رخساره‌های کانه‌دار کانسار روی – سرب (نقره) تنگ‌دِزان در توالی کربناتی ژوراسیک- کرتاسه، بویین میان‌دشت (اصفهان)

سید تقی دلاور [۱*]، ایرج رسا [۲]، محمد لطفی [۳]، گرگور بورگ [۴]، نعمت‌اله رشید نژاد عمران [۵] و پیمان افضل [۶]

[۱] دکترا، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه آزاد اسلامی، واحد علوم و تحقیقات، تهران، ایران
[۲] دانشیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی، تهران، ایران
[۳] دانشیار، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه آزاد اسلامی، واحد تهران شمال، تهران، ایران
[۴] استاد، دانشکده علوم‌زمین، دانشگاه مارتین لوتر، هاله، آلمان
[۵] استادیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه تربیت مدرس، تهران، ایران
[۶] استادیار، گروه مهندسی معدن، دانشکده مهندسی، دانشگاه آزاد اسلامی، واحد تهران جنوب، تهران، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۰/۰۳/۲۱ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۰/۰۹/۱۹

چکیده

کانسار روی – سرب تنگ‌دِزان در انتهایی‌ترین گوشه باختری استان اصفهان و در ۲۲ کیلومتری باختر شهرستان بویین میاندشت، در محور کانه‌زایی سرب و روی ملایر- اصفهان قرار دارد. این کانسار یکی از کانسارهای چینه‌کران (استراتاباند) در توالی کربناتی ژوراسیک -کرتاسه است. ماده معدنی در این کانسار با دو ژئومتری رخنمون دارد؛ ۱) لایه‌ای و عدسی‌شکل و همخوان با لایه‌بندی؛ ۲) قطع کننده و در امتداد شکستگی‌ها به صورت ثانویه. در کانسار تنگ‌دِزان دو رخساره کانه‌دار تشخیص داده شده است؛ ۱- رخساره سنگ‌آهک دولومیتی (میکرواسپاریت) که دارای ۳ افق اصلی کانه‌دار است و کانه‌های اصلی آن ساده و دربردارنده گالن، اسفالریت، پیریت هستند که به صورت جانشینی و پرکننده فضای خالی و همچنین در شکستگی‌ها حضور دارند؛ ۲- رخساره سنگ‌آهک بلورین مارنی که آثار کانه‌زایی روی و سرب به صورت خیلی ضعیف، دانه پراکنده و بسیار ریز در آن دیده می‌شود. کانسار دربردارنده دو بخش برون‌زاد در سطح و سولفید در ژرفاست و همبود کانه‌ای آن گالن، اسفالریت، پیریت، همی‌مورفیت، اسمیت‌زونیت، سروزیت و کمتر هیدروزنسیت و باریت است. عناصر نقره و کادمیم در این کانسار عیار قابل توجهی دارند و به عنوان محصول فرعی مطرح هستند. بررسی‌های انجام‌شده و وجود شواهدی چون ویژگی‌های زمین‌شناسی و رخساره‌های کانه‌دار، گسترش پهنه‌های برون‌زاد و سولفیدی، ژئومتری ماده معدنی، همبود کانیایی، ساخت و بافت ماده معدنی در مقیاس‌های مختلف، دگرسانی‌های موجود به‌ویژه دولومیتی شدن و مطالعات لیتوژئوشیمیایی همگی نشان از آن دارد که کانسار روی- سرب تنگ‌دِزان در ردیف کانسارهای نوع دره می‌سی‌سی‌پی قرار می‌گیرد.

کلیدواژه‌ها: کانسار روی- سرب، نوع دره می‌سی‌سی‌پی، تنگ‌دزان، اصفهان، ایران

***نویسنده مسئول:** سیدتقی دلاور
E-mail: Stdelavar@yahoo.com

۱- پیش‌گفتار

ذخایر سرب و روی با سنگ درونگیر کربناتی از مهم‌ترین (اصلی‌ترین) منابع تولید این فلزات در جهان به‌شمار می‌روند. این ذخایر در ایران اهمیت ویژه‌ای دارند و تاکنون حدوده ۶۰۰ کانسار و اندیس معدنی سرب و روی با میزبان سنگ‌های رسوبی در ایران شناخته شده است (Dixon & Pereira, 1974). در این میان حضور دومین ذخیره بزرگ روی و سرب جهان (مهدی‌آباد) و بزرگ‌ترین معدن روی خاورمیانه (انگوران)، این نوع کانه‌زایی را به عنوان یک نوع راهبردی معرفی می‌کند. از دید سنی ذخایر سرب و روی با سنگ میزبان کربناتی در ایران بیشتر در کامبرین، دونین، پرمین، تریاس، ژوراسیک و کرتاسه گزارش شده‌اند (Momenzadeh, 1976;Momenzadeh et al., 1973). در حالی که این ذخایر از دید مکانی بیشتر در ۳ پهنه البرز، ایران مرکزی و سنندج-سیرجان پراکندگی نشان می‌دهند (Rasa, 1987). در این میان محور ملایر – اصفهان (Meshkani et al., 2011;Momenzadeh, 1976; Ziserman et al., 1972) به‌دلیل داشتن کانسارهای بزرگی چون ایرانکوه (Ghazban et al., 1994; Rastad et al., 1980)، راونج (مدبری، ۱۳۷۴) و هفت‌امارت (Vanaei, 1998; Shojaat, 1992 ; Karimzadeh, 1992; Rahimpour-Bonab, 1991; Ehya et al., 2010) با سن کرتاسه از دیرباز جایگاه ویژه‌ای در کانه‌زایی سربو روی ایران و پهنه سنندج – سیرجان داشته است. از دیگر کانسارها در این پهنه می‌توان به کانسار تنگ‌دِزان اشاره کرد که این کانسار با مختصات ′۵۷/۱۷ °۴۹ طول خاوری و ′۲/۶ °۳۳ عرض شمالی در پایانه گوشه باختری استان اصفهان و در ۲۲ کیلومتری باختر شهرستان بویین میان‌دشت قرار گرفته است (شکل ۱).

آثار کانه‌سازی را می‌توان در این کانسار بیشتر با روند شمال باختر–جنوب خاور و با سنگ میزبان کربناتی در شمال روستای تنگ‌دِزان با گسترشی ناپیوسته در طول بیش از ۲ کیلومتر ردیابی کرد. این ذخیره به‌دلیل داشتن پتانسیل روی و سرب برون‌زاد (با میانگین مجموع ۱۳ درصد) و سولفیدی (با میانگین مجموع ۵ درصد) به عنوان محصول اصلی و نقره (تا ppm ۱۳۰) و کادمیم (تا ppm ۱۶۶۰) به عنوان محصول فرعی برای اولین بار توسط شرکت خصوصی پارس گستران عقیق در سال ۱۳۸۸معرفی شده است. در گستره منطقه معدنی هیچ‌گونه آثار فعالیت معدنکاری کهن وجود ندارد و بیشتر فعالیت‌های معدنی در این کانسار به عملیات اکتشافی انجام‌شده توسط شرکت یادشده محدود می‌شود.

در این پژوهش سعی شده است با توجه به بررسی‌های زمین‌شناسی، کانی‌شناسی، همبود کانیایی، ساخت و بافت، ژئوشیمی و مقایسه کانسار با دیگر انواع همانند در دنیا، نوع کانه‌زایی در کانسار تنگ‌دِزان مشخص شود.

۲–روش پژوهش

در این پژوهش، مطالعات در ۳ بخش اصلی ۱) بررسی‌ها و برداشت‌های میدانی؛ ۲- انجام تجزیه‌های دستگاهی و ۳) پردازش و تجزیه و تحلیل داده‌ها صورت پذیرفته است. طی بررسی‌های میدانی، نقشه‌های زمین‌شناسی و ساختاری محدوده کانسار در مقیاس ۱:۲۰۰۰۰ و ۱:۱۰۰۰ تهیه شد. ۱۳۳ نمونه لیتوژئوشیمیایی از پهنه‌های کانه‌دار سطحی و ترانشه‌های حفرشده برداشت و در آزمایشگاه شرکت کانساران بینالود به روش XRF تجزیه شد. ۳۳۰ نمونه برداشت‌شده از مغزه‌های به‌دست‌آمده از حفاری در آزمایشگاه شرکت زرآزما به روش ICP OES و همچنین ۱۰ نمونه برای تعیین کانی‌های پهنه برون‌زاد در آزمایشگاه کانساران بینالود به روش XRD تجزیه شد.

کانه‌های گالن و اسفالریت در ۵ مقطع صیقلی و نازک–صیقلی در آزمایشگاه SEM دانشکده معدن دانشگاه امیر کبیر به‌روش SEM تجزیه شد.

۳–زمین‌شناسی

کانسار تنگ‌دِزان در توالی سنگ‌های کربناتی با سن ژوراسیک- کرتاسه، در بخش باختری پهنه سنندج- سیرجان و در فاصله ۲۰ کیلومتری شمال خاوری راندگی اصلی زاگرس قرار دارد. این پهنه با بیش از ۱۵۰۰ کیلومتر طول و ۲۰۰ کیلومتر پهنا، بیشتر از سنگ‌های رسوبی مزوزوییک و کمتر پالئوزوییک تشکیل شده است (Berberian, 1997)، و با روند شمال خاور - جنوب باختر، نشان‌دهنده کناره قاره‌ای کهن بلوک ایران مرکزی است که در پایان مرحله بسته شدن تتیس روی صفحه عربی قرار گرفته (Sheikholeslami et al., 2003) و همگرایی قاره‌ای پس از آن سبب ایجاد کمربند کوهزایی زاگرس و روراندگی شده است (Ghasemi & Talbot, 2006). این کانسار در گستره نقشه‌های زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ گلپایگان و ۱:۱۰۰۰۰۰ الیگودرز قرار دارد (Soheili et al., 1992) که با گسل‌های ناحیه‌ای با روند شمال باختری- جنوب خاوری هم‌روند با راندگی زاگرس مشخص می‌شوند. از دید زمین‌شناسی و بر پایه نقشه‌های ۱:۱۰۰۰ و ۱:۲۰۰۰۰ (شرکت پارس گستران عقیق، ۱۳۸۸) از محدوده مورد مطالعه، بیشتر واحدهای رخنمون یافته در منطقه از کهن به جوان عبارتند از:

۳–۱. واحد آتشفشانی JKv: این واحد گسترش قابل توجهی در منطقه دارد و دربردارنده سنگ‌های آتشفشانی ژوراسیک - کرتاسه (JKv) با روند شمال باختر - جنوب خاور است (شکل ۲). از دید ساختی، سیمای کاملاً برِشی دارد که حاصل عملکرد گسل‌ها است و با رنگ سبز مایل به قهوه‌ای رخنمون دارد (شکل ۳- الف). همراه این واحد، بخش‌های خاکستری روشن با بافت پیروکلاستیکی و همچنین توف‌های کربناتی و ماسه‌ای نیز دیده می‌شود. سنگ‌های این واحد از دید ساخت ویژگی سنگ‌های آذرآواری را دارند و ترکیب سنگ‌شناسی آنها در محدوده آندزیت تا تراکی- آندزیت قرار می‌گیرد. ترکیب کانی‌شناسی این واحد به‌طور چیره پلاژیوکلاز، کوارتز، کلریت، سریسیت، کلسیت، کانی کدر، اکسیدها و هیدروکسیدهای آهن و شیشه است (شکل ۳- ب). بررسی‌های لیتوژئوشیمیایی انجام شده نشان از نبود کانه‌زایی در این واحد سنگی دارد.

۳–۲. واحد چینه‌ای JKsls: این واحد کهن‌ترین واحد رسوبی را در محدوده مطالعاتی تشکیل می‌دهد. راستای کلی این واحد NNW-SSE بوده و دربردارنده ماسه‌سنگ تا ماسه‌سنگ آهکی نازک تا متوسط‌لایه به رنگ خاکستری تا خاکستری متمایل به کرم است (شکل ۲). ستبرای این واحد به دلیل عملکرد زمین‌ساخت، در بخش‌های مختلف یکسان نیست و لایه‌بندی چیره به‌سوی شمال خاوری دارد. از ویژگی‌های آشکار این واحد وجود ریزچین‌های فراوان و برگ‌وارگی ساختاری با سوی شیب چیره شمال- شمال باختر است که حاصل عملکرد گسل‌ها است (شکل ۴). این واحد کمرپایین سنگ میزبان کانه‌زایی در این کانسار است، ولی در برخی رخنمون‌ها می‌توان شواهدی از حضور کانه‌زایی به‌صورت کربنات‌های سرب و روی در آن تشخیص داد که با روند گسل‌های شمال باختر- جنوب خاور همخوانی نشان می‌دهد. این واحد در اثر عملکرد گسل‌های ناحیه‌ای به‌صورت تکرارشونده در خاور محدوده مورد مطالعه نیز گسترش نشان می‌دهد (شکل ۲).

۳–۳. واحد چینه‌ای JKldl: این واحد به رنگ خاکستری تیره تا کرم بیشترین گسترش را در منطقه دارد؛ به‌گونه‌ای که گسترش سطحی آن در محدوده مورد مطالعه به بیش از ۳۳۰ متر و ستبرای واقعی آن به حدود ۲۸۰ متر می‌رسد و از روند دیگر واحدهای زمین‌شناسی پیروی می‌کند (شکل ۲). این واحد از دید سنگ‌شناسی دربردارنده تناوبی از رخساره‌های سنگ‌های آهک، دولومیت، آهک مارنی، مارن و کنگلومراست که بر پایه بررسی ترانشه‌ها می‌توان آن را به رخساره‌های مختلف تقسیم کرد. بخش‌های آهکی این توالی عموماً نازک، متوسط تا ستبرلایه و تبلور یافته است. از دیگر ویژگی‌های این واحد فرایند دولومیتی شدن است که در برخی رخساره‌ها گسترش یافته است. مرز این واحد با دیگر واحدها عموماً عادی است. این واحد در بخش‌های مرکزی، شمالی و خاوری روستای تنگ‌دِزان، به عنوان سنگ میزبان اصلی کانه‌زایی روی و سرب گسترش دارد. از دیگر ویژگی‌های این واحد سنگی، تکتونیزه بودن شدید آنهاست که با چین‌خوردگی‌های شدید، خردشدگی و شکستگی فراوان مشخص می‌شود (شکل ۵- الف). در برخی مناطق این واحد، شکستگی‌ها ماده معدنی را قطع کرده است که نشان از فعالیت این گسل‌ها پس از کانه‌زایی دارد (شکل ۵- ب).

۳–۴. واحد چینه‌ای JKc: این واحد از دید گسترش کمترین رخنمون را نسبت به دیگر واحدها در منطقه دارد (شکل ۲) و ترکیبی از سنگ جوش ریزدانه تا متوسط‌دانه با بافت متراکم به رنگ‌های خاکستری مایل به سرخ و سبز و قطعات آتشفشانی (بیشتر از جنس تراکیت، آندزیت و توف) و رسوبی (بیشتر از جنس سنگ‌ماسه و سنگ‌آهک) است (شکل ۶- الف). دانه‌بندی تدریجی از دیگر عوارض رسوبی است که در این واحد دیده می‌شود (شکل ۶- ب). این واحد درون واحدهای JKsls و JKsl با گسترش کم دیده می‌شود.

۴–ساختارهای منطقه

روندهای ساختاری چیره موجود در منطقه مورد مطالعه را می‌توان در ۲ دسته جای داد؛ روند شمال باختر- جنوب خاور، هم روند با ساختارهای عمومی ناحیه‌ای، که بیشتر گسل‌های عادی هستند و روند شمال خاور–جنوب باختر که در مقیاس‌های محلی در منطقه کانسار گسترش یافته است (شکل ۲). بر پایه گواه‌های صحرایی مشخص شد که هر ۲ روند ساختاری موجود در منطقه جوان‌تر از کانه‌زایی هستند و روند شمال باختر – جنوب خاور بیشترین تأثیر را در بالاآمدگی و رخنمون ماده معدنی دارد؛ در حالی‌که روند شمال خاور- جنوب باختر محلی است و در برخی مناطق سبب جابه‌جایی کانه‌زایی شده است.

۵– دگرسانی در منطقه معدنی

به‌طور کلی مهم‌ترین دگرسانی‌های دیده شده در کانسارهای نوع دره می‌سی‌سی‌پی که دربردارنده دولومیتی شدن، سولفیدی شدن (پیریتی شدن)، تبلور دوباره و به میزان کمتر سیلیسی شدن است (Leach et al., 2009) در کانسار مورد مطالعه دیده شد. در این کانسار دولومیتی شدن مهم‌ترین دگرسانی مؤثر در کانه‌زایی به‌شمار می‌آید، به‌گونه‌ای که بیشتر کانه‌زایی‌های موجود در منطقه، در بخش‌های دولومیتی‌شده سنگ میزبان آهکی دیده می‌شود (شکل ۷- الف). دولومیتی شدن نشان از چرخش شوراب‌ها در سنگ میزبان دارد که سبب افزایش تخلخل در سنگ‌آهک و تمرکز قابل توجه عناصر روی و سرب در سنگ میزبان شده است (Hitzman et al., 2003). از ویژگی‌های دگرسانی در این کانسار کم بودن دگرسانی سیلیسی همراه با کانه‌زایی است. در این کانسار گسترش دگرسانی سولفیدی به‌صورت پیریتی شدن قابل توجه است که در بیشتر بخش‌های این توالی حضور و نشان از محیط احیاء در زمان تشکیل کانسار دارد.

نقش فرایندهای برون‌زاد به عنوان فرایند سطحی در این کانسار سبب جدایش پهنه‌های کانه‌زایی به دو پهنه اکسیدی در سطح و سولفیدی در ژرفا شده است. از ویژگی‌های این فرایند، رنگ سرخ تا زرد در بخش اکسیدان است که برآمده از اکسید شدن فاز سولفیدی (پیریت و دیگر کانی‌ها) است و به عنوان یک کلید راهنمای اکتشافی برای تشخیص کانسنگ اکسیده در سطح مورد استفاده قرار می‌گیرد (شکل ۷–ب).

۶– پهنه‌های کانه‌دار، رخساره‌ها و افق‌های معدنی

همان‌گونه که پیش‌تر اشاره شد، کانه‌زایی در کانسار تنگ‌دِزان به دو بخش اکسیدان

در سطح و سولفیدی در ژرفا تقسیم می‌شود. در بخش اکسیدان چهار پهنه اصلی کانی‌سازی پرعیار با عیار میانگین روی و سرب به‌ترتیب ۱۰ و ۳ درصد (دارای اولویت اول) مشخص شده (شکل ۲) که در شمال خاور روستای تنگِ دِزان قرار گرفته‌اند. در بخش‌های پر عیار پهنه‌های کانه‌دار عیار روی به ۲۸ درصد و سرب به ۸ درصد نیز می‌رسد که این عیار بالا سبب شده است رنگ سنگ‌های دولومیتی به دلیل تمرکز کانی‌های روی و سرب به سفید متمایل شود (شکل ۸). با توجه به مشاهدات صحرایی، یکی از روش‌های شناسایی پهنه‌های برون‌زاد در منطقه، نبود پوشش گیاهی در مناطق کانه‌دار با عیار بالاست (شکل ۸). از ویژگی‌های مشخص کننده کانسارهای روی –سرب نوع دره می‌سی‌سی‌پی نسبت به کانسارهای رسوبی – بروندمی (SEDEX) و سولفید توده‌ای با میزبان آتشفشانی (VMS)، حضور بخش‌های اکسیدی (غنی از روی) برآمده از فرایند برون‌زاد است (Hitzman et al., 2003) که در این کانسار گسترش قابل توجهی دارد.

مساحت پهنه‌های اصلی دارای کانسنگ حدود ۱/۲ هکتار و بزرگ‌ترین آنها پهنه ۱ با مساحت ۰/۶ هکتار است. از پهنه‌های اصلی برون‌زاد اصلی تنها پهنه یک مورد اکتشاف ژرفایی قرار گرفته است. وجود کانی‌های سولفیدی همچون پیریت، گالن و اسفالریت در ذخایر سرب و روی سبب شده است که روش‌های ژئوفیزیکی IP/RS در اکتشاف این نوع ذخایر کاربرد داشته باشد (Cox et al., 1986). برای مشخص شدن روند گسترش و ژرفای افق‌های کانه‌دار سطحی روی و سرب در کانسار تنگِ‌دِزان، اکتشافات ژئوفیزیکی با روش IP/RS انجام شد، نتایج نشان از گسترش عدسی‌ها و افق‌های کانه‌دار سطحی (برون‌زاد) به صورت عدسی‌های سولفیدی گسترش‌یافته در ژرفا دارد. با توجه به نتایج حفریات ژرفای انجام‌شده در این بخش، پهنه سولفیدی با عیار اقتصادی (میانگین روی و سرب ۵ درصد) در ژرفا وجود دارد (شرکت پارس گستران عقیق، ۱۳۸۸). در بخش سولفیدی افزون بر سرب/روی، نقره با بیشینه عیار ۱۲۶ ppm و میانگین ۳۰ ppm و کادمیم با بیشینه عیار ۱۶۱۳ ppm و میانگین ۱۶۶ ppm به عنوان عناصر همراه ارزشمند عیار قابل توجهی دارند. در بیشتر نمونه‌های کانه‌دار همبستگی مناسبی میان رفتار عیاری سرب و روی دیده می‌شود و همبستگی سرب و روی با ضریب ۰/۸۵ نشان از همبود بسیار قوی این دو عنصر دارد که در ذخایر سرب و روی بطور معمول چنین ضرایب همبستگی مورد انتظار است. ضریب همبستگی سیلیس با سرب و روی منفی به‌ترتیب ۰/۴۳– و ۰/۴۷– است. این ضرایب نشان از کم‌سیلیس بودن ماده معدنی دارد. کادمیم و آنتیموان با سرب و روی همبستگی شدید (تا ۰/۹) نشان داده و همبستگی نقره با سرب (۰/۶۳) بیشتر از همبستگی آن با روی (۰/۴۶) است. همبستگی مس، طلا و باریم با عناصر سرب و روی در حد صفر هستند.

بررسی‌های رخساره‌ای انجام‌شده بر پایه ترانشه‌های اکتشافی حفرشده در پهنه کانه‌دار شماره ۱ بخش برون‌زاد، نشان از وجود ۳ رخساره در واحد JKLdl1 دارد (شکل ۱۰) که در ادامه به آن اشاره خواهد شد.

۶–۱. رخساره سنگ‌آهک متوسط تا ستبرلایه بلورین (JKldl1): این رخساره دربردارنده سنگ‌آهک ستبرلایه و صخره‌ساز خاکستری تیره تا کرم‌رنگ دارای لامیناسیون است که در برخی بخش‌ها به سنگ‌آهک مارنی و به‌طور موضعی مارن تبدیل می‌شود. سنگ‌آهک بلورین و دارای رگه‌های کلسیتی است که شکستگی‌ها را پر کرده‌اند. این رخساره حدود ۲۵۰ تا ۳۰۰ متر رخنمون دارد (شکل ۱۰) و بر پایه نمونه‌های برداشت‌شده از ترانشه‌ها، آثار کانه‌زایی روی و سرب به‌صورت کربنات‌های سرب و روی (کمتر به شکل سولفیدی) به‌صورت خیلی ضعیف، دانه پراکنده و بسیار ریز در این رخساره دیده می‌شود (شکل ۹– الف). این رخساره با افزایش دولومیتی شدن به رخساره سنگ‌آهک دولومیتی تبدیل می‌شود.

۶–۲. رخساره سنگ‌آهک دولومیتی (JKldl2): این رخساره از سنگ‌آهک دولومیتی (بیومیکریت تا میکرواسپاریت) دارای فسیل کرینویید در محیط کم‌ژرفای دریا تشکیل شده و دارای رگه‌های کلسیتی، تخلخل بالا (تا ۳۰ درصد) و شکستگی‌های ثانویه فراوان است. ستبرای این رخساره در ترانشه‌های مختلف متفاوت است و از چند متر تا ۹۰ متر گسترش دارد (شکل ۱۰). رنگ این رخساره نخودی تا زرد است که برآمده از عملکرد دگرسانی شدید دولومیتی شدن و اکسیدهای آهن است (شکل ۹– ب). پهنه‌های کانی‌سازی کربناتی سرب و روی در این رخساره تشکیل و لایه‌های این رخساره در منطقه کانه‌زا به شدت تکتونیزه شده‌اند. در این واحد کانی‌های کدر فراوان هستند و کوارتزهای ریزبلور نیز در زمینه بیومیکریتی آهن‌دار حضور دارند. گالن که به سروزیت تبدیل شده و اسفالریت، اسمیت‌زونیت و همی‌مورفیت از کانه‌های اصلی موجود در این رخساره هستند. پیریت به‌صورت بلورهای فرامبوییدال در این واحد به فراوانی حضور دارد. بافت‌های رایج ماده معدنی در این رخساره به‌صورت بافت اولیه پرکننده فضای خالی و عدسی‌شکل و بافت ثانویه بصورت پر کننده شکستگی‌هاست. حضور پیریت‌های فرامبوییدال، میکریتی بودن و حضور فسیل‌های متفاوت مانند کرینویید و قطعات جلبکی نشان از تشکیل این رخساره در یک محیط لاگونی کم‌ژرفا دارد.

۶–۳. رخساره کنگلومرایی و سنگ‌آهک برشی‌شده واحد (JKldl3): بالاترین بخش واحد JKldl (شکل ۱۰) را سنگ‌آهک‌های برشی با رخساره کنگلومرایی در شمال خاور روستای تنگِ‌دِزان تشکیل داده که بدون آثار کانه‌زایی است. ستبرای این رخساره تا ۲۵ متر نیز می‌رسد (شکل ۹– ج).

به‌طور کلی کانه‌زایی در منطقه به دو شکل: ۱) چینه‌کران (اولیه) درون افق‌های چینه‌ای مشخص از واحد JKldl و هم‌روند با افق‌های رسوبی و ۲)– قطع‌کننده و در امتداد شکستگی‌ها به‌صورت ثانویه دیده می‌شود. در حالت اول و بر پایه بررسی داده‌های حاصل از نمونه‌های برداشت‌شده از درون ترانشه‌های حفرشده، ۳ افق کانه دار با روند شمال باختر – جنوب خاور در رخساره دولومیتی واحد JKldl شناسایی شده (رخساره JKldl2 در شکل ۱۰) که نشان‌دهنده چینه‌کران (استراتاباند) بودن کانسار است. ژئومتری این افق‌ها به‌صورت لایه‌ای تا عدسی‌شکل بوده و طول آنها ۵ تا ۵۵ متر و ستبرای آنها ۰/۵ تا ۵ متر است. گسترش این افق‌ها به موازات امتداد لایه‌بندی تشخیص داده‌شده در سنگ‌آهک‌های دولومیتی سنگ میزبان است (شکل ۱۱).

در مورد حالت دوم، در نواحی که گسل‌ها و شکستگی‌ها از رخساره‌های کانه‌دار اولیه عبور می‌کنند، تمرکز اپی‌ژنتیک (ثانویه) روی و سرب دربردارنده کانه‌های همی‌مورفیت، اسمیت‌زونیت و سروزیت و تشکیل پهنه‌های برون‌زاد دیده می‌شود. این نوع تمرکز با دیدن خش‌لغز و سطح گسل روی سطح ماده معدنی و نیز سنگ میزبان دولومیتی در ترانشه‌های حفرشده تأیید می‌شود. (شکل ۶– ب). در پهنه شماره ۴ در اثر عملکرد گسل، پهنه برون‌زاد در واحد JKsls نیز گسترش پیدا کرده است (شکل ۲).

۷–همبود کانیایی، ساخت و بافت ماده معدنی

کانی‌شناسی رخساره‌های کانه‌دار در کانسار روی– سرب تنگِ‌دِزان ساده و دربردارنده کانه‌های اسمیت‌زونیت، همی‌مورفیت، سروزیت و کمتر اسمیت‌زونیت در بخش برون‌زاد و اسفالریت، گالن و پیریت در بخش سولفیدی است. کانی‌های باطله نیز دربردارنده دولومیت، کلسیت، کوارتز و کمتر باریت است. کانی‌های سولفیدی (بیشتر اسفالریت همراه با گالن) همراه با پیریت و کمتر کوارتز، فضاهای برآمده از دولومیتی‌شدن را پر کرده‌اند (شکل‌های۱۲–الف و ب). تشکیل رگچه‌های اسفالریت و گالن با عیار بالا نشان از حرکت دوباره کانه‌ها و پر شدن ترک‌ها و شکاف‌های برآمده از شکستگی‌ها است (شکل ۱۳).

میزان کانی دولومیت بستگی به میزان پدیده دولومیتی شدن سنگ دارد و گاه در اثر این پدیده بیش از ۸۰ درصد کانی‌های کلسیت به دولومیت تبدیل شده‌اند. در بُرش‌های بدون کانه‌زایی بافت اولیه حفظ شده، کانی‌های کلسیت فشردگی

قابل توجهی را نشان داده و فضای تخلخل میان بلوری گسترش چندانی نیافته است، ولی در سنگ‌هایی که با کانه‌زایی روی و سرب همراه هستند کانی اصلی دولومیت است که نشان از رخداد پدیده دولومیتی شدن به‌طور گسترده و عملکرد سیال‌های شورابه‌ای در سنگ کربناتی اولیه دارد (شکل ۱۲- الف). کوارتز و باریت از کانی‌های فرعی به‌شمار می‌آیند که کمتر میزان آنها تا ۲ درصد می‌رسد و به‌طور معمول به‌صورت ناهمگن و تنها در برخی فضاهای خالی دیده می‌شود. پیریت در بسیاری از بُرش‌ها به‌صورت مجموعه‌های خردشده و ترک‌دار (شکل ۱۴- الف) به میزان متفاوتی حضور دارد و بیشتر به‌صورت بلورهای فرامبوئیدال (شکل ۱۴- ب) و همچنین بلورهای نیمه‌شکل‌دار تا بی‌شکل دیده می‌شود. بلورهای پیریت از قطعات میکرونی (کوچک‌تر از ۱۰ میکرون) تا قطعات بیشینه در حدود ۲ میلی متر هستند. بر پایه تجزیه SEM انجام‌شده روی کانی‌های اسفالریت فاز اول کانه‌زایی (شکل ۱۵- الف) و با توجه به نمودار به دست‌آمده تنها عناصر ZN و S تشخیص داده شد که نشان‌دهنده خالص بودن اسفالریت در فاز اول تشکیل است.

بر پایه مطالعات کانه‌نگاری کانی‌های اسفالریت به رنگ قهوه ای تا عسلی هستند که نشان از حضور آهن در این کانی‌ها دارد و این همبستگی (عنصر روی با آهن) در کانی اسفالریت، با توجه به نتایج به‌دست‌آمده از بررسی‌های SEM تأیید شد (شکل‌های ۱۶-الف و ب). در بررسی‌های SEM روی کانی گالن، همبستگی عناصر آنتیموان و آرسنیک با عنصر سرب مشخص شد (شکل‌های ۱۶-ج، د و ه) و نبود عنصر روی در تجزیه SEM کانی‌های گالن، نشان‌دهنده نوعی جدایش عناصر در سیال است. فاز تأخیری دربردارنده کانی گالن است که بر پایه تجزیه SEM روی گالن فاز تأخیری مشخص شد که این گالن خلوص بالاتری نسبت به گالن‌های فاز اول و دوم داشته است.

بنابراین بر پایه مطالعه بُرش‌های نازک، صیقلی، نازک/ صیقلی و همچنین تجزیه SEM انجام‌شده و بررسی بافت کانه‌ها مشخص شد که کانه‌زایی در دو فاز اصلی و یک فاز تأخیری رخ داده است. در فاز اول که فاز اصلی تشکیل کانه‌هاست، کانی‌های سولفیدی (بیشتر اسفالریت همراه با گالن) همراه با کوارتز و پیریت جایگزین سنگ میزبان شده و فضاهای حاصل از دولومیتی شدن را پر کرده‌اند و در فاز دوم حرکت دوباره کانی‌های اسفالریت و گالن به‌سوی ترک‌ها و شکاف‌های موجود برآمده از شکستگی‌ها سبب تشکیل رگچه‌های اسفالریت و گالن با عیار بالا شده است. تجزیه‌های بسیار SEM روی کانه‌های اسفالریت و گالن فازهای مختلف و بررسی همبستگی عناصر همراه سرب و روی در کانسار تنگ‌دِزان، نشان‌دهنده جدایش طبیعی عناصر در یک محیط رسوبی است. خلوص اسفالریت‌های فاز اول، همراهی‌نکردن بسیاری از عناصر با سرب و روی در کانه‌های گالن و اسفالریت فازهای مختلف، حضور نداشتن سرب در کانی‌های اسفالریت و حضور نداشتن عنصر روی در کانی‌های گالن و همراهی‌نکردن عنصر طلا با کانه‌ها همگی نشان از جدایش طبیعی این عناصر در یک محیط رسوبی آرام دارد. توالی همبود کانه‌ها و کانی‌ها در جدول شماره ۱ نشان داده شده است.

به‌طور معمول کانسارهای روی غیرسولفیدی (سوپرژن) به دو گروه کانسار روی سرخ و کانسار روی سفید تقسیم می‌شوند که نشان‌دهنده وجود یک کانسار سولفیدی روی و سرب نوع دره می‌سی‌سی‌پی در ژرفاست (Reichert et al., 2008). کانه‌های اقتصادی در گروه کانسارهای روی سرخ اکسیدها و هیدروکسیدهای آهن، گوتیت، هماتیت، همی‌مورفیت، اسمیت‌زونیت و سروزیت هستند (Reichert et al., 2008) که با کانی‌های شناسایی‌شده در نمونه‌های برداشت شده از پهنه اکسیدان کانسار تنگ‌دِزان، بر پایه تجزیه XRD همخوانی کامل دارد.

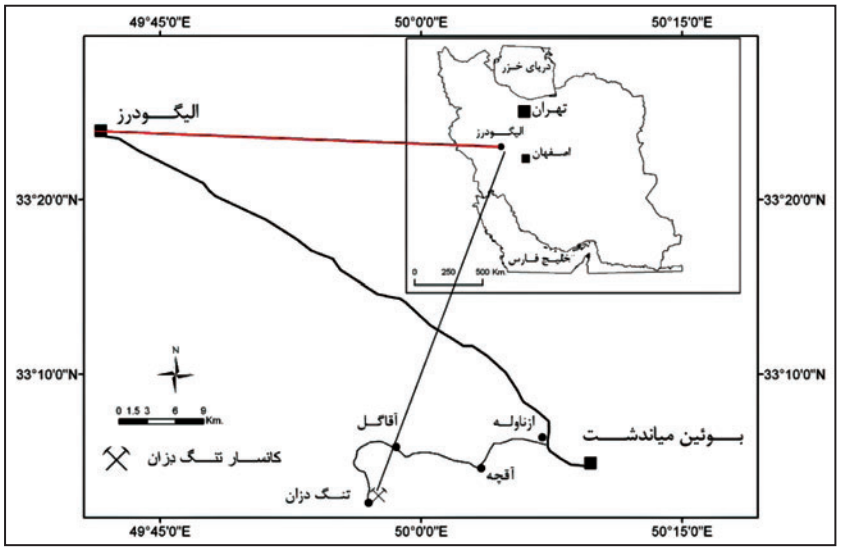
۸- نتیجه‌گیری

نتایج برآمده از بررسی‌های اکتشافی انجام‌شده در کانسار روی و سرب تنگ‌دِزان مشخص کرد که این کانسار به دو بخش برون‌زاد (اکسیدان) در سطح و سولفیدی در ژرفا تقسیم می‌شود. سنگ دربرگیرنده کانسار در هر دو بخش، سنگ‌آهک‌های دولومیتی کرتاسه- ژوراسیک است. به‌طور کلی کانه‌زایی در منطقه به دو شکل ۱) چینه‌کران درون افق‌های چینه‌ای مشخص از واحد JKldl و هم‌روند با افق‌های رسوبی و ۲) قطع‌کننده و در امتداد شکستگی‌ها به‌صورت ثانویه دیده می‌شود. ژئومتری اصلی ماده معدنی در سطح و ژرفا به‌صورت لایه‌ای و عدسی‌شکل هم‌روند با لایه‌های زمین‌شناسی و در ۳ افق چینه‌شناسی مشخص از واحد یادشده (چینه‌کران) گسترش دارد. با توجه به بررسی‌های زمین‌شناسی و ساختاری در بخش برون‌زاد مشخص شد که گسل‌ها و شکستگی‌هایی که از رخساره‌های کانه‌دار عبور می‌کنند، به‌عنوان مهم‌ترین کنترل کننده تمرکز ثانوی مواد معدنی و تشکیل پهنه برون‌زاد در منطقه به شمار می‌آیند. کانسار دارای کانی‌شناسی ساده همی‌مورفیت، اسمیت‌زونیت، سروزیت، و کمتر هیدروزنسیت در بخش برون‌زاد و گالن، اسفالریت و پیریت در بخش سولفیدی است و دو بافت اصلی ۱) بافت اولیه جانشینی به جای دولومیت و پرشدگی فضاهای خالی و ۲) بافت ثانویه پرکننده فضای ایجادشده توسط شکستگی‌ها در آن دیده می‌شود. گواه‌های صحرایی، زمین‌شناسی، ساخت و بافت ماده معدنی نشان می‌دهد که بیشتر عمده ماده معدنی در این کانسار پس از مرحله سنگ‌شدگی (Litification) و گسترش دگرسانی دولومیتی شدن سنگ میزبان به‌صورت اپی‌ژنتیک تشکیل شده است. مطالعات لیتوژئوشیمیایی سطحی نشانگر گسترش و تمرکز قابل توجه کانه‌زایی روی و سرب به‌صورت اکسیدی در بخش سطحی (با مجموع عیار میانگین ۱۳ درصد) است و بر پایه پردازش داده‌ها، بی‌هنجاری روی نسبت به بی‌هنجاری سرب گسترش بیشتری دارد، ولی در بیشتر مناطق کانسار بر هم منطبق هستند. وجود نقره و کادمیم به عنوان محصولات فرعی بر ارزش این کانسار افزوده است. ویژگی‌های زمین‌شناسی و رخساره‌های کانه‌دار، وجود پهنه‌های کانه‌زایی در رخساره‌های مشخص، همبود کانیایی، ساخت و بافت ماده معدنی در مقیاس‌های مختلف، دگرسانی‌های موجود به‌ویژه دولومیتی‌شدن، مطالعات لیتوژئوشیمیایی، بررسی‌های ژئوفیزیکی و بررسی‌های سنگ‌میزبان کانسار تنگ‌دِزان با آخرین پژوهش‌های صورت گرفته در رابطه با ویژگی‌های زمین‌شناسی اقتصادی کانسارهای نوع دره می‌سی‌سی‌پی (Ehya et al., 2010; Leach et al., 2010) در جدول ۲ آورده شده است. با توجه به جدول یادشده، کانسار روی و سرب تنگ‌دِزان به عنوان یک کانسار روی و سرب با سنگ میزبان کربناتی از مدل توصیفی کانسارهای سرب و روی نوع دره می‌سی‌سی‌پی پیروی می‌کنند.

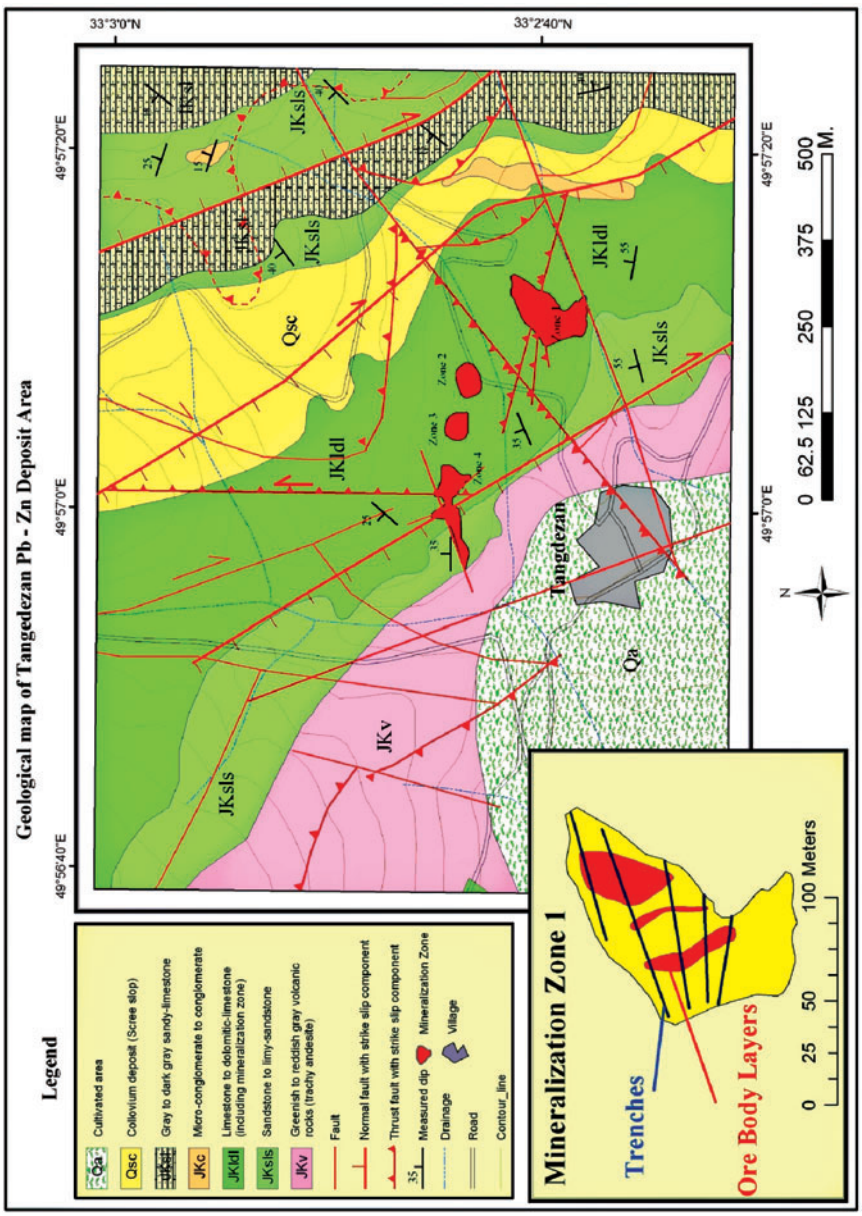
برای مطالعات دقیق‌تر پیشنهاد می‌شود بررسی‌های سیالات‌درگیر، ایزوتوپ‌های پایدار گوگرد و اکسیژن و ایزوتوپ پایدار سرب (برای تشخیص سن کانه‌زایی) دراین کانسار صورت پذیرد.

سپاسگزاری

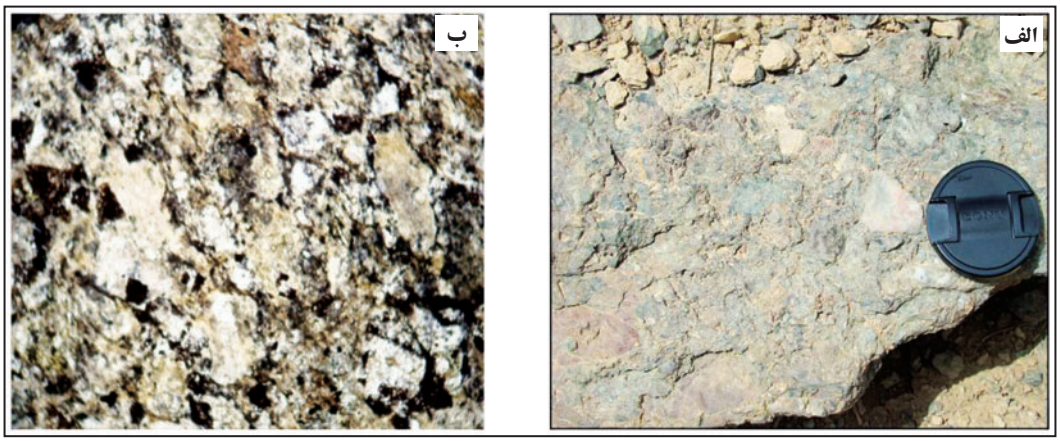
نویسندگان لازم می‌دانند از همه مسئولان و کارشناسان شرکت پارس گستران عقیق به‌ویژه آقای مهندس جلالی مدیر عامل این شرکت برای در اختیار قراردادن اطلاعات سپاسگزاری کنند.



شکل ۱- موقعیت جغرافیایی و راه‌های دسترسی به کانسار تنگ‌دِزان

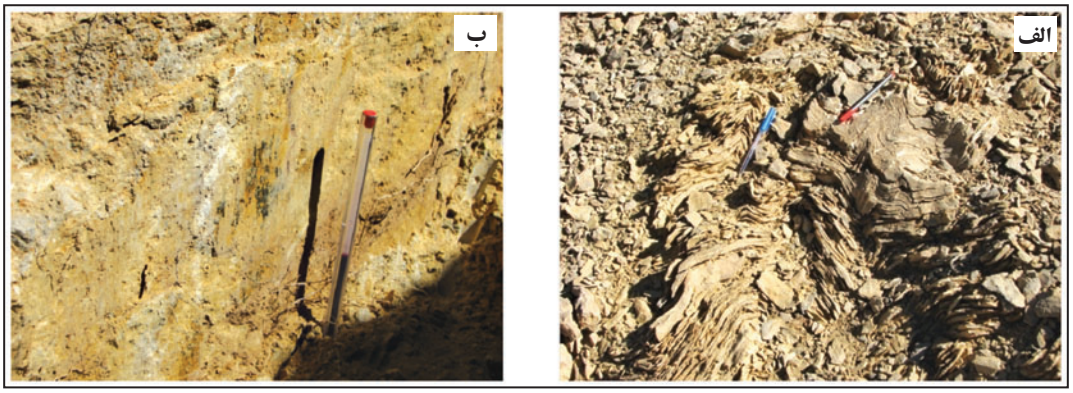


شکل ۲- نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰ منطقه کانسار به‌همراه پهنه‌های کانه‌دار و افق‌های معدنی موجود در پهنه ۱

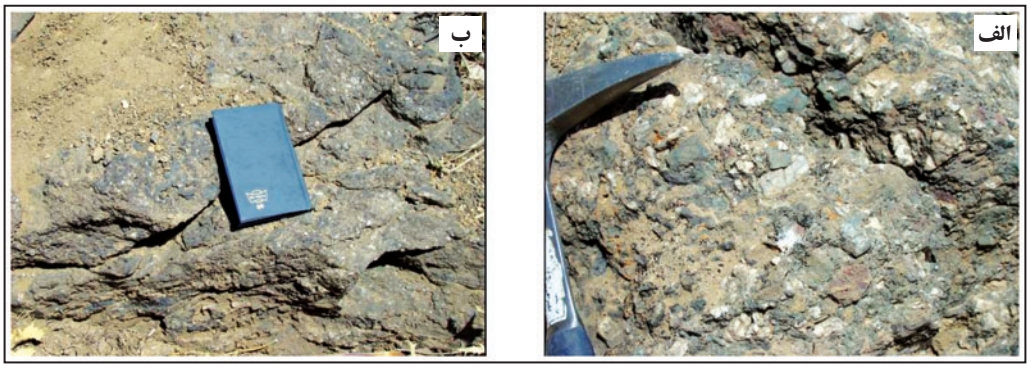


شکل ۳- الف) سیمای برشی‌شده واحد JKV؛ ب) تصویر مقطع میکروسکوپی سنگ آندزیتی واحد JKV

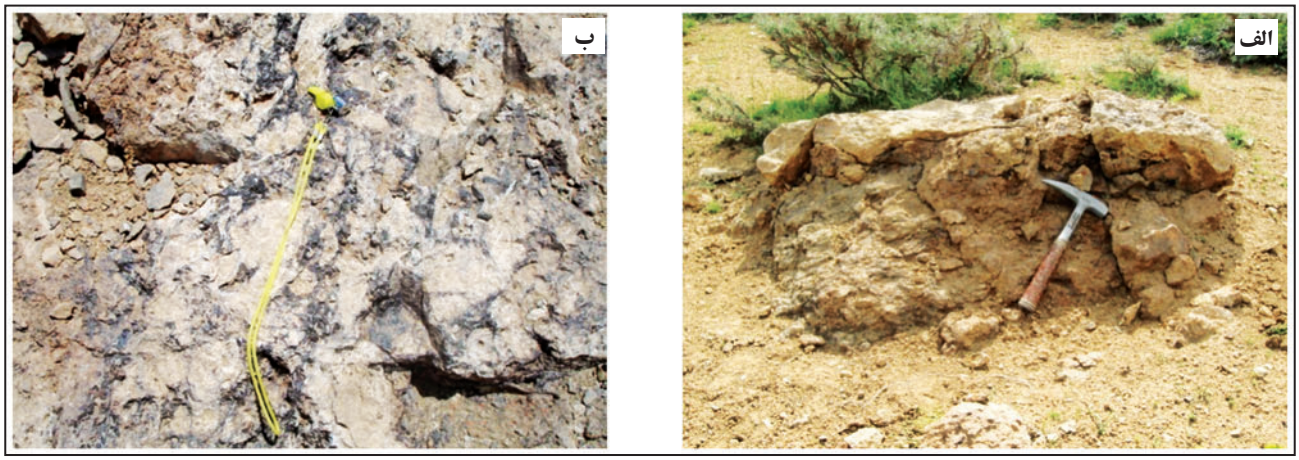
شکل ۴- ریزچین‌ها و برگ‌وارگی در واحد JKsls



شکل ۵- الف) ریزچین‌ها و خردشدگی شدید در واحد JKldl؛ ب) نمایی از سطح گسل در ماده معدنی

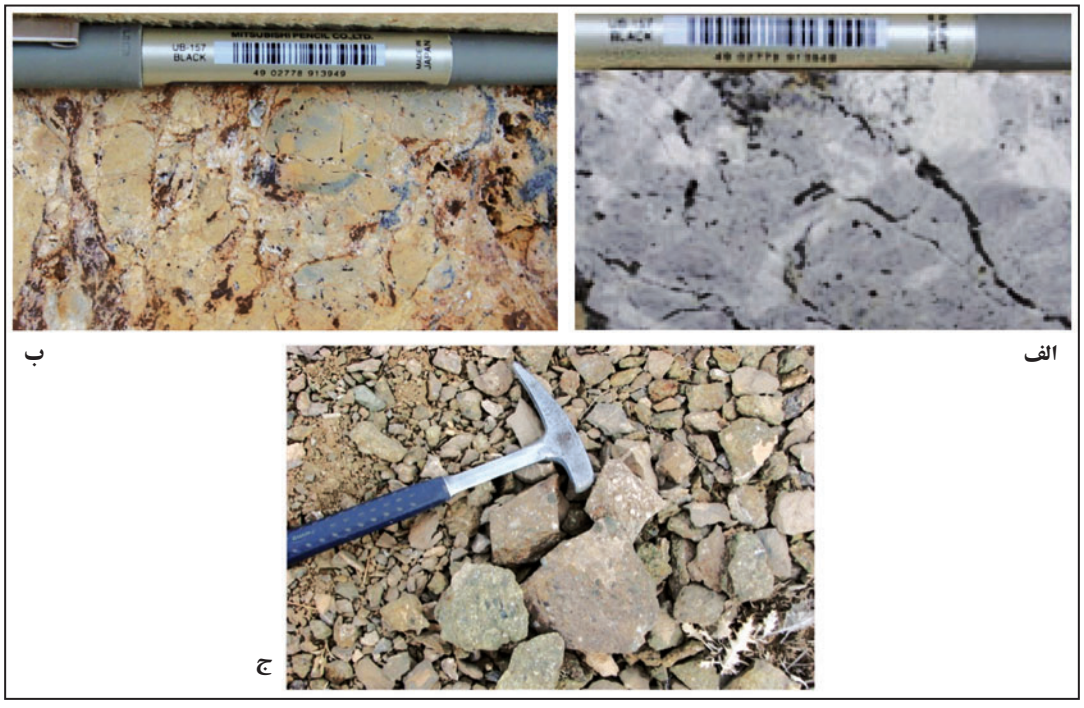


شکل ۶- الف) رخنمون واحد کنگلومرایی واحد JKc با دانه‌بندی متفاوت؛ ب) دانه‌بندی ریز و تدریجی

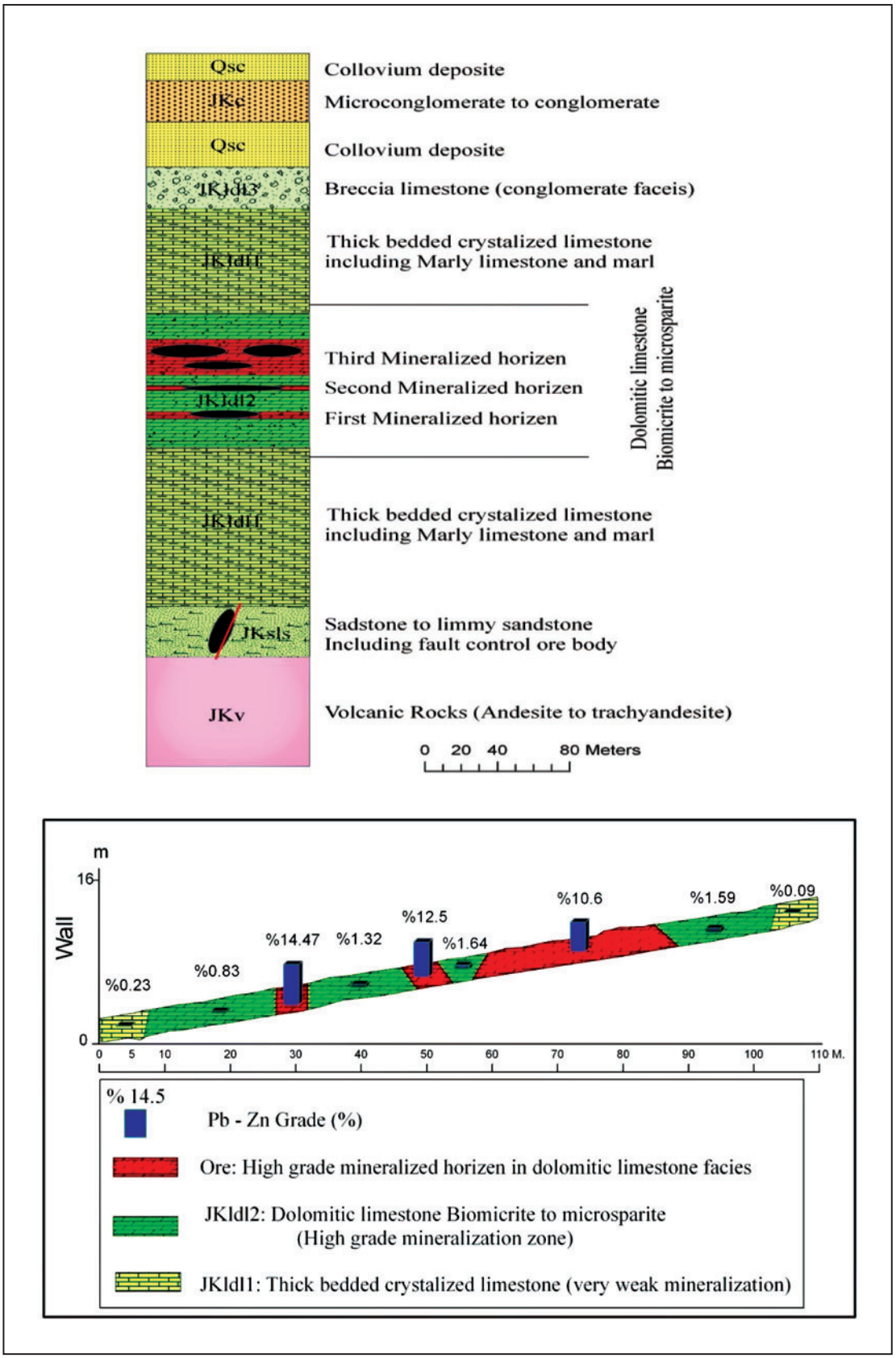


شکل ۷- الف) رخنمون دگرسانی دولومیتی با رنگ زرد تا سرخ؛ ب) دگرسانی اکسید آهن در سطح کانسنگ

شکل ۸ - رنگ سفید بخش پر عیار افق کانه‌دار در پهنه شماره یک برون‌زاد و نبود پوشش گیاهی به دلیل عیار بالا

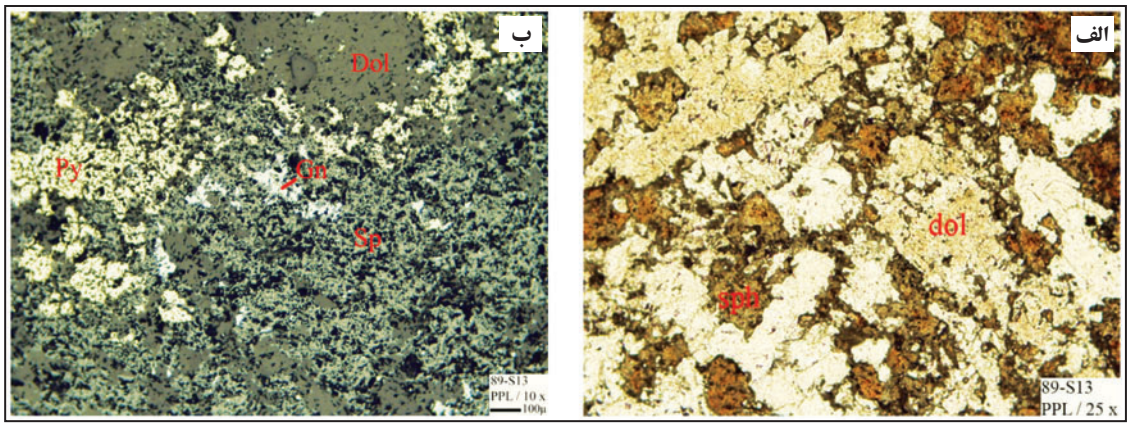


شکل ۹- الف) سنگ‌آهک خاکستری دارای تخلخل (رخساره ۱ واحد JKldl)؛ ب)، سنگ‌آهک دولومیتی دارای کانه‌زایی سرب و روی و رگچه‌های اکسیدآهن و کلسیت ثانویه (رخساره ۲ واحد JKldl)؛ ج) رخساره کنگلومرایی واحد JKldl

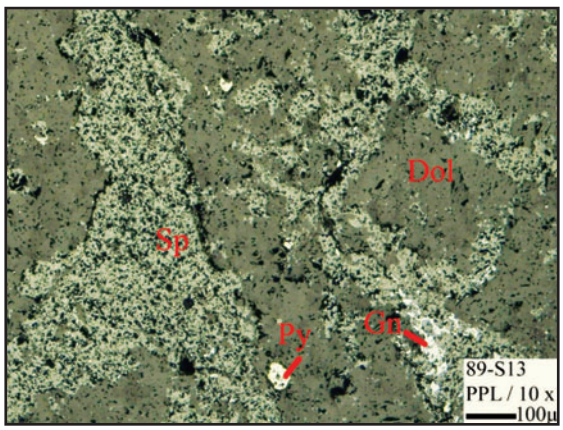


شکل ۱۰- ستون چینه‌شناسی منطقه معدنی و رخساره‌های کانه‌دار و افق‌های معدنی در پهنه شماره ۱ کانسار روی و سرب تنگ‌دِزان به همراه جدایش رخساره‌ها در ترانشه اکتشافی حفرشده

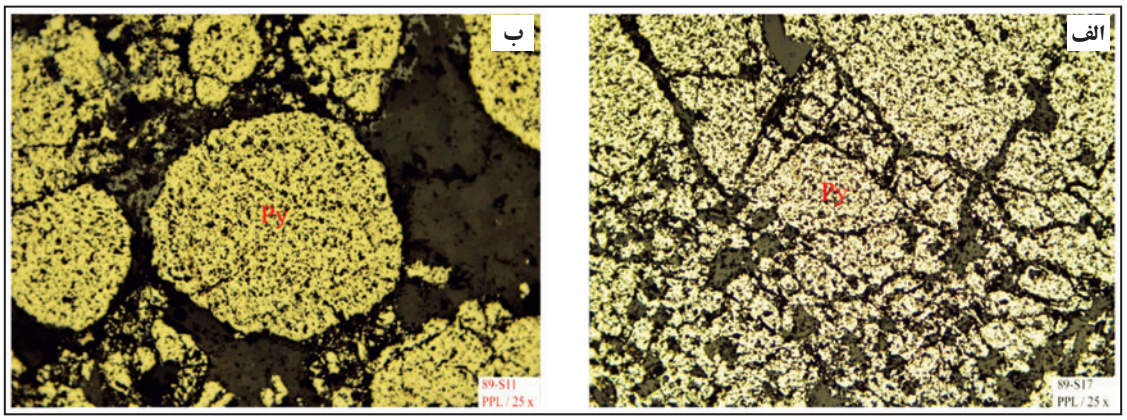
شـکل ۱۱- نمایـی از لایه‌هـای کانـه‌دار در بخـش بـرون‌زاد (دید به‌سمت باختر).



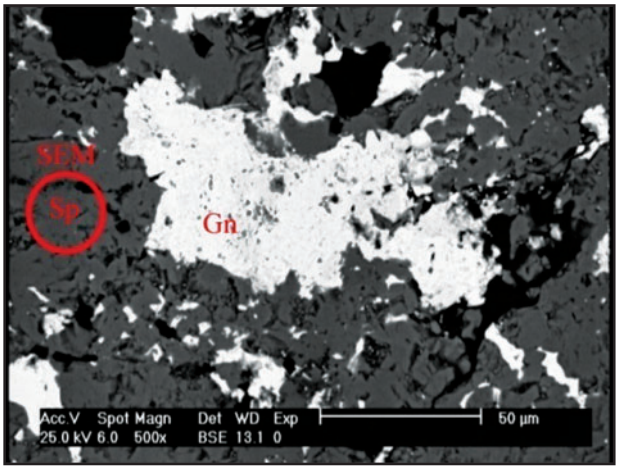
شکل ۱۲- الف) دولومیتی شدن و افزایش فضاهای خالی و جانشینی اسفالریت، فاز اول کانه‌زایی؛ ب) ترتیب کانه‌زایی به‌ترتیب پیریت، اسفالریت و گالن به‌صورت جانشینی در دولومیت (Gn گالن، Sp اسفالریت، Py پیریت و Dol دولومیت).



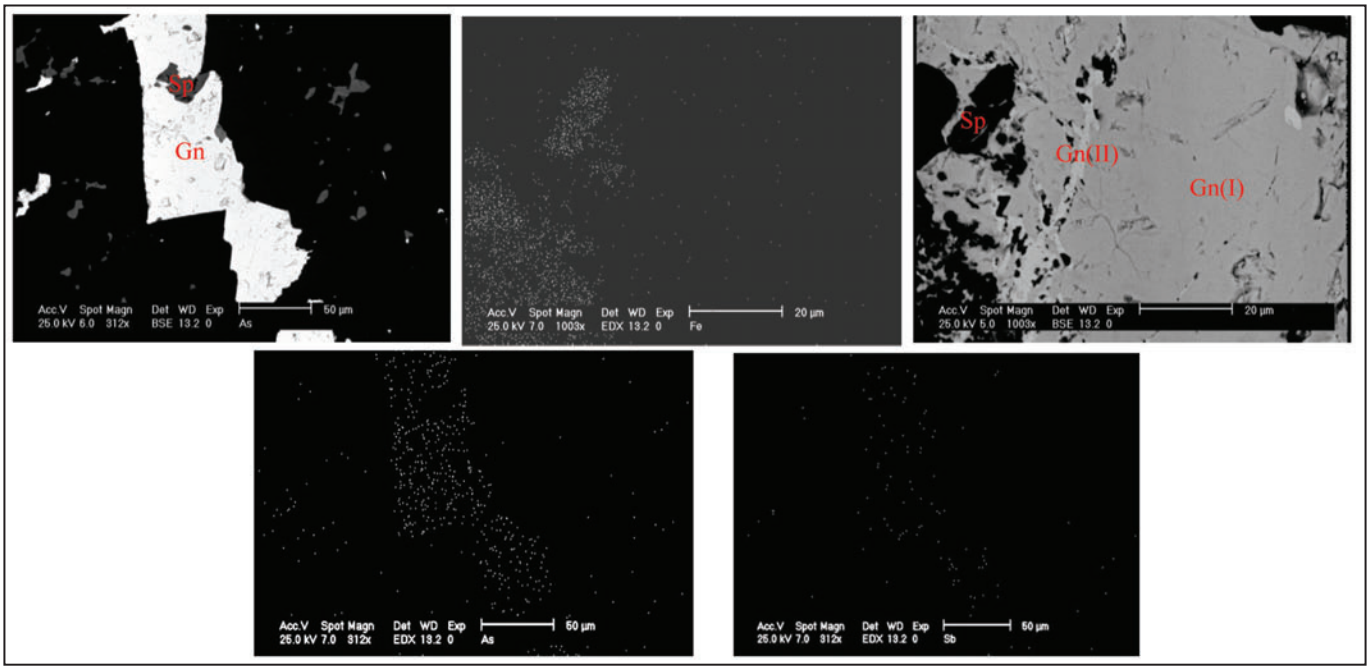
شکل ۱۳- فاز دوم کانه‌زایی اسفالریت همراه با گالن‌های پرکننده شکاف‌ها به‌صورت رگچه‌ای (Gn گالن، Sp اسفالریت، Py پیریت و Dol دولومیت).



شکل ۱۴- الف) خردشدگی در کانی پیریت حاصل عملکرد زمین‌ساخت؛ ب) و بلورهای فرامبوییدال پیریت

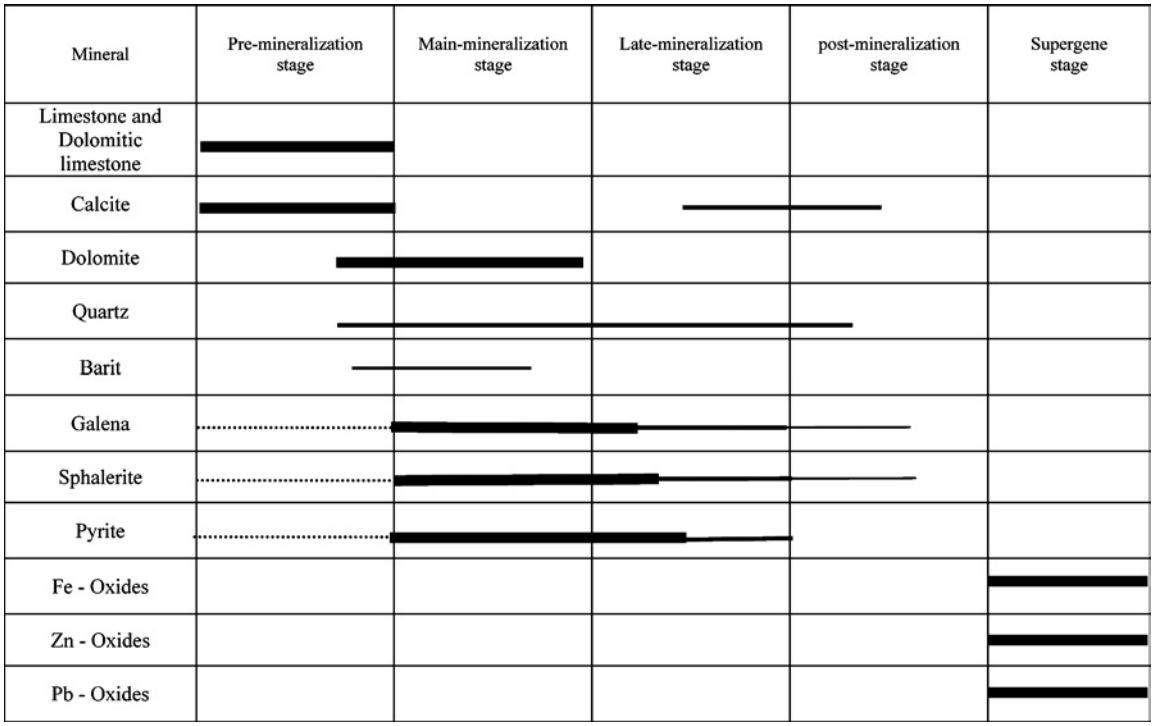


شکل ۱۵- کانه‌زایی به‌ترتیب اسفالریت و گالن و خلوص اسفالریت فاز اول با توجه به نتایج SEM روی کانی اسفالریت (Gn گالن، Sp اسفالریت، SEM منطقه مورد تجزیه).



شکل ۱۶- الف) همراهی عنصر آهن با عنصر روی در کانی‌های اسفالریت؛ ب) و همراهی آرسنیک و آنتیموان با سرب (Gn(I) گالن فاز دوم، Gn(II) گالن فاز تأخیری، Sp اسفالریت).

جدول ۱- نمودار توالی همبود کانه‌ها و کانی‌ها در کانسار تنگ‌دِزان.



جدول ۲- مقایسه ویژگی‌های کانه‌زایی در کانسار روی- سرب تنگ‌دِزان با مدل‌های MVT (Leach et al., 2010)

ردیف	متغیر	کانسارهای تیپ MVT	کانسار تنگ دِزان
۱	محصول	سرب- روی و نقره	روی- سرب- نقره
۲	محصول فرعی	Ag-Cd-Ge-Ba-F	Ag-Cd
۳	کانه‌های اصلی	گالن- اسفالریت- پیریت- کلکوپیریت	گالن- اسفالریت- پیریت
۴	باطله	دولومیت- کلسیت- کوارتز	دولومیت- کلسیت- کوارتز و باریت
۵	جایگاه زمین‌ساختی	بیشتر سکوهای قاره‌ای پایدار و برخی در دماغه کمربندهای راندگی	سکوهای قاره‌ای پایدار در پهنه سنندج-سیرجان در زمان کرتاسه
۶	ارتباط با سنگ نفوذی	بدون ارتباط با سنگ‌های آذرین	بدون ارتباط با سنگ‌های آذرین
۷	سن کانه زایی	از پروتروزوئیک تا ترشیری	جوان‌تر از کرتاسه
۸	سنگ میزبان	دولومیت- سنگ آهک و سنگ‌آهک دولومیتی	دولومیت و سنگ‌آهک دولومیتی
۹	چینه‌کران	کانسار دربرگرفته شده با یک واحد سنگی	کانسار دربرگرفته شده سنگ دولومیت کرتاسه
۱۰	دگرسانی	دولومیتی شدن-سیلیسی شدن- تبلور دوباره و انحلال کربنات‌ها	دولومیتی شدن – سیلیسی شدن – تبلور دوباره
۱۱	هوازدگی	گسترش اسمیت‌زونیت- همی‌موفیت- هیدروزنسیت در سطح	گسترش اسمیت‌زونیت- همی‌موفیت و کمتر هیدروزنسیت در سطح
۱۲	کنترل‌کننده کانه‌زایی	حفره‌های موجود در واحدهای کربناتی و شکاف و ترک‌ها	دولومیتی شدن و افزایش فضا و تخلخل و پرشدگی شکاف‌ها و شکستگی‌ها
۱۳	زایش	اپی‌ژنتیک	اپی‌ژنتیک

کتابنگاری

شرکت پارس گستران عقیق، ۱۳۸۸- گزارش پایان عملیات اکتشافی در کانسار روی و سرب تنگِ‌دِزان، ۲۲۰ ص

مدبری، س.، ۱۳۷۴- زمین‌شناسی، آنالیز رخساره، کانی‌شناسی، ژئوشیمی و ژنز کانسار سرب و نقره راونج - دلیجان، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تربیت مدرس.

References

Berberian, M., 1977- Three phases of metamorphism in Haji - Abad quadrangle (southern extremity of the Sanandaj- Sirjan structural zone): a palaeotectonic discussion. In: Berberian, M. (Ed.), Geological Survey of Iran. Report 40, pp. 239 –263.

Cox, D. P. & Singer, D. A., 1986 - Mineral Deposit Models, U.S. Geological survey, Bulletin No 1693, 375 p.

Dixon, C. J. & Pereira, J., 1974- Plate tectonics and mineralization in the Tethyan Region. Mineralium Deposita 9, 185–198.

Ehya, F., Lotfi, M. & Rasa, I., 2010- Emarat carbonate-hosted Zn–Pb deposit, Markazi Province, Iran: A geological, mineralogical and isotopic (S, Pb) study, Journal of Asian earth sciences 37, 186-194.

Ghasemi, A. & Talbot, C. J., 2006- A new tectonic scenario for the Sanandaj-Sirjan Zone (Iran). Journal of Asian Earth Sciences 26, 683–693.

Ghazban, F., McNutt, R. H. & Schwarcz, H. P., 1994- Genesis of Sediment-Hosted Zn-Pb-Ba Deposits in the Irankuh District, Esfaha Area, West-Central Iran. Economic Geology, v.89, 1994, p. 1262-1278.

Hitzman, M. W., Reynolds, N. A., Sangster, D. F., Allen, C. R. & Carman, C. E., 2003- Classification, genesis, and exploration guides for nonsulfide zinc deposit, Econimic geology, 98, 685-714.

Karimzadeh, A., 1992- Investigation on type, mineralogical–geochemical relationships, and the possible genesis of Emarat lead–zinc mine (Arak). M.Sc.Thesis, Tarbyat-Moallem University, Tehran, Iran.

Leach, D. L. & Taylor, R. D., 2009- Mississippi Valley-Type Lead-Zinc Deposit Model, USGS open file report 1213.

Leach, D. L., Bradley, D. C., Huston, D., Pisarevsky, S. A., Taylor, R. D. & Gardolls, S. J., 2010- Sediment-hosted Lead-Zinc deposits in earth history, Economic Geology 195, 593-625

Meshkani, S. A., Mehrabi, B., Yaghubpur, A. & Fadakar Alghalandis, Y., 2011- The application of geochemical pattern recognition to regional prospecting: A case study of the Sanandaj-Sirjan metallogenic zone, Iran, Journal of Geochemichal Exploration.

Momenzadeh, M. & Rastad, E., 1973- Zinc, lead and iron mineralization in Cretaceous carbonatic rocks in the West-Central Iran metallogenic zone. Geological Survey of Iran, 4.

Momenzadeh, M., 1976.-Stratabound lead–zinc ores in the Lower Cretaceous and Jurassic sediments in the Malayer–Esfahan district (west central Iran), lithology, metal content, zonation and genesis. Ph.D. Thesis, Heidelberg University.

Rahimpour-Bonab, H., 1991- Investigation on lead–zinc deposits of South of Arak region (Emarat). M.Sc. Thesis, Tehran University, Tehran, Iran.

Rasa, I., 1987- Geologisch- petrographische untersuchungen in der blei-lagerstaette Nakhlak, Zentral Iran (PhD thesis), Heidelberger Geowiss, Abh.

Rastad, E., Fontbote, L. & Amstutz, G. C., 1980- Relations between tidal flat facies and diagenetic ore fabrics in the stratabound Pb-Zn-(Ba-Cu) deposits of Irankuh, Esfahan, West Central Iran. Universidad de Bercelona, Instituto de Investigationes Geologicas Dipretacion Provincial, Revista, v. 34, p. 311-323.

Reichert, J. & Borg, G., 2008- Numerical simulation and a geochemical model of supergene carbonate-hosted non-sulphide zinc deposits, Ore Geology Reviews 33, 134 –151.

Sheikholeslami, R., Bellon, H., Emami, M. H. & Sabzehei, M., 2003- Nouvelles données structurales et datations 40K–40Ar sur les roches métamorphiques de la région de Neyriz (zone de Sanandaj–Sirjan, Iran méridional). Leur intérêt dans le cadre du domaine néo-téthysien du Moyen-Orient, C.R. Geosciences 335, 981-991.

Shojaat, B., 1992- Geochemical investigations in order to propose a possible model for lead–zinc mineralization in the Emarat region. M.Sc. Thesis, Islamic Azad University, North Tehran Branch, Tehran, Iran.

Soheili, M., Jafarian, M. B. & Abdollahi, M. R., 1992- Aligoudarz quadrangle maps 1:100,000 series, no. 5956, Geologival Survey of Iran.

Vanaei, M., 1998- Textural, structural and geochemical characteristics of Emarat Pb–Zn mine (Arak). M.Sc. Thesis, Shahid Bahonar University, Kerman, Iran.

Ziserman, A. & Momenzadeh, M., 1972- Study on Arak–Esfahan lead–zinc mines. Geological Survey of Iran 60, 16.

Geological Evidences and Ore Body Facies of Tangedezan Zn – Pb (Ag) Deposit in a Jurassic-Cretaceous Carbonate Sequence, Booeen Miandasht (Isfahan, Iran)

S. T. Delavar [1*], I. Rasa [2], M. Lotfi [3], G. Borg [4], N. Rashidnejad Omran [5] & P. Afzal [6]

[1]Ph.D., Department of Geology, Islamic Azad University, Science and Research Branch, Tehran, Iran
[2]Associate Professor, Department of Geology, Earth Sciences Faculty, Shahid Beheshti University, Tehran, Iran
[3] Associate Professor, Department of Geology, Islamic Azad University, North Tehran Branch, Tehran, Iran
[4] Professors, Department of Geology, Martin – Luther University, Halle, Germany
[5] Assistant Professor, Department of Geology, Faculty of Basic Science, Tarbiat Modares University, Tehran, Iran
[6] Assistant Professor, Department of Mining Engineering, Faculty of Engineering, South Tehran Branch, Islamic Azad University, Tehran, Iran

Received: 2011 June 11 Accepted: 2011 December 10

Abstract

Tangedezan Zn-Pb deposit is located in 22 km west of Booeen Miandasht city, in western part of Isfahan province and in Malayer–Isfahan Pb-Zn mineralization belt. This deposit is one of the stratabound deposits in a Jurassic-Cretaceous carbonate sequence. Two main ore body geometries have been recognized in the deposit: 1-layers and lenses, concordant with layering; and 2-discordant secondary forms along the fractures. In Tangedezan deposit two mineralized carbonate facies have been distinguished: 1- dolomitic limestone facies (Microsparite) containing three major mineralization horizons with simple ore mineral paragenesis such as galena, sphalerite and pyrite replacing the host rock and filling the porosities and fractures; and 2- crystallized argillaceous limestone facies with very weak Zn-Pb mineralization in disseminated form. The deposit includes two parts of supergene in surface and sulfides in depth. The simple ore paragenesis comprises of hemimorphite, smithsonite, cerussite, galena, sphalerite and pyrite. Ag and Cd elements have noticeable grade and could be contemplated as by product. All accomplished investigations and evidences such as geological characteristics, mineralized facies, supergene and sulfide development, ore body geometry, ore minerals paragenesis, texture and structures in different scale, existing alterations specially dolomitization and lithogeochemical studies all reveal that Tangedezan deposit is a Zn-Pb Mississippi Valley Type (MVT) deposit.

Keywords: Zn - Pb Deposit, Mississippi Valley Type (MVT), Tangedezan, Isfahan, Iran.

For Persian Version see pages 77 to 88

*Corresponding author: S. T. Delavar; E-mail: stdelavar@yahoo.com