



افق‌های کانه‌دار، رخساره‌های کانسنگ، کانی‌شناسی، ژئوشیمی و الگوی تشکیل کانسار سولفید توده‌ای آتشفشان‌زاد (VMS) باریت-سرب-مس ورنندان، جنوب غرب قمصر

فایق هاشمی*، فردین موسیوند و مهدی رضائی کهخائی

گروه پترولوژی و زمین‌شناسی اقتصادی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود، شاهرود، ایران

دریافت مقاله: ۱۳۹۳/۱۲/۲۷، پذیرش: ۱۳۹۵/۰۳/۱۸

چکیده

کانسار باریت-سرب-مس ورنندان در جنوب غرب قمصر و در کمان ماگمایی ارومیه-دختر واقع شده است. توالی میزبان کانسار از پایین به بالا شامل سه واحد: ۱- واحد توف سیلیسی خاکستری تا سبز، توف برش، توف بلوری و آندزیت، ۲- واحد آهک نومولیتی سفید تا خاکستری رنگ، توف آهکی، شیل و مارن و ۳- واحد توف برش و لیتیک توف بلوری است. کانه‌زایی در کانسار ورنندان به صورت چهار زیرافق کانه‌دار و در واحد ۱ رخ داده است. پنج رخساره متمایز شده در این کانسار شامل: ۱- رگه-رگه‌چهای، ۲- مجموعه‌های برشی دهانه‌ای، ۳- توده‌ای، ۴- لایه‌ای-نواری (تناوب نوارهای غنی از باریت و غنی از گالن) و ۵- ژاسپر سرخ رنگ هماتیت‌دار و رسوبات گرمایی-برون‌دمی آهن و منگنزدار و سولفیدی هستند. بافت ماده معدنی اغلب شامل توده‌ای، نیمه توده‌ای، نواری، لامینه، رگه-رگه‌چهای و دانه پراکنده است. کانی‌های اولیه اصلی در ماده معدنی به ترتیب شامل باریت، گالن، کالکوپیریت، پیریت، اسفالریت، تتراهدريت، مگنتیت، پیرولوزیت و بورنیت و کانی‌های ثانویه شامل مس طبیعی، کوپریت، کولیت، دیژنیت، گوتیت، مالاکیت و هماتیت هستند. کانی‌های باطله اغلب شامل کلریت، سرسیت، کوارتز و کلسیت هستند. دگرسانی عمده در سنگ دیواره از نوع کلریتی و کوارتز-سرسیتی است. در کانسار ورنندان برای تعیین نوع کانسنگ، نسبت مقدار Cu/Zn به صورت میانگین برای کانسنگ باریتی سولفیدی در زیرافق اول، دوم و سوم به ترتیب برابر ۱/۸۰، ۰/۱۲، ۱۱/۰۸ است که در زیرافق‌های اول و سوم در محدوده کانسنگ زرد و در زیرافق دوم در محدوده کانسنگ سیاه واقع می‌شوند. بر اساس بررسی‌های انجام شده، به نظر می‌رسد کانسار ورنندان در اثر فعالیت‌های آتشفشانی-برون‌دمی زیردریایی در یک حوضه کشتی درون کمانی به صورت سولفید توده‌ای آتشفشان‌زاد^۱ نوع کروکو^۱ نهشته شده است.

واژه‌های کلیدی: باریت-سرب-مس، سولفید توده‌ای آتشفشان‌زاد، کروکو، ورنندان، ژئوشیمی، کانی‌شناسی، قمصر

مقدمه

نفوذی ارومیه-دختر (شکل ۱- A)، در ۱۵ کیلومتری جنوب غرب قمصر و ۷ کیلومتری جنوب غرب روستای قزآن واقع شده است (شکل ۱- B). با توجه به این که باریت (سولفات

کانسار باریت-سرب-مس ورنندان از دیدگاه زمین‌شناسی ساختاری ایران (Aghanabati, 2004) در پهنه آتشفشانی-

1. Volcanogenic massive sulphide (VMS)
2. Kuroko-type

انجام نشده است). بررسی‌های کانی‌شناسی میکروسکوپی بر روی تعداد ۳۳ مقطع نازک و نازک صیقلی در آزمایشگاه تحقیقات زمین‌شناسی اقتصادی دانشگاه شاهرود انجام شد. برای بررسی‌های ژئوشیمیایی زیرافق‌های کانه‌دار کانسار ورنندان، تعداد ۱۷ نمونه به صورت سیستماتیک از داخل تونل‌ها و لایه‌های باریتی، کمر پایین و کمر بالای ماده معدنی و رخساره‌های مختلف هر زیرافق برای اندازه‌گیری عناصر اصلی و کمیاب برداشت شد و با حمایت مالی سازمان توسعه معادن و صنایع معدنی ایران^۱ به روش‌های ICP-AES و XRF در شرکت فرآوری و تجزیه نمونه‌های معدنی آنالیز شد.

زمین‌شناسی

از جمله قدیمی‌ترین واحدهای سنگی رخنمون‌دار در منطقه، ماسه‌سنگ و شیل سازند شمشک (ژوراسیک) و شیل و آهک‌های کرتاسه هستند (شکل ۲) که بر روی آنها به صورت دگرشیبی واحدهای سنگی پالئوژن گسترش دارند (شکل ۲). بخش‌های سنگی پالئوژن در محدوده مورد بررسی برحسب جایگاه چینه‌شناسی و تغییرات ترکیب سنگ‌شناسی از پایین به بالا به چهار بخش E_5^L ، E_6^V ، O_1 و OM_q تقسیم می‌شوند (شکل ۲ و شکل ۳-۱). بخش E_5^L شامل توف سیلیسی خاکستری و سبز رنگ، توف برش، شیل، آهک، مارن و سنگ‌های آذرآواری است. این بخش میزبان کانسار ورنندان است و در توالی کانسار به صورت چند واحد نمایان است (شکل ۳-۱). بخش E_6^V شامل آذرآواری‌ها و گدازه‌های آندزیت-بازالت، ریولیت با ترکیب و بافت متفاوت همراه با سنگ‌های آتشفشانی-رسوبی نومولیت‌دار و آهک است. بخش O_1 (سازند قرمز زیرین) شامل کنگلومرای قرمز، مارن گچ مانند، ماسه‌سنگ و گاهی به صورت خیلی کم سنگ‌های ولکانیکی و بخش OM_q (سازند قم) از شیل خاکستری تیره، مارن سبز، ماسه‌سنگ و سنگ آهک تشکیل شده است. با توجه به این که کانسارهای ورنندان و دره‌امروود در بخش E_5^L و کانسار دره (درین) در بخش E_6^V شکل

باریم) در صنعت نفت و گاز به عنوان سنگین کننده گل حفاری استفاده می‌شود و کاربردهای فراوان دیگری نیز در صنعت کشور دارد؛ لذا کشف و استخراج ذخایر جدید باریت ضروری است. از این رو بررسی ذخایر باریت-فلزات پایه در جنوب کاشان مثل کانسار ورنندان می‌تواند موجب ارائه کلیدی اکتشافی و کشف ذخایر جدید شود که این امر از اهداف اصلی این پژوهش است. قابل ذکر است کانسار ورنندان علاوه بر باریت از لحاظ فلزات پایه نیز می‌تواند قابل توجه باشد. بررسی‌های انجام شده بر روی برخی از کانسارهای باریت در پهنه ارومیه-دختر و در ناحیه قم-کاشان-دلیجان مثل کانسار باریت دره (درین) کاشان و کانسار تپه سرخ بیجگان دلیجان نشان داده است که نوع کانه‌زایی در این کانسارها، سولفید توده‌ای آتشفشان‌زاد نوع کروکو است (Nazari, 1994; Khalajmaasomi et al., 2010). هرچند که محققان قبلی این‌زادی، فرخ‌پی و همکاران (Izadi, 1996; Farokhpey et al., 2010) کانسار ورنندان (قرآن) را از نوع اپی‌ترمال دانسته‌اند؛ بر اساس بررسی‌های دقیق‌تر انجام شده در این پژوهش، کانه‌زایی از نوع دیگری است. در این پژوهش رخساره‌های کانسنگ، کانی‌شناسی، ژئوشیمی و الگوی تشکیل کانسار باریت-سرب-مس ورنندان، در پهنه ماگمایی ارومیه-دختر مورد بررسی قرار می‌گیرد. همچنین، در مورد شباهت‌ها و تفاوت‌های کانسار ورنندان با کانسارهای جهان و ایران بحث خواهد شد.

روش مطالعه

بررسی‌های صحرائی زمین‌شناسی ناحیه‌ای و محدوده معدنی، بر روی افق‌های اصلی در ناحیه و زیرافق‌ها در کانسار ورنندان در تابستان ۱۳۹۲ صورت گرفت و به صورت سیستماتیک از داخل تونل‌ها و لایه‌ها نمونه‌برداری شد (در کانسار ورنندان ۴ تونل در امتداد ۴ زیرافق کانه‌دار به صورت کارهای شدادی قدیمی وجود دارد و هم اکنون کانسار همانند کانسار باریت دره (درین) غیرفعال است و هیچ گونه گمانه اکتشافی و حفاری در آن

آتشفشانی (ائوسن - الیگوسن)، ۲- دسته آتشفشانی - رسوبی (الیگوسن - میوسن) و ۳- دسته رسوبی (الیگوسن - میوسن) است (Nazari, 1994). دسته های ۲ و ۳ آن هم ارز سازند قم هستند. جایگاه کانسارهای مورد بررسی در نقشه زمین‌شناسی منطقه نشان داده شده است (شکل ۲) و توالی چینه‌شناسی آن رسم شده است (شکل ۳-۱).

کانه‌زایی

قسمت اعظم ذخایر و اندیس‌های فلزی موجود در منطقه مورد بررسی در جنوب کاشان از نوع اسکارن بوده و در مجاورت توده‌های نفوذی تشکیل شده‌اند. این اسکارن‌ها اغلب از نوع آهن‌دار هستند. از جمله این کانی‌زایی‌های شناخته‌شده، می‌توان به کانسار اسکارنی آهن و رتاوه (Vakili noshabadi, 2014) اشاره کرد. از جمله ذخایر کشف‌شده غیر مرتبط با توده‌های نفوذی منطقه که در ناحیه جنوب کاشان و شمال غرب دلیجان رخ داده‌اند، می‌توان کانسار باریت دره (Nazari, 1994) و کانسار باریت تپه‌سرخ (Khalajmaasomi et al., 2010) را نام برد. کانسار باریت تپه‌سرخ در شمال غرب دلیجان است که از لحاظ سنگ میزبان در واحدهای آتشفشانی - رسوبی ائوسن (شبه به کانسار ورن‌دان و دره‌امروود) رخ داده است؛ لذا، از لحاظ جایگاه افق‌های کانه‌دار با کانسارهای جنوب کاشان قابل مقایسه هستند. در این پژوهش جایگاه کانسارهای مورد بررسی غیر مرتبط با توده نفوذی منطقه از جمله کانه‌زایی باریت - فلزات پایه مشخص می‌شود و کانسار ورن‌دان به صورت خاص در ادامه مورد بررسی قرار می‌گیرد. در مجموع کانه‌زایی باریت - فلزات پایه در جنوب کاشان و شمال شرق دلیجان در دو بخش چینه‌شناسی شامل E_5^t و E_6^v و به صورت چهار افق شامل کانسارهای ۱- ورن‌دان، ۲- دره‌امروود، ۳- تپه‌سرخ و ۴- دره یا درین رخ داده‌است. جزئیات هر یک از این بخش‌ها و کانسارهای دربرگیرنده عبارتند از:

بخش چینه‌شناسی اول (E_5^t): سنگ‌های میزبان آن شامل

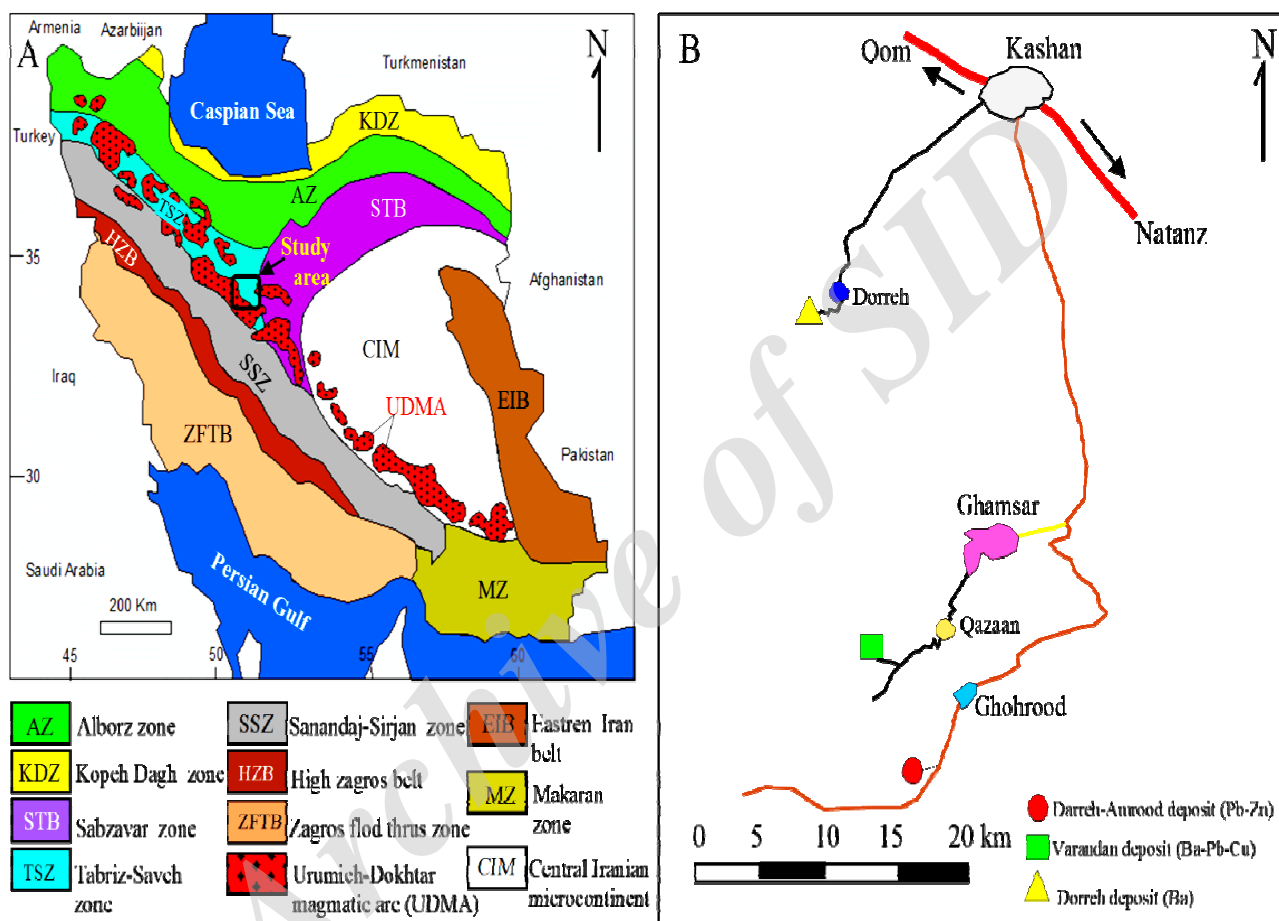
گرفته‌اند؛ بنابراین، جزئیات واحدهای هر بخش در محدوده کانسار از قدیم به جدید معرفی می‌شوند. بخش‌های E_5^t و E_6^v از پایین به بالا به چهار واحد قابل تقسیم‌بندی هستند (شکل ۳-۱) که واحد ۱: توف سیلیسی خاکستری و سبز رنگ، توف برشی و آندزیت، واحد ۲: آهک نومولیت و مرجان‌دار سفید و خاکستری رنگ، توف آهکی، مارن و شیل، واحد ۳: توف برش و کریستال لیتیک توف و واحد ۴: آذرآواری‌ها و گدازه‌های آندزیت - بازالت، ریولیت با ترکیب و بافت متفاوت همراه با سنگ‌های آتشفشانی - رسوبی نومولیت‌دار و آهک است. بر اساس بررسی‌های انجام‌شده، منطقه ورن‌دان شامل یک تاقدیس و ناودیس است که دارای روند محوری (NE-SW) است (شکل ۴). توالی آتشفشانی - رسوبی تشکیل‌دهنده این تاقدیس (بخش E_5^t) ماهیت بایمدال داشته و دارای سن ائوسن میانی است (Radfar et al., 1993). نقشه زمین‌شناسی و توالی محدوده معدنی در ناحیه ورن‌دان با تلفیق واحدهای سنگ‌شناسی (شکل ۲ و شکل ۳-۱) نشان داد توالی میزبان کانسار شامل سه واحد (۱، ۲ و ۳) است (شکل ۳-۱ و B و شکل ۴). کانه‌زایی در این کانسار به صورت ۴ زیرافق کانه‌دار در واحد ۱ رخ داده است (شکل ۳-۱). قابل یادآوری است که توده گرانیسی - گرانودیوریتی در منطقه ورن‌دان بعداً در این حوضه نفوذ کرده است و فاصله زیادی با کانسار دارد. توالی سنگ‌شناسی در محدوده کانسار سرب دره‌امروود شامل سه واحد است و از پایین به بالا به ترتیب شامل: ۱- توف برش، کریستال لیتیک توف و توف سیلیسی به سن ائوسن میانی - بالایی (معادل واحد ۳ در کانسار ورن‌دان)، ۲- ماسه سنگ قرمز رنگ (O_1) و ۳- آهک - های سازند قم به سن ائوسن الیگوسن - میوسن (OM_q) هستند. توالی این کانسار توسط حرکات کوه‌زایی جوان دچار دگرشکلی شده است و به صورت لایه‌های چین‌خورده و غیر افقی با شیب ۴۰ تا ۴۵ درجه بر روی توده نفوذی منطقه، با روند عمومی شرقی - غربی رخنمون دارند. بخش E_6^v در محل کانسار دره (درین) از پایین به بالا به صورت سه دسته: ۱- دسته

1. Unit¹
2. Unit²

3. Unit³
4. Unit⁴

دره‌امروود در واحد ۳ و افق سوم (OH-3) معادل کانسار تپه سرخ نیز در واحد ۳ قرار دارند که هر سه کانسار در این بخش قرار می‌گیرند (شکل ۳-۱).

توف سیلیسی خاکستری و سبز رنگ، توف برش، شیل، آهک، مارن و سنگ‌های آذرآواری) بوده و به سه واحد قابل تقسیم است که در ابتدا گفته شد. افق کانه‌دار اول (OH-1) یا معادل کانسار ورندان در واحد ۱، افق دوم (OH-2) معادل کانسار



شکل ۱. A: موقعیت منطقه مورد بررسی (جنوب کاشان) در نقشه پهنه‌های زمین‌شناسی ساختاری ایران (Aghanabati, 2004) و B: راه‌های دسترسی به کانسارهای باریت-فلزات پایه در منطقه جنوب کاشان

Fig. 1. A: Location of the studied area (south of Kashan) in the geological and structural map of Iran (Aghanabati, 2004), B: Geographical map showing access roads to the ore deposits in south of Kashan

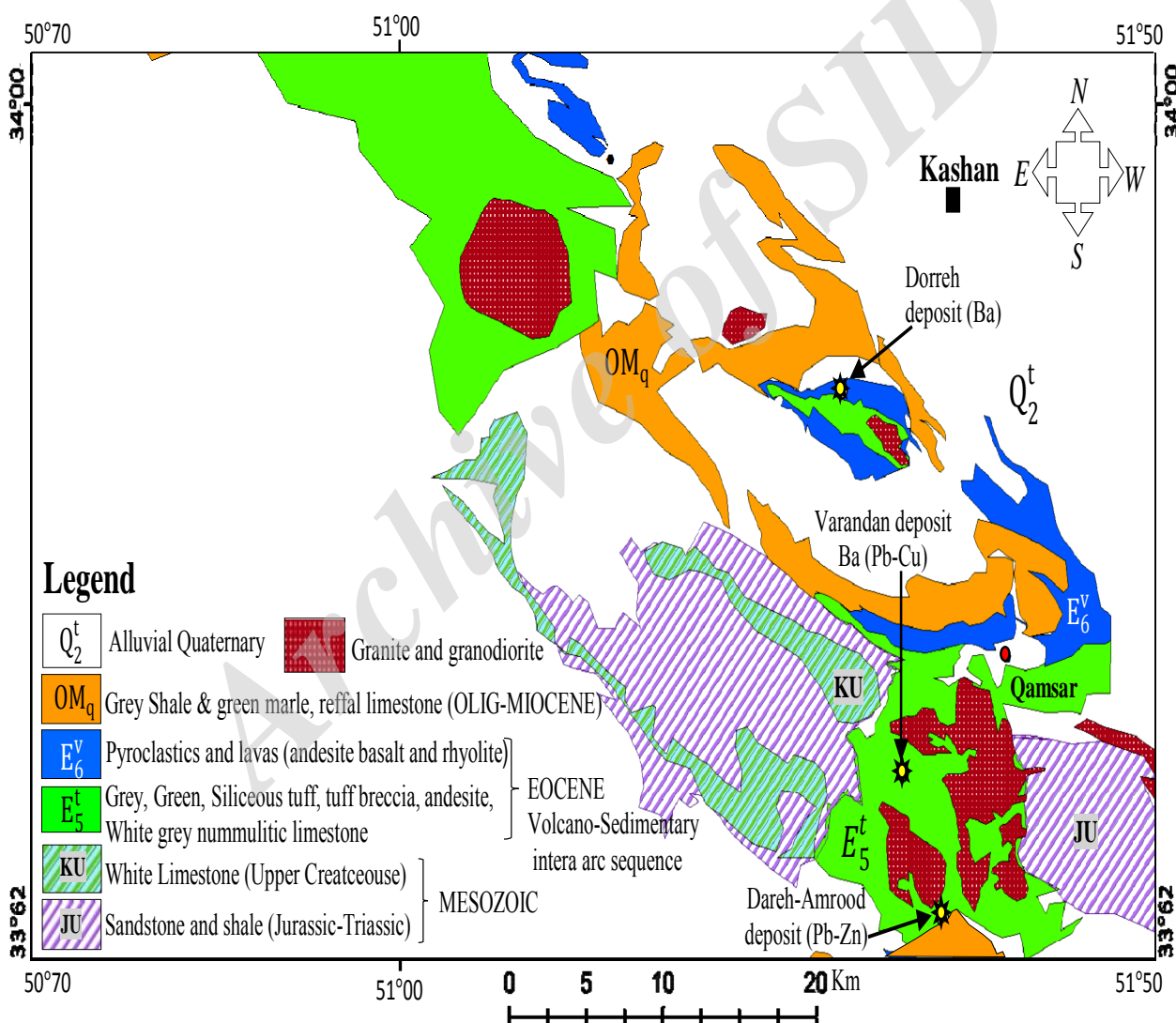
دره (درین) در این واحد قرار دارد (شکل ۳-۱). در ادامه کانسار ورندان از لحاظ کانه‌زایی، کانی‌شناسی، دگرسانی و ژئوشیمی کانسنگ مورد بررسی قرار می‌گیرد:

کانه‌زایی در کانسار ورندان در بخش اول و در واحد اتوالی میزبان به صورت رخ داده‌های معدنی متعدد در ۴ زیرافق

بخش چینه‌شناسی دوم (E_6^v): سنگ‌های میزبان آن شامل آذرآواری‌ها و گدازه‌های آندزیت-بازالت، ریولیت با ترکیب و بافت متفاوت همراه با سنگ‌های آتشفشانی-رسوبی نومولیت‌دار و آهک بوده است که کل این مجموعه زیر عنوان واحد ۴ معرفی شد و افق کانه‌دار چهارم (OH-4) معادل کانسار

کالکوپیریت در نتیجه تزریق مداوم سیال هیدروترمال و برون‌دمی در محل رخساره لایه‌ای-نواری است و به‌صورت بافت نیمه‌توده‌ای محدود به رخساره لایه‌ای-نواری، توده‌ای، جانیشینی سولفیدها خود را نشان داده است. این پدیده که نتیجه واکنش سیال کانه‌دار با سولفیدهای قبلی و سنگ درون‌گیر است (Inverno et al., 2008).

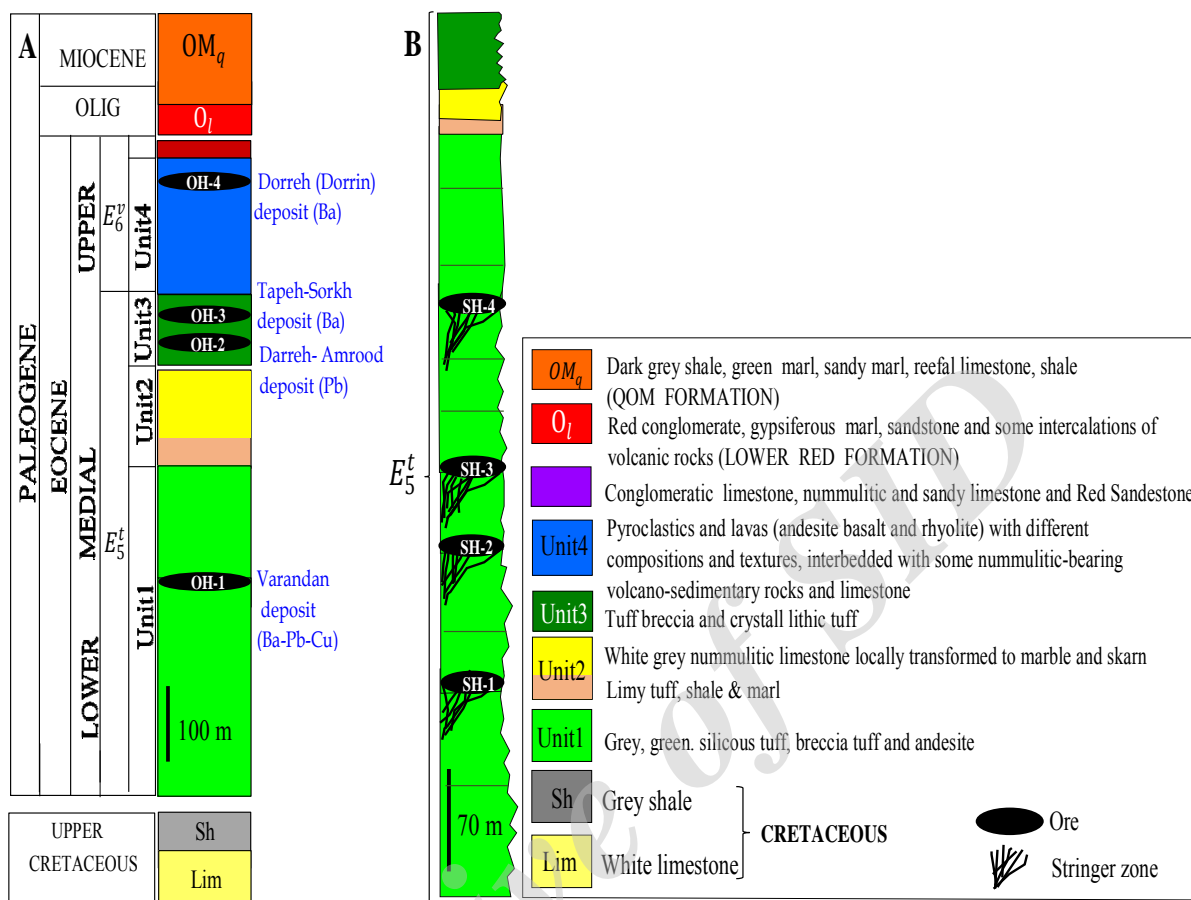
معدنی (SH-1, 2, 3, 4) رخ داده است (شکل ۳-ب). سه زیرافق در یال جنوب‌شرقی و زیرافق چهارم در یال دیگر تاقدیس و در توالی بالاتر از زیرافق ۳ قرار دارد که به‌صورت همخوان و هم‌روند با سنگ‌های میزبان قرار دارند (شکل ۴). قابل ذکر است که در زیرافق اول و سوم کانسار ورنندان فرآیند پالایش پهنه‌ای رخ داده است. این فرآیند جانیشینی کانی‌های دما پایین پیریت‌های نسل اول و اسفالریت توسط کانی دما بالا یعنی



شکل ۲. موقعیت کانسار ورنندان و سایر کانسارهای مربوطه در نقشه زمین‌شناسی مقیاس ۱/۲۵۰۰۰۰ کاشان و آران و ۱/۱۰۰۰۰۰ کاشان (همراه با تغییرات بر گرفته از عمیدی و همکاران، امامی و رادفر و همکاران (Amidi et al., 1964; Emami, 1996; Radfar et al., 1993))

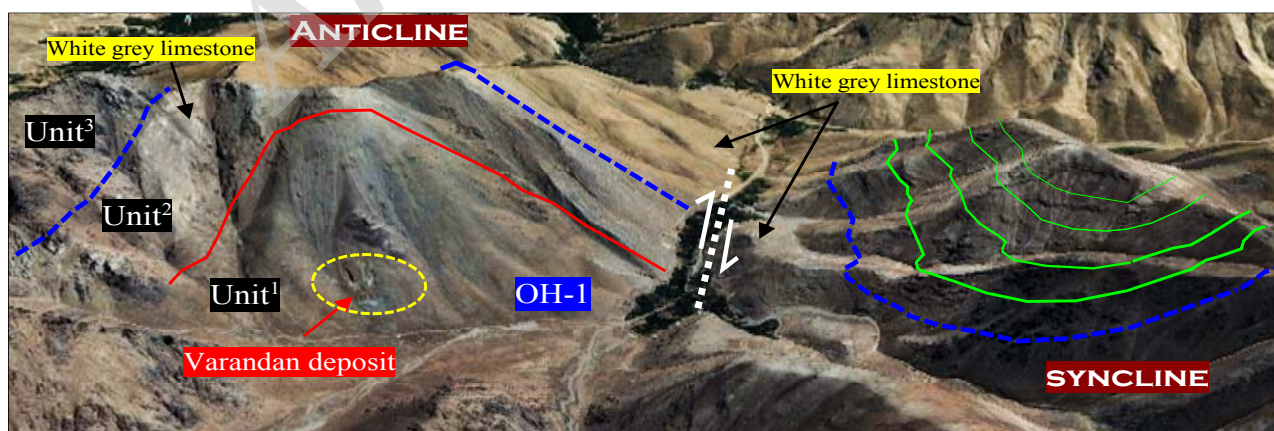
Fig. 2. Location of the Varandan and the other related deposits in the geological maps of Kashan and Aran (scale 1:250,000) and Kashan (scale 1:100,000)(modified after Amidi et al., 1964; Emami, 1996; Radfar et al., 1993)

1. Zone refining



شکل ۳. A: ستون چین‌شناسی عمومی از واحدهای سنگی پالئوژن در منطقه جنوب کاشان و جایگاه افق‌های کانه‌دار (OH-1, 2, 3 and 4) و B: زیرافق‌های کانه‌دار کانسار ورندان (SH-1, 2, 3 and 4)

Fig. 3. A: General stratigraphic column of Paleogene rock units in south of Kashan and the major ore horizons (OH-1, 2, 3 and 4), and B: ore sub-horizons in the Varandan deposit (SH-1, 2, 3 and 4)



شکل ۴. نمایی از موقعیت کانسار ورندان در تاقدیس ورندان و واحدهای میزبان کانه‌زایی، واحدها مطابق شکل ۳ (دید به سمت شمال شرق)

Fig. 4. A view of location of the Varandan deposit in the Varandan anticline and the host volcano-sedimentary units rocks of mineralization, these units based on figure 3. (view to the northeast)

توف سیلیسی و آندزیت کلریتی شده کمر پایین ماده معدنی با ضخامت حدود ۵۰ متر و بالاتر از زیرافق سوم قرار گرفته است. دگرسانی کمر پایین آن بر روی کمر بالایی زیرافق‌های زیرین تأثیر نداشته است. افق باریتی که ضخامت آن به ۰/۵ متر می‌رسد، در اطراف دچار دگرسانی سیلیسی-سرسیتی شده است. کمر بالایی ماده معدنی شامل توف‌های سیلیسی و آندزیت دگرسان نشده است (شکل ۵-D).

رخساره‌های کانستگ در کانسار ورندان

بر اساس بررسی‌های ساخت، بافت و کانی‌شناسی در کانسار ورندان پنج رخساره کانه‌دار در همه زیرافق‌های معدنی تشکیل شده است و از پایین به بالا شامل: ۱- رگه- رگه‌چه‌های باریتی-سیلیسی سولفیدی قطع‌کننده سنگ‌های میزبان کانسار (رخساره رگه- رگه‌چه‌ای^۱) (شکل ۶-A)، ۲- قطعات باریتی و سنگ میزبان در خمیره‌ای از کانی‌های رسی و جانشینی باریت توسط پیریت‌های توده‌ای (مجموعه‌های برشی دهانه‌ای^۲) (شکل ۶-B)، ۳- باریت به صورت توده‌ای همراه با دانه‌های پراکنده سولفیدی (رخساره نیمه توده‌ای و توده‌ای^۳) (شکل ۶-C)، ۴- تناوب لایه‌های سفیدرنگ باریتی با لایه‌های تیره‌رنگ از جنس گالن (رخساره لایه‌ای-نواری^۱) (شکل ۶-D) و ۵- ژاسپر سرخ‌رنگ در بالای بخش لایه‌ای و توده‌ای و قطعات حل‌شده باریتی در خمیره‌ای از اکسیدهای آهن و منگنز (رسوبات گرمابی-برون‌دمی آهن و منگنزدار و سولفیدی^۲) (شکل ۶-E و F). بر اساس بررسی‌های نمونه‌های دستی، میکروسکپی و بررسی‌های صحرایی تشخیص این رخساره‌ها میسر شد. ویژگی‌ها و موقعیت هر یک از این رخساره‌ها در زیرافق‌های کانه‌دار در کانسار ورندان به شرح زیر است:

رخساره رگه- رگه‌چه‌ای و برشی

رخساره رگه- رگه‌چه‌ای و برشی در توف‌های سبز کمرپایین ماده معدنی دیده می‌شود که سنگ‌های میزبان را دچار دگرسانی کلریتی کرده‌اند. این رگه- رگه‌چه‌های سیلیسی سنگ‌های میزبان را در جهات مختلف قطع کرده است، همچنین رگه- رگه‌چه‌ها باعث خوردشدگی و قطعه قطعه شدن سنگ میزبان

در ادامه هر ۴ زیرافق کانسار ورندان مورد بحث و بررسی قرار می‌گیرند و در مورد فرآیند پالایش پهنه‌ای در کانسار نیز توضیحاتی در بخش ژئوشیمی ارائه می‌شود.

زیرافق اول کانسار ورندان (SH-1)

کمر پایین ماده معدنی در زیرافق اول در زیر کانستگ باریتی قرار گرفته است. دارای ضخامت حدود ۴۰ متر است و از توف‌های سیلیسی خاکستری تا سبزرنگ، توف‌برش و آندزیت که به شدت کلریتی شده، تشکیل شده است. ماده معدنی در این زیرافق حدود ۳ متر ضخامت دارد و به صورت لایه‌ای-نواری هم‌روند با سنگ‌های میزبان قرار گرفته است (شکل ۵-A). زیرافق معدنی در اطراف دچار دگرسانی سیلیسی-سرسیتی است، کمر بالایی ماده معدنی شامل حدود ۲۰ متر توف سیلیسی و آندزیت با دگرسانی کلریتی است. این دگرسانی به دلیل تأثیر دگرسانی کمرپایین زیرافق دوم ایجاد شده است.

زیرافق دوم کانسار ورندان (SH-2)

کمرپایین ماده معدنی در زیرافق دوم توف سیلیسی و آندزیت کلریتی شده است و حدود ۲۰ متر ضخامت دارد. کانستگ باریتی به صورت لایه‌ای-نواری از ۲ لایه با ضخامت ۱ و ۱/۵ متر تشکیل شده است. بین این لایه‌ها یک لایه توف کلریتی شده شدیداً دگرسان با ضخامت ۱/۵ متر وجود دارد. کمر بالایی ماده معدنی شامل توف‌های سیلیسی، توف‌برش و آندزیت دگرسان شده است (شکل ۵-B).

زیرافق سوم کانسار ورنندان (SH-3)

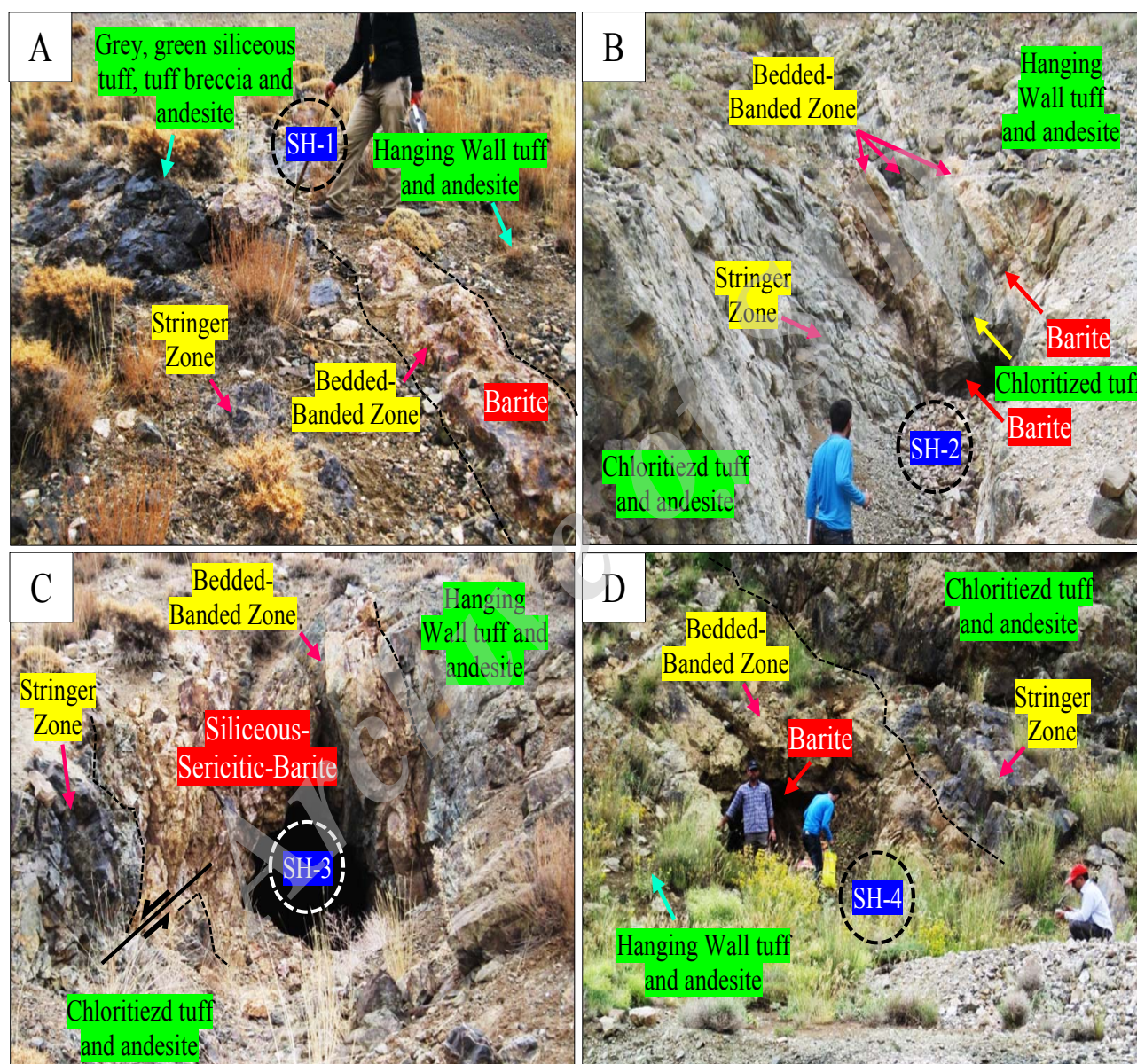
زیرافق سوم کانه‌زایی کانسار ورنندان شامل: توف سیلیسی و آندزیت کلریتی شده در کمر پایین ماده معدنی که ضخامت آن حدود ۲۰ متر است، این زیرافق دارای ضخامت ۳/۵ متر است. بیشترین عیار در این زیرافق مربوط به سیلیس (حدود ۸۵ درصد) است و باریت فقط ۱۰ درصد از این زیرافق را تشکیل می‌دهد. در این زیرافق یک نما با دگرسانی سیلیسی و کمی سرسیتی شده قابل مشاهده است. کمر بالایی ماده معدنی شامل توف‌های سیلیسی و آندزیت دگرسان شده است (شکل ۵-C).

زیرافق چهارم کانسار ورنندان (SH-4)

این زیرافق در یال دیگر تاق‌دیس کانسار ورنندان نمایان است،

باریت و سیلیس و فلزات پایه همراه آنها (سفیدرنگ) فضای بین این قطعات را پر کرده‌اند. شکل دانه‌ها نیمه گرد شده و زاویه‌دار است.

شده‌اند که نمایی برشی ایجاد کرده‌اند (شکل ۶-۱)، در نمونه‌های برداشته شده از بخش دارای دگرسانی کلریتی از این نوع کانسنگ قطعات توف سیلیسی با رنگ سبز خاکستری و



شکل ۵. نمایی از چهار زیرفاق کانه‌دار در کانسار ورندان، A: نمایی از زیرفاق اول (SH-1)، B: زیرفاق دوم (SH-2)، C: زیرفاق سوم (SH-3) و D: زیرفاق چهارم (SH-4). هر کدام از این زیرفاق کانه‌زایی شامل توف‌های سبز خاکستری سیلیسی، آندزیت، توف برشی و کلریتی شده کمربالین (پهنه استرینگر)، کانسنگ باریتی لایه‌ای-نواری و سنگ‌های توفی و آندزیتی کلریتی شده کمربالا هستند.

Fig. 5. A view from four ore sub-horizons in the Varandan deposit. A: First sub-horizon (SH-1), B: second sub-horizon (SH-2), C: third sub-horizon (SH-3), and D: Fourth sub-horizon (SH-4) at the northern limb of the anticline. Each of these sub-horizons consists of gray, green siliceous tuff, brecciated, chloritized tuff and andesite at footwall (stringer zone), bedded- banded barite (ore horizon) and chloritized tuff and andesite at the hanging-wall.

رخساره مجموعه دهانه‌ای

رخساره مجموعه دهانه‌ای در اثر فازهای بعدی سیال کانه‌ساز و بالا آمدن آن سولفیدها از کم‌پایین ماده معدنی و جانشینی آن در رخساره باریتی توده‌ای ایجاد شده است (شکل ۶-B). در این رخساره کانی اصلی جانشین شده در باریت، پیریت‌های توده‌ای در کانسار ورنندان است.

رخساره توده‌ای و نیمه توده‌ای

رخساره کانسنگ توده‌ای از باریت توده‌ای به همراه دانه‌های پراکنده از کانی سولفیدی از جنس گالن تشکیل شده است (شکل ۶-C). کانی‌های تشکیل دهنده این رخساره باریت، گالن، تتراهدريت و اسفالريت است.

رخساره لایه‌ای - نواری

شاخصترین ویژگی بافت و ساختی کانسار ورنندان در رخسار چینه‌سان (کانسنگ لایه‌ای - نواری)، وجود لامینه‌ها و نوارهای سولفیدی موازی لایه‌بندی سنگ میزبان است که سیمایی رسوبی به این رخساره می‌دهد و در لایه‌های باریتی و داخل توف‌های میزبان دیده می‌شود (شکل ۶-D). لامینه‌های موجود در کانسنگ باریتی از تناوب نوارهای سفیدرنگ باریت و نوارهای سیاه‌رنگ از جنس گالن تشکیل شده‌اند، در رخساره کانسنگ لایه‌ای باریتی، ساخت لامینه می‌تواند نمایشگر مراحل مختلف ته‌نشست کانی‌های باریت و گالن از سیالی باشد که به‌طور متناوب شرایط فیزیکی‌شیمیایی آن تغییر کرده و در هر مرحله، کانی خاصی را ته‌نشست داده است. این ساخت می‌تواند بر اثر نفوذ سیال‌های کانه‌دار در مراحل مختلف نیز تشکیل شود که نشان‌دهنده تکوین چند مرحله‌ای کانسار باشد.

رخساره رسوبات گرمابی - برون‌دمی باریتی آهن و منگنز دار

خروجی‌های کانسار ورنندان در همه زیرافق‌ها دو نوع است: نوع اول به‌صورت جاسپرهای سرخ‌رنگ هماتیتی بر روی بخش چینه‌سان (رخساره لایه‌ای - نواری و رخساره توده‌ای) ایجاد شده است (شکل ۶-E) و نوع دوم شامل قطعات باریتی و سیلیسی در

خمیره‌ای از جنس اکسیدهای آهن است که در بخش‌های دور از کانسار تشکیل شده است (شکل ۶-F).

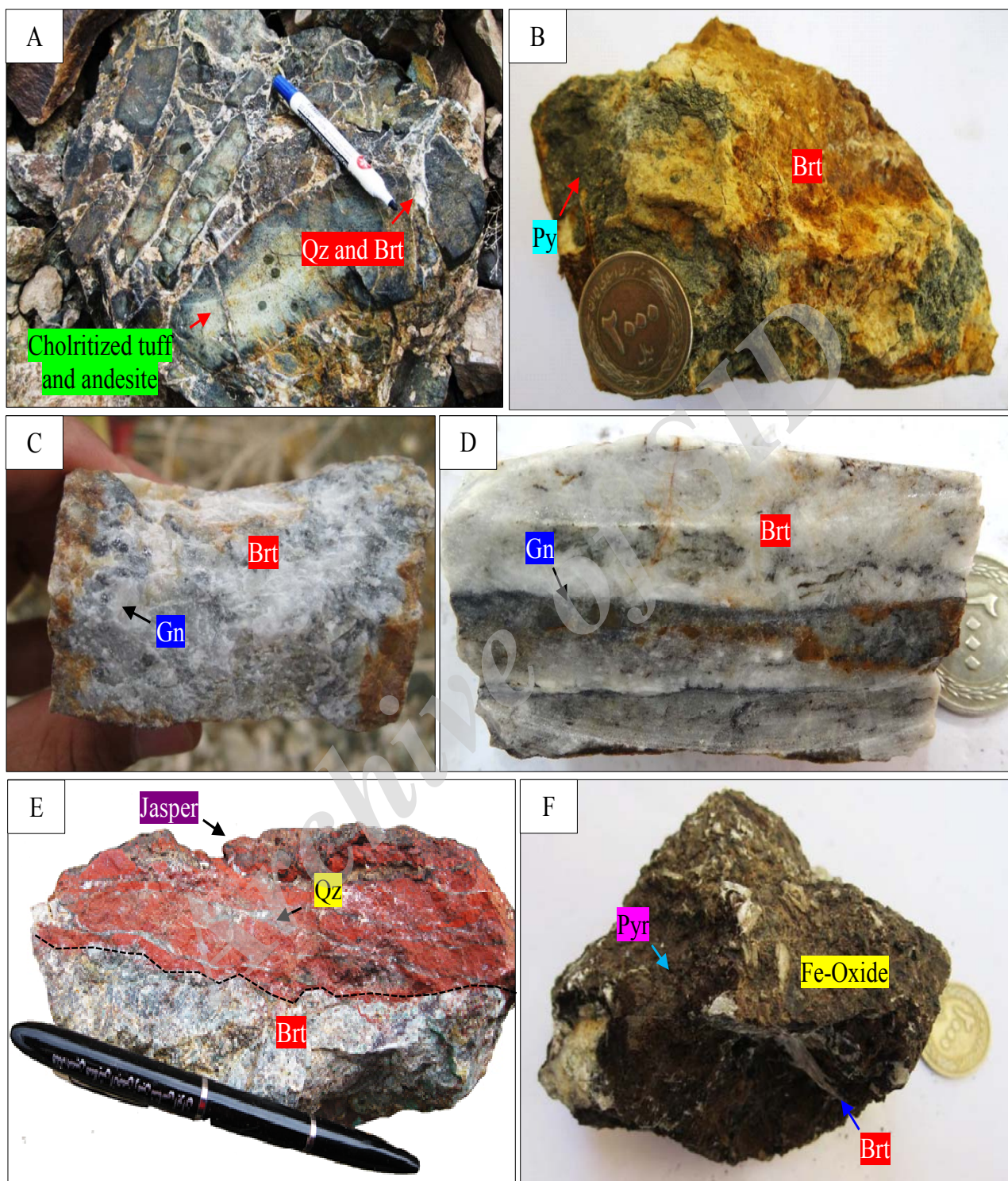
دگرسانی

در کانسار ورنندان کمر بالای زیرافق‌های یک، دو و سه معدنی دچار دگرسانی کلریتی شده‌اند (به دلیل تأثیر رخداد‌های گرمایی آتشفشان‌زاده‌های جدیدتر بر روی قدیمی‌ترها)، اما در کمر بالای زیرافق چهارم آثاری از دگرسانی دیده نمی‌شود. دگرسانی عمده در سنگ‌های درون‌گیر این کانه‌زایی، دگرسانی کلریتی است (شکل ۷-A و B) و به‌صورت توف‌های سیلیسی کلریتی شده با رگه - رگه‌چه‌های باریتی - سیلیسی فراوان در کم‌پایین زیرافق‌های معدنی دیده می‌شوند. دگرسانی سرسیتی - سیلیسی نیز بر سنگ‌های درون‌گیر اثر کرده و در اطراف ماده معدنی وجود دارد (شکل ۷-C).

کانی‌شناسی کانسنگ و توالی پاراژنتیک کانی‌ها

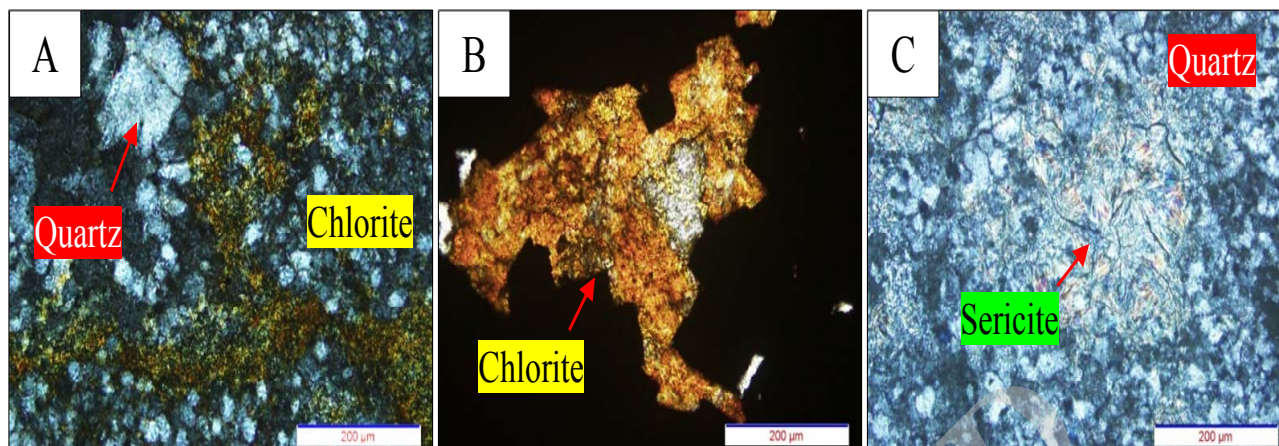
کانی‌های معدنی اصلی کانه‌زایی در کانسار ورنندان شامل: کانی‌های اولیه باریت، گالن، کالکوپیریت، اسفالریت، پیریت، روتیل، تتراهدريت، مگنتیت، براونیت، پیرولوزیت و بورنیت و کانی‌های ثانویه کوپریت، مس طبیعی، کولیت، مالاکیت، گوتیت و هماتیت است. در شکل ۸-A، B، C، D، E و F تعدادی از این کانی‌ها نشان داده شده است. کانی‌های باطله غالباً شامل کلریت، سرسیت، کوارتز و کلسیت هستند. بر اساس مشاهدات صحرایی و میکروسکوپی پاراژنت ماده معدنی برحسب نوع و فراوانی کانی‌ها شامل چند نوع است و کانه‌زایی در جهت قائم و افقی دارای پهنه‌بندی عنصری است. همچنین برای شناسایی دقیق‌تر کانی‌های موجود در کانسنگ تعداد ۶ نمونه به کمک پراش اشعه ایکس^۱ مورد بررسی قرار گرفته است و به شناسایی کانی‌های رسی در کانسار منجر شد. محل نمونه‌برداری و نتایج آن در (جدول ۱) نشان داده شده است. نمودار داده‌های پراش پرتو ایکس مربوط به نمونه شماره (F-Q-V-09) به‌طور مثال آورده شده است (شکل ۹).

1. X-ray diffraction



شکل ۶. رخساره‌های کانهدار در زیرافق‌های معدنی کانسار ورندان، A: رخساره رگه-رگه‌چه‌ای، B: مجموعه‌های دهانه‌ای، C: رخساره توده‌ای، D: رخساره لایه‌ای-نواری، E و F: رسوبات گرمایی-برون‌دمی آهن و منگنزدار. باریت (Brt)، گالن (Gn)، پیریت (Py)، کوارتز (Qz) و پیرولوژیت (Pyr). علائم اختصاری کنی‌ها بر اساس ویتنی و اوانز (Whitney and Evans, 2010)

Fig. 6. Ore-facieses in the Varandan deposit. A: Vein-veinlets (stringer zone), B: Vent complex zone, C: Massive and semi massive, D: Bedded-banded, E and F: Hydrothermal-exhalative Fe-Mn-bearing sediments. (Brt), Galena (Gn), pyrite (Py), quartz (Qz) and pyrolusite (Pyr). Abbreviations after Whitney and Evans (2010)



شکل ۷. انواع دگرسانی‌های موجود در کانسار ورندان، A و B: دگرسانی کلریتی و C: دگرسانی کوارتز-سرسییتی. با بزرگ‌نمایی ۲۰۰ میکرومتر
Fig. 7. Different type of wallrock alterations in the Varandan deposit, A and B: Chloritic alteration, and C: Quartz-Sericitic alteration. Magnification of 200 micrometers

چینه‌سان کانسار رخ داده است و در نهایت به تغییر در فراوانی و روابط همبستگی ژئوشیمیایی عناصر کانه‌ساز در آنها منجر شده است. بر اساس محاسبه ضریب همبستگی بعضی از عناصر مهم در کانسار ورندان به روش پیرسون (جدول‌های ۲ و ۳) بیشترین همبستگی مثبت عناصر در رگه‌های سیلیسی و باریتی (زون استرینگر) و کاهش این همبستگی به طرف بخش چینه‌سان یا لایه‌ای-نواری را نشان می‌دهد (علت این کاهش، آمیختگی نسبت‌های بالای آب دریا با سیال‌های گرمایی است که به کاهش سریع دما و تشکیل طیف وسیعی از کانی‌ها منجر شده است).

در بخش استرینگر کانسار ورندان بیشترین همبستگی مثبت بین نقره با آنتیموان (۰/۹۷)، باریم با استرنسیم (۰/۹۴) و باریم با منگنز (۰/۸۷) و بیشترین همبستگی منفی بین سیلیس با استرنسیم (۰/۸۳-)، سیلیس با باریم (۰/۸۲-) و سیلیس با منگنز (۰/۸۳-) است (جدول ۲). در بخش چینه‌سان، بیشترین همبستگی مثبت بین سیلیسیم و آلومینیم (۱/۰)، سیلیسیم با نقره (۰/۹۹) و استرنسیم با نقره (۰/۹۹) و بیشترین همبستگی منفی بین استرنسیم با باریم (۱/۰۰-)، نقره با باریم (۱/۰۰-)، باریم با سیلیسیم (۰/۹۹-)، باریم با آلومینیم (۰/۹۹-)، نقره با آنتیموان (۰/۸۹-) است (جدول ۳).

در کانسار ورندان، سولفیدها در رخساره‌های سولفیدی رگه-رگه‌چه‌ای و رخساره کانسنگ لایه‌ای-نواری به خوبی بافت‌های اولیه خود را حفظ کرده‌اند؛ لذا، بررسی توالی پاراژنتیک کانه‌ها با بررسی بافت‌های موجود به خوبی قابل انجام است. با بررسی‌های انجام‌شده و مطالعه نسل‌های مختلف سولفیدها و مقایسه فرآیندهای صورت گرفته در کانسار ورنندان با کانسارهای مشابه، نظیر هوکروکو^۱ در ژاپن، باریت دره کاشان توالی پاراژنتیک کانسار ورنندان ارائه شده است. بر اساس بررسی‌های بافتی و کانی‌شناسی، تشکیل کانسار باریت-سرب-مس ورنندان شامل دو مرحله عمده مرحله آتشفشانی-برون‌دمی^۲ و هوازدگی-سوپرژن^۳ است (شکل ۱۰) که این مراحل در قسمت الگوی تشکیل به طور کامل توضیح داده شده‌اند.

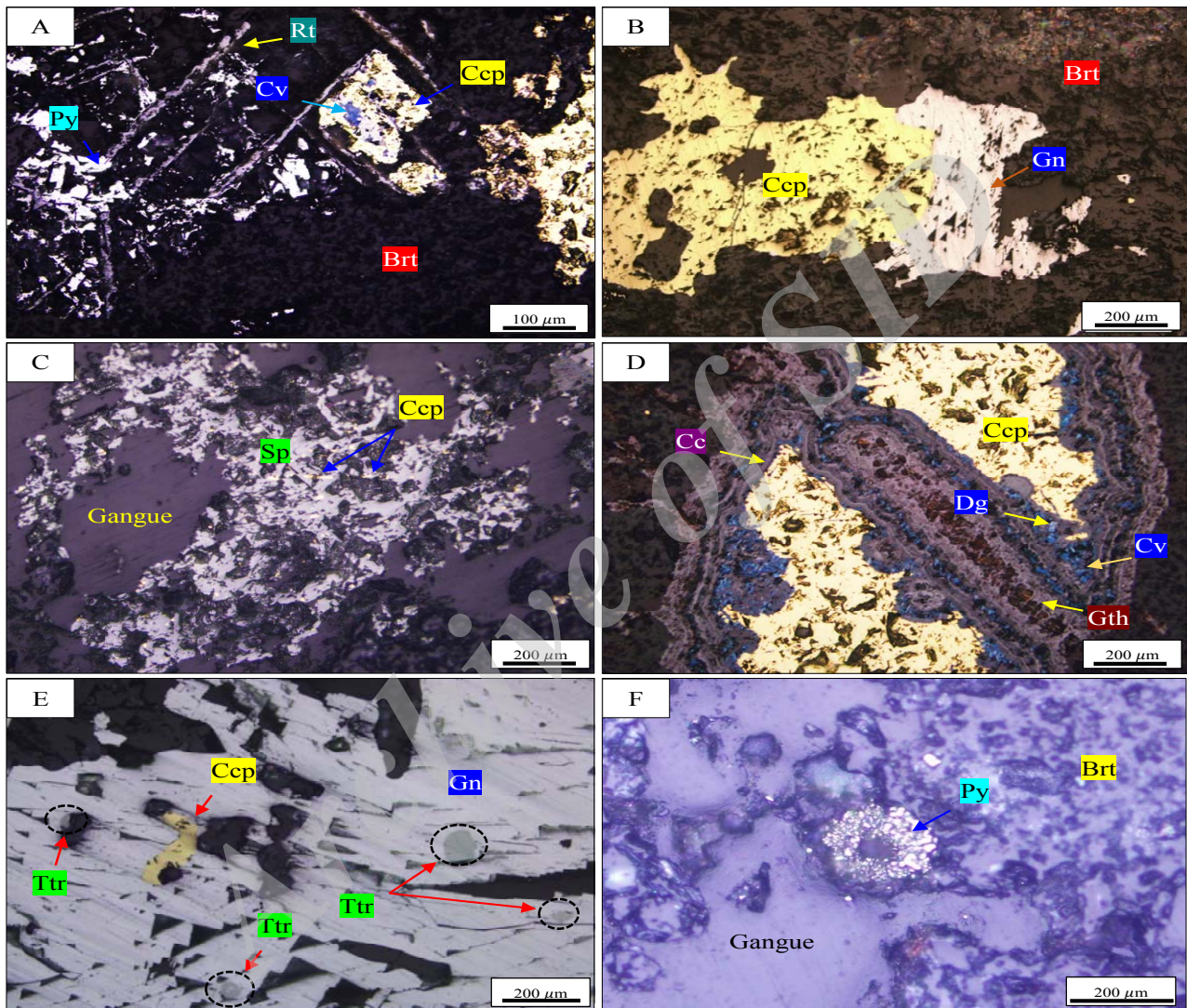
همبستگی عناصر

در کانسار ورنندان با تغییر محیط ته‌نشست سیال در سنگ میزبان شامل توف‌های سبز و خاکستری و آندزیت (تشکیل رگه‌های سیلیسی و باریتی زون استرینگر)، به محیط ته‌نشست بر روی بستر دریا (تشکیل کانسنگ چینه‌سان)، تغییرات قابل توجهی در هم‌یافت کانه‌های تشکیل شده در دو بخش زون استرینگر و

1. Hokroku
 2. Volcanic-Exhalative
 3. Supergene and Weathering

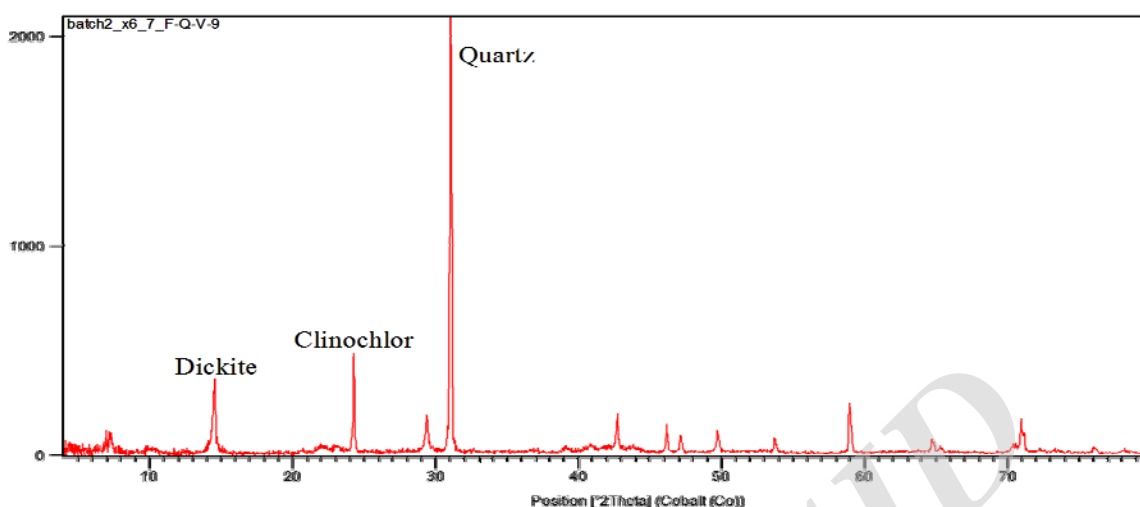
آب دریا، که به رقیق‌شدگی سیال و اکسایش H_2S به سولفات (تشکیل باریت) منجر شده، تشکیل شده‌اند و همبستگی مثبت قابل توجهی را نشان نمی‌دهند (جدول ۳).

شدت همبستگی‌های منفی در بین اغلب عناصر در بخش چینه‌سان نسبت به بخش استرینگر نشان می‌دهد که در بخش چینه‌سان عناصر در اثر فرآیند آمیختگی سیال‌های کانه‌دار با



شکل ۸. A: همراهی دو کانی کالکوپیریت (Ccp) و پیریت (Py) در میان تیغه‌های کانی روتیل (Rt) در زون استرینگر، B: کالکوپیریت (Ccp) که جانشین گالن (Gn) شده است و در زمینه‌ای از باریت (Brt) قرار دارند، C: ادخال‌هایی از کانی کالکوپیریت در اسفالریت (Sp) در کمپلکس منفذی و زون استرینگر، D: کالکوپیریت در اطراف به کانی کالکوسیت (Cc)، گوئیت (Gth)، کوولین (Cv) و دیژنیت (Dg) تبدیل شده است، E: ادخال‌هایی از تتراهدریت (Ttr) در کانی گالن در زیر افق سوم کانسار و F: پیریت (Py) فرامبوئیدال در کنار کانی‌های باریت. علایم اختصاری کانی‌ها بر اساس ویتنی و اوانز (Whitney and Evans, 2010)

Fig. 8. A: Chalcopyrite (Ccp) and pyrite (Py) between the rutile blades (Rt) in the stringer zone, B: chalcopyrite (Ccp) replaced galena (Gn) is in the vent complex zone within the Barite ore (Brt), C: chalcopyrite inclusions within sphalerite (Sp) in vent complex and stringer zone, D: chalcopyrite converted to chalcocite (Cc), goethite (Gth), covelline (Cv) and Digenite (Dg) at rims, E: Tetrahedrite inclusions within galena in the third ore subhorizon, and F: The frambooidal pyrite (Py) beside Barite minerals. Abbreviations after Whitney and Evans (2010)



شکل ۹. نمودار XRD که نشان‌دهنده وجود کانی‌های کوارتز، کلریت آهن‌دار و دیکیت است، نمونه شماره F-Q-V-09 در کانسار ورندان
Fig. 9. XRD graph indicating quartz, clinochlore and dickite, Sample No. F-Q-V-09 in the Varandan deposit

جدول ۱. نتایج، محل برداشت و شماره نمونه‌های برداشت شده جهت آنالیز پراش پرتو ایکس (XRD) در کانسار ورندان
Table 1. Results, location and number of samples taken for X-ray diffraction (XRD) analysis in the Varandan deposit

Sample No	Sample place	Mineral-type in the Microscop	Minerals detected by XRD
F-Q-V-09	Stringer zone in the second sub-horizon	Sericitic tuff	Quartz, clinochlore and dickite
F-Q-V-10	Stringer zone in the second sub-horizon	Chloritized tuff	Quartz and muscovite
F-Q-V-11	Exhalative-sediment in the first sub-horizon	Barite (Mn+Fe)	Barite
F-Q-V-16	Stringer zone in the First Sub-Horizon	Chloritized tuff	Quartz, clinochlore, montmorillonite and muscovite
F-Q-V-17	Stringer zone in the First Sub-Horizon	Chloritized tuff magnetite and hematite Vintes	Quartz, clinochlore, Muscovite and ferroan

Mineral	Volcanic- Exhalative					Supergene/ Weathering
	Stringer zone	Vent complex	Massive ore	Bedded ore	Exhalative sediments	
Minerals	Barite	■ ■ ■ ■ ■	—————	—————	—————	—————
	Magnetite	—————	—————	—————	—————	—————
	Hematite	—————	—————	—————	—————	—————
	Pyrite I	—————	—————	—————	—————	—————
	Pyrite II	—————	—————	—————	—————
	Pyrite III?	—————	—————	—————	—————
	Chalcopyrite I	—————	—————	—————	—————
	Chalcopyrite II	—————	—————	—————
	Galena	—————	—————	■ ■ ■ ■ ■	—————	—————
	Sphalerite	—————	—————	—————	—————	—————
	Tetrahedrite	—————	—————	—————	—————	—————
	Pyrolusite	—————	—————	—————	—————	—————
	Braunite	—————	—————	—————	—————	—————
	Goethite	—————	—————	—————	—————	—————
	Cuprite	—————	—————	—————	—————	—————
	Native Cu	—————	—————	—————	—————	—————
	Malachite	—————	—————	—————	—————	—————
	Bornite	—————	—————	—————	—————
	Chalcocite	—————	—————	—————	—————	—————
	Covelite	—————	—————	—————	—————	—————
Digenite	—————	—————	—————	—————	—————	
Clay mineral	—————	—————	—————	—————	—————	
Alteration	Quartz I	—————	■ ■ ■ ■ ■	—————	—————	—————
	Quartz II	—————	—————	—————	—————	—————
	Fe-chlorite	—————	■ ■ ■ ■ ■	—————	—————	—————
	Mg-chlorite	—————	—————	—————	—————
	Sericitic	■ ■ ■ ■ ■	—————	—————	—————	—————
Textures and structures	Disseminated	—————	—————	—————
	Bedded and Laminated	—————	—————	—————	—————	—————
	Massive	—————	—————	■ ■ ■ ■ ■	—————	—————
	Vein-Veinlets	—————	■ ■ ■ ■ ■	—————	—————	—————
	Brecciated Replacement	■ ■ ■ ■ ■	—————	—————	—————	—————

شکل ۱۰. توالی پاراژنتیک کانی‌ها و ساخت و بافت ماده معدنی در کانسار ورندان

Fig. 10. Paragenetic sequence of minerals and ore textures and structures in the Varandan deposit

را نشان می‌دهد (جدول ۲). در بخش چینه‌سان عنصر باریم با عناصر آنتیموان، منگنز و سرب همبستگی مثبت ولی با استرنسیم، مس، روی، سیلیس، آلومینیم، کادمیوم همبستگی منفی نشان می‌دهد (جدول ۳). این همبستگی به شرایط Eh و pH محیط

در رابطه با عنصر باریم که از عناصر اصلی تشکیل‌دهنده کانسار ورندان است، این عنصر در بخش رگه-رگه‌چهای با عناصر استرنسیم و منگنز همبستگی مثبت خیلی بالا ولی با سیلیس، مس، آلومینیم، کادمیوم، نقره، آنتیموان و سرب همبستگی منفی

دارد. این دو عنصر در بخش چینه‌سان و بخش رگه- رگه‌چه‌ای کانسار ورنندان همبستگی خوبی دارند؛ اما میزان این همبستگی به علت آمیختگی نسبت‌های بالای آب دریا با سیال‌های گرمایی در بخش چینه‌سان (۰/۲۷) نسبت بخش رگه- رگه‌چه‌ای (۰/۶۹) خیلی کمتر است. به این صورت که بیشترین میزان همبستگی در بخش رگه- رگه‌چه‌ای کانسار مربوط به Zn و Cd است. در کانسار رزبری استرالیا^۱ نیز که نمونه‌ای تپیک از یک سولفید توده‌ای آتشفشان‌زاد است، همبستگی جالبی بین Zn و Cd دیده شده است (Smith and Huston, 1992). همچنین قابل ذکر است که ممکن است Cd به صورت سالیدسولوشن در داخل اسفالریت وجود داشته باشد.

بستگی دارد به این صورت که در بخش رگه- رگه‌چه‌ای باریم، استرانسیم و منگنز در شرایط اکسیدی ولی مس به همراه سرب، منگنز، آلومینیم، سیلیس و نقره در شرایط احیایی ته‌نشست می‌کنند. در رخساره چینه‌سان نیز به همین شکل است؛ اما تفاوت‌های جزئی وجود دارد، از جمله این که باریم با سرب همبستگی مثبت اما با استرانسیم همبستگی منفی نشان می‌دهند و این اختلافات در بخش چینه‌سان می‌تواند با آمیختگی نسبت‌های بالای آب دریا با سیال‌های گرمایی که به کاهش سریع دما و تشکیل طیف وسیعی از کانی‌ها منجر شده است، قابل توجیه باشد. همچنین با توجه به نزدیک بودن خواص شیمیایی دو عنصر Zn و Cd، همبستگی بسیار خوبی بین این دو عنصر وجود

جدول ۲. همبستگی برخی از عناصر مهم در رخساره رگه- رگه‌چه‌ای در کانسار ورنندان، باریم (Ba)، سرب (Pb)، مس (Cu)، روی (Zn)، نقره (Ag)، استرانسیم (Sr)، آنتیموان (Sb)، منگنز (Mn)، سیلیسیم (Si)، آلومینیم (Al) و کادمیوم (Cd)

Table 2. The correlation of important elements in the stringer zone in the Varandan deposit. Barium (Ba), lead (Pb), zinc (Zn), Silver (Ag), strontium (Sr), antimony (Sb), manganese (Mn), silicon (Si), aluminum (Al) and cadmium (Cd)

	Ag	Ba	Cu	Pb	Zn	Sr	Sb	Mn	Si	Al	Cd
Ag	1										
Ba	-0.18	1									
Cu	0.55	-0.33	1								
Pb	-0.25	-0.10	0.49	1							
Zn	0.58	0.09	0.18	-0.07	1						
Sr	-0.21	0.94**	-0.40	-0.22	0.11	1					
Sb	0.83**	-0.12	0.24	-0.34	0.27	-0.12	1				
Mn	-0.19	0.87**	-0.35	-0.30	0.05	0.97**	-0.13	1			
Si	0.47	-0.82*	0.17	-0.10	0.13	-0.83*	0.54	-0.83**	1		
Al	-0.60	-0.21	0.16	0.68	-0.35	-0.34	-0.79*	-0.37	-0.18	1	
Cd	-0.15	-0.24	0.06	0.04	0.27	-0.05	-0.47	0.02	-0.11	0.24	1

** Correlation is significant at the 0.01 level (2-tailed).

جدول ۳. همبستگی برخی از عناصر مهم در رخساره لایه‌ای-نواری (چینه‌سان) در کانسار ورندان، باریم (Ba)، سرب (Pb)، مس (Cu)، روی (Zn)، نقره (Ag)، استرنسیم (Sr)، آنتیموان (Sb)، منگنز (Mn)، سیلیسیم (Si)، آلومینیم (Al) و کادمیوم (Cd)

Table 3. The correlation of important elements in the bedded banded zone (Stratiform) in the Varandan deposit. Barium (Ba), lead (Pb), zinc (Zn), Silver (Ag), strontium (Sr), antimony (Sb), manganese (Mn), silicon (Si) and aluminum (Al), and cadmium (Cd)

	Ag	Ba	Cu	Pb	Zn	Sr	Sb	Mn	Si	Al	Cd
Ag	1										
Ba	-1.0*	1									
Cu	.98	-.99	1								
Pb	-.85	.86	-.92	1							
Zn	.56	-.54	.42	-.04	1						
Sr	.99*	-1.0**	.99	-.87	.53	1					
Sb	-.88	.87	-.80	.51	-.88	-.86	1				
Mn	-.36	.38	-.50	.79	.56	-.40	-.10	1			
Si	.99*	-.99*	.99	-.88	.49	.99*	-.84	-.43	1		
Al	.99	-.99	.99*	-.90	.47	.99*	-.83	-.46	1.0*	1	
Cd	.98	-.98	.94	-.74	.69	.97	-.95	-.20	.96	.96	1

** Correlation is significant at the 0.01 level (2-tailed).

بحث، بررسی و الگوی تشکیل

بر اساس بررسی‌های زمین‌شناسی، شکل هندسی پیکره‌های معدنی، رخساره‌های کانه‌دار، کانی‌شناسی، دگرسانی و حتی ژئوشیمی می‌توان مراحل زیر را برای تشکیل و تحول کانسار ورندان در نظر گرفت:

مرحله آتشفشانی-برون‌دمی

رخداد کانه‌زایی باریت-فلزات پایه در کانسار ورندان به صورت پیکره‌های عدسی و لایه‌ای شکل همخوان و هم‌روند با لایه‌بندی سنگ‌های توفی و آندزیتی میزبان در افق و زیرافق‌های خاص از توالی آتشفشانی-رسوبی و نیز نوع رخساره‌های کانه‌دار و موقعیت قرارگیری آنها نسبت به یکدیگر و نوع و محل گسترش

دگرسانی‌ها در این کانسار، همگی بر اساس مدل‌های ارائه شده برای کانسارهای سولفید توده‌ای آتشفشان‌زاد توسط گالی و همکاران (Galley et al., 2007) می‌تواند نشان‌دهنده تشکیل کانسار ورندان به صورت آتشفشانی-برون‌دمی در محیط زیردریایی باشد. بنابراین بر اساس گودفلو (Goodfellow, 2004) و همچنین بر اساس بررسی‌های انجام‌شده در این پژوهش، چنین دریافت می‌شود که ایجاد محیط کشتی درون کمائی و توسعه محیط آتشفشانی-رسوبی زیردریایی و بالا بودن شار حرارتی ناشی از وجود توده‌های هم‌زمان با ولکانیسم عمیق که نقش موتور حرارتی داشته‌اند، موجب ایجاد و گسترش سامانه‌های هم‌رفتی گرمابی در طول گسل‌های هم‌زمان با

قرار داشته است و با کاهش یافتن فرآیند برون‌دمی و کاهش میزان فلزات سیال کانه‌ساز، تشکیل می‌شود.

۳- تشکیل رخساره مجموعه دهانه‌ای: سولفیدها شامل پیریت‌های توده‌ای (احتمالاً پیریت‌های نسل سوم) فضاها و حفرات خالی اطراف دانه‌های باریت را پر کرده‌اند و با مرز مضرسی جانشین باریت شده است که بخش مجموعه دهانه‌ای را تشکیل می‌دهند. پدیده‌ای که در این رخساره دیده می‌شود، جانیشینی کانی‌های دما پایین پیریت‌های نسل اول و اسفالریت توسط کانی دما بالا یعنی کالکوپیریت است. این مرحله که نتیجه تزریق مداوم سیال هیدروترمال و برون‌دمی در محل رخساره لایه‌ای-نواری است، به صورت بافت نیمه‌توده‌ای محدود به رخساره لایه‌ای-نواری، توده‌ای، جانیشینی سولفیدها خود را نشان داده است. این پدیده که نتیجه واکنش سیال کانه‌دار با سولفیدهای قبلی و سنگ درون‌گیر است به فرآیند پالایش پهنه‌ای معروف است (Inverno et al., 2008).

۴- تشکیل رسوبات گرمایی- برون‌دمی آهن و منگنزدار: با دور شدن از محل بالا آمدن سیالات برون‌دمی، برون‌دمی‌های آهن و منگنز به صورت توده‌ای و دانه پراکنده در فواصل دورتر از نقطه خروج سیالات ایجاد می‌شود.

از پدیده‌های قابل تأمل موجود در منطقه معدنی ورنندان، بافت برشی موجود در بخش زیرین رخساره چینه‌سان (لایه‌ای-نواری و توده‌ای) کانسار ورنندان است. این امر نشان‌دهنده فعال‌بودن گسل هم‌زمان با رسوب‌گذاری در زمان تشکیل کانسار است که باعث ریزش قطعاتی از جنس باریت و سنگ میزبان شده است (Peter and Scott, 1999; Franklin et al., 2005; Inverno et al., 2008) که این پدیده معابر مناسب و نفوذپذیری لازم را برای خروج برون‌دم‌های مسؤل کانه‌زایی تأمین کرده است. نظر به این که کانی‌زایی با دگرسانی سنگ‌های دیواره همراه بوده است، با اضافه شدن برخی عناصر به سنگ‌ها در اثر سیالات کانه‌ساز مانند سدیم، پتاسیم، منیزیم، آهن، کلسیم و سیلیسیم کانی‌های جدیدی شکل گرفته‌اند که شامل کوارتز، کلریت، سریسیت و کلسیت است.

آتشفشان و رسوب‌گذاری شده است. به طوری که آب‌های سرد و شور دریا از طریق این گسل‌های اولیه به اعماق زیر کف مهاجرت کرده و بعد از گرم شدن تبدیل به سیال شور گرمایی شده‌اند. سپس این سیالات داغ و شور، فلزات و اجزای کانه‌ساز را از سنگ‌های آتشفشانی و رسوبی کم‌پایین شسته و ضمن دگرسان کردن این سنگ‌ها به بالا مهاجرت کرده و از طریق گسل‌های اولیه به صورت برون‌دمنده وارد کف دریا شده‌اند. ورود این سیالات داغ غنی از فلز به آب دریای سرد موجب ته‌نشست مواد معدنی به صورت کانسارهای سولفید توده‌ای آتشفشان‌زاد شده است. تشکیل رخساره‌های مختلف کانه‌دار در این مرحله به صورت زیر است: (شکل ۱۰).

۱- تشکیل رخساره رگه-رگه چه‌ای: این رخساره بر اساس هم‌یافت کانیایی شامل دو زیربخش است: زیربخش اول دارای هم‌یافت کانیایی پیریت (پیریت‌های فرامبوئیدال) و کالکوپیریت‌های نسل اول (کالکوپیریت‌های در مرحله ابتدایی کانه‌زایی تشکیل شده‌اند) است؛ در حالی که زیربخش دوم دارای هم‌یافت کاملاً متفاوت و دما بالا و همراه با اکسید است که از کانی‌های پیریت (پیریت‌های خودشکل)، کالکوپیریت‌های نسل دو (در بین قطعات خوردشده پیریت‌های خودشکل)، مگنتیت و هماتیت اولیه (الژیست) تشکیل شده است. مرحله تشکیل رخساره رگه-رگه چه‌ای در کانسار ورنندان، با بافت رگه‌چه‌ای و برشی شدن کانه‌ها که به شدت دچار دگرسانی کلریتی غنی از آهن شده است، مشخص می‌شود.

۲- تشکیل بخش چینه‌سان (رخساره‌های توده‌ای و لایه‌ای-نواری): با دور شدن از محل بالا آمدن سیالات برون‌دمی، کانی‌های سولفاتی (باریت) و سولفیدی به صورت توده‌ای، لایه‌ای، لامینه و دانه پراکنده در محل رخساره لایه‌ای، ته‌نشین می‌شوند. این کانی‌های سولفیدی شامل گالن، کالکوپیریت نسل اول، پیریت، تتراهدريت و اسفالریت هستند که به همراه باریت و سیلیس نسل اول (Qtz 1) رشد می‌کنند و بخش لایه‌ای کانسنگ چینه‌سان را تشکیل می‌دهند. این بخش در حاشیه کانسار و در کف حوضه رسوبی زمان تشکیل کانسار

مرحله هوازگی و سوپرژن

این مرحله شامل تأثیر فرآیندهای زمین‌ساختی و بالاآمدگی^۱ و به دنبال آن عملکرد فرآیندهای هوازگی و سوپرژن است (شکل ۱۰). مرحله بالاآمدگی با فرآیند گسل‌خوردگی و چین‌خوردگی پیکره‌های معدنی و گسترش بافت کاتاکلاستیک در کانسار همراه بوده است.

مرحله سوپرژن در این گونه کانسارها شامل سوپرژن سولفیدی و سوپرژن اکسیدی است. برخورد سیالات جوی با کانی‌های سولفیدی (موجود در مسیر سیال)، در زیر سطح آب زیرزمینی موجب ایجاد سولفیدهای ثانویه سوپرژن می‌شود. بافت اصلی در مرحله سوپرژن سولفیدی شامل بافت رگه-رگه‌چه‌ای، جاننشینی و شکافه پرکن است. در این مرحله کانی‌های کولیت و دیژنیت جانشین کانی‌های کالکوپیریت و بورنیت می‌شوند. تأثیر آب‌های جوی اکسیدان بر روی کانی‌های سولفیدی اولیه نزدیک سطح موجب شسته‌شدن مس و انحلال آن از کانی‌ها می‌شود. این سیالات در طی مسیر خود، کانی‌های سوپرژن نظیر مالاکیت، و اکسید (هماتیت و...) و هیدروکسیدهای آهن (گویت) را ایجاد می‌کنند. خلاصه مراحل مختلف تشکیل کانسار در رخساره‌های رگه-رگه‌چه‌ای، لایه‌ای-نواری، مجموعه دهانه‌ای، رسوبات گرمابی-برون‌دمی آهن و منگنزدار و سولفیدی و ساخت و بافت‌های رسوبی و کانی‌های تشکیل شده آنها در هر مرحله، در شکل ۱۰ به صورت مراحل تشکیل و تحول هم‌یافتی کانسار ورن‌اندان ارائه شده است.

تشکیل رخساره‌های کانه‌دار بر اساس گودفلو (Goodfellow, 2004) ارتباط نزدیکی با محل خروج سیالات کانه‌ساز دارد و در کانسارهای سولفید توده‌ای آتشفشان‌زاد معمول هستند (Lobanov et al., 2012; Franklin et al., 1998; Gibson and Kerr, 1998). بر این اساس شکل ۱۱ موقعیت نمونه‌های سنگی رخساره‌های مختلف کانسار ورن‌اندان در یک سامانه سولفید توده‌ای آتشفشان‌زاد را نشان می‌دهد؛ همچنین تعدادی از این رخساره‌ها در کانسارهای VMS ایران نیز مثل کانسار چاه‌گز (Mousivand et al., 2011) و کانسار نوده

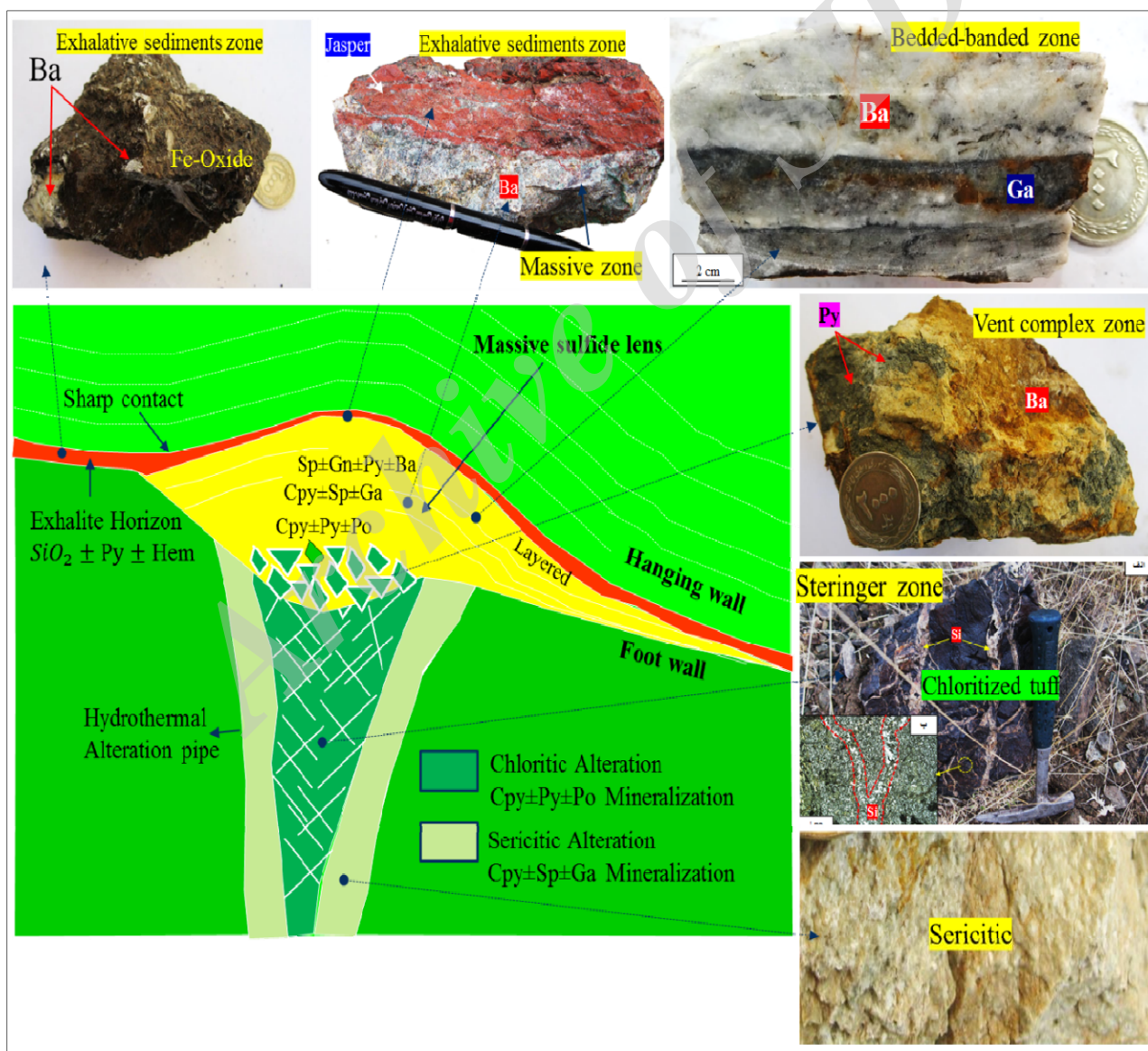
(Maghfori et al., 2015) تشخیص داده شده است. بررسی کانسارهای VMS مورد توجه بسیاری از محققان از جمله شیکازونو و همکاران، رابرت و همکاران، ایوب اغلو و همکاران و ملیکستوا و همکاران (Shikazono et al., 2008; Robert et al., 2008; Eyuboglu et al., 2014; Melekestseva et al., 2014) بوده است. مهمترین شکل کانه‌زایی در این ذخایر به صورت عدسی‌های سولفیدی توده‌ای و باریتی، به حالت استراتی فورم در قسمت بالایی ذخیره و رخساره رگه-رگه‌چه‌ای به صورت قیفی‌شکل در قسمت زیرین ذخیره است (Gemmell et al., 1998; Hanington et al., 1999) و در کانسارهای نوع کروکو معمول است. در کانسار ورن‌اندان نیز بر اساس مشاهدات، ماده معدنی به صورت پیکره‌های لایه‌ای-نواری، عدسی شکل و به صورت همخوان و هم روند با لایه‌بندی سنگ‌های درون‌گیر رخ داده است. این پیکره‌ها دارای ضخامت متغیر از ۰/۵ تا ۳ متر و طول تا ۱۰۰ تا ۲۰۰ متر هستند. در قسمت زیرین ذخیره رخساره رگه-رگه‌چه‌ای به صورت قیفی‌شکل همانند ذخایر VMS در دنیا قرار گرفته است. تعداد زیادی از کانی‌ها سولفیدی و سولفاتی در کانسارهای نوع کروکو که توسط پژوهشگرانی از جمله گلاسی و همکاران و رابرت و همکاران (Glasby et al., 2008; Robert et al., 2008) معرفی شده‌اند، در کانسار ورن‌اندان به طور گسترده‌ای مشاهده شدند. بررسی‌های افق‌های کانه‌دار، رخساره‌های کانسنگ، کانی‌شناسی، ژئوشیمی و موقعیت چینه‌شناسی و ویژگی‌های سنگ میزبان نشان داد، الگوی تشکیل کانسار باریت-سرب-مس ورن‌اندان در جنوب غرب قمصر به صورت سولفید توده‌ای آتشفشان‌زاد تشکیل شده است.

محیط زمین‌ساختی

مهمترین شاخص همه کانسارهای سولفید توده‌ای آتشفشان‌زاد قرارگیری آنها در خاستگاه‌های زمین‌ساختی کششی یعنی در دو محیط گسترش کف اقیانوسی و ریف‌های درون‌کمانی است (Franklin et al., 1998). همچنین بر اساس بررسی‌های

جدیدتر گالی و همکاران (Galley et al., 2007) محیط اصلی زمین‌ساختی برای تشکیل ذخایر VMS معرفی شده است که شامل: ۱- ریف‌های ناقص اولیه، ۲- پشته‌های اقیانوسی، جزایر کمائی نوظهور، جزایر ریف‌تی و پشته‌های حوضه پشت کمائی، ۳- پشت کمان توسعه یافته و پشت کمان هستند. از لحاظ محیط زمین‌ساختی ته‌نشست، کانسارهای نوع کروکو غالباً در ریف‌های حاشیه قاره‌ای کمائی و پشت کمائی تشکیل می‌شوند (Galley et al., 2007; Koski and Mosier, 2012b).

شکل ۱۱. موقعیت نمونه‌های سنگی رخساره‌های مختلف کانسار ورندان در یک سامانه سولفید توده‌ای آتشفشان‌زاد



شکل ۱۱. موقعیت نمونه‌های سنگی رخساره‌های مختلف کانسار ورندان در یک سامانه سولفید توده‌ای آتشفشان‌زاد

Fig. 11. Position of the various ore facies of the Varandan deposit in a VMS system

فرورانش صفحه عربستان به زیر صفحه ایران در زمان سنوزوئیک رخ داده‌اند. همچنین همه آنها در یک توالی آتشفشان- رسوبی قرار گرفته‌اند و بر اساس آنالیز نمونه‌ها از گدازه‌های موجود در توالی میزبان کانسار دره (درین) (Nazari, 1994) و همچنین ماگماتیسیم مرتبط با تشکیل توده‌های نفوذی منطقه ورندان ماهیت کالک آلکالن را از خود نشان می‌دهند. با توجه به بررسی‌های انجام شده در کانسار ورندان و همچنین مدل ارائه شده برای فرورانش صفحه عربستان به زیر صفحه ایران توسط موسیوند و همکاران (Mousivand et al., 2012a) بر اساس مدل ژنتیکی ارائه شده توسط شیخ اسلامی و همکاران (Sheikholeslami et al., 2008) و همچنین بر اساس مدل ارائه شده توسط روزتی و همکاران (Rossetti et al., 2010)، موقعیت زمین‌ساختی و جایگاه کانسار ورندان مشخص شده است (شکل ۱۲).

ژئوشیمی و نوع کانسنگ در کانسار ورندان

بررسی ژئوشیمیایی افق‌های کانه‌دار در کانسارهای سولفید توده‌ای آتشفشان‌زاد مورد توجه بسیاری از پژوهشگران از جمله شیکازونو و همکاران، رابرت و همکاران و ایوب‌اگلو و همکاران (Shikazono et al., 2008; Robert et al., 2008; Eyuboglu et al., 2014) بوده است، در این کانسارها به‌ویژه کانسارهای نوع کروکوسیلیات گرمایی حاصل از نفوذ آب دریا از طریق شکاف‌ها و گسل‌های موجود در کف دریا، در حین دگرسانی سنگ‌های دیواره مسیر خود می‌توانند فلزاتی نظیر Ba, Pb, Zn, Cu, Fe, Sr را از داخل ساختمان کانی‌های اصلی تشکیل‌دهنده سنگ به‌ویژه فلدسپات‌ها و کانی‌های آهن و منیزیم‌دار سنگ‌های دیواره شسته و با خود حمل کنند و در محل ظهور چشمه‌های آب داغ زیردریایی در بستر حوضه رسوبی و برخورد با محیط غنی از SO_4^{2-} آب دریا محتوای کاتیونی خود را به‌صورت کانی‌های سولفاتی و سولفیدی رسوب دهند (Marumo, 1989). در کانسار ورندان کانی

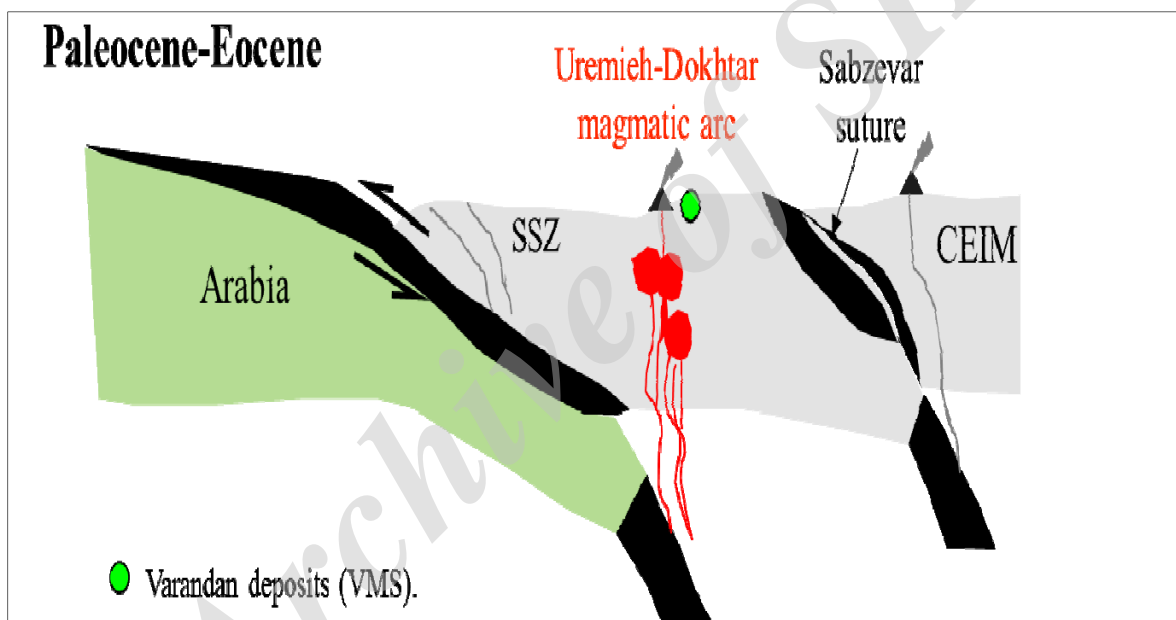
محیط کمانی (شامل محیط‌های کمانی آغازین، ریفت‌های کمانی یا درون کمانی و حوضه‌های پشت کمانی) مهمترین محیط تشکیل اغلب این کانسارها (شامل نوع‌های پلیتیک مافیک، بایمدال مافیک، بایمدال فلسیک و سیلیسیک لاستیک فلسیک) در ایران است. تمامی کانسارهای تشکیل شده در پهنه‌های سندج- سیرجان و ارومیه- دختر به ترتیب در کمان‌های ماگمایی مزوزوئیک و سنوزوئیک ناشی از فرورانش پوسته اقیانوسی نئوتیس به زیر صفحه قاره‌ای ایران تشکیل شده‌اند. پهنه‌های سوپراسابداکشن یا پهنه‌های گسترشی پشت کمانی درون اقیانوسی یا ریفت‌های پشت کمانی بالغ در قلمرو نئوتیس در ایران تشخیص داده شده و میزبان تعداد زیادی از کانسارهای VMS نوع مافیک ایران هستند. محیط‌های کمانی عمده عبارتند از: ۱- کمان ماگمایی پرورتروزوئیک پایانی: در این محیط کمانی کانسارهای سولفید توده‌ای تکنار و منطقه کبودان در سازند تکنار تشکیل شده‌اند (Monazami bagherzadeh et al., 2010)، ۲- کمان ماگمایی مزوزوئیک: در مراحل آغازین ریفت درون کمانی (تریاس بالا- ژوراسیک زیرین و ژوراسیک زیرین) کانسارهای سرگز و بوانات و در مرحله پیشرفته‌تر (ژوراسیک میانی) کانسار چاه‌گزن نهشته شده‌اند (Mousivand et al., 2011). در کرتاسه میانی- بالایی نیز در ریفت درون کمانی کانسار باریکا تشکیل شده است (Yarmohammadi et al., 2008). قابل ذکر است که در پهنه‌های سوپراسابداکشن در قلمرو نئوتیس کرتاسه پایانی نیز در ایران کانسارهایی مثل کانسار زورآباد خوی (Aftabi et al., 2006) و کانسار نوده (Maghfori et al., 2011) در این زمان در حوضه پشت کمانی شکل گرفته‌اند و ۳- کمان ماگمایی سنوزوئیک: در محیط‌های ریفتی درون کمانی (ائوسن- الیگوسن- میوسن) کانسار دره (درین) نهشته شده است (Nazari, 1994). بررسی‌ها نشان می‌دهد که کانسارهای ورندان، دره‌امروود و تپه‌سرخ در یک حوضه کششی درون کمانی^۱ مرتبط با بسته‌شدن پوسته اقیانوسی نئوتیس در نتیجه

است که عموماً سیال‌های با دمای بالاتر نسبت به سیال‌های با دمای کمتر دارای نسبت‌های بالاتر Cu/Zn و Cu/Pb هستند (Ohmoto, 1996) (شکل ۱۳).

در کانسار ورنندان برای تعیین نوع کانسنگ، نسبت مقدار Cu/Zn به صورت میانگین برای کانسنگ باریتی سولفیدی در زیرافق اول، دوم و سوم به ترتیب برابر $۱/۸۰$ ، $۰/۱۲$ ، $۱۱/۰۸$ است بر اساس (جدول‌های ۴، ۵ و ۶) که در زیرافق‌های اول و سوم در محدوده کانسنگ زرد و در زیرافق دوم در محدوده کانسنگ سیاه واقع می‌شوند (شکل ۱۴).

سولفاتی اصلی سولفات باریم است.

کانسارهای کروکو بر اساس نوع کانسنگ و نسبت Cu/Zn به سه نوع دسته‌بندی شده است (Horikoshi and Shikazono, 1978):
 ۱- نوع کانسنگ سیاه که نسبت Cu/Zn کمتر از حدود $۰/۳$ است،
 ۲- نوع کانسنگ ترکیبی که از کانسنگ زرد و سیاه با زون‌بندی خوب و نسبت Cu/Zn حدود $۰/۳$ تا $۰/۵$ تشکیل شده است و
 ۳- نوع کانسنگ زرد که به واسطه یک کانسنگ پیریتی خوب توسعه یافته است و با نسبت Cu/Zn بیشتر از $۰/۵$ از دیگر انواع متمایز است. این تقسیم‌بندی بر این اصل استوار



شکل ۱۲. جایگاه کانسار سولفید توده‌ای آتشفشان‌زاد ورنندان در کمان ماگمایی ارومیه-دختر (شکل از روزتی و همکاران Rossetti et al., 2010)

Fig. 12. Location of the Varandan deposit in the Urumieh-Dokhtar magmatic arc (form Rossetti et al., 2010)

فرآیند پالایش پهنه‌ای امکان تشکیل کانی‌های مس‌دار (کالکوپیریت و بورنیت) به صورت محصولات جاننشینی کانی‌های کانسنگ سیاه (اسفالریت، گالن، باریت، پیریت و تتراهدريت) را فراهم آورد. فرآیند انحلال مجموعه‌های سولفیدی حرارت پایین و جاننشینی آنها توسط سولفیدهای دمای بالاتر، به عنوان پالایش پهنه‌ای معروف است که برای اولین بار توسط الدریج و همکاران (Eldridge et al., 1983) برای

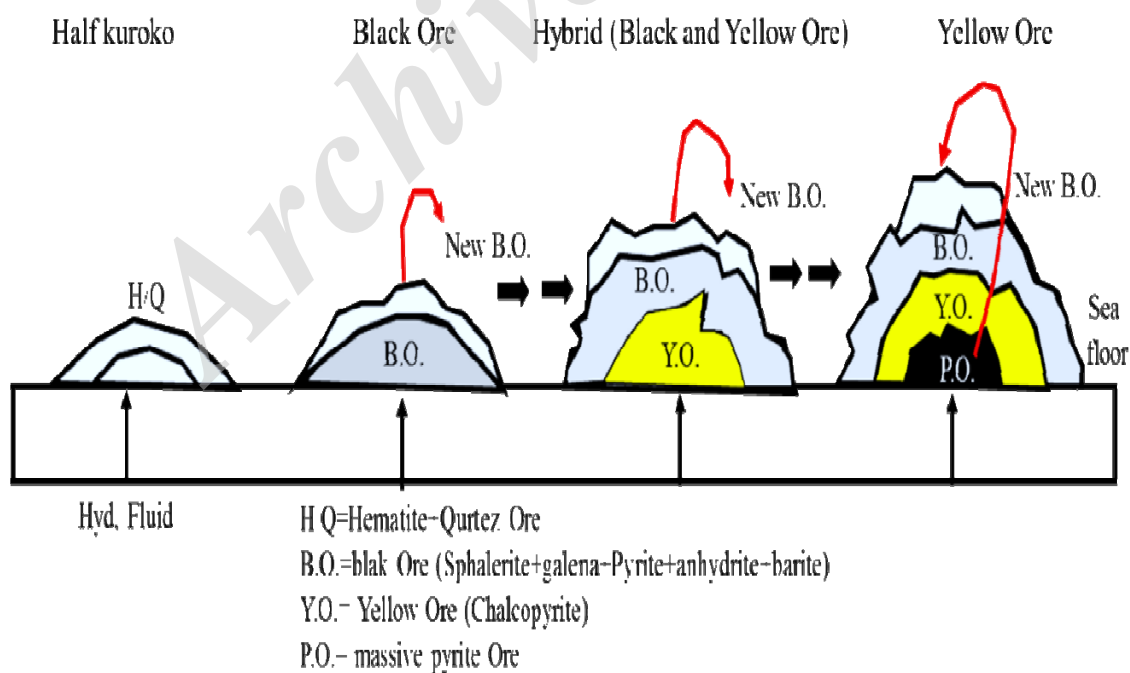
دمای سیال کانه‌ساز برای زیرافق اول در حد بالا (حدود $۳۰۰-۳۵۰$ درجه) (شکل ۱۴-A)، برای زیرافق دوم در حد متوسط تا پایین (حدود $۲۰۰-۳۰۰$ درجه) (شکل ۱۴-B) و برای زیرافق سوم در حد بالا (حدود $۳۰۰-۳۵۰$ درجه) (شکل ۱۴-C) است. این نسبت‌ها نشان می‌دهند دمای سیال کانه‌ساز برای زیرافق اول و سوم در حدی بوده است که توانسته کانسنگ ترکیبی زرد و سیاه را بر جای بگذارد و دما به اندازه کافی بوده است که طی

خروج سیالات فاصله زیادی داشته است (Tajeddin et al., 2011). در کانسار دره (درین) کاشان بر اساس بررسی‌های نظری (Nazari, 1994) و مشاهدات انجام شده در این پژوهش این کانسار نیز در محدوده کانسنگ سیاه قرار می‌گیرد.

کانسارهای سولفید توده‌ای کروکو معرفی شده است. از سوی دیگر نسبت بالا و متوسط Cu/Zn، در کانسار ورنندان نشانه فاصله محدود و خیلی کم این کانسار از منشأ حرارتی است. در کانسار غنی از طلای باریکا این نسبت برابر ۰/۲۹ و در محدوده کانسنگ سیاه است که نشان می‌دهد دمای سیالات کانه‌ساز پایین و حدود ۱۵۰ تا ۳۰۰ درجه بوده است و از منشأ حرارتی

جدول ۴. نسبت Cu/Zn برای رخساره‌های کانسنگ چینه‌سان در زیرافق اول کانسار ورنندان
Table 4. The Cu/Zn ratio in the stratiform ore facies of the first sub-horizon

Place	Cu (ppm)	Zn (ppm)	Cu/Zn
Vent Complex	695	542	1.2822
Bedded-banded	35	15	2.3333
			Average = 1.80



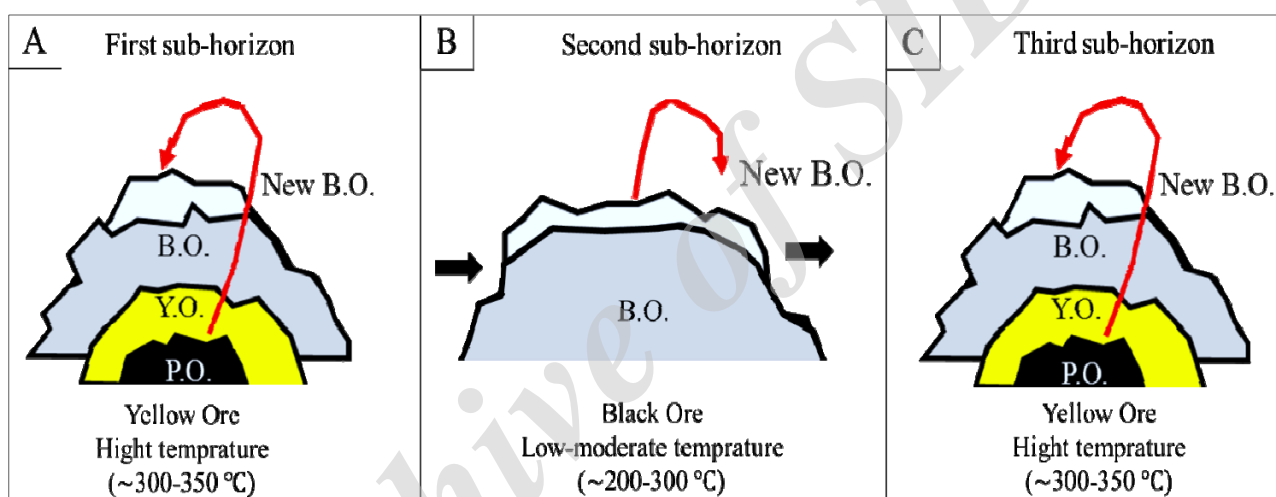
شکل ۱۳. دسته‌بندی کانسارهای کروکو بر اساس انواع کانسنگ و نسبت Cu/Zn، برگرفته از هورکوشی و شیکازونو (Horikoshi and Shikazono, 1978).

Fig. 13. The classification of Kruko-type deposits based the Cu/Zn ratio and ore types (Horikoshi and Shikazono, 1978)

جدول ۵. نسبت Cu/Zn برای رخساره‌های کانستگ چینه‌سان در زیرافق دوم کانسار ورندان

Table 5. The Cu/Zn ratio in the stratiform ore facies of the second sub-horizon

Place	Cu (ppm)	Zn (ppm)	Cu/Zn
Vent Complex	5	853	0.0058
Bedded-banded	23	98	0.2346
Average = 0.12			



شکل ۱۴. انواع کانستگ باریتی و سولفیدی در کانسار ورندان (بر اساس مقدار نسبت Cu/Zn در جدول‌های ۴، ۵ و ۶): A: در زیرافق اول: نوع کانستگ زرد، B: در زیرافق دوم: نوع کانستگ سیاه و C: در زیرافق سوم: نوع کانستگ زرد (راهنمای حروف علائم اختصاری در شکل ۱۳ ارائه شده است).

Fig. 14. Different type of the baritic and sulfidic ores in the Varandan deposit (based on the Cu/Zn ratios, in Tables. 4, 5, 6): A: the first sub-horizon: yellow ore type, B: the second ore sub-horizon: black ore, and C: the third sub-horizon yellow ore. (Abbreviation as in figure 13).

جدول ۶. نسبت Cu/Zn برای رخساره‌های کانستگ چینه‌سان در زیرافق سوم کانسار ورنندان

Table 6. The Cu/Zn ratio in the stratiform ore facies of the third sub-horizon

Place	Cu (ppm)	Zn (ppm)	Cu/Zn
Vent Complex	461	576	0.8003
Bedded-banded	1945	91	21.3736
Average = 11.08			

مقایسه کانسار ورنندان با انواع نوع‌های کانسارهای سولفید توده‌ای آتشفشان‌زاد

کانسارهای VMS بر اساس سنگ‌شناسی، چینه‌نگاری توالی میزبان نهشته‌ها توسط باری و هنینگتن و فرانکلین و همکاران (Barrie and Hannington 1999; Franklin et al., 2005) به پنج دسته لیتوتکتونیک زیر تقسیم‌بندی شده‌اند:

۱- مافیک^۱، ۲- بایمودالمافیک^۲، ۳- مافیک سیلیسی کلاستیک یا پلیتی مافیک^۳، ۴- فلسیک سیلیسی کلاستیک یا سیلیسی کلاستیک فلسیک^۴ یا بایمودال سیلیسی کلاستیک^۴ و ۵- بایمودالفلسیک^۵. کانسار ورنندان، دره و تپه‌سرخ با توجه به ویژگی‌هایی از جمله نوع سنگ درون‌گیر، رخساره‌های کانه‌دار، کانی‌شناسی، ساخت، بافت، زمین‌شناسی، نوع محیط زمین‌ساختی، نسبت سنگ‌های آتشفشانی به سنگ‌های رسوبی، هم‌یافت کانی‌ها، دگرسانی و ژئوشیمی با کانسارهای VMS نوع کروکو قابل مقایسه است (جدول ۷). سنگ درون‌گیر ماده معدنی در نوع کروکو، غالباً متاولکانیک‌های فلسیک (شامل ریولیت و داسیت) است (Hoy, 1995) که در باریت ورنندان سنگ‌های فلسیک (سنگ‌های توف سیلیسی و توف‌برش) میزبان ماده معدنی است. هم‌یافت ماده معدنی در نوع کروکو اغلب اسفالریت و گالن است (روی و سرب) که مرتبط با سنگ‌های درون‌گیر آنها (فلسیک) است (Taylor et al., 1995).

هم‌یافت ماده معدنی در منطقه ورنندان نیز عمدتاً شامل باریت و گالن و به مقادیر کمتر اسفالریت، کالکوپیریت، بورنیت، مس خالص، کوپریت، پیریت، تتراهدریت، مگنتیت و هماتیت است. در نوع کروکو مقدار زیادی کانی‌های سولفاتی باریت و ژنپس (انیدریت) دیده می‌شود (Singer, 1986) که در منطقه ورنندان ماده معدنی اصلی باریت و گالن است. از لحاظ محیط زمین‌ساختی ته‌نشست، کانسارهای نوع کروکو اغلب در کمان‌هایی ماگمای مرتبط با فرورانش (مثل جزایر قوسی) و نیز محیط‌های ریفتی پشت کمان اقیانوسی و کمان حاشیه قاره‌ای تشکیل می‌شوند و ماگماتیسیم مرتبط با تشکیل آنها ماهیت

کالک آلکالن دارد (Singer, 1986; Urabe and Marmor, 1991).

بر اساس آنالیز نمونه‌های از گدازه‌های توالی کانسار باریت دره (درین) کاشان تشکیل آنها ماهیت کالک آلکالن را از خود نشان داده‌اند (Nazari, 1994). همچنین ماگماتیسیم منطقه که در حوضه درون‌کمانی مرتبط با بسته‌شدن اقیانوس نئوتیس در نتیجه فرورانش لیتوسفر اقیانوسی به زیر ورقه ایران رخ داده است، با آنالیز نمونه‌هایی از توده گرانیسی-گرانودیوریتی و تفسیر آن ماهیت کالک آلکالن را از خود نشان می‌دهد. کانسار ورنندان نیز در این حوضه درون‌کمانی رخ داده است و همچنین هر دوی آنها در یک توالی آتشفشان-رسوبی قرار دارند. به‌طور کلی کانسار ورنندان بیشترین شباهت را با نوع کروکو داراست. در ادامه کانسارهای ورنندان، دره‌امرود، دره (درین)، تپه‌سرخ با کانسارهای حوضه هوکروکو ژاپن و کانسار رزبری در استرالیا و همچنین در ایران با کانسار باریکای سردشت مورد بررسی قرار گرفته است که از لحاظ محیط زمین‌ساختی، سنگ‌های میزبان و همراه، سن کانه‌زایی، شکل هندسی پیکره‌های معدنی، ساخت و بافت، کانی‌های معدنی، کانی‌های باطله، پهنه‌بندی فلزی، پالایش پهنه‌ای و دگرسانی شباهت‌هایی وجود دارد که در جدول‌های ۷ و ۸ ارائه شده است.

نتیجه‌گیری

با توجه به شکل هندسی چینه‌سان در کانه‌زایی باریت-سرب-مس در منطقه ورنندان و رخ‌داد آن در افق‌های چینه‌ای خاص و وجود رخساره‌های استرینگر، لایه‌ای نواری و رسوبات برون‌دمی همچنین دارا بودن سنگ‌های درون‌گیر آتشفشانی-رسوبی شامل توف سیلیسی، توف‌برش، توف آهکی و آندزیت، داشتن بافت‌های اولیه توده‌ای، نواری و لامینه و چین‌خوردگی و گسل‌خوردگی افق‌های کانه‌دار به همراه سایر واحدهای توالی میزبان، این‌طور دریافت می‌شود که کانه‌زایی باریت-سرب-مس در منطقه ورنندان به‌صورت هم‌زمان با نهشته‌شدن سنگ‌های میزبان رخ داده است.

1. Mafic

2. Bimodal-mafic

3. Mafic-siliciclastic (or pelitic-mafic)

4. Felsic-siliciclastic (or siliciclastic-felsic or bimodal siliciclastic)

5. Bimodal-felsic

جدول ۷. مقایسه کانسار ورنندان با ویژگی‌های انواع کانسارهای سولفیده توده‌ای آتشفشان‌زاد

Table 7. Comparison of the Varandan deposit with the characteristics of various types of the volcanogenic massive sulfide (VMS) deposits

Features Index	Varandan deposit	Mafic type (Cyprus)	Pelitic mafic (Besshi) type	Bimodal mafic type (Noranda)	Bimodal felsic type (Kuroko)	Siliciclastic felsic type (Bathurst)
Tectonic setting	Intra- arc	ocean ridge, back-arc	Back- arc continental rift	New oceanic arcs	Arc and back- arc	Arc and Back- arc
Host rocks	Silicified tuff, brecciated tuff, andesite, and felsic pyroclastics	Basalts, pillow rocks, ultramafic rocks	basalt lavas, andesite basalt, shale black siltstone, sandstone	basalt, andesite and pyroclastic	rhyolite and dacite and felsic pyroclastic rocks	dacite, rhyolite and black shale
Ore minerals	galena, chalcopyrite, sphalerite, pyrite, tetrahedrite	pyrite, chalcopyrite,	pyrite, chalcopyrite, sphalerite, magnetite, pyrrhotite,	pyrite, chalcopyrite, sphalerite,	Sphalerite, galena, pyrite, chalcopyrite, tetrahedrite	Sphalerite, galena, pyrite, arsenopyrite, pyrrhotite, tetrahedrite
Gangue minerals	abundant barite, quartz, sericite	quartz, chlorite	chlorite, quartz, sericite, epidote	chlorite, quartz, carbonate,	abundant barite, quartz	carbonate, quartz, sericite, barite
Metallic elements	Pb-Cu-Zn	Cu	Cu- Zn	Cu-(Zn)	Pb- Zn	Zn- Pb-Cu
Alterations	chlorite, sericite, silica	chlorite, quartz, sericite,	chlorite, quartz, sericite, epidote	chlorite and sericite	sericite, quartz, chlorite	sericite, silica, chlorite, calcite
Examples in Iran	This study	Shaikh-Aali deposit (Rastad et al., 2012)	Bavanat deposit (Mousivand et al., 2004)	Sargaz deposit (Badrzadeh, et al., 2010)	Barika deposit (Yarmohammadi et al., 2008); Dorreh deposit (Nazari, 1994)	Chahgaz deposit (Mousivand et al., 2011)

جدول ۸. مقایسه کانسار ورندان با کانسارهای سولفید توده‌ای نوع کوروکو در ژاپن، کانسار باریکا سردشت در ایران و کانسار رزبری^۱ در تاسمانیا، استرالیا

Table 8. Comparison of Varandan deposit with the massive sulfide kuroko-type deposits in Japan, Barrika deposit in Sardasht, Iran and Rosebery deposit in Tasmania, Australia

Features Index	Iran, kashan, Varandan deposit	Iran, SardashtBarika deposit	Australia, Tasmania, Rosebery deposit	Japan, Kuroko deposit
Tectonic setting	Intra- arc	Continental arc	Back- arc or Intra- arc	Back- arc
Host rocks	siliceous tuff, brecciated tuff, andesite and felsic pyroclastics	rhyolitic acid unit- rhyolitic tuff	rhyolite, dacite	rhyolite, dacite
Mineralization age	Middle Eocene	Early Cretaceous	Cambrian	Miocene
Geometry	Tabular	Lenticular	Tabular	Lenticular
Structure and texture	massive, banded, disseminated, veins- veinlets	massive, banded, disseminated, veins- veinlets	massive, banded, disseminated, veins- veinlets	massive, banded, disseminated, veins-veinlets
Ore mineral	galena, chalcopyrite, sphalerite, pyrite, tetrahedrite	pyrite, sphalerite, galena, stibnite, sulfosalt, electrum, chalcopyrite	pyrite, galena, sphalerite, chalcopyrite, arsenopyrite, tetrahedrite, bournonite, boulangerite, jvrdanite, electrum	sphalerite, galena, pyrite, chalcopyrite, tetrahedrite
Gangue mineral	abundant barite, carbonate, quartz, sericite	abundant barite, quartz	quartz, sericite, chloritecarbonate, barite (many times)	abundant barite, quartz
Metal Zoning	Ba- Pb-Cu-Zn	Au-Ag- Zn- -Pb-Cu-	footwall to hangingwall: Cu-(Au) -> Zn-Pb-Au -> Ba-Au	footwall to hangingwall: Cu » Zn-Pb» Ba
Zone refining	intensive	medium	slight	Slight
Alteration	chlorite, sericite, silicic	sericite, silicic, pyrite, chlorite and calcite	sericite, pyrite, silicic, chlorite, calcite, albite	sericite, pyrite, silicic, chlorite,
References	This study	Yarmohammadiet al., 2008, Tajeddin et al., 2011	Large, 1992; Large et al., 2001	Ohmoto and Skinner, 1983; Hoy, 1995, Huston et al., 2011

1. Rosebery

سیاه واقع می‌شوند. دمای سیال کانه‌ساز برای زیرافق اول در حد بالا (حدود ۳۰۰-۳۵۰ درجه)، برای زیرافق دوم در حد متوسط تا پایین (حدود ۲۰۰-۳۰۰ درجه) و برای زیرافق سوم در حد بالا (حدود ۳۰۰-۳۵۰ درجه) است. این نسبت‌ها نشان می‌دهند دمای سیال کانه‌ساز برای زیرافق اول و سوم در حدی بوده که توانسته است کانسنگ ترکیبی زرد و سیاه را بر جای بگذارد و دما به اندازه کافی بوده است که طی فرآیند پالایش پهنه‌ای امکان تشکیل کانی‌های مس‌دار (کالکوپیریت و بورنیت) به صورت محصولات جان‌شینی کانی‌های کانسنگ سیاه (اسفالریت، گالن، باریت، پیریت و تتراهدريت) را فراهم آورد.

این کانه‌زایی در اثر فعالیت‌های آتشفشانی زیردریایی در یک حوضه کششی محلی درون کمائی مرتبط با بسته‌شدن اقیانوس نئوتتیس و فرورائش این لیتوسفر اقیانوسی به زیر ورقه ایران، نهشته شده است و سپس به همراه سنگ‌های درون‌گیر توسط حرکات کوه‌زایی جوان دچار دگرشکلی شده است. بر اساس شواهدات موجود نوع کانه‌زایی کانسار ورنندان بیشترین شباهت را با نوع کروکو داراست. در کانسار ورنندان برای نوع تعیین کانسنگ، نسبت مقدار Cu/Zn به صورت میانگین برای کانسنگ باریتی سولفیدی در زیرافق اول، دوم و سوم به ترتیب برابر ۱/۸۰، ۰/۱۲، ۱۱/۰۸ است که در زیرافق‌های اول و سوم در محدوده کانسنگ زرد و در زیرافق دوم در محدوده کانسنگ

Reference

- Aghanabati, S.A., 2004. Geology of Iran. Geological Survey of Iran, Tehran, 400 pp.
- Aftabi, A., Ghodrati, Z. and Maclean, W.H., 2006. Metamorphic textures and geochemistry of the Cyprus-type massive sulfide lenses at Zurabad, Khoy, Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, 27(4): 523-533.
- Amidi, S.M., Hashem-Emami, M., Zahedi, M. and Zohrebakhsh, M.A., 1964. Geological map of Kashan, scale 1:250,000. Geological Survey of Iran.
- Badrzadeh, Z., Barrett, T.J., Peter, J.M., Gimeno, D., Sabzehei, M. and Aghazadeh, M., 2010. Geology, mineralogy and sulfur Isotope geochemistry of the Sargaz Cu-Zn volcanogenic massive sulfide deposit, Sanandaj-Sirjan zone, Iran. *Mineralium Deposita*, 46(8): 905-923.
- Barrie, C.T. and Hannington, M.D., 1999. Classification of volcanic-associated massive sulfide deposits based on host-rock composition. In: C.T. Barrie and M.D. Hannington (Editors), *Volcanic-Associated Massive Sulfide Deposits: Processes and Examples in Modern and Ancient Environments*. Society of Economic Geologists, Canada, pp. 1-11.
- Eldridge, C.S., Barton Jr, P.B. and Ohmoto, H., 1983. Mineral textures and their bearing on formation of the Kuroko orebodies. In: H. Ohmoto and B.J. Skinner (Editors), *Kuroko and Related Volcanogenic Massive Sulphide Deposits*. Economic Geology, Canada, pp. 241-281.
- Emami, M.H., 1996. Geological map of Aran, scale 1:250,000. Geological Survey of Iran.
- Eyuboglu, Y., Santosh, M. and Yi, K., 2014. The Eastern Black Sea-type volcanogenic massive sulfide deposits: Geochemistry, zircon U-Pb geochronology and an overview of the geodynamics of ore genesis. *Ore Geology Reviews*, 59: 29-54.
- Farokhpey, H., Shamsi-Poor, R. and Nasre-Esfahani, A. 2010. Economic petrology of granitoid Ghazaan: study of metal deposit. The Conference on Applied Petrology, Khorasgan Azad university, Tehran, Iran.
- Franklin, J.M., Hannington, M.D., Jonasson, I.R. and Barrie, C.T., 1998. Arc-related volcanogenic massive sulphide deposits. *Proceedings of Short Course on Metallogeny of Volcanic Arcs*. British Columbia Geological Survey Open-File, Vancouver, Report 8, 32 pp.
- Franklin, J.M., Gibson, H.L., Galley, A.G., and Jonasson, I.R., 2005. Volcanogenic massive sulfide deposits. In: J.W. Hedenquist, J.F.H. Thompson, R.J. Goldfarb, and J.P. Richards (Editors), *Economic Geology 100th Anniversary Volume*. Society of Economic Geologists, Littleton, Colorado, pp. 523-560.
- Galley, A.G., Hannington, M.D. and Jonasson, I., 2007. Volcanogenic massive sulphide deposits.

- In: W.D. Goodfellow (Editors), A synthesis of major deposit-types, district metallogeny, the evolution of geological provinces, and exploration methods. Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division, Canada, pp. 141-161.
- Gemmell, J.B., Large, R.R. and Zaw, K., 1998. Palaeozoic volcanic hosted massive sulfide deposits. *Journal of Australian Geology and Geophysics*, 17(4): 129-138.
- Gibson, H.L. and Kerr, D.J., 1998. Giant VMS deposits: with emphasis on Archean deposits. 5th annual short course of magmatism, volcanism and metallogeny, de Bretagne occidental-Brest University, Bretagne, France.
- Glasby, G.P., Iizasa, K., Hannington, M., Kubota, H. and Notsu, K., 2008. Mineralogy and composition of Kuroko deposits from northeastern Honshu and their possible modern analogues from the Izu-Ogasawara (Bonin) Arc south of Japan: Implications for mode of formation. *Ore Geology Reviews*, 34(4): 547-560.
- Goodfellow, W.D., 2004. Geology, genesis and exploration of SEDEX deposits, with emphasis on the Selwyn basin, Canada. In: M. Deb and W.D. Goodfellow (Editors), *Sediment-hosted lead-zinc sulphide deposits: Attributes and models of some major deposits of India, Australia and Canada*. Narosa publishing house, Delhi, India, pp. 24-99.
- Hannington, M.D., Poulsen, K.H., Thompson, J.F.H. and Sillitoe, R.H., 1999. Volcanogenic gold in the massive sulfide environment. In: C.T. Barrie and M.D. Hannington (Editors), *Volcanic-hosted massive sulfide deposits: Processes and examples in modern and ancient settings*. Society of Economic Geologists Reviews in Economic Geology, Canada, pp. 325-356.
- Horikoshi, E. and Shikazono, N., 1978. Subtypes and their characteristics of Kuroko-type deposits. *Mining Geology*, 28(150): 267-276.
- Hoy, T., 1995. Noranda/kuroko Massive Sulphide Cu-Zn deposits. In: D.V. Lefebvre and G.E. Ray (Editors), *Selected British Columbia Mineral deposit Profiles, volum 1- Metallics and Coal*. British Columbia Ministry of Energy of Employment and Investment open file, Canada, pp. 53-54.
- Huston, D., Relvas, J., Gemmell, J.B. and Driberg, S., 2011. The role of granites in volcanic-hosted massive sulphide ore-forming systems: an assessment of magmatic-hydrothermal contributions. *Journal of Mineralium Deposita*, 46(5-6): 473-507.
- Inverno, C., Solomon, M., Barton, M. and Foden, J., 2008. The Cu Stockwork and Massive Sulfide Ore of the Feitais Volcanic-Hosted Massive Sulfide Deposit, Aljustrel, Iberian Pyrite Belt. *Economic Geology*, 103(1): 241-267.
- Izadi, H., 1996. Geology, petrography and genesis of Ba-Pb Kashan Ghamsar Ghazaan. M.Sc. thesis, Khorasgan Azad university, Tehran, Iran. 160 pp.
- Khalajmaasomi, M., Lotfi, M. and Nazari, M., 2010. Tapeh-Sorkh Mine mineralization model designation Bijegan-Delijan Central Province. *Journal of Land and Resources*, 1(2): 33-43. (in Persian)
- Koski, R.A. and Mosier, D.L., 2010. Deposit type and associated commodities. Volcanogenic Massive Sulfide Occurrence Model, USGS Scientific Investigations, Canada, Report 5070-C, 11 pp.
- Large, R.R., 1992. Australian Volcanic-Hosted massive sulfide deposits: Features, styles, and genetic models. *Economic Geology*, 87(3): 471-510.
- Large, R.R., Gemmell, J.B., Paulick, H. and Huston, D.L., 2001. The alteration box plot: A simple approach to understanding the relationship between alteration mineralogy and lithochemistry associated with volcanic-hosted massive sulfide deposits. *Economic Geology*, 96(5): 957-971.
- Lobanov, K. and Gaskov, I., 2012. The Karchiga copper massive sulfide deposit in the high-grade metamorphosed rocks of the Kurchum block: geologic structure, formation, and metamorphism (Rudny Altai). *Russian Geology and Geophysics*, 53(1): 77-91.
- Maghfori, S., Mousivand, F. and Rastad, E., 2011. Mineralization of Cu-Zn volcanogenic massive sulphide Beshi-type deposit in the Sabzavar back-arc basin. 30rd meeting of the Congress of the Earth Science, Geological Survey of Iran, Tehran, Iran.
- Maghfori, S., Rastad, E. and Mousivand, F., 2015. The study of Chemostratigraphy and element

- zoning at the ore-facies in the Nodeh volcanogenic massive sulphide Beshi-type deposit, southwest of Sabzavar. *Scientific Quarterly Journal Geosciences*, 24(95): 307-316. (in Persian)
- Marumo, K., 1989. Genesis of kaolin minerals and pyrophyllite in Kuroko deposits of Japan: Implications for the origins of the hydrothermal fluids from mineralogical and stable isotope data. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 53(11): 2915-2924.
- Melekestseva, I.Y., Tret'yakov, G.A., Nimis, P., Yuminov, A.M., Maslennikov, V.V., Maslennikova, S.P. and Large, R., 2014. Barite-rich massive sulfides from the Semenov-1 hydrothermal field (Mid-Atlantic Ridge, 13° 30.87' N): Evidence for phase separation and magmatic input. *Marine Geology*, 349: 37-54.
- Monazami bagherzadeh, R., Karimpur, M., Porkhosrao, M., Namdi, A. and Rahmani, H., 2010. geochemical exploration, heavy mineral and microthermometry of fluid Inclusions in the north unit of Taknar plutonic complex (north Bardaskan). The first conference of Iran Economic Geology, Ferdowsi University of Mashhad, Mashhad, Iran.
- Mousivand, F., Rastad, E. and Emami, M.H., 2004. Bavanat copper deposit; a Beshi-type volcanogenic massive sulfide deposit in Iran. 22nd Annual Symposium of Geosciences, Geological Survey of Iran, Tehran, Iran.
- Mousivand, F., Rastad, E., Meffre, S., Peter, J., Mohajjel, M., Zaw, K. and Hashem Emami, H., 2012a. Age and tectonic setting of the Bavanat Cu-Zn-Ag Beshi-type volcanogenic massive sulfide deposit, southern Iran. *Mineralium Deposita*, 47(8): 911-931.
- Mousivand, F., Rastad, E., Meffre, S.M., Peter, J.M., Solomon, M. and Zaw, K., 2011. U-Pb geochronology and Pb isotope characteristics of the Chahgaz volcanogenic massive sulfide deposit, South of Iran. *International Geology Review*, 53(10): 1239-1262.
- Mousivand, F., Rastad, E. and Peter, J.M., 2012b. Time periods and geodynamic station of volcanogenic massive sulfide (VMS) deposits in Iran. 31st Geological Congress, Geological Survey of Iran, Tehran, Iran.
- Nazari, M., 1994. Study of mineralogy and ore genesis Dorreh deposit in the Kashan. M.Sc. Thesis, Tarbiat-moallem University, Tehran, Iran, 147 pp. (in Persian with English abstract)
- Ohmoto, H., 1996. Formation of volcanogenic massive sulfide deposits: the Kuroko perspective. *Ore Geology Reviews*, 10(3): 135-177.
- Ohmoto, H. and Skinner, B.L., 1983. The Kuroko and related volcanogenic massive sulphide deposits: Introduction and summary of new findings. In: H. Ohmoto and B.J. Skinner (Editors), *Kuroko and Related Volcanogenic Massive Sulphide Deposits*. Economic Geology, Canada, pp. 1-8.
- Peter, J.M. and Scott, S.D., 1999. Windy Craggy, northwestern British Columbia: The world's largest Beshi-type deposit. In: C.T. Barrie and M.D. Hannington (Editors), *Volcanic-Associated Massive Sulfide Deposits: Processes and Examples in Modern and Ancient Settings*. Reviews in Economic Geology, Canada, pp. 261-295.
- Radfar, J., Alaei-mahabadi, S. and Hashem-emami, M., 1993. Geological map of Kashan, scale 1:100,000. Geological Survey of Iran.
- Rastad, E., Monazami miralipour, A. and Momenzadeh, M., 2012. Sheikh-Ali copper deposit, A Cyprus-type VMS deposit in southeast Iran. *Journal of Sciences, Islamic Republic of Iran*, 13(1): 51-63.
- Robert, R., Seal, I.I. and Jane, M., 2008. Environmental geochemistry of a Kuroko-type massive sulfide deposit at the abandoned Valzinco mine, Virginia, USA. *Applied Geochemistry*, 23(2): 320-342
- Rossetti, F., Nasrabad, M., Vignaroli, G., Theye, T., Gerdes, A., Razavi, M. and Moin Vaziri, H., 2010. Early Cretaceous migmatitic mafic granulites from the Sabzevar range (NE Iran): implications for the closure of the Mesozoic peri-Tethyan oceans in central Iran. *Terra Nova*, 22(1): 26-34.
- Shanks III, W.C.P. and Koski, R.A., 2012. Introduction in Volcanogenic massive sulfide occurrence model. USGS Scientific Investigations, Canada, Report 5070-C, 4 pp.
- Sheikholeslami, M.R., Pique, A., Mobayen, P., Sabzehei, M., Bellon, H. and Hashem Emami, M., 2008. Tectono-metamorphic evolution of the Neyriz metamorphic complex, Quri-Kore-

- Sefid area (Sanandaj-Sirjan Zone, SW Iran). *Journal of Asian Earth Sciences*, 31(4): 504-521.
- Shikazono, N., Ogawa, Y. and Utada, M., 2008. Geochemical behavior of rare earth elements in hydrothermally altered rocks of the Kuroko mining area, Japan. *Journal of Geochemical Exploration*, 98(3): 65-79.
- Singer, D.A., 1986. Descriptive model of kurokomassive sulfide. In: D.P. Cox and D.A. Singer (Editors), *Mineral deposit models*. The United States Geological Survey Bulletin, America, pp. 189-190.
- Smith, R.N. and Huston, D.L., 1992. Distribution and association of selected trace elements at the Rosbery deposit, Tasmania. *Economic Geology*, 87: 706-719.
- Tajeddin, H., Rastad, A., Yaghubpur, A. and Mohajjel, M., 2011. Petrogenesis geochemistry and role of deformation on ore element distribution of Barika gold-rich massive sulfide deposit, East of Sardasht, Northwest Sanandaj-Sirjan zone. *Journal of Geosciences*, 21(83): 141-156.
- Taylor, C.D., Zierenberg, R.A., Goldfarb, R.J., Kilburn, J.E., Seal, R.R.II. and Kleinkopf, M.D., 1995. Volcanic-associated massive sulfide deposits. United States Geological Survey, America, Open-File Report 95-831, 8 pp.
- Urabe, T. and Marumo, K., 1991. A new model for kuroko-Type deposits of Japan. *Journal of Episodes*, 14(3):246-251.
- Vakili noshabadi, M., 2014. Mineralogy, geochemistry and genesis of the Vartaveh iron deposit, south of Kashan. M.Sc. thesis, Shahrood university, Shahrood, Iran, 189 pp.
- Whitney, D.L. and Evans, B.W., 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist*, 95(1): 185-187.
- Yarmohammadi, A., Rastad, E., Mousivand, F. and Watanabe, M., 2008. Barika Au-Ag-(Zn-Pb-Cu) deposit: First recognition of gold-rich Kuroko-type VMS mineralization in Iran. 33rd International Geological Congress, Geological Survey of Norway, Oslo, Norway.

Archive