



زمین‌شناسی، کانی‌شناسی و ویژگی‌های سیال کانسنگ‌ساز سامانه رگه‌ای طلادار مسجد داغی، شمال غرب ایران

سوسن ابراهیمی^{۱*}، سعید علیرضایی^۲، یوانمینگ پن^۳ و بهزاد محمدی^۴

(۱) گروه اکتشاف معدن، دانشکده مهندسی معدن، نفت و ژئوفیزیک، دانشگاه صنعتی شاهرود، شاهرود، ایران

(۲) گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی، تهران، ایران

(۳) گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه ساسکاچوان، ساسکاتون، کانادا

(۴) سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران، ایران

دریافت مقاله: ۱۳۹۴/۰۸/۲۵، پذیرش: ۱۳۹۵/۰۳/۱۹

چکیده

ذخیره طلای مسجداغی در ۳۵ کیلومتری شرق جلفا و در زون ماگمایی البرز-آذربایجان قرار دارد. واحدهای سنگی شامل فلیش، تراکی آندزیت و آندزیت ائوسن و یک توده کوارتز مونزودوریت پورفیری جواتر است. کانی‌سازی به صورت رگه‌های کوارتز و کوارتز-باریت رخ داده است. پیریت کانی هیپوزن اصلی است و با مقادیری کالکوپیریت، اسفالریت و گالن همراهی می‌شود. رگه‌های طلادار توسط زون‌های دگرسانی سیلیسی، آرژلیک پیشرفته، آرژلیک و پروپیلیتیک احاطه شده‌اند. داده‌های میان‌بارهای سیال کوارتز و اسفالریت مربوط به مرحله کانی‌سازی، به ترتیب نشانگر دمای همگن‌شدگی بین ۱۲۳-۲۹۸ و ۱۱۲-۲۱۸ درجه سانتی‌گراد و شوری بین ۱/۹-۱۲/۸ و ۱۱/۲-۱/۹ درصد وزنی NaCl است. مقادیر $\delta^{34}\text{S}$ کانی‌های سولفیدی در دامنه +۱/۲ تا -۱/۱ در هزار قرار دارد. تشکیل آلونیت و کائولینیت در دگرسانی آرژلیک پیشرفته، کوارتز حفره‌دار در دگرسانی سیلیسی، همراهی باریت و انیدریت با رگه‌های کوارتزی و نبود کانی‌های کربناتی در مسجداغی شواهدی از ذخیره اپی‌ترمال سولفید بالاست؛ اگرچه کانی‌های سولفید بالای مس (انارزیت و لازونیت) حضور ندارند.

واژه‌های کلیدی: مسجداغی، طلای اپی‌ترمال، پورفیری، ارسباران، ایران

مقدمه

(Adeli et al., 2002) و هفت چشمه Somarin et al., 2002)

(Karimzadeh Somarin, 2011)، ذخایر اسکارن مزرعه

(Karimzadeh Somarin and 2004) و انجرد

(Hosseinzadeh, 2002) و همین‌طور ذخایر طلای اپی‌ترمال

است. اکتشاف ژئوشیمیایی و بررسی‌های صحرایی توسط

سازمان زمین‌شناسی در سال‌های ۱۳۷۹-۱۳۸۴ به کشف چند

زون فلززایی ارسباران در انتهای غربی کمان ماگمایی البرز-

آذربایجان (Nabavi, 1976)، یا ادامه شمالی کمان ماگمایی

ارومیه-دختر (Alavi, 1991) قرار دارد (شکل ۱) و اهمیت آن

به دلیل وجود ذخایر مس-مولیبدن پورفیری مانند

سونگون (Mehrpartou, 1993)، سوناجیل (Karimzadeh

سال گذشته توسط شرکت ملی مس ایران اکتشاف گسترده‌ای در آن صورت گرفته است. هدف از این پژوهش، شناخت ویژگی‌های فیزیکی - شیمیایی سیال کانه‌دار و سازوکار نهشت کانسنگ در رگه‌های کوارتز طلا دار و ارتباط احتمالی آن با سیستم پورفیری مسجدداغی است.

روش کار

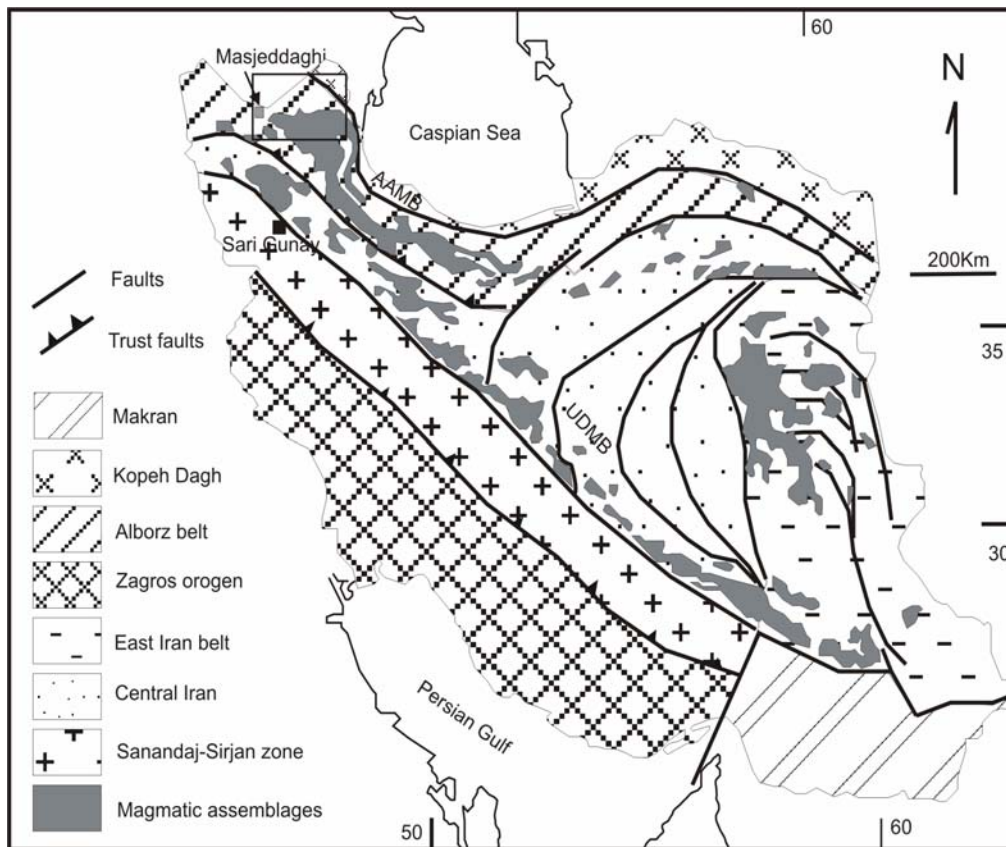
این پژوهش بر مشاهدات میدانی و نمونه برداری از رخنمون‌های سطحی و مغزه‌های حفاری برای بررسی‌های آزمایشگاهی استوار است. برای شناخت کانی‌شناسی کانسنگ و دگرسانی، ۵۰ مقطع نازک، نازک - صیقلی و صیقلی، بررسی و سپس ۴ نمونه جهت بررسی‌های ریزدماسنجی میان‌بارهای سیال، ۳ نمونه برای آنالیز ریزکاو الکترونی و ۶ نمونه (پیریت، گالن و اسفالریت) برای تعیین نسبت ایزوتوپی گوگرد انتخاب شد. آنالیز ریزکاو الکترونی با استفاده از دستگاه الکترون مایکروپروب مدل JEOL 8600 در دانشگاه ساسکاچوان کانادا انجام شد. شرایط انجام آزمایش‌ها، توانایی شتاب‌دهنده ۱۵ کیلووات و جریان ۵۰ نانو آمپر است. بررسی میان‌بارهای سیال با استفاده از سیستم گرمایش - سرمایش جریان گاز USGS در گروه زمین‌شناسی دانشگاه ساسکاچوان کانادا انجام شده است. برای کالیبره کردن دستگاه و تعیین درستی اندازه‌گیری‌ها از نمونه‌های میان‌بار استاندارد مصنوعی آب خالص و فلئوریت استفاده شد. درستی اندازه‌گیری‌ها برای دماهای همگن شدن $200 \pm$ و برای ذوب یخ $0/200 \pm$ است.

نسبت ایزوتوپی گوگرد با استفاده از سیستم Thermo Finnigan DeltaPlus IRMS در آزمایشگاه G.G. Hatch Stable Isotope Laboratories گروه علوم زمین دانشگاه اتاوا در کانادا انجام شده است. داده‌ها براساس در هزار (%و) نسبت به استاندارد CDT ارائه شده و دقت آنالیزها در حد $0/1 \pm$ در هزار است. گاز مورد استفاده در این آزمایش‌ها، گاز SO_2 است که از سوختن کانی سولفیدی در حضور یک عامل اکسیدکننده مانند O_2 , V_2O_5 , Cu_2O , CuO به دست می‌آید.

ذخیره طلای اپی‌ترمال از جمله شرف‌آباد (Pournik, 2006)، زگیلک (Mohammadi et al., 2000)، صفی‌خانلو (Mohammadi et al., 2000) و مسجدداغی (Mohammadi et al., 2005) و مس - مولیدن - طلای قره‌چیلر (Mokhtari et al., 2007) انجامید. ذخایر طلای اپی‌ترمال این زون غالباً همراه با سن‌گهای آتشفشانی و آذرآواری کالک‌آلکانل با ترکیب اسیدی تا حدواسط یافت شده است. این کانسارها از نوع سولفیداسیون پایین (زگیلک و صفی‌خانلو) و حدواسط (شرف‌آباد) و در قالب رگه‌های کوارتزی است و در دماهای ۱۵۰ تا ۳۰۰ درجه سانتی‌گراد توسط سیال‌هایی با شوری پایین تا متوسط (۱ تا ۱۵ درصد وزنی NaCl) و در عمق کم (۱۰۰ تا ۵۰۰ متر) از سطح دیرینه تشکیل شده‌اند (Alirezaei et al., 2008; Ebrahimi et al., 2011).

محدوده طلای مسجدداغی در ۳۵ کیلومتری شرق شهرستان جلفا و در مجاورت رود ارس در استان آذربایجان شرقی قرار دارد. محدوده مورد بحث در ورقه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ جلفا (Abdollahi et al., 1996) واقع شده است و منطقه‌ای به وسعت ۸ کیلومتر مربع در بازه طول شرقی $53' 55'' 45^\circ$ و $21' 57'' 45^\circ$ و عرض شمالی $16' 52'' 38^\circ$ و $14' 14'' 53'$ را شامل می‌شود. بررسی‌های نیمه تفصیلی شامل تهیه نقشه زمین‌شناسی ۱:۵۰۰۰ منطقه به وسعت تقریبی ۸/۵ کیلومتر مربع بر روی رگه‌های طلا دار مسجدداغی در سال ۱۳۸۲ توسط سازمان زمین‌شناسی کشور انجام شد (Akbarpour et al., 2003). بررسی‌های تفصیلی شامل تهیه نقشه زمین‌شناسی - معدنی در مقیاس ۱:۱۰۰۰، حفر ۳۵۰ متر ترانشه و ۱۲ گمانه اکتشافی با عمق‌های ۷۰ تا ۱۹۰ متر (مجموع ۱۲۰۰ متر) جهت عیارسنجی و تخمین ذخیره اولیه توسط سازمان زمین‌شناسی کشور در محدوده کانی‌سازی رگه‌ای انجام شد (Mohammadi et al., 2005).

رگه‌های کوارتز طلا دار مسجدداغی، ارتباط مکانی نزدیکی با یک ذخیره مس - طلای پورفیری به همین نام دارند که در چند



شکل ۱. نقشه ساده شده زمین‌ساخت ایران با زون‌های زمین‌ساختی گوناگون و توزیع مجموعه‌های ماگمایی سنوزوئیک (Alavi, 1991)، موقعیت محدوده ارسباران و منطقه کانی‌زایی مسجدداغی در شمال‌غرب ایران دیده می‌شود.

Fig. 1. Simplified tectonic map of Iran showing various geological divisions and distribution of the Cenozoic magmatic assemblages (Alavi, 1991). The square shows the location of the Arasbaran and the Masjeddaghi in northwest Iran.

زمین‌شناسی منطقه

زون فلززایی ارسباران در انتهای غربی زون البرز- آذربایجان قرار دارد و بخش‌هایی از استان اردبیل و آذربایجان شرقی را می‌پوشاند. اولین آثار آتشفشانی قابل توجه در این منطقه، مربوط به کرتاسه بالایی است، اما اوج فعالیت‌های آتشفشانی با ترکیب چیره فلسیک- حدواسط، در ائوسن بوده است. حرکات کوه‌زایی آلپی در این ناحیه با چین‌خوردگی شدید و گسلش در کرتاسه پایانی- ترشیری آغاز می‌شود. در آغاز الیگوسن، در اثر حرکات کوه‌زایی پیرنه همانند بسیاری از نقاط البرز مرکزی و ایران مرکزی، توده‌های نفوذی مانند سینیت‌های بزگوش، کلپیر و اهر به داخل سنگ‌های آتشفشانی ائوسن نفوذ کرده است (Abdollahi et al., 1996).

زمان جایگزینی و تبلور توده‌های نفوذی مولد ذخایر پورفیری سونگون، کیقال، هفت‌چشمه و نیاز در ارسباران، با استفاده از روش‌های U-Pb زیرکن و Ar-Ar بیوتیت و آمفیبول، حدود ۱۹ تا ۲۲ میلیون سال تعیین شده است (Hassanpour et al., 2015). این پژوهشگران پیشنهاد می‌کنند که زون ماگمایی ارسباران کمانی مجزاست که از شمال‌غرب ایران به سمت شمال تا ارمنستان و آذربایجان امتداد یافته‌است.

قدیمی‌ترین واحدهای سنگ‌شناختی در منطقه مسجدداغی، شامل مجموعه‌ای از سنگ‌های فلیش‌گونه ائوسن است که گسترش زیادی در شمال‌غرب ایران داشته و به شدت چین‌خورده و گسلیده است. نهشته‌های فلیش از ماسه‌سنگ، آهک، شیل و سیلت‌سنگ همراه با لایه‌هایی از کنگلومرای خاکستری و سبز

پوسته اقیانوسی با ترکیب اکلوژیت و آمفیبولیت گارنت‌دار حاصل شده‌اند.

دگرسانی

دگرسانی گرمابی در منطقه مسجداغی گسترش وسیعی دارد و به‌ویژه واحدهای تراکی آندزیت و کوارتز مونزودیوریت را تحت تأثیر قرار داده است (شکل ۲). دگرسانی‌های تپیک در سیستم کانی‌سازی مسجداغی شامل پتاسیک، فلیک، آرژیلیک، آرژیلیک پیشرفته، سیلیسی و پروپلیتیک است. امامعلی‌پور و همکاران (Emamalipour et al., 2010) بررسی‌های ژئوشیمیایی بر روی زون‌های دگرسانی مرتبط با کانی‌سازی رگه‌ای مسجداغی انجام داده‌اند، این پژوهشگران با استفاده از آنالیز شیمیایی نمونه‌های دگرسان‌شده و با استفاده از عناصر Na_2O , K_2O , Zr , Pb , Ba , Sr , Cu , AS و اکسیدهای SiO_2 , Al_2O_3 , MgO به تفکیک زون‌های دگرسانی و نحوه تشکیل این دگرسانی‌ها پرداخته‌اند. نتایج این بررسی‌ها نشان می‌دهد دگرسانی‌های سیلیسی، آرژیلیک پیشرفته، آرژیلیک حدواسط و پروپلیتیک در ارتباط با کانی‌سازی رگه‌ای بوده و به ترتیب از داخل رگه به سمت بیرون گسترش یافته‌اند.

دگرسانی پتاسیک با گسترش محدود (حدوداً ۲۰۰۰ متر مربع) در حاشیه رودخانه آریاچای دیده می‌شود (شکل ۲)؛ اما حفاری‌های شرکت ملی مس نشانگر گسترش این دگرسانی تا عمق ۷۰۰ متری است که با کانه‌زایی مس نیز همراه است، این دگرسانی در تمامی گمانه‌های اکتشافی مربوط به سیستم پورفیری وجود دارد. دگرسانی پتاسیک، محدود به واحد کوارتز مونزودیوریت است؛ اما به‌طور جزئی واحد تراکی آندزیت را نیز تحت تأثیر قرار داده است. دگرسانی پتاسیک تا حدی تحت تأثیر دگرسانی‌های فلیک و آرژیلیک قرار گرفته و بین این دگرسانی‌ها هم‌پوشانی ایجاد شده است؛ به‌طوری که کانی‌های پتاسیم فلدسپار و بیوتیت ثانویه در زون پتاسیک به سریسیت، کلریت و رس تبدیل شده است. کانی‌شناسی این زون دگرسانی مانند بسیاری از سیستم‌های مس پورفیری دیگر شامل

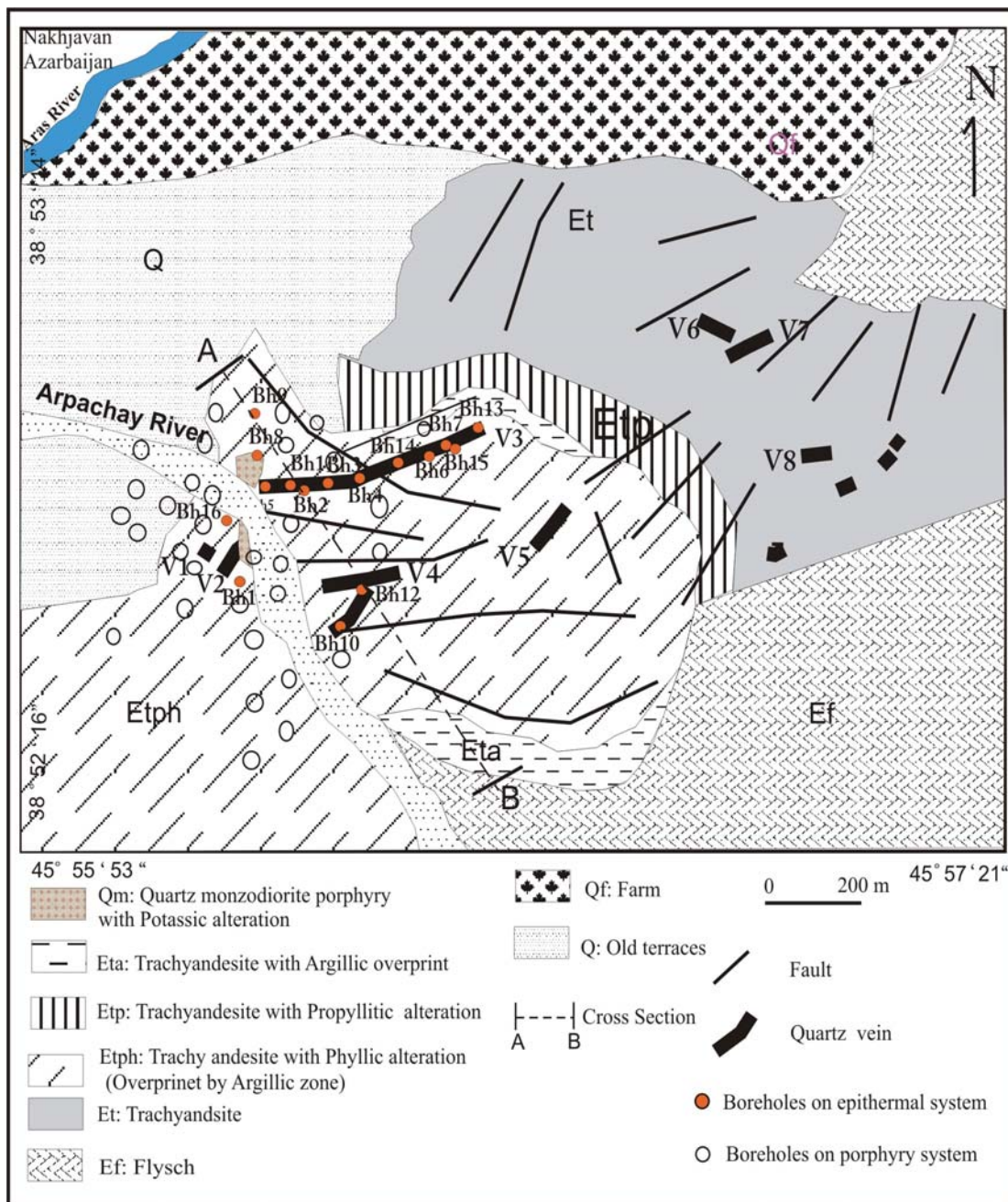
تشکیل شده است و به دلیل فرسایش پذیری ناهمگون واحدهای مختلف آن، مورفولوژی ملایم تا خشن ایجاد کرده است. این مجموعه رسوبی توسط سنگ‌های آتشفشانی ائوسن پوشیده شده است (شکل ۲). این سنگ‌های آتشفشانی ترکیب آندزیتی تا تراکی آندزیتی داشته و توپوگرافی خشن تری دارند. ترکیب سنگ‌شناسی قسمت‌های شرقی منطقه، آندزیتی تا تراکی آندزیتی تقریباً سالم (با دگرسانی کم) است، ولی قسمت‌های غربی محدوده را سنگ‌هایی با همان ترکیب و با دگرسانی بیشتر تشکیل داده است. بخش اعظم کانی‌سازی محدوده اکتشافی در این سنگ‌های دگرسان‌شده رخ داده است (شکل ۲). همچنین یک توده نفوذی کوارتز مونزودیوریت پورفیری میوسن (۹) به داخل سنگ‌های آتشفشانی نفوذ کرده است که در سطح برون‌زد بسیار کمی دارد. گسترش این توده در عمق زیاد بوده (شکل ۳) و میزبان اصلی ذخیره پورفیری مسجداغی است (Abdollahi et al., 1996). با توجه به تنوع واحدهای آتشفشانی و توده نفوذی، همچنین نحوه استقرار و ارتباط آنها، به‌نظر می‌رسد مجموعه آتشفشانی مسجداغی آتشفشانی چینه‌ای یا مرکب قدیمی است (Mohammadi et al., 2005).

سنگ میزبان اصلی کانی‌سازی رگه‌ای سنگ‌های آتشفشانی است که متحمل دگرسانی شده است (شکل ۴-A). توده کوارتز مونزودیوریت پورفیری شامل درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز، فلدسپات آلکالن، بیوتیت و اندکی کوارتز و هورنبلند در زمینه‌ای کوارتز - فلدسپاتی است (شکل ۴-B). واحد تراکی آندزیت گسترش زیادی در منطقه دارد و سنگ میزبان اصلی کانی‌سازی است. این سنگ با درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز، بیوتیت، سانیدین، هورنبلند و اندکی کلینوپیروکسن، در زمینه شیشه‌ای و میکروولیتی مشخص می‌شود (شکل ۴-C).

سنگ‌های آتشفشانی منطقه مسجداغی در حاشیه فعال قاره‌ای وابسته به فروانش و از تحول یک ماگمای آداکیتی پر سیلیس پدید آمده‌اند (Yaddollahi et al., 2011). به نظر این پژوهشگران، سنگ‌های آذرین منطقه مسجداغی احتمالاً از ذوب

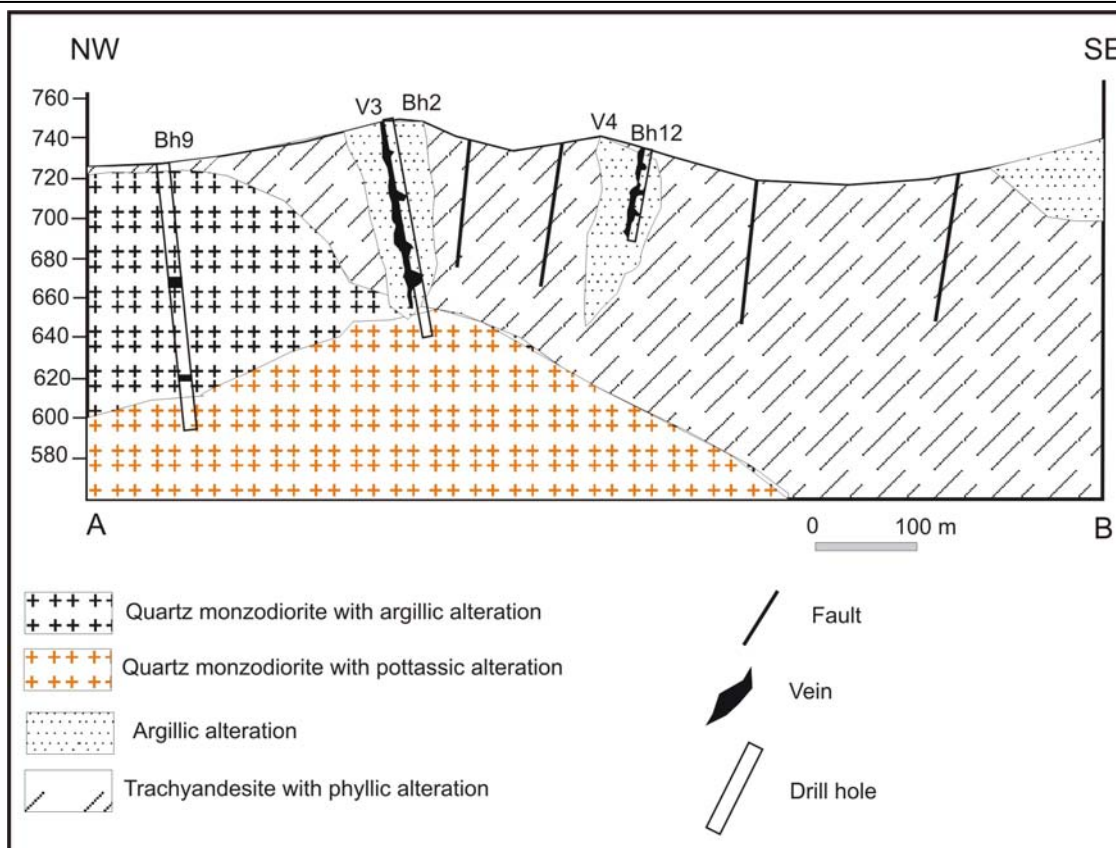
بیوتیت ثانویه با بلورهای ریز و فلسی شکل، به‌طور بخشی تا کامل جانشین بیوتیت اولیه و هورنبلند شده است، بیوتیت ثانوی در زمینه سنگ نیز توسعه یافته است (شکل B-۵).

پتاسیم-فلدسپار، بیوتیت و مگنتیت است (شکل A-۵). پتاسیم-فلدسپار ثانوی به‌صورت بلورهای کوچک و بی‌وجه (انهدرال) جانشین پلاژیوکلاز و همین‌طور جانشین زمینه سنگ شده است.



شکل ۲. نقشه زمین‌شناسی- معدنی ساده شده محدوده کانی‌سازی مسجدداغی (Mohammadi et al., 2005)، موقعیت گمانه‌های اکتشافی مربوط به سیستم اپی‌ترمال و همین‌طور گمانه‌های عمیق مربوط به سیستم پورفیبری نیز مشخص شده است.

Fig. 2. Simplified geological- mineral map of the Masjed Daghi area (after Mohammadi et al., 2005), Locations of the boreholes related to epithermal and porphyry systems are shown.



شکل ۳. مقطع عرضی از منطقه مسجدداهی که ارتباط بین واحدها، دگرسانی‌ها و رگه‌ها را نشان می‌دهد.

Fig. 3. Cross section of the Masjeddahi area which showing relation between host rocks, alterations and veins.

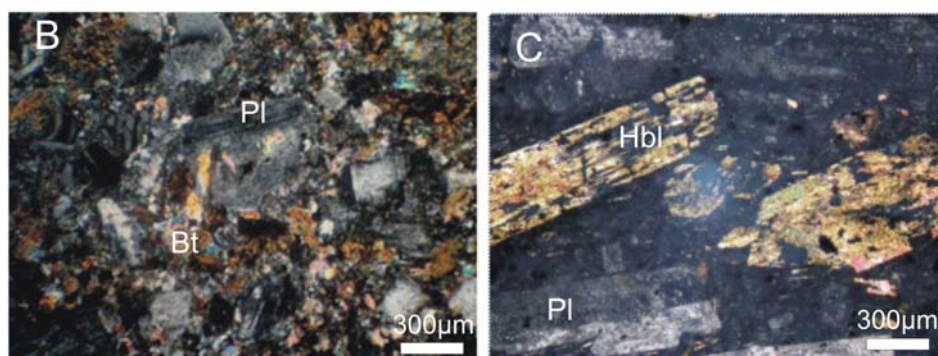
رفته است. بین مناطق دگرسانی پتاسیک و فلیک، یک زون حدواسط وجود دارد که در آن کانی‌های شاخص دگرسانی پتاسیک (پتاسیم-فلدسپار و بیوتیت ثانوی) به‌طور بخشی توسط سربیسیت و گاه سربیسیت-کلریت جایگزین شده‌اند.

زون دگرسانی سیلیسی یکی از شاخصترین دگرسانی‌های موجود در منطقه است که به‌صورت رگه و رگه‌چه و سیلیس بازماندی در سنگ میزبان تراکی آندزیت دیده می‌شود و بافت‌های شاخص آن نواری، توده‌ای، برشی و کوارتز حفره‌ای است (شکل ۵-D). کوارتز حفره‌ای یا بازماندی نتیجه آب‌شویی آلومینیوم و سایر اجزای سنگ است که توسط سیال هیپوژن اسیدی با pH پایین ایجاد می‌شود، حضور این نوع سیلیس در رگه‌ها می‌تواند تأییدی بر اسیدی‌بودن محلول‌ها با pH کمتر از ۲ باشد (White and Heddenquist, 1990).

دگرسانی فلیک گسترش زیادی در سطح دارد و دست‌کم بخشی از آن به‌صورت جانشینی دگرسانی پتاسیک پدید آمده است. این دگرسانی در حاشیه رودخانه آرپاچای به‌صورت هاله-ای دگرسانی پتاسیک را فرا گرفته است (شکل ۲). دگرسانی فلیک در سطح زمین منحصر به واحد تراکی آندزیت است، اما در عمق، واحد کوارتز مونزودیریت نیز دستخوش این دگرسانی شده است (Sheikh et al., 2009). بررسی‌های کانی‌شناسی نشان می‌دهد که کانی‌های سیلیکاتی اولیه مانند پلاژیوکلاز، پتاسیم-فلدسپار و کانی‌های فرومنیزین و همچنین کانی‌هایی که ضمن دگرسانی پدید آمده‌اند، توسط سربیسیت و کوارتز به‌عنوان کانی‌های اصلی و کلریت به‌عنوان کانی فرعی و کانی‌های سولفیدی جانشین شده‌اند (شکل ۵-C). کانی‌شناسی و بافت اولیه سنگ، در اثر این دگرسانی تا حد زیادی از بین

حفاری گمانه V3 نشان می‌دهد که دگرسانی سیلیسی و آرژیلیک تا عمق ۱۰۰ متری ادامه داشته است و به دگرسانی پتاسیک منتهی می‌شود (شکل ۳) (Mohammadi et al., 2005).

(Arribas, 1995) این دگرسانی در امتداد رگه‌ها در زون‌هایی با پهنای ۲-۲۰ متر و طول‌های تا ۵۰ تا ۷۰۰ متری قابل شناسایی است و در اغلب موارد کانی‌زایی رگه‌ای را همراهی می‌کند. این دگرسانی میزان اصلی کانی‌سازی طلاست. بررسی مغزه‌های



شکل ۴. A: رگه اصلی (V3) در شرق حاشیه رودخانه آرپاچای در میزان آندزیتی که دستخوش دگرسانی آرژیلیک و فیلیک شده و با کوارتز و فراوانی هیدروکسیدهای آهن مشخص می‌شود، (دید به سمت شمال شرق)، B: تصویر میکروسکوپی از کوارتز مونزودیوریت که در آن پلاژیوکلاز و بیوتیت در زمینه‌ای ریز بلور از فلدسپار، بیوتیت و کوارتز قرار دارد، (نمونه مربوط به Bh4 و عمق ۱۱۵ متری) و C: تصویر میکروسکوپی از تراکی-آندزیت همراه با بلورهای پلاژیوکلاز و هورنبلند (نمونه مربوط به Bh4 و عمق ۴۵ متری). (بیوتیت: Bt، پلاژیوکلاز: Pl، هورنبلند: Hbl). حروف اختصاری نشانگر کانی‌ها از ویتنی و اوانز (Whitney and Evans, 2010)

Fig. 4. A: Main auriferous vein (V₃) east Arpachay River in andesitic host rock with argillic and phyllic alterations, silicified wall rock and Fe-oxide/hydroxides in Masjed Daghi, (view to the northeast), B: Microscopic image from quartz monzodiorite with phenocrysts of plagioclase in quartz - feldspar groundmass; plagioclase crystals are partly replaced by k- feldspar; secondary biotite developed in matrix. Sample from Bh4, 115m depth, and C: Microscopic image from trachyandesite, marked by plagioclase phenocrysts in a very fine-grained matrix. Plagioclases are partially altered to sericite and clay minerals; minor chloritized hornblende, can be distinguished. Sample from Bh4, 42m depth. (Biotite: Bt, Hornblende: Hbl, Plagioclase: Pl). (Abbreviations after Whitney and Evans, 2010).

اپیدوت، کلریت و کانی‌های رسی جایگزین شده است (شکل ۵-F). بیوتیت کمابیش به کلریت تجزیه شده است. شیخ و همکاران (Sheikh et al., 2009) به رخداد این دگرسانی در کوارتز مونوزودیوریت نیز اشاره کرده‌اند.

دگرسانی‌های مربوط به کانی‌سازی نوع پورفیری و کانی‌سازی نوع رگه‌ای در مسجدداغی ارتباط مکانی نزدیکی با یکدیگر دارند. شکل‌های ۳ و ۶، ارتباط بین دگرسانی همراه با رگه‌های طلادار و دگرسانی مرتبط با سیستم پورفیری در مسجدداغی را نشان می‌دهد. به نظر می‌رسد که دگرسانی آرژیلیک مرتبط با کانی‌سازی نوع رگه‌ای، به صورت هم‌پوشانی بر دگرسانی پتاسیک مربوط به سیستم پورفیری اثر گذاشته است.

کانی‌سازی و هم‌یافت کانی‌ها

سیستم کانی‌سازی مسجدداغی، از دو نوع کانی‌سازی مس-طلائی پورفیری (NICOCO, 2009) و طلائی رگه‌ای (Mohammadi et al., 2005) تشکیل شده است. هدف اصلی این پژوهش، کانی‌سازی طلائی رگه‌ای است، اما با توجه به ارتباط مکانی بسیار نزدیک این دو نوع کانی‌سازی و همبستگی زایشی احتمالی آنها، سیستم کانی‌سازی پورفیری نیز با استفاده از داده‌های موجود و کارهای منتشرشده، بررسی شده است. جهت شناخت کانی‌ها، روابط بافتی و توالی پاراژنتیکی، نزدیک به ۱۰۰ نمونه از زون‌های سیلیسی، سیلیسی-رسی، پتاسیک-فیلیک و پروپیلیتیک مورد مطالعه میکروسکوپی قرار گرفته است. بر اساس این مطالعات، کانی‌سازی را می‌توان به دو سیستم کانی‌سازی پورفیری و رگه‌ای تقسیم‌بندی نمود.

کانی‌سازی نوع پورفیری

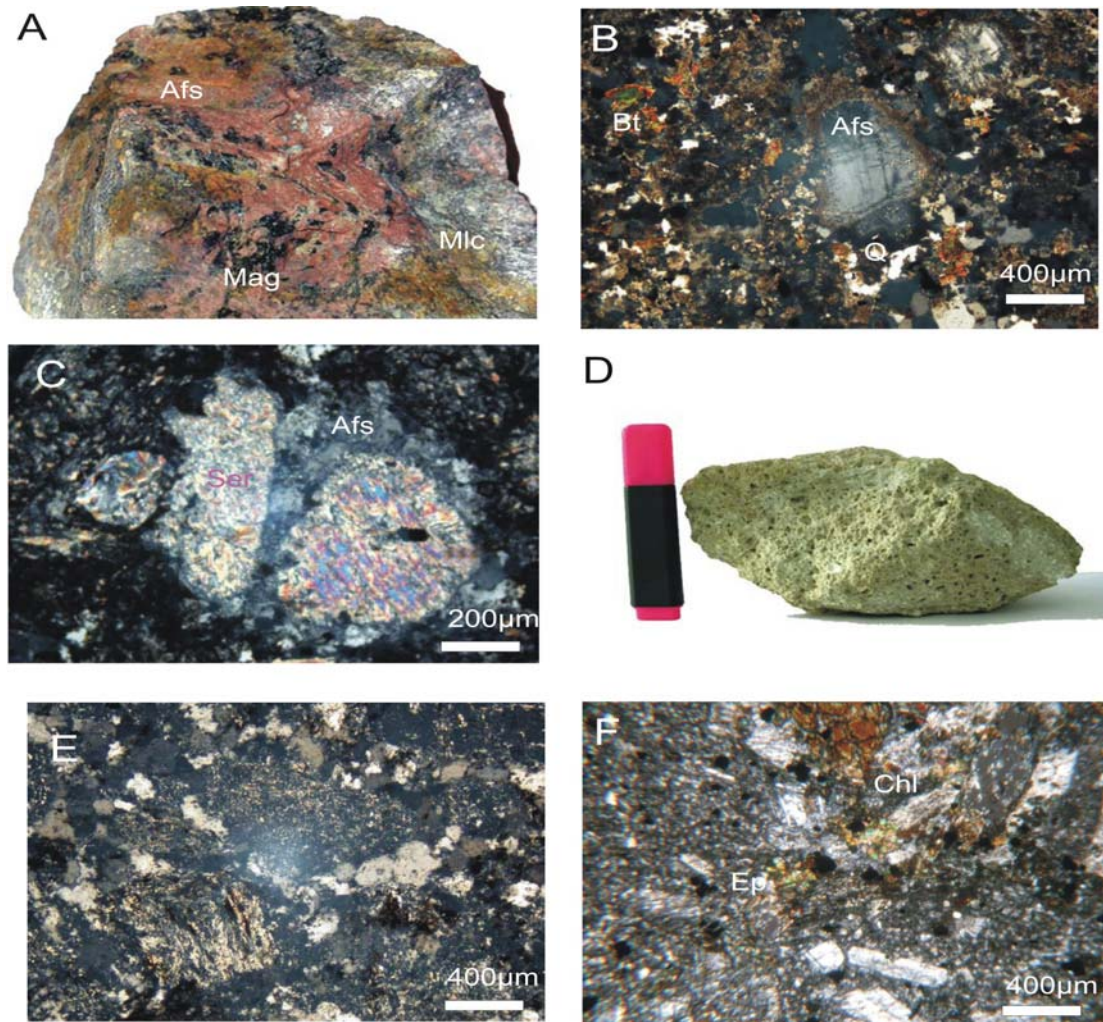
کانی‌سازی پورفیری گسترش محدودی در سطح دارد و سنگ میزبان آن، توده نفوذی با ترکیب کوارتز مونوزودیوریت است که رخنمون چندانی در سطح زمین ندارد؛ اما حفاری‌ها نشانگر گسترش آن در عمق است. حفاری‌های کم‌عمق توسط سازمان زمین‌شناسی در سال‌های ۱۳۸۲-۱۳۸۳ کانی‌سازی را تا عمق

دگرسانی آرژیلیک پیشرفته با گسترش محدود در مجاورت دگرسانی سیلیسی ایجاد شده است. این دگرسانی بر روی سنگ میزبان (تراکی آندزیت) تأثیر به‌سزایی داشته؛ به‌طوری‌که پلاژیوکلاز سنگ میزبان را به کانی‌های رسی به‌خصوص کائولینیت تبدیل کرده و بافت اولیه سنگ را از بین برده است. بر اساس نتایج دو نمونه آنالیز XRD، ترکیب کانی‌شناسی دگرسانی آرژیلیک پیشرفته مرتبط با رگه‌های طلادار که منشأ درون‌زاد دارد، شامل کوارتز، کائولینیت، آلونیت هیوژن، باریت و پیریت است. امامعلی‌پور و همکاران (Emamalipour et al., 2010) در زون دگرسانی آرژیلیک پیشرفته کانی تورمالین را نیز گزارش کرده است که نشان‌دهنده سیال اسیدی و غنی از مواد فرار است (Deen, 1990). دگرسانی آرژیلیک متوسط با گسترش نسبتاً زیاد در قسمت غربی و جنوب‌غرب منطقه کانی‌سازی گسترش دارد (شکل ۲)؛ ولی در حاشیه رگه‌های طلادار به‌عنوان دگرسانی اصلی دیده می‌شود و همراهی مکانی نزدیکی با کانه‌زایی رگه‌ای نشان می‌دهد (شکل ۴-A). بر اساس بررسی‌های XRD ترکیب کانی‌شناسی این دگرسانی شامل کائولینیت، ایلیت، کوارتز و کربنات است (شکل ۵-E). این دگرسانی در اطراف رگه‌های طلادار توسعه یافته و به تدریج به دگرسانی پروپیلیتیک می‌رسد. دگرسانی آرژیلیک سوپرژن در امتداد شکستگی‌ها و اطراف آب‌راه‌ها به‌خوبی توسعه یافته است. این دگرسانی به‌ویژه به مناطقی محدود می‌شود که میزان سولفیدها به‌ویژه پیریت در سنگ زیاد بوده است؛ چرا که اکسایش پیریت با تولید اسید سولفوریک همراه است که سبب تشدید این دگرسانی می‌شود.

دگرسانی پروپیلیتیک خارجی‌ترین زون دگرسانی مرتبط با کانی‌سازی رگه‌ای است که در سطح گسترش نسبتاً محدودی دارد و بیشتر در واحد تراکی آندزیت دیده می‌شود. کانی‌های شاخص این دگرسانی، اپیدوت، کلریت و کلسیت هستند. در قسمت‌هایی مقدار کانی کلریت افزایش یافته و دگرسانی کلریتی را نیز تشکیل داده است. در این دگرسانی، هورنبلند و پیروکسن به کلریت و کلسیت تبدیل شده و پلاژیوکلاز توسط کلسیت،

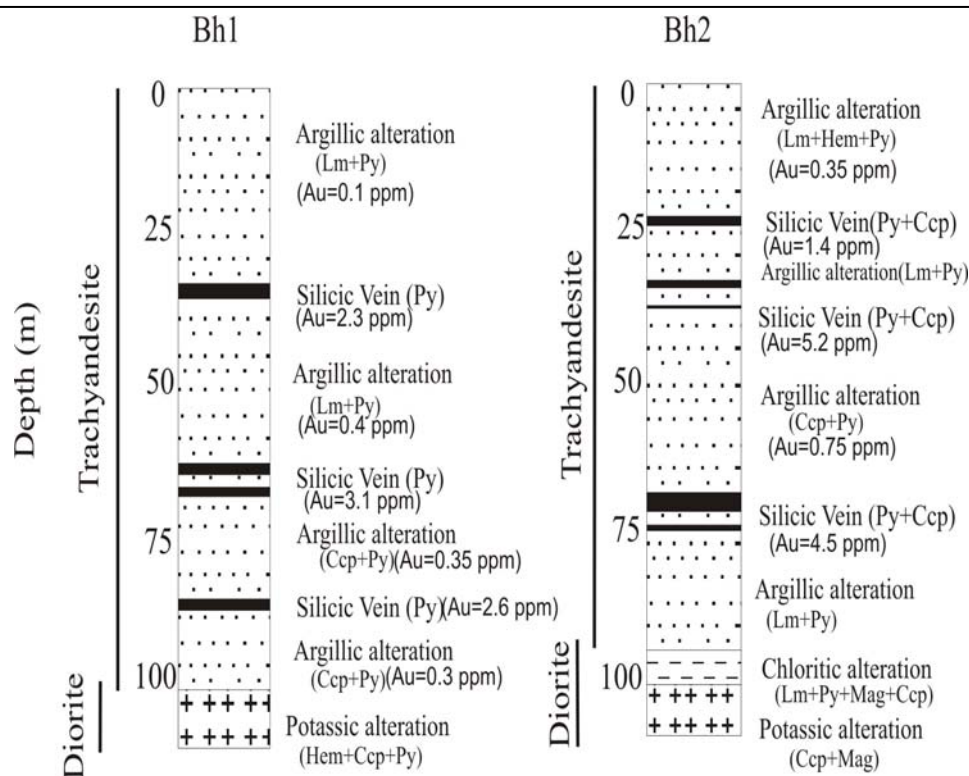
عمق ۷۰۰ متر را تأیید کرده است.

۱۹۰ متری ردیابی کرد. حفاری‌های عمیق‌تر توسط شرکت ملی مس ایران در سال‌های ۱۳۸۷-۱۳۸۸، گسترش کانی‌سازی تا



شکل ۵. تصاویر ماکروسکوپی و میکروسکوپی از دگرسانی‌های تیپیک در مسجدداغی، A: دگرسانی پتاسیک که در آن ارتوز صورتی و کمی بیوتیت تیره به‌خوبی رشد کرده است. لکه‌های سبزرنگ، مالاکیت است. B: دگرسانی پتاسیک که با تشکیل بیوتیت ثانویه در زمینه سنگ و جانشینی پلاژیوکلاز توسط آلکالی فلدسپار مشخص می‌شود، C: دگرسانی فیلیک که با جایگزینی کامل پلاژیوکلاز توسط سریسیت و کوارتز مشخص می‌شود، D: نمونه کوارتز حفره‌ای (کوارتز بازمندی) در رگه کوارتز، E: جایگزینی پلاژیوکلاز توسط کانی‌های رسی در اثر دگرسانی آرژیلیک و F: تبدیل کانی‌های فرومنیزین و پلاژیوکلاز به اپیدوت و کلریت در دگرسانی پروپیلیتیک (همه نمونه‌ها از رخنمون‌های طبیعی هستند). (آلکالی فلدسپار: Afs، مالاکیت: Mlc، مگنتیت: Mag، بیوتیت: Bt، کوارتز: Q، سریسیت: Ser، اپیدوت: Ep، کلریت: Chl). حروف اختصاری نشانگر کانی‌ها از ویتنی و اوانز (Whitney and Evans, 2010).

Fig. 5. Microscopic and macroscopic images of typical alterations in the Masjed Daghi area, A: Potassic alteration with secondary pinkish K- feldspar and minor dark biotite; associated with malachite staining as a supergene product, B: Potassic alteration with secondary biotite and K- feldspar in the groundmass of rock and replacement of plagioclase by alkali-feldspar, C: Phyllic alteration; plagioclase replaced by quartz and sericite, D: Residual quartz in the silicic alteration, E: Argillic alteration; plagioclase completely replaced by clay minerals, and F: Propylitic alteration; plagioclase replaced by chlorite and epidote. (Alkali feldspar: Afs, Malachite: Mlc, Magnetite: Mag, Biotite: Bt, Quartz: Q, Sericite: Ser, Epidote: Ep, Chlorite: Chl). (Abbreviations after Whitney and Evans, 2010).

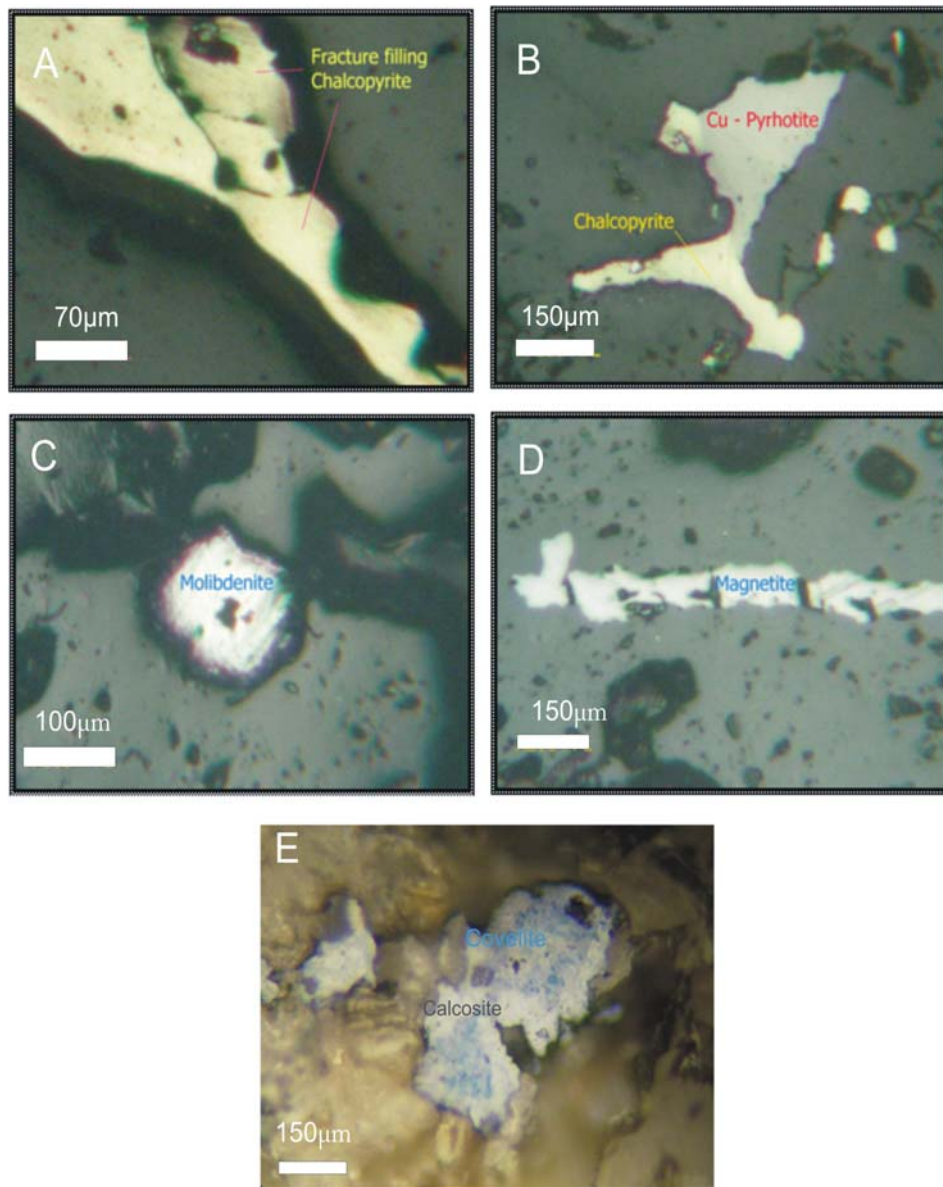


شکل ۶. مقطع عرضی از دو گمانه (Bh-1 و Bh-2) که روی رگه V3 در منطقه مسجدداغی حفر شده است همراه با دگرسانی‌های آرژیلیک، سیلیسی، پروپیلیتیک و پتاسیک و میانگین عیار طلا (کالکوپیریت: Ccp، پیریت: Py، لیمونیت: Lm، مگنتیت: Mag، هماتیت: Hem). حروف اختصاری نشانگر کانیها از ویتنی و اوآنز (Whitney and Evans, 2010).

Fig. 6. Cross sections of two boreholes (Bh1- and Bh2) on the V3 vein in Masjed Daghi, with argillic, silicic, propylitic and potassic alterations, and mean gold assay (Py: Pyrite, Hem: hematite, Ccp: Chalcopyrite, Mag: Magnetite, Lm: Limonite). (Abbreviations after Whitney and Evans, 2010).

منطقه دگرسانی فیلیک، تا نزدیک به ۱:۱ و حتی کمتر از آن در بخش‌های عمیق و منطقه دگرسانی پتاسیک تغییر می‌کند. این دو کانی، به صورت افشان یا دانه-پراکنده در سنگ‌های دگرسان شده و همین‌طور در رگه‌های کوارتز-سولفید وجود دارند (شکل ۷-A). پروتیت به مقدار بسیار کم و بی‌وجه در حاشیه بعضی رگه‌های کالکوپیریتی دیده می‌شود (شکل ۷-B). مولیدنیت به‌عنوان یک کانی فرعی و همراه، در بخش‌های عمیق‌تر سیستم پورفیری وجود دارد (شکل ۷-C). این کانی اغلب در رگه‌های کوارتز همراه با کالکوپیریت یا بدون این کانی دیده می‌شود. مگنتیت به‌عنوان یک کانی همراه، به‌ویژه در بخش مرکزی سیستم پورفیری مسجدداغی وجود دارد (شکل ۷-D).

این کانی‌سازی همراه با دگرسانی‌های پتاسیک، پتاسیک-فیلیک، فیلیک و فیلیک-آرژیلیک است (Sheikh et al., 2009). کانی‌سازی به‌صورت افشان یا پراکنده-دانه و رگه‌چه‌ای یا استوک‌ورک رخ داده است و در جاهایی که تمرکز رگه‌چه‌ها بیشتر است، کانی‌سازی شدت بیشتری دارد. کانی‌سازی در توده کوارتز مونوزودیوریت پورفیری و همین‌طور سنگ‌های آتشفشانی میزبان آن رخ داده است. کانی‌سازی نوع پورفیری در مسجدداغی از بسیاری جهات قابل مقایسه با کانسارهای مس پورفیری دیگر در ایران است. کالکوپیریت، کانی هیوژن اصلی مس است و با افزایش عمق با مقدار اندکی بورنیت همراهی می‌شود. پیریت فراوانترین کانی فلزی است و نسبت پیریت به کالکوپیریت از نزدیک به ۱:۱۰ در



شکل ۷. کانی‌سازی پورفیری در منطقه مسجدداغی. A: کالکوپیریت (زردرنگ) همراه با کوارتز (خاکستری) در یک رگه‌چه کوارتز-سولفید در کوارتز مونزودیوریت با دگرسانی پتاسیک. نمونه مربوط به عمق ۳۹۷ متری گمانه M-05. B: کالکوپیریت و پیروتیت در متن سنگ تراکی آندزیت با دگرسانی فیلیک (نمونه مربوط به عمق ۴۵۸ متری گمانه M-05). C: دانه مولیبدنیت در زمینه کوارتز مونزودیوریت با دگرسانی پتاسیک (نمونه مربوط به عمق ۴۶۳ متری گمانه M-05). D: رگه‌چه کوچک مگنتیتی در متن سنگ کوارتز مونزودیوریت با دگرسانی پتاسیک (نمونه مربوط به عمق ۴۶۳ متری گمانه M-05) و کالکوسیت و کوولیت در متن سنگ کوارتز مونزودیوریت با دگرسانی فیلیک (نمونه مربوط به عمق ۹۷ متری گمانه M-08).

Fig. 7. Porphyry mineralization in the Masjed Daghi area, A: Chalcopyrite associated with quartz in a quartz-sulfid veinlet in quartz monzodiorite (potassic alteration), sample from borhole M-05; 397m depth, B: Chalcopyrite and pyrrhotite in trachy andesite with phyllic alteration; sample from borehole M-05, 458m depth, C: Molybdenite grain in quartz monzodiorite host rock with potassic alteration; sample from borhole M-05, 463m depth, D: Veinlet of magnetite in quartz monzodiorite host rock with potassic alteration; sample from borhole M-05, 463m depth, and E: Chalcopyrite replaced by chalcocite and covellite in quartz monzodiorite host rock with phyllic alteration; sample from borhole M-08, 97m depth.

امتداد آنها شکل گرفته است و روند شمالی - جنوبی که گسل‌ها و رگه‌های اصلی را قطع کرده و موجب جابه‌جایی آنها شده است (Mohammadi et al., 2005).

کانی‌سازی در این مرحله با تشکیل رگه‌های کوارتز - سولفید طلا دار و کوارتز - باریت معرفی می‌شوند و کانسنگ با بافت‌های توده‌ای، برشی، پرکننده فضای خالی و نواری خودنمایی می‌کند (شکل ۸-A, B, C, D). بافت‌های کاکلی و دروزی نیز به‌طور محلی وجود دارد. بافت برشی با وجود قطعات آندزیتی معرفی می‌شود که با سیمانی از سیلیس (کوارتز خاکستری و شیری) به هم متصل شده‌اند (۸-A). این بافت با سیمان سیلیسی که همراه با ماده معدنی است مربوط به مرحله کانی‌سازی است (۸-B)، بافت نواری در رگه‌های سیلیسی با نواربندی‌های ظریف میلی‌متری تشکیل شده است (۸-C)، بافت پرکننده فضای خالی که در زمینه کوارتز شیری و خاکستری دیده می‌شود و اغلب با کوارتزهای شفاف و شکل‌دار پر شده است (۸-D). کانی‌سازی در رگه‌های طلا دار در دو مرحله هیپوژن و سوپرژن تشکیل شده است.

کانی‌سازی در مرحله هیپوژن به دو زیر مرحله کانی‌سازی اصلی و بعد از کانی‌سازی اصلی تقسیم می‌شود. قسمت عمده کانی‌های سولفیدی و طلا در زیر مرحله کانی‌سازی اصلی تشکیل شده است. در زیر مرحله بعد از کانی‌سازی اصلی تشکیل کانی‌های سولفیدی به‌جز پیریت به پایان رسیده و بدون کانی‌سازی مهم است. کانی‌سازی در مرحله اصلی هیپوژن با تشکیل کانی کوارتز خاکستری آغاز می‌شود که اغلب دارای بافت موزاییکی و دانه‌ای است (شکل ۹-A). این نوع کوارتز متوسط تا درشت‌بلور بوده و در اولین مرحله از کانی‌سازی تشکیل شده است. برش‌های هیدروترمال اغلب با این نوع کوارتز همراه هستند (۸-A). در ادامه کانی‌سازی از مقدار کوارتز خاکستری کم شده است و به تدریج کوارتز شیری تشکیل می‌شود؛ به‌طوری‌که کانی‌های کوارتز خاکستری و شیری، همراهان اصلی ماده معدنی هستند. کوارتز شیری ریز تا متوسط بلور است و بافت نواری در این نوع کوارتز بیشتر دیده

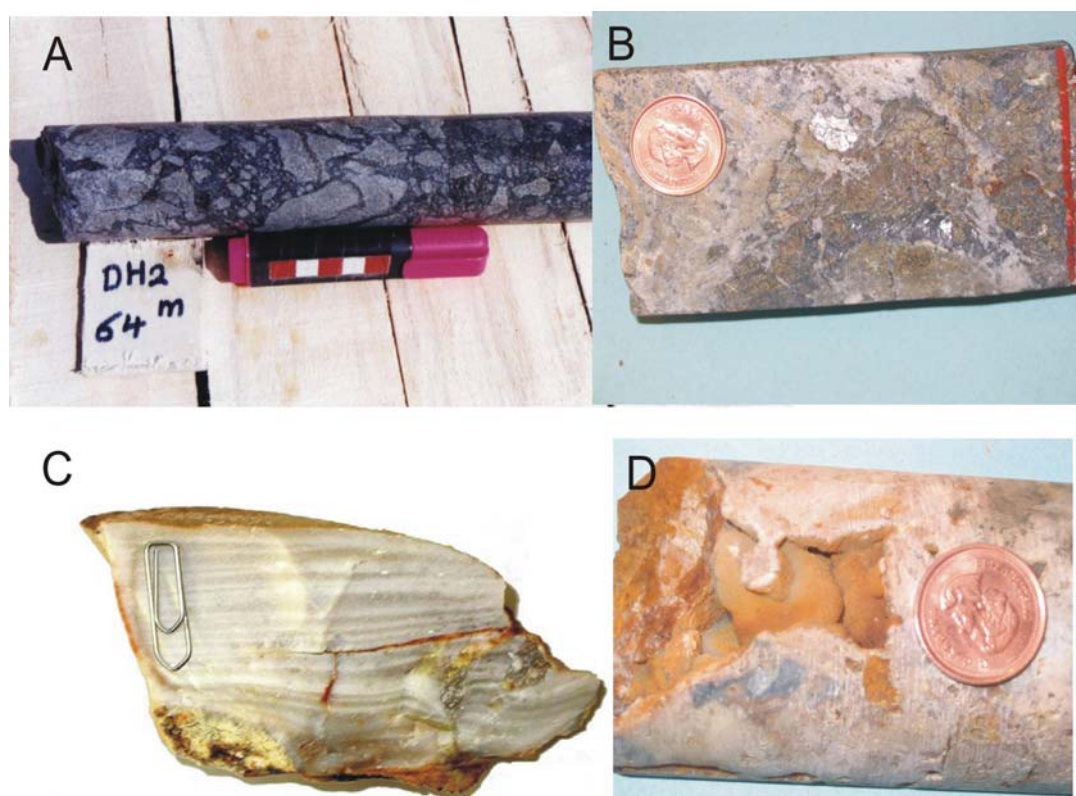
انیدریت به‌صورت دانه‌های پراکنده و گاه به‌صورت رگه‌چهای در زون‌های پتاسیک و فلیک دیده می‌شود. مانند بسیاری از سیستم‌های پورفیری دیگر در ایران و جاهای دیگر، با بالا آمدگی و حذف سنگ‌های روپوش، کانسنگ در معرض هوازدگی و اکسایش قرار گرفته و زون‌های شسته‌شده، اکسید و غنی شده پدید آمده است. گسترش و ضخامت این زون‌ها در مسجداغی چندان منظم نیست. زون شسته‌شده با فراوانی اکسیدها و هیدروکسیدهای آهن مشخص می‌شود. کانسنگ اکسیدی که به‌ویژه با مالاکیت و به‌طور فرعی آزوریت و اکسیدهای مس معرفی می‌شود، توزیع چندان منظمی ندارد. در بخش‌هایی که دگرسانی پتاسیک در سطح یا نزدیک به سطح وجود دارد، به‌دلیل توان بافر کنندگی شدید مجموعه کانی‌های شاخص این دگرسانی، شست‌وشوی چندان صورت نگرفته و بیشتر مس به‌صورت کانی‌های اکسیدی تثبیت شده است. غنی‌سازی سوپرژن در مسجداغی با کانی‌های شاخص کالکوسیت و کوولیت معرفی می‌شود که به‌طور ترجیحی جانشین کالکوپیریت شده‌اند (شکل ۷-E). آثار غنی‌شدگی و رخداد کالکوسیت و کوولیت در مسجداغی از چند متر تا چند ده متر قابل ردیابی است.

کانی‌سازی نوع رگه‌ای

کانی‌سازی رگه‌ای طلا دار در مسجداغی، منطقه‌ای به وسعت یک کیلومتر مربع را در بر می‌گیرد. کانی‌سازی به‌صورت رگه و رگه‌چهای کوارتز و کوارتز - باریت و برش گرمابی با سیمان سیلیس است. تعداد ۱۲ رگه و رخنمون به درازای ۵۰ تا ۷۰۰ متر و پهنای ۲ تا ۲۰ متر در منطقه شناسایی شده است (شکل ۲). رگه ۷۳ طول‌ترین رگه بوده و میانگین پهنای آن ۵ متر است (شکل ۴-A). کانی‌زایی در امتداد شکستگی‌ها و گسل‌ها بوده و توسط این ساختارها کنترل شده است. روند کلی ساختارهای عمده زمین‌شناسی (دایک‌ها، رگه‌ها و گسل‌ها) تقریباً شرقی - غربی است. سیستم گسل‌های موجود در منطقه دو روند عمومی دارد، روند شرقی - غربی که رگه‌های کوارتز طلا دار اغلب در

ابعاد پیریت کاسته شده و این کانی اغلب به صورت نیمه وجه‌دار تا بی‌وجه تشکیل شده است. در این مرحله پیریت با مقادیر بیشتری از کانی‌های سولفیدی مانند کالکوپیریت، گالن و اسفالریت همراه است (شکل ۹-B). نتایج حاصل از ریزکاو الکترونی حضور طلا در شبکه این کانی را نشان می‌دهد (جدول ۱). پیریت در مرحله بعد از کانی‌سازی اصلی به مقدار کمتری تشکیل شده و با مقادیر کمی از کانی‌های سولفیدی همراه بوده است (شکل ۹-C).

می‌شود (۸-B). آلونیت به صورت دانه‌های پراکنده در رگه‌های سیلیسی حضور دارند؛ ولی غالباً در دگرسانی آرژلیک پیشرفته تشکیل شده است. مهمترین کانی سولفیدی همراه با این نوع کوارتزها، پیریت است که با مقادیر متفاوتی گالن، اسفالریت و کالکوپیریت همراه می‌شود و با شکل و اندازه‌های متفاوت در رگه‌ها دیده می‌شود (جدول ۱). در ابتدای کانی‌سازی و همراه با کوارتز خاکستری، پیریت با بلورهای ۵۰ تا ۲۰۰ میکرون به صورت وجه‌دار تشکیل شده است. این نوع پیریت، با مقدار کمی از سایر سولفیدها همراهی می‌شود. در ادامه کانی‌سازی، از



شکل ۸. تصاویر ماکروسکوپی از بعضی بافت‌های موجود در رگه‌های طلا دار مسجددغی، A: برش هیدروترمال مربوط به رگه طلا دار V3 با قطعات سنگی آندزیت در سیمانی از کوارتز ریزبلور همراه با کانی‌های سولفیدی، نمونه مربوط به عمق ۶۴ متری از گمانه Bh2. B: بافت برشی همراه با قطعات آندزیتی که سیمان آن را کوارتز شیری تشکیل داده است و حاوی گالن، اسفالریت و مقدار کمی کالکوپیریت است، نمونه مربوط به عمق ۲۳ متری از گمانه Bh5. C: سیلیس با بافت نواری مربوط به رگه طلا دار V3 و D: بافت پرکننده فضای خالی، که با کوارتز شفاف پر شده است، نمونه مربوط به عمق ۳۰ متری از گمانه Bh3

Fig. 8. Macroscopic images of some textures from epithermal veins in Masjed Daghi, A: Hydrothermal breccias from the V3 vein with andesite fragments in quartz groundmass associated sulfide minerals; sample from bore hole Bh2, 64m depth, B: Breccia texture associated with andesitic fragments in the milky quartz which consist galena, sphalerite and some chalcopyrite, sample from bore hole Bh5, 23m depth, C: silica with bended texture from the V3 vein, and D: Open space filling texture, filled by clear quartz, sample from bore hole Bh3, 30m depth

ایستابی، جایگزین آهن در شبکه کالکوپیریت شده و کولیت ثانویه و کالکوسیت را پدید آورده است که از کانی‌های شاخص غنی‌سازی سوپرژن هستند (شکل ۹-F و E). توالی پاراژنتیکی در کانی‌سازی رگه‌ای در شکل ۱۰ ارائه شده است.

شیمی کانی

برای آگاهی از توزیع عناصر گوناگون در کانی‌های سولفیدی و ترکیب شیمیایی این کانی‌ها (پیریت و اسفالریت)، دو نمونه معرف کانسنگ از عمق‌های ۷۰ و ۴۰ متری گمانه‌های Bh3 و Bh4 از رگه V3 مورد آنالیز ریزکاوا الکترونی قرار گرفت (جدول ۱). مقدار طلا در پیریت مرحله کانی‌سازی بین ۰/۰۰۴-۰/۰۳۸ درصد وزنی است. این بررسی‌ها نشان می‌دهد طلا در کانی اسفالریت در دامنه ۰/۰۱-۰/۱۶ درصد وزنی است. علت بالا بودن مقادیر طلا در اسفالریت احتمالاً مربوط به ته‌نشست همزمان طلا با سولفیدهاست. مقدار نقره در بیشتر موارد کمتر از حد تشخیص دستگاهی است و فقط در یک نمونه اسفالریت بین ۰/۰۱-۰/۵ درصد وزنی متغیر است. نتایج ریزکاوا الکترونی در جدول ۱ به صورت خلاصه ارائه شده است.

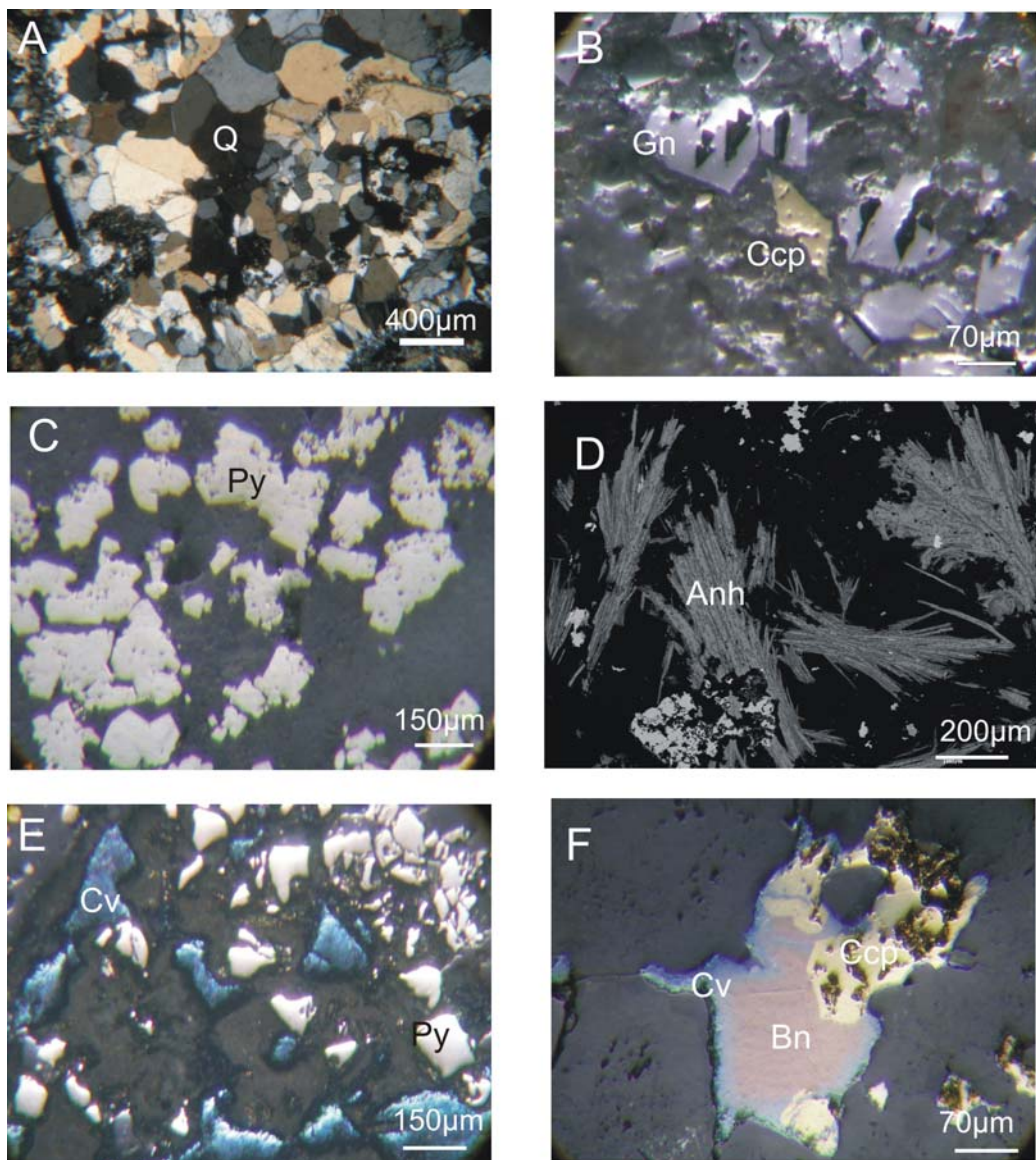
نوع و ویژگی میان‌بارهای سیال

برای آگاهی از ویژگی‌های فیزیکی-شیمیایی، منبع و تحول سیال کانه‌دار، ۷ مقطع دوبر-صیقلی با ضخامت ۱۰۰ میکرومتر تهیه و بررسی شد. پس از پتروگرافی میان‌بارهای سیال، دو نمونه کوارتز خاکستری و دو نمونه اسفالریت مربوط به مرحله اصلی کانی‌سازی رگه‌ای، برای اندازه‌گیری‌های ریزدماسنجی انتخاب شد؛ سه نمونه دیگر، بدون میان‌بار مناسب برای بررسی بود. نمونه‌های مورد بررسی، مربوط به رگه V3 و گمانه Bh3 است و از عمق‌های ۳۷، ۳۸، ۶۴ و ۹۱ متری برداشته شده است (جدول ۲).

میان‌بارهای بررسی شده به‌طور عمده از نوع اولیه و به مقدار کمتر شبه ثانویه، مطابق با معیارهای رودر (Roedder, 1984) هستند. میان‌بارها اغلب به شکل‌های نامنظم، بیضوی، دوکی و کشیده هستند.

کالکوپیریت بعد از پیریت فراوانترین کانی فلزی مرحله اصلی کانی‌سازی محسوب می‌شود، این کانی اغلب به‌صورت نیمه وجه‌دار تا بی‌وجه حضور داشته و اندازه آن بین ۴۰ تا ۳۰۰ میکرون است. اسفالریت به‌صورت نیمه‌وجه دار تا بی‌وجه بوده و ابعاد آن ۵۰ تا ۵۰۰ میکرون است. اسفالریت گاه حاوی ادخال‌هایی از پیریت و کالکوپیریت است. نتایج حاصل از ریزکاوا الکترونی حضور طلا در شبکه اسفالریت را نشان می‌دهد (جدول ۱). گالن فراوانی کمتری نسبت به اسفالریت دارد و به‌صورت بلورهای درشت (۲۰۰ تا ۵۰۰ میکرون) دیده می‌شود (شکل ۹-B). آرسنوپیریت به‌صورت نیمه‌وجه‌دار با ابعاد ۵۰ تا ۱۰۰ میکرون به مقدار کم در مجاورت پیریت دیده می‌شود. طلا بیشتر به‌صورت ذرات میکروسکوپی و زیر میکروسکوپی در کوارتز و کانی‌های سولفیدی قرار دارد. زانوزی (Zanoozi, 2006) در نمونه‌ای از عمق ۱۳۷ متری گمانه Bh11، یک بلور طلا به اندازه ۱۳ میکرون را به‌صورت انکلوزیون در داخل کانی کالکوپیریت گزارش کرده است. بورنیت و کولیت به مقدار بسیار کم و به‌صورت اولیه و به شکل بلورهای بی‌وجه در مرحله کانی‌سازی تشکیل شده است. باریت از اواخر کانی‌سازی اصلی به‌صورت توده‌ای همراه با کوارتز شیری تشکیل شده است. مقادیری از باریت به همراه انیدریت و کوارتز شفاف در حفرات و شکستگی‌های کوچک و باز تشکیل شده‌اند که با مقادیر کمی کانی فلزی همراهی می‌شوند. انیدریت به‌صورت رشته‌ای و دانه‌ای در شکستگی‌ها و حفرات رگه سیلیسی دیده می‌شود (شکل ۹-D). این مرحله بدون کانی‌سازی مهم است.

پس از بالا آمدگی و فرسایش سنگ‌های روپوش، کانسنگ دستخوش اکسایش و هوازدگی شده است؛ در نتیجه این واکنش‌ها، کانی‌های سولفیدی ناپایدار شده، به گروهی از کانی‌های ثانوی تبدیل شده‌اند. مهمترین این کانی‌ها شامل اکسید-هیدروکسید آهن، مالاکیت و سروزیت است. کالکوپیریت و بورنیت در بخش‌های سطحی و کم‌عمق به اکسید-هیدروکسید آهن تجزیه شده و بخشی از مس آنها شسته شده است. مس شسته‌شده، در بخش‌های عمیق‌تر و زیر سطح



شکل ۹. رگه‌های کوارتز طلا دار در مسجدداغی؛ A: دانه‌های متوسط تا درشت کوارتز، نمونه از عمق ۳۰ متری و گمانه BH3، B: همزیستی گالن و کالکوپیریت در زمینه سیلیسی؛ نمونه از عمق ۶۴ متری و گمانه BH4، C: پیریت‌های بی‌وجه مربوط به مرحله بعد از کانی‌سازی اصلی؛ نمونه از عمق ۷۰ متری و گمانه BH4، D: تصویری از ریزکاو الکترونی انیدریت رشته‌ای، مربوط به مرحله آخر کانی‌سازی اصلی، نمونه مربوط به عمق ۵۳ متری گمانه BH3، E: پیریت وجه‌دار و نیمه وجه‌دار مربوط به مرحله کانی‌سازی؛ کالکوپیریت توسط کوولیت جانشین شده‌است؛ نمونه مربوط به عمق ۱۹ متری گمانه BH3 و F: جانشینی بورنیت و کالکوپیریت از حاشیه توسط کوولیت، که مربوط به مرحله سوپرژن است؛ نمونه از عمق ۲۳ متری و گمانه BH5 پیریت Py، کوارتز: Q، انیدریت: Anh، کالکوپیریت: Ccp، گالن: Gn، کوولیت: Cv و بورنیت: Bn. حروف اختصاری کانیها از ویتنی و اوانز (Whitney and Evans, 2010)

Fig. 9. Gold bearing quartz vein in Masjed Daghi. A: Coarse to medium grains of quartz; sample from borehole Bh3, 30m depth, B: Coexisting of chalcopyrite and galena in silicic groundmass, sample from borhole Bh4, 64m depth, C: Anhedral pyrites related to the post main mineralization, sample from borhole Bh4, 70m depth, D: Microprobe image of specular anhydrite from the late stage of main mineralization, sample from borhole Bh3, 53m depth, E: Euhedral to subhedral pyrite from the mineralization stage; chalcopyrite replaced by covelite, sample from borehole Bh3, 19m depth, and F: Chalcopyrite replaced by bornite and covelite from the supergene mineralization, sample from borehole Bh5, 23m depth. (Galena:Gn, pyrite :Py, bornite: Bn, quartz: Q, anhydrite: Anh, chalcopyrite: Ccp, covelite: Cv). (Abbreviations after Whitney and Evans, 2010)

	Mineral	Hypogene Stage		Supergene Stage
		Main Mineralization	Post main Mineralization	
Gangue minerals	Gray Quartz	██████████		
	White Quartz	██████████	██████████	
	Clear Quartz		██████████	
	Barite		██████████	
	Anhydrite		██████████	
	Alunite	██████████		
	Pyrite	██████████	██████████	
	Galena	██████████		
	Sphalerite	██████████		
	Chalcopyrite	██████████		
	Arsenopyrite	██████████		
	Bornite	██████████		██████████
	Malachite			██████████
	Covellite			██████████
	Chalcocite			██████████
Ore minerals	Cerussite			██████████
	Fe oxides/ hydroxides			██████████

شکل ۱۰. توالی پاراژنتیکی مراحل کانی‌سازی در سیستم رگه‌ای مسجد داغی

Fig. 10. Mineral paragenesis for Masjed Daghi vein system

کوارتز خاکستری فاز غالب در رگه‌ها بوده و مربوط به مرحله اصلی کانی‌سازی است و بیشتر اندازه‌گیری‌ها روی این نوع کوارتز انجام شده است. اندازه میان‌بارهای مورد بررسی بین ۱۰-۲۰ میکرون است. این میان‌بارها اولیه بوده، به‌صورت پراکنده و گاه در امتداد مناطق رشد کانی کوارتز و به دور از شکستگی‌های ریز و میکروسکپی قرار دارند (شکل ۱۱- A). همراهی میان‌بارهای غنی از بخار و غنی از سیال نیز در کوارتز مشاهده شد (شکل ۱۱- B). پدیده نازک‌شدگی در هیچ‌یک از دو نمونه کوارتز دیده نشد. اسفالریت به رنگ زرد و در حاشیه دانه‌ها قرمز تا قهوه‌ای بوده و مربوط به مرحله اصلی کانه‌زایی است. میان‌بارها اغلب به‌صورت نامنظم و کشیده است و گاه پدیده نازک‌شدگی را به نمایش می‌گذارند. میان‌بارهای اندازه‌گیری شده از نوع اولیه و پراکنده هستند و اندازه آنها بین ۱۰ تا ۱۵ میکرون است (شکل ۱۱- C).

دو نوع میان‌بار دو فازی غنی از مایع و غنی از بخار تشخیص داده شد. میان‌بارهای سیال غنی از مایع، حاوی ۷۰-۹۰ درصد مایع و ۱۰-۳۰ درصد بخار و میان‌بارهای سیال غنی از بخار، حاوی ۶۰-۹۰ درصد بخار و ۱۰-۴۰ درصد مایع هستند.

آزمایش‌های ریزدماسنجی به‌طور عمده بر روی میان‌بارهای غنی از مایع که توسط ناپدیدشدن بخار همگن می‌شوند، انجام شده است. علت انتخاب میان‌بارهای غنی از مایع این است که به هنگام گرم‌شدن میان‌بارهای غنی از بخار (بیش از ۶۰ درصد بخار)، حباب بخار تیره‌رنگ به‌سرعت با حاشیه تیره میان‌بار (دیواره کانی‌میزبان) تداخل می‌کند و در این حالت خطای اندازه‌گیری بالا می‌رود؛ از این‌رو، برای پرهیز از خطا، در بیشتر موارد از میان‌بارهای غنی از مایع استفاده شده است. با توجه به محتوای میان‌بارها و معیارهای تشخیص میکروسکپی، هیچ شواهدی از حضور CO_2 مایع یا گاز و کانی‌های نوزاد در میان‌بارها دیده نشد.

بررسی‌های ریز دماسنجی

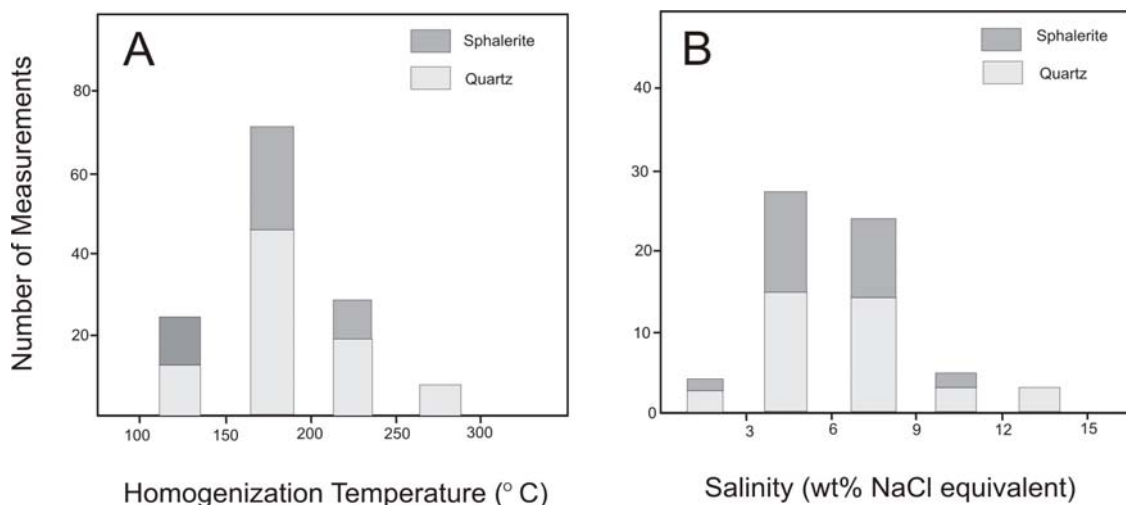
آزمایش همگن‌سازی بر روی ۱۳۲ میان‌بار که اغلب اولیه و تعداد بسیار کمی ثانویه دروغین بوده‌اند، انجام شد. دمای همگن‌شدن برای میان‌بارهای سیال در کانی کوارتز ۱۲۳-۱۹۸ درجه سانتی‌گراد و برای میان‌بارهای سیال در اسفالریت ۱۱۲-۲۱۸ درجه سانتی‌گراد است (جدول ۲). تعیین دمای ذوب یخ بر روی ۶۲ میان‌بار انجام شد که برای میان‌بارهای سیال در کوارتز خاکستری بین ۹- تا ۱/۱- و برای میان‌بارهای سیال در

اسفالریت بین ۱/۱- تا ۷/۶- درجه سانتی‌گراد به‌دست آمده است (جدول ۲). میزان شوری‌های به‌دست آمده (معادل درصد وزنی کلرید سدیم) برای میان‌بارهای سیال در کانی کوارتز، ۱۲/۸ تا ۱/۹ درصد و برای میان‌بارهای سیال در اسفالریت، ۱۱/۲ تا ۱/۹ درصد وزنی معادل نمک طعام است (جدول ۲). نمودارهای تغییرات دمای همگن‌شدگی و شوری سیالات در گیر در نمونه‌های کوارتز و اسفالریت در شکل ۱۲ آمده است.



شکل ۱۱. تصاویری از میان‌بارهای سیال در کانی‌های کوارتز و اسفالریت در کانسار مسجدداغی، A: میان‌بارهای سیال در کانی کوارتز که از نوع اولیه هستند، B: همراهی میان‌بارهای غنی از بخار (V) و غنی از سیال (L) در کانی کوارتز و C: میان‌بارهای سیال در کانی اسفالریت، به پدیده نازک‌شدگی توجه نمایید.

Fig. 11. Fluid inclusion images in quartz and sphalerite from Masjed Daghi deposit, A: Primary fluid inclusion in quartz; B: Coexistence of liquid-rich (L) and vapor-rich (V) inclusions in quartz; C: Fluid inclusion in sphalerite; some displaying necking down features.



شکل ۱۲. A: توزیع دمای همگن‌شدگی و B: شوری برای کانی‌های کوارتز و اسفالریت در رگه‌های طلا دار مسجدداغی

Fig. 12. A: Distribution of the homogenization temperature, and B: Salinity for quartz and sphalerite from Masjed

Daghi gold bearing veins

جدول ۱. نتایج تجزیه ریزکاو الکترونی کانی‌های پیریت و اسفالریت در ذخیره رگه‌های مسجدداغی. مقادیر بر حسب درصد وزنی، نمونه‌ها از عمق‌های ۷۰ متر و ۴۰ متری گمانه‌های Bh3 و Bh4 رگه V3

Table 1. Microprobe analysis of pyrite and sphalerite (%wt) in Masjed Daghi area vein type deposit; samples from 70m and 40m depths, Bh3 and Bh4, respectively, of V3 vein

Elements	Fe	Cu	Zn	Ag	Cd	Sb	Au	As	S	Total	Vein, Bore hole, Depth
Detection Limit											
WT. %	0.04	0.01	0.01	0.002	0.01	0.002	0.002	0.05	0.05		
Pyrite (n=4)	39.9-46.5 (44.9)	<0.01	0.012-0.50 (0.18)	<0.002	0.02-0.41 (0.17)	0.026-0.053 (0.031)	0.004-0.038 (0.0235)	<0.05	52.9-53.7 (51.8)	88.2-100.91 (97.2)	V3- Bh4- 40
Sphalerite (n=2)	0.62-0.97 (0.82)	<0.01	66.7-65.9 (66.3)	<0.002	0.29-0.39 (0.34)	<0.002	<0.002	<0.05	32.5-33.1 (32.8)	100.2-100.3 (100.15)	
Pyrite (n=5)	46.4-47.9 (47)	0.01-0.06 (0.03)	0.02-0.04 (0.03)	<0.002	0.01-0.07 (0.03)	0.01-0.05 (0.03)	0.007-0.02 (0.016)	0.1-3.2 (2)	49.6-53 (51.8)	99.0-101.4 (100.3)	V3- Bh4- 40
Pyrite (n=5)	46.6-47.3 (47.1)	0.01-0.04 (0.02)	0.01-0.05 (0.03)	<0.002	0.05-0.1 (0.08)	<0.002	0.01-0.04 (0.027)	0.35-0.03 (0.02)	50.2-53.7 (52.1)	98.2-101.3 (99.9)	V3- Bh3 - 70
Sphalerite (n=8)	0.4-8.7 (3.4)	0.03-0.56 (0.29)	55.8-65.9 (62.3)	0.1-0.5 (0.26)	0.02-0.71 (0.39)	0.01-0.1 (0.07)	0.01-0.16 (0.05)	<0.05	31.8-32.9 (32.1)	98.1-100.4 (98.2)	

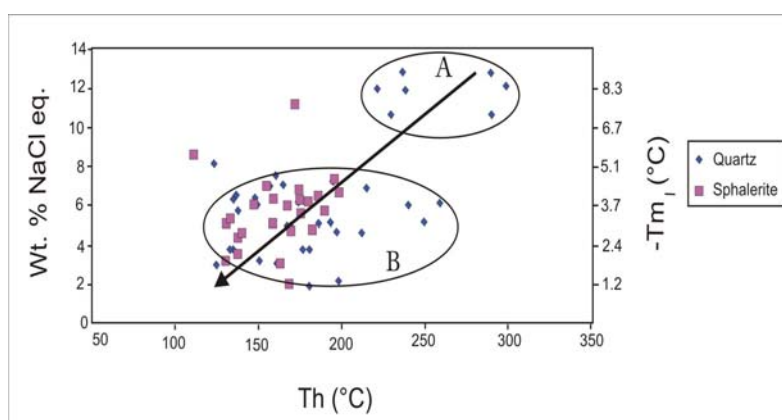
جدول ۲. داده‌های میان‌بار سیال برای کانی‌های کوارتز و اسفالریت در رگه‌های کوارتز طلادار مسجدداغی

Table 2. Fluid Inclusion data for Quartz and Sphalerite from Masjed Daghi gold bearing veins

Vein , Bore hole Depth	Mineral	FI Type	N	Th range	Th Avg.	Tm range	Salinity range (wt% NaCl equiv.)	Phases
V3-Bh3-37	Gray Quartz	P	37	148-298	206	-1.2, -9	2, 12.8	L>V
V3- Bh3-38	Gray Quartz	P, PS	36	123-258	182	-1.1, -5.2	1.9, 8.1	L>V
V3- Bh3-64	Sphalerite	P	42	112-218	174	-1.1, -7.6	1.9, 11.2	L>V
V3- Bh3-91	Sphalerite	P	6	129-141	135	-1.9, -3.1	3.2, 5.1	L>V

سانتی گراد) که می‌تواند ناشی از سرد شدن تدریجی یک سیال واحد باشد. در محدوده B، تغییرات شوری و دمای قابل ملاحظه‌ای در نمونه‌های کوارتز و اسفالریت دیده می‌شود (۱/۹ تا ۸/۱ درصد وزنی معادل NaCl و دمای ۲۶۰ تا ۱۲۰ درجه سانتی گراد) که می‌تواند ناشی از سرد شدن سیال، جوشش، ورود متناوب سیال کانه‌ساز و رقیق‌شدگی باشد.

دمای همگن شدن برای اسفالریت، در مقایسه با کوارتز پایین‌تر است (۱۱۲-۲۱۸ درجه در برابر ۱۲۳-۲۹۸ درجه سانتی گراد). داده‌های میان‌بار سیال در کانی کوارتز خاکستری پراکنده‌گی دوگانه نشان می‌دهد که در محدوده‌های A و B قرار گرفته‌اند (شکل ۱۳). در محدوده A سیال در محدوده شوری به نسبت یکنواخت (۱۰/۶ تا ۱۲/۸ درصد وزنی معادل NaCl) تغییرات دمای قابل ملاحظه‌ای نشان می‌دهد (۲۲۰ تا ۳۰۰ درجه



شکل ۱۳. تغییرات دمای همگن‌شدگی (Th) در برابر درجه ذوب یخ (Tm) برای کانیهای کوارتز خاکستری و اسفالریت در ذخیره مسجددagi. دمای همگن‌شدن و شوری سیال برای کوارتز خاکستری در دو محدوده A و B قرار گرفته است که می‌تواند بیانگر رقیق‌شدن یک سیال با دما و شوری بالا توسط سیالی با دما و شوری پایین و رخداد جوشش باشد.

Fig. 13. Distribution of (Th) vs. ice-melting ($T_{m(\text{ice})}$) temperatures for grey quartz and sphalerite minerals in the Masjed Daghi deposit. Homogenization temperature and fluid salinity for grey quartz exist in the two A and B areas which implying mixing of a saline, high temperature fluid with a lower salinity and cooler fluid, and the occurrence of boiling.

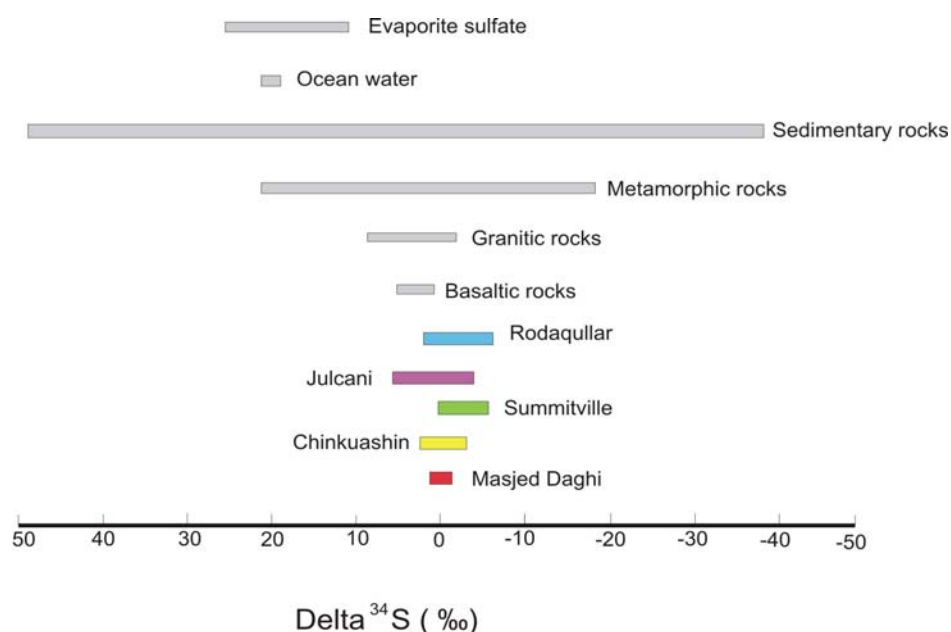
گوگرد موجود در ماگماهایی که مستقیماً از گوشته منشأ گرفته‌اند، مقادیر ایزوتوپی نزدیک به صفر در هزار دارد (Hoefs, 2004). امروزه ثابت شده است مقادیر ایزوتوپی گوگرد ماگماهای کمانی به‌طور قابل توجهی متغیر بوده است و ممکن است دامنه‌ای بیش از ۱۰ در هزار داشته باشد. بررسی‌های ماندویل و همکاران (Mandeville et al., 2009) در کمان‌های کالونگونگ و کراتا در اندونزی و کمان آگوستین در آلاسکا بیانگر تغییرات زیاد ایزوتوپی گوگرد (۳- تا ۱۵+ در هزار) در این نواحی است که ناشی از آلودگی محیط منبع ماگما توسط سیال‌های آزاد شده از تختال فرورونده، یا آلودگی به مواد پوسته‌ای به هنگام صعود ماگماست. بررسی‌های انجام شده

مطالعه نسبت ایزوتوپی گوگرد

نسبت‌های ایزوتوپی هسته‌های پایدار، داده‌های ارزشمندی برای ردیابی منبع سیال‌ها و اجزای تشکیل‌دهنده کانسنگ در اختیار می‌گذارد (Ohmoto and Goldhaber, 1997). برای آگاهی از منبع گوگرد و فلزات، تعداد ۶ نمونه کانی سولفیدی شامل ۲ نمونه پیریت، ۲ نمونه اسفالریت، و ۲ نمونه گالن مربوط به مرحله اصلی کانی‌سازی برای نسبت ایزوتوپی گوگرد آنالیز شد. بررسی‌های کانه‌نگاری نشان می‌دهد کانی‌های گالن و اسفالریت در تعادل بافتی هستند و می‌توانند مربوط به یک هم‌یافت باشند. مشخصات این نمونه‌ها و ترکیب ایزوتوپی آنها در جدول ۳ ارائه شده است.

در سنگ‌های مختلف و چند ذخیره اپی‌ترمال سولفید بالا همراه با مقادیر ایزوتوپی رگه‌های طلا دار مسجداغی نشان می‌دهد.

توسط آریباس (Arribas, 1995) بر روی ذخایر اپی‌ترمال سولفید بالا نشان دهنده مقادیر ایزوتوپ گوگرد در دامنه ۸- تا ۱۰+ در هزار است. شکل ۱۴ دامنه تغییرات ایزوتوپ گوگرد را



شکل ۱۴. دامنه تغییرات $\delta^{34}\text{S}$ برای مخزن‌های مهم گوگرد (Hoefz, 2005) و چند ذخیره اپی‌ترمال سولفید بالا (Arribas, 1995) و رگه‌های طلا دار مسجداغی

Fig.14. Variations of $\delta^{34}\text{S}$ for various sulfur reservoirs (Hoefz, 2005) and selected high-sulfidation epithermal deposits (Arribas, 1995) and Masjed Daghi gold bearing veins

اوموتو و گلدهابر (Ohmoto and Goldhaber, 1997) برای اندازه‌گیری زمین‌دماسنجی استفاده شده است. دمای تعادل ایزوتوپی در این دو جفت نمونه، ۸۰۰ و ۱۰۰۰ درجه سانتی‌گراد محاسبه شده است که بسیار متفاوت از دماهای به‌دست آمده از میان‌بارهای سیال است. بررسی‌های آزمایشگاهی نشان داده است که تعادل بافتی همیشه به معنای تعادل ایزوتوپی نیست و ممکن است این کانی‌ها در شرایط یکسان ایزوتوپی متبلور نشده باشند (Haghighi et al., 2013). اگر ویژگی‌های فیزیکی-شیمیایی سیال‌کننده‌ها به تدریج تغییر کند، در این صورت کانی‌ها به آرامی رشد می‌کند و تعادل ایزوتوپی بین کانی‌های همزیست برقرار

با استفاده از عامل تفکیک ایزوتوپی سولفید H_2S لی و لیو (Li and Liu, 2006) و مقادیر کمترین، میانگین و بیشترین دمای محاسبه شده از میان‌بارهای سیال (۱۲۰ و ۱۸۰ و ۳۰۰ درجه سانتی‌گراد)، ترکیب ایزوتوپی گوگرد سیال گرمایی بین ۳/۶+ تا ۰/۸- در هزار برای کمترین دما، ۲+ تا ۰/۷- برای دمای میانگین و ۱/۲+ تا ۰/۴- برای بیشترین دما تعیین می‌شود (جدول ۳). ضریب تفکیک ایزوتوپی به‌شدت به دما وابسته است (Ohmoto, 1986)؛ از این رو، می‌توان از ترکیب ایزوتوپی کانی‌های سولفیدی همزیست در تعیین دمای تشکیل استفاده کرد (Ohmoto, 1986). بدین منظور، از دو جفت کانی اسفالریت-گالن با استفاده از ضریب تفکیک ارائه‌شده توسط

می‌شود؛ اما اگر تغییرات سریع باشد مانند آمیختگی با یک سیال سردتر، از دست رفتن سریع گرما ضمن چرخش در کمر سنگ‌های سردتر، یا فرآیند جوشش که با تغییرات فیزیکی-شیمیایی سریع و ناگهانی همراه است، در این صورت ته‌نشست سریع کانی‌ها باعث نبود تعادل ایزوتوپی می‌شود (Ohmoto and Goldhaber, 1997). این گونه نبود تعادل ایزوتوپی در میان کانی‌های سولفیدی همزیست، در بسیاری از ذخایر اپی‌ترمال که در ژرفای کمی از سطح زمین تشکیل می‌شوند، گزارش شده است (Haghighi et al., 2013).

جدول ۳. داده‌های ایزوتوپی گوگرد در سیستم رگه‌ای مسجد داغی ($\delta^{34}\text{S H}_2\text{S}$ محاسبه شده از لی و لیو (Li and Liu, 2006))

Table 3. Sulfur isotope data from the Masjed Daghi vein system ($\delta^{34}\text{S H}_2\text{S}$ calculated from Li and Liu, 2006)

Number of sample	Vein , Drill hole Number and depth	Mineral	Values of $\delta^{34}\text{S}$	$\delta^{34}\text{S H}_2\text{S}$ (Th=120°C)	$\delta^{34}\text{S H}_2\text{S}$ (Th=184°C)	$\delta^{34}\text{S H}_2\text{S}$ (Th=300°C)
M-929	V3- Bh3- 64m	Pyrite	1.2	-1.4	-0.7	0.0
M- 936	V3- Bh4- 37m	Pyrite	0.8	-1.8	-0.9	-0.4
M- 938	V3- Bh3- 64m	Galena	-0.7	3.6	2.4	1.2
M- 939	V3- Bh3- 91m	Galena	-1.1	3	2	0.8
M- 923	V3- Bh3- 64m	Sphalerite	-0.2	-0.8	-0.7	-0.5
M- 924	V3- Bh3- 91m	Sphalerite	-0.2	-0.8	-0.7	-0.5

بحث و نتیجه‌گیری

رگه‌های طلا دار مسجداغی در سنگ میزبان آندزیت تا تراکی آندزیت ائوسن قرار گرفته و بر اثر نفوذ سیالات گرمابی متحمل دگرسانی‌های سیلیسی، آرژیلیک پیشرفته، آرژیلیک و پروپیلیتیک شده است. حضور بافت کوارتز بازماندی (حفره‌ای) در رگه‌های طلا دار مسجداغی از ویژگی‌های بارز ذخایر سولفید بالاست که توسط شست‌وشوی شدید از یک سیال اسیدی غنی از سولفات ($\text{pH} < 2, T \sim 250^\circ\text{C}$)، از فنوکریست‌های باقی‌مانده سنگ میزبان برجای می‌ماند (White and Heddenquist, 1990; Arribas, 1995). برای انحلال کانی‌های آلومینیم دار سنگ میزبان و تشکیل سیلیس بازماندی، علاوه بر سیال اسیدی سولفاتی، سیال اسیدی کلریدی ناشی از بخارات ماگمایی نیز می‌تواند نقش داشته باشد (Arribas, 1995). میزان pH سیال اولیه در واکنش با سنگ دیواره کاهش یافته است و از مرکز سیستم رگه‌ای به سمت بیرون، دگرسانی آرژیلیک پیشرفته با کانی‌های آلونیت، کوارتز، کائولینیت، باریت، پیریت و تورمالین را تشکیل می‌دهد (Emamalipour et al., 2010). تشکیل دگرسانی پیشرفته با pH اسیدی در اطراف رگه‌های طلا دار مسجداغی می‌تواند ناشی از آب‌های داغ شده با بخار باشد که توسط اکسیداسیون H_2S در محیط وادوز اتفاق می‌افتد (Hedenquist et al., 2000). در اغلب موارد، سیلیس توده‌ای و کوارتز حفره‌ای در مرکز سیستم‌های اپی‌ترمال سولفید بالا مرز مشخصی را با دگرسانی آرژیلیک پیشرفته ایجاد می‌کند، گسترش این دو دگرسانی می‌تواند از ۷۰ سانتی‌متر (جولکانی^۱) تا بیش از ۵۰ متر (لپانتو^۲) متغیر باشد (Arribas, 1995). به دلیل نبود آنالیز

1. Julcani
2. Lepanto

سیستماتیک XRD برای تفکیک دگرسانی آرژیلیک پیشرفته و متوسط، گسترش دقیق این دگرسانی در منطقه مسجدداغی مشخص نیست. دگرسانی آرژیلیک حدواسط با ترکیب کانی‌شناسی کائولینیت، اسمکتیت، ایلیت، کوارتز و سریسیت در اثر خنثی شدن سیال اسیدی ایجاد شده و در ادامه خارجی ترین زون دگرسانی (پروپیلیتیک) با ترکیب کلریت، کربنات، ایلیت و اسمکتیت تشکیل شده است.

کانی‌سازی رگه‌های مسجدداغی به صورت رگه و رگه‌چه‌های کوارتز و کوارتز-باریت، توده‌ای و برش گرمابی با سیمان کوارتز است. این نوع برش، حاصل چیرگی فشار بخار سیال گرمابی (فشار هیدروستاتیک) بر فشار لیتوستاتیک است که با شکستن و خرد شدن سنگ‌های مسیر مهاجرت سیال‌های گرمابی در ژرفای کم رخ می‌دهد (Browne, 1978). کانی‌سازی با کوارتز خاکستری و پیریت آغاز شده است که با مقادیر متفاوتی گالن، اسفالریت، بورنیت، کالکوپیریت و باریت همراهی می‌شوند. بر اساس بررسی‌های وایت و هدنکوئیست (White and Hedenquist, 1995) کانی‌های غالب ذخایر اپی‌ترمال سولفید بالا شامل پیریت (فراوانی بالا)، انارژیت و لازونیت (فراوانی متغیر) هستند که با کانی‌های تتراندريت، بورنیت، کوولیت، کالکوپیریت، اسفالریت و گالن همراهی می‌شوند. بر اساس بررسی‌های انجام شده در منطقه مسجدداغی کانی‌های انارژیت و لازونیت گزارش نشده است که از این جهت مشابه با ذخیره پارادایس پیک^۱ است. کانی‌های باطله در این نوع ذخایر کوارتز دانه ریز (کانی غالب) بوده و باریت، آلونیت و کائولینیت کانی‌های فرعی را تشکیل می‌دهند. تشکیل کانی‌های آلونیت و کائولینیت بیانگر محیط اسیدی است که شرایطی مناسب را برای انتقال طلا به صورت لگاندهای بی‌سولفیدی فراهم می‌آورد (Seward, 1973). از طرفی حضور عناصر فلزات پایه (سرب، روی و مس) نشان می‌دهد که دست کم بخشی از طلا به صورت لگاندهای کلریدی حمل شده است؛ زیرا کمپلکس‌های کلریدی زیر شرایط pH اسیدی نزدیک به خنثی در دمای بالاتر از ۲۵۰ درجه سانتی‌گراد برای حمل فلزات

پایه مناسبتر هستند (Seward and Barnes, 1997). دما و شوری سیال تشکیل دهنده ذخایر اپی‌ترمال سولفید بالا بین ۹۰ تا ۴۸۰ درجه سانتی‌گراد و ۱ تا ۴۵ درصد وزنی NaCl است (Arribas, 1995). نتایج حاصل از بررسی‌های میان‌بارهای سیال در مسجدداغی نشان می‌دهد سیال مسؤل کانی‌سازی طلای رگه‌ای، دارای شوری و دمای متوسط تا پایین بوده است. شوری میان‌بارهای سیال در اسفالریت، بین ۱/۹-۱۱/۲ درصد وزنی و در کوارتز، ۱/۹ تا ۱۲/۸ درصد وزنی معادل نمک طعام به دست آمده است. تغییرات گسترده شوری سیال در کانسارهای گرمابی، می‌تواند ناشی از رقیق شدن تدریجی سیال در طول زمان کانی‌سازی باشد (Heinrich, 2005). یک الگوی توزیع دو گانه در شوری میان‌بارهای سیال و رقیق شدن در نمونه‌های مورد بررسی وجود دارد (شکل ۱۳). این گونه توزیع داده‌های شوری و رقیق شدن می‌تواند نشانگر درآمیختگی سیال مانند ورود یک سیال با شوری بیشتر به درون یک سیال با شوری کمتر، جوشش سیال نسبتاً شور و یا جذب بخارات ماگمایی یا شوراب‌ها توسط آب‌های جوی کم‌عمق باشد (Albinson et al., 2001; Cook and Simmons, 2000) سیال با شوری بیشتر می‌تواند منشأ ماگمایی داشته باشد و مسؤل حضور فلزات پایه نیز باشد. توزیع دو گانه شوری می‌تواند به دلیل جوشش نیز ایجاد شود؛ بدین صورت که سیال با شوری کمتر، محصول تراکم فاز بخار است که شوری بسیار پایینی دارد و سیال با شوری بیشتر، فاز آبگون بازمانده است. شواهد جوشش در رگه‌های طلا دار مسجدداغی توسط برش گرمابی و هم‌نشینی یا هم‌آیندی میان‌بارهای غنی از مایع و غنی از بخار تأیید می‌شود (Roedder, 1984). دمای حاصل از میان‌بارها نشان می‌دهد تشکیل کانسنک بین ۱۱۲ تا ۲۹۸ درجه سانتی‌گراد رخ داده است. این تغییرات دما می‌تواند ناشی از سرد شدن سیال گرمابی کانه‌ساز در طول زمان کانی‌سازی و یا آمیختگی آن با یک سیال سردتر (آب جوی) باشد. اندازه‌گیری‌های Tm_i در برابر Th در شکل ۱۳ برای کانی کوارتز و اسفالریت روندی خطی در جهت رقیق شدن سیال نشان می‌دهند. این داده‌ها نشان می‌دهد سیال

اولیه (احتمالاً ماگمایی) دارای شوری بالا بوده و به تدریج رقیق شده است.

نسبت ایزوتوپی گوگرد سیال کانه‌ساز در ذخیره اپی‌ترمال مسجداغی در بازه $1/2\% +$ تا $1/1\% -$ است که می‌تواند نشانگر منبع ماگمایی گوگرد باشد، به این صورت که گوگرد یا به‌طور مستقیم از ماگما منشأ گرفته یا این که از شست‌وشوی کانی‌های سولفیدی سنگهای آذرین محل به‌دست آمده است. با توجه به دامنه تغییرات ایزوتوپی کوچک و نزدیک به صفر در هزار در کانی‌های سولفیدی مسجداغی که در دامنه $1/2 +$ تا $1/1 -$ قرار گرفته‌اند، می‌توان یک منبع ماگمایی (مستقیم یا غیر مستقیم) برای گوگرد و احتمالاً فلزات در نظر گرفت (جدول ۳). در این صورت، منطقه منبع دستخوش آلودگی چندانی به گوگرد پوسته‌ای نشده است.

ترکیب ایزوتوپی گوگرد کانی‌های سولفیدی در سیستم‌های گرمابی، تابع ویژگی‌های ایزوتوپی محیط منبع، هم‌یافت کانی، دمای تشکیل کانسنگ و حالت اکسایش سیال است که به نوبه خود، بود یا نبود کانی‌های سولفاتی را همراه با کانی‌های سولفیدی کنترل می‌کند (Ohmoto and Goldhaber, 1997) با توجه به ضریب تفکیک ایزوتوپی بزرگ بین سولفید-سولفات، حتی تشکیل مقدار کمی سولفات می‌تواند نسبت ایزوتوپی سولفیدها را به سمت مقادیر منفی هدایت کند. این رابطه در مورد ذخایر اپی‌ترمال کمربند ترود-چاه شیرین به‌خوبی مشخص شده است (Haghighi et al., 2013).

ویژگی‌های کانسار طلای رگه‌ای مسجداغی علی‌رغم نبود کانی‌های سولفید بالا مانند انارژیت و لازونیت، با توجه به چیرگی کالکوپیریت بر گالن و اسفالریت، حضور باریت و انیدریت و نبود کربنات‌ها، همچنین حضور آلونیت، کائولینیت و کوارتز بازماندی، ویژگی‌های سیستم‌های اپی‌ترمال سولفید بالا را نشان می‌دهد. نسبت ایزوتوپی گوگرد، مقادیر شوری سیال و ارتباط مکانی رگه‌های طلادار با توده نفوذی کوارتز مونزودوریت پورفیری پیشنهاد می‌کند که بخش مهمی از سیال گرمابی و اجزای تشکیل‌دهنده کانسنگ، از یک منبع ماگمایی منشأ گرفته شده است.

ارتباط مکانی نزدیک ذخایر پورفیری و اپی‌ترمال در بسیاری از ذخایر دنیا گزارش شده است (John et al., 1999). بررسی‌های پتروگرافی و کانه‌نگاری مغزه‌های حفاری نشان می‌دهد که کانی‌سازی طلای رگه‌ای مسجداغی در عمق به کانی‌سازی مس-طلا نوع پورفیری منتهی می‌شود (شکل‌های ۳ و ۶). شواهد صحرایی و داده‌های حاصل از گمانه‌های عمیق مربوط به سیستم پورفیری که سیستم رگه‌ای را در محدوده رگه‌های V1 تا V4 قطع کرده‌اند، نشان‌دهنده رخداد کانی‌سازی مس-طلا پورفیری در زیر رگه‌های طلادار است. در محدوده این گمانه‌ها، با افزایش عمق غنی‌شدگی آشکار مس و مولیدن دیده می‌شود که خود تأییدی بر کانی‌سازی مس پورفیری در عمق است.

مدل‌های بسیاری برای ذخایر اپی‌ترمال سولفید بالا ارائه شده است (Sillitoe, 1989; Giggenbach, 1992; Rye, 1993). در بیشتر این مدل‌ها منشأ این نوع ذخایر و محتوی فلزی آنها از یک سیستم هیدروترمال ماگمایی تأمین شده است. از آن‌جا که بررسی‌های حاضر بر روی رگه‌های طلادار مسجداغی بوده و سیستم پورفیری کمتر مورد بررسی قرار گرفته است، اظهار نظر قطعی در مورد ارتباط ژنتیکی بین آنها کاری دشوار خواهد بود؛ اما با توجه به گسترش کم دگرسانی آرژلیک پیشرفته، نبود کانی‌های سولفیدی انارژیت و لازونیت، همپوشانی دگرسانی‌های آرژلیک و سیلیسی با دگرسانی پتاسیک در عمق (شکل‌های ۳ و ۶)، ممکن است ذخیره اپی‌ترمال مسجداغی در اثر خروج سیالات بعدی توده نفوذی کوارتز مونزودوریت پورفیری تشکیل شده باشد و به صورت رونقش بر روی ذخیره پورفیری قرار گرفته باشد.

قدردانی

از جناب آقای مهندس بهروز برنا مدیریت محترم گروه اکتشاف که امکان دسترسی ما را به داده‌های منطقه فراهم کردند، تشکر می‌کنیم. همچنین، از راهنمایی‌های ارزنده علمی جناب آقای دکتر محمود مهرپر تو و جناب آقای مهندس علیرضا باباخانی در تهیه نقشه ۱:۱۰۰۰ زمین‌شناسی- معدنی سپاس گزاریم. بر خود

ساسکاتچوان و همچنین سازمان زمین‌شناسی کشور در انجام عملیات صحرایی و آنالیزهای شیمیایی انجام شده است که مراتب سپاس و قدردانی خود را اعلام می‌داریم. همچنین از سردبیر محترم جناب آقای دکتر کریم‌پور و دیگر مسئولان محترم نشریه زمین‌شناسی اقتصادی و داوران گرامی که با دقت نظر خود، نکات ارزشمندی را در جهت بهبود این مقاله ارائه نموده‌اند، تشکر و سپاس‌گزاری می‌شود.

لازم می‌دانیم از جناب آقای مهندس امینی آذر مدیریت وقت سازمان زمین‌شناسی تبریز به دلیل همکاری‌های ارزنده تشکر نماییم. همچنین از مسئولان آزمایشگاه‌های دانشگاه ساسکاتچوان کانادا به ویژه آقای دکتر تام بونلی مسئول آزمایشگاه الکترون میکروپروب و آقای بلین نواکوسکی مسئول تهیه مقاطع نازک و دوبر صیقلی برای انجام سخاوتمندانه نمونه‌ها، تشکر و قدردانی می‌نماییم. انجام این پژوهش با کمک‌های مالی دانشگاه

References

- Abdollahi, M.R., Hosseini, M. and Eftekharnajad, J., 1996. Geological map of Julfa, scale 1:100000. Geological Survey of Iran. (in Persian with English abstract)
- Adeli, Z., Rasa, I. and Darvishzadeh, A., 2013. Geochemistry and origin of Haftcheshmeh Cu-Porphyry deposit magma, east Azerbaijan, Iran. Scientific Quarterly Journal of Geoscience, 23(90): 199-208. (in Persian with English abstract)
- Akbarpour, A., Rasa, I., Mehrpartou, M. and Mohammadi, B., 2003. Gold mineralization in Masjedahji area. Scientific Quarterly Journal of Geoscience, 11(62): 2-10. (in Persian with English abstract)
- Alavi, M., 1991. Tectonic map of the Middle East, scale 1: 5, 000, 000. Geological Survey of Iran.
- Albinson, T., Norman, D.I., Cole, D. and Chomiak, B., 2001. Control on formation of low- sulfidation epithermal deposits in Mexico: Constrain from fluid inclusion and stable isotope data. In: T. Albinson and C.E. Nelson (Editors), New Mines and Discoveries in Mexico and Central America. Society of Economic Geologists, Special Publication 8, Littleton, pp. 1- 32.
- Alirezaei, S., Ebrahimi, S. and Pan. Y., 2008. Fluid inclusion characteristics of epithermal precious metal deposits in the Arasbaran metallogenic zone, Northwestern Iran. 2nd Symposium of Asian Current Research on Fluid Inclusions (ACROFI-2), Indian Institute of Technology, Kharagpur, India.
- Arribas, Jr. A., 1995. Characteristics of high-sulfidation epithermal deposits, and their relation to magmatic fluid. In: J.F.H. Thompson (Editor), Magmas. Fluids, and Ore Deposits. Mineralogical Association of Canada Short course, Canada, V. 23, pp. 419-454.
- Browne, P.R.L., 1978. Hydrothermal alteration in active geothermal field. Annual Review of Earth and Planetary Sciences, 6(2): 229- 250.
- Cook, D.R. and Simmons, S.F., 2000. Characteristics and genesis of epithermal gold deposits. In: S.G. Hagemann and P.E. Brown (Editors), Reviews in Economic Geology. Society of Economic Geologists, Special Publication 13, Littleton, pp. 221- 244.
- Deen, J.A., 1990. Hydrothermal ore deposition related to high-level igneous activity: A stable isotope study of the Julcani mining district, Peru. Ph.D. Thesis, University of Colorado, Boulder, Colorado, USA, 120 pp.
- Ebrahimi, S., Alirezaei, S. and Pan. Y., 2011. Geological setting, alteration, and fluid Inclusion characteristics of Zaglic and Safikhanloo epithermal Gold prospects, NW Iran. Geological Society of London, Special Publication, 350: 133-147.
- Emamalipour, A., Abdoli Eslami, H. and Hajalilou, B., 2010. Geochemistry investigation of hydrothermal alteration related to gold epithermal mineralization in the Masjed Daghi area, west Julfa, northwest Iran. Journal of Economic Geology, 3(2): 199-213. (in Persian with English abstract)
- Giggenbach, W.F., 1992. Magma degassing and mineral deposition in hydrothermal systems along convergent plate boundaries. Economic Geology, 87(8): 1927-1944.
- Hassanpour, Sh., Alirezaei, S., Selby, D. and Sergeev, S., 2015. SHRIMP zircon U-Pb and biotite and hornblende Ar-Ar geochronology

- of Sungun, Haftcheshmeh, Kighal, and Niaz porphyry Cu-Mo systems: evidence for early Miocene porphyry – style mineralization in northwest Iran. *International Journal of Earth Sciences*, 104(1): 45-59.
- Haghighi, E., Alirezaei, S. and Ashrafpour, E., 2013. Mineralization, alteration and ore fluid characteristic in Cheshmeh hafez base and precious metals deposit, Toroud- Chahshirin range, north central Iran. *Schientific Quarterly Journal of Geosciences*, 22(88): 99-110. (in Persian with English abstract)
- Hedenquist, J.W., Arribas, A. and Gozales-Urien, E., 2000. Exploration for epithermal gold deposits. In: S.G. Hagemann and P.E. Brown (Editors), *Reviews in Economic Geology*. Society of Economic Geologists, Special Publication 13, Littleton, pp. 245- 277.
- Heinrich, C.A., 2005. The physical and chemical evolution of low- salinity magmatic fluids at the porphyry to epithermal transition: a thermodynamic study. *Mineralium Deposita*, 39(8): 864-869.
- Hoefs, J., 2004. *Stable isotope geochemistry*. Springer –Verlog, Berlin, 170 pp.
- John, D.A., Garside, L.J. and Wallace, A.R., 1999. Magmatic and tectonic setting of late Cenozoic epithermal gold – silver deposits on northern Nevada, with an emphasis on the Pah Rah and Virginia ranges and the northern Nevada rift. In: J.A. Kisiz, (Editor), *Low - sulfidation gold deposits in norther Nevada*. V.29. Geological Society of Nevada, Special Publication, pp. 65-158.
- Karimzadeh Somarin, A., 2004. Geochemical effects of endosakarn formation in the Mazraeh Cu-Fe skarn deposit in northwestern Iran. *Geochemistry Exploration Environment Analysis*, 4(2): 307-315.
- Karimzadeh Somarin, A. and Hosseinzadeh, G., 2002. Mineralogy of the Anjerd skarn deposit, Ahar region, NW Iran. *International Mineralogical Association*, Edinburgh, Scotland, 271 pp.
- Karimzadeh Somarin, A., Moayyed, M. and Hosseinzadeh, G., 2002. Ore mineralization in the Sonajil porphyry copper deposit, Herris region, NW Iran. *International Mineralogical Association*, Edinburgh, Scotland, 271 pp.
- Li, Y.B. and Liu, J.M., 2006. Calculation of sulfur isotope fractionation in sulfides. *Geochemica of Casmochemica Acta*, 70(6): 1789-1795.
- Mandeville, C.W., Webster, J., Tappen, Ch., Taylor, B., Timbal, A., Sasaki, A., Hauri, E. and Bacon, C.R., 2009. Stable isotope and petrologic evidence for open- system degassing during the climactic and pre-climatic eruptions of Mt. Mazama, Crater Lake, Oregon. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 73(8): 2978-3012.
- Mehrpour, M., 1993. Contribution to the geology, geochemistry, ore genesis and fluid inclusion investigations on Sungun Cu- Mo porphyry deposit (North- West of Iran). Unpublish Ph.D. Thesis, Hamburg University, Hamburg, Germany, 150 pp.
- Mohammadi, B., Aliakbari, H., Fard., M. and Samaee, A., 2005. Geology and drilling report of Masjed Daghi area (scale 1:1000). Geological Survey of Iran, Tehran, Report 340, 130 pp. (in Persian)
- Mohammadi, B., Bayaz, A. and Mehrpartou, M., 2000. Gold exploration in the Safikhanlou and Youseflou (Zaglic), SE Ahar. Geological Survey of Iran, Tehran, Report 231, 80 pp. (in Persian)
- Mokhtari, A.A., Yarmohammadi, A., Abedian, N., Borna, B. and Eshghabadi, M., 2007. Polymetal exploration in the Gharechlar-Anigh area. Geological Survey of Iran, Tehran, Report 382, 181 pp. (in Persian)
- Nabavi, M.H., 1976. *An Introduction to Geology of Iran*. Geological Survey of Iran, Tehan, 109 pp. (in Persian)
- NICOCO, 2009. Geology and drilling report of the Masjed Daghi area. National Iranian Copper Company, Report 243, 115 pp. (in Persian)
- Ohmoto, H., 1986. Stable isotope geochemistry of ore deposits. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 16(2): 491-559.
- Ohmoto, H. and Goldhaber, M.B., 1997. Sulfur and carbon isotopes. In: H.L. Barnes (Editor), *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*. John Wiley and Sons, New York, pp. 509-567.
- Pournik, P., 2006. Gold exploration in the Sharafabad area, NW Varzaghan. Geological Survey of Iran, Tehran, Report 320, 170 pp. (in Persian)
- Roedder, E., 1984. Fluid inclusions: Reviews in mineralogy. V. 12. Mineralogical Society of America, Virginia, USA, 646 pp.
- Rye, R.O., 1993. The evolution of magmatic fluids in the epithermal environment: The

- stable isotope perspective. *Economic Geology*, 88(3): 733-753.
- Seward, T.M., 1973. Thio complexes and the transport of gold in hydrothermal ore solutions. *Geochemica et Cosmochimica Acta*, 37(2): 370-399.
- Seward, T.M. and Barnes, H.L., 1997. Metal transport by hydrothermal ore fluid. In: H.L. Barnes (Editor), *Geochemistry of Hydrothermal ore deposits*. John Wiley and Sons, New York, pp. 435-486.
- Sheikh, S., Calagari, A.A. and Abedini, A., 2010. The mineralogy of alteration systems in Masjeddaghi, east of Jolfa, east Azerbaijan Province. *Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy*, 17(4): 579-590 pp. (in Persian with English abstract)
- Sillitoe, R.H., 1989. Gold deposits in the western pacific island arcs: The magmatic connection. *Economic Geology, Monograph*, 6(2): 274-291.
- White, N.C. and Hedenquist, J.W., 1990. Epithermal environments and styles of mineralization: variations and their causes, and guidelines for exploration. *Journal of Geochemical Exploration*, 36(3): 445-474.
- Whitney, D.L. and Evans, B.W., 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist*, 95(2): 185-187.
- Yaddollahi, R., Kananian, A., Maanijou, M., Sarjoghian, F. and Hassanpour, Sh., 2011. Adakiti magmatism in Masjeddaghi area, Julfa, East Azarbaijan. *Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy*, 20(2): 297-320. (in Persian with English abstract)
- Zanoozi, R., 2006. Mineralogy and genesis of the gold mineralization in the Masjed Daghi area. M.Sc. Thesis, Islamic Azad University, Science and Research Branch, Tehran, Iran, 134 pp. (in Persian with English abstract)



Geology, mineralogy and ore fluid characteristics of the Masjed Daghi gold bearing veins system, NW Iran

Susan Ebrahimi^{1*}, Saeed Alirezaei², Yuanming Pan³ and Behzad Mohammadi⁴

1) School of Mining Engineering, Petroleum and Geophysics, Shahrood University of Technology, Shahrood, Iran

2) Department of Geology, Faculty of Earth Sciences, Shahid Beheshti University, Tehran, Iran

3) Department of Geological Sciences, University of Saskatchewan, Saskatoon, S7N 5E2, Canada

4) Geological Survey of Iran, Tehran, Iran

Submitted: Nov. 16, 2015

Accepted: June 8, 2016

Keywords: Masjed Daghi, Epithermal Gold, Porphyry, Arasbaran, Iran

Introduction

The Masjed- Daghi gold deposit lies in an area of widespread Cenozoic volcanic and plutonic rocks at the intersection of the Alborz- Azarbaijan and Urumieh- Dokhtar belts. The area was covered by a detailed exploration program, including geological maps at 1:1,000 scales (~8 km²), several hundred meters of trenches and systematic sampling for Au, Ag, Pb, Zn, Cu, As, Hg analysis, and 16 diamond drill holes at a total of 1200 meters (Mohammadi et al, 2005). The vein type gold deposit in Masjed- Daghi is closely associated with a porphyry type Cu-Au deposit.

Our study focuses on the gold bearing veins system in an attempt to understand the characteristics of ore fluids and mechanisms of ore formation, and to develop exploration criteria for Masjed Daghi and similar occurrences in Alborz and other Cenozoic magmatic assemblages in Iran.

Materials and methods

Various rock types, alteration assemblages and mineral parageneses were characterized by transmitting and reflected light microscopy, X-ray diffraction (XRD) and electron microprobe analysis. Microprobe analyses were performed using a JEOL 8600 Superprobe electron microprobe at Saskatchewan University. Operating conditions were an accelerating voltage of 15 kV and a beam current of 50 nA.

Representative samples from drill holes were selected for fluid inclusion studies. Fluid inclusion data were obtained using a fluid Inc. adapted USGS gas flow heating and freezing system at the Department of Geological Science at the University of Saskatchewan, Canada.

To investigate the source of ore fluids, representative sulfidic samples from drill holes were selected for sulfur isotope studies. Isotopic analyses were performed using a Thermo Finnigan DeltaPlus at the G.G. Hatch Stable Isotope Laboratories, University of Ottawa. The standard error of analyses is less than ±0.1 per mil.

Results

Auriferous quartz veins in Masjed- Daghi are associated with porphyry style mineralization. Various alteration assemblages including argillic, silicic, potassic, phyllic, and propylitic occur in the district (Emamalipour et al., 2010). The auriferous quartz veins are hosted by silicified and kaolinitized volcanic rocks, dominated by trachyandesite. The mean grade of Cu is 0.15% the gold assay varies from <2 to 30 ppm. The veins were covered by 16 diamond drill holes, and the drill cores were analyzed for Au, Ag, Mo, Cu, Hg, As, Pb, Zn and Sb (Mohammadi et al, 2005). The V₃ vein, about 700 m long, and on the average 5 m wide, is the largest vein in the district. Two types of quartz occur in the veins: an

*Corresponding authors Email: ebrahimisusan@gmail.com

early medium to coarse grained grey quartz joined by milky quartz in later stages. Ore minerals include chalcopyrite, galena, and sphalerite.

Fluid inclusion data from the ore stage quartz and sphalerite yielded Th values in the range 123-298 and 112-218 °C, and salinities in the range 1.9-12.8 and 1.9-11.2wt% NaCl equivalent. The wide range in salinity can be explained by mixing of two fluids with different salinities, and/or condensation of vapor. The $\delta^{34}\text{S}$ values for pyrite, galena and sphalerite from the main mineralization stage, fall in a narrow range around (-0.2 to -1.1 per mil) around 0.0 permil, implying a magmatic source for sulfur.

Discussion

Hydrothermal activity in the Masjed Daghi epithermal veins can be divided into two stages: an early stage of acid leaching that is responsible for vuggy silica and advanced argillic alteration, and a later stage when gold and sulfide minerals were deposited. Considering the ore mineralogy and hydrothermal alteration products (the occurrence of barite in the veins, low Pb and Zn contents, lack of carbonates), the Masjed Daghi can be classified as a high- sulfidation epithermal vein system.

In most high sulfidation systems, ore fluid is considered to be of a mixed magmatic- meteoric origin, resulting from the adsorption of magmatic vapors or brines by shallow meteoric water (Hedenquist et al, 2000). The involvement of a magmatic fluid component in Masjed Daghi is supported by the sulfur isotope ratios, the relatively high salinity and oxidizing nature of ore

fluids, as well as the large variation in salinity, 1.9- 12.8 wt% NaCl equivalent, that can be explained by concurrent boiling and condensation of vapor, fluid mixing.

Acknowledgments

We thank J. Fan, and T. Bonli of the University of Saskatchewan for assistance with electron microprobe analysis, and colleagues at GG-Hatch stable isotope laboratories, University of Ottawa, for sulfur isotope analysis. Financial support for the work was supplied by Geological Survey of Iran, and NSRC grant to Y.P.

References

- Emamalipour, A., Abdoli Eslami, H. and Hajalilou, B., 2010. Geochemistry investigation of hydrothermal alteration related to gold epithermal mineralization in the Masjed Daghi area, west Julfa, northwest Iran. *Journal of Economic Geology*, 3(2): 199-213. (in Persian with English abstract)
- Hedenquist, J.W., Arribas, A. and Gozales-Urien, E., 2000. Exploration for epithermal gold deposits. In: S.G. Hagemann and P.E. Brown (Editors), *Reviews in Economic Geology*. Society of Economic Geologists, Special Publication 13, Littleton, pp. 245- 277.
- Mohammadi, B., Aliakbari, H., Fard., M. and Samaee, A., 2005. Geology and drilling report of Masjed Daghi area (scale 1:1000). Geological Survey of Iran, Tehran, Report 340, 130 pp. (in Persian)