

# مدل دولومیتی شدن و ارتباط آن با کانه‌زایی سرب، روی و باریت حسن آباد (شمال شرق اصفهان)

ساناز احمدی<sup>۱</sup>، محمدعلی صالحی<sup>۲</sup> و حمایت جمالی<sup>۳\*</sup>

<sup>۱</sup> کارشناسی ارشد، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه اصفهان، اصفهان، ایران

<sup>۲</sup> استادیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه اصفهان، اصفهان، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۷/۰۳/۳۰ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۷/۱۲/۲۲

## چکیده

کانسار سرب و روی حسن آباد در شمال شرق اصفهان و در زون ایران مرکزی قرار گرفته است. سنگ میزبان این کانسار دولومیت‌های سازند شتری به سن تریاس میانی است. کانی‌ها شامل گالن، اسفالریت، پیریت، سولفوسالت و باریت همراه با دگرسانی دولومیتی هستند. بر اساس مطالعات پتروگرافی (از نظر شکل و اندازه بلورها، توزیع اندازه بلوری و شکل مرزهای بلوری) شش نوع دولومیت تشخیص داده شده است، که عبارتند از دولومیت خیلی ریز بلور، ریز بلور، متوسط بلور، درشت بلور، دولومیت زین‌اسبی و پرکننده فضای خالی. دولومیت‌های ریز بلور نوع یک و دو، به عنوان دولومیت همزمان با رسوب‌گذاری یا دولومیت دیاژنتیکی با منشأ سیخایی در نظر گرفته شد. دولومیت نوع سه با متوسط بلور در مراحل انتهایی دیاژنز در شرایط تدفینی کم عمق و بر اثر تبلور مجدد دولومیت‌های ریز بلور تشکیل شده است. دولومیت درشت بلور و زین‌اسبی و پرکننده فضای خالی تحت شرایط دفن عمیق ایجاد شده‌اند و دولومیت‌های درشت بلور و زین‌اسبی به عنوان دولومیت‌های گرمایی و مرتبط با کانه‌زایی در نظر گرفته شدند. منشأ منیزیم برای دولومیت‌های ریز بلور، منیزیم آب دریا و برای دولومیت‌های دانه درشت تر شورابه‌های حوضه‌ای حاصل از تراکم سازند سرخ شیل و سیال گرمایی پیشنهاد می‌شود.

**کلیدواژه‌ها:** سرب و روی، انواع دولومیت، پتروگرافی، ژئوشیمی، مدل دولومیتی شدن، حسن آباد، ایران.

\* نویسنده مسئول: حمایت جمالی

E-mail: h.jamali@sci.ui.ac.ir

## ۱- پیش‌نوشتار

دولومیت یک کانی کربناته است که مکانیزم دقیق تشکیل آن در محیط‌های رسوبی هنوز به طور کامل شناخته نشده است (Rao, 1996; Schmidt et al., 2005; Wacey et al., 2007). دولومیت‌ها تحت شرایط گوناگون دمایی بین ۳۰۰ درجه سانتی‌گراد (دولومیت هیدروترمال) تا ۲ درجه سانتی‌گراد (دولومیت آب سرد) تشکیل می‌شوند (Adabi, 2002). دولومیت می‌تواند در بیش‌تر مراحل دیاژنز، یعنی بلافاصله پس از رسوب‌گذاری تا تدفین در اعماق و از آب‌هایی با ترکیب شیمیایی مختلف (مخلوط آب‌های جوی و دریایی، آب دریا، آب غیردریایی و آب بسیار شور) تشکیل شود (آدابی، ۱۳۹۲؛ Gregg et al., 2015). سنگ‌های دولومیتی نقش انکارناپذیری در کانی‌سازی غالب کانسارها بازی کرده و فراتر از یک سنگ خنثی در جایگیری ماده معدنی عمل می‌کنند (Warren, 2000; Gregg et al., 2015). در برخی از موارد این سنگ‌ها تنها به صورت مجرای پرمنفذ اجازه عبور و اختلاط محلول‌های کانه‌دار را می‌دهد ولی در بیشتر موارد تشکیل دولومیت‌های تدفینی مراحل آخر و هیدروترمال، مراحل نهایی تکامل سیالات حوضه‌ای (Basinal solutions) را نشان می‌دهند که خود در تشکیل کانسارها نقش داشته‌اند. دگرسانی دولومیتی به عنوان یکی از کنترل‌کننده‌های اصلی کانه‌زایی در ذخایر فلزی پایه با سنگ میزبان رسوبی از قبیل کانسارهای نوع دره می‌سی‌سی‌پی (MVT)، رسوبی-متصاعدی (SEDEX)، نوع ایرلندی و آلپی گزارش شده است (Leach, 2010; Abidi et al., 2010; Changqing et al., 2015). ذخایر با سنگ میزبان رسوبی اغلب همزمان با مراحل رخداد کانه‌زایی انجام می‌شود (Leach, 2010; Changqing et al., 2015). کانسار سرب و روی حسن آباد یکی از کانسارهای سرب و روی با میزبان کربناته است که در ایران مرکزی در سازند شتری به سن تریاس میانی به صورت غیر همزاد (Epigenetic) و چینه‌کران (Stratanound) رخ داده است (احمدی، ۱۳۹۶). از آنجایی که دولومیت به عنوان مهم‌ترین سنگ میزبان کانسار حسن آباد شناخته می‌شود، هدف اصلی این پژوهش، تشخیص انواع دولومیت و ارائه مدل دولومیتی شدن با استفاده از داده‌های پتروگرافی و ژئوشیمی عناصر اصلی و فرعی و ارتباط میان دولومیت‌زایی و کانه‌زایی است.

## ۲- روش مطالعه

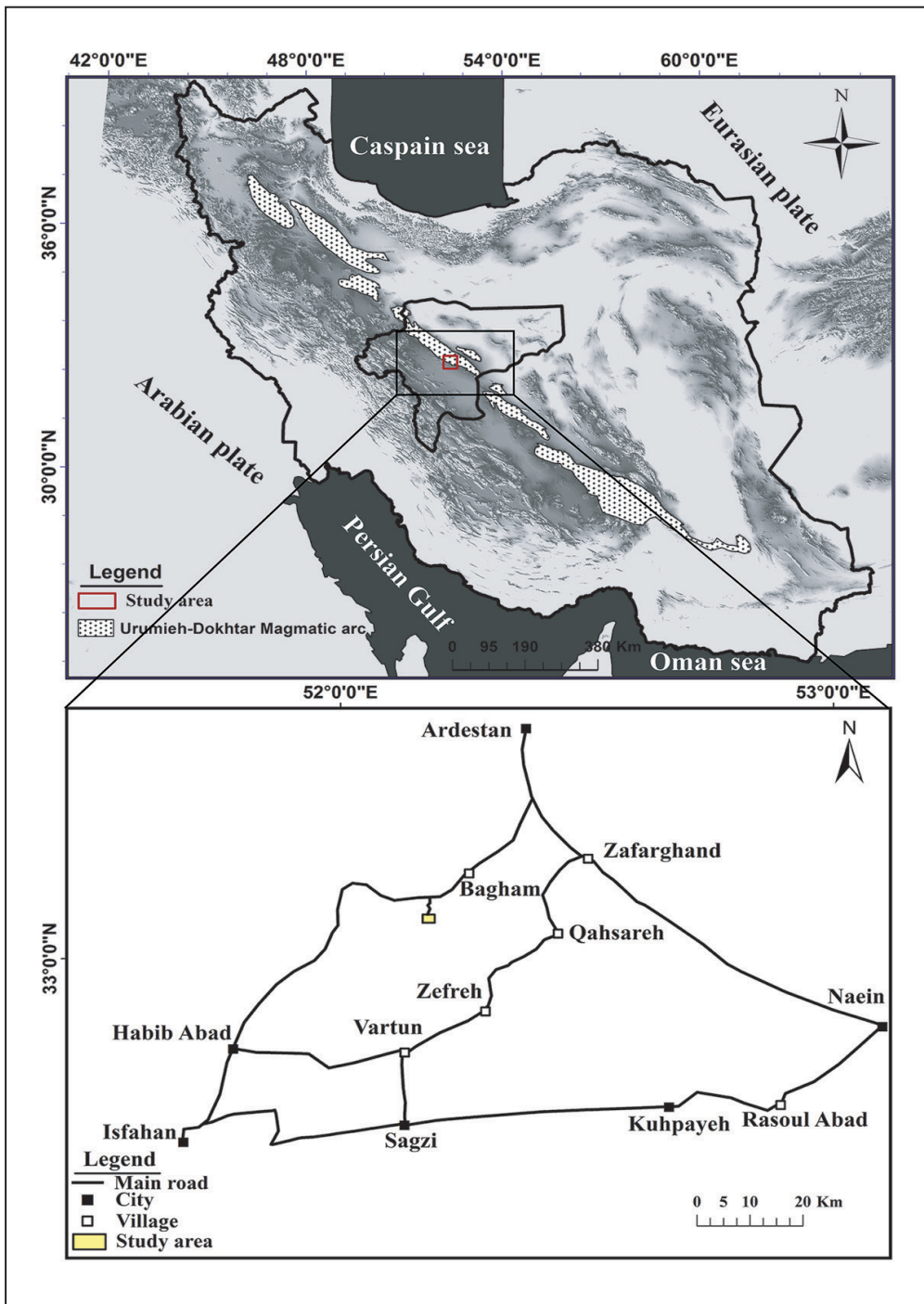
در این پژوهش برای دستیابی به اهداف مورد نظر، روش‌های مختلف جمع‌آوری صحرایی و آزمایشگاهی مورد استفاده قرار گرفت. به همین منظور از رخنمون واحدهای سنگی و مغزه‌های گمانه‌های حفاری ۸۰ نمونه دستی برداشت و ۶ مقطع صیقلی، ۷ مقطع نازک صیقلی جهت مطالعه پتروگرافی سنگ میزبان دگرسانی و کانه‌زایی آماده شد. همچنین ۱۸ مقطع نازک به منظور مطالعه میکروسکوپی و تفکیک انواع دولومیت‌ها تهیه شده است. تقسیم‌بندی و نامگذاری دولومیت‌ها بر اساس رده‌بندی‌های سیبلی و گرگ (Sibley and Gregg, 1987)، مازلو (Muzzullo, 1992) و فریدمن (Friedman, 1965) انجام شده است. به منظور بررسی دقیق‌تر و تفکیک نوع کربنات‌ها (دولومیت و کلسیت)، تعدادی از نمونه‌ها توسط محلول آلزارین و فری سیانید پتاسیم به روش دیکسون (Dickson, 1965) رنگ‌آمیزی شد. همچنین تعداد ۶ مقطع نازک از نمونه سنگ‌های کربناته به وسیله پودر جلا دهنده صیقل داده و توسط دستگاه کاتدلومینسانس مدل I-CTL Mk5 (که بر روی میکروسکوپ پلاریزان نصب شده) واقع در گروه زمین‌شناسی دانشگاه اصفهان به منظور مطالعات دیاژنتی مورد بررسی قرار گرفت. پس از انجام مطالعات پتروگرافی و شناسایی انواع دولومت‌ها، به دقت توسط مته داندان پزشکی از سطوح صیقل خورده مغزه‌های حفاری، ۱۳ نمونه پودر (در حدود یک گرم) از انواع دولومیت‌ها تهیه و جهت تعیین مقادیر عناصر اصلی و فرعی به روش ICP-OES به آزمایشگاه MS-Analytical کشور کانادا ارسال شده است.

## ۳- موقعیت جغرافیایی و زمین‌شناسی منطقه

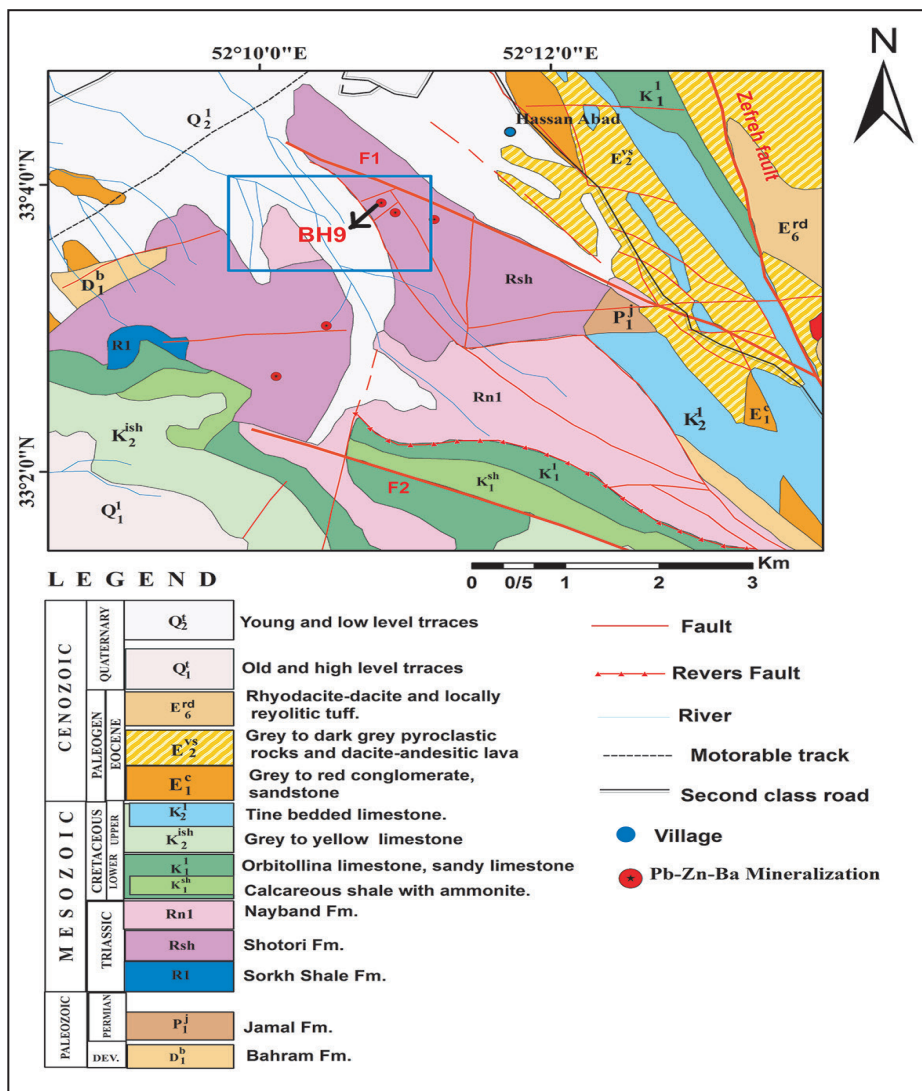
منطقه مورد مطالعه در ۸۷ کیلومتری شمال شرق اصفهان و ۴۵ کیلومتری جنوب غربی اردستان قرار گرفته است. مهم‌ترین راه دسترسی به این منطقه جاده اصفهان-اردستان است که از شمال منطقه عبور می‌کند. جاده خاکی به طول ۵ کیلومتر امکان دسترسی به محدوده را فراهم می‌نماید. همچنین از نظر تقسیمات ساختمانی-رسوبی ایران، منطقه مورد مطالعه در زون ایران مرکزی و در حاشیه غربی زون ارومیه-دختر قرار دارد (شکل ۱). قدیمی‌ترین واحد سنگ چینه‌ای رخنمون یافته در منطقه مورد مطالعه، سنگ‌های آهکی خاکستری رنگ به نام سازند بهرام به سن دونین (D1b) است. واحدهای

در بخش غرب و شمال غرب به شکل یک زون به طول ۲۲ متر و پهنای ۶ متر در داخل دولومیت‌ها متمرکز شده است (گزارش شرکت پارس اکسید، ۱۳۹۵). در ادامه توالی سنگ چینه‌ای، واحد تریاس بالایی (Rn-1) شامل شیل‌های تیره رنگ تا سیاه همراه با ماسه سنگ کوارتزی و سنگ آهک دولومیتی زرد تا خاکستری رنگ و سایر واحدها به سن ژوراسیک تا ائوسن بالایی مشاهده می‌شوند. جوان‌ترین واحد، نهشته‌های کواترنر (Qt1 و Qt2) است (شکل‌های ۲ و ۳).

پرمین (P1j) به صورت بیرون زدگی کوچکی از نوع سنگ آهک و دولومیت خاکستری رنگ (سازند جمال) در کنار این واحد مشاهده می‌شود. سازند سرخ شیل به سن تریاس زیرین (R1) در میان کربنات‌های دولومیتی سازند جمال در زیر و دولومیت‌های خاکستری سازند شتری در بالا قرار دارد. دولومیت‌های سازند شتری در یک راستای عموماً شمال غربی- جنوب شرقی گستره وسیعی را در پهنه مورد مطالعه پوشانده و میزان کانی‌سازی در منطقه است. کانه‌زایی در منطقه حسن آباد

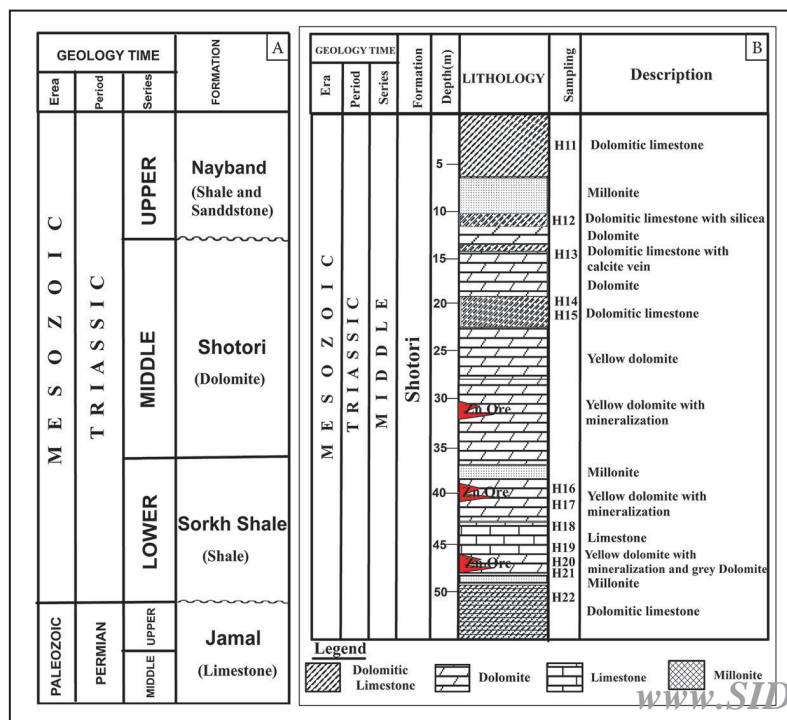


شکل ۱- موقعیت جغرافیایی منطقه مورد مطالعه بر روی تصویر مدل رقمی ارتفاعی (DEM) به همراه راه‌های دسترسی به منطقه مورد مطالعه.



شکل ۲- نقشه زمین شناسی منطقه مورد مطالعه اقتباس از نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ اردستان (رادفر، ۱۳۷۸)؛ محدوده مورد مطالعه بر روی نقشه مشخص شده است.

شکل ۳- چینه شناسی ناحیه حسن آباد. (A) شمای کلی از چینه شناسی منطقه حسن آباد؛ (B) ستون چینه سنگی بخشی از سازند شتری در گمانه شماره BH9.



#### ۴- پتروگرافی دولومیت‌ها

دولومیت در اشکال و انواع مختلف آن اصلی‌ترین لیتولوژی تشکیل دهنده سازند شتری به شمار می‌رود (رحیمی و همکاران، ۱۳۹۶). این دولومیت‌ها بر اساس شکل و اندازه بلورها، توزیع اندازه بلوری (polymodal-unimodal)، شکل‌های مرزهای بلورها (Planar or nonplanar) به شش گروه تقسیم‌بندی شدند.

##### ۴-۱. دولومیت بسیار ریز بلور (D1: very fine crystalline dolomite)

در نمونه‌های مورد مطالعه این نوع دولومیت تحت عنوان دولومیت نوع اول معرفی شده است. این دولومیت‌ها از بلورهای بسیار ریز ۳ تا ۱۰ میکرون (میانگین ۵ میکرون)، نیمه شکل‌دار تا بی‌شکل (subhedral-anhedral) با اندازه برابر (unimodal) تشکیل شده است (شکل ۴-۴). این نوع دولومیت در بخش‌های پایینی و میانی گمانه BH9 مشاهده می‌شود (شکل ۳-۳). تشکیل بافت مسطح (planar-s) ناشی از رشد آرام بلور از حالت اولیه خود (یعنی زمانی که بلورهای دولومیت در متن آهک اولیه پراکنده‌اند) است (Ye and Mazzullo, 1993; Amthor and Friedman, 1992). همچنین سیلی و گرگ (Sibley and Gregg, 1987) بر این باورند که فابریک مسطح (planar-s) نتیجه رشد آهسته بلور در اثر انتشار مستمر سیال دولومیت‌ساز در دمای پایین است و فرایند هسته‌سازی یک مرحله‌ای و توزیع همگن و مکان‌های هسته‌سازی همراه با رشد یکنواخت بلورها، موجب تشکیل دولومیت‌های یک اندازه (unimodal) می‌شود. دولومیت‌های مذکور بیشتر متراکم و دارای رنگ خاکستری و فاقد سنگواره هستند. اندازه بلورهای دولومیت می‌تواند راهی بسیار مناسب برای تشخیص دولومیت‌های اولیه از ثانویه باشند (Ye and Mazzullo, 1993; Amthor and Friedman, 1992). اساساً دولومیت‌های ریزبلور به عنوان دولومیت‌های همزمان با رسوبگذاری و یا دولومیت تشکیل شده

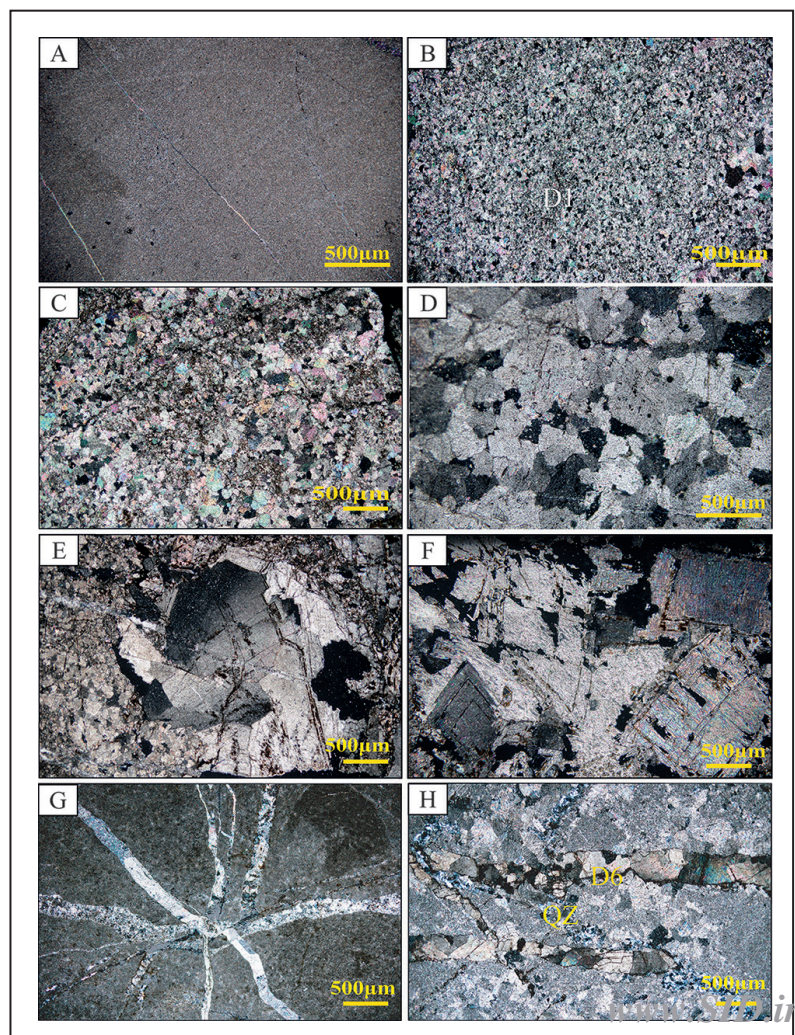
در مراحل اولیه دیاژنز در یک منطقه بالای پهنه جزرومدی (supratidal) یا منطقه جزرومدی (intra-tidal) بالایی در نظر گرفته می‌شوند (آدابی، ۱۳۹۲). در این نوع دولومیت‌ها آب دریا یا محلول‌های بین دانه‌ای غنی از Mg ممکن است عامل دولومیتی شدن باشد (Land, 1985).

##### ۴-۲. دولومیت ریز بلور (D2: Fine crystalline dolomite)

این دولومیت‌ها که به عنوان دولومیت نوع دوم معرفی می‌شوند دارای سایز بلوری ۱۰ تا ۵۰ میکرون هستند. این نوع دولومیت در بخش‌های پایینی گمانه BH9 و در مجاورت دولومیت‌های بسیار ریز بلور قرار دارند (شکل ۳-۳). این دولومیت‌ها به شکل موزاییک‌هایی با اندازه متفاوت (polymodal) و رنگی روشن‌تر، نیمه شکل‌دار (subhedral) تا بی‌شکل (anhedral) هستند و دارای مرزهای بلوری مسطح (planar-s) هستند حضور دولومیت نوع یک به صورت لکه‌هایی (Patch) در بین بلورهای دولومیت نوع دو، نشان‌دهنده تبلور دوباره بخشی از دولومیت نوع یک است (شکل ۴-۳).

##### ۴-۳. دولومیت متوسط بلور (D3: Medium crystalline dolomite)

اندازه بلورها در این نوع دولومیت از ۵۰ تا ۱۵۰ میکرون تغییر می‌کند. این نوع دولومیت در بخش‌های بالایی گمانه مورد مطالعه مشاهده شده است (شکل ۳-۳). این دولومیت‌ها که به عنوان دولومیت نوع سوم یا متوسط بلور عمدتاً به صورت بلورهای ریز تا متوسط، متراکم و دارای مرز مسطح نیمه‌شکل‌دار تا بی‌شکل (Subhedral to anhedral planar-s crystal) هستند (شکل ۴-۳). این دولومیت‌ها اغلب دارای لومینسانس روشن از نارنجی تا قرمز هستند (شکل‌های ۵-۳ و ۴-۳).



شکل ۴- تصاویر پتروگرافی انواع دولومیت‌ها بر اساس اندازه بلورها در نور XPL. (A) بلورهای بسیار ریز دولومیت نوع اول (نمونه H2)؛ (B) دولومیت نوع دوم یا ریز بلور (نمونه H4)؛ (C) دولومیت نوع سوم یا متوسط بلور (نمونه H4)؛ (D) بلورهای شکل دار تا نیمه شکل‌دار دولومیت نوع چهارم که خاموشی موجی دارد (نمونه H6)؛ (E) دولومیت بسیار درشت بلور زین اسبی (saddle) که به سمت حاشیه دارای انحناي خنجر مانند شده است (نمونه H24)؛ (F) دولومیت زین اسبی یا دولومیت نوع پنجم (نمونه H24)؛ (G) تقاطع انواع دولومیت رگچه‌ای با یکدیگر (H1 نمونه). (H) دولومیت رگه‌ای که توسط رگه‌های سیلیسی قطع شده (نمونه 2AT).

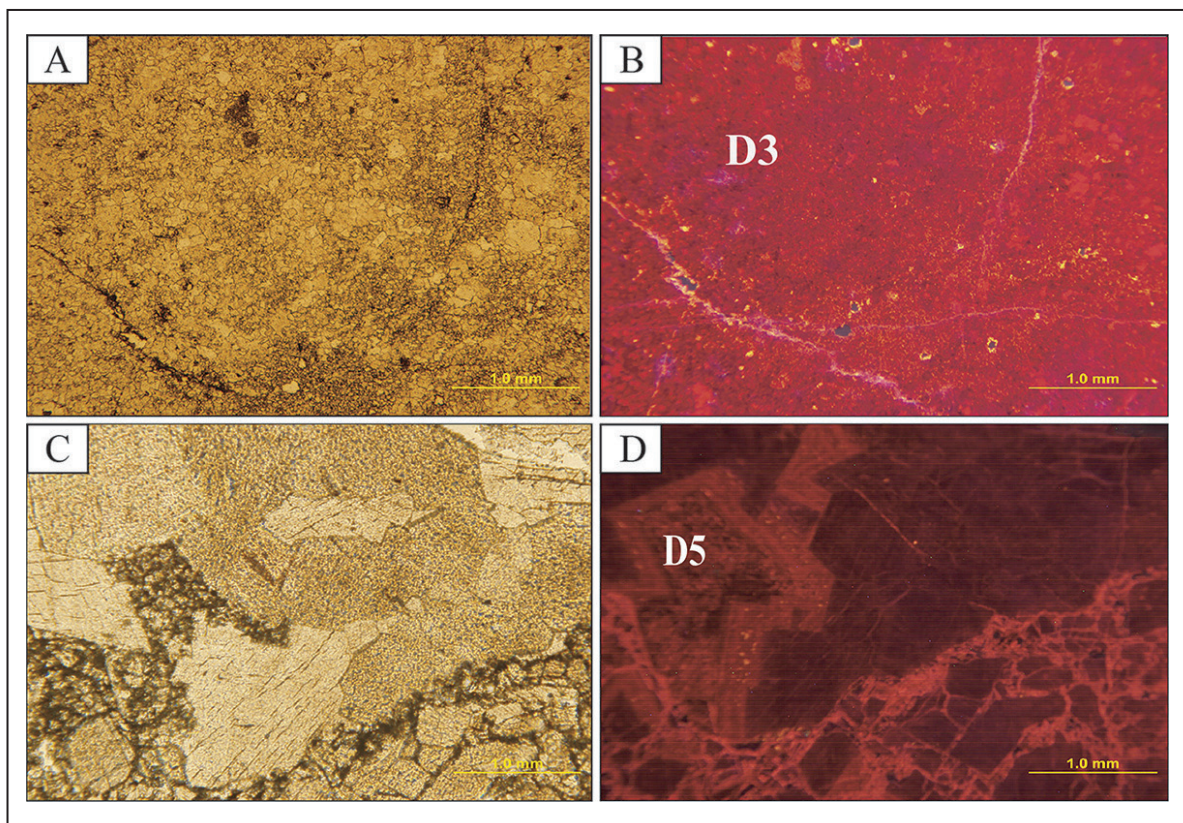
#### ۴-۵. دولومیت زین‌اسبی (D5: Saddle dolomite)

دولومیت زین‌اسبی خاموشی موجی شدید و رخ‌های کاملاً انحنادار از خود نشان می‌دهد که بیشتر این نوع دولومیت‌ها درون حفرات و شکستگی‌ها در بخش‌های بالایی گمانه BH9 و در مجاورت دولومیت‌های درشت بلور یافت می‌شوند (شکل ۳- B) که نشان دهنده تأخیری بودن آنهاست (شکل ۴- E). بلورهای این دولومیت‌ها به رنگ خاکستری روشن تا سفید بوده و حواشی بعضی از دولومیت‌ها دارای انتهای انحنادار خنجر مانند (scimitar-like) (شکل ۴- F) هستند (رحیم‌پوربناب، ۱۳۸۴). این دولومیت‌ها بافت غیرمسطح همراه با خاموشی موجی دارند که چنین بافتی نشان‌دهنده تشکیل این دولومیت‌ها در دمای بیشتر از ۶۰ درجه سانتیگراد است (Warren, 2000). اصولاً دولومیت‌های گرمایی رنگ‌های مختلف لومینسانسی از نارنجی تا قرمز نشان می‌دهد (Boggs and Krinsley, 2006). بررسی‌های کاتدولومینسانس نشان داد این دولومیت‌ها در فازهای مختلف تشکیل شده‌اند و دارای منطقه بندی سرخ یا نارنجی و تیره یا مات هستند (شکل‌های ۵- C و D). دولومیت زین‌اسبی در رگه‌ها و شکستگی‌های سنگ‌های آهکی هم ملاحظه می‌شود و معمولاً در این حالت همراه با کانی‌سازی اپی ژنتیک است (رحیم‌پوربناب، ۱۳۸۴). همراه با این نوع دولومیت کانی‌سازی گالن قابل مشاهده است.

به احتمال زیاد تبلور دوباره دولومیت نوع یک و دو، باعث تشکیل دولومیت نوع سه شده است. دولومیت نوع سوم بیانگر جانشینی دیاژنتیکی سنگ آهک قبلی و یا تبلور مجدد دولومیت‌های اولیه، زیر دمای بحرانی یعنی کمتر از ۶۰ درجه سانتی‌گراد است (Gregg and Shelton, 1990; Mazzullo, 1992). به همراه این دولومیت‌ها کانی پیریت به صورت پراکنده مشاهده می‌شود.

#### ۴-۴. دولومیت درشت بلور (D4: Coarsly crystalline dolomite)

دولومیت نوع چهارم از بلورهای درشت با سایز بلوری ۱۵۰ تا ۲۵۰ میکرون تشکیل شده است. این نوع دولومیت در بخش‌های میانی تا بالایی گمانه BH9 در مجاورت زون کانی‌زایی مشاهده شده است (شکل ۳- B). این دولومیت‌ها اغلب بدون شکل کامل، نیمه شکل‌دار تا شکل‌دار در اندازه بلوری متفاوت تشکیل شده‌اند. مرز بین بلورها اغلب از نوع غیرمسطح و غیرمسطح-A و غیرمسطح-C (Muzzullo, 1992) بوده و بلورها از خود خاموشی موجی نشان می‌دهد (شکل ۴- D). بلورهای درشت و بافت غیرمسطح (nonplanar) با مرزهای بین بلوری نامنظم و خاموشی غیریکتواخت خاص دولومیت‌های نوریختی و جانشینی در دمای بالا است (Gregg and Shelton, 1990). درشتی بلورها، بافت غیرمسطح (nonplanar-A) و خاموشی موجی در بعضی از بلورها می‌تواند بیانگر تشکیل این دولومیت‌ها در مراحل تدفین و دمای بیشتر از ۶۰ درجه سانتی‌گراد باشد (Gregg and Shelton, 1990).



شکل ۵- تصاویر کاتدولومینسانس دولومیت متوسط بلور و زین‌اسبی. A و B) دولومیت متوسط بلور در نور PPL و CL (نمونه H4); C و D) دولومیت زین‌اسبی در دو نور PPL و CL (نمونه H16).

#### ۴-۶. دولومیت پرکننده فضای خالی و رگچه‌ها (D6: Dolomite filling pore)

(spaces and veins)

این دولومیت‌ها به صورت موزاییک‌های متراکم با مرزهای غیرمسطح (nonplanar) و بی‌شکل تشکیل شده است. اندازه بلور این دولومیت‌ها متفاوت است. این دولومیت‌ها عمدتاً به صورت درشت بلور و جانشینی تشکیل می‌شوند که به صورت مسطح، حفره‌ها و شکستگی‌ها را پر نموده‌اند (شکل‌های ۴- G و H). در بعضی از موارد این دولومیت‌ها خاموشی موجی نشان می‌دهند که از این نظر شبیه

این دولومیت‌ها به صورت موزاییک‌های متراکم با مرزهای غیرمسطح (nonplanar) و بی‌شکل تشکیل شده است. اندازه بلور این دولومیت‌ها متفاوت است. این دولومیت‌ها عمدتاً به صورت درشت بلور و جانشینی تشکیل می‌شوند که به صورت مسطح، حفره‌ها و شکستگی‌ها را پر نموده‌اند (شکل‌های ۴- G و H). در بعضی از موارد این دولومیت‌ها خاموشی موجی نشان می‌دهند که از این نظر شبیه

ششم و سیلیس به صورت رگه‌ای است و همچنین به صورت پرکننده فضای خالی بین بلورهای باریت قرار گرفته است (شکل‌های ۶- A و B و C).

سولفیدهایی مانند اسفالریت و سولفوسالت (تتراندريت- تنانیت) تنها به صورت ادخال و در مقیاس میکروسکوپی در گالن حضور دارند و همچنین در برخی مواقع گالن از اطراف جانشین اسفالریت شده است (شکل ۷- A). گالن در اثر هوازدگی به سروریت و انگلریت تبدیل شده است که عمدتاً به صورت بافت جانشینی همچون جانشینی خوردگی (Caries) و کناره‌ای (Boundary) مشاهده می‌شوند (شکل ۷- B). در اطراف گالن کانی‌های کولیت و کالکوسیت در نمونه میکروسکوپی مشاهده می‌شوند (شکل ۷- C). کانی‌های کولیت (CuS)، مالاکیت  $(Cu_2Co_3(OH)_2)$  از جمله کانی‌های ثانویه مس دار است که مس آنها از ادخال‌های کالکوپیریت و تتراندريت- تنانیت درون گالن تأمین می‌شود. مس خارج شده از ساختار سولفیدهای مس اولیه با سولفات موجود در محیط ترکیب و تشکیل کولیت می‌دهد (Guillbert and Park, 1997).

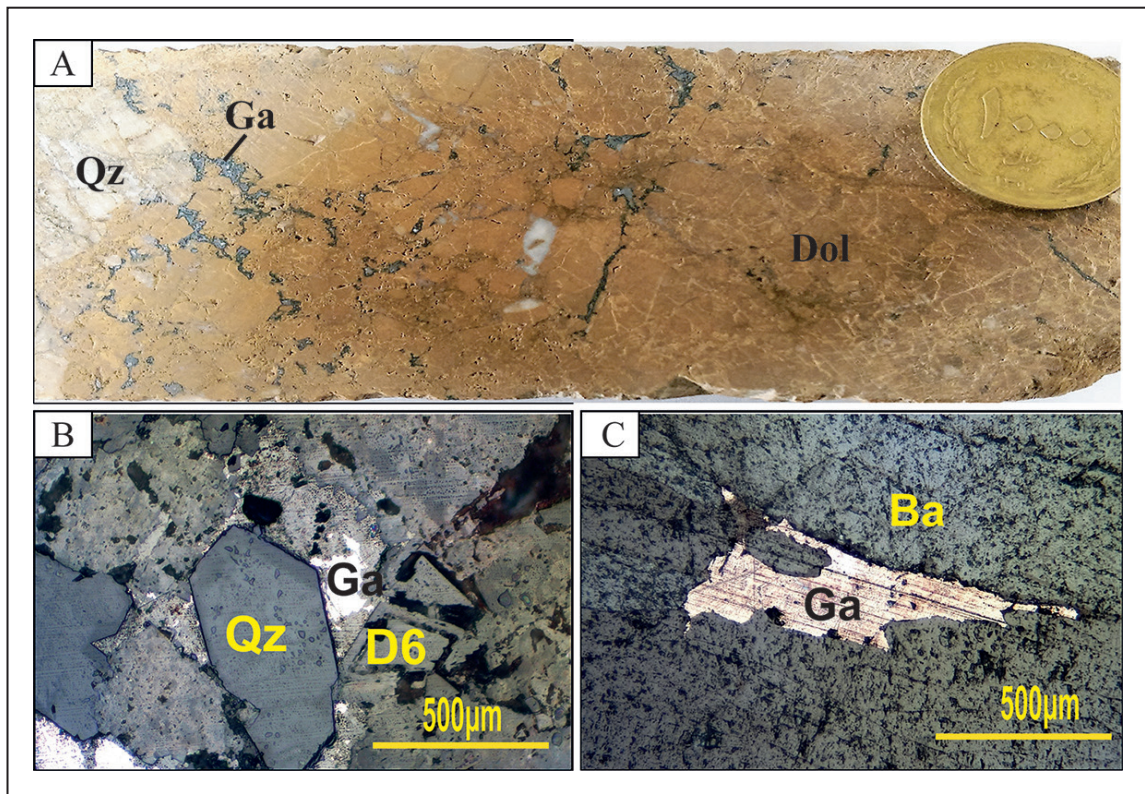
باریت مهم‌ترین کانی همراه با ماده معدنی در معدن سرب و روی حسن آباد است که با بافت تیغه‌ای و دم جارویی به رنگ زرد تا خاکستری همراه با کانی‌های گالن، پیریت، کوارتز و دولومیت مشاهده می‌شود (شکل ۷- D). پیریت از جمله کانی‌های معمول در کانسارهای MVT است (Wahlstrom, 1984). در مقاطع مورد مطالعه دو نسل پیریت مشاهده شد. پیریت شش گوش و درشت بلور که به صورت بلورهای خودشکل درون دولومیت‌های ریز تا متوسط بلور قرار گرفته و در طی فرآیند هوازدگی با هماتیت و گوتیت جانشین شده است. پیریت نوع دوم ریز بلور بوده که به صورت بلورهای بی‌شکل درون شکستگی‌های باریت قرار گرفته است (شکل‌های ۷- E و F).

رگه‌ها و فضای خالی باقی‌مانده را پر کرده است (شکل ۴- G) و همراه با این دولومیت‌ها کانی‌های گالن و باریت مشاهده می‌شود.

## ۵- کانه‌زایی

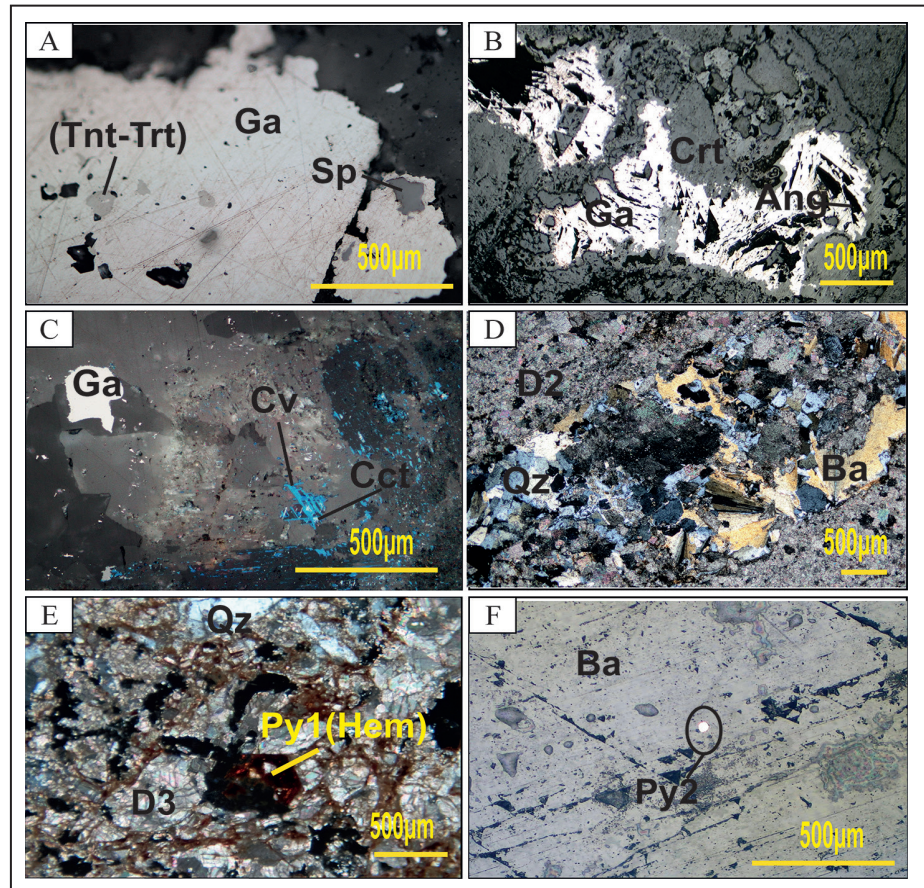
بر اساس کارهای اکتشافی سطحی و عمقی، کانه‌زایی در منطقه حسن آباد با ذخیره حدود ۲۰ هزار تن، به شکل یک زون به طول ۲۲ متر و پهنای ۶ متر تا عمق ۴۵ متری از سطح زمین در داخل دولومیت‌ها متمرکز شده است که دارای سرب با عیار میانگین ۱/۵ درصد و روی با عیار میانگین ۴ درصد است که در بخش‌هایی دارای رگه‌های کوچکی از باریت نیز است (گزارش اکتشاف تکمیلی، شرکت پارس اکسید، ۱۳۹۵). کانه‌زایی به صورت پرکننده فضای خالی، لکه‌ای (Patch) و گاهی به صورت رگچه‌ای درون دولومیت‌های سازند شتری به سن تریاس میانی جای گرفته است. مهم‌ترین دگرسانی دولومیتی است که به همراه سیلیسی و به میزان کمتر کلسیتی در اطراف رگه‌ها و فضاهای کانه دار مشاهده شد. بر اساس مطالعات انجام شده کانه‌های اولیه در این کانسار گالن، اسفالریت، سولفوسالت، پیریت و باریت است که در اثر فرآیندهای پروتازاد به سروریت، انگلریت، کولیت، کالکوسیت و اکسید و هیدروکسید آهن تبدیل شده‌اند. با توجه به سنگ میزبان، نوع دگرسانی، کانی‌شناسی و ساخت و بافت، کانسار حسن آباد از نوع MVT در نظر گرفته شده است (احمدی، ۱۳۹۶).

گالن یکی از مهم‌ترین فازهای سولفیدی کانی‌سازی در منطقه حسن آباد است که به صورت رگه- رگچه‌ای، توده‌ای و پرکننده فضای خالی که شکل فضای خالی را نیز به خود گرفته است دیده می‌شود. این کانی در نمونه‌ها همراه با دولومیت نوع



شکل ۶- کانه‌زایی گالن در محدوده مورد مطالعه. (A) تصویر نمونه دستی گالن (Ga) به همراه دولومیت (Dol) و کوارتز (Qz)؛ (B) کانی گالن به همراه کوارتز و دولومیت نوع ششم (D6) (نمونه H25)؛ (C) گالن به صورت پرکننده فضای خالی در داخل باریت (Ba) (نمونه 11B). علامت اختصاری ارائه شده در تصاویر اقتباس از (Whitney and Evans (2010).

شکل ۷- کانه‌زایی اسفالریت، تانتیت-تتراندریت، باریت و پیریت در محدوده مورد حسن آباد. (A) اسفالریت (Sp) و سولفوسالت (تانتیت (Tnt)-تتراندریت (Trt)) به صورت ادخال در داخل گالن (نمونه 2G)؛ (B) جانشینی گالن به صورت انتخابی و کنارهای با سروزیت (Crt) و انگلریت (Ang) (نمونه H25)؛ (C) قرارگیری کانی‌های کولیت (Cct) و کالکوسیت (Cv) در اطراف گالن (نمونه H5)؛ (D) باریت با بافت دم‌جارویی به رنگ زرد همراه با کوارتز در رگه (نمونه H4)؛ (E) پیریت (Py1) خودشکل نسل اول درون دولومیت نوع سه که به هیدروکسید تبدیل شده (نمونه H25)؛ (F) پیریت ریزبلورنسل دوم (Py2) درون باریت (نمونه 11B).



دولومیت‌ها، بررسی روابط بافتی کانه‌ها و تشخیص نسل‌های مختلف از کانی‌های مورد مطالعه، می‌توان توالی پاراژنتیکی در کانسار حسن آباد را به صورت شکل ۸ ارائه نمود.

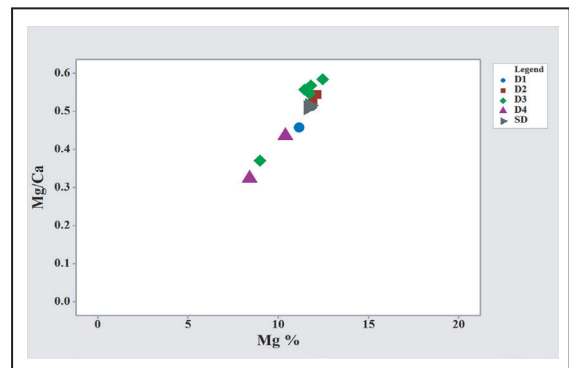
با توجه به مشاهدات صحرایی و بررسی سنگ‌های کربناته میزبان در منطقه و نقش آنها در کانه‌زایی و با در نظر گرفتن مطالعات میکروسکوپی، تفکیک انواع

Stage	Early → Late		
	Pre Mineralization	Mineralization	Post Mineralization
Dolomite I	██████████		
Dolomite II	██████████		
Dolomite III	██████████		
Dolomite IV		██████████	
Dolomite V		██████████	
Dolomite VI		██████████	
Quartz		██████████	
Calcite		██████████	██
Pyrite	I ██████████	II ██████████	
Barite		██████████	
Tennantite-Tetrahedrite		██████████	
Sphalerite		██████████	
Galena			██████████
Covelite			██████████
Chalcosite			██████████
Cerussite			██████████
Anglesite			██████████
Hematite			██████████
Goethite			██████████

شکل ۸- توالی پاراژنتیکی سنگ میزبان و کانه‌زایی کانسار سرب و روی حسن آباد.

## ۶- ژئوشیمی دولومیت‌ها

بررسی ترکیب شیمیایی دولومیت‌ها و عناصر فرعی موجود در ساختار آنها از قبیل وجود عناصر Sr, Ba, Mn, Na و Fe یکی از راه‌های مفید در دستیابی به شرایط تشکیل سنگ میزبان و پی بردن به ترکیب سیال گرمایی در کانسارهای با میزبان کربناته است (Pires et al., 2004; Bouch et al., 2006; Zhang et al., 2009). داده‌های حاصل از آنالیز ژئوشیمیایی ICP-OES نمونه‌های دولومیت برداشت شده از مغزه‌های حفاری منطقه مورد مطالعه در جدول ۱ ارائه شده است. تجزیه ژئوشیمیایی روی انواع دولومیت‌ها به غیر از دولومیت‌های رگچه‌ای که امکان جداسازی آن‌ها از



شکل ۹- روند تغییرات درصد منیزیم در مقابل نسبت منیزیم به کلسیم در دولومیت‌های مورد مطالعه.

جدول ۱- تغییرات عناصر اصلی و فرعی در نمونه‌های دولومیت‌های خیلی ریزبلور (D1)، ریزبلور (D2)، متوسط بلور (D3)، درشت بلور (D4) و دولومیت زین آسبی (D5) در کانسار حسن آباد.

Dolomite type	Sample No.	No.	Ca (%) 0.01	Mg (%) 0.01	Ba (ppm) 10	Mn (ppm) 5	Fe (%) 0.01	Sr (ppm) 1	Na (%) 0.01	Zn (ppm) 2	Pb (ppm) 2	S (%) 0.01	Sb (ppm) 5	Cd (ppm) 0.5	Ag (ppm) 0.5	Cu (ppm) 1
D1	H1	1	22.99	11.38	51	440	0.57	213	0.05	338	51	0.04	5	1.1	0.7	9
D1	H2	2	24.33	11.13	44	604	0.61	226	0.05	412	94	0.04	5	1.1	0.7	17
D2	H9	3	22.44	11.89	69	489	0.6	228	0.05	415	82	0.04	5	1.1	0.5	4
D2	H22	4	22.27	12.11	61	417	0.55	204	0.05	281	30	0.05	5	1.60	0.6	19
D3	H4	5	21.31	12.44	11	701	0.83	74	0.02	1228	1029	0.01	12	9.22	1.54	38
D3	H25	6	21.38	11.7	10	1047	1.17	133	0.02	988	1169	0.01	14	9.22	1.54	26
D3	H30	7	20.56	11.45	19	698	2.25	63	0.02	158	138	0.02	7	1	0.9	11
D3	H32	8	24.19	8.96	74	1067	1.22	142	0.02	309	107	0.02	5	1	0.8	5
D3	H36	9	20.77	11.79	10	1652	1.50	71	0.01	1227	1170	0.01	16	9.22	1.54	61.68
D4	H28	10	25.93	8.4	145	1221	1.35	130	0.04	1227	1169	0.01	5	7.60	0.5	17
D4	H33	11	23.79	10.38	84	1144	2.02	69	0.02	894	421	0.01	12	1.30	0.8	34
D5	H24	12	22.76	11.73	18	522	1.90	15	0.03	241	838	0.01	7	0.7	1	29
D5	H34	13	22.44	11.64	76	916	1.43	5	0.02	622	293	0.01	15	0.9	0.08	41
Average			23	11	52	840	1.14	131	0.03	642	507	0.02	8.7	3.5	0.9	23.9

## ۶-۲. سدیم (Na)

آب دریا و مراحل اولیه دیاژنز تشکیل می‌شوند، در مقایسه با دولومیت‌های تدفینی مقادیر بیشتر استرانسیم در شبکه بلوری خود دارند (Warren, 2000; Veizer, 1983). گسترش فرآیند دولومیتی شدن به‌طور کلی سبب کاهش میزان استرانسیم در شبکه بلورها می‌شود (Hou et al., 2016). میزان استرانسیم در دولومیت‌های مورد مطالعه ۶۳ تا ۲۲۸ پی‌پی‌ام با میانگین ۱۳۱ پی‌پی‌ام است (جدول ۱). میزان استرانسیم در دولومیت‌های نوع اول تا پنجم به‌طور میانگین و به ترتیب ۲۲۰، ۲۱۶، ۹۷، ۹۹ و ۷۸ پی‌پی‌ام است و از نسل اول به نسل‌های بعدی روند کاهشی نشان می‌دهد (شکل ۱۰- B). میزان استرانسیم در دولومیت‌های ریزبلور به مراتب از دولومیت درشت بلور به دلیل تأثیر کمتر دگرسانی بر روی این نمونه‌ها بیشتر است. به عقیده Tucker and Wright (1990) استرانسیم در دولومیت‌ها به هنگام تبلور دوباره در حین تدفین کاهش قابل ملاحظه‌ای می‌یابد، به همین علت مقادیر استرانسیم از دولومیت ریز بلور به بعد روند کاهشی را نشان می‌دهد (شکل ۱۰- B).

## ۶-۴. آهن (Fe) و منگنز (Mn)

آهن و منگنز برخلاف استرانسیم و سدیم در دولومیت‌های دیاژنزی تأخیری

سدیم فراوان‌ترین کاتیون موجود در آب دریاست و تمرکز آن در دولومیت‌ها، درجه شوری سیال دولومیت‌ساز را تعیین می‌کند (Warren, 2000; Suzuki et al., 2006). مقدار سدیم در دولومیت‌های منطقه مورد مطالعه ۱۰۰ تا ۵۰۰ پی‌پی‌ام با میانگین ۳۰۸ پی‌پی‌ام در تغییر است. میزان سدیم در هر یک از دولومیت‌های نوع اول تا پنجم به‌طور میانگین و به ترتیب ۵۰۰، ۱۸۰، ۳۰۰ و ۲۵۰ پی‌پی‌ام است یعنی از نسل یک به سمت نسل‌های بعدی مقدار سدیم در دولومیت‌ها کاهش نشان می‌دهد (جدول ۱). ترسیم نمودار سدیم در مقابل منیزیم نشان می‌دهد که تمرکز سدیم در دولومیت‌های نوع اول و دوم در مقایسه با سایر دولومیت‌ها بیشتر است (شکل ۱۰- A). کاهش میزان سدیم از دولومیت دانه‌ریز تا دولومیت دانه درشت به تبلور دوباره در طی دیاژنز تدفینی نسبت داده می‌شود (Sachan, 1993).

## ۶-۳. استرانسیم (Sr)

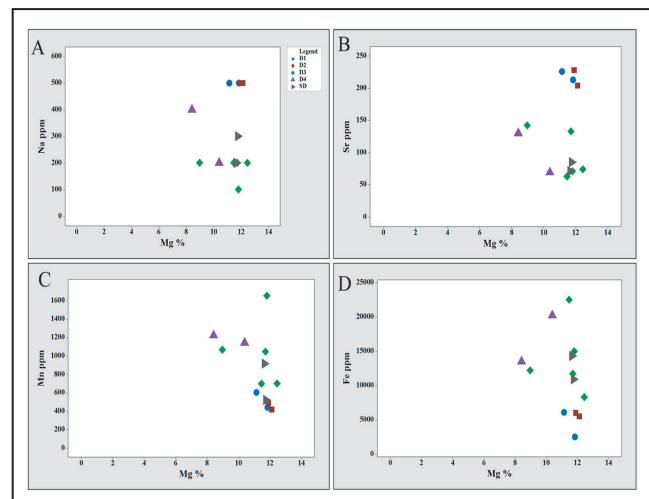
از میان عناصر فرعی موجود در دولومیت‌ها استرانسیم اهمیت بیشتری دارد و برای تعیین نوع سیال دولومیت‌ساز به کار برده می‌شود. بلورهای دولومیتی که توسط



سنگ‌ها با سیالات غیر دریایی (بیشتر گرمایی) در شرایط احیایی باشد، زیرا مقادیر آهن و منگنز در سیالات دریایی بسیار پایین است (آدابی، ۱۳۹۲). مقدار آهن در دولومیت‌های مورد مطالعه ۲۵۰۰ تا ۲۲۵۰۰ پی‌پی‌ام با میانگین ۱۱۴۳۸ پی‌پی‌ام است (جدول ۱). میزان آهن در دولومیت‌های نوع اول تا پنجم به طور میانگین و به ترتیب برابر است با ۴۳۰۰، ۵۷۵۰، ۱۳۹۴۰، ۱۶۸۵۰ و ۱۲۶۰۰ پی‌پی‌ام است. مقدار منگنز بین ۴۴۰ تا ۱۶۵۲ پی‌پی‌ام با میانگین ۸۴۰ پی‌پی‌ام است (جدول ۱). میزان منگنز در دولومیت‌های نوع اول تا پنجم به طور میانگین و به ترتیب برابر است با ۵۲۲، ۴۵۳، ۱۰۳۳، ۱۱۸۳ و ۷۱۹ پی‌پی‌ام است. عناصر آهن و منگنز با افزایش مقدار منیزیم نیز کاهش می‌یابد (شکل‌های ۱۰ - C و D).

شکل ۱۰- الگوهای تغییرات غلظت عناصر فرعی در مقابل درصد منیزیم. پراکنندگی عناصر: (A) سدیم؛ (B) استرانسیم؛ (C) منگنز؛ (D) آهن در مقابل درصد منیزیم در انواع دولومیت‌ها تقریباً یکسان است.

نسبت به دولومیت‌های اولیه تمایل به افزایش نشان می‌دهند. این افزایش ممکن است به دو دلیل باشد (۱) آهن و منگنز در آب دریا تمرکز پایین ولی در سیال دیاژنزی تمرکز بالایی دارند و (۲) تمرکز بیشتر آهن و منگنز به شرایط احیایی حاکم بر محیط بستگی دارد، به طوری که مقادیر آهن و منگنز در دولومیت‌های اولیه نزدیک به سطح به دلیل شرایط اکسایشی، نسبت به دولومیت تدفینی که در شرایط احیایی تر تشکیل می‌شوند، پایین تر است (Tucker and Wright, 1990). در حالت کلی افزایش میزان آهن و منگنز در دولومیت‌ها می‌تواند نشان دهنده کاهش شرایط اکسیده و افزایش شرایط احیایی حاکم بر محیط باشد (Land, 1985; Azomanoi et al., 2013). بنابراین مقادیر قابل ملاحظه آهن و منگنز در دولومیت‌های نزدیک به کانسار می‌تواند به دلیل واکنش این



## ۷- مدل دولومیتی شدن

بررسی انواع مختلف دولومیت آشکار می‌سازد که دو سازوکار در تشکیل دولومیت‌های سنگ میزبان منطقه حسن آباد مؤثر بوده است.

### ۷-۱. مدل دولومیتی شدن سخا

با توجه به شواهد پتروگرافی مانند بافت دانه ریز دولومیت نوع یک و دو و شواهد ژئوشیمیایی نظیر بالا بودن عناصر سدیم و استرانسیم و پایین بودن مقادیر Fe و Mn نسبت به سایر دولومیت‌ها، این دولومیت‌ها به عنوان دولومیت همزمان با رسوبگذاری یا دولومیت دیاژنتیکی اولیه در نظر گرفته می‌شود (آدابی، ۱۳۹۲) و مدل دولومیتی شدن سخایی برای این نوع دولومیت‌ها پیشنهاد می‌شود (شکل ۱۲- A). برای تشکیل دولومیت‌های با سبزی زیاد (به ویژه دولومیت ریز بلور که بیشترین فراوانی به آنها تعلق دارد) نیاز به حجم بالایی از سیال غنی از منیزیم است که به طور معمول آب دریا تنها منبع احتمالی است (Land, 1985).

### ۷-۲. مدل دولومیتی شدن تدفینی

مکانیسم اصلی مؤثر در دولومیتی شدن در محیط تدفینی، خروج سیالات در اثر فشردگی رسوبات و خروج منیزیم توسط این مکانیسم است. در مراحل انتهایی دیاژنز و با افزایش عمق تدفین دولومیت‌های متوسط بلور شکل می‌گیرند (Hou et al., 2016). دولومیت متوسط بلور در شرایط تدفینی کم عمق و بر اثر تبلور مجدد دولومیت ریز بلور تشکیل شده‌اند و دولومیت درشت بلور و زین اسبی و پر کننده حفرات و رگ‌ها تحت شرایط دفن عمیق ایجاد شده‌اند. حرکت سیالات گرمایی داغ از درون گسل‌ها و شکاف‌های عادی برای تشکیل دولومیت زین اسبی (Mountjoy et al., 1999) و ذخایر سرب و روی (Warren, 2000; AL-Aasm, 2003) نیز به اثبات رسیده است.

در نمونه‌های سنگ میزبان دولومیتی کانسار سرب و روی حسن آباد با توجه به آنالیز انجام شده و بالا بودن میزان باریم، آهن و منگنز و پایین بودن استرانسیم در دولومیت‌های دانه درشت می‌توان این دولومیت‌ها را از منشأ گرمایی دانست. همچنین

## ۶-۵. باریم (Ba)

تمرکز باریم در دولومیت‌های دریایی عادی معمولاً پایین است، زیرا اندازه شعاع یونی عنصر باریم زیاد بوده و قادر به وارد شدن به داخل شبکه بلورهای دولومیت نیست. بنابراین دولومیت‌هایی که تحت تأثیر سیالات گرمایی و هیدروترمال تشکیل شده‌اند، مقدار بالاتری از باریم نشان می‌دهند (Zhu et al., 2015). در دولومیت‌های مورد مطالعه نیز مقدار باریم از ۱۰ تا ۱۴۵ و میانگین ۵۲ پی‌پی‌ام متغیر است. میزان باریم در هر یک از انواع دولومیت‌های نوع اول تا پنجم مورد مطالعه نیز به طور میانگین و به ترتیب ۳۶، ۴۸، ۲۵، ۱۱۳ و ۴۷ پی‌پی‌ام است (جدول ۱). بنابراین مقدار باریم در دولومیت‌های درشت بلور بالا است. دولومیت‌هایی که از سیال گرمایی با دمای بالا متبلور می‌شوند قادر به پذیرش مقادیر بالای باریم در ساختار خود هستند (He et al., 2006).

به منظور مقایسه تغییرات نسبی عناصر مختلف در توالی چینه‌شناسی داده‌های ژئوشیمیایی در یکی از گمانه‌های اکتشافی بر اساس عمق و تغییرات لیتولوژی ترسیم شد (شکل ۱۱ - A) که تغییرات عناصر اصلی دخیل در کانه‌زایی (سرب، روی و گوگرد) را نشان می‌دهد. بر اساس این مطالعات، عناصر روی و سرب در ارتباط با دولومیت نوع سوم تا پنجم افزایش داشته است و مقدار این عناصر در دولومیت‌های نوع یک و دو به نسبت کمتر است. داده‌های ژئوشیمیایی همراه با بررسی‌های صحرایی و میکروسکوپی نشان می‌دهد که کانه‌زایی همراه با دولومیت‌های گرمایی است. این نمودار همچنین میزان تقریباً پایین گوگرد در تمامی دولومیت‌ها به خصوص دولومیت‌های نوع سوم را نشان می‌دهد که با مقدار پایین پیریت قابل توجه است.

تغییرات سایر عناصر مرتبط با کانی‌سازی (Ba, Cu, Ag, Cd, Sb) نیز در (شکل ۱۱ - B) نشان داده شده است. در این نمودار همانند نمودار قبل عناصر در دولومیت‌های نوع سوم و چهارم و زین اسبی افزایش می‌یابند و مقدار آنها در دولومیت‌های اولیه کمتر است. میزان باریم نیز در دولومیت‌های زین اسبی و دانه درشت مقدار بیشتری نشان می‌دهد و می‌توان این افزایش را در ارتباط با سیال با منشأ گرمایی و دمای بالاتر تشکیل در نظر گرفت که میزان باریم بیشتری دارد (He et al., 2006).

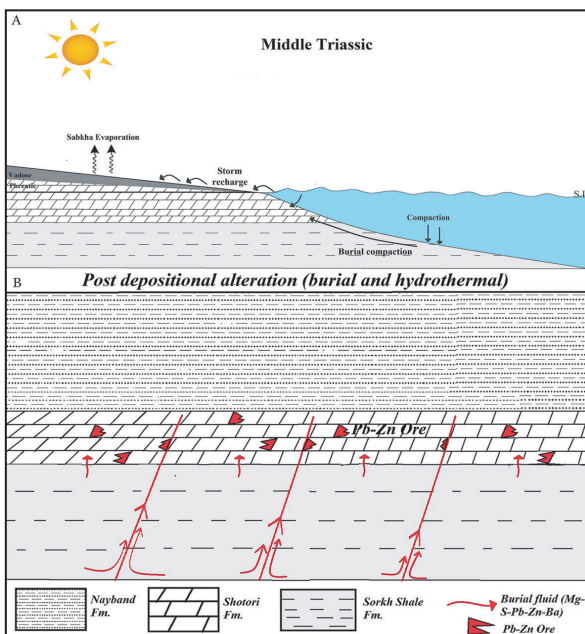
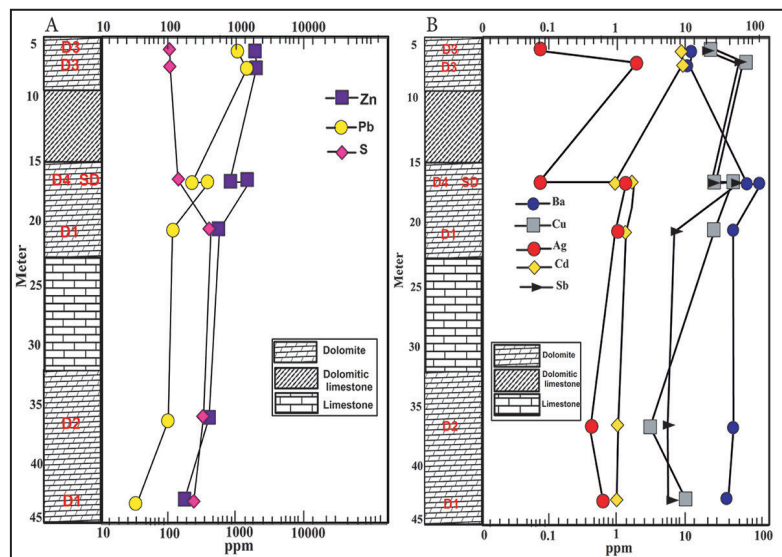
(Qing and Mountjoy, 1994). در کانسار حسن‌آباد شورابه‌های حوضه‌ای بر اثر فشردگی به حرکت در آمده و دمای آن بر اثر افزایش ضخامت رسوبات و عمق بالا رفته و سیال ضمن عبور از درون سنگ‌های رسوبی آواری مانند ماسه سنگ و شیل، فلزات موجود در سنگ را شستشو داده و در امتداد گسل‌ها و شکستگی‌های موجود در منطقه به سمت بالا حرکت کرده و موجب دولومیتی شدن و همچنین کانه‌زایی شده است. در منطقه حسن‌آباد وجود سازند سرخ شیل در زیر دولومیت‌های میزبان (سازند شتری) می‌تواند فلزات، گوگرد و منیزیم مورد نیاز برای کانه‌زایی و دولومیتی شدن را تأمین کند. به باور بسیاری از محققان منشأ سیالات و فلزات مربوط به کانسار سرب و روی غیر مرتبط با منابع آذرین از رسوبات عمدتاً آواری و یا شیل‌های موجود در بستر کانسارها تأمین می‌شود (Pirajno, 2009). همراهی سیلیس با دولومیت‌های درشت بلور و زین اسبی نیز از دیگر نشانه‌های منشأ گرفتن منیزیم و سیلیس از رسوبات آواری زیرین می‌تواند باشد. همچنین سیالات گرمابی ممکن است حاوی عنصر منیزیم باشد. اگر سیالات گرمابی گرم ژرف دارای عنصر منیزیم باشد، می‌تواند به محض ورود به آهک‌ها در بخش‌های کم ژرفا ترو سردتر دولومیت ایجاد و نهشته کند (Kelley et al., 2004). اگر این سیال‌ها دارای عناصر فلزات پایه باشند، می‌توانند کانه‌زایی با میزبان کربناته ایجاد کنند (Wilkinson, 2003; Leach et al., 2005, Ashton et al., 2015).

دولومیت نوع پنج با توجه به شواهد موجود از جمله کانی‌شناسی و ژئوشیمیایی، دولومیت‌های مرتبط با کانه‌زایی یا دولومیت گرمابی هستند (شکل ۱۲- B).

سیالات غنی از یون  $Mg^{2+}$  منشأ بسیار مهمی برای تشکیل دولومیت محسوب می‌شوند. تولید منیزیم برای تشکیل دولومیت خاستگاه متفاوتی دارد. به نظر می‌رسد که برای دولومیتی شدن اولیه و یا همزمان با رسوبگذاری، تنها منشأ منیزیم، آب دریا بوده است (Land, 1985). این منشأ تنها برای دولومیت‌های نوع یک و دو در نظر گرفته می‌شوند که در نزدیک سطح و تحت شرایط دمای پایین در یک محیط جزر ومدی و احتمالاً در اثر پمپاژ آب دریا به این پهنه تشکیل شده‌اند (زه‌دی و همکاران، ۱۳۹۶). منشأ منیزیم برای تشکیل بلورهای دانه درشت تر نوع سوم تا ششم که آخرین محصولات دولومیتی شدن تدفینی هستند، از منابع مختلف تأمین می‌شود که از جمله می‌توان آب دریای محبوس شده، شورابه‌های حوضه‌ای و همچنین سیالات گرمابی را نام برد (Machel et al., 2012).

شوراب‌های حوضه‌ای یکی از سیالات برای دولومیتی شدن در مراحل تدفین ژرف به شمار می‌رود (Lee and Fridman, 1987). این سیالات به‌طور معمول در امتداد مجرای متخلخل و تراوا (به علت فشارهای تدریجی حاصل از بار رسوبی یا زمین‌ساختی) خارج و موجب دولومیتی شدن می‌شوند (Srinivasan et al., 1994). این منشأ به‌ویژه برای دولومیت‌های زین اسبی پیشنهاد شده است

شکل ۱۱- تغییرات مقادیر عناصر سرب (Pb)، روی (Zn)، گوگرد (S) (نمودار A) و باریوم (Ba)، آنتیموان (Sb)، کادمیم (Cd)، مس (Cu) و نقره (Ag) (نمودار B) در امتداد در گمانه شماره BH-6 منطقه حسن‌آباد.



شکل ۱۲- مدل دولومیتی شدن برای دولومیت‌های سنگ میزبان (سازند شتری) کانسار حسن‌آباد. (A) مدل سبخایی؛ (B) مدل دیازنز تدفینی و سیالات گرمابی.

## ۸- نتیجه گیری

دیاژنتیکی قرار گرفته‌اند و در شرایط سبخایی تشکیل شده‌اند. مقدار کم Sr و Na در دولومیت‌های متوسط و درشت بلور نسبت به دولومیت‌های ریز بلور به علت شرایط دیاژنز تدفینی و تبلور مجدد است. با توجه به اندازه بلورها و افزایش مقدار Fe و Mn در دولومیت‌های درشت بلور نسبت به دولومیت متوسط بلور، این دولومیت‌ها در شرایط احیایی تر و عمق تدفین بیشتری تشکیل شده‌اند. بالا بودن میزان Ba در دولومیت درشت بلور و زین اسبی منشأ گرمایی را برای آنها پیشنهاد می‌کند. منیزیم مورد نیاز دولومیت‌های ریز بلور آب دریا و منشأ منیزیم در سایر دولومیت‌ها می‌تواند از دیاژنز شیل‌های سازند سرخ شیل و شورابه‌های حوضه‌ای نتیجه شده باشد.

کانسار حسن‌آباد از نوع کانسارهای سرب، روی و باریت با سنگ میزبان کربناته (MVT) است که شامل کانه‌های گالن، اسفالریت، پیریت، سولفوسالت و باریت است. دگرسانی غالب در این کانسار از نوع دولومیتی شدن است. شش نوع دولومیت خیلی ریز بلور، ریزبلور، متوسط بلور، درشت بلور، دولومیت پرکننده فضای خالی- رگچه‌ها و دولومیت زین اسبی در این کانسار شناسایی شده است. دولومیت نوع اول و دوم در مراحل اولیه دیاژنز و دولومیت نوع سوم در شرایط تدفینی کم عمق تشکیل شده است. دولومیت نوع چهارم، پنجم و ششم در طی دیاژنز تدفینی تشکیل شده‌اند. با توجه به اندازه کوچک دولومیت نوع یک و دو و همچنین مقدار بالای Sr در این نوع دولومیت‌ها، آنها کمتر تحت تأثیر فرآیندهای

## کتابنگاری

- احمدی، س.، ۱۳۹۶- ژئوشیمی، کانی‌شناسی، سیالات درگیر و ژنز کانسار سرب و روی حسن‌آباد، شمال اصفهان، پایان‌نامه کارشناسی ارشد گرایش اقتصاد، ۱۲۳ ص.
- آدابی، م. ح.، ۱۳۹۲- ژئوشیمی رسوبی، انتشارات آرن زمین، چاپ دوم، ۵۰۳ ص.
- رادفر، ج.، ۱۳۷۸- نقشه زمین‌شناسی اردستان، مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران.
- رحیم‌پور بناب، ح.، ۱۳۸۴- سنگ‌شناسی کربناته (ارتباط دیاژنز و تکامل تخلخل). انتشارات دانشگاه تهران، ۴۸۷ ص.
- رحیمی، ا.، آدابی، م. ح.، آقاباتی، ع.، مجیدی‌فرد، م. ر. و جمالی، ا. م.، ۱۳۹۶- سنگ‌نگاری و ژئوشیمی دولومیت‌های سازند شتری در برش کلرد، ایران مرکزی، مجله علوم زمین، شماره ۱۰۳، ص. ۶۱ تا ۷۲.
- زهدی، ا.، عاصمی، ف.، و لکی روحانی، ع.، ۱۳۹۶- مدل دولومیتی شدن سازند سلطانیه در جنوب غرب زنجان، فصلنامه علوم زمین، شماره ۱۰۴، ص. ۱۷ تا ۲۸.
- شرکت پارس اکسید، ۱۳۹۵- گزارش عملیات اکتشاف تکمیلی در محدوده پروانه بهره‌برداری معدن سرب و روی حسن‌آباد، ۱۳ ص.

## References

- Abidi, R., Slim-Shimi, N., Somarin, A. and Henchiri, M., 2010- Mineralogy and fluid inclusions study of carbonate-hosted mississippi valley-type Ain Allega Pb-Zn-Sr-Ba ore deposit, Northern Tunisia, *Journal of African Earth Sciences*, 57(3): 267-272.
- Adabi, M. H., 2002- Petrography and geochemical criteria for recognition of unaltered cold water and diagenetically altered neoproterozoic dolomite western Tasmania Australia, 16th Australian Geology, Convention, Australia (abst.), 350 p.
- Al-Aasm, I., 2003- Origin and characterization of hydrothermal dolomite in the Western Canada Sedimentary Basin, *Journal of Geochemical Exploration*, 78: 9-15.
- Amthor, J. E. and Fridman, G. M., 1992- Early to late diagenetic dolomitization of platform carbonates: lower Ordovician Ellenburger Group, Permian basin, West Texas, *Journal of Sedimentary Research*, 62: 131-143.
- Ashton, J., Blakeman, R., Geraghty, J., Beach, A., Coller, D., Philcox, M., Boyce, A. and Wilkinson, J., 2015- The giant Navan Carbonate-hosted Zn-Pb deposit: exploration and geology, *Applied Earth Science*, 125(2), 75-76.
- Azomani, E., Azmy, K., Blamey, N., Brand, U. and Al-Aasm, I., 2013- Origin of Lower Ordovician dolomites in eastern Laurentia: controls on porosity and implications from geochemistry, *Marine and Petroleum Geology*, 40: 99-114.
- Boggs, S. and Kinsley, D., 2006- Application of cathodoluminescence imaging to the study of sedimentary rocks, Cambridge University Press, New York, 165p.
- Bouch, J. E., Naden, J., Shepherd, T. J., Mckervey, J. A., Young, B., Benham, A. J. and Sloane, H., 2006- Direct evidence of fluid mixing in the formation of stratabound Pb-Zn-Ba-F mineralisation in the Alston Block, North Pennine Orefield (England), *British Geological Survey*, 30p.
- Changqing, Z., Huan, L., Denghong, W., Yuchuan, C., Zongyao, R., Debo, L., Yue, W., Fudong, J., Zhenghui, C. and Xuyang, M., 2015- A preliminary review on the metallogeny of Pb-Zn deposits in China, *Acta Geologica Sinica*, 89(9): 1333-1358.
- Dickson, J. A. D., 1965- A modified staining technique for carbonate in thin section, *Nature*, 205: 587p.
- Friedman, G. M., 1965- Terminology of crystallization textures and fabrics in sedimentary rocks. *Journal of Sedimentary Petrology*, 35: 643-655.
- Gregg, J. M. and Shelton, K. L., 1990- Dolomitization and neomorphism in the back reef facies of the Bonnetterre and Davies Formation (Cambrian), Southeastern Missouri. *Journal of Sedimentary Petrology*, 60: 549-562.
- Gregg, J. M., Bish, D. L., Kaczmarek, S. E. and Machel, H. G., 2015- Mineralogy, nucleation and growth of dolomite in the laboratory and sedimentary environment: A review, *Sedimentology*, 62(6): 1749-1796.

- Guilbert, J. M. and Park, Jr. C. F., 1997- The geology of Ore Deposits. Freeman and company, New York, 985p.
- He, Y., Bao, Z. D., Shen, A. J., Shen, Y. M. and Li, M. H., 2006- The Genetic mechanism of dolostones of the Cambrian-Lower Ordovician in Yaha-Yingmaili Region Tarim Basin: dolomitization through deep buried hydrothermal fluid, *Acta Sedimentologica Sinica*, 24: 806-816.
- Hou, Y., Azmy, k., Berra, F., Jadoul, F., Blamey, N. J. F., Gleeson, S. A. and Brand, U., 2016- Origin of the Breno and Esino dolomites in the western southern Alps (Italy): implication for a volcanic influence: *Marine and Petroleum Geology*, 69: 38-52.
- Kelley, K. D., Dumoulin, J. A. and Jennings, S., 2004- The Anarraaq Zn-Pb-Ag and Barite Deposit, Northern Alaska: Evidence for Replacment of Carbonate by Barite and Sulfides, *Economic Geology*, 99: 1577-1591.
- Land, L. S., 1985- The origin of massive dolomite. *Geology Education*, 33: 112-125.
- Leach, D., 2010- Sediment-hosted lead-zinc in earth history, *Economic Geology*, 105: 593-625.
- Leach, D., Sangster, D. f., Kelley, K. D., Large, R. R., Garven, G., Gutzmer, J. and Walters, S., 2005- Sediment hosted lead-zinc deposits: A global perspective, *Economic Geology*, 100th Anniversary Volume, 561-607.
- Lee, Y. I. and Friedman, G. M., 1987- Deep-burial dolomitization in the Ordovician Ellenburger Group carbonates, west Texas and southeastern New Mexico. *Journal of Sedimentary Research*, 57(3): 544-557.
- Mazzullo, S. J., 1992- Geochemical and neomorphic alteration of dolomite: a review. *Carbonates and Evaporites*, 7: 21-37.
- Mountjoy, E. W., Machel, H. G., Green, D., Duggan, J. and Williams-Jones, A. E., 1999-, Devonian matrix dolomites and deep burial carbonate cements: a comparison between the Rimbey-Meadowbrook reef trend and the deep basin of west-central Alberta, *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, 47: 487-509.
- Pirajno, F., 2009- Hydrothermal processes and mineral systems, Springer, 1097-1130.
- Pires, F. R. M., Mendes, C. L. O., and Miano, S. C., 2004- Fluorite mineralization related to the dolomitization: an equilibrium study of the proterozoic stratabond carbonate Macaia-Ijaci Basin, Lavars, Minas Gerais, Brazil, *Anuario Do Instituto de Geociencias*, 27: 11-26.
- Qing, H. and Mountjoy, E. W., 1994- Formation of coarsely crystalline, hydrothermal dolomite reservoirs in the Presqu'ile barrier, Western Canada sedimentary basin. *AAPG bulletin*, 78p.
- Radke, B. M. and Mathis, R. L., 1980- On the formation and occurrence of saddle dolomite. *Journal of Sedimentary Petrology*, 56: 1149-1168.
- Rao, C. P., 1996- Modern carbonates: tropical, temprate, polar. *Introduction to Sedimentology and Geochemistry*. University of Tasmania, Hobart, 206 p.
- Sachan, H., 1993- Early-Replacment dolomitization and deep-burial modification and stabilization: A case study from the late Percambrian of the Zawar area, Rajasthan (India), *Wadia Institute Of Himalayan Geology*, 8(2): 191-198.
- Schmidt, M., Xeffide, S., Botz, R. and Mann, S., 2005- Oxygen isotope fractionation during synthesis of Ca-Mg carbonate and implications for sedimentary dolomite formation. *Geochimica et cosmochimica Acta*, 69: 4665-4674.
- Sibley, D. F. and Gregg, J. M., 1987- Classification of dolomite rock texture. *Journal of Sedimentary Research*, 57: 967-975.
- Srinivasan, K., Walker, K. R. and Goldberg, S. A., 1994- Determining fluid source and possible pathways during burial dolomitization of Maryville Limestone (Cambrian), Southern Appalachians, USA, *Sedimentology*, 41: 293-308.
- Suzuki, Y., Iryu, Y., Inagaki, S., Yamada, T. and Budd, D. A., 2006- Origin of atoll dolomites distinguished by geochemistry and crystal chemistry: Kita-daito-jima, northern Philippine Sea, *Sedimentary Geology*, 183: 181-202.
- Tucker, M. E. and Wright, V. P., 1990- Dolomites and dolomitization models, *Carbonate sedimentology*, 365-400.
- Veizer, J., 1983- Chemical diagenesis of carbonates: theory and application of trace element technique In: M. A. Arthur, T. F. Anderson, I. R. Kaplan, J. Veizer, L. S. Land (Eds), *Stable Isotopes, Sedimentary Geology*, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Short Course Notes, 10: 1-100.
- Wacey, D., Wright, D. T. and Boyce, A. J., 2007- A stable isotope study of microbial dolomite formation in the coorong Region, South Australia. *Chemical Geology*, 244: 155-174.
- Warren, J. K., 2000- Dolomite: occurrence, evolution and economically important association, *Earth Science Reviews*, 52: 1-81.
- Whitney, D. and Evans, B., 2010- Abbreviation for name of rock-forming mineral, *American Minerals*, 95: 185-187.
- Wilkinson, J. J., 2003- On diagenesis, dolomitization and mineralization in the Irish Zn-Pb ore field, *Mineralium Deposita*, 38: 968-983.
- Ye, Q. and Mazzullo, S. J., 1993- Dolomitization of Lower Permian platform facies, Wichita Formation, North platform, Midland Basin, Texas, *Carbonates and Evaporites*, 8: 55-70.
- Zhang, J., Hu, W., Qian, Y., Wang, X., Cao, J., Zhu, J., Li, Q. and Xie, X., 2009- Formation of saddle dolomites in Upper Cambrian carbonates, western Tarim Basin (northwest China): Implications for fault-related fluid flow, *Marine and Petroleum Geology*, 26: 1428-1440.
- Zhu, D., Meng, Q., Jin, Z., Liu, Q. and Hu, W., 2015- Formation mechanism of deep Cambrian dolomite reservoirs in the Tarim basin, northwestern China, *Marine and Petroleum Geology*, 59: 232-244.

## Dolomitization model and its relation to mineralization in Hasan Abad lead, zinc and barite deposit (Northeast of Esfahan)

S. Ahmadi<sup>1</sup>, M. A. Salehi<sup>2</sup> and H. Jamali<sup>2\*</sup>

<sup>1</sup>M.Sc., Department of Geology, Faculty of Sciences, University of Isfahan, Isfahan, Iran

<sup>2</sup>Assistant Professor, Department of Geology, Faculty of Sciences, University of Isfahan, Isfahan, Iran

Received: 2018 June 20

Accepted: 2019 March 13

### Abstract

The Hassan Abad Zn-Pb deposits is located in the northeast of Isfahan, Central Iran zone. The host rock of this mineralization is the dolomite of Middle Triassic Shotori Formation. Mineralization included galena, sphalerite, sulfosalts, pyrite and barite which associated with dolomitization. Based on petrographic studies six types of dolomites (in terms of shape and size of the crystals, the distribution of crystal size and shape of the border crystal) has been identified, that including very fine, medium, coarsely crystalline dolomite, Saddle dolomites and filling pore spaces and veins. The first and second type of dolomites were formed as synsedimentary or diagenetic dolomite with sabkha origin. The third type of dolomite in the late stages of diagenesis was formed in shallow burial conditions due to recrystallization of small crystalline dolomite. Coarse-grained and saddle dolomites have been created under the conditions of deep burial and as hydrothermal dolomites and are related to mineralization. Move over, the origin of magnesium for fine crystalline dolomites were seawater, and for coarse crystalline dolomites are probably the brine fluids of the compacted Sorkh Shale Formation and hydrothermal fluid.

**Keywords:** Lead and Zinc, Types of dolomite, Petrography, Geochemistry, The dolomitization model, Hasan Abad, Iran.

For Persian Version see pages 23 to 34

\*Corresponding author: H. Jamali; E-mail: h.jamali@sci.ui.ac.ir