

بِسْمِ اللَّهِ الرَّحْمَنِ الرَّحِيمِ



دانشکده علوم زمین

پایان نامه کارشناسی ارشد زمین شناسی اقتصادی

زمین شناسی، کانی شناسی، ژئوشیمی
و ژنز کانه زایی آهن در منطقه ماجراد
(جنوب شرق شاهرود)

نگارنده: مائده عبدالهی سروی

اساتید راهنما:

دکتر محمود صادقیان - دکتر فرج الله فردوست

مهر ۱۴۰۰

شماره: ۹۳۴۵

تاریخ: ۹/۸

ویرایش:

باسمه تعالی
فرمهای ارزیابی پایان نامه
کارشناسی ارشد مربوط به
ورودیهای ۹۲ به بعد



مدیریت تحصیلات تکمیلی

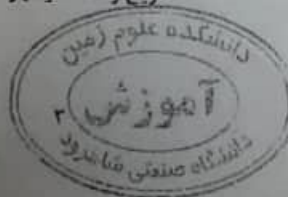
فرم شماره (۲) صورتجلسه نهایی دفاع از پایان نامه دوره
کارشناسی ارشد

با نام و یاد خداوند متعال، ارزیابی جلسه دفاع از پایان نامه کارشناسی ارشد خانم مائده عبدالحی سروری با شماره دانشجویی ۹۸۰۸۴۶۴ رشته زمین‌شناسی گرایش اقتصادی تحت عنوان زمین‌شناسی کانی‌شناسی، ژئوشیمی و ژئوکنه‌زایی آهن در منطقه ماجراد (جنوب‌شرق شاهرود) که در تاریخ ۱۴۰۰/۷/۲۶ با حضور هیأت محترم داوران در دانشگاه صنعتی شاهرود برگزار شد به شرح ذیل اعلام می‌گردد:

الف) درجه عالی: نمره ۱۹-۲۰ ☐		ب) درجه خیلی خوب: نمره ۱۸/۹۹-۱۸ ☐	
ج) درجه خوب: نمره ۱۶-۱۷/۹۹ ☒		د) درجه متوسط: نمره ۱۴-۱۵/۹۹ ☐	
ه) کمتر از ۱۴ غیر قابل قبول و نیاز به دفاع مجدد دارد ☐		نوع تحقیق: ☐ نظری ☐ عملی	
عضو هیأت داوران	نام و نام خانوادگی	مرتبه علمی	امضاء
۱- استاد راهنمای اول	دکتر فرج الله فردوست	استادیار	
۲- استاد راهنمای دوم	دکتر محمود صادقیان	دانشیار	
۳- استاد مشاور	-	-	
۴- استاد داور اول	دکتر مسعود علی پور اصل	استادیار	
۵- استاد داور دوم	دکتر فردین موسیوند	استادیار	
۶- نماینده تحصیلات تکمیلی	دکتر مریم شبی	استادیار	

نام و نام خانوادگی رئیس دانشکده: دکتر رمضان رمضانی اومالی

تاریخ و امضاء و مهر دانشکده:



تهدنامه

اینجانب **مأده عبدالهی سروی** دانشجوی دوره کارشناسی ارشد رشته زمین شناسی اقتصادی دانشکده علوم زمین دانشگاه صنعتی شاهرود نویسنده پایان نامه زمین شناسی، کانی شناسی، ژئوشیمی و ژنز کانه زایی آهن در منطقه ماجراد (جنوب شرق اهرود) تحت راهنمایی دکتر فرج الله فردوست و محمود صادقیان متعهد می شوم.

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

تاریخ

امضای دانشجو

مالکیت نتایج و حق نشر

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

اندیس آهن ماجراد، بخشی از مجموعه پی‌سنگی نئوپروتوزوئیک پسین (ادیاکارن) - کامبرین پیشین ماجراد است که با متاکربنات‌ها و متابازیت‌ها همراه است. مجموعه پی‌سنگی ماجراد علاوه بر متاکربنات و متابازیت‌ها، مقادیری متاپلیت و متاسامیت و متاریولیت را شامل می‌شود. در واقع سنگ‌های مادر مجموعه سنگی ماجراد، یک توالی آتشفشانی - رسوبی بوده است که در طی دگرگونی ناحیه‌ای نوع باروین تا رخساره آمفیبولیت (از لحاظ شرایط دما و فشار) دگرگون شده‌اند. اندیس آهن ماجراد، در واقع یک کانسنگ آهن دگرگون شده است. کانه‌های اصلی سازنده اندیس ماجراد، عمدتاً هماتیت و گوتیت هستند.

نتایج آنالیز XRD سه نمونه از کانسنگ ماجراد این موضوع را تأیید می‌کند، در ضمن، مقادیر (اندکی کلسیت، ژپس یا انیدریت)، کوارتز و سریسیت (یا موسکوویت) نیز همراه کانسنگ‌های آهن ماجراد یافت شده است. آنالیز نقطه‌ای به کمک دستگاه FESEM در بیش از ۱۵۰ نقطه موارد فوق را تأیید می‌کند و همچنین شواهد بسیار زیبایی از ریزساخت‌های اندیس آهن ماجراد را به نمایش گذاشته است از جمله: متحدالمرکز، نواری، گلوله‌ای یا تمشکی، داربستی و نهایتاً توده‌ای یا متراکم. همچنین نتایج آنالیز شیمیایی نقطه‌ای، بر تشکیل کانه‌های اکسید آهن حاوی منگنز (۳ تا ۶/۵ درصد) و موارد نادری از کانه‌های سرشار از منگنز (تا حدود ۴۰ درصد MnO) (پیرولوزیت یا پسیلوملان) دلالت دارد. نتایج آنالیز نقطه‌ای، وجود مقادیر اندکی ژپس (یا انیدریت)، کلسیت و سریسیت (یا مسکوویت) را در کانسنگ آهن ماجراد تأیید می‌کند.

نتایج آنالیز شیمیایی سنگ کل شش نمونه از کانسنگ‌های آهن ماجراد مبین آن است که مقدار FeO و Fe_2O_3 کانسنگ آهن ماجراد به ترتیب از ۴۰ تا ۵۵ درصد و از ۱۵ تا ۲۵ درصد متغیر است. بقیه عناصر از جمله V, Co و Ti از فراوانی کمی برخوردار هستند. MnO دارای مقدار قابل توجهی است و با درصد فراوانی Fe_2O_3 همبستگی مثبت نشان می‌دهد. مقادیر کمی Ba, Al و S نیز در کانسنگ آهن ماجراد یافت می‌شود.

در مجموع می‌توان گفت اندیس آهن ماجراد دارای ترکیب غالب هماتیستی است و از کیفیت بالایی برخوردار است. مقدار سایر اکسیدها از جمله CaO و Al_2O_3 , SiO_2 , BaO به ندرت از ۵ درصد فراتر می‌رود. با توجه به وضعیت رخنمون کانسنگ آهن ماجراد و راه‌های دسترسی آسان به آن‌ها و سهولت استخراج به روش روباز، این اندیس دارای ارزش اقتصادی خوبی هست. برآورد اولیه معرف حداقل ۵۰۰۰ تن کانسنگ آهن در اندیس ماجراد می‌باشد. کانسنگ اولیه ماجراد، در ارتباط با فعالیت‌های آتشفشانی زیردریایی تشکیل شده است و حاصل خروج سیالات سرشار از آهن به درون محیط آب و تبلور یا نهشته شدن آنها می‌باشد. کانسارهای گل‌گهر سیرجان یکی از موارد شاخصی از کانه‌زایی آهن است که با کانه‌زایی آهن در منطقه ماجراد تشابه زیادی دارد. در منطقه جنوب شرق شاهرود، کانه‌زایی آهن و منگنز در ارتباط با مجموعه پی‌سنگی نئوپروتوزوئیک پسین، در شمال آغل پروبال و آغل سرخ تول (جنوب دوچاه)، شرق و جنوب شرق آغل ابولجی، و هلالان در شمال غرب معلّمان نیز مشاهده و گزارش شده است. در نهایت اندیس آهن ماجراد را می‌توان کانی‌زایی مرتبط با فعالیت‌های آتشفشانی دور از منشأ به حساب آورد.

کلمات کلیدی: نئوپروتوزوئیک پسین، متاکربنات، متابازیت‌ها، کانه‌زایی، کانسار، ماجراد.

فهرست مطالب

فصل ۱: کلیات

- ۱-۱ مقدمه ۲
- ۲-۱ موقعیت جغرافیایی و راه‌های دسترسی به اندیس آهن ماجراد ۲
- ۳-۱ شرایط آب و هوایی و پوشش گیاهی ۴
- ۴-۱ وضعیت معیشتی ۶
- ۵-۱ زمین ریخت‌شناسی ۶
- ۶-۱ مطالعات انجام شده قبلی ۷
- ۷-۱ طرح مساله و هدف از مطالعه ۸
- ۸-۱ روش مطالعه ۸

فصل ۲: زمین‌شناسی منطقه

- ۱-۲ مقدمه ۱۲
- ۲-۲ زمین‌شناسی عمومی ۱۴
- ۳-۲ واحدهای سنگی مجموعه آذرین - دگرگونی ماجراد ۱۴
- ۴-۲ زمین‌شناسی سنگ‌های دگرگونی نئوپروتوزوئیک پسین - پرکامبرین آغازین (?) ۱۶
- ۵-۲ کواترنری ۲۹

فصل ۳: پتروگرافی

- ۱-۳ مقدمه ۳۲
- ۲-۳ متابازیت‌ها ۳۳
- ۳-۳ متاپلیت‌ها ۳۵

۳۸.....	۴-۳ متاپسامیت‌ها
۳۹.....	۵-۳ متاکربنات‌ها
۴۱.....	۶-۳ گرانیت‌ها
۴۳.....	۷-۳ متاریولیت‌ها

فصل ۴: کانی‌شناسی، ساخت و بافت

۴۶.....	۱-۴ مقدمه
۴۶.....	۲-۴ کانی‌شناسی
۴۸.....	۱-۲-۴ کانی‌های اصلی
۵۲.....	۲-۲-۴ کانی‌های فرعی
۵۵.....	۴-۲-۴ کانی‌های باطله
۶۰.....	۳-۴ ساخت و بافت کانسنگ
۶۶.....	۴-۴ توالی پاراژنتیکی

فصل ۵: ژئوشیمی

۷۰.....	۱-۵ مقدمه
۷۱.....	۲-۵ تحلیل نتایج آنالیزهای شیمیایی
۷۸.....	۳-۵ شیمی کانی‌ها

فصل ۶: الگو تشکیل، نوع کانه‌زایی، نتیجه‌گیری و پیشنهادات

۱۰۲.....	۱-۶ مقدمه
۱۰۲.....	۲-۶ شواهد ژنتیکی موجود در ارتباط با کانه‌زایی
۱۰۳.....	۳-۶ ارائه مدل ژنتیکی کانسار آهن ماجراد
۱۰۵.....	۴-۶ مقایسه کانسار آهن ماجراد با کانسارهای شاخص آهن ایران و جهان

۵-۶ مقایسه کانسار آهن ماجراد با تیپ آتش فشانی - رسوبی ۱۰۷

۶-۶ پیشنهادات ۱۰۸

منابع ۱۰۹

فهرست جداول

جدول ۳-۱	علائم اختصاری کانی‌ها بر اساس نام‌گذاری استاندارد (Kretz, 1983).....	۳۲
جدول ۴-۱	نتایج حاصل از آنالیز XRD سه نمونه از کانسنگ‌های متعلق به اندیس آهن ماجراد.....	۴۷
جدول ۴-۲	توالی پاراژنری کانسار آهن ماجراد.....	۶۷
جدول ۵-۱	نتایج حاصل از آنالیز XRD سه نمونه از کانسنگ‌های متعلق به اندیس آهن ماجراد.....	۷۰
جدول ۵-۲	نتایج ژئوشیمیایی به روش XRF نمونه‌های آهن بر حسب PPM.....	۷۲
جدول ۵-۴	مشخصات کلی نمونه‌های مورد بررسی، مختصات جغرافیایی محل برداشت آن‌ها و تعداد نقطه آنالیز شده به روش FESEM برای هر نمونه.....	۷۹
جدول ۵-۵	نتایج حاصل از آنالیز نقطه‌ای کانسنگ‌های آهن ماجراد با تأکید بر مقدار آهن.....	۸۱
جدول ۵-۶	نتایج حاصل از آنالیز نقطه‌ای کانسنگ‌های آهن ماجراد با تأکید بر مقدار آهن و منگنز.....	۸۷
جدول ۵-۷	نتایج حاصل از آنالیز نقطه‌ای کانسنگ‌های آهن ماجراد با تأکید بر مقدار آهن، منگنز و سیلیسیم.....	۸۸
جدول ۵-۸	نتایج حاصل از آنالیز نقطه‌ای کانی‌های باطله همراه کانسنگ‌های آهن ماجراد به ویژه کلسیت و ژیپس یا انیدریت.....	۹۰
جدول ۵-۹	نتایج حاصل از آنالیز نقطه‌ای کانی‌های باطله همراه کانسنگ‌های آهن ماجراد به ویژه کلسیت و ژیپس یا انیدریت.....	۹۱
جدول ۵-۱۰	نتایج حاصل از آنالیز نقطه‌ای مسکوویت‌های باریم‌دار (یا سریسیت‌های باریم‌دار) موجود در کانسنگ‌های آهن ماجراد.....	۹۲

فهرست اشکال

- شکل ۱-۱: تصویر ماهواره‌ای منطقه جنوب بیارجمند و راه‌های به منطقه مورد مطالعه (ماجراد) بر روی آن نشان داده است. ۳
- شکل ۱-۲: تصویر ماهواره‌ای منطقه مورد مطالعه در مقیاس بزرگتر ۳
- شکل ۱-۳: موقعیت منطقه مورد مطالعه بر روی نقشه زمین‌شناسی ایران (الف و ب) نقشه تفصیلی دسترسی به منطقه ماجراد ۴
- شکل ۱-۴: نهشته‌های آبرفتی جوان که در حاشیه‌های مسیر آبراهه دارای بهم پیوستگی و سخت شدگی است و می‌توان آن را تراس رودخانه‌ای به حساب آورد. نهشته‌های آبرفتی جوان تر و فاقد استحکام در بستر مسیر آبراهه تمرکز پیدا کردند، و به عنوان رسوبات آبراهه‌ای به حساب می‌آیند. ۵
- شکل ۱-۵: نمایی از پوشش بوته‌زاری و شترهای در حال چرا در بیابان‌های ماجراد ۵
- شکل ۱-۶: نمایی از ریخت‌شناسی خشن منطقه ماجراد که مرتبط با رخنمون سنگ‌های کربناته دگرگون شده (مرمرها) می‌باشد. ۶
- شکل ۲-۱: الف- پراکندگی بلوک‌های قاره‌ای غرب آسیا در بازه زمانی ۷۵۰ میلیون سال. ب- موقعیت ابرقاره گندوانا در بازه زمانی ۵۰۰ میلیون سال و موقعیت ایران در حاشیه شمالی این ابرقاره برگرفته از (Li et al., 2017) و پ- تصویر ماهواره‌ای از سرزمین‌های گندوانایی در اروپا و خاورمیانه و موقعیت سرزمین‌های پی‌سنگی ایران برگرفته از (Honarmand et al, 2017). ۱۳
- شکل ۲-۲: نقشه زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه که بر اساس تصاویر گوگل ارث و بازدیدهای صحرایی تهیه و ترسیم شده و ایستگاه‌های نمونه‌برداری بر روی آن مشخص شده است (ویس کرمی، ۱۳۹۷) ۱۵
- شکل ۲-۳: شکل ۲-۳ نقشه زمین‌شناسی تفصیلی منطقه مورد مطالعه ۱۶
- شکل ۲-۳: تصاویری از ویژگی‌های بارز متابازیت‌های مجموعه دگرگونی ماجراد: الف- دورنمایی از همراهی متابازیت‌ها و متاکربنات‌ها. ب- تصویری از ساختار بالشی حفظ شده در آمفیبولیت‌های جنوب آغل سیاه‌تول. پ- آمفیبولیت‌های دارای چین‌خوردگی ریزمقیاس. ث- تصویری از ریزچین‌ها در آمفیبولیت‌های جنوب آغل سیاه‌تول. پ- آکتینولیت‌های درشت دارای ساختار پاپیونی در آکتینولیت شیبست‌های باختر مزرعه ماجراد و ج- ساخت نواری ناشی از تشکیل لوکوسوم (نوارهای روشن) و ملانوسم (نوارهای تیره) در آمفیبولیت‌های خاور معدن مس ماجراد. ۱۸
- شکل ۲-۴: تصاویری از ویژگی‌های بارز متاپلیت‌های مجموعه دگرگونی ماجراد: الف- نمونه‌های دستی فیلیت‌ها با سطوح براق و متورق. ب- توسعه ریزچین در سطح فیلیت‌ها. پ- نمونه دستی از میکاشیست‌ها با سطوح براق که ناشی از تمرکز بالای مسکویت در سطح این سنگ‌ها است. ت- تصویری از میکاشیست‌ها به شکل ساختار طاق‌دیس مانند در کنار متاکربنات‌ها و ث- گارنت میکاشیست‌های دارای درشت بلورهای گارنت، به تمرکز گارنت‌ها در سطح سنگ به صورت نوارهای پرگارنت و کم گارنت توجه کنید. ۲۰
- شکل ۲-۵: تصویر ماهواره‌ای نشان‌دهنده رخنمون گنیس‌ها به همراه دیگر سنگ‌های مجموعه دگرگونی - آذرین ماجراد. ۲۱

- شکل ۲-۶: تصاویری از ویژگی‌های بارز گنیس و گرانیتهای آناتکسی مجموعه ماجراد: الف- گنیس میلونیتی، لایه‌های روشن و تیره به صورت نوارهای بسیار ظریف در کنار هم مشاهده می‌شود، در بخش‌های تیره میزان بیوتیت و در بخش‌های روشن فراوانی آلکالی فلدسپار بیشتر است. ب و پ - گنیس میلونیتی با پورفایروبلاست درشت ارتوز در سطح سنگ. ت و ث - گرانیتهایی موضعی ناشی از ذوب متاپلیت‌ها و ج - تورمالین‌زایی موضعی در گنیس‌ها. ۲۳
- شکل ۲-۷: تصاویری از رخنمون صحرایی متاپسامیت‌ها و توسعه برگوارگی و چین‌خوردگی در این سنگ‌ها. ۲۴
- شکل ۲-۸: الف- تصویری از متاکرینات‌های منطقه ماجراد که تحت تأثیر دگرگونی لایه‌های ظریف در آن‌ها تشکیل شده است، در لایه‌های مزبور اختلاف رنگ و اندازه کانی‌ها کاملاً مشهود است. ب و پ- تصاویری از همبری متاکرینات‌ها و متابازیت‌ها در مجموعه ماجراد، به سطوح تماس منحنی توجه شود. ۲۵
- شکل ۲-۹: الف و ب - تصاویری از گسل‌خوردگی و گوژ گسلی در مرم‌های کوه ماجراد. پ و ت- کانه‌زایی مس به صورت ملاکیت و آزوریت در متاکرینات‌های معدن فیروزه ماجراد. ۲۶
- شکل ۲-۱۰: تصویر ماهواره‌ای نشان‌دهنده رخنمون متاریولیت‌ها در کنار متاکرینات‌ها و گابرویدیوریت‌ها در شمال تنگه ماجراد. ۲۷
- شکل ۲-۱۱: الف و ب - دورنمایی از رخنمون متاریولیت‌ها در کنار مرم‌های دولومیتی و گابرویدیوریت‌ها در شمال تنگه ماجراد. پ - رگچه‌های سیلیسی همراه متاریولیت‌ها. ت- متاریولیت‌ها با خطوارگی و برگوارگی بارز، ث و ج - نمایی از بلاستوفیرهای کوارتز که در سطح متاریولیت‌ها مشاهده می‌شوند. ۲۸
- شکل ۲-۱۲: (الف) نمایی از آبرفت‌های عهد حاضر (تراس آبرفتی) ب) نمای نزدیک از رسوبات جوان ماجراد ۳۰
- شکل ۳-۱: الف - آکتینولیت شیست. ب آمفیبولیت، پ و ت- بلورهای ماهی‌شکل هورنبلند. ث و ج - برگوارگی بارز ناشی از حضور هورنبلند در آمفیبولیت‌ها، چ و ح - گارنت و هورنبلند در گارنت آمفیبولیت‌ها. ۳۴
- شکل ۳-۲: تصاویری از ریزساخت‌های اسلیت‌ها و فیلیت‌ها. ۳۶
- شکل ۳-۳: تصاویری از ویژگی‌های بارز میکاشیست‌ها و گارنت میکاشیست‌های ماجراد ساختار میکاماهی، پورفایروبلاست-های گارنت و فابریک لپیدوبلاستی و پورفایروولپیدوبلاستی. ۳۷
- شکل ۳-۴: تصاویری از ویژگی‌های بارز گنیس‌های ماجراد: الف- ساب‌گرین شدن کوارتز. ب - پورفایروبلاست‌های گارنت، پ- میکاماهی و ت- آلانیت با منطقه‌بندی ترکیبی. ۳۸
- شکل ۳-۵: الف، ب و پ - تصاویری از متاپسامیت‌های میلونیتی با پورفایروکلاست‌هایی از فلدسپار پتاسیم در خمیره‌ای از کوارتز بازتبلور یافته. به فابریک سطوح C و S در این تصاویر توجه شود و ت - تصویری از تجمع کوارتزهای باز تبلور یافته با برگوارگی مورب ناشی از سرسیت و فلدسپار ریزدانه. ۳۹
- شکل ۳-۶: الف و ب- بلورهای درشت کلسیت با رخ‌های رمبوندی واضح در کنار اپیدوت و کوارتز در متاکرینات‌های ماجراد. پ - نمایی نزدیک از رخ‌های رمبوندی کلسیت و ت- رگچه پرشده با ملاکیت در متاکرینات‌های منطقه ماجراد. ۴۱
- شکل ۳-۷: بافت پرتیت شعله‌ای در ارتوکلاز. ب- تبلور مجدد کوارتز درون بلورهای ارتوز و ساب‌گرین شدن کوارتز. پ - تبدیل ارتوز به میکروکلین در اثر تنش‌های تکتونیکی و ت - بلور پلاژیوکلاز با آثاری از خردشدگی ریز مقیاس در شرایط شکننده که با کوارتز پر شده است (بافت ساب‌ماگمایی). ۴۲

شکل ۳-۸: الف ب و پ - تصاویری از حضور بلاستوفیرهای آلکالی فلدسپار و تشکیل سریسیت در حاشیه‌های آن‌ها. ت - بلور پلاژیوکلاز و رگه‌های پر شده با کوارتز درون آن و آثاری از خردشدگی ریز مقیاس در شرایط شکننده. ث - کوارتز با بافت خلیج‌خوردگی که توسط موزائیکی از دانه‌های تبلوردوباره یافته احاطه شده‌است، به خاموشی موجی، دانه‌ریز شدن (ساب‌گرین شدن)، بافت لپیدوبلاستی ناشی از حضور سریسیت‌ها توجه نمایید و ج - تبلور دوباره کوارتز درون پورفایروکلاست‌های آلکالی فلدسپار. ۴۴

شکل ۴-۱: نمودارهای ۳ نمونه مورد مطالعه (XRD الف) نمونه ۵. ب) نمونه ۴. پ) نمونه ۲. ۴۷

شکل ۴-۲: الف) در نور پلاریزه هماتیت به رنگ قهوه‌ای تیره مشاهده می‌شود. ب) در نور طبیعی هماتیت به رنگ تقریباً سفید مشاهده می‌شود. ۴۹

شکل ۴-۳: الف، ب) در نور طبیعی گرفته شده و رنگ گوتیت خاکستری است. ب، ت) در نور پلاریزه گرفته شده است و رنگ گوتیت با انعکاس داخلی قرمزقهوه‌ای است. ۵۰

شکل ۴-۴: الف، ب) لیمونیت به رنگ زرد مشخص است. ۵۱

شکل ۴-۵: الف، ب) رنگ مگنتیت خاکستری روشن و مقداری صورتی روشن است. ۵۲

شکل ۴-۶: الف) در نور طبیعی پیریت اکسید شده است، پیریت هماتیته شده و در حاشیه گوتیتی شده است. شکل کوبیک است. ب) در نور پلاریزه پیریت به رنگ سیاه و شکل کوبیک به خوبی نشان می‌دهد. ۵۳

شکل ۴-۷: الف، ب) رنگ سفید اکسید منگنز، رنگ خاکستری گوتیت است. ۵۵

شکل ۴-۸: الف، ب) در نور پلاریزه ۲ بخش دانه‌ریز و بلورین مشخص است و اکسید آهن (هماتیت) شکاف پر کرده است. ۵۶

شکل ۴-۹: الف) کسیدهای آهن رگچه‌های باریک موجود در سنگ پر کرده اند و علاوه بر آن در اطراف حفرات کلسیتی تجمع پیدا کرده اند. ب) نمای نزدیک که اکسید آهن (مگنتیت) اطاف دانه‌های کلسیتی پر کرده است. ۵۶

شکل ۴-۱۰: الف، ب، پ، ت) دانه‌های کوارتز با نمای نزدیک مشخص است. ۵۸

شکل ۴-۱۱: الف، ب) در نور پلاریزه نمای دور و نزدیک از اسفن ب) در نور طبیعی نمای دور و نزدیک از اسفن. ۶۰

شکل ۴-۱۲: الف هماتیت بصورت دانه پراکنده است. ب) اکسید منگنز (رنگ سفید) و باطله (رنگ سیاه) است. ۶۱

شکل ۴-۱۳: الف، ب) این بافت در لیمونیت مشخص است. ۶۲

شکل ۴-۱۴: الف، ب) بافت نردبانی و داربستی در کانسنگ آهن ماجراد مشخص است. ۶۲

شکل ۴-۱۵: هماتیت در امتداد شکستگی‌ها و حاشیه توسط گوتیت جایگزین یا جانشین شده است. ۶۳

شکل ۴-۱۶: الف، ب) حاشیه تبدیل به هماتیت شده، و هنوز کامل تبدیل نشده. ۶۳

شکل ۴-۱۷: تصاویری از جانشینی هماتیت توسط گوتیت و لیمونیت. به بافت داربستی این نمونه توجه فرمایید. ۶۴

شکل ۴-۱۸: الف، ب) در کوارتز بافت چشمی ایجاد شده است. ۶۴

شکل ۴-۱۹: الف، ب) ریز چین در مقاطع میگروسکوپی شیت‌ها نشان می‌دهد. ۶۵

شکل ۴-۲۰: الف، ب، پ، ت، ج) نمونه‌های بافت پورفایروکلاست مشخص است. ۶۵

شکل ۵-۱: هیستوگرام نشان دهنده تغییرات درصد عناصر فرعی سازنده کانسنگ آهن ماجراد. ۷۲

- شکل ۵-۲: هیستوگرام نشان دهنده تغییرات درصد اکسیدهای سازنده کانسنگ آهن ماجراد. ۷۳
- شکل ۵-۳: نمودار تغییرات درصد وزنی اکسیدهای عناصر اصلی کانسنگ آهن ماجراد ۷۴
- شکل ۵-۴: - نمودارهای تغییرات مقادیر عناصر فرعی موجود در کانسنگ آهن ماجراد در مقابل درصد Fe_2O_3 . مقادیر فرعی بر حسب PPM می باشد. ۷۶
- شکل ۵-۵: نمودارهای نشان دهنده تغییرات اکسیدهای عناصر اصلی در مقابل Fe_2O_3 در نمونه های کانسنگ آهن متعلق به اندیس آهن ماجراد. ۷۶
- شکل ۵-۶: نمودارهای مثلثی نشان دهنده ارتباط بین اکسیدهای MnO , TiO_2 , P_2O_5 و عناصر Cr , V , Co در کانسنگ آهن ماجراد. ۷۷
- شکل ۵-۷: نمودار تغییرات عناصر فرعی به هنجار نسبت به گوشته اولیه برای نمونه های متعلق به کانسنگ آهن اندیس ماجراد. ۷۷
- شکل ۵-۸: تصویری از دستگاه FESEM مدل Sigma 300- HV موجود در آزمایشگاه دانشگاه صنعتی شاهرود. ۷۹
- شکل ۵-۹: تغییرات مقادیر Fe_2O_3 , FeO در نقاط آنالیز شده به روش نقطه ای بر روی مقاطع نازک صیقلی و صیقلی متعلق به اندیس آهن ماجراد. ۸۴
- شکل ۵-۱۰: تغییرات مقادیر Fe_2O_3 , FeO در نقاط آنالیز شده به روش نقطه ای بر روی مقاطع نازک صیقلی و صیقلی متعلق به اندیس آهن ماجراد. ۸۵
- شکل ۵-۱۱: تغییرات مقادیر Fe_2O_3 , FeO در نقاط آنالیز شده به روش نقطه ای بر روی مقاطع نازک صیقلی و صیقلی متعلق به اندیس آهن ماجراد. ۸۶
- شکل ۵-۱۲: تغییرات مقادیر MnO در نقاط آنالیز شده به روش نقطه ای بر روی مقاطع نازک صیقلی و صیقلی متعلق به اندیس آهن ماجراد. ۸۸
- شکل ۵-۱۳: نمودار نشان دهنده تغییرات درصد Si در کانسنگ های آهن ماجراد. به پایین بودن مقدار درصد سیلیسیم توجه نمایید. ۹۰
- شکل ۵-۱۴: در اینجا میزان پراکندگی عناصر نمونه ۴ نمایش می دهد. الف، تصویر SEM بخشی از نمونه شماره ۴. ب) نقشه کلی عناصر. پ) نقشه توزیع عنصری آهن. ت) نقشه توزیع عنصری منگنز. ث) نقشه توزیع عنصری سیلیس. ج) نقشه توزیع عنصری منیزیم. ۹۳
- شکل ۵-۱۵: تصاویری از بافت کلوفرمی و ساختار رشدی متحدالمرکز و در برخی موارد سوزنی شکل کانه های آهن دار (تهیه شده توسط دستگاه FESEM). به ساختار گلوله ای یا تمشکی برخی از کانه های سازنده، کانسنگ آهن توجه نمایید. ۹۴
- شکل ۵-۱۶: تصاویری از بافت متحدالمرکز کانه های اکسیدهای آهن دار که در مقیاس میکرونی. توجه نمایید و در ضمن هر حلقه از تعداد زیادی بلورهای سوزنی شکل اکسیدهای آهن تشکیل شده است. ۹۴
- شکل ۵-۱۷: در این تصویر نقاط آنالیز شده دارای ترکیب کلسیت و سیدریت هستند. ۹۵

- شکل ۵-۱۸: الف) نمای کلی از بافت شانه‌ای. ب) با توجه به آنالیز نقطه‌ای نقاط ۵، ۶، ۷ و ۸، این نمونه در نقاط مورد نظر دارای ترکیب سیدریتی است. ۹۵
- شکل ۵-۱۹: نقشه‌های توزیع عنصری در بخشی از مقطع نازک صیقلی تهیه شده از کانسنگ آهن‌دار ماجراد (نمونه شماره ۵). الف و ب) نقشه توزیع کلی پراکندگی عناصر. پ) نقشه توزیع عنصری کربن، ت) نقشه توزیع عنصری کلسیم، ث) نقشه توزیع عنصری آهن، ج) نقشه توزیع عنصری گوگرد، و چ) نقشه توزیع عنصری اکسیژن. کانی مورد توجه در این تصاویر ژئپس یا انیدریت است که با وفور گوگرد و کلسیم مشخص می‌گردد. ۹۶
- شکل ۵-۲۰: بر اساس آنالیزهای نقطه‌ای صورت گرفته، بلورهای کوتاه و منشوری شکل که در این تصاویر دیده می‌شود دارای ترکیب غنی از کلسیم و گوگرد می‌باشند که به نظر می‌رسد ژئپس یا انیدریت باشند (به نقاط شماره ۱۸ تا ۲۴ جدول شماره ۴-۶). ۹۷
- شکل ۵-۲۱: تصاویری دیگر از تشکیل گویچه‌ها و تجمعات حاوی اکسیدهای آهن بر روی بستری از بلورهای کلسیت در بلورهای کلسیت رخ‌های لوزی شکل به وضوح دیده می‌شوند. ۹۸
- شکل ۵-۲۲: الف- تصاویری از حضور مسکوویت (سریسیت) باریم‌دار در نمونه شماره ۵، ب- نقشه‌های توزیع عنصری در بخشی از کانسنگ آهن ماجراد (نمونه شماره ۵). در این تصاویر کانی ورقه‌ای شکل مسکوویت (سریسیت) باریم‌دار به وضوح دیده می‌شود. نقشه‌های Si, Al, K موید این موضوع می‌باشد. الف) نقشه توزیع کلی عناصر، ب) تصویری از مسکوویت (سریسیت) باریم‌دار در نمونه شماره ۵، پ) تصویر نشان دهنده محل نقاط آنالیز شده بر روی همین کانی، ت) نقشه توزیع سیلیسیم، ث) نقشه توزیع آلومینیوم، ج) نقشه توزیع کربن، چ) نقشه توزیع پتاسیم، ح) نقشه توزیع اکسیژن، خ) نقشه توزیع آهن. ۹۹
- شکل ۵-۲۳: تصاویر دیگری از حضور مسکوویت باریم‌دار در مقیاسی بزرگتر و با وضوح بیشتر. ۱۰۰

فصل اول

کلیات

۱-۱ مقدمه

اولین آهن شکل گرفته که توسط بشر در دوره پیش از تاریخ مصرف شد از شهاب سنگ‌ها آمده بود. ذوب آهن در کوره‌ها در هزاره دوم پیش از میلاد شروع شد، آثار مکشوفه از آهن ذوب شده از ۱۲۰۰-۱۸۰۰ پیش از میلاد در هند و در مشرق از حدود ۱۵۰۰ سال پیش از میلاد بدست آمد که گمان می‌رود ناشی از ذوب آهن در آناتولی یا قفقاز بوده‌است. چدن برای اولین بار در حدود ۵۵۰ سال پیش از میلاد در چین تولید شد اما در اروپا تا سال‌های قرون وسطا ناشناخته بود، در طول دوران قرون وسطی ابزاری در اروپا کشف شد که از آهن شکل یافته از چدن (Pig Iron) با استفاده از ریخته‌گری زیور آلات تولید شده بودند، برای تمام این فرآیندها از زغال چوب به عنوان سوخت استفاده شد. فولاد (نسبت به چدن دارای کربن کمتری است و در ضمن دارای شکل‌پذیری بیشتری است، اولین بار در دوران باستان تولید شد. روش‌های تازه تولید آن به وسیله میله‌های کربنیزه کردن آهن در فرآیند سیمانی کردن در قرن هفدهم بعد از میلاد ابداع شد. در انقلاب صنعتی روش‌های جدید تولید آهن بدون زغال چوب ابداع شد و این روش‌ها بعداً در تولید فولاد مورد استفاده قرار گرفتند. در اواخر دهه ۱۸۵۰، هنری بسمر فرآیند جدیدی برای ساخت فولاد اختراع کرد که شامل دمیدن هوا از روی چدن مذاب برای تولید فولاد نرم بود. این فرآیند دمیدن هوا به چدن، و دیگر فرآیندهایی که بعداً تکمیل کننده این فرآیند است و بعد از آن منجر به آن شد که دیگر آهن شکل یافته تولید نشود.

۱-۲ موقعیت جغرافیایی و راه‌های دسترسی به اندیس آهن ماجراد

منطقه ماجراد در ۱۵۰ کیلومتری جنوب شرق شاهرود، در محدوده‌ای با مختصات جغرافیایی ۵۶° ۲' ۱۸" تا ۵۶° ۴' ۱۷" طول شرقی و ۳۵° ۴۸' ۴۷" تا ۳۵° ۴۹' ۴۵" عرض شمالی در ۴ کیلومتری شمال شرق روستای ماجراد واقع شده است و بخشی از پهنه ساختاری ایران مرکزی است. این محدوده بخشی از نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ ابریشم رود (نواب مطلق، ۱۳۸۳) را به خود اختصاص می‌دهد. تنها راه ارتباطی آسفالته، جاده شاهرود - بیارجمند - احمدآباد می‌باشد، دیگر جاده‌های ارتباطی همگی از نوع خاکی و محلی می‌باشند، که در شکل (۱-۱) قابل مشاهده است.

X= 379652
Y- 3979135

X= 455958
Y= 3980005



X= 389720
Y= 3955245

x= 449355
Y= 3950902

شکل ۱-۱ تصویر ماهواره‌ای منطقه جنوب بیارجمند و راه‌های به منطقه مورد مطالعه (ماجراد) بر روی آن نشان داده است.

X= 309711
Y= 4036684

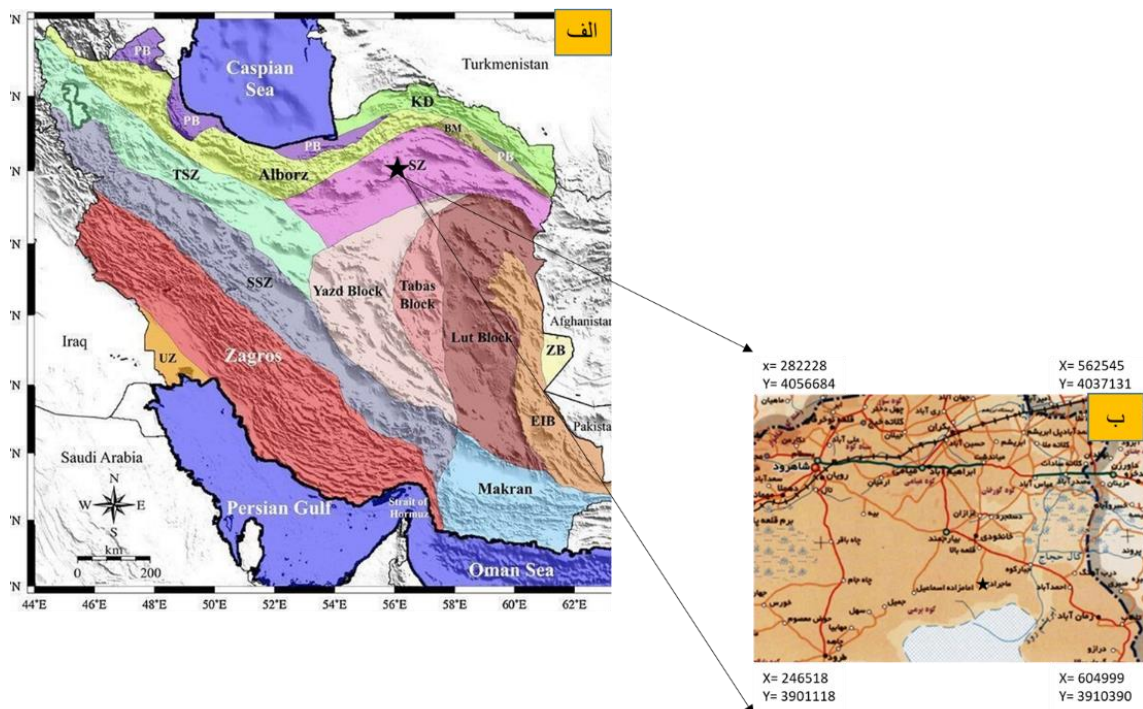
x= 496104
Y= 4030980



X= 325829
Y= 3942456

X= 474193
Y= 3939829

شکل ۲-۱ تصویر ماهواره‌ای منطقه مورد مطالعه در مقیاس بزرگتر



شکل ۳-۱- موقعیت منطقه مورد مطالعه بر روی نقشه زمین‌شناسی ایران (الف و ب) نقشه تفصیلی دسترسی به منطقه ماجراد.

۳-۱ شرایط آب و هوایی و پوشش گیاهی

آب و هوا حاکم بر منطقه، خشک و نزدیک به آب و هوای کویری است. بیشترین درجه حرارت در تابستان به ۴۴ درجه سانتی‌گراد بالای صفر و کمترین آن در زمستان‌ها به ۱۵ درجه سانتی‌گراد زیر صفر می‌رسد. میانگین بارش سالیانه حدود ۱۱۰ میلی‌متر است.

مهمترین پوشش گیاهی منطقه مانند پونه، آویشن، کتیرا، بوته‌ها و درختچه‌های گز، تاغ، کاروان‌کش و درمنه هستند. منطقه مورد مطالعه بخشی از پارک ملی حفاظت شده توران است که بزرگترین ذخیره زیست کره در ایران به شمار می‌آید. در این منطقه ۴۱ گونه پستاندار، ۱۶۷ گونه پرنده، ۴۲ گونه خزنده و ۲ گونه دوزیست شناسایی شده‌اند که شاخص‌ترین آنها یوزپلنگ آسیایی و گورخر ایرانی می‌باشند. سایر جانوران این ذخیره‌گاه عبارتند از گرگ، شغال، روباه قرمز، کفتار راه‌راه، پلنگ ایرانی، کاراکال، گربه وحشی یا دشتی، گربه شنی، گربه پالاس که از انواع بسار نادر گربه‌سانان، جبیر، آهو،

پازن، قوچ، هویره، زاغ بور، بحری، دلیجه، کبک، تیهو، بلدرچین، عقاب دشتی، چاخلق، کبوترچاهی، یاکریم، شاهبوف، سبزه قبادی هندی، دم جنبانک ابلق، سنگ چشم دم سرخ، اردک بلوطی، حواصیل، کرکس مصری، سارگلپر و انواع گنجشک. خزندگانی مانند آگاماها، سمندرها، اسکینکها و بزمجهها در این منطقه وجود دارند. رودخانه دائمی و قابل توجهی در این منطقه وجود ندارد و تنها گهگاه سیلابهای بهاری و آبراهه‌های فصلی در آن گسترش دارند.



شکل ۴-۱ نهشته‌های آبرفتی جوان که در حاشیه‌های مسیر آبراهه دارای بهم پیوستگی و سخت شدگی است و می‌توان آن را تراس رودخانه‌ای به حساب آورد. نهشته‌های آبرفتی جوان تر و فاقد استحکام در بستر مسیر آبراهه تمرکز پیدا کردند، و به عنوان رسوبات آبراهه‌ای به حساب می‌آیند.



شکل ۵-۱ نمایی از پوشش بوته‌زاری و شترهای در حال چرا در بیابانهای ماجراد

۴-۱ وضعیت معیشتی

در جنوب منطقه مورد مطالعه روستای مخروبه ماجراد قرار دارد. که در حال حاضر فاقد سکنه می‌باشد. در ضمن به علت کمبود منابع آبی و دور از دسترس بودن و قرارگیری در محدوده پارک ملی توران، هیچ استعدادی برای پذیرش جمعیت انسانی وجود ندارد.

۵-۱ زمین ریخت‌شناسی

از نظر زمین ریخت‌شناسی منطقه ماجراد را می‌توان به دو بخش دشت و ارتفاعات تقسیم نمود. رخنمون‌های سنگی به ویژه واحدهای مرمری آهکی ارتفاعات و مناطق سخت‌گذر را به خود اختصاص می‌دهند. در بخش کم ارتفاع و دشتی نیز غالباً محصولات تخریبی فرسایشی نشأت گرفته از واحدهای سنگی را شامل می‌شود، و به محدوده زمانی پلیوسن تا زمان حال، تعلق دارند.



شکل ۶-۱ نمایی از ریخت‌شناسی خشن منطقه ماجراد که مرتبط با رخنمون سنگ‌های کربناته دگرگون شده (مرمرها) می‌باشد.

۱-۶ مطالعات انجام شده قبلی

در ارتباط با کانی‌زائی آهن منطقه ماجراد تاکنون مطالعه جامعی صورت نگرفته است و فقط در راستای رساله دکتری خانم مرضیه ویس کرمی مطالعات اندکی در ارتباط با آن صورت گرفته است.

واحدهای سنگی مورد نظر بخشی از نقشه‌های ۱:۱۰۰۰۰۰ ابریشم‌رود و دره دایی (قاسمی و حاجی حسینی، ۱۳۸۳) را به خود نیز اختصاص می‌دهند، با توجه به شرح این نقشه‌های زمین‌شناسی، سنگ‌های محدوده مورد مطالعه به صورت سنگ‌های دگرگونی شامل انواع شیست‌ها با میان لایه‌های مرمری می‌باشند، البته سن نسبت داده شده به این سنگ‌ها با یافته‌های جدید، همخوانی ندارد.

- هوشمندزاده (۱۳۵۷) سنگ‌های دگرگونی ناحیه ترود را به پرکامبرین نسبت داده است. این سنگ‌ها بیشتر از نوع گنیس، آمفیبولیت و شیست‌های گارنت و هورنبلنددار بوده و در رخساره آمفیبولیت دگرگون شده‌اند. این مجموعه به طور دگرشیب توسط سنگ‌های رسوبی تریاس - ژوراسیک پوشیده شده است. البته این سنگ‌ها دگرگونی ضعیفی در حد رخساره شیست‌سبز را متحمل شده‌اند و پلیت‌ها به اسلیت و فیلیت تبدیل شده‌اند.

- کرمی (۱۳۸۲) مجموعه دگرگونی دلبر (جنوب شرق بیارجمند) را به دو بخش مجزا تقسیم نموده است. بخش زیرین مجموعه‌ای متنوع از انواع گنیس و میکاشیست با مناظر میگماتیستی، ارتوآمفیبولیت و پارا-آمفیبولیت به سن قبل از ژوراسیک‌زیرین (احتمالاً پرکامبرین)، را شامل می‌شود که در محدوده دگرگونی درجه بالا در رخساره آمفیبولیت میانی - فوقانی و زون سیلیمانیت فوقانی دگرگون شده است. بخش پوشاننده این توالی شامل تناوبی از نهشته‌های ژوراسیک متشکل از کنگلومرا، ماسه‌سنگ، شیل، سیلتستون، میان‌لایه‌هایی از گدازه‌های آندزی - بازالتی، آهک‌های مارنی و شیلی نازک‌لایه و آهک‌های ضخیم‌لایه است که در محدوده دگرگونی درجه پایین در رخساره شیست‌سبز دگرگون شده‌اند.

- ملک‌پور علمداری (۱۳۸۴)، پتروفابریک و سن سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای، کوه‌های علاءالدین و ملحدو (جنوب شرق شاهرود) را مورد مطالعه قرار داده است. سن سنجی ایزوتوپی U-Pb زیرکن در مورد گرانیته‌ها و گنیس‌های میلونیتی شده سن‌های ۵۳۰ تا ۵۵۰ میلیون سال را نشان داده است.

- حسن‌زاده و همکاران (۲۰۰۸) تاریخچه پالئوژئوگرافی، ماگماتیسم و جایگاه سنی مجموعه‌های آذرین و دگرگونی قدیمی ایران را مورد مطالعه و بررسی قرار داده‌اند. سن‌سنجی‌های متعددی به روش U-Pb بر روی مجموعه‌های قدیمی ایران توسط این محققین صورت گرفته و دامنه سنی نئوپروتروزوئیک‌پسین تا کامبرین آغازی برای آن‌ها به دست آمده است. مناطق دلبر، بندهزارچاه و شترکوه از جمله این مناطق پی‌سنگی می‌باشند و تعلق داشتن آن‌ها به سرزمین‌های گندوانایی ایران محرز است.

- نقشه‌های زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ خارتوران (نوایی، ۱۳۶۵) و جاجرم (ناظر، ۱۹۹۲)، ۱:۱۰۰۰۰۰ ابریشم‌رود (نواب مطلق، ۱۳۸۳) ۱:۱۰۰۰۰۰ دره‌دایی (قاسمی و حاجی‌حسینی، ۱۳۸۳) توسط سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی چاپ و منتشر شده است.

۱-۷ طرح مساله و هدف از مطالعه

در این تحقیق سعی خواهد شد در پرتو مطالعات صحرایی، کانی‌شناسی، دگرسانی و ژئوشیمی ارتباط کانه‌زایی آهن با سنگ‌های همراه یا میزبان آن مشخص گردد. به‌طور کلی اهداف مورد نظر از این پژوهش عبارتند از:

- بررسی شکل هندسی پیکره ماده معدنی
- بررسی کانی‌شناسی، ساخت و بافت اندیس آهن ماجراد
- تعیین تیپ کانه‌زایی و ارائه الگوی تشکیل و کنترل کننده اصلی آن.
- ارائه کلیدهای اکتشافی جهت پی‌جویی کانه‌زایی مشابه احتمالی در مقیاس ناحیه‌ای

۸-۱ روش مطالعه

۱-۸-۱ گردآوری اطلاعات

- تهیه و مطالعه کتب و مقالات در زمینه موضوع پایان نامه
- گردآوری اطلاعات مربوط به منطقه شامل نقشه‌های زمین‌شناسی و توپوگرافی، عکس‌های هوایی و تصاویر ماهواره‌ای و نیز بررسی کلیه گزارشات و مقالاتی که به نحوی در ارتباط با منطقه مورد مطالعه، نواحی اطراف و موضوع می‌باشند.
- مطالعه نقشه‌های زمین‌شناسی و بررسی تصاویر ماهواره‌ای به منظور آگاهی از زمین‌شناسی ناحیه‌ای منطقه مورد مطالعه.
- برنامه‌ریزی جهت انجام مطالعات صحرایی (شامل امور فنی، اداری، تدارکاتی و ...)

۲-۸-۱ مطالعات صحرایی

- بازدیدهای صحرایی
- تهیه نقشه زمین‌شناسی اندیس ماجراد بر اساس تصاویر ماهواره‌ای و مشاهدات صحرایی.
- بررسی دقیق افق‌های کانه‌دار، شکل هندسی پیکره‌های معدنی در مقیاس‌های رخنمون و نمونه دستی.
- شناسایی و تفکیک دقیق واحدهای سنگی و چگونگی ارتباط آن‌ها با یکدیگر.

۳-۸-۱ مطالعات آزمایشگاهی و دفتری

- تهیه ۱۳ عدد مقطع نازک، ۶ عدد مقطع نازک - صیقلی و ۶ عدد مقطع صیقلی جهت شناخت کانی‌ها و کانه‌ها و بافت آن‌ها در مقیاس میکروسکوپی.
- آنالیز ۳ نمونه به روش پراش اشعه ایکس (XRD جهت مطالعه و تعیین دقیق کانی‌ها و کانه‌ها).
- آنالیز شیمیایی ۶ نمونه به روش XRF.
- آنالیز نقطه‌ای ۹ نمونه به روش SEM (۱۷۰ تا نقطه).

- دسته بندی، پردازش، ارائه و تحلیل داده‌ها با استفاده ArcGis, Google Erth, GCD Kit, SPSS.

- تجزیه و تحلیل نتایج حاصل از آنالیز نمونه‌های برداشت‌شده، نتیجه‌گیری و تدوین پایان‌نامه.

فصل دوم

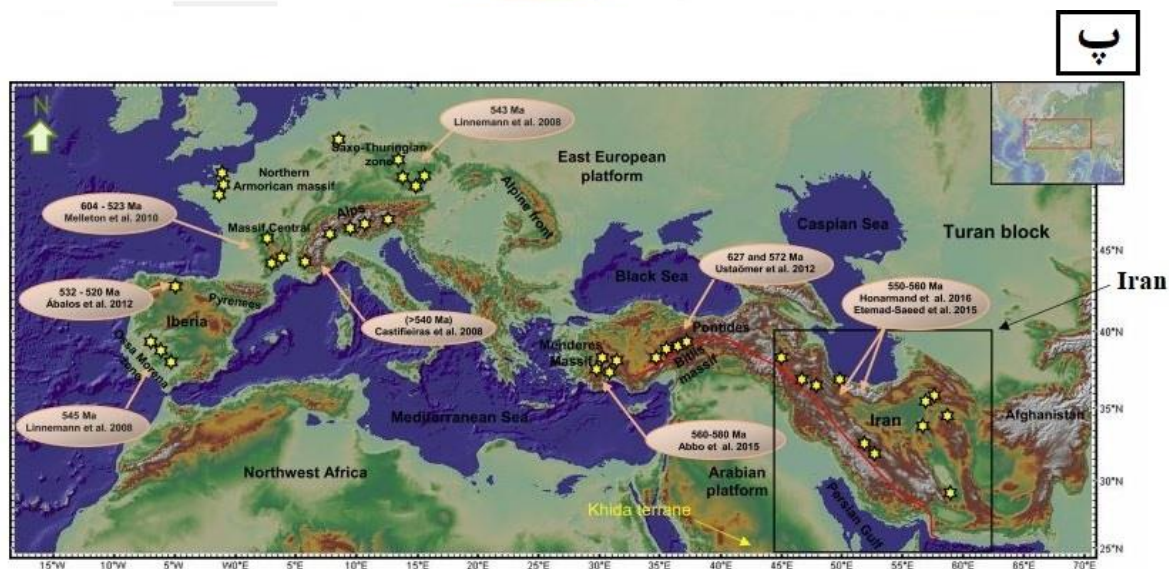
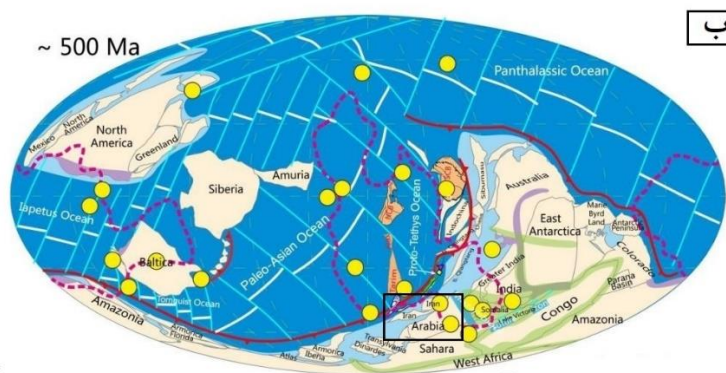
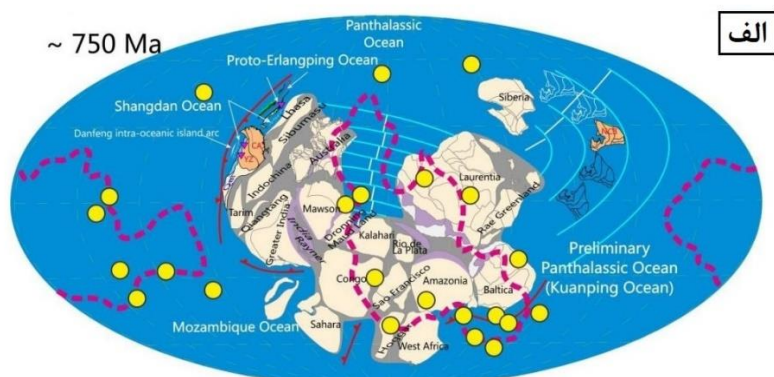
زمین شناسی منطقه



۱-۲ مقدمه

ابرقاره گندوانا بوسیله به هم پیوستن تعدادی از قاره‌های مجزا (هفت تا هشت تکه) در ۶۵۰ تا ۵۲۰ میلیون سال پیش در نئوپروتروزوئیک تشکیل شده است (Meert, 2003; Collins and Pisarevsky, 2005; Fritz et al., 2013). فعالیت‌های ماگمایی نوع ادیاکارن- کامبرین در کمربند کادومین نشان‌دهنده فعالیت‌های ماگمایی کمان حاشیه فعال قاره‌ای در امتداد حاشیه شمالی گندوانا است (Ramezani & Tucker, 2003; Ganssen et al., 2004; Hassanzadeh et al., 2008; Ustaomer et al., 2009 and 2011). قطعات جدا شده از گندوانا در کامبرین- اردوئیسین از گندوانا جدا شدند، قطعات کادومین ایران در تریاس به اوراسیا ملحق شده‌اند (شکل ۱-۲) (Stampfli et al., 2002; Murphy et al., 2004; Nance et al., 2008; Sengör & Natal'in, 1996).

با توجه به شواهد زمین‌شناسی ایران و کشورهای همجوار بخصوص عربستان به نظر می‌رسد که تثبیت پی‌سنگ ایران در نئوپروتروزوئیک پسین - کامبرین آغازی صورت گرفته است. خرده قاره ایران مرکزی یکی از پهنه‌های مهم زمین‌شناسی ایران است که حجم عمده‌ای از سرزمین‌های گندوانایی ایران را در خود جای داده است. لازم به ذکر است که در همه پهنه‌های زمین‌شناسی ایران به استثنای کپه‌داغ، فلیش شرق ایران و مکران به طور پراکنده سرزمین‌های گندوانایی رخنمون دارند. مجموعه آذرین- دگرگونی ماجراد از جمله مناطق پی‌سنگی ایران مرکزی است که در جنوب شرق شاهرود واقع شده است و طیف وسیعی از سنگ‌های دگرگونی و آذرین را در برمی‌گیرد که در ادامه به شرح واحدهای مختلف این مجموعه خواهیم پرداخت.



شکل ۱-۲ الف- پراکندگی بلوک‌های قاره‌ای غرب آسیا در بازه زمانی ۷۵۰ میلیون سال. ب- موقعیت ابرقاره گندوانا در بازه زمانی ۵۰۰ میلیون سال و موقعیت ایران در حاشیه شمالی این ابرقاره برگرفته از (Li et al., 2017) و پ- تصویر ماهواره‌ای از سرزمین‌های گندوانایی در اروپا و خاورمیانه و موقعیت سرزمین‌های پی‌سنگی ایران برگرفته از (Honarmand et al, 2017).

۲-۲ زمین‌شناسی عمومی

مجموعه دگرگونی ماجراد با روند شمال شرق - جنوب غرب به طول تقریبی ۴۰ کیلومتر و عرض ۱۰ کیلومتر در جنوب شرق شاهرود و در حاشیه شمالی پهنه ایران مرکزی قرار گرفته است. این مجموعه شامل طیف گسترده‌ای از سنگ‌های دگرگونی و آذرین نظیر متاسامیت، متاپلیت، متابازیت، متاریولیت به سن نئوپروتروزویک پسین (ادیاکارن) است. مجموعه ماجراد در برخی مناطق توسط توالی رسوبی - تخریبی تریاس پسین - ژوراسیک آغازین پوشیده شده است. توالی مزبور دگرگونی درجه پایینی در حد رخساره شیست سبز را متحمل شده و به اسلیت، فیلیت، میکاشیست، آهک‌های دوباره تبلور یافته و شیست سبز (متابازیت‌های حاصل از دگرگونی بازالت‌ها) تحول یافته است. در برخی نقاط، ماگماتیسزم بازیک - حدواسط ژوراسیک میانی به صورت توده‌های نفوذی کوچک گابرو دیوریتی یا دسته دایک‌های دیابازی، مجموعه‌های دگرگونی نئوپروتروزویک پسین و همچنین توالی رسوبی - تخریبی (یا مجموعه دگرگونی) ژوراسیک را قطع کرده‌اند (شکل ۲-۲).

این مجموعه یکی از مناطق پی‌سنگی و گندوانایی ایران مرکزی محسوب می‌شود. رخنمون‌های متعددی از این سرزمین‌ها در شمال پهنه ساختاری ایران مرکزی بویژه جنوب شرق شاهرود یافت می‌شوند که از آن جمله می‌توان به مجموعه‌های آذرین - دگرگونی سفید سنگ، شمال معلمان، جنوب میامی، غرب رضاآباد، شمال غرب احمدآباد خارتوران، دلبر، شترکوه، بندهزارچاه، جنوب دوچاه و ماجراد اشاره کرد. مطالعه این مناطق با ویژگی‌های گندوانایی در بازسازی تاریخچه زمین‌شناسی ایران در بازه زمانی نئوپروتروزویک پسین - کامبرین ارتباط آن‌ها با کوهزایی ادیاکارن در خور اهمیت بوده و می‌تواند در درک تحولات بخش گندوانایی سرزمین ایران مفید باشد.

۳-۲ واحدهای سنگی مجموعه آذرین - دگرگونی ماجراد

مجموعه آذرین - دگرگونی ماجراد از واحدهای سنگی دگرگونی به سن نئوپروتروزویک پسین شامل متاکربنات، متاسامیت، متاگریوک، متاپلیت، متابازیت و متاریولیت‌ها تشکیل شده است. توالی رسوبی - تخریبی (یا مجموعه دگرگونی) ژوراسیک متشکل از اسلیت، فیلیت، متاسندستون، متاگریوک، متابازالت (شیست سبز)، متاکربنات (مرمرهای

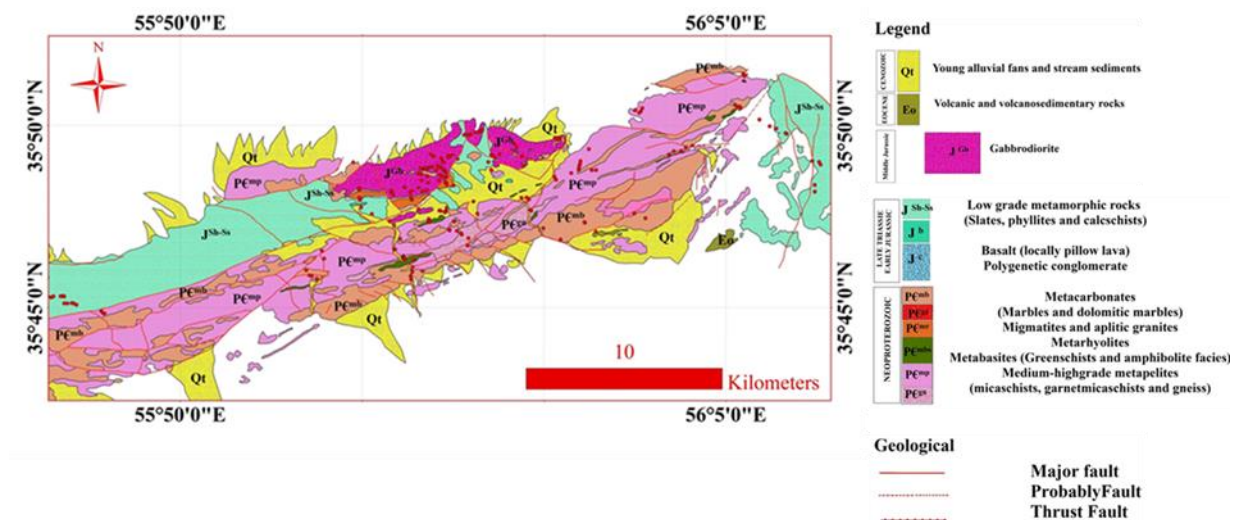
با درجه تجدید تبلور پایین) و کالکشیست در قسمت‌هایی از شمال، شرق و غرب مجموعه دگرگونی ماجراد را پوشش داده است. این مجموعه در شمال تنگه ماجراد به مختصات $55^{\circ} 53'$ تا $56^{\circ} 02'$ طول جغرافیایی شرقی و $35^{\circ} 47'$ تا $35^{\circ} 54'$ عرض جغرافیایی شمالی توسط چند توده گابرو دیوریتی کوچک مقیاس (به وسعت حدود ۱۵ کیلومتر مربع) و دایک‌های دیابازی متعلق به ژوراسیک میانی قطع شده است.

بطور کلی واحدهای زیر در این منطقه مشاهده می‌شوند:

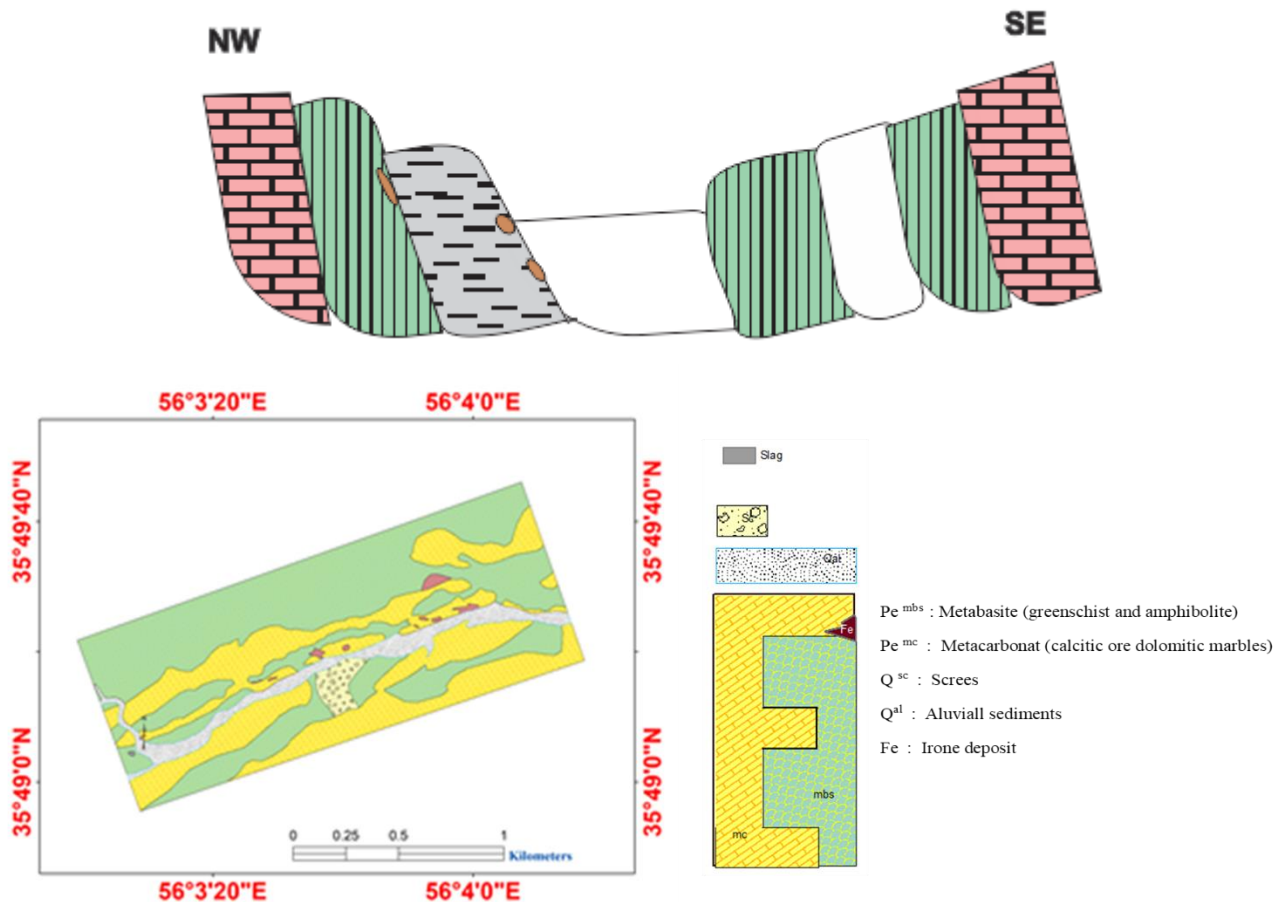
الف- سنگ‌های دگرگونی نئوپروتروزوئیک پسین - کامبرین آغازین.

ب - رسوبات عهد حاضر.

نقشه زمین‌شناسی بزرگ مقیاس محدوده معدنی در شکل ۲-۲، پروفیل زمین‌شناسی و ستون چینه‌شناسی واحدهای رخنمون یافته در محدوده کانسار به ترتیب نشان داده شده است.



شکل ۲-۲ نقشه زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه که بر اساس تصاویر گوگل ارث و بازدیدهای صحرایی تهیه و ترسیم شده و ایستگاه‌های نمونه‌برداری بر روی آن مشخص شده است (ویس کرمی، ۱۳۹۷).



شکل ۲-۳ نقشه زمین‌شناسی تفصیلی منطقه مورد مطالعه

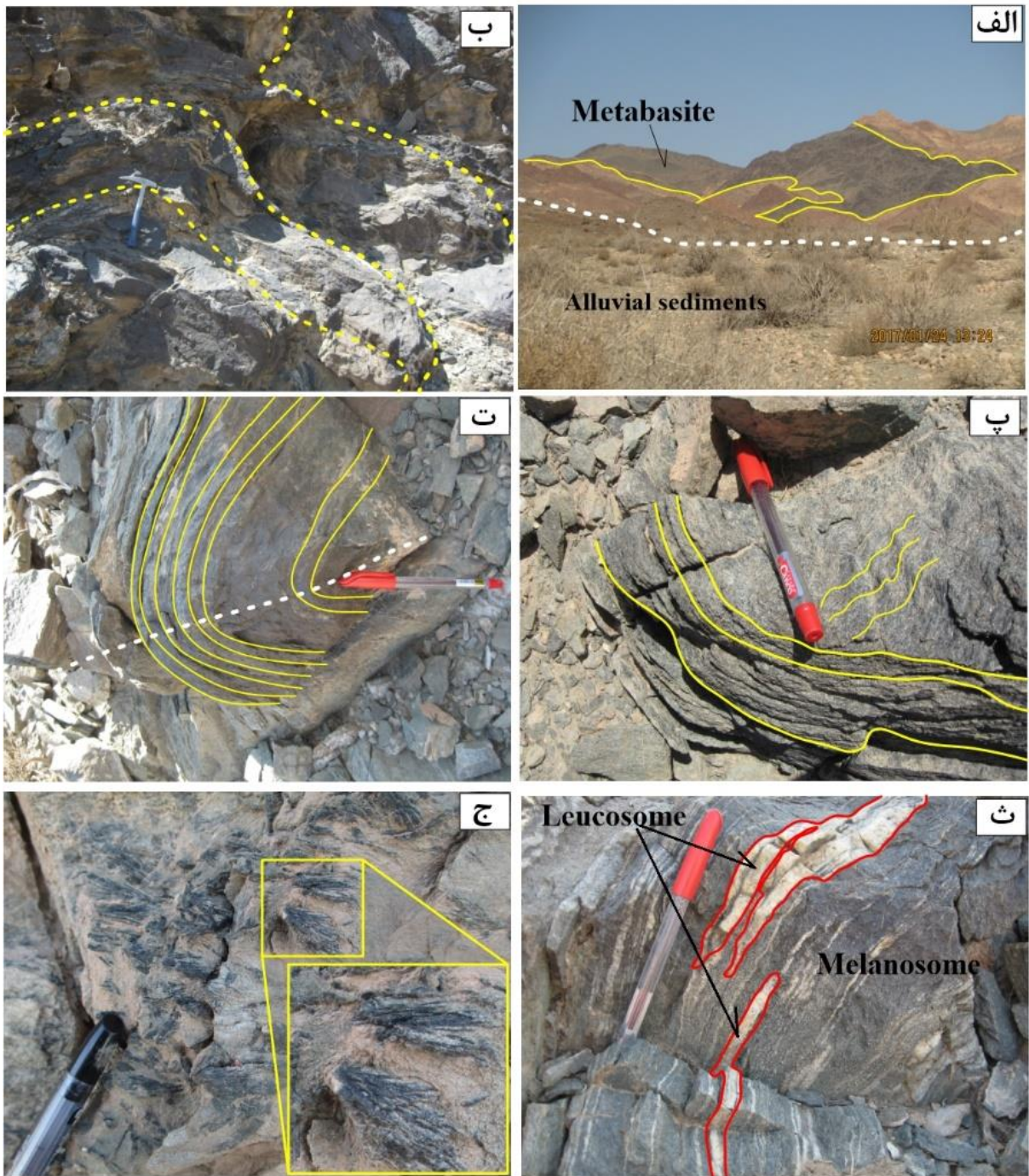
در ادامه به تفصیل به توضیح هر یک از این واحدها پرداخته می‌شود.

۲-۴ زمین‌شناسی سنگ‌های دگرگونی نئوپروتروزوئیک پسین - کامبرین پیشین

۲-۴-۱ متابازیت‌ها

متابازیت‌ها غالباً با متاکربنات‌ها، متاپلیت‌ها و در برخی مناطق با متاریولیت‌ها به صورت بین‌لایه‌ای مشاهده می‌شوند، و به صورت طیف سنگی گسترده‌ای از شایست‌سبز تا گارنت آمفیبولیت در مجموعه ماجراد رخمون دارند. سنگ‌های مادر متابازیت‌ها، توده‌های آذرین نفوذی کوچک مقیاس با ترکیب گابرو تا دیوریت، روانه‌های بازالتی زیردریایی و سنگ‌های آتشفشانی - تخریبی وابسته می‌باشند که در برخی مناطق نظیر جنوب آغل سیاه‌تول، ساخت بالشی سنگ‌های بازالتی والد، تا حدّ زیادی محفوظ مانده و قابل مشاهده است (شکل ۲-۳-الف، ب).

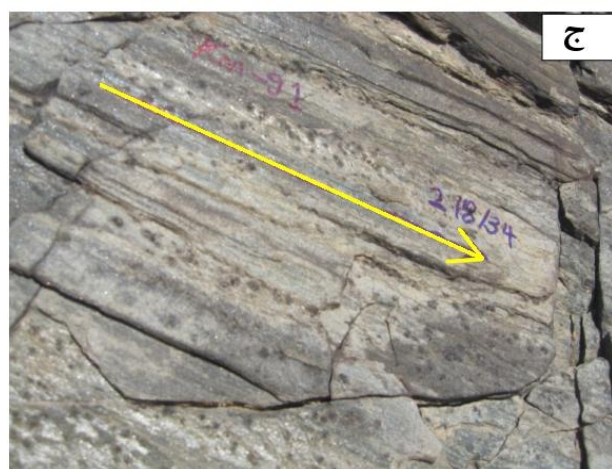
متابازیت‌ها شامل شیست‌سبز، آمفیبولیت و گارنت آمفیبولیت می‌باشند و برگوارگی و خطوارگی بسیار بارزی نشان می‌دهند. در برخی مناطق، ریزچین‌ها و چین‌های زیادی در مقیاس‌های میلی‌متری تا چند ده متری، در این سنگ‌ها مشاهده می‌شود. آکتینولیت‌های موجود در آکتینولیت شیست‌ها، به صورت بلورهای سوزنی‌شکل با ساختار انگشتی تا پاپیونی در سطح سنگ ظاهر شده‌اند. در این سنگ‌ها علاوه بر آکتینولیت مقادیر زیادی کلریت و اپیدوت نیز یافت می‌شود، فراوانی این کانی‌ها متأثر از شرایط دگرگونی و سیالات شرکت‌کننده در فرآیندهای دگرگونی است. در برخی نقاط، رگه‌های سیلیسی با مقیاس سانتی‌متری تا دسی‌متری، متابازیت‌ها را قطع کرده‌اند. این رگه‌های سیلیسی، حاصل ته‌نشست و تبلور سیالات ناشی از واکنش‌های دگرگونی آب‌زدا و واپاشی کلینوپیروکسن‌های متابازیت‌ها به آمفیبول، می‌باشند (شکل ۲-۳-پ تا ج).



شکل ۲-۳- تصاویری از ویژگی‌های بارز متابازیت‌های مجموعه دگرگونی ماجراد: الف- دورنمایی از همراهی متابازیت‌ها و متاکرینات‌ها. ب- تصویری از ساختار بالشی حفظ شده در آمفیبولیت‌های جنوب آغل سیاه‌تول. پ- آمفیبولیت‌های دارای چین‌خوردگی ریزمقیاس. ث- تصویری از ریزچین‌ها در آمفیبولیت‌های جنوب آغل سیاه‌تول. پ- آکتینولیت‌های درشت دارای ساختار پاپیونی در آکتینولیت شیست‌های باختر مزرعه ماجراد و ج- ساخت نواری ناشی از تشکیل لوکوسوم (نوارهای روشن) و ملانوسم (نوارهای تیره) در آمفیبولیت‌های خاور معدن مس ماجراد.

۲-۴-۲- متاپلیت‌ها

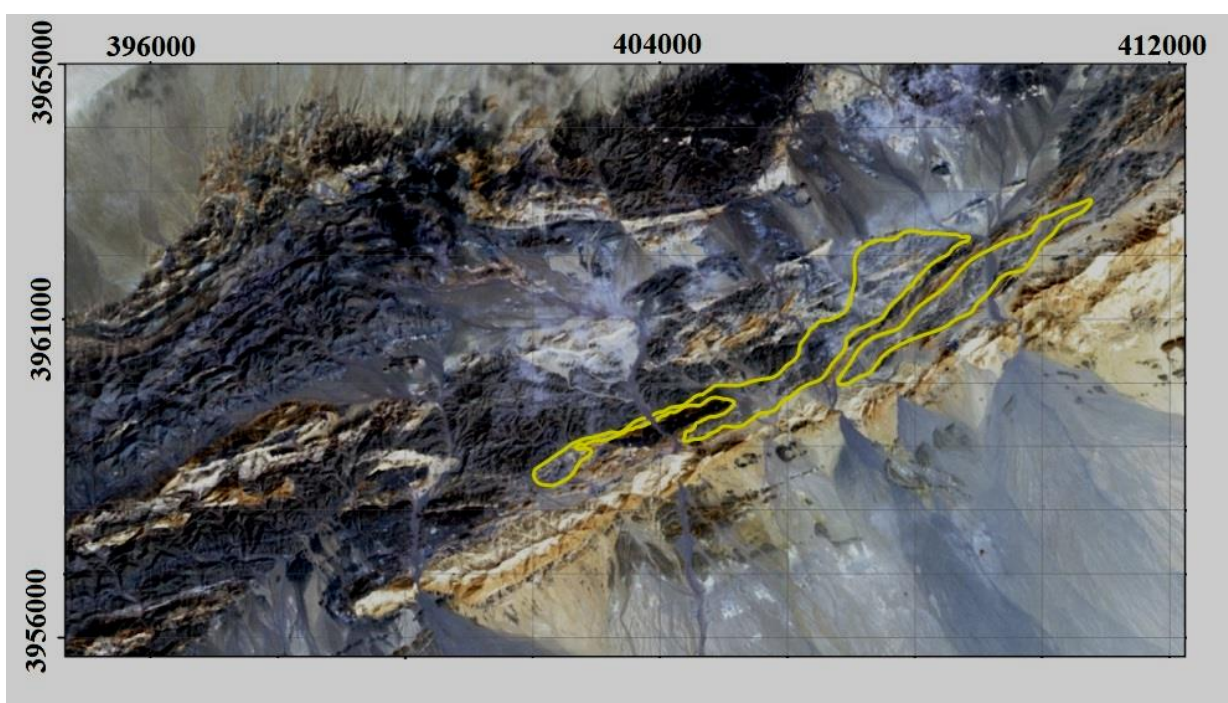
متاپلیت‌ها، طیفی متنوعی از فیلیت، میکاشیست، گارنت میکاشیست تا گنیس و گارنت گنیس را شامل می‌شوند. فیلیت‌ها به رنگ سبز خاکستری با سطوح براق و ابریشمی که ناشی از حضور فراوان کانی‌های میکایی در این سنگ‌ها می‌باشد، مشاهده می‌شوند. متاپلیت‌ها اغلب با متاپسامیت‌ها همراه بوده و دارای کلیواژ مشخص، چین‌خوردگی و ریزچین‌های فراوان هستند، در برخی مناطق این سنگ‌ها با عدسی‌های سیلیسی حاصل از واکنش‌های آب‌زدا همراه هستند که ضخامت آن‌ها تا ۵۰ سانتی‌متر می‌رسد و در امتداد برگوارگی و فضا‌های خالی این سنگ‌ها تمرکز پیدا کرده‌اند، این رگه‌ها حاصل نهشته شدن سیلیس از سیالاتی که در جایگاه‌های با تنش نسبتاً پایین می‌باشند متمرکز شده‌اند. سیال و مؤلفه‌های شیمیایی حل‌شده در آن ممکن است دارای منشأ خارجی یا محلی باشند (شکل ۲-۴-الف و ب) (Vernon, 2000). میکاشیست‌ها از گستردگی زیادی در منطقه ماجراد برخوردار می‌باشند اغلب دارای رنگ خاکستری تیره تا سبز هستند که در برخی مناطق همانند حوالی چشمه حرب گارنت‌زایی گسترده‌ای در آنها به وضوح مشاهده می‌شود. میکاشیست‌ها معمولاً همراه با متاپسامیت‌ها و مرمرها به صورت بین‌لایه‌ای یافت می‌شوند. پورفیروبلست‌های درشت گارنت به وضوح در سطح سنگ مشاهده می‌شوند، پراکندگی و اندازه بلورهای گارنت بسیار متغیر است بطوری که در برخی مناطق بلورهای گارنت درشت فراوانی کمی دارند و در قسمت‌های دیگر بلورهای ریز به وفور یافت می‌شوند. (شکل ۲-۴-پ تا ج).



شکل ۲-۴- تصاویری از ویژگی‌های بارز متاپلیت‌های مجموعه دگرگونی ماجراد: الف- نمونه‌های دستی فیلیت‌ها با سطوح براق و متورق. ب- توسعه ریزچین در سطح فیلیت‌ها. پ- نمونه دستی از میکاشیست‌ها با سطوح براق که ناشی از تمرکز بالای مسکوویت در سطح این سنگ‌ها است. ت- تصویری از میکاشیست‌ها به شکل ساختار طاق‌دیس مانند در کنار متاکربنات‌ها و ث- گارنت میکاشیست‌های دارای درشت بلورهای گارنت، به تمرکز گارنت‌ها در سطح سنگ به صورت نوارهای پرگارنت و کم گارنت توجه کنید.

در برخی مناطق رنگ شیست‌ها از خاکستری تیره به خاکستری روشن متمایل شده که ناشی از تبدیل بیوتیت به مسکوویت می‌باشد، مسکوویت‌های ثانویه به وضوح در سطح سنگ مشاهده می‌شوند. تبدیل بیوتیت به مسکوویت مستلزم وجود یک‌فاز سیال غنی از H_2O و خروج آهن و منیزیم از شبکه بیوتیت است. این تغییرات حاصل از دگرسانی گرمابی در امتداد پهنه‌های میلونیتی یا دگرشکلی است.

گنیس‌ها گروه دیگری از متاپلیت‌ها هستند که اگرچه در مقایسه با دیگر مناطق پی‌سنگی جنوب شرق شاهرود (شترکوه و دلبر) وسعت زیادی ندارند، ولی دارای ارزش سنگ‌شناسی قابل توجهی هستند (شکل ۲-۵). این سنگ‌ها ظاهری نواری داشته و دارای لایه‌بندی ترکیبی می‌باشند. کانی‌های مختلف سازنده آن‌ها به صورت لایه‌های مجزای سرشار از کانی‌های تیره آهن و منیزیم‌دار (بخصوص میکاها) و سرشار از کانی‌های روشن (کوارتز و فلدسپار)، به موازات شیستوزیته سنگ تفکیک شده‌اند.



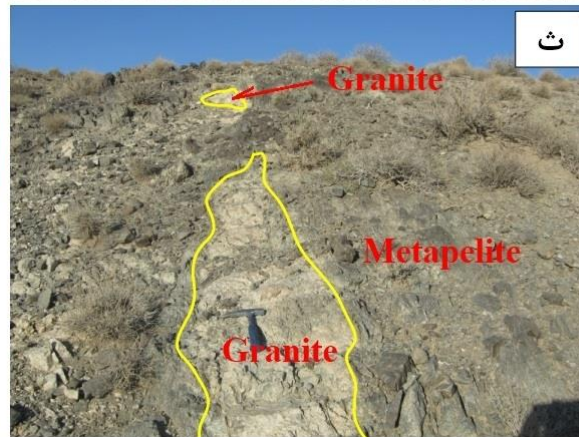
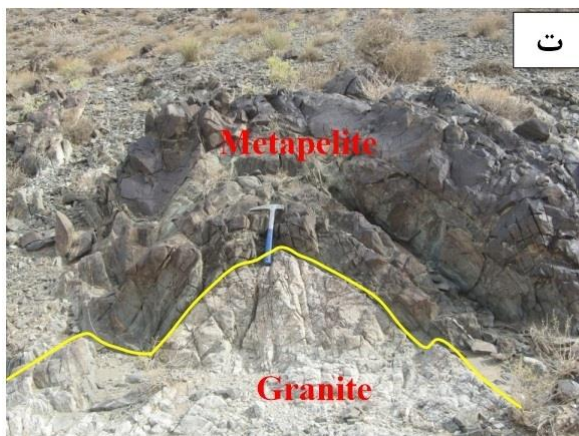
شکل ۲-۵- تصویر ماهواره‌ای نشان‌دهنده رخنمون گنیس‌ها به همراه دیگر سنگ‌های مجموعه دگرگونی - آذرین ماجراد.

از جمله ساخت‌های موجود در این سنگ‌ها می‌توان به ساخت چشمی اشاره کرد که اغلب از فلدسپار تشکیل شده‌اند، دگرشکلی و تبلور مجدد بر حاشیه پورفیروبلست‌های بزرگ آلکالی فلدسپار تأثیر گذاشته و آن‌ها را از حالت شکل‌دار به عدسی شکل تغییر می‌دهد (Passchier, 2005). گنیس‌های منطقه به شدت تحت تأثیر تنش‌های تکتونیکی قرار گرفته و میلونیت‌زایی شدیدی بر آنها تحمیل شده است، بطوری‌که سنگ حالت نواری به خود گرفته و پورفیروکلاست‌های موجود در آن به شدت پهن و کشیده شده‌اند (شکل ۲-۶-الف، ب و پ). در برخی مناطق گنیس‌ها، توسط رگه‌های سیلیسی قطع شده‌اند، طول این رگه‌ها یک تا چند ده متر و عرض آنها از چند سانتی‌متر تا چند دسی‌متر متغیر است.

در برخی مناطق آثار ذوب‌شدگی موضعی و تشکیل لوکوسم (رگه‌های ارتوزی) در گنیس‌ها مشاهده می‌شود. در گنیس‌های منطقه ماجراد در مقیاس صحرایی، به ندرت پورفیروبلست‌های گارنت تشکیل شده‌اند و تنها در برخی از مقاطع میکروسکوپی این کانی مشاهده شد.

۲-۴-۳ گرانیت‌ها

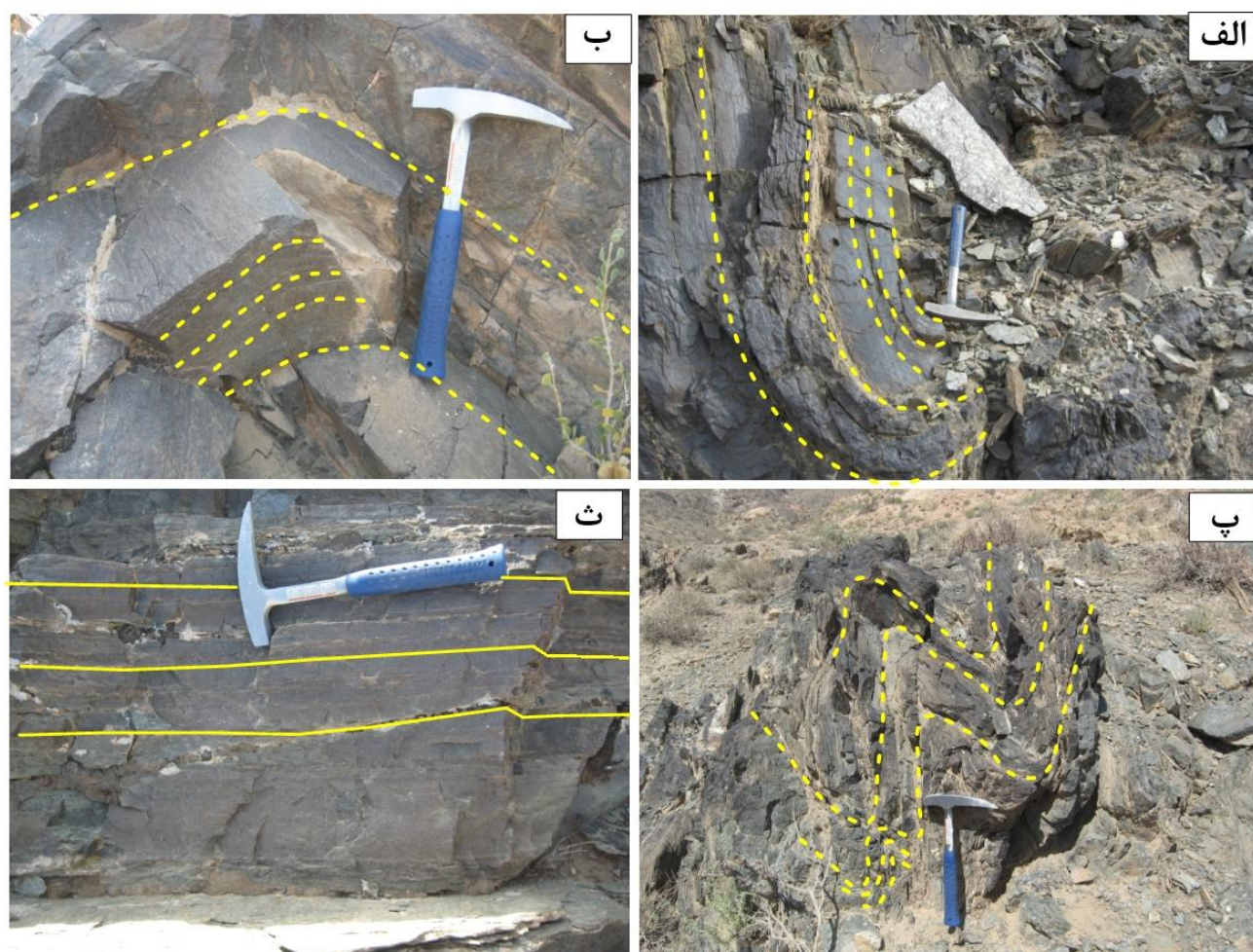
گرانیت‌ها دسته دیگری از سنگ‌های این مجموعه هستند که به صورت لایه‌های نازک آپلیتی، بسته‌ها و رگه‌های پگماتیتی، آپوفیزهای کوچک و توده‌های نفوذی کوچک مقیاس رخنمون دارند. شرایط دما و فشار دگرگونی حاکم بر گنیس‌ها به بروز آناتکسی و تشکیل گرانیت منجر گردیده است که آثار ذوب‌شدگی در مقیاس سانتیمتری تا متری به وضوح مشاهده می‌شود (شکل ۲-۶-ت و ث). در برخی مناطق رگه‌های پگماتیتی-آپلیتی متشکل از کوارتز، آلکالی فلدسپار، تورمالین همراه گرانیت‌ها دیده می‌شود (شکل ۲-۶-ج). در شمال شرقی منطقه ماجراد گرانیت‌ها به صورت توده‌های نفوذی کوچک مقیاس در کنار کربنات‌های صورتی رنگ و متاپلیت‌ها مشاهده می‌شوند که در حاشیه توده متاپلیت‌ها به صورت گنیس‌های شدیداً میلونیتی هستند، شواهد ذوب‌بخشی به صورت چین‌های ریز میگماتیتی تا عدسی‌های بزرگ گرانیتی به وضوح قابل مشاهده است. مذاب‌های گرانیتی تشکیل شده اغلب در لولای چین‌ها یا به موازات برگوارگی تزریق شده‌اند.



شکل ۲-۶- تصاویری از ویژگی‌های بارز گنیس و گرانیت‌های آناتکسی مجموعه ماجراد: الف- گنیس میلونیتی، لایه‌های روشن و تیره به صورت نوارهای بسیار ظریف در کنار هم مشاهده می‌شود، در بخش‌های تیره میزان بیوتیت و در بخش‌های روشن فراوانی آلکالی فلدسپار بیشتر است. ب و پ - گنیس میلونیتی با پورفیروبلست درشت ارتوز در سطح سنگ. ت و ث - گرانیت‌زایی موضعی ناشی از ذوب متاپلیت‌ها و ج - تورمالین‌زایی موضعی در گنیس‌ها.

۴-۴-۲ متاپسامیت‌ها

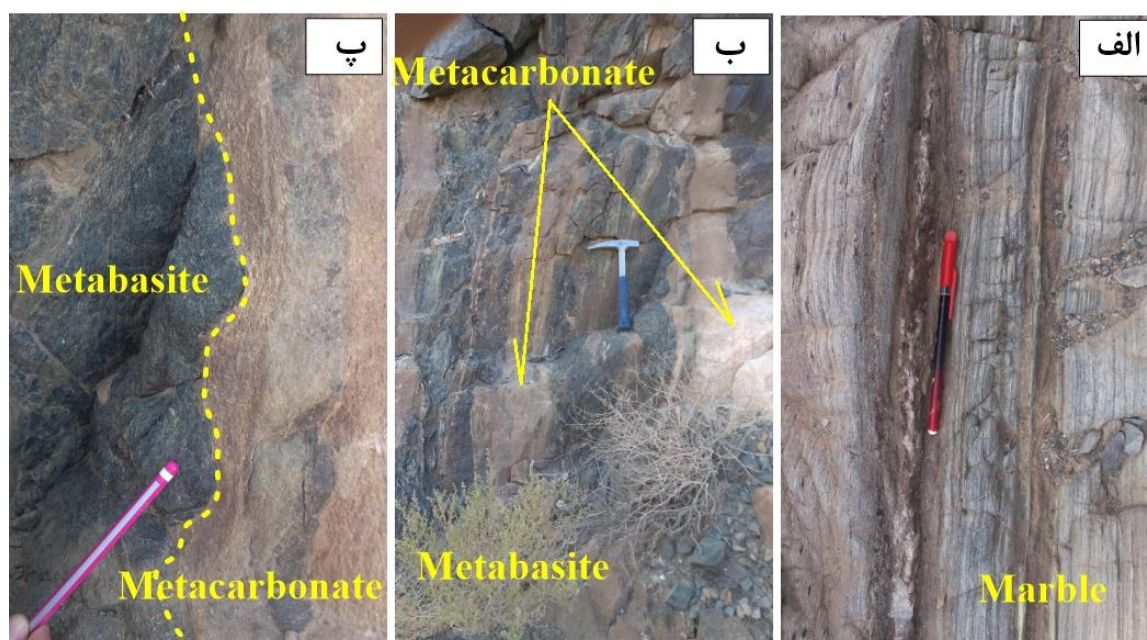
متاپسامیت‌ها به رنگ خاکستری تیره تا سیاه‌رنگ به صورت میان‌لایه همراه با متاپلیت‌ها و متاکربنات‌ها مشاهده می‌شوند اغلب ضخامت آن‌ها به چندین صد متر می‌رسد و از گستردگی زیادی در منطقه برخوردار می‌باشند. مهم‌ترین وجوه تمایز این سنگ‌ها با متاپلیت‌ها در ریخت‌شناسی برجسته، رنگ تیره این سنگ‌ها، تورق ضعیف یا عدم حضور کانی‌های ورقه‌ای و یا فراوانی کم آن‌ها می‌باشند. در برخی مناطق آثار چین‌خوردگی در مقیاس چندین متری در این سنگ‌ها مشاهده می‌شود (شکل ۲-۷).



شکل ۲-۷- تصاویری از رخنمون صحرایی متاپسامیت‌ها و توسعه برگوارگی و چین‌خوردگی در این سنگ‌ها.

۲-۴-۵ متاکربنات‌ها

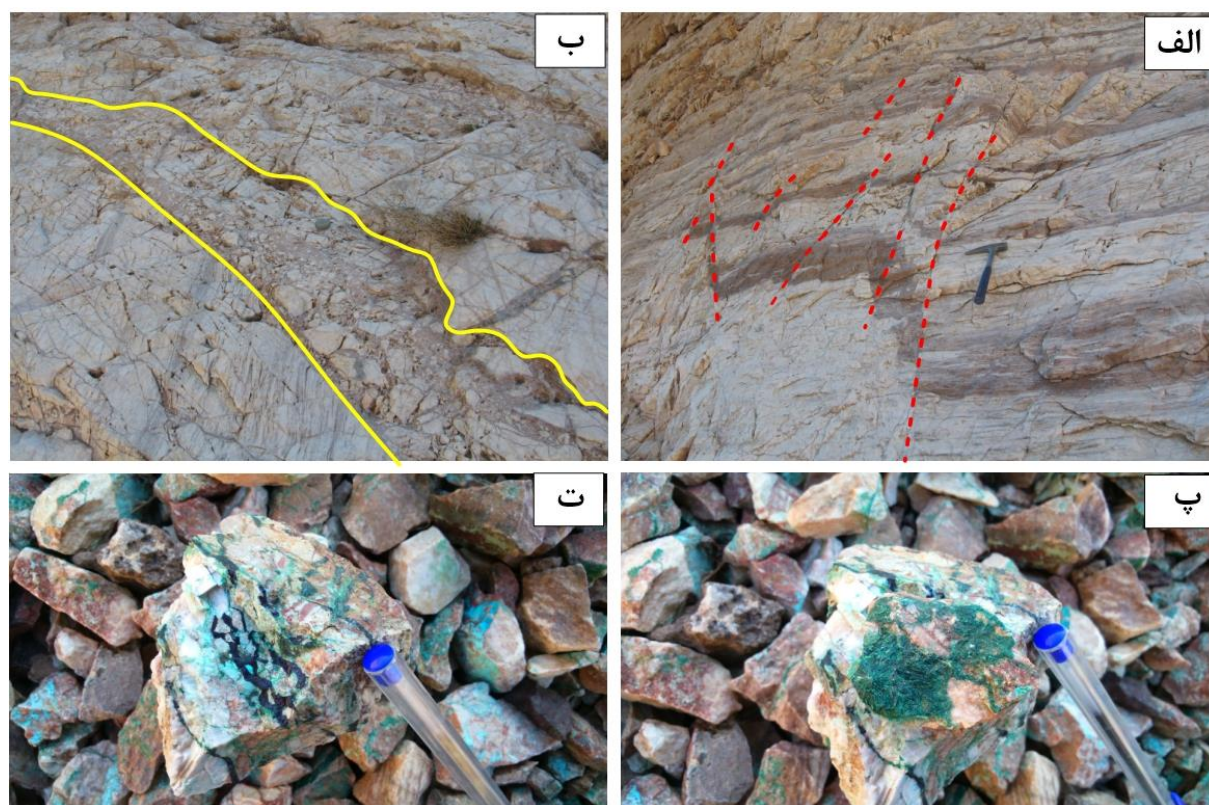
متاکربنات‌ها شامل مرمرهای آهنی و دولومیتی هستند به علت مقاوم بودن کانی کلسیت در بازه وسیعی از دگرگونی تنها تغییرات ایجاد شده در این سنگ‌ها به صورت افزایش اندازه دانه‌ها، تبلور دوباره کانی‌ها و تغییر رنگ کربنات‌ها است (شکل ۲-۸-الف). در بخش‌های مختلف مجموعه آذرین-دگرگونی ماجراد متاکربنات‌ها به صورت میان‌لایه‌ای با متاپلیت‌ها، متاپسامیت‌ها، متابازیت‌ها و متاریولیت‌ها مشاهده می‌شوند که خود شاهد محکمی بر وابستگی لایه‌های کربنات‌ها به توالی اصلی است. در همبری کربنات‌ها با متابازیت‌ها آثار چین‌خوردگی شدید در متاکربنات‌ها، تغییر رنگ خاکستری تیره به روشن، لامیناسیون‌های ظریف در بخش‌های کربنات‌ها، آغشتگی کربنات‌ها با متابازیت‌ها و حالت انحناء و خمیدگی در متاکربنات‌ها مشاهده می‌شود، سطوح تماس منحنی و خمیده نشان می‌دهند که متاکربنات‌ها در زمان جایگیری متابازیت‌ها شکل‌پذیر بوده‌اند (شکل ۲-۸).



شکل ۲-۸-الف- تصویری از متاکربنات‌های منطقه ماجراد که تحت تأثیر دگرگونی لایه‌های ظریف در آن‌ها تشکیل شده است، در لایه‌های مزبور اختلاف رنگ و اندازه کانی‌ها کاملاً مشهود است. ب و پ- تصاویری از همبری متاکربنات‌ها و متابازیت‌ها در مجموعه ماجراد، به سطوح تماس منحنی توجه شود.

متاکربنات‌ها بعلت مقاومت بیشتر نسبت به متاپلیت‌ها و متاپسامیت‌ها، مهم‌ترین ترکیبات سنگی تشکیل دهنده ارتفاعات منطقه می‌باشند. در برخی مناطق ضخامت بخش‌های کربناته بسیار زیاد است (حدود ۳۰۰ تا ۴۰۰ متر) است، این واحدهای مرمری در کوه ماجراد دارای قابلیت برداشت به عنوان سنگ ساختمانی می‌باشند. به علت تأثیر نیروهای تکتونیکی در منطقه آثار چین‌خوردگی و گسل‌خوردگی به وفور در این سنگ‌ها قابل مشاهده است (شکل ۹-۲- الف، ب).

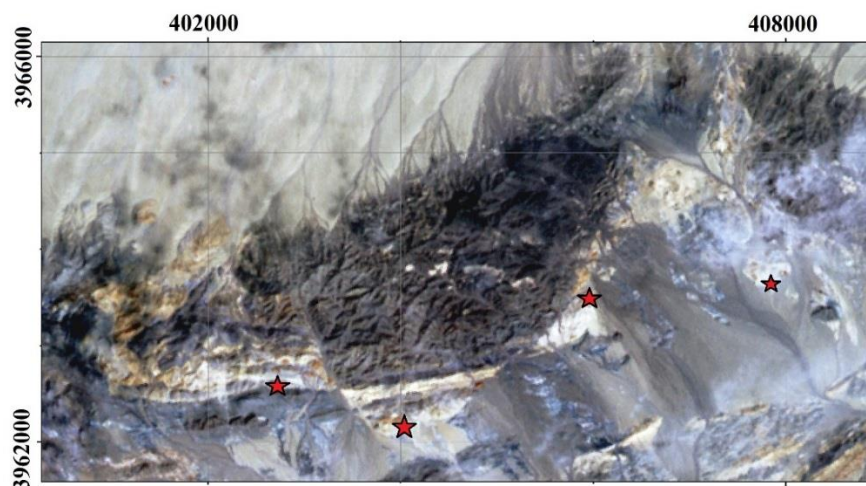
در همبری متاکربنات‌ها با توده‌های نفوذی گابرو دیوریتی شمال تنگه ماجراد شواهد زیبایی از چین‌خوردگی متاچرت‌ها و اسکارن‌زایی در مرمرها مشاهده می‌شود، دمای بالای توده نفوذی باعث تبلور مجدد کلسیت‌ها شده که به وضوح در سطح سنگ قابل مشاهده می‌باشند. در برخی مناطق مانند معدن فیروزه ماجراد، کانه‌زایی مس با ترکیب کانی‌شناسی مالاکیت و آزوریت، همراه این مرمرها مشاهده می‌شود، درون دولومیت‌های این مجموعه، چرت‌های غنی از آهن و منگنز یا لایه‌های غنی از آهن با ترکیب مگنتیت یافت می‌شود (شکل ۹-۲- پ و ت).



شکل ۹-۲- الف و ب - تصاویری از گسل‌خوردگی و گوژگسلی در مرمرهای کوه ماجراد. پ و ت- کانه‌زایی مس به صورت مالاکیت و آزوریت در متاکربنات‌های معدن فیروزه ماجراد.

۲-۴-۶ متاریولیت‌ها

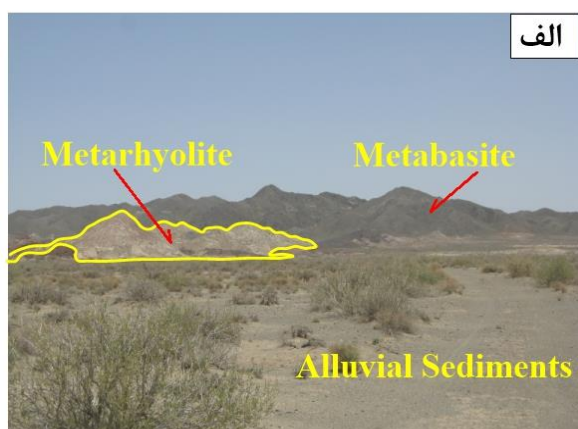
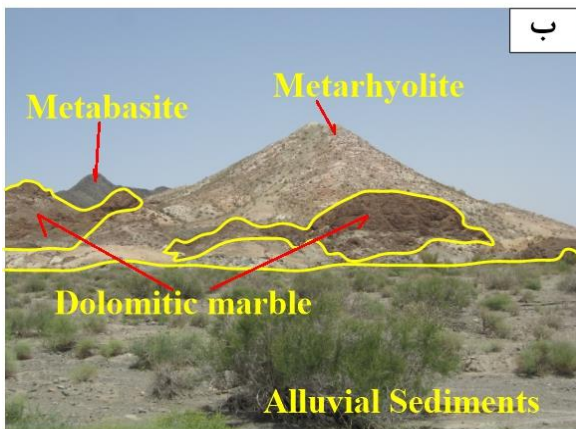
در شمال تنگه ماجراد متاریولیت‌ها به شکل گنبد یا میان‌لایه همراه با مرمرهای کلسیتی و دلومیتی، متاپلیت‌ها و متاپسامیت‌ها رخنمون دارند (شکل ۲-۱۰). این سنگ‌ها در هیچ کدام از نقشه‌های زمین‌شناسی قبلی گزارش نشده و برای اولین بار در این پژوهش معرفی می‌شوند.



شکل ۲-۱۰- تصویر ماهواره‌ای نشان‌دهنده رخنمون متاریولیت‌ها در کنار متاکربنات‌ها و گابرویدیوریت‌ها در شمال تنگه ماجراد.

در شمال تنگه ماجراد متاریولیت‌ها، توسط کنگلومرای قاعده‌ای ژوراسیک سرشار از قطعات سنگ‌های دگرگونی نظیر گنیس، میکاشیست، شیست‌سبز، آمفیبولیت و مرمر و همچنین قطعاتی از سنگ‌های گرانیتی نئوپروتروزوئیک پسین پوشیده شده است. در برخی نقاط ضخامت کنگلومرای مذکور تا حدود ۱۰۰ متر می‌رسد (شکل ۲-۱۱- الف تا ب).

متاریولیت‌ها به رنگ سفید تا خاکستری با سطوح براق که ناشی از حضور مسکوویت‌های ثانویه است مشاهده می‌شوند، بلاستوفیرهای کوارتز به خوبی در سطح این سنگ‌ها مشاهده می‌شوند. در اثر دگرگونی و میلونیتی‌شدن، برگوارگی و خطوارگی بارزی در آن‌ها توسعه یافته است. سطوح برخی از متاریولیت‌ها حاوی پیریت بوده که بعد از هوازدگی به هماتیت رنگ متاریولیت‌ها به قرمز آجری تغییر پیدا کرده است. از دیگر شواهد موجود در این سنگ‌ها می‌توان به وجود رگه‌های سیلیسی دارای مقیاس میلی‌متری تا متری اشاره کرد که هم‌راستا با برگوارگی یا عمود بر آن به داخل سنگ تزریق شده‌اند (شکل ۲-۱۱- پ تا ج).



شکل ۲-۱۱- الف و ب - دورنمایی از رخنمون متاریولیت‌ها در کنار مرم‌های دولومیتی و گابرویدیوریت‌ها در شمال تنگه ماجراد. پ - رگچه‌های سیلیسی همراه متاریولیت‌ها. ت- متاریولیت‌ها با خطوطارگی و برگوارگی بارز، ث و ج - نمایی از بلاستوفیرهای کوارتز که در سطح متاریولیت‌ها مشاهده می‌شوند.

۷-۴-۲ کانی‌سازی آهن

در بخش‌های مختلف مجموعه آذرین- دگرگونی ماجراد سنگ‌های کربناته میزبان کانی‌سازی آهن (و گاه منگنز) به شکل عدسی و توده‌ای هستند. متاکربنات‌های میزبان به رنگ خاکستری تیره متمایل به قهوه‌ای بوده و آثاری از حفرات ناشی از انحلال در سطح سنگ به چشم می‌خورد. در این حفرات گاه کانه‌های آهن و منگنز با ترکیب هماتیت، گوتیت و لیمونیت مشاهده می‌شوند. از مهم‌ترین ساخت‌های موجود در این سنگ‌ها می‌توان به ساخت توده‌ای اشاره کرد. در برخی مناطق کانه‌زایی آهن و منگنز به صورت تجمعات موضعی با سطح مقطع بیش از ۱۰ متر و ارتفاع ۱۵-۱۰ متر مشاهده می‌شود در منطقه ماجراد مطالعه طول این نوار کانه‌زایی به بیش از یک کیلومتر می‌رسد (به شکل‌های ۱۲-۲ و ۱۳-۲ نگاه کنید).

در برخی مناطق مانند منطقه حلوایی ترکیبات آهن‌دار به صورت همخوان با لایه‌بندی یافت می‌شوند و دارای ترکیب هماتیستی یا اولیژیستی هستند. حضور اولیژیست در افق‌های سیلیسی به وضوح مشاهده می‌شود. (شکل ۱۲-۲-ت). این نوع کانی‌زایی در زمانی که فعالیت آتشفشان‌های زیردریایی در حال انجام بوده و شرایط لازم نظیر PH و Eh محیط زیر آبی مناسب بوده، تشکیل شده‌اند.

۵-۲ کواترنری

۱-۵-۲ رسوبات عهد حاضر

واحدهای رسوبی عهدحاضر شامل نهشته‌های ریز متشکل از سیلت و رس می‌باشند که پهنه‌های صاف و همواری را تشکیل داده‌اند. این رسوبات به صورت رسوبات مخروطه افکنه‌ای، تراس‌های آبرفتی (شامل سنگ‌ریزه، ماسه و رس) و آبرفت‌های در حال تشکیل در بستر رودخانه (شامل رس و ماسه) مشاهده می‌شوند (به شکل‌های ۱۴-۲ تا ۱۶-۲ نگاه کنید). این رسوبات سست و سخت نشده جوان در مسیر رودخانه‌ها و آبراهه‌ها یافت می‌شوند. آنها بیشتر جور نشده و گرد نشده هستند و دارای تنوع ترکیبی می‌باشند و تنوع ترکیبی آنها وابسته به سنگ‌هایی است که از آنها سرچشمه گرفته‌اند (نظیر شیست‌های سبز، کانسنگ‌های آهن و متاکربنات‌ها و متاپلیت‌ها) است.



شکل ۲-۱۲- (الف) نمایی از آبرفت‌های عهد حاضر (تراس آبرفتی) (ب) نمای نزدیک از رسوبات جوان ماجراد

۲-۵-۲ واریزه‌ها

خرده‌های سنگی هستند که در دامنه کوه‌ها یافت می‌شوند، و در مقایسه با رسوبات آبراهه‌ای معمولاً ترکیب دارای سنگ‌شناسی ساده‌تری هستند. واریزه‌ها بیشتر در دامنه ارتفاعات متاکربناتی (مرمری) یافت می‌شود.

فصل سوم

پتروگرافی

۱-۳ مقدمه

پتروگرافی یا سنگ‌نگاری شامل بررسی‌های میکروسکوپی کانی‌ها مانند اندازه و شکل کانی‌ها، وجود یا عدم وجود منطقه‌بندی، همچنین بررسی شواهد بافتی، دگرشکلی، دگرگونی، اشکال واکنشی و دگرسانی‌ها در سنگ است که شیمی و تاریخچه سرد شدن آن‌ها را مورد بررسی و مطالعه قرار می‌دهد. بدین منظور ۸۰ عدد مقطع نازک، نازک صیقلی و صیقلی از سنگ‌های منطقه ماجراد تهیه و مورد مطالعه قرار گرفت، بر اساس مشاهدات صحرایی و مطالعات آزمایشگاهی سنگ‌های دگرگونی و آذرین متنوعی در منطقه ماجراد رخنمون دارند و طیف گسترده‌ای از متاپلیت‌ها، متاپسامیت و متاگزیوک، متاکربنات، متابازیت و متاریولیت را شامل می‌شوند. سنگ‌های آذرین منطقه ماجراد شامل گرانیتهای نئوپروتروزوئیک‌پسین می‌باشند، که در ادامه به بررسی پتروگرافی هر یک از گروه‌های سنگی ذکر شده خواهیم پرداخت. نام‌گذاری کانی‌های موجود در تصاویر میکروسکوپی به صورت علائم اختصاری نشان داده شده است، علائم اختصاری در جدول ۱-۳ ارائه شده است (Kretz, 1983).

جدول ۱-۳ علائم اختصاری کانی‌ها بر اساس نام‌گذاری استاندارد (Kretz, 1983).

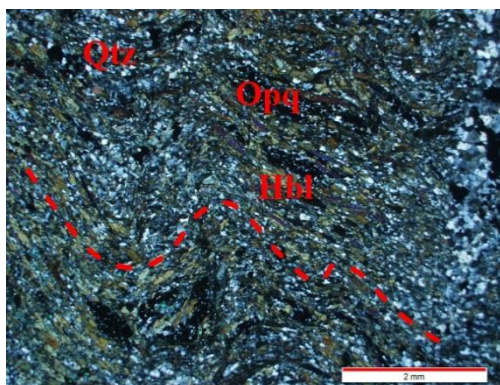
نام کانی	علامت اختصاری	نام کانی	علامت اختصاری
Qtz	کوارتز	Opx	ارتوپیروکسن
Kfs	فلدسپار پتاسیم	Cpx	کلینوپیروکسن
Mc	میکروکلین	Hbl	هورنبلند سبز
Or	ارتوز	Opq	اوپک
Plg	پلاژیوکلاز	Cal	کلسیت
Bt	بیوتیت	Aln	آلانیات
Ms	مسکوویت	Ap	آپاتیت
Chl	کلریت	Zrn	زیرکن
Grt	گارت	Rt	روتیل
Tur	تورمالین	Mag	مگنتیت
Ep	اپیدوت	Spn	اسفن

۳-۲ متابازیت‌ها

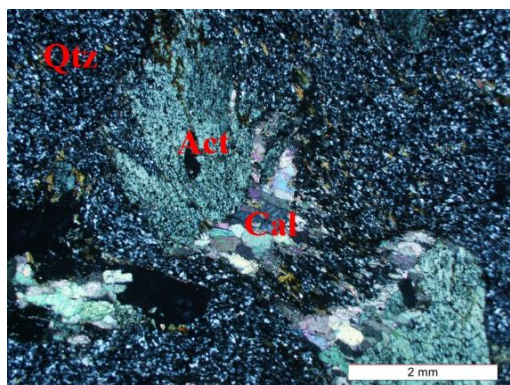
بطور کلی متابازیت‌ها از دگرگونی سنگ‌های آذرین مافیک عمدتاً بازالت، آندزیت، گابرو و به ندرت دیوریت تشکیل می‌شوند. بازالت‌ها اغلب به شکل توده‌های نفوذی، جریان گدازه، سیل، دایک، هیالوکلاستیک و توف ظاهر می‌شوند. متابازیت‌های مجموعه دگرگونی ماجرادی را می‌توان به سه گروه شیست سبز (آکتینولیت شیست)، آمفیبولیت و گارنت آمفیبولیت تقسیم کرد.

۳-۲-۱ شیست‌های سبز

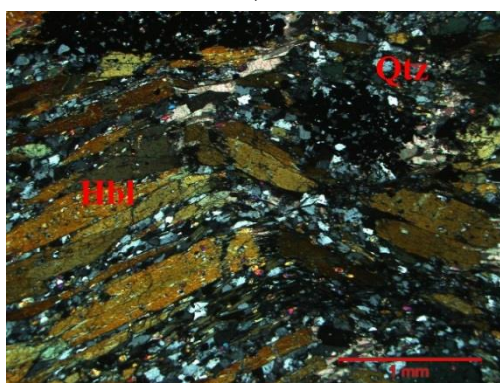
کانی‌های اصلی تشکیل دهنده شیست‌های سبز شامل اکتینولیت، پلاژیوکلازهای سدیک و کوارتز هستند. کلریت، اپیدوت (زوئیزیت و کلینوزوئیزیت)، کلسیت، اسفن، روتیل و اکسیدهای آهن و منگنز از جمله کانی‌های ثانویه‌ای هستند که در شیست‌های سبز یافت می‌شوند، مهم‌ترین بافت این سنگ‌ها، نماتوبلاستی است، تحت تأثیر فازهای دگرشکلی در برخی مقاطع میکروسکوپی برگوارگی کلیواز ریزچین مشاهده می‌شود. اکتینولیت به صورت بلورهای نیمه‌شکل‌دار با ادخال‌هایی از اپیدوت، پلاژیوکلاز و کوارتز دیده می‌شود. پلاژیوکلازها به صورت ریزدانه در زمینه سنگ پراکنده‌اند، زوئیزیت و کلینوزوئیزیت‌ها به صورت بلورهای کشیده و درشت، با بافت نماتوبلاستی در کنار آکتینولیت مشاهده می‌شوند. کلریت به صورت بلورهای نیمه‌شکل‌دار با فابریک لپیدوبلاستی به وفور در این سنگ‌ها حضور دارند و از دگرگونی برگشتی آمفیبول‌ها بوجود آمده‌اند (شکل ۳-۱).



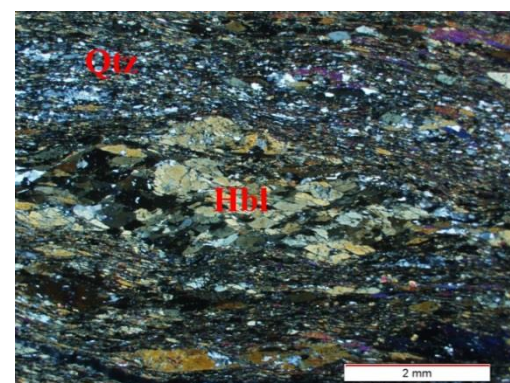
ب



الف



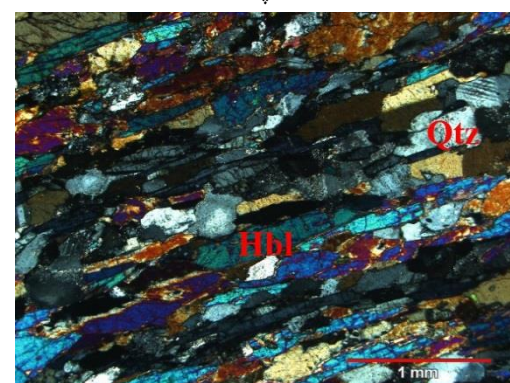
ت



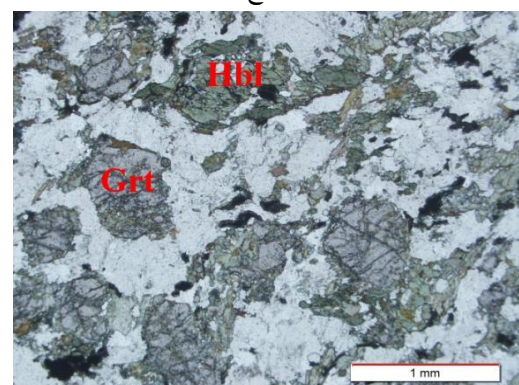
پ



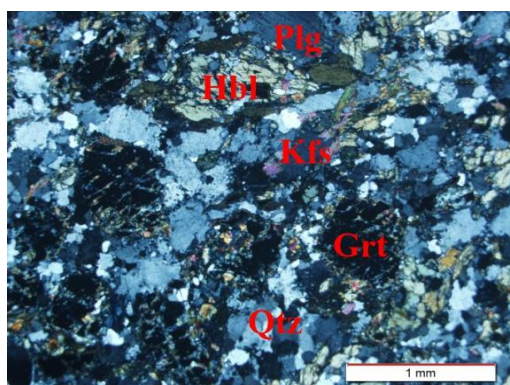
ج



ث



ح



چ

شکل ۱-۳ الف - آکتینولیت شیست، ب آمفیبولیت، پ و ت- بلورهای ماهی شکل هورنبلند، ث و ج - برگوارگی بارز ناشی از حضور هورنبلند در آمفیبولیت‌ها، چ و ح - گارنت و هورنبلند در گارنت آمفیبولیت‌ها.

۳-۲-۲ آمفیبولیت و گارنت آمفیبولیت‌ها

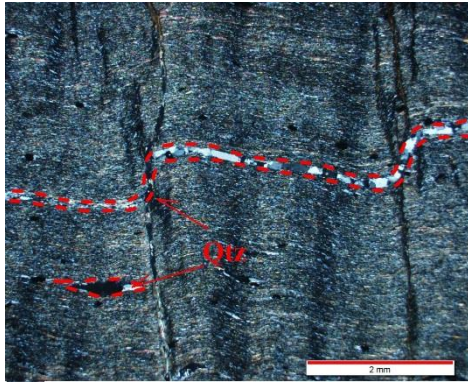
هورنبلند حجم عمده کانی‌های آمفیبولیت‌ها را شامل می‌شوند که به صورت بلورهای درشت (اغلب بزرگتر از ۱ میلی‌متر)، منشوری و دوکی شکل به رنگ سبز با چندرنگی سبز تا قهوه‌ای مشاهده می‌شوند، و دارای ادخال‌هایی از کوارتز و کانی‌های اوپک است. پلاژیوکلاز به صورت بلورهای ریز و بی‌شکل فضای بین هورنبلندها را پر کرده است. کوارتز نیز به صورت بلورهای ریز در زمینه و یا ادخال در هورنبلند و گارنت مشاهده می‌شود. بلورهای گارنت اغلب نیمه‌شکل‌دار بوده و دارای ادخال‌هایی از کوارتز، سریسیت و اپیدوت می‌باشند (شکل ۱-۳). بیوتیت در برخی از نمونه‌ها دارای مقادیر قابل توجهی است و می‌توان آن را جزء کانی‌های اصلی سنگ به حساب آورد. این سنگ‌ها، بافت‌های نماتوبلاستی، پورفایروبلاستی و گاه بافت متقاطع (دکوسیت) نشان می‌دهند. اپیدوت، اسفن، روتیل، تیتانومگنتیت و زیرکن از کانی‌های فرعی بارز این سنگ‌ها هستند. شواهد دگرریختی نظیر برگوارگی، خطوارگی، بلورهای ماهی‌شکل هورنبلند سبز و بیوتیت به خوبی در این سنگ‌ها توسعه یافته‌است (شکل ۱-۳).

۳-۳ متاپلیت‌ها

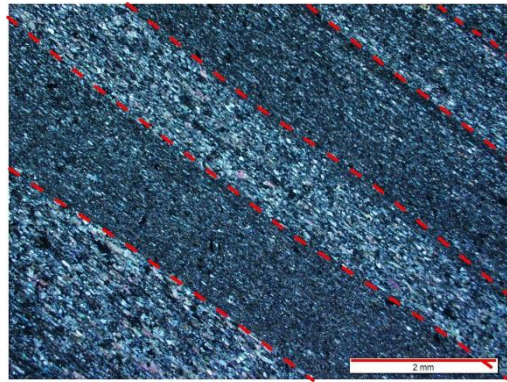
۳-۳-۱ فلیت، میکاشیست و گارنت میکاشیست‌ها

۳-۳-۱-۱ فلیت‌ها

کانی‌های اصلی تشکیل‌دهنده فلیت‌ها شامل کلریت، کوارتز، بیوتیت، مسکوویت و به میزان کمتر فلدسپات، کلسیت و کانی‌های تیره هستند، کلسیت و اکسیدهای آهن معمولاً کانی‌های ثانویه را تشکیل می‌دهند. فابریک عمده سنگ لپیدوبلاستیک است. در برخی موارد به دلیل ریز بودن کانی‌های تشکیل‌دهنده سنگ، از فابریک اسلیتی نیز می‌توان برای این سنگ‌ها استفاده کرد. از دیگر فابریک‌های ایجاد شده در این سنگ‌ها می‌توان به کلیواژ خمیدگی یا لغزشی و کلیواژ فاصله‌دار اشاره کرد (شکل ۲-۳).



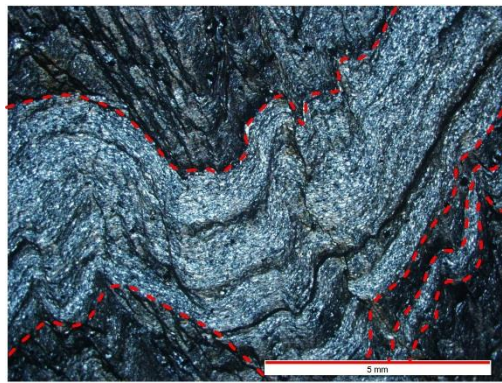
ب



الف



ت

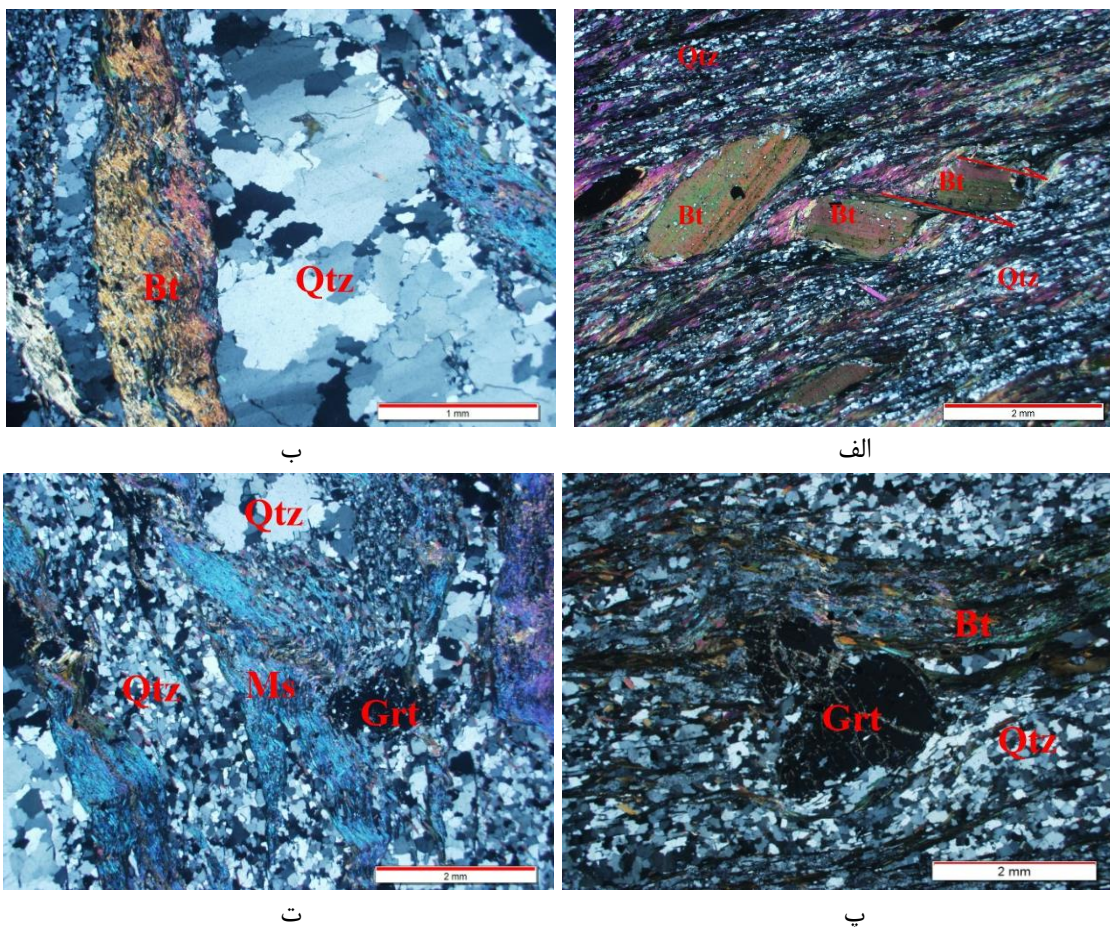


پ

شکل ۳-۲- تصاویری از ریزساخت‌های اسلیت‌ها و فیلیت‌ها.

۳-۱-۳-۲ میکاشیست و گارنت میکاشیست‌ها

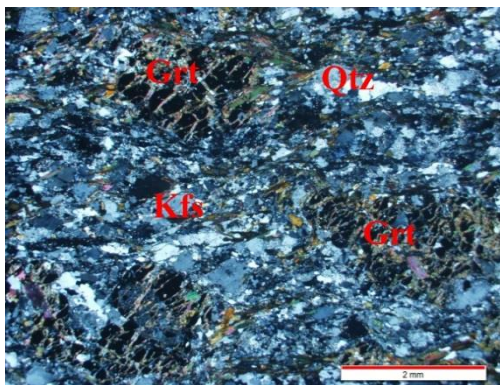
میکاشیست‌ها و گارنت میکاشیست‌ها اغلب از کوارتز، فلدسپات، پلاژیوکلاز، بیوتیت، مسکوویت و گارنت تشکیل شده‌اند. ورقه‌های جهت یافته بیوتیت و مسکوویت سازنده فابریک لپیدوبلاستی در سنگ هستند. گارنت‌ها اغلب نیمه شکل‌دار بوده و دارای بافت پوئی کیلوبلاستی با ادخال‌های فراوان از بیوتیت، کوارتز، پلاژیوکلاز و کانی‌های اوپک هستند و اغلب برگوارگی را قطع کرده‌اند. پورفیروبلست‌های گارنت معمولاً ساختار سایه فشاری را نشان می‌دهند، میکاها و کوارتزهایی که در منطقه سایه فشار این کانی قرار دارند از تغییر شکل پلاستیک مصون مانده‌اند. از بافت‌های غالب در این سنگ‌ها می‌توان به پورفیروبلستی، پورفیروولپیدوبلاستی و پورفیروگرانوبلاستی اشاره کرد (شکل ۳-۳).



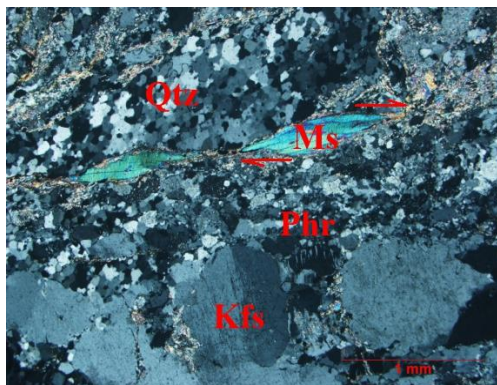
شکل ۳-۳- تصاویری از ویژگی‌های بارز میکاشیست‌ها و گارنت میکاشیست‌های ماجراد ساختار میکاماهی، پورفیروبلست‌های گارنت و فابریک لپیدوبلاستی و پورفیروولپیدوبلاستی.

۳-۱-۳-۳ گنیس‌ها

کانی‌های اصلی تشکیل دهنده گنیس‌های مجموعه دگرگونی ماجراد شامل آلکالی فلدسپار (ارتوز و میکروکلین)، پلاژیوکلاز، کوارتز، بیوتیت، مسکوویت و گارنت هستند. تیتانیت، آلانیت، آپاتیت و زیرکن کانی‌های فرعی را تشکیل می‌دهند. آلکالی فلدسپارها دارای بافت پرتیتی هستند. پلاژیوکلازها نیمه-شکل‌دار تا شکل‌دار هستند. بیوتیت تنها کانی فرومنیزین است که اغلب به صورت بخشی یا کامل به وسیله کلریت و اپیدوت جایگزین شده است. گارنت‌ها در اندازه‌های ریز تا درشت با شکستگی‌هایی که بوسیله کوارتز، پلاژیوکلاز و بیوتیت پر شده‌اند، مشاهده می‌شود. آلانیت بلورهای منشوری خود شکلی را تشکیل داده‌اند که اغلب دارای منطقه‌بندی ترکیبی هستند (شکل ۳-۴).



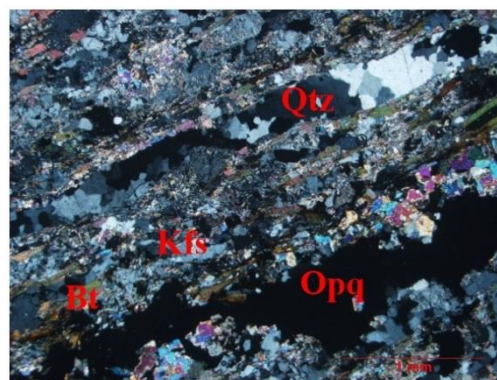
ب



الف



ت

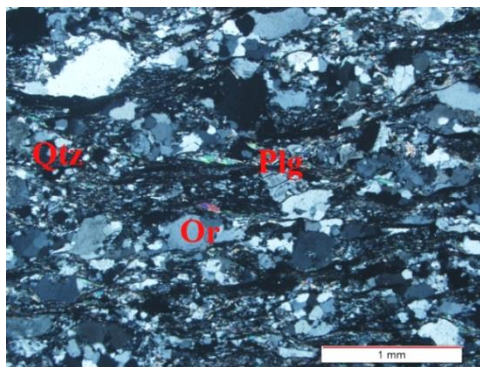


پ

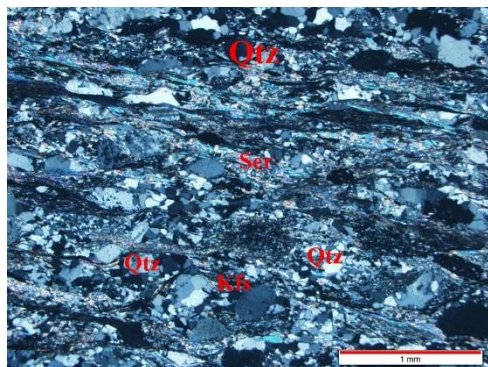
شکل ۳-۴- تصاویری از ویژگی‌های بارز گنیس‌های ماجراد: الف- ساب گرین شدن کوارتز. ب - پورفیروبلست‌های گارنت، پ- میکاماهی و ت- آلانیت با منطقه‌بندی ترکیبی.

۳-۴ متاپسامیت‌ها

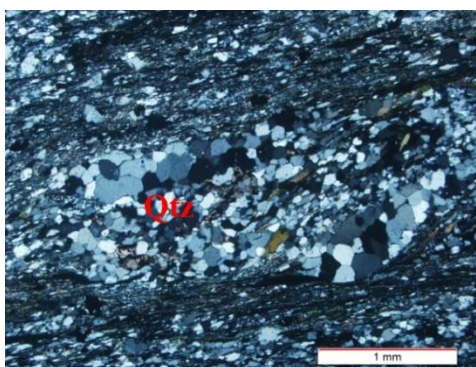
کانی‌های اصلی تشکیل‌دهنده متاپسامیت‌های ماجراد شامل کوارتز، پلاژیوکلاز، آلکالی فلدسپار و میکا می‌باشند، بافت اصلی این سنگ‌ها گرانوبلاستی، گرانولپیدوبلاستی و فلیزر می‌باشد. کوارتز، آلکالی فلدسپار و پلاژیوکلاز به فراوانی در این سنگ‌ها مشاهده می‌شوند، فلدسپارها به صورت پورفیروکلاست-های درشت نوع σ در زمینه‌ای از کانی‌های کوارتز و میکا قرار دارند. کوارتز در اندازه‌های ریز و درشت در این سنگ‌ها به فراوانی مشاهده می‌شود که آثار خردشدگی و ساب‌گرین شدن در آن‌ها مشهود است. پلاژیوکلاز به صورت بلورهای نیمه‌شکل‌دار که در برخی مواد ماکل‌های پلی‌سنتیک آن‌ها محفوظ مانده است، مشاهده می‌شود (شکل ۳-۵- پ).



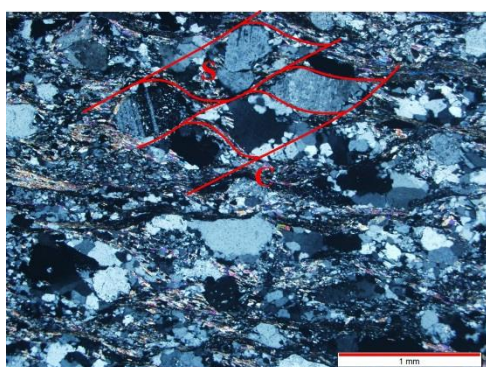
ب



الف



ت



پ

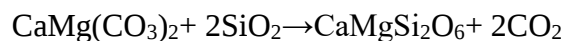
شکل ۳-۵- الف، ب و پ - تصاویری از متاپسامیت‌های میلونیتی با پورفیروکلاست‌هایی از فلدسپار پتاسیم در خمیره‌ای از کوارتز باز تبلور یافته. به فابریک سطوح C و S در این تصاویر توجه شود و ت - تصویری از تجمع کوارتزهای باز تبلور یافته با برگوارگی مورب ناشی از سرسیت و فلدسپار ریزدانه.

۳-۵ متاکربنات‌ها

به طور کلی سنگ‌های دگرگونی کربناته را می‌توان در دو گروه تقسیم‌بندی نمود دسته اول مرمرها و دسته دوم سنگ‌های کالک سیلیکاته می‌باشند، در هر دو دسته از این سنگ‌ها، کانی‌های غنی از کلسیم و یا کلسیم و منیزیم وجود دارند. مرمرها اغلب از دگرگونی سنگ‌های کربناته خالص و یا سنگ‌هایی با مقادیر کم ناخالصی (کوارتز و یا دیگر کانی‌های تخریبی) به وجود می‌آیند. کالک سیلیکات‌ها دارای مقدار کربنات کمتری هستند و اغلب از دگرگونی کربنات‌های ناخالص و مارن‌ها بوجود می‌آیند. برخی از کالک سیلیکات‌ها منشاء متاسوماتیکی دارند و در دگرگونی ناحیه‌ای از واکنش لایه‌های نازک آهکی با سنگ‌های پلیتی و یا در خلال دگرگونی مجاورتی از واکنش سیالات حاصل از توده نفوذی با سنگ‌های آهکی تشکیل می‌شوند، که در این حالت به آن‌ها اسکارن گفته می‌شود. دو عامل مهم در دگرگونی سنگ‌های کربناته وجود دارد، اولین عامل تنوع ناخالصی‌ها و مقادیر

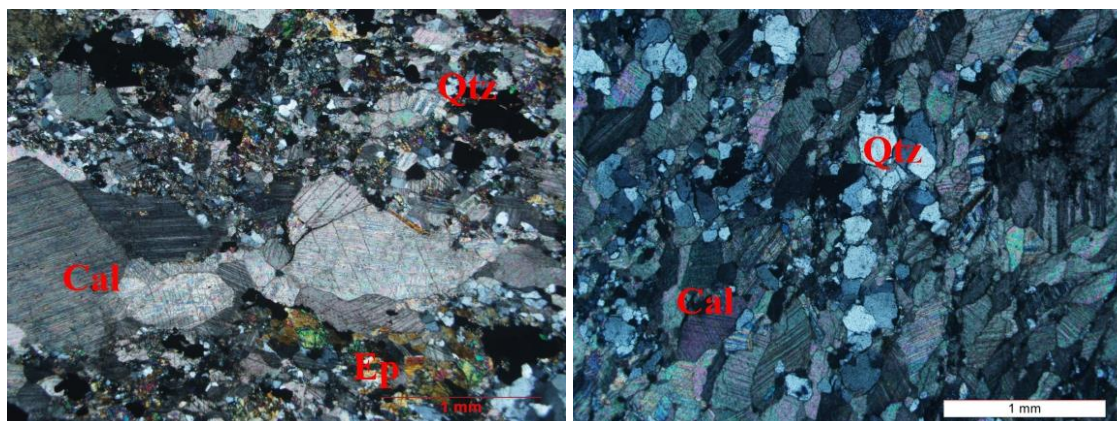
آن‌ها و عامل دوم نقش فشار سیالات بخصوص CO₂ می‌باشد. وجود این عوامل ارزیابی رخساره‌های دگرگونی در این دسته از سنگ‌ها را پیچیده کرده است (Bucher & Grapes, 2011).

برای اینکه بتوان سنگی را مرمر نامید باید کانی‌های کربناته بیش از ۵۰ درصد حجم سنگ را به خود اختصاص داده باشند. تشکیل مرمر به عوامل مختلفی مانند ترکیب منشأ و لایه‌های رسوبی، شرایط دگرگونی، بروز دگرشکلی و همچنین حوادث بعد از دگرشکلی مانند گرم شدن دوباره سنگ، بستگی دارد. تغییرات کانی‌شناسی در مرمرها بسیار اندک است مگر در شرایط دگرگونی بسیار دما بالا یا بسیار فشار پایین مانند دگرگونی مجاورتی. در طی کربن‌زدایی از کربنات‌ها مطابق فرمول زیر ترکیباتی مانند MgO و CaO آزاد می‌شوند که در ترکیب با کوارتز، کانی‌هایی مانند دیوپسید، الیوین و دیگر کانی‌ها را بوجود می‌آورند (Bucher & Grapes, 2011).



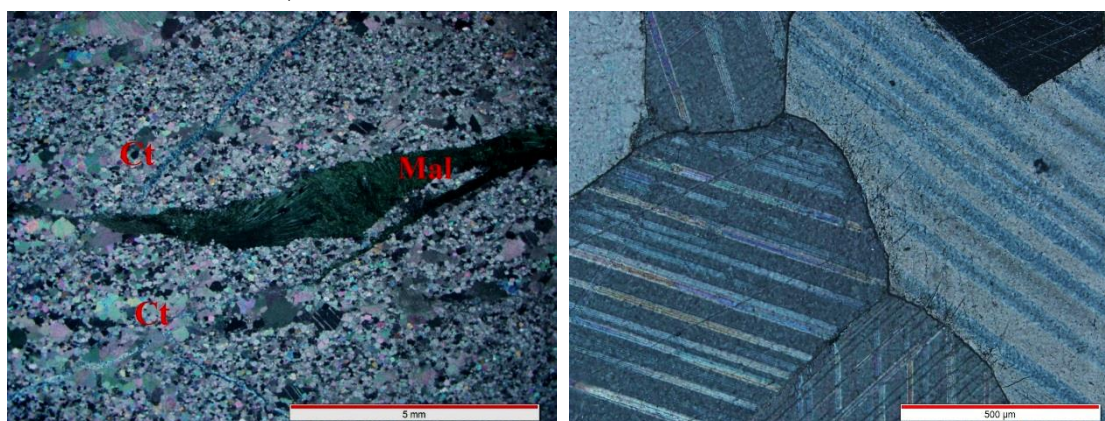
انجام این واکنش به عوامل مختلفی از قبیل دما، فشار و میزان سیالات بستگی دارد. سیالات دگرگونی با نسبت تقریباً مساوی از CO₂ و H₂O باعث بوجود آمدن کانی‌هایی مانند گروسولار، دیوپسید، ترمولیت، فلوگوپیت، اسپینل، پلاژیوکلاز غنی از کلسیم، تیتانیت، اسکاپولیت، پتاسیم فلدسپار در کربنات‌ها می‌شوند.

مرمرهای کلسیتی و دلومیتی ماجراد اغلب از کلسیت، دلومیت، و به مقدار کمتر کوارتز، اپیدوت، کلریت و کانی‌های اپک تشکیل شده‌اند. بلورهای کلسیت بخش عمده سنگ را تشکیل می‌دهند و به صورت شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار با رخ کامل مشاهده می‌شوند، بافت غالب این سنگ‌ها گرانوبلاستی است. با توجه به تنش‌های تکتونیکی صورت گرفته در منطقه شواهد دگرریختی شامل دوقلو شدگی، خاموشی موجی، مهاجرت مرز دانه‌ها و ریزش‌دگی در بلورهای کلسیت مشاهده می‌شود (شکل ۳-۶). در مناطقی که کانی‌سازی مس صورت گرفته کانی‌های آزوریت و مالاکیت در مرمرها مشاهده می‌شود.



ب

الف



پ

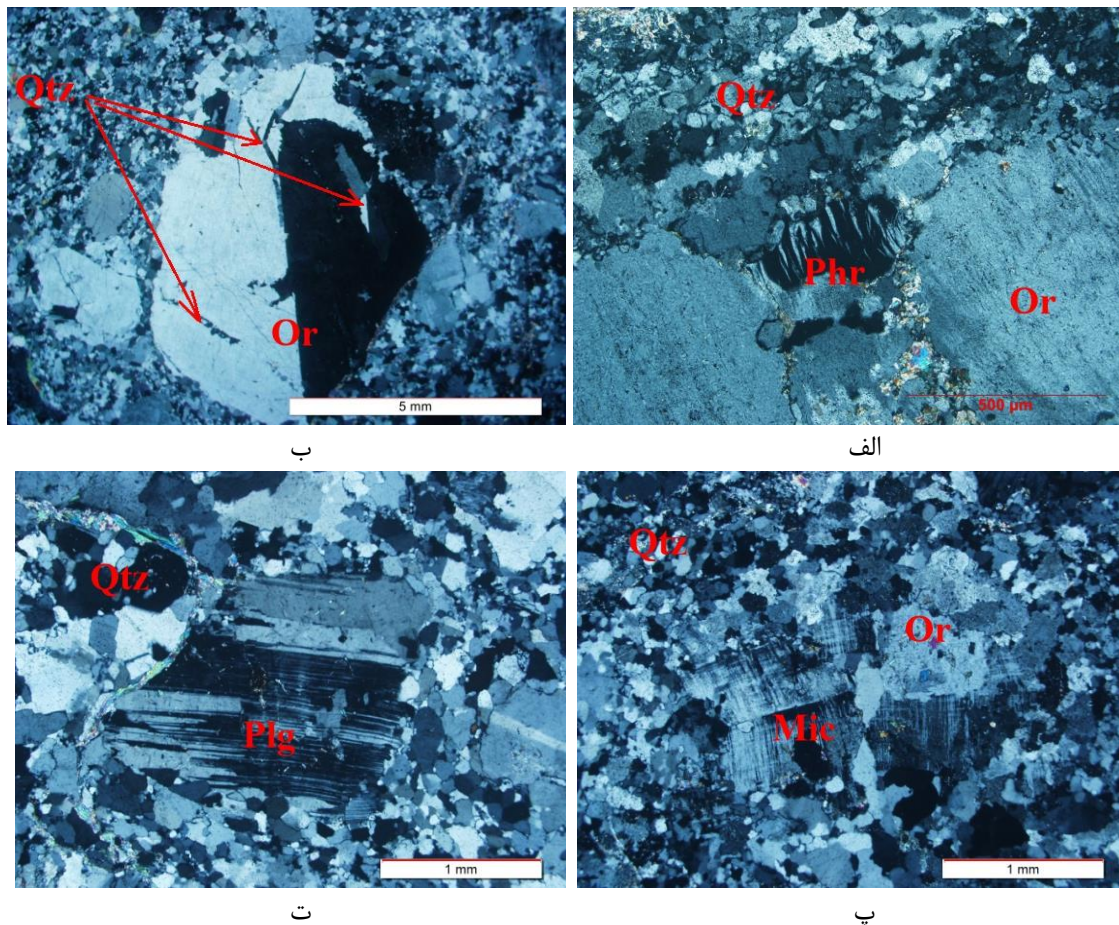
ت

شکل ۳-۶- الف و ب- بلورهای درشت کلسیت با رخ‌های رمبوندی واضح در کنار اپیدوت و کوارتز در متاکربنات‌های ماجراد. پ- نمایی نزدیک از رخ‌های رمبوندی کلسیت و ت- رگچه پرشده با مالاکیت در متاکربنات‌های منطقه ماجراد.

۳-۶ گرانیت‌ها

کانی‌های اصلی تشکیل‌دهنده گرانیت‌ها شامل ارتوز، میکروکلین، کوارتز، پلاژیوکلاز، مسکوویت و بیوتیت است. بافت این سنگ‌ها عمدتاً گرانوبلاستی و میلونیتی است. آلانیت، اسفن، آپاتیت، روتیل، تورمالین، زیرکن و کانی‌های اوپک، کانی‌های فرعی این گرانیت‌ها هستند. از کانی‌های ثانویه می‌توان به اپیدوت (محصول دگرسانی پلاژیوکلاز)، سریسیت و کانی‌های رسی (محصول دگرسانی فلدسپارها)، مسکوویت، کلریت، اسفن و کانی‌های اوپک (محصول دگرسانی بیوتیت‌ها) اشاره کرد. آلکالی فلدسپار به صورت ارتوز و میکروکلین مشاهده می‌شود که اغلب شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار بوده و دارای بافت پرتیتی می‌باشند. شکستگی‌های متعددی در این بلورها ظاهر شده که توسط کوارتز و ارتوزهای ریزدانه

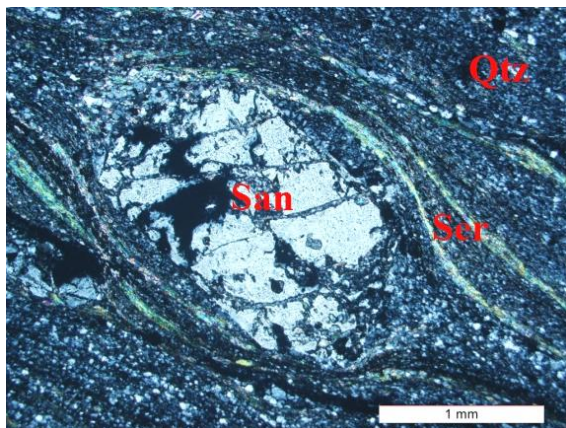
پرسیده‌اند. در زون‌هایی که میزان دگرشکلی بالا است بافت پرتیتی در ارتوز ظاهر شده است. کوارتز اغلب به صورت دانه‌ای، بی‌شکل در اندازه‌های ریز، متوسط و درشت با خاموشی موجی، فضای بین دانه‌های آلکالی فلدسپار و پلاژیوکلاز را پر کرده است. اغلب کوارتزها تجدید تبلور یافته و حالت خردشدگی نشان می‌دهند. مهاجرت مرز دانه‌ای در اغلب آن‌ها اتفاق افتاده و موجب کنگره‌ای شدن حاشیه‌های این کانی شده است (شکل ۷-۳).



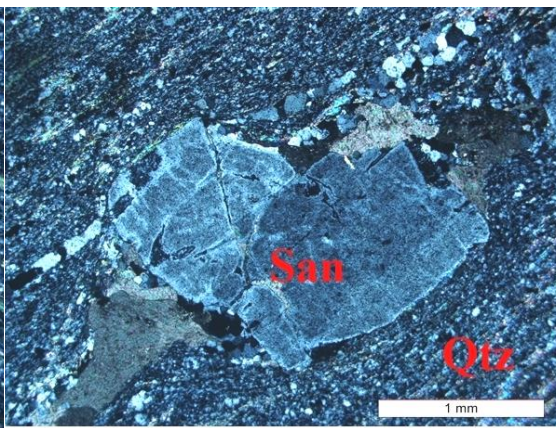
شکل ۷-۳- الف - بافت پرتیت شعله‌ای در ارتوکلاز. ب- تبلور مجدد کوارتز درون بلورهای ارتوز و ساب- گرین شدن کوارتز. پ - تبدیل ارتوز به میکرو کلین در اثر تنش‌های تکتونیکی و ت - بلور پلاژیوکلاز با آثاری از خردشدگی ریز مقیاس در شرایط شکننده که با کوارتز پر شده است (بافت ساب ماگمایی).

۳-۷ متاریولیت‌ها

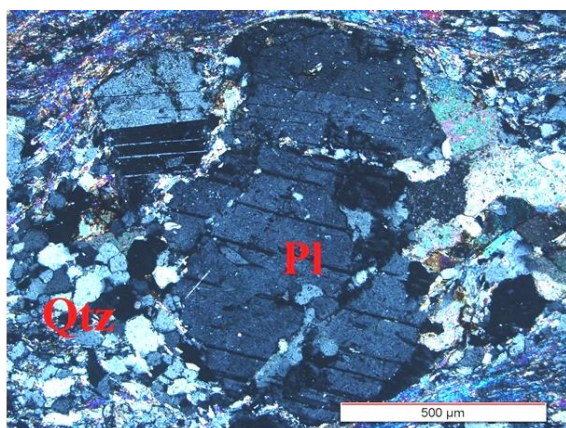
کانی‌های اصلی تشکیل دهنده متاریولیت‌ها شامل کوارتز، آلكالی فلدسپار و پلاژیوکلاز می‌باشند. بافت غالب این سنگ‌ها بلاستوفیری، پورفیری با خمیره فلسیتی و دانه‌ریز و کمی جهت‌یافته است. در متاریولیت‌ها در اثر تبدیل آلكالی فلدسپار به سریسیت بافت لپیدوبلاستی، ناشی از جهت‌یافتگی سریسیت‌ها بویژه در اطراف بلاستوفیرهای کوارتز و آلكالی فلدسپار مشاهده می‌شود. آلكالی فلدسپارها که اغلب سانیدین می‌باشند به صورت بلورهای نیمه شکل‌دار تا بی‌شکل با مرزهای نامنظم و سرنیزه‌ای به صورت درشت بلور یا بلاستوفیر، با خاموشی موجی مشاهده می‌شود. پلاژیوکلازها به صورت نیمه-شکل‌دار با شکستگی‌های فراوان دیده می‌شوند که شکستگی‌ها آن‌ها اغلب با کوارتز پرشده‌است. کوارتز نیز به صورت بلورهای شکل‌دار تا بی‌شکل با خلیج‌خوردگی در حاشیه‌های بلور در خمیره‌ای از کانی‌های فلسیک ریزدانه مشاهده می‌شود. مطالعات میکروسکوپی نشان می‌دهند که متاریولیت‌ها متحمل فرایندهای دگرگونی و دگرریختی شده و ریزساخت‌های حاصل از این فرایندها در این سنگها به وفور مشاهده می‌شود. بررسی‌های پتروگرافی نشان می‌دهند که فنوکریست‌های کوارتز دارای خاموشی موجی و سطوح تماس منحنی یا کنگره‌دار می‌باشند. آلكالی فلدسپارها به صورت بلاستوفیرهای عدسی شکل با پوششی از دانه‌های ریز حاصل از ساب‌گرین‌شدن مشاهده می‌شوند. در برخی موارد، برگوارگی در اطراف آن‌ها چرخیده و نشان می‌دهد که این کانی رفتار شکل‌پذیر و خمیری داشته و به صورت عدسی شکل در آمده است. در سایه‌های فشاری دو سوی این بلاستوفیرها، و به دور از تنش‌های حاکم، تهنشست کوارتزهای ریزدانه انجام گرفته است (شکل ۳-۸).



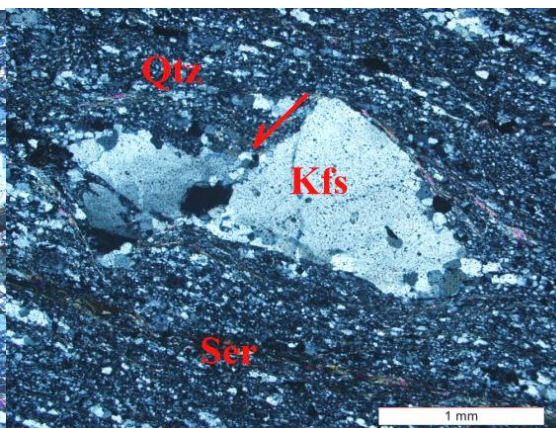
ب



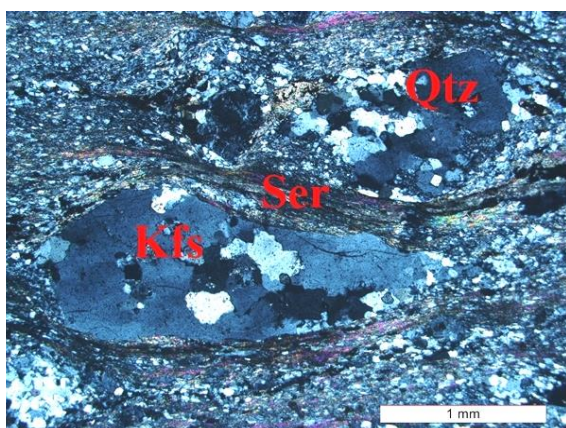
الف



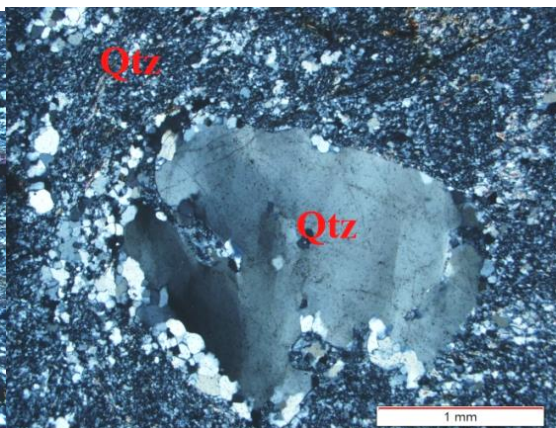
ت



پ



ج



ث

شکل ۳-۸- الف ب و پ - تصاویری از حضور بلاستوفیرهای آلکالی فلدسپار و تشکیل سریسیت در حاشیه‌های آن‌ها. ت- بلور پلاژیوکلاز و رگه‌های پرشده با کوارتز درون آن و آثاری از خردشدگی ریز مقیاس در شرایط شکننده. ث - کوارتز با بافت خلیج‌خوردگی که توسط موزائیکی از دانه‌های تبلوردوباره یافته احاطه شده‌است، به خاموشی موجی، دانه‌ریز شدن (ساب‌گرین شدن)، بافت لیپیدوبلاستی ناشی از حضور سریسیت‌ها توجه نمایید و ج - تبلور دوباره کوارتز درون پورفایروکلاست‌های آلکالی فلدسپار.

فصل چهارم

کافی شناسی، ساخت و بافت ماده معدنی

و توالی پاراشیمی

۴-۱ مقدمه

یکی از اصول اولیه در مطالعه چگونگی تشکیل یک کانسار، بررسی‌های کانی‌شناسی، ساخت و بافت ماده معدنی و کانی‌های سازنده آن می‌باشد. بررسی دقیق ویژگی‌های کانی‌شناسی، ساختی و بافتی در تعیین توالی کانی-شناسی، اکتشاف، نوع کانی‌سازی و الگوی کانی‌زایی، فرآیندهای اعمال شده بر روی کانسار در حین تکوین کانسار از اهمیت ویژه‌ای برخوردار بوده و همچنین می‌تواند در شناخت ویژگی‌های محیط تشکیل و شرایط حاکم بر محیط تشکیل کانسار مفید باشد، این اطلاعات در تعیین ارزش اقتصادی کانسار و تعیین روش فرآوری ماده معدنی بسیار کاربردی می‌باشد.

هدف از انجام این مطالعات بررسی شرایط و چگونگی تشکیل کانسار، تعیین پاراژنز کانی‌های سازنده کانسنگ آهن ماجراد است. در این بخش از تحقیقات انجام شده به منظور تعیین کانی‌شناسی، ساخت و بافت، ۲۱ مقطع صیقلی از کانسنگ و ۳۰ مقطع نازک از سنگ درون‌گیر تهیه گردید، همچنین ۳ نمونه XRD مورد آنالیز قرار گرفت. در این فصل ابتدا به بحث در مورد کانی‌شناسی و پس از آن به انواع ساخت و بافت‌های ماده معدنی پرداخته. علائم اختصاری به کار رفته برای کانی‌های مورد بررسی مطابق با استانداردهای وینتنی و ایوانز (۲۰۱۰)، به صورت جدول در (پیوست ۱)، ارائه شده است.

۴-۲ کانی‌شناسی

کانه‌زایی آهن در طول لایه‌بندی و به شکل چند عدسی مشاهده می‌شود. براساس مشاهدات صحرایی، میکروسکوپی، آنالیز XRD و XRF کانی‌های تشکیل دهنده کانسار به سه گروه تقسیم می‌شوند:

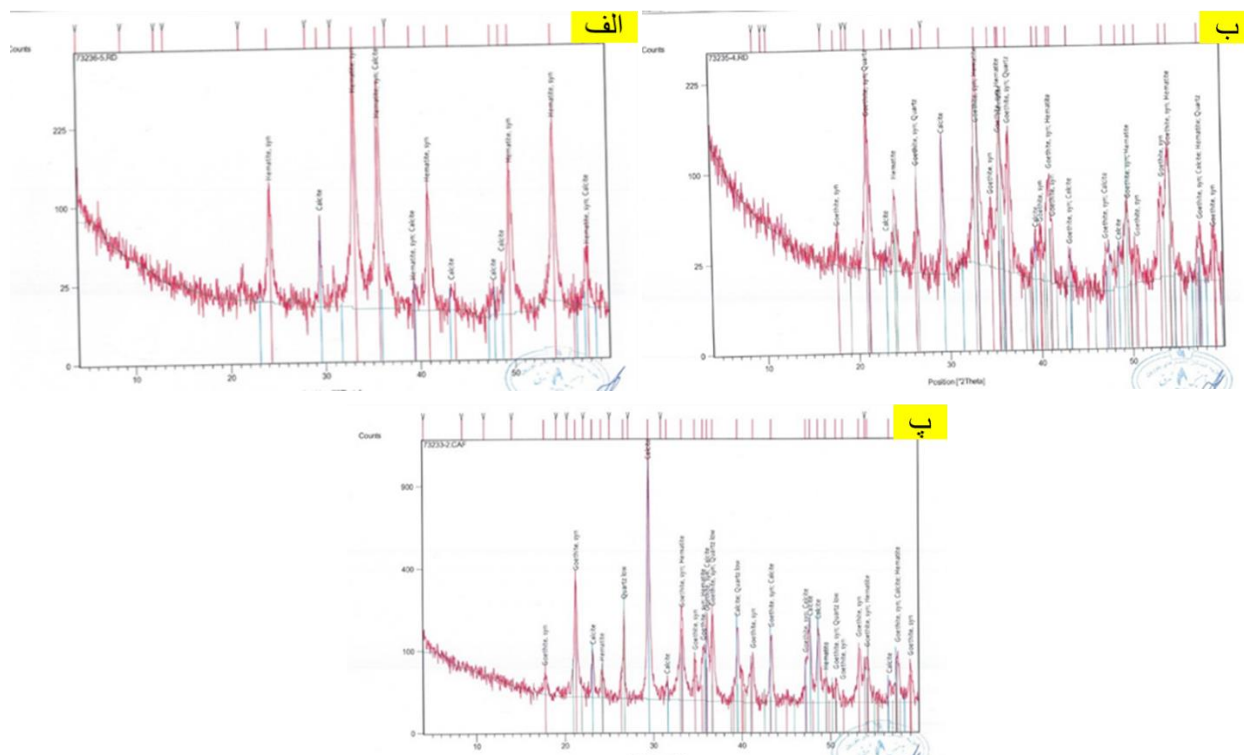
۱. کانی‌های اصلی آهن (هماتیت، مگنتیت، گوتیت و لیمونیت) ، ۲-کانی فرعی (پیریت، پیرولوزیت) و ۳-کانی‌های باطله (کوارتز، کلسیت، ژیپس و دولومیت) (به شکل‌های ۴-۲ تا ۴-۱۱ نگاه کنید).

نمونه شماره ۵ بیشتر هماتیستی است و نمونه‌های شماره ۴ و ۲ ترکیبی از هماتیت و گوتیت می‌باشد. نتایج حاصل از بررسی نمودارهای XRD به طور خلاصه در جدول ارائه شده است.

در این جدول ۱-۴ کانی‌هایی که به روش پراش اشعه ایکس بررسی و شناسایی شده را نشان می‌دهد.

جدول شماره ۱-۴ نتایج حاصل از آنالیز XRD سه نمونه از کانسنگ‌های متعلق به اندیس آهن ماجراد

ردیف	شماره نمونه	کانی‌های سازنده
۱	۲	گوتیت، هماتیت، کلسیت، کوارتز
۲	۴	گوتیت، هماتیت، کلسیت، کوارتز
۳	۵	هماتیت، کلسیت



شکل ۱-۴ نمودارهای ۳ نمونه مورد مطالعه XRD. الف) نمونه ۵. ب) نمونه ۴. پ) نمونه ۲.

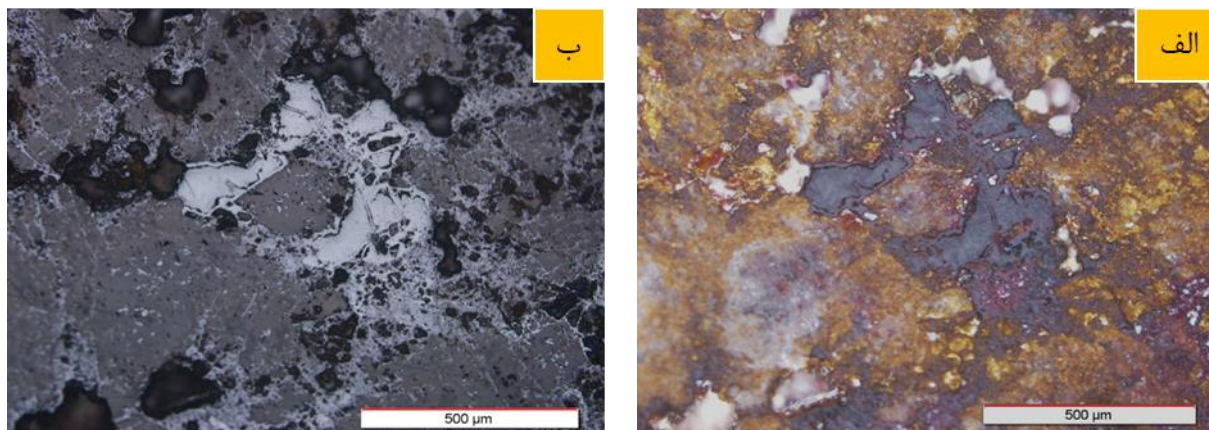
۴-۲-۱ کانی‌های اصلی

۳-۲-۱ هماتیت (Fe_2O_3):

هماتیت، یک ترکیب اکسید آهن معمولی با فرمول Fe_2O_3 است و به طور گسترده در سنگ‌ها و خاک‌ها یافت می‌شود. (Cornell, et al., (1996)) کریستال‌های هماتیت متعلق به سیستم شبکه‌ای رمبوهدرال است که به عنوان پلی مورف آلفا Fe_2O_3 تعیین شده است.

هماتیت به طور طبیعی در رنگ‌های سیاه تا فولادی یا خاکستری نقره‌ای، قهوه‌ای تا قهوه‌ای مایل به قرمز یا قرمز دیده می‌شود. به عنوان سنگ معدن مهم آهن استخراج می‌شود. (Morgenthau, et a., (1923)). انواع هماتیت شامل سنگ کلیه، مارتیت (شکل کاذب پس از مگنتیت)، گل اخرا و اسپیکولاریت (هماتیت اسپیکولار) است. در حالی که این اشکال متفاوت است، همه آنها دارای خط خاکی قرمز هستند. هماتیت نه تنها سخت‌تر از آهن خالص است، بلکه بسیار شکننده‌تر است. ماگهمیت یک پلی‌مورف هماتیت با فرمول شیمیایی ($\gamma\text{-Fe}_2\text{O}_3$) است.

ذخایر بزرگ هماتیت در سازندهای آهن نواری یافت می‌شود. هماتیت خاکستری معمولاً در مکان‌هایی که آب ساکن یا چشمه‌های آب گرم معدنی دارند، یافت می‌شود. این ماده معدنی می‌تواند در آب رسوب کرده و به صورت لایه‌ای در انتهای دریاچه، چشمه یا سایر آب‌های راکد تشکیل شود. هماتیت همچنین می‌تواند در غیاب آب، و در نتیجه فعالیت آتشفشانی ایجاد شود.



شکل ۴-۲ (الف) در نور پلاریزه هماتیت به رنگ قهوه‌ای تیره مشاهده می‌شود. (ب) در نور طبیعی هماتیت به رنگ تقریباً سفید مشاهده می‌شود.

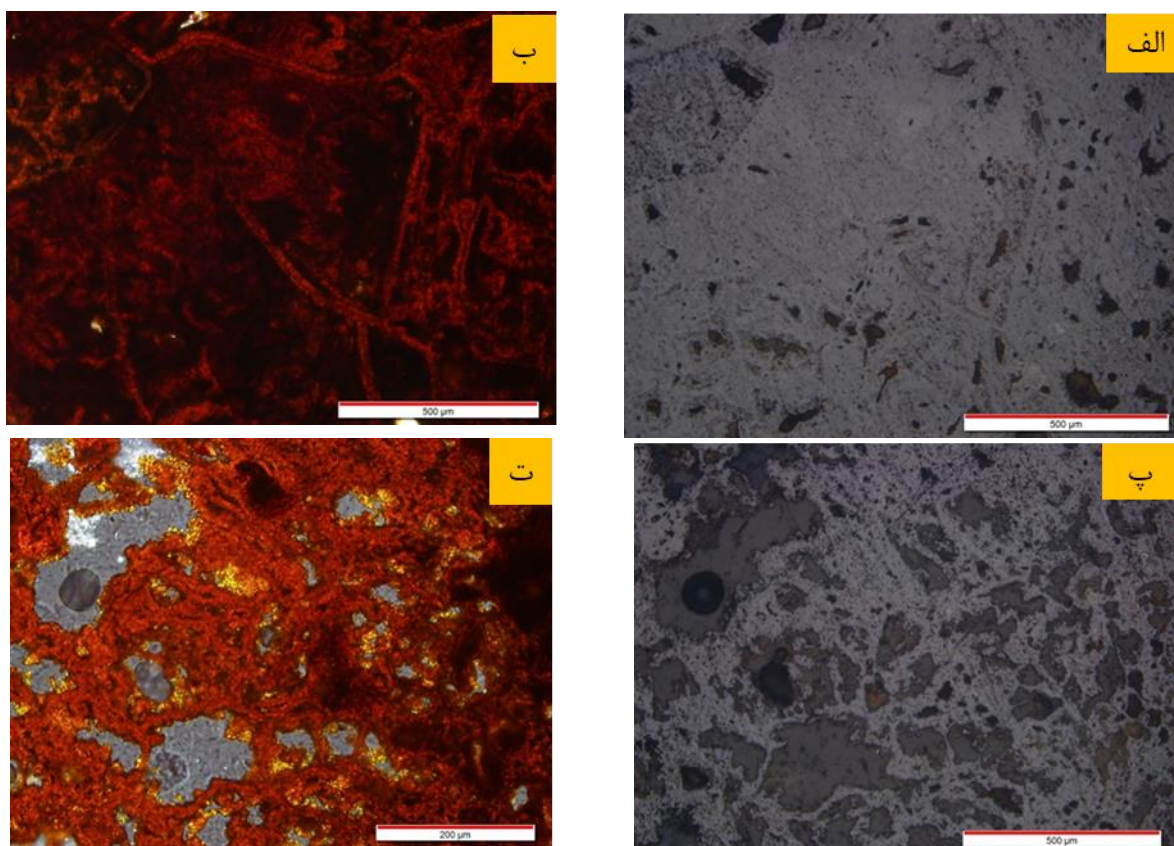
۴-۲-۱-۲ گوتیت (FeO(OH)) :

گوتیت اغلب از طریق هوازدگی سایر کانی‌های غنی از آهن تشکیل می‌شود و بنابراین جزء مشترک خاک‌ها است که در خاک‌های لاتریتی متمرکز شده است. گوتیت اتوژنیک نانو ذره‌ای یک اکسی هیدروکسید آهن دیاژنتیک رایج در رسوبات دریایی و دریاچه است. (Van Der Zee, et al., (2003)). تشکیل گوتیت با تغییر حالت اکسیداسیون Fe^{+2} (فرو) به Fe^{+3} (فریک) مشخص می‌شود، که اجازه می‌دهد تا گوتیت در شرایط سطحی وجود داشته باشد.

ذخایر سنگ آهن به طور کلی بر اساس اندازه، درجه و ترکیب شیمیایی توصیف می‌شوند تا ویژگی‌های کانی-شناسی و ریزساختاری با این حال، شناخت ریخت‌شناسی، ریز ساختار و ترکیب شیمیایی کانی‌های آهن‌دار جداگانه برای پردازش بهینه مواد معدنی ضروری است. گوتیت به عنوان یک فاز فراگیر در بسیاری از انواع سنگ آهن‌ها تشکیل می‌شود (به ویژه در سنگ آهن‌های نواری پرکامبرین شمال هند).

میکروسکوپ الکترونی چندین مورفیوتیک گوتیت از جمله بوتروئیدال، ندولی، اسفروئیدال، پلیتی، استلاکتیتی را نشان داد. این مورفیوتیپ‌های مختلف ریزساختارهای بین دانه‌ای، درون دانه‌ای، گوه‌ای، بی‌شکل، شانه‌ای، منشوری، حفره‌ای و مهره‌ای را نشان می‌دهند. تجزیه و تحلیل درجا با استفاده از میکروآنالیزور پروب الکترونی

نشان دهنده تنوع وسیع ترکیب بین مورفوتیپ‌ها و ریزساختارهای مختلف است. گوتیت دارای ریزساختار بی‌شکل، گوه، بین دانه‌ای یا داخل دانه‌ای است و دارای ماهیت بسیار آبدار و مخفی بلور است.



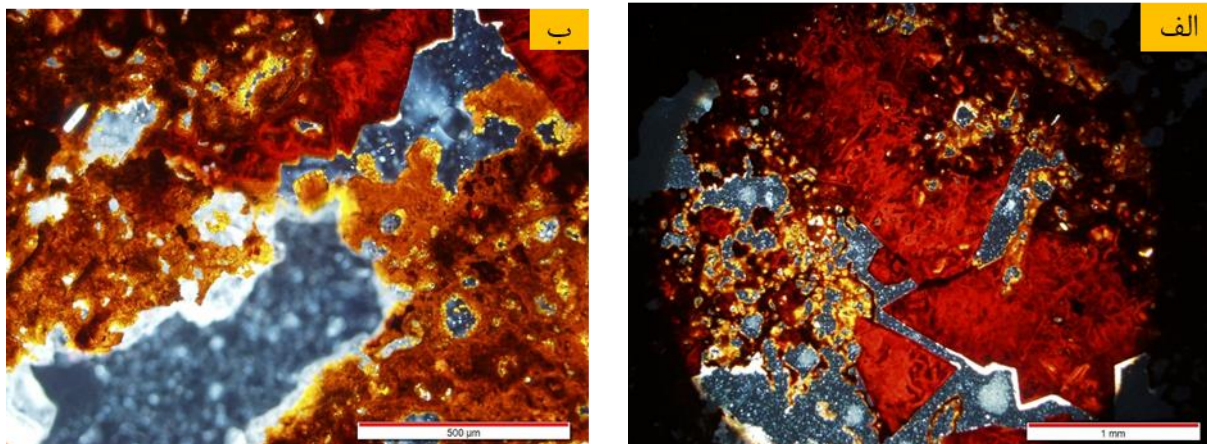
شکل ۳-۴ (الف، پ) در نور طبیعی گرفته شده و رنگ گوتیت خاکستری است. (ب، ت) در نور پلاریزه گرفته شده است و رنگ گوتیت با انعکاس داخلی قرمزقهوه‌ای است.

۴-۲-۱-۳ لیمونیت $(\text{Fe}(\text{OH}) \cdot n\text{H}_2\text{O})$:

این کانی به صورت ثانوی تشکیل می‌شود و با هماتیت و پیرولوزیت به صورت پارائنز یافت می‌شود. فرمول عمومی لیمونیت اغلب به صورت $\text{Fe}(\text{OH}) \cdot n\text{H}_2\text{O}$ نوشته می‌شود، اگرچه این فرمول کاملاً دقیق نیست زیرا نسبت اکسید به هیدروکسید می‌تواند بسیار متفاوت باشد.

اگرچه این کانی در ابتدا به عنوان یک کانی واحد تعریف شده بود، لیمونیت اکنون به عنوان مخلوطی از کانی‌های هیدراته اکسید آهن شناخته شده است.

این کانی اکسید آهن سه ظرفیتی آهن آبدار و به رنگ زرد و در نور انعکاسی رنگ زرد دارد.



شکل ۴-۴ الف، ب) لیمونیت به رنگ زرد مشخص است

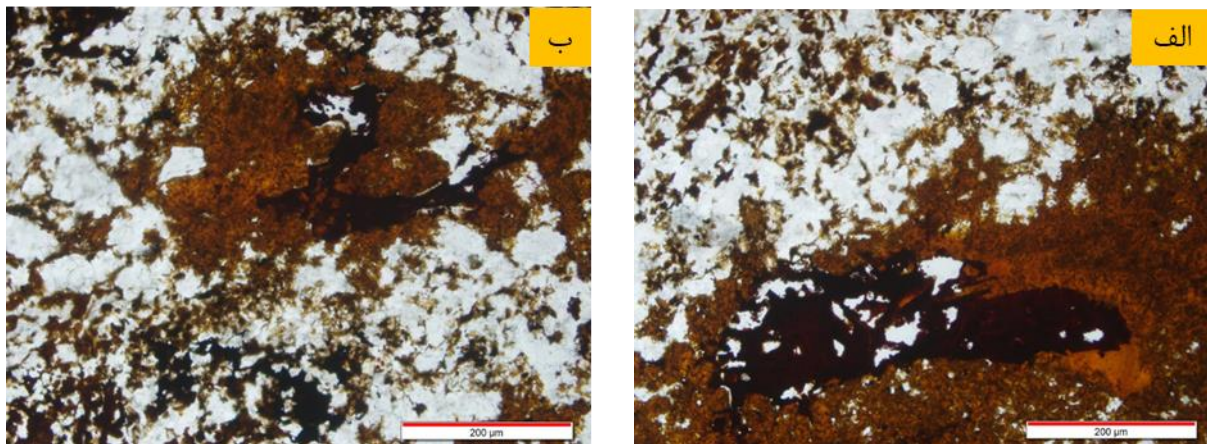
۴-۱-۲-۴ مگنتیت (Fe_3O_4):

مگنتیت با فرمول شیمیایی Fe_3O_4 از جمله کانی‌های مهم آهن‌دار است که نام آن و از واژه یونانی مگنت به معنای آهن‌ربا گرفته شده است. این کانی به سختی در HCl حل می‌شود. همچنین خاصیت مغناطیسی بسیار قوی دارد و منشا تشکیل آن می‌تواند ماگمایی، دگرگونی ناحیه‌ای، دگرگونی مجاورتی و گرمایی است. مگنتیت سیاه یا قهوه‌ای مایل به سیاه با درخشندگی فلزی است، دارای سختی ۵-۶ است و خط خاکی سیاه رنگ بر جای می‌گذارد. (Hurlbut, et al., (1998)). دانه‌های کوچک مگنتیت در سنگ‌های آذرین و دگرگون بسیار رایج است. (Nesse, et al., (2000)).

مگنتیت علاوه بر سنگ‌های آذرین، در سنگ‌های رسوبی، از جمله سازندهای آهنی نواری و در رسوبات دریاچه‌ای و دریایی به عنوان دانه‌های آواری و مگنتوفسیل‌ها وجود دارد. تصور می‌شود که نانوذرات مگنتیت در خاک‌ها نیز تشکیل می‌شوند، در این شرایط مگنتیت به سرعت به ماگهمیت ($\gamma\text{-Fe}_2\text{O}_3$) اکسیده می‌شوند. (Maher, et al., (1988)).

مگنتیت در درک شرایطی که سنگ‌ها در آن بوجود می‌آیند مهم است. مگنتیت با اکسیژن واکنش می‌دهد و هماتیت تولید می‌کند و این زوج کانی یک بافر ایجاد می‌کنند که می‌تواند میزان اکسیداسیون محیط خود را کنترل کنند (ناپایداری اکسیژن).

اگر مگنتیت به مقدار کافی زیاد باشد، می‌توان آنرا در بررسی‌های هوایی مغناطیسی با استفاده از مغناطیس-سنج که شدت مغناطیسی را اندازه‌گیری می‌کند، مورد پی‌جویی قرار داد.



شکل ۴-۵ الف و ب) رنگ مگنتیت خاکستری روشن و مقداری صورتی روشن است.

۴-۲-۲ کانی‌های فرعی

۴-۲-۲-۱ پیریت (FeS_2):

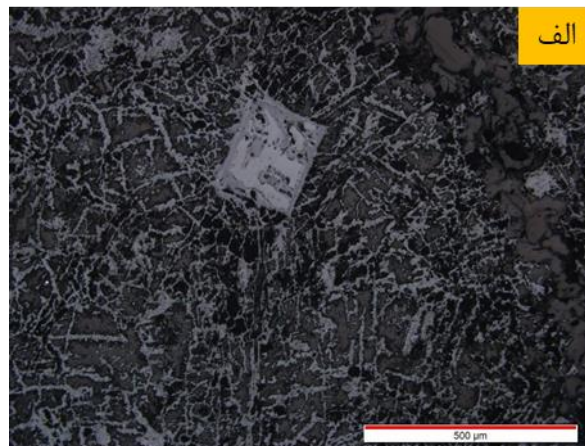
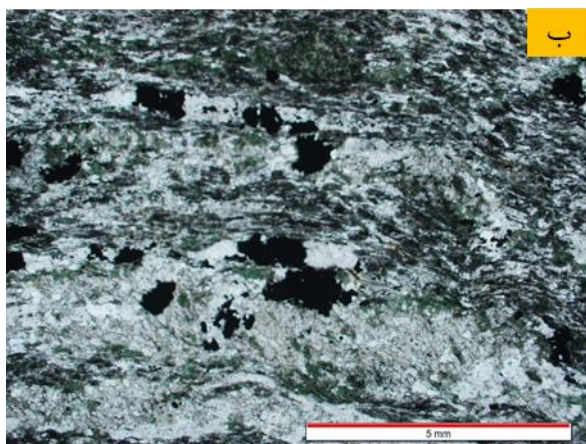
پیریت یک کانی زرد برنجی با درخشندگی فلزی روشن است. دارای ترکیب شیمیایی سولفید آهن (FeS_2) است و رایج‌ترین کانی سولفیدی است. در دماهای بالا و پایین شکل می‌گیرد و معمولاً در مقادیر کم در سنگ‌های آذرین، دگرگونی و رسوبی در سراسر جهان رخ می‌دهد. پیریت آنقدر رایج است که بسیاری از زمین‌شناسان آن را یک کانی فراگیر می‌دانند.

پیریت معمولاً با سولفیدها یا اکسیدهای دیگر در رگه‌های کوارتز، سنگ‌های رسوبی و سنگ‌های دگرگونی، و همچنین در بسترهای زغال‌سنگی و به عنوان ماده معدنی جایگزین در فسیل‌ها یافت می‌شود، با این وجود در اسکلت گاستروپودها نیز یافت شده است. پیریت با وجود اینکه به طلای احمق ملقب شده است، گاهی اوقات مقادیر کمی طلا در پیریت یافت می‌شود. بخش قابل توجهی از طلا "طلای نامرئی" است که در پیریت گنجانده شده است.

پیریت معمولاً کریستال‌های مکعبی شکل می‌دهد، گاهی اوقات در ارتباط نزدیک توده‌هایی به شکل تمشک به نام فرامبوئید ایجاد می‌کند. پیریت همچنین می‌تواند اشکال تقریباً مشابه دوازده وجهی معمولی، که به عنوان پیریتوئدر شناخته می‌شود، ایجاد کند.

پیریت رایج‌ترین کانی‌های سولفیدی است و در سنگ‌های آذرین، دگرگونی و رسوبی گسترده است. این ماده معدنی متعارف در سنگ‌های آذرین است، جایی که گاهی اوقات به عنوان توده‌های بزرگتر ناشی از یک مرحله سولفید غیرقابل مخلوط در ماگمای اصلی نیز ایجاد می‌شود. در سنگ‌های دگرگون به عنوان محصول دگرگونی مجاورتی یافت می‌شود. همچنین به عنوان یک کانی گرمابی با درجه حرارت بالا شکل می‌گیرد، هرچند که گاهی اوقات در دماهای پایین‌تر ایجاد می‌شود. (Hurlbut, et al., (1985)).

پیریت هم به عنوان یک کانی اولیه، موجود در رسوبات اصلی، و هم به عنوان یک کانی ثانویه، در طی دیاژنز رسوب می‌کند. (Hurlbut, et al., (1985)). پیریت و مارکازیت معمولاً پس از فسیل‌های موجود در شیل سیاه و سایر سنگ‌های رسوبی که تحت کاهش شرایط محیطی ایجاد شده‌اند، به عنوان شبه‌مورف جایگزین ایجاد می‌شوند. (Briggs, et al., (1996)). پیریت به عنوان یک ماده معدنی اضافی در شیل رایج است، جایی که در اثر رسوب یا نهشته شدن از آب دریا بی‌آب ایجاد می‌شود. (Nesse, et al., (2000)).



شکل ۴-۶ (الف) در نور طبیعی پیریت اکسید شده است، پیریت هماتیتی شده و در حاشیه گوتیتی شده است. شکل کوبیک است. (ب) در نور پلاریزه پیریت به رنگ سیاه و شکل کوبیک به خوبی نشان می‌دهد.

۴-۲-۲-۲ کانی منگنز

منگنز یک عنصر شیمیایی با عدد اتمی ۲۵ و نماد Mn است. این عنصر در دوره چهارم جدول تناوبی و در گروه ۷ فلزات واسطه قرار دارد. منگنز در طبیعت به صورت آزاد یافت نمی‌شود و معمولاً در مجاورت آهن است. کانی اصلی حاوی منگنز، پیرولوزیت است. منگنز، در ساخت آلیاژهای فلزی و به‌ویژه فولاد ضدزنگ کاربرد زیادی دارد.

منگنز به صورت محلول در سراسر اقیانوس‌های جهان یافت می‌شود که ۹۰٪ آن از سیستم‌های گرمابی زیردریایی سرچشمه می‌گیرد. (Hernroth, Bodil; Tassidis, Helena; Baden, Susanne P. (March 2020))
منگنز به همراه سایر عناصر به طور گسترده در پوسته زمین توزیع شده است. منگنز در بین عناصر انتقالی (حدواسط) از لحاظ فراوانی خود در پوسته زمین پس از آهن دوم است. از نظر خواص فیزیکی و شیمیایی تقریباً شبیه آهن است اما سخت‌تر و شکننده‌تر است. مهم‌ترین کانسنگ‌های حاوی منگنز دی‌اکسید منگنز (MnO_2) به شکل پیرولوزیت و پسیلوملان ($(BaH_2O)Mn_5O_{10}$) تشکیل شده است.

کانسنگ‌های منگنز از نظر عیار منگنز بصورت زیر تقسیم بندی می‌شوند:

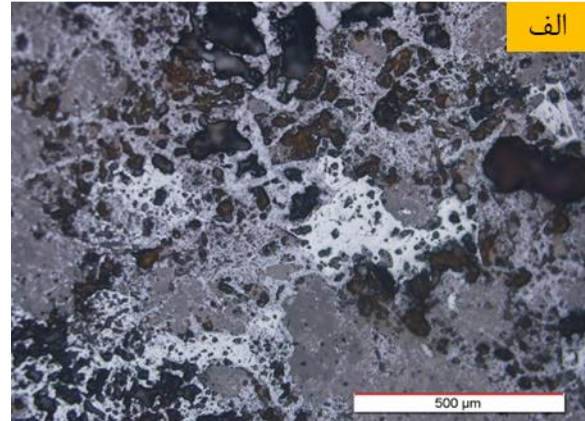
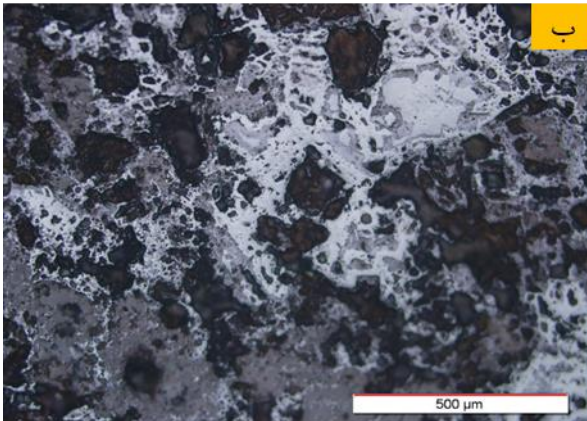
-کانسنگ منگنز (Ore Manganese) با منگنز بالاتر از ۳۵ درصد

-کانسنگ منگنز آهن‌دار (Ore Manganiferous) با منگنز ۲۰ تا ۳۵ درصد

-کانسنگ منگنز آهنی (Ore Manganese Ferrugenous) با منگنز بین ۱۰ تا ۲۰ درصد

-کانسنگ آهن منگن‌دار (Ore Iron Manganiferous) با منگنز بین ۵ تا ۱

منگنز در فعالیت‌های شیمیایی کلی شبیه آهن است. این فلز در هوا بصورت سطحی اکسیده می‌شود و در هوای مرطوب زنگ می‌زند. در هوا یا اکسیژن در دمای بالا، مانند آهن می‌سوزد. هنگام سرد شدن، آب را به آرامی تجزیه می‌کند و هنگام گرم شدن به سرعت آب را تجزیه می‌کند. و به آسانی در اسیدهای معدنی رقیق با تکامل هیدروژن و تشکیل نمک‌های مربوطه در حالت اکسیداسیون $2+$ حل می‌شود.



شکل ۴-۷ الف، ب) رنگ سفید اکسید منگنز، رنگ خاکستری گوتیت است.

۴-۲-۴ کانی‌های باطله

باطله‌های در کانسار آهن ماجراد کلسیت، ژیبس، کوارتز، دولومیت و اسفن می‌باشد.

۴-۲-۴-۱ کلسیت (CaCO_3):

کلسیت یک کانی کربناته و پایدارترین کربنات کلسیم (CaCO_3) است. چند شکلی است. کانی کلسیت به کانی

هزارچهره معروف است و از کلسیم، کربن و اکسیژن تشکیل شده و این کانی با اسید واکنش می‌دهد.

مرمرها روشن نواری هستند. کاملاً از کلسیت تشکیل شده و سنگ آهک و متبلور است. و در بعضی از قسمت‌ها

آهک‌های دانه ریز هستند و در بعضی از قسمت‌ها در نتیجه تبلور مجدد دانه درشت است.

پلاژیوکلاز دیده می‌شود که آواری هستند و بلور پلاژیوکلاز در کلسیت است.

به احتمال زیاد بلورهای کشیده که دیده می‌شود اکتینولیت هستند و در وسط اینها فلدسپات است که رنگ

فلدسپات سفید است.

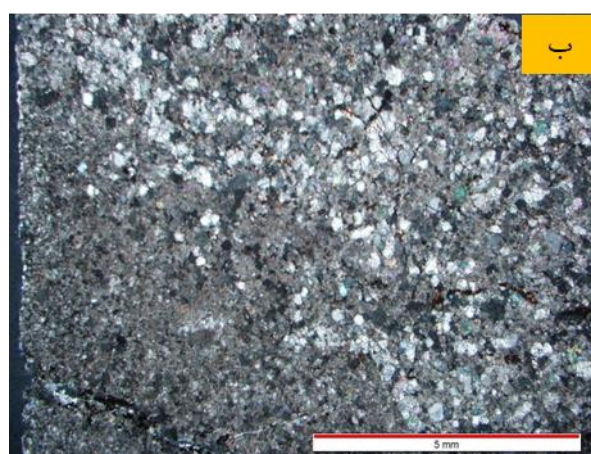
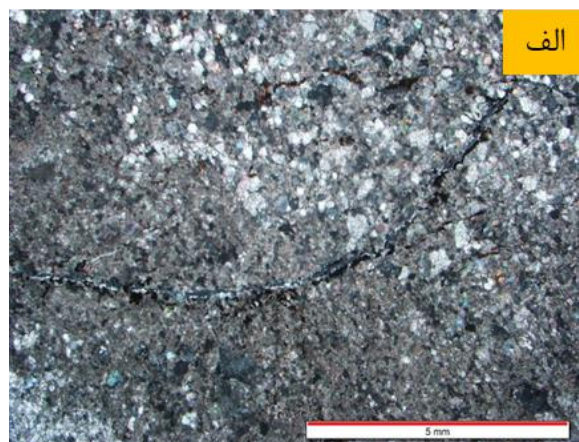
کاملاً از آهک تشکیل شده است و سنگ آهک است و متبلور است. در بعضی قسمت‌ها آهک‌ها دانه ریز هستند

و در بعضی قسمت‌ها در نتیجه تبلور مجدد دانه درشت تر است.

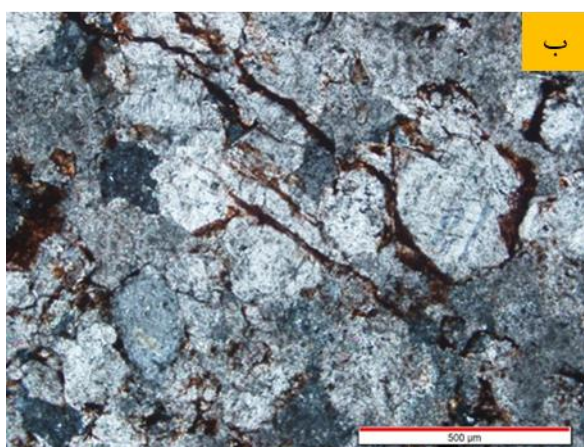
همه اینها کلسیت است. در نور پلاریزه یعنی xpl از نظر بافتی ۲ حالت متفاوت دارد و یه بخش‌هایی خیلی

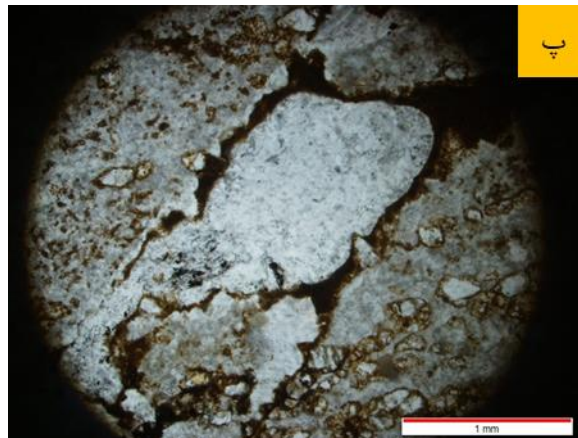
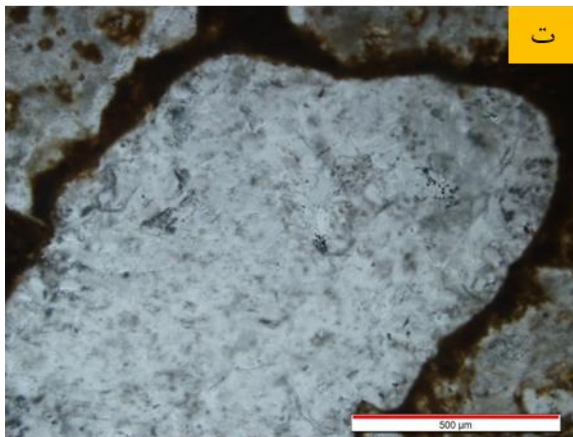
دانه ریز است و میکرایتی یا میکروکلاستین است. و بخش‌هایی متبلور و کریستالین است که احتمالاً حاصل تبلور

مجدد است و رگه-رگچه اکسید آهن شکاف پر کرده است.



شکل ۴-۸ الف، ب) در نور پلاریزه ۲ بخش دانه ریز و بلورین مشخص است و اکسید آهن (هماتیت) شکاف پر کرده است.





اشکل ۴-۹ الف) کسیدهای آهن رگچه های باریک موجود در سنگ پر کرده اند و علاوه بر آن در اطراف حفرات کلسیتی تجمع پیدا کرده اند. ب) نمای نزدیک که اکسید آهن (مگنتیت) اطاف دانه های کلسیتی پر کرده است.

۲-۴-۲-۴ ژیپس ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$)

گچ یک ماده معدنی سولفات نرم است که از دی هیدرات سولفات کلسیم با فرمول شیمیایی $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ تشکیل شده است. (Klein, Cornelis; Hurlbut, Cornelius S., Jr. (1985).

گچ یک کانی معمولی است که دارای بسترهای تبخیری ضخیم و گسترده در ارتباط با سنگ های رسوبی است. گچ از آب دریاچه و دریا و همچنین در چشمه های آب گرم، از بخارات آتشفشانی و محلول های سولفات در رگه ها رسوب می کند. انیدریت هیدروترمال در رگه ها معمولاً توسط آب های زیرزمینی در مواجهه با سطح نزدیک به گچ هیدراته می شود. اغلب با مواد معدنی هالیت و گوگرد همراه است. گچ رایج ترین ماده معدنی سولفاتی است. (Deer, W.A.; Howie, R.A.; Zussman, J. (1966)). گچ خالص سفید است، اما سایر موادی که به عنوان ناخالصی یافت می شوند ممکن است طیف گسترده ای از رنگ ها را به رسوبات محلی بدهند.

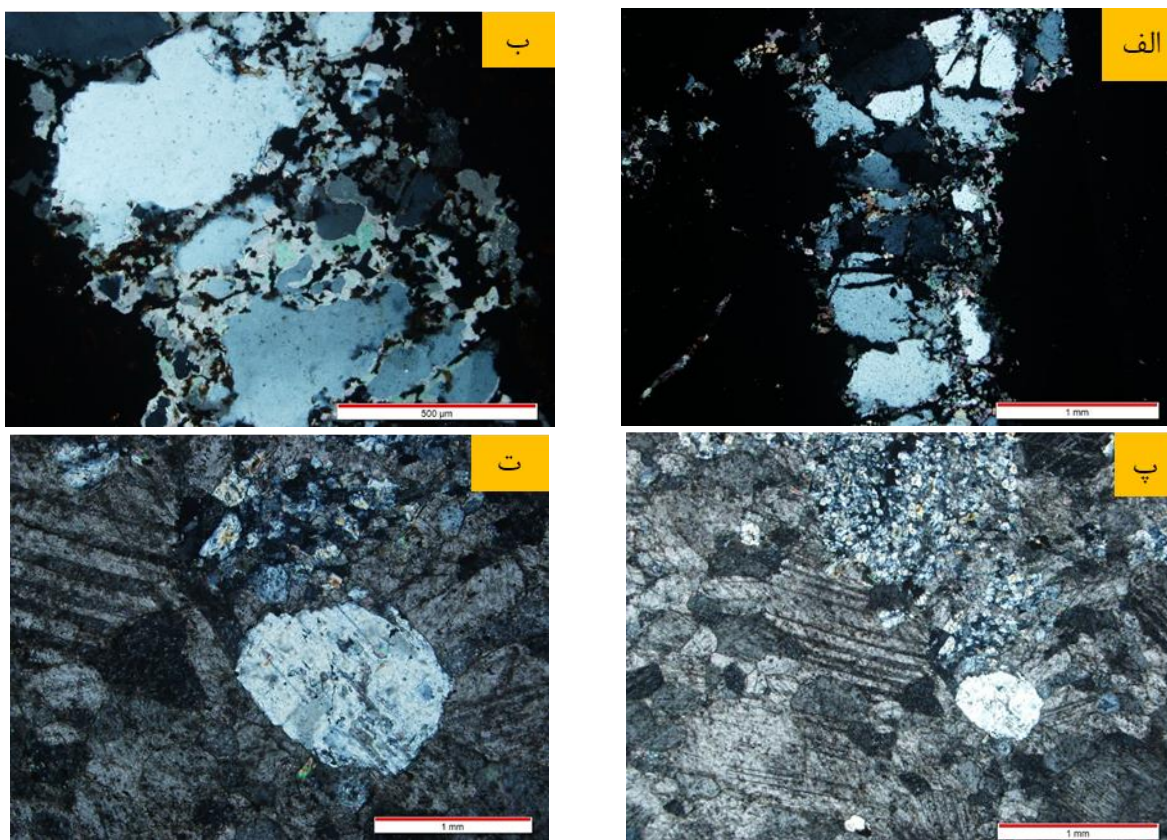
۳-۴-۲-۴ کوارتز (SiO_2)

کوارتز بعد از فلدسپات، دومین ماده کانی فراوان پوسته زمین است. کوارتز متشکل از شبکه پیوسته SiO_2 است، بگونه ای که هر اتم اکسیژن بین دو چهار وجهی قرار دارد. بنابراین فرمول عمومی کوارتز SiO_2 می باشد. بلورهای کوارتز در شکلهای مختلف یافت می شوند و برخی از آن ها به عنوان جواهر استفاده می شوند.

کوارتز به خوبی در مقابل هوازگی از خود مقاومت نشان می دهد و در دمای تقریبی ۱۶۷۰ درجه سانتی گراد ذوب می شود.

سنگ کوارتز یکی از معروفترین ، فراوانترین و گستردهترین مواد معدنی روی سطح زمین است و در تمام نقاط جهان حضور و فراوانی دارد و در همه دماها ایجاد می شود. این ماده معدنی اساساً در همه محیط های معدنی وجود دارد و سازنده اساسی و اولیه بسیاری از سنگ ها می باشد.

این ماده در سنگ های آذرین ، دگرگونی و رسوبی به وفور یافت می شود و در برابر هوازدگی مکانیکی و شیمیایی بسیار مقاوم است. این دوام بالا آن را به ماده معدنی غالب در کوه ها و ماده اصلی تشکیل دهنده شن و ماسه ساحل ، رودخانه و صحرا تبدیل کرده است. کوارتز در همه جا فراگیر ، فراوان و با دوام است.



شکل ۴-۱۰ الف، ب، پ، ت) دانه های کوارتز با نمای نزدیک مشخص است

۴-۲-۴ اسفن (CaTiSiO_5)

تیتانیت یا اسفن یک ماده معدنی نسوسیلیکات تیتانیوم کلسیم ، CaTiSiO_5 است. ناخالصی های کمی از آهن و آلومینیوم به طور معمول وجود دارد. همچنین معمولاً فلزات کمیاب خاکی از جمله سریم و ایتريوم وجود دارد. کلسیم ممکن است تا حدی با توریم جایگزین شود. (Deer, et al., (1966).

تیتانیت ، که به دلیل محتوای تیتانیوم خود نامگذاری شده است ، به صورت شفاف تا کریستالهای مونوکلینیک شفاف ، قرمز مایل به قرمز ، خاکستری ، زرد ، سبز یا قرمز ظاهر می شود. این کریستالها معمولاً به صورت اسفنوئید

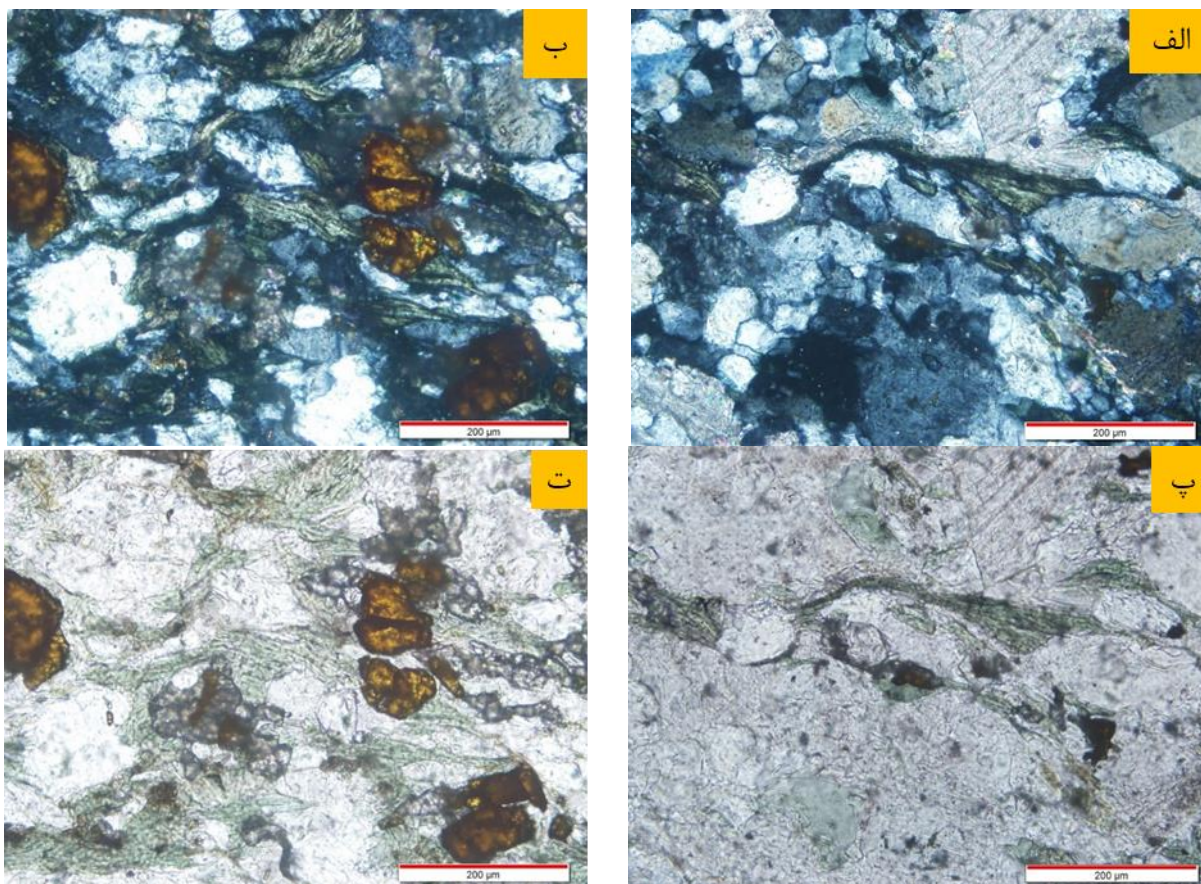
هستند و اغلب با هم زوج می شوند. در زیر میکروسکوپ منجر به برجستگی برجسته ای می شود که در ترکیب با رنگ قهوه ای متمایل به زرد متداول و سطح مقطع لوزی شکل، تشخیص این ماده معدنی را آسان می کند. نمونه های شفاف به دلیل سه گانه بودن قوی خود شناخته می شوند، سه رنگ ارائه شده به رنگ بدن بستگی دارد. تیتانیت به عنوان یک ماده معدنی معمولی در سنگ های آذرین میانی و فلزیک و پگماتیتهای مرتبط رخ می دهد. همچنین در سنگ های دگرگون مانند گنیس و شیست و اسکارن رخ می دهد.

تیتانیت یک ماده معدنی نادر تیتانیوم است که به عنوان یک ماده معدنی اضافی در سنگ های دگرگونی گرانیتی و غنی از کلسیم وجود دارد. محدوده رنگ معمولی آن زرد، سبز، قهوه ای و سیاه است. نمونه های صورتی، نارنجی و قرمز کمیاب هستند.

تایتانیت دارای ترکیب شیمیایی CaTiSiO_5 است و گاهی شامل عناصر کمیاب خاکی مانند سریم، نیوبیوم و ایتریوم است. این می تواند شامل عناصر دیگری مانند آلومینیوم، کروم، فلورین، آهن، منیزیم، منگنز، سدیم و زیرکونیوم باشد.

تیتانیت یک ماده معدنی کمیاب است. به عنوان یک ماده معدنی جانبی در چند سنگ آذرین که شامل گرانیت، گرانودیوریت، دیوریت، سینیت و نفلین سینیت است، رخ می دهد. گاهی اوقات در گنیس و شیست با سنگ مرمر یا غنی از کلسیم وجود دارد. اغلب به صورت دانه های فردی رخ می دهد. هنگامی که فراوان است، عادت آن معمولاً دانه ای تا عظیم است. بهترین کریستال ها معمولاً در سنگ مرمر یافت می شوند.

این سیلیکات تیتانیوم کلسیم که به نام اسفن نیز شناخته می شود، کریستال های صاف شکل گوه ای شکل ایجاد می کند که معمولاً با زوایای ورود مجدد برجسته دوقلو می شوند. اشکال عظیم، فشرده و لایه ای نیز یافت می شوند. به عنوان یک ماده معدنی اضافی در سنگ های آذرین رخ می دهد. در شیست، گنیس و سایر سنگ های دگرگون، و همچنین به عنوان یک کانی آوار در برخی از رسوبات رسوبی یافت می شود.



شکل ۴-۱۱ (الف، ب) در نور پلاریزه نمای دور و نزدیک از اسفن ب) در نور طبیعی نمای دور و نزدیک از اسفن.

۴-۳ ساخت و بافت کانسنگ:

ساخت در سنگ‌های دگرگونی بسیار متنوع است. بیشترین تنوع ساخت‌ها در سنگ‌های سری پلیتی دیده می‌شود. به تعدادی از ساخت‌ها در مجموعه مورد مطالعه مورد بررسی قرار می‌گیرد:

براساس بررسی‌های میکروسکوپی مهم‌ترین بافت‌های مشاهده شده در کانسنگ آهن ماجراد عبارتند از: بافت نشانگر تغییر شکل در حین رخداد دگرگونی، یعنی حاوی اطلاعاتی از تاریخ تغییر شکل نیز می‌باشد. با مطالعه بافت سنگ‌های دگرگونی می‌توان رخدادهایی که سنگ متحمل شده است را دریافت. همچنین ممکن است شرایط دگرگونی و واکنش‌های دگرگونی را مشخص نمود.

گاهی بافت سنگ اولیه ممکن است در سنگ دگرگونه حفظ شده باشد. اما معمولاً با افزایش دگرگونی بافت رسوبی، سنگ‌های رسوبی به تدریج از بین می‌رود و با تشکیل کانی‌های جدید و یا رشد بلورها، بافت سنگ تغییر

می‌کند. رشد بلورها در محیط آنیزوتروپ سبب می‌شود که بلورها شکل‌دار شوند. بلورهای بی‌شکل عموماً بیانگر رشد سریع بلورها هستند. و در این مجموعه مورد مطالعه به تعدادی از بافت‌های مورد مطالعه بررسی می‌کنیم.

۴-۳-۲ مهم‌ترین بافت‌ها:

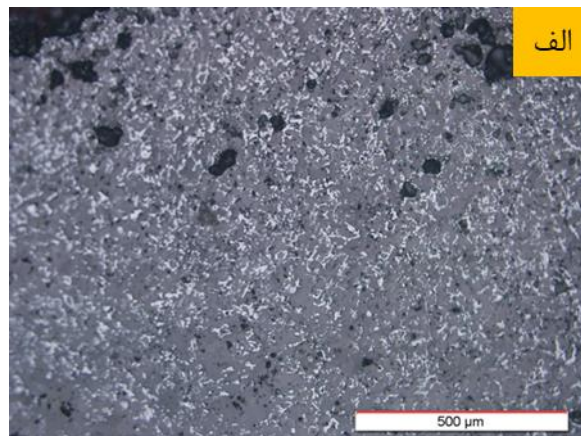
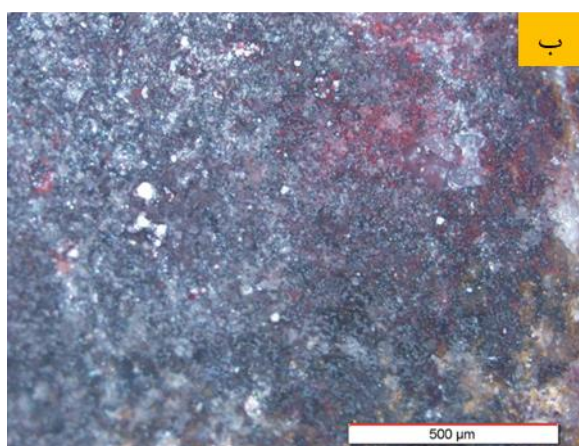
دانه پراکنده، کلوفورمی، داربستی، نردبانی، جعبه‌ای، جزیره‌ای.

۴-۳-۲-۱ بافت توده‌ای

بافت توده‌ای زمانی گفته می‌شود که تجمع از یک کانی در کنار هم قرار گرفته باشند.

۴-۳-۲-۲ بافت دانه پراکنده

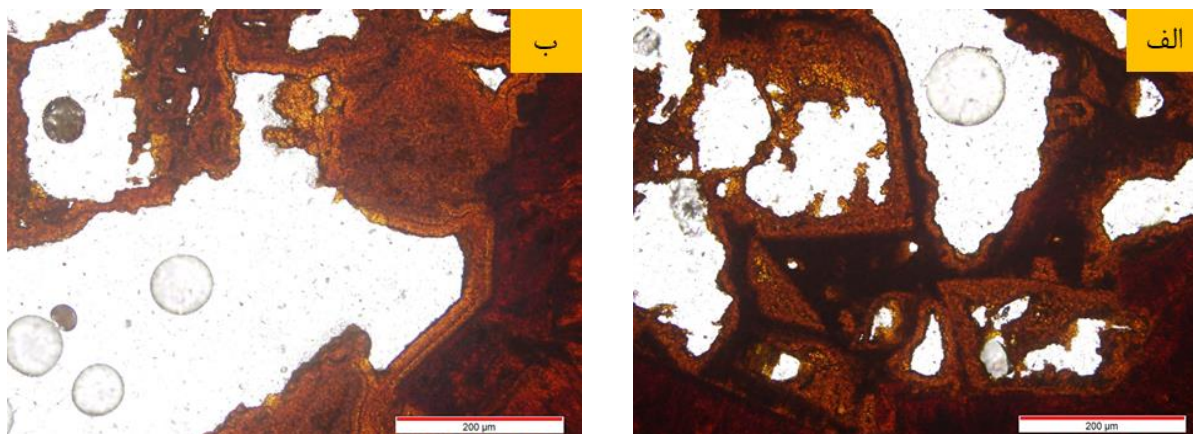
به صورت دانه - دانه هستند، و در یک خط نیستند، و نمی‌توان آنها در یک خط قرار داد. مانند منگنز و هماتیت به صورت دانه پراکنده در داخل باطله قرار دارند.



شکل ۴-۱۲ الف هماتیت بصورت دانه پراکنده است. ب) اکسید منگنز (رنگ سفید) و باطله (رنگ سیاه) است.

۳-۲-۳-۴ بافت کلوفرمی

حالت گل کلمی است، و به صورت گل قرار دارد.



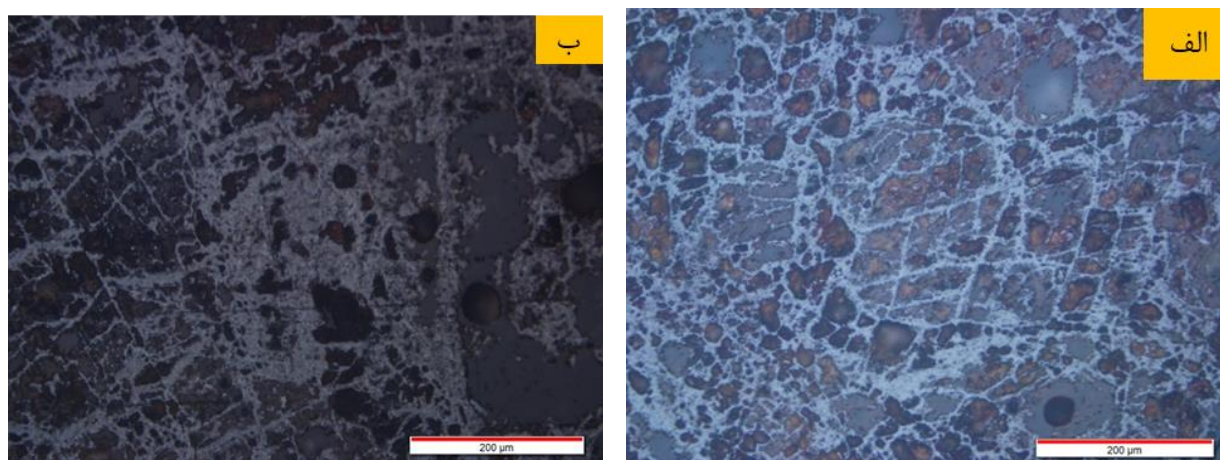
شکل ۱۳-۴ الف، ب) این بافت در لیمونیت مشخص است.

۴-۲-۳-۴ بافت داربستی

تقریباً خطی است، و در جهات مختلف همدیگر قطع می کنند.

۵-۲-۳-۴ بافت نردبانی

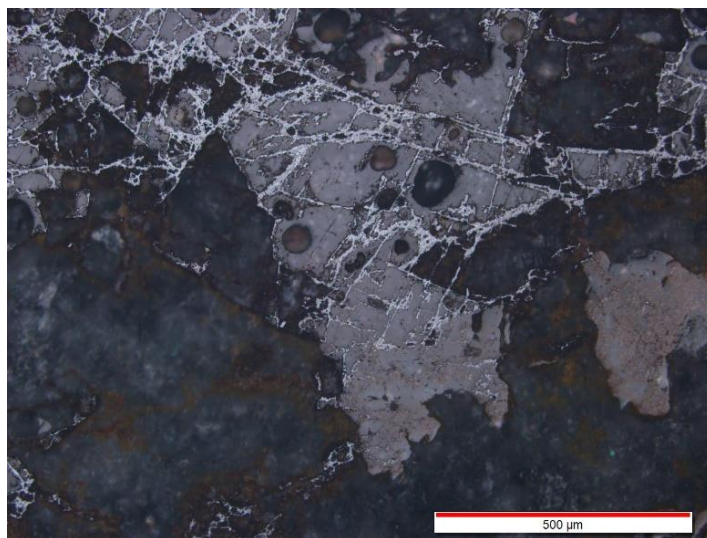
مثل نردبان است. و خطهایی بر آن عمود شده است.



شکل ۱۴-۴ الف، ب) بافت نردبانی و داربستی در کانسنگ آهن ماجراد مشخص است.

۶-۲-۳-۳ بافت جعبه‌ای

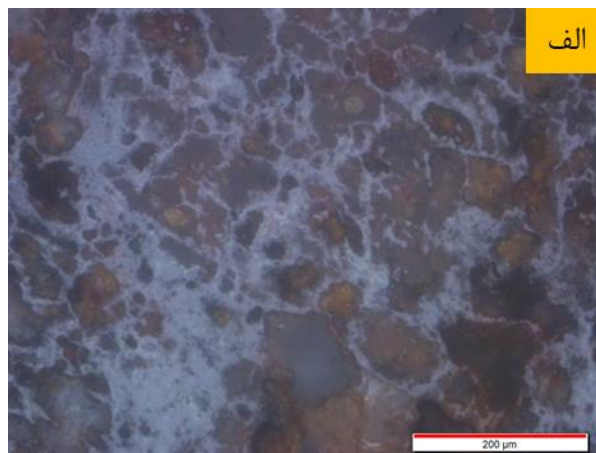
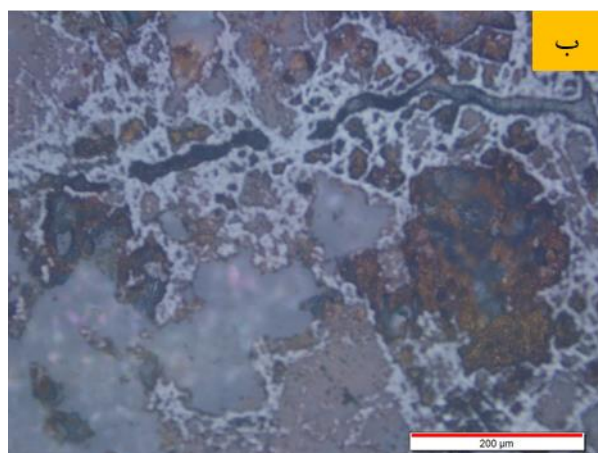
در این بافت به صورت قسمت‌های بزرگ هستند و فضای بین آن‌ها مگنتیت پر کرده است.



شکل ۴-۱۵ هماتیت در امتداد شکستگی‌ها و حاشیه توسط گوتیت جایگزین یا جانشین شده است.

۴-۳-۲-۷ بافت جزیره‌ای

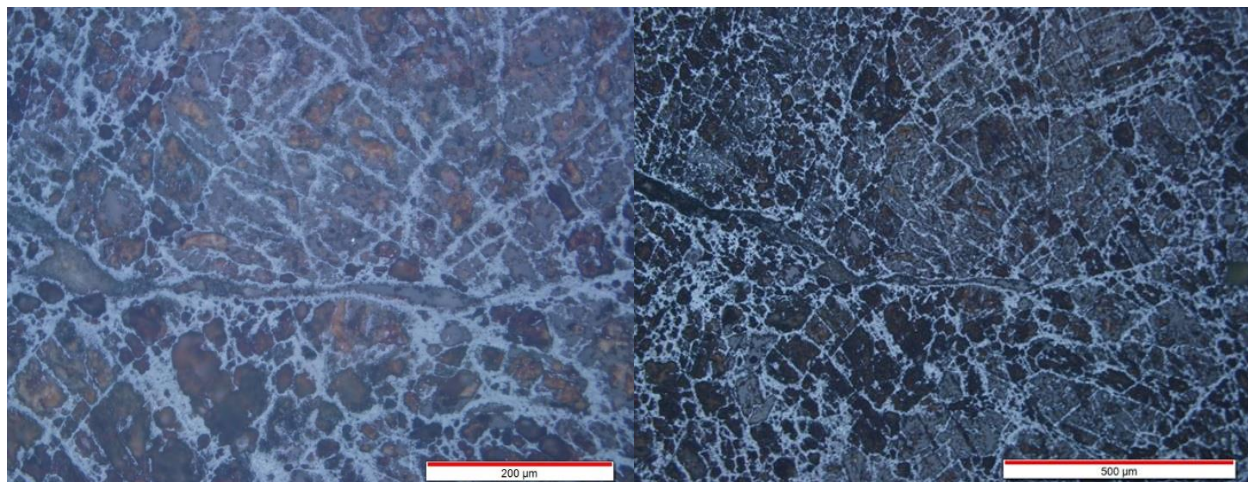
وقتی از حاشیه تبدیل به هماتیت می‌شود وسط آن هنوز مانده و کامل تبدیل نشده است و به این نوع بافت، بافت باقی‌مانده (جزیره‌ای) گفته می‌شود. به صورت لکه - لکه است.



شکل ۴-۱۶ (الف، ب) حاشیه تبدیل به هماتیت شده، و هنوز کامل تبدیل نشده.

۴-۳-۲-۸ بافت جانشینی

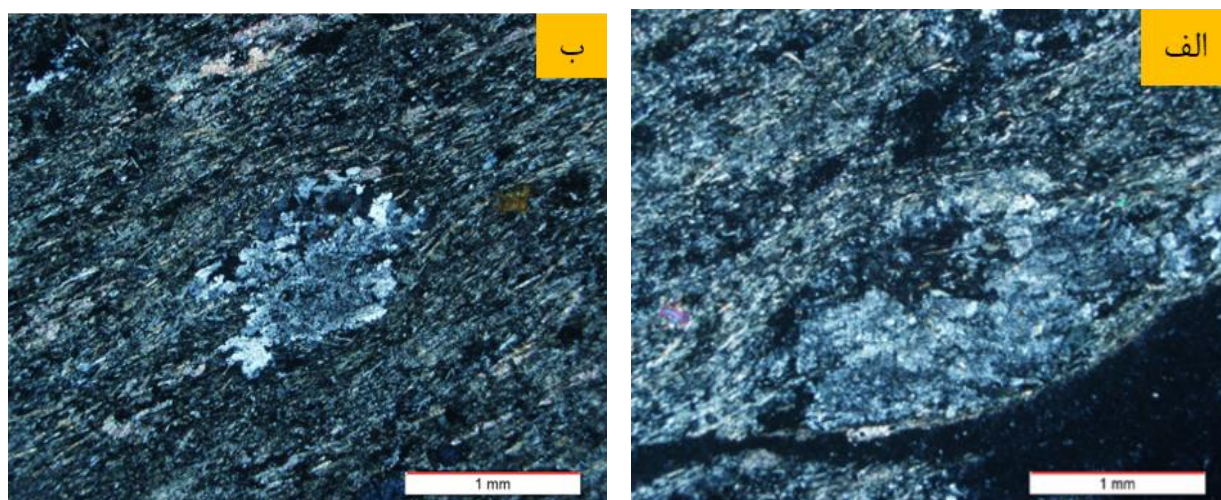
در کانسنگ آهن ماجراد، هماتیت تخریب شده و به گوتیت و لیمونیت تبدیل شده است یا به این کانی‌ها دگرسان شده است و در نتیجه بافت جانشینی نشان می‌دهد.



شکل ۴-۱۷ تصاویری از جانشینی هماتیت توسط گوتیت و لیمونیت . به بافت داربستی این نمونه توجه فرمایید.

۴-۳-۲-۱۰ بافت چشمی

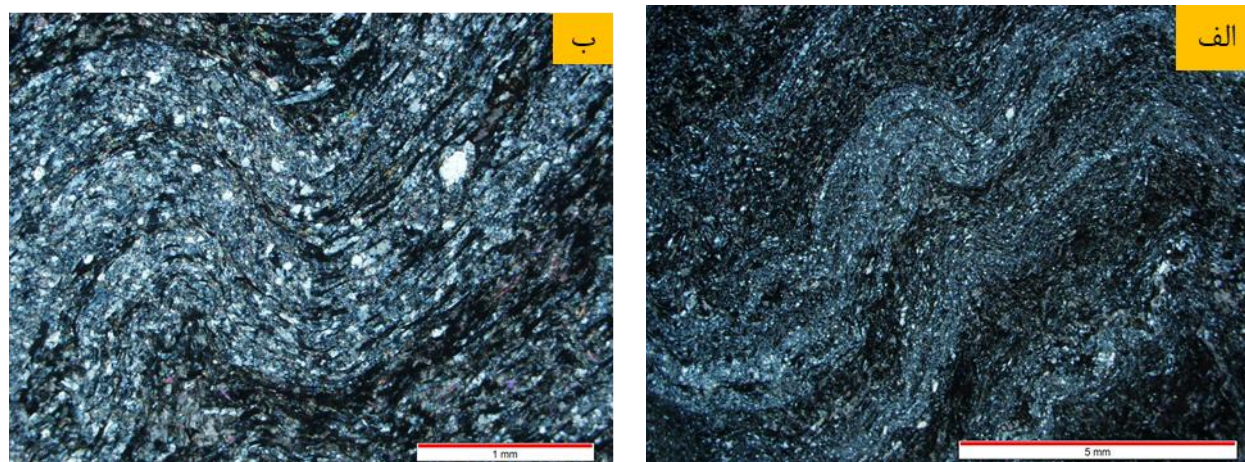
این بافت در کانی‌های مقاوم به علت عملکرد نیروهای تکتونیکی به صورت بلورهای بادامی شکل یا عدسی شکل و یا بیضوی دیده می‌شود. این بافت در سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای و مجاورتی، دیده می‌شود. وقتی به اینها فشار می‌آید خرد می‌شود، و بخش مرکزی به صورت چشمی در می‌آید.



شکل ۴-۱۸ الف، ب) در کوارتز بافت چشمی ایجاد شده است.

۴-۳-۲-۱۱ بافت شیستوزیته

به صورت ورقه‌ای هستند، و سست و نواری هستند. این بافت بر اثر نیروهای تکتونیکی رخ می‌دهد.



شکل ۴-۱۹ الف، ب) ریز چین در مقاطع میکروسکوپی شیست‌ها نشان می‌دهد.

۴-۳-۲-۱۲ بافت پورفیروبلاست



شکل ۴-۲۰ الف، ب، پ، ت، ث، ج) نمونه‌های بافت پورفیروبلاست مشخص است.

۴-۴ توالی پاراژنتیکی

توالی پاراژنتیک یا به عبارتی دیگر ترکیب زمانی تبلور کانی‌ها و کانه‌های یک کانسار در واقع مرحله شکل‌گیری آن‌ها است. معمولاً این سکانس زمانی تفکیک تدریجی کانه‌ها و تحت تاثیر قرار گرفتن نهشته‌ها و همچنین شرایط و وضعیتی را که در اثر هر یک از فازها به وجود می‌آید و در واقع ناآرامی و عدم تعادل ایجاد شده در محیط را نیز توصیف می‌کند. یک سکانس پاراژنتیک علاوه بر ژنز کانه‌ها، زمان آغاز ته‌نشست و مدت زمان ته‌نشینی کانه‌های باطله یا گانگ‌ها را نیز معلوم می‌کند.

بر اساس بررسی‌های ساخت و بافت انجام شده در مقیاس صحرایی، نمونه دستی و میکروسکوپی توالی پاراژنتیک کانسار آهن ماجراد در غالب کانی‌های اصلی، باطله همراه با ساخت و بافت شناسایی شده در منطقه در جدول ۴-۲ آورده شده است.

در این جدول توالی پاراژنتیکی نشان داده شده است. هماتیت به عنوان کانی اصلی تشکیل دهنده کانسار در مرحله هیپوژن به مقدار کم ولی با حجم زیاد در مرحله سوپرژن تشکیل شده است.

گوتیت و لیمونیت دو کانی فراوان در این کانسار است که بیشتر در مرحله سوپرژن تشکیل شده‌اند، مگنتیت به مقدار جزئی در مرحله هیپوژن تشکیل شده است.

مهمترین کانی‌های فرعی در این کانسار پیرولولوزیت و پیریت هستند، و هر دو این کانی در مرحله هیپوژن و با فروانی نسبتاً کمتر تشکیل شده‌اند.

مهمترین کانی‌های باطله در این سیستم کانه‌زایی کلسیت، کوارتز، دولومیت و ژیپس هستند، و کلسیت در هر دو مرحله هیپوژن و سوپرژن از محلول‌های غنی از کلسیم ته‌نشین شده و کوارتز اساساً در مرحله هیپوژن تشکیل شده، دولومیت بصورت پراکنده شکستگی‌ها در مرحله سوپرژن در امتداد شکستگی‌ها تشکیل شده است، و ژیپس کانی باطله در این کانسار است که در مرحله سوپرژن شکل گرفته است.

مهمترین ساخت و بافت‌هایی که در این کانسار مشاهده می‌شود در مرحله هیپوژن بیشتر ساخت و بافت توده‌ای، دانه‌پراکنده، چشمی، شیستوزیته و پورفیروبلست داریم، ولی در مرحله سوپرژن مهم‌ترین ساخت و بافت مشاهده می‌شود داربستی، کلوفروم، جعبه‌ای و جانشینی است.

جدول ۴-۲ توالی پاراژنزی کانسار آهن ماجراد

Minermindal / Texteres		Hypogene	Supergene
Mine mineral	Hematite	_____	_____
	Gothite	_____	_____
	Limonite	_____	_____
	Magnetite	_____	_____
Sub - mineral	Pyrolusite	_____	_____
	Pyrite	_____	_____
Gangue	Calcite	_____	_____
	Quartz	_____	_____
	Dolomite	_____	_____
	Gypsum	_____	_____
Stracturs&Textures	Massive	_____	_____
	Skeletal	_____	_____
	Disseminate	_____	_____
	Coloforme	_____	_____
	Box work	_____	_____
	Replacement	_____	_____
	چشمی	_____	_____
	Schistosity	_____	_____
	Porphyroblast	_____	_____

فصل پنجم

ژنوسمی

۵-۱ مقدمه

در این فصل به منظور انجام بررسی‌های ژئوشیمیایی تعداد ۶ نمونه کانسنگ با روش آنالیز XRF مورد آزمایش و با استفاده از نمودارهای ژئوشیمیایی مربوطه مورد تجزیه و تحلیل قرار گرفت. همچنین تعداد ۱۸۰ نقطه آنالیز نقطه‌ای با استفاده از روش الکترومیکروپروب (ASEM) بر روی کانی‌های هماتیت، گوتیت، مگنتیت، لیمونیت، پیریت، ژیپس، موسکوویت باریمدار و پیرولولوزیت، به منظور بررسی ژئوشیمی بلوری مورد آزمایش قرار گرفت، نتایج حاصل از آزمایشات فوق در جداول مربوطه نشان داده شده و با استفاده از نمودارها و دیاگرام‌های ژئوشیمیایی مورد تجزیه و تحلیل قرار گرفت که در ادامه فصل به تفصیل مورد بررسی و شرح داده می‌شود.

به منظور بررسی ژئوشیمیایی عناصر سازنده کانسنگ آهن ماجراد، شش نمونه انتخاب شده از این کانسنگ مورد آنالیز XRF قرار گرفت. نتایج بدست آمده در جدول ۵-۱ آورده شده و همچنین در شکل‌های ۵-۱ و ۵-۲ به صورت هیستوگرام نشان داده شده است.

جدول ۵-۱ مشخصات کلی نمونه‌های مورد بررسی و مختصات جغرافیایی محل برداشت آن‌ها.

ردیف	شماره نمونه	X	Y	توصیف
۱	۱	۵۶° ۳' ۴۴/۴"	۳۵° ۴۹' ۲۰/۹"	آهن + منگنز
۲	۲	۵۶° ۳' ۴۳/۸"	۳۵° ۴۹' ۲۳/۷"	آهن
۳	۳	۵۶° ۳' ۴۲,۳"	۳۵° ۴۹' ۲۲/۶"	آهن + منگنز
۴	۴	۵۶° ۳' ۳۶,۷"	۳۵° ۴۹' ۱۸/۸"	آهن
۵	۵	۵۶° ۳' ۴۳/۴"	۳۵° ۴۹' ۲۱/۹"	آهن
۶	۶	۵۶° ۳' ۴۲/۳"	۳۵° ۴۹' ۱۹/۶"	آهن

۵-۲ تحلیل نتایج آنالیزهای شیمیایی

براساس بررسی نتایج آنالیزهای شیمیایی انجام شده می‌توان گفت:

Fe_2O_3 سازنده اصلی نمونه‌های مورد بررسی است و مقدار آن از ۳۷ تا ۸۵ درصد متغیر است پس از Fe_2O_3 . CaO بیشترین فراوانی را به خود اختصاص می‌دهد (۰/۶۸ تا حدود ۳۰ درصد). مقدار غیرعادی CaO در یکی از نمونه‌ها به علت همراهی کربنات کلسیم با کانسنگ آهن می‌باشد و از همراهی کانه‌های آهن‌دار با کربنات کلسیم خبر می‌دهد، این موضوع، در مجموع امر غیرعادی نیست. ولی بطور متعارف مقدار CaO کانسنگ آهن ماجراد کمتر از ۸ درصد است.

مقدار Na_2O در نمونه‌های مورد بررسی حداکثر به ۲/۱۶ درصد می‌رسد ولی به‌طور متعارف بین ۰/۲ تا ۰/۵۴ درصد در تغییر است. مقدار K_2O نمونه‌های مورد بررسی، در مجموع بسیار کم است و در حد صدم درصد می‌باشد (۰/۰۱ تا ۰/۰۶ درصد)، لذا انتظار می‌رود کانه مستقل پتاسیم‌داری همراه با کانسنگ مورد مطالعه تشکیل نشده باشد. مقدار P_2O_5 در نمونه‌های مورد بررسی فوق‌العاده کم است و از ۰/۰۵ تا ۰/۱۵ درصد تغییر می‌کند. در مجموع می‌توان کانسنگ‌های آهن ماجراد را جزء کانسنگ‌های آهن با مقدار فسفات (P_2O_5) بسیار کم دسته‌بندی کرد. مقدار TiO_2 در نمونه‌های سنگی متعلق به کانسنگ‌های آهن ماجراد از ۰/۰۳ تا ۰/۰۶ درصد تغییر می‌کند و در مجموع کانسنگ‌های مورد بررسی جزء کانسارهای آهن با مقدار تیتانیونیم بسیار کم دسته‌بندی می‌شود. مقدار Al_2O_3 در نمونه‌های آنالیز شده از ۰/۴۷ تا ۰/۳ درصد تغییر می‌کند و در مجموع مقدار اکسید آلومینیوم در نمونه‌های مورد بررسی کمتر از ۰/۵ درصد می‌باشد.

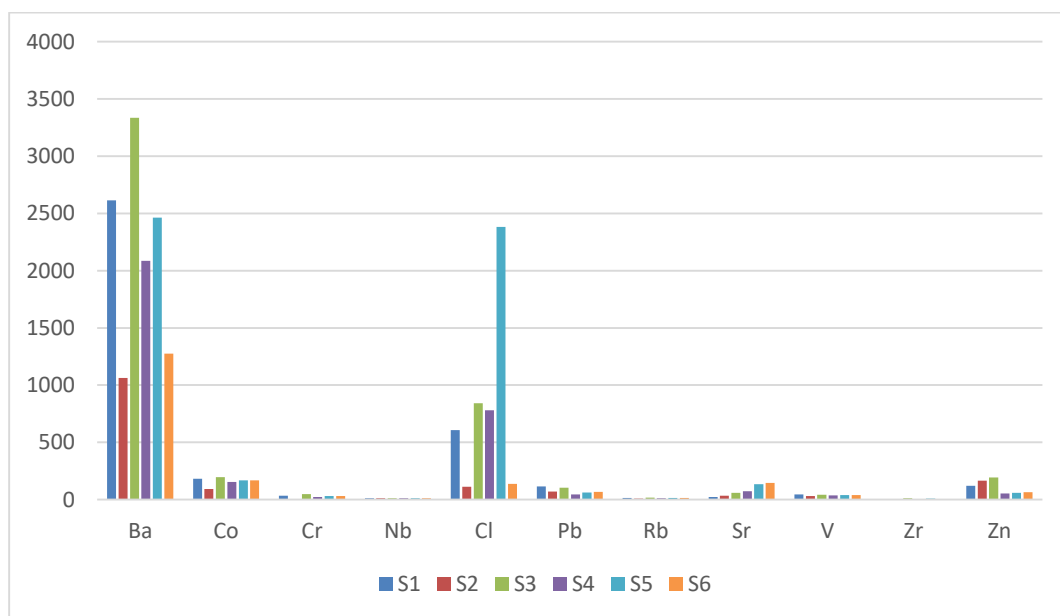
مقدار MgO در نمونه‌های آنالیز شده از ۰/۱۹ تا ۲/۲ درصد تغییر می‌کند در مجموع مقدار MgO در نمونه‌های مورد بررسی بسیار کم است. مقدار SiO_2 بین ۰/۷۶ تا ۳/۵۸ درصد تغییر می‌کند و بنابراین، در یک نگاه کلی، مقدار SiO_2 نمونه‌های مورد بررسی بسیار کم است، با توجه به مشاهدات میکروسکوپی، مقادیر کمی کوارتز همراه

با کانه‌های آهن دیده می‌شود. که برخی از آنها ثانویه هستند و همراه با فرآورده‌های پس از تشکیل سنگ نظیر حمل و نقل SiO_2 توسط آب‌ها در فضاها، باز، تمرکز پیدا کرده است.

مقادیر برخی از عناصر فرعی موجود در کانسنگ‌های آهن ماجراد اندازه‌گیری شده و در جدول ۳-۵ ارائه شده است. از عناصری که مقادیر فراوانی آنها، بسیار کم بود یا ارزش عددی نداشت (مثلاً کمتر از ۵ پی‌پی‌ام) صرف‌نظر شده است، چون در بررسی‌ها نمی‌توانست نقش ایفا کند.

جدول ۳-۵ نتایج ژئوشیمیایی به روش XRF نمونه‌های آهن بر حسب PPM.

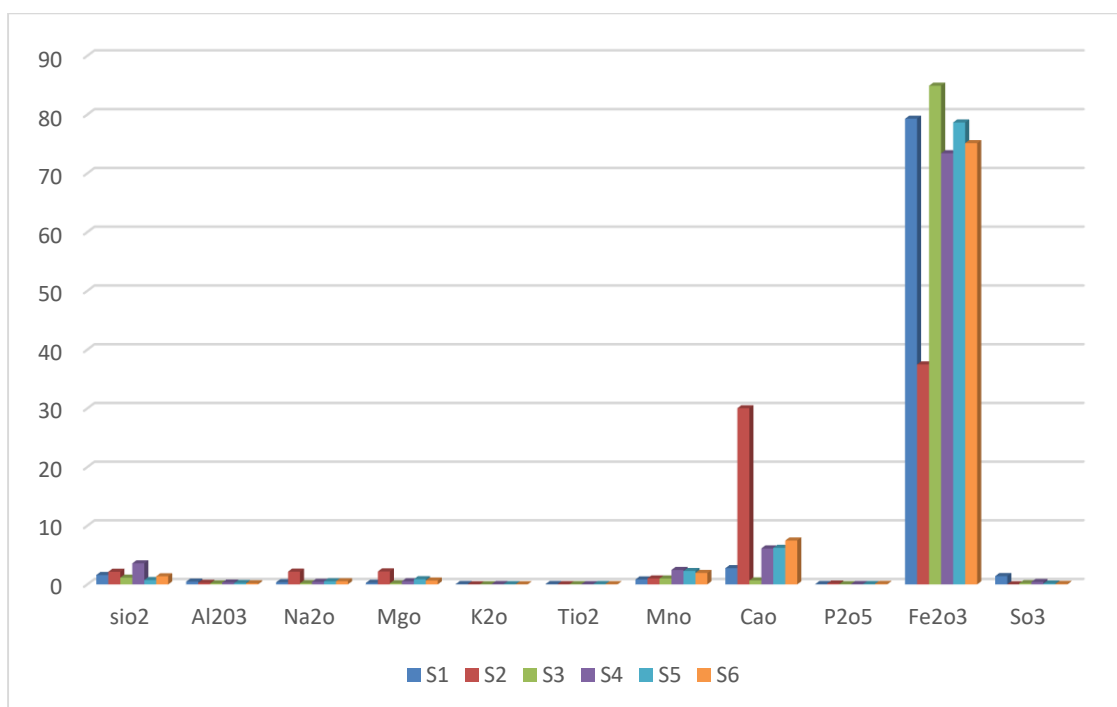
Sample	Ba	Co	Cr	Cu	Nb	Cl	Pb	Rb	Sr	V	Zr	Zn
S1	2613	181	34	N	10	608	114	14	22	44	N	119
S2	1062	93	N	154	12	112	69	9	33	31	N	165
S3	3335	197	47	N	10	841	103	16	60	43	10	193
S4	2086	154	23	N	11	780	46	12	73	37	N	52
S5	2462	167	32	N	10	2383	62	14	134	40	9	60
S6	1274	168	32	N	10	137	66	13	146	38	N	63



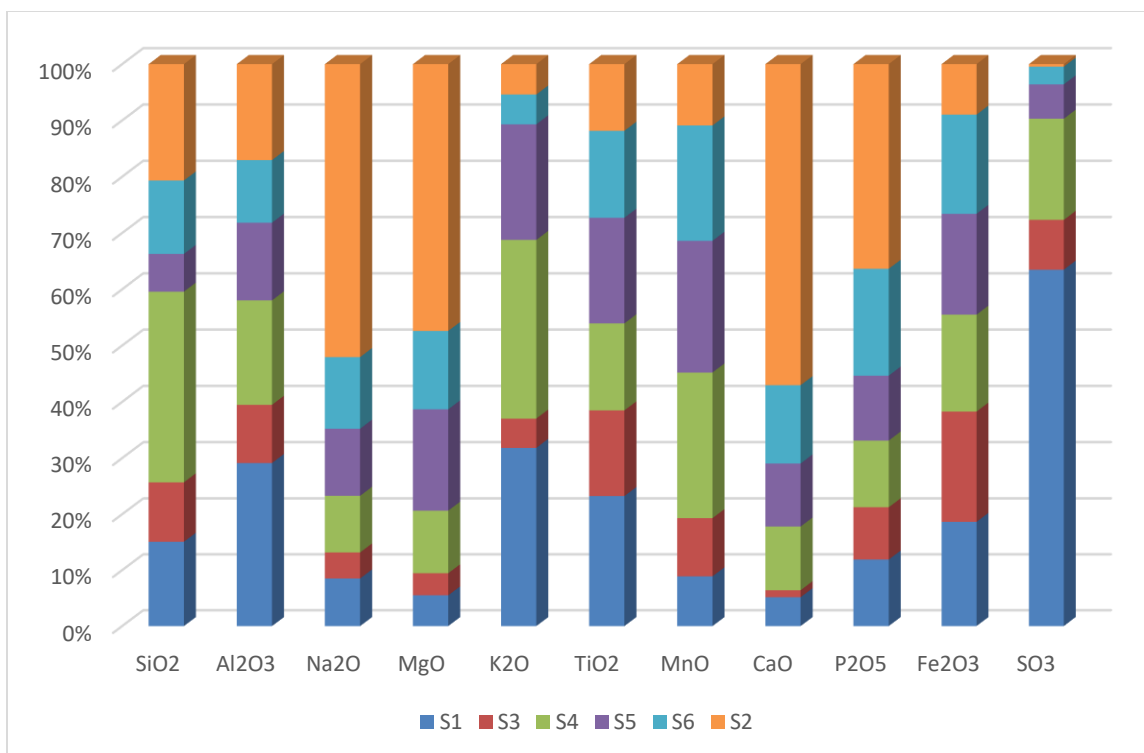
شکل ۳-۵ هیستوگرام نشان دهنده تغییرات درصد عناصر فرعی سازنده کانسنگ آهن ماجراد.

جدول ۳-۵ نتایج تجزیه ژئوشیمیایی نمونه‌های آهن ماجراد به روش XRF بر حسب درصد.

Sample	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Na ₂ O	MgO	K ₂ O	TiO ₂	MnO	CaO	P ₂ O ₅	Fe ₂ O ₃	SO ₃	L.O.I.
S1	1.59	0.47	0.36	0.36	0.06	0.06	0.84	2.25	0.05	79.29	1.41	17.48
S2	2.14	0.27	2.16	2.2	0.01	0.03	1.01	30.02	0.15	37.47	0.01	12.47
S3	1.14	0.17	0.2	0.19	0.01	0.04	1	0.68	0.04	84.9	0.2	10.94
S4	3.58	0.3	0.43	0.53	0.06	0.04	2.45	6.12	0.05	73.41	0.4	12.3
S5	0.73	0.23	0.52	0.88	0.04	0.05	2.28	6.22	0.05	78.65	0.14	9.67
S6	1.38	0.18	0.54	0.66	0.01	0.04	1.94	7.48	0.08	75.13	0.07	12.29



شکل ۳-۵ هیستوگرام نشان دهنده تغییرات درصد اکسیدهای سازنده کانسنگ آهن ماجراد.



شکل ۵-۳ نمودار تغییرات درصد وزنی اکسیدهای عناصر اصلی کانسنگ آهن ماجراد.

ولی به علت واقع شدن در منطقه پارک ملی توران فعلاً امکان بررسی بیشتر اندیس مورد بررسی وجود ندارد، و امید است در آینده با تسهیل قواعد استخراج در محیط‌های تحت نظارت محیط‌زیست، دسترسی و استخراج کانسنگ مورد بررسی فراهم شود. تغییرات مقادیر اکسیدهای عناصر اصلی و فرعی در مقابل درصد Fe_2O_3 در شکل‌های ۴-۵ تا ۷-۵ نشان داده شده است. بررسی این شکل‌ها به نتایج زیر حاصل شده است.

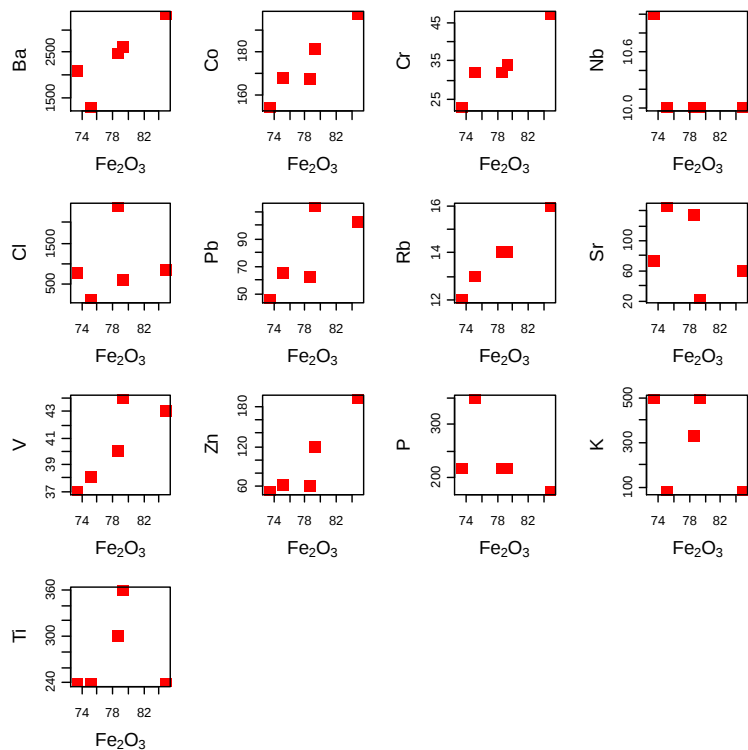
مقدار درصد اکسید آهن بین ۷۳ تا ۸۷ درصد متغیر است، و مقدار P_2O_5 , TiO_2 , K_2O , Na_2O , Al_2O_3 همگی کمتر از ۰/۵ درصد است. مقدار اکسیدهای MgO بین ۰/۲ تا ۱ درصد متغیر است. مقدار CaO بین ۱ تا ۸ درصد متغیر است. با توجه به همراهی کانسنگ با سنگ‌های کربناته امر طبیعی است. حضور مقادیر اندکی کلسیت در رگه‌ها و رگچه‌ها و یا فضای بین کانه‌های آهن‌دار تأییدی بر این موضوع است. مقدار SiO_2 بین حدود ۰/۲ تا ۳/۷ درصد متغیر است. ولی بیشتر مقدار SiO_2 کمتر از ۲ درصد است. احتمالاً این مقدار SiO_2 مربوط به حضور مقادیر کمی کوارتز و کانی‌های سیلیکاته از جمله کلریت و سرپسیت می‌باشد، که به مقدار کم همراه کانسنگ آهن ماجراد در مقاطع میکروسکوپی مشاهده شده است. در ضمن این مقادیر کم SiO_2 نشانی از خلوص بالا کانسنگ می‌باشد.

مقدار MnO بین ۰/۰۵ تا ۲/۵ درصد متغیر است. در ۳ نمونه مقدار MnO حدود ۱/۷ تا ۲/۵ درصد متغیر است. بنابراین، نتیجه می‌گیریم که مقدار MnO همراه کانسنگ ماجراد دارای مقدار قابل توجهی است، ولی خیلی زیاد نیست و آنالیز نقطه‌ای انجام شده هم این موضوع را تأیید می‌کند و به‌طور موردی (محلی) مقدار MnO تا ۴۶ درصد می‌رسد و بیانگر تشکیل اکسیدهای منگنز بطور موضعی می‌باشد.

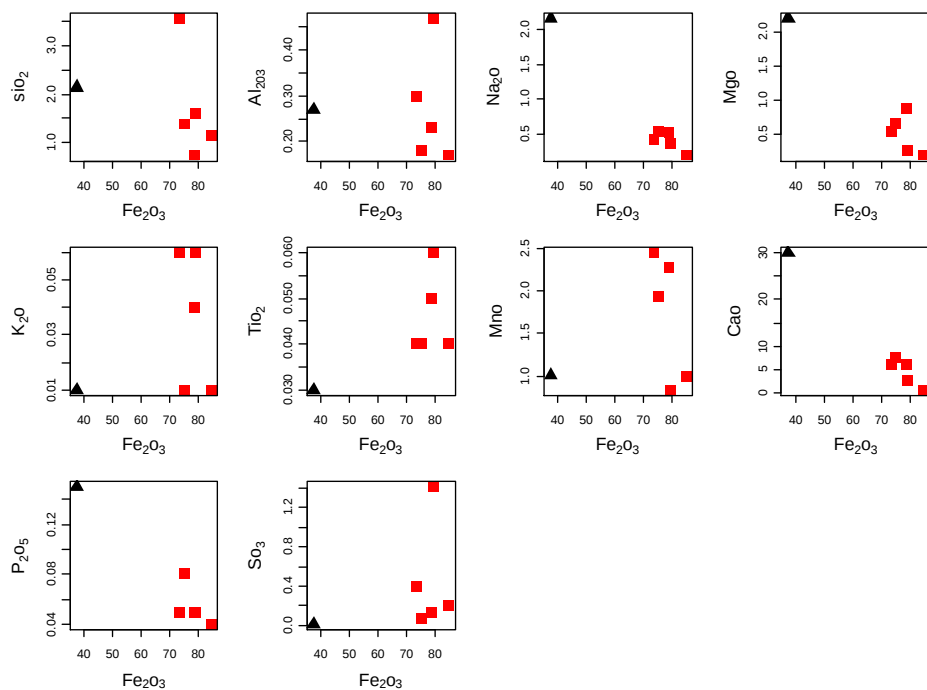
مقدار SO_3 نیز بین ۰/۰۱ تا ۱/۴ درصد متغیر است، ولی با این وجود مقدار SO_3 بیشتر کمتر از ۰/۵ درصد است و در نتیجه این کانی‌های سولفیدی به مقدار کم حضور دارند. آنالیزهای نقطه‌ای انجام شده بر روی تعدادی از مقاطع نازک صیقلی حضور بلورهای منشوری شکل بسیار ریز ژئپس و یا احتمالا (انیدریت) را تأیید می‌کند. با این وجود، می‌توان گفت که کانسنگ آهن ماجراد تقریباً عاری از کانی‌های سولفیدی می‌باشد.

بررسی شکل ۵-۶ نشان می‌دهد که کانسنگ آهن ماجراد از Fe_2O_3 ، MnO و Co غنی، و از MgO ، P_2O_5 ، TiO_2 و V فقیر می‌باشد. شکل ۵-۷- نمودار تغییرات عناصر فرعی به‌هنگار نسبت به گوشته اولیه برای نمونه‌های متعلق به کانسنگ آهن اندیس ماجراد را نشان می‌دهد و مبین غنی بودن نسبی آن از باریم و سرب می‌باشد.

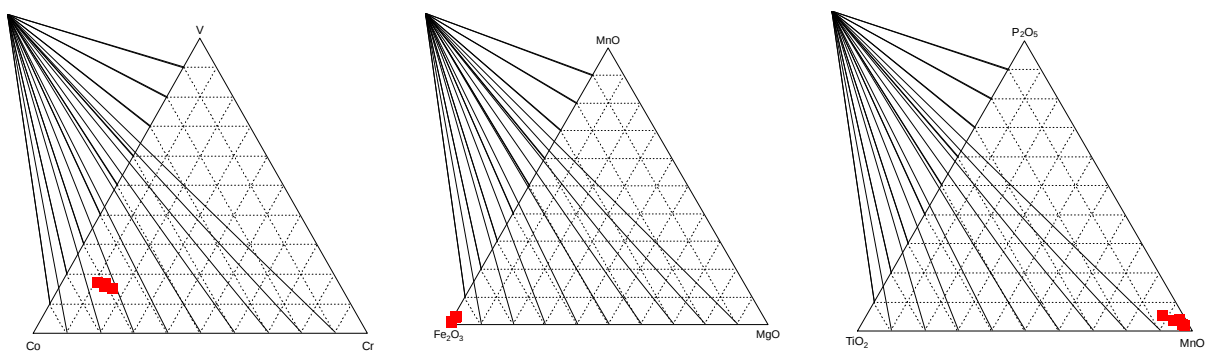
با توجه به مجموع موارد ذکر شده کانسنگ آهن ماجراد دارای کیفیت خوبی برای استفاده در صنعت می‌باشد، از سوی دیگر با توجه به رخنمون سطحی کانسنگ و راحتی استخراج آن، این کانسنگ دارای ارزش استخراج می‌باشد، البته در شرایط فعلی و با توجه به واقع شدن اندیس معدنی در محدوده حیات وحش خارتوران استخراج آن امکان‌پذیر نیست و می‌تواند به عنوان سرمایه‌ای برای آینده مدنظر قرار گیرد.



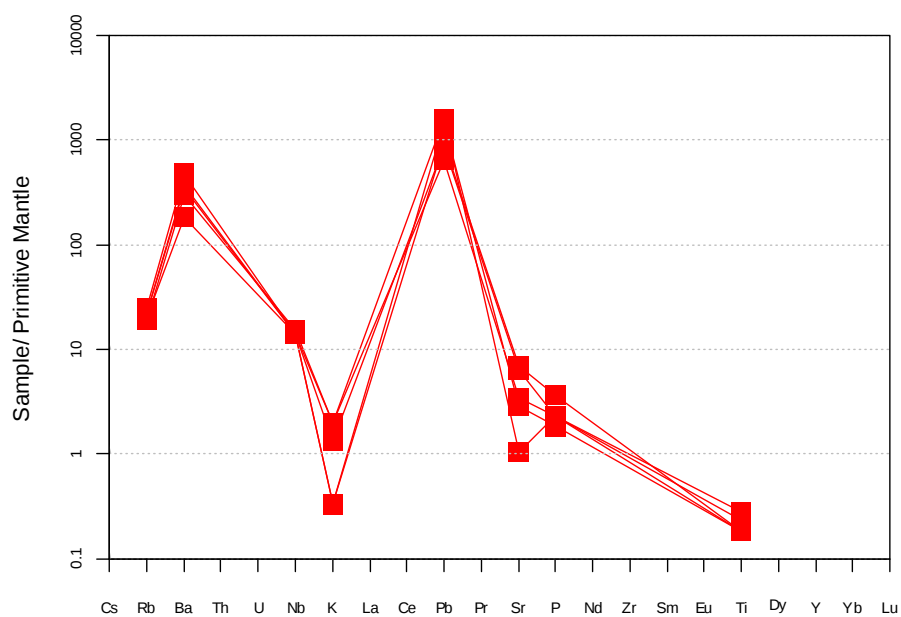
شکل ۵-۴- نمودارهای تغییرات مقادیر عناصر فرعی موجود در کانسنگ آهن ماجراد در مقابل درصد Fe_2O_3 . مقادیر فرعی بر حسب Ppm می باشد.



شکل ۵-۵- نمودارهای نشان دهنده تغییرات اکسیدهای عناصر اصلی در مقابل Fe_2O_3 در نمونه های کانسنگ آهن متعلق به اندیس آهن ماجراد.



شکل ۵-۶- نمودارهای مثلثی نشان دهنده ارتباط بین اکسیدهای MnO , TiO_2 , P_2O_5 و عناصر Cr , V , Co در کانسنگ آهن ماجراد.



شکل ۵-۷- نمودار تغییرات عناصر فرعی به‌هنگار نسبت به گوشته اولیه برای نمونه‌های متعلق به کانسنگ آهن اندیس ماجراد.

۵-۳ شیمی کانی‌ها

در ابتدا به بحث شیمی کانسنگ پرداختیم، در این قسمت به صورت جزئی‌تر مبحث شیمی کانی‌های منطقه مورد مطالعه شرح داده می‌شود.

۵-۳-۱ آنالیز نقطه‌ای به کمک دستگاه FESEM

میکروسکوپ الکترونی روبشی، از مناسب‌ترین وسایل در دسترس برای آزمایش و آنالیز مورفولوژی نانو ساختارها و شناسایی ترکیبات شیمیایی است. میکروسکوپ الکترونی روبشی یا SEM نوعی میکروسکوپ الکترونی است که قابلیت عکس‌برداری از سطوح با بزرگنمایی ۱۰ تا ۵۰۰۰۰۰ برابر با قدرت تفکیکی کمتر از ۱ تا ۲۰ نانومتر (بسته به نوع نمونه) را دارد. توانایی SEM برای بررسی سطح مواد بی نظیر بوده و حائز برتری‌های فراوانی نسبت به میکروسکوپ‌های نوری است. در میکروسکوپ نوری تشکیل تصویر با استفاده از نورهای منعکس شده از سطح نمونه صورت می‌گیرد، در حالی که در SEM این مهم با به کارگیری الکترون‌ها میسر می‌شود. در واقع این میکروسکوپ یکی از روش‌های تولید تصاویر با روبش یک پرتو الکترونی روی سطح نمونه است. طول موج الکترون‌ها از فوتون‌های نور کوتاه‌تر بوده و طول موج کوتاه‌تر باعث ایجاد وضوح، قدرت تفکیک و حصول اطلاعات مناسب‌تر می‌شود. در حقیقت، در SEM هیچ سیستم نوری-الکترونی برای تشکیل تصویر و بزرگ نمایی وجود ندارد، بلکه تصویر از مشاهده نقطه به نقطه پدیده‌های سطح منتج از اثر متقابل پرتوی الکترونی با سطح نمونه تشکیل می‌شود. با این روش تصاویر سه بعدی از ساختار، نمونه به دست می‌آید. SEM در واقع با بزرگنمایی بیشتر شکل بلورها را به ما نشان می‌دهد.



شکل ۵-۸ تصویری از دستگاه FESEM مدل Sigma 300- HV موجود در آزمایشگاه دانشگاه صنعتی شاهرود.

به منظور بررسی ژئوشیمیایی اجزای سازنده کانسنگ آهن ماجراد، ۹ نمونه به روش FESEM مورد تجزیه نقطه‌ای قرار گرفت، نتایج بدست آمده در جدول ۵-۱ (در بخش پیوست این پایان نامه) ارائه شده است.

جدول ۵-۴ مشخصات کلی نمونه‌های مورد بررسی، مختصات جغرافیایی محل برداشت آن‌ها

و تعداد نقطه آنالیز شده به روش FESEM برای هر نمونه.

تعداد	شماره مقطع	تعداد نقاط کل	مختصات		توصیف
			X	Y	
۱	۱	۸	۵۶° ۳' ۴۴/۴"	۳۵° ۴۹' ۲۰/۹"	کانسنگ آهن
۲	۲	۵	۵۶° ۳' ۴۳/۸"	۳۵° ۴۹' ۲۳/۷"	مرمر
۳	۳	۹	۵۶° ۳' ۴۲/۳"	۳۵° ۴۹' ۲۲/۶"	کانسنگ آهن
۴	۴	۵۴	۵۶° ۳' ۳۶/۷"	۳۵° ۴۹' ۱۸/۸"	کانسنگ آهن
۵	۵	۴۵	۵۶° ۳' ۴۳/۴"	۳۵° ۴۹' ۲۱/۹"	کانسنگ آهن
۶	۶	۱۹	۵۶° ۳' ۴۲/۳"	۳۵° ۴۹' ۱۹/۶"	کانسنگ آهن
۷	MA-1	۱۲	۵۶° ۳' ۴۳/۴"	۳۵° ۴۹' ۲۱/۹"	کانسنگ آهن
۸	MA-2	۱۷	۵۶° ۳' ۴۲/۳"	۳۵° ۴۹' ۱۹/۶"	کانسنگ آهن
۹	MA-4	۷	۵۶° ۳' ۴۳/۸"	۳۵° ۴۹' ۲۳/۷"	مرمر

۵-۳-۲ تجزیه و تحلیل داده‌ها

۵-۳-۱-۲ کانه‌های آهن و منگنز

با توجه به نتایج ارائه شده در جدول ۴-۲، اکثر نقاط آنالیز شده بر روی نمونه‌های انتخاب شده از کانسنگ آهن ماجراد، معرف آنست که این کانسنگ غنی از آهن می‌باشد و درصد Fe بین ۴۰ تا ۵۰ درصد متغیر است (به شکل‌های ۵-۱ تا ۵-۳ نگاه کنید). در برخی نقاط مشارکت منگنز در تشکیل کانه‌های آهن‌دار به وضوح دیده می‌شود و مقدار Mn عمدتاً بین ۰/۴۷ تا ۶/۵ درصد متغیر است و تنها در سه نقطه مقدار منگنز به ۳۱/۰۸، ۴۳/۷۱ و ۴۵/۷۵ درصد منگنز رسیده است (جدول ۵-۳ و شکل ۵-۴)، در واقع، در این نقاط، اکسید منگنز به تمرکز قابل توجهی رسیده است و کانه‌ها دارای ترکیب پیرولوزیتی هستند. محصولات هوازگی هماتیت و مگنتیت نظیر گوتیت، لیمونیت و سیدریت نیز در برخی نقاط یافت شده‌اند که با مقدار کمتر آهن مشخص می‌شوند (شکل‌های ۵-۶ تا ۵-۱۰). جهت مشاهده کانه‌های آهن‌دار و ریزساخت‌های آنها به شکل‌های ۵-۶ تا ۵-۱۲ نیز نگاه کنید. آغشتگی کانه‌های آهن به سیلیسیم نیز در برخی نقاط دیده می‌شود لیکن مقدار سیلیسیم کم است و از ۰/۳۱ تا ۲/۲۵ درصد متغیر است (جدول ۵-۴ و شکل ۵-۵). در تعداد کمی نقطه آغشتگی کانه‌های اکسیدی آهن به کربنات‌ها نیز دیده می‌شود که در نتایج آنالیز نقطه‌ای با حضور مقادیر کمی کلسیم و کربن مشخص می‌گردد (جدول ۵-۵ و شکل ۵-۱۳). کانی کلسیت نیز همراه کانه‌های آهن در برخی نقاط یافت شده است (به جدول ۵-۵ نگاه کنید).

جدول ۵-۵ نتایج حاصل از آنالیز نقطه‌ای کانسنگ‌های آهن ماجراد با تأکید بر مقدار آهن.

Sample	Point number	% Fe	%FeO	%Fe ₂ O ₃
1	1	25.17	22.65	9.71
1	2	79.12	71.22	30.52
1	3	22.87	20.58	8.82
1	4	47.05	42.35	18.15
1	5	33.11	29.8	12.77
1	6	12.46	11.21	4.8
1	7	31.06	27.96	11.96
1	8	25.17	22.65	9.71
2	2	52.68	47.42	20.3
2	3	59.87	53.89	23.09
2	4	53.9	48.52	20.79
2	5	54.94	49.45	21.19
3	6	50.62	45.56	19.52
3	1	47.35	42.62	18.26
3	2	49.26	44.34	19
3	3	48.56	43.71	18.73
3	4	49.21	44.29	18.98
3	5	48	42.28	19.4
3	6	51.05	45.95	19.69
3	7	49.11	44.3	18.94
3	8	52.81	47.53	20.37
3	9	50.15	45.14	19.34
4	10	34.74	31.27	13.4
4	1	50.04	45.04	19.3
4	2	52.18	46.97	20.13
4	3	56.65	50.99	21.85
4	7	48.59	43.74	18.74
4	8	48.35	43.52	18.65
4	9	53.46	48.12	20.62
4	10	48.44	43.6	18.68
4	11	48.01	43.21	18.52
4	14	58	52.21	22.37

ادامه جدول ۵-۵ نتایج حاصل از آنالیز نقطه‌ای کانسنگ‌های آهن ماجراد با تأکید بر مقدار آهن.

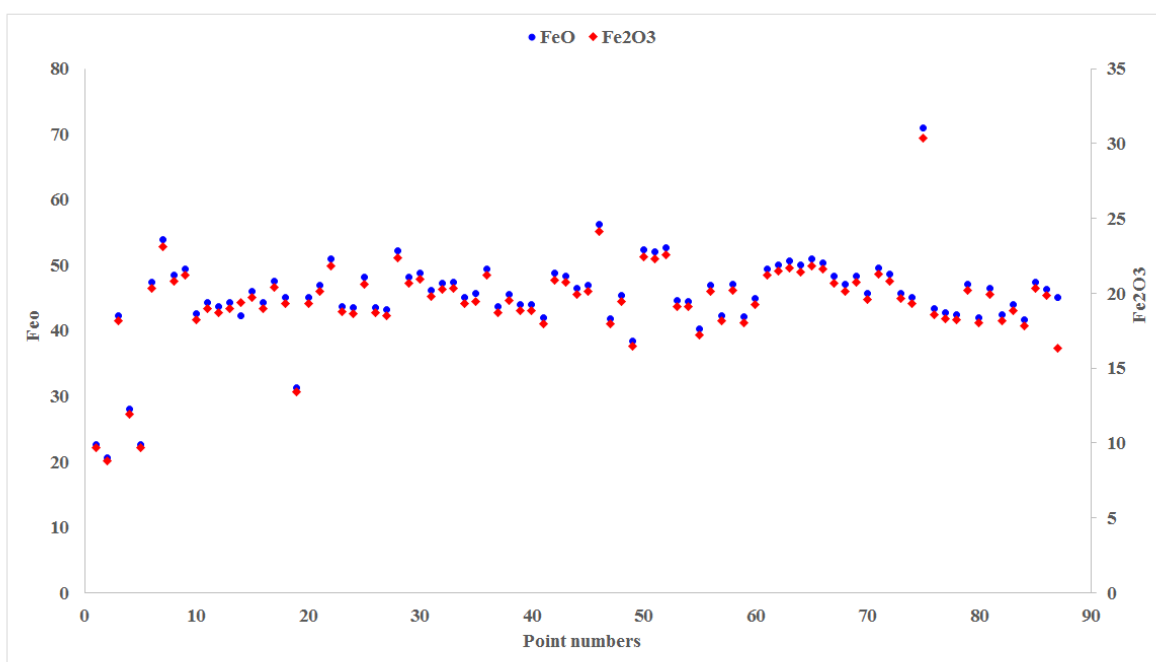
Sample	Point number	% Fe	%FeO	%Fe ₂ O ₃
4	15	53.57	48.22	20.66
4	16	54.26	48.84	20.93
4	17	54.76	49.29	21.12
4	18	51.36	46.23	19.81
4	19	52.48	47.24	20.24
4	20	52.71	47.44	20.33
4	21	35.33	31.8	13.63
4	22	45.07	40.57	17.38
4	23	45.21	40.69	17.44
4	25	32.12	28.91	12.39
4	27	24.7	22.23	9.52
4	28	50.13	45.12	19.34
4	29	44.47	40.03	17.15
4	30	44.13	39.72	17.02
4	31	43.2	38.88	16.66
4	32	45.62	41.06	17.6
4	33	50.43	45.39	19.45
5	1	50.5	45.64	19.48
5	2	54.97	49.48	21.2
5	3	48.57	43.72	18.73
5	4	50.52	45.47	19.49
5	5	48.81	43.93	18.83
5	6	48.81	43.93	18.83
5	7	46.55	41.9	17.95
5	8	54.13	48.72	20.88
5	9	53.71	48.34	20.72
5	10	51.63	46.47	19.91
5	11	52.16	46.95	20.12
5	18	62.53	56.28	24.12
5	19	46.5	41.85	17.93
5	20	50.34	45.31	19.42
5	21	28.64	25.78	11.04
5	22	42.65	38.39	16.45
5	25	47.64	42.88	18.37
5	26	58.23	52.41	22.46
5	27	46.63	41.97	17.98
5	28	57.88	52.1	22.3
5	29	58.53	52.68	22.58
5	30	49.52	44.57	19.1
5	31	49.46	44.52	19.08
5	32	44.66	40.2	17.22
5	33	52.06	46.97	20.13
5	34	47.04	42.34	18.14

ادامه جدول ۵-۵ نتایج حاصل از آنالیز نقطه‌ای کانسنگ‌های آهن ماجراد با تأکید بر مقدار آهن.

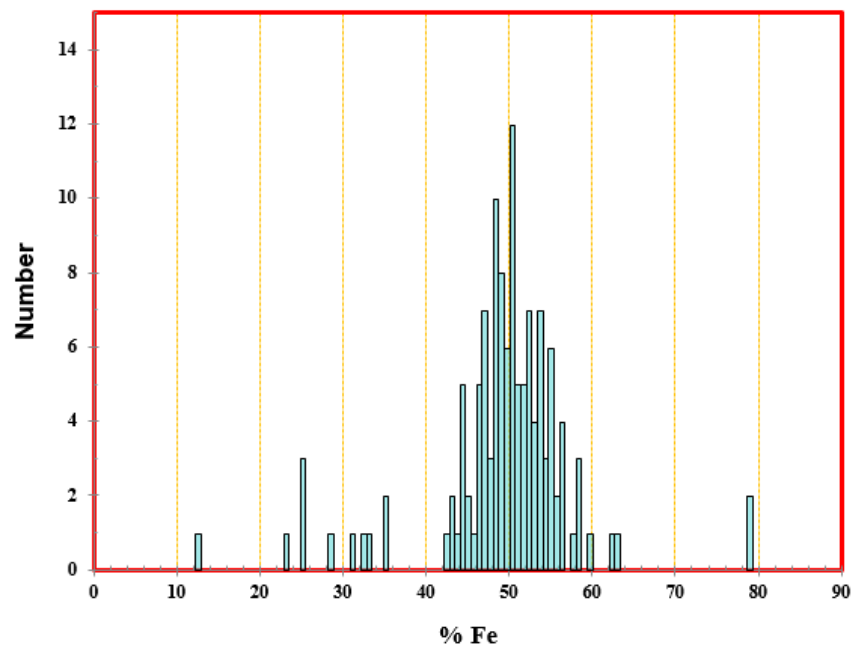
Sample	Point number	% Fe	%FeO	%Fe ₂ O ₃
5	37	52.39	47.16	20.21
5	44	46.73	42.06	18.02
5	45	49.85	44.87	19.23
6	1	48.55	43.7	18.73
6	2	50.89	45.81	19.63
6	3	50.12	45.74	19.6
6	4	44.43	39.99	17.14
6	5	42.98	38.69	16.58
6	6	43.98	39.59	16.96
6	7	49.8	44.83	19.21
6	8	48.18	43.37	18.58
6	9	49.79	44.82	19.2
6	10	51.07	45.97	19.7
6	11	49.01	38.23	16.38
6	12	46.59	41.94	17.97
6	13	54.68	49.22	21.09
6	14	49.5	44.55	19.09
6	15	51.75	46.58	19.96
6	16	47.3	42.57	18.24
6	17	50.15	45.14	19.34
MA1-5-2	1	54.9	49.42	21.18
MA1-5-2	2	53.52	48.17	20.64
MA1-5-2	3	55.66	50.1	21.47
MA1-5-2	5	56.22	50.6	21.68
MA1-5-2	6	55.54	49.99	21.42
MA1-5-2	7	56.55	50.9	21.81
MA1-5-2	8	56	50.41	21.6
MA1-5-2	9	44.11	39.7	17.01
MA1-5-2	10	53.6	48.25	20.67
MA1-5-2	11	52.24	47.02	20.15
MA1-5-2	12	53.72	48.35	20.72
MA1-5-2	13	50.84	45.76	19.61
MA1-5-2	15	55.15	49.64	21.27
MA1-5-2	16	54	48.61	20.83
MA1-5-2	17	63	56.71	24.3
MA1-5-6	1	50.86	45.74	19.62
MA1-5-6	2	50.07	45.07	19.31
MA1-5-6	3	78.77	70.9	30.38
MA1-5-6	4	48.13	43.32	18.56
MA1-5-6	5	47.51	42.76	18.32
MA1-5-6	6	47.23	42.51	18.22
MA1-5-6	7	52.33	47.1	20.18
MA1-5-6	8	46.72	42.05	18.02

ادامه جدول ۵-۵ نتایج حاصل از آنالیز نقطه‌ای کانسنگ‌های آهن ماجراد با تأکید بر مقدار آهن.

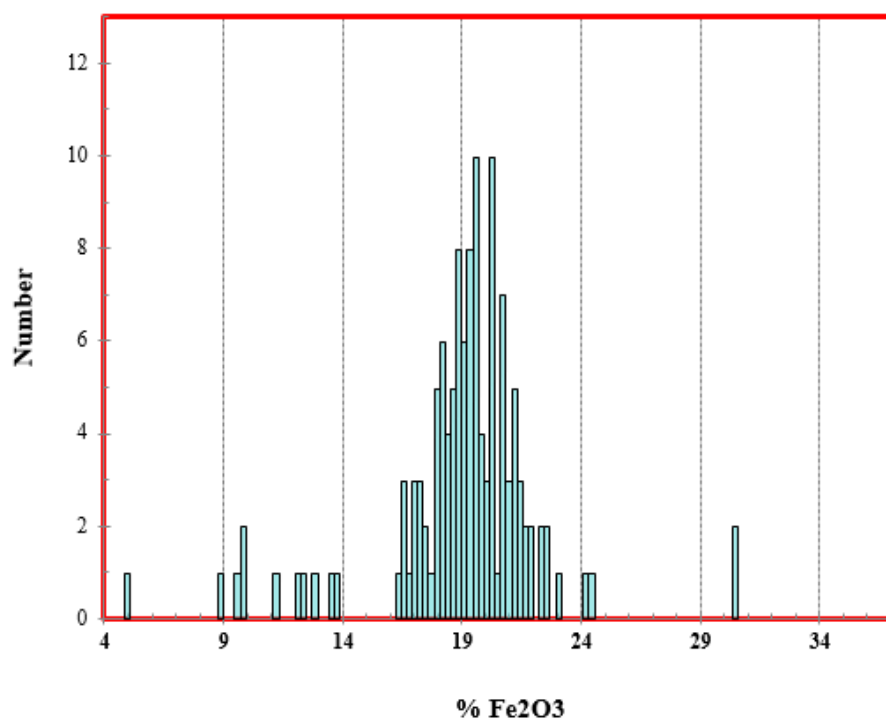
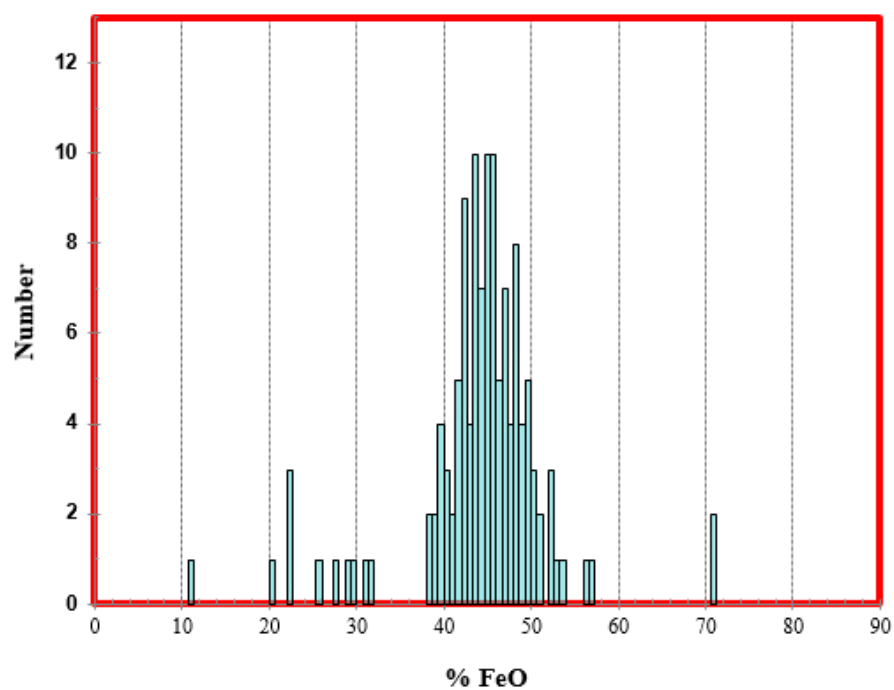
Sample	Point number	% Fe	%FeO	%Fe ₂ O ₃
MA1-5-6	9	51.62	46.46	19.91
MA1-5-6	10	47.14	42.43	18.18
MA1-5-6	11	48.83	43.95	18.83
MA1-5-6	12	46.24	41.62	17.83
MA1-8-1	2	52.67	47.41	20.32
MA1-8-1	3	51.48	46.34	19.86
MA1-8-1	4	50.04	45.04	16.3
MA1-8-1	7	48.9	44.01	18.86



شکل ۹-۵ تغییرات مقادیر FeO, Fe₂O₃ در نقاط آنالیز شده به روش نقطه‌ای بر روی مقاطع نازک‌صیقلی و صیقلی متعلق به اندیس آهن ماجراد.



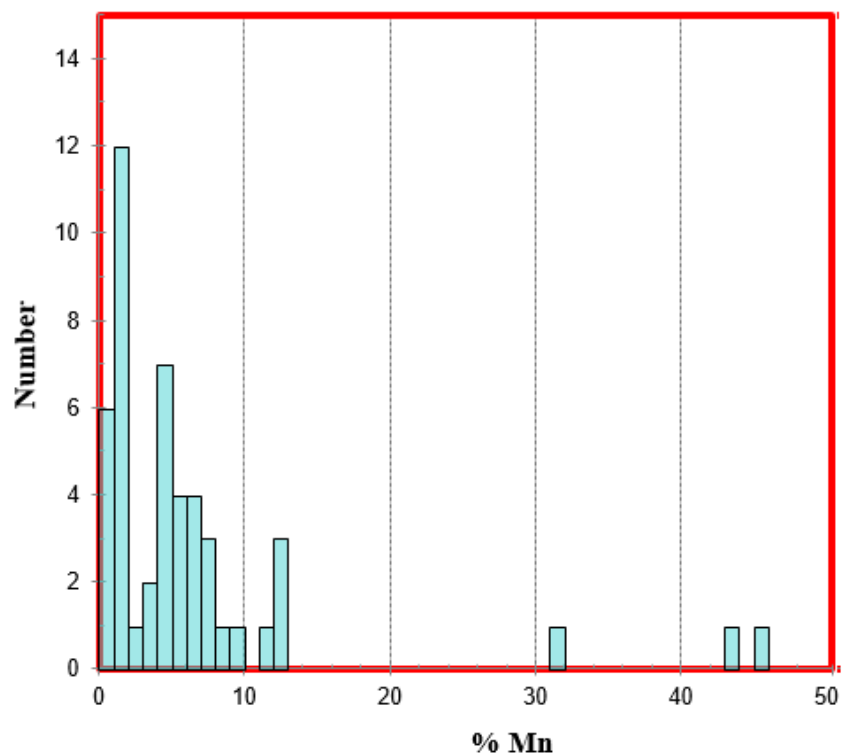
شکل ۵-۱۰ تغییرات مقادیر Fe_2O_3 , FeO در نقاط آنالیز شده به روش نقطه‌ای بر روی مقاطع نازک‌صیقلی و صیقلی متعلق به اندیس آهن ماجراد.



شکل ۵-۱۱ تغییرات مقادیر Fe_2O_3 , FeO در نقاط آنالیز شده به روش نقطه‌ای بر روی مقاطع نازک‌صیقلی و صیقلی متعلق به اندیس آهن ماجراد.

جدول ۵-۶ نتایج حاصل از آنالیز نقطه‌ای کانسنگ‌های آهن ماجراد با تاکید بر مقدار آهن و منگنز.

Sample	Point Number	% O	% Fe	% Mn
3	1	49.88	47.35	1.57
3	2	48.66	49.26	0.62
3	3	50.09	48.56	0.51
3	5	50.3	48	0.47
4	6	42.43	34.74	0.74
4	1	47.64	50.04	1.24
4	3	40.8	56.65	0.88
4	7	48.84	48.59	1.24
4	8	48.56	48.35	1.54
4	9	43.23	53.46	1.207
4	10	49.28	48.44	1.07
4	11	49.21	48.01	1.57
4	14	39.99	58	1.12
4	15	44.25	53.57	1.26
4	17	39.68	54.76	2.75
4	18	46.48	51.36	1.17
4	19	45.02	52.48	1.02
4	21	49.5	35.33	12.94
4	22	45.44	45.07	7.98
4	23	46.85	45.21	6.53
4	24	48.75		45.75
4	25	50.26	32.12	12.24
4	26	48.85	2.15	43.71
4	27	37.82	24.7	11.01
4	28	47.66	50.13	0.52
4	29	44.76	44.47	9.26
4	30	46.57	44.13	7.93
4	31	46.15	43.2	8.2
4	32	48.35	45.62	4.61
4	33	47.28	50.43	1.58
4	34	44.12	6.68	31.08
6	1	43.5	48.55	6.39
6	2	42.66	50.89	4.5
6	3	42.46	50.12	5.79
6	4	46.19	44.43	4.79
6	5	47.25	42.98	7.02
6	6	48.65	43.98	5.11
6	7	43.28	49.8	5.33
6	8	45.44	48.18	4.97
6	9	42.62	49.79	6
6	10	42.61	51.07	4.41
6	11	42.47	49.01	6.87
6	12	46.91	46.59	4.39
6	14	43.34	49.5	5.58
6	15	43.21	51.75	3.02
6	16	47.09	47.3	3.59
6	17	43.17	50.15	4.9
MA1-5-2	17	21.84	63	12.79



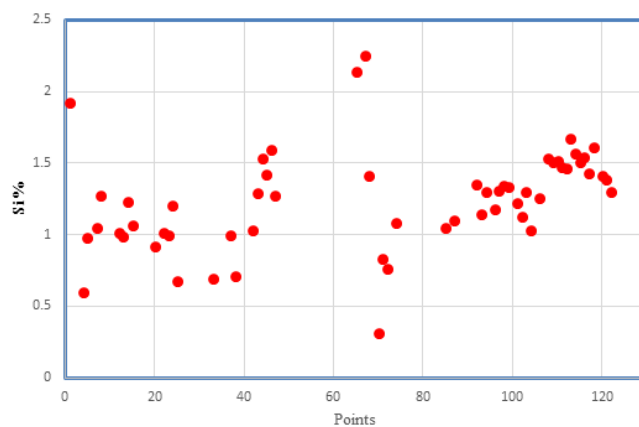
شکل ۵-۱۲ تغییرات مقادیر MnO در نقاط آنالیز شده به روش نقطه‌ای بر روی مقاطع نازک‌صیقلی و صیقلی متعلق به اندیس آهن ماجراد.

جدول ۵-۷ نتایج حاصل از آنالیز نقطه‌ای کانسنگ‌های آهن ماجراد با تأکید بر مقدار آهن، منگنز و سیلیسیم.

Point	%O	% Fe	% FeO	% Fe ₂ O ₃	% Mn	%Si
5	42.81	54.94	49.45	21.19		1.92
3	50.09	48.56	43.71	18.73	0.51	0.6
5	50.3	48	42.28	19.4	0.47	0.98
2	46.3	52.18	46.97	20.13		1.05
3	40.8	56.65	50.99	21.85	0.88	1.27
7	48.84	48.59	43.74	18.74	1.24	1.01
8	48.56	48.35	43.52	18.65	1.54	0.99
9	43.23	53.46	48.12	20.62	1.207	1.23
10	49.28	48.44	43.6	18.68	1.07	1.07
15	44.25	53.57	48.22	20.66	1.26	0.92
17	39.68	54.76	49.29	21.12	2.75	1.01
18	46.48	51.36	46.23	19.81	1.17	1
19	45.02	52.48	47.24	20.24	1.02	1.2
20	45.17	52.71	47.44	20.33		0.68
28	47.66	50.13	45.12	19.34	0.52	0.69
32	48.35	45.62	41.06	17.6	4.61	1
33	47.28	50.43	45.39	19.45	1.58	0.71

جدول ۵-۷ نتایج حاصل از آنالیز نقطه‌ای کانسنگ‌های آهن ماجراد با تأکید بر مقدار آهن، منگنز و سیلیسیم.

Point	%O	% Fe	% FeO	% Fe ₂ O ₃	% Mn	%Si
1	48.46	50.5	45.64	19.48		1.03
2	48.46	54.97	49.48	21.2		1.29
3	49.9	48.57	43.72	18.73		1.53
4	48.05	50.52	45.47	19.49		1.42
5	49.6	48.81	43.93	18.83		1.59
6	49.92	48.81	43.93	18.83		1.27
25	49.63	47.64	42.88	18.37		2.14
27	50.31	46.63	41.97	17.98		2.25
30	49.08	49.52	44.57	19.1		1.41
33	47.63	52.06	46.97	20.13		0.31
44	52.15	46.73	42.06	18.02		0.83
45	49.39	49.85	44.87	19.23		0.76
2	42.66	50.89	45.81	19.63	4.5	1.08
13	42.7	54.68	49.22	21.09		1.05
15	43.21	51.75	46.58	19.96	3.02	1.1
1	43.12	54.9	49.42	21.18		1.35
2	42.94	53.52	48.17	20.64		1.14
3	42.14	55.66	50.1	21.47		1.3
5	41.62	56.22	50.6	21.68		1.18
6	42.48	55.54	49.99	21.42		1.31
7	41.28	56.55	50.9	21.81		1.34
8	41.97	56	50.41	21.6		1.33
10	44.03	53.6	48.25	20.67		1.22
11	44.41	52.24	47.02	20.15		1.13
12	44.47	53.72	48.35	20.72		1.3
13	47.02	50.84	45.76	19.61		1.03
15	42.85	55.15	49.64	21.27		1.26
1	47.37	50.86	45.74	19.62		1.53
2	47.56	50.07	45.07	19.31		1.51
4	49.49	48.13	43.32	18.56		1.52
5	50.06	47.51	42.76	18.32		1.47
6	50.2	47.23	42.51	18.22		1.46
7	45.79	52.33	47.1	20.18		1.67
8	50.62	46.72	42.05	18.02		1.57
9	45.79	51.62	46.46	19.91		1.51
10	50.33	47.14	42.43	18.18		1.54
11	48.24	48.83	43.95	18.83		1.43
12	50.8	46.24	41.62	17.83		1.61
2	44.94	52.67	47.41	20.32		1.41
3	46.41	51.48	46.34	19.86		1.39
4	46.96	50.04	45.04	16.3		1.3



شکل ۵-۱۳ نمودار نشان دهنده تغییرات درصد Si در کانسنگ‌های آهن ماجراد. به پایین بودن مقدار درصد سیلیسیم توجه نمایید.

جدول ۵-۸ نتایج حاصل از آنالیز نقطه‌ای کانی‌های باطله همراه کانسنگ‌های آهن ماجراد به ویژه کلسیت و ژئپس یا انیدریت.

Sample	Point	O %	% Fe	%FeO	%Fe ₂ O ₃	%C	%Ca	%Si	%Mn
1	6	53.72	12.46	11.21	4.8	15.57	8.44		
2	1	46.66	0.43	0.38	16	12.86	39.5		
4	4	54.26	1.57	1.41	0.6		44.07		
4	5	41	0.71	0.63	0.27	11.05	46.93		
4	6	44.64	1.13	1.01	0.43	12.5	41.41		
4	13	47.53	0.88	0.79	0.33	13.14	38.23		
4	17	39.68	54.76	49.29	21.12		0.89	1.01	2.75
4	19	45.02	52.48	47.24	20.24		0.28	1.2	1.02
4	20	45.17	52.71	47.44	20.33		0.24	0.68	
5	7	53.14	46.55	41.9	17.95		0.32		
5	10	46.91	51.63	46.47	19.91		0.46		
5	11	47.33	52.16	46.95	20.12		0.51		
MA1-5-2	2	42.94	53.52	48.17	20.64		2.4	1.14	
MA1-5-2	4	49.66	1.32	1.18	0.5	13.1	35.64		
MA1-5-2	12	44.47	53.72	48.35	20.72		0.51	1.3	
5	32	55.1	44.66	40.2	17.22		0.24		
6	18	32.1	0.89	0.8	0.34	7.88	13.59		

۵-۳-۲-۲ کانی‌های باطله

کوارتز و کلسیت از کانی‌های باطله بارز همراه کانسنگ‌های آهن ماجراد هستند. ژئپس (یا انیدریت) و مسکوویت باریم‌دار نیز به مقدار کم همراه کانسنگ‌های آهن ماجراد یافت می‌شوند. وجود ژئپس (یا انیدریت) با وجود مقدار قابل توجهی کلسیم و گوگرد در نقاط آنالیز شده مشخص می‌گردد (جدول ۴-۶). ژئپس (یا انیدریت) به صورت بلورهای منشوری شکل تا تیغه‌ای شکل زیبا دیده می‌شوند (شکل‌های ۴-۱۱ و ۴-۱۲). کوارتز در مقاطع نازک صیقلی دیده می‌شود و مقدار آن در نمونه‌های کانسنگی آهن دار ماجراد متغیر است. از آنجایی که کانسنگ آهن ماجراد با متاکربناتهای نئوپروتروروئیک پسین همراه است وجود کلسیت در این سنگ‌ها امری عادی و رایج است (شکل ۴-۱۳). البته برخی از بلورهای کلسیت به اکسیدهای آهن آغشته هستند و در مقاطع نازک در نور عادی به رنگ‌های مایل به قهوه‌ای یا قرمز دیده می‌شوند. مسکوویت باریم‌دار که یکی دیگر از کانی‌های باطله همراه کانسنگ‌های آهن ماجراد است در ادامه و به طور مفصل‌تر، مورد بحث و بررسی قرار گرفته است.

جدول ۵-۹ نتایج حاصل از آنالیز نقطه‌ای کانی‌های باطله همراه کانسنگ‌های آهن ماجراد به ویژه کلسیت و ژئپس یا انیدریت.

Sample	Point	Composition	O %	% Fe	%FeO	%Fe ₂ O ₃	%C	%Ca	%S
5	12	Calcite	22.13	0.73	0.33	0.14	64.64	6.32	6.18
5	13	Calcite	32.02	1.34	1.2	0.51	49.29	10.5	6.16
5	23	Calcite	28.97	3.22	2.89	1.24	50.36	9.36	8.08
5	14	Gypsum	57.06	1.44	1.29	0.55		20.96	20.53
5	15	Gypsum	54.85	1.49	1.34	0.57		22.18	21.48
5	16	Gypsum	60.08	5.93	5.35	2.28		18.15	16.85
5	17	Gypsum	54.54	21.95	19.75	8.46		11.7	11.8
5	18	Gypsum	36.21	62.53	56.28	24.12		0.82	0.44
5	23-1	Gypsum	53.14	7.15	6.43	2.75		2.23	18.49
5	24	Gypsum	24.45	3.33	2.99	1.28		14.83	8.02
5	24	Gypsum	45.8	6.76	6.08	2.6		30.65	16.79

۵-۳-۲-۳ مسکوویت باریم‌دار

در نمونه شماره ۵ چند دانه ورقه‌ای شکل دیده می‌شود که براساس آنالیز نقطه‌ای صورت گرفته در نقاط شماره

۳۵، ۳۶ و ۳۷ دارای (جدول ۴-۷ و شکل‌های ۴-۱۴ و ۴-۱۵) ترکیب میانگین زیر است:

جدول ۵-۱۰ نتایج حاصل از آنالیز نقطه‌ای مسکوویت‌های باریم‌دار (یا سریسیت‌های باریم‌دار) موجود در کانسنگ‌های آهن
ماجراد.

نوع عنصر	O	Al	Si	Fe	K	Ba	H	F
درصد فراوانی	۵۴	۱۵	۱۶	۳	۶	۳		
		Al ₂ O ₃	SiO ₂	Fe ₂ O ₃	K ₂ O	BaO		
		36.42	44.10	5.51	9.29	4.67		
فرمول محاسبه شده برای مسکوویت اقتباس از سایت http://webmineral.com/data/Muscovite.shtml								
نوع عنصر	O	Al	Si	Fe	K	Ba	H	F
	47.35	20.3	21.3		9.81		0.46	0.95
		Al ₂ O ₃	SiO ₂	Fe ₂ O ₃	K ₂ O	BaO	H ₂ O	F
		38.36	45.21		11.81		4.07	0.95

General Muscovite Information

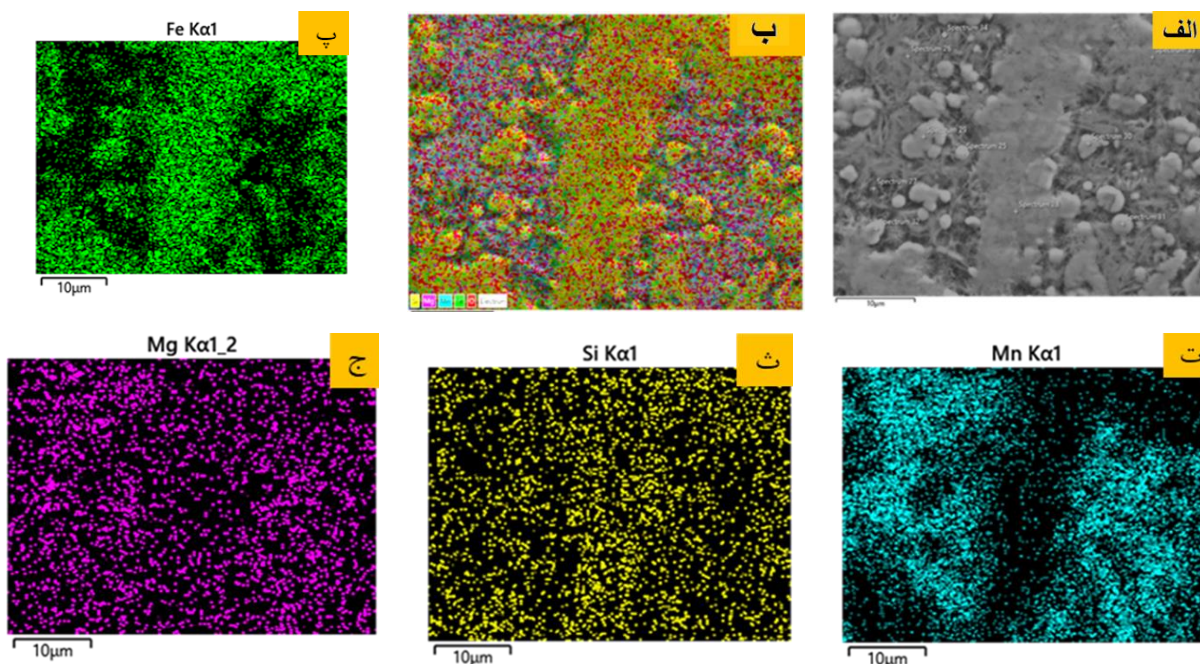
Chemical Formula:	KAl ₂ (Si ₃ Al)O ₁₀ (OH,F) ₂				
Composition:	Molecular Weight = 398.71 gm				
	<u>Potassium</u>	9.81 %	K	11.81 %	K ₂ O
	<u>Aluminum</u>	20.30 %	Al	38.36 %	Al ₂ O ₃
	<u>Silicon</u>	21.13 %	Si	45.21 %	SiO ₂
	<u>Hydrogen</u>	0.46 %	H	4.07 %	H ₂ O
	<u>Oxygen</u>	47.35 %	O		
	<u>Fluorine</u>	0.95 %	F	0.95 %	F
	-	- %	F	-0.40 %	-O=F ₂

مقادیر عنصری و اکسیدی اجزای سازنده مسکوویت بر گرفته از سایت

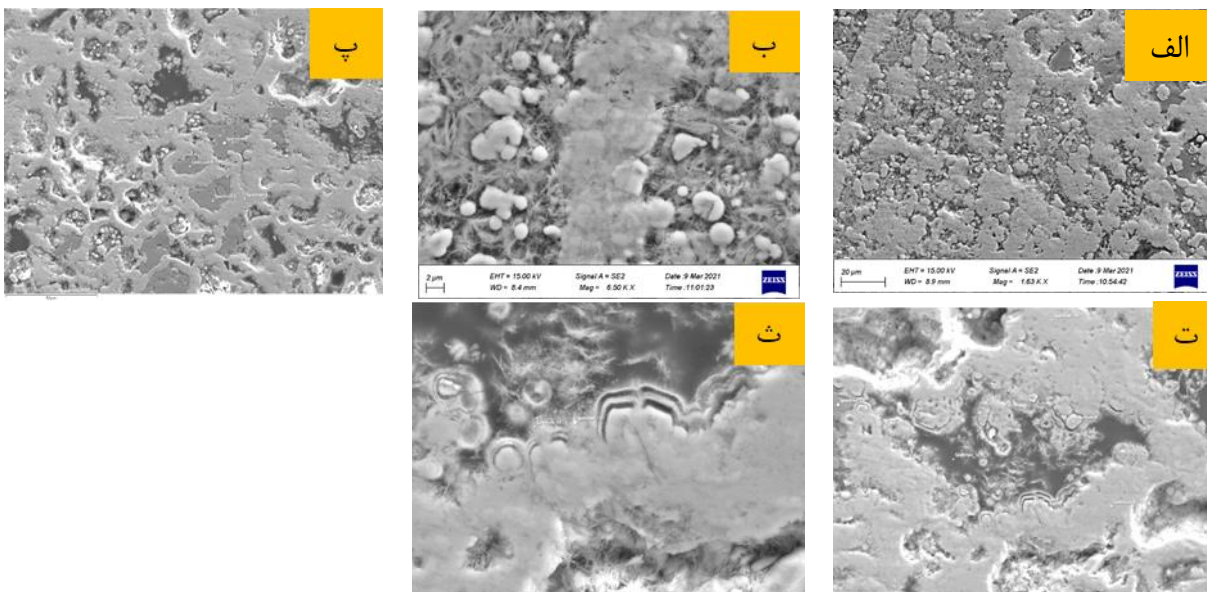
<http://webmineral.com/data/Muscovite.shtml>

با توجه به نتایج آنالیز نقطه‌ای به‌دست آمده و در نظر گرفتن سایر ویژگی‌های کانی‌شناسی، می‌توان این کانی را مسکوویت یا سریسیت $((K,Ba)(Al)_2(AlSi_3O_{10})(OH)_2)$ به حساب آورد.

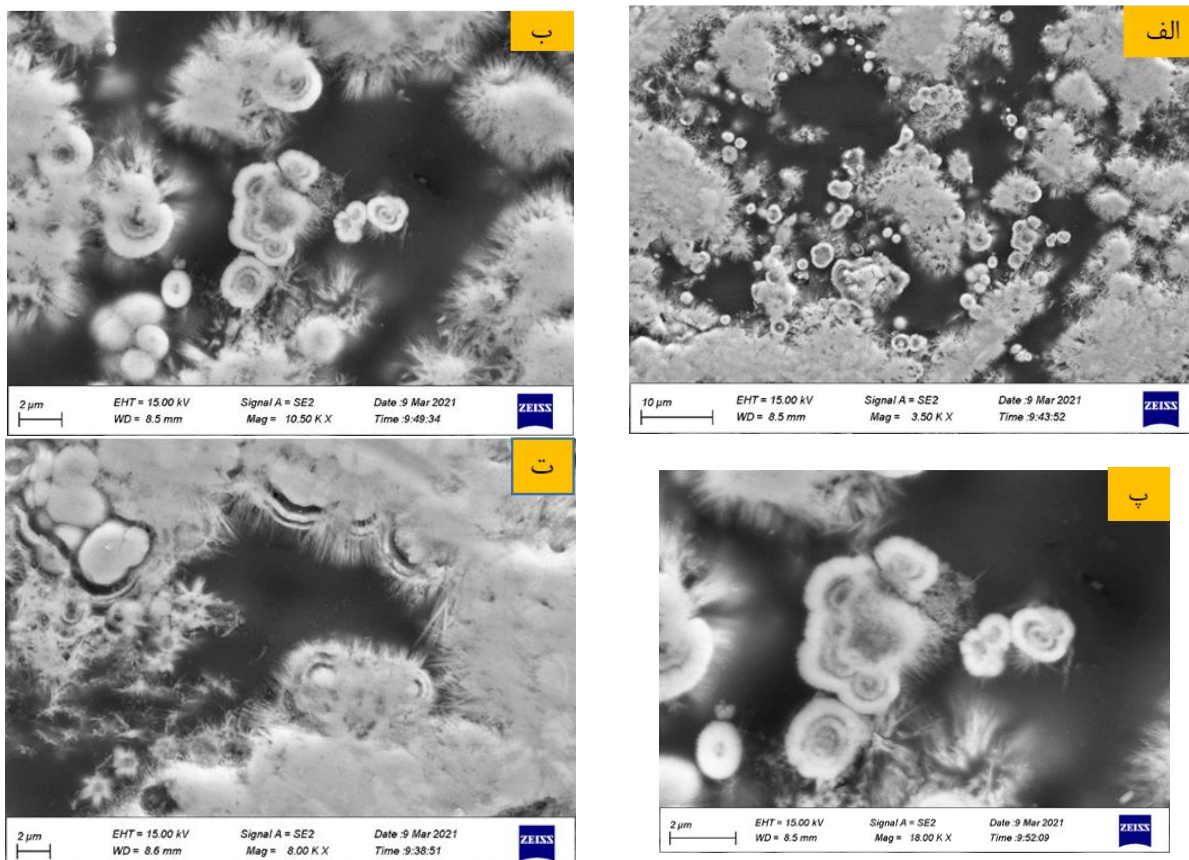
در ادامه این فصل تصویری از بافت یا ریزساخت‌های کانه‌های سازنده کانسنگ آهن ماجراد و کانی‌های باطله همراه آنها نشان داده شده است.



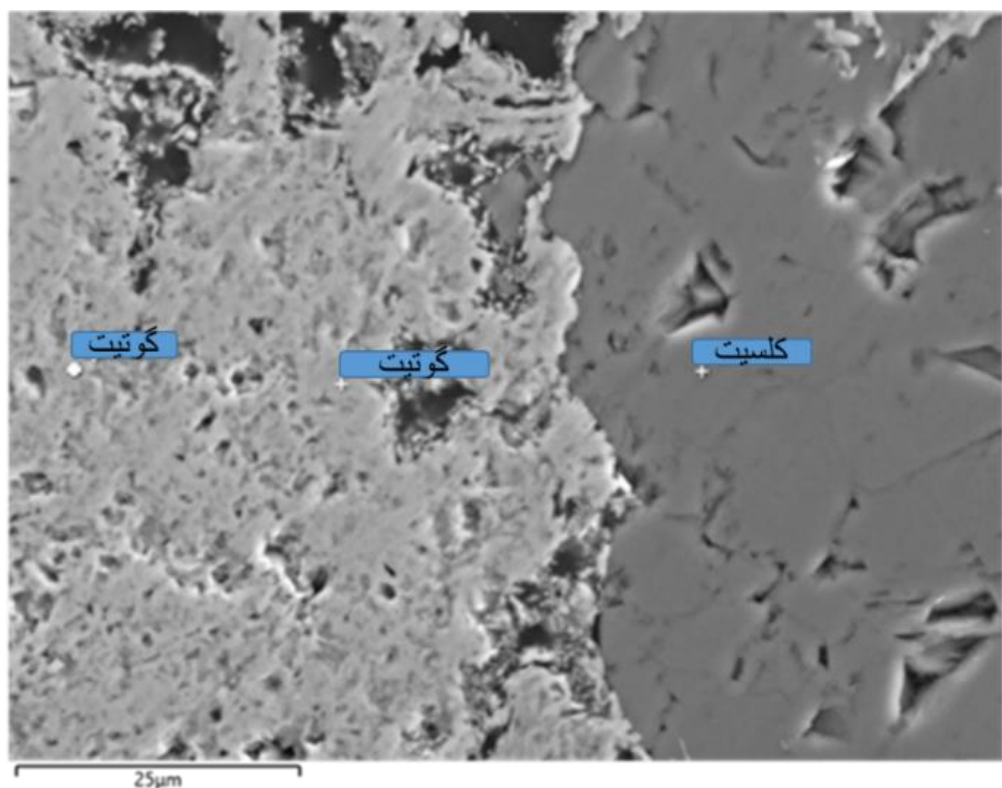
شکل ۵-۱۴ در اینجا میزان پراکندگی عناصر نمونه ۴ نمایش می‌دهد. الف، تصویر SEM بخشی از نمونه شماره ۴. ب) نقشه کلی عناصر. پ) نقشه توزیع عنصری آهن. ت) نقشه توزیع عنصری منگنز. ث) نقشه توزیع عنصری سیلیس. ج) نقشه توزیع عنصری منیزیم.



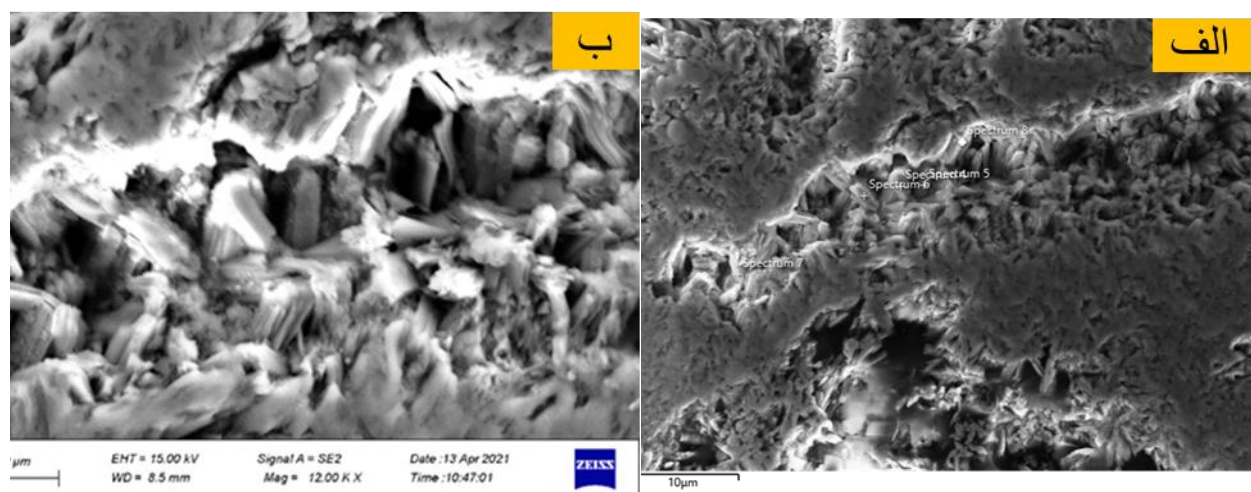
شکل ۵-۱۵ تصاویری از بافت کلوفرمی و ساختار رشدی متحدالمرکز و در برخی موارد سوزنی شکل کانه‌های آهن‌دار (تهیه‌شده توسط دستگاه FESEM). به ساختار گلوله‌ای یا تمشکی برخی از کانه‌های سازنده، کانسنگ آهن توجه نمایید.



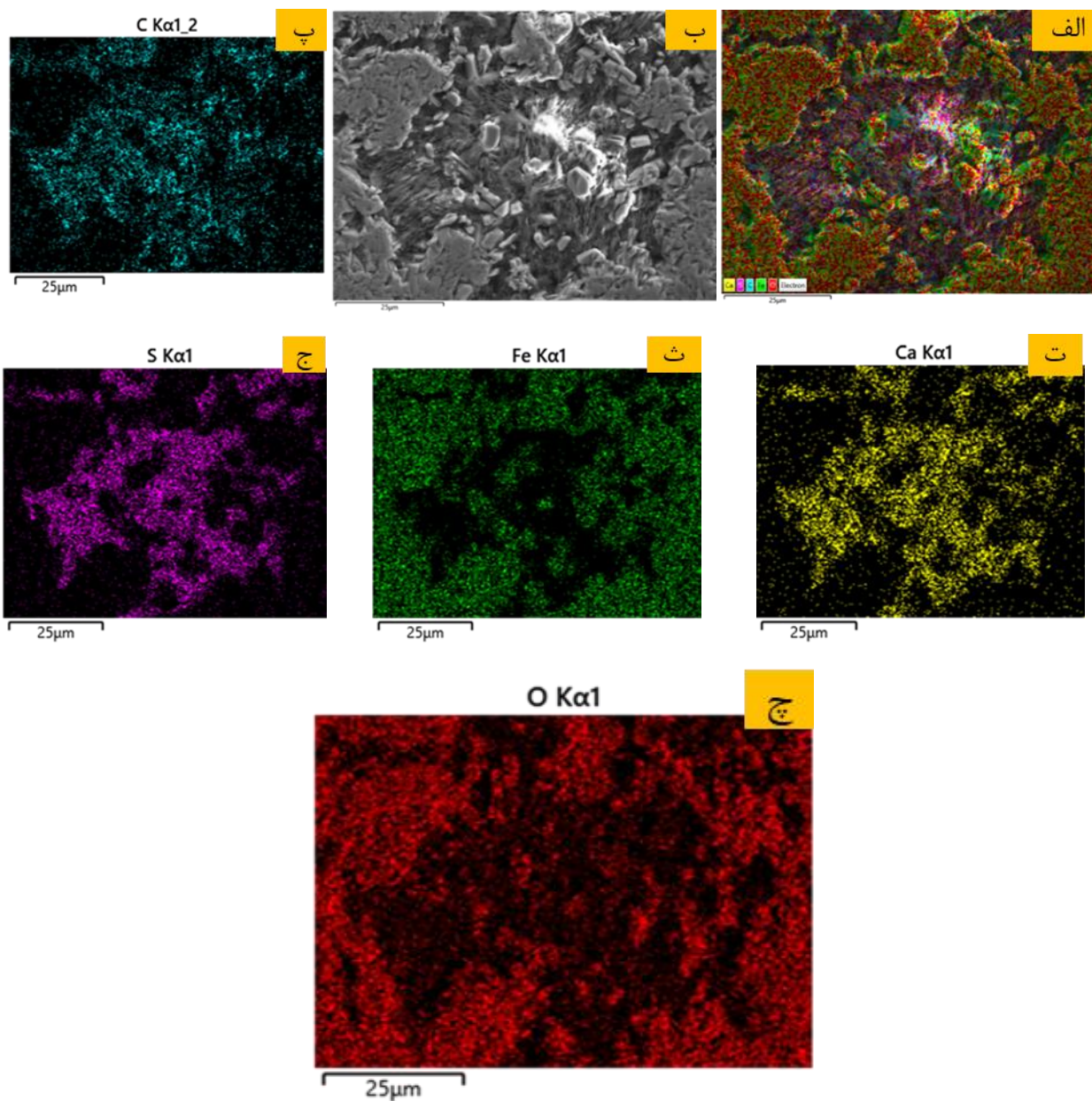
شکل ۵-۱۶ تصاویری از بافت متحدالمرکز کانه‌های اکسیدهای آهن‌دار که در مقیاس میکرونی، توجه نمایید و در ضمن هر حلقه از تعداد زیادی بلورهای سوزنی شکل اکسیدهای آهن تشکیل شده است.



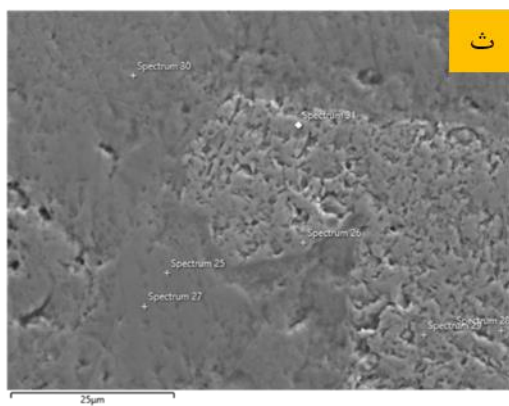
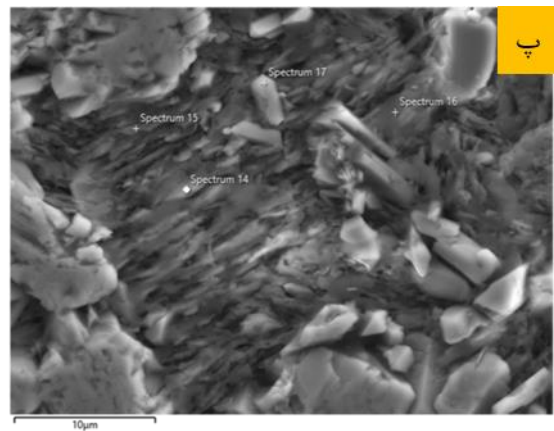
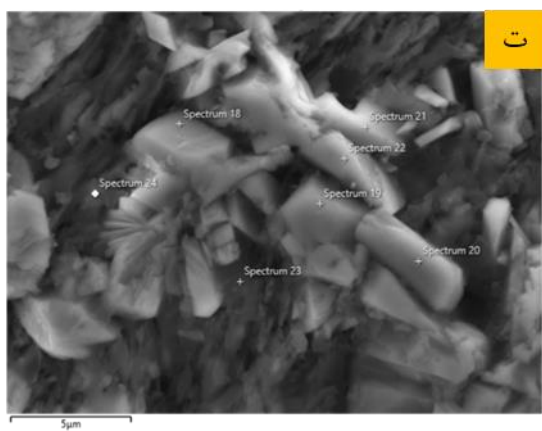
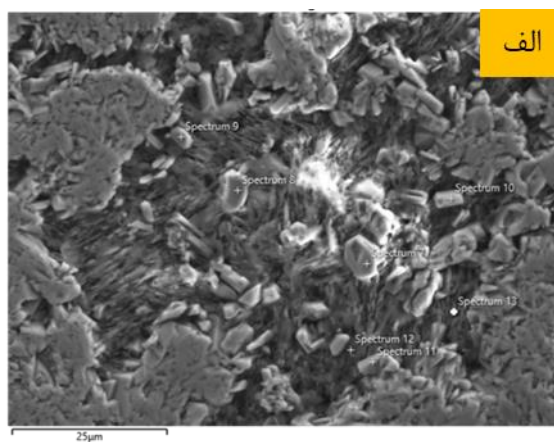
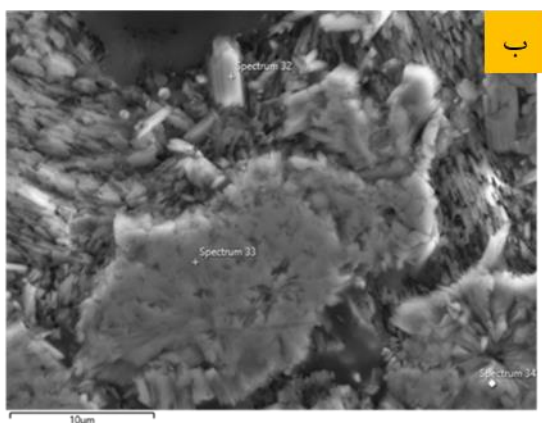
شکل ۵-۱۷ در این تصویر نقاط آنالیز شده دارای ترکیب کلسیت و سیدریت هستند.



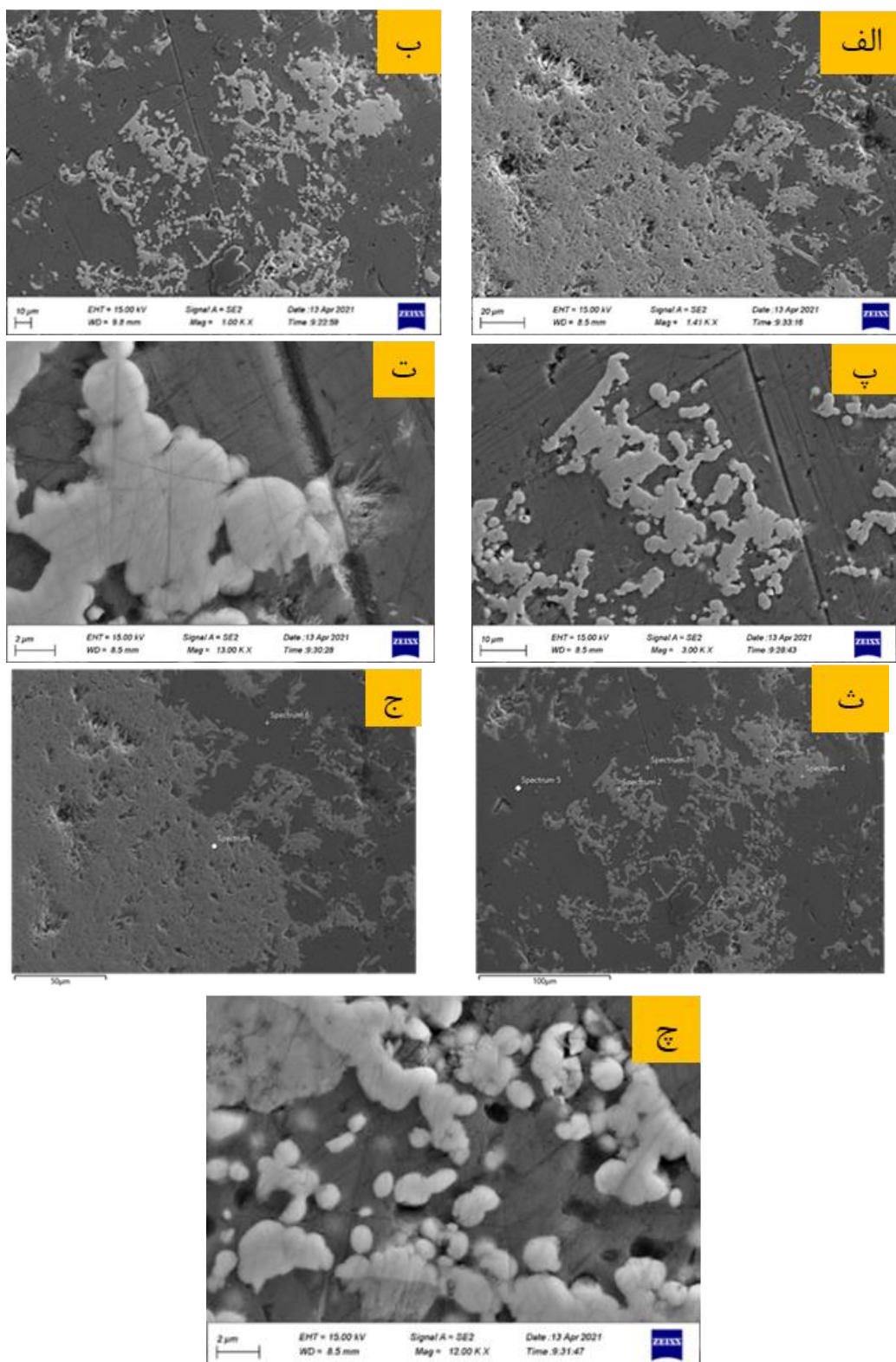
شکل ۵-۱۸ الف) نمای کلی از بافت شانه‌ای. ب) با توجه به آنالیز نقطه‌ای نقاط ۵، ۶، ۷ و ۸، این نمونه در نقاط مورد نظر دارای ترکیب سیدریتی است.



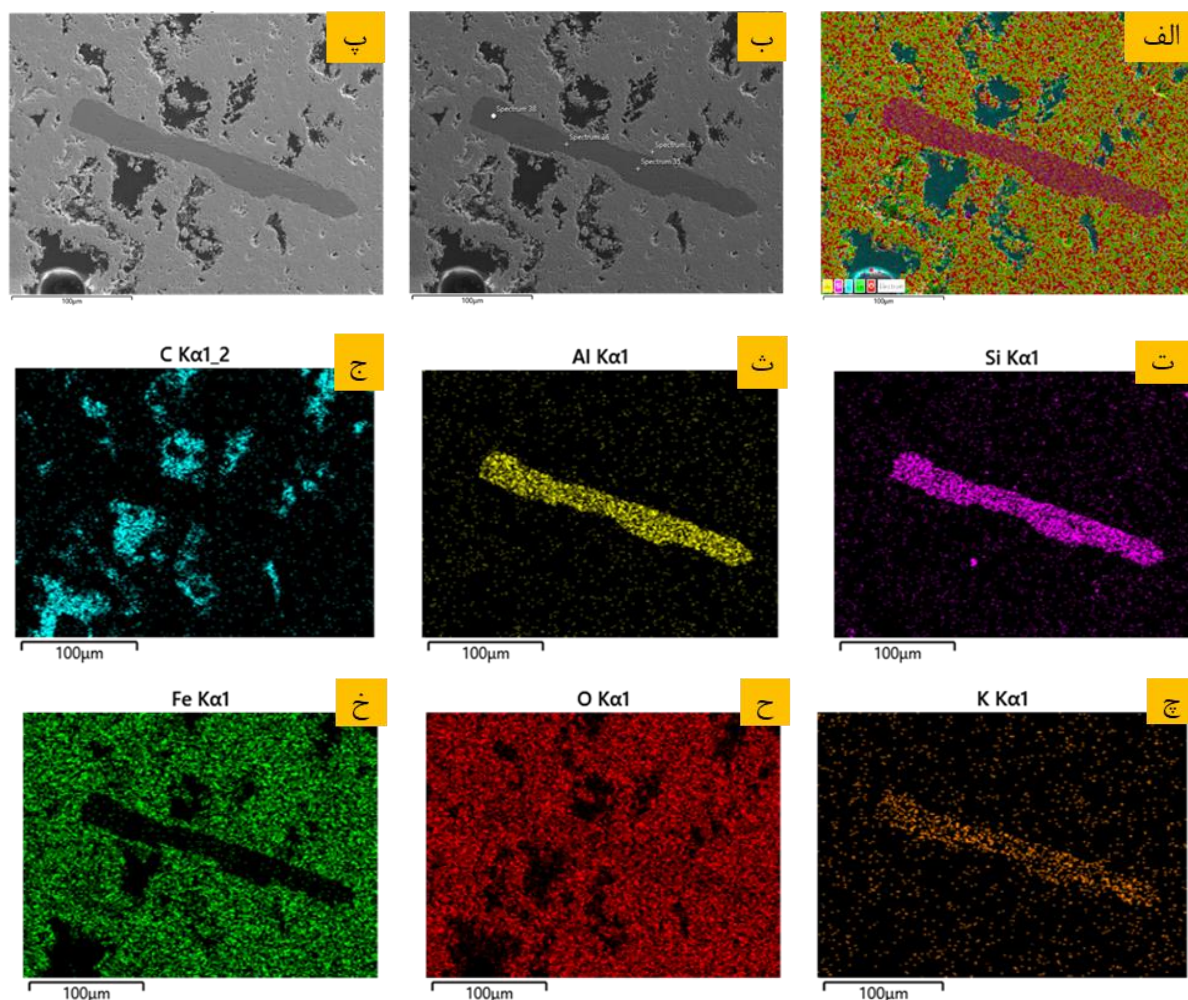
شکل ۵-۱۹ نقشه‌های توزیع عنصری در بخشی از مقطع نازک صیقلی تهیه شده از کانسنگ آهن‌دار ماجراد (نمونه شماره ۵). الف و ب) نقشه توزیع کلی پراکندگی عناصر. پ) نقشه توزیع عنصری کربن، ت) نقشه توزیع عنصری کلسیم، ث) نقشه توزیع عنصری آهن، ج) نقشه توزیع عنصری گوگرد، و چ) نقشه توزیع عنصری اکسیژن. کانی مورد توجه در این تصاویر ژئوپس یا انیدریت است که با وفور گوگرد و کلسیم مشخص می‌گردد.



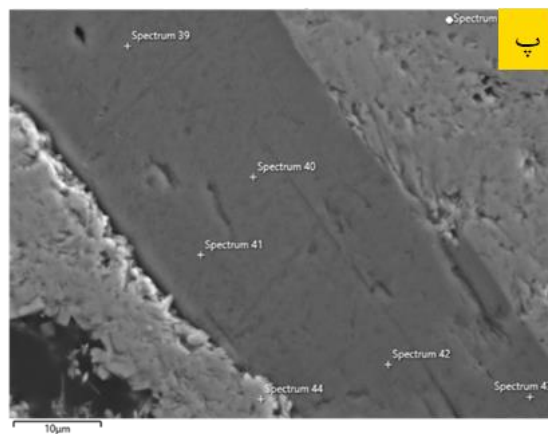
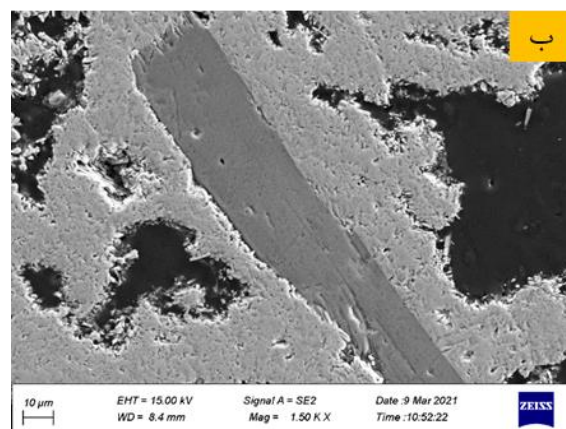
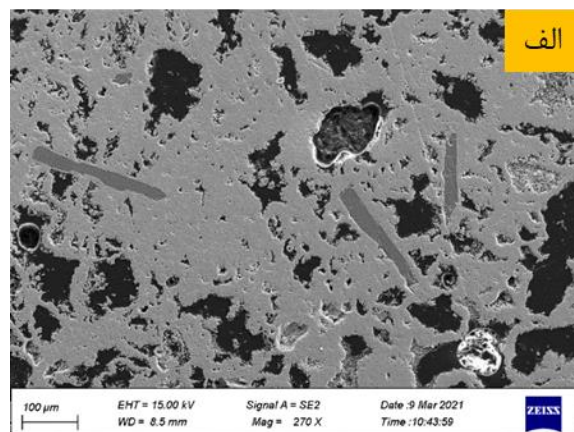
شکل ۵-۲۰ بر اساس آنالیزهای نقطه‌ای صورت گرفته، بلورهای کوتاه و منشوری شکل که در این تصاویر دیده می‌شود دارای ترکیب غنی از کلسیم و گوگرد می‌باشند که به نظر می‌رسد ژئوپس یا انیدریت باشند (به نقاط شماره ۱۸ تا ۲۴ جدول شماره ۴-۶).



شکل ۵-۲۱ تصاویری دیگر از تشکیل گویچه ها و تجمعات حاوی اکسیدهای آهن بر روی بستری از بلورهای کلسیت در بلورهای کلسیت رخ های لوزی شکل به وضوح دیده می شوند.



شکل ۵-۲۲: الف- تصاویری از حضور مسکوویت (سریسیت) باریم‌دار در نمونه شماره ۵، ب- نقشه‌های توزیع عنصری در بخشی از کانسنگ آهن ماجراد (نمونه شماره ۵). در این تصاویر کانی ورقه‌ای شکل مسکوویت (سریسیت) باریم‌دار به وضوح دیده می‌شود. نقشه‌های Si, Al, K موید این موضوع می‌باشد. الف) نقشه توزیع کلی عناصر، ب) تصویری از مسکوویت (سریسیت) باریم‌دار در نمونه شماره ۵، پ) تصویر نشان دهنده محل نقاط آنالیز شده بر روی همین کانی، ت) نقشه توزیع سیلیسیم، ث) نقشه توزیع آلومینیوم، ج) نقشه توزیع کربن، چ) نقشه توزیع پتاسیم، ح) نقشه توزیع اکسیژن، خ) نقشه توزیع آهن.



شکل ۵-۲۳ تصاویر دیگری از حضور مسکوویت باریم دار در مقیاسی بزرگتر و با وضوح بیشتر.

فصل ششم

الگوی تشکیل، نوع کانه زایی، نتیجه گیری و پیشنهادات

۶-۱ مقدمه

ارائه یک الگو زمین‌شناختی و پیشنهاد یک راهکار اکتشافی مبتنی بر مطالعه کانسارهای مشابه، یکی از مهم‌ترین اهداف مطالعه هر کانسار می‌باشد که در گرو شناخت دقیق عوامل کنترل‌کننده تشکیل و تمرکز ماده معدنی است. بررسی این عوامل نیازمند بررسی دقیق مشاهدات صحرایی، نتایج داده‌های آزمایشگاهی و تلفیق مطالب مطرح شده در بخش‌های مختلف اعم از زمین‌شناسی، زمین‌ساخت منطقه، کانی‌شناسی و ژئوشیمی می‌باشد. در کانسارها و آثار معدنی منطقه مورد مطالعه، به منظور دستیابی به الگوی زمین‌شناسی، که سازوکار تشکیل ماده معدنی را توضیح می‌دهد، بررسی‌های فوق انجام و الگوهای تشکیل و تمرکز ماده معدنی شناسایی گردید. در ادامه این بحث کانسار مورد مطالعه را با کانسارهای مشابه و شناخته شده ایران و جهان مقایسه کرده و پیشنهادات لازم برای شناسایی و اکتشاف مناطق امیدبخش و کانه‌سازی احتمالی در محدوده مورد مطالعه ارائه شده است.

۶-۲ شواهد ژنتیکی موجود در ارتباط با کانه‌زایی

۶-۲-۱ محیط زمین‌شناسی ته‌نشست

بر اساس مطالعات صحرایی و میکروسکوپی انجام شده در محدوده مورد مطالعه، کانسنگ به‌صورت توده‌ای و لایه‌ای در بین متاکربنات‌ها و متابازیت‌ها قرار گرفته است، و نشان دهنده این است که کانسنگ تحت شرایط دگرگونی قرار گرفته است. و کمبود سولفور در ماده معدنی نشان دهنده این است که منطقه مورد مطالعه دور از منشأ قرار داشته است، و آهن با درصد خلوص بالا به‌صورت ژل رسوب کرده است.

۶-۲-۲ سنگ میزبان و سنگ‌های همراه

مطالعات سنگ‌شناسی در منطقه مورد مطالعه نشان دهنده یک توالی دگرگونی - رسوبی شامل متابازیت‌ها، متاکربنات‌ها، رسوبات رودخانه‌ای و واریزه‌ها می‌باشد و ماده معدنی در متاکربنات‌ها قرار گرفته است، و سن سنگ‌های دگرگونی پیرکامبرین و رسوبات رودخانه‌ای و واریزه‌ها کواترنری است.

۶-۲-۳ شکل هندسی، ساخت و بافت ماده معدنی

شکل هندسی ماده معدنی در کانسار ماجراد، به صورت لایه‌ای و توده‌ای، هم‌شیب با سایر واحدهای منطقه است. ساخت و بافت موجود در کانسنگ به صورت لایه‌ای، دانه‌پراکنده، کلوپورمی، جانشینی، داربستی، نردبانی، باقیمانده، چشمی، جعبه‌ای و شیستوزیته می‌باشد. رگه - رگچه‌های آهن در سنگ مرمر در محدوده کانسار مشاهده می‌شود.

۶-۲-۴ کانی‌شناسی

مطالعات انجام شده نشان می‌دهد که کانسار آهن ماجراد دارای کانی‌شناسی تقریباً ساده‌ای است، و هماتیت فاز کانیایی اصلی نشان می‌دهد، و هماتیت در فاز ثانویه کانه‌زایی تشکیل می‌شود که از تبدیل مگنتیت به وجود آمده است. هیدروکسیدهای آهن، گوتیت و لیمونیت می‌باشند که به همراه هماتیت در فاز ثانویه کانه‌زایی تشکیل شده‌اند. گوتیت و هماتیت به صورت سین‌ژنتیک هم تشکیل شده است. کانی سولفیدی در این کانسنگ پیریت می‌باشد که در فاز ثانویه قرار گرفته است. باطله‌های کانسنگ شامل کاسیت، ژیبس، کوارتز و همچنین کانیهای رسی می‌باشند.

۶-۲-۵ شواهد ژئوشیمیایی

مطالعات ژئوشیمیایی انجام شده بر روی عناصر اصلی و کمیاب موجود در کانسنگ، نشان دهنده نسبت‌های Fe/Ba , Fe/Mn همبستگی مثبت نشان می‌دهد، و در نمودار عناصر کمیاب نسبت به Co غنی‌شدگی، و نسبت به S , V , Si تهی‌شدگی نشان می‌دهد که با انواع کانسارهای BIF مقایسه انجام دادیم بیشترین شباهت به تیپ راپیتان دارد.

۶-۳ ارائه مدل ژنتیکی کانسار آهن ماجراد

۶-۳-۱ منشا عناصر کانه‌ساز

سیالات و گازهای سرچشمه گرفته از سامانه‌های آتشفشانی زیردریایی مهمترین منبع تامین عناصر کانه‌زا در کانسارهای آتشفشانی - رسوبی نظیر ماجراد می‌باشد.

۶-۳-۲ منشأ سیال کانه‌ساز

بر اساس نظر خراسکو (۱۹۵۱)، بناتی و همکاران (۱۹۷۶)، کریرار و همکاران (۱۹۸۲)، وارنتسو و همکاران (۱۹۹۳) و استاریکوا (۲۰۰۱)، آب‌های اقیانوسی فرورونده در شکاف‌های عمیق موجود در مراکز فعال گسترش بستر دریا که با فعالیت‌های آتش‌فشانی همراه هستند، می‌توانند در اثر چرخش در داخل گدازه‌های دارای شار حرارتی بالا، گرم شده و فلزات را در خود تمرکز دهند. این آب‌ها پس از چرخش در داخل گدازه‌ها، سرانجام به بستر دریا راه پیدا می‌کنند و آهن خود را پس از مسافتی رسوب می‌دهند. بنابراین به احتمال زیاد در منطقه ماجراد، به طور عمده منشأ سیال از گشته است.

۶-۳-۳ مدل ژنتیکی و نحوه تشکیل کانسار ماجراد

از مهم‌ترین مدل‌های آهن و مقداری منگنز در محیط‌های آتش‌فشانی - رسوبی مدلی است که در آن ورود سیالات غنی از آهن به آب دریا و تغییر در شرایط فیزیکوشیمیایی مثل (T , PH , f_{O_2} , f_{CO_2} , f_{H_2S}) باعث ته‌نشینی آهن و منگنز می‌شود. دو دوره شکل‌گیری کوارتزیت‌های آهنی آرکئن - پالئوپروتوزوئیک (3.2-1.8 Ga) و نئوپروتوزوئیک (0.85-0.7 Ga) در پرکامبرین متمایز می‌شوند. آنها در مقیاس غیرقابل مقایسه هستند: گروه پالئوپروتوزوئیک کورسک از ناهنجاری مغناطیسی کورسک (KMA) بیش از ۱۵۰۰ کیلومتر گسترش دارد، در حالی که گسترش بستر سازندهای آهنی با نوار پروتوزوئیک (BIF) از چند ده کیلومتر تجاوز نمی‌کند. ضخامت آنها به ترتیب تا ۲۰۰ متر و بیش از ۱۰ متر نیست. قدیمی‌ترین BIF در سکوه‌های قدیمی قرار دارند، در حالی که BIF نئوپروتوزوئیک بیشتر محدود به مناطق کوهزایی فانروزوئیک (متحرک) هستند. BIF های نئوپروتوزوئیک به‌طور جهانی با رسوبات یخبندان ارتباط دارند و بستر آنها شامل سنگهای یخچالی است. در برخی نقاط، آنها زیربنای یخبندان لاپلندی (مارینویی) (۶۳۵ میلیون سال) را تشکیل می‌دهند، اما اغلب بین توالی‌های یخبندان لاپلندی و قبل از یخبندان استورتیان یا راپیتان (۷۳۰-۷۵۰ میلیون سال) قرار می‌گیرند. BIF نئوپروتوزوئیک از نظر سنگ‌شناسی نسبت به تنوع در درجه دگرگونی از نقطه‌ای به مکان دیگر از درجه پایین رخساره سبز تا رخساره گرانولیت متفاوت هستند. به‌همین ترتیب، جزء سنگ معدن بیشتر توسط هماتیت یا مگنتیت نشان داده می‌شود. توزیع REE و (Co + Ni + Cu) نشان می‌دهد که تأثیر منابع هیدروترمال آهن است، اگرچه تابع شستشوی

قاره ای بود. آهن در طول یخبندان در آب دریا انباشته شد، در حالی که کانی سازی آهن در اولین مراحل تخلقات پس از یخبندان صورت گرفت.

۶-۴ مقایسه کانسار آهن ماجراد با کانسارهای شاخص آهن ایران و جهان

با توجه به اینکه کانسار آهن ماجراد یک کانسار آتش فشانی - رسوبی با ساخت توده‌ای و لایه‌ای است و با توجه به آنالیزهای ژئوشیمیایی این کانسار در محدوده کانسار آهن نواری قرار می‌گیرد و این کانسارها به انواع سوپریور، آلگوما و راپیتان تقسیم می‌شوند در ادامه برای درک بهتر از این کانسار به مقایسه آن با کانسارهای شاخص آهن آتش فشانی - رسوبی نواری ایران و جهان می‌پردازیم.

به طور کلی کانسارهای نواری به سه تیپ آلگوما، سوپریور و راپیتان تقسیم می‌شوند. ویژگی‌های این سه تیپ بر اساس فاکتورهای مختلفی از جمله سن، سنگ همراه، گسترش و ضخامت، توالی چین‌های، فعالیت‌های ماگمایی و سنگ‌های همراه، ساخت، بافت، ویژگی‌های ژئوشیمیایی، کانی‌های معدنی و کانی‌های غیرمعدنی با هم مقایسه کرده است که به همراه کانسار آهن ماجراد به منظور مقایسه در جدول آورده شده است. و به منظور بررسی بیشتر جدول دیگر از نظر ویژگی‌های ژئوشیمیایی مورد بررسی قرار گرفته است. ویژگی‌های کانسار آهن ماجراد بیشترین شباهت را به تیپ راپیتان نشان می‌دهد که در ادامه برخی از ویژگی‌های کانسار آهن ماجراد با تیپ راپیتان به تفصیل بیان شده است.

جدول ۶-۱ ویژگی‌های کانساری انواع مهم کانسارهای آهن

انواع کانسارهای آهن	آلگوما	سوپریور	راپیتان	ماجراد
سن	قدیمی‌تر از ۲۶۰۰ میلیون سال	قدیمی‌تر از ۱۸۰۰ میلیون سال	۴۵۰ - ۸۰۰ میلیون سال	۵۲۰ - ۶۰۰ میلیون سال
سنگ‌های همراه	گریواک، شیل‌های آلی همراه با سنگ‌های بازالتی بالشی و ریولیتی	کنگلومرا، کوارتزیت و شیل‌های گرافیتی	سنگ‌های تخریبی یخچالی + سنگ‌های رسوبی کم‌عمق، ماسه-سنگ، شیل، آهک، دولومیت‌های چرتی	آهک، شیل
گسترش و ضخامت	توده‌های عدسی شکل با چندین کیلومتر طول و ضخامت بین ۰/۱ تا ۱۰ متر	توده‌ای، لایه‌ای به طول بیش از ۱۰۰ کیلومتر و ضخامت بین چند متر تا چند کیلومتر	توده‌ای، عدسی شکل به طول چند متر تا چند کیلومتر و ضخامت بین ۰/۱ تا چندین متر	توده‌ای، لایه‌ای شکل به طول چند متر
توالی چین‌های	در قاعده سنگ‌های آرکن	لایه پیش‌رونده بر روی سنگ‌های پرکامبرین	بر روی پلتفرم‌ها، سنگ‌های بازالتی و رسوبات تخریبی و یخچالی	
فعالیت‌های ماگمایی و سنگ‌های همراه	بازالت، ریولیت و ...	نبود و کمبود مواد آذرین	بازالت و سنگ‌های دگرگونی	سنگ‌های دگرگونی
ساخت	توده‌ای و عدسی ± استوک‌ورک ± رگچه‌ای	لایه‌ای، نواری	لایه‌ای، نواری ± توده‌ای	لایه‌ای، نواری، توده‌ای
بافت	لایه‌ای، نواری، توده‌ای، رگه، رگچه‌ای ± استوک‌ورک	لایه‌ای، نواری	لایه‌ای، نواری، رگه و رگچه‌ای ± جانشینی	جانشینی، شست‌وخته، چشمی، دانه-پراکنده
ویژگی‌های ژئوشیمیایی	آهن ± مس ± نیکل ± سرب و روی	آهن + منگنز + سیلیسیم آلومینیوم و مقادیر کمتر کانی‌های فرعی	آهن ± سیلیسیم آلومینیوم ± مس ± سرب و روی	آهن، منگنز و مقدار کمی کانی-های فرعی
کانی‌های معدنی	مگنتیت + پیریت + کالکوپیریت + اسفالریت + گالن + پیروتیت	هماتیت ± مگنتیت ± پیریت	هماتیت ± مگنتیت ± پیریت ± کالکوپیریت ± پیروتیت	هماتیت، مگنتیت، لیمونیت، پیریت
کانی‌های غیرفلزی	کوارتز + پلاژیوکلاز	کوارتز + سیلیکات-های ورقه‌ای	کوارتز، کلریت، اکتینولیت	کوارتز + میکا

جدول ۶-۲ ویژگی های ژئوشیمیایی تیپ های مختلف کانسارهای آهن ولکانیکی - رسوبی

عناصر و ترکیبات	تمام کانسارها		اکسیدی (آلگوما)	اکسیدی (سوپریور)	راپیتان	
	آلگوما	سوپریور			راپیتان (کانسار)	راپیتان (رخساره تخریبی)
SiO ₂	48.9	47.1	50.5	47.2	38.4 – 60.6	41.7 – 47.5
Al ₂ O ₃	3.7	1.5	3	1.39	0.5 – 3.8	5 – 10.5
Fe ₂ O ₃	24.9	28.2	26.9	35.4	33.7 – 40.9	6.2 – 11.3
FeO	13.3	10.9	13	8.2		
CaO	1.87	2.24	1.51	1.58	0.9 – 3.8	8.4 – 17.3
MgO	2	1.93	1.53	1.24	0.1 – 2.2	5.6 – 6.5
K ₂ O	0.52	0.21	0.58	0.14	0.1 – 0.3	0.4 – 1.2
Na ₂ O	0.43	0.13	0.31	0.12	0.05 – 0.1	0.6 – 1.2
P ₂ O ₅	0.23	0.08	0.21	0.06	0.2 – 0.5	0.1 – 0.2
H ₂ S	1.14	1.4	1.1	1.3	2.8 – 4.8	11.1 – 19.9
S	1.75	0.2	0.29	0.02		
B	410	210	160	240		
Sc	8	18	8	10		
Ti	1240	390	860	160		
V	109	42	97	20		
Cr	118	112	78	122		

۶-۵ مقایسه کانسار آهن ماجراد با تیپ آتشفشانی - رسوبی

۶-۵-۱ محیط تکتونیکی

در اواخر نئوپروتریوزوئیک، حوضه های کششی درون قاره ای کوچک و بزرگی در خرده قاره ایران مرکزی تشکیل شده اند که به استثنای نقاط محدود، اغلب به مرحله توسعه و تشکیل ورقه اقیانوسی گسترده نرسیده و بر اثر حاکم شدن یک رژیم تراکمی، به سرعت بسته شده و مجموعه سنگ های درگیر در این فرایندها به صورت منشورهای به هم افزوده درآمده اند و در حاشیه ورقه های قاره ای فرارنده به صورت یک آمیزه تکتونیکی درهم تنیده درآمده اند. رخنمون بسیار کم و محدود افیولیت های قدیمی نظیر شرق جندق خود شاهی بر این ادعا است که در اکثر مناطق، حوضه های کششی درون قاره ای قبل از رسیدن به مرحله زایش پوسته اقیانوسی یا اندکی پس از آن بسته شده اند. با توجه به اینکه در بازه های سنی اندکی جوان تر از اواخر نئوپروتریوزوئیک در ایران محصولات ماگمایی وابسته به زون های فرورانش مشاهده نمی شود، به نظر می رسد

اگر چه بخش‌هایی از ورقه‌های اقیانوسی در فرایند بسته‌شدن حوضه‌های مورد نظر سهیم بوده‌اند، ولی شرایط دما - فشار، برای ذوب و تشکیل مذاب‌های مربوطه و تشکیل کمان‌های ماگمایی فرورانشی حاصل نشده است.

۶-۵-۲ محیط ته‌نشست و سنگ‌های همراه

محیط‌های در حال کشش که به طور همزمان ممکن است در جاهای مختلف سنگ‌های کربناتی، بازالتی، توفی‌ماسه‌ای، توفی‌شیلی، شیلی (پلیتی)، ماسه‌سنگی و نیمه ماسه‌سنگی (حدواسط شیل و ماسه‌سنگ) رسوب می‌کردند و از طریق مجاری آتش‌فشانی زیردریایی (و همچنین از طریق گسل‌های نرمال و عادی) سیالات سرشار از آهن و کمی منگنز به درون حوضه‌های رسوبی (رسوبی - آتش‌فشانی) راه پیدا کرده و ته‌نشست شده‌اند. همچنین ممکن است سیالات کانه‌ساز به‌صورت جریان‌های غلیظ ماگمایی سرشار از آهن به درون حوضه‌ها راه یافته و سپس به سنگ تبدیل شده‌اند، و سپس در جریان فرآیند دیازنز و دگرگونی سخت شده و به صورت توده‌های سنگی موجود در آمده‌اند. در منطقه دوجاه بیشتر کانسنگ‌های آهن با سنگ‌های کربناته (آهکی و دولومیتی) همراه هستند، در حالی که در شمال آغل پروبال (جنوب دوجاه) کانسنگ آهن با سنگ‌های متاپلیتی (میکاشیست و گارنت‌میکاشیست) همراه هستند، همچنین در شمال غرب آغل سرخ‌تول کانسنگ‌های آهن به‌صورت میان‌لایه با سنگ‌های آهکی دگرگون شده (مرمرهای آهکی و دولومیتی) همراه هستند (رضایی، ۱۳۹۹).

۶-۶ پیشنهادات

- حفر گمانه و ترانشه به منظور تعیین میزان گسترش سطحی و عمقی کانسنگ آهن ماجراد.
- انجام مطالعات ایزوتوپی از نوع ایزوتوپ اکسیژن به منظور تعیین شرایط دما و تشکیل ماده معدنی.
- انجام مطالعات بیشتر در مناطق هم‌جوار و مجاور به منظور اکتشاف و شناخت سایر کانسنگ‌های احتمالی موجود در منطقه ماجراد.
- مطالعات ژئوفیزیکی از جمله مگنتومتري و گرانی‌سنجی به منظور بررسی توسعه یا تکرار احتمالی عدسی - ها یا توده‌های کانسنگ آهن در اعماق بیشتر انجام شود.

۱. ابتهاج م، (۱۳۹۳)، پایان‌نامه کارشناسی‌ارشد: زمین‌شناسی، "ژئوشیمی و پترولوژی دایک‌های دیابازی موجود در منطقه بند هزارچاه"، دانشکده علوم‌زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود.
۲. اصغرزاده ز، (۱۳۹۲)، پایان‌نامه کارشناسی‌ارشد: "زمین‌شناسی، ژئوشیمی و پترولوژی دایک‌های دیابازی موجود در منطقه دلبر"، دانشکده علوم‌زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود.
۳. بلاغی‌اینالو ز؛ صادقیان، م؛ ژای، م؛ قاسمی، ح؛ محجل، م، (۱۳۹۳) "کانی‌شناسی، زمین‌شیمی و سن پرتوسنجی دایک‌های مافیک موجود در مجموعه دگرگونی دلبر، بیارجمند (جنوب‌خاور شاهرود)"، مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی، سال بیست و دوم، شماره سوم، ص ۴۷۱ تا ۴۸۴.
۴. بلاغی‌اینالو م، (۱۳۹۳)، رساله دکتری: "پترولوژی و ژئوشیمی مجموعه دگرگونی - آذرین دلبر، بیارجمند (جنوب‌شرق شاهرود)"، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شاهرود.
۵. بلوچی س، صادقیان، م، قاسمی، ح، ژای. م، چیولی، ل، یانبین، ژ، (۱۳۹۷) "شیمی‌کانی، ژئوشیمی و ژئوکرونولوژی سنگ‌های آذرین نفوذی منطقه کلاته (شمال‌باختر خور): شاهدهی بر ماگماتیسم تریاس-بالایی در پهنه ساختاری ایران-مرکزی"، مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی، سال بیست و ششم، شماره چهارم، ص ۸۴۴-۸۲۷.
۶. جمشیدی خ، (۱۳۸۹)، پایان‌نامه کارشناسی‌ارشد: "مطالعهٔ ماگماتیسم مافیک قاعده سازند شمشک در زون البرز شرقی"، دانشکدهٔ علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود.
۷. حسینی ح، (۱۳۹۴)، رساله دکتری: "ژئوکرونولوژی، پترولوژی و ژئوشیمی توده گرانیتوئیدی بندهزارچاه بیارجمند (جنوب-شرق شاهرود)"، دانشگاه صنعتی شاهرود. حسینی ح. س، صادقیان م، جای م. و قاسمی ح، (۱۳۹۵) "شیمی‌کانی، دمافشارسنجی و پتروژنز فوج دایک بازیک بند هزار چاه (جنوب خاور شاهرود)" مجله پترولوژی، شماره بیست و پنجم، ص ۸۱-۹۶.
۸. حسینی ح، (۱۳۹۴)، رساله دکتری: "پترولوژی، ژئوشیمی و ژئوکرونولوژی توده گرانیتوئیدی بند هزارچاه بیارجمند (جنوب خاور شاهرود)"، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود.

۹. حسینی ح، صادقیان م. و قاسمی ح، (۱۳۹۲)، "اهمیت کنگلومرای سرشار از قطعات گرانیتی به سن اواخر تریاس - اوایل ژوراسیک در تعیین جایگاه چینه‌شناسی توده‌های گرانیتوئیدی بند هزارچاه بیارجمند و جنوب غرب میامی"، هفدهمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران، دانشگاه شهید بهشتی تهران.
۱۰. حسینی س. ح؛ صادقیان، م؛ قاسمی، ح، (۱۳۹۳) "پترولوژی، ژئوشیمی و جایگاه چینه‌شناسی اجتماعات دایکی دیابازی قطع کننده توده گرانیتوئیدی بند هزارچاه (جنوب‌خاور شاهرود) شاهی بر ماگماتیسم سیمین‌میانی"، مجله ژئوشیمی، سال اول، شماره چهارم، ص ۳۱۰ تا ۳۱۸.
۱۱. خبره د، (۱۳۹۶)، پایان نامه کارشناسی ارشد: "پترولوژی و ژئوشیمی سنگ‌های دگرگونی - آذرین اواخر نئو پروتروزوئیک مجموعه احمدآباد - رضاآباد (جنوب خاور شاهرود)"، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود.
۱۲. دادپور، م.، (۱۳۹۳)، پایان‌نامه کارشناسی ارشد پترولوژی: "پترولوژی و ژئوشیمی سنگ‌های بازالتی موجود در قاعده توالی رسوبی ژوراسیک منطقه جمیل (شرق سهل) و اهمیت ژئودینامیکی آن‌ها"، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود.
۱۳. رستمی حصوری، م.، قاسمی، ح، کاوان نانگ، پ.، رضایی، م، مباشری، م، (۱۳۹۶) "شیمی کانی‌ها و دما فشارسنجی دسته دایک‌های دیابازی ژوراسیک غرب رضاآباد (جنوب‌غربی بیارجمند)"، مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، سال بیست و پنجم، شماره ۴، ص ۷۶۱ تا ۷۷۴.
۱۴. ساربان، ن.، پایان‌نامه کارشناسی ارشد: "تعیین سن و ژئوشیمی سنگ‌های گرانیتوئیدی کمپلکس تکنار، شمال شرق ایران"، دانشکده علوم زمین، دانشگاه دامغان.
۱۵. شکاری س، (۱۳۹۷) رساله دکتری: "پتروژنز و ژئوشیمی مجموعه دگرگونی - آذرین شترکوه"، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود.
۱۶. شکاری س، صادقیان م، جای م، قاسمی ح، (۱۳۹۶) "شیمی کانی و پتروژنز متابازیت‌های مجموعه دگرگونی - آذرین شترکوه (جنوب شرق شاهرود) شاهی بر تکوین حوضه‌های ریفتی اواخر نئو پروتروزوئیک"، مجله علوم زمین، شماره ۱۰۵، ص ۱۸۲ تا ۱۶۷.

۱۷. صادقیان م، حسینی س.ح، همتی ع، شکاری س، (۱۳۹۵) "سنگ‌شناسی، زمین‌شیمی، زمین زمان‌سنجی گرانیتوئیدهای جنوب‌باختر میامی"، مجله علوم زمین، شماره ۱۰۳، ص ۴۱ تا ۶۰.
۱۸. عابدی ز، (۱۳۸۹) پایان‌نامه کارشناسی ارشد: "پترولوژی و ژئوشیمی توده گرانیتوئیدی میامی (شرق شاهرود)"، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود.
۱۹. عزیزی م، (۱۳۹۱)، پایان‌نامه کارشناسی ارشد: "پترولوژی و ژئوشیمی توده گرانیتوئیدی سفید سنگ و سنگ‌های دگرگونی میزبان آن (جنوب بیارجمند)"، دانشگاه صنعتی شاهرود.
۲۰. قاسمی ح. و جمشیدی خ، (۱۳۹۲) "بررسی خصوصیات ناحیه منشأ سنگ‌های آلکالن بازیک قاعده سازند شمشک در البرز خاوری" فصلنامه زمین‌شناسی ایران، سال هفتم، شماره بیست و هفتم، ص ۱۷-۲۹.
۲۱. قاسمی ح، آسیابان‌ها، ع، (۱۳۸۵)، "معرفی و تفکیک رخداد‌های دگرگونی منطقه دلبر، جنوب شرق بیارجمند، ایران مرکزی"، مجله پژوهشی دانشگاه اصفهان، ص ۲۳۱ تا ۲۴۷.
۲۲. قاسمی ح، رستمی حصوری، م، صادقیان، م، در دست چاپ، "ماگماتیسزم بازی در حوضه کششی پشت‌کمانی ژوراسیک زیرین- میانی در لبه‌شمالی پهنه‌های ایران مرکزی، جنوب-البرز خاوری، شاهرود- دامغان"، فصلنامه علوم‌زمین، شماره ۱۰۷، ص ۱۳۶-۱۲۳.
۲۳. قاسمی ح، جمشیدی خ، (۱۳۹۰) "ژئوشیمی، سنگ‌شناسی و الگوی تکتونوماگمایی پیشنهادی برای تشکیل سنگ‌های بازی قلیایی در قاعده سازند شمشک، زون البرز"، مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، سال نوزدهم، شماره ۴، ص ۷۱۴-۶۹۹.
۲۴. قاسمی ح، و جمشیدی خ، (۱۳۹۰) "ژئوشیمی، سنگ‌شناسی و الگوی تکتونوماگمایی پیشنهادی برای تشکیل سنگ‌های بازی قلیایی در قاعده‌ی سازند شمشک، زون البرز خاوری" مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، سال نوزدهم، شماره چهارم، ص ۶۹۹ - ۷۱۴.
۲۵. قاسمی، ا، حاجی‌حسینی، ع، (۱۳۸۳) قاسمی، ا؛ و حاجی‌حسینی، ع؛ "نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ دره دای"، سازمان زمین‌شناسی کشور.

۲۶. قاسمی، ح، (۱۳۷۸) "مبانی بافت‌ها و ریزساخت‌های سنگ‌های دگرگونی"، مترجم، چاپ اول، انتشارات دانشگاه صنعتی شاهرود، ۵۶۱ ص.
۲۷. قاسمی، ح، (۱۳۹۴) "پتروگرافی و پتروژنز سنگ‌های دگرگونی، جلد اول: مبانی پتروگرافی و روش‌های مطالعه آن"، انتشارات دانشگاه صنعتی شاهرود، ۵۶۱ ص.
۲۸. قاسمی، ح، (۱۳۹۵) "پتروگرافی و پتروژنز سنگ‌های دگرگونی، جلد دوم: گروه‌های ترکیبی و محیط‌های زمین‌ساختی رخداد دگرگونی"، انتشارات دانشگاه صنعتی شاهرود، ۵۶۱ ص.
۲۹. قاسمی، ح، رستمی حصوری، م، صادق‌یان، م، (۱۳۹۷)، "ماگماتیسم بازی در حوضه کششی پشت‌کمانی ژوراسیک زیرین-میانی در لبه‌شمالی پهنه‌های ایران مرکزی - جنوب البرز شرقی، شاهرود - دامغان" فصلنامه علوم‌زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی ایران، دوره ۲۷، شماره ۱۰۷، بهار ۱۳۹۷، صفحه ۱۳۶-۱۲۳.
۳۰. کیقبادی، ف، (۱۳۹۵)، پایان‌نامه کارشناسی‌ارشد: "ژئوشیمی و تعیین سن متابازیت‌های پشته‌بادام، ایران مرکزی"، دانشکده علوم زمین، دانشگاه دامغان.
۳۱. مردانی بلداجی، م، (۱۳۹۰)، پایان‌نامه ارشد: "پترولوژی، ژئوشیمی و تحلیل رخساره‌ای سنگ‌های آتشفشانی و آتشفشانی رسوبی منطقه پهنواز، جنوب بیارجمند- شاهرود"، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود.
۳۲. مقدسی، ص، (۱۳۸۲)، پایان‌نامه کارشناسی ارشد پترولوژی: "پترولوژی، پتروژنز و جایگاه چینه‌نگاری سنگ‌های آتشفشانی ژوراسیک در زون البرز شرقی"، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود.
۳۳. ملک‌پور علمداری، ا، (۱۳۸۴)، پایان‌نامه کارشناسی‌ارشد: "مطالعه پتروفابریک و سن سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای در کوه‌های علاءالدین و ملحدو، جنوب‌شرق شاهرود"، دانشگاه تهران.
۳۴. موسوی، ا، (۱۳۸۸)، پایان‌نامه کارشناسی ارشد پترولوژی: "پترولوژی و ژئوشیمی سنگ‌های آتشفشانی منطقه چغندرسر (جنوب‌غرب عباس‌آباد) و کانه‌زایی وابسته به آن"، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود.
۳۵. نواب مطلق، ا، (۱۳۸۳) "نقشه زمین‌شناسی (مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰) ابریشم‌رود"، سازمان زمین‌شناسی کشور.

۳۶. نوایی، ا؛ صالحی‌راد، م، مجیدی، ب، (۱۳۶۶) " نقشه زمین‌شناسی (مقیاس ۱:۲۵۰۰۰۰) خارتوران"، سازمان زمین‌شناسی کشور.

۳۷. ولیزاده، م.ح، قاسمی، ح، نراقی، ن، صادقیان، م، (۱۳۸۵) " اصول زمینشناسی ایزوتوپی"، دانشگاه صنعتی شاهرود، ۸۳۶ص.

۳۸. ویس‌کرمی، م، صادقیان، م، شکاری، س، (۱۳۹۵) " ژئوکرونولوژی گرانیتوئیدهای نئوپروتروزوئیک پایانی شمال آغل کندو (جنوب دو چاه – جنوب شرق شاهرود"، بیست و چهارمین همایش بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، ص ۳۹۲ تا ۳۹۸.

۳۹. ویس‌کرمی، م، صادقیان، م، قاسمی، ح، جای، (۱۳۹۶) م، " گابرویدیوریت‌های ماجراد در جنوب – شرق شاهرود: شاهدهی بر آغاز بازشدگی حوضه سوپراسابداکشن نئوتتیس شاخه سبزواردر ژوراسیک میانی"، مجله علوم زمین خوارزمی، در دست چاپ.

(ب) منابع لاتین

1. Trendall, A.F. (2002). "The significance of iron-formation in the Precambrian stratigraphic record". In Altermann, Wladyslaw; Corcoran, Patricia L. (eds.). *Precambrian Sedimentary Environments: A Modern Approach to Ancient Depositional Systems*. Blackwell Science Ltd. pp. 33–36. ISBN 0-632-06415-3
2. Katsuta N, Shimizu I, Helmstaedt H, Takano M, Kawakami S, Kumazawa M (June 2012). "Major element distribution in Archean banded iron formation (BIF): influence of metamorphic differentiation". *Journal of Metamorphic Geology*. 30 (5): 457–472. Bibcode: 2012JMetG..30..457K. doi:10.1111/j.1525-1314.2012.00975.x
3. Condie, Kent C. (2015). *Earth as an evolving planetary system* (3 ed.). Academic Press. ISBN 9780128036891.
4. Trendall, A.F. (2002). "The significance of iron-formation in the Precambrian stratigraphic record". In Altermann, Wladyslaw; Corcoran, Patricia L. (eds.). *Precambrian Sedimentary Environments: A Modern Approach to Ancient Depositional Systems*. Blackwell Science Ltd. pp. 33–36. ISBN 0-632-06415-3

5. Trendall, A.F.; Blockley, J.G. (2004). "Precambrian iron-formation". In Eriksson, P.G.; Altermann, W.; Nelson, D.R.; Mueller, W.U.; Catuneanu, O. (eds.). *Evolution of the Hydrosphere and Atmosphere. Developments in Precambrian Geology. Developments in Precambrian Geology.* 12. pp. 359–511. doi:10.1016/S0166-2635(04)80007-0. ISBN 9780444515063

6. Klein, C. (1 October 2005). "Some Precambrian banded iron-formations (BIFs) from around the world: Their age, geologic setting, mineralogy, metamorphism, geochemistry, and origins". *American Mineralogist.* 90 (10): 1473–1499. Bibcode:2005AmMin..90.1473K. doi:10.2138/am.2005.1871

7. Ilyin, A. V. (9 January 2009). "Neoproterozoic banded iron formations". *Lithology and Mineral Resources.* 44 (1): 78–86. doi:10.1134/S0024490209010064. S2CID 129978001

8. Cox, Grant M.; Halverson, Galen P.; Minarik, William G.; Le Heron, Daniel P.; Macdonald, Francis A.; Bellefroid, Eric J.; Straus, Justin V. (2013). "Neoproterozoic iron formation: An evaluation of its temporal, environmental and tectonic significance" (PDF). *Chemical Geology.* 362: 232–249. Bibcode:2013ChGeo.362..232C. doi:10.1016/j.chemgeo.2013.08.002. Retrieved 23 June 2020

9. Stern, Robert J.; Mukherjee, Sumit K.; Miller, Nathan R.; Ali, Kamal; Johnson, Peter R. (December 2013). "~750Ma banded iron formation from the Arabian-Nubian Shield—Implications for understanding neoproterozoic tectonics, volcanism, and climate change". *Precambrian Research.* 239: 79–94. Bibcode:2013PreR..239...79S. doi:10.1016/j.precamres.2013.07.015

10. Trendall, A.F.; Blockley, J.G. (2004). "Precambrian iron-formation". In Eriksson, P.G.; Altermann, W.; Nelson, D.R.; Mueller, W.U.; Catuneanu, O. (eds.). *Evolution of the Hydrosphere and Atmosphere. Developments in Precambrian Geology. Developments in Precambrian Geology.* 12. pp. 359–511. doi:10.1016/S0166-2635(04)80007-0. ISBN 9780444515063

11. James, Harold Lloyd (1 May 1954). "Sedimentary facies of iron-formation". *Economic Geology.* 49 (3): 235–293. doi:10.2113/gsecongeo.49.3.235

12. Trendall, A.F.; Blockley, J.G. (2004). "Precambrian iron-formation". In Eriksson, P.G.; Altermann, W.; Nelson, D.R.; Mueller, W.U.; Catuneanu, O. (eds.). *Evolution of the Hydrosphere and Atmosphere. Developments in Precambrian Geology. Developments in Precambrian Geology. 12.* pp. 359–511. doi:10.1016/S0166-2635(04)80007-0. ISBN 9780444515063.

13. Gross, G.A. (1980). "A classification of iron formations based on depositional environments". *The Canadian Mineralogist.* 18: 215–222.

14. Ilyin, A. V. (9 January 2009). "Neoproterozoic banded iron formations". *Lithology and Mineral Resources.* 44 (1): 78–86. doi:10.1134/S0024490209010064. S2CID 129978001

15. Trendall, A.F. (2002). "The significance of iron-formation in the Precambrian stratigraphic record". In Altermann, Wladyslaw; Corcoran, Patricia L. (eds.). *Precambrian Sedimentary Environments: A Modern Approach to Ancient Depositional Systems.* Blackwell Science Ltd. pp. 33–36. ISBN 0-632-06415-3

16. Cloud, Preston E. (1968). "Atmospheric and Hydrospheric Evolution on the Primitive Earth". *Science.* 160 (3829): 729–736. Bibcode: 1968Sci...160..729C. doi:10.1126/science.160.3829.729. JSTOR 1724303. PMID 5646415.

17. Cloud, P. (1973). "Paleoecological Significance of the Banded Iron-Formation". *Economic Geology.* 68 (7): 1135–1143. doi:10.2113/gsecongeo.68.7.1135.

18. Morris, R.C.; Horwitz, R.C. (August 1983). "The origin of the iron-formation-rich Hamersley Group of Western Australia — deposition on a platform". *Precambrian Research.* 21 (3–4): 273–297. Bibcode:1983PreR...21..273M. doi:10.1016/0301-9268(83)90044-X.

19. Trendall, A.F.; Blockley, J.G. (2004). "Precambrian iron-formation". In Eriksson, P.G.; Altermann, W.; Nelson, D.R.; Mueller, W.U.; Catuneanu, O. (eds.). *Evolution of the Hydrosphere and Atmosphere. Developments in Precambrian Geology. Developments in Precambrian Geology. 12.* pp. 359–511. doi:10.1016/S0166-2635(04)80007-0. ISBN 9780444515063.

20. Cox, Grant M.; Halverson, Galen P.; Minarik, William G.; Le Heron, Daniel P.; Macdonald, Francis A.; Bellefroid, Eric J.; Straus, Justin V. (2013). "Neoproterozoic iron formation: An evaluation of its temporal, environmental and tectonic significance" (PDF). *Chemical Geology*. 362: 232–249. Bibcode:2013ChGeo.362..232C. doi:10.1016/j.chemgeo.2013.08.002. Retrieved 23 June 2020.
21. Trendall, A.F.; Blockley, J.G. (2004). "Precambrian iron-formation". In Eriksson, P.G.; Altermann, W.; Nelson, D.R.; Mueller, W.U.; Catuneanu, O. (eds.). *Evolution of the Hydrosphere and Atmosphere. Developments in Precambrian Geology*. Developments in Precambrian Geology. 12. pp. 359–511. doi:10.1016/S0166-2635(04)80007-0. ISBN 9780444515063.
22. Cox, Grant M.; Halverson, Galen P.; Minarik, William G.; Le Heron, Daniel P.; Macdonald, Francis A.; Bellefroid, Eric J.; Straus, Justin V. (2013). "Neoproterozoic iron formation: An evaluation of its temporal, environmental and tectonic significance" (PDF). *Chemical Geology*. 362: 232–249. Bibcode:2013ChGeo.362..232C. doi:10.1016/j.chemgeo.2013.08.002. Retrieved 23 June 2020.
23. Holland, Heinrich D (19 May 2006). "The oxygenation of the atmosphere and oceans". *Philosophical Transactions of the Royal Society B: Biological Sciences*. 361 (1470): 903–915. doi:10.1098/rstb.2006.1838. PMC 1578726. PMID 16754606.
24. Cloud, P. (1973). "Paleoecological Significance of the Banded Iron-Formation". *Economic Geology*. 68 (7): 1135–1143. doi:10.2113/gsecongeo.68.7.1135.
25. Kappler, A.; Pasquero, C.; Konhauser, K.O.; Newman, D.K. (November 2005). "Deposition of banded iron formations by anoxygenic phototrophic Fe (II)-oxidizing bacteria" (PDF). *Geology*. 33 (11): 865–8. Bibcode:2005Geo....33..865K. doi:10.1130/G21658.1. Archived from the original (PDF) on 16 December 2008.
- 26.
27. Konhauser, Kurt O.; Hamade, Tristan; Raiswell, Rob; Morris, Richard C.; Grant Ferris, F.; Southam, Gordon; Canfield, Donald E. (2002). "Could bacteria have formed the Precambrian banded iron

- formations?". *Geology*. 30 (12): 1079. Bibcode: 2002Geo....30.1079K. doi:10.1130/0091-7613(2002)030<1079:CBHFTP>2.0.CO;2.
28. Trendall, A.F. (2002). "The significance of iron-formation in the Precambrian stratigraphic record". In Altermann, Wladyslaw; Corcoran, Patricia L. (eds.). *Precambrian Sedimentary Environments: A Modern Approach to Ancient Depositional Systems*. Blackwell Science Ltd. pp. 33–36. ISBN 0-632-06415-3.
 29. Braterman, Paul S.; Cairns-Smith, A. Graham; Sloper, Robert W. (May 1983). "Photo-oxidation of hydrated Fe²⁺—significance for banded iron formations". *Nature*. 303 (5913): 163–164. Bibcode: 1983Natur.303..163B. doi:10.1038/303163a0. S2CID 4357551.
 30. Braterman, Paul S.; Cairns-Smith, A. Graham (September 1987). "Photoprecipitation and the banded iron-formations — Some quantitative aspects". *Origins of Life and Evolution of the Biosphere*. 17 (3–4): 221–228. Bibcode: 1987OrLi...17..221B. doi:10.1007/BF02386463. S2CID 33140490.
 31. Konhauser, Kurt O.; Amiskold, Larry; Lalonde, Stefan V.; Posth, Nicole R.; Kappler, Andreas; Anbar, Ariel (15 June 2007). "Decoupling photochemical Fe(II) oxidation from shallow-water BIF deposition". *Earth and Planetary Science Letters*. 258 (1–2): 87–100. Bibcode:2007E&PSL.258...87K. doi:10.1016/j.epsl.2007.03.026. Retrieved 23 June 2020.
 32. Trendall, A.F.; Blockley, J.G. (2004). "Precambrian iron-formation". In Eriksson, P.G.; Altermann, W.; Nelson, D.R.; Mueller, W.U.; Catuneanu, O. (eds.). *Evolution of the Hydrosphere and Atmosphere. Developments in Precambrian Geology*. Developments in Precambrian Geology. 12. pp. 359–511. doi:10.1016/S0166-2635(04)80007-0. ISBN 9780444515063.
 33. Trendall, A.F.; Blockley, J.G. (2004). "Precambrian iron-formation". In Eriksson, P.G.; Altermann, W.; Nelson, D.R.; Mueller, W.U.; Catuneanu, O. (eds.). *Evolution of the Hydrosphere and Atmosphere. Developments in Precambrian Geology*. Developments in Precambrian Geology. 12. pp. 359–511. doi:10.1016/S0166-2635(04)80007-0. ISBN 9780444515063.

34. Trendall, A.F. (2002). "The significance of iron-formation in the Precambrian stratigraphic record". In Altermann, Wladyslaw; Corcoran, Patricia L. (eds.). *Precambrian Sedimentary Environments: A Modern Approach to Ancient Depositional Systems*. Blackwell Science Ltd. pp. 33–36. ISBN 0-632-06415-3.

35. Cox, Grant M.; Halverson, Galen P.; Minarik, William G.; Le Heron, Daniel P.; Macdonald, Francis A.; Bellefroid, Eric J.; Straus, Justin V. (2013). "Neoproterozoic iron formation: An evaluation of its temporal, environmental and tectonic significance" (PDF). *Chemical Geology*. 362: 232–249. Bibcode:2013ChGeo.362..232C. doi:10.1016/j.chemgeo.2013.08.002. Retrieved 23 June 2020.

36. Van Der Zee, Claar; Roberts, Darryl R.; Rancourt, Denis G.; Slomp, Caroline P. (2003). "Nanogoethite is the dominant reactive oxyhydroxide phase in lake and marine sediments". *Geology*. 31 (11): 993. Bibcode:2003Geo....31..993V. doi:10.1130/G19924.1. hdl:1874/31393.

37. Larese-Casanova, Philip; Haderlein, Stefan B.; Kappler, Andreas (2010). "Biomining of lepidocrocite and goethite by nitrate-reducing Fe(II)-oxidizing bacteria: Effect of pH, bicarbonate, phosphate, and humic acids". *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 74 (13): 3721–34. Bibcode:2010GeCoA..74.3721L. doi:10.1016/j.gca.2010.03.037.

38. Cornell, Rochelle M.; Schwertmann, Udo (1996). *The Iron Oxides*. Germany: Wiley. pp. 4, 26. ISBN 9783527285761. LCCN 96031931. Retrieved December 22, 2018.

39. Morgenthau, Mengo L. (1923). *Minerals and Cut Stones: Reference Book Containing Condensed and Simplified Descriptions from Standard Works on Mineralogy*. p. 23.

40. Hurlbut, Cornelius Searle; W. Edwin Sharp; Edward Salisbury Dana (1998). *Dana's minerals and how to study them*. John Wiley and Sons. pp. 96. ISBN 978-0-471-15677-.

41. Nesse, William D. (2000). *Introduction to mineralogy*. New York: Oxford University Press. p. 361. ISBN 9780195106916.

42. Maher, B. A.; Taylor, R. M. (1988). "Formation of ultrafine-grained magnetite in soils". *Nature*. 336 (6197): 368–370. Bibcode:1988Natur.336..368M. doi:10.1038/336368a0. S2CID 4338921.
43. Kesler, Stephen E.; Simon, Adam F. (2015). *Mineral resources, economics and the environment* (2nd ed.). Cambridge, United Kingdom: Cambridge University Press. ISBN 9781107074910. OCLC 907621860.
44. Cornell; Schwertmann (1996). *The Iron Oxides*. New York: VCH. pp. 28–30. ISBN 978-3-527-28576-1.
- 45.
46. Carmichael, Ian S.E.; Ghiorso, Mark S. (June 1986). "Oxidation-reduction relations in basic magma: a case for homogeneous equilibria". *Earth and Planetary Science Letters*. 78 (2–3): 200–210. Bibcode:1986E&PSL..78..200C. doi:10.1016/0012-821X(86)90061-0.
47. Philpotts, Anthony R.; Ague, Jay J. (2009). *Principles of igneous and metamorphic petrology* (2nd ed.). Cambridge, UK: Cambridge University Press. pp. 261–265. ISBN 9780521880060.
48. Tauxe, Lisa (2010). *Essentials of paleomagnetism*. Berkeley: University of California Press. ISBN 9780520260313.
- 49.
50. Hurlbut, Cornelius S.; Klein, Cornelis (1985). *Manual of Mineralogy* (20th ed.). New York, NY: John Wiley and Sons. pp. 285–286. ISBN 978-0-471-80580-9.
51. Briggs, D. E. G.; Raiswell, R.; Bottrell, S. H.; Hatfield, D.; Bartels, C. (1996-06-01). "Controls on the pyritization of exceptionally preserved fossils; an analysis of the Lower Devonian Hunsrueck Slate of Germany". *American Journal of Science*. 296 (6): 633–663. Bibcode:1996AmJS..296..633B. doi:10.2475/ajs.296.6.633. ISSN 0002-9599.
52. Nesse, William D. (2000). *Introduction to mineralogy*. New York: Oxford University Press. p. 390. ISBN 9780195106916.
53. Danyushevsky, Leonid; Saini-Eidukat, Bernhardt; Melcher, Frank (2009). "Trace and minor elements in sphalerite: A LA-ICPMS study". *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 73 (16): 4761–4791.

54. Ray, Durbar; Babu, E. V. S. S. K.; Surya Prakash, L. (1 January 2017). "Nature of Suspended Particles in Hydrothermal Plume at 3°40'N Carlsberg Ridge:A Comparison with Deep Oceanic Suspended Matter". *Current Science*. 112 (1): 139. doi:10.18520/cs/v112/i01/139-146. ISSN 0011-3891.
55. Hernroth, Bodil; Tassidis, Helena; Baden, Susanne P. (March 2020). "Immunosuppression of aquatic organisms exposed to elevated levels of manganese: From global to molecular perspective". *Developmental & Comparative Immunology*. 104: 103536. doi:10.1016/j.dci.2019.103536. ISSN 0145-305X. PMID 31705914.
56. Sim, Nari; Orians, Kristin J. (October 2019). "Annual variability of dissolved manganese in Northeast Pacific along Line-P: 2010–2013". *Marine Chemistry*. 216: 103702. doi:10.1016/j.marchem.2019.103702. ISSN 0304-4203.
57. Drake, H.; Astrom, M. E.; Heim, C.; Broman, C.; Astrom, J.; Whitehouse, M.; Ivarsson, M.; Siljestrom, S.; Sjoval, P. (2015). "Extreme ^{13}C depletion of carbonates formed during oxidation of biogenic methane in fractured granite". *Nature Communications*. 6: 7020. Bibcode:2015NatCo...6.7020D. doi:10.1038/ncomms8020. PMC 4432592. PMID 25948095.
58. Bock, E. (1961). "On the solubility of anhydrous calcium sulphate and of gypsum in concentrated solutions of sodium chloride at 25 °C, 30 °C, 40 °C, and 50 °C". *Canadian Journal of Chemistry*. 39 (9): 1746–1751. doi:10.1139/v61-228.
59. Klein, Cornelis; Hurlbut, Cornelius S., Jr. (1985), *Manual of Mineralogy* (20th ed.), John Wiley, pp. 352–353, ISBN 978-0-471-80580-9] [Mandal, Pradip K; Mandal, Tanuj K (2002). "Anion water in gypsum ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$) and hemihydrate ($\text{CaSO}_4 \cdot 1/2\text{H}_2\text{O}$)". *Cement and Concrete Research*. 32 (2): 313. doi:10.1016/S0008-8846(01)00675-5.
60. Deer, W. A.; Howie, R. A.; Zussman, J. (1966). *Introduction to the Rock-Forming Minerals*. pp. 17–20. ISBN 0-582-44210-9.

61. Klein, Cornelis; Hurlbut, Cornelius S., Jr. (1985), *Manual of Mineralogy* (20th ed.), John Wiley, pp. 352–353, ISBN 978-0-471-80580-9.
62. Deer, W.A.; Howie, R.A.; Zussman, J. (1966). *An Introduction to the Rock Forming Minerals*. London: Longman. p. 469. ISBN 978-0-582-44210-8.
63. Abbo A. Avigad D. Gerdes A. and Gungor T. (2015) “Cadomian basement and Paleozoic to Triassic siliciclastics of the Taurides (Karacahisar dome, south-central Turkey): Paleogeographic constraints from U-Pb-Hf in Zircons” *LITHOS.*, 227, pp 122-139.
64. Ahadnejad V., Valizadeh M. V., Deevsalar R. and Rezaei-Kahkhaei M. (2016) “Age and geotectonic position of the Malayer granitoids: Implication for plutonism in the Sanandaj-Sirjan Zone, W Iran”, *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie-Abhandlungen.*, 261, pp 61-75.
65. Alaminia Z. Karimpour M.H. Homam M. and Finger F. (2013) “The magmatic record in the Arghash region (northeast Iran) and tectonic implications”. *International Journal of Earth Sciences (Geologische Rundschau).*, 102, pp 1603–1625.
66. Alavi M. (1996) “Tectono - stratigraphic synthesis and structural style of the Alborz mountain system in Northern Iran”. *Journal of Geodynamics.*, 21, pp 1–33.

Abstract

Majerad Iron ore deposit is a part of the Majerad Late Neoproterozoic (Ediacaran) –Early Cambrian basement complex which associated with metacarbonate and metabasites. In addition to the mentioned rock groups, this complex includes metapelites, metapsammities and metarhyolites. In fact, the protolith of the Majerad complex has been a volcanosedimentary sequence which metamorphosed during a Barrovian type regional metamorphism event up to amphibolite facies (from P-T condition point of view). Really, Majerad Iron ore deposit is a metamorphosed ore deposit. Ore forming minerals of this deposit are mainly hematite and goethite. Three XRD analyses confirm this subject and also refer to small amounts of calcite, gypsum or anhydrite, quartz and sericite (or barium bearing muscovite). Also, in situ analyses by using FESEM in more than 150 points confirmed the above mentioned and manifested very beautiful microstructures of the studied iron ore deposit, such as concentric, banded, laminated, spherical, botryoidally, framework and massive. These analyses also implicate on formation of manganese-bearing ore minerals (3-6.5% MnO), and rare case of Mn-rich minerals (pyrolusite or psylumelane by up to 40% MnO), and meanwhile confirm the present small amounts of gangue minerals such as calcite, gypsum or anhydrite, Quartz and sericite (or barium bearing muscovite). Whole rock chemical analyses of six samples of ore bodies indicate that the concentrations of the FeO and Fe₂O₃ vary from 40 to 55% and 15 to 25%, in respectively. The other elements such as Co, V and Ti have low concentrations. Mn has valuable concentration and show positive correlation with Fe₂O₃. Small amounts of Al, Ba and S have been found in Majerad Iron ore deposit.

In general, can be notice that Majerad deposit has mainly haematitic composition and high quality. The amounts of the other oxide elements such as BaO, SiO₂, Al₂O₃ and CaO rarely exceed than five percent. With respect to Majerad ore deposit outcrop, and easy available to them and their easily for extraction in the form of open pit, this deposit has a good economic value. Primarily estimation refer to present at least 50000 tones Fe-ore minerals in this deposit. The preliminary ore minerals have been generated in relation to submarine volcanic activities and they resulted in the deposition or crystallization of rich in Fe or Mn fluids in aqueous media or environment. Gol Gohar iron ore deposit is one of the index case which has high similarities with Majerad Iron ore deposit. Mineralization of Fe and Mn in relation to Late Neoproterozoic (Ediacaran)–Early Cambrian basement complexes has been reported from south and southeast Shahrood from north of Par-O-Ball and Sorkh Tool sheepcotes (south of Do Chah), east and southeast of Abolhay sheepcote, and Halalan in west-northwest of Moalleman. Finally, we can consider that Majerad Iron ore deposit is an ore mineral formation in relation to submarine far from origin volcanic activities.

Keywords: Late Neoproterozoic, metacarbonate, metabasites, mineralization, deposit, Majerad.



Shahrood University of Technology
Faculty of earth sciences

Msc. Thesis in Geology

**Geology, mineralogy, geochemistry and genesis iron
mineralization in the of Majerad area, SE Shahrood**

By: Maedeh Abollahi Sarvi

Supervisor:

Dr. Farajollah Fardoost

Dr. Mahmoud Sadeghian

October, 2021