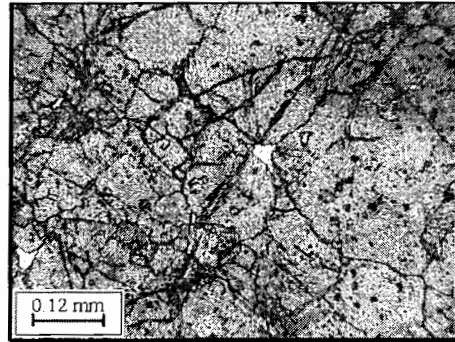
۶-۳-۳-۱- توصیف میکروسکوپی

کانیه‌های موجود در این سنگ به ترتیب فراوانی شامل ولاستونیت، گارنت، کلسیت و کوارتز است. بافت اصلی سنگ گرانوبلاستیک بوده و بافت فرعی آن پورفیروبلاستیک است.

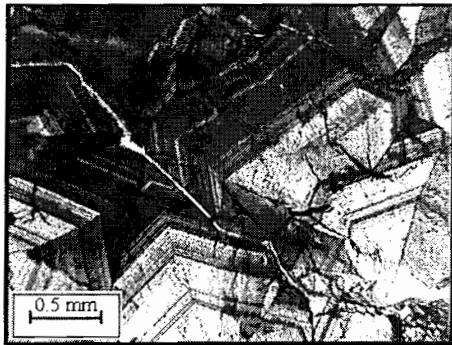


شکل ۶-۱۰- دو نوع گارنت به صورت
Over growth در کنار هم در گارنت
اسکارن، XPL

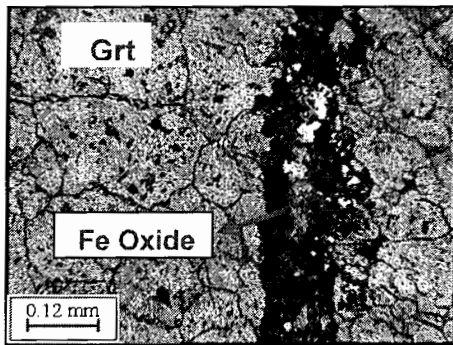
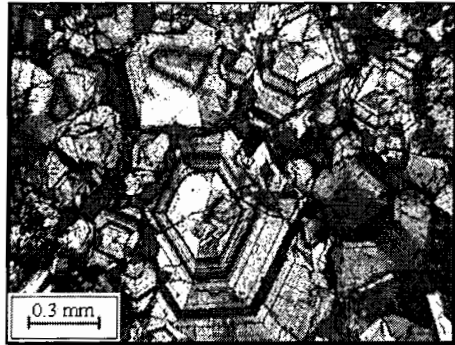
۱= گارنت غیر زونه ۲- گارنت زونینگ دار



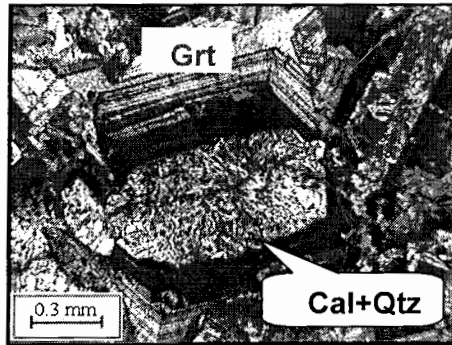
شکل ۶-۹- بلورهای غیرزونه گارنت
حنایی رنگ، PPL



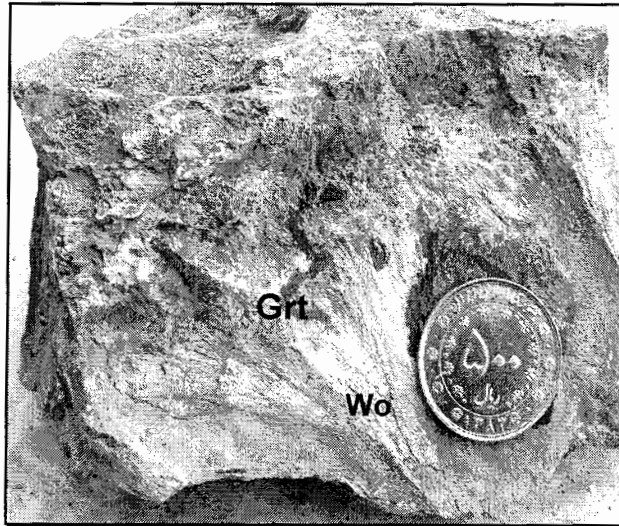
شکل ۶-۱۱- گارنتهای خودشکل انیزوتروپ با منطقه بندی، XPL



شکل ۶-۱۳- کانی سازی آهن داخل شکستگی های
گارنت در گارنتیت اسکارن، XPL



شکل ۶-۱۲- انکلوزیونهای کوارتز و کلسیت
در مرکز گارنت زونه، XPL



شکل ۶-۱۵- ولاستونیت گارنت اسکارن در نمونه دستی که در آن بلورهای کشیده ولاستونیت و بلورهای سبز رنگ گارنت بخوبی مشخص می‌باشد.

الف) ولاستونیت

بلورهای ولاستونیت حدود ۵۰ درصد سنگ را تشکیل داده‌اند. اندازه این بلورها در مقطع نازک از ۰/۵ تا ۵/۴ میلیمتر بوده ولی عمدتاً بزرگتر از سه میلیمتر می‌باشند. گهگاه طول آنها به چند سانتیمتر می‌رسد. بلورهای مذکور شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار بوده و اکثراً به صورت بلورهای کشیده میله‌ای، سوزنی، شعاعی، شاخه‌ای و پاپیونی مشاهده می‌شود (شکل ۶-۱۶) که این اشکال همگن ناشی از برتری رشد نسبت به نطفه‌بندی می‌باشد. بلورهای سوزنی از یک نطفه واحد توسعه می‌یابند و ممکن است به صورت بلورهای منفرد پراکنده یا خوشه‌هایی از بلورها در سراسر سنگ پراکنده شوند. آنها غالباً در بخشهای خاصی از سنگ که دارای شیمی یا نطفه‌بندی مناسب است متمرکز می‌شوند. رشد شاخه‌ای شامل رشد دسته‌ای از تیغه‌هاست که از یک هسته منفرد شروع و پس از مدتی شاخه شاخه می‌شوند که این حالت در اغلب مقاطع مشاهده می‌شود.

بیرفرنژانس این بلورها ضعیف بوده و رنگ تداخلی آنها از زرد تا خاکستری سری اول متغیر است. بلورهای ولاستونیت در اطراف خود به کلسیت و کوارتز تبدیل شده‌اند. در امتداد بلورهای ولاستونیت و در نقطه‌ای که بلورهای ولاستونیت از آن توسعه یافته‌اند اکسید آهن تجمع یافته

است. در بین بلورهای ولاستونیت، گارنتهای نیمه شکل دار منطقه‌ای مشاهده می‌شود که تحدب بلورهای گارنت به طرف بیرون است در نتیجه در ابتدا گارنت و سپس ولاستونیت تشکیل شده است. (شکل ۶-۱۷).

ب- گارنت

بلورهای گارنت حدود ۴۰ درصد سنگ را به خود اختصاص داده‌اند. اندازه بلورهای گارنت از ۰/۱ تا ۳ میلیمتر متغیر است. بلورهای گارنت مشاهده شده در مقاطع ۲ نوع می‌باشند. دسته‌ای از گارنتها نیمه شکل دار و به رنگ سبز تا بیرنگ مشاهده می‌شوند که این بلورها ایزوتروپ و دارای منطقه‌بندی می‌باشند و دسته دیگر بی‌شکل، ایزوتروپ و به رنگ زرد حنایی می‌باشند. با توجه به آنالیز XRD انجام شده، گارنتهای این منطقه متعلق به سری اگرانیدیت بوده و تقریباً ترکیبی حدواسط میان دو عضو انتهایی گروسولار - آندرادیت را دارند. بلورهای کلسیت و ولاستونیت به صورت ادخال در گارنت مشاهده می‌شوند.

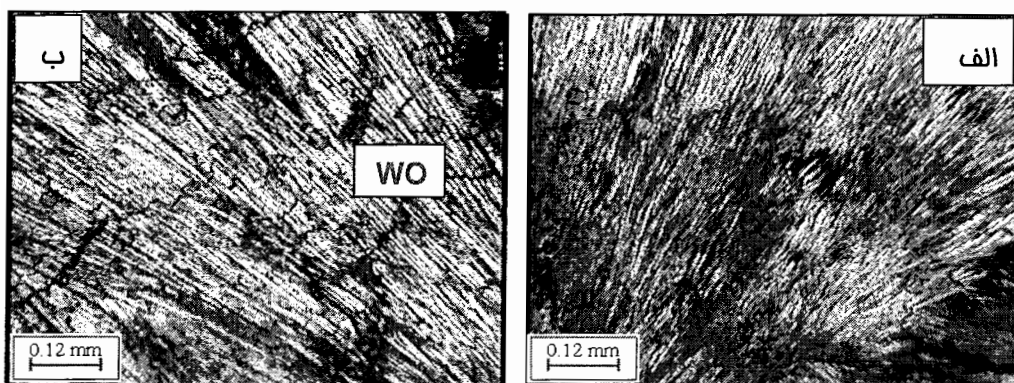
در امتداد منطقه‌بندیهای گارنت آثاری از اکسیدهای آهن مشاهده می‌شود و همچنین در مرکز گارنتها اثری از اکسید آهن، کوارتز و کلسیت دیده می‌شود که به نظر می‌رسد فازهای اضافی و باقی مانده‌ای باشد که در واکنش تشکیل دخالت داشته‌اند اما قبل از مصرف شدن کامل آنها، سطوح جلویی در پورفیروبلاستهای گارنت تشکیل شده‌اند. کوارتز اگر چه در واکنشها شرکت می‌کند اما به دلیل زیادتیر بودن آن، مقدار اضافی آن بصورت انکلوزیونهایی در پورفیروبلاست باقی می‌ماند.

ج- کلسیت

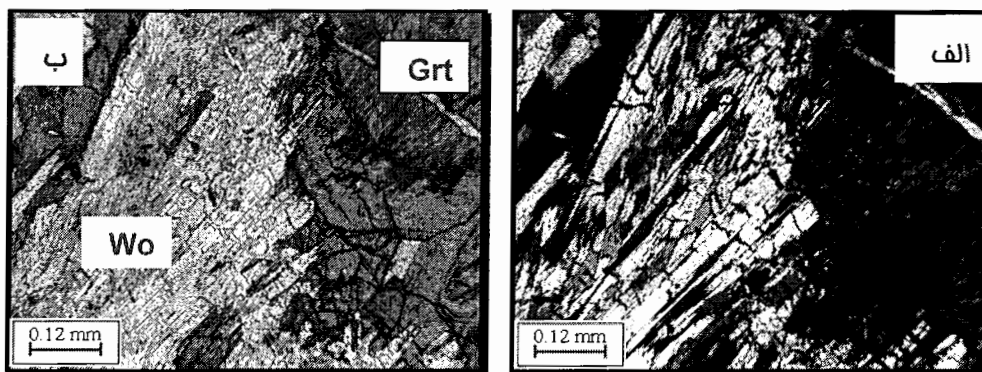
بلورهای کلسیت حدود ۵ درصد سنگ را تشکیل داده‌اند. این بلورها عمدتاً ریز بلور بوده و اندازه دانه‌های آن کمتر از ۰/۲ میلیمتر است. به نظر می‌رسد که این بلورها عمدتاً حاصل تجزیه بلورهای ولاستونیت باشند (شکل ۶-۱۸)، به دلیل آنکه به فراوانی در امتداد رخیهای ولاستونیت و اطراف آنها مشاهده شده است. در برخی از قسمتها، بلورهای کلسیت درشت بلورتر بوده و اولیه هستند و در فضای بین سایر کانیها مشاهده شده‌اند.

د- کوارتز

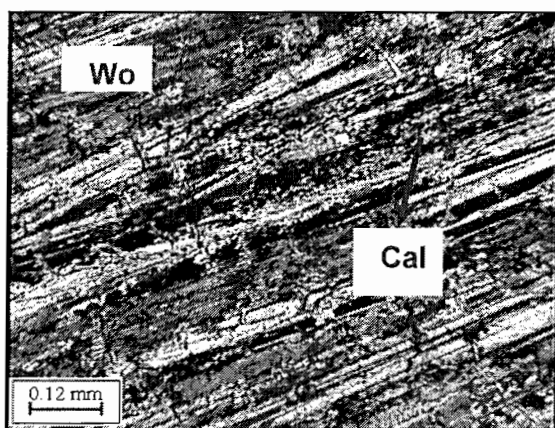
بلورهای کوارتز ۳ درصد سنگ را تشکیل داده و اندازه‌های آن کوچکتر از ۰/۱ میلی‌متر بوده و کاملاً بی‌شکل و دارای حاشیه‌های خلیجی شکل هستند. بلورهای کوارتز ثانویه به صورت رگه‌های مارپیچی در مقطع مشاهده می‌شوند.



شکل ۶-۱۶- بلورهای سوزنی و اسفرولیتی و لاستونیت در گارنت و لاستونیت اسکارن، الف) PPL ب) XPL



شکل ۶-۱۷- بلورهای گارنت و لاستونیت در گارنت و لاستونیت اسکارن، الف) XPL ب) PPL



شکل ۶-۱۸- بلورهای کشیده و لاستونیت که به کلسیت دگرسانی یافته‌اند، XPL

۶-۳-۴- گارنت - ولاستونیت پیروکسن اسکارنها

این سنگها در نمونه دستی به رنگ قهوه‌ای و ظاهر لکه‌دار دیده می‌شوند. بلورهای قهوه‌ای رنگ گارنت بخوبی در سنگ با چشم غیر مسلح قابل مشاهده است. در این سنگها رگچه‌های باریکی از کوارتز مشاهده شده است.

۶-۳-۴-۱- توصیف میکروسکوپی

کانیهای موجود در این سنگها به ترتیب فراوانی شامل گارنت، ولاستونیت، کلینوپیروکسن، کلسیت، کلریت و کانیه‌های اپک است. بافت اصلی سنگ پورفایروبلاستیک است.

الف- گارنت

گارنت حدود ۴۵ درصد از حجم سنگ را به خود اختصاص داده و اندازه بلورها ۰/۱ تا یک میلیمتر است. بلورهای گارنت شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار بوده و عمدتاً بصورت مقاطع شش ضلعی مشاهده می‌شود. اغلب دانه‌های گارنت زونه بوده و انیزوتروپی در آنها دیده می‌شود. رگه‌هایی از بلورهای دانه متوسط گارنت سنگ اولیه را قطع کرده‌اند.

اینودی (۱۹۸۱) عقیده دارد که اندازه بلورهای گارنت به سرعت جریان سیال و درجه تعادل بین سیال و سنگهای دیواره وابسته است. بنابراین وجود بلورهای ریز گارنت، در سنگها را می‌توان به سرعت بالای جریان سیال هیدروترمال در هنگام تشکیل این بلورها نسبت داد.

شواهد کانی‌شناسی در این سنگها حاکی از بالاتر بودن سرعت نطفه‌بندی نسبت به سرعت رشد می‌باشد. زیرا گارنتها به تعداد زیاد ولی در اندازه کوچک در مقاطع مشاهده می‌شوند (شکل ۶-۱۹).

ب- ولاستونیت

بلورهای ولاستونیت حدود ۳۰ درصد سنگ را تشکیل داده‌اند. اندازه این بلورها از ۱ تا ۶ میلیمتر متغیر می‌باشد. بلورهای مذکور شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار بوده و اکثراً بصورت بلورهای

کشیده مشاهده شده‌اند. این بلورها بیرنگ بوده و در یک جهت، رخ مشخصی را نشان می‌دهند. بیرفرنزانس این بلورها ضعیف بوده و رنگ‌های تداخلی آنها از زرد تا خاکستری سری اول تغییر می‌کند. بلورهای ولاستونیت در اطراف خود به کلسیت و کوارتز تبدیل شده‌اند. آثار این تبدیل در حواشی بلورهای ولاستونیت و در امتداد رخهای آن بخوبی مشاهده می‌شود.

ج- پیروکسن

پیروکسنها حدود ۱۰ درصد سنگ را تشکیل داده‌اند. اندازه بلورهای پیروکسن موجود در مقاطع این اسکارنها، از ۰/۱ تا ۰/۵ میلی‌متر متغیر می‌باشد. بلورهای این کانی نیمه شکل‌دار تا بی شکل بوده و به رنگ زرد کمرنگ مشاهده شده‌اند این بلورها در بعضی مقاطع میکروسکوپی بر روی ولاستونیت و گارنت تشکیل شده‌اند (شکل ۶-۲۰). بلورهای پیروکسن در نور پلاریزه بیرفرنزانس متوسط داشته و رنگهای تداخلی آنها از سری اول تا بالای سری دوم متغیر است. به نظر می‌رسد برخی از بلورهای پیروکسن به آمفیبول (اکتینولیت) تبدیل شده‌اند.

د- کلسیت و کوارتز

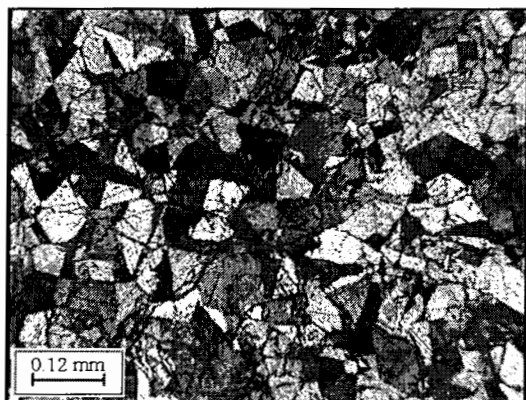
کلسیت حدود ۲۵ درصد سنگ را تشکیل می‌دهند. بلورهای کلسیت ظاهری غبار آلود دارند. کانیهای اپک بصورت پراکنده در سنگ مشاهده می‌شود. بلورهای کلسیت (اولیه) رمبونداری به مقدار کم در نقاط مختلف سنگ مشاهده شده است (شکل ۶-۲۱).

رگه‌های متعددی از کلسیت و کوارتز نیز در نقاط مختلف سنگ دیده می‌شود که این رگه‌ها احتمالاً مربوط به نفوذ محلول‌های سیلیس‌دار مرتبط با مراحل دگرگونی قهقه‌رایی در اسکارن می‌باشد و به صورت رگه تشکیل گردیده‌اند. زمینه سنگ از بلورهای بسیار ریز کلسیت تشکیل شده است.

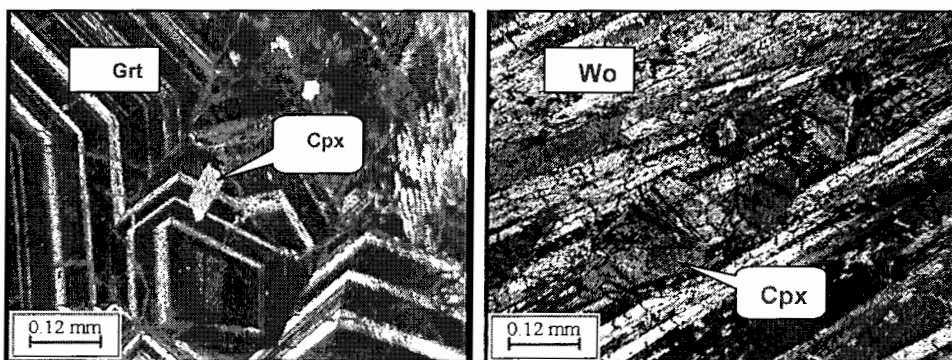
و- کلریت

گاهی بلورهای کلریت در حاشیه خارجی گارنت مشاهده شده‌اند و اغلب در بین بلورهای گارنت پراکنده هستند. کلریت یکی از محصولات دگرگونی برگشتی گارنتها می‌باشد. بلورهای

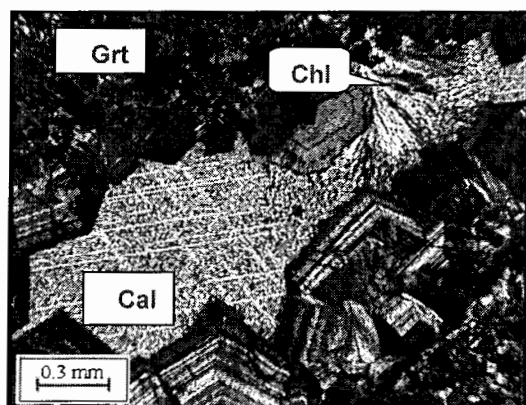
کلریت به رنگ سبز مشاهده می‌شوند (شکل ۶-۲۱).



شکل ۶-۱۹- تجمع بلورهای ریز گارنت در سنگهای منطقه مورد مطالعه، XPL



شکل ۶-۲۰- رشد بلورهای نیمه شکل‌دار کلینوپیروکسن بر روی گارنت و ولاستونیت در گارنت ولاستونیت پیروکسن اسکارن، XPL



شکل ۶-۲۱- بلورهای کلسیت اولیه و کلریت در بین گارنتها، XPL

۶-۳-۵- پیروکسن- گارنت اسکارن

این سنگها در فاصله دورتر از توده و نزدیک به متانگلومرها مشاهده می‌شوند. در این اسکارنها، بلورهای سبز رنگ و درشت گارنت و بلورهای سفید رنگ و لاستونیت به آسانی قابل تشخیص است.

۶-۳-۵-۱- توصیف میکروسکوپی

کانیهای موجود در این سنگ به ترتیب فراوانی شامل گارنت، پیروکسن، و لاستونیت، کلسیت و ایدوکراز است. بافت اصلی سنگ گرانوبلاستیک و بافت فرعی آن پوئی کیلوبلاستیک است.

الف- گارنت

بلورهای گارنت حدود ۴۰ درصد سنگ را به خود اختصاص داده‌اند. اندازه دانه‌های گارنت از ۰/۵ تا ۳ میلیمتر متغیر است. این بلورها در نور عادی بیرنگ دیده می‌شود. بلورهای گارنت موجود در این سنگها انیزوتروپ بوده و در بین و لاستونیتها مشاهده می‌شود. در بعضی قسمتها رگه‌هایی از گارنت در مقطع مشاهده می‌شود که احتمالاً بعداً تشکیل گردیده‌اند.

ب- پیروکسن

بلورهای پیروکسن حدود ۳۰ درصد سنگ را به خود اختصاص داده و اندازه بلورهای آن عمدتاً کمتر از ۰/۳ میلیمتر است. این بلورها در قسمتهایی از سنگ به صورت تجمعی از بلورها مشاهده شده‌اند. بلورهای پیروکسن سبز رنگ و نیمه شکل‌دار تا بی‌شکل بوده و بیرفرنژانس بالایی تا اواخر سری دوم نشان داده‌اند (شکل ۶-۲۲ الف و ب).

ج- و لاستونیت

بلورهای و لاستونیت حدود ۱۵ درصد سنگ را تشکیل داده‌اند. اندازه این بلورها از ۱ تا ۳ میلیمتر متغیر می‌باشد. بلورهای مذکور شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار بوده و اکثراً بصورت بلورهای

کشیده مشاهده شده‌اند. بلورهای ولاستونیت در اطراف خود به کلسیت و کوارتز تبدیل شده‌اند. آثار این تبدیل در حواشی بلورهای ولاستونیت و در امتداد رخهای آن بخوبی مشاهده می‌شود.

د- کلسیت

بلورهای کلسیت حدود ۱۰ درصد سنگ را تشکیل داده‌اند. این بلورها عمدتاً ریز بلور بوده و اندازه دانه‌های آن کمتر از ۰/۱ میلی‌متر است. به نظر می‌رسد که این بلورها عمدتاً حاصل تجزیه بلورهای ولاستونیت باشند، به دلیل آنکه به فراوانی در امتداد رخها و اطراف کانیهای ولاستونیت مشاهده شده‌اند. در برخی از مناطق، بلورهای کلسیت درشت بلورتر و اولیه هستند و در فضای بین سایر کانیها مشاهده شده‌اند. در داخل سنگ رگچه‌های باریکی از بلورهای کلسیت نیز مشاهده می‌شود.

و- ایدوکراز (وزوویانیت)

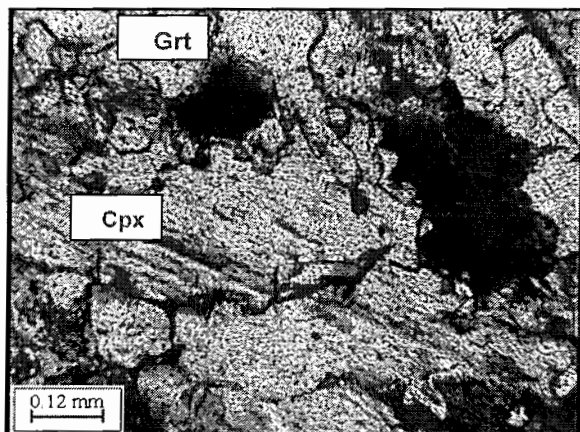
بلورهای ایدوکراز حدود ۵ درصد سنگ را تشکیل داده و اندازه دانه‌های آن از ۰/۵ تا ۲ میلی‌متر متغیر است. این بلورها بی‌شکل و بیرنگ بوده و برجستگی قوی دارند. بیرفرنژانس بلورهای ایدوکراز در سنگهای این منطقه، غیر عادی بوده و در نور پلاریزه، به رنگ آبی مشاهده شده‌اند.

۶-۳-۶- وزوویانیت - گارنت - ولاستونیت اسکارن

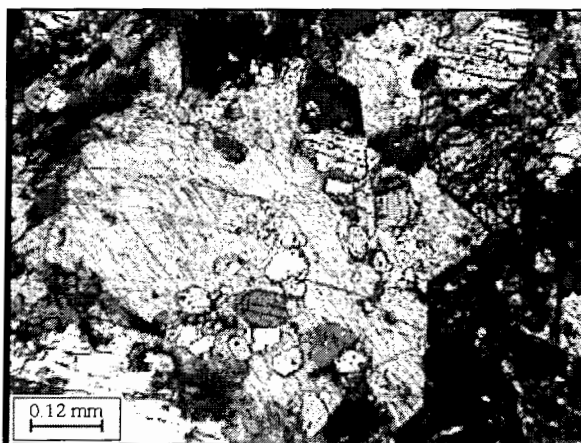
این نوع سنگها بیشتر در متاکنگلومراها مشاهده می‌شود و در نمونه دستی با مرکز تیره و حاشیه روشن قابل مشاهده می‌باشند. بلورهای سبز گارنت و سفیدرنگ ولاستونیت بخوبی در نمونه دستی قابل تشخیص است. آنالیز XRD یک نمونه از این سنگها در شکل (۶-۲۳) آورده شده است.

۶-۳-۶-۱- توصیف میکروسکوپی

کانیهای موجود در این سنگها به ترتیب فراوانی مشتمل بر وزوویانیت، گارنت، ولاستونیت، کلینوپیروکسن، کلسیت و کوارتز می‌باشد. بافت اصلی سنگ گرانوبلاستیک است.



شکل ۶-۲۲-الف- تصویر میکروسکوپی از بلورهای نیمه شکل پیروکسن با گارنت و اکسیدهای آهن، XPL

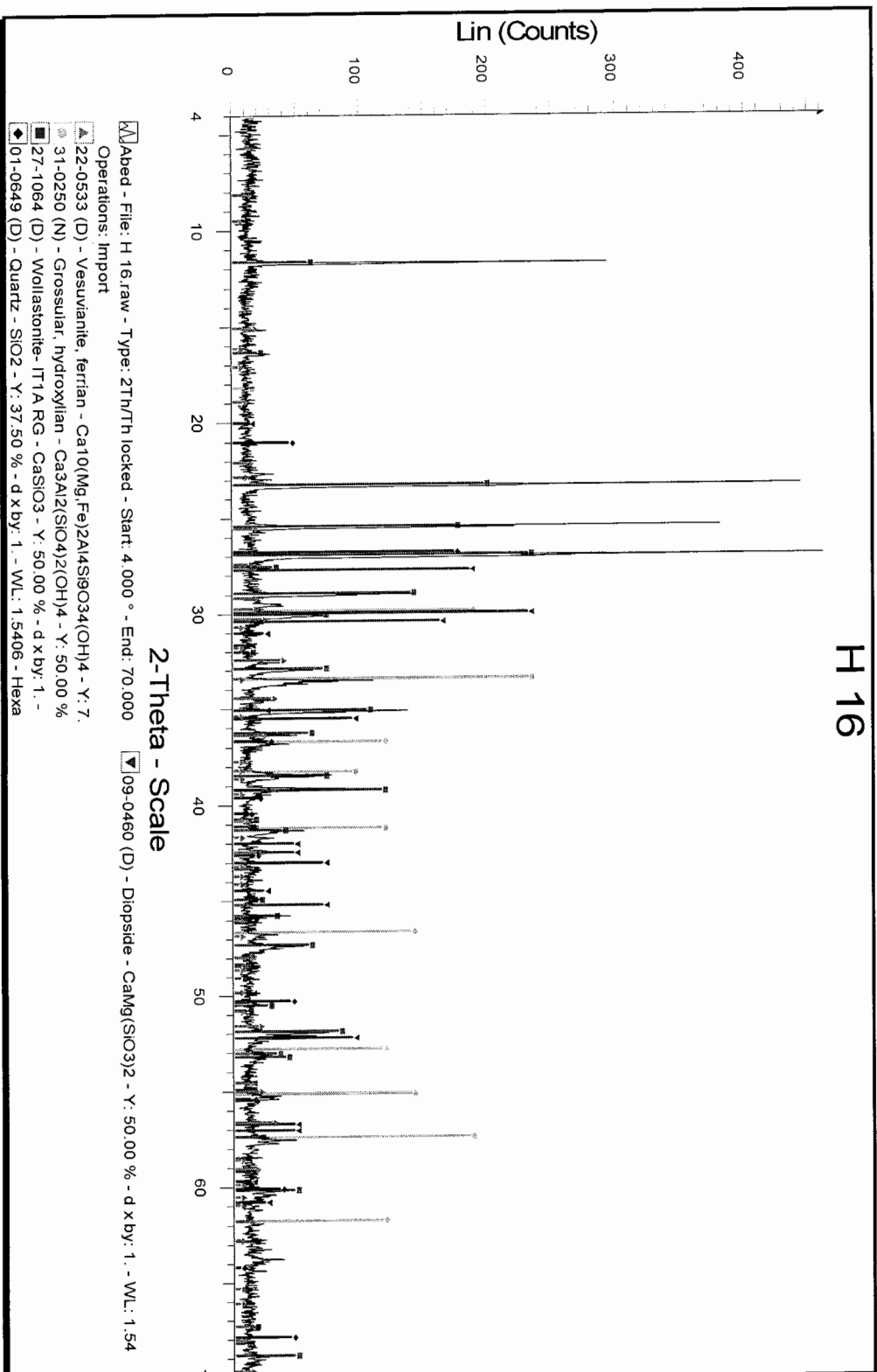


شکل ۶-۲۲-ب- تصویر میکروسکوپی از بلورهای نیمه شکل پیروکسن در گارنت پیروکسن اسکارنها.

الف- وزوویانیت

این کانی حدود ۳۰ درصد سنگ را به خود اختصاص داده است. اندازه بلورهای وزوویانیت از ۰/۹ تا ۴/۲ متغیر است. در نور عادی زرد تا بیرنگ بوده و در نور پلاریزه دارای رنگ تداخلی بنفش تا سبز می‌باشند. بلورهای این کانی دارای برجستگی بالا و اغلب به صورت بی‌شکل و یکپارچه مشاهده می‌شوند (شکل ۶-۲۴ الف و ب). در بعضی قسمت‌ها وزوویانیت به کلسیت دگرسان شده است.

H 16



شکل ۶-۲۳- نمودار XRD نمونه H16 که بر اساس آنالیز انجام گرفته دارای کانیههای وزوینایت، گارنت، لاستونیت، کوارتز و دیوپسید بوده و این نمونه یک وزوینایت گارنت اسکارن می باشد.

ب - گارنت

گارنتها حدود ۲۰ درصد سنگ را تشکیل می‌دهد. اندازه گارنتها از ۰/۵ تا یک میلیمتر متغیر می‌باشد. گارنتها در نور عادی زرد تا بیرنگ بوده و اغلب در بین وزوویانیت‌ها پراکنده هستند.

ج - پیروکسن

حدود ۱۵ درصد سنگ را به خود اختصاص داده است. بلورهای این کانی نیمه شکل‌دار تا بی‌شکل بوده و اندازه دانه‌های آن از ۰/۱ تا ۲ میلیمتر متغیر است. دو دسته رخ متقاطع عمود بر هم در مقاطع عرضی این کانیها مشاهده می‌شود. بلورهای پیروکسن در این سنگها نسبت به سنگهای دیگر رشد بیشتر داشته و به مقدار زیادتر دیده می‌شود (شکل ۶-۲۵). بلورهای پیروکسن اغلب بصورت تجمعی در مقطع مشاهده شده و رنگ تداخلی آنها شدید بوده و به اواسط سری سوم می‌رسد.

د - ولاستونیت

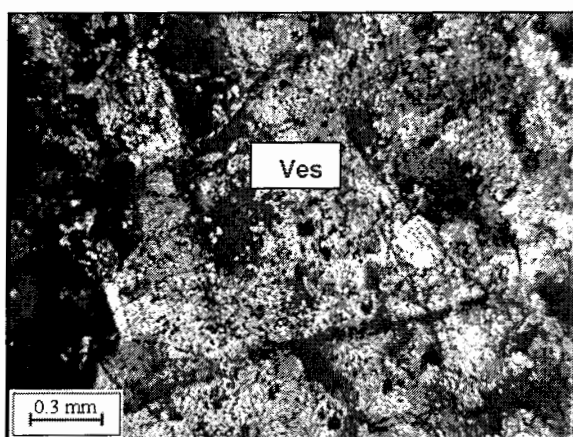
حدود ۱۰ درصد سنگ را تشکیل می‌دهند. بلورهای ولاستونیت به صورت تجمعات اسفرولیتی دیده می‌شود که اندازه آنها از ۰/۱ تا ۰/۵ میلیمتر متغیر است. در نور عادی سفید رنگ بوده و بیرفرنژانس آنها در حد سری اول است. ولاستونیتها نیز بر اثر دگرسانی به کلسیت تبدیل شده‌اند.

و) کلریت

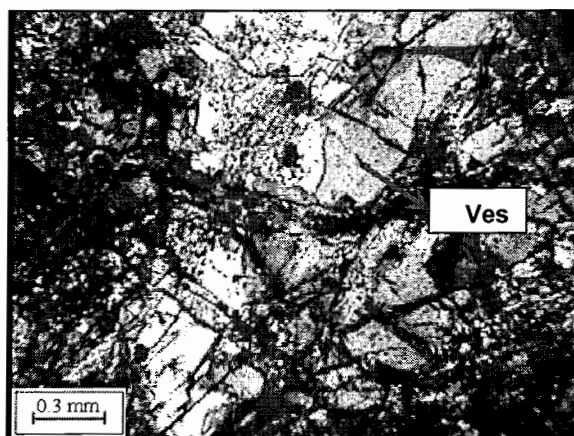
کلریت از کانیهای فرعی موجود در اسکارنهای این منطقه می‌باشد که در طی دگرگونی برگشتی در اسکارنها به وجود آمده است. کلریتها در زیر میکروسکوپ در نور عادی سبز کم‌رنگ با برجستگی کم و در نور پلاریزه با رنگ تداخلی زرد تا سبز کم‌رنگ نمایان هستند و بصورت ثانویه فضای بین کانیهای وزوویانیت و گارنت را پر کرده است.

ی- کوارتز و کلسیت

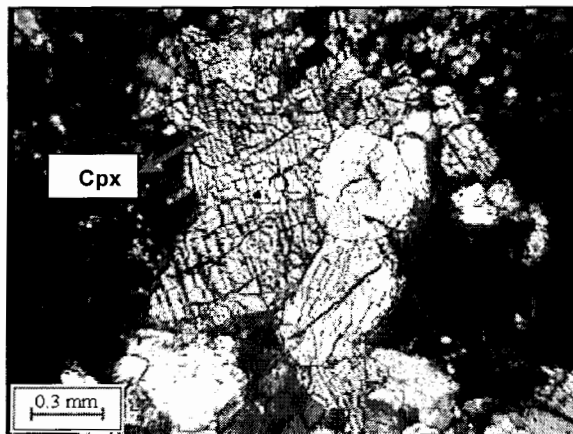
کانیهای کوارتز و کلسیت اغلب به صورت رگچه‌های کوچک تشکیل گردیده‌اند. کانیهای کلسیت رمبوئداری اولیه به مقدار کم در بین کانیهای دیگر وجود دارد. کلسیت و کوارتز اغلب بر اثر دگرگونی برگشتی فضای بین کانیهای دیگر را پر کرده‌اند.



شکل ۶-۲۴-الف - مقطع میکروسکوپی از کانی وززویانیت در اسکارنهای منطقه، XPL



شکل ۶-۲۴-ب - مقطع میکروسکوپی از کانی وززویانیت در اسکارنهای منطقه، XPL



شکل ۶-۲۵- بلورهای پیروکسن با دو دسته رخ متقاطع عمود بر هم.

۶-۳-۷- اپیدوت اسکارن

در بخشهای دور از توده نفوذی و در مناطق کم دما، اپیدوت همراه با کلسیت، گارنت و کوارتز و یا بصورت تک کانی در سنگها مشاهده می شود.

۶-۳-۷-۱- توصیف میکروسکوپی

کانیهای موجود در این اسکارنها به ترتیب فراوانی شامل اپیدوت، کوارتز، گارنت و کلسیت بوده و بافت سنگ گرانوبلاستیک است.

الف- اپیدوت

اپیدوت حدود ۷۵ درصد سنگ را به خود اختصاص داده اند. اندازه بلورهای این کانی ۰/۱ تا ۰/۵ میلیمتر متغیر است. این بلورها شکل دار تا نیمه شکل دار بوده، برجستگی بالایی داشته و چند رنگی شدیدی از سبز کمرنگ تا سبز پر رنگ نشان داده اند. بلورهای مذکور در نور پلاریزه متقاطع بیرفرنژانس بالایی داشته و رنگهای تداخلی آنها اوایل سری سوم می باشد (شکل ۶-۲۶).

ب- کوارتز

بلورهای کوارتز عمدتاً در داخل رگچه های باریک موجود در سنگ مشاهده شده اند. دانه های کوارتز بسیار ریز بوده و عمدتاً کمتر از ۰/۱ میلیمتر است. این بلورها دارای حاشیه مضرس هستند.

و با اپیدوت همراه می‌باشند (شکل ۶-۲۷).

ج- گارنت

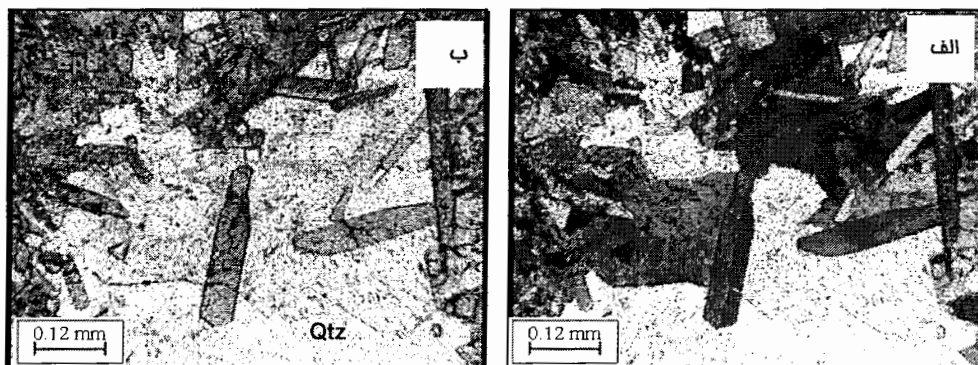
بلورهای گارنت موجود در این سنگها نیمه شکل‌دار بوده و حدود ۵ درصد سنگ را تشکیل داده‌اند. اندازه دانه‌های آنها از ۰/۱ تا ۰/۳ میلیمتر متغیر است. گارنتها در بین اپیدوتها پراکنده می‌باشند.

د- کلسیت

بلورهای کلسیت حدود ۱۰ درصد سنگ را تشکیل داده و اندازه دانه‌های آنها کمتر از ۰/۱ تا ۰/۳ میلیمتر می‌باشد. بلورهای کلسیت به صورت ثانویه نیز مشاهده می‌شوند.



شکل ۶-۲۶- بلورهای اپیدوت در سنگهای اپیدوت اسکارن.



شکل ۶-۲۷- بلورهای کوارتز در بین بلورهای اپیدوت در اپیدوت اسکارن. الف) XPL ب) PPL

۴-۶- کانی‌شناسی کانسنگ منطقه

جهت بررسی وضعیت زمین‌شناسی اقتصادی منطقه، اقدام به تهیه ۶ مقطع صیقلی گردید. بررسی این مقاطع وجود کانه‌هایی مانند منیتیت، هماتیت، اسپیکولاریت و به مقدار خیلی کم مالاکیت و پیریت را در این منطقه مشخص کرد که بطور جداگانه به بررسی آنها می‌پردازیم:

- منیتیت

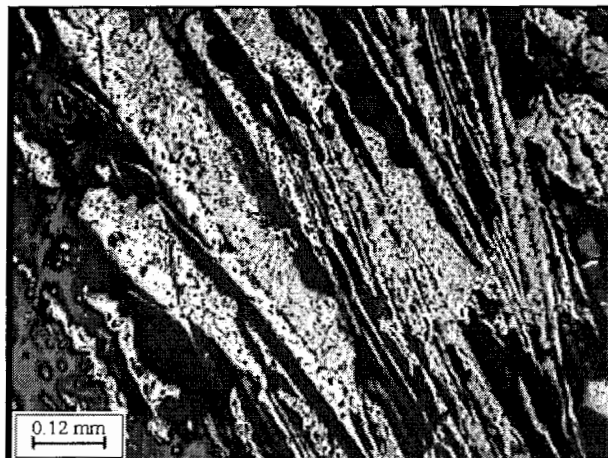
این کانی در مقاطع صیقلی در نور عادی (PPL) به رنگ خاکستری تا کرمی روشن بصورت نیمه شکل‌دار با قدرت انعکاس ضعیف دیده می‌شود. در بعضی مقاطع بافت مارتیتی مشاهده می‌شود (شکل ۶-۲۸). بنا بر عقیده زاریکوف (۱۹۹۱) تغییر پتانسیل اکسیداسیون - احیاء محلولهای گرمایی می‌تواند موجب تشکیل مارتیت شود. در حواشی و اطراف دانه‌های منیتیت و شکستگیهای موجود در آن عمل مارتیزاسیون صورت گرفته و هماتیت بصورت ثانویه تشکیل گردیده است.

- هماتیت

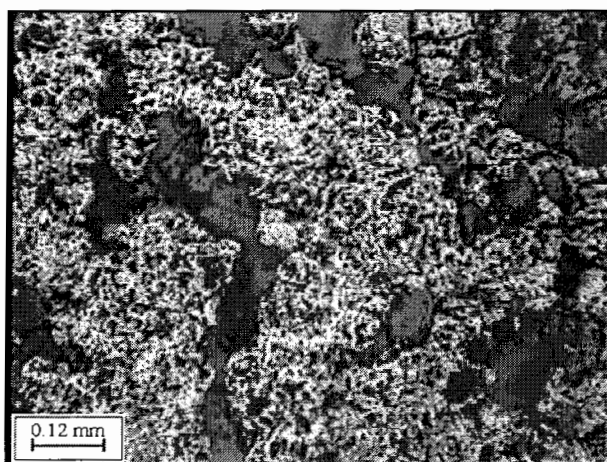
این کانی در مقاطع صیقلی در نور عادی (PPL) خاکستری تا سبز با پلی کروئیسیم ضعیف و قدرت انعکاس کم و در نور پلاریزه (XPL) با انعکاس داخلی قرمز تیره و رنگ پلاریزان خاکستری تا سبز روشن دیده می‌شود (شکل ۶-۲۹). در این مقاطع هماتیتها به دو صورت اولیه و ثانویه وجود دارند. هماتیت‌های اولیه دارای بلورهای خود شکل می‌باشند و بلورهای ثانویه حاصل تبدیل منیتیت می‌باشند که در بیشتر جاها بصورت پزدومورف منیتیت مشاهده می‌شوند.

- مالاکیت

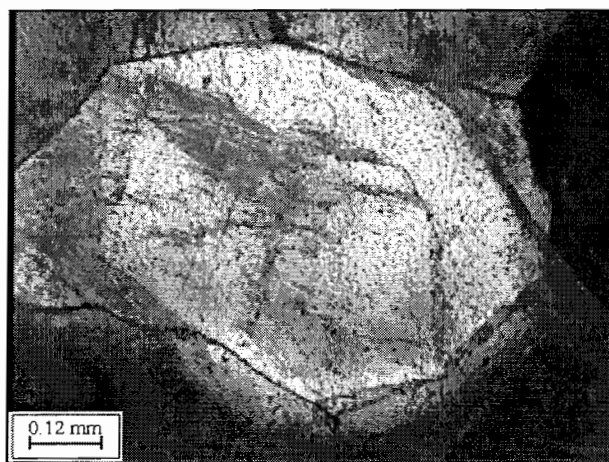
این کانی در مقاطع صیقلی در نور عادی به رنگ سبز پسته ای تا کرم و در نور پلاریزه به رنگ فیروزه‌ای مشاهده می‌شود (شکل ۶-۳۰).



شکل ۶-۲۸- تصویر میکروسکوپی از بلورهای مگنتیت، XPL



شکل ۶-۲۹- تصویر میکروسکوپی از بلورهای هماتیت، XPL



شکل ۶-۳۰- تصویر میکروسکوپی از بلور ملاکیت، XPL

زمین به ما آموخت
زیبیش حادثه باید که پای پس نکشیم
مگر کم از خاکیم
نفس کشید زمین ، ما چرا نفس نکشیم
"ف. مشیری"

فصل هفتم

بررسی واکنشها در هاله دگرگونی

۷-۱- مقدمه

دگرگونی سنگهای کربناته کوارتزار از طریق واکنشهایی انجام می‌گیرد که در نوع خود جالبند. گرین‌وود^۱ در سال ۱۹۶۷ دیاگرامی را برای نشان دادن انواع متفاوت واکنشهای دگرگونی معرفی کرد. در این دیاگرام دما در مقابل $X_{CO_2-H_2O}$ رسم شده و در آن فشار ثابت در نظر گرفته شده است (شکل ۷-۱). با توجه به اینکه فشار در اغلب اسکارنهای کلسیک نقش کمی دارد، در بسیاری از موارد، برای نشان دادن واکنشهای دگرگونی در اسکارنها از نمودار $T-X_{CO_2-H_2O}$ در فشار ثابت استفاده می‌شود.

بطور کلی واکنشهای دگرگونی در سنگهای کربناته سیلیسی موجب آزاد شدن CO_2 می‌شود ولی به دلیل آنکه آب، پیش از فرآیند دگرگونی در اینگونه سنگها موجود است، نمی‌توان دما و فشار CO_2 را به عنوان تنها عامل دگرگونی این سنگها در نظر گرفت. به عبارت دیگر، علاوه بر دما باید فشار کلی سیال که عبارت از مجموع فشارهای جزئی CO_2 و H_2O است و نسبت هر دو فشار جزئی یا کسر مولی هر کدام (CO_2 یا H_2O) را در محاسبات منظور کرد. با توجه به این نکته، می‌توان گفت که تعادلات موجود در اسکارنهای کلسیک، یک متغیره نبوده بلکه حداقل باید دو متغیره باشند (وینکلر^۲، ۱۹۷۶).

بطور عمده واکنشهای دگرگونی در سنگهای کربناته دارای شش حالت هستند:

^۱ - Greenwood

^۲ - Winkler

۱) واکنشهای جامد - جامد: در این نوع از واکنشها، سیال نقشی نداشته و شکل آن به صورت یک خط افقی است (شکل ۱-۷، خط ۱).



۲) واکنشهای کربن زدایی: منحنی این واکنشها دارای شیب مثبت بوده و طی این واکنش CO_2 آزاد می شود.

(شکل ۱-۷، منحنی ۲).



۳) واکنشهای آب زدایی: منحنی این واکنشها دارای شیب منفی بوده و طی آن H_2O آزاد می شود (شکل ۱-۷، منحنی ۳).



۴) واکنشهای آبزدا - کربن زدا: در این حالت شکل منحنی سهمی بوده، در طرف غنی از آب، شیب مثبت و در سمت غنی از CO_2 شیب منفی است (شکل ۱-۷، منحنی ۴).



۵) واکنشهای آبزدا - کربن گیر: منحنی این واکنشها دارای شیب منفی است (شکل ۱-۷، منحنی ۵).



۶- واکنشهای آبگیر - کربن زدا: این منحنی دارای شیب مثبت است (شکل ۱-۷، منحنی ۶).



۷-۲- بررسی واکنشهای دگرگونی در اسکارنهای منطقه کوه گبری رفسنجان

در این بخش واکنشهای احتمالی تشکیل گارنت، پیروکسن، ولاستونیت، اپیدوت و وزوویانیت به عنوان کانیههای اصلی مجموعه اسکارنی منطقه، مورد بررسی قرار گرفته، از شواهد پتروگرافی و پاراژنز کانیهها جهت نوشتن محتملترین واکنشها، استفاده شده است. این کانیهها در طی مراحل دگرگونی پیشرونده و پسرونده در اسکارنهای منطقه تشکیل شدهاند. واکنشهای دگرگونی در دو

بخش دگرگونی پیشرونده و پسرونده نوشته شده‌اند.

هدف اصلی در ذکر واکنشهای دگرگونی در این بخش پی بردن به شرایط تشکیل اسکارن در منطقه است. در تشکیل اسکارنها علاوه بر فشار و درجه حرارت، سیال نیز نقش مهمی دارد. ترکیب شیمیایی سیال ($X_{CO_2} - H_2O$)، فشار سیال، و نرخ جریان سیال همگی از عواملی هستند که موجب ایجاد شرایط پیچیده در تشکیل اسکارنها می‌شوند بنحوی که تنها با تکیه بر پارائنز کانیهای موجود در اسکارن نمی‌توان به شرایط تشکیل آنها پی برد. در این بخش سعی شده تا در حد امکان با استفاده از این داده‌ها، شرایط تشکیل اسکارنها و بخصوص شرایط سیال مشخص شود. با توجه به اینکه شرایط تشکیل کانیها در اسکارنهای کلسیک مشابه است، در این بخش واکنشهای دگرگونی در اسکارنهای موجود در منطقه، در دو بخش دگرگونی پیشرونده و پسرونده بررسی می‌گردد. در جدول ۷-۱ کانیهای موجود در سنگهای دگرگونی کوه‌گیری آورده شده است:

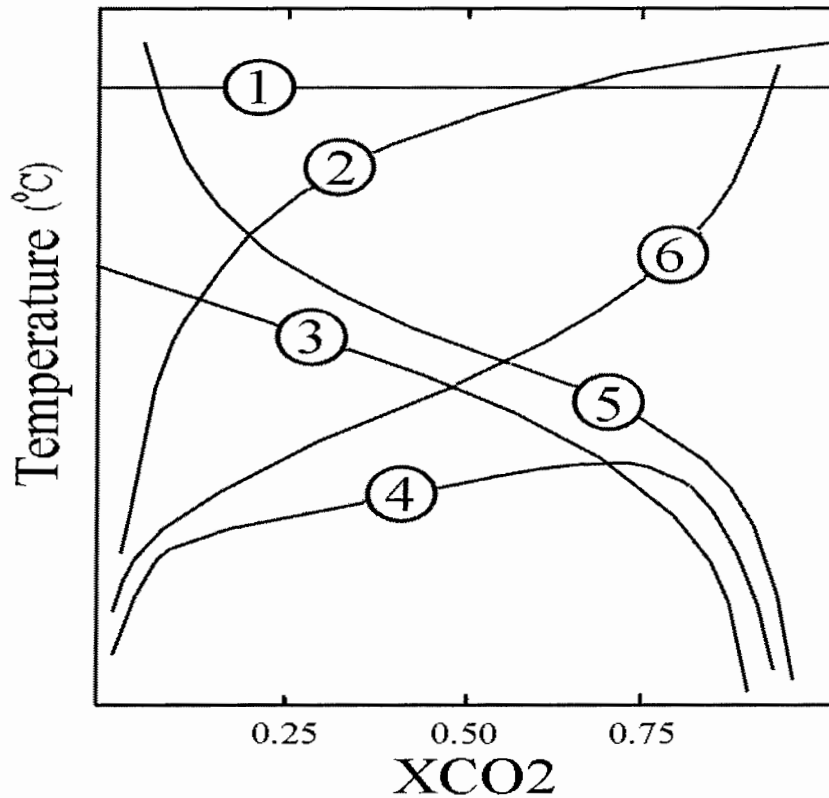
۷-۳- واکنشهای دگرگونی پیشرونده

دگرگونی پیشرونده فرایندی است که در خلال افزایش شرایط فشار - دمای، مجموعه کانیهای فشار و دما بالا تشکیل می‌شوند. طی این دگرگونی مواد فراری مانند آب و دی اکسید کربن آزاد می‌شوند.

کانیهایی که در طی این مرحله در اسکارنهای منطقه بوجود آمده‌اند، شامل گارنت، ولاستونیت و کلینوپیروکسن هستند. در ادامه، به واکنشهای پیشرونده‌ای که در اسکارنهای منطقه به وقوع پیوسته‌اند، می‌پردازیم:

۷-۳-۱- واکنشهای تشکیل گارنت

مطالعات پتروگرافی و آنالیز XRD و XRF نشان‌دهنده آن است که گارنتهای منطقه متعلق به سری اگرانیدیت بوده و عمدتاً ترکیب بین دو عضو انتهایی گروسولار - آندرادیت دارند (جدول ۷-۲). گارنتها در تمامی رخنمونهای اسکارن منطقه حضور دارند. بطور کلی گارنتها دارای منطقه‌بندی، فاقد منطقه‌بندی، ایزوتروپ و انیزوتروپ هستند.



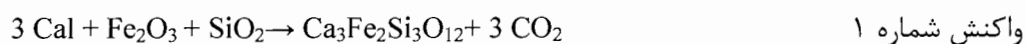
شکل ۷-۱- انواع مختلف واکنشهای دگرگونی در دیاگرام T-XCO₂ (گرین وود، ۱۹۶۷)

- 1) $Wo + An \rightarrow Grs + Qtz$
- 2) $Cal + Qtz \rightarrow Wo + CO_2$
- 3) $Zo + Qtz \rightarrow An + Grs + H_2O$
- 4) $Tr + Cal + Qtz \rightarrow Di + 3 CO_2 + H_2O$
- 5) $Zo + CO_2 \rightarrow An + Cal + H_2O$
- 6) $Dol + Qtz + H_2O \rightarrow Tlc + Cal + CO_2$

جدول ۷-۱- انواع کانیهای دگرگونی موجود در اسکارن کوه گبری

گروه کانیایی	عضوها	ترکیب شیمیایی
Garnet	Grossularite	$\text{Ca}_3\text{Al}_2(\text{SiO}_4)_3$
	Andradite	$\text{Ca}_3\text{Fe}_2(\text{SiO}_4)_3$
Pyroxene	Diopside	$\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$
	Hedenbergite	$\text{CaFeSi}_2\text{O}_6$
Pyroxenoid	Wollastonite	CaSiO_3
Epidote	Epidote	$\text{CaFe}^{3+}\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}(\text{OH})$
Other	Quartz	SiO_2
	Vesuvianite	$\text{Ca}_{10}(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+})_2\text{Al}_4\text{Si}_9\text{O}_{34}(\text{OH}, \text{F})_4$
	Calcite	CaCO_3
	Chorite	$(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+}, \text{Al})_{12}(\text{Si}, \text{Al})_8\text{O}_{20}(\text{OH})_{16}$
	Specularite	Fe_2O_3
	Magnetite	Fe_3O_4
	Hematite	Fe_2O_3
	Fluorite	CaF_2
	Pyrite	FeS_2
	Chalcopyrite	CuFeS_2
Malakite	$\text{Cu}_2\text{CO}_3(\text{OH})_2$	

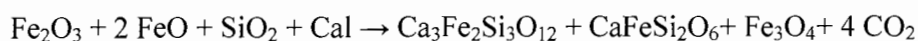
دیر^۱ و همکاران ۱۹۸۲ واکنش ذیل را برای تشکیل آندرادیت پیشنهاد کردند:



این واکنش برگشت پذیر بوده و تبدیل برگشتی گارنت به کلسیت، کوارتز و هماتیت را می توان از طریق واکنش فوق توجیه کرد.

اگر FeO نیز در محیط موجود باشد، علاوه بر آندرادیت، هدنبرژیت نیز تشکیل می شود. در صورتیکه مقدار سیلیس جهت انجام واکنش کافی نباشد، مقداری مگنتیت نیز تشکیل می شود.

واکنش شماره ۲:



^۱ - Deer

جدول ۷-۲- ترکیب شیمیایی و کانی شناسی گارنتهای اسکارن در منطقه مورد مطالعه (آفتابی و عباس نژاد، ۱۳۶۶) با تغییرات.

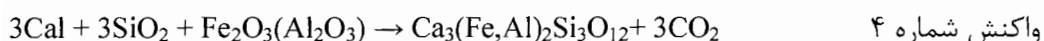
موقعیت گارنتها	مشخصات ظاهری نمونه	مشخصات میکروسکوپی	ترکیب شیمیایی (درصد اکسیدی)	درصد گارنتها
گارنتهای اسکارن (نزدیک توده نفوذی)	سبز زیتونی تیره	زرد تا سبز خیلی کمرنگ، کانیهای همراه: به مقدار خیلی کم کلسیت و کوارتز	SiO ₂ = ۳۵/۴۲	آندرادیت = ۹۲/۸ اوارویت = ۴/۶ گروسولار = ۰/۴ اسپسارتین = ۰/۲ پیروپ = ۲
			Al ₂ O ₃ = ۰/۲۹	
گارنتهای اسکارن (حاشیه خارجی)	سبز کمرنگ	سبز تا زرد متمایل به سبز، همراه با کمی وزوونایت، کلسیت و لاستونیت	Fe ₂ O ₃ = ۲۲/۱۵	گروسولار = ۵۶/۲ آندرادیت = ۳۸/۶ آلماندین = ۲/۵ پیروپ = ۲/۵ اسپسارتین = ۰/۲
			CaO = ۳۲/۰۶	
گارنتهای اسکارن (نزدیک به سنگهای مرمری)	سبز زیتونی	زرد تا زرد مایل به سبز، کانی همراه: کلسیت به مقدار کم	MgO = ۰/۴۹	آندرادیت = ۷۷/۶ گروسولار = ۲۲/۲ اسپسارتین = ۰/۲
			MnO = ۰/۰۹	
			Cr ₂ O ₃ = ۱/۴۵	
			SiO ₂ = ۴۰/۱۰	
			Al ₂ O ₃ = ۱۴/۶۵	
			Fe ₂ O ₃ = ۱۱/۹۸	
			FeO = ۱/۵۶	
			CaO = ۳۰/۹۵	
			MgO = ۰/۸۸	
			MnO = ۰/۱۶	
			SiO ₂ = ۳۵/۱۶	
			Al ₂ O ₃ = ۷/۷۴	
			Fe ₂ O ₃ = ۲۴/۰۸	
			CaO = ۳۳/۶	
			تعیین نشد = MgO , MnO	
			Cr ₂ O ₃ = ۰/۰۶	

در صورتیکه نسبت $\text{SiO}_2 / \text{Fe}_2\text{O}_3 < 3$ باشد علاوه بر آندرادیت، هماتیت نیز تشکیل می‌شود. هنگامیکه نسبت $\text{SiO}_2 / \text{Fe}_2\text{O}_3 > 3$ باشد، ولاستونیت و آندرادیت، هر دو تولید می‌گردند. علاوه بر دو واکنش ذکر شده، واکنشهای زیر نیز در تولید آندرادیت دخالت دارند:

واکنش شماره ۳:



محلول جامد گروسولار- آندرادیت می‌تواند از طریق واکنش زیر تشکیل شود:



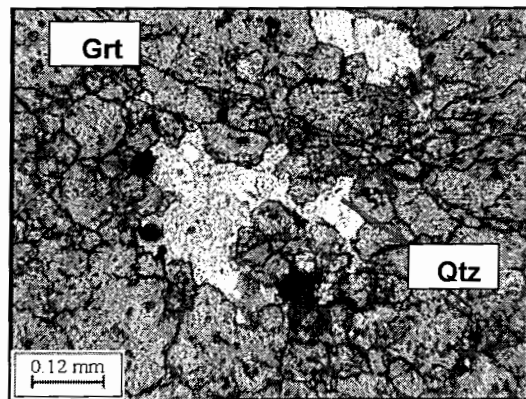
تمرکز بالای آندرادیت در سری محلول جامد، با رشد سریع گارنت و جریان سریع سیالات هیدروترمال همراه است. افزایش X_{CO_2} ، f_{O_2} و سیالاتی با شوری بالا، شرایط را برای افزایش عضو انتهایی آندرادیت در سری محلول جامد اگراندیت آماده می‌کند. کاهش f_{O_2} موجب افزایش عضو انتهایی گروسولار در سری محلول جامد می‌شود (لیو^۱، ۱۹۷۳). در سیالات غنی از H_2O و نسبتاً فقیر از CO_2 آندرادیت تنها در دماهای زیر ۴۰۰ درجه سانتیگراد پایدار است.

همانطور که مشاهده می‌شود کلیه واکنشهای فوق الذکر، کربن‌زدا هستند. در صورتی که CO_2 از محیط خارج نشده و باقی بماند بیشتر واکنشهای ذکر شده، به سمت چپ خواهند رفت تا CO_2 اضافی در محیط را مصرف کنند.

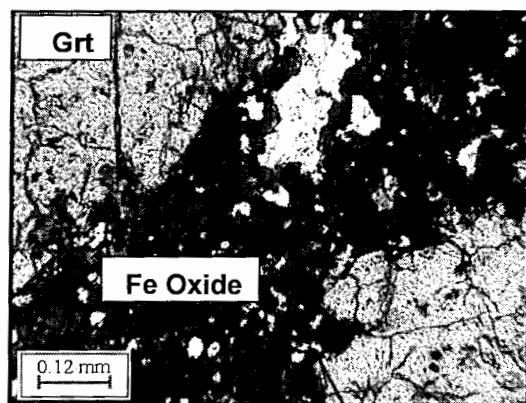
شکل ۷-۲ واکنش محلولهای آهن و سیلیس‌دار را با کلسیت نشان می‌دهد که مقدار آهن و سیلیس اضافی به صورت کانیهای آهن‌دار و کوارتز در بین گارنتها تشکیل شده‌اند.

زاریکوف^۲ (۱۹۹۱) همبری گرانت با مرمر را در فشار یک کیلوبار و درجه حرارت ۶۰۰ درجه سانتیگراد مطالعه کرد. وی محلولهای متفاوتی را برای مطالعه چگونگی تشکیل کانیهای اسکارن آزمایش کرد و به این نتیجه رسید که گارنت، تنها در آزمایشاتی که با محلولهای کلریدی انجام گرفته، تشکیل می‌شود و سیالات آلكالیک، مانند NaOH ، KOH ، Na_2SiO_3 ، K_2SiO_3 ، Na_2CO_3 ، KF ، NaF و آب خالص نمی‌توانند پارائزهای پیروکسن و گارنت را به وجود آورند. پرچوک و آرانویچ (۱۹۷۹) با بکارگیری سیالات کلریدی، واکنش زیر را در شرایط $\text{pH}=3$ ، درجه حرارت ۵۰۰ درجه

^۱ - Zharikov

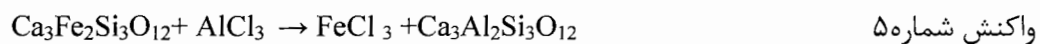


شکل ۷-۲-الف- تشکیل کانی گارنت و کوارتز در اثر نفوذ محلولهای سیلیس و آهن‌دار به درون سنگ میزبان



شکل ۷-۲-ب- تشکیل کانی گارنت و اکسید آهن در اثر نفوذ محلولهای سیلیس و آهن‌دار به درون سنگ میزبان

سانتیگراد و فشار یک کیلو بار و ۵۸۰ درجه سانتیگراد و فشار دو کیلو بار انجام دادند.



واکنشهایی که در بالا ذکر شد (بخصوص واکنشهای ۱ تا ۴) در تمام زونهای اسکارن موجود در منطقه (به استثنای زون اپیدوت اسکارن) رخ داده و باعث بوجود آوردن گارنت در منطقه شده‌اند.

۷-۳-۲- واکنشهای تشکیل ولاستونیت

در دمای بالا و فشار پایین، کلسیت و کوارتز با همدیگر واکنش داده و ولاستونیت و دی‌اکسید

کربن تولید می‌کنند:

واکنش شماره ۶

$$\text{CaCO}_3 + \text{SiO}_2 \rightarrow \text{CaSiO}_3 + \text{CO}_2$$

طبیعی است که تشکیل ولاستونیت به فشار مؤثر گاز کربنیک بستگی دارد. بر اساس شکل (۳-۷) و واکنش تشکیل ولاستونیت، محدوده پایداری و تشکیل ولاستونیت با افزایش فشار CO_2 کاهش می‌یابد. در شرایط معادل فشار حکمفرما در سطح زمین، ولاستونیت در حرارتی کمتر از ۴۰۰ درجه سانتیگراد تشکیل می‌گردد ولی چنانچه فشار گاز کربنیک محیط به ۵۰۰۰ اتمسفر (معادل عمق ۲۰ کیلومتری) برسد کوارتز و کلسیت تا حداکثر ۸۰۰ درجه سانتیگراد پایدار می‌باشند. بنابراین حداقل درجه حرارت تشکیل ولاستونیت باید بیش از ۴۰۰ درجه سانتیگراد باشد (کراسکوف^۱، ۱۹۶۷).

در شکل (۳-۷) منحنی‌های تشکیل ولاستونیت از کوارتز و کلسیت در $X_{\text{CO}_2} = 1$ تا $X_{\text{CO}_2} = 0.1$ در دیاگرام $P_f - T$ نشان داده شده است. همان‌طور که در این نمودار مشاهده می‌شود، در صورتیکه $X_{\text{CO}_2} = 1$ باشد، دمای بسیار بالایی لازم است تا کلسیت با کوارتز واکنش دهد. به عبارت دیگر وقتی که تخلخل مفید سنگها صفر بوده و جریان سیالی وجود نداشته باشد، مجموعه کلسیت + کوارتز، حتی تا حرارت‌های بالا پایدار باقی می‌ماند. با کاهش X_{CO_2} ، درجه حرارت تشکیل ولاستونیت کاهش می‌یابد. بنابراین برای پیشرفت واکنش باید فشار CO_2 در محیط کاهش یابد. گسترش قابل ملاحظه ولاستونیت در قسمتهای سطحی اسکارن، مرمر و متاکنگلومرا و در شکافها و شکستگی‌ها در کوه گبری می‌تواند در ارتباط با کاهش فشار مؤثر گاز کربنیک باشد. سیلیسی شدن سنگهای کربناته موجب افزایش حجم شده و تخلخل سنگ را کاهش می‌دهد و همین امر یک عامل منفی در پیشرفت واکنش محسوب شده و از خروج CO_2 از محیط واکنش جلوگیری می‌کند. جهت انجام واکنش تشکیل ولاستونیت باید شرایط ذیل برقرار باشد:

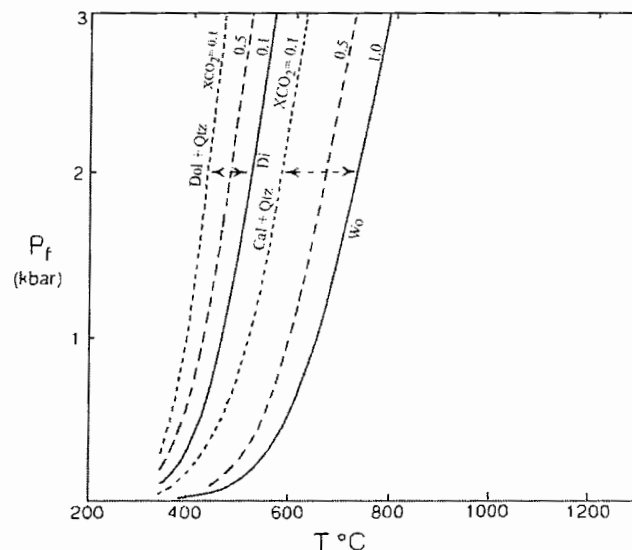
۱- وجود سنگ میزبان کربناته، محتوی کلسیت و کوارتز

۲- امکان عبور سیال از یک ترکیب شیمیایی مناسب

۳- خروج CO_2 از محیط

^۱- Kurshakova

واکنش تشکیل ولاستونیت، دومتغیره بوده و در آن چهار سازنده CO_2 و H_2O ، CaO ، SiO_2 نقش دارند. بر اساس قانون فاز، این سازنده‌ها تشکیل چهار فاز کلسیت، کوارتز، ولاستونیت و بخار را ممکن می‌سازند.

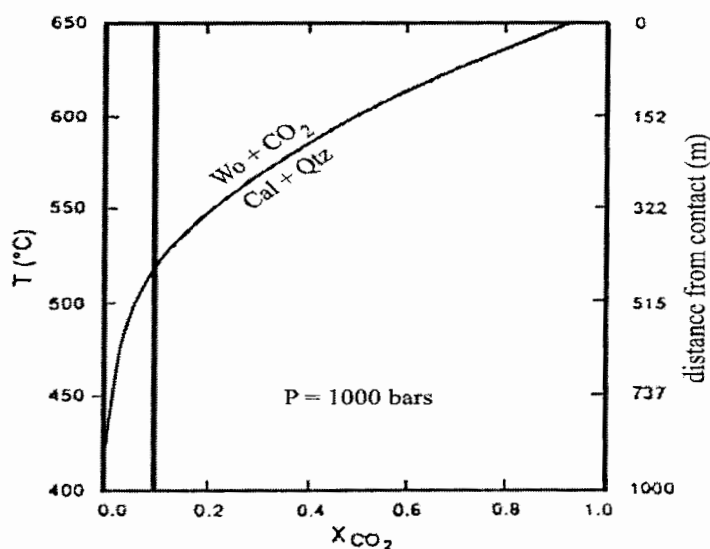


شکل ۷-۳- تأثیر کاهش فشار سیال و کاهش X_{CO_2} در کاهش درجه حرارت تشکیل دیوپسید و ولاستونیت در نمودار P_f در برابر T (اقتباس از تریسی و فراست، ۱۹۹۱).

شواهد نشان داده است که ولاستونیت در سنگهایی که در دماهای نسبتاً پایین (۴۰۰ تا ۵۰۰ درجه سانتیگراد) دگرگون شده اند هرگز یافت نشده است. علاوه بر آن در سنگهای همبری کم عمق که فشار آنها چند صدبار است، نیز این کانی مشاهده نشده است (وینکلر، ۱۹۷۶). با توجه به این امر می‌توان گفت که X_{CO_2} در فاز سیال، هیچگاه به میزان بسیار اندک نمی‌رسد و در اکثر موارد $X_{\text{CO}_2} > 0.25$ بوده است. با این حال، در صورتیکه اطلاعاتی از ترکیب فاز سیال در دست نباشد نمی‌توان شرایط تشکیل ولاستونیت را به‌درستی تخمین زد.

در شکل (۷ - ۴) واکنش تشکیل ولاستونیت در نمودار T - X_{CO_2} در فشار ۱۰۰۰ بار در همبری توده گرانیتی با مرمر کلسیتی نشان داده شده است. در این شکل نیز به خوبی افزایش درجه حرارت تشکیل ولاستونیت با افزایش CO_2 مشهود است. این واکنش را نیز می‌توان یکی از واکنشهای محتمل در تشکیل ولاستونیت در اسکارن کوه‌گیری در نظر گرفت.

با توجه به آنچه گفته شد درجه حرارت تشکیل اسکارنهای حاوی ولاستونیت ۴۰۰ تا ۷۵۰ درجه سانتیگراد است. بنابراین، چنین درجه حرارتی در هنگام جایگزینی توده نفوذی و دگرگون شدن آهکها و کنگلومراها در کوه گیری وجود داشته است. واکنشهای تشکیل ولاستونیت در زونهای گارنت- ولاستونیت اسکارن و گارنت- ولاستونیت پیروکسن اسکارن اتفاق افتاده است.

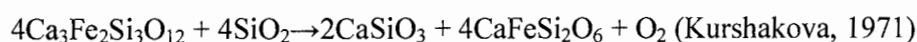


شکل ۷-۴- واکنش تشکیل ولاستونیت در فشار ۱۰۰۰ بار در همبری توده گرانیتی با مرمر کلسیتی در نمودار T-X_{CO2} (فری، ۱۹۹۱)

۷-۳-۳- واکنشهای تشکیل کلینوپیروکسن (دیوپسید - هدنبرژیت)

علاوه بر واکنش شماره ۲ واکنشهای زیر می‌تواند در تولید هدنبرژیت در منطقه مؤثر باشند:

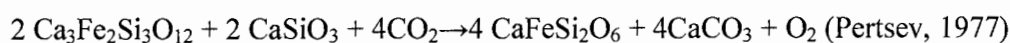
واکنش شماره ۷:



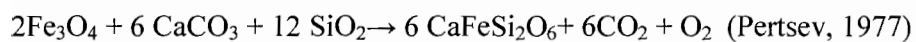
در شکل ۷-۵، حاشیه خورده شده گارنت که در اطراف آن ولاستونیت و کلینوپیروکسن دیده

می‌شود نشان دهنده واکنش تبدیل گارنت به ولاستونیت و کلینوپیروکسن می‌باشد.

واکنش شماره ۸:



واکنش شماره ۹:



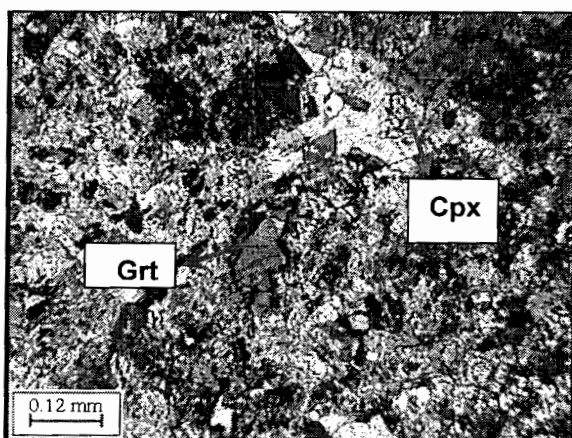
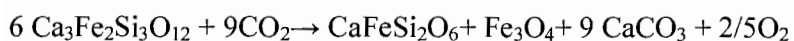
واکنش شماره ۱۰:



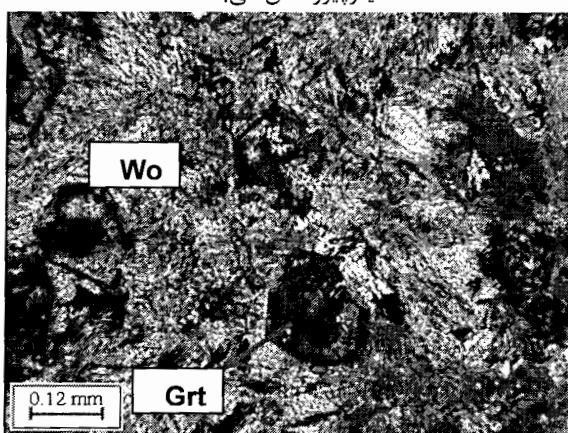
واکنش شماره ۱۱:



واکنش شماره ۱۲:



شکل ۷-۵-الف- این شکل نشان دهنده واکنش گارنت به کلینوپیروکسن می باشد.



شکل ۷-۵-ب- این شکل نشان دهنده واکنش گارنت به ولاستونیت می باشد.

می‌شوند. در این نمودار، گروه I و II محدوده‌های مجزایی دارند ولی گروه III دارای خصوصیات هر دو گروه است. همان‌طور که در شکل (۴-۱۸) مشاهده می‌شود، تمام نمونه‌های منطقه، در محدوده POG قرار گرفته‌اند.

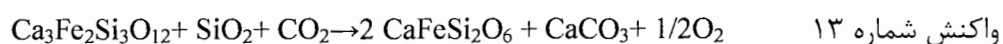
مرحله ۳ در این مرحله با استفاده از نمودار درصد وزنی FeO^*/FeO^*+MgO در مقابل تغییرات سیلیس گرانیتوئیدهای گروه I، II و III از یکدیگر تفکیک شده‌اند. همان‌طور که در شکل (۴-۱۹) مشاهده می‌شود، تمام نمونه‌ها در گروه POG (III) قرار گرفته‌اند.

مرحله ۴ در این مرحله برای تمایز گروه‌های I، II و III از نمودار تغییرات درصدوزنی FeO^* در مقابل MgO استفاده شده است. با توجه به شکل (۴-۲۰) تمام نمونه‌ها در گره I (کوهزایی) قرار گرفته‌اند.

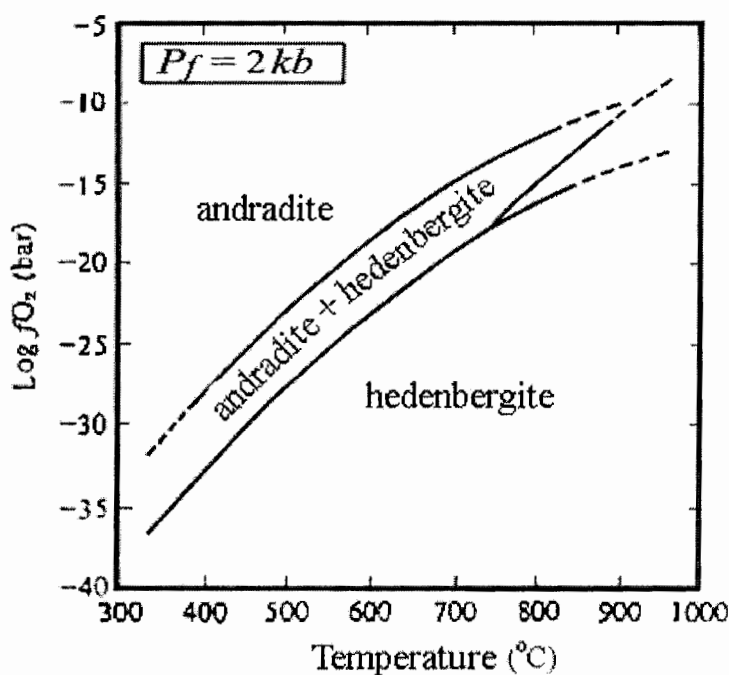
مرحله ۵ در این مرحله با استفاده از نمودار درصد وزنی $FeO^* + MgO$ در مقابل درصد وزنی CaO ، گروه‌های I، II و III از یکدیگر تفکیک شده‌اند. همان‌طور که در شکل (۴-۲۱) دیده می‌شود، تمام نمونه‌ها در گروه I قرار گرفته‌اند.

مرحله ۶ در این مرحله با استفاده از نمودار مقادیر مولی $Al_2O_3/(Na_2O+K_2O)$ در مقابل $Al_2O_3/(Na_2O+K_2O+CaO)$ گرانیتوئیدهای گروه I (IAG, CAG, CCG) از یکدیگر تفکیک می‌شوند.

در فوگاسیته بالای اکسیژن، تشکیل گارنت به خرج هدنبرژیت امکان پذیر است:



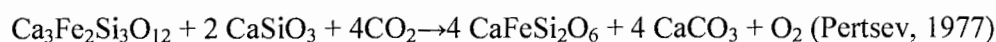
در شکل (۶-۷) محدوده پایداری آندرادیت خالص و هدنبرژیت خالص در فشار سیال ۲ کیلوبار در نمودار $\log f_{\text{O}_2}$ در برابر درجه حرارت، نشان داده شده است. منطقه میان دو منحنی تک متغیره، محدوده‌ای است که دو فاز آندرادیت و هدنبرژیت می‌توانند به صورت همزیست در کنار یکدیگر موجود باشند. با توجه به اینکه به نظر می‌رسد که در منطقه دو فاز آندرادیت و هدنبرژیت بصورت همزیست در کنار هم وجود دارند.



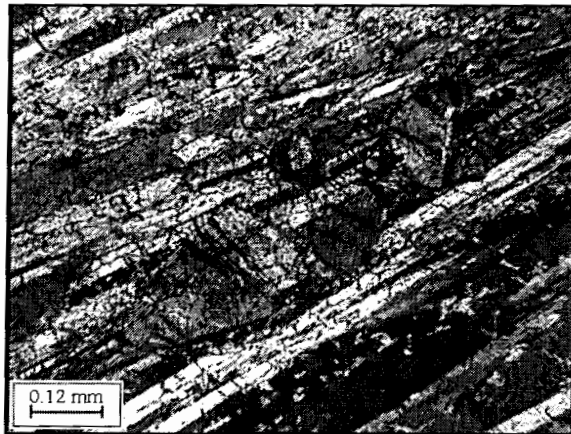
شکل ۶-۷- محدوده پایداری آندرادیت خالص و هدنبرژیت خالص در فشار سیال ۲ کیلوبار در نمودار $\log f_{\text{O}_2}$ در مقابل درجه حرارت. منطقه میان دو منحنی تک متغیره، محدوده‌ای است که دو فاز آندرادیت و هدنبرژیت می‌توانند به صورت همزیست در کنار یکدیگر موجود باشند (اقتباس از دیر و همکاران، ۱۹۸۹).

واکنش احتمالی دیگر که ممکن است در اسکارن کوه گیری اتفاق افتاده باشد، به قرار زیر است:

واکنش شماره ۱۴:



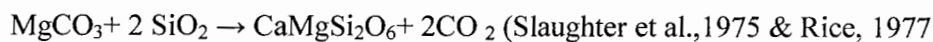
اگر این واکنش را بپذیریم، می‌توان گفت که ولاستونیت و آندرادیت در بعضی از قسمت‌ها، همزمان باهم تشکیل شده و در انتها کلینوپیروکسن بوجود آمده است. در شکل ۷-۷ بلورهای کلینوپیروکسن بر روی ولاستونیت تشکیل شده است.



شکل ۷-۷- تشکیل بلورهای کلینوپیروکسن بر روی بلورهای ولاستونیت

تبلور دیوپسید را می‌توان از طریق واکنش زیر توجیه کرد:

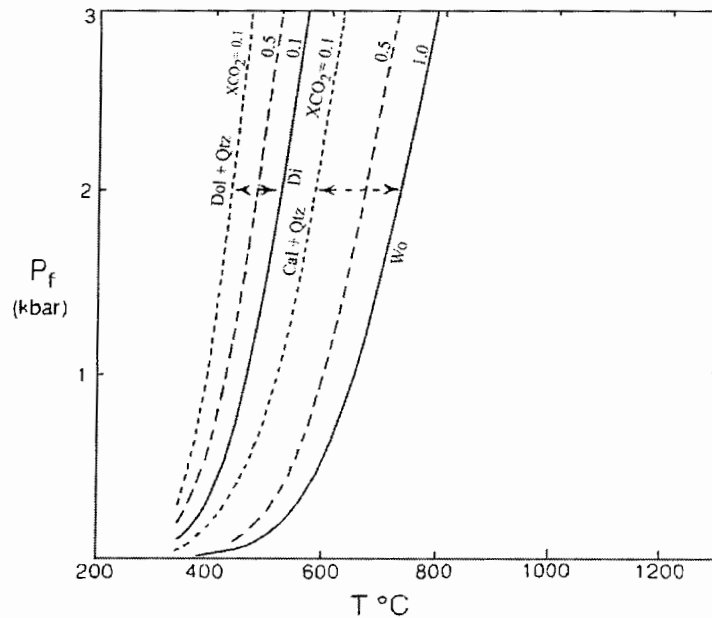
واکنش شماره ۱۵:



در شکل (۷-۸) منحنی این واکنش، در نمودار $\text{Pf} - X_{\text{CO}_2}$ نشان داده شده است. در این نمودار سه منحنی برای فشار جزئی دی‌اکسید کربن برابر ۰/۱، ۰/۵ و ۱ رسم شده است. همانطور که در این شکل مشاهده می‌شود، شیب این منحنی مثبت بوده و کاهش X_{CO_2} و همچنین کاهش فشار سیال موجب کاهش دمای انجام این واکنش و در نتیجه تشکیل دیوپسید می‌گردد. برای مثال در فشار سیال برابر با یک کیلو بار با کاهش X_{CO_2} از ۱ به ۰/۱، دمای انجام این واکنش از ۴۷۵ به ۴۰۰ درجه سانتیگراد می‌رسد.

واکنشهای ذکر شده، در زونهای گارنت- ولاستونیت- کلینوپیروکسن اسکارن، گارنت پیروکسن اسکارن و گارنت- وزوویانیت اسکارن اتفاق افتاده است. با توجه به مقاطع میکروسکوپی و واکنشهای یاد شده بنظر می‌رسد که در اغلب اسکارنهای موجود در منطقه در خلال پیشرفت

دگرگونی، در ابتدا گارنت، سپس ولاستونیت و در اوج دگرگونی کلینوپیروکسن به وجود آمده است (شکل ۷-۹).



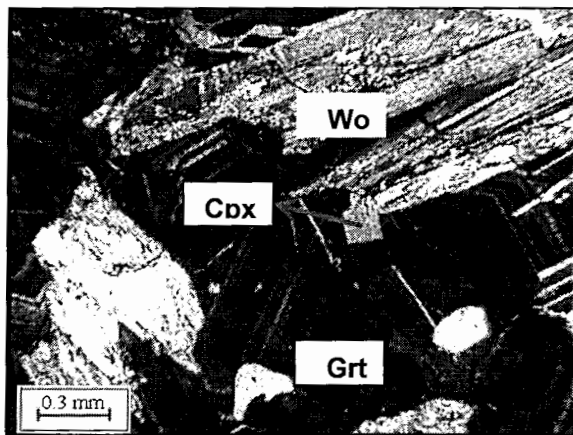
شکل ۷-۸ تأثیر کاهش فشار سیال و کاهش X_{CO_2} در کاهش درجه حرارت تشکیل دیوپسید و ولاستونیت در نمودار P_f در برابر T (اقتباس از تریسی و فراست، ۱۹۹۱).

۷-۴- واکنشهای دگرگونی پسروده

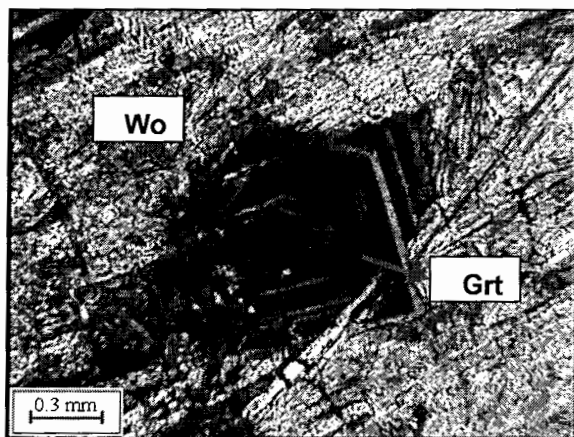
دگرگونی برگشتی یا پسروده فرایندی است که در اثر کاهش شرایط فشار - دما، مجموعه‌های فشار - دمای بالاتر شکسته می‌شوند. اغلب واکنشهای برگشتی مستلزم آبگیری و کربن‌گیری است بنابراین برای پیشرفت آنها وجود یک فاز سیال، ضروری است. در زیر واکنشهای پسروده‌ای که در منطقه اتفاق افتاده، آورده شده است. کانیهای که در طی این مرحله تشکیل شده اند، شامل اپیدوت، وزوویانیت، کلسیت، کوارتز و کلریت می‌باشند.

۷-۴-۱- واکنشهای تشکیل اپیدوت

اپیدوت یکی از کانیهای شاخص در گستره مورد مطالعه است که عمدتاً به صورت رگه‌ای و در برخی از موارد حاصل تبدیل تعدادی از کانیهای منطقه است. ظاهراً کلیه بلورهای اپیدوت در زمان

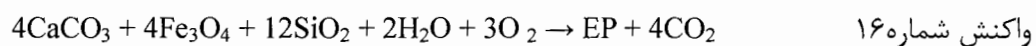


شکل ۷-۹-الف- به دلیل خوردگی و تحلیل رفتگی حاشیه‌های گارنت بنظر می‌رسد که در ابتدا گارنت و سپس ولاستونیت و در انتها کلینوپیروکسن بوجود آمده است.



شکل ۷-۹-ب - به دلیل قرار گرفتن گارنتها در بین ولاستونیتها، بنظر می‌رسد که در ابتدا گارنتها و سپس ولاستونیت متبلور شده است.

دگرگونی قهقرایی در منطقه تشکیل شده‌اند. پیدایش بلورهای اپیدوت در منطقه را می‌توان از طریق واکنش زیر توجیه نمود:



در محل شکستگیها و در مناطقی که محلولهای هیدروترمال دمای پایین غنی از CO_2 و H_2O حضور دارند گروسولار ناپایدار شده و به کوارتز، کلسیت و اپیدوت تبدیل می‌شود.



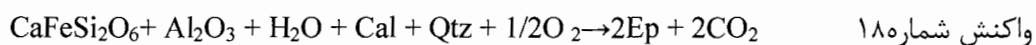
واکنش شماره ۱۷

در شکل ۷-۱۰ واکنش تبدیل گارنت به اپیدوت و کوارتز آورده شده است.



شکل ۷-۱۰- کانیهای اپیدوت و کوارتز در طی دگرگونی
پسرونده از گارنتها بوجود آمده‌اند.

در حضور کوارتز، اپیدوت تا دمای ۵۰۰ درجه سانتیگراد پایدار است و پس از آن اپیدوت با کوارتز واکنش نشان داده و به آنورتیت و گارنت تبدیل می‌شود (وینکلر^۱، ۱۹۷۶). سبزه‌ای (۱۳۷۷) واکنش زیر را جهت تبلور اپیدوت پیشنهاد کرد:

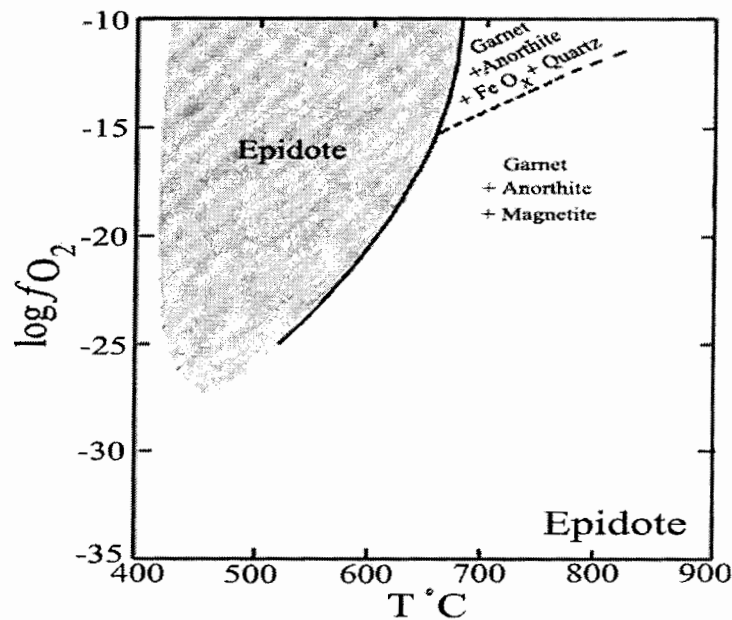


واکنش شماره ۱۸

به‌عنوان یک اصل، کانیهایی که در بردارنده مقادیر بالایی از آهن فرو (Fe^{2+}) باشند، در فوگاسیته پایین اکسیژن، در یک طیف حرارتی وسیعتری، نسبت به مقادیر بالای فوگاسیته اکسیژن پایدارند و هر چه فوگاسیته اکسیژن افزایش یابد، محدوده پایداری حرارتی آنها کاهش می‌یابد و بالعکس، کانیهایی مانند اپیدوت، که در بردارنده مقادیر بالایی از آهن فریک (Fe^{3+}) در ترکیب خود بوده و آهن فرو در آنها ناچیز است، در فوگاسیته بالای اکسیژن، در طیف حرارتی

^۱ - Winkler

وسیعتری نسبت به مقادیر پایین فوگاسیته اکسیژن پایدارند. در شکل (۷-۱۱) محدوده پایداری اپیدوت $[Ca_2Al_2FeSi_3O_{12}(OH)]$ در نمودار $\text{Log}fO_2$ در مقابل درجه حرارت نشان داده شده است. همان طور که در این شکل مشاهده می‌شود، اپیدوت از بالای fO_2 10^{-27} بار پایدار است. به عبارت دیگر، اپیدوت جزء کانی‌هایی است که در فوگاسیته بالای اکسیژن پایدار است و این امر نشانگر آن است که فوگاسیته اکسیژن در زمان تشکیل بلورهای اپیدوت در منطقه بالا بوده است.



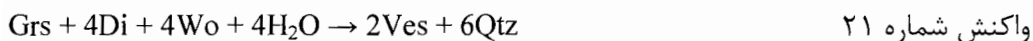
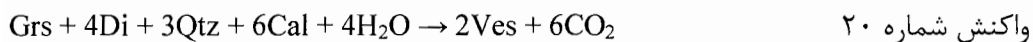
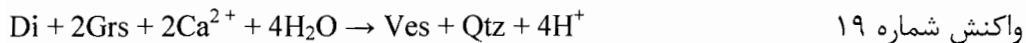
شکل ۷-۱۱- محدوده پایداری اپیدوت در دیاگرام $\text{Log}fO_2$ در مقابل درجه حرارت (اقتباس از اسپیر، ۱۹۹۳)

۷-۴-۲- واکنشهای تشکیل وزوویانیت

وزوویانیت عمدتاً در سنگهای دگرگونی مجاورتی غنی از کلسیم یافت می‌شود. چگونگی تشکیل آن بسیار پیچیده است. به عقیده هوچلا^۱ (۱۹۸۲) وزوویانیت در فشار ۱-۲ کیلوبار و حرارت ۳۵۰-۴۵۰ درجه سانتیگراد تشکیل می‌شود. تشکیل این کانی با افزایش فشار بخار آب نسبت مستقیم و با افزایش CO_2 نسبت معکوس دارد. در صورتی که X_{CO_2} به ۰/۵ برسد، وزوویانیت

^۱- Huchela

به گروسولار، دیوپسید، هیدنبرژیت و ولاستونیت تبدیل می‌شود، این کانی در اسکارنهای کوه گبری به همراه ولاستونیت، دیوپسید، گارنت و کلسیت مشاهده شده است. تشکیل وزوویانیت را می‌توان از طریق واکنشهای زیر توجیه کرد:



ظاهراً وزوویانیت در اسکارنهای کوه گبری از طریق یک یا چند واکنش از واکنشهای فوق در طی دگرگونی برگشتی، زمانیکه فشار بخار آب بالا بوده، در آخرین مرحله تکوین اسکارن تشکیل شده است.

در مقاطع میکروسکوپی، وزوویانیت بر گارنت و کلینوپيروکسن تشکیل شده است (شکل ۷-۱۲) و گاهی اوقات اسکلت گارنت و کلینو پيروکسن کاملاً مشخص است. در نتیجه اغلب، وزوویانیت از واکنش (واکنشهای شماره ۱۹ و ۲۰) گارنت و کلینوپيروکسن بوجود آمده است. شکل (۷-۱۳) واکنش شماره ۲۱ را در نمودار P-T نشان داده است.

۷-۴-۳- واکنشهای تشکیل کلسیت

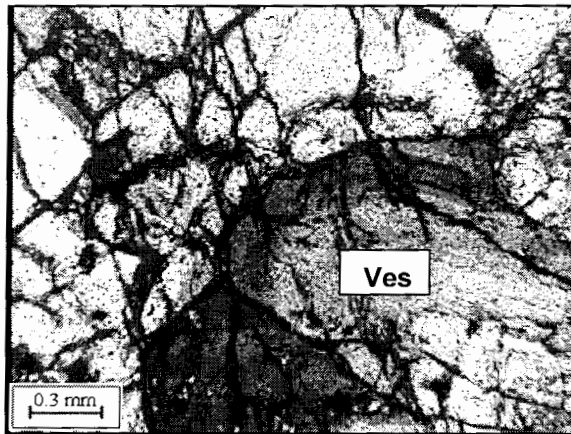
در شرایطی که در منطقه X_{CO_2} بالا باشد، تبدیل ولاستونیت به کلسیت از طریق واکنش زیر امکان پذیر است:



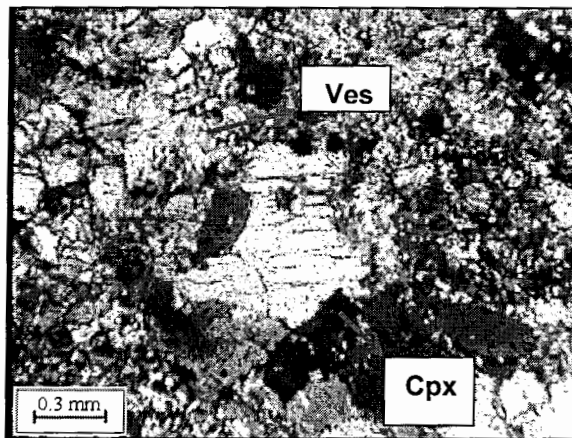
در مقاطع میکروسکوپی شکل (۷-۱۴) بلورهای ولاستونیت در طی دگرگونی پسروده به کلسیت تبدیل شده اند.

گارنتها بر اثر دگرگونی پسروده نیز به کلسیت و کوارتز و اکسیدهای آهن تبدیل شده‌اند (شکل ۷-۱۵).

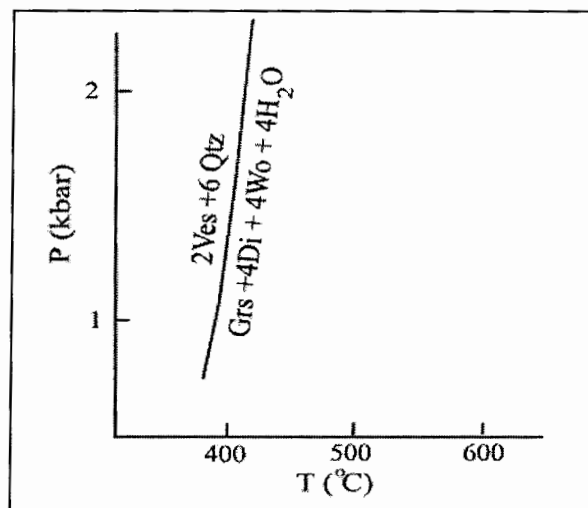




شکل ۷-۱۲-الف- تشکیل وزوویانیت بر روی کانی گارنت، XPL

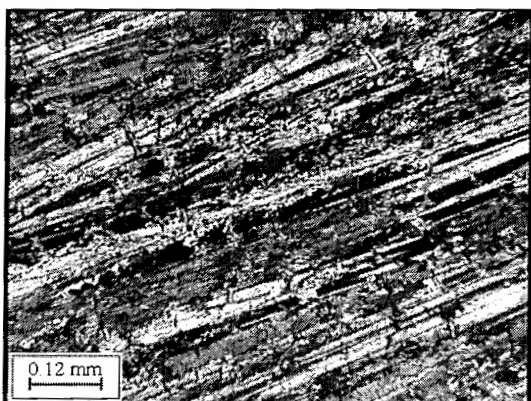


شکل ۷-۱۲-ب- تشکیل وزوویانیت از واکنش کلینوپیروکسن و گارنت به وزوویانیت، XPL

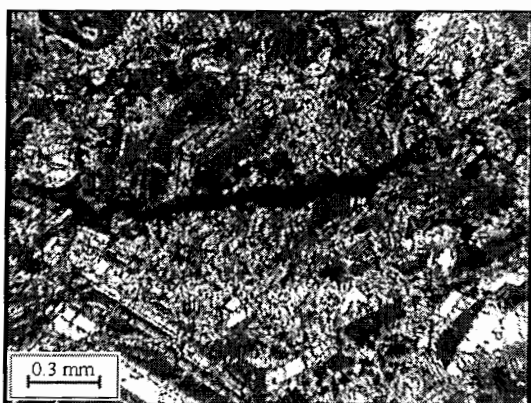


شکل ۷-۱۳- واکنش تشکیل وزوویانیت (واکنش شماره ۲۱)

در نمودار P-T (هوچلا و همکاران، ۱۹۸۲)



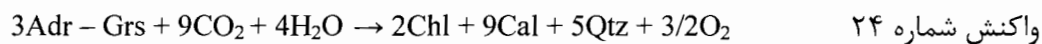
شکل ۷-۱۴- تشکیل بلورهای کلسیت در امتداد بلورهای ولاستونیت



شکل ۷-۱۵- تشکیل کانیه‌های کلسیت، کوارتز و اکسیدهای آهن در طی دگرگونی پسرونده از گارنتها.

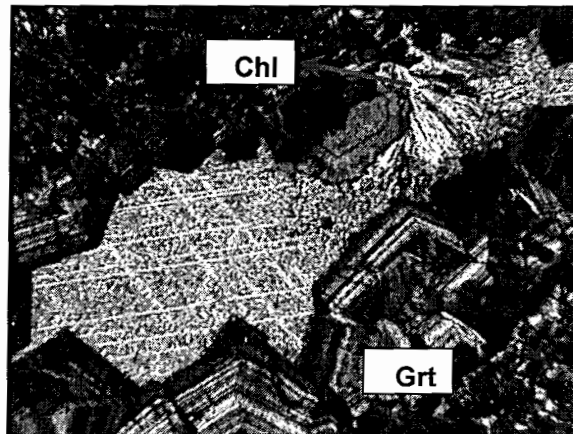
۷-۴-۴- واکنش تشکیل کلریت

در شرایطی که در منطقه X_{CO_2} بالا باشد، تبدیل گارنت به کلریت از طریق واکنش زیر امکان پذیر است (شکل ۷-۱۶).



۷-۵- منشأ عناصر

در مورد منشأ و انتشار آهن و سایر عناصر موجود در کانیه‌های تشکیل دهنده اسکارن نظریات گوناگونی ابراز شده است که یادآوری آنها لازم و ضروری است. مهمترین آنها عبارتند از:



شکل ۷-۱۶- تشکیل کانی کلریت در طی دگرگونی پسرونده از گارنتها.

۱- بر اساس مطالعات:

Jensen and Bateman (1979), Mac Lean and Mac Geehan (1979), Aftabi (1980), Einudi et al (1981), Best (1982).

در بعضی از پدیده‌های دگرگونی مجاورتی مخصوصاً انواعی که با کانی‌سازی اسکارن همراه می‌باشند، توده نفوذی ممکن است تنها نقش منبع حرارتی داشته باشد. طبیعی است در اثر حرارت حاصل از توده نفوذی سنگهای رسوبی تبلور مجدد می‌نمایند و در بعضی موارد آب موجود در آنها و سنگهای دیگر آزاد شده و با انحلال عناصر مختلف محلولهای گرمایی را به وجود می‌آورد. این آب گرم در نقش یک سیال فعال حاوی عناصر محلول در واکنشها مشارکت می‌نماید.

از طرف دیگر، حرارت توده نفوذی موجب واکنش بین ترکیبات موجود در سنگهای رسوبی (CaO , Fe_2O_3 , Al_2O_3 , SiO_2) و تبدیل آنها به انواع کانیهای اسکارن می‌گردد.

۲- انتشار Al_2O_3 , FeO , SiO_2 از ماگما به سیستمهای رسوبی و دگر گونی (Burnham, 1959).

۳- انتشار CaO , Fe_2O_3 , Al_2O_3 , SiO_2 از سنگهای آهکی و آهکی- دولومیتی ناخالص (Jensen and Bateman, 1979).

۴- کلرور آهن (FeCl_3) حاصل از سیستمهای ماگمایی در اثر سرد شدن و واکنش با سنگهای

آهکی، تشکیل مگنتیت را می‌دهد (Barker, 1983).

بطور کلی، به علت وجود اسپیکولاریت در هاله دگرگونی کوه گبری، کم بودن گروسولاریت نسبت به آندرادیت و وجود کوارتز و قطعات ماسه سنگی در آهکها و کنگلومراها، انتقال عناصری مانند سیلیس، آلومین و آهن صرفاً از طریق ماگما را به سختی می‌توان قبول کرد. در تأیید این نظریه کراسکوف (۱۹۶۷)، معتقد است که در تشکیل ولاستونیت و سایر کانیهای اسکارن، سیلیس هم می‌تواند از سنگهای رسوبی و هم از سیستم ماگمایی وارد واکنش گردد. علاوه بر این، در سنگهای مرمر موجود در منطقه، احتمالاً به علت کم بودن سیلیس، ولاستونیت فقط در جاهایی تشکیل شده که SiO_2 به اندازه کافی وجود داشته باشد.

در مورد آلومنیوم طبیعی است که قسمتی از آن باید از ناخالصی‌های موجود در آهکها، مارن‌ها و کنگلومراها و بخشی از خود ماگما تأمین شده باشد.

از آنجا که بیشتر نمونه‌ها دارای آندرادیت هستند، احتمالاً انتشار آلومنیوم نیز بیشتر از رسوبات آهکی مارنی و یا کنگلومرایی تأمین شده است تا از ماگما، زیرا که گارنتهای موجود در مجاورت توده نفوذی بیشتر از نوع آندرادیت می‌باشند که فقیر از آلومنیوم هستند. ولی تشکیل وزوویانیت در رگه‌ها و هاله خارجی اسکارن احتمالاً مبین انتشار آلومنیوم در سیستم و سیالات ماگمایی می‌باشد. البته وجود وزوویانیت در متاکنگلومراها به دلیل وجود ناخالصیهای رسی در این متا کنگلومراهاست.

راجع به انتشار آهن باید متذکر شویم که به علت گسترش قابل ملاحظه اسپیکولاریت، انتقال آهن از طریق ماگما بعید بنظر می‌رسد چون آهن موجود در ماگما بیشتر بصورت FeO است. مشاهدات روی زمین نشان می‌دهد که توزیع اکسیدهای آبدار آهن در آهکها، مارن‌ها، سیمان متاکنگلومرا، درزه‌ها و شکافهای آنها، خود دلیل بارزی برای به وجود آمدن اسپیکولاریت در هاله دگرگونی می‌باشند. در نتیجه اکثر اکسیدهای آهن در اثر دگرگونی مجاورتی به اسپیکولاریت و یا گارنتهای آهن دار (آندرادیت) تبدیل شده‌اند. وجود رگه‌های اسپیکولاریت و شکافهای مرمر و اسکارن و سیمان متاکنگلومرا نیز دلیل دیگری بر تأیید دگرگونی و تبدیل اکسیدهای آهن به آندرادیت و اسپیکولاریت می‌باشد.

در ارتباط با منشأ آهن و چگونگی انتشار آهن در کانسارهای اسکارن از نوع مگنتیت، Verkaeren and Bartholome (1979)، معتقدند که آهن می‌تواند دارای دو منشأ متفاوت باشد:

- ۱- حرارت حاصل از توده نفوذی باعث آزاد شدن آهن از سنگهای رسوبی می‌شود.
- ۲- قسمتی از آهن از طریق محلولهای ماگمایی - گرمایی وارد محیط رسوبی و دگرگونی گردد. Valasco and Amigo (1981) به این نتیجه رسیدند که قسمت اعظم آهن، هنگام نفوذ توده از سنگهای رسوبی اطراف جذب و وارد سیستمهای ماگمایی - دگرگونی - گرمایی شده و قسمتی نیز مستقیماً از خود ماگما منشأ گرفته است.

از آنجا که میزان درصد کانیهای سولفیدی در کوه گبری بی نهایت کم بوده، می‌توان نتیجه گرفت که محلولهای گرمایی گوگردی نقش بسیار ضعیفی را در تشکیل کانی‌سازی این منطقه بر عهده داشته‌اند.

بنابراین، واکنشهایی که باعث تشکیل پاراژنز کانیهای مختلف در اسکارن کوه گبری گشته‌اند تحت تأثیر فشار موثر اکسیژن، گاز کربنیک و آب صورت گرفته‌اند. فاز سولفیدی در تشکیل کانیها نقش مهمی نداشته است.

۷-۶- تأثیر جریان و نوع سیالات در وقوع واکنشهای دگرگونی متفاوت در هاله دگرگونی

کالک‌سیلیکاته

جریان سیال بواسطه خواص مکانیکی مؤثرش در سنگهای پوسته و همچنین مشارکت در گرم و ماده، نقش مهمی در فرآیندهای گوناگون زمین‌شناسی دارد (فری^۱، ۱۹۹۴؛ هانسون^۲، ۱۹۹۵؛ ناپ و نایت^۳، ۱۹۷۷).

در گذشته سیال را تنها دربردارنده آب‌خالص در نظر می‌گرفتند در صورتیکه CO₂ و ترکیبات دیگر نیز می‌توانند در هاله‌های دگرگونی مجاورتی و سایر سیستمهای پوسته‌ای، شامل سرزمینهای دگرگونی، سیستمهای ژئوترمال و کانسارها حضور داشته باشند.

¹ - Ferry

² - Hanson

³ - Knapp and Knight

در هاله دگرگونی مجاورتی، CO_2 از طریق واکنشهای کربن‌زدایی سنگهای کالک‌سیلیکاته تولید می‌شود. H_2O موجود در سیالات می‌تواند دارای منشاءهای مختلفی باشد که از آن جمله می‌توان به آب ماگمایی ناشی از تبلور توده نفوذی، سیالات رسوبی منفذی و آب ناشی از واکنشهای دگرگونی آب‌زدا و آبهای جوی اشاره کرد. تفاوت در منشاء سیالات موجب تفاوت در الگوی جریان سیالات، واکنش کانیها و توزیع مجموعه کانیها خواهد شد (فری و دیپل^۱، ۱۹۹۱، ۱۹۹۲). برای مثال سیالاتی که دارای منشاء رسوبی هستند، در هاله دگرگونی، دارای الگوی جریان چرخشی هستند، در صورتیکه سیالات آزاد شده از ماگما دارای الگوی شعاعی بوده و در مراحل اولیه دگرگونی از ماگما دور شده و به سمت سنگهایی با درجه حرارت‌های کمتر حرکت می‌کنند (هانسون، ۱۹۹۵؛ کویی و همکاران^۲، ۲۰۰۱).

بطور کلی در پیشرفت واکنشهای دگرگونی، عوامل متعددی نقش دارند که از جمله می‌توان به میزان درجه حرارت، عدم تعادل شیمیایی سیالات، انحلال و رشد کانیها و میزان انتقال ماده به محل واکنش اشاره کرد. بطور کلی می‌توان گفت که الگوی جریان سیال در هاله دگرگونی مجاورتی به جنس سنگهای میزبان، میزان نفوذپذیری واحدهای مجاور توده و تفاوت در نفوذپذیری آنها، منشاء سیال، میزان سیال آبدار آزاد شده از توده نفوذی، میزان CO_2 آزاد شده توسط واکنشهای دگرگونی و همچنین CO_2 موجود در منافذ سنگهای رسوبی، عمق توده، شکل توده، زمان و مکان وابسته است. الگوی جریان سیالات نقش مهمی را در نحوه توزیع کانیهای دگرگونی در اطراف توده نفوذی ایفا می‌کند. به دلیل عدم یکنواختی در توزیع $\text{X}_{\text{CO}_2} - \text{H}_2\text{O}$ در هاله دگرگونی، به دلیل جریان سیالات، هر کانی در منطقه خاصی از هاله دگرگونی متمرکز می‌شود.

بررسی الگوی جریان سیال در منطقه مورد مطالعه، با توجه به شواهد و داده‌های موجود، امکان‌پذیر نیست. جهت بررسی الگوی جریان سیال در منطقه نیاز به مطالعات ایزوتوپ اکسیژن (برای تعیین منشاء سیالات)، تعیین عمق توده، حجم و شکل آن، تعیین دقیق نوع سنگهای میزبان و نفوذپذیری آنها، تعیین حرارت اولیه توده در هنگام جایگزینی، میزان سیال آزاد شده از ماگما، میزان سیال دگرگونی آزاد شده، مکان دقیق مجموعه کانیهای دگرگونی نسبت به توده و ...

^۱- Ferry and Dipple

^۲- Cui et al.

دارد. با این وجود عدم هماهنگی در توزیع کانیهای دگرگونی اطراف توده، در منطقه کوه گبری را می‌توان به الگوی جریان سیال نسبت داد. برای مثال وجود ولاستونیت در قسمتهایی از کوه گبری و عدم مشاهده آن در سایر نقاط اطراف توده می‌تواند در نتیجه الگوی خاص جریان سیالات باشد. همانطور که گفته شد جریانهای سیال در اطراف توده موجب عدم توزیع یکنواخت $X_{CO_2-H_2O}$ می‌شود، تغییر در میزان $X_{CO_2-H_2O}$ ممکن است پارامترهای دیگری را نیز در سیستم تحت تأثیر قرار دهد، برای مثال حل شدن مقدار زیادی CO_2 در آب، موجب تولید اسید کربنیک شده و pH محیط را کاهش می‌دهد. اثر این آب اسیدی بر سنگها موجب انحلال آنها شده و کاتیونهایی مانند سدیم، پتاسیم، کلسیم و منیزیم را به حالت محلول درمی‌آورد. از بین این عناصر محلول، کانیهای ثانوی، بجز کانیهای سدیم‌دار ته‌نشین می‌شوند و در نتیجه آب از سدیم غنی و به pH آن افزوده شده و از حالت اسیدی به حالت قلیایی تحول می‌یابد (درویش‌زاده، ۱۳۷۶). بنابراین توزیع متفاوت $X_{CO_2-H_2O}$ در اثر جریان سیال در منطقه، می‌تواند بر روی پارامترهای دیگری مانند pH نیز مؤثر باشد و همین امر می‌تواند عامل مؤثر دیگری در عدم توزیع یکنواخت مجموعه کانیهای دگرگونی، در اطراف توده باشد.

۷-۷- رخساره‌های تشکیل اسکارن در گستره مورد مطالعه

مجموعه کانیهایی که تحت شرایط فشار و حرارت یکسان تشکیل می‌شوند یک رخساره دگرگونی را شکل می‌دهند. یک رخساره دگرگونی سنگهایی را در بر می‌گیرد که تحت شرایط یکسانی دگرگون شده‌اند. هر رخساره می‌تواند کلیه حالات متغیر شیمیایی و ژنتیکی را در بر گیرد. یک رخساره دگرگونی به وسیله رابطه منظم و ویژه‌ای، بین ترکیبات شیمیایی و کانی‌شناسی سنگهای دگرگونی مشخص می‌شود.

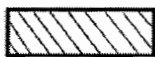
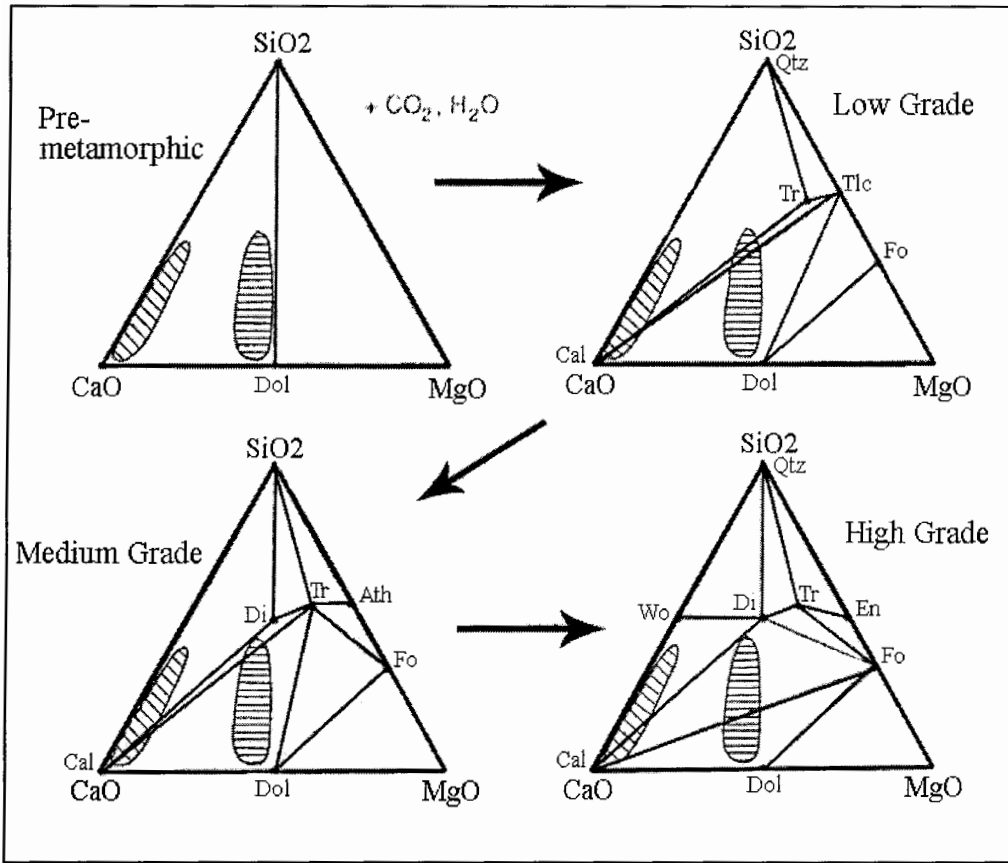
هاله‌های دگرگونی ایجاد شده در اطراف توده‌های نفوذی از لحاظ دمای شروع تبلور دگرگونی، شرایط دما - فشار، سری رخساره‌های دگرگونی از تنوع زیادی برخوردارند. رخساره‌های دگرگونی مشاهده شده در هاله‌های دگرگونی مجاورتی عبارتند از شیست سبز، آمفیبولیت، پیروکسن هورنفلس و گرانولیت می‌باشند. ولی ترنر (۱۹۶۸، ۱۹۸۱) برای رخساره‌های دگرگونی مجاورتی

یک سری اسامی جدید پیشنهاد نمود. از این رو، وی رخساره شیست سبز و رخساره آمفیبولیت را به ترتیب، رخساره آلبیت - اپیدوت هورنفلس و رخساره هورنبلند هورنفلس نامید (میاشیرو، ۱۹۹۰).

در دگرگونی مجاورتی، با کاهش درجه حرارت چهار رخساره زیر مشاهده می‌شود:

- ۱- رخساره سانیدینیت
- ۲- رخساره پیروکسن هورنفلس
- ۳- رخساره هورنبلند هورنفلس
- ۴- رخساره آلبیت اپیدوت هورنفلس

در شکل (۷-۱۷) میدان‌های ترکیبی کربناتها و نحوه تغییر پاراژنهای آنها نسبت به افزایش دما نشان داده شده است. همان‌طور که در این شکل مشاهده می‌شود، در اسکارنهای آهکی در درجات متوسط، دیوپسید، کوارتز، کلسیت و در درجات بالا، ولاستونیت به همراه دیوپسید و کلسیت ظاهر می‌شوند. در صورتیکه در اسکارنهای دولومیتی در درجات متوسط، کلسیت، دولومیت و ترمولیت و در درجات بالا، دولومیت، کلسیت، فورستريت و دیوپسید مشاهده می‌شود. در اینگونه سنگها در صورتی که کلریت وجود داشته باشد، در درجات متوسط، توسط فورستريت و اسپینل جایگزین می‌شود. رخساره‌های مشاهده شده در منطقه مورد مطالعه رخساره آلبیت اپیدوت هورنفلس، هورنبلند هورنفلس و پیروکسن هورنفلس می‌باشند.



اسکارن کلسیتی

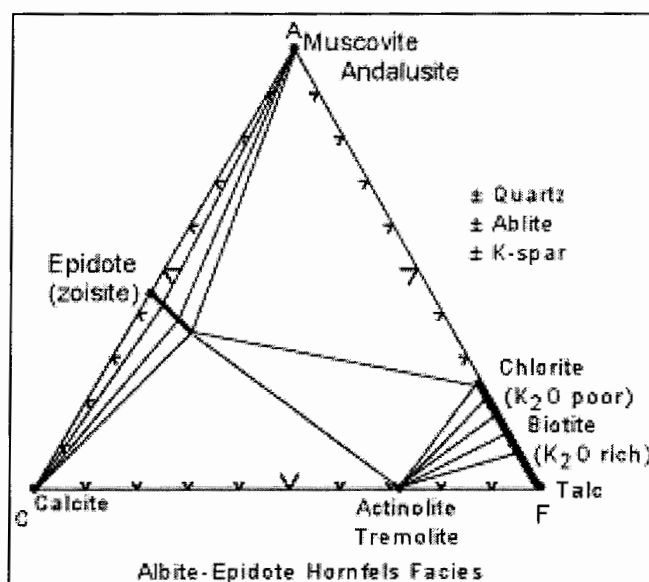


اسکارن دولومیتی

شکل ۷-۱۷- پارازنهای دگرگونی سنگهای کربناته در مثلث SiO₂-CaO-MgO و نحوه تغییر پارازنز پایدار آنها نسبت به افزایش درجه حرارت (اقتباس از تریسی و فراست، ۱۹۹۱)

۷-۷-۱- رخساره آلبیت - اپیدوت هورنفلس

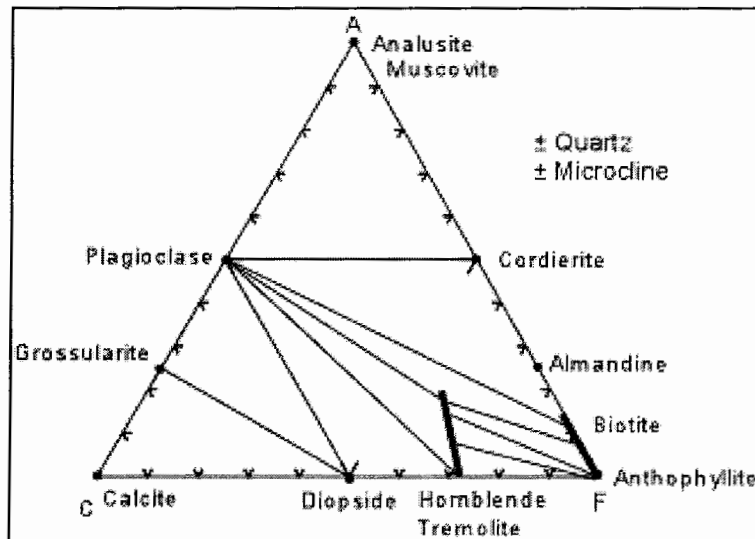
این رخساره به پایین‌ترین درجه حرارت رخساره‌های دگرگونی مجاورتی تعلق دارد. برای این رخساره درجه حرارت بیش از ۳۵۰ درجه سانتیگراد و کمتر از ۵۵۰ درجه سانتیگراد را در نظر می‌گیرند. کانیهای شاخص این رخساره در منطقه مورد مطالعه، شامل کلسیت، اپیدوت، وزوویانیت، مگنتیت و کلریت است (شکل ۷-۱۸).



شکل ۷-۱۸- رخساره آلبیت - اپیدوت هورنفلس

۷-۷-۲- رخساره هورنبلند هورنفلس

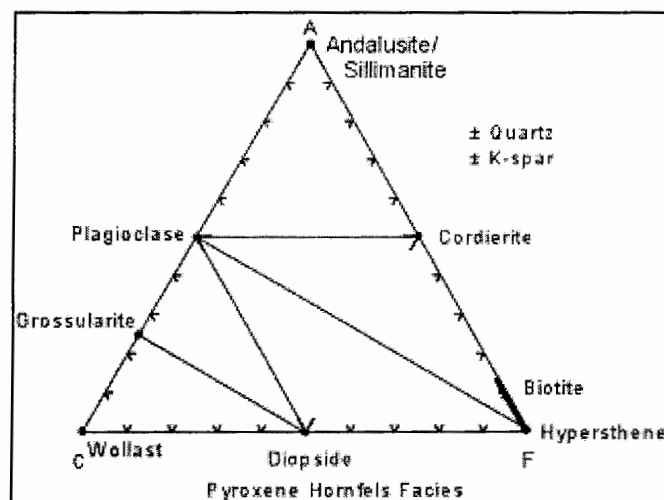
این رخساره در حرارتی بین ۶۵۰ - ۵۰۰ درجه سانتیگراد و فشار بخار آب ۱ تا ۳ کیلو بار به وجود می‌آید. یاردلی (۱۹۸۹) عقیده دارد که رخساره هورنبلند هورنفلس را می‌توان رخساره آمفیبولیت فشار پایین نامید. در منطقه مورد مطالعه مجموعه کانیایی کلسیت، کوارتز، کلینوپیروکسن، گارنت و اپیدوت را می‌توان به این رخساره نسبت داد (شکل ۷-۱۹).



شکل ۷-۱۹- رخساره هورنبلند هورنفلس

۷-۷-۳- رخساره پیروکسن هورنفلس

این رخساره در حرارتی بین ۶۵۰ تا ۷۵۰ درجه سانتیگراد به وجود می‌آید. حد پایینی این رخساره با واکنش مشخص شده و پاراژنز کانیایی دیوپسید + کلسیت در اوایل رخساره پیروکسن - هورنفلس جای دارد (روردوتو، ۱۹۶۵). در منطقه مورد مطالعه مجموعه کانیایی ولاستونیت، هدنبرژیت، دیوپسید، گروسولار و کوارتز را می‌توان به این رخساره نسبت داد (شکل ۷-۲۰).

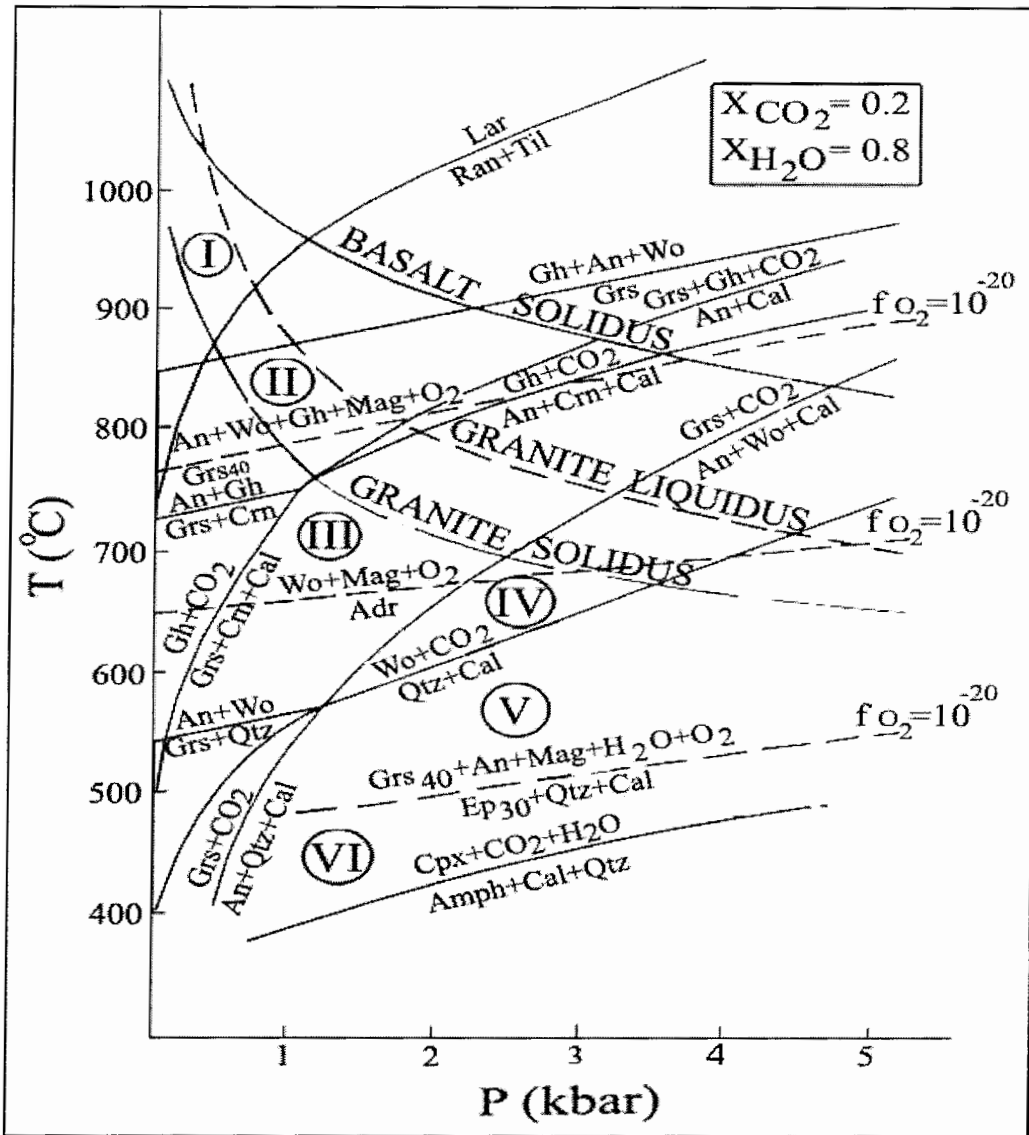


شکل ۷-۲۰- رخساره پیروکسن هورنفلس

زاریکوف (۱۹۹۱) پنج رخساره را برای تمایز اسکارنهای آهنی معرفی کرد. این رخساره‌ها به ترتیب کاهش درجه حرارت عبارتند از:

- رخساره لارنیت
- رخساره گهلنیت
- رخساره ولاستونیت
- رخساره پیروکسن گارنت
- رخساره پیروکسن اپیدوت

شکل (۷-۲۱) محل این پنج رخساره را در دیاگرام P-T نشان داده است. در این شکل مرز بین رخساره‌ها توسط یک سری از واکنشهای کلیدی نشان داده شده است. رخساره لارنیت و گهلنیت را می‌توان معادل رخساره سانیدینیت در نظر گرفت. همچنین رخساره ولاستونیت را معادل رخساره پیروکسن هورنفلس و رخساره پیروکسن گارنت را معادل رخساره هورنبلند هورنفلس و در نهایت رخساره پیروکسن اپیدوت را معادل رخساره آلبیت اپیدوت هورنفلس در نظر می‌گیرند. در نتیجه، بر اساس این تقسیم‌بندی رخساره‌ای، در منطقه مورد مطالعه دو رخساره پیروکسن گارنت و پیروکسن اپیدوت تا اوایل رخساره ولاستونیت مشاهده می‌شود.



شکل ۷-۲۱- محدوده رخساره ها در اسکارن، در دیاگرام P-T، در این شکل مرز بین رخساره ها توسط یک سری از واکنشهای کلیدی نشان داده شده است (زاریکوف، ۱۹۹۱)

- | | | |
|--------------------|-------------------------|----------------------------|
| I = رخساره لارنیت | III = رخساره گروسولاریت | V = رخساره پیروکسن گارنت |
| II = رخساره گهلنیت | IV = رخساره ولاستونیت | VI = رخساره پیروکسن اپیدوت |

کی سر تھی شدہ است ز شور و ز شوق عشق
کی داستان عشق به پایان رسیده است
"منزوی"

فصل هشتم

زمین شناسی اقتصادی منطقه

مورد مطالعه

۸-۱- مقدمه

اصولاً فعالیت‌های ماگمایی در یک منطقه، چه بصورت پلوتونیک و چه ولکانیک، با کانی‌سازی نیز همراه هستند. همانطور که در فصل دوم ذکر شد توده گرانیتی کوه گبری با ترکیب گرانیتی به درون سنگ‌های آهکی کرتاسه و کنگلومرای پالئوسن زیرین نفوذ کرده است که بدلیل آبدار بودن ماگما و همچنین واکنش پذیری سنگ‌های در بر گیرنده فرآیند متاسوماتیسم صورت گرفته و بار محلول از طریق واکنش با سنگ‌های میزبان، ته نشین شده و نهشته‌های اسکارنی را تشکیل داده است.

وجود کانی‌هایی از قبیل گارنتها، ولاستونیت، پیروکسن، وزوویانیت و اپیدوت تأییدی بر وجود کانه زایی اسکارنی می‌باشد. در ادامه مختصری در مورد اسکارنها، نحوه تشکیل ذخایر اسکارنی، اسکارنهای آهن و در نهایت خصوصیات کانی‌شناسی و بافتی نهشته‌های اسکارنی منطقه توضیح داده می‌شود.

۸-۲- اسکارنی

اسکارنها را بر اساس شرایط و چگونگی تشکیل به دو گروه اسکارنهای واکنشی و اسکارنوئیدها تقسیم می‌کنند (اینودی و همکاران، ۱۹۸۱). اسکارنهای واقعی از واکنش بین محلولهای ماگمایی یا گرمابی در حرارت بالا با سنگ‌های کربناته به وجود می‌آیند. اسکارنهای منطقه مورد مطالعه که از واکنش بین محلولهای ماگمایی با سنگ‌های کربناته به وجود آمده‌اند در دسته اسکارنهای واقعی قرار می‌گیرند.

نوع کانیهای تشکیل شده در زون اسکارنی به ترکیب شیمیایی و کانی‌شناسی سنگ کربناته، ترکیب شیمیایی محلول ماگمایی یا گرمایی، دمای محلول و عمق آن بستگی دارد. گسترش زون اسکارنی بستگی به حجم محلولها، تخلخل مفید، میزان درز و شکستگی و واکنش‌پذیری سنگ کربناته دارد. اسکارنهای منطقه بدلیل تخلخل و درز و شکستگیهای مناسب در سنگهای میزبان منطقه، گسترش نسبتاً خوبی دارند.

اسکارنوئیدها در شرایط دگرگونی ناحیه‌ای و یا همبری بدون اضافه شدن محلول ماگمایی و یا گرمایی، تحت تأثیر حرارت توده‌های نفوذی یا حرارت دگرگونی ناحیه‌ای به وجود می‌آیند. این سنگها دارای تغییرات کانی‌شناسی بسیار کم هستند (کریم‌پور، ۱۳۸۴).

همانطور که قبلاً ذکر شد اسکارنهای منطقه حاوی کانیهای گارنت، ولاستونیت، پیروکسن، کوارتز، کلسیت، وززوینیت و اپیدوت می‌باشند. کانیهای فلزی مانند هماتیت، اسپیکولاریت، منیتیت نیز این مجموعه اسکارنی را همراهی می‌کنند.

مواد معدنی مهمی که از اسکارنها به دست می‌آید عبارتند از تنگستن، مس، آهن، مولیبدن، سرب- روی و به مقدار جزئی کبالت، طلا، نقره و قلع. کانیهای صنعتی مهمی که از اسکارنها به دست می‌آیند عبارتند از گرافیت، تالک، آزبست، ولاستونیت، فلوگوپیت، مگنیزیت، گارنت و فلوئوریت. در جدول ۸-۱ مشخصات کانسارهای اسکارن آمده است.

کانیهایی که در منطقه ارزش اقتصادی دارند مشتمل بر گارنت، ولاستونیت، کوارتز و هماتیت و اسپیکولاریت می‌باشند. اسکارنهای منطقه بدلیل کانیهای فلزی نامبرده در دسته اسکارنهای آهن دار قرار می‌گیرند.

۸-۲-۱- ژنز ذخایر اسکارنی

اسکارنها را بر اساس موقعیت آنها نسبت به توده نفوذی به دو دسته پروکسیمال (نزدیک به توده نفوذی) و دیستال (دور از توده نفوذی) تقسیم می‌کنند که اسکارنهای منطقه مورد مطالعه از دسته اسکارنهای پروکسیمال (نزدیک به توده نفوذی) می‌باشد.

جدول ۸-۱- مشخصات کانسارهای اسکارن (اونس و همکاران، ۱۹۹۷)

کانیهای تأخیری	کانیهای اولیه	کانه	سنگهای آذرین	فلزات همراه	عیار	میزان (تن) $\times 10^4$	نوع ماده معدنی
آمفیبول، کزیت، ایلوایت	فروسالیت، اگراندیت، ایدوت، مگنتیت	مگنتیت، کالکوپیریت کوبالیت، پیروتیت	گابرو و سنیت، دیوریت	Cu, Co, Au	%۴۰ Fe	۵ - ۲۰۰	Fe
اسپسارتین، اگراندیت، بیوتیت، هورنبلند و پلاژیوکلاز	فروسالیت، هندبرژیت، اگراندیت، ایدوکرز	شلیت، مولیبدنیت، کالکوپیریت، اسفالریت، مگنتیت	کوارتز دیوریت، کوارتز مونزونیت	Mo, W, Cu, Zn, Bi	%۰.۵ W	۰.۱ - ۲	W
آمفیبول، میکا، کزیت، تورمالین، فلوئورین	ایدوکرز، اسپسارتین، آندرادیت	کاستریت، شلیت، اسفالریت، مگنتیت، پیریت	گرانیت	Zn, Sn, W, Cu	%۰.۱ - %۰.۷ Sn	۰.۱ - ۲	Sn-W
آمفیبول، ایدوت، اکتینولیت، کزیت	گارت، پیروکسن، ولاستونیت، ایدوکرز، اولیون	مولیبدنیت، پیروتیت، پیریت، بوریت، اسفالریت	گرانیت، کوارتز دیوریت	Cu, U, W, Bi	۰.۱ Mo	< ۰.۱ - ۲	MO
اکتینولیت، کزیت، موت مورلونیت	آندرادیت، دیوپسید، ولاستونیت	مگنتیت، پیروتیت، مولیبدنیت، کالکوپیریت، پیریت	گرانودیوریت، کوارتز مونزونیت، استوکها، دایکها و پایه‌های برشی	Mo, Zn, W, Ag	%۰.۱ - %۰.۲ Cu	۱ - ۴۰۰	Cu
اکتینولیت، کزیت	هندبرژیت، آندرادیت، اسپسارتین، رودونیت	اسفالریت، گال، پیریت، کالکوپیریت	گرانیت، دیوریت، سنیت، استوکها و ودایکها	Ag, Cu, W	%۰.۹ Zn	۰.۲ - ۳	Zn-Pb

۸-۲-۲- اسکارنهای آهن

اسکارنهای آهن در زون فرورانش حاشیه قاره‌ها، جزایر قوسی و ریفتهای حاشیه قاره کشف شده‌اند. اسکارنهای آهن زون فرورانش جزایر قوسی از نوع کلسیک بوده و علاوه بر آهن حاوی کبالت و نیکل نیز هستند. اسکارنهای آهن زون فرورانش حاشیه قاره‌ها از نوع منیزیم‌دار می‌باشند. کانیهای مهم همراه اسکارنهای آهن شامل مگنتیت \pm پیریت \pm کبالتیت \pm پیروتیت \pm اسفالریت \pm گالن \pm هماتیت \pm مارتیت \pm طلا و به میزان بسیار محدود فلونئوریت و شلتیت هستند (ری، ۱۹۹۵). در اسکارن کوه گبری، آهن بصورت اسپیکولاریت، مگنتیت و هماتیت مشاهده می‌شود.

۸-۲-۳- کانی‌شناسی، ساخت و بافت ماده معدنی

کانیهای مطالعه شده در منطقه به دو دسته فلزی و غیر فلزی تقسیم می‌شوند که به اختصار به ویژگیهای آنها اشاره می‌کنیم.

الف: کانیهای فلزی که شامل منیتیت، هماتیت، اولیژیست، پیریت، کالکوپیریت می‌باشند.

ب: کانیهای غیر فلزی که شامل گارنت، ولاستونیت، پیروکسن، کوارتز و کلسیت می‌باشند.

۸-۲-۳-۱- مواد معدنی فلزی

مهمترین کانیهای فلزی که در کوه گبری دیده می‌شوند عبارتند از: هماتیت، اسپیکولاریت، مگنتیت، ملاکیت و پیریت. این کانیها اغلب همراه با کوارتز و به صورت رگه‌هایی با ضخامتهای متغیر بوده و پراکندگی آنها در نزدیکی توده‌های نفوذی و اسکارنهای رگه‌ای بیشتر می‌باشد. که در این بین هماتیت و اسپیکولاریت به مقدار بیشتری دیده می‌شوند (شکل ۸-۱). این دو کانی از نقطه نظر منشأ در دو مرحله مختلف به وجود آمده‌اند. مرحله اول به تشکیل اسپیکولاریت در اسکارن مربوط می‌شود که بصورت توده‌ای یا پراکنده همراه با کانیهای دیگر، مخصوصاً گارنت، ولاستونیت، کلسیت و کوارتز دیده می‌شود. هماتیت و اسپیکولاریت در رگه‌های گرمایی تأخیری که آخرین فاز کانی‌سازی منطقه را تشکیل می‌دهند، شاخص مرحله دیگری از کانی‌سازی می‌باشند.



شکل ۸-۱- کانیهای فلزی (مگنتیت و اسپیکولاریت) موجود در منطقه

توزیع و پراکندگی اسپیکولاریت در اسکارن بسیار نامنظم و پراکنده بوده و حداکثر میزان آن به ۱۰ درصد می‌رسد. در رگه‌های تأخیری میزان درصد هماتیت گاهی به ۵۰ درصد یا بیشتر می‌رسد. در مورد ارزش اقتصادی آهن در کوه گبری، اهالی اطراف معتقدند که " آهن کوه گبری هنوز نارس است". این عقیده عامیانه را می‌توان به مفهوم " کانه نارس"^۱ در نظر گرفت که بیشتر برای کانسارهای غیر اقتصادی مس پورفیری به کار برده می‌شود. در عین حال، به علت پراکندگی نامنظم اسپیکولاریت در اسکارن و کم بودن ذخیره آن، استخراج اسپیکولاریت می‌تواند به صورت فرعی و محلی همراه با مواد معدنی غیر فلزی صورت گیرد. کانیهای مالاکیت و پیریت نیز به صورت پراکنده، بیشتر در نزدیکی توده نفوذی مشاهده می‌شوند.

۸-۲-۳-۲- مواد معدنی غیر فلزی

مهمترین مواد معدنی غیر فلزی موجود در منطقه گارنت، ولاستونیت و کوارتز می‌باشند که هر یک از آنها به اختصار شرح داده می‌شود:

^۱ - Protore

الف - گارنتها

گارنتها که بیشترین موادمعدنی غیرفلزی منطقه را تشکیل می‌دهند هم به صورت رگه‌ای و هم توده‌ای در اسکارن مشاهده می‌شوند از نوع آندرادیت - گروسولار بوده و به رنگهای سبز، سبز-زرد، قهوه‌ای و قرمز قهوه‌ای مشاهده می‌شوند. دارای سختی ۶/۵ تا ۷/۵ هستند. اندازه بلورهای گارنت از بسیارریز تا یک سانتیمتر تغییر می‌کند. یکی دیگر از خصوصیات این گارنتها این است که در نتیجه شکسته شدن به صورت قطعات زاویه‌دار، برنده و لب تیز در می‌آیند. بنابراین، جهت مصارف صنعتی از جمله تهیه کاغذ ساینده، تراش سطوح چوبی و غیره می‌تواند مورد استفاده قرار گیرد.

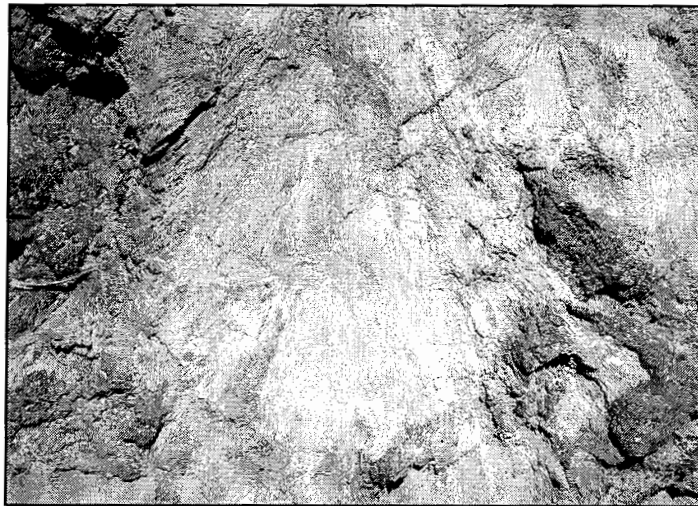
آفتابی و عباس نژاد (۱۳۶۶) میزان متوسط گارنت در زون اسکارن کوه‌گیری را بیش از ۶۰ درصد و در بسیاری از مناطق بیش از ۸۰ درصد می‌دانند و ذخیره آن را بیش از ۲/۷ میلیون تن برآورد کرده‌اند.

بعضی بلورهای سبز رنگ گارنت حدود ۱/۵ درصد اکسید کروم دارند (گارنتهای نزدیک به توده آذرین) و بنابراین می‌توان آنها را از نوع دمانتوئید در نظر گرفت که از نظر زینتی با ارزش است.

ب - ولاستونیت

یکی دیگر از کانیهای مهم غیرفلزی در منطقه مورد مطالعه ولاستونیت می‌باشد که به صورت توده‌ای و رگه‌ای در اغلب رخنمونهای اسکارن و در قسمتهایی از مرمر و متاکنگلومرا و به رنگهای خاکستری روشن تا قهوه‌ای روشن مشاهده می‌گردد. شکل آنها از بلورهای سوزنی کوچک تا بلورهای کشیده و بلند (بیش از ۳۰ سانتیمتر) تغییر می‌کند (شکل ۸-۲).

ولاستونیتها از نظر اقتصادی با اهمیت می‌باشند. علیرغم محدود بودن ذخائر ولاستونیت در دنیا مصارف صنعتی آن زیاد است. از جمله در صنایع سرامیک سازی، چینی سازی، عایقهای الکتریکی، پوشش آسفالت و روپوش سیمهای جوشکاری بکار برده می‌شود. در کوه‌گیری مرغوبترین نوع ولاستونیت در اسکارن و مرمر وجود دارد که ذخیره قابل بهره برداری انواع مرغوب آن حدود ۶۰۰ تن برآورد شده است (آفتابی و عباس‌نژاد، ۱۳۶۶).



شکل ۸-۲ - بلورهای ولاستونیت به طول 40cm در منطقه

ج- کوارتز

کوارتز از جمله دیگر کانیهای غیرفلزی و با ارزش منطقه است که بیشتر به صورت رگه‌ای و در مواردی توده‌ای یافت می‌شود. اندازه بلورهای کوارتز از بلورهای ریز بی‌شکل تا بلورهای چند ده سانتیمتری یوهدرال متغیر است. کوارتزها در مصارف صنعتی از قبیل صنایع الکترونیکی، شیشه سازی، سرامیک سازی و تزئینی کاربرد دارند. کوارتزها در منطقه کوه گبری در رنگهای متنوع، از جمله شفاف بی‌رنگ، دودی، بنفش، شیری و قرمز مشاهده می‌شوند.

د- دایک فلسیت

این دایک در مجاور توده نفوذی قرار گرفته که عمدتاً به کائولن تبدیل شده، بطوریکه روستائیان اطراف منطقه از آن بعنوان گل سرشوی استفاده می‌نمایند. چون این دایک فلسیتی تقریباً فاقد کانیهای تیره بوده و کانیهای روشن آن شامل فلدسپات، کائولین و سیلیس می‌باشد می‌تواند در صنایع سرامیک سازی مورد استفاده قرار گیرد. ذخیره آن بیش از ۳۵۰۰۰ تن تخمین زده شده است.

۸-۳- کانی‌سازی رگه‌ای در منطقه مورد مطالعه

علاوه بر مرحله اصلی کانی‌سازی که بیشتر در اسکارنها بوقوع پیوسته، رگه‌هایی به ضخامت چندین سانتیمتر تا چندین متر در مرمرها مشاهده می‌شوند (شکل ۸-۳- الف). رگه‌های مشاهده شده در منطقه، بعضی از یک کانی (مانند رگه‌های کوارتز) بعضی دیگر از دوکانی (مانند رگه‌های کوارتز- کلسیت) و بعضی نیز از چند کانی (نظیر رگه‌های کانه‌زایی) تشکیل شده‌اند. واکنش متقابل سنگ دیواره و سیالی که از میان شکستگیها عبور می‌کرده منجر به نطفه‌بندی یک یا چند کانی در حاشیه رگه شده اما در بخش مرکزی رگه غالباً تنها یک فاز نظیر کوارتز تشکیل شده است. این رگه‌ها به تعداد زیاد در منطقه تشکیل شده‌اند که این بدلیل بالا بودن جریان سیال و اختلاف در نفوذپذیری کلی سنگ است زیرا سنگهایی که رگه‌های زیادی دارند احتمالاً نفوذپذیری کافی برای عبور سیال آزاد شده، نداشته است. در واقع سرعت تولید مواد فرار از سرعت خروج آنها از محیط بیشتر بوده است. به همین دلیل فشار سیال افزایش یافته و به حد مقاومت سنگ و حتی بالاتر از آن رسیده و سبب ایجاد یک سری شکستگیهای مجزا در سنگ (شکل ۸-۳- ب) و افزایش نفوذپذیری کلی در آن شده است (بارکر، ۱۹۹۰). علاوه بر این شکستگیها، ساختارهای حفره مانند و کارستی شکل، در مرمرها وجود داشته است که کانه‌زایی در آنها اتفاق افتاده است (شکل ۸-۳- ج). این رگه‌ها جوانترین فاز کانی‌سازی در منطقه هستند و به شکلهای زیر مشاهده می‌شوند:

(۱) رگه‌های متشکل از دیوپسید - هیدنبرژیت همراه با اسپیکولاریت، مگنتیت، فلوئورین و کوارتز که فراوانی اکسیدهای آهن در آنها به ۸۰ درصد می‌رسد.

(۲) رگه‌های متشکل از ولاستونیت (بیش از ۹۰ درصد ولاستونیت) که مرمرها را قطع کرده‌اند (شکل ۸-۴).

(۳) رگه‌های متشکل از گارنت، ولاستونیت، کوارتز و کلسیت. در این رگه‌ها گارنت در مرکز و ولاستونیت در حاشیه رگه جای گرفته است.

آخرین فاز کانی‌سازی مربوط به کانی‌سازی گرمایی می‌باشد که در اثر فعالیت سیالات گرمایی باعث به وجود آمدن رگه‌هایی در منطقه شده است که این رگه‌ها عبارتند از:



الف- کانه‌زایی گارنت و ولاستونیت در امتداد شکستگیها در واحد مرمر

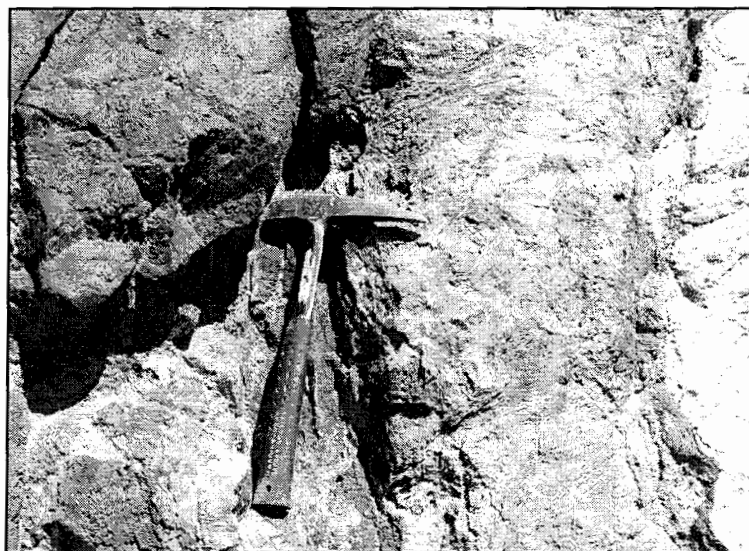


ب- افزایش فشار سیال و ایجاد شکستگی در واحد مرمری و کانه‌زایی در آنها



ج- کانه‌زایی گارنت و ولاستونیت در یک حفره کارستی موجود در مرمر

شکل ۸-۳- کانه‌زایی در واحد مرمری در امتداد شکستگیها و حفرات.



شکل ۸-۴- رقه‌ای از ولاستونیت در واحد مرمری به عرض ۳۰ سانتیمتر

(۱) رقه‌های کوارتز: این رقه‌ها بیش از ۹۰ درصد کوارتز دارند که بیشتر در درزه‌های انقباضی توده گرانیتی تزریق شده‌اند. در بعضی موارد ارتباط ژنتیکی با دایکهای پگماتیتی و آپلیتی دارند. ضخامت این رقه‌ها به ۶ متر می‌رسد. بلورهای کوارتز دانه ریز تا تقریباً شکل دار می‌باشند و به رنگهای قرمز، بنفش، دودی، شیری و شفاف مشاهده می‌شوند (شکل ۸-۵). حداکثر طول بلورها به ۲۰ سانتیمتر و قطر آنها به ۵ سانتیمتر می‌رسد. اسپیکولاریت و کلسیت نیز همراه با کوارتز دیده می‌شوند.



شکل ۸-۵- تصویری از نمونه‌دستی کوارتز در منطقه مورد مطالعه

۲) رگه‌های کلسیتی: این رگه‌ها اساساً از کلسیت‌های درشت بلور تشکیل شده و طول بلورهای کلسیت حداکثر به ۱۰ سانتیمتر می‌رسد و به رنگهای دودی، شیری و شفاف مشاهده می‌شوند. در بعضی از رگه‌ها، به دلیل نفوذ سیالات گرمابی و دگرگونی پسرونده، کلسیت و کوارتز جانشین ولاستونیت شده، هماتیت، کلسیت و کوارتز جانشین آندرادیت و اکسیدهای آهن جانشین کلینو-پیروکسینها گردیده‌اند.

۸-۴- نتیجه‌گیری

فعالیت ماگمایی در منطقه با کانی‌سازی و همچنین نهشته‌های رگه‌ای همراه بوده است. با توجه به حجم اسکارن و پراکندگی رگه‌های مختلف معدنی، می‌توان گفت، احتمالاً وجود ذخائر ارزشمندی مخصوصاً آهن اسکارن، آهن رگه‌ای و همچنین ذخایر غیر فلزی از جمله گارنت و ولاستونیت قابل انتظار می‌باشد.

از آنجا که هدف اصلی این پایان‌نامه بررسی پترولوژیکی منطقه بوده، لذا کمتر به مبحث زمین‌شناسی اقتصادی پرداخته شده است. ولی پیشنهاد می‌شود مطالعات زمین‌شناسی اقتصادی بصورت دقیق‌تر و جزئی‌تر در منطقه صورت گیرد تا وضعیت و کیفیت نهشته‌های بر جای گذاشته شده مشخص گردد.

پایان سخن شنو که ما را چه رسید
از خاک در آمدیم و بر باد شدیم
”خیام“

فصل نهم

نتیجه گیری و پیشنهادات

۹-۱- نتیجه‌گیری

- منطقه مورد مطالعه بر روی نوار ماگمایی ارومیه - دختر و بین زونهای سنندج - سیرجان و ایران مرکزی، در شرق رفسنجان واقع شده است. در منطقه مورد مطالعه هر سه پیکره سنگی رسوبی مشتمل بر واحدهای آهکی کرتاسه فوقانی و کنگلومرای پلی‌ژنتیک پالئوسن زیرین، آذرین مشتمل بر توده نفوذی به سن احتمالی ائوسن - الیگوسن بوده و مجموعه سنگ‌های دگرگونی (اسکارنها) وجود دارد.

- توده نفوذی کوه گبری یک توده همگن بوده و سنگهای آن بر اساس طبقه‌بندی مدال، با استفاده از نمودار اشتربکایزن (۱۹۷۴)، عمدتاً در محدوده گرانیته و به میزان کمتر در محدوده آلکالی‌گرانیته قرار گرفته‌اند. سنگ‌های آذرین منطقه مورد مطالعه بر اساس مطالعات میکروسکوپی انجام شده، بافت گرانوفیری و پرتیتی نشان می‌دهند که این مطلب می‌تواند گویای حضور یک سیال غنی از H_2O ، در هنگام تبلور توده نفوذی در این منطقه باشد.

- این توده نفوذی از نوع کم‌عمق می‌باشد و در فشار آب متغیر ۱/۵ تا ۲ کیلو بار و در حرارت حدود ۸۰۰ درجه سانتیگراد متبلور شده است.

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

- نفوذ توده گرانیته کوه گبری در سنگهای رسوبی منطقه منجر به دگرگونی مجاورتی سنگهای میزبان گردیده و باعث به وجود آمدن سنگهای اسکارن، مرمر و متاکنگلومرا شده است. تنوع کانی‌شناسی در مرمرهای منطقه چندان زیاد نیست در عوض متاکنگلومراها و اسکارنها از کانی‌شناسی بسیار متنوعی برخوردار هستند که تا حدودی نیز با هم شبیه می‌باشند.

- اسکارنهای منطقه مورد مطالعه را می‌توان از لحاظ کانی‌شناسی به ۷ دسته (۱) گارنت مگنتیت اسکارن (۲) گارنت اسکارن (۳) گارنت ولاستونیت اسکارن (۴) گارنت ولاستونیت پیروکسن اسکارن (۵) گارنت پیروکسن اسکارن (۶) گارنت وزوویانیت اسکارن (۷) اپیدوت اسکارن تقسیم‌بندی کرد.

- بر اساس نوع سنگهایی که اسکارن جایگزین آنها شده است، اسکارن‌های منطقه از نوع برون اسکارن می‌باشند. همین‌طور بر اساس تجمع کانیهای فلزی، اسکارن منطقه از نوع اسکارن‌های آهن‌دار است.

- از دیدگاه ترکیب شیمیایی، اسکارنهای منطقه عمدتاً از نوع اسکارنهای کلسیک می‌باشند و با توجه به شواهد کانی‌شناسی، ترکیب شیمیایی سنگ مادر اسکارن‌های منطقه مورد مطالعه، احتمالاً از آهک تا آهک دولومیتی متغیر بوده است.

- مطالعات کانی‌شناسی و بررسی واکنشهای دگرگونی در اسکارنهای منطقه نشان می‌دهند که در تشکیل اسکارنها به جز فشار و حرارت، نوع سنگ میزبان و الگوی جریان سیال نیز نقش مهمی را ایفا کرده‌اند. ظاهراً الگوی خاص جریان سیال نیز در بخشهای مختلف موجب تفاوت در ترکیب کانی‌شناسی اسکارنها شده است. به نحوی که برخی کانیها در مناطق خاصی حضور دارند با توجه به اینکه یک توده واحد موجب تشکیل این اسکارنها شده است، بنابراین نقش فشار و دما در تفاوت کانی‌شناسی اسکارنها بسیار ناچیز بوده و مؤثرترین عامل در ایجاد تفاوت در کانی‌شناسی اسکارنهای منطقه به احتمال زیاد، ترکیب سیال، ترکیب سنگ میزبان و الگوی خاص جریان سیال است. به عنوان مثال، الگوی خاص جریان سیال موجب شده که رگه‌های ولاستونیت به عرض ۴۰ سانتی‌متر و طول دهها متر در قسمت‌هایی از منطقه به وجود آید که ظاهراً بدلیل نقش بیشتر X_{H_2O} در اسکارنهای منطقه می‌باشد و حضور اپیدوت در قسمت‌هایی از منطقه نشان دهنده فوگاسیته بالای اکسیژن در منطقه، در زمان تشکیل اپیدوت است.

- بطور کلی سه مرحله در تکوین اسکارنهای منطقه مؤثر بوده است. در مرحله اول، ایجاد فضای لازم برای عبور سیالات که توسط عملکرد گسلها، شکستگیها، درز و ترک و فضاهای خالی، متأثر از عوامل تکتونیکی و غیر تکتونیکی مهیا گشته است.

مرحله دوم متاسوماتیسم (تراوشی - نشری) که آزاد سازی سیالات بسیار داغ از توده، انتشار آنها به درون شکستگیها و واکنش با سنگ میزبان و تشکیل کانیه‌های اصلی اسکارن همراه بوده است. تشکیل کانیه‌های پیروکسن، گارنت‌های نسل اول و ولاستونیت که متعلق به دگرگونی پیشرونده هستند، در این مرحله صورت گرفته است. تشکیل گارنت‌های زونه در منطقه نشان دهنده آن است که سیال شرایط پایداری در منطقه نداشته و ترکیب شیمیایی سیال و پارامترهای وابسته به آن به طور مداوم تغییر کرده است.

مرحله سوم، مرحله دگرگونی برگشتی است. تأثیر سیالات آبدار بر روی کانیه‌های سیلیکاته مراحل قبلی، موجب تبدیل آنها به کانیه‌های آبداری مانند اپیدوت، وزوویانیت و کلریت شده است. - فرآیند اصلی در تشکیل کانیه‌های مرحله ۲ و ۳، فرآیند نفوذ- تراوش بوده است. در منطقه مورد مطالعه سه رخساره آلپیت اپیدوت هورنفلس، هورنبلند هورنفلس و پیروکسن هورنفلس مشاهده شده است.

۹-۲- پیشنهادات

- به منظور پی بردن به پتانسیل کانی‌سازی و شناخت کاملتر توده نفوذی و اسکارن 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 کانیه‌ها با انجام آنالیز الکترون میکروپروپ (EPMA) و میکروپروپ یونی (SIMS)، که در شناخت صحیح کانیه‌ها و واکنش‌های دگرگونه صورت گرفته مؤثر می‌باشد.
- انجام مطالعات متالوژنی بر روی کانسارهای طلا، اورانیوم، تنگستن و قلع در اسکارن‌های منطقه.
- مطالعات ایزوتوپی O^{18}/O^{16} برای تعیین ژئوترمومتری مرمها و مشخص کردن دمای دگرگونی منطقه می‌تواند مفید باشد.
- مطالعه کیفی و کمی گارنت‌ها و ولاستونیت منطقه جهت استفاده در صنایع و تخمین و ارزیابی دقیق این ذخایر.

منابع

- اسدالهی، پ. ، ۱۳۸۲ ، پتروژنز و پتانسیل کانه آرایه‌ی اسکارنهای قهرود (جنوب شرق کاشان) ، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه صنعتی شاهرود، ۱۳۶ صفحه.
- اسیمرنوف، و. ای؛ ۱۹۷۶، زمین‌شناسی ذخایر معدنی، ترجمه علیپور، ک؛ انتشارات مرکز نشر دانشگاهی، ۷۷۹ صفحه.
- آفتابی، ع؛ عباس‌نژاد، ا؛ ۱۳۶۶، زمین‌شناسی، کانی‌سازی اسکارن و پتانسیل مواد معدنی در منطقه کوه گبری رفسنجان، انتشارات دانشگاه شهید باهنر کرمان، ۱۰۴ صفحه.
- انصاری، ع؛ ۱۳۸۰، بررسی ژئوشیمی، پترولوژی و ژنز استوک گرانیتوئیدی کوه ممزار واقع در جنوب غربی معدن مس سرچشمه، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه شهید باهنر کرمان، ۲۲۴ صفحه.
- بارکر، ا.ج.، ۱۹۹۰، مبانی بافتها و ریز ساختهای سنگهای دگرگونی، ترجمه قاسمی، ح؛ انتشارات دانشگاه صنعتی شاهرود، ۲۶۰ صفحه.
- داوودی، ف؛ ۱۳۷۷، پژوهشهای سنگ‌شناختی اسکارنهای منطقه شیرکوه یزد (ده بالا) باقی‌آباد پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه اصفهان.
- درویش‌زاده، ع؛ ۱۳۷۶، پترولوژی تجربی و کاربردهای آن، انتشارات دانشگاه تهران، ۵۳۷ صفحه.
- رضانی، ا؛ زمین‌شناسی، پترولوژی و ژئوشیمی سنگهای گرانیتوئیدی سیلی جرد، شمال غرب ساوه، ۱۳۸۳، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه صنعتی شاهرود، ۱۵۰ صفحه.
- سازمان فضایی کشور، داده‌های دور سنجی منطقه کوه گبری رفسنجان.

- سبزه‌ای، م؛ ۱۳۷۷، مبانی ترمودینامیک شیمیایی برای سنگ‌شناسان، مرکز نشر سمر، ۳۰۱ صفحه.
- شلی، د؛ ۱۹۹۳، بررسی میکروسکوپی سنگهای آذرین و دگرگونی، ترجمه آسیابانها، ع؛ انتشارات دانشگاه بین‌المللی امام خمینی، ۶۳۰ صفحه.
- شهاب پور، ج؛ ۱۳۸۲. زمین‌شناسی اقتصادی، انتشارات دانشگاه شهید باهنر کرمان، ۵۴۳ صفحه.
- کریم پور، م. ح؛ ۱۳۸۴، اکتشاف ذخایر معدنی، انتشارات دانشگاه فردوسی مشهد، ۶۳۲ صفحه.
- فرازدل، ف؛ ۱۳۸۳، پترولوژی اسکارنها در هاله دگرگونی توده نفوذی قهرود (جنوب غرب کاشان)، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تربیت معلم، ۲۵۵ صفحه.
- سازمان جغرافیایی ارتش، ۱۳۸۳، فرهنگ جغرافیایی آبدیهای استان کرمان، ج ۷، ۳۳۹ صفحه.
- قادری، ق؛ ۱۳۸۰، پترولوژی و منابع معدنی اسکارنهای منطقه دلفارد سبزواران، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، پژوهشکده علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- معافی، م؛ مرادی، ا؛ ۱۳۶۷، مطالعه انتشار ژئوشیمیایی مس و روی در منطقه کوه گبری، ۴۰ صفحه.
- مهی‌یر، ب.، ۱۳۷۸، پدیده‌های درونی زمین و پیوند آنها با زمین‌شناسی ساختمانی صفحه‌ای، ترجمه علیمردانی، م؛ انتشارات آستان قدس رضوی، شرکت به نشر، ۳۴۴ صفحه.
- وینکلر، گ. ف.، ۱۹۷۶، پتروژنز سنگهای دگرگونه، ترجمه هوشمندزاده، ع. ر؛ انتشارات دانشگاه شیراز، ۴۰۸ صفحه.

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

- Abdel-Rahman, A.F.M., 1990, Petrogenesis of early-orogenic diorites, tonalites and post-orogenic trondhjemites in the Nubian shield, *jour. petrol.*, 31, pp. 1285-1312.
- Aftabi, A., 1980, Poly metamorphism, textural realation and mineralogical changes in Archean massive sulfide deposits at the Garon lake mine, Matagami, Quebec: M.Sc. thesis, Mc Gill university, 254p.
- Augustithis, S.S. Ottoman, J., 1966. On diffusion rings and spheroidal weathering. *Chem.Geol*, 1: pp. 201-209.
- Barbarian, Bernad., (1999). A review of the relationships between granitoid types their origins and their geodynamic environment.
- Barker, F. (ed), 1979, Trondhjemites, dacites and related rocks, *Elsevier Sci. Pul.* Amsterdam, the Netherlands.
- Barker, H.L., 1983, *Igneous petrology*: Prentice- Hall, 417 p.
- Barker, A.J, 1990, *Introduction to metamorphic textures and microstructures*, blackie and Sons, Glasgow, 162 p.
- Barnas, H.L., 1979, *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*: Wiley – Interscience. 2nd, 798 p.
- Barton, M.D., Ilchik, R.P., Marikos, M.A., 1991. *Metasomatism in contact metamorphism* (Kerrick, D.m., Ed.) Mineralogical Society of American, *Reviews in Mineralogy*. Book Crafters, INC., 26: pp. 321-350.
- Batchelor, R.A. & Bowden, P., 1985, Petrogenetic interpretation of granitoids rocks series using multicationic Parameters, *Chem. Geol*, 48, pp. 43-55.
- Bea, F., Fershtater, G. and Corretage, L. G., 1992. The geochemistry of phosphorous in granite rocks and the effect of aluminium. *Lithos*, 29: pp. 43-56.
- Best, M.G., 1982. *Igneous and Metamorphic Petrology*. New York: W.H. Freeman and Company, 630P.
- Burnham, C.W., 1959, Contact metamorphism of magnesian limestones, at Crest more, California: *Geol. Soc. Am. Bull.* V. 70, pp. 879-920.
- Burt, D.M., 1968, Control of oxygen fugacity during ore deposition in some pyrometamorphic zinc deposits: *Geol. Soc. Amer. Aster. Mtgs.* 44p.

- Chapel, B.W. & White, A.J.R., 1974. Two contrasting granite type, *Pacific. Geol.*, 8: pp. 173-174.
- Chappell, B.W, White, A.J.R, Williams, I.S., Wyborn, D., 2001. Lachlan fold Belt granites revisited: high and low temperature granites and their implication. *Australia Jour. Earth Sci.*, 47: pp. 123-738.
- Chappell, B.W., Stephens, W.E., 1988. Origin of infracrustal (I-type) granite magmas. *Trans, R. Soc. Edinb. Earth Sic.* 79, pp. 71-86.
- Cox, K.G. Bell, J.D., Pankhurst, R.J., 1979, the interpretation of the Igneous Rocks. *Georg, Allen & Unwin, London*, 450 P.
- Cui, X., Nabelek, P. I. & Liu, M., 2001, Heat and fluid flow in contact metamorphic aureoles with layered and transient permeability, with application to the Notch Peak aureole, Utah. *Jour. Geophysical Research*, 106, pp. 6477-6491.
- 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, pp. 183-210.
- Debon, F. & Le Fort, P., 1983, A chemical mineralogical classification of common plutonic rocks and associations, *R. Soc Edinb Trans*, 73, pp. 135-149.
- Deer, W.A., Howie, R.A. & Zussman J., 1989, *Rock-Forming Minerals, Orthosilicates Garnet Groups*, 1A, pp. 467 – 657.
- Dimitrijevic, M.D., 1973. *Geology of Kerman Region. G.S.A., REP. No. Yu/ 52., 334 p.*
- Einaudi, M.T., Burt, D.M., 1982. Introduction-Terminology, classification and composition of skarn deposits. *Economic Geology*, 77: pp. 745-754.
- Einaudi, M.T., Meinert L. D. & Newberry, R. J., 1981, Skarn deposit, *ibid*, 75 th Ann., pp. 317-391.
- Evans, A.M., 1997, *An introduction to economic geology and its environmental impacts: Black Well Science.* 364 p.
- Ferry, J. M. & Dipple, G. M., 1991, Fluid flow, mineral reactions, and metasomatism. *Geol.*, 19, pp. 211-214.
- Ferry, J. M. & Dipple, G. M., 1992, Models for coupled fluid flow, mineral reaction, and isotopic alteration during contact metamorphism, The Notch Peak aureole, Utah. *Am. Mineral.*, 77, pp. 577-591.
- Ferry, J. M., 1989, Contact metamorphism of roof pendants at Hope Valley, Alpine County. California, USA. A record of hydrothermal system of the Sierra Nevada batholith, *Contrib. Mineral. Petrol.*, 101, pp. 402-417.

- Ferry, J. M., 1994, A historical review of metamorphic fluid flow, *Jour. Geoph. Research*, 99, 15, pp. 487- 498.
- Ferry, J. M., 1995, Fluid flow during contact metamorphism of ophicarbonate rocks in Bergell Aureole, Val Malenco, Italian Alps. *Jour. Petrol.*, 36, pp. 1039-1053.
- Greenwood, H.J., 1967, Wollastonite: stability in H₂O-CO₂ mixture and occurrences in a contact-metamorphic aureole near Almo, British Columbia, *Canada. Am. Mineral.* 52, pp.1169-1680 .
- Hanson, R. B., 1995, The hydrodynamics of contact metamorphism, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 107, pp. 595-611.
- Harker, A., 1909. *The Natural History of Igneous Rocks.* Methuen & Co. London.
- Hochella. M.F., Liou, J.G., Keshinen, M.J., Kim, H.S., 1982, Synthesis and stability relations of magnesium idocrase. *Econ. Geol.*, 77, pp. 798-808.
- Hyndman, D.W., 1985, *Petrology of Igneous and metamorphic rocks*, MC Graw-Hill, New York., 78 P.
- Irvine, T.N., Baragar, R.A., 1971, A guide to the chemical classification of the common Volcanic rocks, *Canadian. Jour. Earth Sci*, 8, pp. 523-548.
- Ishihara, S., 1977, the magnetite-series and ilmenite-series granitic rocks, *Min. Geol.*, 27: pp. 293-305.
- Jensen, M.L. AND Bateman, A.N., 1979. *Economic mineral deposits: John wiley and sons*, 593p.
- Kerrick, D. M., 1974, Review of metamorphic mixed-volatile (H₂O-CO₂) equilibria, *Am. Mineral.*, 59, pp. 729-762.
- Knapp, R. B. & Knight, J. E., 1977, Differential thermal expansion of pore fluids: Fracture propagation and micro earthquake production in hot pluton environments. *Jour. Geophys. Research*, 82, pp. 2515-2522.
- MacLean, W.H. AND Mac Geehan. P., 1976. Garon lake mine, Matagami, Quebec: case history, 76-I. *Miner. Explore. Reser. Instit.* 67p.
- Maniar, P.D. and piccoli, P.M., 1989, Tectonic determination of Granitoids, *Geol., Soc. Am. Bull.*, 101, pp. 635-643.
- Meinert, L. D., 1992, Skarn and Skarn deposits, *Geosci. Canada*, 19, pp. 145-162.
- Meinert, L.D., 1995. Igneous petrogenesis skarn deposits, *Geological Association of Canada*, 40: pp. 569-583.

- Middlemost, E.A.K., 1985, *Magmas and Magmatic Rock*. Longman, London.
- Nakano, T., Takahara, H. & Nishid, N., 1990. Intracrystalline distribution of major elements in zoned garnet from skarn in Chichibu mine, Central Japan, Illustration by color coded maps, Canada. *Mineral*, 27: pp. 499-507.
- O'Connor, J.T., 1965. A classification for quartz-rich igneous rocks based on feldspar reactions. *US. Geol. Sur.Prof.*, Paper525: pp. 49-84.
- Pearce, J.A. Harnis, and N.B.U: and Tindle, A.G., 1984, Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks: *Jour. petrol.*, 25, pp. 256-983.
- Pearce, J.A., 1996, Sources and settings, of granitic rocks. *Episodes*, 19, No. 4, pp. 120-125.
- Pertsev, N.N., 1991, Magnesian skarn. In *Skarns – Their Genesis and Metallogeny* (A. Barto – Kyriakidis, ed.) Theophrastus Publishing & Proprietary Co., S.A., Athens, Greece, pp. 299-324.
- Pitcher, W.S., 1982, *Granite Type and Tectonic Environment*.
- Read, H.H., 1957, *the granite controversy*, Thomas Murby & Co. London.
- Rickwood, P.C., 1989. Boundary lines within petrologic diagrams which use oxides of major and minor element. *Lithos* 22, pp. 247-263.
- Rollinson. H.R., 1993. *Using geochemical data: Evaluation, Presentation, And Interpretation: Essex, England, Longman Scientific and Technical, 352P.*
- Shahabpour, J., 2005. Tectonic evolution of the orogenic belt in the region Located between Kerman and Neyriz, *Journal of Asian Earth Sciences* 24, PP. 405–417.
- Shand, S.J., 1951, *Eruptive Rocks*, New York. J.Wiley.
- Shand, S.Y., 1947, *the study of rocks*, London Thomas. Marby and Co. p. 236.
- Shelly, D., 1993. *Igneous and Metamorphic rocks under the microscope*, Chapman and Hall. London.
- Smith, J.V., 1974, *Feldspar minerals, chemical and textural propeties*, V.S. Springer-Verlag, Berlin, Germany.
- Spear, F. S., 1993, *Metamorphic phase equilibria and pressure-temperature-time paths*, Mineralogical Society of America.

- Stocklin, J., 1977. Structural correlation of the Alpine ranges between Iran and central Asia. *Mem.Ser.Soc.Geol, France*, 8: pp. 333-353.
- Sun, S.S., McDonough, W.F., 1989. Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts: Implication for mantle composition and processes. In: Saunders, A.D., Nary, M.Y. (Eds.), *Magmatism in the ocean Basins. Geol. Soc. Sp. Publ.*, Vol. 42, pp. 313-345.
- Tagahashi, M., Aramaki, S. & Ishihara, S., 1980, Magnetite – Series, Ilmenite – Series. VS, I-Type / S-Types granitoids. In: *Granitic Magmatism and related mineralization, Mining. Geol. Japan. Spec. Iss.* 8, pp. 13-28.
- Tracy, R.J., Frost, B.R., 1991, Phase equilibria and thermobarometry of calcareous, ultramafic and mafic rocks, and iron formation. In *Contact Metamorphism* (Kerrick, D.M., ed.) Mineralogical Society of American, *Rewiews in Mineralogy*, Vol. 26, PP. 207-289.
- Tuttle, O.F. & Bowen, N.L., 1958, Origin of granite in the light of experimental studies in the system $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8 - \text{SiO}_2 - \text{H}_2\text{O}$, *Geol. Soc. Am. Mem.*, p. 74.
- Vogt, 1930, 1931, in Augustrithis, S.S. ,1973, *Atlas of the textural Patterns of Granits, Greisses and associated Rock types.*
- Whalen, J.B., Currie, K.L., Chappell, B.W., 1987, A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and pathogenesis. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 95, pp. 407-419.
- Wilson, M.,1989, *Igneous petrogenesis a global tectonic approach*, Department of Earth sciences, university of leeds, London, Unvin Hyman.
- Winkler, H.G.F., 1976, *Petrogenesis of Metamorphic Rocks*, 4 Th Ed. Springer-Verlag, New York onc.
- Wood, D.A., 1979. A Variably veined sub oceanic upper mantle-genetic significance for mid-ocean ridge basalts from geochemical evidence. *Geology* 7, pp. 499-503.
- Yardley, B. W. D., 1989, *an Introduction to Metamorphic Petrology.*
- Zharikov. V.A., 1991. Skarn types, formation and mineralization condition in skarn Their Genesis and Metallogeny (A Barto- Kyriakidis, Ed.) Theophrastus publishing & proprietary CO., Greece, pp. 455-466.

Abstract

The Kuh – e – Gabri region is located at 42 km east of Rafsanjan in Kerman province. This region is a small part of Urumieh- Dokhtar magmatic belt of Iran. Its geographical coordinates are as follows: Latitude $56^{\circ} 22' - 56^{\circ} 28'$ and Longitude $30^{\circ} 20' - 30^{\circ} 23'$. In the area, intrusive of small granitic pluton of Kuh – e- Gabri with granite to alkali- granite composition into Upper Cretaceous limestones and Lower Paleocene polygenic conglomerates, produced contact metamorphism. Mineralogical evidences such as perthite and granophirice texture in this granite indicate the high pressure of water vapour when the emplacement of granitic pluton occurred.

Based on geochemical studies granitoides are peraluminous, calcalkaline, I type and classified as syn to post collisional setting (back arc magmatic belt).

Emplacement of Gabri pluton made contact metamorphic rocks composed of metaconglomerate, marble and skarn. based on mineralogical classification marbles in this region are calcite marbles. From mineralogical point of view metaconglomerate similar to skarn.

According to mineral paragenesis Skarns of kuh – e - Gabri classified into 1) Magnetite – garnet skarn 2) Garnet skarn 3) Garnet – Wollastonite skarn 4) Wollastonite- garnet – clinopyroxene skarn 5) Garnet – clinopyroxene skarn 6) Garnet – vesuvianite skarn 7) Epidote skarn.

These Skarns have wide variety of mineralogical compositions, including: grossular, andradite, diopside, hedenbergite, wollastonite, vesuvianite and epidote. Potential ores in the this area are magnetite, hematite, specularite, pyrite and fluorite with no significant economic value.

The different mineral distribution in these skarns could be related to specific fluid flow pattern in the aureole. Fluid flow in open system has a special effects on distribution of heat, mass, X_{CO_2} , f_{O_2} and pH.

Presence of wollastonite in skarns of Gabri, could be due to high X_{H_2O} in this area.

Studied skarns are mainly exoskarn and based on chemical composition, are calcic type.

Skarns in the area formed during contact-infiltration with fluid circulation in three steps including, thermal metamorphism, metasomatism and retrograde alteration.

Albite-Epidote hornfels, hornblende hornfels and pyroxene hornfels are the main metamorphic facies in studied area.