

جایگاه زمین‌شناسی، ساختاری و کانه‌زایی ذخایر گرمابی-ماگمایی مس ($\pm$ طلا) ناحیه ساوه-رزن

سیدمهران حیدری^{۱*}، سارا صفوی^۱، افشین اکبرپور^۱، عذرا حسن‌لو^۲ و بهرام محقق^۲

^۱پژوهشکده علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران، ایران
^۲سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران، ایران

چکیده

ناحیه ساوه-رزن با روند نزدیک به EW، میزبان کانه‌زایی‌های مس ($\pm$ طلا)، در شمال‌باختر کمان ماگمایی ارومیه-دختر (با روند NW) می‌باشد. این ناحیه با تغییر روند ساختاری-چینه‌ای، از شمال‌باختر به خاوری-باختری بیشترین واکنش را به میدان‌های تنش حاصل از پهنه برشی ناحیه‌ای نسبت به دیگر نواحی کمان ماگمایی ارومیه-دختر، از خود نشان می‌دهد. پهنه برشی راست‌گرد در این ناحیه، همچنین باعث ایجاد فضای لازم برای جایگیری توده‌های نیمه‌ذرف، اغلب با ترکیب دیوریتی و بافت پورفیری تا میکروگرانولار در زمان الیگومیوسن در ژرفای کم و درون سنگ‌های آتشفشانی اتوسن شده‌است. این سامانه‌های نفوذی، با ایجاد انواع دگرسانی گرمابی مرتبط با توده (پروپلیتیک، آرژیلیک حدواسط-پیشرفته و فیلیک)، منجر به تمرکز شماری از کانه‌زایی‌های مس-طلا با ویژگی‌های مشابه، به صورت رگه‌های کوآرتزی-سولفیدی-برشی گرمابی در حواشی خود و در امتداد شکستگی‌های فرعی با روند خاوری-باختری تا شمال‌خاور-جنوب باختر شده‌است. از دیگر ویژگی‌های مشترک این کانه‌زایی‌ها، می‌توان به دمای همگن‌شدگی بین ۲۰۰-۳۵۰ °C، دامنه شوری ۶-۲۸٪ وزنی معادل نمک طعام، سیالات حاوی گاز CO₂ و فاز مایع آبگون با حضور سولفیدهایی همچون پیریت، کالکوپیریت، بورنیت، کالکوسیت و سولفوسالت‌ها و نسبت طلا به نقره بیشتر (>1) می‌توان اشاره نمود. این ویژگی‌ها بیشترین شباهت را با ذخایر اپی‌ترمال نوع حدواسط مرتبط با توده‌های نفوذی پورفیری که در کمان‌های ماگمایی کالکوآلکالین تشکیل می‌شوند، دارند و این ناحیه را به عنوان یک هدف مناسب به منظور اکتشاف ذخایر پنهان مس-طلا پورفیری، معرفی می‌نماید.

اطلاعات مقاله

تاریخچه مقاله:

تاریخ دریافت: ۱۴۰۰/۰۱/۱۶

تاریخ پذیرش: ۱۴۰۰/۰۸/۱۷

تاریخ انتشار: ۱۴۰۱/۰۴/۰۱

کلیدواژه‌ها:

کانه‌زایی

اپی‌ترمال

سولفیداسیون حدواسط

ساوه

رزن

۱- پیش‌نوشتار

اگرچه عمده ذخایر مس جهان در رده ذخایر ماگمایی، گرمابی-ماگمایی و رسوبی قرار دارند، اما بیشتر آنها در کمرندهای کوهزایی جوان‌تر از پالئوزویک (آند، حاشیه اقیانوس آرام و آلپ) واقع‌اند، که خود حکایت از ارتباط تنگاتنگ این ذخایر با کمان‌های ماگمایی و کمرندهای کوهزایی دارد. در این بین، تحولات مرتبط با تکوین نئوتیس در ایران و در کمرند کوهزایی آلپ-همیالیا، تحت عنوان کوهزاد زاگرس (Alavi, 1994)، و کمرند ماگمایی ارومیه-دختر به عنوان کمان ماگمایی آن شناخته می‌شود (Hassanzadeh and Wernicke, 2016، شکل ۱). اگرچه به لحاظ ژئودینامیکی در مورد این کوهزاد اتفاق نظر وجود دارد، اما در جزئیات مربوط به تکوین آن هنوز مباحث زیادی همچون محیط‌های کشتی درون کمانی یا پشت کمان، شکست و برگشت صفحه اقیانوسی فرورونده، برخورد و پس از آن، مطرح است.

ناحیه مورد مطالعه با طول بیش از ۱۸۰ و عرض متوسط ۳۰ کیلومتر، به صورت دو نوار ماگمایی شمالی و جنوبی با روند نزدیک به خاوری-باختری تا شمال‌باختر-جنوب‌خاور، در بخش میانی-شمالی کمان ماگمایی ارومیه-دختر، واقع

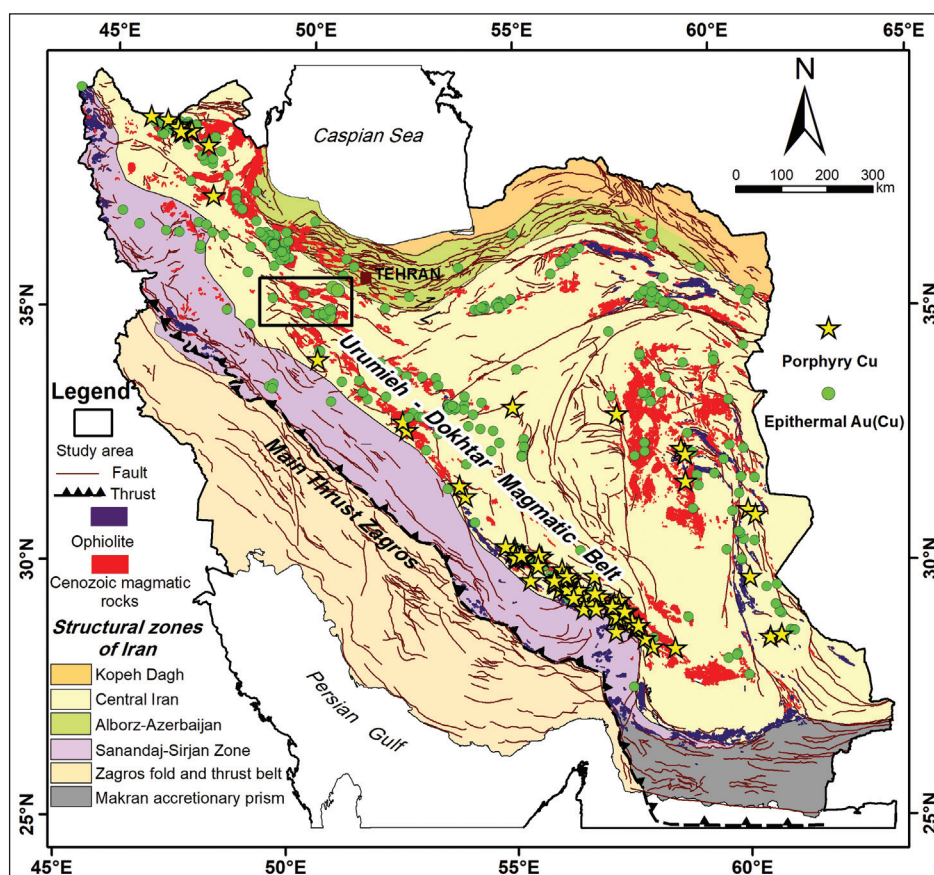
است (شکل‌های ۱ و ۲). این کمان گرچه مهم‌ترین میزبان ذخایر مس پورفیری کشور (شکل ۱) است، اما ذخایر پورفیری در آن از توزیع یکنواختی برخوردار نمی‌باشند. به گونه‌ای که از بخش جنوبی (ناحیه کرمان)، به سمت مرکزی (ناحیه یزد) و شمالی (ناحیه ارسباران)، از تراکم ذخایر پورفیری آن کاسته و بر میزان ذخایر اپی‌ترمال آن افزوده می‌شود (شکل ۱). در این راستا، ناحیه ساوه-رزن جزو ناحیه‌هایی است که ذخیره پورفیری در آن گزارش نشده و به عبارت بهتر حلقه مفقوده این بخش از کمان ماگمایی ارومیه-دختر به‌شمار می‌رود، هرچند از ظرفیت لازم برای کانسارهای گرمابی-ماگمایی برخوردار می‌باشد (شکل ۲). بر این اساس، و به‌منظور درک این موضوع (عدم حضور ذخایر پورفیری و ارتباط آن با ذخایر اپی‌ترمال)، بررسی عوامل کنترل‌کننده کانه‌زایی در مقیاس ناحیه‌ای، با توجه به داده‌های سیستماتیک و مقایسه آن با یافته‌های پیشین در مقیاس محدوده‌های معدنی مس (تیپ آنها) در این ناحیه، که توسط پژوهشگران مختلف صورت گرفته است (جدول ۱)، هدف اصلی این پژوهش می‌باشد. چرا که بیشتر مطالعات پژوهشی صورت گرفته (صالحی و همکاران، ۱۳۹۳؛ فضلی، ۱۳۹۴؛ رجب‌پور، ۱۳۹۴؛ یوسفی، ۱۳۹۶) بر روی ذخایر این ناحیه به صورت

نفوذی (Hassanzadeh et al., 2008) و نیز فسیل‌های واحدهای رسوبی پالئوزویک (Horton et al., 2008)، نوپروتروزویک بیان شده است (شکل ۲). رخمون این واحدهای دگرگونی از گسترش زیاد و یکنواختی در سرتاسر این نواحی برخوردار نبوده و عمدتاً از شست‌سبز، میکاشیست، گنایس و میلونیت تشکیل یافته‌اند. آنچه که در ارتباط با این واحدهای دگرگون و پی‌سنگی از اهمیت بالایی برخوردار است، بالا آمدن و فرسایش بخش‌های رویی آن در حین تکوین و بسته شدن نئوتتیس است (Stockli et al., 2004). این بالا آمدگی با توجه به فابریک‌های ساختاری میلونیتی، در مقیاس‌های مختلف، اشاره به تأثیر پهنه‌های برشی ناحیه‌ای و تحمل دگرشکلی در فازهای مختلف به صورت فابریک‌های شکل‌پذیر و شکنا دارد (Verdel et al., 2011)، که از ویژگی‌های محیط‌های کوهزایی و جوان است (Groves and Bierlein, 2007). به عبارت بهتر، سازوکارهای تغییر شکل سنگ‌ها و واکنش‌های دگرگونی در آنها، ارتباط تنگاتنگی با هم نشان می‌دهند، و با نزدیک تر شدن به هسته این مجموعه، بر سن و شدت دگرشکلی آن افزوده می‌شود (Stel, 1986). این مجموعه دگرگونی نه تنها در این ناحیه، بلکه در نواحی گلپایگان، تکاب و دیگر بخش‌های آلپ-همایلا (Searle et al., 2003) نیز گزارش و به بالا آمدگی و کشش در ائوسن نسبت داده شده‌اند (Moritz et al., 2006; Heidari et al., 2015). هرچند Stocklin (1968) معتقد است این کمپلکس‌ها در ارتباط و توأم با گسل‌های امتدادلغز و کم-شیب میوسن می‌باشند.

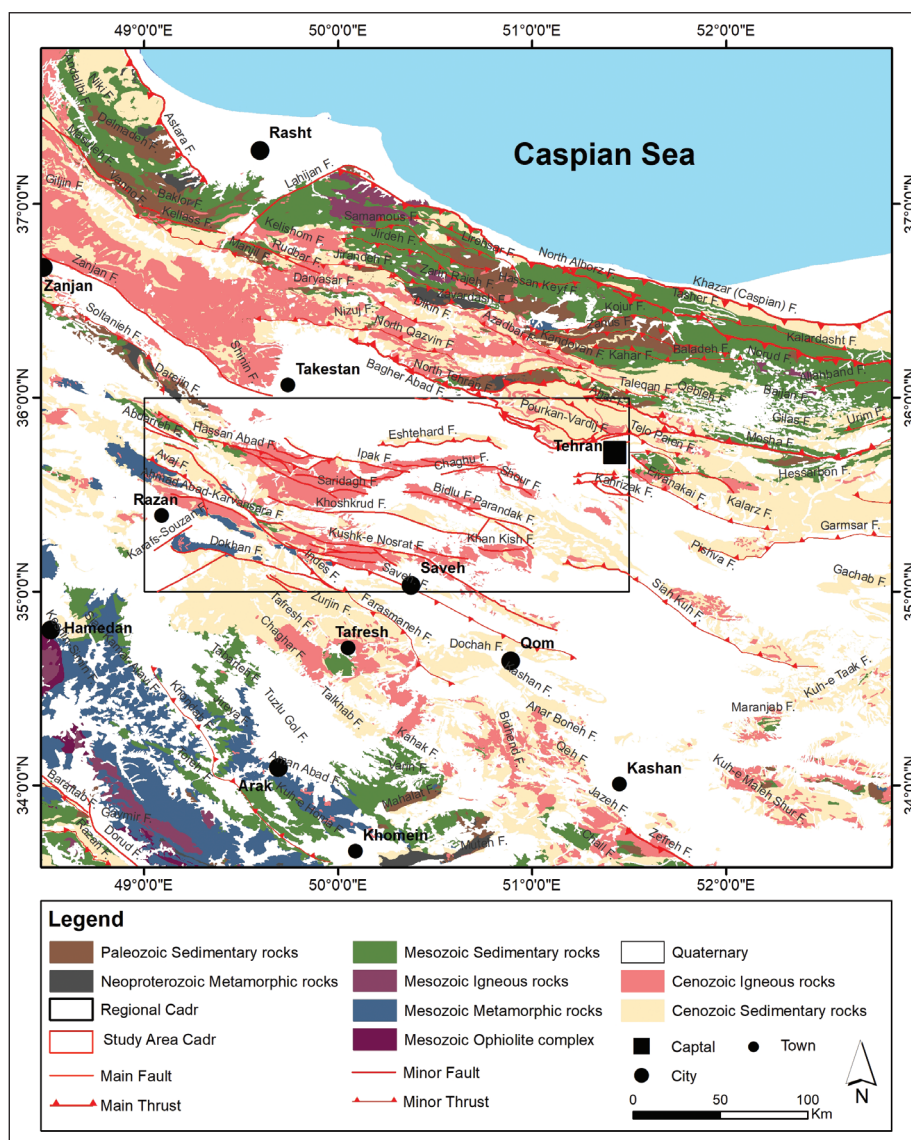
مجزا و موردی، حکایت از عدم اتفاق نظر در معرفی تیپ کانساری این ذخایر از جمله ای‌ترمال (سولفیداسیون حدواسط، بالا و پایین)، مانتو و غیره دارد (جدول ۱). از این رو، درک بیشتر محیط زمین‌شناسی، ساختار، دگرسانی در ارتباط با کانه‌زایی‌های گرمابی-ماگمایی مس (± طلا) در زمان ائوسن-الیگومیوسن و در مقیاس ناحیه‌ای می‌تواند نقش مهمی در تعیین و شناخت بهتر این ذخایر و ارتباط آن با توده‌های نفوذی نیمه‌ژرف (پورفیری) در این ناحیه (نوع و تیپ کانسار) داشته باشد و زمینه را برای مطالعات بیشتر و پیشبرد اهداف اکتشافی فراهم نماید.

۲- جایگاه زمین‌شناسی ناحیه‌ای

به طور کلی، اغلب واحدهای رخمون یافته در این نواحی (ناحیه مورد مطالعه و نواحی همجوار، شکل ۲)، متعلق به فاز ماگمایی سنوزویک است که به لحاظ ترکیب، بازه زمانی (ائوسن-میوسن) و روند گسترده‌گی، اشاره به شرایط تشکیل نسبتاً مشابه آنها در ایران مرکزی، حد فاصل دو پهنه سندانج-سیرجان و البرز، و در پهنه‌ای گسلی (غالباً سامانه‌های گسلی امتدادلغز) دارد (شکل ۲؛ Hesami et al., 2003). مجموعه‌های پی‌سنگی، قدیمی‌ترین واحد رخمون یافته در این نواحی را تشکیل می‌دهند و با واحدهای رسوبی پالئوزویک مانند ماسه‌سنگ، سیلتستون، کربنات و شیل‌ها، همبری ناپیوسته و یا مرز گسله دارند (شکل ۲). سن این واحدها با توجه به تعیین سن واحدهای دگرگون (Azizi et al., 2011)، سن سنجی‌های توده‌های گرانیتی



شکل ۱- نمایی از موقعیت ناحیه ساوه- رزن نسبت به پهنه‌های ساختاری و کمربند ماگمایی ارومیه-دختر به همراه موقعیت ذخایر مس پورفیری و ای‌ترمال بر روی آن (برگرفته از نقشه زمین‌شناسی رقومی ۱/۱۰۰۰۰۰ ایران، سهندی و همکاران، ۱۳۸۵).



شکل ۲- نقشه زمین‌شناسی ناحیه ساهه- رزن (برگرفته از نقشه زمین‌شناسی رقوم ۱/۱۰۰۰۰۰ ایران، سهندی و همکاران، ۱۳۸۵) که در آن پراکندگی واحدهای آذرین، دگرگونی و رسوبی در ناحیه مورد مطالعه نشان داده شده است.

فعالیت آذرین و رسوبی همراه می‌باشد (شکل ۲). به عبارت بهتر این دوره با توالی بسیار ستبری (حدود ۴۰۰۰ متر) از سه مجموعه زیرین، میانی و بالایی به ترتیب شامل گدازه، سری‌های رسوبی و توف تشکیل شده است (امامی، ۱۳۷۹). ستبرای زیاد این واحدهای سنگی و گدازه‌های آتشفشانی (سنوزویک)، اشاره به رژیم کششی و بازشدگی درون کماتی یا پشت کمان دارند (Tosdal and Munizaga, 2003). این واحدها در بخش شمالی، بیشتر شامل توف، توف برش، گدازه آندزیتی، آگلومرا و ایگنمبریت، در بخش مرکزی (ناحیه مورد مطالعه) توف، گدازه، آگلومرا، آندزیت و داسیت، و در بخش جنوبی توف، آندزیت، ریولیت و داسیت می‌باشد. از این رو، محیط تشکیل واحدهای آتشفشانی، آذرآواری و آتشفشانی-رسوبی ائوسن در این نواحی، به لحاظ زمین‌شناسی و چینه‌شناسی شباهت بسیاری با حوضه‌های فرازمین (Horst) و فروزمین (Graben) (کشش) نشان می‌دهند (Caillat et al., 1978). همچنین، تناوب واحدهای ماگمایی با مناطق با خاصیت شدید مغناطیسی (مناطق با رنگ صورتی و بنفش) در جوار مناطق با شدت مغناطیسی کمتر (واحدهای رسوبی) در داده‌های هوابرد نیز بر صحت وجود حوضه‌های کششی در این ناحیه می‌افزاید (شکل‌های ۲ و ۳). افزون بر موارد یاد شده، همخوانی مکانی ذخایر گرمایی با مناطق

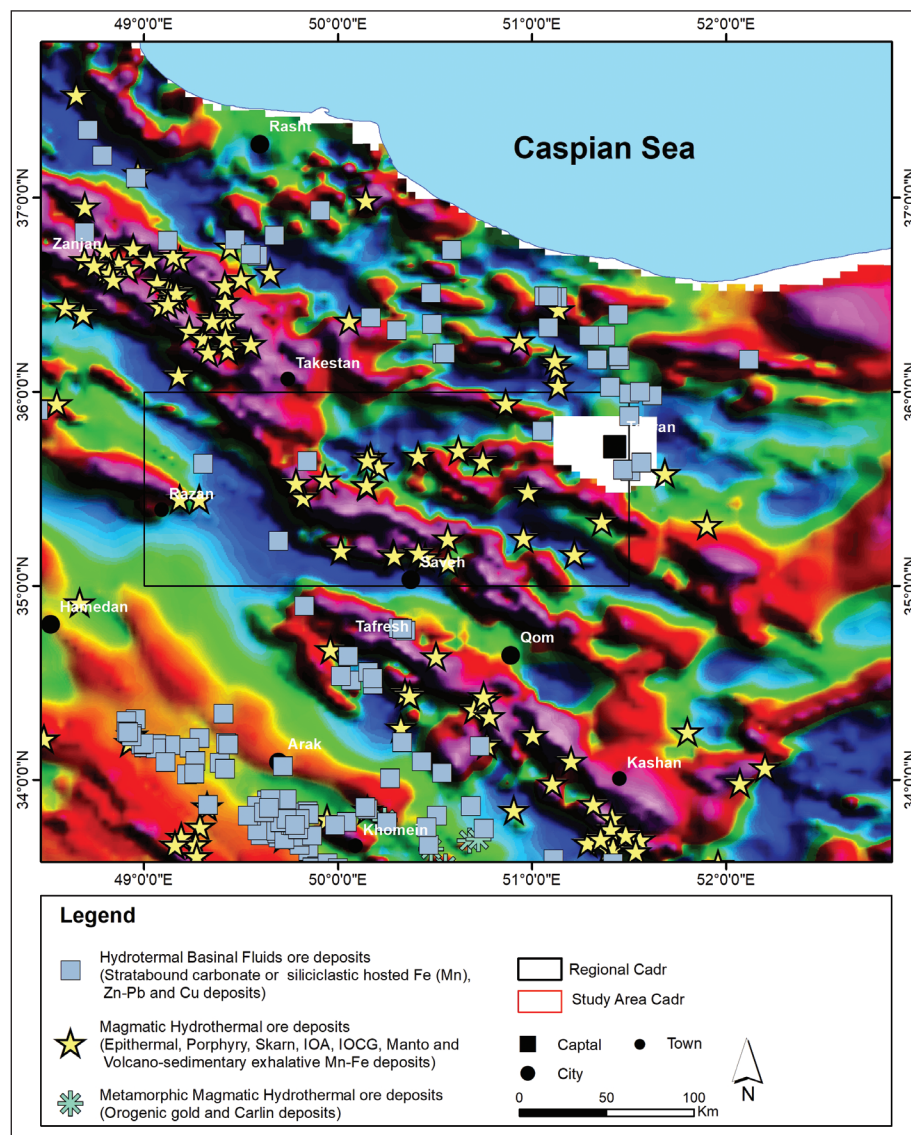
برخلاف پراکندگی واحدهای پی سنگی، فازهای دگرگونی و ماگمایی مزوزویک در این نواحی، از گسترش یکپارختی در جوار افیولیت‌ها (بقایای نئوتتیس) در بخش جنوب‌باختری (پهنه سندرچ-سیرجان) برخوردار می‌باشد (شکل ۲). از ویژگی‌های مهم واحدهای مزوزویک، پیروی آنها از روند اصلی راندگی (تراست) زاگرس و حضور گلوکوفان شیست در افیولیت‌های فرارنده شده آن می‌باشد (Agard et al., 2011). فعالیت ماگمایی مزوزویک بیشتر شامل گدازه‌های آندزیتی است که همزمان با واحدهای رسوبی مانند کربنات، شیل و ماسه‌سنگ تشکیل شده‌اند و با روند شمال‌باختر- جنوب‌خاور در پهنه‌های البرز و سندرچ-سیرجان، بیشترین و در بخش میانی (ایران مرکزی) کمترین برونزد و رخمون را از خود نشان می‌دهند (شکل‌های ۲ و ۳). این واحدهای رسوبی در پهنه‌های البرز و سندرچ-سیرجان به لحاظ مکانی با مناطق با شدت کل میدان مغناطیسی‌های پهنه پایین به رنگ‌های آبی و سبز و ذخایر با میزان کربناته (عمدتاً کراتاسه) و متأثر از سیالات حوضه‌ای بیشترین قرابت مکانی را نشان می‌دهند (شکل‌های ۲ و ۳).

این در حالی است که توالی سنوزویک در بخش مرکزی این نواحی (تاکستان- زنجان، نفرش-کاشان و ناحیه مورد مطالعه) بیشترین برونزد را دارند و عمدتاً با

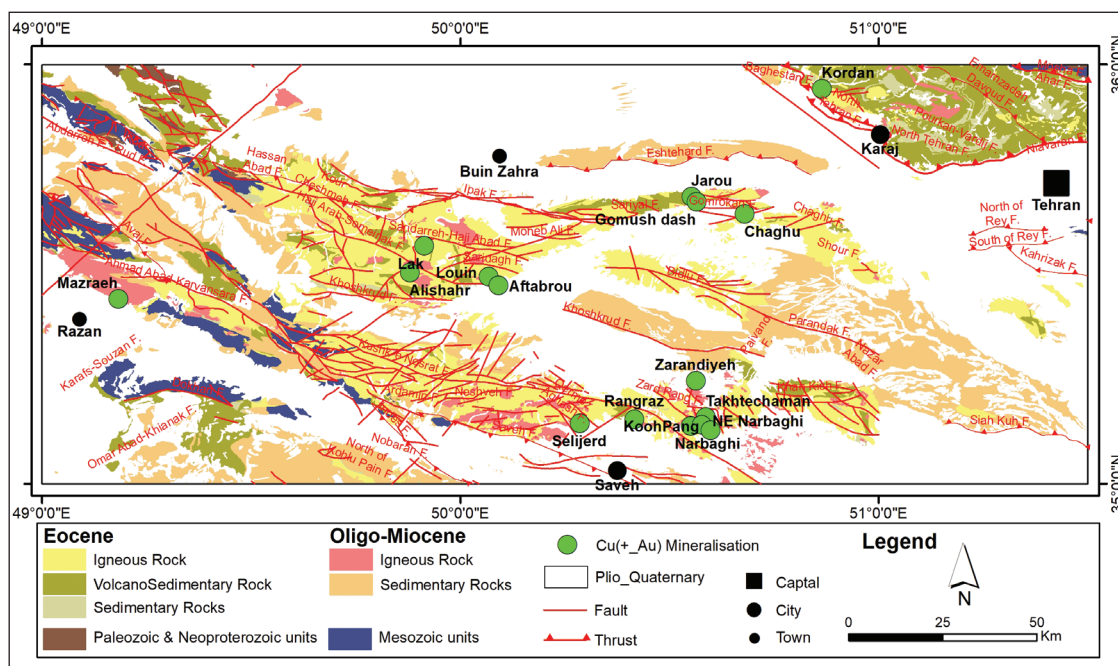
در زمان ائوسن (زیرین-میانی) با روند شمال‌باختر-جنوب‌خاور که لازمه آن رژیم کششی (بالاآمدگی) است، داشته‌اند. از این رو، از نکات مهم مرتبط با تکوین ساختاری در این نواحی، تبدیل گسل‌های نرمال و کششی (پس از خروج ماگمای کمان ائوسن) به گسل‌های امتدادلغز (غالباً راست‌گرد) در قالب پهنه‌های برشی پس از ائوسن (الیگومیوسن) می‌باشد (شکل‌های ۳ و ۴ و ۵). بیشتر این گسل‌ها، گسل‌های اصلی این نواحی را تشکیل می‌دهند و به موازات روند گسترش ماگمای ائوسن می‌باشند (شکل‌های ۳ و ۵). این در حالی است که برخی دیگر از گسل‌های این ناحیه، ساختارهای پیشین را قطع نموده، از طول کمتر و تعداد بیشتری نسبت به گسل‌های اصلی برخوردارند (شکل‌های ۳ و ۴ و ۵) و از ظرفیت لازم برای ایجاد فضا‌های خالی برای جایگیری توده‌های نفوذی مرتبط با سیستم‌های اپی‌ترمال-پورفیری برخوردارند (Petersen and Vidal, 1996). بنابراین تکوین زمین‌ساختی این نواحی متناسب با کشش، پهنه برشی و نهایتاً راندگی منجر به تغییر روندهای ساختاری غالب آن به‌ویژه در ناحیه رزن-ساوه در بازه زمانی ائوسن تا عهد حاضر شده است (شکل‌های ۲ و ۳).

با خاصیت شدید مغناطیسی، گواهی بر ارتباط این ذخایر با فعالیت‌های ماگمایی در ژرفا و یا سطح در این نواحی می‌باشد (شکل ۳).

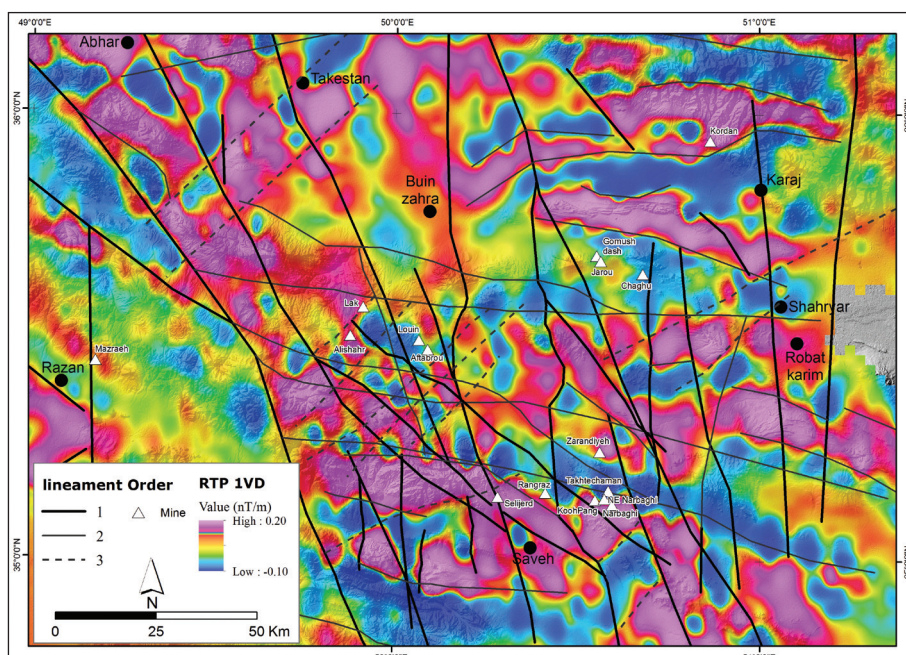
بررسی برخی از خطواره‌ها و ساختارهای اصلی این نواحی، بیانگر قرابت مکانی آنها با ماگماتیسم (آتشفشانی و نفوذی) و تحرک شدید فعالیت‌های زمین‌ساختی-ماگمایی در آن است (شکل‌های ۲ و ۳ و ۵). به گونه‌ای که رخنمون اغلب گدازه‌ها، ایگنبریت‌ها، و آذرآواری‌های یاد شده، به صورت کشیده در امتداد برخی ساختارهای اصلی اشاره به نقش کنترلی آنها در خروج و فوران ماگمای ائوسن در این نواحی دارد (شکل‌های ۴ و ۵). هرچند نزدیک شدن و حرکت رو به شمال‌باختر صفحه عربی نسبت به بلوک ایران در اواخر ائوسن-الیگومیوسن دلیل عملکرد امتدادلغزی (راست‌گردی) این گسل‌ها در این نواحی بیان شده است (Morley et al., 2009). به بیان بهتر، اگرچه سازوکار این ساختارها در زمان برخورد (میوسن) و پس از آن (پلیوسن تا عهد حاضر)، عمدتاً امتدادلغز، شیب‌لغز و گاهی راندگی می‌باشد (Pirouz et al., 2017; Khodaparast et al., 2020)، اما این گسل‌ها نقش برجسته‌ای در خروج ماگما



شکل ۳- توزیع تیپ‌های کانه‌زایی در ناحیه مورد مطالعه بر روی داده‌های مغناطیس ژئوفیزیک هواپرد سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور با خطوط پرواز ۷/۵ کیلومتر همراه با خطواره‌ها و توده‌های نیمه‌ژرف.



شکل ۴- نقشه زمین‌شناسی ناحیه ساوه- رزن (بر اساس نقشه‌های زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ زاویه (عمیدی و همکاران، ۱۳۸۴)، رزن (علائمی مهابادی، ۱۳۷۹)، نوبران (علائمی مهابادی، ۱۳۷۹)، اشتهاورد (یوسفی، ۱۳۸۰)، ساوه (قلمقاش، ۱۳۷۷)، خیارج (اقلیمی و مصوری، ۱۳۷۹)، آوج (بلورچی، ۱۳۵۷)، تهران (امینی، ۱۹۹۳)، هشتگرد (مهدی زاده و همکاران، ۱۳۷۴) و رباط کریم (بهار فیروزی و شفیعی، ۲۰۰۹).



شکل ۵- نقشه خطواره‌های مغناطیسی ناحیه ساوه- رزن که به منظور بارزسازی مرزها و ساختارها (به ویژه زیرسطحی)، و بر اساس مشتق اول قائم داده‌های برگردان به قطب شدت کل میدان مغناطیسی، حاصل شده است (برگرفته از داده‌های شدت کل میدان مغناطیسی هواورد (۱۹۷۰)، همراه با کانه‌زایی‌های مس).

۳- روش مطالعه

بررسی ماهیت کانی‌سازی، افزون بر گردآوری و بررسی مطالعات پیشین (جدول ۱)، ذخایر مس این ناحیه مورد بازدید قرار گرفت. همچنین جهت شناسایی سیستماتیک پهنه‌های دگرسان و ساختارهای این ناحیه، از تصاویر ASTER و نرم‌افزار ENVI48 جهت پردازش داده‌ها و بارزسازی پهنه‌های

به منظور بررسی ماهیت و داده‌های زمین‌شناسی، برگه‌های ۱:۱۰۰۰۰۰ ناحیه مورد مطالعه (آوج، ساوه، زاویه، رباط کریم، تهران، رزن، نوبران، هشتگرد، خیارج و اشتهاورد)، یکپارچه و پارامترهای آن در ستون‌های مختلف در محیط GIS و نرم‌افزار ArcGis با هدف تهیه نقشه‌های پایه تفکیک گردید. به منظور

به‌ویژه ساختارهای زیرسطحی و ژرف، از داده‌های شدت کل میدان مغناطیسی و همینطور داده‌های استخراج شده از آن، مانند داده‌های برگردان به قطب و داده‌های مشتق قائم، حاصل از برداشت‌های هوابرد با فاصله خطوط پرواز ۷/۵ کیلومتر سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور (۱۹۷۰) استفاده گردید (شکل ۵). این داده‌ها با نرم‌افزار Geosoft پردازش شده‌اند.

دگرسان استفاده گردید (جدول ۲)؛ و نهایتاً داده‌های مغناطیس هوابرد برای ارزیابی مسائل ساختاری مورد استفاده قرار گرفتند. درجه و میزان استفاده داده‌های مغناطیس هوابرد در تحلیل‌های ساختاری زمین‌شناسی بستگی به فاصله خطوط پرواز، ارتفاع پرواز و میزان اطلاعات ساختاری به‌دست آمده از سایر داده‌های علوم زمین دارد، بر این اساس و به‌منظور بارزسازی مرزها و ساختارها،

جدول ۱- ویژگی ذخایر گرمابی مس (±طلا) ناحیه مورد مطالعه

نام/ویژگی	جارو	گمش داش	رنگرز	نارباغی	کوه‌پنگ	لک
سنگ میزبان	گدازه آندزیتی و آذرآواری	دیوریت	لیتیک توف داسیتی، لائیت آندزیت	لیتیک توف آندزیتی، دیوریت و مونزونیت	گدازه ریوداسیت-آندزیتی	گدازه بازالت-آندزیت
ژئومتری	رگه‌ای	رگچه، افشان	رگه‌ای	رگه‌ای	رگه‌ای	رگه‌ای
عناصر اصلی	Cu (Au-Ag)	Cu	Cu (Au)	Cu (Au-Ag)	Cu (Au-Ag)	Pb, Cu, Zn (Au, Ag)
عیار	Cu 1-2%	Cu<1%	Cu 1-2%	Cu<1.2%	Au 0.52 ppm, Ag 0.34ppm, Cu 1.65%	
کانه‌ها	Ccp, Bn, Cc, Cv, Mal, Az, Hem	Ccp, Cc, Py, Mal, Az	Ccp, Esp, Mt, Py, Bn, Cc, Cv, Mal, Az, Dg, Tn, cup, Gt, Pyr	Ccp, Py, Sp, Bn, Cc, td, Az, Mal, Hem, Gt	Py, Cc, Bn, Dg, Ccp, Cv, Mal, Az, Hem, Ox-Hydr-Fe	Gn, Ccp, Sp, Py, Hem, Sd, Gt, Mal, Az
ساخت و بافت	پرکننده فضای خالی، برشی، افشان	رگچه، استوک‌ورک، افشان	رگچه، افشان، پرکننده فضای خالی	رگچه، پرکننده فضای خالی، برشی، افشان	رگچه، پرکننده فضای خالی، جانشینی و به‌ندرت لایینه	رگچه، استوک‌ورک، افشان، برشی
روند کانه‌زایی	E-W	E-W	E-W	NW-SE	NW-SE	NE-SW
ویژگی سیال کانه‌دار	دوفازی؛ شوری ۶/۲-۱۲% نمک، همگن شدگی ۱۹۸/۲-۲۶۱/۵ °C			دوفازی؛ شوری ۱۰-۲۸% نمک، همگن شدگی ۱۷۶-۳۶۵ °C	دوفازی؛ شوری ۱-۱۸% نمک، همگن شدگی ۱۴۰-۳۷۲ °C	
تیب کانه‌زایی	اپی ترمال حدواسط	پورفیری	اپی ترمال مرتبط با توده نیمه ژرف	ماتو و اپی ترمال حدواسط	ماتو و اپی ترمال سولفیداسیون بالا	اپی ترمال حدواسط
منابع	صالحی و همکاران، ۱۳۹۳	بازدید صحرایی	دولت‌شاهی و همکاران، ۱۳۹۸	فضلی و همکاران، ۱۳۹۳	رجب پور، ۱۳۹۴؛ Rajabpour et al., 2017	فیروزبخت و همکاران، ۱۳۹۷

نام/ویژگی	چاقو	زرنده	لوتین	سیلجرد	علیشار	آفتاب‌رو
سنگ میزبان	توف آندزیتی	دیوریت	گرانودیوریت-آندزیت	آذرآواری	گدازه، توف آندزیتی	گدازه، توف آندزیتی
ژئومتری	رگه‌ای	رگه‌ای	رگه‌ای	رگه‌ای	رگه-رگچه	رگه‌ای
عناصر اصلی	Cu (Au)	Cu	Cu (Au)	Cu (Au)	Cu (Au)	Cu (Au)
عیار	Max Au 5.4ppm	Cu 0.3%	Au 0.3 ppm, Cu 1%		Au 0.3ppm, Bi 0.5 ppm, Cu >0.5%	
کانه‌ها	Cc, Ccp, Bn, Py, Mal, Az, Ccl	Py, Ccp, Bn, Esp, Cc, Cv, NC, Mal, Az, Hem, Gt Lm	Ccp, Py, Cc, Cv, Bn, Mal, Az, Hem Gt, Lm	Ccp, Mal, Cc, Mt, Esp, Cv, Az, Ox-Hydr Fe	Ccp, Py, Sp, Cc, Mt, Mal, Az, Hem, Gt, Esp, Cv	Ccp, Py, Cc, Cv, Mal, Az, Esp, Hem, Gt
ساخت و بافت	رگچه، افشان، پرکننده فضای خالی، برشی	رگچه، پرکننده فضای خالی، برشی	رگچه، پرکننده فضای خالی، برشی	رگچه، پرکننده فضای خالی، برشی	رگچه	رگچه، پرکننده فضای خالی، برشی
روند کانه‌زایی	NE-SW	NW-SE	NW-SE	-	E-W	E-W
ویژگی سیال کانه‌دار	دوفازی؛ شوری ۱۷/۲-۱۵/۷% نمک، همگن شدگی ۱۷۰-۲۲۰ °C	دوفازی؛ شوری ۲۶-۲۱% نمک، همگن شدگی ۱۵۳-۲۲۶ °C	دوفازی؛ شوری ۱۷-۷% نمک، همگن شدگی ۱۶۰-۲۶۰ °C		دوفازی؛ شوری ۶-۲۱% نمک، همگن شدگی ۱۴۴-۳۴۴ °C	
تیب کانه‌زایی	اپی ژنتیک گرمابی (اپی‌ترمال)	اپی ترمال مرتبط با توده نیمه ژرف	اپی ترمال سولفیداسیون پایین	اپی ترمال	اپی ترمال مرتبط با توده نیمه ژرف، IOCG	اپی ترمال مرتبط با توده نیمه ژرف، IOCG
منابع	اقبالی، ۱۳۸۴	یوسفی، ۱۳۹۶	گوهری و همکاران، ۱۳۸۶	بازدید صحرایی	قاعده امینی هارونی و همکاران، ۱۳۹۳	دالوند و همکاران، ۱۳۹۴؛ عرفان و همکاران، ۱۳۹۳

Note: Ccp= Chalcopyrite, Cc= Chalcocite, Cv= Covellite, Bn= Bornite, Mal= Malachite, Mt= Magnetite, Mag= Magnesite, Az= Azurite, asp= Arsenopyrite, Pyrite= Py, Hematite= Hem, Goethite= Gt, Espicolarite= Esp, Digenite= Dg, Tenorite= Tn, Cuprite= cup, Pyrolusite= Pyr, Sphalerite= Sp, Galena= Gn, Tennantite= tn, Tetrahedrite= td, Oxide-Hydroxide Fe = Ox-Hydr Fe, Siderite=Sd, Chrysocolla= Ccl, Limonite= Lm, Native Copper= NC.

جدول ۲- مقایسه دگرسانی‌های سیستماتیک ناحیه‌ای با دگرسانی در ذخایر مختلف ناحیه مورد مطالعه.

نام کانسار	نوع دگرسانی	شدت دگرسانی سیستماتیک (دورسنجی)		
		شدید	متوسط	ضعیف
جارو	Si., Arg., Pro., Chl., Ser.	Si.	Arg., Ser.	Pro., Ad. Arg., Fe-Ox.
گوموش داش	Pot, Argil, Pro.	Arg., Si, Ser.	Ad. Arg.	Pro., Fe-Ox.
رنکروز	Si., Arg., Pro., Ser.	-	-	Si., Arg., Ser., Ad. Arg., Pro., Fe-Ox.
شمال نارباغی	Ser., Arg., Si., Tur., Pro.	Si., Arg., Ad. Arg., Ser.	-	Pro., Fe-Ox.
کوه‌پنگ	Si., Arg., Ad. Arg., Car., Ser., Pro.	Si., Arg., Ad. Arg.	-	Pro., Fe-Ox., Ser.
لک	Si., Sul., Arg., adv. Arg., Pro.	Arg., adv. Arg., Ser.	Pro.	Si., Ox-Fe.
چاقو	Si., Pro., Chl., Ser., Car.	Si.	-	Pro., Ser., Arg., Adv. Arg., Fe-Ox.
زرنده	Pro., Arg., Ser., Si., Car., Fe-Ox.	-	Si.	Ser., Arg., Adv. Arg., Fe-Ox.
لوتین	Si., Arg., Pro., Ser., Car.	Si, Arg., Ad. Arg., Ser.	Pro.	Fe-Ox.
سلیچرد	Si., Arg., Ser., Pro., Fe-Ox.	Ser.	Arg., Ad. Arg., Pro.	Si, Fe-Ox.
آفتاب‌رو	Si., Fe-Ox., Pro., Ser.	Arg., Si., Ser.	Ad. Arg.	Pro., Fe-Ox.
علیشار	Si., Fe-Ox., Pro.	Arg., Ad. Arg., Ser.	Si., Pro.	Fe-Ox.
گردان	Si., Fe-Ox., Pro.	Si., Ad. Arg.	Arg.	Ser., Pro., Fe-Ox.
مزرعه	Si., Fe-Ox., Pro.	-	Pro.	Ser., Arg., Ad. Arg., Fe-Ox.
تخت چمن	Si., Fe-Ox., Pro.	Si., Arg.	Pro.	Ser., Ad. Arg., Fe-Ox.

Quartz= Qtz., Silicic= Si., Carbonate= Car., Pyrophyllite= Prl., Propylitic= Pro., Argillic= Arg., Advance Argillic= Ad. Arg., Chloritic= Chl., Sericitic= Ser., Potassic= Pot., Tourmaline= Tur., Sulfidation= Sul., Fe-Oxide= Fe-Ox.

۴- داده‌ها

۴-۱. زمین‌شناسی و محیط تشکیل ناحیه مورد مطالعه

می‌باشد (Caillat et al., 1978). فراوانی سنگ‌های با ترکیب متوسط، کالکوالکالن و آلکالن ویژگی نخستین مرحله فاز ماگمایی در این مجموعه است، حال آن‌که دومین مرحله با پیدایش سنگ‌های بازالتی و سنگ‌های متوسط تا آلکالن و سرشار از روییدیم، استرانسیم، پتاسیم و باریتم تداوم می‌یابد (مهدوی زفرقندی، ۱۳۵۷)، که به نوعی به رژیم کشتی اشاره دارند؛ هرچند، ویژگی‌های این فعالیت ماگمایی، الگوی ژئوشیمیایی ویژگی ماگماتیک کمان، مانند غنی‌شدگی در عناصر لیتوفیل با شعاع یونی بزرگ (LILE) و تهی‌شدگی در عناصر با قدرت یونی بالا (HFSE) را در بازه زمانی ۶۰-۳۴ میلیون سال پیش، نشان می‌دهد (Verdel et al., 2011).

در ادامه و در اواخر ائوسن- الیگوسن، فشار حاصل از نزدیک شدن صفحه عربی به ایران (اوراسیا) که در باختر کشور و کمربند ارومیه- دختر عمومیت دارد (Allen et al., 2008; Madanipour et al., 2018)، در ناحیه مورد مطالعه نیز فشردگی‌هایی (تنش‌های کششی- فشارشی) ایجاد نموده است. این تنش‌ها با ایجاد پهنه برشی راستگرد ناحیه‌ای نقش موثری در انتقال فشار حاصل از نزدیک شدن صفحات به درون قاره و ایجاد مناطق کششی محلی داشته‌اند (Allen et al., 2004; Morley et al., 2009). در این مرحله، بر خلاف ائوسن، واحدهای رسوبی نسبت به فعالیت آذرین از گسترش بیشتری برخوردار بوده و واحدهای آتشفشانی- رسوبی به‌ندرت تشکیل می‌شوند. این فعالیت ماگمایی، بیشتر از نوع توده‌های نیمه‌ژرف با ترکیب مونزودیوریت، دیوریت و گرانودیوریت است که به داخل سنگ‌های آتشفشانی- رسوبی ائوسن، غالباً توف، نفوذ نموده و باعث دگرگونی مجاورتی ضعیف در آنها شده‌اند (شکل ۴). این توده‌ها با بافت گرانولار تا پورفیری و روند خاوری- باختری در هر دو نوار شمالی و جنوبی رخنمون داشته (شکل‌های ۴ و ۵) و از کانی‌های پلاژیوکلاز، آلکالی فلدسپات، کوارتز همراه با ریز بلورهای بیوتیت و

قدیمی‌ترین توالی چینه‌ای رخنمون یافته در ناحیه مورد مطالعه، مجموعه‌ای از واحدهای رسوبی پالئوزویک (کوارتزیت، ماسه‌سنگ، دولومیت و سنگ آهک) و مزوزویک (شیل‌های تریاس- ژوراسیک معادل سازند شمشک و آهک‌های کرتاسه) می‌باشد که توالی و نظام اولیه خود را طی فعالیت‌های زمین‌ساختی و آتشفشانی جوان‌تر، از دست داده‌اند (شکل ۴). این در حالی است که، بیشتر واحدهای این ناحیه شامل مجموعه‌ای از واحدهای آذرین و آتشفشانی- رسوبی سنوزویک می‌باشد که با روند نزدیک به خاوری- باختری تا شمال‌باختر- جنوب‌خاور در مرکز ناحیه رخنمون دارند (شکل‌های ۴ و ۵). واحدهای رسوبی ائوسن در این مجموعه عمدتاً شامل توالی از رسوبات کربناته، واحدهای آواری و آذرآواری از قبیل کنگلومرا، ماسه سنگ، شیل، مارن، توف و آگلومرا می‌باشند (شکل ۴). این توالی به‌نوعی اشاره به تغییر ژرفای رسوب‌گذاری حوضه (کربنات) در ائوسن زیرین دارد که در اثر بالاآمدگی به حوضه‌ای کم‌ژرفا (آواری) تبدیل شده است. تداوم بالا آمدگی و در نهایت کشش منجر به خروج بیشتر ماگمای ائوسن در حوضه، و نیز ایجاد واحدهای آتشفشانی- رسوبی در آن شده است (شکل ۴)، به گونه‌ای که در بخش‌های مرکزی و در جوار شکستگی‌ها (کششی)، ماگمای ائوسن نسبت به حواشی از گسترش بیشتری برخوردارند (شکل‌های ۴ و ۵). در این مناطق (بخش مرکزی)، از میزان واحدهای آتشفشانی- رسوبی کاسته و در مقابل، در نیمه‌های شمال‌خاوری، باختری و جنوب‌خاوری بر مقادیر آن افزوده می‌شود (شکل ۴). توالی سنگی این مجموعه آتشفشانی به ترتیب شامل ریولیت، داسیت و کمی آندزیت در زیر، سنگ‌های آذرآواری و کمی روانه‌های گدازه‌ای با بین لایه‌های مارن، ماسه‌سنگ و سنگ آهک در میان و روانه‌های آندزیتی- لاتیتی گاه با بافت پورفیری و لایه‌های آهکی در بالا

همچون زرنده، رنگرز، علیشار، کوه‌پنگ و آفتابرو، و دسته سوم کانسارهایی که در داخل توده نفوذی نیمه‌ژرف مانند قمش‌داش و احتمالاً نارباغی (دهقان نیری و همکاران، ۱۳۹۷) قرار دارند و غالباً به‌عنوان ذخیره مس معرفی شده‌اند (جدول ۱). نکته حائز اهمیت در مورد ذخائری که بی‌ارتباط با توده معرفی شده‌اند، عدم رخنمون توده نفوذی و یا قطع شدن این توده‌ها توسط رگه‌های کانه‌دار می‌باشد، در حالی که به لحاظ دیگر ویژگی‌ها با کانسارهای مرتبط با توده، مشترک می‌باشند (جدول ۱). بررسی‌های صورت گرفته در مورد این ذخایر همچون لوئین و سیلیجرد، نشان از عدم وجود هاله دگرسانی در اطراف این توده‌ها می‌باشد، که به نوعی همزمانی این توده‌ها را با توف‌های اتوسن نشان می‌دهد. این مطلب با توجه به تعیین سن مطلق که از این توده‌ها (Kaya et al., 1987; Nouri et al., 2018) صورت گرفته، گویای تعلق این فاز ماگمایی (توده نفوذی) به اتوسن و بی‌ارتباط بودن آنها با کانه‌زایی در الیگومیوسن می‌باشد. بنابراین، این توده‌ها تنها نقش سنگ میزبان را دارند.

در بیشتر ذخایر این ناحیه، بافت‌های پرشدگی فضاهای خالی، برش گرمابی در کنار بافت‌های دانه پراکنده، رگچه‌ای و به‌ندرت استوک‌ورک وجود دارد (شکل ۶؛ جدول ۱). افزون بر تمرکز عمومی کانه‌های سولفیدی مس مانند کالکوپریت، بورنیت، کالکوسیت، دیژنیت، کولیت با پیریت، سولفوسالت‌هایی همچون تنانتیت و تتراهدريت (جدول ۱) نیز حضور دارند. حضور کانه‌های اولیه مانند کالکوپریت، کوپریت، تنوریت، مگنتیت، اسپیکولاریت همراه با کانه‌های ثانویه (اکسیدهای مس و آهن) مالاکیت، آزوریت و همتایت به نقش اکسیدی سیال اولیه و فرایند تأخیری سوپرژن بر آنها اشاره دارد.

نتایج سیال‌های درگیر کانی‌های (عمدتاً کوارتز) مرتبط به کانه‌زایی در این ذخایر (جدول ۱) بیانگر فراوانی سیال‌های درگیر دو فاز غنی از گاز و مایع با شوری در بازه ۶ تا ۲۸ درصد وزنی نمک و دمای همگن شدن بین ۲۰۰-۳۵۰ °C که فاز یخار آن CO₂ است، می‌باشد (جدول ۱). این پارامترها (دما و شوری) همراه با برش‌های گرمابی باعث شده در این کانه‌زایی‌ها (جدول ۱) عواملی همچون جوشش (نقش کلیدی)، رقیق‌شدگی، اختلاط سیال‌های ماگمایی عوامل اصلی تنشست مس و عناصر همراه معرفی شوند (جدول ۱)، که از ویژگی‌های ذخایر اپی‌ترمال یا سولفیداسیون حدواسط و پایین نیز می‌باشد (Hedenquist, 2015; Wang et al., 2019).

۳-۴. دگرسانی گرمابی

توزیع و تکنیک سیستماتیک دگرسانی، براساس مجموعه کانی‌ها در تصاویر ماهواره‌ای منجر به تشخیص دگرسانی‌های گرمابی همچون سیلیسی، آرژیلیک متوسط (مونتموریلونیت، کائولینیت، ایلیت)، پیشرفته (آلونیت، پیروفیلیت)، سریستی (فیلیک)، پروپیلیتیک (اپیدوت، کلریت) و اکسیدهای آهن حاصل از هوازدگی (هماتیت، لیمونیت و گوتیت) در ناحیه مورد مطالعه شده است (شکل ۶). روند توزیع آنها از روند کلی ناحیه‌ای پیروی نموده ولی از گسترش یکنواختی برخوردار نمی‌باشد و بیشتر محدود به حواشی توده‌های نیمه‌ژرف و شکستگی‌های وابسته به آن می‌باشد (شکل ۶). به‌طوری که با فاصله گرفتن از آنها، از میزان دگرسانی به‌طور چشمگیری کاسته می‌شود.

در این بین، دگرسانی پروپیلیتیک از گسترش کمی برخوردار بوده و بیشترین تمرکز آن با فاصله از توده‌های نفوذی، در واحدهای آذرآواری (توف) و گدازه‌های تراکی آندزیتی و آندزی بازالتی است (شکل‌های ۶ و ۷). اگرچه در حاشیه و با فاصله از کلیه ذخایر، این دگرسانی حضور دارد ولی در کانسارهای لک، علیشار، لوئین و سیلیجرد رخنمون بیشتری نشان می‌دهد (شکل ۶؛ جدول ۲). بافت اولیه سنگ در این دگرسانی، معمولاً محفوظ مانده ولی کانی‌های تیره به‌طور بخشی تا کامل به کلریت، کلسیت و اپیدوت تبدیل شده‌اند که به نقش محلول‌های گرمابی یا ماگمایی (با درجه حرارت حدود ۲۰۰-۳۵۰ °C) غنی از آهن و منیزیم، کلسیم و بی‌کربنات، اشاره دارد

هورنبلند تشکیل شده‌اند (فیروزبخت و همکاران، ۱۳۹۷)، که تأییدی بر آب‌دار بودن ماگما می‌باشد (Richards, 2015). از نکات حائز اهمیت در مطالعه سنگ‌نگاری این مجموعه‌های نفوذی، عدم دگرشکلی و دگرگونی در مجموعه کانی‌های آنهاست، گرچه در درجات مختلف شواهدی از دگرسانی‌های گرمابی نشان می‌دهند (رجب‌پور، ۱۳۹۴). همچنین برخی بر این باورند که این فعالیت ماگمایی نسبت به ماگماتیسیم اتوسن دارای آلکالینیت بیشتری است (Richards et al., 2006). بنابراین، این مجموعه آتشفشانی ضمن بیان ارتباطات زایشی بین سری گدازه‌ها، آذرآواری‌ها و حتی توده‌های نیمه‌ژرف به تفریق ماگمایی متأثر از فروورانش اشاره دارند که باعث شده حجم عظیمی از سنگ‌های آذرین بیرونی و درونی با ترکیبات حدواسط تا اسیدی کالک آلکال تا شوشونیتی در نواحی کششی و کششی-فشارشی، در بازه‌های زمانی اتوسن و الیگومیوسن، تشکیل شوند (دوروزی و وثوقی عابدینی، ۱۳۸۸). در نهایت و در الیگومیوسن، حوضه‌ای کم‌ژرفا و درون قاره‌ای، تقریباً تمامی ناحیه را به‌صورت نهشته شدن سازند قرمز زیرین، قم و قرمز بالایی در بر می‌گیرد.

روند چیره نزدیک به خاوری-باختری شکستگی‌های اصلی و ماگما در ناحیه مورد مطالعه، در جوانب به تدریج به شمال‌باختر-جنوب‌خاور تغییر جهت می‌دهند (شکل ۴). از مهم‌ترین آنها می‌توان به گسل‌های کوشک نصرت با طول ۲۲۱ کیلومتر، خشک رود ۲۵/۲ کیلومتر، اشتهاارد ۳۴ کیلومتر، گسل ساوه ۳۰ کیلومتر و گسل چاقو ۴۰/۸ کیلومتر اشاره نمود (شکل ۴). این گسل‌ها در حال حاضر، غالباً سازوکار امتدادلغز، مورب‌لغز و به‌ندرت راندگی دارند (شکل ۴). مطالعات جدید در بخش خاوری گسل کوشک نصرت، نیز به تغییر سازوکارها و حرکت‌های راست‌گردی و چپ‌گردی آن اشاره دارد (Khodaparast et al., 2020). از دیگر روندها، گسل‌های با روند شمال‌خاور-جنوب‌باختر، شمالی-جنوبی و شمال‌باختر-جنوب‌خاور با سازوکار عمدتاً امتداد لغز (چپ و راست‌گرد) می‌باشد (Khodaparast et al., 2020) که نسبت به روند پیشین از طول کمتری برخوردارند (فرعی) و معمولاً به گسل‌های اصلی متصل بوده، و در دو طرف آن گسترش یافته‌اند (شکل ۴). آخرین فاز ساختاری با راندگی همراه است که در برخی گسل‌ها همچون گسل ساوه شواهد آن وجود دارد (شکل ۴).

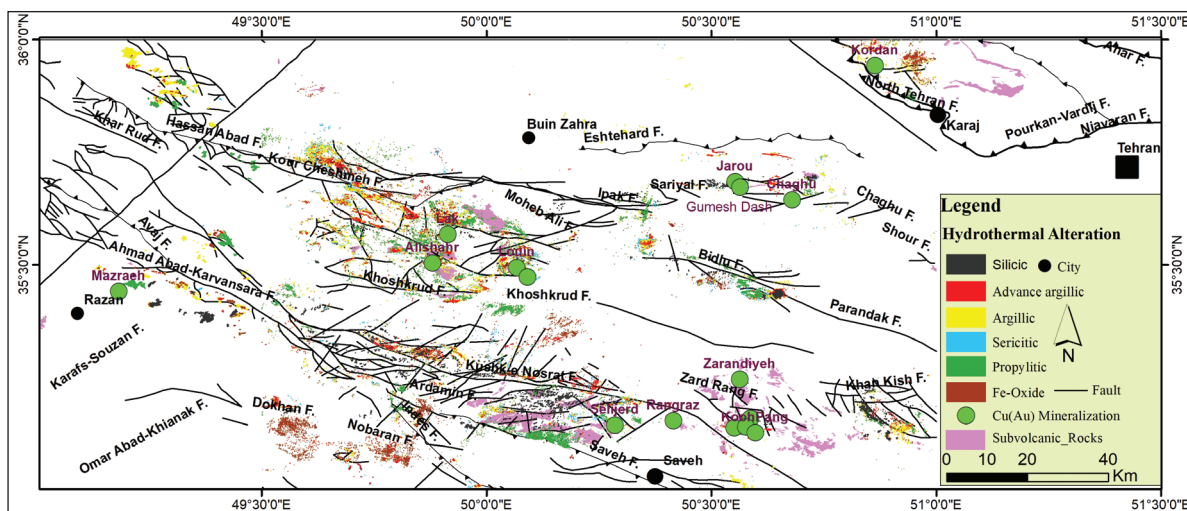
۴-۲. کانه‌زایی

اغلب کانه‌زایی‌های (مس±طلا) در ناحیه ساوه-رزن را ذخایر گرمابی-ماگمایی (اپی‌ترمال) تشکیل می‌دهند (شکل ۳). میزبان اصلی این ذخایر مجموعه‌های آتشفشانی-نفوذی است که در دو نوار شمالی و جنوبی، قرار دارند (شکل ۶). به لحاظ موقعیت مکانی، این ذخایر با مناطقی که دارای خاصیت شدید مغناطیسی هستند، مطابقت داشته و اشاره به حضور ماگما در بخش ژرفی و یا سطحی آن دارد (شکل‌های ۲ و ۳). کانه‌زایی در محدوده‌های معدنی این ناحیه، گرچه در گسل‌های فرعی (کنترل ساختاری)، با روندهای خاوری-باختری، شمال‌باختر-جنوب‌خاور و شمال‌خاور-جنوب‌باختر تمرکز یافته‌اند (جدول ۱) ولی توزیع آنها از روند گسل‌های اصلی امتداد لغز ناحیه، همچون کوشک نصرت، پیروی نموده و تراکم آنها در بخش مرکزی جایی که بیشترین رخنمون توده‌های نفوذی وجود دارد، بیشتر است (شکل ۶). بنابراین، حضور توده‌های نیمه‌ژرف در بیشتر این ذخایر (شکل ۶)، و نیز گزارش مرتبط بودن و یا بارور بودن برخی از آنها (همچون گمش‌داش؛ جدول ۱) بر اهمیت آن می‌افزاید.

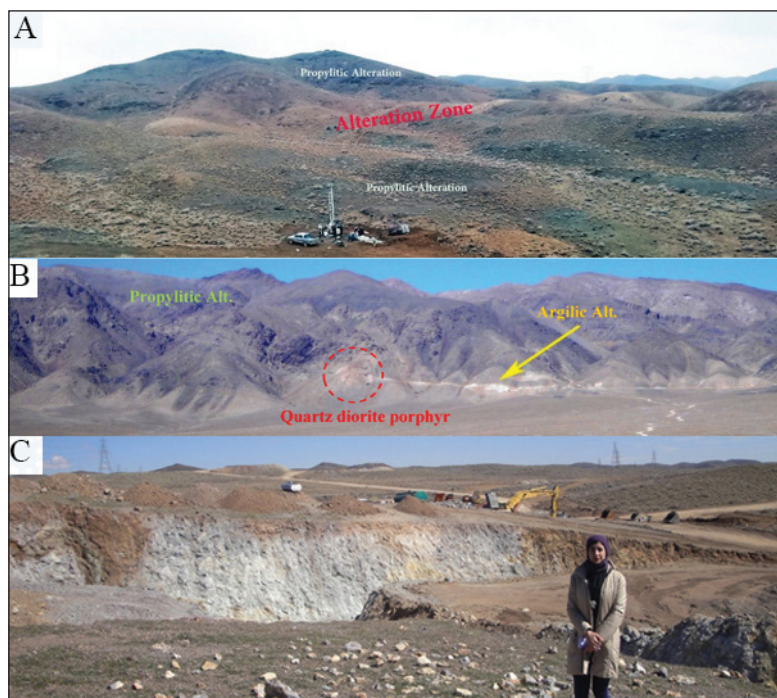
کانه‌زایی در این ناحیه، اغلب به‌صورت رگه‌های کوارتز-سولفیدی در حواشی توده‌های نفوذی، و داخل سنگ‌های اتوسن قرار دارند، با این وجود، این ذخایر را می‌توان در ۳ گروه دسته‌بندی نمود. گروه اول ذخایری که در آن رگه‌های سیلیسی کانه‌دار مس با عناصر طلا و نقره، همراه بوده ولی ارتباط آن با توده نیمه‌ژرف گزارش نشده است همچون ذخایر لک، چاقو، لوئین، سیلیجرد و جارو (جدول ۱). دسته دوم کانسارهایی که ارتباط آنها با توده گزارش شده و غالباً با طلا-مس هستند

دگرسانی‌های آرژیلیک از بارزترین دگرسانی گرمابی در این ناحیه است که گسترش آن نسبت به دیگر دگرسانی‌ها بیشتر است (شکل ۶). تشخیص این دگرسانی از روی رنگ زرد تا سفید و نوع کانی‌های رسی، در تصاویر ماهواره‌ای و بررسی‌های صحرایی از دگرسانی فیلیک با توجه به همپوشانی آنها با همدیگر بسیار دشوار است (شکل ۷)، زیرا به‌طور معمول، این دگرسانی در کانسارهای اپی‌ترمال مرتبط با توده به سمت داخل یا ژرفا به دگرسانی فیلیک و به سمت جوانب به دگرسانی پروپیلیتیک ختم می‌گردد (Pirajno, 2009).

(Pirajno, 2009). در امتداد برخی گسل‌ها همچون کوشک نصرت هواز دگی گاه‌ها با اکسیدهای آهن به‌ویژه هماتیتی شدن همراه است (شکل ۶). این در حالی است که در بخش مرکزی نوارهای شمالی و جنوبی، دگرسانی سیریسیتی (فلیک)، بیشترین گسترش و با دو گسل حاجی آباد و کوشک نصرت بیشترین قرابت را نشان می‌دهد (شکل ۶). این دگرسانی پیرامون توده‌های نفوذی و به‌ویژه دره‌های منتهی به آن از نوسعه بیشتر (شکل ۶، جدول ۱) و فاصله کمتری نسبت به دگرسانی پروپیلیتیک برخوردار می‌باشد. این دگرسانی در کانسارهایی مانند قمش داش و نارباغی از رخنمون بیشتری برخوردار است (جدول ۲).



شکل ۶- نقشه توزیع دگرسانه‌های گرمابه و هوازدگی، در ارتباط با توده‌های نیمه‌زرف، گسل‌ها و ذخایر معدنی در ناحیه ساوه- رزن.



شکل ۷- نمایی از انواع دگرسانی در محدوده‌های مس ناحیه مورد مطالعه، (A) پهنه دگرسان آرژیلیک و فیلیک با روند شمال باختر- جنوب باختر محصور در دگرسانی پروپیلیتیک، کانسار شمال نارباغی، (B) دگرسانی آرژیلیک در کانسار قمش داش همراه با توده نیمه ژرف مس دار و دگرسانی پروپیلیتیک در کوه جارو، دید به سمت شمال، (C) رخنمون دگرسانی (آرژیلیک و فیلیک) در کانسار رنگرز، که پس از برداشت‌های سطحی نمایان شده‌اند.

ژرفاهای مختلف و پیرو آن تیپ‌های کانه‌زایی مختلف با توزیع غیریکنواخت شده است (شکل ۱، جدول ۱).

ناحیه ساوه-رزن نسبت به نواحی دیگر کمان ماگمایی ارومیه-دختر، بیشترین تغییر روند ساختاری نزدیک به خاوری-باختری را پس از تشکیل (اوسن) از خود نشان می‌دهد (شکل ۱). بررسی ساختاری و توالی سنگی اوسن این ناحیه همچون دیگر نواحی این کمان ماگمایی، بیانگر بالاآمدگی، کاهش فشار، افزایش گرادیان گرمایی و ایجاد ساختارهای کشتی است، که رژیم مناسبی برای توسعه گدازه‌های آندزیتی، لاپیلی توف و توف‌های برشی، با حجم زیاد در امتداد این ساختارها با روند شمال-باختر-جنوب‌خاور می‌باشد (شکل‌های ۱ تا ۴). از این رو، محیط تشکیل این مجموعه در بازه اوسن تا میوسن را می‌توان به صورت کشتی، کشتش درون کمانی به واسطه بالاآمدگی به صورت Flare Up، همراه با گسل‌های نرمال و خروج ماگما همراه دانست (Verdel et al., 2011). خروج ماگما از طریق این گسل‌های موازی باعث تشکیل شاخه‌های ماگمایی موازی (دو شاخه در ناحیه مورد مطالعه) شده است (شکل ۴). هر کدام از این شاخه‌ها دارای مرزهای آشکار سنگ‌شناسی در دو طرف خود و به عبارت بهتر در دو طرف صفحه گسل کشتی پیشین (خروج ماگما) می‌باشد. همین امر باعث می‌شود هنگامی که تحت تأثیر میدان‌های تنش بعدی قرار گیرند به دلیل داشتن اختلاف سنگ‌شناسی، و وجود صفحات ضعف به صورت گسل‌های امتداد لغز در این نواحی تظاهر یابند. به عبارت بهتر در اوسن پایانی با تغییر تدریجی رژیم زمین‌ساختی، این کشتش به حداقل رسیده تا جایی که رژیم زمین‌ساختی فشارشی در الیگوسن با ایجاد پهنه‌برشی راست‌گرد، تداوم یافته و نقش گسل‌های امتداد لغز، متناسب با فشار حاکم در بخش‌های مختلف آشکار می‌شود. این رژیم فشارشی در الیگوسن-میوسن زیرین به حدی عمومیت دارد که برخی برخورد را به آن نسبت می‌دهند (Pirouz et al., 2017). تداوم این فرایند منجر به تغییر روند ساختاری منطقه و جابه‌جایی واحدها به صورت شکل‌پذیر و شکننا شده است (شکل ۴). این فریند به‌ویژه در مراحل آغازین با ایجاد فضاهای خالی در حین حرکت امتداد لغزی نقش مؤثری در جایگیری توده‌های نیمه‌ژرف پورفیری در ژرفای کم (< ۲ کیلومتر) شده‌اند، به گونه‌ای که روند قرارگیری این توده‌ها در امتداد روند ساختاری و کشیدگی آن در جهت قرارگیری آنها می‌باشند (شکل ۴). این توده‌های نیمه‌ژرف با توجه به تعیین سن مطلق صورت گرفته توسط چپو و همکاران (Chiu et al., 2013)، دارای سن الیگومیوسن (۱۸-۲۴ میلیون سال قبل) می‌باشند و ذخایر گرمابی مس (طلا) این ناحیه در جوار آن واقع شده‌اند (شکل‌های ۴ و ۹). بنابراین گسل‌های امتداد لغز اصلی همچون کوشک نصرت معبر اصلی قرارگیری توده‌های نفوذی و شکستگی‌های فرعی متصل به آن محل تجمع کانه‌زایی‌های گرمابی مرتبط با توده در این ذخایر می‌باشند. لازم به یادآوری است این فاز از مراحل تکوین ساختاری در الیگومیوسن و ایجاد فضاهای کشتی برای جایگیری توده‌های نیمه‌ژرف پورفیری در کمان ماگمایی ارومیه-دختر در بیشتر مطالعات ژئودینامیکی جدید تحت عنوان فازهای کشتی پس از برخورد معرفی می‌شوند (Richards, 2015; Hassanzadeh et al., 2016).

دگرسانی‌های گرمابی مرتبط با توده (پروپیلیتیک، آرژیلیک حدواسط-پیشرفته، فیلیک، سریستی و سیلیسی شدن، کربناته، سولفیدی شدن، تورمالینی شدن) از ویژگی آشکار ذخایر مس در این ناحیه، می‌باشد که اغلب به صورت پراکنده و خطی توسعه یافته‌اند (شکل ۶). نکته حائز اهمیت در مورد این دگرسانی‌های سیستماتیک، تشابه آنها با دگرسانی‌ها در مقیاس محدوده‌های کانسار است که با نمونه‌برداری و آنالیز XRD معرفی شده‌اند (جدول ۲). بنابراین، مشابهت و عمومیت مجموعه دگرسانی‌ها و نوع فلز همراه با آنها در این ذخایر به فرایند گرمابی مشابه در تشکیل آنها اشاره دارد. هرچند با دگرسانی‌های کانسارهای اپی‌ترمال مرتبط با توده‌های نفوذی که در کمان‌های ماگمایی تشکیل می‌شوند (Hedenquist, 2015)، نیز قرابت نشان می‌دهند. به عنوان مثال دگرسانی‌های آرژیلیک پیشرفته، فیلیک و تورمالینی شدن به طور غیرمستقیم به نقش ماگمای اکسیدی و اسیدی اشاره دارد (جدول ۲).

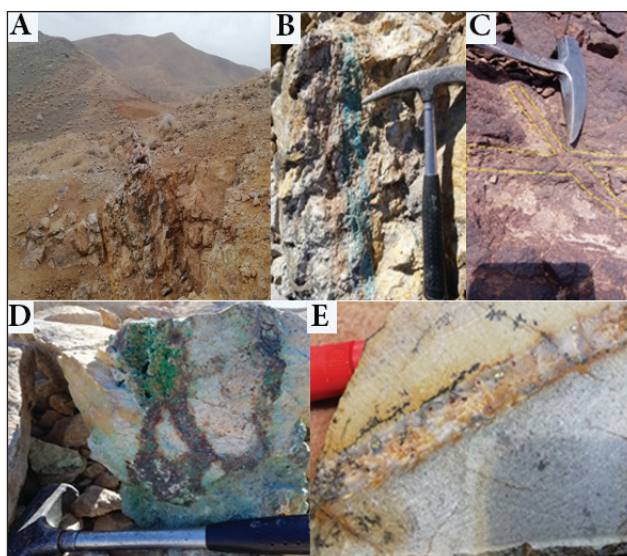
این دگرسانی به‌ویژه در مرکز ناحیه مورد مطالعه با گسل‌ها و شکستگی‌های با روند شمال-باختر-جنوب‌خاور تا خاوری-باختری، همخوانی داشته و روندی تقریباً خطی از خود نشان می‌دهد (شکل ۶). تقریباً در تمامی ذخایر این دگرسانی (با شدت زیاد و متوسط) حضور دارند (جدول ۱)، با این تفاوت که شدت آن در پیرامون رگه‌های کانه‌دار بیشتر و با دور شدن از آن کاهش می‌یابد (شکل ۶). بنابراین، نتیجه شستشوی شدید سیلیس و متلاشی شدن بدنه سیلیکات‌ها و به خصوص فلدسپات‌ها در اثر بخارات اسیدی سیال‌ها و یا آب‌های جوی (Hedenquist et al., 2000) می‌باشد که در همبری توده‌های نیمه‌ژرف و در بخش‌های آذرآواری و گدازه‌ها رخ داده است. لازم به یادآوری است گرچه حضور توده‌های نفوذی بر گسترش این دگرسانی (آرژیلیک) در مناطق یاد شده می‌افزاید (شکل ۶)، اما ارتباط خاصی بین گسترش آن با بزرگی کانسارهای این ناحیه نمی‌توان در نظر گرفت. این دگرسانی با توجه به نوع کانی‌شناسی، به دو نوع آرژیلیک پیشرفته و حدواسط تقسیم می‌شود. نوع پیشرفته از دگرسانی‌های شاخص در سیستم‌های اپی‌ترمال با سولفیداسیون بالا است که در تصاویر ماهواره‌ای بخش محدودتری را در حاشیه بخش سیلیسی به خود اختصاص می‌دهد (شکل ۶). این در حالی است که در محدوده‌های کانساری شامل هاله‌های حاوی کوارتز و آلونیت اطراف رگه‌های سیلیسی بوده، که توسط دگرسانی آرژیلیک حدواسط در برگرفته شده‌اند (Rajabpour et al., 2017). در برخی ذخایر مانند رنگرز و زرنده پوشش سطحی به عدم رخ‌نمون دگرسانی شده می‌انجامد، به گونه‌ای که بدون رو برداری دگرسانی‌ها قابل تشخیص نیستند (شکل ۷) و همین امر بر جذابیت اکتشاف در این ناحیه می‌افزاید.

دگرسانی سیلیسی، مهم‌ترین نوع دگرسانی و متداول‌ترین نوع دگرسانی در سامانه‌های گرمابی در این ناحیه است که به طور کلی به صورت رگه‌های قطع‌کننده، سیلیس جانشینی و ژاسپروید رخ‌نمون دارند. در این بین، دگرسانی سیلیسی رگه‌ای سولفیددار بخش مرکزی سامانه گرمابی را در پهنه‌های کانه‌دار ذخایر مختلف این ناحیه، تشکیل می‌دهد (شکل‌های ۶ و ۸). این نوع دگرسانی همراه با هاله‌های آن (شکل ۶) بیشتر در واحدهای آتشفشانی اوسن (توف) گسترش نشان می‌دهند و با ساختار کنترل می‌شوند (شکل‌های ۶ و ۸؛ جدول ۱). این دگرسانی نسبت به دگرسانی رسی از گسترش محدودتری برخوردار است اما نکته مهم‌تر اینکه با توده‌های نفوذی و شکستگی‌های منتهی به آن همبستگی مکانی خوبی نشان می‌دهند (شکل‌های ۶ و ۸؛ جدول ۱). از دیگر ویژگی این دگرسانی حضور کوارتز حفره‌ای حاوی کوارتز ریزبلور با پیریت است که نشان دهنده اسیدی بودن سیال گرمابی و شستشوی ذرات یا فنو کریست‌ها از پیکره سنگ میزبان می‌باشد (Hedenquist, 2015).

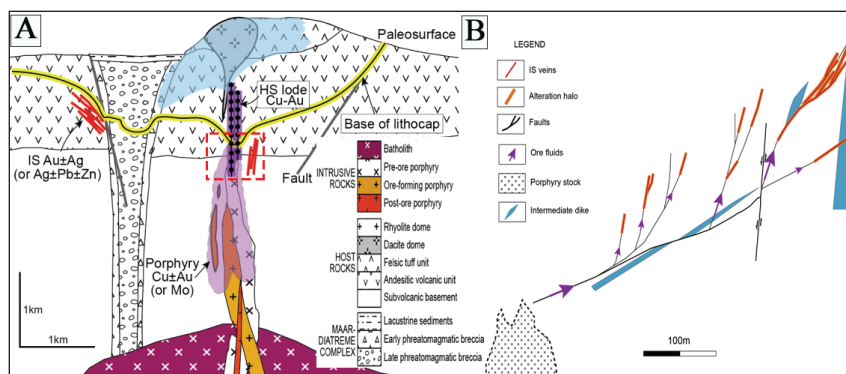
افزون بر دگرسانی‌های یاد شده، برخی دگرسانی‌ها مانند سولفیدی شدن، تورمالینی شدن، کربناتی شدن به دلیل عدم بازتاب مناسب و مقیاس تصاویر ماهواره‌ای و عمدتاً همراهی آنها با دیگر دگرسانی‌ها تشخیص آن تنها در منابع و مشاهدات صحرایی امکان‌پذیر است (جدول ۱). هوازدگی اکسیدهای آهن تقریباً هیچ نظم خاص و ارتباط مستقیمی با واحدهای سنگی، توده‌های نفوذی و ساختارها در این ناحیه نشان نمی‌دهد و به نوعی اشاره به فرایند سوپرژن و عدم وابستگی آشکار آنها با توده‌های نیمه‌ژرف و کانه‌زایی‌ها دارد (جدول ۲). این هوازدگی در حاشیه و با فاصله از تمامی کانسارهای ناحیه مورد مطالعه دیده می‌شود.

۵- بحث

کانه‌زایی‌های گرمابی مس (± طلا) ناحیه ساوه-رزن، در شمال-باختر کمان ماگمایی ارومیه-دختر واقع است. این کمان، اگرچه عامل اصلی کانه‌زایی‌های اپی‌ترمال-پورفیری در این ناحیه و دیگر نواحی است (شکل ۱)، اما به نظر می‌رسد توزیع و پراکندگی ذخائر آن متأثر از تغییر و تکوین رژیم‌های زمین‌ساختی و میدان‌های تنش مربوط به آن طی فازهای بعدی است. به گونه‌ای که منجر به قرارگیری مولدهای کانه‌زایی در



شکل ۸- نمایی از رگه‌های سیلیسی کانه‌دار (A) رگه سیلیسی در محدوده نارباغی در مقیاس رخنمون به صورت قطع کننده همراه با حواشی دگرسانی آرژلیک، (B) رگه سیلیسی با حاشیه دگرسانی سریستی در محدوده کوه‌پنگ، (C) نمایی از بافت استوک‌ورک در محدوده کانسار نارباغی، (D) نمایی از رگه‌های کانه‌دار حاوی کالکوسیت، بورنیت، کالکوپریت در کانسار رنگرز، (E) رگه سیلیسی همراه با کالکوپریت در توف در مقیاس نمونه‌دستی همراه با دندریت‌های منگنز در حواشی.



شکل ۹- نمایی از ارتباط ذخایر اپی‌ترمال حدواسط با توده‌های نیمه پورفیری، (A) همجواری رگه‌های مس-طلا در جوار توده نفوذی پورفیری در کمان ماگمایی (کادر قرمز)، (B) کنترل ساختاری رگه‌های کانه‌دار نسبت به توده نیمه ژرف و مهاجرت سیال کانه‌دار در ساختارهای فرعی منشعب از ساختارهای اصلی (برگرفته از Wang et al., 2019).

را همراهی می‌کند. این ذخایر افزون بر مس، غالباً به طلا و گاه نقره نیز ظرفیت نشان می‌دهند، و نسبت طلا به نقره در بیشتر آنها از یک بیشتر است (جدول ۱) که از ویژگی متمایز ذخایر اپی‌ترمال نوع حدواسط می‌باشد (Wang et al., 2019).

نکته شایان توجه در تمامی پژوهش‌های انجام شده در این ذخایر، حضور اکسیدهای آهن (مگنتیت) و کانی‌های مافیکی در سنگ میزبان است (جدول ۱)، که به نوعی اشاره به نقش سولفیدی شدن سنگ دیواره دارد، و بر قرارگیری این ذخایر در ذخایر اپی‌ترمال حدواسط تأکید دارد (Muntean et al., 1990). حضور کانی‌هایی مانند کلسیت تیغه‌ای، کوارتز کلورم، آدولاریا و آلونیت به عنوان باطله همراه با کانه‌زایی، از دیگر تضادهای تعیین نوع کانه‌زایی اپی‌ترمال در این کانه‌زایی‌ها است

در بیشتر این ذخایر، پرشدگی فضاهای خالی منجر به تشکیل رگه‌های نسبتاً طولیل (میانگین ۷۰۰-۱۰۰۰ متر) همراه با مجموعه‌های برشی چند مرحله‌ای (فازی) در کنار بافت‌های دانه پراکنده، رگچه‌ای و به‌ندرت استوک‌ورک شده است (شکل‌های ۶ و ۹-B؛ جدول ۱). به گونه‌ای که کانه‌های سولفیدی مس مانند کالکوپریت، بورنیت، کالکوسیت، دیژنیت، کولیت با پیریت، سولفوسالت‌هایی چون تنانتیت و تتراهدريت (جدول ۱) که از ویژگی‌های ذخایر اپی‌ترمال (با سولفیداسیون پایین و حداسط) می‌باشند (Hedenquist, 2015) نیز حضور دارند. در این بین، کانی‌های کوارتز، سریسیت، پیریت و کالکوپریت از گسترش نسبی بیشتری در رابطه با رگه‌های کوارتز-سولفیدی مس (طلا) برخوردارند، هرچند مقادیر کمی کانی رسی نیز آنها

تمایل نشان می‌دهند، در حالی که برخی دیگر دارای عیارهای بسیار پایین تر در بازه کمتر از ۱٪ و حتی ۰/۳٪ همچون زرنده، لوئین، علیشار واقع شده و آنها را به ذخایر تیپ مانتو و پورفیری نزدیک می‌نماید. برای مثال، ذخیره کانسار رگه‌ای کوه‌پنگ در حدود ۲/۸ میلیون تن، عیار مس ۱/۶۵ درصد، ۰/۵۲ گرم در تن طلا و ۰/۳۴ گرم در تن نقره ارزیابی شده است (Rajabpour et al., 2017)، در حالی که پیرامون همین ذخیره آتشفشانی‌هایی با عیار کمتر از ۰/۵٪ وجود دارند. بنابراین، کانه‌زایی‌های یاد شده به‌لحاظ نوع دگرسانی‌های گرمابی، روند تکوین کانه‌زایی در ارتباط با پرشی‌شدن و ته‌نشینی سولفیدهای مس و سولفوسالت‌ها، و نیز مقادیر بیشتر از یک نسبت طلا به نقره، شبیه به نوع خاصی از ذخایر حدواسط در جایگاه‌های کمان آتشفشانی می‌باشند (شکل ۹؛ Wang et al., 2019). رخداد چنین ذخایری در ژرفا و فشار کم، مانع از تشکیل ذخایر بزرگ مس-طلا پورفیری و پرعیار طلا-نقره اپی‌ترمال در این نواحی می‌شود (Heinrich, 2007) ولی بر حسب ژرفای جایگیری با یک روند انتقالی از سامانه‌های اپی‌ترمال با سولفیداسیون حدواسط نوع مرتبط با کمان (رژیم فشارشی) و احتمالاً پورفیری در جوانب مواجه هستیم (شکل ۹-A, B). بر این اساس این ناحیه مستعد ذخایر پنهان مس-طلا پورفیری می‌باشد.

۶- نتیجه‌گیری

نتایج حاصل از بررسی‌های صورت گرفته در این ناحیه، نشان از تکوین ساختاری این ناحیه در رژیم‌های زمین‌ساختی متفاوت و تأثیر آن بر قرارگیری توده‌های نیمه‌ژرف (پورفیری) و مولد کانه‌زایی همچون دیگر بخش‌های کمان ماگمایی ارومیه دختر دارد. با این تفاوت که در برخی بخش‌ها (ناحیه مورد مطالعه) به سبب امکان جایگزینی این توده‌ها در ژرفاهای کم (> ۲ کیلومتر) با سامانه‌های نه صرفاً پورفیری و نه صرفاً اپی‌ترمال مواجه هستیم. از این رو، این ذخایر جزو گروهی از ذخایر اپی‌ترمال از نوع حدواسط قرار می‌گیرند که از ویژگی آنها همجواری با توده‌های نفوذی، و در ساختارهای منشعب از آن می‌باشند (شکل ۹). عمده تفاوت این ذخایر با ذخایر اپی‌ترمال با سولفیداسیون بالا و پایین موقعیت آنها نسبت به توده‌های نیمه‌ژرف می‌باشد. به‌گونه‌ای که ذخایر اپی‌ترمال با سولفیداسیون بالا و پایین در بخش بالایی توده‌های نفوذی (مولد کانه‌زایی) خود قرار دارند، در حالی که ذخایر اپی‌ترمال حدواسط در جوار و هم سطح با توده نفوذی قرار می‌گیرند (شکل ۹). در حقیقت، این ذخایر ارتباط نزدیکی به لحاظ منشأ و موقعیت مکانی با سامانه‌های نفوذی نیمه‌ژرف با ترکیب گرانودیوریت، دیوریت، تونالیت و مونزونیت در کمان‌های ماگمایی دارند (شکل ۹-A). به عبارت بهتر، این توده‌ها همان پورفیری‌های مولد کانه‌زایی در دیگر بخش‌های کمان ماگمایی ارومیه دختر (در ژرفای < ۲ کیلومتر) می‌باشد (با توجه به سن و ترکیب مشابه آنها) که به دلیل قرارگیری در ژرفای کم و تخلیه مس ± طلا خود متناسب با دور و نزدیکی به منشأ نفوذی، عناصر فلزی از ذخایر مس، مس ± طلا، مس ± طلا ± نقره و روی سرب نقره و طلا را برجا گذاشته‌اند (شکل ۹-B). این توده‌ها دارای عیار مس در حدود ۰/۱ تا حداکثر ۰/۴ درصد می‌باشند که به دلیل میزان کم مس در آن و حتی شستگی در سطح (لیج) با چشم قابل تشخیص نمی‌باشند. نکته شایان اهمیت این که، این ذخایر در حال حاضر با توجه به افزایش قیمت جهانی مس در بخش ذخایر قرار گرفته و قابل معدن کاری می‌باشند. خوشبختانه کشور ما از ظرفیت مناسبی در چنین ذخایری (به‌ویژه در بخش شمالی کمان ماگمایی ارومیه - دختر) برخوردار می‌باشد که باید به آن توجه شود.

(جدول ۲). این تضاد در نوع کانی‌شناسی و دگرسانی با توجه به پژوهش‌های جدید کخ و همکاران (Kokh et al., 2017)، این گونه توجیه می‌شود که سیال غنی از CO₂ محفظه ماگمایی می‌تواند با سیال حاوی فلز مخلوط شده (افزایش حدود ۲۰ درصد CO₂) و منجر به ته‌نشست بیش از ۸۰٪ مس - آهن و نیمی از طلای اولیه از سیال آب‌دار ذخایر مس - طلای پورفیری شوند.

در مواجهه با ساختارهای نفوذپذیر، این سیال غنی از CO₂ ممکن با سیال‌های جوی مخلوط شده، و با ته‌نشست مس - طلا و تشکیل کربنات‌های Ca-Fe-Mn-Mg همراه شوند. این مطلب با توجه به حضور این کربنات‌ها در بیشتر این ذخایر قابل توجیه است. بنابراین، جدایش فازی همزمان و سردشدگی سریع (جوشش)، نه تنها منجر به ایجاد پدیده‌هایی نظیر کلسیت تیغه‌ای، کوارتز کلوفرم و آدولاریا، بلکه سبب تولید بخارات گرم که دگرسانی آرژیلیک پیشرفته و پوشش دگرسانی آرژیلیک را ایجاد می‌کند، نیز می‌شود. بنابراین اگرچه در بیشتر منابع، ذخایر اپی‌ترمال حدواسط نسبت به ذخایر با سولفیداسیون بالا ارتباط کمتری با ماگما دارند (Arribas, 1995)، اما در برخی از آنها این ارتباط وجود دارد (Echavarria et al., 2006). از این رو، به نظر می‌رسد در چنین مواقعی، ذخایر حدواسط به سامانه‌های با سولفیداسیون بالا و پورفیری نسبت به ذخایر با سولفیداسیون پائین بیشتر نزدیک می‌شوند.

اغلب کانه‌زایی‌ها در این ذخایر، تحت شرایط دمایی نسبتاً بالا در حدود ۲۵۰-۳۵۰ درجه سانتی‌گراد، با شوری (equiv % NaCl ۶-۲۸) و فشار نسبتاً کم تشکیل شده است. کاهش و افت فشار در طی تکوین سامانه گرمابی، حضور سیال‌های کم‌چگال و همراهی آنها با گاز CO₂ پیشنهاد فرایند جوشش و ته‌نشست طلا به دلیل کاهش سریع دما و جدایش فازی را تقویت می‌نماید. این نتایج با بازه ذخایر اپی‌ترمال از نوع حدواسط بیشترین همخوانی را نشان می‌دهد (Wang et al., 2019؛ شکل ۹) که توزیع عمودی و یا ژرفی آن بین ۳۰۰ تا ۸۰۰ متر می‌باشد (Albinson et al., 2001; Echavarria et al., 2006).

عیار میانگین مس و طلا در این ذخایر بسیار متفاوت و در بازه مقادیر کمتر از ۰/۵ تا ۱-۳٪ برای مس و ۰/۱ تا ۳ گرم در تن طلا قرار می‌گیرد (جدول ۱). نکته شایان اهمیت در این رابطه، عدم وجود ارتباط مشخص بین عیارهای مس و طلا است به‌گونه‌ای که برخی ذخایر تنها حاوی مس بوده و مقادیر طلای آن بسیار کم است همچون زرنده، جارو، آفتاب‌رو و علیشار یا برخی دیگر دارای مقادیر مس همراه با طلا هستند همچون رنگرز، چاقو و برخی دیگر مس همراه با طلا و نقره همچون کوه‌پنگ و نارباغی و جارو می‌باشند. بنابراین به نظر می‌رسد بلوغ سامانه گرمابی-ماگمایی در این ناحیه به‌صورت یکسان عمل ننموده و ترکیب سیال حامل مس ± طلا ± نقره در طی تکوین و در سطوح مختلف و تحت شرایط متفاوت ته‌نشست حاصل نموده‌اند. در این رابطه موراگامی و همکاران (Murakami et al., 2010) بر این باورند که سردشدن بخار ماگمایی در ژرفا با فشار بیشتر (> ۳ کیلومتر)، احتمال دارد که تنها مس ± مولیبدن را ته‌نشست دهد در حالی که کمپلکس سولفیدی طلا به‌صورت محلول در بخار متراکم باقی‌مانده و در حین سرد شدن، این بخار به سیالی تبدیل شده که می‌تواند ذخایر طلای اپی‌ترمال را در پیرامون و بالای کانسار مس پورفیری فقیر از طلا ته‌نشست دهد. گواه این ادعا وجود ذخایر متروکه حواشی کانسارهایی همچون رنگرز، قمش‌داش است که فعالیت معدنکاری قدیمی در بخش‌های طلادار (نه مس) آن صورت گرفته است. بنابراین، میزان عیار مس در برخی از این ذخایر با کانسارهای رگه‌ای مس (مرتبط با توده) با عیارهای بالای ۲ درصد همخوانی داشته و به سمت ذخایر اپی‌ترمال مرتبط با توده‌نفوذی پورفیری

کتابنگاری

- اقبالی، ع.، ۱۳۸۴، مطالعات زمین‌شناسی اقتصادی و ژئوشیمی پتانسیل مس چاقو (جنوب غرب کرج)، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تربیت معلم.
- اقلیمی، ب. و مصوری، ف.، ۱۳۷۹، نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰، اخیارج، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- امامی، م.، ۱۳۷۹، ماگماتیسم در ایران. سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، صفحه ۶۰۸.
- امینی، ب.، ۱۹۹۳، نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰، تهران، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- بلورچی، م.، ۱۳۵۷، نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰، اوج، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- بهار فیروزی، خ.، شفیع، ع.ر.، ۲۰۰۹، نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰، رباط کریم، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- دالوند، م.، یزدی، م.، خاکزاد، ا.، اسدی هارونی، ه.، ۱۳۹۴، زمین‌شناسی اقتصادی، پتروگرافی و مینرالوگرافی اندیس مس آفتاب‌رو، شهرستان ساوه (استان مرکزی)، ششمین همایش ملی زمین‌شناسی محیط زیست، تهران.
- دهقان نیری، ر.، عابدی، م.، نوروزی، غ.ح.، ۱۳۹۷، تعیین هاله‌های دگرسانی محدوده نارباغی شمالی با استفاده از آنالیز ژئوشیمیایی، کنفرانس ملی مدل‌سازی در مهندسی معدن و علوم وابسته، دانشگاه بین‌المللی امام خمینی، قزوین.
- دوروزی، ر. و وثوقی عابدینی، م.، ۱۳۸۸، بررسی نقش تفریق ماگمایی و آلاش پسته ای در ایجاد سنگ‌های ولکانیکی اتوسن جنوب و جنوب شرق بوئین زهر، فصلنامه زمین‌شناسی ایران، شماره دهم.
- دولت‌شاهی، س.، زمانیان، ح.، کریم‌زاده ثمرین، ع.، شاتویانگ، ی.، ۱۳۹۸، مجله پترولوژی، ۱۰-۳۸، ص ۷۹-۹۸.
- رجب‌پور، ش.، ۱۳۹۴، کانی‌شناسی، دگرسانی و ژئوشیمی کانسار مس ولکانیکی کوه‌پنگ ساوه، بخش میانی پهنه فروانش ارومیه-دختر، رساله دکتری، دانشگاه شهید بهشتی.
- سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۱۹۷۰، داده‌های شدت کل میدان مغناطیس هوابرد کل کشور.
- سهندی، م.ر.، دلاور، س.ت.، صادقی، م.، جعفری، ع.، موسوی، س.ع.، ۱۳۸۵، نقشه زمین‌شناسی رقومی ۱:۱۰۰۰۰۰۰ ایران، گروه ژئوتیکس سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- صالحی، ز.، فرامرزی، ن.س.، مسعودی، ف.، رضوی، س.م.ح.، ۱۳۹۳، ویژگی‌های سیالات کانه‌ساز در کانسار مس، نقره و طلای جارو (جنوب شرق اشتهارد-کرج)، مجله ژئوشیمی، سال دوم، شماره ۳.
- عرفان، الف.ر.، طباطبائی، س.ح.، منصوری اصفهانی، م.، اسدی هارونی، ه.، ۱۳۹۳، ویژگی‌های ژئوشیمیایی اندیس پلی متال آفتاب‌رو، ششمین همایش انجمن زمین‌شناسی اقتصادی ایران، تهران.
- علائی مهابادی، س.، ۱۳۷۹، نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰، رزن، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- علائی مهابادی، س.، ۱۳۷۹، نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰، نوبران، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- عمیدی، س.، شهرابی، م. و ناوی، ی.، ۱۳۸۴، نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰، ازبویه، سازمان زمین‌شناسی کشور.
- فضلی، ن.، ۱۳۹۴، زمین‌شناسی، کانی‌شناسی، ژئوشیمی و ژئوتیکس کانسار اپی‌ترمال نارباغی شمالی، شمال شرق ساوه، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تربیت مدرس. ۲۰۱ ص.
- فضلی، ن.، قادری، م.، لتز، د.، لی، ج.، ۱۳۹۸، زمین‌شناسی، دگرسانی، کانه‌زایی و ژئوشیمی کانسار اپی‌ترمال نقره- مس نارباغی شمالی، شمال خاور ساوه، فصلنامه علوم زمین، شماره ۱۱۲، صفحه ۱۳ تا ۲.
- فیروزبخت، م.س.، قادری، م.، تاج‌الدین، ح.، ۱۳۹۷، زمین‌شناسی و کانی‌سازی در کانسار فلزات پایه (-طلا) لک، جنوب بوئین زهر، دهمین انجمن زمین‌شناسی ایران، دانشگاه اصفهان، اصفهان.
- قاعدامینی هارونی، م.، باقری، ه.، اسدی هارونی، ه.، مختاری، ا.ر.، آیتی، ف.، ۱۳۹۳، تعیین شرایط تشکیل اندیس مس عیشار (استان مرکزی)، با استفاده از داده‌های کانه‌نگاری و سیالات درگیر، مجله پترولوژی، ۶-۲۱، ص ۱-۱۸.
- قلمقاش، ج.، ۱۳۷۷، نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰، ساوه، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- گوهری، ح.، مهرپرتو، م.، باباخانی، ع.، ۱۳۸۶، بررسی کانی‌شناسی، بافت و مطالعه میانبارهای سیال رگه مس-طلادار لوئین واقع در شمال-غرب ساوه، پانزدهمین همایش انجمن بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران-دانشگاه فردوسی مشهد.
- مهدوی زفرقندی، م.، ۱۳۵۷، مطالعه زمین‌شناسی و پترولوژی سنگ‌های آذرین ناحیه شمال ایبانه - بین کاشان و نظنز (ایران مرکزی)، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تهران، دانشکده علوم. ۱۲۰ ص.
- مهدی زاده، س.، یوسفی، م.، هاشم امامی، م.، نوایی، ا.، ۱۳۷۴، نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰، کرج، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- یوسفی، س.، ۱۳۹۶، کانی‌شناسی، دگرسانی، ژئوشیمی و الگوی تشکیل کانسار مس زرنده، شمال شرق ساوه، دانشگاه صنعتی شاهرود.
- یوسفی، م.، ۱۳۸۰، نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰، اشتهارد، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

References

- Agard, P., Omrani, J., Jolivet, L., Whitechurch, H., Vrielynck, B., Spakman, W., Monie, P., Meyer, B., and Worlet, R., 2011. Zagros orogeny; a subduction-dominated process. *Geological Magazine*, v. 148, p. 692–725. <https://doi.org/10.1017/s001675681100046x>.
- 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).
- Albinson, T., Norman, D.I., Cole, D., and Chomiak, B.A., 2001. Controls on formation of low sulfidation epithermal deposits in Mexico: constraints from fluid inclusion and stable isotope data. *New Mines and Discoveries in Mexico and Central America*. pp.1–32.
- Allen, M., Jackson, J., and Walker, R. 2004. Late Cenozoic reorganization of the Arabia Eurasia collision and the comparison of short-term and long-term deformation rates. *Tectonics*, 23, TC2008, doi:10.1029/2003TC001530.
- Allen, M.B., and Armstrong, H.A., 2008. Arabia-Eurasia collision and the forcing of mid-Cenozoic global cooling: Palaeo-geography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 265, 52-58, doi: 10.1016/j.palaeo.2008.04.021.

- Arribas, Jr., A., 1995. Characteristics of high-sulfidation epithermal deposits, and their relation to magmatic fluid. Mineral. Assoc. Canada Short Course Series 23, 419–454.
- Azizi, H., Chung, S. L., Tanaka, T., Asahara, Y., 2011. Isotopic dating of the Khoi metamorphic complex (KMC); northwestern Iran: a significant revision of the formation age and magma source. *Precambrian Research* 185 (3–4), 87–94. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2010.12.004>.
- Caillat, C., Dehlavi, P., and Martel Jantin, B., 1978. Géologie de la région de Saveh (Iran): contribution à l'étude du volcanisme et du plutonisme tertiaires de la zone de l'Iran central. *Minéralogie. Université Scientifique et Médicale de Grenoble*, 1978. Français. <https://doi.org/10.2113/gssgfbull.s7-xxiv.4.777>.
- 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>.
- Echavarria, L., Nelson, E., Humphrey, J., Chavez, J., Escobedo, L., and Iriondo, A., 2006. Geologic evolution of the Caylloma epithermal vein district, southern Peru. *Econ. Geol.* 101, 843–863.
- Groves, D.I., Bierlein, F.P., 2007. Geodynamic settings of mineral deposit systems, *Journal of the Geological Society*, v. 164, p. 19–30.
- Hassanzadeh, J., and Wernicke, B.P., 2016. The Neotethyan Sanandaj-Sirjan zone of Iran as an archetype for passive margin-arc transitions. *Tectonics*, 35(3), pp.586–621. <https://doi.org/10.1002/2015tc003926>.
- Hassanzadeh, J., Stockli, D. F., Horton, B. K., Axen, G. J., Stockli, L. D., Grove, M., Schmitt, A. K., and Walker, J. D., 2008. U-Pb zircon geochronology of late Neoproterozoic–Early Cambrian granitoids in Iran: Implications for paleogeography, magmatism, and exhumation history of Iranian basement: *Tectonophysics*, v. 451, p. 70–96. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2007.11.062>.
- Hedenquist, J.W., 2015. Porphyry copper potential in Mexico: Transitions from epithermal lithocaps to veins and tops of porphyry deposits. AIMMGM Presentation, Acapulco October, Extended abstract, 1–8.
- 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>.
- Heinrich, C.A., 2007. Fluid-fluid interactions in magmatic-hydrothermal ore formation. *Rev. Mineral. Geochem.* 65, 363–387. <https://doi.org/10.1515/9781501509407-012>.
- Hessami, K., Jamali, F., and Tabassi, H. 2003. Major Active Faults of Iran, Scale 1:2500000. International Institute of Earthquakes Engineering and Seismology.
- Horton, B.K., Hassanzadeh, J., Stockli, D.F., Axen, G.J., Gillis, R.J., Guest, B., Amini, A., Fakhari, M.D., Zamanzadeh, S.M., and Grove, M., 2008. Detrital zircon provenance of Neoproterozoic to Cenozoic deposits in Iran: Implications for chronostratigraphy and collisional tectonics: *Tectonophysics*, v. 451, p. 97–122. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2007.11.063>.
- Kaya, S., Dehlavi, B., and Martel, A., 1987. Geologic Map of Saveh Scale [1:250000]”, State Geological and Mineral Exploration, Vol. 39, Issue 6, pp. 44–45.
- Khodaparast, S., Madanipour, S., Nozaem, R., Hessami, Kh., 2020. Structural evidence on strike slip Kinematic inversion of the Kushk-eNosrat Fault zone, Central Iran., *Geopersia* 10 (1), 2020, PP. 195–209, DOI: 10.22059/GEOPE.2020.291450.648508.
- Kokh, M.A., Akinfiev, N.N., Pokrovski, G.S., Salvi, S., and Guillaume, D., 2017. The role of carbon dioxide in the transport and fractionation of metals by geological fluids. *Geochim. Cosmochim. Acta* 197, 433–466. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2016.11.007>.
- Madanipour, S., Yassaghi, A., Ehlers, T.A., Enkelmann, E., 2018. Tectonostratigraphy, structural geometry and kinematics of the NW Iranian Plateau margin: insights from the Talesh Mountains, Iran. *Am. J. Sci.* 318, 208–245.
- 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>.
- Morley, C.K., Kongwung, B., Julapour, A., Abdolghafourian, M., Hajian, M., Waples, D., Warren, J., Otterdoom, H., Srisuriyon, K., and Kazemi, H., 2009. Structural development of a major late Cenozoic basin and transpressional belt in central Iran: The Central Basin in The Qom–saveh area. *Geosphere*, Volume 5, 4: 325–362. <https://doi.org/10.1130/ges00223.1>.
- Muntean, J.L., Kesler, S.E., Russell, N., Polanco, J., 1990. Evolution of the Monte Negro acid sulfate Au–Ag deposit, Pueblo Viejo, Dominican Republic—important factors in grade development. *Econ. Geol.* 85, 1738–1758. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.85.8.1738>.
- Murakami, H., Seo, J.H., and Heinrich, C.A., 2010. The relation between Cu/Au ratio and formation depth of porphyry-style Cu–Au ± Mo deposits. *Miner. Deposita* 45, 11–21. <https://doi.org/10.1007/s00126-009-0255-1>.
- Nouri, F., Azizi, H., Stern, R.J., Asahara, Y., Khodaparast, S., Madanipour, S., Yamamoto, K., 2018. Zircon U-Pb dating, geochemistry and evolution of the Late Eocene Saveh magmatic complex, Central Iran: partial melts of sub-continental lithospheric mantle and magmatic differentiation. *Lithos* 314–315. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2018.06.013>.

- Petersen, U., and Vidal, C.E., 1996. Magmatic and tectonic controls of the nature and distribution of copper deposits in Peru. In: Camus, F., Sillitoe, R.H., Petersen, R. (Eds.), *Andean Copper Deposits: New Discoveries, Mineralization, Styles and Metallogeny*. Society of Economic Geologists. Special Publication, pp. 1–18. <https://doi.org/10.5382/sp.05.01>.
- Pirajno, F., 2009. Hydrothermal processes and mineral systems. *Hydrotherm. Process. Mineral Syst.* <https://doi.org/10.1007/978-1-4020-8613-7>.
- Pirouz, M., Avouac, J.-P., Hassanzadeh, J., Kirschvink, J. L., and Bahroudi, A., 2017. Early Neogene foreland of the Zagros, implications for the initial closure of the Neo-Tethys and kinematics of crustal shortening. *Earth Planet. Sci. Lett.* 477, 168–182. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2017.07.046>.
- Rajabpour, Sh., Behzadi, M., Jiang, Sh-Y., Rasa, I., Lehmann, B., and Ma, Y., 2017. Sulfide chemistry and sulfur isotope characteristics of the Cenozoic volcanic-hosted Kuh-Pang copper deposit, Saveh county, northwesterncentral Iran. *Ore Geology Reviews* 86 (2017) 563–583. <https://www.researchgate.net/publication/314175070>.
- Richards, J., Wilkinson, D., and Ulrich, T., 2006. Geology of the Sari Gunay epithermal gold deposit, northwest Iran: *Economic Geology*, v. 101, n. 8, p. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.101.8.1455>.
- Richards, J.P., 2015. Tectonic, magmatic, and metallogenic evolution of the Tethyan orogen: From subduction to collision: *Ore Geology Reviews*, v. 70, p. 323–345. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2014.11.009>.
- Searle, M.P., Simpson, R.L., Law, R.D., Parrish, R.R., and Waters, D.J., 2003. The structural geometry, metamorphic and magmatic evolution of the Everest Massif, High Himalaya of Nepal-South Tibet. *J. Geol. Soc. Lond.*, 160, 345–366. <https://doi.org/10.1144/0016-764902-126>.
- Stel, H., 1986. The effect of cyclic operation of brittle and ductile deformation on metamorphic assemblage in cataclastites and mylonites: *Pageoph*, v.124, p. 298–307. <https://doi.org/10.1007/bf00875729>.
- Stockli, D.F., Hassanzadeh, J., Stockli, L.D., Axen, G., Walker, J.D., Dewane, T.J., 2004. Structural and geochronological evidence for oligo-miocene intra-arc low-angle detachment faulting in the Takab-Zanjan area, NW Iran, *Geological Society of America Abstracts with Programs*, v. 36, n. 5, p. 319.
- Stocklin, J., 1968. Structural history and tectonics of Iran-a review: *Am. Assoc. Petr. Geol. Bull.*, v. 52, no. 7, p. 1229–1258.
- Tosdal, R. M., and Munizaga, F., 2003. Lead sources in Mesozoic and Cenozoic Andean ore deposits, north-central Chile (30 – 34°S). *Mineral. Deposita*, 38: 234 – 250. <https://doi.org/10.1007/s00126-002-0307-2>.
- 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>.
- Wang, L., Qin, K.Z., Song, G.X., and Li, G.M., 2019. A review of intermediate sulfidation epithermal deposits and subclassification. *Ore Geology Reviews* 107 (2019) 434–456. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2019.02.023>.

Original Research Paper

Geology, structure and mineralization of Cu ($\pm$ Au) hydrothermal-magmatic deposits of Saveh-Razan region

Seyed Mehran Heidari^{1*}, Sara safavy¹, Afshin Akbarpour¹, Azra Hassanlou² and Bahram Mohaghegh²

¹ Research Institute of Earth Sciences, Geological Survey of Iran, Tehran, Iran

² Geological Survey of Iran, Tehran, Iran

ARTICLE INFO

Article history:

Received: 2021 April 05

Accepted: 2021 November 08

Available online: 2022 June 22

Keywords:

Mineralization

Epithermal

Intermediate sulfidation

Saveh

Razan

ABSTRACT

Saveh-Razan copper ($\pm$ gold) area, with WNW direction in the northwest of Urmia-Dokhtar magmatic belt, with the highest reaction to right-sided shear zones and structural trend change during the Oligomyocene, leads to the placement of semi-deep Oligomyocene diorite massifs in shallow rock depths. It is an Eocene volcano. By creating different types of mass-related hydrothermal alteration (propylitic, intermediate-advanced argillaceous, and phyllite) along the fractures, the system concentrates the mineralizations in quartz-sulfide veins, hydrothermal incisions, and concentrated sulfide-bearing filaments. Common features of metallurgy in this area are fluid homogenization temperature between 250 to 350 °C and salinity range of 6-28% by weight of salt, containing CO₂ gas and liquid phase of liquid and the presence of sulfides such as pyrite, chalcopyrite, burnite, chalcocite and sulfosalts in related reserves. There is also more gold than silver. Therefore, these features are most similar to the mass-related intermediate-type epithermal deposits that form in calcoalkaline magmatic arcs.

* Corresponding author: Seyed Mehran Heidari; E-mail: sm.heidari@gmail.com

E-ISSN: 2645-4963; Copyright©2021 G.S. Journal & the authors. All rights reserved.

 doi: 10.22071/GSJ.2021.276571.1894

 dor: 20.1001.1.10237429.1401.32.2.8.0

