

زمین‌شناسی و کانه‌زائی طلا (مس) زواریان (قم - سلفچگان)

الناز زحمتگش^۱ و سیدمهران حیدری^{۲*}

^۱ دانشجوی کارشناسی ارشد، پژوهشکده علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران، ایران
^۲ استادیار، پژوهشکده علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران، ایران

تاریخ پذیرش: ۱۳۹۹/۰۲/۱۴

تاریخ دریافت: ۱۳۹۸/۰۷/۱۵

چکیده

طلای زواریان در کمر بند ماگمایی ارومیه- دختر و مجموعه آتشفشانی میوسن زیرین واقع است. این سامانه بخشی از توالی آتشفشانی- رسوبی حوضه قم می‌باشد که به صورت مخروط آتشفشانی درون‌قاره‌ای، در یک محیط کشتی تشکیل شده است. کانه‌زائی طلا در این پهنه، عمدتاً به صورت دانه‌پراکنده و شکافه‌پراکن بیشترین ارتباط را با واحدهای به شدت سیلیسی (رگه‌ها)، برش هیدروترمالی و سولفیددار (پیریت- کالکوپریت) نشان می‌دهد. عناصر مولیبدن، بیسموت، آرسنیک، آنتیموان، نقره، کادمیوم و مس بیشترین همبستگی را با طلا نشان می‌دهند که از یک طرف به نقش کمپلکس‌های بی‌سولفیدی و از طرف دیگر به نقش سیالات ماگمایی در تشکیل آن، اشاره دارند. دگرسانی هیدروترمالی، غالباً در جوار و درون توده‌های نفوذی و در امتداد شکستگی‌ها با روند تقریباً شمال‌خاوری- جنوب‌باختری گسترش دارند، اگرچه شدت آن در اطراف بخش‌های سیلیسی بیشتر است. این سامانه با ایجاد انواع دگرسانی مرتبط با توده نفوذی فعالیت خود را آغاز نموده و با دگرسانی سیلیسی- اکسیدی در امتداد شکستگی‌ها اولین فاز از کانه‌زائی را ایجاد می‌نماید. کانه‌زائی با برش‌های هیدروترمالی و نفوذ سیالات هیدروترمالی حاوی سولفیدهای مس تداوم و با سولفیدی شدن و ته‌نشست اصلی کانه‌زائی طلا در حفرات و شکستگی‌ها خاتمه می‌یابد. بنابراین، ویژگی‌های این کانه‌زائی بیشترین شباهت را با کانسارهای اپی‌ترمال مرتبط با توده‌های نیمه‌عمیق از نوع اپی‌ترمال با سولفیداسیون بالا نشان می‌دهد.

کلیدواژه‌ها: اپی‌ترمال، توده نفوذی نیمه‌عمیق، زواریان، محیط تشکیل، سلفچگان.

* نویسنده مسئول: سیدمهران حیدری

E-mail: sm.heidari@gmail.com

۱- مقدمه

زرتشت و بزمان (Alyari et al., 2012; Richards et al., 2018) در بخش جنوبی شده است (شکل ۱). بر این اساس، این مقاله سعی دارد علاوه بر مرور زمین‌شناسی و محیط تشکیل، به مطالعه عوامل کنترل‌کننده، چگونگی تشکیل و تعیین تیپ کانه‌زائی با توجه به روابط کانی‌شناسی، ژئوشیمی و ارتباط انواع دگرسانی‌ها، ساختار، واحدهای زمین‌شناسی با نوع کانه‌زائی و توده‌های نیمه‌عمیق بپردازد.

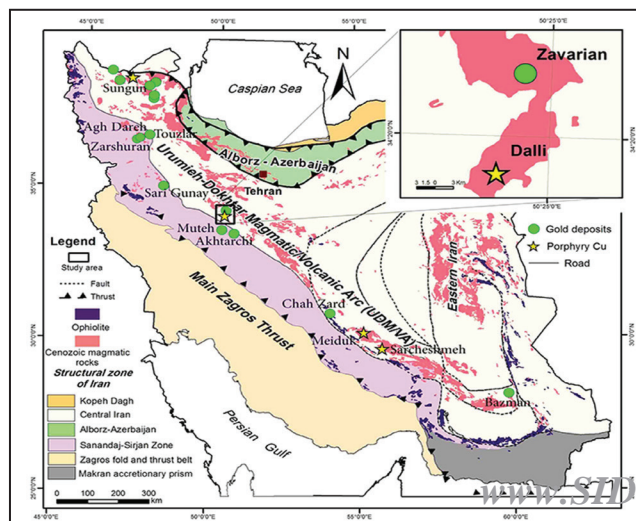
۲- جایگاه زمین‌شناسی کانسار طلای زواریان

توالی چینه‌ای در منطقه با امتداد شمال‌باختر- جنوب‌خاور عمدتاً شامل مجموعه‌ای از سنگ‌های رسوبی (کرتاسه، میزبان کانسارهای سرب- روی و آهن) تا آتشفشانی- رسوبی (ائوسن، میزبان ذخایر منگنز و مس) است که توالی و نظم اولیه خود را طی فعالیت‌های زمین‌ساختی و آتشفشانی جوان‌تر از دست داده‌اند. به‌طوریکه در منطقه زواریان، واحدهای آتشفشانی با روندی کاملاً متفاوت، شمال‌خاور- جنوب‌باختر، میزبان ذخایر طلا (مس) و مس- طلا (کانسار زواریان و پورفیری دالی)، می‌باشند (شکل ۱).

کانه‌زائی زواریان در استان قم، و ۵ کیلومتری جنوب‌باختر شهرستان سلفچگان قرار دارد (شکل ۱). این پتانسیل اولین بار طی اکتشافات ناحیه‌ای (۱۳۸۴) توسط سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور کشف (موحدی، ۱۳۸۷) و تداوم فعالیت‌های اکتشافی (مقدماتی- عمومی) در آن، منجر به معرفی ۹ رگه و ۶۴ زون کانه‌دار گردید (روزبه کارگر و موحدی، ۱۳۸۹)، که خود اشاره به پتانسیل بالای آن دارد.

این کانسار، به‌لحاظ پهنه‌های ساختاری، در آن بخش از مجموعه سنگ‌های آتشفشانی ترشیری، منسوب به کمان ماگمایی ارومیه- دختر واقع است که پهنه ایران مرکزی را قطع نموده است (شکل ۱). در واقع این ناحیه، بخشی از کمر بند کوهزاد زاگرس است که به لحاظ موقعیت ژئودینامیکی، منطبق بر حاشیه فعال قاره‌ای بوده (Alavi, 1994) و منجر به تشکیل انواع کانسارهای طلای نوع اپی‌ترمال، کوهزائی، کارلین همچون ساری‌گونی، زرشوران، آق‌دره و توزلار در بخش شمالی (Mehrabi et al., 1999; Daliran, 2008; Heidari et al., 2015 & 2016)، چاه‌زرد و موه (Moritz et al., 2006; Kouhestani et al., 2011) در بخش میانی و

شکل ۱ - نمایی از پهنه دگرگونی- ماگمایی سندج- سیرجان و کمر بند ماگمایی ارومیه- دختر (کوهزاد زاگرس) به‌همراه موقعیت کانسار طلا- مس زواریان (کانسار مس- طلای پورفیری دالی) و برخی از تیپ‌های مهم کانه‌زائی طلا و مس در آن (برگرفته از نقشه زمین‌شناسی رقوم ۱/۱۰۰۰۰۰۰ ایران، ۱۳۸۵).



آن و همچنین نوع و محل برش‌های موجود در منطقه (ریزشی و انفجاری شدید) به شکل یک کالدر (خستک) با قطر دهانه حدود ۵ کیلومتر ظاهر نشان می‌دهد (علائی مهابادی، ۱۳۷۹).

در ادامه و در اواخر میوسن محیط رسوب‌گذاری، به تدریج جای خود را به نهشته‌های قاره‌ای می‌دهد که از ضخامت قابل توجهی برخوردار بوده و بطور عمده شامل رخساره‌های ماسه‌سنگی-مارنی و آهکی با میان‌لایه‌های کنگلومرایبی است (علائی مهابادی، ۱۳۷۹؛ شکل‌های ۲ و ۳) که نشان از کم‌عمق شدن شدید حوضه دارد. بر روی واحدهای رسوبی معادل سازند قم در زمان میوسن بالایی، واحدهای تخریبی شامل تناوبی از مارن و ماسه‌سنگ قرمز رنگ (سازند قرمز بالائی) تشکیل می‌شود. واحد مزبور عمدتاً در بخش جنوبی واحدهای آتشفشانی زواریان رخنمون دارند. رسوبات جوان‌تر در این حوزه بیشتر شامل قله‌سنگ‌های چند منشائی سخت نشده پالئوسن و نهشته‌های آبرفتی کواترنری می‌باشند، که نقش عمده‌ای در پوشش واحدهای نئوژن به عهده دارند.

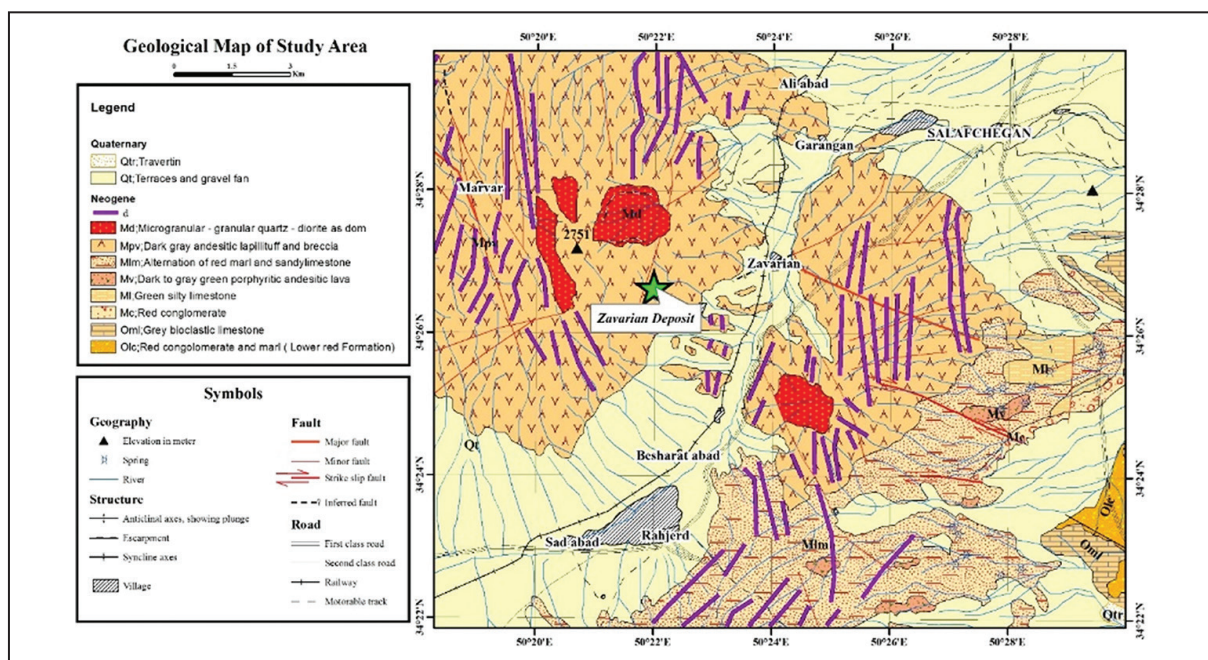
همان‌گونه که عنوان شد در میوسن پیشین با پیشروی دریا در منطقه مورد مطالعه، هم‌زمان با رسوب‌گذاری و ایجاد شکستگی‌های کششی، شروع فعالیت آتشفشانی باعث تغییر شرایط رسوب‌گذاری شده است (شکل ۲).

فراوانی دایک‌های آندزیتی که واحدهای آتشفشانی منطقه را قطع نموده‌اند (شکل ۲)، نشان از تداوم عملکرد فاز کششی در پایان فعالیت آتشفشانی در منطقه مورد مطالعه دارد. مهم‌ترین روند ساختاری در این ناحیه (شکل ۲)، مربوط به گسل‌هایی با راستای شمال تا شمال‌باختر (روند 20W-N0) و بعد از آن گسل‌هایی با روند شمال‌خاور (روند 40E-N20) می‌باشد. بیشتر گسل‌ها با حرکت امتداد لغزی خود در منطقه باعث جابه‌جایی واحدها شده‌اند (شکل ۲؛ Allen et al., 2011). روند شمال‌باختری- جنوب‌خاوری (80W-N20) که امتداد آن در مقیاس ناحیه‌ای نیز قابل پیگیری می‌باشد، به موازات روند گسل‌های اصلی منطقه (تلخاب و کاشان) با سازوکار امتداد لغزی راست‌بر (پهنه برشی) می‌باشد. بنظر می‌رسد، عملکرد پهنه‌های برشی در رژیم زمین‌ساختی برشی با حرکت راستابری، عامل اصلی ایجاد انواع دگرشکلی (چین‌خوردگی و گسل)، ایجاد فضاهای کششی برای جایگیری ماگما (استراتوولکان، دایک‌های آندزیتی) با روند شمال‌خاور- جنوب‌باختر در منطقه مورد مطالعه می‌باشد (شکل ۲؛ Allen et al., 2011).

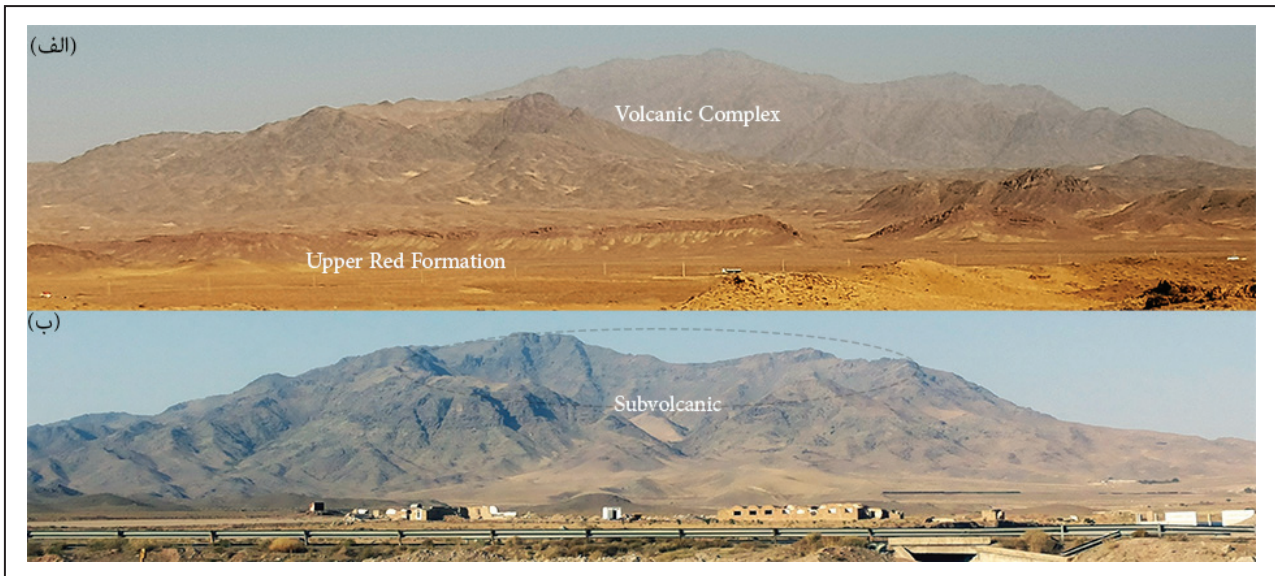
این توالی از نظر سنگ‌شناسی متنوع نبوده و عمدتاً شامل گدازه‌ها، واحدهای آذرآواری، توده‌های نیمه‌عمیق آتشفشانی (فلسیک تا حدواسط) و سنگ‌های رسوبی از قبیل کنگلومرا، مارن و آهک می‌باشند.

بنابراین و براساس مطالعات صورت گرفته در منطقه و مناطق مشابه در این ناحیه، فعالیت آتشفشانی با فعالیت‌های زیردریایی ائوسن (۵۲ میلیون سال پیش، Verdel et al., 2011) که در طی آن توف‌ها و گدازه‌های آندزیتی به همراه کنگلومرا، ماسه‌سنگ نهشته شده است، آغاز شده و سپس با پسروی دریای ائوسن، منطقه از آب خارج شده و فعالیت ماگمایی این بار در محیط کرائه‌ای و سپس خشکی ادامه پیدا نموده است (علائی مهابادی، ۱۳۷۹). واحدهای رسوبی در این منطقه بطور عمده دربرگیرنده سنگ‌هایی تخریبی دانه‌درشت تا ریزدانه از قبیل کنگلومرا، مارن قرمز، آهک، مارن و شیل است (شکل‌های ۲ و ۳) که خود گویای آغاز پیشروی دریا در الیگوسن تا میوسن بوده و می‌توان آن را سازند قرمز زیرین و قم در نظر گرفت (علائی مهابادی، ۱۳۷۹؛ شکل‌های ۲ و ۳).

در طی میوسن در یک محیط انتقالی از دریایی به قاره‌ای که همان محیط دریایی کم‌عمق یا کرائه قاره‌ای نامیده می‌شود، فعالیت آتشفشانی میوسن زیرین که کانه‌زایی زواریان نیز در آن واقع است از گستردگی و پراکندگی چشمگیری برخوردار است (شکل‌های ۲ و ۳). آنچه مسلم است فازهای تشکیل‌دهنده این مجموعه آتشفشانی (با ترکیب غالب حدواسط تا اسیدی)، تناوبی از شرایط انفجاری (آذرآواری) و آرامش (گدازه آندزیتی) را پشت سر نهاده‌اند، به‌گونه‌ای که همیشه قطعاتی از واحدهای قبلی (در اثر فوران) به‌صورت آنکلاو و بمب‌های آتشفشانی در واحدهای جوان‌تر دیده می‌شوند و در نهایت این تناوب توسط دایک‌ها و توده‌های نیمه‌عمیق با بافت میکروگرانولار تا پورفیریک که یک مجموعه آتشفشانی (کمپلکس) را تشکیل می‌دهند، قطع شده‌اند. لازم به یادآوری است که رخنمون واحدهای نفوذی در مرکز این مجموعه آتشفشانی نشان از بالاآمدگی و فرسایش شدید واحدهای دربرگیرنده آن دارد (شکل‌های ۲ و ۳). با دور شدن از مرکز این مجموعه آتشفشانی به سمت حواشی از شدت به هم‌ریختگی کاسته می‌شود و توالی آذرآواری‌ها و گدازه‌ها با تفکیک بهتر (به‌ویژه در داخل آبراهه‌ها)، قابل تشخیص است. بر این اساس به نظر می‌رسد، همان‌گونه که در شکل ۳-ب نشان داده شده است، محدوده زواریان به لحاظ آتشفشانی یک مخروط آتشفشانی نسبتاً بزرگ (استراتوولکان) است که با توجه به شیب بسیار زیاد دهانه



شکل ۲- نقشه زمین‌شناسی منطقه‌ای زواریان (برگرفته از نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ سلفچگان، علائی مهابادی، ۱۳۷۹).



شکل ۳- نمائی از محدوده مورد مطالعه: الف) موقعیت واحدهای رسوبی الگومیوسن نسبت به فعالیت‌های آتشفشانی که ارتفاعات را تشکیل می‌دهند (دید به سمت شمال غرب)، ب) نمائی نزدیک‌تر از مخروط آتشفشانی میزبان کانه‌زائی زواریان دید به سمت شمال.

۳- نمونه برداری و روش‌های آنالیز

به منظور بررسی ماهیت زمین‌شناسی و کانی‌سازی در منطقه زواریان، علاوه بر مطالعات پیشین، مطالعات در دو بخش صحرایی (عمدتاً در مقیاس محدوده معدنی) و آزمایشگاهی انجام گردید. در بخش صحرایی، بخش‌های مختلف این کانه‌زائی به‌ویژه بخش‌های کانه‌دار (رگه‌های سیلیسی) و حواشی آنها که کارهای اکتشافی بر روی آن متمرکز شده بود در طی سه مرحله مورد بازدید و نمونه‌برداری با هدف شناخت بیشتر واحدهای زمین‌شناسی، دگرسانی و کانه‌زائی قرار گرفت. مطالعات کانی‌شناسی و بافتی بر روی ۱۰ مقطع نازک، ۷ مقطع نازک-صیقلی، ۱۱ مقطع صیقلی و ۸ نمونه XRD صورت پذیرفت. به منظور بررسی توزیع و رفتار ژئوشیمیایی طلا و عناصر همراه در زون‌های کانه‌دار و بررسی روند تغییرات عیار عناصر کانه‌ساز در رخنمون‌های سنگی منطقه و پهنه کانه‌دار زواریان از داده‌های لیتوژوشیمیایی (نمونه ۱۴۲) که به‌طور سیستماتیک و به روش لب‌پری از رگه‌های سیلیسی و زون‌های کانه‌دار به منظور اندازه‌گیری مقدار طلا برداشت شده بود، استفاده گردید (روزبه کارگر و موحدی، ۱۳۸۹). لازم به ذکر است ۱۷ عنصر این نمونه‌ها به روش ICP-OES و طلا به روش Fire assay در آزمایشگاه سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور مورد آنالیز قرار گرفته است. دقت این روش برای تجزیه طلا ۱ میلی‌گرم در تن (ppb) و برای دیگر عناصر حداکثر یک گرم در تن (ppm) می‌باشد. در این مطالعه پارامترهای آماری تک متغیره برای درک تغییرات توزیع ژئوشیمیایی (هیستوگرام) و همچنین پارامترهای آماری چند متغیره (ضریب همبستگی) با استفاده از نرم‌افزار SPSS مورد بررسی قرار گرفته است.

۴- بحث

۴-۱ زمین‌شناسی

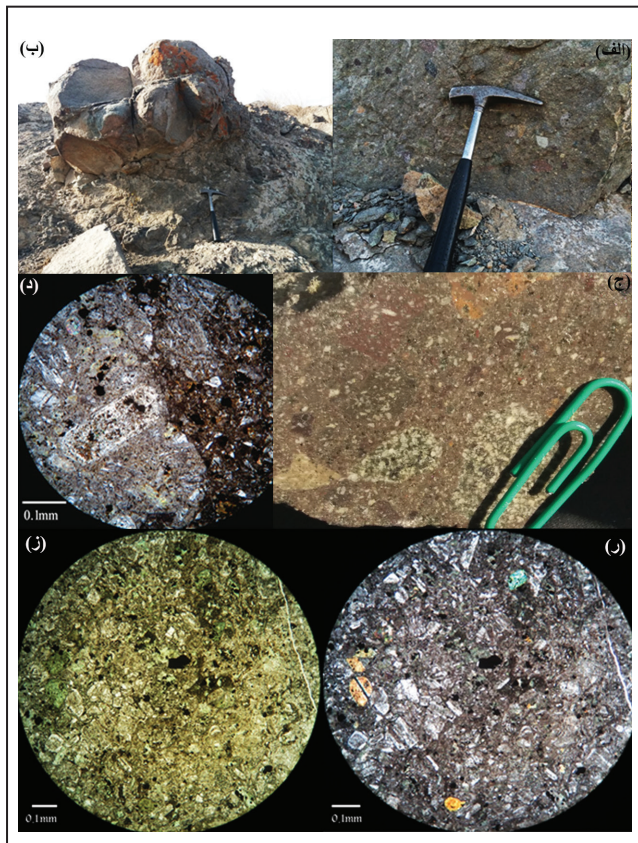
توالی سنگی مجموعه آتشفشانی میزبان کانه‌زائی طلا در منطقه زواریان، (شکل ۴) از تنوع زیادی برخوردار نبوده و عمدتاً شامل تناوبی از آذرآواری‌ها و گدازه‌های آتشفشانی همچون توف، توف‌برش، لیتیک‌توف آندزیتی-داسیتی، ایگنیمبریت و آگلومرا به‌صورت جریانی و گدازه‌های آندزیتی-بازالتی به‌صورت پوششی و میان‌لایه‌ای می‌باشد که توسط توده‌های نیمه‌عمیق (استوک) گرانودیوریتی-توئالیتی و دایک‌های آندزیتی-داسیتی قطع شده‌اند (شکل ۴).
 در بین واحدهای آذرآواری، توف از عمومیت بیشتری برخوردار است

(شکل ۴) و عمدتاً شامل لیتیک کریستال ویتریک توف، لیتیک توف و لاپیلی توف با ترکیب آندزیتی تا داسیتی می‌باشد (شکل ۵). این واحد عموماً به‌رنگ سبز تا خاکستری تیره (شکل ۵- الف و ب)، با میان‌لایه‌هایی از گدازه در مشاهدات صحرایی قابل تشخیص است، اما در برخی مواقع که تحت تاثیر هوازدگی، اکسیداسیون سطحی اتفاق افتاده باشد، به‌رنگ قهوه‌ای متمایل به زرد نیز دیده می‌شود. این واحد توسط فوران‌های آتشفشانی، پیش از نفوذی‌ها تشکیل شده، و با شیب ملایم و ارتفاعات نسبتاً هموار، در حواشی و پیرامون محدوده مورد مطالعه بیشترین رخنمون را به خود اختصاص می‌دهد (شکل ۴). این واحد عمدتاً از قطعات سنگی (لیتیک) با ترکیب آندزیتی-بازالتی (زاویه‌دار تا گرد) در ابعاد مختلف تشکیل شده‌اند (شکل ۵). بنابراین، نمونه‌های آن (آذرآواری) معمولاً حاوی قطعات سنگی فراوان با ترکیب آندزیتی-بازالتی است که توسط زمینه‌ای از سیلیس، پلاژیوکلاز، کلریت، کلسیت، کانی اپاک و اکسیدهای آهن همراه با یا بدون شیشه در بر گرفته شده‌اند (شکل ۵). فنوکلاست‌های این واحد بیشتر از پلاژیوکلاز و کانی‌های مافیک (بیشتر هورنبلند و بندرت پیروکسن) تشکیل شده‌اند. بلورهای آمفیبول و پلاژیوکلاز در آنها اغلب ترکیب اولیه خود را از دست داده‌اند و به کلریت، کلسیت، اپیدوت، سریسیت، کانی رسی و اکسیدهای آهن تبدیل شده‌اند (شکل ۵).

گدازه‌های آندزیتی-بازالتی در این منطقه با حضور کانی‌های پلاژیوکلاز و آمفیبول، پیروکسن، خمیره میکروولیتی و بافت پورفیریک مشخص می‌شوند (شکل ۴). آثار بلورهای اولیه تیره که اپاسیته شده‌اند در آن وجود دارد. فنوکریست‌های پلاژیوکلاز ماکل پلی‌سنتتیک ناقص و منطقه‌بندی دارند. بیشتر آنها از مرکز سریستی شده‌اند. خمیره نیز از پلاژیوکلاز و کانی‌های کدر تشکیل شده است. عیارهای طلای این واحد در بخش‌های دگرسان نشده کمتر از ۱۰ ppb است. برش‌های آتشفشانی در این محدوده بیشتر در مرکز محدوده به‌صورت ارتفاعات، رخنمون داشته و بیشتر از قطعات گوشه‌دار تا نیمه مدور با جورشدگی ضعیف و ترکیب آندزیت، آندزی-بازالت و داسیت تشکیل شده‌اند بنحوی که تفکیک آنها از هم امکان‌پذیر نمی‌باشد (شکل ۴).

مجموعه واحدهای آتشفشانی منطقه علاوه بر توده‌های نیمه‌عمیق، توسط دو دسته دایک آندزیتی و داسیتی قطع شده‌اند. دایک‌های نوع اول: تعداد آنها بسیار

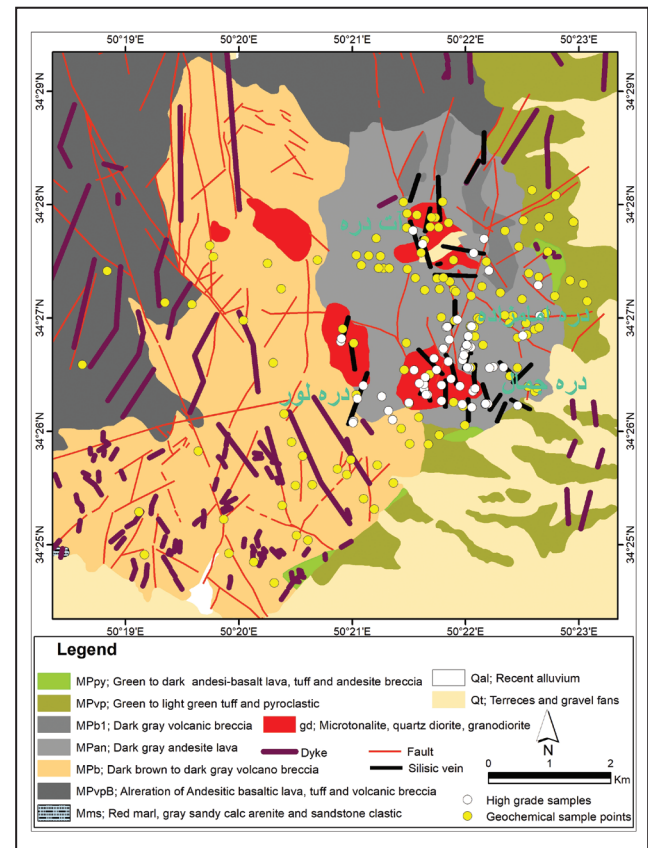
مطالعه (شکل‌های ۲ و ۴) و عموماً در مرکز دره‌های منتهی به نواحی مرتفع دیده می‌شوند (شکل ۳-ب). رخمون این واحدهای نفوذی، نشان از فرسایش شدید آنها به دلیل بالا آمدگی دارد. در این محدوده، دست کم ۵ برونزد از آنها دیده می‌شود (شکل ۴)، که در داخل سنگ‌های آتشفشانی منطقه، نفوذ نموده‌اند و حکایت از ریشه‌دار بودن این توده‌ها در عمق دارد (شکل ۴). روند گسترش این توده‌ها شمال‌باختر- جنوب‌خاور همجوار با زون دگرسان و کانه‌دار می‌باشد (شکل‌های ۴ و ۵).



شکل ۵ - نمایی از واحدهای آذرآواری در محدوده مورد مطالعه. الف- ب) نمایی از رخمون سنگ‌های آذرآواری که قطعات بزرگ (بلوک) تا کوچک لیتیک به صورت گرد شده تا زاویه‌دار در ابعاد بیش از نیم متر تا سانتی‌متر در داخل آن قابل تشخیص است، ج- د) تصاویر نمونه دستی و میکروسکوپی از واحد آذرآواری که در آن لیتیک‌های آندزیتی در زمینه آذرآواری قرار دارند (ج)، در لیتیک‌ها فنوکریست پلاژیوکلاز کاملاً فرم خود را حفظ کرده است (د)، در زمینه سنگ بلورهای فلیسیک شکسته (کوارتز و فلدسپار) همراه با کانی‌های کدر و اکسیدهای آهن مشخص است، ر- ز) مقطع میکروسکوپی از مجموعه لیتیک کریستال توف آندزیتی با زمینه فلدسپار، کانی‌های مافیک و خمیره شیشه‌ای دگرسان به کانی رسی، کلریت و اکسیدهای آهن.

معمولاً آنها دورنمایی روشن دارند و در سطح هوا زده شده‌اند (شکل‌های ۳-ب و ۶). رنگ ظاهری (رخمون) آنها خاکستری روشن، بافت آن میکروگرانولار و پورفیریک می‌باشد که بعضاً کمتر تحت تاثیر دگرسانی قرار گرفته است (شکل ۶). لازم به ذکر است مطالعات سن‌سنجی صورت گرفته از این توده‌ها در همین منطقه سن ۱۷- ۲۱ میلیون سال پیش را نشان می‌دهند (Chiu, 2013; Ayati et al., 2013) و به همین دلیل سن آنها را میوسن زیرین در نظر می‌گیرند. نکته بسیار حائز اهمیت در این بخش، وجود این توده‌های نیمه‌عمیق به‌عنوان سنگ میزبان اصلی کانه‌زایی است، به‌طوریکه عمده رگه‌های سیلیسی کانه‌دار مربوط به این کانه‌زایی در درون و یا در جوار این توده‌ها واقع شده‌اند (شکل ۴). این توده‌ها به لحاظ ترکیبی، بیشتر در محدوده گرانودیوریت- تونالیت قرار می‌گیرند. کانی‌های اصلی تشکیل‌دهنده آن شامل کوارتز، پلاژیوکلاز،

فراوان است. روند عمومی آنها، بطور دقیق (۱۰-۳۴۰ درجه) ولی اکثریت دارای روند شمال‌خاوری و ضخامت بین ۱ تا ۳ متر می‌باشد (شکل ۴).



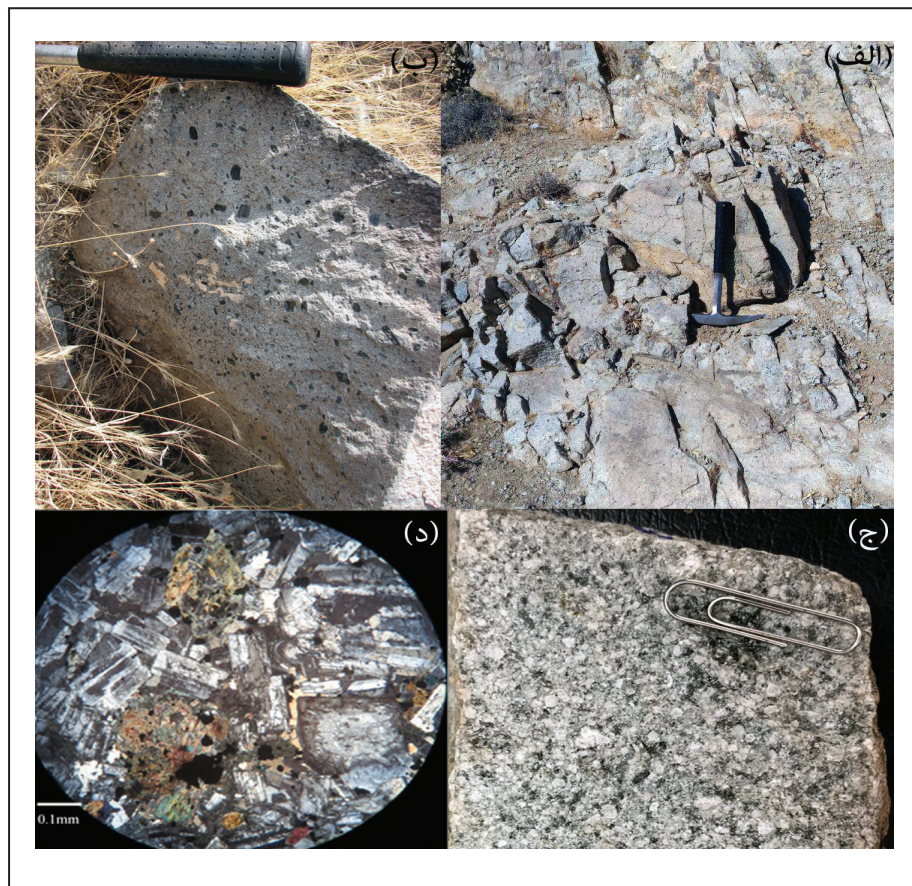
شکل ۴- نقشه زمین‌شناسی محدوده معدنی زواریان براساس نقشه زمین‌شناسی اقتصادی ۱:۲۵۰۰۰ (روزبه کارگر و موحدی، ۱۳۸۹) همراه با اندکی تغییر.

درازی آنها متفاوت و از چندین متر تا چند صد متر و حداکثر تا ۱۰ کیلومتر قابل ردیابی می‌باشند. ترکیب عمده آنها آندزیتی است و به‌ندرت در حاشیه آن آثار کانه‌زایی مشاهده می‌شود. این دایک‌ها به رنگ سبز تیره تا خاکستری تیره و با بافت پورفیریک تا میکروپورفیر دیده می‌شوند. ترکیب کانی‌شناسی این سنگ‌ها عمدتاً شامل بلورهای پلاژیوکلاز و آمفیبول، کلینوپروکسن در زمینه‌ای از پلاژیوکلاز میکروکریستالین- کریپتوکریستالین، کلریت و اپاک می‌باشد. عیار طلای اندازه‌گیری شده از این واحد ۱/۳ ppb و آرسنیک آن ۱۱ ppb است. دایک‌هایی نوع دوم: دایک‌های آپلیتی- داسیتی بیشتر در بخش‌های میانی محدوده مورد مطالعه و با فراوانی کم‌تری نسبت به دایک‌های نوع اول دیده می‌شوند. ترکیب آنها بیشتر اسیدی، ریولیتی تا داسیتی می‌باشند و به رنگ سفید با بافت پورفیریک می‌باشند که عمدتاً از بلورهای کوارتز، پلاژیوکلاز و آمفیبول تشکیل شده‌اند. آنها بیشتر توده‌های نفوذی و به‌ندرت واحدهای آتشفشانی را قطع کرده‌اند، بنابراین به نظر می‌رسد از نظر سنی جوان‌تر باشند و حتی ممکن است فازهایی تاخیری از توده‌های نیمه‌عمیق گرانودیوریت- تونالیت بوده باشند. جدایش این دایک‌ها از توده‌های نفوذی به روشنی در منطقه کوه زنبوره در شرق امامزاده جعفر قابل مشاهده است (عارفی، ۱۳۹۲). آنها از روند خاصی پیروی نمی‌کنند و معمولاً زون‌های کانه‌دار آنها را همراهی می‌کنند. بنابراین می‌توان نتیجه گرفت که امتداد آنها با امتداد رگه‌های کانه‌دار هم‌روند می‌باشند.

همان‌گونه که بیان شد، در محدوده مورد بررسی سری‌های آذرآواری و آتشفشانی میوسن توسط توده‌های آذرین نفوذی گنبدی‌شکل (نیمه‌عمیق) با ترکیب فلیسیک تا متوسط قطع شده‌اند (شکل ۴). رخمون مربوط به توده‌های نفوذی، بیشتر به صورت نیمه‌مدور، در بخش‌های خاوری و شمالی محدوده مورد

بیوتیت، هورنبلند، کانی‌های اپاک و به‌ندرت پروکسن می‌باشد (شکل ۶). کانی‌های آلکالی‌فلدسپار و پلاژیوکلازها (گاهی به درازای ۲ میلی‌متر)، دیده می‌شوند (شکل ۶). پلاژیوکلازها معمولاً دارای ماکل آلیتی بوده که دگرسان و سریشی شده‌اند (شکل ۶). آمفیبول‌ها عموماً از نوع هورنبلند سبز بوده که به کلریت، کلسیت و کانی‌های اکسید آهن (مگنتیت) و کدر تجزیه شده‌اند (شکل ۶). از دیگر ویژگی‌های بارز این توده‌ها، حضور دگرگونی ضعیف تا متوسط در سنگ‌های اطراف خود به‌صورت هاله می‌باشند که سبب ایجاد کانی‌های دگرگونی ترمولیت-اکتینولیت، اپیدوت، پرنیت و کلسیت شده است (علائی‌مهابادی، ۱۳۷۹). ویژگی‌های بافتی این واحد (میکروگرانولار تا

پورفیریک) و نیز وجود هورنبلند ماگماتی و منیتیت به عنوان کانی اپیک و نبود موسکویت ماگماتی در آن حکایت از جایگزینی آن در اعماق نسبتاً کم و نیمه آتشفشانی بودن آنها دارد (Hart, 2007). علاوه بر آن، وجود مگنتیت نشان از اکسیداسیون بالای ماگما و نوع I بودن آن می‌باشد. افزون بر پنج توده اصلی، برونزدهای کوچکی از توده‌های نفوذی در بخش‌های مختلف محدوده دیده می‌شوند که نشان از گسترش گسترده این واحد در این بخش دارد. نتایج آنالیز نمونه‌های مربوط به این توده‌ها در مکان‌هایی که دگرسانی در آن مشاهده نمی‌شود و یا از رگه‌های سیلیسی کانه‌دار فاصله دارند حکایت از عیاری (طلا) در حد غنی‌شدگی ضعیف بین ۵۰-۲۰ ppb را نشان می‌دهد.



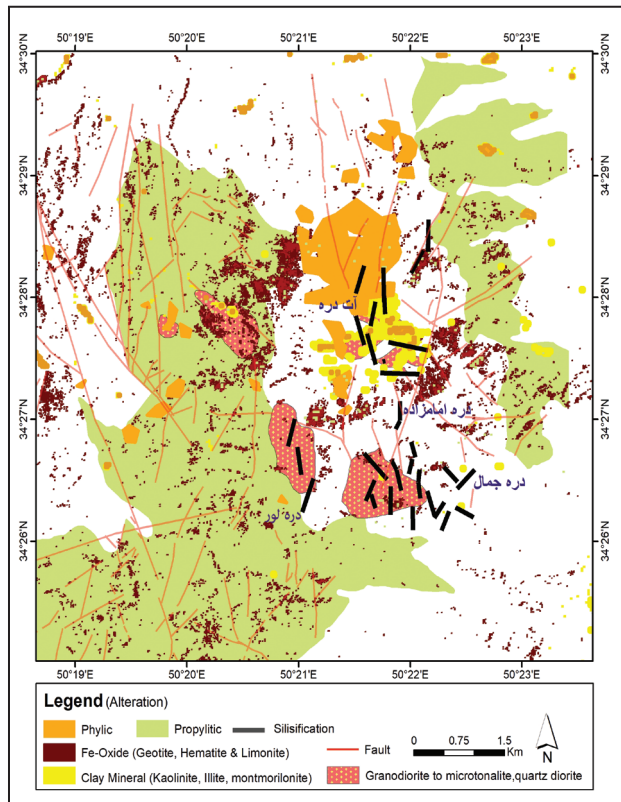
شکل ۶ - نمایی از سنگ‌های نفوذی منطقه مورد مطالعه. الف) توده نیمه‌عمیق گرانودیوریتی در آت دره؛ ب) نمونه حاوی کانی‌های کوارتز، فلدسپات و کانی‌های تیره (آمفیبول) درشت با بافت پورفیر-گرانولار، در دره جمال؛ ج) نمونه دستی از با بافت گرانولار از توده گرانودیوریتی در آت دره؛ د) مقطع میکروسکوپی از واحد نامبرده با بافت پورفیریک، درشت بلورهای پلاژیوکلاز (آندزین-الیکو کلاز) در نور پلاریزه که به فراوانی همراه با کانی مافیک آمفیبول که به کلریت، اپیدوت و کانی کدر (اکسید آهن و مگنتیت) تجزیه شده‌اند دیده می‌شود.

۴-۲. دگرسانی گرمابی

در محدوده آت دره، خصوصاً در اطراف توده‌های نفوذی گسترش نسبتاً بیشتری از خود نشان می‌دهد (شکل‌های ۷ و ۸-الف).

دگرسانی پروپیلیتیک: این دگرسانی با وسعت نسبتاً زیاد در واحدهای آتشفشانی منطقه مورد مطالعه و پیرامون (گرداگرد) پهنه کانه‌دار توسعه یافته است و تقریباً نقش احاطه‌کننده دارد (شکل‌های ۷ و ۸-الف و ب). این دگرسانی عمدتاً حاوی کوارتز، کلریت، اپیدوت و ایلیت همراه با مقادیر کمی کائولینیت، کربنات و پیریت است. بافت اولیه سنگ در این نوع دگرسانی، معمولاً محفوظ مانده و دارای مقادیر عیار در حد زمینه می‌باشند (شکل ۸-ب). این دگرسانی، با توجه به حالت فراگیر آن، سایر دگرسانی‌ها (دگرسانی سیلیسی، آرژیلیک و فیلیک) را در بر می‌گیرد (شکل ۸-ب). به‌گونه‌ای که، به‌ندرت شواهدی از این نوع دگرسانی در دیگر دگرسانی‌ها قابل تشخیص است. بیشترین تمرکز دگرسانی پروپیلیتیک در واحدهای آذرآواری، برش آتشفشانی و گدازه‌های آندزیتی مشاهده می‌شود (شکل‌های ۴ و ۷). این نوع دگرسانی، بویژه در امتداد گسل‌ها، همانگونه که در

مطالعات صورت گرفته در محدوده مورد مطالعه حاکی از آن است که دگرسانی گرمابی در کانسار زواریان از گسترش زیادی برخوردار نبوده و بیشتر محدود به توده‌های نفوذی نیمه‌عمیق و حواشی آنها و شکستگی‌ها در پهنه کانه‌دار است (شکل‌های ۷ و ۸-الف). به‌طوری‌که با فاصله گرفتن از آنها، از میزان دگرسانی به‌طور چشمگیری کاسته می‌شود. به‌عبارت بهتر دگرسانی گرمابی در این منطقه به‌صورت نهشت مستقیم در فضاها خالی و شکستگی‌های واحدهای آتشفشانی-نفوذی حاصل شده است. تفکیک واحدهای دگرسان بر اساس مجموعه کانی‌شناسی کانی‌های دگرسان در مشاهدات صحرائی، تصاویر ماهواره‌ای (این تحقیق و مطالعات پیشین؛ عارفی، ۱۳۹۲؛ احمدفرج، ۱۳۹۴)، مطالعات میکروسکوپی (مقاطع نازک و صیقلی) و XRD در محدوده نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰ صورت گرفته است (شکل ۷). بر این اساس، در این منطقه انواع دگرسانی شامل سیلیسی، آرژیلیک، فیلیک، پروپیلیتیک، اکسیدهای آهن و تورمالینی قابل شناسایی است که به آنها پرداخته خواهد شد (شکل ۸-الف). لازم به‌ذکر است این دگرسانی‌ها



شکل ۷ - تفکیک انواع دگرسانی‌ها و ارتباط آن با توده‌های نیمه‌عمیق و گسل‌ها در محدوده معدنی ۱/۲۵۰۰۰ زواریان با استفاده از تصاویر ماهواره‌ای، برداشت‌های صحرایی و مطالعات صورت گرفته در محدوده مورد مطالعه.

در واقع، سیلیسی شدن توسط شکستگی‌های محلی (گسل‌ها) و اختلاف نفوذپذیری واحدهای سنگ میزبان کنترل می‌شود. در این نوع دگرسانی، تقریباً تمامی حجم سنگ سیلیسی شده و فرق آن با دگرسانی شکافه‌پرکن در گسترش عرضی آنها است (شکل ۸- ر). این دگرسانی به تدریج از جوانب و به صورت عمودی به دگرسانی آرژیلیک تبدیل می‌شود (شکل ۷). در واقع، دگرسانی سیلیسی شدن نوعی دگرسانی گرمابی است که می‌توان آن را متأخر از دگرسانی آرژیلیک در نظر گرفت. دگرسانی مزبور، بیشترین حجم دگرسانی سیلیسی در محدوده کانه‌دار را به خود اختصاص می‌دهد.

نوع دوم دگرسانی سیلیسی یا شکافه‌پرکن (رگه‌ای- رگچه‌ای) در این بخش، تحت تأثیر نفوذ سیالات گرمابی و پر نمودن فضاهای خالی و سیمان برش‌های گرمابی حاصل شده است (شکل‌های ۹- الف و ب). از ویژگی‌های بافتی این نوع دگرسانی وجود بافت‌های شکافه‌پرکن، برشی، شانهای، کوکاد، موزائیکی و استوک‌ورک است (شکل ۹). در این بین، برش‌های گرمابی از ویژگی‌های شاخص این سامانه و سامانه‌های اپی‌ترمال محسوب می‌شود (شکل ۹- ج-د). این برش‌ها با قطعات زاویه‌دار با ابعادی بین ۰/۱ تا ۵ سانتی‌متر عمدتاً در مرکز زون‌های سیلیسی قرار می‌گیرند (شکل‌های ۹- ج و د). سیمان آنها بیشتر از کوارتز، سولفید و مقادیر کمتری از ذرات ریز سنگ دیواره تشکیل یافته است. حضور تورمالین به همراه سیلیس در این نوع دگرسانی از مشخصه‌های بسیار متمایز کننده آن به شمار می‌رود (شکل ۹- ر). این نوع دگرسانی در کنار توده‌های نفوذی (آت دره) بیشترین رخنمون را دارد و اغلب بصورت رگه- رگچه‌ای همراه با کوارتز سفید رنگ و گاه مگنتیت قابل تشخیص است (شکل ۹).

کوارتزهای شکل‌دار پرکننده حفرات در این سامانه در نمونه‌های دستی معمولاً خاکستری رنگ هستند. به عبارت بهتر، در اثر نفوذ سیلیس بعدی به داخل حفرات و یا فضاهای خالی، کوارتزهای شکل‌دار تشکیل می‌شوند که در این حالت عموماً

شکل ۷ نشان داده شده است گاهاً با اکسیدهای آهن به ویژه هماتیته شدن همراه است.

دگرسانی فیلیک: سرپیتی شدن، از دگرسانی‌های متداول در محدوده زواریان است که به خصوص در جوار توده نفوذی شمالی محدوده مورد مطالعه و دره‌ی منتهی به آن (آت دره)، بیشترین پراکندگی را از خود نشان می‌دهد (شکل ۷). این دگرسانی در اطراف رگه‌های سیلیسی و به ویژه درون و مجاورت توده‌های نیمه‌عمیق آت دره بیشتر مشاهده می‌شود (شکل‌های ۷ و ۸- ج). رنگ ظاهری این دگرسانی، سفید تا خاکستری بوده و دارای مشخصه کانی‌شناسی کوارتز، سرپیت و پیریت است (شکل ۸- ج). تفکیک این واحد از دگرسانی آرژیلیک بسیار مشکل و براساس مطالعات کانی‌شناسی (XRD) و تفکیک دگرسانی‌ها در تصاویر ماهواره‌ای مشخص شده‌اند. در مجاورت قسمت‌هایی که این دگرسانی مشاهده می‌شود، بعضاً می‌توان رگه‌های سیلیسی حاوی کانه‌های سولفیدی (که به اکسیدهای آهن تبدیل شده‌اند) با بافت‌های استوک‌ورک را مشاهده نمود. در این نوع دگرسانی بعضاً کانی‌های شدیداً دگرسان شده پلاژیوکلاز به سرپیت و کانی‌های رسی تبدیل شده‌اند.

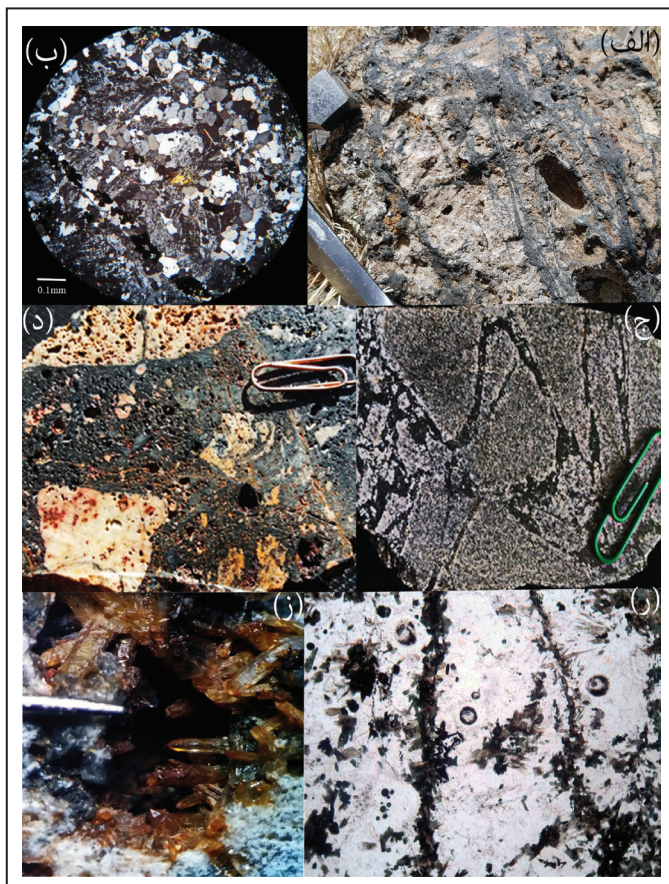
دگرسانی آرژیلیک: این نوع دگرسانی از مشخص‌ترین دگرسانی‌های محدوده مورد مطالعه است که گسترش آن از دیگر دگرسانی‌ها در آت دره، دره امامزاده، اطراف توده‌های نفوذی و در حواشی رگه‌ها همراه با دگرسانی فیلیک بیشتر است (شکل‌های ۷ و ۸- الف، د). تشخیص این نوع دگرسانی از روی رنگ زرد تا سفید آن در تصاویر ماهواره‌ای و بررسی‌های صحرایی قابل شناسایی است (شکل‌های ۷ و ۸- الف، د). این دگرسانی معمولاً توسط درزه‌ها، گسل‌ها و شکستگی‌ها کنترل می‌شود (شکل‌های ۷ و ۸- د). شدت این نوع دگرسانی در پیرامون رگه‌های کانه‌دار زیاد است (شکل ۷). کانی‌های رسی (کائولن یا کائولینیت، مونتوریلونیت، ایلیت)، سرپیت، پیریت و کوارتز مجموعه کانی‌های تشکیل دهنده‌ی این دگرسانی هستند. کائولینیتی شدن شدید در حواشی رگه‌ها حاصل شستشوی شدید سیلیس و متلاشی شدن بدنه سیلیکات‌ها و به خصوص فلدسپات‌ها می‌باشد که در داخل توده‌های کوارتز دیوریتی و در همبری آن با بخش‌های آذرآواری و گدازه‌ای رخ داده است. در نمونه‌های منطقه آت‌دره از میان کانی‌های رسی، ایلیت به مقدار بیشتری وجود دارد.

دگرسانی سیلیسی: مهم‌ترین نوع دگرسانی گرمابی در منطقه، دگرسانی سیلیسی است. بخش‌های سیلیسی رخنمون یافته در این بخش، به صورت زون‌ها و رگه‌های سیلیسی از روند شکستگی‌ها پیروی می‌نمایند (شکل ۷). این دگرسانی، بخش مرکزی سامانه دگرسانی گرمابی را در پهنه کانه‌دار زواریان تشکیل می‌دهد (شکل ۷).

بیشترین پراکندگی این دگرسانی در درون (آت دره و دره جمال)، و به میزان کمتر در اطراف و حواشی توده‌های نفوذی (آت دره، دره امامزاده) در واحدهای آذرآواری، گدازه آندزیتی و برش آتشفشانی قرار دارد (شکل‌های ۷ و ۸- الف). این توزیع، نشان‌دهنده جریان یافتن سیالات گرمابی از طریق مجاری عبور (گسل‌های تغذیه‌کننده) می‌باشد. بنابراین، از آنجایی که عامل اصلی تشکیل این نوع دگرسانی، سیالات گرمابی می‌باشد، سامانه درزه و شکستگی‌های کششی (عادی) منطقه (۴۰-۳۴ درجه) با امتداد شمالی- جنوبی تا شمال‌خاوری- جنوب‌باختری، نقش بسیار مؤثری در ایجاد فضاهای خالی و نفوذ سیالات از حواشی این مجاری به داخل سنگ میزبان داشته‌اند. اگرچه اغلب دگرسانی‌های سیلیسی موجود در محدوده معدنی زواریان، دارای ژئومتری رگه‌های هستند، ولی بررسی‌های دقیق‌تر در مقیاس‌های مختلف، حاکی از وجود سه نوع دگرسانی سیلیسی به صورت سیلیسی شدن (جانیشینی)، شکافه‌پرکن (رگه- رگچه‌ای) و کوارتز حفره‌ای می‌باشد.

سیلیسی شدن جانیشینی، محصول جانیشینی سیلیس در سنگ‌های میزبان توسط نفوذ سیالات سیلیسی‌دار در بخش‌هایی است که دارای نفوذپذیری بیشتری می‌باشند.

میلی متر می‌باشد (شکل ۹-ز). در بیشتر مواقع سولفیدها اکسید می‌شوند که نتیجه آن ایجاد لیمونیت گسترده و پوشش‌های ژاروسیتی در اطراف حفره‌ها است (شکل ۹-ز).



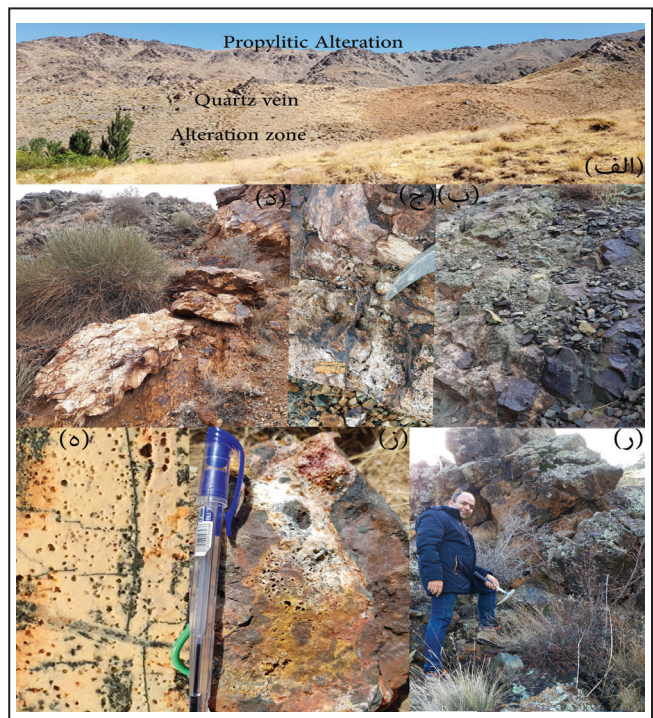
شکل ۹- نمائی از دگرسانی سیلیسی در محدوده مورد مطالعه، الف-ب) رگه رگچه‌های کوارتز همراه با مگنتیت در مقیاس رخنمون (الف) و به صورت کانی‌های اپاک همراه و هم‌رشد با کوارتز در ریز رگه در مقیاس میکروسکوپی، ج-د) برش‌های گرمابی کوارتز تورمالین‌دار، ر) نمائی میکروسکوپی از کوارتز تورمالین‌دار با بزرگنمایی X100PL، ز) نمائی از کوارتزهای خودشکل تاخیری پرکننده حفرات در دگرسانی سیلیسی.

این فرآیند بیشترین اهمیت را در ارتباط با دگرسانی‌های سیلیسی (کانه‌زائی) نشان می‌دهد. محصول این فرآیند در زون کانهدار عمدتاً شامل پیریت، آرسنوپیریت و پیریت‌های آرسنیک‌دار، کالکوپیریت، کالکوسیت، کوولیت و به‌ندرت گالن و اسفالریت است که به‌صورت دانه‌پراکنده، شکافه و حفره پرکن و رگه- رگچه‌ای در داخل بخش‌های سیلیسی قابل مشاهده‌اند (شکل ۱۰).

۴-۵. کانه‌زائی

پهنه کانهدار زواریان با توجه به گزارش پی‌جویی و پتانسیل‌یابی مواد معدنی صورت گرفته و نمونه‌برداری سیستماتیک (روزبه کارگر و موحدی، ۱۳۸۹)، شامل مجموعه‌ای از رگه‌های سیلیسی (زون سیلیسی یا زیرپهنه‌های پهنه کانهدار) است که از شمال به جنوب به ترتیب عبارتند از بخش شمالی (آت دره)، مرکزی (دره امامزاده) و جنوبی (دره جمال و لور). در هریک از این بخش‌ها تمرکز کانه‌زائی (بیشترین عیارهای طلا- مس) محدود به رگه و رگچه‌های سیلیسی- برشی حاوی اکسیدهای آهن و حاشیه دگرسان آنها می‌باشد. به‌طور کلی در این پهنه ۹ رگه سیلیسی شامل ۳ رگه سیلیسی- برشی در آت دره، ۲ رگه سیلیسی- برشی در دره امامزاده و نهایتاً ۳ رگه در دره جمال و ۱ رگه در دره لور تشخیص داده شده است (شکل ۴؛ کارگر و موحدی، ۱۳۸۹). در این بین بیشترین عیار مس (گاهی

گوئیت با آنها همراهی می‌کند که حاصل اکسیداسیون کانه‌های سولفیدی و به‌خصوص پیریت است. حفره‌ها دارای اندازه‌ی متغیری کمتر از یک میلی‌متر تا ۵۰



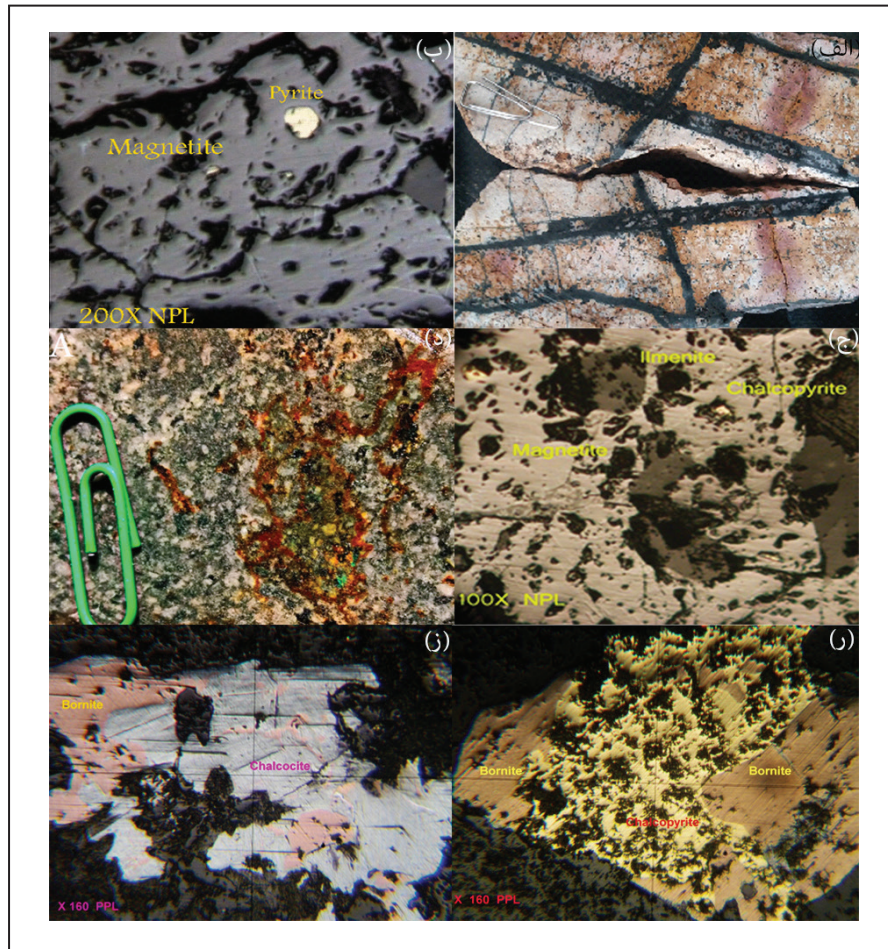
شکل ۸- نمائی از پهنه و دگرسانی‌ها در محدوده زواریان، الف) نمائی کلی از پهنه دگرسان (کانی‌های رسی) و کانهدار همراه با رگه‌های سیلیسی واقع در آن در محدوده آت دره به همراه دگرسانی پروپلیتیک در حواشی آن؛ ب) دگرسانی پروپلیتیک به رنگ سبز در واحدهای آندزیتی؛ ج) دگرسانی فلیک، همراه با اکسیدهای آهن؛ د) دگرسانی آرژلیک در امتداد شکستگی؛ ر) دگرسانی سیلیسی؛ ز) نمونه دستی از دگرسانی سیلیسی و کوارتزهای حفره‌ای، همراه با کائولن و اکسیدهای آهن (هماتیت، لیمونیت و گوئیت)؛ ه) نمائی نزدیک از کوارتز حفره‌ای و سیلیس باقیمانده در نمونه دستی.

نوع سوم دگرسانی سیلیسی (کوارتز حفره‌ای) از کوارتز ریزبلور همراه با پیریت تشکیل شده که جانشین سنگ‌های آندزیتی شده‌اند (شکل ۸- ر). در بخش‌هایی که محلول اسیدی موجب شسته شدن تمامی عناصر کانی‌ها به جزء سیلیس در سنگ میزبان شده است، حفراتی در سنگ میزبان باقی می‌ماند (vuggy quartz) (شکل‌های ۸- ز - ه). وجود کوارتزهای حفره‌ای (شکل ۸- ه) در کانه‌زائی زواریان نشان‌دهنده اسیدپته بسیار بالای سیال گرمابی است و سبب شستشوی ذرات یا فنوکریست‌ها از پیکره سنگ میزبان و تشکیل کوارتز باقیمانده شده که از شاخصه‌های اصلی کانسارهای اپی‌ترمال سولفیداسیون بالا به‌شمار می‌رود (Corbett, 2005).

دگرسانی سولفیدی شدن: حضور سولفید در منطقه از عمومیت نسبتاً زیادی برخوردار است، به‌گونه‌ای که در تمامی واحدهای آذرین منطقه به‌صورت اولیه و دانه‌پراکنده در متن سنگ‌های آذرین (ماگمائی و بدون ارتباط با دگرسانی) دیده می‌شوند (شکل ۱۰). این سولفیدها عمدتاً شامل پیریت بوده و به نوعی نشان‌دهنده غنی بودن ماگما از فاز سولفیدی اولیه می‌باشد. علاوه بر فاز اولیه سولفیدی (سولفیدهای ماگمائی و پیش از کانه‌زائی)، مهم‌ترین فاز سولفیدی (کانه‌زائی) در محدوده کانهدار در ارتباط با فرآیندهای گرمابی است (شکل ۱۰).

میلی گرم در تن و مقادیر مس کمتر از ۰/۰۵ درصد) به رگه‌های بخش جنوبی که در دره جمال واقع است، مربوط می‌شود (روزبه کارگر و موحدی، ۱۳۸۹).

بیش از ۱۰ درصد) با عیار نسبتاً متوسط طلا (کمتر از ۰/۵ گرم در تن) مربوط به آت دره است، این در حالی است که بیشترین عیار کانه‌زایی طلا (با عیار ۱۰۷۶۵



شکل ۱۰- نمایی از فازهای دگرسانی و مراحل کانه‌زایی، الف) رگه- رگچه‌های سیلیسی مگنتیتی مرحله دوم و فاز اول کانه‌زایی در نمونه دستی؛ ب-ج) ادخال‌های کوچک پیریت و کالکوپیریت در رگه‌های مگنتیتی- ایلمنتیتی فاز اول از مرحله دوم کانه‌زایی؛ د) نمونه دستی از رگچه‌های کوارتز تورمالین و مس‌دار مرحله دوم و فاز دوم کانه‌زایی؛ ر-ز) دانه‌های درشت کالکوپیریت، بورنیت (ر) و بورنیت- کالکوسیت (ز) به صورت هم‌رشد و محلول جامد را در محدوده آت دره نشان می‌دهند (عکس ر-ز برگرفته از روزبه کارگر و موحدی، ۱۳۸۹).

مناطق ضعف، اهمیت زیادی در تعیین مسیر حرکت سیالات کانه‌دار و موقعیت کانه‌زایی در این محدوده داشته‌اند. تست‌های اولیه فرآوری صورت گرفته به روش سیانید بر روی نمونه‌های این کانه‌زایی (در مقیاس پایلوت)، نه تنها به میانگین عیار ۱/۹ گرم بر تن و وجود ذرات میکرونی طلا در ابعاد مختلف (اغلب کمتر از ۷۴ میکرون) اشاره دارد، بلکه به حضور طلا به همراه نقره (الکتروم)، جیوه و آرسنیک (Abdi Bastami, et al., 2015)، که از مشخصه‌های سامانه‌های اپی‌ترمال است (Pirajno, 2009)، نیز اشاره دارد.

مراحل تکوین سامانه اپی‌ترمال زواریان، و پیرو آن کانه‌زایی، را براساس مطالعات سنگ‌نگاری، کانه‌نگاری، آنالیزهای شیمیایی و XRD می‌توان به‌طور خلاصه به مراحل زیر خلاصه نمود (جدول ۱):

۱- مرحله اول، دگرسانی گرمابی و تشکیل سیلیس باقی‌مانده با ظاهری سفید رنگ و متخلخل. این سیلیس متعلق به سنگ میزبان اولیه است که تحت تأثیر شستشوی اولیه سیالات اسیدی و تخریب (انحلال) کانی‌های اولیه به‌ویژه فلدسپات‌ها و کانی‌های تیره از قبیل هورنبلند و پیروکسن تشکیل شده است (شکل ۸-ه). فراوانی و اندازه حفرات در این مرحله به طبیعت اولیه و بافت سنگ میزبان بستگی دارد. این مرحله را در واقع، می‌توان بخشی از دگرسانی آرژیلیک

دره جمال به‌لحاظ کانه‌زایی از سه رگه در مجموع به‌طول تقریبی ۱۵۰-۱۰۰ متر و ضخامت متوسط ۴۰ سانتی‌متر تشکیل شده است. کانه‌زایی طلا در این بخش به‌لحاظ بافتی عمدتاً به‌صورت رگه- رگچه‌های سیلیسی- سولفیدی- برشی شامل پیریت و به‌ندرت کالکوپیریت به‌صورت دانه‌پراکنده می‌باشد.

همان‌گونه که در شکل ۴ نشان داده شده است، سنگ میزبان اصلی کانه‌زایی در این کانسار را توده‌های نیمه‌عمیق (گرانودیوریت-تونالیت) و واحدهای آذرآواری تشکیل می‌دهد. با توجه به قرابت مکانی توده‌های نفوذی و رگه‌های سیلیسی کانه‌دار در جوار و یا درون آنها و نیز حضور دایک‌ها در جوار توده‌ها بنظر می‌رسد کانه‌زایی در بخش بالایی این توده‌ها و در گسل‌ها رخ داده است (شکل ۴). نتایج آنالیز و مشاهدات صحرایی در پهنه کانه‌دار، نشان‌دهنده ارتباط قوی بین نمونه‌های عیار بالای طلا با رگه‌های سیلیسی، برشی و سولفیددار در جوار و یا درون توده‌های نفوذی می‌باشد (شکل ۴). این رگه‌ها غالباً با روندی هم‌سو و موازی با دایک‌های منطقه، شمالی- جنوبی تا شمال‌خاور- جنوب‌باختر، ضخامت چند سانتی‌متر تا چند متر و درازای چند متر تا چند صد متر گسترش را نشان می‌دهند. بسیاری از این رگه‌ها در محل تقاطع گسل‌ها و یا مناطق دارای شکستگی زیاد رخ داده‌اند (شکل ۴). بنابراین شکستگی‌ها و گسل‌ها به‌عنوان

سنگ میزبان کنترل می‌شود (شکل‌های ۹-الف، ب و ۱۰-الف). این فاز بیشتر، در حواشی توده‌ها به‌ویژه داخل شکستگی‌ها همراه با نفوذ سیالات گرمابی-ماگماتی کاملاً اکسیدی به‌صورت رگه رگچه‌های سیلیسی سفیدرنگ عمدتاً همراه با مگنتیت تیره رنگ که تقریباً در منطقه عمومیت دارند و در همه بخش‌هایی که توده نفوذی وجود دارد حضور دارند، مشخص می‌شود. مگنتیت‌ها معمولاً در این رگه‌ها به اکسیدهای آهن (هماتیت) تبدیل شده‌اند و رنگ تیره تا قرمز به خود گرفته‌اند. در واقع این فاز، فاز اصلی کانه‌زایی آهن، که در محدوده (کلیه زیرپهنه‌ها) و منطقه عمومیت دارد، را شامل می‌شود. این نوع رگه‌ها به نوعی اشاره به دمای بالای سیالات، به‌خصوص سیالات ماگماتی-گرمابی دارند، به گونه‌ای که برخی از محققین آن را از ویژگی ذخائر پورفیری می‌دانند (Muntean and Einaudi, 2000).

ب- سیلیسی شدن همراه با تورمالین و سولفید که با برش‌های گرمابی همراه است (شکل‌های ۹-ج، د). لازم به ذکر است در این بخش با دو نوع تورمالین مواجه هستیم، تورمالین‌هایی که اولیه‌اند و در داخل توده نفوذی (گرانودیوریت) و به‌صورت شعاعی دیده می‌شوند و نوع دوم تورمالین‌هایی که در داخل رگه‌های سیلیسی به‌صورت گرمابی و همزمان تشکیل شده‌اند و این فاز را تشکیل می‌دهند (شکل‌های ۹-ر) و چنانچه سولفید داشته باشند سولفید آنها عمدتاً پیریت، کالکوپیریت، بورتیت، کولین و کالکوسیت همراه یا بدون طلا می‌باشند.

بیشترین فاز کانه‌زایی فلزات پایه به‌خصوص مس متعلق به این فاز از کانه‌زایی می‌باشد (شکل‌های ۱۰-د، ر، ز) که به‌صورت رگه و برش محدود به خود توده نفوذی (گرانودیوریت) در محدوده آت دره رخمون دارد. عیار متوسط مس در این مرحله به حدود یک درصد (به‌طور محلی بیشتر) همراه با کمتر از ۰/۵ گرم در تن طلا می‌رسد (کارگر و موحدی، ۱۳۸۹). عمده قطعات برش‌ها (فاز دو) مربوط به سیلیس‌های سفید رنگ حفره‌دار (سیلیس باقی‌مانده) است که در زمینه‌ای از سیلیس تیره‌رنگ حاوی اکسیدهای آهن و گاهی تورمالین واقع شده‌اند (شکل‌های ۹-ج، د و ۱۰-ر، ز). کانه‌های مس در این مرحله با چشم غیر مسلح قابل تشخیص و در زیر میکروسکوپ به‌صورت دانه‌های درشت قابل تشخیص است (شکل‌های ۱۰-د، ر، ز). عیار سرب و روی در این مرحله اگرچه بسیار پائین می‌باشد، ولی در کل بیشترین میانگین عیار آن مربوط به این بخش است که در این بین مقادیر سرب بیشتر از روی است. از دیگر مشخصه‌های این فاز می‌توان به وجود دگرسانی سریستی همراه با رگه‌های سیلیسی و پائین بودن مقادیر آرسنیک در آن اشاره نمود. بنابراین، مشخصه این مرحله حضور برش‌های گرمابی است که توسط سیالات حاوی کانی‌های اکسیدی-سولفیدی پر شده‌اند. در این مرحله، سولفیدها و سیلیس با یکدیگر هم‌رشدی دارند (شکل‌های ۱۰-ر، ز). شدت نفوذ این سیالات در داخل شکستگی‌ها و تشکیل برش‌های گرمابی به‌حدی است که قطعات برش (بخش‌های سیلیسی شده) در آن به‌صورت زاویه‌دار و جابه‌جا شده می‌باشد (شکل‌های ۱۰-ج، د). این مرحله به‌دلیل ایجاد فضاهای خالی به‌واسطه برشی شدن، نقش بسیار مهمی در کنترل کانه‌زایی به‌عهده داشته است.

ج- از دیگر مراحل، فاز سولفیدی-سیلیسی و به‌عبارت بهتر، سومین فاز از فازهای کانه‌زایی در این مرحله است که به‌صورت قطع‌کننده (تأخیری)، رگه-رگچه، پرکننده حفرات حاصل از مراحل قبل و برش‌ها (نسبت به فاز قبل به‌ندرت دیده می‌شوند) است (شکل ۱۱). نشانه‌هایی از کاهش فشار و ته‌نشست سیال کانه‌دار در فضاهای خالی مشهود است (شکل‌های ۱۱ و ۱۲).

سولفیدها در این فاز عمدتاً شامل پیریت و آرسنوپیریت می‌باشند (شکل ۱۱). این مرحله با فراوانی کانی‌های سولفیدی مشخص می‌شود در این مرحله کانی‌های اکسیدی کم هستند و عمدتاً به‌صورت رگچه توسعه یافته‌اند. این رگچه‌ها مهم‌ترین فاز کانه‌زایی طلا-نقره را در کانسان زواریان در دره جمال و دره امامزاده (بر خلاف فاز مس در آت دره)، تشکیل می‌دهند. رنگ سیلیس در این مرحله روشن تا کدر به‌نظر می‌رسد و در حقیقت این مرحله بیان‌گر وجود یک‌سری از

محسوب نمود، که در طی تشکیل مراحل اولیه سامانه‌های اپی ترمال-پورفیری حاصل می‌شوند (Sillitoe, 2002). عیار میانگین فلزات قیمتی طلا-نقره و فلزات پایه در این مرحله (با توجه به نمونه‌های لیتوژنوشیمیایی) بسیار پائین و در حد سنگ میزبان اولیه (کمتر از ۵۰ میلی‌گرم در تن)، با میزان جزئی غنی‌شدگی می‌باشد (شکل ۴). عناصر آرسنیک، آنتیموان و آهن در این بخش، کمی نسبت به نمونه‌های غیردگرسان سنگ میزبان، غنی‌شدگی نشان می‌دهند. این مرحله را می‌توان به‌عنوان مرحله دگرسانی گرمابی اولیه یا مرحله آماده‌سازی برای کانه‌زایی (مرحله پیش از کانه‌زایی) اپی‌ترمال سولفیداسیون بالا در نظر گرفت (Hedenquist et al., 2000). فعالیت این مرحله به‌طور شاخص توسط شکستگی‌ها کنترل می‌شود.

جدول ۱ - توالی پاراژنزی.

Minerals	Alteration & Mineralization			Supergene	
	Pre-Ore stage	Ore-stage			
		Ph-1	Ph-2	Ph-3	
Pyrite & Arsenian pyrite	-	---	----	-----	
Chalcopyrite		--	-----	-	
Chalcocite			---	-	---
Bornite			----		
Magnetite		----	-	-	
Ilmenite		--			--
Tourmaline		-	----		
Rutile	-----				
Kaolinite	-----			-	--
Montmorillonite	-----				--
Illite	-----				
Sericite	-----	--	--		
Carbonate	-----				
Prehnite	-----				
Epidote	-----				
Chlorite	-----				
Goethite					-----
Limonite					-----
Hematite					-----
Malachite					-----
Azurite					-----
Quartz	--	-----	-----	---	

۲- مرحله دوم، اولین مرحله از فاز کانه‌زایی است که از تنوع نسبتاً زیادی برخوردار است و به‌صورت جانشینی تا شکافه پرکن در محدوده کانه‌دار تظاهر یافته است. این مرحله را می‌توان بر اساس کانی‌شناسی، رنگ سیلیس و تا حدی بافت و از همه مهم‌تر موقعیت مکانی رخمون آن در زیرپهنه‌های کانه‌دار زواریان به سه فاز تقسیم نمود که عبارتند از:

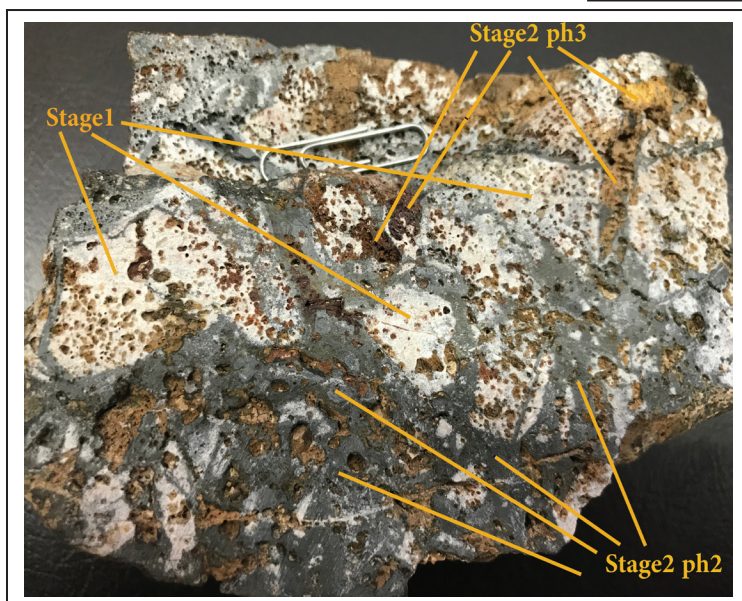
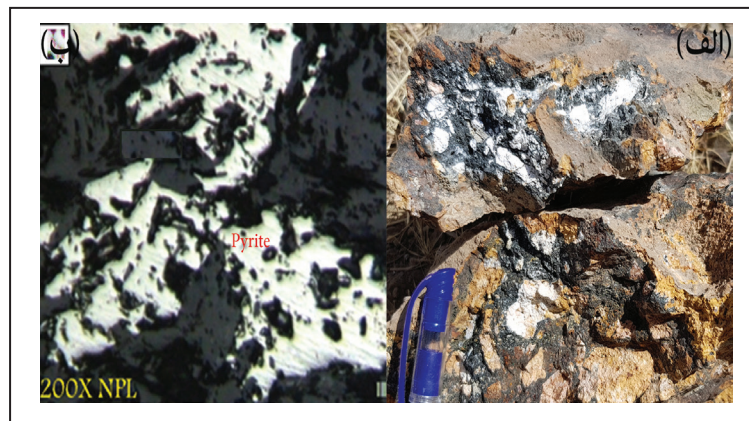
الف- سیلیسی شدن همراه با مگنتیت و به‌ندرت سولفید (پیریت و به‌ندرت کالکوپیریت)؛ در این قسمت کانی غالب علاوه بر کوارتز، اکسیدهایی از جمله مگنتیت و ایلمنیت می‌باشد. کانی‌های سولفیدی نسبت به اکسیدی در این فاز به‌لحاظ حجمی بسیار کم و به‌ندرت به‌صورت ادخال (ریز) مشاهده می‌شود (شکل‌های ۹ و ۱۰-الف-ب)، به گونه‌ای که با چشم غیر مسلح تشخیص آن دشوار است. سیلیسی شدن در این مرحله، حاصل جایگزینی سیلیس در سنگ میزبان گرمابی، در اثر نفوذ سیلیس، در بخش‌هایی است که دارای نفوذپذیری بوده و توسط شکستگی‌های محلی (گسل‌ها) و اختلاف نفوذپذیری واحدهای

مربوط به فرآیند سوپرژن می باشد که مناطق سطحی کانسار را تحت تاثیر قرار داده و باعث اکسید شدن ماده معدنی و تشکیل کانی‌های اکسیدی، کربناتی و هیدروکسیدی به صورت پرکننده فضاهای خالی و جاننشینی شده است (شکل‌های ۹ و ۱۰-د و ز). بعد از اکسیدهای آهن بیشترین کانی حاصل از این مرحله حضور کانی‌های مالاکیت و آزوریت به خصوص در محدوده آت دره و درون توده‌ی نفوذی گرانودیوریتی- تونالیتی است (شکل ۱۱). اکسیدشدگی حاصل از فرآیند سوپرژن در این کانسار، فرآیند مهمی در ایجاد نمونه‌های پرعیار طلا همراه با اکسیدهای آهن (هماتیت، لیمونیت و گوتیت) در برخی بخش‌های این کانسار محسوب می‌شود (نقاط پرعیار در شکل ۴). بر این اساس، احتمال اینکه طلای موجود در سولفیدها بیشتر به صورت ادخال‌های بسیار ریز و یا محلول جامد در کانی‌های سولفیدی قرار داشته باشد را تقویت می‌نماید و فرآیند آزادسازی طلای فرآیند سوپرژن و دلیل پرعیار بودن نمونه‌های حاوی اکسید آهن به نوعی توجیه می‌شود. بنابراین مراحل کانه‌زایی اقتصادی طلا در کانسار زواریان بیشتر در ارتباط با فازهای مرحله دوم همراه با رگه‌های سیلیسی، برشی شدن و کانی‌های سولفیدی می‌باشد. نکته حائز اهمیت در این بخش جدا نمودن فاز دوم و سوم در این کانه‌زایی است که به نظر می‌رسد با توجه به تقدم و تاخر آنها فاز دوم نسبت به فاز سوم مدتی زودتر اتفاق افتاده است. در شکل ۱۲ سعی شده مراحل ۱ و ۲ کانه‌زایی همراه با فازهای مرحله دوم در یک نمونه (دره جمال)، نشان داده شود.

کوارتزهای سولفیددار کانه‌دار می‌باشد. این مرحله عموماً فضاهای خالی حاصل از مراحل قبلی یعنی حفرات، ریزشکستگی‌ها، فضاهای خالی واقع در رگه‌های سیلیسی قبلی را پر می‌کنند و یا با ایجاد برش (متفاوت با مرحله قبلی) فضای لازم را برای ته‌نشست ایجاد می‌کنند. عمده کانه‌زایی طلا به این فاز تعلق می‌گیرد و بیشترین عیارهای طلا ($2-1\text{ ppm}$) مربوط به این مرحله می‌باشد. از نمونه‌گیری‌هایی که از رگه و رگچه‌های واقع در دره جمال در مطالعات اکتشافی مقدماتی بدست آمده، مقادیر بالای طلا در آنها یافت شده است (شکل ۴). به طوری که ۲۳ نمونه آنها دارای مقادیر بیش از یک گرم در تن طلا می‌باشند (نقاط پرعیار در شکل ۴). بنابراین این مرحله اصلی‌ترین فاز کانه‌زایی (فاز سوم) طلا را به خود اختصاص می‌دهد. نکته بسیار با اهمیت اینکه تمرکزهای بالای نقره در این کانسار عمدتاً در داخل زون‌های طلا دار اصلی رخ داده‌اند که احتمالاً به دلیل حضور الکتروم بوده باشد (Abdi Bastami, et al., 2015).

محتوای سولفید این فاز گاهی به ۵-۱۰ درصد می‌رسد و بیشتر از پیریت تشکیل شده‌اند که عموماً به صورت بی‌شکل و دانه‌پراکنده و گاهی به صورت رگچه سولفیدی دیده می‌شود (شکل‌های ۱۱ و ۱۲). فاز سیلیسی آن نسبتاً کم و تفکیک سیلیس از سولفید در آن به خوبی صورت گرفته است. لازم به ذکر است به دلیل حضور سولفید فراوان در این بخش، فرآیند سوپرژن بیشترین تأثیر را بر این فاز و تبدیل آنها به اکسیدها، هیدروکسیدها و کربنات‌ها (آهن، مس) داشته است. ۳- آخرین مرحله (مرحله سوم) در این سامانه و بعد از تشکیل ماده معدنی،

شکل ۱۱- رگچه‌های کوارتز سولفیددار مربوط به مرحله دوم و فاز سوم کانه‌زایی به صورت رگچه‌های سیلیسی-سولفیدی و برشی بافت توده‌ای در سولفیدها.



شکل ۱۲- مراحل ۱ و ۲ همراه با فازهای ۲ و ۳ از مرحله دوم کانه‌زایی در یک نمونه.

۴-۶. ژئوشیمی

(زحمتکش، ۱۳۹۸). کلیه عناصر در این سامانه از روند کاهش‌ی مقادیر فراوانی و روند افزایشی عیار، حین تکوین سامانه برخوردارند. به عبارت بهتر، تکوین

از بررسی هیستوگرام‌های تک متغیره داده‌های لیئورژئوشیمیایی این محدوده، این گونه بر می‌آید که شکل و فرم کلی آنها بسیار شبیه هم می‌باشد

اگرچه طلا همبستگی بسیار بالایی با مقادیر نقره نشان می‌دهد، اما مقادیر نقره، سرب و روی در این کانسار بسیار کم است که به نوعی اشاره به عدم قرارگیری این کانه‌زایی در سامانه‌های اپی‌ترمال حدواسط است (Richards et al., 2016). نسبت Ag/Au در فازهای مختلف این کانه‌زایی، در تغییر (بین ۰/۵ تا ۱/۳ و حتی کمتر) است، اما این نسبت در نمونه‌های پرعیار به بیش از یک و تا پنج برابر و بیشتر نیز می‌رسد (Abdi Bastami, et al., 2015).

بیسموت تنها عنصری است که در این بخش علاوه بر طلا با نقره، آرسنیک، مولیبدن، آنتیموان، مس و کادمیوم همبستگی قوی نشان می‌دهد (جدول ۲). (Deen et al., 1994) معتقدند که این نوع پاراژنهای بیسموت اشاره به ارتباط ژنتیکی قوی آنها با کانسارهای فلزات قیمتی تپ اسید-سولفات (با سولفیداسیون بالا) در ذخایر اپی‌ترمال دارد. به عبارت بهتر، چنین پاراژنهایی به نوعی نقش سیالات اسیدی مشتق شده از توده‌های نیمه‌عمیق حدواسط (سیال ماگماتی) را در این کانه‌زایی‌ها به‌خوبی نشان می‌دهد (Deen et al., 1994).

سامانه گرمایی در این کانسار را می‌توان به فازهای مختلف نسبت داد، البته میزان فراوانی عناصر در فازها و عناصر مختلف یکسان نمی‌باشد. برخی از این عناصر همچون طلا و نقره به‌دلیل عدم شرکت در فازهای مختلف از دامنه انحراف معیار بسیار پائینی برخوردارند (۱/۱۳۱)، درحالی‌که در مورد عناصری چون مس (۱۹۱۵) و آرسنیک (۴۳۵۸) این دامنه بسیار گسترده بوده و بنابراین در فازهای کانه‌زایی بیشتری شرکت نموده‌اند. بر اساس محاسبه ضریب همبستگی عناصر (اسپیرمن)، طلا بیشترین همبستگی را با عناصر مولیبدن، بیسموت، آرسنیک، آنتیموان، کادمیوم، نقره و مس دارد (جدول ۲) که از یک‌طرف نشان‌دهنده ارتباط این عناصر با عناصر کالکوفیل و نقش کمپلکس‌های بی‌سولفیدی در حمل طلا می‌باشد؛ و از طرف دیگر، ارتباط کانه‌زایی طلا با عناصر ماگماتی نظیر بیسموت و مولیبدن، خود دلیلی بر نقش سیالات ماگماتی در تشکیل آن می‌باشد (Hart et al., 2002). نهایتاً حضور عناصر فلزی چون نقره به‌همراه طلا، آرسنیک، جیوه و آنتیموان، از شاخصه‌های سامانه‌های اپی‌ترمال است (Pirajno, 2009).

جدول ۲- ضریب همبستگی رتبه‌ای اسپیرمن مربوط به داده‌های لیتوژئوشیمیایی در پهنه کانه‌دار زواریان.

Element	Au	Ag	As	Ba	Bi	Cd	Cu	Hg	Mn	Mo	Pb	Sb	Sn	Te	Tl	U	W	Zn
Au	1.00																	
Ag	.588**	1.00																
As	.647**	.626**	1.00															
Ba	-0.14	-0.15	-0.13	1.00														
Bi	.658**	.709**	.647**	-0.06	1.00													
Cd	.596**	.608**	.940**	-0.12	.576**	1.00												
Cu	.460**	.409**	.244**	.222**	.499**	.264**	1.00											
Hg	-.307**	0.01	-.373**	.265**	0.06	-.315**	0.11	1.00										
Mn	-.488**	-.192**	-.422**	-0.15	-.332**	-.352**	-.282**	.316**	1.00									
Mo	.677**	.582**	.580**	-.176*	.747**	.509**	.312**	-0.02	-.313**	1.00								
Pb	.210*	.440**	.501**	0.06	.283**	.536**	.203*	-0.03	-0.08	.217**	1.00							
Sb	.623**	.725**	.863**	-.177*	.824**	.791**	.339**	-.215*	-.333**	.690**	.464**	1.00						
Sn	0.01	-0.03	-0.13	-0.12	0.08	-0.11	0.00	0.13	0.12	0.14	-0.15	0.01	1.00					
Te	0.01	.345**	0.05	0.12	.462**	0.07	.297**	.760**	.279**	.289**	.222**	.250**	.179*	1.00				
Tl	-.485**	-0.09	-.348**	.221**	-0.09	-.292**	-0.03	.740**	.592**	-.232**	0.07	-.210*	.326**	.746**	1.00			
U	-0.06	.300**	-0.04	-0.16	.407**	-0.01	0.10	.540**	.556**	.194*	0.11	.206*	.178*	.711**	.568**	1.00		
W	.257**	.316**	.372**	.191*	.254**	.460**	.263**	0.00	-0.15	0.08	.381**	.311**	.216**	0.13	0.06	0.03	1.00	
Zn	0.06	.465**	.276**	0.15	.315**	.382**	.240**	.200*	0.16	0.10	.600**	.329**	-.204*	.418**	.249**	.412**	.503**	1.00

۵- نتیجه‌گیری

انواع دگرسانی مرتبط با توده نیمه‌عمیق، اسیدی و اکسیدی بودن سیالات گرمایی، کانی‌شناسی (پاراژن کانی‌ها کالکوپیریت، بورنیت، کالکوسیت، پیریت، منیتیت، مالاکیت، بیوتیت، کلریت، کوارتز، تورمالین، لیمونیت و کائولینیت)، نوع فلزهای معدنی (طلا-مس)، حضور توده‌های نیمه‌عمیق در جوار دگرسانی، ارتباط مستقیم با توده‌های نیمه‌عمیق (قرارگیری داخل آن) و همبستگی کانه‌زایی با عناصر مرتبط با توده‌های نیمه‌عمیق از جمله بیسموت، مس و مولیبدن و همجواری با کانسار مس-طلای پورفیری دالی با سن توده‌های مشابه در یک موقعیت همگی بیان‌کننده مشابهت این کانسار با کانسارهای نوع اپی‌ترمال سولفیداسیون بالا است، اگرچه عدم تشخیص آلونیت، دگرسانی پتاسیک، انارژیت و سیالات درگیر در این تحقیق راه را برای مطالعات بیشتر پس از انجام حفاری به منظور تعیین دقیق‌تر تپ کانه‌زایی باز می‌گذارد.

از نتایج حاصل از بررسی‌های صورت گرفته، این‌گونه برمی‌آید که کانه‌زایی زواریان طی فعالیت گرمایی و در ارتباط با مجموعه آتشفشانی-نفوذی است که در شمالباختر-باختر کشور واقع شده است. این فعالیت آتشفشانی-گرمایی، بخشی از فعالیت کمان ماگماتی ارومیه-دختر محسوب می‌شود که عامل اصلی کانه‌زایی‌های اپی‌ترمال در این ناحیه و دیگر نواحی می‌باشد.

این سامانه گرمایی، یک روند انتقالی از سامانه‌های اپی‌ترمال و پورفیری را نشان می‌دهد. کانه‌زایی مزبور به‌لحاظ نوع دگرسانی‌های گرمایی (پروپیلیتیک، آرژیلیک، فلیک و سیلیسی‌شدن) و روند تکوین کانه‌زایی در ارتباط با برشی شدن و ته‌نشینی سولفیدهای مس، می‌باشد. طلا در این کانه‌زایی به‌صورت آزاد شده از دانه‌های پیریت اکسیده، همچنین به‌صورت محلول جامد در دیگر کانه‌های سولفیدی رخ داده است. مشخصاتی نظیر جایگاه زمین‌ساختی، سنگ میزبان،

کتابنگاری

- احمدفرج، م، ۱۳۹۴- گزارش ارزش‌گذاری اقتصادی مناطق مستعد اکتشافی در منطقه سلفچگان، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
روزبه کارگر، س. و موحدی، م، ۱۳۸۹- گزارش پی‌جویی و پتانسیل‌یابی مواد معدنی به‌همراه نقشه ۱:۲۵۰۰۰ سلفچگان - منطقه زواریان، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
زحمتکش، ا، ۱۳۹۸- زمین‌شناسی و عوامل کنترل‌کننده کانه‌زایی طلای زواریان، سلفچگان (جنوب باختری قم)، پایان‌نامه کارشناسی ارشد زمین‌شناسی اقتصادی، پژوهشکده علوم زمین سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

عارفی، م.، ۱۳۹۲- بررسی کانی‌سازی اندیس طلای زواریان و پتانسیل‌یابی ذخایر مشابه در مناطق همجوار با استفاده از تلفیق داده‌های ماهواره‌ای ASTER، زمین‌شناسی، اندیس‌های شناخته شده و کنترل زمین در محیط GIS، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه صنعتی اصفهان.

علائی مهابادی، س.، ۱۳۷۹- نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰،۰۰۰، سلفچگان، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

موحدی، م.، ۱۳۸۷- گزارش پی‌جویی و پتانسیل‌یابی مواد معدنی به همراه تهیه نقشه ۱:۲۵۰،۰۰۰ سلفچگان - منطقه زواریان، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

References

- Abdi Bastami, S., Rezaei, B., Pazooki, A. and Amini, A., 2015- Preliminary Cyanidation of Gold Ore from Zavvarian, International Journal of Engineering and Innovative Technology (IJEIT), V. (4), P. 191-194.
- Alavi, M., 1994- Tectonic of the Zagros orogenic belt of Iran: new data and interpretations: Tectonophysics, v. 229, p. 211-239. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(94\)90030-2](https://doi.org/10.1016/0040-1951(94)90030-2).
- Aliyari, F., Rastad, E., Mohajjel, M., and Goldfarb, R. J., 2012- Gold deposits in the Sanandaj-Sirjan metamorphic belt: orogenic gold deposits or intrusion-related gold systems? Resource Geology, 62(3): 296-315. <https://doi.org/10.1111/j.1751-3928.2012.00196.x>.
- Allen, M. B., Kheirkhah, M., Emami, M. H., and Jones, S. J., 2011- Right-lateral shear across Iran and kinematic change in the Arabia-Eurasia collision zone: Geophysical Journal International, v. 184, p. 555-574. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246x.2010.04874.x>.
- Ayati, F., Yavuz, F., Asadi, H. H., Richards, J. P. and Jourdan, F., 2013- Petrology and geochemistry of calc-alkaline volcanic and subvolcanic rocks, Dalli porphyry copper-gold deposit, Markazi Province, Iran: International Geology Review, v. 55, p. 158-184. <https://doi.org/10.1080/00206814.2012.689640>.
- Chiu, H. Y., Chung, S. L., Zarrinkoub, M. H. and Mohammadi, S. S., 2013- Zircon U-Pb age constraints from Iran on the magmatic evolution related to Neo-Tethyan subduction and Zagros orogeny. Lithos 162-163, 70-87. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2013.01.006>.
- Corbett, G., 2005- Epithermal Au-Ag deposit types- implications for explorations, for the Proexplo Conference Peru.
- Daliran, F., 2008- The carbonate rock-hosted epithermal gold deposit of Agdarreh, Takab geothermal field, NW Iran-hydrothermal alteration and mineralization: Mineralium Deposita, v. 43, p. 383-404. <https://doi.org/10.1007/s00126-007-0167-x>.
- Deen, J. A., Rye, R. O., Munoz, J. L. and Drexler, J. W., 1994- The magmatic hydrothermal system at Julcani, Peru: Evidence from fluid inclusions and hydrogen and oxygen isotopes: Economic Geology, v.89, p.1924-1938. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.89.8.1924>.
- Hart, C. J. R., 2007- Reduced intrusion-related gold systems, in Goodfellow, W.D., ed., Mineral deposits of Canada: A Synthesis of Major Deposit Types, District Metallogeny, the Evolution of Geological Provinces, and Exploration Methods: Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division, Special Publication no. 5, p. 95-112. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.102.7.1355>.
- Hart, C. J. R., McCoy, D., Goldfarb, R. J., Smith, M., Roberts, P., Hulstein, R., Bakke, A. A. and Bundtzen, T. K., 2002- Geology, exploration and discovery in the Tintina gold province, Alaska and Yukon. Society of Economic Geologists Special Publication, v. 9, p. 241-274. <https://doi.org/10.5382/sp.09.12>.
- Hedenquist, J. W., Arribas, J. A. and Gonzalez-Urein, E., 2000- Exploration for epithermal gold deposits: Society of Economic Geologists, Review, v. 13, p. 245-277.
- Heidari, S. M., Daliran, F., Paquette, J. L. and Gasquet, D., 2015- Geology, timing and genesis of the high sulfidation Au (-Cu) deposit of Touzlar, NW Iran. Ore Geology Reviews. 65, 460-486. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2014.05.013>.
- Heidari, S. M., Moosavi Makooi, S. A., Mirzakhani, M., Rasoli, F., Ghaderi, M. and Abadi, A. R., 2016- A review of tectono-magmatic settings and gold metallogeny in the inner parts of Zagros orogeny: A tectonic model for the major gold deposits, western Iran. Eurasian Mining. 25, 3-20. <https://doi.org/10.17580/em.2016.01.01>.
- Kouhestani, H., Ghaderi, M., Zaw, K. h., Meffre, S. and Emami, M. H., 2011- Geological setting and timing of the Chah Zard breccia-hosted epithermal gold-silver deposit in the Tethyan belt of Iran. Miner. Deposita, v. 47, p. 425-440. <https://doi.org/10.1007/s00126-011-0382-3>.
- Mehrabi, B., Yardley, B. W. D. and Cann, J. R., 1999- Sediment-hosted disseminated gold mineralization at Zarshuran, north-west Iran: Mineralium Deposita, v. 34, p. 673-696. <https://doi.org/10.1007/s001260050227>.
- Moritz, R., Ghazban, F. and Singer, B. S., 2006- Eocene gold ore formation at Muteh, Sanandaj-Sirjan tectonic zone, Western Iran: A result of late-stage extension and exhumation of metamorphic basement rocks within the Zagros Orogen: Economic Geology, v. 101, p. 1497-1524. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.101.8.1497>.
- Muntean, J. and Einaudi, M., 2000- Porphyry gold deposits of the Refugio district. Maricunga belt, northern Chile: Economic Geology, v.95. <https://doi.org/10.2113/95.7.1445>.
- Pirajno, F., 2009- Hydrothermal processes and mineral systems. Hydrotherm. Process. Mineral Syst. <https://doi.org/10.1007/978-1-4020-8613-7>.
- Richards, J. P., 2018- Why is my porphyry a dud? RFG 2018 Conference Proceeding, June 16-21, 2018. Vancouver, Canada.
- Richards, J. P. and Sholeh, A., 2016- The Tethyan tectonic history and Cu-Au metallogeny of Iran. In: Richards, J.P.(Ed.), Tectonics and Metallogeny of the Tethyan Orogenic Belt: Society of Economic Geologists Special Publication No. 19, 193-212.
- Sillitoe, R.H., 2002- Some metallogenic features of gold and copper deposits related to alkaline rocks and consequences for exploration: Mineralium Deposita, v. 37, p. 4-13. <https://doi.org/10.1007/s00126-001-0227-6>.
- Verdel, C., Wernicke, B. P., Hassanzadeh, J. and Guest, B., 2011- A Paleogene extensional arc flare-up in Iran, Tectonics, v. 30, TC3008, p.19. <https://doi.org/10.1029/2010tc002809>.

Geology and mineralization of Zavarian Au-(Cu) deposit (Qom-Salafchegan)

E. Zahmatkesh¹ and S. M. Heidari^{2*}

¹M.Sc. Student, Research Institute for Earth Sciences, Geological Survey of Iran, Tehran, Iran

²Assistant Professor, Research Institute for Earth Sciences, Geological Survey of Iran, Tehran, Iran

Received: 2019 October 07

Accepted: 2020 May 03

Abstract

Zavarian gold mineralization formed within andesitic volcanic rocks in northwestern Iran. The volcanic complex is in fact a part of magmatism related to Urumieh-Dokhtar-magmatic-belt crosscutting northwestern rim of Central-Iran zone. This system is a part of the volcanic-sedimentary sequence of the Qom-Basin that is formed as an intercontinental stratovolcano in a tension environment. Gold mineralization is seen mainly in the form of disseminate, and veins which shows the highest correlation with quartz, breccia and sulfide-bearing (pyrite-chalcopyrite) hydrothermal system. Gold has the highest correlation with Mo-Bi-As-Sb-Ag-Cd-Cu which indicates relationship mineralization with magmatic fluids and role of bi-sulfide complexes in gold transport. Hydrothermal alteration in this area is most in the vicinity and within intrusions, and along fractures with NE-SE trending and have more intense around siliceous zones. The activity of hydrothermal system starts by alterations related to the subvolcanic intrusive, and creates the first mineralization phase by oxid-silicic alteration along the fractures. This mineralization phase continued by hydrothermal breccia with copper sulfide, and finally finished with high sulfide mineralization and deposition of gold mineralization in the cavities and fractures. However, the features of this mineralization show the most similarity to the epithermal related to subvolcanic deposits and high-sulfidation epithermal deposit types.

Keywords: Epithermal, Subvolcanic, Zavarian, Depositional environment, Salafchegan.

For Persian Version see pages 39 to 50

*Corresponding author: S. M. Heidari; E-mail: sm.heidari@gmail.com