

۱۳۹۴/۱۰/۱۲

۹۴/۵/۱/۰۹/۴۱۴۲

پیوست

## " گواهی خاتمه طرح پژوهشی "

گواهی می‌شود طرح پژوهانه با عنوان " مطالعات کانی شناسی مرم‌های حاشیه توده نفوذی باقی آباد-یزد-ایران مرکزی " با مشخصات ذیل در آذرماه ۱۳۹۴ به اتمام رسیده است. نوع طرح بنیادی □ کاربردی ■ توسعه‌های □ در قالب قرارداد شماره ۹۴/۱۱/۰۹/۱۷۹۴ د مورخ ۱۳۹۴/۰۵/۲۶ و مبلغ ۲۴/۴۳۰/۴۰۰ ریال که در جلسه شورای پژوهشی شماره ۹۴/۸/۰۹/۱۵۰۹ مورخ ۱۳۹۴/۰۴/۰۸ استان چهارمحال و بختیاری به تصویب رسیده است.

### مشخصات مجری:

فریماه آیتی، استادیار گروه زمین شناسی دانشگاه پیام نور مرکز شهرکرد

### مشخصات همکار طرح:

محمد علی مکی زاده، استادیار زمین شناسی دانشکده علوم دانشگاه اصفهان

حسینعلی قجری  
سرپرست دانشگاه پیام نور استان



**بسمه تعالی**

وزارت علوم، تحقیقات و فناوری

دانشگاه پیام نور

(طرح پژوهشی در قالب اعتبار گرانت)

# **مطالعات کانی شناسی مرمرهای حاشیه توده نفوذی باقی آباد - کوهستان شیرکوه یزد**

**مجری طرح:**

**فریمه آیتی**

استادیار - گروه زمین شناسی - دانشگاه پیام نور

**همکار طرح:**

**محمد علی مکی زاده**

استادیار - گروه زمین شناسی - دانشکده علوم - دانشگاه اصفهان

**خاتمه طرح: آذر ۹۴**

کلیه حقوق و مزایای مادی و معنوی طرح متعلق به دانشگاه پیام نور می باشد

## فهرست مطالب

### فصل اول - کلیات

7.....	مقدمه.....
7.....	اهداف مطالعه.....
8.....	موقعیت جغرافیایی منطقه.....
8.....	مطالعات پیشینیان.....
8.....	روش تحقیق.....

### فصل دوم - زمین شناسی

11.....	جایگاه زمین شناختی و ساختمانی منطقه مورد مطالعه.....
11.....	زمین شناسی عمومی منطقه مورد مطالعه.....
14.....	اسکارن های منطقه مورد بررسی.....
15.....	توده های آذرین گستره مورد مطالعه.....

### فصل سوم - مطالعات پتروگرافی

۱۸.....	مطالعات پتروگرافی.....
۱۸.....	کانی شناسی توده های آذرین.....

۲۰.....بررسی هاله های دگرگونی در مناطق مورد مطالعه

۲۱.....کانی شناسی مجموعه های دگرگونی

۲۸.....سنگ نگاری مررها

۳۶.....بررسی واکنش های دگرگونی

۴۰.....فصل چهارم- نتیجه گیری

۴۳.....منابع

## چکیده:

منطقه مورد مطالعه در جنوب غرب یزد و از لحاظ ساختاری در زون ایران مرکزی واقع شده است. سنگهای تشکیل دهنده این منطقه به ۴ مجموعه تقسیم می شوند که شامل باتولیت شیرکوه یزد (قبل از کرتاسه پایینی)، تشکیلات رسوبی منطقه (ژوراسیک بالایی تا کرتاسه پایینی)، توده های آذرین بازیک و اسیدی و نهایتاً سنگهای دگرگونی شامل مرمر و اسکارن می باشد. از توده نفوذی تا سنگ مادر، منطقه بندی زیر قابل مشاهده است: سنگ آذرین- زون کلینوپیروکسن- پلاژیوکلاز/ زون ملی لیبت/ زون کلینوپیروکسن- اسپینل/ زون مرمر پریکلاز دار/ سنگ آهک دولومیتی. مرمرهای مورد بررسی در سه گروه مرمرهای کلسیتی، مرمرهای بروسیتدار و حاوی فورستریت - سرپانتین طبقه بندی می شوند. در این مقاله کانی شناسی، پاراژنز کانیایی و تکامل مرمرها مطالعه می گردد. کانی های سازنده شامل کلسیت+ دولومیت+ فورستریت+ سرپانتین+ تالک+ بروسیت+ هیدرومنیزیت می باشد. بر اساس هندسه ماکل کلسیت، درجه حرارت تشکیل مرمرها ۲۰۰ تا ۳۰۰ °C می باشد. کانی های بی آب در اولین مرحله دگرگونی مجاورتی و متاسوماتیسم و در اثر واکنش های کربن زدایی و کانی های آبدار در مرحله دوم تحت تاثیر هجوم سیالات آبدار تشکیل می گردند. بر اساس مطالعات پاراژنتیکی، ۴ مرحله کانی سازی در منطقه رخ داده که شامل کربناتی شدن، آبگیری، کربناته شدن مجدد و آبگیری نهایی می باشد. بروسیت در این مجموعه توسط سیلیس زدایی سرپانتین در اولین مرحله دگرگونی ایجاد می گردد. هیدرومنیزیت به خرج دولومیت، بروسیت و سرپانتین تشکیل می شود. به دلیل حضور کانیهای منیزیومدار، مرمرهای دولومیتی مورد مطالعه، گزینه مناسب برای استخراج منیزیوم می باشند.

# فصل اول

## کلیات

## مقدمه:

محدوده مورد بررسی در فاصله ۴۰ کیلومتری جنوب شهرستان تفت در استان یزد واقع شده است. این گستره در محدوده عرض شمالی ۴۵° تا ۳۱° و طول شرقی ۵۴° ۰۰' تا ۵۴° ۳۰' و از لحاظ ساختاری در زون ایران مرکزی (حاشیه شرقی نوار ماگمایی ارومیه دختر) قرار دارد. ایران مرکزی یکی از زونهای ساختاری اصلی ایران می باشد. بر اساس (Ghorbani, 2013)، در این زون سنگهای با سنهای مختلف (پرکامبرین تا کواترنری)، دوره های متعدد کوهزایی، دگرگونی و ماگماتیسم قابل تشخیص می باشد. ایران مرکزی در شمال، شرق و جنوب - جنوب غرب به ترتیب توسط رشته کوه های البرز، بلوک لوت و زون سنندج سیرجان محدود می شود (Stocklin, 1968). اولین مطالعه بر روی دگرگونی های همبری چهارگوش زمین شناسی یزد توسط نبوی (۱۹۷۲) انجام گرفت. سبزه ای و همکاران (۱۳۶۵) به مطالعه مسائل زمین شناختی و سنگ شناختی مرمرها و اسکارنهای منطقه ده بالا پرداختند. نوربهرت و همکاران (۱۳۷۵) نیز بر روی اسکارنهای بخشی از منطقه شیرکوه (ناحیه منشاد) مطالعاتی انجام دادند. داوودی (۱۳۷۷) به مطالعه سنگ نگاری اسکارنهای منطقه شیرکوه یزد پرداخته است. کوهساری (۱۳۸۰) کانی شناسی مرمهای بروسیت دار حاشیه شرقی باتولیت شیرکوه یزد را بررسی نموده و مکی زاده (۱۳۸۷) نیز به مطالعه سنگ نگاری و کانی شناسی بخشی از این مرمرها پرداخته است. بررسی ویژگی های کانی شناسی، سنگ نگاری، روابط پاراژنتیکی تشکیل کانی ها، معرفی توالی پاراژنتیک آنها و از طرفی با توجه به کاربرد دو کانی بروسیت و هیدرومنیزیت در صنعت (دارا بودن پتانسیل مواد اولیه صنایع نسوز و منبع منیزیم (Simandl and Paradis, 2008)، بررسی مینرال شیمی این کانی ها در مرمهای منطقه باقی آباد از اهداف این نوشتار است.

## اهداف مطالعه

- ۱ - تعیین خاستگاه مرمها و ارائه مدل شکل گیری آنها
- ۲ - برآورد پتانسیل اقتصادی مرمها چراکه کانی بروسیت، کانی صنعتی است
- ۳ - پیشنهاد واکنشهای نو برای برخی تعادلات کانیایی در صورت امکان
- ۴ - تعیین ترکیب شیمیایی کانی ها



## موقعیت جغرافیایی منطقه

گستره مورد بررسی در فاصله ۴۰ کیلومتری جنوب شهرستان تفت در استان یزد واقع شده است. این گستره در محدوده عرض شمالی ۳۱ ۴۵ تا ۳۱ ۳۱ و طول شرقی ۵۴ ۰۰ تا ۵۴ ۳۰ و از لحاظ ساختاری در زون ایران مرکزی (حاشیه شرقی نوار ماگمایی ارومیه دختر) قرار دارد.

## مطالعات پیشینیان:

از جمله مطالعات صورت گرفته در منطقه می توان به موارد زیر اشاره نمود: اولین مطالعه بر روی منطقه توسط نبوی و همکاران (۱۹۷۲) با تهیه نقشه چهارگوش یزد به مقیاس ۱/۲۵۰۰۰۰ صورت پذیرفت که در آن برای نخستین بار سرزمینهای دگرگونی همبری ناحیه مورد بررسی قرار گرفت. سبزه ای و همکاران (۱۳۶۵) در گزارشی مقدماتی تحت عنوان "مطالعات زمین شناختی و سنگ شناختی مرمها و اسکارنهای منطقه ده بالا یزد" به طور مختصر به مطالعه مسائل زمین شناختی و دگرگونی منطقه پرداختند. نوربهشت و همکاران (۱۳۷۵) نیز بر روی اسکارنهای بخشی از منطقه شیرکوه (ناحیه منشاد) مطالعاتی انجام دادند. داوودی (۱۳۷۷) در رساله کارشناسی ارشد خود به مطالعه دگرگونی های منطقه پرداخته است. کوهساری (۱۳۸۰) به مطالعه کانی شناسی مرمهای بروسیت دار حاشیه شرقی باتولیت شیرکوه یزد پرداخته است و قانعی اردکانی و همکار (۱۳۸۵) مرمهای بروسیت و سرپانتین دار منطقه را مطالعه نموده اند.

## روش تحقیق:

نخست تمام منابع موجود راجع به مرم در ایران و جهان و به ویژه منطقه شیرکوه مطالعه و بازبینی خواهند شد. در ادامه بر پایه نقشه یا نقشه های زمین شناسی موجود نمونه برداری تفصیلی انجام خواهد شد. بر پایه مطالعه نمونه ها در صحرا و آزمایشگاه، موارد مناسب برای آنالیزهای ژئوشیمیایی انتخاب خواهند شد و در پایان گزارش نهایی تدوین خواهد شد. در این راستا در نخستین مرحله، ضمن بررسی های صحرایی و تعیین ایستگاه های مناسب برای نمونه برداری تفصیلی و تشریح رخنمون های کانیایی، از ۳۰ نمونه از سنگ های دگرگون برداشت شده، ۲۰ نمونه مقطع نازک تهیه گردید و مطالعات دقیق کانی شناسی و تعیین روابط پاراژنتیکی کانی ها توسط میکروسکوپ پلاریزان عبوری BX-60 انجام شد. برای تفکیک کلسیت و دولومیت، از روش رنگ آمیزی مقطع نازک توسط محلول آلیزارین به روش

دیکسون (۱۹۶۶) استفاده گردید. جهت شناسایی کانی هایی همچون بروسیت و هیدرومنیزیت از پراش سنجی پرتو ایکس -XRD- و آنالیز میکروپروب (XPMA) که توسط شرکت کانساران بینالود انجام گرفت، کمک گرفته شد.

# فصل دوم

## زمین شناسی منطقه

## جایگاه زمین شناختی و ساختمانی منطقه مورد مطالعه

گستره مورد بررسی در فاصله ۴۰ کیلومتری جنوب شهرستان تفت در استان یزد واقع شده است. این گستره در محدوده عرض شمالی ۳۱ ۴۵ تا ۳۱ ۳۱ و طول شرقی ۵۴ ۰۰ تا ۵۴ ۳۰ و از لحاظ ساختاری در زون ایران مرکزی (حاشیه شرقی نوار ماگمایی ارومیه دختر) قرار دارد (شکل ۱).

این ناحیه در جنوب غربی یزد در رشته کوه های شیرکوه قرار دارد. این رشته کوه ها در محدوده نقشه ۱/۲۵۰۰۰۰ یزد توسط زون گسلی تفت به دو بخش شمالی و جنوبی تقسیم می شود. قسمت شمالی زون گسلی تفت از نظر ساختاری فعال تر بوده و در آن تشکیلات مختلفی از پرکامبرین تا دوران سوم رخنمون دارند. گستره مورد مطالعه در بخش جنوبی زون گسلی تفت واقع شده است. از نظر ساختاری در این قسمت آرامش بیشتری حکمفرما بوده و مهمترین نمود ساختاری آن، گسل شمالی - جنوبی تزرگان - تفت و گسل های وابسته می باشد (سبزه ای، ۱۳۶۵).

در بخش جنوبی دو واحد عمده رخنمون دارد که یکی باتولیت گرانیتوئیدی شیرکوه و دیگری رسوبات کرتاسه می باشد. آهکها، ماسه سنگها و مارنهای کرتاسه با یک دگرشیبی آذرین پی، روی گرانیتوئید مذکور قرار گرفته اند. تشکیلات کرتاسه در این بخش چین خوردگی ملایمی را تحمل کرده و در بسیاری از نقاط عملا به صورت یک تک شیب با زاویه بسیار کم دیده می شوند. هنوز روشن نیست که تفاوت ساختاری بین بخش شمالی گسل تفت و بخش جنوبی به چه علت ایجاد شده است ولی ظاهرا این تفاوت، معلول تفاوت در پی سنگ این دو قسمت بوده و زون گسلی تفت، خط واره ای است که منعکس کننده این ناپیوستگی در پی سنگ ناحیه مذکور می باشد (سبزه ای، ۱۳۶۵).

### زمین شناسی منطقه:

محدوده مورد مطالعه در فاصله ۴۰ کیلومتری جنوب غرب یزد در حاشیه شرقی کوهستان شیرکوه واقع شده است. سنگهای تشکیل دهنده منطقه را می توان بر پایه سن به ۴ مجموعه سنگی تقسیم نمود که طور خلاصه شامل موارد زیر می باشند: قدیمی ترین واحد در جنوب غربی گستره مورد مطالعه بخشی از باتولیت شیرکوه با سن ژوراسیک میانی (Forster, 1978) با ترکیب گرانودیوریت، مونزوگرانیت، سینوگرانیت و تونالیت می باشد که پی سنگ اصلی منطقه را تشکیل می دهد. نبوی (۱۹۷۲) سن این گرانیت را در نقشه یزد، ژوراسیک دانسته زیرا طبق نظر ایشان، نفوذ ماگمای

گرانیتی باعث دگرگونی همبری در سنگهای متعلق به ژوراسیک پایینی شده و تبلور این ماگما به طور قطع قبل از کرتاسه پایینی خاتمه یافته است.

بر اساس مطالعات کلانتری (۱۳۷۶)، از آنجا که فورستر (۱۹۷۸) با استفاده از روش تعیین سن روبیدیوم-استرونیوم بر روی چهار نمونه از گرانیت شیرکوه سن مطلق آنرا ۱۷۵ میلیون سال تعیین نموده است و از طرفی تشکیلات کرتاسه پایینی با ناپیوستگی آذرین پی بخشهای اصلی توده را می پوشاند، به نظر اولین و مهمترین مرحله نفوذی منطقه در ژوراسیک میانی روی داده است. پس با توجه به داده های ایزوتوپی و تعیین سن نسبی، می توان این گرانیتوئید را به کوهزایی کیمبرین پسین نسبت داد. علی رغم نظرات مختلف، میتوان گفت بیش از ۹۰ درصد از حجم اصلی باتولیت شیرکوه در زمانی قبل از کرتاسه زیرین متبلور شده است.

قدیمی ترین سنگها در مجاورت این باتولیت، آهک جمال (پرمین) می باشد که با همبری گسلی در کنار هم قرار گرفته اند. بر روی باتولیت، سازند سنگستان (کرتاسه زیرین) و بر روی آن، سازند تفت (کرتاسه زیرین) قرار می گیرد. عمده تشکیلات رسوبی گستره مورد بررسی، تشکیلات کرتاسه زیرین است. نبوی (۱۹۷۲) در هنگام تهیه نقشه یزد، توالی سنگهای کرتاسه زیرین، شامل واحدهای آواری قرمز رنگ (سازند سنگستان)، واحد سنگهای آهکی اوربیتولین دار (سازند تفت) و نیز شیلهای دره زنجیر را برای اولین بار نامگذاری و معرفی نمود. سازند تفت به طور همشیب و تدریجی بر روی سازند تنگستان قرار می گیرد. ضخامت سازند تنگستان کم بوده و با ناپیوستگی آذرین پی روی گرانیت شیرکوه جای می گیرد.

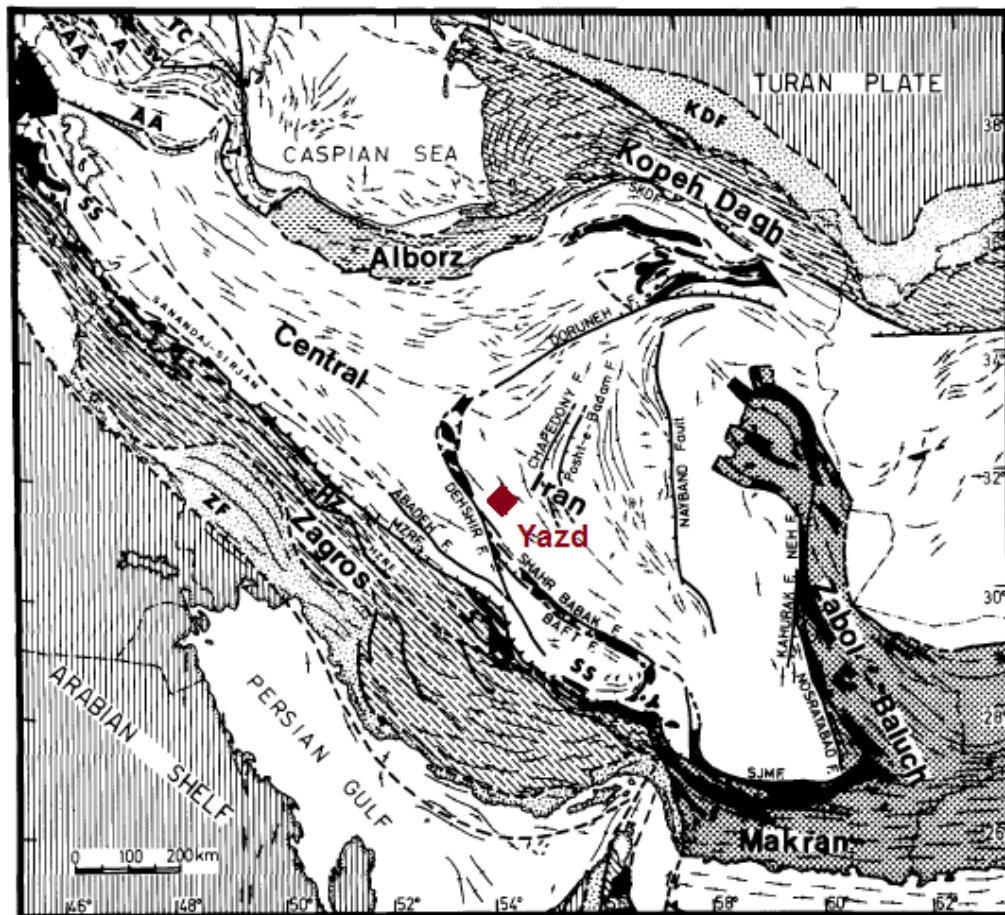
از دیگر واحدهای موجود در منطقه می توان به پیکره های با ترکیب بازیک تا اسیدی (الیگومیوسن) و مجموعه های دگرگونی اشاره نمود (شکل ۲). در امتداد غسل تفت- منشاد و در مناطقی آباد- ده بالا در اثر نفوذ توده های نفوذی (دایک، آپوفیز و توده های نفوذی کوچک با ترکیب مونزوگابرویی تا گرانودیوریتی) و فعالیت سیالات وابسته به آنها، پدیده دولومیتی شدن در آهکهای کرتاسه (تشیلات تفت) رخ داده است. توده های مذکور احتمالاً بعد از کاهش فشارهای کوهزایی لارامید در پالتوسن یا ائوسن زیرین، در منطقه نفوذ کرده اند. این فعالیت ها از مائستریشتین (Maastrichtian) شروع و بعد از آن در تمام دوره های پالتوسن، ائوسن، الیگوسن و میوسن ادامه یافته اند (سبزه ای، ۱۳۶۵). در دورترین فاصله از توده نفوذی، بخشی از آهکهای سازند تفت تبلوری دوباره پیدا کرده و به مرمهرهای ریز تا

درشت بلور تبدیل گردیده اند. در مجاورت توده نفوذی نیز اسکارنها پدیدار گشته و بدینسان از توده نفوذی تا سنگ مادر می توان یک منطقه بندی از هاله دگرگونی را مشاهده نمود به گونه ای که در مجاورت بلا فصل توده نفوذی بخش اندواسکارن با کانی های غالب پلاژیوکلاز، ارتوکلاز، دیوپسید و اسفن های درشت دانه قرار دارد و در ادامه اسکارن های توده ای با همیافتی شاخص گارنت-کلینوپیروکسن دیده می شود. اسکارنها شامل کانیهای متنوع وزوویانیت، ملیت، اسپینل، فلوگوپیت، کلینتونیت هستند (Taghipour et al., 2011). مرمهای بروسیتدار انتهایی ترین زون هاله دگرگونی می باشد که گاههمراهی آنها با مرمهای فورستریت دار مشاهده می شود. بعد از این زون به سنگ آهک های مرمری و سپس به آهکهای سازند تفت می رسیم.

### اسکارن های منطقه مورد بررسی:

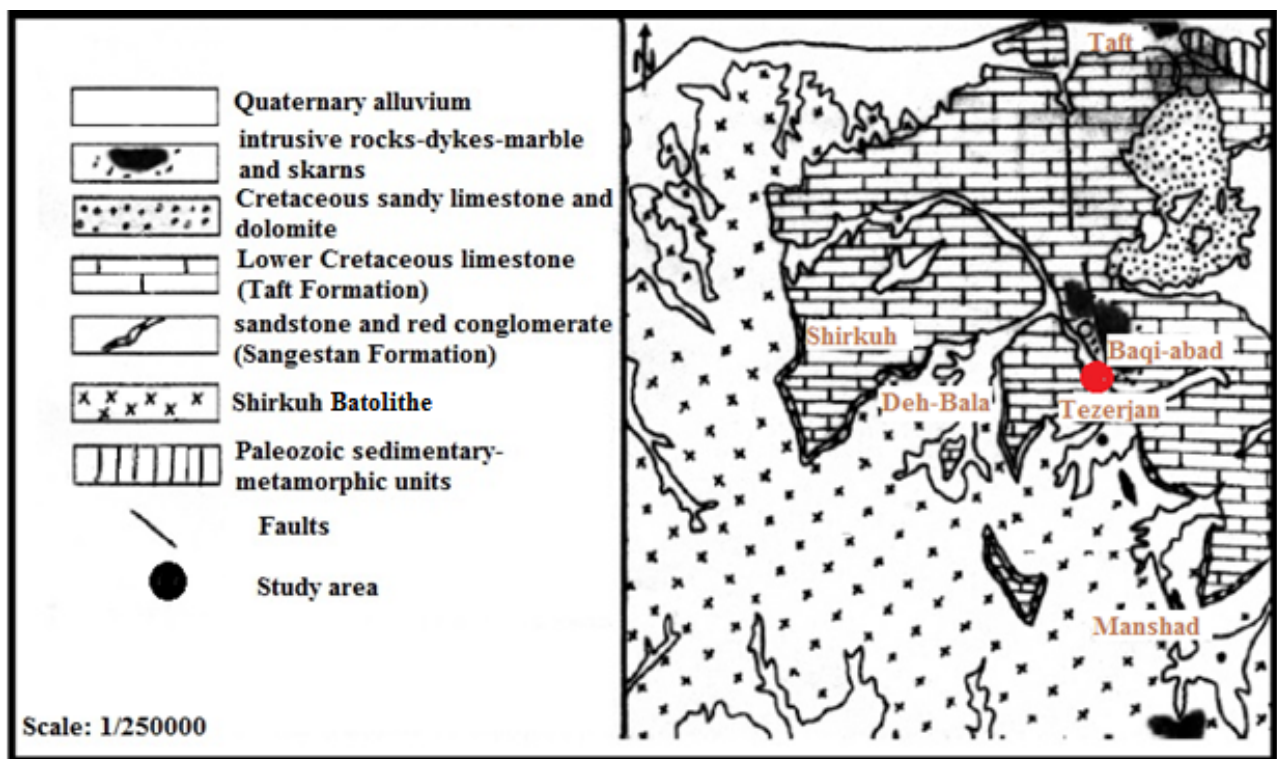
بر اساس (داوودی، ۱۳۷۷)، اسکارن ها هاله های مشخصی را پیرامون نفوذی ها تشکیل نمی دهند بلکه این سنگهای دگرگونی در قسمت هایی پدید می آیند که سنگهای مناسبی برای پیدایش آنها در همبری با ماگما قرار گیرند و ساختار زمین شناسی نیز به پیشرفت فرایند کمک کند. در این محدوده، بوم اصلی برای تشکیل هاله دگرگونی و اسکارن، سنگ آهک دولومیتی شده سازند تفت می باشد. سنگ آهک سازند تفت شامل ردیفی از سنگهای آهکی نازک لایه تا ضخیم لایه به رنگ خاکستری تا سیاه می باشد. این سنگهای آهکی در همه جا دولومیتی نشده اند بلکه تنها در بعضی مناطق تحت تاثیر فرایندهای ثانویه، این پدیده در آنها رخ داده است. در بررسی های صحرایی صورت گرفته به ویژه در مناطقی که آهکها دولومیتی شده اند، می توان مجاورت این دسته از سنگها را با توده های نفوذی و گسلهای منطقه مشاهده نمود. این مشاهدات مشخص می دارند که پدیده دولومیتی شدن با فعالیت ماگمایی- ساختاری ارتباط تنگاتنگی دارد. فرایند دولومیتی شدن آهکها را در رابطه با توده های نفوذی می توان نتیجه بالا آمدن یون منیزیم از طریق چرخش سیالات در محیط و تزریق آن به سنگ آهک دانست (سبزه ای، ۱۳۶۵)(داوودی، ۱۳۷۷).

در گستره مورد بررسی در دو نقطه اصلی ده بالا و باقی آباد در رابطه با نفوذ توده های آذرین و فعالیت های سیالات وابسته به آنها، پدیده دولومیتی شدن در آهکهای کرتاسه پیش آمده است که پس از نفوذ این توده ها در سنگهای آهکی دولومیتی یا دولومیتها، هاله دگرگونی شامل مرمر و اسکارن ایجاد شده است.



شکل ۱: واحدهای رسوبی-تکتونیکی اصلی ایران و موقعیت منطقه مورد بررسی (برگرفته از Berberian,

1981, Berberian and King, 1981)



شکل ۲: نقشه زمین شناسی منطقه مورد مطالعه (ساده شده نقشه زمین شناسی یزد Nabavi, 1972، - برگرفته از مکی

زاده، ۲۰۰۸)

### توده های آذرین گستره مورد مطالعه

در منطقه مورد بررسی توده های آذرین بازیک و اسیدی که هر دو در اسکارن زایی نقش ویژه ای به عهده داشته اند، به چشم می خورد. توده های بازیک اصولاً به صورت دایک و آپوفیز در منطقه ده بالا و نزدیک معدن سنگ چینی ده بالا رخ نمون دارند. این سنگها در منطقه باقی آباد رخنمون کمتری دارند و اساساً به دایکهایی منحصر می شوند که در مرمرها تزریق شده اند. سیالات غنی از منیزیوم حاصل از این توده های بازیک قبل از جایگزینی باعث دولومیتی شدن سنگ درونگیر شده اند و بعد از جایگیری در بخش بالایی پوسته در همبری با سنگ درونگیر، حرارت و نفوذ سیالات ماگماتیک این توده ها، هاله های دگرگونی همبری و اسکارنهای گامه اول را پدید آورده اند.



توده های نفوذی اسیدی بیشتر در مجاور معدن متروکه باقی آباد رخنمون دارند. این توده نفوذی هیچ ارتباطی با گرانیتوئید شیرکوه یزد ندارد و جوانتر از آن می باشد (داوودی، ۱۳۷۷). نفوذی این ماگمای اسیدی حاوی سیالات غنی از آب و مواد فرار، پس از نفوذ ماگمای بازیک، سبب اسکارن زایی گامه دوم شده است.

طبق نظر سبزه ای (۱۳۶۵)، ماگمای بازیک خود عامل به وجود آورنده ماگمای اسیدی می باشد بدین ترتیب که عبور ماگمای بازیک اولیه از پوسته باعث ذوب پوسته گشته و ماگمای گرانیتی را باعث می گردد. ماگمای بازیک گاه از طریق شکستگی ها بالا آمده و در مجاورت آهک ها قرار می گیرد و گاه با گرانیتی که خود پدیده آورده است در حالت مذاب اختلاط حاصل کرده و واکنش می دهد. وجود گزنولیت های گردشده خود می تواند دلیل بر این اختلاط باشد. با این وجود چون ماگمای بازیک زودتر متبلور شده و از طرفی ماگمای اسیدی سبک تر است، بنابراین گاهی ماگمای اسیدی پیکره های بازیک را قطع کرده و لذا می توان گفت که شاهد دو گامه از یک حادثه هستیم و حوادثی جداگانه نداریم (سبزه ای، ۱۳۶۵).

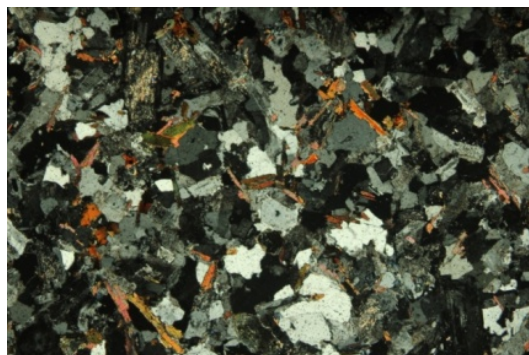
# فصل سوم

## مطالعات کانی شناسی و بررسی پارائز مرمرها

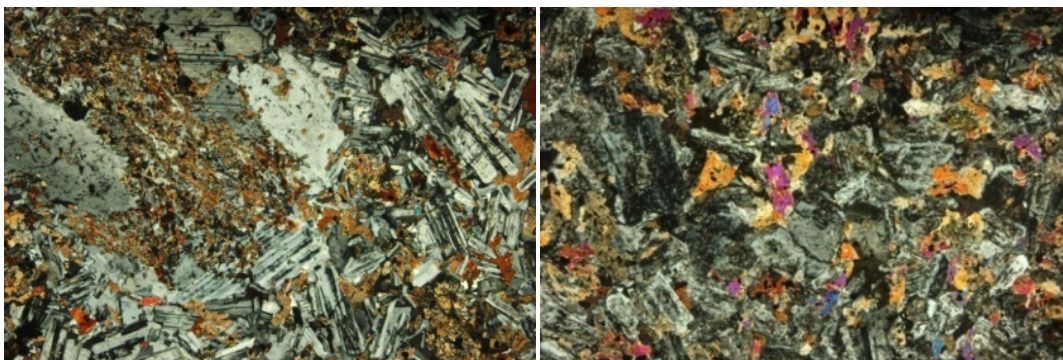
## مطالعات پتروگرافی

### کانی شناسی توده های آذرین:

توده های آذرین منطقه مورد بررسی با ترکیب بازیک تا اسیدی (الیگومیوسن) به داخل سنگ آهک ها و دولومیت های کرتاسه نفوذ و باعث ایجاد مرمر و تا حدی اسکارن شده اند. به طور کلی کانی های اصلی سازنده نفوذی های اسیدی شامل پلاژیوکلاز، ارتوز، کوارتز، آمفیبول و بیوتیت می باشد. بافت کلی سنگ هیپ ایدیومورفیک گرانولار و از نظر توصیفی این سنگها را می توان گرانیت و گرانودیوریت نامید. پلاژیوکلازها با ترکیب اسیدی تا متوسط به صورت نیمه شکل دار تا شکلدار با ماکل پلی سنتتیک و بافت منطقه ای مشاهده می شوند. ارتوزها کمی کائولینیتی شده اند. آمفیبولها نیمه شکل دار تا شکلدار بوده و گاه به بیوتیت تبدیل شده اند. در نفوذی های بازیک، بافت کلی سنگها، هیپ ایدیومورفیک گرانولار، اینترگرانولار تا پورفیروئید می باشد. عمده کانی های تشکیل دهنده این سنگها شامل پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن همراه آثار کمی از فلدسپات آلکالن و بیوتیت میباشد. این سنگها را می توان مونزودیوریت تا مونزوگابرو نامید (شکل ۱ تا ۳).

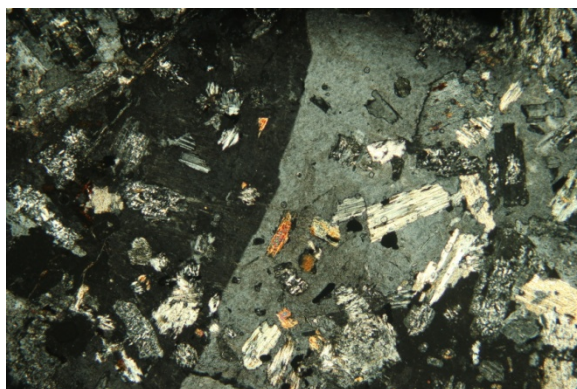


شکل ۱: بافت گرانولار در گرانیت های منطقه با مجموعه کانی های کوارتز + ارتوز + بیوتیت / xpl 50



شکل ۲: بافت گرانولار تا پورفیروئید در گابروهای منطقه با مجموعه کانی های پلاژیوکلاز+ پیروکسن+ هورنیلند+ بیوتیت

xpl 50



شکل ۳: ارتوکلازهای درشت با ماگل کارلسباد به همراه پلاژیوکلاز و بیوتیت در سینیت xpl 100

سنگهای آذرین بازیک و اسیدی را به صورت جزئی تر از لحاظ کانی شناسی می توان به صورت زیر توصیف نمود:

بافت کلی سنگهای بازیک از هیپ ایدیومورفیک گرانولار ، اینترگرانولار تا پورفیروئید متغیر است. دسته ای از نفوذی های بازیک اساسا از کانی های پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن و به میزان کمتر از فلدسپات آلكالن و بیوتیت تشکیل یافته اند و می توان آنها را مونزودیوریت تا مونزوگابرو نامید. پلاژیوکلازها نیمه شکل دار بوده و به شکل منشوری و یا به صورت بلورهای درشت صفحه ای با بافت منطقه ای مشاهده می شوند. کلینوپیروکسنها در برخی نمونه ها با بافت اینترگرانولار در فضای خالی بین پلاژیوکلازها جا گرفته اند. این کانی در اندازه های متفاوت و عمدتا نیمه شکل مشاهده می شود. گاه پیروکسن هابه بیوتیت تجزیه شده اند. از دیگر کانی های فرومنیزین موجود می توان به بیوتیت ها اشاره نمود که به صورت بلورهای نیمه شکل دار در اندازه های متوسط با کلینوپیروکسن ها همراه هستند.

دسته ای دیگر از سنگهای بازیک از پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن، هورنبلند، بیوتیت و کمی کوارتز تشکیل شده اند و بیشتر متمایل به کوارتز دیوریت ها می باشند. در این گروه از سنگها، پلاژیوکلازها به صورت شکل دار، با ماکل پلی سنتتیک و بافت منطقه ای مشاهده می شوند که گاه به سریسیت و کائولینیت تجزیه شده اند. بیوتیت های موجود هم به صورت مستقل حاصل از ماگما و هم حاصل تجزیه هورنبلندها می باشند.

سنگهای آذرین نفوذی اسیدی عمدتاً از پلاژیوکلاز، ارتوز، کوارتز و کانی های فرومنیزین آمفیبول و بیوتیت تشکیل شده اند. بافت آنها عمدتاً هیپ ایدیومورفیک گرانولار می باشد و بیشتر متمایل به گرانودیوریت ها هستند. پلاژیوکلازها با ترکیب اسیدی تا متوسط به صورت شکل دار تا نیمه شکل با ماکل پلی سنتتیک و بافت منطقه ای مشاهده می شوند. این کانی گاهی سریسیتی شده است. ارتوز و کوارتز نیز در مقاطع با میزان کمتری نسبت به پلاژیوکلازها مشاهده می شود. آمفیبول به صورت نیمه شکل دار تا شکلدار به صورت مقاطع عرضی و طولی و با پلوکروئیسیم سبزرنگ به چشم می خورد که گاهی به بیوتیت تجزیه شده است. بیوتیت ها عمدتاً شکلدار بوده و با پلوکروئیسیم قهوه ای تیره تا زرد در مقاطع به چشم می خورد. دسته ای دیگر از سنگهای آذرین اسیدی شامل کانی های ارتوز، پلاژیوکلاز، بیوتیت، کوارتز و کلینوپیروکسن می باشند. ارتوزها بی شکل و اکثراً کائولینیتی شده اند. پلاژیوکلازهای نیمه شکلدار با ماکل پلی سنتتیک و گاه بافت منطقه ای از نظر ترکیب در حد متوسط می باشد. کلینوپیروکسن ها بی شکل تا نیمه شکل دار با حاشیه های تحلیل رفته و نامتعادل با کانی های اطراف خود دیده می شوند. در برخی نمونه ها کانی اسکاپولیت حاصل از تجزیه پلاژیوکلازها دیده میشود.

### **بررسی هاله های دگرگونی در مناطق مورد مطالعه**

هاله های دگرگونی در دو منطقه ده بالا و باقی آباد مورد مطالعه مختصر قرار گرفت. در این راستا از مطالعات صورت گرفته توسط داوودی (۱۳۷۷) نیز استفاده گردید. شایان ذکر است بحث اصلی این پژوهش بر روی بررسی کانی شناسی و ژئوشیمی مرمهرای منطقه می باشد ولی با این حال شرح مختصری از هاله های دگرگونی همبری در مناطق نیز آورده شده است. در منطقه ده بالا در مجاورت توده های آذرین بازیک، اولین زون شناخته شده، زون کلینوپیروکسن-پلاژیوکلاز می باشد که در آن کلینوپیروکسن ها در زمینه ای از فلدسپار ها قرار گرفته اند. این اسکارنها به صورت

برونزدهای سیاه‌رنگ رخنمون دارند. بعد از زون مذکور، زون ملی لیت راداریم که در این زون، اسکارنها به رنگ خاکستری می‌باشند. بعد از این دو زون مرمرها را داریم که به دو دسته مرمرهای کلسیتی دانه درشت و مرمرهای بروسیت دار تقسیم بندی می‌شوند. مرمرهای پریکلاز(بروسیت دار) در انتهایی ترین بخش هاله دگرگونی یافت می‌شوند. در منطقه ده بالا این مرمرها به عنوان سنگ چینی استخراج می‌شوند. بعد از مرمرهای بروسیت دار به دولومیت ها می‌رسیم و سپس سنگ مادر (آهک های تفت) را داریم.

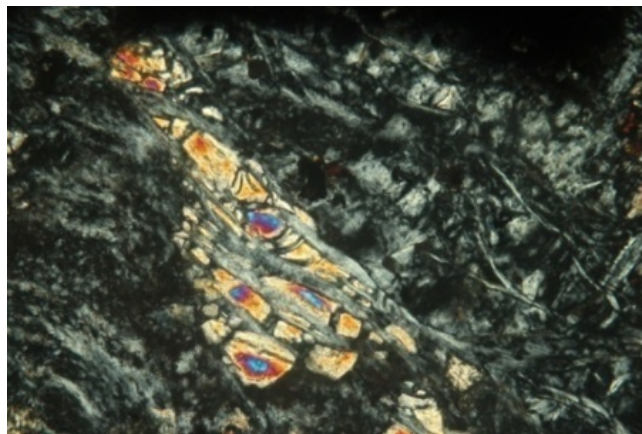
در باقی آباد در مجاورت توده نفوذی گرانودیوریتی، منطقه بندی هاله دگرگونی به صورت زیر می‌باشد: در مجاورت بلافصل توده نفوذی اسیدی، زون کلینوپیروکسن- پلازیوکلاز وجود دارد که به رنگ سبز و کاملاً متراکم و ریز بلور می‌باشد. بعد از زون مذکور، به زون ملی لیت- فاسائیت می‌رسیم که گاه رگه های گرانودیوریتی آنها را قطع کرده اند. بعد از آن به زون اسپینل- کلینوپیروکسن می‌رسیم. در منطقه باقی آباد، مرمرهای کلسیتی دانه درشت به میزان زیادی همراه با اسکارن ها به چشم می‌خورند. انتهایی ترین زون هاله دگرگونی، مرمرهای پریکلاز دار می‌باشد که همراهی آنها با مرمرهای فورستريت دار گاه به چشم می‌خورد.

بر اساس داوودی(۱۳۷۷) در مشاهدات صحرایی مشخص گردید که در زون مذکور اغلب در امتداد شکستگی ها، درزه ها و استیلولیت های ساختار اولیه سنگ آهک، مرمرهای فورستريت دار و سرپانتینیت ها حاصل شده اند. پس برای تشکیل مرمرهای فورستريت دار، نقاط ضعف ساختار اولیه سنگ آهک عاملی کمک کننده می‌باشد. برای تشکیل مرمرهای فورستريت دار به سیالی غنی از  $SiO_2$  نیاز می‌باشد و این نقاط ضعف در ساختار سنگ آهک، محلی مناسب برای عبور و جریان این محلولهای غنی از  $SiO_2$  بوده و لذا مرمرهای فورستريت دار پدید آمده است. پس تشکیل این مرمرها در داخل مرمرهای بروسیت دار به یک فرایند تراوشی نسبت داده می‌شود. بعد از این زون به سنگ آهک های مرمری و سپس به آهکهای سازند تفت می‌رسیم.

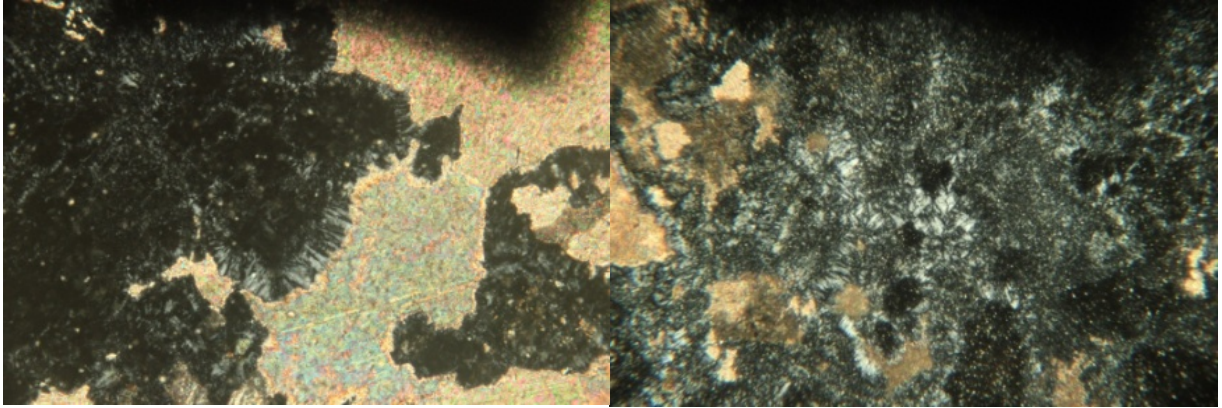
### کانی شناسی مجموعه های دگرگونی:

از کانی های سازنده مجموعه های دگرگونی (مرمر) منطقه مورد مطالعه می‌توان به کلسیت، دولومیت، فورستريت، سرپانتین، بروسیت، هیدرومنیزیت اشاره نمود که توصیف آنها در زیر بیان شده است: فورستريت کانی ویژه اسکارنهای

منیزین و کلسی فایرها ( Calciphyres ) می باشد. فورستریت بودن این کانی علاوه بر بررسی های میکروسکوپی، در آنالیز فازی XRD و آنالیز نقطه ای SEM توسط داوودی ( ۱۳۷۷ ) به اثبات رسیده است. این کانی اغلب تحت تاثیر دگرسانی به سرپانتین تبدیل گشته است. سرپانتین عمدتا در مرمراه های فورستریت دار یافت شده و حاصل دگرسانی فورستریت می باشد. این کانی در مرمراه به صورت رگه های سبزرنگ دیده می شوند. گاهی سرپانتین ها کاملا جانشین فورستریت ها شده و بافت شبیحی ( ghost texture ) به وجود می آورند. همچنین گاهی به صورت رگه های ثانویه مرمراه را قطع می نماید. طبق آنالیز فازی XRD (داوودی، ۱۳۷۷)، این سرپانتین ها عمدتا کریزوتیل می باشند. شایان ذکر است در مطالعات میکروسکوپی، علاوه بر کریزوتیل، سرپانتین از نوع آنتی گوریت (سوزنی و رشته ای) و لیزاردیت نیز شناسایی گردید (اشکال ۴ تا ۸). همچنین آثاری از ورقه های تالک با بی رفرنژانس ضعیف نیز در مقاطع قابل مشاهده می باشد (شکل ۹).

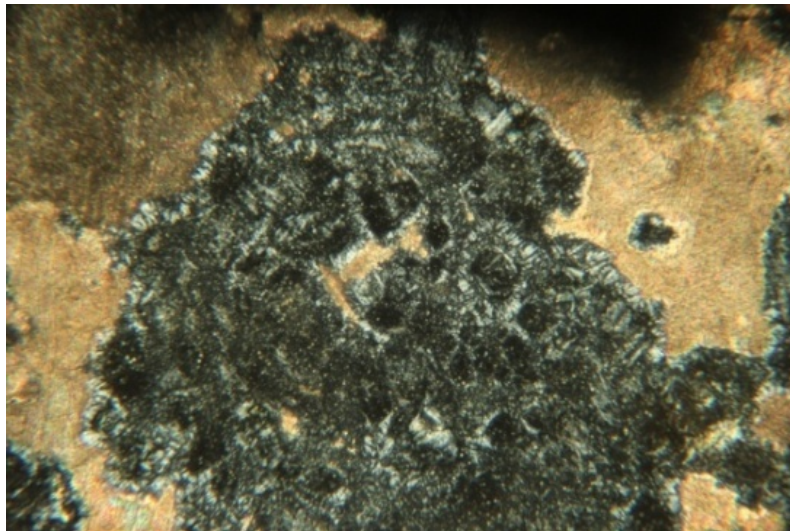


شکل ۴: کریزوتیل های رشته رشته در اطراف الیوین ها به همراه لیزاردیت به صورت پراکنده در مقطع / xpl 400



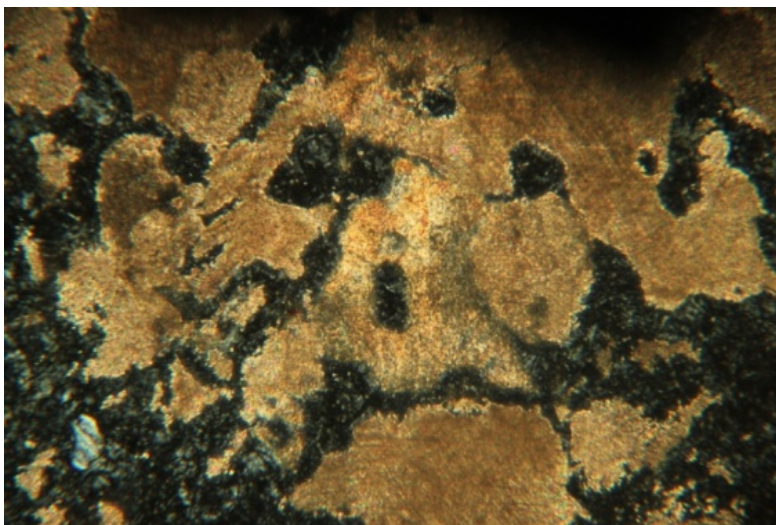
شکل ۵: آنتی گوریت (رشته ای و سوزنی) xpl200

شکل ۶: رشد آنتی گوریت در مرز مرمرها (نشان از جبهه پیشروی سیال و انحلال مرمز) xpl400



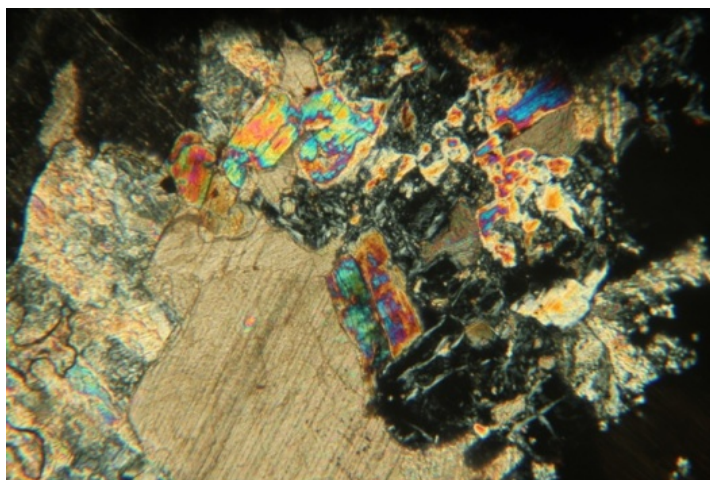
شکل ۷: الیوین زوئیدومورف شده توسط لیزاردیت (بافت حجره ای) xpl (بزرگنمایی ۲۰۰)





شکل ۸: تشکیل سرپانتین ها به صورت شبکه ای (با تبعیت از مرز بلورها و پلی گونال های مرمر) و ایجاد بافت خوردگی

خلیجی در مرمرها توسط محلولهای هیدروترمال xpl200



شکل ۹: ورقه های تالک (بی رفرنژانس ضعیف) به همراه سرپانتین xpl 200

بروسیت ( $Mg(OH)_2$ ) در نور پلاریزه طبیعی بی رنگ و در نور متقاطع، به حالت الیافی (نمالیت Nematite) و رنگ

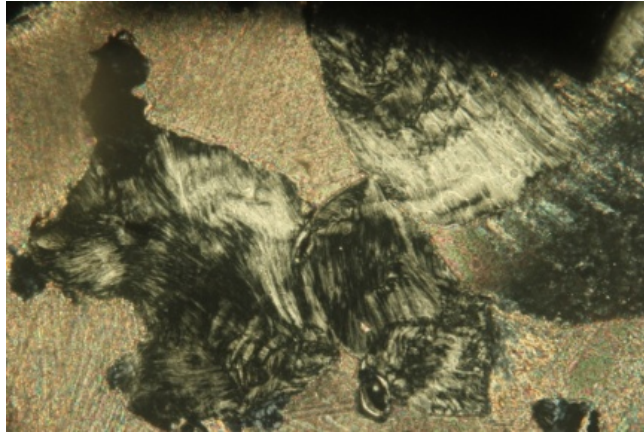
تداخلی خاکستری مشاهده می شوند (شکل ۱۰). این کانی می تواند از دگرسانی پریکلازها حاصل گردد. بر اساس

مطالعات داوودی (۱۳۷۷) گاه باقی مانده های پریکلاز با برجستگی بالا در مرکز برخی از بروسیتها مشاهده می گردد.

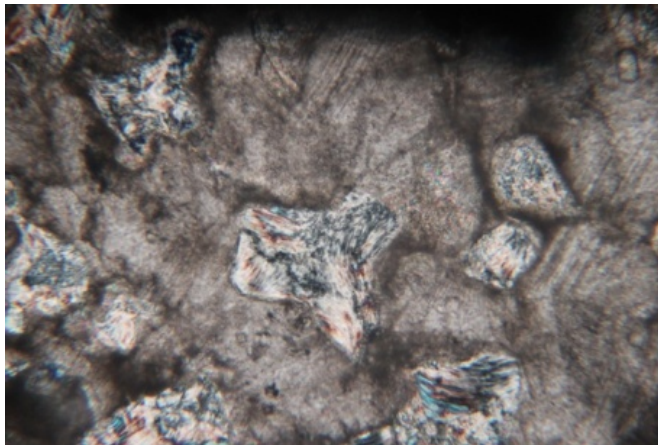
گاهی دانه های بروسیت در سه گوش های الحاقی و سه گانه دولومیتها (triple junction) و به صورت مستقل رشد

نموده اند (شکل ۱۱) و لزوماً ارتباطی با پریکلاز (حرارت های بالا) ندارند. از طرفی با توجه به زوئیدومورف شدن الیوین

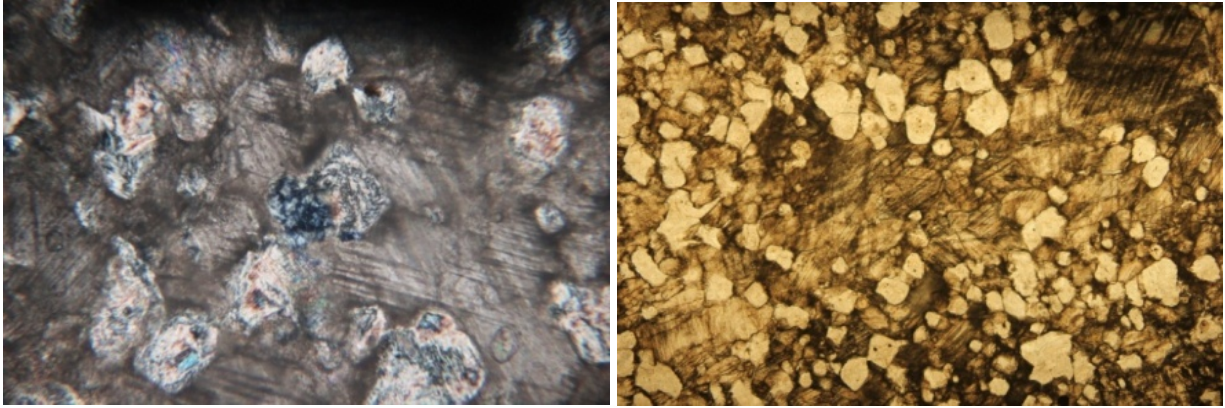
توسط بروسیت، احتمالاً سرپانتین های حاصل از دگرسانی الیوین ها، سیلیس خود را از دست داده اند (desilicification) و نهایتاً به بروسیت تبدیل شده اند و یا الیوین ها تحت تاثیر محلولهای هیدروترمال، مستقیماً به بروسیت تبدیل شده اند (شکل ۱۲ تا ۱۴).



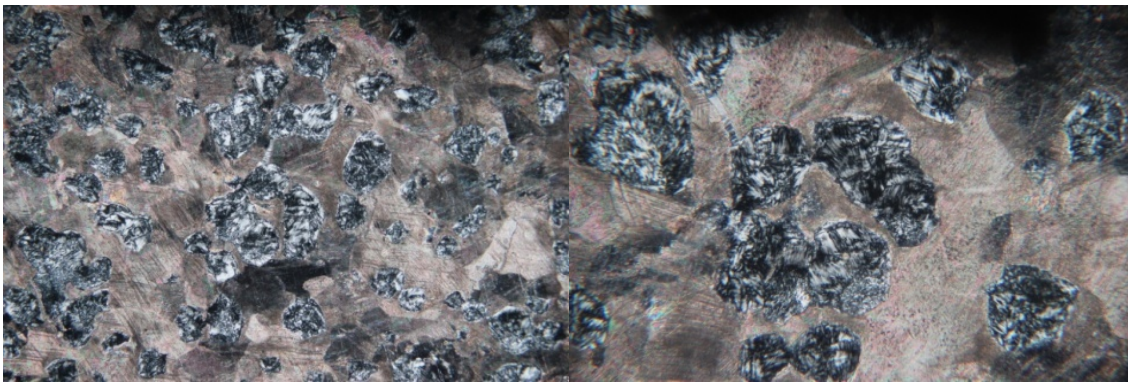
شکل ۱۰: بروسیت xpl400



شکل ۱۱: تشکیل بروسیت به صورت مستقل (رشد بروسیت ستاره ای شکل در گوشه های الحاقی دولومیت ها) xpl200

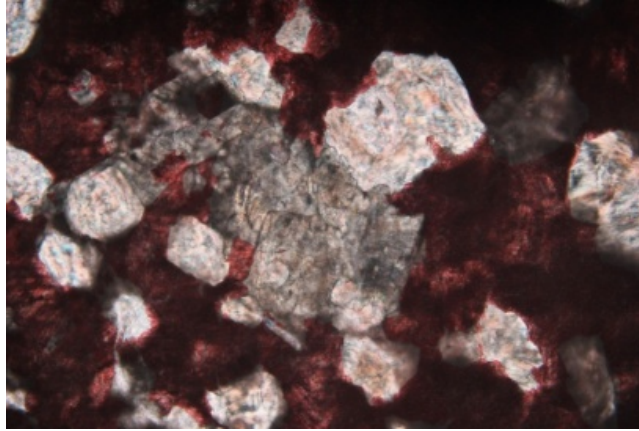


شکل ۱۲: بافت گرانوبلاستیک در بروسیت به همراه سرپانتین و چند بلور الیوین در مرکز مقطع ppl 50  
 شکل ۱۳: مرز تدریجی بروسیت با سرپانتین (تشکیل سرپانتین به خرج الیوین و رشد بروسیت به صورت مستقل در حاشیه سرپانتین) xpl200:



شکل ۱۴: بروسیت گرانوبلاستیک/جبهه پیشروی بروسیت ها در اطراف کربنات ها و ایجاد بافت حلقوی در اطراف کربناتها  
 Xpl 200 (resorbed margins)

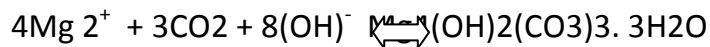
کلسیت و دولومیت از سازندگان اصلی مرمرها می باشند که به صورت بی شکل تا شکلدار با برجستگی بالا و دو دسته رخ لوزوجهی مشخص می شوند. دولومیت از لحاظ خصوصیات نوری شبیه به کلسیت است. برای تشخیص این دو کانی از یکدیگر، از روش رنگ آمیزی مقطع نازک توسط محلول آلیزارین به روش دیکسون استفاده گردید. در طی این فرایند کلیست به رنگ قرمز ولی دولومیت بی رنگ باقی می ماند (شکل ۱۵).



شکل ۱۵: دولومیت (خاکستری تا قهوه ای) به همراه بروسیت (رنگ روشن) که حاشیه آنها توسط کلسیت (قرمز رنگ) در

حال محو شدن می باشد xpl 100

هیدرومنیزیت به شکل رگچه های سفید رنگ با تجمع شانه ای از بلورهای سوزنی شکل دیده می شود. این بلورها در نور پلاریزه ساده بی رنگ و در نور پلاریزه متقاطع با رنگهای اینترفرانس حداکثر تا اواخر سری اول دیده می شود. برای شناسایی دقیق این کانی از آنالیز مایکروپروب و نیز پراش سنجی پرتو X استفاده گردید (شکل ۱۶ و ۱۷). بر اساس قانعی اردکانی و مکی زاده (۱۳۸۷) علاوه بر رخداد مستقل در رگچه ها، به صورت جانشین بروسیت در اطراف رگچه ها نیز مشاهده شده است. برای شکل گیری هیدرومنیزیت رگچه ای واکنش زیر قابل پیشنهاد است:



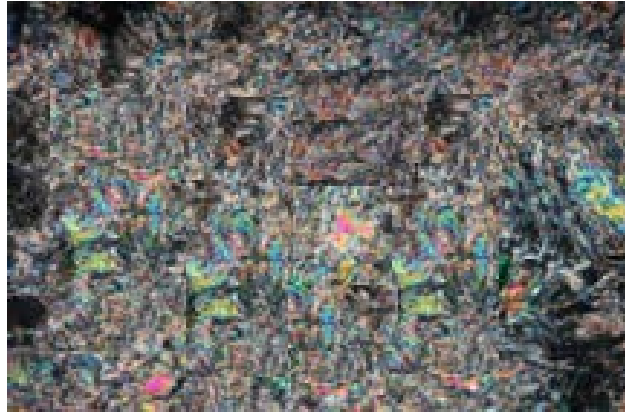
هیدرومنیزیت

برای هیدرومنیزیت جانشینی نیز می توان چنین نوشت:

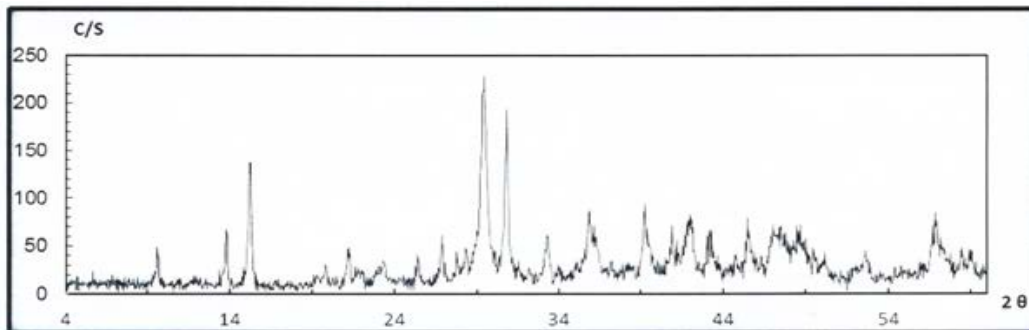


بروسیت

هیدرومنیزیت



شکل ۱۶: هیدرومنیزیت XPL50



Sample:	Major Phase(s)	Minor Phase(s)	Trace Phase(s)
Mg-Hyd	Hydromagnesite (25-0513)	--	--
kV = 40	Mg <sub>5</sub> (CO <sub>3</sub> ) <sub>4</sub> (OH) <sub>2</sub> ·4H <sub>2</sub> O		
mA = 30	Calcite (05-0586)		
Kα = Cu	CaCO <sub>3</sub>		
Fil. = Ni			

شکل ۱۷: نتایج آنالیز XRD بر روی نمونه هیدرومنیزیت منطقه باقی آباد

### سنگ نگاری مرمرها:

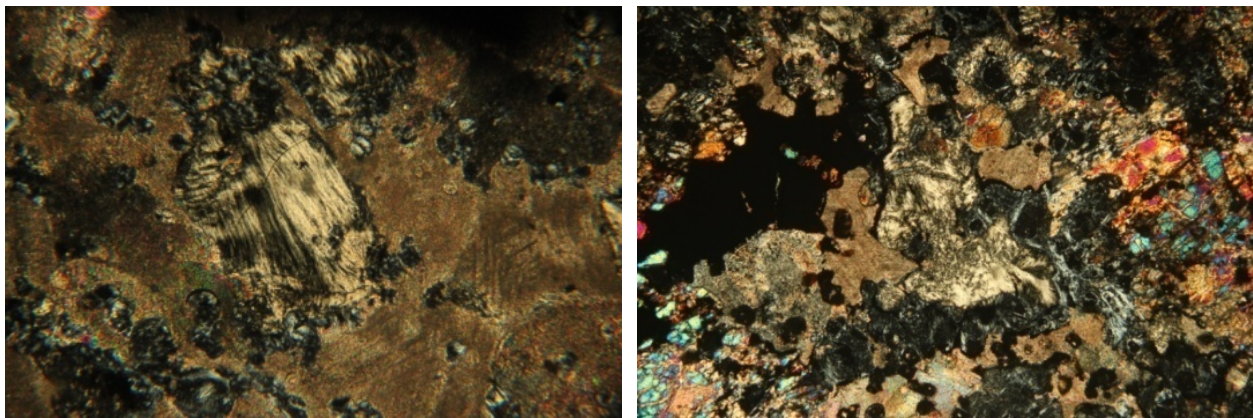
سنگهای دگرگونی گسترده مورد مطالعه را می توان به دو گروه اصلی مرمر و اسکارن تقسیم بندی نمود. هر کدام از این گروه ها شامل مجموعه های کانیایی و پاراژنهای ویژه خود می باشند. بحث اصلی این نوشتار مطالعه مرمرها می باشد. با توجه به مجموعه های کانیایی و پاراژنهای ویژه، مرمرهای مورد مطالعه را می توان به سه دسته مرمرهای کلسیتی، مرمرهای بروسیت دار و مرمرهای فورستریت و سرپانتین دار تقسیم نمود. مرمرهای کلسیتی در دو گروه دانه درشت و

دانه ریز طبقه بندی می گردند. در نوع اول اندازه درشت بلورهای کلسیت گاه تا چند سانتی متر می رسد. این بلورها دارای ماکل های پلی سنتتیک (ماکل کلسیتی) بوده و با یکدیگر زاویه ۱۲۰ درجه می سازند. بافت این مرمرها گرانوبلاستیک چندوجهی (Granoblastic polygonal) می باشد. دسته دوم مرمرها دانه ریز بوده و حاوی مقادیری از دیوپسید و دانه های ریز تا درشت کوارتز می باشند. بر اساس داوودی (۱۳۷۷) در این مرمرها به ویژه در مجاورت دایکها، دیوپسید و کوارتز افزایش می یابد. مجموعه کانیاپی ویژه این مرمرها شامل کلسیت + کوارتز + فورستریت + دیوپسید + بروسیت ± فلوگوپیت ± سرپانتین می باشد. در این مجموعه کانیاپی، کانی های سرپانتین و بروسیت با فورستریت رابطه ای ناپایدار را نشان می دهند. با توجه به مجموعه کانیاپی و روابط متقابل کانیاپی می توان دو دسته پاراژنز را برای این مرمرها مجزا نمود: پاراژنز اولیه شامل کلسیت + فورستریت + دیوپسید + کوارتز که مربوط به گامه نخستین دگرگونی همبری - متاسوماتیسم می باشد و پاراژنز ثانویه که از کانی های آبدار بروسیت + فلوگوپیت + سرپانتین تشکیل شده و متعلق به گامه های بعدی دگرگونی همبری - متاسوماتیسم می باشد.

در مرمهای بروسیت دار، بروسیت به صورت رگه ای یا پراکنده مشاهده می گردد. بروسیت رگه ای نهشت مستقل آن را از محلولهای گرمابی در شکستگی های دولومیت ها نشان می دهد (قانعی اردکانی و مکی زاده، ۱۳۸۷). بروسیت های پراکنده به صورت نیمه شکل دار تا تمام شکل در مقیاس میکروسکوپی قابل مشاهده می باشند که بیشتر ظاهر الیافی دارند و در نور پلاریزه ساده بی رنگ و در نور پلاریزه متقاطع با رنگهای اینترفرانس خاکستری سری اول دیده می شوند. الکساندروف (۱۹۹۸) برای دو شکل پیدایش بروسیت، بروسیتی شدن را پیشنهاد داده است که در ارتباط با فرایندهای کانی سازی در مرحله آلکالین تاخیری اسکارنه های منیزین می باشد.

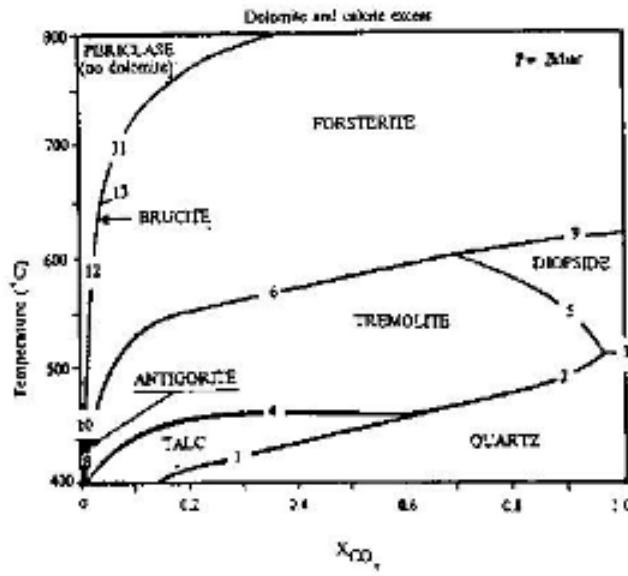
بافت کلی این مرمرها، موزائیکی و کانی های مشاهده شده در آن شامل کلسیت، بروسیت، دولومیت، پریکلز، فورستریت و سرپانتین می باشد. این مرمرها از دگرگونی مجاورتی آهکهای دولومیتی و دولومیت ها تشکیل شده اند. دولومیت در اثر حرارت حاصل از دگرگونی همبری، می تواند به کلسیت و پریکلز تجزیه گردد. سپس تحت تاثیر فرایندهای هیدروترمال، پریکلز آبگیری نموده و به بروسیت تبدیل می گردد. از طرفی همانگونه که در شکل ۱۸ و ۱۹ ملاحظه می شود بین دو کانی سرپانتین و بروسیت ناپایداری و عدم تعادل به چشم می خورد که در آن سرپانتین در حال تبدیل شدن به بروسیت است. در حقیقت در اثر هجوم آبهای گرم، سرپانتین سیلیس خود را از دست داده و تبدیل به بروسیت

شده است. یعنی این گروه از بروسیت ها به خرج سرپانتین ها ایجاد شده (از دگرسانی مجدد سرپانتین) و زوئیدومورف آن می باشند. برخی بروسیت ها نیز همانگونه که قبلا ذکر گردید احتمالا مستقیما از فورستریت ها ایجاد شده اند و به صورت دانه ای و پراکنده در زمینه به چشم می خورند. تجربیات آزمایشگاهی (بوخر و فری، ۱۹۹۴) شکل گیری مرمهای بروسیت دار در دمای ۴۵۰ تا ۶۵۰ درجه سانتی گراد و فشار زیر ۲ کیلو بار نشان داده است (دیاگرام ۲۰). بر اساس مطالعات وینکر (۱۹۷۶)، در شرایط دگرگونی دمای بالا (۶۰۰ تا بیش از ۸۰۰ درجه سانتی گراد) دولومیت به مجموعه بروسیت + کلسیت + CO<sub>2</sub> تجزیه می شود (شکل ۲۱). بر اساس پاراژنز کانی شناسی بروسیت + کلسیت، سنگهای دولومیتی، رخساره پیروکسن - هورنفلس را متحمل شده اند (قانع اردکانی و مکی زاده، ۱۳۸۷). در این مرم، کلسیتها با ماکل کلسیتی (شکل) و به صورت دانه های هم اندازه رشد یافته اند. فورستریت در تعدادی از نمونه ها مشاهده می گردد که گاه مستقیما به سرپانتین و بروسیت تبدیل گشته است. مجموعه کانیایی این سنگ شامل کلسیت+بروسیت±دولومیت±فورستریت±سرپانتین می باشد. در این سنگها نیز دو دسته پاراژنز مشاهده می شود. در پاراژنز اولیه در طی فرایندهای دگرگونی همبری- متاسوماتیسم، کلسیت+پریکلز+دولومیت+فورستریت تشکیل شده و پاراژنز آبدار ثانویه و در طی فرایندهای دگرگونی همبری- متاسوماتیسم گامه های بعدی بروسیت+سرپانتین تشکیل شده است.

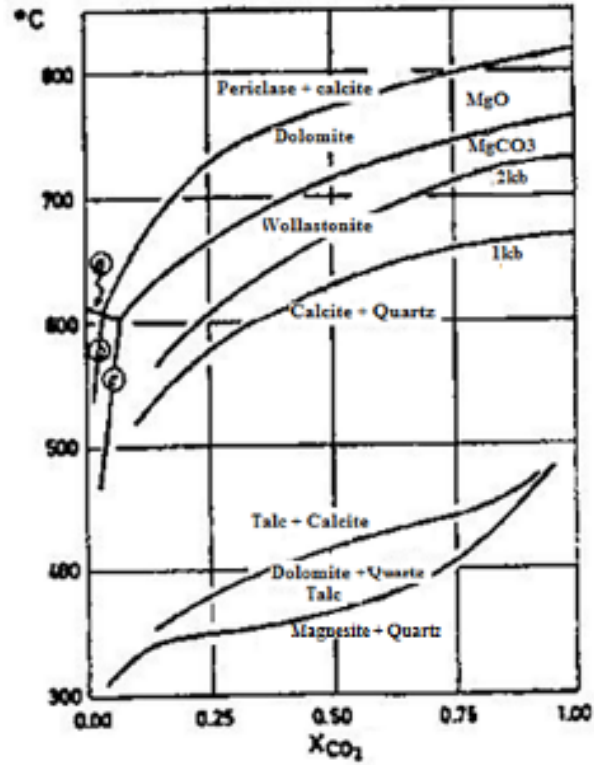


شکل ۱۸: مرم سرپانتین بروسیت دار (بروسیت در وسط و سرپانتین در اطراف آن و الیوین به صورت پراکنده در مقطع) (مرز ناپایدار بین سرپانتین و بروسیت). xpl100

شکل ۱۹: همیافتی سرپانتین (بی رفرنز آن کمتر و تیره تر) با بروسیت (روشن تر با ساختار رشته ای) xpl,200



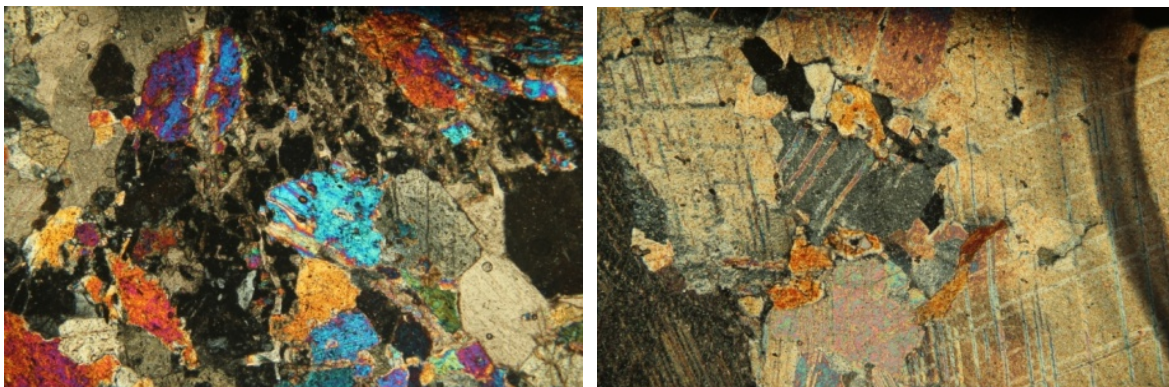
شکل ۲۰: روابط فازی TX موجود در مرمهای حاوی دولومیت و کلسیت اضافی، در فشار ثابت ۲ کیلو بار (Bucher and Ferry, 1994)



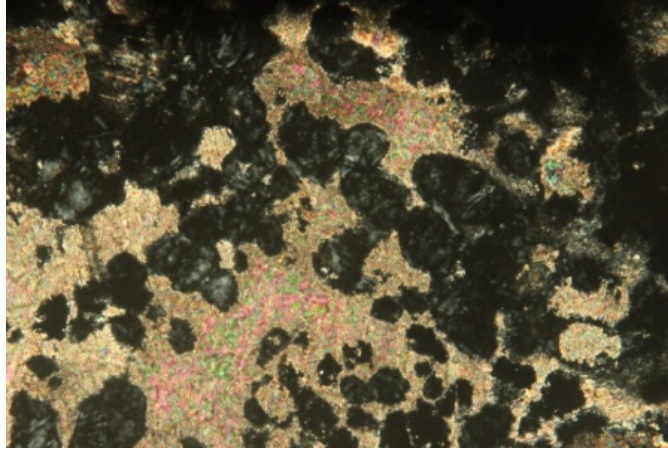
شکل ۲۱: منحنی های تعادل همفشاری واکنشهای گوناگون ( $X_{CO_2}$  مول جزئی  $CO_2$  در سیال تشکیل شده از  $CO_2 + H_2O$ )



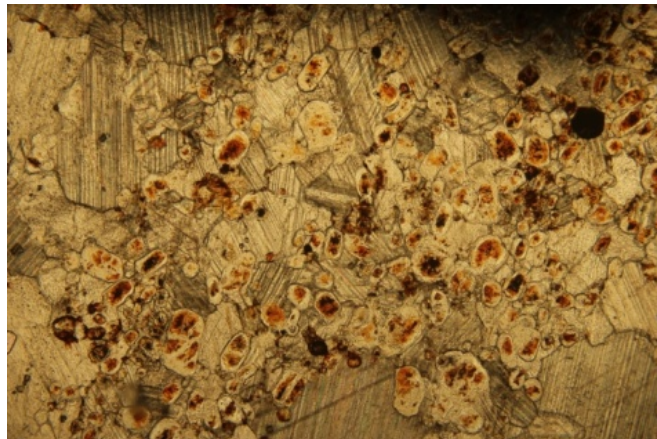
مجموعه کانمایی مرم‌های فورستریت دار شامل کلسیت، دولومیت، فورستریت، دیوپسید و سرپانتین می باشند (شکل ۲۲). بافت این مرم‌ها موزائیکی است. بر اساس داوودی (۱۳۷۷) این مرم‌ها را به لحاظ فراوانی کانی های سیلیکاته منیزیم و کلسیم دار می توان کلسی فایر نامید. در این سنگها فورستریت به صورت دانه های تقریبا گرد و کوچک به فراوانی یافت می شوند (شکل ۲۳). این کانی در امتداد شکستگی ها اغلب به سرپانتین دگرسان شده و گاه فقط بقایای اندکی از فورستریت به جا مانده است. در طی این فرایند، کانی اپاک نیز آزاد گشته است (شکل ۲۴). گاه سرپانتین کاملا جای فورستریت را اشغال کرده به طوری که صرفا شبحی از این کانی دیده می شود (بافت شبحی - Ghost texture). در برخی از این مرم‌ها که فورستریت کاملا به سرپانتین دگرسان شده اند، سنگی ایجاد می شود که فقط شامل کلسیت+ سرپانتین می باشد که اصطلاحا به ان افی کلسیت ( opicalcite ) گویند (داوودی، ۱۳۷۷). در این سنگها، گاه سرپانتین در امتداد رگه های استیلولیتی به جا مانده از سنگ مادر تشکیل یافته و سطوح استیلولیتی مرم‌ها را تعقیب کرده اند (شکل ۲۵) و گاهی نیز به صورت مستقل جانشین کلسیت ها شده اند (شکل ۲۶). در این مرم‌ها نیز دو دسته پاراژنز وجود دارد: پاراژنز کلسیت + فورستریت ± اسپینل تشکیل شده در گامه نخستین دگرگونی همبری- متاسوماتیسم و پاراژنز ثانویه سرپانتین + بروسیت که در گامه میانی و پایانی تشکیل شده اند. بر اساس قانعی اردکانی و مکی زاده (۱۳۸۷)، مرم‌های فورستریت دار منطقه می توانند در فشار ۱۰۰۰ بار و دمای ۵۴۴ درجه سانتی گراد و  $XCO_2$  حدود ۱ (وینکلر، ۱۹۷۶) شکل گرفته باشند.



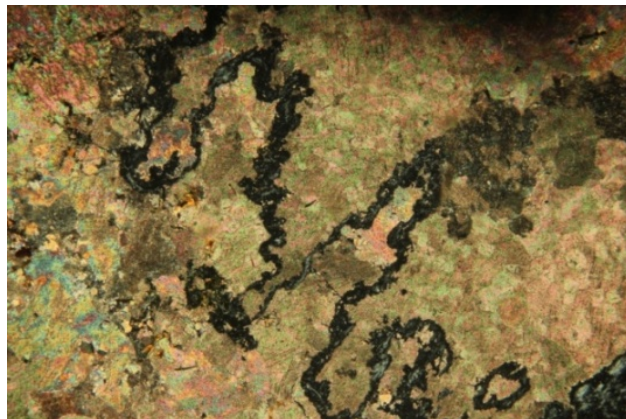
شکل ۲۲: بافت گرانوبلاستیک و حضور پیروکسن در مرم‌های فورستریت دار (بخشی از مقطع نشان از تبدیل مرم و تغییر آن به سمت اسکارنی شدن می باشد) - گارنت هم (ایزوتروپ) با برجستگی بالا داریم پیروکسن ها گاه در مقطع زیاد هستند / xpl 100



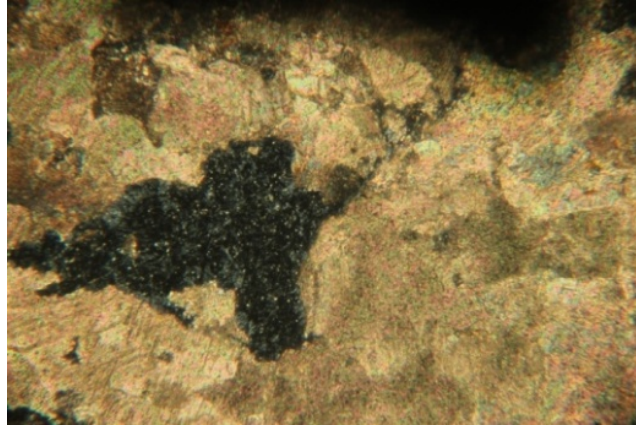
شکل ۲۳: xpl200 الیوین های سرپانتینی شده (احتمالا لیزاردیت) به صورت پراکنده در زمینه مرم: ها / بافت پویی کیلوبلاستیک در مرم /



شکل ۲۴: ppl 100 الیوین ها در زمینه مرمها که آهن آزاد کرده اند / الیوین های سرپانتین شده که کمی آهن آزاد کرده اند (با ترکیب احتمالا نزدیک به فایالیت)

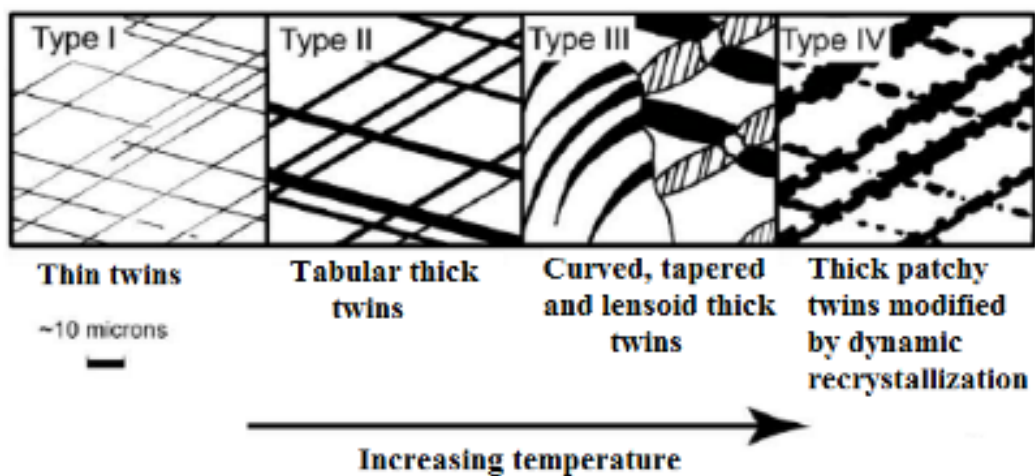


شکل ۲۵: مرم سرپانتین دار / یک استیلولیت سرپانتینی شده در زمینه مرم / ۵۰ XPL

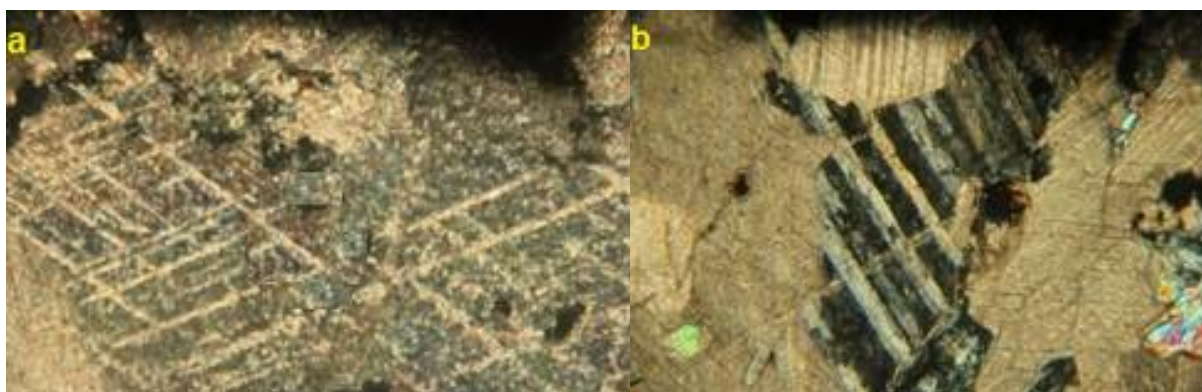


شکل ۲۶: سرپانتینی شدن (احتمالاً آنتی گوریت) به صورت مستقل و جانشین کلسیت (به صورت patch) (بزرگنمایی ۲۰۰)

شایان ذکر است یکی از سنجنده های قابل اعتماد برای تعیین حرارت، استفاده از هندسه ماکل ها (دوقلوها) و ریز ساختارهای کلسیت است. بر اساس معیار Ferrill et al. (2004) دگرشکلی کلسیت در دمای زیر ۴۰۰ درجه سانتی گراد از طریق ماکل شدگی مکانیکی صورت می گیرد (Groshong, 1988). از هندسه این ماکل ها به عنوان میزانی از دمای دگرشکلی استفاده می شود (Ferril, 1991, 1998, Groshong, 1988, Jamison & Spang, 1976, Burkhard, 1993 و Ferrill et al., 2004). در این راستا، ماکل (دوقلوهای) باریک با ستبرای کمتر از یک میکرون (۰.۰۰۱mm) - تیپ ۱- نوع (Burkhard, 1993) حرارت های زیر ۲۰۰ درجه و حرارت غالب ۱۷۰ درجه را مشخص می کنند. جایی که دوقلوهای عریض و پهن در مطالعه با میکروسکوپ پلاریزان قابل روئیت هستند (۱ میکرون - تیپ ۲) دمای بین ۲۰۰ تا ۳۰۰ درجه (Ferrill et al., 2004, Ferril, 1991, ) را نشان می دهند. ماکل های ستبر با هندسه خمیده تیپ ۳ نامگذاری می شوند که دماهای بالاتر از ۲۵۰ درجه سانتی گراد را نشان می دهند. در دماهای بالاتر از ۳۰۰ درجه، به دلیل تبلور دوباره دانه های کلسیت، مرز ماکل ها دنداندار و منقطع می شود (تیپ ۴ - Ferrill et al., 2004) (شکل ۲۷). در برش های نازک تهیه شده از مرمرها، ماکل شدگی کلسیت درون دانه های کلسیتی توسعه یافته است. بر پایه معیار Ferrill et al. (2004) شدت ماکل شدگی کلسیت اکثراً از نوع تیپ ۲ (دوقلوهای عریض و پهن) (شکل ۲۸) می باشند که بر پایه معیار Ferrill et al. (2004) تحمل دمای بین ۲۰۰ تا ۳۰۰ درجه سانتی گراد توسط دانه های کلسیتی سازنده مرمرها در منطقه نشان داده می شود.



شکل ۲۷: دیاگرام شماتیک نشانگر تاثیر حرارت بر روی دگرریختی در دوقلوی کلسیت (Ferrill et al., 2004), (Burkhard, 1993)



شکل ۲۸: (a) ماکل کلسیت xpl400 و (b) ماکل کلسیت xpl 200 (نوع ۲ بر اساس Ferril et al., 2004)

بر اساس مجموعه های کانایی مشاهده شده در سه دسته مرمر فوق الذکر و روابط متقابل کانی ها، توالی پاراژنتیک کانی ها بر اساس جدول ۱ پیشنهاد می گردد.

جدول ۱: توالی پاراژنتیکی کانی ها در مرمرهای منطقه مورد مطالعه

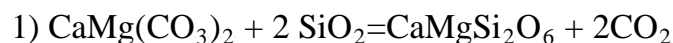
Minerals	Early dolomitization	Prograde metamorphism	Retrograde metamorphism		
		Peak Metamorphism	Hydration	Late carbonatization	Dedolomitization
Dolomite	██████████				
Diopside		██████████			
Serpentine			██████████		
Brucite				██████████	
Hydro-magnesite				██████████	
Calcite	██████			████████████████████	
Forsterite		██████████			
Talc			██████████		

### بررسی واکنش های دگرگونی:

مهمترین واکنش های دگرگونه انجام یافته در مرمرهای مورد مطالعه به صورت زیر میباشد:

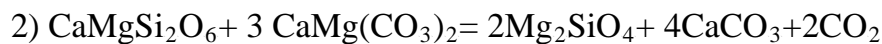
در محدوده حرارت و فشار دگرگونی درگامه اول دگرگونی همبری - متاسوماتیسم، جفت کانی دولومیت- کوارتز و کلسیت- کوارتز در سنگ آهک های دولومیتی و دولومیت ها با افزایش حرارت ایجاد می گردند. در طی دگرگونی پیشرونده، یکسری از واکنش های مرحله ای کربن زدایی (Decarbonation) رخ می دهد. واکنش های دگرگونی در اولین گامه دگرگونی همبری- متاسوماتیسم در مرمرها به صورت زیر می باشد:

در اولین مرحله با افزایش حرارت دگرگونی، دولومیت با کوارتز وارد واکنش شده و دیوپسید از طریق واکنش زیر تشکیل می شود:



SiO<sub>2</sub> مورد نیاز این واکنش احتمالاً از SiO<sub>2</sub> ناخالص در سنگ میزبان تامین میشود.

در مرحله بعدی فورستريت از طریق حذف و مصرف کامل دیوپسید می تواند با واکنش زیر پدید آید:

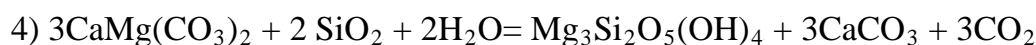


شایان ذکر است که فورستريت می تواند از واکنش مستقیم دولومیت با کوارتز از طریق واکنش زیر نیز حاصل گردد:



مجموعه دگرگونه گامه اول در اثر نفوذ ماگمای اسیدی تحت تاثیر قرار گرفته و کانی هایی چون سرپانتین و بروسیت در گامه دوم دگرگونی همبری- متاسوماتیسم در مرمرها تشکیل می گردند. واکنش های انجام یافته در گامه دوم همبری- متاسوماتیسم در مرمرها بدین قرار خواهد بود:

سرپانتین موجود در مقاطع به دو صورت سرپانتین های تراوشی و سرپانتین های جانشین الیوین مشاهده می گردد. تراوشی ها به صورت رگه ای و عدسی شکل دیده می شوند و گاه سطوح استیلولیتی مرمرها را تعقیب نموده اند. بر اساس شواهد میکروسکوپی این سرپانتین ها به خرج دولومیت و طبق واکنش زیر شکل گرفته اند:



هجوم سیالات داغ غنی از سیلیس با  $\text{XH}_2\text{O}$  بالا به درون دولومیت ها، سرپانتین های تراوشی را شکل داده است. این گونه سرپانتین ها هیچ همیافتی با الیوین ندارند.

سرپانتین های جانشینی الیوین، پسدومورف الیوین ها هستند. چرا که در همیافتی با این گونه سرپانتین ها، الیوین هایی که کاملاً سرپانتینی نشده یا کاملاً سالم مانده اند، هنوز دیده می شود. می توان در نظر گرفت که در ابتدای شوک حرارتی دگرگونی، فورستریت توسط واکنش زیر شکل گرفته است:



آنگاه در مرحله دوم فورستریت طبق واکنش زیر به سرپانتین تبدیل می شود.

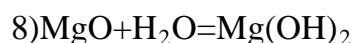


سرپانتین + بروسیت + فورستریت

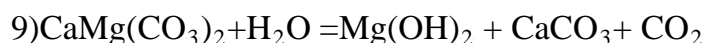
همزیستی بروسیت و سرپانتین در مقاطع را می توان به صورت زیر پیشنهاد نمود



با افزایش بسیار زیاد  $\text{XH}_2\text{O}$  در مرمرها، بروسیت می تواند به خرج پریکلز طبق واکنش زیر پدید می آید:



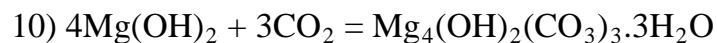
بروسیت همچنین می تواند طی دگرگونی حرارت پایین دولومیت ها و توسط واکنش زیر در  $\text{XH}_2\text{O}$  بالا حاصل شود.



در ممرهای گسترده مورد مطالعه واکنش ۹ جهت تشکیل بروسیت، قابل قبول تر می باشد.

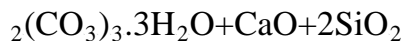
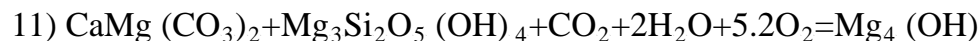
برای هیدرومینیزیت های جانیشینی در اطراف بروسیت و هیدرومینیزیت تشکیل شده به خرج سرپانتین می توان چنین

نوشت:



بروسیت

هیدرومینیزیت



به طور خلاصه از مطالعه واکنشهای انجام یافته در ممرها می توان دریافت که در گامه اول دگرگونی همبری -

متاسوماتیسم، غالباً در طول واکنش  $\text{CO}_2$  تولید می گردد. به عبارت دیگر این واکنش ها، کربن زدا بوده که در طی

آن  $\text{XCO}_2$  بالا می باشد. با افزایش زیاد  $\text{XCO}_2$ ، واکنش متوقف شده یا حتی جهت عکس را می پیماید. بنابراین برای

ادامه واکنش باید  $\text{CO}_2$  به نحوی از محیط خارج شود که این عمل یا از طریق درزه و شکافها و یا توسط رقیق شدن

محلول توسط آب یا دیگر سازنده های فرار صورت می گیرد. در گامه اول (دگرگونی پیشرونده) تشکیل دیوپسید و

فورستريت ± پریکلز انجام میپذیرد که این کانی ها همگی بدون آب می باشند. واکنشهای رخ داده در گامه دوم اساساً

نیازمند وجود  $\text{H}_2\text{O}$  و  $\text{SiO}_2$  می باشد که از طریق محلولهای غنی از آب و سیلیس مربوط به ماگمای اسیدی تامین می

گردد. این واکنش ها در  $\text{XCO}_2$  پایین و مقادیر بالای  $\text{XH}_2\text{O}$  رخ می دهند که منجر به تبدیل پارائزهای بی آب گامه

اول به پارائز آبدار گامه بعدی می گردد. بر اساس دیاگرام ۱۱ می توان ذکر نمود که پایداری محدود سرپانتین در فشار ۱

کیلو بار به سیالاتی با  $\text{XCO}_2 < 0.3$  و بروسیت به سیالات  $\text{XCO}_2 < 0.07$  منحصر می شود. با توجه به محدوده پایداری

سرپانتین و بروسیت می توان چنین نتیجه گرفت که در ممرهای منطقه با چنین مجموعه کانیایی، تراوش فراوان  $\text{H}_2\text{O}$

در مراحل انتهایی رخ داده است.

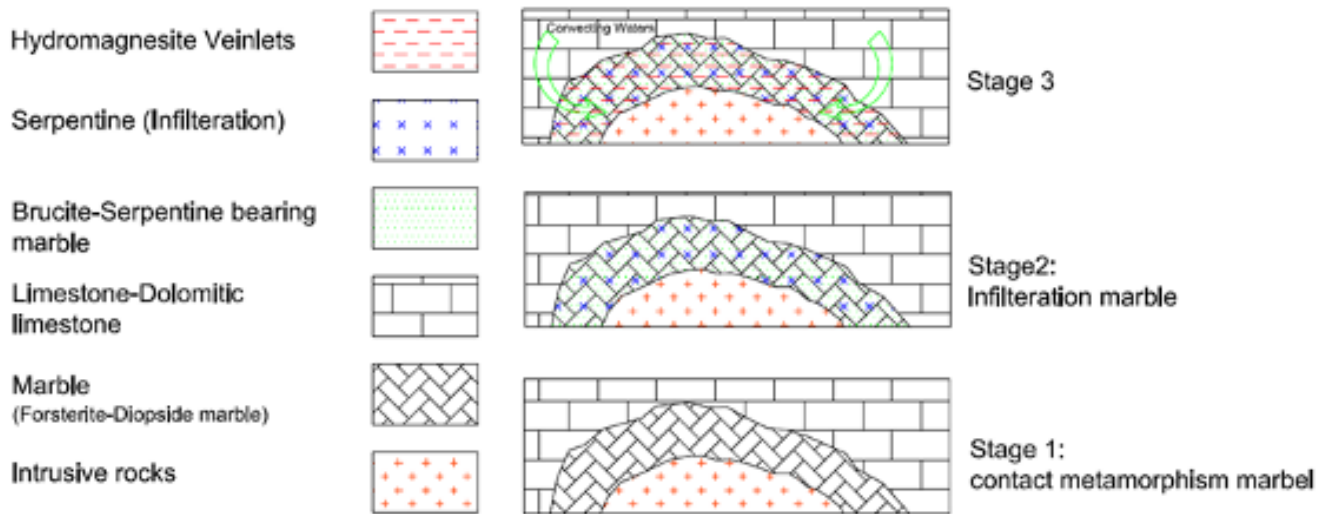
نتیجہ گیری



## نتایج:

از بررسی های انجام گرفته بر روی مرمرهای گستره مورد مطالعه می توان نتایج زیر را بیان نمود: از نفوذ ماگمای بازیک در سنگ آهک دولومیتی شده تفت در اثر دگرگونی همبری- متاسوماتیسم گامه اول، مرمر و اسکارنها پدیدار گشته اند. در اسکارن و مرمرهای منطقه دو دسته پاراژنز کانی های خشک و آبدار منطبق بر دو گامه دگرگونی همبری- متاسوماتیسم وجود دارد. دسته اول شامل کانی های بی آب در گامه اول و دسته دوم که با کانی های آبدار همچون بروسیت و سرپانتین مشخص می گردد که نیاز به مواد فرار و آب (حاصل از ماگمای اسیدی سرشار از سیال) دارد. تکامل دگرگونی و رخداد دگرگونی پسرونده در مرمرهای باقی آباد به خوبی مشخص می باشد. به عبارتی واکنش های دگرگونی در این مرمرها و در مقیاس میکروسکوپی به خوبی قابل مشاهده می باشد.

بر مبنای پاراژنهای کانیاپی ۱- مرمرهای باقی آباد را می توان پلی ژنیک در نظر گرفت که بر مبنای روابط پاراژنتیکی کانی ها می توان تحول کانیاپی مرمرها را مطابق مدل شماتیک (شکل ۲۹) در نظر گرفت. داده ها نشان می دهد که کانی سازی در ۴ مرحله کربناتی شدن، آگیری، کربناته شدن مجدد و آگیری نهایی انجام شده است ۲- شکل گیری هیدرومنیزیت در ارتباط با واکنش های تاخیری کربنات زایی می باشد. ۳- با توجه به مجموعه کانیاپی مرمرهای منطقه با توجه به محدوده پایداری سرپانتین و بروسیت، تراوش فراوان  $H_2O$  در مراحل انتهایی رخ داده است. ۴- کانی سازی در بخشی از مرمرها تحت تاثیر سیالات کانی ساز به شکل تراوشی (infiltration) انجام شده است و در برخی موارد به مرحله پرشدگی شکاف ها (open space filling) توسط سرپانتین منجر شده است ۵- توسعه و شکل گیری جریانهای همرفت تحت تاثیر نفوذ توده های نفوذی، جنبش های گسلی و شوک حرارتی دگرگونی در واکنش های تاخیری کانی سازی موثر بوده است و در حقیقت مراحل مختلف کانی سازی در منطقه به سبب رخداد عوامل فوق صورت گرفته است. ۶- ترمومتری انجام شده بر اساس هندسه ماکل های کلسیت (۲۰۰ تا ۳۰۰ درجه سانتی گراد) نشان دهنده دمای نهایی (دمای تاخیری) پایداری کلسیت و تشکیل مرمر می باشد. به عبارتی این دما، دمای تبلور کربناتها می باشد که بعد از شکل گیری مینرالهای دما بالا در طی فرایند قهقرایی تثبیت شده اند.



شکل ۲۹: مدل شماتیک ارائه شده برای مراحل تشکیل مرمرهای منطقه باقی آباد

منابع

## منابع:

- تقی پور، ب.، ۱۳۹۰، خاستگاه کانیه‌های صنعتی منیزیم دار (بروسیت - هیدرومنیزیت) در مرمرهای چندزادی باقی آباد، یزد، فصلنامه زمین شناسی ایران، سال پنجم، شماره ۱۷، ص ۶۱-۷۱
- داوودی، ف.، ۱۳۷۷، پژوهش‌های سنگ شناختی اسکارنهای منطقه شیرکوه استان یزد . پایان نامه کارشناسی ارشد پتروولوژی، دانشگاه اصفهان
- سبزه ای، م.، روشن روان، ج.، ناظم زاده شعاعی، م.، علائی مهابادی، س.، ۱۳۶۵، گزارش اکتشافات فلدسپات و کائولن در منطقه یزد، مدیریت زمینشناسی منطقه جنوب خاوری مرکز کرمان، ۶۲.
- کوهساری، ا.ح.، ۱۳۸۰، کانی شناسی مرمرهای بروسیت دار، حاشیه شرقی باتولیت شیر کوه (غرب استان یزد) ، مجله بلورشناسی و کانی شناسی ایران، شماره ۲، ص ۱۱۷-۱۲۵
- مکی زاده، م.ع.، ۱۳۸۷، بررسی کانی شناسی و پتروولوژیکی اسکارنهای ایران مرکزی - استان یزد ، رساله دکتری، دانشگاه شهید بهشتی.
- نوربهشت، ا.، مکی زاده، م.ع. و شرافت، ش.، ۱۳۷۵، مطالعه کانی شناسی اسکارن کوه در KuheDor با تاکید بر کانی کمیاب کلینتونیت، کوهستان شیرکوه یزد، مجله بلورشناسی و کانی شناسی ایران، شماره ۴ ، ص ۳۷-۴۶.
- Aleksandrov, S.M., 1998, Geochemistry of skarn and ore formation in dolomites, VSP BV, 300P.
- Artemyev, D. A., Zaykov, V. V., 2010, The types and genesis 707 of opicalcites in Lower Devonianolistostromes at cobalt-bearing massive sulfide deposits in the West Magnitogorsk paleoisland arc (South Urals). Russian Geology and Geophysics, Vol: 51, No:7, p:750-763.
- Berberian, M., King, G. C. P., 1981, Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. Canadian Journal of Earth Sciences: Vol: 18, p: 210-265.
- Berberian, M., 1981, Active faulting and tectonics of Iran. In: H.K. Gupta, F.M.D., ed., Zagros-Hindu Kush-Himalaya Geodynamic Evolution: Washington D.C., American Geophysical Union: p: 33-69.
- Bucher, K., Frey, M., 1994, Petrogenesis of metamorphic rocks: Springer-Verlag, Berlin, 318 p.

Bucher, K. and Nurminen, K., 1982, On the mechanism of contact aureole formation in dolomitic country rock in the Adamello intrusion (north Italy); *American Mineralogist*, Vol: 67, p: 110-117.

Burkhard, M., 1993- Calcite twins, their geometry, appearance and significance as stress-strain markers and indicators of tectonic regime: a review. *Journal Structural Geology*, Vol: 15, p: 351–368.

Camille Clerc, C., Boulvais, P., Lagabrielle, Y., Blanquat, M. D., 2014, Ophicalcites from the northern Pyrenean belt: a field, petrographic and stable isotope study. *International Journal of Earth Sciences*: Vol: 103, No: 21, p: 141-163.

Dickson, J.A.D., 1966, Carbonate identification and genesis as revealed by staining, *Journal Sedimentary petroleum*, p: 491-505.

Ferrill, D. A., 1991, Calcite twin widths and intensities as metamorphic indicators in natural low-temperature deformation of limestone, *Journal of Structural Geology*, Vol: 13, p: 667–676.

Ferrill, D. A., 1998, Critical re-evaluation of differential stress estimates from calcite twins in coarse-grained limestone, *Tectonophysics*, Vol: 285, p: 77-86

Ferrill, D. A., Morris, P. A., Evans, M. A., Burkhard, M., Groshong, J. R. H., Onasch, C. M., 2004, Calcite twin morphology: a low-temperature deformation geothermometer. *Journal of Structural Geology*, Vol: 26, p: 1521-1529.

Forster, H., 1978, Mesozoic-Cenozoic metallogenesis in Iran, *Journal of the Geological society of London*, Vol: 135, p: 443-445.

Früh-Green, G., Weissert, H., Bernoulli, D., 1990, A multiple fluid history recorded in Alpine ophiolites. *Journal of the Geological Society*, Vol: 147, No: 6, p: 959-970.

Ghorbani, M., 2013, *Economic Geology of Iran, Mineral deposits and natural resources*. Springer Geology, 569p.

Groshong, R. H., 1988- Low temperature deformation mechanisms and their interpretation. *Geological Society of America Bulletin*, Vol: 100, p: 1329- 1360.

Øvereng, O., 2000, Granasen, a dolomite-brucite deposit with potential for industrial development, *NGU Bulletin*, Vol: 436, p: 75-84.

Peters, T., 1963, *Mineralogie und petrographie des Totalserpentins bei Davos*. Schweizerische Mineralogie Petrographie Mittelungen, Vol: 43, p: 529-685.

Jamison, W. R., Spang, J. H., 1976, Use of calcite twin lamellae to infer differential stress, *Geological Society of America Bulletin*, Vol: 87, p: 868-872.

Knipper, A. L., Sharas'kin, A. Y., 1998, Exhumation of the upper-mantle and lower-crust rocks during rifting. *Geotektonika*, Vol: 5, p: 19-31.

Lavoie, D., Cousineau, P.A., 1995, Ordovician ophiolites of southern Quebec Appalachians - a proposed early sea-floor tectonosedimentary and hydrothermal origin. *Journal of Sedimentary Research*: Vol: 65, p: 337–347.

Nabavi, M.H., 1972, Geological quadrangle map of Yazd, 1:250,000; Geological Survey of Iran, No. H9, Geological Survey of Iran, Tehran.

Ryazantsev, A.V., Razumovskii, A.A., Kuznetsov, N.B., Kalinina, E.A., Dubinina, S.V., Aristov, V.A., 2007b, The geodynamic nature of serpentinitic melanges in the South Urals. *Byull MOIP Seriya Geol*, Vol: 82, No:1, p: 32–47

Simandl, G. J., Paradis, S., 2008, Brucite — uses exploration guidelines and selected grass-root exploration targets, *Industrial Mineral, CIM Bulletin*, Vol: 101, No: 1106, p: 1-20.

Stöcklin, J., 1968, Structural history and tectonics of Iran: a review. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, Vol: 52, No:7, p: 1229-1258.

Taghipour, B., Mackizadeh, M.A., Moore, F. 2011, Paragenetic relationships of clintonite and spinel in Central Iran skarns as evidence of the formation of clintonite. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie*, Vol: 259, p: 217–229.

Treves, B., Hickmott, D., Vaggelli, G., 1995, Texture and microchemical data of oceanic hydrothermal calcite veins northern Apennines ophiolites. *Ophioliti*, Vol: 20, p:1-22.

Treves, B. E., Harper, G. D., 1994, Exposure of serpentinites on ocean floor. Sequence of faulting and hydrofracturing in the Northern Apennine ophiolites. *Ophioliti*, Vol: 19, p: 435-466.

Trommsdorff, V., Evans, B. W., Pfeifer, H.R., 1980, Ophiocarbonate rocks: metamorphic reactions and possible origin. *Archive Science Geneve*, Vol: 33, p: 361-364.

Winkler, H.G.F., 1976, *Petrogenesis of metamorphic rocks*, Springer-Verlag, New York, 348P.

**Abstract:**

The studied area is located at the southwest of Yazd in Central Iran zone. The exposed rock complexes in this area are divided to 4 groups such as: Shirkuhbatholite (lower cretaceous), sedimentary rocks (upper Jurassic to lower Cretaceous), basic and acidic intrusive rocks and finally marbles and skarns. The following contact metamorphic zone can be seen from intrusive rocks to country rocks: basic rocks, plagioclase-clinopyroxene zone, melilite zone, fassaite-spinel zone, pricase zone and dolomitic limestone. Studied marbles are classified as calcitic marbles, brucite-bearing marbles and forsterite-serpentine bearing marbles. Mineralogy, minerals paragenesis and evolution of these marbles have been investigated. Calcite+dolomite+forsterite+serpentine+talc+brucite+hydromagnesite are their mineral assemblages. Based on calcite twin's geometry, marbles have undergone the temperature formation between 200 to 300 ° C. Two stages of contact- metamorphism and metasomatism has occurred in these marbles. Anhydrous minerals have been occurred in the first stage by decarbonation reactions and hydrous minerals are formed in Second stage by invading of H<sub>2</sub>O bearing fluids. Based on paragenetic relationships of minerals, there are four stages of mineralization including carbonation, dehydration, de-carbonation and final dehydration. Brucite is formed by desilicification of serpentines. Hydromagnesite is formed at the expense of dolomite, brucite and serpentine. Brucite and hydromagnesite can be found together in dolomitic marble. So these marbles can be a good option for extraction of magnesium.

**Keywords:**metasomatism, metamorphism, marble, Taft, Central Iran

