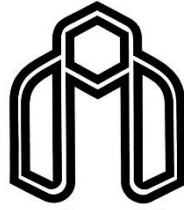


بِسْمِ اللَّهِ الرَّحْمَنِ الرَّحِيمِ



دانشگاه صنعتی شاهرود

دانشکده علوم زمین
گروه زمین‌شناسی اقتصادی
-پایان‌نامه کارشناسی ارشد

کانی‌شناسی، ژئوشیمی و ژنز کانسار آنتیموان لخشک،

شمال غرب زاهدان

نگارنده: غلامرضا مظلوم

استاد راهنما:

فرج‌ا... فردوست

استاد مشاور:

محمودرضا کهرآزهی

شهریورماه ۹۶

شماره: ۱۲۸۱۷

تاریخ: ۹۶/۷/۱۷



باسمه تعالی

مدیریت تحصیلات تکمیلی

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

با نام و یاد خداوند متعال، ارزیابی جلسه دفاع از پایان نامه کارشناسی ارشد آقای غلامرضا مظلوم با شماره دانشجویی ۹۳۱۶۱۹۴ رشته زمین شناسی گرایش اقتصادی تحت عنوان کانی شناسی، ژئوشیمی و ژئز کانسار آنتیموان لخشک، شمال غرب زاهدان که در تاریخ ۹۶/۶/۲۰ با حضور هیأت محترم داوران در دانشگاه صنعتی شاهرود برگزار گردید به شرح ذیل اعلام می گردد:

قبول (با امتیاز... ۱۹, ۱۵... درجه... عالی) ☒ مردود ☐

نوع تحقیق: نظری ☐ عملی ☒

عضو هیات داوران	نام و نام خانوادگی	مرتبه علمی	امضاء
۱- استاد راهنمای اول	فرج... فردوست	استادیار	
۲- اساتید مشاور	محمودرضا کهرآزهی	معاون سازمان صنعت، معادن و تجارت استان س و پ	-
۳- نماینده تحصیلات تکمیلی	افشین قشلاقی	استادیار	
۴- استاد ممتحن اول	مهدی رضایی	استادیار	
۵- استاد ممتحن دوم	مسعود علی پور اصل	استادیار	

نام و نام خانوادگی رئیس دانشکده: دکتر پرویز احمدی

تاریخ و امضاء و مهر دانشکده:

۹۶/۷/۱۱

تبصره: در صورتی که کسی مردود شود حداکثر یکبار دیگر (در مدت مجاز تحصیل) می تواند از پایان نامه خود دفاع نماید (دفاع مجدد نباید زودتر از ۴ ماه برگزار شود).

باساس از سه وجود مقدس:

آنان که ناتوان شدند تا ما به توانایی برسیم...

موباشان سپید شد تا ما رو سفید شویم...

و عاشقانه سوختند تا که کاش و جود ما رو دشمنگر رها کند...

تقدیم به:

پدرانمان

مادرانمان

استادانمان

معلمین ما معلوم

شهر پر ماه ۹۶

شکر و قدردانی

پاس و ستایش خداوندی را سزااست که کسوت بستی را بر اندام موزون آفرینش پویشید و تجلیات قدرت لایزال را در مظاهر و آثار طبیعت نمایان گردانید. بار الهما! من بایاد تو، به تو تقرب می جویم و تو را بسپه شگاه تو شفیع می آورم و از تو خواستارم، به کرم، مرا به خودت نزدیک گردانی و یاد خود را به من الهام کنی و بر من رحمت آوری و به آنچه بهره و نصیب من ساخته ای، تشنوم قرار دهی و در همه حال به فروتنی ام واداری.

”من لم یسکر المخلوق لم یسکر الخالق“. بر خود لازم می دانم از کلیه کسانی که بنده را تدوین و محارث این پایان نامه یاری نمودند صمیمانه شکر و قدردانی نمایم. به خصوص از استاد فرزانه جناب آقای دکتر فرج... فردوست (استاد راهنما) و آقای دکتر محمود ضاکر از هی (استاد مشاور) که در کلیه مراحل انجام این پژوهش با خوشروئی و سکینایی، همواره با راهنمایی های بی ثباته شان روشم را راه من بوده اند و همچنین از اساتید داور جناب دکتر مهدی رضایی و جناب دکتر معود علی پور اصل و نماینده تحصیلات تکمیلی جناب دکتر قشلاقی به دلیل صبر و حوصله ایشان کمال شکر را دارم.

همچنین از زحمات و بهکاری بی دریغ دکتر محمد بومری، دکتر محمد رضا قدسی، دکتر محسن جامی و مهندس مسلم جبارتیج و مهندس عبدالباق نستانی فرکال شکر و قدردانی را دارم. از آقای مجید شهنش از افراد محلی و بومی منطقه، به عنوان راهنما تقدیر و شکر می گردد.

بهترین پاس تقدیم به همسر و فرزندان عزیزم که در طی انجام مراحل این پایان نامه با فداکاری، صبر و سکینایی همواره حمایت خود را دریغ نکردند. باشد که این بخشی از خردترین، زحمات آنان را پاس گوید.

تعهدنامه

اینجانب غلامرضا مظلوم دانشجوی دوره کارشناسی ارشد رشته زمین شناسی اقتصادی دانشکده علوم زمین دانشگاه صنعتی شاهرود نویسنده کانی شناسی، ژئوشیمی و ژنز تشکیل کانسار آنتیموان لخشک به راهنمایی جناب آقای دکتر فرج الله فردوست متعهد می شوم:

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

تاریخ

امضای دانشجو

مالکیت نتایج و حق نشر

- کلیه حقوق معنوی این اثر و محصولات آن (مقالات مستخرج، کتاب، برنامه های رایانه ای، نرم افزار ها و تجهیزات ساخته شده است) متعلق به دانشگاه صنعتی شاهرود می باشد. این مطلب باید به نحو مقتضی تولیدات علمی مربوط ذکر شود.
- استفاده از اطلاعات و نتایج موجود در پایان نامه بدون ذکر مرجع مجاز نمی باشد.

چکیده

محدوده کانسار آنتیموان لخشک در ۲۸ کیلومتری شمال غرب زاهدان واقع شده است. بر اساس مطالعات صحرایی غالب سنگ‌های موجود در محدوده مورد مطالعه شامل: گنیس، کوارتزشیست، کالک‌شیست، کوارتزمونزدیوریت، گرانیت-دیوریت، میکروگرانیت، داسیت پورفیری و ریولیت و می‌باشند. توده‌های نفوذی و دایک‌های ساب‌ولکانیک با ترکیب داسیت تا میکرودیوریت در داخل واحدهای شیستی نفوذ کرده‌اند و در طی یک رژیم زمین‌ساختی از نوع فرورانش حاشیه قاره تشکیل شده است. عوامل کنترل کننده کانه‌زایی در منطقه مورد مطالعه عبارتند از ۱- لیتولوژی سنگ‌های دربرگیرنده، ۲- کنترل ساختاری، ۳- حضور توده‌های نفوذی در عمق به عنوان عامل حرارتی ۴- محلول‌های گرمابی که در سنگ‌های با لیتولوژی مناسب جریان یافته و باعث تمرکز آنتیموان گردیده‌اند. مهم‌ترین رخساره مشاهده شده در کانسار آنتیموان لخشک ساخت رگه‌ای است و عامل کنترل کننده این ساخت وجود درزه و شکستگی‌ها می‌باشد. عمده‌ترین بافت‌های منطقه به شکل پرکننده فضاهای خالی، توده‌ای و جانشینی مشاهده شده است. از مهم‌ترین دگرسانی‌های موجود در منطقه مورد مطالعه می‌توان به دگرسانی سیلیسی، آرژیلیتی، کربناتی، کلریتی و هیدروکسیدهای آهن اشاره نمود. بر اساس مطالعات میکروسکوپی و XRD کانی‌های اصلی تشکیل دهنده کانسار هم به صورت اولیه (هیپوزن) و هم به صورت ثانویه (سوپرزن) در منطقه تشکیل شده‌اند و در شش گروه: الف) کانی‌های سولفیدی (استینیت، گالن، اسفالریت و پیریت)، ب) کانی‌های کربناتی (سروزیت)، پ) کانی‌های سولفاتی (انگلزیت و جاروسیت)، ت) کانی‌های سیلیکاتی (همی‌مورفیت)، ث) کانی‌های هیدروکلریدی (پارالورنیت)، ج) کانی‌های هیدروکسیدی (لوپزیت، گوتیت) و کانی باطله اصلی (کوارتز) می‌باشد. نتایج مطالعات ژئوشیمی نشان می‌دهد بیشترین همبستگی در منطقه لخشک میان عناصر مس و سرب، کادمیوم و سرب و آنتیموان، طلا و آرسنیک وجود دارد. بر اساس مطالعات میکروترمومتری دمای همگن شدن میانبارهای سیال در بازه‌ی دمایی ۱۵۷ تا ۲۵۰ درجه سانتی‌گراد و دامنه تغییرات شوری به دست آمده میان ۰/۸ تا ۶/۶۲ درصد وزنی نمک طعام متغیر است. در نهایت، بر اساس نتایج

تحقیق نوع کانی‌زایی در این کانسار از نوع رگه‌ای اپی‌ترمال کوارتز- استیبنیت است و سیال کانه‌زا از

مولفه‌های جوی کم دما با شوری پایین تشکیل شده است.

کلید واژه: آنتیموان، رگه‌ای اپی‌ترمال، کانی‌شناسی، ژئوشیمی، لخشک.

مقاله‌های برگرفته از این پایان‌نامه

۱. مظلوم، غ.ر.، فردوست، ف.ا. و کهرآزهی، م.ر.، (۱۳۹۵)، "زمین‌شناسی، کانی‌شناسی و ژئوشیمی کانسار آنتیموان لخشک (شمال غرب زاهدان)"، سی و پنجمین گردهمایی ملی علوم زمین.
۲. مظلوم، غ.ر.، فردوست، ف.ا. و کهرآزهی، م.ر.، (۱۳۹۵)، "پتروگرافی کانسار آنتیموان لخشک (شمال غرب زاهدان)"، سی و پنجمین گردهمایی ملی علوم زمین.

فصل اول: کلیات	۱
۱-۱- مقدمه	۲
۲-۱- موقعیت جغرافیایی و راه‌های دسترسی	۳
۳-۱- آب و هوا و اقلیم	۵
۴-۱- پوشش گیاهی	۵
۵-۱- وضعیت معیشتی، اجتماعی و فرهنگی	۶
۶-۱- ژئومورفولوژی	۷
۷-۱- مختصری در مورد آنتیموان	۱۱
۱-۷-۱- تاریخچه	۱۱
۲-۷-۱- ژئوشیمی و کانی‌شناسی آنتیموان	۱۲
۳-۷-۱- کاربردها	۱۲
۸-۱- کانسارهای آنتیموان	۱۳
۹-۱- مختصری در مورد آنتیموان در ایران	۱۳
۱۰-۱- ذخایر آنتیموان در ایران با نگرشی بر جنوب‌شرق کشور	۱۴
۱۱-۱- روش مطالعه	۱۵
۱-۱۱-۱- جمع‌آوری اطلاعات دفتری	۱۵
۲-۱۱-۱- عملیات صحرایی	۱۵
فصل دوم زمین‌شناسی	۱۷
۱-۲- مقدمه	۱۸
۲-۲- پهنه فلشی شرق ایران یا نهبندان - خاش	۱۸

- ۲۲..... ۳-۲- زمین‌شناسی ناحیه‌ای
- ۲۴..... ۴-۲- تکتونیک و زمین‌ساخت حوضه فلیشی شرق ایران
- ۲۵..... ۵-۲- گسلش در منطقه
- ۲۵..... ۶-۲- زمین‌شناسی محدوده معدنی
- ۲۵..... ۱-۶-۲- واحدهای سنگ- چینه‌ای موجود در محدوده آنتیموان لخشک
- ۲۹..... ۱-۱-۶-۲- واحد گنیس (Gne)
- ۳۱..... ۲-۱-۶-۲- واحد کوارتزشیست (Qtz-Sch)
- ۳۲..... ۳-۱-۶-۲- واحد کالک‌شیست (Cl.Sch)
- ۳۵..... کلریت بیوتیت‌شیست
- ۳۶..... ۴-۱-۶-۲- واحد مرمر (Mb)
- ۳۷..... ۲-۶-۲- سنگ‌های آذرین در محدوده آنتیموان لخشک
- ۳۸..... ۱-۲-۶-۲- گرانیت (Gnt)
- ۳۹..... ۲-۲-۶-۲- میکروگرانیت
- ۴۱..... ۳-۲-۶-۲- داسیت- ریوداسیت (Dac)
- ۴۱..... ۴-۲-۶-۰۲- داسیت پورفیری
- ۴۳..... ۵-۲-۶-۲- ریولیت (Rhy)
- ۴۴..... ریولیت
- ۴۵..... ولکانیک اسیدی (ریولیتی)
- ۴۷..... ۶-۲-۶-۲- کوارتزمونزدیوریت
- ۴۸..... ۳-۶-۲- واحد کواترنری
- ۵۰..... ۷-۲- ساخت و بافت در سنگ‌های منطقه لخشک
- ۵۰..... ۱-۷-۲- ساخت سنگ‌های منطقه لخشک

۵۱	۲-۷-۲- بافت سنگ‌های منطقه خشک
۵۲	۲-۷-۲-۱- بافت سنگ‌های آذرین
۵۲	بافت پورفیری و میکروپورفیریتیک
۵۳	بافت گلومروپورفیری
۵۳	بافت میکروگرانولار
۵۴	۲-۷-۲-۲- بافت سنگ‌های دگرگونی
۵۴	بافت پورفیروبلاستیک
۵۵	بافت گرانوبلاستیک
۵۶	بافت لپیدوبلاستیک
۵۶	بافت موزائیکی
۵۹	فصل سوم کانه‌زایی و دگرسانی
۶۰	۳-۱- مقدمه
۶۰	۳-۲- رخداد کانه‌زایی
۶۱	۳-۳- ویژگی کانه‌زایی آنتیموان در کانسار مورد مطالعه
۶۱	۳-۳-۱- کانه‌زایی رگه-رگچه‌ای
۶۲	۳-۳-۲- کانه‌زایی شکافه پرکن
۶۳	۳-۴-۱- دگرسانی
۶۴	۳-۴-۱-۱- دگرسانی آرژیلیتی (رسی)
۶۵	۳-۴-۲- دگرسانی سیلیسی
۶۷	۳-۴-۳- دگرسانی کربناتی
۶۸	۳-۴-۴- دگرسانی کلریتی
۶۹	۳-۴-۵- درهم‌آغشتگی اکسیدهای آهن (هماتیت و لیمونیت)

فصل چهارم	۷۳
۱-۴- مقدمه	۷۴
۲-۴- کانی شناسی	۷۴
۱-۲-۴- استیبینیت (Sb_2S_3)	۷۴
۲-۲-۴- پیریت (FeS_2)	۷۵
۳-۲-۴- گالن (PbS)	۷۶
۴-۲-۴- اسفالریت (ZnS)	۷۸
۵-۲-۴- سروزیت ($PbCO_3$)	۷۸
۶-۲-۴- گوتیت ($FeOOH$)	۷۹
۷-۲-۴- انگلریت ($PbSO_4$)	۸۰
۸-۲-۴- اکسید و هیدروکسیدهای آهن (Fe_2O_3 , $FeOOH$)	۸۰
۳-۴- ساخت و بافت کانسنگ	۸۱
۱-۳-۴- ساخت و بافت رگه- رگچه‌ای	۸۱
۴-۴- بافت کانسنگ	۸۲
۱-۴-۴- بافت رگه- رگچه‌ای	۸۲
۲-۴-۴- بافت توده‌ای	۸۳
۳-۴-۴- بافت جانشینی	۸۴
۵-۴- توالی پاراژنز	۸۵
فصل پنجم	۸۹
۱-۵- مقدمه	۹۰
۲-۵- خصوصیات شیمیایی آنتیموان	۹۰
روش انجام آنالیزها	۹۰

- ۵-۴- رده‌بندی سنگ‌های آذرین بر اساس ترکیب شیمیایی ۹۱
- ۵-۵- رده‌بندی سنگ‌های منطقه خشک بر اساس نمودار (Le Bas et al, 1986) ۹۷
- ۵-۶- نمودارهای تغییرات اکسیدهای عناصر اصلی در مقابل SiO_2 (Harker, 1909) ۹۹
- ۵-۷- تعیین سری ماگمایی سنگ‌های آذرین منطقه ۱۰۰
- ۵-۷-۱- تعیین سری ماگمایی براساس نمودار $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ در مقابل SiO_2 ۱۰۰
- ۵-۷-۲- تعیین سری ماگمایی بر اساس نمودار K_2O در مقابل SiO_2 ۱۰۰
- ۵-۸- محیط تکتونوماگمایی سنگ‌های آذرین ۱۰۲
- ۵-۸-۱- نمودار Mullen P_2O_5 - TiO_2 - MnO (1983) ۱۰۳
- ۵-۸-۲- نمودار MgO - Al_2O_3 - FeO^T (Pearce et al, 1979) ۱۰۴
- ۵-۸-۳- شاخص اشباع شدگی از آلومینیوم ۱۰۴
- ۵-۹- تعیین جایگاه تکتونیکی سنگ‌های آذرین منطقه ۱۰۶
- ۵-۹-۱- نمودارهای $\text{Zr}/\text{Al}_2\text{O}_3$ در مقابل $\text{TiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ ۱۰۶
- ۵-۹-۲- نمودار Th/Yb در مقابل Ta/Yb ۱۰۶
- ۵-۱۰- بررسی ژئوشیمی عناصر خاکی کمیاب و جزئی ۱۰۷
- ۵-۱۰-۱- نمودار عنکبوتی ۱۰۷
- ۵-۱۰-۲- نمودار فراوانی عناصر خاکی کمیاب بهنجار شده نسبت به کندریت ۱۰۸
- ۵-۱۰-۳- نمودار فراوانی عناصر خاکی کمیاب بهنجار شده نسبت به بازالت‌های پشته
میان اقیانوسی (MORB)، (pearce, 1983) ۱۱۰
- ۵-۱۱- تغییرات عناصر مختلف نسبت به آنتیموان در نمونه‌های کانسنگ ۱۱۱
- ۵-۱۲- همبستگی آنتیموان با عناصر مختلف در کانسار خشک ۱۱۲
- ۵-۱۲-۱- همبستگی عنصر آنتیموان با عناصر HFSE ۱۱۳
- ۵-۱۲-۲- همبستگی عنصر آنتیموان با عناصر واسطه ۱۱۴

۱۱۶	۱۳-۵- بررسی همبستگی عناصر در کانسنگ‌های لخشک
۱۲۷	فصل ششم
۱۲۸	۱-۶- مقدمه
۱۲۱	۲-۶- روش مطالعه
۱۲۳	۳-۶- طبقه‌بندی میانبارهای سیال
۱۲۴	۴-۶- پتروگرافی میانبارهای سیال
۱۲۵	۵-۶- تعیین گرمایش سیال
۱۲۶	۶-۶- تعیین شوری میانبار سیال
۱۲۷	۷-۶- چگالی سیال
۱۲۹	۸-۶- تعیین عمق تشکیل سیالات با استفاده از میانبارهای سیال
۱۳۰	۹-۶- عوامل موثر بر ته نشست کانی‌ها
۱۳۱	۱۰-۶- تعیین منشأ سیال و نوع کمپلکس‌های احتمالی
۱۳۳	۱۱-۶- تعیین نوع کانسار احتمالی
۱۳۵	فصل هفتم
۱۴۴	۱-۷- مقدمه
۱۳۶	۲-۷- بحث
۱۳۶	۱-۲-۷- مطالعات و مشاهدات صحرایی
۱۳۷	۲-۲-۷- کانی‌شناسی سنگ‌های منطقه
۱۳۸	۳-۲-۷- ساخت و بافت کانسنگ
۱۳۸	۴-۲-۷- کانه‌زایی و دگرسانی منطقه
۱۳۹	۵-۲-۷- ژئوشیمی سنگ‌های منطقه
۱۴۰	۶-۲-۷- ژئوشیمی کانسنگ
۱۴۰	۷-۲-۷- میانبارهای سیال

۱۴۲	 ۳-۷ عوامل موثر در کانه‌زایی در منطقه لخشک
۱۴۲	 ۱-۳-۷ موقعیت تکتونیکی
۱۴۲	 ۲-۳-۷ منبع حرارتی
۱۴۳	 ۳-۳-۷ ماهیت سیال
۱۴۳	 ۴-۳-۷ منشأ سیال کانه‌زا
۱۴۴	 ۵-۳-۷ تعیین عمق تشکیل سیالات با استفاده از میانبارهای سیال
۱۴۴	 ۴-۷ مقایسه‌ی کانسار لخشک با برخی از کانسارهای ایران و جهان
۱۴۵	 ۵-۷ مدل پیشنهادی کانه‌زایی در کانسار لخشک
۱۴۷	 ۶-۷ نتیجه‌گیری
۱۴۹	 ۷-۷ پیشنهادها
۱۵۰	 منابع

فهرست شکل؛

صفحه

- شکل ۱-۱: موقعیت جغرافیایی و راه‌های دسترسی به منطقه آنتیموان لخشک..... ۴
- شکل ۱-۲: نمایی از پوشش گیاهی در محدوده کانسار آنتیموان لخشک..... ۶
- شکل ۱-۳: وضعیت مورفولوژیکی کانسار آنتیموان لخشک بر روی تصویر ماهواره‌ای منطقه..... ۸
- شکل ۱-۴: وضعیت مورفولوژیکی محدوده کانسار آنتیموان لخشک..... ۹
- شکل ۱-۵: وضعیت مورفولوژیکی و موقعیت کانسار آنتیموان لخشک..... ۱۰
- شکل ۲-۱: نقشه پهنه‌های ساختاری- رسوبی ایران و موقعیت منطقه مورد مطالعه..... ۱۹
- شکل ۲-۲: ستون چینه‌ای محدوده کانسار لخشک ۱:۲۵۰۰۰..... ۲۱
- شکل ۲-۳: ستون چینه‌ای محدوده کانسار لخشک ۱:۱۰۰۰..... ۲۵
- شکل ۲-۴: نقشه توپوگرافی- زمین شناسی ۱:۱۰۰۰ منطقه معدنی لخشک..... ۲۶
- شکل ۲-۵: تصاویری نزدیک از رخنمون گنیس و آثار شلیستوزیت در آنها..... ۲۷
- شکل ۲-۶: نمونه دستی آمفیبول گنیس برداشت شده از منطقه مورد مطالعه..... ۲۸
- شکل ۲-۷: مقطع میکروسکوپی آمفیبول گنیس از منطقه مورد مطالعه..... ۲۹
- شکل ۲-۸: تصویری از واحد سنگی کوارتز شلیست و آثار تورق و فولیاسیون در آنها..... ۳۰
- شکل ۲-۹: (الف) نمایی از نوارهای کوارتز تجدید تبلور یافته در زمینه غنی از بیوتیت و اکتینولیت؛ (ب) کشیدگی بلور پورفایروکلاست فلدسپار آلکالن در امتداد تنش در مجاورت بلورهای بیوتیت و کوارتز؛ (ج)

- نمایی از بلور اکتینولیت کشیده شده؛ د) نور PPL نشانگر شکل‌گیری بلورهای بیوتیت و کانه تیره در امتداد سطوح شیستوزیته..... ۳۱
- شکل ۱۰-۲: نمایی نزدیک از واحد سنگی کالک‌شیست و آثار فولیاسیون و لایه‌بندی در آنها..... ۳۲
- شکل ۱۱-۲: نمایی دور از واحد سنگی کالک‌شیست و آثار فولیاسیون و لایه‌بندی در آنها..... ۳۲
- شکل ۱۲-۲: الف) نمایی دور از واحد کالک‌سیلیکات در مجموعه دگرگونی منطقه مورد مطالعه ب) نمونه دستی سنگ کالک‌سیلیکات برداشت شده از منطقه مورد مطالعه..... ۳۲
- شکل ۱۳-۲: الف) شکستگی پر شده با کوارتز در مجاورت بلورهای اسفن؛ ب) بلور درشت کلینوپیروکسن؛ ج) بلورهای هورنبلند و اسفن همراه با تکه‌های کربنات در زمینه کوارتز-فلدسپاری؛ د) بلورهای پراکنده کلینوپیروکسن در زمینه کربناتی‌شده..... ۳۳
- شکل ۱۴-۲: الف) سنگ کلریت‌بیوتیت‌شیست در مجموعه سنگ‌های دگرگونی ب) نمونه دستی سنگ کلریت‌بیوتیت شیست برداشت شده از کانسار لخشک..... ۳۴
- شکل ۱۵-۲: الف) تصویری از بلور پورفیروکلاست فلدسپار آلکالن در زمینه غنی از بیوتیت و کلریت جهت‌یافته حاوی بلورهای ریز کوارتز؛ ب) شکستگی پر شده با رگچه کوارتز؛ ج) نور PPL نشانگر بلورهای بیوتیت؛ د) نمایی از بلورهای بیوتیت و کلریت در نور PPL..... ۳۴
- شکل ۱۶-۲: تصویری از واحد سنگی آهک کریستالین و مرمر و آثار لایه‌بندی در آنها ۳۵
- شکل ۱۷-۲: الف) دورنمایی از سنگ گرانیت در جنوب‌شرق محدوده مورد بررسی، دید به جنوب‌غرب، ب) نمونه دستی گرانیت کمی تجزیه شده..... ۳۷
- شکل ۱۸-۲: تصویر میکروسکوپی از گرانیت کمی تجزیه شده..... ۳۷
- شکل ۱۹-۲: نمونه دستی میکروگرانیت برداشت شده از محدوده کانسار لخشک..... ۳۸

- شکل ۲-۲۰: بلور فلدسپار پتاسیک جانشین شده توسط سریسیت در مجاورت بلورهای کوارتز (Qz؛ ب) بلور درشت مسکوویت (Ms؛ ج) نمایی از سریسیت در کنار بلورهای جاروسیت (Jr؛ د) بلورهای کوارتز و فلدسپار ریز سریسیتی شده در زمینه..... ۳۸
- شکل ۲-۲۱: نمایی نزدیک از رخنمون سنگ داسیت- ریوداسیت با ساختار دایک ۳۹
- شکل ۲-۲۲: نمایی دور از دایک داسیت- ریوداسیت ۳۹
- شکل ۲-۲۳: نمونه برداشت شده از سنگ داسیت پورفیری منطقه مورد مطالعه..... ۴۰
- شکل ۲-۲۴: الف) بلور کوارتز با حاشیه خلیج مانند؛ ب) جانشینی سریسیت و کربنات در بلور فنوکریست پلاژیوکلاز؛ ج) فنوکریست بیوتیت آغشته به اکسید آهن و دگرسان شده به سریسیت- مسکوویت؛ د) بلور مسکوویت در زمینه سریسیتی- مسکوویتی شده..... ۴۱
- شکل ۲-۲۵: دورنمایی از رخنمونهای ریولیتی با ساختار دایک ۴۲
- شکل ۲-۲۶: الف) نمونه دستی ریولیت برداشت شده از منطقه مورد مطالعه ب) مقطع میکروسکوپی ریولیت تجزیه شده با بلورهای کوارتز و فلدسپات..... ۴۳
- شکل ۲-۲۷: نمونه دستی ریولیت تجزیه شده و مقطع نازک میکروسکوپی آن..... ۴۴
- شکل ۲-۲۸: الف) نمایی از دایک دیوریتی سبزرنگ با روند شمال شرق- جنوب غرب که درون واحد کالکشیست تزریق شده است ب) نمایی از دو دایک کوارتزومونودیوریت سبز رنگ با روند شمالی- جنوبی که درون واحد کالکشیست تزریق شده اند..... ۴۵
- شکل ۲-۲۹: مقطع میکروسکوپی از نمونه کوارتزومونودیوریت..... ۴۶
- شکل ۲-۳۰: دورنمایی از رسوبات آبرفتی قدیمی و عهد حاضر و ماسه بادی..... ۴۶

- شکل ۲-۳۱: نمایی نزدیک از رسوبات آبرفتی قدیمی، رسوبات آبرفتی عهد حاضر و ماسه بادی..... ۴۷
- شکل ۲-۳۲: نمایی از ساخت توده‌ای منطقه خشک..... ۴۷
- شکل ۲-۳۳: نمونه دستی برداشت شده از منطقه مورد مطالعه از ساخت توده‌ای..... ۴۹
- شکل ۲-۳۴: نمونه دستی آنتیموان برداشت شده از منطقه مورد مطالعه از ساخت توده‌ای (ب) نمونه دستی از سنگ دگرگونه میزبان (ساخت توده‌ای)..... ۴۹
- شکل ۲-۳۵: تصویری از بافت پورفیری و فنوکریست‌های فلدسپار..... ۵۰
- شکل ۲-۳۶: الف) بلورهای هورنبلند در زمینه فلدسپاری و تکه‌های کربنات ثانویه؛ ب) بلورهای درشت و ریز هورنبلند؛ ج) بلور درشت کوارتز در مجاورت بلورهای بیوتیت، هورنبلند و کانه تیره؛ د) بلور درشت بیوتیت در کنار بلور هورنبلند کلریتی‌شده و کوارتز..... ۵۱
- شکل ۲-۳۷: الف) بلورهای کوارتز و فلدسپار ریز سربستی‌شده در زمینه ب) بلورهای کوارتز و فلدسپار آلکالن سربستی‌شده در مجاورت کانه تیره در خمیره میکروگرانولار..... ۵۲
- شکل ۲-۳۸: تصویری از بافت پورفیروبلاستیک در سنگ‌های دگرگونی کانسار خشک..... ۵۳
- شکل ۲-۳۹: تصویری از بافت گرانوبلاست در واحدهای سنگی دگرگونی کانسار خشک..... ۵۴
- شکل ۲-۴۰: تصویری از بافت لپیدوبلاست واحدهای سنگی دگرگونی کانسار خشک..... ۵۵
- شکل ۲-۴۱: تصویری از بافت موزائیکی در کانی‌های کربناته..... ۵۶
- شکل ۳-۱: کانه‌زایی آنتیموان در سنگ‌های میزبان کانسار..... ۶۰
- شکل ۳-۲: شکستگی پر شده با استینیت..... ۶۰

شکل ۳-۳: الف) نمونه دستی دارای کانی‌زایی شکافه پرکن آنتیموان برداشت شده از کانسار لخشک ؛

ب) تصویر کلی نشانگر بلورهای درشت و ریز استینیت، ج) بلورهای بی شکل و آمیبی شکل

استینیت..... ۶۱

شکل ۳-۴: نمایی نزدیک از دگرسانی آرژیلیتی (رسی) در واحد کالک‌شیست..... ۶۲

شکل ۳-۵: نمایی از واحد دربرگیرنده رگه کوارتز- استینیت در مرز کوارتزشیست‌ها و

داسیت..... ۶۴

شکل ۳-۶: الف) نمای نزدیک از رگه کوارتز عقیم در واحد کالک‌شیست؛ ب) نمای نزدیک از رگه کوارتز-

استینیت در واحد کوارتزشیست ۶۴

شکل ۳-۷: تصویری از واریزه‌های سیلیس در واحد کوارتزشیست..... ۶۵

شکل ۳-۸: الف) تصویری از کلسیتی شدن در سنگ‌های میزبان کانسار لخشک. ب) تصویر میکروسکوپی

کانی کلسیت به صورت مجموعه‌های متوسط- درشت بلور ۶۶

شکل ۳-۹: الف) نمایی نزدیک از دگرسانی کلریتی کانسار لخشک ب) نمونه دستی سنگ دارای دگرسانی

کلریتی ج) بلور درشت بیوتیت در کنار بلور هورنبلند کلریتی‌شده و کوارتز

..... ۶۸

شکل ۳-۱۰: تصویری از دگرسانی اکسیدهای آهن در واحد کالک‌شیست ۶۹

شکل ۳-۱۱: الف و ب) تصاویری از دگرسانی اکسیدهای آهن به همراه رگچه کوارتز-

استینیت..... ۷۰

شکل ۳-۱۲: نمونه دستی دارای دگرسانی اکسیدهای آهن برداشت شده از منطقه مورد مطالعه . ۷۱

شکل ۴-۱: تصویری از کانی آنتیموانیت در مقطع میکروسکوپی..... ۷۴

شکل ۴-۲: بلور یوهدرال پیریت در مقاطع میکروسکوپی منطقه لخشک. ۷۵

- شکل ۳-۴: تصویری از بلورهای درشت شکل دار و نیمه شکل سابه‌درال گالن..... ۷۶
- شکل ۴-۴: نمودار پراش پرتو X برای کانی‌های استینیت کوارتز و لویزیت..... ۷۷
- شکل ۵-۴: نمودار پراش پرتو X برای کانی استینیت و کوارتز در منطقه لخشک..... ۷۷
- شکل ۶-۴: تصویری از کانی اسفالریت در مقاطع میکروسکوپی منطقه لخشک..... ۷۸
- شکل ۷-۴: تصویری از بلور گالن که تا اندازه زیادی سرویستی شده است و تنها بخش‌هایی از بلور اولیه برجای مانده است ۷۹
- شکل ۸-۴: تصویری میکروسکوپی از جانشینی گوتیت در بلورهای پیریت..... ۸۰
- شکل ۹-۴: تصویری میکروسکوپی از کانی انگلریت که جانشین بلورهای گالن شده‌اند..... ۸۱
- شکل ۱۰-۴: تصویری از بلورهای استینیت که توسط کانی ثانویه اکسید آنتیموان جانشین شده..... ۸۲
- شکل ۱۱-۴: تصویری از ساخت رگه‌ای کانسار لخشک..... ۸۳
- شکل ۱۲-۴: تصویری از بافت رگه- رگچه‌ای استینیت کانسار لخشک..... ۸۴
- شکل ۱۳-۴: نمایی از بافت توده‌ای کانی استینیت کانسار لخشک..... ۸۵
- شکل ۱۴-۴: تصویری از بافت جانشینی لویزیت در اثر آلتراسیون سوپرژن در کانسار لخشک..... ۸۶

- شکل ۴-۱۵: تصویری از دانه‌های پیریت که در اثر آلتراسیون سوپرژن توسط هیدرواکسیدها آهن جانشین شده است..... ۸۷
- شکل ۵-۱: سنگ‌های آذرین بیرونی منطقه خشک..... ۱۰۰
- شکل ۵-۲: سنگ‌های آذرین درونی منطقه خشک ۱۰۰
- شکل ۵-۳: نمودارهای تغییرات اکسیدهای اصلی در برابر درصد وزنی SiO_2 در سنگ‌های دربرگیرنده کانسار خشک..... ۱۰۳
- شکل ۵-۴: تعیین سری ماگمایی سنگ‌های آتشفشانی با استفاده از نمودارهای ارائه شده؛ الف) نمودار $\text{NaO}_2 + \text{K}_2\text{O}$ در مقابل SiO_2 ؛ ب) K_2O در مقابل SiO_2 ۱۰۴
- شکل ۵-۵: تعیین محیط تکتونوماگمایی سنگ‌های آتشفشانی براساس $\text{MnO} - \text{P}_2\text{O}_5 - \text{TiO}_2$ ۱۰۵
- شکل ۵-۶: تعیین محیط تکتونوماگمایی سنگ‌های آتشفشانی نمودار $\text{FeO} - \text{MgO} - \text{Al}_2\text{O}_3$ ۱۰۶
- شکل ۵-۷: نمودار نسبت مولی A/CNK به A/NK شاخص اشباع شدگی از آلومینیوم ۱۰۷
- شکل ۵-۸: تفکیک محدوده‌های کمان آتشفشانی از درون صفحه‌ای با استفاده از نمودار $\text{Zr}/\text{Al}_2\text{O}_3$ در مقابل $\text{TiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ ۱۰۸
- شکل ۵-۹: محیط تکتونیکی سنگ‌های منطقه و کمان ماگمایی حاشیه قاره‌ای فعال از نوع کمان جزیره‌ای بر اساس نسبت Th/Yb در برابر Ta/Yb ۱۰۹
- شکل ۵-۱۰: الگوی پراکندگی عناصر خاکی کمیاب بهنجار شده نسبت به کندریت..... ۱۱۲
- شکل ۵-۱۱: الگوی پراکندگی عناصر خاکی کمیاب بهنجار شده نسبت به MORB..... ۱۱۴
- شکل ۵-۱۲: تغییرات عناصر مختلف نسبت به آنتیموان کانسار خشک..... ۱۱۵
- شکل ۵-۱۳: همبستگی عنصر آنتیموان نسبت به عناصر HFSE در کانسار خشک..... ۱۱۷
- شکل ۵-۱۴: همبستگی عنصر آنتیموان نسبت به عناصر واسطه در کانسار خشک..... ۱۱۹

- شکل ۵-۱۵: توزیع عنصر Cu,Zn,Mo,Ni,Pb,Sr,Ag در نمونه های کانسنگ لخشک..... ۱۲۰
- شکل ۶-۱: پتروگرافی میان بار سیال ۱۳۰
- شکل ۶-۲: هیستوگرام فراوانی دمای همگن شدن میانبارهای سیال دو فازی ۱۳۲
- شکل ۶-۳: هیستوگرام فراوانی میزان شوری برحسب درصد وزنی معادل NaCl ۱۳۳
- شکل ۶-۴: نمودار دما- شوری جهت تعیین چگالی محلول های NaCl- H₂O اشباع از بخار آب..... ۱۳۴
- شکل ۶-۵: نمودار تعیین فشار بخار محلول بر اساس دمای همگن شدن و شوری..... ۱۳۴
- شکل ۶-۶: تعیین عمق به دام افتادن میانبارهای سیال..... ۱۳۵
- شکل ۶-۷: نمودار شوری- دمای همگن شدن ۱۳۶
- شکل ۶-۸: نمودار محدوده ی دمای همگن شدن جهت تعیین منشأ سیال به دام افتاده..... ۱۳۷
- شکل ۶-۹: نمودار محدوده ی شوری و دما..... ۱۳۸
- شکل ۶-۱۰: نمودار محدوده ی دما و شوری میانبارهای سیال در کانسار لخشک..... ۱۳۹
- شکل ۷-۱: الگوی تشکیل کانسار لخشک به صورت شماتیک..... ۱۵۱

فهرست جداول

منه

- جدول ۱-۱: مختصات جغرافیایی چهارگوش محدوده آنتیموان لخشک بر اساس سیستم تصویر lat & lon و مبنای مسطحاتی WGS84 ۴
- جدول ۱-۲: تقسیم بندی کانسارهای آنتیموان ۱۳
- جدول ۱-۴: توالی پاراژنز کانی های کانسار لخشک ۹۰
- جدول ۵-۱: مقادیر غلظت اکسید عناصر اصلی (٪) در سنگ های منطقه لخشک به روش XRF ۹۴
- جدول ۵-۲: مقادیر غلظت عناصر کمیاب (PPM) در سنگ های آذرین و کانسنگ های منطقه لخشک به روش ICP-MS ۹۵
- جدول ۵-۳: میزان همبستگی برخی عناصر در کانسنگ مورد مطالعه ۱۲۳
- جدول ۶-۱: نتایج مطالعات حرارت سنجی بر روی میانبارهای سیال منطقه لخشک ۱۲۷
- جدول ۷-۱: مقایسه کانسار مورد مطالعه با چند کانسار آنتیموان در ایران و سایر نقاط جهان ۱۴۹

فصل اول

کلیات

۱-۱- مقدمه

مطالعه و شناسایی مواد معدنی در هر جامعه‌ای، با توجه به رشد و توسعه صنعت در جوامع امروزی از اهمیت خاصی برخوردار است. به موازات رشد و توسعه‌ی صنعت، نیاز به فلز آنتیموان به دلیل کاربرد فراوان آن رو به افزایش است از این رو تولید و استفاده از آن در توسعه جامعه امری ضروری و اجتناب ناپذیر است. از آنجا که منطقه مورد مطالعه بخشی از زون ساختاری خاور ایران می‌باشد، لذا در مقیاس ناحیه‌ای کلیه ویژگی‌های این زون بنحوی شامل منطقه مورد مطالعه می‌شود. از جمله این مطالعات می‌توان به نقشه‌های زمین‌شناسی با مقیاس ۱:۲۵۰۰۰۰ زاهدان (سال ۱۹۸۹) که توسط سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور تهیه و در آن واحدهای زمین‌شناسی منطقه در مقیاس ناحیه‌ای تفکیک شده است.

- در سال ۱۹۸۱ کمپ و گریفیس در مورد تعیین سن و ژنز گرانیتهای زاهدان مطالعاتی انجام داده‌اند.
- در سال ۱۳۸۲ شخصی بنام مجید شه بخش بر روی این محدوده (آنتیموان لخشک) پروانه اکتشاف داشته است. بعلت عدم توان مالی و عدم تکمیل شرح عملیات اکتشافی پروانه مذکور ابطال گردیده است.
- در سال ۱۳۸۳ شرکت توسعه علوم زمین بعنوان مشاور شرکت تهیه و تولید مواد معدنی ایران گزارش زمین‌شناسی و اکتشاف معدنی در کانسار آنتیموان لخشک را ارائه نموده است. در این مطالعات اقدام به حفر ترانشه، چاهک و تهیه نقشه زمین‌شناسی ۱:۵۰۰۰ به وسعت ۵ کیلومتر مربع، نقشه زمین‌شناسی و توپوگرافی ۱:۱۰۰۰ به وسعت ۵۰ هکتار و نقشه زمین‌شناسی و توپوگرافی ۱:۵۰۰ به وسعت ۱۰ هکتار شده است. اما نهایتاً بعلت عدم اقتصادی بودن ذخیره، و عدم رفع ایرادات اعلام شده از سوی سازمان صنعت و معدن پروانه اکتشاف ابطال مربوطه گردیده است.

هم اکنون اکتشافات تکمیلی توسط شرکت تهیه و تولید مواد معدنی ایران در این محدوده در حال انجام می‌باشد.

در دو دهه اخیر کانی‌سازی آنتیموان در استان سیستان و بلوچستان در مناطقی از قبیل شورچاه، سفید سنگ، بائوت، حیدرآباد، سفیدآبه و لخشک مورد شناسایی قرار گرفته‌اند. تاکنون مطالعات کاملی در خصوص کانه‌زایی آنتیموان و طلا در منطقه لخشک انجام نگرفته است. با توجه به اینکه سبک و منشأ کانه‌زایی

آنتیموان و طلا در لخشک به خوبی مشخص نیست، لذا موضوع این پایان نامه انتخاب گردید. از آن جا که مطالعات کانی شناسی، ساخت، بافت، ژئوشیمی و ژنز کانسار نقش مهمی در اکتشاف ذخایر معدنی دارند، انجام این مطالعات در این تحقیق مد نظر قرار گرفته است.

۱-۲- موقعیت جغرافیایی و راه های دسترسی

محدوده کانسار آنتیموان لخشک در ۲۸ کیلومتری شمال غرب شهرستان زاهدان، مرکز استان سیستان و بلوچستان، واقع گردیده است. دسترسی به این محدوده از طریق جاده آسفalte ارتباطی زاهدان- نصرت آباد- بم امکان پذیر می باشد. در این جاده آسفalte پس از طی مسافتی در حدود ۲۳ کیلومتر وارد راه خاکی منشعب از مسیر اصلی به سمت جنوب غرب گردیده، پس از طی حدود ۵ کیلومتر راه خاکی، دسترسی به محدوده کانسار آنتیموان لخشک میسر می گردد.

در شکل (۱-۱) موقعیت جغرافیایی محدوده مورد بررسی بر روی نقشه راه های کشور نمایش داده شده است. همچنین محدوده مورد مطالعه در گستره چهار گوش ۱:۲۵۰۰۰۰ زاهدان و نقشه توپوگرافی با مقیاس ۱:۲۵۰۰۰ علی آباد نشاطی به شماره NE - 111 - 8949 قرار گرفته است (شایان ذکر است که تا کنون در گستره دربرگیرنده محدوده مورد بررسی نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ تهیه نگردیده است). در جدول شماره ۱-۱ مختصات چهار گوش محدوده مورد مطالعه به وسعت ۴۰ کیلومتر مربع ارائه گردیده است.

۱-۳- آب و هوا و اقلیم

زاهدان دارای اقلیم بیابانی گرم و خشک می‌باشد. از سطح دریا ۱۳۸۵ متر ارتفاع دارد و میانگین بارش سالانه در آن ۷۲ میلی‌متر است. آب و هوای زاهدان در بیشتر روزهای سال گرم و خشک می‌باشد و در شب‌ها حرارت به نحو محسوسی کاهش می‌یابد. بادهایی که به طرف زاهدان حرکت می‌کنند از طرف جنوب‌غرب به شمال‌شرق است و بادهای ۱۲۰ روزه سیستان نیز به طور غیرمستقیم در کاهش دمای شهر زاهدان تأثیر دارند. کانسار آنتیموان لخشک که در شمال‌غرب زاهدان قرار دارد. نیز دارای آب و هوای گرم و خشک و میزان بارندگی کم است. بادهای غالب، بادهای گوریچ، گرو و باد ایران است. محدوده مورد مطالعه در ناحیه بیابانی کشور و در جنوب‌شرقی دشت لوت واقع شده است و به تبعیت از آن دارای آب و هوای گرم و خشک می‌باشد. میزان بارندگی سالانه کمتر از ۱۰۰ میلی‌متر است. منطقه دارای تابستان‌های گرم و خشک بوده و حداکثر دما در ماه‌های تیر و مرداد می‌باشد در زمستان‌ها نیز هوا بسیار سرد و خشک است. بارندگی کم و اغلب به صورت رگبارهای محلی و همرفت با رعد و برق می‌باشد که در اواخر زمستان و اوایل بهار رخ می‌دهد. بارش به صورت برف به ندرت صورت می‌گیرد. تغییرات دمای هوا در فصول مختلف بسیار شدید است به طوری که تغییرات دمای شبانه روز در تابستان بین ۲۰ تا ۳۰ درجه و در زمستان از ۱۵ تا ۲۰ درجه در نوسان است. منطقه فاقد رودخانه دائمی می‌باشد. آب‌های زیرزمینی تنها ذخایر آبی منطقه می‌باشند و ساکنان بومی با حفر چاه‌های سنتی از این آب‌ها استفاده می‌کنند. معمولاً عمق این چاه‌ها از ۲۰ تا ۸۰ متر متغیر است. چاه‌هایی که به ارتفاعات گرانیته نزدیک است دارای آب شیرین بوده ولی چاه‌های حفر شده در دشت اغلب شور می‌باشند. نزدیکترین مرکز جمعیتی به محدوده مورد مطالعه روستای لخشک است.

۱-۴- پوشش گیاهی

محدوده مورد مطالعه در ناحیه بیابانی کشور و در جنوب خاوری دشت لوت واقع شده است و به تبعیت از این موقعیت جغرافیایی دارای آب و هوای گرم و خشک می‌باشد. منطقه از لحاظ پوشش گیاهی به علت

کمبود بارندگی فقیر است و تنها بوته‌های پراکنده شامل کریچ، درنگ، اسفند و گز در آن دیده می‌شود.

شکل ۱-۲: نمایی از پوشش گیاهی در محدوده را نشان می‌دهد.



شکل ۱-۲: نمایی از پوشش گیاهی در محدوده کانسار آنتیموان لخشک (دید به سمت غرب)

۱-۵- وضعیت معیشتی، اجتماعی و فرهنگی

عوامل جغرافیایی به ویژه آب و خاک کافی و مناسب از مهم‌ترین عوامل استقرار و تکوین روستاها به شمار می‌رود. نام روستای لخشک از نام کوهی به همین نام اقتباس شده است و در زبان بلوچی به معنای کوه با شیب زیاد و لغزنده است. شغل اصلی ساکنین روستا بر اساس دامداری استوار است و از همین راه امرار معاش می‌کنند مردم منطقه از نژاد آریایی و قوم بلوچ بوده و حنفی مذهب‌اند و به لهجه بلوچی سخن می‌گویند. روستای لخشک دارای جمعیتی بالغ بر ۱۸۰ نفر و ۳۰ خانوار می‌باشد. خانم‌های روستا علاوه بر کار خانه‌داری به کار بافتن پشم بز و گوسفند و بافتن گلیم و سیاه چادر مشغولند. قابل به ذکر است وجود معدن آنتیموان و دیگر معادن منطقه می‌تواند برای اشتغال‌زایی جوانان روستا مفید و از مهاجرت آنان به شهر جلوگیری نماید. مردم روستا از امکانات زیربنایی و رفاهی نظیر برق، آب لوله‌کشی که از چاه‌های حفر شده تأمین می‌گردد و از امکانات آموزشی از جمله مدرسه ابتدایی برخوردارند.

۱-۶- ژئومورفولوژی

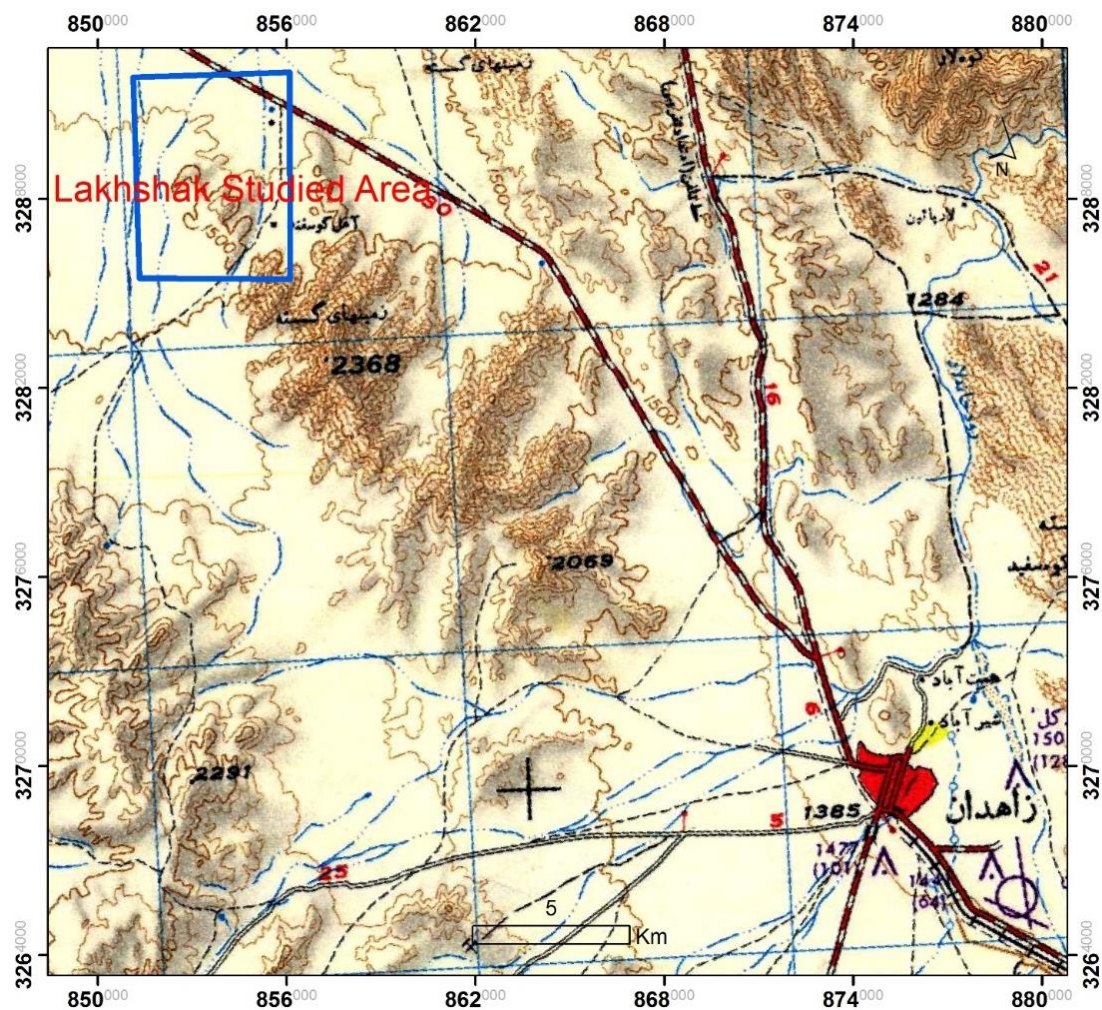
منطقه مورد مطالعه را از دید ژئومورفولوژیکی می‌توان به دو بخش متفاوت تقسیم نمود. بخش جنوبی که حدود دو سوم سطح مورد نظر را شامل می‌شود، تپه‌های مسطح و کم شیب که توسط رسوبات عهد حاضر پوشیده شده است. پهنه مذکور با توجه به موقعیت جغرافیایی‌اش که جزئی از فلات ایران زمین به شمار می‌آید، نزدیک به ۱۵۰۰ متر از سطح دریا ارتفاع دارد. یک سوم سطح باقی‌مانده کوهستانی و مرتفع می‌باشد. این ارتفاعات که بلندترین قله آن‌ها با ۱۶۹۶ متر ارتفاع از سطح دریا در میانه شمال غربی محدوده جای دارد، تماماً از سنگ‌های دگرگونی با درجه ضعیف تشکیل شده‌اند اما در بخش‌های شرقی و جنوب شرقی محدوده مطالعاتی سنگ‌های نفوذی اسیدی (گرانیت و گرانودیوریت) رخنمون دارند. سنگ‌های دگرگونی در برابر عوامل هوازدگی و فرسایش مقاومت چندانی ندارند. همین امر باعث شده که شیب دامنه ارتفاعات نسبتاً ملایم باشد. خط الرأس ارتفاعات یا خط و پخش به صورت قوسی است که از شمال شرق و شمال به سوی شمال غرب ادامه یافته و سبب گردیده که آبراهه‌ها نهایتاً به سمت شمال و جنوب ادامه یابند. دره‌ها غالباً کم عرض و کوتاه می‌باشند و احتمالاً در اثر عملکرد گسل‌ها ایجاد شده و به سوی شمال و شمال شرقی و جنوب باز می‌شوند. شکل‌های ۱-۳ تا ۱-۵ وضعیت ژئومورفولوژیکی و موقعیت آنتیموان لخشک را در منطقه مورد مطالعه نشان می‌دهد.



شکل ۱-۳: وضعیت مورفولوژیکی محدوده کانسار آنتیموان لخشک (بر روی تصاویر ماهواره ای).



شکل ۴-۱: وضعیت مورفولوژیکی محدوده کانسار آنتیموان لخشک (دید به سمت شمال).



شکل ۱-۵: وضعیت مورفولوژیکی و موقعیت کانسار آنتیموان لخشک بر روی نقشه توپوگرافی ۱:۲۵۰۰۰۰ زاهدان. (سازمان جغرافیایی نیروهای مسلح، ۱۳۷۹).

۷-۱- مختصری در مورد آنتیموان

۱-۷-۱- تاریخچه

آنتیموان از ۴ هزار سال پیش در آرایش چشم‌ها و مصارف داروئی مورد استفاده‌ی بشر قرار گرفته است. کشف این ماده در گورهای مصریان باستان این گفته را به اثبات می‌رساند. نام‌های مختلفی از قبیل سنگ سرمه، استیمی، کحل و ... برای آنتیموان استفاده می‌شده است. نیاکان ما در روزگاران کهن آنتیموان را در ترکیبات مختلف شناسایی کرده و به عنوان سنگ سرمه مورد استفاده قرار می‌دادند. جابر بن حیان شیمیدان ایرانی این ماده را آنتیمونیوم^۱ نامید که بعدها لاوزیه آن را آنتیموان نام نهاد. عده‌ای معتقدند که دلیل این نام‌گذاری اثر بدی است که بر روی ناخن‌ها دارد. واژه‌ی آنتیموان از دو بخش یونانی آنتی^۲ و مونوس^۳ تشکیل شده است و این بدان معنی است که به ندرت به تنهایی یافت می‌شود. این نام‌گذاری شاید بدین دلیل باشد که در آن زمان نیز بر این نکته واقف بودند که از نظر کانی‌شناسی، عموماً آنتیموان همراه با سایر کانی‌های فلزی مشاهده می‌شود. باستیل والنیت^۴ برای اولین بار روش‌هایی را جهت استحصال آنتیموان از مواد اولیه ارائه داد و این کانی به افتخار این شخص والنیت^۵ نام‌گذاری شد تولید تجاری Sb_2O که بعدها با کشف ترکیب سه کاربرد عمده‌ی آن از سده‌ی بیستم آغاز شده و با گسترش و پیشرفت صنایع، اهمیت آن رو به افزایش است (مهندسین مشاور کاوشگران، ۱۳۸۲).

1 Antimonium

2 Anti

3 Monos

4 Bastil Volentite

5 Valentinite

۱-۷-۲- ژئوشیمی و کانی‌شناسی آنتیموان

رنگ سطح تازه‌ی آنتیموان سفید نقره‌ای است که به سرعت در نتیجه‌ی اکسید شدن به والنیتیت تیره رنگ تبدیل می‌شود. آنتیموان با عدد اتمی ۵۱ در گروه ۵ جدول تناوبی قرار می‌گیرد و با نماد Sb بسیار شکننده می‌باشد. بر اثر هوازدگی به رنگ خاکستری تیره تبدیل می‌شود و به صورت بلوری دیده نمی‌شود. جلای فلزی دارد که هوازدگی این جلا را تیره و تار می‌کند. سیستم بلوری آن اورتورومبیک بوده و دارای نقطه جوش 5425°C ، وزن مخصوص ۶/۷۲-۶/۶۱ و دارای رخ واضح می‌باشد. سختی ۳-۳/۵ در مقیاس موس و نقطه ذوب ۶۳۱ درجه سانتی‌گراد و رسانایی گرمایی کم، از دیگر خصوصیات آنتیموان می‌باشد. تا کنون بیش از ۱۰۰ کانی حاوی آنتیموان یافت شده است که به دو دسته‌ی کانی‌های اولیه و ثانویه تقسیم می‌شوند. در ترکیب آنتیموان گاهی مقداری آرسنیک، نقره و آهن وجود دارد ولی از آنجا که غالباً سینابر به صورت پاراژنتیکی با کانی‌های آنتیموان همراه است. لذا جیوه یکی از محصولات جانبی معادن آن می‌باشد. طلا نیز یکی از عناصر پاراژنتیکی آنتیموان می‌باشد. به طور معمول کانی اقتصادی آنتیموان که به فرم سولفیدی بوده، استیبنیت می‌باشد و در رگه‌های هیدروترمال دما پایین و یا به صورت ذخایر جانشینی و نهشته‌های چشمه‌های آبگرم همراه با رآلگار و زرنیخ و سینابر یافت می‌شود (کریم‌پور و سعادت، ۱۳۸۱).

۱-۷-۳- کاربردها

به موازات رشد و توسعه‌ی صنعت، نیاز به فلز آنتیموان به دلیل کاربرد فراوان آن رو به افزایش است. آنتیموان به دو صورت خالص و ترکیبات معدنی در صنعت کاربرد فراوانی دارد. آنتیموان جزء فلزات استراتژیک است و در صنایع نظامی، ساخت باتری‌های انباره‌ای، گیربکس اتومبیل‌ها، مواد مقاوم در برابر آتش، صنایع پلاستیک، آلیاژهای ضد اصطکاک، کلاهک‌های کوچک و گلوله‌های ردگذار کاربرد دارد. آلیاژ آنتیموان و سرب در پوشش بیرونی کابل‌ها، کاربردی گسترده دارد. به کار رفتن آنتیموان در این موارد باعث بالا رفتن پایداری در برابر خوردگی شیمیایی می‌شود. افزودن آنتیموان به فلزات سبب کاهش ضریب انبساط طولی

آلیاژ می‌شود. از طرفی خاصیت تورق پذیری را بالا می‌برد و نقطه‌ی ذوب فلزات را برای تولید حروف چاپ پایین می‌آورد. آنتیموان با خلوص ۹۹ درصد در ساخت بعضی از نیمه هادی‌ها به کار می‌رود. ترکیبات کمی از آنتیموان با خلوص بالا اغلب در ترکیبات محافظ در مقابل آتش، سرامیک‌های رنگی، شیشه و سفالگری مورد استفاده قرار می‌گیرند. آنتیموان و سایر ترکیبات آن سمی می‌باشند (قربانی، ۱۳۸۶).

۸-۱- کانسارهای آنتیموان

آنتیموان اصولاً نسبت به مس، سرب و روی ذخایر با حجم کمتری تشکیل می‌دهد. بیشتر کانسارهای آنتیموان با سنگ‌های دگرگونی همراه هستند و معمولاً در کمربندهای کوه‌زایی پدید می‌آیند (Akçay et al 2006) تشکیل کانسارهای آنتیموان در شرایط خاصی صورت می‌گیرد و محیط تشکیل آن‌ها متنوع است که در زیر بر اساس تقسیم‌بندی (Dill, 2009)، به آن‌ها پرداخته شده است (جدول ۲-۱)

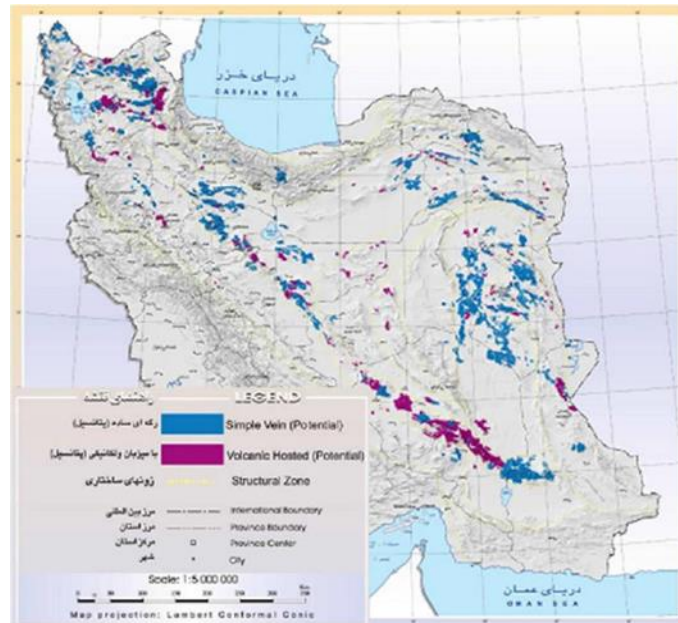
جدول ۲-۱: تقسیم بندی کانسارهای آنتیموان- (Dill, 2009)

تقسیم‌بندی کانسارهای آنتیموان	کانسارهای آنتیموان ماگمایی	کانسارهای تیپ رگه‌ای و جایگزینی مرتبط با گرانیت‌ها	سنتن - آنتیموان
			سنتیک - روی - مس - سرب - آنتیموان
			م - تنگستن - جیوه - آنتیموان
		سارهای آنتیموان - طلا - جیوه - آرسنیک - تیپ اسکارن	
		سارهای انتشاری آنتیموان - طلا - نقره با میزبان کربناته (تیپ کارلین)	
		سارهای آنتیموان سولفیداسیون بالا و پایین	
		سارهای آنتیموان (جیوه سولفیداسیون پایین نزدیک سطح)	
		سارهای آنتیموان مرتبط با سنگ‌های بازیک (اولترابازیک) و کمربندهای گرین‌استون	
	کانسارهای آنتیموان مرتبط با ساختارها	سارهای آنتیموان - طلا مزوترمال (میزبان) در زون‌های برشی	کانسارهای آنتیموان تک‌فلزی
			سارهای آنتیموان چندفلزی موان - طلا - تنگستن - قلع - آرسنیک - سرب - روی
	کانسارهای آنتیموان رسوبی	سارهای آنتیموان استرا باند (همراه با تحرک مجدد)	سارهای آنتیموان رسوبی - دیاژنتیک تک‌فلزی
			سارهای جیوه - آنتیموان - تنگستن در آرژیلیک‌های کربن‌دار - گرافیت و نیت شایست‌ها
			سارهای چندفلزی - آنتیموان در شیل‌های سیاه
	ل‌سنگ‌های غنی از آنتیموان		

۹-۱- مختصری در مورد آنتیموان در ایران

کانسارها و زون‌های کانی‌سازی آنتیموان در ایران همانند سایر نقاط دنیا عمدتاً رگه‌ای و با ذخیره‌ی پائین است، ولی وجود بیش از ۳۰ کانسار و اثر معدنی، ایران را یکی از مناطق پتانسیل‌دار از نظر آنتیموان نشان می‌دهد که تعداد زیادی از آن‌ها در گذشته مورد بهره‌برداری قرار گرفته و اکنون به صورت معدن متروکه مانند معادن آق‌دره، فقیره، شوراب، ترکمنی، پتیار و ... می‌باشند. ذخایر آنتیموان به صورت کانسار و

اندیس‌های معدنی در چهار بخش به ترتیب بخش شمال‌شرقی ایران، بخش شمال‌غربی ایران، بخش ایران مرکز، شرق و جنوب‌شرق ایران بیشتر از دیگر نقاط متمرکز می‌باشد (شکل ۱-۶).



شکل ۱-۶: نقشه پراکندگی و محیط‌های مناسب و پتانسیل دار آنتیموان در ایران (www.gsi.ir).

۱-۱۰- ذخایر آنتیموان در ایران با نگرشی بر جنوب‌شرق کشور

پهنه‌های وسیعی از سنگ‌های ولکانیکی ترشیری در جنوب‌شرق و نقاط زیادی از گستره‌ی ایران زمین، همراه با فرایندهای کانه‌زایی مهمی بوده است. در این میان کنسارهای هیدروترمالی آنتیموان یکی از این موارد است. از طرف دیگر فعالیت‌های ولکانیکی و پلوتونیک فراوان در ادوار گذشته‌ی زمین‌شناسی این مرز و بوم توانمندی‌های دیگری را فراهم کرده است که نیاز به مطالعه و شناخت بیشتری دارد (طاهری، ۱۳۷۱)، منابع و ذخایر نسبتاً بزرگی از آنتیموان در استان سیستان و بلوچستان شناسایی شده‌اند که مهم‌ترین آن‌ها کنسارهای، خواجه مسک، سفید سنگ، شورچاه، حیدرآباد، سفیدآبه و باثوت می‌باشند و کنسار لخشک نیز یکی از مناطق کانه‌زایی آنتیموان در استان سیستان و بلوچستان است (مهندسین مشاور کاوشگران، ۱۳۸۲).

۱-۱۱- روش مطالعه

۱-۱۱-۱- جمع‌آوری اطلاعات دفتری

در این مرحله اطلاعات منتشر شده قبلی موجود اعم از گزارش‌های تحقیقاتی، پایان‌نامه‌ها، نقشه‌های زمین‌شناسی، ژئوشیمیایی، توپوگرافی، مقالات داخلی و خارجی، تصاویر ماهواره‌ای مختلف جمع‌آوری و مورد بررسی قرار گرفته است.

۱-۱۱-۲- عملیات صحرایی

پس از انجام مطالعات کتابخانه‌ای، طی چند مرحله بازدید و مشاهدات صحرایی، نمونه‌برداری از بخش‌های مختلف ماده معدنی و سنگ‌های دربرگیرنده آن مبنی بر تنوع سنگ‌شناسی و کانی‌شناسی و مطالعات میکروسکوپی، تعداد ۸۷ نمونه از سنگ‌های محدوده مورد مطالعه برداشت شد (تعداد ۲۹ نمونه برای مقاطع نازک، تعداد ۹ نمونه برای آنالیز XRD ۱۵ نمونه برای آنالیز XRF، ۱۹ نمونه برای آنالیز ICP-MS، تعداد ۲ نمونه جهت مطالعه میانبارهای سیال، ۱ نمونه برای آنالیز طلا به روش فایراسی و ۱۲ نمونه برای مقاطع صیقلی انتخاب و به آزمایشگاه کانسارن بینالود، ایمیدرو در کرج و زراهما ارسال گردید و نتایج حاصله به وسیله نرم افزارهای مختلف پردازش و مورد تحلیل قرار گرفت، در نهایت مطالعات آزمایشگاهی، تهیه مقاطع میکروسکوپی، آماده‌سازی و تجزیه نمونه‌ها و مطالعات دفتری و نگارش پایان‌نامه انجام شده است.

فصل دوم

زمین شناسی

داده‌های زمین‌شناختی ایران نشانگر آن است که فرایندهای درونی و بیرونی زمین، در زمان و مکان، پیامدهایی متفاوت داشته‌اند و از همین رو، الگوی ساختاری، تحولات زمین‌ساختی، شرایط رسوبی و زیستی ایران در دوره‌های گوناگون زمین‌شناختی، پیچیدگی خاص دارد. ناهمسانی رسوبی و زمین‌ساختی تا بدان جا است که بیان ویژگی‌های یکسان را برای بسیاری از مناطق ایران ناممکن می‌سازد، این عامل باعث شده تا از دیرباز محققان مختلف دست به تقسیم بندی ایران به پهنه‌های رسوبی- ساختاری گوناگون بزنند. طبق نظر آقائباتی (۱۳۷۹)، ایران را می‌توان به پهنه‌های رسوبی- ساختاری شامل: پهنه‌های زاگرس رانده- چین‌خورده، سنندج- سیرجان، کمان ماگمایی ارومیه دختر، ایران مرکزی، فلیشی شرق ایران، بلوک لوت، البرز، کپه داغ و مکران تقسیم بندی نمود. در ادامه به بررسی زمین‌شناسی ناحیه‌ای و منطقه‌ای محدوده مورد مطالعه می‌پردازیم.

۲-۲- پهنه فلیشی شرق ایران یا نهبندان - خاش

پهنه نهبندان- خاش در شرق ایران واقع شده است (شکل ۲-۱)، این پهنه دارای زمین‌شناسی جوانی نسبت به سایر نقاط ایران می‌باشد. این پهنه از سوی شرق به دو کشور پاکستان و افغانستان محدود می‌شود. پهنه مکران به واسطه گسل بشاگرد حد جنوبی آن را می‌سازد و بالاخره سرحد غربی آن گسل نهبندان است. به علت فراوانی افیولیت ملانژ در این پهنه آن را زون آمیزه‌رنگی هم نامیده‌اند (Stocklin, 1968)، این در حالی است که (Camp et al 1981)، و (Tirrulle et al, 1983)، زون فلیش نهبندان- خاش که محصور بین دو بلوک لوت و افغان می‌باشد را پهنه درزه سیستان نامیده‌اند. پهنه درزه شامل دو نوار مجزا با روند شمال غرب- جنوب شرق می‌باشد که موسوم به مجموعه‌های رتوک^۶ و نه^۷ می‌باشند. مجموعه نه در بخش شرقی حاوی

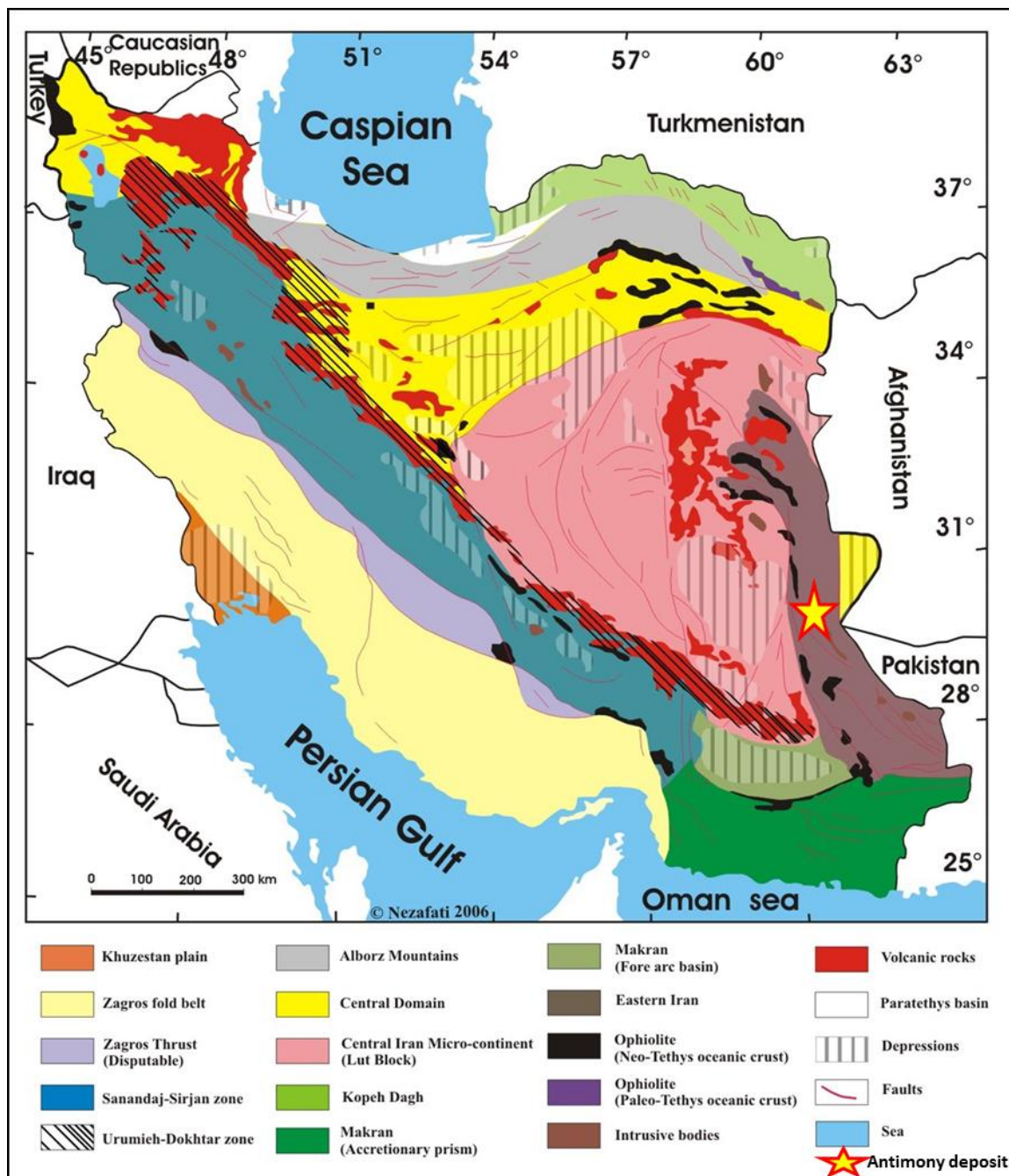
6 Retok

7 Neh

واحد افیولیتی می‌باشد که به واسطه فعالیت‌های تکتونیکی و دگرگونی ناحیه‌ای اپیدوت شیست آبی نیز در آن وجود دارد.

زمان تشکیل این مجموعه به قبل از ماستریشین باز می‌گردد. سن مجموعه نه به سمت جنوب‌غربی از سنومانین تغییر می‌کند و علاوه بر ملانژ افیولیتی شامل سنگ‌های رسوبی دریایی است که دگرگونی ضعیفی را متحمل شده‌اند.

رسوبات حوضه سفیدآبه بر روی هر دو مجموعه یاد شده قرار گرفته و حتی در حاشیه جنوب‌غربی بلوک افغان نیز برونزد دارد. این رسوبات با ضخامتی بالغ بر ۸ کیلومتر (در بعضی منابع ۳ کیلومتر ذکر شده است)، شامل سنگ‌های آواری-تخریبی و کربنات‌ها می‌باشند که سن آن‌ها از سنومانین تا ائوسن تغییر می‌کند. گسترش شمال-جنوبی این پهنه در حدود ۸۰۰ کیلومتر و پهنای آن در حدود ۲۰۰ کیلومتر است در سمت شمال، برخی از شاخه‌های آن به طرف شمال‌غربی و غرب، یعنی بصیران و بیرجند امتداد می‌یابد و گرانیت شاه کوه را دور می‌زند و در جنوب بیرجند هم با مرز گسلی از لوت جدا می‌شود. پهنه فلیش به شدت خرد شده و تکتونیکی بوده و دگرگونی ضعیفی را در کرتاسه پایانی متحمل شده است و به اسلیت، فلیت و مسکوویت شیست تبدیل شده‌اند. سن شیست‌ها و فلیت‌های دگرگونی اطراف زاهدان (از روی میکا)، به روش پتاسیم-آرگون 83 ± 15 میلیون سال به دست آمده که ممکن است همسن افیولیت‌های همین منطقه باشد، زیرا چنانکه گفته شده زون فلیشی مزبور محل پیدایش ریف و جدایی بلوک افغان از ایران بوده و بر اساس سن دیرینه‌شناسی قدیمی‌ترین سنگ‌هایی هستند که در پهنه درزه سیستان، یعنی حد بین بلوک افغان و بلوک لوت بیرون زده است. ریف‌زایی طی سنومانین اتفاق افتاده است (Tirrule et al, 1983)، و این سن با داده‌های سن مطلق که از افیولیت‌های جنوب نصرت‌آباد و سایر بخش‌های افیولیتی داخل ایران مرکزی با روش پتاسیم-آرگون به دست آمده (۶۰ تا ۱۰۰ میلیون سال، لوازیه و دیگران، ۱۹۸۰)، تطبیق می‌کند.



شکل ۲- ۱: نقشه پهنه‌های ساختاری- رسوبی ایران (Alavi, 1991). موقعیت منطقه مورد مطالعه با علامت ستاره (★) نشان داده شده است

با توجه به حضور ملانژ افیولیتی در مجموعه رتوک که در آن شیست‌های گلوکوفان‌دار متعلق به همین مجموعه به وسیله آهک‌های رودیست‌دار ماستریشتین به طور ناپیوسته پوشیده می‌شود، لذا زیرراندگی می‌بایست طی ماستریشتین صورت گرفته باشد. چنان که اگر توده‌های تونالیتی چشمه‌استاد، در نتیجه همین زیرراندگی به وجود آمده باشد. شروع زیر راندگی باید قدیمی‌تر و حتی به آغاز سنومانین ربط داده شود (Tirrulle, et al, 1983)، این محققین علی‌رغم وفور گدازه‌های کالک آلکالن ائوسن، به ویژه در بخش شمالی بلوک لوت، جهت زیرراندگی را به سمت شمال و شرق، یعنی به زیر بلوک افغان در نظر می‌گیرند و در مورد موقعیت منشورهای به هم افزوده در پیش قوس حوضه سفیدآبه و محل سنگ‌های دگرگونی فشار زیاد در بخش شرقی، یعنی نزدیک به بلوک افغان را دلیل این امر می‌دانند. وجود آهک‌های هیپوریت‌دار به سن ماسترشتین بر روی رتوک، نشانه عمق کم آب و نتیجه بالا آمدگی مجموعه رتوک در این زمان است. روند اصلی فعالیت تکتونیکی در شمال استان سیستان و بلوچستان شمال‌غرب- جنوب‌شرق می‌باشد. واحدهای سنگی اصلی در این ناحیه شامل اولترابازیک‌ها، رسوبات فلیشی، سنگ‌های نفوذی و آتشفشانی می‌باشد. سنگ‌های آتشفشانی در مقیاس منطقه‌ای به دو دسته کلی قابل تقسیم می‌باشند. سنگ‌های آتشفشانی در پیرامون آتشفشان‌های قدیمی نظیر کوه لار و آساگی که در واقع محصول عملکرد فعالیت‌های تکتونیکی بزرگ مقیاس در گذشته بوده و به گمان زیاد این حرکات و فعالیت‌ها به پایان رسیده‌اند. در کنار این آتشفشان‌های خاموش و قدیمی، آتشفشان‌های جدیدتر نیز در منطقه وجود دارند که از میان آن بزمان و تفتان مشخص‌تر می‌باشد. این دو آتشفشان به همراه آتشفشان چغایی در داخل مرز پاکستان معرف خطی می‌باشند که به واسطه فرورانش سپر عربی فوران کرده‌اند. از این رو مجموعه زمین‌شناسی در شمال استان سیستان و بلوچستان از پیچیدگی خاصی برخوردار است. پهنه فلیشی شرق ایران در تکوین دینامیکی خود که محصور بین دو فرورفتگی هلمند و جازموریان می‌باشد. فعالیت‌های آتشفشانی و عملکرد توده‌های نفوذی ناشی از حرکت دو صفحه (بلوک لوت و صفحه عربی)، را پشت سر گذاشته است.

۲-۳- زمین‌شناسی ناحیه‌ای

قدیمی‌ترین واحدهای سنگی همگی دگرگونی بوده و سن ائوسن به آن‌ها داده شده است. به دلیل گسله بودن منطقه تعیین سن دقیق واحدهای سنگی (تقدم و تأخر آن‌ها)، ممکن نیست. سنگ‌های آذرین نفوذی واحدهای سنگی قدیمی‌تر را قطع نموده و سن پس از آن را دارند و به احتمال زیاد دارای سن الیگوسن می‌باشند. این واحدها شامل نفوذی‌های متعدد به صورت سیل، دایک و استوک می‌باشند که در فازهای مختلف نفوذ کرده‌اند. ترکیب این سنگ‌ها از مونزوگرانیت تا دیوریت متغیر است. فازهای قدیمی‌تر دارای ترکیب اسیدی بوده و فازهای جدیدتر دارای ترکیب حدواسط می‌باشند (گرانیت، داسیت و دیوریت). واحدهای عهد حاضر به صورت تراس‌های قدیمی و جوان، پهنه‌های شنی و رسوبات کف رودخانه‌ها، نمایان است شکل‌های (۲-۲ و ۳-۲).

Era	Epoch	Lithologies	
Cenozoic	Quaternary	Qal	Qal: Recent alluvium
		Qt	Qt: Old alluvial fans and terraces
	Eocene	h	h: contact aureole, hornfels
		sch	sch: semi-schists and schists
Mesozoic	Cretaceous	pg	pg: granite, plagiogranite, tonalite

شکل ۲-۲: ستون چینه‌ای محدوده کانسار لخشک (برگرفته از نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ زاهدان) به‌روزی، ۱۹۷۸.

Era	Epoch	Lithologies	
Cenozoic	Quaternary	Qs	Qs: Sand dunes
		Qal	Qal: Recent alluvium
		Qt	Qt: Old alluvial fans and terraces
	Oligocene	Rhy	Rhy: White-gray rhyolite dykes
		Dac	Dac: Light brown-white dacite, rhyodacite, trachyandesite dyke and sill, partly with Fe-oides alteration
		Gnt	Gnt: Gray-light gray granite, diorite
	Eocene	Cl-Sch	Cl-Sch: Gray-light green calcschist, biotite calcschist with thin crystalline limestone interbeds
		Mb	Mb: White-cream crystalline limestone, marble
		Qz-Sch	Qz-Sch: Gray-dark gray quartz schist, schist in some places quartzite, calcschist
		Gne	Gne: Dark gray-black gneiss, gneissoid schist, silimanite biotite schist

شکل ۲-۳: ستون چینه‌ای محدوده کانسار لخشک ۱:۱۰۰۰ (شرکت مهندسين مشاور کاوشگران، ۱۳۹۶)

۲-۴- تکتونیک و زمین ساخت حوضه فلیشی شرق ایران

الگوی ساختاری حوضه فلیشی شرق ایران، به لحاظ جایگیری میان دو بلوک لوت و هلمند و به ویژه چیرگی زمین ساخت برخوردی، بسیار پیچیده و نشانگر یک کوهزاد درون قاره‌ای است. با این حال، به نظر می‌رسد که در این ناحیه راندگی‌ها نقش اساسی دارند. به گونه‌ای که چین‌خوردگی سنگ‌ها پیامد عملکرد راندگی‌هاست. در بخش میانی حوضه، گسل‌های امتداد لغز راستگرد روند تقریبی شمالی- جنوبی و به سمت شرق شیب زیادی دارند. ولی در پایانه‌های شمالی و جنوبی به دلیل چرخش‌های راستگرد بلوک لوت و بلوک هلمند، ضمن تغییر در روند ساختارها، سرشت گسل‌ها به طور عمده از نوع راندگی‌های هم‌پوشان است. گفتنی است که اگر چه در بخش عمده‌ای از ایران، حرکت رو به شمال شرق ورق عربستان- آفریقا دخالت دارد. ولی در حوضه فلیشی شرق ایران، حرکت رو به شمال و شمال غرب ورق هندوستان و پیامدهای ناشی از آن، موثر است به گفته دیگر، عمده ساختارهای این ناحیه را باید در شکل گیری اقیانوس هند جستجو کرد.

از نگاه لرزه‌خیزی بخش میانی حوضه فلیشی شرق ایران، اطراف زاهدان، در سده گذشته به طور کامل آرام بوده اما بخش‌های شمالی و جنوبی آن لرزه‌زا است.

۲-۵- گسلش در منطقه

همان گونه که پیشتر بیان شد، منطقه مورد مطالعه در بخش میانی پهنه ساختاری شرق ایران جای دارد و از رخدادهای زمین‌ساختی و تکتونیکی آن تبعیت می‌کند. با توجه به مطالعات انجام شده قبلی در منطقه مورد مطالعه مشخص شده که دست کم آخرین تنش وارده بر منطقه از نوع فشارشی بوده و جهت آن شمال، شمال‌شرقی- جنوب، جنوب‌غربی بوده است. این نوع فشارش باعث ایجاد شکستگی‌ها و گسلش‌های اصلی منطقه با روند شمال‌غرب- جنوب‌شرق تا شرقی که با سازوکار تراستی از نوع همپوشان هدایت‌کننده می‌باشند. در برخی از گسله‌های یاد شده چین‌هایی در جبهه جلو برنده گسله تراستی تشکیل شده است. بیشتر دایک‌ها و توده‌های نفوذی نیمه عمیق کانه‌زا از راستای گسله‌های اخیر پیروی نموده‌اند. در ادامه فشارهای وارده بر منطقه گسلش‌های نسل بعدی در روند شمال‌غرب- جنوب‌شرقی شکل گرفته، که سیستم گسله‌های نوع اول را بریده‌اند. این گسله‌ها معمولاً با درازاهای زیاد می‌باشند برخی از دایک‌های منطقه از این راستا تبعیت نموده‌اند. گسل‌ها با روند شمالی- جنوبی و گسله‌های عرضی کوچک که باعث قطع و بریده شدن گسله‌های بالا شده، احتمالاً نسل‌های بعدی گسلش در منطقه می‌باشند.

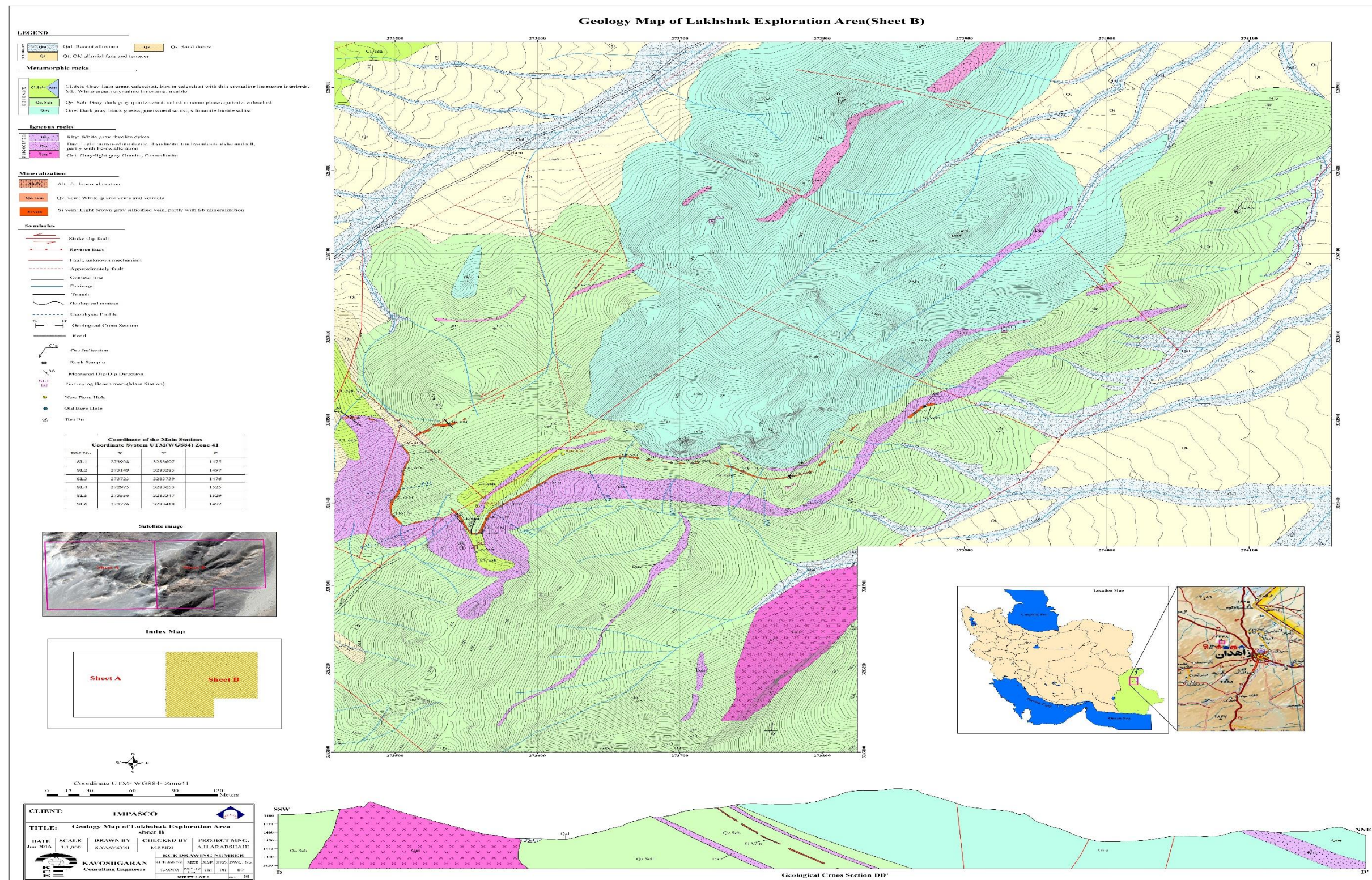
۲-۶- زمین‌شناسی محدوده معدنی

منطقه مورد مطالعه از نظر زمین‌شناسی در بخش شمالی ورقه ۱:۲۵۰۰۰۰ زاهدان می‌باشد (شکل ۲-۳)، که بر اساس آن، زمین‌شناسی، چینه‌شناسی و زمین‌شناسی ساختمانی منطقه مورد بررسی قرار گرفته است. در ادامه به بررسی پتروگرافی منطقه مورد مطالعه پرداخته شده است و در نهایت با استفاده از مقاطع میکروسکوپی بافت‌ها و ساخت‌های موجود در منطقه شناسایی گردید.

۲-۶-۱- واحدهای سنگ- چینه‌ای موجود در محدوده آنتیموان لخشک

معمولاً در توصیف واحدهای سنگ چینه‌ای واحدها از قدیم به جدید شرح داده می‌شوند اما چون در محدوده مورد مطالعه تمامی نهشته‌ها دگرگونه، چین خورده هستند و مسلماً تقدم و تأخر واحدها صرف نظر از شدت و ضعف فرآیند دگرگونی در آن‌ها مشکل می‌باشد.

بر اساس مطالعات صحرایی غالب سنگ‌های موجود در محدوده مورد مطالعه شامل: گنیس، کوارتزشیست، کالک‌شیست، کلریت-بیوتیت‌شیست، کوارتزمونزدیوریت، گرانیت-دیوریت، میکروگرانیت، داسیت‌پورفیری و میکرودیوریت و می‌باشند. حضور بافت پورفیری در نمونه‌ها نشان‌دهنده تبلور در دو مرحله می‌باشد (معین وزیری، ۱۳۷۱)، بر اساس مطالعات پتروگرافی، سنگ‌های مذکور متحمل فرآیند دگرسانی شده‌اند و کانی‌های ثانویه نظیر کانی‌های اکتینولیت، کربنات، کلریت، سرسیت، اکسیدهای آهن، مسکویت و کانی رس در آن‌ها به وجود آمده است. لذا در این تحقیق به شرح واحدهای سنگی رخنمون یافته در گستره محدوده مورد بررسی بر مبنای نقشه توپوگرافی-زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰ تهیه شده توسط شرکت مهندسی مشاور کاوشگران (شکل ۲-۴) از قدیم به جدید می‌پردازیم.



۴-۲: نقشه توپوگرافی- زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰ منطقه معدنی لخشک (شرکت مهندسين کاوشگران، ۱۳۹۶).

۲-۶-۱-۱- واحد گنیس (Gne)

واحد سنگی گنیس به نظر می‌رسد که به لحاظ میزان شدت دگرگونی و تحمل فازهای متنوع دگرگونی از سایر واحدهای سنگی رخنمون یافته در محدوده مورد بررسی از درجات دگرگونی بالاتری برخوردار باشد. رخنمون این واحد سنگی در شمال شرق محدوده مورد بررسی برونزد داشته و ارتفاعات نسبتاً صعب‌العبور واقع در حاشیه شمالی محدوده مورد بررسی را تشکیل می‌دهد. رنگ رخنمون هوازده این واحد سنگی سیاه رنگ بوده و سطح تازه شکسته آن نیز به سیاه و خاکستری تیره می‌باشد. امتداد عمومی رخنمون این واحد سنگی به صورت شمال شرق - جنوب غربی بوده و آثار فولیاسون و شیستوزیته در این واحد سنگی دارای شیب عمومی در حدود ۳۵ تا ۴۰ درجه و به سمت شمال شرق می‌باشد (شکل ۲-۵).



1 M

1 M



1 M

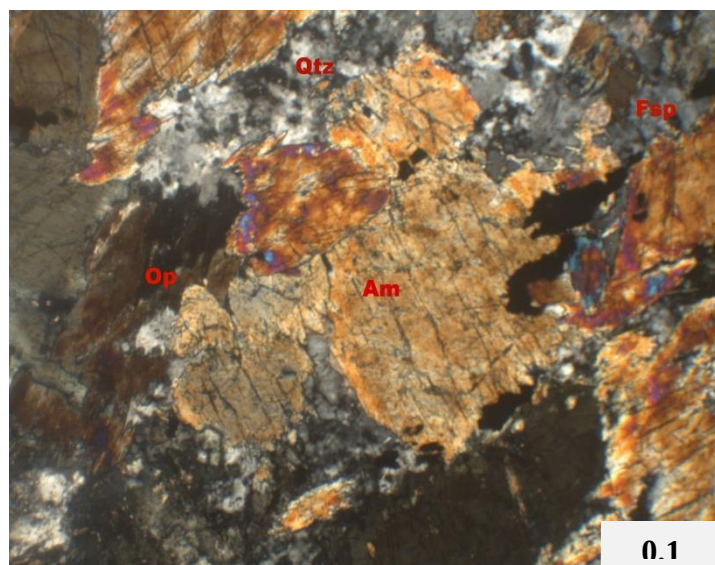
شکل ۲-۵: تصاویری نزدیک از واحد سنگی گنیس و آثار شیستوزیته در آنها.

آمفیبول گنیس، از سنگ‌های این واحد می‌باشد. آمفیبول (فراوانترین کانی نمونه) همه به صورت فنوکریست بی‌شکل تداوم یا جهت یافته بوده که در آنها دو سری رخ و ریز بلورهای بیوتیت، اپیدوت، اسفن و کانی کدر دیده می‌شود، این کانی صورت بلورهای سوزنی ریز در برش نازک هم دیده می‌شود. کوارتزها به صورت

مجموعه‌های متوسط تا ریز بلور بی‌شکلی است که برخی حاوی ریز بلور آمفیبول و بیوتیت هستند. فلدسپار به صورت کریستال‌های بی‌شکل پراکنده است. بیوتیت ورقه‌ای است، این کانی به طور موضعی تمرکز یافته و همراه اکسید اپاک دیده می‌شود. اپیدوت‌های ریز، کمی کلریت و کانی‌های کدر- اکسید آهن هم از دیگر همراهان هستند. شیست دارای بافت پورفیروبلاست می‌باشد شکل‌های (۶-۲ و ۷-۲).



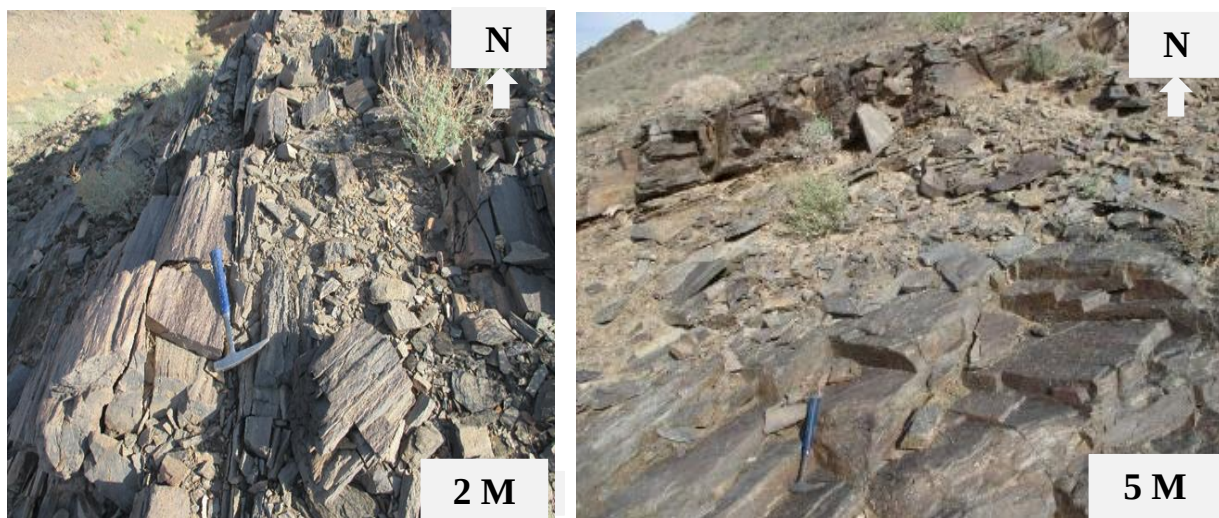
شکل ۶-۲: نمونه دستی مقطع آمفیبول شیست برداشت شده از منطقه مورد مطالعه.



شکل ۷-۲: مقطع میکروسکوپی آمفیبول شیست از منطقه مورد مطالعه (Fsp: فلدسپار)، (Qtz): کوارتز) و (Am: آمفیبول).

۲-۱-۶-۲- واحد کوارتزشیست (Qtz-Sch)

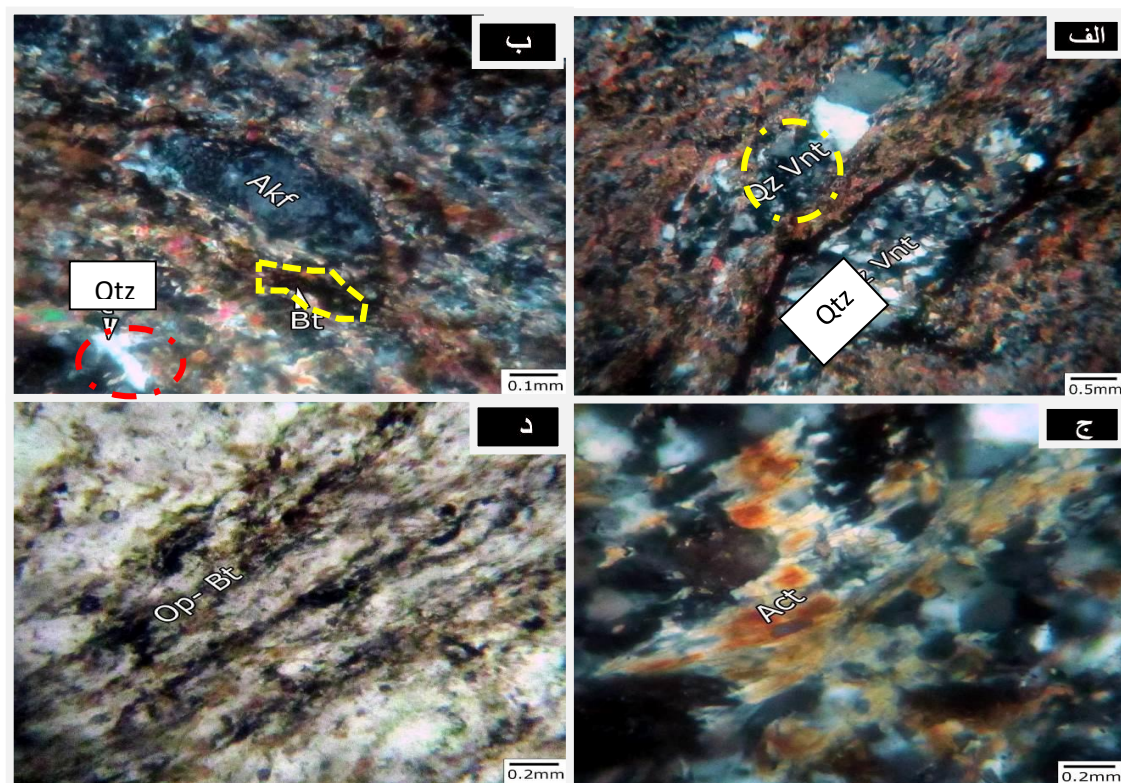
واحد سنگی کوارتزشیست با ترکیب کوارتزشیست، شیست، کوارتزیت و کالک‌شیست بخش عمده‌ای از شرق و جنوب محدوده مورد بررسی را به خود اختصاص داده است. برونزد این واحد سنگی با مرز عادی در مجاورت واحد گنیس قرار داشته و با توجه به شیب و امتداد آثار لایه‌بندی به نظر می‌رسد که واحد گنیس با مرز عادی بر روی آن واقع گردیده است. رنگ رخنمون هوازده این واحد سنگی خاکستری تیره تا سیاه رنگ بوده و سطح تازه شکسته آن به رنگ خاکستری می‌باشد (شکل ۸-۲).



شکل ۸-۲: تصویری از واحد سنگی کوارتزشیست و آثار تورق و فولیاسیون در آنها.

- **کلریت بیوتیت‌شیست**، نشانگر یک سنگ دگرگونی متعلق به گروه شیست‌ها از رخساره شیست‌سبز است. اجزای اصلی سازنده سنگ را کانی‌های کوارتز، فلدسپار آلکالن، پلاژیوکلاز، بیوتیت و با فراوانی کمتر اکتینولیت تشکیل می‌دهد. نمونه متأثر از تنش‌های تکتونیکی واجد بافت شیستوز شده و در امتداد این سطوح بلورهای بیوتیت و با فراوانی کمتر اکتینولیت رشد و تبلور یافته و سبب شکل‌گیری بافت لپیدوبلاستیک در نمونه شده است. بلورهای کوارتز دست‌خوش تبلور مجدد شده‌اند و به شکل نواری در سنگ دیده می‌شوند. بلورهای فلدسپار به سبب تنش‌های جهت‌دار دچار خردشدگی و جهت‌یافتگی ترجیحی هستند. بلورهای تورمالین و زیرکن و کانه مات اجزای فرعی سازنده سنگ را

تشکیل می‌دهد. کانی‌های مات در امتداد سطوح شیستوزیته به خوبی مشاهده می‌شوند. پروتولیت نمونه می‌تواند سنگ پلیتی مانند شیل باشد (شکل ۲-۹).

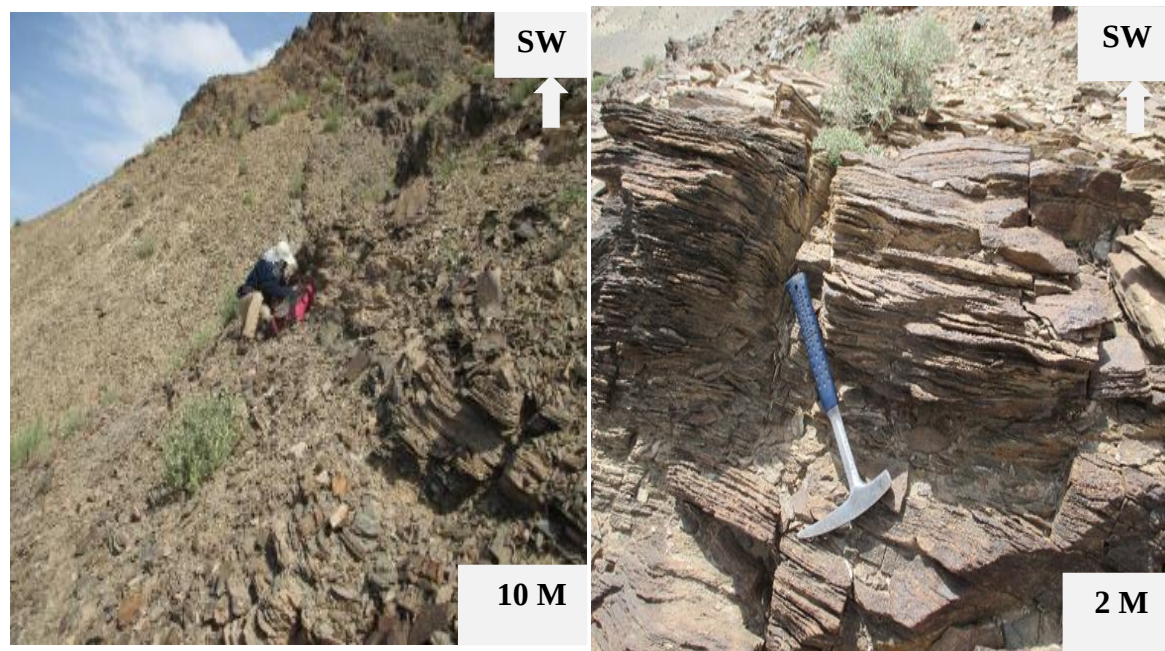


شکل ۲-۹: الف) نمایی از نوارهای کوارتز تجدید تبلور یافته در زمینه غنی از بیوتیت و اکتینولیت (Akt؛ ب) کشیدگی بلور پورفیروبلاست فلدسپار آلکالن Akf در امتداد تنش در مجاورت بلورهای بیوتیت و کوارتز (Qtz؛ ج) نمایی از بلور اکتینولیت (Act کشیده شده؛ د) نور PPL نشانگر شکل گیری بلورهای بیوتیت Bt و کانه تیره Op در امتداد سطوح شیستوزیته.

۲-۶-۱-۳- واحد کالک‌شیست (Cl.Sch)

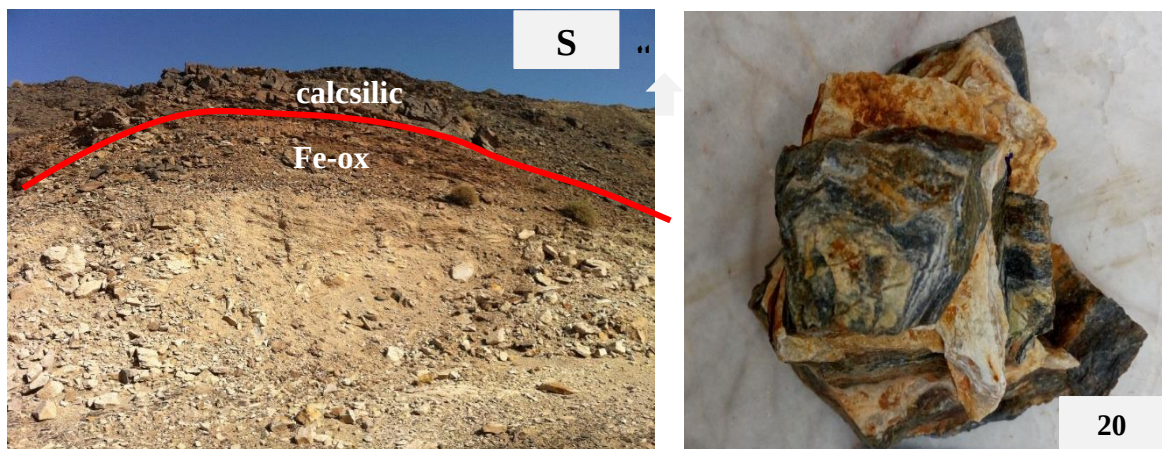
واحد کالک‌شیست دارای ترکیب شیست کربناته بوده و به نظر می‌رسد که به صورت تناوب و میان لایه با واحد سنگی کوارتزشیست حضور دارد. واحد سنگی کالک‌شیست دارای ترکیب بیوتیت کالک‌شیست بوده و با توجه به آن که سنگ میزبان کانی‌سازی دارای ترکیب کالک‌شیست می‌باشد. از اهمیت بسزایی برخوردار می‌باشد. رخنمون این واحد سنگی در شمال غربی و مرکزی محدوده مورد بررسی برونزد یافته است. به طوری که ذکر شد این واحد سنگی به صورت سنگ میزبان کانی‌سازی بوده و آثار رگه و رگچه‌های سیلیسی حاوی کانی‌سازی آنتیموان و به خصوص طلا اغلب در این واحد سنگی و با مرز تماس آن با توده‌های نفوذی

نیمه عمیق با ترکیب داسیت- ریوداسیتی شناسایی شده است. رگه و رگچه‌های سیلیسی به نظر می‌رسد که به صورت نسبتاً هم‌شیب با لایه‌بندی کالک‌شیست‌ها و مرز تماس توده و کالک‌شیست می‌باشند (شکل

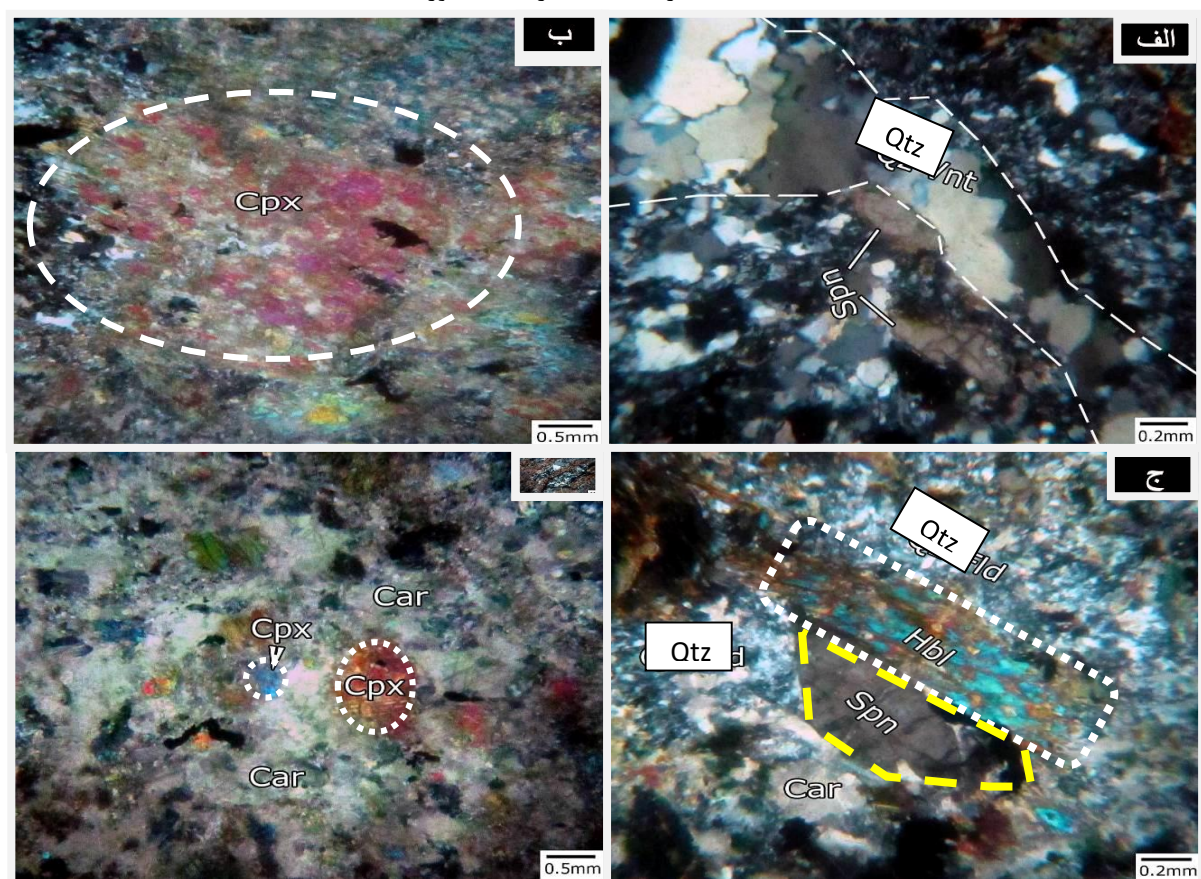


شکل ۲-۱۰ (تصویر سمت چپ): نمایی نزدیک از واحد سنگی کالک‌شیست و آثار فولیاسیون و لایه‌بندی در آنها

کالک سیلیکات، نشانگر یک سنگ دگرگونی متعلق به گروه کالک‌سیلیکات‌ها یا سنگ‌های اسکارنی است. اجزای اصلی سازنده سنگ را کانی‌های کوارتز، فلدسپار، کربنات، کلینوپیروکسن (احتمالاً از نوع دیوپسید)، هورنبلند و اکتینولیت تشکیل می‌دهد. نمونه واجد بخش‌های از سنگ مادر آذرین اولیه است که از یک زمینه ریزبلور کوارتز-فلدسپاری تشکیل شده است. سنگ اولیه متأثر از فرایندهای دگرگونی متاسوماتیسم توسط کربنات و پیروکسن جانشین شده است. بلورهای پیروکسن نوع دیوپسید توسط کربنات و اکتینولیت با درجات متوسط تا ضعیف جانشین شده‌اند. بلورهای هورنبلند در بخش‌های ریزبلور زمینه قابل مشاهده هستند. بلورهای کوارتز ریز تا درشت با خاموشی موجی شدید به صورت رگه‌ای در سطح مقطع حضور دارند. کانی‌های تیره و اسفن اجزای فرعی سازنده سنگ را تشکیل می‌دهد (شکل‌های ۲-۱۲ و ۲-۱۳).



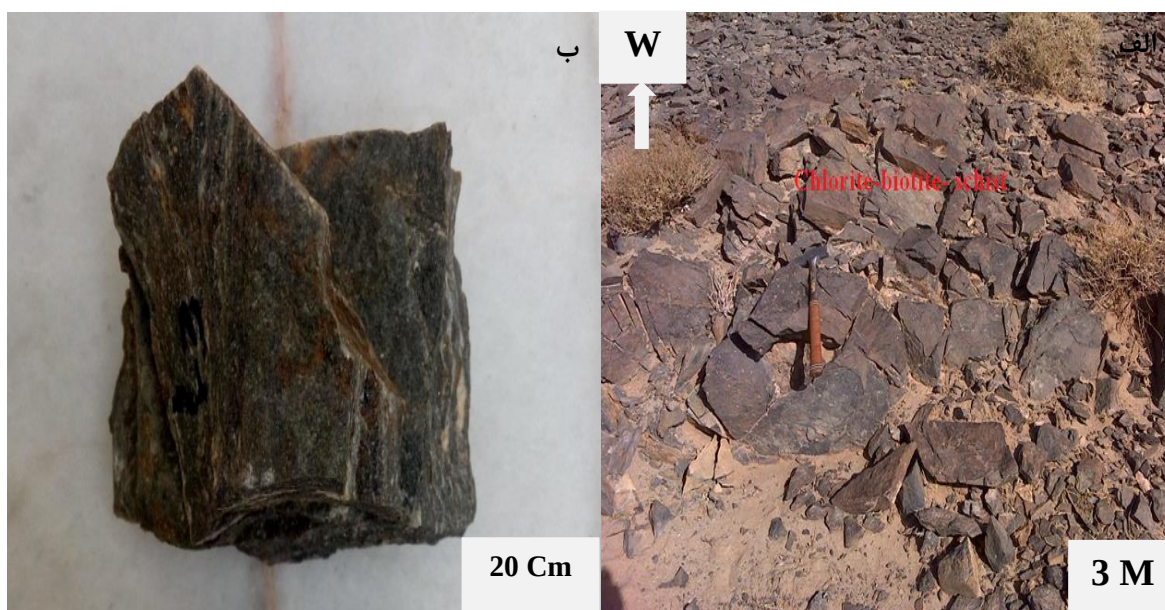
شکل ۲-۱۲: الف) نمایی دور از واحد کالک سیلیکات در مجموعه دگرگونی منطقه مورد مطالعه ب) نمونه دستی سنگ کالک سیلیکات برداشت شده از منطقه مورد مطالعه.



شکل ۲-۱۳: الف) شکستگی پر شده با رگچه کوارتز در مجاورت بلورهای اسفن *Spn*؛ ب) بلور درشت کلینوپیروکسن *Cpx*؛ ج) بلورهای هورنبلند *Hbl* و اسفن *Spn* همراه با پیچهای کربنات *Car* در زمینه کوارتز-فلدسپاری؛ د) بلورهای پراکنده کلینوپیروکسن *Cpx* در زمینه کربناتی شده.

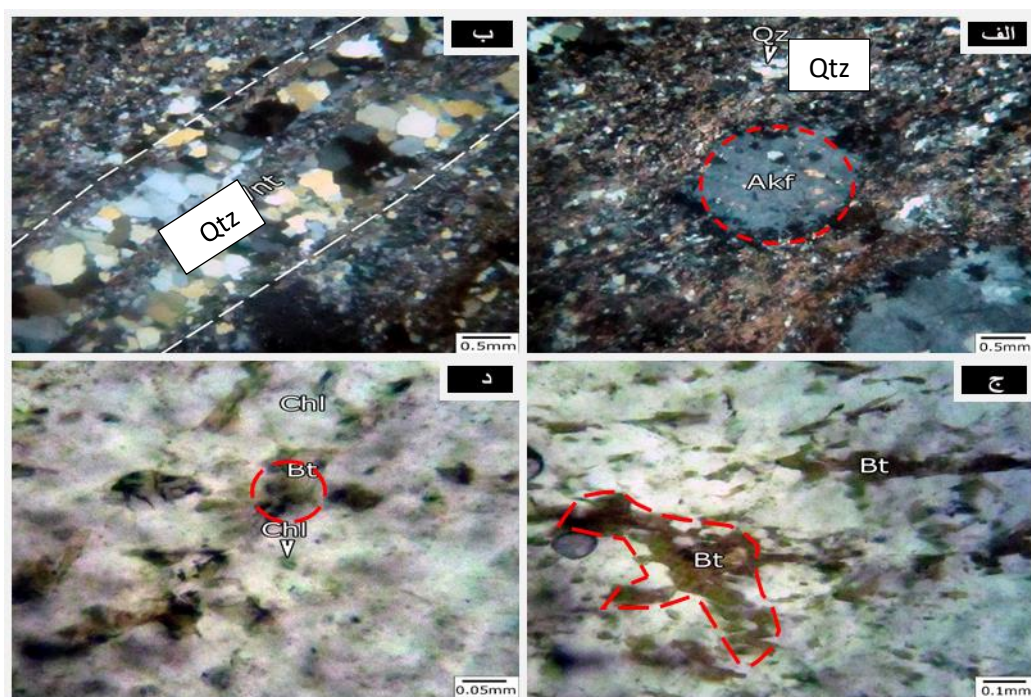
کلریت بیوتیت‌شیست

کلریت بیوتیت‌شیست یک سنگ دگرگونی متعلق به گروه شیست‌ها از رخساره شیست‌سبز است اجرای اصلی سازنده سنگ را کانی‌های کوارتز، فلدسپار آلکالن، بیوتیت و با فراوانی کمتر کلریت تشکیل می‌دهد (شکل ۲-۱۴). نمونه متأثر از تنش‌های تکتونیکی بوده و آثار خردشدگی و کشیدگی در آن قابل مشاهده می‌باشد که در ارتباط با فلدسپارها سبب شکل‌گیری بافت چشمی (Augen texture)، درنمونه شده‌است بلورهای بیوتیت در امتداد سطوح شیستوزیته رشد و تبلور یافته‌اند. کانی‌های تیره و اوپاک و زیرکن اجزای فرعی سازنده سنگ را تشکیل می‌دهد. پروتولیت احتمالی نمونه می‌تواند از نوع کوارتز فلدسپاری مانند سنگ‌های آذرین فلسیک باشد. شکل (۲-۱۵)، نمای ازتصویر میکروسکوپی این سنگ را نشان می‌دهد.



شکل ۲-۱۴: الف) سنگ کلریت-بیوتیت‌شیست در مجموعه سنگ‌های دگرگونی ب) نمونه دستی سنگ کلریت-بیوتیت

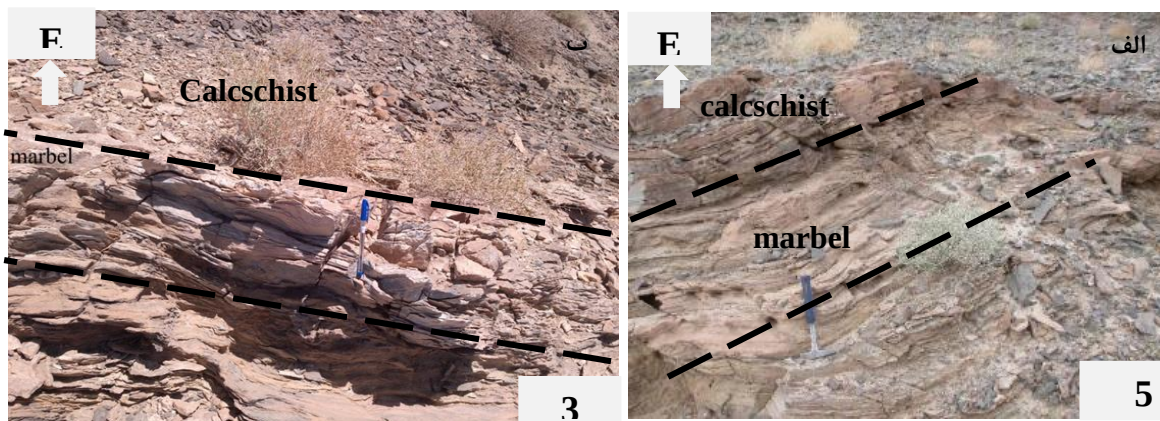
شیست برداشت شده از کانسار لخشک



شکل ۲-۱۵: الف) تصویری از بلور پورفیروبلاست فلدسپار آلکالن Akf در زمینه غنی از بیوتیت و کلریت جهت یافته حاوی بلورهای ریز کوارتز Qtz؛ ب) شکستگی پر شده با رگچه کوارتز Qtz-Vnt؛ ج) نور PPL نشانگر بلورهای بیوتیت Bt؛ د) نمایی از بلورهای بیوتیت Bt و کلریت در نور PPL.

۲-۶-۱-۴- واحد مرمر (Mb)

این واحد سنگی دارای ترکیب آهک کریستالین و مرمر بوده و به صورت میان لایه‌هایی با ساختار نوار و عدسی در واحد سنگی کالک‌شیست و در مواردی کوارتزشیست‌ها حضور دارد. رخنمون این واحد سنگی به صورت باریکه‌هایی به ضخامت حدود ۰/۵ تا ۱ متر و طول رخنمونی در حدود ۴۰ تا ۵۰ متر در شمال غرب محدوده مورد بررسی شناسایی گردیده است. رنگ رخنمون هوازده این واحد سنگی قهوه‌ای روشن بوده سطح تازه شکسته آن به رنگ سفید- خاکستری می‌باشد شکل (۲-۱۶).



شکل ۲-۱۶: تصویری از واحد سنگی آهک کریستالین و مرمر و آثار لایه‌بندی در آنها (در مجموعه دگرگونی).

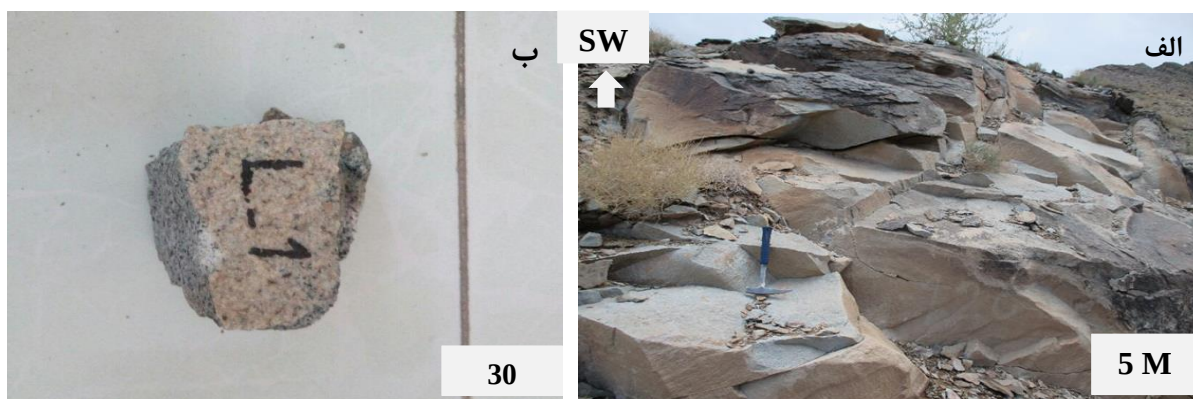
۲-۶-۲- سنگ‌های آذرین در محدوده آنتیموان لخشک

در گستره دربرگیرنده کانسار آنتیموان لخشک، مجموعه‌ای از توده‌های نفوذی عمیق و نیمه‌عمیق با ساختارهای توده‌ای، دایک و سیل عمدتاً در بخش‌های مرکزی و جنوب‌شرقی محدوده مورد بررسی برونزد یافته‌اند. این توده‌های نفوذی دارای ترکیب حدواسط تا اسیدی بوده و منسوب به گرانیتوئیدهای زاهدان بوده و متعلق به دوران الیگوسن می‌باشند. در جنوب‌شرقی محدوده مورد بررسی، بخش کوچکی از رخنمون بسیار وسیع توده‌های نفوذی برونزد یافته است. این توده‌های نفوذی دارای ترکیب گرانیت و گرانودیوریت بوده که در این میان ترکیب شیمیایی گرانیت از اهمیت و فراوانی بیشتری برخوردار می‌باشد. رخنمون این واحد سنگی دارای مورفولوژی صخره‌ساز بوده و ارتفاعات خشن و صعب‌العبور جنوب‌شرق محدوده مورد بررسی را تشکیل داده‌اند. سطح هوازده این واحد سنگی به رنگ خاکستری تیره بوده و سطح تازه شکسته آن سفید-خاکستری است. به طوری که ذکر شد، واحد سنگی Gnt سطح وسیعی از مناطق واقع در اطراف محدوده مورد بررسی را به خود اختصاص داده و منسوب به گرانیتوئیدهای زاهدان هستند. این توده‌های نفوذی به فراوانی توسط ساختارهای دایک و سیل با ترکیب حدواسط قطع گردیده و مورد هجوم قرار گرفته‌اند. این ساختارها عمدتاً به موازات یکدیگر و با امتداد عمومی شمال‌غرب- جنوب‌شرق درون توده‌های نفوذی تزریق شده‌اند. مشاهدات صحرایی حاکی از آن است که در مرز تماس توده‌های نفوذی و ساختارهای دایک و سیل، حاشیه واکنشی تشکیل نگردیده و این امر می‌تواند ناشی از درجه حرارت و زمان تشکیل و

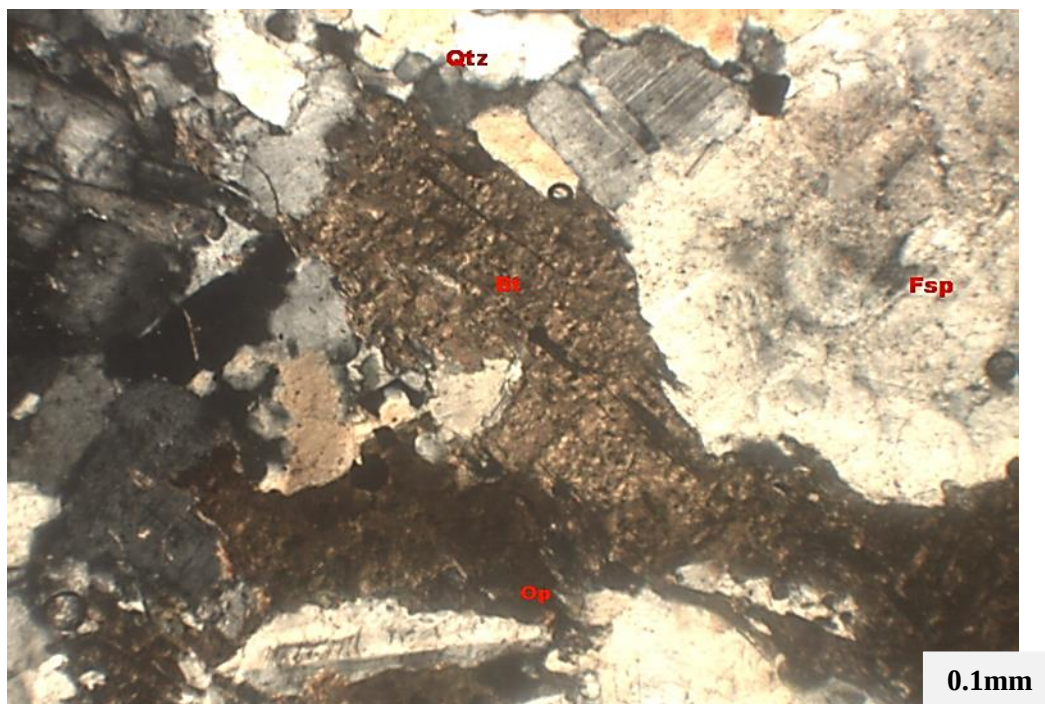
تزریق این ساختارهای درون سنگ میزبان ماگمایی باشد. به طوری که به نظر می‌رسد که ساختارهای دایک و سیل به صورت همزمان و یا کمی بعد از شکل‌گیری توده‌های نفوذی تزریق شده‌اند.

۲-۶-۱-۲- گرانیت (Gnt)

کانی‌های و اجزاء سازنده فلدسپارها (پلاژیوکلاز و ارتوز) فراوان‌ترین کانی به صورت بلورهای نیمه شکل‌دار-بی‌شکل، گاه ماکله، زونه نیز کمی تجزیه به کانی رسی، سریسیت و کربنات است. کوارتز به صورت ریز-متوسط بلور (بی‌شکل، گاه با ترک موئین) و گاه به صورت مجموعه خیلی ریز بلور ری کریستاله دیده می‌شود. بیوتیت (به صورت بلورهای ورقه‌ای- تیغه‌ای کشیده و گاه تداوم یافته نیز با تجزیه به کلریت و لوکوکسن) و کمی آمفیبول (هورنبلند) هم از کانی‌های مافیک هستند. اسفن، آپاتیت و کانی‌های کدر-اکسید آهن هم در برش نازک پدیدار است. دارای کانی‌های ثانوی (کانی رسی، سریسیت، کلریت و کربن) و کانی‌های فرعی (کانی تیره- اکسید آهن، اسفن و آپاتیت) می‌باشد. شکل‌های ۱۷-۲ و ۱۸-۲ نشان‌دهنده واحد گرانیت در منطقه لخشک و نمونه دستی آن و همچنین مقطع میکروسکوپی گرانیت منطقه می‌باشد.



شکل ۱۷-۲: الف) دور نمایی از توده گرانیتی در جنوب شرق محدوده مورد بررسی، دید به جنوب غرب، ب) نمونه دستی گرانیت کمی تجزیه شده.



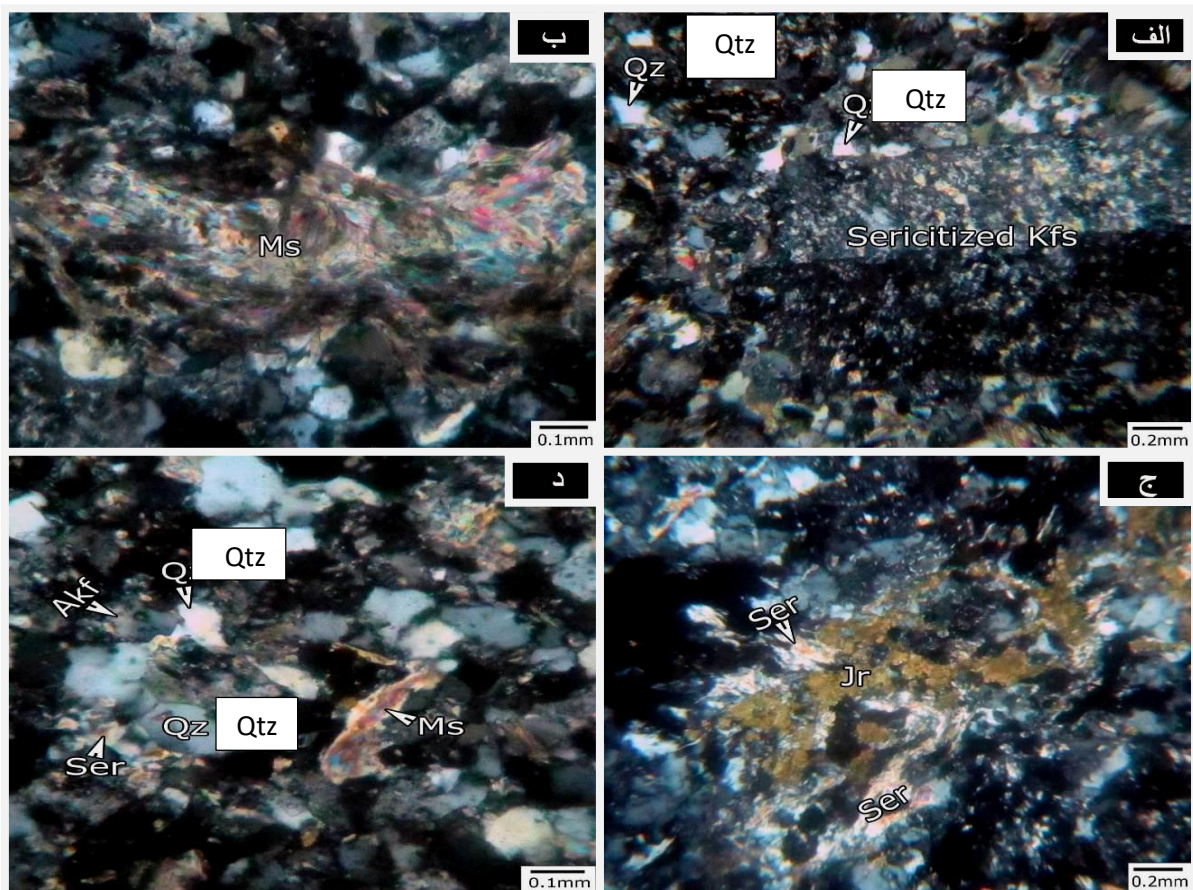
شکل ۲-۱۸: تصویر میکروسکوپی از گرانیت کمی تجزیه شده (Bt: بیوتیت، Qtz: کوارتز، Fsp: فلدسپار و Op: کانی تیره).

۲-۲-۶-۲- میکروگرانیت

مقطع مورد مطالعه نشانگر یک سنگ آذرین نیمه عمیق پورفیری متعلق به گروه میکروگرانیت‌ها است (شکل ۲-۱۹)، اجزای اصلی سازنده سنگ را کانی‌های کوارتز، پلاژیوکلاز و فلدسپار آلکالن تشکیل می‌دهند. فنوکریست‌های فلدسپار آلکالن و پلاژیوکلاز در زمینه ریز تا متوسط بلور از کوارتز و فلدسپار سبب شکل‌گیری بافت پورفیریتی در نمونه شده است. بلورهای فلدسپار توسط سریسیت و مسکوویت با درجات ضعیف تا متوسط جانشین شده‌اند. جاروسیت به شکل رگه-رگچه‌ای و به صورت قطعات یا تکه‌های کوچک پراکنده در زمینه جایگزین شده است. کانه‌های تیره اجزای فرعی سازنده سنگ را تشکیل می‌دهند (شکل ۲-۲۰).



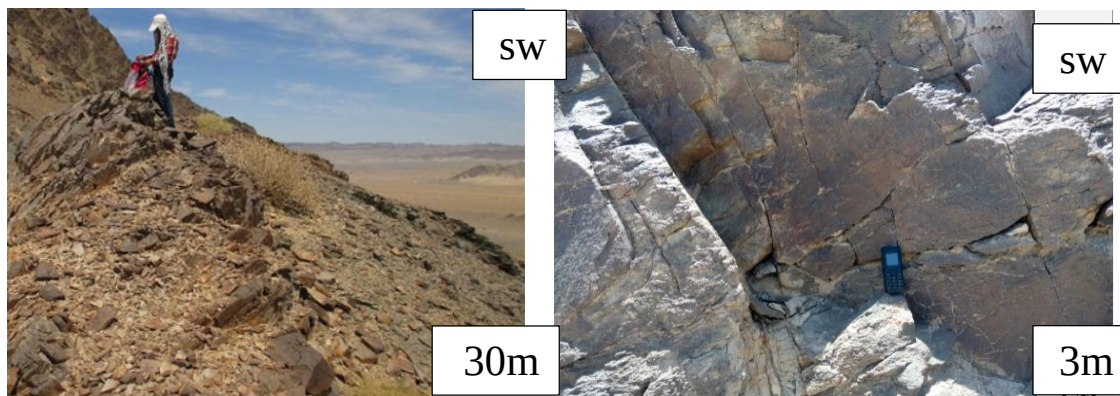
شکل ۲-۱۹: نمونه دستی میکروگرانیت برداشت شده از کانسار لخشک.



شکل ۲-۲۰: بلور فلدسپار پتاسیک جانشین شده توسط سریسیت در مجاورت بلورهای کوارتز (Qtz؛ ب) بلور درشت مسکوویت (MS؛ ج) نمایی از سریسیت در کنار بلورهای جاروسیت (Jr؛ د) بلورهای کوارتز و فلدسپار ریز سریسیتی Ser شده در زمینه.

۲-۶-۳- داسیت - ریوداسیت (Dac)

این رخنمون سنگی دارای ترکیب داسیت و ریوداسیت بوده و به نظر می‌رسد که به صورت توده‌های نفوذی نیمه عمیق در محدوده مورد بررسی ظاهر شده‌اند. رخنمون این سنگ‌ها عمدتاً دارای ساختار دایک و سیل بوده در مرکز و شرق محدوده مورد بررسی برونزد یافته است. بر اساس این مطالعات سنگ‌های داسیت-ریوداسیت از نظر کانه‌زایی بارور بوده و آثار آلتراسیون آرژیلی و کائولینیتی به همراه پیریت در این سنگ قابل ذکر می‌باشد. شایان ذکر است، نتایج حاصل از مطالعات اخیر نیز نقش و ارتباط سنگ‌های داسیت-ریوداسیت و کانی‌سازی را تأیید می‌نماید. نتایج حاصل از مشاهدات و مطالعات حاکی از آن است که در مرز تماس دایک-سیل‌هایی با ترکیب داسیت-ریوداسیت آثاری از رگه و رگچه‌هایی سیلیسی واجد کانی‌سازی آنتیموان و به خصوص طلا حضور دارد. رگه و رگچه‌های سیلیسی باردار عمدتاً در کمر پائین دایک‌های داسیت-ریوداسیت تشکیل شده و دارای مقادیر قابل قبولی از عناصر آنتیموان و طلا در اغلب رخنمون‌های دگرگونه واقع در بلوک‌های شرقی، مرکزی و غربی کانسار آنتیموان لخشک شناسایی گردیده است (شرکت کاوشگران) شکل‌های (۲-۲۱ و ۲-۲۲).



شکل ۲-۲۱: نمایی از رخنمون داسیت (دید به جنوب غرب). شکل ۲-۲۲: نمایی از دایک داسیتی (دید به شمال شرق)

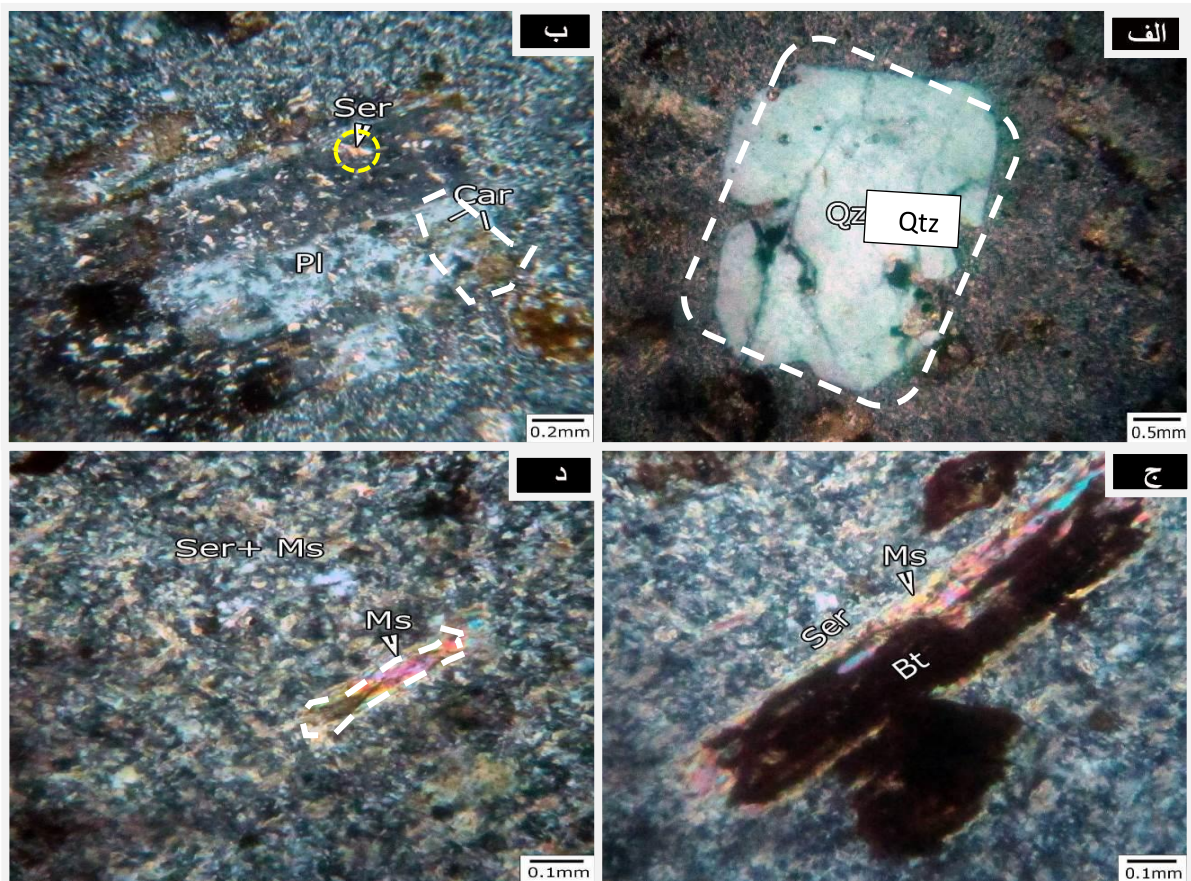
۲-۶-۴-۰۲ داسیت پورفیری

داسیت پورفیری یک سنگ آذرین بیرونی پورفیری متعلق به گروه داسیت‌ها است (شکل ۲-۲۳)، اجزای اصلی سازنده سنگ را کانی‌های کوارتز، پلاژیوکلاز، با ماکل پلی‌سنتیک، فلدسپار آلکالن و بیوتیت تشکیل می‌دهد. زمینه از نوع میکروکریستالین است و با توجه به حضور فنوکریست‌های فلدسپار و کوارتز و بیوتیت

نمونه واجد بافت پورفیریتیک است. بلورهای فلدسپار با درجات متفاوتی توسط سربیسیت، کربنات و کانی‌های رسی جانشین شده‌اند. زمینه با درجه نسبتاً شدیدی توسط سربیسیت-موسکویت و کانی‌های رسی جانشینی نشان می‌دهد. بلورهای بیوتیت به شدت دگرسان شده و توسط اکسیدهای آهن و بعضاً سربیسیت-موسکویت و کربنات جانشین شده و اکسیدهای آهن-تیتانیم آزاد کرده‌اند. بلورهای کوارتز به صورت تجمع‌های بلوری تا پراکنده حضور دارند و دارای حاشیه خلیج مانند هستند. کانی‌های مات اجزای فرعی سازنده سنگ را تشکیل می‌دهد. (شکل ۲-۲۴)، نمایی از مقاطع سنگ داسیت پورفیری را در زیر میکروسکوپ نشان می‌دهد.



شکل ۲-۲۳: نمونه برداشت شده از سنگ داسیت پورفیری از منطقه مورد مطالعه.

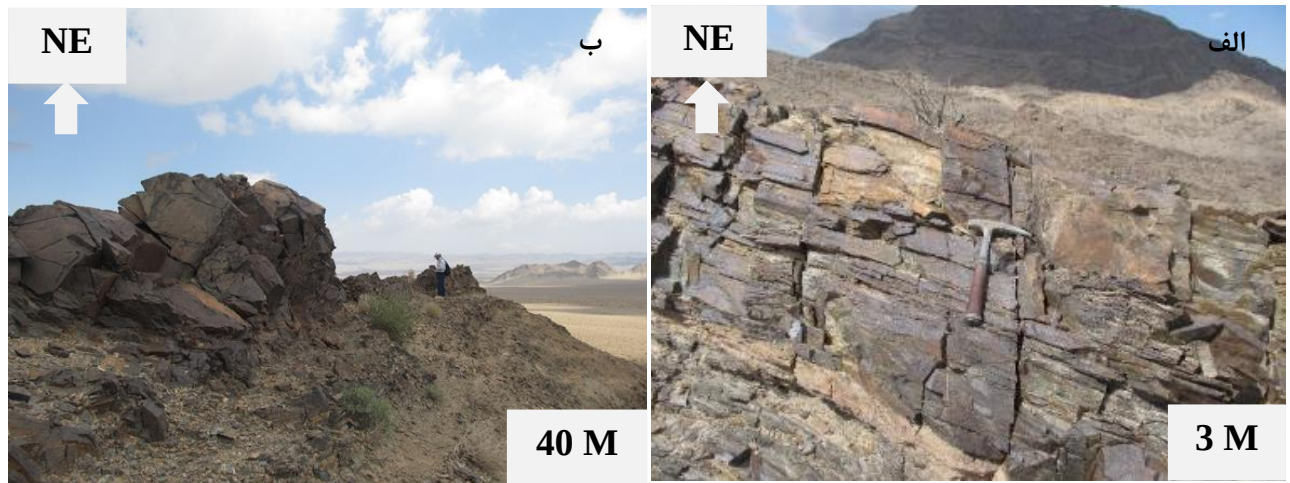


شکل ۲-۲۴: الف) بلور کوارتز (Qtz) با حاشیه خلیج مانند؛ ب) جانشینی سرپسیت (Ser) و کربنات در بلور فنوکریست پلاژیوکلاز (Pl)؛ ج) فنوکریست بیوتیت (Bt) آغشته به اکسید آهن و دگرسان شده به سرپسیت-مسکوویت؛ د) بلور مسکوویت (Ms) در زمینه سرپسیتی-مسکوویتی شده.

۲-۶-۵- ریولیت (Rhy)

رخنمون سنگی (Rhy) با ساختار دایک دارای ترکیب ریولیت می‌باشد. رخنمون این رخنمون سنگی به صورت باریکه‌هایی در شمال شرق محدوده مورد بررسی و عمدتاً در خط الرأس و دامنه ارتفاعات برونزد یافته است. این سنگ‌ها درون واحدهای سنگی دگرگونی تزریق شده و مرز تماس و ارتباط آن با سایر توده‌های نفوذی در گستره محدوده مورد بررسی برونزد نیافته و شناسایی نگردیده است. مشاهدات صحرایی حاکی از آن است که مرز تماس دایک‌های ریولیتی و سنگ میزبان دگرگونی، حاشیه واکنش تشکیل نگردیده و آثاری از متاسوماتیسم ناشی از تزریق دایک در مقیاس ماکروسکوپی قابل شناسایی نیست. رخنمون این واحد سنگی

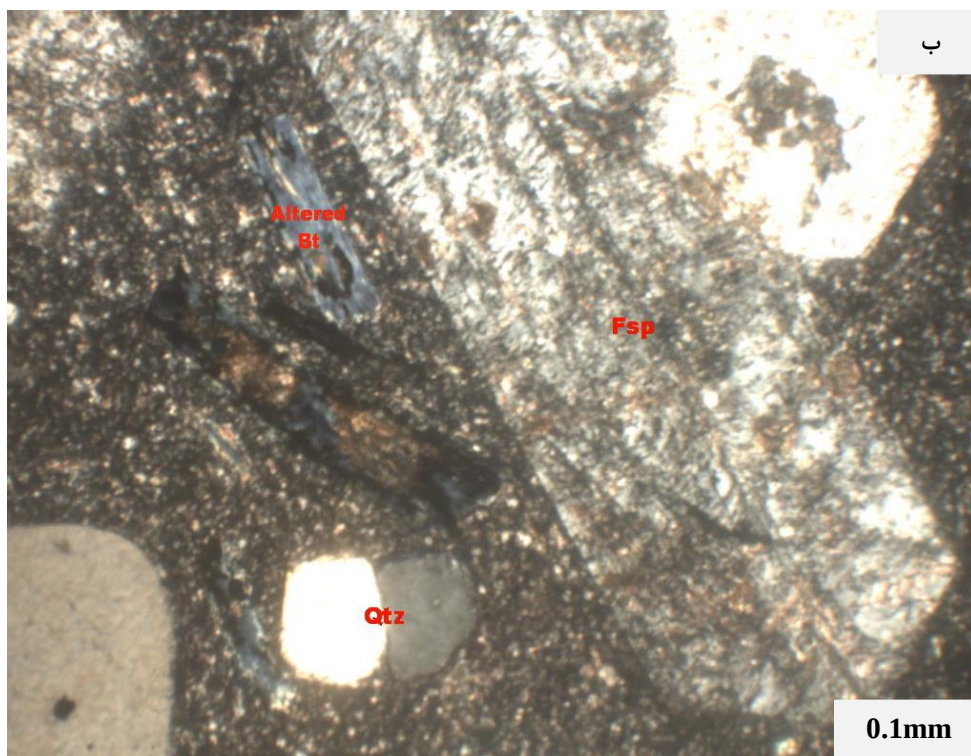
دارای مورفولوژی صخره‌ساز بوده، رنگ سطح هوازده آن قهوه‌ای تیره- خاکستری و سطح تازه شکسته این واحد سنگی به رنگ خاکستری- سفید می‌باشد شکل (۲-۲۵).



شکل ۲-۲۵: دور نمایی از رخنمون‌های ریولیت با ساختار دایک دید به شمال شرق

ریولیت

میکروفتوکریستال: کوارتز به صورت متوسط- درشت بلورهای بی‌شکل و با خوردگی خلیجی است. فلدسپار (پلاژیوکلاز، سانیدین) به صورت بلورهای شکل‌دار- نیمه شکل‌دار و ماکله بوده، تجزیه به کانی رسی، سریسیت گاه کربنات، اپیدوت و اکسید آهن هم دارد. بیوتیت به صورت بلورهای ورقه‌ای و تیغه‌ای شکل است که تماماً با کلریت، لوکوکسن، کربنات و مسکویت جایگزین شده است. شمار کمی کانی مافیک که به طور کلی به کانی‌های فیلسیلیکاته، کربنات و کلریت تجزیه شده و شکل آن گاه به آمفیبول می‌ماند. در زمینه سیلیس- فلدسپار نهان بلور، و کانی رسی شایان توجه (شاید حاصل دوتریفیکاسیون شیشه)، سریسیت، کمی کربنات و کانی‌های کدر- اکسید آهن پدیدار است. دارای کانی‌های ثانویه کانی رسی، سریسیت، کلریت، کربنات، لوکوکسن، و کانی‌های کدر- اکسید آهن به عنوان کانی‌های فرعی در مقطع دیده شده است (شکل ۲-۲۶).

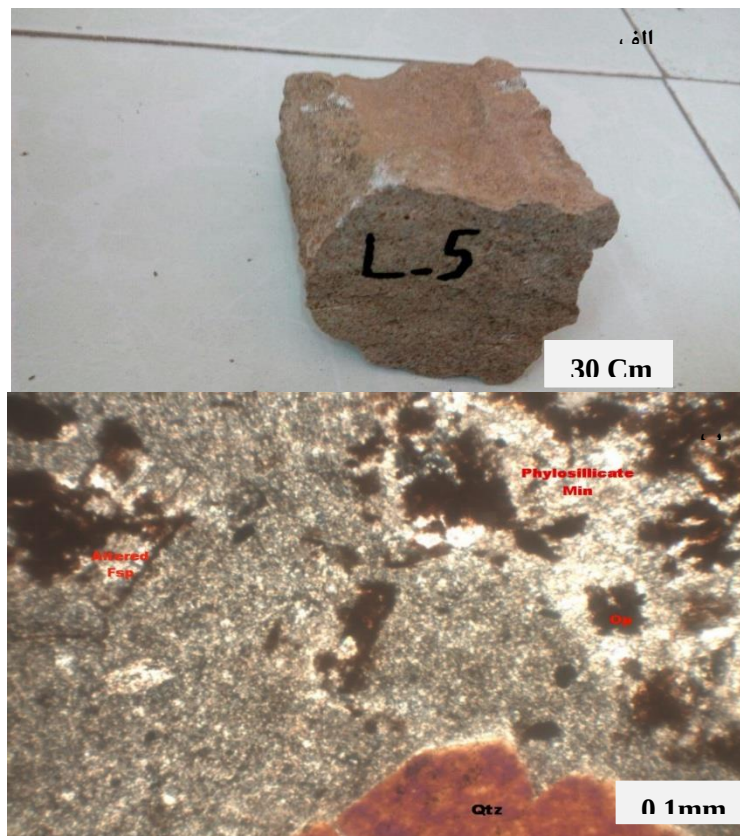


شکل ۲-۲۶: الف) نمونه دستی ریولیت برداشت شده از منطقه مورد مطالعه ب) مقطع میکروسکوپی ریولیت تجزیه شده با بلورهای کوارتز (Qtz) و فلدسپات (Fsp).

ولکانیک اسیدی (ریولیتی)

میکروفنو کریستال بر سنگ اولیه که از انواع ولکانیک‌های اسیدی بوده دگرسانی فیلیک گسترده اعمال شده است. آثار بلوری شکل‌دار- نیمه شکل‌داری که تماماً به آمیزه‌ی کانی رسی، سریسیت و کربنات تبدیل شده و شکل آن به فلدسپار می‌ماند. کمی کوارتز به صورت بلورهای منشوری و گاه با خوردگی خلیجی است. آثار بلوری از کانی مافیک (به طور کلی با کربنات و اکسید آهن جایگزین شده به گمان آمفیبول) نیز بیوتیت‌هایی که به مسکویت، و اکسید اپاک تجزیه شده هم از کانی‌های مافیکند.

در زمینه هم سیلیس-فلدسپار و کانی رسی (به احتمال حاصل دوتریفیکاسیون شیشه)، کانی‌های فیلوسیلیکاته شایان توجه، آپاتیت، و کانی‌های کدر-اکسید و هیدروکسید آهن به نسبت زیاد پدیدار است. کانی‌های ثانوی رسی، سریسیت، کربنات، مسکویت در نمونه دیده شد. همچنین کانی‌های کدر-اکسید آهن، آپاتیت به عنوان کانی‌های فرعی این نمونه دیده شده است (شکل ۲-۲۷).

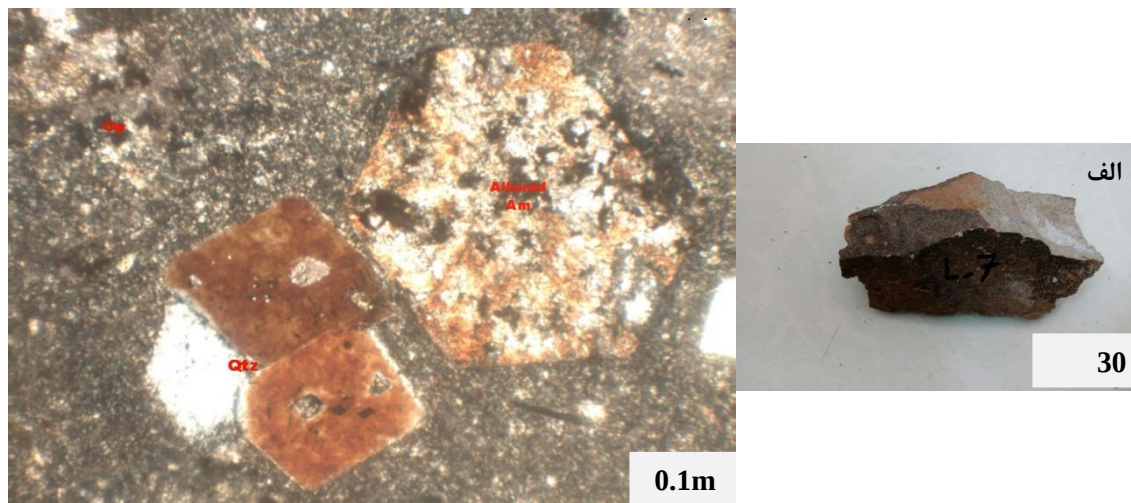


شکل ۲-۲۷: الف) نمونه دستی مقطع مورد مطالعه ب) نمونه مورد مطالعه در زیر میکروسکوپ.

ریولیت (*Rhy*)

میکروفنوکریستال: کوارتز بیشتر به صورت درشت بلورهای بی‌شکل و با خوردگی خلیجی است. فلدسپارها به صورت بلورهای شکل‌دار-نیمه شکل‌دار، اغلب با تجزیه گسترده به کانی رسی، سریسیت، و گاه جایگزینی با اکسید آهن هستند. آثار کانی مافیک که به طور کلی با کربنات و کلریت جایگزین شده و شکل بلور گاه به بیوتیت و معدودی هم به آمفیبول شبیه است.

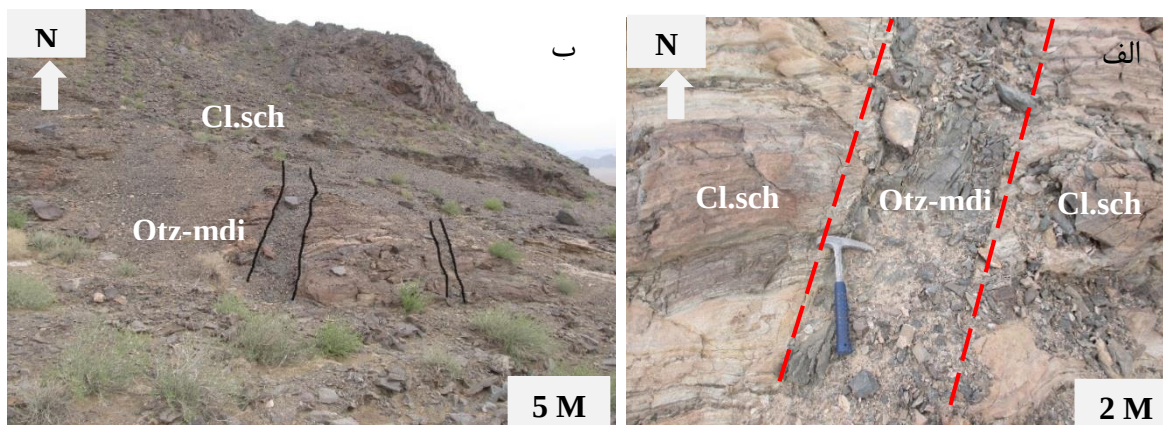
در زمینه هم سیلیس - فلدسپار نهان بلور، کانی‌های فیلسیلیکاته (کانی رسی، سریسیت) زیاد و کانی‌های کدر- اکسید آهن دیده می‌شود. کانی رسی، سریسیت، کلریت، کربنات به عنوان کانی‌های ثانویه شناخته شدند و کانی‌های کدر- اکسید آهن به عنوان کانی فرعی در نمونه دیده شدند (شکل ۲-۲۸).



شکل ۲-۲۸: سمت راست نمونه دستی ریولیت تجزیه شده و سمت چپ مقطع نازک میکروسکوپی آن.

۲-۶-۲-۶- کوارتزومنزود یوریت

این دایک نفوذی با روند شمالی- جنوبی در مرکز محدوده مورد مطالعه که درون کالک‌شیست‌ها تزریق شده است به علت کوچک بودن در مقیاس نقشه توپوگرافی- زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰ جای نمی‌گیرد. کانی‌ها و اجزاء سازنده: فلدسپار (شامل کمی ارتوز و پلاژیوکلاز حدود آندزین) به صورت بلورهای نیمه شکل‌دار ماکله، زونه و با تجزیه به کانی رسی، سریسیت و کربنات بوده، گاه در آنها ریز بلورهای متعدد آمفیبول و اکسید اپاک هم پدیدار است. کوارتز به صورت متوسط بلورهای بی‌شکل دیده می‌شود. بیوتیت ورقه‌ای شکل، آمفیبول (هورنبلند شایان توجه به صورت بلورهای تیغه‌ای و منشوری شکل‌دار که شماری به کربنات، بیوتیت اکسید آهن هم تجزیه شده) از کانی‌های مافیک هستند. کمی کربنات بی‌شکل، آپاتیت و کانی‌های کدر- اکسید آهن هم در برش نازک پدیدار است. دارای کانی‌های ثانویه رسی، سریسیت، کربنات و دارای کانی‌های فرعی کدر- اکسید آهن، آپاتیت می‌باشد (شکل‌های ۲-۲۹ و ۲-۳۰).



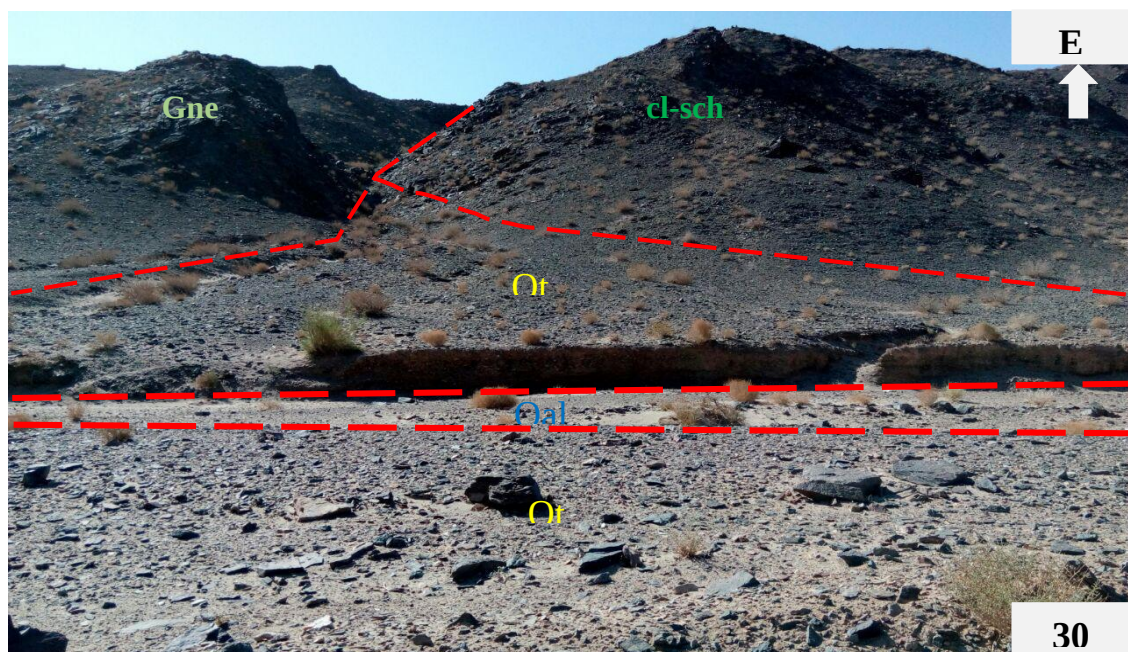
شکل ۲-۲۹: الف) نمای از دایک دیوریتی سبزرنگ با روند شمال شرق - جنوب غرب که درون واحد کالک شیست تزریق شده است ب) نمای از دو دایک کوارتز موزودیوریت (Qtz-mdi) سبز رنگ با روند شمالی - جنوبی که درون واحد کالک شیست



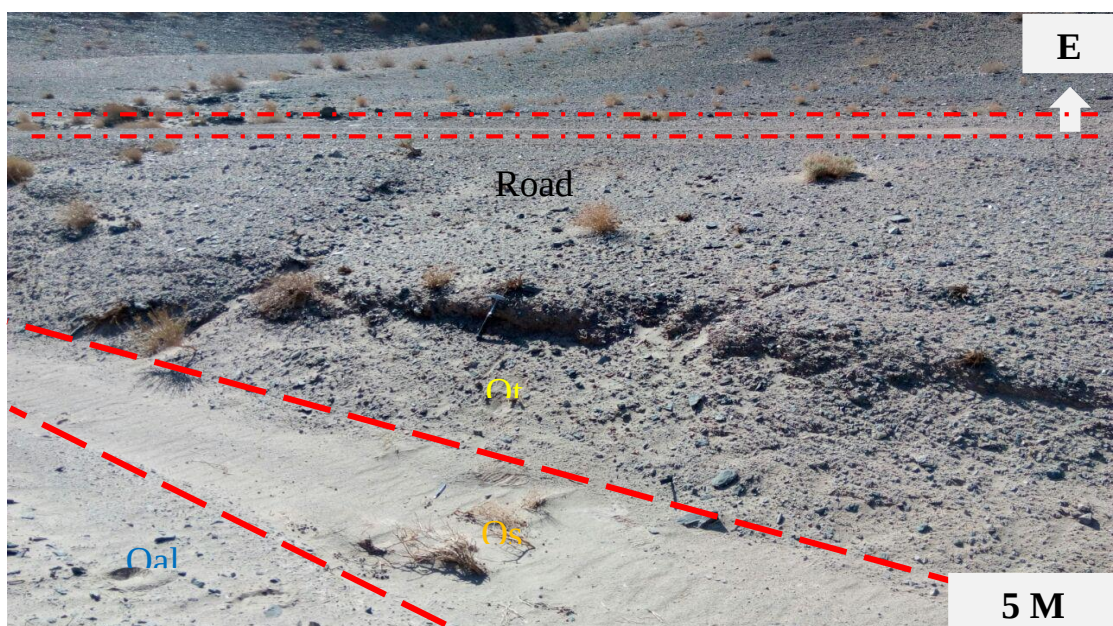
شکل ۲-۳۰: مقطع میکروسکوپی از نمونه کوارتز موزودیوریت (Am: آمفیبول، Fsp: فلدسپار، Qtz: کوارتز و Bt: بیوتیت).

۲-۶-۳- واحد کواترنری

واحدهای کواترنری مشتمل بر آبرفت‌های نازک لایه و جوان، واریزه‌های سنگی، پادگانه‌های آبرفتی و رسوبات بستر رودخانه‌ها و ماسه‌های بادی بوده و جوان‌ترین واحدهایی هستند که در محدوده مورد بررسی نهشته شده‌اند. این واحدها در امتداد مسیر رودخانه‌های اصلی و آبراهه‌های محدوده مورد بررسی تشکیل شده و حاصل عملکرد آب‌های روان، باد و هوازگی مکانیکی و شیمیایی می‌باشند (شکل ۲-۳۱ و ۲-۳۲).



شکل ۳۱-۲: دور نمایی از رسوبات آبرفتی قدیمی (Qt) و رسوبات آبرفتی عهد حاضر (Qal) واقع در شرق محدوده مورد بررسی (Gne):



شکل ۳۲-۲: نمایی نزدیک از رسوبات آبرفتی قدیمی (Qt)، رسوبات آبرفتی عهد حاضر (Qal) و ماسه بادی (Qs) واقع در شمال شرق محدوده مورد بررسی.

۷-۲- ساخت و بافت در سنگ‌های منطقه لخشک

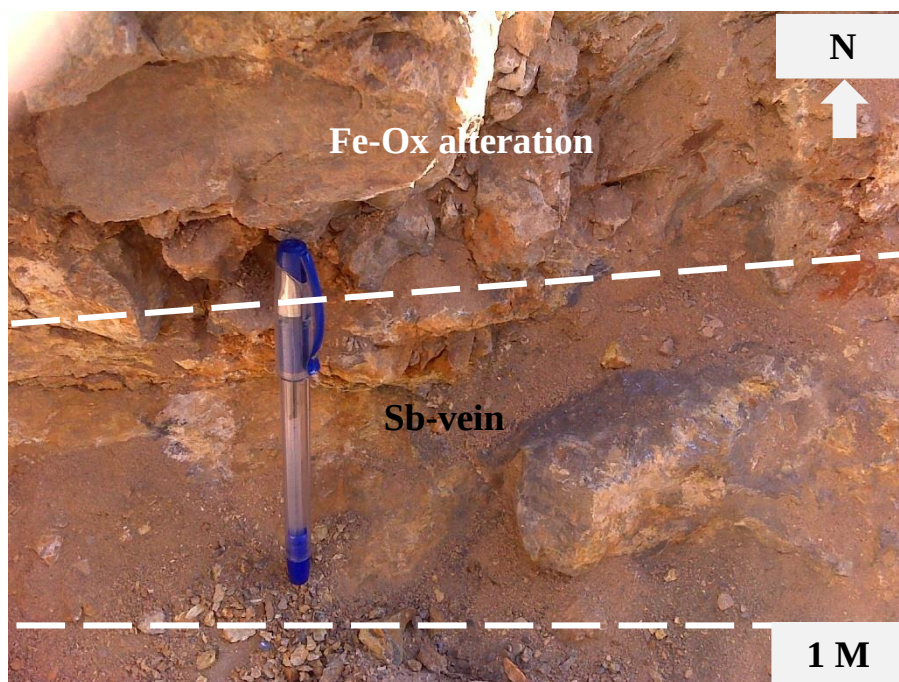
مطالعه ساخت و بافت کانی‌ها و کانه‌ها اطلاعات ارزشمندی به دست می‌دهد که می‌توان با توجه به آن‌ها به شرایط و نحوه تشکیل ماده‌ی معدنی پی برد. بسته به نوع سنگ، منشأ و طرز تشکیل ساخت‌های مختلفی در سنگ پدید می‌آید.

۷-۲-۱- ساخت سنگ‌های منطقه لخشک

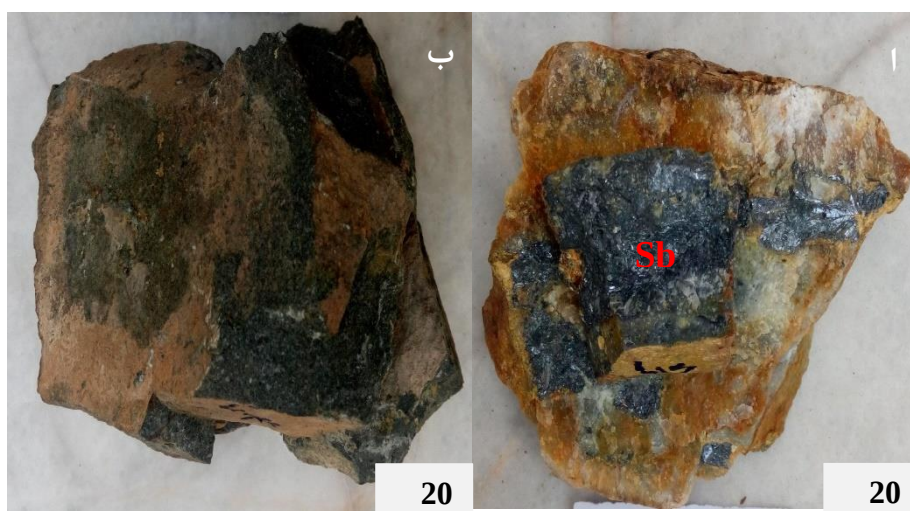
ساخت مشاهده شده در سنگ‌های محدوده کانسار لخشک شامل ساخت توده‌ای می‌باشد که در ادامه شرح داده می‌شود.

ساخت توده‌ای

ساختار توده‌ای از مهم‌ترین و قابل توجه‌ترین ساختارها از دیدگاه بهره‌بردارن است. این ساخت از جمله اصلی‌ترین ساخت‌های مشاهده شده در منطقه مورد مطالعه می‌باشد و در دید صحرایی و نمونه دستی در سنگ‌های منطقه لخشک دیده می‌شوند (شکل ۲-۳۳)، اگر سنگ میزبان بسیار نفوذپذیر و یا به شدت دارای شکستگی باشد سیالات عناصر بیشتری را جهت ته‌نشینی حمل می‌کنند و هاله پراکندگی عناصر گسترش بیشتری می‌یابد. گاهی دگرسانی سنگ دیواره، باعث بسته شدن مجرای سیال و محدودیت در پراکندگی بیشتر در سیال می‌شود (Gurgauria, 1977)، سنگ‌های منطقه لخشک ساختاری متراکم دارند اما به دلیل درز و شکاف موجود در سنگ‌ها محل مناسبی برای قرار گیری ماده‌ی معدنی می‌باشد. سنگهای نفوذی منطقه که بیشتر بصورت دایک وسیل هستند نقش موتور حرارتی دارند (شکل‌های ۲-۳۳ و ۲-۳۴).



شکل ۲-۳۳: نمایی از ساخت توده‌ای منطقه لخشک.



شکل ۲-۳۴: الف) نمونه دستی آنتیموان برداشت شده از منطقه مورد مطالعه از ساخت توده‌ای (ب) نمونه دستی از سنگ دگرگونه میزبان (ساخت توده‌ای).

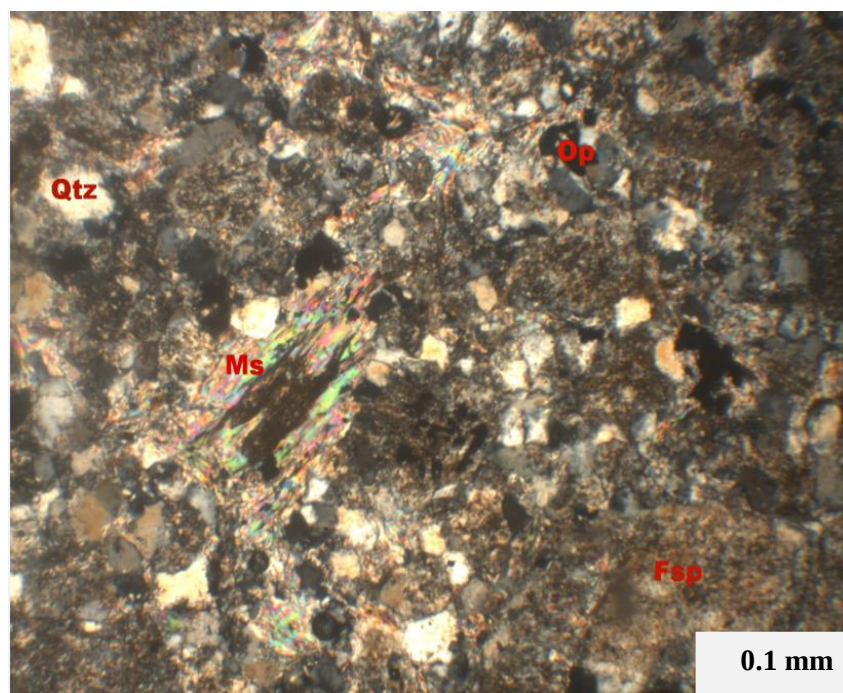
۲-۷-۲- بافت سنگ‌های منطقه لخشک

انواع بافت‌های مشاهده شده در سنگ‌های کانسار لخشک شامل بافت در سنگ‌های آذرین و دگرگونی می‌باشد که در ادامه شرح داده می‌شود.

۲-۷-۲-۱- بافت سنگ‌های آذرین

بافت پورفیری و میکروپورفیریتیک

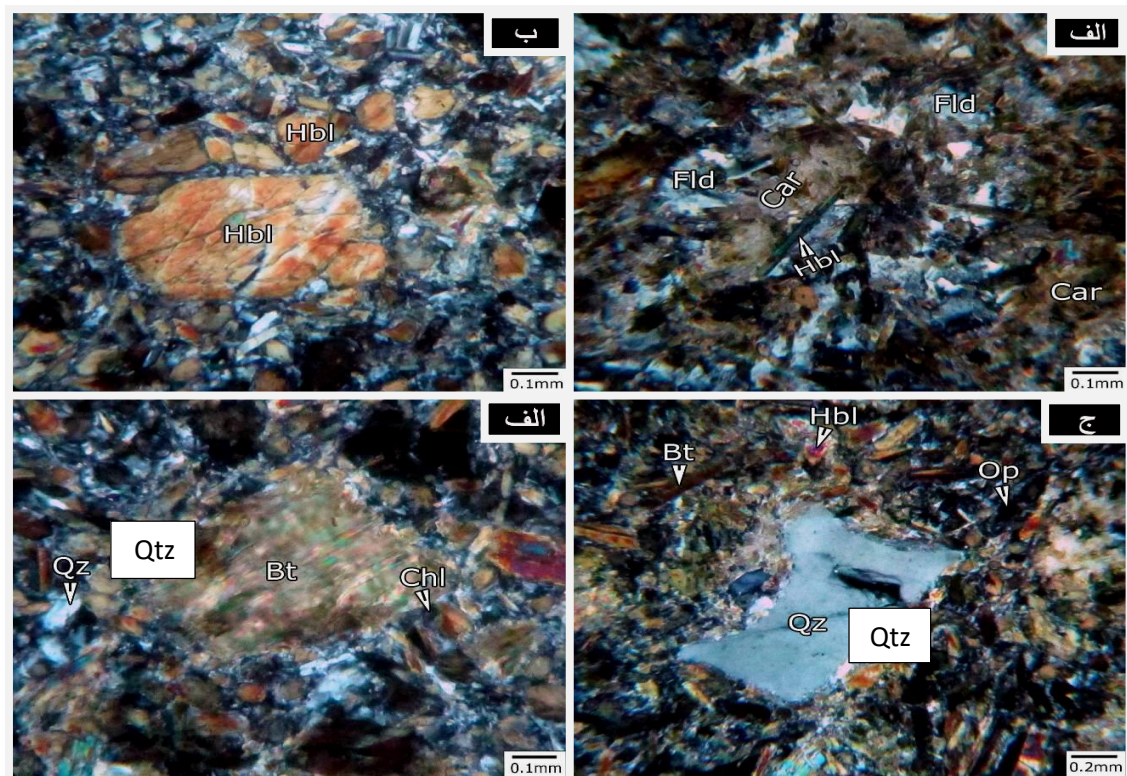
بافت پورفیری حاصل تجمع بلورهای درشت در یک خمیره دانه‌ریز در سنگ‌های ناهم بعد دانه است احتمالاً سازوکار اصلی ایجاد این بافت شامل دو مرحله سرد شدن مذاب است. ابتدا، تعداد کمی هسته در زیر دمای لیکیدوس و در زیر سطح زمین تشکیل می‌شود سپس، رشد این هسته‌ها، فنوکریست‌های نسبتاً بزرگی تولید می‌کند. کاهش دما به تشکیل زمینه شیشه‌ای یا دانه ریز در اطراف فنوکریست‌ها، منجر می‌گردد در مقاطع مطالعه شده درشت بلور با پورفیرهای بی‌شکل فلدسپار قلیایی و پلاژیوکلاز سدیک در زمینه ریز بلورتر جای دارند. در فلدسپارهای بی‌شکل علاوه بر ماکل تجزیه اغلب گستره به کانی رسی، سریسیت، کربنات و گاه جایگزینی با اکسید آهن پدیدار است (شکل ۲-۳۵).



شکل ۲-۳۵: تصویری از بافت پورفیری و فنوکریست‌های فلدسپار (Fsp)، مسکویت (Ms)، کوارتز (Qtz) در خمیره ای از بلورهای پلاژیوکلاز.

بافت گلومروپورفیری

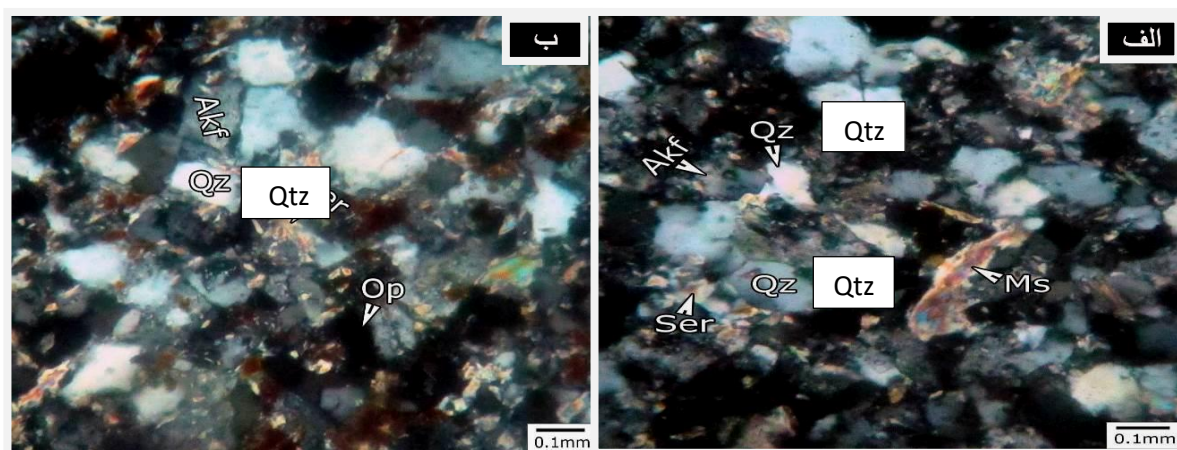
این بافت حاصل تجمع کانی‌های مشابه (فئوکریست‌های اوژیت و پلاژیوکلاز)، با اندازه‌های تقریباً یکسان در زمینه‌ای دانه ریز است (شکل ۲-۳۶). به اعتقاد (Best, 2003)، بلورهای معلق و هم منشأ و یا بلورهای حاصل از شکسته شدن دیواره متبلور اتاق ماگمایی، این بافت را تشکیل می‌دهد.



شکل ۲-۳۶: الف) بلورهای هورنبلند در زمینه فلدسپاری و تکه‌های کربنات ثانویه؛ ب) بلورهای درشت و ریز هورنبلند ج) بلور درشت کوارتز (Qtz) در مجاورت بلورهای (بیوتیت Bt هورنبلند Hbl و کانه تیره Op) د) بلور درشت بیوتیت Bt در کنار بلور هورنبلند کلریتی شده و کوارتز (هورنبلند آندزیت).

بافت میکروگرانولار

بافت میکروگرانولار در سنگ‌های آذرین شامل بلورهایی با اندازه یکسان می‌باشد در این نوع بافت بلورهای شکل‌دار نیمه شکل و حتی بی‌شکل دیده می‌شود. بافت میکروگرانولار بیشتر در سنگ‌های درونی مانند گرانیت، گرانودیوریت، تونالیت و گابرو دیده می‌شود (شکل ۲-۳۷).

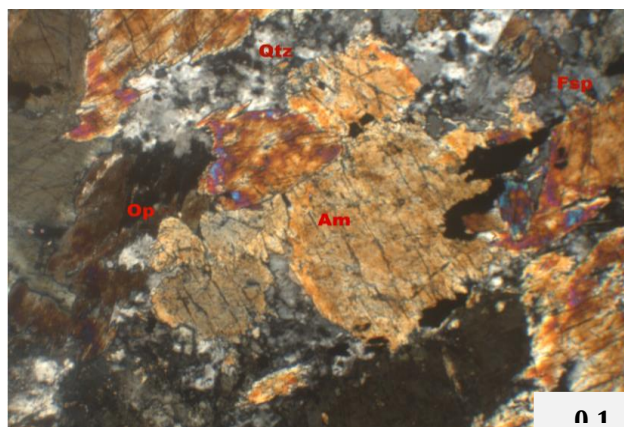


شکل ۲-۳۷: الف) بلورهای کوارتز Qtz و فلدسپار ریز سریسیتی شده در زمینه ب) بلورهای کوارتز و فلدسپار آلکان Akf سریسیتی شده در مجاورت کانه تیره Op در خمیره میکروگرانولار (میکروگرانیت پورفیری).

۲-۲-۷-۲- بافت سنگ‌های دگرگونی

بافت پورفیروبلاستیک

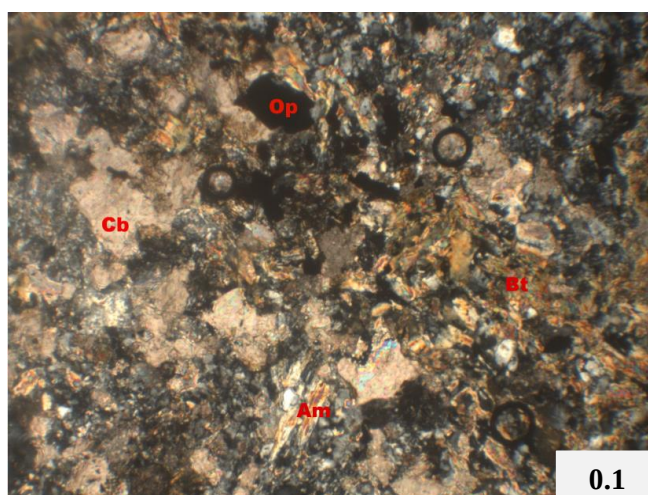
بافت پورفیروبلاستیک از یک چند کانی به صورت بلورهای نیمه شکل‌دار تا شکل‌دار بزرگ تشکیل شده‌اند که در یک زمینه ریز دانه قرار می‌گیرند. این بافت در سنگ‌های دگرگونی معادل بافت پورفیری در سنگ‌های آذرین می‌باشد. در برخی موارد، به ویژه در سنگ‌های آتشفشانی دگرگون شده، ممکن است پورفیروبلاست‌ها با فنوکریست‌های آذرین اولیه که حفظ شده‌اند یا توسط کانی‌های دیگر به صورت اشکال دروغین جایگزین گردیده‌اند، اشتباه شوند (همام و همکاران، ۱۳۸۹). در شکل ۲-۳۸ کانی‌های آمفیبول به صورت فنوبلاست‌های بی‌شکل تداوم یا جهت یافته، کوارتز، بیوتیت، اپیدوت‌های ریز، کمی کلریت و کانی‌های تیره-اکسید آهن در کنار یکدیگر قرار گرفته‌اند.



شکل ۲-۳۸: تصویری از بافت پورفایروبلاستیک در سنگ‌های دگرگونی کانسار لخشک (Am: آمفیبول).

بافت گرانوبلاستیک

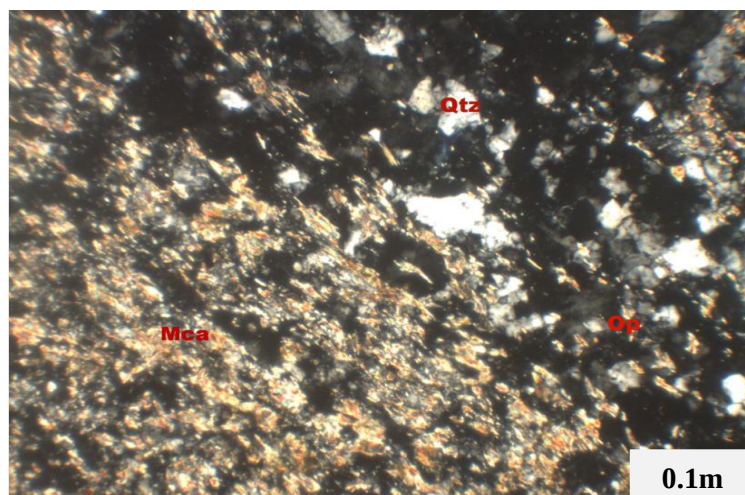
بافت گرانوبلاستیک متشکل از بلورهای همسان دانه در سنگ‌های دگرگونی می‌باشد. این بافت معادل بافت گرانولار در سنگ‌های آذرین می‌باشد. در مقاطع مطالعه شده بلورهای تقریباً هم اندازه کلسیت، آمفیبول (هورنبلند، ترمولیت-اکتینولیت)، به صورت بلورهای منشوری نیمه شکل دار کانی‌های تیره و بیوتیت اغلب به صورت بلورهای تیغه‌ای آلبیت و کوارتزهای کریستالین ریز-متوسط دانه، اپیدوت، کلریت، اسفن و کانی‌های تیره در اندازه‌های تقریباً برابر در کنار یکدیگر قرار گرفته‌اند (شکل ۲-۳۹).



شکل ۲-۳۹: تصویری از بافت گرانوبلاست در واحدهای سنگی دگرگونی کانسار لخشک.

بافت لپیدوبلاستیک

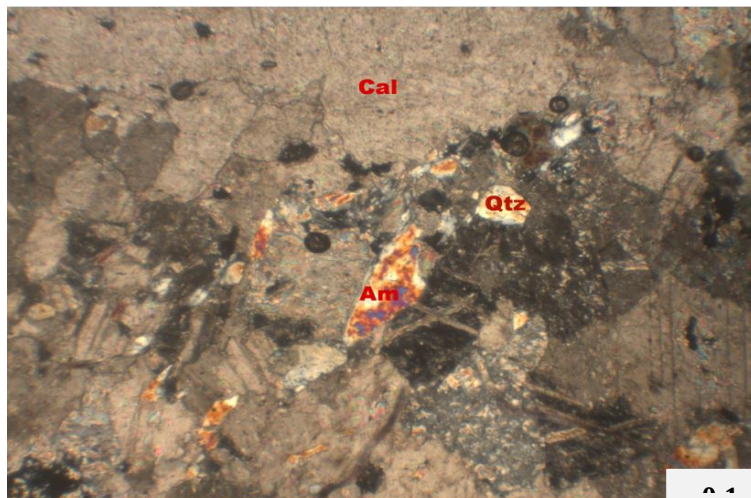
بافت لپیدوبلاست از جمله بافت‌های دگرگونی است که در آن کانی‌ها به صورت صفحه‌ای و ورقه‌ای کنار یکدیگر قرار می‌گیرند و یک فابریک صفحه‌ای را به وجود می‌آورند. معمولاً شیست‌ها و فیلیت‌ها دارای بافت لپیدوبلاست می‌باشند. بافت لپیدوبلاست همچنین حاصل تبلور مجدد کانی‌های ورقه‌ای مانند میکاها و کلریت‌ها می‌باشد (Shaly, 1983)، همانطور که در شکل ۲-۴۰ مشاهده می‌کنید کانی بیوتیت به شکل تیغه‌ای ممتد و با جهت یافتگی محسوس و گاه در تناوب با کوارتزها قرار گرفته است. همچنین کلریت‌ها به صورت ورقه‌ای در امتداد یکدیگر قرار گرفته‌اند.



شکل ۲-۴۰: تصویری از بافت لپیدوبلاست واحدهای سنگی دگرگونی کانسار لخشک.

بافت موزائیکی

در این بافت کانی‌ها تحت تأثیر فشار و دما قرار می‌گیرند تبلور مجدد حاصل کرده بلورهای آن درشت شده و بلورها به شکل‌های به هم چسبیده و بافت موزائیکی یا کریستالین را به وجود می‌آورند. در شکل ۲-۴۱ اساس سنگ را کانی‌های کربناته از جمله کلسیت تشکیل داده است. کلسیت بیشتر در برش نازک به صورت مجموعه‌های متوسط- درشت بلور با آرایش موزائیکی و با دو سری رخ دیده می‌شود.



شکل ۲-۴۱: تصویری از بافت موزائیکی در کانی‌های کربناته (*Cal*: کلسیت)

فصل سوم

کانه‌زایی و دگرسانی

۳-۱ مقدمه

منطقه لخشک در زون فلیش یا زون نهبندان - خاش قرار می‌گیرد. ویژگی شاخص این زون در مقایسه با سایر نقاط ایران (زون‌های دیگر)، جوان بودن آن از نظر زمین‌شناسی می‌باشد. به طور کلی در زون جوش خورده سیستان نقاط متعددی از کانه‌زایی آنتیموان مشاهده شده است و مطالعاتی که توسط سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، افراد محلی و همچنین محققین دانشگاهی صورت گرفته است، منجر به شناسایی و بازنگری رخدادهایی از کانه‌زایی فلزی در این ناحیه گردیده است و از آن جمله می‌توان به کانسار آنتیموان و طلای لخشک در شمال غرب زاهدان اشاره کرد که یکی از موارد کانه‌زایی آنتیموان می‌باشد. از عوامل موثر در کانه‌زایی در هر ناحیه‌ای گسل‌ها و شکستگی‌ها می‌باشند که در واقع راهی برای نفوذ سیالات کانه‌دار هستند، همچنین نفوذپذیری سنگ میزبان به عنوان مجراهایی جهت انتقال سیالات و فضاهای بازی که موجب تسهیل نفوذ آب‌های سطحی به اعماق و افزایش انحلال‌پذیری و برگشت آن‌ها به صورت محلول‌های کانه‌دار به مناطق سطحی می‌گردد و توده‌های نفوذی منبع حرارتی هستند. لذا با مشاهدات صحرایی و مطالعات میکروسکوپی منطقه مورد مطالعه، زون‌های کانه‌زایی به همراه گستره‌ای از دگرسانی‌ها مورد مطالعه قرار گرفته است. در این فصل به تحلیل کانه‌زایی و بررسی انواع دگرسانی در کانسار لخشک خواهیم پرداخت.

۳-۲- رخداد کانه‌زایی

در کانسار مورد مطالعه کانه‌زایی بیشتر به علت عملکرد نیروهای تکتونیکی می‌باشد که با ایجاد گسل‌ها، شکستگی‌ها و درزه‌ها شرایط را برای برقراری چرخه سیالات هیدروترمال فراهم آورده است. به طور کلی کانه‌زایی در محدوده معدنی بیشتر به صورت رگه- رگچه‌ای در داخل کالک‌شیست‌ها و کوارتزشیست‌های ائوسن رخ داده است و حرکت سیالات هیدروترمال سبب ته‌نشست عناصر فلزی (آنتیموان) در مناطق گسله و شکستگی‌ها شده است. وجود سنگ‌های نفوذی بعنوان موتور حرارتی و عواملی نظیر وجود سنگ‌های

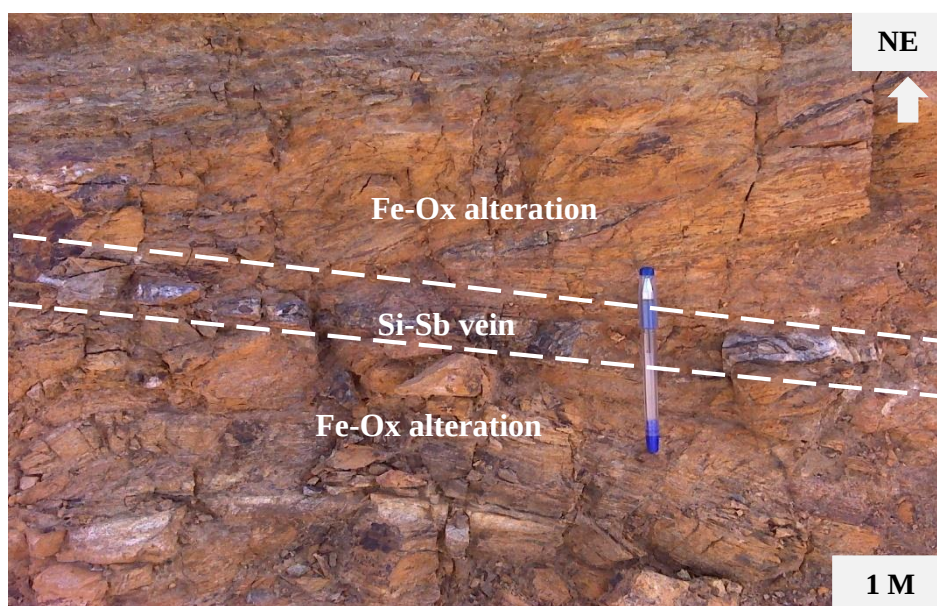
منشأ مناسب درزه‌ها، گسل‌ها، شکستگی‌ها و نفوذپذیری سنگ میزبان به عنوان مجراهایی جهت انتقال سیالات از جمله مهم‌ترین عوامل کنترل کننده کانه‌زایی در محدوده معدنی لخشک می‌باشد.

۳-۳- ویژگی کانه‌زایی آنتیموان در کانسار مورد مطالعه

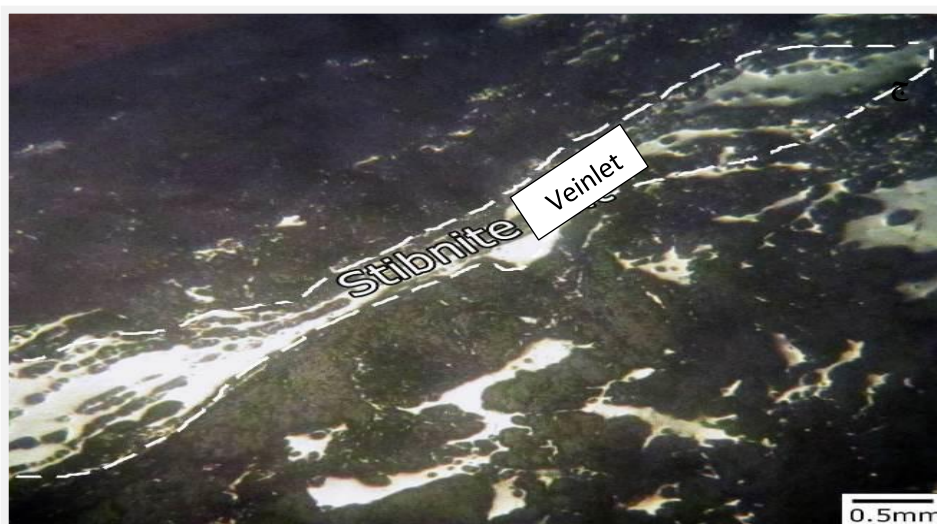
کانه‌زایی در منطقه مورد مطالعه با روند تقریبی شرقی- غربی به موازات دایک‌های نفوذی در درزه‌ها و سایر شکستگی‌ها رخ داده است که نشانگر وضعیت اپی‌ژنتیک کانه‌زایی در این منطقه می‌باشد. شکل کانه‌زایی به طور عمده رگه- رگچه‌ای و بعضاً توده‌ای است و شکستگی‌هایی که سنگ میزبان را در جهات مختلف قطع کرده‌اند فضای مناسب برای ورود محلول‌های کانی‌سازی را فراهم کرده است.

۳-۳-۱- کانه‌زایی رگه- رگچه‌ای

کانه‌زایی رگه- رگچه‌ای در ارتباط با زون‌های گسله و درزه‌ها دیده می‌شود. زون‌های گسله در منطقه مورد مطالعه از نوع گسل‌های امتداد لغز راستگرد با روند تقریبی شرقی- غربی می‌باشند و به سمت شمال حدود ۳۰ تا ۴۰ درجه شیب دارند. سنگ میزبان رگه- رگچه‌ها کالک‌شیست و کوارتزشیست می‌باشند و به طور کلی شکستگی‌ها نقش موثری در جریان محلول‌های کانه‌سازی داشته‌اند. ترکیب کانی‌شناسی رگه‌ها عمدتاً استیبنیت می‌باشد که در کالک‌شیست و کوارتزشیست‌ها دگرسان شده قرار گرفته‌اند. طول رگه‌های آنتیموان‌دار عمدتاً تا چندین متر و عرض رگه‌ها نیز متغیر بوده و حداکثر به ۳۰ تا ۵۰ سانتی متر می‌رسد. علاوه بر استیبنیت، پیریت، اسفالریت، گوتیت نیز مشاهده می‌شود. در کنار استیبنیت کانه‌زایی طلا نیز به مقدار اندک وجود داشته ولی در مقیاس مشاهدات صحرایی قابل مشاهده نمی‌باشد (شکل‌های ۳- ۱ و ۳- ۲).



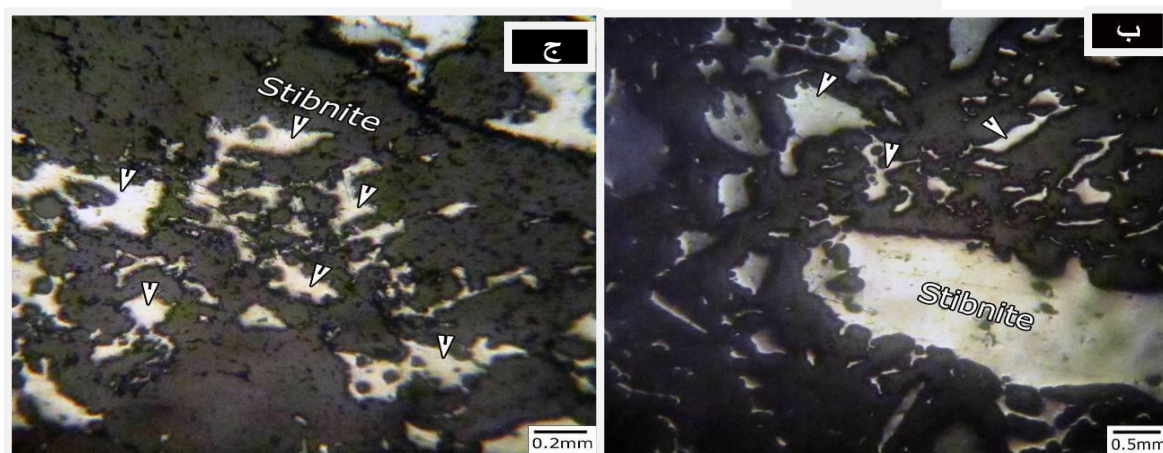
شکل ۳-۱: کانه‌زایی رگه‌ای آنتیموان در سنگ‌های میزبان کانسار.



شکل ۳-۲: شکستگی پر شده با استیبنیت.

۳-۳-۲- کانه‌زایی شکافه پرکن

طبق شواهد صحرایی و میکروسکوپی این نوع کانه‌زایی در سنگ‌های درون‌گیر افق‌های کانه‌دار مشاهده می‌شود. در کانسار لخشک کانه‌زایی در بخش‌هایی از واحدهای سنگی کالک‌شیست و کوارتزشیست به صورت شکافه پرکن شکل گرفته است و در نتیجه فرایند کانه‌زایی در این واحد تشدید یافته است و کانی‌زایی فلزی درون سنگ میزبان رخ داده است. این کانه‌زایی شامل کوارتز- استیبنیت، پیریت می‌باشد (شکل ۳-۳).



شکل ۳-۳: الف) نمونه دستی دارای کانی‌زایی شکافه پرکن آنتیموان برداشت شده از کانسار لخشک ب) تصویر کلی نشانگر بلورهای درشت و ریز استیبینیت؛ ج) بلورهای آمیبی شکل استیبینیت.

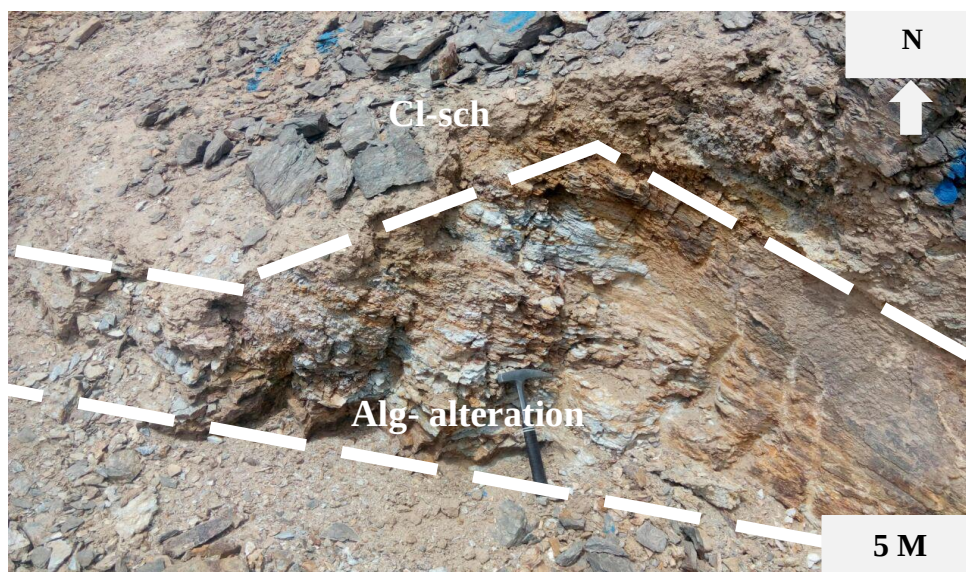
۳-۴- دگرسانی

دگرسانی مجموعه تغییرات فیزیکی و شیمیایی در کانی‌های تشکیل دهنده‌ی سنگ می‌باشد که در اثر واکنش با سیالات هیدروترمال به وجود می‌آید (Beane, 1994). مطالعه و بررسی دگرسانی ذخایر معدنی، نه تنها اطلاعاتی درباره چگونگی تشکیل یک کانسار ارائه می‌دهد، بلکه موجب تسهیل و تسریع در فعالیت‌های اکتشافی می‌شود. تغییراتی که دگرسانی در سنگ‌ها ایجاد می‌کند شامل تغییرات مینرالوژیکی و تغییرات شیمیایی می‌باشد و به وجود آمدن انواع مجموعه‌های دگرسانی، به وسیله عواملی از جمله نوع ترکیب شیمیایی سنگ‌های دیواره، درجه حرارت، فشار، میزان واکنش پذیری سنگ میزبان، میزان شکستگی‌های سنگ میزبان، ترکیب شیمیایی سیال، Eh، PH و.... بستگی دارد (یعقوب‌پور، ۱۳۸۳). شناخت

محصولات و فرایندهای دگرسانی که می‌تواند همراه با کانه‌زایی رخ دهد، یکی از بنیانی‌ترین روش‌های شناسایی فرایندهای مربوط به نحوه تشکیل کانسار است که در اکتشاف کانسارها نیز مورد بهره‌برداری قرار می‌گیرد (Lentz, 1998). بر اساس مشاهدات صحرایی و آزمایشگاهی دگرسانی‌های مختلفی در منطقه شناسایی شدند که عبارتند از: آرژیلیتی، سیلیسی، کربناتی، کلریتی و آغشتگی‌های اکسیدهای آهن. مشخصات هر یک از آنها به شرح زیر آورده شده است.

۳-۴-۱- دگرسانی آرژیلیتی (رسی)

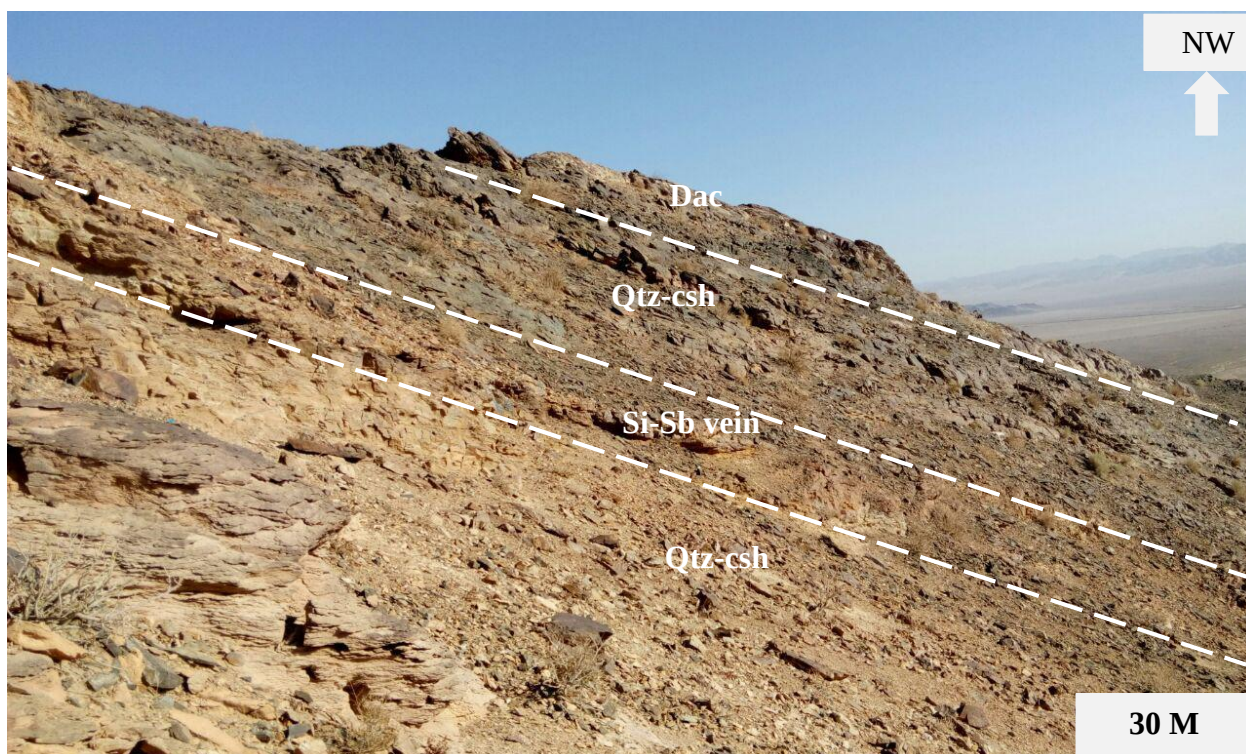
دگرسانی آرژیلیتی، به واسطه‌ی حضور کانی‌های رسی در شرایط کاملاً اسیدی رخ می‌دهد و حاصل هیدرولیز شدید کانی‌های سیلیکاته در نتیجه آب‌های گرمابی و جوی می‌باشد. با کاهش دمای سیالات گرمابی و کاهش فعالیت $\frac{k^+}{H^+}$ ، تمامی کاتیون‌های قلیایی از سنگ خارج شده، در چنین شرایطی کانی‌های رسی تشکیل می‌گردند. در این دگرسانی، به احتمال زیاد هوازدگی سنگ‌های غنی از پیریت و اکسیده شدن سولفیدها ایجاد اسید سولفوریک نموده و سبب گسترش دگرسانی آرژیلیتی (ژئپس) شده است. در دگرسانی آرژیلیتی سیلیکات‌های آلومینیوم در محیط اسیدی هیدرولیز شده و کانی‌های رسی از جمله کائولینیت را تشکیل می‌دهد (Cox et al, 1979). در کانسار لخشک بخشی از حجم دگرسانی مربوط به دگرسانی آرژیلیتی می‌باشد و به صورت محلی گسترش یافته است و در قسمتی از کانسار قابل مشاهده می‌باشد (شکل ۳-۴).



شکل ۳-۴: نمایی نزدیک از دگرسانی آرژیلیتی (رسی (Alg) در واحد کالکشیست (Cl-sch).

۳-۴-۲- دگرسانی سیلیسی

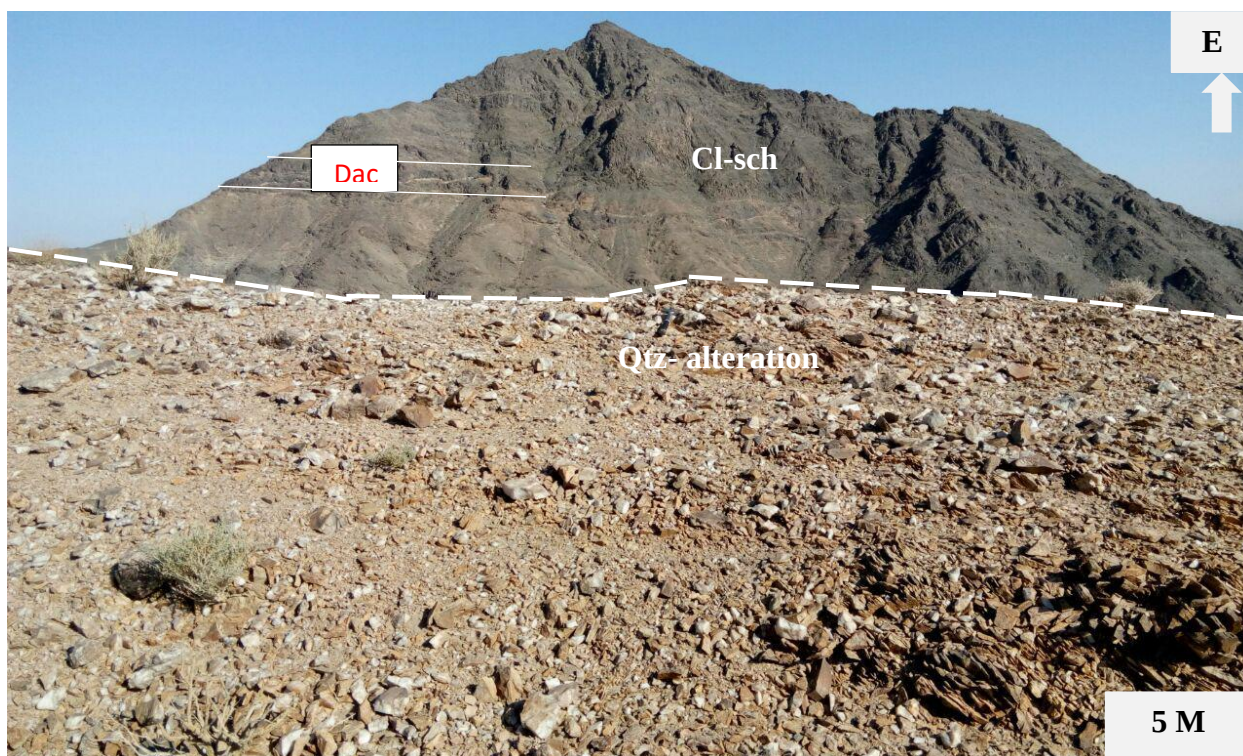
دگرسانی سیلیسی نتیجه افزایش در نسبت کوارتز یا سیلیس میکروکریستالین در سنگ‌های دگرسان شده می‌باشد و باعث ته‌نشینی کوارتز به اشکال مختلف می‌گردد. سیلیسی شدن از طریق محلول‌های گرمایی و ماگمایی غنی از سیلیس یا انحلال و شستشوی کاتیون‌های موجود در سنگ در طی دگرسانی‌ها رخ می‌دهد. فرایند سیلیسی شدن در محدوده وسیعی از تغییرات دما و بخار آب صورت می‌گیرد ولی بیشتر شاخص محیط و سیال اسیدی است به طوری که قابلیت انحلال سیلیس با افزایش دما و فشار افزایش می‌یابد و در فشار و درجه حرارت پایین به راحتی نهشته می‌شود (Pirajno, 2009). دگرسانی سیلیسی در کانسار آنتیموان لخشک به صورت رگه-رگچه‌های سیلیسی فضاهای خالی را پر کرده است (شکل‌های ۳-۵، ۳-۶ و ۳-۷).



شکل ۳-۵: نمایی از واحد دربرگیرنده رگه کوارتز-استینیت (*Si-Sb vein*)، در مرز کوارتزشیست‌ها (*Qtz-sch*)، و داسیت (*Dac*).



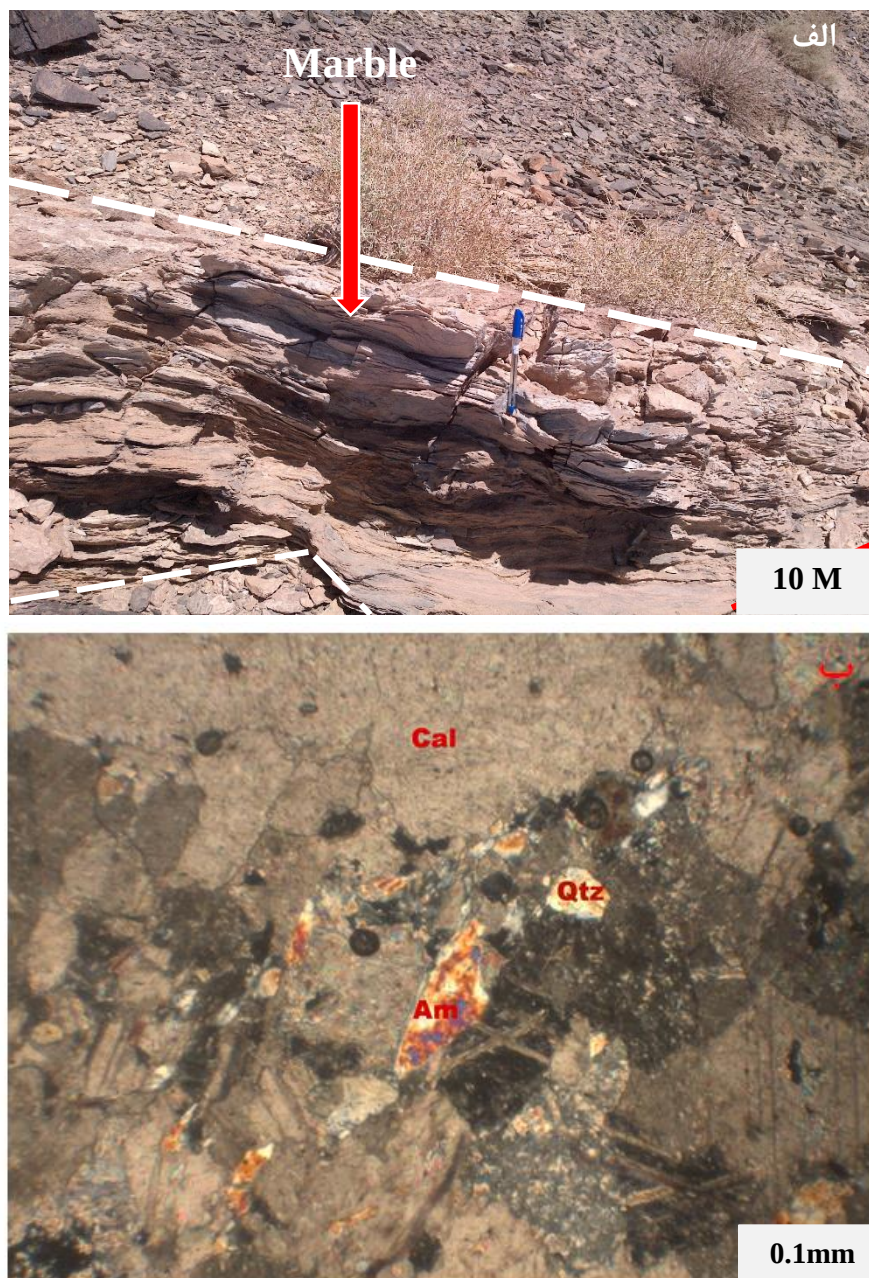
شکل ۳-۶: الف) نمایی نزدیک از رگه کوارتز عقیم (*Qtz-vein*) در واحد کالکشیست (*Cl-sch*) ب) نمایی نزدیک از رگه کوارتز استینیت (*Si-Sb vein*) در واحد کوارتزشیست (*Qtz-sch*).



شکل ۳-۷: تصویری از واریزه‌های سیلیسی (Qtz-alteration)، در واحد کوارتزشیست (Qtz-sch).

۳-۴-۳- دگرسانی کربناتی

کربناتی شدن یک دگرسانی رایج برای تشکیل انواع کانی‌های کربناته است که رایج‌ترین آن‌ها کلسیت، دولومیت و آنکریت می‌باشد. دگرسانی کربناتی باعث ایجاد پهنه‌بندی در اطراف کانسارها می‌شود که در کانسنگ‌های نزدیک به منشأ این پهنه غنی از آهن است (Lagast, 2009). کربنات‌های مشاهده شده در دگرسانی کربناتی بیشتر از نوع غنی از کلسیم می‌باشند. در این دگرسانی کلسیت در امتداد شکستگی‌ها به صورت رگه‌ای همراه با ماده معدنی نمود دارد (شکل ۳-۸).



شکل ۳-۸: الف) تصویری از کلسیتی شدن در سنگ‌های میزبان کانسار لخشک. ب) تصویر میکروسکوپی کانی کلسیت به صورت بلورهای متوسط - درشت دانه با آرایش موزائیکی (cal: کلسیت، Qtz: کوارتز و Am: آمفیبول).

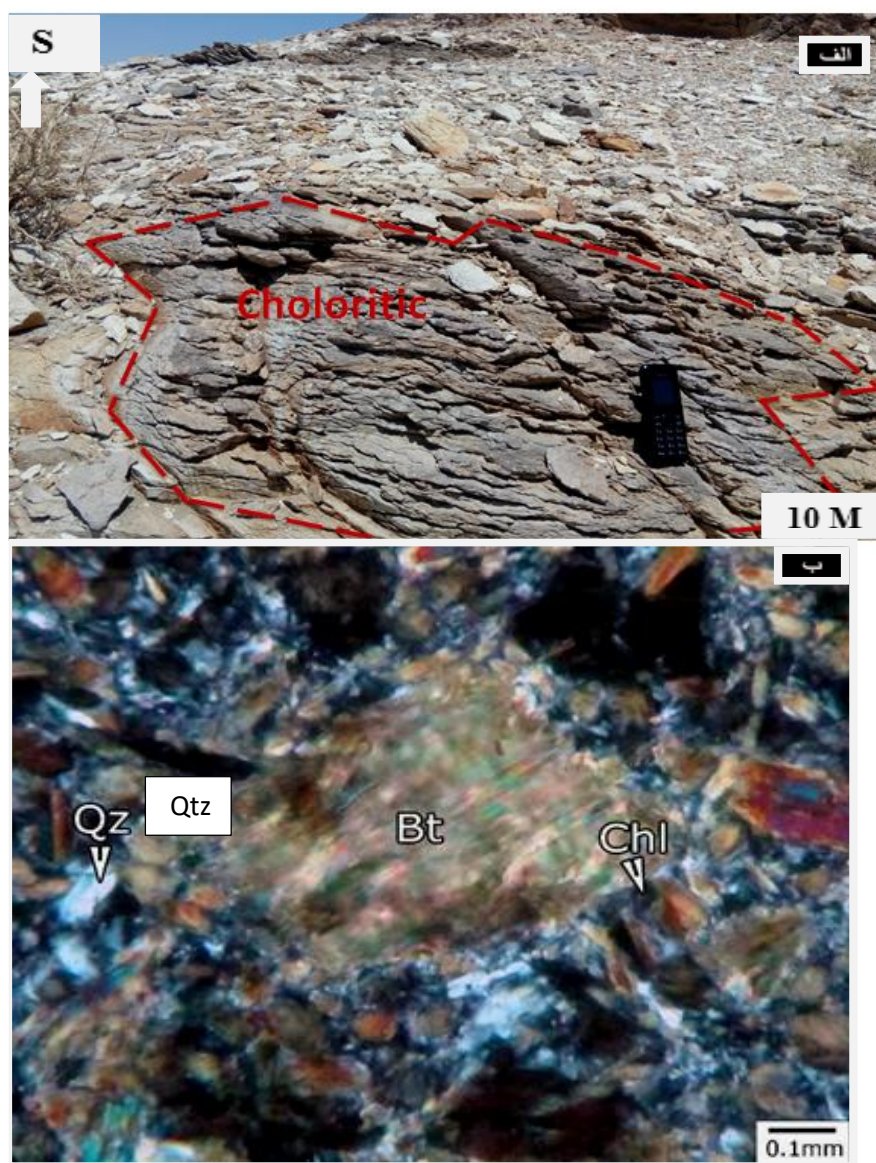
۳-۴-۴- دگرسانی کلریتی

کلریتی شدن حالت خاصی از دگرسانی پروپلیتیک است که به دلیل درصد بالای کلریت آن را به نام دگرسانی کلریتی می‌نامند (کریم‌پور، ۱۳۸۱). این پدیده یکی از مهم‌ترین پدیده‌هایی است که در اثر

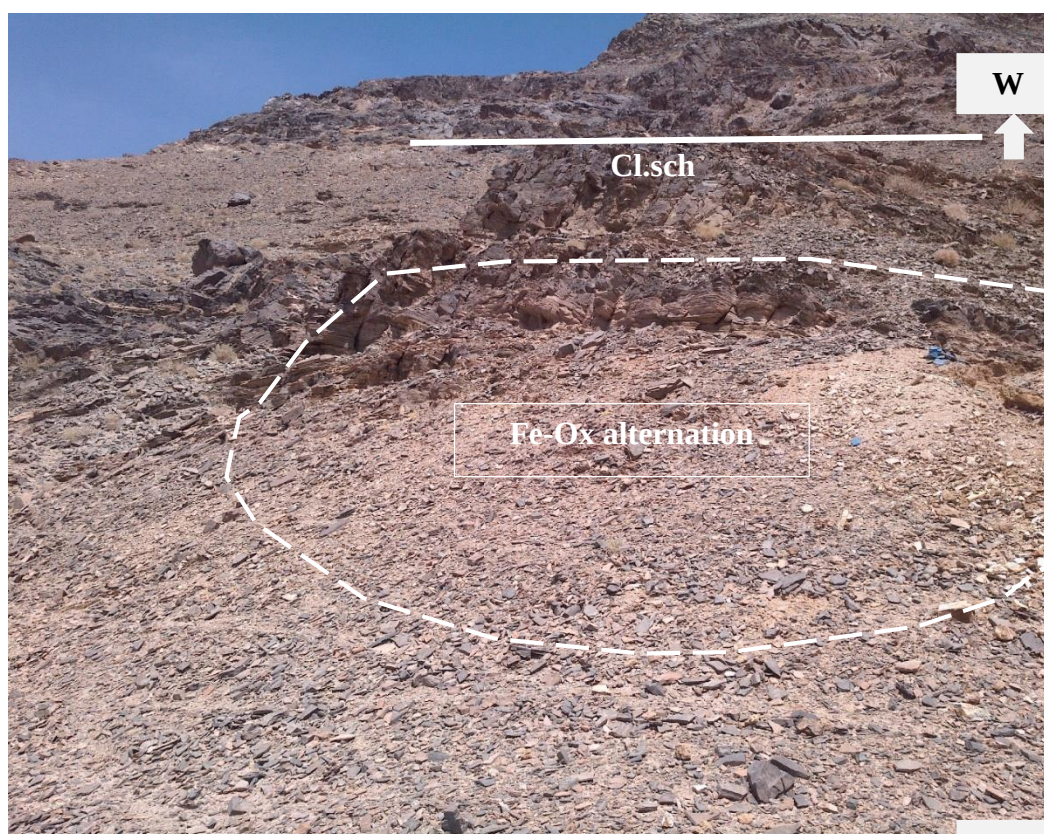
محلول‌های گرمابی و غنی از منیزیم و آهن ایجاد می‌شود و در اثر این فرایند سنگ‌ها ظاهری سبز رنگ پیدا می‌کنند (Galley et al, 2007 Barnes, 1997). بر اساس نظر (Evans, 1992)، کلریتی شدن در طی آلتراسیون کانی‌های مافیک موجود در سنگ و یا به واسطه‌ی ورود آهن و منیزیم به سنگ توسط محلول‌های گرمابی و یا وقوع این دو پدیده با هم ناشی می‌شود. دگرسانی کلریتی در منطقه مورد مطالعه به صورت محلی و با رخساره توده‌ای مشاهده می‌شود و با رنگ سبز به خوبی قابل مشاهده می‌باشد. بر اساس مطالعات میکروسکوپی در این بخش‌ها کلریت به صورت غنی از آهن رخ داده است (شکل ۳-۹).

۳-۴-۵- درهم‌آغشتگی اکسیدهای آهن (هماتیت و لیمونیت)

دگرسانی اکسیدهای آهن از جمله دگرسانی موجود منطقه می‌باشند. هماتیتی شدن تبدیل مگنتیت به هماتیت می‌باشد (Craig et al Vaughan, 1981). لیمونیتی شدن با رنگ زرد آجری تا زرد متمایل به سفید و گاه قرمز در صحرا قابل تشخیص است و کانی‌های آن شامل گوتیت و لیمونیت می‌باشد. این پدیده تقریباً همیشه بخش‌های کانی‌سازی شده را همراهی می‌کند. مهم‌ترین عامل در شدت دگرسانی، تکتونیک، گسلش و سیالات گرمابی می‌باشد. با توجه به نقش کنترل کننده‌های ساختاری، گسترش این دگرسانی در صحرا از روند خاصی پیروی می‌کند که معمولاً شمال‌غربی- جنوب‌شرقی است. شدت این دگرسانی در منطقه متفاوت بوده و با تراکم درزه‌ها و شکستگی‌ها ارتباط مستقیم دارد. شکل ۳-۱۰ تصویری از دگرسانی اکسیدهای آهن در واحد کالک‌شیست را نشان می‌دهد. این دگرسانی در امتداد درزه‌ها و شکستگی‌ها (دارای روند شمال‌غرب - جنوب‌شرق)، و در مجاورت با رگه‌های کانه‌دار مشاهده می‌شود (شکل ۳-۱۱).

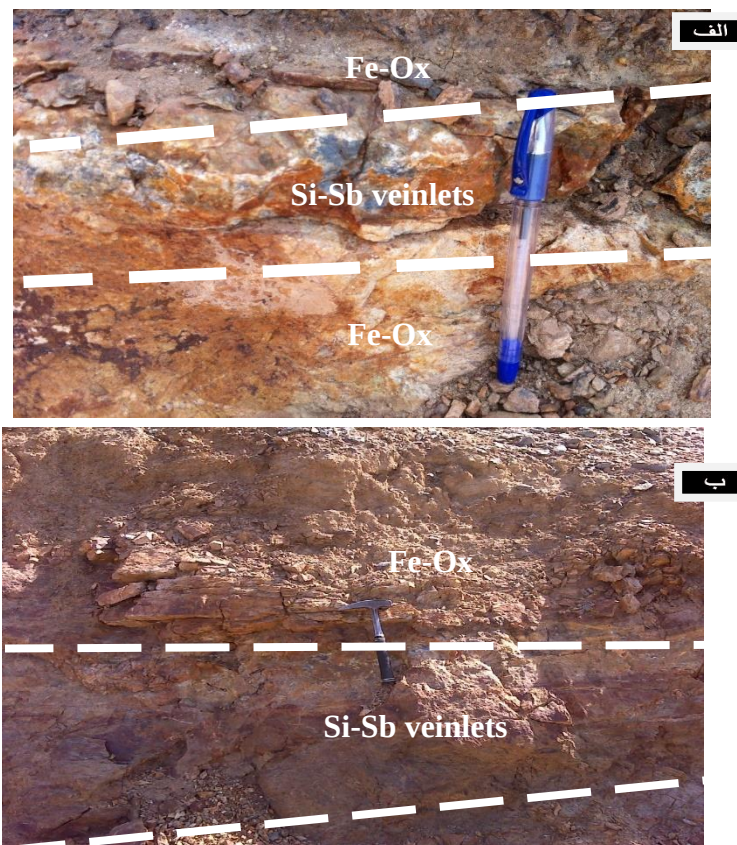


شکل ۳-۹: الف) نمایی نزدیک از دگرسانی کلریتی کانسار لخشک ب) بلور درشت بیوتیت Bt در کنار بلور هورنبلند کلریتی شده و کوارتز (هورنبلند آندزیت).

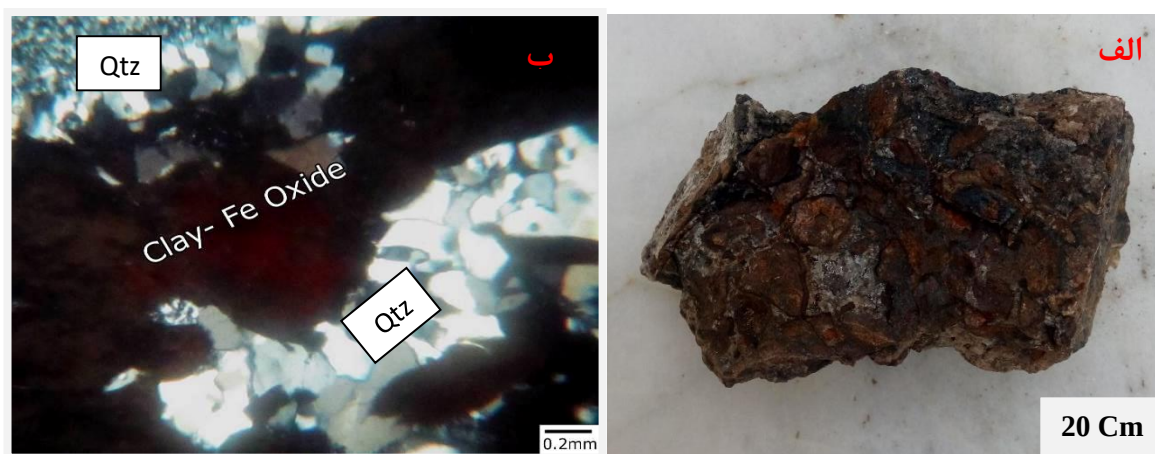


20

شکل ۳-۱۰: تصویری از دگرسانی اکسیدهای آهن (*Fe-Ox alteration*)، در واحد کالک‌شیت (*Cl-sch*).



شکل ۳-۱۱: الف و ب) تصاویری از دگرسانی اکسیدهای آهن (*Fe-Ox alteration*)، به همراه رگچه کوارتز استیبنیت (*Si-Sb veinlets*).



شکل ۳-۱۲: نمونه دستی دارای دگرسانی اکسیدهای آهن برداشت شده از منطقه مورد مطالعه ب) قالب‌های کانی با جانشینی توسط اکسید آهن و کانی رسی در بین بلورهای کوارتز *Qtz*.

فصل چہارم

کانی شناسی، ساخت، بافت و توالی پارازنتیکی

۴-۱- مقدمه

مطالعات ساخت و بافت ماده معدنی و تشخیص دقیق پاراژنز و توالی پاراژنتیک کانی‌های معدنی و سنگ‌ساز از پایه‌های اساسی بررسی ژنز کانسار می‌باشد. علاوه بر آن، آگاهی در مورد بافت ماده‌ی معدنی اندازه ذرات و نحوه‌ی قرارگیری ماده معدنی در ارتباط با باطله و سنگ درون‌گیر، از مسائلی است که به فراوری و کانه‌ارایی کانسار کمک قابل توجهی می‌کند. بدین منظور جهت مطالعه کانی‌شناسی کانسار لخشک، در منطقه معدنی مورد مطالعه ۷۸ نمونه کانسنگ از قسمت‌های مختلف کانسار و سنگ دربرگیرنده برداشت و پس از مطالعه نمونه دستی تعدادی مقطع نازک صیقلی تهیه و مطالعه گردید. از آن جا که همواره تعدادی از کانی‌ها به دلیل اندازه بسیار ریز در نمونه یا به جهت فراوانی کم ممکن است در میدان دید آنالیز و مطالعه نشده‌اند تعداد ۹ نمونه انتخاب و با روش XRD، آنالیز و مطالعه شده است.

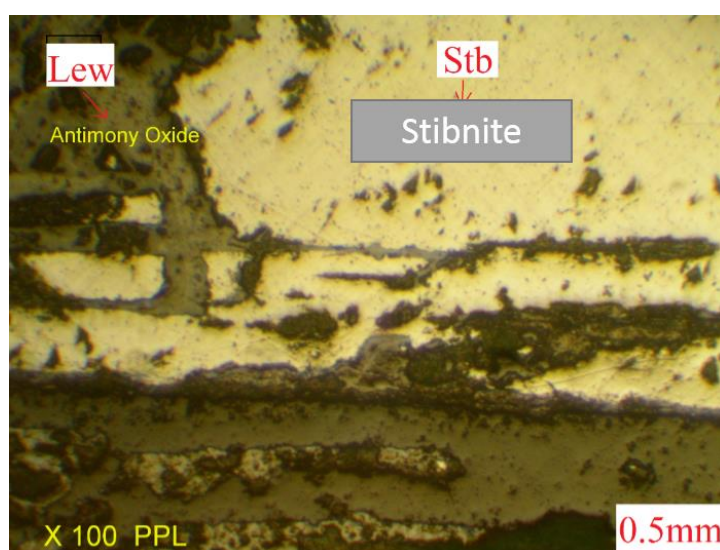
۴-۲- کانی‌شناسی

مطالعات کانی‌شناسی و پاراژنز کانی‌ها اطلاعات، سودمندی درباره ویژگی‌های محیط تشکیل هر کانسار در اختیار می‌گذارد و رفتار کانی‌های تشکیل دهنده هر کانسار بازتاب ویژگی‌های تشکیل دهنده آن کانسار است (Cragg & Vaughan, 1981). توالی پاراژنتیکی کانی‌ها همچنین زمان نهشته شدن کانی‌های باطله و مدت نهشته شدن آن‌ها را نیز مشخص می‌کند. این کانی‌ها شامل استیبنیت، پیریت، گالن، اسفالریت، سروزیت، انگلریت، اکسید و هیدروکسید آهن، کوارتز و می‌باشند. در ادامه به تشریح مینرالوگرافی کانسنگ پرداخته شده است.

۴-۲-۱- استیبنیت (Sb_2S_3)

استیبنیت اصلی‌ترین کانی در کانسار لخشک می‌باشد و در نمونه دستی اغلب به صورت تیغه‌ای و رگچه‌ای با حواشی آلتزه شده که توسط اکسید یا هیدروکسید آنتیموان در حال جانشینی بوده مشاهده می‌شود. کانی استیبنیت در نمونه دستی به رنگ خاکستری و در مقاطع میکروسکوپی به صورت کریستال‌های تیغه‌ای شکل در کنار هم قرار گرفته و لکه‌های درشت با ابعاد چند سانتی متر در سطح نمونه ایجاد کرده‌اند.

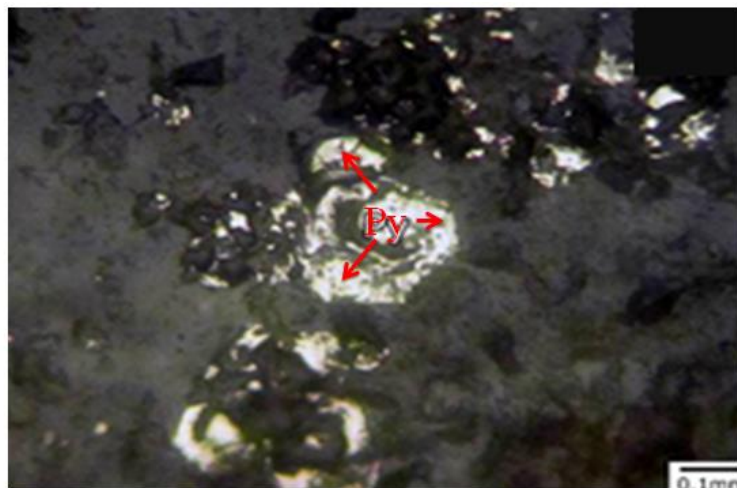
ابعاد کریستال‌ها از ۱۰ میکرون الی ۱ سانتی متر در تغییر است. در بعضی قسمت‌ها حواشی دانه‌ها در اثر آلتراسیون ثانویه توسط اکسید یا هیدروکسید آنتیموان (لویزیت) در حال جانشینی می‌باشد. این تبدیل شدگی در برخی قسمت‌ها محدود است و اکثریت آنتیموان‌ها سالم هستند و بافت رگچه‌ای دارند و در برخی مقاطع آلتراسیون سوپرژن شدیدتر بوده و اکسید یا هیدروکسید آنتیموان با فراوانی حدود ۱۵٪ در این نمونه در حواشی لکه‌های استیبنیت دیده می‌شود (شکل ۴-۱)، بلورهای استیبنیت در اشکال سابه‌درال تیغه‌ای تا انهدرال آمیبی شکل دیده می‌شوند.



شکل ۴-۱: تصویری از کانی استیبنیت در مقطع میکروسکوپی.

۴-۲-۲- پیریت (FeS_2)

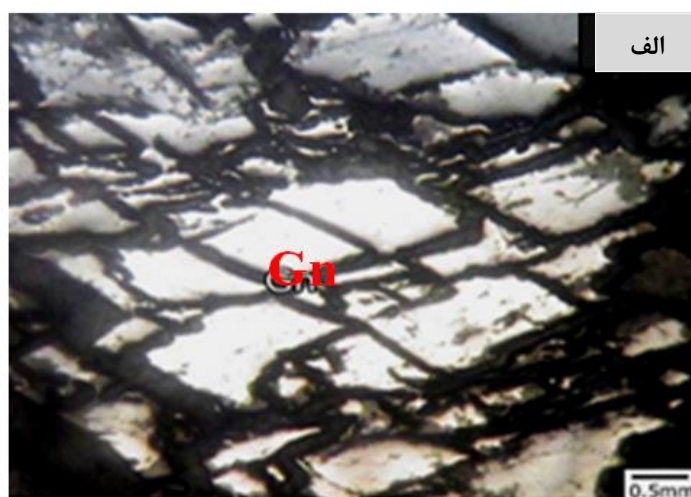
پیریت، کانی منطقه‌ی هیپوژن است. از نظر توالی پاراژنزی پیریت کانی سولفیدی قدیمی است. پیریت معمولاً به صورت بلورهای نیمه شکل‌دار تا بی‌شکل یافت می‌شود. در مقاطع میکروسکوپی به صورت دانه‌های شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار، پراکنده و رگچه‌ای وجود دارد (شکل ۴-۲ الف). فراوانی کانی‌های پیریت حدود ۲٪ است، این کانی در برخی مقاطع به دلیل عملکرد آلتراسیون سوپرژن توسط لیمونیت و گوتیت جانشین شده و تنها بقایای اندکی از پیریت اولیه در قالب‌ها باقی مانده است. ابعاد دانه‌های پیریت بین ۲۰ الی ۱۵۰ میکرون بوده است. بعضی از پیریت‌ها نیز در اثر آلتراسیون سوپرژن به وسیله اکسید و هیدروکسیدهای آهن در حال جانشینی هستند (شکل ۴-۲).



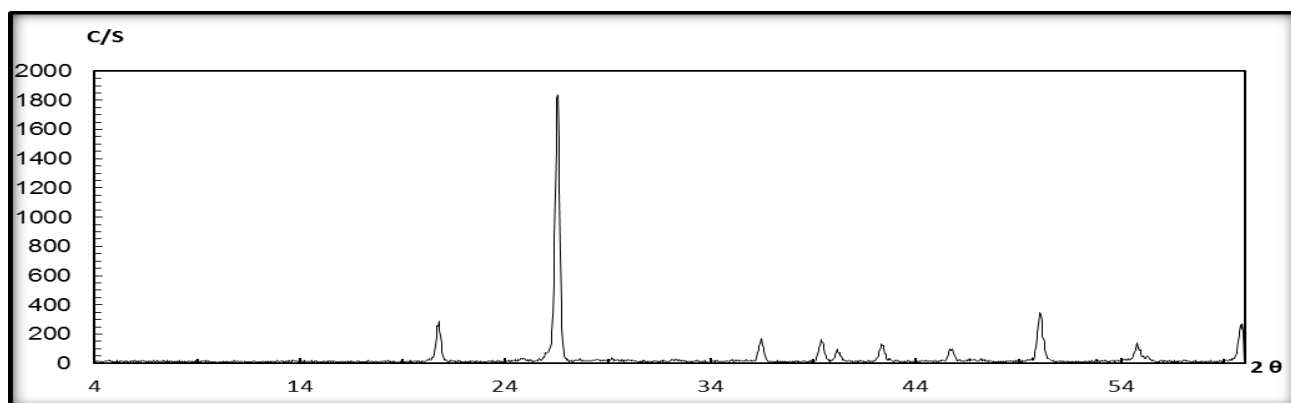
شکل ۴-۲: بلور شکل‌دار پیریت در مقطع میکروسکوپی منطقه لخشک.

۴-۲-۳- گالن (PbS)

گالن نوعی کانی فلزی به شکل بلوری، اگرگات‌های آن، درشت یا متراکم است و معمولاً همراه با کانی اسفالریت دیده می‌شود. گالن در نمونه دستی با وزن مخصوص بالا ($7.6-7.2 \text{ g/cm}^3$) و با رنگ خاکستری روشن و تیره قابل تشخیص می‌باشد. در مقاطع میکروسکوپی بلورهای گالن در اندازه‌های متوسط تا درشت در فرم‌های شکل دار تا نیمه شکل دار در نمونه حضور دارند (شکل ۴-۳).

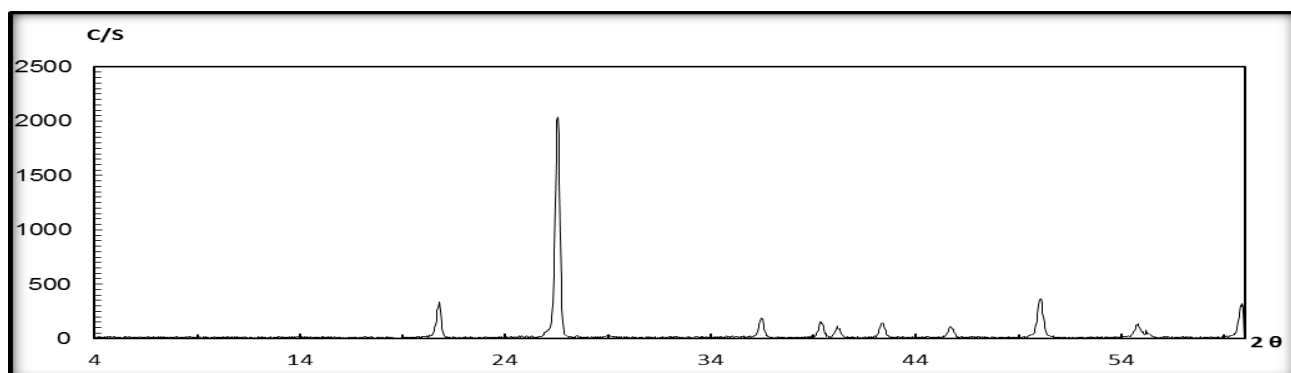


شکل ۴-۳: تصویری از بلورهای درشت و شکل‌دار و نیمه شکل‌دار گالن.



Sample:	Major Phase(s)	Minor Phase(s)	Trace Phase(s)
L1	Quartz (33-1161)	Lewisite (32-0154)	--
Az: 12687-53773	SiO ₂	CaSb ₂ O ₅ (OH) ₂	
Date : 31/7/2016	Stibnite (06-0474) Sb ₂ S ₃		
kV = 40			
mA = 30			
Ka. = Cu			
Fil. = Ni			

شکل ۴-۴: نمودار پراش پرتو X برای کانی استیبینیت، کوارتز و لویزیت در منطقه لخشک

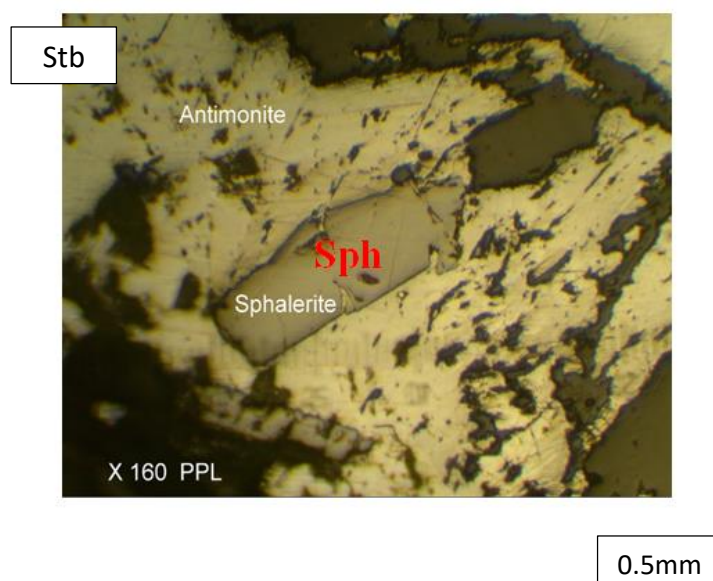


Sample:	Major Phase(s)	Minor Phase(s)	Trace Phase(s)
L14	Quartz (33-1161)	Stibnite (06-0474)	--
Az: 12687-53788	SiO ₂	Sb ₂ S ₃	
Date : 31/7/2016			
kV = 40			
mA = 30			
Ka. = Cu			
Fil. = Ni			

شکل ۴-۵: نمودار پراش پرتو X برای کانی استیبنیت، و کوارتز در منطقه لخشک.

۴-۲-۴- اسفالریت (ZnS)

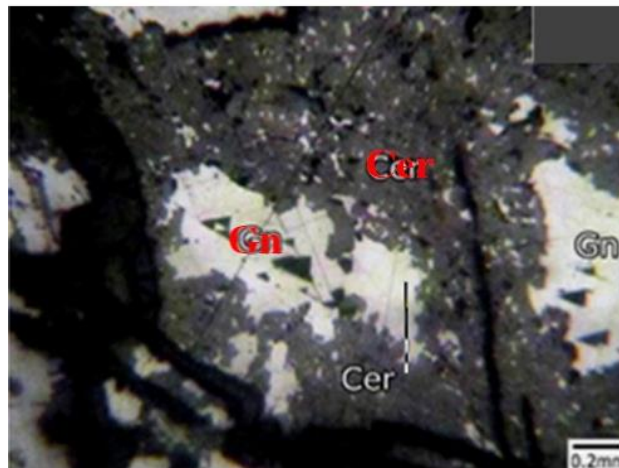
کانی اسفالریت به شکل بلور توده‌ای می‌باشد و با کانی‌های کالکوپیریت، پیریت و گالن پاراژنز می‌باشد. در مقاطع میکروسکوپی در شکل (۴-۶) اسفالریت به شکل یک دانه‌ی ۲۰۰ میکرونی در حالی که توسط استیبنیت احاطه گردیده، قابل مشاهده است.



شکل ۴-۶: تصویر میکروسکوپی از کانی اسفالریت *Sph* که توسط استیبنیت *Stb* احاطه شده است.

۴-۲-۵- سروزیت (PbCO_3)

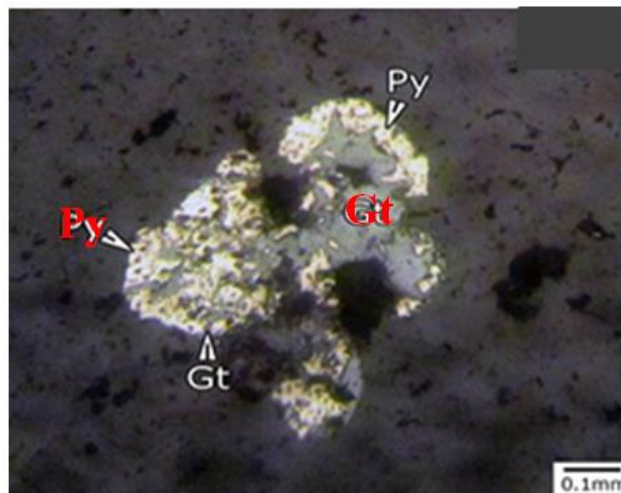
سروزیت‌ها کانی‌های ثانویه‌ای هستند که تحت تأثیر هوازدگی و اکسیداسیون از کانی‌های سولفیدی اولیه نظیر پیریت، گالن و اسفالریت به وجود می‌آیند (کریم‌پور، ۱۳۹۱). در مقاطع مورد مطالعه سروزیت در اثر آلتراسیون سوپرژن از اطراف جانشین گالن می‌شوند و تقریباً حدود یک سوم لکه‌های گالن توسط سروزیت جانشین گردیده است (شکل ۴-۷).



شکل ۴-۷: تصویری از بلور گالن Gn که تا اندازه زیادی سروزیتی Cer شده است و تنها بخش‌هایی از بلور اولیه برجا مانده است

۴-۲-۶- گوتیت (FeOOH)

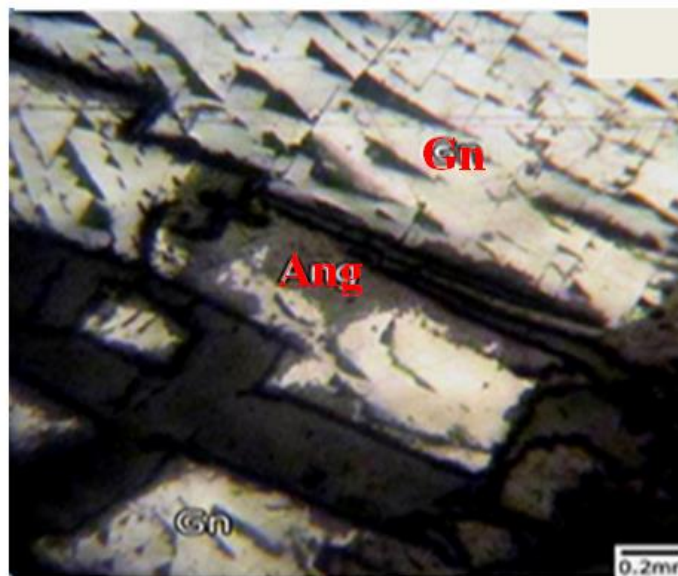
گوتیت کانی غیر فلزی است که به شکل منشوری و رگه- رگچه‌ای و با رنگ قهوه‌ای و سیاه مشاهده می‌شود همچنین این کانی خاصیت مغناطیسی پارامغناطیس و منشأ تشکیل آن ثانویه است. در شکل (۴-۸) گوتیت به شکل کانی ثانویه جانشین بلورهای پیریت شده‌اند. بلورهای گوتیت به صورت توده‌ای و رگه- رگچه‌ای در زمینه غیر فلزی جانشین شده‌اند.



شکل ۴-۸: تصویری میکروسکوپی از جانشینی GT: گوتیت بجای Py: پیریت

۴-۲-۷- انگلزیت (PbSO_4)

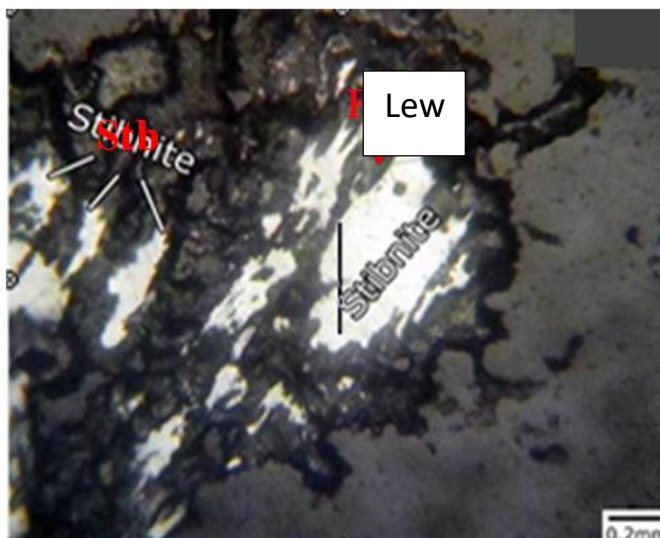
انگلزیت نوعی کانی ثانویه است و هیدروترمال است که به شکل منشوری و ورقه‌ای و به رنگ‌های سفید خاکستری و به صورت شفاف و با جلای الماسی- ابریشمی مشاهده می‌شود. در شکل (۴-۹) انگلزیت جانشین کانی‌های گالن می‌شود بلورهای گالن توسط سروزیت و با فراوانی کمتر انگلزیت جانشین شده‌اند. فراوانی بلورهای گالن در کل سطح مقطع ۲۰-۲۵٪ و انگلزیت- سروزیت ۷-۵٪ است.



شکل ۴-۹: تصویری میکروسکوپی از کانی Ang: انگلزیت که جانشین بلورهای Gn: گالن شده‌اند

۴-۲-۸- اکسید و هیدروکسیدهای آهن (Fe_2O_3 , FeOOH)

هیدروکسید آهن به صورت نابرجا نیز وارد محیط شده و داخل درز و شکاف‌ها و فضاهای خالی وارد شده و در سطح کانی‌های باطله ایجاد آغشتگی کرده است (شکل (۴-۱۰)).



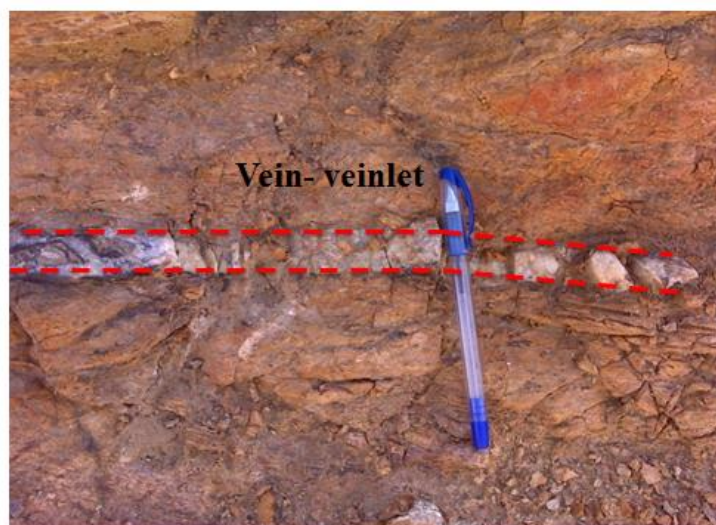
شکل ۴-۱۰: تصویری از بلورهای استینیت که توسط کانی ثانویه اکسید آنتیموان (لویزیت) جانشین شده‌اند

۳-۴- ساخت و بافت کانسنگ

مطالعات کانی‌شناسی، ساخت و بافت ساده‌ترین، ابتدایی‌ترین و در دسترس‌ترین نوع مطالعه بر روی کانسار بوده و تشکیل یا ناپایدار شدن کانی‌ها و تغییرات در ساخت و بافت گویای شرایط تشکیل سنگ‌ها و کانی‌ها می‌باشد. به طور کلی در ساخت سنگ‌ها مشخصات ماکروسکوپی در مقیاس نمونه دستی و یا بزرگ‌تر مورد بررسی قرار می‌گیرد. بسته به نوع سنگ، منشأ و طرز تشکیل، ساخت‌های مختلفی در سنگ آذرین به وجود می‌آید. براساس مطالعات صحرایی، نمونه دستی و میکروسکوپی انواع ساخت و بافت کانسار شناسایی شده‌اند که در ادامه شرح داده خواهند شد.

۴-۳-۱- ساخت و بافت رگه-رگچه‌ای

این ساخت از جمله اصلی‌ترین ساخت‌های مشاهده شده در کانسار لخشک می‌باشد که اغلب کانی‌ها در فضاهای خالی شکستگی‌های موجود در سنگ‌های میزبان قرار گرفته است. عامل کنترل کننده این ساخت وجود درزه و شکستگی‌ها می‌باشد. ساخت رگه‌ای از جمله ساخت‌هایی است که پس از تشکیل سنگ میزبان شکل گرفته است. در این ساخت کانی‌ها از لایه بندی سنگ میزبان تبعیت نمی‌کنند و به صورت ثانویه در امتداد درزه‌ها و شکستگی‌های سنگ میزبان شکل گرفته‌اند (شکل ۴-۱۲).



شکل ۴-۱۱: تصویری از ساخت رگه‌ای کانسار لخشک.

۴-۴-۴- بافت کانسنگ

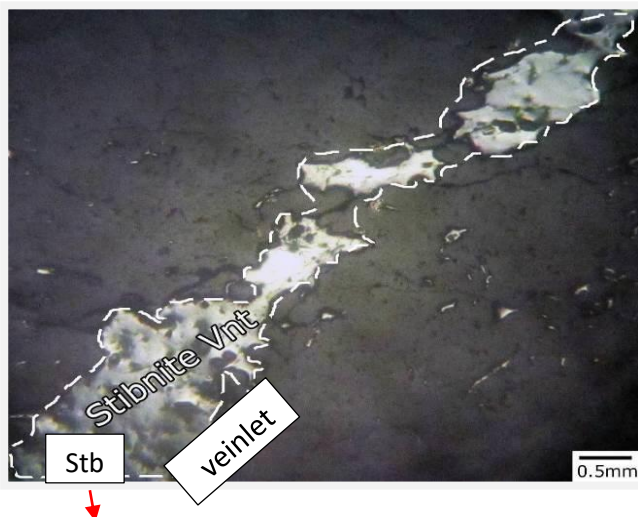
بافت کانسنگ در اغلب موارد شکل و اندازه بلوری و رابطه فیزیکی آن‌ها با یکدیگر است که توسط میکروسکوپ و یا در نمونه دستی مورد مطالعه قرار می‌گیرد. بافت در کانسارهای مختلف متفاوت می‌باشد و به ماهیت سیال‌های کانه‌ساز، مشخصات فیزیکی و شیمیایی سنگ‌های میزبان و شیوه جایگزینی کانسنگ بستگی دارد. تغییر بافت در تعیین رابطه زمانی مجموعه‌های متوالی کانی در یک کانسار، محیط کلی تشکیل و شیوه نهشت اهمیت زیادی دارد (Craig et al. 1994).

با مطالعه و شناسایی بافت کانسنگ می‌توان به شرایط و چگونگی تشکیل کانسار، تغییرات پاراژنز در مراحل تبلور و پی‌برد. بافت‌های موجود در کانسنگ لخشک شامل بافت رگه- رگچه‌ای، توده‌ای و جانشینی می‌باشد، که در زیر توضیح داده می‌شود.

۴-۴-۱- بافت رگه- رگچه‌ای

یکی از سیماهای مواد معدنی در منطقه کانسار لخشک، حضور آن‌ها در نقش پرکننده فضاهای خالی شکستگی می‌باشد از جمله بافت‌های موجود در کانسار بافت رگه- رگچه‌ای می‌باشد که در قسمت‌های مختلف کانسار به وفور مشاهده می‌شود. بافت رگه- رگچه‌ای در امتداد درزه‌ها و گسل‌ها شکل گرفته است

و از ویژگی مهم آن این است که کانی‌سازی از حاشیه به سمت مرکز بلور جدیدتر می‌شود (کریم‌پور، ۱۳۸۹). در کانسار لخشک اکثریت استیبینیت‌ها بصورت رگه- رگچه‌ای هستند. همچنین در داخل سنگ‌ها دانه‌های پیریت به صورت رگچه‌ای وجود داشته است (شکل ۴-۱۳ الف). در شکل (۴-۱۳ ب)، بلورهای استیبینیت در اندازه‌های ریز تا درشت در فرم‌های شکل‌دار تا بی‌شکل به صورت رگه- رگچه‌ای دیده می‌شوند.



شکل ۴-۱۲: تصویری از بافت رگه- رگچه‌ای استیبینیت در کانسار لخشک.

۴-۴-۲- بافت توده‌ای

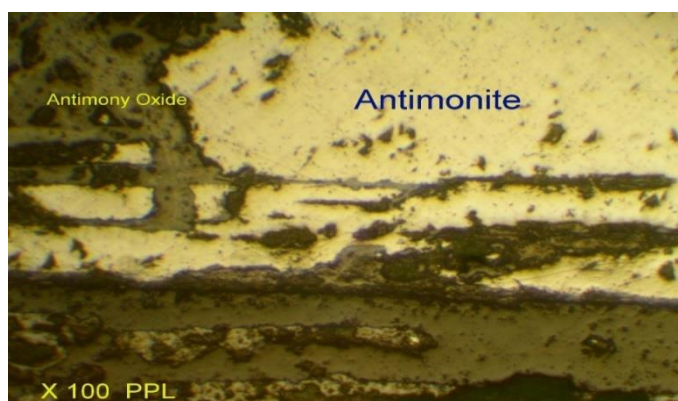
این بافت مهم‌ترین بافت ماده‌ی معدنی در محل‌های معدن کاری شده و اقتصادی است که در مقیاس‌های مختلف قابل مشاهده است. در دید صحرایی و نمونه دستی ماده معدنی به صورت متمرکز و توده‌ای دیده می‌شود (شکل ۴-۱۴).



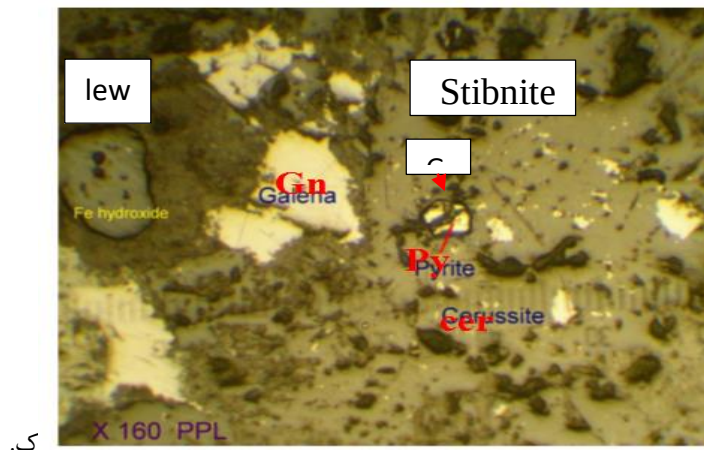
شکل ۴-۱۳: نمایی از بافت توده‌ای کانی استینیت در کانسار لخش.

۴-۳-۴- بافت جانشینی

این نوع بافت به بافت جانشینی ثانویه هم معروف است. جانشینی یک کانه توسط کانه یا کانی دیگر، از جمله فرایندهایی است که در طی دگرسانی و هوازدگی بسیاری از کانسنگ‌ها رخ می‌دهد. از جمله بافت‌های جانشینی که در کانسار قابل تشخیص هستند می‌توان به جانشینی اکسید لوپزیت در اثر آلتراسیون سوپرژن اشاره کرد (شکل ۴-۱۶)، همچنین بعضی دانه‌های پیریت در اثر آلتراسیون سوپرژن به وسیله گوتیت جانشین شده‌اند (شکل ۴-۱۷).



شکل ۴-۱۴: تصویری از بافت جانشینی لوپزیت در اثر آلتراسیون سوپرژن در کانسار لخش



ک.

شکل ۴-۱۵: تصویری از دانه‌های پیریت که در اثر آلتراسیون سوپرژن توسط گوتیت جانشین شده است.

۴-۵- توالی پاراژنز

در پی شناسایی کانی‌ها و تعیین ویژگی‌های بافتی آن‌ها، تعیین ترکیب تشکیل کانی‌های مرتبط در توالی زمانی و تخمین شرایطی که تحت آن، کانی‌های مرتبط با هم تشکیل شده‌اند و یا دوباره به تعادل رسیده‌اند، دو هدف اصلی در مطالعه میکروسکوپی کانه‌ها محسوب می‌شوند (Craig et al, 1981). مطالعه کانی‌شناسی و پاراژنز کانی‌ها اطلاعات مفیدی در مورد ویژگی‌های محیط تشکیل کانسار در اختیار می‌گذارد به طوری که ویژگی‌های تشکیل هر کانسار در آینه رفتار کانی‌های تشکیل دهنده آن منعکس می‌گردد. بطور کلی به مجموعه‌ای از کانه‌ها و باطله‌های همراه، که با هم و در حال تعادل نسبت به یکدیگر تشکیل می‌شوند، پاراژنز می‌گویند و ترتیب زمانی در تشکیل کانه‌ها را توالی پاراژنزی می‌نامند. بر اساس روابط بافتی و ساختی بین کانه‌های آنتیموان در مقاطع میکروسکوپی، نتایج تجزیه‌های پراش اشعه ایکس، می‌توان سیر تحول کانی‌سازی و یا به عبارت دیگر، روابط پاراژنزی کانی‌های آنتیموان کانسار لخشک را بررسی و ترسیم نمود (جدول ۴-۱). کانه‌های اقتصادی مثل استینیت، پیریت، گالن و اسفالریت به همراه کانی باطله کوارتز کانی‌های دما بالا یا هیپوژن کانسار محسوب می‌شوند و کانه‌های، لویزیت، سروزیت، انگلریت پارالورنیت، جاروسیت و گوتیت به محیط دما پایین و سوپرژن کانسار نزدیک شده و در این محیط کم دما به شکل کانی‌های ثانویه ظهور پیدا کرده‌اند. آنتیموان اصلی ترین کانی موجود در منطقه است که در مقاطع

میکروسکوپی به صورت کریستال‌های تیغه‌ای شکل در کنار هم قرار گرفته و لکه‌های درشت با ابعاد چند سانتی متر در سطح نمونه ایجاد کرده‌اند. ابعاد کریستال‌ها از ۱۰ میکرون الی ۱ سانتی متر در تغییر است. در بعضی قسمت‌ها حواشی دانه‌ها در اثر آلتراسیون ثانویه توسط اکسید یا هیدروکسید آنتیموان در حال جانشینی می‌باشد. این تبدیل شدگی در برخی قسمت‌ها محدود است و اکثریت آنتیموانیت‌ها سالم هستند و بافت رگچه‌ای دارند و در برخی مقاطع آلتراسیون سوپرژن شدیدتر بوده و هیدروکسید آنتیموان در حواشی به و اکسید لوپزیت تبدیل شده است.

- در برخی مقاطع بلورهای استینیت در اشکال سابه‌درال تیغه‌ای تا انهدرال آمیبی شکل دیده می‌شوند (شکل ۴-۱ ب) بافت غالب به صورت پرکننده فضای خالی می‌باشد ولی بافت توده‌ای نیز دیده می‌شود
- پیریت، کانی منطقه‌ای هیپوژن است. از نظر توالی پاراژنزی پیریت کانی سولفیدی قدیمی با فرمول شیمیایی FeS_2 است. این کانی در مقاطع میکروسکوپی به صورت دانه‌های شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار، پراکنده و رگچه‌ای وجود دارد. این کانی در برخی مقاطع به دلیل عملکرد آلتراسیون سوپرژن توسط لیمونیت و گوتیت جانشین شده و تنها بقایای اندکی از پیریت اولیه در قالب‌ها باقی مانده است. بعضی از پیریت‌ها نیز در اثر آلتراسیون سوپرژن به وسیله هیدروکسیدهای آهن در حال جانشینی هستند
- گالن نوعی کانی فلزی به شکل بلوری، اگرگات‌های آن، درشت یا متراکم است و معمولاً همراه با کانی اسفالریت دیده می‌شود. در مقاطع میکروسکوپی بلورهای گالن در اندازه‌های متوسط تا درشت در فرم‌های یوهدرال تا سابه‌درال در نمونه حضور دارند، همچنین بلورهای گالن به صورت لکه‌های با ابعاد ۱ الی ۳ میلی‌متر در سطح نمونه پراکنده می‌باشند این لکه‌ها در اثر آلتراسیون سوپرژن از اطراف توسط سروزیت در حال جانشینی است و تقریباً حدود یک سوم لکه‌های گالن جانشین گردیده است.
- کانی اسفالریت با فرمول شیمیایی ZnS به شکل بلور توده‌ای می‌باشد کانی اسفالریت به شکل بلور توده‌ای می‌باشد و با کانی‌های کالکوپیریت، پیریت و گالن پاراژنزی می‌باشد. در مقاطع میکروسکوپی اسفالریت به شکل یک دانه‌ی ۲۰۰ میکرونی در حالی که توسط آنتیموانیت احاطه گردیده، قابل مشاهده است.

- لویزیت کانی منطقه سوپرژن است و از تجزیه اکسیدآنتیموان بر اثر اکسیداسیون بوجود می‌آید و دارای ترکیب شیمیایی $\text{Casb}_2\text{O}_5(\text{OH})_2$ هیدرواکسید استینیت کلسیم می‌باشد. توسط مطالعات XRD تشخیص داده شده است و به رنگ‌های قهوه‌ای روشن و تیره و سیاه در سنگهای مناطق آلتیه شده مشاهده می‌شود.
- سروزیت با فرمول شیمیایی PbCO_3 کربنات سرب و کانی ثانویه‌ای است که تحت تأثیر هوازدگی و اکسیداسیون از کانی سولفیدی اولیه گالن به وجود آمده است. به رنگ قهوه‌ای و سیاه دیده می‌شود و بر اثر آلتراسیون سوپرژن از اطراف جانشین گالن شده است.
- انگلیزیت و جاروسیت در مطالعات XRD و میکروسکوپی مشاهده شده‌اند که با فرمول شیمیایی PbSO_4 و $\text{KFe}_3(\text{SO}_4)_2(\text{OH})_6$ کانی های ثانویه سولفید سرب و هیدروسولفید آهن پتاسیم کانی های منطقه سوپرژن هستند. که به شکل منشوری و ورقه‌ای و به رنگ‌های سفید خاکستری و به صورت شفاف و با جلای الماسی- ابریشمی مشاهده می‌شوند. این کانی در منطقه جانشین گالن و پیریت شده‌اند.
- گوتیت کانی منطقه سوپرژن و غیر فلزی هستند که به شکل منشوری و رنگ قهوه‌ای و سیاه مشاهده می‌شود. همچنین این کانی خاصیت مغناطیسی پارامغناطیسی و منشأ تشکیل آن ثانویه است. در منطقه جانشین پیریت شده است.
- همی مورفیت با فرمول شیمیایی $\text{Zn}_4\text{Si}_2\text{O}_7(\text{OH})_2 \cdot \text{H}_2\text{O}$ هیدروسیلیکات روی می‌باشد. در منطقه در اثر آنالیز انجام شده به روش XRD شناسایی شده و جزء کانیهای فرعی تشخیص داده شده است.
- پارالورنیت این کانی در آنالیز به روش XRD در منطقه، کانی فاز فرعی شناخته شده است. که از محل رگچه گالن برداشت شده است.
- مونت موریلونیت از کانیهای رسی همراه ایلیت است که توسط آزمایش XRD بعنوان کانی فاز فرعی تشخیص داده شده است. در منطقه به رنگ سفید و خاصیت جذب آب از مشخصات بارز تشخیص آن در محل می‌باشد.

جدول ۴-۱ توالی پاراژنز کانی‌های کانسار لخشک

Ore – Minerals	Early	Late
Stibnite	_____	
Pyrite	_____	
Galena	_____	
Sphalrite	_____	
Lewisite		_____
Cerussite		_____
Paralaurionite		_____
Anglzite		_____
Hemimorphite		_____
Goethite		_____
Jarosite		_____
Quartz	_____	_____

فصل پنجم

ژئوشیمی

۵-۱- مقدمه

در این فصل سعی شده است تا با استفاده از نتایج بدست آمده از تجزیه‌ی نمونه‌های سنگی حاصل از منطقه کانسار لخشک تفسیر کاملتری از نوع سنگ‌ها، بررسی روند تفریق و نیز ترکیب شیمیایی آن‌ها صورت پذیرد تا در نهایت با تکیه بر این تفسیرها بتوان ماگمای سازنده و احتمالاً محیط تکتونیکی را تا حد امکان تعیین نمود. به این منظور تعداد ۱۵ نمونه از رخنمون‌های آذرین کانسار لخشک که دارای کمترین میزان دگرسانی بودند انتخاب شد و جهت انجام آنالیز XRF و ۱۹ نمونه جهت آنالیز ICP-MS به آزمایشگاه کانساران بینالود فرستاده شد و سپس برای تحلیل نتایج حاصل از این آنالیز و رسم نمودارها از نرم افزارهای مختلف استفاده شد. در انتهای این فصل نیز محاسبات آماری مربوط به آنالیز ICP-MS آنتیموان و طلا آورده شده است.

۵-۲- خصوصیات شیمیایی آنتیموان

آنتیموان از فلزات کالکوفیل است و خاصیت ضعیف سیدروفیلی دارد از این رو در ترکیب لیتوسفر تقریباً کمیاب است و دارای دو ایزوتوپ با عدد جرمی ۱۲۱ و ۱۲۳ بوده که دومی فراوان‌تر است آنتیموان عنصری شکننده، گدازپذیر و بلوری است که خاصیت هدایت الکتریکی و حرارتی ضعیفی دارد و در دمای کم تبخیر می‌شود همچنین ساختار بلورین دارد و بلافاصله پوسته پوسته می‌شود. آنتیموان اغلب به صورت عنصر پایدار تشکیل نمی‌شود و منبع اصلی آن کانی به نام استینیت است که سولفیدی از آن عنصر است. به طور عمده آنتیموان به شکل ترکیبات سولفیدی و سولفوسالتی مانند استینیت، تتراهدريت و همچنین به صورت اکسیدی مانند والنتینیت و استیبیکونیت و... یافت می‌شود.

روش انجام آنالیزها

پس از بازدیدهای صحرایی و مطالعات میکروسکوپی، به منظور بررسی‌های ژئوشیمیایی، نمونه‌برداری از سنگ‌های محدوده مورد مطالعه صورت گرفت و تعداد ۱۵ نمونه سنگ‌های آذرین میزبان برای آنالیز XRF انتخاب و تعداد ۱۹ نمونه سنگ آذرین و کانسنگ برای آنالیز ICP-MS به آزمایشگاه کانساران بینالود و

زرآزمای ارسال گردید و نتایج حاصل به وسیله نرم افزارهای مختلف (Exel، Spss، Gcdkite)، پردازش و مورد تحلیل قرار گرفت. با توجه به آنالیزهای ذکر شده عناصر اصلی و کمیاب سنگ میزبان مشخص و نتایج آن‌ها در جدول (۱-۵ و ۲-۵)، آورده شده است و در ادامه به تشریح آن‌ها خواهیم پرداخت.

۵-۴- رده بندی سنگ های آذرین بر اساس ترکیب شیمیایی

برای رده بندی ژئوشیمیایی سنگ های آذرین از داده های آنالیز شیمیایی و یا از نتایج محاسبات نرم و یا برخی پارامترهای پترولوژیکی و ضرایب ژئوشیمیایی استفاده می کنند. برای تعیین نام سنگ ها با توجه به ترکیب شیمیایی آن ها، نمودارهایی توسط محققین مختلف ابداع شده است و با استفاده از این نمودارها سنگ های منطقه مورد مطالعه نام گذاری شدند. با توجه به داده های موجود، جهت تعیین نام گذاری و خصوصیات شیمیایی سنگ میزبان از آنالیزهای شیمیایی استفاده شده است. نتایج حاصل از آنالیز ژئوشیمیایی عناصر اصلی در جدول (۱-۵)، و آنالیز ژئوشیمیایی عناصر کمیاب در جدول (۲-۵)، مشخص شده است.

شکل ۵-۱- نشان دهنده داده های حاصل از آنالیز Xrf در نمونه منطقه لخشک

Sample	L1	L2	L3	L4	L5	L6	L7	L8	L9	L10	L11	L 13	L17	L19	L25
Name	Granite	Granite	QartzMonzonite	artz Diorite	Reolite	Reolite	Andsite	artz Diorite	Granit	Granit	Granit	Dasite	Dasite	Andsite	Granit
SiO ₂	69.23	68.8	62.60	68.59	69.62	67.70	67.70	55.66	72.33	66.63	73.36	70.59	65.01	52.15	70.01
CaO	3.12	2.96	5.23	3.58	2.58	3.79	3.79	6.63	0.63	2.99	0.38	1.59	3.65	17.05	0.65
Al ₂ O ₃	15.34	15.00	15.69	15.13	15.05	16.02	16.02	16.62	15.59	15.61	15.63	15.58	15.69	12.74	15.66
K ₂ O	2.11	3.84	3.15	3.46	2.64	2.54	2.54	3.18	2.44	2.54	2.12	3.01	2.96	2.78	3.29
Fe ₂ O ₃	2.12	2.65	4.57	1.73	1.67	3.79	3.79	6.39	1.05	2.19	1.03	1.59	1.93	5.52	2.32
Na ₂ O	2.99	4.12	4.20	3.94	4.56	3.72	3.72	4.41	4.39	4.11	4.42	3.43	3.95	1.03	2.25
MgO	3.06	1.11	3.11	0.48	0.88	0.54	0.54	4.55	0.24	0.28	0.16	0.28	0.45	3.83	0.7
TiO ₂	1.21	0.44	0.49	0.26	0.22	0.22	0.22	0.93	0.27	0.23	0.25	0.24	0.24	0.56	0.26
MnO	0.08	0.06	0.01	0.06	0.04	0.08	0.08	0.14	0.00	0.05	0.00	0.01	0.02	0.15	0.01
P ₂ O ₅	0.21	0.15	0.043	0.10	0.31	0.08	0.08	0.32	0.01	0.06	0.02	0.07	0.07	0.15	0.06
SO ₃	0.06	0.05	0.08	0.07	0.13	0.20	0.20	0.01	0.08	0.02	0.04	0.01	0.09	0.01	0.01
L.O.I	2.05	2.19	2.22	3.54	3.18	1.56	1.56	2.54	2.64	5.02	2.29	3.32	5.79	3.85	4.66
SUM	100.37	101.01	101.41	100.94	100.48	100.54	100.54	101.39	99.69	99.74	99.71	99.74	99.85	99.84	99.90

Sample	DL	ppm	L1	L2	L3	L4	L5	L6	L7	L8	L9	L10	L12	L12X	L13	L14	L16	L17	L18	L18X	L25
sampel	-	-	استیبنیت-پر	شیست	بیوتیت شیست	اندزیت	استیبنیت	استیبنیت	اندزیت	دیوریت	میکروگران	میکروگران	کوارتز	استیبنیت-پریم کالکوپریت	داسیت	استیبنیت-پر	کالک سیلیک	داسیت	گالن	گالن	شیست
Ag	0.1	ppm	<0.1	<0.1	0.1	0.3	0.1	<0.1	<0.1	0.8	0.06	0.08	0.31	91	0.36	15	0.18	0.08	1500	310	0.26
Al	100	ppm	86270	2797	8521	70533	85319	83118	83129	6400	32600	83500	68400	5140	86000	7780	48600	78000	2730	15400	32700
As	0.1	ppm	2.3	1.4	6.2	2.2	1.7	<0.1	1.4	4.5	7	2.1	797	261	8.2	546	686	3.2	49.3	47.5	14.8
Ba	1	ppm	1077	686	1550	1242	566	835	1293	1310	629	658	71.7	26.3	632	40.9	395	1280	22.1	31.6	504
Be	0.2	ppm	2.3	2.1	1.9	1.6	1.4	1.2	1.2	1.7	1	1.1	1	0.2	1.7	0.4	1.4	1.3	0.4	0.5	1.1
Bi	0.1	ppm	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	0.2	0.5	<	0.3	0.5	0.1	0.3	0.2	0.3	2	0.4	<
Ca	100	ppm	23665	1574	1546	59716	26753	19243	27463	6800	4880	21900	1310	1260	12200	955	72500	26800	0900	1600	4720
Cd	0.1	ppm	0.1	<0.1	0.1	<0.1	0.1	<0.1	<0.1	0.08	<	0.06	<	1.92	0.07	0.26	0.06	<	7.86	7.1	<
Ce	0.5	ppm	52	48	87	75	42	30	31	80.5	33.1	37.8	51.4	2.42	45.8	7.64	70.4	43.5	10.1	83.5	36.5
Co	1	ppm	6.5	6.4	29.5	33.9	3.4	2.8	2.4	25.3	0.9	3.7	0.5	2.7	1.5	1.8	9.4	3.5	3.6	17.7	2.7
Cr	1	ppm	17	20	276	392	7	8	7	48	17	4	130	33	<	19	54	3	26	8	4
Cs	0.5	ppm	4.7	6.1	4.7	5.4	4	2.2	2.4	2.7	4.1	6.1	16.1	1.9	4.2	2.1	4.5	4.6	1.2	7.8	8.1
Cu	1	ppm	15	11	24	37	6	8	4	25.3	10.9	10.8	13.9	106.7	11.6	30.6	88.9	13.4	25.6	222.2	7.1
Dy	0.02	ppm	2.36	2.42	3.72	3.61	1.59	1.43	1.42	3.53	0.9	1.33	2.18	0.12	1.3	0.28	3.61	1.13	4.72	5.43	1.2
Er	0.05	ppm	1.11	1.19	1.79	1.84	0.7	0.63	0.62	1.87	0.49	0.67	0.61	<	0.64	0.13	2.04	0.48	2.67	3.22	0.57
Eu	0.1	ppm	1.01	0.83	1.67	1.6	0.64	0.54	0.64	1.33	0.36	0.56	0.82	0.03	0.51	0.1	0.98	0.52	0.43	0.64	0.42

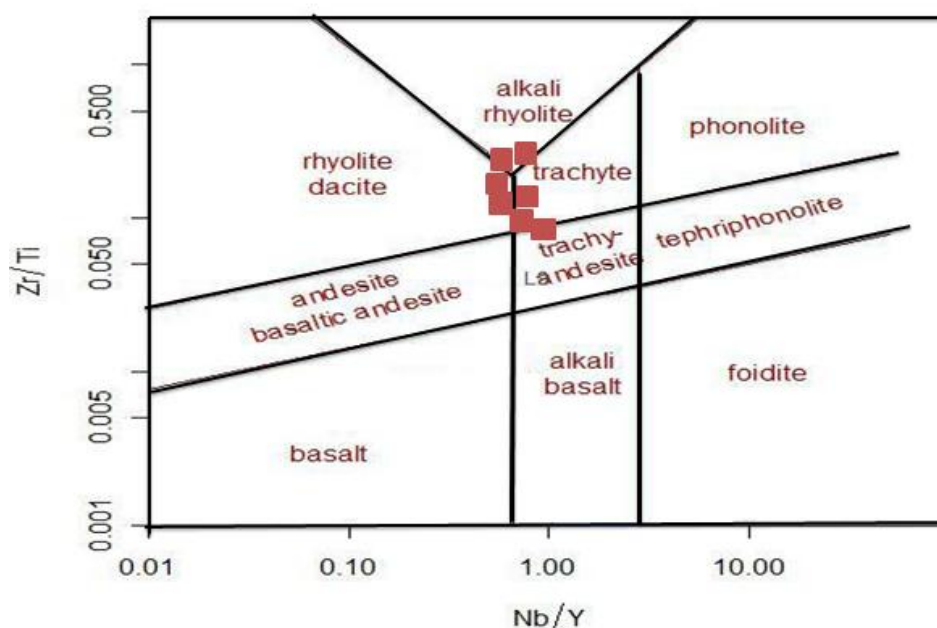
Fe	100	ppm	23253	1995	4332	47313	13953	12747	11040	3200	7290	14900	65800	7080	12100	11000	31300	2200	5800	21200	14800
Ga	0.05	ppm	3.57	8.93	24	17.3	8.36	8.2	17.9	19.5	17.7	17.6	16	1.39	18	2.02	12.6	17.2	1.9	6.07	17.9
Gd	0.05	ppm	2.64	2.52	4.45	4.42	1.69	1.31	1.31	4.24	1.14	1.82	3.22	0.09	1.94	0.41	4.62	1.37	3.37	5.95	1.59
Ge	0.05	ppm	1.39	1.07	0.72	0.49	1.28	1.63	0.4	0.53	0.37	0.35	0.62	1.49	0.53	1.44	0.56	0.38	0.35	0.73	0.37
Hf	0.02	ppm	0.09	0.2	0.21	3.17	0.37	0.07	1.52	1.29	1.52	1.21	0.18	0.03	1.36	0.06	0.7	1.11	0.03	0.1	1.35
Hg	0.05	ppm	1.8	0.57	<	<	0.76	0.77	<	<	<	<	0.06	0.43	<	0.29	0.12	<	27	9.5	0.15
Ho	0.02	ppm	0.11	0.38	2.1	0.67	0.65	0.18	0.22	0.66	0.17	0.24	0.29	<	0.23	0.05	0.68	0.18	0.94	1.13	0.2
In	0.01	ppm	0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	0.06	0.02	0.02	0.03	0.04	<	0.02	0.05	0.01	0.88	0.71	0.02
K	10	ppm	100	3567	2691	22080	32451	25524	24593	4100	19500	21500	34500	1700	27800	3060	18200	23900	1360	6970	28100
La	0.05	ppm	1	27	46	40	24	18	18	43.9	19.1	21	24.5	2.28	25.7	4.52	33	24	13.8	49.2	20
Li	0.5	ppm	1	42	54	23	15	22	22	37.6	15.9	24.4	25.5	123	19.2	128	20.1	12.6	4.8	15.8	12.2
Lu	0.02	ppm	0.1	0.12	0.16	0.17	<0.1	<0.1	<0.1	0.2	0.09	0.08	0.08	<	0.09	0.04	0.23	0.09	0.34	0.36	0.06
Mg	10	ppm	100	6942	>2%	>2%	3317	5554	3599	27500	2060	2410	3080	203	2780	380	12400	3530	3760	1940	5330
Mn	2	ppm	5	445	963	1104	237	221	192	980	29	345	46	62	172	98	324	274	903	4910	162
Mo	0.1	ppm	0.1	0.8	<0.1	<0.1	0.2	0.7	<0.1	0.2	0.6	1.1	1	1.3	0.6	1.1	4.4	0.5	6.6	6.9	0.8
Na	10	ppm	100	2912	2579	23306	20858	33144	26711	18900	29900	28100	6630	270	25200	340	4920	27400	439	1130	16400
Nb	0.5	ppm	1	6.2	12.9	9.9	3.6	2.7	2.5	13	3.9	3.9	6.2	<	4.8	0.7	13.1	4.4	0.8	6	4
Nd	0.5	ppm	16.5	15.1	27.7	25.8	11.2	8.1	8	27.9	9.52	11.8	20.6	0.94	14.4	2.88	27.5	13.5	9.96	32.8	11.3
Ni	1	ppm	11	12	136	180	4	4	3	34	4	6	5	26	3	12	21	3	10	31	6

P	10 ppm	1446	1119	3644	3185	810	652	660	1350	39	468	365	20	469	76	668	393	<	33	440
Pb	1 ppm	33	24	17	14	9	20	9	276	49.9	16	24	532	67.4	75.6	23.8	24.6	57000	36000	47.3
Pr	0.05 ppm	4.33	3.95	6.98	6.33	3.04	2.18	2.15	7.7	2.87	3.41	5.3	0.25	4.2	0.76	7.38	3.91	2.39	9.15	3.28
Rb	1 ppm	94	101	66	55	91	65	71	52.4	86.1	99.5	220	11.5	138	21.4	84.1	106	7	44.2	132
Re	0.01 ppm	0.02	<	<	<	<	<	<	<	<	<	<	0.03	<	0.03	<	<	<	<	<
S	50 ppm	<50	<50	<50	<50	<50	<50	<50	203	838	419	26900	10600	441	8610	3160	447	8700	4450	337
Sb	0.5 ppm	<0.5	<0.5	0.5	<0.5	1.2	<0.5	<0.5	111	7.3	39	74.4	28900	155	19700	32.6	17.9	772	850	47.3
Sc	0.5 ppm	5.4	5.2	18.4	22	3.3	2.6	2.7	17	3	4	13	<	3	<	12	3	1	3	4
Se	0.5 ppm	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	0.39	0.3	0.33	1.26	1.3	0.37	1.39	0.67	0.37	7.91	3.14	0.31
Sm	0.02 ppm	3.14	2.81	5.29	4.98	1.89	1.47	1.58	5.42	1.6	2.25	4.26	0.21	2.58	0.59	5.68	2.42	2.68	6.43	2.13
Sn	0.1 ppm	1.5	1.4	1.1	1.2	0.7	1	0.7	1.5	0.7	0.8	1.8	1.4	0.7	1	1.2	0.7	0.7	0.7	0.7
Sr	1 ppm	521	413.2	820	748.7	324.7	481.6	464.1	736	500	334	193	158	323	84.5	578	426	2590	703	181
Ta	0.1 ppm	1.63	1.16	3.45	2.84	0.99	0.9	0.83	0.81	0.25	0.26	0.45	<	0.34	0.03	1.23	0.32	0.04	0.49	0.26
Tb	0.1 ppm	0.39	0.4	0.63	0.62	0.27	0.24	0.24	0.61	0.15	0.24	0.36	<	0.24	0.06	0.64	0.2	0.74	0.92	0.2
Te	0.1 ppm	0.19	0.19	0.69	0.96	0.13	0.1	0.16	<	<	<	<	<	<	<	<	<	1.4	0.4	<
Th	0.1 ppm	12.09	12.88	11.93	10.8	7.37	6.16	6.19	12.4	5.98	6.6	6.86	0.37	8.11	1.06	11.1	7.69	1.09	10.7	6.91
Ti	10 ppm	3009	2890	6200	6362	1681	1437	1210	5410	1400	1370	2930	123	1320	240	3360	1110	110	333	1350
Tl	0.1 ppm	0.69	0.68	0.7	0.45	0.9	0.39	0.44	0.4	0.7	0.7	6	1	0.9	0.6	0.7	0.6	0.4	0.8	1.1
Tm	0.1 ppm	0.12	0.13	0.19	0.2	<0.1	<0.1	<0.1	0.26	0.07	0.09	0.15	<	0.1	<	0.28	0.07	0.38	0.41	0.07

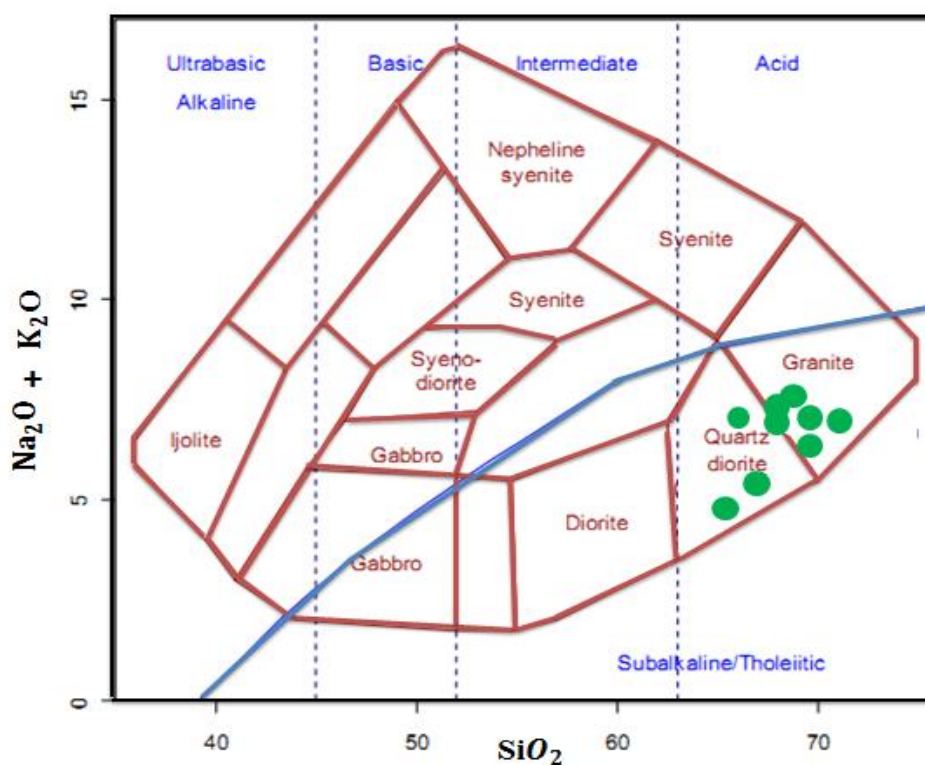
U	0.1 ppm	1.9	1.7	1.7	1.4	1.3	1.1	1.2	1.44	1.49	1.44	0.74	0.8	1.95	0.85	2.64	1.38	2.53	2.89	1.39
V	1 ppm	57	53	154	163	40	34	35	151	27	29	129	6	27	11	71	25	3	11	30
W	1 ppm	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	0.5	0.6	0.3	4	0.2	0.5	0.3	1.2	0.4	0.1	0.4	0.4
Y	0.5 ppm	0.3	0.4	1.9	2.1	<0.05	<0.05	<0.05	16.5	4.45	6.96	5.67	0.46	6.23	1.03	17.2	4.88	15.4	26.1	5.39
Yb	0.05 ppm	104	55	74	105	58	58	36	1.65	0.52	0.62	0.5	<	0.64	0.16	1.69	0.46	2.29	2.23	0.5
Zn	1 ppm	7	6	78	88	34	32	29	90.4	12.1	31	8.7	640	46.4	31.5	41.3	29.5	0200	89300	61.8
Zr	5 ppm	7	6	78	88	34	32	29	38	46	38	5	<	35	1	13	31	<	2	39

۵-۵- رده‌بندی سنگ‌های منطقه لخشک بر اساس نمودار (Le Bas et al, 1986)

واحدهای رخنمون یافته در منطقه مورد مطالعه محدوده سنی ائوسن تا عهد حاضر را دربرمی‌گیرند. قدیمی‌ترین واحد، فلیش‌های ائوسن و جوانترین آن‌ها رسوبات کواترنری و آبرفت‌های عهد حاضر هستند. توده‌های نفوذی با ترکیب سنگ‌شناسی اسیدی تا حد واسط در داخل واحدهای شیستی نفوذ کرده‌اند. سنگ‌های آذرین واحدهای سنگی را قطع نموده و سن پس از آن‌ها را دارند و به احتمال زیاد دارای سن الیگوسن می‌باشند. این واحدها شامل نفوذی‌های متعدد به صورت استوک، دایک و سیل می‌باشند که در فازهای مختلف نفوذ کرده‌اند. برای نام‌گذاری سنگ‌های منطقه از نمودار (Le Bas et al, 1986) و (Pearce, 1996) استفاده شده است. براساس نمودار (Pearce, 1996) سنگ‌های آتشفشانی منطقه مورد مطالعه، در محدوده‌ی سنگ‌های ریولیت، داسیت تا تراکی‌آندزیت می‌باشد (شکل ۵-۱). برای نام‌گذاری سنگ‌های آذرین درونی میزان سیلیس و عناصر آکالین نمونه‌ها بر روی نمودار (Le Bas et al, 1986) پلات شد. بر اساس این نمودار بیشتر نمونه‌های برداشت شده از توده‌های نفوذی منطقه دارای ترکیب همانندی و در محدوده‌ی سنگ‌های گرانیتی تا کوارتز دیوریت می‌باشند. مقدار SiO_2 سنگ‌های نیمه عمیق منطقه لخشک بین ۶۰ تا ۷۰ درصد وزنی متغیر می‌باشد (شکل ۵-۲).



شکل ۵-۱: سنگ‌های آذرین بیرونی منطقه لخشک در نمودار Zr/Ti در مقابل Nb/Y (Pearce, 1996) در محدوده ریو داسیت تا تراکی آندزیت قرار گرفته‌اند.



شکل ۵-۲: سنگ‌های آذرین درونی منطقه لخشک در نمودار $Na_2O + K_2O$ در مقابل SiO_2 (Le Bas et al, 1986) در محدوده‌ی گرانیات تا گرانودیوریت قرار گرفته‌اند.

۵-۶- نمودارهای تغییرات اکسیدهای عناصر اصلی در مقابل SiO_2 (Harker, 1909)

نمودارهای تغییراتی را که در آن اکسیدها در مقابل SiO_2 ترسیم می‌شوند اغلب نمودارهای هارکر می‌نامند (Rollinson, 1993). این نمودارها قدیمی‌ترین شکل نمودارهای تغییرات، و یکی از پر استفاده‌ترین ابزار نمایش داده‌های عناصر اصلی است. پراکندگی اکسیدها در مقابل سیلیس ممکن است ناشی از تجمع درشت بلورها، وجود بیش از یک نوع ماگما، روش نمونه‌برداری، آنالیز توام با خطا، عدم تأثیر پذیری نسبی یک اکسید در مقابل سیلیس و دگرسان بودن نمونه‌ها باشد (Rollinson, 1998). در نمودارهای هارکر (۱۹۰۹)، در صورت قرابت و خویشاوندی ماگمای اولیه و همچنین اعمال ذوب بخشی و یا تفریق بایستی مقادیر Fe_2O_3 , CaO , MgO با افزایش SiO_2 کاهش می‌یابند در غیر این صورت یا خویشاوندی بین نمونه‌ها وجود ندارد و یا تغییرات ثانویه علت این امر شده است که باید آن را پیدا کرد. لازم به ذکر است که هر روند خطی ایجاد شده در نمودارهای هارکر، نتیجه تشکیل سنگ‌ها از یک ماگمای والد و بر اثر پدیده تفریق نمی‌باشد و پدیده‌های دیگر نظیر ذوب بخشی و ... نیز می‌تواند در ایجاد این روندها مؤثر باشند. با توجه به نمودارهای تغییرات اکسیدهای عناصر اصلی در برابر SiO_2 (شکل ۵-۳)، اکسیدهای CaO , Na_2O , MgO , Fe_2O_3 روند خطی نزولی محسوسی دارند که با انجام پدیده تبلور تفریقی سازگار است. میزان این اکسیدها در طی تبلور ماگما، به دلیل تشکیل و سپس جدایش کانی‌های فرومنیزین، آپاتیت، مگنتیت و پلاژیوکلاز کم می‌شود. CaO در طی تبلور، انجماد و تفریق ماگمایی در کانی‌های پلاژیوکلاز و پیروکسن متمرکز می‌شود. کاهش روند MgO در برابر SiO_2 نشان از مشارکت MgO در ساخت کانی‌های فرومنیزین، تکوین و تحول ماگما می‌باشد و این روند در سنگ‌های منطقه با کاهش مقدار کانی‌های مافیک در سنگ‌های مونزونیتی به سمت سنگ‌های گرانیتی مشخص است. نمودار تغییرات Na_2O در مقابل SiO_2 روند کاهشی نشان می‌دهد. این اکسید بیشتر تمایل به حضور در پلاژیوکلاز و آمفیبولیت دارد. روند نزولی Fe_2O_3 در برابر SiO_2 با تبلور و تفریق کانی‌های مافیک آهن‌دار از جمله هورنبلند سبز، پیروکسن و بیوتیت، مگنتیت و اوژیت و کاهش میزان Fe_2O_3 در مایع باقیمانده سازگار است. کانی‌های مافیک نظیر پیروکسن، آمفیبول و بیوتیت بیشترین مصرف‌کننده‌های این اکسید می‌باشند. در واقع هر چه ماگما اسیدی‌تر می‌شود از میزان آهن کاسته می‌شود

که این امر نیز با مطالعات پتروگرافی مطابقت دارد. در برخی نمودارها نظیر SiO_2 - Al_2O_3 ، K_2O - SiO_2 ، SiO_2 - P_2O_5 ، SiO_2 - TiO_2 تغییرات خیلی مشخص نیست و پراکندگی ضعیفی را نشان می‌دهند. هنگامی که ماگماها، فرایند تبلور جدایشی را بدون آلودگی پوسته‌ای طی می‌کنند، داده‌های مربوط به تجزیه شیمیایی آن‌ها در نمودار هارکر یک روند خطی پیوسته را به نمایش می‌گذارند، بنابراین کلیه ترکیبات سنگی که در یک راستا واقع می‌شوند و از روند یکسانی برخوردار هستند، ارتباط ژنتیکی نزدیکی با یکدیگر دارا می‌باشند.

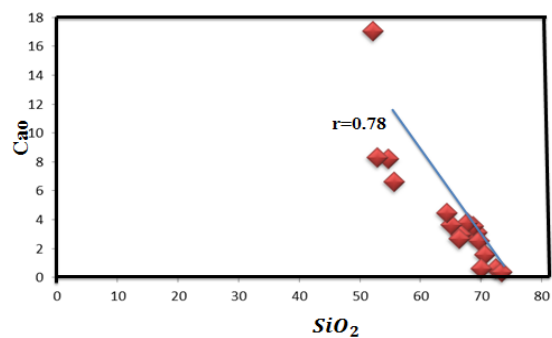
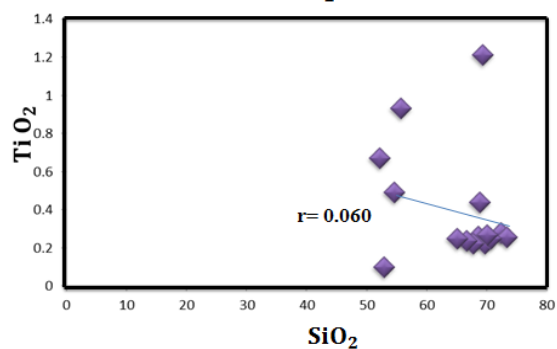
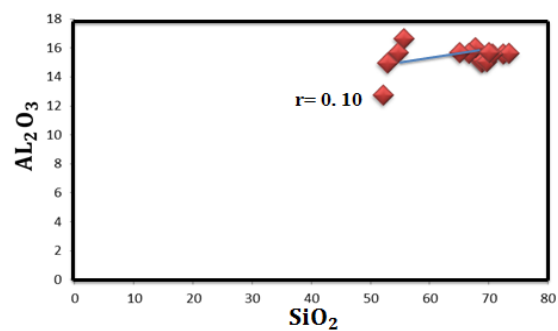
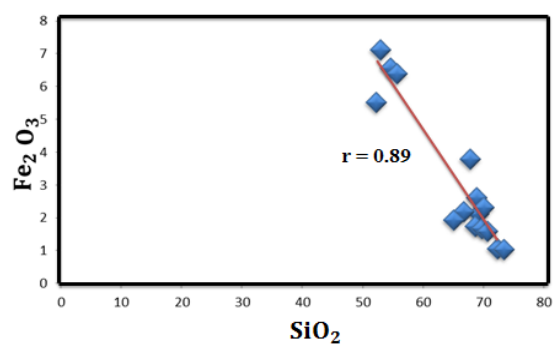
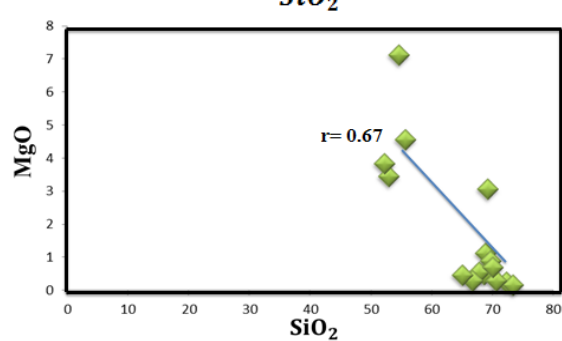
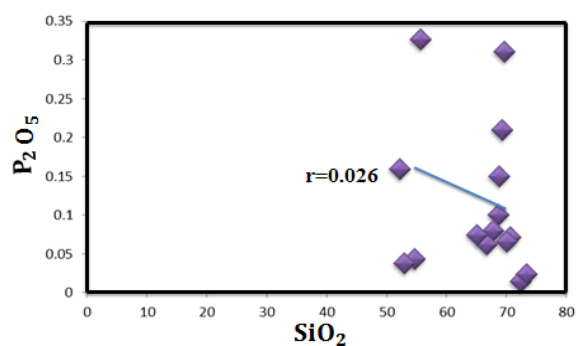
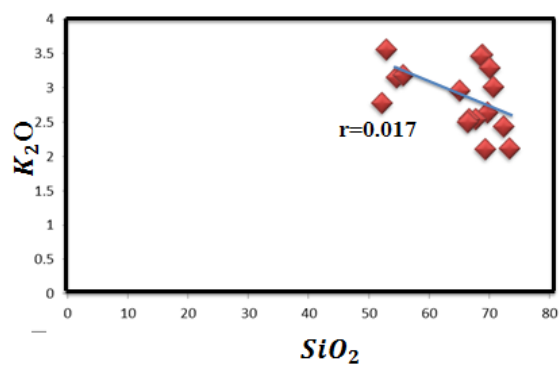
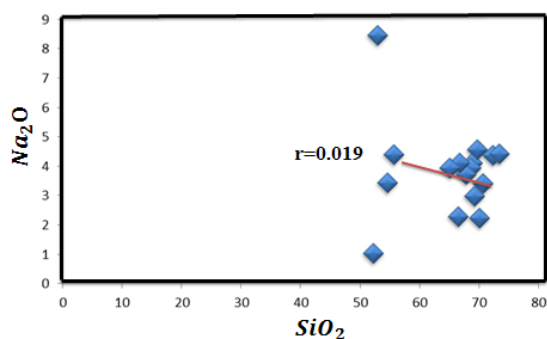
۵-۷- تعیین سری ماگمایی سنگ‌های آذرین منطقه

۵-۷-۱- تعیین سری ماگمایی براساس نمودار $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ در مقابل SiO_2

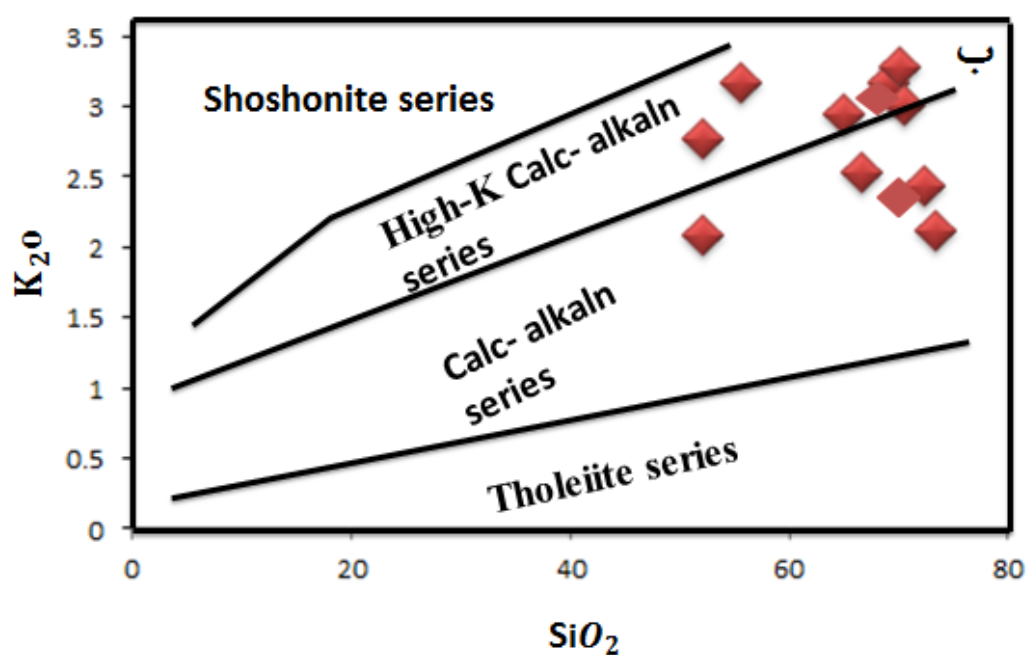
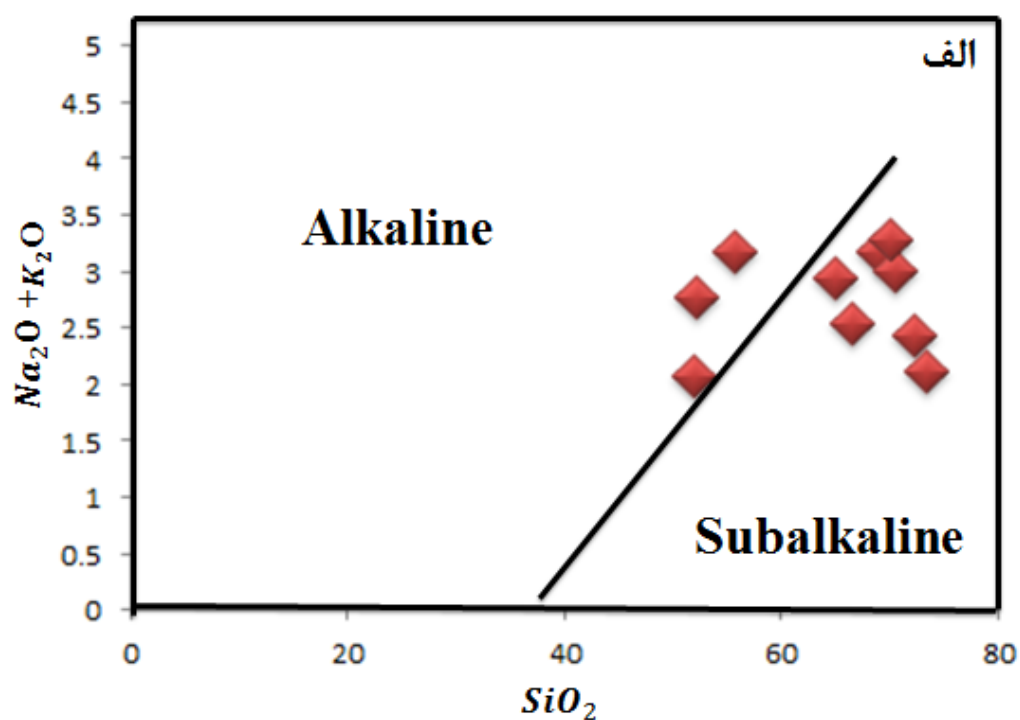
سنگ‌های آتشفشانی سری کم قلیایی را می‌توان بر اساس مقدار K_2O و SiO_2 تقسیم‌بندی کرد (Peccerillo) و (Tyalor, 1976). بر اساس نمودارهای $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ در مقابل SiO_2 (Irvine and 1971) Baraga, بیشتر سنگ‌های مورد بررسی در قلمرو ساب آلكالن قرار گرفتند (شکل ۵-۴ الف).

۵-۷-۲- تعیین سری ماگمایی بر اساس نمودار K_2O در مقابل SiO_2

بر اساس نمودار K_2O در مقابل SiO_2 (Pereson, 1996)، سنگ‌های آذرین مورد بررسی منطقه در قلمرو کالک آلكالن پتاسیم متوسط به بالا قرار می‌گیرند (شکل ۵-۴ ب).



شکل ۳-۵: نمودارهای تغییرات اکسیدهای اصلی در برابر درصد وزنی SiO_2 در سنگ‌های دربرگیرنده کانسار لخشک. روندهای کاهش مقادیر عناصر Mg , Fe , Ca , Ti با افزایش Si در سنگ‌های منطقه نمایان است.



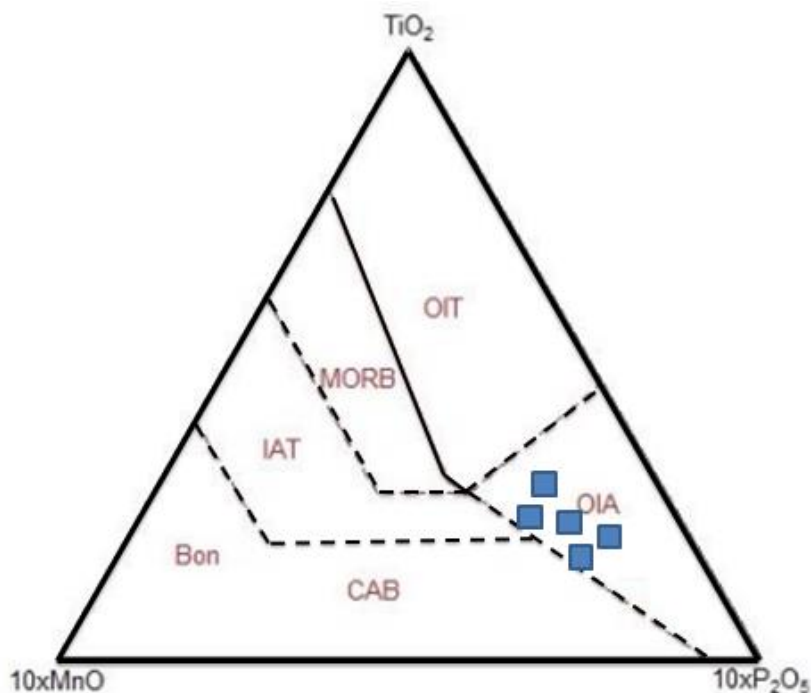
شکل ۵-۴: تعیین سری ماگمایی سنگ‌های آتشفشانی با استفاده از نمودارهای ارائه شده. الف) نمودار $Na_2O + K_2O$ در مقابل SiO_2 که نمونه‌های لخشک در محدوده ساب آلكالن قرار گرفته‌اند. ب) K_2O در مقابل SiO_2 که نمونه‌های لخشک در قلمرو کالک آلكالی پتاسیم متوسط تا بالا قرار دارند.

۵-۸- محیط تکتونوماگمایی سنگ‌های آذرین

برای تعیین محیط تکتونوماگمایی نمونه‌های سنگی ولکانیکی برداشت شده از نمودار (Mullen, 1983) و نمودار (Pearce, 1977) استفاده شد.

۵-۸-۱- نمودار $\text{MnO}-\text{TiO}_2-\text{P}_2\text{O}_5$ Mullen (1983)

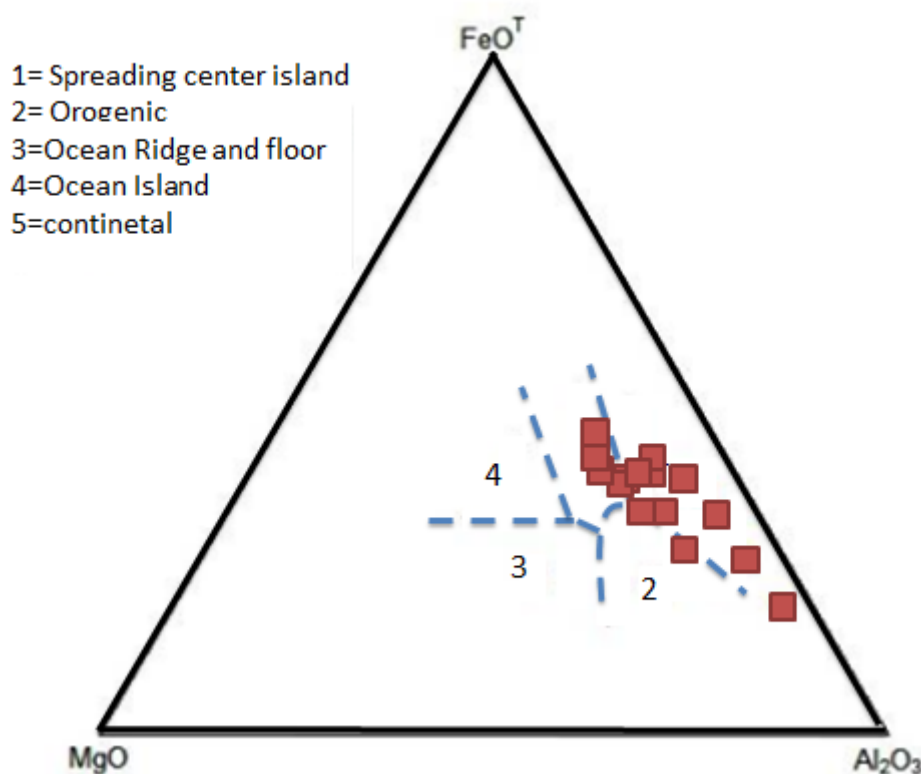
در این نمودار سه اکسید $\text{MnO}-\text{TiO}_2-\text{P}_2\text{O}_5$ مولفه‌های اصلی می‌باشند. بر طبق این نمودار، و از آن جا که نمونه‌های برداشت شده نزدیک به راس P_2O_5 قرار گرفته‌اند این نمونه‌ها در محیط تکتونیکی OIA (Oceanic Island) یا بازالت آلکالن جزایر قوسی که حاصل فروانش و ذوب پوسته اقیانوسی می‌باشد قرار می‌گیرند (شکل ۵-۵).



شکل ۵-۵: تعیین محیط تکتونوماگمایی سنگ‌های آتشفشانی بر اساس عناصر $\text{MnO}-\text{P}_2\text{O}_5-\text{TiO}_2$ (Mullen, 1983).
میدان‌ها عبارتند از OIT (تولئیت جزایر اقیانوسی)؛ OIA (بازالت قلیایی جزایر اقیانوسی)؛ CAB (بازالت کلسیمی-قلیایی جزایر کمائی)؛ IAT (تولئیت جزایر کمائی)؛ BON (میدان بونینیت).

۵-۸-۲- نمودار $\text{MgO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{FeO}^T$ (Pearce et al, 1979)

اغلب این نمودار که از اکسیدها عناصر اصلی $\text{MgO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{FeO}$ تشکیل شده است، نشان می‌دهد که سنگ‌های مورد بررسی در پهنه جزایر مرکز گسترش و جزایر کمانی و حاشیه قاره‌ای فعال قرار دارند (شکل ۵-۶).



شکل ۵-۶: تعیین محیط تکتونوماگمایی سنگ‌های آتشفشانی نمودار تمایزی $\text{FeO}-\text{MgO}-\text{Al}_2\text{O}_3$ (Pearce et al, 1977)

۵-۸-۳- شاخص اشباع شدگی از آلومینیوم

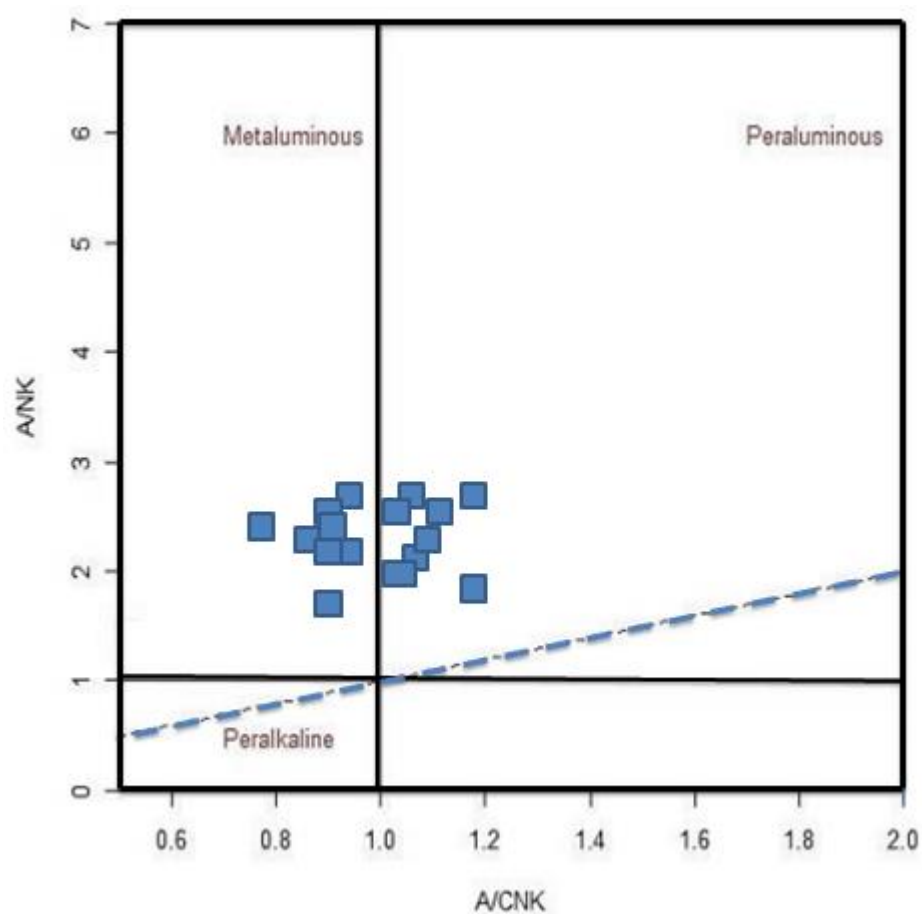
اندیس آلومینیوم توسط شاند ارائه شد که سنگ‌های آذرین را به سه نوع فوق آکالن، فوق آلومینیوم و متا آلومینیوم تفکیک کرده است (شکل ۵-۷).

$$A/CNK = Al_2O_3 / (CaO + Na_2O + K_2O)$$

نسبت مولی

$$A/NK = Al_2O_3 / (Na_2O + K_2O)$$

نسبت مولی

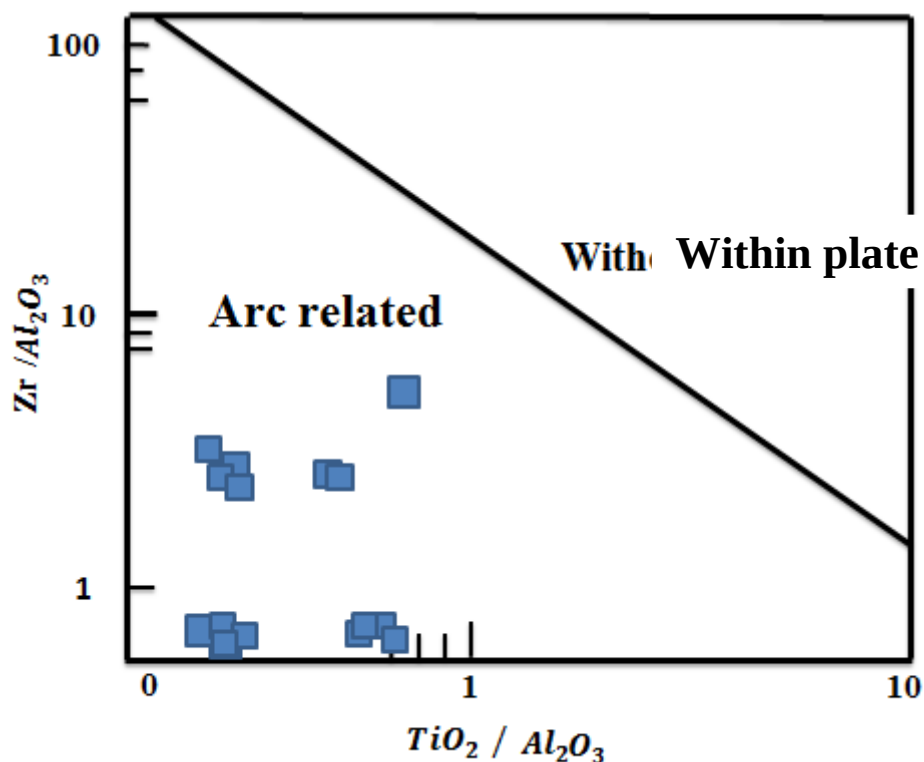


شکل ۵-۷: نمودار نسبت مولی A/CNK به A/NK شاخص اشباع شدگی از آلومینیوم سنگ‌های آتشفشانی (Shand, 1943).

۵-۹- تعیین جایگاه تکتونیکی سنگ‌های آذرین منطقه

۵-۹-۱- نمودارهای Zr/Al_2O_3 در مقابل TiO_2/Al_2O_3

به منظور تفکیک محدوده‌های کمانی از درون صفحه‌ای، از نمودار Zr/Al_2O_3 در مقابل TiO_2/Al_2O_3 (Muller *et al*, 2000) استفاده شده است (شکل ۵-۸). براساس این نمودار سنگ‌های آتشفشانی در محدوده‌ی کمان‌های ماگمایی مرتبط با فروران‌ش قرار گرفته‌اند.

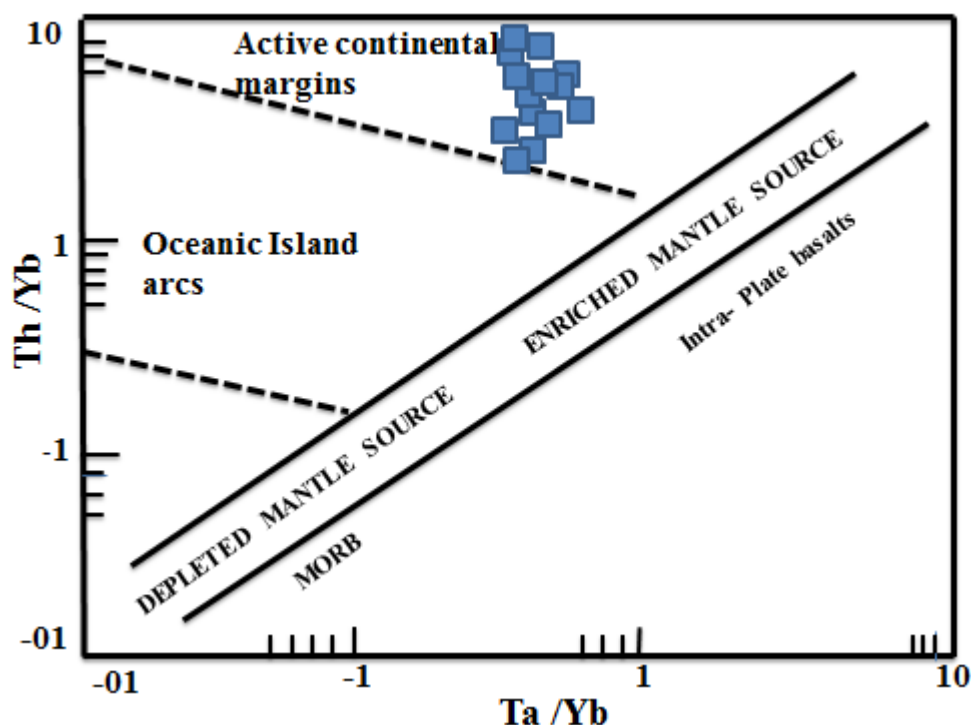


شکل ۵-۸: تفکیک محدوده‌های کمان آتشفشانی از درون صفحه‌ای با استفاده از نمودار Zr/Al_2O_3 در مقابل TiO_2/Al_2O_3 (Muller *et al*, 2000)

۵-۹-۲- نمودار Th/Yb در مقابل Ta/Yb

برای تفکیک کمان‌های ماگمایی حاشیه قاره‌ها از نوع کمان‌های جزیره‌ای، از نمودار Th/Yb در مقابل Ta/Yb (Pearce, 1983) استفاده شده است (شکل ۵-۹). ناهمگنی در این نمودار به طور یکسان بر Ta و Th اثر می‌گذارد زیرا هر دو عناصری ناسازگار می‌باشند بنابراین ترکیب گوشته نسبت به گوشته اولیه به سمت مقادیر بالاتر یا قاره‌ای Th/Yb و Ta/Yb حرکت می‌کند (Pearce, 1983). در این نمودار نمونه‌های

مورد مطالعه در محدوده‌ی کالک‌آلکالن و در محیط کمان قاره‌ای قرار گرفته و منشأ مرتبط با گوشته غنی شده همراه با تأثیر سیالات زون فرورانس را نشان می‌دهد.



شکل ۵-۹: محیط تکتونیکی سنگ‌های منطقه و تفکیک کمان ماگمایی حاشیه قاره‌ای فعال از نوع کمان جزیره‌ای بر اساس نسبت Th/Yb در برابر Ta/Yb (Pearce, 1983)

۵-۱۰- بررسی ژئوشیمی عناصر خاکی کمیاب و جزئی

۵-۱۰-۱- نمودار عنکبوتی

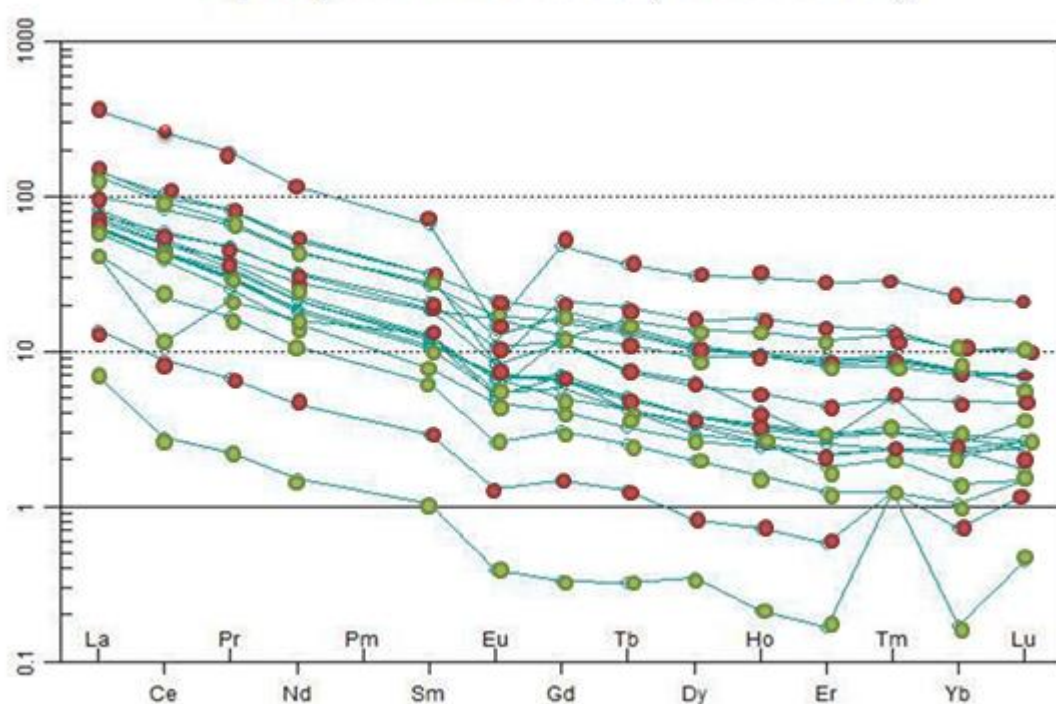
مطالعه عناصر خاکی کمیاب و جزئی بخش اساسی از سنگ‌شناسی جدید است و توانایی عناصر جزئی برای تمایز میان فرایندهای سنگ‌شناختی از عناصر اصلی بیشتر است (Rollinson, 1993). بررسی ژئوشیمیایی عناصر خاکی کمیاب (REE) در سنگ‌های منطقه برای تکمیل نتایج تکتونیکی و مطالعه ژنز کانسار و پتروژنز نهشته‌ها کاربرد زیادی دارد (Xu and Song, 1995). عناصر خاکی کمیاب شامل ۱۴ عنصر (La تا Lu) با عدد اتمی ۵۷ تا ۷۱ می‌باشند. این عناصر نقش مهمی در مطالعه سنگ‌شناسی آذرین، دگرگونی و رسوبی دارند (Rollinson, 1993). از آن‌جا که عناصر خاکی کمیاب، دستاورد تکامل دراز مدت زمین هستند بهترین ردیاب و معرف جهت درک نحوه‌ی عملکرد فرایندهای زمین‌شناسی می‌باشند. نمودارهای

عنکبوتی تنها بر اساس عناصر خاکی کمیاب (REE) و یا براساس عناصر خاکی کمیاب به همراه برخی دیگر از عناصر ناسازگار (نمودارهای چند عنصری) ترسیم می‌شوند و با استفاده از این نمودارها می‌توان میزان انحراف هر ترکیب را از الگوی ترکیبی اولیه در طی فرایندهای ذوب بخشی یا تفریق بلوری تعیین کرد. به عنوان یک اصل کلی، عناصر ناسازگار وابسته به گروه LFS، متحرک‌اند در حالی که عناصر HFS، نامتحرک‌اند (Pearce, 1983) افزون بر این فلزات واسطه Cu Zn, Mn به ویژه در دمای بالا متحرک‌اند (سیوالد و همکاران، ۱۹۹۰). با توجه به نظر (McLennan and Taylor, 1986)، فراوانی عناصر خاکی کمیاب، کاربرد عمده‌ای در مسائل پتروژنتیکی دارد. این عناصر به وسیله فرایندهای کانی‌شناسی و پترولوژیکی دچار تفریق می‌شوند. میزان REE کانی‌های آذرین توسط ضریب توزیع پذیری کانی-ماده‌ی مذاب کنترل می‌گردد و الگوهای REE به ترکیب REE در ماگمای مادر وابسته می‌باشد. عناصر نادر خاکی در سنگ‌های میزبان برای تکمیل نتایج تکتونیکی و مطالعه ژنز کانسار و پتروژنز نهشته‌ها کاربرد زیادی دارد.

۵-۱۰-۲- نمودار فراوانی عناصر خاکی کمیاب بهنجار شده نسبت به کندريت

وضعیت توزیع و پراکندگی عناصر مختلف در واحدهای سنگی هر منطقه و بررسی ارتباط و وابستگی این عناصر با یکدیگر، یکی از مهم‌ترین موارد در بررسی‌های ژئوشیمیایی می‌باشد زیرا در استفاده از داده‌های ژئوشیمیایی می‌توان تا حدودی به محیط و فرایندهای مهم در تشکیل کانسار پی‌برد (Barnes, 1997). نمودار فراوانی عناصر خاکی کمیاب بهنجار شده نسبت به کندريت بیانگر غنی‌شدگی از عناصر خاکی کمیاب سبک (LREE) نسبت به عناصر خاکی کمیاب سنگین (HREE) می‌باشند. این امر از ویژگی‌های ماگمای کالک آلکالن کمان‌های آتشفشانی پهنه فروانش حاشیه قاره‌ها می‌باشد. در نمودار مورد مطالعه آنومالی مثبت در عنصر Tm مشاهده می‌شود و یک نمونه کاهش در عنصر Ce و یک نمونه کاهش در مقدار Eu را نشان می‌دهد آنومالی Ce به عواملی همچون دمای سیال، نزدیکی به منبع گرمایی، شرایط احیا و مقدار آلودگی یا آلایش ایزاد بستگی دارد (شکل ۵-۱۰). به طور کلی آنومالی Ce در کانسارهای گرمایی بسته به

نرخ ته‌نشست و مقدار اختلاط با آب دریا دارای گسترده‌ای از حالات منفی قوی تا حالت بدون آنومالی می‌باشد (Hein et al, 1999)، آنومالی Eu توسط پلاژیوکلاز کنترل می‌شود و به فوگاسیته اکسیژن بستگی دارد. به طوری که الگوی فراوانی دارای یک شیب ملایم می‌باشد. بقیه نمونه‌ها از روند کلی تبعیت می‌کند عناصر LREE نسبت به عناصر HREE غنی شدگی نشان می‌دهد که ویژگی شاخص ماگمایی مرز صفحات همگرا (گو و همکاران ۲۰۰۶) و از ویژگی‌های ماگمای کالک آلکالن حاشیه قاره است (Brewer et al, 1998؛ Nagudi et al, 2000؛ Wilson, 2007)، همچنین عناصر LREE به دلیل دارا بودن پتانسیل یونی پایین نسبت به عناصر HREE در دما و فشار بالا به آسانی در سیال آبدار حل می‌شوند و انتقال می‌یابند (Green & Pearson, 1986)، بنابراین می‌توان گفت در طی تفریق ماگمایی به علت ناسازگاری عناصر خاکی کمیاب سبک نسبت به عناصر خاکی کمیاب سنگین، این عناصر در مذاب باقی‌مانده غنی‌شدگی بیشتری را نشان می‌دهد.



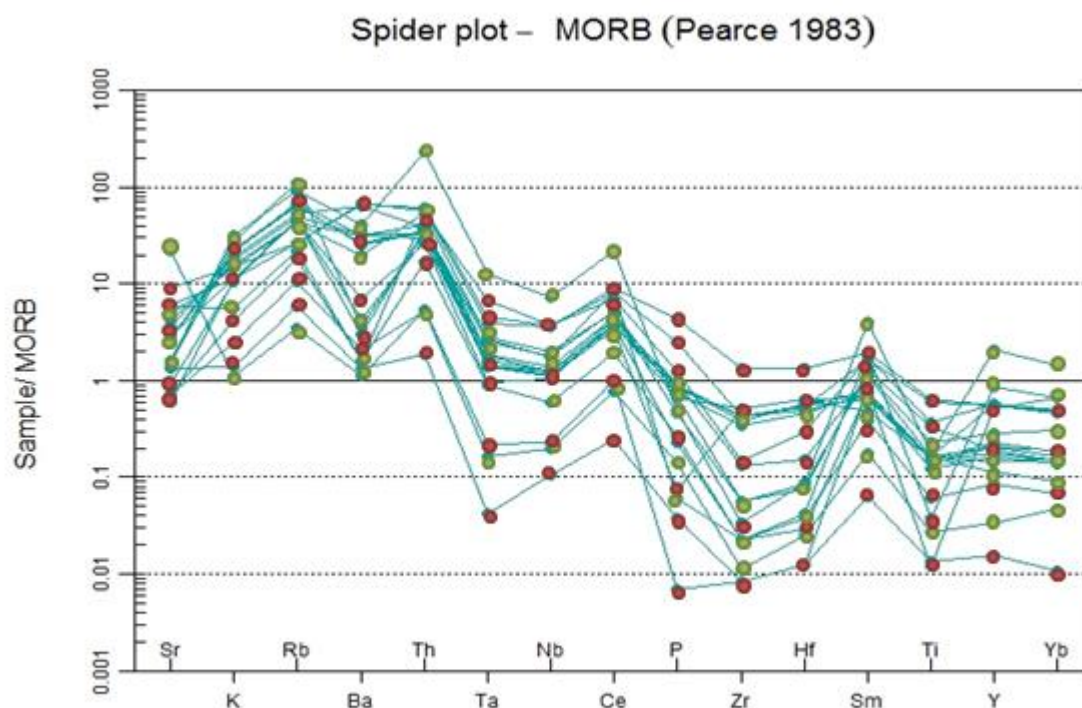
شکل ۵-۱۰: الگوی پراکندگی عناصر خاکی کمیاب بهنجار شده نسبت به کندریت (Nakamura, 1974)

۵-۱۰-۳- نمودار فراوانی عناصر خاکی کمیاب بهنجار شده نسبت به بازالت‌های پشته میان

اقیانوسی (MORB)، (Pearce, 1983).

نمودارهای مورب را (Pearce, 1983) ابداع کرد و بر پایه‌ی دو پارامتر استوار است، نخست پتانسیل یونی (بار یونی عنصر در حالت اکسایش عادی آن تقسیم بر شعاع یونی) که به منزله‌ی مقیاسی بر تحرک عنصر در سیال‌های آبگین به کار می‌رود، دوم در مذاب‌های بخشی درجه پایین از ضریب توزیع کلی عنصر و مذاب به منزله‌ی مقیاسی بر ناسازگاری عنصر استفاده می‌شود (Rollinson, 1993)، بررسی تغییرات الگوی فراوانی عناصر ناسازگار سنگ‌های منطقه مورد مطالعه که براساس روش Pearce *et al*, 1983 نسبت به بازالت‌های پشته میان اقیانوسی (MORB)، بهنجار شده‌اند نشان می‌دهد که سنگ‌های منطقه با داشتن غنی‌شدگی از عناصر LILE مانند Rb, K, Ba و تهی‌شدگی از عناصر HFSE مانند Hf, Ti, Yb, Y الگوی شبیه به مناطق فرورانش دارند (Thompson, 1984; Wilson 1984)، افزایش عناصر با بار یونی کم به دلیل متاسوماتیسم و آب آزاد شده از پوسته اقیانوسی و کاهش عناصر با بار یونی زیاد به دلیل درصد زیاد ذوب است (Wilson 1989)، Rb و Ba به دلیل جانشینی در کانی‌های پتاسیم‌دار در مراحل پایانی تبلور ماگما روند افزایشی دارند. بی‌هنجاری مثبت Rb و K می‌تواند نشان دهنده محیط‌های فرورانش باشد (sajona 1996)، Th به دلیل ناسازگاری و شعاع یونی بزرگ تا مراحل پایانی در فاز مایع باقی می‌ماند و با افزایش SiO_2 غنی‌شدگی از خود نشان می‌دهد این عنصر می‌تواند توسط مذاب‌های سیلیسی حاصل ذوب رسوبات بالای پوسته اقیانوسی فرورانش یافته و انتقال یابد (Kent & Elliot, 2002)، عناصر Ti, Nb, Y, Yb به دلیل بالا بودن بار الکتریکی و پایین بودن شعاع اتمی تمایل چندانی برای ورود به فاز مایع ندارند و میزان انحلال‌پذیری این عناصر در سیال‌های آبدار پایین می‌باشد (Tatsumi *et al*, 1986)، فقیرشدگی تیتانیوم توسط کانی‌های تیتان‌دار ایلمنیت، روتیل، تیتانومگنتیت و بعضی از آمفیبول‌ها کنترل می‌شود و با افزایش فشار حلالیت کانی‌های تیتان‌دار در سیالات آبدار کاهش می‌یابد و کانی‌های مذکور طی فرایند ذوب بخشی

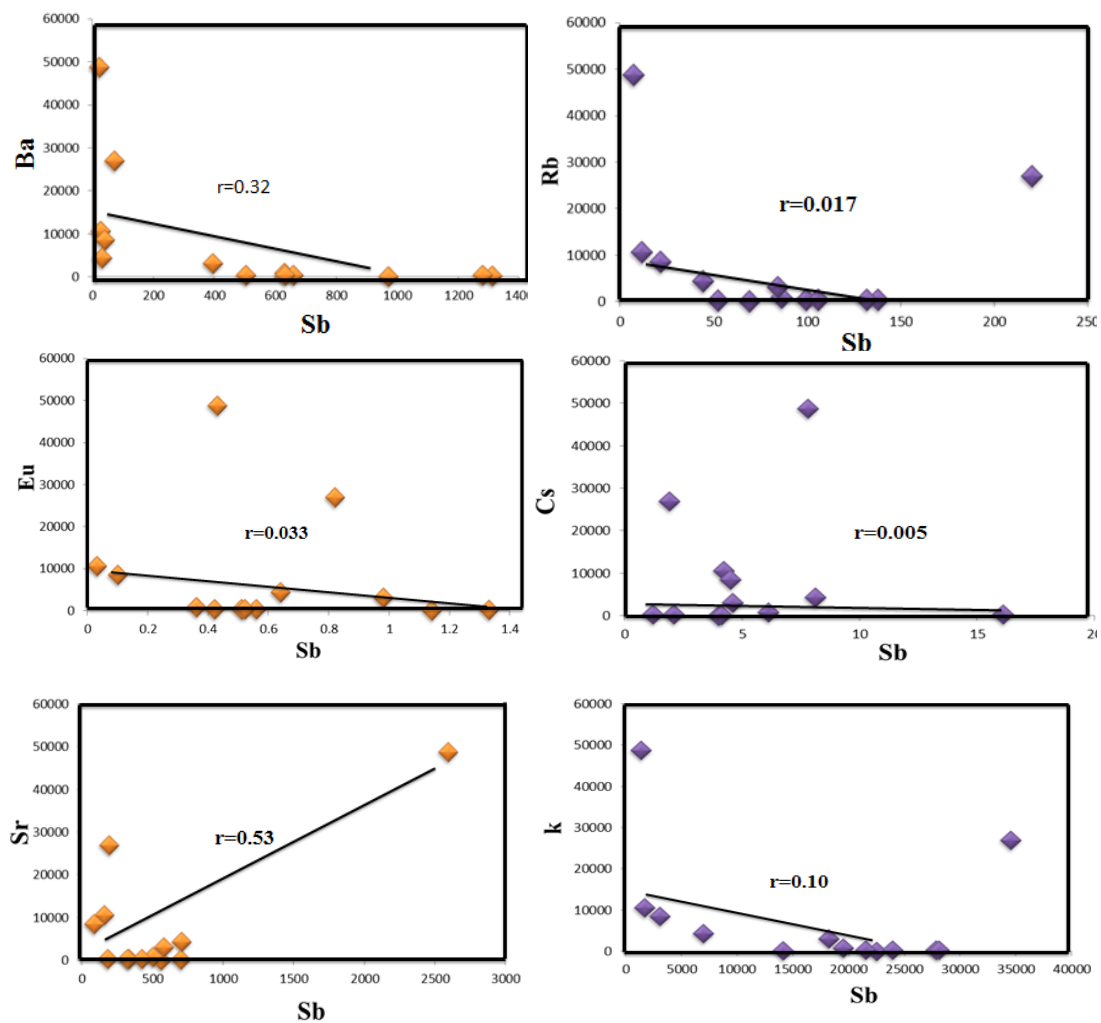
در اعماق بیش از سی کیلومتر به صورت فازهای برجای مانده باقی می‌مانند و سبب ایجاد ناهنجاری منفی در تیتانیوم می‌شوند (Glenn, 2004).



شکل ۵-۱۱: الگوی پراکندگی عناصر خاکی کمیاب بهنجار شده نسبت به MORB (Pearce et al, 1983)

۵-۱۱- تغییرات عناصر مختلف نسبت به آنتیموان در نمونه‌های کانسنگ

ابتدا توزیع عنصر آنتیموان نسبت به پراکندگی عناصر LILE یا عناصر با قدرت میدان پایین (LFSE) که شامل عناصر Cs, Rb, K, Ba, Pb, Sr, Eu می‌باشند، مورد بررسی قرار گرفت که نشان می‌دهد که در عنصر Sr با افزایش عنصر آنتیموان مقدار این عنصر نیز افزایش می‌یابد و از یک روند صعودی تبعیت می‌کند. در سایر عناصر با افزایش عنصر آنتیموان مقدار این عناصر کاهش می‌یابد و از یک روند نزولی تبعیت می‌کنند (شکل ۵-۱۲).



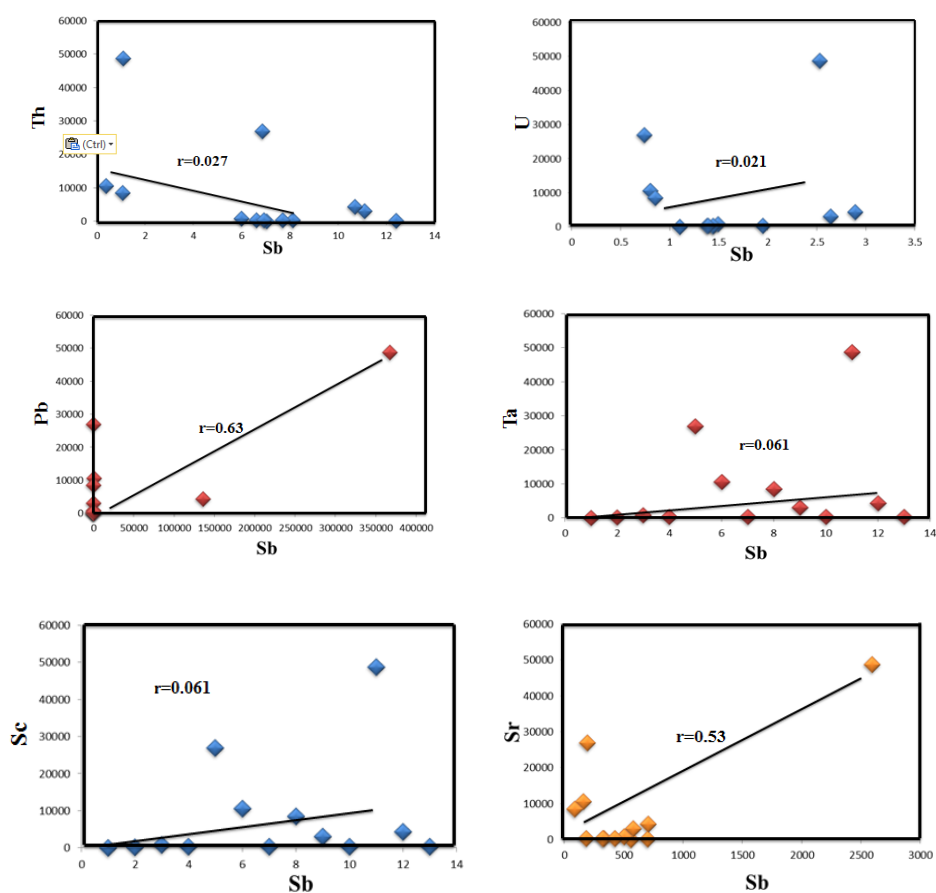
شکل ۵-۱۲: تغییرات عناصر مختلف نسبت به آنتیموان کانسار لخشک

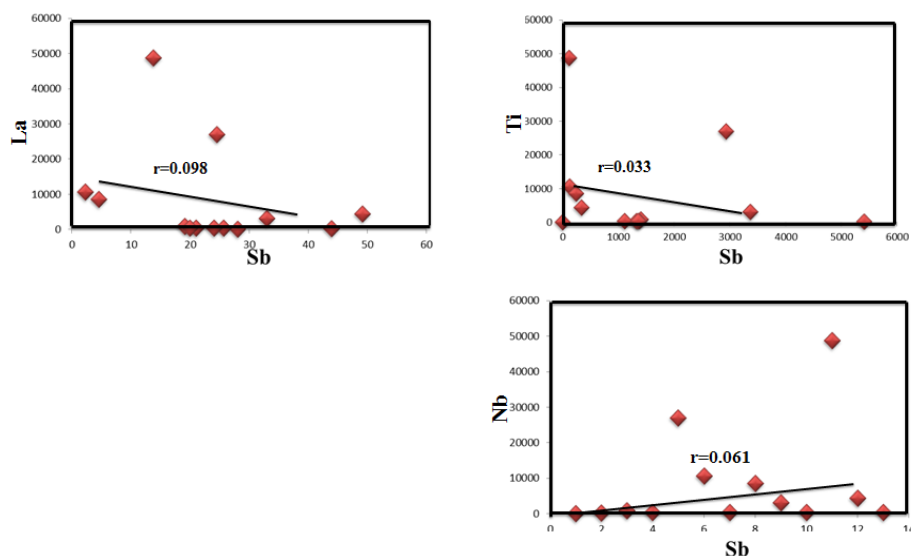
۵-۱۲- همبستگی آنتیموان با عناصر مختلف در کانسار لخشک

شناخت ارتباط و همبستگی ژنتیکی متقابل موجود بین عناصر مختلف می تواند در تفسیر صحیح یافته های ژئوشیمیایی و شناخت دقیق تر تغییرات موجود در محیط های ژئوشیمیایی مختلف به کار گرفته شود برای اینکه مشخص شود ارتباط معنی داری بین تغییرات متغیرهای مختلف وجود دارد یا نه ضرایب همبستگی بین آنها محاسبه می شود.

۵-۱۲-۱- همبستگی عنصر آنتیموان با عناصر HFSE

توزیع عنصر آنتیموان نسبت به پراکندگی عناصر HFSE یا عناصر با قدرت میدان بالا (نامتحرک) که شامل عناصر Pb, U, Ta, Nb, Sc, Sr می‌باشند، نشان می‌دهد که در Pb, Th, U, Ti, Ta, Nb, La, Sc, Sr افزایش میزان Sb مقدار این عناصر افزایش می‌یابد و همبستگی مثبت وجود دارد. در عناصر Ti, La و Th همبستگی روند نزولی دارد و با افزایش این عناصر مقدار آنتیموان نیز کاهش می‌یابد (شکل ۵-۱۳).

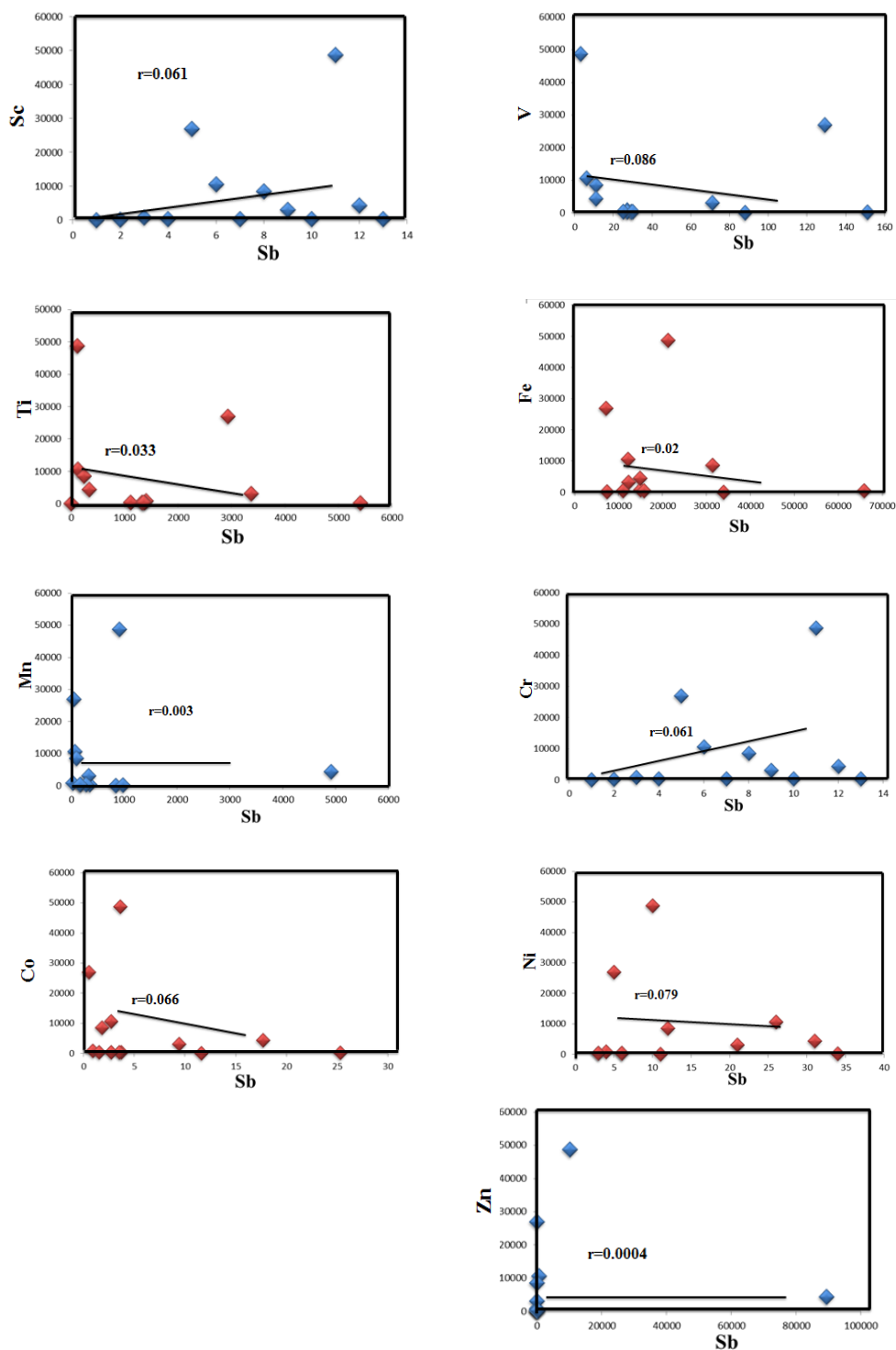




شکل ۵-۱۳: همبستگی عنصر آنتیموان نسبت به عناصر HFSE در کانسار لخشک

۵-۱۲-۲- همبستگی عنصر آنتیموان با عناصر واسطه

در پراکندگی عنصر آنتیموان نسبت به عناصر واسطه Fe, Ni, Co, Zn, Sc, Ti, V, Cr, Mn می‌باشند. از بین عناصر بالا عناصر Ti, V, Mn, Fe, Ni, Co, Zn از یک روند نزولی تبعیت می‌کند و با افزایش عنصر آنتیموان مقدار این عناصر کاهش می‌یابد و همبستگی عناصر Sc, Cr نسبت به آنتیموان مثبت می‌باشد از یک روند صعودی تبعیت می‌کند. همبستگی عناصر Mn و Zn با عنصر آنتیموان بسیار کم می‌باشد شکل (۵-۱۴).

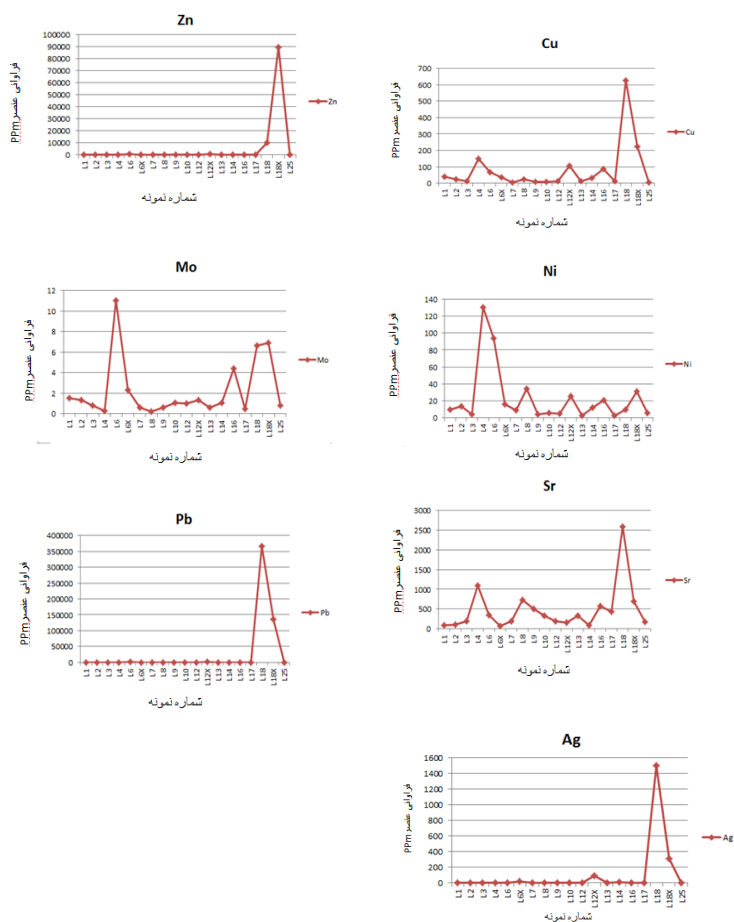


شکل ۵-۱۴: همبستگی عنصر آنتیموان نسبت به عناصر واسطه در کانسار لخشک

در شکل ۵-۱۵ میزان عناصر Cu, Sr, Ag, Pb, Ni, Zn, Mo در کانسار لخشک به صورت نمودار نشان داده شده است. عنصر سرب در بین سایر عناصر در کانسار لخشک دارای بالاترین مقدار می باشد (۳۵۰۰۰۰ ppm)

روی بعد از سرب از فراوانی بیشتری برخوردار بوده است (معادل ۱۰۰۰۰۰ ppm) و به ترتیب عناصر مس، استرانسیوم، طلا و نیکل در کانسار لخشک براساس نمودارهای شکل (۵-۱۵) به میزان کمتری مشاهده می‌شوند و کم‌ترین مقدار عنصر مربوط به عنصر مولیبدن (معادل ۱۲ ppm) است.

شماره نمونه	نام سنگ
L1	استینیت-
L2	شپست
L3	بیوتیت شپست
L4	آندزیت
L5	استینیت
L6	استینیت
L7	آندزیت
L8	دیوریت
L9	میکروگرانیت
L10	میکروگرانیت
L12	کوارتز
L12X	استینیت پرت-
L13	داسیت
L14	استینیت پرت
L16	کالک سیلیکات
L17	داسیت
L18	گالن
L18X	گالن
L25	شپست



شکل ۵-۱۵: توزیع عنصر Cu, Zn, Mo, Ni, Pb, Sr, Ag در نمونه سنگ‌های کانسار لخشک.

۵-۱۳- بررسی همبستگی عناصر در کانسنگ‌های لخشک

وضعیت توزیع و پراکندگی عناصر مختلف در واحدهای سنگی یک کانسار و بررسی ارتباط و وابستگی این عناصر با یکدیگر، از مهم‌ترین موارد در بررسی‌های ژئوشیمیایی جهت تشخیص فرایندهای موثر در تشکیل

کانسار می‌باشد. (Barnes, 1997). شناخت ارتباط و همبستگی ژنتیکی متقابل موجود در بین عناصر مختلف می‌تواند در شناخت دقیق‌تر تغییرات موجود در محیط‌های ژئوشیمیایی به کار گرفته شود. برای بیان این تغییرات و ارتباط بین آن‌ها از واژه ضریب همبستگی استفاده می‌شود نتایج به دست آمده مورد تجزیه و تحلیل آماری قرار گرفته و تعبیر و تفسیر داده‌ها با استفاده از نرم افزار SPSS انجام می‌شود. بررسی ضرایب همبستگی بین عناصر در منطقه لخشک، با توجه به جدول (۵-۳)، نتایج زیر ارائه می‌شود. بر اساس نتایج حاصل از پردازش داده‌ها عنصر آنتیموان ضریب همبستگی مناسبی را با عنصر طلا و آرسنیک دارا می‌باشد، به عبارتی عنصر آرسنیک ردیاب مناسبی برای عنصر طلا و آنتیموان است، که با تخمین تراکم‌های آنتیموان و آرسنیک می‌توان به تراکم‌های قابل قبول از طلا دست یافت (Carranza 2008)، آرسنیک در سنگ‌های کانه‌زا همچنین با عناصر مولیبدن و منگنز همبستگی دارد. عنصر آنتیموان در سنگ‌های کانه‌زایی سولفیدی در کانی‌های پیریت، گالن و تترائدریت توزیع می‌شود (Scott et al. 2001)، علاوه بر این آنتیموان در طی هوازدگی کانی‌های سولفیدی به خوبی جذب اکسیدهای آهن و آلونیت می‌شود (Scott et al, 2001)، در بین عناصر پایه بیشترین همبستگی بین عنصر مس و سرب ($r=0/59$) و کادمیوم و سرب ($r=0/50$) وجود دارد. علت بالا بودن همبستگی مس و سرب می‌تواند ناشی از تحریک‌پذیری بالای عنصر سرب در این منطقه باشد و کم‌ترین همبستگی بین مولیبدن و سرب ($r=0/55$) مشاهده می‌شود. با توجه به اینکه آرسنیک و مولیبدین و کادمیوم در محیط‌های قلیایی به صورت محلول حضور دارند، همبستگی بالای این عناصر نشان‌دهنده حمل این عناصر توسط محلول‌های گرمابی با ماهیت قلیایی می‌باشد. همچنین همبستگی‌های دیگری بین عناصر کادمیوم و روی، کادمیوم و مس و مولیبدین با عناصر آرسنیک، سرب، مس و کادمیوم وجود دارد. اکسیدها منگنز در طی زمان تشکیل سبب جذب مقادیر قابل توجهی از عناصری مانند همبستگی بین آهن و مس به تغییرات PH و Eh محیط بستگی دارد زیرا که آهن تحت شرایط اکسیداسیون و PH متوسط تا پایین نسبت به مس از انحلال کم‌تری برخوردار است. نیکل و کبالت نیز دارای همبستگی بالایی ($r=0/72$)، می‌باشند و اکثراً در افق‌های کانه‌دار بیشترین تمرکز را دارا می‌باشند.

جدول ۵-۳: میزان همبستگی برخی عناصر در کانسنگ مورد مطالعه

	Au	As	Pb	Zn	Cu	Cd	Co	Fe	Mo	Ni	Cr	Mn	Sb	Sc
Au	1													
As	0.296	1												
Pb	0.241	0.605	1											
Zn	0.324	0.335	0.417	1										
Cu	0.251	0.63	0.595	0.579	1									
Cd	0.187	0.23	0.509	0.439	0.497	1								
Co	0.132	-0.234	-0.127	0.39	0.423	0.151	1							
Fe	0.725	0.072	-0.199	0.116	0.321	-0.044	0.648	1						
Mo	0.568	0.599	0.556	0.261	0.445	0.145	-0.166	-0.122	1					
Ni	0.322	0.255	0.201	0.508	0.699	0.386	0.721	0.553	0.116	1				
Cr	0.282	0.327	0.018	0.21	0.601	0.257	0.4	0.591	-0.007	0.748	1			
Mn	0.384	-0.207	-0.08	0.544	0.339	0.088	0.781	0.495	0.016	0.509	0.237	1		
Sb	0.146	0.789	0.793	0.526	0.572	0.337	-0.233	-0.19	0.688	0.199	0.022	-0.03	1	
Sc	0.159	-0.094	-0.402	-0.083	0.019	-0.327	0.566	0.849	-0.421	0.437	0.46	0.332	-0.385	1

ضرایب اسپیرمن (میزان همبستگی) برخی عناصر در کانسنگ مورد مطالعه

فصل ششم

میانبارهای سیال

همزمان با رشد بلورها به علت ناهمسانی‌هایی که در رشد آن‌ها تحت تأثیر عوامل متعدد روی می‌دهد فضاهایی در سطوح رشد بلور ایجاد شده و یا در ضمن رشد درزه‌ها در بلور ایجاد می‌شود که محلول‌های کانه‌دار می‌توانند در آن‌ها محبوس شوند. به این‌گونه فضاها و محتویات داخل آن‌ها انکلوزین‌های میانبارهای سیال گفته می‌شود (Roedder, 1976)، واژه سیال دلالت و تأکید بر سیال بودن در هنگام گیر افتادن دارد و نه الزاماً سیال ماندن پس از گیرافتادن، بنابراین انکلوزین‌هایی که در حال حاضر شیشه و یا بلور هستند به عنوان سیال درگیر محسوب می‌شوند (Bodnar, 2003)، میانبارهای سیال ممکن است از سیال‌های ماگمایی، سیال‌های آبی و یا سایر سیال‌های مرکب از گازهای متراکم به وجود آمده باشند. میانبارهای سیال می‌توانند از محبوس شدن یک سیال همگن یا ناهمگن تشکیل شوند. بیش از ۹۹ درصد از میانبارهای سیال از محبوس شدن سیال همگن تشکیل می‌شوند و فقط حدود یک درصد از آن‌ها از به تله افتادن سیال‌های ناهمگن به وجود می‌آیند.

مطالعات میانبارهای سیال، داده‌های ارزشمندی از درک مسائل گذشته زمین‌شناسی از جمله دما، فشار شوری چگالی ترکیب سیالات کانسار ساز و همچنین ترکیب سیالاتی که تشکیل دهنده کانی‌ها و سنگ بوده و یا طی فرایندهای بعدی از داخل آن‌ها عبور کرده‌اند، را فراهم می‌کند (Roedder, 1984)، میانبارهای سیال هم در کانی‌های کدر و هم در کانی‌های شفاف تشکیل می‌شوند. مهم‌ترین ویژگی کانی‌هایی که میانبارهای سیال به خوبی در آن‌ها قابل مشاهده است. شفاف بودن و غیر رنگین بودن آن‌هاست که این یکی از اساسی‌ترین لازمه‌ی هر مطالعه‌ی نوری بر روی میانبارهای سیال می‌باشد (Shepherd, 1985). اکثر میانبارهای سیال کوچک‌تر از ۱۰۰ میکرون هستند. محدوده‌ی اندازه‌ی معمول میانبارهای سیال در مطالعه‌ی میکروسکوپی، بین ۲ تا ۲۰ میکرون می‌باشد، اما اطلاعات میانبارهایی که اندازه‌ی آن‌ها کمتر از ۴ میکرون می‌باشد فاقد ارزش است (Shepherd, 1985).

۶-۲- روش مطالعه

به منظور تعیین دما، شوری، چگالی و حتی ترکیب احتمالی سیال مسئول کانه‌زایی و دگرسانی در سنگ‌های منطقه مورد مطالعه سه نمونه انتخاب گردید. مطالعات میانبارهای سیال بر روی ۲ نمونه دوبرصیقل که توسط سازمان ایמידرو تهیه شد، صورت پذیرفت. نتایج حاصل از مطالعات در جدول (۶-۱)، ارائه شده است. اندازه‌گیری پارامترهای دمایی بر روی مقاطع با استفاده از استیج گرمایش-انجماد مدل نصب است در آزمایشگاه کانی‌شناسی مرکز ZEISS که بر روی میکروسکوپ Linkam ساخت شرکت 600 THMS تحقیقات فرآوری مواد معدنی ایران صورت گرفت. دامنه حرارتی دستگاه ۱۹۶- تا ۶۰۰ درجه سانتی‌گراد است همچنین این دستگاه مجهز به دو کنترل گر، گرمایش و سرمایش، مخزن آب جهت خنک کردن دستگاه در دمای بالا است. جهت کالیبراسیون دستگاه از استانداردهای زیر استفاده گردید. کالیبراسیون دستگاه با تلورانس:

Heating: ± 0.6 , Freezing: ± 0.2

Heating: Cesium nitrate, melting point: $+414^{\circ}\text{C}$

Freezing: n-Hexane, melting point: -94.3°C

کالیبراسیون Stage در گرمایش با دقت ± 0.6 درجه بوده که با نیترات سزیم با نقطه ذوب ۴۱۴ درجه صورت پذیرفت و در انجماد با دقت ± 0.2 درجه و با ماده استاندارد ان-هگزان با نقطه ذوب ۹۴,۳- درجه سانتی‌گراد انجام گرفت. همچنین برای تهیه نمودارهای مربوطه از نرم‌افزار Excel استفاده شده است.

جدول ۶- ۱: نتایج مطالعات حرارت سنجی بر روی میانبراهای سیال منطقه لخشک (دمای همگن شدن سیال Thv-I دمای ذوب نهایی یخ Tmice: دمای یوتکتیک، Te تعداد انکلوژیون ها، N

n	Size(μm)	Type	Origin	Te (°C)	Tmice (°C)	wt% NaCl	Thv-I (°C)	Shape	Host mineral
1	10	L+V	Primary	محدوده ۲۷- تا ۳۰- درجه سانتی گراد	-3.5	5.86	200	میانبارها به اشک چند وجهی نامت و کشیده مشاهد می شوند.	Quartz
2	7	L+V			-2.5	4.24	170		
3	7	L+V			-2	3.39	200		
4	10	L+V			-2	3.39	186		
5	9	L+V			-2	3.39	185		
6	8	L+V			-3	5.07	190		
7	8	L+V			-2.8	4.74	165		
8	10	L+V			-0.8	1.19	157		
9	10	L+V			-1	1.57	165		
10	10	L+V			-2.8	4.74	170		
11	10	L+V			-2.5	4.24	170		
12	7	L+V			-3	5.07	205		
13	7	L+V			-2	3.39	165		
14	10	L+V			-3.5	5.86	162		
15	9	L+V			-2.6	4.41	170		
16	7	L+V			-3.1	5.23	165		
17	12	L+V			-3	5.07	173		
18	6	L+V			-2.8	4.74	167		
19	15	L+V			-1	1.57	175		
20	7	L+V			-0.8	1.19	178		
21	18	L+V			-2	3.39	180		
22	7	L+V			-3.5	5.86	160		
23	5	L+V			-2.2	3.73	160		
Sample: 112									
n	Size(μm)	Type	Origin	Te (°C)	Tmice (°C)	wt% NaCl	Thv-I (°C)	Shape	Host mineral
1	4	L+V	Primary	در محدوده ۲۷- تا ۳۰- درجه سانتی گراد	-3	5.07	210	میانبارها به اشک چند وجهی نامت و کشیده مشاهد می شود	Quartz
2	10	L+V			-2.5	4.24	190		
3	9	L+V			-3.8	6.32	203		
4	5	L+V			-3.8	6.32	220		
5	5	L+V			-3.8	6.32	195		
6	8	L+V			-3.5	5.86	190		
7	6	L+V			-3	5.07	250		
8	9	L+V			-3.5	5.86	180		
9	12	L+V			-3.8	6.32	175		
10	7	L+V			-4	6.62	222		

11	6	L+V			-0.6	0.8	175		
12	6	L+V			-4	6.62	180		
13	7	L+V			-2.7	4.58	185		
14	7	L+V			-3	5.07	175		
15	5	L+V			-1	1.57	209		
16	7	L+V			-2.5	4.24	190		
17	5	L+V			-3.8	6.32	195		

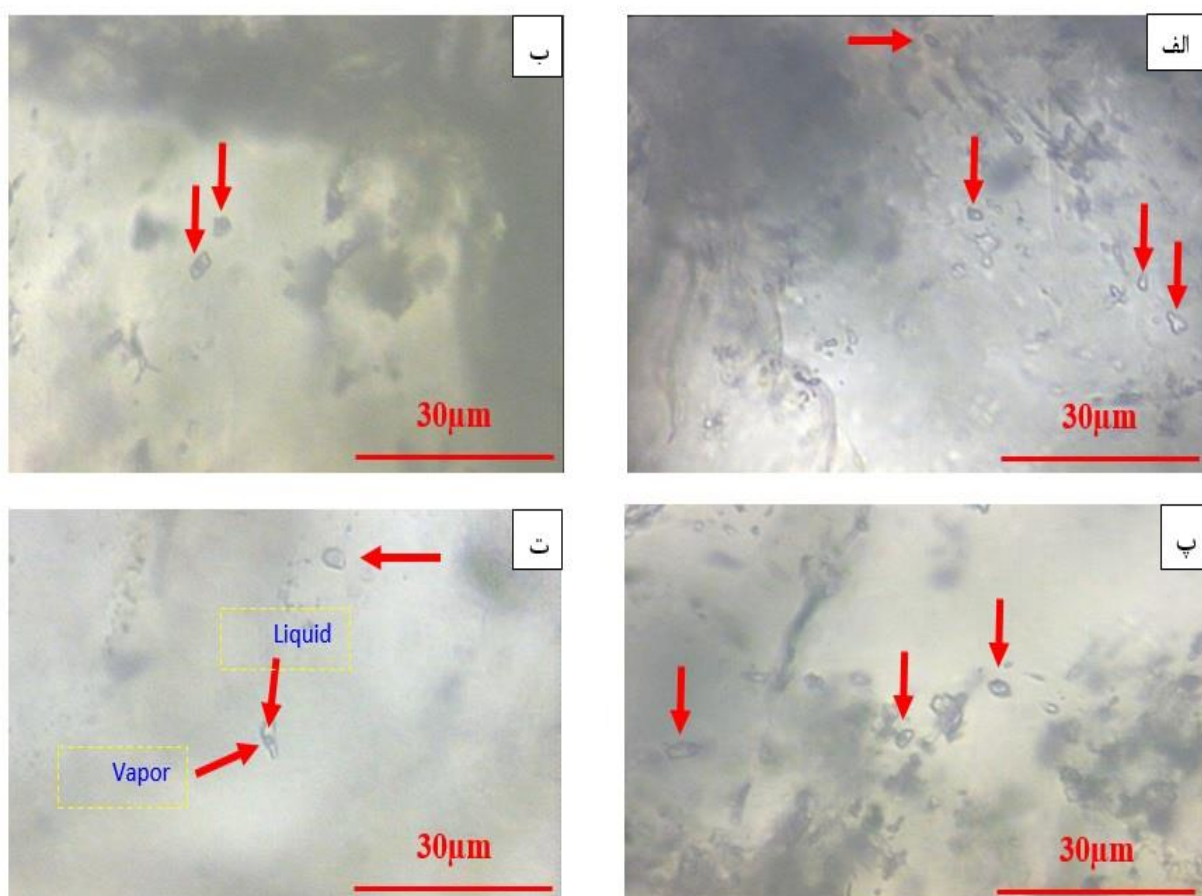
۳-۶- طبقه‌بندی میانبارهای سیال

اساس تقسیم‌بندی میانبارهای سیال عوامل مختلفی مانند زمان تشکیل میانبارها، فازهای داخلی و نوع میانبارهای سیال می‌باشد. انواع میانبارهای سیال بر اساس زمان تقسیم به میانبارهای سیال اولیه، میانبارهای سیال ثانویه و میانبارهای سیال ثانویه کاذب دسته‌بندی می‌شوند. چنانچه به دام افتادن سیال در زمان رشد کانی میزبان اتفاق افتد به آن میانبارهای اولیه گفته می‌شود (primary inclusions). از ویژگی‌های میانبارهای اولیه آن است که، معمولاً دارای شکل هندسی منظمی می‌باشد، اندازه آن در مقایسه با نوع ثانویه بزرگ‌تر است و در امتداد سطوح رشد بلورها قرار می‌گیرد. میانبارهای سیال ثانویه در امتداد درزه‌ها قرار دارند، بی‌شکل یا کشیده هستند و یا حالت صفحه‌ای دارند. چنانچه در هنگام رشد بلورها درزه‌هایی در بلور ایجاد شود و محلول در فضای این درزه‌ها قرار گیرد به گونه‌ای که این درزه‌ها در مراحل بعدی رشد بلور پوشیده شوند، میانبارهای سیال که در این فضاها قرار می‌گیرند به عنوان سیالات ثانویه کاذب شناخته می‌شوند. از آن‌جا که این نوع شکستگی‌ها در مقطعی از رشد بلور ایجاد شده‌اند تا حاشیه‌ی بلور ادامه ندارند، این در حالی است که شکستگی‌هایی که در آن‌ها میانبارهای سیال ثانویه شکل گرفته‌اند از حاشیه‌ی بلور شروع شده و تا داخل بلور ادامه می‌یابند. میانبارهای سیال بر اساس نوع و تعداد فازهای درونی شامل سه نوع فازهای مایع، جامد و گاز می‌باشد بر اساس تقسیم‌بندی (Shepherd et al, 1985)، میانبارهای سیال بر اساس فازهای داخلی به سیالات درگیر تک فاز (L)، سیالات درگیر دو فاز غنی از مایع (L+V)، سیالات درگیر تک فاز بخار (V) سیالات درگیر دو فاز غنی از بخار، میانبارهای سیال جامد و چند جامدی (S+L+V)، سیالات درگیر حاوی مایع نامیژاک (L_1+L_2+V) و میانبارهای سیال

شیشه‌ای تقسیم می‌شوند. در تقسیم‌بندی میانبارها بر اساس نوع سیال، میانبارها به دو دسته همگن و ناهمگن تقسیم‌بندی می‌شوند.

۶-۴- پتروگرافی میانبارهای سیال

شناسایی روابط پتروگرافی اولین و مهم‌ترین بخش مطالعه میانبارهای سیال می‌باشد. در مطالعات پتروگرافی، پارامترهایی از قبیل شکل، اندازه، فراوانی، سیالات و پدیده‌های تغییر سیالات درگیر (اولیه، ثانویه و ثانویه کاذب). نسبت‌های فازی، تعیین نوع سیالات و پدیده‌های تغییر میانبارهای سیال بعد از به



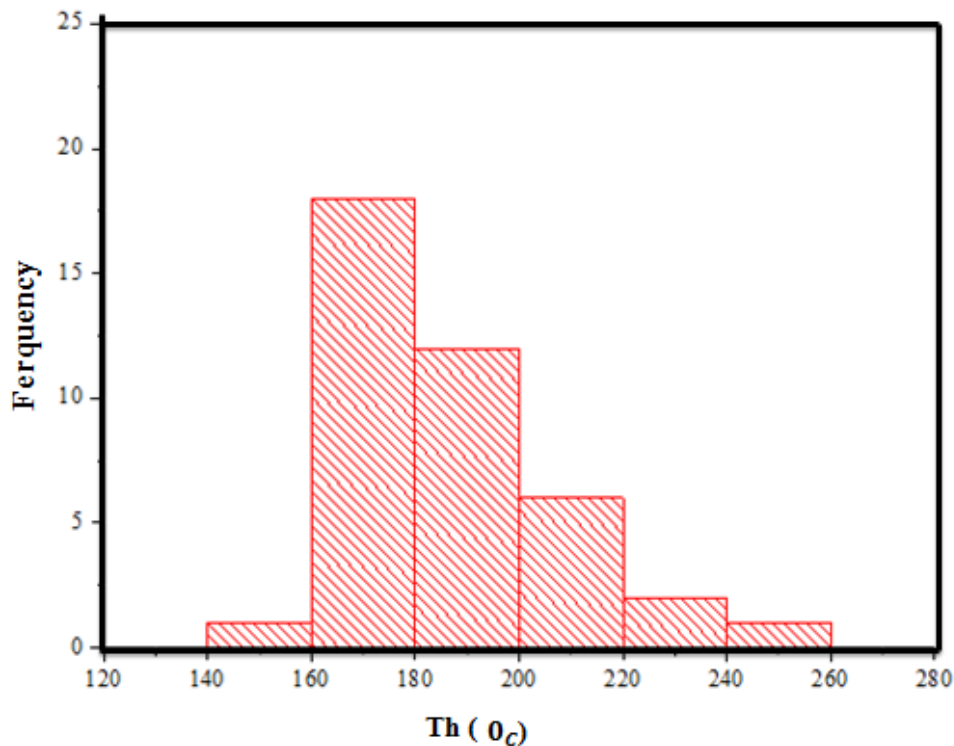
۶-۱: پتروگرافی میانبار سیال الف، ب، پ و ت) کانی میزبان در این نمونه‌ها کوارتز است. میانبارهای نمونه، بیشتر به صورت پراکنده و در انواع دو فازی غنی از مایع و تک فاز مایع مشاهده می‌شوند. این میانبارها بیشتر به صورت کشیده و چند وجهی نامنظم مشاهده می‌شوند سیال دو فاز غنی از مایع (L+V).

دام افتادن مانند تراوش مورد بررسی قرار می‌گیرد. میانبارهای موجود در نمونه‌ها در دمای اتاق شامل انواع دو فازی (غنی از مایع)، متشکل از مایع آبگین حباب بخار است. این میانبارها به صورت دو فازی بوده یا به عبارت دیگر متشکل از مایع آبگین و حباب بخار هستند، حباب بخار حدود ۲۰ الی ۳۰ درصد حجم میانبار را اشغال کرده است. در واقع درجه پرشدگی این نوع از میانبارها در حدود ۷۰ الی ۸۰ درصد است. فراوانی این میانبارها در نمونه‌ها زیاد بوده و به اشکال چند وجهی نامنظم و کشیده مشاهده می‌شوند. شوری این تیپ در محدوده ۰/۸ الی ۶/۶۲ درصد وزنی نمک طعام است. همگن شدن نیز در بازه دمایی ۱۵۷ تا ۲۵۰ درجه سانتی‌گراد رخ داده است (شکل ۶-۱). در میانبارهای مورد مطالعه، همگن شدن فاز بخار به فاز مایع رخ داد (V+L-L).

۵-۶- تعیین گرمایش سیال

به منظور انجام مطالعات میکروسکوپی و تعیین درجه حرارت تشکیل کانی‌ها، نمونه را در اتاقک ماگمایی قرار داده و درجه حرارت را به قدری افزایش می‌دهد تا میان‌بار سیال تبدیل به یک فاز یکنواخت گردد، این درجه حرارت را درجه حرارت فاز یکنواخت گویند. این دما، دمای به دام افتادن فاز سیال کانه‌ساز یا دمای تشکیل کانی می‌باشد. هدف از حرارت دادن میانبارهای سیال همگن کردن فازهای تشکیل دهنده یک میانبار سیال می‌باشد. دمای همگن‌شدن، یعنی دمایی که تمام فازهای جامد و مایع نمونه به صورت محلول همگنی درآیند این دما معرف حداقل درجه حرارت تشکیل کانسار خواهد بود (Th)، دمای همگن‌شدن فقط تخمینی از حداقل دمای تشکیل کانی است و به ندرت معدل دمای به دام افتادن سیال (T)، است. اختلاف (Th - Tt)، را تصحیح فشار گویند و علاوه بر عامل فشار به چگالی سیال نیز وابسته است. ابتدا عملیات سرمایش (Freezing)، و سپس گرمایش (Heating)، بر روی میانبارهای دو فازی است. انجماد نهایی

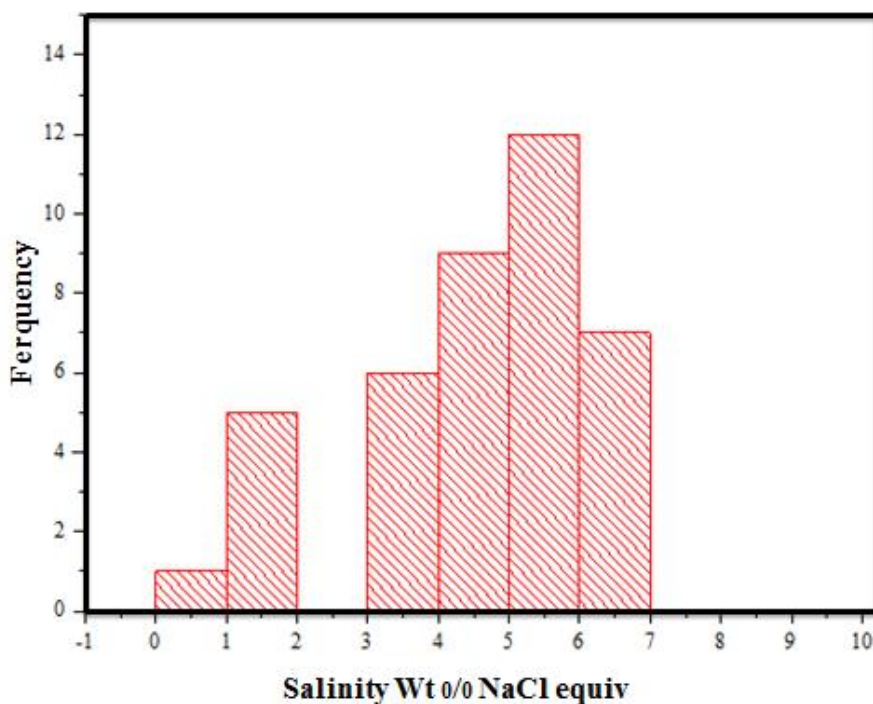
میان‌بارها در محدوده دمایی ۹۰- تا ۱۰۰- درجه صورت گرفت، تا عمل انجماد کلیه فازها صورت گیرد. سپس دما را بالا برده تا اولین نقطه ذوب یخ (Te)، آشکار شود که این دما نشان‌دهنده املح موجود در نمونه است. دمای همگن‌شدن میانبار سیال در بازه‌ی دمایی ۱۵۷ تا ۲۵۰ درجه‌ی سانتی‌گراد می‌باشد.



شکل ۶-۲: هیستوگرام فراوانی دمای همگن شدن میانبارهای سیال دو فازی در منطقه لخشک

۶-۶- تعیین شوری میانبار سیال

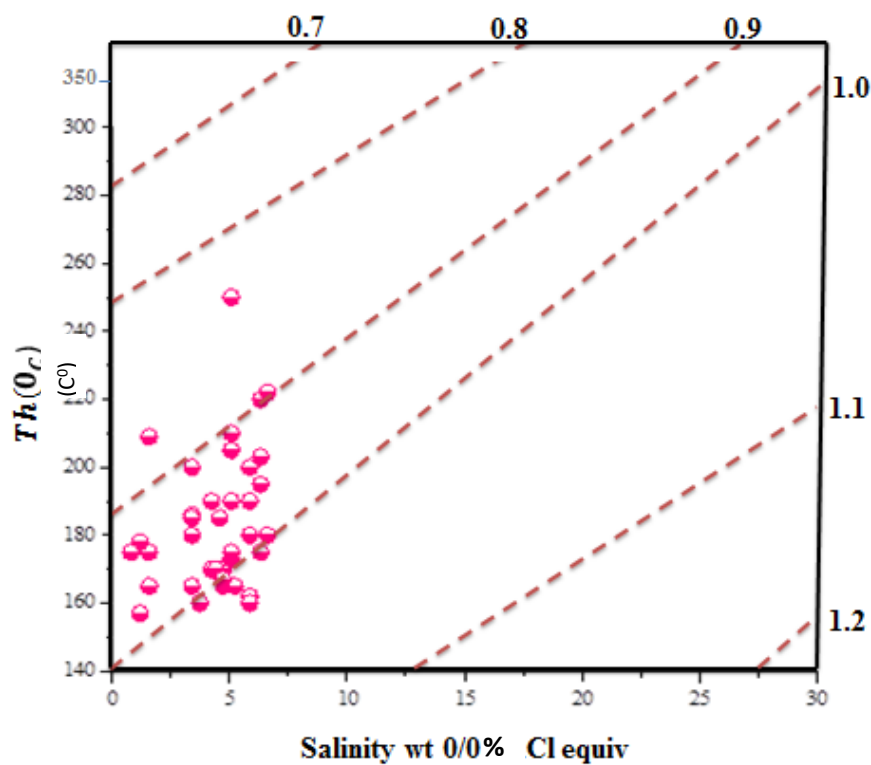
برای اندازه‌گیری درجه شوری میانبارهای سیال تغییرات درجه انجماد سیال را اندازه‌گیری می‌کنند. برای سیستم‌های آبگین آب و نمک، مطالعات انجماد بهترین روش برای تعیین شوری میانبارهای سیال است، زیرا کاهش نقطه انجماد آب خالص دارای رابطه‌ای مستقیم با نمک موجود در محلول می‌باشد. دمای همگن شدن و شوری معادل درصد وزنی و ارتباط آن‌ها با یکدیگر در سیستم‌های گرمایی حائز اهمیت هستند و هر یک به تنهایی نمی‌توانند بر خصوصیات ذخایر معدنی موثر باشند. با توجه به نمودار هیستوگرام فراوانی مربوط به میزان شوری میانبارهای سیال می‌باشد (شکل ۶-۳).



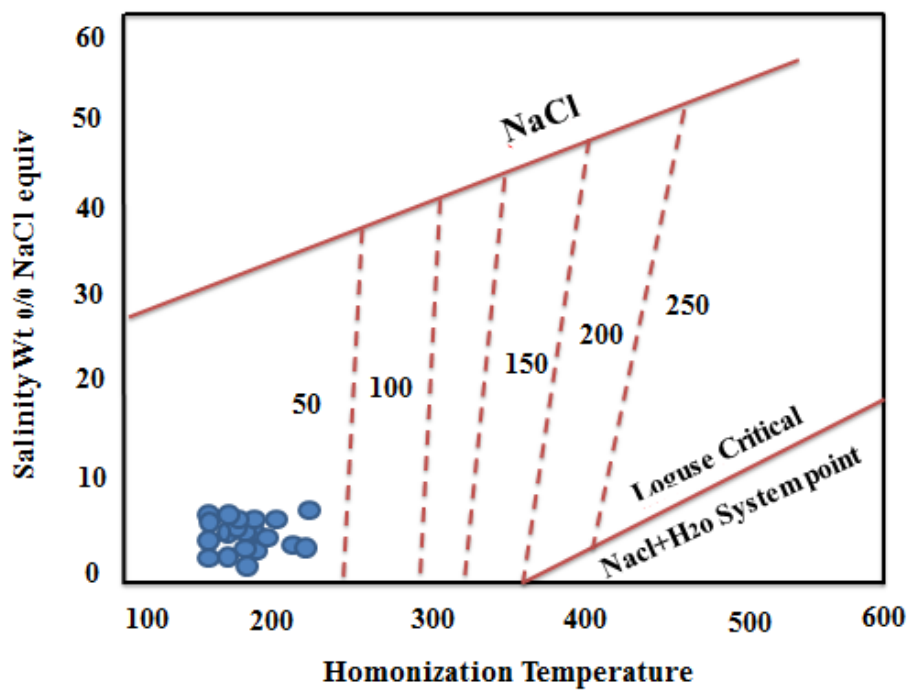
شکل ۶-۳: هیستوگرام فراوانی میزان شوری بر حسب درصد وزنی معادل $NaCl$ در منطقه لخشک.

۶-۷- چگالی سیال

اختلاف در چگالی سیال اهمیت ویژه‌ای دارد و فرایند جریان سیال، متأثر از چگالی آن می‌باشد، با افزایش شوری میانبرهای سیال چگالی سیال افزایش پیدا می‌کند. همچنین خروج فاز گازی و تولید حباب موجب افزایش چگالی سیال باقیمانده می‌شود، این فرایند به چگالش معروف است (ویلکینسون، ۲۰۰۱)، با استفاده از نمودار دمای همگن شدن در مقابل شوری سیال (Wilkinson, 2001)، و دمای همگن شدن در مقابل شوری سیال (Ramdohr, 1980)، چگالی سیالات در بازه‌ی ۰/۹-۱ گرم بر سانتی‌متر مکعب است (شکل ۶-۴) و فشار بخار محلول در منطقه لخشک کم‌تر از ۵۰ بار می‌باشد (شکل ۶-۵).



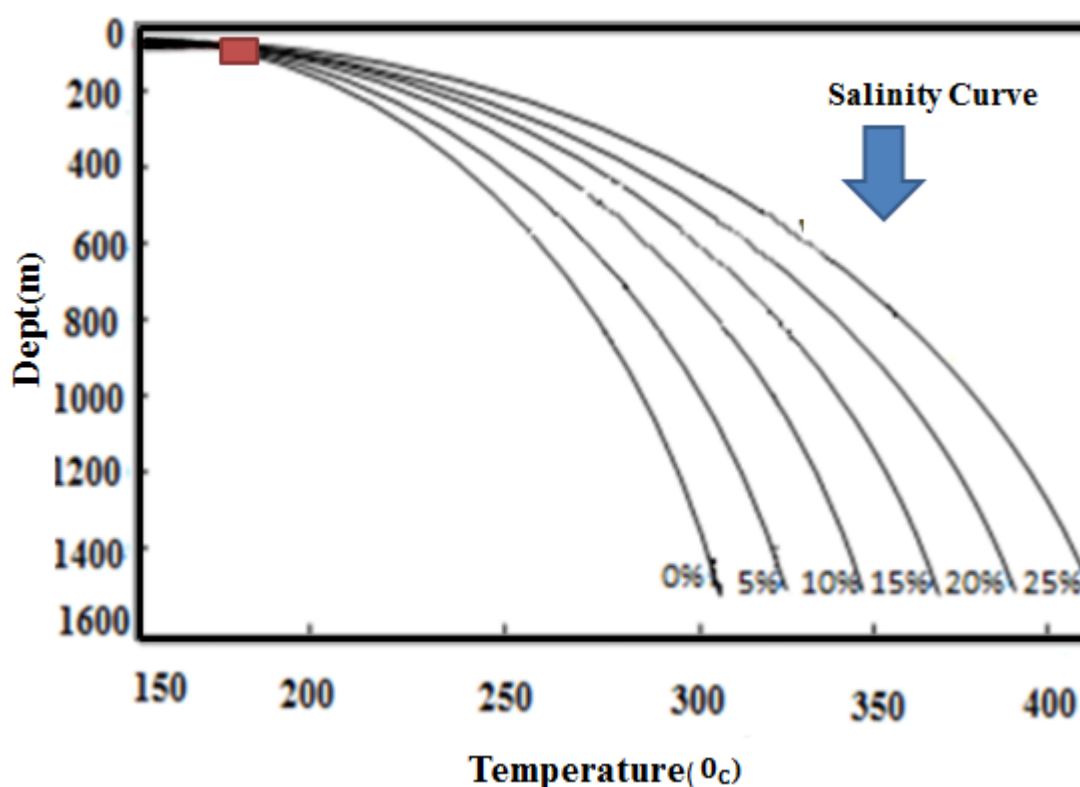
شکل ۴-۶: نمودار دما-شوری جهت تعیین چگالی محلول‌های $\text{NaCl}-\text{H}_2\text{O}$ اشباع از بخار آب



شکل ۵-۶: نمودار تعیین فشار بخار محلول براساس دمای همگن شدن و شوری

۸-۶- تعیین عمق تشکیل سیالات با استفاده از میانبارهای سیال

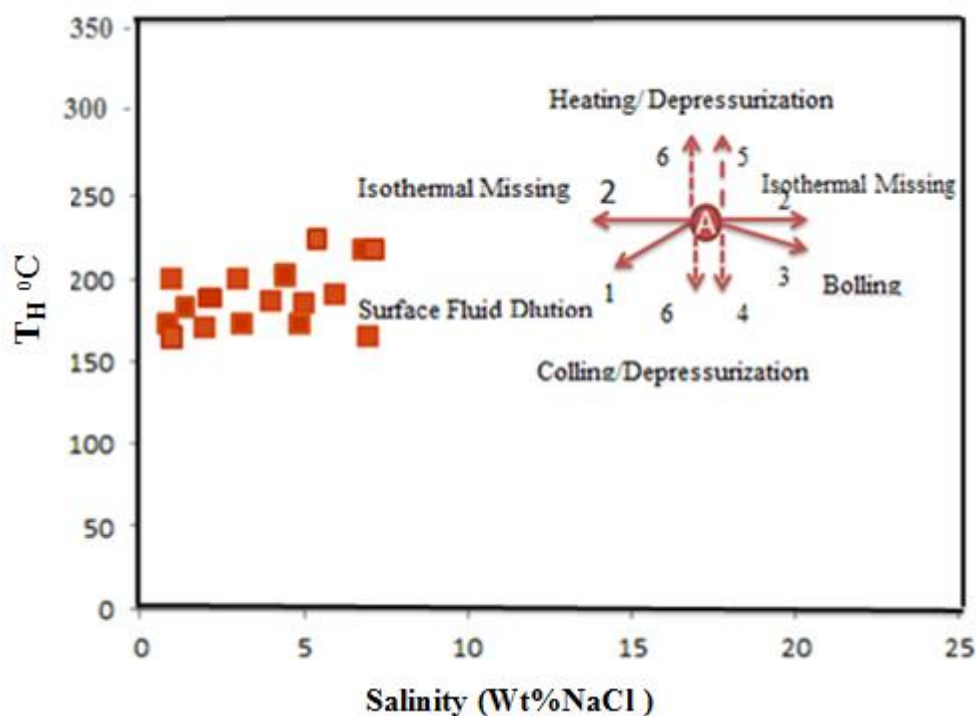
با استفاده از دمای همگن شدن و شوری طبق نمودار (Roedder, 1984)، امکان تعیین عمق تشکیل سیالات و به تبع آن کانی‌سازی وجود دارد. بر این اساس عمق به دام افتادن میانبارهای سیال کانسار لخشک کم‌تر از ۱۰۰ متر و در نزدیکی سطح زمین می‌باشد (شکل ۶-۶). از آنجایی که دمای همگن‌شدن تابع ترکیب، دمای به دام افتادن سیال و فشار است، برای محاسبه دمای واقعی به دام افتادن سیال ابتدا تصحیح فاکتورهای فشار، چگالی و ترکیب سیال لازم است و به دلیل اینکه کانسار لخشک در عمق و فشار کم نهشته شده است چگالی ترکیب اثر چندانی بر درجه حرارت همگن شدن ندارد و می‌توان از آن صرف نظر کرد.



شکل ۶-۶: تعیین عمق به دام افتادن میانبارهای سیال

۹-۶- عوامل موثر بر ته نشست کانی‌ها

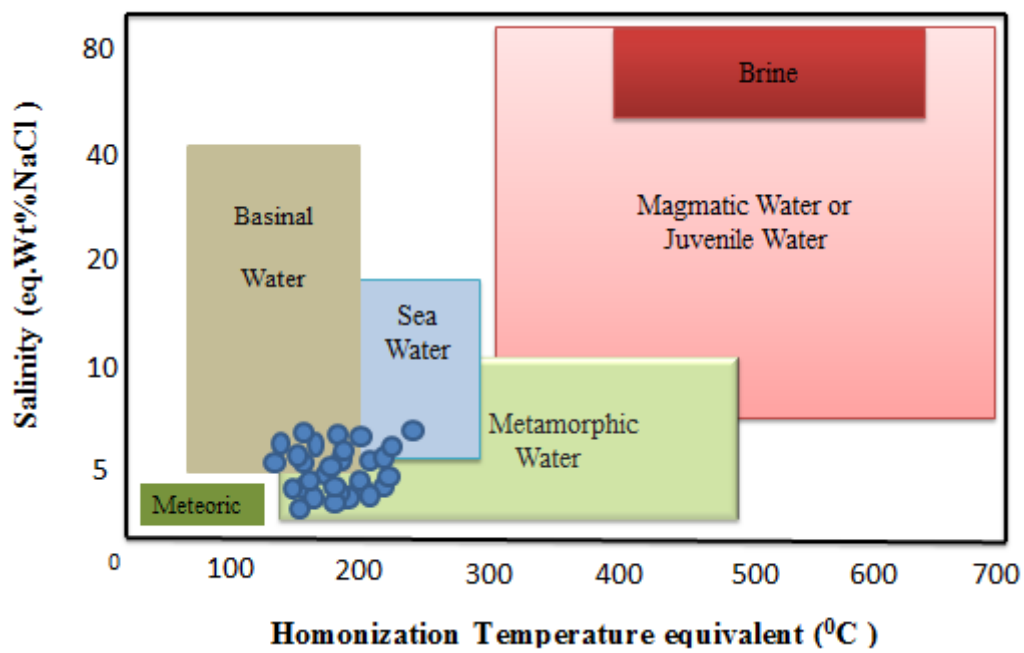
جوشش و اختلاط سیالات دو عامل مهمی هستند که معمولاً شرایط لازم برای ته‌نشست کانسارها را فراهم می‌آورند و باعث فوق اشباع شدن سریع سیال گرمابی در محدوده‌ی سنگ‌ها و ته‌نشست کانسارها می‌شوند (Wilkinson, 2001)، جوشش معمولاً به این معناست که هرگاه درجه حرارت از نقطه‌ی جوش سیالی بیشتر شود آن سیال شروع به جوشیدن می‌نماید. هرگاه فشار از روی سیالات کانسارساز برداشته شود نیز جوشش می‌تواند حادث شود که به چنین جوششی، جوشش قهقرایی گفته می‌شود (شهاب‌پور، ۱۳۸۰). جوشش از مکانیسم اصلی ته‌نشست کانه بوده و هنگامی که دمای انحلال کاهش می‌یابد ته‌نشینی فلز افزایش می‌یابد. به طور کلی سیر تحول سیال را در شکل (۶-۷)، نشان داده شده است روند ۱ حاصل آمیخته شدن سیال با سیالات سردتر و کم‌شورتر است. روند ۲ حاصل آمیخته شدن سیال ایزوترمال با سیال با شوری متفاوت است. روند ۳ جوشش سیال باعث افزایش شوری فاز مایع باقی مانده خواهد شد. روند ۴ سرد شدن ساده سیالات روند چهار را شامل می‌شود. روند ۵ نابهنجاری یعنی نشست انکلوژین‌ها در طی گرم شدن را نشان می‌دهد. عمق‌های منطقه مورد مطالعه بر پایه مقادیر محدوده Th در امتداد و روند ۱ قرار می‌گیرند و کانی‌زایی حاصل آمیخته شدن سیال گرمابی هموزن با سیالات سردتر و کم‌شورتر جوی می‌باشد.



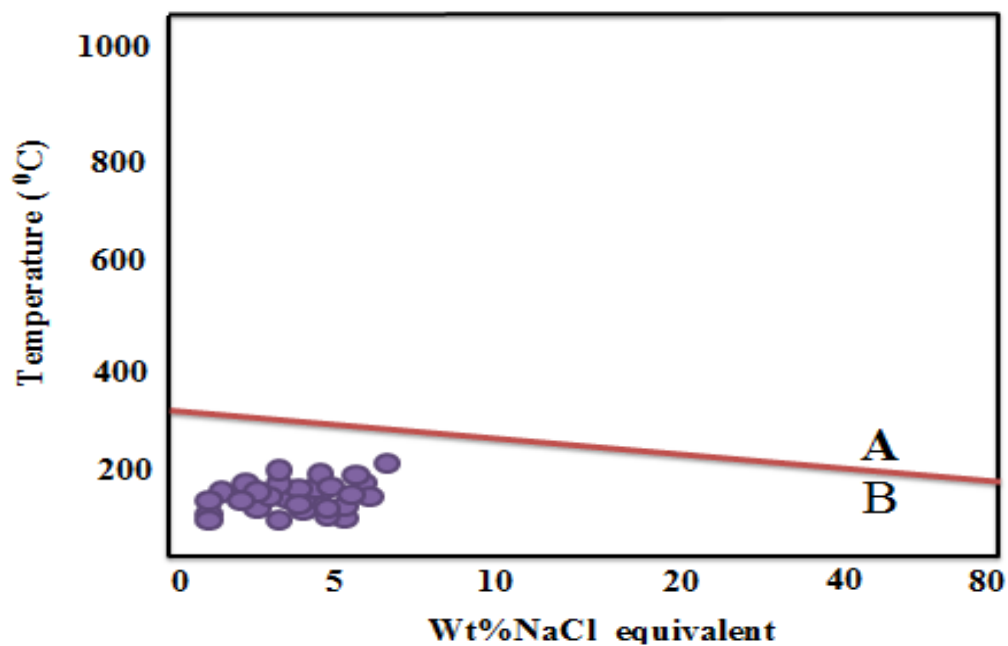
شکل ۶-۷: نمودار شوری-دمای همگن شدن جهت تعیین فرایندهای موثر در تکامل سیال و نهشت.

۶-۱۰- تعیین منشأ سیال و نوع کمپلکس‌های احتمالی

بر اساس نمودار (Kesler, 2005)، منشأ سیال کانی‌سازی منطقه مورد مطالعه در محدوده‌ی آب‌های دریایی، آب‌های دگرگونی و آب‌های جوی قرار می‌گیرند (شکل ۶-۸)، نمودار مشاهده شده در شکل (۶-۹)، نمودار محدوده‌ی دما و شوری (Larg *et al*, 1988)، می‌باشد و غلبه کمپلکس‌های سولفیدی را بر کمپلکس‌های کلریدی نشان می‌دهد. به طور کلی می‌توان گفت کمپلکس‌های کلریدی و سولفیدی هر دو در حمل فلزات نقش داشته‌اند که در این میان غلبه با کمپلکس‌های سولفیدی می‌باشد. در سیالات گرمایی با شوری بالا و دماهای بالا، کمپلکس‌های کلریدی و در دماهای پایین و شوری کم کمپلکس‌های سولفیدی فلزات پایدارند (Barenz, 1997).



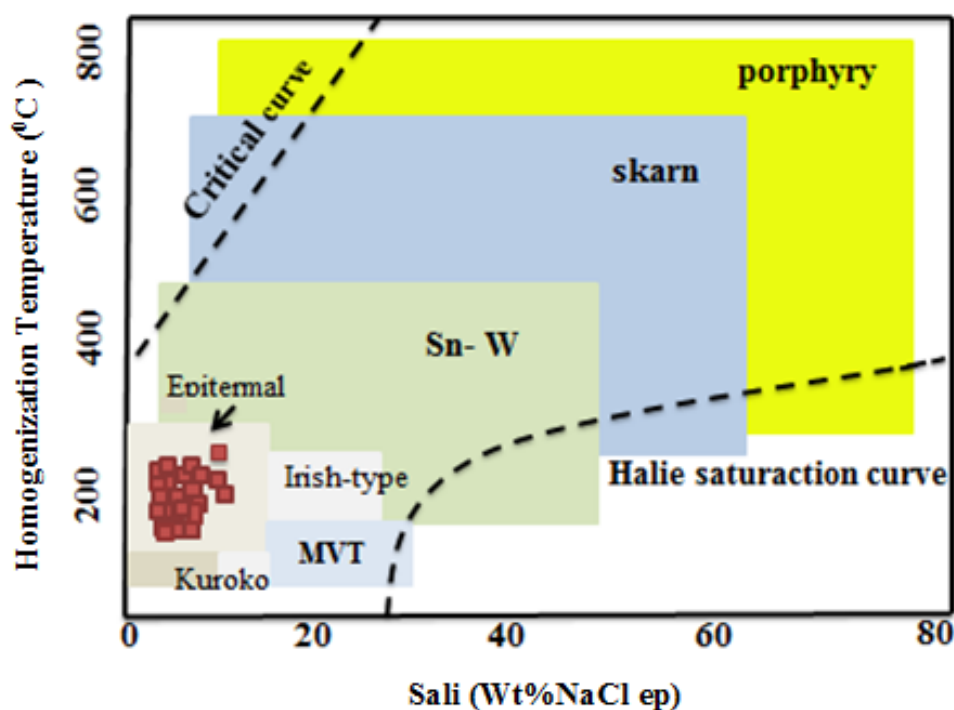
شکل ۶-۸: نمودار محدوده‌ی دمای همگن شدن جهت تعیین منشأ سیال به دام افتاده



شکل ۶-۹: نمودار محدوده‌ی شوری و دما (Larg et al. 1988)، در محدوده‌ی A کمپلکس‌های کلریدی و در محدوده‌ی B کمپلکس‌های سولفیدی غلبه دارند

۱۱-۶- تعیین نوع کانسار احتمالی

به اعتقاد (Wilkinson, 2001)، تقسیم‌بندی انواع کانسار به گونه‌ای است که انواع مختلف عناصر در کانسارهای گوناگون جایگیری می‌کنند و دمای همگن‌شدگی و تغییرات درجه شوری سیال آن‌ها متفاوت می‌باشد. در این طبقه‌بندی، محدوده Th و شوری میانبارهای سیال را در ۸ نوع تیپ کانسار نشان می‌دهد. با توجه به دمای همگن‌شدن و شوری میانبارهای سیال اندازه‌گیری شده در کانسار لخشک و با استفاده از دیاگرام تقسیم‌بندی انواع کانسارها از Wilkinson میان‌بارهای سیال کانسارهای مختلف محدوده‌ی مورد مطالعه در محدوده‌ی کانسار اپی‌ترمال قرار می‌گیرند (شکل ۶-۱۰).



شکل ۶-۱۰: نمودار محدوده‌ی دما و شوری میانبارهای سیال در کانسار لخشک

فصل هفتم

نتیجه‌گیری، تیپ و الگوی تشکیل کانسار و پیشنهادهای

۷-۱- مقدمه

ارائه یک الگوی زمین‌شناسی و پیشنهاد یک راهکار اکتشافی مبتنی بر مطالعه‌ی کانسارهای مشابه، یکی از مهمترین اهداف مطالعه هر کانسار می‌باشد. که در گرو شناخت دقیق عوامل کنترل کننده تشکیل و تمرکز ماده معدنی است. بررسی این عوامل نیازمند مطالعه‌ی دقیق ترکیب سنگ‌شناسی منطقه، ماگماتیسم، دگرگونی، دگرشکلی، برهم‌کنش آن‌ها و نحوه‌ی توزیع و پراکندگی عناصر، در طی این فرایند می‌باشد. ارزیابی ذخایر نیازمند بررسی ویژگی‌های شاخص کانسارها است. این مشخصات از مدل‌های اکتشافی و ژنتیکی ناشی می‌شوند و باید قابل کاربرد برای ذخایر کشف شده و کشف نشده باشند. در حقیقت یک مدل کانساری تمام ویژگی‌های شاخص یک گروه از کانسارها را شامل می‌شود و می‌تواند از طیفی از مدل‌های مبتنی بر الگو تا مدل‌های مبتنی بر داده تغییر کند. به طور کلی مدل‌هایی که ویژگی‌های شاخص هر گروه از کانسارها را تشریح می‌کنند. همراه با تفسیر فرایندهای تشکیل کانسار هستند و معیار مناسبی را برای اکتشاف کانسار فراهم می‌آورند. پارامترهای شناخته شده برای یک تیپ کانسار خاص در یک ناحیه می‌تواند برای مناطق دیگر با زمین‌شناسی مشابه استفاده شود. در این فصل به عنوان مبحث پایانی تحقیق حاضر، با توجه به شواهد کانی‌شناسی، دگرسانی، ژئوشیمیایی، سیالات درگیر و چگونگی و نحوه‌ی تشکیل کانسار مورد مطالعه مد نظر قرار می‌گیرد که می‌تواند راهنمای مناسبی برای پیشنهادات اکتشافی جدید باشد. علاوه بر این به صورت اختصار به مقایسه کانسار مورد مطالعه با کانسارهای آنتیموان ایران و سایر نقاط جهان پرداخته می‌شود.

۷-۲- بحث

۷-۲-۱- مطالعات و مشاهدات صحرایی

در تقسیم‌بندی کلی پهنه‌های ساختاری- رسوبی ایران کانسار آنتیموان لخشک در بخش میانی زون فلش شرق ایران قرار می‌گیرد. واحدهای سنگی رخنمون یافته در منطقه از لحاظ سنی، محدوده سنی ائوسن تا

عهد حاضر را دربرمی گیرند. عمده ترین واحدهای سنگی در این ناحیه شامل اوالترابازیک ها، فلیش ها، سنگ های نفوذی و سنگ های آتشفشانی می باشد. قدیمی ترین واحد، رسوبات فلیشی به سن ائوسن و جوان ترین آنها رسوبات کواترنری و آبرفت های عهد حاضر هستند. توده های نفوذی و دایک های ساب و لکانیک با ترکیب عمدتاً داسیت تا ریولیت در داخل واحدهای شیستی نفوذ کرده اند و در طی یک رژیم زمین ساختی از نوع ساب داکشن حاشیه قاره تشکیل شده اند (شرکت کاوشگران، ۱۳۹۵).

۷-۲-۲- کانی شناسی سنگ های منطقه

سنگ های درون گیر کانسار آنتیموان لخشک بر اساس مطالعات کانی شناسی شامل سنگ های دگرگونی از قبیل آمفیبول گنیس، کالک سیلیکاته، کوارتز بیوتیت شیست، سنگ آهک کریستاله (مرمر ناخالص) و ساب و لکانیک های میکروگرانیتی و داسیتی تجزیه شده می باشند. بر اساس مطالعات میکروسکوپی در سنگ های دگرگونی بافت پورفیروبلاستیک، گرانوبلاستیک، لپیدوبلاستیک و شیستوزیته، کریستالین و موزائیکی مشاهده شده است. کانی های اولیه به صورت بلورهای درشت آمفیبول که به صورت فنوبلاست های بی شکل تداوم یا جهت یافته، کانی های فلدسپار به صورت کریستال های بی شکل پراکنده، کوارتزها به صورت ریز بلور بی شکل، بیوتیت ها اکثراً به صورت بلورهای تیغه ای، کلسیت بیشتر به صورت مجموعه های متوسط- درشت بلور بی شکل با آرایش موزائیکی و با دو سری رخ، کلریت ها به صورت های ورقه ای، فیبری یا الیافی مشاهده می شوند. کانی های ثانویه و آپک به ترتیب و به صورت اپیدوت های ریز، کلریتی شده، اسفن و کانی های کدر- اکسید آهن مشاهده می شوند. مهم ترین بافت در سنگ های آذرین منطقه شامل بافت پورفیری و میکروپورفیری می باشد که حضور این بافت نشان دهنده تبلور دو مرحله ای ماگما می باشد. بدین صورت که درشت بلورها یا پورفیرهای بی شکل کانی های فلدسپار قلیایی و پلاژیوکلاز سدیک در اعماق بیشتر و بلورهای دانه ریز و سوزنی در شرایط سطحی تر متبلور شده و زمینه سنگ را تشکیل داده اند.

۷-۲-۳- ساخت و بافت کانسنگ

بر اساس مطالعات میکروسکوپی و XRD کانی‌های اصلی تشکیل دهنده کانسار هم به صورت اولیه (هیپوژن) و هم به صورت ثانویه (سوپرژن) در منطقه تشکیل شده‌اند و در شش گروه: الف) کانی‌های سولفیدی (استینیت، پیریت، گالن، و اسفالریت)، ب) کانی‌های کربناتی (سروزیت)، پ) کانی‌های اکسیدی (لوپزیت و گوتیت)، کانیه‌های سیلیکاتی (همی‌مورفیت)، ث) کانیه‌های هیدروکلریدی (پارالورنیت)، و کانی‌های باطله (کوارتز، کلسیت و ژیپس) قرار می‌گیرند. این کانی‌زایی می‌تواند شاخص کانسارهای تیپ اپی‌ترمال از نوع کوارتز- استینیت در منطقه مورد مطالعه باشد. عمده‌ترین بافت ماده معدنی در محدوده مطالعاتی اکثراً از نوع پر کننده فضاهای خالی، توده‌ای و جانشینی می‌باشد. عامل کنترل کننده این بافت وجود عوامل ساختاری (درزه‌ها و شکستگی‌ها) می‌باشند به طوری که نفوذ کانی‌های استینیت، پیریت گالن و اسفالریت به صورت رگه- رگچه‌ای در فضای خالی شکستگی‌های موجود در سنگ‌های میزبان قرار گرفته‌اند.

۷-۲-۴- کانه‌زایی و دگرسانی منطقه

تزریق توده ساب و لکانیک درون مجموعه دگرگونی، سبب کانه‌زایی آنتیموان با روند E-W به صورت رگه‌ای در منطقه شده است. کانه‌زایی به صورت اپی‌ژنتیک و اپی‌ترمال و به صورت شکافه پرکن در طول گسل‌ها و شکستگی‌ها و به صورت رگه‌ای در سنگ‌های دگرگونه (کالک‌شیست‌ها و کوارتزشیست‌ها) رخ داده است. در منطقه مورد مطالعه کانه‌زایی به صورت رگه- رگچه‌ای و پرکننده حفره‌ها و فضاهای خالی و جانشینی مشاهده شده است. عوامل کنترل کننده کانه‌زایی در منطقه مورد مطالعه عبارتند از ۱- لیتولوژی سنگ‌های دربرگیرنده، ۲- کنترل کننده‌های ساختاری به ویژه گسل‌ها، ۳- محلول‌های گرمابی که در سنگ‌های با لیتولوژی مناسب جریان یافته و باعث تمرکز آنتیموان گردیده‌اند، ۴- حضور توده‌های نفوذی در عمق به عنوان عامل حرارتی، همراه با دایک‌ها و سیل‌های ساب آکالن (داسیت‌ها و ریولیت‌های موجود در منطقه) که شاهی بر نقش توده‌های نفوذی می‌باشند. مجموع این‌ها به عنوان فاکتور اساسی در قابلیت و انتقال محلول‌های اپی‌ترمال هستند که در مقیاس منطقه‌ای و معدنی عمل نموده‌اند. در این منطقه کانی‌زایی در

امتداد گسل‌ها و شکستگی‌ها صورت گرفته است. بر اساس بررسی‌های صحرایی و آزمایشگاهی مجموعه دگرسانی‌ها عمده در منطقه شامل: دگرسانی سیلیسی، آرژیلیتی، هیدروکسیدهای آهن و نیز کائولینیتی و کلریتی و کربناتی (به صورت محدود) می‌باشند. دگرسانی آرژیلیک در منطقه با رنگ روشن کانی‌های رسی در این واحد مشخص است. سیلیسی شدن از طریق محلول‌های گرمابی و ماگمایی غنی از سیلیس و با انحلال و شستشوی کاتیون‌های موجود در سنگ و یا در طی دگرسانی‌ها رخ داده است. دگرسانی کربناتی به صورت درشت بلور کربناته واحدهای منطقه را تحت تأثیر قرار داده است. کربنات‌های مشاهده شده در دگرسانی کربناتی بیشتر از نوع غنی از کلسیم می‌باشند. کلریتی شدن در طی آلتراسیون کانی‌های مافیک موجود در سنگ و یا به واسطه‌ی ورود آهن و منیزیم به سنگ توسط محلول‌های گرمابی و یا وقوع این دو پدیده با هم ناشی می‌شود. مهم‌ترین عامل در شدت آلتراسیون اکسید و هیدروکسیدهای آهن، تکتونیک و سیالات گرمابی می‌باشد.

۷-۲-۵- ژئوشیمی سنگ‌های منطقه

شواهد ژئوشیمیایی سنگ‌های منطقه مورد مطالعه، بیانگر آن است که ماگمای سازنده این سنگ‌ها، از ذوب بخشی سنگ‌های حاشیه قاره‌ای به عنوان موتور حرارتی پس از فرورائش (ساب داکشن) به جهت داشتن سولفید و همراه داشتن کلرید و شوری مناسب و تزریق در گسل‌ها، شکستگی‌ها و درزه‌ها در سنگ‌های میزبان فلیشی باعث کانه‌زایی آنتیموان شده است. رگه‌های کوارتز- استیبنیت در کنترل ویژگی‌های ساختاری سنگ‌ها بوده‌اند به طوری که بیشتر در جاهایی که گسل‌ها وجود داشته‌اند، تشکیل شده‌اند. سنگ‌های اطراف رگه‌ها سیلیسی شده و این نشان می‌دهد که سیالات هیدروترمال هنگامی که به سطح زمین رسیده‌اند با کم شدن فشار سبب ناپایداری کمپلکس‌های حاوی آنتیموان در سنگ‌های اطراف شده‌اند و احتمالاً سیلیس را از سنگ‌هایی که در راه صعود آن‌ها وجود داشته، شسته‌اند و در سنگ‌های اطراف رگه‌ها بر جای گذاشته‌اند. بر اساس طبقه‌بندی (Dill, 2009)، رگه‌های تک فلزی آنتیموان در زون‌های برشی از نوع مزوترمال می‌باشند. ولی در منطقه لخشک طبق مطالعات سیالات درگیر صورت گرفته که تفسیر آن

در فصل شش توضیح داده شد، رگه‌ها از نوع اپی‌ترمال می‌باشند. دگرگونی در این کانسار در حد رخساره شیست‌سبز و گنیس می‌باشد و ارتباط شدیدی بین سنگ‌های گرانیته و شیست‌ها وجود دارد و به نظر می‌رسد که احتمالاً ماگماتیسم و دگرگونی با هم و به صورت همزمان در تحرک عناصر و کانی‌زایی نقش داشته‌اند. با توجه به اینکه در این کانسار شواهدی از فعالیت‌های آتشفشانی، ساخت شانه‌ای، نواربندی قشرگونه و بافت کلوفرم مشاهده نشد و بنابراین به نظر می‌رسد سیالات کانه‌زا ارتباطی با فعالیت‌های آتشفشانی ندارد. با توجه به وجود نفوذی‌های گرانیته در این کانسار و ارتباط نزدیک آن‌ها با رگه‌های کانی‌زایی شده و همچنین مشاهده‌ی شواهدی از کانی‌زایی در کنتاکت با آن‌ها، به نظر می‌رسد سیالات کانه‌زا و به عبارتی کانی‌زایی، در ارتباط با این نفوذی‌های اسیدی و حدواسط (داسیتی و دیوریتی)، بوده که هم به عنوان منبع حرارتی و هم منبع عناصر عمل کرده‌اند.

۷-۲-۶- ژئوشیمی کانسنگ

نتایج مطالعات ژئوشیمی کانسنگ نشان می‌دهد در منطقه مورد مطالعه در میان فلزات پایه همبستگی بین عناصر آنتیموان، طلا و آرسنیک وجود دارد. آرسنیک در سنگ‌های کانه‌زا همچنین با عناصر مولیبدن و منگنز همبستگی دارد. بیشترین همبستگی در منطقه لخشک در بین عناصر پایه، بین عنصر مس و سرب، کادمیوم و سرب وجود دارد. البته در این منطقه شاهد همبستگی‌های دیگری بین عناصر کادمیوم و روی، کادمیوم و مس و مولیبدن با عناصر آرسنیک، سرب، مس، کادمیوم، نیکل و کبالت نیز وجود دارد.

۷-۲-۷- میانبارهای سیال

با توجه به مشاهدات صحرائی، بافتی و شواهد سیالات درگیر (نمودار موقعیت کانسارهای گرمایی)، کانسار آنتیموان مورد مطالعه در سیستم اپی‌ترمال (دما و شوری پایین)، قابل بررسی است. (Wilkinson, 2001) معتقد است، کانی‌های غالب میزبان سیال درگیر کانسارهای تیپ اپی‌ترمال شامل کلسیت، کوارتز یا اسفالریت بوده که کوارتز در بین آنها جهت مطالعه مناسب‌تر است. گستره دمای همگن‌شدن ۱۰۰-۳۰۰ درجه سانتی‌گراد (به طور معمول ۲۰۰-۲۷۰ درجه سانتی‌گراد)، گستره شوری بر حسب درصد وزنی معادل

نمک طعام ۰-۱۲ و این سیالات را با CO_2 پایین و معمولاً با رخداد جوشش یا جدایش فازی معرفی می‌کنند. چگالی سیالات کانسار ساز اپی‌ترمال یافت شده در سیالات درگیر غنی از فاز مایع، به ندرت به بیش از ۰/۹۵ گرم بر سانتی‌متر مکعب می‌رسد و ممکن است در کانسارهای دما بالای اپی‌ترمال، به کمتر از ۰/۸ گرم بر سانتی‌متر مکعب برسد. بر اساس مشاهدات ریز دماسنجی کانسار مطالعاتی، در نمونه‌ها (کوارتز) تنها سیالات درگیر دو فازی مایع-بخار (L+V)، و غنی از فاز مایع قابل تشخیص می‌باشند. سیالات درگیر مطالعه شده عمدتاً از نوع اولیه هستند. در سیالات درگیر اولیه در حدود ۷۰ الی ۸۰ درصد حجم سیالات را فاز مایع تشکیل می‌دهد. فاز گازی موجود از نوع H_2O و مقدار کمی CO_2 است. در تمام سیالات فاز مایع-بخار به فاز مایع همگن می‌شود. به لحاظ ریخت‌شناسی غالب سیالات درگیر کانسارهای مورد نظر به ترتیب فراوانی به اشکال چند وجهی نامنظم و کشیده مشاهده می‌شوند. این سیالات درگیر از نظر اندازه بسیار ریز هستند، به طوری که اندازه آنها در کانسار آنتیموان لخشک بین ۴ تا ۱۸ میکرون (میانگین ۸ میکرون) می‌باشند. سیالات درگیر اولیه نسبتاً متوسط (حداکثر ۸ میکرون) به صورت منفرد و با فاصله از همدیگر و اکثراً داخل سنگ میزبان کوارتز قرار دارند. گستره چگالی سیالات درگیر اولیه کانسارهای مطالعاتی ۰/۹-۱ (گرم بر سانتی‌متر مکعب) می‌باشد. بر اساس مطالعات سیالات درگیر، دمای همگن شدن میان‌بارهای سیال در بازه‌ی دمایی ۱۵۷ تا ۲۵۰ درجه سانتی‌گراد و دامنه تغییرات شوری به دست آمده میان ۰/۸ تا ۶/۶۲ درصد وزنی نمک طعام متغیر است. با توجه به روند تغییرات شوری نسبت به دمای همگن‌شدگی، چگالی سیال ۰/۸ گرم بر سانتی‌متر مکعب است. بر اساس دمای همگن‌شدگی و شوری، ژرفای تشکیل سیال کانی‌ساز در منطقه لخشک کمتر از ۵۰ بار برآورد شده است. در نهایت و با توجه به مطالعات میکروترمومتری سیالات درگیر و نمودار موقعیت کانسارهای گرمایی، کانسارهای مطالعاتی در محدوده کانسارهای تیپ اپی‌ترمال قرار می‌گیرند.

همچنین نمودار تغییرات پیوسته، نشان دهنده اختلاط هم دمای سیال با سیالی شورتر یا با شوری کمتر (با شوری متفاوت از سیال مادر) می‌باشد به عبارت دیگر عملکرد سیالات در محیط کم فشار و سطحی بوده و دخالت شوری چندان نبوده است.

۷-۳- عوامل موثر در کانه‌زایی در منطقه لخشک

۷-۳-۱- موقعیت تکتونیکی

با توجه به اینکه کمان‌های ماگمایی حاشیه فعال قاره‌ای محیط‌های مناسبی برای تشکیل کانسارهای رگه‌ای اپی‌ترمال سولفید پایین هستند (Camprubi and Albinson, 2006)، بنابراین احتمال دارد منطقه مورد مطالعه به دلیل قرارگیری روی کمان ماگمایی حاشیه قاره‌ای مکان مناسبی برای تشکیل این نوع کانسار باشد.

با توجه به اینکه عوامل ساختاری به عنوان یکی از عوامل کنترل کننده مهم در تشکیل ذخایر اپی‌ترمال است. عوامل ساختاری (به ویژه گسل‌ها و درزه‌ها) در منطقه نشان می‌دهد که جای‌گیری سیالات و شکل‌گیری رگه‌ها در ارتباط مستقیم با شکستگی‌های اولیه است. در واقع حضور گسل‌ها و شکستگی‌های فراوان موجود از قبل در منطقه شرایط را برای نفوذ آب‌های جوی فراهم کرده و با واکنش متقابل بین آب‌های جوی و ماگمایی سیالات شکل گرفته‌اند و طی واکنش سیالات با سنگ‌های میزبان محلول‌های غنی از عناصر فلزی (آنتیموان، سرب و روی) تشکیل شده‌اند. بنابراین همپوشانی آب ماگمایی و جوی نقش موثری برای شکل‌گیری ماده معدنی در منطقه ایفا کرده است.

۷-۳-۲- منبع حرارتی

فعالیت‌های آذرین در کانسارهای اپی‌ترمال به عنوان موتور حرارتی و تأمین عناصر لازم جهت تشکیل کانسار نقش مهمی را ایفا می‌کنند. تعداد کمی از ذخایر اپی‌ترمال می‌توانند در ارتباط با توده‌های نفوذی عمیق باشند و چنین ارتباطی تنها زمانی وجود دارد که فرسایش عمیق سطحی صورت گرفته باشد. در کل اکثر ذخایر اپی‌ترمال ارتباط نزدیکی با سنگ‌های پلوتونیک نشان می‌دهند. بنابراین دمای لازم جهت فعالیت‌های هیدروترمالی از توده‌های ساب‌ولکانیک که خود آنها از پلوتون‌های عمیق‌تر منشأ می‌گیرند، پس از نفوذ دایک داسیتی در منطقه مورد مطالعه، احتمال می‌رود سیالات گرمایی از طریق پهنه‌های شکستگی همراه با مواد معدنی صعود کرده باشند.

۷-۳-۳- ماهیت سیال

براساس مطالعات ژئوشیمی در فصل پنجم، نمونه‌های سنگی منطقه لخشک دارای غنی‌شدگی از عناصر نادر خاکی سبک (LREE) نسبت به عناصر نادر خاکی سنگین (HREE) می‌باشند که این امر از ویژگی‌های ماگمای کالک‌آلکالن کمان‌های آتشفشانی پهنه فروران‌ش حاشیه قاره‌ها می‌باشد. همچنین توزیع عنصر آنتیموان نسبت به پراکندگی عناصر LILE و عناصر با قدرت میدان پایین (LFSE) مورد بررسی قرار گرفت که نشانگر این است که با افزایش عنصر آنتیموان مقدار این عناصر کم و بیش ثابت است. بیشترین همبستگی عنصر آنتیموان با عناصر اورانیوم و اسکاندیم است و کمترین همبستگی را با عنصر استرانسیم دارد.

۷-۳-۴- منشأ سیال کانه‌زا

در سیستم اپی‌ترمال سولفید پایین، سیالات کانه‌زا، محلول‌های کم دما و رقیقی هستند که حاصل اختلاط سیالات ماگمایی و جوی می‌باشند. دمای پایین (۱۵۷-۲۵۰) درجه سانتی‌گراد و شوری پایین ۰/۸-۶/۶۲ معادل درصد وزنی (NaCl) نشان دهنده چیرگی آب‌های جوی بر آب ماگمایی است. گسترش اندک دگرسانی در حاشیه و سنگ دیواره نشان‌دهنده دمای پایین سیال بوده و با توجه به تشکیل کانه‌زایی در سطح، تأثیر آب‌های جوی بیشتر بوده است. همچنین شوری پایین سیال نشان‌دهنده کانی‌سازی در رنج دمایی کانسارهای اپی‌ترمال است (Wilkinson, 2001). با توجه به دامنه شوری در کانسار آنتیموان لخشک بیشتر سیالات حاوی طلا و فلزات پایه مشابهت دارد. آمیختگی سیال با محلول‌های جوی باعث افزایش PH، کاهش درجه شوری (از طریق رقیق شدن) می‌شود. نهشت کانسنگ زمانی اتفاق می‌افتد که محلول‌ها در اثر اختلاط سیالات، جوشش و کاهش فشار، دچار سرد شدن و از دست رفتن مواد فرار شوند. با توجه به داده‌ها و مشاهدات می‌توان گفت که رقیق‌شدگی و کاهش درجه حرارت از عوامل اصلی شکل‌گیری کانسار آنتیموان لخشک است. آمیختگی سیالات ماگمایی با سیالات جوی در نزدیکی سطح زمین، مواجه شدن با فضا‌های گسسته سنگ میزبان و شکستگی‌های موجود در آن و در نهایت کاهش فشار منجر به ته‌نشست فلزات همراه می‌انجامد. با توجه به ویژگی‌هایی از جمله درجه حرارت کم، شوری پایین، PH سیال و کلیه

شواهد کانی‌شناسی، دگرسانی، ژئوشیمی، سیالات درگیر می‌توان گفت کانسار آنتیموان لخشک احتمالاً یک کانسار اپی‌ترمال سولفیداسیون پایین است که کانه‌سازی در آن توسط گسل‌ها و شکستگی‌ها کنترل شده است و عواملی از جمله اختلاط با آب‌های جوی، سرد شدن، جوشش محدود و واکنش با سنگ‌های دربرگیرنده و ایجاد دگرسانی در ته‌نشست کانی‌زایی نقش بسزایی دارد. الگوی تشکیل کانسار به صورت شماتیک در شکل (۷-۱)، نمایش داده شده است

۷-۳-۵- تعیین عمق تشکیل سیالات با استفاده از میانبارهای سیال

با استفاده از دمای همگن شدن و شوری طبق نمودار (Roedder, 1984)، امکان تعیین عمق تشکیل سیالات و به تبع آن کانی‌سازی وجود دارد. بر این اساس عمق به دام افتادن میانبارهای سیال کانسار لخشک کم‌تر از ۱۰۰ متر و در نزدیکی سطح زمین می‌باشد.

۷-۴- مقایسه‌ی کانسار لخشک با برخی از کانسارهای ایران و جهان

در جدول ۷-۱ ویژگی‌های چندین کانسار آنتیموان در ایران و جهان به صورت خلاصه از نظر نوع سنگ میزبان، ساخت و بافت، سن سنگ میزبان، دگرسانی، محیط تکتونیک، کانی‌شناسی، شوری و دمای تشکیل کانسار، کانی‌های باطله همراه و تیپ کانسار به نمایش گذاشته شده است.

جدول ۷-۱ مقایسه کانسار مورد مطالعه با چند کانسار آنتیموان در ایران و سایر نقاط جهان

ویژگی	کانسار آنتیموان لخشک	کانسار آنتیموان شورچ	کانسار آنتیموان سفیدابه	کانسار آنتیموان - طلا Emirli Halikoy در غرب ترکیه
سنگ میزبان	سنگ‌های دگرگون شده (فیلیت، اسلیت و کالک‌شیس)	سنگ‌های گرانیتوئیدی و سنگ‌های رسوبی دگرگون شده	کنگلومراهای برشی شده	گرافیت‌شیسست و میکاشیسست
ساخت و بافت	رگه و رگچه، پرکننده فضا خالی، و جان‌شینی	رگه‌ای برشی، پرکننده فضا خالی، اسکلتی، پراکنده	رگه‌ای برشی، پرکننده فضای خالی، دانه‌ای ستونی	لنزهای استراتی باند توده‌ای، رگه‌ای نامنظم، برشی، پرکننده فضای خالی
سن سنگ میزبان	ائوسن	ائوسن - الیگوسن	ائوسن - الیگوسن	ائوسن آغازین - الیگوسن آغازین

دگرسانی	سیلیسی، آرژیلیکی، هیدروکسیدهای آهن، کلریت و کربناتی	سیلیسی، سربستی، آرژیلیک	سیلیسی - فلدسپاتیک	سیلیسی، آرژیلیک، کربناتی
نقش تکتونیک منطقه و عوام کنترل کنند	مجموعه گسل ها و شکستگی که منجر به کانی زایی، به صورت رگه ای شده است	مجموعه گسل ها و شکستگی ها که منجر به کانی زایی، به صورت رگه ای شده است	در اثر تکتونیزه شدن درز و شکاف هایی ایجاد شده که سبب کانه زایی شده است	شبکه از شکستگی ها که حاصل از تکتونیک کششی در کانی زایی نقش داشته است
کانی شناسی	استینیت، پیریت، طلا، گالر اسفالریت، و هیدروکسیدهای آهن	استینیت، پیریت، طلا، کالکوپریت	استینیت، پیریت، استیپیکونیت، آرمونیت، والتینیت	استینیت، پیریت، آرسنوپریت، طلا مارکاسیت، رآلگار، اریپمنت، سینابر کالکوپریت، اسفالریت، گالن، سولفوسالت
شوری و دما تشکیل کانسار	۰٫۸ تا ۶/۶۲ درصد وزنی نمک طعام و دمای ۱۵۷ تا ۲۵۰ درجه سانتی گراد	۰٫۲۱ تا ۵/۷۱ درصد و دما ۱۴۶ تا ۳۲۸ با میانگین دما ۲۰۰ درجه سانتی گراد	شوری ۱۲ درصد و میانگین دما ۱۷۰ درجه سانتی گراد	میانگین شوری ۰٫۸ تا ۷/۱ درصد و دمای ۲۳۲ تا ۲۰۷ درجه سانتی گراد
باطله ها	کوارتز، کلسیت و ژپس	کوارتز	کوارتز	کوارتز
تیپ کانسار	رگه ای، کوارتز- استینیت ، اپی ترمال	رگه ای، استینیت- کوارتز ، اپی ترمال	رگه ای اپی ترمال	رگه ای اپی ترمال

اقتباس از پایان نامه کارشناسی ارشد مرادی آنتیموان شورچاه سال ۱۳۹۱

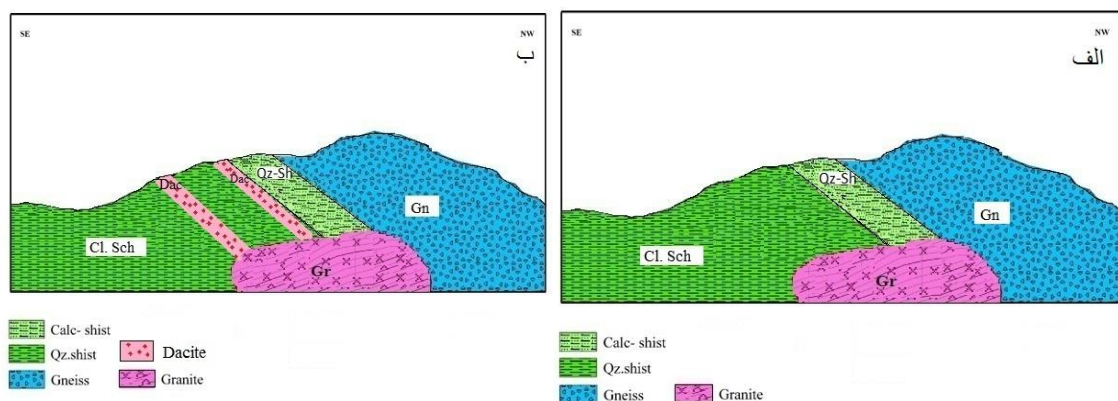
با توجه به جدول ۷-۱ می توان گفت کانسار آنتیموان لخشک بیشترین شباهت را با کانسارهای Emirli و

Halikoy در غرب ترکیه دارد.

۷-۵- مدل پیشنهادی کانه زایی در کانسار لخشک

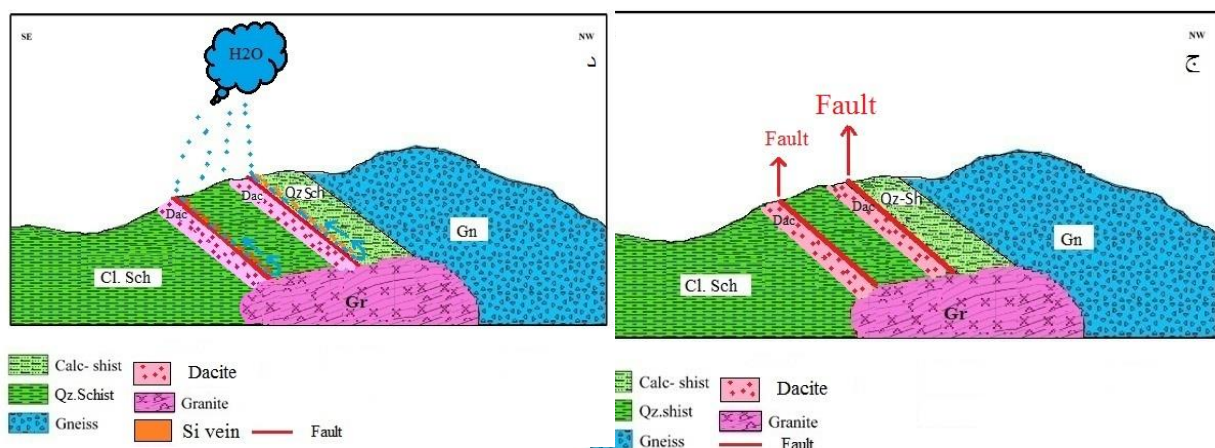
بر اساس مطالعات انجام شده از جمله شواهد صحرایی مطالعات بافت، ساخت، کانی شناسی، دگرسانی، ژئوشیمی و سیالات درگیر در کانسار لخشک، نوع کانی زایی در این کانسار احتمالاً از نوع رگه ای اپی ترمال کوارتز- استینیت است و سیال کانه زای از مولفه های جوی کم دما با شوری پایین تشکیل شده است (شکل ۷-۱)، کانی زایی استینیت، آلتراسیون ها و تکتونیک ارتباط بسیار نزدیکی با یکدیگر دارند. به طوری که فعالیت های تکتونیک سبب ایجاد گسل ها و درزه و شکاف های فراوانی شده و همچنین شکستگی های فراوان سبب تسهیل عبور سیال کانی زای شده است. در این تحقیق مدلی فرضی برای نحوه ی تشکیل کانسار لخشک پیشنهاد شده که در ادامه به آن پرداخته شده است. فرو رانش پوسته اقیانوسی به زیر پوسته ی قاره ای سبب به وجود آمدن ماگماتیسمی از نوع قوسی (کمان) آتشفشانی شده است. احتمالاً می تواند منشأ

گرانیتوئیدهای تیپ I منطقه باشد. قرارگیری این ماگما در پوسته به احتمال زیاد سبب ذوب سنگ‌ها شده است. ماگما طی چندین مرحله به سمت بالا صعود کرده و جایگزین شده است. تداوم فعالیت‌های کوهزایی پس از نفوذ گرانیت‌ها و جابجایی در امتداد گسل‌های راست لغز سبب شده تا سیالات جوی از طریق گسل‌ها به سمت پائین نفوذ کرده و احتمالاً در نزدیک توده‌های گرانیتوئیدی داغ شدیداً گرم شده و ناچار جهت حرکت آن‌ها به سمت بالا عوض شده است و ضمن چرخش، عناصر را از سنگ‌های اطراف، به خصوص گرانیتوئیدها که به گفته (Guillemette, 1991)، نفوذی‌های فلسیک تا حدواسط می‌توانند منبع بسیار خوبی برای فلز آنتیموان باشد، شسته و این موضوع با توجه به شواهد شسته شدن در سنگ‌های کانسار لخشک تأیید می‌شود. در همین هنگام ممکن است دگرگونی در منطقه حاکم شده و سبب تحرک بیشتر عناصر از توده‌های اسیدی و حدواسط (سنگ‌های گرانیتی و دایک‌های داسیتی)، شده باشد و می‌توان متصور شد که احتمالاً ماگماتیسیم و دگرگونی به طور همزمان عمل کرده‌اند. عناصر پس از شسته شدن توسط سیالات حمل شده و در نهایت کاهش درجه حرارت و فشار در سطح، شرایط را برای نهشت آنتیموان فراهم نموده است.



الف: نفوذ گرانیتوئید زاهدان به داخل سنگ‌های دگرگونی ب: نفوذ دایک‌های داسیتی به داخل واحدهای کالک‌شیست و کوارتز

شیست



ج: فعالیت گسل‌ها و ایجاد فضای مناسب برای کانی‌سازی د: چرخش آبهای جوی و ته نشست ماده معدنی در امتداد گسل‌ها

شکل ۷-۱: الگوی تشکیل کانسار لخشک به صورت شماتیک

۷-۶- نتیجه‌گیری

طبق شواهد صحرایی و زمین‌شناسی، مطالعات بافت و ساخت، کانی‌شناسی، مطالعات ژئوشیمی و سیالات درگیر برخی نتایج حاصل از این پژوهش به صورت خلاصه به شرح ذیل می‌باشد.

۱- بر اساس مطالعات صحرایی و آزمایشگاهی مهم‌ترین واحدهای سنگی محدوده مورد مطالعه شامل مجموعه دگرگونه (گنیس، کوارتزشیست و کالک‌شیست به سن ائوسن) و سنگ‌های نفوذی شامل گرانیت، دیوریت، داسیت و ریولیت به سن الیگوسن می‌باشند. طبق مطالعات میکروسکوپی در سنگ‌های دگرگونی بافت پورفایروبلاستیک، گرانوبلاستیک، لپیدوبلاستیک و شیستوزیته، کریستالین و موزائیکی مشاهده شده است. مهم‌ترین بافت در سنگ‌های آذرین منطقه شامل بافت پورفیری و میکروپورفیری می‌باشد که حضور این بافت نشان دهنده تبلور دو مرحله‌ای ماگما می‌باشد.

۲- کانه‌زایی آنتیموان در محدوده بصورت اپی‌ژنتیک با روند E-W و به صورت شکافه پرکن در طول گسل‌ها و شکستگی‌ها و به صورت رگه- رگچه‌ای در سنگ‌های دگرگونه (کالک‌شیست‌ها و کوارتزشیست‌ها)

رخ داده است، این کانی‌زایی می‌تواند شاخص کانسارهای تیپ اپی‌ترمال از نوع کوارتز- استیبنیت در منطقه مورد مطالعه باشد.

۳- بر اساس مشاهدات صحرایی- آزمایشگاهی و مطالعات XRD دگرسانی‌های مختلفی در منطقه از جمله سیلیسی، آرژیلیتی، اکسید و هیدروکسیدهای آهن و به مقدار بسیار جزئی کلریتی و کربناتی شناسایی شدند که مهمترین دگرسانی منطقه از نوع سیلیسی است که به صورت رگه- رگچه‌های سیلیسی فضاهای خالی را پر کرده است.

۴- بر اساس مطالعات میکروسکوپی و XRD کانی‌های اصلی تشکیل دهنده کانسار هم به صورت اولیه (هیپوژن) و هم به صورت ثانویه (سوپرژن) در منطقه تشکیل شده‌اند و در شش گروه: الف) کانی‌های سولفیدی (استیبنیت، گالن، اسفالریت و پیریت)، ب) کانی‌های توده‌ای و جانشینی می‌باشد. کربناتی (سروزیت)، پ) کانی‌های سولفاتی (انگلیزیت، جاروسیت)، ت) کانی‌های سیلیکاتی (همی‌مورفیت)، ث) کانی‌های هیدروکلریدی (پارالورنیت)، ج) کانی‌های هیدروکسیدی (لوپزیت، گوتیت) و کانی باطله اصلی (کوارتز) قرار می‌گیرند. مهمترین بافت‌های موجود در کانسنگ خشک شامل بافت پرکننده فضای خالی، بافت توده‌ای و بافت جانشینی می‌باشد.

۵- بر اساس مطالعات ژئوشیمی نمونه‌های سنگی منطقه خشک دارای غنی‌شدگی از عناصر نادر خاکی سبک (LREE) نسبت به عناصر نادر خاکی سنگین (HREE) می‌باشند که این امر از ویژگی‌های ماگمای کالک آلكال کمان‌های آتشفشانی پهنه فرورانش حاشیه قاره‌ها می‌باشد. نتایج مطالعات ژئوشیمی کانسنگ نشان می‌دهد در منطقه مورد مطالعه در میان فلزات پایه همبستگی بین عناصر آنتیموان، طلا و آرسنیک وجود دارد. آرسنیک در سنگ‌های کانه‌زا همچنین با عناصر مولیبدن و منگنز همبستگی دارد. بیشترین همبستگی در منطقه خشک در بین عناصر پایه، بین عنصر مس و سرب، کادمیوم و سرب می‌باشد.

۶- مطالعات میکرومتری سیالات درگیر و همچنین نمودار موقعیت کانسارهای گرمایی بیانگر این است که کانسار مورد مطالعه یک کانسار رگه- رگچه‌ای بوده که عمق کانی‌زایی در آن کم می‌باشد. از طرفی سیال

کانی‌زایی سیالی با شوری پایین بین ۰/۸ تا ۶۲/۶ درصد وزنی نمک طعام و دارای دمای همگن شدگی بین ۱۵۷ تا ۲۵۰ درجه سانتی‌گراد می‌باشد.

۷-۷- پیشنهادها

با توجه به محدودیت‌های زمانی، بودجه‌ای و دستگاهی که بر سر راه این پژوهش و پژوهش‌های مشابه وجود دارد، لذا به طور قطع نمی‌توان ادعا نمود که با انجام یک تحقیق، پرونده مطالعه روی یک کانسار بسته شود. مقالات علمی متعددی سالانه منتشر شده و نشان از تحقیق بر روی یک کانسار واحد دارند، تأییدی بر نظر فوق است. به هر حال در انجام این پژوهش به دلیل محدودیت‌های فوق امکان انجام موارد زیر میسر نشده است، لذا این موارد برای تحقیقات آینده پیشنهاد می‌گردد.

- حفر گمانه‌ها و چاهک‌های عمیق و نمونه برداری عمقی باتوجه به وسعت و گسترش منطقه: به منظور کسب اطلاعات بیشتر از چگونگی تشکیل کانسار و دستیابی به نمونه‌های غیر دگرسا.

- با توجه به اینکه مطالعات ایزوتوپی، اطلاعات ارزشمندی در زمینه منشأ ماده معدنی و ژنز کانسارهای آنتیموان ارائه می‌دهد، لذا پیشنهاد می‌گردد، در صورت امکان در مطالعات علمی بعدی به این بررسی‌ها توجه گردد.

- تعیین سن دایک‌های مرتبط با کانی‌سازی آنتیموان با روش (Rb-Sr) یا روش (U-Pb) جهت مشخص نمودن سن کانی‌سازی.

منابع

آقاباتی ع.، (۱۳۸۳)، "زمین‌شناسی ایران"، چاپ اول، انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ص ۶۰۶.

الهیاری، س.، (۱۳۸۹)، "پتروژنز سنگ‌های آذرین ائوسن فوقانی نوار ماگمایی کاهک-عباس آباد، شمال شرق شاهرود" پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه صنعتی شاهرود.

اعلمی‌نیا، ز.، کریم‌پور، م.ح.، حیدریان‌شهری، م.ر. و همام، س.م.، (۱۳۸۹)، "کانی‌زایی و تفسیر داده‌های ژئوفیزیک به روش IR/RS در منطقه طلا-آنتیموان حسن‌آباد، شمال شرق ایران"، مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، شماره ۴، ص ۷۲۱-۷۳۲.

شرکت مهندسين مشاور ایتوک ا.، (۱۳۸۶)، "گزارش اکتشاف آنتیموان در منطقه شورچاه و توزگی"، وزارت صنایع و معادن، سازمان توسعه و نوسازی معادن و صنایع معدنی ایران، شرکت تهیه و تولید مواد معدنی ایران.

بدخشان ممتازق.، عرفان، ش.، رضائی‌شاهزاده، ز. و قوام‌آبادی، م.، (۱۳۸۶)، "نگاهی به رگه‌های آنتیموان‌دار منطقه لخشک/استان سیستان و بلوچستان"، یازدهمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران-مشهد، دانشگاه فردوسی.

جعفری‌راد، ع.، دل‌آور، س. ت.، رحیمی، م. و صادقی، م.، (۱۳۸۰)، "بررسی ذخایر آنتیموان در ایران و جهان"، گزارش موضوعی شماره ۲، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

خرمی، ز.، (۱۳۹۰)، "ژنز کانسار آنتیموان بائوت، شرق ایران"، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه سیستان و بلوچستان.

درویش‌زاده، ع.، (۱۳۸۵)، "سنگ‌شناسی آذرین"، انتشارات شالیزار.

شهاب پور، ج.، (۱۳۸۰)، "زمین شناسی اقتصادی"، انتشارات دانشگاه شهید باهنر کرمان، ص ۵۴۳

شمسی پور دهکردی، ر.، (۱۳۷۳)، "بررسی زمین شناسی و پدیده های کانی زایی در کانسار آنتیموان پتیار، ناحیه /نارک"، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تربیت مدرس.

شرکت مهندسين مشاور کاوشگران، (۱۳۷۷-۱۳۷۹)، "گزارش اکتشاف نیمه تفضیلی و تفضیلی کانسار آنتیموان سفیدآبه".

طاهری، ج.، (۱۳۷۱)، "پژوهشی پیرامون آنتیموان، خاستگاه و ویژگی های مینرالوژیکی آن"، سازمان زمین شناسی منطقه شمال شرقی.

عبداللهی، م.، رئیسی، ع. ر. و نادری، ح.، (۱۳۸۶)، "پرعیارسازی کانسار آنتیموان لخشک با استفاده از روش فلوتاسیون"، مجله علوم زمین، شماره ۶.

عامری، ح.، (۱۳۸۹)، "بررسی کنترل ساختاری کانی زایی آنتیموان در منطقه بائوت (نصرت آباد)، جنوب شرق ایران"، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه سیستان و بلوچستان.

فرشیدپور، ج.، (۱۳۹۱)، "ژنز کانسار آنتیموان سفیدآبه (شرق ایران)"، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه سیستان و بلوچستان.

قاسمی، ح.، لنکرانی، م. و همام، م.، (۱۳۸۹)، "پترولوژی سنگ های آذرین"، مترجم، چاپ اول، مشهد، ص ۵۵۶.

قربانی، م.، (۱۳۸۶)، "زمین شناسی اقتصادی ذخایر معدنی و طبیعی ایران"، انتشارات آراین

کریم پور، م. ح.، ملک زاده شفارودی، آ. و محمدی، ع.، (۱۳۹۱)، "کانی سازی و اکتشاف مگنتیت به روش مغناطیس سنجی زمین در محدوده بین باغک و -C شمالی، معدن آهن سنگان خواف"، جلد ۱۳، مجله زمین شناسی کاربردی پیشرفته.

کریم پور، م. ح. و سعادت، سعید، (۱۳۸۹). "زمین‌شناسی اقتصادی کاربردی"، نشر مشهد، چاپ چهارم.

زمین.

مرادی، ر.، (۱۳۹۱)، "سبک و منشاء کانی‌زایی آنتیموان و طلا در شورچاه، جنوب شرق زاهدان"، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه سیستان و بلوچستان.

نیرومند، ش.، (۱۳۷۸)، "ویژگی‌های ژئوشیمیایی، کانی‌شناختی و ژنز کانسار آنتیموان داشکسن (شرق قروه- استان کردستان"، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تربیت مدرس.

نریمانی، ا.، (۱۳۸۰)، "ساخت، بافت و پاراژنز کانسار آنتیموان- آرسنیک- طلای چلیو و کلاته چوبک (کوه‌سرخ کاشمر) و عوامل کنترل‌کننده تشکیل و تمرکز آن"، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه شهید بهشتی.

نخبه‌الفرهانی، ع.، (۱۳۸۶)، "ژئوشیمی، کانی‌شناسی و ژنز اندیس معدنی آنتیموان- طلای چوپان واقع در شوراب"، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه شهید بهشتی.

همام، م.، قاسمی، ح. و لنکرانی، م.، (۱۳۸۹)، "پترولوژی سنگ‌های دگرگون"، مترجم، چاپ اول، مشهد، ص ۳۸۲.

یعقوب پور، عبدالمجید، (۱۳۸۳)، "اصول زمین‌شناسی ذخایر معدنی"

یعقوب پور، ع.م. و اسدی کرم، ع.، (۱۳۸۴)، "بررسی ژئوشیمیایی و سیالات درگیر کانسار آنتیموان سفیدآبه در شمال غرب کوه آساگی (شمال استان سیستان و بلوچستان)"، مجموعه مقالات نهمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران، دانشگاه تربیت معلم تهران.

- Akcaý, M., Ozkan, H.M., Moon, C.J., & Spiro, B.,(2006), “*Geology, mineralogy and geochemistry of the gold-bearing stibnite and cinnabar deposits in the Emirli and Halikoy areas(Odemis, Izmir, West Turkey)*”, Ore Geology Reviews,Vol. 29, pp. 19-50.
- Barnes H. L. (1997). “*Geochemistry of hydrothermal ore deposits*” John Wiley & Sons, Vol. 1.
- Beane R. E. (1982). “*Hydrothermal alteration in silicate rocks. Advances in Geology of the Porphyry Copper Deposits*”, Southwestern North America, pp. 117-137.
- Beane R. E. and Titly,S. R. (1981) “*Geologic characteristises, environment and genesis of porphyry copper deposits, part H, Hydrothermal alteration and mineralization*”.Econ,Geol. 75th Aniv vol. pp. 235-262.
- Belocky, R., Sachsenhofer, R., F., Pohl, W., (1991), “*Neue Argumente für eine miozäne epithermale Genese der Antimonerzlagerstätte Schlaining (Burgenland/ Österreich): Flüssigkeitseinschlußuntersuchungen und das Inkohlungsbild der benachbarten Tertiärbecken*”, Berg.- und Hüttenmännische Monatshefte, Vol. 136, pp. 206-213.
- Berger, V. I., (1993), “*Descriptive model of gold-antimony deposits*”, U.S. Geological Survey, Open-File Report, pp 93-194.
- Best G. 2003. “*Igneous and metamorphic petrology*”, pp 729.
- Bodnar, R. J. (2003). “*Introduction to aqueous-electrolyte fluid inclusions*”, Fluid inclusions: Analysis and interpretation, 32, pp 81-100.
- Brewer, T. S., Daly, J. S. & Åhäll, K.-I., (1998). “*Contrasting magmatic arcs in the Palaeoproterozoic of the south-western Baltic Shield*”, Precambrian Research, Vol. 92, pp 297-315.
- Carranza, E. J. M., (2008), “*Geochemical anomaly and mineral prospectivity mapping in GIS*”, Amsterdam, Elsevier, Handbook of Exploration and Environmental Geochemistry 11, p 366.

- Cox K. G., Bell J.D. and Pankhursts R. J., (1979) “*The interpretation of igneous rocks*” Unwin Hyman, London, p 450.
- Craig, J. R., and Vaughan, D. J., (1981). “*Ore Microscopy and Ore Petrography*”, John Willy, p 406.
- Dai, S., Zeng, R., Sun, Y., (2006), “*Enrichment of arsenic, antimony, mercury, and thallium in a late Permian anthracite from Xingren, Guizhou, southwest China*”, International Journal of Coal Geology, Vol. 66, pp. 217–226.
- Dehio, G., (1998). “*Handbuch der deutschen Kunstdenkmäler*”, Sachsen II. Deutscher Kunstverlag, München, Berlin, p. 160
- Dill, H.G., Horn, E.E., (1996), “*The origin of a hypogene sarabauite-calcite mineralization at the Lucky Hill Au-Sb mine Sarawak, Malaysia*”, Journal of Southeast Asian Earth Sciences, Vol. 14, pp. 29-35.
- Dill, H.G., Melcher, F., Botz, R., (2008), “*Meso- to epithermal W-bearing Sb vein-type deposits in calcareous rocks in western Thailand: with special reference to their metallogenetic position in SE Asia*”, Ore Geology Reviews, Vol. 34, pp. 242-262.
- Distler, V. V., Yudovskaya, M. A., Mitrofanov, G. L., Prokof'ev, Yu. V., Lishnevskii, E. N., (2004), “*Geology, composition, and genesis of the Sukhoi Log noble metals deposit, Russia*”, Ore geology reviews, Vol. 24, pp. 1-44.
- Elsevier, Handbook of Exploration and Environmental Geochemistry 11, 366p Compositions at High P.T, Journal of Chemical Geology, Vol. 54, pp. 185- 201.
- Fan D., Zhang T., Ye J., (2004), “*The Xikuangshan Sb deposit hosted by the Upper Devonian black shale series, Hunan, China*”, Ore Geology Reviews, Vol. 24, pp 121-133.
- Fomino, R., (1994), “*Geochemische und metallogenetische Untersuchungen in der Umgebung der antimonführenden Gangvererzung von Goesdorf/Luxemburg*”, Ph.D. dissertation University Saarbrücken, pp 177.

- Galley, A. G., Hannington, M. D., and Jonasson, I.R., (2007), “*Volcanogenic : 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.
- Glenn, A.G., (2004), “*The Influence of Melt Structure on Trace Element Partitioning Near the Peridotite Solidus*”, Contributions of Mineralogy and Petrology, Vol. 147, pp. 511-527.
- Glenn, A.G., (2004), “*The Influence of Melt Structure on Trace Element Partitioning Near the -Peridotite Solidus*”, Contributions of Mineralogy and Petrology, Vol. 147, pp. 511- 527.
- Green, T.H., Pearson, N.J., “*Ti- rich Accessory Phase Saturation in Hydrous Mafic- Felsic*”
- Grigoryev, N.A, Sazonov, V.N.Murzin,V.V.,and Gladkovskiy, (1990), “*sulfides as goldcarriers in skarn magnetite deposit skarns and ores*”:Geochemical international, Vol. 27, pp 142-146.
- Gu, X.X., Liu, J.M., Schulz, O., Vavtar, F., Zheng, M.H., (2002), “*Syngenetic origin for the sediment- hosted disseminated gold deposits in NW Sichuan, China: ore fabric evidence*”, Ore Geology Reviews, Vol. 22, pp 91- 116.
- Guillemette, N., Williams-Jones, A. E., (1993), “*Genesis of the Sb-W-Au deposits at Ixtahuacan, Guatemala: evidence from fluid inclusions and stable isotopes*”, Mineralium Deposita, Vol. 28, pp. 167-180.
- Guo, Z., Zhang, Z., Wu, C., Fang, S., Zhang, R., (2006), “*The Mesozoic and Cenozoic exhumation history of Tianshan and comparative studies to the Junggar and Altai mountains*” Elsevier ,Volume 80, Issue 1, p. 1-15
- Hedenquist, J. W., & Lowenstern, J. B., (1994), “*The role of magmas in the formation of hydrothermal ore deposits*”, NATURE. Vol 10,370.
- Hein, J. R., Koski, R. A., Embley, R.W., Reid, J. A., and Chang, S. W., (1999), “*Diffuse-flow hydrothermal field in an oceanic fracture zone setting, Northeast Pacific*”

- Irvine, T.N., and Baragar, W.R.A. (1971), “*A guide to chemical classification of the common volcanic rocks*”. Can.J.Sci, 8, pp 523-548.
- Janković. S., (1990), “*The ore deposits of Serbia (Yugoslavia), Regional metallogenic settings, environments of deposition, and types (in Serbian)*”, Faculty of mining and geology Belgrade, pp 799.
- Jiada, W., (1993), “*Antimony vein deposits of China*”, Ore Geology Reviews, Vol. 8, pp. 213-232.
- Karayigit, A.L., Spears, D.A., Booth, C.A., (2000), “*Antimony and arsenic anomalies in the coal seams from the Gokler coalfield, Gediz, Turkey*”, International Journal of Coal Geology, Vol. 44, pp. 1-17.
- Kent, A.J.R., Elliott, T.R., (2002), “*Melt inclusions from Marianas Arc lavas; implications for the composition and formation of island arc magmas*”, Chem. Geol 183, pp 263–286.
- Keppler H., (1996), “*Constraints from partitioning experiments on the composition of subduction zone fluids*”. Nature 380, pp 237-240.
- Kesler, S. E., (2005), “*Ore-forming fluids. Elements*”, 1(1), pp. 13-18.
- Kíbek, B., (1991), “*Metallogeny, structural, lithological and time controls of ore deposition in anoxic environments*”, Mineralium Deposita, Vol. 26, pp. 122-131.
- Kirkpatrick, R.J., (1977) “*Nucleation and growth of plagioclase, Makaopuhi and Alae lava lakes, Kilauea volcano, Hawaii*”, Geol.Soc.Am.Bull, Vol: 88, pp 78-84.
- Lagast, J., (2009), “*Hydrothermal alteration mineralogy in geothermal fields with case examples from Olkaria domes geothermal field, Kenya*”.
- Large R., Huston D., McGoldric, P., McArthur G., Ruxton P., (1988), “*Gold distribution and Genesis in Paleozoic Volcanogenic massive sulphide systems, Eastern*”
- Le Bas, M. J., Le Maitre, R. W., Streckeisen, A., Zanettin, B., (1986), “*A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali silica diagram*”, Journal of Petrology, 27, 745-750.

- Lentz, D., (1998), “*Petrogenetic evolution of felsic volcanic sequences associated with Phanerozoic volcanic-hosted massive sulphide systems: the role of extensional geodynamics*”, *Ore Geology Reviews* 12, pp 289–327.
- Madu, B.E., Nesbitt, B.E., Muchlenbachs, K., (1990), “*A mesothermal gold stibnite-quartz vein occurrence in the Canadian Cordillera*”, *Economic Geology*, Vol. 85, pp. 1260-1268.
- Middelemoest, E.A.K., (1975), “*The basalt clan. Earth Sci*”, *Rev*, 11, pp 337- 364
- Mullen, E. D., (1983), “*MnO/TiO₂/P₂O₅: a minor element discriminate for basaltic rocks of oceanic environments & its implicriminate for petrogenesis Earth and Planet*”, *Earth and Planetary Science Letters* 62, pp 53- 62
- Müller D., Groves D. I., (2000), “*Potassic igneous rocks and associated gold-copper mineralization*”, Vol. 252, Berlin: Springer.
- Nagudi, B., Koeberl, C., Klotzli, U., (2001), “*In: Schumann, A., (Ed.)*”
- Nakamura, N.(1974), “*Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. Geochim. Cosmochim*”, *Acta*, 38, pp 757-775.
- Neiva. A.M.R., Andráš. P., Ramos. J. M. F., (2008), “*Antimony quartz and antimony–gold quartz veins from northern Portugal*”, *Ore Geology Reviews*, Vol. 34, pp. 533-546.
- Ortega, L., Vindel, E., (1995), “*Evolution of ore-forming fluids associated with late Hercynian antimony deposits in central/western Spain; case study of Mari Rosa and El Juncalon*”, *European Journal of Mineralogy*, Vol. 7, pp 655-673.
- Pearce J. A., (1983), “*Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. In Continental basalts and mantle xenoliths, Edited by C. J. Hawkesworth and M. J. Norry*”, Shiva Publishing, Nantwich U.K.
- Pearce J.A., Norry M.J., (1979), “*Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y, and Nb variations in volcanic rocks*”, *Contribution to mineralogy and petrology*, Vol: 69, pp 33-47.
- Pearce, J., (1996), “*Sources and setting of granitic rocks*”, *Episode* , Vol: 19, pp 120-125.
- Peccerillo, A. & Taylor, S. R. (1976), “*Geochemistry of Eocen calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey*”, *Contributions to Mineralogy and Petrology* 58, pp 63-81.

- Percival, T.J., Radtke, A.S. and Bagby, W., (1990), “*Relationship among carbonate-replacement gold deposits,, gold skarns, and intrusive rocks, Bau Mining District, Sarawak, Malaysia*”, *Mineralogy Geology*, Vol. 40, pp. 1-16.
- Piercey, S. J., (2011), “*The setting, style, and role of magmatism in the formation of volcanogenic massive sulfide deposits*”. *Mineralium Deposita*, 46(5-6), pp. 449-471
- Pirajno, F., (2009), “*Hydrothrmal Processes and Mineral System*”, Springer, Berlin, Germany, pp 1250
- Ramdohr, p., (1980), “*2nd edithion, the ore minerals and their intergrowth*”, Pergamon, p1220.
- Roedder, E., (1976), “*Fluid inclusions: Reviews in mineralogy*”, miner. Soc. Am. Reston, Virginia, Vol: 12.
- Roedder, E., (1984), “*Fluid inclusions*” (Vol. 12, pp. 12-45). P. H. Ribbe (Ed.). Washington, DC: Mineralogical Society of America
- Rollinson, H.R., (1993), “*Using geochemical data: evaluation, presentation*”, interpretation: Longman, UK, p 352.
- Sajona, F. G., Maury, R., Bellon, H., Cotton, J. & Defant, M. J., (1996), “*High field strength element enrichment of Pliocene- Pleistocene island arc basalts, Zamboanga Peninsula, western Mindanao (Phiippines)*”, *J. petrol.* 37 (3), pp 693- 726.
- Scott, K. M., Ashley, P. M. & Lawie, D. C., (2001), “*The geochemistry, mineralogy and maturity of gossans derived from volcanogenic Zn-Pb-Cu deposits of the eastern Lachlan Fold Belt*”
- Seewald, J. S., W.E. Seyfried, and Thornton, E. C., (1990), “*Lang et al. CSIA of organic acids in seawater 174 Organic-rich sediment alteration—an experimental and theoretical study at elevated temperatures and pressures*”, *Appl. Geochem.* 5, pp 193-209, [doi:10.1016/0883-2927(90)90048-A].
- Shaly, d., (1983), “*Igneous and metamorphic rocks under the microscope*”.
- Shand, (1943), “*Eruptive Rocks. John Wiley & Sons*”.

- Shepherd T. J., Rankin A. H., Alderton D. H. M., (1985), "*A practical guide to fluid inclusion studies*", Blackie
- Stenger, D.P., Kesler, S.E., Peltonen, D.R., Tapper, C.J., (1998), "*Deposition of gold in Carlin-type deposits; the role of sulphidation and decarbonation at Twin Creeks, Nevada*", Economic geology, Vol. 93, pp. 201- 215.
- Stocklin, J., (1968), "*Geology of the central coastal Makran area (Iranian oil Company)*", Unpublished Report GR91c, Field at the Nation (Iranian oil Company, Tehran).
- Tatsumi, Y., Hamilton, D.L., Nesbitt, R.W., (1986), "*Chemical Characteristics of Fluid Phase Release from a Subduction Lithosphere and Origin of Arc Magmas: Evidence from High Pressure Experiment and Natural Rocks*", Journal of Volcanology and Geothermal Research, Vol. 29, pp. 293- 309.
- Taylor, S.R. and McLennan, S.M; (1985), "*the continental crust: its composition and evolution*", Blackwell, Oxford, p 312.
- Thompson, R. N., (1984), "*Dispatches from the basalt front*", 1.Experiments. Proc.Geol. Ass., Vol: 95, pp 249-262.
- Tirrul, R., Bell, L.R., Griffis, R.J., Camp, V.E., (1983), "*The Sistan suture zone of eastern Iran*", Geological Society of America, Vol: 84, pp. 134-150.
- Wagner, T., Boyce, A., (2004), "*Sulphur isotope geochemistry of black shale- hosted antimony mineralization, Arnsberg, northern Rhenish Massif, Germany: implication for late- stage fluid flow during the Variscan orogeny*", Journal of the Geological Society, London, Vol. 160, pp. 299-308.
- Wilkinson J., J., (2001), "*Fluid inclusions in hydrothermal ore deposits*", Lithos, 55(1), pp.229-272.
- Wilson, B. M., (2007), "*Igneous petrogenesis a global tectonic approach*", Springer, 1edn, pp 485.
- Wilson, M., (1989), "*Igneous petrogenesis a global tectonic approach, Department of earth sciences*", university of Leeds. London, Unwin Hyman.

- Wilson, N.J., Craw D., Hunter K., (2004), “*Contributions of discharges from a historic antimony mine to metalloid content of river waters, Marlborough, New Zealand*”, Journal of Geochemical Exploration, Vol: 84, pp 127-139
- Winter O, (2001), “*An introduction of igneous and metamorphic petrology*”, Department of Geology whit man college, pp 697.
- Xu, Q. and Song X., (1995), “*Trace and rare earth geochemistry of host rocks from VHMS deposits, in NW China, in Pasava, Kribek and Zak*”, Mineral deposits, Blakema Rotterdam, pp.249- 252.
- Yang, Z., Hou, Z., Meng, X., Liu, Y., Fei, H., Tian, S., Li, Z., Gao, W., (2009), “*Post-collisional Sb and Au mineralization related to the South Tibetan detachment system, Himalayan orogeny*”, Ore Geology Reviews, Vol. 36, pp. 194-212.

Abstract

The area of Lakhshak antimony ore is located 28 km in northwest of the Zahedan. Based on field studies, the prevailing stones in the studied area include: Genesis, Quartz-schist, Calcschist, Quartz Monzodiorite, Granite-Diorite, Microgranite, Daciticporphyric and Rhyolite, and etc. Intrusive bodies and subalkalic dikes have penetrated the composition of dacite to rhyolite within the units of the schists and formed by regime tectonic of Continental margin subduction.

The controlling factors for mineralogy in the study area are 1- lithology of the stones including 2-structural control 3- presence of intrusive bodies in depth as a thermal agent 4- hydrothermal solutions flowed in suitable stones with an appropriate lithology and has resulted in the concentration of antimony. The most important facies observed in the Lkhshak antimony ore is formation of the vessel and the controlling factor is the existence of joints and fractures. The major mineralization phase of the region was happened to fill empty spaces, masses and successions.

The most important alterations in the study area are silicic, argillitic, carbonate, chloritic and iron hydroxide Alterations. Based on microscopic studies and XRD, the main ore minerals formed in the region are primary (hypogene) and secondary (supergene) and six groups: a) sulfide minerals (Stibnite, Galen, Sphalerite, Pyrite), b) carbonate minerals (cerussite), c) sulfate minerals (Anglesite and Jarosite), d) silicate minerals (Hemimorphite), e) minerals hydrochloride (Paralornite), f) minerals hydroxide (Lizite and Goethite) and major gangue mineral (Quartz).

The results of geochemical study showed that most similarity in the Lakhshak region between copper and lead, cadmium and lead and antimony, gold and arsenic. Based on microthermometry study, the temperature of homogeneous fluid transition is between 157 °C and 250 °C and the range of salinity changes varies from 0.8 to 6.62% by weight of salt.

Finally, based on the results of this research the kind of mineralization is quartz- stibnite epithermal vein and mineralogy fluid is composition of this ore was happened at low temperature and low salinity.

Key word: Antimony, Epithermal vein, Mineralogy, Geochemistry, The Lakhshak.



Faculty of Earth Sciences

M.Sc. Thesis in Economic Geology

**Mineralogy, geochemistry and genesis of Lakhshak antimony ore
deposit, northwest of Zahedan**

By

Gholam Reza Mazloom

Supervisor:

Dr. Farajollah Fardoost

Advisor:

Dr. Mahmood Kahrazehi

September 2017