

# پetroگرافی و زمین شیمی سنگ‌های آذرین و کانی‌زایی سرب در محدوده چاه سربی، جنوب زاهدان، جنوب شرق ایران

محمد بومری<sup>۱</sup>، سمیه نارویی<sup>۲</sup> و محمدرضا قدسی<sup>۳</sup>

دانشیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه سیستان و بلوچستان، زاهدان، ایران  
 دانشجوی کارشناسی ارشد، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه سیستان و بلوچستان، زاهدان، ایران  
 دکترا، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه سیستان و بلوچستان، زاهدان، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۷/۰۳/۲۲ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۸/۰۱/۱۸

## چکیده

محدوده چاه سربی در پهنه زمین درز سیستان واقع شده است. واحدهای زمین‌شناسی در این محدوده از قدیم به جدید شامل سنگ‌های فلیش گونه (شیل، فلیت، اسلیت، و هورنفلس)، گرانیتوئید زاهدان، گرانودیوریت پورفیری نیمه‌آتشفشانی، دایک‌های دیوریتی تا گرانودیوریتی و نهشته‌های جدید است. کانی‌زایی سرب به صورت رگه‌های نازک و کوتاه گالن دار در محدوده مورد مطالعه قابل مشاهده است که با پیریت، کوارتز، کلسیت، گوتیت و لیمونیت همراهی می‌شود. سنگ میزبان آنها فلیش و سنگ‌های نیمه نفوذی هستند که دچار دگرسانی فلیک و آرژیلیک شده‌اند. دگرسانی پروپلیتیک با تشکیل کلریت، اپیدوت و پیریت در اغلب دایک‌های اطراف محدوده دیده می‌شود. گرانودیوریت پورفیری نیمه‌آتشفشانی در بخش شمال شرق محدوده، مورد نفوذ استوک و رگه‌های کوارتزی واقع و شدیداً دگرسان شده است. شدیدترین و گسترده‌ترین دگرسانی همراه با این سنگ دگرسانی فلیک است که با حضور پیریت، کوارتز و سریست به صورت پراکنده و رگه‌های استوک ورکی قابل تشخیص است. حضور کربنات‌ها و سولفیدهای مس نشان‌دهنده کانی‌زایی مس در این سنگ است. رگه‌های گالن در محدوده چاه سربی احتمالاً از نوع اپی ترمال است که در حاشیه یک سیستم پورفیری واقع شده است. مقادیر عناصر اصلی و کمیاب در ۷ نمونه از سنگ‌های نفوذی منطقه با کمترین میزان هوازدگی و دگرسانی، تعیین شده است. سنگ‌های آذرین منطقه از لحاظ ترکیب شیمیایی اکثراً دارای ترکیب دیوریت تا گرانودیوریت هستند. این سنگ‌ها متالومینوس هستند و از یک ماگمای کالک‌آلکان در یک محیط تکتونیکی کمان آتشفشانی حاشیه قاره‌ای تشکیل شده‌اند.

**کلیدواژه‌ها:** کانی‌زایی سرب، چاه سربی، پهنه زمین درز سیستان، کانی‌زایی مس پورفیری، گرانیتوئید زاهدان.

\*نویسنده مسئول: محمد بومری

E-mail: boomeri@science.usb.ac.ir

## ۱- پیش‌نوشتار

محدوده چاه سربی در پهنه جوش خورده سیستان (شرق ایران) (شکل ۱) و در ۱۷ کیلومتری جنوب زاهدان واقع شده است. پهنه جوش خورده سیستان عمدتاً از واحدهای افیولیتی، مجموعه‌های فلیشی، توده‌های نفوذی حدواسط و اسیدی ائوسن تا الیگوموسن، سنگ‌های آتشفشانی ائوسن تا کواترنر، مولاس، کنگلومرا و انواع نهشته‌های جدید تشکیل شده است (آقاباتی، ۱۳۸۳). فلیش‌ها و مجموعه‌های افیولیتی گسترده‌ترین سنگ‌های این پهنه هستند. علاوه بر این، سنگ‌های آذرین درونی و بیرونی با ترکیبات اسیدی تا بازیک در این پهنه گسترش زیادی دارند که می‌توان به باتولیت زاهدان، کوه لار، کوه ملک سیاه، کوه آساگی، کوه سیاستراگی و کوه جانجا و کوه تفتان اشاره کرد که از شمال تا جنوب پهنه جوش خورده سیستان به صورت پراکنده رخنمون دارند. همراه با اکثر این سنگ‌های آذرین کانی‌زایی‌هایی از مس، مولیبدن، طلا، آنتیموان و سرب دیده می‌شود (صادقیان، ۱۳۸۳؛ مرادی، ۱۳۹۱؛ بومری، ۱۳۹۳). کانی‌زایی‌های سرب در پهنه جوش خورده سیستان غالباً کوچک مقیاس و رگه‌ای هستند، که مهم‌ترین آنها عبارتند از: ماهور (بومری و همکاران، ۱۳۹۲؛ اسفرم و همکاران، ۱۳۹۱)، چهل کوره (معانی‌جو، ۱۳۸۶)، لونکا (نیکنام، ۱۳۹۴)، سیاستراگی (بومری، ۱۳۹۶)، آساگی (بومری، ۱۳۹۶)، سیاه‌جنگل (مختاری، ۱۳۹۴)، خارستان (نورا، ۱۳۸۶) و تک تار (پیری، ۱۳۹۷). این کانی‌زایی‌ها غالباً پلی‌متال هستند و سرب و مس در آنها غالب است. میزان کانی‌زایی سرب در این محدوده‌ها غالباً به تنهایی اقتصادی نیست ولی از این نظر که در اغلب نقاط مثل خارستان، سیاه‌جنگل، تک‌تار، کله‌گر، سیاستراگی و آساگی، با کانی‌زایی طلا و مس پورفیری همراه است، مهم است (بومری، ۱۳۹۶). کانی‌سازی سرب در چاه سربی نیز از نوع رگه‌ای است و ظاهراً در حاشیه یک سیستم مس و مولیبدن پورفیری تشکیل شده است (بومری، ۱۳۹۶؛ نارویی، ۱۳۹۷). روی کانی‌سازی سرب و سنگ‌های میزبان و دگرسانی‌های همراه آن در محدوده

چاه سربی و اطرافش هنوز مطالعه مفصلی انجام نشده است. هدف این مطالعه بررسی زمین‌شناسی، پتروگرافی و زمین‌شیمی سنگ‌های آذرین در برگزیده و شناخت دگرسانی، کانی‌شناسی و مدل کانی‌سازی سرب در محدوده چاه سربی است.

## ۲- روش مطالعه

به منظور انجام این پژوهش، ابتدا نقشه زمین‌شناسی محدوده چاه سربی بر اساس مطالعه تصاویر ماهواره‌ای، شواهد صحرایی و آزمایشگاهی، تهیه و پس از بررسی‌های صحرایی و نمونه‌برداری از سطح و مغزه‌های حفاری، تعداد ۶۳ مقطع نازک و ۲۳ مقطع صیقلی تهیه و با میکروسکوپ‌های نور عبوری و انعکاسی بررسی شدند. ۷ نمونه از سنگ‌های آذرین با کمترین دگرسانی برای تعیین مقادیر عناصر اصلی و کمیاب به روش ICP-MS و XRF توسط آزمایشگاه زرآزمای کرمان تجزیه شدند (جدول ۱).

## ۳- زمین‌شناسی محدوده

بر اساس نقشه زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰/زاهدان (Berberian, 1983) قدیمی‌ترین واحدهای زمین‌شناسی موجود در محدوده چاه سربی واحدهای فلیشی کمی دگرگون شده (غالباً فلیت) به سن ائوسن هستند که به وسیله توده‌های گرانیتوئیدی و استوک‌های گرانودیوریت پورفیری اولیگوموسن مورد نفوذ قرار گرفته‌اند. دایک‌های حدواسط متعددی (با ترکیب دیوریت، گرانودیوریت پورفیری و دیوریت پورفیری) به سن اولیگوموسن واحدهای قبلی را در جهات مختلف قطع کرده‌اند (شکل ۲). بر اساس مطالعات صحرایی، رگه‌های سیلیسی، رگه‌های کربناته، نهشته‌های تراورتن و رسوبات جدید دیگر رخنمون‌های منطقه هستند.

## ۳-۱. واحد فلیش

واحد فلیش با سن ائوسن بیشترین گسترش را در منطقه دارد (شکل ۲). این واحد

گسترش این واحد به بیش از ۳ کیلومتر مربع می‌رسد و بیشتر در شمال شرق محدوده چاه سربی واقع شده است. این واحد به شدت دگرسان شده، و غنی از پیریت است و کانی‌زایی مس نیز در این سنگ‌ها رخ داده است. این واحد در محدوده چاه سربی رخنمون اندکی دارد (شکل‌های ۲ و ۳-ب) و گسترش آن در شرق و شمال شرق محدوده مورد بررسی است.

### ۳-۴. دایک‌ها

دایک‌های متعددی در محدوده چاه سربی دیده می‌شوند که نه تنها از نظر رنگ، روند، ضخامت و بافت متغیر هستند بلکه بعضی سالم و بعضی دگرسان شده و غنی از پیریت هستند. این دایک‌ها از نظر سنی به الیگوسن و میوسن اختصاص دارند و واحدهای قدیمی‌تر از خود (یعنی فلیش‌ها و توده‌های گرانیتوئیدی) را قطع کرده‌اند. این دایک‌ها غالباً دارای دو روند شمال شرقی- جنوب غربی و شمال غربی - جنوب شرقی هستند. بیشتر این دایک‌ها در سطح زمین دارای رنگ قهوه‌ای سوخته هستند (شکل‌های ۳-پ و ت).

### ۳-۵. نهشته‌های تراورتن و رسوبات آبرفتی و دلتایی

این رسوبات بیشتر در نواحی شرقی، جنوبی و جنوب شرقی گسترش یافته‌اند. آبراه‌های فراوان با شیب به سمت شمال و جنوب، قسمت‌های ناهموار و سنگی توده‌های آذرین در مرکز را احاطه کرده‌اند و توپوگرافی همواری را ایجاد کرده‌اند. جوان‌ترین واحدهای سنگی موجود تراورتن‌هایی هستند که ضخامت کم و پراکنندگی زیادی دارند.

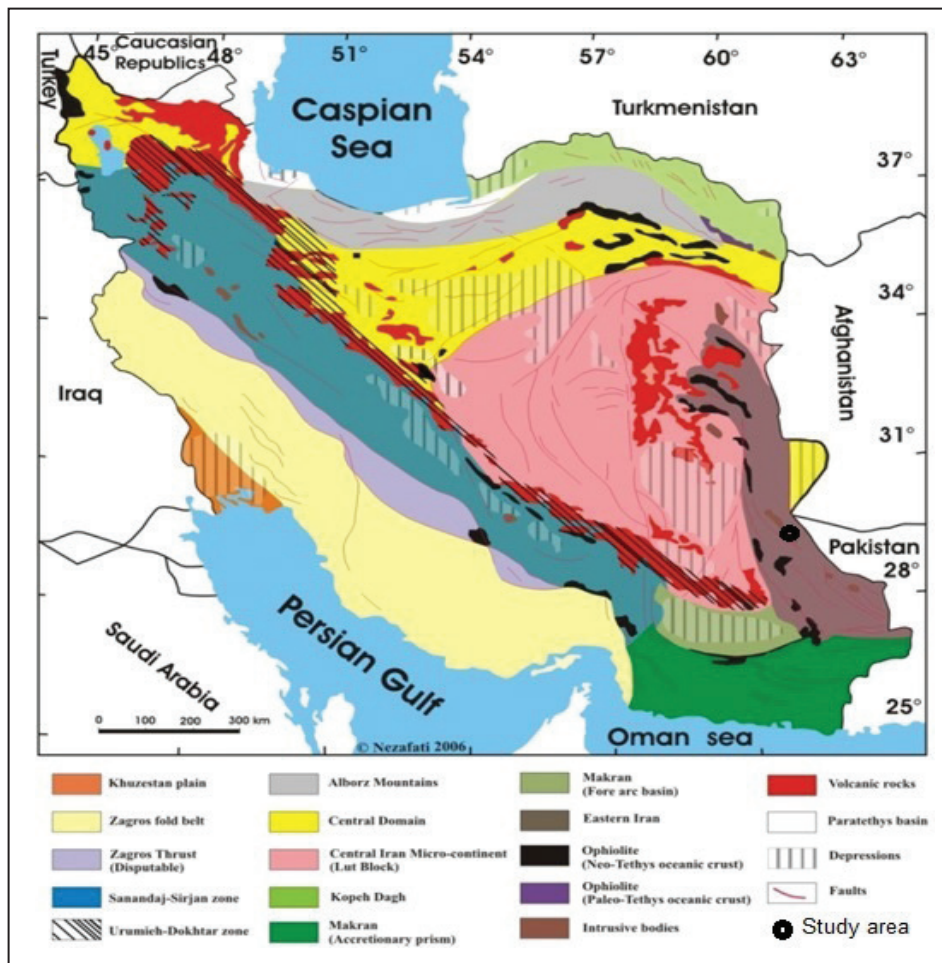
شامل شیل، فیلیت و ماسه‌سنگ است و در بعضی از نقاط در اثر نفوذ سیالات گرمایی تحت تأثیر دگرسانی‌های سریستی، رسی و سیلیسی قرار گرفته‌اند. بخش‌های دگرسان نشده به رنگ سبز و خاکستری و مناطق دگرسان شده به رنگ زرد، کرم، قهوه‌ای و قرمز دیده می‌شوند که نشان‌دهنده آغشتگی به اکسیدهای آهن است. این سنگ‌ها و به خصوص شیل‌ها و فیلیت‌ها به شدت چین‌خورده، گسله و متورق هستند و روند لایه‌های آنها در برخی نقاط متحمل تغییر شده است. این واحد قدیمی‌ترین واحد موجود در منطقه است و در بعضی از نقاط مورد نفوذ سنگ‌های آذرین نفوذی قرار گرفته است (شکل ۳-الف).

### ۳-۲. واحد گرانیتوئیدی

این واحد در بخش جنوب غربی چاه سربی گسترش دارد و بخشی از باتولیت زاهدان به سن الیگوسن است که در فلیش‌ها نفوذ کرده است (شکل‌های ۲ و ۳-الف). این باتولیت از شمال غرب پهنه جوش خورده تا جنوب شرق آن گسترش دارد که عمدتاً از نوع گرانیت و گرانودیوریت است و دایک‌های متعددی آن را قطع می‌کند. باتولیت زاهدان از جنبه‌های متعدد توسط صادقیان و ولی‌زاده (۱۳۸۱)، بومری (۱۳۸۲)، بومری و همکاران (۱۳۸۴)، صادقیان (۱۳۸۳) و Sadeghian et al. (2005) بررسی شده است.

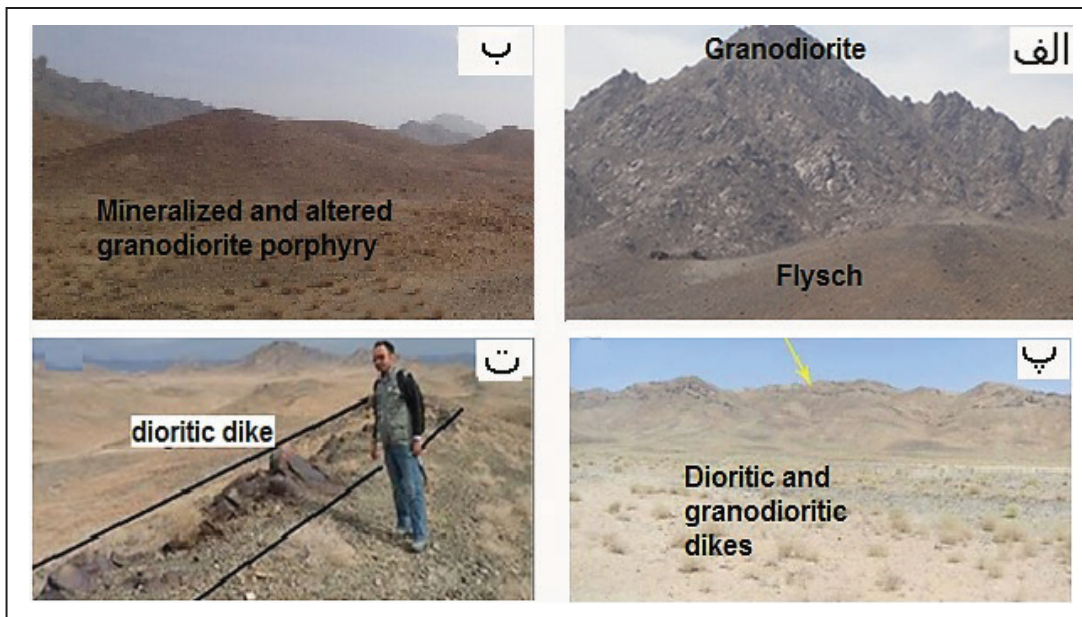
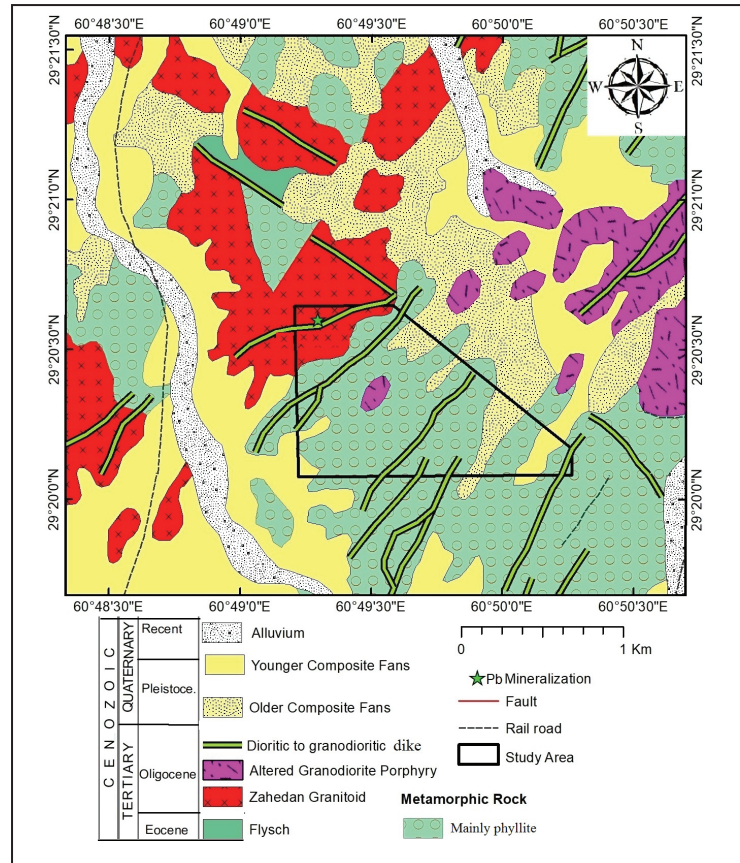
### ۳-۳. واحد گرانودیوریت پورفیری

واحد گرانودیوریت پورفیری به صورت استوک و یا توده‌ای در فلیش‌ها نفوذ کرده است و ترکیب آن در حد گرانودیوریت (یا معادل آن داسیت) است. این واحد خود مورد نفوذ دایک‌های حد واسط و استوک‌ورک‌های کوارتز واقع شده است.



شکل ۱- پهنه‌های زمین‌شناسی ایران و موقعیت محدوده چاه سربی در شرق ایران پهنه جوش خورده سیستان (اقتباس از آقاباتی، ۱۳۸۳).

شکل ۲- نقشه زمین‌شناسی چاه سربی و اطراف  
(Modified from Berberian, 1983)؛ محدوده معدنی  
چاه سربی (کادر نشان داده شده).



شکل ۳- الف) نمایی از واحد فلیشی و گرانودیوریت در منطقه (دید به سمت غرب)؛ ب) نمایی از واحد گرانودیوریت پورفیری (دید به سمت جنوب شرق)؛ پ) نمایی از دایک دیوریتی (دید به سمت شمال)؛ ت) نمایی از گسترش دایک‌های دیوریتی و گرانودیوریتی.

#### ۴- پتروگرافی ۴-۱. واحد فلیش

آهن پر شده است (شکل ۴- الف). بلورهای پیریت درحد ۱ تا ۱/۵ درصد با اندازه ۰/۱ تا ۰/۳ میلی‌متر دیده می‌شود (شکل ۴- ب).

#### ۴-۲. واحد گرانیتوئیدی

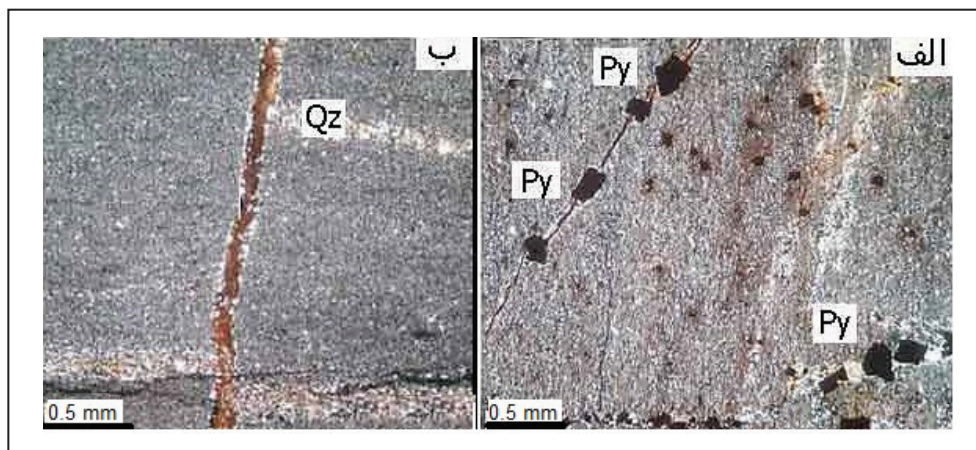
نمونه‌های بررسی شده از این واحد عمدتاً گرانودیوریت هستند و در نمونه دستی

نمونه‌های مطالعه شده از این واحد عمدتاً اسلیت و فیلیت هستند. بلورهای این سنگ ریز و با چشم غیر مسلح قابل شناسایی نیستند در زیر میکروسکوپ این سنگ‌ها دارای بافتی ریز دانه و عمدتاً از کوارتز و کانی‌های ورقه‌ای تشکیل شده است. این واحد دارای شکستگی‌هایی است که توسط پیریت و به دنبال آن اکسید و هیدرواکسید

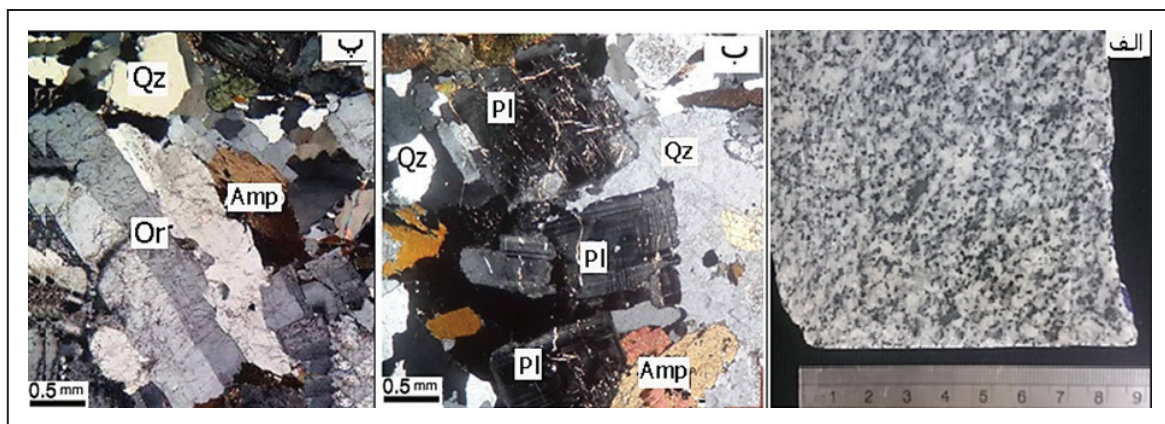


تا بی‌شکل با اندازه تقریباً ۲/۵ میلی‌متر مشاهده می‌شود. این کانی در بعضی نقاط از مرکز و گاهی از حواشی تجزیه و به کانی رسی تبدیل شده است. بیوتیت به صورت نیمه‌شکل دار است و در بعضی از نقاط دگرسان و به کلریت تبدیل شده است. آمفیبول با اشکال ساب‌هدرال تا یوهدرال با اندازه‌های تقریبی ۰/۵ تا ۰/۳ میلی‌متر و به صورت کشیده و لوزی شکل، با دودسته رخ عمود بر هم در مقاطع عرضی مشاهده می‌شود و در بعضی از نقاط دگرسان و به کلریت تبدیل شده است (شکل‌های ۵-ب و پ).

به رنگ سفید با لکه‌های سیاه هستند و بلورهای درشت پلاژیوکلاز و کوارتز و کانی‌های مافیک مثل میکای سیاه (بیوتیت) و آمفیبول در آن قابل شناسایی هستند (شکل ۵-الف). این سنگ دارای بافت همسان‌دانه است. نمونه‌های این سنگ‌ها ۳۰ تا ۳۵ درصد کوارتز، ۳۰ تا ۴۰ درصد پلاژیوکلاز، ۲۰ درصد ارتوکلاز، ۵ درصد بیوتیت، و ۵ درصد آمفیبول را شامل می‌شود. پلاژیوکلاز دارای ماکل پلی‌سنتیک و در بعضی نقاط دارای زونینگ است. این کانی در بعضی نقاط دچار تجزیه و به سریسیت تبدیل شده است. ارتوکلاز به صورت شکل‌دار



شکل ۴- تصاویر میکروسکوپی از واحد فلیش در XPL، الف) بافت ریز دانه در حد بافت شیل و سیلستون. شکستگی‌های سنگ توسط هیدروکسید آهن و کوارتز ریز پر شده‌اند؛ ب) بلورهای شکل‌دار پیریت در شکستگی‌ها و رگچه‌های کوارتز. Qz: کوارتز، Py: پیریت (نشانه‌ها یا علائم اختصاری کانی‌ها از Whitney and Evans, 2010 اقتباس شده است).



شکل ۵- تصاویری از واحد گرانیتوئیدی در محدوده چاه سربی: الف) نمونه دستی؛ ب) تصویر میکروسکوپی از بلورهای پلاژیوکلاز، کوارتز و آمفیبول؛ پ) شکل میکروسکوپی از آمفیبول، کوارتز و ارتوکلاز. نشانه‌ها یا علائم اختصاری کانی‌ها عبارتست از: Amp: آمفیبول، Qz: کوارتز، Or: ارتوکلاز، Pl: پلاژیوکلاز.

### ۴-۳. گرانودیوریت پورفیری

گرانودیوریت پورفیری به شدت یک سنگ دگرسان شده است و شناخت ماهیت اولیه آن در زیر میکروسکوپ نیز مشکل است. بافت این سنگ پورفیری است و زمینه ریز دانه تا ۵۰ درصد حجم کانی را اشغال کرده است و می‌تواند داسیت نیز نامگذاری شود. پلاژیوکلاز حدود ۷۰ درصد درشت بلورهای اولیه را به خود اختصاص داده است. این کانی به شدت به سریسیت و گاهی به کلسیت و اورتوکلاز دگرسان شده است. کوارتزهای درشت اولیه (۱۵ درصد) که دارای حاشیه‌های جذب شده هستند از فنوکریست‌های سالم این سنگ محسوب می‌شوند (شکل ۶-الف). کانی‌های فرومنیزیم‌دار به شدت دگرسان و تخریب شده و اثرات کمی از آنها وجود دارد. دانه‌ها و رگچه‌های کوارتز، پیریت، کربنات و غیره به وسیله محلول‌های گرمایی به این سنگ اضافه شده‌اند و رگچه‌های کوارتز-پیریت در جهات مختلف به صورت استوک ورکی به فراوانی تشکیل شده‌اند (شکل ۶-ب). اورتوکلاز در بعضی از

نمونه‌ها قابل شناسایی است که بعضی آنها از دگرسانی پلاژیوکلاز حاصل شدند.

### ۴-۴. دایک‌ها

دایک‌های منطقه چاه سربی عموماً دارای ترکیب دیوریت، میکرودیوریت، دیوریت پورفیری و گرانودیوریت پورفیری هستند که هر کدام به طور جداگانه در زیر توضیح داده شده‌اند.

- **دیوریت:** این سنگ در سطح زمین خاکستری متمایل به تیره است که بلورهای آن با چشم غیر مسلح قابل دیدن نیست و در نمونه دستی بافت ریزبلور دارد. بر اساس مطالعات میکروسکوپی این سنگ به میکرودیوریت، دیوریت‌های آمفیبول‌دار و دیوریت‌های بیوتیت‌دار قابل تقسیم‌بندی است. بافت این سنگ‌ها گرانولار و اینترگرانولار است و کانی‌های غالب آنها کم و بیش دچار دگرسانی کلریتی و کلسیتی شده‌اند. کانی‌های اصلی آنها پلاژیوکلاز (۶۵ تا ۸۵ درصد)، بیوتیت

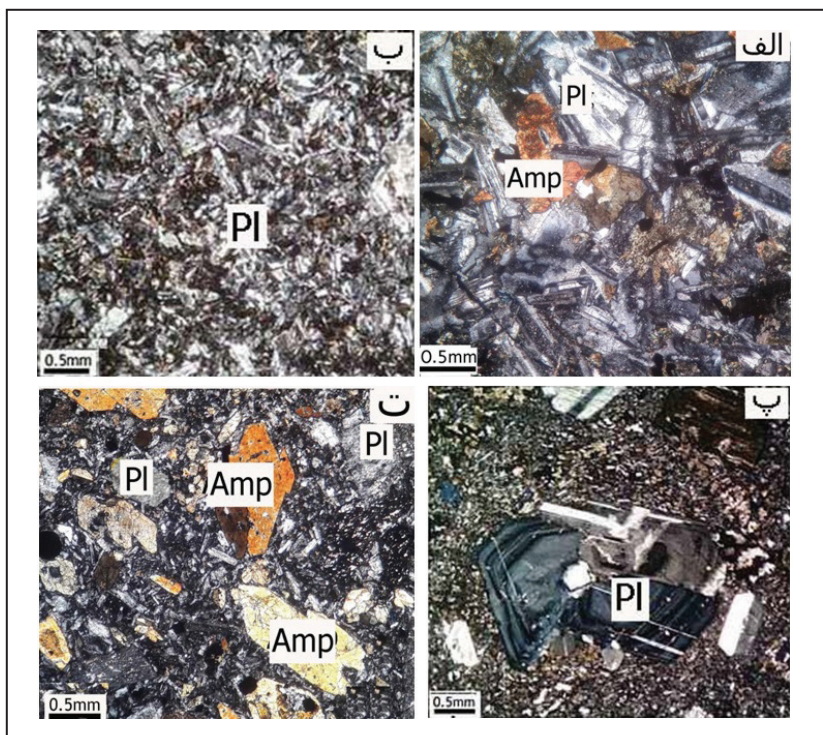
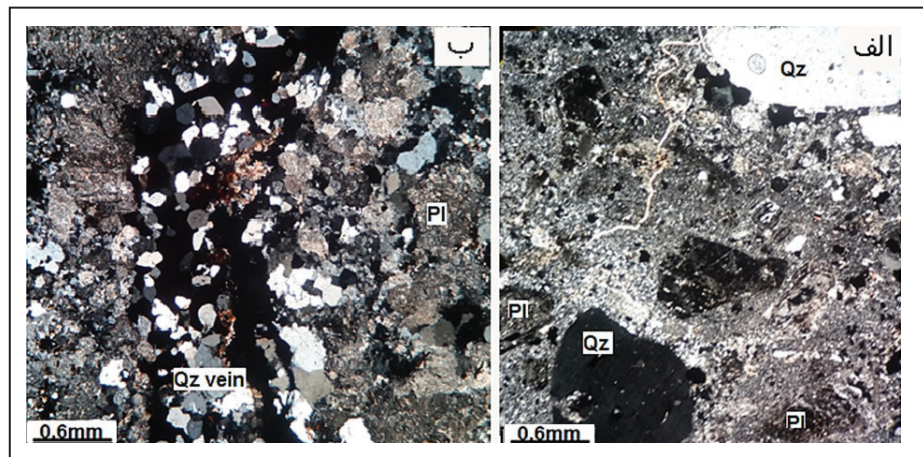


کوارتز حدود ۱ تا ۵ درصد، کلریت و اپیدوت و کلسیت ۱ تا ۵ درصد است. پلاژیوکلازها فراوانترین کانی در این واحد، هم در زمینه و هم در فنو کریست است و به صورت اشکال یوهدرال تا آنهدرال مشاهده می‌شود و دارای ماکل دوتایی و چندتایی است و بعضی از کانی‌ها دارای زونینگ هستند. این کانی در بعضی نقاط از حاشیه دگرسان و به سرسیت تبدیل شده است و دارای اندازه تقریبی بین ۲ mm تا ۰/۳ است (شکل ۷ - پ). بلورهای آمفیبول‌ها تقریباً در اندازه‌های بین ۰/۲ mm تا ۰/۷، به صورت اشکال یوهدرال و ساب‌هدرال لوزی شکل و شش گوش در مقاطع عرضی و مستطیلی در مقاطع طولی مشاهده می‌شوند و در مقاطع عرضی دو دسته رخ لوزوجهی عمود بر هم قابل تشخیص است (شکل ۷ - ت). آمفیبول در بعضی نقاط به کلسیت و کلریت و اپیدوت تبدیل شده است. دگرسانی این سنگ‌ها، بیشتر از نوع پروپیلیتیک است. این نوع دگرسانی در سنگ‌های منطقه، اغلب با دگرسانی پلاژیوکلاز به سرسیت و کلسیت، بیوتیت به کلریت و آمفیبول به کلسیت، کلریت و اپیدوت مشخص می‌شوند. در این منطقه کانی‌های دگرسان شده در حدود ۴۰ تا ۴۵ درصد از کلسیت، ۳۰ تا ۳۵ درصد از کلریت، ۱۵ تا ۲۰ درصد از سرسیت و ۱۰ تا ۱۵ درصد از اپیدوت را به خود اختصاص داده‌اند.

و آمفیبول (۱۰ تا ۳۰ درصد) و مقدار کمی کوارتز، و کانی‌های ثانویه اپیدوت، اکتینولیت، کلریت و کلسیت است. پلاژیوکلازها به صورت کشیده و منشوری و در هم فرورفته است و در بعضی نقاط دگرسان و به سرسیت تبدیل شده‌اند و تقریباً دارای اندازه‌های بین ۱ تا ۰/۱ میلی‌متر هستند (شکل‌های ۷- الف و ب). بیوتیت در فضای بین پلاژیوکلاز قرار گرفته است و در بعضی از نقاط دگرسان و به اپیدوت و کلریت تبدیل شده است. آمفیبول‌ها به صورت اشکال یوهدرال تا ساب‌هدرال و اندازه‌های بین ۰/۳ تا ۰/۵ میلی‌متر هستند.

– **دیوریت پورفیری:** این سنگ‌ها در سطح زمین دارای رنگ خاکستری تیره هستند که در نمونه دستی بلورهای پلاژیوکلاز و آمفیبول با چشم غیر مسلح قابل مشاهده و بیشتر در قسمت غرب و جنوب غربی منطقه وجود دارند. این سنگ‌ها دارای بافت پورفیری است و تحت تأثیر دگرسانی‌های پروپیلیتیک و سرسیستیک قرار گرفته است. بر اساس مطالعات میکروسکوپی این سنگ‌ها را می‌توان به ۲ دسته دیوریت پورفیری آمفیبول‌دار و دیوریت پورفیری بیوتیت‌دار تقسیم‌بندی کرد که اغلب آنها از نوع دیوریت پورفیری آمفیبول‌دار هستند. میزان فراوانی پلاژیوکلازها حدود ۵۵ تا ۶۰ درصد، آمفیبول حدود ۱۵ تا ۲۰ درصد، بیوتیت ۵ تا ۱۰ درصد،

شکل ۶- تصاویر میکروسکوپی واحد گرانودیوریت پورفیری: الف) کوارتز و پلاژیوکلاز به شدت دگرسان شده (بافت پورفیری)؛ ب) رگچه کوارتز- پیریت که گرانودیوریت پورفیری دگرسان شده را قطع کرده است. نشانه‌ها یا علائم اختصاری کانی‌ها عبارتست از: Qz vein: رگچه کوارتز، PI: پلاژیوکلاز، Qz: کوارتز.



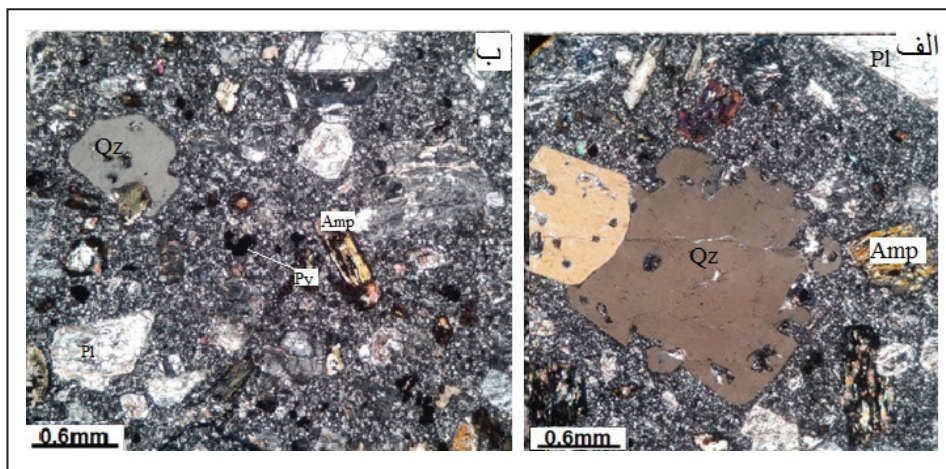
شکل ۷- تصاویر میکروسکوپی از دایک‌های محدوده چاه سربی: الف) بلورهای آمفیبول، پلاژیوکلاز و بیوتیت در واحد دیوریت با بافت اینترگرانولار؛ ب) بلورهای پلاژیوکلاز در واحد میکرودیوریت؛ پ) پلاژیوکلاز دارای زونینگ در واحد دیوریت پورفیری؛ ت) آمفیبول و پلاژیوکلاز در واحد دیوریت پورفیری. نشانه‌ها یا علائم اختصاری کانی‌ها عبارتست از: Amp: آمفیبول، PI: پلاژیوکلاز.



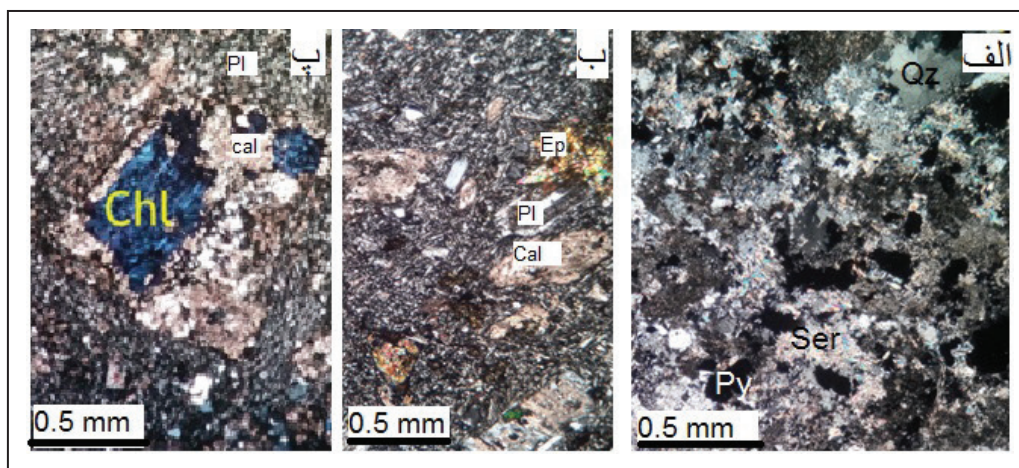
### ۵- دگرسانی

با توجه به مطالعات صحرایی و پتروگرافی در منطقه چاه سربی، دگرسانی‌های موجود در این منطقه از نوع پروپیلیتیک و سرسیستیک می‌باشد. دگرسانی سرسیستیک اکثراً در توده‌های گرانودیوریت پورفیری و بعضی از دایک‌ها رخ داده است در اغلب نمونه‌ها، فلدسپارها به خصوص پلاژیوکلاز تحت تأثیر این دگرسانی به سرسیست تبدیل شده‌اند (شکل‌های ۶ و ۹-الف). کانی اصلی این دگرسانی در منطقه کوارتز، پیریت و سرسیست می‌باشد، اما مقداری کلسیت و اپیدوت در بعضی از مقاطع مشاهده می‌شود. دگرسانی پروپیلیتیک، غالباً در دایک‌های دیوریتی و گرانودیوریتی اتفاق افتاده است. این نوع دگرسانی در منطقه به واسطه تشکیل کلسیت، کلریت و اپیدوت قابل تشخیص است (شکل‌های ۹-ب و پ). ضمن دگرسانی پروپیلیتیک بلورهای پلاژیوکلاز به سرسیست و کلسیت، بیوتیت به کلریت و بلورهای آمفیبول به کلسیت، کلریت و اپیدوت تبدیل شدند.

– **دایک گرانودیوریت پورفیری:** دایک‌های گرانودیوریتی هرچند از نظر بافت و کانی‌شناسی شبیه به توده‌های گرانودیوریت پورفیری هستند ولی دگرسانی کمتری متحمل شده‌اند. بافت این دایک‌ها پورفیری است. زمینه دانه ریز این سنگ از نظره اندازه متنوع و تا ۵۰ درصد حجم سنگ را فراگرفته است. در این سنگ‌ها، میزان فراوانی پلاژیوکلاز حدود ۵۰ تا ۵۵، کوارتز ۲۰ تا ۳۰، آمفیبول ۱۰ تا ۱۵ و بیوتیت ۵ تا ۱۰ درصد است. پلاژیوکلازها کم و بیش به سرسیست و کلسیت و آمفیبول و بیوتیت به کلریت، کلسیت و اپیدوت دگرسان شده‌اند به حدی که گاهی فقط قالب آنها قابل تشخیص است (شکل ۸-الف). بلورهای درشت کوارتز با حاشیه‌های خورده شده از مشخصات این سنگ است. کانی‌های اوپیک در بعضی از نمونه‌های این سنگ هم دیده می‌شود که عمدتاً پیریت هستند (شکل ۸-ب).



شکل ۸- تصاویر میکروسکوپی دایک گرانودیوریت پورفیری: الف) درشت بلورهای کوارتز، پلاژیوکلاز و آمفیبول (هورنبلند) در زمینه دانه‌ریز عمدتاً متشکل از پلاژیوکلاز و کوارتز؛ ب) کانی‌های اپیک (پیریت) به همراه درشت بلورهای کوارتز، پلاژیوکلاز و آمفیبول (هورنبلند) در زمینه دانه‌ریز عمدتاً متشکل از پلاژیوکلاز و کوارتز. نشانه‌ها یا علائم اختصاری کانی‌ها عبارتست از: Opq: اپیک، Amp: آمفیبول.



شکل ۹- شکل‌های میکروسکوپی انواع دگرسانی: الف) دگرسانی فلیک با تشکیل کوارتز، پیریت و سرسیست به جای کانی‌های اولیه و در فضاها با؛ ب) دگرسانی پروپیلیتیک با تشکیل کلسیت و اپیدوت؛ پ) دگرسانی پروپیلیتیک با جانشینی کلریت و کلسیت به جای کانی‌های اولیه. نشانه‌ها یا علائم اختصاری کانی‌ها عبارتست از: Ser: سرسیست، Qz: کوارتز، Py: پیریت، Ca: کلسیت، Chl: کلریت.

### ۶- زمین شیمی

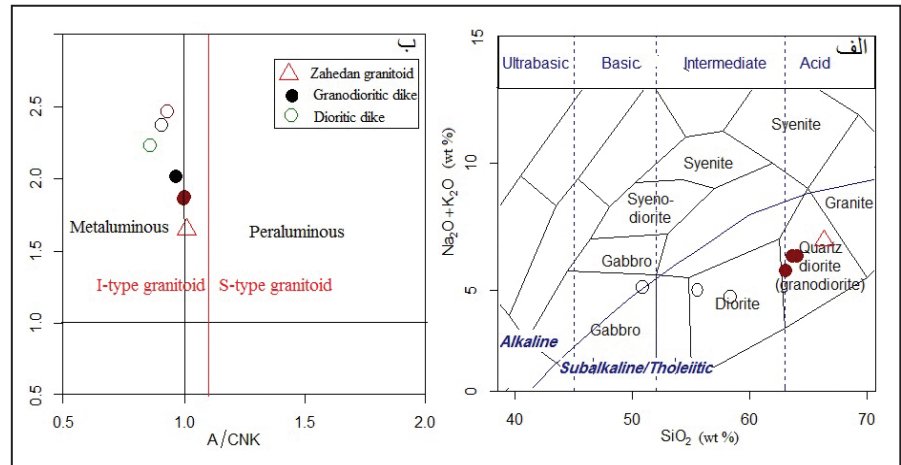
نتایج تجزیه سنگ‌های آذرین در جدول ۱ آورده شده است.

#### ۶-۱. رده‌بندی زمین شیمیایی

شکل ۱۰- ب اکثر نمونه‌های آنالیز شده، از نوع متآلومین قرارمی گیرند، هرچند گرانیتوئید زاهدان به مقدار جزئی پرآلومین است. بر اساس این شکل گرانیتوئید زاهدان از گرانیتوئیدهای نوع I است. بقیه نمونه‌ها که از دایک‌ها برداشت شده نیز در محدوده گرانیتوئیدهای نوع I واقع می‌شوند (شکل ۱۰-ب).

ترکیب شیمیایی سنگ‌های آذرین نفوذی و نیمه نفوذی در منطقه چاه سربی در محدوده گرانودیوریت، دیوریت و گابرو متغیر است (شکل ۱۰-الف). براساس

شکل ۱۰- الف) نامگذاری سنگ‌های نفوذی محدوده چاه‌سربی در نمودار TAS (Middlemost, 1985)؛ ب) موقعیت نمونه‌های منطقه مورد مطالعه بر روی نمودار شاخص آلومین (Shand, 1943).



جدول ۱- نتایج حاصل از آنالیز سنگ‌های آذرین محدوده چاه‌سربی برای عناصر اصلی به روش XRF و برای عناصر کمیاب به روش ICP-MS (عناصر اصلی بر حسب درصد وزنی و عناصر فرعی بر حسب ppm).

| Samples                        | CH-1  | CO-3   | CO-66 | CO-67 | CO-71 | CO-75 | CO-86 |
|--------------------------------|-------|--------|-------|-------|-------|-------|-------|
| SiO <sub>2</sub>               | 55.56 | 50.9   | 63.68 | 64.09 | 66.33 | 63.11 | 58.44 |
| TiO <sub>2</sub>               | 0.69  | 1.90   | 0.43  | 0.40  | 0.60  | 0.46  | 0.59  |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 16.91 | 17.01  | 16.35 | 16.22 | 16    | 16.4  | 16.54 |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 6.55  | 9.43   | 4.07  | 3.86  | 3.84  | 4.49  | 5.54  |
| CaO                            | 6.36  | 6.71   | 4.20  | 4.15  | 3.39  | 4.86  | 6.09  |
| MgO                            | 4.76  | 6.23   | 1.87  | 1.70  | 2.04  | 1.78  | 3.96  |
| MnO                            | 0.14  | 0.15   | 0.09  | 0.10  | 0.07  | 0.11  | 0.16  |
| K <sub>2</sub> O               | 1.92  | 1.38   | 3.00  | 2.94  | 3.04  | 2.32  | 1.93  |
| Na <sub>2</sub> O              | 3.07  | 3.73   | 3.33  | 3.37  | 3.89  | 3.42  | 2.81  |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  | 0.19  | 0.33   | 0.15  | 0.15  | 0.17  | 0.16  | 0.17  |
| L.O.I.                         | 3.71  | 2.24   | 2.62  | 2.87  | 0.63  | 2.60  | 3.58  |
| Total                          | 99.86 | 100.01 | 99.79 | 99.85 | 100   | 99.71 | 99.81 |
| Ba                             | 715   | 218    | 907   | 943   | 607   | 785   | 720   |
| Ce                             | 55    | 35     | 46    | 50    | 46    | 50    | 50    |
| Cs                             | 10.9  | 7.4    | 7.6   | 11.3  | 10.8  | 4.7   | 5.9   |
| Er                             | 2.55  | 2.55   | 2.55  | 2.55  | 2.55  | 2.55  | 2.55  |
| Eu                             | 2.55  | 1.99   | 1.39  | 1.47  | 1.41  | 1.34  | 1.37  |
| Gd                             | 4.63  | 5.51   | 3.54  | 3.98  | 3.87  | 3.68  | 3.68  |
| La                             | 30    | 16     | 26    | 29    | 26    | 29    | 26    |
| Lu                             | 0.36  | 0.32   | 0.25  | 0.28  | 0.2   | 0.25  | 0.25  |
| Nb                             | 14.3  | 11.8   | 18.3  | 15.5  | 17.3  | 15.4  | 13    |
| Nd                             | 30.8  | 24.7   | 25.9  | 28.9  | 27.6  | 26.2  | 25.2  |
| Pb                             | 26    | 15     | 25    | 32    | 25    | 27    | 18    |
| Pr                             | 8.42  | 5.72   | 7.06  | 7.97  | 7.53  | 7.09  | 6.65  |
| Rb                             | 81    | 47     | 143   | 135   | 144   | 105   | 61    |
| Sm                             | 5.63  | 5.64   | 4.68  | 5.27  | 4.97  | 4.71  | 4.81  |
| Sr                             | 705.2 | 477.2  | 636   | 789   | 386.2 | 655.5 | 837.2 |
| Ta                             | 0.9   | 0.68   | 1.71  | 0.9   | 1.64  | 1.24  | 1.14  |
| Tb                             | 0.67  | 0.84   | 0.53  | 0.56  | 0.54  | 0.52  | 0.53  |
| Te                             | 0.23  | 0.19   | 0.21  | 0.22  | 0.21  | 0.15  | 0.26  |
| Th                             | 16.34 | 2.71   | 13.12 | 15.25 | 14.17 | 13.05 | 9.12  |
| Tm                             | 0.37  | 0.36   | 0.25  | 0.28  | 0.23  | 0.25  | 0.27  |
| U                              | 4.1   | 0.4    | 4.6   | 5.2   | 2.6   | 3.15  | 2.8   |
| Y                              | 16.4  | 19.2   | 12.8  | 13.6  | 11.6  | 13.2  | 14.5  |
| Yb                             | 1.7   | 1.9    | 1     | 1.1   | 0.8   | 1.1   | 1.4   |
| Zr                             | 98    | 78     | 22    | 26    | 6     | 42    | 80    |

۶-۲. سری ماگمایی

سنگ‌های آذرین در محدوده چاه سربی از لحاظ سری ماگمایی از نوع ساب آلكالین هستند (شکل ۱۰- الف). این سنگ‌ها بر اساس شکل ۱۱- الف متعلق به سری کالک‌الکالین هستند و در نمودار نشان داده شده در شکل ۱۱- ب نمونه‌های مورد بررسی گرایش بیشتری به سری ماگمایی کالک‌الکالین پتاسیم بالا دارند.

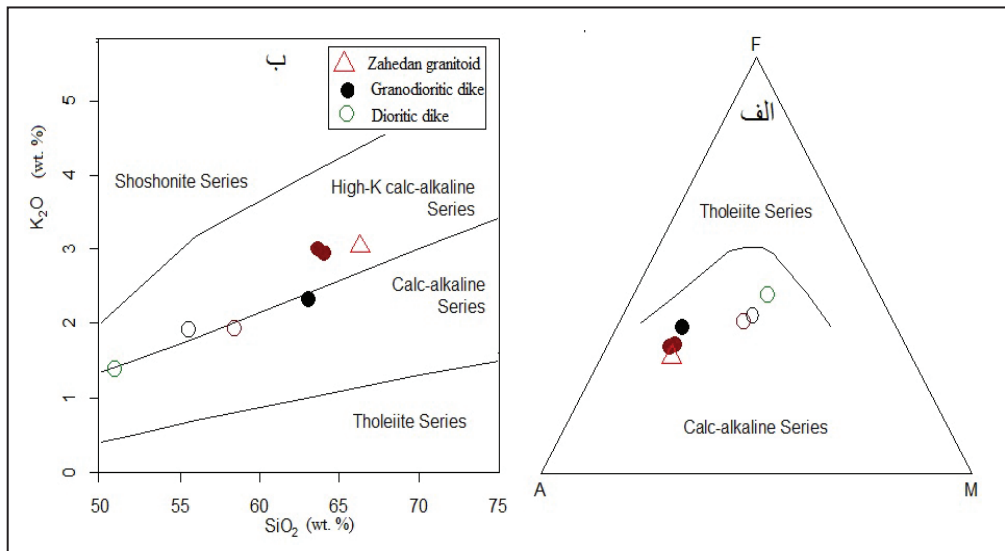
۶-۳. جایگاه تکتونوماگمایی

با توجه به شکل ۱۲- الف گرانیتوئید زاهدان در محدوده گرانیتوئیدهای همزمان با برخورد (Syn-COLG) و بقیه نمونه‌ها اکثراً در محدوده گرانیتوئیدهای کمان آتشفشانی (VAG) قرار گرفته‌اند. شکل ۱۲- ب نیز نشان می‌دهد که نمونه‌های مورد مطالعه از نظر ترکیب شیمیایی مشابه با ترکیب سنگ‌های کمان‌های آتشفشانی هستند.

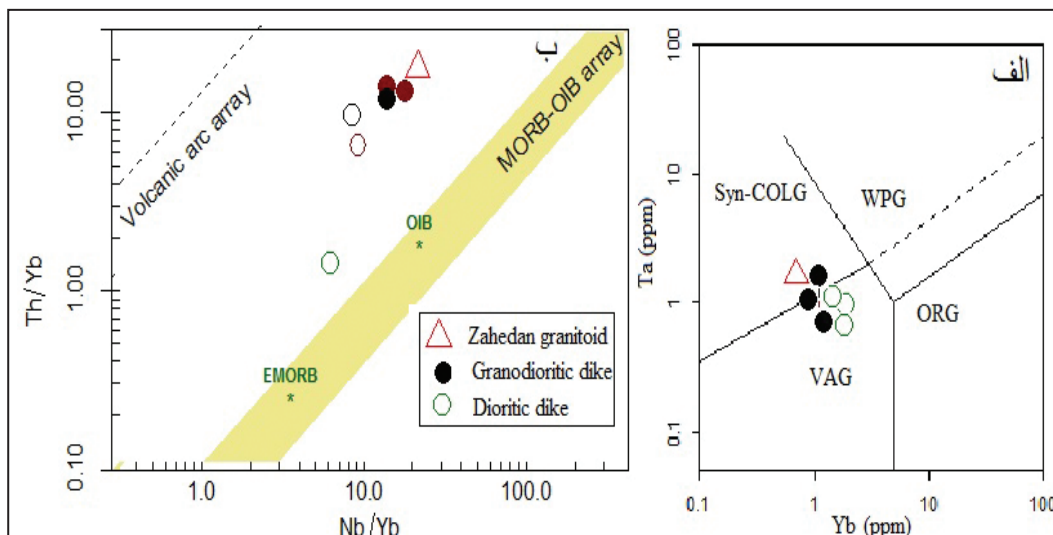
۶-۴. زمین شیمی عناصر اصلی و کمیاب

محدوده تغییرات اکسید سیلیسیوم از ۵۰ تا ۶۷ درصد است که بیشترین مقدار (۶۷ درصد) متعلق به گرانیتوئید زاهدان است. نمودار عنکبوتی عناصر فرعی نسبت به MORB بهنجار شده است (شکل ۱۳- الف). همان‌طور که این شکل نشان می‌دهد

گرانیتوئید زاهدان نسبت به مورب از Ti، Zr و Yb تهی‌شدگی و از Ba، Th، Rb و K غنی‌شدگی نشان می‌دهد. نمودارهای عنکبوتی همه دایک‌ها تقریباً شبیه هم است و اکثر نمونه‌های آنها آنومالی منفی از Ti، Zr و Yb نشان می‌دهند. تهی‌شدگی از تیتانیم و زیرکیم در این سنگ‌ها از ویژگی‌های ماگمای کالک‌الکالین است (Harris et al., 1983). عناصر خاکی کمیاب نسبت به کندریت در شکل ۱۳- ب بهنجار شده است. روند تغییرات عناصر خاکی نادر در نمونه گرانیتوئید زاهدان نشان می‌دهد که LREE در مقایسه با HREE نسبت به کندریت غنی‌شدگی بیشتری دارند (شکل ۱۳- ب). الگوی عناصر نادر خاکی این گرانیتوئید از La تا Er شبیه منفی متوسط تا زیادی را نشان می‌دهند و از Er تا Tm تقریباً مسطح هستند ولی از Yb تهی‌شدگی مشخصی نشان می‌دهند و سپس یک شیب مثبت به سمت Lu نشان می‌دهد. این نوع شیب و غنی‌شدگی LREE نیز از ویژگی‌های سنگ‌های کالک‌الکالین قوس‌های آتشفشانی زون فرورانش حاشیه قاره هستند (Nicholson et al., 2004). چنین ویژگی‌هایی در سنگ‌های پسابروردی نیز گزارش شده است (Pang et al., 2013).

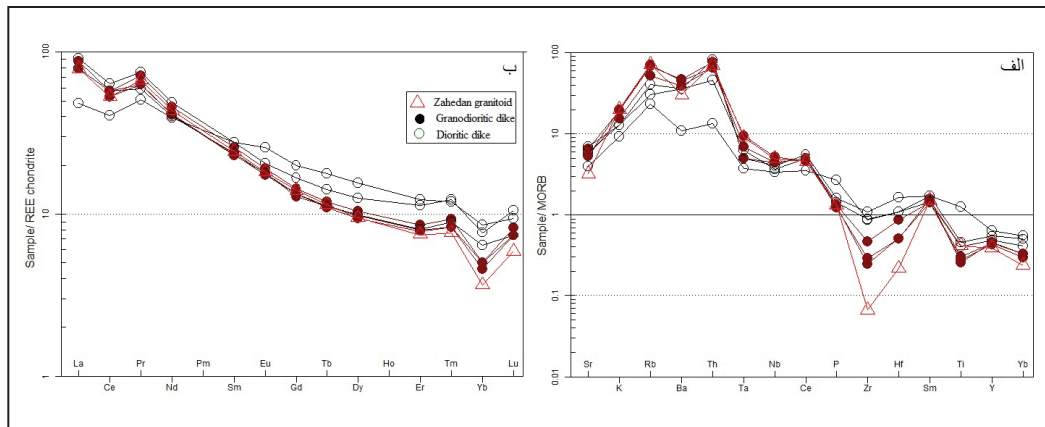


شکل ۱۱- تعیین سری ماگمایی سنگ‌های آذرین چاه سربی: الف) قرار گیری نمونه‌ها در محدوده کالک‌الکالین روی نمودار (Irvine and Baragar, 1971)؛ ب) قرار گیری نمونه‌ها در محدوده کالک-آلكالین پتاسیم بالا و کالک‌آلكالین (Peccerillo and Taylor, 1976).



شکل ۱۲- موقعیت نمونه‌های محدوده چاه سربی بر روی نمودار تفکیک محیط‌های تکتونوماگمایی: الف) با استفاده از نمودار Yb در مقابل Ta (Pearce and Norry, 1983)؛ ب) با استفاده از نمودار Nb/Yb- Th/Yb (Pearce and Norry, 2008).



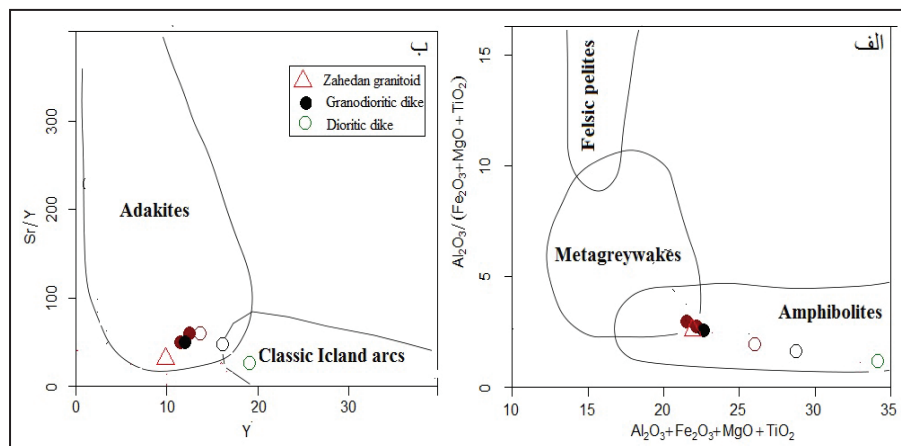


شکل ۱۳- نمودارهای چند عنصری برای سنگ‌های آذرین چاه سربی: الف) نمودار عنکبوتی بهنجار شده نسبت به مورب (Pearce and Norry, 1983)؛ ب) الگوی عناصر خاکی کمیاب بهنجار شده نسبت به کندریت (Nakamura, 1974).

### ۷- منشأ ماگما و پتروژنز

ولی چنین خصوصیتی در سنگ‌هایی که در مناطق برخوردی و پس از برخورد تشکیل شده نیز دیده می‌شود (Harris et al., 1986). سنگ‌های کالک آلکان پتاسیم بالا و سنگ‌های غنی از پتاسیم در بخش شمالی پهنه جوش خورده سیستان به رویدادهای پس‌برخوردی نسبت داده شده است (Pang et al., 2013). احتمالاً، تشکیل گرانیتوئید زاهدان به رویدادهای فرورانش و برخورد پهنه جوش خورده سیستان با بلوک‌های مجاور و تشکیل دایک‌های حدواسط به گسل‌ها و رویدادهای کششی پس‌برخوردی مربوط هستند. اصولاً در زمان فرورانش، نفوذ سیالات و مواد فرار به گوشته باعث متاسوماتیسم و ذوب بخشی آن می‌شود. این احتمال هم وجود دارد که بخش زیادی از گوشته متاسوماتیسم شده برای میلیون‌ها سال دچار ذوب بخشی نشده باشد و طی رویدادهای بعد از برخورد تحت تأثیر گسل‌های امتدادلغز و جابه‌جایی‌های لیتوسفری و استنوسفری و به دلیل تغییرات فشار و گرما ذوب شده و ماگماهایی شبیه ماگماهای کمان‌های ماگمایی تولید شده باشد.

بر اساس شکل ۱۴- الف ترکیب ماگمای مادر نمونه‌های مورد مطالعه عمدتاً مشابه با ترکیب ماگماهایی است که از ذوب آمفیبولیت تشکیل شده‌اند. بعضی از نمونه‌ها نیز در محدوده مشترک ماگماهای مشتق شده از ذوب آمفیبولیت و گریوک واقع شدند. بر اساس نمودار تغییرات Sr/Y در مقابل Y (Martin, 1993) نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده ماگماهایی با منشأ آداکیتی نیز قرار گرفته‌اند (شکل ۱۴- ب). برای تولید آداکیت‌ها، هم ذوب بخشی پوسته اقیانوسی مرتبط با فرورانش اولیه (Kay, 1978) و هم ذوب بخشی پوسته قاره‌ای (Whattam et al., 2012) پیشنهاد شده است. غنی‌شدگی K, Rb, Th و تهی‌شدگی Yb, Ti و هم با ماگماهای ایجاد شده در گوشته بالای زون فرورانش و هم با مذاب‌های به وجود آمده از پوسته زیرین سازگار است (Harris et al., 1986; Chappell and White, 1992). در ماگماهای گوشته‌ای تهی‌شدگی Yb, Ti و Y, Nb, Zr به عدم تحرک آنها در حین متاسوماتیسم نسبت داده می‌شود (Davidson, 1996; Noll et al., 1996). هرچند ویژگی‌های ژئوشیمیایی نمونه‌های مورد مطالعه مشابه سنگ‌هایی تشکیل شده در کمان‌های ماگمایی است



شکل ۱۴- موقعیت نمونه‌های منطقه چاه سربی: الف) نمودار  $Al_2O_3+Fe_2O_3+MgO+TiO_2$  در مقابل  $Sr/Y$  (Martin, 1993)؛ ب) نمودار  $Sr/Y$  در مقابل Y (Magna et al., 2010).

### ۸- کانی‌زایی

وضخامت حدود ۵ تا ۲۰ سانتی‌متر و طول متغیر هستند. این رگه‌ها هم در فلیش‌ها و هم در سنگ‌های نیمه نفوذی گسترش دارند. بخش سولفیدی رگه گالن‌دار حاوی کانی‌های دیگری چون پیریت و کالکوپیریت است. شکل ۱۵- الف یک مغزه از چاه حفاری است که تقریباً عمود بر رگه گالن‌دار حفر شده است.

کانی‌زایی رگه‌ای در منطقه چاه سربی به دو نوع درون‌زاد (هیپوزن) و برون‌زاد (سوپرژن) تقسیم می‌شود.

#### ۸-۱. کانی‌زایی درون‌زاد

به صورت رگه‌های گالن‌دار کوچکی رخنمون دارند. این رگه‌ها دارای روند E45N

پیریت به صورت پراکنده و در رگچه‌های استوک‌ورکی از مشخصات بارز این منطقه است (شکل ۱۷-الف). آثاری از مالاکیت در رخنمون‌ها مشاهده می‌شود (شکل ۱۷-ب). مقداری جزئی کالکوپیریت و کولیت در بعضی از مقاطع مطالعه شده مشاهده شده‌است (نارویی، ۱۳۹۷). دگرسانی منطبق بر توده‌های گرانودیوریت پورفیری و فلیش‌های میزبان آنها است. شدت، گسترش و سبک دگرسانی و استوک‌ورک‌های کوارتز غنی از پیریت نشان‌دهنده یک سیستم پورفیری در شمال شرقی محدوده چاه سربی است. رگه‌های چاه سربی احتمالاً از نوع اپی‌ترمال هستند که در حاشیه همین سیستم پورفیری تشکیل شدند. مطالعه سیالات در گیر روی هر دو سیستم در این مناطق نیز این نظریه را تأیید می‌کند (نارویی، ۱۳۹۷).

## ۹- نتیجه‌گیری

گرانیتوئید زاهدان در محدوده مورد مطالعه دارای ترکیب گرانودیوریت با بافت همسان دانه‌ای است و اولین فاز ماگمایی در منطقه است که قبل از کانی‌زایی تشکیل شده است. استوک‌های دگرسان شده دارای بافت پورفیری و ترکیب گرانودیوریتی و مرتبط با تشکیل دگرسانی و کانی‌زایی هستند. بر اساس مطالعات پتروگرافی دایک‌های محدوده مورد مطالعه تنوع زیادی دارند و شامل دایک‌های لامپروفیری و بازیک تا فلیسیک می‌شوند اما غالباً شامل دیوریت، دیوریت پورفیری و گرانودیوریت پورفیری هستند. در محدوده چاه سربی دایک‌هایی که دارای روند شمال شرقی-جنوب غربی هستند از نوع گرانودیوریت پورفیری و شدیداً دگرسان شده هستند. توده‌های گرانودیوریت پورفیری در شمال شرق منطقه عمدتاً دچار دگرسانی فیلیک شدند. در حالی که دایک‌های قطع کننده آنها دچار دگرسانی پروپلیتیک شدند. بر اساس مطالعات زمین شیمیایی، سنگ‌های منطقه مورد مطالعه از نوع کالک آلکال و کالک آلکال پتاسیم بالا هستند. ترکیب شیمیایی گرانیتوئید زاهدان از نظر جایگاه تکتونیکی، در محدوده گرانیتوئیدهای همزمان با برخورد (SYN-COLG) واقع شده است. در حالی که دایک‌ها عمدتاً در محدوده کمان‌های ولکانیکی (VAG) قرار گرفته‌اند. با توجه به اینکه دایک‌ها دیرتر از گرانیت زاهدان تشکیل شدند و اگر این گرانیت‌ها از نوع همزمان با برخورد باشند بنابراین دایک‌ها باید پس‌برخوردی باشند. کانی‌زایی سرب در محدود چاه سربی از نوع اپی‌ترمال و مرتبط با کانی‌زایی مس و مولبدن پورفیری است. این سیستم پورفیری در شرق و شمال شرق منطقه وجود دارد که بررسی‌های مفصلی بر روی آن در حال انجام است.

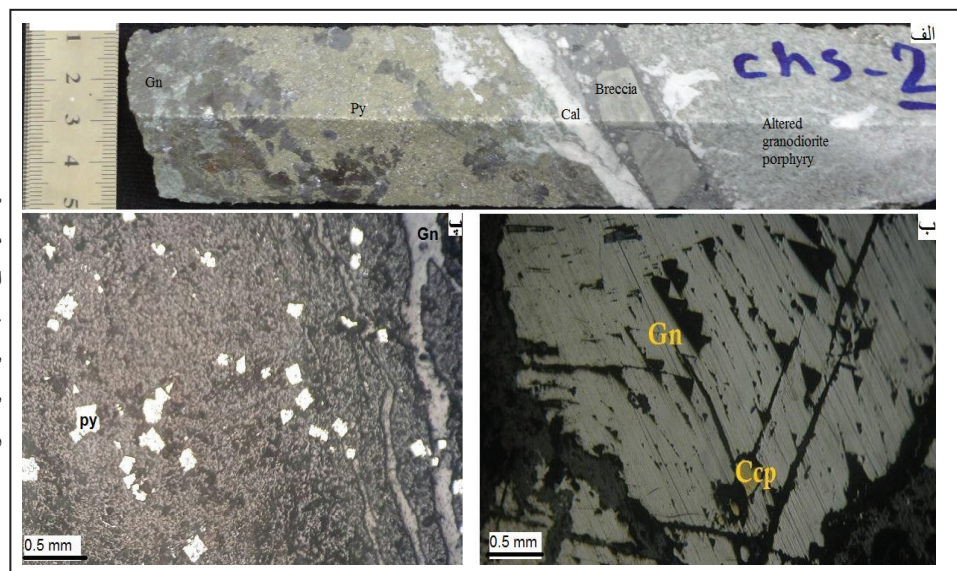
میزبان این رگه گرانودیوریت پورفیری است که شدیداً دچار دگرسانی فیلیک شده است. در این مغزه از بالا به پایین به ترتیب گرانودیوریت پورفیری، یک نوار نازک برشی با ضخامت تقریباً ۱ سانتی‌متر که مرز واضحی با واحدهای بالا و پایین خود دارد، یک رگه کلسیتی، بخش کانی‌زایی شده که شامل پیریت و گالن می‌شود و مجدداً گرانودیوریت پورفیری است. در بالای نوار برشی شده کانی‌زایی رخ نداده در حالیکه در قسمت پایین آن کانی‌زایی حضور دارد. این توالی، یک زون‌بندی مشخصی را نشان می‌دهد (شکل ۱۵-الف).

کانی‌زایی هیپوژن در رگه‌های مورد بررسی شامل گالن، پیریت و اندکی کالکوپیریت است. بلورهای منفرد گالن در مقطع صیقلی به رنگ سفید و در کنار پیریت رنگ خاکستری دارد (شکل ۱۵-ب). پیریت هم در فلیش‌ها با بافت رگچه‌ای و هم در سنگ‌های نیمه نفوذی با بافت توده‌ای و پراکنده دیده می‌شود و در زیر میکروسکوپ دارای رنگ زرد روشن است (شکل‌های ۱۵-ب و پ). بررسی‌های میکروسکوپی نشان می‌دهد که پیریت از گالن زودتر و کالکوپیریت احتمالاً همزمان با گالن تشکیل شده‌اند (شکل ۱۶-الف). سنگ‌های دیواره در اطراف رگه تا فاصله زیادی دچار دگرسانی شده است و مقدار زیادی کوارتز پیریت، سریست، کلریت، کلسیت و رس‌ها در آنها تشکیل شده‌است. دگرسانی‌های فیلیک و پروپلیتیک در سنگ‌های آذرین در محدوده مورد مطالعه به طور گسترده‌ای مشاهده می‌شود.

## ۸-۲. کانی‌زایی برون‌زاد

اطراف رگه‌های گالن دار به رنگ‌های سفید، زرد، قرمز و قهوه‌ای دیده می‌شود و در برگرفته کانی‌های رسی، اکسیدهای آهن و حتی کربنات سرب است. دگرسانی در مجاورت رگه و در رخنمون‌های سطحی از نوع آرژیلیک است. انحلال پیریت بر اثر برخورد با آب‌های سطحی غنی از اکسیژن در ایجاد محیط اسیدی و تشکیل دگرسانی آرژیلیک و هیدرواکسیدهای آهن نقش داشته است. نتایج XRD نشان می‌دهد که کانی‌های سوپرژن عمدتاً شامل هماتیت، لیمونیت، گوتیت، سروزیت و دیگر کربنات‌ها و ژپیس هستند (شکل ۱۶-ب).

علاوه بر رگه‌های گالن در محدوده چاه سربی در ادامه آثاری از کانی‌زایی مس در شمال شرق محدوده دیده می‌شود (نارویی، ۱۳۹۷). سنگ‌های میزبان و به خصوص سنگ‌های آذرین در این منطقه به شدت دچار دگرسانی فیلیک شده‌اند (شکل‌های ۶ و ۹-الف). دایک‌های موجود در منطقه غالباً دچار دگرسانی پروپلیتیک شده‌اند (شکل‌های ۹-ب و پ). وسعت مناطق کانی‌زایی و استوک‌ورک‌های کوارتزی و دگرسان شده در شمال شرق محدوده تا بیش از ۶ کیلومتر مربع است.



شکل ۱۵- عکس‌های ماکروسکوپی و میکروسکوپی از کانسنگ‌های چاه سربی، (الف) عکس بخش کانی‌زایی شده در یک مغزه حفاری، Ca=کلسیت، Py=پیریت و Gn=گالن؛ (ب) شکل میکروسکوپی گالن و کالکوپیریت‌ها؛ (پ) بلورهای پیریت با بافت پراکنده گالن در رگچه‌ها.



| Sample           | JC1  | JC2  | JC5  | JC15 | JC21 | الف |
|------------------|------|------|------|------|------|-----|
| Quartz           | ████ | ████ | ████ | ████ | ████ |     |
| Calcite          | ████ | ████ | ████ | ████ | ████ |     |
| Albite           | ████ | ████ | ████ | ████ | ████ |     |
| Dolomite         |      | ████ | ████ | ████ | ████ |     |
| Chlorite         | ████ | ████ |      | ████ | ████ |     |
| Muscovite-illite | ████ | ████ | ████ | ████ | ████ |     |
| Kaolinite        |      |      | ████ |      | ████ |     |
| Goethite         |      | ████ |      |      | ████ |     |
| Ankerite         |      | ████ |      |      | ████ |     |
| Orthoclase       | ████ |      |      |      | ████ |     |
| Gypsum           | ████ |      |      |      | ████ |     |
| Cerussite        |      |      |      |      | ████ |     |

| Mineral        | Hypogene stage       | Supergene stage      |
|----------------|----------------------|----------------------|
| Pyrite         | ████████████████████ |                      |
| Galena         | ████████████████████ |                      |
| Chalcopyrite   | ████████████████████ |                      |
| Iron hydroxide |                      | ████████████████████ |
| Carbonates     |                      | ████████████████████ |
| Cerussite      |                      | ████████████████████ |

شکل ۱۶- الف) توالی پاراژنزی ساده‌ای از کانی‌ها در محدوده چاه‌سربی؛ ب) نتایج مطالعه نمونه‌های برداشته شده از منطقه چاه‌سربی به روش XRD، خطوطی که ضخامت بیشتری دارند نشانه غلظت زیاد آن کانی در نمونه است.



شکل ۱۷- الف) عکسی از استوک‌ورک‌ها در شمال شرق و شرق محدوده چاه‌سربی، اکسید شدن پیریت در رگچه‌ها باعث تیره شده است؛ ب) آثار کانی‌زایی مس (مالاکیت) در رخنمون‌های منطقه.

## کتابنگاری

- اسفرم، م.، بیابانگرد، ح.، بومری، م.، زرین کوب، م. ح.، مهران، م.، و ابراهیمی، و.، ۱۳۹۱- ژئوشیمی و پترولوژی سنگ‌های آتشفشانی کانسار مس ماهور (شمال غرب نهبندان)، شرق ایران. مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، شماره ۲، ص ۲۴۱ تا ۲۵۲.
- آقاباتی، س. ع.، ۱۳۸۳- زمین‌شناسی ایران، سازمان زمین‌شناسی کشور، ۷۰۷ ص.
- بومری، م.، ۱۳۸۲- پتروگرافی و ژئوشیمی سنگ‌های گرانیتی زاهدان، طرح پژوهشی، دانشگاه سیستان و بلوچستان.
- بومری، م.، ۱۳۹۳- کانسارها و اندیس‌های معدنی استان سیستان و بلوچستان، ششمین همایش ملی انجمن زمین‌شناسی اقتصادی، دانشگاه سیستان و بلوچستان، زاهدان.
- بومری، م.، ۱۳۹۶- کانسارهای پورفیری در پهنه جوش خورده سیستان، استان سیستان و بلوچستان، جنوب شرق ایران، نهمین همایش ملی انجمن زمین‌شناسی اقتصادی ایران، دانشگاه بیرجند.
- بومری، م.، بیابانگرد، ح.، ناکاشیما، ک. و اسفرم، م.، ۱۳۹۲- پیدایش و شیمی کانی‌های سولفیدی و اکسیدی برون‌زاد در کانسار پلی‌متال ماهور غرب نهبندان، پترولوژی، دوره ۴، شماره ۱۴، ص ۱۷ تا ۳۰.
- بومری، م.، لشکری پور، غ. و گرگیچ، ن. ن.، ۱۳۸۴- F و Cl در بیوتیت‌های موجود در سنگ‌های گرانیتی زاهدان، مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، دوره ۱۳، شماره ۱، ص ۷۹ تا ۹۴.
- پیری، ع.، ۱۳۹۷- زمین‌شناسی، کانی‌شناسی دگرسانی و سبک کانی‌زایی مس در محدوده تک‌تلاز، شمال غرب زاهدان، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه سیستان و بلوچستان، ۱۷۵ ص.
- صادقیان، م. و ولی زاده، م.، ۱۳۸۱- ژئوشیمی و پترولوژی گرانیتوئیدهای زاهدان، انجمن زمین‌شناسی ایران، دوره ۶، ص ۴۹۷ تا ۵۰۱.
- صادقیان، م.، ۱۳۸۳- ماگماتیسیم، متالوژی و مکانیسم جایگزینی توده گرانیتوئیدی زاهدان، پایان‌نامه دکترا، دانشگاه تهران، ۴۵۰ ص.
- مختاری، ز.، ۱۳۹۴- ژئوشیمی و تعیین محیط فیزیکوشیمیایی کانه‌ها، باطله‌ها و زون‌های دگرسانی در سرکهنو- جنوب زاهدان، رساله دکترا، دانشگاه سیستان و بلوچستان.
- مرادی، ر.، ۱۳۹۱- سبک و منشأ کانی‌زایی آنتیموان و طلا در شورچاه، جنوب شرق زاهدان، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه سیستان و بلوچستان، ۱۵۸ ص.

معانی‌جو، م.، ۱۳۸۶- ژئوشیمی، شناخت منشأ سیالات کانی‌ساز و نحوه تشکیل کانسار مس چهل کوره (شمال غرب زاهدان)، رساله دکترا، دانشگاه شهید بهشتی تهران.  
 نارویی، س.، ۱۳۹۷- کانی‌شناسی، دگرسانی و طرز کانی‌زایی سرب و روی در منطقه چاه سربی در جنوب زاهدان، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه سیستان و بلوچستان، ۱۷۰ص.  
 نورا، ع.، ۱۳۸۶- زون‌های آلتراسیون و زمین‌شناسی اقتصادی محدوده خارستان در ارتباط با کانی‌زایی مس و طلا، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه آزاد.  
 نیکنام، ش.، ۱۳۹۴- بررسی کانی‌زایی مس و سرب در کوه لونکا با استفاده از روش‌های لیتوژئوشیمیایی، شمال غرب زاهدان، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه سیستان و بلوچستان، ۱۶۱ ص.

## References

- Berberian, M., 1983- Geological map of Zahedan (1:100000). Geological Survey of Tehran, Iran.
- Chappell, B. W. and White, A. J. R., 1992- I- and S-type granites in the Lachlan Fold Belt. Transactions of the Royal Society of Edinburgh. Earth sciences 83: 1-26.
- Davidson, J. P., 1996- Deciphering mantle and crustal signatures in subduction zone magmatism in Subduction, Top to bottom (Eds. Bebout, G. E., Scholl, D. W., Kirby, S. H., and Platt, J. P.) Geophysical Monograph 96: 251-262, American Geophysical Union.
- Harris, N. B. W., Duyverman, H. J. and Almand, D. C., 1983- The trace element and isotope geochemistry of the Sabaloka Igneous Complex, Sudan. Geological Survey of London 140: 245-256.
- Harris, N. B. W., Pearce, J. A. and Tindle, A. G., 1986- Geochemical characteristics of collision zone magmatism. In: Collision Tectonics (Eds. Coward, M. P. and Ries, A. C.) Special Publication 19: 67-8, Geological Society, London.
- Irvin, T. N. and Bargar, W. R. A., 1971- A guide to chemical classification of the common volcanic rocks. Canadian Journal of Earth Sciences 8: 523-548.
- Kay, R. W., 1978- Aleutian andesites: melts from subducted Pacific oceanic crust. Journal of Volcanology and Geothermal Research 4: 117-132.
- Magna, T., Janousek, V., Kohot, M., Oberli, F. and Wiechert, U., 2010- Fingerprinting sources of orogenic plutonic rocks from Variscan belt with lithium isotopes and possible link to subduction- related origin of some A-type granites. Chemical Geology 274 (1-2): 94-107.
- Martin, H., 1993 -The mechanisms of petrogenesis of the Achaean comparison with modern processes. Lithos 30: 373-388.
- Middlemost, E. A. K., 1985- Naming materials in the magma/igneous rock system. Earth-Science Reviews 37: 215-224.
- Nakamura, N., 1974 - Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. Geochimica et Cosmochim Acta 38: 757- 775.
- Nicholson, K. N., Black, P. M., Hoskin, P. W. O. and Smith, I. E. M., 2004- Silicic volcanism and back-arc extension related to migration of the late Cenozoic Australian- pacific plate boundary. Journal of Volcanology and Geothermal Research 131: 295-306.
- Noll, P. D., Newsom, H. E., Leeman, W. P. and Ryan, J. G., 1996- The role of hydrothermal fluids in the production of subduction zone magmas: Evidence from siderophile and chalcophile trace elements and boron: Geochimica et Cosmochimica Acta 60: 587-611.
- Pang, K. N., Chung, S. L., Zarrinkoub, M. H., Khatib, M. M., Mohammadi, S. S., Chiu, H. Y., Chu, C. H., Lee, H. Y. and Lo, C. H., 2013- Eocene-Oligocene post-collisional magmatism in the Lut-Sistan region, eastern Iran: magma genesis and tectonic implications. Lithos 180-181: 234-251.
- Pearce, J. A. and Norry, M. J., 1983- Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins, In: Hawkesworth, Continental Basalts and Mantle Xenoliths, Shiva, Nantwich, 230-249.
- Pearce, J. A. and Norry, M. J., 2008- Petrogenetic implication of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks. Contribution to Mineralogy and Petrology 69: 230-240.
- Peccerillo, A. and Taylor, S. R., 1976- Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey. Contributions to Mineralogy and Petrology 58: 63-81.
- Sadeghian, M., Bouchez, J. L., Nedelec, A., Siqueira, R. and Valizadeh, M. V., 2005 - The granite pluton of Zahedan (SE Iran): a petrological and magnetic fabric study of a syntectonic sill emplaced in a transtension Setting. Journal of Asian Earth Sciences 25: 301- 327.
- Shand, S. J., 1943- Eruptive rocks; their genesis, composition, classification and their relation to ore deposits, with a chapter on meteorites, Revised 2nd edition, Hafner Publishing Co., New York.
- Whattam, S. A., Montes, C., McFadden, R. R., Cardona, A., Ramirez, D. and Valencia, V., 2012- Age and origin of earliest adakitic-like magmatism in Panama: implication for the tectonic evolution of the Panamanian magmatic arc system. Lithos 142: 226-244.
- Whitney, D. and Evans, B. D., 2010- Abbreviations for names of rock-forming minerals. American Mineralogist 95 (1): 185-187.



# Petrography and geochemistry of igneous rocks and Pb mineralization in Chah Sorbi area, south of Zahedan, southeastern Iran

M. Boomeri<sup>1\*</sup>, S. Naruyi<sup>2</sup> and M. R. Ghodsi<sup>3</sup>

<sup>1</sup>Associate Professor, Department of Geology, Faculty of Science, University of Sistan and Baluchestan, Zahedan, Iran

<sup>2</sup>M.Sc. Student, Department of Geology, Faculty of Science, University of Sistan and Baluchestan, Zahedan, Iran

<sup>3</sup>Ph.D., Department of Geology, Faculty of Science, University of Sistan and Baluchestan, Zahedan, Iran

Received: 2018 June 12

Accepted: 2019 April 07

## Abstract

The Chah Sorbi area is located in the Sistan suture zone. The geological units in the Chah Sorbi area, from old to young, are flysch type rocks (shale, phyllite, slate and hornfels), Zahedan granitoid, subvolcanic granodiorite porphyry, dioritic to granodioritic dikes and recent deposits. The Pb mineralization in the study area occurs as thin and short galena-bearing veins that is associated with pyrite, quartz, calcite, goethite and limonite. The host rocks are flysch and the subvolcanic rocks that are undergone phyllic and argillic alteration. Propylitic alteration occurs in most dikes in the area and is characterized by chlorite, calcite and epidote. In northeast part of the area, the subvolcanic rocks were intruded by quartz stockworks and was strongly altered. The most intensive and extensive alteration with these rocks is phyllic alteration that is characterized by pyrite, quartz and sericite as dissemination and stockwork veins. Cu mineralization in the stock is characterized by presence of Cu-carbonate and -sulfides. Galena-bearing veins are probably epithermal type in the Chah Sorbi area that is situated in margin of a porphyry Cu system. Major and minor elements were measured in 7 least altered samples from intrusive rocks. The igneous rocks in the study area are diorite to granodiorite in composition. These rocks are metaluminous that are formed from a calc-alkaline magma in a continental margin volcanic arc setting.

**Keywords:** Pb mineralization, Chah Sorbi, Sistan suture zone, Porphyry Cu mineralization, Zahedan granitoid.

For Persian Version see pages 3 to 14

\*Corresponding author: M. Boomeri; E-mail: boomeri@science.usb.ac.ir