بررسی زمین‌شناسی و زمین‌شیمی برای ارائه مدلی جهت خاستگاه کانسار آهن گل‌گهر سیرجان

منصوره شیرنوردشیرازی *[۱]، ارسیا مقتدری [۲]، بهزاد حاج علیلو [۳]

۱-کارشناسی ارشد زمین شناسی اقتصادی، دانشگاه پیام نور- مرکز تبریز
۲-استادیار زمین شناسی اقتصادی، دانشگاه پیام نور- مرکز اوز
۳-دانشیار زمین شناسی اقتصادی، دانشگاه پیام نور- مرکز تبریز

پذیرش مقاله: ۱۳۹۲/۷/۱۵
تأیید نهایی مقاله: ۱۳۹۲/۱۲/۲۴

چکیده

ناحیه معدنی گل گهر در۵۰ کیلومتری جنوب غرب سیرجان در استان کرمان و در لبه شرقی زون سنندج-سیرجان واقع شده است. با توجه به شواهد بدست آمده از مطالعات صحرایی، سنگ نگاری، کانه شناسی میکروسکوپی و زمین شیمی، اینچنین به نظر می رسد که کانی سازی از نوع گرمابی جانشینی است. کانی سازی آهن در ترازهای عمقی کانسار از نوع مگنتیتی است و به سمت ترازهای میانی تا سطحی به ترتیب به انواع مگنتیتی-هماتیتی و هماتیتی تغییر می کند. از سوی دیگر دگرسانی سدیمی (آلبیتی) در ترازهای عمیق کانسار همراه با مگنتیت، دگرسانی پتاسیمی (فلدسپار پتاسیم) در ترازهای میانی همراه با مگنتیت و هماتیت و بالاخره دگرسانی فیلیک (سریسیتی) و سیلیسی در بالاترین بخشها با هماتیت مشاهده می شود. شواهد سنگ نگاری و کانه شناسی میکروسکوپی (صیقلی- نازک) به ترتیب حاکی از رخداد دگرسانیهای سدیمی تا سیلیسی و پدیده جانشینی از نوع گرمابی است. تشابه الگوی نمودار عنکبوتی عناصرکمیاب خاکی، در سنگ میزبان و کانسنگ آهن نشانه ای بر همزاد و هم منشاء بودن آنها است. در سنگ میزبان بین Cl و SiO_2 یک رابطه معکوس وجود دارد در صورتیکه رابطه Cl با آهن در این سنگها یک رابطه مستقیم است. براساس شواهد یاد شده، شاید بتوان این کانسار را با کانسارهای اکسیدآهن گرمابی مقایسه کرد.

واژه های کلیدی: دگرسانی، آهن، گل گهر، سیرجان، عناصر REE

*- نویسنده مسئول: ۰۹۱۱۱۲۰۸۲۲۵ Email: shirazi645@yahoo.com

مقدمه

تاکنون انواع متعددی از مدلهای ژنز یا خاستگاه برای کانسار آهن گل گهر گزارش شده است. یانگ(۱۹۷۶) معتقد است که ژنزسنگ آهن گل گهر سین ژنتیک و به صورت رسوب شیمیایی تشکیل شده است و بعد تحت تأثیر دگرگونی شدید قرار گرفته است. موکه و گلستانه (۱۹۸۲) این کانسار را از تیپ کانسار ماگمای کانه دار معرفی کرده اند. حلاجی (۱۳۷۰) ژنز کانسار را اسکارن عنوان کرده است. خلیلی مبرهن (۱۳۷۲) ژنز کانسار را آتشفشانی- متصاعدی از نوع آلگوما می داند. پورخاک (۱۳۸۲) ژنز را آتشفشانی- متصاعدی از نوع سوپریور معرفی می کند. بابکی (۱۳۸۳) ژنز گل گهر را آتشفشانی- متصاعدی- رسوبی از نوع راپیتان معرفی کرده است و عسکری (۱۳۸۶) اعتقاد به اسکارنی بودن ژنز کانسار گل گهر دارد.

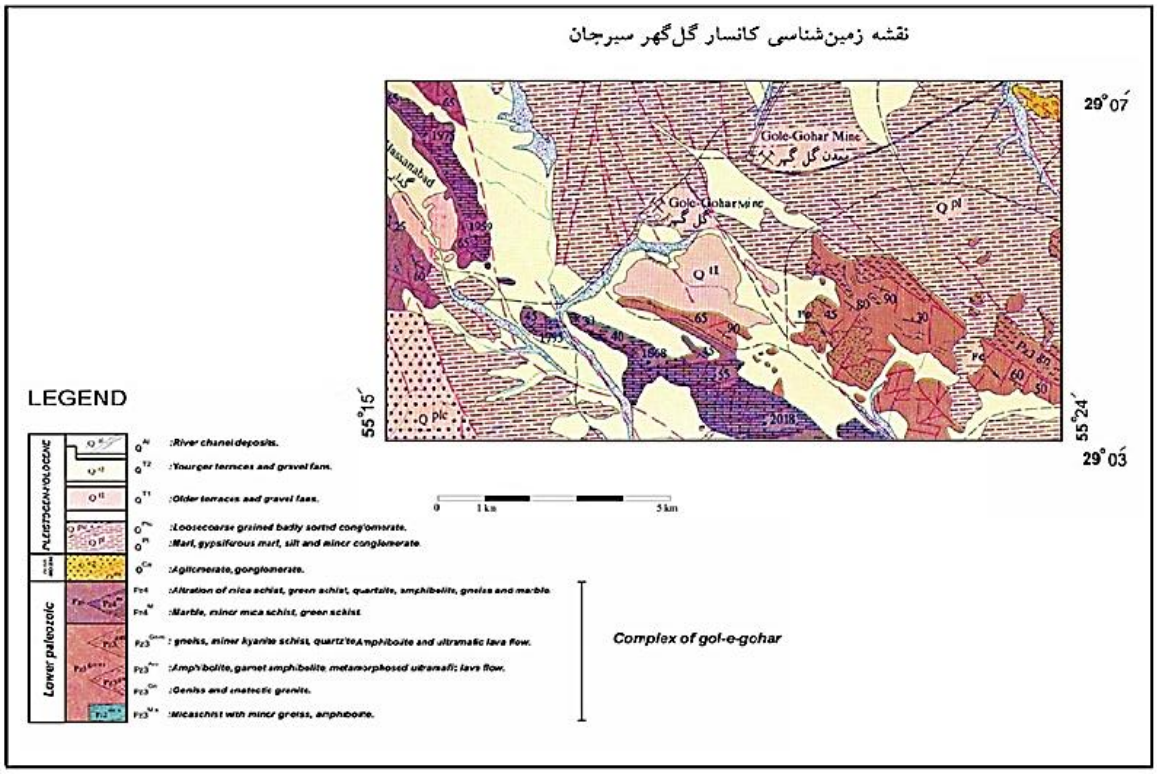
بطور کلی عمده کانسارهای آهن دنیا مشتمل بر انواع اسکارنی، رسوبی، گرمابی، ماگمایی، آتشفشانی- رسوبی و کانسارهای اکسید آهن گرمابی می باشند. مهم ترین ویژگی های متمایزکننده این نوع کانسارها از دیدگاه این محققان عبارتند از: ۱) سنگ میزبان آنها معمولا از نوع آذرین حد واسط (آندزیتی-دیوریتی) یا رسوبی است. ۲) سن این کانسارها از اوایل یا اواسط پروتوزوئیک تا عهد حاضر است. ۳) از نظر کانی شناسی غالب ماده معدنی در این نوع کانسارها عبارتند از مگنتیت در ترازهای عمقی، مگنتیت-هماتیت در ترازهای میانی و هماتیت درسطح. ۴) دگرسانی ذکر شده در این کانسارها از نوع دگرسانی سدیمی (ترازهای عمقی)، دگرسانی پتاسیمی (ترازهای میانی) و دگرسانی سریسیتی- سیلیسی (ترازهای سطحی) است. ۵) سه محیط تکتونیکی برای این ذخایر پیشنهاد شده است، الف) شکستگی های کششی ناشی از کوهزایی درون قاره ای، ب) کافتش درون قاره ای (ناکوهزایی) و ج) محیطهای کششی واقع در طول حاشیه قاره (مرتبط با فرورانش).

هدف اصلی این مقاله مقایسه مدل ژنز کانسار آهن گل گهر با کانسارهای اکسید آهن گرمابی است که بوسیله هیتزمن و همکاران(۱۹۹۲) و هیتزمن (۲۰۰۰) ارائه شده است. به بیان دیگر در این مقاله سعی بر آنست تا میزان شباهت های کانسار گل گهر با این تیپ از کانسارها مشخص شود.

زمین شناسی

ناحیه معدنی گل گهر در ۵۰ کیلومتری جنوب غرب سیرجان در استان کرمان و در لبه شرقی زون سنندج-سیرجان واقع شده است. این کانسار در بین عرض های ۲۹°۰۰ و ۲۰ ´ ۲۹ ° شمالی و طولهای ´۱۲ °۵۵ و ´۴۰ °۵۵ شرقی واقع شده است و در حدود ۱۴۰۰ کیلومتر مربع را در بر می گیرد.

در منطقه کانسار آهن گل گهر، سنگهای تشکیل دهنده بیشتر، به صورت کمپلکس متامورفیک شامل سنگهای فیلیت، شیست، آمفیبولیت، گنیس، مارنها و سایر سنگهای دگرگونه ای است که همراه با گرانیت همزمان با تکتونیک در منطقه مشاهده می شود. همه واحدهای سنگی یاد شده، در پالئوزوئیک بالایی و مزوزوئیک پایینی چین خورده و دگرگون شده اند. بخش جنوبی کمپلکس گل گهر، سازندهای مزوزوئیک و رسوبات دوران سوم وجود دارد. واحدهای سنگی کالرد ملانژ (آمیزه رنگی) شامل سنگهای اولترابازیک، رادیولاریت، شیل و سنگ آهک که توسط گسله ها و شکستگیهای فراوان در هم آمیخته شده اند. زون آتشفشانی سیرجان وابسته به دوران ترسیر است که بیشتر از ولکانیکهای نیمه اسیدی همراه با سنگهای رسوبی تشکیل شده است. در برخی جاها ولکانیک های گرانودیوریتی به طور محلی برونزد دارند. گرانیتهای همزمان با تکتونیک، به موازات محور کمپلکس دگرگونی در منطقه برونزد دارند (حلاجی، ۱۳۷۰) (شکل ۱).



شکل ۱: نقشه زمین شناسی منطقه گل گهر

رخدادهای زمین ساختی- دگرگونی گل گهر

براساس پیشینه زمین دینامیکی، زون سنندج- سیرجان در منطقه مورد مطالعه در زمان نئوپروتروزوئیک تا دونین یک حوضه سکویی حاشیه قاره ای و کششی بوده که با رخداد نازک‌شدگی پوسته در پالئوزوئیک پایینی همراه شده است (علوی، ۲۰۰۷). از اواخر پالئوزوئیک بالایی تا تریاس میانی زون سنندج- سیرجان پدیده کافتی شدن را به همراه نهشت کربنات‌ها، گدازه‌های بالشی و برش های همزمان با رسوب گذاری نشان داده که حاکی از رژیم تکتونیکی کششی و جدایش بلوک ایران مرکزی از گندوانا و گسترش بستر اقیانوس نئوتتیس است (شیخ الاسلامی، ۲۰۰۸). پس از این زمان با تغییر رژیم تکتونیکی منطقه و شروع فرورانش دست کم دو مرحله دگرگونی هم زمان با فرورانش و ایجاد کمربندهای مزدوج و دگرگونی کوهزایی ناشی از برخورد (کرتاسه فوقانی) در منطقه اتفاق افتاده است.

روش مطالعه

به منظور بررسی ویژگیهای کانی شناختی و بافتی واحدهای سنگی کانسار گل گهر نمونه های سنگهای میزبان و کانسنگ های آهن مورد مطالعات میکروسکوپی قرار گرفتند. نمونه های مورد نظر از سنگ میزبان و کانسنگ از پله های معدن برداشت گردید. برای مطالعه میکروسکوپی از میکروسکوپ نوع OLYMPUS مدل BX51 و برای تهیه تصاویر از سیستم مانیتورینگ استاندارد متصل به آن با فیلتر آبی و دوربین دیجیتال استفاده شد. در مطالعات میکروسکوپی ۳۰ نمونه صیقلی- نازک (ثبت شواهد جانشینی سنگ میزبان بوسیله کانه در مقیاس میکروسکوپی)، ۱۴نمونه نازک مورد مطالعه و بررسی قرار گرفتند. همچنین برای مطالعات زمین شیمی از ۲۰ نمونه آنالیز شده توسط شرکت های کانساران بینالود و کان پژوه استفاده گردید.

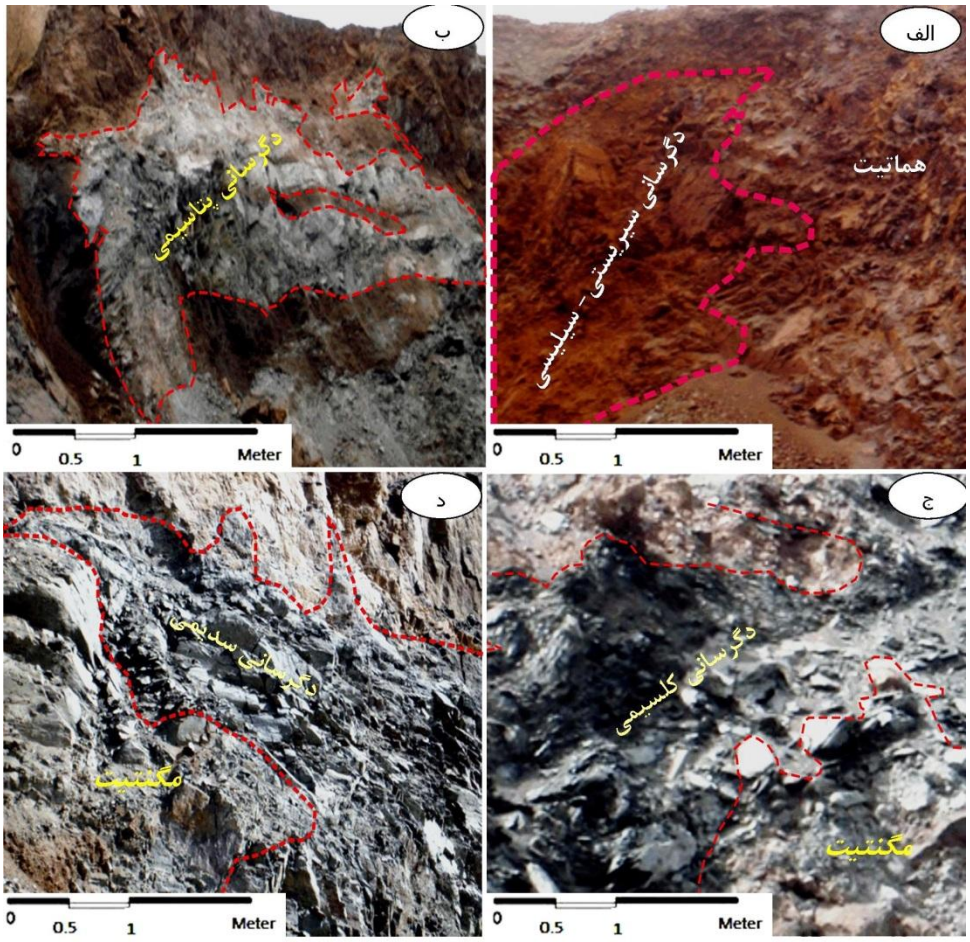
۱-مطالعات صحرایی و دگرسانی

شواهد صحرایی در این مطالعه حاکی از آن است که کانسنگ غنی از هماتیت معمولاً در محیطهای نزدیک به سطح و مگنتیت در عمق بیشتر تشکیل می شود. همبری تدریجی مشتمل بر افزایش چگالی رگه ها یا فراوانی اکسیدآهن افشان یا کاهش فراوانی و اندازه قطعات سنگ دیواره به سمت مرکز ذخیره است و زون های داربستی، کانسنگ حجیم و توده ای را احاطه می کنند (هیتزمن و همکاران، ۱۹۹۲). پس در برگرفته شدن سنگ میزبان دگرگونی توسط کانسنگ، با مرز تدریجی و برشی و حالت بین انگشتی میان آنها و آغشتگی سنگ میزبان به آهن در پله های مگنتیتی و هماتیتی دلیلی بر وجود پدیده جانشینی و دخالت سیال های گرمابی پرفشار در کانی سازی است. ضمنا بین اکسیدآهن حجیم و توده ای و سنگ میزبان یک همبری تدریجی دیده می شود که می تواند حاکی از نفوذ سیالهای کانه ساز به درون سنگ میزبان و جانشینی اکسیدآهن (مگنتیت) به جای کانیهای این سنگ، با بافت و ساخت کاذب شبیه به سنگ اولیه (دروغ ریختی) باشد. سنگهای میزبان دارای برگ وارگی در حد شیست هستند. وجود بافت برگ وارگی نمایانگر بقایای بافت میلونیتی می باشد در بعضی از نقاط جانشینی مگنتیت به جای سنگ میزبان باعث گردیده که در کانسنگ آثار برگ وارگی سنگ میزبان اولیه حفظ شود این نکته می تواند به احتمال زیاد حاکی از رخداد حداقل یک فاز کانی سازی آهن پس از دگرگونی باشد. ساختارهای ماهی شکل[۲] احتمالاً حاکی از رخداد زون برشی[۳] در کانسار گل گهر است. آثار (برشی شدن) در تمامی پله های معدنکاری قابل رویت است که دلیلی بر جانشینی آهن بوده و در تعیین ژنز آن مهم است. از لحاظ تغییرات کانی شناسی مگنتیت، با درصد بالای آهن در ترازهای عمیق، مگنتیت-هماتیت در ترازهای میانی و هماتیت در ترازهای سطحی معدن مشاهده می گردد. بطورکلی کانی سازی آهن در سرتاسر توالی سنگ میزبان مشاهده می شود که می تواند به احتمال قریب به یقین بر اساس هیتزمن و همکاران (۱۹۹۲) دال بر رخداد فرایندهای گسترده کانی سازی از نوع گرمابی باشد. شدت و نوع دگرسانی سنگ دیواره به ترکیب اولیه سنگ میزبان و عمق تشکیل کانسار بستگی دارد، به طوری که دگرسانی فیلیک (سریسیتی) و سیلیسی در بالاترین بخش سیستم (شکل ۲-الف)، دگرسانی پتاسیمی (فلدسپار پتاسیم) در عمق متوسط (شکل ۲-ب) و دگرسانی کلسیمی(شکل ۲-ج) - سدیمی(شکل ۲-د) (غنی از آلبیت-کلسیت) در ترازهای عمقی حضور دارد. در حاشیه دگرسانی سدیمی گسترش ضعیفی از دگرسانی سریسیتی با حضور کانیهای سریسیت و به مقدار کمتر بیوتیت مشخص می گردد. این آثار دگرسانی پتاسیمی و سریسیتی در بیشتر نقاط معدن دیده می شود در حالیکه دگرسانی سدیمی و کلسیمی در مجاورت مگنتیت با درصد بالای آهن مشاهده می گردد. در اطراف دگرسانی سدیمی نیز آثار ضیعفی از دگرسانی پتاسیمی مشاهده شده است. حضور دگرسانی سریسیتی در اعماق در برخی از موارد دال بر پدیده رمبش[۴] در سیستم می باشد. سولفید های فلزی غالب در کانسار گل‌گهر از نوع پیریت و کاکوپیریت می باشد که اولی در ترازهای معدنکاری در کنار اکسیدهای آهن جای گرفته است و کالکوپیریت نیز در مقیاس میکروسکوپی در بین دانه های پیریت و مگنتیت در ترازهای عمقی حضور دارد.

۲-مطالعات سنگ نگاری و کانه شناسی میکروسکوپی

2 -Fish-like structures
3- Shear Zone
4- Collapse

به منظور بررسی دقیق واحدهای سنگی رخنمون یافته در منطقه گل گهر از نظر ویژگی های کانی شناختی و بافتی، نمونه برداری از سنگهای میزبان و کانسنگ های آهن آنومالی شماره ۱ کانسار گل گهر از سطح تا عمق انجام و نمونه ها، مورد مطالعه میکروسکوپی قرار گرفتند. آنچه در ناحیه گل گهر دیده شده است سنگهای دگرگون شده ای است که پاره ای از آنها از دگرگونی سنگهای آذرین و پاره ای از دگرگونی سنگهای رسوبی حاصل گردیده است. موکه و یونسی (۱۹۹۴) براساس مطالعات کانی شناسی و تطابق بافتی، منشأ ماگمایی منطقه را از نوع ماگمای آندزیتی معرفی کرده اند. کانیهای موجود در این گروه سنگها شامل پلاژیوکلاز (بین الیگوکلاز تا آندزین)، کانیهای فرومنیزین بیوتیت و هورنبلند (بصورت درشت بلور و به مقدار فراوان) است. کانیهای فرعی نیز شامل بلورهای شکل‌دار آپاتیت به صورت انکلوزیون در بلورهای درشت کانیهای فرومینزین و یا در خمیره دیده می‌شود. منیتیت، اسفن، زیرکن به صورت کانیهای فرعی در آندزیت‌ها دیده شده است. کانیهایی که ممکن است در حفره‌های این سنگها دیده شوند. عبارتند از کلسیت، کلریت،کوارتز و فلدسپاتهای سدیمی است. با استفاده از مقاطع صیقلی-نازک کانی غیر سیلیکاتی و کانی های سیلیکاتی شناسایی شد. (شکل ۳ از الف-و).



شکل ۲: (الف) دگرسانی فیلیک (سریسیتی) و سیلیسی در بالاترین بخش سیستم- (ب) دگرسانی پتاسیمی (فلدسپار پتاسیم) در عمق متوسط- (ج) کلسیمی ترازهای عمقی-(د) دگرسانی سدیمی ترازهای عمقی

بطور کلی شواهد سنگ نگاری و کانه شناسی میکروسکوپی (صیقلی- نازک[۵]) به ترتیب حاکی از رخداد دگرسانیهای سدیمی تا سیلیسی و پدیده جانشینی از نوع گرمابی است که عبارتند از:

کلسیت در مقاطع صیقلی- نازک توسط مگنتیت و پیریت در حال جانشینی است. در این کانی بافت ایجاد شده نشان دهنده جبهه پیشرونده کانی جانشین کننده (پیریت و مگنتیت) در کانی جانشین شونده (کلسیت) می باشد که این جانشینی به طور کامل اتفاق نیفتاده است. این بافت در جریان سرد شدن محلول های کانه ساز در سنگ میزبان واکنش پذیر رخ می دهد. بافت های جانشینی به دلیل حضور کلسیت بعنوان کانی به شدت واکنش پذیر در سنگ میزبان مهم ترین بافتهای قابل مشاهده می باشند. این بافت ها شامل جانشینی در امتداد سطوح رخ ها و بافت خوردگی می باشند.

کوارتزها به طور عمده بی شکل بوده و به صورت پیوستگاه سه گانه (شکل ۳- الف) در کنار هم جای گرفته اند که از نظر پشیر (۱۹۹۸) حاصل رخداد برشی شدن در منطقه، ایجاد ساخت و بافت ماهی شکل است. این سیلیکات به عنوان یک بلور مقاوم در زمینه مگنتیت با خاموشی موجی مشاهده می شود. وجود خاموشی موجی در کوارتزها نشانه عملکرد فشار تکتونیکی در این دسته از سنگها می باشد. کوارتز دارای بافت کنگره ای و دالبری نیز هست که طبعاً حاکی از انتشار یون ها در جبهه جانشینی با سرعت متفاوت می باشد (پیشلر و ریگراف، ۱۹۹۵).

فلدسپات های موجود شامل پلاژیوکلاز و ارتوکلاز است. پلاژیوکلاز دارای بلورهای شکل دار تا نیمه شکل دار می باشد. همچنین دارای ماکل پلی سنتیتیک است. تیغه های باریک ماکل پلی سنتیتیک احتمالاً حاکی از بالا بودن میزان سدیم و کم بودن کلسیم در آنها است و ترکیب به سمت آلبیت میل می کند (مقتدری و مر، ۱۳۸۵) (شکل ۳- ب). ارتوکلاز در اندازه درشت در مقاطع دیده می شود که در حال تبدیل شدن به سریسیت است و برجسته تر از دانه های اطراف خود است این کانی دارای ماکل کالسبارداست که در اثر دگرسانی از حاشیه در حال تبدیل شدن به سریسیت می باشد (شکل ۳- ب). در مقاطع صیقلی- نازک پلاژیوکلازها رنگ آبی برلن (آبی غیرعادی) از خود نشان می دهند که این رنگ نشانهٔ دگرسانی آن بوده به نحوی که به عقیده پیشلر و ریگراف (۱۹۹۵) و نس (۲۰۰۰) می تواند بیانگر یک دگرگونی پسرونده باشد، به نحوی که کانی مذکور به اپیدوت و کلینوزوئیزیت دگرسان شده است. بارنز (۱۹۹۷) این پدیده را نشانه رخداد دگرسانی سدیمی و جانشینی آهن در ساختار فلدسپات معرفی کرده است.

مسکویت دانه درشت لایه های مشخصی از دانه های شعاعی را در سنگ دیواره ایجاد کرده است و به صورت رشته ای در بین ذرات کوارتز جای گرفته است. کانی مسکویت در مگنتیت به صورت جزایر منفردی (شاهد جانشینی، گیلبرت و پارک (۱۹۹۷)) از بلورهای کشیده دارای چند رنگی سبز- قرمز- آبی و با یک جهت رخ کامل میکایی مشاهده می شود. مسکویت به عنوان یکی از کانیهای بازمانده مقاوم در برابر محلول های کانی ساز پایدار بوده و حتی پس از تغییرات جانشینی همچنان باقی مانده است (شکل۳- ج).

بیوتیت کلریتی شده و امکان تبدیل شدن کامل آن به مگنتیت وجود دارد. مرز مگنتیت با بیوتیت دارای حاشیه های محدب است که به احتمال زیاد بر اساس گیلبرت و پارک نشان دهنده جبهه پیشروی سیال آهندار بوده که با نفوذ در بیوتیت در وهله نخست آن را به کلریت آهن دار تبدیل کرده است و در خاتمه، مگنتیت کاملا جانشین بیوتیت شده است. بیوتیت ها به صورت بلورهای نیمه شکل دار تا بی شکل مشاهده

4-Thin polish

می شوند در دگرگونی پسرونده، بیوتیت معمولاً به کلریت تبدیل می گردد که به آسانی قابل شناسایی است(شکل ۳- ج).

مجموعه کانیهای اپیدوت -کلینوزوئیزیت در کانیهای کلریت، کوارتز، پلاژیوکلاز و ارتوکلاز نفوذ کرده که شاید نشان دهنده ثانویه بودن کلینوزئیزیت باشد (شکل ۳-د). علاوه بر این کانیهای کلینوزئیزیت به صورت درشت بلور دارای رنگ آبی برلن می باشند که می تواند حاکی ازمقادیر بالای آهن باشد. آپاتیت بر روی دانه های کوارتز جای گرفته و به صورت بلورهای سوزنی شکلی می باشد که نسبت به بلورهای اطراف خود برجستگی بالاتری نشان می دهد. معمولاً بی رنگ تا خاکستری (مقاطع محور C) است. همانطور که در شکل۳- ج دیده می شود به صورت بلورهای منشوری کشیده مشاهده می شود.

تیتانیت به رنگ قهوه ای با حاشیه سوخته و خود شکل مشاهده می شود. علت رنگ خاص تیتانیت های گل گهر (عسلی رنگ) حضور مقداری آهن (Fe^{2+}) در ساختمان تیتانیت به جای Ca^{2+} می باشد. تیتانیومی که به هنگام فرآیند مارتیتی شدن از ایلمنیت آزاد می شود می تواند روتیل و در شرایطی که یون Ca^{2+} در محیط فراوان باشد تیتانیت را پدید آورد (جعفرپور و همکاران، ۱۳۷۴). همچنین تشکیل تیتانیت از کانیهای تیتانیم-آهن دار در طی فرآیندهای دگرسانی تأخیری رخ می دهد (شکل ۳- ج) (رامبل، ۱۹۸۱).

تورمالین با رنگ های تداخلی قهوه ای، سبز، خاکستری و ارغوانی دیده می شود و دارای چند رنگی معکوس می باشد که بر این اساس و بر پایه داده های وارن (۱۹۹۹) تورمالین از نوع دراوایت می باشد. جانشینی به-جای رسها و پلیت های سرشار از عنصر B در محیط های دگرگونی و تأثیر سیالات با خاصیت سدیمی-کلسیمی بر روی آنها سبب تشکیل تورمالین می گردد (وارن، ۱۹۹۹).

سرپانتین در کانسار گل گهر نشان از فشار CO_2 در هنگام دگرسانی کم و حدود ۱۰ مول درصد بوده است XCO_2 بایستی کمتر از ۱۰ مول بوده باشد زیرا در غیر این صورت سرپانتین طبق واکنش رابطه ۱ به منیزیت و تالک تبدیل می شود (حلاجی ۱۳۷۰).

رابطه ۱) $2Mg_3Si_2O_5(OH)_4+3CO_2 \rightarrow Mg_3Si_4O_{10}(OH)+3MgCO_3+3H_2O$

تالک نیز با رنگ های تداخلی قرمز و آبی در کنار سرپانتین و کلسیت قرار می گیرد. کانی تالک به صورت کانی جهت یافته و ورقه ای مشاهده می گردد. تالک از نظر ویژگی های نوری مشابه تالک آهن دار (مینوسوتایت) است. تالک احتمالاً در اثر دگرسانی از کلریت های تشکیل شد از اکتینولیت ها، در اثر واکنش کلریت با سیالات سیلیس دار طبق واکنش رابطه ۲ ایجاد شده است (اسدی، ۱۳۸۸).

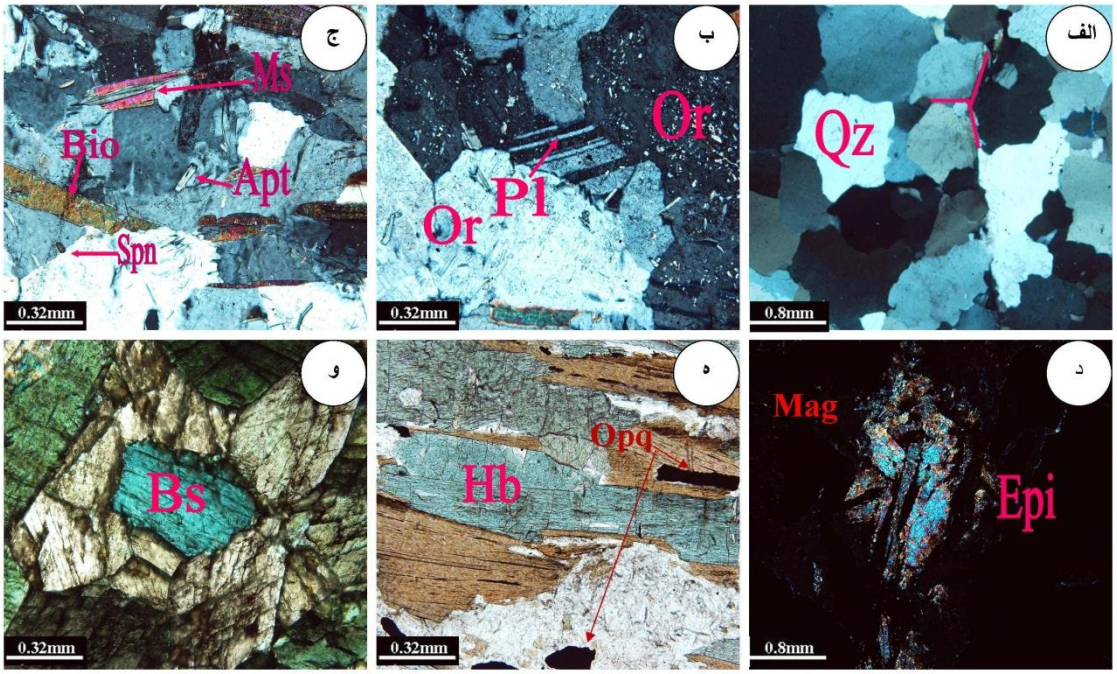
رابطه ۲) $Fe_6SiO_{10}(OH)_8+4SiO_2 \rightarrow 2Fe_3Si_4O_{10}(OH)_2+2H_2O$

آمفیبول از نوع هورنبلند (سبز- قهوه ای) بوده و دارای پلئوکروئیسم شدید سبز رنگ است پلئوکروئیسم شدید آمفیبول می تواند حاصل وجود Fe^{3+} و Fe^{2+} در ساختمان آن باشد (شکل ۳-ه).

بروسیت کانی هیدروکسیدی است که بسته به شیمی سنگ و یا فشار تشکیل در بعضی از سنگهای بازیک دگرگون شده تشکیل می شود. کانی بروسیت به عنوان محصول دگرسانی پریکلاز، سیلیکات های کلسیم و منیزیم دار، خصوصاً سرپانتین، دولومیت و منیزیت دیده می شود (شکل ۳- و) (کلین و هاربوت، ۱۹۸۵). بروسیت در سنگ آهن گل گهر با توجه به خواص کانی شناسی و شکل فیبری در نمونه های مختلف به همراه کانی مگنتیت شناسایی شده است.

۳-زمین شیمی

با توجه به آن که شناخت و بررسی سنگ میزبان و کانه سازی کمک بسیاری به تشخیص الگوی تشکیل یک ذخیره می نماید، در این بخش به بررسی زمین شیمی سنگ منشأ احتمالی کانسنگ آهن گل گهر و روابط موجود بین آنها و کانسنگ های آهن می پردازیم. در این مطالعات برای رسم نمودارها از نرم افزارهای خاص استفاده گردید. که شامل GCD kit 2.3 و Minpet2.02 است (جدول ۱).



شکل۳- الف) کوارتز؛ ب) پلاژیوکلاز و ارتوکلاز؛ ج) مسکویت؛ ج) بیوتیت؛ د) اپیدوت در درون مگنتیت؛ ج)آپاتیت و اسفن(تیتانیت)؛ ه)هورنبلند و کانیهای اوپک؛ و)بروسیت

جدول۱: نتایج آنالیز به روش ICP از ۲۰ نمونه سنگی و کانسنگ

Sample	SiO2	TiO2	Al2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	P2O5	Cl	LOI	Cu	U	La	Ce	Sm	Eu	Gd	Lu
G1-4	2.41	0.128	0.13	89.98	0.055	0.89	0.78	2.04	0.03	0.605	269	2.46	51	3.37	9.9	18	0.59	0.05	0.8	0.06
G5-1	58.19	1.253	12.47	11.16	0.124	5.06	6.12	2.8	0.79	0.132	140	1.26	5	1.15	17.2	38	5.19	1.65	6.08	0.51
G7-1	0.94	0.018	0.02	92.33	0.045	0.59	0.96	1.35	0.01	0.762	197	2.52	67	4.49	15.2	28.4	0.59	0.05	1.26	0.07
G7-2	58.18	1.107	11.97	11.12	0.132	5.39	6.94	2.56	0.74	0.148	294	1.34	24	0.7	12	26.9	4.18	1.55	4.77	0.43
G9	0.68	0.003	0.02	86.11	0.308	0.01	5.96	1.25	0.01	0.249	555	4.94	75	0.99	2.8	4.3	0.03	0.03	0.34	0.01
G11-2	0.22	0.004	0.16	89.65	0.033	1.28	2.67	1.85	0.01	0.395	401	2.84	8	1.99	0.9	1.7	0.03	0.22	0.34	0.07
G12	26.77	0.018	1.03	45.46	0.051	14.12	8.32	1.44	0.01	0.496	530	0.68	290	0.41	3.5	7.6	1.25	0.32	1.85	0.16
G13	3.1	0.013	0.3	85.34	0.02	5.78	1.69	1.21	0.01	0.728	432	0.45	46	0.58	19.4	35.2	1.41	0.26	1.97	0.11
G16-1	7.94	0.017	0.28	65.28	0.036	9.9	7.95	1.09	0.01	0.526	1077	5.54	43	2.7	25.3	50	3.07	0.41	3.48	0.28
G17-1	4.26	0.022	0.74	73.91	0.049	11.07	4.71	1.03	0.01	0.046	238	3.2	12	1.32	3	5.4	0.03	0.05	0.22	0.03
G22	34.2	1.85	7.51	15.9	0.029	29.07	0.72	0.42	0.01	0.391	190	10.31	7	1.18	6.3	12.9	1.24	0.18	1.59	0.14
G25-1	32.84	0.008	2.27	23.67	0.024	11.9	15.94	0.49	0.01	0.074	1096	12.13	67	5.65	10	17	0.69	0.09	0.89	0.09
G26-1	13.27	0.12	1.32	65.89	0.041	12.26	1.84	1.49	0.01	0.927	434	1.28	5	7.58	3.4	9	2.09	0.28	2.46	0.17
G28-1	2.58	0.01	0.15	91.78	0.035	2.26	0.8	1.34	0.01	0.079	305	0.52	35	2	1.8	3.1	0.03	0.08	0.38	0.06
G30-2	2.8	0.048	0.79	82.59	0.027	10.05	1.06	1.64	0.01	0.001	301	0.37	5	0.32	3.4	5	0.03	0.05	0.18	0.04
G32	2.22	0.093	0.93	78.67	0.045	6.91	4.08	1.43	0.01	1.341	57	3	5	3.98	19.3	41.1	5.83	1.6	6.73	0.5
G36-2	3.87	0.015	0.96	82.25	0.021	9.5	1.14	1.42	0.01	0.068	373	0.42	13	0.55	3	5.3	0.13	0.13	0.24	0.04
G37-2	62.87	0.504	16.47	5.72	0.022	4.3	1.3	4.9	1.6	0.05	388	1.84	18	2.35	32.9	55.2	4.31	0.84	4.78	0.31
G38-1	0.73	0.006	0.05	91.76	0.022	1.17	1.39	1.4	0.01	1.111	124	1.96	98	6.61	14.2	27.1	1.1	0.08	1.59	0.1
G38-3	61.72	0.525	16.13	6.17	0.02	3.85	0.72	5.05	1.68	0.137	315	3.59	78	1.73	5.8	9.3	0.72	0.15	1.18	0.22

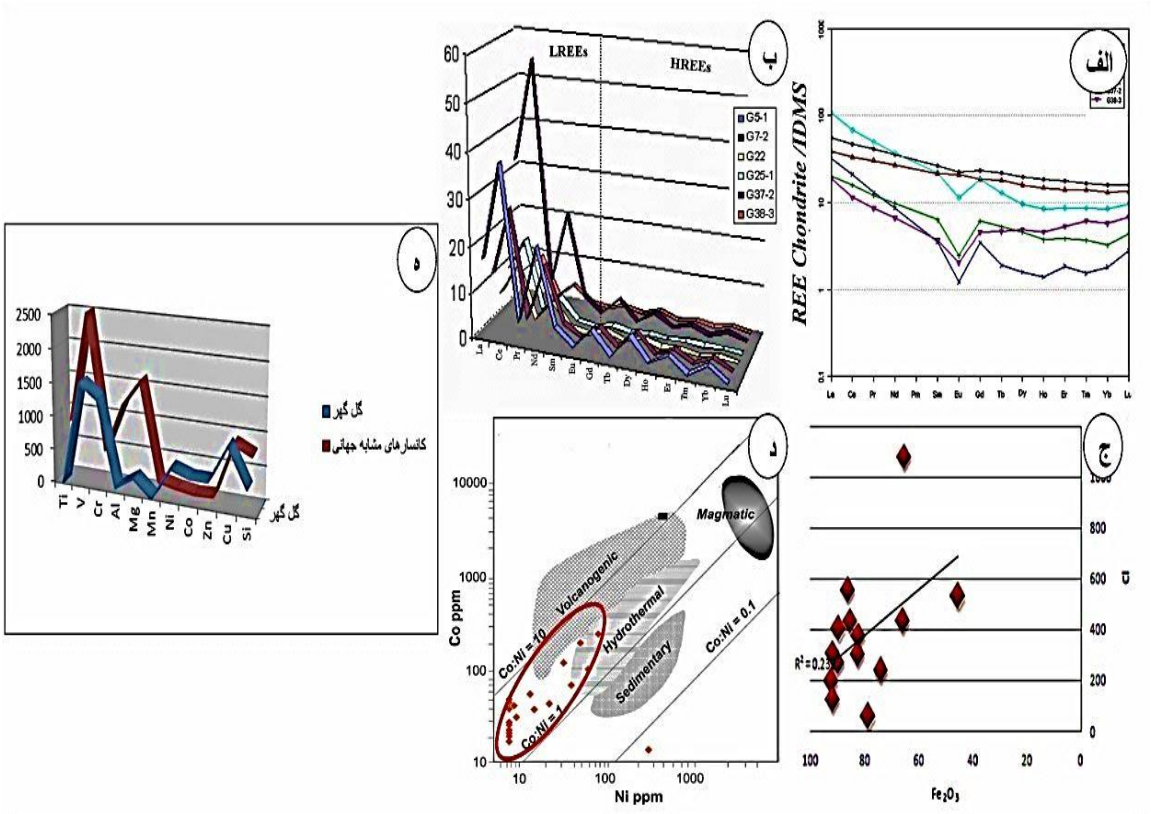
موکه و یونسی براساس مطالعات کانی شناسی و تطابق بافتی، منشأ ماگمایی منطقه را از نوع ماگمای آندزیتی معرفی کرده اند. از سویی دیگر شکل ۴- الف الگوی نمودار عنکبوتی طبق هندرسون (۱۹۸۹) الگوهای این عناصر را الگوی سنگهای حدواسط نشان می دهد. نتایج حاصل ازعناصر نادر خاکی در نمونه های سنگ میزبان گل گهرΣREE از ۲۷/۰۸ تا ۱۳۴/۸۱تغییر می کند. غنی شدگی LREE/HREE از عناصر با نسبت بالایLa/LuN در نمودار مشاهده می شود (شکل ۴- ب). بی هنجاری Eu بین ۰/۱- ۰/۲۴ می باشد. بر طبق مطالعات هندرسون سنگهای حدواسط تا فلسیک دارای ΣREE=۳۴۱-۲۵، نسبت LREE/HREE بین ۱ تا ۲۱/۵ و بی هنجاری Eu بین ۰/۱۵- ۰/۵ می باشد. مجموعه عناصرREE با افزایش میزان SiO_2 و پیشرفت تبلور افزایش می یابد. براساس کارهای گیل (۱۹۸۱) مجموعه عناصر REE با افزایش تفریق و افزایش میزان K افزایش می یابد. هرچه میزان مجموعه عناصر REE بیشتر شود نشانه جدایش بیشتر مواد فرار و فلزات و عناصر ناسازگار از ماگما می باشد. این ویژگی ها مختص جایگاه های تکتونیکی حاشیه قاره ایی و ماگماتیسم مرتبط با آنها معرفی می گردد (نش، ۱۹۷۶). بی هنجاری عنصرEu به ویژه در مذاب حدواسط- فلسیک توسط فلدسپارها کنترل می گردد. عنصرEu برخلاف دیگر عناصر گروه REE به حالت اکسایشی دو ظرفیتی نیز ظاهر می گردد و به صورت عنصری سازگار در ساختمان پلاژیوکلاز و فلدسپار وارد می گردد. بنابراین باقی ماندن فلدسپار در منشأ در اثر ذوب بخشی و یا خروج آن از راه جزبه جز شدگی بلوری سبب بی هنجاری منفی Eu می گردد (شکل ۴- الف). در بین عناصر نامتحرک، گروه REE تحرک بیشتری دارند. این ویژگی بستگی به رفتار زمین شیمیایی این عناصر دارد. میزان بالای نسبت LREE/HREE با ضریب توزیع بالاتر عناصر HREE (با میانگین ۱/۵) نسبت به عناصر LREE (با میانگین ۰/۵) برای کانی هورنبلند نشان‌دهنده آن است که این کانی یک جمع کننده مناسب برای عناصر HREE و مذاب حاصل از آن غنی از عناصر LREE می‌باشد. از نظر رولینسون (۱۹۸۹) حضور هورنبلند علاوه بر سنگ منشأ، در مذاب فلسیک نیز می‌تواند دلیلی برای غنی شدگی شدید عناصر LREE نسبت به HREE باشد. در حالیکه پلاژیوکلاز با ضریب توزیع ۰/۰۵ برای عناصر HREE و ضریب توزیع ۰/۲ برای عناصر LREE مشخص می‌گردد. بنابراین پلاژیوکلاز یک جمع-کننده عناصر LREE و مذاب حاصل از آن سرشار از عناصر HREE می‌باشد. با توجه به آن‌که این دو، کانی اصلی تشکیل دهنده مذاب می‌باشند و مذاب حاصل می‌تواند سرشار از هر دو گروه HREE (به‌دلیل وجود پلاژیوکلاز) و LREE (به‌دلیل وجود هورنبلند) باشد، اما به‌دلیل ضریب توزیع بالاتر هورنبلند نسبت به پلاژیوکلاز در کل میزان عناصر LREE بالاتر می‌رود. بنابراین در اثر ذوب بخشی با نسبت گفته شده و ذوب بیشتر کانیهای هورنبلند و آلبیت نسبت به گارنت و اپیدوت سبب افزایش بیشتر نسبت LREE/HREE می-گردد.

در مورد رابطه کلر در سنگ میزبان و کانسنگ می توان گفت بیشتر کلر تشکیل شده در سنگهای آذرین، در کانیهای سیلیکاته هیدروکسیل دار و آپاتیت جای می گیرند. عناصر LREE ترجیحاً توسط سیالات غنی از Cl و عناصر HREE توسط سیالات غنی از F و CO_2 حمل می گردند. اصولاً کمپلکس های REE– Cl با افزایش عدد اتمی و کاهش شعاع یونی این عناصر، ناپایدار و جای خود را به REE-Fو CO_3-REE می دهند.

آپاتیت موجود در گل گهر از هر سه نوع آپاتیت گزارش شده است (حلاجی ،۱۳۷۰). رابطه Cl با SiO_2 در سنگ میزبان گل گهر یک رابطه مستقیم است. یعنی طی ماگماتیسم و رخداد عمل تفریق، با افزایش میزان SiO_2 میزان Cl افزایش می یابد (شکل ۴- ج). از سویی رابطه Cl با Fe_2O_3 در کانسنگ یک رابطه

معکوس است. به بیان دیگر همانطور که گفته شد بیشتر کلر تشکیل شده در سنگهای آذرین، در کانیهای سیلیکاته هیدروکسیل دار و آپاتیت جای می گیرند. بر اساس مطالعات نش (۱۹۷۶) غلظت Cl در آپاتیت ها مراحل اولیه تفریق بالاست و در انواع تفریق تأخیری در پایین ترین غلظت خود قرار دارد. پس به احتمال زیاد آپاتیت های گل گهر مربوط به مراحل اولیه تفریق ماگمایی هستند.

شکل ۴ مقایسه عناصر اصلی بین کانسنگ های آهن گل گهر و کانسارهای مشابه جهانی را نشان می دهد، کانسنگ به استثنای Fe_2O_3 (۹۲-۴۵ wt٪) دارای مقادیر کمتری از دیگر عناصر اصلی می باشد. در مقابل کانسنگ کم عیار نسبت به پرعیار از SiO_2 (۲۶-۲wt٪) ، CaO (۸-۱ wt٪) و MgO(۱۴- ۶wt٪) غنی شده است. عیار متوسط آهن براساس میانگین تجزیه نمونه های پرعیار و کم عیار به ترتیب ۷۹/۸۵ و ۴۵/۴۶ wt ٪ گزارش می گردد که به ترتیب که به ترتیب ۱۱/۴۲و ۶/۵۰ برابر عیار متوسط آهن در پوسته زمین می باشد (شکل ۴).



شکل ۴: الف) الگوی پراکندگی عناصر خاکی کمیاب سنگ میزبان گل‌گهر؛ ب) غنی شدگی عناصر LREE به HREE در نمونه های گل گهر؛ ج)رابطه معکوس کلر با کانسنگ؛ د)نمودار تعیین منشأ کانساهای آهن با استفاده از مقادیر Ni به Co باجوا (۱۹۸۷)؛ ه) نمودار مقایسه ای بین کانسار گل گهر با کانسارهای مشابه جهانی

بی هنجاری منفی Ni و Co در نمونه های گل گهر نشان دهنده تبلور جز به جز یک مذاب مافیک با منشأ پوسته ای برای ماگمای سازنده می باشد. اما Ni و Co نیز از جمله عناصر گوگرد دوست می باشند که تمایل به حضور در فازهای سولفیدی و سیلیکات های مافیک دارند. در کانسنگ کبالت و نیکل نیز از نظر شعاع یونی بسیار نزدیک به Fe^{2+} می باشند و به راحتی جانشین آن می گردند. با این حال تمایل نیکل بیشتر از کبالت

است (تیلور و همکاران، ۱۹۸۵). تا به حال مطالعات زیادی با استفاده از دو عنصر Co وNi در کانسارها به منظور تعیین منشأ آنها صورت گرفته است (باجوا و همکاران، ۱۹۸۷). در شکل ۴- د نمونه های کانسنگ گل گهر نشان داده شده است. این نمونه ها در محدوده ذخایر آهن گرمابی قرار می گیرند. نسبت Ni/Co در جریان تفریق ماگمایی کاهش می یابد در حالیکه نسبت Fe/Co افزایش می یابد. براین اساس نسبت Co در سیالات گرمابی نهایی بیشتر از Ni می باشد. بالا بودن نسبت Co/Ni در سیالات گرمابی یک ویژگی خاص مگنتیت های گرمابی می باشد (ویلیامز و همکاران، ۲۰۰۵).

آهن با مس ضریب همبستگی نسبتاً مثبت نشان می دهد. مس در شرایط کاهشی و pH قلیایی کاملاً ناپایدار است. پس می توان پیش بینی کرد که سیال گرمابی سازنده کانسنگ با توجه به ضریب همبستگی بالای عنصر Cu با آهن یک سیال کاهشی با pH قلیایی باشد. همچنین از این دلایل می توان برای عمقی بودن منشأ کانسنگ استفاده کرد.

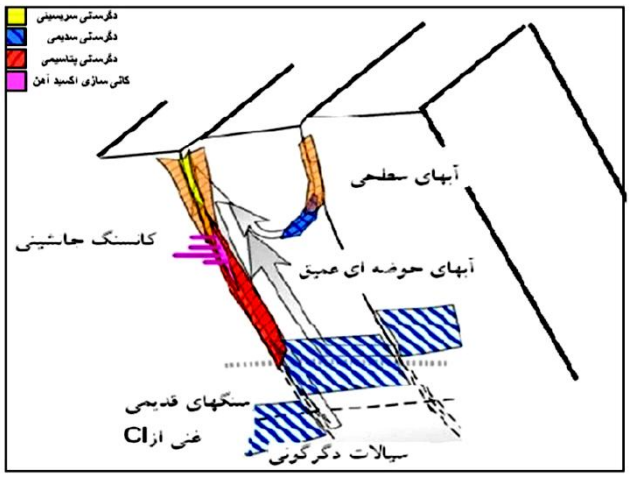
بحث و بررسی

در تمامی نقاط جهان اهمیت اقتصادی کانسارهای گرمابی آهن به عنوان منابع جهانی این فلز به مراتب بسیار کمتر از سازندهای آهن نواری می باشد. آهن می تواند توسط سیالات گرمابی از کانی های حاوی آهن شسته و سپس در محیط های مناسب نهشته گردد. این دسته از کانسارها می توانند مستقیما با یک توده نفوذی در ارتباط باشند و یا از یک منبع ماگمایی در پوسته زیرین بدون رخنمون سطحی تغذیه گردند (گیلبرت و پارک، ۱۹۹۷). همچنین بر اساس مطالعات صورت گرفته در محیط هایی که تحت تاثیر فرایندهای دگرگونی قرار گرفته اند، سیالات غیر ماگمایی ناشی از پدیده دگرگونی نیز می توانند سبب کانه زایی آهن از عمق تا سطح گردند (ویلیامز و همکاران، ۲۰۰۵). گسترش ساخت همبری تدریجی بین مگنتیت و سنگ میزبان کربناتی، جانشینی مگنتیت در امتداد مرزهای لایه بندی رشد کانه زایی در مسیر گسل ها و شکستگی های منطقه به صورت رگه ها و رگچه های مگنتیتی قطع کننده سنگ میزبان، مهم ترین دلایل منشا دیرزاد کانه زایی آهن در منطقه گل گهر می باشند.

همچنین جانشینی وسیع آهن در واحدهای سنگی غنی از کلسیت نسبت به شیست های سبز نشانگر یک فرایند گزینشی بوده که توسط عوامل شیمیایی کنترل شده است. در سنگ دیواره کانسنگ مگنتیت گل گهر دگرسانی سریسیتی- سیلیسی و پتاسیمی توسعه بیشتری دارد هر چند که سدیمی-کلسیمی شدن نیز در برخی نقاط حضور دارد. آمیزش سیالات، ته نشینی ماده معدنی در اثر اختلاط آبها سبب کاهش دما نیز می گردد. آمیزش، یک فرایند مهم در نهشت همزمان کوارتز و تورمالین از سیال گرمابی در گل گهر است. در این فرایند آمیختگی سیال دگرگونی توسط یک سیال ثانوی (مانند آبهای فسیل یا زیرزمینی) با حضور عنصرB در محیط، عامل نهشت تورمالین همراه با کوارتز می باشد (آیودتت و همکاران، ۱۹۹۸). درمراحل اولیه و دما بالا، تحرک آهن از همه عناصر کمتر است و کاهش دما تحرک آن را کم کرده و به انباشت توده های مگنتیت منجر می شود. در مراحل پایانی و کم دما, آهن به کلی خارج شده و گوگرد و مس به گروه عناصر متحرک پیوسته، با ترکیب های آهنی واکنش داده و فازهای سولفیدی را می سازد (اسمیرنوف، ۱۳۶۷).

نتیجه گیری

در معدن گل گهر، مراحل پایانی یک ته نشست از سولفیدها وجود دارد که آثار خود را به صورت پیریت و کالکوپیریت در نمونه های میکروسکوپی نشان می دهد. حرکت سیالات ماگمایی- دگرگونی در سنگ میزبان به عنوان مسؤول اصلی کانه زایی، می توانند توسط عوامل فیزیکی و شیمیایی مختلف فلزات خود را برجای گذارند. آمفیبولیتی شدن کانسنگ نشانه تمایل تغییر دمای سیال گرمابی دگرسان کننده به سمت درجه حرارت های پایین تر می باشد. این نوع آمفیبول ها از نوع منشوری- فیبری بوده و با گونه های شاخه درختی کانسنگ های آهن ماگمایی متفاوت می باشند. همچنین حضور تورمالین (نوع سبز رنگ دراوایت) همراه مگنتیت نشان دهنده تأثیر پدیده دگرسانی گرمابی با کانه زایی می باشد. بنابراین مشاهده شدن این تیپ خاص از تورمالین در گل گهر همراه با کانی زایی مگنتیت نشانه ادامه تأثیر سیالات دگرسانی با نسبت بالاتر Ca می باشد. تشکیل توالی پاراژنزی مگنتیت+ اکتینولیت+ تورمالین+ تیتانیت مشخص کننده دگرسانی سدیمی- کلسیمی ناشی از سیالات جدا شده از توده و آمیزش آنها با سیالات دگرگونی است. این توالی در شرایطی که سیال کانه ساز، نسبتاً کاهشی و قلیایی بوده، تشکیل می شود. سیلیسی شدن نیز بخشی از این فرآیند محسوب می گردد. چنین ویژگی هایی همراه با کانه زایی هماتیت در گل گهر تأیید شده است. هماتیت زایی در امتداد شکستگی ها و درزه ها مشاهده می گردد. این امر نشان می دهد که هماتیت زایی در زون های شکننده سطحی بیشتر گسترده شده است. به نظر می رسد که با نزدیک شدن سیال به سطح و خروج مواد فرار از قبیل CO_2، سیال قلیایی پیشین تا حدودی خاصیت اسیدی نیز پیدا کرده است. کاهش درجه حرارت و pH سبب تشدید تحرک عناصر REE در سنگ میزبان می گردد (لوترموسر، ۱۹۹۲). توالی پاراژنزی زیر جهت این مرحله معرفی می گردد: هماتیت+ کلریت+ اپیدوت+ مسکویت+ کوارتز. این توالی پاراژ نزی از نظر پترولوژیست ها به عنوان دگرسانی سیلیسی- سریسیتی تلقی می گردد (شکل ۵).



شکل ۵ : تصویری الگوی احتمالی کانه‌سازی در کانسار گل‌گهر (برگرفته از بارتون و جانسون، ۲۰۰۴)

با وجود شباهتهای کانسار گل گهر با کانسار های جهانی اکسید آهن گرمابی شاید بتوان این کانسار را با این مدل کانسار مقایسه کرد. این مدل که از بارتون و جانسون (۲۰۰۰) گرفته شده است برای کانسنگ های جانشینی آهن، منگنز، سرب، روی، مس و ذخایر آهن گرمابی در کمربند پرفشار ارائه شده است. نمودهای ژنتیکی مشخص و غالبی از این ذخایر وجود دارد که همزمانی با کافتش قاره ای را نشان می دهد. تولید سیال

در این مدل ناشی از فرآیندهای دگرگونی، آب های سطحی و حوضه ای عمیق می باشد. این سیالات فلزات را در سطوح مختلف پوسته و در طول زون های عمیق برشی تا شکستگی های سطحی رسوب داده است. به طور گسترده این کانسار در محدوده شرایط دمایی و فشاری رخساره شیست سبز تا آمفیبولیت و در رژیم های ساختاری شکل-پذیر و شکنا قرار دارد. در این محیطها ضخیم شدگی پوسته ای، دگرشکلی و دگرگونی، همگی نقش مهمی در منشأ سیالات کانی ساز و تمرکز جریان رو به بالای سیالات در درون پوسته ایفا می کنند. هیتزمن و همکاران (۱۹۹۲) برای کانسارهای مشابه گل گهر با توجه به جانشینی های صورت گرفته و هاله های دگرسانی مشاهده شده مدل گرمابی- جانشینی را ارائه داده است.

منابع

-اسدی، س.، ۱۳۸۸. مطالعه کانی زایی در مجموعه سنگهای دگرگونی کوه قرمز- کوه سرخ (قطروئیه، استان فارس)، پایان نامه کارشناسی ارشد دانشگاه شیراز،۲۵۳ ص.

-اسمیرنوف، و.ای.، ۱۳۶۷. زمین شناسی ذخایر معدنی، ترجمه کرامت الله علی پور، مرکز نشردانشگاهی تهران، ۴۵۶ ص.

-بابکی ،آ.، ۱۳۸۳. بررسی الگوی کانی سازی آهن در کانسار گل گهر سیرجان، پایان نامه کارشناسی ارشد دانشگاه شهید باهنر کرمان، ۳۸۲ ص.

-پورخاک، ف.، ۱۳۸۲. پاراژنز ، پتروژنز و پتروشیمی کانسار آهن گل‌گهر (آنومالی شماره ۳)، پایان نامه کارشناسی ارشد دانشگاه شهید باهنر کرمان، ۲۹۶ ص.

-جعفرزاده. ا.، قربانی، م.، و پزشکپور، م.، ۱۳۷۴. کانسار آهن، طرح تدوین کتاب زمین شناسی ایران، شماره ۲۶، سازمان زمین شناسی و اکتشاف معدنی کشور.

-حلاجی، ا.، ۱۳۷۰. مطالعه کانی شناسی عناصر کمیاب و منشا کانسار آهن گل‌گهر (سیرجان- کرمان)، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تربیت معلم، ۲۵۴ ص.

-خلیلی مبرهن، ش.، ۱۳۷۲. پیدایش کانسار سنگ آهن گل‌گهر، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه شهید باهنر کرمان، ۱۴۶ ص.

-عسکری، م.، ۱۳۸۶، بررسی توزیع ابعادی، نوع درگیری و خصوصیات کانی شناسی کانسنگ و باطله در معدن شماره ۱ مجتمع سنگ آهن گل‌گهر، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه آزاد شیراز، ۱۵۲ ص.

-مقتدری، ا.، ۱۳۸۵. زمین شناسی و زمین شیمی معدن آهن چادرملو جنوب شرقی یزد- شمال شرق بافق، پایان نامه دکترا، دانشگاه شیراز، ۳۸۵ ص.

-Alavi, M., 2007. Structures of the Zagros fold-thrust belt in Iran, American Journal of Science, v. 307, p. 1064–1095.

-Audetat, A., Guenther, D., and Heinrich, C.A., 1998. Formation of a magmatic-hydrothermal ore deposit; insights with LA-ICP-MS analysis of fluid inclusions, *Science*, v. 279, p. 2091–2094.

-Bajwah, Z. U., Seccombe, P. K., and Offler, R., 1987. Trace element distribution, Co: Ni ratio and genesis of big Canada iron-copper deposit, New South Wales, Australia, Mineral. Deposita, v. 22, p. 292-300.

-Barnes, H.L., 1997. Geochemistry of Hyrothermal Ore Deposits, John wiley&Sons, 972 p.

-Barton, M.D., and Johnson, D.A., 2000. Alternative brine sources for Fe oxide (-Cu-Au) systems: Implications for hydrothermal alteration and metals, in Porter, T. M., ed., hydrothermal

iron oxide copper-gold and related deposits,. A global perspective: Adelaide, Australian Mineral Foundation, v. 2, p. 43–60.
-Evans, A. M., 1997. An Introduction to Economic Geology and its Environmental Impact. Blackwell Scietific publications, 364 p.
-Gilbert, J.M., and Park, C.F., 1997. The Geology of Ore Deposits , Freeman company, 256 p.
-Gill, J. B., 1981. Orogenic and Esites and Plate Tectonics, Springer Berlin, 348 p.
-Henderson, P., 1989. Rare Earth Element Geochemistry .Elsevier, 510 p.
-Hitzman, k., 1992. Geological characteristics and tectonic setting of proterozoic iron oxide (Cu-U-Au-REE), deposits Prec Research. v.58, p.241-287.
-Hitzman, M. W., 2000. Iron oxide–Cu–Au deposits: what, where, when, and why? In: Porter TM (ed) Hydrothermal iron oxide– copper–gold and related deposits—a global perspective, PGC Publishing, v. 1, p. 9–25.
-Klein, H., 1985. Manual of Mineralogy, John Wiley and Sons, New York.Twentieth edition, 596 p.
-Ljung, S., 1976. Geological report of Gol-e-Gohar Iron ore project, int. rep. Nisco, GEG. Excursion, Second Geol symp, Iran, NSCO.
-Lottermoser, B.G., 1992. Rare earth elements and hydrothermal ore formation processes. Ore Geology Reviews, v. 7 (1), p. 25- 41.
-Mucke. A., and Golaestaneh, F., 1982. The Genesis of the Gol-e-Gohar Iron ore Deposit (Iran), Institu fur Mineralogie und Kritallographieder Technischen Universitat berlin, p.193-212.
-Mucke. A., and Younessi, R., 1994. Magnetite-Apatit Deposit (Kiruna- Type) along the Sanandaj-Sirjan zone and in the Bafq area, Minralogy and Petrology, v.25, p. 219-244.
-Nash, W.P., 1976. Fluorine, chlorine and OH- bearing minerals in Skaergaarg intrusion. American Journal of Sciences, v. 276, p. 546- 557.
-Ness, W.D., 2000. Introduction to Mineralogy, Oxford University Press, 358 p.
-Passchier, C.W., and Trouw, R.A., 1998. Microtectonics. Spring Verlage, 387 p.
-Pichler, l., and Reigraf, f., 1995. Gesteinsbildende Mineraleim Duennschliff. (Tranlated in Farsi by Mahrabi,F), Stuttgart, Fredinand Enke Verlag, 364 p.
-Rumble, D., 1981. Wonesite: a new rock-forming silicate from the Post Pond Volcanics, Vermont, American Mineralogist, v. 66, p.100-105.
-Sheikholeslami, M.R., Pique, A., Mobayen, P., Sabzehei, M., Bellon, H., and Emami, M. H., 2008. Tectono-metamorphic evolution of the Neyriz metamorphic complex,Quri-Kor-e-Sefid area (Sanandaj-Sirjan Zone, SW Iran). Journal of Asian Earth Sciences, v. 31, p. 504–521.
-Taylor, S. R., and McLennan, S. M., 1985. The Continental Crust: its composition and evolution, Blackwell, Oxford, 361 p.
-Warren, G., 1999. Evaporites, Their Evolution and Economics, Oxford: Blackwell Science, 438 p.
-Williams, P. J., Barton, M. D., Johnson, D. A., Fontbote, L., De Haller, A., Mark, G., Oliver, N. H. S., and Marschik, R., 2005. Iron Oxide Copper-Gold Deposits: Geology, Space-Time Distribution, and Possible Modes of Origin, Society of Economic Geologists, Inc. Economic Geology 100th Anniversary, v.45, p.371–405.