مجله بلورشناسی و کانی شناسی ایران

سال نوزدهم، شمارهٔ ۳، پاییز ۹۰، از صفحهٔ ۳۷۱ تا ۳۸۴

انجمن بلورشناسی و کانی شناسی ایران

تکامل گرمابی‌ها بر اساس بررسی‌های کانی‌شناسی و میانبارهای شاری در کانسنگ‌های آهن قطروئیه، استان فارس

محمدعلی رجب زاده*، سینا اسدی

بخش علوم زمین، دانشکده علوم، دانشگاه شیراز

(دریافت مقاله: ۸۹/۱/۱۵ ، نسخه نهایی: ۸۹/۷/۲۹)

چکیده: رخدادهای آهن قطروئیه در لبه‌ی شرقی زون دگرگون سنندج-سیرجان در جنوب غرب ایران (در ۵۰ کیلومتری شمال شرق نیریز) و در مجموعه سنگ‌های کربناتی دگرگون شده پروتروزوئیک بالایی-پالئوزوئیک پایینی قرار گرفته‌اند. کانسنگ‌های آهن به شکل مگنتیت‌های لایه‌ای، توده‌ای، افشان و به مقدار کمتر هماتیت‌های رگه‌ای و رگچه‌ای دیده می‌شوند. بررسی‌های کانی‌شناسی روی سنگ میزبان و کانسنگ‌های آهن نشانگر، کانه‌زایی مگنتیت همزمان با دگرسانی گسترده‌ی سدیمی-کلسیمی است. این مرحله با بافت‌های گسترده‌ی جانشینی، همبری تدریجی بین کانسنگ مگنتیت و سنگ میزبان و دنباله‌ی پاراژنزی مگنتیت + اکتینولیت + تیتانیت + دراوایت + پاراگونیت + سیدریت ± ترمولیت ± پیریت ± کلکوپیریت همراه است. داده‌های حاصل از بررسی‌های میانبارهای شاری درون کوارتزهای همراه با مگنتیت نشان می‌دهند که کانسنگ آهن قطروئیه از نوع نهشته‌های آهن گرمابی میان دمایی هستند و تشکیل شاره‌های دگرگون-گرمابی با بیشترین فراوانی بین ۲۸۵ تا ۳۴۵ درجه‌ی سانتیگراد و شوری ۳/۵ تا ۱۵درصد وزنی معادل NaCl در فشارهای کمتر از ۲۸۰ بار در گستره‌ی شرایط فشار و دمای رخساره‌ی شیست سبز تا آمفیبولیت صورت گرفته است. نتیجه‌ی رژیم-های ساختاری شکنا تا شکل پذیر در منطقه موجب تحرک دوباره‌ی شاره‌های دگرگون در طول زون‌های عمیق برشی، مرزهای سنگ-شناختی و شکستگی‌های سطحی شده است که پیامد آن ته‌نشینی کانسنگ‌های آهن‌اند. تغییرات فیزیکی- شیمیایی شاره‌های دگرگون و برهمکنش آنها با کربنات‌ها می‌تواند ساز و کار موثر در ته نشینی کانسنگ‌های آهن ناشی از سرد شدگی شاره‌ها و افزایش چگالی، حباب‌زایی، pH و pCO_2، و کاهش فعالیت لیگاندها و افت ثابت دی الکتریک H_2O در منطقه‌ی قطروئیه باشد.

واژه‌های کلیدی: *آهن؛ کانه‌زایی؛ گرمابی؛ دگرسانی؛ میانبار شاری؛ قطروئیه.*

مقدمه

میانبارهای شاری اولیه حجم کوچکی از شاره‌ی کانه‌زای درون بلورها هستند که در راستای زون‌های رشد بلور و یا درون هر نقصی که طی رشد در یک بلور ایجاد شود به دام می‌افتند. از دیدگاه ترمودینامیکی، میانبارهای شاری، یک سامانه‌ی بسته را به نمایش می‌گذارند که با فشار (P)، دمای (T)، حجم (V) و ترکیب شیمیایی (X) تعریف می‌شوند. امروزه یکی از موفق‌ترین شیوه‌های دست‌یابی به ویژگی‌های فیزیکوشیمیائی گرمابی‌ها کانه‌دار استفاده از تجزیه‌های مختلف و اندازه‌گیری‌های هدفمند روی میانبارهای شاری بدام افتاده در درون کانی‌هایی است که

* نویسنده مسئول، تلفن- نمابر: ۰۷۱۱-۲۲۸۴۵۷۲، پست الکترونیکی: rajabzad@geology.susc.ac.ir

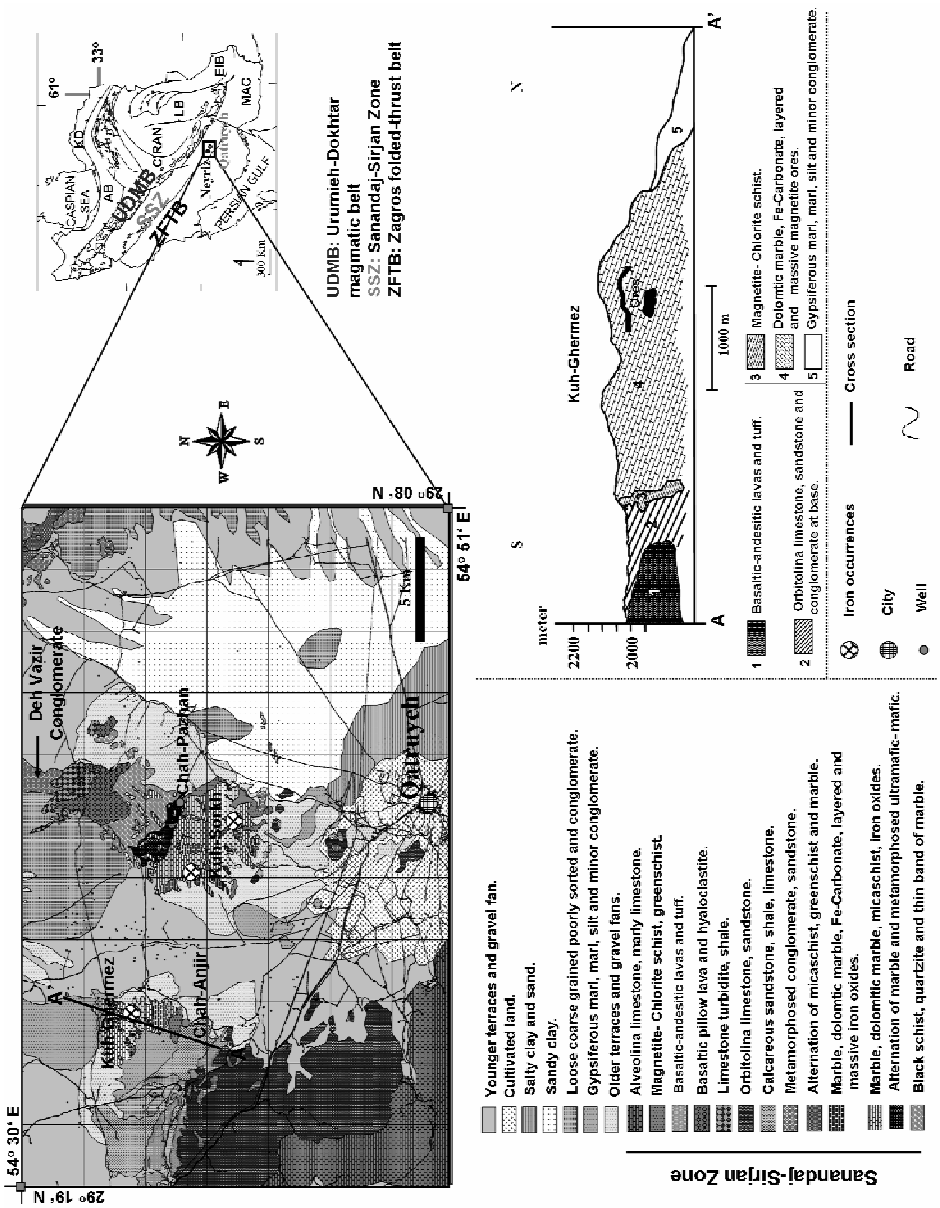
از شاره‌ی کانه‌دار نهشته شده‌اند [۱]. شاره‌ی گرمابی عامل دگرسانی سنگ میزبان بوده و از عوامل اصلی در قدرت دگرسان‌سازی می‌توان به ترکیب شاره‌ی مهاجم و سنگ دیواره، چگونگی شکستگی‌ها و درزه‌های سنگ دیواره، نسبت حجم شاره به حجم سنگ مورد هجوم واقع شده، شرایط فشار، دما و pH شاره اشاره کرد [۲]. هدف اصلی از بررسی میانبارهای شاری در قطروئیه بازسازی ویژگی‌های PTVX تشکیل بلور به منظور دستیابی به روند تکامل گرمابی و ایجاد مجموعه‌های دگرسان همراه با کانه‌زایی آهن در سنگ میزبان کربناتی در کنار استفاده از بررسی‌های کانی شناسی مناطق دگرسان است.

زمین‌شناسی و رخدادهای زمین‌ساختی-دگرگونی منطقه‌ی قطروئیه

زون دگرگونی سنندج-سیرجان بخشی از کمربند چین خورده-روراندی زاگرس در ایران به شمار می‌آید [۳]. رخدادهای آهن قطروئیه در لبه‌ی شرقی این زون و در ۴۰ کیلومتری جنوب شرقی شهرستان نیریز در طول جغرافیایی'۵۰ °۵۴ - '۳۰ °۵۴ شرقی و عرض جغرافیایی '۲۰ °۲۹ - '۱۲ °۲۹ شمالی واقع شده‌اند. بر اساس آمار وزارت صنایع و معادن در سال ۱۳۷۹ دوازده رخداد آهن در منطقه مشخص شد که ذخیره‌ی احتمالی آن‌ها بیش از ۲۰۰۰ تن برآورد شده است [۴]. سنگ‌های میزبان ذخایر آهن شامل مرمرهای کلسیتی-دولومیتی دگرگون شده تا حد رخساره‌ی شیست سبز-آمفیبولیت و با سن احتمالی پروتروزوئیک فوقانی-پالئوزوئیک زیرین‌اند [۵]. براساس پیشینه‌ی زمین دینامیکی زون سنندج-سیرجان، منطقه‌ی مورد بررسی در زمان نئوپروتروزوئیک تا دونین یک حوضه‌ی سکویی حاشیه‌ی قاره‌ای و کششی بوده که با رخداد نازک شدگی پوسته در پالئوزوئیک پایینی همراه بوده است [۳]. به باور [۵] گرانیت-گنیس‌های قطروئیه با خاستگاه آذرین در چنین محیطی تشکیل شده‌اند. از اواخر پالئوزوئیک بالایی تا تریاس میانی زون سنندج-سیرجان با پدیده‌ی کافتی شدن و نهشت کربنات‌ها، گدازه‌های بالشی و برش‌های همزمان با رسوب‌گذاری همراه بوده است که نشانگر رژیم زمین‌ساختی کششی و جدایش بلوک ایران مرکزی از گندوانا و گسترش بستر اقیانوس نئوتتیس است [۵]. از شواهد این مقطع زمانی می‌توان به تشکیل ۴۰۰ متر بازالت‌های بالشی در ورقه‌ی قطروئیه اشاره کرد [۵]. پس از این زمان با تغییر رژیم زمین-ساختی و شروع فرورانش دست کم سه مرحله‌ی دگرگونی هم زمان با فرورانش و ایجاد کمربندهای مزدوج و دگرگونی کوهزایی ناشی از برخورد (کرتاسه فوقانی) در منطقه رخ داده است. از نظر [۶] دلایل پیدایش کمربند مزدوج دگرگونی در قطروئیه ناشی از گسترش رخساره‌ی سنگ‌های دگرگون با فشار بالا- دمای پایین (کیانیت شیست) در نزدیکی راندگی اصلی زاگرس و تغییر محیط فشارشی به کششی به سمت کمربند ارومیه-دختر و گسترش رخساره‌های دگرگونی با دمای بالا-فشار پایین با تزریق باتولیت بزرگ گرانیت-گنیس چاه دزدان است. منطقه‌ی مورد بررسی در زون با فشار بالا- دمای پایین (HP-LT) کمربند دگرگونی سنندج- سیرجان قرار گرفته است. بیشینه سن دگرگونی یا نخستین مرحله از رخداد دگرگونی با روش U-Pb در متاپلیت‌های شمال کوه سرخ قطروئیه ۱۸۷±۲٫۶ Ma ثبت شده است [۵]. به عقیده‌ی [۶،۵] این برهه‌ی زمانی با دگرشکلی D_1 و بالاآمدگی واحدهای دگرگون در منطقه همخوانی دارد. دگرشکلی D_2 با روراندگی واحدهای قدیمی (مانند واحدهای مافیک-الترامافیک چاه پازن) روی واحدهای جدیدتر (کربنات‌های دگرگون شده میزبان اصلی کانسنگ‌های آهن قطروئیه) و برگوارگی میلونیتی و دگرشکلی D_3 با تشکیل نوارهای شکنجی، زون‌های بُرشی محلی و چین‌های غلافی همراه بوده است[۶]. تمام واحدهای یاد شده در طول سنوزوئیک با کنگلومراهای درشت تا ریز دانه، مارن، سیلت و مارن گچ دار و پادگانه‌های آبرفتی جدید و قدیم پوشیده شده‌اند (شکل ۱).

روش بررسی

به‌منظور بررسی دقیق ویژگی‌های کانی‌شناختی و بافتی واحدهای سنگی منطقه قطروئیه، نمونه‌های سنگ‌های میزبان و کانسنگ‌های آهن مورد بررسی میکروسکوپی قرار گرفتند. از ۱۰ نمونه نیز به روش پرتو ایکس انکساری برای بررسی درستی مشاهدات استفاده شد. همچنین به منظور بررسی‌های میکروسکوپی و ریز دماسنجی میانبارهای شاری، تعداد ۶ مقطع دو بر صیقل به ضخامت تقریبا ۱ میلیمتر از کوارتز همزاد با مگنتیت تهیه شدند. از میکروسکوپ Nikon مدل Ep200 برای بررسی‌های میکروسکوپی و از استیج گرم و سردکننده مدل MDS600 ساخت شرکت Linkam برای اندازه‌گیری-های دما-فشار سنجی با نرخ تغییرات دمایی در گستره‌ی ۱۹۰- تا ۶۰۰ + درجه سانتیگراد و سامانه‌ی نمایش همزمان متصل به رایانه استفاده شد.

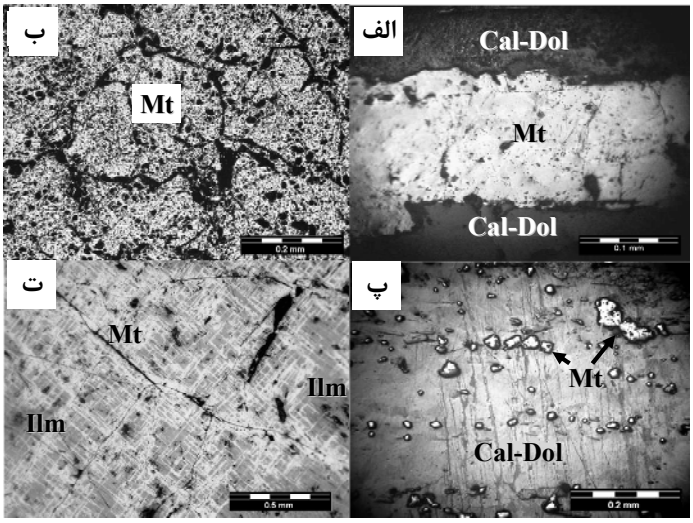


شکل ۱ نقشه‌ی زمین‌شناسی منطقه‌ی قطروئیه اقتباس و اصلاح شده از [۵].

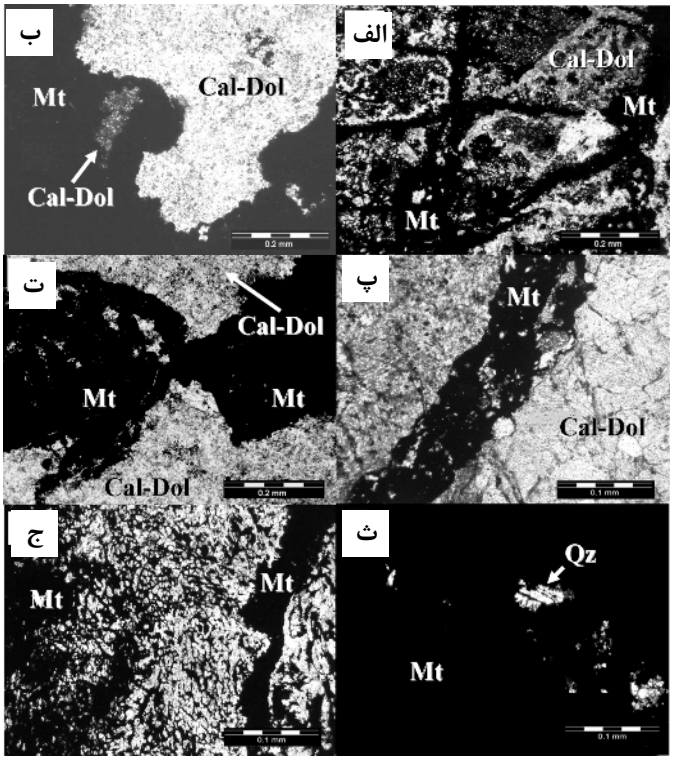
کانی‌شناسی و سنگ‌شناسی

بر اساس بررسی‌های صحرایی و میکروسکوپی، مگنتیت فراوان‌ترین کانی اکسیدی تشخیص داده شد که به صورت‌های لایه‌ای، توده‌ای و افشان دیده می‌شود و در اثر اکسایش به مارتیت، اسپکیولاریت، گوتیت و لیمونیت تبدیل شده است (شکل ۲ الف - پ). برون رست تیغه‌های صورتی رنگ ایلمنیت از داخل مگنتیت‌ها (شکل ۲ ت) نیز نشانگر غنی بودن مگنتیت از تیتانیوم است. بافت‌های جانشینی به‌دلیل حضور کلسیت و دولومیت به‌عنوان کانی‌های به شدت واکنش‌پذیر در سنگ میزبان مهمترین، بافت‌های مشاهده شده هستند. این بافت‌ها شامل جانشینی در راستای سطوح رخ (شکل ۳ الف)، بافت خوردگی (شکل ۳ ب)، مرزهای شکستگی غیر قابل جورشدن (شکل ۳ پ)، پهن شدگی رگه‌ها (شکل ۳ ت)، جزایر مقاوم جانشین نشده (شکل ۳ ث) و رشد تداخلی نامنظم (شکل ۳ ج) هستند. کانی‌های سیلیکاتی با فراوانی کمتری نسبت به کانی‌های اکسیدی مشاهده می‌شوند که بیشتر شامل تورمالین (دراویت) (شکل ۴ الف)، اکتینولیت (شکل ۴ ب) و تیتانیت هستند که با مگنتیت یافت می‌شوند، در حالی که کوارتز، موسکویت، تالک، اپیدوت، کلریت (شکل ۴ پ) سیلیکات‌های فراوان همراه با هماتیت‌اند. همچنین میکای سدیم‌دار

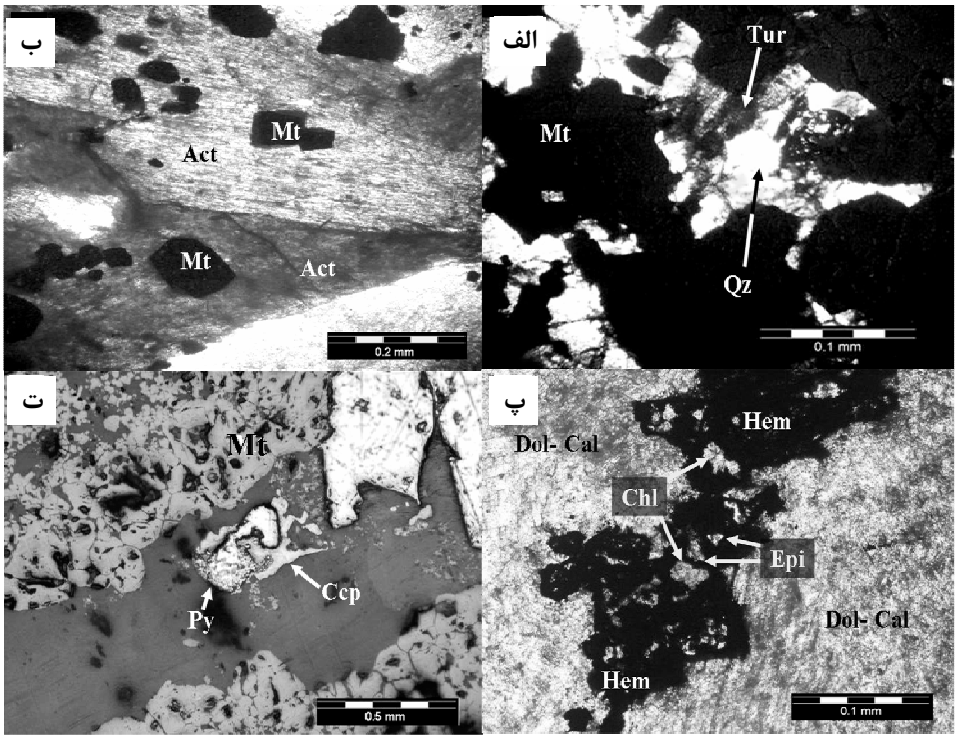
(پاراگونیت) که با موسکویت هم ساختار است با روش پراش پرتوایکس شناسایی شد. کلکوپیریت و پیریت به ندرت در کانسنگ‌ها تشکیل شده‌اند و بیشتر به‌صورت تاخیری پس از فاز اصلی کانه‌زایی آهن تشکیل و جزایری از مگنتیت را در خود جای داده‌اند (شکل ۴ ت). مالاکیت (با بافت گل کلمی) و سیدریت از کربنات‌های جزیی بوده که در بخش‌های سطحی همراه با مارتیت و گوتیت مشاهده می‌شوند.



شکل ۲ انواع بافت‌های کانسنگ مگنتیت در نور بازتابی (RL). (الف): مگنتیت (Mt) با بافت نواری (لایه‌ای) بین دولومیت-کلسیت (Dol-Cal)، (ب): مگنتیت توده‌ای با بافت ریز دانه‌ای، (پ): مگنتیت با بافت افشان، و (ت): بافت برون رستی تیغه‌های ایلیمنیت (Ilm) (تیره تر) در زمینه مگنتیت توده‌ای (روشن‌تر).



شکل ۳ انواع بافت‌های جانشینی در سنگ میزبان در نور قطبشی (PPL). (الف): جانشینی در راستای سطوح لوزی رخ دولومیت-کلسیت، (ب): بافت خوردگی و جزایر بازماندی دولومیت-کلسیت، (پ): مرزهای شکستگی غیر قابل جور شدن (نامتقارن)، (ت): پهن شدگی رگه‌ها در محل شکستگی‌ها، (ث): جزیره‌های جانشین نشده مقاوم کوارتز (Qz) در زمینه مگنتیت، و (ج): رشد تداخلی نامنظم و کرم مانند.



شکل ۴ انواع سیلیکات‌ها و سولفیدهای همراه با اکسیدهای آهن در نور متقاطع (XPL)، طبیعی (PPL) و بازتابی (RL). (الف): پاراژنز مگنتیت- کوارتز- تورمالین (Tur)، (XPL) (ب): کانه زایی مگنتیت همراه با اکتینولیت،(PPL) (پ): کلریت (Chl)- اپیدوت (Epi) همراه با کانه‌زایی هماتیت (XPL) و (ت): فازهای تاخیری پیریت (Py)+ کلکوپیریت (Ccp) در مگنتیت (RL).

دگرسانی و کانه‌زایی آهن

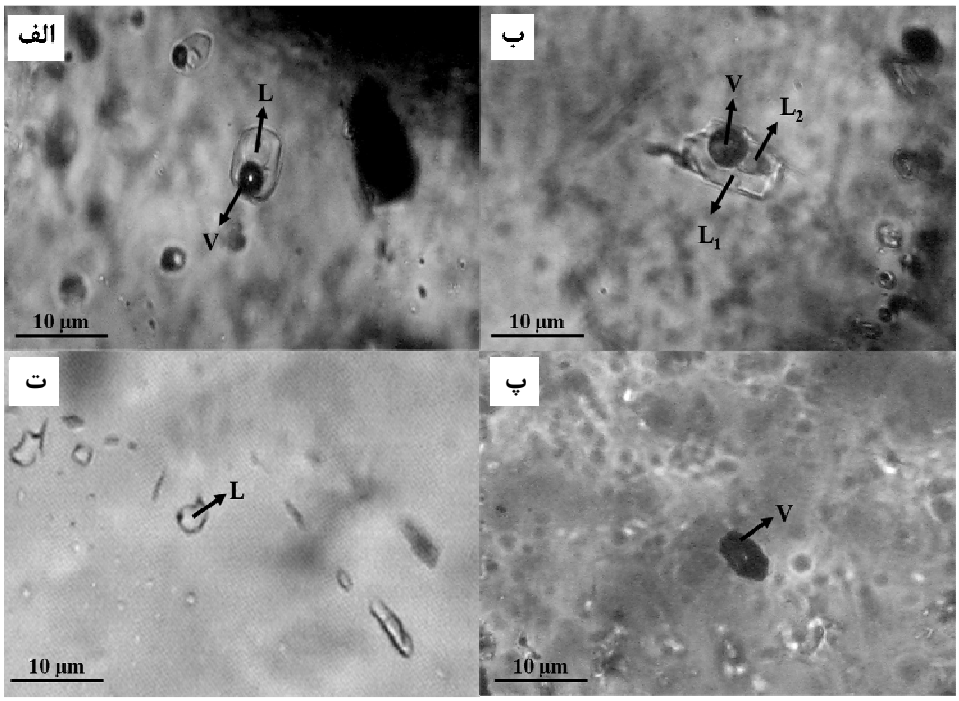
در تمام نقاط جهان اهمیت اقتصادی کانسارهای گرمابی آهن به‌عنوان منابع جهانی این فلز به مراتب بسیار کمتر از سازندهای آهن نواری است. آهن می‌تواند به وسیله‌ی گرمابی‌ها از کانی‌های حاوی آهن شسته و سپس در محیط‌های مناسب نهشته شود. این دسته از کانسارها مستقیماً می‌توانند به یک توده‌ی نفوذی وابسته باشند و یا از یک منبع ماگمایی در پوسته‌ی زیرین به درون رخنمون‌های سطحی تغذیه شوند [۷]. همچنین بر اساس بررسی‌های صورت گرفته در محیط‌هایی که تحت تاثیر فرایندهای دگرگونی قرار گرفته‌اند، شاره‌های غیر ماگمایی ناشی از پدیده‌ی دگرگونی نیز می‌توانند سبب کانه-زایی آهن از عمق تا سطح شوند [۸]. گسترش ساخت همبری تدریجی بین مگنتیت و سنگ میزبان کربناتی، جانشینی مگنتیت در راستای مرزهای لایه بندی مرمرهای دولومیتی و رشد کانه‌زایی در مسیر گسل‌ها و شکستگی‌های منطقه قطروئیه به‌صورت رگه‌ها و رگچه‌های مگنتیتی قطع کننده سنگ میزبان، مهمترین دلایل خاستگاه دیرزاد کانه‌زایی آهن-اند. همچنین جانشینی گستره‌ی آهن در واحدهای سنگی غنی از کلسیت و دولومیت نسبت به شیست‌های سبز نشانگر یک فرایند گزینشی بوده که با عوامل شیمیایی کنترل شده است. در سنگ دیواره‌ی کانسنگ مگنتیت قطروئیه دگرسانی کلسیتی-دولومیتی گسترش بیشتری دارد، هر چند که سرسیتی- سیلیسی شدن و کربناتی شدن نیز در برخی نقاط حضور دارند.

کانه‌زایی عمقی آهن با پیدایش مگنتیت± پیریت± کلکوپیریت± هماتیت و معمولاً با برتری دگرسانی سدیمی-کلسیمی همراه است که کانی‌های مجموعه‌ی دگرسانی بر اساس نوع سنگ میزبان، نیز متفاوت خواهند بود [۹]. این دگرسانی در قطروئیه با دنباله‌ی پاراژنزی مگنتیت+ اکتینولیت+ تیتانیت+ دراویت+ پاراگونیت + سیدریت ± ترمولیت ± پیریت ± کلکوپیریت همراه است. نهشت بلورهای مگنتیت در سنگ خاستگاه با مجموعه کانیایی سدیمی-کلسیمی همخوانی دارد. پیدایش بلورهای مگنتیت در درون اکتینولیت و وجود اکتینولیت در درون مگنتیت دلیل این ادعا است (شکل ۴ ب). حضور کانی‌های سرشار از سدیم و کلسیم همچون میکای سدیم‌دار پاراگونیت [۱۰] تورمالین کلسیم‌دار دراویت، تیتانیت

و ترمولیت-اکتینولیت در مناطقی که تحت تاثیر دگرگونی ناحیه‌ای قرار گرفته‌اند، تحت تاثیر شاره‌های دگرگون تشکیل و شاخص دگرسانی سدیمی-کلسیمی عمیق‌اند [۹]. تشکیل تورمالین+اکتینولیت یک کانی‌سازی معمول در ذخایر میان دمایی است [۱۱]. دراویت به‌عنوان یک کانی دگرگون به‌صورت تیغه‌ای تا شعاعی، با رنگ سبز و همرشدی با مگنتیت-کوارتز دیده می‌شود. مشاهده‌ی این نوع خاص از تورمالین در مرمرهای قطروئیه همراه با کانه‌زایی مگنتیت نشانگر ادامه‌ی تاثیر شاره‌های دگرگون سرشار از کلسیم، به‌صورت جانشینی ترجیحی در بخش‌های ریز دانه‌ی رسی (سرسیت‌های سرشار از عنصر B) است. کانی ترمولیت نیز به‌عنوان یک کانی سیلیکاتی همراه با مگنتیت و به‌صورت بلورهای رشته‌ای در نمونه‌ها دیده می‌شود. بنابراین مگنتیت یک کانی ثانویه بوده که همزمان با این دگرسانی تشکیل شده است. سیدریت فقط همراه با مگنتیت در متاکربنات‌های دگرسان شده مشاهده می‌شود و در نمونه‌های مشابه دگرسان نشده دیده نمی‌شود. همراهی سیدریت با مگنتیت نشانه‌ی رخساره‌های بالاتر از شیست سبز و در حد آمفیبولیت است. همچنین کانی‌های سولفیدی به مقدار جزیی همراه با مگنتیت در بعضی از نمونه‌ها مشاهده می‌شوند. مشاهدات بافتی در زیر میکروسکوپ نشان می‌دهند که کانی-های سیلیکاتی نظیر تیتانیت، تورمالین و ترمولیت پس از کانه-زایی مگنتیت تشکیل شده‌اند. به‌نظر می‌رسد که شاره‌ی سازنده مگنتیت پس از جدایی اولیه، سبب کانی‌سازی سیلیکاتی شده-اند. از نظر [۱۲] این شرایط در سامانه‌هایی به‌وجود می‌آید که نسبت شاره به سنگ بسیار پایین، pH شاره‌ی به‌شدت قلیایی و لیگاندهای کلریدی در گرماب فراوان باشند. با توجه به اینکه منطقه‌ی مورد بررسی در حاشیه‌ی یک زون دگرگونی قرار دارد، این نوع کانه‌زایی همراه با دگرسانی عمقی سدیمی-کلسیمی، به احتمال زیاد در اثر گرمای زیاد حاصل از تغییر شکل‌های فشارشی و میلونیتی شدن صورت گرفته است. تکرار پدیده‌ی میلونیتی شدن سبب باز و بسته شدن سامانه‌های شکستگی می‌شود و در نتیجه مسیرهای لازم برای چرخش گرماب دگرگون فراهم می‌آید [۱۳،۱۴]. شاره‌ی با خاستگاه دگرگونی ضمن گذر از سطوح عمیق پوسته و واحدهای مافیک- الترامافیک، موجب آبشویی آهن و غنی شدن از این عنصر شده و سپس در مسیر بازگشت صعودی در تماس با سنگ‌های کربناتی واکنش پذیر، آهن خود را به‌صورت ترکیب-های اکسیدی بر جای می‌گذارند [۱۵] و به نظر می‌رسد تشکیل کانسنگ‌های آهن قطروئیه محصول این فرایند باشند. دگرسانی‌های جزیی سرسیتی-سیلیسی بیشتر با کانه‌زایی هماتیت همراهند. این دگرسانی احتمالا ناشی از پیشروی گرماب عمیق به سطوح کم عمق‌تر پوسته و اختلاط آن‌ها با آب‌های جوی که با افزایش نسبت واکنش‌پذیری شاره به سنگ، افزایش میزان اکسایش شاره، کاهش دما و افزایش pH همراه است. این شرایط برای نهشت دنباله‌ی پاراژنزی هماتیت + سرسیت + کوارتز + اپیدوت + کلریت ± مگنتیت مناسب است. از نظر [۱۶] این نوع کانه‌زایی آهن وابسته به مناطق فشارشی در طول یک حاشیه‌ی قاره‌ای وابسته به فرورانش بوده و دگرسانی‌های وابسته به کانه‌زایی مگنتیت از عمق با دگرسانی سدیمی یا سدیمی-کلسیمی شروع و به سمت بالا به مجموعه-ی دگرسانی‌های سرسیتی-سیلیسی همراه با کانه‌زایی هماتیت ختم می‌شود.

سنگ‌شناسی و ریز دماسنجی میانبارهای شاری

میانبارهای شاری بیشتر به‌عنوان بازمانده‌ای از شاره‌ی اولیه شرایط محیط اولیه تشکیل کانی را بازگو می‌کنند و از آن‌ها می‌توان به عنوان کلید پی‌جویی مهمی در شناخت خاستگاه، شکل‌گیری و تعیین ترکیب شیمیایی شاره‌ی کانه‌ساز و همبافت‌های حمل کننده فلزات استفاده کرد [۱۷]. به‌منظور شناخت بهتر روند تکاملی گرماب در منطقه قطروئیه و ارتباط آن با پدیده‌های دگرگونی، بررسی‌های میانبارهای شاری روی کانی کوارتز به‌عنوان میزبان اصلی میانبارها در نمونه‌های کانسنگ‌های مگنتیت صورت گرفت. کوارتز (باطله‌ی اصلی) در دنباله‌ی پاراژنتیکی همراه با تورمالین + اکتینولیت نهشته شده و به‌صورت دانه‌ای، رگه‌ای و رگچه‌ای در کانسنگ مگنتیت دیده می شود. رشد تماسی و درهمرشدی متناوب کوارتز و مگنتیت در بررسی‌های میکروسکپی، کوارتز دانه‌ای را از نوع اولیه معرفی می‌کند. مقاطع دوبر صیقل از این گروه از کانی‌های کوارتز تهیه شدند. کوارتزهای رگه‌ای و رگچه‌ای از نوع ثانویه بوده و کانسنگ‌ها را قطع کرده‌اند. میانبارهای شاری اولیه به‌صورت مجزا و درشت در زمینه‌ی کوارتز پراکنده‌اند. میانبارهای شاری ثانویه به‌صورت خطی در محل شکستگی‌ها قرار گرفته‌اند. میانبارهای شاری ثانویه کاذب به شکل بسیار ریز و به‌صورت خطی دیده می‌شوند. براساس بررسی‌های میکروسکوپی میانبارهای شاری در نمونه ها در ۴ گروه به شرح زیر قرار می-گیرند (شکل ۵):



شکل ۵ انواع میانبارهای شاری: الف: تیپ L + V یا (A)، ب: تیپV + L_1 + L_2 یا (B)، پ: تیپ L یا (C) و ت: تیپ V یا (D).

گروه A - دو فازی مایع- گاز (L+V)
گروه B- سه فازی گاز- مایع (آب)- مایع (CO_2) ($V+L_1+L_2$)
گروه C- تک فازی مایع (L)
گروه D- تک فازی گازی (V)

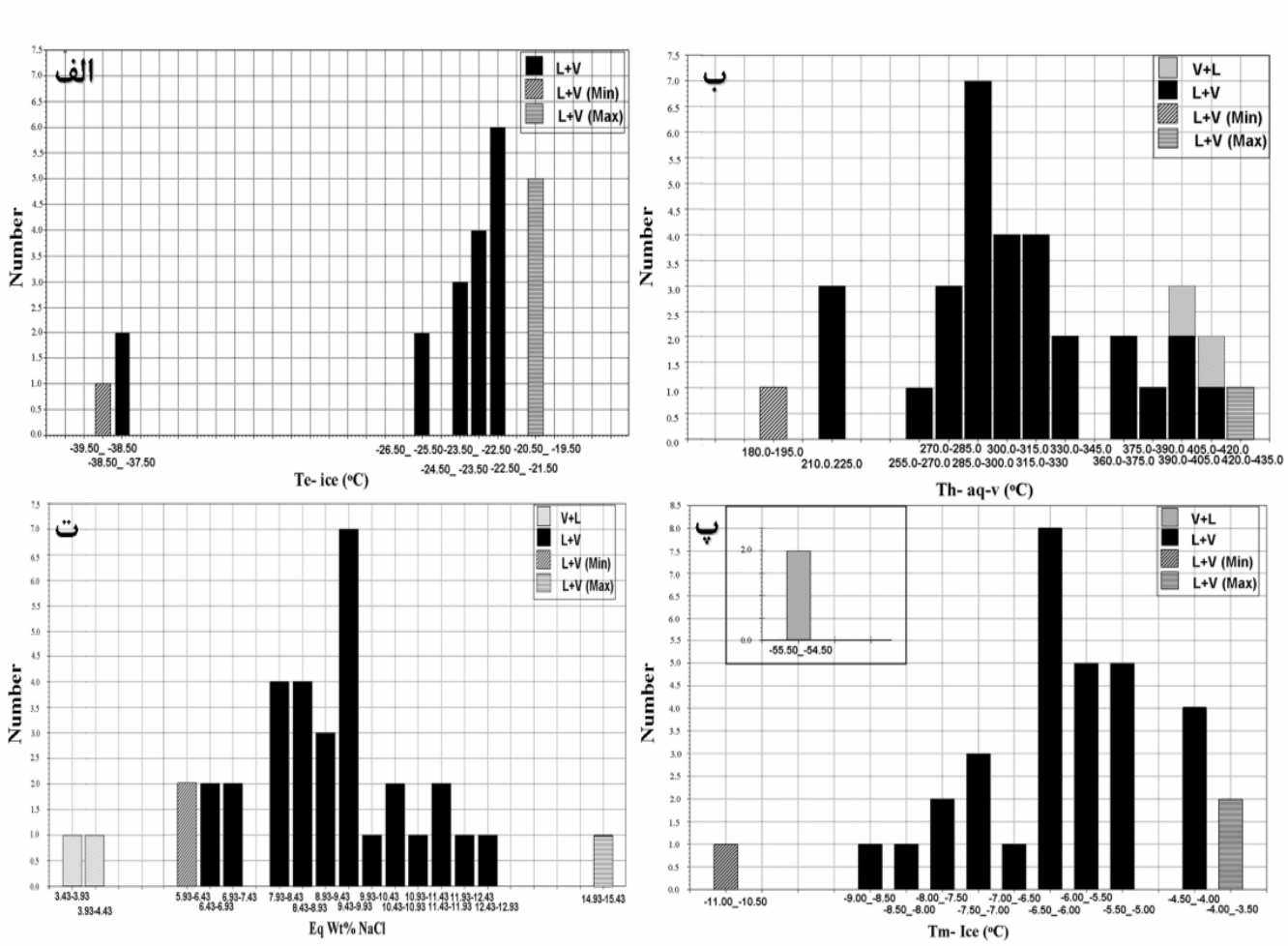
در گروه A فاز مایع همراه با فاز حباب گاز وجود دارد. بیشترین حجم میانبار شاری را فاز مایع دربر می‌گیرد و فاز گازی تنها ۱۰ تا ۳۵ درصد حجم را اشغال می‌کند. بیشترین نوع میانبارهای شاری بررسی شده در نمونه‌ها از این نوع است. میزان شوری در این نوع بین ۶ تا ۱۴ درصد وزنی معادل NaCl در تغییر است. در گروه B حباب گاز بیشترین حجم میانبار (برخی تا بیش از ۷۰ درصد) را در بر گرفته است. دمای همگنی در این گروه به نسبت بالا بوده و با تشکیل بخار همراه است در این نوع که فراوان دیده می‌شوند درصد شوری کم و چگالی پایین است. میانبارهای شاری گروه‌های C و D (با بیش از ۹۵ درصد حجم حباب گاز) برخلاف دو گروه دیگر از نظر اندازه بسیار کوچک‌تر و از فراوانی کمتری نیز برخوردار بوده و به این علت از آن‌ها برای بررسی‌های ریزدماسنجی استفاده نشد.

از ۵۸ میانبار شاری دو گروه A و B، تعداد ۳۵ میانبار اولیه و ثانویه کاذب مورد آزمایش قرار گرفتند. ویژگی این میانبارها در جدول شماره ۱ خلاصه شده‌اند. نقطه‌ی یوتکتیک (Te) برای سامانه‌ی $NaCl + H_2O$ تقریباً ۲۰٫۸- درجه‌ی سانتیگراد است. در این پژوهش کمترین دمای یوتکتیک به‌دست آمده در میانبارهای نوع A، ۲۴٫۵- درجه و بیشترین آن ۱۹٫۵- درجه‌ی سانتیگراد است (شکل ۶ الف). در تعدادی از میانبارها دمای نقطه‌ی یوتکتیک تا حدود ۴۰- درجه‌ی سانتیگراد می‌رسد. این دماهای ذوب ابتدائی می‌تواند مؤید آن باشد که ترکیب محلول کانی ساز بیشتر $H_2O + NaCl$ بوده است. با توجه به آنکه نقطه‌ی یوتکتیک در تعدادی از نمونه‌های مورد بررسی پایین تر از ۲۰٫۸- درجه‌ی سانتیگراد است، نمک‌های دیگر علاوه بر NaCl نظیر سامانه‌های چند همنه‌ای $NaCl-H_2O-CaCl_2$ $MgCl_2$ در کانه ساز شاری حضور دارند [۱۸-۲۰]. نمودار دمای همگنی، با بیشترین فراوانی گستره‌ی دمایی ۲۸۵ تا ۳۴۵ درجه‌ی سانتیگراد را نشان می‌دهد (شکل ۶ ب). از میانبارهای شاری اولیه تنها دمای ۳ میانبار بیش از ۴۰۰ درجه را نشان می‌دهند و با توجه به اینکه تصحیح فشار روی آن‌ها صورت نگرفته است، دماهای معرفی شده می‌توانند دمای حداقل تشکیل کانی‌ها باشند. دامنه تغییرات دمای ذوب آخرین قطعه یخ (Tm) از دمای ۱۱٫۳- تا ۳٫۵- درجه ی سانتیگراد مشاهده می‌شود (شکل ۶ پ). این نتایج همچنین نشان می‌دهند که در

سرمایش روی میانبارها با توجه به مثبت نشدن دمای ذوب نهایی، هیچ نوع کلاتریتی تشکیل نشده است. بنابراین در چنین شرایطی میزان CO_2 تقریبا ۲٫۷ درصد وزنی در میانبارهای نوع (L + V) است [۱۸]. دمای ۱۱٫۳- سانتیگراد برای بیشترین شوری (معادل ۱۵٫۴۳ wt.% NaCl) و دمای ۳٫۵- سانتیگراد برای کمترین شوری (معادل ۵٫۹۳ wt.% NaCl) در میانبارهای شاری اندازه‌گیری شده است (شکل ۶ ت). در میانبارهای نوع B دمای ذوب نهایی یخ بین ۵۴٫۹°C- و ۵۵٫۳°C- به‌دست آمده است (شکل ۶ پ) که این دما می‌تواند حاکی از حضور CO_2 مایع در این نوع از میانبارها باشد. ضمن اینکه شوری آن‌ها نیز بین ۳٫۵ تا ۳٫۹ wt.% NaCl اندازه‌گیری شده است (شکل ۶ ت). دماهای همگنی به‌دست آمده در این گروه در گستره‌ی محدود ۳۹۶ تا ۴۱۰ درجه سانتیگراد قرار می‌گیرند (شکل ۶ ب). همچنین چگالی میانبارها از ۰٫۴۷ تا ۰٫۹۶ gr/cm^3 تغییر می‌کند.

جدول ۱ داده‌های میانبارهای شاری قطروئیه از نظر نوع میانبار (Inc Type)، رده (Class)، میزان پرشدگی (Fill)، دمای ذوب اولین قطعه یخ یا دمای یوتکتیک (Te-Ice)، دمای ذوب آخرین قطعه یخ (Tm-Ice)، دمای همگنی (Th)، فاز همگنی (Phase)، میزان شوری (Eq.wt%NaCl) و چگالی (Density) .

Inc Type	Class	Fill	Te-Ice	Tm-Ice	Th	Phase	Eq.wt%NaCl	Density
L+V	Prim-Sec	۰٫۷۲	-۲۵٫۸۱	-۵٫۸	۳۹۶	Liquid	۸٫۹۱	۰٫۶۴
L+V	Primary	۰٫۸۰	-۲۶٫۳۲	-۶	۳۱۵	Liquid	۹٫۱۸	۰٫۷۸
L+V	Primary	۰٫۸۵	-۲۳٫۷۴	-۶٫۵	۳۸۵	Liquid	۹٫۸۴	۰٫۶۸
L+V	Primary	۰٫۸۳	-۳۹٫۱۰	-۷٫۱	۲۹۵	Liquid	۱۰٫۶۰	۰٫۸۳
L+V	Prim-Sec	۰٫۸۴	-۲۳٫۷۹	-۳٫۸	۲۸۹	Liquid	۶٫۰۷	۰٫۷۹
L+V	Primary	۰٫۷۷	-۳۹٫۶۹	-۷٫۵	۲۹۲	Liquid	۱۱٫۱۰	۰٫۸۴
L+V	Primary	۰٫۷۶	-۱۹٫۶۸	-۴٫۵	۲۷۱	Liquid	۷٫۱۰	۰٫۸۳
L+V	Prim-Sec	۰٫۸۱	-	-۵٫۵	۳۱۰	Liquid	۸٫۵۱	۰٫۷۸
L+V	Prim-Sec	۰٫۸۸	-	-۶٫۲	۲۸۵	Liquid	۹٫۴۵	۰٫۸۴
L+V	Primary	۰٫۸۵	-۱۹٫۵۲	-۸٫۸	۳۳۵	Liquid	۱۲٫۶۲	۰٫۷۹
L+V	Primary	۰٫۸۱	-۲۳٫۷۴	-۶٫۳	۳۲۰	Liquid	۹٫۵۸	۰٫۷۸
L+V	Primary	۰٫۸۴	-۲۴٫۱۱	-۶٫۱	۳۰۴	Liquid	۹٫۳۲	۰٫۸۰
L+V	Prim-Sec	۰٫۹۰	-۲۰٫۷۱	-۵٫۴	۲۱۸	Liquid	۸٫۳۷	۰٫۹۰
L+V	Prim-Sec	۰٫۷۹	-	-۶٫۵	۲۲۴	Liquid	۹٫۸۴	۰٫۹۱
L+V	Primary	۰٫۸۱	-۲۰٫۷۴	-۷٫۱	۳۰۱	Liquid	۱۰٫۶۰	۰٫۸۳
L+V	Primary	۰٫۹۲	-۲۲٫۵۳	-۶٫۴	۲۸۵	Liquid	۹٫۸۴	۰٫۸۱
L+V	Prim-Sec	۰٫۷۵	-	-۵٫۹	۲۹۴	Liquid	۹٫۰۵	۰٫۸۵
L+V	Primary	۰٫۸۳	-۱۹٫۶۸	-۶٫۴	۲۷۵	Liquid	۹٫۷۱	۰٫۸۴
L+V	Prim-Sec	۰٫۸۵	-	-۵٫۴	۲۶۸	Liquid	۸٫۳۷	۰٫۸۴
L+V	Prim-Sec	۰٫۸۱	-۲۱٫۵۰	-۵٫۸	۲۷۱	Liquid	۸٫۹۲	۰٫۸۹
L+V	Prim-Sec	۰٫۷۲	-	-۴٫۵	۲۲۰	Liquid	۷٫۱۰	۰٫۹۲
L+V	Prim-Sec	۰٫۹۱	-	-۳٫۷	۱۸۸	Liquid	۵٫۹۲	۰٫۷۴
L+V	Primary	۰٫۷۸	-۲۳٫۱۰	-۴٫۲	۳۲۰	Liquid	۶٫۶۶	۰٫۵۵
L+V	Primary	۰٫۶۰	-۲۲٫۷۵	-۴٫۳	۴۲۱	Liquid	۶٫۸۱	۱٫۰۵
L+V	Primary	۰٫۹۵	-۳۸٫۴۵	-۱۱	۴۳۵	Liquid	۱۴٫۹۷	۰٫۶۸
L+V	Primary	۰٫۸۱	-۲۲٫۵۸	-۵٫۲	۳۷۰	Liquid	۸٫۰۹	۰٫۶۶
L+V	Primary	۰٫۷۱	-۲۱٫۶۶	-۷٫۸	۴۱۰	Liquid	۱۱٫۴۶	۰٫۷۵
L+V	Primary	۰٫۷۳	-۱۹٫۹۵	-۸٫۵	۳۶۰	Liquid	۱۲٫۲۸	۰٫۷۶
L+V	Prim-Sec	۰٫۷۵	-	-۶٫۸	۳۴۰	Liquid	۱۰٫۲۲	۰٫۷۸
L+V	Primary	۰٫۷۲	-۲۱٫۶۹	-۵٫۱	۳۰۵	Liquid	۷٫۹۵	۰٫۸۲
L+V	Primary	۰٫۶۸	-۲۲٫۳۲	-۶٫۳	۲۹۶	Liquid	۹٫۵۸	۰٫۷۹
L+V	Primary	۰٫۸۴	-۲۱٫۷۱	-۷٫۸	۳۲۵	Liquid	۱۱٫۴۶	۰٫۶۳
L+V	Primary	۰٫۷۸	-۲۲٫۱۲	-۵٫۷	۳۹۸	Liquid	۸٫۷۸	۰٫۹۵
V+L	Primary	۰٫۸۵	-	-۵۴٫۹	۳۹۶	Vapour	۳٫۵۸	۰٫۴۹
V+L	Primary	۰٫۷۸	-	-۵۵٫۴	۴۱۰	Vapour	۳٫۹۵	۰٫۴۷

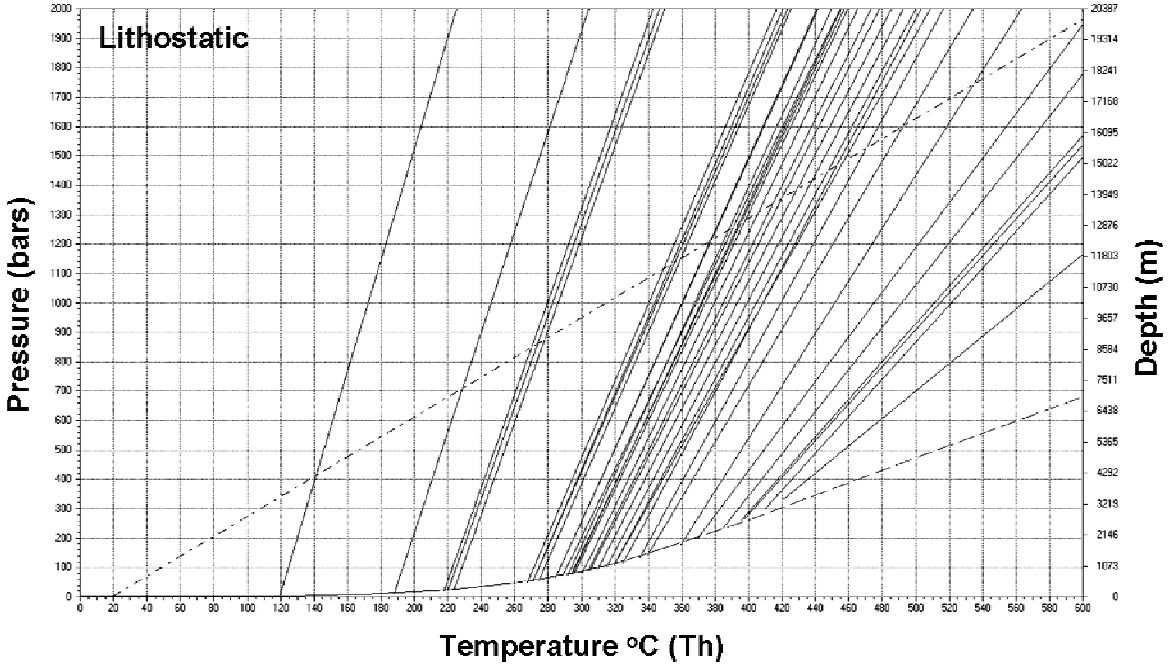


شکل ۶ نمودارهای ستونی میانبارهای شاری. الف: دمای ذوب اولین قطعه یخ یا دمای یوتکتیک، ب: دمای همگن شدگی یا یکنواختی، پ: دمای ذوب آخرین قطعه یخ و ت: میزان شوری برحسب درصد وزنی معادل NaCl.

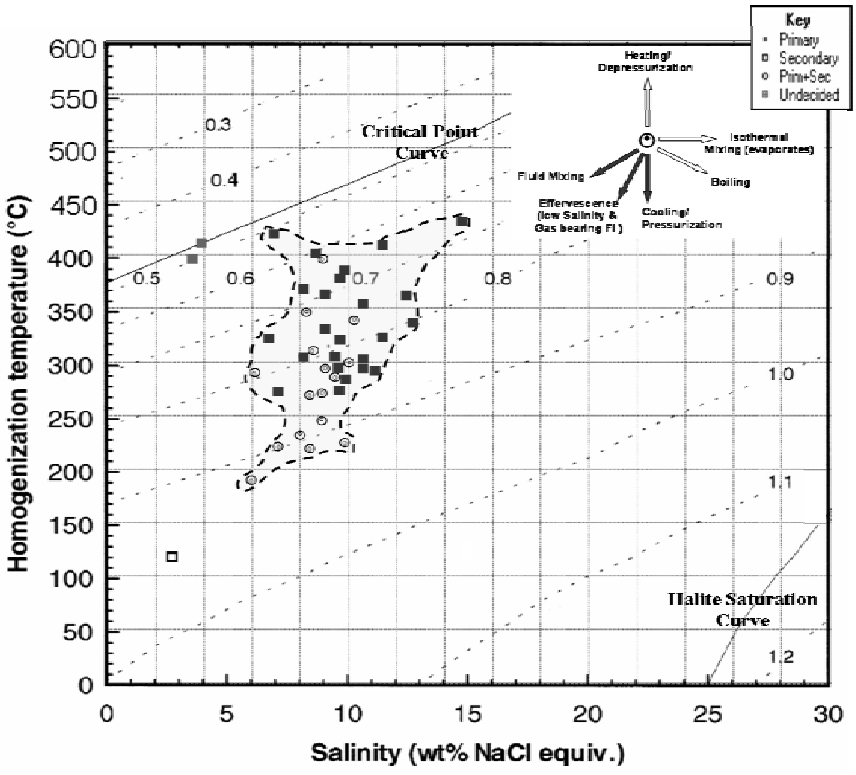
بحث و بررسی

محیط گرمابی کانه زا در قطروئیه از نظر دمای همگنی و میزان شوری با استفاده از نمودار [۱۷] گستره‌ی کانسارهای میان دمایی را نشان می‌دهد. گرمابی-دگرگونی میان دمایی، سرشتی محیط‌های کوهزایی وابسته به دگرگونی ناحیه‌ای است [۲۱]. ویژگی‌های این میانبارها، اندازه بسیار کوچک (کمتر از ۲۰ میکرون)، شوری کم تا متوسط (۱۵> wt.% NaCl > ۵)، دمای همگنی بین ۲۰۰ تا ۳۵۰ درجه‌ی سانتیگراد و گاهی بیش از ۴۰۰ درجه‌ی سانتیگراد [۲۲]، سرشاری میانبارهای دو فازی این گروه از H_2O و CO_2، نبود فاز دختر همراه با میانبارهای دوفازی به دلیل شوری کم تا متوسط، بازه‌ی متغیر چگالی (کمتر از ۰٫۳ تا بیش از ۱ gr/cm^3)، تشکیل ذخایر در رژیم‌های زمین‌ساختی شکنا-شکل‌پذیری در شرایط دگرگونی رخساره‌ی شیست سبز و عمق به دام افتادگی شاره‌ی دگرگونی بین ۴۰۰۰ تا ۱۲۰۰۰ فوت معادل ۱۲۲۰ تا ۳۶۶۰ متری پوسته زمین‌اند [۱۶]. تمامی این شرایط با بررسی‌های ریزدماسنجی در منطقه‌ی قطروئیه همخوانی دارد. همچنین داده‌های میانبارها تشکیل کانسنگ‌های مگنتیت را در عمق ۵۰۰ تا ۳۵۰۰ متری زمین نشان می‌دهند (شکل ۷). با توجه به این نمودار بیشتر خطوط در گستره‌ی بین ۱۰۰۰ تا ۲۵۰۰ متری زمین قرار می‌گیرند. چنین عمقی بهترین مکان برای رخدادهای دگرسانی سدی-کلسیک و کانه‌زایی مگنتیت + کلکوپیریت است [۹،۱۶]. تغییرات چگالی وابسته به شکل‌گیری شاره‌ی کانه ساز قطروئیه با استفاده از نمودار (شکل ۸)، نشان می‌دهد که چندین فرایند در شکل‌گیری گرماب موثر بوده‌اند [۲۳]. بنابراین نمودار، شکل‌گیری شاره‌ی کانه‌ساز به شرح زیرند:

۱- پدیده‌ی سرد شدگی: چنانکه در نمودار مشاهده می‌شود کاهش دمای همگنی از ۴۳۵ تا ۱۸۰ درجه‌ی سانتیگراد سبب افزایش چگالی از ۰/۴۷ تا ۰/۹۶ gr/cm^3، کاهش سرعت شاره‌ی کانه ساز و در نهایت موجب تمرکز و ته نشینی مواد معدنی می‌شود.



شکل۷ عمق و فشار بدام افتادگی میانبارهای شاری در قطروئیه.



شکل ۸ ارتباط روند تغییرات چگالی، شوری و دمای گرمابی‌ها با فرایندهای وابسته به نهشت کانسنگ‌های آهن در قطروئیه براساس نمودار [۲۲].

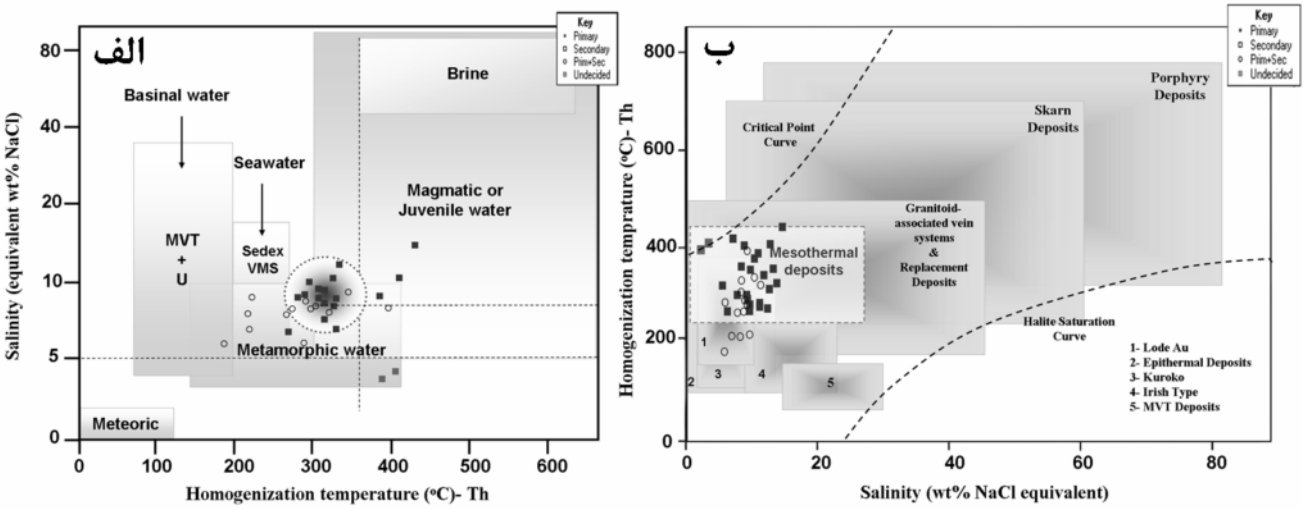
۲- حباب‌زایی و تشکیل شاره‌هایی با شوری پایین: پدیده‌ی کاهش شوری میانبارهای شاری در گستره‌ی دمایی بیش از ۴۰۰ تا ۱۸۰ درجه‌ی سانتیگراد نیز با افزایش چگالی شاره همراه است. این پدیده مشابه فرایند جوشش در سامانه‌های کم عمق پوسته‌ای نیست، زیرا در فرایند جوشش در مناطق کم عمق، فاز بخار در نتیجه‌ی افزایش دما یا کاهش فشار ایجاد می‌شود. در چنین حالتی میانبارهای تشکیل شده از پدیده‌ی جوشش، شوری بیشتری نسبت به میانبارهای اولیه دارند. این حالت دقیقاً به‌طور معکوس در میانبارهای قطروئیه رخ داده است. این شرایط در سامانه‌هایی که تا حدودی دارای CO_2 هستند ایجاد می‌شود و ویژگی خاص میانبارهای میان دمایی است. در چنین حالتی شاره‌ی اولیه با چگالی کم و دارای CO_2 به دلیل کاهش دما یا کاهش فشار به سمت تشکیل یک شاره‌ی چگال تر پیش می‌رود. در واقع خروج فاز گازی و تولید حباب موجب افزایش چگالی شاره ی باقیمانده می‌شود. این فرایند بنام چگالش معروف است [۱۷]. با توجه به آنکه بیشتر میانبارهای بررسی شده از نوع (L + V) هستند، به احتمال زیاد شاره‌ی کانه زا نخست حجم گاز بیشتری داشته، و سپس طی فرایندهایی، از عمق و ورود به مرز کم فشارتر لایه‌بندی مرمرهای میزبان، چگال تر و با گاززدایی همراه بوده است. این شرایط با تشکیل لایه بندی نوارهای آهن و جانشینی آن‌ها بین طبقات مرمرهای میزبان در قطروئیه کاملاً همخوانی دارد.

۳- واکنش شاره‌ها با سنگ میزبان کربناتی: با توجه به فراوانی بافت‌های جانشینی در سنگ میزبان، عوامل شیمیایی نیز در ته نشست مواد موثر بوده‌اند. واکنش شاره با سنگ میزبان کربناتی و افزایش pH شاره ناشی از کربن‌زدایی سبب ته نشست مواد فلزی شده است. از دست رفتن H^+ از شاره باعث افزایش pH و بی‌ثباتی همبافت‌های کلریدی می‌شود. این ناپایداری از شاره‌ای که از سنگ میزبان کربناتی می‌گذرد با اضافه شدن Ca^{+2} به شاره و ایجاد پیوند یونی آن با آنیون Cl^- سبب کاهش فعالیت Cl^- می‌شود و این کاهش فعالیت سبب بی‌ثباتی همبافت‌های کلریدی و نهایتاً نهشت آهن می‌شود. در این شرایط شاره ی آبدار سرشار از آهن با کمترین میزان Si ناشی از تحرک شیرابه‌های سیلیسی طی دگرگونی، در برخورد با سنگ میزبان کربناتی (مرمر دولومیتی) و تامین عناصر Ca و Mg از آن، به‌میزان نسبتاً محدودی همزمان با کانه‌زایی مگنتیت، موجب تشکیل اکتینولیت-ترمولیت نیز می‌شود. تشکیل مگنتیت همراه با اکتینولیت در سنگ میزبان مرمر دولومیتی قطروئیه از رابطه‌ی [۲۴] در اثر هجوم شاره‌ی آبگین غنی از سیلیس و همبافت‌های کلریدی آهن به‌صورت زیر نشان داده می‌شود:

$$\underset{\text{Dolomite}}{\frac{5CaMg(Co_3)_2}{}} + 8SiO_2 + 5H_2O + 8FeCl^+ \rightarrow \underset{\text{Actinolite}}{\frac{Ca_2(Mg,Fe)_5Si_8O_{22}(OH)_2}{}} + 8HCl + \underset{\text{Manetite}}{\frac{Fe_3O_4}{}} + 3CaCo_3 + 7Co_2$$

با استفاده از نمودار دوتایی میزان شوری به دمای همگنی [۲۵] می‌توان بدون استفاده از ایزوتوپ‌های پایدار تا حدودی خاستگاه آب میانبارهای مختلف را پیش بینی کرد. چنانکه در شکل ۹ الف دیده می‌شود، میانبارهای شاری بیشترین تمرکز را در گستره‌ی آب‌های با خاستگاه دگرگونی نشان می‌دهند که با شرایط آب دگرگونی و ته نشست مگنتیت و کمبود کانه زایی مس (کلکوپیریت) در قطروئیه همخوانی دارد. همچنین این داده‌ها نوع محیط گرمابی رخدادهای آهن قطروئیه را نیز محدوده میان دمایی معرفی می‌کند (شکل ۹ ب).

بر اساس نظر [۲۶] محتوای بالای مگنتیت نشانگر شرایط اکسیدی‌تر گرمابی‌ها دگرگونی در مقابل شرایط کاهشی‌تر شاره‌های سولفیدی و کانه‌زایی عناصر کالکوفیل (مانند مس) است. این شرایط با تمرکز طلا (بیش از ۲۴۴ ppb) و مگنتیت و کمبود کالکوپیریت در قطروئیه همخوانی دارد [۴]. چنین همبستگی شدید ناشی از افزایش نسبت fO_2/fS_2 شاره و نهشت مگنتیت و طلا در محیطهای میان دمایی گزارش شده است [۲۷]. کم‌یابی مس در قطروئیه با افزایش کانه‌زایی مگنتیت و طلا در چین خوردگی‌ها و شکستگی‌ها همراه بوده و این گروه از کانه زایی‌ها را می‌توان در زمره‌ی کانسارهای نوع دگرگونی-کوهزایی قرار داد.



شکل ۹ (الف) تعیین نوع شاره‌ی کانی ساز با استفاده از میزان شوری نسبت به دمای همگنی [۲۲]، (ب) قرارگیری میانبارهای شاری قطروئیه در گستره‌ی تیپ کانسارهای میان دمایی (مزوترمال) براساس نمودار[۱۷].

برداشت

شواهد بافتی، کانی‌شناختی و زمین شیمی میانبارهای شاری نشانگر خاستگاه دیرزاد کانه زایی آهن همراه با دگرسانی سدیمی-کلسیمی در منطقه‌ی قطروئیه است. این نوع دگرسانی با دنباله‌ی پاراژنزی مگنتیت+ اکتینولیت +پاراگونیت + سیدریت + تیتانیت+ تورمالین± ترمولیت± پیریت± کالکوپیریت مشخص می‌شود. کاهش قدرت انحلال شاره در اثر واکنش با سنگ‌های کربناتی سبب افزایش pCO_2 و کاهش فعالیت H_2O (افت ثابت دی الکتریک) شده و به شکسته شدن همبافت‌های حمل کننده فلزات می‌انجامد. این شرایط در سامانه‌های عمق که در آن‌ها نسبت شاره به سنگ بسیار پایین، Eh شاره در شرایط اکسیدی بوده و لیگاندهای کلریدی در گرمابی فراوانند سبب تشکیل مگنتیت با دگرسانی شاخص سدیمی-کلسیمی می‌شود. داده‌های حاصل از بررسی‌های میانبارهای شاری نشان می‌دهند که، رخدادهای آهن مورد بررسی از نوع نهشته‌های آهن گرمابی میان دماست. این حالت با کانسارهای آهن گرمابی دیگر جهان قابل مقایسه است. فرایندهایی همچون سرد شدگی شاره و افزایش چگالی، حباب زایی، واکنش با سنگ دیواره کربناتی و افزایش pH از مهمترین عوامل نهشت کانسنگ‌های آهن قطروئیه به شمار می‌روند. با توجه به قرارگیری رخدادهای آهن قطروئیه در زون دگرگونی سنندج- سیرجان و نمادهای ژنتیکی مشخص و غالبی که بین این ذخایر و شاره‌های دگرگونی همزمان با ادوار کوهزایی در جهان وجود دارد کانسنگ‌های آهن قطروئیه بیشترین شباهت را به این مدل زایشی نشان می‌دهند. شکل‌گیری گرماب-دگرگونی در گستره‌ی شرایط فشار و دمای رخساره شیست سبز تا آمفیبولیت و در رژیم‌های ساختاری شکنا تا شکل‌پذیر در مدل پیشنهادی در شرایط به شدت فشارشی و ضخیم شدگی و نازک شدگی پوسته و خروج شاره‌ی دگرگون صورت می‌گیرد. این شاره فلزات را در سطوح مختلف سنگ‌های مافیک- الترامافیک (مشابه رخنمون مافیک-الترامافیک چاه پازن قطروئیه) آبشویی کرده و در طول زون‌های عمیق برشی و شکستگی‌های سطحی ته‌نشین می‌سازد.

مراجع

[1] Giles A. D., Marshall B., *"Genetic significance of fluid inclusions in the CSA Cu-Pb-Zn deposit, Cobar, Australia",* Ore geology Review 24 (2004) 241-266.

[2] Kontak D. J., Kerrich R., *" An isotopic (C, O, Sr) study of vein gold deposits in the Meguma Terrone Nova Scotia: Implication for source reserviors"*, Economic Geology 92 (1997) 161-180.

[3] Alavi M., *"Structures of the Zagros Fold-Thrust belt in Iran",* American Journal of Science 13 (2007) 1064–1095.

[۴] لیاقت س.، زراسوندی ع.، اردبیلی ا.، *"گزارش نهایی طرح پی جویی مواد معدنی در شهرستان نیریز"*، مجری طرح: بخش علوم زمین دانشگاه شیراز و وزارت صنایع و معادن (استان فارس)، محل نگهداری: اسناد سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور (۱۳۷۹).

[5] Sheikholeslami M.R., *"Evolution structurale et metamorphique de la marge sud de la microplaque de l'Iran central: les complexes metamorphiques de la region de Neyriz (Zone de Sanandaj-Sirjan).",* These, universite de Brest, Ph.D thesis (2002) 194.p.

[6] Sarkarinejad Kh., Faghih A., Grasemann B., *"Transpressional deformations within the Sanandaj–Sirjan metamorphic belt (Zagros Mountains, Iran)",* Journal of Structural Geology 30 (2008) 818-826.

[7] Guilbert J.M., Park C.F., *"The Geology of Ore Deposits",* WH Freeman & Company, United States of America (1997) 985 p.

[8] Williams P.J., Barton M., Johnson D., Fontbote L., De Haller A., Mark G., Oliver N., Marschik R., *"Iron Oxide Copper-Gold Deposits: Geology, Space-Time Distribution, and Possible Modes of Origin",* Economic Geology 100 (2005) 371–405.

[9] Hitzman M.W., Oreskes N., Einaudi M.T., *"Geological Characteristics and tectonic setting of Protrozoic Iran oxide (Cu-U-Au-REE)",* Precambrian Research 58 (1992) 241-287.

[10] Rusinov V.L., Rusinova O.V., Kryazhev S.G., Shchegol'Kov Yu.V., Alysheva E.I., Borisovsky S.E., *"Wall- Rock metasomatism of carbonaceous Terrigenous rocks in the Lena Gold district",* Geology of Ore Deposits 50 (2008) 1-40.

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

[12] Lottermoser B.G., *"Rare earth elements and hydrothermal ore formation processes",* Ore Geology Reviews 7 (1992) 25-41.

[13] Chao E.C.T., Back J.M., Minkin J.A., Rum Yingchen., *"Host-rock controlled epigenetic, hydrothermal metasomatic origin of the Bayan Obo REE-Fe-Nb ore deposit, Inner Mongolia, P.R.C",* Applied Geochemistry 7 (1992) 443-458.

[14] Chao E.C.T., Back J.M., Minkin J.A., Tatsumoto M., Wang Junwen, Conrad J.E., McKee E.H., Hou Zonglin, Meng Qingrun, Huang Shengguang., *"The sedimentary carbonate-hosted giant Bayan Obo REE-Fe-Nb ore deposit of Inner Mongolia, China: A cornerstone example for giant polymetallic ore deposits of hydrothermal origin",* U.S. Geological Survey Bulletin (1997) 65 p.

[15] Hemley J.J., Hunt J.P., *"Hydrothermal ore-forming processes in the light of studies in rock-buffered systems: II Some general geologic applications",* Economic Geology 87 (1992) 23–43.

[16] Hitzman M.W., *"Iron oxide - Cu - Au deposits, what, where, when and why?. in Porter TM, Hydrothermal Iran oxide copper-gold and related deposits: A Global Perspective"*, Australian Mineral Foundation 1 (2000) 9 – 25.

[17] Wilkinson J. J., *"Fluid inclusions in hydrothermal ore deposits",* Lithos 55 (2001) 229-272.

[18] Hall D. L., Sterner S. M., Bodnar, R. J., *"Freezing point depression of NaCl–KCl-H_2O solutions",* Economic Geology 93 (1988) 97-202.

[19] Fan H. R., Groves D. I., Mikucki E. J., Mc Naughton N.J., *"Contrasting fluid types at the Nevoria gold deposit in the Southern Cross greenstone belt, Western Australia, Implications of auriferous fluids depositing ores within and Archean banded iron formation",* Economic Geology 95 (2000) 1527-1536.

[20] Derome D., Cathelineau M., Cuney M., Fabre C., Dubessy J., Bruneton P., *"Fluid regime in the Kombolgie sandstones in the vicinity of unconformity type uranium deposits (Northern Territory, Australia)",* in XVI ECROFI European

current research on fluid inclusion 37 (2001) 378–392.

[21] Robb L., *"Introduction to ore forming processes",* Blackwell publishing British Library (2005) 370p.

[22] Roedder E., *"Fluid inclusions (Reviews in mineralogy)",* Mineralogical Society of America, Michigan (1984) 644 p.

[23] Zhang Y.G., Frantz J.D., *"Determination of the homogenization temperatures and densities of supercritical fluids in the system NaCl–KCl–$CaCl_2$–H_2O using synthetic fluid inclusions",* Chemical Geology 64 (1987) 335–350.

[24] Seward T. M., Barnes H. L., *"Metal transport by hydrothermal ore fluids",* Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits (third ed.), Wiley (1997) 435–486.

[25] Kesler E. S., *"Ore-Forming Fluids",* Elements 1 (2005) 13-18.

[26] Hezarkhani A., Williams-Jones A. E., Gammons C. H., *"Factors controlling copper solubility and chalcopyrite deposition in the Sungun porphyry copper deposit, Iran",* Mineralium Deposita 34 (1999) 770-783.

[27] Cox D.P., Singer D.A., *"Distribution of gold in porphyry copper deposits",* U.S.Geological Survey Bulletin 1877 (1988) 1-14.