

## کاربرد داده‌های زمین شیمیایی در تعیین الگوی تشکیل ذخایر فلزات پایه با میزبان رسوبی - مطالعات موردی، معادن روی - سرب - (نقره - باریم) حوضه معدنی ایرانکوه اصفهان

ابراهیم راستاد

گروه زمین شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه تربیت مدرس تهران

مینا بوبری کناری

دانش آموخته زمین شناسی اقتصادی، گروه زمین شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه تربیت مدرس تهران

لیلا کلندر (Leyla Kalender)

گروه زمین شناسی، دانشکده زمین شناسی مهندسی، دانشگاه Firat ترکیه

تاریخ دریافت: ۹۵/۸/۲ تاریخ پذیرش: ۹۵/۱۱/۱۵

Rastad@modares.ac.ir

### چکیده

کانسارهای روی - سرب - (نقره - باریم) حوضه معدنی ایرانکوه اصفهان در توالی آتشفشانی - رسوبی کرتاسه زیرین، در یک محیط کافت پست کمانی و در مجاورت گسل‌های نرمال همزمان با رسوب گذاری تشکیل گردیده‌اند. بر اساس ماهیت کانه‌زایی سولفیدی، می‌توان سه رخساره کانسنگ سولفیدی زون تغذیه کننده، توده‌ای و لایه‌ای را از یکدیگر متمایز نمود که دارای ارتباط تنگاتنگ با دگرسانی‌های سیلیسی، دولومیتی و به میزان کمتر سریسیتی هستند. بر اساس مطالعات میکروسکوپی و مطالعات زمین شیمیایی از جمله EPMA و کاتدولومینسانس، دو نوع رخداد دولومیتی شدن ناحیه‌ای (دیازنزی) و دولومیتی شدن هیدروترمالی را می‌توان در حوضه معدنی ایرانکوه از یکدیگر تفکیک نمود. نتایج مطالعات EPMA و میان بارهای سیال حاکی از آن است که دو نوع سیال با دو منشأ متفاوت در تشکیل کانسارهای حوضه معدنی ایرانکوه نقش مؤثر داشته‌اند: (۱) سیالات هیدروترمالی دما بالا (۲۶۰-۸۵ درجه) که بر اساس مقادیر نسبت‌های عنصری Th/U واحدهای میزبان کانه‌زایی، ماهیت احیایی داشته و منشأ آنها مرتبط با سیالات بین سازندی و سیالات دریایی فرورو می‌باشد، (۲) آب دریایی فرورو که دارای مقادیر پایین از عناصر منگنز و آهن بوده و منجر به دولومیتی شدن ناحیه‌ای واحدهای آهکی گردیده است. بر اساس نتایج حاصل از مطالعه میان بارهای سیال، سیالات هیدروترمالی در دو محدوده دمایی و شوری قرار می‌گیرند. سیالات زون تغذیه کننده، دارای دماهای بالا (۲۶۰-۱۲۰ درجه) و شوری پایین (۲۳/۳-۸/۷ درصد) هستند که در محل تشکیل رخساره کانسنگ سولفید توده‌ای و احتمالاً به دلیل اختلاط با آب دریایی فرورو، دمای آنها کاهش (۱۸۰-۸۵ درجه) و شوری آنها افزایش (۲۳/۳-۱۶/۸) یافته است. با مطالعه داده‌های زمین شیمیایی از جمله مطالعه میان بارهای سیال و همراهی کانه‌زایی کم عیار و پرعیار با میان بارهای با دما و شوری مختص به خود و تلفیق آنها با داده‌های زمین شناسی از جمله جایگاه گسل‌های نرمال از لحاظ همراهی آنها با کانه‌زایی سولفیدی پرعیار و کم عیار، می‌توان زون‌های پرعیار (رخساره کانسنگ سولفید توده‌ای با دمای متوسط و شوری بالا) و کم عیار (رخساره زون تغذیه کننده با دمای بالا و شوری پایین) را از یکدیگر تفکیک نمود. بررسی ویژگی‌های زمین شیمیایی از جمله دما و شوری میان بارهای سیال و رخداد کانه‌زایی در یک محیط احیایی در تلفیق با مطالعات ساختاری، بافت و ساخت و کانی شناسی و مقایسه آنها با ویژگی‌های شاخص انواع کانسارهای سرب و روی با میزبان رسوبی نشان می‌دهد که کانسارهای حوضه معدنی ایرانکوه بیشترین شباهت را با کانسارهای سرب و روی نوع سدکس از نوع جانشینی در زیر کف دریا دارند.

**کلمات کلیدی:** کافت پست کمانی کرتاسه زیرین، گسل نرمال همزمان با رسوب گذاری، مطالعات زمین شیمیایی، جانشینی زیرکف دریا، حوضه معدنی ایرانکوه.

### مقدمه

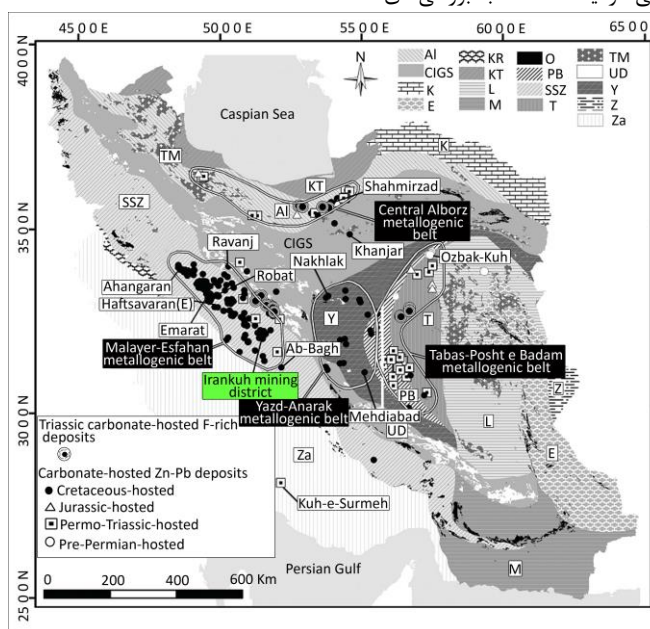
کانسارهای روی - سرب - (نقره - باریم) حوضه معدنی ایرانکوه (شکل ۱) که مشتمل بر کانسارهای گوشفیل، تپه سرخ، رومرمر و اثر معدنی باغ ابریشم در دامنه شمالی و کانسارهای کلاه دروازه و گود زندان و اثر معدنی خانه گرگی در دامنه جنوبی رشته ایرانکوه می‌باشد (شکل ۲)، یکی از حوضه‌های کانیاپی در بردارنده فلزات پایه در کمر بند ملایر - اصفهان است که از گذشته تاکنون مورد بررسی‌های فراوانی قرار گرفته است. بر اساس مطالعات گوناگونی که توسط محققین مختلف انجام شده است، دو مدل تشکیل کاملاً متفاوت از نوع سین ژنتیک - دیاژنتیک (Momenzadeh, 1976; Rastad, 1981; Boveiri et al., 2017) و اپی ژنتیک (Ghazban et al., 1994; Hosseini-Dinani and Aftabi, 2016) برای این کانسارها در نظر گرفته شده است. قرارگیری ماده معدنی در

مطالعات زمین شیمیایی که عمدتاً بر روی سنگ‌های رسوبی در برگزیده کانه‌زایی‌های سرب و روی انجام می‌شود عمدتاً شامل مطالعه اکسیدهای عناصر اصلی (XRF)، عناصر فرعی و جزئی (ICP-MS)، مطالعات ایزوتوپی پایدار (اکسیژن، کربن، گوگرد، نیتروژن) و ناپایدار (روبییدیم - استرانسیم) و مطالعات کاتدولومینسانس است. با انجام این نوع مطالعات در محیط‌های رسوبی و تعبیر و تفسیر آنها، می‌توان به درک صحیحی از شرایط زمین شیمیایی حاکم بر حوضه رسوبی و شناسایی فرایندهای کانه‌ساز پی برد (Leach and Sangster, 1993; Grandia et al., 2003; Kamona and Friedrich, 2007) و در نهایت، با مقایسه آنها با داده‌های حاصل از انواع مختلف کانسارهای مطالعه شده در جهان، به الگوی تشکیل کانسار و مدل زایشی آن پی برد.

زمین شیمیایی گسترده‌ای بر روی نمونه‌های برداشت شده از کانسارهای تپه سرخ، رومرمر و گوشفیل و در برخی موارد اثر معدنی باغ ابریشم پرداخته شود. مطالعات زمین شیمیایی انجام شده در این پژوهش شامل مطالعه میان بارهای سیال، کاتدولومینسانس، ICP-MS and AES و EPMA می‌باشد تا بتوان با تحلیل و تفسیر نتایج حاصل از این داده‌ها و مقایسه آن‌ها با سایر منابع موجود در ایران و جهان، به درک بهتری از نحوه تشکیل و تکامل کانسارهای حوضه معدنی ایرانکوه دست یافته و در نهایت بتوان تیپ و نوع کانه‌زایی رخ داده در حوضه را مشخص نمود. علاوه بر آن، با توجه به اینکه تعیین الگوی ژنتیکی و نوع یا تیپ کانه‌زایی می‌تواند نقش مهمی در ادامه استخراج و افزایش طول عمر معدن و نیز اکتشاف ذخایر پنهان در مقیاس محدود مورد مطالعه و نیز در مقیاس ناحیه‌ای، داشته باشد، بررسی عواملی از جمله مطالعات زمین‌شناسی و زمین شیمیایی و تلفیق این دو با یکدیگر می‌تواند به عنوان طرح و ایده‌ای جدید در نظر گرفته شود که ما را به سوی تعیین دقیق الگوی ژنتیکی کانسارهای حوضه معدنی ایرانکوه رهنمون سازد.

امتداد گسل معکوس گوشفیل، رخداد کانه‌زایی در دولوستون، عدم حضور سنگ‌های ولکانیکی در منطقه، وجود بافت‌های جانیشینی و پرکننده فضای خالی، حضور مقادیر منفی ایزوتوپ گوگرد، دمای پایین میان بارهای سیال (۱۶۶-۸۰ درجه سانتی‌گراد) اندازه‌گیری شده در کلسیت، تغییر نسبت‌های عنصری سرب و روی در نمونه‌های خاکی منطقه معدنی ایرانکوه، از دلایل و شواهد مهمی است که طرفداران نظریه تشکیل کانسار به صورت MVT (Ghazban et al., 1994; Hosseini-Dinani and Aftabi, 2016) به آن استناد می‌کنند. در حالی که داده‌های حاصل از مطالعات پیشین (Momenzadeh, 1976; Rastad, 1981) و مطالعاتی که اخیراً (بوبری، ۱۳۹۴؛ Boveiri et al., 2017) بر روی این کانسارها انجام شده است، در تناقض با مدل تشکیل مشابه با کانسارهای MVT در این منطقه می‌باشد.

با توجه به اینکه امروزه بر انجام مطالعات زمین شیمیایی و اهمیت ویژه آنها در تعیین ماهیت حوضه رسوبی تأکید می‌گردد (Jehlicka, 2001) و نیز با در نظر گرفتن نقش ویژه این گونه مطالعات در تعیین الگوی تشکیل کانه‌زایی در کانسارهای رسوبی با فلزات پایه، در این مقاله سعی گردیده است که به بررسی‌های



شکل ۱. الف) نقشه توزیع مکانی ذخایر سرب و روی با میزبان کربناته در پهنه‌های ساختاری ایران و جایگاه ساختاری کمربند فلززایی ملایر- اصفهان در پهنه سنندج- سیرجان (Al: البرز؛ CIGS: پهنه زمین‌شناسی- ساختاری ایران مرکزی؛ E: محدوده شرق ایران؛ K: کپه داغ؛ KR: زیرپهنه رادیولاریتی کرمانشاه؛ KT: پهنه ساختاری خزر- تالش؛ L: بلوک لوت؛ M: پهنه مکران؛ O: کمربندهای افیولیتی؛ PB: بلوک پشت بادام؛ SSZ: پهنه سنندج- سیرجان؛ T: بلوک طبس؛ TM: سنگ‌های ماگمایی ترشیری؛ UD: کمان ماگمایی ارومیه- دختر؛ Y: بلوک یزد؛ Z: منطقه زابل؛ Za: کوه‌های زاگرس) (تصویر از Rajabi et al., 2012b).

به منظور انجام مطالعات ICP-MS and AES، به آزمایشگاه شرکت ACME کانادا ارسال گردیده‌اند.

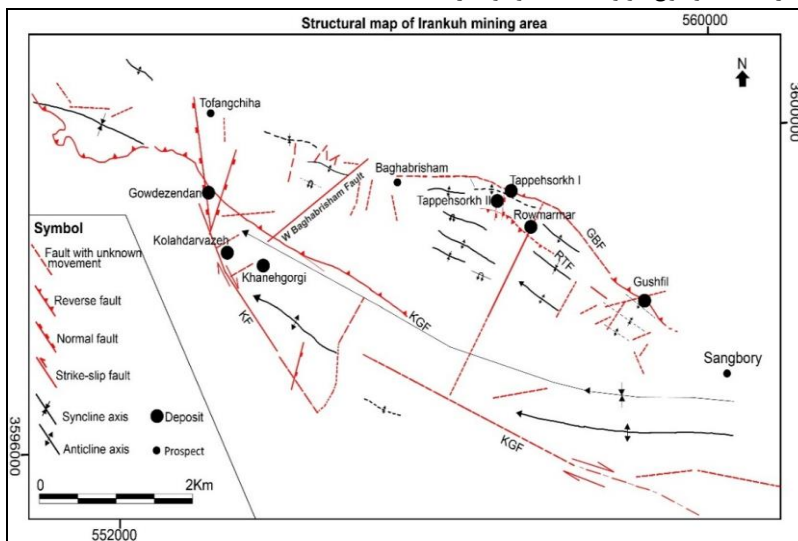
به منظور تعیین مقدار عناصر اصلی، فرعی و کمیاب در کانی‌های کربناته، ۵ مقطع نازک- صیقلی از واحدهای سنگی در برگزیده انواع مختلف دولومیت‌ها انتخاب و به منظور انجام مطالعات الکترون میکروپروب (EPMA) به مرکز تحقیقات و فرآوری مواد معدنی ایران ارسال گردید. نمونه‌ها توسط دستگاه الکترون میکروپروب مدل Cameca SX-10 در مرکز تحقیقات و فرآوری مواد معدنی ایران مورد مطالعه قرار گرفت. در این آنالیز از بیم‌های با قطر ۲۰ nA و فواصل اسکن ۲ تا ۵ میکرومتر با سرعت ۲۵ kV و پیک ۱۲ تا ۱۵ ثانیه برای اندازه‌گیری عناصر اصلی و ۲۰ تا ۲۵ ثانیه برای اندازه‌گیری عناصر کمیاب موجود

**روش مطالعه**

در انجام این پژوهش، علاوه بر انجام مطالعات ساختی و بافتی و میکروسکوپی بر روی مقاطع نازک- صیقلی برداشت شده از انواع مختلف واحدهای سنگی موجود در منطقه مورد مطالعه و نیز انواع رخساره‌های کانسنگ سولفیدی، به بررسی نتایج حاصل از مطالعه اکسیدهای عناصر اصلی، فرعی و کمیاب در ۱۲ نمونه از دولوستون (۶ نمونه از کانسار رومرمر، ۴ نمونه از کانسار تپه سرخ و ۲ نمونه از کانسار گوشفیل) و ۷ نمونه سیلتستون سیاه رنگ (۳ نمونه از کانسار تپه سرخ و ۴ نمونه از کانسار گوشفیل) پرداخته شده است. بدین منظور، نمونه‌ها از سطح معدن کاری روباز، تونل‌ها و گمانه‌های حفاری انتخاب و پس از پودر کردن،

منطقه، انتخاب و توسط میکروسکوپ کاتدولومینسانس Technosyn 8200 MK II با استفاده از کاند سرد و به کار گرفتن بیم با ولتاژ 15 kV و جریان 550  $\mu$ A مورد آنالیز قرار گرفتند.

در نمونه‌های کربناتی استفاده شده است. افزون بر آن، مطالعات کاتدولومینسانس بر روی ۴ نمونه از نسل‌های مختلف کلسیت و دولومیت در پژوهشکده صنعت نفت انجام گرفت تا بر اساس آن بتوان این کانی‌ها را از یکدیگر متمایز نمود. برای این منظور، مقاطع نازک- صیقلی تهیه شده از کلسیت و انواع دولومیت‌های موجود در



شکل ۲. نقشه ساختاری حوضه معدنی ایرانکوه و موقعیت ناودیس اصلی ایرانکوه و طاقدیس‌ها و ناودیس‌های متعدد و انواع مختلف گسل‌ها، ضمناً موقعیت کانسارهای گوشفیل، رومرمر، تپه سرخ و اثر معدنی باغ ابریشم در دامنه شمالی و کانسارهای کلاه دروازه و گود زندان و اثر معدنی خانه گرگی در دامنه جنوبی رشته ایرانکوه در شکل دیده می‌شود (بویری، ۱۳۹۴).

(یارمحمدی، ۱۳۹۴) نیز می‌تواند مؤید بالازدگی استوسفر و ایجاد کافت پشت-کمائی کرتاسه زیرین، در طول این پهنه می‌باشد (بویری، ۱۳۹۴). ایجاد این حوضه کششی در حد فاصل پهنه سندج- سیرجان و ایران مرکزی که با ولکانیسم فراوان همراه بوده است، بستر مناسبی را برای تشکیل تعداد زیادی از ذخایر سرب- روی- نقره با سنگ میزبان رسوبی در کمربند فلززایی ملایر- اصفهان فراهم نماید که از شمال باختر تا جنوب خاور و در طول پهنه سندج- سیرجان گسترش یافته‌اند. بر اساس مطالعات متعددی که توسط محققین مختلف انجام شده است، عمدتاً دو نوع مدل زایشی سین‌ژنتیک (Rastad, 1981، یارمحمدی، ۱۳۹۴) و اپی‌ژنتیک (Ghazban et al., 1994; Hosseini-Dinani et al. 2015) و کریم‌زاده و همکاران، (۱۳۹۴) برای کانسارهای سرب و روی تشکیل شده در این کمربند فلززایی معرفی شده است.

یکی از بزرگ‌ترین ذخایر سرب- روی- (نقره- باریم) در پهنه سندج- سیرجان، معادن حوضه معدنی ایرانکوه است که در منتهی‌الیه جنوب خاوری کمربند ملایر- اصفهان و در جنوب اصفهان قرار گرفته است (شکل ۱). بر اساس توالی‌های سنگ‌چینه‌ای ترسیم شده در چهار کانسار دامنه شمالی حوضه معدنی ایرانکوه (شکل ۳) مشاهده می‌گردد که در این حوضه کانیایی نیز همانند سایر کانسارهای موجود در کمربند فلززایی ملایر- اصفهان، سنگ‌های آواری- کربناتی همراه با سنگ‌های ماگمایی در حوضه کششی کرتاسه زیرین نهشته شده‌اند. قدیمی‌ترین واحد رخنمون یافته در منطقه مورد مطالعه، شیل‌ها و ماسه سنگ‌های خاکستری‌رنگ ژوراسیک زیرین (J<sub>s</sub>) است که به طور دگرشیب توسط واحدهای تخریبی قاعده کرتاسه زیرین و واحدهای ولکانیکی پوشیده شده‌اند (شکل ۳). واحد ولکانیکی- پیروکلاستیکی (K<sub>v</sub>) با ضخامت حدود ۵۰ متر، در گمانه‌های حفاری برداشت شده از اثر معدنی باغ ابریشم به خوبی قابل تفکیک و جدایش از یکدیگر هستند (شکل ۳). این واحد عمدتاً از سنگ‌های آندزیتی- داسیتی و

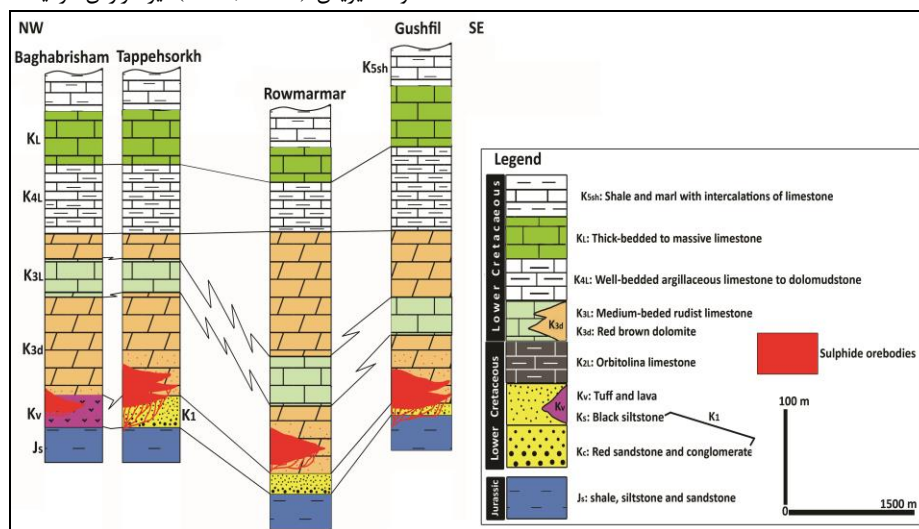
به منظور مطالعه میان بارهای سیال و تعیین دما و شوری سیال کانه ساز، در مجموع حدود ۱۰ مقطع دوبر صیقلی از کانی‌های اسفالریت رخساره‌های کانسنگ سولفید توده‌ای در کانسار گوشفیل و اثر معدنی باغ ابریشم و اسفالریت زون تغذیه کننده کانسار تپه سرخ و نیز کانی دولومیت همراه با کانی‌های سولفیدی زون تغذیه کننده در کانسارهای تپه سرخ و رومرمر و نیز کوارتز موجود در زون تغذیه کننده کانسار گوشفیل انتخاب گردید. میان بارها توسط استیج Linkam THMS600 نصب شده بر روی میکروسکوپ Zeiss در مرکز تحقیقات و فرآوری مواد معدنی ایران و استیج Linkam MDSG600 نصب شده بر روی میکروسکوپ Leica DM 2500P در مرکز تحقیقات و اکتشافات مواد معدنی آنکارا مورد اندازه‌گیری قرار گرفتند. برای کالیبراسیون دستگاه از n-Hexane با نقطه ذوب ۹۴/۳- درجه سانتی‌گراد با دقت  $\pm 0/2$  درجه سانتی‌گراد برای سرمایش و نیترات سزیم با نقطه ذوب ۴۱۴ درجه سانتی‌گراد و دقت  $\pm 0/6$  برای گرمایش استفاده شده است.

### زمین‌شناسی

بر اساس مطالعات (Mohajjel and Fergusson, 2014)، پهنه سندج- سیرجان در زمان کرتاسه زیرین، متحمل فازهای کششی ناشی از فروانش نئوتتیس گردیده است که این رخداد، با ایجاد حوضه‌های کافتی پشت قوسی در طول این پهنه نمود یافته است. رخداد ماگماتیسم و ظهور سنگ‌های آتشفشانی- آذرآواری به سن کرتاسه زیرین در طول پهنه سندج- سیرجان در کانسار سرب- روی آهنگران در ملایر، کانسار روی- سرب دره نقره در گلپایگان (Momenzadeh, 1976)، مقطع دو خواهران در شازند اراک (سهندی و همکاران، ۱۳۸۵) و کانسار روی- سرب- نقره- باریم ایرانکوه در جنوب اصفهان (بویری، ۱۳۹۴) و کانسار های روی- سرب (نقره- مس) حوضه تیران در نجف آباد

روند عمومی لایه‌های رسوبی در حوضه معدنی ایرانکوه، شمال شمال باختر- جنوب جنوب خاور و همخوان با روند عمومی پهنه سنج- سیرجان است که در اثر چین خوردگی، به صورت تاقدیس و ناودیس‌های متعدد در منطقه مورد مطالعه مشاهده می‌شوند. چین خوردگی اصلی در منطقه معدنی ایرانکوه به صورت یک ناودیس با روند شمال باختر- جنوب خاور است که به سمت طرفین، به تاقدیس و ناودیس‌های متعدد با همین روند تغییر می‌یابد (شکل ۲). گسل‌های مختلفی با ماهیت نرمال، معکوس و امتداد لغز در منطقه مورد مطالعه رخ داده‌اند که از جمله آنها گسلی است که از خاور کانسار گوشفیل از منطقه سنگبری آغاز شده و تا باختر کانسار تپه سرخ، در اثر معدنی باغ ابریشم ادامه می‌یابد (شکل ۲). در امتداد این گسل که از آن با نام گسل گوشفیل- باغ ابریشم یاد می‌شود، واحدهای شیلی- ماسه سنگی ژوراسیک با شیب رو به شمال، بر روی واحدهای کرتاسه زیرین رانده شده‌اند. واحدهای سنگی ژوراسیک در منتهی الیه شمال خاوری و جنوب باختری این گسل و بعد از محدوده گسلش، شیب عادی رو به جنوب داشته و به صورت دگرشیب در زیر واحدهای کرتاسه قرار گرفته‌اند. کانه‌زایی اصلی در یال شمالی رشته ایرانکوه در کانسارهای گوشفیل، رومرمر، تپه سرخ و اثر معدنی باغ ابریشم، در محدوده عملکرد این گسل قابل مشاهده و پیگیری می‌باشد. بر اساس مطالعات فراوانی که اخیراً در حوضه معدنی ایرانکوه انجام شده است (ناکینی، ۱۳۹۳؛ ناکینی و همکاران، ۱۳۹۴؛ بویری و همکاران، ۱۳۹۴)، گسل گوشفیل- باغ ابریشم در ابتدا و در زمان کرتاسه زیرین، ماهیت نرمال داشته و در اثر فرایندهای فشارشی کوهزایی کرتاسه بالایی (احتمالاً لارامید)، به گسل معکوس تغییر یافته است. از جمله شواهد نرمال بودن این گسل می‌توان به شیب زیاد گسل معکوس در محل کانسارها (بیش از ۵۰ تا ۸۹ درجه)، همراهی برش‌های کانایی همزمان با رسوب گذاری و شدت برشی شدن بر اساس دوری و نزدیکی به گسل و گسترش دگرسانی و رخساره‌های کانسنگ سولفیدی نسبت به محل گسل اشاره کرد (بویری، ۱۳۹۴). این نوع تغییر حرکت گسل نرمال به معکوس که از آن به عنوان تکنونیک inversion یاد می‌شود، در بسیاری از ذخایر سرب و روی با میزبان رسوبی همانند کانسارهای نوع سدکس در کانادا (Nelson, 1997) و ذخایر حوضه ابریش (Kerr, 2013) نیز گزارش گردیده است.

کریستال لیتیک توف تشکیل یافته‌اند. در برخی از مقاطع، گنبد‌های ساب‌ولکان با ترکیب سینیت تا ریولیت نیز مشاهده شده است که عمدتاً واحدهای توفی را قطع کرده‌اند. از ویژگی‌های واحد کریستال لیتیک توف می‌توان به حجم بالای بلورها و فنوکریست‌های فلدسپات، وجود بلورهای زیاد کوارتز و عدم حضور کانی‌های آبدار مثل هورنبلند اشاره نمود (Boveiri et al., 2017). واحد آواری کرتاسه زیرین ( $K_1$ ) متشکل از کنگلومرا، ماسه سنگ و سیلتستون است که ضخامت آن از ۱۰ سانتی‌متر تا بیش از ۱۵ متر تغییر می‌یابد. واحد تخریبی  $K_1$ ، بیشترین ضخامت را در کانسار تپه سرخ دارد در حالی که آثاری از این واحد تخریبی در اثر معدنی باغ ابریشم مشاهده نشده است. با پیشروی آب دریا، نوع رخساره رسوبی از آواری به کربناته تغییر یافته و واحدهای آهکی با فسیل‌های فراوان نهشته شده‌اند که به ترتیب شامل واحد آهک اربیتولین‌دار  $K_{2L}$  و واحد آهک با لایه بندی خوب و با فسیل‌های فراوان اربیتولین و رودیست  $K_{3L}$  می‌باشد. واحد آهکی  $K_{3L}$ ، در اثر عملکرد سیالات غنی از منیزیم و در طی دیاژنز آغازین، به طور جزئی تا کامل، دولومیتی شده است (بویری، ۱۳۹۴). واحدهای کربناتی که در آنها دولومیتی شدن به صورت گسترده رخ داده است، به عنوان دولوستون ناحیه‌ای ( $K_{3d}$ ) نامیده شده‌اند که توسط رنگ قرمز- قهوه‌ای شاخص خود در گستره دامنه شمالی حوضه معدنی ایرانکوه به خوبی قابل شناسایی هستند. به طور کلی، واحد دولوستون بیشترین ضخامت را در محل کانسارها داشته و در خارج از محدوده کانه‌زایی و به سمت شرق و غرب منطقه، از ضخامت آن کاسته شده است. بخش کریستال لیتیک توف واحد  $K_v$ ، واحدهای آواری کرتاسه زیرین به ویژه واحد سیلتستون سیاه رنگ ( $K_1$ ) و واحد دولوستون کرتاسه زیرین ( $K_{3d}$ )، سنگ‌های اصلی میزبان کانه‌زایی سولفیدی در حوضه معدنی ایرانکوه هستند. توالی رسوبی کربناته، با نهشته شدن واحد آهک رسی  $K_{4L}$  و پس از آن، واحد آهک ضخیم لایه ستیغ‌ساز  $K_L$  ادامه یافته است. واحد  $K_{5Sh}$  که متشکل از تناوب لایه‌های شیلی- مارتی با میان لایه‌های آهک اربیتولین‌دار است، آخرین واحد رسوبی در توالی آواری- کربناتی کرتاسه زیرین در منطقه ایرانکوه است (شکل ۳) که به علت فرسایش پذیری بالا، بیشترین بروز آن را می‌توان در هسته ناودیس‌ها مشاهده نمود.



شکل ۳. توالی واحدهای سنگی در حوضه معدنی ایرانکوه و موقعیت کانه‌زایی سولفیدی در آن

## دگرسانی و رخساره‌های کانسنگی سولفیدی

فعالیت سیالات گرمایی کانه زا در حوضه معدنی ایرانکوه منجر به رخداد دگرسانی‌های مختلف در سنگ درونگیر ماده معدنی به ویژه در مجاورت گسل گوشفیل- باغ ابریشم گردیده است (بویری، ۱۳۹۴؛ بویری و همکاران، ۱۳۹۴). مطالعه نمونه‌های برداشت شده در طی مطالعه چندین گمانه حفاری از کانساره‌های تپه سرخ، رومرمر و اثر معدنی باغ ابریشم و نیز مطالعه نمونه‌های دستی برداشت شده از هفت پروفیل ترسیم شده به صورت عمود بر گسل گوشفیل- باغ ابریشم و نیز عمود بر روند لایه بندی، درک فراوانی از نوع، شدت و گسترش دگرسانی‌ها و نیز جنس سنگ‌های میزبان، کانی‌شناسی، زون بندی کانیایی و انواع رخساره‌های کانسنگ سولفیدی را فراهم نمود. در نهایت، با استفاده از نتایج حاصل از مطالعات چاه پیمایی و نیز مطالعات پتروگرافی، مدل شماتیک از انواع کانه‌زایی سولفیدی، نوع و شدت دگرسانی و ارتباط آن با سنگ‌های در برگیرنده کانه‌زایی بر اساس دوری و نزدیکی آنها به گسل گوشفیل- باغ ابریشم ترسیم گردید (شکل‌های ۴ تا ۶).

بر اساس مدل‌های شماتیک ترسیم شده، دگرسانی‌های گرمایی در محل خروج سیالات کانه ساز و در مجاورت گسل گوشفیل- باغ ابریشم، از شدت بیشتری برخوردار است و با فاصله گرفتن از آن، از شدت دگرسانی‌ها کاسته می‌شود (شکل‌های ۴ تا ۶). دگرسانی‌های اصلی مشاهده شده در محدوده مورد مطالعه شامل دگرسانی‌های گرمایی سیلیسی شدن، دولومیتی شدن و سربستی شدن است (بویری، ۱۳۹۴؛ Boveiri et al., 2017). نوع و شدت دگرسانی‌های گرمایی همچنین به میزان زیادی متأثر از جنس سنگ میزبان می‌باشد. بیشترین میزان دگرسانی دولومیتی، در دولوستون و پس از آن در سیلتستون و در انتها توف میزبان کانه‌زایی قابل مشاهده است؛ در حالی که بیشترین رخداد دگرسانی سیلیسی در سیلتستون و سپس توف و در نهایت دولوستون میزبان مشاهده می‌گردد. دگرسانی سربستی نیز غالباً در توف میزبان کانه‌زایی و به مقدار کمتر در سیلتستون سیاه رنگ میزبان کانه‌زایی رخ داده و آثاری از این نوع دگرسانی در دولوستون میزبان رؤیت نگردیده است (بویری، ۱۳۹۴).

بر اساس مطالعات میکروسکوپی و مشاهده روابط متقابل میان محصولات دگرسانی گرمایی، این چنین استنباط می‌شود که در همه کانساره‌های مورد مطالعه، ابتدا دولومیتی شدن (دو نوع D2 و D3)، سپس سیلیسی شدن و در انتها کانه‌زایی سولفیدی به وقوع پیوسته است (بویری، ۱۳۹۴). مطالعه شکل کانه‌زایی، ساخت و بافت و کانی‌شناسی سولفیدی در انواع سنگ‌های میزبان و ارتباط آنها با گسل همزمان با رسوب گذاری نشان می‌دهد که نوع سنگ میزبان، دگرسانی‌های گرمایی و کانه‌زایی سولفیدی در همه کانساره‌های منطقه مورد مطالعه، تقریباً یکسان بوده (شکل‌های ۴ تا ۶) و تنها تفاوت بارز، حضور سنگ میزبان توفی در اثر معدنی باغ ابریشم می‌باشد (شکل ۶). از لحاظ کانی‌شناسی، اسفالریت، گالن و تتراهدريت فراوان‌ترین کانی سولفیدی در کانساره‌های مورد مطالعه می‌باشد. تنها تفاوت بارز کانی‌شناسی، حضور کانی بورنیت در توف میزبان کانه‌زایی و عدم تشکیل کانی باریت در اثر معدنی باغ ابریشم است بر اساس نتایج حاصل از مطالعات میکروسکوپی، پیریت اولین کانی سولفیدی است که در کانساره‌های حوضه معدنی ایرانکوه تشکیل شده و سپس به ترتیب توسط کانی‌های کالکوپیریت، گالن، تتراهدريت و در نهایت اسفالریت جانشین شده است.

به طور کلی، بر اساس ارتباط کانه‌زایی سولفیدی با سنگ‌های میزبان و دوری و نزدیکی آنها نسبت به گسل همزمان با رسوب گذاری، می‌توان سه نوع رخساره

کانسنگ سولفیدی به شرح زیر را در منطقه مورد مطالعه از یکدیگر تفکیک نمود (شکل‌های ۴ تا ۶).

### رخساره کانسنگ سولفیدی رگه- رگچه‌ای

رگه- رگچه‌های سیلیسی- دولومیتی- سولفیدی که لایه بندی و لامیناسیون واحدهای شیلی- ماسه سنگی ژوراسیک زیرین، سیلتستون، کریستال لیتیک توف و نیز دولوستون کرتاسه زیرین را قطع کرده‌اند، مشخص‌کننده رخساره کانسنگی زون تغذیه کننده می‌باشند (شکل‌های ۴ تا ۶). رگه- رگچه‌ها، از نظم و روند خاصی برخوردار نبوده و سنگ میزبان را در جهات مختلف قطع کرده‌اند. شدت و فراوانی این رگه- رگچه‌ها در مجاورت گسل گوشفیل- باغ ابریشم و در سنگ‌های آواری و کریستال لیتیک توف بالا بوده و با فاصله گرفتن از آن، از تعداد و ضخامت رگه- رگچه‌ها کاسته می‌گردد. این رخساره متشکل از درشت بلورهای اسفالریت، گالن، پیریت و مقادیر کمتر کالکوپیریت به همراه باریت، دولومیت و سیلیس گرمایی است. در این رگه‌ها، کالکوپیریت، جانشین پیریت شده و خود توسط گالن و در نهایت اسفالریت جانشین شده است (بویری، ۱۳۹۴).

### رخساره کانسنگ سولفید توده‌ای

بخش ستبر و پرعیار سولفیدی که بر روی رخساره کانسنگ سولفیدی زون تغذیه کننده قرار داشته و بیشترین گسترش را در مجاورت گسل گوشفیل- باغ ابریشم دارد، رخساره کانسنگ سولفید توده‌ای است (شکل‌های ۴ تا ۶). برشی شدن گسترده سنگ‌های میزبان و جانشینی فراوان کانی‌های سولفیدی در مجاورت گسل همزمان با رسوب گذاری، از ویژگی‌های شاخص مشاهده شده در این رخساره کانسنگی در همه کانساره‌های مورد مطالعه است. فرایند چیره در این رخساره، جانشین شدن کانی‌های اسفالریت، گالن، پیریت، کالکوپیریت و بورنیت درشت بلور، به جای کانی‌های ریز بلور تشکیل شده از قبل است که به نام فرایند پالایش زونی (Zone refining) نامیده شده و مشابه آن از بسیاری از ذخایر سدکس گزارش شده است (Goodfellow et al., 1993; Goodfellow and Lydon, 2007a). در کانساره‌های مختلف، رخساره سولفید توده‌ای بر اساس دوری و نزدیکی به گسل و تغییر مقدار عناصر دارای منطقه بندی جانبی هستند به طوری که در مجاورت گسل، کانی‌های کالکوپیریت، تتراهدريت، گالن و اسفالریت، دارای بیشترین فراوانی بوده ولی با فاصله گرفتن از گسل به ترتیب کانی‌های اسفالریت- گالن- پیریت و در نهایت باریت- پیریت از فراوانی قابل ملاحظه‌ای برخوردار هستند.

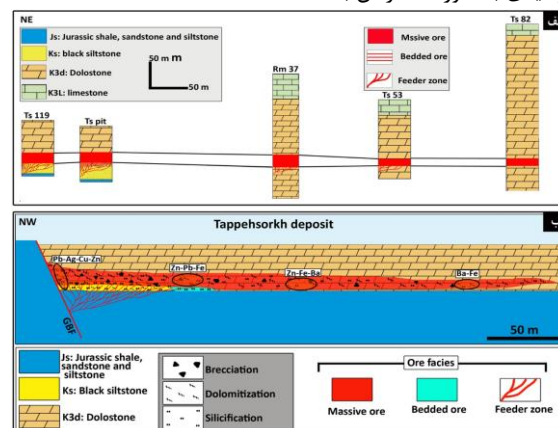
### رخساره کانسنگ سولفیدی لایه‌ای

این رخساره متشکل از لامینه‌های متناوب سولفیدی و لامینه‌های دولوستون و سیلتستون میزبان است که به صورت همروند با لایه بندی و در قسمت انتهایی بخش سولفید توده‌ای گسترش یافته است (شکل‌های ۴ و ۵). این رخساره در کانساره‌های گوشفیل، رومرمر و تپه سرخ قابل مشاهده بوده و در اثر معدنی باغ ابریشم مشاهده نشده است (شکل ۶). رخساره کانسنگ لایه‌ای دارای عیار عنصری پایینی بوده و عمدتاً متشکل از کانی‌های پیریت، اسفالریت و گالن ریز بلور با بافت دانه پراکنده، لامینه و فرامیوئیدال است که همراه با ترکیبات غنی از مواد آلی تشکیل شده‌اند

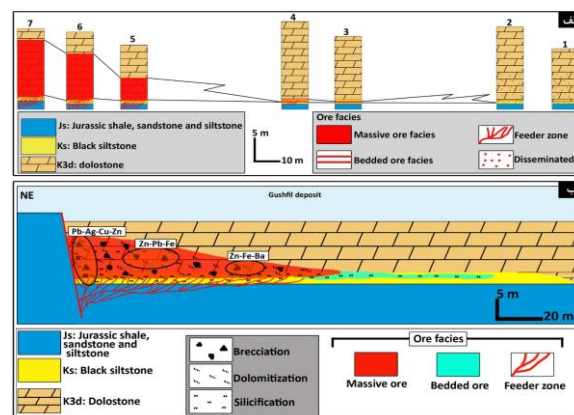
کانی‌های ریز بلور سولفیدی نسل اول، به میزان زیاد توسط کانی‌های درشت بلور سولفیدی نسل بعدی (رخساره‌های کانسنگ سولفید توده‌ای و زون تغذیه کننده) جانشین شده‌اند. وجود بافت‌های مختلف از جمله سولفیدهای

رسوب گذاری تا مراحل دیازنز آغازین می باشد (بویری، ۱۳۹۴، Boveiri et al., 2017).

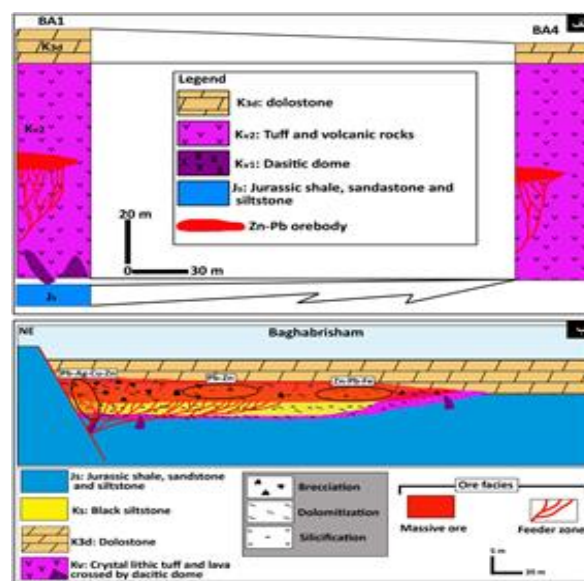
ریز بلور، لامینه، فرامبوئیدال، چین خوردگی هماهنگ لامینه های غنی از سولفید با لامینه های سنگ میزبان و نیز حضور ساختمان های رسوبی نظیر لودکست و ریز چین ها و ریز گسل ها، نشان دهنده رخداد کانه زایی سولفیدی به صورت همزمان با



شکل ۴. مقطع عرضی از واحدهای سنگی، جایگاه گسل نرمال همزمان با رسوب گذاری و موقعیت رخساره های کانسنگی سولفیدی مختلف در کانسار تپه سرخ



شکل ۵. مقطع عرضی از واحدهای سنگی، جایگاه گسل نرمال همزمان با رسوب گذاری و موقعیت رخساره های کانسنگی سولفیدی مختلف در کانسار گوشفیل



شکل ۶. مقطع عرضی از واحدهای سنگی، جایگاه گسل نرمال همزمان با رسوب گذاری و موقعیت رخساره های کانسنگی سولفیدی مختلف در اثر معدنی باغ ابریشم

## مطالعات زمین شیمیایی

مطالعات زمین شیمیایی انجام شده در حوضه معدنی ایرانکوه شامل مطالعه میان بارهای سیال، EPMA, JCP-MS and AES و کاندولومینسانس است که بر روی انواع مختلف کانی‌های سولفیدی، دولومیتی و سنگ‌های میزبان کانه-زایی انجام شده است. هدف از این مطالعات، تعیین خصوصیات فیزیکی و شیمیایی و ویژگی‌های اکسیداسیون-احیای سیال کانه‌زا، تعیین محیط نهشته شدن کانی-ها و مشخص کردن منشأ و ماهیت انواع مختلف دولومیتی شدن (دیاژنزی و گرمایی) در حوضه معدنی ایرانکوه می‌باشد که نتایج حاصل از این مطالعات، در ادامه به صورت جداگانه ارائه شده است.

## مطالعه میان بارهای سیال

با توجه به اینکه میان بارهای سیال نقش مهمی در تعیین منشأ و تحول سیالات کانه‌زا دارند (مر و همکاران، ۱۳۹۰)، مطالعات ریز دما سنجی بر روی میان بارهای موجود در کانی‌های شفاف می‌تواند به عنوان کلیدی برای تعیین منشأ و خصوصیات فیزیکی و شیمیایی سیال مورد استفاده قرار گیرد. مطالعات پتروگرافی میان بارهای سیال موجود در کانی‌های اسفالریت، دولومیت و کوارتز رخساره‌های کانسنگ سولفیدی تغذیه کننده و توده‌ای، حاکی از آن است که سیالات عمدتاً از نوع دو فازی غنی از مایع (L+V) بوده و دارای شکل‌های کروی، بیضی تا بی شکل بوده و گاهی نیز شکل بلورین منفی دارند. اندازه سیالات از ۵ تا ۲۶ میکرون متغیر است (جدول ۱) که در طی اندازه‌گیری‌های ریز دما سنجی، به فاز مایع همگن شدند. به علت عدم امکان اندازه‌گیری دمای ذوب یخ در میان بارهای سیال موجود در کوارتز و دولومیت هیدروترمالی، اندازه‌گیری مقدار شوری میسر نبوده و در این تحقیق تنها به ارائه داده‌های دمایی آنها اکتفا شده است.

نتایج حاصل از ریزدماسنجی میان بارهای سیال اندازه‌گیری شده در اسفالریت زون تغذیه کننده کانسار تپه سرخ (جدول ۱، شکل ۷ الف) حاکی از آن است که این سیالات، دمای ۱۹۹-۱۲۰ (به طور میانگین ۱۶۴) درجه سانتی‌گراد و شوری ۲۳/۳-۸/۷ (به طور میانگین ۱۶/۸) درصد دارند. میان بارهای اندازه‌گیری شده از دولومیت‌های گرمایی زون تغذیه کننده در کانسار تپه سرخ، دمای ۲۶۰-۱۷۰ (به طور میانگین ۲۲۰) درجه سانتی‌گراد داشته و میان بارهای سیال موجود در دولومیت گرمایی زون تغذیه کننده کانسار رومرمر با دمای هموزن شدن ۲۵۲-۱۸۵ (به طور میانگین ۲۱۸) درجه سانتی‌گراد (جدول ۱، شکل ۷ ب)، دارای گستره دمایی مشابه با مقادیر اندازه‌گیری شده در کانسار تپه سرخ می‌باشد. دمای هموزن شدن میان بارهای سیال موجود در کوارتز گرمایی زون تغذیه کننده کانسار گوشفیل، در محدوده دمایی ۱۹۰ تا ۲۵۰ (به طور متوسط ۲۱۷) درجه سانتی‌گراد قرار می‌گیرد (جدول ۱، شکل ۷ ج).

دمای هموزن شدن میان بارهای سیال اندازه‌گیری شده در اسفالریت‌های رخساره کانسنگ سولفید توده‌ای در کانسار گوشفیل، بین ۸۵ تا ۱۳۰ (به‌طور متوسط ۱۱۵) درجه سانتی‌گراد (جدول ۱، شکل ۷ د) و دمای اولین ذوب یخ حدود ۲۴/۳-۱۸- است که بر اساس آن شوری سیال از ۲۰/۹ تا بیش از ۲۳/۳ (به طور متوسط ۲۳) درصد محاسبه گردید (جدول ۱). از طرف دیگر، نتایج حاصل از مطالعات ریز دما سنجی میان بارهای سیال اسفالریت‌های رخساره کانسنگ سولفید توده‌ای کانسار تپه سرخ، مبین آن است که این میان بارها دمای ۱۸۰-۱۲۵ (به طور متوسط ۱۴۲) درجه سانتی‌گراد (جدول ۱، شکل ۷ د) و شوری ۱۶/۸ تا بیش از ۲۳/۳ (به طور میانگین ۱۷/۹) معادل درصد وزنی نمک طعام دارند (جدول ۱).

در مجموع مشاهده می‌گردد که دمای هموزن شدن سیالات موجود در دولومیت‌ها و کوارتز زون تغذیه کننده در کانسارهای تپه سرخ و رومرمر بسیار نزدیک به یکدیگر بوده و به طور میانگین حدود ۲۱۶ درجه سانتی‌گراد است ولی اسفالریت زون تغذیه کننده کانسار تپه سرخ، دمای کمتری دارد. دما و شوری میان بارهای سیال اندازه‌گیری شده در اسفالریت‌های رخساره کانسنگ سولفید توده‌ای کانسارهای تپه سرخ و گوشفیل نیز تقریباً مشابه با یکدیگر می‌باشد و می‌توان گفت که هر دو از یک سیال با دمای مشابه نهشته شده‌اند (جدول ۱).

## مطالعه EPMA کربنات‌ها

در بسیاری از مطالعات انجام شده در حوضه‌های نفتی کربناته، از مطالعات EPMA به منظور مشخص کردن میزان عناصر اصلی و فرعی سازنده سنگ‌های کربناته نهشته شده در این حوضه‌ها استفاده می‌شود (Davies and Smith, 2006). در این مطالعات، بر اساس مقایسه مقادیر آهن و منگنز در انواع مختلف کانی‌های کربناته، فرایند مؤثر بر تشکیل آنها مورد بررسی قرار گرفته و بر مبنای آن مشخص می‌کنند که کدام یک از فرایندهای رسوبی و یا گرمایی، در تشکیل این کانی‌ها نقش داشته‌اند (Davies and Smith, 2006).

با در نظر گرفتن اهمیت تشخیص فرایندهای مؤثر بر تشکیل دولومیت‌ها، و نیز با توجه به حضور رخساره‌های مختلف کربناته (آهک و دولومیت) و انواع مختلف دولومیت‌ها در کانسارهای مورد مطالعه و لزوم تشخیص منشأ و تعیین ارتباط زایشی آنها با یکدیگر، نمونه‌هایی از واحدهای سنگی دربرگیرنده انواع مختلف کانی‌های کربناتی انتخاب گردید تا بتوان بر اساس نتایج حاصل از مطالعات EPMA و مقایسه مقادیر اکسید عناصر اصلی آنها با یکدیگر (جدول ۲)، منشأ انواع کانی‌های کربناته را مشخص نمود.

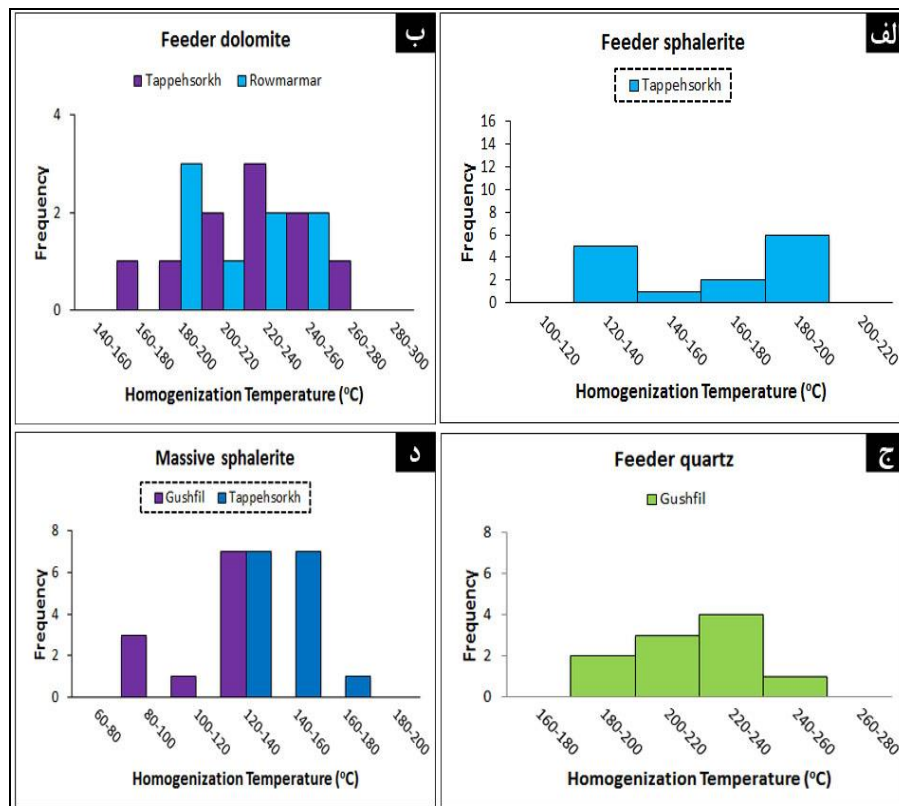
نتایج حاصل از مطالعات EPMA بر روی واحدهای سنگی موجود در کانسارهای حوضه معدنی ایرانکوه (جدول ۲، شکل ۸ الف-د) حاکی از آن است که علاوه بر تغییر در مقدار عناصر کلسیم و منیزیم سنگ‌های آهکی (واحد  $K_{3L}$ ) در مقایسه با انواع مختلف دولومیت‌های ناحیه‌ای (دیاژنتیکی، D1) و گرمایی (D2) و D3، مقدار سایر عناصر از جمله آهن و منگنز آنها نیز با یکدیگر متفاوت است. همچنین با مطالعه نسل‌های مختلف دولومیت مشخص گردید که میزان این عناصر حتی در میان انواع مختلف دولومیت‌ها، متفاوت بوده و می‌توان آن را به عنوان یکی از ویژگی‌های شاخص زمین شیمیایی برای جدایش انواع نسل‌های مختلف دولومیت در نظر گرفت.

به منظور درک بهتر از نحوه و میزان تغییرات عناصر در کلسیت و انواع مختلف دولومیت، نمودار دوتایی تغییرات مقدار عنصر منگنز در برابر آهن در هر یک از کانی‌های مورد آنالیز (صرف نظر از نوع کانسار) ترسیم گردید (شکل ۹ الف-د). میزان آهن و منگنز در سنگ آهک (پروتولیت اولیه موجود در محدوده مورد مطالعه) بسیار پایین بوده و به ترتیب از ۰/۰۴ تا ۰/۲۳ (به طور میانگین ۰/۱۱) درصد و ۰/۰۱ تا ۰/۰۶ (به طور میانگین ۰/۰۴) درصد متغیر است (جدول ۲). مقدار آهن و منگنز در دولومیت‌های نوع D1 کانسار تپه سرخ به ترتیب از ۰/۰۷ تا ۲/۹۲ (به طور میانگین ۱/۴۲) درصد و ۰/۰۱ تا ۰/۱۴ (به طور میانگین ۰/۰۸) درصد است (جدول ۲، شکل ۹ الف)، در حالی که در دولومیت‌های نوع D1 در کانسار رومرمر مقادیر ۰/۲۹ تا ۲/۴۸ (به طور میانگین ۱/۰۲) درصد و ۰ تا ۰/۱۱ (به طور میانگین ۰/۰۴) درصد به ترتیب برای عناصر آهن و منگنز حاصل شده است (جدول ۲، شکل ۹ الف).

جدول ۱. نتایج حاصل از مطالعه میان بارهای سیال اندازه گیری شده در اسفالریت، دولومیت و کوارتز رخساره های کانستگ سولفیدی توده ای و زون تغذیه کننده در کانسارهای حوضه معدنی ایرانکوه

نوع رخساره کانستگ	کانی	کانسار	شماره نمونه	تعداد آنالیز	منشأ سیال	نوع سیال	اندازه		دمای ذوب اولین یخ (°C)		دمای هموزن شدن (°C)		شوری (معادل درصد وزنی نمک طعام)	
							میانگین	محدوده	میانگین	محدوده	میانگین	محدوده	میانگین	محدوده
زون تغذیه کننده	دولومیت	تپه سرخ	۶۶۶	۱۰	P	L+V	۸-۱۸	۱۱	---	---	۲۲۰	۱۷۰-۲۶۰	---	---
		رومرمر	۱۴۰	۸	P	L+V	۶-۱۶	۱۱	---	---	۲۱۸	-۲۵۲ ۱۸۵	---	---
	کوارتز	گوشفیل	۹۵۴۴	۱۰	P	L+V	۸-۱۶	۱۱	---	---	۲۱۷	-۲۵۰ ۱۹۰	---	---
سولفید توده ای	اسفالریت	تپه سرخ	Ts۱۰	۱۴	P	L+V	۸-۱۶	۱۱	۲۰/۷ تا ۵/۶	-۱۳/۵	۱۶۴	-۱۹۹ ۱۲۰	۸/۷-۲۳/۳	۱۷
		تپه سرخ	۱۴۳۸	۱۵	P	L+V	۵-۲۶	۱۴	۱۳ تا -۲۶/۹	-۱۸/۵	۱۴۲	-۱۸۰ ۱۲۵	-۲۳/۳ ۱۶/۸	۱۸
	گوشفیل	۹۵۳۳	۱۱	P	L+V	۶-۲۰	۱۱	۲۴/۳ تا -۱۸	-۲۱/۶	۱۱۵	۸۵-۱۳۰	-۲۳/۳ ۲۰/۹	۲۳	

P: اولیه، V: فاز بخار، L: فاز مایع



شکل ۷. الف- دیاگرام دمای هموزن شدن در برابر فراوانی تعداد میان بارهای سیال در اسفالریت (الف)، دولومیت (ب) و کوارتز (ج) زون تغذیه کننده و اسفالریت (د) رخساره کانستگ سولفید توده ای در کانسارهای مختلف حوضه معدنی ایرانکوه (بوری، ۱۳۹۴).



همان طور که در بخش مطالعات EPMA ملاحظه گردید، انواع مختلف دولومیت و نیز کلسیت در همه کانسارهای مورد مطالعه، دارای ترکیب تقریباً یکسان بوده و به همین دلیل، تنها ۴ نمونه که دارای بیشترین میزان از همراهی کانی‌های مختلف دولومیت می‌باشد برای انجام مطالعات کاتدولومینسانس انتخاب گردید. مطالعات کاتدولومینسانس انجام شده بر روی کربنات‌های برداشت شده از کانسارهای مورد مطالعه نیز مؤید حضور یک نسل کلسیت و سه نسل دولومیت متفاوت از یکدیگر می‌باشد که توسط خصوصیات نوری مختلف به خوبی قابل تفکیک می‌باشند. واحدهای آهکی، شامل آهک‌های ریز بلور (میکریت) و درشت بلور (اسپاریت) هستند. معمولاً زمینه سنگ‌های آهکی و فسیل‌های موجود در آن، میکریتی بوده و در برخی موارد، زمینه سنگ دچار تبلور مجدد شده و یا توسط رگه-رگه‌های کلسیتی قطع شده‌اند. میکریت‌ها و نیز رگه‌های کلسیتی درشت بلور قطع‌کننده آنها، رنگ لومینسانس کرم تا زرد دارند (شکل ۱۰ الف) که نشان دهنده حضور مقادیر بالاتر منگنز در آنها است. دولومیت‌های دیاژنتیکی ریز بلور نوع D1 که جانشین میکریت زمینه و یا فسیل‌ها شده‌اند، درشت‌تر بوده و توسط رنگ لومینسانس قرمز-قهوه‌ای خود (شکل ۱۰ الف) قابل تشخیص هستند. بر اساس داده‌های EPMA (جدول ۲)، میانگین مقادیر آهن و منگنز این نوع دولومیت‌ها، به ترتیب ۲۰۵۰ و ۷۸۰ پی‌پی‌ام است. همان طور که مشاهده می‌شود، مقدار آهن تقریباً دو و نیم برابر مقدار منگنز موجود در بلورهای دولومیت D1 است و همین مقادیر بالای آهن، باعث ایجاد رنگ قهوه‌ای در دولومیت‌های دیاژنتی نوع D1 شده است. میکریت‌ها به علت ماهیت ریز بلور خود، از تخلخل و نفوذپذیری کمتری برخوردار هستند که به واسطه دولومیتی شدن، تخلخل و فضاهای مناسب در آنها فراهم گردیده است

نوع دوم دولومیت‌ها (D2)، بلورهای ریز تا متوسط داشته رومبوئدر زونه داشته و دارای رنگ لومینسانس قهوه‌ای تیره در قسمت مرکز، رنگ زرد در قسمت میانی، و رنگ نارنجی در قسمت خارجی هستند (شکل ۱۰ ب).

تغییر رنگ زون‌های مختلف، به علت حضور مقادیر متفاوت آهن و منگنز در آنها می‌باشد. بر اساس داده‌های EPMA (جدول ۲)، مقدار آهن و منگنز این دولومیت‌ها به ترتیب ۷۵۷۶۰ و ۳۰۷۸۰ پی‌پی‌ام است که چندین برابر بیشتر از مقادیر اندازه‌گیری شده در دولومیت‌های دیاژنتی نوع D1 است.

نوع سوم دولومیت‌ها (D3)، درشت بلور بوده و جانشین دولومیت‌های نوع D1 و D2 شده‌اند. دولومیت‌های نوع D3، دارای دو تناژ رنگی متفاوت در زیر میکروسکوپ کاتدولومینسانس هستند که معادل دولومیت‌های نوع D3a و D3b می‌باشند (شکل ۱۰ ج-د).

دولومیت‌های D3a زونه بوده و در مرکز رنگ زرد-نارنجی، در قسمت میانی رنگ قرمز-قهوه‌ای و در لایه خارجی، رنگ زرد روشن دارند (شکل ۱۰ ج). میانگین مقادیر منگنز و آهن در دولومیت‌های نوع D3a به ترتیب ۳۹۹۸۵ و ۱۰۴۰۸ پی‌پی‌ام است (جدول ۲). دولومیت‌های نوع D3b، فاقد زون بندی بوده و رنگ لومینسانس قهوه‌ای تیره دارند (شکل ۱۰ د). تفاوت رنگ‌های مشاهده شده در مطالعات کاتدولومینسانس دولومیت‌های D3a نشان‌دهنده آن است که در قسمت مرکزی و بیرونی رومبوئدرها، مقدار منگنز بیشتر بوده و در قسمت میانی که رنگ تیره‌تر دارد، آهن از فراوانی بیشتری برخوردار است.

عنصر آهن، تشکیل دهنده ۶/۱۷ تا ۸/۱۸ (به‌طور میانگین ۷/۴۴) درصد از دولومیت‌های گرمایی نوع D2 در کانسار تپه سرخ است و مقدار منگنز آن ۱/۴ تا ۴/۳۸ (به‌طور میانگین ۳/۱۸) درصد است (جدول ۲، شکل ۹ ب). در حالی که مقادیر آهن اندازه‌گیری شده در دولومیت نوع D2 در کانسار رومرمر و باغ ابریشم ۷/۸۵ تا ۸/۴۳ (به‌طور میانگین ۷/۳۱) درصد و ۵/۷۳ تا ۸/۲۶ (به‌طور میانگین ۸/۱۴) درصد و مقادیر منگنز آنها به ترتیب ۲/۰۹ تا ۲/۲۳ (به‌طور میانگین ۱/۵۶) درصد و ۱/۰۵ تا ۱/۸۷ (به‌طور میانگین ۲/۱۶) درصد می‌باشد (جدول ۲، شکل ۹ ب).

دولومیت‌های گرمایی نوع D3 کانسار گوشفیل حاوی ۳/۲۶ تا ۵/۰۸ درصد (به‌طور میانگین ۴/۱۹) آهن و ۰/۵۲ تا ۱/۷۸ (به‌طور میانگین ۱/۱۷) درصد منگنز هستند (جدول ۲، شکل ۹ ج). مقادیر آهن و منگنز در دولومیت نوع D3 کانسار رومرمر به ترتیب ۱/۶۵ تا ۹/۰۸ (به‌طور میانگین ۳/۰۵) درصد و ۰/۵۵ تا ۱/۷۴ (به‌طور میانگین ۰/۹۹) درصد و مقادیر همین عناصر در کانسار تپه سرخ به ترتیب ۰/۹ تا ۳/۲ (به‌طور میانگین ۱/۶۶) درصد و ۰/۳۴ تا ۰/۷۵ (به‌طور میانگین ۰/۶۲) درصد می‌باشد (جدول ۲، شکل ۹ ج).

همان طور که ملاحظه می‌شود، مقادیر آهن و منگنز در هر یک از انواع دولومیت‌های مطالعه شده (نوع D1، D2 و D3) در کانسارهای مختلف، کم و بیش مشابه با یکدیگر می‌باشد. به‌طور کلی، مقدار عناصر آهن و منگنز در آهک و دولومیت نوع D1 بسیار مشابه با یکدیگر است (شکل ۹ د) در حالی که مقدار این عناصر در دولومیت‌های نوع D2 و D3 چندین برابر بیشتر می‌باشد. به‌طور کلی، فراوانی عناصر آهن و منگنز در دولومیت‌ها به گونه‌ای است که مقدار این عناصر در دولومیت‌های گرمایی نوع D2 فراوان‌ترین بوده و به ترتیب به سمت دولومیت‌های گرمایی نوع D3 و دولومیت‌های دولوستون ناحیه‌ای (نوع D1) کاهش می‌یابد (جدول ۲، شکل ۹ د).

یکی از موارد جالب توجه که در مطالعات EPMA، حضور بلورهای نمک در دولوستون‌های آنالیز شده از کانسار تپه سرخ می‌باشد که می‌تواند کمک شایان توجهی در مباحث مرتبط با خصوصیات شیمیایی سیالات کانه زا در اختیار قرار می‌دهند (بوری و همکاران، ۱۳۹۴).

### مطالعات کاتدولومینسانس

محققین بر این باور هستند که یون‌های منگنز و آهن، تنها عناصر مسئول در خاصیت کاتدولومینسانس ایجاد شده در کربنات‌ها هستند. (Machel, 1979). افزایش محتوای آهن و افزایش نسبت آهن به منگنز، باعث ایجاد رنگ‌های لومینسانس نارنجی-قرمز تیره (Machel, 1979; Pierson, 1981) و قهوه‌ای (Richter and Zinkernagel, 1981) در کربنات‌ها می‌شود. در حالی که کربنات‌های حاوی مقادیر بالایی از یون منگنز، فاقد لومینسانس بوده و یا با رنگ‌های لومینسانس ضعیف‌تر (زرد و نارنجی) قابل شناسایی هستند. بنابراین با مقایسه تغییرات رنگی مشاهده شده در کربنات‌ها و نیز با کمک گرفتن از سایر روش‌های آنالیزی مانند EPMA می‌توان انواع نسل‌های مختلف کربنات را از یکدیگر متمایز نمود (Machel, 1979).

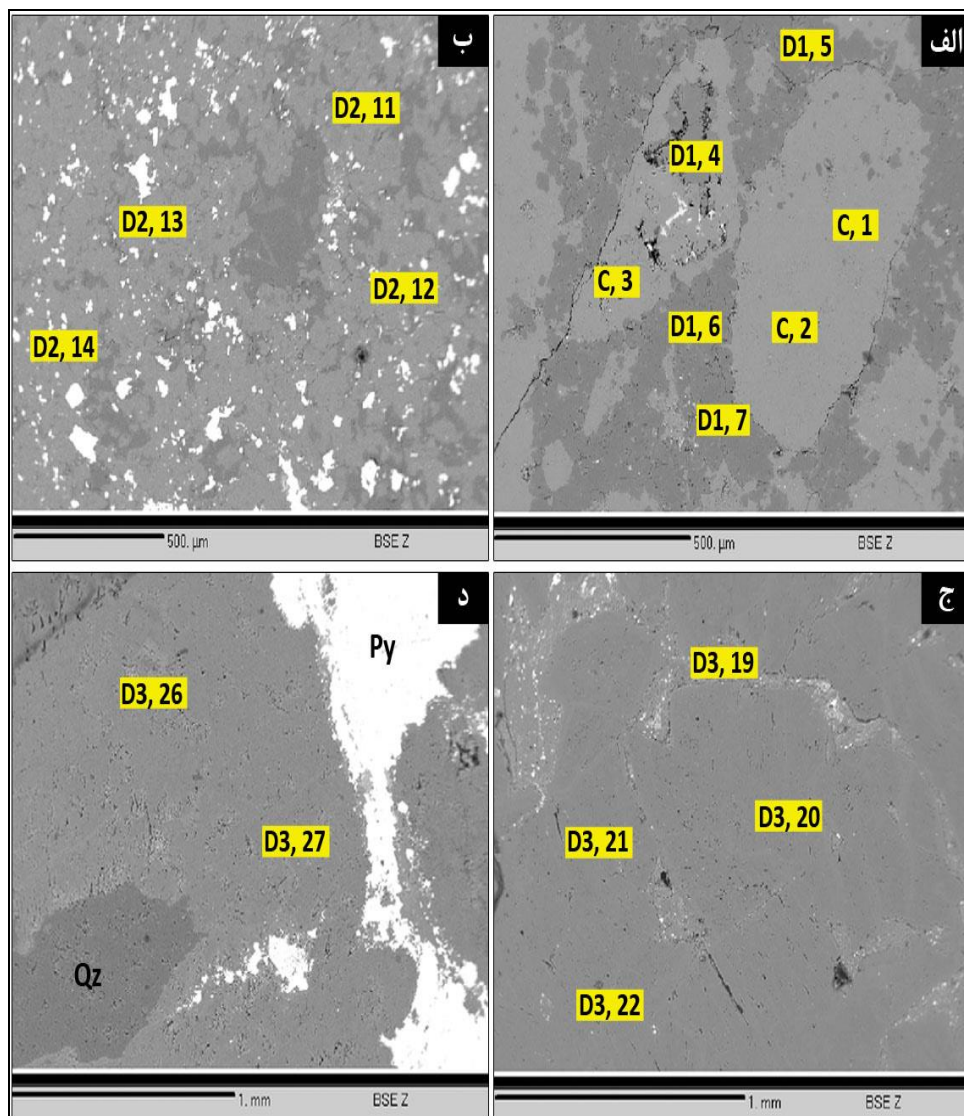
بدین منظور، نمونه‌های حاوی انواع مختلف کلسیت و دولومیت در حوضه معدنی ایرانکوه انتخاب گردید تا بتوان با تلفیق نتایج حاصل از مطالعات کاتدولومینسانس با نتایج حاصل از مطالعات EPMA، به درک مشخصی در مورد منشأ تأمین‌کننده عناصر و فرایندهای سازنده کانی‌های کربناتی پی برد.

جدول ۲. مقادیر برخی از عناصر اندازه گیری شده به روش الکترون پروب میکروآنالیز در کانی های کربناته حوضه معدنی ایرانکوه

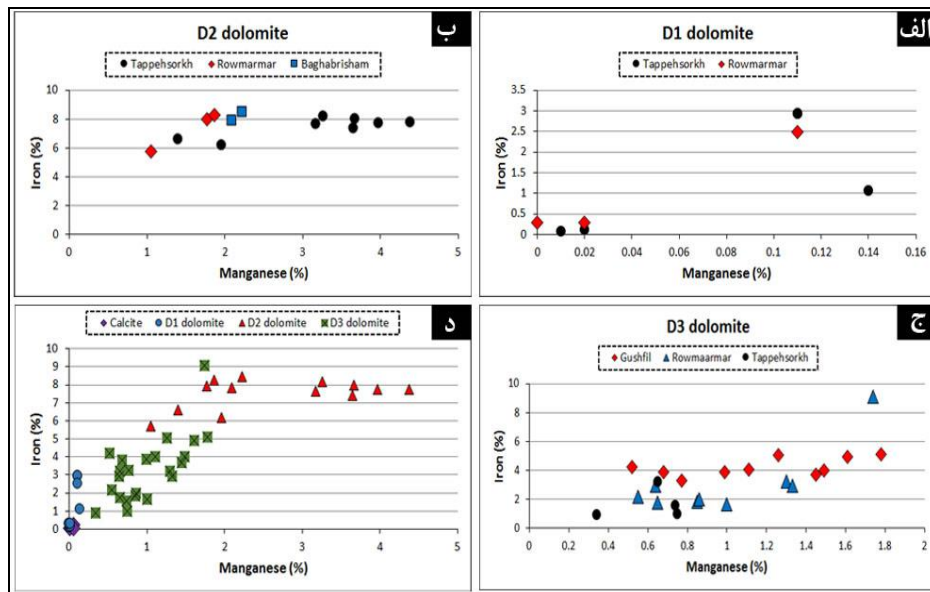
مجموع	SrO	BaO	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	MnO	FeO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	نقطه	کانی - شناسی	نمونه	لیتولوژی	کانسار
۵۵/۰۸	۰/۰۵	۰	۰/۰۱	۰	۰/۰۲	۰/۰۳	۰/۰۸	۰/۳	۰/۴۱	۵۴/۱۷	۰/۰۱	۱	کلسیت	۶۳-۳	دولوستون	ته سنج
۵۲/۹۴	۰/۰۲	۰	۰	۰	۰/۰۱	۰/۰۲	۰/۰۶	۰/۸۸	۵۱/۹۲	۰/۰۳	۲					
۵۵/۹۳	۰/۰۴	۰/۰۱	۰	۱/۶۸	۰	۰/۰۲	۰/۰۷	۰/۰۶	۰/۵۶	۵۳/۴	۰/۰۹	۳				
۵۹/۰۴	۰	۰/۰۱	۰/۰۶	۰/۱۲	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۱۴	۳/۸۲	۲۱/۲۷	۳۳/۵۳	۰/۰۷	۴	دولومیت D1	۶۳-۳	دولوستون	ته سنج
۵۷/۹۸	۰	۰/۰۳	۰/۱۸	۰	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۱۴	۳/۸۲	۲۰/۶۴	۳۳/۱۳	۰	۵				
۵۲/۲۶	۰/۰۴	۰	۳/۵۱	۲/۰۱	۰	۰/۰۳	۰/۱۸	۱/۲۸	۱۳/۹۳	۳۰/۹۵	۰/۲۳	۶				
۵۶/۴۱	۰	۰/۰۳	۰/۱۴	۰/۵۱	۰	۰/۰۵	۰/۰۱	۰/۱	۲۰/۸۹	۳۴/۵۴	۰/۱۴	۷				
۵۶/۴۴	۰/۰۶	۰	۰/۲	۱/۳۱	۰/۰۳	۰/۰۷	۰/۰۲	۰/۱۶	۲۰/۴۲	۳۴/۰۷	۰/۱	۸	دولومیت D1	۹۲	دولوستون	ته سنج
۵۵/۳۴	۰/۰۷	۰	۰/۱	۰	۰/۰۳	۰/۰۷	۰	۰/۳۶	۲۰/۳۸	۳۴/۱۲	۰/۱۹	-				
۵۷/۴۱	۰	۰	۰/۰۱	۰/۷۸	۰/۰۲	۰/۰۴	۰/۰۲	۰/۳۷	۲۲/۱۸	۳۳/۹۳	۰/۰۶	-	دولومیت D2	۱۷e Sr	دولوستون	ته سنج
۵۰/۱۶	۰/۰۴	۰	۰/۴۸	۱/۱۴	۰/۰۳	۰/۰۱	۰/۱۵	۳/۲۴	۱۷/۱	۲۸/۲۸	۰/۱۳	-				
۵۵/۶۱	۰	۰	۰/۲۹	۰	۰	۰	۵/۲۵	۱۰/۲	۱۲/۵۶	۲۷/۲۸	۰/۰۳	۹	دولومیت D2	۱۴۸۳	توف	تسج آید باغ
۵۶/۱۱	۰	۰	۰/۲۳	۰/۵۹	۰/۰۲	۰	۴/۱۹	۱۰/۰۶	۱۳/۰۱	۲۷/۹۵	۰/۰۶	۱۰				
۵۵/۹۲	۰	۰	۰/۰۵	۰/۱۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۴/۸۵	۱۰/۵۳	۱۲/۸۴	۲۷/۵۲	۰	۱۱				
۵۶/۷۸	۰	۰/۰۲	۰/۰۸	۰/۶۴	۰	۰/۰۲	۴/۸۳	۹/۷۴	۱۳/۹۶	۲۷/۴۹	۰	۱۲				
۵۵/۹۸	۰	۰	۰/۰۷	۰/۰۶	۰	۰/۰۱	۵/۷۹	۱۰/۲۴	۱۲/۳۹	۲۷/۳۸	۰/۰۴	۱۳	دولومیت D2	۱۴۸۳	توف	تسج آید باغ
۵۶/۰۲	۰/۰۳	۰	۰/۰۲	۰	۰/۰۲	۰/۰۳	۴/۳۲	۱۰/۷۷	۱۲/۹۳	۲۷/۹	۰	۱۴				
۵۴/۹۴	۰	۰	۰	۰	۰/۰۱	۰/۰۴	۲/۹۸	۱۱/۲۳	۱۲/۵۲	۲۸/۱۱	۰/۰۵	۱۵	دولومیت D2	۱۴۸۳	توف	تسج آید باغ
۵۴/۳۹	۰	۰/۰۱	۰	۰/۰۱	۰	۰/۰۳	۲/۷۹	۱۰/۴۶	۱۲/۹	۲۸/۱۴	۰/۰۵	۱۶				
۵۶/۱۸	۰/۰۱	۰	۰/۰۸	۰/۳۵	۰	۰/۰۵	۲/۶۳	۸/۲۱	۱۶/۲۷	۲۹/۱۴	۰/۰۶	۱۷	دولومیت D2	۹۱۷	دولوستون	ته سنج
۵۵/۴۴	۰/۰۱	۰/۰۳	۰/۰۶	۰	۰/۰۴	۰	۱/۸۷	۸/۸	۱۵/۵۵	۲۹/۰۸	۰	۱۸				
۵۳/۸۸	۰	۰	۱/۱۲	۰/۵۹	۰	۰	۱/۳۸	۷/۵۱	۱۵/۷۱	۲۷/۵۱	۰/۰۷	-	دولومیت D2	۴۲۶	دولوستون	رومرمر
۵۶/۱	۰	۰	۱/۰۴	۳/۴۴	۰	۰/۰۴	۲/۳۲	۱۰/۴۱	۱۲/۲۶	۲۶/۵۴	۰/۰۴	-				
۵۷/۸۶	۰/۰۳	۰	۰/۶۸	۴/۱۱	۰/۰۴	۰	۲/۴۵	۱۰/۸۲	۱۳/۰۱	۲۶/۶۶	۰/۰۶	-	دولومیت D3	۹۵۹۸	سیستون	گوشیل
۵۷/۲۹	۰	۰	۰/۰۸	۰/۴۷	۰	۰	۲/۱۲	۶/۴۵	۱۸/۶۴	۲۹/۵۳	۰	۱۹				
۵۶/۱۵	۰	۰/۰۲	۰	۰/۰۳	۰/۰۱	۰	۱/۹۶	۵/۲۷	۱۸/۹۵	۲۹/۹۱	۰	۲۰				
۵۷/۶۱	۰	۰	۰/۲۳	۱/۰۳	۰	۰/۰۳	۱/۰۱	۴/۲۷	۲۰/۹۳	۳۰/۱۱	۰	۲۱				
۵۷/۸۲	۰/۰۶	۰	۰/۰۲	۰	۰/۰۱	۰/۰۱	۱/۶۵	۶/۶	۱۹/۴۵	۲۹/۹۸	۰/۰۴	۲۲	دولومیت D3	۹۵۹۸	سیستون	گوشیل
۶۴/۸۵	۰/۰۳	۰	۰/۰۲	۰/۸۴	۰	۰/۰۲	۱/۹	۴/۸۵	۲۳/۳۳	۳۴/۷۶	۰/۱	۲۳				
۶۷	۰/۰۳	۰	۰/۰۳	۰	۰/۰۱	۰	۲/۳۳	۶/۶۵	۲۳/۹۵	۳۴	۰	۲۴	دولومیت D3	۹۵۹۸	سیستون	گوشیل
۶۰/۷۶	۰/۰۵	۰	۰/۰۴	۰/۳۷	۰	۰	۰/۸۹	۵/۰۳	۲۲/۹	۳۱/۴۱	۰/۰۷	۲۵				
۶۰/۱۸	۰/۰۴	۰/۰۱	۰/۰۵	۰	۰/۰۲	۰/۰۴	۰/۶۸	۵/۵	۲۲/۱۳	۳۱/۶۵	۰/۰۶	۲۶	دولومیت D3	۹۵۹۸	سیستون	گوشیل
۵۴/۲	۰/۰۶	۰	۰/۲۸	۰	۰	۰/۰۴	۱/۴۶	۵/۲۹	۱۸/۲۱	۲۸/۷۶	۰/۱	۲۷				
۵۴/۳۵	۰/۰۴	۰	۰/۳۴	۰/۸۴	۰/۰۶	۰/۰۱	۱/۳	۵/۰۷	۱۷/۹	۲۸/۷۲	۰/۰۷	۲۸	دولومیت D3	۱۷e Sr	دولوستون	ته سنج
۵۷/۸۸	۰/۰۳	۰/۰۲	۰/۰۳	۰/۱۱	۰	۰	۰/۹۸	۲/۰۳	۲۲/۴	۳۲/۲۸	۰	-				
۵۶/۵۲	۰	۰/۰۴	۰/۰۳	۰	۰	۰/۰۱	۰/۹۹	۱/۲۷	۲۲/۴۹	۳۱/۶۸	۰/۰۱	-	دولومیت D3	۱۷e Sr	دولوستون	ته سنج
۵۹/۶۸	۰	۰	۰/۰۵	۰	۰	۰/۰۲	۰/۸۶	۴/۱۶	۲۳/۵۴	۳۱/۰۵	۰	-				
۵۵/۷۶	۰/۰۱	۰	۰/۰۴	۰	۰	۰	۰/۴۴	۱/۱۸	۲۲/۴۹	۳۱/۶	۰	-	دولومیت D3	۱۷e Sr	دولوستون	ته سنج
۵۵/۷۶	۰/۰۱	۰	۰/۰۴	۰	۰	۰	۰/۴۴	۱/۱۸	۲۲/۴۹	۳۱/۶	۰	-				

ادامه جدول ۲. مقادیر برخی از عناصر اندازه گیری شده به روش الکترون پروب میکروآنالیز در کانی های کربناته حوضه معدنی ایرانکوه

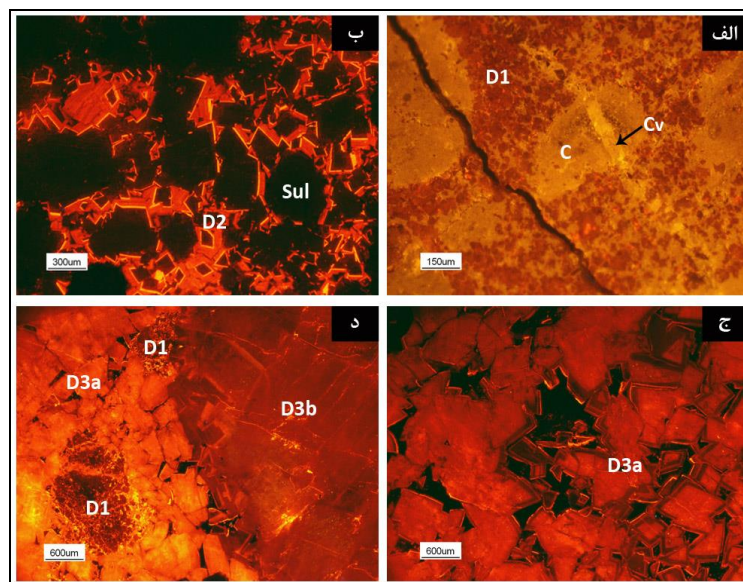
۵۲/۱۶	۰/۰۲	۰	۱/۲۴	۰/۷۸	۰	۰/۰۲	۱/۱۱	۲/۴۰	۱۷/۶۶	۲۸/۹۱	۰/۰۱	-	دولومیت D3	۴۲۶	دولوستون	رومرمر
۵۷/۹۱	۰/۰۶	۰	۰/۱۲	۲/۷۰	۰	۰/۰۴	۱/۷۰	۴/۱۹	۱۹/۶۴	۲۹/۴۶	۰/۰۱	-				
۵۱/۲۹	۰/۰۳	۰	۰/۵۲	۰/۲۱	۰	۰/۰۲	۱/۷۴	۳/۸۴	۱۶/۸۰	۲۸/۱۳	۰	-				
۵۱/۶۳	۰/۰۳	۰/۰۳	۱/۱۲	۰	۰	۰/۰۸	۰/۷۲	۲/۸۲	۱۸/۳۱	۲۸/۵۰	۰/۰۱	-				
۵۴/۸۵	۰/۰۱	۰/۰۳	۰/۰۶	۱/۵۶	۰	۰	۲/۲۸	۱۱/۸۹	۱۲/۸۰	۲۶/۲۱	۰	-				
۵۷/۴۰	۰/۰۷	۰	۱۷/۵۲	۰/۳۸	۰/۰۲	۰	۰/۸۴	۳/۸۱	۱۱/۳۶	۲۳/۳۷	۰/۰۴	-				
۴۸/۶۳	۰/۰۱	۰	۰/۰۶	۰/۰۲	۰	۰/۰۶	۰/۸۵	۲/۲۸	۱۶/۸۵	۲۸/۴۹	۰/۰۱	-				
۵۷/۷۷	۰	۰	۰	۰/۱۲	۰	۰	۱/۱۲	۲/۶۱	۲۲/۹۳	۳۰/۹۲	۰/۰۷	-	دولومیت D3	۹۲		
۵۶/۴۷	۰	۰	۰/۰۳	۰/۴	۰/۰۲	۰/۰۴	۱/۳۱	۲/۱۷	۲۲/۰۵	۳۰/۴۴	۰/۰۱	-				



شکل ۸. تصاویر BSE و محل آنالیز EPMA انجام شده بر روی کلسیت (الف) و انواع مختلف دولومیت های دیاژنزی (الف) و گرمایی نوع D2 و D3 (ب تا د). مقدار عناصر آنالیز شده در هر نقطه، در جدول ۳ ارائه شده است (C: کلسیت، D: دولومیت، Qz: کوارتز، Py: پیریت).



شکل ۹. نمودار دوتایی مقدار عناصر آهن در برابر منگنز در دولومیت‌های نوع D1 (الف)، D2 (ب)، D3 (ج) و همه کانی‌های کربناته (د) در کنسارهای حوضه معدنی ایرانکوه.



شکل ۱۰. تصاویر میکروسکوپی کاتدولومینسانس از انواع کانی‌های کربناتی در منطقه معدنی ایرانکوه. الف- کلسیت (C) و رگه- رگچه‌های کلسیتی (Cv) فاقد لومینسانس و یا دارای لومینسانس کرم‌رنگ هستند، در حالی که بلورهای دولومیت دیاژنزی (D1)، رنگ لومینسانس قرمز- قهوه‌ای دارند. ب- بلورهای دولومیت هیدروترمالی نوع D2، زونه بوده و دارای رنگ لومینسانس قهوه‌ای تیره در مرکز، زرد در قسمت میانی، و نارنجی در قسمت خارجی هستند. ج- تصویر کاتدولومینسانس از دولومیت‌های D3a که زونه بوده و دارای رنگ زرد- نارنجی در مرکز، رنگ قرمز- قهوه‌ای در قسمت میانی و رنگ زرد روشن در قسمت خارجی هستند. د- دولومیت‌های نوع D3b، رنگ لومینسانس قهوه‌ای تیره دارند.

### مطالعات ICP-MS&AES

مقدار میانگین CaO در سیلتستون‌های کنسار گوشفیل و تپه سرخ به ترتیب ۱/۳۸ و ۳/۳۳ درصد و مقدار MgO آنها به ترتیب ۱/۶۰ و ۶/۵۳ درصد است. مقدار SiO<sub>2</sub> در در دولوستون‌های آنالیز شده در کنسارهای تپه سرخ، رومرمر و گوشفیل به ترتیب دارای میانگین ۸/۳۵، ۶/۰۳ و ۴/۲۶ درصد است. CaO به طور میانگین تشکیل دهنده به ترتیب ۲۳/۱۹، ۲۴/۸۳ و ۲۸/۹۴ درصد و MgO به طور میانگین سازنده به ترتیب ۱۲/۱۹، ۱۲/۹۵ و ۱۵/۳۳ درصد از نمونه‌های سنگی کنسارهای تپه سرخ، رومرمر و گوشفیل می‌باشد (جدول ۳).

نتایج حاصل از مطالعات ICP-MS and AES که بر روی ۱۹ نمونه سنگی حوضه معدنی ایرانکوه انجام گرفت در جدول‌های ۳ و ۴ نشان داده شده است. مقدار عناصر اصلی در نمونه‌های اندازه‌گیری شده در حوضه معدنی ایرانکوه، عمدتاً منعکس‌کننده تغییر در فراوانی CaO، MgO و SiO<sub>2</sub> در نمونه‌های سنگی می‌باشد (جدول ۳). در نمونه‌های سیلتستون برداشت شده از کنسار تپه سرخ، میزان SiO<sub>2</sub> به طور میانگین ۵۴/۶۵ درصد و در نمونه‌های سیلتستون کنسار گوشفیل، به طور میانگین ۵۳/۵۷ درصد است (جدول ۳).

سولفیدی مشاهده می‌گردد که علت آن، عدم اندازه‌گیری مقدار گوگرد در این نمونه‌ها می‌باشد (جدول ۳). همچنین نمونه‌های سیلتستون سیاه رنگ غنی از مواد آلی نیز مقدار مجموع اکسیدی کمتری از ۱۰۰ درصد دارد (جدول ۳) که این مورد نیز به علت عدم اندازه‌گیری مقدار درصد کربن در این نمونه‌ها می‌باشد.

امروزه محققین بر اساس مقدار برخی از عناصر مانند مولیبدن، اورانیوم، وانادیم، کروم، نیکل، منگنز، کبالت و کادمیم، به بررسی شرایط اکسیداسیون-احیای محیط‌های رسوبی در زمان نهشته شدن واحدها و سنگ‌های رسوبی می‌پردازند (Tribovillard et al., 2006). مقدار نسبت عنصری توریم به اورانیوم، یکی از مشخصه‌هایی است که برای تفکیک محیط‌های رسوبی (تخریبی-کربناتی) اکسیدی از احیایی، مورد استفاده قرار می‌گیرد که این نسبت در محیط‌های اکسیدی بیش از ۲ (تا بیش از ۷) و در محیط‌های احیایی، کمتر از ۲ است (Wingal and Twitchett, 1996). نسبت توریم به اورانیوم اندازه‌گیری شده در نمونه‌های سنگی میزبان کانسار تپه سرخ (جدول ۴) از ۰/۲ تا ۰/۸ (به طور متوسط ۰/۴۷)، کانسار گوشفیل از ۰/۱ تا ۰/۷ (به طور متوسط ۰/۴) و کانسار رومرمر از ۰/۳ تا ۰/۵ (به طور متوسط ۰/۳۸) متغیر می‌باشد. بنابراین، مقادیر کمتر از ۲ اندازه‌گیری شده در کانسارهای تپه سرخ، گوشفیل و رومرمر منعکس‌کننده نهشته شدن سنگ‌های درونگیر کانه‌زایی در محیط رسوبی احیایی می‌باشد.

همان طور که ملاحظه می‌گردد، در سیلتستون‌های آنالیز شده از کانسارهای تپه سرخ و گوشفیل،  $SiO_2$  دارای مقادیر قابل توجهی است در حالی که مقدار آن در دولوستون‌های کانسارهای تپه سرخ، رومرمر و گوشفیل، کمتر است. از طرف دیگر، نمونه‌های دولوستون، حاوی مقادیر بالایی از  $CaO$  و  $MgO$  هستند در حالی که مقدار این اکسیدها در نمونه‌های سیلتستون، بسیار کمتر می‌باشد (جدول ۳). از سوی دیگر، از تلفیق مشاهدات میکروسکوپی و داده‌های زمین شیمیایی حاصل از مطالعات ICP این نتیجه حاصل می‌شود که تغییر در مقادیر این اکسیدها، منطبق بر دولومیتی شدن و سیلیسی شدن گرمایی می‌باشد که از دگرسانی‌های شاخص مشاهده شده در این کانسارها می‌باشد. علاوه بر آن، از مقایسه مقدار  $CaO$ ،  $MgO$  و  $SiO_2$  با مقادیر عناصر سرب، روی و مس اندازه-گیری شده در نمونه‌های سیلتستون و دولوستون کانسارهای گوشفیل، تپه سرخ و رومرمر، این نتیجه حاصل می‌گردد که افزایش مقادیر این اکسیدها، همخوانی بالایی با نمونه‌های غنی از سولفید داشته و مؤید آن است که هر چه شدت دگرسانی دولومیتی و سیلیسی بیشتر بوده، کانه‌زایی سولفیدی نیز از شدت بیشتری برخوردار بوده است (جدول ۳ و ۴).

در برخی از نمونه‌ها، مجموع مقدار اکسیدهای عناصر اصلی، بسیار کمتر از ۱۰۰ درصد می‌باشد که این رخداد به ویژه در نمونه‌های غنی از کانه‌زایی

جدول ۳. نتایج مطالعات ICP-MS and AES و مقادیر عناصر اصلی (بر حسب درصد وزنی) در سیلتستون سیاه رنگ و دولوستون میزبان کانه‌زایی (TS: تپه سرخ، Gu: گوشفیل، RM: رومرمر)

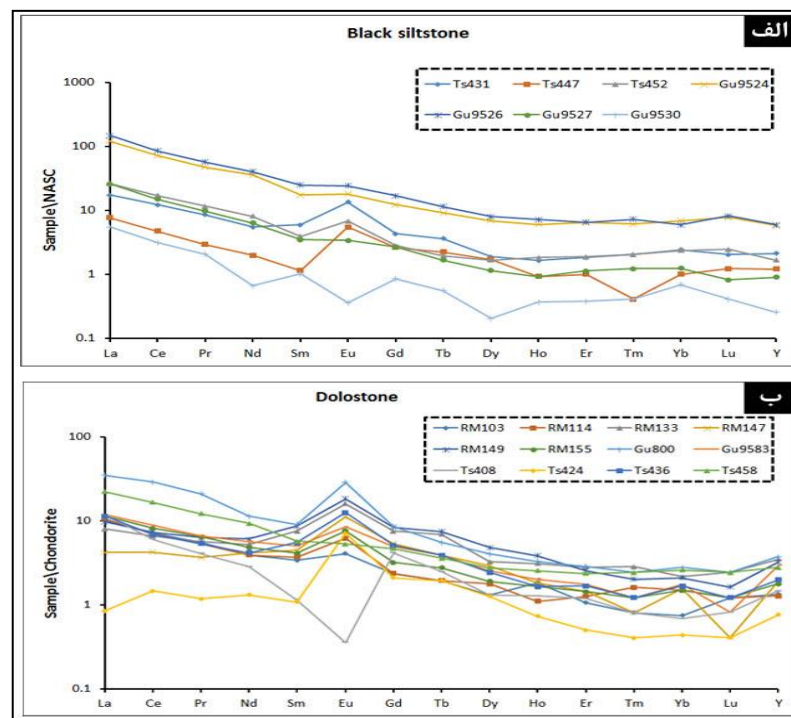
لیتولوژی	شماره نمونه	$SiO_2$	$Al_2O_3$	$Fe_2O_3$	$MgO$	$CaO$	$Na_2O$	$K_2O$	$TiO_2$	$P_2O_5$	$MnO$	$Cr_2O_3$	LOI	مجموع
سیلتستون	Ts431	۴۳/۲۳	۲/۴۴	۶/۰۶	۶	۱۲/۲۸	۰/۰۱	۰/۵۹	۰/۱۱	<۰/۰۱	۱/۱۲	۰/۰۰۴	۱۴/۶	۸۶/۴۵
سیلتستون	Ts447	۴۳/۶۴	۱/۱۴	۴/۲۲	۳/۶۴	۷/۱۸	<۰/۰۱	۰/۲۱	۰/۰۵	<۰/۰۱	۰/۶۴	۰/۰۱	۹/۹	۷۰/۶۴
سیلتستون	Ts452	۷۷/۰۸	۴/۲۶	۳/۴۳	۰/۳۶	۰/۱۴	۰/۰۴	۱/۱	۰/۲	۰/۰۵	<۰/۰۱	۰/۰۱	¼	۹۰/۸
سیلتستون	Gu9524	۱۷/۰۸	۱۰/۱۳	۵/۲۸	۰/۸۵	۰/۲۹	۰/۰۵	۲/۸۷	۰/۵۳	۰/۱۱	<۰/۰۱	۰/۰۱	۱۷/۶	۵۴/۸۳
سیلتستون	Gu9526	۲۱/۰۲	۹/۲	۳/۹۳	۴/۰۱	۵/۳	۰/۰۵	۲/۶۹	۰/۴۹	۰/۱۳	۰/۰۴	۰/۰۱	۱۵/۵	۶۲/۳۶
سیلتستون	Gu9527	۸۹/۳۸	۱/۷۱	۱/۱۳	۰/۴۷	۰/۶۹	۰/۰۲	۰/۴۸	۰/۰۸	۰/۰۳	۰/۰۳	۰/۰۱	۲/۲	۹۶/۲۶
سیلتستون	Gu9530	۸۶/۷۸	۰/۵۵	۰/۸۷	۰/۰۹	۰/۱۳	۰/۰۱	۰/۱۵	۰/۰۲	۰/۰۱	<۰/۰۱	۰/۰۲	۳/۳	۹۱/۹۹
دولوستون	RM103	۱/۷۲	۰/۹	۲/۲	۱۸/۵۹	۳۰/۲۸	۰/۰۳	۰/۲۷	۰/۰۴	<۰/۰۱	۰/۴۶	<۰/۰۰۲	۴۵/۱	۹۹/۵۹
دولوستون	RM114	۹/۰۴	۰/۸۵	۶/۹۲	۱۴/۰۸	۲۷/۲۳	۰/۰۳	۰/۲۶	۰/۰۴	<۰/۰۱	۱/۷۴	<۰/۰۰۴	۳۹/۷	۹۹/۹۱
دولوستون	RM123	۱۷/۰۱	۰/۸۶	۸/۸۲	۱۱/۰۹	۲۴/۰۵	۰/۰۲	۰/۲۴	۰/۰۴	<۰/۰۱	۲/۰۸	<۰/۰۰۲	۳۵/۳	۹۹/۵۵
دولوستون	RM147	۰/۹۷	۰/۳۷	۱۶/۶۹	۱۱/۴۵	۲۲/۸۷	۰/۰۱	۰/۱	۰/۱	۰/۰۲	۱/۴۴	<۰/۰۰۲	۳۳	۸۶/۹۱
دولوستون	RM149	۲/۰۵	۱/۱۲	۱۲/۶۸	۷/۴۹	۱۶/۱۷	<۰/۰۱	۰/۲۵	۰/۰۵	<۰/۰۱	۱/۶۹	<۰/۰۰۲	۱۳/۶	۵۵/۰۷
دولوستون	RM155	۵/۴	۱/۱۷	۶/۲۹	۱۵	۲۸/۳۹	۰/۰۳	۰/۳۴	۰/۰۶	<۰/۰۱	۱/۷۹	<۰/۰۰۲	۴۱/۴	۹۹/۸۴
دولوستون	Gu100	۷/۷۶	۱/۴۶	۷/۸۷	۱۳/۴۵	۲۷/۴۲	۰/۰۴	۰/۴	۰/۰۶	<۰/۰۱	۲/۴	۰/۰۰۲	۳۸/۸	۹۹/۷۲
دولوستون	Gu9583	۰/۷۶	۰/۳۱	۵/۱	۱۷/۲۱	۳۰/۴۵	۰/۰۲	۰/۱	۰/۱	<۰/۰۱	۱/۶۵	<۰/۰۰۲	۴۴/۳	۹۹/۹۵
دولوستون	Ts408	۴/۶۳	۰/۷۲	۶/۵۹	۱۳/۰۹	۲۴/۳۳	۰/۰۱	۰/۲	۰/۳	<۰/۰۱	۱/۵۲	۰/۰۰۳	۲۵/۶	۸۶/۷۴
دولوستون	Ts424	۳/۵۵	۰/۱۱	۶/۷۵	۱۴/۲۹	۲۶/۲۶	<۰/۰۱	۰/۰۲	۰/۰۱	<۰/۰۱	۱/۳۴	<۰/۰۰۲	۳۳	۸۵/۳۵
دولوستون	Ts436	۱۷/۲	۱/۳۹	۷/۰۹	۷/۲۷	۱۵/۵۶	<۰/۰۱	۰/۳۶	۰/۰۶	<۰/۰۱	۱/۴۶	۰/۰۰۳	۱۷/۵	۶۷/۹۸
دولوستون	Ts458	۸/۰۳	۲/۱۹	۶/۴۹	۱۴	۲۶/۵۹	۰/۰۳	۰/۶۹	۰/۱	۰/۰۲	۲/۳۹	۰/۰۰۳	۳۹/۴	۳۹/۴

جدول ۴. مقادیر برخی از عناصر فرعی و کمیاب (بر حسب پی پی ام) اندازه گیری شده به روش ICP-MS and AES در سیلتستون سیاه رنگ و دولوستون میزبان کنانه زایی (Ts: تپه سرخ، Gu: گوشفیل، RM: رومرمر).

Th/U	Sb	U	Th	Cd	Ag	Sr	Rb	As	Ga	Zn	Pb	Cu	Co	Ba	شماره نمونه	لیتولوژی
۰/۵	۳۳۵/۲	۳	۱/۴	۵۲/۶	>۱۰۰	۲۸/۱	۱۹/۳	۱۰۰/۲	۵/۴	>۱۰۰۰۰	>۱۰۰۰۰	۲۴	۲/۷	۱۲۸	Ts۴۳۱	سیلتستون
۰/۴	۱۰۰/۵	۱/۵	۰/۶	۵۵۷	۶۵/۳	۱۶/۳	۸/۸	۴۹/۶	۶/۲	>۱۰۰۰۰	>۱۰۰۰۰	۱۱۱/۳	۳/۴	۳۱	Ts۴۴۷	سیلتستون
۰/۷	۲۲۱/۶	۴/۵	۳/۲	۳۳/۷	>۱۰۰	۱۷/۱	۳۸/۵	۱۵۳/۵	۵/۱	>۱۰۰۰۰	>۱۰۰۰۰	۲۳/۹	۱۴/۷	۱۲۹	Ts۴۵۲	سیلتستون
۰/۵	۴۱/۸	۱۲/۳	۷/۱	۵۴۵/۵	۴۴	۲۶	۱۰/۷	۸۱/۶	۲/۹	>۱۰۰۰۰	>۱۰۰۰۰	۲۸۳/۸	۲۵/۷	۲۵۹	Gu۹۵۲۴	سیلتستون
۰/۷	۱۶۷/۳	۱۳/۲	۹/۱	۲۱۵/۵	>۱۰۰	۵۴	۱۰۸/۹	۱۰/۴	۱۷/۵	>۱۰۰۰۰	>۱۰۰۰۰	۴۰۰/۷	۳۷/۵	۴۲۳	Gu۹۵۲۶	سیلتستون
۰/۲	۳۶/۸	۶/۳	۱/۲	۴۳/۲	۶/۵	۱۷/۲	۱۶	۹/۱	۴/۳	>۱۰۰۰۰	۵۶۹۵	۷۱/۹	۵/۶	۲۷۶	Gu۹۵۲۷	سیلتستون
۰/۱	۶۱/۶	۲/۲	۰/۲	۷۹/۳	۱۸/۲	۱۷۴/۶	۵	۸/۸	۴/۹	>۱۰۰۰۰	>۱۰۰۰۰	۱۴۰/۹	۵/۲	۶۷۶۳	Gu۹۵۳۰	سیلتستون
۰/۵	۱۱/۳	۱/۱	۰/۵	۴/۴	۴/۴	۷۰/۲	۹	۲/۷	۱/۳	>۱۰۰۰۰	۱۶۳۳	۱۳/۳	۰/۷	۱۰۰	RM۱۰۳	دولوستون
۰/۴	۳	۱/۲	۰/۵	۰/۱	۰/۴	۴۸/۹	۸/۳	۴۲	۲/۴	۵۹	۵۵/۶	۱/۶	۱/۱	۳۰	RM۱۱۴	دولوستون
۰/۳	۳/۷	۱/۴	۰/۴	۳/۸	۲	۴۴/۹	۷/۸	۴/۷	۲/۴	۱۴۱۰	۱۷۹۴	۱/۶	۱	۸۴	RM۱۳۳	دولوستون
۰/۳	۱۰۰	۱/۲	۰/۳	۸۰/۲	۲۵/۱	۵۵/۶	۳/۸	۳۹۱۵	۳/۳	>۱۰۰۰۰	۹۸۸۷	۲۸/۹	۸/۳	۳۶	RM۱۴۷	دولوستون
۰/۴	۱۱۸/۳	۱/۶	۰/۶	۳۷۴	۹۵/۶	۳۵	۹/۴	۴۷۶	۶/۵	>۱۰۰۰۰	>۱۰۰۰۰	۱۶۱/۸	۱۱/۵	۶۸	RM۱۴۹	دولوستون
۰/۵	۱	۱/۲	۰/۶	۰/۹	۰/۴	۶۵/۹	۱۱/۳	۸/۱	۲/۷	۳۹۵	۷۳/۱	۱/۸	۱/۵	۸۷	RM۱۵۵	دولوستون
۰/۷	۳/۹	۱/۳	۰/۹	۳/۵	۰/۷	۷۲/۸	۱۱/۲	۱۴/۸	۳/۴	۱۶۸۸	۱۹۰/۶	۱/۱	۱/۴	۳۸	Gu۸۰۰	دولوستون
۰/۲	۰/۸	۱	<۰/۲	<۰/۱	<۰/۱	۷۳/۴	۳/۲	۴	۱/۲	۳۵	۳۰/۳	۱/۹	۰/۸	۲۴	Gu۹۵۸۳	دولوستون
۰/۴	۶/۷	۱/۳	۰/۵	۳	۱/۱	۱۹۶۵	۸/۵	۹۱/۳	۳/۳	۱۵۲۲	۲۲۲/۶	۲/۲	۰/۵	>۵۰۰۰۰	Ts۴۰۸	دولوستون
۰/۲	۹۲/۴	۱	<۰/۲	۴/۶	۵۸/۵	۹۱/۳	۰/۹	۲/۸	۱/۸	۱۷۳۳	>۱۰۰۰۰	۱/۵	<۰/۲	۸۲	Ts۴۲۴	دولوستون
۰/۴	۳۸۳/۳	۱/۲	۰/۸	۲۵۴/۴	>۱۰۰	۵۲/۵	۱۲	۱۳/۹	۶/۷	>۱۰۰۰۰	>۱۰۰۰۰	۱۰۰/۸	۲/۶	۱۰۷	Ts۴۳۶	دولوستون
۰/۸	۱/۳	۱/۸	۱/۴	۰/۳	۰/۳	۵۵	۲۲/۵	۸/۸	۴/۵	۲۲۷	۴۴/۸	۳/۵	۲	۵۰	Ts۴۵۸	دولوستون
۳/۳	۰/۰۵	۰/۳۹	۰/۰۵	۰/۲۹	۰/۰۹	۰/۴۶	۰/۱۳	۰/۸۵	۰/۷۶	۰/۸۸	۲/۵	۰/۷۹	۷/۵	۱/۴	Ts۴۳۱	سیلتستون
۱/۹	۰/۰۳	۰/۱۶	۰/۰۱	۰/۱۶	۰/۰۵	۰/۴۲	۰/۰۸	۰/۵۲	۰/۳۱	۰/۱۷	۰/۹	۰/۲۷	۲/۹	۱/۸	Ts۴۴۷	سیلتستون
۲/۶	۰/۰۶	۰/۳۸	۰/۰۵	۰/۳	۰/۱	۰/۴۱	۰/۰۷	۰/۵۶	۰/۳۸	۰/۵۸	۳/۷	۱/۰۸	۱۰/۴	۶/۲	Ts۴۵۲	سیلتستون
۹/۱	۰/۱۹	۱/۱	۰/۱۵	۱/۰۳	۰/۳۳	۱/۷	۰/۳۳	۲/۴۲	۱/۰۲	۲/۵۶	۱۶/۴	۴/۳۷	۴۴	۲۸/۶	Gu۹۵۲۴	سیلتستون
۹/۳	۰/۲	۰/۹۶	۰/۱۸	۱/۰۴	۰/۳۹	۱/۹۷	۰/۴۱	۳/۳۵	۱/۳۶	۳/۶۶	۱۸/۳	۵/۲۸	۵۲/۴	۳۵	Gu۹۵۲۶	سیلتستون
۱/۴	۰/۰۲	۰/۲	۰/۰۳	۰/۱۸	۰/۰۵	۰/۲۸	۰/۰۶	۰/۵۳	۰/۱۹	۰/۵۱	۲/۹	۰/۹	۹/۲	۶/۱	Gu۹۵۲۷	سیلتستون
۰/۴	۰/۰۱	۰/۱۱	<۰/۰۱	۰/۰۶	<۰/۰۲	<۰/۰۵	۰/۰۲	۰/۱۷	<۰/۰۲	۰/۱۵	<۰/۰۳	۰/۱۹	۱/۹	۱/۳	Gu۹۵۳۰	سیلتستون
۲/۱	۰/۰۳	۰/۱۲	۰/۰۲	۰/۱۷	۰/۱	۰/۳۲	۰/۰۷	۰/۴۷	۰/۲۳	۰/۵	۱/۸	۰/۵۲	۴/۴	۲/۴	RM۱۰۳	دولوستون
۲	۰/۰۳	۰/۲۴	۰/۰۴	۰/۲	۰/۰۶	۰/۴۴	۰/۰۷	۰/۴۷	۰/۳۵	۰/۵۵	۱/۸	۰/۵	۴/۳	۲/۵	RM۱۱۴	دولوستون
۵/۵	۰/۰۶	۰/۳۵	۰/۰۷	۰/۴۵	۰/۱۷	۰/۸	۰/۲۵	۱/۵۱	۰/۹	۱/۱۲	۲/۴	۰/۵۳	۴/۱	۱/۹	RM۱۳۳	دولوستون
۳	۰/۰۱	۰/۲۵	۰/۰۲	۰/۲۳	۰/۱	۰/۷۲	۰/۱۴	۱/۰۷	۰/۶۳	۰/۶۶	۱/۹	۰/۳۴	۲/۶	۱	RM۱۴۷	دولوستون
۵/۱	۰/۰۴	۰/۳۴	۰/۰۵	۰/۴۱	۰/۲۱	۱/۱۹	۰/۲۷	۱/۶۷	۱/۰۴	۱/۲۸	۲/۸	۰/۵۹	۴/۵	۲/۳	RM۱۴۹	دولوستون
۲/۸	۰/۰۳	۰/۲۴	۰/۰۳	۰/۲۳	۰/۰۹	۰/۴۷	۰/۱	۰/۶۴	۰/۴۳	۰/۶۱	۲/۲	۰/۶	۵	۲/۷	RM۱۵۵	دولوستون
۵/۹	۰/۰۶	۰/۴۵	۰/۰۶	۰/۴۶	۰/۱۸	۱	۰/۲	۱/۷۱	۱/۶۲	۱/۳۵	۵/۲	۱/۹۶	۱۷/۹	۸/۳	Gu۸۰۰	دولوستون
۴/۶	۰/۰۲	۰/۲۸	۰/۰۳	۰/۲۸	۰/۱۱	۰/۶۳	۰/۱۴	۰/۹۹	۰/۴۸	۰/۷۴	۲/۶	۰/۶۲	۵/۴	۲/۸	Gu۹۵۸۳	دولوستون
۲/۳	۰/۰۲	۰/۱۱	۰/۰۲	۰/۱۹	۰/۰۷	۰/۳۲	۰/۰۹	۰/۸۳	<۰/۰۲	۰/۱۷	۱/۳	۰/۳۸	۳/۷	۲/۸	Ts۴۰۸	دولوستون
۱/۲	<۰/۰۱	۰/۰۷	۰/۰۱	۰/۰۸	۰/۰۴	۰/۳۱	۰/۰۷	۰/۴۲	۰/۴	۰/۱۶	۰/۶	۰/۱۱	۰/۹	۰/۲	Ts۴۲۴	دولوستون
۳/۱	۰/۰۳	۰/۲۷	۰/۰۳	۰/۲۷	۰/۰۹	۰/۶	۰/۱۴	۱/۰۲	۰/۷۱	۰/۸۲	۱/۹	۰/۵	۴/۲	۲/۷	Ts۴۳۶	دولوستون
۴/۴	۰/۰۶	۰/۴۲	۰/۰۶	۰/۳۸	۰/۱۴	۰/۶۸	۰/۱۳	۰/۹۳	۰/۳	۰/۸۵	۳/۴	۱/۱۳	۱۰/۲	۵/۳	Ts۴۵۸	دولوستون

می‌باشد که حاکی از غنی شدگی LREE نسبت به HREE در این نمونه‌های سنگی می‌باشد، مشهود است (شکل ۱۱ ب). مقدار آنومالی Ce در نمونه‌های سیلتستون سیاه رنگ و دولوستون میزبان، قابل چشم پوشی تا کمی مثبت و کمی منفی است (شکل ۱۱ الف-ب) در حالی که این نسبت در آب دریایی اکسیدی قدیمی و عهد حاضر، (نرمال شده به کندریت) منفی است (Qing and Mountjoy, 1994; Pollack, 2008). بنابراین مقادیر بسیار کم منفی و مثبت Ce در نمونه‌های اندازه‌گیری شده در منطقه مورد مطالعه می‌تواند منعکس‌کننده نهشته شدن آنها در یک محیط احیایی باشد. عنصر Eu در دو نمونه Ts408 و Gu9530، فاقد آنومالی و به ترتیب دارای مقادیر ۰/۳ و ۰/۲ بوده و در سایر نمونه‌ها، دارای آنومالی مثبت با مقادیر ۱/۴ تا ۶/۸ می‌باشد (شکل ۱۱ الف و ب).

دیگرام REE نرمال شده به کندریت (Sun and McDonough, 1989) ترسیم شده از نمونه‌های دولوستون کانسارهای گوشفیل، تپه سرخ و رومرمر، نشان‌دهنده مقادیر بالای مجموع عناصر خاکی نادر است که به ترتیب به طور میانگین ۲۷/۷۹، ۱۲/۸۸ و ۱۲/۸۴ پی‌پی‌ام می‌باشد. همچنین الگوی ترسیم شده از دولوستون‌های این سه کانسار (به جز یک نمونه در کانسار تپه سرخ)، نشان از غنی‌شدگی عناصر LREE نسبت به HREE دارد (شکل ۱۱ الف). غنی شدگی LREE در این نمونه‌های مختلف کانساری را می‌توان به جانشینی LREEها به جای عنصر کلسیم در کانی‌های کربناته نسبت داد (Spangenberg and Herlec, 2006). در الگوی مقادیر REE برای سیلتستون‌های سیاه رنگ کانسارهای تپه سرخ و گوشفیل که به شیل امریکای شمالی نرمال شده است (Gromet et al. 1984)، نسبت La/Lu در سیلتستون‌های کانسار گوشفیل ۲/۷۹ و در سیلتستون‌های کانسار تپه سرخ، ۳/۶۴



شکل ۱۱. الگوی REE اندازه‌گیری شده در سیلتستون سیاه رنگ (الف) و دولوستون (ب) میزبان کانه‌زایی در حوضه معدنی ایرانکوه حاکی از آنومالی کمی منفی و کمی مثبت Ce است که نشان دهنده آن است دولومیت‌های موجود در این واحدهای سنگی، منشأ صرفاً دریایی نداشته و سیالات هیدروترمالی نیز در تشکیل آنها نقش داشته‌اند (بویری، ۱۳۹۴).

### مطالعات زمین ساختی - ساختاری

کانسارهای حوضه معدنی ایرانکوه در محیط زمین ساختی کششی کافتی پشت قوسی کرتاسه زیرین در پهنه سندنج- سیرجان تشکیل شده‌اند. حضور حجم بالای فلدسیات‌های آلکالن، وجود مقادیر بالای کوارتز و عدم حضور کانی-های آبدار مثل هورنبلند در سنگ‌های آتشفشانی- آذرآواری منطقه مورد مطالعه نیز مؤید آن است که ماگمای مولد، ماهیت آلکالن داشته و در نتیجه ذوب پوسته قاره‌ای احتمالاً فوقانی که متحمل کشش محلی شده‌اند، ایجاد شده است (بویری، ۱۳۹۴). با توجه به نحوه گستردگی کانسارهای حوضه معدنی ایرانکوه و کانه‌زایی سولفیدی در مجاورت گسل گوشفیل- باغ ابریشم (شکل ۲)، می‌توان گفت که این گسل نرمال همزمان با رسوب گذاری، یکی از کنترل کننده‌های اصلی کانه‌زایی در

### بحث، نتیجه‌گیری، الگوی تشکیل و تیپ کانسار

بررسی و شناسایی محیط تشکیل کانسارها در تلفیق با تعیین نقش ساختارها، ماگماتیسم و شرایط فیزیکی و شیمیایی حاکم بر حوضه رسوبی، همواره نقش مهمی در تعیین ارتباط میان حوضه رسوبی با کانه‌زایی و نیز تعیین الگوی تشکیل و تعیین نوع کانسار دارد (Goodfellow and Lydon, 2007b). بدین منظور، تفسیر داده‌های حاصل از مطالعات زمین شیمیایی و تلفیق آنها با داده‌های زمین‌ساختی- ساختاری و ویژگی‌های ساخت و بافتی، کانی‌شناسی و رخساره‌های کانسنگی سولفیدی در کانسارهای حوضه معدنی ایرانکوه، می‌تواند در تعیین الگوی تشکیل و در نهایت تعیین نوع (تیپ) کانسار مؤثر باشد که در ادامه به بحث در مورد هر یک از این موارد پرداخته شده است.

فرامبوئیدال بوده و در رخساره کانستگ سولفید لایه‌ای قابل مشاهده است. کانه‌زایی مرحله اصلی که شامل تشکیل حجم بالایی از سولفیدهای درشت بلور (اسفالریت، گالن، تتراهدريت، کالکوپیریت، پیریت و مقادیر جزئی بورتیت) بوده و در رخساره‌های کانستگ سولفیدی توده‌ای و زون تغذیه کننده دیده می‌شود. سولفیدهای این مرحله از کانه‌زایی عمدتاً جانشین کانی‌های ریز بلور تشکیل شده در مرحله آغازین شده‌اند. بر اساس مطالعات میکروسکوپی و نوع ارتباطات جانشینی و اندازه متغیر پیریت‌های فرامبوئیدال در دولوستون و سیلستون سیاه رنگ میزبان کانه‌زایی پیشنهاد گردیده است که هر دو مرحله کانه‌زایی به صورت جانشینی گسترده در زیر کف دریا (sub-seafloor replacement) تشکیل شده‌اند (بویری، ۱۳۹۴).

همان طور که اشاره گردید، اسفالریت، گالن، تتراهدريت و کالکوپیریت به همراه مقادیر جزئی بورتیت، از کانی‌های اصلی مشاهده شده در کانساره‌های حوضه معدنی ایرانکوه است. باریت نیز در کانساره‌های حوضه معدنی ایرانکوه به مقدار قابل توجهی تشکیل شده است و در برخی از کانساره‌ها (تپه سرخ، رومرمر و گوشفیل) منجر به تشکیل رخساره باریت توده‌ای شده است (بویری، ۱۳۹۴).

### مطالعات زمین شیمیایی

#### ویژگی‌های زمین شیمیایی محیط نهشته شدن سنگ میزبان

همان طور که در بخش مطالعات ICP-MS and AES ذکر گردید، بر اساس حضور عناصر مختلف و برخی از نسبت‌های عنصری در سنگ‌های یک حوضه، می‌توان به شرایط زمین شیمیایی حاکم بر حوضه رسوبی در زمان نهشته شدن واحدهای رسوبی پی برد. بر این اساس، نسبت‌های پایین مقادیر عنصری توریم به اورانیوم، عدم حضور آنومالی Ce، آنومالی مثبت Eu (جدول ۴، شکل ۱۱ الف-ب) و حضور مقادیر فراوان مواد آلی در توالی دربرگیرنده کانه‌زایی، همگی حاکی از حاکم بودن شرایط احیایی در زمان نهشته شدن دولوستون و سیلستون سیاه رنگ میزبان کانه‌زایی در حوضه رسوبی است.

#### خصوصیات فیزیکی و شیمیایی و منشأ سیال کانه‌زا

بر اساس مطالعات ریز دما سنجی، دو نوع سیال هیدروترمالی در تشکیل کانساره‌های حوضه معدنی ایرانکوه نقش داشته‌اند. سیال اول دارای دمای بالا و شوری متوسط بوده و باعث تشکیل کانی‌های سولفیدی در رخساره زون تغذیه کننده گردیده است.

دمای سیال در این مرحله به علت عدم اختلاط زیاد سیال کانه‌زا با آب دریا، بالا بوده است در حالی که در ادامه، سیال کانه‌زا در حال صعود به سمت بالا، با آب دریای پایین‌رو در امتداد گسل گوشفیل-باغ ابریشم، اختلاط یافته که این موضوع باعث کاهش دمای سیال و نهشته شدن سریع کانی‌های سولفیدی به صورت جانشینی در زیر کف دریا گردیده است. همان طور که ملاحظه گردید، شوری سیال کانه‌زا، حدود ۲ تا ۵ برابر بیشتر از شوری آب دریای عهد حاضر (حدود ۳/۲ درصد وزنی، Bischoff and Rosenbauer, 1985) است.

مقادیر بالای شوری در سیالات را می‌توان به فروشست کانی‌های تبخیری موجود در حوضه نسبت داد (Hanor, 1979) که در حوضه معدنی ایرانکوه، توسط حضور کانی انیدریت و نیز مقادیر بالای بلورهای نمک در دولوستون میزبان کانه‌زایی (بویری، ۱۳۹۴) تأیید می‌گردد. در واقع، انحلال کانی‌های تبخیری موجود در توالی میزبان کانه‌زایی توسط سیالات کانه‌زا، منجر به افزایش شوری این سیالات گردیده است.

حوضه معدنی ایرانکوه بوده است (بویری، ۱۳۹۴). رخداد کانه‌زایی در مجاورت گسل نرمال، در بسیاری از ذخایر سرب و روی با میزبان رسوبی مثل کانساره‌های نوع سدکس (Nelson, 1997; Goodfellow and Lydon, 2007a; Wilkinson et al., 2004a, 2004b) و کانساره‌های نوع ایریش (Kelley et al., 2004a, 2004b) و (MVT Velasco et al., 2003; Grandia et al., 2003; Pfaff et al., 2010; Ströbele et al., 2015) گزارش شده است. شایان ذکر است که تنها ذخایر سدکس و ایریش، در مجاورت گسل‌های نرمال همزمان با رسوب گذاری که به عنوان معابری برای عبور سیال کانه‌زا عمل کرده‌اند، تشکیل شده‌اند و بر اساس مطالعات ساخت و بافتی، رخساره‌های کانیایی، زون بندی عنصری و تعیین سن سنگ میزبان و سن کانه‌زایی نتیجه گرفته‌اند که گسل نرمال همزمان با رسوب گذاری، همزمان با نهشته شدن سنگ میزبان و کانه‌زایی سولفیدی، فعال بوده (Wilkinson, 2003; Goodfellow and Lydon, 2007a; Wilkinson et al., 2011). در نتیجه تفاوت زمانی زیادی بین نهشته شدن سنگ میزبان و کانه‌زایی سولفیدی وجود نداشته و در نتیجه این کانساره‌ها از نوع سین ژنتیک (همزمان با رسوب گذاری- دیپازن آغازین) در نظر گرفته می‌شوند (Wilkinson, 2003; Goodfellow and Lydon, 2007a; Wilkinson et al., 2011; Wilkinson, 2014). این در حالی است که در برخی از ذخایر MVT همانند کانسار Wiesloch آلمان (Pfaff et al., 2010; Ströbele et al., 2015) و Reocin اسپانیا (Velasco et al., 2003; Grandia et al., 2003) که در مجاورت گسل‌های نرمال تشکیل شده‌اند، رخداد گسلش نرمال به طور همزمان با نهشته شدن واحدهای رسوبی در برگیرنده کانه‌زایی بوده ولی سن کانه‌زایی سولفیدی در آنها، بسیار تأخیری‌تر از سن نهشته شدن توالی دربرگیرنده و پس از سنگ شدگی کامل آن بوده است. بنابراین، در کانساره‌های MVT نوع کششی، گسل نرمال در دو مرحله زمانی مختلف فعال بوده است (Velasco et al., 2003; Grandia et al., 2003; Ströbele et al., 2015). در مرحله اول، فعالیت گسل نرمال، باعث ایجاد حوضه‌های رسوبی و نهشته شدن سنگ‌های کربناته در حوضه شده و در مرحله بعدی، این گسل‌های نرمال پس از گذشت چندین ده میلیون سال، دوباره فعال شده و سیال کانه‌زا از طریق آنها حرکت کرده و وارد توالی سنگی گردیده و در نتیجه، موجب تشکیل کانه‌زایی نوع اپی ژنتیک در آنها شده است. بنابراین، بر اساس مطالعات انجام شده در حوضه معدنی ایرانکوه و مشاهده انواع بافت و ساخت‌های رسوبی- دیپازنتیکی در سنگ‌های میزبان کانه‌زایی (چین خوردگی هماهنگ لامینه‌های سولفیدی و سنگ میزبان، لودکست، ساخت و بافت‌های برشی و ...) (بویری، ۱۳۹۴) و منحصر بودن کانه‌زایی سولفیدی به گسل نرمال گوشفیل-باغ ابریشم، می‌توان گفت که در این حوضه، گسلش نرمال همزمان با رسوب گذاری و نهشته شدن توالی میزبان و کانه‌زایی سولفیدی، در یک محدوده زمانی مشابه و نزدیک به هم رخ داده و در نتیجه این ذخایر مشابه ذخایر نوع سدکس و ایریش بوده و از ذخایر نوع MVT نمی‌باشند.

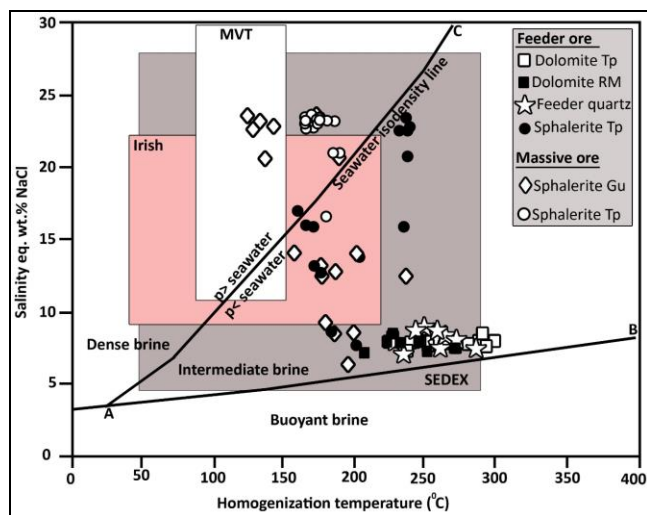
#### ویژگی‌های ساخت و بافتی، کانی‌شناسی و رخساره‌های کانسنگی

##### سولفیدی

مطالعات ساختی و بافتی و رخساره‌های کانسنگی در کانساره‌های حوضه معدنی ایرانکوه حاکی از آن است که کانه‌زایی در دو مرحله رخ داده است (بویری، ۱۳۹۴، Boveiri et al., 2017). کانه‌زایی ریز بلور اولیه که شامل مقادیر کمی از سولفیدهای ریز بلور (پیریت، اسفالریت، گالن) با بافت دانه پراکنده، لامینه و



واحدهای میکربیتی میزبان در طی دیانژن آغازین گردیده‌اند. مشابه این فرایند در ذخایر روی-سرب حوضه ایریش نیز گزارش گردیده است (Wilkinson et al., 2005). این فرایند موجب گسترش فضاهای خالی و افزایش تخلخل در سنگ میزبان گردیده و بستر مناسبی را برای ورود و جانشینی سیالات گرمابی کانه‌دار بعدی فراهم کرده است (Hitzman et al., 2002; Wilkinson et al., 2005). خاطر نشان می‌سازد دولومیت‌های نوع D2 و D3 در این کانسارها به علت دربرداشتن مقادیر بالاتری از عنصر منیزیم و آهن و بیشترین گسترش در مجاورت گسل نرمال همزمان با رسوب گذاری و همچنین همراهی بسیار نزدیک با کانه‌زایی سولفیدی، منشأ گرمابی دارد. در مجموع، همه این عوامل حاکی از نقش مهم سیالات گرمابی در حال عبور از گسل‌های نرمال همزمان با رسوب گذاری در تشکیل و تنه‌نشینی کانه‌های سولفیدی است. علاوه بر آن، نتایج حاصل از مطالعات کاندولومینسانس در حوضه معدنی ایرانکوه نیز حضور سه نسل مختلف دولومیت (D1، D2، D3) را نشان می‌دهد که هر کدام از آنها دارای خصوصیات سنگ‌نگاری، عنصری و لومینسانس مختص به خود هستند.



شکل ۱۲. جایابی داده‌های دما-شوری حاصل از مطالعه میان بارهای سیال حوضه معدنی ایرانکوه در نمودار (Sangster, 2002)، حاکی از آن است که دو نوع سیال دما-بالا-شوری متوسط (اندازه‌گیری شده در رخساره زون تغذیه کننده) و دما متوسط-شوری بالا (اندازه‌گیری شده در رخساره کانسنگ سولفیدی توده‌ای)، نقش مهمی در کانه‌زایی داشته‌اند. این سیالات به علت شوری متوسط تا بالا، به کف دریا راه نیافته و به صورت جانشینی در زیر کف دریا، باعث رخداد کانه‌زایی به صورت جانشینی زیر سطحی (sub-seafloor replacement) شده‌اند (با تغییرات از Boveiri et al., 2017; Ts: تپه سرخ، Gu: گوشفیل، RM: رومرمر).

### تیپ کانه‌زایی کانسارهای حوضه معدنی ایرانکوه

کانسارهای سرب و روی با میزبان رسوبی در اثر عملکرد فرایندهای کانه‌زا بر روی طیف وسیعی از سنگ‌های آواری تا کربناته و در تنوعی از خاستگاه‌های زمین‌ساختی (حوضه‌های کافتی، پشت کمانی و کمربندهای کوه‌زایی) تشکیل می‌شوند (Leach et al., 2010; Wilkinson, 2014). این کانسارها بر اساس نوع کانه‌زایی (سین ژنتیک و اپی ژنتیک) و توالی دربرگیرنده کانه‌زایی (کربنات، مادستون، سیلستون و ماسه سنگ) نیز قابل تقسیم هستند (Leach

از طرف دیگر، با توجه به اینکه حمل مقادیر بالایی از یون باریم به صورت محلول، مستلزم آن است که سیال کانه‌زا، دارای دمای بالا و خصوصیت اسیدی و احیایی باشد (Cooke et al., 2000)، نهشته شدن مقادیر فراوان باریت در حوضه معدنی ایرانکوه حاکی از آن است که سیال کانه‌زا، خاصیت احیایی داشته و توانسته است یون باریم را به صورت محلول در خود حمل کرده و به صورت کانی باریت در محل تشکیل کانسار بر جای گذارد. همچنین حضور مقادیر بالایی از مواد آلی در واحدهای شیلی پی‌سنگی غنی از مواد آلی ژوراسیک زیرین و نیز در سیلستون‌های سیاه رنگ میزبان کانه‌زایی، از مواردی است که می‌تواند ماهیت احیایی سیالات کانه‌زا را تأیید نماید.

بر اساس مطالعات متعددی که بر روی ذخایر سرب و روی نوع سدکس و ایریش انجام شده است، اکثر محققین بر این باورند که سیالات کانه‌زا در این کانسارها، می‌توانند آب‌های دریایی فرو رو در امتداد گسل و یا آب‌های بین‌ذره‌ای به دام افتاده در رسوبات نهشته شده در حوضه رسوبی باشند که دارای خاصیت احیایی هستند (Cooke et al., 2000; Large et al., 1998; Hitzman et al., 2002; Wilkinson et al., 2005; Leach et al., 2010; Kerr, 2013; Wilkinson, 2014; Magnall, 2015). اگرچه در برخی از کانسارهای نوع سدکس (کانسار مک‌آرتور، Large et al., 1998; Cooke et al., 2000) کانی‌های سولفیدی از سیالات با ماهیت اکسیدی نیز نهشته می‌شوند. خاطر نشان می‌سازد سیالات مؤثر بر کانه‌زایی در ذخایر نوع MVT عمدتاً ماهیت اکسیدی دارند (Cooke et al., 2000; Leach et al., 2010) ولی همان طور که اشاره گردید سیالات کانه‌زا در کانسارهای نوع ایریش، ماهیت احیایی داشته و توانسته‌اند فلزات پایه و باریت را به طور همزمان حمل کنند (Wilkinson, 2014).

مقایسه مقادیر دما-شوری سیالات کانه‌زا در کانسارهای حوضه معدنی ایرانکوه با نتایج گزارش شده از سایر ذخایر سرب و روی با میزبان رسوبی (شکل ۱۲)، حاکی از آن است که مقادیر دما-شوری در زون تغذیه کننده و رخساره کانسنگ سولفید توده‌ای در کانسارهای تپه سرخ و رومرمر، همپوشانی بالایی با مقادیر گزارش شده برای ذخایر سدکس و کانسارهای نوع ایریش داشته و به جز در مورد ۵ سیال اندازه‌گیری شده از اسفالریت‌های رخساره کانسنگ سولفید توده-ای کانسار گوشفیل، متفاوت از گستره‌های دما-شوری گزارش شده از کانسارهای نوع MVT می‌باشد.

### منشأ سیالات مؤثر بر دولومیتی شدن

مقادیر مشابه عناصر آهن و منگنز در سنگ آهک ( $K_{3L}$ ) و دولوستون ناحیه‌ای ( $K_{3d}$ ) محدوده مورد مطالعه نشان دهنده آن است که دولوستون ناحیه‌ای از سیالی با ترکیب مشابه با آب دریا که آهک‌ها نیز از آن نهشته شده‌اند، تشکیل گردیده است. در حالی که بر اساس نتایج حاصل از مطالعات انجام شده در سایر نقاط جهان (Montanez, 1994) با نتایج حاصل از این پژوهش، حضور مقادیر بالای آهن و منگنز در دولومیت‌های نوع D2 و D3 حوضه معدنی ایرانکوه را می‌توان به تشکیل آنها از یک سیال با منشأ گرمابی نسبت داد. بنابراین، دولومیت‌های ناحیه‌ای نوع D1 در واحد دولوستون میزبان ( $K_{3d}$ )، به صورت غیرگرمابی و در ارتباط با پدیده دیانژن اولیه تشکیل گردیده‌اند. در این سناریو، نهشته شدن میکربیت‌ها و کانی‌های تبخیری (انیدریت) در حوضه رسوبی کرتاسه زیرین باعث تشکیل شورابه‌های غنی از منیزیم (brine reflux) شده است. این سیالات در نتیجه حرکت رو به پایین و نفوذ در رسوبات، باعث دولومیتی شدن گسترده

تتراهدریت فراوان و تشکیل در یک محیط زمین شیمیایی غیراکسیدی در آنها به اثبات رسیده است. بنابراین، کانسارهای حوضه معدنی ایرانکوه، دارای ویژگی‌هایی است که آن را از کانسارهای نوع MVT متمایز می‌سازد (جدول ۵).

از مقایسه ویژگی‌های مشخصه کانه‌زایی کانسارهای حوضه معدنی ایرانکوه با کانسارهای سرب و روی نوع ایریش (جدول ۵) این نتیجه حاصل می‌گردد که به علت رخداد کانه‌زایی در حوضه‌های ریفتی و در مجاورت گسل نرمال، رخداد کانه‌زایی در سنگ‌های میزبان کربناتی-توفی، وجود بافت جانیشینی و برشی، دمای مشابه سیالات، حضور باریت فراوان و تشکیل کانی‌های سولفوسالت، کانسارهای حوضه معدنی ایرانکوه دارای شباهت بسیار زیادی با کانسارهای ایریش (Hitzman et al., 2002; Wilkinson et al., 2005; Kerr, 2013; Wilkinson, 2014) بوده و تنها تفاوت قابل ملاحظه، عدم رخداد کانه‌زایی اقتصادی در واحدهای آواری ذخایر نوع ایریش می‌باشد.

از طرف دیگر، مقایسه ویژگی‌های شاخص ذخایر نوع سدکس (جدول ۵) با کانسارهای حوضه معدنی ایرانکوه از جمله قرارگیری کانسارهای حوضه معدنی ایرانکوه در حوضه کششی ریفتی پشت قوسی کرتاسه زیرین، رخداد کانه‌زایی در مجاورت گسل همزمان با رسوب گذاری، حضور زون بندی کانیایی، تشکیل انواع رخساره‌های کانسنگ سولفیدی، حضور توفها و رخداد کانه‌زایی در آنها، وجود کانه‌زایی سولفیدی در واحدهای آواری و کربناتی، فراوان بودن میزان باریت در کانسارهای گوشفیل، تپه سرخ و رومرمر، فراوان بودن مقدار تتراهدریت و نیز کالکوپیریت در رخساره کانسنگ سولفیدی توده‌ای، حضور بافت‌های اولیه کانیایی مثل فرامبوئیدال و چین‌خوردگی هماهنگ مواد آلی با سنگ میزبان، دما، شوری و ماهیت احیایی سیال کانه زا، این نتیجه حاصل می‌گردد که کانسارهای حوضه معدنی ایرانکوه شباهت بسیار زیادی به ذخایر نوع سدکس (Kelley et al., 2004a, 2004b; Goodfellow and Lydon, 2007; Gadd et al., 2015, 2016) دارند. خاطرنشان می‌سازد نظر به اینکه ذخایر نوع ایریش به عنوان مجموعه‌ای از ذخایر نوع سدکس در نظر گرفته می‌شوند (Goodfellow and Lydon, 2007; Wilkinson et al., 2014)، بنابراین نوع کانه‌زایی در کانسارهای حوضه معدنی ایرانکوه را به ویژه با توجه به رخداد کانه‌زایی در سنگ میزبان آواری-توفی-کربناته، می‌توان از نوع ذخایر سدکس در نظر گرفت.

#### الگوی تشکیل کانسارهای حوضه معدنی ایرانکوه

با توجه به نوع کانه‌زایی در حوضه معدنی ایرانکوه و شباهت‌های زیاد آن مثل ترکیب سنگ میزبان، رخساره‌های کانسنگ سولفیدی، کانی‌شناسی، شواهد بافتی و داده‌های زمین شیمیایی با ذخایر نوع ایریش و سدکس و مدل‌های ارائه شده برای تشکیل این ذخایر، می‌توان الگوی تشکیل و رخداد کانه‌زایی در این کانسارها را به ترتیب زیر ارائه کرد:

فرونشست رسوبات آواری-کربناتی در حوضه رسوبی کششی کرتاسه زیرین منجر به خروج آب‌های بین‌سازندی از رسوبات شیلی-ماسه سنگی ژوراسیک زیرین است. از طرف دیگر، وقوع ماگماتیسزم در پوسته قاره‌ای نازک شده و متعاقب آن، افزایش حرارت زمین‌گرمایی منجر به گرم شدن آب‌های بین‌سازندی و گردش آنها در واحدهای رسوبی ژوراسیک زیرین و توالی نفوذپذیر آواری-کربناتی کرتاسه زیرین گشته است. از طرف دیگر، آب دریایی فرورو از طریق گسل نرمال همزمان با رسوب گذاری گوشفیل-باغ ایریشم و کلاه دروازه-گود زندان نیز توانسته است در نتیجه بالا رفتن گرادیان گرمایی در کافت، به یک سیال گرمایی با دمای بالا تبدیل شده و همراه با آب بین‌سازندی توانسته‌اند در فروشست فلزات از توالی

et al., 2005; Goodfellow and Lydon, 2007a; Wilkinson, 2014; Magnall, 2014). رده‌بندی‌های مختلفی برای کانسارهای سرب و روی با میزبان رسوبی در جهان ارائه شده است که جامع‌ترین و پذیرفته شده‌ترین آنها، توسط Leach et al. (2010) و Wilkinson (2014) بیان شده و در آن، هر کدام از انواع مختلف کانسارها بر اساس ویژگی‌های زمین‌شناسی، ساخت و بافتی و زمین شیمیایی خاص خود از سایر کانسارها متمایز می‌گردند.

کانسارهای رسوبی را صرف نظر از مدل ژنتیکی و تنها بر اساس ویژگی‌های توصیفی می‌توان به دو گروه سدکس و MVT تقسیم نمود (Leach et al., 2010). در این تقسیم بندی، کانسارهای سرب و روی با سنگ میزبان آواری (شیل، ماسه سنگ و سیلتستون) و یا جانیشینی در کربنات‌های موجود در توالی تخریبی، به عنوان ذخایر سدکس شناخته می‌شوند در حالی که به ذخایر سرب و روی که در پلاتفرم‌های کربناته تشکیل می‌گردند، ذخایر نوع MVT اطلاق می‌گردد. ذخایر ایریش را نیز به علت رخداد کانه‌زایی در سنگ میزبان کربناته می‌توان در رده کانسارهای نوع MVT قرار داد (Leach et al., 2010). در جدیدترین تقسیم بندی، ذخایر سرب و روی بر اساس ویژگی‌های مشخص‌کننده تیپ کانساری به دو گروه کلی سدکس (رسوبی-بروندمی) و MVT تقسیم شده و ذخایر ایریش نیز به عنوان زیر مجموعه‌ای از ذخایر سدکس در نظر گرفته می‌شوند که به صورت جانیشینی زیر سطحی ایجاد گردیده‌اند (Wilkinson, 2014).

با توجه به اینکه کانسارهای حوضه معدنی ایرانکوه در تنوعی از سنگ‌های آواری-کربناتی-توفی تشکیل گردیده‌اند، بنابراین ناگزیر به مقایسه ویژگی‌های شاخص این کانسارها با کانسارهای MVT، سدکس و ایریش به منظور تعیین تیپ کانه‌زایی خواهیم بود (جدول ۵).

شواهد موجود در کانسارهای حوضه معدنی ایرانکوه از جمله رخداد کانه‌زایی در مجاورت گسل معکوس، وجود دولوستون میزبان و حضور برخی از بافت‌های پرکننده خالی، مقادیر پایین دمای میان بارهای سیال به ویژه در اسفالریت‌های رخساره کانسنگ سولفید توده‌ای و قرارگیری کنونی حوضه معدنی ایرانکوه در کمربند فورلند کوهزایی، می‌تواند آن را در رده کانسارهای نوع MVT قرار دهد. لازم به یادآوری است که در ذخایر MVT، کانه‌زایی با گسل‌های نرمال و یا امتدادلغز که پس از اعمال فشارش ناشی از کوهزایی ایجاد می‌گردند، همراه هستند (Leach et al., 2010) در حالی که در کانسارهای حوضه ایرانکوه، زون کانیایی در امتداد گسل معکوس با شیب زیاد قرار گرفته است. از طرف دیگر، تلفیق مطالعات تکتونیک و کانه‌زایی در این منطقه نشان می‌دهد که کانه‌زایی در محیط کششی کرتاسه زیرین رخ داده و سپس منطقه متحمل فازهای فشارشی گردیده است. علاوه بر آن، در کانسارهای MVT، فعالیت آذرین مرتبط با کانه‌زایی وجود نداشته و میزان باریت آنها جزئی تا کم و مقدار تتراهدریت آنها کم می‌باشد (Leach et al., 2005, 2010; Bouabdellah et al., 2012; Wilkinson et al., 2014). کانسارهای نوع MVT در حوضه‌های رسوبی با ماهیت اکسیدی نهشته شده (Pfaff et al., 2010) و تاکنون هیچ گونه آثاری از زون بندی کانیایی و حضور رخساره‌های مختلف کانسنگ سولفیدی در کانسارهای نوع MVT گزارش نشده است. همه موارد ذکر شده در بالا، در تضاد با ویژگی‌های مشخصه کانسارهای حوضه معدنی ایرانکوه است که در آنها توف یکی از واحدهای اصلی میزبان کانه‌زایی بوده و همچنین حضور زون بندی عنصری، انواع مختلف رخساره‌های کانسنگ سولفیدی و نیز وجود مقادیر باریت، کالکوپیریت و

طریق شکستگی ها و گسل نرمال همزمان با رسوب گذاری، وارد واحدهای رسوبی نفوذپذیر کرتاسه زیرین گردیده است. در این مرحله، باریت‌های ریزبلور به همراه کانی‌های سولفیدی ریزبلور پیریت، اسفالریت و گالن به صورت دانه پراکنده، لامینه و فرامبوئیدال در رخساره کانسنگ سولفیدی لایه‌ای تشکیل یافته‌اند.

رسوبی پرکننده کافت، مشارکت داشته باشد. این سیالات به علت حضور مقادیر بالایی از مواد آلی در واحدهای سنگی ژوراسیک، وجود مواد آلی فراوان در سیلستون کرتاسه زیرین و نیز به علت حمل مقادیر بالایی از عنصر باریم، ماهیت احیایی و اسیدی داشته و دارای دمای بالا (۱۲۰ تا ۲۶۰ درجه) و شوری متوسط (۸/۷ تا ۲۳/۳ درصد) بوده است. این سیال، فلزاتی از قبیل سرب، روی، مس و عنصر باریم را از سنگ‌ها و رسوبات نهشته شده در کافت شسته و حمل کرده و از

جدول ۵. مقایسه ویژگی‌های مشخصه کانسارهای حوضه معدنی ایرانکوه با کانسارهای سدکس، ایریش و MVT.

مشخصات	کانسارهای ایریش	کانسارهای سدکس	کانسارهای MVT	کانسارهای حوضه معدنی ایرانکوه
خاستگاه تکتونیکی	حوضه‌های کششی حواشی قاره‌ای	حوضه‌های ریفتی درون قاره‌ای، ریفت پشت قوسی	کمبرند فولرند کوهزایی	حوضه ریفتی پشت قوسی
سنگ میزبان	کربنات‌های غیررسی در توالی کربناتی- آواری	شیل، کربنات، سیلستون غنی از مواد آلی، ماسه سنگ، کنگلومرا	آهک، دولومیت	دولوستون، سیلستون غنی از مواد آلی، توف
کنترل- کننده ساختاری	گسل‌های همزمان با رسوب گذاری	گسل‌های نرمال همزمان با رسوب گذاری	گسل‌های نرمال، معکوس و امتدادلغز	گسل‌های نرمال همزمان با رسوب گذاری
زون تغذیه کننده	وجود دارد	وجود دارد	وجود ندارد	وجود دارد
کانی- شناسی	اسفالریت، گالن، پیریت، سولفوسالت جزئی، کالکوپیریت، باریت فراوان	اسفالریت، گالن، پیریت، پیروتیت، مارکازیت، سولفوسالت جزئی، کالکوپیریت، باریت فراوان تا غائب	اسفالریت، گالن، پیریت، سولفوسالت جزئی، باریت کم تا غائب	اسفالریت، گالن، تتراهدريت، کالکوپیریت، پیریت، باریت فراوان، بورنیت جزئی
ساخت و بافت	جانشیني، رگه- رگچه‌ای، گاهی پرکننده فضای خالی	لایه‌ای، برشی، جانشیني، رگه- رگچه‌ای، فرامبوئیدال، لامینه	پرکننده فضای خالی، رگه- رگچه‌ای، جانشیني	توده‌ای، لامینه، جانشیني، فرامبوئیدال، اسفروئیدی، کلوform
ویژگی‌های سیال	دمای ۲۸۰-۷۰ درجه و شوری ۴-۲۸ درصد	دمای ۳۰۰-۷۰ درجه و شوری ۴-۲۳ درصد	دمای ۱۵۰-۹۰ درجه و شوری ۳۰-۱۱ درصد	دمای ۲۶۰-۸۵ درجه و شوری ۲۳-۸ درصد
سیال کانه زا	آب سازندی، آب دریایی تغییر یافته	آب سازندی، آب دریایی تغییر یافته	شورابه حوضه‌ای	آب سازندی، آب دریایی تغییر یافته
محیط کانه‌زایی	احیایی	احیایی و اکسیدان	اکسیدان	احیایی
زمان کانه- زایی	سین ژنتیک تا دیاژنتیک	سین ژنتیک و/ یا در طی دیاژنز آغازین	ابی ژنتیک	سین ژنتیک، همزمان با رسوب گذاری تا دیاژنز آغازین
فعالیت آزین مرتبط	حضور سنگ‌های ولکانیکی و پیروکلاستیکی	حضور سنگ‌های ولکانیکی و پیروکلاستیکی	وجود ندارد	حضور سنگ‌های ولکانیکی و پیروکلاستیکی
منبع	(Wilkinson, 2003, 2014; Wilkinson et al., 2005; Kerr, 2013)	(Leach et al., 2005, 2010; Wilkinson, 2014)	(Leach et al., 2005, 2010; Wilkinson, 2014)	بویری و همکاران (۱۳۹۴)، بویری (۱۳۹۴)، (Boveiri et al., 2017). تحقیق حاضر

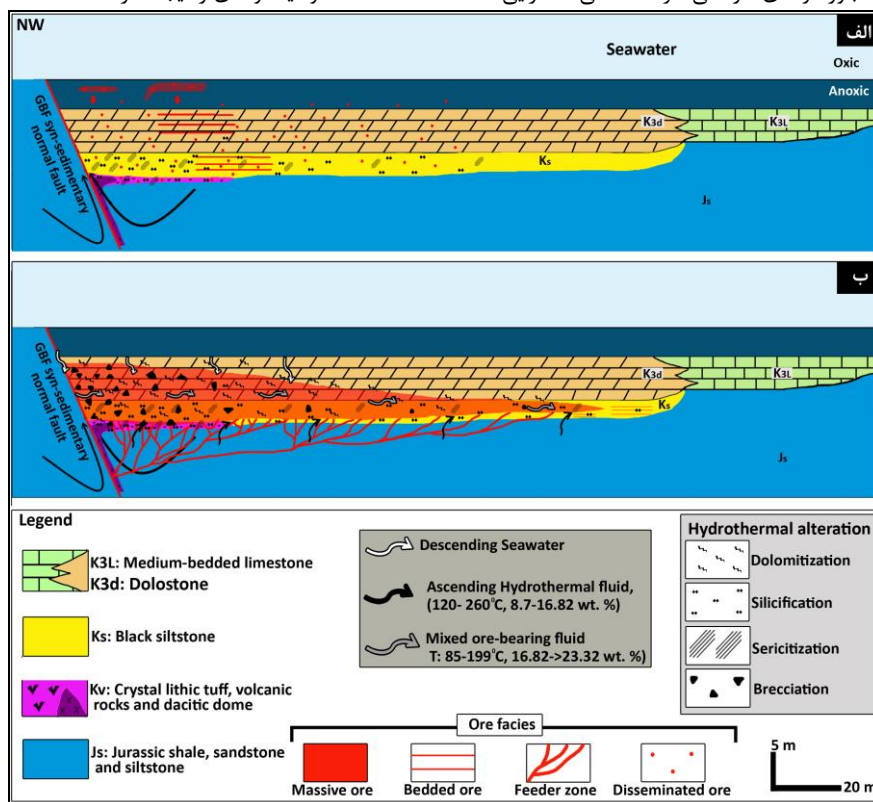
دریا، بلافاصله پس از رسیدن به کف دریا نفوذ کرده و عناصر همراه خود را به صورت جانشیني در رسوبات زیر کف دریا بر جای می‌گذارند. گروه سوم، سیالاتی هستند که شوری آنها بیشتر از شوری آب دریا بوده (Dense brine، شکل ۱۲) و نمی‌توانند وارد کف دریا شوند. این سیالات در امتداد معابر و گسل‌ها حرکت کرده و عناصر همراه خود را به صورت جانشیني در رسوبات نهشته شده در زیر کف دریا بر جای می‌گذارند.

با قرار دادن مقادیر دما- شوری میان بارهای سیال حاصل از زون تغذیه کننده حوضه معدنی ایرانکوه بر روی نمودار (Sangster, 2002)، مشاهده می-گردد که بیشتر داده‌ها در محدوده سیالات نوع حدواسط (Intermediate

بر اساس دیاگرام‌های ترسیم شده از مقادیر دما و شوری سیالات، سه نوع سیال را می‌توان از یکدیگر تفکیک نمود (Sangster, 2002). سیالات نوع اول، سیالات با شوری پایین هستند (Buoyant brine، شکل ۱۲) که به علت پایین-تر بودن مقدار شوری‌شان نسبت به آب دریا، به حالت ستون شناور در آب دریا پراکنده شده و در مکانی دورتر از محل خروج سیال، به علت کاهش دما و یا رقیق شدن با آب دریا، عناصر همراه خود را در گودی‌های کف دریا بر جای می‌گذارند. نوع دوم، سیالات با حالت حد واسط (Intermediate brine، شکل ۱۲) هستند که دمای بالا دارند ولی به دلایلی از جمله اختلاط با آب دریایی فرورو قادر به راه‌یابی به کف دریا نیستند و یا اینکه به علت بالا بودن میزان شوری نسبت به آب

سولفیدی برجای گذارده است. جایابی داده‌های سیال کانه زا در دیاگرام دما-شوری (Sangster, 2002) حاکی از آن است که این سیال، دارای چگالی بالا بوده (شکل ۱۲) و در نتیجه نتوانسته است به کف دریا راه یابد. این سیال با جانشینی فراوان در کانی‌های سولفیدی رخساره کانستگ لایه‌ای و نیز واحدهای رسوبی میزبان، سبب ستبرشدگی کانسار و ایجاد رخساره کانستگ توده‌ای به صورت جانشینی زیر سطحی (sub-seafloor replacement) در قسمت بالایی زون تغذیه کننده گردیده است (شکل ۱۳ ب). لازم به ذکر است که کانه-زایی سولفیدی در کانسارهای حوضه معدنی ایرانکوه در یک مرحله رخ داده است که در پالس اولیه خروج سیال، کانی‌های ریز بلور رخساره لایه‌ای در زیر کف دریا نهشته شده است و با ورود پالس‌های بعدی سیال، بلورهای درشت جانشین بلورهای ریز رخساره لایه‌ای نهشته شده در زیر کف دریا گردیده و رخساره کانستگ سولفید توده‌ای را ایجاد کرده است.

قرار می‌گیرد (شکل ۱۲) و این می‌تواند بدان معنی باشد که دمای سیالات خارج شده از طریق گسل نرمال همزمان با رسوب گذاری، قبل از رسیدن به کف دریا و در اثر آمیختگی با آب دریای فرورو، کاهش و pH آن افزایش یافته و باعث نهشته شدن کانی‌های سولفیدی شده است (شکل ۱۳ الف). خروج مداوم سیال از طریق گسل گوشفیل-باغ ابریشم منجر به واکنش فراوان سیال با رخساره کانستگ سولفیدی لایه‌ای و نیز واحدهای رسوبی میزبان گردیده که منجر به رخداد فرایند پالایش زونی (zone refining)، افزایش عیار ماده معدنی و ایجاد بخش توده‌ای کانسار در اثر فرایند جانشینی گسترده گردیده است. واکنش سیال کانه زای دما بالا با واحدهای میزبان با شوری بالا (دارای انیدریت و بلورهای نمک)، منجر به افزایش شوری (۱۶/۸ تا ۲۳/۳ درصد) سیال شده است که در اثر آمیختگی با آب‌های دریایی فرورو، سرد شده (۸۵ تا ۱۸۰ درجه) و فلزات را به صورت درشت‌بلور توده‌ای در طی مرحله اصلی کانه‌زایی



شکل ۱۳. الگوی تشکیل کانه‌زایی سولفیدی در حوضه معدنی ایرانکوه. الف- شورابه‌های حوضه‌ای و آب دریایی فرورو، در اثر رژیم حرارتی ناشی از توسعه تکتونیک کششی کوتاه زیرین، گرم شده و فلزات را در مسیر حرکت به سمت بالا، شسته و با خود همراه می‌کنند. این سیالات دما بالای غنی از فلزات از طریق گسل‌های نرمال همزمان با رسوب گذاری وارد دریا شده و به علت چگالی متوسط خود بر روی کف دریا شناور شده است. این سیالات سپس به علت بالاتر بودن چگالی آن‌ها نسبت به آب دریا، به درون رسوبات سخت نشده زیر کف دریا نفوذ کرده و در مرحله دیاژنز آغازین، کانه‌های سولفیدی و باریت ریزبلور مرحله اول را نزدیک و/یا زیر کف دریا ایجاد کرده است، ب) ورود مداوم سیال کانه زا و واکنش بیشتر آن با سنگ‌های میزبان حاوی کانی‌های تیخیری، باعث افزایش شوری و چگالی سیال شده و موجب می‌گردد تا سیال قبل از رسیدن به کف دریا، به صورت جانبی در واحدهای رسوبی میزبان حرکت کرده و باعث رخداد جانشینی فراوان در کانی-های سولفیدی نهشته شده از قبل و ایجاد کانستگ‌های سولفیدی لایه‌ای و توده‌ای می‌گردد (بویری، ۱۳۹۴).

بالعکس، همراهی کانه‌زایی عیارپایین رخساره زون تغذیه کننده با میان بارهای دمای بالا (۲۶۰-۱۲۰ درجه) و شوری کمتر (۲۳/۳۵-۸/۷ درصد).

۲- همراهی فراوان کانه‌زایی سولفید توده‌ای با سنگ‌های میزبان به شدت دگرسان شده دولومیتی و سیلیسی، بدین معنی که در مکان‌هایی که سنگ‌ها سخت‌تر بوده و بیشتر دگرسان شده‌اند، کانه‌زایی سولفیدی دارای عیار بیشتری

شایان ذکر است که تلفیق داده‌های زمین شیمیایی و مطالعات زمین‌شناسی در کانسارهای حوضه معدنی ایرانکوه می‌تواند به عنوان کلیدی برای اکتشاف بیشتر ماده معدنی به کار برده شود که از آن جمله می‌توان به موارد زیر اشاره نمود:

۱- همراهی کانه‌زایی عیار بالای رخساره کانستگ سولفید توده‌ای با میان بارهای سیال با دمای متوسط (۱۸۰-۸۵ درجه) و شوری بیشتر (۲۳/۳-۱۶/۸ درصد) و

### تشکر و قدردانی

بدین وسیله از حوزه معاونت محترم پژوهشی دانشگاه تربیت مدرس به خاطر فراهم آوردن امکانات پژوهشی و نیز حمایت مالی سازمان توسعه و نوسازی معادن و صنایع معدنی ایران (ایمیدرو) تشکر و قدردانی می‌گردد. همچنین بر خود لازم می‌دانیم از مسئولان و کارکنان محترم شرکت معدنی باما به خاطر فراهم ساختن امکانات اقامتی و در اختیار قرار دادن اطلاعات مورد نیاز و بازدید از حوضه معدنی ایرانکوه، صمیمانه سپاسگزاری نمائیم.

بوده و در مکان‌هایی که دگرسانی از شدت کمتری برخوردار است، عیار کانه‌زایی سولفیدی در حد استخراج اقتصادی نمی‌باشد.

۳- بر اساس نتایج حاصل از مطالعات EPMA و کاتدولومینسانس، در مکان‌هایی که واحدهای میکربیتی میزبان از طریق دیاژنتیکی دولومیتی شده‌اند، فضاهای خالی زیادی فراهم گردیده است که در مناطق نزدیک به گسل‌های نرمال و عبور سیال کانه‌زا، بستر مناسبی را برای ورود سیالات هیدروترمالی بعدی و کانه‌زایی سولفیدی مهیا کرده‌اند.

### منابع

- بویری کناری. م.، ۱۳۹۴. رخساره‌های کانسنگ سولفیدی و الگوی تشکیل کانه‌زایی روی-سرب با سنگ میزبان آواری-کربناته در کانسار تپه سرخ، منطقه معدنی ایرانکوه، جنوب اصفهان، رساله دکتری زمین‌شناسی اقتصادی دانشگاه تربیت مدرس تهران، ۴۱۵ صفحه.
- بویری کناری. م.، راستاد. ا.، محجل. م.، ناکینی. ع.، حق‌دوست. م.، ۱۳۹۴. ساخت و بافت، کانی‌شناسی و چگونگی تشکیل رخساره‌های سولفیدی در کانسار روی-سرب- (نقره) تپه سرخ با سنگ میزبان آواری-کربناتی، جنوب اصفهان. فصلنامه علوم زمین، شماره ۲۵، جلد ۹۷، صفحه ۲۳۶-۲۲۱.
- سهندی. م.، رادفر. ج.، حسین‌دوست. ج.، محجل. م.، ۱۳۸۵، نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ شازند، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- کریم‌زاده. ز.، مهربانی. ب.، بازرگانی گیلکی. ک.، ۱۳۹۴، بررسی نحوه کانی‌سازی و تشکیل کانسار سرب و روی خانه‌سورمه (غرب اصفهان) بر اساس شواهد کانی‌شناسی، زمین‌شیمی و سیالات درگیر. مجله زمین‌شناسی کاربردی پیشرفته، شماره ۱۷، صفحه ۸۴-۷۲.
- مر. ف.، اسدی. س.، فتاحی. ن.، ۱۳۹۰، زمین‌شیمی و زمین‌دئاماسنجی کانسار مس جیان (بوانات)، زون سنندج-سیرجان، شمال شرق استان فارس. مجله زمین‌شناسی کاربردی پیشرفته، شماره ۱، جلد ۱، صفحه ۹۳-۸۰.
- ناکینی. ع.، ۱۳۹۲، تحلیل ساختاری مناطق ایرانکوه و تیران، جنوب و غرب اصفهان. پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تربیت مدرس تهران، ۱۸۱ صفحه.
- ناکینی. ع.، محجل. م.، راستاد. ا.، بویری کناری. م.، ۱۳۹۴، چین‌خوردگی و گسلش در گستره معدنی ایرانکوه، جنوب اصفهان. مجله یافته‌های نوین در زمین‌شناسی (نشریه علوم دانشگاه خوارزمی)، جلد ۱، شماره ۲، صفحه ۲۵۵-۲۳۵.
- یارمحمدی. ع.، ۱۳۹۴، رخساره‌های کانسنگ سولفیدی، ماهیت و منشأ سیالات کانه‌دار و الگوی تشکیل ذخایر روی-سرب با سنگ درونگیر آواری-کربناته در بخش بالایی کرتاسه زیرین، منطقه معدنی شمال تیران (شمال غرب اصفهان). رساله دکتری زمین‌شناسی اقتصادی، دانشگاه تربیت مدرس تهران، ۳۹۰ صفحه.
- Bischoff. J.L., Rosenbauer. R.J., 1985, An empirical equation of state for hydrothermal seawater (3.2 percent NaCl). American Journal of Science, vol: 285, p: 725-763.
- Bouabdellah. M., Sangster. D.F., Leach. D.L., Brown. A.C., Johnson. C.A., Emsbo. P., 2012, Genesis of the touissit-bou beker Mississippi valley-type district (Morocco-Algeria) and its relationship to the Africa-Europe collision. Economic Geology, vol: 107, p: 117-146.
- Boveiri Konari. M., Rastad. E., Peter. J.M., 2017, A sub-seafloor hydrothermal syn-sedimentary to early diagenetic origin for the Gushfil Zn-Pb-(Ag-Ba) deposit, south Esfahan, Iran. N. Jb. Miner. Abh. (J. Min. Geochem.), vol: 194(1), p: 61-90.
- Cooke. D.R., Bull. S.W., Large. R.R., McGoldrick. P.J., 2000, The importance of oxidized brines for the formation of Australian Proterozoic stratiform sediment-hosted Pb-Zn (Sedex) deposits. Economic Geology, vol: 95, p: 1-18.
- Davies. G.R., Smith Jr. L.B., 2006, Structurally controlled hydrothermal dolomite reservoir facies: An overview. AAPG bulletin, vol: 90, p: 1641-1690.
- Gadd. M., Layton-Matthews. D., Peter, J., Paradis. S., 2015, In situ trace element and sulphur isotope analyses of pyrite constrain timing of mineralization and sources of sulphur in the Howard's Pass SEDEX Zn-Pb District, Yukon. Targeted geoscience initiative, vol: 4, p: 58-74.
- Gadd. M.G., Layton-Matthews. D., Peter. J.M., Paradis. S.J., 2016, The world-class Howard's Pass SEDEX Zn-Pb district, Selwyn Basin, Yukon. Part I: trace element compositions of pyrite record input of hydrothermal, diagenetic, and metamorphic fluids to mineralization. Mineralium Deposita, vol: 51, p: 319-342.
- Ghazban. F., McNutt. R.H., Schwarczm H.P., 1994, Genesis of sediment-hosted Zn-Pb-Ba deposits in the Irankuh district, Esfahan area, west-central Iran. Economic Geology, vol: 89, p: 1262-1278.
- Goodfellow. W., Lydon. J., 2007a, Sedimentary exhalative (SEDEX) deposits. Mineral deposits of Canada: A synthesis of major deposit types, district metallogeny, the evolution of geological provinces, and exploration methods: Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division, Special Publication, p: 163-183.

- Goodfellow. W.D., Lydon. J.W., 2007b, Sedimentary exhalative (SEDEX) deposits. In: Goodfellow. W.D., (ed.) Mineral deposits of Canada: a synthesis of major deposit types, district metallogeny, the evolution of geological provinces, and exploration methods. Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division, p: 163–183.
- Goodfellow. W.D., Lydon. J.W., Turner. R.J.W., 1993, Geology and genesis of stratiform sediment-hosted (SEDEX) Zn-Pb-Ag sulphide deposits. In: Kirkham. R.V., Sinclair. W.D., Thorpe. R.I., Duke. J.M., (eds.), Mineral Deposit Modeling. Geological Association of Canada, Special Paper 40, p: 201-251.
- Grandia. F., Cardellach. E., Canals. À., Banks. D.A., 2003, Geochemistry of the fluids related to epigenetic carbonate-hosted Zn-Pb deposits in the Maestrat Basin, Eastern Spain: fluid inclusion and isotope (Cl, C, O, S, Sr) evidence. *Economic Geology*, vol: 98, p: 933-954.
- Gromet. L.P., Haskin. L.A., Korotev. R.L., Dymek. R.F., 1984, The “North American shale composite”: its compilation, major and trace element characteristics. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, vol: 48, p: 2469-2482.
- Hanor, J.S., 1979, The sedimentary genesis of hydrothermal fluids. In: Barnes, H.L. (ed.), *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*: New York. Wiley Interscience, p. 137-142.
- Hitzman. M., Redmond. P., Beaty. D., 2002, The Carbonate-Hosted Lisheen Zn-Pb-Ag Deposit, County Tipperary, Ireland. *Economic Geology*, vol: 97, p: 1627-1655.
- Hosseini-Dinani. H., Aftabi. A., 2016, Vertical lithogeochemical halos and zoning vectors at Goushfil Zn–Pb deposit, Irankuh district, southwestern Isfahan, Iran: Implications for concealed ore exploration and genetic models. *Ore Geology Reviews*, vol: 72, p: 1004-1021.
- Jehlicka. J., 2001, Sedimentary Geochemistry. *Geophysics and Geochemistry* 3.
- Kamona, A., Friedrich. G., 2007, Geology, mineralogy and stable isotope geochemistry of the Kabwe carbonate-hosted Pb–Zn deposit, Central Zambia. *Ore Geology Reviews*, vol: 30, p: 217-243.
- Kelley. K., Leach. D., Johnson. C., Clark. J., Fayek. M., Slack. J., Anderson. V., Ayuso. R., Ridley. W., 2004b, Textural, compositional, and sulfur isotope variations of sulfide minerals in the Red Dog Zn-Pb-Ag deposits, Brooks Range, Alaska: implications for ore formation. *Economic Geology*, vol: 99, p: 1509-1532.
- Kelley. K.D., Dumoulin. J.A., Jennings. S., 2004a, The Anarraaq Zn-Pb-Ag and Barite Deposit, Northern Alaska: Evidence for Replacement of Carbonate by Barite and Sulfides. *Economic Geology*, vol: 99, p: 1577–1591.
- Kerr. N., 2013, Geology of the Stonepark Zn-Pb prospects, County Limerick, Ireland. M.Sc. thesis, University of Colorado, 131p.
- Large. R.R., Bull. S.W., Cooke. D.R., McGoldrick. P.J., 1998, A genetic model for the HYC Deposit, Australia; based on regional sedimentology, geochemistry, and sulfide-sediment relationships. *Economic Geology*, vol: 93, p: 1345-1368.
- Leach. D.L., Bradley. D.C., Huston. D., Pisarevsky. S.A., Taylor. R.D., Gardoll. S.J., 2010, Sediment-hosted lead-zinc deposits in Earth history. *Economic Geology*, vol: 105, p: 593–625.
- Leach. D.L., Sangster. D.F., 1993, Mississippi Valley-type lead-zinc deposits. In: Kirkham, R.V., et al. (eds.), *Mineral Deposit Modeling*. Geological Association of Canada, vol: 40, p: 289-314.
- Leach. D.L., Sangster. D.F., Kelley. K.D., Large. R.R., Garven. G., Allen. C.R., Gutzmer. J., Walters. S., 2005, Sedimenthosted lead-zinc deposits: A global perspective. *Economic Geology*, 100<sup>th</sup> anniversary volume, p: 561–607.
- Machel. H., 1979, Fazies und Diagenese der devonischen Riffkarbonate der Bohrung Romberg (Briloner Riff): Unpub. Diplomarbeit, Technische Universitat Braunschweig.
- Magnall. J.M., 2015, Sediment-Hosted Pb-Zn-Ba Mineralisation at Macmillan Pass, Yukon (Canada) –Hydrothermal Fluid Chemistry and Mineralising Processes. Ph.D. thesis, University of Alberta, 344 p.
- Mohajjel. M., Fergusson, C.L., 2014, Jurassic to Cenozoic tectonics of the Zagros Orogen in northwestern Iran. *International Geology Review*, vol: 56(3), p: 263-287.
- 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, University of Heidelberg, 300 p.
- Montanez. I.P., 1994, Late diagenetic dolomitization of Lower Ordovician Upper Knox carbonates: A record of the hydrodynamic evolution of the southern Appalachian Basin. *AAPG. Bull*, vol: 78 (8), p: 1210-1239.
- Nath. B.N., Bau. M., Rao. B.R., Rao. C.M., 1997, Trace and rare earth elemental variation in Arabian Sea sediments through a transect across the oxygen minimum zone. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, vol: 61, p: 2375-2388.
- Nelson. J., 1997, The quiet counter-revolution: Structural control of syngenetic deposits. *Geoscience Canada* 24.
- Pfaff. K., Hildebrandt. L.H., Leach. D.L., Jacob. D.E., Markl. G., 2010, Formation of the Wiesloch Mississippi Valley-type Zn-Pb-Ag deposit in the extensional setting of the Upper Rhinegraben, SW Germany. *Mineralium Deposita*, vol: 45, p: 647-666.
- Pierson. B.J., 1981, The control of cathodoluminescence in dolomite by iron and manganese. *Sedimentology*, vol: 28, p: 601-610.

- Pollack. G.D., 2008, Timing and characterization of the change in the redox state of uranium in Precambrian surface environments: A proxy for the oxidation state of the atmosphere.
- Qing. H., Mountjoy. E.W., 1994, Rare earth element geochemistry of dolomites in the Middle Devonian Presqu'ile barrier, Western Canada Sedimentary Basin: implications for fluid-rock ratios during dolomitization. *Sedimentology*, vol: 41, p: 787-804.
- Rajabi. A., Rastad. E., Canet. C., 2012b, Metallogeny of Cretaceous carbonate-hosted Zn–Pb deposits of Iran: geotectonic setting and data integration for future mineral exploration. *International Geology Review*, vol: 54(14), vol: 1649–1672.
- Rastad. E., 1981, Geological, Mineralogical and ore facies investigation on the Lower Cretaceous Stratabound Zn–Pb (Ba–Cu) Deposits of the Irankuh Mountain Range Isfahan–West Central Iran. Ph.D. Thesis, Ruprecht–Karl–University, Heidelberg, 334 p.
- Richter. D.K., Zinkernagel. U., 1981, Zur Anwendung der Kathodolumineszenz in der Karbonatpetrographie. *Geologische Rundschau*, vol: 70, p: 1276-1302.
- Sangster. D.F., 2002, The role of dense brines in the formation of vent-distal sedimentary exhalative (SEDEX) lead-zinc deposits: field and laboratory evidence. *Mineralium Deposita*, vol: 37, p: 149–157.
- Spangenberg. J.E., Herlec. U., 2006, Hydrocarbon biomarkers in the Topla-Mežica zinc-lead deposits, northern Karavanke/Drau Range, Slovenia: Paleoenvironment at the site of ore formation. *Economic Geology*, vol: 101, p: 997-1021.
- Ströbele, F., Hildebrandt, L.H., Baumann, A., Pernicka, E. and Markl, G. (2015) Pb isotope data of Roman and medieval objects from Wiesloch near Heidelberg, Germany. *Archaeological and Anthropological Sciences*, vol: 7, p: 465-472.
- Sun. S.S., McDonough. W.S., 1989, Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *Geological Society, London, Special Publications* 42, p: 313-345.
- Tribovillard. N., Algeo. T.J., Lyons. T., Riboulleau. A., 2006, Trace metals as paleoredox and paleoproductivity proxies: An update. *Chemical Geology*, vol: 232, p: 12–32.
- Velasco. F., Herrero. J.M., Yusta. I., Alonso. J.A., Seebold. I., Leach. D., 2003, Geology and geochemistry of the Reocin zinc-lead deposit, Basque-Cantabrian Basin, Northern Spain. *Economic Geology*, vol: 98, p: 1371-1396.
- Wilkinson. J., Eyre. S., Boyce. A., 2005, Ore-forming processes in Irish-type carbonate-hosted Zn-Pb deposits: Evidence from mineralogy, chemistry, and isotopic composition of sulfides at the Lisheen mine. *Economic Geology*, vol: 100, p: 63-86.
- Wilkinson. J.J., 2003, On diagenesis, dolomitisation and mineralization in the Irish Zn-Pb orefield. *Mineralium Deposita*, vol: 38, p: 968–983.
- Wilkinson. J.J., 2014, Sediment-hosted zinc-lead mineralization: processes and perspectives. *Treatise on Geochemistry* 2<sup>nd</sup> edition, p: 219-249.
- Wilkinson. J.J., Crowther. H.L., Coles. B.J., 2011, Chemical mass transfer during hydrothermal alteration of carbonates: Controls of seafloor subsidence, sedimentation and Zn–Pb mineralization in the Irish Carboniferous. *Chemical Geology*, vol: 289, p: 55–75.
- Wingal. P.B., Twitchett. R.J., 1996, Oceanic anoxia and the end Permian mass extinction. *Science*, vol: 272, p: 1155-1158.