

بِسْمِ اللَّهِ الرَّحْمَنِ الرَّحِيمِ



دانشکده علوم زمین  
پایان نامه کارشناسی ارشد زمین شناسی اقتصادی

کانی شناسی، ژئوشیمی و الگوی پیدایش کانسار مس-طلا سلیمانیه، شمال  
شرق سبزوار

نگارنده:

محمد حسن نصراله نیا

استاد راهنما

دکتر فردین موسیوند

استاد مشاور:

حبیب الله قاسمی

شهریور ۱۳۹۸

شماره: ۹۸۰۷/۱۷۶  
تاریخ: ۹۸/۷/۸

باسمه تعالی



مدیریت تحصیلات تکمیلی

دانشگاه گیلان

فرم شماره (۳) صورتجلسه نهایی دفاع از پایان نامه دوره کارشناسی ارشد

با نام و یاد خداوند متعال، ارزیابی جلسه دفاع از پایان نامه کارشناسی ارشد خانم / آقای: محمدحسن نصراله‌نیا با شماره دانشجویی ۹۴۳۹۴۱۴ رشته: زمین‌شناسی گرایش: زمین‌شناسی اقتصادی تحت عنوان: کانی‌شناسی، ژئوشیمی و الگوی پیدایش کانسار سن-حلا سلیمانیه، شمال شرق مسزوآره، که در تاریخ: ۱۳۹۸/۰۶/۱۷ با حضور هیأت محترم داوران در دانشگاه صنعتی شاهرود برگزار گردید به شرح ذیل اعلام می‌گردد:

قبول (با درجه):  ~~قبول~~  مردود   
نوع تحقیق:  نظری  عملی

اعضاء	مرتبه علمی	نام و نام خانوادگی	عضو هیأت داوران
	استادیار	دکتر فردین موسیوند	۱- استاد راهنمای اول
			۲- استاد راهنمای دوم
	استاد تمام	دکتر حبیب‌الله قاسمی	۳- استاد مشاور
	استادیار	دکتر پرویز لیبیدی	۴- نماینده تحصیلات تکمیلی
	استادیار	دکتر فرج‌الله فردوست	۵- استاد ممتحن اول
	استادیار	دکتر مریم شبی	۶- استاد ممتحن دوم

نام و نام خانوادگی رئیس دانشکده: دکتر

تاریخ و امضاء و مهر دانشکده:

تعداد: ۹۸۰۷/۸  
تعداد در صورتی که کسی مردود شود جداگانه یکبار دیگر (در صورت مجاز) تحصیل می‌تواند از پایان نامه خود دفاع نماید (دفاع

مجدد نباید زودتر از ۴ ماه برگزار شود)



تقدیم به خانواده  
عزیزم که در تمام  
مراحل زندگی  
پشتیان و یاری  
دهنده بودند

## سپاس گذاری

بر خود واجب می‌دانم از استاد فرزانه جناب آقای دکتر فردین موسیوند که به عنوان استاد راهنما در مراحل مختلف این پایان‌نامه همواره با سعه صدر و گشاده رویی در کنار من بودند و در طول مدت تحصیل از راهنمایی‌های اخلاقی و علمی ایشان بهره‌جسته‌ام تشکر و قدردانی نمایم.

جناب آقای دکتر حبیب‌الله قاسمی به عنوان استاد مشاور مسئولیت سنگینی را قبول زحمت فرمودند و مطمئناً بدون حمایت‌ها، راهنمایی‌ها و روحیه بخشی ایشان، انجام بخش مهمی از این رساله میسر نمی‌شد. بدین وسیله از بزرگواری، حسن سلوک و حمایت بی دریغ ایشان تشکر کرده و برای ایشان طول عمر توام با سربلندی را آرزومندم.

جناب آقایان دکتر فردوست، دکتر علیپور، دکتر صادقیان و دکتر رضائی استادانی مهربان و دلسوز که صبورانه و دلسوزانه در انجام این تحقیق از راهنمایی‌های ارزشمند این بزرگواران بهره‌مند شده‌ام کمال تشکر و قدر دانی را به عمل می‌آورم.

همچنین از آقایان مهندس میرباقری مسئول آزمایشگاه اپتیک، مهندس محمدیان مسئول کارگاه مقطع، آقای آقایی بخش حمل و نقل و خانم فارسی مسئول آموزشگاه دانشکده علوم زمین جهت زحماتشان قدردانی و تشکر می‌نمایم.

از دوستان و همراهان عزیز و گرامی جناب آقایان مهندس ایمانی، ولیخانی، پاکیزه، هابیلی، صالحی، دهقانی، سرنخشی و سرکار خانم‌ها مهندس شوقانی، پزشکی، اسماعیلی که در طول مراحل تحقیق با همکاری و راهنمایی‌های خود ره را هموار کردند کمال تشکر و قدردانی را به عمل می‌آورم.

در انتها این پایان‌نامه را به خانواده عزیزم که در تمام مراحل سخت و آسان زندگی مرا یاری دادند تقدیم می‌کنم و برای آنها آرزوی سلامتی دارم.

# تعهدنامه

اینجانب محمد حسن نصراله نیا دانشجوی دوره‌ی کارشناسی ارشد رشته‌ی زمین‌شناسی اقتصادی دانشکده‌ی علوم زمین دانشگاه صنعتی شاهرود نویسنده‌ی پایان‌نامه با عنوان **کانی‌شناسی، ژئوشیمی و الگوی پیدایش کانسار مس-طلا، شمال شرق سبزوار** تحت راهنمایی **دکتر فردین موسیوند** متعهد می‌شوم:

- تحقیقات در این پایان‌نامه 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 پایان‌نامه تاکنون توسط خود یا فرد دیگری برای دریافت هیچ نوع مدرک یا امتیازی در هیچ‌جا ارائه نشده است.
- کلیه حقوق معنوی این اثر متعلق به دانشگاه صنعتی شاهرود می‌باشد و مقالات مستخرج بانام «دانشگاه صنعتی شاهرود» و یا "Shahrood University of Technology" به چاپ خواهد رسید.
- حقوق معنوی تمام افرادی که در به‌دست آمدن نتایج اصلی پایان‌نامه تأثیرگذار بوده‌اند، در مقالات مستخرج از پایان‌نامه رعایت می‌گردد.
- در تمام مراحل انجام این پایان‌نامه، در مواردی که از موجود زنده (یا بافت‌های آن‌ها) استفاده شده است، ضوابط و اصول اخلاقی رعایت شده است.
- در تمام مراحل انجام این پایان‌نامه، 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

- تمام حقوق معنوی این اثر و محصولات آن (مقالات مستخرج، کتاب، برنامه‌های رایان‌های، نرم‌افزارها و تجهیزات ساخته شده) متعلق به دانشگاه صنعتی شاهرود می‌باشد. این مطلب باید به نحو مقتضی در تولیدات علمی مربوطه ذکر شود.
- استفاده از اطلاعات و نتایج موجود در پایان‌نامه بدون ذکر مرجع مجاز نمی‌باشد.

## چکیده:

کانسارهای مس سلیمانیه و دیواندر به ترتیب در ۱۶ و ۲۵ کیلومتری شمال شهر سبزوار قرار دارند. هر دو کانسار در پهنه افیولیتی سبزوار با سن کرتاسه بالایی رخ داده اند. سنگ میزبان در کانسار سلیمانیه شامل گابرو و دایک دیابازی و در کانسار دیواندر شامل گابرو، بازالت، و شیل آهکی می باشد. بر اساس مطالعات کانی شناسی، ساخت و بافت و نوع ارتباط ماده معدنی با سنگ میزبان، می توان برای کانسار سلیمانیه به ترتیب از پایین به بالا رخساره های زیر را تشخیص داد: الف-رخساره رگه-رگچه ای، ب-رخساره سولفیدی نیمه توده ای. در کانسار دیواندر تنها رخساره رگه-رگچه ای دیده می شود. در کانسار سلیمانیه ماده معدنی حاوی کانه های اولیه کالکوپیریت، پیریت، پیرویت، مگنتیت و کانی های ثانویه آزوریت، مالاکیت و گوتیت بوده و کانی های باطله شامل کوارتز، کلسیت، اپیدوت و کلریت می باشد. کانسار دیواندر نیز دارای کانی های اولیه کالکوپیریت، پیریت و مگنتیت می باشد که با کانی های ثانویه آزوریت، مالاکیت، کولین، گوتیت و کالکوسیت و کانه های باطله کوارتز، کلسیت و سریسیت همراه هستند. دگرسانیه های عمده در کانسارهای سلیمانیه و دیواندر شامل دگرسانیه های سیلیسی-سریسیتی، سریسیتی-کلریتی-اپیدوتی، اپیدوتی و کلریتی می باشد. با توجه به بررسی های ژئوشیمیایی انجام گرفته بر روی سنگ های میزبان گابرو، دایک دیابازی و بازالتی، این کانسار ها در محیط جزایر قوسی و پشته میان اقیانوسی تشکیل شده اند. مواد معدنی در کانسار سلیمانیه در بخشهای رگه-رگچه ای و توده ای در داخل دایک دیابازی به ترتیب حاوی ۶۵۱/۰۵ و ۶۵۸۱/۳۱ ppm مس، و ۱۷/۸۱ و تا ۶/۹۵ ppm نقره می باشند. مقدار طلا در بخش دگرسان شده سریسیتی و بخش نیمه توده ای کانسار سلیمانیه به ترتیب تا ۱۰۲ و ۶۲ ppb و همچنین در بخش دگرسان شده سیلیسی-سریسیتی کانسار دیواندر تا ۱۸ ppb می رسد.

بر اساس مطالعات میکروترمومتری میانبارهای سیال بر روی رگه کوارتزی استرینگر در کانسار دیواندر، میانبارهای سیال غالب از نوع دو فازی مایع-بخار (L+V) بوده که دارای شوری نسبتاً متوسط تا پایین (به طور میانگین ۸/۴۶ در صد وزنی معادل نمک طعام) بوده و دمای همگن شدن آنها از ۱۳۵ تا ۱۶۵ (با میانگین ۱۴۷/۸) درجه سانتیگراد متغیر است.

با توجه به ویژگی های اساسی کانه زایی در کانسارهای سلیمانیه و دیواندر از جمله محیط تکتونیکی تشکیل و سنگ شناسی توالی میزبان کانه زایی، رخساره ها و واحد های کانه دار، کانی شناسی، ساخت و بافت ماده معدنی، محتوای فلزی و پهنه های دگرسانی، این کانسارها را می توان در رده کانسار های سولفید توده ای آتشفشانزاد تیپ قبرس (مافیک) طبقه بندی نمود که به دلیل نداشتن رخساره بروندمی بصورت جانشینی در زیر کف دریا در داخل سنگ های میزبان دیابازی، گابرویی، بازالتی و شیل آهکی تشکیل شده اند.

واژگان کلیدی: مس، سولفید توده ای آتشفشانزاد (VMS)، افیولیت سبزوار، سلیمانیه، دیواندر، کرتاسه پسین

مقاله استخراج شده از این پایان نامه:

نصراله نیا، م، ح، موسیوند، ف، قاسمی، ح، (۱۳۹۸) "کانی شناسی، ساخت و بافت، دگرسانی و کنترل کننده های کانی زایی در کانسار مس سلیمانیه، شمال شرق سبزوار"، سی و هشتمین گردهمایی ملی علوم زمین، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران.



## فهرست مطالب

فصل اول .....	۱
کلیات .....	۱
۱-۱-مقدمه .....	۲
۱-۲-موقعیت جغرافیایی و راه‌های دسترسی به منطقه مورد مطالعه .....	۲
۱-۳-شرایط آب و هوایی و پوشش گیاهی منطقه: .....	۴
۱-۴-وضعیت معیشتی .....	۵
۱-۵-زمین‌ریخت‌شناسی .....	۶
۱-۶-مطالعات انجام‌شده قبلی .....	۷
۱-۷-طرح مسئله، اهمیت موضوع و هدف از مطالعه .....	۹
۱-۸-روش مطالعه .....	۱۲
۱-۸-۱-مطالعه منابع و گردآوری اطلاعات .....	۱۲
۱-۸-۲-مطالعات صحرایی .....	۱۲
۱-۸-۳-مطالعات آزمایشگاهی و دستگاهی .....	۱۳
۱-۸-۴-مطالعات دفتری و تجزیه و تحلیل داده‌ها .....	۱۴
۱-۹-ژئوشیمی و پراکندگی مس: .....	۱۴
۱-۱۰-رده‌بندی کانسارهای مس .....	۱۵
۱-۱۱-فازهای کانی سازی مس در ایران .....	۱۵
۱-۱۱-۱-پرکامبرین پسین-کامبرین پیشین .....	۱۵
۱-۱۱-۲-پالئوزوئیک .....	۱۵
۱-۱۱-۳-ژوراسیک-کرتاسه .....	۱۵
۱-۱۱-۴-کرتاسه-پالئوسن .....	۱۶
۱-۱۱-۵-ترشیاری .....	۱۶
۱-۱۲-تیپ‌های کانی زایی مس در ایران .....	۱۶
۱-۱۳-افیولیت .....	۱۷
۱-۱۳-۱-مقدمه: .....	۱۷
۱-۱۳-۲-تعریف افیولیت: .....	۱۷
۱-۱۳-۳-پراکندگی افیولیت ها در جهان: .....	۲۰

۲۳	فصل دوم.....
۲۳	زمین‌شناسی ناحیه ای.....
۲۴	۱-۲-مقدمه:.....
۲۵	۲-۲-تاریخچه مطالعه افیولیت ها:.....
۲۶	۳-۲-پراکندگی افیولیت های ایران:.....
۲۷	۴-۲-زمین‌شناسی ساختاری-تکتونیکی پهنه سبزوار و منطقه مورد مطالعه:.....
۳۳	۵-۲-واحدهای سنگی منطقه مورد مطالعه:.....
۴۵	۶-۲-پتانسیل‌های معدنی و کانه زایی افیولیت سبزوار:.....
۵۱	فصل سوم.....
۵۱	زمین‌شناسی و سنگ‌شناسی منطقه معدنی.....
۵۲	۱-۳-مقدمه.....
۵۵	۲-۳-چینه‌شناسی و سنگ‌شناسی منطقه:.....
۵۵	۱-۲-۳-سلیمانیه:.....
۵۵	۱-۱-۲-۳-واحد دونیت- هارزبورژیت:.....
۵۷	۲-۱-۲-۳-واحد سرپانتینی:.....
۵۸	۳-۱-۲-۳-واحد دیاباز و میکرودیاباز:.....
۵۹	۴-۱-۲-۳-واحد گابرو:.....
۶۱	۵-۱-۲-۳-واحد بازالت:.....
۶۳	۶-۱-۲-۳-واحد رسوبی:.....
۶۴	۷-۱-۲-۳-واحد توفی:.....
۶۵	۲-۲-۳-دیواندر:.....
۶۷	۱-۲-۲-۳-واحد سرپانتینی:.....
۶۷	۲-۲-۲-۳-واحد گابرویی-دیوریت گابرویی:.....
۶۹	۳-۲-۲-۳-واحد رسوبی و آتش‌فشانی:.....
۶۹	۴-۲-۲-۳-واحد صخره ساز.....
۷۰	۵-۲-۲-۳-واحد سنگ‌های آتش‌فشانی نیمه عمیق:.....
۷۰	۶-۲-۲-۳-واحد آهکی شیلی:.....
۷۲	۷-۲-۲-۳-واحد نفوذی مونزودیوریت- کوارتزیدیوریت:.....
۷۳	۸-۲-۲-۳-رسوبات کواترنری:.....

- ۳-۳-وضعیت گسل‌های اصلی کانسار سلیمانیه و دیواندر: ۷۵.....
- فصل چهارم..... ۷۷.....
- کانه‌زایی و دگرسانی ..... ۷۷.....
- ۱-۴ مقدمه: ..... ۷۸.....
- ۲-۴- کان‌زایی ..... ۷۹.....
- ۱-۲-۴- کان‌زایی در منطقه سلیمانیه ..... ۷۹.....
- ۱-۳-۴- شکل هندسی ماده معدنی: ..... ۸۲.....
- ۲-۳-۴- گروه‌های کان‌دار کانسار سلیمانیه: ..... ۸۳.....
- ۱-۲-۳-۴- رخساره رگه-رگچه ای: ..... ۸۳.....
- ۱-۱-۲-۳-۴- رگه-رگچه های سولفید دار: ..... ۸۳.....
- ۲-۱-۲-۳-۴- رگه-رگچه های فاقد سولفید: ..... ۸۳.....
- ۲-۲-۳-۴- واحد کان‌دار توده‌ای: ..... ۸۴.....
- ۱-۲-۲-۳-۴- واحد توده‌ای بیرونی یا عمق کمتر: ..... ۸۴.....
- ۲-۲-۲-۳-۴- واحد توده‌ای عمیق یا درونی: ..... ۸۵.....
- ۳-۲-۳-۴- واحد دایک‌های دیابازی: ..... ۸۵.....
- ۱-۳-۲-۳-۴- واحد دایک دیابازی با میزان سیلیس بالا: ..... ۸۵.....
- ۲-۳-۲-۳-۴- واحد دایک دیابازی آهن بالا: ..... ۸۶.....
- ۲-۲-۴- کان‌زایی در منطقه دیواندر ..... ۸۷.....
- ۳-۳-۴- گروه‌های کان‌دار دیواندر: ..... ۹۰.....
- ۱-۳-۳-۴- پهنه رگه-رگچه ای: ..... ۹۰.....
- ۱-۱-۳-۳-۴- رخساره رگه-رگچه ای سیلیسی سولفیدی: ..... ۹۱.....
- ۲-۱-۳-۳-۴- رخساره رگه-رگچه ای سیلیسی کربناته، کم سولفید: ..... ۹۱.....
- ۲-۳-۳-۴- بخش نیمه توده‌ای: ..... ۹۲.....
- ۱-۲-۳-۳-۴- بخش مسدار درون واحد گابرویی: ..... ۹۲.....
- ۲-۲-۳-۳-۴- بخش شیلی، کربناته با سولفید کمتر: ..... ۹۳.....
- ۳-۲-۳-۳-۴- بخش نفوذی نیمه توده‌ای: ..... ۹۴.....
- ۴-۴- دگرسانی: ..... ۹۵.....
- ۱-۴-۴- دگرسانی در منطقه سلیمانیه: ..... ۹۶.....
- ۱-۱-۴-۴- دگرسانی سرپانتینی: ..... ۹۶.....

۹۷	۴-۴-۱-۲-دگرسانی کلریتی:
۹۸	۴-۴-۱-۳-دگرسانی اپیدوتی:
۱۰۰	۴-۴-۱-۴-دگرسانی سیلیسی:
۱۰۲	۴-۴-۱-۵-دگرسانی کربناته:
۱۰۲	۴-۴-۱-۶-رودنژیته شدن:
۱۰۷	۴-۴-۲-دگرسانی‌ها در منطقه دیواندر:
۱۰۷	۴-۴-۱-۲-دگرسانی اپیدوتی:
۱۰۷	۴-۴-۲-۲-دگرسانی کلریتی:
۱۰۸	۴-۴-۲-۳-دگرسانی سیلیسی-سریسیتی-کربناته:
۱۰۹	۴-۵-پهنه بندی دگرسانی در کانسارهای سلیمانیه و دیواندر:
۱۱۱	فصل پنجم
۱۱۱	کانی‌شناسی، ساخت، بافت و توالی پاراژنتیک کانی‌ها
۱۱۲	۵-۱-مقدمه:
۱۱۲	۵-۲-ساخت و بافت ماده معدنی:
۱۱۲	۵-۲-۱-ساخت و بافت رگه-رگچه ای:
۱۱۳	۵-۲-۲-ساخت و بافت دانه پراکنده:
۱۱۴	۵-۲-۳-بافت جانشینی و پرکننده فضای خالی:
۱۱۶	۵-۲-۴-بافت کلو فورمی:
۱۱۶	۵-۳-کانی‌شناسی:
۱۱۶	۵-۳-۱-کانه‌های اولیه:
۱۱۷	۵-۳-۱-۱-کالکوپیریت:
۱۱۷	۵-۳-۱-۲-پیریت:
۱۱۹	۵-۳-۱-۳-پیروتیت:
۱۱۹	۵-۳-۱-۴-مگنتیت:
۱۲۱	۵-۳-۲-کانی‌های ثانویه:
۱۲۱	۵-۳-۲-۱-آزوریت:
۱۲۱	۵-۳-۲-۲-مالاکیت:
۱۲۲	۵-۳-۲-۳-کوولین:
۱۲۲	۵-۳-۲-۴-گوتیت:

۱۲۳	.....۵-۳-۲-۵-کالکوسیت:
۱۲۴	.....۵-۴-کانی‌های باطله:
۱۲۴	.....۵-۴-۱-کوارتز:
۱۲۴	.....۵-۴-۲-کلسیت:
۱۲۵	.....۵-۴-۳-ژپیس:
۱۲۷	..... فصل ششم
۱۲۷	..... مطالعات ژئوشیمیایی
۱۲۸	..... ۶-۱-مقدمه:
۱۲۸	..... ۶-۲-نمونه‌برداری و آنالیز نمونه‌ها:
۱۳۰	..... ۶-۳-عناصر اصلی و عناصر کمیاب:
۱۳۰	..... ۶-۴-سنسورد گیری:
۱۳۱	..... ۶-۵-ژئوشیمی سنگ‌های آذرین:
۱۳۱	..... ۶-۵-۱-طبقه‌بندی به روش (Pearce (1996):
۱۳۲	..... ۶-۵-۲-طبقه‌بندی (Hastie et al. (2007 بر اساس نسبت Th-Co:
۱۳۴	..... ۶-۶-موقعیت تکتونیکی کانسار سلیمانیه:
۱۳۴	..... ۶-۶-۱- تعیین محیط بر اساس نسبت $Zr/4$ به $Nb-Y$ . Meschede, 1986:
۱۳۵	..... ۶-۶-۲- تعیین محیط تشکیل بر اساس نمودار (Pearce and Norry (1979):
۱۳۶	..... ۶-۶-۳- تعیین محیط تشکیل بر اساس نسبت $Ti$ به $Zr$ توسط (Pearce, 1982):
۱۳۶	..... ۶-۷- ژئوشیمی عناصر نادر خاکی
۱۳۷	..... ۶-۸-الگوی نمودارهای چند عنصری و REE در سنگ‌های آذرین:
۱۳۸	..... ۶-۸-۱-الگوی عناصر کمیاب و نادر خاکی در کانسار سلیمانیه:
۱۴۰	..... ۶-۸-۲- الگوی عناصر کمیاب و نادر خاکی در کانسار دیواندر:
۱۴۱	..... ۶-۸-۳-الگوی پراکندگی عناصر کمیاب و نادر خاکی (Sun et al., 1980):
۱۴۲	..... ۶-۸-۴-الگوی پراکندگی عناصر نادر خاکی (Nakamura, 1974):
۱۴۲	..... ۶-۹-ژئوشیمی واحدهای کانه دار کانسار سلیمانیه و دیواندر:
۱۴۳	..... ۶-۹-۱-ویژگی‌های ژئوشیمیایی واحدهای کانه دار سلیمانیه:
۱۴۶	..... ۶-۹-۲-ویژگی‌های ژئوشیمیایی واحدهای دیواندر:
۱۴۹	..... ۶-۱۰-ستون لیتوژئوشیمیایی و ضریب همبستگی عناصر:
۱۵۴	..... ۶-۱۱-ژئوشیمی عنصر طلا در کانسارهای سلیمانیه و دیواندر

فصل هفتم	۱۵۷
سیالات درگیر	۱۵۷
۱-۷-مقدمه	۱۵۸
۲-۷-نمونه برداری و آماده سازی نمونه ها:	۱۵۹
۳-۷-پتروگرافی سیالات درگیر:	۱۶۰
۱-۳-۷ شکل ظاهری سیال درگیر	۱۶۱
۲-۳-۷-اندازه و نوع سیالات درگیر	۱۶۲
۴-۷-طبقه بندی و پاراژنز سیالات درگیر:	۱۶۳
۵-۷-مطالعات دماسنجی سیالات درگیر:	۱۶۴
۱-۵-۷-عملیات سرمایش	۱۶۵
۲-۵-۷-عملیات گرمایش:	۱۶۶
۶-۷-تعیین دما و شوری سیال	۱۶۶
۷-۷-چگالی سیال	۱۶۸
۸-۷-تعیین فشار حاکم در زمان تشکیل کانسنگ	۱۶۹
۹-۷-تعیین فرایندهای متفاوت ایجاد سیال بر اساس شوری در برابر همگن شدن:	۱۶۹
فصل هشتم	۱۷۱
نتیجه گیری، الگوی تشکیل، تیپ کانه زایی و پیشنهادات اکتشافی	۱۷۱
۱-۸-مقدمه:	۱۷۲
۲-۸-مختصری از شواهد مشاهده شده در کانسار مس سلیمانیه	۱۷۲
۱-۲-۸-سنگهای میزبان و همراه:	۱۷۲
۲-۲-۸-شکل هندسی ماده معدنی:	۱۷۳
۳-۲-۸-کانی شناسی	۱۷۴
۴-۲-۸-ساخت و بافت و منطقه بندی آنها	۱۷۶
۵-۲-۸-دگرسانی و منطقه بندی آنها	۱۷۷
۶-۲-۸-جایگاه تکتونیکی:	۱۸۰
۷-۲-۸-نتایج ژئوشیمی و سیال درگیر	۱۸۰
۳-۸-شرایط فیزیکوشیمیایی تشکیل کانسار سولفید توده ای آتشفشانزاد سلیمانیه و دیواندر:	۱۸۲
۱-۳-۸-منشاء فلزات:	۱۸۲
۲-۳-۸-منشاء سیالات:	۱۸۴

- ۸-۴-کانسارهای سولفید توده‌ای آتشفشانزاد:..... ۱۸۵
- ۸-۵-تقسیم‌بندی کانسارهای سولفید توده‌ای آتشفشانزاد:..... ۱۸۵
- ۸-۶-الگوی تشکیل کانسارها..... ۱۸۸
- ۸-۶-۱- کانسار سلیمانیه..... ۱۸۸
- ۸-۶-۲- کانسار دیواندر:..... ۱۹۰
- ۸-۷-تیپ کانی زایی..... ۱۹۱
- ۸-۸-سبک کانه‌زایی در کانسارهای مس سلیمانیه و دیواندر:..... ۱۹۳
- ۸-۹-بازسازی حوضه‌آتش‌فشانی رسوبی منطقه سلیمانیه و جایگاه کانسار سلیمانیه در آن:..... ۱۹۷
- ۸-۱۰- توزیع زمانی و مکانی کانسارهای تیپ سولفید توده‌ای آتشفشانزاد در ایران..... ۱۹۸
- ۸-۱۱-پیشنهادات علمی و اکتشافی:..... ۲۰۰
- منابع..... ۲۰۲

## فهرست شکل ها

- شکل ۱-۱- موقعیت کانسارهای مس سلیمانیه و دیواندر و راه‌های دسترسی به این دو کانسار..... ۳
- شکل ۱-۲: موقعیت محدوده کانه زایی دیواندر بصورت مستطیل نسبت به روستاهای دیواندر و طبس در تصویر ماهواره‌ای (گوگل ارث ۲۰۱۸)..... ۴
- شکل ۱-۳-الف: تصویر صحرایی از کانسار سلیمانیه که گویای توپوگرافی خشن این منطقه می‌باشد. ب: تصویر صحرایی از کانسار دیواندر که توپوگرافی ملایم را نشان می‌دهد..... ۶
- شکل ۱-۴-الف) نمای نزدیک از کارگاه قدیمی سلیمانیه. ب) نمای دورتر از کارگاه قدیمی کانسار مس سلیمانیه (موقعیت کانسار بصورت مستطیل قرمز رنگ مشخص شده است)..... ۱۳
- شکل ۱-۵: تصویر شماتیک از توالی افیولیتی سبزوار (Shafaii Moghadam, et al, 2014)..... ۱۸
- شکل ۱-۶- جایگیری افیولیت ها-قرار گرفتن افیولیت، به صورت ورقه‌ای مستقل در حاشیه قاره مشاهده می‌شود. در این شکل می‌توان ضخامت کم افیولیت ها را در مقایسه با پوسته اقیانوسی بررسی کرد. ( Muller and Groves, 1997)..... ۲۰
- شکل ۲-۱: نقشه تکتونیکی ساده شده که مهم ترین قطعات تکتونیکی ایران را نشان می‌دهد (Rosseti, 2010)..... ۲۴
- شکل ۲-۲: نقشه پهنه‌بندی‌های ساختاری ایران (آقا نباتی، ۱۳۸۳) و موقعیت کانسار سلیمانیه در افیولیوت‌های سبزوار (علامت ستاره سفید)..... ۲۵
- شکل ۲-۳: نقشه پراکندگی افیولیت های ایران و موقعیت افیولیت های سبزوار. (فتوحی راد، ۱۳۷۵)..... ۲۷
- شکل ۲-۴- موقعیت کانسار سلیمانیه و دیواندر در پهنه ساختاری سبزوار (با تغییرات از Lindeberg, 1983)..... ۲۸
- شکل ۲-۵- مدل بازسازی وقایع بسته شدن نئوتتیس در امتداد حاشیه اوراسیا در ایران (Ghasemi and Talbot, 2006. Agard et al., 2007, Moghadam et al, 2009). حرکت نسبی بلوک‌های مختلف پوسته که صفحات اصلی فرورانش نئوتتیس را نمایش می‌دهند. این شکل فقط بیانگر نحوه عملکرد صفحات و جایگاه قرارگیری آن‌ها می‌باشد و در آن مقیاس‌ها حقیقی نمی‌باشند (Rosseti, 2010)..... ۳۱
- شکل ۲-۶: نقشه ساختاری زون افیولیتی سبزوار. الف) بخش شرقی ب) بخش غربی. (میرزینلی یزدی و همکاران، ۱۳۹۰)..... ۳۲
- شکل ۲-۷- برش عرضی از توالی افیولیت های سبزوار (تصحیح شده نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ سبزوار، سهندی و امامی، ۱۳۷۰)..... ۴۲
- شکل ۳-۱- نقشه زمین‌شناسی منطقه معدنی سلیمانیه واقع در جنوب شرقی روستای سلیمانیه، برگرفته از نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ سبزوار (سهندی و امامی، ۱۳۷۱)..... ۵۳
- شکل ۳-۲- مقطع عرضی و شمائی از ترانشه واحدهای زمین‌شناسی و کانه دار در کانسار سلیمانیه..... ۵۴



شکل ۳-۳- ستون چینه عمومی از واحدهای سنگی موجود در توالی میزبان کانسار سلیمانیه ..... ۵۴

شکل ۳-۴- تصویر صحرایی از واحدهای دونیت و هارزبورژیت در منطقه مورد مطالعه. الف) در سمت چپ تصویر واحد هارزبورژیت دگرسان شده به رنگ خاکستری کاملاً قابل مشاهده می‌باشد و در سمت راست تصویر واحد سرپانتینی باحالت بودیناژ و خردشده قرار دارد. ب) در قسمت بالای این تصویر دونیت‌های حاوی کرومیت دیده می‌شوند و در قسمت پایین تصویر دونیت‌های فاقد کانه زایی و دارای دگرسانی شدید دیده می‌شود. پ) هارزبورژیت‌های دگرسان شده شدید همراه با خردشدگی توسط تکتونیک که درز و شکاف‌های آن توسط رگه‌های ثانویه پر شده‌اند. (SR): واحد سرپانتینی، HRAL: هارزبورژیت‌های دگرسان شده، HR: هارزبورژیت‌های فاقد دگرسانی به همراه کانی بورونزیت، DO: واحد دونیتی فاقد کرومیت، DCO: دونیت‌های واجد کانه کرومیت و فاقد دگرسانی. .... ۵۶

شکل ۳-۵- الف و ب): در این تصویر تأثیر تکتونیک در جا به جا کردن واحدها و شکل‌گیری شبه لایه‌ها و مرز گسلی کاملاً واضح است. پ،ت) تصویر مقطع میکروسکوپی واحد سرپانتینیت. ث) تصویر نمونه دستی از واحد سرپانتینی. ت) وضعیت قرارگیری سرپانتین در کنار گابرو (SR): سرپانتین، GB: گابرو، HR: هارزبورژیت، DO: دونیت، HRAL: هارزبورژیت دگرسان شده، Tuff: توف) ..... ۵۸

شکل ۳-۶- الف: نمای دور از واحد دیابازی قرمز رنگ، ب: نمای نزدیک از واحد دیابازی قرمز رنگ با اشکال بودیناژی که در اثر فعالیت‌های تکتونیکی به وجود آمده است، پ: تصویر مقطع میکروسکوپی از دایک دیابازی که بسیار دانه‌ریز می‌باشد و دارای بافت گرانولار و تعداد زیادی کانی اپک می‌باشد، ت: تصویر واحد دیابازی بارنگ روشن در منطقه معدنی که سیلیس بالایی دارد. .... ۵۹

شکل ۳-۷- الف: تصویر گابرو با رگه‌های استرینگر کوارتزی همراه با کانه زایی مگنتیت که با نقطه‌چین قرمز مشخص شده است. ب: گابروی درشت‌دانه، پ: تصویر مقطع میکروسکوپی از واحد گابرویی که دارای بافت گرانولار و اینترگرانولار می‌باشد و کانی‌های پلاژیوکلاز و پیروکسن در داخل آن قابل‌رؤیت می‌باشند، ت: ادخال و درهم‌فشرده شدن واحد سرپانتینی و میکرو گابرو که عملکرد قوی تکتونیک را به‌خوبی نشان می‌دهد. س: تصویر مقطع میکروسکوپی از گابروی درشت‌دانه که بافت گرانولار و اینترگرانولار در آن مشاهده می‌شود ( در بین کانی‌های پلاژیوکلاز کانی‌های پیروکسن رشد کرده اتد). .... ۶۰

شکل ۳-۸- الف) تصویر بازالت بالشی که در اطراف آن چرت و آهک قرار گرفته است و در حاشیه این بازالت بالشی دگرسانی شدید اپیدوتی قرار دارد. ب) تصویر مقطع میکروسکوپی بازالت بالشی که رگه کربناته در آن به‌وضوح قابل مشاهده است، بافت دانه‌ریز آن و زمینه شیشه‌ای نشان‌دهنده سرعت بالای سرد شدن می‌باشد که نشان‌دهنده محیط کم‌عمق می‌باشد. پ) تصویر مقطع میکروسکوپی از بازالت دانه‌ریز که کمی دورتر از بازالت بالشی یافت شده است. در این مقطع قطعات کربناته و کانی‌های سوزنی پلاژیوکلاز و همچنین زمینه شیشه آن به‌وضوح قابل مشاهده است. در بعضی قسمت‌ها نیز دگرسانی اپیدوتی و کلریتی یافت می‌شود. ت و ث) تصویر مقطع

میکروسکوپی از واحد بازالت بالشی که رگه‌های کلسیت، اپیدوت و کلریت در آن قابل مشاهده است. (قسمت نقطه‌چین قرمز رنگ نشان‌دهنده حالت بالشی، بازالت باشی می‌باشد، EP: دگرسانی اپیدوتی، Cal: کربنات‌ها که کلسیت در قسمت‌هایی به صورت مرمر در آمده است). ..... ۶۲

شکل ۳-۹-الف) تصویر نمونه دستی از آهک پلاژیک به همراه رگه‌های ثانویه از جنس کلسیت و کربناته، (ب) تصویری از واحد آهک پلاژیک که در بالای واحد بازالت بالشی به صورت خردشده قرار دارد، پ و ث) تصویر مقطع میکروسکوپی از واحد آهکی، که در این تصویر رگه کربناته و فسیل‌های محیط دریایی به وضوح قابل مشاهده می‌باشند. .... ۶۳

شکل ۳-۱۰-الف: قرارگیری واحد توفی در کنار واحد سرپانتینی در اثر تأثیرات شدید تکتونیکی. ب و پ: تصویر میکروسکوپی از واحد توف با زمینه شیشه‌ای که حالت جریانی نیز در آن قابل مشاهده است، در این مقطع رگه‌های کربناته و سیلیسی قابل مشاهده است و کانی‌ها اپاک نیز در آن دیده می‌شود. .... ۶۴

شکل ۳-۱۱-تصویر ستون چینه‌شناسی منطقه معدنی کانسار مس-آهن دیواندر. .... ۶۵

شکل ۳-۱۲-نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۰۰۰۰ دیواندر، ترسیم شده بر اساس نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ سبزوار (سهندهی و امامی، ۱۳۷۱) و بازدیدهای صحرائی. .... ۶۶

شکل ۳-۱۳-مقطع عرضی از کانسار دیواندر و واحدهای آن (کارگاه شرقی که موقعیت کانسار با علامت ستاره مشخص شده است). .... ۶۶

شکل ۳-۱۴-نمای دور از واحد سرپانتین و واحد صخره ساز کربناتی که واحد سرپانتینی در اثر فعالیت‌های تکتونیکی به شدت خردشده‌اند. (SI: واحد سرپانتینی، K: واحد صخره ساز آهکی). .... ۶۷

شکل ۳-۱۵-الف و ب: تصویری از کارگاه قدیمی در شرق روستای دیواندر که در داخل واحد گابرویی قرار دارد. پ: تصویر نمونه دستی از کانی مالاکیت و به مقدار کم آزوریت. ت: تصویر نمونه دستی از واحد گابرویی. ث، ج: تصویر مقطع میکروسکوپی از واحد گابرویی که بافت گرانولار داشته و دگرسانی اپیدوتی و کلریتی نیز در آن دیده می‌شود. بخش عمده و اعظم این مقطع از کانی پلاژیوکلاز ساخته شده است، همچنین کانی‌های اپاک نیز در این مقطع قابل مشاهده است. .... ۶۸

شکل ۳-۱۶-الف و ب: تصویری از واحد رسوبی-آتش‌فشانی، که قطعات تشکیل‌دهنده ناهمگون آن به وضوح قابل مشاهده است. .... ۶۹

شکل ۳-۱۷-الف: نمای دور از واحد صخره ساز کانسار دیواندر. ب: نمای نزدیک‌تر از واحد صخره ساز (دید به سمت شمال). .... ۷۰

شکل ۳-۱۹-الف، ب، پ: تصویر نمونه دستی واحد آهکی و شیلی که در تصاویر رگه‌های نفوذی و آثار دگرسانی اپیدوتی کاملاً مشهود است. ت، ث: تصویر مقطع میکروسکوپی واحد آهکی که رگه‌های کلسیتی و دگرسانی‌های اپیدوتی و کلریتی در آن کاملاً مشهود می‌باشند. ج، چ: تصویر مقطع میکروسکوپی از واحد آهکی که رگه‌های

نفوذی با جنس کربنات و سیلیس در آن کاملاً به چشم می‌خورد. ح: نمای دور از واحد شیلی و آهکی (کارگاه میانی). ۷۱.....

شکل ۳-۲۰-الف، ب) تصویر مقطع میکروسکوپی واحد نفوذی که در این تصویر بلورهای ریز پلاژیوکلاز و پیروکسن به همراه رگه نفوذی دیده می‌شود. دگرسانی‌های اپیدوتی و کلریتی از دگرسانی‌های رایج در این مقطع می‌باشند. پ، ث) تصویر مقطع میکروسکوپی از بلورهای بسیار کوچک پلاژیوکلاز و پیروکسن که دارای بافت گرانولار و اینترگرانولار می‌باشند. رگه‌های کربناته نیز در این مقطع قابل مشاهده است. ح: نمای دور از موقعیت قرارگیری واحد نفوذی در کنار واحد شیلی و آهکی. ۷۲.....

شکل ۳-۲۱-تصویر مقطع عرضی از کانسار دیواندر (کارگاه میانی-که موقعیت کارگاه قدیمی با فلش مشخص شده است) ۷۳.....

شکل ۳-۲۲-نمایی دور از واحدهای رسوبات کواترنری، شیل و آهک، رسوبی-آتش‌فشانی به همراه رسوبات آتش‌فشانی کم‌عمق. (Q: رسوبات کواترنری، SHL: واحد آهکی-شیلی، SV: واحد رسوبی-آتش‌فشانی، VS: واحد رسوبات آتش‌فشانی کم‌عمق، A: کارگاه شرقی، B: کارگاه میانی) (دید به سمت شرق) ۷۴.....

شکل ۳-۲۳-مقطع عرضی از کانسار دیواندر (کانه زایی غربی) ۷۴.....

شکل ۳-۲۴-موقعیت، جهت عملکرد و حرکت گسل سلیمانیه که سبب بهم‌ریختگی و جابه‌جایی واحدها گردیده است. (Gb: گابرو، علامت ستاره: موقعیت کانسار سلیمانیه و کانی زایی، Do: واحد دونیت، هارزبورژیت، Cr: معدن کرومیت) ۷۵.....

شکل ۴-۱-عکس هوایی کانسار سلیمانیه (موقعیت جغرافیایی تصویر هوایی E57 47.470, N36 19.981 و E57 48.124, N36 19.981 است). A: موقعیت کارگاه قدیمی. B: موقعیت بازالت بالشی. C: معدنکاری‌های کرومیت در واحدهای دونیتی. D: موقعیت رخساره رگه-رگچه ای سیلیسی-کلریتی-اپیدوتی (سیلیسی، اپیدوتی، کلریتی). ۸۰.....

شکل ۴-۲-نقشه زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه در مقیاس ۱:۱۰۰۰۰ که کانی زاییها در واحدهای دایک های میکرو دیابازی و دیابازی و گابرو رخ داده است. ۸۱.....

شکل ۴-۳-تصویری از کارگاه قدیمی کانسار سلیمانیه که توده اصلی و کانه دار در قسمت‌های زیرین قرار دارد. ۸۱.....

شکل ۴-۴-الف: تصویر نمونه دستی از واحد رگه-رگچه ای و رگه کوارتز، کلریت در کانسار سلیمانیه. ب: تصویر مقطع میکروسکوپی از قسمت رگه-رگچه ای که کانی مگنتیت به صورت مثلثی شکل دیده می‌شود و کالکوپیریت های جوان تر به درون آن نفوذ کرده‌اند. پ و ت و ث: تصویر مقطع میکروسکوپی از واحد رگه-رگچه ای که ابتدا در اثر تأثیر دگرسانی و سیالات پیروکسن ها به آمفیبول تبدیل شده‌اند و سپس پیروکسن ها در حال تبدیل شدن

به آمفیبول هستند که این تبدیل شدن به صورت تیغه تیغه شدن است. ج: تصویری از کانی‌های مگنتیت، کالکوپیریت و پیریت در بخش رگه‌های سولفید بالا..... ۸۴

شکل ۴-۵-الف و ب: تصویر مقطع میکروسکوپی از واحد کانه دار که در آن ابتدا کانی‌ها اپاک در طول رگه‌ها و نفوذی‌ها نشسته‌اند و سپس دگرسانی سریسیتی تشکیل شده و پس از آن سیلیس‌ها و کربنات‌ها ته‌نشین شده‌اند. پ: کانی پیروتیت که فقط در کانسار سلیمانیه وجود دارند و نشان‌دهنده محیط آرام تر هستند. ت: رشد کانی کالکوپیریت در کنار کانی پیروتیت ..... ۸۵

شکل ۴-۶-تصاویر صحرایی و مقطع میکروسکوپی دایک دیابازی آهن بالا. الف: تصویر مقطع میکروسکوپی که در این تصویر کانی پیروتیت به دو صورت نسل اول و دوم قابل مشاهده است. ب و پ: تصویر صحرایی دایک دیابازی آهن بالا. ت: رشد کانی کالکوپیریت در کنار دو نسل کانی پیروتیت. .... ۸۶

شکل ۴-۷-الف، ب و پ: تصویر مقطع میکروسکوپی از واحد سیلیس بالا که کانی زایی در این قسمت به صورت دانه پراکنده رخ داده است. ت: تصویر مقطع میکروسکوپی از تبدیل شدن پیریت به گوتیت. ث: کانی گوتیت در حاشیه رگه سیلیسی که در کنار آن تبدیل کانی پیریت به گوتیت در حال تبدیل است. .... ۸۷

شکل ۴-۹-نقشه بزرگ مقیاس کانسار دیواندر ..... ۸۹

شکل ۴-۱۰-الف و ب: وضعیت و موقعیت قرارگیری کارگاه قدیمی (قسمت شرقی) کانسار دیواندر. پ و ت: تصویر نمونه دستی از رگه-رگچه‌های کوارتز نفوذی به درون واحد گابرویی ..... ۹۰

شکل ۴-۱۱-الف: تصویر نمونه دستی از استرینگر در واحد گابرویی کانسار دیواندر. ب، پ، ث: وجود کانی کالکوسیت در رگه‌های کوارتز واحد استرینگر. .... ۹۱

شکل ۴-۱۲: تصویری از بخش میکرو گابرویی کانسار دیواندر. الف و ب: تصویر مقطع میکروسکوپی نازک از واحد مذکور که دانه‌ها به صورت ریزبلور و با بافت گرانولار و اینترگرانولار در کنار یکدیگر قرار گرفته‌اند، کانی‌های اپاک در این تصویر با مربع قرمز مشخص شده‌اند. پ: تصویری از کانی‌های گوتیت که با مربع‌های سبز مشخص شده‌اند و کانی کالکوپیریت با مربع قرمز نشان داده شده است. ت: تصویری از کانی کالکوپیریت (مربع قرمز) که در اثر تأثیر دگرسانی به کالکوسیت (درون نقطه چین زرد) و سپس به کولین (کانی آبی رنگ درون نقطه چین قرمز رنگ) تبدیل شده است، در این مقطع کانی گوتیت که حاصل تغییرات پیریت است در پایین تصویر حاشیه سمت راست قابل مشاهده است. .... ۹۳

شکل ۴-۱۳-تصاویر میکروسکوپی از بخش آهکی، کربناته. الف: تصویری از واحد رگه-رگچه ای این واحد که رگه‌های سیلیسی به درون واحد آهکی نفوذ کرده‌اند و در قسمت‌هایی کانی زایی رخ داده است ( در این تصویر نقطه چین‌های قرمز قطعات کربناته و آهکی می‌باشند، مربع زرد کانی‌های اپاک از نوع مگنتیت). ب: تصویری از ارتباط کانه‌زایی بارگه‌های نفوذی که کانی زایی دقیقاً هم‌روند و مرتبط با توده نفوذی است. پ: تصویری از مراحل مختلف کانی زایی و دگرشکلی (A-در این مرحله بعد از تشکیل واحد و ایجاد مجاری نفوذ کانی‌های اپاک که از

نوع مگنتیت هستند به درون این مجاری نفوذ کرده و کانه‌زایی رگه-رگچه ای ایجاد می‌کند. B- بعد از ایجاد رگه‌های کانه دار در اثر فشار های تکتونیکی این رگه‌ها دچار دگرشکلی می‌شوند و از شکل ابتدایی خود خارج می‌شوند. C- در سومین مرحله رگه‌های سیلیسی وارد محیط می‌شوند و رگه‌های کانه دار را قطع می‌کنند، مجاری نفوذ این سیلیس‌ها توسط بخش دگرشکلی قبلی ایجاد شده است. D- در آخرین مرحله رگه‌های ریزدانه وارد محیط می‌شوند و رگه سیلیسی را قطع می‌کنند). ت: تصویری از کانی‌های مگنتیت در این بخش کانه دار..... ۹۴

شکل ۴-۱۴- تصویری از دگرسانی سرپانتینی. الف: تصویر صحرایی تأثیر دگرسانی سرپانتینی. ب: تصویر مقطع میکروسکوپی از دگرسانی مذکور..... ۹۷

شکل ۴-۱۵- تصویری از تأثیر دگرسانی کلریتی. الف و ب: تصویر مقطع نازک از واحد دارای دگرسانی کلریتی که دگرسانی کلریتی به‌صورت ریزدانه در بین دانه‌های پلاژیوکلاز و پیروکسن دیده می‌شود. پ، ت: تصویر مقطع دوبرصیقلی از بخش استرینگر کانسار سلیمانیه که دگرسانی کلریتی به‌وضوح در حاشیه رگه قابل مشاهده است. (PI: پلاژیوکلاز، Px: پیروکسن، Chl: کلریت)..... ۹۸

شکل ۴-۱۶- الف: تصویر مقطع میکروسکوپی که در مرکز این تصویر و چند نقطه دیگر دگرسانی شدید اپیدوتی و مقداری کلریتی دیده می‌شود. ب: تصویر نمونه دستی از بازالت بالشی که دگرسانی شدید اپیدوتی در آن کاملاً مشهود می‌باشد..... ۹۹

شکل ۴-۱۷- نمودار پراش پرتوایکس به همراه کانی‌های تشخیص داده‌شده. (نمونه SLL07)..... ۱۰۰

شکل ۴-۱۸- الف و ب: تصویر مقطع میکروسکوپی که در آن تأثیر دگرسانی سیلیسی کاملاً مشهود می‌باشد. ۱۰۱

شکل ۴-۱۹- نمودار پراش پرتوایکس به همراه کانی‌های تشخیص داده‌شده که وجود دگرسانی سریسیتی و سیلیسی را اثبات می‌نماید. (نمونه SLL-XRD)..... ۱۰۱

شکل ۴-۲۰- تصویری مقطع میکروسکوپی از واحدهای درگیر دگرسانی کربناته. الف، ب، پ: رگه‌های کربناته در این تصاویر به‌صورت نقطه‌چین‌های نارنجی-زرد مشخص شده‌اند که ارتباط آن‌ها بارگه‌های سیلیسی خصوصاً در تصویر ب کاملاً مشخص می‌باشد..... ۱۰۲

شکل ۴-۲۰- الف: تصویر نمونه دستی از رگه زنوتلیت که به‌صورت ضخیم به‌وضوح قابل‌رؤیت است، در این تصویر رگه‌های رودنژیت به‌صورت پرکننده درز و شکاف‌ها با ضخامت بسیار کم قابل‌رؤیت می‌باشند. ب، پ: تصویر کانی زنوتلیت در مرکز که در اطراف آن کانی تری‌دیمیت که نوعی سیلیسی و کوارتز می‌باشد قابل مشاهده است. ت: تصویری از کانی زنوتلیت در قسمت بالای تصویر که حالت بادبزنی یا پروانه‌ای دارد. در قسمت پایین تصویر بافت گرانولار به‌وضوح قابل مشاهده است..... ۱۰۵

شکل ۴-۲۱- نمودار پراش پرتوایکس به همراه کانی‌های تشخیص داده‌شده. (نمونه XD)..... ۱۰۶

شکل ۴-۲۲- نمودار پراش پرتوایکس به همراه کانی‌های تشخیص داده‌شده. (نمونه RO)..... ۱۰۶

شکل ۴-۲۳: الف: تصویر نمونه دستی از واحد گابرویی در کارگاه شرقی دیواندر که در آن دگرسانی کلریتی به میزان کم قابل مشاهده است. ب: تصویر نمونه دستی از واحد آهکی که در آن دگرسانی اپیدوتی بارنگ سبز روشن قابل مشاهده است. ب، ت: تصویر مقطع میکروسکوپی که در هر دو تصویر دگرسانی کلریتی و اپیدوتی به صورت ریزدانه در لابه لای دانه ها قابل مشاهده هستند..... ۱۰۸

شکل ۴-۲۴-الف: تصویر مقطع میکروسکوپی از نفوذ رگه های سیلیسی- سربستی- کربناته در دیواندر که در این تصویر رگه سربستی در حاشیه سنگ میزبان ته نشست کرده و در نقاطی بین قسمت سیلیسی و سربستی آثار دگرسانی کربناته دیده می شود. در این تصویر دگرسانی غالب سیلیسی می باشد. ب، پ: تصویری از قسمت سیلیسی که در داخل آن کانی های اپاک کالکوسیت دیده می شوند. ت: تصویری از بافت بادامکی در درون واحد گابرویی- بازالتی که در قسمت حفره پر کن کربنات ها به همراه کانی های اپاک دیده می شوند. ث، ج: تصویری از نفوذ رگه کربناته جوان تر به درون واحد سنگی که در گذشته تحت تأثیر دگرسانی سیلیسی سربستی قرار گرفته است. (مربع قرمز رنگ: کانی کالکوسیت، نقطه چین سفید: دگرسانی سیلیسی، نقطه چین زرد: دگرسانی سربستی، نقطه چین قرمز: دگرسانی کربناته)..... ۱۰۹

شکل ۴-۲۵-مدل شماتیک از دگرسانی های کانسار سلیمانی و دیواندر و پهنه بندی آن ها..... ۱۱۰

شکل ۵-۱-الف، ب، پ: تصویر مقطع میکروسکوپی از بافت رگه-رگچه ای در واحد توفی دیواندر، که جنس این رگه از مگنتیت می باشد. ت: تصویر مقطع میکروسکوپی از بافت رگه-رگچه ای در کانسار سلیمانی که حاوی مگنتیت می باشد. ث: تصویر نمونه دستی از ساخت رگه-رگچه ای از واحد گابرویی کانسار سلیمانی..... ۱۱۳

شکل ۵-۲-الف، ب: تصویر مقطع میکروسکوپی از بافت دانه پراکنده در کانسار سلیمانی با سنگ میزبان دایک دیابازی. پ: تصویر مقطع میکروسکوپی از بافت دانه پراکنده در کانسار دیواندر. ت: تصویر نمونه دستی از واحد دایک دیابازی آحاوی سولفید هوازده به اکسید آهن در کانسار سلیمانی ( Gth: گوتیت، Ccp: کالکوپیریت، Cct: کالکوسیت، Po: پیروتیت)..... ۱۱۴

شکل ۵-۳-الف، ب: تصویر مقطع میکروسکوپی از بافت جانشینی در کانسار سلیمانی که کانی پیریت در حال تبدیل به گوتیت می باشد. پ: تصویر مقطع میکروسکوپی از کانسار دیواندر، که کانی کالکوپیریت در حال تبدیل شدن به کالکوسیت می باشد. ت: تصویر مقطع میکروسکوپی از کانی کالکوپیریت که در حال تجزیه به کالکوسیت و سپس کوولین می باشد. کانی کالکوپیریت در مرکز و کانی کوولین به رنگ آبی در کنار آن قرار دارد) Py: پیریت، Gth: گوتیت، Ccp: کالکوپیریت، Cct: کالکوسیت)..... ۱۱۵

شکل ۵-۴-الف، ب: تصویر مقطع میکروسکوپی از بافت پرکننده فضای خالی در کانسار دیواندر (بخش استرینگر سیلیسی کلریتی) کانی کالکوپیریت در درون درز، شکاف و فضای خالی مگنتیت نفوذ نموده و جانشین آن می شود. ب: کانی کالکوسیت در فضای خالی سنگ میزبان..... ۱۱۵

شکل ۵-۵-الف، ب، پ، ت: تصویر مقطع میکروسکوپی از بافت کلوفورمی شامل پیروتیت فرامبوئیدال. در این مقطع کانی‌های پیروتیت به دو صورت بی شکل (نسل اول) و بلوری تیغه‌ای (نسل دوم) قابل مشاهده می‌باشند. ۱۱۶.....

شکل ۵-۶-الف: تصاویر میکروسکوپی از کانی کالکوپیریت همراه پیریت و مگنتیت در کانسار سلیمانیه ..... ۱۱۷

شکل ۵-۷-الف، ب، پ: دانه‌های پیریت با ابعاد کمتر از ده میکرون که به صورت دانه پراکنده در کانسار سلیمانیه که در اثر جانشینی در حال تبدیل گوتیت می‌باشد. ت: تصویر مقطع میکروسکوپی از کانی پیریت در کانسار دیواندر که در حال تبدیل شدن به گوتیت می‌باشد. .... ۱۱۸

شکل ۵-۸-تصویری از کانی پیروتیت که دارای دو نسل اول و دوم می‌باشد؛ الف- نسل اول که بصورت بی شکل و کلوفورمی (فرامبوئیدال) می‌باشد. ب- نسل دوم بصورت بلورهای سوزنی شکل است. .... ۱۱۹

شکل ۵-۹-الف، ب: تصویر مقطع میکروسکوپی از کانی مگنتیت که ساختی شبیه بافت دلریتی دارند. پ: تصویر کانی مگنتیت که به صورت خردشده و دانه پراکنده در واحد سرپانتینی دیده می‌شود. ت، ث، تصویر کانی مگنتیت در واحد توف سیلیسی کربناتی کانسار دیواندر که به صورت رگه-رگچه ای و دانه پراکنده دیده می‌شود. ج: تصویر کانی مگنتیت که به صورت دانه پراکنده در سنگهای نفوذی دیواندر دیده می‌شود. چ: تصویر واحد توفی دگرسان کانسار دیواندر، که کانی مگنتیت (کدر) در آن همراه دگرسانی سیلیسی-کلریتی-سیلیسی می‌باشد. .... ۱۲۰

شکل ۵-۱۰-الف، ب: تصویر نمونه دستی از کانی‌های آزوریت و مالاکیت در کانسارهای سلیمانیه (تصویر الف) و دیواندر (تصویر ب). پ: تصویر رخداد کانی‌های آزوریت و مالاکیت به همراه اکسید و هیدروکسیدهای آهن. ۱۲۱

شکل ۵-۱۱-تصویر مقطع میکروسکوپی از کانی کوولین. در این مقطع تبدیل شدن کانی کالکوپیریت به کالکوسیت و کوولین کاملاً مشهود می‌باشد. کانی کوولین در این مقطع به رنگ آبی روشن یا آبی فیروزه‌ای دیده می‌شود. ۱۲۲.....

شکل ۵-۱۲-تصویر مقطع میکروسکوپی از کانی گوتیت. الف: تصویر کانی گوتیت در کانسار دیواندر. ب: حضور کانی گوتیت در اطراف رگه‌های سیلیسی در کانسار سلیمانیه که از هوازدگی پیریت به وجود آمده است. .... ۱۲۳

شکل ۵-۱۳-الف، ب، پ، ت: تصاویری از کانی کالکوسیت که بصورت ثانویه تشکیل شده است. .... ۱۲۴

شکل ۶-۲-طبقه‌بندی سری ماگمایی بر اساس نسبت Th به Co که نمونه‌های کانسار دیواندر به صورت مثلث آبی‌رنگ و نمونه‌های کانسار سلیمانیه به صورت دایره‌های قرمز رنگ مشخص شده‌اند (Hasti et al, 2007) .... ۱۳۳

شکل ۶-۳-تعیین محیط تشکیل بر اساس نسبت Zr/4-2Nb-Y (Meschede, 1986) ..... ۱۳۵

شکل ۶-۴-نمودار تعیین محیط تشکیل بر اساس نسبت Zr/Y در مقابل Zr (Peare and Norry, 1979) ..... ۱۳۵

شکل ۶-۷-الگوی عناصر کمیاب و نادر خاکی در کانسار سلیمانیه (Thompson, 1982) ..... ۱۴۰

شکل ۶-۹-الگوی چند عنصری (Sun et al, 1980) که نمونه‌ها به کندریت نرمالیزه شده‌اند. .... ۱۴۱

شکل ۶-۱۰- نمودار چند عنصری (Nakamura, 1974)، که نمونه‌های کانسار سلیمانیه به کندریت نرمالیزه شده‌اند. ۱۴۲.....

شکل ۶-۱۱- میزان تغییرات عناصر Cu, As, Mg, Fe, Zn و Pb در واحدهای اصلی کانسار سلیمانیه..... ۱۴۶.....

شکل ۶-۱۲- میزان تغییرات عناصر Cu, As, Mg, Fe, Zn و Pb در واحدهای اصلی کانسار دیواندر..... ۱۴۸.....

شکل ۶-۱۳- نمودار تغییرات عناصر در مقطع کانسار سلیمانیه بر اساس داده‌های ICP-MS از واحدهای مختلف کانسار مذکور برای عناصر Cu, Fe, Mg..... ۱۴۹.....

شکل ۶-۱۴- نمودار تغییرات عناصر در مقطع کانسار سلیمانیه بر اساس داده‌های ICP-MS از واحدهای مختلف کانسار مذکور برای عناصر Zn, As, Pb..... ۱۵۰.....

شکل ۶-۱۵- نمودار تغییرات عناصر در مقطع کانسار سلیمانیه بر اساس داده‌های ICP-MS از واحدهای مختلف کانسار مذکور برای عناصر Cr, Mn, Ni..... ۱۵۱.....

شکل ۷-۱: تصویر استرینگر در کانسار مس سلیمانیه: الف) رگه‌های استرینگر حقیقی و اولیه به صورت رگه‌های کوارتز کلریت به وضوح دیده می‌شوند و در بعضی نقاط آثار تأثیرات تکتونیکی کاملاً مشهود می‌باشد. ب) رگه‌های استرینگر اصلی بارگه‌های سفیدرنگ ثانویه دیده می‌شوند، این رگه‌های ثانویه در اثر تکتونیک و نفوذ آب‌های جوی به وجود آمده‌اند..... ۱۵۹.....

شکل ۷-۲- تصویر نمونه دستی از رگه‌های استرینگر. الف) رگه کوارتز کلریت از قسمت استرینگر کانسار مس سلیمانیه. ب) رگه استرینگر کوارتز از اندیس معدنی مس دیواندره..... ۱۵۹.....

شکل ۷-۳- تصاویر سیالات درگیر اندازه‌گیری شده در کانسار دیواندر..... ۱۶۱.....

شکل ۷-۴- تصویر مقطع میکروسکوپی از نمونه استرینگر کانسار سلیمانیه که در آن رشد بلورهای کلریت و کدر بودن کوارتز و عدم وجود حباب‌های سیال درگیر کاملاً در آن مشهود و قابل رؤیت است..... ۱۶۱.....

شکل ۷-۵- تصویر مقطع میکروسکوپی از مقاطع دوبرصیقلی جهت مطالعه سیالات درگیر (میکروسکوپ پلاریزان) الف: تصویر سیال درگیر به دام افتاده در مقطع کانسار دیواندر که از نوع دوفازی می‌باشد که فاز مایع حدود ۳۰ درصد حجم فضا را اشغال کرده است. ب: تصویری از رشد کانی‌های کلریت که سبب دیده نشدن سیالات درگیر می‌شود که مطالعات سیالات را در کانسار سلیمانیه غیرممکن ساخته است..... ۱۶۲.....

شکل ۷-۶- رده‌بندی انواع سیالات درگیر بر مبنای انواع فازهای موجود در دمای اتاق و محتوای آن‌ها (Shapphard et al., 1985)..... ۱۶۴.....

شکل ۷-۷- تصاویر میکروسکوپی از انواع سیالات درگیر کانسار دیواندر. الف: تصویری از بلور کشیده که در آن شکلی شبیه به سیال دیده می‌شود، این نوع بلور در مقاطع کانسار دیواندر به صورت محدود رواج دارد و در چندین نقطه با همین شکل و اشکال شبیه به سیال درگیر قابل رؤیت است. ب: در این تصویر دو نوع سیال به صورت تک فازی مایع و دوفازی گاز و مایع قابل رؤیت است. پ: در این تصویر دو نوع سیال به صورت تک فازی گاز و دوفازی



گاز و مایع قابل‌رؤیت است. ت: در این تصویر دو نوع سیال به‌صورت تک فازی و دوفازی قابل‌مشاهده می‌باشند. ث: تصویری از چند سیال درگیر دوفازی که فاز گاز بر فاز مایع غلبه دارد. (L: فاز مایع، V: فاز گازی، L+V: دوفازی گاز-مایع) ..... ۱۶۵

شکل ۷-۸- نمودار توزیع فراوانی دمای همگن شدن در کانسار دیواندر ..... ۱۶۷

شکل ۷-۹- نمودار میزان شوری در میان بارهای سیال در کانسار دیواندر ..... ۱۶۷

شکل ۷-۱۰- نمودار درجه شوری در برابر دمای همگن شدن سیالات درگیر دوفازی کانسار دیواندر ..... ۱۶۷

شکل ۷-۱۱- نمودار دمای همگن‌شده در برابر شوری و تعیین چگالی سیال در نمونه‌های مورد مطالعه کانسار دیواندر (Wilkinson, 2001) ..... ۱۶۸

شکل ۷-۱۲- تعیین فشار بخار محلول بر اساس دمای همگن شدن و میزان شوری (Ramdohr, 1980) ..... ۱۶۹

شکل ۷-۱۳- نمودار شوری در برابر همگن شدن که فرایندهای متفاوت ایجاد سیال را نشان می‌دهد (Wilkinson, 2001) ..... ۱۷۰

شکل ۸-۱- مدل شماتیک از دگرسانی کانسار سلیمانی به همراه تأثیرات تکتونیکی بر آن ..... ۱۷۹

شکل ۸-۲- محل قرارگیری سیالات درگیر کانسار دیواندر در نمودار همگن‌سازی در مقابل شوری کانسارهای مختلف (Wilkinson, 2001) ..... ۱۸۲

شکل ۸-۳- نمودار تعیین عمق برحسب دمای همگن شدن در کانسار دیواندر، بر اساس نمودار ارائه‌شده برای سیالات درگیر (Roedder and Bodnar, 1980) ..... ۱۸۴

شکل ۸-۴- ستون چینه‌شناسی تیپ‌های مختلف کانسارهای سولفید توده‌ای آتشفشانزاد بر مبنای Franklin et al, 2005 و بازنگری Piercey, 1102 با تغییرات گرافیکی توسط نگارنده ..... ۱۸۷

شکل ۸-۵- مدل شماتیک از ویژگی‌های اصلی مدل‌های متفاوت کانی‌زایی VMS همراه با تغییرات برگرفته از Tornos et al, 2016. مدل تپه‌ای و دودکش سیاه در محیط اکسیدان (I) مدل استخر شورابه‌ای (II) مدل تپه‌ای و چینه‌سان سولفیدی در محیط منطقه غیر اکسیدان (III) و مدل جانشینی در زیر کف دریا (IV). جایگاه تشکیل کانسار سلیمانی و دیواندر در بخش IV قرار دارد. .... ۱۹۴

شکل ۸-۶- مدل تشکیل کانسار سلیمانی با لحاظ کردن تأثیرات تکتونیکی ..... ۱۹۸

شکل ۸-۷- موقعیت نهشته‌های شناخته‌شده VMS ایران (Mousivand et al., 2018) در نقشه پهنه‌های ساختاری مختلف (Alavi, 1991 and Aghanabati, 2003) ..... ۲۰۰

## فهرست جداول

- جدول ۴-۱- مشخصات نمونه‌های ارسالی برای آزمایش XRD از کانسار سلیمانیه..... ۹۹
- جدول ۴-۲- مشخصات نمونه‌های ارسالی برای آزمایش XRD از کانسار سلیمانیه..... ۱۰۵
- جدول ۵-۱- توالی پارازنتیک کانی‌ها به همراه ساخت و بافت آن‌ها در کانسار سلیمانیه..... ۱۲۵
- جدول ۵-۲- توالی پارازنتیک کانی‌ها به همراه ساخت و بافت آن‌ها در کانسار دیواندر..... ۱۲۶
- جدول ۶-۱- مشخصات عمومی نمونه‌های آنالیز شده در کانسار سلیمانیه و دیواندر..... ۱۲۹
- جدول ۶-۲: ضریب همبستگی بعضی از عناصر به روش پیرسون (Pearson) در کانسار سلیمانیه..... ۱۵۴
- جدول ۶-۳- نتایج حاصل از آزمون Fier Assay برای کانسارهای دیواندر و سلیمانیه..... ۱۵۶
- جدول ۷-۱: مشخصات سیالات اندازه‌گیری شده در مطالعات سیالات درگیر..... ۱۶۰
- جدول ۸-۱- مقایسه کانسار سلیمانیه با ویژگی‌های انواع کانسارهای سولفیده توده‌ای آتشفشانزاد (VMS)..... ۱۹۵
- جدول ۸-۲- مقایسه کانسار سلیمانیه و دیواندر با دیگر کانسارهای قبرس ایران و جهان..... ۱۹۶
- جدول ۸-۳- مقایسه کانسار سلیمانیه و دیواندر با کانسارهای قبرس نوع Sub-sea floor و Sea floor و Magnetite -rich..... ۱۹۷

# فصل اول

## کلیات

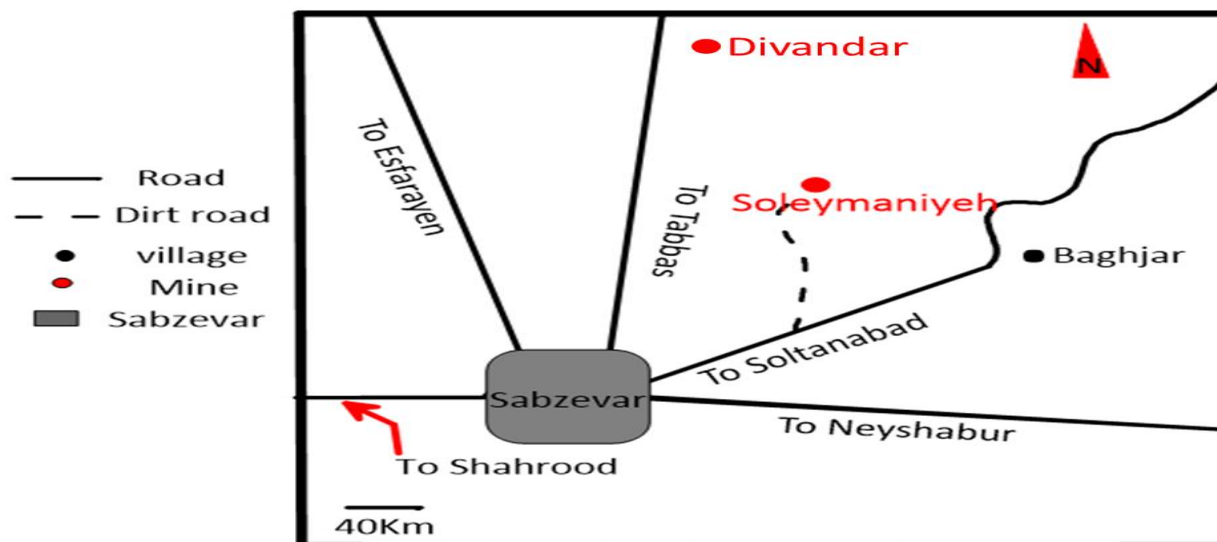
## ۱-۱- مقدمه

با افزایش جمعیت جهانی و همچنین با گسترش تکنولوژی و نیاز صنایع به خواص منحصر به فرد مس، هرروزه بر تقاضای خرید این عنصر افزوده می‌شود که اهمیت مطالعه نحوه کانی‌زایی و شرایط زمین‌شناسی این ماده و کانی‌های اقتصادی آن را دوچندان می‌کند. هرچند که مهم‌ترین کانسارهای مس ایران از نوع پورفیری هستند ولی کانسارهای مس مربوط به افیولیت‌ها نیز می‌توانند اهمیت ویژه‌ای داشته باشند. در این راستا مطالعه کانه‌زایی‌های مس سلیمانیه و دیواندر در پهنه افیولیتی سبزوار هم‌ازلحاظ علمی و هم‌ازلحاظ اکتشافی و اقتصادی، خصوصاً به دلیل موقعیت جغرافیایی و راه‌های دسترسی مناسب و وفور نیروی کار جوان و نزدیکی به چندین روستا و چند شهر صنعتی بزرگ می‌تواند حائز اهمیت باشد. بنابراین، مطالعه این کانه‌زایی‌ها از دیدگاه زمین‌شناسی اقتصادی موضوع این پایان‌نامه می‌باشد چراکه نتایج حاصل از این بررسی می‌تواند به‌عنوان الگو جهت شناسایی و اکتشاف ذخایر مس در این پهنه و سایر نقاط ایران مورد استفاده قرار گیرد.

## ۱-۲- موقعیت جغرافیایی و راه‌های دسترسی به منطقه مورد مطالعه

### الف- کانسار مس سلیمانیه:

کانسار مس سلیمانیه، در استان خراسان رضوی و در ۱۶ کیلومتری شمال شرقی شهر سبزوار (دهستان قصبی شرقی) و در ۲ کیلومتری جنوب شرق روستای سلیمانیه قرار دارد. منطقه مورد مطالعه در نقشه ۱:۲۵۰۰۰۰ سبزوار (طاطاوسیان و زهره بخش، ۱۳۵۰) و نقشه ۱/۱۰۰۰۰۰ سبزوار (سهندی و امامی، ۱۳۷۱) و در پهنه افیولیتی سبزوار واقع است (شکل ۱-۱). دسترسی به کانسار سلیمانیه بعد از طی حدود ۸ کیلومتر از جاده اصلی دوطرفه (جاده سبزوار-قوچان) و سپس طی ۸ کیلومتر راه خاکی به سمت روستای سلیمانیه امکان پذیر است. راه خاکی رسیدن به معدن در حدود ۲ کیلومتری نرسیده به روستا به سمت جنوب شرقی می‌باشد.



شکل ۱-۱- موقعیت کانسارهای مس سلیمانیه و دیواندر و راه‌های دسترسی به این دو کانسار

با توجه به موقعیت جغرافیایی شهر سبزوار و وجود چندین راه اصلی و حیاتی و همچنین صنعتی بودن شهر سبزوار و نزدیکی آن به چند شهر صنعتی دیگر می‌توان نتیجه گرفت در صورت اقتصادی بودن کانسار، هزینه‌های حمل‌ونقل برای این منطقه به شدت پایین خواهد بود که همین امر می‌تواند ارزش این کانسار را دوچندان نماید. علاوه بر این موارد هزینه راه‌سازی برای این کانسار در حداقل خود قرار دارد، زیرا تا نزدیکی این کانسار چندین راه ارتباطی به معادن کرومیت و روستاها ایجاد شده است که برای عبور و مرور وسایل نقلیه معدنی بسیار مناسب می‌باشند.

#### ب- کانسار مس دیواندر:

کانسار مس دیواندر در استان خراسان رضوی و در ۲۵ کیلومتری شمال شهر سبزوار و ۱۵۰۰ متری جنوب شرقی روستای طبس و ۲۰۰ متری شمال روستای دیواندر قرار دارد.

منطقه مورد مطالعه همچون کانسار سلیمانیه در نقشه ۱:۲۵۰۰۰۰ سبزوار (طاطاوسیایان و زهره بخش، ۱۳۵۰) و نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ سبزوار (سهندی و امامی، ۱۳۷۱) و در پهنه افیولیتی سبزوار قرار دارد (شکل ۱-۱ و ۱-۲).

وضعیت راه‌های دسترسی از شهر سبزوار تا منطقه دیواندر به شرح زیر است:

- طی ۲۳ کیلومتر راه آسفالت‌ده دو طرفه از شهر سبزوار تا روستای طبس

- سپس طی ۲ کیلومتر راه خاکی روستایی از روستای طبس تا روستای دیواندر



شکل ۱-۲: موقعیت محدوده کانه زایی دیواندر بصورت مستطیل نسبت به روستاهای دیواندر و طبس در تصویر ماهواره‌ای (گوگل

ارث ۲۰۱۸)

### ۱-۳- شرایط آب و هوایی و پوشش گیاهی منطقه:

#### الف- کانسار سلیمانیه:

با توجه به نزدیکی منطقه مورد مطالعه به شهر سبزوار می‌توان پارامترهای آب و هوایی شهر سبزوار را برای روستای سلیمانیه در نظر گرفت از این رو به‌طور کلی می‌توان گفت منطقه مورد مطالعه جزو مناطق گرم و خشک محسوب می‌شود.

شهرستان سبزوار دارای میانگین دمای سالانه ۱۸.۲ درجه سانتی‌گراد و میانگین بارندگی سالانه ۱۷۶.۸ میلی‌متر و میانگین حداقل دما در سردترین ماه سال ۲- درجه سانتی‌گراد می‌باشد که این منطقه را در طبقه مناطق خشک بیابانی قرار می‌دهد. البته در منطقه سلیمانیه به علت کوهستانی بودن هوا خنک تر می‌باشد و به دلیل توپوگرافی خاص، درختان، بوته میوه‌های وحشی مانند بادام، انگور و گیاهان خودرو در کنار آبراهه‌های فصلی و دامنه کوه‌ها یافت می‌شود که ممکن است در اثر خشک‌سالی‌های اخیر در سطح استان خراسان رضوی رو به نابودی قرار گیرند.

## ب- کانسار دیواندر:

با توجه به نزدیکی دو منطقه سلیمانیه و دیواندر می‌توان موارد مذکور را برای کانسار دیواندر نیز در نظر گرفت با این تفاوت که در کانسار دیواندر پوشش گیاهی منطقه به صورت باغات و زمین‌های زراعی است که مردم این روستا و روستاهای اطراف از طریق این زمین‌های مزروعی کسب درآمد و امرار معاش می‌کنند.

### ۱-۴- وضعیت معیشتی

**الف- کانسار سلیمانیه:** روستای سلیمانیه به علت نزدیکی به شهر سبزوار و وجود رودخانه‌های فصلی و آبراهه‌ها و انجام فعالیت معدن کاری (معادن کرومیت) دارای وضعیت معیشتی نسبتاً مناسب می‌باشد.

همچنین به علت پوشش گیاهی مناسب و وجود باغات میوه، ساکنین روستا در زمینه دامداری، کشاورزی و باغداری اشتغال دارند که این موارد می‌تواند پروژه‌های معدنی را در تأمین نیرو با هزینه مناسب از روستاهای اطراف دچار مشکل کند، اما با توجه به نزدیکی به شهر سبزوار و وجود نیروی کار مشکل تأمین نیرو وجود نخواهد داشت اما ممکن است هزینه‌های جاری معدن احتمالی را کمی بالاتر ببرد.

**ب- روستای دیواندر:** مردم و ساکنین روستای دیواندر به علت نزدیکی به شهر سبزوار، وجود راه آسفالتی در نزدیکی این روستا، مجاورت با چند روستای دیگر و همچنین وجود باغات، زمین‌های زراعی، مرغداری و دامداری وضعیت معیشتی نسبتاً مناسبی دارند؛ اما با توجه به بالا بودن جمعیت آماری این روستا و روستاهای اطراف مشکلی در تأمین نیروی کار برای این کانسار وجود نخواهد داشت. البته قابل ذکر است که به دلیل مجاورت کانه زایی دیواندر با روستا، براساس قوانین موجود اکتشافی، فعالیتهای ثبت و اکتشاف و معدنکاری با مشکلاتی همراه خواهد بود.

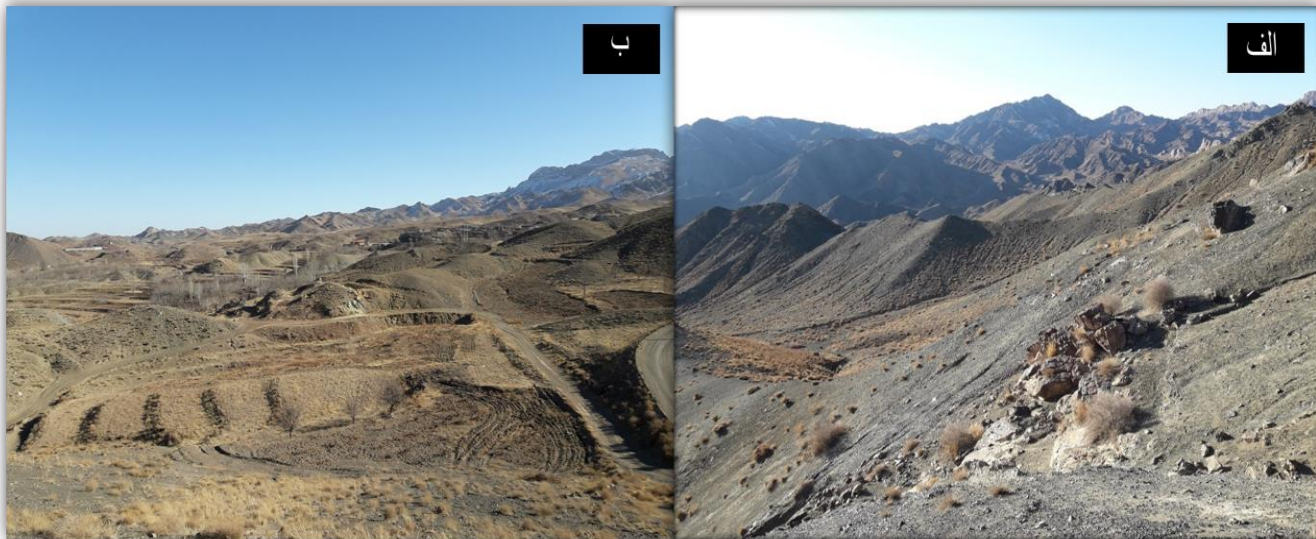
## ۱-۵- زمین‌ریخت‌شناسی

### الف: کانسار سلیمانیه:

محدوده مورد مطالعه در جنوب شرقی روستای سلیمانیه قرار دارد که دارای توپوگرافی نسبتاً خشن می‌باشد و بلندترین نقطه در این محدوده دارای ارتفاع ۵۲۰۰ متر از سطح دریا است. عمده سنگ‌های محدوده مورد مطالعه شامل گابرو، بازالت، سرپانتین، اولترامافیک‌های سرپانتینی شده، هارزبورژیت، داسیت، آندزیت و توف می‌باشد (شکل ۱-۳).

### ب- کانسار دیواندر:

محدوده مورد مطالعه در شمال روستای دیواندر قرار دارد که برخلاف کانسار سلیمانیه توپوگرافی نسبتاً ملایم دارد و بیشتر به صورت تپه‌های کوچک و کم ارتفاع نمود پیدا می‌کند.



شکل ۱-۳- الف: تصویر صحرایی از کانسار سلیمانیه که گویای توپوگرافی خشن این منطقه می‌باشد. ب: تصویر صحرایی از کانسار

دیواندر که توپوگرافی ملایم را نشان می‌دهد.



## ۱-۶- مطالعات انجام شده قبلی

عمده مطالعات انجام شده در سال‌های گذشته به صورت تهیه نقشه‌های زمین‌شناسی و تهیه پایان‌نامه و مقالات پژوهشی در اطراف محدوده مورد مطالعه بوده است که مهم‌ترین مطالعات صورت گرفته در منطقه به شرح زیر است:

- ۱- طاواوسیان و زهره بخش در سال ۱۳۵۰، نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ سبزوار را از طرف سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور تهیه کرده‌اند.
- ۲- سهندی و امامی در سال ۱۳۷۱، نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ سبزوار را از طرف سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور تهیه نموده‌اند.
- ۳- مهدی زاده و همکاران در سال ۱۳۸۷ کانی‌های واکنشی و واکنش‌های رودنژیتی شدن در افیولیت‌های سبزوار و منطقه سلیمانیه را بررسی کردند.
- ۴- ۱۳- مصلحی و همکاران (۱۳۸۷)، اولین گزارش کانی زئولیت xenotlite در بخشی از رودنژیت‌های افیولیت سبزوار (روستای سلیمانیه) را گزارش کردند.
- ۵- نصرآبادی در سال ۱۳۹۰ بر روی پیدایش کانی‌های غیرمعمول در ترونجمیت‌های منطقه سلطان‌آباد در شمال شرقی سبزوار مطالعاتی را انجام دادند. در این مطالعه با مشاهده پاراژنزهای غیرمعمول مانند کوارتز، آلبیت، مسکویت، اپیدوت، گارنت و آمفیبول شواهدی از شرایط تبلور و جایگزینی ماگما را به دست آوردند.
- ۶- اسماعیل‌زاده مقدم و همکاران (۱۳۹۱) گابروها و گابرونوریت‌های منطقه سلیمانیه را از دیدگاه پترولوژی مطالعه نموده‌اند که بر اساس آنالیزهای انجام گرفته، این سنگ دارای ماهیت تولئیتی بسیار تهی شده بوده و مربوط به جزایر کمانی در نظر گرفته شده‌اند.

- ۷- مغفوری در سال ۱۳۹۱، زمین‌شناسی، کانی‌شناسی، ژئوشیمی و ژنز کانه زایی مس نوده در توالی آتشفشانی- رسوبی کرتاسه پسین در جنوب غرب سبزوار، را مورد بررسی و مطالعه قراردادند.
- ۸- خلعتبری جعفری و همکاران در سال ۲۰۱۳ دریافتند توالی خروجی افیولیت شمال سبزوار دارای سه بخش عمده است:
- الف- قسمت پایین: برش، توف و سنگ‌های آتشفشانی
- ب- قسمت میانی: گدازه‌های بالشی
- ج- قسمت بالایی: سنگ‌های گدازه‌ای و آتشفشانی-رسوبی و همچنین سنگ‌های آهک پلاژیک به سن کرتاسه به صورت بین لایه‌ای.
- ۹- نصرآبادی در سال ۱۳۹۲ به مطالعه پتروژنز دایک‌های هورنبلنددار جنوب غرب سلطان‌آباد پرداخت که در این مطالعه مشخص شد مجموعه‌ای از دایک‌های بازیک و ندرتاً حد واسط در یکی از توده‌های تونالیتی جنوب غرب سلطان‌آباد تزریق شده‌اند. در بیشتر نمونه‌ها آمفیبول، سازنده اصلی سنگ است و کانی‌های پلاژیوکلاز، اپیدوت و میکای سفید با فراوانی مودال متغیر مشاهده می‌شوند. همچنین ویژگی‌های شیمیایی آمفیبول دلالت بر منشأ ماگمایی آن دارد.
- ۱۰- عمرانی و همکاران در سال ۱۳۹۳ با مطالعه سنگ‌های متابازیت سبزوار ثابت کردند که این سنگ‌ها آثاری از حوضه نئوتتیس هستند که این متابازیت‌ها شامل گلوکوفان شیست، آمفیبولیت و شیست سبز می‌باشند، همچنین با مطالعه عناصر نادر دو نوع N-MORB و E-MORB را تشخیص دادند.
- ۱۱- جمشیدی و همکاران در سال ۱۳۹۴، به بررسی سن سنجی U-Pb و تعیین ترکیب محل منشأ گنبد‌های آداکیتی پسا افیولیتی سبزوار پرداختند؛ که در این مطالعه مشخص شد ریولیت و داسیت‌های موجود در مجموعه افیولیتی پهنه سبزوار دارای ایزوتوپ‌های نخستین مشابه با ترکیبات بازالت پشته میان‌اقیانوسی (MORB) هستند. این ویژگی‌های ایزوتوپی با ترکیبات آداکیتی حاصل از ذوب ورقه‌های اقیانوسی فرورانده شده سنوزوئیک مطابقت دارد.

۱۲- شیرزادی و همکاران در سال ۱۳۹۴ به مطالعه ماگماتیسم بعد از افیولیتی شمال سبزوار پرداختند که طی این مطالعه مشخص شد ژنز این افیولیت ها مرتبط با فرورانش است. آن ها با محاسبه دما- فشارسنجی مشخص کردند که تبلور آمفیبول در اعماق معادل پوسته قاره‌ای میانی تا زیرین رخ داده است که تحت این شرایط تبلور و جدایش آمفیبول از ماگمای بازیک و حد واسط آب دار منطقه فرورانش منجر به ایجاد ویژگی آداکیتی در ماگمای تفریق یافته می‌گردد.

۱۳- جمشیدی و همکاران در سال ۲۰۱۵ به بررسی و مطالعه توده‌های آداکیتی و سیستم تأمین کننده ماگما نفوذی به سنگ‌های ساب ولکانیک و با استفاده از مدل گرماسنجی و مدل تعادل ذوب برای کانی‌های آمفیبول، پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن پرداختند.

۱۴- فرهادی و همکاران (۱۳۹۵)، کانسار مس گل چشمه در افیولیت های شمال شرق سبزوار را مطالعه نموده‌اند که بر اساس شواهد کانی‌شناسی، ساخت و بافت ماده معدنی و سنگ‌های میزبان آن، این کانی زایی را از نوع سولفید توده‌ای آتشفشانزاد دانسته‌اند.

۸- حسینی و همکاران در سال ۲۰۱۵ به بررسی و مطالعات پترولوژی، ژئوشیمی و بررسی U-Pb و زیرکن متبازیت های هزار چاه در شمال شرقی ایران پرداختند و شواهدی از ماگماتیسم پشت کمان در حاشیه فعال گندوانا یافتند.

۹- لوئیزی و همکاران در سال ۲۰۱۶ با استفاده از مدل سازی الگوی عناصر کمیاب در ماگماهای کالک- الکان سبزوار نقش هورنبلند و پلاژیوکلاز را در ره‌گیری ماگما و سیستم تبلور ماگما مشخص کردند.

## ۱-۷- طرح مسئله، اهمیت موضوع و هدف از مطالعه

### الف- کانسار سلیمانیه:

واحدهای سنگی منطقه مورد مطالعه (بر اساس نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ سبزوار) از قدیم به جدید شامل:

۱- اولترامافیک های سرپانتینی شده (کرتاسه زیرین)

۲- سنگ‌های ماگمایی انباشتی شامل: لرزولیت، لرزولیت‌های سرپانتینی شده، اسپینل لرزولیت و پیروکسنیت (کرتاسه)

۳- میکروگابرو و دیاباز (کرتاسه)

۴- گابرو و دیوریت گابرو (کرتاسه)

۵- گدازه‌های بازالتی و بالشی و آمیزه‌های افیولیتی مشتمل بر آهک‌های پلاژیک (کرتاسه بالایی)

۶- مجموعه‌های درهم‌آمیخته سنگی کرتاسه زیرین و ائوسن

۷- توده‌های نیمه عمیق آندزیتی، داسیتی و ریولیتی آداکیتی

همچنین در منطقه مورد مطالعه پهنه‌های دگرسانی گرمایی نیز دیده می‌شود.

با توجه به نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ سبزوار و مطالعات و بازدید اولیه از کانسار و نمونه‌برداری و مشاهدات میکروسکپی، سنگ میزبان این کانی‌زایی بازالت و گابرو مربوط به توالی افیولیتی می‌باشد.

هرچند که مطالعات پترولوژی بر روی گابروهای منطقه انجام شده است (اسماعیل‌زاده مقدم و همکاران، ۱۳۹۱) ولی تاکنون هیچ‌گونه مطالعه زمین‌شناسی اقتصادی بر روی این کانی‌زایی انجام نگردیده است. لذا انجام مطالعات زمین‌شناسی، ساخت، بافت، کانی‌شناسی، دگرسانی، ژئوشیمی و الگوی تشکیل کانی‌زایی از اهداف این تحقیق می‌باشد و انتظار می‌رود در این تحقیق به سؤالات زیر پاسخ داده شود:

۱- سنگ میزبان و منشأ ماده معدنی و سیال کانه دار چگونه است؟

۲- ساخت، بافت و کانی‌شناسی در کانسار مس سلیمانیه چگونه است؟

۳- انواع دگرسانی و پهنه‌بندی دگرسانی در این کانسار چگونه است؟

۴- ویژگی‌های ژئوشیمیایی و پهنه‌بندی فلزی در این کانسار چگونه است؟

۵- الگوی تشکیل این کانسار چیست؟

۶- نوع حمل‌ونقل و ته‌نشست ماده معدنی چگونه است؟

۷- عوامل کنترل‌کننده ته‌نشست ماده معدنی چه مواردی هستند؟

۸- بر اساس مقایسه کانسار مس سلیمانیه با موارد مشابه در ایران و جهان، تیپ کانه زایی چیست؟

۹- کلیدهای اکتشافی جهت کشف ذخایر جدید در منطقه کدام است؟

۱۰- نقش توده‌های نفوذی آداکیتی در کانی زایی چیست؟

همچنین به علت انجام نشدن هیچ‌گونه مطالعه و پژوهشی برای تعیین الگوی رخداد کانی زایی و تیپ کانی زایی مس سلیمانیه این مطالعه دارای اهمیت بسیار است.

لذا انجام مطالعات دقیق زمین‌شناسی، کانی‌شناسی، دگرسانی و ژئوشیمیایی جهت تشخیص الگوی تشکیل و تیپ کانی زایی به‌منظور دستیابی به کلیدهای اکتشافی جهت کشف کانسارهای مشابه در منطقه و نواحی مشابه دیگر بسیار ضروری می‌باشد.

#### **ب- کانسار دیواندر:**

واحدهای سنگی منطقه دیواندر از قدیم به جدید عبارتند از:

۱- واحد سرپانتینیت با سن کرتاسه زیرین

۲- توده‌های گابرویی-دیوریت گابرویی با سن کرتاسه میانی

۳- گدازه بالشی با سن کرتاسه بالایی

۴- گل‌های قرمز ناشی از پیلولاواهای برشی هیالوکلاستیک، توف‌های هیالوکلاستیک برشی شده و پیلولاوا با لایه‌هایی از آهک‌های پلاژیک با سن کرتاسه بالایی

۵- آهک‌های فسیل دار کرم تا صورتی‌رنگ دارای لایه‌بندی با سن کرتاسه بالایی (مائیس تریشتین)-پالتوسن

۶- گل‌های قرمز رنگ، آندزیت بازالت‌ها دگرسان شده، اولیوین‌های آلکالی بازالت همراه توف‌های برشی هیالوکلاستیک آندزیت بازالتی با سن ائوسن بالایی

۷- توده نفوذی مونزودیوریت- کوآرتزیدیوریت با سن میوسن

۸- نهشته‌های پرکننده دره‌ها (دوره دوم یخچالی) با سن پلیوستوسن

با توجه به نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ سبزوار و مطالعات اولیه صحرایی از کانسار و نمونه برداری از کانسار، سنگ میزبان این کانه زایی در واحدهای گابرو، شیل و آهک می باشد. تاکنون هیچ گونه مطالعه زمین شناسی اقتصادی بر روی این کانی زایی نیز انجام نگردیده است. لذا انجام این مطالعات جهت بررسی الگوی تشکیل این کانی زایی نیز از اهداف این تحقیق قرار گرفت.

## ۱-۸-۸- روش مطالعه

مراحل مختلف انجام این پروژه تحقیقاتی بدین شرح می باشد:

### ۱-۸-۱- مطالعه منابع و گردآوری اطلاعات

مطالعه منابع و گردآوری اطلاعات اولین گام در این تحقیق بوده است که به ترتیب زیر انجام گردیده است:

-تهیه و مطالعه کتب و مقالات علمی در زمینه موضوع پایان نامه

-تهیه و جمع آوری نقشه های زمین شناسی و راهداری، تصاویر ماهواره ای، عکس های هوایی مربوط به منطقه

-بررسی و مقایسه مقالات و گزارش هایی که به نحوی در ارتباط با منطقه مورد مطالعه می باشد.

### ۱-۸-۲- مطالعات صحرایی

مطالعات صحرایی در طول بیست روز انجام گرفت که هدف از انجام این مطالعات موارد زیر بوده است:

-بازدید به منظور آشنایی با محدوده مورد مطالعه، شناسایی توده ها و واحدهای مختلف سنگی و ارتباط آن ها با

یکدیگر و انجام نمونه برداری سیستماتیک از محدوده کانسار.

-تهیه نقشه زمین شناسی و دگرسانی

-تهیه تصاویر عکاسی از توده ها و ساختارهای زمین شناسی جهت مطالعه دقیق تر کانسار

-بررسی افق های کانه زایی و کانه دار و پیدا کردن روابط آن ها با سنگ های میزبان

-مطالعه شکل هندسی، ساخت و بافت ماده معدنی

-بررسی ارتباط کانه زایی با پدیده های مختلف ساختاری مثل گسل و چین خوردگی

-تعیین جایگاه توده‌های کانه دار در منطقه و برداشت نمونه‌های لازم به‌منظور مطالعات سنگ‌شناسی، کانی‌شناسی، ژئوشیمی و سیالات درگیر

-بررسی دقیق افق‌های کانه دار، شکل هندسی پیکره‌های معدنی و انواع مواد معدنی و پهنه‌های دگرسانی مربوط در مقیاس‌های رخنمون و نمونه دستی

-بازدید نهایی از منطقه و کنترل یافته‌های نهایی بر اساس مدل کانه زایی

### ۱-۸-۳- مطالعات آزمایشگاهی و دستگاهی

-تهیه تعداد ۳۶ عدد مقطع نازک، از نمونه‌های سنگی مختلف و انجام مطالعات پتروگرافی بر روی آن‌ها

-تهیه تعداد ۲۵ عدد مقطع نازک-صیقلی از نمونه‌ها و مطالعه بافت و پاراژنز کانه‌ها

-تهیه تعداد ۲۴ عدد مقطع صیقلی از نمونه‌های توده‌ی معدنی برای مطالعات کانه شناسی

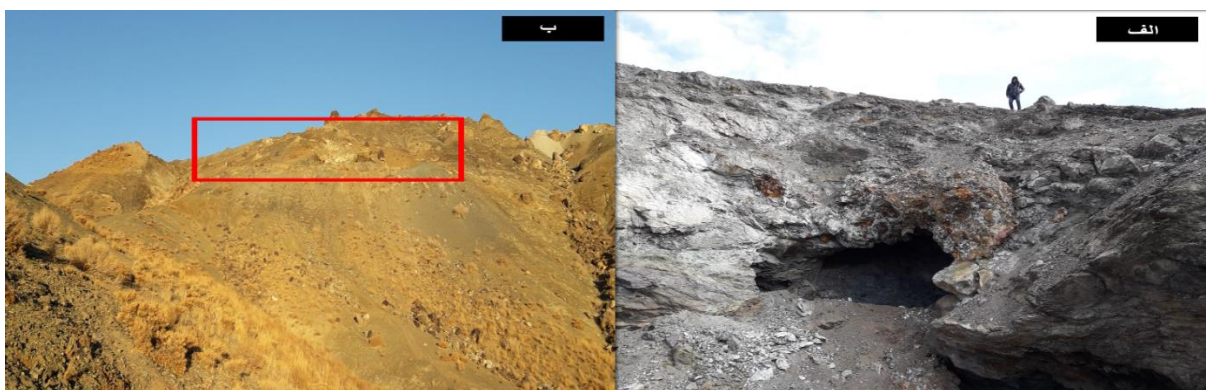
-تهیه تعداد ۴ مقطع دو بر صیقل از رگه‌های کلسیتی و سیلیسی برای مطالعات میکرومتری سیالات درگیر

-ارسال ۳ نمونه جهت مطالعه و شناسایی برخی کانیها به روش XRD

-ارسال ۱۰ نمونه از کانسنگ و سنگهای میزبان و همراه جهت آنالیز ICP-MS

-ارسال ۵ نمونه جهت آنالیز ICP-OES

-ارسال ۹ نمونه جهت آنالیز طلا به روش Fire Assay



شکل ۱-۴-الف) نمای نزدیک از کارگاه قدیمی سلیمانیه. ب) نمای دورتر از کارگاه قدیمی کانسار مس سلیمانیه (موقعیت کانسار

بصورت مستطیل قرمز رنگ مشخص شده است)

## ۱-۸-۴- مطالعات دفتری و تجزیه و تحلیل داده‌ها

-ترسیم نقشه‌ها با استفاده از نرم‌افزارهای Arc GIS، Global Mapper و Surfer  
-ترسیم نمودارهای ژئوشیمیایی داده‌های حاصل از تجزیه نمونه‌ها با استفاده از نرم‌افزارهای تخصصی مانند GCDkit, Grapher و نرم‌افزارهای آماری مانند SPSS  
-تجزیه و تحلیل و تلفیق داده‌های حاصل از بررسی‌های صحرایی و مطالعه مقاطع میکروسکوپی و داده‌های ژئوشیمیایی

-تطبیق و تلفیق داده‌های ذکر شده با داده‌های حاصل از مطالعه مقالات و کتاب‌ها برای ارائه مدل کانه زایی در منطقه

-دسته‌بندی، پردازش و تلفیق نتایج حاصل از مراحل قبلی و همچنین استفاده از نرم‌افزارهای مختلف کامپیوتری جهت تجزیه و تحلیل داده‌های ژئوشیمیایی

## ۱-۹- ژئوشیمی و پراکندگی مس:

میانگین مقدار عنصر مس در پوسته 55ppm است. این مقدار در گرانیت‌ها ۱۳ppm و در سنگ‌های دیا بازی معادل ۱۱۰ppm است. فراوانی عنصر مس، در دودسته مهم سنگ‌های رسوبی یعنی کربنات‌ها ۴ppm و شیل‌ها ۴۵ppm است. قابلیت تحرک پذیری نسبی عنصر مس در محیط‌های ثانویه (سوپرژن) در شرایط اکسیدکننده، متوسط و در شرایط اسیدی، زیاد و در شرایط خنثی تا قلیایی خیلی کم تا بی‌تحرک و در شرایط احیاکننده خیلی کم تا بی‌تحرک است. به‌طور کلی تمرکز عنصر مس در سنگ‌های نفوذی اولترامافیک به همراه نیکل و در کانسارهای مس پورفیری سولفیدی و هیدروترمال به همراه طلا و نقره و برخی سنگ‌های دیگر صورت می‌گیرد. در کانسارهای سولفید توده‌ای مس، از عنصر جیوه و در مس پورفیری و سولفید توده‌ای از عناصر سرب و روی و در اسکارن‌ها و گرایزن‌ها از عناصر F, Br, I به‌عنوان عناصر ردیاب استفاده می‌شود. (فیضی، ۱۳۸۲)



## ۱-۱۰- رده‌بندی کانسارهای مس

Kesler در سال ۱۹۹۴ کانسارهای مس را بر اساس خصوصیات ژنتیکی به پنج گروه اصلی تقسیم کرده است که شامل کانسارهای مس ماگمایی- گرمابی، مس سولفید توده‌ای آتشفشانزاد، مس ماگمایی، مس با میزبان رسوبی و مس تیپ کویناوی (تیپ مانتو یا آتشفشانی-لایه سرخ) می‌باشند.

## ۱-۱۱- فازهای کانی سازی مس در ایران

### ۱-۱۱-۱- پرکامبرین پسین- کامبرین پیشین

همراه با توالی آتشفشانی-رسوبی پرکامبرین پسین- کامبرین پیشین در بلوک پشت بادام کانسار مس نه کوهی گزارش می‌شود (پاکیزه و همکاران ۱۳۹۷)، همچنین چند اثر معدنی مانند کانی سازی مس، سرب، روی، نقره و کبالت به همراه سنگ‌های آهکی و دولومیتی در نواحی خونگاه (کوه دنا) و ده معدن، در سنگ‌های کامبرین پیشین دیده شده که از نظر اقتصادی اهمیت ندارند. اصولاً سنگ‌های آتشفشانی و رسوبی-آتشفشانی و همچنین سنگ‌های دگرگونی که دارای منشأ آذرین هستند (مانند سنگ‌های ناحیه تکاب، انارک، بافق و...) فراوانی کمی از مس نشان می‌دهند.

### ۱-۱۱-۲- پالئوزوئیک

همراه با برخی از سنگ‌های دگرگونی با سن پروتروزوئیک مانند سری تکنار که منشأ آذرین یا آذرآواری دارند، آثاری از مس شناخته شده است (Karimpour and Malekzadeh Shafaroudi., 2005).

### ۱-۱۱-۳- ژوراسیک- کرتاسه

نشانه‌های متعدد در سنگ‌های رسوبی-تخریبی ژوراسیک-کرتاسه در ناحیه وسیعی از جنوب راور (کانسار مس رسوبی مارکشه) تا شمال طبس به چشم می‌خورد (مهدوی و همکاران، ۱۳۸۶) و همچنین در این دوره کانسار مس سولفید توده‌ای جیان در منطقه بوانات قابل ذکر است (موسیوند و همکاران ۱۳۸۲، Mousivand et al 2007).

#### ۱-۱۱-۴- کرتاسه-پالئوسن

همراه با مجموعه افیولیتی کرتاسه-پالئوسن، شواهدی از ذخایر سولفید توده‌ای در ایران شناخته شده است که می‌توان به کانسار مس شیخ عالی در جنوب شرق بافت اشاره کرد (منظمی، ۱۳۷۷). همچنین در این دوره، کانسارهای سولفید توده‌ای مس نوده در جنوب غرب سبزواری (مغفوری و همکاران، ۱۳۹۰) و کانسار مس گرماب پایین در جنوب شرق شاهرود (طاشی و همکاران، ۱۳۹۳) قابل ذکر می‌باشد.

#### ۱-۱۱-۵- ترشیاری

بیشتر ذخایر مس ایران در ترشیاری تشکیل شده‌اند. این ذخایر وابستگی تنگاتنگی با سنگ‌های ماگمایی ترشیاری دارند.

#### ۱-۱۲- تیپ‌های کانی زایی مس در ایران

۱- کانسارهای گروه سولفید توده‌ای آتشفشانزاد، مانند چاه گز، بوانات، مس نوده، مس شیخ عالی، مس گرماب پایین، مس گل چشمه (موسیوند، ۱۳۸۹؛ مغفوری، ۱۳۹۰؛ منظمی و همکاران، ۱۳۷۷؛ طاشی و همکاران، ۱۳۹۳؛ فرهادی و همکاران، ۱۳۹۶).

۲- کانسارهای مس ماگمایی-هیدروترمال (سیستم‌های پورفیری، اسکارن و رگه‌ای): این گروه کانسارها در ایران و خصوصاً در زون ارومیه-دختر کشف شده‌اند. بزرگ‌ترین معادن مس ایران مانند سرچشمه و سونگون (Shahabpour et al, 1987; Shafiei et al, 2009)، کهنک غربی (بازار نوعی، ۱۳۹۶).

۳- کانسارهای مس با میزبان رسوبی، کانسار مس مارکشه (مهدوی و همکاران، ۱۳۷۸)، کانسارهای مس شمال تربت‌حیدریه (سپهری راد، ۱۳۸۸) و کانسار مس تسوج (تقی زاده و همکاران، ۱۳۸۶).

## ۱-۱۳-۱- افیولیت

### ۱-۱۳-۱-مقدمه:

به دلیل وجود رخداد کانه زایی سلیمانیه و دیواندر در افیولیت های سبزوار نیاز است ابتدا در مورد افیولیت ها شناخت کافی به دست آوریم که در ادامه در مورد چگونگی تشکیل افیولیت، اجزاء آن و... مطالبی گردآوری شده است.

### ۱-۱۳-۲- تعریف افیولیت:

اولین تعریف جامع افیولیت ها در سال ۱۹۷۲ در کنفرانس Penrose ارائه شد. طبق این تعریف افیولیت ها مجموعه ای از سنگ های مافیک تا اولترامافیک می باشند که شامل کمپلکس اولترامافیک متشکل از هارزبورژیت، لرزولیت، دونیت (تکتونیک و گاهاً کومولایی) و کمپلکس گابرویی عمدتاً با بافت کومولایی، دایک صفحه ای و کمپلکس ولکانیکی معمولاً با ساخت پیلویی و یا توده ای می باشند.

در یک سکانس افیولیتی سبزوار از پایین به بالا بخش های زیر وجود دارد (شکل ۱-۵):

۱- کمپلکس های دگرگونی (Metamorphic Complex): شامل مجموعه ای از شیست سبز، شیست آبی، آمفیولیت ها، مرمرها و متاگابرو ها می باشند.

۲- کمپلکس اولترامافیک: شامل نسبت های متغییری از هارزبورژیت، لرزولیت و دونیت است که معمولاً با فابریک تکتونیک دگرگونی (کموبیش سرپانتینیزه شده) مشخص می باشد و معمولاً دارای یک زون دگرگونی با فابریک میلونیتی در قاعده خود می باشد (ناشی از پدیده فرورانش). در این بخش، انبانه های کرومیتی (Podiform Chromite) یافت می شوند که در غشایی از دونیت قرار دارند.

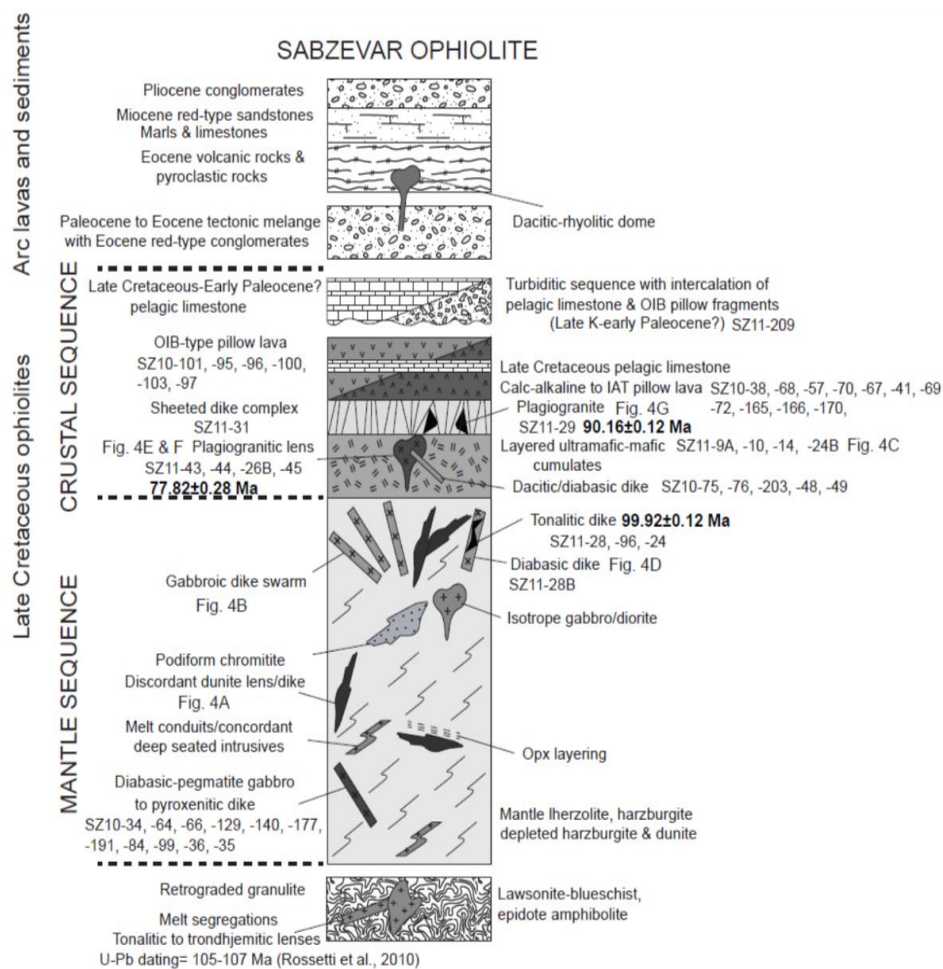
۳- کمپلکس مافیک - اولترامافیک های کومولایی: معمولاً حالت کومولایی داشته و از پریدوتیت، پیروکسنیت و گابروی لایه ای تشکیل شده است. در این بخش سنگ های آذرین حد واسط از قبیل دیوریت نیز در بعضی موارد مشاهده می شود.

۴- کمپلکس دایک های صفحه‌ای مافیک: این کمپلکس مجموعه‌ای از دایک هایی می‌باشند که در یکدیگر تزریق شده‌اند. خصوصیت عمده این دایک ها حاشیه سرد شده نامتقارن (Asymmetrically Chilled Margin) می‌باشد.

۵- کمپلکس ولکانیکی: این مجموعه از گدازه‌های بالشی و جریان‌ی تشکیل شده است.

۶- بخش رسوبی بالایی: شامل چرت‌های نواری، شیل های بین لایه‌ای نازک، رادیولاریت و همچنین سنگ آهک‌ها می‌باشد.

۷- سنگ‌های آذرین نفوذی و بیرونی فلسیک



شکل ۱-۵: تصویر شماتیک از توالی افیولیتی سبزوار (Shafaii Moghadam, et al, 2014)

کلمن (Colman, 1977) بیان نمود که افیولیت ها قطعاتی از پوسته اقیانوس قدیمی هستند که به طور تکتونیکي جایگزین شده‌اند. او برای معرفی جایگیری لیتوسفر اقیانوسی بر روی حاشیه قاره‌ها اصطلاح فرارانش (Obduction) را عنوان کرد. با توجه به مطالعات سنگ‌شناسی، ساختاری و ژئوشیمیایی می‌توان افیولیت ها را از نقطه نظر ساختمان پوسته‌ای و از نظر ماهیت پریدوتیت های گوشته‌ای به سه گروه تقسیم‌بندی کرد (شکل ۱-۶):

۱- افیولیت نوع هارزبورژیتهی (Hot Type)

۲- افیولیت نوع لرزولیتی (LOT Type)

۳- افیولیت نوع حد واسط

- افیولیت های نوع هارزبورژیتهی دلالت بر درجه بالای ذوب بخشی گوشته فوقانی داشته که تصور می‌شود نشان‌دهنده گسترش سریع پشته‌های اقیانوسی هستند (مانند افیولیت عمان).

- افیولیت لرزولیتی: نشان‌دهنده درجه پایین تری از ذوب بخشی است که تصور می‌شود نشانه گسترش کند پشته اقیانوسی می‌باشد (مانند افیولیت حوضه لیگور-پیه مونت).

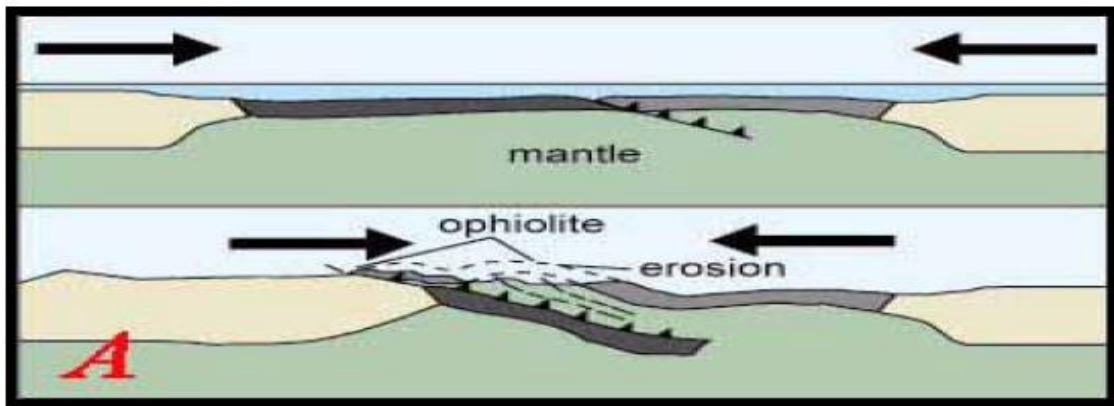
- افیولیت زیگاسه در تبت مثالی از افیولیت حد واسط می‌باشد.

بر اساس نحوه جایگیری بر روی پوسته قاره‌ای دو نوع افیولیت را می‌توان تشخیص داد:

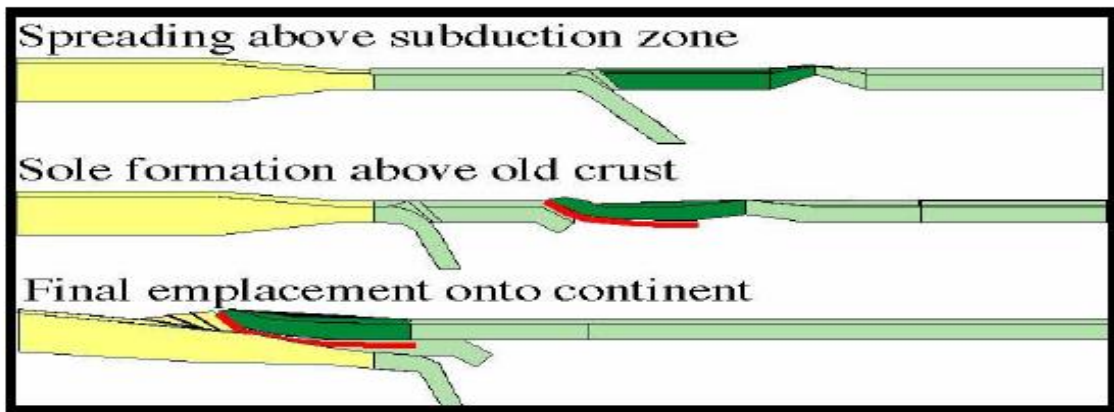
۱- جایگیری افیولیت ها در حاشیه غیرفعال قاره‌ای (نوع تتیسی)

که افیولیت های سبزوار و منطقه سلیمانیه در این نوع قرار می‌گیرند.

۲- جایگیری افیولیت ها در حاشیه‌ها فعال قاره‌ای (نوع کوردیلرای)



A



B

شکل ۱-۶- جایگیری افیولیت ها-قرار گرفتن افیولیت، به صورت ورقه‌ای مستقل در حاشیه قاره مشاهده می‌شود. در این شکل می‌توان ضخامت کم افیولیت ها را در مقایسه با پوسته اقیانوسی بررسی کرد. (Muller and Groves, 1997)

### ۱-۱۳-۳- پراکندگی افیولیت ها در جهان:

مطالعه پراکندگی افیولیت ها نشان می‌دهد که این مجموعه بیشتر در نوارهای فعال تکتونیکی و در راستای زمین‌درزهای بزرگ رخمون حاصل نموده‌اند. افیولیت های کنونی شناخته‌شده در جهان عمدتاً به یکی از دو حوضه زمین‌شناسی تتیسی و یا کوردیلرایی تعلق دارند. این مجموعه‌ها به صورت نوارهای طویل تشکیل شده‌اند که هرکدام مشخصه‌های ویژه‌ای را نشان می‌دهند. افیولیت های پرکامبرین در شمال شرق آفریقا و عربستان شناسایی شده‌اند و سری‌های افیولیتی و ملانزافیولیتی این نواحی شباهت زیادی به بازالت های پشته‌های

میان اقیانوسی جدید داشته و با توجه به مطالعات مفصلی که بر روی افیولیت های مصر انجام داده‌اند، زمان تشکیل آن‌ها را پرکامبرین می‌دانند.

در حالیکه قبلاً (قبل از ۱۹۷۷) افیولیت های پرکامبرین شناسایی نشده بود و به نظر میسون (۱۹۶۸) نوار سنگ‌های سبز نابرجای آرکئن شاخه‌هایی از افیولیت های آن زمان هستند. افیولیت های پالئوزوئیک پیشین شامل نوار کوهزایی آپالاش، کالدونیا، شرق آمریکای شمالی، انگلستان و... معروف‌ترین افیولیت ها هستند. هریس (۱۹۸۳) ملانژ افیولیتی M,O,P,R کانادا را مربوط به دوره اردویویسین-دونین دانسته و کلمن (۱۹۷۷) معتقد است افیولیت های نوار اورال، مغولستان؛ قزاقستان، سیبری، استرالیا و... از زمره افیولیت های پالئوزوئیک می‌باشند. افیولیت های مزوزوئیک و سنوزوئیک نسبت به پالئوزوئیک در دنیا فراوانند و چنانکه افیولیت تتیسی از کوردیلاریا به‌جانب اسپانیا، آفریقا، آلپ، یونان، ترکیه، ایران، عمان، پاکستان، افغانستان، هیمالیا، برمه، اندونزی و تا سرحد افیولیت های پاسیفیک ادامه دارد.





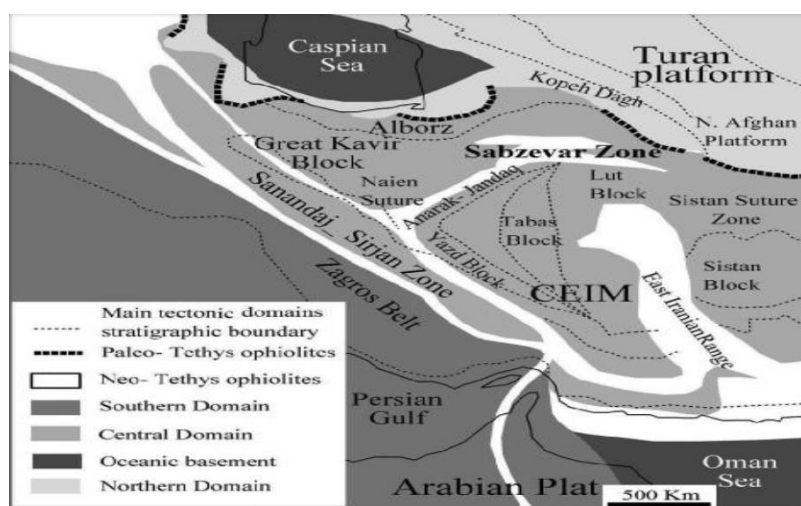
## فصل دوم

### زمین‌شناسی ناحیه‌ای

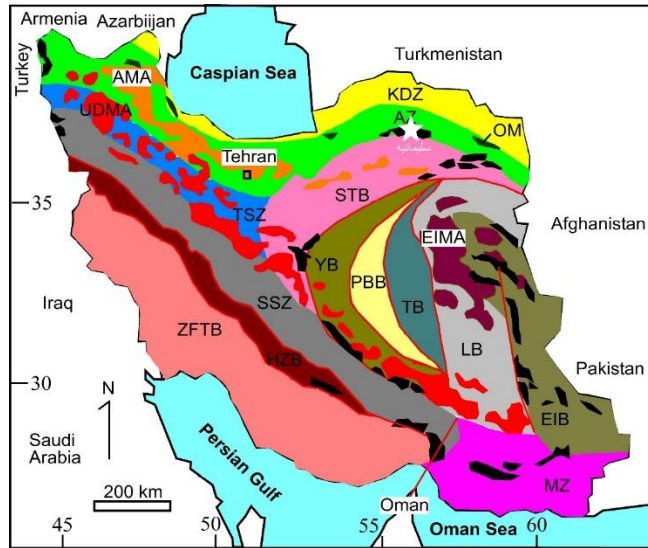
## ۲-۱- مقدمه:

افیولیت‌های خاور اروپا (شامل یونان و ترکیه) را به افیولیت‌های باختر آسیا (مانند عمان، پاکستان، تبت) مرتبط می‌کنند. این افیولیت‌ها بخش‌هایی از کمربند نئوتتیس در خاورمیانه هستند که در دوره زمانی ژوراسیک-کرتاسه پسین تشکیل شده‌اند. تشکیل افیولیت‌های آلپی (شامل آپنین‌ها و دیناریدها، هلینیدها) به زمان ژوراسیک و شکل‌گیری افیولیت‌های توروس (ترکیه)، زاگرس-عمان و هیمالیا به سن کرتاسه پسین نسبت داده شده‌اند (Lippard et al, 1986. Dilek & Robinson, 2003. Dilek & Flower, 2003).

سنگ‌های افیولیت سلیمانیه در افیولیت‌های سبزواری برون‌زد دارند، رخنمون اصلی آن‌ها در استان خراسان رضوی، شمال شرقی سبزواری قابل پیگیری است (رضا کهنسال و همکاران، ۱۳۹۴) (شکل ۲-۱ و ۲-۲). بر پایه تقسیم‌بندی اشتوکلین (۱۹۶۸) و نبوی (۱۳۵۵) منطقه سلیمانیه بخشی از ایران مرکزی و در دسته‌بندی افتخار نژاد (۱۳۵۹) در نوار افیولیتی حلقوی دور ایران مرکزی جای دارد. ناحیه سلیمانیه بر پایه نقشه زمین‌ساخت خاورمیانه (Alavi, 1991) در پهنه سبزواری و در نقشه پهنه‌های رسوبی-ساختاری ایران (آقا نباتی، ۱۳۸۵) در لبه شمالی گندوانا قرارداد و واحدهای اصلی آن شامل سرپانتین، گابرو، بازالت و رسوبات آهکی چرتی با سن کرتاسه زیرین تا بالایی می‌باشد.



شکل ۲-۱: نقشه تکتونیکی ساده‌شده که مهم‌ترین قطعات تکتونیکی ایران را نشان می‌دهد (Rosseti, 2010)



شکل ۲-۲: نقشه پهنه‌بندی‌های ساختاری ایران (آقا نباتی، ۱۳۸۳) و موقعیت کانسار سلیمانیه در افیولیت‌های سبزوار (علامت

ستاره سفید)

## ۲-۲- تاریخچه مطالعه افیولیت‌ها:

افیولیت‌ها یا سنگ مار، آشنای قدیمی زمین‌شناسی صحرائی است. اصطلاح مزبور در سال ۱۸۱۳ به‌وسیله برونیار برای معرفی سنگ‌هایی با زمینه سرپانتینی که کانی‌های مختلف در آن وجود داشته و غالباً با سنگ‌های آتش‌فشانی، گابروها و رسوبات سیلیسی یا چرت همراه بوده بکار برده شده است.

در طی قرن نوزدهم و اوایل قرن بیستم، اصطلاح افیولیت معرف تجمعی از سرپانتینیت‌ها، گابروها و اسپیلیت‌ها همراه یا بدون رادیولاریت و یا چرت‌های وابسته بوده که در لیگور آپنین و آلپ غربی رخنمون داشته‌اند. این رخنمون‌های افیولیتی آلی به‌شدت تکتونیزه، چین‌خورده و دگرگون‌شده بود، بنابراین تفسیر آن‌ها با اشکالات زیاد توأم بوده است. انواع سنگ‌های ماگمایی موجود در افیولیت‌ها از جمله اولترامافیک‌ها، گابروها، دیابازها و اسپیلیت‌ها در یک لاکولیت عظیم تفریق پیدا کرده و سپس به داخل رسوبات یک حوضه زمین-ناودیس تزریق می‌شوند. مانند بسیاری از مفاهیم زمین‌شناسی، افیولیت نیز پس از ظهور نظریه تکتونیک صفحه‌ای در طی دهه ۱۹۶۰، معنای جدیدی به خود گرفت و مفهوم فوران‌های بزرگ زیردریایی به‌سرعت کنار گذاشته شد.

پذیرفتن لیتوسفر اقیانوسی به‌عنوان منشأ افیولیت کمک زیادی به تکامل نظریه‌ها در مورد ماهیت و منشأ اجزای مافیک و اولترامافیک قسمت‌های مختلف افیولیت کرد. (Hess, 1983) به ماگمای پریدوتیتی و سرپانتینیتی اشاره می‌کند و اظهار می‌دارد که آن‌ها در کمر بند کوهزایی و چین‌خورده، به‌صورت سیل و توده‌های نامنظم و طویل تشکیل شده، دارای ضخامت‌های بین چند متر تا چند کیلومتر هستند و معمولاً در یک سیستم گسلی موازی با روند تکتونیکی قرار می‌گیرند. (Gass, 1984) بیان کرد که کمپلکس افیولیتی ترودوس (Troodos) در قبرس، نماینده پوسته اقیانوسی است که در یک پشته میان‌اقیانوسی، در نتیجه ذوب گوشته فوقانی به وجود آمده است. با استفاده از آنالیزهای پتروفابریک، نیکولاس (Nicolas, 1989) اثرات تغییر شکل را در پریدوتیت‌های سکانس افیولیتی مختلف تشخیص داد. جکسون و ثایر (Jackson & Thayer, 1972) یک بخش از پریدوتیت‌های تیپ آلیپی را که دارای فابریک تکتونیکی-متمورفیکی بودند را معرفی کردند که بعدها به‌طور گسترده‌ای در گروه‌های فرعی لرزولیتی و هارزبوژیته پذیرفته شدند (Nicolas, 1985).

## ۲-۳- پراکندگی افیولیت‌های ایران:

افیولیت‌های ایران (شکل ۲-۳) به دودسته کلی تقسیم‌بندی می‌شوند:

۱- **مجموعه افیولیت-رادبولاریت زاگرس:** این دسته از افیولیت‌ها به موازات خط راندگی زاگرس دیده می‌شوند و به آن افیولیت-رادبولاریت زاگرس اطلاق می‌شود و طبق نوشته اشتوکلین (۱۹۷۴) این نوار در دو منطقه از پهنه خردشده زاگرس دیده می‌شود، یکی در منطقه کرمانشاه و دیگری در منطقه نیریز (ریکو ۱۹۷۱) که هر دو در کانون دو قوس محدب بزرگ رشته‌کوه‌های زاگرس قرار دارند و در سایر نقاط ایران تاکنون گزارش نشده‌اند.

۲- **مجموعه افیولیت ملانژ:** این دسته از افیولیت‌ها بشدت به هم‌ریخته و درهم می‌باشند، بطوریکه واحدهای مختلف قابل نقشه‌برداری و جدایش نیستند. اکثر قریب به اتفاق افیولیت‌های ایران از این نوع هستند. عامل به هم‌ریختگی عمدتاً تکتونیک است که در این صورت به آن‌ها تکتونیک ملانژ و بعضاً کالرد ملانژ و مخلوط افیولیتی یا آمیزه‌های رنگین/افیولیتی نیز اطلاق می‌شود.

در این مجموعه به دلیل وجود درز و شکاف فراوان محلول‌های گرمایی بیشتر و راحت‌تر نفوذ کرده و به تبع آن میزان دگرسانی نیز بیشتر و شدیدتر می‌باشد. مجموعه‌های افیولیت ملانژ ایران از نظر پراکندگی جغرافیایی به سه دسته زیر تقسیم‌بندی می‌شوند (درویش زاده، ۱۳۷۰):

الف-افیولیت ملانژ غرب دریاچه ارومیه که از غرب تا ترکیه ادامه دارد و به عقیده اشتوکلین (۱۹۷۴) احتمالاً بخش جنوبی این ملانژ با پهنه افیولیتی زاگرس مرز بسته‌ای دارد.

ب- افیولیت ملانژهای نواری حلقوی در اطراف خردقاره ایران مرکزی

ج- افیولیت ملانژهای ناحیه قره داغ آذربایجان (بربریان و همکاران، ۱۹۸۱ و بربریان، ۱۹۸۳) که به عقیده این محققان سن آن‌ها کرتاسه فوقانی می‌باشد و باقیمانده پهنه جوش خورده آذربایجان-قفقاز می‌باشند.



شکل ۲-۳: نقشه پراکندگی افیولیت‌های ایران و موقعیت افیولیت‌های سبزوار. (فتوحی راد، ۱۳۷۵)

## ۲-۴- زمین‌شناسی ساختاری-تکتونیکی پهنه سبزوار و منطقه مورد مطالعه:

شهر سبزوار بین دو گسل بزرگ درونه (در جنوب) و گسل میامی (در شمال) واقع شده است. منطقه سبزوار در حقیقت جزئی از منطقه افیولیتی است که از خاور تا جنوب کشور ادامه دارد.

کمر بند کویر-سبزوار توسط بیشتر زمین شناسان، پهنه سبزوار نامیده می‌شود، از خاور نیشابور تا سر کویر سمنان را در بر می‌گیرد (Lindenberg, 1983) (شکل ۲-۴). جغرافیای دیرینه پهنه سبزوار زیاد مشخص نیست ولی بیشتر محققین آن را با افیولیت نائین-بافت و افیولیت سیستان مرتبط می‌دانند (شکل ۲-۱) (Agarad et al, 2011., ) (Stampfli & Borel, 2004., Bagheri & Stampfli, 2008).

این افیولیت ها نشان دهنده پوسته‌های اقیانوسی ناپیوسته‌ای هستند که اطراف ایران مرکزی را احاطه می‌کنند و به تبع آن نشان دهنده اقیانوس‌های کوچکی در اطراف خردقاره‌های ایران مرکزی می‌باشند (Baroz, 1984., ) (Arvin & Robinson, 1994., Agard et al 2011).



شکل ۲-۴- موقعیت کانسار سلیمانیه و دیواندر در پهنه ساختاری سبزوار (با تغییرات از Lindenberg, 1983).

افیولیت های سبزوار، افیولیت های نائین-بافت و افیولیت های سیستان در یک محیط کششی از نوع حوضه‌های پشت اقیانوسی (back arc) در طی عبور از زمان کرتاسه میانی به کرتاسه فوقانی تشکیل شده‌اند. این کشش در اثر فرورانش نئوتتیس به زیر پهنه سبندج-سیرجان اتفاق افتاده است (شکل ۲-۵). این محیط‌های کششی پشت قوسی در زمان آغاز پالئوسن شروع به بسته شدن کرده و در زمان ائوسن به‌طور کامل بسته می‌شود.

(Davoudzadeh. et al,1972. Gerdes ., 2009. Baroz et al, 1984. Sengoret al, 1988, Arircn & robinson 1994. Mc call et al,1997. Stampfli & Borel,2004. Shojaat et. Agard et al,2011. al,2003. Rosseti,2010).

سن افیولیت های نائین-بافت توسط مطالعات رادیو متریک برابر ۹۳ میلیون سال (Shafaii Moghadam et al, 2009) و برای افیولیت سبزوار ۸۶-۸۷ میلیون سال (Baroz, 1984) تعیین شده است که زمان کشش این محیط را تأیید می کند.

در عین حال مطالعات سن سنجی از افیولیت های خردقاره های شرقی ایران مرکزی تشکیل این حوضه های اقیانوسی پشت قوسی را در دو زمان اصلی بحث می کند: ۱- در طول ژوراسیک فوقانی-کرتاسه زیرین (افیولیت های سیستان فنوج) (Fotoohi Rad et al 2009).

۲- در طول کرتاسه پسین (افیولیت های سبزوار، نائین-بافت) (Shojaat et al, 2003, Moghadam et al, 2009) (Rosseti, 2010).

بر اساس مطالعات ساختاری انجام گرفته در این گستره چین خوردگی مشاهده نشده است و ساختار اصلی گسل ها می باشند که بعضی از گسل ها با امتداد عمومی نوار افیولیتی منطبق هستند. این تطابق می تواند به علت کنترل حرکت و فوران مواد مذاب از عمق به سطح توسط این گسل ها باشد. گسل های برداشت شده در بررسی های صحرائی بر اساس سازوکار به ۴ دسته و از لحاظ موقعیت مکانی به ۳ بخش (خاوری، مرکزی و باختری) تقسیم بندی شده اند (سهنندی، ۱۳۷۱. مجیدی، ۱۳۷۸) (شکل ۲-۶). بر اساس مطالعات آماری جهت بیشینه تنش این ۳ بخش از باختر به سمت خاور گستره یک چرخش ساعت گرد را نشان می دهد. این چرخش را می توان به گسل اصلی میامی (در شمال گستره) نسبت داد که تا آخرین مراحل چین خوردگی آلیپی در پلیوسن حرکت راست گرد داشته است. بخش باختری گستره، همخوانی نسبتاً خوبی با فازهای تنشی (۲ فاز فشارشی و ۱ فاز کششی) به دست آمده در شمال باختر شهر سبزوار دارد.

سرزمین افیولیتی شمال سبزوار عمدتاً شامل توالی افیولیتی کرتاسه و سنگ های رسوبی همراه با سنگ های آتشفشانی -رسوبی اواخر کرتاسه پسین (Alavi, 1975) سنگ های رسوبی میوسن و پلیوسن، نهشته های عهد حاضر (کوارترنری) و همچنین توده های نفوذی گابرویی، دیوریتی و گرانیتی است (ابراهیمی و همکاران). اگرچه از نظر توالی بخش های مختلف افیولیت در این ناحیه به طور وسیعی درهم ریخته شده است، با این وجود شامل

سنگ‌هایی است که بیانگر یک سکانس افیولیتی کامل است. سنگ‌های عمده در افیولیت سبزوار از هارزبورژیت و دونیت تشکیل شده‌اند، دایک‌های دیابازی، گابرویی به تعداد زیاد به صورت نفوذهای آلتزه شده (رودنژیته شده) در سنگ‌های اولترامافیک گسترش دارند. سنگ‌های ولکانیکی شامل بازالت‌های بالشی به همراه سنگ‌های رسوبی (سنگ‌آهک پلاژیک فسیل دار و رادیولاریت) تکمیل‌کننده این کمپلکس افیولیتی هستند (Shojaat. Et al, 2003).

بر طبق عقیده سهندی و امامی (۱۳۷۱)، افیولیت‌های سبزوار از چندین ورقه راندگی از نوع صفحات فلسی (imbricate sheet) تشکیل شده‌اند. رشته افیولیتی مزبور، در این سامانه تکتونیکی در زمان کرتاسه پسین-پالئوسن تحت تأثیر نیروهای فشارشی همگرا از طرف ورقه توران (اوراسیا) و ورقه عربستان، بسته شده و به صورت یک فرازمین شکل گرفته است. روند راندگی گسل‌های تراستی و زاویه شیب صفحات راندگی متغیر بوده که این تغییر به علت پیدایش ساختمان‌های نوع دوبلکس است که گسل‌های آن دارای سازوکار نرمال می‌باشند. از دیگر سو وجود ساختارهای فشارشی متوازی‌الاضاعی شکل با دو جهت یافتگی متفاوت (فشارشی راست‌بر و چپ‌بر) در سراسر منطقه را می‌توان با تغییر عملکرد گسله‌های اصلی منطقه توجیه کرد. سنگ‌های آتش‌فشانی-رسوبی ائوسن با یک قاعده پیشروند کنگلومرایی آغاز و با فوران نوع شکافی شامل گدازه‌های کالک آلکالن و مواد آذرآواری در اثر نیروهای فشارشی بیرون می‌ریزد که در همین زمان حوضه مزبور تحت تأثیر حرکات خشکی‌زایی قرار گرفته و گواه آن حضور سنگ‌های آتش‌فشانی محیط ساحلی تا خشکی است. در پایان ائوسن و آغاز الیگوسن یک سری حرکات زمین‌ساختی سبب توقف رسوب‌گذاری و ظهور ماگماتیسم شده است که با فاز پیرنئن در اروپا قابل مقایسه است. در میوسن حوضه‌های رسوبی پراکنده‌ای پدید آمده و در ادامه فازهای کوهزایی آلیپی پسین موجب چین‌خوردگی ملایم نهشته‌های میوسن شده است. در نهایت واحدهای سنگی پلیوسن به صورت دگرشیب (در اثر رویداد Attican) بر روی سنگ‌های میوسن قرار می‌گیرند و با توجه به اینکه همبری رسوبی بین واحدهای کواترنر و واحد P1 مشاهده نشده، این اختلاف قابل توجه در وضعیت ساختاری بین این دو واحد نشانگر رخداد یک واقعه تکتونیکی هم‌ارز فاز پاسادنین می‌باشد (سهندی و امامی، ۱۳۷۱).

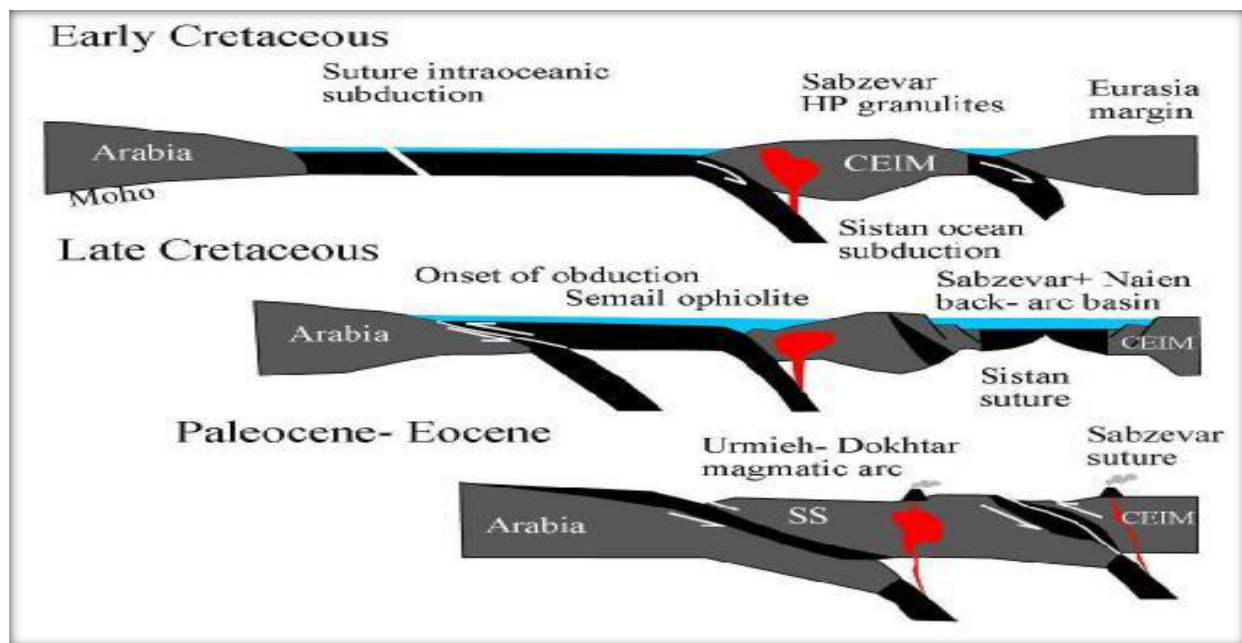


مهم‌ترین عناصر ساختمانی پهنه افیولیتی سبزوار گسله‌های نوع فشارشی (راندگی) و گسل‌های امتدادلغز (به‌صورت محدود) و چین‌های وابسته به گسل می‌باشند.

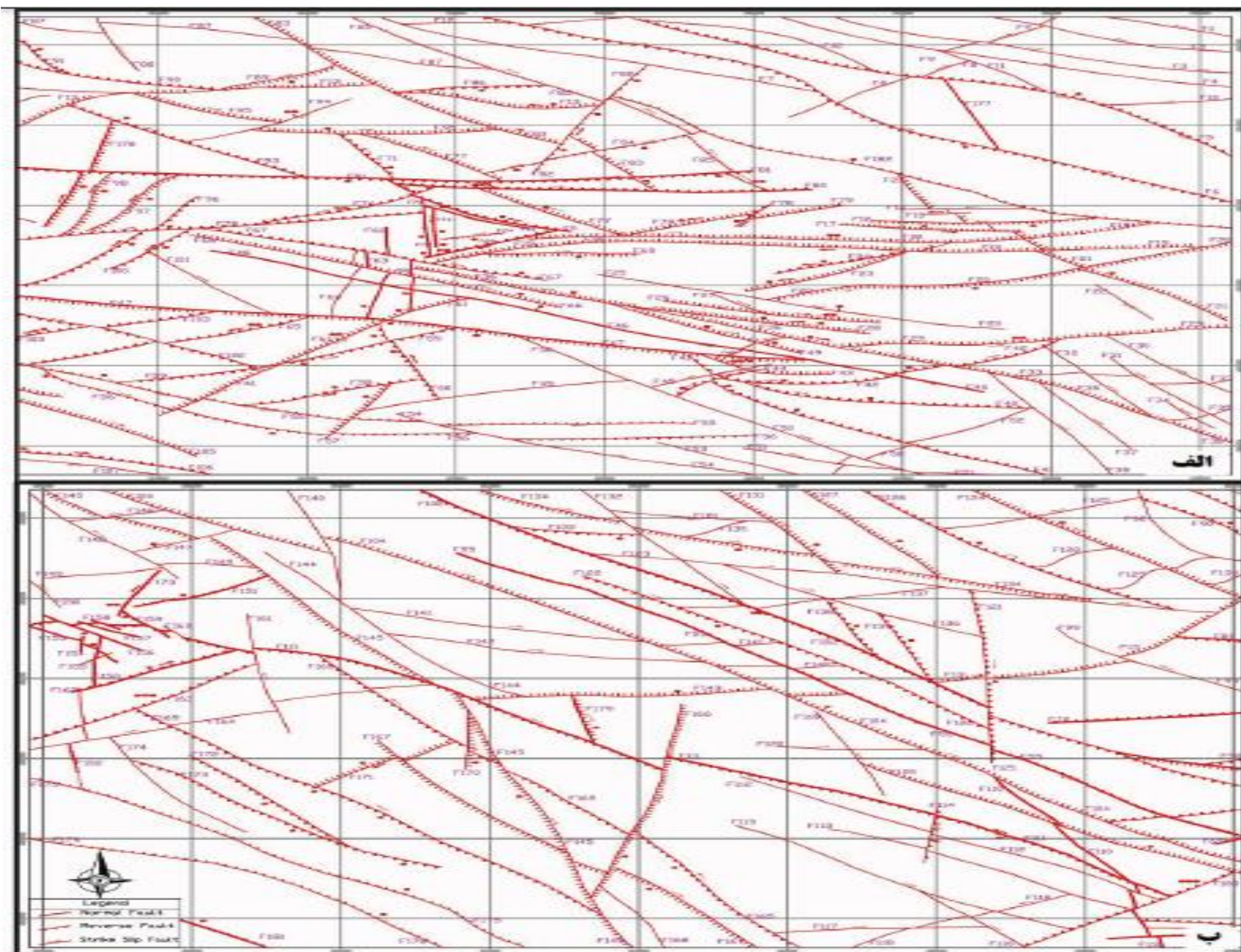
گسل‌های اصلی راندگی موجود در ورقه سبزوار به ترتیب عبارتند از:

گسله‌های ۱- گسله باغجر- قره قلی ۲- مزرعه دهنه ۳- باغجر- سلیمانیه ۴- سفید سنگ- بلاش آباد ۵- قز- سلیمانیه

۶- علیک ۷- بابا افچنگ ۸۰- عنبرستان- افچنگ ۹- افچنگ ۱- بید- طبس- برقبان (شکل ۶-۲)



شکل ۲-۵- مدل بازسازی وقایع بسته شدن نئوتتیس در امتداد حاشیه اوراسیا در ایران ( Agard et al., 2006, Ghasemi and Talbot, 2006, Moghadam et al., 2007, al., 2009). حرکت نسبی بلوک‌های مختلف پوسته که صفحات اصلی فرورانش نئوتتیس را نمایش می‌دهند. این شکل فقط بیانگر نحوه عملکرد صفحات و جایگاه قرارگیری آن‌ها می‌باشد و در آن مقیاس‌ها حقیقی نمی‌باشند (Rossetti, 2010).



شکل ۲-۶: نقشه ساختاری زون افیولیتی سبزوار، الف) بخش شرقی ب) بخش غربی. (میرزینلی یزدی و همکاران، ۱۳۹۰)

## ۲-۵- واحدهای سنگی منطقه مورد مطالعه:

بر اساس مطالعات انجام گرفته توسط مهدی زاده و همکاران (۱۳۸۷) و نقشه‌های ۱:۲۵۰۰۰۰ سبزوار (طاطاوسیان و زهره بخش، ۱۳۵۰) و نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ سبزوار (سهندی و امامی، ۱۳۷۱) به صورت خلاصه واحدهای سنگی ردیف افیولیتی سبزوار شامل موارد زیر می‌باشد (شکل ۲-۷):

۱- واحد هارزبورژیت، ۲- واحد دونیت-هارزبورژیت، ۳- واحد دونیت، ۴- واحد سرپانتینیت، ۵- سنگ‌های کومولیتی یا انباشتی، ۶- گابروهای لایه‌ای، ۷- توده‌های گابرویی-دیوریت گابرویی، ۸- میکروگابرو-دیاباز، ۹- پلاژیوگرانیت، ۱۰- آمیزه‌های تکتونیک، ۱۱- دایک‌های ورقه‌ای، ۱۲- گدازه‌های بالشی، ۱۳- ردنژیتها، ۱۴- واحد اسپلیت بازالت و ۱۵- واحد اسپلیت کراتوفیر.

**واحد هارزبورژیت:** این واحد دارای گسترش نسبتاً زیاد است، رنگ ظاهری سنگ‌های آن سبز تیره تا سبز قهوه‌ای بوده و غنی از کانی ارتوپروکسن با جلای ویژه (برونزیت) می‌باشد. سنگ‌های صخره ساز این واحد ارتفاعات شمال شهرستان سبزوار (جنوب افچنگ)، بلندی‌های خاوری جاده سبزوار-اسفراین، ارتفاعات مسیر جاده قدیم سبزوار-طبس و بلندی‌های شرق سلیمانیه را می‌سازند. ترکیب کلی این سنگ‌ها هارزبورژیتی است که در بخش‌های سرپانتینی شده و گاهی نیز در اثر پدیده‌های تکتونیک بعد از زایش کاملاً تکه‌تکه شده‌اند، به همین علت به شکل بودین و بیضوی (الیپسوئید) مشاهده می‌شوند. سنگ‌های هارزبورژیتی یادشده در نتیجه رو رانده شدن بخشی از گوشته بالایی روی پوسته قاره‌ای برون زد یافته و مناطق کوهستانی را پدید آورده‌اند.

این سنگ‌ها دارای بافت غربالی (Mesh Texture) و همچنین بافت‌های پورفیروبلاستیک مشبک بوده و ترکیب کانی‌شناسی آن‌ها شامل اولیوین سرپانتینی شده، ارتوپروکسن (کمی تجزیه شده به کلریت و سرپانتین)، کمی کلینوپروکسن و کانی‌های فرعی اکسید آهن، اسپینل و کانی‌های اپاک می‌باشد.

برای مجموعه افیولیتی سبزوار دو تاریخ تکوین پیشنهاد شده است (علوی تهرانی، ۱۹۷۶ و Lench et al, 1977, 1979)، در گام نخست هارزبورژیت و دونیت‌های همراه آنان به وجود آمده‌اند (این سنگ‌ها دارای فابریک تکتونیک

است و به احتمال زیاد از یک گوشته اقیانوسی تهی شده منشأ گرفته‌اند)، گام دوم تبلور بخشی یک ماگمای بازالتی است که سری‌های کومولیتی جوان (مجموعه‌ای از سنگ‌های پریدوتیتی تا گابرویی) را پدید آورده‌اند. ترکیب شیمیایی هارزبورژیت تکتونیک و دونیت ناحیه سبزوار مشابه هارزبورژیت های دگرگونه سراسر جهان است (علوی، تهرانی، ۱۹۷۶) (Lench et al 1977, 1979) (سهندي ۱۳۷۱). در این پی‌سنگ اولترامافیک وابسته به گوشته بالایی، یک سری دایک‌های میکروگابرویی-دیابازی تزریق شده است. این دایک‌های دارای دگرشکلی بعد از تشکیل (به همراه پی‌سنگ‌ها رزبورژیتی) بوده و پدیده متاسوماتیسم (رودنگیتی شدن) را در سنگ‌های مزبور و حتی در خود دایک‌ها موجود شده‌اند، هارزبورژیت‌ها به دلیل خاصیت الاستیک و پلاستیک و دارا بودن حالت صابونی، تغییر شکل‌های پلاستیک را نشان می‌دهند (علوی تهرانی، ۱۹۷۶) (Lench et al 1977, 1979) (سهندي ۱۳۷۱).

**واحد دونیت-هارزبورژیت:** سنگ‌های این واحد صخره ساز و ارتفاع ساز بوده و شامل مجموعه‌ای از هارزبورژیت و دونیت در بخش مرکزی و همچنین دارای کانی سازی کرومیت (معادن شرق سنگ سفید) می‌باشند. سنگ‌های مزبور تحت تأثیر فرآیند سرپانتینی شدن قرار گرفته‌اند، رنگ ظاهری دونیت کرم حنائی روشن تا زرد نخودی و رنگ هارزبورژیت‌ها قهوه‌ای تا قرمز است. دونیت‌ها دارای بافت غربالی (Mesh Texture) بوده و کاملاً از سرپانتین همراه با بقایای کمی از اولیوین و اسپینل کروم دار (حدود ۱۰ درصد) تشکیل شده‌اند (سهندي، ۱۳۷۱).

**واحد دونیت:** این واحد نیز وابسته به گوشته بالایی بوده و اصولاً به صورت بلوک‌ها و قطعاتی درون سنگ‌های هارزبورژیتی دیده می‌شود. بهترین برون‌زد واحد مزبور در شمال دهنه مزرعه می‌باشد. رنگ نمادین این واحد سبز حنائی و سبز زرد است و ضمناً بخش زیرین ردیف کومولیت‌ها را نیز تشکیل می‌دهد (سهندي، ۱۳۷۱).

بافت سنگ‌های واحد فوق، مشبک یا غربالی (Mesh Texture) و ترکیب کانی‌شناسی آن شامل اولیوین های نیمه شکل دار تا بی‌شکل (بیش از ۹۰ درصد) تجزیه شده به سرپانتین، کمی ارتوپیروکسن و کانی‌های کدر اسپینل کروم دار و اکسید آهن می‌باشد.

**واحد سرپانتینیت:** این واحد گسترده افیولیتی، دارای رنگ نمادین سبز روشن تا سبز تیره و سبز قهوه‌ای و سطوح براق و درخشنده است. ظهور این سنگ‌ها بیشتر در امتداد و طول گسل‌های بزرگ می‌باشد و به همین دلیل در این منطقه گسل خورده، در جای‌جای ردیف افیولیتی دیده می‌شوند. سنگ‌های پریدوتیتی اعم از هارزبورژیت، دونیت، لرزولیت و غیره تحت تأثیر دگرسانی شیمیایی، سرپانتینی شده‌اند و یا به سرپانتینیت تبدیل شده‌اند. دایک‌های متعدد میکروگابرو-دیابازی قطع کننده این واحد است و درکناره‌های دایک‌ها نیز رودنگیتیزاسیون رخ داده است. بافت این سنگ‌ها غربالی یا مشبک و پورفیریتیک بوده و از نظر ترکیب کانی‌شناسی در آن‌ها آثار و بقایای اولیوین اولیه گاهی به صورت بلورهای بی‌شکل سرپانتینی شده دیده می‌شود. سرپانتینیزاسیون اولیوین باعث ایجاد ساختمان مشبک شده است. کانی‌های کلریت به مقدار کمی وجود دارد و کانی‌های فرعی شامل کانی کدر (احتملاً کرومیت) و اکسید آهن است (سهن‌دی و همکاران، ۱۳۷۱).

**سنگ‌های کومولیتی یا انباشتی:** سنگ‌های لایه‌لایه کومولیتی در شمال قره قلی، دره سلیمانیه برون‌زد دارند ولی بهترین رخنمون آن‌ها در بخش خاوری رشته‌کوه سبزوار (شمال دهنه مزرعه) است. در واحد سنگی مزبور میان سنگ‌های پریدوتیت و کومه‌های گابرویی یک پهنه تدریجی (Transition) پدیدار است. آن‌چنان‌که بر روی دونیت لایه‌ای که دارای لایه‌های ظریف کرومیت نیز می‌باشد کومه‌های گابرویی (لرزولیت سرپانتینی شده، اسپینل لرزولیت، ورلیت و پیروکسنیت) جای دارند. این مجموعه پین خوردگی پیدا کرده است (سهن‌دی، ۱۳۷۱). خلعتبری (جعفری، ۱۳۹۰).

پریدوتیت کومولیت‌ها دارای بافت کومولایی می‌باشند. در ضمن ویژگی سنگ‌های لایه‌لایه کومولیتی در مطالعات میکروسکوپی حضور مجموعه‌ای از بلورهای کومولوس (اولیوین نیمه شکل دار تا نیمه گرد شده به‌عنوان کانی عمده که به‌طور جزئی به تالک، سرپانتین، کلریت و کانی‌های اوپاک تبدیل شده) و اینترکومولوس (ارتوپیروکسن بی‌شکل و به مقدار کم کلینوپیروکسن تجزیه شده به ترمولیت-اکتینولیت) است.

**گابروهای لایه‌ای:** سنگ‌های صخره ساز این واحد نیز بخشی از ردیف افیولیتی بوده و در شمال ده قره قلی (کوه سیاه سالار)، دره سلیمانیه، پیرامون دهنه مزرعه و چند نقطه دیگر بارنگ نمادین کرم قهوه‌ای روشن و باوجود لایه‌بندی بسیار مشخص که ناشی از تفکیک لایه‌های تیره غنی از کانی کلینوپیروکسن و لایه‌های روشن (پلاژیوکلاز کلسیک) می‌باشد برون‌زد دارند. معمولاً گابروهای لایه‌ای در زیر گابروهای ایزوتروپ دیده می‌شوند ولی در ورقه سبزوار به‌صورت تراشه‌هایی تحت تأثیر عوامل تکتونیک تراستی در واحد افیولیتی حضور پیدا کرده‌اند. بافت گابروهای لایه‌ای کومولایی است. به لحاظ کانی‌شناسی، بلورهای کومولوس در نمونه‌هایی پلاژیوکلازهای کلسیک با ماکل تکراری (بیتونیت) است که بر روی هم انباشته شده‌اند و بلورهای اینترکومولوس شامل کلینوپیروکسن بی‌شکل در مابین پلاژیوکلازها و همچنین اولیوین تجزیه شده به تالک می‌باشد. در برخی نمونه‌ها بالعکس، بلورهای کومولوس کلینوپیروکسن است و بلورهای اینترکومولوس پلاژیوکلازهای کلسیک می‌باشند. به‌علاوه سنگ‌های واحد مزبور دارای تحولاتی از دید کانی‌شناسی است که در گام نخست تبدیل پیروکسن به آمفیبول (هورنبلند) حرارت بالا و در گام دوم تبدیل آمفیبول به ترمولیت-اکتینولیت (حرارت پایین) بوده است. نتایج تجزیه شیمیایی واحد فوق در نمودار (Le Maltre, 1989) در قلمرو بازالت، در نمودار TAS در قلمرو ساب آلكالین و در نمودار مثلثی (FeO, MgO, K<sub>2</sub>O+Na<sub>2</sub>O) (Irvine & Baragar, 1971) در محدوده توله ایتی قرار می‌گیرند (سهندی، ۱۳۷۱) (مهدی زاده، ۱۳۸۷).

**توده‌های گابرویی-دیوریت گابرویی:** توده‌های گابرویی، میکروگابرویی و دیوریت گابرویی متوسط بلور بارنگ نمادین خاکستری در شمال ده قره قلی (کوه سیاه سالار)، دره سلیمانیه، باختر کلاته حاج داوری، جنوب و شمال باختر افچنگ، کوه اوشادره، خاور و باختر دیواندر برون‌زد داشته و سنگ‌های ترادف افیولیتی را قطع کرده‌اند. این توده‌ها در برخی مناطق بر روی گابروهای لایه‌ای (دره سلیمانیه و...) و گاهی در داخل آمیزه‌های تکتونیک نیز حضور دارد (اصفهانی پور، ۱۳۸۴) (مصلحی و همکاران، ۱۳۸۷).

بافت سنگ‌های واحد مذکور گرانولار و گاهی افیتیک بوده و ترکیب کانی‌شناسی آن‌ها شامل بلورهای پلاژیوکلاز کلسیک (لابرادوریت-بیتونیت) شکل دار تا نیمه شکل دار با ماکل تکراری که در برخی نمونه‌ها در امتداد رخ‌ها به

پرهنیت، ترمولیت و اکتینولیت تجزیه شده، کلینوپروکسن نیمه شکل دار (کمی اورالیتی شده)، اولیون تجزیه شده به کلریت و سرپانتین و تالک و گاهی آمفیبول (هورنبلند تجزیه شده به کلریت و ترمولیت-اکتینولیت) می باشد (سهندي، ۱۳۷۱).

**میکروگابرو-دیاباز:** گستره وسیعی از سنگ های میکروگابرو و دیابازی در شمال خاوری ورقه سبزوار و در پیکره رخنمون های کوچک تری در دیگر نقاط برون زد دارند. سنگ های مزبور بارنگ نمادین خاکستری در مناطق خاوری از دیدگاه ریختاری، کوهستانی کم فراز را با دره های به نسبت پهن پدید آورده اند. لیکن در دیگر نقاط در پیکره دایک هایی با روندهای گوناگون و ستبرای متغیر واحدهای هارزبورژیت و سرپانتینیت را بریده است. ارتباط سنگ های توده های میکرو گابرو دیابازی با گابرو های لایه ای نیز توسط گسل های تراستی بریده شده است. دایک های دیابازی تحت تأثیر پدیده ردنگیتی شدن به مجموعه ای از دیوپسید، گارنت، پرهنیت و سیلیسی تبدیل شده اند، در محل حضور این دایک ها رگه و رگچه های فراوان هیدرومنیزیت سفیدرنگ دیده می شود. جایگاه چینه شناسی این واحد در ردیف افیولیت، بالاتر از کومه های گابرویی است. لیکن این دایک ها می توانند تغذیه کننده یک افق بالاتر (از جمله گدازه های بازالت بالشی) باشند (سهندي، ۱۳۷۱).

نمونه های این واحد هولوکریستالین دارای بافتهای اینترگرانولار-اینترسرتال، کمی پورفیریتیک با زمینه اینترسرتال، واریولیتیک ساب افیتیک و اینترسرتال هستند. ترکیب کانی شناسی آن ها شامل پلاژیوکلاز شکل دار تا نیمه شکل دار (تجزیه شده به کانی های رسی، سرسیت، کلریت، کلسیت)، فلدسپات آلكالن (تجزیه شده به کانی های رسی، سرسیت، کلریت)، کوارتز به مقدار کم و به صورت رشد توأم با فلدسپات (میرمکیت) و کانی های ثانویه آمفیبول (ترمولیت-اکتینولیت) به شکل تخته ای و منشورهای سوزنی، کلسیت، کلریت، کوارتز، اپیدوت و همچنین کانی های فرعی لوکوکسن، کانی های کدر و اکسید آهن است.

سنگ های این واحد را می توان متادیاباز نامید، زیرا بر اثر بازشدگی کف اقیانوس، نوعی دگرگونی گرمابی در آن ها رخ داده است که موجب سوسوریتی و پرهینیتی شدن پلاژیوکلاز ها و اورالیتی شدن پیروکسن ها شده است. این دگرگونی در حد رخساره شیست سبز است.

**پلاژیوگرانیت:** سنگ‌های هولوکریستالین و گرانولار این واحد بارنگ نمادین کرم روشن و رنگ شکسته خاکستری کرم در باختر دره سلیمانیه، ارتفاعات شمال خاوری ده رازقند و به‌صورت قطعات و تکه‌هایی درون آمیزه تکتونیکی ناحیه موش و برخی نواحی دیگر رخنمون دارد. این سنگ‌ها قطع‌کننده ردیف افیولیتی می‌باشند و جایگزین آن‌ها در داخل ردیف مزبور در ارتباط با عملکرد گسل‌ها است. بافت سنگ‌های مزبور گرانولار تکتونیزه، ترکیب سنگ‌شناختی آن‌ها تونالیت تا تونالیت لوکوکرا (ترونجمیت) و ترکیب کانی‌شناسی آن‌ها شامل فلدسپات پلاژیوکلاز (الیگوکلاز آندزین) با ساختمان منطقه بندی و تجزیه‌شده به کانی‌های رسی و مواد کلریتی، کوارتز با خاموشی موجی (گاه با تبلور مجدد تحت تأثیر فشارهای تکتونیکی) بقایایی از هورنبلند (جانشین شده توسط مواد کلریتی آهن‌دار) و کانی‌های فرعی اسفن، زیرکن، آپاتیت و کانی‌های کدر می‌باشد. تأثیر فرآیندهای دگرگونی درجه پایین بر این سنگ‌ها موجب تشکیل کانی‌های ثانویه اپیدوت، کلریت، اکتینولیت و آل بیت شده است.

**آمیزه تکتونیکی:** در ورقه سبزوار واحدهای آمیزه‌ای در طول گسل‌های اصلی توسعه دارند، اعضاء و تشکیل‌دهنده‌های آمیزه در اندازه‌های مختلف در حد قلوه (Pebble) تا بلوک‌های بزرگ توسط گسل‌ها خردشده و کنترل شده می‌باشند.

**دایک‌های ورقی:** این واحد گسترشی بسیار اندک دارد و تنها در جنوب افچنگ تشخیص داده شده است و شامل یک مجموعه دایک در دایک منظم و در کنار یکدیگر است که احتمالاً نتیجه تزریق ممتد مذاب بازالتی در طول یک پهنه گسترش است.

این دایک‌های بهم‌پیوسته به موازات یکدیگر هستند و حاشیه سردشدگی نامتقارن دارند، امتداد اندازه‌گیری شده آن‌ها N70W است و جهت بازشدگی حوضه نیز با توجه به حاشیه سرد شده دایک‌ها یک‌سویه بوده و احتمالاً به‌سوی شمال-شمال خاوری است. دایک‌های مزبور ریشه در داخل سنگ‌های گابرویی دارند و جهت فوقانی تغذیه‌کننده گدازه‌های بالشی هستند، اما درروی زمین این ارتباط به دلیل گسلش به‌روشنی قابل تعقیب نیست.



**گدازه‌های بالشی:** این واحد دارای رخنمون‌های متعددی از گدازه‌های خاکستری تیره تا سبز خاکستری تیره‌رنگ حفره‌دار (حفرات بزرگ و کوچک جانشین شده توسط کوارتز و کلسیت) و بدون پینه بندی با حاشیه سرد شده و بالش‌هایی به اندازه حدود ۲۵ سانتی‌متر تا ۲ متر می‌باشد. گسترده‌ترین و زیباترین مقاطع گدازه‌های بالشی آن شامل ردیف ستبری از گدازه‌های بازالتی زیردریایی با ساخت بالشی است که در جنوب ده درفک مشاهده می‌شود. جایگاه سنگ چینه‌ای این واحد بر روی دایک‌های صفحه‌ای دیابازی تغذیه‌کننده گدازه‌های یادشده است. این گدازه‌ها با مرز گسله بر روی سایر واحدها قرار گرفته‌اند (سهن‌دی، ۱۳۷۱).

سنگ‌های گدازه‌ای این واحد دارای بافت پرفیریتیک با زمینه اینتر سرتال، میکرولیتیک جریانی تا میکرولیتیک پورفیری بوده و ترکیب کانی‌شناسی آن‌ها شامل بلورهای پلاژیوکلاز با بافت تجمعی (تبدیل‌شده به فلدسپات آلکالین و مقادیری کلریت) همراه با میکرولیت‌های پلاژیوکلاز سدیک در زمینه سنگ و پیروکسن (تجزیه‌شده به کلریت و اکسید آهن) می‌باشد. کانی ثانویه کلریت و کانی فرعی آن اکسید آهن است.

در بخشی از واحد گدازه‌ای مزبور که به علت اسپیلیتی شدن تحت عنوان واحد عمومی اسپیلیت بازالت تفکیکی شده است آثاری از مس به صورت کربنات (مالاکیت و آزوریت دیده می‌شود).

**رودنژیتی یا رودنگیتی شدن:** این پدیده در سنگ‌های بازیکی که درون سنگ‌های اولترامافیک حضور دارند به فراوانی دیده می‌شود و اصولاً در جای‌جای این‌گونه سنگ‌ها به‌ویژه هرکجا که دایک‌های دیابازی حضور دارند قابل مشاهده است. رودنگیت سنگی دانه‌ریز، بسیار سخت، تحت اشباع از سیلیس، غنی از کلسیم همراه با مقدار کمی منیزیم و به رنگ سبز متمایل به زرد و سفید بوده و کانی ویژه آن هیدروگارتنت می‌باشد. ضمناً آثاری از کربنات مس (مالاکیت)، سولفور مس و آهن (کالکوپیریت)، هیدرومنیزیت و احتمالاً منیزیت و اکسید آهن اغلب در حواشی سنگ‌های رودنگیتی دیده می‌شود (سهن‌دی، ۱۳۷۱) (مصلحی، ۱۳۸۷) (مهدی زاده، ۱۳۸۷).

بافت اولیه نمونه‌های رودنگیتی با خاستگاه بازیک در مطالعات میکروسکوپی قابل تشخیص نبوده و ترکیب کانی‌شناسی آن‌ها شامل مجموعه‌ای از کانی‌های ثانویه کلریت، سرپانتین، ترمولیت-اکتینولیت، اپیدوت، لوکوکسن،

گارنت و همچنین تجمعات فراوان از کانی‌های کریپتوکریستالین و تا حدودی ایزوتروپ بی‌رنگ تا قهوه‌ای، تجمعات بانید و یا رگه‌ای پره‌نیت، سیلیس میکروکریستالین و آثاری از کانی اولیه کلینوپیروکسن بی‌شکل می‌باشد.

**واحد اسپیلیت بازالت:** این واحد از دیدگاه ریخت‌شناسی دارای بلندای میانه، ستبرای ۴۰۰ تا ۵۰۰ متر و سوی شیب همگانی شمال-شمال باختری است و در خاور ده قز، شمال سلیمانیه و کوه اوشادره رخنمون دارد، رنگ نمادین سنگ‌های آن خاکستری سبز متمایل به تیره است، سنگ‌های مزبور جزئی از واحد بالشی است که در بخش‌های زیرین آن واحد برون‌زد پیدا کرده‌اند.

مرز این واحد با بیشتر واحدهای شناسی از جمله اولترامافیک گسله است. این واحد دارای بخش‌های گدازه بالشی و برش‌های هیالوکلاستی است که همراه با آن‌ها بخش‌های شیلی، شیل ماسه‌ای و سنگ‌آهک پلاژیک نیز دیده می‌شود. اصولاً معبر خروج بازالت‌ها از اعم از گدازه‌های بالشی و افق‌های پیروکلاستی (برش‌های هیال. کلاستیک) دایک‌های دسته‌ای و یا دایک‌های ورق‌ی است. دگرسانی گرمابی این دایک‌ها شامل اپیدوتی شدن، کلریتی شدن و کلسیتی شدن بوده است در این واحد بازالتی کانی‌سازی منگنز نیز در محل مزرعه چشمه شور دی وجود دارد.

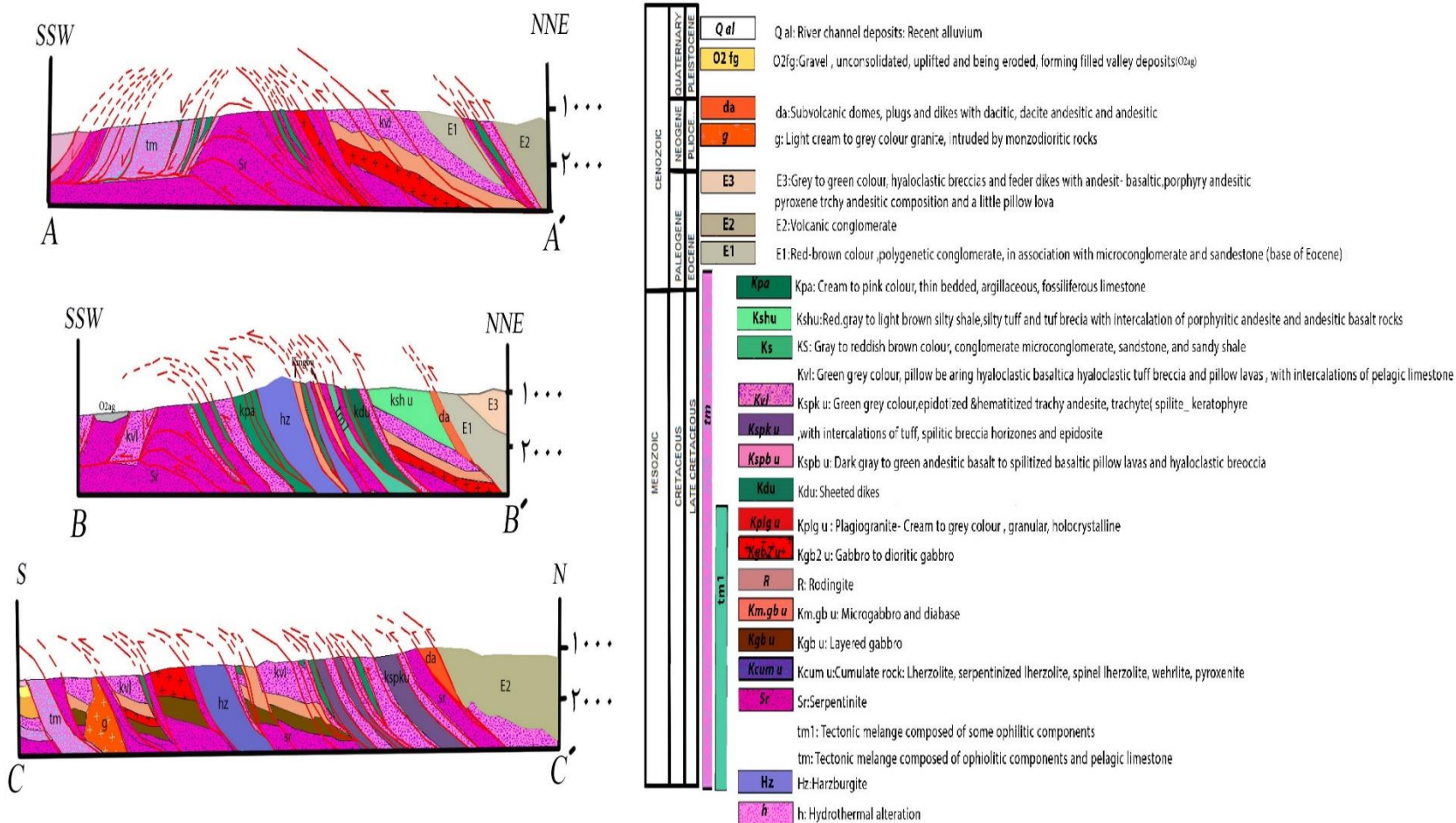
ترکیب سنگ‌شناختی این واحد معادل آندزی بازالت تا بازالت اسپیلیتی است. بافت سنگ‌های واحد مذکور اینترگرانولار حفره‌دار بعضی به صورت پورفیریتیک با زمینه اینترسرتال و برخی میکرولیتی بوده و پورفیرها شامل کانی مافیک اولیوین است. زمینه سنگ را میکروولیت‌های پلاژیوکلاز با ترکیب سدیک-کلسیک و برخی با ترکیب آلبیت، همراه با دانه‌های کلینوپیروکسن (تیتان اوزیت) و دانه‌های اولیوین ایدنگسیتی تشکیل می‌دهد. کانی‌های ثانویه شامل کلریت، کلسیت، فلدسپات آلکالن و سیلیس و کانی‌های فرعی شامل کانی‌های اوپاک (اکسید آهن و شیشه اکسیده) است. ضمنان حفرات سنگ نیز اغلب به وسیله کلسیت و گاهی فلدسپات آلکالن پر شده‌اند. بر اساس مطالعات میکروسکپی، نام‌سنگ آلکالی اولیوین بازالت آمیگدوئیدال (در محدوده سنگ‌های اسپیلیتی) می‌باشد.

**واحد اسپیلیت کراتوفیر:** ریخت‌شناختی این واحد تپه‌ماهوری بلند است. سنگ‌های آتش‌فشانی آن به رنگ سبز خاکستری روشن همراه با لایه‌های از توف ماسه‌ای، توف شیلی، افق برش اسپیلیتی و اپیدوزیت است.

بخش‌هایی از این واحد دگرسانی سیلیسی، اپیدوتی و هماتیتی دارد و آثاری از کربنات مس نیز در آن دیده می‌شود.

بافت سنگ‌های این واحد پورفیریتیک با زمینه اینترسرتال و میکرولیتی-اینترسرتال است. در نمونه‌های پورفیریتیک، پورفیرها شامل پزودومورفهای اولیوین (به‌طور کامل جانشین شده توسط کربنات) بوده و زمینه سنگ شامل میکرولیت‌های فلدسپات سدیک (تجزیه‌شده به کانی‌های رسی) کمی کوارتز و گاهی ریزبلورهای تکراری و پهنه تشکیل می‌دهد. کلسیت و سیلیس (ناشی از تبلور دوباره) اپیدوت، کلریت و کانی‌های کدر فضای بین میکرولیت‌های فلدسپات را پر کرده‌اند. کانی‌های فرعی شامل کانی‌های کدر، اکسید آهن و آپاتیت است (سهن‌دی، ۱۳۷۱).

نام سنگ‌شناختی نمونه‌های فوق تراکی آندزیت-تراکیب در محدوده کراتوفیر اسپیلیت و تارکی پیروکسن آندزیت آمیگدوئیدال اسپیلیتی است



شکل ۲-۷- برش عرضی از توالی افیولیت های سبزوار (تصحیح شده نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ سبزوار، سهندی و امامی ۱۳۷۰)

همچنین علاوه بر واحدهای ذکرشده برای افیولیت های سبزوار واحدهای زیر در کانسار دیواندر دارای رخنمون می‌باشند:

واحد  $K_u^{vl}$ : این واحد در نواحی سنگ سفید، علیک، شمال سلیمانیه، جنوب رودسراب و... گستره وسیعی از این واحد به رنگ عمومی سبز خاکستری همراه با لایه‌هایی از سنگ‌های آهکی صورتی‌رنگ کرتاسه بالا-پالئوسن برون‌زد دارد. سنگ‌های این واحد شامل گدازه بالشی، هیالوکلاستیت ها، هیالوکلاستیک پیلودار، برش‌های هیالوکلاستیتی و کمی توف برش و توف سبز است .

برش‌های هیالوکلاستیتی یادشده افق‌های چینه‌ای توده یا متراکم بدون چینه‌بندی را تشکیل می‌دهند و ترکیب متن و قطعات آن‌ها به نسبت یکسان است. قطعات کوچک و بزرگ بالش گونه و بلوک‌های تشکیل‌دهنده برش‌های مذکور فاقد دانه‌بندی تدریجی بوده و جور شدگی خیلی ضعیفی را نشان می‌دهند. ضخامت این بخش‌های هیالوکلاستیتی و پیلولاوا در ناحیه سنگ سفید شاید در حدود هزار متر باشد.

منبع تغذیه‌کننده این ولکانیسم فوج دایک‌هایی با حاشیه برشی است. دایک‌های مزبور به‌ویژه در مقطع سنگ سفید فراوان است و در جهات مختلف مشاهده می‌شوند. به‌طور کلی فوج دایک‌های معمولاً با فواصلی حدود چند متر به‌موازات یکدیگر دیده می‌شوند. این دایک‌های بازالتی با رسیدن به سطح (به علت بازشدگی کف حوضه) افق‌های برشی در بردارند قطعات گدازه (از جنس بازالت و خمیره دانه‌ریز از جنس همان دایک‌ها) و یا در مواردی جریان‌های گدازه‌ای و افق‌های پیروکلاستیتی (هیالوکلاستیت‌ها) را تشکیل می‌دهند. گدازه‌های مذکور به علت تأثیر و چرخش سیالات انواع دگرسانی گرمایی نظیر اپیدوتی شدن، کلریتی شدن و کلسیتی شدن را تحمل کرده‌اند و به همین دلیل به رنگ سبز تا سبز زیتونی دیده می‌شوند.

در هر نوبت بازشدگی حوضه (فرآیند کششی) و به‌احتمال در یک چرخه تکراری، ابتدا افق‌های جدید گدازه‌های بالشی، سنگ‌های هیالوکلاستیتی و سپس در فواصل آرامش حاکم بر حوضه ته‌نشست‌های اپی کلاستیت (توف، توفیت، کنگلومرا) و حتی رسوبات پلاژیک (آهک و چرت غنی از آهن) تشکیل شده است.

بافت نمونه سنگ‌های این واحد و دایک‌های تغذیه‌کننده آن‌ها شامل پورفیریتیک با زمینه میکروولیتی، پورفیریتیک با زمینه اینترگرانولار-اینترسرتال، پورفیریتیک با زمینه فلوئیدال-اینترسرتال بوده و ترکیب کانی‌شناسی آن‌ها شامل فنوکریست‌های پلاژیوکلاز شکل دار تا نیمه شکل دار سدیک کلسیک تا کلسیک کمی تجزیه‌شده به کربنات، بقایای کانی اولیوین (به‌طور کامل تجزیه‌شده به ایدنگسیت، کلریت، سرپانتین) و کانی‌های پیروکسن (کمی تجزیه‌شده به کربنات) می‌باشد. زمینه سنگ‌های مذکور را میکروولیت‌های پلاژیوکلاز، ریزبلورهای پیروکسن (برخی تجزیه‌شده به کلریت)، اندکی فلدسپات آلکان که به کانی‌های رسی تبدیل شده و کمی شیشه اکسیده پدید می‌آورند. کانی‌های فرعی آن‌ها شامل کانی‌های کدر، اکسید آهن، آپاتیت و کانی‌های ثانویه نیز شامل کلریت و کربنات است. با توجه به توصیف کانی‌شناسی، نام این سنگ‌ها در حد پیروکسن آندزی بازالت و پورفیریتیک تراکی آندزی بازالت می‌باشد.

**واحد E<sup>5</sup>:** سنگ‌های آتش‌فشانی واحد یادشده در محیط دریایی کم ژرف و بر قاره‌ای تشکیل شده‌اند و رنگ نمادین آن خاکستری متمایل به سبز است. این بخش گدازه در اثر تماس ماگمای گرم با محیط پی‌سنگ سرد حالت خود برشی پیدا کرده است که دارای حالت حفره‌دار بوده و حفرات آن به‌وسیله کانی‌های ثانویه (سیت و سیلیس) پر شده است.

در مطالعات سنگ‌شناختی، نمونه‌های این واحد دارای ترکیب آندزیتیک بازالت، الیوین آلکالی بازالت، توف برش (تراکی) آندزیت بازالت است. بافت بخش‌های گدازه‌ای اغلب پورفیریتیک با زمینه میکروولیتی (اینترسرتال و اینترگرانولار) است. فنوکریست‌های بیشتر شامل پلاژیوکلاز با ترکیب آندزین-لابرادوریت، پیروکسن (اغلب تبدیل شده به ترمولیت - اکتینولیت) و بلور اولیوین (از حاشیه به اکسید آهن و کلریت تجزیه‌شده) هستند و زمینه را میکروولیت‌های پلاژیوکلاز، بلورهای پیروکسن، ریزبلورهای اولیوین کاملاً تجزیه‌شده، بندرت بلورهای بی‌شکل فلدسپات آلکان، کانی‌های اوپاک، کلریت و اکسیدهای آهن تشکیل می‌دهد.

نتیجه تجزیه شیمیایی نمونه آندزیتیک بازالت این واحد که دارای گرایش سدیک نیز می‌باشد در قلمرو بازالتیک آندزیت و آندزیت قرار می‌گیرد (سهن‌دی، ۱۳۷۱).

## واحد توده‌های نفوذی مونزودیوریتی-کوارتز دیوریتی:

شمال ده عوض، جنوب غرب طبس، ابتدای دره سلیمانیه و منطقه چشمه آوش سنگ‌های نفوذی هولوکریستالین و متوسط بلور به رنگ خاکستری رخنمون دارند. بافت این سنگ‌های گرانولار بوده و ترکیب کانی‌شناختی آن‌ها شامل پلاژیوکلاز از نوع آندزیت (به‌طور جزئی تجزیه‌شده به سریسیت)، فلدسپات آلکالن، کوارتز بی‌شکل به مقدار کم، آمفیبول نوع هورنبلند (تجزیه‌شده به کلریت و کربنات)، بیوتیت (تجزیه‌شده به کلریت و لوکوکسن) کانی‌های کدر و آپاتیت می‌باشد. سنگ‌های دارای ترکیب مونزودیوریتی به شکل اپوفیز‌هایی کشیده و برخی توده‌های کوچک قطع‌کننده سنگ‌های پریدوتیتی (هارزبورزیت‌های سرپانتینیزه) سنگ‌های آتش‌فشانی کرتاسه و حتی سنگ‌های آتش‌فشانی ائوسن میانی می‌باشند. سن این توده‌ها به‌طور مسلم پس از ائوسن میانی و احتمالاً مربوط به فازهای هم‌ارز الیگوسن (فاز پیرنئن) ارزیابی می‌شود. در شمال ده عوض نیز سنگ‌های مونزودیوریتی دارای زینولیت‌های بازیک هستند، آپوفیز‌های مزبور به‌وسیله دایک‌های دیابازی بریده‌شده است.

دگرگونی مجاورتی خفیفی در سنگ‌های دربرگیرنده توده‌های یادشده (در جنوب خاور منطقه) به وقوع پیوسته که سبب تبدیل سنگ‌های آتش‌فشانی-رسوبی به اسکارن و همچنین اپیدوت‌زایی در آتش‌فشانی شده است. بر اساس نتایج حاصل از تجزیه شیمیایی نمونه‌های این واحد در قلمرو گرانودیوریت و تونالیت و مرز تونالیت و کوارتز دیوریت جای می‌گیرند.

## ۲-۶- پتانسیل‌های معدنی و کانه‌زایی افیولیت سبزوار:

در ناحیه سبزوار پوسته‌های قاره‌ای، اقیانوسی و کمربندهای آتش‌فشانی گسترش دارند، لذا باوجود تغییر شکل‌ها و رخدادهای تکتونوماگمایی گوناگون در ادوار مختلف زمانی، ترسیم یک مدل متالوژنی واحد دشوار است. بازشدگی باریکه اقیانوسی نئوتتیس و یا کافت میان‌قاره‌ای سبزوار سبب شده است تا این پهنه ژئوتکتونیک با داشتن رخساره‌های رسوبی دریایی ژرف، نفوذ توده‌های اولترامافیک-مافیک گابرویی، دیوریتی، دیابازی و خروج گدازه‌ها، خواستگاه مناسبی برای کانی‌سازی‌های نوع بستر اقیانوسی باشد که از آن میان می‌توان کانسارهایی از

نوع کرومیت انبانی، سولفید توده ای، و منگنز را نام برد. ضمن اینکه کانی سازی نیکل، کبالت، مس، سرب، روی، نقره و احتمالاً طلا و پلاتین نیز در آن‌ها قابل پی‌جویی است.

در کمربند آتش‌فشانی کالک آلکالن شمال کوهستان سبزوار (بین-چاهک-برقبان) و همچنین سنگ‌های آتش‌فشانی جنوب خاور منطقه (چشمه آوش) نیز امکان پی‌جویی کانسارهای نوع مس پورفیری و فلزاتی نظیر سرب، روی، نقره و غیره وجود دارد.

در توده‌های نیمه ژرف با ترکیب داسیتی، داسیت آندزیتی و آندزیتی که از ذوب پوسته قاره‌ای ناشی شده و بیشتر در راستای شکستگی‌ها جایگزین شده‌اند نیز آثار ناچیزی از مس و آهن به صورت اکسید دیده می‌شود. حضور فیروزه در محل گذر توده‌ای نیمه ژرف یادشده به سنگ‌های آتش‌فشانی ائوسن قابل‌ردیابی است.

در سری افیولیتی-آمیزه رنگی، کانسارهایی از منیزیت، آزبست، هونتیت و تالک را می‌توان پی‌جویی کرد. این بخش به برخی از پتانسیل‌های معدنی افیولیت سبزوار اشاره می‌کنیم:

#### -کرومیت:

عمده‌ترین نوع کانی سازی در ورقه سبزوار مربوط به عنصر کروم است که همراه با افیولیت ها و به شکل کانسارهای انبانی کرومیت در بالاترین بخش گوشته فوقانی از مجموعه افیولیتی شمال سبزوار رخنمون یافته است. ذخایر کرومیت سبزوار از تیپ آلپی است و به اشکال لایه‌های ناپیوسته، عدسی و مدادی بود، دارای بافت توده‌ای، پوست‌پلنگی، گرهکی، نواری، افشان و ساخت کاتاکلاستیک می‌باشند.

از ویژگی‌های کانسارهای کرومیت شمال سبزوار پر عیار شدن آن‌ها تحت تأثیر فرآیند سرپانتینی شدن و همچنین حضور فراوان رگه و رگچه‌های کربناته نظیر منیزیت و کلسیت در سنگ‌های درون‌گیر آن‌ها می‌باشد.

کرومیت‌های سبزوار اغلب از نوع متالوزیک می‌باشند و در نمونه‌های مطالعه شده حاوی ۱۴۰۶ تا ۱۶۰۰ (ppm) نیکل، ۹ تا ۱۴۰ (ppb) طلا ۱۹ تا ۱۲۴ (ppb) پلاتین هستند.

این ماده معدنی اخیراً به علت افزایش ناگهانی قیمت و نیاز گسترده صنایع به آن دارای رونق چشم‌گیری شده است. در سبزوار بیش از ۴۰ معدن کرومیت فعال و غیرفعال وجود دارد (مانند کرومیت فعال سلیمانیه در شمال



شرقی سبزوار، کرومیت گف در بخش غربی افیولیت سبزوار، کرومیت افچنگ در شمال افیولیت سبزوار) (سهندی، ۱۳۷۱) (روشن روان، ۱۳۹۷) (Roshanravan, 2018).

-مس:

کانی سازی مس به سه شکل صورت گرفته است (سهندی، ۱۳۷۱):

الف- آتاز معدنی مس سولفیدی از نوع تفکیک و تجمع ماگمایی همراه با مقادیر ناچیزی نیکل است که در سنگ‌های پریدوتیتی ترادف گوشه‌ای مجموعه افیولیتی جای گرفته‌اند و در آن‌ها عیار مس از ۱۵ (ppm) تا 2.71 در صد و عیار نیکل بیشینه به 0.22 درصد می‌رسد.

ب- آثار معدنی مس گرمابی پلوتونیک که تحت تأثیر فعالیت‌های گرمابی پس از جایگزینی توده‌های گابرویی تا میکروگابرویی (مجموعه افیولیتی) و گرانیب ترشیری ایجاد شده‌اند.

ج- کانسارهای گرمابی ولکانوژنیک مس که در سنگ‌های ولکانیکی کرتاسه بالایی (از مجموعه افیولیتی) و سنگ‌های ولکانیکی ائوسن مشاهده می‌شوند لیکن از نظر اقتصادی قابل توجه نمی‌باشند. یک نوع خاص از کانسارهای یادشده کانسارهای آتشفشانی-بروندمی می‌باشند (اندیس مس میمستان و مس کال زرنیخ).

آثار اندکی از کانی سازی مس به صورت مالاکیت در سنگ‌های ولکانیکی کرتاسه بالایی و ائوسن و آثار پراکنده‌ای از سیلیکات مس در داخل سنگ‌های ولکانیکی آندزی بازالتی حفره‌دار کرتاسه بالا (در تپه روسی) مشاهده می‌شود. نمونه اندیس مس چاه مس دارای 8.03 در صد مس و ۲۸ (ppb) طلا می‌باشد.

از کانه زایی مس در افیولیت سبزوار می‌توان موارد زیر را نام برد: مس اولر، مس سلیمانیه، مس طالبی، مس دیواندره، مس فرومد. بر اساس مشاهدات احتمالاً یک کمربند مس زایی در افیولیت سبزوار وجود دارد که اکثراً مرتبط با فعالیت‌های آتشفشانی زیردریایی هستند (ایمانی خانی و همکاران، ۱۳۹۸).

-طلا:

تاکنون در افیولیت سبزوار به جزء یک مورد معدن طلا یافت نشده است، این معدن در ۳۲ کیلومتری شمال غرب سبزوار قرار دارد (منطقه جلمبادان)؛ اما بر اساس فعالیت‌های ماگمایی، آتشفشانی و تکتونیکی و نوع لیتولوژی

منطقه احتمال می‌رود مقدار طلا در این منطقه بیشتر باشد و امید می‌رود در سال‌های آینده کلیدهای اکتشافی جدیدی برای این ماده معدنی پیدا شود (اشبک و همکاران، ۲۰۱۸).

#### -معادن سنگ لاشه:

از سنگ لاشه برای سنگ‌فرش کردن معابر شهری، پارک‌ها و ساختمان‌سازی و همچنین زیرسازی بناها، تهیه پوکه معدنی و تولید ماسه سبک جهت صنایع بتن استفاده می‌شود. (مانند معدن رحمتی)

#### -سنگ آهک:

از سنگ آهک در ساختمان‌سازی، نمای ساختمان، ساخت آثار هنری مانند مجسمه، سیمان‌سازی، دامداری و... استفاده می‌شود (مانند معدن شرکت سیمان لار سبزوار، سنگ آهک مهرزادگان). اکثراً این معادن سنگی در حاشیه افیولیت‌ها قرار دارند.

#### -تالک:

از آنجایی که تالک از تغییرات و دگرسانی سرپانتین و به صورت ثانویه به وجود می‌آید و سرپانتین در افیولیت‌ها و بخصوص افیولیت سبزوار فراوانی زیادی دارند، می‌توان نتیجه گرفت این افیولیت‌ها پتانسیل مناسبی برای تالک را دارای می‌باشند (مانند تالک سرپانتینی باعجر در جنوب شرقی سلیمانیه و معدن تالک غیرفعال سلیمانیه در جنوب سلیمانیه، تالک سرپانتینی سوزنده سبزوار).

#### -سیلیس:

در افیولیت‌های سبزوار در بعضی نقاط سیلیس یافت می‌شود که اکثراً در نتیجه فعالیت‌های بعدی و ثانویه به وجود آمده‌اند. همچنین بخش اگزالات کانسارهای سولفید توده‌ای موجود در این افیولیت‌ها اگر از ژل سیلیسی باشند می‌توانند در صنایع دستی و جواهرسازی استفاده شوند، مانند بخش اگزالات معدن مس اولر و مس طالبی (ایمانی خانی و همکاران، ۱۳۹۸).

## -کانی سازی منگنز:

این کانی سازی از نوع آتش فشانی-رسوبی است و در سنگ‌های کرتاسه بالا (وابسته به مجموعه افیولیتی) شمال سبزوار مشاهده می‌شود. کانی سازی منگنز (نوع پیرولولزیت) در مرز سنگ‌های اسپیلیت بازالت و آهک‌های پلاژیک به دلیل تغییر شرایط فیزیکی شیمیایی محیط از جمله PH و Eh صورت گرفته است. در تجزیه شیمیایی کان‌سنگ‌های کانسار منگنز کلاته چشمه شوردی اکسید منگنز تا 55.46 در صد نیز حضور داشته است. کانی سازی تیتانیوم: عیار اکسید تیتانیوم در سنگ‌های نفوذی بازیک به‌ویژه گابروهای لایه‌ای بسیار پایین است و بیشینه آن به 1.14 در صد می‌رسد. لذا بررسی دقیق‌تر پتانسیل معدنی منطقه از نظر تیتانیوم نیازمند تحقیقات بیشتری است.

## پهنه دگرسانی آرژیلیتی:

این پهنه هماتی-لیمونیتی گسترده با طول بیش از ۱۰ کیلومتر و پهنای نیم تا یک و نیم کیلومتر، تحت تأثیر نفوذ توده گرانیتی ترشیر و احتمالاً سنگ‌های نیمه ژرف در سنگ‌های آتش فشانی کرتاسه بالایی (از مجموعه افیولیتی) تشکیل گردیده است. در دگرسانی آرژیم ضعیف و لیمونیتی یادشده احتمال دسترسی به عیارهایی از کانی سازی فلزی (خصوصاً طلا) و همچنین پهنه‌های خوب کائولینیتی وجود دارد.

## گچ و نمک:

کفه‌های رسی و سیلتی حاشیه رودخانه کال شور حاوی گچ (با مرغوبیت کم)، نمک و گاهی تمرکزهایی از قطعات بلورین ژیپس می‌باشد.

سنگ ساختمانی: مطالعه سنگ‌های نیمه ژرف داسیتی، توف ماسه‌های میوسن توده کوچک بازالتی کواترنزی، سنگ‌های آهکی مرمری شده (دگرگونه‌ها)، توده‌های گرانیت گنایس سلطان‌آباد، توده‌های گابروبی ایزوتروپ و گابروهای لایه‌ای و مونزودیوریتی جهت سنگ ساختمانی پیشنهاد می‌گردد.

### کانی سازی گل سفید:

این کانی سازی در مرز سنگ‌های نیمه ژرف داسیتی و سنگ‌های هارزبورزیتی سرپانتینی شده ( به شکل قلوه‌های نرم و سفیدرنگ با ساخت شعاعی تا توده‌ای) به علت نفوذ آب‌های سطحی گاز کربنیک دار بر روی کانی‌های غنی از منیزیم صورت گرفته است.

### کانی سازی آزبست:

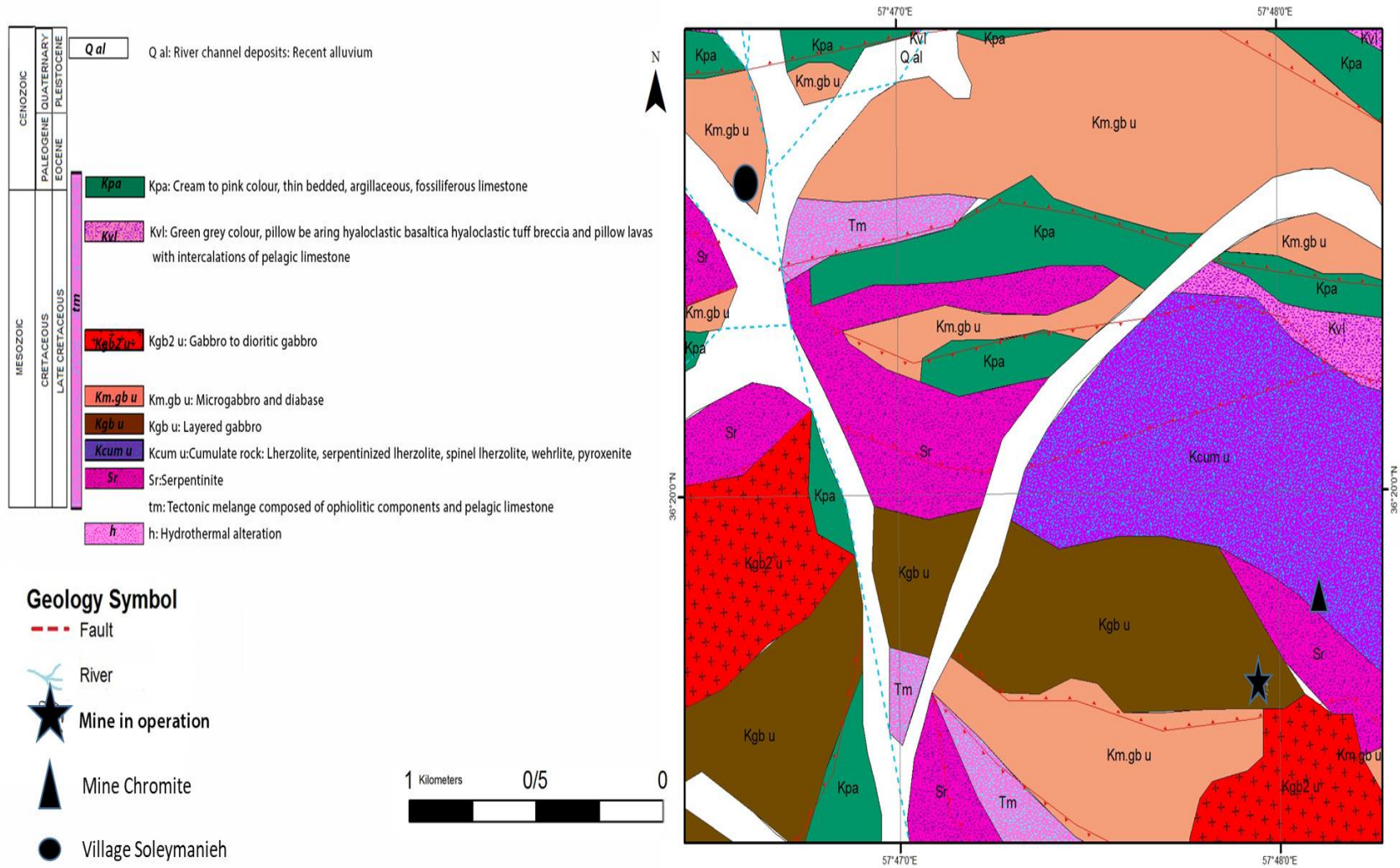
کانی سازی ناچیز آزبست به صورت رگه‌ای آزبستی نارس تا نیمه رسیده در سنگ‌های هارزبورزیتی تکتونیزه از ردیف گوشته‌ای مجموعه افیولیتی صورت گرفته است و آزبست به شکل رشته‌های باریک و کوتاه کریزوتیل همراه با آنتی گوربت و لیزاردیت مشاهده می‌شود.

## فصل سوم

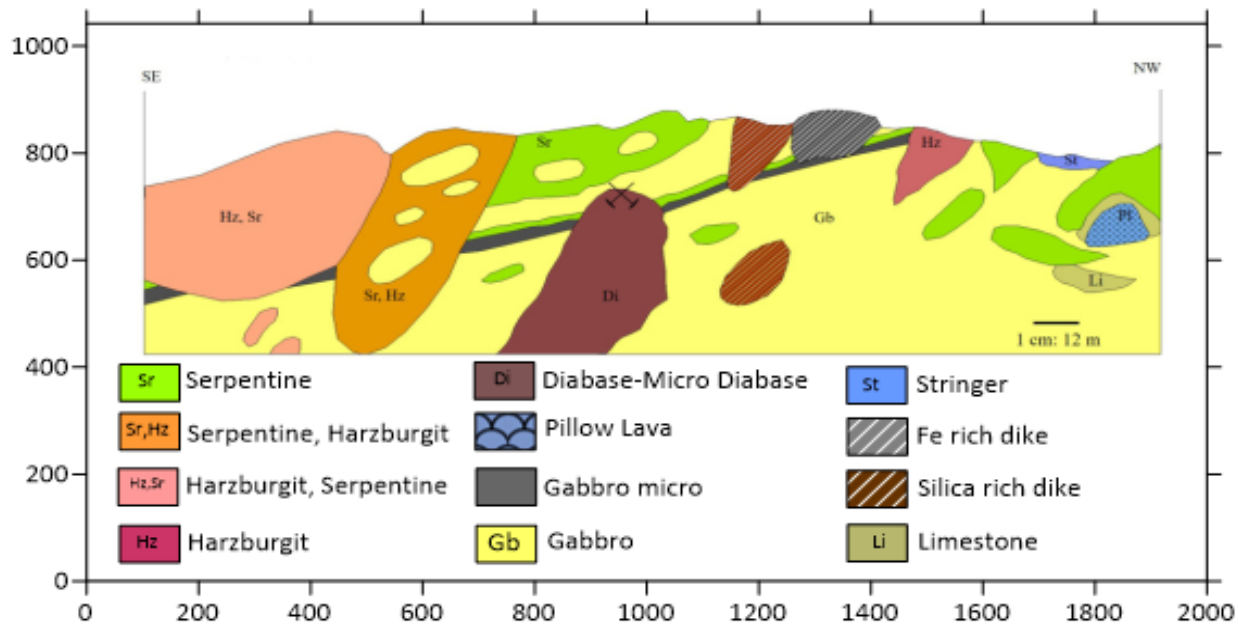
### زمین‌شناسی و سنگ‌شناسی منطقه معدنی

### ۳-۱- مقدمه

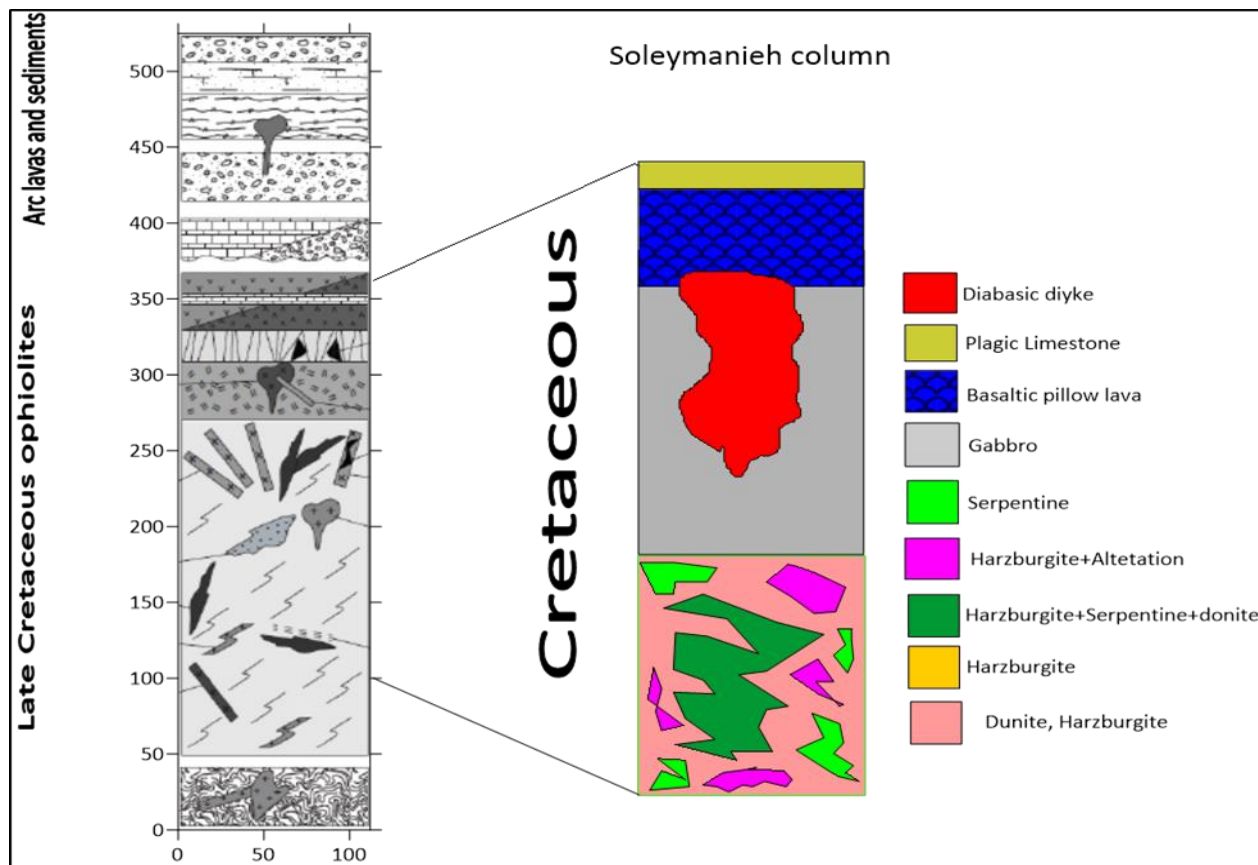
هدف از بررسی زمین‌شناسی محدوده معدنی موردنظر، مطالعه واحدهای سنگی در محدوده، روابط بین آنها، زمین‌ساخت و ارتباط هر یک از این پدیده‌ها با کانه زایی می‌باشد. بررسی این پدیده‌ها و ویژگی‌ها کمک بسیار زیادی به شناخت موقعیت زمانی و مکانی کانه زایی‌ها و پی‌جویی آنها در دیگر نقاط مشابه خواهد کرد. بنابراین، در این تحقیق سعی گردید با استفاده از نقشه‌های زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ سبزوار، تصاویر ماهواره‌ای و عملیات صحرایی در مناطق مورد مطالعه، نقشه بزرگ مقیاس از هر یک از محدوده‌های کانسار مس سلیمانیه و کانه زایی دیواندر تهیه گردد. در ادامه، توصیف سنگ‌شناسی هر یک از واحدهای سنگی در این محدوده‌ها برحسب ترتیب سنی ارائه شده است (شکل‌های ۳-۱، ۳-۲، ۳-۳ و ۳-۱۲).



شکل ۳-۱- نقشه زمین‌شناسی منطقه معدنی سلیمانیه واقع در جنوب شرقی روستای سلیمانیه، برگرفته از نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ سبزوار (سهن‌دی و امامی، ۱۳۷۱)



شکل ۳-۲- مقطع عرضی و شمائی از ترانشه واحدهای زمین‌شناسی و کانه دار در کانسار سلیمانیه



شکل ۳-۳- ستون چینه عمومی از واحدهای سنگی موجود در توالی میزبان کانسار سلیمانیه



## ۳-۲-چینه‌شناسی و سنگ‌شناسی منطقه:

### ۳-۲-۱-سلیمانیه:

واحدهای سنگی منطقه سنی بین کرتاسه زیرین تا کرتاسه بالایی و مرز کرتاسه تا آئوسن را در برمی‌گیرند. این واحدها به علت تکتونیک شدید در منطقه دارای نظم مشخصی نمی‌باشند. واحدهای سنگی منطقه سلیمانیه را می‌توان از قدیم به جدید به شش گروه تقسیم‌بندی کرد که در ادامه به بررسی هر یک از آنها می‌پردازیم:

### ۳-۲-۱-۱-واحد دونیت - هارزبورژیت:

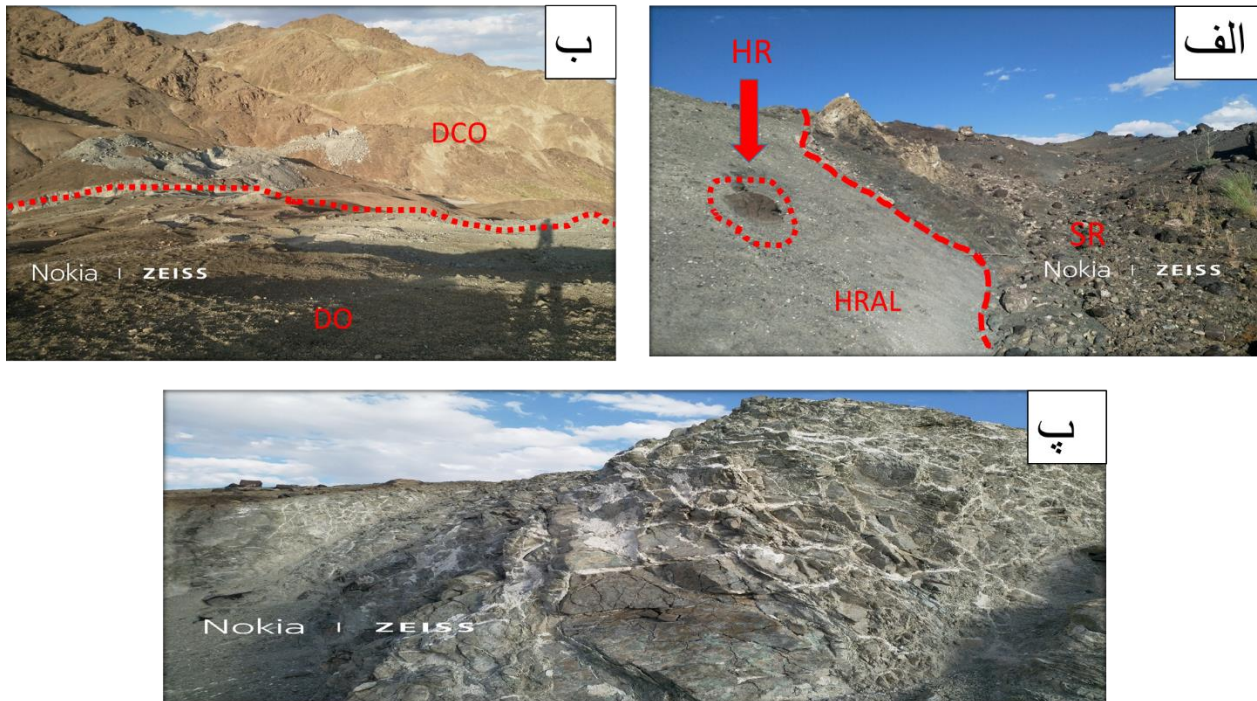
قدیمی‌ترین واحد شناخته‌شده در منطقه مورد مطالعه با سن قدیمی‌تر از کرتاسه زیرین می‌باشند. دونیت‌ها در منطقه بعلت هوازدگی سطحی به رنگ گندمی دیده می‌شوند. هارزبورژیت‌ها توسط کانی شاخص یعنی برونزیت کاملاً متمایز از دیگر واحدها هستند. براساس تغییرات خاصی که برای این واحد وجود دارد می‌توان آن را به دودسته کلی تقسیم‌بندی نمود:

**دسته اول:** دونیت‌ها و هارزبورژیت‌هایی که مرتبط با معادن کرومیت هستند فاقد دگرسانی می‌باشند و معمولاً این سنگها کمتر دچار ادخال و بهم‌ریختگی شده‌اند و کانی‌های شاخص (مانند برونزیت) در آنها به‌وضوح قابل‌مشاهده هستند (در درون این واحدها معادن فعال کرومیت وجود دارد و برای پی‌جویی معادن کرومیت قابل‌توجه هستند).

**دسته دوم:** دونیت‌ها و هارزبورژیت‌هایی که تحت تأثیر دگرسانی قرار گرفته‌اند، این واحد در منطقه مورد مطالعه به رنگ‌های خاکستری تا سبز کدر و خاکی دیده می‌شوند و با توجه به تأثیر سیالات گرمابی دگرسانی‌های متوسط تا بسیار شدید در آنها دیده می‌شود که در مواردی که شدت دگرسانی بسیار بالا و قوی است کاملاً سست و تخریب پذیر می‌باشند و کانی‌های سازنده آن به‌ندرت قابل‌مشاهده‌اند، این واحدها در اثر فعالیت‌های آب‌های گرمابی ناشی از توده نفوذی دچار دگرسانی شدید از نوع سرپانتینی شده‌اند و فاقد کانه کرومیت به‌صورت چشم‌گیر می‌باشند و فاقد ارزش اقتصادی برای این ماده معدنی هستند.

این واحد در اثر تکتونیک شدید بر روی واحدهای جوان تر رانده شده و در کانسار سلیمانیه در ارتفاعات قرار گرفته و در مواردی واحد پوشاننده سطح و قسمت فوقانی ماده معدنی است.

این واحد در اثر دگرسان شدن، یون  $Ca^{+2}$  خود را ازدست داده، که نتیجه آن دگرسانی و تشکیل رودنژیت در دیگر واحدها می باشد (شکل ۳-۴).



شکل ۳-۴- تصویر صحرایی از واحدهای دونیت و هارزبورژیت در منطقه مورد مطالعه. الف) در سمت چپ تصویر واحد هارزبورژیت دگرسان شده به رنگ خاکستری کاملاً قابل مشاهده می باشد و در سمت راست تصویر واحد سرپانتینی با حالت بودیناژ و خرد شده قرار دارد. ب) در قسمت بالای این تصویر دونیت های حاوی کرومیت دیده می شوند و در قسمت پایین تصویر دونیت های فاقد کانه زایی و دارای دگرسانی شدید دیده می شود. پ) هارزبورژیت های دگرسان شده شدید همراه با خردشدگی توسط تکتونیک که درز و شکاف های آن توسط رگه های ثانویه پر شده اند. (SR: واحد سرپانتینی، HRAL: هارزبورژیت های دگرسان شده، HR: هارزبورژیت های فاقد دگرسانی به همراه کانی بورونژیت، DO: واحد دونیتی فاقد کرومیت، DCO: دونیت های واجد کانه کرومیت و فاقد دگرسانی).

### ۳-۲-۱-۲-واحد سرپانتینی:

دومین واحد قدیمی در منطقه مورد مطالعه واحد سرپانتینی است که سنی حدود کرتاسه زیرین و کمی جوان تر دارد و به رنگ‌های سبز، سیاه و قهوه‌ای و قرمز تیره، باحالت براق و لمس شبیه به چرب یافت می‌شود. در اثر فعالیت‌های تکتونیکی شدید این واحد در بعضی نقاط در قسمت‌های فوقانی قرار دارد و در بعضی قسمت‌ها حالت ملانژ پیدا کرده و در لابه‌لای واحدهای با سن‌های متفاوت و غیرطبیعی دیده می‌شود. به‌طور کلی این واحد را می‌توان بر اساس دو پارامتر تأثیرات دگرسانی و تکتونیکی به چند دسته کلی تقسیم نمود (شکل ۳-۵).

بر اساس تغییرات دگرسانی می‌توان سرپانتین‌ها را به دودسته کلی تقسیم نمود:

**دسته اول:** سرپانتین‌های نزدیک به توده‌های نفوذی که به‌شدت دگرسان شده و سست هستند و در داخل آن‌ها کانی‌زایی ضعیف مگنتیت به‌صورت دانه پراکنده نیز دیده می‌شود و در حاشیه آن‌ها که تحت تأثیر آب‌های جوی است و کنتاکت با واحد گابرویی و دایک‌های جوان دارد کانه‌زایی کربنات‌های مس به‌صورت ثانویه دارد (این سرپانتین‌ها در بعضی نقاط حالت نواری دارند و شبیه به رگه دیده می‌شوند و معمولاً هم‌رند با توده گابرویی هستند).

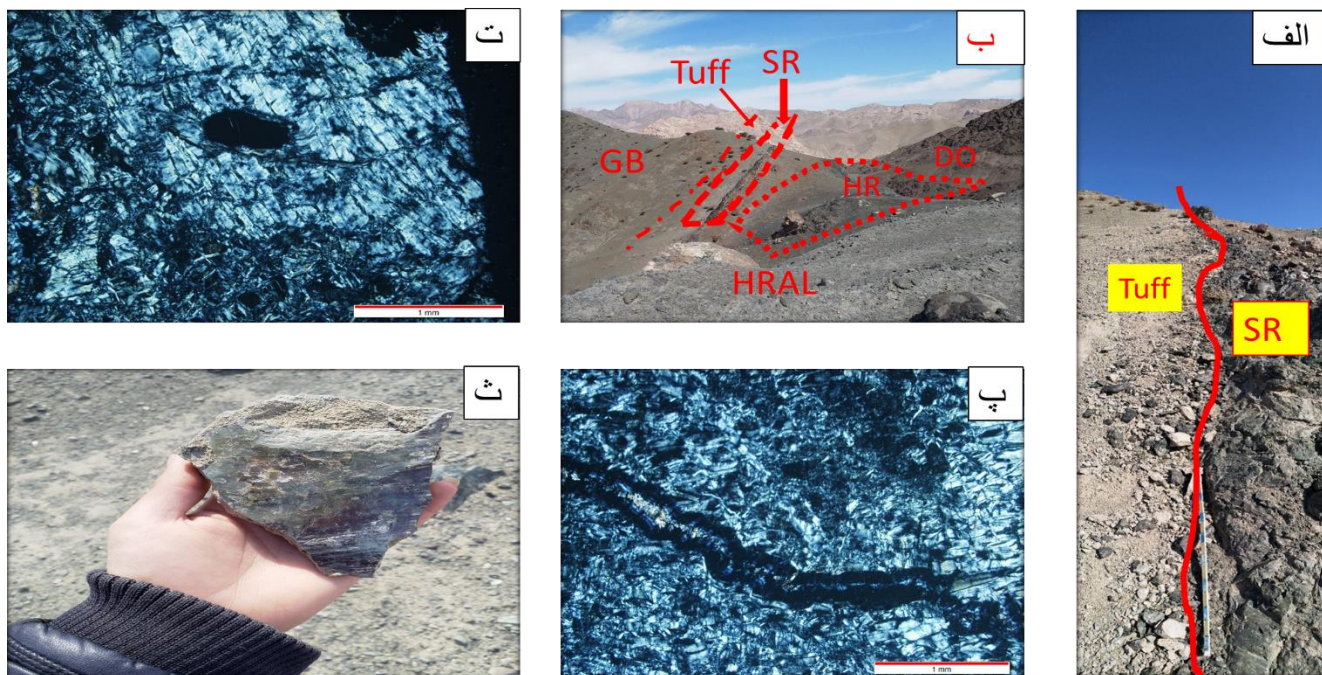
**دسته دوم:** سرپانتین‌های دور از توده‌های نفوذی که فاقد دگرسانی و کانه‌زایی در خود هستند و معمولاً از استحکام بالاتری نیز برخوردار هستند.

بر اساس تأثیرات تکتونیکی می‌توان سرپانتین‌ها را به سه دسته کلی تقسیم‌بندی نمود:

**دسته اول:** سرپانتین‌های با آثار بودیناژی، که در اثر تکتونیک به شکل عدسی درآمده‌اند.

**دسته دوم:** سرپانتین‌هایی که در اثر شدت بسیار بالای فعالیت‌های تکتونیکی کاملاً قطعه‌قطعه و خردشده هستند.

**دسته سوم:** سرپانتین های نواری، این سرپانتین ها در اثر تکتونیک شدید به شکل رگه ای و لایه ای با زاویه حدود ۳۵ درجه درآمده اند و در امتداد گسل ادامه پیدا کرده اند (قسمت هایی از این دسته معادل سرپانتین های دگرسان شده کانه دار هستند).

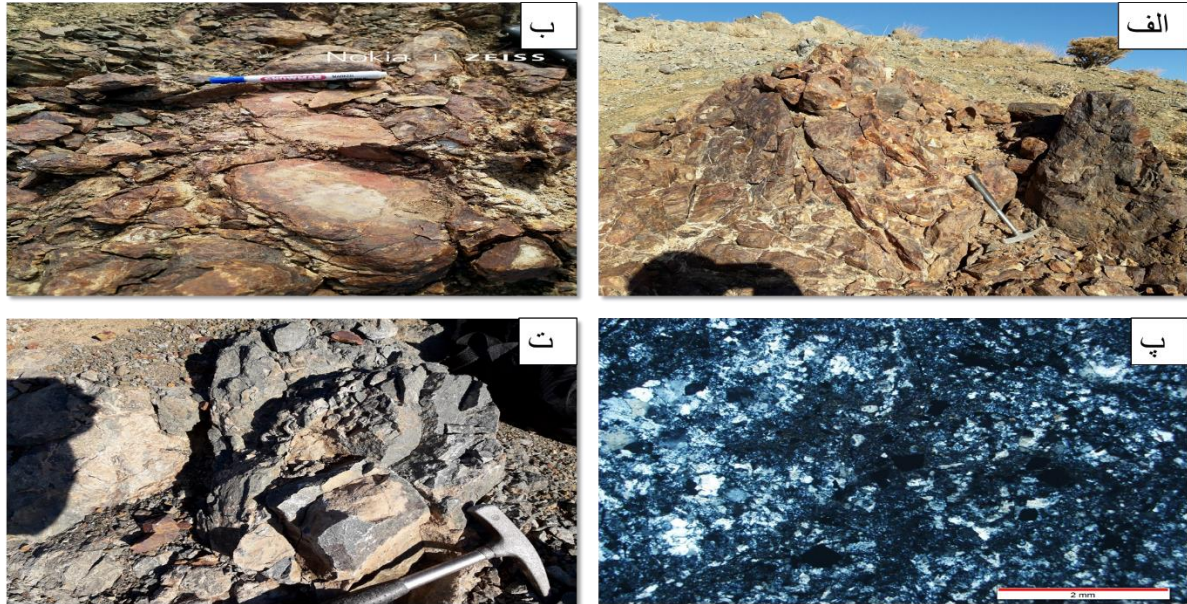


شکل ۳-۵-الف و ب): در این تصویر تأثیر تکتونیک در جا به جا کردن واحدها و شکل گیری شبه لایه ها و مرز گسلی کاملاً واضح است. پ، ت) تصویر مقطع میکروسکوپی واحد سرپانتینیت. ث) تصویر نمونه دستی از واحد سرپانتینی. ت) وضعیت قرارگیری سرپانتین در کنار گابرو (SR: سرپانتین، GB: گابرو، HR: هارزبورژیت، DO: دونیت، HRAL: هارزبورژیت دگرسان شده، Tuff: توف)

### ۳-۲-۱-۳- واحد دیاباز و میکرودیاباز:

این واحدها با سن کرتاسه سومین واحد قدیمی در منطقه مورد مطالعه هستند و ضخامتی بین ۵ الی ۱۵ متر، همراه با کانه زایی دارند. این واحدها در اثر فعالیت های تکتونیکی به شکل بودیناژ و گاه دارای درز و شکست فراوان هستند و در اثر فعالیت های گرمایی و سیالات جوی در منطقه به دورنگ سفید و قرمز دیده می شوند، دیاباز های قرمزرنگ دارای آهن بالا بوده و اکثراً در مجاورت واحدهای دونیت و هارزبورژیت قرار دارند، که احتمال می رود

منشاء رنگ قرمز آن‌ها، آزاد شدن آهن کانی‌هایی نظیر الیوین از واحدهای حاشیه و اطراف آن و شسته شدن این عناصر توسط فشار و تکتونیک به درون شکاف‌های ایجادشده در واحد مذکور باشد (شکل ۳-۶).



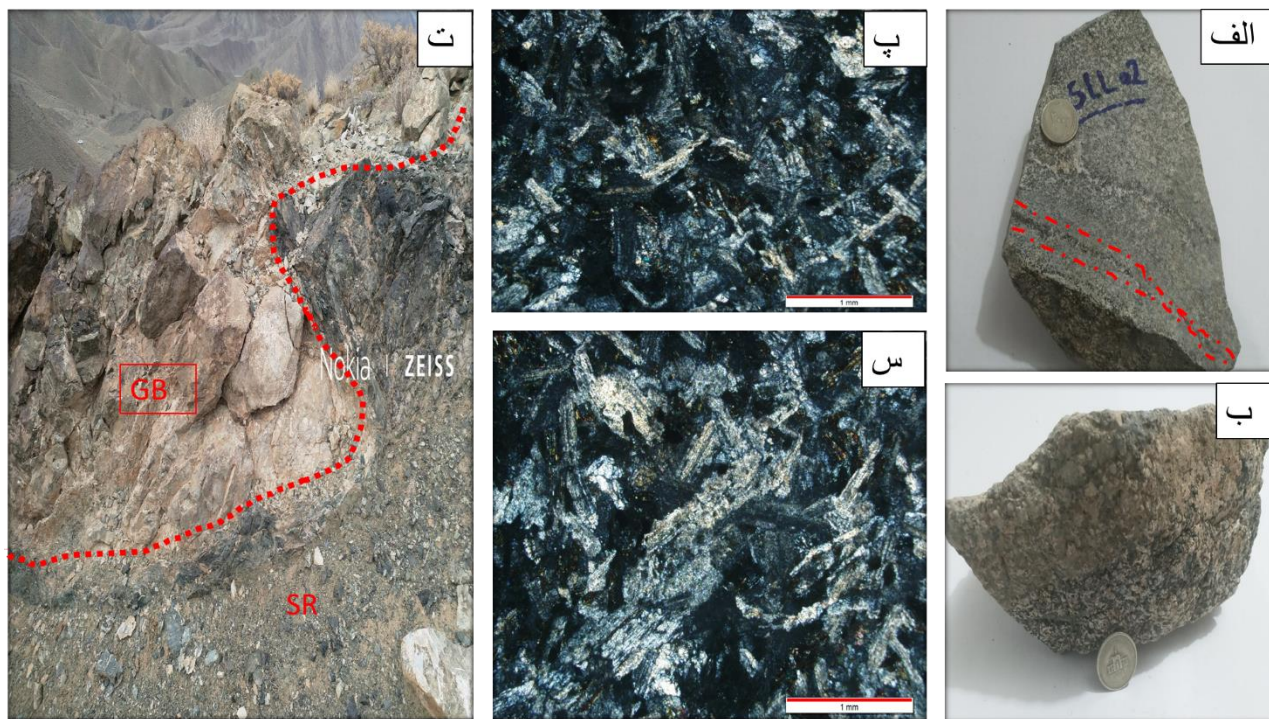
شکل ۳-۶-الف: نمای دور از واحد دیابازی قرمز رنگ، ب: نمای نزدیک از واحد دیابازی قرمز رنگ با اشکال بودیناژی که در اثر فعالیت‌های تکتونیکی به وجود آمده است، پ: تصویر مقطع میکروسکوپی از دایک دیابازی که بسیار دانه‌ریز می‌باشد و دارای بافت گرانولار و تعداد زیادی کانی اپک می‌باشد، ت: تصویر واحد دیابازی بارنگ روشن در منطقه معدنی که سیلیس بالایی دارد.

### ۳-۲-۱-۴- واحد گابرو:

این واحد دارای سن کرتاسه می‌باشد و غالباً بارنگ‌های خاکستری روشن و ضخامت ۳ تا ۵۰ متر دیده می‌شوند. سنگ‌های موجود در این واحد را بر اساس اندازه و تأثیرات دگرسانی بر آن‌ها، می‌توان به دودسته کلی تقسیم نمود:

**گابروی درشت‌دانه:** که کانی‌های مانند پلاژیوکلاز در آن‌ها به راحتی دیده می‌شود و از کانه زایی دور هستند، فاقد آثار رودنژیتهی هستند و دگرسانی کلریتی و اپیدوتی به ندرت در آن‌ها دیده می‌شود (این درشت‌دانه‌ها نشان‌دهنده سرعت تبلور کند تر می‌باشند که این مورد خود دلیل بر وجود عمق تشکیل زیادتر است).

**گابروی ریزدانه:** این دسته از گابروها دارای کانی‌هایی ریزدانه می‌باشند که می‌توان آن‌ها را میکرو گابرو نامید. در داخل این واحد معمولاً آثار رودنژیستی، دگرسانی‌های کلریتی و اپیدوتی دیده می‌شود و گاهاً همراه باکانی زایی مگنتیت به صورت دانه پراکنده هستند (ریزدانه بودن اجزاء تشکیل‌دهنده سنگ‌ها نشان از تبلور سریع‌تر و عمق کمتر می‌باشد) (شکل ۳-۷).



شکل ۳-۷-الف: تصویر گابرو با رگه‌های استرینگر کوارتزی همراه با کانه زایی مگنتیت که با نقطه‌چین قرمز مشخص شده است. ب: گابروی درشت‌دانه، پ: تصویر مقطع میکروسکوپی از واحد گابرویی که دارای بافت گرانولار و اینترگرانولار می‌باشد و کانی‌های پلاژیوکلاز و پیروکسن در داخل آن قابل‌رؤیت می‌باشند، ت: ادخال و درهم‌فشرده شدن واحد سرپانتینی و میکرو گابرو که عملکرد قوی تکتونیک را به‌خوبی نشان می‌دهد. س: تصویر مقطع میکروسکوپی از گابروی درشت‌دانه که بافت گرانولار و اینترگرانولار در آن مشاهده می‌شود (در بین کانی‌های پلاژیوکلاز کانی‌های پیروکسن رشد کرده‌اند).

### ۳-۲-۱-۵-واحد بازالت:

این واحد دارای سن کرتاسه بالایی می‌باشد که بسیار دانه‌ریز و تیره‌رنگ می‌باشند. این واحد را می‌توان به دودسته تقسیم‌بندی نمود:

#### الف: واحد بازالت بالشی

این واحد به رنگ سیاه، ریزدانه و با دگرسانی شدید اپیدوتی و با استحکام بالا دیده می‌شود و در اثر تکتونیک شدید فقط قسمت کمی از آن در منطقه قابل‌رؤیت است، این واحد به علت ساختار تشکیل منحصربه‌فرد خود، به راحتی قابل تشخیص می‌باشد. ابعاد آن حدود دو متر در سه متر است و در قسمت بالایی آن رسوبات آهکی و چرتی زردرنگ تا قرمزرنگ فاقد کانه دیده می‌شود. همچنین در حاشیه این بازالت بالشی به مقدار بسیار زیاد دگرسانی اپیدوتی با چشم غیرمسلح قابل شناسایی است.

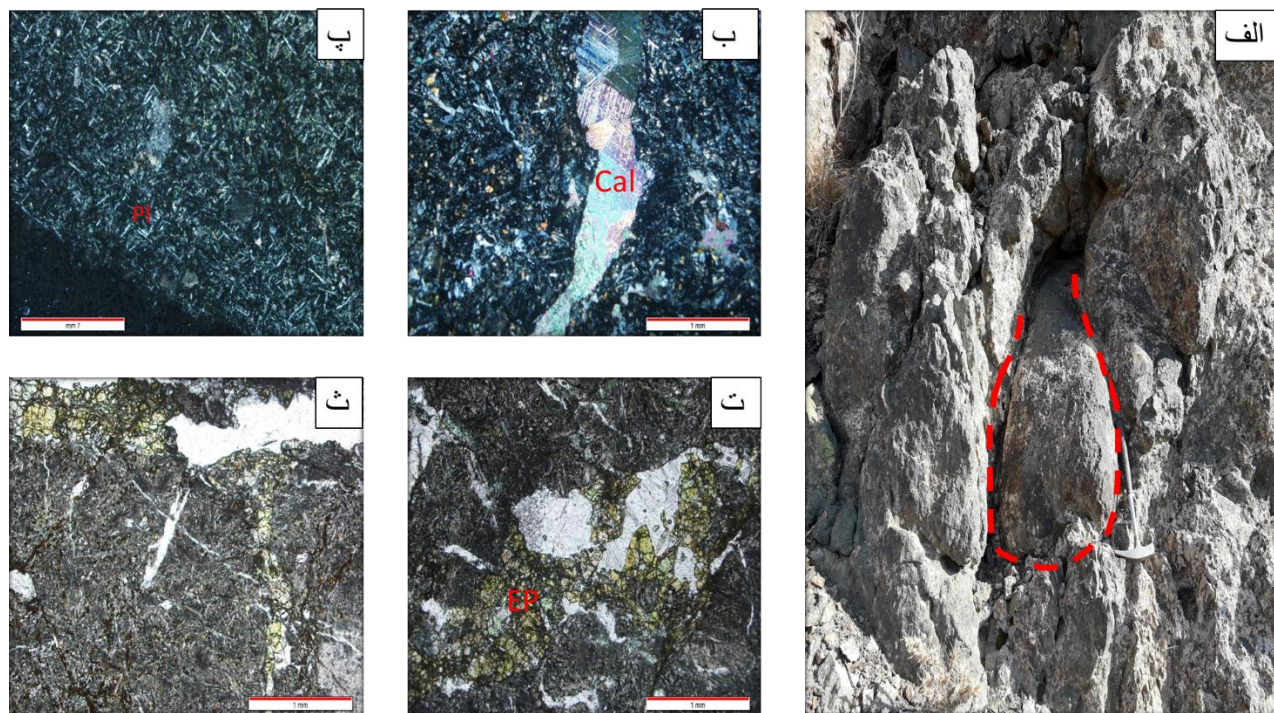
در مطالعات میکروسکوپی از واحد مذکور بافت شیشه‌ای آن به راحتی قابل مشاهده است که نشان‌دهنده سرد شدن سریع آن می‌باشد. قطعات کربناته (کلسیت و مرمر) نیز در داخل بافت سنگ قابل مشاهده است که احتمالاً به صورت ثانویه می‌باشند. بلورهای پیروکسن و پلاژیوکلاز نیز در این نمونه قابل مشاهده است. این واحد فاقد کانه زایی نیز می‌باشد (شکل ۳-۸).

#### ب: واحد بازالت:

این واحد سیاه‌رنگ و گاهاً کمی روشن‌تر از نوع بالشی دیده می‌شوند. دانه‌های سازنده آن با چشم غیرمسلح قابل شناسایی و نام‌گذاری نیستند. قطعات این واحد به صورت پراکنده در سطح کنسار و به خصوص در نزدیکی بازالت های بالشی قابل‌ردیابی و مشاهده است که در اثر تکتونیک در بعضی موارد در قسمت بالایی بازالت بالشی قرار می‌گیرند (به دلیل فعالیت‌های تکتونیک).

در مطالعات میکروسکوپی حالت شیشه‌ای درزمینه سنگ دیده می‌شود که می‌توان نام هیالو را برای آن در نظر گرفت. پلاژیوکلاز های تیغه به‌وفور در آن دیده می‌شود. همچنین دگرسانی‌های اپیدوتی و به مقدار کمتر کلریتی

به صورت رگه‌هایی به وضوح قابل مشاهده است. بافت دانه‌ریز این سنگ و همچنین حالت شیشه‌ای موجود در زمینه سنگ نشان‌دهنده سرعت بالای انجماد در این نمونه می‌باشد (شکل ۳-۸).

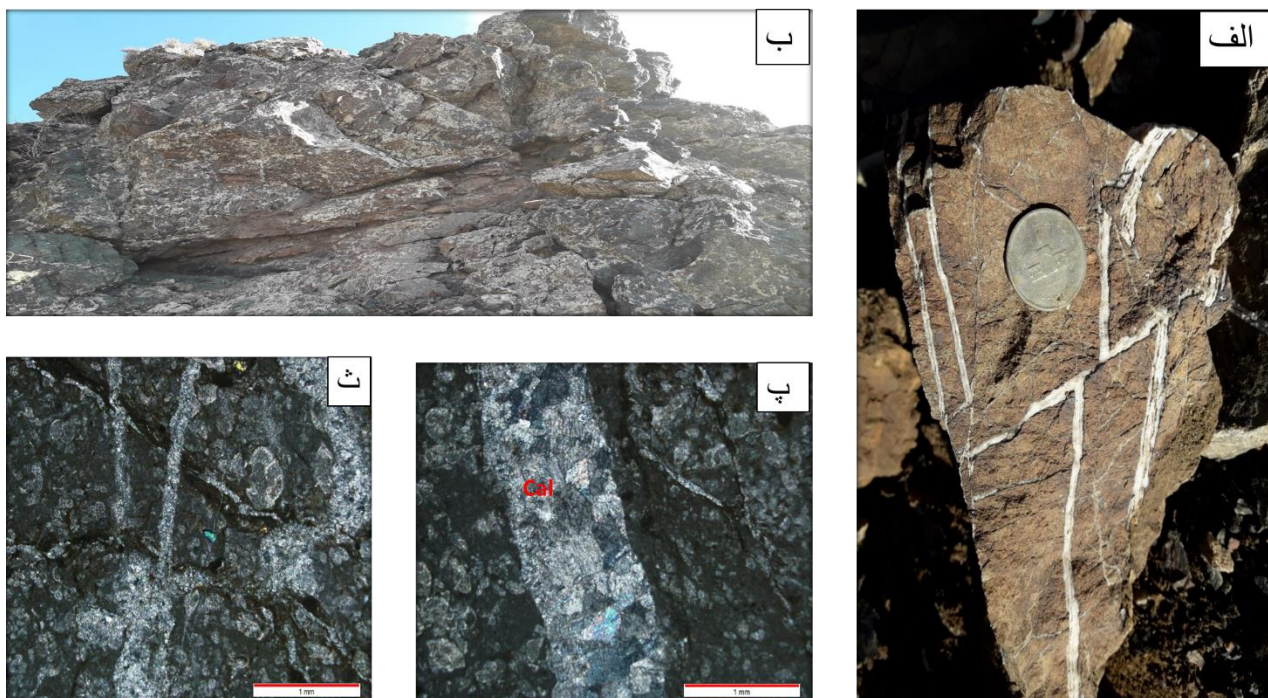


شکل ۳-۸-الف) تصویر بازالت بالشی که در اطراف آن چرت و آهک قرار گرفته است و در حاشیه این بازالت بالشی دگرسانی شدید اپیدوتی قرار دارد. ب) تصویر مقطع میکروسکوپی بازالت بالشی که رگه کربناته در آن به وضوح قابل مشاهده است، بافت دانه‌ریز آن و زمینه شیشه‌ای نشان‌دهنده سرعت بالای سرد شدن می‌باشد که نشان‌دهنده محیط کم‌عمق می‌باشد. پ) تصویر مقطع میکروسکوپی از بازالت دانه‌ریز که کمی دورتر از بازالت بالشی یافت شده است. در این مقطع قطعات کربناته و کانی‌های سوزنی پلاژیوکلاز و همچنین زمینه شیشه‌ای به وضوح قابل مشاهده است. در بعضی قسمت‌ها نیز دگرسانی اپیدوتی و کلریتی یافت می‌شود. ت و ث) تصویر مقطع میکروسکوپی از واحد بازالت بالشی که رگه‌های کلسیت، اپیدوت و کلریت در آن قابل مشاهده است. (قسمت نقطه‌چین قرمز رنگ نشان‌دهنده حالت بالشی، بازالت بالشی می‌باشد، EP: دگرسانی اپیدوتی، Cal: کربنات‌ها که کلسیت در قسمت‌هایی به صورت مرمز در آمده است.)



### ۳-۲-۱-۶-واحد رسوبی:

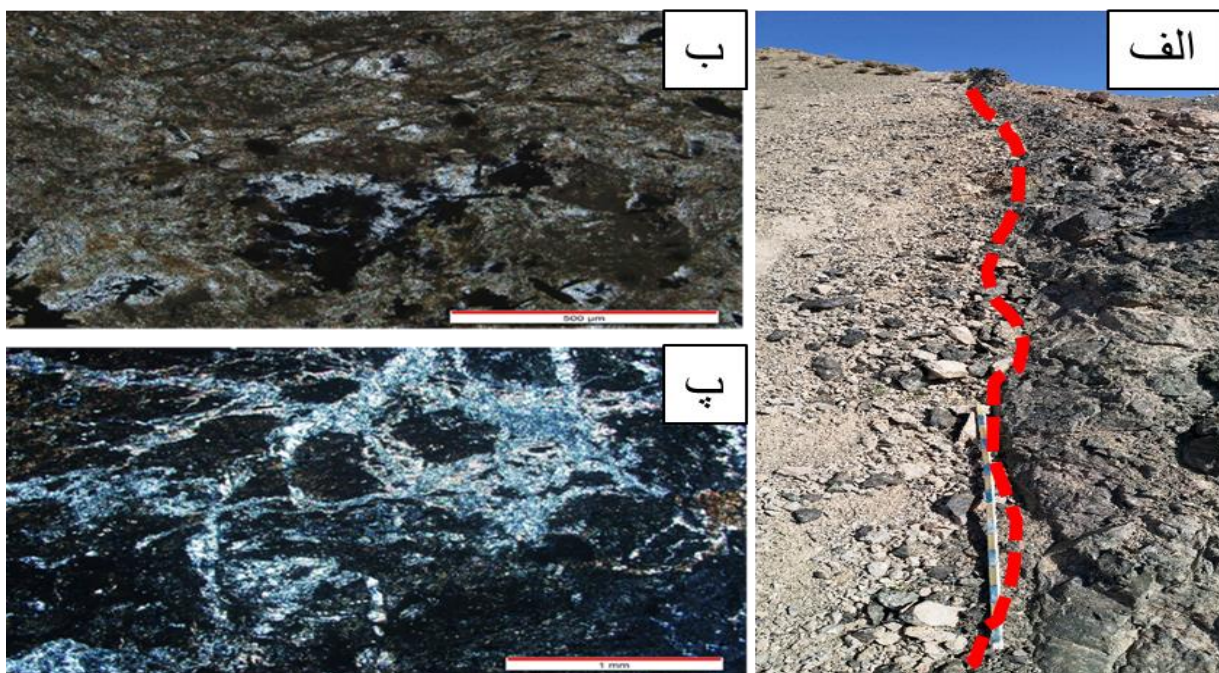
جوان‌ترین واحد اصلی با جنس آهکی و چرت در منطقه می‌باشد که به رنگ‌های زرد، زرد نخودی، قهوه‌ای و قرمز و خاکستری دیده می‌شود که در اثر فعالیت‌های شدید تکتونیک و بهم‌ریختگی زیاد منطقه تقریباً از منطقه مورد مطالعه محو شده است و جز قطعات بسیار کوچک در حد یک متر و به صورت کاملاً محدود در اطراف واحد گدازه بالشی و یک قطعه حدود سه متری در محل تلاقی گسل با واحدهای هارزبورژیت و دونیت قابل‌رؤیت نمی‌باشد که نوع آهک اطراف بازالت بالشی با قطعه دورتر کمی متفاوت‌تر است، واحد آهکی اطراف بازالت بالشی دارای درز و شکاف‌های فراوان می‌باشد و رگه‌های ثانویه کربناته در آن دیده می‌شود که در آهک‌های دورتر فقط درز و شکاف‌ها موجود می‌باشند و رگه‌های ثانویه در آن‌ها دیده نمی‌شود (۳-۹).



شکل ۳-۹-الف) تصویر نمونه دستی از آهک پلاژیک به همراه رگه‌های ثانویه از جنس کلسیت و کربناته، ب) تصویری از واحد آهک پلاژیک که در بالای واحد بازالت بالشی به صورت خرد شده قرار دارد، پ و ث) تصویر مقطع میکروسکوپی از واحد آهکی، که در این تصویر رگه کربناته و فسیل‌های محیط دریایی به وضوح قابل مشاهده می‌باشند.

### ۳-۲-۱-۷-واحد توفی:

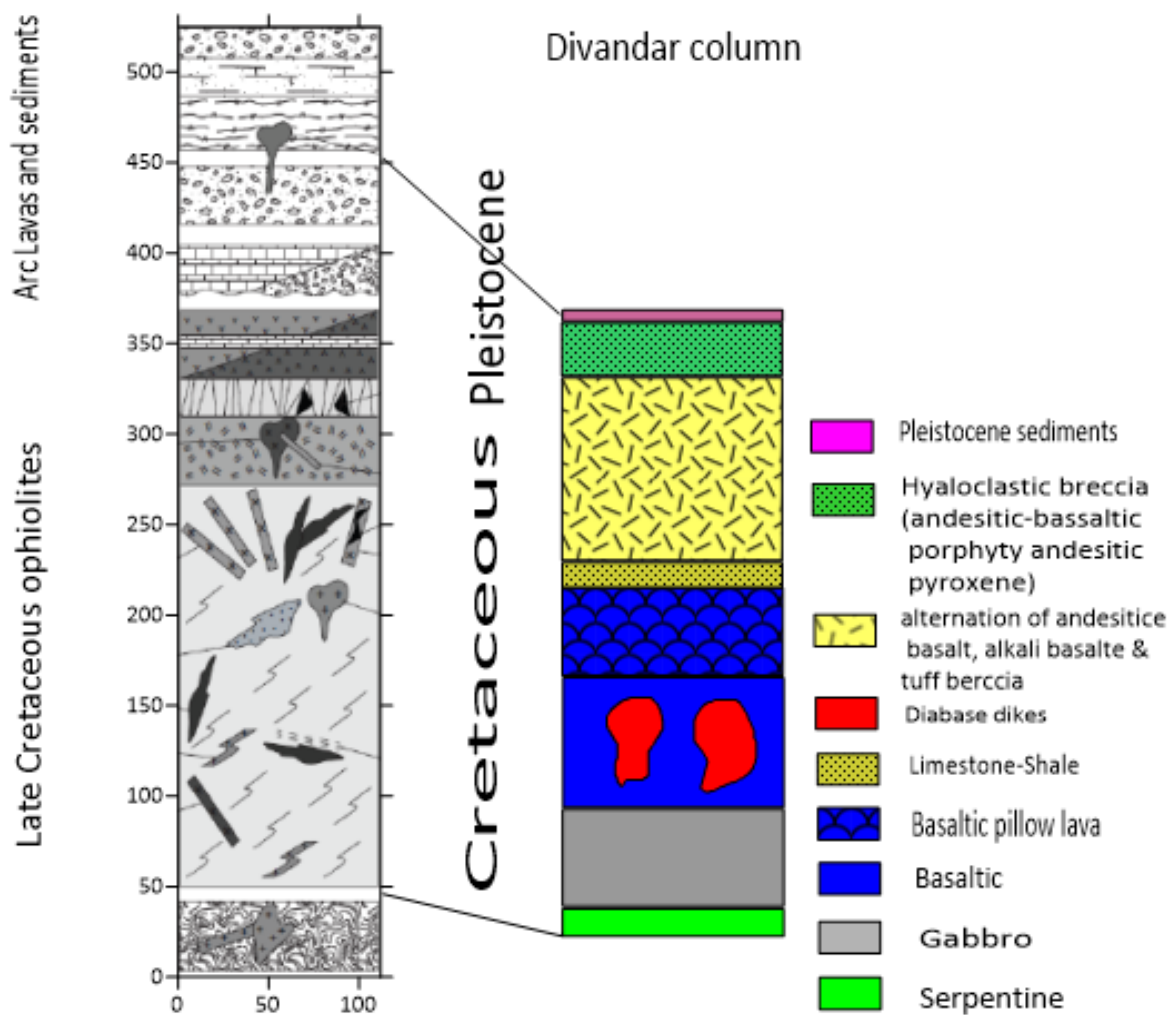
این واحد با ضخامت حدود دو متر در منطقه سلیمانیه دیده می‌شود که در اثر فعالیت‌های تکتونیکی حالت برگشته و خرد شده دارد، همچنین این تأثیرات تکتونیکی محدود به برگرداندن واحد و خرد کردن آن نبوده است و باعث قرارگیری واحد سرپانتینی بر روی این واحد و جایگیری واحد گابرویی در زیر آن شده است. این واحد در کنسار سلیمانیه به رنگ خاکستری روشن و بسیار دانه‌ریز دیده می‌شود. در مطالعات میکروسکوپی، مشخص شد این واحد بسیار دانه‌ریز می‌باشد و جنس آن از نوع توف بازالتی است و در برخی نقاط حالت جریان‌ی از خود نشان می‌دهد. رگه‌هایی از جنس کوارتز (کلسدونی) در داخل آن به چشم می‌خورد (شکل ۳-۱۰).



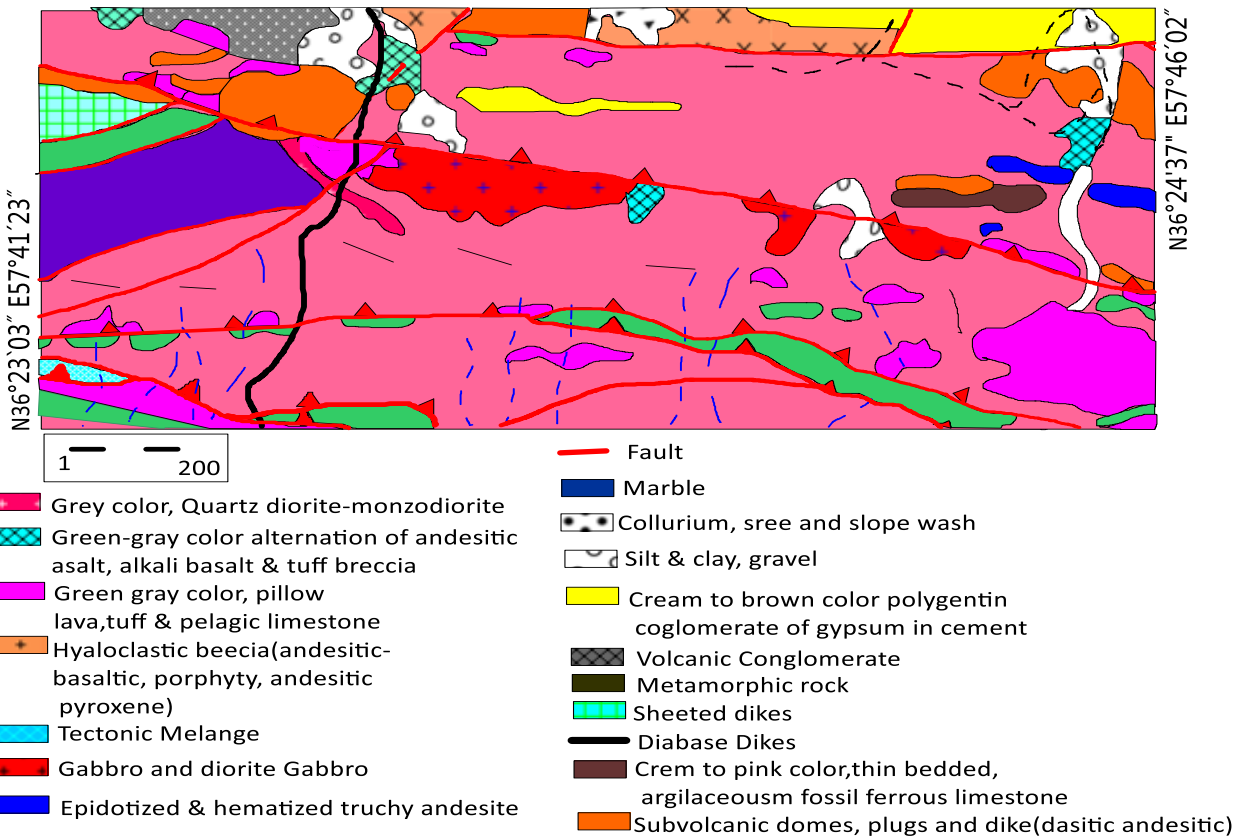
شکل ۳-۱۰-الف: قرارگیری واحد توفی در کنار واحد سرپانتینی در اثر تأثیرات شدید تکتونیکی. ب و پ: تصویر میکروسکوپی از واحد توف با زمینه شیشه‌ای که حالت جریان‌ی نیز در آن قابل مشاهده است، در این مقطع رگه‌های کربناته و سیلیسی قابل مشاهده است و کانی‌ها اپاک نیز در آن دیده می‌شود.

### ۳-۲-۲- دیواندر:

واحدهای سنگی منطقه دیواندر سنی بین کرتاسه زیرین تا ائوسن بالایی را نشان می‌دهند که توده‌های نفوذی مونزودیوریت-کوارتز دیوریت با سن میوسن به درون آنها نفوذ نموده است. واحدهای سنگی دیواندر را می‌توان از قدیم به جدید به هشت واحد تقسیم‌بندی نمود که در ادامه به بررسی آنها می‌پردازیم (شکل ۳-۱۱، ۳-۱۲ و ۳-۱۳):

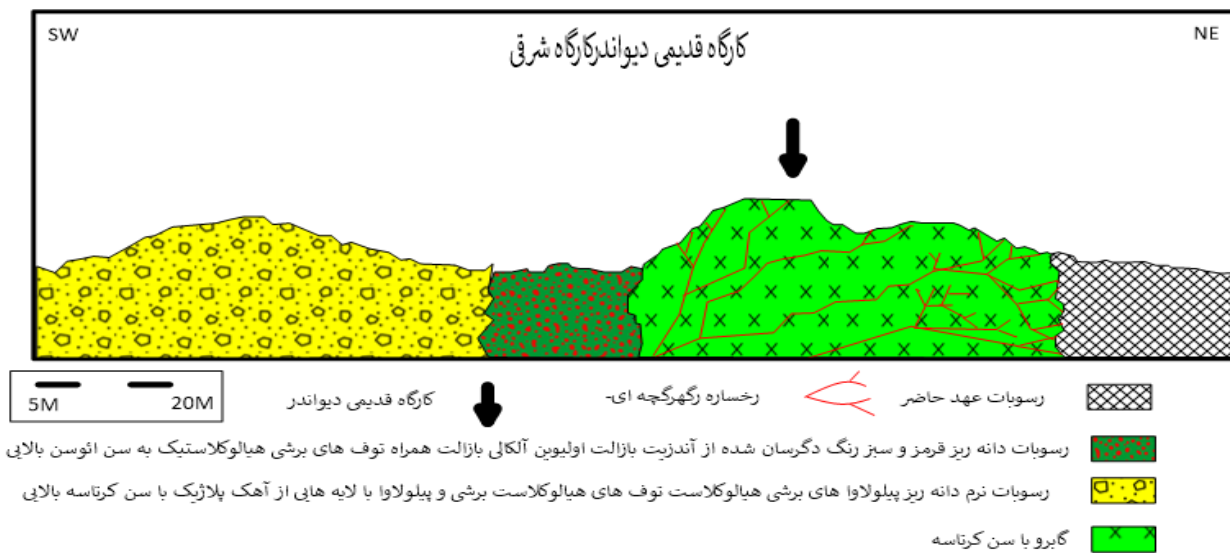


شکل ۳-۱۱- تصویر ستون چینه‌شناسی منطقه معدنی کانسار مس-آهن دیواندر



شکل ۳-۱۲- نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۰۰۰۰ دیواندر، ترسیم‌شده بر اساس نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ سبزوآر (سهندی و امامی، ۱۳۷۱) و

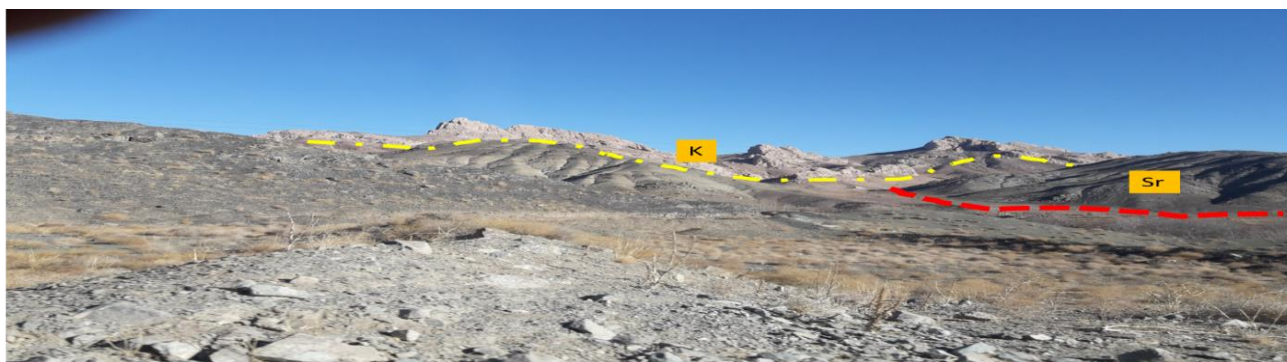
### بازدیدهای صحرایی



شکل ۳-۱۳- مقطع عرضی از کانسار دیواندر و واحدهای آن (کارگاه شرقی که موقعیت کانسار با علامت ستاره مشخص شده است)

### ۳-۲-۱- واحد سرپانتینی:

این واحد در منطقه مورد مطالعه وسعت بسیار کمی دارد و آثار تکتونیک با شدت زیاد بروی آن دیده می‌شود. این واحد بشدت خردشده و کمی دگرسان شده می‌باشد و فاقد هرگونه کانه زایی اولیه و ثانویه می‌باشد. قسمت عمده این واحد به علت تکتونیک شدید از منطقه محوشده و تنها به صورت پیکره های عدسی شکل کوچک رخنمون دارد (شکل ۳-۱۴).



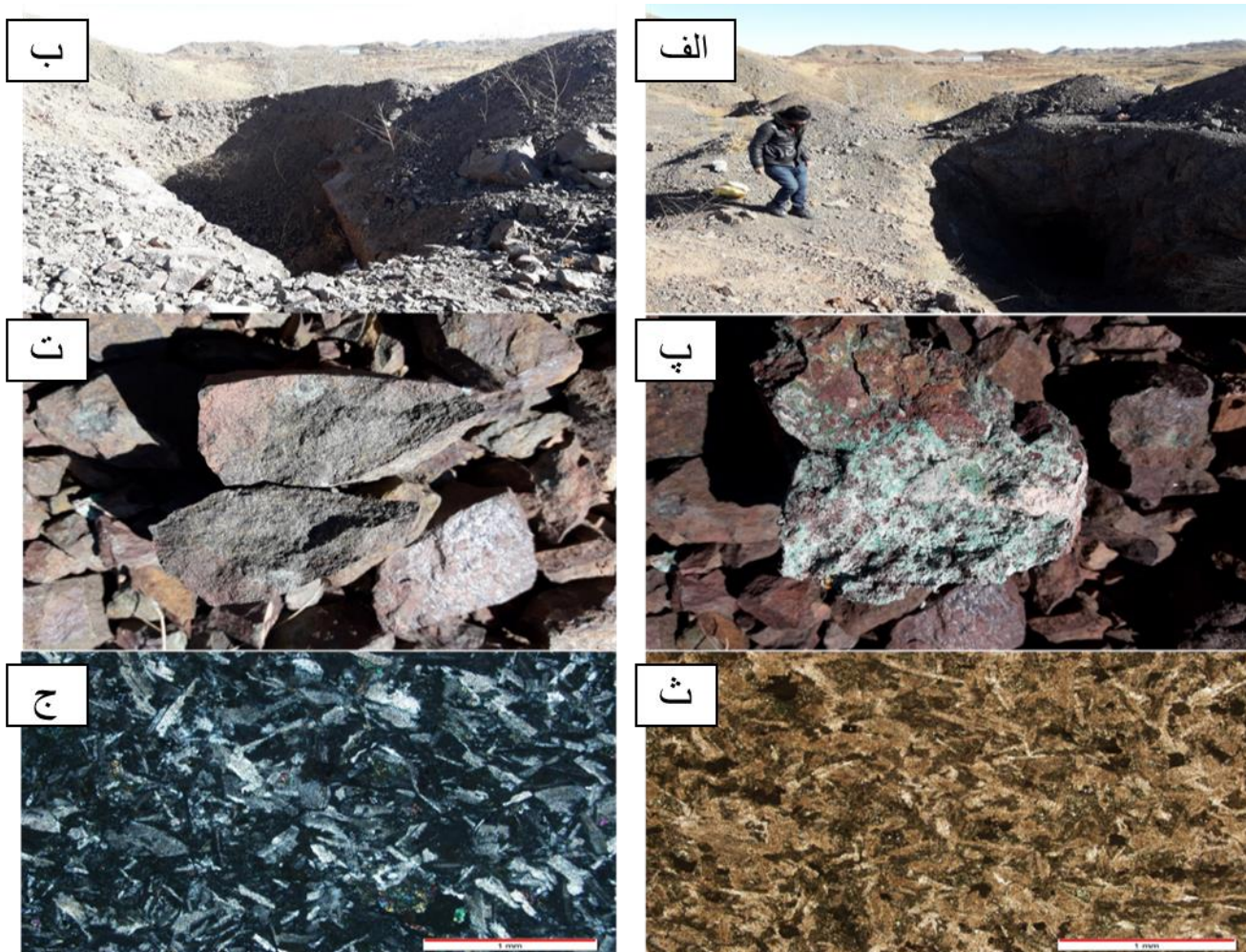
شکل ۳-۱۴- نمای دور از واحد سرپانتین و واحد صخره ساز کربناتی که واحد سرپانتینی در اثر فعالیت‌های تکتونیکی به شدت خردشده‌اند. (Sr: واحد سرپانتینی، K: واحد صخره ساز آهکی)

### ۳-۲-۲- واحد گابرویی-دیوریت گابرویی:

این واحد با ضخامت حدود ۲۰ متر در منطقه دیواندر قابل مشاهده است که در اثر فعالیت‌های کانی زایی دارای آثاری از سولفید زایی و همچنین مالاکیت و آزوریت به صورت ثانویه می‌باشد. در این واحد دگرسانی‌های سیلیسی، کربناته و کلریتی و اپیدوتی به وضوح قابل مشاهده می‌باشند. رخساره استرینگر در قسمت بالایی واحد گابرویی خصوصاً در کارگاه شرقی کاملاً مشهود می‌باشد. رگه‌های سیلیسی بارنگ کمی متمایل به قرمز (به علت تأثیر عنصر آهن) با ضخامت‌های در حد چند میلی‌متر تا ده سانتیمتر قابل مشاهده است (شرایط تشکیل و مشخصات این رگه‌های استرینگر در فصل هفتم مورد بحث و مطالعه قرار خواهند گرفت).

آثار معدن کاری و کارگاه‌های قدیمی معدنی در این واحد به چشم می‌خورند، این کارگاه‌ها به علت عمر زیاد خود برای بازدید بسیار خطرناک می‌باشند به همین دلیل اطلاعاتی از درون از کارگاه‌ها در دسترس نیست، اما با توجه

به سنگ‌های خارج‌شده می‌توان نتیجه‌گرفت کانه‌زایی تا اعماق بیشتر ادامه دارد که نیاز به بررسی‌های دقیق‌تر به همراه ابزارآلات پیشرفته معدن‌کاری دارد (شکل ۳-۱۵).



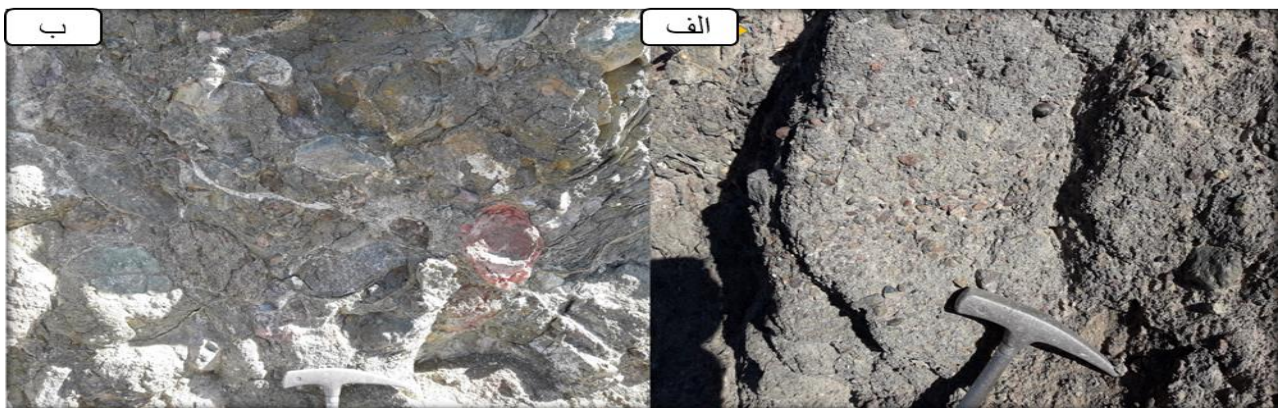
شکل ۳-۱۵-الف و ب: تصویری از کارگاه قدیمی در شرق روستای دیواندر که در داخل واحد گابرویی قرار دارد. پ: تصویر نمونه دستی از کانی مالاکیت و به مقدار کم آزوریت. ت: تصویر نمونه دستی از واحد گابرویی. ث، ج: تصویر مقطع میکروسکوپی از واحد گابرویی که بافت گرانولار داشته و دگرسانی اپیدوتی و کلریتی نیز در آن دیده می‌شود. بخش عمده و اعظم این مقطع از کانی پلاژیوکلاز ساخته شده است، همچنین کانی‌های اپاک نیز در این مقطع قابل مشاهده است.

### ۳-۲-۲-۳- واحد رسوبی و آتش فشانی:

این واحد دارای گل‌های قرمز رنگ، قطعات پیلولاوا های برشی هیالوکلاستیک و توف های هیالوکلاستیک برشی شده و لایه‌ای از آهک‌های پلاژیک می‌باشد.

این واحد ضخامتی در حدود ۲۰ الی ۳۰ متر دارد و بیشتر به رنگ خاکستری و باحالت‌هایی شبیه به کنگلومرا دیده می‌شوند که در نگاه اول ممکن است این واحد را واحد کنگلومرای تشخیص داد.

این واحد فاقد کانه زایی می‌باشد در تقریباً در تمام کانسار رخنمون دارد. بر طبق مشاهدات صحرایی مشخص شد این واحد از روند شرقی-غربی تبعیت می‌کند و در بعضی نقاط ارتفاعی در حدود سی متر نسبت به سطح روستای دیواندر پیدا می‌کند (شکل ۳-۱۶).



شکل ۳-۱۶- الف و ب: تصویری از واحد رسوبی-آتش فشانی، که قطعات تشکیل دهنده ناهمگون آن به وضوح قابل مشاهده است.

### ۳-۲-۲-۴- واحد صخره ساز

این واحد شامل سنگ‌های صخره ساز از نوع آهک نازک لایه می‌باشد که به رنگ‌های صورتی و با سن کرتاسه بالایی یافت می‌شود.

این واحد ارتفاع بیشتری نسبت به دیگر واحدها دارد اما از فعالیت‌های کانه زایی و کنتاکت با واحدهای نفوذی در امان مانده است و فاقد هر نوع کانه زایی می‌باشد و همچنین در اثر فعالیت‌های تکتونیکی از حالت اصلی خود خارج شده و به صورت برگشته دیده می‌شود (شکل ۳-۱۷).



شکل ۳-۱۷-الف: نمای دور از واحد صخره ساز کانسار دیواندر. ب: نمای نزدیک‌تر از واحد صخره ساز (دید به سمت شمال)

### ۳-۲-۲-۵-واحد سنگ‌های آتش‌فشانی نیمه عمیق:

سنگ‌های این واحد در عمق تشکیل می‌شوند و به رنگ‌های قرمز و سبز دیده می‌شوند که شامل گل‌های قرمز رنگ، قطعات آندزیت بازالت آتیره شده و الیوین بازالت به همراه توف هستند. این واحد معمولاً در مناطق کم ارتفاع و مسطح دیده می‌شود و دارای ضخامتی در حدود ۵ تا ۳۰ متر می‌باشد. این واحد نیز دارای روندی با جهت شرقی - غربی می‌باشد (شکل ۳-۱۸).



شکل ۳-۱۸-الف: نمای دور از واحد سنگ‌های آتش‌فشانی کم عمق. ب: نمای نزدیک‌تر از واحد سنگ‌های آتش‌فشانی کم عمق.

### ۳-۲-۲-۶-واحد آهکی شیلی:

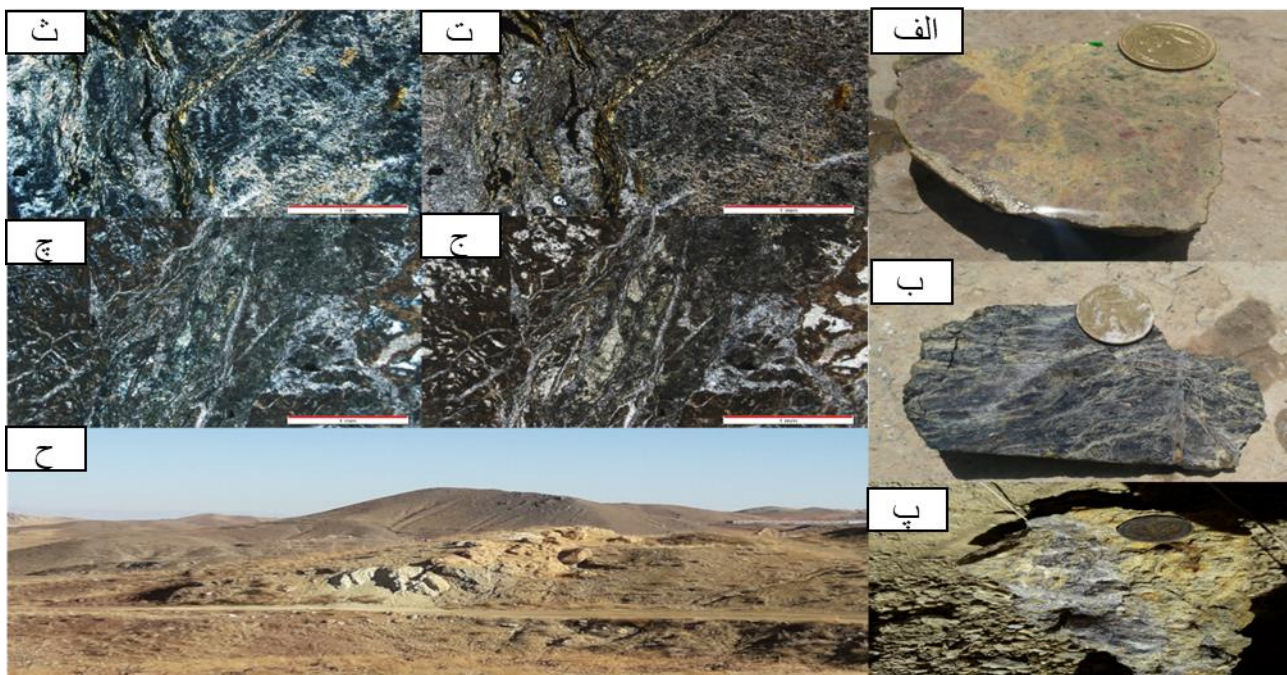
این واحد از نمای دور به رنگ روشن دیده می‌شود و در فواصل نزدیک به هم سنگ‌های شیلی و کربناته در کنار یکدیگر یافت می‌شوند که به علت وسعت کم و در هم فرورفتگی این دو واحد را یک واحد کلی در نظر می‌گیریم.



در قطعات آهنی به وضوح بلورهای اپیدوت قابل مشاهده است که نشان دهنده دگرسانی اپیدوتی در این قسمت است.

در واحد شیلی دگرسانی سیلیسی، سرسیتی و کربناته به وضوح دیده می شوند.

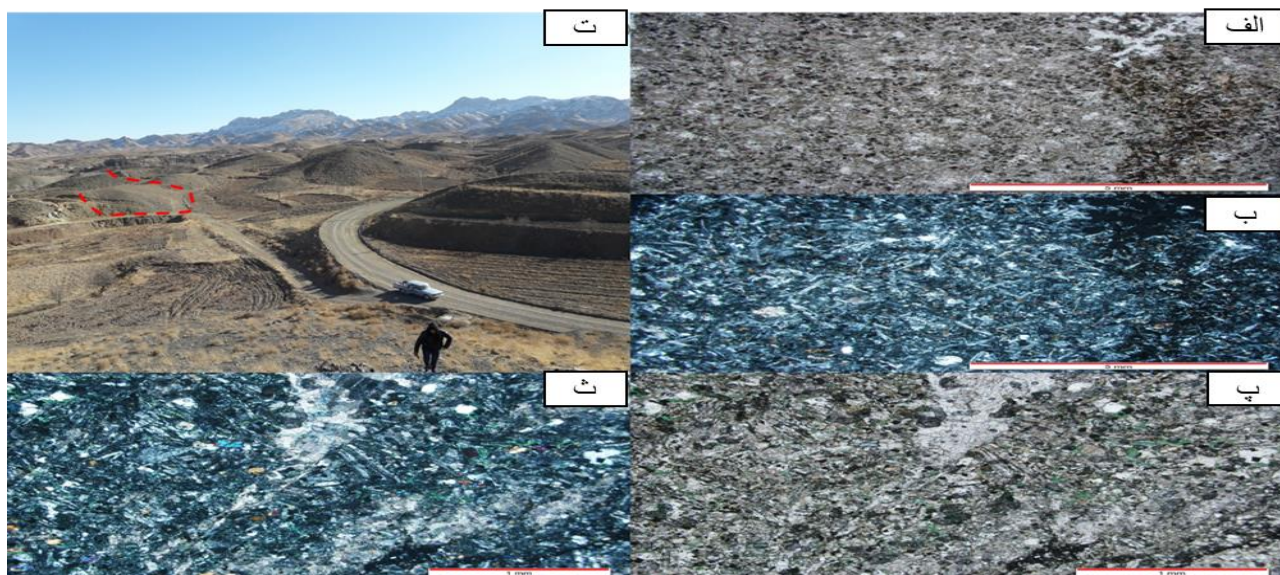
به علت تماس این واحدها با واحد نفوذی (واحد نفوذی از اعماق زیاد تا سطح و در قسمت جنوبی این واحد قرار دارد) آثار کانی زایی آهن و مس دیده می شوند ورگه های استرینگر که از جنس سیلیس، کربنات و سرسیت هستند در درون این واحدها تشکیل شده اند. در این واحد مانند واحد گابرویی آثار کارگاه های قدیمی دیده می شوند که این کارگاه ها نسبت به کارگاه قبلی (کارگاه شرقی) از وسعت بسیار کمتری برخوردار می باشند و تمام فعالیتها محدود به سطح بوده و پس مدت کوتاهی رها شده اند (شکل ۳-۱۹).



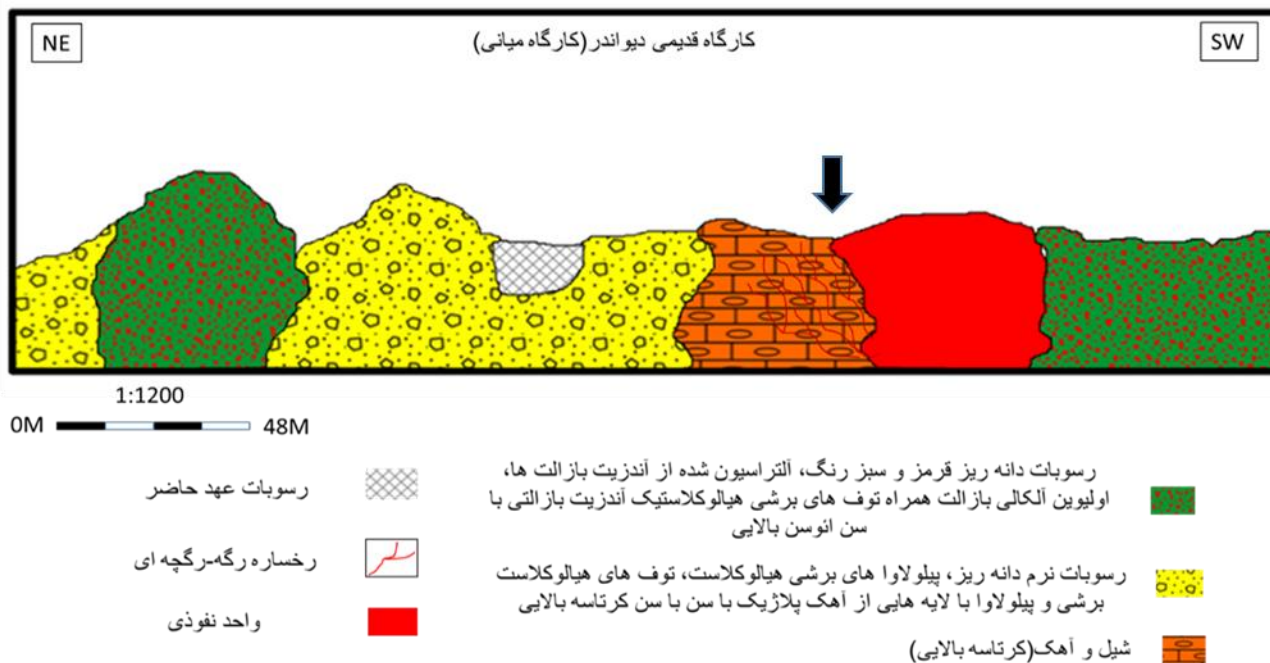
شکل ۳-۱۹- الف، ب، پ: تصویر نمونه دستی واحد آهنی و شیلی که در تصاویر رگه های نفوذی و آثار دگرسانی اپیدوتی کاملاً مشهود است. ت، ث: تصویر مقطع میکروسکوپی واحد آهنی که رگه های کلسیتی و دگرسانی های اپیدوتی و کلریتی در آن کاملاً مشهود می باشند. ج، چ: تصویر مقطع میکروسکوپی از واحد آهنی که رگه های نفوذی با جنس کربنات و سیلیس در آن کاملاً به چشم می خورد. ح: نمای دور از واحد شیلی و آهنی (کارگاه میانی).

### ۳-۲-۷-واحد نفوذی مونزودیوریت - کوارتز دیوریت:

این واحد ضخامتی در حدود ۱۰ الی ۱۵ متر دارد که در محل کنتاکت این واحد به واحدهای شیلی-کربناته آثار دگرسانی شدید سیلیسی، سرسیتی، کربناته و مقداری اپیدوتی از خود نشان می‌دهد (شکل ۳-۲۰) که در داخل این واحدها کانی زایی آهن و به مقدار کم کانی زایی مس رخ داده است. با توجه به قرارگیری این واحد نفوذی در افق چینه شناسی خاص بنظر می‌رسد این توده ها بصورت همزمان با فعالیتهای آتشفشانی سبب ایجاد موتور حرارتی در عمق و زیرکف دریا گشته که همین موضوع سبب نفوذ سیالات گرمایی به درون واحدهای آتشفشانی- رسوبی شده است. که نتیجه آن رخداد کانی زایی مس و آهن به همراه دگرسانی‌های کلریتی، اپیدوتی و سیلیسی در داخل خود توده ها یا در واحدهای آتشفشانی- رسوبی بوده است (شکل ۳-۲۰).



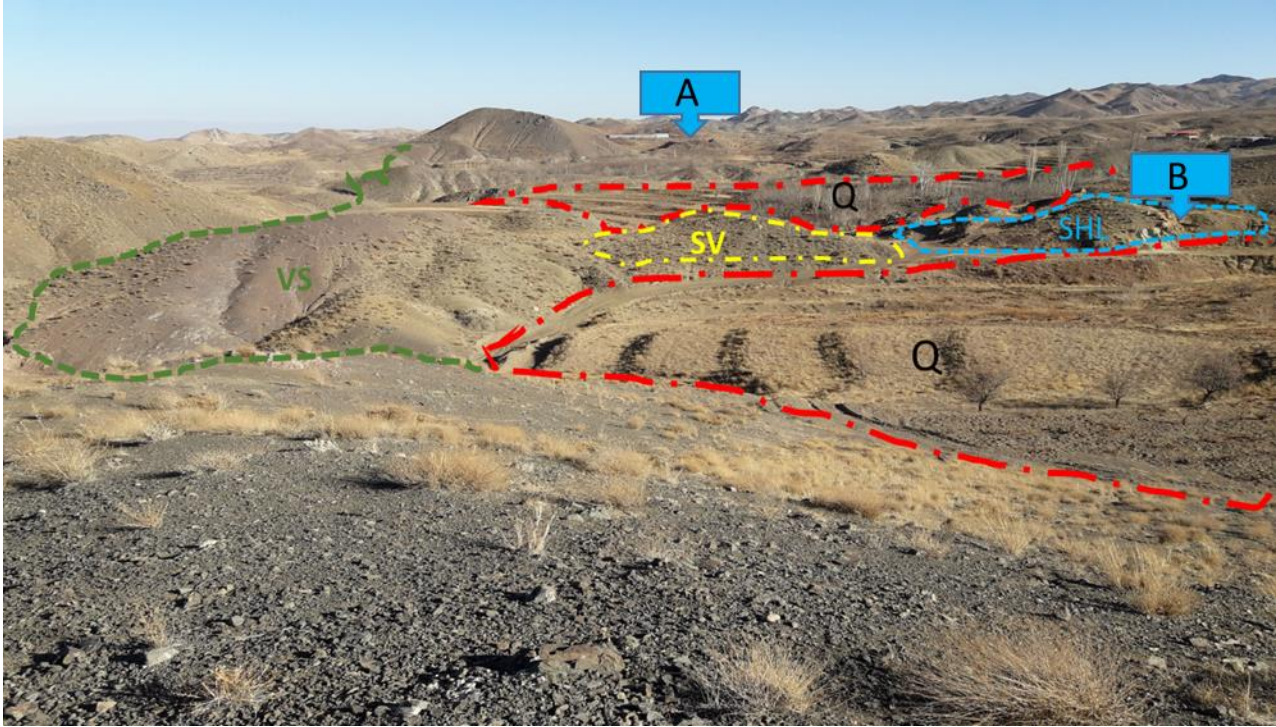
شکل ۳-۲۰-الف، ب) تصویر مقطع میکروسکوپی واحد نفوذی که در این تصویر بلورهای ریز پلاژیوکلاز و پیروکسن به همراه رگه نفوذی دیده می‌شود. دگرسانی‌های اپیدوتی و کلریتی از دگرسانی‌های رایج در این مقطع می‌باشند. پ، ث) تصویر مقطع میکروسکوپی از بلورهای بسیار کوچک پلاژیوکلاز و پیروکسن که دارای بافت گرانولار و اینترگرانولار می‌باشند. رگه‌های کربناته نیز در این مقطع قابل مشاهده است. ح: نمای دور از موقعیت قرارگیری واحد نفوذی در کنار واحد شیلی و آهنی.



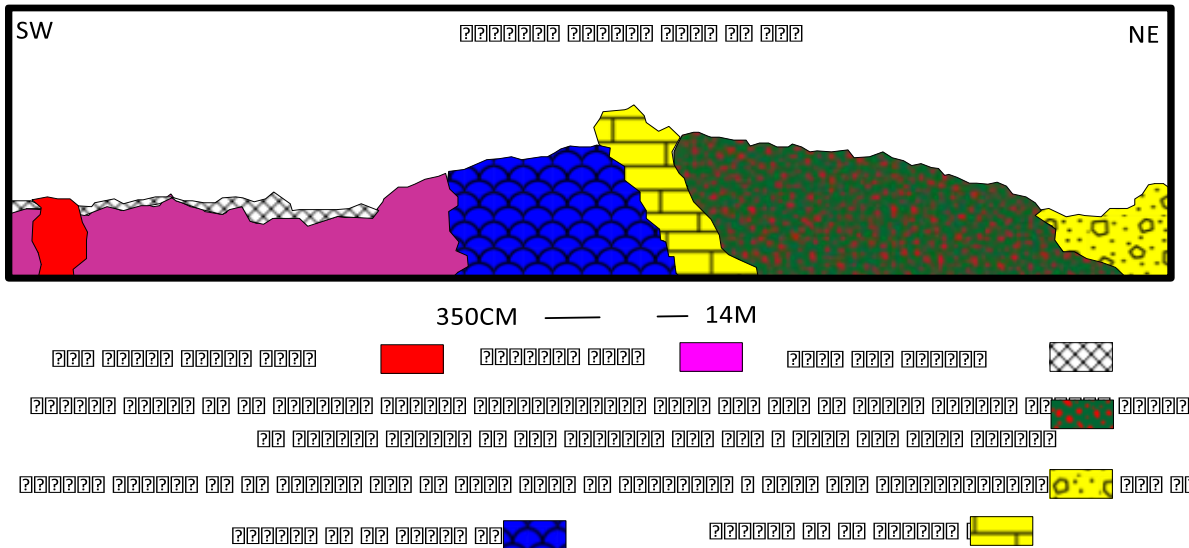
شکل ۳-۲۱- تصویر مقطع عرضی از کانسار دیواندر (کارگاه میانی- که موقعیت کارگاه قدیمی با فلش مشخص شده است)

### ۳-۲-۲-۸- رسوبات کواترنری:

این رسوبات بیشترین گسترش را در اطراف کانسار دیواندر دارند و در تمام نقاط به راحتی به چشم می‌خورند. اکثراً بر روی این واحد مزارع کشاورزی احداث شده است که از نظر علم زمین‌شناسی اقتصادی توصیه می‌شود بر روی این رسوبات پی‌جویی به شیوه نوین MMI صورت گیرد تا شاید بتوان از طریق یون‌های اندازه‌گیری شده توده‌های احتمالی در اعماق بیشتر را کشف و به مرحله بهره‌برداری رساند (شکل ۳-۲۲).



شکل ۳-۲۲-نمایی دور از واحدهای رسوبات کواترنری، شیل و آهک، رسوبی-آتش فشانی به همراه رسوبات آتش فشانی کم عمق. (Q): رسوبات کواترنری، SHL، واحد آهکی-شیلی، SV: واحد رسوبی-آتش فشانی، VS: واحد رسوبات آتش فشانی کم عمق، A: کارگاه شرقی، B: کارگاه میانی) (دید به سمت شرق)

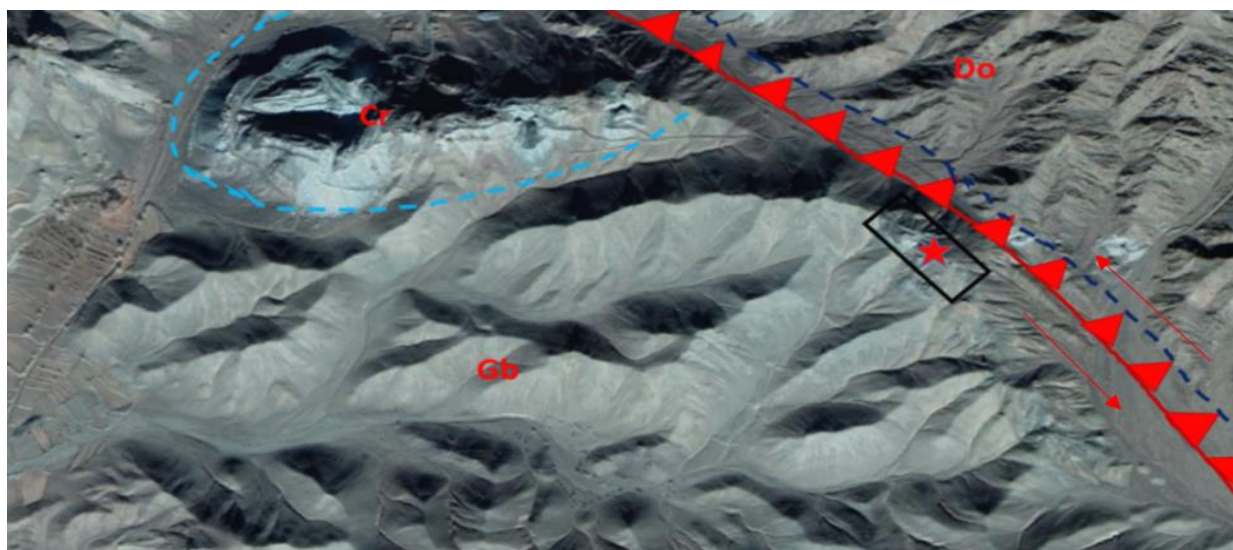


شکل ۳-۲۳-مقطع عرضی از کانسار دیواندر (کانه زایی غربی)

### ۳-۳- وضعیت گسل‌های اصلی کانسار سلیمانیه و دیواندر:

الف- سلیمانیه: مهم‌ترین گسل موجود در منطقه در فاصله کمتر از ۵۰ متر تا کانه زایی اصلی کانسار سلیمانیه قرار دارد. این گسل سبب به هم ریختگی واحد و رورانگی واحد هارزبورژیت و دونیت بر روی واحدهای کانه دار و گابرو ها و همچنین بالآآمدگی قسمتی از منطقه گردیده است. این گسل جهت جنوب شرقی-شمال غربی داشته است که از دیگر تأثیرات آن می‌توان جابه‌جایی چند کیلومتری واحدها را نام برد، به طوری که واحدهای مشابه کانسار سلیمانیه (در جنوب شرقی روستای سلیمانیه) به فاصله چند کیلومتری در شمال غربی روستای سلیمانیه دیده می‌شوند (شکل ۳-۲۴).

ب- دیواندر: در شمال و جنوب کانسار دیواندر دو گسل اصلی با روند شرقی- غربی دیده می‌شوند. تأثیر این گسل‌ها باعث خردشدگی واحدها و محو شدن تعدادی از واحدها از محل کانسار شده است.



شکل ۳-۲۴- موقعیت، جهت عملکرد و حرکت گسل سلیمانیه که سبب به هم ریختگی و جابه‌جایی واحدها گردیده است. (Gb):

گابرو، علامت ستاره: موقعیت کانسار سلیمانیه و کانی زایی، Do: واحد دونیت، هارزبورژیت، Cr: معدن کرومیت)



## فصل چهارم

### کانه‌زایی و دگرسانی

#### ۴-۱ مقدمه:

در مطالعات صحیح و اصولی زمین‌شناسی، مشاهدات صحرایی و مطالعات دقیق میکروسکوپی از اهمیت بالایی برخوردار می‌باشند و در صورت غفلت از این مسائل نتایج اشتباه و هزینه‌های سنگین برای پروژه‌های علمی و معدنی ممکن است به وجود آید، به همین جهت برای پیدا کردن نحوه تشکیل ذخایر و ارتباط آن‌ها با فرآیندهای زمین‌ساختی و پیدا کردن کلید اکتشافی برای ذخایر جدید، دو اصل مذکور به صورت دقیق انجام شدند.

افیولیت سبزوار بخشی از شمال خردقاره ایران مرکزی است که این افیولیت را هم‌رند با افیولیت‌های سیستان و نائین-بافت می‌دانند. مطالعات اخیر توسط سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور و همچنین شرکت‌های معدنی و محققین دانشگاهی منجر به کشف کانسارهای مختلفی در این افیولیت‌ها شده است که تاکنون هیچ نوع کانه‌زایی مس در منطقه سلیمانیه گزارش نشده است، اما در مورد کانسار دیواندر بر روی نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ سبزوار (سهندی و امامی، ۱۳۷۱) برای کانسار دیواندر اندیس مس و آهن گزارش شده است و آثار معدن کاری قدیمی و سنتی که فاقد گزارش اکتشافی می‌باشد نیز دیده می‌شود (شکل ۴-۱).

کانه‌زایی صورت گرفته در کانسار سلیمانیه جوان‌تر از کرتاسه میانی می‌باشد که با دیگر کانی‌زایی‌های ایجادشده در افیولیت‌های ایران و جهان مطابق است.

در این فصل سعی می‌شود پهنه‌های کانه‌زایی به همراه دگرسانی‌ها، مورد مطالعه و بررسی قرار گیرند تا نتایج مدنظر از این مطالعات برای دو منطقه حاصل گردد.



## ۴-۲- کانہ زایی

### ۴-۲-۱- کانہ زایی در منطقه سلیمانیه

بررسی‌های صورت گرفته در کانسار سلیمانیه حاکی از وجود کانسار مس است که در واحدهای خاصی یافت می‌شوند.

کانسار مس سلیمانیه در بستر کف دریا و محیط پر سولفید رخ داده است. مهم‌ترین واحدها از نظر کانہ زایی دایک های دیابازی و قسمتی از گابرو ها می‌باشند که عمده کانی زایی سولفیدی در بخش دیاباز وجود دارد و دیگر واحدهای موجود در منطقه فاقد کانہ زایی اولیه و گسترده می‌باشند. باین حال کانہ زایی مگنتیت اولیه و ثانویه در واحدهای گابرویی، بازالتی، سرپانتین و حتی دونیت و هارزبورژیت نیز دیده می‌شود.

به‌طور کلی می‌تواند چند دسته واحد کانہ دار اصلی و اولیه برای کانسار سلیمانیه در نظر گرفت:

۱- توده معدنی اصلی که در عمق قرار دارد و توسط حفاری‌های قدیمی قطعاتی از آن در سطح دیده می‌شود که دارای سولفید زایی فراوان می‌باشد.

۲- واحد دایک دیابازی با سیلیس بالا، این واحد دارای کانی زایی سولفیدی متوسط تا ضعیف می‌باشد و میزان سیلیس نسبتاً بالا و قابل توجهی دارد.

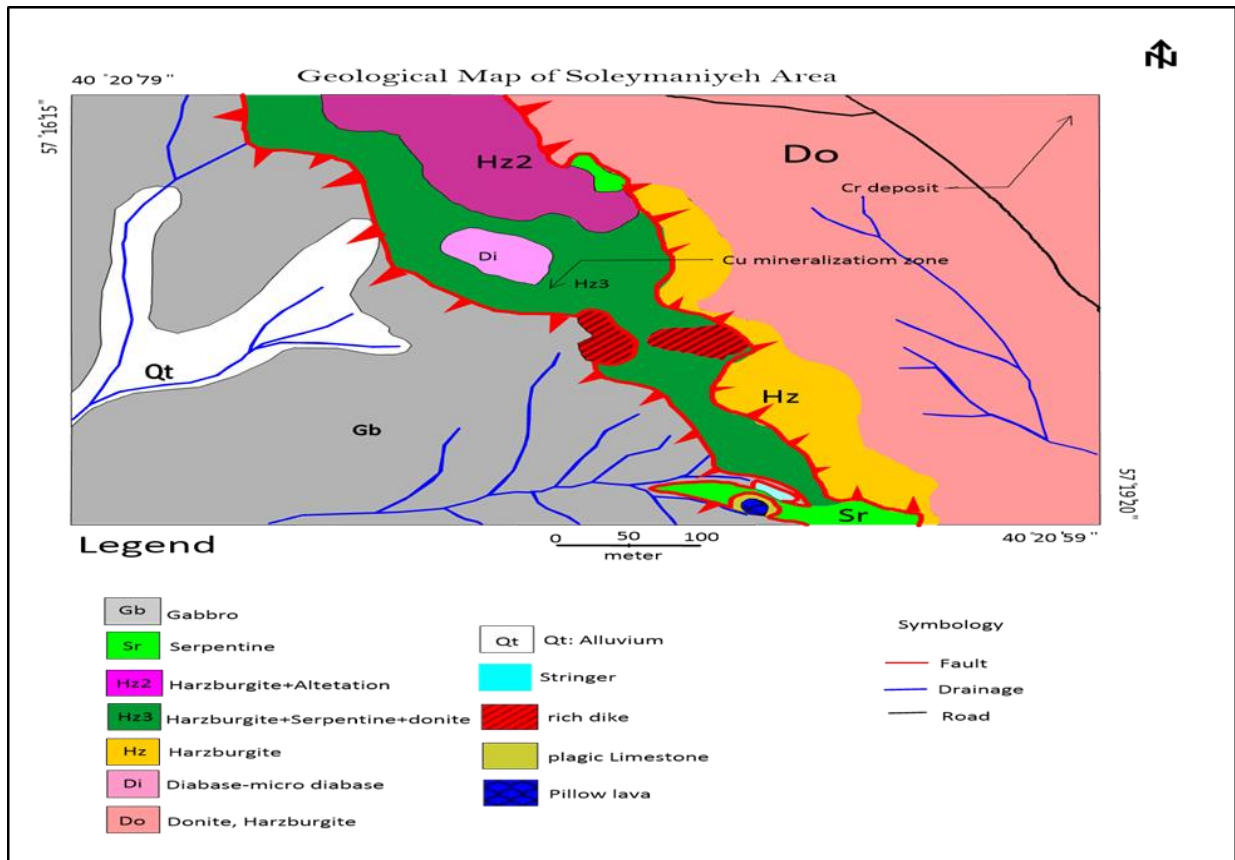
۳- واحد دایک دیابازی آهن‌دار، میزان آهن و کانہ‌های سولفیدی در این واحد بیشتر از دایک قبلی می‌باشد و میزان سیلیس آن به‌طور قابل توجهی پایین می‌باشد.

۴- واحد گابرویی: این واحد به علت قرارگیری در نزدیک توده کانہ دار اصلی در اعماق زیاد دارای کانی‌های سولفیدی و آهن‌دار می‌باشد.

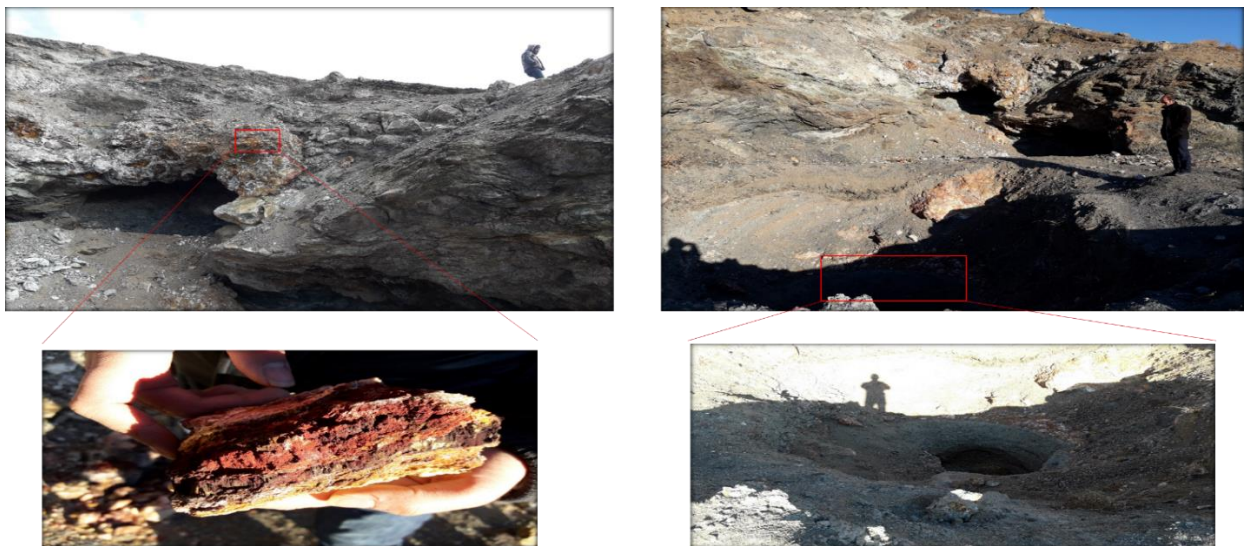


شکل ۴-۱- عکس هوایی کانسار سلیمانیه ( موقعیت جغرافیایی تصویر هوایی E57 47.470, N36 19.981 و E57 48.124, N36 19.981 است). A: موقعیت کارگاه قدیمی. B: موقعیت بازالت بالشی. C: معدنکاری‌های کرومیت در واحدهای دونیتی. D: موقعیت رخساره رگه-رگچه ای سیلیسی-کلریتی-اپیدوتی (سیلیسی، اپیدوتی، کلریتی).

در منطقه مورد مطالعه وجود کارگاه قدیمی قابل مشاهده است (شکل ۴-۳). کانی زایی سولفید مس در سنگ‌های دیاباز جوان و توده‌های نفوذی عمیق و گابروهای اطراف آن رخ داده است که این کانی زایی‌ها در نتیجه فعالیت‌های محلول‌های پر سولفید زیر بستر کف دریا است که وارد محیط دریایی نشده‌اند و به صورت استرینگر زون و کانه‌زایی توده‌ای و نیمه توده‌ای تشکیل کانسار داده‌اند. تأثیرات تکتونیکی و آب‌های جوی موجب تشکیل کانی‌های ثانویه مانند مگنتیت ثانویه و مالاکیت و آزوریت شده است.



شکل ۴-۲- نقشه زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه در مقیاس ۱:۱۰۰۰۰ که کانی‌زایی‌ها در واحدهای دایک‌های میکرو دیابازی و دیابازی و گابرو رخ داده است.



شکل ۴-۳- تصویری از کارگاه قدیمی کانسار سلیمانیه که توده اصلی و کانه دار در قسمت‌های زیرین قرار دارد.

#### ۴-۳-۱- شکل هندسی ماده معدنی:

**الف- سلیمانیه:** بر اساس مشاهدات و مطالعات صحرایی و بافتی، شکل هندسی ماده معدنی در کانسار سلیمانیه به صورت توده‌ای، نیمه توده‌ای و رگه-رگچه ای با رابطه مستقیم با واحد نفوذی است.

این کانی زایی به صورت محلول‌های غنی از سولفید در بستر کف دریا می‌باشد که به علت وارد نشدن به محیط دریا فاقد رخساره‌های مختلف می‌باشد و فقط به صورت رگه-رگچه های استرینگر و کانی زایی توده‌ای و نیمه توده‌ای در عمق می‌باشند. بر اساس مطالعات ساخت، بافت و کانی‌شناسی و نوع ارتباط ماده معدنی با سنگ میزبان و نحوه تشکیل می‌توان سه گروه اصلی و یک گروه فرعی و ثانویه برای این کانه‌زایی در نظر گرفت:

الف) رخساره رگه-رگچه ای

ب) بخش توده‌ای و نیمه توده‌ای کانسنگ اصلی

پ) دایک های دیابازی کانه دار

ت) بخش ثانویه همراه با دگرسانی شدید

**ب- دیواندر:** بر اساس مشاهدات صحرایی و بافتی، شکل هندسی ماده معدنی در کانسار دیواندر همچون کانسار سلیمانیه به صورت رگه-رگچه ای و نیمه توده‌ای می‌باشد.

بر اساس مطالعات ساخت، بافت، کانی‌شناسی و نوع ارتباط ماده معدنی با سنگ میزبان و همچنین نحوه تشکیل می‌توان دو رخساره اصلی را برای این کانی زایی در نظر گرفت:

الف- رخساره رگه-رگچه ای

ب- رخساره سولفیدی نیمه توده‌ای

#### ۴-۳-۲- گروه‌های کانه دار کانسار سلیمانیه:

بر اساس ساخت، بافت و کانی‌شناسی چهار رخساره کانه دار در کانسار سلیمانیه قابل تشخیص است که عبارت‌اند از (شکل ۴-۴):

#### ۴-۳-۱- رخساره رگه-رگچه ای:

رخساره رگه-رگچه ای در کانسار سلیمانیه خود به دو گروه رگه-رگچه های پر سولفید و رگه-رگچه های کم سولفید تقسیم‌بندی می‌شوند که در ادامه به آن‌ها پرداخت می‌شود:

#### ۴-۳-۱-۱- رگه-رگچه های سولفید دار:

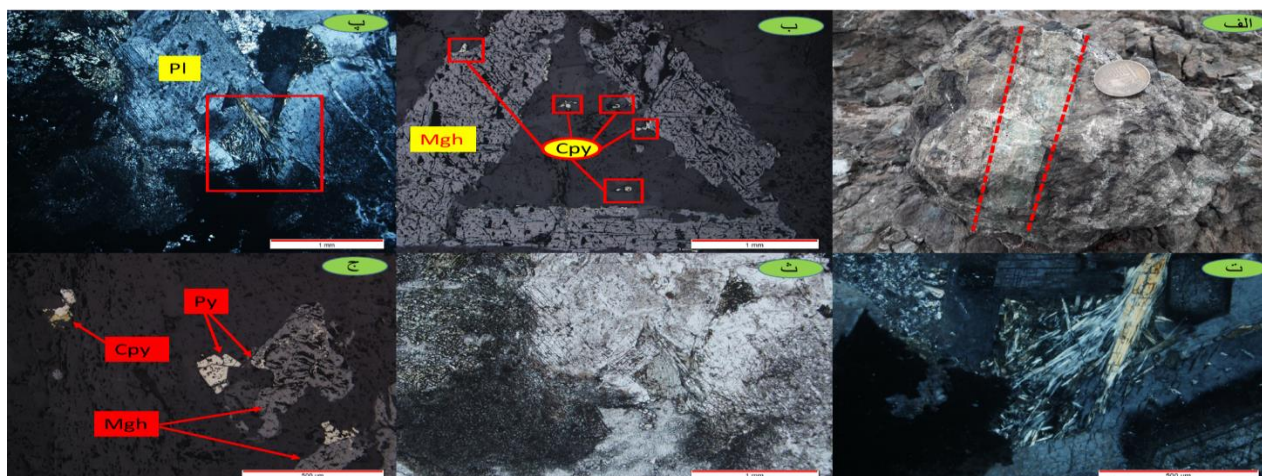
این زون در مرکز سیستم قرار دارد و دارای کانی‌زایی مگنتیت، کالکوپیریت، پیریت و کالکوسیت همراه با دگرسانی سیلیسی، سریسیتی است. این زون به علت وجود سیلیس بالا نشان‌دهنده دمای زیاد سیالات گرمایی بوده است که توانایی شستشوی سیلیس را از اعماق داشته است و بیانگر وجود توده نفوذی در اعماق و نفوذ سیالات به عمق و برخورد با توده نفوذی می‌باشد.

در حاشیه این رگه-رگچه های سیلیسی کانی‌زایی مگنتیت به‌وضوح قابل مشاهده است و در قسمت مرکزی این زون می‌توان کانی‌زایی مس را به‌وضوح مشاهده کرد.

این استرینگر غالباً در واحدهای گابروی دانه‌درشت نفوذ کرده و فاقد دگرسانی‌های غیر سیلیسی است.

#### ۴-۳-۱-۲- رگه-رگچه های فاقد سولفید:

این زون رگه-رگچه ای در بخش دورتر از توده قرار دارد و دارای دگرسانی شدید کلریتی، اپیدوتی و سیلیسی است و کانی‌زایی مهمی در آن دیده نمی‌شود. یکی از شواهد مهم کانی‌زایی به‌صورت سولفید توده‌ای قبل از فعالیت‌های شدید تکتونیک و بالآمدگی وجود رگه‌های زنونیت به‌صورت قطع کننده رگه‌های استرینگر و ثانویه بودن آن‌هاست که در بخش دگرسانی‌ها به کانی‌مزبور که مرتبط با رودنژیت‌ها است پرداخته می‌شود و مراحل تشکیل آن مورد بررسی قرار می‌گیرد.



شکل ۴-۴ الف: تصویر نمونه دستی از واحد رگه-رگچه ای و رگه کوارتز، کلریت در کانسار سلیمانیه. ب: تصویر مقطع میکروسکوپی از قسمت رگه-رگچه ای که کانی مگنتیت به صورت مثلثی شکل دیده می شود و کالکوپیریت های جوان تر به درون آن نفوذ کرده اند. پ و ت و ث: تصویر مقطع میکروسکوپی از واحد رگه-رگچه ای که ابتدا در اثر تأثیر دگرسانی و سیالات پیروکسن ها به آمفیبول تبدیل شده اند و سپس پیروکسن ها در حال تبدیل شدن به آمفیبول هستند که این تبدیل شدن به صورت تیغه تیغه شدن است. ج: تصویری از کانی های مگنتیت، کالکوپیریت و پیریت در بخش رگه های سولفید بالا

#### ۴-۳-۲-۲-۲-۱-۱ واحد کانه دار توده ای:

این واحد در اعماق بیشتر قرار دارد و در زمان حال به علت تأثیر فعالیت های تکتونیکی شدید مقداری بهم ریخته می باشد، این واحد توده ای را می توان به دو بخش اصلی تقسیم بندی نمود (شکل ۴-۵):

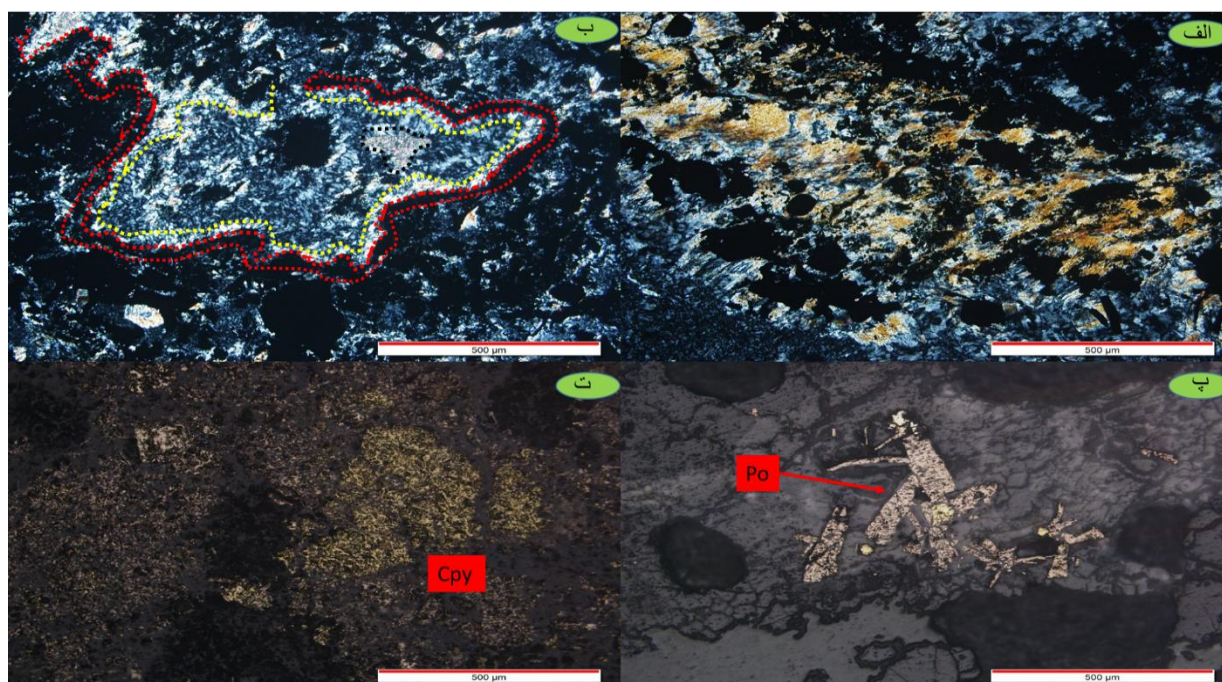
#### ۴-۳-۲-۲-۱-۱-۱ واحد توده ای بیرونی یا عمق کمتر:

این واحد دارای کانی زایی به صورت کالکوپیریت، پیریت، کالکوسیت و مگنتیت می باشد و به صورت دانه ریز تر دیده می شوند که در اثر تکتونیک بعدی به صورت خرد شده و باحالت های بودیناژی مقداری از مکان اصلی خود فاصله گرفته اند و در نگاه اول بهم ریختگی و عدم نظم در منطقه را نشان می دهند.

میزان سولفید زایی در این قسمت کمتر از قسمت مرکزی است و عیار کانه ها به طور قابل ملاحظه ای پایین تر می باشد و در داخل نمونه های مورد بررسی قرار گرفته دگرسانی کلریتی و اپیدوتی قابل مشاهده است. این واحد را می توان واحد نیمه توده ای نیز نامید.

#### ۴-۳-۲-۲-واحد توده‌ای عمیق یا درونی:

این واحد در زیر و عمق بیشتر نسبت به واحد قبلی است و دارای کانی‌های سولفیدی بیشتر، عیار بالاتر، محیط احيایی‌تر است و با میزان عیار کانی‌های بالاتر می‌باشد. دگرسانی کلریتی و اپیدوتی در این واحد به‌ندرت یافت می‌شوند و دگرسانی غالب این بخش سیلیسی است. دانه‌بندی توده نفوذی در این بخش درشت می‌باشد که نشان‌دهنده سرد شدن آهسته‌تر می‌باشد.



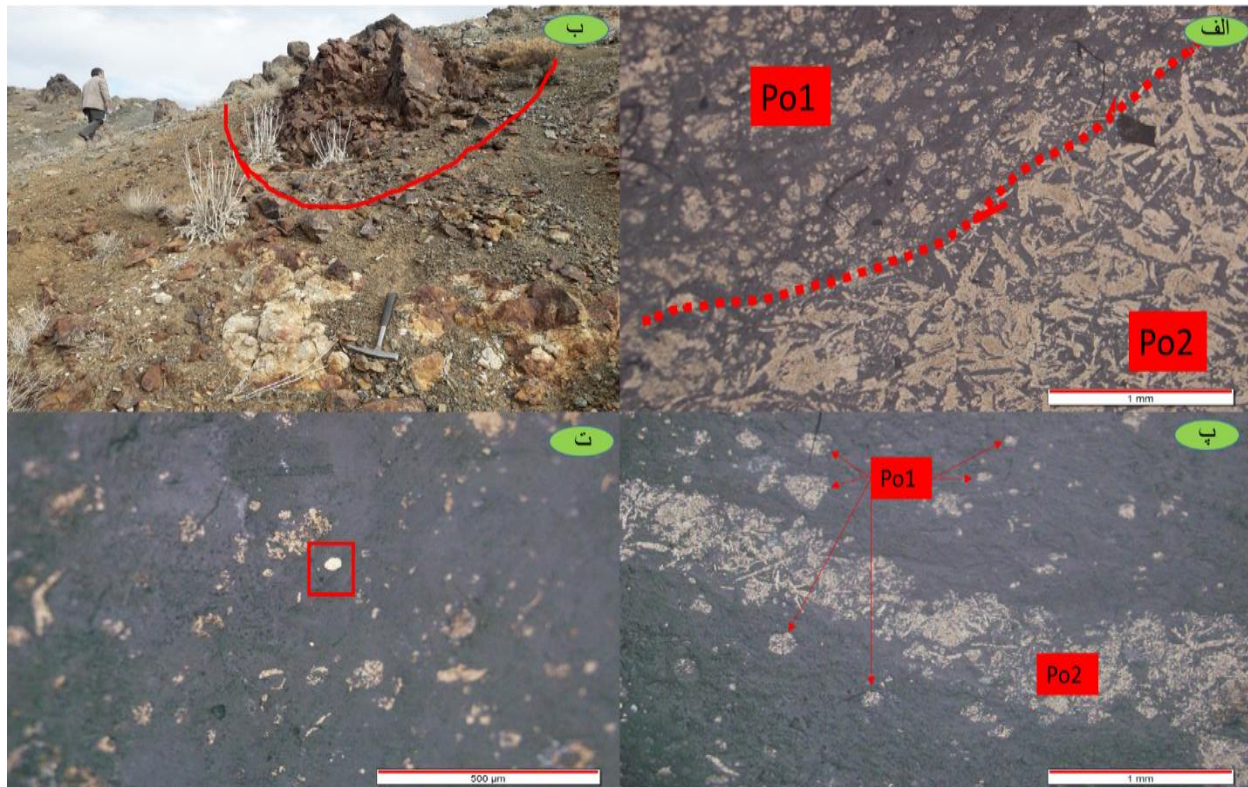
شکل ۴-۵-الف و ب: تصویر مقطع میکروسکوپی از واحد کانه دار که در آن ابتدا کانی‌ها اپاک در طول رگه‌ها و نفوذی‌ها نشست‌اند و سپس دگرسانی سرسیتی تشکیل شده و پس از آن سیلیس‌ها و کربنات‌ها ته‌نشین شده‌اند. پ: کانی پیروتیت که فقط در کانسار سلیمانیه وجود دارند و نشان‌دهنده محیط آرام تر هستند. ت: رشد کانی کالکوپیریت در کنار کانی پیروتیت

#### ۴-۳-۲-۳-واحد دایک‌های دیابازی:

این دایک‌ها به علت تفاوت در نوع کانی‌زایی و میزان سیلیس به دودسته کلی تقسیم‌بندی می‌شوند

#### ۴-۳-۲-۳-۱-واحد دایک دیابازی با میزان سیلیس بالا:

این واحد در اثر فعالیت‌های تکتونیکی حالت خردشده و شکسته دارد. کانی زایی سولفیدی به همراه سیلیس بالا در آن به راحتی به چشم می‌خورد. کانی زایی در این دایک‌ها نسبت به نوع دوم ضعیف‌تر بوده و احتمال می‌رود در تشکیل رودنژیت‌ها نقش مؤثری داشته باشد.



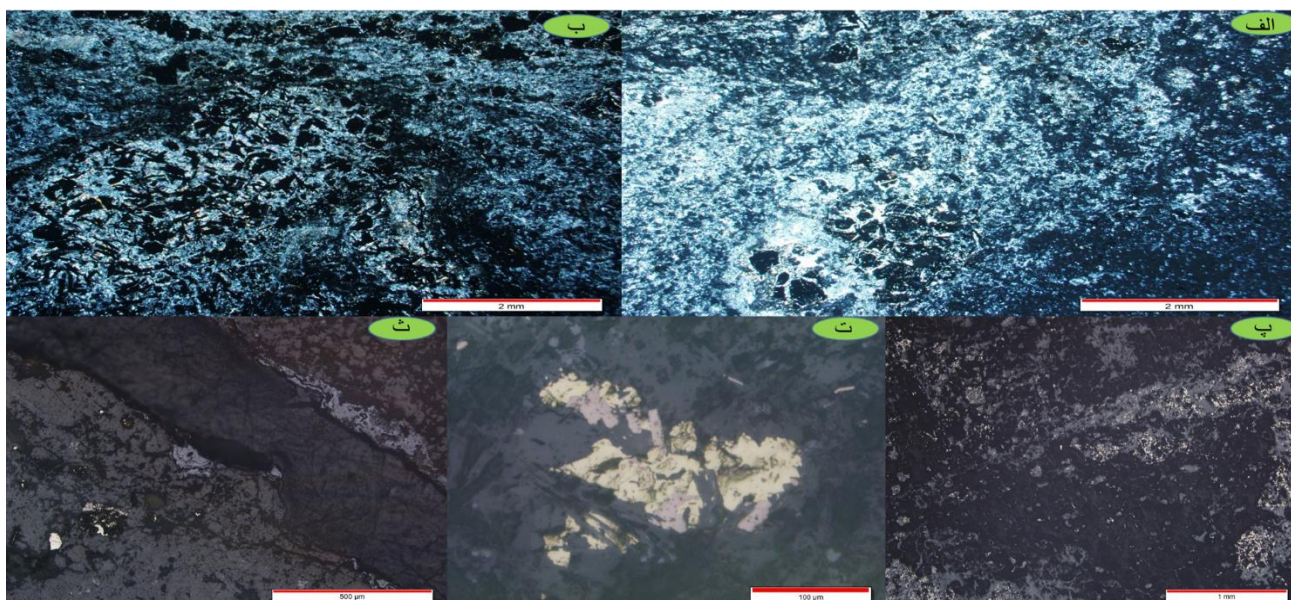
شکل ۴-۶- تصاویر صحرایی و مقطع میکروسکوپی دایک دیابازی آهن بالا. الف: تصویر مقطع میکروسکوپی که در این تصویر کانی پیروتیت به دو صورت نسل اول و دوم قابل مشاهده است. ب و پ: تصویر صحرایی دایک دیابازی آهن بالا. ت: رشد کانی کالکوپیریت در کنار دو نسل کانی پیروتیت.

#### ۴-۳-۲- واحد دایک دیابازی آهن بالا:

این واحد در اثر فعالیت‌های تکتونیکی حالت بودیناژی داشته و با واحد هارزبورژیتی دارای کنتاکت و برخورد می‌باشد که نشان‌دهنده عملکرد قوی تکتونیک است. کانی زایی سولفیدی در این واحد بیشتر از دایک‌های سیلیسی است و میزان سیلیس پایین‌تری نسبت به دیگر دایک‌های دیابازی دارد. رنگ این واحد به علت وجود آهن بالا به رنگ قرمز در آمده است؛ که بر اساس مشاهدات صحرایی و آزمایشگاهی مشخص شد تأثیر محلول‌های



آهن‌دار منحصر به سطح قطعات سنگی بوده و عمق تأثیر بر روی این قطعات سنگی در حدود یک تا سه میلی‌متر در این واحد بوده است. محلول‌های آهن‌دار توسط درز و شکاف‌ها وارد توده شده و سطح آن را تحت تأثیر قرار داده است. احتمال می‌رود منشأ آهن سطح این واحد، آهن‌های آزاد شده از واحدهای دونیت و هارزبورژیت و حتی سرپانتینیت‌ها باشد که بعد و در حین فعالیت‌های تکتونیکی با لیچینگ عناصر توسط فشار زیاد وارد این واحد شده‌اند (شکل ۴-۷).



شکل ۴-۷-الف، ب و پ: تصویر مقطع میکروسکوپی از واحد سیلیس بالا که کانی‌زایی در این قسمت به صورت دانه پراکنده رخ داده است. ت: تصویر مقطع میکروسکوپی از تبدیل شدن پیریت به گوتیت. ث: کانی‌گوتیت در حاشیه رگه سیلیسی که در کنار آن تبدیل کانی پیریت به گوتیت در حال تبدیل است.

#### ۴-۲-۲-کانه زایی در منطقه دیواندر

طبق گزارشات نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ سبزوار، وجود اندیس معدنی مس و آهن دیواندر مورد تأیید قرار گرفته است که با مطالعات و مشاهدات صحرایی نیز مطابقت دارد.

طبق مشاهدات فراوانی عنصر مس و آهن در هر قسمت از کانسار دیواندر متفاوت است و در داخل واحد آهنی و شیلی میزان آهن بر مس پیشی می‌گیرد به طوری که می‌توان از عنصر مس چشم‌پوشی کرد و در قسمت‌هایی دیگر

میزان مس بر آهن مقداری غلبه می‌کند، اما به‌طور کلی می‌توان گفت عمده کانی زایی‌ها مربوط به عناصر آهن است و عنصر مس برجستگی بسیار پایینی دارد.

بر طبق مشاهدات علمی، کانسار دیواندر در محیط دریایی با ژرفای کم و نزدیک به قاره‌ای ایجاد شده است. این کانسار توسط سیالات گرمابی پرسولفید در زیر بستر کف دریا تشکیل شده است که این سیالات امکان نفوذ به دریا را پیدا نکرده‌اند و به همین جهت رخساره‌های دهانه‌ای و خروجی مانند اگزالات در این کانسار دیده نمی‌شود.

بالین حال می‌توان واحدهای درگیر باکانی زایی را به شرح زیر آورد:

- واحد نفوذی مونزودیوریت و کوارتز دیوریت (که این واحد نقش موتور حرارتی را ایفا می‌کند و خود دارای میزان کمی کانه‌زایی آهن می‌باشد).

- واحد گابرویی ( این واحد دارای دو بخش استرینگر و بخش سولفیدی توده‌ای - نیمه توده‌ای می‌باشد)

واحد شیل و کربنات ( این واحد خود دارای سه بخش استرینگر، دگرسانی و بخش کانه دار نیمه توده‌ای می‌باشد)(شکل ۴-۸).

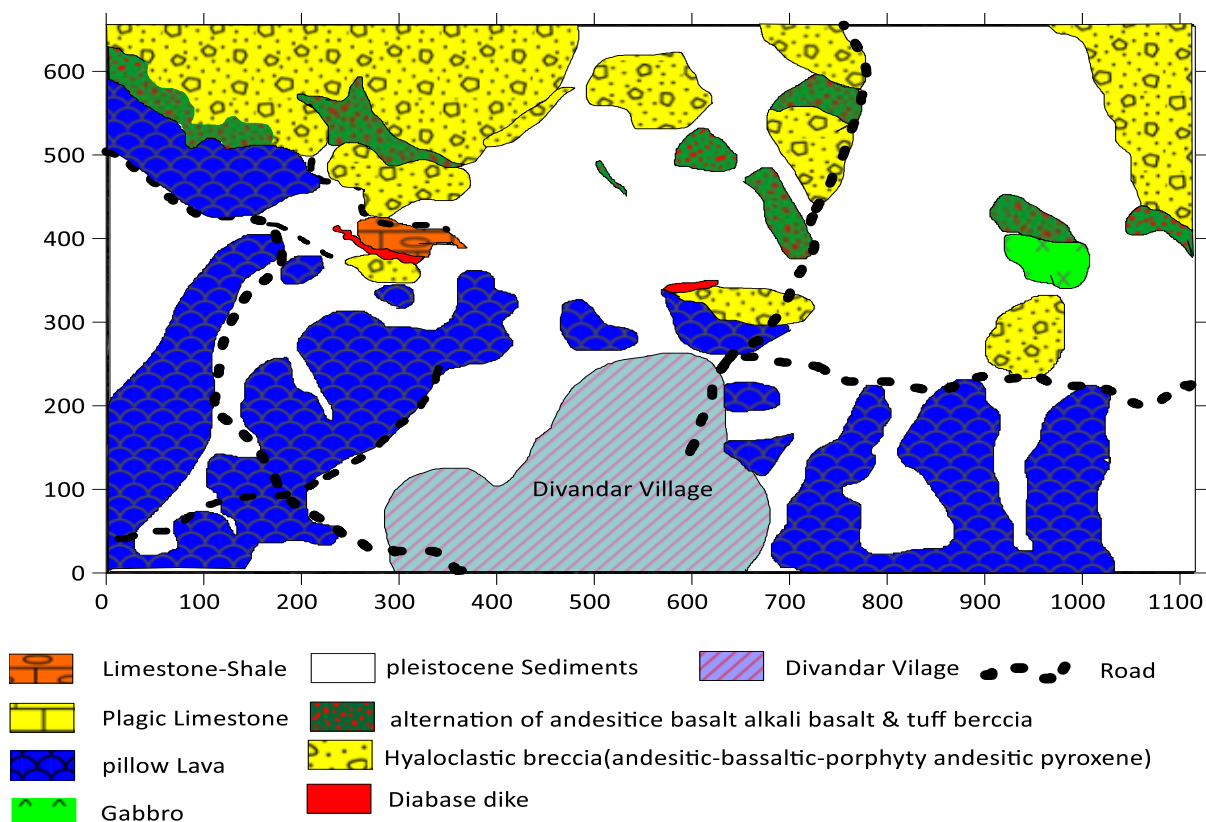


شکل ۴-۸- تصویر هوایی از کانسار دیواندر و موقعیت قرارگیری کارگاه‌های قدیمی و کانی زایی در این کانسار. A: موقعیت کارگاه شرقی با میزبان گابرویی. B: موقعیت کارگاه میانی با سنگ میزبان آهنی و شیلی. C: موقعیت کانه‌زایی جدید احتمالی در غرب کانسار.

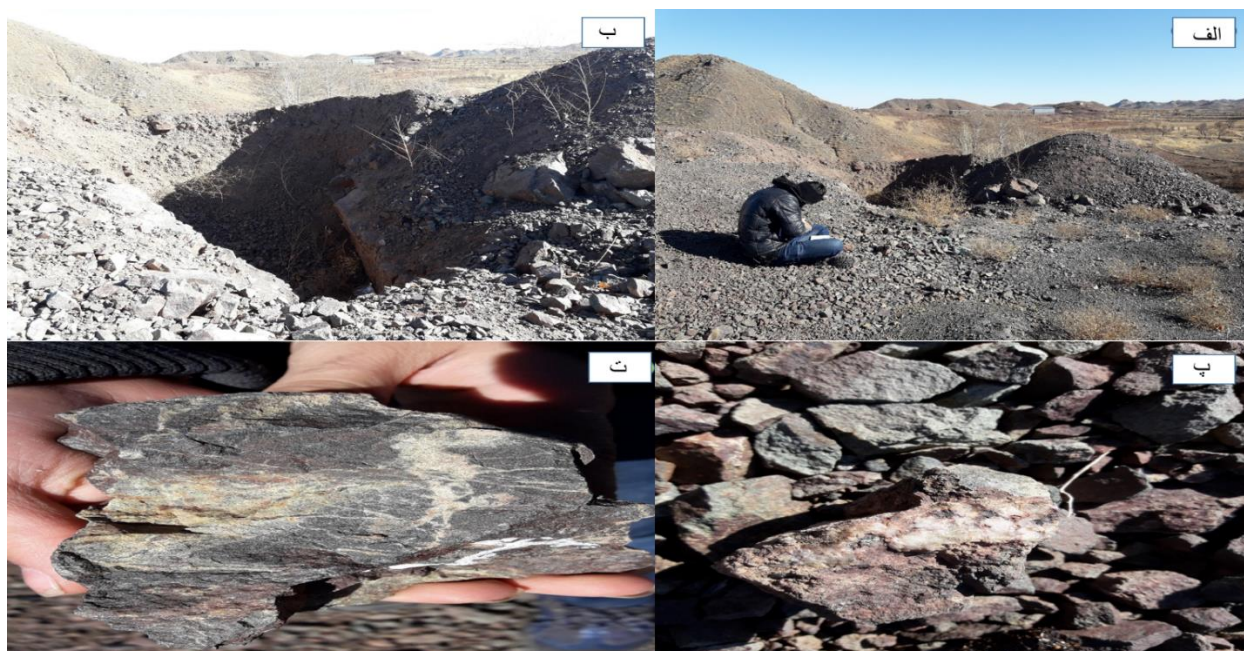
در منطقه دیواندر همچون کانسار سلیمانیه آثار معدنکاری قدیمی به صورت کارگاه‌های استخراج ماده معدنی دیده می‌شود. کانی زایی در این کانسار در واحدهای شیلی و آهکی و گابرویی یافت می‌شود. منشأ این کانی زایی‌ها سیالات کانه دار بستر کف دریا هستند که وارد محیط دریایی نشده‌اند که از این حیث با کانسار سلیمانیه بسیار شباهت دارد.

کانی زایی در این کانسار در بخش‌های استرینگر و بخش‌های نیمه توده‌ای رخ داده است. تأثیرات آب‌های جوی در این کانسار موجب ایجاد کانی‌های آزوریت، ملاکیت و همچنین تبدیل کالکوپیریت به کالکوسیت و سپس تبدیل شدن کالکوسیت‌ها به کولین شده است.

همچنین کانی‌های آهن‌دار پیریت در اثر تأثیرات سیالات تبدیل به گوتیت شده و کانی مگنتیت نیز در مواردی مارتیتی شدن را تجربه نموده است (شکل ۴-۹ و ۴-۱۰).



شکل ۴-۹- نقشه بزرگ مقیاس کانسار دیواندر



شکل ۴-۱۰-الف و ب: وضعیت و موقعیت قرارگیری کارگاه قدیمی (قسمت شرقی) کانسار دیواندر. پ و ت: تصویر نمونه دستی از رگه-رگچه های کوارتز نفوذی به درون واحد گابرویی

#### ۴-۳-۳- گروه‌های کانه دار دیواندر:

بر اساس ساخت، بافت و کانی‌شناسی دو گروه اصلی کانه‌زایی در کانسار دیواندر قابل تشخیص است که در ادامه به بررسی این گروه‌ها می‌پردازیم:

#### ۴-۳-۳-۱- پهنه رگه-رگچه ای:

استرینگرهای کانسار دیواندر را بر طبق چند پارامتر می‌توان تقسیم‌بندی نمود، بر اساس جنس استرینگر می‌توان این واحد را به دودسته سیلیسی و سیلیسی، سریسیتی، کربناته تقسیم کرد.

همچنین بر اساس وجود کانی‌های اقتصادی نیز می‌توان این بخش را به دو گروه کم سولفید (تقریباً فاقد سولفید) و سولفید دار تقسیم‌بندی کرد که در ادامه به تقسیم‌بندی و بررسی آن‌ها پرداخته خواهد شد (شکل ۴-۱۱).

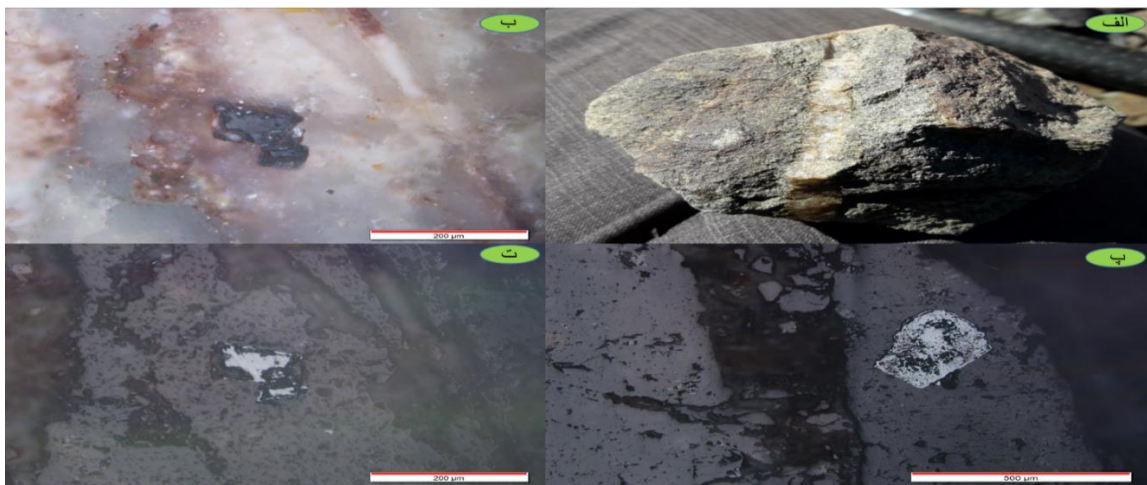
#### ۴-۳-۱-۱-رخساره رگه-رگچه ای سیلیسی سولفیدی:

این رگه-رگچه‌ها معمولاً دارای کانی‌های سولفیدی می‌باشند ( شدت و گسترش این کانی‌زایی‌ها نسبت به کانسار سلیمانیه بسیار ناچیز و کمتر می‌باشد) و جنس قالب آن‌ها سیلیسی است که رنگ آن‌ها به علت وجود اکسیدهای آهن مایل به قرمز می‌باشد. این استرینگر نسبت به نوع دوم از ضخامت رگه‌های بالاتری برخوردار است که گاهی این ضخامت به ده سانتی‌متر و کمی بیشتر نیز می‌رسد. میزان کانی‌های مس در این بخش بالاتر می‌باشد و کانی کالکوسیت در برخی رگه‌ها دیده می‌شود.

محل واقع شدن این استرینگرها درون واحد گابرویی است و در قسمت فوقانی این واحدها قرار دارند.

#### ۴-۳-۱-۲-رخساره رگه-رگچه ای سیلیسی کربناته، کم سولفید:

این استرینگرها در واحدهای آهکی و شیلی قرار دارند. ضخامت این استرینگرها کمتر از ۵ سانتی‌متر و غالباً کوچک‌تر از یک سانتی‌متر است. رنگ این رگه-رگچه‌های استرینگر از رنگ سفید تا خاکستری و سیاه متغیر است، در این رگه‌ها آثار سربیسیت به‌وفور یافت می‌شود و کانی‌های عمده مرتبط با این بخش مگنتیت و پیریت می‌باشند. احتمال می‌رود این استرینگرها نشان‌دهنده کانه‌زایی در دورتر از مرکز باشد و مرکز کانی‌زایی در اعماق بیشتر استرینگرهای بخش قبلی باشد.



شکل ۴-۱۱-الف: تصویر نمونه دستی از استرینگر در واحد گابرویی کانسار دیواندر. ب، پ، ت: وجود کانی کالکوسیت در رگه‌های

کوارتز واحد استرینگر.

#### ۴-۳-۲-بخش نیمه توده‌ای:

این بخش را می‌توان بر اساس فراوانی عناصر اقتصادی مس و آهن به دو بخش کلی تقسیم‌بندی نمود:

بخش اول: واحدهای نیمه توده‌ای با مس بالاتر و آهن پایین‌تر.

بخش دوم: واحدهای نیمه توده‌ای با آهن بالاتر و مس بسیار کمتر

بخش سوم: واحدهای نفوذی نیمه توده‌ای

همچنین این بخش را می‌توان بر اساس سنگ میزبان نیز تقسیم‌بندی نمود

بخش اول: میزبان گابرویی که این بخش با واحد اول تقسیم‌بندی قبلی مطابقت دارد

بخش دوم: میزبان آهکی، شیلی که این بخش نیز با بخش دوم تقسیم‌بندی قبلی مطابقت دارد.

در ادامه به بررسی این بخش‌های نیمه توده‌ای می‌پردازیم:

#### ۴-۳-۱-بخش مس دار درون واحد گابرویی:

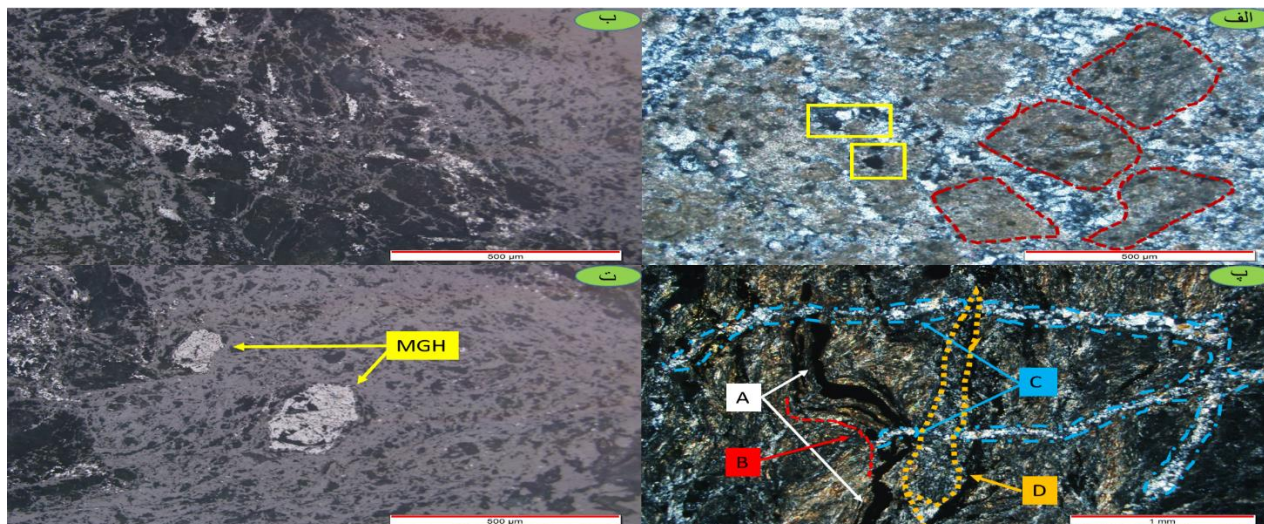
این بخش متشکل از سنگ میزبان گابرویی و کانی زایی سولفیدی و سولفیدهای اکسید شده است. در این بخش

میزان کانی‌های اقتصادی از فراوانی بالاتری نسبت به دیگر نقاط این کانسار برخوردار است.

تنها در این قسمت از کانسار، مس از درصد فراوانی بالاتری برخوردار است و احتمال می‌رود مرکز کانه‌زایی در

اعماق این بخش قرار داشته باشد (شکل ۴-۱۲).





شکل ۴-۱۳- تصاویر میکروسکوپی از بخش آهکی، کربناته. الف: تصویری از واحد رگه-رگچه ای این واحد که رگه‌های سیلیسی به درون واحد آهکی نفوذ کرده‌اند و در قسمت‌هایی کانی زایی رخ داده است ( در این تصویر نقطه‌چین‌های قرمز قطعات کربناته و آهکی می‌باشند، مربع زرد کانی‌های اپاک از نوع مگنتیت). ب: تصویری از ارتباط کانه‌زایی بارگه‌های نفوذی که کانی زایی دقیقاً هم‌روند و مرتبط با توده نفوذی است. پ: تصویری از مراحل مختلف کانی زایی و دگرشکلی (A-در این مرحله بعد از تشکیل واحد و ایجاد مجاری نفوذ کانی‌های اپاک که از نوع مگنتیت هستند به درون این مجاری نفوذ کرده و کانه‌زایی رگه-رگچه ای ایجاد می‌کند. B-بعد از ایجاد رگه‌های کانه دار در اثر فشارهای تکتونیکی این رگه‌ها دچار دگرشکلی می‌شوند و از شکل ابتدایی خود خارج می‌شوند. C-در سومین مرحله رگه‌های سیلیسی وارد محیط می‌شوند و رگه‌های کانه دار را قطع می‌کنند، مجاری نفوذ این سیلیس‌ها توسط بخش دگرشکلی قبلی ایجاد شده است. D-در آخرین مرحله رگه‌های ریزدانه وارد محیط می‌شوند و رگه سیلیسی را قطع می‌کنند). ت: تصویری از کانی‌های مگنتیت در این بخش کانه دار.

#### ۴-۳-۳-۲-۳- بخش نفوذی نیمه توده‌ای:

این واحد را به علت هم‌روند بودن با دیگر واحدها و عدم قطع کردن دیگر واحدهای سنگی می‌توان سیل نامید. که این سیل‌ها احتمالاً عامل شروع کانه‌زایی در منطقه دیواندر است. نفوذ این واحد که ترکیبی بین بازالت و میکروگابرو دارد، سبب ایجاد موتور حرارتی در منطقه شده است که سیالات جوی با برخورد به این واحد دمای بسیار بالایی پیدا کرده و سبب شستشوی عناصر از واحد نفوذی، سنگ‌های دیواره و سنگ‌های میزبان می‌شده است که در نقشه‌های زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ سبزوار نام آن را مونزودیوریت-کوارتز دیوریت گزارش کرده‌اند.



در داخل سنگ‌های این واحد کانی زایی مگنتیت، پیریت و آثار کانی‌هایی مانند مالاکیت دیده می‌شود. این واحد دارای کنتاکت شارپ و واضح با واحد آهکی، شیلی می‌باشد.

#### ۴-۴-دگرسانی:

به کلیه تغییرات شیمیایی و کانی‌شناسی که تحت تأثیر آب‌های ماگمایی و یا گرمایی در سنگ‌ها ایجاد می‌شود آلتراسیون یا دگرسانی می‌گویند.

عوامل کنترل‌کننده نوع دگرسانی‌ها:

۱. ترکیب شیمیایی محلول گرمابی و یا ماگمایی

۲. درجه حرارت

۳. عمق

۴. شرایط Eh و pH محلول

۵. ترکیب شیمیایی و کانی‌شناسی سنگ آلتزه

عوامل مؤثر بر گسترش و شدت دگرسانی‌ها:

گسترش و شدت دگرسانی به عوامل زیر بستگی دارد:

۱- حجم محلول‌های گرمابی و ماگمایی

۲- میزان ساختمان‌های اولیه و ثانویه مفید

۳- واکنش‌پذیری سنگ‌ها

۴- درجه حرارت و فشار محلول

دگرسانی در کانسارهای رگه‌ای محدود به رگه است حال آنکه در کانسارهای پورفیری منطقه وسیعی را در برمی‌گیرد.

یکی از خصوصیات جالب توجه دگرسانی، منطقه بندی آن است. بیشتر محدوده‌های معدنی مس دگرسانی‌های شاخص و نسبتاً مشابهی دارند که بامطالعه عکس‌های هوایی و ماهواره‌ای قابل تشخیص است که این خود در اکتشاف کانسارهای مس همراه با دگرسانی بسیار استفاده می‌شود (Lentz, 1998). میزان دگرسانی برحسب فاصله با افق معدنی متفاوت بوده و بیشترین میزان دگرسانی مربوط به کمرباطین و نزدیک به افق معدنی است و از شدت دگرسانی به سمت کمرباط کاسته می‌شود.

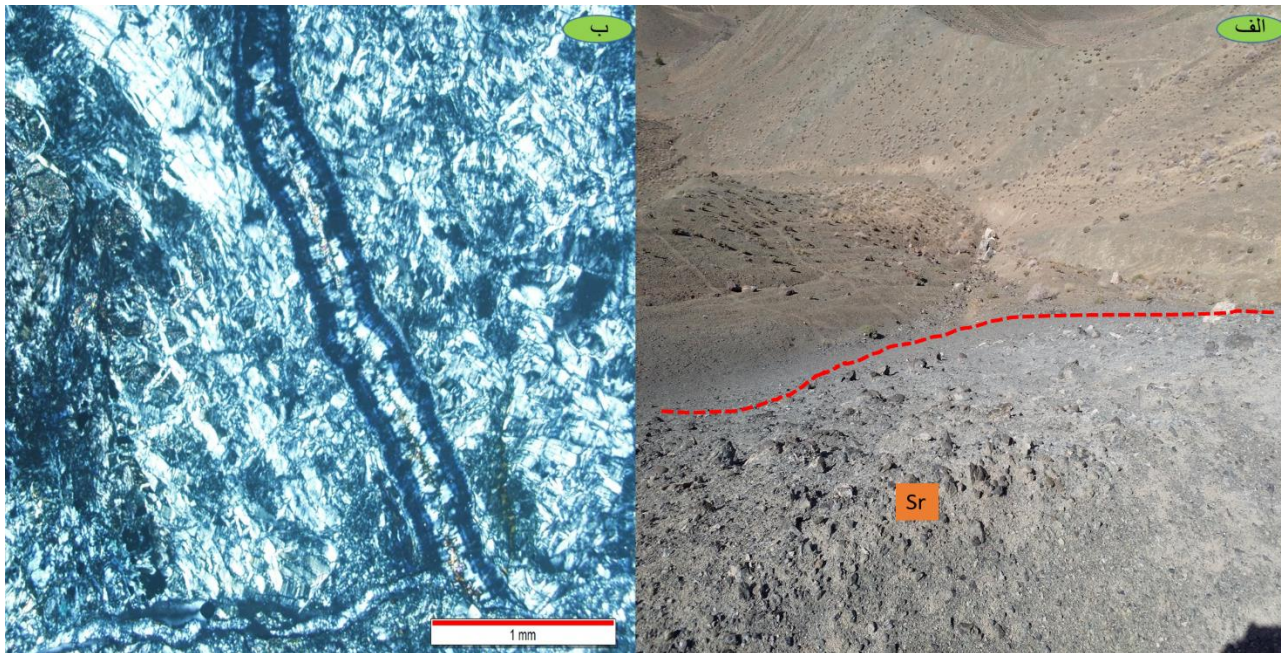
#### ۴-۴-۱- دگرسانی در منطقه سلیمانیه:

بر اساس مطالعات صحرائی، میکروسکوپی و نتایج آنالیز XRD، بر روی تعدادی از نمونه‌های برداشت‌شده از کانسار سلیمانیه نشان می‌دهد مهم‌ترین دگرسانی‌های موجود شامل دگرسانی سرپانتینی، کلریتی، اپیدوتی، کربناته، سلیسی و رودنژیستی است. دگرسانی سرپانتینی در کانسار سلیمانیه بالاترین میزان گسترش و فراوانی را دارا می‌باشد. بر اساس بررسی‌های انجام‌شده پهنه منظمی در منطقه وجود ندارد و به علت تکتونیک شدید اکثراً به هم ریخته می‌باشند. به‌طور کلی دگرسانی سرپانتینی در سنگ‌های دونیت، هارزبورژیت و سرپانتین رخ داده است.

#### ۴-۴-۱-۱- دگرسانی سرپانتینی:

گسترده‌ترین نوع دگرسانی در کانسار مس سلیمانیه می‌باشند که ارتباط مستقیم با فعالیت دایک‌های دیابازی داشته‌اند. فعالیت‌های دیابازها و نفوذ آنها به منطقه سبب فعال شدن سیالات گرم می‌شود، این سیالات به داخل واحدهای سرپانتینی، هارزبورژیتی و دونیتی که در اثر تکتونیک خردشده و بودینازی شده‌اند نفوذ می‌نماید و سبب شسته شدن عناصری مانند  $Ca^{+2}$ , Mg, Mn از این واحدها می‌شود و در مقابل آن واحد را سرپانتینیزه می‌کند. علت گسترش این دگرسانی حجم سیال واردشده و مقاومت پایین واحدها در برابر سیالات داغ و همچنین ایجاد مجاری نفوذ متعدد و افزایش سطح مقطع واکنش‌پذیر در اثر فعالیت‌های تکتونیک است.

واحدهای نامبرده به علت ترکیب کانی‌شناسی و فرمول شیمیایی خاص شرایط را برای رودنژیستی شدن گابروها و واحدهای پلاژیولاز دار فراهم می‌کند (شکل ۴-۱۴).

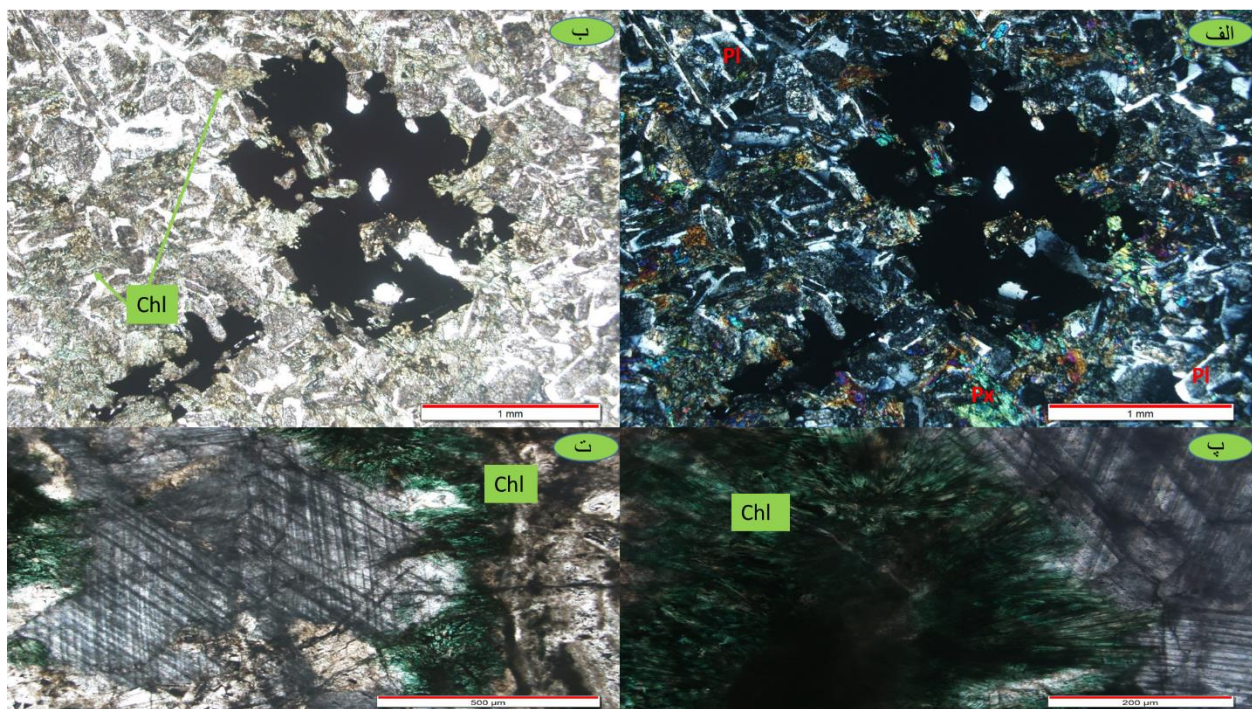


شکل ۴-۱۴- تصویر از دگرسانی سرپانتینی. الف: تصویر صحرایی تأثیر دگرسانی سرپانتینی. ب: تصویر مقطع میکروسکوپی از دگرسانی مذکور

#### ۴-۱-۲-۴- دگرسانی کلریتی:

این دگرسانی معمولاً در اطراف و داخل پهنه استرینگر فراوانی بالایی دارد و به رنگ سبز کدر تا سبز لجنی دیده می‌شوند. این دگرسانی در داخل گابروهای نزدیک به کانه‌زایی و پهنه استرینگر دیده می‌شود و در فاصله‌های دورتر از میزان آن به شدت کاسته می‌شود.

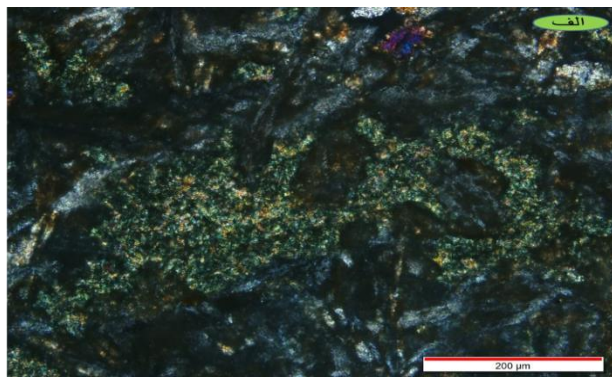
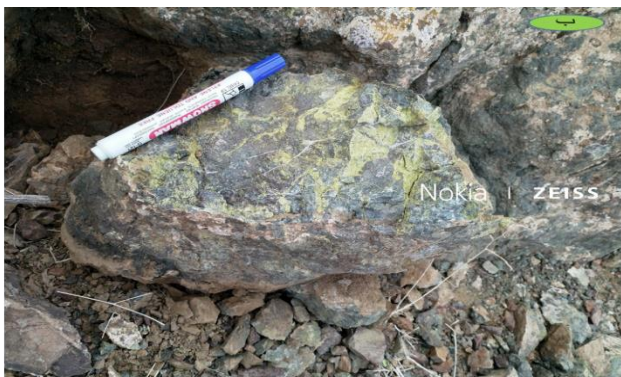
به علت تکتونیکی بودن منطقه می‌توان این دگرسانی را در گابروهای بافاصله نسبتاً زیاد مشاهده نمود که علت این واقعه وجود درز و شکاف فراوان در بعضی قسمت‌های واحد گابرویی است. احتمال می‌رود وجود عناصر آزادشده از Fe, Mg واحدهای سرپانتینی و دونیتی سبب گسترش بیشتر این دگرسانی شده باشند. (شکل ۴-۱۵)



شکل ۴-۱۵- تصویر از تأثیر دگرسانی کلریتی. الف و ب: تصویر مقطع نازک از واحد دارای دگرسانی کلریتی که دگرسانی کلریتی به صورت ریزدانه در بین دانه‌های پلاژیوکلاز و پیروکسن دیده می‌شود. پ، ت: تصویر مقطع دوبرصیقلی از بخش استرینگر کانسار سلیمانیه که دگرسانی کلریتی به وضوح در حاشیه رگه قابل مشاهده است. (Pl: پلاژیوکلاز، Px: پیروکسن، Chl: کلریت)

#### ۴-۱-۳-۳- دگرسانی اپیدوتی:

این دگرسانی غالباً در نزدیکی کلریت‌ها بارنگ سبز روشن یا سبز پسته‌ای و گاهاً به صورت بلورهای رشته‌ای همچون ژیبس دیده می‌شوند. در کنار بازالت‌های بالشی و گابروهای اطراف این بازالت‌ها شدت این دگرسانی بسیار بالا است و با چشم غیرمسلح به وضوح قابل رؤیت می‌باشند. این دگرسانی همچنین در داخل پهنه استرینگر به میزان کم یافت می‌شود (شکل ۴-۱۶).

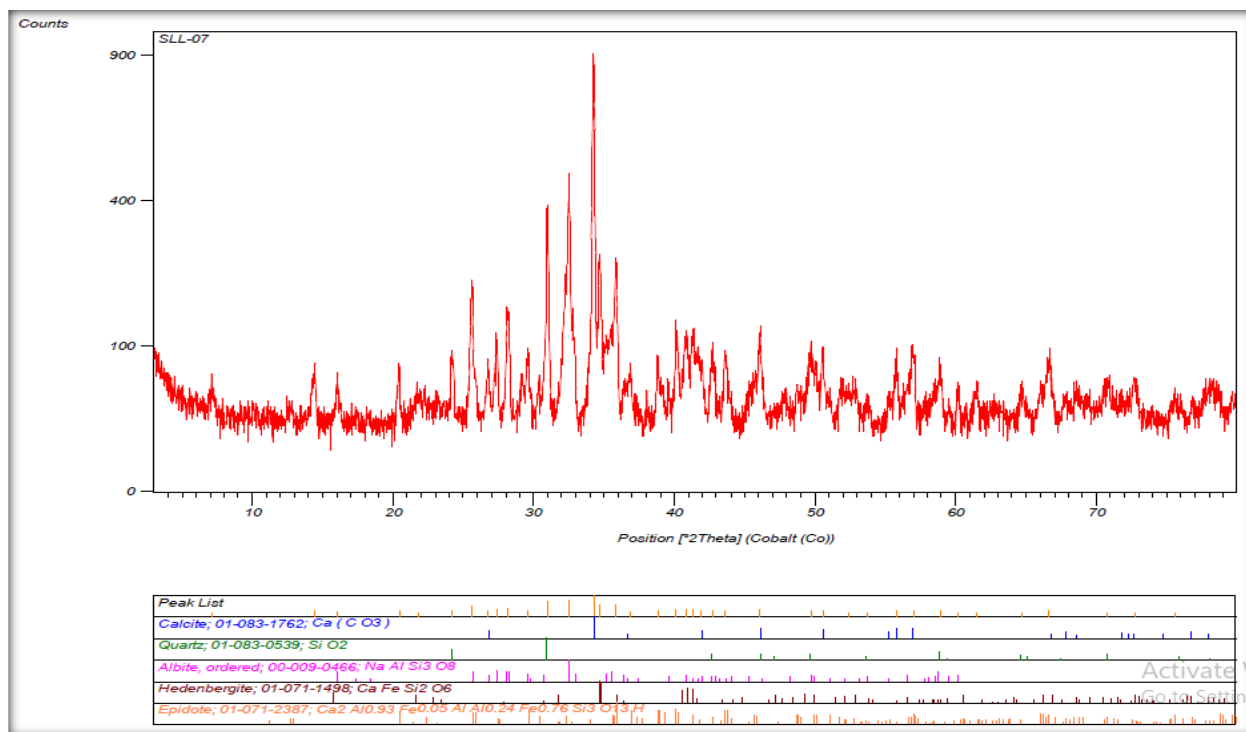


شکل ۴-۱۶-الف: تصویر مقطع میکروسکوپی که در مرکز این تصویر و چند نقطه دیگر دگرسانی شدید اپیدوتی و مقداری کلریتی دیده می‌شود. ب: تصویر نمونه دستی از بازالت بالشی که دگرسانی شدید اپیدوتی در آن کاملاً مشهود می‌باشد.

آنالیز XRD توسط شرکت ایمیدرو بر روی سه نمونه انجام شد که نتایج حاصل از به شرح زیر است: نمونه SLL07: این نمونه از بازالت قسمت دگرسان شده بازالت با دگرسانی مشخص اپیدوت برداشته شده است، نمونه ارسالی وزنی معادل ۲۴۰ گرم داشته که بر اساس نتایج به دست آمده دارای کانی‌های کلسیت، کوارتز، آلبیت و هیدنبرگیت و اپیدوت است که با مشاهدات میکروسکوپی و صحرایی مطابق است (شکل ۴-۱۷).

جدول ۴-۱- مشخصات نمونه‌های ارسالی برای آزمایش XRD از کانسار سلیمانیه

شماره نمونه	نام کانسار	نوع نمونه دستی	نتایج حاصل از آنالیز	محل نمونه برداری
SLL07	سلیمانیه	بازالت بالشی با دگرسانی شدید اپیدوتی	کلسیت، کوارتز، آلبیت، هیدنبرگیت و اپیدوت	حاشیه بازالت بالشی



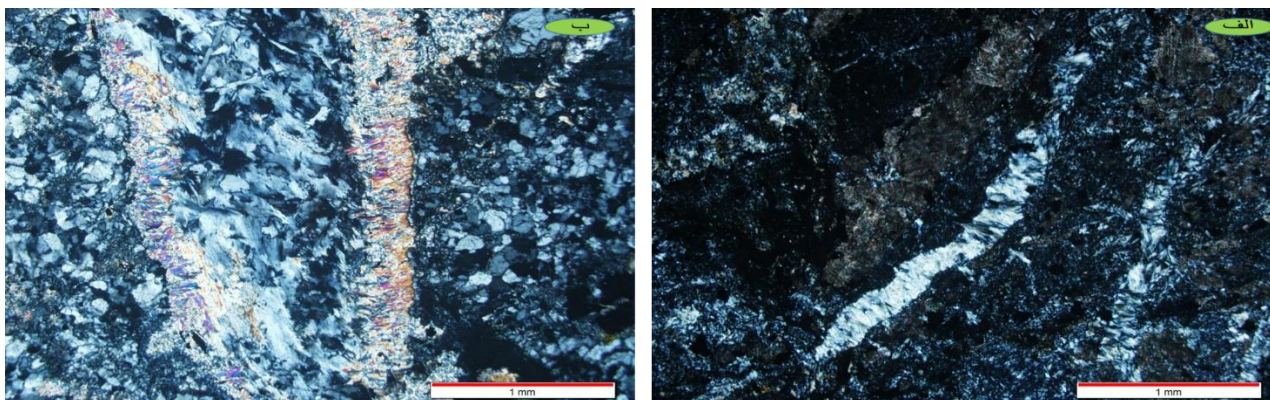
شکل ۴-۱۷- نمودار پراش پرتو ایکس به همراه کانی‌های تشخیص داده شده. (نمونه SLL07)

#### ۴-۱-۴-۴- دگرسانی سیلیسی:

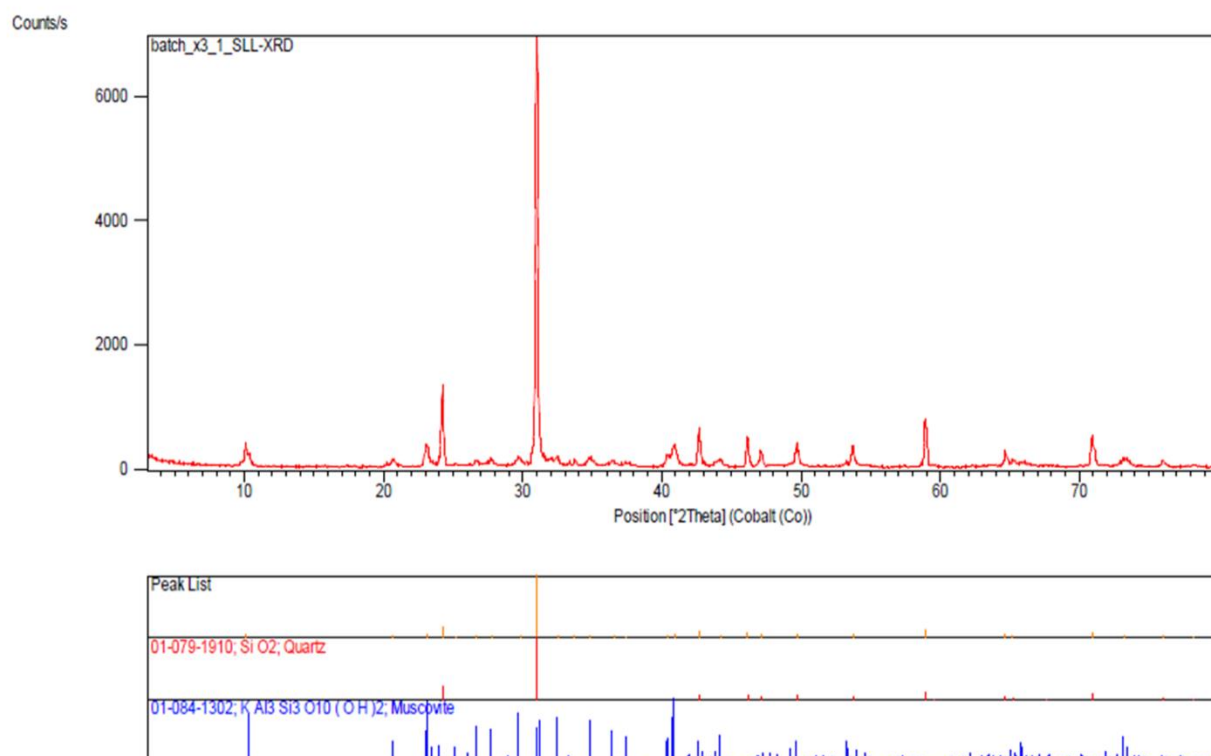
این دگرسانی به صورت سفید تا سفید شیری و کدر و سیاه‌رنگ دیده می‌شود، این دگرسانی معمولاً در اطراف توده نفوذی و کانه‌زایی دیده می‌شود و میزان گسترش آن بستگی به شدت کانه‌زایی دارد.

در قسمت‌های نزدیک به کانه‌زایی و یا به عبارت دیگر مرکز کانه‌زایی دگرسانی سیلیسی به همراه سریسیتی به وفور و شدت بالا به چشم می‌خورند، اما در حاشیه کانه‌زایی و به عبارت دیگر دورتر از کانه‌زایی این دگرسانی همراه با دگرسانی کلریتی و اپیدوتی می‌شود و از میزان کانه‌های همراه آن‌ها کاسته می‌شود (شکل ۴-۱۸).

بر اساس آنالیزهای XRD نیز وجود مسکویت و کوارتز در این بخش تأیید شده است (شکل ۴-۱۹).



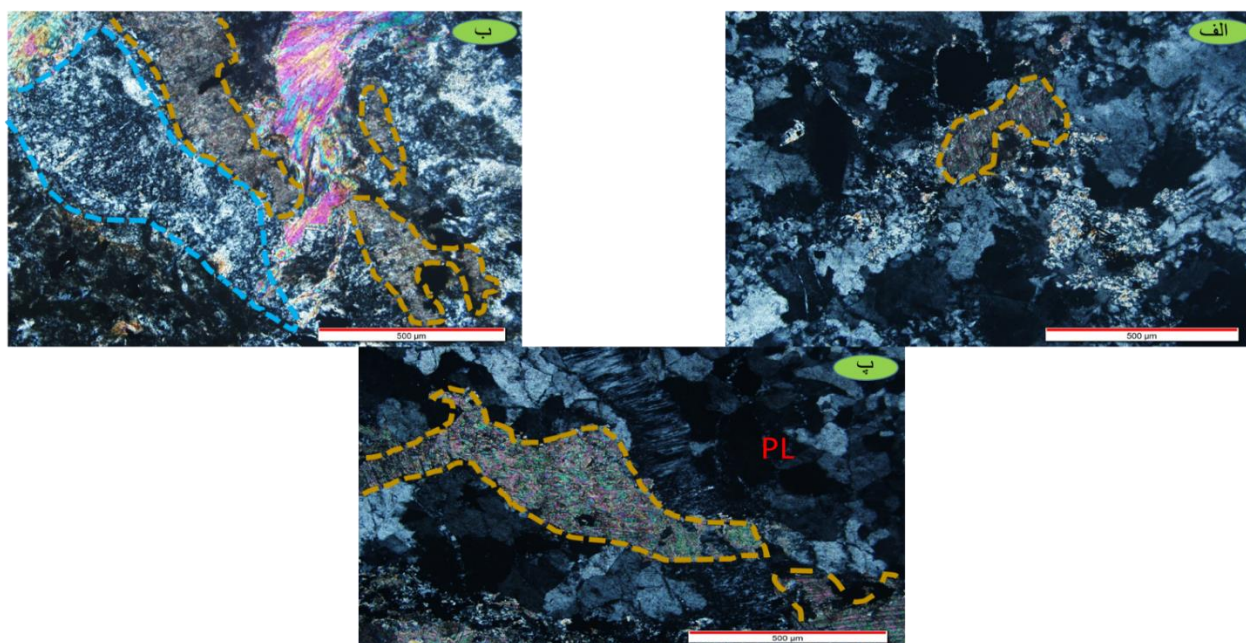
شکل ۴-۱۸-الف و ب: تصویر مقطع میکروسکوپی که در آن تأثیر دگرسانی سیلیسی کاملاً مشهود می‌باشد.



شکل ۴-۱۹- نمودار پراش پرتوایکس به همراه کانی‌های تشخیص داده‌شده که وجود دگرسانی سریستی و سیلیسی را اثبات می‌نماید. (نمونه SLL-XRD)

#### ۴-۱-۴-۵-دگرسانی کربناته:

این دگرسانی غالباً به رنگ سفید دیده می‌شود و اغلب سست است و جوشش با اسید در آن مشاهده می‌شود. این دگرسانی هم تحت تأثیر آب‌های جوی و هم به صورت اولیه ایجاد شده و اکثراً به شکل رگه-رگچه و مرتبط با دگرسانی سیلیسی هستند و همچنین نوع ثانویه آن محدود به سطح می‌باشد و در اعماق زیاد و متوسط دیده نمی‌شود. (شکل ۴-۲۰)



شکل ۴-۲۰- تصویری مقطع میکروسکوپی از واحدهای درگیر دگرسانی کربناته. الف، ب، پ: رگه‌های کربناته در این تصاویر به صورت نقطه‌چین‌های نارنجی-زرد مشخص شده‌اند که ارتباط آن‌ها با رگه‌های سیلیسی خصوصاً در تصویر ب کاملاً مشخص می‌باشد.

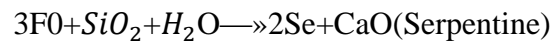
#### ۴-۱-۴-۶-رودنژیتی شدن:

رودنژیتی شدن در چند نقطه از افیولیت‌های سبزوار بخصوص منطقه سلیمانیه و همچنین در کانسار مورد مطالعه دیده می‌شود (شکل ۴-۲۱). سنگ‌های گابرویی در اثر دگرسانی به مجموعه‌ای عدسی شکل سفیدرنگ متشکل از

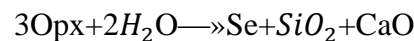


گارنت، وزویانیت، گارنت، کلریت و گروسولار تبدیل شده‌اند که رودنژیت نام دارند. به‌طور خلاصه می‌توان گفت رودنژیت‌ها در اثر متاسوماتیسم سنگ‌های دیگر مانند گابروها تشکیل می‌شوند.

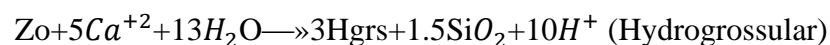
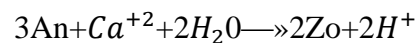
در فرآیند ایجاد رودنژیت تمام واکنش‌ها از سرپانتینی شدن پیریدوتیت‌ها شروع می‌شود. در این فرآیند سیالات غنی شده از  $Ca^{+2}$  به وجود می‌آید، که عامل اصلی رودنژیته شدن است (wire et al, 1982):



اورتوپیروکسن پیریدوتیت نیز، بیش از 14۲. در صد CaO دارد که در اثر دگرسانی به سرپانتین تبدیل می‌شود و می‌توان واکنش زیر را برای آن در نظر گرفت



گابرو سنگ اصلی است که متحمل رودنژیته شدن می‌شود و کانی‌های اصلی آن شامل کلینوپیروکسن پلاژیوکلاز کلسیک و اولیوین است. دو واکنش زیر نیز توسط Colman, 1967 در این مورد ذکر شده است:



رودنژیت‌های منطقه سلیمانیه دو مرحله رودنژیته شدن را نشان می‌دهند (سبزه ای، ۲۰۰۲)

الف) رودنژیت شدن دینامیکی: رودنژیت‌هایی با بافت رگه-رگچه ای ایجاد می‌کنند.

ب) رودنژیته شدن استاتیکی: رودنژیت‌هایی با بافت گرانوبلاست ایجاد می‌کنند.

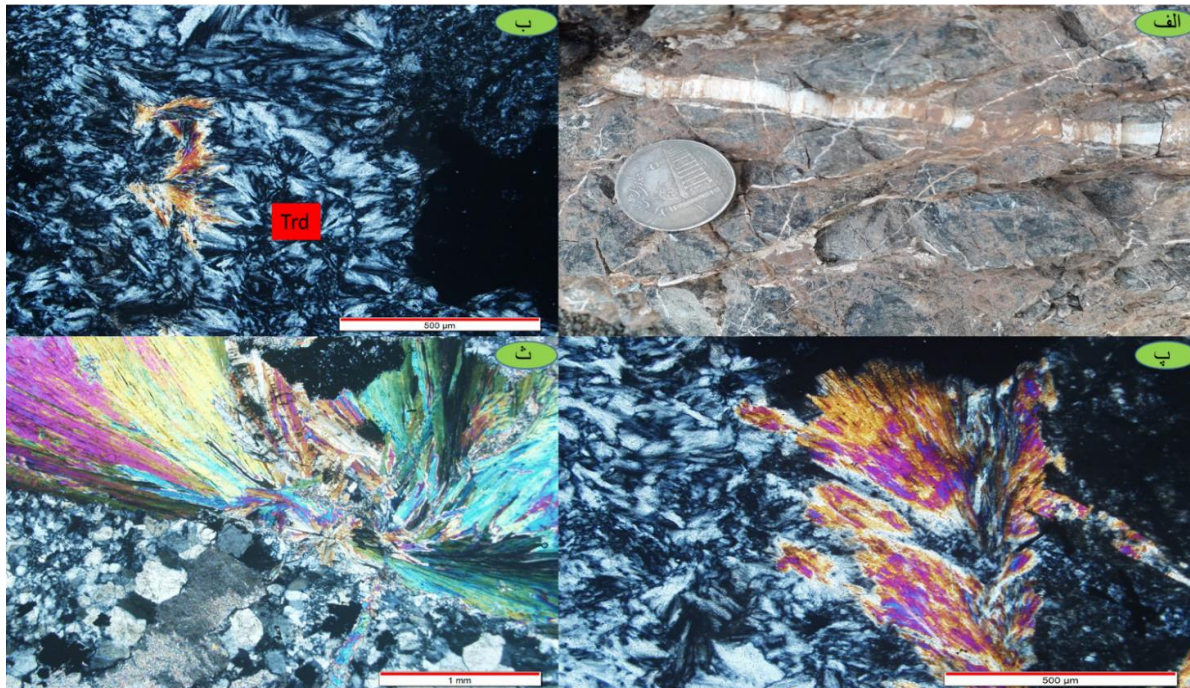
پکتولیت، ویگانیت، پرهنیت و زئوتلیت غالباً در رگچه‌ها در طی رودنژیته شدن دینامیکی سنگ‌های بازیک ایجاد می‌شوند.

وجود زئولیت در شرایط نادر و خاص زمین‌شناسی و وجود رودنژیت های دینامیکی به صورت قطع کننده استرینگر های اولیه و بسیار جوان تر بودن این رگه‌های ثانویه می‌توان نتیجه گرفت کانی زایی سلیمانیه قبل تر از فعالیت‌های تکتونیکی و کوهزایی و بالا آمدگی به وجود آمده است، علاوه بر این شواهد وجود خردشدگی و حالات بودیناژی در قسمت‌های معدنی و عدم وجود این ساخت های تکتونیکی بر روی بخش رودنژیته دینامیکی می‌توان به طور قطع به یقین نتیجه گرفت کانی زایی کانسار سلیمانیه در هنگام تشکیل واحدهای افیولیتی و در اثر نفوذ توده‌های عمیق و برخورد آب‌های ورودی از بستر دریا به توده‌ها نفوذی عمیق و شستشوی عناصر ارزشمند و حمل آن‌ها به زیر بستر کف دریا سبب تشکیل کانسار سلیمانیه از نوع سولفید توده‌ای (VMS) شده است.

در ادامه به مشخصات کلی کانی زئولیت پرداخته می‌شود:

زئولیت یک کانی هیدروسلیکات کلسیم‌دار نادر و سیستم تبلور منوکلینیک و دارای بلورهای سوزنی شکل و دارای یک‌جهت کلیواژ به موازات کشیدگی بلورها، سختی ۶-۶/۵، وزن مخصوص ۲/۷۱-۲/۷۲، جلای ابریشمی می‌باشد. بعضی محققین اعتقاد دارند این کانی می‌تواند در اثر آبدگیری کانی ولاستونیت تحت شرایط هیدروترمال تشکیل شود (شکل ۴-۲۰).

بر اساس آزمایشات پراش پرتوی اشعه ایکس (XRD) در آزمایشگاه شرکت ایمیدرو وجود رودنژیت و کانی زئولیت به اثبات رسیده است. رودنژیت در نقاط مختلفی در ایران گزارش شده‌اند که این رودنژیت ها توسط داوود زاده (۱۹۷۲)، مهدی زاده و همکاران (۱۳۸۷)، گانسر (۱۹۷۲)، آلبرتا و همکاران (۱۹۷۶)، ادیب و پامیک (۱۹۷۹)، مکی زاده (۱۳۷۶)، قهرائی پور (۱۳۸۰)، مصلحی (۲۰۰۳) و نقرئیان (۱۹۸۲) مورد مطالعه قرار گرفته‌اند.



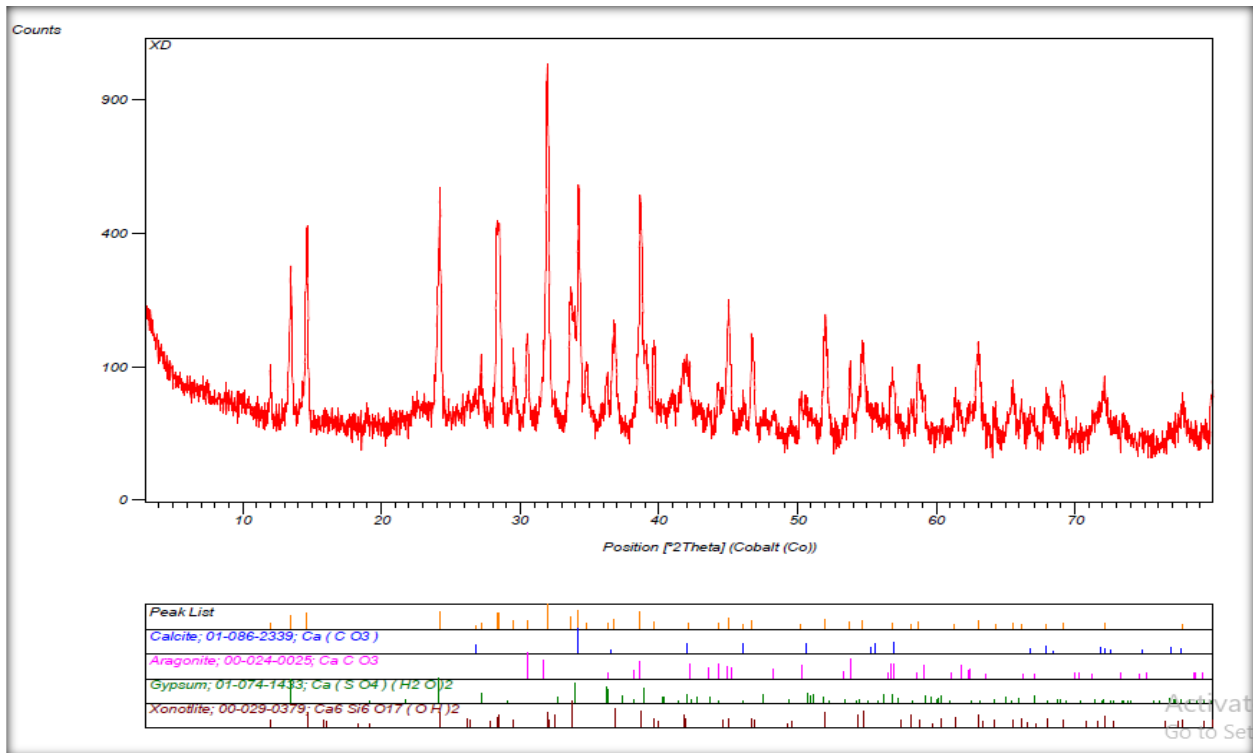
شکل ۴-۲۰-الف: تصویر نمونه دستی از رگه زنوتلیت که به صورت ضخیم به وضوح قابل رؤیت است، در این تصویر رگه‌های رودنژیت به صورت پرکننده درز و شکافها با ضخامت بسیار کم قابل رؤیت می‌باشند. ب، پ: تصویر کانی زنوتلیت در مرکز که در اطراف آن کانی تریدیمیت که نوعی سیلیسی و کوارتز می‌باشد قابل مشاهده است. ث: تصویری از کانی زنوتلیت در قسمت بالای تصویر که حالت بادبزنی یا پروانه‌ای دارد. در قسمت پایین تصویر بافت گرانولار به وضوح قابل مشاهده است.

نمونه XD: این نمونه از رگه‌های مشکوک به زنوتلیت تهیه شد و حدود ۷۰ گرم وزن داشت که طبق نتایج دارای کلسیت، آراگونیت، ژیپس و زنوتلیت است (مشخصات عمومی کانی زنوتلیت در همین فصل توضیح داده شده است) (شکل ۴-۲۵). که بر اساس مشاهدات صحرایی و دیگر زنوتلیت‌های گزارش شده منطقه مطابقت داشت.

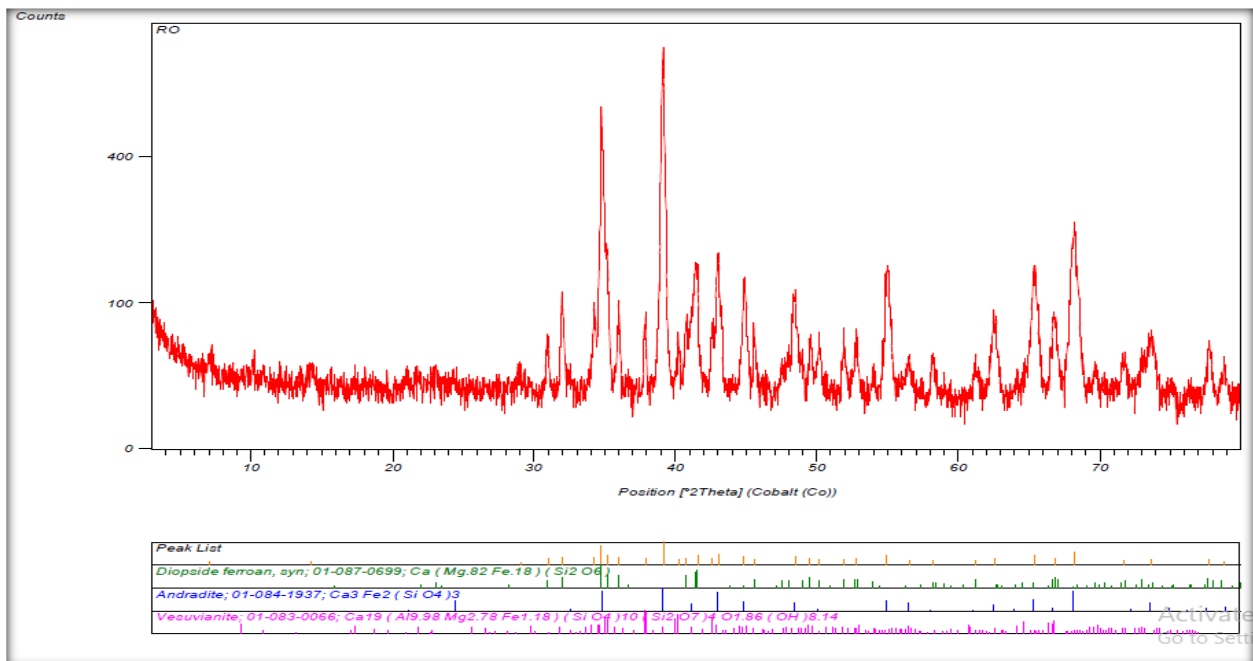
نمونه RO: حدود ۱۰۰ گرم از این نمونه مورد آزمایش قرار گرفت که بر اساس آن دارای دیوپسید آندراتیت و وزوویانی است که شباهت زیادی به مشاهدات عینی دارد (شکل ۴-۲۱).

جدول ۴-۲- مشخصات نمونه‌های ارسالی برای آزمایش XRD از کانسار سلیمانیه

شماره نمونه	نام کانسار	نوع نمونه دستی	نتایج حاصل از آنالیز	محل نمونه برداری
XD	سلیمانیه	رگه‌های زنوتلیتی	کلسیت، آراگونیت، ژیپس، زنوتلیت	رگه‌های زنوتلیتی
RO	سلیمانیه	رودنژیت	دیوپسید، آندراتیت، وزوویانیت	حاشیه گابروهای نزدیک دایک‌های دیابازی



شکل ۴-۲۱- نمودار پراش پرتوایکس به همراه کانی‌های تشخیص داده‌شده. (نمونه XD)



شکل ۴-۲۲- نمودار پراش پرتوایکس به همراه کانی‌های تشخیص داده‌شده. (نمونه RO)

#### ۴-۴-۲- دگرسانی‌ها در منطقه دیواندر:

کانسار دیواندر همچون کانسار سلیمانیه و دیگر کانسارهای جهان به علت تأثیر سیالات داغ در حین کانه‌زایی دارای پهنه‌های دگرسانی می‌باشد که در ادامه به بررسی هر کدام از این دگرسانی‌ها می‌پردازیم.

#### ۴-۴-۲-۱- دگرسانی اپیدوتی:

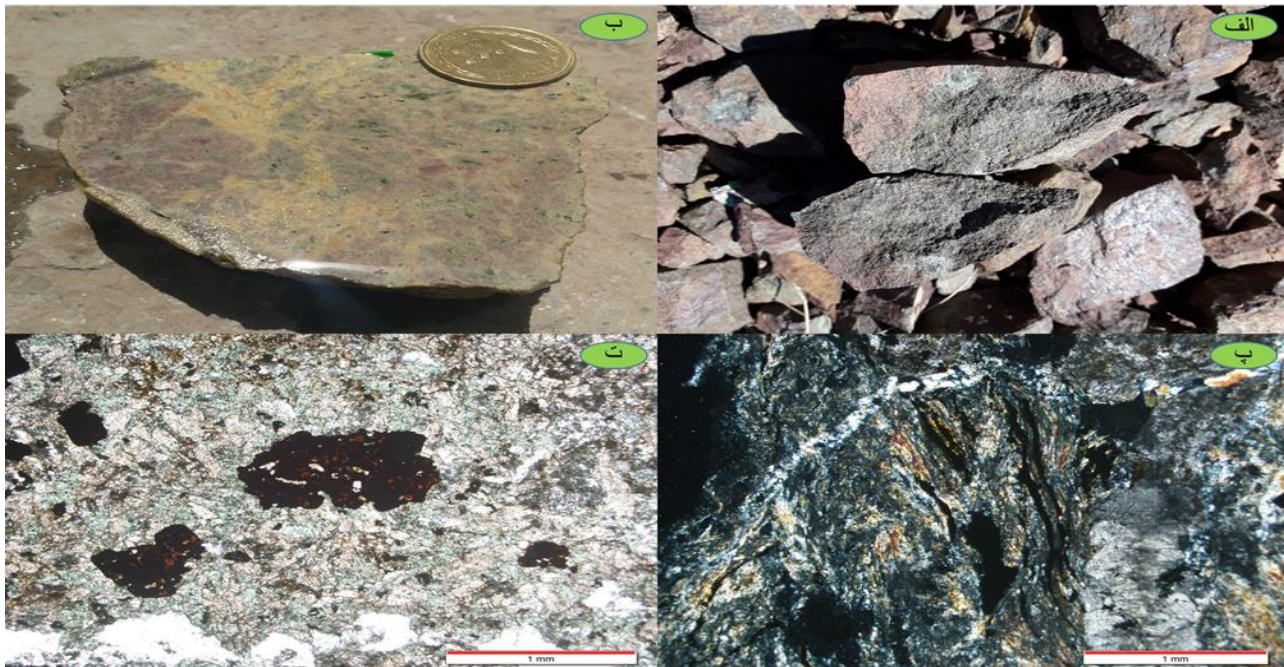
این دگرسانی در تمام واحدهای درگیر کانه‌زایی به‌طور کم‌وبیش دیده می‌شود. بانفوذ دایک‌های گابرویی و بازالتی (سیل‌ها) سیالات دریایی با برخورد به توده‌های داغ زیرین شروع به چرخش درون سنگ‌ها و واحدهای کانسار دیواندر می‌نمایند و در درون آن‌ها دگرسانی اپیدوتی شکل می‌دهند. زیباترین نوع دگرسانی اپیدوتی در کارگاه میانی کانسار دیواندر، در درون واحد آهکی قابل مشاهده است. قطعات اپیدوتی به‌صورت بلورهای سبزرنگ و بسیار زیبا در درون آهک‌ها به وجود آمده‌اند.

این دگرسانی در دیگر نقاط کانسار به‌صورت کم‌وبیش قابل مشاهده است (شکل ۴-۲۲).

#### ۴-۴-۲-۲- دگرسانی کلریتی:

این دگرسانی در گابروهای کارگاه شرقی به‌صورت فراوان وجود دارند و می‌توان آن را مهم‌ترین نوع دگرسانی در کارگاه شرقی نامید. شدت این دگرسانی در کارگاه شرقی به‌قدری بالا می‌باشد که رنگ عمومی واحد گابرویی را به سمت رنگ سبز برده است.

این دگرسانی با گسترش کمتر در کارگاه میانی و قسمت کم‌پایین کانه‌زایی قابل مشاهده است. بر طبق شواهد صحرائی شدت این دگرسانی باکانی زایی مس ارتباط مستقیم دارد. علت به وجود آمدن این دگرسانی نیز همانند دگرسانی اپیدوتی است و در نتیجه حرکت سیالات داغ درون واحدها ایجاد می‌شود (شکل ۴-۲۳).



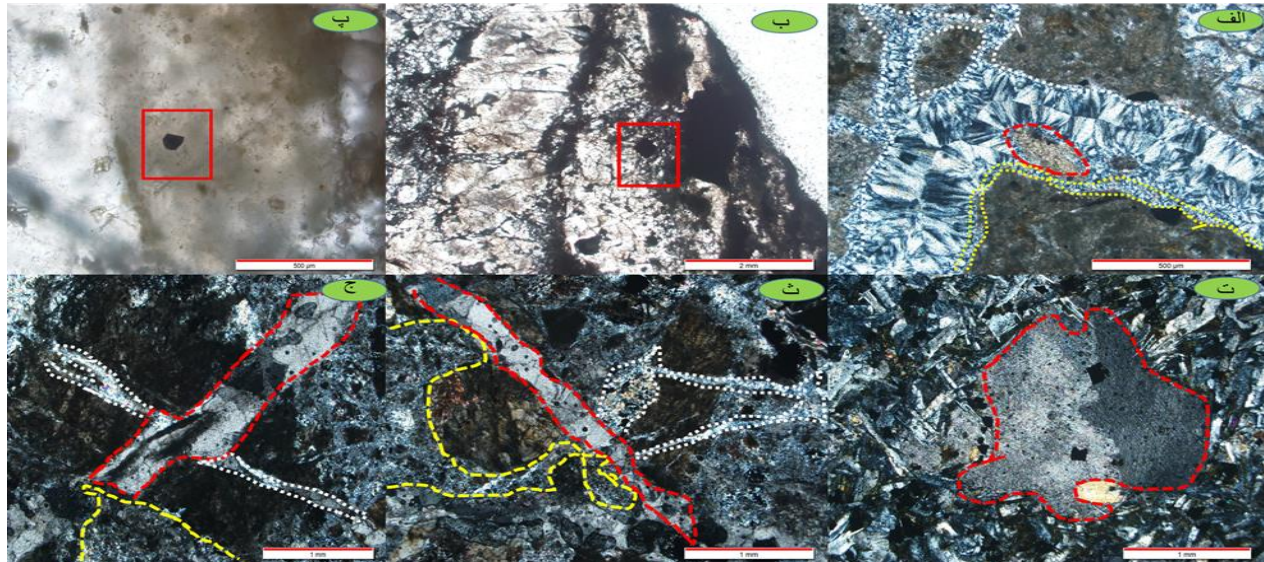
شکل ۴-۲۳: الف: تصویر نمونه دستی از واحد گابرویی در کارگاه شرقی دیواندر که در آن دگرسانی کلریتی به میزان کم قابل مشاهده است. ب: تصویر نمونه دستی از واحد آهکی که در آن دگرسانی اپیدوتی بارنگ سبز روشن قابل مشاهده است. ت: تصویر مقطع میکروسکوپی که در هر دو تصویر دگرسانی کلریتی و اپیدوتی به صورت ریزدانه در لابه لای دانه‌ها قابل مشاهده هستند.

#### ۴-۲-۳-۴- دگرسانی سیلیسی-سریسیتی-کربناته:

این دگرسانی در تمام نقاط کانسار دیواندر قابل مشاهده است. تنها تفاوت این دگرسانی در نقاط مختلف و اعماق گوناگون در کانسار دیواندر تغییر فراوانی کربنات‌ها، سیلیس‌ها و سریسیت‌ها است.

در کارگاه شرقی میزان دگرسانی سیلیسی بر کربناته غالب می‌گردد و می‌توان نوع دگرسانی این کارگاه را سیلیسی-سریسیتی-کربناته نامید.

در کارگاه میانی در قسمت‌های سطحی تر دگرسانی کربناته بر نوع سیلیسی و سریسیتی غالب می‌گردد که می‌توان آن را کربناته-سیلیسی-سریسیتی نامید. در بخش‌های میانی تر این کارگاه دگرسانی‌های سریسیتی به اوج خود می‌رسد که می‌توان نوع دگرسانی را در این قسمت سریسیتی-سیلیسی-کربناته در نظر گرفت (شکل ۴-۲۴).



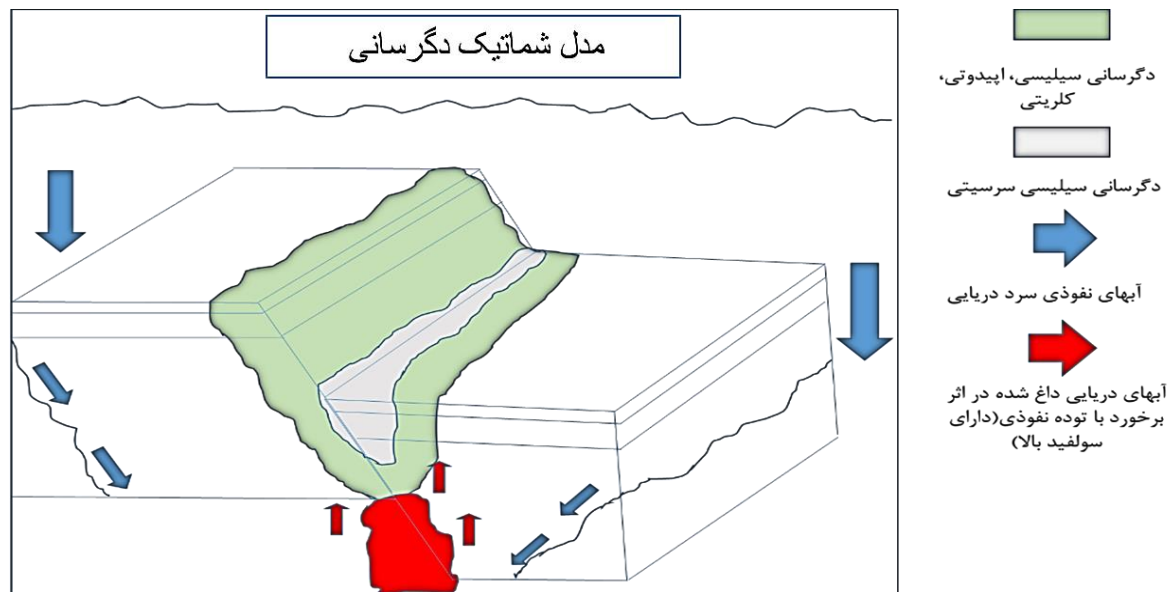
شکل ۴-۲۴-الف: تصویر مقطع میکروسکوپی از نفوذ رگه‌های سیلیسی-سرسییتی-کربناته در دیواندر که در این تصویر رگه سریسیتی در حاشیه سنگ میزبان ته‌نشست کرده و در نقاطی بین قسمت سیلیسی و سریسیتی آثار دگرسانی کربناته دیده می‌شود. در این تصویر دگرسانی غالب سیلیسی می‌باشد. ب، پ: تصویری از قسمت سیلیسی که در داخل آن کانی‌های اپاک کالکوسیت دیده می‌شوند. ت: تصویری از بافت بادامکی در درون واحد گابروی-بازالتی که در قسمت حفره پر کن کربنات‌ها به همراه کانی‌های اپاک دیده می‌شوند. ث، ج: تصویری از نفوذ رگه کربناته جوان‌تر به درون واحد سنگی که در گذشته تحت تأثیر دگرسانی سیلیسی سریسیتی قرار گرفته است. (مربع قرمز رنگ: کانی کالکوسیت، نقطه چین سفید: دگرسانی سیلیسی، نقطه چین زرد: دگرسانی سریسیتی، نقطه چین قرمز: دگرسانی کربناته).

#### ۴-۵- پهنه بندی دگرسانی در کانسارهای سلیمانیه و دیواندر:

دگرسانی در هر دو کانسار سلیمانیه و دیواندر دارای نظم و قانون می‌باشد که بر اساس این نظم می‌توان مدل شماتیک و ساده‌شده‌ای را برای این دو کانسار در نظر گرفت.

در کانسار سلیمانیه در مرکز پهنه‌های دگرسانی، دگرسانی از نوع سیلیسی-سرسییتی می‌باشد که دقیقاً بر روی مرکز کانه‌زایی قرار گرفته است، این دگرسانی‌ها به سمت حاشیه دارای کلریت و اپیدوت می‌شود که نوع دگرسانی را به سیلیسی-اپیدوتی-کلریتی تغییر می‌دهد (شکل ۴-۲۵).

پهنه بندی دگرسانی در کانسار دیواندر نیز مشابه کانسار سلیمانیه هست با این تفاوت که دگرسانی کربناته نیز به مقدار کمتر همراه دگرسانی سیلیسی-سرسییتی قابل مشاهده است.



شکل ۴-۲۵-مدل شماتیک از دگرسانی‌های کانسار سلیمانیه و دیواندر و پهنه‌بندی آن‌ها



## فصل پنجم

کانی‌شناسی، ساخت، بافت و توالی پارازنتیک‌کانی‌ها

## ۵-۱-مقدمه:

مطالعات کانی‌شناسی دارای اهمیت بسیار است. توسط مطالعه کانی‌شناسی می‌توان کانی‌های سازنده یک ذخیره و کانسار را به دست آورد و بامطالعه بافت آن کانی‌ها شرایط تشکیل کانسار، تغییر پاراژنز در مراحل مختلف تبلور و تعداد مراحل کانی‌سازی و تأثیرات تکتونیکی را بررسی کرد.

به جهت مطالعات کانی‌شناسی و بررسی ویژگی‌های ساختی، بافتی و کانی‌شناسی در مناطق مورد مطالعه تعداد ۳۶ عدد مقطع نازک، ۲۴ عدد مقطع صیقلی، ۲۵ عدد مقطع نازک صیقلی تهیه و مورد مطالعه قرار گرفت. همچنین در مطالعات کانی‌شناسی، به منظور تشخیص برخی از کانی‌ها تعداد ۷ نمونه به روش XRD مورد بررسی و مطالعه قرار گرفتند. نتایج حاصل از این مطالعات نقش مهم و کلیدی در پیشبرد اهداف این تحقیق داشته است.

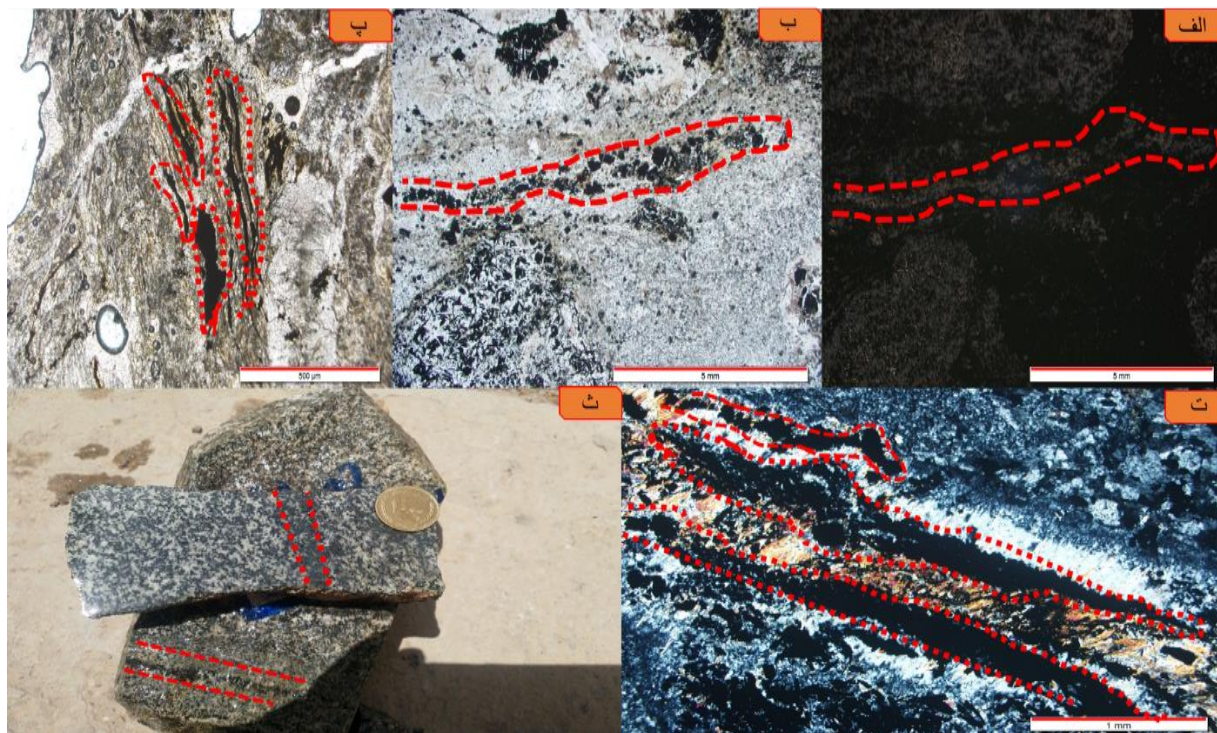
## ۵-۲-ساخت و بافت ماده معدنی:

بافت ماده معدنی در کانسار سلیمانیه و دیواندر به صورت توده‌ای، نیمه توده‌ای، دانه پراکنده و رگه-رگچه ای می‌باشد که شرح آنها بصورت زیر است:

### ۵-۲-۱-ساخت و بافت رگه-رگچه ای:

ساخت و بافت رگه-رگچه ای در اثر نفوذ سیالات غنی از فلز و گوگرد به درون شکستگی‌های سنگهای کمرباطین بوجود آمده است. رگچه های موجود در منطقه سلیمانیه و دیواندر از جنس کوارتز کلسیت همراه با سرسیت و کلریت می باشد. این رگه-رگچه‌ها در منطقه سلیمانیه عمدتاً در دایک‌های دیابازی، بازالت‌ها و همچنین در قسمت گابرویی در اعماق زیادتر دیده می‌شود که کانی‌های آن بیشتر از نوع پیروتیت، پیریت، کالکوپیریت و مگنتیت است. در کانسار دیواندر رگه-رگچه‌ها عمدتاً در واحدهای گابرویی، شیل و توفی کربناته یافت می‌شود و بیشتر دارای کانی‌های آهن‌دار مانند مگنتیت و پیریت است (شکل ۵-۱).

به‌طور خلاصه می‌توان گفت این ساخت و بافت در هر دو کانسار در قسمت‌های استرینگر یافت می‌شود و شدت و نوع کانی‌های آن در نقاط مختلف متفاوت است.

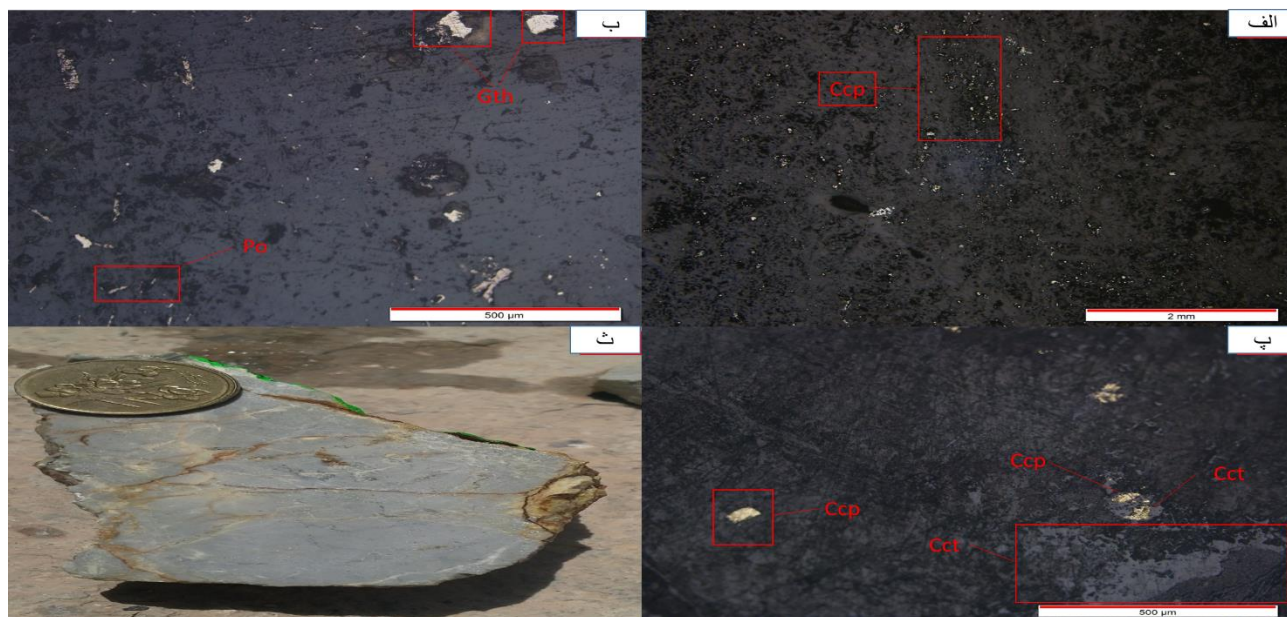


شکل ۵-۱-الف، ب، پ: تصویر مقطع میکروسکوپی از بافت رگه-رگچه ای در واحد توفی دیواندر، که جنس این رگه از مگنتیت می‌باشد. ت: تصویر مقطع میکروسکوپی از بافت رگه-رگچه ای در کانسار سلیمانیه که حاوی مگنتیت می‌باشد. ث: تصویر نمونه دستی از ساخت رگه-رگچه ای از واحد گابرویی کانسار سلیمانیه.

### ۵-۲-۲- ساخت و بافت دانه پراکنده:

این ساخت و بافت در کانسار سلیمانیه در نزدیکی استرینگرهای درون گابروها، واحدهای دیابازی، بازالت و توف دیده می‌شود. علاوه بر موارد مذکور این بافت برای کانی مگنتیت در درون سرپانتین‌ها نیز قابل مشاهده است (شکل ۵-۲).

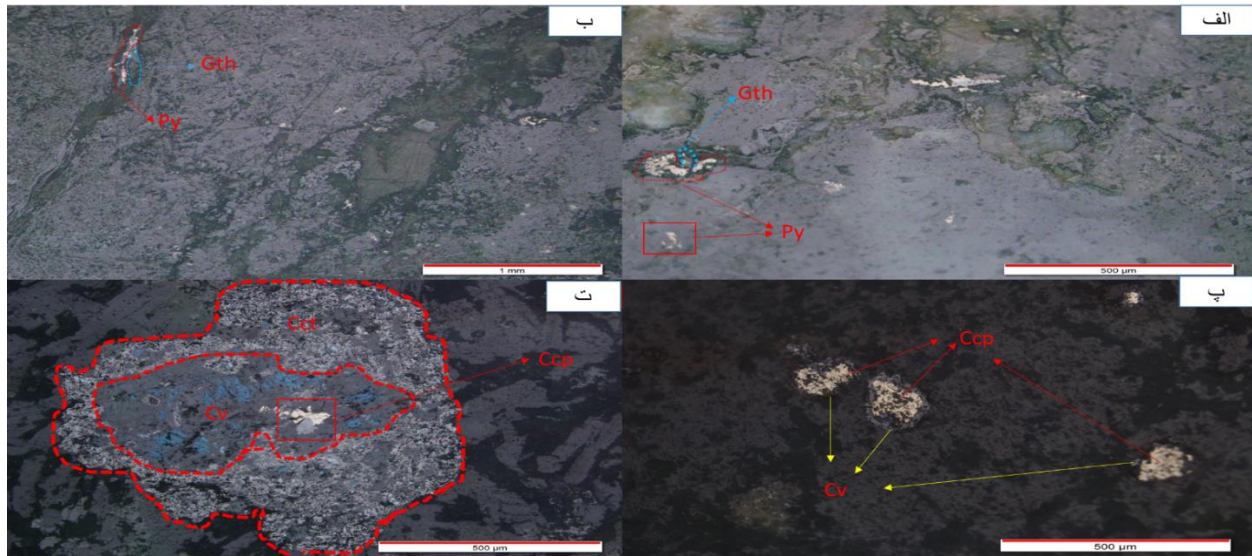
در کانسار دیواندر اکثراً کانی‌های مگنتیت، پیریت و بندرت کانی کالکوپیریت در واحدهای گابرویی، شیلی و توف کربناته به‌صورت دانه پراکنده یافت می‌شوند.



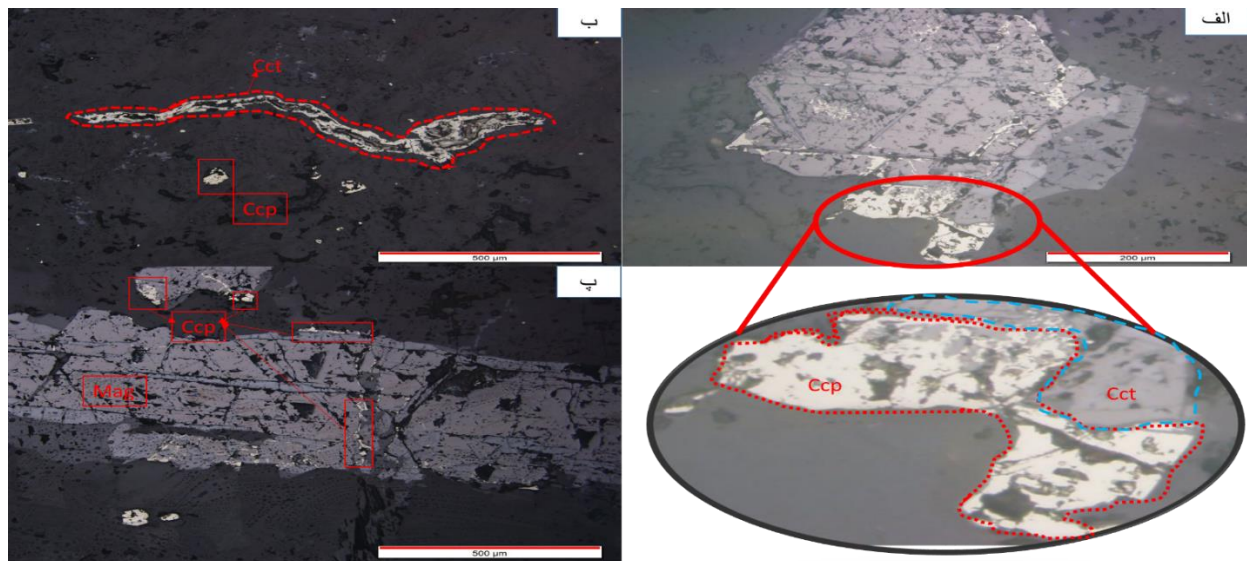
شکل ۵-۲-الف، ب: تصویر مقطع میکروسکوپی از بافت دانه پراکنده در کانسار سلیمانیه با سنگ میزبان دایک دیابازی. پ: تصویر مقطع میکروسکوپی از بافت دانه پراکنده در کانسار دیواندر. ت: تصویر نمونه دستی از واحد دایک دیابازی آحای سولفید هوازده به اکسید آهن در کانسار سلیمانیه ( Gth: گوتیت، Ccp: کالکوپیریت، Cct: کالکوسیت، Po: پیروتیت).

### ۵-۲-۳- بافت جانیشینی و پرکننده فضای خالی:

بافت جانیشینی در واحدهای درگیر هوازدهگی در کانسارهای سلیمانیه و دیواندر قابل مشاهده است. بافت جانیشینی شامل جانیشینی کانی‌های ثانویه شامل گوتیت، هماتیت، آزوریت و مالاکیت به جای کانیهای اولیه سولفیدی می باشد (شکل ۵-۳). البته جانیشینی کالکوپیریت به جای مگنتیت در پهنه استرینگر کانسار سلیمانیه نیز مشاهده گردید (شکل ۵-۴). بافت پرکننده فضای خالی توسط کالکوسیت در داخل شکافهای سنگ میزبان نیز قابل مشاهده است (شکل ۵-۴).



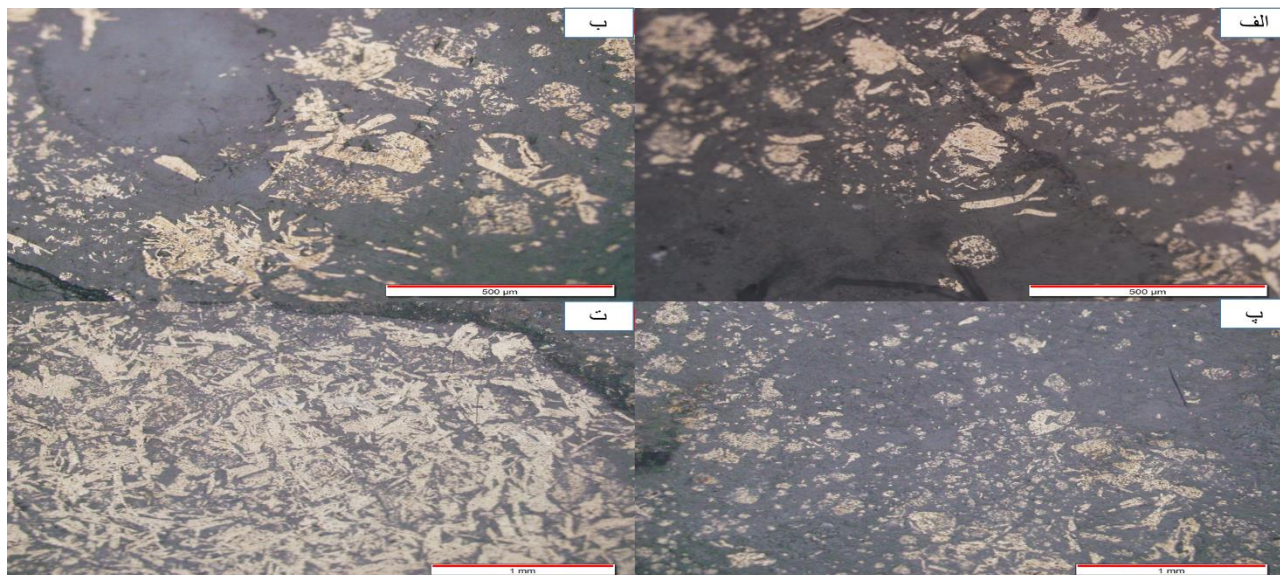
شکل ۵-۳-الف، ب: تصویر مقطع میکروسکوپی از بافت جانشینی در کانسار سلیمانیه که کانی پیریت در حال تبدیل به گوتیت می‌باشد. پ: تصویر مقطع میکروسکوپی از کانسار دیواندر، که کانی کالکوپیریت در حال تبدیل شدن به کالکوسیت می‌باشد. ت: تصویر مقطع میکروسکوپی از کانی کالکوپیریت که در حال تجزیه به کالکوسیت و سپس کوولین می‌باشد. کانی کالکوپیریت در مرکز و کانی کوولین به رنگ آبی در کنار آن قرار دارد (Py: پیریت، Gth: گوتیت، Ccp: کالکوپیریت، Cct: کالکوسیت).



شکل ۵-۴-الف، ب: تصویر مقطع میکروسکوپی از بافت پرکننده فضای خالی در کانسار دیواندر (بخش استرینگر سیلیسی کلریتی) کانی کالکوپیریت در درون درز، شکاف و فضای خالی مگنتیت نفوذ نموده و جانشین آن می‌شود. ب: کانی کالکوسیت در فضای خالی سنگ میزبان

### ۵-۲-۴- بافت کلو فورمی:

بافت کلو فورمی مثل فرامبوئیدال فقط در کانسار سلیمانیه و فقط در کانی پیروتیت نمایان می باشد (شکل ۵-۵). کانی های پیروتیت به دو صورت کلو فورمی و بی شکل (نسل اول) و بلوری تیغه ای (نسل دوم) قابل مشاهده است.



شکل ۵-۵-الف، ب، پ، ت: تصویر مقطع میکروسکوپی از بافت کلو فورمی شامل پیروتیت فرامبوئیدال. در این مقطع کانی های پیروتیت به دو صورت بی شکل (نسل اول) و بلوری تیغه ای (نسل دوم) قابل مشاهده می باشند.

### ۵-۳- کانی شناسی:

#### ۵-۳-۱- کانه های اولیه:

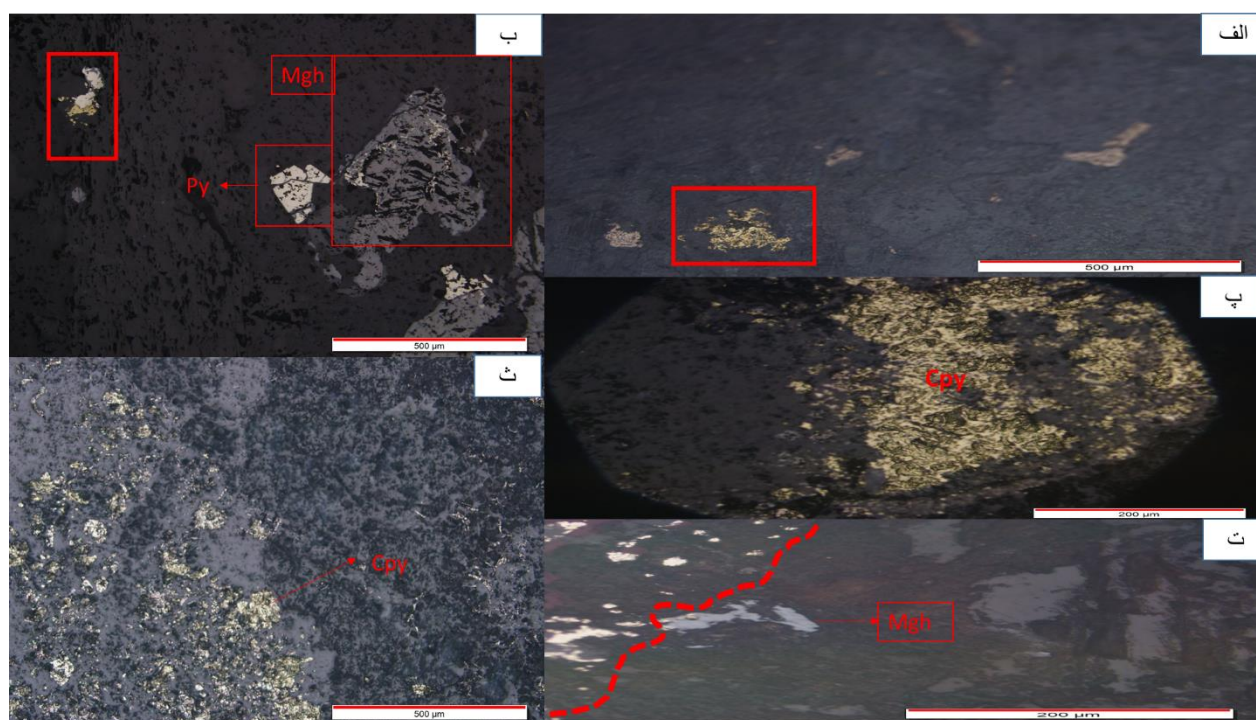
کانی های اولیه کانی هایی هستند که توسط سیالات گرمابی به صورت مستقیم تشکیل شده اند و اتفاقات و شرایط محیطی بعد از این فعالیت نقشی در تشکیل آنها نداشته است.

در کانسار سلیمانیه کانی های اولیه شامل پیریت، پیروتیت، کالکوپیریت و مگنتیت است و در کانسار دیواندر کانی های اولیه شامل مگنتیت، پیریت و کالکوپیریت است که در ادامه این کانی ها به همراه بافت آنها مورد مطالعه قرار می گیرند.

### ۵-۳-۱-۱-کالکوپیریت:

**الف-سلیمانیه:** در کانسار سلیمانیه کالکوپیریت فراوان‌ترین کانه در عمق‌های زیادتر است و در اعماق کمتر به‌ندرت یافت می‌شود. این کانه در واحدهای دایک دیابازی، بازالت و گابروها یافت می‌شود (شکل ۵-۶).

**ب-دیواندر:** در کانسار دیواندر کانی کالکوپیریت فراوانی بسیار پایینی دارد و جز در چند مورد محدود دیده نشد. این کانی به‌صورت دانه پراکنده و اولیه هم‌زمان با تشکیل کانی مگنتیت ایجاد شده است و در اثر هوازدگی به کالکوسیت و کولین تبدیل شده است.



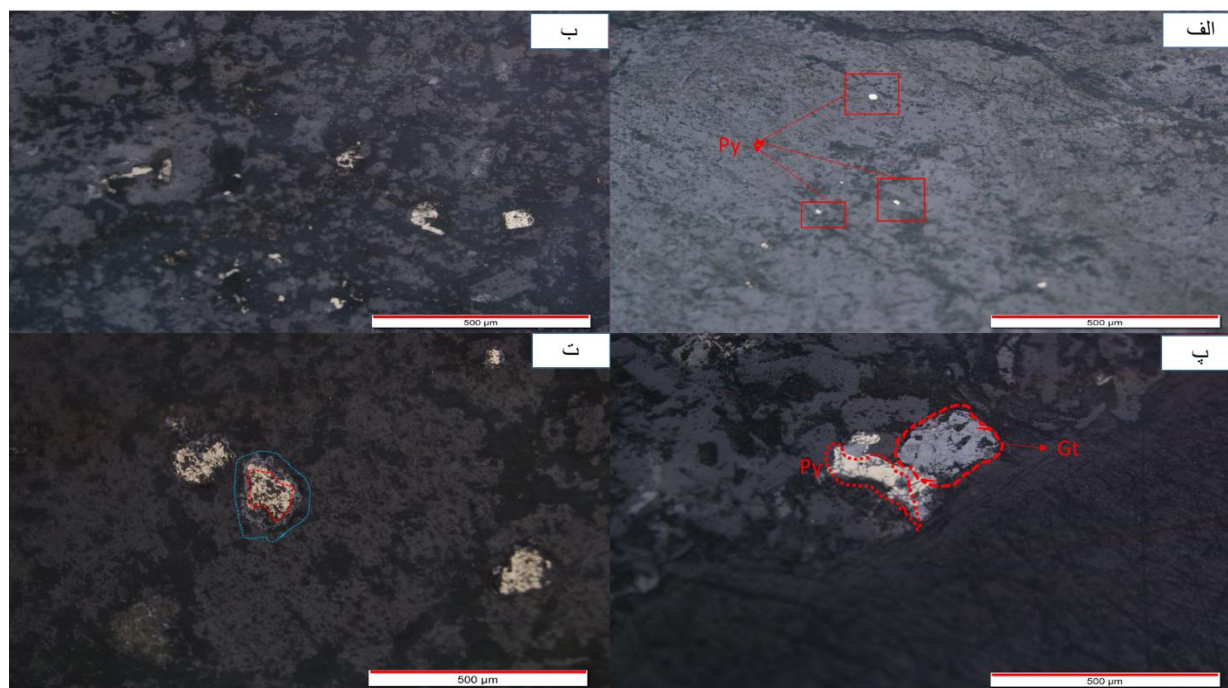
شکل ۵-۶-الف: تصاویر میکروسکوپی از کانی کالکوپیریت همراه پیریت و مگنتیت در کانسار سلیمانیه

### ۵-۳-۱-۲-پیریت:

**الف-سلیمانیه:** جزو فراوان‌ترین کانی‌های منطقه سلیمانیه است که در تمام واحدهای درگیر کانه‌زایی دیده می‌شود. این کانی در برخی موارد به‌صورت شکل دار و در اکثر موارد به‌صورت بی‌شکل دیده می‌شود و گاهی به گوتیت تبدیل شده است (شکل ۵-۷).

بر اساس مطالعات میکروسکوپی مشخص شد این کانی در کانسار سلیمانیه از دو نسل اول و دوم تشکیل شده است. کانی‌های نسل اول به صورت دانه پراکنده، پرکننده فضای خالی و مرتبط با رگه‌ها است و کانی‌های نسل دوم به صورت جانشینی و جایگیری در درون رخ‌های کانی‌های دیگر دیده می‌شود.

**ب- دیواندر:** کانی پیریت در کانسار دیواندر از فراوانی نسبتاً زیادی برخوردار است و در داخل رگه‌های سیلیسی دیده می‌شود. این کانی در آهک‌های پلاژیک نیز یافت می‌شوند که در برخی موارد تبدیل به کانی گوتیت شده و بر طبق شواهد تنها یک نسل پیریت در این کانسار یافت می‌شود.

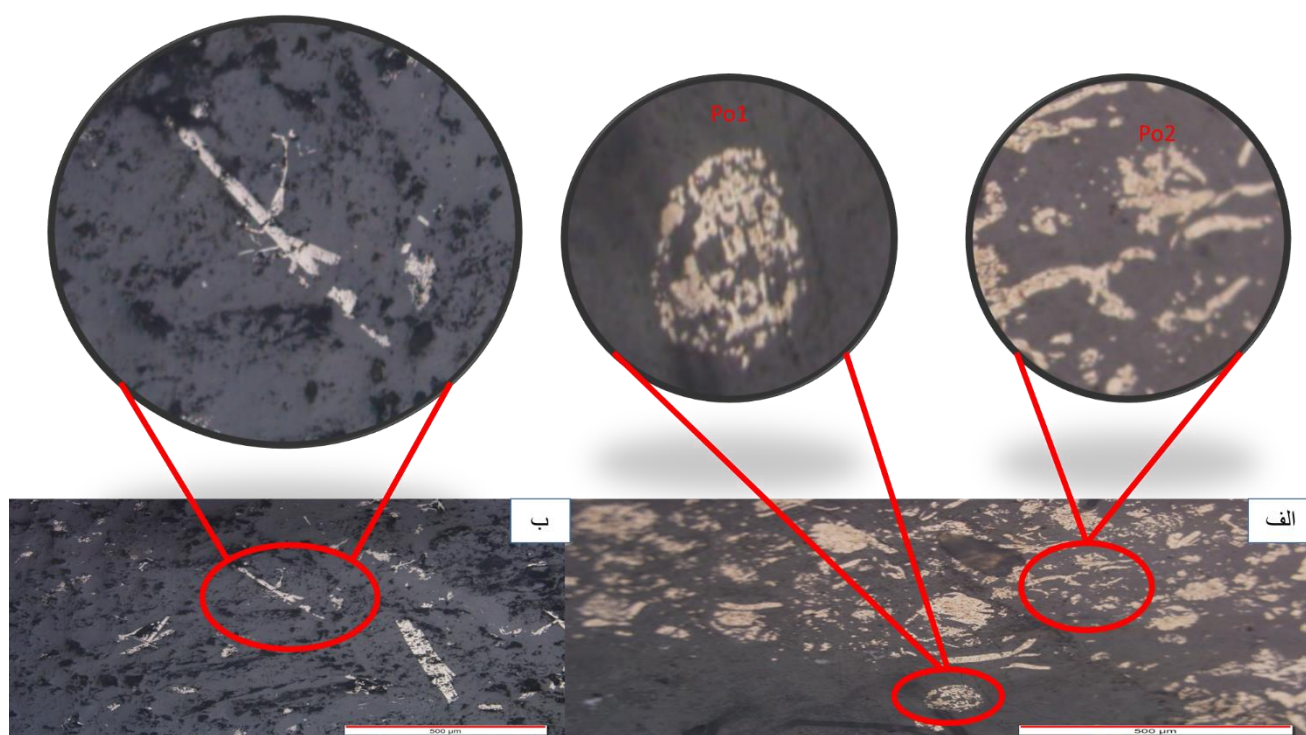


شکل ۵-۷-الف، ب، پ: دانه‌های پیریت با ابعاد کمتر از ده میکرون که به صورت دانه پراکنده در کانسار سلیمانیه که در اثر جانشینی در حال تبدیل گوتیت می‌باشد. ت: تصویر مقطع میکروسکوپی از کانی پیریت در کانسار دیواندر که در حال تبدیل شدن به گوتیت می‌باشد.



### ۵-۳-۱-۳-پروتیت:

این کانی فقط در کانسار سلیمانیه در دایک‌های دیابازی و توف کمرپایین بصورت حالت توده‌ای و نیمه توده‌ای دیده می‌شود و با دگرسانی سیلیسی همراه است و در مرکز کانه‌زایی بیشترین فراوانی را دارد. پروتیت در مقاطع میکروسکوپی به صورت شکل دار تیغه‌ای، شعاعی و کلوپورمی دیده می‌شود. نسل اول این کانی به صورت کلوپورمی دیده می‌شود. نسل دوم نیز به صورت سوزنی شکل رشد کرده و حالت بلوری دارد. در تصویر میکروسکوپی زیر می‌توان دو نسل را به راحتی مشاهده کرد (شکل ۵-۸).



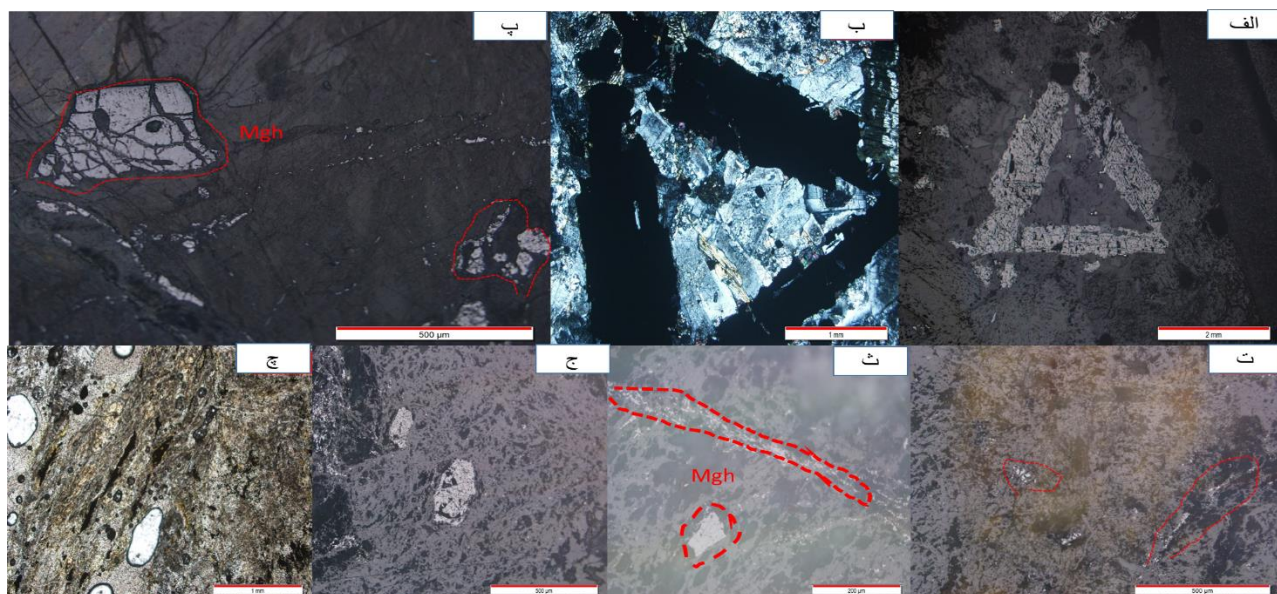
شکل ۵-۸-تصویری از کانی پروتیت که دارای دو نسل اول و دوم می‌باشد؛ الف- نسل اول که بصورت بی شکل و کلوپورمی (فرامبوئیدال) می‌باشد. ب- نسل دوم بصورت بلورهای سوزنی شکل است.

### ۵-۳-۱-۴-مگنتیت:

**الف-سلیمانیه:** کانی مگنتیت در اکثر واحدهای کانسار سلیمانیه قابل رؤیت است و به صورت دو نسل دیده می‌شود. همچنین کانی مذکور در برخی موارد به علت دگرسانی به صورت مارتیتی در آمده است. مگنتیت های نسل اول

درشت‌دانه تر و بصورت اولیه و ماگمایی در متن سنگهای گابرویی-دیابازی، بازالتی و سرپانتین دیده می‌شوند و مگنتیت‌های نسل دوم محصول فرایند گرمایی و کانه‌زایی بوده و همراه کالکوپیریت و پیریت و دگرسانی کلریتی و اپیدوتی می‌باشد. بطور کلی در بسیاری از موارد کانیهای مگنتیت در اثر برخورد آبهای اکسیدان مارتیتی شده و به هماتیت تبدیل شده‌اند. در برخی موارد کانی مگنتیت در کنار کانی‌های اسفن بوده و به‌صورت تیتانومگنتیت دیده می‌شود.

**ب-دیواندر:** مگنتیت فراوان‌ترین کانی موجود در کانسار دیواندر می‌باشد. دو نسل مگنتیت نیز در این کانسار قابل‌رؤیت است که به ترتیب از نوع ماگمایی و گرمایی می‌باشند. (شکل ۵-۹).



شکل ۵-۹-الف، ب: تصویر مقطع میکروسکوپی از کانی مگنتیت که ساختی شبیه بافت دل‌ریتی دارند. پ: تصویر کانی مگنتیت که به‌صورت خردشده و دانه پراکنده در واحد سرپانتینی دیده می‌شود. ت، ث، تصویر کانی مگنتیت در واحد توف سیلیسی کربناتی کانسار دیواندر که به‌صورت رگه-رگچه ای و دانه پراکنده دیده می‌شود. ج: تصویر کانی مگنتیت که به‌صورت دانه پراکنده در سنگهای نفوذی دیواندر دیده می‌شود. چ: تصویر واحد توفی دگرسان کانسار دیواندر، که کانی مگنتیت (کدر) در آن همراه دگرسانی سیلیسی-کلریتی-سیلیسی می‌باشد.

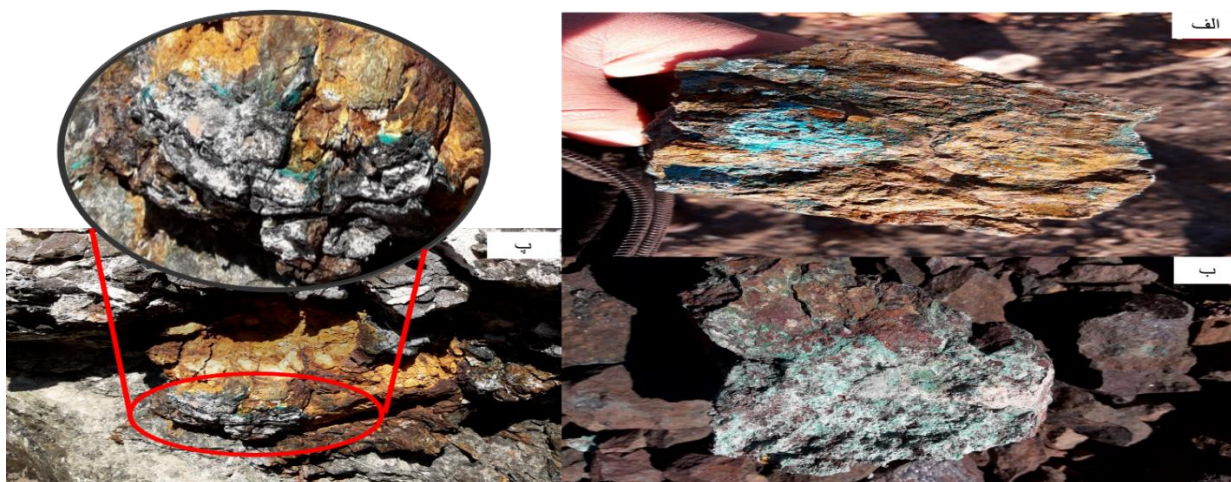
### ۵-۳-۲-کانی‌های ثانویه:

#### ۵-۳-۲-۱-آزوریت:

کانی آزوریت در هر دو کانسار در قسمت‌های سطحی و دگرسان شده ایجاد شده است با این تفاوت که وسعت و گسترش این کانی در کانسار سلیمانیه بیشتر است و اکثراً در تماس واحد گابرویی-دیابازی با واحد سرپانتینی دیده می‌شود (شکل ۵-۱۰).

#### ۵-۳-۲-۲-مالاکیت:

کانی مالاکیت نیز مثل کانی آزوریت در هر دو کانسار سلیمانیه و دیواندر در اثر تأثیر فرایند هوازدگی و آبهای جوی بر روی کانیهای سولفیدی مثل کالکوپیریت ایجاد شده و در قسمت‌های سطحی دیده می‌شوند. میزان گسترش این کانی در کانسار سلیمانیه نسبت به کانسار دیواندر حاکی از عیار بالاتر مس در سلیمانیه می‌باشد (۵-۱۰).

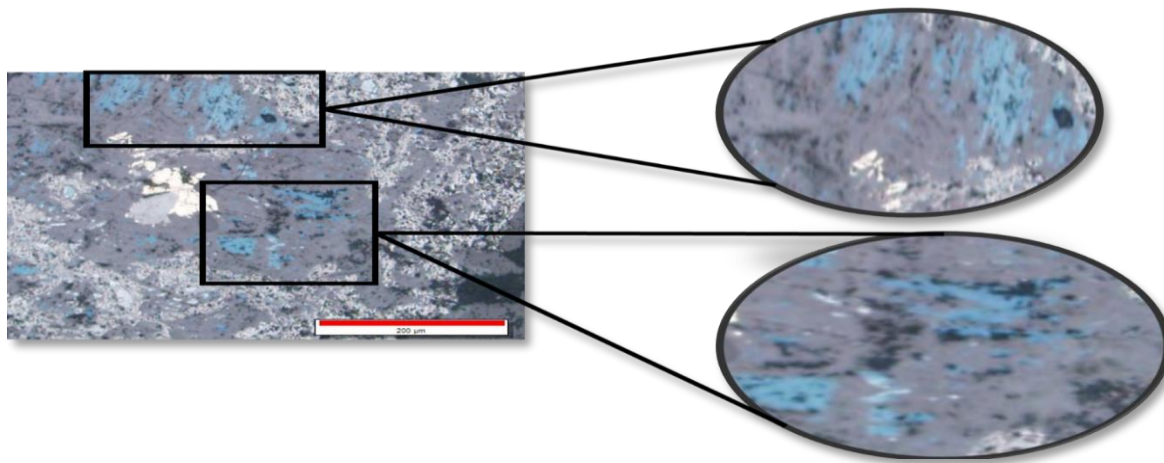


شکل ۵-۱۰-الف، ب: تصویر نمونه دستی از کانی‌های آزوریت و مالاکیت در کانسارهای سلیمانیه (تصویر الف) و دیواندر (تصویر

ب). پ: تصویر رخداد کانی‌های آزوریت و مالاکیت به همراه اکسید و هیدروکسیدهای آهن

### ۵-۳-۲-۳- کوولین:

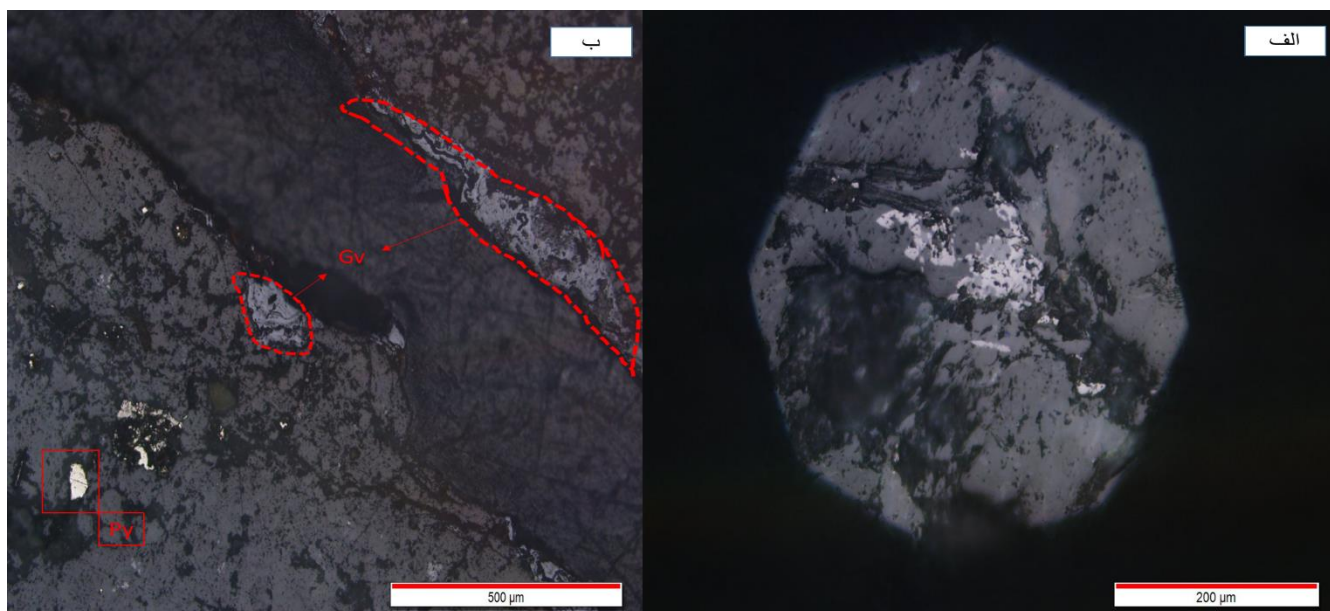
کانی کوولین در اثر هوازدگی ایجاد شده است. در کانسار دیواندر بصورت تبدیل کالکوپیریت به کالکوسیت و سپس تبدیل کالکوسیت به کوولین قابل مشاهده است (شکل ۵-۱۱). این کانی در واحدهای بازالتی و گابرویی میزبان و تنها در کارگاه شرقی یافت می شود و از گسترش بسیار کمی برخوردار است.



شکل ۵-۱۱- تصویر مقطع میکروسکوپی از کانی کوولین. در این مقطع تبدیل شدن کانی کالکوپیریت به کالکوسیت و کوولین کاملاً مشهود می باشد. کانی کوولین در این مقطع به رنگ آبی روشن یا آبی فیروزه‌ای دیده می شود.

### ۵-۳-۲-۴- گوتیت:

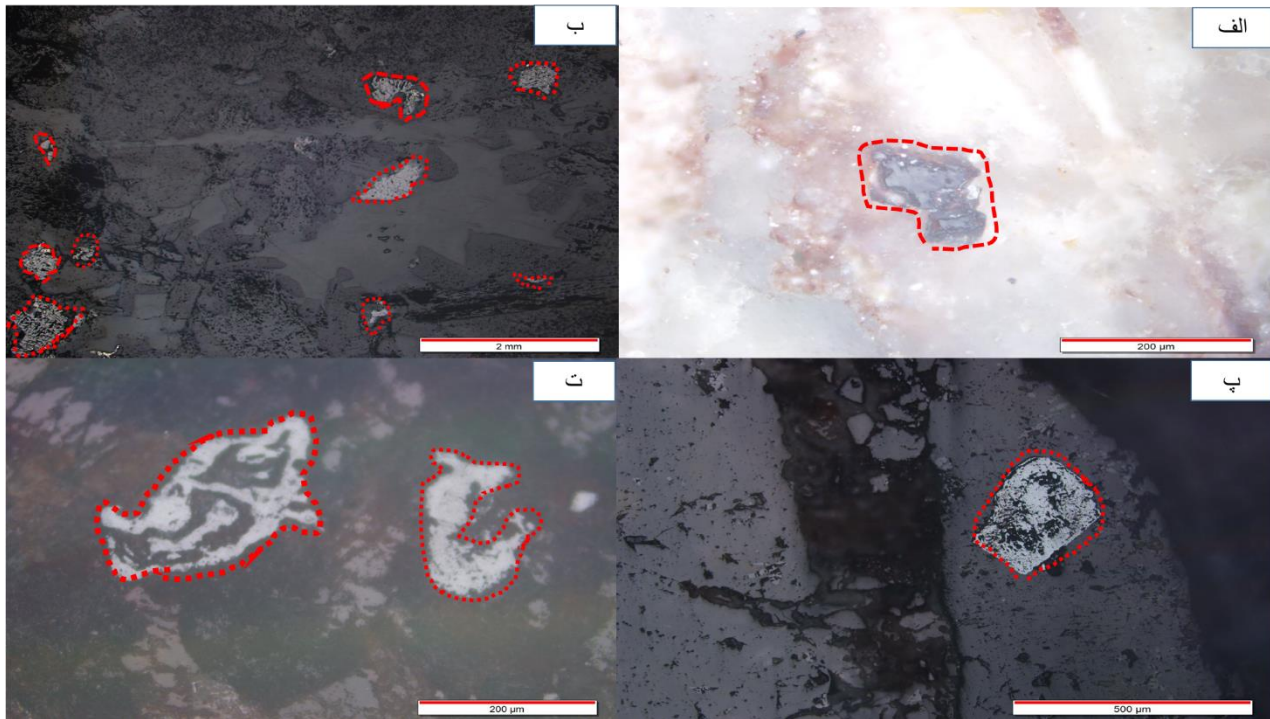
کانی گوتیت در هر دو کانسار سلیمانیه و دیواندر در بخشهای سطحی دیده می شود و از هوازدگی پیریت و کالکوپیریت و پیروتیت به وجود آمده است. گسترش این کانی در کانسار دیواندر اندکی از کانسار سلیمانیه بیشتر است که علت این امر فراوانی بالاتر کانی پیریت در کانسار دیواندر است (شکل ۵-۱۲).



شکل ۵-۱۲- تصویر مقطع میکروسکوپی از کانی گوتیت. الف: تصویر کانی گوتیت در کانسار دیواندر. ب: حضور کانی گوتیت در اطراف رگه‌های سیلیسی در کانسار سلیمانیه که از هوازدگی پیریت به وجود آمده است.

### ۵-۳-۲-۵- کالکوسیت:

کالکوسیت فقط در کانسار دیواندر قابل مشاهده است. این کانی در اثر تأثیرات فرایند هوازدگی و سوپرژن بر روی کالکوپیریت به وجود آمده است (۱۳-۵).



شکل-۵-۱۳-الف، ب، پ، ت: تصاویری از کانی کالکوسیت که بصورت ثانویه تشکیل شده است.

#### ۵-۴-کانی‌های باطله:

کانی‌های باطله کانسار مس سلیمانیه به شرح زیر می‌باشند:

#### ۵-۴-۱-کوارتز:

این کانی در کانسار سلیمانیه و دیواندر به صورت رگه- رگچه ای در پهنه استرینگر و در زمینه سیلیسی ماده معدنی دیده می‌شود.

#### ۵-۴-۲-کلسیت:

کانی کلسیت در هر دو کانسار دیواندر و سلیمانیه دیده می‌شوند که اکثراً به صورت رگه -رگچه های اولیه همراه پهنه استرینگر و رگه -رگچه های ثانویه در عمق کم دیده می‌شود و می‌توان آن را دومین کانی باطله مهم در دو کانسار سلیمانیه و دیواندر بشمار آورد. بخشی از رگه های کلسیتی محصول دگرشکلی و بصورت تکتونیک می باشد.

۵-۴-۳-ژئوپس:

این کانی فقط در بعضی نقاط سطحی کانسار سلیمانیه و دیواندر و به صورت ثانویه دیده می شود و ناشی از هوازدگی کانیهای سولفیدی است.

جدول ۵-۱- توالی پاراژنتیک کانیها به همراه ساخت و بافت آنها در کانسار سلیمانیه

Stages Minerals		Subsea floor replacement		Supergene/ weathering
		Stringer zone	Massive sulfide	
Minerals	Chalcopyrite1	-----	=====	
	Chalcopyrite2		-----	
	Pyrite1	-----	=====	
	Pyrite2	-----	-----	
	Pyrrhotite1	-----	=====	
	Pyrrhotite2		-----	
	Magnetite	-----		
	Fe-Mn oxide /hydroxide			-----
	Azurite			-----
	Malachite			=====
	Goethite			-----
	Clay minerals			-----
Gypsum			-----	
Alteration	Quartz	=====	-----	
	Sericite	=====	-----	
	Chlorite	=====		
	Epidote	=====		
	Calcite	-----		
Textures and structures	Vein-veinlets	=====		
	Massive/semi massive		=====	
	Disseminated	-----		
	Replacement	-----		
	Open space fillings	-----		
	Colloform		-----	

جدول ۲-۵ توالی پاراژنتیک کانی‌ها به همراه ساخت و بافت آن‌ها در کانسار دیواندر

Stages		Subsea floor replacement /stringer	Supergene/ weathering
Minerals			
Minerals	Chalcopyrite	-----	
	Pyrite	_____	
	Magnetite	_____	
	Fe-Mn oxide /hydroxide		_____
	Azurite		-----
	Malachite		<b>—————</b>
	Goethite		<b>—————</b>
	Clay minerals		-----
	Gypsum		-----
Alteration	Quartz	<b>—————</b>	_____
	Sericite	_____	
	Chlorite	_____	
	Epidote	<b>—————</b>	
	Calcite	<b>—————</b>	
Textures and structures	Vein-veinlets	<b>—————</b>	
	Disseminated	-----	
	Replacement	_____	
	Open space fillings	_____	
	Colloform	<b>—————</b>	



## فصل ششم

### مطالعات ژئوشیمیایی

مطالعات ژئوشیمیایی از جمله مهم‌ترین بخش‌های مورد مطالعه یک کانسار است، سنگ به‌عنوان یک سیستم ژئوشیمیایی، تحت تأثیر عوامل مختلفی است که ممکن است این عوامل تعادل آن را برهم زده و باعث ایجاد شرایط جدیدی می‌شوند. چگونگی توزیع و پراکندگی عناصر مختلف در محیط‌های سنگی هر منطقه و تشخیص ارتباط و وابستگی این عناصر با یکدیگر، از مهم‌ترین جنبه‌هایی است که همواره در مطالعات ژئوشیمیایی مدنظر قرار می‌گیرد و با استفاده از این داده‌ها، می‌توان به ویژگی‌های محیط تشکیل و فرآیندهای مؤثر در تشکیل یک ذخیره معدنی پی برد (Piercey, 2011). بررسی فراوانی و توزیع عناصر اصلی، فرعی و کمیاب موجود در ذخایر سولفیدی، به‌منظور درک بهتر رفتار سولفیدها و ارتباط آن‌ها با یکدیگر، در ارائه الگوها و روش‌های مناسب، جهت اکتشاف ذخایر مشابه، سودمند می‌باشد (Piercey, 2010, 2011).

هدف از این فصل، بررسی ویژگی‌های ژئوشیمیایی واحدهای آذرین میزبان و بررسی میزان و توزیع عناصر در مواد معدنی جهت پیدا کردن کلیدهای اکتشافی می‌باشد.

## ۶-۲- نمونه‌برداری و آنالیز نمونه‌ها:

پس از مطالعات صحرایی و انجام نمونه‌برداری و مطالعه نمونه‌ها به‌صورت میکروسکوپی، جهت بررسی وجود عناصر اصلی، کمیاب، نادر خاکی و همچنین تعیین میزان عناصر معدنی و باارزش اقتصادی، تعداد ۱۵ عدد نمونه از سنگهای میزبان و کانسنگ کانسارهای سلیمانیه و دیواندر برداشت و مورد مطالعه قرار گرفت که از این تعداد، ۷ عدد نمونه جهت آنالیز ICP-MS و ۳ عدد نمونه به روش ICP-OES برای کانسار سلیمانیه و تعداد ۲ عدد نمونه به روش ICP-MS و تعداد ۳ عدد نمونه جهت آنالیز ICP-OES برای کانسار دیواندر به شرکت ایمیدرو ارسال گردید (جدول ۶-۱). همچنین تعداد ۳ نمونه به روش XRD توسط شرکت ایمیدرو از کانسار سلیمانیه و تعداد ۹ نمونه به روش Fire Assay برای طلا توسط آزمایشگاه شیمی شریف و زر آزما آنالیز شده‌اند.

تمام مراحل آماده‌سازی و آنالیز توسط شرکت‌های مذکور انجام شده است.

جدول ۶-۱- مشخصات عمومی نمونه‌های آنالیز شده در کانسار سلیمانیه و دیواندر

شماره نمونه	محل برداشت	نوع نمونه	نام شرکت آنالیز کننده	نوع آنالیز
TS09	محل کارگاه قدیمی	نمونه معدنی و کانه دار	شرکت ایمیدرو	ICP-MS
SLL07	واحد بازالت بالشی	نمونه بازالت بالشی به همراه دگرسانی اپیدوتی	شرکت ایمیدرو	ICP-MS
SLL8.10	دایک دیابازی آهن‌دار	نمونه کانه دار با میزان آهن بالا	شرکت ایمیدرو	ICP-MS
SLL6.8	زون استرینگر	نمونه سنگ میزبان به همراه رگه‌های استرینگر	شرکت ایمیدرو	ICP-MS
SLL7.1	واحد رسوبی بروی بازالت بالشی	نمونه سنگ‌آهک	شرکت ایمیدرو	ICP-MS
SLL09	دایک دیابازی با آهن پایین	نمونه دیابازی با سیلیس بالا و آهن کمتر، دارای کانه‌زایی	شرکت ایمیدرو	ICP-MS
SLL02	واحد گابرویی نسبتاً درشت‌دانه	نمونه دارای رگه‌های سیلیسی کانه دار می‌باشد.	شرکت ایمیدرو	ICP-MS
DV8-15	واحد گابرویی ا کانسار دیواندر	مربوط به کارگاه میانی می‌باشد.	شرکت ایمیدرو	ICP-MS
DV8-6	واحد آهکی دارای دگرسانی	دارای اپیدوت فراوان در کارگاه میانی	شرکت ایمیدرو	ICP-MS
DV8-14	واحد آهکی شیلی	کارگاه میانی	شرکت ایمیدرو	ICP-MS
DV8.4	واحد آهکی به شدت دگرسان	کارگاه میانی	شرکت ایمیدرو	ICP-OES
DV2-5	واحد گابرویی	کارگاه شرقی و دارای کانه‌زایی است.	شرکت ایمیدرو	ICP-OES
SLL-XR	دگرسانی سرسیتی	دگرسانی شدید اطراف دایک دیابازی	شرکت ایمیدرو	ICP-OES
SLL7.1	واحد بازالتی	تمرکز بیشتر بروی سنگ بازالتی	شرکت ایمیدرو	ICP-OES
SL آهک	واحد آهک پلاژیک	واحد قرارگرفته در نزدیکی بازالت بالشی	شرکت ایمیدرو	ICP-OES

## ۶-۳- عناصر اصلی و عناصر کمیاب:

عناصر اصلی، عناصری هستند که در هر تجزیه سنگی غالب‌اند. این عناصر عبارت‌اند از: P, K, Na, Ca, Mg, Mn, Fe, Al, Ti, Si و غلظت آن‌ها به صورت درصد وزنی (Wt%) اکسید بیان می‌شود. در حال حاضر طیف‌سنجی فلورسان پرتو (XRF) رایج‌ترین روش تجزیه برای تعیین شیمی عناصر اصلی و کمیاب نمونه‌های سنگی است.

عناصر کمیاب به عناصری گفته می‌شود که در حد کمتر از ۱/۰٪ حضور دارند و غلظت آن‌ها به صورت قسمت در میلیون (ppm) یا ندرتاً قسمت در بلیون (ppb) بیان می‌شود (Rolinson, 1993). ولی این روال همیشه رعایت نمی‌شود و گاهی غلظت عناصر کمیاب در تراز بیشتر از ۱/۰٪ نیز گزارش شده است. طیف‌سنجی جرمی گسیل پلاسمای جفتیده القائی (ICP-MS)، یک روش نسبتاً جدید با کارایی خیلی زیاد در ژئوشیمی است. در اصل این روش، توانایی اندازه‌گیری اکثر عناصر موجود در جدول تناوبی را با حدود آشکارسازی پایین و دقت خوب در گستره چندین مرتبه بزرگی، دارا است. جدول ۶-۱ مربوط به نتایج حاصل از آنالیز ICP-MS می‌باشد که غلظت عناصر کمیاب و نادر خاکی و عناصر اصلی را به صورت عنصری در نمونه‌های برداشت‌شده از کانسار سلیمانیه و دیواندر نشان می‌دهد.

## ۶-۴- سنسورد گیری:

تعریف داده سنسورد: دستگاه‌های آنالیز دارای سنسورهای اندازه‌گیری مختلفی می‌باشند، این سنسورها توانایی تشخیص اطلاعات را در محدوده خاصی را دارند و نمی‌توانند اطلاعات بیشتر و یا کمتر از این حد را تشخیص دهند و هنگام مواجهه با این اطلاعات خارج از توان آن‌ها را به صورت سنسورد گزارش می‌دهند. این گزارش در آنالیزهای ژئوشیمیایی به صورت حد پایین یا حد بالای دستگاه (علامت‌های کوچک‌تر یا بزرگ‌تر) قابل مشاهده می‌باشند. به محدوده توان تشخیص دستگاهی حد حساسیت نیز می‌گویند. داده‌های بیشتر از حد حساسیت دستگاه به صورت علامت بزرگ‌تر (بزرگ‌تر از بالاترین حد حساسیت دستگاه) و داده‌های کوچک‌تر از حساسیت

به صورت علامت کوچک تر ( کمتر از پایین ترین حد حساسیت دستگاه) نمایش داده می شود. وجود داده های سنسورد می تواند بررسی های آماری را مختلط و بی ارزش کند زیرا روش های آماری نیاز به مجموعه کاملی از داده های غیر سنسورد دارد و در مواردی نظیر جداسازی زمینه از آنومالی که سنجش های نسبی صورت می گیرد داده های سنسورد موجب ارزیابی غیردقیق می شود. برای رفع خطای داده های سنسورد می توان مقادیر کمتر از حد تشخیص را مقدار  $\frac{3}{4}$  و مقادیر بیشتر را مقدار  $\frac{4}{3}$  حد آن جایگزین کرد. در روش دیگر می توان این خطاها را به صورت عدد یک از حد حساسیت آن دستگاه گزارش کرد، که در این مطالعه علمی از روش دوم استفاده شده است.

## ۶-۵- ژئوشیمی سنگ های آذرین:

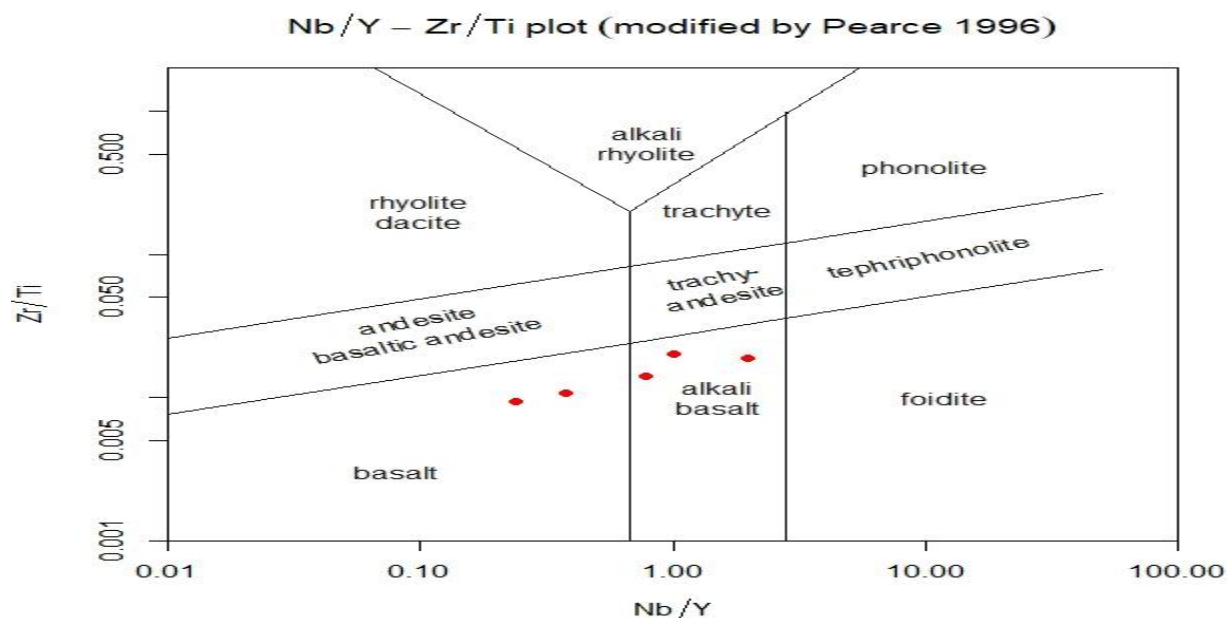
سنگ های آذرین در منطقه سلیمانیه و دیواندر به صورت گدازه های آتش فشانی به همراه سنگ های رسوبی (توف و آهک) رخنمون دارد. با توجه به اینکه کانه زایی در این کانسارها مرتبط با سنگ های آتش فشانی و افیولیتی است، لذا می توان با مطالعات ژئوشیمیایی بر روی این سنگ ها اطلاعات مهمی در رابطه با منشاء و ترکیب سنگ های منطقه به دست آورد.

با به دست آوردن این اطلاعات و پیدا کردن روابط می توان کلیدهای اکتشافی جدید برای دیگر نقاط افیولیت سبزوار ارائه نمود. در ادامه به انواع روش های طبقه بندی اشاره می شود و اطلاعات مناطق مورد مطالعه در آنها مورد بررسی قرار می گیرند.

## ۶-۵-۱- طبقه بندی به روش (Pearce 1996):

در این طبقه بندی سنگ های آنالیز شده بر اساس نسبت  $Zr/Ti$  در مقابل  $Nb/Y$  مورد بررسی قرار می گیرند. در شرایط حقیقی زمین شناسی، خصوصاً در منطقه سلیمانیه به علت فعالیت های کانی زایی و دگرسانی بسیاری از عناصر به علت واکنش های شیمیایی یا انحلال در سیالات در واحدهای سنگی جابه جا می شوند و یا به طور کامل

از منطقه مهاجرت می‌کنند. از منظر دیگر با ورود سیالات داغ از نواحی عمیق مقداری عناصر جدید که اکثراً دارای تحرک بالا هستند وارد واحدهای سنگی می‌شوند، از این رو عناصر متحرک توانایی تشخیص محیط را در چنین شرایطی ندارند، بدین منظور برای رفع این مشکل از عناصر غیر متحرک استفاده می‌گردد. عناصر غیر متحرک به علت تحرک بسیار کم معمولاً از سنگ اولیه خارج نمی‌شوند و می‌توانند ماهیت سنگی اولیه را نشان دهند. به همین دلیل در مطالعات این کانسار از این عناصر بیشترین استفاده را می‌بریم. بر اساس این طبقه‌بندی نمونه‌های سنگی کانسار سلیمانیه در بخش بازالت و آکالی بازالت قرار می‌گیرند (شکل ۶-۱).



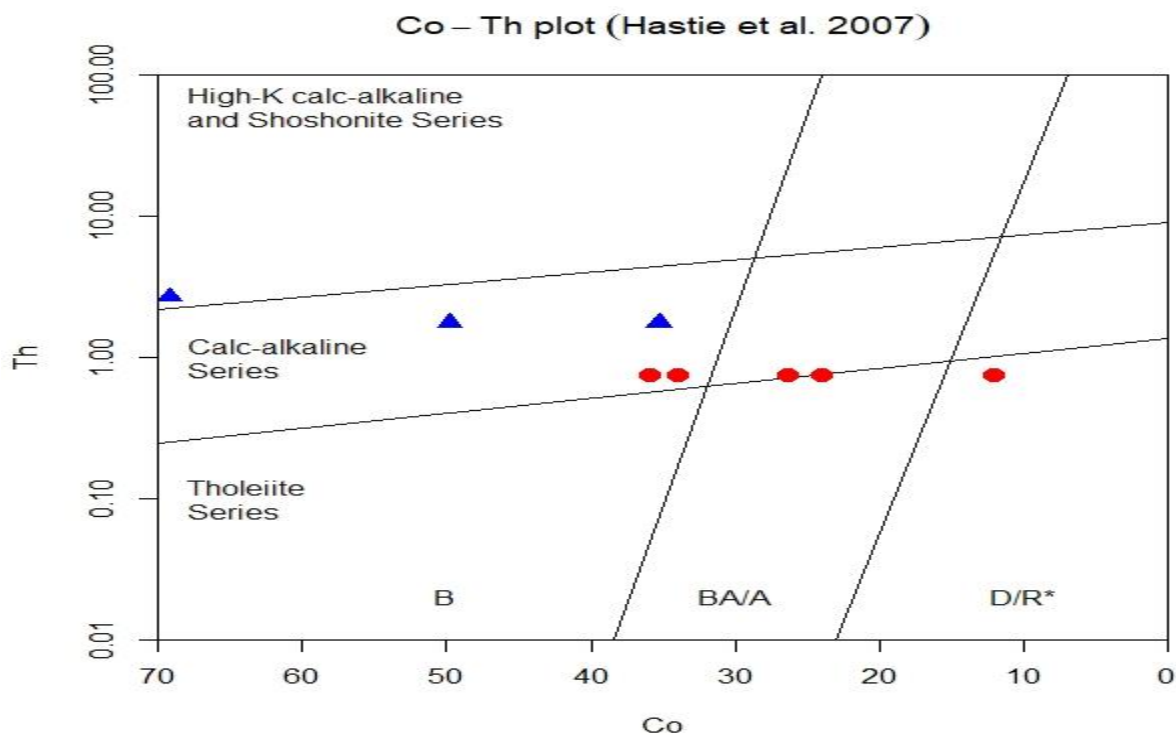
شکل ۶-۱- نوع سنگ‌های کانسار سلیمانیه بر اساس نسبت Zr/Ti در مقابل Nb/Y (Modified by Pearce, 1996)

### ۶-۵-۲- طبقه‌بندی Hastie et al. (2007) بر اساس نسبت Th-Co:

این طبقه‌بندی در سال ۲۰۰۷ برای تعیین سری ماگمایی بر اساس نسبت در صد وزنی Th به Co بنانهاده شد.

در این نمودار سری‌های مختلف با توجه به حروف نهفته در قلب این نمودار مشخص می‌شوند که در ادامه به معنی این حروف پرداخته می‌شود: حرف یا نماد B نشان‌دهنده بازالت، BA/A بیانگر آندزیت بازالت و آندزیت و D/R نمایانگر سنگ‌های داسیتی و ریولیتی می‌باشد.

نمونه‌های کانسار سلیمانیه در محدوده کالک آلکالن، آندزیت بازالت و آندزیت و همچنین داسیتی ریولیتی قرار می‌گیرند. و نمونه‌های کانسار دیواندر به‌طور کلی در محدوده سری کالک آلکالن و همچنین در کالک آلکالن‌های با K بالا و سری شوشونیتی قرار می‌گیرند. به‌طور کلی نمونه‌های دو کانسار در محدوده کالک آلکالن قرار دارند (شکل ۶-۲).



شکل ۶-۲- طبقه‌بندی سری ماگمایی بر اساس نسبت Th به Co که نمونه‌های کانسار دیواندر به‌صورت مثلث آبی‌رنگ و نمونه‌های کانسار سلیمانیه به‌صورت دایره‌های قرمز رنگ مشخص شده‌اند (Hasti et al, 2007)

## ۶-۶-۶- موقعیت تکتونیکی کانسار سلیمانیه:

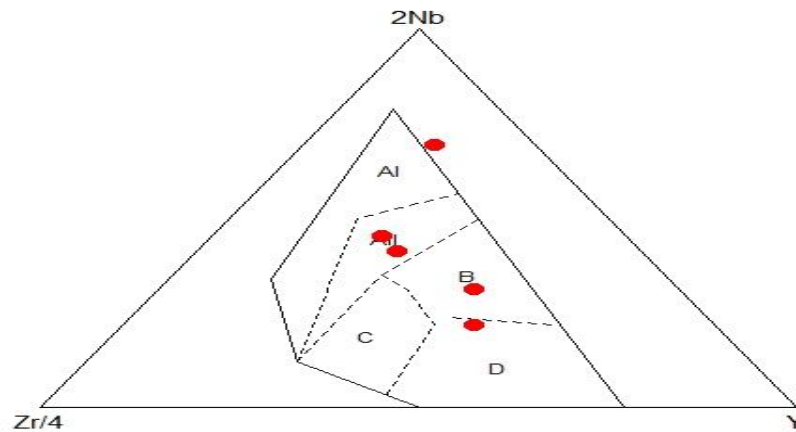
مجموعه مطالعات صحرایی، پتروگرافی و نتایج حاصل از آنالیزهای شیمیایی می‌توانند اطلاعات مهمی و قابل استنباطی را در مورد ماگماتیسم و تحولات ماگمایی منطقه را در اختیار ما قرار دهند. هر سنگ آذرین دارای خواص منحصر به فردی می‌باشد که می‌تواند بیانگر محیط زمین‌شناختی خاصی باشد که شرایط مخصوص گرمایی و الگوی تکتونوماگمایی دارد (Wilson, 1989). به‌طور خلاصه می‌توان گفت هر واحد سنگی بیانگر شرایط تشکیل خاصی می‌باشد. هر محیط زمین‌شناختی مجموعه سنگ‌های خاص خود را دارد و توزیع سنگ‌ها با جایگاه زمین‌شناختی را تغییر می‌دهد. این توزیع‌ها می‌توانند نشانگر رابطه بین زمین‌ساخت ورقه‌ای و تشکیل ماگما باشد؛ بنابراین یکی از کاربردهای پتروژنز را می‌توان تعیین جایگاه تکتونیکی سنگ‌ها دانست. در ادامه به اطلاعات به‌دست آمده از نتایج ژئوشیمیایی برای تعیین محیط تکتونیکی پرداخته می‌شود.

## ۶-۶-۱- تعیین محیط بر اساس نسبت $Zr/4$ به $2Nb-Y$ ، Meschede, 1986:

این نمودار بر اساس نسبت‌های  $Zr/4-2Nb-Y$  می‌باشد که اطلاعات آن به چند بخش زیر تقسیم‌بندی می‌شود: AL-LL: آلکالین بازالت، ALL-C: تولئیت، B: بازالت‌های پشته میان‌اقیانوسی تیپ P، D: بازالت‌های پشته میان‌اقیانوسی تیپ A، C-D: بازالت‌های پشت کمان ماگمایی می‌باشد که نمونه‌های کانسار سلیمانیه بیشتر به سمت ALL، B و D می‌رود (شکل ۶-۳).



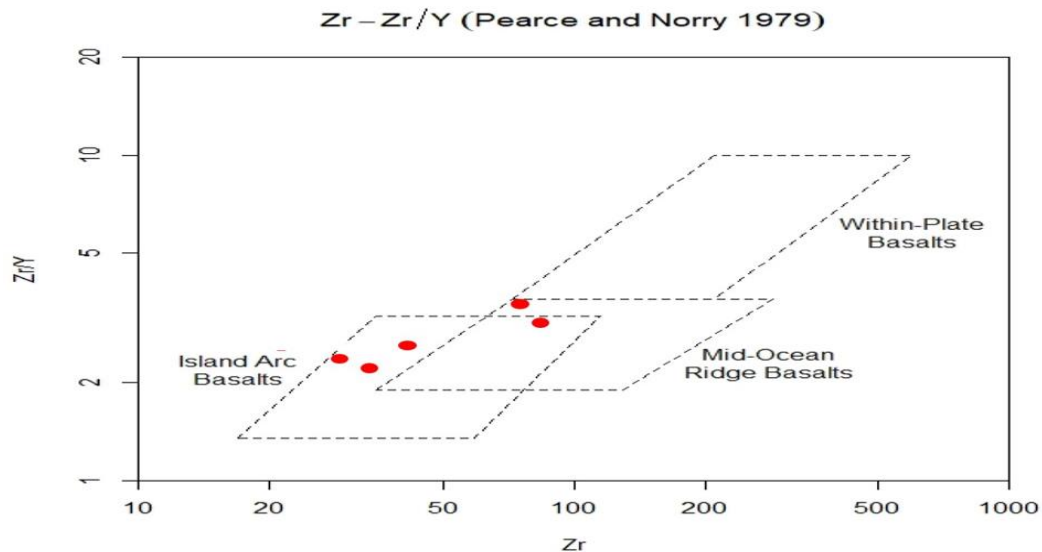
Zr/4 – 2Nb – Y (Meschede 1986)



شکل ۳-۶- تعیین محیط تشکیل بر اساس نسبت Zr/4-2Nb-Y (Meschede, 1986).

۲-۶-۶- تعیین محیط تشکیل بر اساس نمودار (Pearce and Norry 1979)

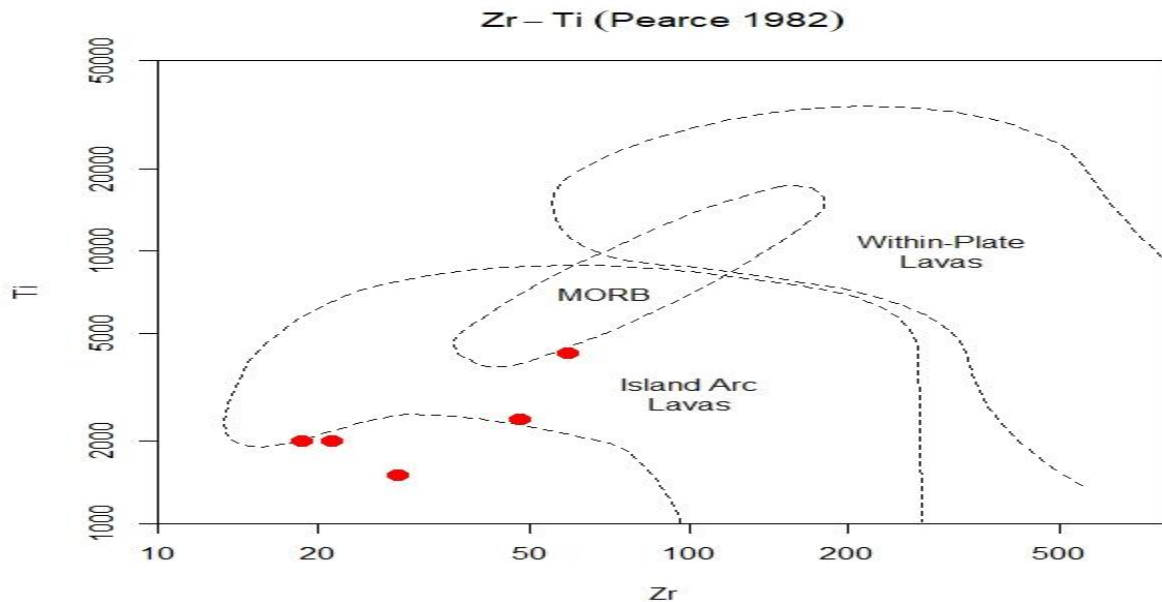
این نمودار بر اساس نسبت Zr در مقابل Zr/Y طراحی شده است که بر اساس این نمودار سنگ‌های کانسار سلیمانیه در محیط بازالت های جزایر قوسی و همچنین پشته‌های میان اقیانوسی قرار می‌گیرد (شکل ۴-۶).



شکل ۴-۶- نمودار تعیین محیط تشکیل بر اساس نسبت Zr/Y در مقابل Zr (Pearce and Norry, 1979)

### ۶-۳- تعیین محیط تشکیل بر اساس نسبت Ti به Zr توسط Pearce, 1982:

در این نمودار بر اساس نسبت Ti به Zr محیط تکتونیکی تشخیص داده می‌شود، که در این نمودار نمونه‌های کانسار سلیمانیه در محدوده لاوهای جزایر قوسی قرار می‌گیرند (شکل ۶-۵).



شکل ۶-۵- نمودار تعیین محیط تکتونیکی بر اساس نسبت Ti به Zr (Pearce, 1982)

### ۶-۷- ژئوشیمی عناصر نادر خاکی

عناصر نادر خاکی (REE) یا لانتانیدها، عناصری با عدد اتمی ۵۷ تا ۷۱ می‌باشند. این عناصر، مفیدترین عناصر جزئی‌اند و مطالعه آن‌ها، کاربردهای مهمی در سنگ‌شناسی آذرین، رسوبی و دگرگونی دارد. اعضای با عدد اتمی بالا، خاک‌های کمیاب سنگین (HREE) و اعضای با عدد اتمی پایین از این سری عناصر را خاک‌های کمیاب سبک (LREE) نامیده می‌شوند. گاهی اعضای میان این گروه، یعنی Sm تا Ho، خاک‌های کمیاب میانی (MREE) نامیده می‌شوند.

۵۷	۵۸	۵۹	۶۰	۶۱	۶۲	۶۳	۶۴	۶۵	۶۶	۶۷	۶۸	۶۹	۷۰	۷۱
La	Ce	Pr	Nd	Pm	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu

در بیشتر مواقع، عناصر جزئی، جایگزین عناصر اصلی کانی‌های سنگ‌ساز می‌شوند و تنها گاهی، عناصر جزئی، کانی‌های خود را می‌سازند. در هر مجموعه‌ای از سنگ که دچار دگرسانی گرمایی یا دگرگونی شده باشد احتمال تحرک عناصر وجود دارد. تحرک عناصر جزئی توسط تغییرات کانی‌شناختی زمان دگرسانی و ماهیت فاز سیال کنترل می‌شود. به‌عنوان یک اصل کلی، عناصر ناسازگار وابسته به گروه LTLE (Cs, Sr, K, Rb, Ba, Pb, Eu) متحرک‌اند در حالی که عناصر HFSE نامتحرک‌اند. گروه HFSE شامل Th, Zr, Hf, Ti, Nb, Ta, U, Ce, Pb می‌شود (پیرس، ۱۹۸۳). افزون بر این، فلزهای واسطه Mn, Zn و Cu به‌ویژه در دماهای بالا متحرک‌اند (Sivald and Seifrid, 1990)، در حالی که Co, Ni, V و Cr نامتحرک‌اند. این اصل‌های کلی به‌طور طبیعی معتبرند، گرچه استثنای زیادی برای آن‌ها گزارش شده است. غلظت عناصر جزئی در رسوبات، نتیجه تأثیرهای عوامل مختلف است از جمله: ناحیه منشأ، هوازدگی، دیاژنز، جور شدگی رسوب و زمین‌شیمی آبگین هریک از عناصر. جهت بررسی فرآیندهای پترولوژیکی، از نمودارهای عنکبوتی به‌هنجار شده استفاده می‌شود. در این نمودارها از بهنجارسازی فراوانی عناصر کمیاب نسبت به فراوانی این عناصر در یک سری نمونه استاندارد خاص استفاده می‌شود (Rollinson, 1993).

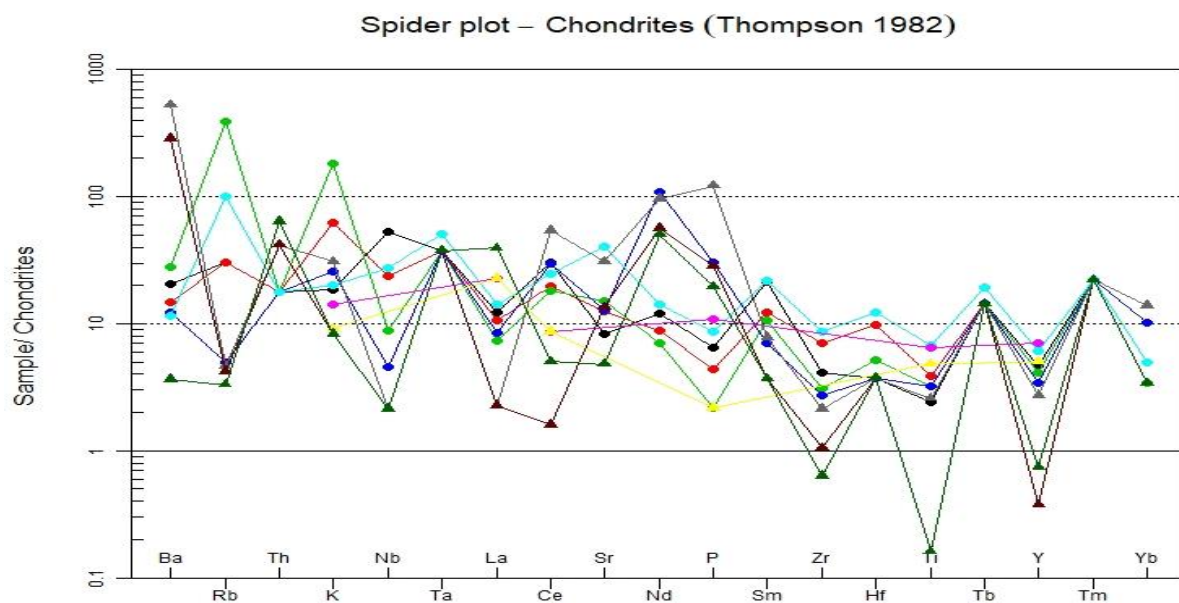
## ۶-۸- الگوی نمودارهای چند عنصری و REE در سنگ‌های آذرین:

تفاوت نمودارهای REE با نمودارهای چند عنصری وجود مخلوط ناهمگنی از عناصر کمیاب در چند عنصری‌ها است. نمودارهای چند عنصری دارای نوسانات بسیاری می‌باشند در حالی که در نمودارهای REE این نوسانات کمتر است. نوسانات نموداری در تحلیل‌ها رفتارهای گروه‌های مختلف عناصر را نشان می‌دهد. عناصر کم‌تحرک شامل: Nb, Ta, Hf, Zr, Ti و عناصر متحرک شامل Rb, K, Ba, Sr, Eu, Cs می‌باشد.

برای مطالعه بر اساس عناصر نادر ابتدا توسط نمودار تامسون (۱۹۸۲) دو منطقه سلیمانیه و دیواندر را مورد مطالعه قرار می‌دهیم. در نمودار تامسون (۱۹۸۲) عناصر برحسب تحرک پذیری در نقاط مختلف نمودار عنکبوتی قرار دارند. عناصر با تحرک پذیری بالا در بالای ضلع پایینی نمودار و عناصر با تحرک پذیری کم در پایین ضلع مذکور

قرار دارند. از سمت چپ نمودار به سمت راست تحرک پذیری عناصر کاهش پیدا می‌کند و این بدین معنی است که متحرک‌ترین عنصر هر دسته در سمت چپ قرار دارد (در این نمودار عنصر Ba در دسته عناصر متحرک و عنصر Rb در دسته عناصر کم‌تحرک بالاترین میزان تحرک را دسته خود دارند) و کم‌تحرک‌ترین عنصر هر دسته در سمت راست این نمودار قرار دارد (در این نمودار عنصر Yb در گروه عناصر متحرک و عنصر Tm در گروه عناصر کم‌تحرک پایین‌ترین میزان تحرک را دارا می‌باشند).

در شکل ۶-۶- میزان غنی‌شدگی یا تهی‌شدگی این عناصر برای دو کانسار دیواندر و سلیمانیه قابل مشاهده است.



شکل ۶-۶- نمودار عنکبوتی چند عنصری (Thomson, 1982) که مقادیر کانسار سلیمانیه به صورت دایره و مقادیر کانسار دیواندر به صورت مثلثی شکل نمایش داده می‌شوند.

### ۶-۸-۱- الگوی عناصر کمیاب و نادر خاکی در کانسار سلیمانیه:

نتایج حاصل از الگوی عناصر کمیاب و نادر خاکی برای واحدهای مختلف کانسار سلیمانیه به شرح زیر می‌باشد: بازالت های کانسار سلیمانیه بر اساس این نمودار به کندریت نرمالیزه شده‌اند و فقط در بعضی نمونه‌ها برای عناصر Rb, La غنی‌شدگی و برای عناصر Zr, Hf, Ti, Y تهی‌شدگی نشان می‌دهد.

واحد آهکی: این واحد به علت نوع آنالیز انجام شده بر روی آن عناصری مانند Ba, Rb, Th و ... را اندازه‌گیری نکرده است، این نمونه فقط برای Y, Th تهی شدگی نسبت به دیگر بخش‌ها نشان می‌دهد.

بخش دگرسان شده: این نمونه نیز همانند نمونه آهک پلاژیک به علت نوع آنالیز فاقد بسیاری از عناصر می‌باشد. به‌طور کلی به علت نوع آنالیز استفاده شده برای این دو واحد این نمودار مناسب نمی‌باشد و ارزش علمی ندارد و فقط برای نشان دادن وضعیت عناصر اعلام شده نسبت به دیگر واحدها در این نمودار قرار گرفته‌اند، علاوه بر این مورد واحد آهکی امکان مقایسه با کندریت‌ها را ندارد، چون ماهیت متفاوتی دارد.

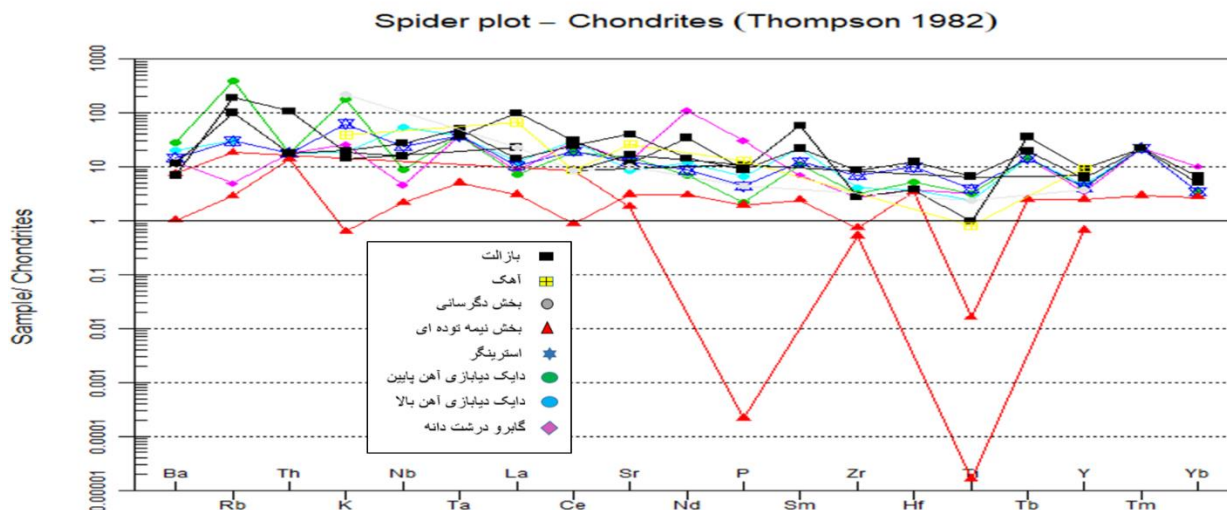
بخش نیمه توده‌ای: دو نمونه مذکور توسط دو آزمایشگاه مختلف (ایمیدرو و زر آزما) مورد آزمایش و اندازه‌گیری قرار گرفته‌اند که احتمال می‌رود دلیل اختلاف شدید این دو نمونه تفاوت در نوع دستگاه سنجنده باشد.

با این تفاسیر نمونه بخش توده‌ای-نیمه توده‌ای آنالیز شده توسط شرکت زر آزما، فاقد نرمالیزه شدن می‌باشد و برای عناصر P, Ti تهی شدگی شدید و برای عناصر Zr, Y تهی شدگی ضعیف‌تری را نشان می‌دهد.

برای نمونه آنالیز شده توسط شرکت ایمیدرو عناصر K, Sr, Zr, Ti تهی شدگی و برای عناصر Th مقداری غنی شدگی نشان می‌دهد و برای دیگر عناصر نرمالیزه شدن را گواه است.

واحد دایک دیابازی با میزان آهن پایین برای عناصر Rb, K غنی شدگی و برای عنصر P تهی شدگی را نشان می‌دهد.

به‌طور کلی نمودار کانسار سلیمانیه گویای تهی شدگی برای عناصر P, Ti می‌باشد. (شکل ۶-۷).



شکل ۶-۷-الگوی عناصر کمیاب و نادر خاکی در کانسار سلیمانیه (Thompson, 1982)

### ۶-۸-۲- الگوی عناصر کمیاب و نادر خاکی در کانسار دیواندر:

نتایج حاصل از آنالیز عناصر کمیاب و نادر خاکی برای کانسار دیواندر بر اساس نوع عناصر به شرح زیر می‌باشد:

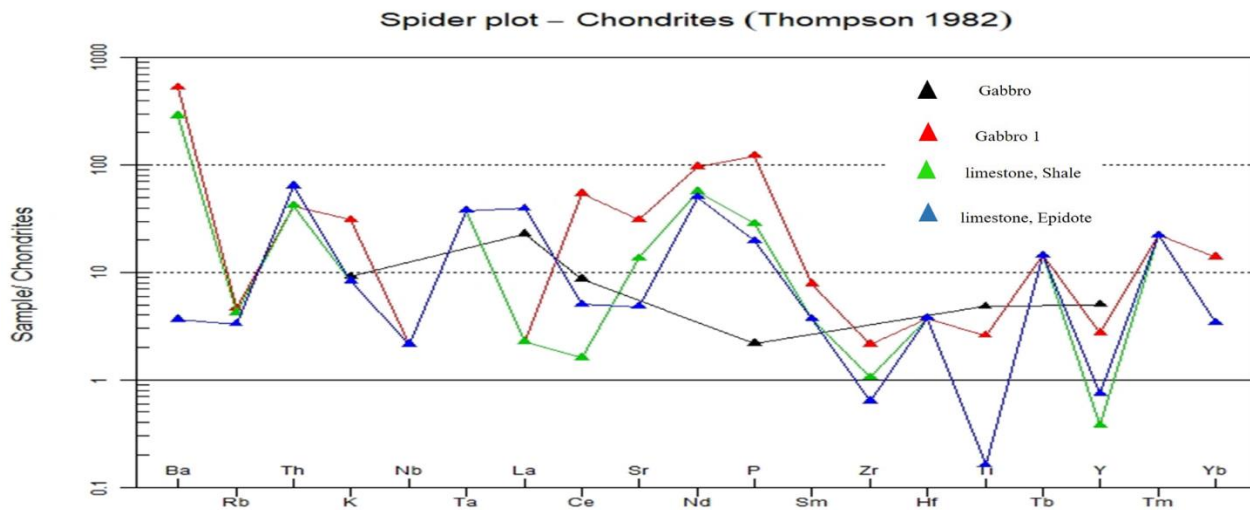
عنصر Ba برای واحدهای شیلی آهکی و آهکی اپیدوتی غنی‌شدگی نشان می‌دهد که می‌تواند بیانگر محیط اگزالات و سطحی باشد (که در مطالعات صحرائی بخش اگزالات به دلیل عدم نفوذ به سطح و محیط دریایی وجود ندارد) که بر اساس مشاهدات عینی و جایگاه خاص این واحدها با داده‌های مذکور می‌توان نتیجه گرفت عملکرد نمودار برای این واحد و عنصر صحت دارد.

عنصر Ba برای یکی از نمونه‌های گابرویی به علت تفاوت نوع آنالیز انجام‌شده (ICP-OES) در نمودار پلات نشده است، عنصر باریم برای نمونه دیگر واحد گابرویی حالت نرمالیزه و کمی تهی‌شدگی نشان می‌دهد، که با جایگاه این واحد مطابقت دارد.

عناصر Rb و Th برای تمام واحدهای آنالیز شده مقادیر تقریباً یکسانی را نشان می‌دهد و برای تمام واحدها نرمالیزه شده است.

عنصر K برای واحدهای گابرویی کارگاه شرقی و میانی مقدار یکسانی را نشان می‌دهد..

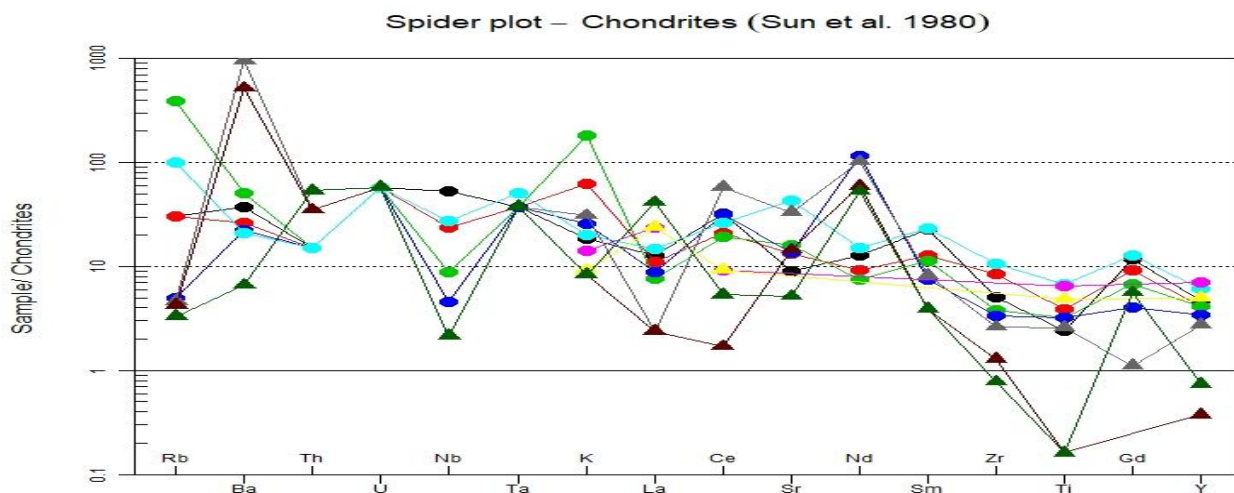
در کل این نمودار برای تمام عناصر واحدهای مذکور نرمالیزه شدن را نشان می‌دهد به جز برای عناصر Zr, Ti, Y برای واحد گابرویی و عنصر Y مربوط به واحد آهکی اپیدوتی از خود تهی شدگی نشان می‌دهد (شکل ۶-۸).



شکل ۶-۸- الگوی عناصر کمیاب و نادر خاکی در کانسار دیواندر (Thompson, 1982)

### ۶-۸-۳- الگوی پراکندگی عناصر کمیاب و نادر خاکی (Sun et al., 1980):

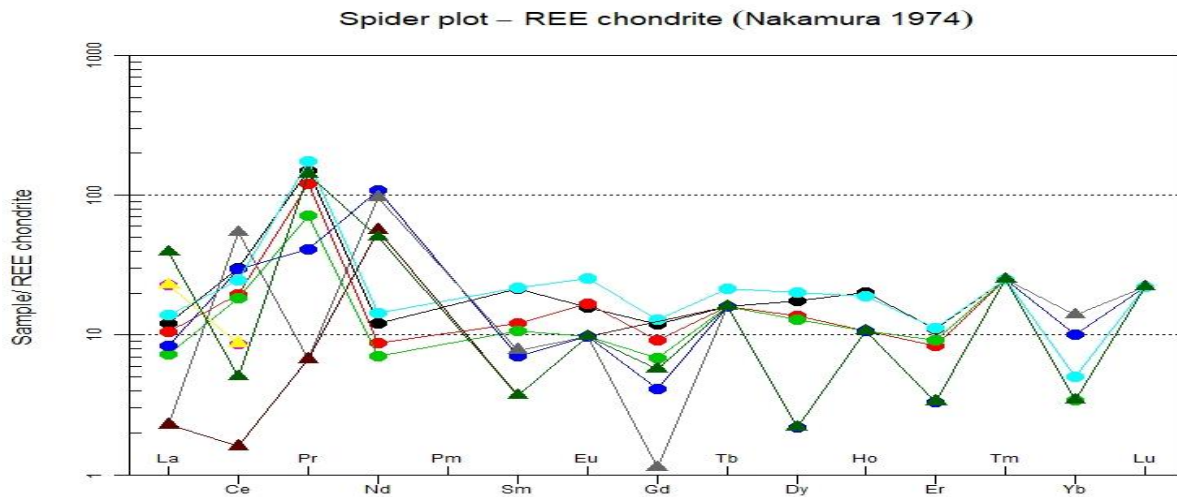
بر اساس نمودار سان (۱۹۸۰) نمونه‌های دو کانسار به کندریت نرمالیزه شده‌اند و فقط دو نمونه از کانسار دیواندر برای عنصر بارییم غنی‌شدگی نشان می‌دهد و برای سه عنصر Zr, Ti, Y در کانسار دیواندر برای دو واحد تهی شدگی از خود نشان می‌دهد (شکل ۶-۹).



شکل ۶-۹- الگوی چند عنصری (Sun et al, 1980) که نمونه‌ها به کندریت نرمالیزه شده‌اند.

## ۶-۸-۴- الگوی پراکندگی عناصر نادر خاکی (Nakamura, 1974)

بر اساس این نمودار نمونه‌های کانسار سلیمانیه به کندریت نرمالیزه شده‌اند و نمونه‌های کانسار دیواندر برای برخی عناصر تهی شدگی از خود نشان می‌دهند (شکل ۶-۱۰).



شکل ۶-۱۰- نمودار چند عنصری (Nakamura, 1974)، که نمونه‌های کانسار سلیمانیه به کندریت نرمالیزه شده‌اند.

## ۶-۹- ژئوشیمی واحدهای کانه دار کانسار سلیمانیه و دیواندر:

خصوصیات کلی عنصر آهن و مس در کانسار سلیمانیه و دیواندر به‌طور کلی به شرح زیر می‌باشند:

تمرکز این دو عنصر در بخش‌های باقی‌مانده از ماگمای اسیدی است:

۱- این عناصر توسط محلول‌های هیدروترمال با دمای بالا به‌صورت کمپلکس‌های سولفیدی شروع به حمل شدن می‌کنند.

۲- هر دو عنصر مس و آهن می‌توانند به‌صورت سولفید حل شده و وارد محلول شوند و به‌واسطه تشکیل کمپلکس شروع به تحرک کرده و مهاجرت کنند. با این تفاوت که عنصر آهن می‌تواند تا مسافت‌های بیشتری به‌صورت کمپلکس سولفیدی حمل و جابه‌جا گردد، به همین دلیل میزان عنصر آهن در مناطق کم‌عمق‌تر بیشتر از عنصر مس می‌باشد.



۳- تأثیر دما بر روی کمپلکس‌های مس و آهن: با کاهش دما ابتدا عنصر مس و سپس عنصر آهن شروع به ته‌نشست می‌کنند، با ناپایدار شدن شرایط عنصر به صورت کالکوپیریت و عنصر آهن به صورت پیروتیت و پیریت شروع به ته‌نشست می‌کنند.

۴- تأثیر pH بر دو عنصر آهن و مس: با تغییر شرایط pH کمپلکس‌های سولفیدی شروع به ناپایدار شدن می‌کنند. با افزایش pH از پایداری کمپلکس‌ها کاسته می‌شود و به مرور کانی‌زایی‌های آهن و مس تشکیل می‌گردند.

#### ۶-۹-۱- ویژگی‌های ژئوشیمیایی واحدهای کانه دار سلیمانیه:

برای مطالعات ژئوشیمیایی واحدهای کانه دار در کانسار سلیمانیه تعداد ۹ نمونه از واحدهای مختلف برداشت شد که به روش ICP-MS توسط شرکت ایمیدرو مورد آنالیز قرار گرفت.

برای تغییرات میزان عناصر اصلی در کانسار سلیمانیه شش عنصر As, Cu, Mg, Fe, Zn, Pb موجود در واحدهای مختلف مورد بررسی قرار گرفت. از ۹ نمونه تهیه‌شده از این کانسار دو عدد مربوط به واحدهای رسوبی، دو نمونه مربوط به بخش بازالتی و پیلولاوا، سه نمونه مربوط به بخش‌های مختلف استرینگر، یک نمونه گابرو و یک نمونه دیابازی می‌باشد (شکل ۶-۱۱).

در ابتدا میزان عیار عنصر مس را در واحدهای مختلف مورد بررسی قرار می‌دهیم و سپس به بررسی پنج عنصر باقی‌مانده پرداخته می‌شود.

مس: میزان عیار این عنصر از کمترین تا بیشترین در صد فراوانی شامل موارد ذیل می‌باشد.

بالاترین میزان مس با ۶۷۰۰ (ppm) مس بخش سولفید نیمه توده‌ای می‌باشد و بخش رگه-رگچه ای حدود ۲۰۰ (ppm) عنصر مس را دارا می‌باشد. بخش بازالتی نیز حدود ۵۰ (ppm) فراوانی دارد که نشان از عدم کانه‌زایی در واحد دارد.

به‌طور کلی بخش نیمه توده‌ای بیشترین عیار مس را دارد که می‌تواند بیانگر غنی‌سازی مس در اعماق بیشتر که در دسترس نیستند باشند.

بر طبق بررسی‌ها ژئوشیمی و مطالعات صحرایی با افزایش عمق بر میزان عیار مس افزوده می‌شود.

میزان عنصر آرسنیک: این عنصر دارای ۱ تا ۱۸ (ppm) فراوانی در واحدهای مختلف کانسار سلیمانیه می‌باشد.

دایک دیابازی با میزان آهن بالا دارای ۱۶ (ppm)، گابرو درشت‌دانه ۱ (ppm) دایک دیابازی با میزان آهن کم ۷ (ppm)، فشار رگه-رگچه ای ۱۴ (ppm)، بخش توده‌ای-نیمه توده‌ای بین ۳ تا ۱۳ (ppm) و بخش بازالتی به صورت میانگین ۱۱ (ppm) و بخش دگرسانی سیلیسی ۱۰ (ppm) عنصر As را در خود جای داده است.

به‌طور کلی بخش آهکی بیشترین میزان این عنصر را دارا می‌باشد که به علت همبستگی این عنصر با عنصر ارزشمند طلا می‌تواند کلید اکتشافی ارزشمندی باشد.

میزان عیار آهن: دایک دیابازی با ۳۰۰۰ (ppm)، گابروی درست دانه ۳۸۰۰ (ppm)، دایک دیابازی با میزان آهن کم ۵۰۰۰ (ppm)، بخش استرینگر ۳۸۰۰ (ppm)، بخش توده‌ای با ۶۵۰۰ تا ۹۰۰۰ (ppm) و بخش بازالتی با میانگین ۴۰۰ (ppm) و بخش آهکی ۳۹۰۰ (ppm) عنصر آهن را در خود جای داده است.

بالاترین میزان این عنصر در بخش توده‌ای و نیمه توده‌ای قرار دارد که با مشاهدات صحرایی و میکروسکوپی و همچنین وجود کانی پیرویت مطابقت دارد.

عنصر Mg: این عنصر کمترین فراوانی را در بخش نیمه توده‌ای دارا می‌باشد و بیشترین فراوانی را در حاشیه کانه‌زایی نشان می‌دهد. وجود این میزان عنصر منگنز در بازالت بالشی نیز با ماهیت این واحد و همچنین وجود و گسترش شدید دگرسانی اپیدوتی و مقداری کلریتی همسو و قابل توجیه است.

بیشترین میزان این عنصر در رخساره رگه-رگچه ای قرار دارد و بعدازآن دایک دیابازی با میزان آهن بالا و گابرو درشت‌دانه دارای بیشترین میزان این عنصر می‌باشند.

عنصر Pb: عنصر سرب در کانسار سلیمانیه به‌طور کلی غنی‌شدگی خاص را نشان می‌دهد و فقط در بخش نیمه توده‌ای حدود ۱۵۰ (ppm) را از خود نشان می‌دهد.

به‌طور کلی بخش دایک دیابازی آهن بالا و سیلیس بالا بین ۱۰ تا ۱۵ (ppm)، گابرو درشت‌دانه ۵ (ppm)، رخساره استرینگر ۱۳ (ppm)، بخش بازالتی به ترتیب ۵۰، ۱۰، ۱۰، ۲۰ (ppm)، بخش آهکی ۳۸ (ppm) و بخش دگرسانی ۱۹ (ppm) را از خود نشان می‌دهد.

وجود میزان عیار ناچیز در بخش رسوبی می‌تواند بیانگر عدم ورود سیالات کانه دار به محیط سطحی و دریایی باشد، که با نظریه نگارنده مطابقت دارد.

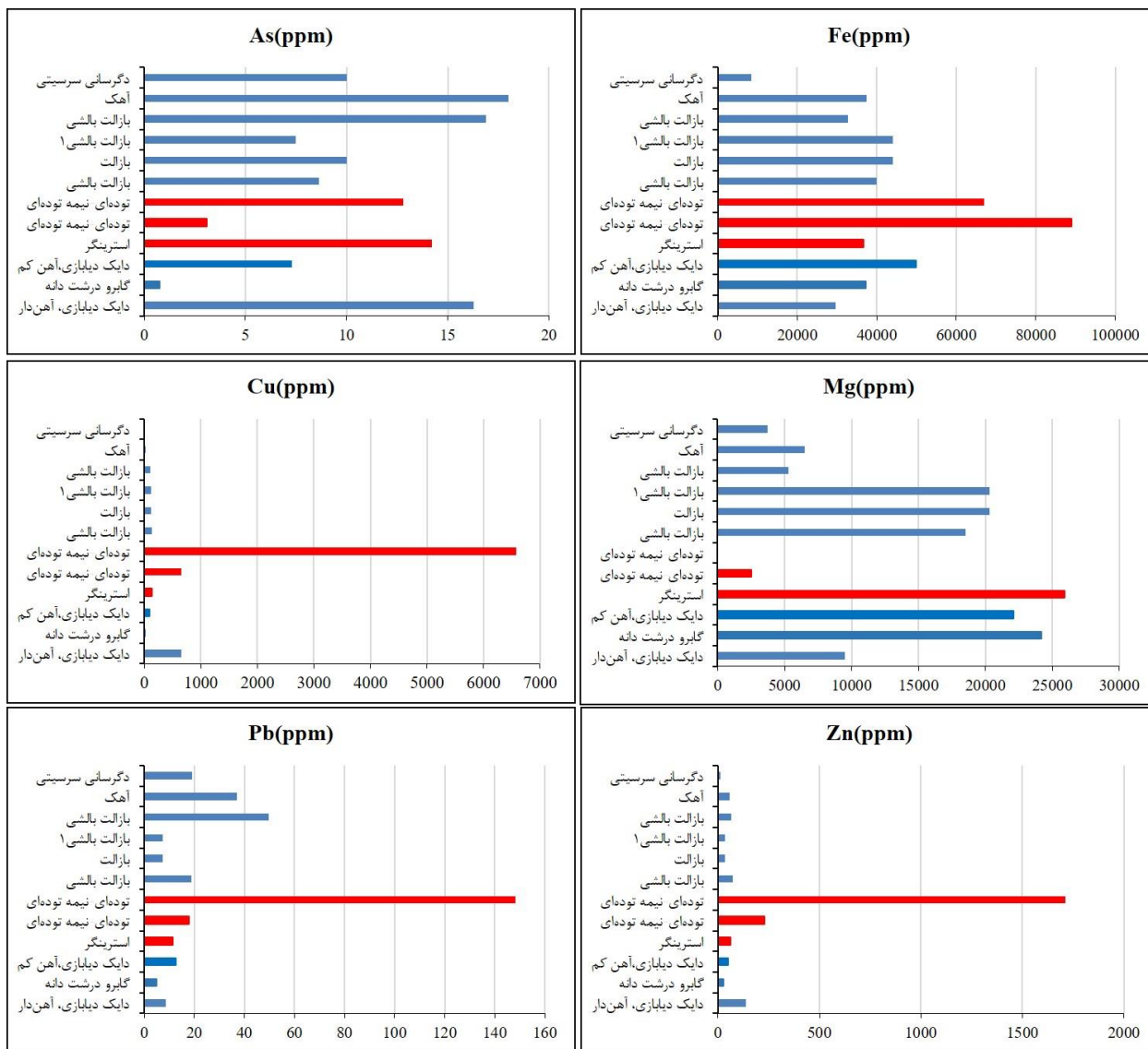
عنصر Zn: عنصر روی فقط در واحد نیمه توده‌ای حاصل از اعماق بیشتر از ۱۷۵۰ (ppm) عنصر روی را نشان می‌دهد و دیگر واحدهای این کانسار دارای مقادیر ناچیز (کمتر از ۲۵۰) از عنصر روی می‌باشند.

عدم وجود عنصر روی به‌صورت چشم‌گیر در واحد آهکی نیز می‌تواند دلیل دیگر بر عدم ورود این سیالات به محیط دریایی باشد.

عنصر روی در اغلب کانسارهای سولفید توده‌ای آتشفشانزاد در بخش لامینه و خروجی فراوانی چشم‌گیری دارند که در کانسار سلیمانیه به علت عدم ورود سیالات کانه دار به محیط دریایی این اتفاق مسیر نشده است.

به‌طور کلی بر اساس این نمودار می‌توان نتیجه گرفت عنصر مس، آهن و روی دارای همبستگی می‌باشند و با عناصر As و Mg در تضاد هستند. در هر واحدی که As و Mg از خود آنومالی نشان دهند از میزان فراوانی در صد عناصر مس و روی کاسته می‌شود، مثلاً در بخش نیمه توده‌ای آهن، روی و مس آنومالی و غنی‌شدگی نشان می‌دهند در صورتی که دو عنصر مذکور در این بخش به‌شدت تهی شده‌اند.

در دیگر واحدهای بررسی شده کانسار سلیمانیه این اتفاق برای عناصر مذکور به‌صورت عکس اتفاق می‌افتد.



شکل ۶-۱۱- میزان تغییرات عناصر Fe, Mg, Cu, As, Pb در واحدهای اصلی کانسار سلیمانیه

### ۶-۹-۲- ویژگی‌های ژئوشیمیایی واحدهای دیواندر:

در منطقه دیواندر همانند کانسار سلیمانیه عناصر Cu, As, Mg, Fe, Zn, Pb در واحدهای مختلف مورد بررسی قرار می‌گیرند (شکل ۶-۱۲).

عنصر مس به ترتیب از بالا به پایین در بخش گابرویی دارای ۵۸ و ۱۵ (ppm)، بخش استرینگر درون آهک‌ها ۳۳ (ppm)، بخش‌های آهکی-شیلی ۹ (ppm) و بخش آهکی اپیدوتی ۴۸ (ppm) مس را از خود نشان می‌دهند.

عنصر As در بخش گابرویی به ترتیب ۷ و ۱ (ppm)، بخش استرینگر درون واحد آهک ۷ (ppm)، بخش آهکی شیلی ۱۵ (ppm) و بخش آهکی اپیدوتی ۱۱ (ppm) را دارا می‌باشد.

عنصر Mg در بخش گابرویی به ترتیب ۲۰۰۰ و ۵۷۰۰ (ppm)، بخش استرینگر درون واحد آهکی ۵۶۰۰ (ppm) و همچنین بخش آهکی-شیلی ۱۴۰۰ و بخش آهکی اپیدوتی ۲۰۰۰ (ppm) را در خود جای داده‌اند.

عنصر Fe تقریباً در تمام واحدها غنی‌شدگی از خود نشان می‌دهد، در واحد گابرویی به ترتیب ۴۵۰۰ و ۴۸۰۰ (ppm)، بخش استرینگر درون واحد آهکی ۲۷۰۰ (ppm)، بخش آهکی شیلی ۳۰۰۰ (ppm) و بخش آهکی اپیدوتی ۲۹۰۰ (ppm) را برخوردار می‌باشند.

عنصر Zn در بخش گابرویی به ترتیب ۹۰ و ۶۰، بخش استرینگر ۱۸، بخش آهکی شیلی ۲۰ و بخش آهکی اپیدوتی نیز ۱۸ (ppm) را در خود نهشته‌اند.

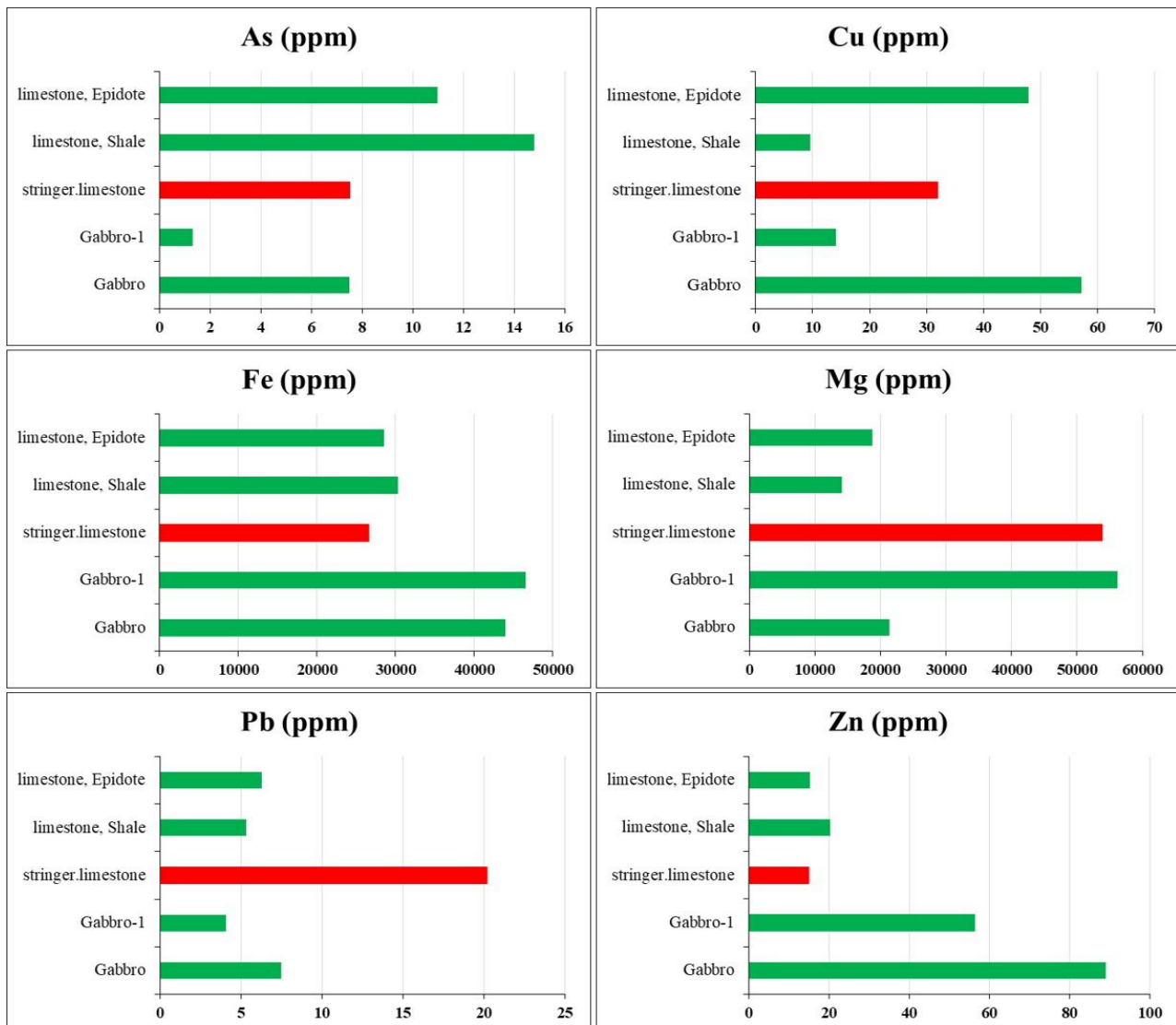
عنصر Pb در بخش گابرویی به ترتیب ۷.۵ و ۴ (ppm)، بخش استرینگر ۲۰ (ppm)، بخش آهکی شیلی ۵ (ppm) و بخش آهکی اپیدوتی ۷ (ppm) عنصر سرب را دارا می‌باشد.

به‌طور کلی بر اساس در صد حضور این عناصر می‌توان نتیجه گرفت عنصر Fe, Mg از فراوانی بالاتری برخوردار می‌باشند و برخلاف کانسار سلیمانیه همبستگی مثبت دارند.

بر اساس مطالعات صحرایی و نتایج ژئوشیمیایی می‌توان نتیجه گرفت علت این همبستگی کم بودن حجم سیال و عدم توان مهاجرت سیالات می‌باشد. این نظر با گسترش کم پهنه‌های دگرسانی در کانسار دیواندر مطابقت دارد. تهی‌شدگی مس در نمونه‌های این کانسار نیز با مشاهدات میکروسکوپی و آثار از بین رفتن کانی‌های مس مطابق است.

بر اساس آنالیزها و مشاهدات صحرایی نام‌گذاری کانسار مس برای این کانی‌زایی کمی با تردید همراه است و لذا بهتر است این کانسار را کانسار آهن دیواندر بنامیم.

همچنین عدم نفوذ سیالات سولفید دار به محیط دریایی در این کانسار توسط مطالعات ژئوشیمیایی قابل اثبات است. دو عنصر سرب و روی در اعماق از فراوانی بالاتری نسبت به سطح برخوردار هستند و این در این حالی است که خواستگاه این عناصر در کانسارهای نوع VMS در بخش‌های سطحی و رسوبی است.

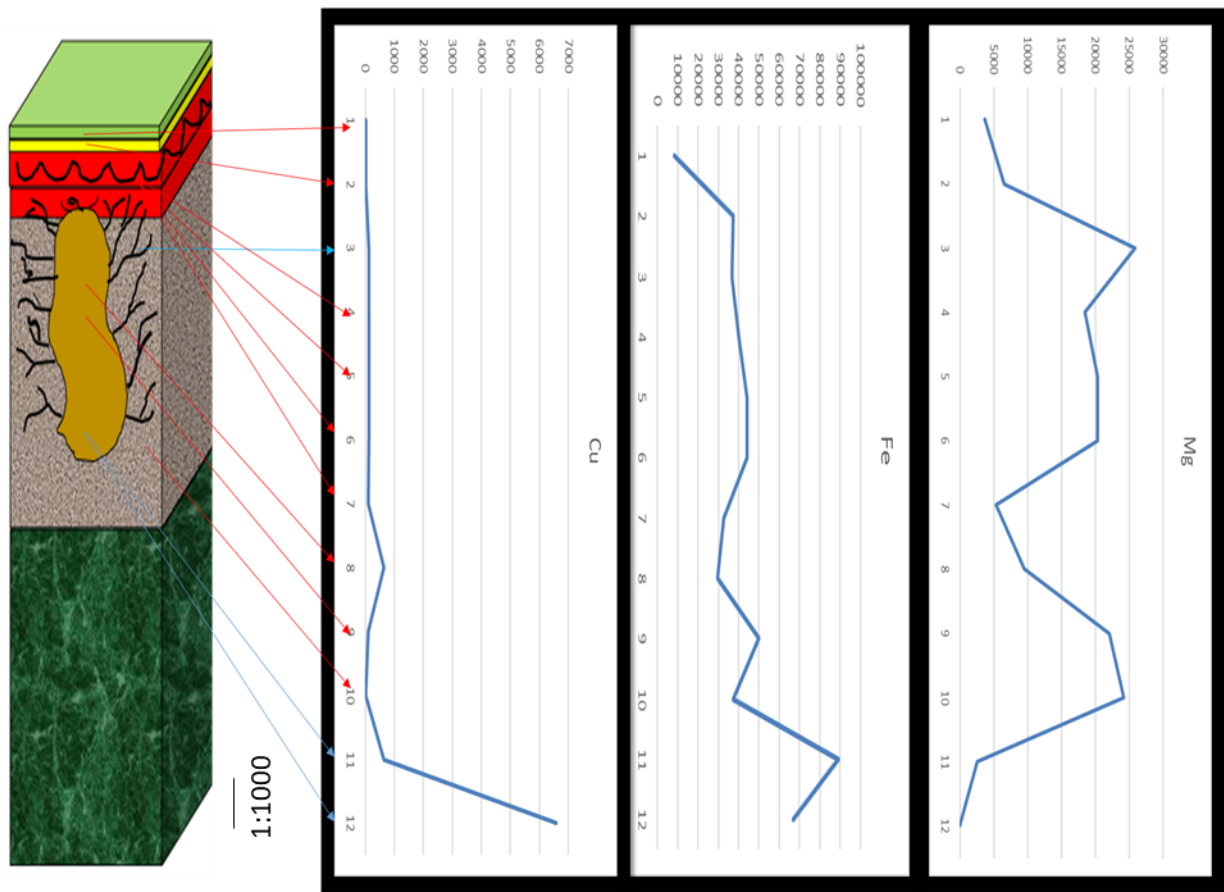


شکل ۶-۱۲- میزان تغییرات عناصر Cu, As, Mg, Fe, Zn در واحدهای اصلی کانسار دیواندر

## ۶-۱۰- ستون لیتولوژی شیمیایی و ضریب همبستگی عناصر:

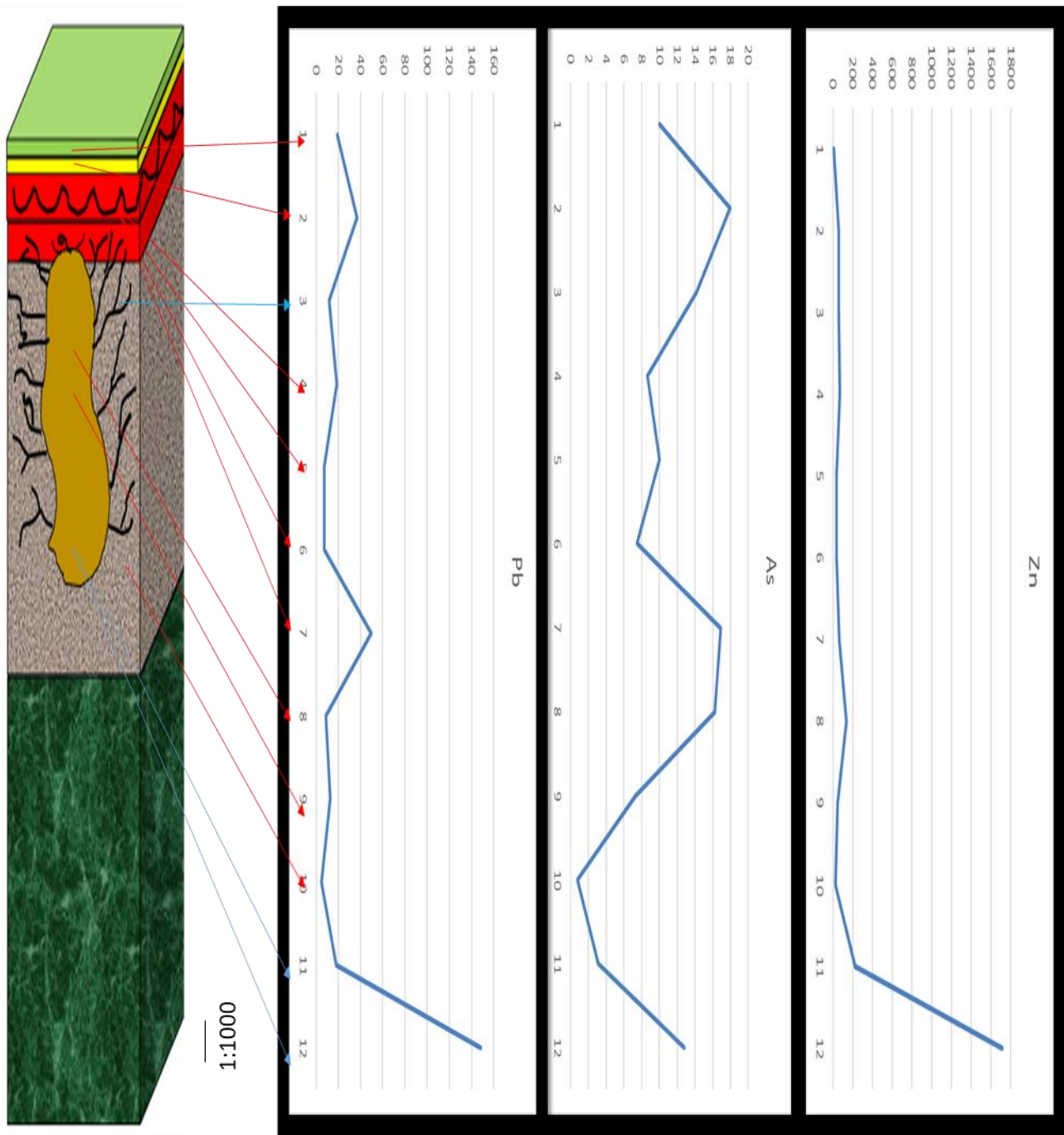
برای بررسی بیشتر چگونگی توزیع شیمیایی عناصر مختلف در توالی سنگ میزبان و ماده معدنی موجود در کانسار سلیمانیه اقدام به تهیه مقطع لیتولوژی شیمیایی از کانسار مذکور شد.

این مقطع شماتیک عمود بر روند عمومی واحدهای منطقه سلیمانیه می باشد، جهت بررسی ضریب همبستگی عناصر از داده های مربوط به آنالیز ICP-MS برای عناصر As, Cr, Cu, Fe, Mg, Mn, Ni, Pb, Zn مورد استفاده قرار گرفته است (شکل ۶-۱۳ تا ۱۵).



شکل ۶-۱۳- نمودار تغییرات عناصر در مقطع کانسار سلیمانیه بر اساس داده های ICP-MS از واحدهای مختلف کانسار مذکور برای

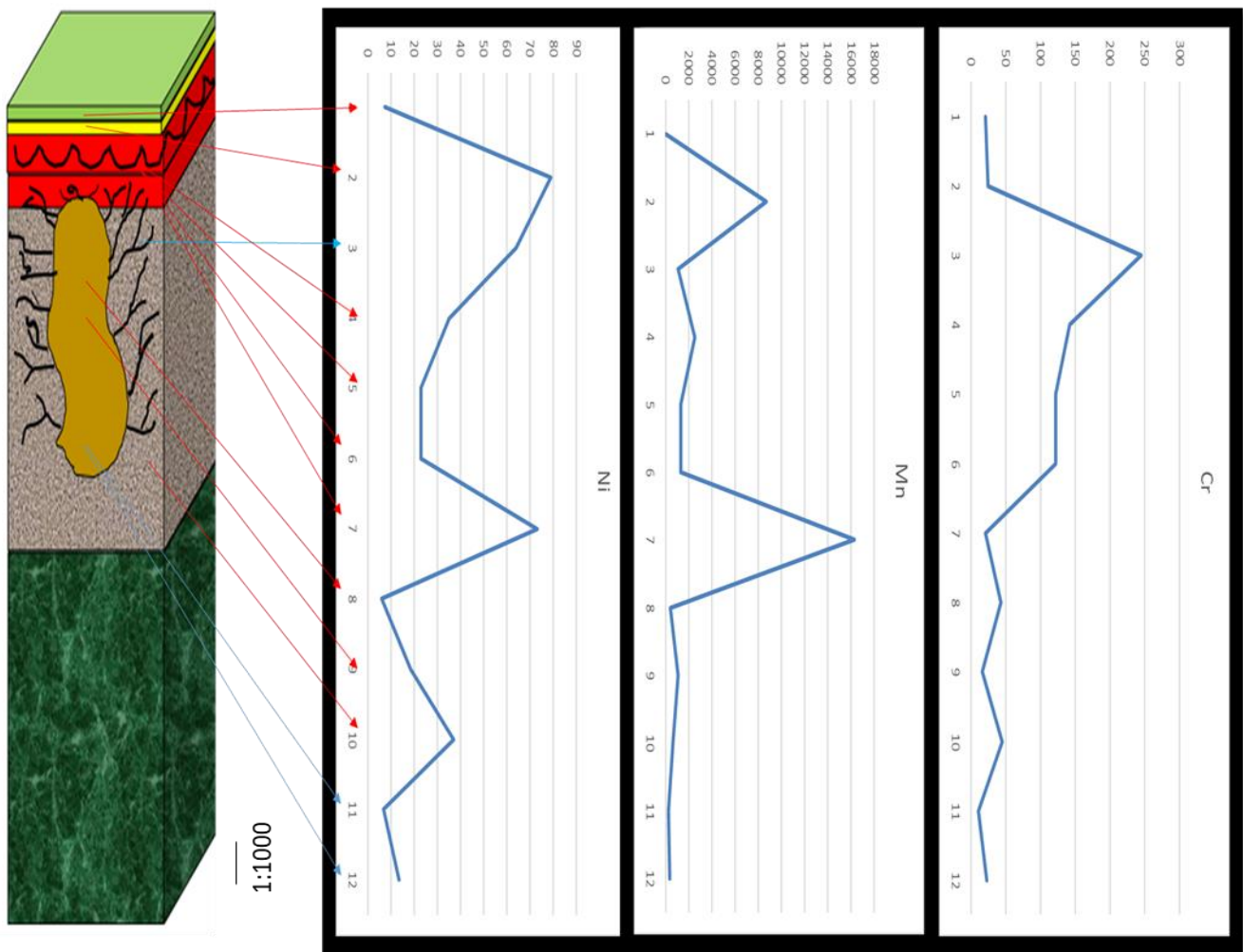
عناصر Cu, Fe, Mg



شکل ۶-۱۴- نمودار تغییرات عناصر در مقطع کانسار سلیمانیه بر اساس داده‌های ICP-MS از واحدهای مختلف کانسار مذکور برای

عناصر Zn, As, Pb.





شکل ۶-۱۵- نمودار تغییرات عناصر در مقطع کانسار سلیمانیه بر اساس داده‌های ICP-MS از واحدهای مختلف کانسار مذکور برای عناصر Cr, Mn, Ni.

برای اینکه مشخص شود ارتباط معناداری بین تغییرات متغیرهای آواری وجود دارد یا نه ضرایب همبستگی بین آن‌ها محاسبه می‌شود. ضریب همبستگی پیرسون یا ضریب همبستگی حاصل ضرب- گشتاور پیرسون، میزان همبستگی خطی بین دو متغیر تصادفی را می‌سنجد. مقدار این ضریب بین ۱- تا ۱ تغییر می‌کند که ۱ به معنی همبستگی مثبت کامل، صفر به معنی نبود همبستگی و عدد ۱- به معنی همبستگی منفی است. روش همبستگی عناصر یکی از روش‌های آماری جهت شناخت روابط بین عناصر است (حسینی پاک و شریف‌الدین، ۱۳۹۱). وضعیت توزیع و پراکندگی عناصر مختلف در واحدهای سنگی یک کانسار و شناخت ارتباط و همبستگی ژنتیکی متقابل

موجود بین عناصر با یکدیگر در تفسیر صحیح یافته‌های ژئوشیمیایی و شناخت دقیق‌تر تغییرات موجود در محیط-های ژئوشیمیایی مختلف به کار گرفته شود (Barnes, 1997). وجود همبستگی مثبت بیشتر از  $+0/5$  نشان‌دهنده خروج یا ورود هم‌زمان دو عنصر از یک محیط و همچنین معرف منشأ یکسان دو عنصر می‌تواند باشد. همبستگی کمتر از  $-0/5$  نشان‌دهنده ارتباط معکوس این دو عنصر است، به این معنی که ورود یک عنصر به محیط، هم‌زمان با خروج دیگری انجام می‌گیرد. اعداد  $+0/5$  تا صفر و  $-0/5$  تا صفر نشان از همبستگی‌های ضعیف و عدم همبستگی بین عناصر دارد. در جدول ضرایب همبستگی پیرسون برای نمونه‌های کانسنگ و بر روی عناصر As, Ba, Ce, Co, Cu, Fe, Mg, Mn, Na, Ni, Pb, S, V, Y, Zn محاسبه و نتایج به‌صورت ماتریس همبستگی نشان داده شده است (جدول ۶-۲).

عنصر As: دارای همبستگی معکوس با عناصر Co, Fe, S, V دارد و همچنین همبستگی مستقیم با عناصر Mn, Ni, Pb می‌باشد.

عنصر Ba: این عنصر دارای همبستگی مستقیم با عنصر Mg می‌باشد و دارای همبستگی معکوس با عنصر Co است.

عنصر Ce: این عنصر دارای همبستگی مستقیم با عنصری نمی‌باشد و فقط همبستگی معکوس با عنصر Co را نشان می‌دهد.

عنصر Co: این عنصر دارای همبستگی مستقیم با عنصر Cu و همبستگی معکوس با عنصر Y دارد.

عنصر Cu: دارای همبستگی مستقیم با عنصر Na و همبستگی ضعیف با عنصر Fe و همچنین همبستگی منفی با عنصر Mg, Ni, V دارد.

عنصر Fe: با هیچ عنصری همبستگی معکوس و یا مستقیم به‌صورت واضح ندارد و فقط با عناصر N, Y ارتباط ضعیف معکوس دارند.

عنصر Mg: دارای همبستگی معکوس با عنصر Mn, Pb, Zn دارد.

عنصر Mn: فقط دارای همبستگی نسبتاً ضعیف و معکوس با عنصر V است.

عنصر Na: دارای همبستگی معکوس با Ni و نسبتاً مستقیم با Zn است.

عنصر Ni: دارای همبستگی معکوس با عنصر روی است.

عنصر Pb: دارای همبستگی معکوس با عنصر V است.

عنصر S: دارای همبستگی مستقیم با عنصر V است.

عنصر Y: دارای همبستگی نسبتاً معکوس با عنصر Zn است.

جدول ۶-۲: ضریب همبستگی بعضی از عناصر به روش پیرسون (Pearson) در کانسار سلیمانیه

	As (ppm)	Ba (ppm)	Ce (ppm)	Co (ppm)	Cu (ppm)	Fe (ppm)	Mg (ppm)	Mn (ppm)	Na (ppm)	Ni (ppm)	Pb (ppm)	S (ppm)	V (ppm)	Y (ppm)	Zn (ppm)
As (ppm) Pearson Correlation	1														
Ba (ppm) Pearson Correlation	0.036	1													
Ce (ppm) Pearson Correlation	0.217	0.429	1												
Co (ppm) Pearson Correlation	-0.516	-0.500	-0.642	1											
Cu (ppm) Pearson Correlation	-0.031	-0.081	-0.181	0.596	1										
Fe (ppm) Pearson Correlation	-0.567	-0.382	-.733*	.958**	0.486	1									
Mg (ppm) Pearson Correlation	-0.353	0.557	0.253	-0.383	-0.527	-0.336	1								
Mn (ppm) Pearson Correlation	0.594	-0.367	0.239	-0.330	-0.345	-0.327	-0.501	1							
Na (ppm) Pearson Correlation	-0.303	0.426	0.246	0.233	0.546	0.122	0.247	-.741*	1						
Ni (ppm) Pearson Correlation	0.567	-0.323	0.151	-0.441	-0.663	-0.475	-0.040	.732*	-0.620	1					
Pb (ppm) Pearson Correlation	0.586	-0.458	0.043	-0.118	-0.214	-0.113	-0.647	.951**	-.674*	.688*	1				
S (ppm) Pearson Correlation	-0.068	.850**	0.092	-0.209	-0.069	0.002	0.305	-0.238	0.220	-0.334	-0.222	1			
V (ppm) Pearson Correlation	-0.534	0.484	0.122	-0.295	-0.635	-0.175	.926**	-0.443	0.106	-0.076	-0.560	0.389	1		
Y (ppm) Pearson Correlation	.681*	-0.293	0.071	-0.536	-0.462	-0.496	-0.346	.822**	-.797*	.688*	.764*	-0.250	-0.292	1	
Zn (ppm) Pearson Correlation	-0.109	-0.334	-0.385	.817**	.914**	.718*	-0.655	-0.224	0.414	-0.504	-0.011	-0.156	-.678*	-0.423	1

\*. Correlation is significant at the 0.05 level (2-tailed).

\*\* . Correlation is significant at the 0.01 level (2-tailed).

## ۶-۱۱- ژئوشیمی عنصر طلا در کانسارهای سلیمانیه و دیواندر

بر اساس شواهد کارگاه‌های قدیمی و قدیمی نیمه‌کاره رها شده احتمال وجود کانه‌زایی طلا در کانسار دیواندره و به‌خصوص کانسار سلیمانیه و گزارش‌های متعدد اکتشاف طلا در نقاط مختلف افیولیت سبزوار تحقیقات مختلفی

از جمله بررسی نمونه‌های دستی، انجام مطالعات میکروسکوپی و آنالیز فایرآسی در مناطق مورد نظر انجام شد، که اطلاعات آن به شرح زیر می‌باشد (جدول ۶-۳):

#### الف-مشاهدات صحرایی:

سلیمانیه: بر اساس شواهد معدن کاری قدیمی احتمال وجود طلا در گذشته برای این کانسار وجود داشته است؛ اما در مشاهدات صحرایی به جز آثار معدن کاری هیچ نمونه‌ای با طلای قابل رؤیت مشاهده نشد. نکته قابل توجه در مورد این کانسار، تمرکز استخراج مواد از بخش دگرسان شده است.

دیواندر: مشاهدات معدن کاری قدیمی نشان‌دهنده پی‌جویی مس در گذشته بوده است که بنا به دلایلی رها شده بودند. در نمونه‌های معدنی و سنگ‌های اطراف آن و سنگ‌های استخراج‌شده از اعماق هیچ آثاری از نمونه‌های طلا دار یا استخراج طلا مشاهده نشد.

#### ب-مشاهدات میکروسکوپی:

سلیمانیه: در هیچ‌یک از واحدهای سنگی منطقه سلیمانیه کانی‌های حاوی طلا مشاهده نشد و در مقیاس میکروسکوپی و در مقیاس میکروسکوپی نیز وجود طلا در این منطقه رد شده است.

دیواندر: در مطالعات میکروسکوپی برای این کانسار نیز هیچ کانی زایی طلا یافت نشد.

#### ج-مطالعات ژئوشیمیایی (Fire Assay):

نتایج حاصل از آنالیز در منطقه سلیمانیه و دیواندر به شرح زیر می‌باشد که ۸ آنالیز مربوط به منطقه سلیمانیه و ۱ آنالیز مربوط به دیواندر می‌باشد، که در این نتایج نیز عیار طلا در هیچ نقطه به صورت اقتصادی گزارش نشد؛ اما برای بخش دگرسان شده کانسار سلیمانیه آنومالی طلا قابل مشاهده است.

بر اساس مشاهدات صحرایی، آزمایشگاهی و ژئوشیمی می‌توان نتیجه گرفت در کانسار سلیمانیه طلا در بخش‌های دگرسان شده مرتبط با گسل توسط سیالات جوی مقداری غنی شده است و احتمال دارد در گذشته این مناطق غنی شده توسط معدنکاری قدیمی از منطقه استخراج شده باشد و به همین دلیل در زمان حال و مطالعه پیش رو آثاری از آن قابل رؤیت نیست.

جدول ۳-۶- نتایج حاصل از آزمون Fier Assay برای کانسارهای دیواندر و سلیمانیه

نام نمونه	نوع نمونه	نتیجه آنالیز (ppb)	شرکت آنالیز کننده
S1	کارگاه قدیمی سلیمانیه	40	زر آزما
SLL6.5	بخش استرینگر سلیمانیه	11	آریا شیمی شریف
SLL8.3	دایک دیابازی آهن بالا	8.3	آریا شیمی شریف
*	قسمت کانه دار کارگاه قدیمی سلیمانیه	62	آریا شیمی شریف
F-1	سرپانتینیت سلیمانیه	12	آریا شیمی شریف
SLLMK	بخش دگرسان کارگاه قدیمی سلیمانیه	102	آریا شیمی شریف
SLLS02	قسمت کانه دار سیلیس بالا کارگاه سلیمانیه	50	آریا شیمی شریف
SLLSO	قسمت کانه دار سولفید بالا کارگاه سلیمانیه	46	آریا شیمی شریف
DV12	قسمت دگرسان دیواندر	18	آریا شیمی شریف

## فصل هفتم

### سیالات درگیر

ضمن تبلور کانی‌ها، مقداری از سیالی که بلور از آن تبلور یافته است در داخل ساختار بلور کانی گیر می‌افتد، سیال درگیر یا میانبار سیال اطلاق می‌گردد. مطالعات سیالات درگیر به‌ویژه ژنز کانسنگ از اهمیت خاصی برخوردار است و نقش باارزشی برای شناخت شرایط حاکم بر چگونگی حمل و ته‌نشست کانه‌ها داشته است.

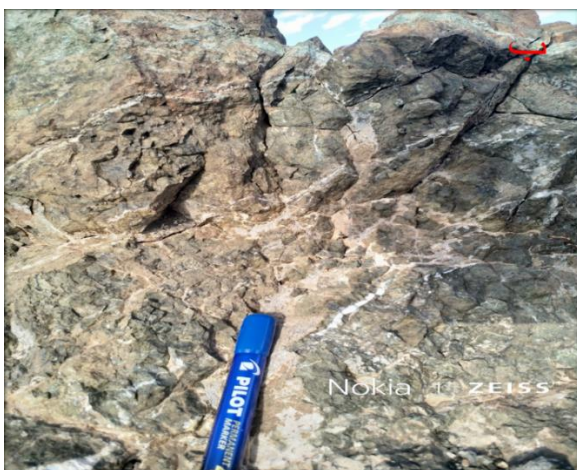
ده کانی اصلی که در آن‌ها سیالات به‌صورت رایج گزارش شده‌اند، عبارت‌اند از: ۱- کوارتز ۲- فلوریت ۳- هالیت ۴- کلسیت ۵- آپاتیت ۶- دولومیت ۷- اسفالریت ۸- باریت ۹- توپاز ۱۰- کاسیتريت می‌باشد. این کانی‌ها معمولاً شفاف بوده و به‌صورت کانی‌های باطله همراه با کانسارها دیده می‌شوند. از لحاظ ژنتیکی، سیالات درگیر به سه دسته تقسیم می‌شوند: ۱- سیال درگیر اولیه که در زمان رشد و تشکیل بلور میزبان تشکیل شده‌اند. ۲- سیال درگیر ثانویه که بعد از تشکیل و رشد بلور میزبان تشکیل می‌شود. ۳- سیالات درگیر ثانویه کاذب که ضمن مرحله‌ای از رشد بلور در شکستگی‌های موجود در بلور تشکیل و مراحل بعدی رشد پوشیده می‌شوند (پاکیزه، ۱۳۹۶ shephed et al, 1985).

در این تحقیق، مطالعات سیالات درگیر، به‌عنوان یک روش جهت شناسی ترکیب سیالات گرمابی مرتبط با کانه زایی مس و نیز شرایط دما و فشار این سیالات و فرآیندهای نهشت کانسنگ به‌منظور پاسخگویی به سؤالات اساسی در رابطه با ژنز کانسار مس سلیمانیه و دیواندر انجام گرفته است. در این مطالعه از کانی‌های شفاف موجود در رگه‌های کوارتز رخساره‌های استرینگر در دو منطقه سلیمانیه و دیواندره جهت مطالعه سیال درگیر استفاده شده است تا علاوه بر مطالعات موردنیاز برای کانسار سلیمانیه، کانسار مذکور را از نظر ژنز با اندیس معدنی دیواندره مقایسه کرد.



## ۲-۷- نمونه برداری و آماده سازی نمونه ها:

برای مطالعه سیالات درگیر تعداد ۵ نمونه از رگه-رگچه های کوارتز و کوارتز کلریت از رخساره های استرینگر کانسار های دیواندر و سلیمانیه انتخاب و مقطع دو بر صیقل توسط کارگاه تهیه مقاطع میکروسکوپی دانشگاه دامغان تهیه شد (شکل ۱-۷ و ۲-۷) و مطالعات پتروگرافی و دماسنجی سیالات درگیر در آزمایشگاه سیالات درگیر دانشگاه صنعتی شاهرود انجام شد.



شکل ۱-۷: تصویر استرینگر در کانسار مس سلیمانیه: الف) رگه های استرینگر حقیقی و اولیه به صورت رگه های کوارتز کلریت به وضوح دیده می شوند و در بعضی نقاط آثار تأثیرات تکتونیکی کاملاً مشهود می باشد. ب) رگه های استرینگر اصلی بارگه های سفیدرنگ ثانویه دیده می شوند، این رگه های ثانویه در اثر تکتونیک و نفوذ آب های جوی به وجود آمده اند.



شکل ۲-۷- تصویر نمونه دستی از رگه های استرینگر. الف) رگه کوارتز کلریت از قسمت استرینگر کانسار مس سلیمانیه. ب) رگه

استرینگر کوارتز از اندیس معدنی مس دیواندره

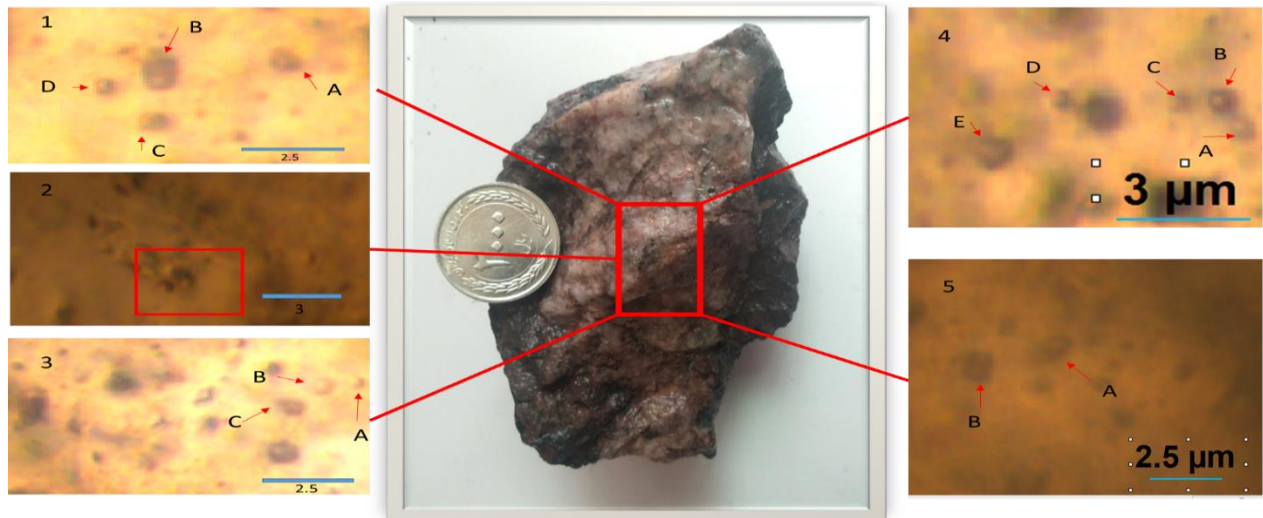
### ۷-۳- پتروگرافی سیالات درگیر:

در مطالعه پتروگرافی، مشخصات نوری از قبیل شکل و اندازه سیالات درگیر، رده‌بندی ژنتیکی (اولیه، ثانویه، کاذب)، محتویات سیالات درگیر (L+V+S)، نسبت V/L، نوع کانی دختر، پدیده‌هایی مانند تراوش و دم بریدگی مورد بررسی قرار می‌گیرد.

در جدول ۷-۱ و شکل ۷-۳ مشخصات مربوط به انواع سیال درگیر مشاهده شده در مقاطع دو بر صیقل تهیه شده از نمونه‌های کانسار دیواندره نشان داده شده است.

جدول ۷-۱: مشخصات سیالات اندازه‌گیری شده در مطالعات سیالات درگیر

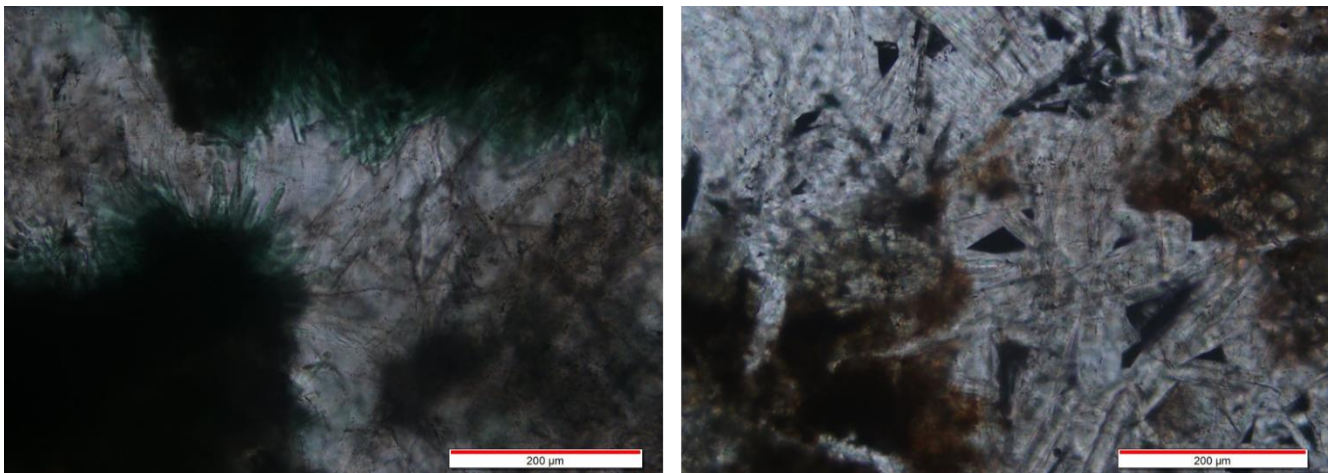
sample number	type	v/l	Phase	shape	size(Micron)	Te(C°)	Tm(C°)	Th(C°)
DV6	Quartz	1/3	2	5-A	2	-39.4	1.2	147.2
DV6	Quartz	1/3	2	5-B	2	-40.1	3.4	151
DV4	Quartz	1/3	2	2	1	-38.9	0.8	147
DV7	Quartz	1/4	2	1-B	2.1	-39.2	-9	142.1
DV7	Quartz	1/2	2	1-D	0.6	-38.8	-11.3	141.1
DV7	Quartz	2/5	2	1-C	0.9	-38	-8.6	140.3
DV7	Quartz	2/5	2	1-A	1.3	-39.3	-12	141.3
DV8	Quartz	1/5	2	3-A	0.5	-39.1	-9.2	135
DV8	Quartz	1/5	2	3-B	0.8	-36	-9	137.2
DV8	Quartz	2/5	2	3-C	1	-36.1	-7.8	136.4
DV9	Quartz	1/3	2	4-A	1	-37.1	-2.3	158.8
DV9	Quartz	1/3	2	4-B	1	-37.7	-2.1	159
DV9	Quartz	2/5	2	4-C	0.8	-37.3	-2.4	159.3
DV9	Quartz	1/3	2	4-E	1.5	-38.5	-2	160
DV9	Quartz	1/4	2	4-D	0.6	-38.8	-2.9	161.2



شکل ۷-۳- تصاویر سیالات درگیر اندازه‌گیری شده در کانسار دیواندر

### ۷-۳-۱ شکل ظاهری سیال درگیر

در کانسار سلیمانیه به علت کدر بودن و شیری‌رنگ بودن نمونه‌های کوارتز و همچنین وجود و درهم‌رشدی اپیدوت و کلریت فراوان در این رگه‌ها هیچ حباب و سیال درگیری مشاهده نشد (شکل ۷-۴). اما در کانسار دیواندر در قسمت‌هایی از رگه‌های کوارتزی، سیالات به صورت گرد شده، با اشکال چندوجهی تقریباً مربعی و مستطیل شکل و چندوجهی‌های نامنظم دیده می‌شود (شکل ۷-۳).



شکل ۷-۴- تصویر مقطع میکروسکوپی از نمونه استرینگر کانسار سلیمانیه که در آن رشد بلورهای کلریت و کدر بودن کوارتز و عدم وجود حباب‌های سیال درگیر کاملاً در آن مشهود و قابل‌رؤیت است.

### ۷-۳-۲-اندازه و نوع سیالات درگیر

سیالات درگیر معمولاً کوچکتر از ۱۰۰ میکرون می‌باشند. ابعاد و اندازه استاندارد برای مطالعات میکروسکوپی سیالات درگیر بین ۲ تا ۲۰ میکرون است.

بر اساس مطالعات، تجربیات و آموزه‌های مطالعات سیالات درگیر برای کانسارهای تیپ سولفید توده‌ای آتشفشانزاد مشخص شده است که غالباً این کانسارها دارای سیالات درگیر با ابعادی کوچکتر از ۲۰ میکرون می‌باشند. سیالات مشاهده شده در کانسار دیواندر ابعادی در حدود کوچکتر از ۰.۵ تا ۳ میکرون دیده می‌شوند. همان‌طور که گفته شد در کانسار سلیمانیه هیچ‌گونه سیال گیر افتاده یافت نشد (حتی به صورت بلورهای بسیار دانه‌ریز و یا به صورت تک فازی) (شکل ۷-۵).



شکل ۷-۵-تصویر مقطع میکروسکوپی از مقاطع دوبرصیقلی جهت مطالعه سیالات درگیر (میکروسکوپ پلاریزان) الف: تصویر سیال درگیر به دام افتاده در مقطع کانسار دیواندر که از نوع دوفازی می‌باشد که فاز مایع حدود ۳۰ درصد حجم فضا را اشغال کرده است. ب: تصویری از رشد کانی‌های کلریت که سبب دیده نشدن سیالات درگیر می‌شود که مطالعات سیالات را در کانسار سلیمانیه غیرممکن ساخته است.

## ۷-۴- طبقه‌بندی و پارائنز سیالات درگیر:








سیالات درگیر معمولاً بر اساس ترکیب سیال و تعداد فازهای موجود در دمای اتاق تقسیم‌بندی می‌شوند (شکل ۷-۳). سیالات درگیر به صورت فاز مایع (L)، گاز (V)، جامد (S) که همراه با یکدیگر ممکن است به طور اتفاقی به عنوان یک یا چند فاز دختر موقع سرد شدن به دام افتاده باشند (Van den Kerkhof and Hem, 2001).

سیالات درگیر بر اساس فازهای داخلی به چند دسته شامل سیالات درگیر تک فازی بخار (V)، تک فازی مایع (L)، دوفازی غنی از مایع (L+V)، دوفازی غنی از بخار (V+L)، چند فازی جامد و چند جامدی (V+L+S)، مایع نامیژاک (L1+L2+V) و سیالات درگیر حاوی شیشه تقسیم‌بندی می‌شوند (Shepherd et al, 1985).

بر اساس مطالعات انجام گرفته بر روی مقاطع سیالات درگیر برای هر کانسار نتایج زیر به دست آمده است:

کانسار دیواندر: در کانسار دیواندر سیالات درگیر به سه شکل تک فازی از نوع مایع (L) (به تعداد بسیار کم و بارنگ کاملاً مشکی)

تک فاز گاز (V) (به تعداد بسیار کم و رنگ کاملاً سفید و شفاف) و دوفازی غنی از بخار (V+L) (سیال به صورت مشکی‌رنگ درون محیطی شفاف شناور است و به اطراف حرکت می‌کند که با افزایش دما این حرکات شدیدتر می‌شوند و پس از دمای خاصی تقریباً بی‌حرک شده و سپس کاملاً محو می‌شوند) قابل‌رؤیت است (شکل ۷-۶ و ۷-۷).

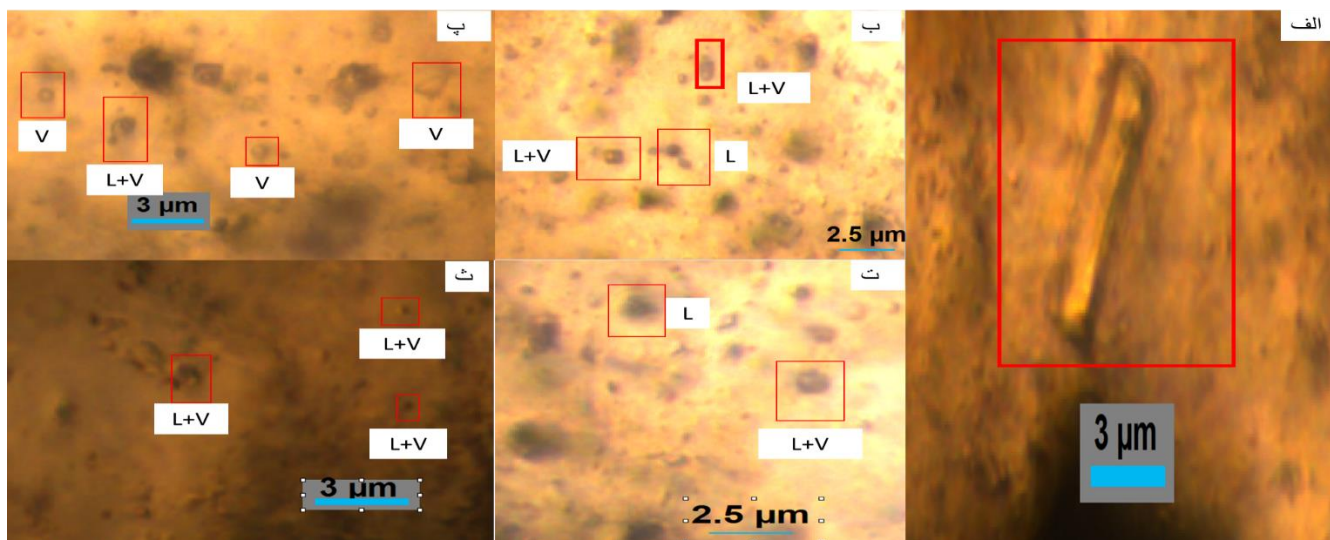
Inclusion type	Essential phase	Typical example	Abbreviation
Monophase liquid	L=100%		L
Liquid-rich Two phases	L>50%		L + V
Vapour-rich Two phases	V=50 to 80%		V + L
Monophase vapour	V=100%		V
Multiphase solid	L=variable S<50%		S + L ± V
Multisolid	S>50% L,V variable		S + L ± V
Immiscible liquid	L <sub>1</sub> . L <sub>2</sub>		L <sub>1</sub> + L <sub>2</sub> ± V
Galss	GL>50%	-----	GL ± V ± S

شکل ۷-۶- رده‌بندی انواع سیالات درگیر بر مبنای انواع فازهای موجود در دمای اتاق و محتوای آن‌ها (Shapphard et al., 1985)

## ۷-۵- مطالعات دماسنجی سیالات درگیر:

بررسی میکرومتری عبارت است از مطالعه غیر مخرب مقطع موردنظر برای تعیین دمای ذوب اولیه (Tm2-Ice)، دمای نهایی ذوب قطعه یخ (Tm2-Ice)، دمای همگن شدن، میزان شوری و ترکیب سیالاتی که میزبان از آن‌ها ساخته شده است می‌باشد.

در مطالعات حرارت سنجی ابتدا عمل سرمایش و سپس عمل گرمایش انجام می‌گیرد. عمل سرمایش (Freezing) توسط گاز ازوت انجام گرفته و عمل گرمایش (Heating) توسط هیترهای مخصوص و در اتاقک مخصوص نمونه انجام می‌گیرد.



شکل ۷-۷- تصاویر میکروسکوپی از انواع سیالات درگیر کانسار دیواندر. الف: تصویری از بلور کشیده که در آن شکلی شبیه به سیال دیده می‌شود، این نوع بلور در مقاطع کانسار دیواندر به صورت محدود رواج دارد و در چندین نقطه با همین شکل و اشکال شبیه به سیال درگیر قابل‌رؤیت است. ب: در این تصویر دو نوع سیال به صورت تک فازی مایع و دوفازی گاز و مایع قابل‌رؤیت است. پ: در این تصویر دو نوع سیال به صورت تک فازی گاز و دوفازی گاز و مایع قابل‌رؤیت است. ت: در این تصویر دو نوع سیال به صورت تک فازی و دوفازی قابل مشاهده می‌باشند. ث: تصویری از چند سیال درگیر دوفازی که فاز گاز بر فاز مایع غلبه دارد. (L: فاز مایع، V: فاز گازی، L+V: دوفازی گاز-مایع)

### ۷-۵-۱- عملیات سرمایش

از عملیات سرمایش جهت تعیین درجه شوری سیال استفاده می‌شود. جهت انجام این عملیات، ابتدا سیال درگیر را تا دمای ۲۰۰- درجه سانتی‌گراد سرد می‌کنیم تا سیال کاملاً منجمد شود (در صورت گرفتن نتیجه در دماهای بالا جهت آسیب ندیدن سیال، عمل سرمایش متوقف می‌شود و سرمایش در دماهای گرم‌تر از ۲۰۰- درجه سانتی‌گراد پایان می‌یابد). سپس یا یک‌روند آهسته، حرارت دمای اتاق حاوی نمونه را افزایش می‌دهیم، پس از مدتی سیال از حالت جامد خارج‌شده و یخ شروع به ذوب شدن می‌نماید. اولین قطره مایعی که ظاهر می‌شود یا به عبارتی دیگر اولین نشانه‌های ذوب شدن ظاهر می‌شود، دمای یوتکتیک (TE) نامیده می‌شود و مقدار آن با نوع کاتیون‌های حل‌شده در مایع ارتباط دارد. با ادامه گرم کردن، بلورهای کاملاً ذوب گشته و از بین می‌روند. دمایی

که آخرین بلور یخ ذوب می‌شود، دمای ذوب نهایی یخ ( $T_{mice}$ ) اطلاق می‌شود. برحسب این دما میزان شوری سیال به دست می‌آید.

در این تحقیق میزان شوری به صورت درصد وزنی نمک طعام ( $wt\%NaCl$ ) و از طریق دمای ذوب آخرین قطعه یخ ( $T_m$ ) با استفاده از معادله زیر محاسبه شده است:

$$\text{Salinity (wt\%NaCl)} = 1.76958 T_m - 4.2384 \cdot 10^{-2} T_m^2 + 5.3 \cdot 10^{-3} T_m^3 + 0.28$$

### ۷-۵-۲- عملیات گرمایش:

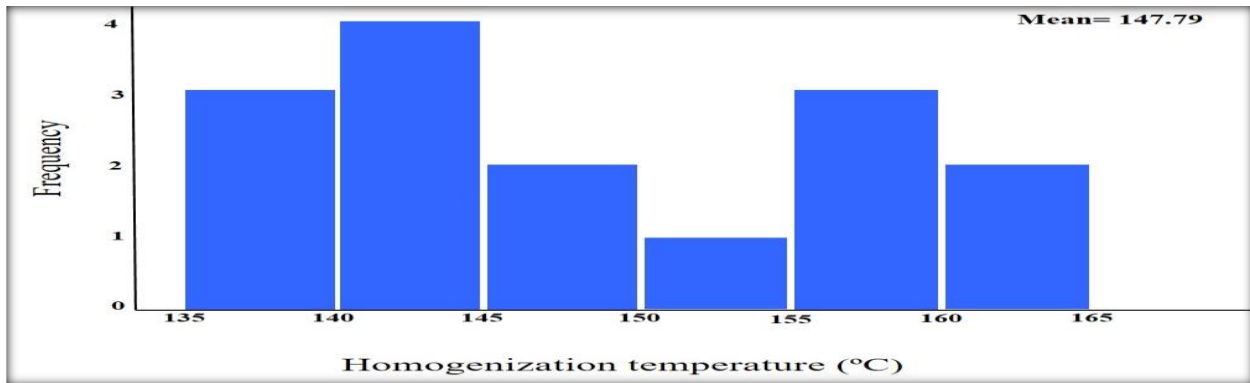
هدف اصلی مطالعه گرمایش، اندازه‌گیری دمای نهایی همگن شدن است، یعنی دمایی که در آن سیال درگیر به یک سیستم تک فاز تبدیل می‌شود. این دما در حالت عادی، دمای همگن شدن کلی مایع-بخار است؛ اما برای سیالات درگیر حاوی کانی‌های نوزاد، می‌تواند دمای انحلال نمک ( $T_s$ ) نیز باشد. در مورد سیالات درگیر  $CO_2$ - $H_2O$  دمای همگن شدن ( $T_h$ ) دمایی است که  $CO_2$  مایع و فاز آبگین کاملاً مخلوط (میژاک) می‌شوند. دمای همگن شدن نهایی ( $T_s$  یا  $T_h$ ) همراه با یافته‌های ترکیبی حاصل از مطالعات انجماد می‌توانند برای محاسبه چگالی کل سیال بکار روند. با بهره‌گیری از اصول رسم ایزکور، از این اطلاعات می‌توان برای تخمین شرایط  $PT$  در زمان به دام افتادن انکلوژیون استفاده کرد.

### ۷-۶- تعیین دما و شوری سیال

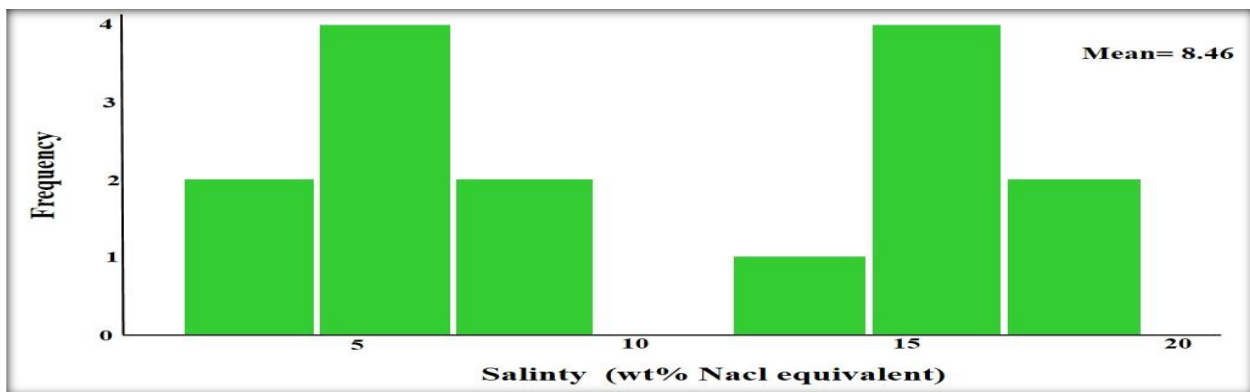
بر اساس نمودارهای توزیع فراوانی مربوط به دمای همگن‌شدگی در کانسار دیواندر در محدوده دمایی بین ۱۳۵ تا ۱۶۵ را نشان می‌دهد که رنج دمایی ۱۴۰ تا ۱۴۵ درجه با ۲۶.۶ درصد فراوانی بیشترین درصد فراوانی را دارد و دارای میانگین دمای ۱۴۷/۷۹ درجه سانتی‌گراد می‌باشد.

بر اساس نمودار شوری سیال در کانسار مورد مطالعه (دیواندر) شوری دارای میانگین ۸/۴۶ ( $wt\%NaCl$ ) می‌باشد.

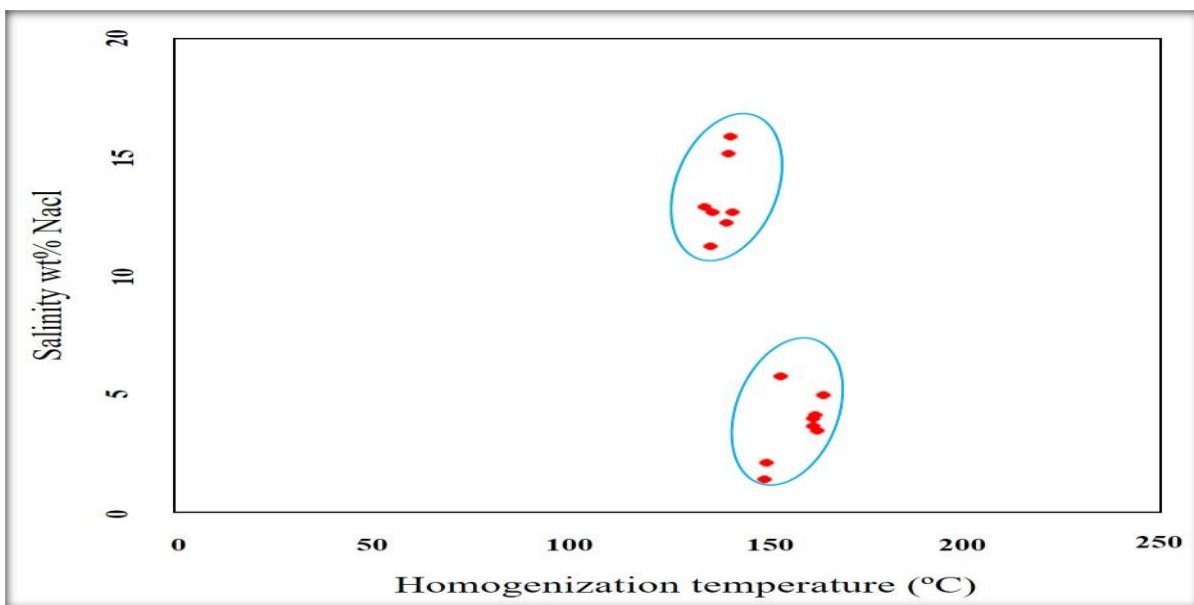




شکل ۷-۸- نمودار توزیع فراوانی دمای همگن شدن در کانسار دیواندر



شکل ۷-۹- نمودار میزان شوری در میان بار های سیال در کانسار دیواندر



شکل ۷-۱۰- نمودار درجه شوری در برابر دمای همگن شدن سیالات درگیر دوفازی کانسار دیواندر

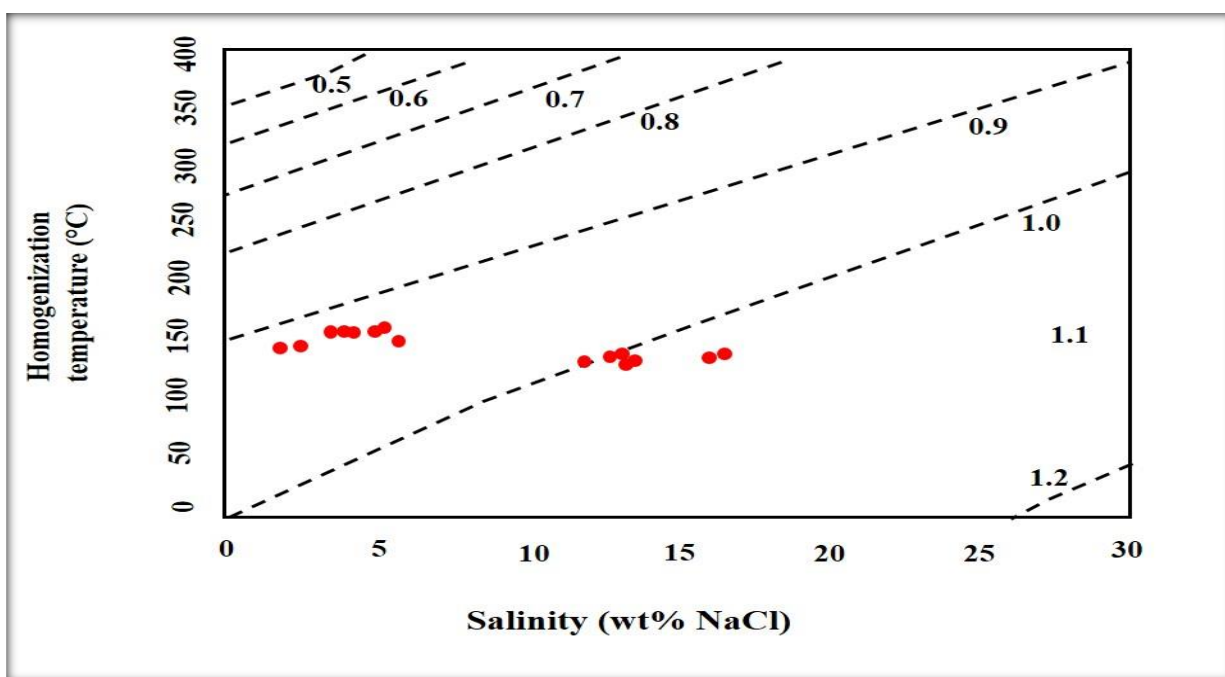
## ۷-۷- چگالی سیال

با استفاده از نمودار (Wilkinson, 2001) که بر اساس دمای همگن شدن در برابر شوری سیال طراحی شده است، می‌توان چگالی را محاسبه کرد.

چگالی سیال در کانساز دیواندر در دونقطه توزیع می‌شود و دارای دو نوع فراوانی چگالی می‌باشد.

دسته اول دارای چگالی بین ۰/۹ تا ۱ گرم بر مترمکعب قرار می‌گیرند و دسته دوم دارای چگالی بین ۱ تا ۱/۱ گرم بر مترمکعب قرار می‌گیرند.

در این نوع نمودار با افزایش شوری میانبار های سیال، چگالی افزایش پیدا می‌کند (شکل ۷-۱۱).

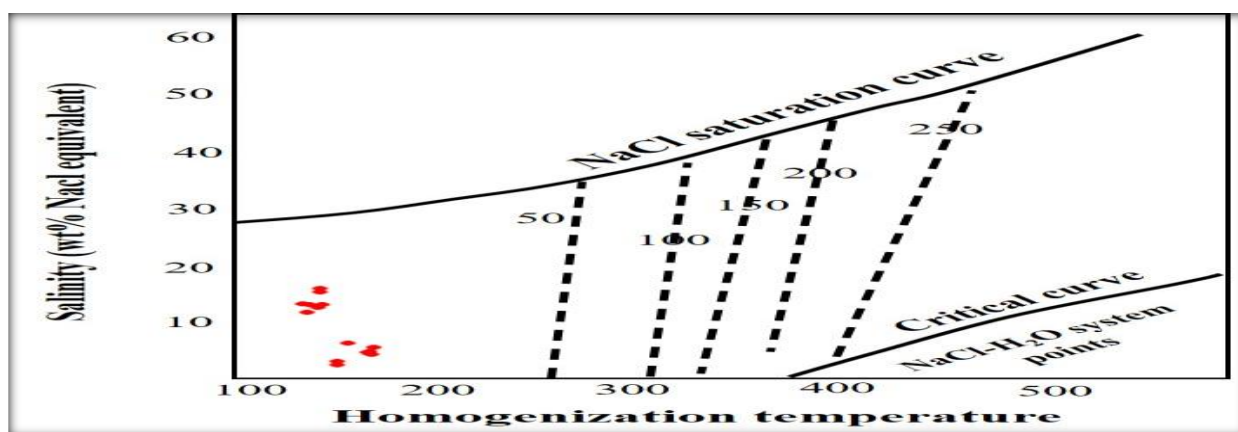


شکل ۷-۱۱- نمودار دمای همگن شده در برابر شوری و تعیین چگالی سیال در نمونه‌های مورد مطالعه کانساز دیواندر (Wilkinson, )

(2001)

## ۷-۸- تعیین فشار حاکم در زمان تشکیل کانسنگ

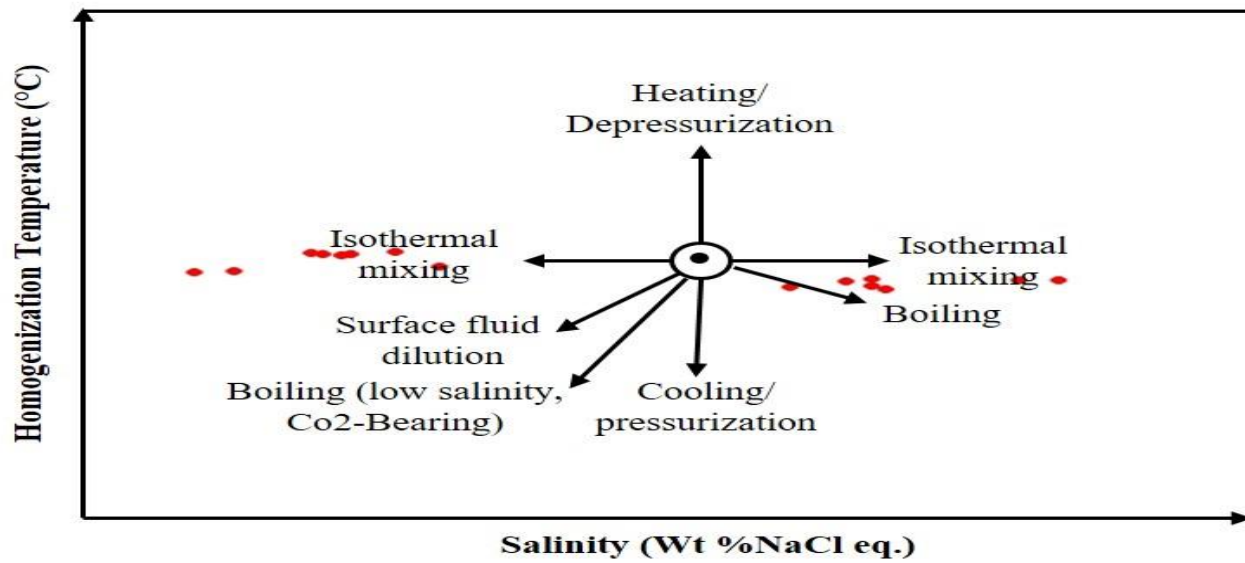
در هنگام عمل گرمایش سیالات درگیر، فشار حاکم برای محیط آزمایشگاه برابر یک اتمسفر است در حالیکه هنگام به دام افتادن این سیالات درگیر، با توجه به وزن طبقات بالایی، فشار حاکم بر محیط تشکیل سیالات درگیر می‌تواند از ده ها تا هزاران اتمسفر در نوسان باشد. مقدار فشار محیط ارتباط مستقیم با ضخامت طبقات بالایی دارد که به این فشار، فشار لیتواستاتیک می‌گویند. به‌منظور تعیین فشار لیتواستاتیک می‌توان از نمودار ( Ramdohr, 1980)، استفاده نمود. بر اساس این نمودار فشار حاکم در طی تشکیل کانسنگ در کانسار دیواندر کمتر از ۵۰ اتمسفر و در حدود ۲۰ تا ۳۰ اتمسفر را نشان می‌دهد (شکل ۷-۱۲).



شکل ۷-۱۲- تعیین فشار بخار محلول بر اساس دمای همگن شدن و میزان شوری (Ramdohr, 1980)

## ۷-۹- تعیین فرایندهای متفاوت ایجاد سیال بر اساس شوری در برابر همگن شدن:

این نمودار در سال ۲۰۰۱ توسط ویکینسون بر اساس نسبت‌های شوری در برابر همگن شدن طراحی شد که بر اساس آن می‌توان فرایندهای مختلط ایجاد سیالات را بررسی کرد. بر اساس این نمودار می‌توان نتیجه گرفت که یکی از فرایندهای تأثیر گذار در ایجاد این کانسار فرایند اختلاط آب‌های سرد با داغ سیالات هم دما (isothermal mixing) با شوری متفاوت می‌باشد (شکل ۷-۱۳).



شکل ۷-۱۳- نمودار شوری در برابر همگن شدن که فرایندهای متفاوت ایجاد سیال را نشان می دهد (Wilkinson, 2001)

## فصل هشتم

نتیجه گیری، الگوی تشکیل، تیپ کانه زایی

و

پیشنهادات اکتشافی

## ۸-۱-مقدمه:

با توجه به نتایج حاصل از مطالعات صحرایی، مطالعات آزمایشگاهی (کانی‌شناسی و پتروگرافی) و داده‌های حاصل از مطالعات دستگاهی (ژئوشیمیایی، XRD) و سیالات درگیر و همچنین بررسی دیگر کانسارهای مشابه در ایران و جهان ابتدا به بررسی شواهد جهت تعیین نوع این کانه‌زایی پرداخته می‌شود و پس از آن به ارائه الگو و مدل تشکیل برای کانه‌زایی سلیمانیه و دیواندر و تعیین تیپ آن پرداخته می‌شود. در انتها این تیپ کانه‌زایی با دیگر نقاط مشابه جهان مورد بررسی قرار خواهند گرفت و کلید اکتشافی بر کارهای آتی معرفی می‌گردد.

## ۸-۲-مختصری از شواهد مشاهده شده در کانسار مس سلیمانیه

### ۸-۲-۱-سنگهای میزبان و همراه:

کانی زایی مس کانسار سلیمانیه در منطقه سبزوار، روستای سلیمانیه در مجموعه افیولیتی سبزوار قرار دارد و سنگ درون گیر ماده معدنی در کانسار سلیمانیه به‌طور عمده دایک‌های دیابازی و بخشی از گابروها و توف می‌باشند، لیکن کانی زایی بصورت ثانویه در دیگر واحدها نظیر سرپانتین نیز دیده می‌شود. توالی چینه‌شناسی در منطقه از قدیم به جدید از شش واحد اصلی تشکیل شده است:

- ۱-قدیمی‌ترین واحد با سن کرتاسه زیرین در کانسار سلیمانیه، دونیت و هارزبورژیت می‌باشد. ۲-واحد سرپانتینیت
- ۳-واحد گابرویی ۴-واحد بازالتی ۵-واحد دایک دیابازی (که تقریباً هم‌زمان با واحد ششم یعنی واحد رسوبی تشکیل شده است) ۶-واحد رسوبی (شامل آهک‌های پلاژیک و توف های آتش‌فشانی).

کانه‌زایی در نقاط کم‌عمق گابروها عمدتاً همراه با کانی‌های آهن می‌باشد که بستر سنگ میزبان دانه‌ریز می‌باشد و این کانه‌زایی در اعماق بیشتر به‌صورت کانه‌های مس می‌باشد و دارای بستر سنگ میزبان دانه‌درشت تر می‌باشد.

دایک‌های دیابازی در منطقه سلیمانیه به دو صورت دایک‌های آهن بالا و سیلیس بالا دیده می‌شوند. در دایک‌های آهن بالا میزان کانی‌های سولفید بالا بیشتر از دایک‌های سیلیس فراوان است، در دایک‌های با سیلیس فراوان رگه‌هایی از جنس کوارتز با کانی زایی سولفیدی دانه پراکنده دیده می‌شود. دانه‌های کانه دار در این دایک‌ها ابعاد کوچک‌تر از یک میلی‌متر دارند که کار جدایش و بهره‌برداری را سخت می‌کند و کانی کوارتز را در دسته کانی‌های باطله بسیار مهم و هزینه‌بر قرار می‌دهد.

توالی چینه‌شناسی در منطقه دیواندر به شرح زیر است:

۱-سرپانتینیت ۲-توده‌های گابرویی-دیوریت گابرویی ۳-گدازه بالشی ۴-واحد آهکی شیلی ۵-واحد آتش‌فشانی رسوبی با لایه‌هایی از آهک پلاژیک ۶-واحدهای آتش‌فشانی رسوبی با قطعات مافیک ۷-رسوبات عهد حاضر کانی زایی آهن و مس در کانسار دیواندر در مجموعه افیولیتی و آتش‌فشانی رسوبی قرار دارد. سنگ‌های میزبان کانی زایی در این کانسار بازالت (بالشی)، گابرو، آهک، آهک شیلی، دایک دیابازی و سیل است. کانی زایی در این واحدها به صورت سولفیدهای آهن و مقداری سولفید مس است. در قسمت‌های فوقانی واحدهای کانه دار خصوصاً واحد گابرویی به علت تأثیر آب‌های جوی و عوامل ثانویه کانی زایی به صورت ثانویه رخ داده است، همچنین وجود کانه‌زایی در رخساره استرینگر قابل‌رؤیت است.

#### ۸-۲-۲- شکل هندسی ماده معدنی:

بر اساس مطالعات و مشاهدات صحرائی و آزمایشگاهی شکل هندسی ماده معدنی در کانسار سلیمانیه به صورت نامنظم بوده که دچار فعالیت‌های شدید تکتونیکی شده است؛ اما به‌طور کلی بر اساس مشاهدات صحرائی و بافتی و همچنین مطالعات میکروسکوپی، می‌توان گفت این کانی زایی در اعماق کم به صورت رگه-رگچه ای (زون استرینگر) و در اعماق بیشتر به صورت توده‌ای و نیمه توده‌ای است، که در قسمت توده‌ای نزدیک به سطح کانی زایی در بستر سنگ‌های ریزدانه با سولفید زایی ضعیف‌تر (عمده کانی‌های آهن‌دار) و در اعماق بیشتر در بستر سنگ‌های درشت‌دانه تر با سولفید زایی بیشتر (عمده کانی‌های مس دار) و عیار کانه‌زایی بالاتر است.

همچنین کانه‌زایی به‌صورت جانشینی و پرکننده فضای خالی در اطراف و دورتر از توده نفوذی در اثر نفوذ سیالات اولیه و همچنین لیچینگ عناصر از واحدهای کانه دار در اثر تکتونیک شدید دیده می‌شود. کانسار دیواندر نیز همانند کانسار سلیمانیه به علت فعالیت‌های شدید تکتونیکی به‌شدت بهم‌ریخته می‌باشد. در بخش‌های سطحی کانی‌زایی به‌صورت رگه-رگچه ای و از اعماق بیشتر اطلاعی در دست نیست. در تمام قسمت‌های دارای کانی‌زایی این کانسار عنصر اقتصادی غالب آهن می‌باشد و تقریباً در تمام واحدهای منطقه آنومالی نشان می‌دهد. عنصر مس نیز به‌صورت بسیار کم دیده می‌شود و آثار از بین رفتن کانی‌های اقتصادی آن به‌وفور قابل مشاهده است.

سنگ‌های استخراج‌شده از درون تونل‌های قدیمی این کانسار نیز دارای آهن و مس هستند که میزان هر دو عنصر طبق مشاهدات صحرایی و آنالیزهای ژئوشیمی فاقد ارزش اقتصادی می‌باشند، اما احتمال می‌رود به علت وجود فاصله زیاد بین توده نفوذی و شرایط کانه‌زایی در اعماق بسیار بیشتر کانی‌زایی مس به‌صورت وسیع و اقتصادی رخ داده باشد.

کانی‌زایی در کانسار دیواندر به‌صورت توده‌ای، جانشینی، پرکننده فضای خالی و رگه-رگچه ای دیده می‌شود.

### ۸-۲-۳- کانی‌شناسی

از نظر کانی‌شناسی کانسار مس سلیمانیه شامل کانی‌های اولیه پیروتیت، کالکوپیریت، پیریت و مگنتیت است و کانی‌های ثانویه آن نیز گوتیت، کالکوسیت، مالاکیت، آزوریت، پیروتیت‌های ثانویه و مگنتیت‌های ثانویه است. در کانسار مس سلیمانیه آزوریت و مالاکیت در بخش اکسیدان و سطحی بیشترین فراوانی را داشته و در اعماق بیشتر پیروتیت، مگنتیت، پیریت، کالکوپیریت و کالکوسیت از فراوانی بالاتری برخوردار هستند و در اعماق زیادتر کالکوپیریت بر دیگر کانی‌ها غلبه پیدا کرده و از درصد بالاتری برخوردار است.



کانی پیروتیت را می‌توان فراوان‌ترین کانی آهن در منطقه بعد از مگنتیت و پیریت نامید. پیروتیت بیشترین فراوانی را به صورت اولیه در واحد دایک دیابازی خصوصاً دایک‌های با میزان آهن بالا دارد. پیروتیت به صورت دو نسل اولیه و ثانویه دیده می‌شود. نسل اول به صورت کلوپورمی و با اشکال دایره‌ای شکل دیده می‌شود. نسل دوم در اثر لیچینگ عناصر و تأثیر محلول‌های ثانویه به وجود آمده است. از نشانه‌های تأثیر و عملکرد محلول‌های ثانویه می‌توان به دیده شدن آثار دگرگونی در حد شیبست سبز، تغییر کانی ولاستونیت به زئولیت، دگرسانی شدید سرپانتینی در واحدهای سرپانتین و دونیت و هارزبورژیت ( ناشی از تأثیر تکتونیک و حرکت سیالات در اثر فشار است)، آثار تکتونیک شدید و رؤیت شدن رودنژیت های نسل اول و دوم (که نسل اول مرتبط با فعالیت‌های اولیه و واحدهای گابروبی است و نسل دوم این رودنژیت ها در درز و شکاف‌های ثانویه ناشی از تکتونیک است که رگه-رگچه های استرینگر اولیه را قطع می‌کنند) اشاره کرد.

فراوان‌ترین کانی مس در این کانسار کانی کالکوپیریت می‌باشد که با افزایش عمق بر میزان آن افزوده می‌شود. این کانی در سطح دارای فراوان بسیار کمی است و شواهد این کانه‌زایی مس دار توسط نمونه‌های استخراجی از عمق پیش‌بینی و گزارش می‌شود این کانی همانند پیروتیت دارای دو نسل اول و دوم می‌باشد که نسل اول به صورت دانه پراکنده درون نمونه‌ها دیده می‌شود و نسل دوم به صورت جانیشینی و پرکننده فضای خالی خصوصاً در درون درز و شکاف کانی مگنتیت یافت می‌شود.

از نظر کانی‌شناسی کانسار دیواندر شامل کانی‌های اولیه پیریت، مگنتیت، کالکوپیریت و کانی‌های ثانویه کالکوسیت، مگنتیت، کوولین، گوتیت، مالاکیت و آزوریت است.

در این کانسار کانی‌های ثانویه مالاکیت و آزوریت در اثر تأثیرات سیالات جوی و شرایط اکسیدان محیط در بخش فوقانی واحد گابروبی و در بعضی قسمت‌های واحدهای آهکی شیلی قابل مشاهده است.

کانی‌های اولیه مگنتیت و پیریت در تمام واحدهای این کانسار قابل مشاهده می‌باشند که کانی مگنتیت از فراوانی بالاتری نسبت به کانی پیریت در نمونه‌های مشاهده شده برخوردار است. کانی مگنتیت به صورت رگه رگچه ای

(حالت استوک ورک)، دانه پراکنده و پرکننده فضای خالی قابل مشاهده است در صورتی که کانی پیریت اکثراً به صورت دانه پراکنده قابل رؤیت می باشد.

وجود کانی های کوولین و کالکوسیت در کنار کانی کالکوپیریت و وجود آثار تغییرات شیمیایی در کانی کالکوپیریت شاهد تغییر شرایط محیط بعد از کانی زایی سولفید مس است و سولفیدهای مس (کالکوپیریت) به کانی های کالکوسیت یا کوولین تغییر پیدا کرده و یا به صورت کامل از واحدها محوشده است.

برای کانی های آهن دار نیز کانی مگنتیت، مارتیتی شدن را تجربه نموده است در کانی دیگر آهن پیریت در اثر این تغییرات به گوتیت تغییر حالت پیدا کرده است.

#### ۸-۲-۴- ساخت و بافت و منطقه بندی آن ها

در کانسار سلیمانیه به طور کلی ساخت رگه-رگچه ای در قسمت های فوقانی و واحدهای فوقانی و بیرونی دیده می شود که همراه با کانه زایی نیز می باشند (استرینگر). جنس عمده این رگه رگچه ها در بخش های مرکزی تر از جنس سیلیس و مقداری سرسیتی است و با دور شدن از مرکز به سمت حاشیه نوع آن به سیلیسی، اپیدوتی، کلریتی و حتی کربناته تغییر پیدا می کند.

به علت وارد نشدن سیالات این کانسار به محیط دریایی بافت لامینه یا نواری تشکیل شده است. ساخت و بافت توده ای و نیمه توده ای نیز در واحدهای گابرویی، دایک دیابازی قابل رؤیت است که بیشترین فراوانی و عیار عناصر اقتصادی را دارا می باشند.

بافت دانه پراکنده برای کانی های پیروتیت، مگنتیت، پیریت، کالکوپیریت، کالکوسیت در واحدهای مختلف کانه دار قابل مشاهده است. همچنین بافت پرکننده فضای خالی در این کانسار مشاهده می شود.

بر اساس مطالعات مختلف در سطح جهان در طی سال های متمادی ( Gibson and Kerr, 1998., e.g. Large, Taylor et al, 1999, Franklin et al, 1998) مشخص شده است که عمده ترین و مهم ترین ساخت و بافت

در کانی زایی تیپ VMS، بافت و ساخت توده‌ای، نیمه توده‌ای، نواری، لامینه‌ای، دانه پراکنده و پرکننده فضای خالی است، که در کانسار سلیمانیه به جز بافت و ساخت نواری-لامینه‌ای کلیه موارد مذکور قابل‌رؤیت است. در کانسار دیواندر به‌طور کلی ساخت و بافت رگه-رگچه‌ای، دانه پراکنده، توده‌ای، نیمه توده‌ای، جانشینی و پرکننده فضای خالی قابل‌مشاهده است. ساخت و بافت رگه-رگچه‌ای در بخش فوقانی و قسمت استرینگر مشاهده می‌شود و اکثراً درگیر کانی‌های آهن‌دار مانند مگنتیت و اکسیدهای آهن می‌باشد. بافت پرکننده فضای خالی فقط برای کانی‌های آهن‌دار قابل‌مشاهده است. بافت جانشینی برای کانی‌های آهن‌دار مانند مگنتیت و پیریت و کانی‌های مس با تغییر از کالکوپیریت به کالکوسیت و سپس کوولین قابل‌مشاهده است. کانسار دیواندر همانند کانسار سلیمانیه فاقد بخش‌های لامینه‌ای و لایه‌ای است.

#### ۸-۲-۵- دگرسانی و منطقه بندی آن‌ها

گسترش دگرسانی در کانسارهای سولفید توده‌ای سلیمانیه به‌خصوصیات سیال، ترکیب سیال، درز و شکستگی، تأثیرات تکتونیکی و همچنین جنس واحدهای سنگی منطقه بستگی دارد. دگرسانی‌های رایج در منطقه سلیمانیه (به ترتیب شدت و گسترش) سرپانتینی، رودنژیته، کربناته، کلریتی، اپیدوتی، سیلیسی، سرسیتی و مقداری اکسیدهای آهن می‌باشد.

به علت گسترش واحدهای هارزبورژیت، دونیت و سرپانتین و مستعد بودن این واحدها گسترش دگرسانی سرپانتینی بسیار زیاد است و در اغلب نقاط این کانسار به‌وضوح قابل‌رؤیت می‌باشند. رودنژیته‌ها نیز به علت تأثیرپذیری مستقیم از واحدها تحت تأثیر دگرسانی سرپانتینی از گسترش نسبتاً بالایی برخوردار هستند. این دگرسانی در حاشیه واحدهای دارای کانی پلاژیوکلاز مانند گابرو به‌وضوح قابل‌مشاهده هستند.

دگرسانی کربناته در منطقه سلیمانیه به دور صورت دیده می‌شود که در نوع اول این دگرسانی متأثر از فعالیت‌های تکتونیکی است و به علت تأثیرات شدید تکتونیکی در لابه‌لای درز و شکاف واحدها و در سطح کانه‌زایی دیده می‌شود و بیشتر متأثر از آب‌های جوی بوده و ارتباط مستقیم و جدی با کانه‌زایی ندارد و در نوع دوم به‌صورت

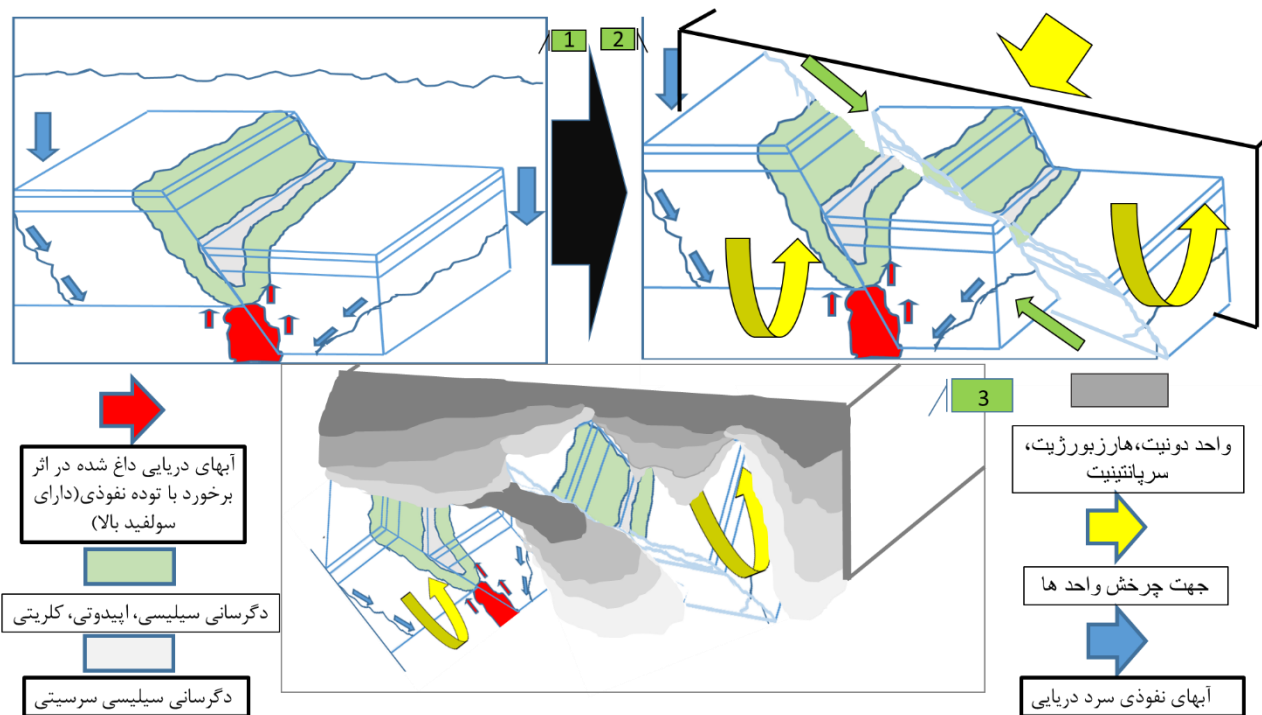
رگه‌هایی به صورت هم‌زمان بارگه‌های سیلیسی در قسمت‌های کانه دار دور از مرکز نمود پیدا می‌کند و ارتباط مستقیم با کانه‌زایی دارد.

دگرسانی کلریتی در زون استرینگر و واحدهای گابرویی به خصوص واحدهای نزدیک به توده‌های نفوذی دیده می‌شود و ارتباط مستقیم با کانی‌زایی در منطقه سلیمانیه را دارا می‌باشد و دگرسانی اپیدوتی بیشتر ناشی از بازالت‌های بالشی است که Mn و Mg آزاد شده از واحدهای دونیتی، هارزبورژیتی و سرپانتینی باعث افزایش شدت این دگرسانی شده است، به‌طور کلی این دگرسانی‌ها در حاشیه و دورتر از مرکز کانی‌زایی قرار دارند و گاهی خود با کانی‌زایی همراه هستند.

دگرسانی سیلیسی محدود به رگه و توده‌های کانی‌زایی می‌باشد و در دیگر نقاط کانسار قابل‌رؤیت نمی‌باشد، این دگرسانی خود به دور صورت قابل‌مشاهده است بخش اول و اصلی که در مرکز کانه‌زایی قرار دارد و با دگرسانی سرسیتی همراه است، بخش دوم در اطراف و دورتر از بخش اول قرار می‌گیرد و با دگرسانی‌های اپیدوتی، کلریتی و کربناته همراهی می‌شود و از شدت کانه‌زایی در آن و اطراف آن نسبت به نوع اول کاسته می‌شود.

کانسارهای مسیوسولفید نوع قبرس در قسمت فوقانی افیولیت‌ها و در مجموعه بازالت‌های تولئیت بالشی کشف می‌شوند. کانی‌های اصلی این ذخایر شامل پیریت، کالکوپیریت، مگنتیت، اسفالریت، مارکازیت، پیروتیت، مقدار کم گالن، هماتیت و کوبانیت است. کلریت، تالک، کربنات و مقدار جزئی سرسیت به همراه ذخیره تشکیل شده است. میزان سرسیت به سمت خارج افزایش می‌یابد. در زون استوک ورک قابل‌ملاحظه‌ای کوارتز تشکیل شده است

(کریم پور و همکاران، ۱۳۸۴. کریم پور و همکاران، ۱۳۸۱، فرانکلین و همکاران، ۱۹۸۱).



شکل ۸-۱-مدل شماتیک از دگرسانی کانسار سلیمانیه به همراه تأثیرات تکتونیکی بر آن

دگرسانی‌های رایج در کانسار دیواندر شامل دگرسانی سیلیسی، کربناته، سرسیتی، اپیدوتی، کلریتی، اکسید و هیدروکسید آهن است. دگرسانی نیز کلریتی بیشترین گسترش را در واحد گابرویی خصوصاً در کارگاه شرقی دارد که این دگرسانی بیشتر ناشی از خصوصیات شیمیایی واحد گابرویی است. دگرسانی اپیدوتی در واحد آهکی به صورت کاملاً شارپ و زیبا قابل رؤیت است، این دگرسانی در کارگاه میانی دارای گسترش است. دگرسانی سیلیسی در کارگاه شرقی با اکسید و هیدروکسید آهن همراهی می‌باشد و در بخش آهکی شیلی در کارگاه میانی این همراهی توسط دگرسانی‌های کربناته و سرسیتی انجام می‌شود. به‌طور کلی برای انواع حالت‌های دگرسانی سیلیسی می‌توان این موارد را نام برد: سیلیسی-سرسیتی، سیلیسی-سرسیتی-کربناته، کربناته-سیلیسی-سرسیتی، سرسیتی-سیلیسی-کربناته و سیلیسی-هیدروکسید آهن است.

## ۸-۲-۶- جایگاه تکتونیکی:

افیولیت های سبزوار در شمال خردقاره ایران مرکزی قرار دارد. این افیولیت ها از چندین ورقه راندگی از نوع صفحات فلسی تشکیل شده اند. رشته افیولیتی مزبور در این سیست تکتونیکی در زمان کرتاسه پسین-پالئوسن تحت تأثیر نیروهای فشارشی همگرا از طرف ورقه توران (اوراسیا) و ورقه عربستان، بسته شده و به صورت یک فرازمین شکل گرفته است. سنگ های آتش فشانی-رسوبی ائوسن با یک قانده پیشرونده کنگلومرایبی آغاز و با فوران نوع شکافی شامل گدازه های کالک آلکالن و مواد آذرآواری در اثر نیروهای فشارشی بیرون می ریزد که در همین زمان حوضه مزبور تحت تأثیر حرکات خشکی زایی قرار گرفته و گواه آن حضور سنگ های آتش فشانی محیط ساحلی تا خشکی است.

شکل گیری تکتونوماگمایی زون سبزوار قبل از کرتاسه پایانی بانفوذ سنگ های گرانیات گنایس در پوسته قاره ای متامورف شده ی سنگ آغاز می شود. سپس برونزد سری افیولیتی محصول ریفتی شدن اواخر ژوراسیک-اوایل کرتاسه بین بلوک های لوت و توران در آن می شود.

در پایان ائوسن و آغاز الیگوسن یک سری حرکات زمین ساختی سبب توقف رسوب گذاری و ظهور ماگماتیسم شده است که با فاز پیرنئن در اروپا قابل مقایسه است. در میوسن حوضه های رسوبی پراکنده ای پدید آمده و در ادامه فازهای کوهزایی آلپی پسین موجب چین خوردگی ملایم نهشته های میوسن شده است (سهندی و امامی، ۱۳۷۱).

## ۸-۲-۷- نتایج ژئوشیمی و سیال درگیر

مطالعات ژئوشیمیایی که در فصل ششم به طور کامل به آن پرداخته شد حاکی از آن است که سنگ های منطقه سلیمانیه دارای ترکیب آلکالی بازالت و بازالت می باشد که در محیط پشته میان اقیانوسی تشکیل شده اند.

شباهت الگوی عناصر نادر خاکی و کمیاب در بین مواد معدنی و سنگ‌های آتش‌فشانی نشان از شستشوی عناصر از واحدهای کم‌پایین دارد و کانی‌زایی متأثر از آن‌ها می‌باشد که این مورد با ماهیت کانسارهای VMS دیگر نقاط جهان مطابقت و همخوانی دارد.

بر اساس مطالعات ژئوشیمی، واحدهای کانه دار این کانسار غنی از آهن، منگنز و مس می‌باشند (به ترتیب به صورت میانگین ۸۰۰۰، ۲۲۰۰ و ۶۵۰ ppm عیار دارند) که بیشترین عیار کانی‌ها در بخش استرینگر و واحدهای دایک دیابازی است (خصوصاً نوع آهن‌دار).

به‌طور کلی بیشترین میزان کانی‌ها در بخش دیابازی قرار دارند. میزان عنصر آرسنیک که برای ره‌گیری و پی‌جویی طلا مناسب و کاربردی است در بخش رسوبی و دیابازی مقادیر بالاتری نسبت به دیگر واحدها از خود نشان می‌دهد (بین ۱۵ تا ۱۸ ppm).

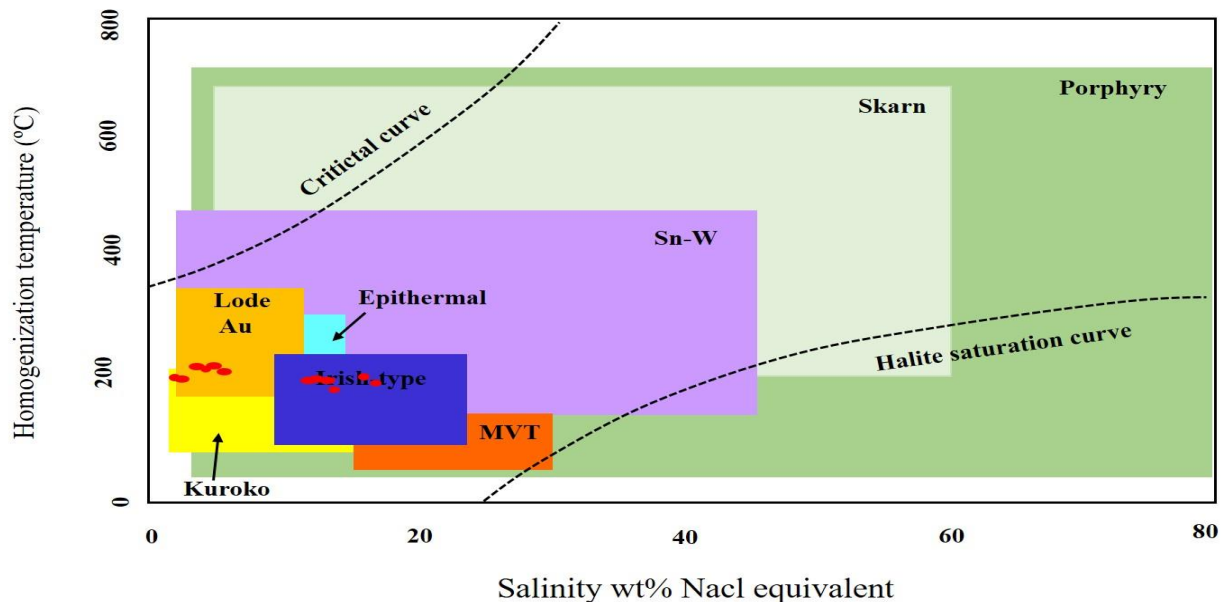
مطالعات سیال درگیر نیز برای کانسار سلیمانیه انجام شد که به علت کدر بودن بیش‌ازحد استاندارد مطالعاتی برای کانی‌کوارتز و همچنین همراهی اپیدوتی و کلریت با این کوارتزها امکان مطالعه سیالات درگیر این کانسار وجود نداشت.

بر اساس داده‌های و نمودارهای ژئوشیمی سنگ‌های کانسار دیواندر در بخش سری کالک آلکان و آلکان‌های با میزان پتاس بالا و سری شوشونیتی قرار می‌گیرند که نشان‌دهنده شرایط تشکیل در محیط دورتر از فرورانش است و منشاء کانه‌زایی در این بخش شستشوی و حمل عناصر از بخش‌های کم‌پایین است.

کانسار دیواندر فقط برای عناصر آهن و منگنز دارای غنی‌شدگی می‌باشد که عنصر آهن در تمامی واحدها از خود آنومالی نشان می‌دهد که بیشترین آنومالی در واحد گابرویی با ۴۵۰۰ (ppm) عیار است.

عنصر منگنز نیز در بخش گابرویی کارگاه میانی و استرینگرهای درون واحد آهکی بالاترین عیار را دارا می‌باشد (به ترتیب ۵۷۰۰ و ۵۵۰۰ ppm). عنصر مس در این کانسار فاقد فراوانی چشم‌گیر و اقتصادی است و نهایت عیار آن ۵۸ ppm می‌باشد.

مطالعات سیال درگیر نیز نشان از میانگین میزان شوری ۸/۴۶ در صد وزنی NaCl و میانگین دمای همگن‌شدگی ۱۴۷/۷۹ درجه سانتی‌گراد دارد. بر اساس نتایج حاصل از دما-شوری بیان‌شده توسط نمودار Wilkinson, 2001 درجه همگن‌شدن (Th) در مقابل شوری برای کانسارهای مختلف در شکل آورده شده است. با توجه به این نمودار محل قرارگیری سیالات اندازه‌گیری شده در محدوده سولفیدهای توده‌ای آتشفشانزاد (VMS) قرار می‌گیرد (شکل ۸-۲).



شکل ۸-۲- محل قرارگیری سیالات درگیر کانسار دیواندر در نمودار همگن‌سازی در مقابل شوری کانسارهای مختلف (Wilkinson, 2001).

### ۸-۳- شرایط فیزیکوشیمیایی تشکیل کانسار سولفید توده‌ای آتشفشانزاد سلیمانیه و

دیواندر:

#### ۸-۳-۱- منشاء فلزات:

به‌طور کلی می‌توان سه منبع برای فلزات این کانسارها در نظر گرفت:



منبع اول: مربوط به آب‌های ماگمای اولیه و نفوذی به درون منطقه است که خود سبب ایجاد موتور حرارتی شده است و علاوه بر ایجاد این موتور خود دارای عناصر فلزی می‌باشد که توسط سیالات ماگمایی یا سیالات گرمایی ناشی از نفوذ آب دریا به بخش‌های کانه دار کنونی منتقل می‌شوند، که احتمالاً منشاء طلا احتمالی و مس در منطقه می‌باشد.

منبع دوم: در اثر وجود گسل‌های اصلی و بزرگ در منطقه آب‌های دریایی و جوی به اعماق زیاد نفوذ می‌کند و پس از برخورد به توده‌های نفوذی در اثر گرمای شدید این توده‌ها سیال فعال و داغ می‌گردد و شروع به واکنش دادن با سنگ‌های دیواره در طول مسیر می‌کند؛ که سبب شستشوی عناصر این واحدها شده و کانی زایی (خصوصاً نوع آن دار و دگرسانی کلریتی، اپیدوتی) را ایجاد می‌نماید.

منبع سوم: بعد از کانی زایی های اولیه در اثر فعالیت‌های شدید تکتونیک و در اثر فشار های شدید بر واحدهای لیتولوژیکی آب‌های بین‌دانه‌ای واحدها و آب‌های جوی سبب شستشوی عناصر برخی واحدها، خصوصاً واحدهای سست‌تر مانند سرپانتینیت، دونیت و هارزبورژیت می‌شود. این شستشوی عناصر سبب تقویت و ایجاد کانه‌های جدید مانند مالاکیت و آزوریت می‌شود.

در دو منبع اول ذکر شده، بعد از تشکیل کمپلکس‌های سولفیدی عناصر آهن و مس توسط سیالات حمل می‌شوند که میزان مهاجرت آن وابسته به درجه حرارت و pH محیط می‌باشد.

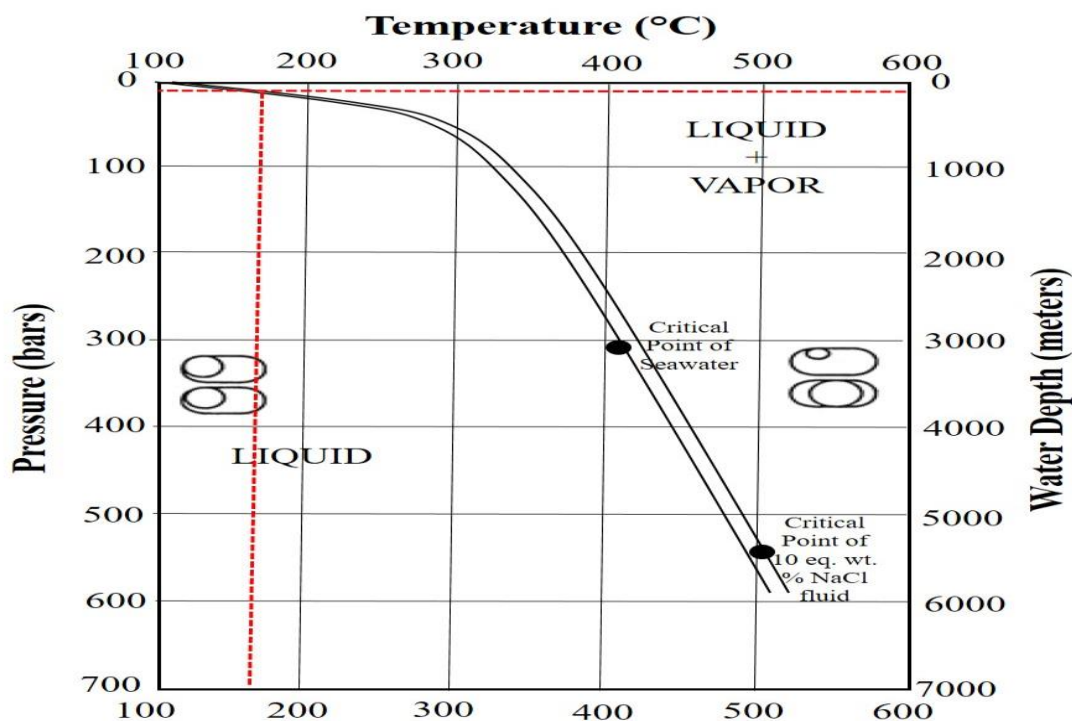
با کاهش دما و تغییر pH به سمت pH خنثی کمپلکس‌های سولفیدی ناپایدار شده و کانی‌های سولفید دار مس و آهن بر جای گذاشته می‌شوند.

در منبع سوم سیالات در محیط اکسیدان حمل می‌شوند و سبب ایجاد کانی‌های اکسیدی و کربناته می‌شود. در کانسار دیواندر منبع سوم وجود ندارد و فقط دو منبع ذکر شده اول تأثیرگذار هستند، در این کانسار آب‌های جوی سبب تغییرات کانی‌شناسی گشته و کانی‌های اکسید مس مانند مالاکیت و آزوریت و کانی‌های آهن مثل هیدروکسید آهن و مگنتیت ایجاد می‌کند.

### ۸-۳-۲-منشاء سیالات:

به عقیده فرانکلین (۲۰۰۵) بر اساس شواهد ژئوشیمی، سیالات درگیر و ایزوتوپی در کانسارهای سولفید توده‌ای آتشفشانزاد می‌توان منشاء سیالات را تعیین نمود که بر این اساس سعی شده است عمق و محیط سیالات در این کانسارها تعیین گردد.

به علت انجام شدن یک روش تشخیص (سیالات درگیر) برای دو کانسار، کانسار سلیمانیه به علت نبود شرایط مناسب کانی‌شناسی فاقد این تحقیقات می‌باشد اما در کانسار دیواندر بر اساس مطالعات سیال درگیر و نمودار فشار به دما و وجود رخداد جوشش در سیال کانه دار، عمق سیالات شناسایی شده در کانسار کمتر از ۱۰۰ تا ۲۰۰ متر تخمین زده می‌شود؛ که نشان‌دهنده منشاء دریایی این سیالات می‌باشد که با دیگر مطالعات و شرایط تشکیل این کانسار مطابق است (شکل ۸-۳).



شکل ۸-۳-نمودار تعیین عمق برحسب دمای همگن شدن در کانسار دیواندر، بر اساس نمودار ارائه شده برای سیالات درگیر

(Roedder and Bodnar, 1980).

## ۸-۴- کانسارهای سولفید توده‌ای آتشفشانزاد:

کانسارهای VMS یکی از شناخته‌شده‌ترین نوع کانسارها هستند که تاکنون مورد مطالعه قرار گرفته‌اند. این کانسارها در توالی آتشفشانی-رسوبی دریایی در تمام سنین (از ۵/۳ میلیارد سال تا عهد حاضر) رخ داده و از لحاظ اقتصادی منبع مهم فلزات پایه (مس، سرب، روی)، قیمتی (نقره، طلا) و همچنین دیگر فلزات از قبیل (کبالت، قلع، ایندیم، کادمیم، تیتانیوم، گالیم، سلنیم، آنتیموان، بیسموت) می‌باشند (Tornos et al., 2016).

کانسارهای سولفید توده‌ای، به‌عنوان کانسارهای سولفید توده‌ای مرتبط با میزبان آتشفشانی شناخته می‌شود به‌صورت عدسی‌هایی از سولفیدهای توده‌ای چندفلزی در نزدیکی کف دریا در محیط‌های آتشفشانی زیردریایی تشکیل می‌شوند، این کانسارها از سیالات گرمابی غنی از فلزات و برون‌دمی تشکیل می‌شوند.

بیشتر کانسارهای سولفید توده‌ای آتشفشانزاد دارای دو بخش مهم هستند:

-بخش سولفید توده‌ای تپه مانند و یا صفحه‌ای

-بخش رگه و رگچه ای

کانسارهای VMS در محیط زیردریایی بیشتر همراه با سنگ‌های آتشفشانی و در سنگ‌های رسوبی از قبیل شیل یافت می‌شوند. این کانسارها در امتداد پشته‌های میان‌اقیانوسی یا در حوضه‌های پشت قوسی در حال گسترش (مانند کانسارهای قبرس)، بعضی دیگر در جزایر قوسی و یا حاشیه‌های قاره‌ای (نظیر کانسارهای کوروکو)، تعدادی در آتشفشان‌های جزیره‌ای درون صفحه‌ای و تعدادی در محیط‌های تکتونیکی ناشناخته مربوط به کمربندهای سنگ‌های سبز آرکن کشف می‌شوند.

## ۸-۵- تقسیم‌بندی کانسارهای سولفید توده‌ای آتشفشانزاد:

این نوع کانسارها، خود به روش‌های مختلفی، به دسته‌های متعدد تقسیم می‌شوند. یکی از پرکاربردترین این روش‌ها، دسته‌بندی آن‌ها بر اساس سنگ دربرگیرنده کانه‌زایی است که به چند دسته متفاوت تقسیم می‌شوند و

هریک، شرایط تشکیل و تکتونیکی متفاوتی دارند. این دسته شامل بشی، نوراندا، کروکو، بثورست و قبرس هستند (Franklin., 1996; Galley et al., 2007; Mosier et al., 2009).

(Franklin et al., 2005)، کانسارهای سولفید توده‌ای آتشفشانزاد را بر اساس ترکیب توالی چینه‌شناسی و محیط تکتونیکی ته‌نشست به پنج گروه تقسیم‌بندی نموده است که با بازنگری (Piercey, 2011) در آن، این رده‌بندی کامل و به شکل (۴-۸) ارائه گردیده است:

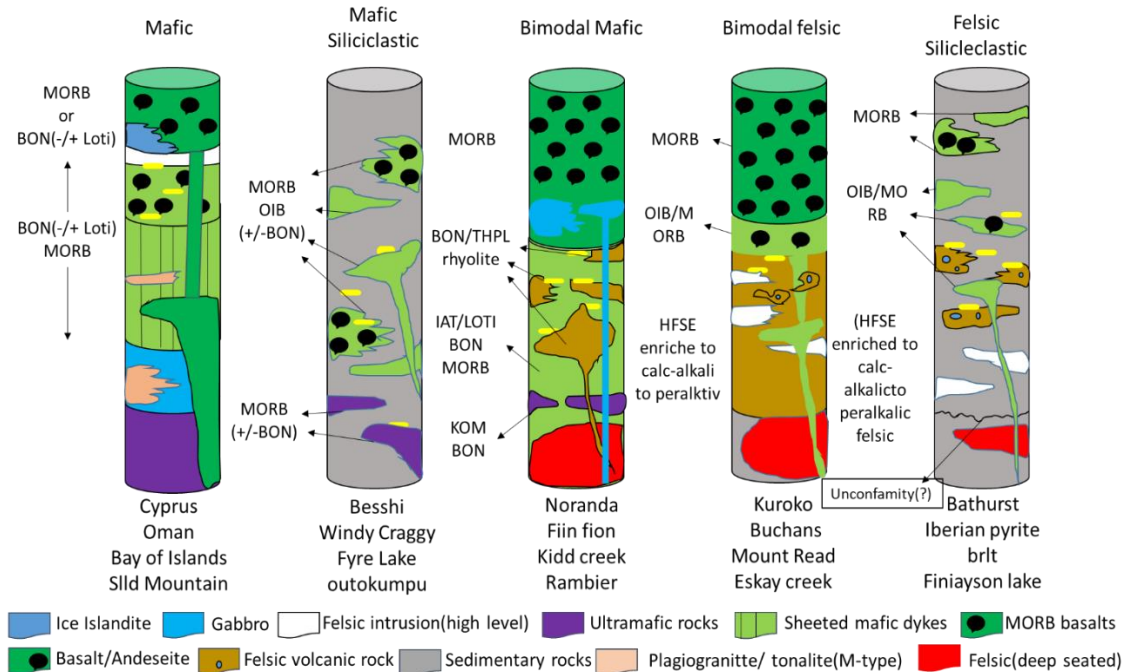
۱- تیپ مافیک- اولترامافیک (قبرس): این کانسارها در کمپلکس‌های افیولیتی در محیط‌های تکتونیکی گسترشی کف اقیانوس (Morb) و محیط پشت‌کمانی بالغ درون اقیانوسی همراه با برخی از گسل‌های ترانسفورم تشکیل می‌شوند. توالی این کانسارها به‌طور عمده از بازالت‌های بالشی و توده‌ای و مقادیر ناچیزی از سنگ‌های فلسیک و رسوبی است (شکل ۸-۴). از این نهشته‌ها می‌توان نهشته‌های Troodos در قبرس، Smail در عمان نام برد (Franklin et al. 2005).

۲- تیپ مافیک سیلیسی کلاستیک (پلیتیک مافیک یا تیپ بشی): توالی‌های بازالتی- پلیتی مربوط به محیط‌های پشت‌کمانی بالغ حاوی بازالت و پلیت با مقادیر مساوی بوده و یا پیلت‌ها غالب می‌باشند. سیل‌های مافیک تا ۲۵ درصد توالی میزبان حضور دارند. سنگ‌های فلسیک کم بوده و مقدار آن‌ها به کمتر از ۲۰ درصد می‌رسد. از این تیپ نهشته‌ها می‌توان کانسار Outokumpu در فنلاند، کانسار Windy cray در کانادا و نهشته‌های تیپ بشی در ژاپن نام برد (Franklin et al. 2005; Piercey, 2011).

۳- تیپ بایمدال مافیک (تیپ نوراندا): توالی میزبان این کانسارها در ریفت‌های نوظهور کمان‌های آتش‌فشانی بایمدال در بالای زون‌های فرورانشی درون اقیانوسی تشکیل می‌شوند و به‌طور عمده متشکل از سنگ‌های بازالتی بالشی و توده‌ای بوده با این‌حال میزان سنگ‌های فلسیک تا ۲۵ درصد می‌رسد (شکل ۸-۴). از این تیپ کانسارها می‌توان کانسارهای کمر بند نوراندا در کانادا، کانسارهای منطقه Flin Flon در کانادا و نهشته‌های کمر بند اورال در روسیه و قزاقستان را نام برد (Franklin et al. 2005).

۴- تیپ بایمدال فلسیک (تیپ کوروکو): این کانسارها در کمان‌های حاشیه قاره‌ای نهشته شده و در توالی میزبان دارای ۳۵ تا ۷۰ درصد سنگ‌های آتشفشانی فلسیک، ۲۰ تا ۵۰ درصد سنگ‌های بازالتی و در حدود ۱۰ درصد سنگ‌های تخریبی می‌باشد. سنگ‌های آذرآواری فلسیک زیردریایی، گدازه‌ها و دایک‌ها و سیل‌های بازالتی- آندزیتی معمول در این توالی معمول می‌باشد (شکل ۸-۴). از این نهشته‌ها می‌توان کانسارهای منطقه Hokuroku در ژاپن، Bergslagen سوئد و نهشته‌های Dunnage Zone در کانادا را نام برد (Franklin et al. 2005).

۵- تیپ فلسیک سیلیسی کلاستیک یا تیپ بشورست: توالی میزبان در محیط‌های پشت‌کمانی قاره‌ای نهشته شده و حاوی عمدتاً سنگ‌های تخریبی (حدود ۸۰ درصد)، سنگ‌های فلسیک آذرآواری و کمی گدازه، سیل و گنبد فلسیک می‌باشد و معادله‌ای درونی آن‌ها بقیه توالی را حدود (۲۵ درصد) تشکیل می‌دهد (شکل ۸-۴). از جمله این نهشته‌ها می‌توان کانسارهای مناطق Bathurst در کانادا نام برد (Franklin et al. 2005).



شکل ۸-۴- ستون چینه‌شناسی تیپ‌های مختلف کانسارهای سولفید توده‌ای آتشفشان‌زاد بر مبنای Franklin et al, 2005 و بازنگری

Piercey, 1102 با تغییرات گرافیکی توسط نگارنده

## ۸-۶-الگوی تشکیل کانسارها

### ۸-۶-۱- کانسار سلیمانیه

با توجه به ویژگی‌های کانی زایی مس و آهن در کانسار سلیمانیه شامل رخداد کانه‌زایی در این کانسار به صورت سولفید توده‌ای-نیمه توده و رگه، رگچه ای، دانه پراکنده، جانیشینی و پرکننده فضای خالی توسط سیالات فلز دار و همچنین به علت واقع شدن در سری افیولیتی، وجود پهنه‌های دگرسانی و رخداد کانه‌زایی در افق چینه‌شناسی خاص این کانسار شباهت بسیار زیادی با کانسارهای تیپ سولفید توده‌ای آتشفشانزاد (VMS) دارد. وجود واحدهای کانه دار و نسل‌های مختلف کانی‌ها در کانسار سلیمانیه، نشان از رخداد کانسنگ در چند مرحله می‌باشد. بر اساس پارائز کانی‌ها و مطالعات میکروسکوپی دو مرحله کانه‌زایی را می‌توان در کانسار سلیمانیه تشخیص داد که شامل مراحل زیر می‌باشد.

### الف- مرحله اول، فعالیت‌های ماگمایی-گرمایی:

اولین مرحله کانه‌زایی در کانسارهای سلیمانیه و دیواندر در زمان کرتاسه، هم‌زمان با تشکیل افیولیت‌ها و ورود دایک‌های دیابازی رخ می‌دهد. دایک‌های دیابازی بانفوذ به درون واحد گابرویی سبب فعال شدن موتور حرارتی و ایجاد جریان همرفتی برای آب‌های دریایی وارد شده توسط گسل‌ها به درون واحدهای کم‌پایین می‌شود (شاهد این ماجرا ایجاد دگرسانی رودنژیتی و کانی زئولیت می‌باشد).

با ایجاد جریان همرفتی سیالات داغ و شور فلزات و عناصر کانسنگ ساز را از سنگ‌های بخش کم‌پایین شسته و آن‌ها را به بخش‌های بالاتر حمل می‌کند، اما به علت فراهم نبودن شرایط ورود به دریا این کانه‌زایی در زیر کف دریا جانشین می‌شود و امکان ایجاد رخساره‌های خروجی و دهانه‌ای فراهم نمی‌شود، به همین دلیل کانسار سلیمانیه فاقد این رخساره‌ها می‌باشد (شواهدی از جمله کانه دار نبودن واحدهای رسوبی و مشاهده نشدن کانی‌های اولیه در آن‌ها دلیلی بر اثبات این نظر می‌باشد).

کانی زایی مس در این کانسار به صورت کالکوپیریت در واحد دایک دیابازی، گابرو و نفوذی‌ها یا گابروهای عمق بیشتر وجود دارد.

بر اساس مشاهدات میکروسکوپی دو نسل کالکوپیریت برای این کانسار در نظر گرفته می‌شود. در واحد دایک دیابازی کانی زایی آهن بخصوص نوع پیروتیت دو نسل کانه‌زایی را از خود نشان می‌دهند. نسل اول به صورت بی‌شکل در اثر شرایط اولیه ایجاد شده و نسل دوم به صورت تیغه‌ای و سوزنی در اثر فعالیت‌های دیاژنزی و تکتونیک رخ داده است. نسل دوم این کانی نیز در واحدهای رسوبی (توف) کم‌وبیش یافت می‌شوند. بر اساس مطالعات صورت گرفته ساخت و بافت این کانه‌زایی بیشتر به صورت توده‌ای-نیمه توده‌ای، دانه پراکنده، کلوفرمی، جانشینی و پرکننده فضای خالی می‌باشد که از ویژگی‌های تیپ کانسار VMS می‌باشد (Gally et al, 2007; Franklin et al 2005).

دگرسانی عمده در این کانسار شامل دگرسانی کلریتی، اپیدوتی، سیلیسی، سرسیتی، رودنژیتی و مقداری کربناته بوده است که توسط سیالات گرمابی ایجاد می‌شود.

کانی زایی نسل دوم در نتیجه فعالیت‌های تکتونیک و فشارهای تکتونیک ایجاد می‌شود و کانی‌های شکل دار را پدید می‌آورند.

### **ب- مرحله دوم، پس از کانه‌زایی (هوازگی و سوپرژن):**

در این مرحله، عملکرد فرآیندهای هوازگی و سوپرژن سبب تحرک مجدد عناصر و ته‌نشست کانی‌هایی مانند گوتیت و کانی‌های اکسیدی-هیدروکسید، کربناتی ثانویه مانند مالاکیت و اکسیدهای آهن می‌شود.

این مرحله به علت وجود درز و شکست ناشی از تکتونیک از شدت نسبتاً بالایی برخوردار است.

در این بخش کانی ژپیس که نشان‌دهنده شرایط ثانویه است و به‌وفور یافت می‌شود.

## ۸-۶-۲- کانسار دیواندر:

در کانسار دیواندر نیز همانند کانسار سلیمانیه به علت وارد نشدن سیالات گرمایی به محیط دریایی رخساره‌های خروجی و دهانه‌ای وجود ندارد و کانی زایی فقط به صورت محلول‌های غنی از فلز در زیر کف دریا به صورت دانه پراکنده، جانشینی و رگه-رگچه ای جانشین شده است. در کانسار دیواندر دو نسل مگنتیت یافت می‌شود که این مگنتیت ها به واحد آهکی-شیلی دارای حالت استوک ورک می‌باشد.

مراحل کانی زایی در این کانسار نیز به شرح زیر است.

در اولین مرحله که شامل فعالیتهای گرمایی است هم‌زمان با تشکیل افیولیت ها، توده های نفوذی وارد توالی میزبان دیواندر می‌شود و سبب ایجاد موتور حرارتی و ایجاد جریان همرفتی می‌گردند. با ایجاد جریان همرفتی برای آب‌های دریایی نفوذی به اعماق، این سیالات شور و داغ، عناصر اقتصادی سنگ‌های دیواره و واحدهای کم‌پایین را شسته و توسط مجاری گسلی به سطح رسیده اما به علت حجم کمتر سیال یا دمای پایین‌تر آن حجم کانی نسبت به کانسار سلیمانیه ضعیف‌تر بوده و حجم دگرسانی محدودتر می‌باشد.

با صعود سیالات داغ به قسمت‌های بالایی و تغییر شرایط محیط کمپلکس‌های حاوی عناصر اقتصادی ناپایدار می‌شوند و کانی زایی رخ می‌دهد. در این مرحله کانی‌های مگنتیت، پیریت و کالکوپیریت به صورت اولیه گذاشته می‌شود.

بر اساس مطالعات میکروسکوپی ساخت و بافت این کانی زایی بیشتر به صورت رگه-رگچه ای، شکافه‌پرکن، دانه پراکنده، جانشینی و گاهی نیمه توده‌ای باشد.

پس از تشکیل بخش‌های سولفیدی در مرحله بعدی فعالیت گرمایی، محلول‌های پر سیلیس و کم سولفید وارد محیط می‌شوند و تا واحدهای فوقانی نفوذ می‌کنند و سبب کم‌عیار شدن کانسنگ و از بین رفتن مقداری از عناصر می‌شود.

بر طبق موارد ذکر شده این کانسار شباهت فراوانی با تیپ سولفید آتشفشانزاد (مراحل نهایی تیپ قبرس) دارد.



در این مرحله فرآیندهای هوازدگی و سوپرژن سبب تحرک عناصر خصوصاً در بخش‌های بالایی و ایجاد کانی‌زایی ثانویه به صورت کانی‌های سولفیدی مانند کولین، کالکوپیریت، گوتیت، اکسید و هیدروکسیدها و کربناتی‌ها (مالاکیت، آزوریت، هیدروکسید آهن) می‌شود.

## ۸-۷- تیپ کانی‌زایی

کانسارهای VMS یکی از شناخته‌شده‌ترین نوع تیپ کانسارها هستند که تاکنون مورد مطالعه قرار گرفته‌اند. رخداد این کانسارها در توالی آتشفشانی- رسوبی دریایی در تمام سنین (از ۳/۵ میلیارد سال تا عهد حاضر) در همه قاره‌ها، و از لحاظ اقتصادی منبع مهم فلزات پایه (مس، سرب، روی)، قیمتی (نقره، طلا) و همچنین دیگر فلزات از قبیل (کبالت، قلع، ایندیم، کادمیم، تیتانیم، گالیم، سلنیم، آنتیموان، بیسموت) می‌باشند (Tornos et al., 2016). کانسارهای سولفید توده‌ای آتشفشان‌زاد به‌طور معمول در حوضه‌های گسترش کف اقیانوس‌ها و یا محیط‌های کم‌انرژی و پشت‌کمانی تشکیل می‌شوند (Galley et al., 2007; Gibson and Galley, 2007). همچنین ریفت‌ها، گسل‌های کششی و نفوذپذیر و تخلخل‌موردنیاز برای تغذیه و یا تخلیه سیالات گرمایی مرتبط با ذخایر VMS را فراهم می‌کنند. شیب زمین‌گرایی فزاینده در محیط‌های ریفتی منجر چرخش سیالات در پوسته زمین شده که همراه با دگرسانی و کانه‌زایی می‌باشد (Spooner and Fyfe 1973).

این کانسارها در زمانی که فعالیت‌های آتشفشان‌های زیردریایی گسترده بوده و شرایط لازم نظیر Eh-Ph مناسب در آب دریا، عمق، توپوگرافی و ترکیب شیمیایی مناسب آب و سنگ فراهم بود تشکیل شده‌اند، ویژگی مهم این کانسارها عبارت‌اند از داشتن ۲۰ تا ۶۰ درصد سولفید، هم‌زمانی با سنگ‌های آتشفشانی زیردریایی، ذخیره عدسی شکل با بافت توده‌ای و کانی‌شناسی ساده شامل پیریت، کالکوپیریت، اسفالریت  $\pm$  گالن  $\pm$  پیروتیت می‌باشد.

کانسارهای سولفید توده‌ای منبع مهمی برای عناصر بنیادی از جمله Cu، Zn، Pb و عناصر باارزش نظیر طلا و نقره هستند. برای رده‌بندی کانسارهای سولفید توده‌ای تاکنون اقدامات زیادی شده است، مواردی که جهت رده‌بندی مدنظر قرار گرفته است عبارت‌اند از: نوع ترکیب سنگ‌های آتشفشانی، موقعیت تکتونیکی، نوع مواد

معدنی و زمان تشکیل کانسار. طبقه‌بندی کانسارهای سولفید توده‌ای آتشفشانزاد بر اساس ترکیب توالی چینه‌شناسی: شامل پنج گروه می‌باشد (Franklin et al, 2005). ۱- تیپ مافیک-اولترامافیک (قبرس) ۲- تیپ سیلیسی کلاستیک (بشی) ۳- تیپ بایمدال فلسیک (تیپ نوراندا) ۴- تیپ بایمدال فلسیک (تیپ کروکو) ۵- تیپ بایمدال فلسیک-سیلیسی کلاستیک یا تیپ بتورث (جدول ۸-۱).

سه گروه اول یادشده توالی میزبان کمرپایین به‌طور عمده از سنگ‌های مافیک تشکیل شده است که مقادیر متنوعی از سنگ‌های سیلیسی آواری، رسوبی-شیمیایی و فلسیک نیز آن‌ها را همراهی می‌کنند. در مقابل سنگ‌های رسوبی و آذرین فلسیک عمده ترکیبات تشکیل‌دهنده توالی میزبان دو گروه آخر این تقسیم‌بندی می‌باشند (Galley et al, 2007; Franklin et al, 2005; Barrie and Hannigton, 1999; Sawkin, 1976; Sawkin, 1984).

کانه‌زایی در مناطق سلیمانیه و دیواندر به علت داشتن محیط آتشفشانی رسوبی با زمینه واحدهای سنگ مافیک و الترامافیک (بازالت بالشی، گابرو، سرپانتینیت، دونیت، هارزبورژیت) و کانه‌زایی پر سولفید در واحدهای رگه-رگچه‌ای، گابرویی و دایک دیابازی و همچنین وجود پهنه‌های دگرسانی سیلیسی، کلریتی، اپیدوتی و سرسیتی بیشترین شباهت را با نهشته‌های تیپ مافیک-اولترامافیک یا قبرس نشان می‌دهد.

کانسارهای سولفید توده‌ای نوع قبرس در قسمت فوقانی افیولیت و در مجموعه بازالت‌های تولئیت بالشی کشف می‌شوند. کلریت، تالک، کربنات و مقدار جزئی سرسیت در آن‌ها دیده می‌شود، این تیپ کانسارها با ولکانیک‌ها بازیگ همراه هستند و ناشی از ماگماهای مافیک-اولترامافیک هستند و احتمالاً در محل تیغه‌های گسترش کف اقیانوس‌ها (oceanic ridges) و یا حوضه پشت قوس‌ها (back arc basins) شکل گرفته‌اند و بخش اعظم ذخیره با بافت توده‌ای همراه با بازالت‌های بالشی می‌باشند.

از جمله این کانسارها می‌توان کانسار ترودوس قبرس، شیخ عالی و قرل داش (Rastad et al, 2002) و امامعلی پور و مسعودی، (۱۳۷۶) اشاره کرد.

بر اساس (Sawkins, 1976 و Edwards and Atkinson, 1998) این کانسارها دارای کانی‌های پیریت، کالکوپیریت، اسفالریت  $\pm$  گالن و پیروتیت می‌باشد.

به‌طور کلی عمده این تیپ از کانسارها غنی از مس بوده که کانسارهای سلیمانیه و دیواندر نیز از این امر مستثنی نبوده و دارای غنی‌شدگی از آهن و مس می‌باشد که از این حیث نیز شباهت به تیپ قبرس دارند.

## ۸-۸- سبک کانه‌زایی در کانسارهای مس سلیمانیه و دیواندر:

در کانسارهای تیپ قبرسی که به محیط دریایی راه‌یافته‌اند، رخساره‌های اگزالاتیو، لامینه و بخش‌های دهانه دیده می‌شوند، اما این رخساره‌ها در کانسارهای سلیمانیه و دیواندر دیده نمی‌شوند.

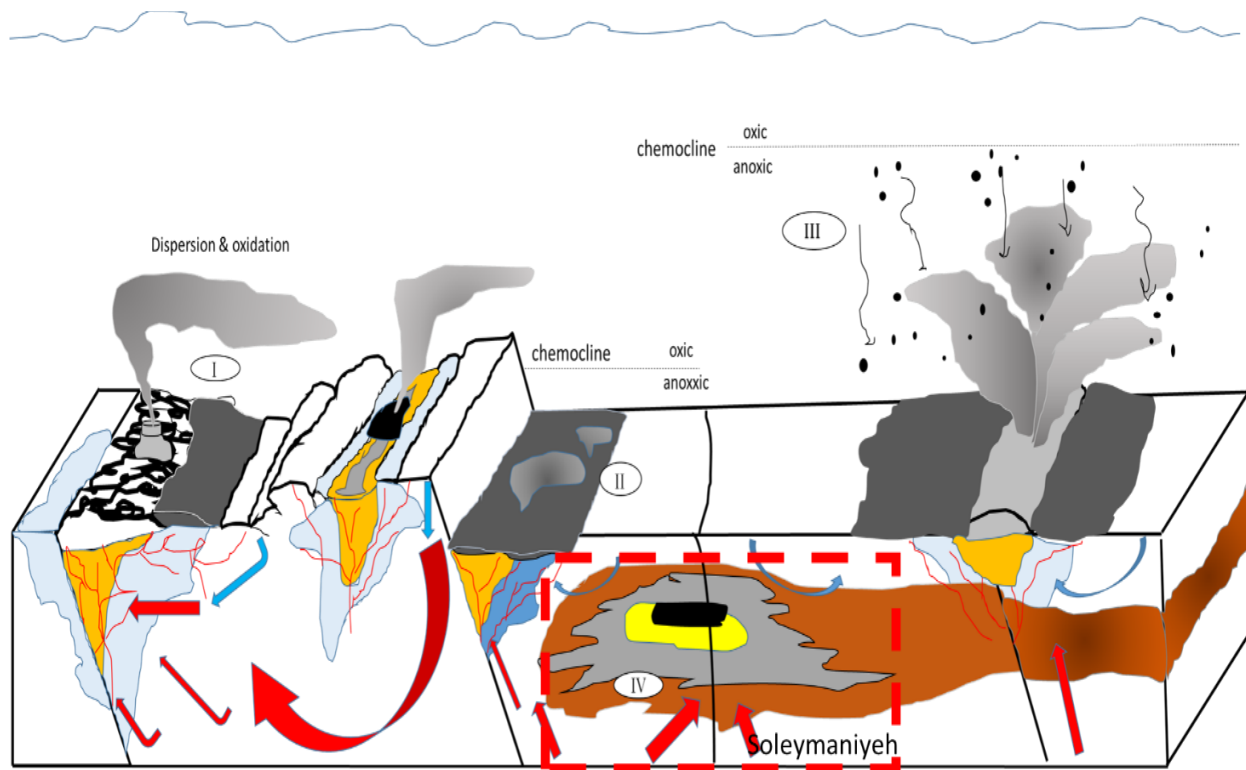
به اعتقاد تورنوس و همکاران (۲۰۱۶)، کانه‌زایی VMS به چهار سبک رخ می‌دهد: (۱) تپه‌ها و دودکش‌های سیاه در محیط‌های اکسیدان، (۲) استخرهای شورابه‌ای، (۳) تپه‌ها و سولفیدهای چینه‌سان در محیط‌های احیایی ناحیه‌ای، (۴) جانشینی زیرکف دریا. هرکدام از این سبک کانه‌زایی‌ها تحت شرایط خاص تشکیل شده‌اند و این شرایط در واقع فرایندهای کانه‌ساز و شکل‌هندسی و سبک کانسارها را کنترل می‌کنند (شکل ۸-۵). این سبک‌ها همان رخساره‌های کانسنگ هستند. این عوامل کنترل‌کننده شامل ماهیت فیزیکی-شیمیایی سنگ میزبان، دما و ترکیب سیالات کانه‌ساز و حالت اکسیداسیون-احیاء محیط ته‌نشست می‌باشند.

بنابراین بر اساس مطالعه داده‌های اکتشافی فعلی نظیر مشاهدات میکروسکوپی، صحرایی، نمونه‌برداری از بخش‌های توده‌ای، بخش توده‌ای-نیمه توده‌ای تشکیل شده زیر بستر دریا در کانسار سلیمانیه دارای کانه‌زایی و ارزش اقتصادی می‌باشد و حتی بخش‌های سوپرژن آن که با تکتونیک همراهی می‌شود می‌تواند برای پی‌جویی طلا نیز ارزشمند باشد.

عامل اصلی در ته‌نشست شدن این عناصر اقتصادی در کانسار سلیمانیه کاهش دما و تغییرات PH می‌باشد؛ که این تغییرات با کانی‌زایی سولفید مس در اعماق بیشتر و سولفید آهن در اعماق کمتر همخوانی دارد.

با توجه به تشکیل شدن رخساره‌های دهانه‌ای و عدم ورود این سیالات به محیط دریایی به دلیل نبود رخساره چینه‌سان و برون‌دمی این کانسار از نوع سولفید توده‌ای نوع قبرس با جانشینی در بستر زیر کف دریا می‌باشد، که

بر اساس تقسیم‌بندی تورنوس و همکاران (۲۰۱۶)، کانسارهای سلیمانیه و دیواندر در بخش IV یا مدل جانیشینی زیر کف دریا قرار می‌گیرند (شکل ۵-۸).



شکل ۵-۸-مدل شماتیک از ویژگی‌های اصلی مدل‌های متفاوت کانی‌زایی VMS همراه با تغییرات برگرفته از Tornos et al, 2016. مدل تپه‌ای و دودکش سیاه در محیط اکسیدان (I) مدل استخر شورابه ای (II) مدل تپه‌ای و چینه‌سان سولفیدی در محیط منطقه غیر اکسیدان (III) و مدل جانیشینی در زیر کف دریا (IV). جایگاه تشکیل کانسار سلیمانیه و دیواندر در بخش IV قرار دارد.

جدول ۸-۱- مقایسه کانسار سلیمانیه با ویژگی‌های انواع کانسارهای سولفیده توده‌ای آتشفشانزاد (VMS)

ویژگی‌های شاخص	کانسار سلیمانیه	تیپ بایمدال سیلیسیکلاستک (Bathurst) فلسیک	تیپ بایمدال فلسیک (Kuroko)	تیپ بایمدال مافیک (Noranda)	تیپ پلیتیک مافیک (Besshi)	تیپ مافیک-الترامافیک (Cyprus)
محیط تکتونیکی	پشت کمانی	کمان و پشت کمانی	کمان و پشت کمانی	کمان‌های نوظهور اقیانوسی	پشت کمانی، ریف‌های قاره‌ای	پشته‌های میان‌اقیانوسی، پشت کمانی
سنگ‌های میزبان و همراه	گابرو، دایک دیابازی	داسیت، ریولیت و شیل سیاه	ریولیت و داسیت و سنگ‌های آذرآواری فلسیک	بازالت، آندزیت و آذرآواری	گذاره‌های بازالتی آندزیت-بازالتی، شیل، سیلستون سیاه، ماسه سنگ	بازالت‌های بالشی و سنگ‌های الترامافیک
کانی‌های معدنی	پیریت، کالکوپیریت، پیروتیت، کالکوسیت	اسفالریت، گالن، پیریت، کالکوپیریت، تتراهدریت	اسفالریت، گالن، پیریت، کالکوپیریت، تتراهدریت	پیریت، کالکوپیریت، اسفالریت، تتراهدریت	پیریت، کالکوپیریت، اسفالریت، مگنتیت، پیروتیت	پیریت، کالکوپیریت، پیروتیت
کانی‌های باطله	کلسیت، کوارتز، سرسیت، کلریت، سرپانتینیت	کربنات، کوارتز، سرسیت، باریت	باریت فراوان، کوارتز	کلریت، کوارتز، کربنات	کلریت، کوارتز، سرسیت، اپیدوت	کوارتز، کلریت
عناصر فلزی	Cu-Fe	Zn-Pb-Cu	Pb- Zn	Cu-(Zn)	Cu- Zn	Fe-Cu
دگرسانی	سیلیسی، سرسیتی، کلریتی، اپیدوتی و کربناته	سرسیتی، سیلیسی، کلریتی، کلسیتی	سرسیتی، سیلیسی، کلریتی	کلریتی و سرسیتی	کلریتی، سیلیسی، سرسیتی، اپیدوتی	کلریتی، سیلیسی، سرسیتی
مثال از تیپ‌های مشابه در ایران	تحقیق حاضر	کانسار چاه گز Mousivand ( et al., 2011)	کانسار باریکا (تاج‌الدین و همکاران، ۱۳۸۹)، کانسار ورندان (هاشمی و همکاران، ۱۳۹۶)	کانسار سرگز (Badrzadeh et al., 2011)	کانسار بوانات موسیوند و همکاران (۱۳۹۵) و کانسار نوده مغفوری و همکاران، ۱۳۹۳	کانسارهای شیخ‌عالی Rastad et al., 2002 (قزل‌داش (امامعلی‌پور و مسعودی، ۱۳۷۶)

جدول ۸-۲- مقایسه کانسار سلیمانیه و دیواندر با دیگر کانسارهای قبرس ایران و جهان

	Ahmad abad منظمی، میر علیپور، 1377	Sheikh ali منظمی، میر علیپور، 1377	Rameshk(Zo ne paragon cons, 1978	Ghezldash امامعلی پور، 1376	Ergani(Turk ay) cagatay	Lasail(oman ) Albaster, 1978	Damides, 1978	دیواندر(تحقیق حال حاضر)	سلیمانیه(تحقیق حاضر)	
مشخصات زمین شناسی	بازالت، پیلولاوا، رادئولاریت، باند چرتی، آهک پلاژیک	بازالت بالشی، چرت، رادئولاریت، سریانتین	آهک پلاژیک، رادئولاریت، چرت، بازالت بالشی	آهک پلاژیک و شیل، بازالت، بالشی، سریانتین	شیل، آهک پلاژیک، ماسه سنگ، دیابازی و گابرو	بازالت بالشی و دیابازی	بازالت بالشی، آهک پلاژیک، چرت و رادئولاریت	بازالت، گابرو، آهک-شیلی، رسوبات عهد حاضر، رسوبات آتشفشانی رسیبی	گابرو، دایک دیابازی، آهک پلاژیک، سریانتین، دوتی و هارزبورژیت	سنگ همراه
	کرتاسه بالایی- انوسن پایینی	کرتاسه بالای - انوسن پایینی	کرتاسه بالایی تا انوسن	کرتاسه بالایی تا انوسن پایینی	کرتاسه بالا	کرتاسه	کرتاسه زیریت تا بالایی	کرتاسه تا انوسن	کرتاسه	سن
	بازالت بالشی و رادئولاریت	آهک پلاژیک	بازالت بالشی با میان لایه آهکی	بازالت برشی و اندزیت	دیاباز-آهک پلاژیک	بازالت بالشی	پیلولاوا	بازالت گابرو	بازالت، گابرو	کمر بالا
	رادئولاریت، چر ت و بازالت بالشی	بازالت های بالشی التره شده با میان لایه آهک	بازالت بالشی با میان لایه آهکی	بازالت برشی و اندزیت	دیاباز-سریانتین	بازالت برشی، پیلولاوا	پیلولاوا	بازالت، گابرو، شیل آهک	بازالت گابرو، دایک دیابازی	کمر پایین
	جاسپر، کلسدونی، و آهک-زون آرژیلیک	رادئولاریت چرت، کلسدونی و سیلیسی	سیلیسی، لیمونیت و زون آرژیلیک	سیلیس های برشی	چرت و سیلیسی های آهن دار	رسوبات سیلیسی	رسوبات کلسدونی، رسوبات سیلیسی		گابرو، دایک دیابازی	سنگ میزبان
	زون چینه کران و لنز	لنز های چینه کران	لایه ای رگه ای	لایه ای و لنزی	لایه ای	رگه ای-لایه ای	لایه ای رگه ای	رگه رگچه و نیمه توده	رگه-رگچه و نیمه توده ای	شکل ماده معنی
زیاد	زیاد	زیاد	زیاد	زیاد	زیاد	زیاد	زیاد	زیاد	پیریت	

ماده معنی	متوسط	زیاد	متوسط	زیاد	متوسط	زیاد	متوسط	زیاد	متوسط	کم	متوسط - کم	کالکوپیریت
	گزارش نشده	کم	متوسط	بسیار کم	بسیار کم	بسیار کم	بسیار کم	متوسط	بسیار کم	بسیار کم	بسیار کم	بسیار کم
گزارش نشده	گزارش نشده	گزارش نشده	گزارش نشده	گزارش نشده	گزارش نشده	گزارش نشده	گزارش نشده	گزارش نشده	بسیار زیاد	بسیار زیاد	بسیار زیاد	پیرونیت
ندارد	ندارد	ندارد	کم	کم	کم	کم	متوسط	بسیار زیاد	زیاد	بسیار زیاد	بسیار زیاد	مگنتیت
کم	کم	ندارد	کم	کم	کم	کم	متوسط - کم	بسیار کم	ندارد	بسیار کم	بسیار کم	کولین
گزارش نشده	گزارش نشده	ندارد	کم	کم	کم	کم	ندارد	بسیار کم	بسیار کم	بسیار کم	بسیار کم	بورنیت
ندارد	زیاد	زیاد	متوسط	متوسط	متوسط	متوسط	متوسط-کم	کم	کم	متوسط	متوسط	مالاکیت/آزو ریت
ندارد	متوسط	کم	کم	کم	کم	کم	متوسط	زیاد	زیاد	زیاد	زیاد	مسیو
متوسط	متوسط	کم	متوسط	متوسط	متوسط	متوسط	کم	متوسط	ندارد	ندارد	ندارد	لامینه
کم	ندارد	کم	متوسط	متوسط	متوسط	متوسط	متوسط	متوسط	متوسط	متوسط	متوسط	دانه پراکنده
زیاد	زیاد	متوسط	کم	متوسط	متوسط	کم	متوسط-کم	زیاد	زیاد	زیاد	متوسط-کم	رگه-رگچه
کم	کم	شدید	ضعیف	شدید	متوسط	شدید	متوسط	شدید	متوسط	شدید	شدید	کلریتی
کم	متوسط	ندارد	ضعیف	متوسط	ضعیف	ضعیف	متوسط-زیاد	متوسط	متوسط-کم	متوسط-کم	متوسط-کم	سرسیتی
گزارش نشده	گزارش نشده	گزارش نشده	گزارش نشده	گزارش نشده	گزارش نشده	گزارش نشده	بسیار کم	بسیار کم	متوسط-زیاد	متوسط-زیاد	متوسط-زیاد	اپیدوتی
متوسط	متوسط	متوسط	متوسط	متوسط	متوسط	متوسط	شدید	شدید	شدید	شدید	شدید	سیلیسی
متوسط	ندارد	شدید	متوسط	ضعیف	متوسط	ضعیف	ندارد	ضعیف	بسیار کم	بسیار کم	بسیار کم	آرژیلیک
زیاد	متوسط	شدید	متوسط	متوسط	متوسط	متوسط	کم	کم	کم	کم	کم	گوتیت- لیمونیت

جدول ۸-۳- مقایسه کانسار سلیمانیه و دیواندر با کانسارهای قبرس نوع Sub-sea floor و Sea floor و Magnetite-rich

نام کانسار	سلیمانیه	دیواندر	Rainbow, 2007	Ortaklar, 2016	Divar, 2018
عصر	Cu, Fe	Fe, Cu	Cu, Zn (Co)	Cu, Pb, Zn, Au, Ag	Fe, Cu
سنگ میزبان کانه زایی	گابرو، دایک دیبازی	گابرو، بازالت، آهک، آهک شیلی	پریدوتیت ها، سریانتین، بازالت	بازالت، آهک پلازیک	سریانتین، پریدوتیت، بازالت آتزه شده
مکان تشکیل	پشته میان اقیانوسی	پشته میان اقیانوسی	پشته میان اقیانوسی	پشته میان اقیانوسی	پشته میان اقیانوسی
سن	کرتاسه	کرتاسه تا انوسن	-	تریاس تا میوسن	کرتاسه تا انوسن
ساخت، بافت و رخساره تشکیل	دانه پراکنده، جاشینی، سولفید توده ای نیمه توده ای، رگس رگچه ای	دانه پراکنده، جاشینی، استوک و رک، رگس رگچه ای، نیمه توده ای	استوک و رک، سولفید توده ای و نیمه توده ای	استوک و رک، سولفید توده ای، دانه پراکنده، چینه کران، زون گوسن	استوک و رک، دانه پراکنده، توده ای، گوسن
دگرسانی	سریانتینی، سلیسی، سرمیتی، کرناته، کلریتی، اپیدوتی، اکسید و هیدروکسید آهن، روندزینی	سلیسی، سرمیتی، کرناته، کلریتی، هیدروکسید آهن	روندزینی، سلیسی، کرناته، کلریتی، هیدروکسید آهن	کرناته، اپیدوتی، سلیسی، آرژیلیک (آبیت)، همایتی	سریانتینی، کرناتیت، کوارتز-جاسپر (سلیسی)، کلریتی، آلبیتی، اپیدوتی، آرژیلیکی-سلیسی
کانی ها	1- پیرویت، کالکوپیریت، مگنتیت 2- مالاکیت، آزوریت، گوئیت	1- مگنتیت، پیرویت، کالکوپیریت 2- کورولین، گوئیت، مالاکیت، آزوریت	کالکوپیریت، اسفالریت، پیرویت، پیرویت، اکسید آهن	1- پیرویت، مگنتیت، کالکوپیریت، اسفالریت 2- همایت، لیمونیت، گوئیت، آزوریت، مالاکیت	1- پیرویت، پیرویت، کالکوپیریت، اسفالریت 2- مگنتیت، اسپیکولاریت
توضیحات ویژه	Sub-sea floor	Sub-sea floor	See floor	Sub-sea floor+Magnetite rich	Magnetite rich

## ۸-۹- بازسازی حوضه آتش فشانی رسوبی منطقه سلیمانیه و جایگاه کانسار سلیمانیه در آن:

بر اساس مطالعات زمین شناسی، سنگ شناسی، کانی شناسی، شکل هندسی، بافت و ساخت ماده معدنی مطالعات ژئوشیمیایی و دگرسانی مراحل زیر را می توان برای کانسار سلیمانیه در نظر گرفت:

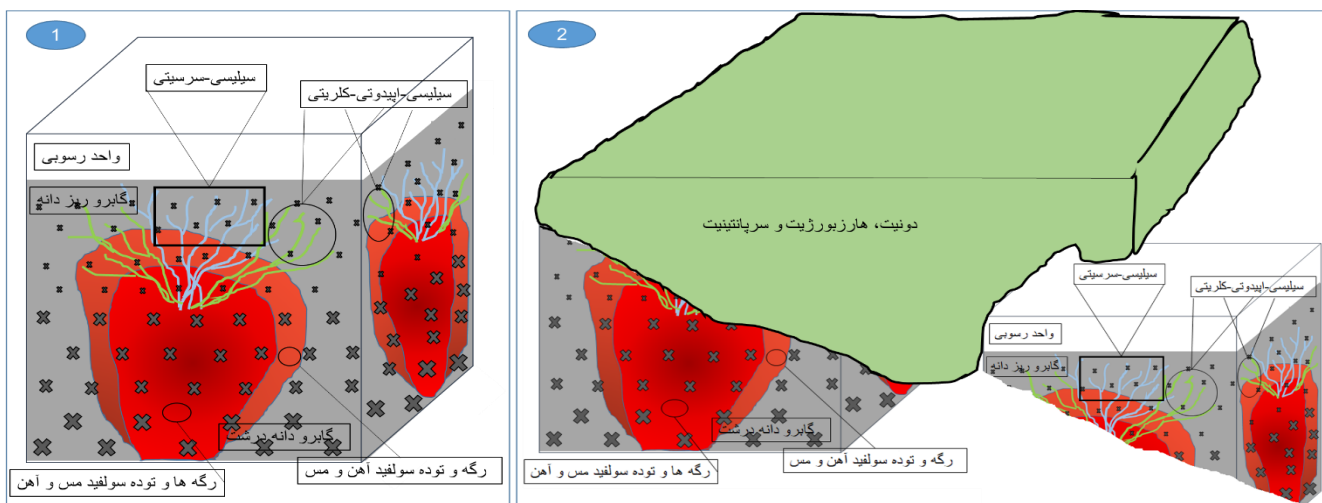
بر اساس مشاهدات تشکیلات افیولیت سبزوار از گسترش یک محیط قوسی و ایجاد لیتوسفر اقیانوسی (در بخش میانی کرتاسه فوقانی) و سپس نهشته شدن رسوبات مرتبط با یک قوس بالغ را در حوضه اقیانوسی در حال فرونشست (کرتاسه فوقانی-پالتوسن) ایجاد شده است.

در کانسار سلیمانیه این حوضه به علت عمق زیاد فاقد واحدهای تخریبی کم عمق مانند ماسه سنگ می باشد، اما واحدهای آهکی پلاژیک که مختص اعماق بیشتر می باشند یافت می شود. کانی پیرویت نیز گواه محیط آرام در اعماق زیاد است. پس از تشکیل واحد افیولیتی در کرتاسه میانی با ورود دایک های دیبازی واحدهای نفوذی نیز به صورت هم زمان وارد منطقه می شوند و سبب ایجاد موتور حرارتی می گردند. هم زمان با ایجاد موتور حرارتی و

شروع کانه‌زایی در منطقه سلیمانیه واحدهای آهک پلاژیک در حال ته‌نشست و تشکیل می‌باشند. بانفوذ سیالات کانه دار به درون واحدهای زیرین یعنی واحد گابرویی، شرایط دمایی تغییر پیدا می‌کند و تشکیل سولفیدها آغاز می‌گردد. در قسمت‌های پایینی سولفید مس در بستر گابروی دانه‌درشت تر و سولفیدهای آهن در بستر دانه‌ریز تر و عمق کمتر نهشته می‌شوند و حالت توده‌ای-نیمه توده‌ای ایجاد می‌گردد.

رگه‌های استرینگر نیز به صورت سیلیسی-سرسیتی و سیلیسی-کلریتی-اپیدوتی تشکیل می‌شوند.

پس از کانی زایی و تشکیل این کانسار فعالیت‌های تکتونیکی سبب برش خوردن این کانسار می‌شود به طوری که قسمت‌های فوقانی به سمت پایین دست جابه‌جاشده و با واحدهای سرپانتینیت، دونیت و هارزبورژیت حالت مرز ملانژ و بهم‌ریخته پیدا می‌کنند (شکل ۸-۶).



شکل ۸-۶-مدل تشکیل کانسار سلیمانیه با لحاظ کردن تأثیرات تکتونیکی

## ۸-۱۰- توزیع زمانی و مکانی کانسارهای تیپ سولفید توده‌ای آتشفشانزاد در ایران

با توجه به گسترش سنگ‌های آتشفشانی و توالی آتشفشانی- رسوبی در ایران، اکتشاف و مطالعه کانسارهای سولفید توده‌ای می‌تواند بسیار مفید باشد و مطالعات انجام‌گرفته نشان می‌دهد که کشور ایران از پتانسیل بالایی از این تیپ نهشته‌ها برخوردار است (شکل ۸-۷) (Mousivand et al., 2018):



۱- مافیک یا قبرس: شامل نهشته‌های موجود در آمیزه‌های رنگین شامل کانسارهای شیخ عالی و احمدآباد و زورآباد خوی، زاغ دره بافت، رمشک، گزیک، درگز، خلیلان و مسگران، گل چشمه سبزوار، سلیمانیه و دیواندر.

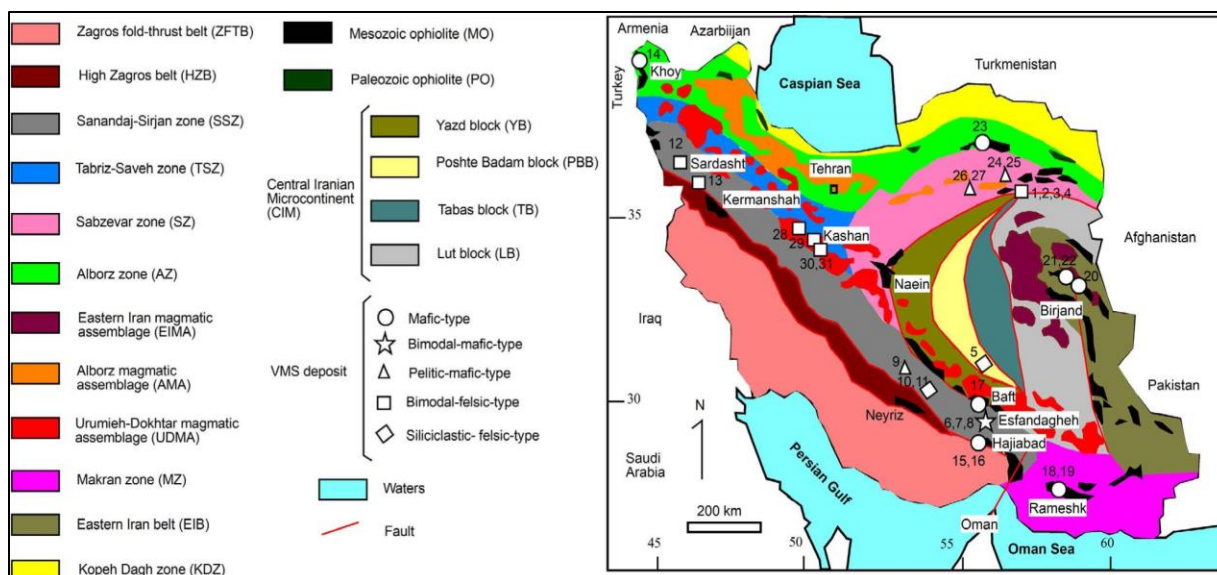
۲- بایمدال مافیک یا تیپ نوراندا: شامل نهشته‌های منطقه سرگز و اسفندقه مانند نهشته‌های سرگز، قلعه‌ریگی و سیه معدن در پهنه سنندج- سیرجان

۳- پلیتیک مافیک یا تیپ بشی: شامل نهشته‌های بوانات در پهنه سنندج- سیرجان، مس نوده و مس گرماب پایین در زیر پهنه سبزوار

۴- بایمدال فلسیک یا تیپ کروکو: شامل نهشته‌های منطقه تکنار در پهنه ایران مرکزی، نهشته باریکا در پهنه سنندج- سیرجان و نهشته‌های دره کاشان در کمربند ارومیه- دختر، نهشته باریت- فلزات پایه پشته در کمان ماگمایی البرز

۵- سیلیسیکلاستیک فلسیک یا تیپ بتورست: شامل نهشته‌های منطقه چاه گز در پهنه سنندج- سیرجان جنوبی، نهشته مس نه کوهی در بلوک پشت بادام

در مجموع کانسارهای سولفید توده ای نوع مافیک بخاطر گسترش افیولیتها در ایران، اهمیت قابل توجهی دارند و در این میان، افیولیت‌های سبزوار با توجه به مطالعه و معرفی کانسارهای سلیمانیه و دیواندر در این تحقیق و سایر کانسارها مثل گل چشمه (فرهادی، ۱۳۹۶) و اولر (ایمانی خانی، ۱۳۹۸) از اهمیت اکتشافی زیادی برخوردار هستند.



شکل ۸-۷- موقعیت نهشته‌های شناخته‌شده VMS ایران (Mousivand et al., 2018) در نقشه پهنه‌های ساختاری مختلف

(Alavi, 1991 and Aghanabati, 2003).

## ۸-۱۱- پیشنهادات علمی و اکتشافی:

با توجه به اینکه کانسار سلیمانیه و دیواندر جزو اولین کانسارهای تیپ VMS (قبرس) در افیولیت های سبزوار و

ایران می‌باشند، پی‌جویی کانسارهای مشابه سلیمانیه و دیواندر برای دیگر نقاط این افیولیت توصیه می‌گردد.

-پیشنهاد می‌شود با توجه به وسعت زیاد افیولیت های سبزوار، جهت اکتشاف کانسارهای مشابه مطالعات دقیق

علمی انجام شود. مطالعات ایزوتوپی پایدار جهت تعیین منشا اجزای سیال کانه ساز و تعیین سن توده های نیمه

عمیق برای مطالعات بعدی پیشنهاد می‌شود.

-وجود نوعی از دگرسانی‌های رودنژیتی می‌تواند بیانگر تأثیرات شدید سیال هم‌زمان با کانی زایی باشد، که می‌تواند

در اکتشافات بعدی مورد توجه قرار گیرند هرچند که نوعی از این دگرسانیها مربوط به زمان بالامدگی افیولیتها

هستند.

-وجود دگرسانی‌های سیلیسی-سرسیتی و سیلیسی-کلریتی-اپیدوتی و سیلیسی-سرسیتی-کربناته می‌تواند کلیدی برای اکتشاف کانسارهای مشابه باشد. مخصوصاً دگرسانی‌های سیلیسی سولفیددار که بعداً دچار دگرسانی آرژیلیک ثانویه می‌شوند می‌توانند علاوه بر مس، می‌توانند غنی از طلا نیز باشند.

-دایک‌های دیابازی می‌توانند بیانگر وجود کانه‌زایی در اطراف باشند، مخصوصاً دایک‌های نزدیک رسوبات پلاژیک در بالای توالی افیولیتی، که نقش موتور حرارتی در تشکیل کانسار داشته و هم‌گامی میزبان کانه‌زایی می‌باشند. بطور کلی، مرز تماس زیرین رسوبات پلاژیک با سنگ‌های آتشفشانی و مناطق نزدیک این رسوبات بهترین مکان برای اکتشاف ذخایر سولفید توده‌ای در افیولیتها و مخصوصاً افیولیت‌های سبزوار هستند.

## منابع

- ابراهیمی، و.، مظاهری، س.، ا.، غفاری، خ.، (۱۳۹۱) زمین شناسی، پتروگرافی و اکتشافات ژئوشیمیایی  
افیولیت های منطقه چشمه سیر سبزوار. مقاله نخستین همایش انجمن زمین شناسی اقتصادی ایران. صفحه  
۸۲۸-۸۳۳.
- استیری، ا.، علوی، س.، الف.، حاج علی بیگی، ح.، (۱۳۹۶) پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه شهید بهشتی،  
دانشکده علوم. زمین شناسی ساختمانی، شمال خاور سبزوار.
- اشبک، پ.، ملکزاده شفارودی، آ.، کریم پور، م.، ح.، (۱۳۹۹) ، رخداد کانی سازی طلا-مس منطقه  
جلمبادان (شمال غربی سبزوار) زمین شناسی، دگرسانی، کانی سازی و ژئوشیمی، مجله بلور شناسی و کانی  
شناسی ایران، دور (۲۶)، شماره (۱)، ص. ۳۱-۴۶.
- اصفهانی پور، ر.، خلعتبری جعفری، م.، (۱۳۸۴)، " زمین شناسی، سنگ شناسی و تکامل زمین ساخت-ماگمایی  
سنگ های پوسته پلوتونیک مناطق پیرامون روستای قره قلی، باغجر و سلیمانیه. مجله زمین شناسی " دوره  
یازدهم، شماره ۱، ص ۱۲-۱۵.
- آقا نباتی، ع.، (۱۳۸۵) - زمین شناسی ایران، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، وزارت صنایع و  
معادن، ۶۰۸ ص.
- امامعلی پور، ع.، مسعودی، ج.، (۱۳۷۶)، اولین مورد از کانه زائی سولفید توده ای تیپ قبرس در منطقه قزل داش  
خوی، اولین همایش زمین شناسی ایران، تهران، ایران.
- امامعلی پور، ع.، مسعودی، ج.، (۱۳۷۶)، معرفی نهشته مس قزل داش به عنوان اولین کانی زایی ماسیوسولفاید  
تیپ قبرس در افیولیت ملانژ خوی-ماکو، دومین همایش انجمن زمین شناسی ایران.
- ایمانی خانی، ک.، (۱۳۹۸) ، کانی شناسی، ژئوشیمی و الگوی تشکیل کانسار مس اولر، شمال شرق سبزوار،  
پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود، ۱۹۸ صفحه.
- بازار نوعی، م. (۱۳۹۶)، پایان نامه کارشناسی ارشد: زمین شناسی، دگرسانی، ژئوشیمی و ژنز کانسار مس  
کهنک غربی، جنوب اردستان، دانشگاه صنعتی شاهرود، دانشکده علوم زمین، ۱۸۹ ص.
- پاکیزه، ا.، (۱۳۹۶)، کانی شناسی، ژئوشیمی و الگوی پیدایش کانسار مس نه کوهی، شمال غرب کرمان، پایان  
نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه صنعتی شاهرود، دانشکده علوم زمین. ص ۲۱۲.

پرتاک، ن. (۱۳۹۶). کانی شناسی، ژئوشیمی و خواستگاه کانه زایی آهن-مس-طلا در منطقه کاوند، باختر-جنوب باختر زنجان. پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه صنعتی شاهرود. ۱۷۸ صفحه.

تقی زاده، ر.، دری، و.، شیوا، ع.، و.، ریاضی، ن. (۱۳۸۶)، بررسی صحرایی کانی سازی مس رسوبی در منطقه تسوج استان آذربایجان شرقی. ۱۸۸ صفحه.

جمشیدی بدر، م.، فرجی گوگردچی، گ.، محمودی، ش.، (۱۳۹۵). تحولات دگرگونی و تخمین شرایط ترمودینامیکی مقطع دگرگونی حلب-میانجی بر اساس شیمی کانی ها، نشریه زمین شناسی ایران، دوره ۱۰، شماره ۳۹، ص. ۴۷-۶۱.

جمشیدی، خ.، قاسمی، ح.، ا.، میائو، لایچنگ. (۱۳۹۴)، سن سنجی U-Pb و تعیین ترکیب محل منشاء گنبد های آداکیتی پساافیولیتی سبزوار، پترولوژی، سال ششم، شماره بیست و سوم، ص. ۱۲۱-۱۳۸.

حسنی پاک، ع.، ا. (۱۳۷۱)، اصول اکتشافات ژئوشیمی مواد معدنی، انتشارات مرکز نشر دانشگاهی تهران، ۶۰۱ ص.

حسینی، س.، ح.، صادقیان، م.، قاسمی، ح. (۱۳۹۴). پترولوژی، ژئوشیمی و ژئوکرونولوژی توده گرانیتوئیدی بند هزار چاه بیارجمند (جنوب شرق شاهرود)، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم زمین شناسی، دانشگاه صنعتی شاهرود ۲۰۴ صفحه.

حمره لو، بهزاد و خادمی، محسن (۱۳۹۱)، تحلیل ساختاری زون افیولیتی شمال سبزوار، سی و یکمین همایش علوم زمین، تهران. ۸ صفحه

روشن روان، ب.، آقاجانی، ح.، یوسفی، ح.، کروزر، الف. (۱۳۹۷)، مدلسازی پتانسیل معدنی ذخایر کرومیت تیپ انبانه ای با استفاده از نقشه های شاهد وزن دار پیوسته در کمربند افیولیتی سبزوار، نشریه مهندسی منابع معدنی، دوره چهارم، شماره ۱، بهار ۱۳۹۸، صفحه ۱-۱۹

سپهری راد، ر. (۱۳۸۸)، " گزارش پی جویی مس رسوبی در محور کدکن-ششتمد (شمال غربی تربت حیدریه)" سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

شیرزادی، ع.، ر.، مسعودی، ف.، رحیم زاده، ب. (۱۳۹۲). نشریه بلور شناسی و کانی شناسی ایران، دوره ۲۱، شماره ۳، صفحه ۴۹-۵۸

شیرزادی، ع.، ر.، معین وزیری، حسین، امینی، ص.، مسعودی، ف. (۱۳۸۴). تفکیک ژئوشیمیایی سنگ های آذرین نوار افیولیتی سبزوار در شمال فرومد، نهمین همایش انجمن زمین شناسی ایران.

شیرزادی، ع، ر.، نصرآبادی، م.، آسیابانها، ع.، شیخ زکریایی، س، ج.، (۱۳۹۴). سنگ زایی، ژئوشیمی و کانی شناسی ماگماتیسیم ائوسن نوار افیولیتی شمال سبزوار. نشریه بلور شناسی و کانی شناسی ایران، شماره ۴، صفحه ۶۷۳-۶۸۸

طاشی، م.، موسیوند، ف.، قاسمی، ح.، (۱۳۹۶)، "کانه زایی مس-نقره سولفید توده ای آتشفشانزاد نوع بشی در توالی آتشفشانی-رسوبی کرتاسه پسین: مثال مورد کانسار گرماب پایین، جنوب شرقی شاهرود". مجله زمین شناسی اقتصادی، ج. ۹، ص. ۲۱۳-۲۳۳.

ظاهری عبد وند، ن.، رسا، الف.، حسن پور، ش.، (۱۳۹۸). زمین شناسی و ژئوشیمی ایزوتوپی کانسار مس-مولیبدن پورفیری هفت چشمه با تکیه بر نتایج ایزوتوپ های Sr-Nb-Pb-S-O-H. مجله دانشگاه شهید بهشتی، دور ۱۱، شماره ۴، صفحه ۲۸-۳۵

علوی تهرانی، ن.، ا.، (۱۳۵۸). مجموعه سنگ های افیولیتی در ایران، نتایج حاصله و مسائل قابل بحث، انتشارات سازمان زمین شناسی.

علی نیا، ف.، میر مرتضوی، م.، آ.، (۱۳۸۳). اکتشافات ژئوشیمیایی در منطقه شمال تکاب، کنفرانس مهندسی معدن، دانشگاه تربیت مدرس.

عمرانی، ه.، موذن، م.، هانسلی، الف.، (۱۳۹۴)، ژئوشیمی سنگ های دگرگونی ناحیه ای سبزوار، شمال بلوک های خرد قاره ایران مرکزی (CIM)، مجله بلور شناسی و کانی شناسی ایران، دور ۲۲ شماره ۲، ص. ۴۹-۵۶. فرهادی، م.، موسیوند، ف.، قاسمی، ح.، (۱۳۹۶)، "کانسار مس گل چشمه: کانن زایی سولفید توده ای آتشفشانزاد نوع قبرس در توالی افیولیتی شمال شرق سبزوار و افق های کانن دار آن"، نهمین همایش زمین شناسی اقتصادی، بیرجند، دانشگاه بیرجند.

فیضی، ف.، (۱۳۸۲)، آموزش زمین شناسی، شماره ۳۴، دوره جدید، شماره ۱، ص ۵۶  
قربانی م، (۱۳۸۱) "دیباچه ای بر زمین شناسی اقتصادی ایران"، وزارت صنایع و معادن، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، پایگاه ملی داده های علوم زمین، ۶۵۹ ص.

قربانی م، (۱۳۸۶) "زمین شناسی اقتصادی ذخایر معدنی و طبیعی ایران". ۵۲۲ صفحه.

کهنسال، ر.، قربانی، م.، معافی، س.، م.، خلعتبری جعفری، م.، عمرانی، ج.، ذوالفقاری، ص.، سلیمانی، س.، (۱۳۹۴)، زمین شناسی و ژئوشیمی توالی خروجی افیولیتی در ناحیه فرومد، شمال خاوری ایران. مجله علوم زمین، سال بیست و پنجم، شماره ۹۷، ص. ۳۸۷-۳۹۶.

لطفی، م.، کریمی، م.، (۱۳۸۳).، کانی سازی و نحوه تشکیل کانسار نوع رگه ای (نیکل-کبالت-آرسنیک-بیسموت و عناصر پایه)بایچه باغ(شمال باختری زنجان-ایران). نشریه علوم زمین، دور ۱۲ شماره ۵۳، ص.، ۴۰-۵۵.

مغفوری، م.، (۱۳۹۰) پایان نامه کارشناسی ارشد: "زمین شناسی، کانی شناسی، ژئوشیمی و ژنز کانه زایی مس در توالی آتشفشانی-رسوبی کرتاسه پسین در جنوب غرب سبزوار با تاکید بر کانسار نوده"، دانشگاه تربیت مدرس.

مغفوری، س.، راستاد، الف. موسیوند، ف.، (۱۳۹۴)، مطالعات شیمی چینه شناسی (chemestratigraphy)، منطقه بندی عنصری در رخساره های کانه دار کانسار سولفید توده ای آتشفشانزاد (VMS) تیپ بشی نوده، جنوب باختر سبزوار، علوم زمین، سال بیست و سوم، شماره ۹۵، صفحه ۳۰۹-۳۱۸.

ملائی، ح.، (۱۳۸۵)، کتاب اطلس کانی شناسی نوری، انتشارات سخن گستر و معاونت پژوهشی دانشگاه آزاد اسلامی مشهد، نوبت اول، ۱۸۲ ص.

ملک زاده شفارودی، ا.، کریم پور، م.، ح.، (۱۳۹۱). زمین شناسی، کانی سازی و مطالعات سیالات درگیر کانسار سرب-روی-مس حوض رئیس، شرق ایران، مجله زمین شناسی کاربردی پیشرفته، دانشگاه شهید چمران اهواز، دور ۲ شماره ۴، ص. ۶۳-۷۳.

منظمی میر علیپور، ع.، (۱۳۷۷)، پایان نامه کارشناسی ارشد: "زمین شناسی، کانی شناسی و ژنز کانسار سولفید توده ای مس شیخ عالی (جنوب شرق دولت آباد)"، دانشگاه تربیت مدرس.

موسیوند، ف.، (۱۳۸۲)، پایان نامه کارشناسی ارشد: "کانی شناسی، ژئوشیمی و ژنز کانه زایی مس در مجموعه آتشفشانی-رسوبی سوریان در منطقه بوانات، استان فارس"، دانشگاه تربیت مدرس.

موسیوند، ف.، راستاد، ا.، و امامی م.، (۱۳۸۲)، "مس بوانات: کانی زایی سولفید توده ای آتشفشانزاد تیپ بشی در ایران"، بیست و دومین گردهمایی علوم زمین. سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران.

موسیوند، ف.، (۱۳۸۹)، رساله دکترای زمین شناسی اقتصادی: "زمین شناسی، ژئوشیمی و الگوی تشکیل کانسارهای روی-سرب-مس چاه گز در جنوب شهر بابک و مقایسه آن با کانسارهای سولفید توده ای مس-روی-نقره بوانات در پهنه سندرچ-سیرجان جنوبی"، دانشگاه تربیت مدرس، ۵۰۵ ص.

مهدوی، ا.، راستاد، ا.، حسینی برزی، م.، (۱۳۸۶)، "کانی شناسی و ساخت و بافت افق های کانه دار در شمال غرب راور کانسار مس رسوبی مارکشه"، بیست و ششمین گردهمایی علوم زمین، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

مهدوی، ا. (۱۳۸۷)، پایان نامه کارشناسی ارشد: "زمین شناسی، کانی شناسی، ژئوشیمی و ژنز کانسار مس مارکشه، شمال غرب راور، استان کرمان". دانشگاه تربیت مدرس.

مهدی زاده، ح.، مصلحی، ز.، ۱۳۸۷، کانی های واکنشی و واکنش های رودنژیتی شدن در افیولیت های سبزوار (منطقه سلیمانیه، شمال شرق سبزوار)، مجله علوم پایه دانشگاه آزاد (JAIAU)، جلد ۱۸ شماره ۶۹، ص ۱۰۹-۱۲۸

مهرابی، ب.، رحیمی، س.، ه.، ۱۳۸۳. بررسی دگرسانی و کانه زایی کانسار آنتیموان شوراب، هشتمین همایش زمین شناسی ایران.

میرزینلی یزدی، س.، ح.، پور کرمانی، م.، آرین، مهران، الماسیان، م.، ۱۳۹۰. تحلیل هندسی شکستگی ها در زون افیولیتی سبزوار، فصلنامه زمین شناسی کاربردی، سال ۷ (۱۳۹۰)، شماره ۴، ص. ۳۷۱-۳۵۹.

نبوی، م.، ح. ۱۳۵۵- دیباچه ای بر زمین شناسی ایران، سازمان زمین شناسی و اکتشاف معدنی کشور، ۱۰۹ ص.

نصر آبادی، م.، ۱۳۹۲. پتروژنز دایک های هورنبلندیتی جنوب غرب سلطان آباد (شمال شرق سبزوار)، مجله پتروژنی، دوره ۴، شماره ۱۳، ص. ۹۹-۱۱۷.

سایت:

Wikipedia.org

[www.daneshnameh.com](http://www.daneshnameh.com)

<https://www.sciencedirect.com/>

[www.irimo.ir](http://www.irimo.ir)

[www.gsi.ir](http://www.gsi.ir)

[www.mimt.gov.ir](http://www.mimt.gov.ir)

<http://imeo.ir>

weather.com



- Adarmides, N.G.,(1978), The form and environment of formation of the Kalavassos ore deposits, Cyprus In: Panayiotou A(ed) Ophiolites. In Ophiolite symp, Cyprus 1979, pp117-178.
- Agard, P., Omrani, J., Jolivet, L., Whitechurch, H., Vrielynck, B., Spakman, W., & Wortel, R. (2011). Zagros orogeny: a subduction-dominated process. *Geological Magazine*, 148(5-6), 692-725.
- Alabaster, T., Pearce, J. A., & Malpas, J. (1982). The volcanic stratigraphy and petrogenesis of the Oman ophiolite complex. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 81(3), 168-183.
- Alavi Tehrani, N., (1971), Geology and Petrology of Sabzevar Ophiolitic complex. Geological Survey and Mineral Exploration of Iran. 123-138
- Alavi, N, (1975), Report presented Tehran Symposium on the Geodynamic of Southwest, Trhrani, Asia.99-110
- Alavi, M. (1991),Tectonic map of the Middle East, Scale 1:2500000, Geological survey and Mining Exploration of Iran.
- Galley, A.G., Hannington, M.D., and Jonasson, I.R., (2007), "Volcanogenic massive sulphide deposits, in Goodfellow, W.D"., ed., Mineral Deposits of Canada: A Synthesis of Major Deposit-Types, District Metallogeny, the Evolution of Geological Provinces, and Exploration Methods: Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division, Special Publication No. 5, p. 141-161.
- Almabrok, A. A., Aliyu, A. M., Lao, L., & Yeung, H. (2016). Gas/liquid flow behaviours in a downward section of large diameter vertical serpentine pipes. *International Journal of Multiphase Flow*, 78, 25-43.
- Amstutz, G. C. (Ed.). (1974). *Spilites and spilitic rocks* (Vol. 4). Berlin Heidelberg New York: Springer.
- Amstutz, G. C., & Patwardhan, A. M. (1974). A reappraisal of the textures and the composition of the spilites in the Permo-Carboniferous Verrucano of Glarus, Switzerland. In *Spilites and Spilitic Rocks* (pp. 71-81). Springer, Berlin, Heidelberg.
- Ana Filipa A. Marques, Fernando J.A.S. Barrige, Steven D, scott. Sulfide mineralization in an Ultramafic-rock serpentinization to the formation of Cu-Zn-(Co)-rich massive sulfides(2007).
- Arvin, M., & Robinson, P. T. (1994). The petrogenesis and tectonic setting of lavas from the Baft ophiolitic mélange, southwest of Kerman, Iran. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 31(5), 824-834.
- Bagheri, S., & Stampfli, G. M. (2008). The Anarak, Jandaq and Posht-e-Badam metamorphic complexes in central Iran: new geological data, relationships and tectonic implications. *Tectonophysics*, 451(1-4), 123-155.
- BAMBA, T. (1976). Ophiolite and related copper deposits of the Ergani mining district, Southeastern Turkey. *Maden Tetkik ve Arama Dergisi*, 86(86).
- Baroz, F., & Macaudiere, J. (1984). La serie volcanosedimentaire du chainon ophiolitique de Sabzevar (Iran). *Ofioliti*, 9(01), 3-26.

- Baroz, F., Macaudiere, J., Montigny, R., Noghrean, M., Ohnenstetter, M., & Rocci, G. (1984). Ophiolites and related formations in the central part of the Sabzevar range (Iran) and possible geotectonic reconstructions. *Neues Jahrbuch for Geologie und Paläontologie-Abhandlungen*, 358-388.
- Barrie, C. T., Hannington, M.D., (1999), "Introduction : Classification Of VMS Deposits Based On Host Rock Composition, In Barrie, C.T., And Hannington, M.D., Eds., Volcanic Associated Massive Sulfide Deposits: Processes And Examples In Modern And Ancient Setting", *Reviews in Economic Geology*, v. 8, p. 2- 10.
- Barrie, C. T., Hannington, M.D., (1999), "Introduction : Classification Of VMS Deposits Based On Host Rock Composition, In Barrie, C.T., And Hannington, M.D., Eds., Volcanic Associated Massive Sulfide Deposits: Processes And Examples In Modern And Ancient Setting", *Reviews in Economic Geology*, v. 8, p. 2- 10.
- Basin & Hubber ,(1969)., Copper deposits in Iran, Geological Survey of Iran, Report, N.B
- Basin & Hubner. (1955), Old copper mine at sheikh Ali, Geological Survey of Iran, Int. report.
- British Columbia Geol. Survey, Open file, 1998-8.
- Cagatay, M. N. (1993). Hydrothermal alteration associated with volcanogenic massive sulfide deposits; examples from Turkey. *Economic Geology*, 88(3), 606-621.
- Cagatay, M. N., & Boyle, D. R. (1980). Geology, geochemistry and hydrothermal alteration of Madenkoy massive sulfide deposit, eastern Black sea region, Turkey. In *IAGID symposium 5th proc.*
- Colman, R.J., Low, (1967), U.S. Geol; Surv, Bull1247.
- Colman, R.J.,(1977), Ophiolites: Ancient Oceanic Lithosphere. Springer Verlag, Berlin, 299.
- Constantinou, G., & Govett, G. J. S. (1973). Geology, geochemistry, and genesis of Cyprus sulfide deposits. *Economic Geology*, 68(6), 843-858.
- Davis, J.C. and Sampson, R.J., (1986). *Statistics and data analysis in geology* (Vol. 646). New York. Wiley. 220-233
- Dergachev, A.L, N.I. Eremin, and N.E.Sargeeva, (2010), "Volcanogenic Massive Sulfide Deposits of Ophiolite Associations", *Moscow University Geology Bulletin Vol. 65, No. 5, pp. 265–272.*
- Dilek, Y., Flower, M.F.J.(2003)-Arc-trench rollback and fore arc accretion: 2.Model template for Albania, Cyprus, and Oman, In Dilek.Y.,& Robinson P.T.,(Eds), Ophiolites in earth history, Geological Society of London Special Publication, 218, 43-68.
- Dilek, Y., Robinson, P. T.,(2003)-Ophiolites in Earth history: introduction, Geological society of London, Special Publication, 218, 1-8
- Duncan, R., Green, D.H., (1980). Role of multistage melting in the formation of oceanic crust. *Geology*, 8(1), pp.22-26.
- E.G. Adamide, (1980); Hadjistavavrinou and constantinou,1982.
- Franklin, J. M., Gibson, H. L., Galley, A. G., and Jonasson, I. R., (2005), "Volcanogenic massive sulfide deposits, in Hedenquist", J. W., Thompson, J. F. H., Goldfarb, R. J., and Richards, J. P.,

eds., Economic Geology 100th Anniversary Volume: Littleton, CO, Society of Economic Geologists, p. 523-560.

-Franklin, J.M., Haninngton, M. D., Jonasson, I. R., Barie, C. T., (1998)," Arc related volcanogenic massive sulfide deposits". In: Metallogeny of Volcanogenic Arcs, British Columbia Geol. Survey, Open file, 1998-8.

-Franklin. J.M. Gibson, H.L. Galley, A.G. and Jonasson, I.R., (2005). Volcanogenic massive sulfide deposits. In: J.W. Hedenquist, J.F.H. Thompson, R.J. Goldfarb and J.P. Richards (Editors), Economic Geology 100th Anniversary Volume. Society of Economic Geologists, Littleton, Colorado, p.523-560.

-Franklin.J.M. Haninngton, M. D. Jonarson, I. R., Barvie. C. T. (1998), Arc related volcanogenic massive sulfide deposits. In: Metallogeny of Volcanogenic Arcs.

-Galley. A.G. Hannington, M.D. and Jonasson. I.R. (2007),“Volcanogenic massive sulphide deposits, in Goodfellow, W.D., ed., Mineral Deposits of Canada: A Synthesis of Major Deposit-Types, District Metallogeny, the Evolution of Geological Provinces, and Exploration Methods”, Geological Association of Canada.

-Gass, I.G. and Smewing, J.D., (1973). Intrusion, extrusion and metamorphism at constructive margins: evidence from the Troodos Massif, Cyprus. *Nature*, 242(5392), pp.26-29.

-Ghasemi, A., & Talbot, C. J. (2006). A new tectonic scenario for the Sanandaj–Sirjan Zone (Iran). *Journal of Asian Earth Sciences*, 26(6), 683-693.

-Gibson H. L. Gally G. (2007) “Volcanogenic massive sulfide deposit of the Noranda district, Quebec” ,Geological Association of Canada, p. 533-552.

-Gibson, H. L., Allen, R. L., Riverin, G., Lane, T. E., (2007), "The VMS model: advances and application to exploration targeting.In: Milkereit, B". (ed.) Proceedings of Exploration 07: Fifth Decennial International Conference on Mineral Exploration, p. 713-730.

-Gibson,H.L., and Kerr, D.J., (1998), "Giant VMS.deposits: with emphasis on Archean deposits". In: 5th annual short course of magmatism, volcanism and metalogeny. Univ. de Bretagne occidental-Brest, France,3-5 June 1998.

-Hosseini, S, H., Sadeghian, M., Zhai, M., Ghasemi, H., (2015), “ Petrology, geochemistry and Zircon U-Pb dating of Band-e-Hezarchah metabasites(NE Iran): An evidence for back-arc magmatism along the northern active margin of Gondwana” *Chemie der Erde*, 75, 207-218.

-Howir, W.R., Zussman, R.A., J.Longman, Essex, U.K(1982).

-Hutchinson, R.W., (1973). Volcanogenic sulfide deposits and their metallogenic significance. *Economic Geology*, 68(8), pp.1223-1246.

- Irvine, T. N., & Baragar, W. R. A. (1971). A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian journal of earth sciences*, 8(5), 523-548.

-Kazmin, V., Ricou, L.E. and Sbotshikov, I.M., (1986). Structure and evolution of the passive margin of the eastern Tethys. *Tectonophysics*, 123(1-4), pp.153-179.

-Kesler. S. E.(1994)” Mineral Resources Economics and the Environment”.London,435p.

- Ketin, I., (1983), Turkiya jeolojisine genel bir bakis; I.T.U.Kutuphanesi, No.259-595p.
- Laznica,P., (1985), Empirical metalogeny, Vol.1,Elsevier pub.
- Lindenberg, S. (1983). Utility and morality. *Kyklos*, 36(3), 450-468.
- Lippard,S.J.,Shelton, A.W & Grass, I.G.,(1988)-The ophiolite of Northern Oman, Geological society of London, Memoirs, 11, 178.
- Mirtchi, A. A., Lemaitre, J., & Terao, N. (1989). Calcium phosphate cements: study of the  $\beta$ -tricalcium phosphate—monocalcium phosphate system. *Biomaterials*, 10(7), 475-480.
- Mirtchi, A. A., Lemaître, J., & Hunting, E. (1989). Calcium phosphate cements: action of setting regulators on the properties of the  $\beta$ -tricalcium phosphate-monocalcium phosphate cements. *Biomaterials*, 10(9), 634-638.
- Lobanov. K., V., Gaskov. I., V., (2012), "The Karchiga copper massive sulfide deposit in the high-grade metamorphosed rock of the Kurchum block: geologic structure, formation, and Genetic Models". *Economic Geology*, Vol: 97, p:471-510.
- Lynch, J. M., & Whipps, J. M. (1990). Substrate flow in the rhizosphere. *Plant and soil*, 129(1), 1-10.
- Lxer, R.A., (1990). *Atlas of opaque and ore minerals in their associations*. Osprey Books.
- M. et Vine, F.J, Evaluation sand Implication.phil.Trans.Toy. soc.Lond.268. Moores(1971).
- Maghfouri .S. Rastad. E. Mousivand. F . Lin Y. and Zaw .K. (2016),“ Geology, ore facies and sulfur isotopes geochemistry of the Nudeh Besshi-type volcanogenic massive sulfide deposit”, southwest Sabzevar basin, Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, 125, pp.1-21.
- Malekzadeh A. Karimpour M.H and Mazaheri S.(2005)” Geology, Mineralogy and Geochemistry of Taknar polymetallic (Cu-Zn-Au-Ag-Pb) deposit(Tak-I)in the Khorasan-Bardaskan” *Iran society crystallography and mineralogy*, number 2, p.253-272.
- Moslehy, R., Mehdizadeh Shahri, H.,Noghreiyani, M.K. and Malekzadeh, M.E., 11<sup>th</sup> Congress of Earth Science, Geological survey and mineral exploration of Iran(2003).
- Mosley, R., Mehdizadeh Shahri, H.,Noghreiyani, M.K. and Malekzade, M.E., 20<sup>th</sup> congress of Geological society of Iran. Shahrood Univ. of Technology (2004).
- Mousivand F. Rastad E. Hoshino K. and Watanabe M.(2007)” The Bavanat Cu-Zn-Ag orebody, First recognition of a Besshi-type VMS deposit in Iran”, *N. Jb. Miner. Abh. V. 183/3. Pp297-315.*
- Muller, D., and Groves, D.I., (1997), *Potassic igneous and associated gold copper mineralization*; Springer, 241p.
- Nakamura. N. (1974) “Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites *Geochim*”, *Cosmochim.Acta*, P.38 -757-775.
- Noghreyan, M.K., Thesis, Nancy, France. *Eolution Geochemique, Mineralogique et Structural d’un Edifice ophilitique Singuliere, Le Massif de Sabzevar (partie central) NE de l’IRAN*, 239(1982).
- Okay, A.T., (2008). *Geology of Turkey. A synopsis*. *Anschnitt*21,19-42.

- Papp, D. C., Tecce, F., Frezzotti, M. L., & Ureche, I. (2003). Microthermometric study of fluid inclusions in Neogene shallow intrusions from the Inner Carpathian arc (Romania). *Journal of Geochemical Exploration*, 78, 105-109.
- Pearce J.A. and Parkinson I.J. (1996) "Trace element models for mantle melting: application to volcanic arc petrogenesis". In: Prichard, H.M., Alabaster, T., Harris, N.B.W., Neary, C.R. (eds.), *Magmatic Processes in Plate Tectonics*, 76, Geological Society of London Special Publication, 373-403.
- Pearce, J. A., Alabaster, T., Shelton, A. W., & Searle, M. P. (1981). The Oman ophiolite as a Cretaceous arc-basin complex: evidence and implications. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A, Mathematical and Physical Sciences*, 300(1454), 299-317.
- Pearce, J.A. and Cann, J.R., 1973. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. *Earth and planetary science letters*, 19(2), pp.290-300. Pearce, J.A. and Cann, J.R., (1973). Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. *Earth and planetary science letters*, 19(2), pp.290-300.
- Piercey S.(2011)" The setting style, and role of magmatism in the formation of volcanogenic massive sulfide deposits" *Miner. Deposita*, 46:449-471
- Piercy S.(2010)" An overview of petrochemistry in the regional exploration for volcanogenic massive sulfide deposit" *Geochemistry exploration*, Vo1, 10, p.119-136.
- Pourkaseb. H., Zarasvandi.A.R., Adelpour. M., Hoseini, M., Tectonomagmatic setting, Petrographym Petrochemistry and Mineralography of the Divar Cu-Fe Deposit in the Sistan Suture Zone, Eastern Iran.
- Rachidnejad-Omran, N., Emami, M. H., Sabzehei, M., Rastad, E., Bellon, H., & Piqué, A. (2002). Lithostratigraphie et histoire paléozoïque à paléocène des complexes métamorphiques de la région de Muteh, zone de Sanandaj–Sirjan (Iran méridional). *Comptes Rendus Geoscience*, 334(16), 1185-1191.
- Ramdohr P.(1980)"The ore minerals and their intergrowths, 2<sup>nd</sup> edn" International Series in Earth Sciences 35.
- Rastad. E. Monazami Miralipour. A. Momenzadeh.M. (2002)," Sheikh-Ali copper deposit, A Cyprus-type VMS deposit in southeast Iran, *Journal of Sciences*", Islamic Republic of Iran,13: 51-63.
- Reich M., Deditius A., Chryssoulis S., Li, J.W., Ma C.Q., Parada M.A., Barra F., Mittermayr F.(2013)." Pyrite as a record of hydrothermal fluid evolution in porphyry copper system: A SIMS/EMPA trace element study" *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 104, pp.42-62.
- Robert, R.G, Sheahan, P.A.,1990.Ore deposit modeled, Love printing Service, Ltd Ottawa, Second ed.
- Robinson, P.T.and Malpas, j.,(1987).The Troodos ophiolite of Cyprus, new perspective on its origin and emplacement, *Cyprus Geological Survey Department Symposium' Troodos 1978'*, Proceedings.
- Roshanravan, B., Aghajani, H., Yousefi, M., Kreuzer, o., (2019)., *Journal of Mineral Resources Engineering (JMRE)* Vol(4). No(1) Spring 2019 ,pp1-5.

- Sabzehei, M., *Journal of Sciences*, B(2), 155(2002).
- Sawkins, F. J. (1984). Ore genesis by episodic dewatering of sedimentary basins: Application to giant Proterozoic lead-zinc deposits. *Geology*, 12(8), 451-454.
- Sengor, A.M, Yilmaz, Y.,1981.Tethyan evolution of Turkey. A plate tectonic approach. *Tectonophysics* 75, 181-241.
- Shafaii Moghadam, H., Corfo, F., Chiaradami M., J.Stern, R., Ghorbani, G., Rossetti,F., Sabzevar Ophiolite, NE Iran: Progress from embryonic oceanic lithosphere into magmatic arc constrained by new isotopic and geochemical data(2011).
- Shafiei B. Haschke M. and Shahabpour J.(2009)"Recycling of organic arc crust triggers porphyry Cu mineralization in Kerman Cenozoic arc rocks, Southeastern Iran," *Mineral Deposit* 44:pp256-283.
- Shahabpour, J., & Kramers, J. D. (1987). Lead isotope data from the Sar-Cheshmeh porphyry copper deposit, Iran. *Mineralium Deposita*, 22(4), 278-281.
- Shepherd, T, J., Rankin, A, H and Alderton, D, H.(1985)" A practical guide to fluid inclusion studies" Glasgow, Blackie and Son. 239p.
- Sillitoe., (1973), Environments of formation of volcanogenic massive sulfide deposits, *Economic geology*,68,1321-1336.
- Skinner, B.J, (1981), Seventy- fifth Anniversary Volume of Economic Geology. 99-108
- Smironov, V.I,et.al.1983, *Studies of Mineral Deposits*.
- Spooner ETC. Fyfe W.S.(1973)" Sub-sea-floor metamorphism, heat and mass transfer",  
*Contrib. Mineralog. Petrol* 42:287-304.
- Stampfli, G. M., & Borel, G. D. (2004). The TRANSMED transects in space and time: constraints on the paleotectonic evolution of the Mediterranean domain. In *The TRANSMED Atlas. The Mediterranean region from crust to mantle* (pp. 53-80). Springer, Berlin, Heidelberg.
- Stoklin, J.,1968-Structural history and tectonics of Iran, *Are view*, AAPG Bull, N0:50
- Stoklin, J.1968, Structural history and tectonic of Iran, A review, *J,Am. Assoc.Pet. Geol.Bull.*59, P.1229-1258.
- Sun S.S. and McDonough W.F. (1989) "Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts; implications for mantle composition and processes", in Saunders, A.D., and Norry, M.J., eds., *Magmatism in the oceanic basins: Geological Society of London Spec. Pub. 42*, p. 313-345.
- Sun S.S. and McDonough W.F. (1989) "Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts; implications for mantle composition and processes", in Saunders, A.D., and Norry, M.J., eds., *Magmatism in the oceanic basins: Geological Society of London Spec. Pub. 42*, p. 313-345.
- Taylor. S.R. McLennan, S.M.(1985)," The continental crust, its composition and evolution"  
*Blackwell Scientific Publication, Oxford*, P.312.
- Tornos. F. Peter.J.M., Allen.R., Conde.C.(2016)" Carmen Conde Controls on the siting and style of volcanogenic massive sulphide deposits" *Ore Geology Reviews*, Accepted Manuscript. S0169-1368(15)00005-0.

- Van den Kerkhof, A, M. Hein, U, F., (2001) "Fluid inclusion petrography". *Lithos*, 55(1), pp.27-47.
- Wikinson, J, J.(2001) "Fluid inclusions in hydrothermal ore deposits". *Lithos*. 55(1), pp.229-272.
- Yildinm, N., Donmez, C., Kang, J., Lee, I., Pirajno, F., Yildirim,E., Gunay, K., Hunseo. J., Farquha, J., Wonchang,S., 2015, "A magnetite-rich cyprus-type VMS deposit in Ortaklar:A unique VMS style in the tethyan metallogenic belt,Gaziantep, Turkey". *Ore Geology Reviews*, doi.org/10.1015/j.oregeorev.2016.05.021.

## **Abstract**

The Soleimanieh and Divandar copper deposits are located 16 and 25 km at northeast of Sabzevar city, respectively. Both the deposits occurred in the Sabzevar ophiolitic zone with Upper Cretaceous age. The host rocks in the Soleimanieh deposit involve gabbro and diabasic dikes, and in the Divandar deposit includes gabbro, basalt, limestone and limy shale. According to mineralogical studies, and textures and structures and the type of the relationships with the host rocks, the following ore facies were identified for the Soleimanieh, from bottom to top: a) vein-vein facies, and b) Semi-massive sulfide facies. In the Divandar deposit, only vein-vein facies was observed. Ores of the Soleimanieh deposit contains primary chalcopyrite, pyrite, pyrrhotite, and magnetite, and secondary azurite, malachite and goethite, and the gangue minerals include quartz, calcite, epidote and chlorite. In the Divandar deposit, the ores also contain primary chalcopyrite, pyrite, and magnetite, and secondary azurite, malachite, covellite, goethite and chalcocite, with major gangue minerals of quartz, calcite and sericite. Dominant alterations in the Soleimanieh and Divandar deposits include silicic-sericite, sericite-chlorite-epidote, epidote and chlorite alterations. According to geochemical investigations on gabbro host rocks, diabase and basaltic rocks, these deposits were formed on arc islands and mid-oceanic ridges. In the Soleimanieh deposit, the vein-veinlets, and semi-massive ores within diabasic dykes contain copper with amounts of 651.05 and 6581.31ppm, and silver with amounts of 17.81, and to 6.95 ppm, respectively. Amount of gold in the sericite altered, and semi-massive sulfide parts of the Soleimanieh deposit is 102 and 62ppb, respectively, and in the silicic-sericite altered zone of the Divandar deposit is 18ppb.

According to the microthermometric studies on fluids inclusions from quartz stringer veins of the Divandar deposit, the fluid inclusions are dominated by two-phase liquid-vapor (L + V) type with relatively moderate to low salinity (8.46 wt% NaCl in average) and homogenization temperature, ranging from 135 to 165 (with average of 147.8) centigrade.

Considering the basic features of the Soleimanieh and Divandar deposits including tectonic setting, host lithology of mineralization and stratigraphy, host rocks, mineralogy and textures and structures of ores, metal content and alteration zones, these deposits could be classified as Cyprus (mafic)-type volcanogenic massive sulfide (VMS) deposits, which due to lack of exhalite facies, were formed as subsea-floor replacement within the diabasic, gabbroic, basaltic and limy shale host rocks.

**Keywords:** Copper, soleimanieh, vms, sabzevar





Shahrood University of Technology  
Faculty of Earth Sciences  
M.Sc. Thesis in Economic Geology

**Mineralogy, geochemistry and genesis of the Soleimanieh copper  
deposit, Northeast of Sabzevar**

By: Mohammad Hassan Nasrollahnia

**Supervisor**

Dr. Fardin Mousivand

**Advisor**

Dr. Habibollah Ghasemi

September 2019