



کانه‌زایی، کانی‌شناسی، ساخت و بافت و ژنز کانسار سرب و روی اورتاسو، شمال غرب زنجان

آرشام حقیقی بردینه، قاسم نباتیان*، حسین کوهستانی، امیر مرتضی عظیم‌زاده و افشین زهدی

گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه زنجان، زنجان، ایران

دریافت مقاله: ۱۳۹۶/۰۹/۰۱، پذیرش: ۱۳۹۷/۰۳/۰۵

چکیده

کانسار سرب و روی اورتاسو، در شمال غرب زنجان و در پهنه ایران مرکزی قرار گرفته است. در این منطقه سازندهای کهر، شمشک، قرمز زیرین، قم و قرمز بالایی گسترش دارند. سازند قرمز بالایی که میزبان کانه‌زایی در این منطقه به‌شمار می‌رود، شامل تناوبی از مارن، سیلت‌سنگ، ماسه‌سنگ‌های قرمز و خاکستری رنگ و کنگلومراست. کانه‌زایی چینه‌سان سرب و روی درون ماسه‌سنگ‌های لیت‌آرنایتی (اغلب چرت‌آرنایت) خاکستری رنگ دارای مواد آلی، رخ داده است. در کانسار اورتاسو دو افق کانه‌زایی قابل‌شناسایی است که هریک از آنها از دو پهنه سرخ اکسیدان و شسته‌شده و یک زیرپهنه کانه‌زایی تشکیل شده است. کانه‌های اصلی تشکیل‌دهنده کانه‌زایی شامل گالن، اسفالریت، پیریت و کالکوپیریت هستند که کانی‌های ثانویه از جمله اکسیدهای آهن، کالکوسیت، کوولیت و سروزیت طی فرایندهای برون‌زاد و هوازدگی جانشین آنها شده‌اند. بافت‌های غالب در این کانسار شامل بافت‌های شبه‌لامینه‌ای، دانه‌پراکنده، پیریت فرامبوئیدال و سیمان بین‌بلوری هستند. بررسی‌های زمین‌شیمیایی انجام‌شده بر روی نمونه‌های ماسه‌سنگی، نشان‌دهنده آن است که ماسه‌سنگ‌های این منطقه در محیط‌های حاشیه فعال قاره‌ای ته‌نشست کرده‌اند. این ماسه‌سنگ‌ها از سنگ‌های ماگمایی با ترکیب فلسیک منشأ گرفته و در محیطی دارای شرایط آب و هوایی خشک ته‌نشست کرده‌اند. بررسی‌های انجام‌شده از جمله سنگ‌شناسی، چینه‌شناسی، کانی‌شناسی، ساخت و بافت و عوامل کنترل‌کننده کانه‌زایی (وجود آثار و بقایای گیاهی، وجود گنبد‌های نمکی، نفوذپذیری مناسب سنگ میزبان، گسل‌ها و شکستگی‌ها)، بیانگر آن است که کانسار اورتاسو شباهت زیادی با بخش دیستال کانسارهای مس رسوبی نوع Redbed دارد.

واژه‌های کلیدی: سازند قرمز بالایی، کانسار مس با میزبان رسوبی، نوع Redbed، اورتاسو، زنجان، ایران مرکزی

مقدمه

1989; Volodin et al., 1994; Hitzman et al., 2005; Zhao et al., 2013; Hayes et al., 2015). گسترش جانبی این کانسارها معمولاً بیشتر از ضخامت آنها بوده و شکل کانه‌زایی آنها معمولاً عدسی‌شکل تا چینه‌سان است (Cox, 1986; Cox et al., 2003). این کانسارها حدود ۲۳ درصد از

کانسارهای مس با میزبانی سنگ‌های رسوبی از جمله شیل، کربنات و ماسه‌سنگ، اغلب در محیط‌های دریایی یا دلتایی غیرآتشفشانی تشکیل شده‌اند و از دید زمانی، توزیع گسترده‌ای از زمان پروتروزوئیک تا سنوزوئیک را شامل می‌شوند (Flint

ذخایر مس تولیدی جهان را دربر گرفته و منبع خوبی برای فلزاتی از جمله نقره و کبالت به‌شمار می‌روند (Singer, 1995; Hitzman et al., 2005). از ویژگی‌های مهم این کانسارها منطقه‌بندی کانایی و فلزی با توالی عمومی ۱- بدون سولفید (اغلب هماتیت)، ۲- کالکوسیت، ۳- کالکوپیریت، ۴- گالن، ۵- اسفالریت و ۶- پیریت است (Renfor, 1974; Brown, 1987; Jowett et al., 1984). کانسارهای کوپرشیف در اروپا (Oszczepalski, 1991)، کمربند مس زامبیا در افریقای مرکزی (Garlick., 1989) و کانسار ژورامنتو در آرژانتین (Durieux and Brown, 2007)، از جمله کانسارهایی هستند که در آنها منطقه‌بندی فلزی دیده می‌شود. در کانسار کوپرشیف، لایه‌های غنی از فلزات سرب و روی، لایه‌های مس‌دار را پوشانده‌اند (Guilbert and Park., 1997).

کانی‌زایی مس رسوبی در ایران در دوره‌های مختلف زمین‌شناسی از جمله در پرکامبرین-کامبرین در درون سازندهای باروت و میلا در پهنه زاگرس (ده‌معدن و خونگاه)، سازند گردو در ژوراسیک بالایی-کرتاسه زیرین (کانسارهای موجود در منطقه راور تا طبس از جمله باغ پهلوان، مارکشه و آغل‌مسی) و سازند قرمز بالایی در میوسن در پهنه ایران مرکزی (کانسارهای مس رسوبی در منطقه تبریز-تسوج، زنجان و گرماب قزوین از جمله آناخاتون، چشمه کنان، چهرآباد، چرلانقوش، حلب و زنجیره) رخ داده است (Momenzadeh, 2002; Mahdavi et al., 2007; Mahdavi et al., 2010; Panahzadeh, 2010; Bigdeli et al., 2013). یکی از استان‌های معدنی کشور است که در آن کانه‌زایی‌های مهمی از جمله آهن (Nabatian et al., 2010; Ebrahimi et al., 2015; Karami et al., 2016) و سرب و روی (Salehi et al., 2011) تشکیل شده است. این استان یکی از مناطقی است که سازند قرمز بالایی به‌خوبی در آن گسترش داشته و به‌همراه این سازند، کانی‌زایی مس رسوبی نیز تشکیل شده است. در برخی از این کانسارها زون‌بندی شیمیایی شامل کانه‌زایی مس در افق‌های زیرین و کانه‌زایی سرب و روی و پیریت در افق‌های بالایی، به‌خوبی قابل مشاهده است. از جمله این کانسارها

می‌توان به مس حلب (Ebrahimi and Mousavi Motlagh, 2012)، مس چهرآباد I (Bigdeli et al., 2013)، مس-سرب-روی چرلانقوش (Jamalipour, 2015)، سرب-روی ساری‌کند (Shakouri et al., 2016)، سرب-روی-مس چهرآباد (Rajabzadeh et al., 2016, 2017)، مس قزلجه (Rahimi et al., 2016) و سرب و روی اورتاسو (Haghighi et al., 2016a) اشاره کرد (شکل ۱). زون‌بندی شیمیایی از مس تا سرب و روی در کانسارهای چرلانقوش، قزلجه و چهرآباد II به‌خوبی دیده می‌شود. در برخی از این کانسارها فقط کانه‌زایی مس (مانند کانسارهای چهرآباد I، حلب و حمزه‌لو) و در برخی دیگر نیز فقط افق‌های سرب و روی و پیریت (مانند کانسارهای اورتاسو، ساری‌کند و شکورآباد) دیده می‌شود.

کانسار سرب و روی اورتاسو در فاصله حدود ۲۰ کیلومتری شمال غرب زنجان و ۳۵ کیلومتری شمال غرب ماه‌نشان قرار دارد. با وجود فعالیت‌های اکتشافی و استخراجی انجام‌شده در این کانسار، تاکنون مطالعه علمی دقیقی بر روی آن انجام‌نشده است. در این پژوهش سعی شده است، ضمن شناسایی و مشخص کردن گسترش افق‌های کانه‌زایی در کانسار اورتاسو، ویژگی‌های کانی‌شناسی، ساخت و بافت، تمرکز ماده معدنی و همچنین نوع کانه‌زایی آن مشخص شود. بررسی ویژگی‌های این کانسار می‌تواند راهنمای خوبی برای اکتشاف این ماده معدنی در مناطق مشابه درون نهشته‌های تخریبی سازند قرمز بالایی در این منطقه و سایر مناطق ایران باشد.

روش مطالعه

داده‌های مورد استفاده در این پژوهش، بر مبنای بررسی‌های صحرایی و نمونه‌برداری از واحدهای سنگی میزبان و کانه‌زایی در محدوده مورد بررسی است. بررسی‌های آزمایشگاهی با تهیه و بررسی مقطع نازک و نازک-صیقلی از نمونه‌های سنگی منطقه انجام‌شده است. بررسی‌های سنگ‌نگاری و کانه‌نگاری با استفاده از میکروسکوپ‌های پلاریزان دو منظوره مدل GX در گروه زمین‌شناسی دانشگاه زنجان و آنالیزهای ژئوشیمیایی به

سنگ‌های میزبان کان‌زایی انجام شده است.

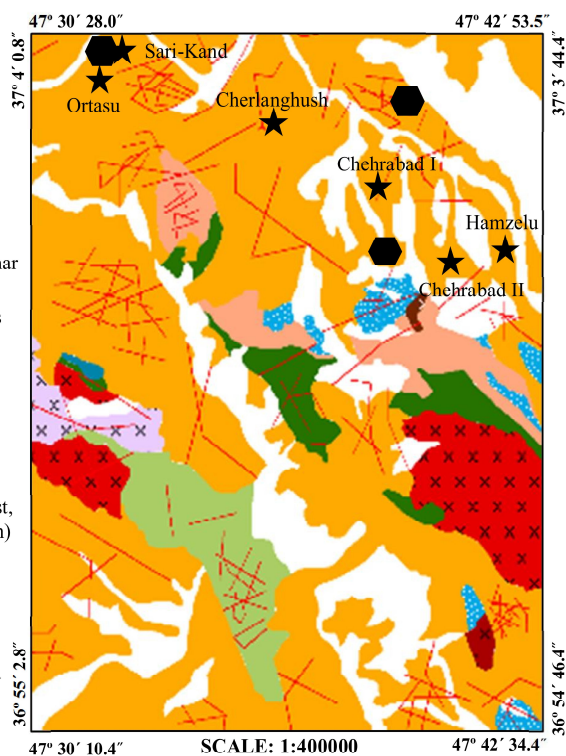
روش‌های XRF و ICP-MS به‌ترتیب در آزمایشگاه‌های شرکت زراژما در ایران و West Lab استرالیا بر روی

LEGEND

- Volcanic and sedimentary rocks (Cenozoic)
- Sandstone, shales, Limestone (Mesozoic)
- Limestone, dolomite, shales, sandstone (Paleozoic)
- Dark to green coloured, phillites- slates, shales, tuffs, metamorphosed andesitic lavas and rarely dolomites (Kahar Formation- Pre- Cambrian)
- Yellow to light brown, thick bedded to massive dolomites including dolomitic- limestone intercalations, and grey to green laminated shales at the base (Chopoghlu shale equivalent), (Soltaniyeh Formation- Lower Cambrian)
- Dark to green coloured, phillites- slates, shales, tuffs, metamorphosed andesitic lavas and rarely dolomites (Kahar Formation- Pre- Cambrian)
- Dark to grey monotonous lepidoblastic mica- quartz schist, partly interchanged to kyanite- garnet schist (Precambrian)
- Light grey, porphyroblastic biotite gneiss showing mylonitic fabrics in places (Pre- Cambrian)

Intrusive rocks

- Pinkish white, granodiorite to quartz- monzonite porphyry
- Red, mirmekitic alkali- granite
- White to light grey, hypidiomorphic granular anatectic alkali granite, gneiss, schist and amphibolite



Symbols

- Salt Diapire and evaporate deposits
- Cu and Pb-Zn-Cu mineralization
- Fault

شکل ۱. نقشه زمین‌شناسی ساده شده ماه‌نشان (Lotfi, 2001). کان‌زایی‌های سرب-روی-مس و مس به همراه رسوبات تبخیری و گنبد‌های نمکی در روی نقشه نشان داده شده است.

Fig. 1. Simplified geological map of Mahneshan district (Lotfi, 2001). The location of Pb-Zn-Cu and Cu mineralizations are shown in the map.

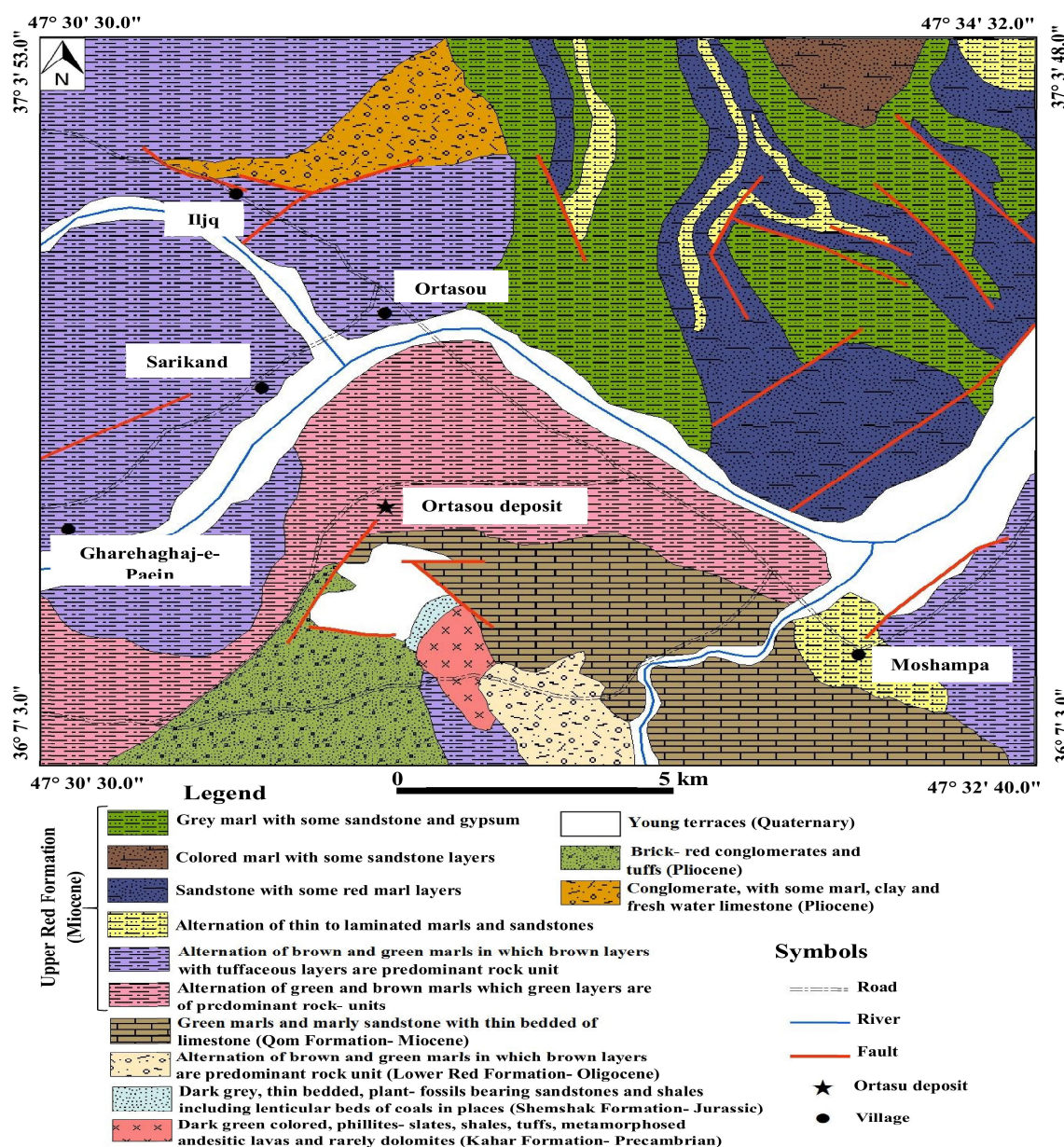
زمین‌شناسی و چینه‌شناسی منطقه

بر اساس بررسی‌های انجام‌شده و با توجه به نقشه‌های زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ ماه‌نشان (Lotfi, 2001) و میانه (Khodabandeh et al., 1998)، واحدهای موجود در منطقه مورد بررسی شامل سازندهای کهر، شمشک، قرمز زبرین، قم و قرمز بالایی است (شکل ۲). سازند کهر، قدیمی‌ترین سازند موجود در منطقه مورد بررسی است. این سازند شامل شیل اسلیتی سیلیسی تا رسی به رنگ سبز تیره، فلیت کاتاکلاستیک و

شیست نابالغ تا شیست لپیدوبلاستیک است که با لایه‌های نازکی از دولومیت و مقداری جریان‌های گدازه آتشفشانی و پیروکلاستیک همراه شده است. سن این سازند پرکامبرین است (Lotfi, 2001; Etemad-Saeed et al., 2011). شمشک، در این منطقه دارای گسترش کمی است که به‌صورت تراستی در داخل واحدهای سنوزوئیک قرار گرفته است. از واحدهای تشکیل‌دهنده این سازند می‌توان به شیل و ماسه‌سنگ اشاره کرد.

سازند قرمز زیرین، با یک واحد کنگلومرای - ماسه‌سنگی پیش‌رونده، با لایه‌بندی ضخیم و به رنگ قرمز متمایل به قهوه‌ای که طبقات قدیمی‌تر را می‌پوشاند، مشخص می‌شود. یک دسته از طبقات آواری قرمز رنگ و مارن‌های رنگارنگ در این منطقه وجود دارد که این کنگلومراها را می‌پوشاند. وجود این شواهد نشان‌دهنده آن است که سازند قرمز زیرین بعد از نهشته‌گذاری دریای ائوسن، در شرایط خشکی‌زایی ناشی از بالاآمدگی در

منطقه ماه‌نشان پدید آمده است (Lotfi, 2001). سازند قم در این منطقه پوشاننده سازند قرمز زیرین است. در این منطقه، تنها عضو f سازند قم مشاهده می‌شود. این عضو با ضخامت ۱۸۰ تا ۳۲۰ متر، آخرین عضو آهکی سازند قم با گسترش محدود است و به شکل عدسی بزرگی به طول حدود ۲۰ کیلومتر رخنمون دارد. سنگ آهک این عضو از نوع کلسی‌رودایت توده‌ای است.



شکل ۲. نقشه زمین‌شناسی منطقه اورتاسو (با تغییرات از لطفی (Lotfi, 2001) و خدابنده و همکاران (Khodabandeh et al., 1998))

Fig. 2. Geological map of Ortasou area (modified from Khodabandeh et al., 1998, Lotfi, 2001)

در اکثر قسمت‌های غرب ایران مرکزی، سازند آهکی قم به سن الیگوسن-میوسن، با ردیف‌های آواری سرخ‌رنگ پوشیده می‌شود. پس از آشکوب بردیگالین، تغییرات شدید رخساره در نوع نهشته‌ها بر اثر پس‌روی دریا، محیط‌های دریایی سازند قم به حوضه‌های قاره‌ای تبدیل شده و شرایط لازم برای نهشت رسوبات آواری-تبخیری هم‌زمان با رسوب‌گذاری فراهم شده است. رخنمون این نهشته‌ها که سازند قرمز بالایی نام دارد، بر اثر یک رخداد زمین‌ساختی شدید در اواخر میوسن میانی در منطقه ماه‌نشان تشکیل شده است (Lotfi, 2001). این سازند در منطقه مورد بررسی از دو بخش تشکیل شده است: الف- بخش زیرین که به‌طور عمده از مارن‌های رنگارنگ گچ‌دار تشکیل شده است و با یک لایه نشانه گچ از سازند دریایی قم جدا می‌شود و ب- بخش بالایی این سازند که در برگیرنده مارن و شیل‌های قرمز تیره همراه با لایه‌های متناوب از ماسه‌سنگ به رنگ خاکستری متمایل به سبز است. این طبقات سنگی بر روی هم، یک توالی ۵۲۵ متری را در نزدیک روستای حصار می‌سازند. با توجه به بررسی‌های دیرینه مغناطیسی (Ballato et al., 2016)، سن سازند قرمز بالایی حدود ۱۰/۷ تا ۱۶/۵ میلیون سال قبل تخمین زده شده است.

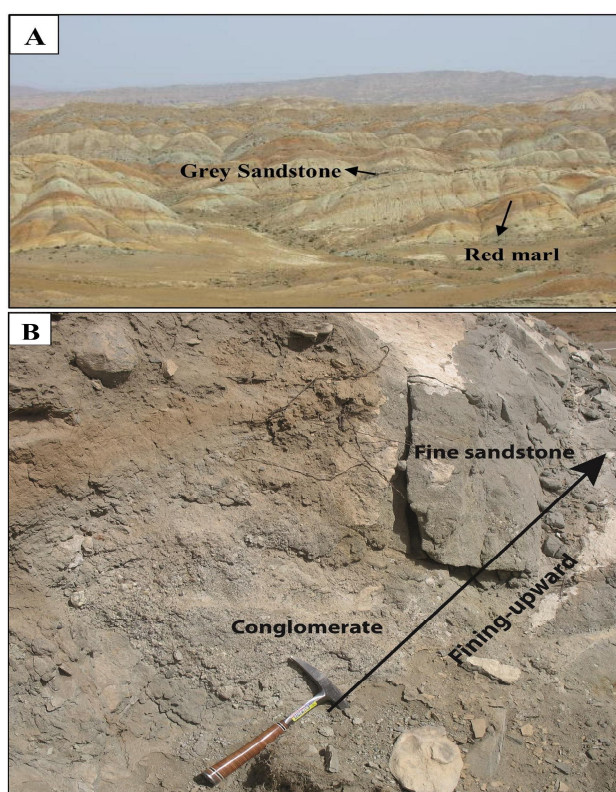
در منطقه اورتاسو، سازند قرمز بالایی اغلب از لایه‌های مارن قرمز و سبز با میان‌لایه‌های ماسه‌سنگ خاکستری تشکیل شده است (شکل ۳-۱). گنبد‌های نمکی از جمله گنبد‌های نمکی ایلجاق و چهرآباد و همچنین لایه‌های تبخیری که در داخل سازند قرمز بالایی قرار دارند، در اطراف کانسار سرب و روی اورتاسو نیز قابل مشاهده هستند. بخشی از لایه‌های ماسه‌سنگی که در ارتباط با کانه‌زایی است، از دو چرخه رسوبی تشکیل شده است که به سمت بالای توالی، ضخامت لایه‌های رسوبی نازک و اندازه ذرات رسوبی ریزتر می‌شود (شکل‌های ۳-۱ و ۴-۱). هریک از این چرخه‌ها، حدود ۱۵ تا ۲۰ متر ضخامت دارند که در بخش قاعده‌ای، از لایه‌های کنگلومرایی به ضخامت حدود ۱ متر تشکیل شده‌اند. این چرخه‌ها به سمت بالا و به‌صورت تدریجی به لایه‌های ماسه‌سنگی و مارن قرمز رنگ تبدیل

می‌شوند (شکل ۴-۱ و ۵-۱). ضخامت بخش‌های ماسه‌سنگی در هر چرخه حدود ۵ تا ۶ متر متغیر است. این ماسه‌سنگ‌ها به‌صورت عدسی‌شکل با لایه‌بندی متوسط تا ضخیم و به رنگ خاکستری هستند که در آنها آثار و بقایای فسیل‌های گیاهی به فراوانی مشاهده می‌شود (شکل ۵-۱). توالی ماسه‌سنگ‌ها به سمت بالا به‌صورت ریزشونده است. دشت سیلابی کانال‌های رودخانه‌ای، محیط رسوبی مناسبی برای رویش و گسترش گیاهان در زمان میوسن پیشین تا میانی در داخل سازند قرمز بالایی بوده است (Guest et al., 2007). در این محیط رسوبی که بسیار آرام و کم‌انرژی است، انواع مختلف گیاهان رشد داشته‌اند. در زمان‌های سیلابی و تغییرات جانبی رودخانه‌ها، به‌دلیل افزایش انرژی جریان رودخانه، قطعاتی از این مواد گیاهی به داخل رسوبات کانال رودخانه (ماسه‌سنگ‌ها) حمل شده و رسوب کرده است. در بخش زیرین این ماسه‌سنگ‌ها، قطعات آواری از جنس گل‌سنگ دیده می‌شود که ممکن است به‌دلیل تخریب رسوبات توسط جریان‌های سیلابی از کف حوضه قدیمی کنده شده و به‌علت وزن بالا در کف حوضه تازه تشکیل شده، رسوب کرده باشند. این ذرات درشت‌دانه، قسمت‌های زیرین کانال‌های رسوبی را تشکیل می‌دهند (شکل ۵-۱). توالی ریزشونده و نازک‌شونده به سمت بالا، وجود رپیل‌مارک‌های جریان‌ی تک‌جهته، رنگ قرمز توالی‌ها و همچنین آثار فرسایشی در قاعده لایه کنگلومرایی بیانگر ته‌نشست این رسوبات در محیطی رودخانه‌ای است. بخش‌های کنگلومرایی و ماسه‌سنگی در داخل کانال رودخانه و مارن‌های قرمز، خارج از کانال و در داخل دشت سیلابی و محیط‌های اکسیدان تشکیل شده است.

ماسه‌سنگ‌های منطقه اورتاسو دانه‌ریز تا دانه‌درشت بوده و جورشدگی آنها ضعیف تا متوسط است (شکل ۶). اغلب دانه‌ها نیمه‌زاویه‌دار تا نیمه‌گردشده با گردشگی متوسط هستند. ماسه‌سنگ‌های مورد بررسی از نظر ترکیب سنگ‌شناسی، لیت‌آرنایت بوده (اغلب چرت‌آرنایت و فیل‌آرنایت) که در آنها کوارتز (کوارتز تک‌بلوری و چند بلوری)، فلدسپات (ارتوز) و

به‌طور کلی این خرده‌سنگ‌ها حدود ۴۰ تا ۵۰ درصد دانه‌ها را تشکیل می‌دهند. خرده‌سنگ‌های آتشفشانی نسبت به خرده‌سنگ‌های رسوبی و دگرگونی فراوانی کمتری دارند. خرده‌سنگ‌های رسوبی بیشتر از نوع چرت هستند. قطعات خردشده فسیلی نیز در آنها قابل مشاهده است (شکل ۶-F).

خرده‌سنگ‌های رسوبی (چرت) و دگرگونی و کانی‌های کدر عمده ذرات آن را تشکیل می‌دهند (شکل ۶-A، B، C، D و E و شکل ۷) (جدول ۱). خرده‌سنگ‌ها فراوان‌ترین دانه‌های موجود در ماسه‌سنگ‌های مورد بررسی هستند که شامل انواع خرده‌سنگ‌های آتشفشانی، دگرگونی و رسوبی است.



شکل ۳. رخنمونی از واحدهای سنگی موجود در منطقه مورد بررسی. A: تناوب لایه‌های ماسه‌سنگ، شیل و مارن‌های رنگارنگ موجود در منطقه اورتاسو (دید به سمت شمال - شمال غرب) و B: نمای نزدیک از یک چرخه ریزشونده به سمت بالا در منطقه اورتاسو

Fig. 3. Outcrop of rock units in the study area. A: Alternation of sandstone, shale and colorful marl layers in the Ortasu area (looking to the north- northwest), and B: Close view of fining upgrowing in the Ortasu area

زمین‌شیمی

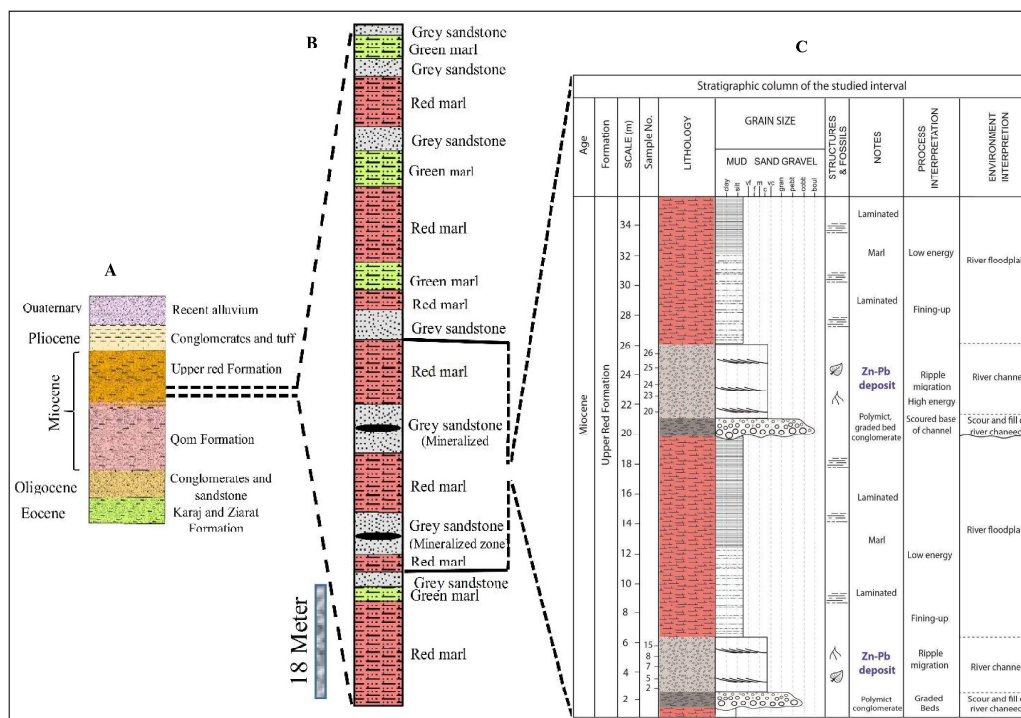
در این بخش با استفاده از بررسی‌های زمین‌شیمیایی نمونه‌های ماسه‌سنگی، طبقه‌بندی ماسه‌سنگ‌ها، منشأ ذرات، محیط تشکیل و همچنین نحوه پراکندگی عناصر کمیاب و کمیاب خاکی در کانسار اورتاسو مورد بررسی قرار گرفته است. نتایج حاصل از آنالیز زمین‌شیمی نمونه‌های مربوط به ماسه‌سنگ‌های میزبان کانه‌زایی در جدول ۲ آمده است.

طبقه‌بندی شیمیایی سنگ‌های رسوبی آواری

در اغلب طبقه‌بندی‌های مربوط به سنگ‌های رسوبی، اندازه ذرات، کانی‌شناسی اجزاء و زمینه از مواردی هستند که در نمونه‌های دستی یا مقاطع نازک قابل مشاهده هستند (Rollinson, 1993)؛ اما علاوه بر بررسی‌های پتروگرافی، استفاده از داده‌های زمین‌شیمیایی و تجزیه‌های عناصر اصلی نیز می‌تواند در رده‌بندی شیمیایی سنگ‌های رسوبی مؤثر باشد

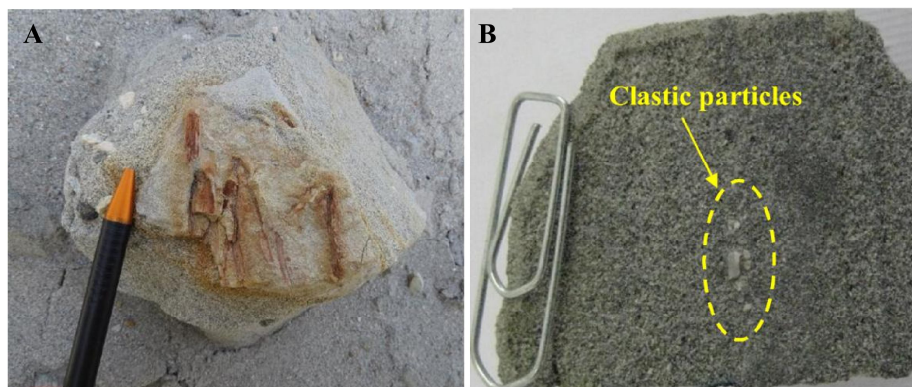
میزبان کانه‌زایی در محدوده معدنی اورتاسو، از نوع لیت‌آرنایت بوده (شکل ۸-A و B) و تأیید‌کننده نتایج حاصل از بررسی‌های پتروگرافی است.

(Das et al., 2006). بر اساس بررسی‌های پتروگرافی و همچنین نتایج حاصل از آنالیزهای زمین‌شیمیایی و با استفاده از نمودارهای پتی‌جان و همکاران (Pettijohn et al., 1987) و هرون (Herron, 1988)، می‌توان اظهار داشت که ماسه‌سنگ



شکل ۴. ستون چینه‌شناسی سازند قرمز بالایی در محدوده کانسار اورتاسو. A: ستون چینه‌شناسی ناحیه‌ای، B: ستون چینه‌شناسی منطقه مورد بررسی و C: تغییرات سنگ‌شناسی مرتبط با بخش کانه‌دار

Fig. 4. Stratigraphic column of Upper Red Formation in the Ortasu deposit. A: Regional Stratigraphic column, B: Stratigraphic column of studied area, and C: Rock variation related to the ore-bearing section



شکل ۵. A: آثار گیاهی موجود در ماسه‌سنگ‌های احیایی در منطقه اورتاسو و B: ذرات آواری (سیلت‌سنگ) موجود در ماسه‌سنگ‌های منطقه اورتاسو

Fig. 5. A: Plant traces within the reduced sandstones in the Ortasu area, and B: Clastic particles (siltstone) within the Ortasu sandstones

جدول ۱. ترکیب مودال نمونه‌های ماسه‌سنگی منطقه اورتاسو که از شمارش نقطه‌ای به‌دست آمده است.

Table 1. Modal composition of sandstone samples in the Ortasu area which obtained by the point counting.

Sample Number	Lithology	Particle Size	Quartz %			Feldspar %			
			Mono Crystal	Poly Crystal	Total	Microcline	Orthoclase	Plagioclases	Total
2	Sandstone	medium	18	2	20	0	5	0	5
5	Sandstone	medium	15	3	18	0	7	3	10
7	Sandstone	medium	21	0	21	0	7	0	7
8	Sandstone	medium	21	0	21	0	7	1	8
15	Sandstone	medium to coarse	16	2	18	0	3	0	3
20	Sandstone	medium to very coarse	21	4	24	0	7	0	7
23	Sandstone	coarse	16	3	19	0	3	1	4
24	Sandstone	coarse	12	5	17	0	3	3	6
25	Sandstone	medium to coarse	20	5	25	0	5	2	7
26	Sandstone	coarse	20	4	24	1	4	2	7

Sample Number	Groundmass %								
	Volcanic	Sedimentary				Lithic/ Feldspar	Matrix	Carbonate cement	Empty space
		Chert	Fossil and limestone	Sandstone	Total				
2	0	20	14	0	52	10.4	0	7	5
5	0	8	5	0	31	3.1	0	6	20
7	0	15	3	0	39	5.57	0	6	10
8	0	15	7	0	44	5.5	0	5	7
15	2	13	4	0	29	9.66	0	0	22
20	0	14	7	0	36	5.14	8	7	7
23	0	18	3	0	28	7	0	0	18
24	2	18	6	0	38	6.33	0	8	18
25	1	15	7	0	33	4.71	0	0	6
26	0	17	6	0	33	4.71	0	0	6

ادامه جدول ۱. ترکیب مودال نمونه‌های ماسه‌سنگی منطقه اورتاسو که از شمارش نقطه‌ای به‌دست آمده است.

Table 1 (continued). Modal composition of sandstone samples in the Ortasu area which obtained by the point counting.

Sample Number	Minor constituent (Mica, chlorite and epidote)	Iron oxide	Opaque Minerals %	Sedimentology factors			Carbonate alteration %	Sandstone name (Folk, 1980)
				Sorting of particles	Roundness of particles	Orientation		
2	9	0	2	poor	angular	-	-	Litharenite (Sedarenite phillarenite)
5	6	0	9	medium	angular to sub- angular	-	-	Litharenite (Sedarenite phillarenite)
7	4	2	11	poor	angular	weak	-	Litharenite (Sedarenite phillarenite)
8	5	0	10	poor to medium	angular	oriented	-	Litharenite (Sedarenite phillarenite)
15	6	0	9	poor to medium	angular	-	13	Litharenite (Sedarenite phillarenite)
20	2	1	8	poor	angular	weak	-	Litharenite (Sedarenite phillarenite)
23	4	0	2	poor to medium	very angular	-	25	Litharenite (Sedarenite phillarenite)
24	2	5	6	medium	angular	-	-	Litharenite (Sedarenite phillarenite)
25	5	1	4	poor	angular	weak	19	Litharenite (Sedarenite phillarenite)
26	5	2	8	poor to medium	angular	weak	15	Litharenite (Sedarenite phillarenite)

منشأ ذرات آواری

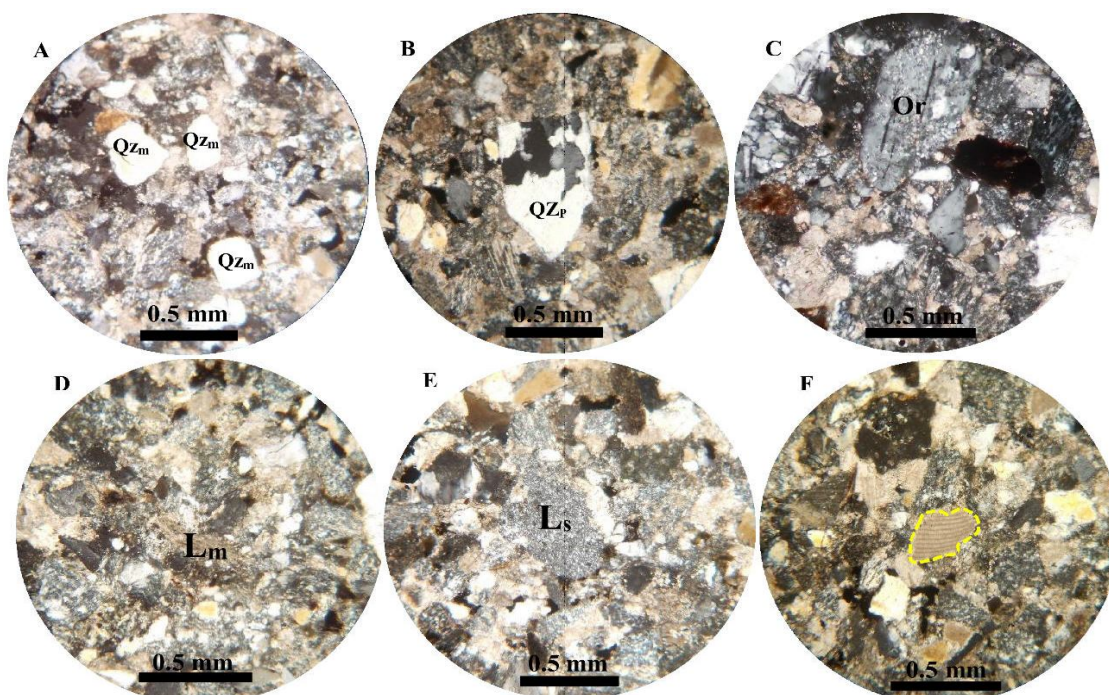
ترکیب شیمیایی سنگ‌های آواری به فرایندهای پیچیده‌ای از قبیل هوازدهی، حمل و نقل، دیاژنز و جورشدگی بستگی دارد. عواملی مانند دگرسانی سریع، هوازدهی فلدسپات‌ها و شسته‌شدن کانی‌های فرعی در ماسه‌سنگ‌ها توسط آب، سبب می‌شوند که در تفسیر حوضه‌های رسوبی، اشتباهاتی رخ دهد

(Blatt et al., 1980). از موارد مهم برای تفسیر ترکیب منشأ،

فراوانی زیرکیم در سنگ مادر است که با به‌دست آوردن نسبت زیرکیم به اکسید تیتانیم، سه نوع منشأ مافیک، فلسیک و حدواسط به‌دست می‌آید. با رسم نسبت زیرکیم به اکسید تیتانیم در نمودار هایاشی و همکاران (Hayashi et al., 1997) و همچنین طبق نمودار روزر و کورچ (Roser and Korsch

تأییدی بر بررسی‌های ژئوشیمیایی بوده و حضور خرده‌سنگ‌های دگرگونی و رسوبی در بررسی‌های پتروگرافی، علاوه بر سنگ منشأ آذرین نشان‌دهنده سنگ منشأ‌های دگرگونی و رسوبی برای ماسه‌سنگ‌های مورد بررسی در منطقه است.

می‌توان نتیجه گرفت که ماسه‌سنگ‌های منطقه اورتاسو از نظر ترکیب سنگ منشأ، دارای منشأ سنگ‌های آذرین فلسیک هستند (شکل ۹-A و B) که با توجه به حضور فلدسپات‌های نوع آلكالی فلدسپار و همچنین حضور کوارتزهای تک‌بلور با خاموشی‌های مستقیم که بیانگر سنگ منشأ آذرین است، در واقع



شکل ۶. تصاویر میکروسکوپی (نور عبوری پلاریزه متقاطع، XPL) از ماسه‌سنگ‌های منطقه اورتاسو، A: کوارتز تک‌بلوری، B: کوارتز چندبلوری، C: کانی ارتوز که تا حدی تحت تأثیر دگرسانی قرار گرفته است، D: خرده‌سنگ دگرگونی دارای جهت‌یافتگی در داخل ماسه‌سنگ‌ها، E: درشت‌بلورهای چرت موجود در ماسه‌سنگ‌های منطقه مورد بررسی و F: خرده فسیل جلبک قرمز. علایم اختصاری کانی‌ها برگرفته از ویتنی و اوانز (Whitney and Evans, 2010) است (QZm: کوارتز تک‌بلوری، QZp: کوارتز چندبلوری، Or: ارتوز، Lm: خرده‌سنگ دگرگونی، Ls: چرت).

Fig. 6. Microscopic images (cross- polarized transmitted light, XPL) of sandstones in the Ortasu area. A: Mono crystalline quartz, B: Poly crystalline quartz, C: Orthoclase mineral which has been partly altered, D: Metamorphic rock fragment within the sandstones, E: Large crystal of chert within the sandstones in the study area, and F: Fossil fragment of redalga. Mineral observation from Whitney and Evans (2010) (QZm: Mono crystalline quartz, QZp: Poly crystalline quartz, Or: Orthoclase, Lm: metamorphic rock fragment, Ls: chert).

محیط زمین‌ساختی

نمودارهای دوبعدی، بر اساس مقدار TiO_2 و $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ در مقابل $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO}$ (Bhatia, 1983)، می‌توان جایگاه زمین‌ساختی ماسه‌سنگ‌های میزبان کانسار سرب و روی اورتاسو را مشخص کرد. با استفاده از این نمودارها و ترسیم موقعیت نقاط حاصل از آنالیز XRF و ICP-MS، همچنین پژوهش بالوتو و

از شیمی عناصر می‌توان برای تعیین موقعیت زمین‌ساختی ماسه‌سنگ‌ها و شیل‌ها استفاده کرد. باتیا (Bhatia, 1985) برای تفکیک جایگاه زمین‌ساختی صفحه‌ای حوضه‌های رسوبی از شیمی عناصر اصلی ماسه‌سنگ استفاده کرده است. با استفاده از

همکاران (Ballato et al., 2016)، می‌توان اظهار کرد که محیط زمین‌ساختی منشأ سنگ میزبان کانسار اورتاسو، حاشیه فعال قاره‌ای است (شکل ۱۰). به عبارت دیگر، سنگ مادر ماسه‌سنگ‌های میزبان کانه‌زایی در یک محیط حاشیه فعال قاره‌ای تشکیل شده است. به اعتقاد کاکس و همکاران (Cox et al., 2007)، کانسارهای مس رسوبی در محیط‌های زمین‌ساختی ریفتی، حوضه‌های کششی و فورلندی تشکیل می‌شوند. بالوتو و همکاران (Ballato et al., 2016)، محیط زمین‌ساختی سازند قرمز بالایی را حوضه فورلندی در نظر گرفته‌اند. بنابراین می‌توان اظهار داشت که کانسار اورتاسو در محیطی فورلندی تشکیل شده است.

جدول ۲. نتایج آنالیزهای زمین‌شیمی نمونه‌های ماسه‌سنگی در منطقه اورتاسو. عناصر اصلی بر حسب درصد وزنی (wt.%) و عناصر کمیاب و کمیاب خاکی بر حسب گرم در تن (ppm) هستند.

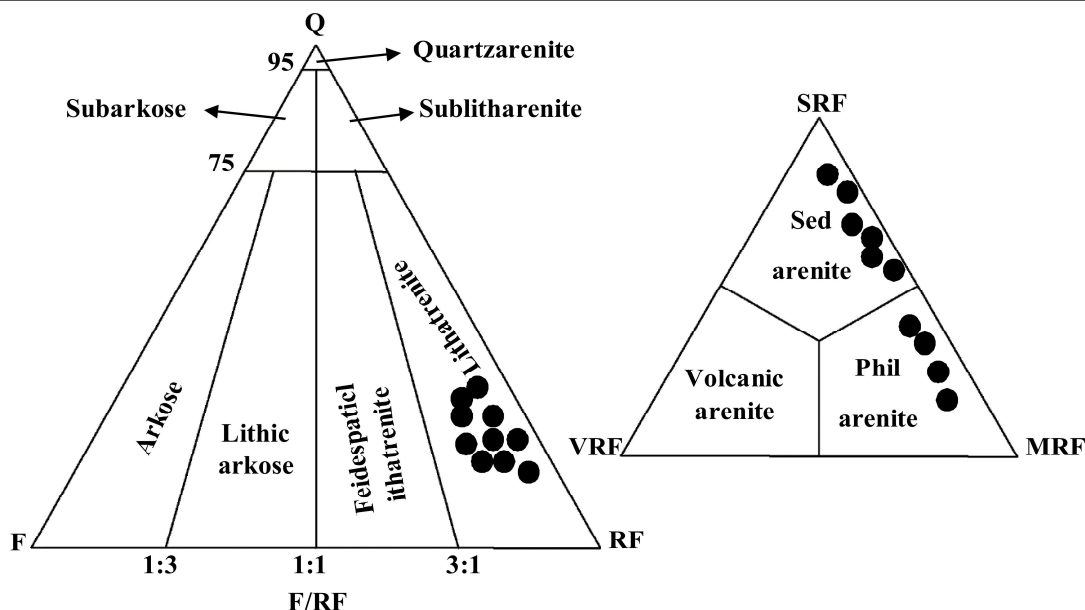
Table 2. Geochemical data of sandstones in the Ortasou area. Major elements to percent and trace and rare earth elements to ppm.

Element	OR-5	OR-7	OR-8	OR-20	OR-24	OR-26
SiO ₂	60.03	64.54	56.86	53.31	58.83	62.81
TiO ₂	0.47	0.38	0.38	0.30	0.33	0.45
Al ₂ O ₃	9.76	9.35	9.18	7.63	9.90	9.48
Fe ₂ O ₃	3.40	2.72	2.52	1.99	3.12	2.92
MnO	0.05	0.03	0.05	0.23	0.01	0.01
MgO	1.53	1.29	1.43	1.08	1.08	1.46
CaO	7.04	5.72	7.85	12.03	6.58	5.21
BaO	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02
Na ₂ O	2.15	2.08	1.96	1.72	2.17	2.06
K ₂ O	1.89	2.14	1.90	1.69	1.86	2.06
P ₂ O ₅	0.09	0.07	0.07	0.07	0.07	0.09
LOI	8.03	6.60	8.45	11.67	7.26	6.63
Ag	18	6.5	10	11	3.3	4.3
As	5.9	1.5	4.6	10.5	4.3	3.2
Ba	267	283	256	225	271	271
Be	1.0	0.9	0.9	0.7	0.8	1.0
Bi	0.2	0.2	0.3	0.2	0.2	0.2
Cd	8.04	2.70	30.5	20.6	13.1	2.28
Ce	35.0	31.4	31.5	32.3	29.9	35.2
Co	7.1	5.1	6.4	6.0	7.3	5.8
Cr	180	163	144	104	71	210
Cs	2.0	1.9	1.9	1.4	2.0	2.0
Cu	2111	68.1	217.1	87.3	24.6	157.4
Dy	2.41	2.10	2.05	2.22	1.77	2.48
Er	1.39	1.22	1.21	1.23	1.03	1.48
Eu	0.71	0.58	0.58	0.63	0.54	0.66
Ga	10.6	10.3	9.97	8.23	10.1	10.8
Gd	2.66	2.43	2.37	2.50	2.19	2.66
Ge	0.91	0.83	0.80	0.74	1.04	0.95
Hf	1.34	1.13	1.14	1.02	1.05	1.51
Hg	0.10	< 0.05	0.05	0.28	< 0.05	0.06
Ho	0.47	0.40	0.39	0.41	0.37	0.51
In	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03
La	19.9	17.7	17.8	18.4	17.1	20.2
Li	24.7	24.7	23.5	18.6	26.1	21.8
Lu	0.19	0.15	0.14	0.14	0.13	0.19
Mn	679	548	621	1640	577	389

ادامه جدول ۲. نتایج آنالیزهای زمین‌شیمی نمونه‌های ماسه‌سنگی در منطقه اورتاسو. عناصر اصلی بر حسب درصد وزنی (wt.%) و عناصر کمیاب و کمیاب خاکی بر حسب گرم در تن (ppm) هستند.

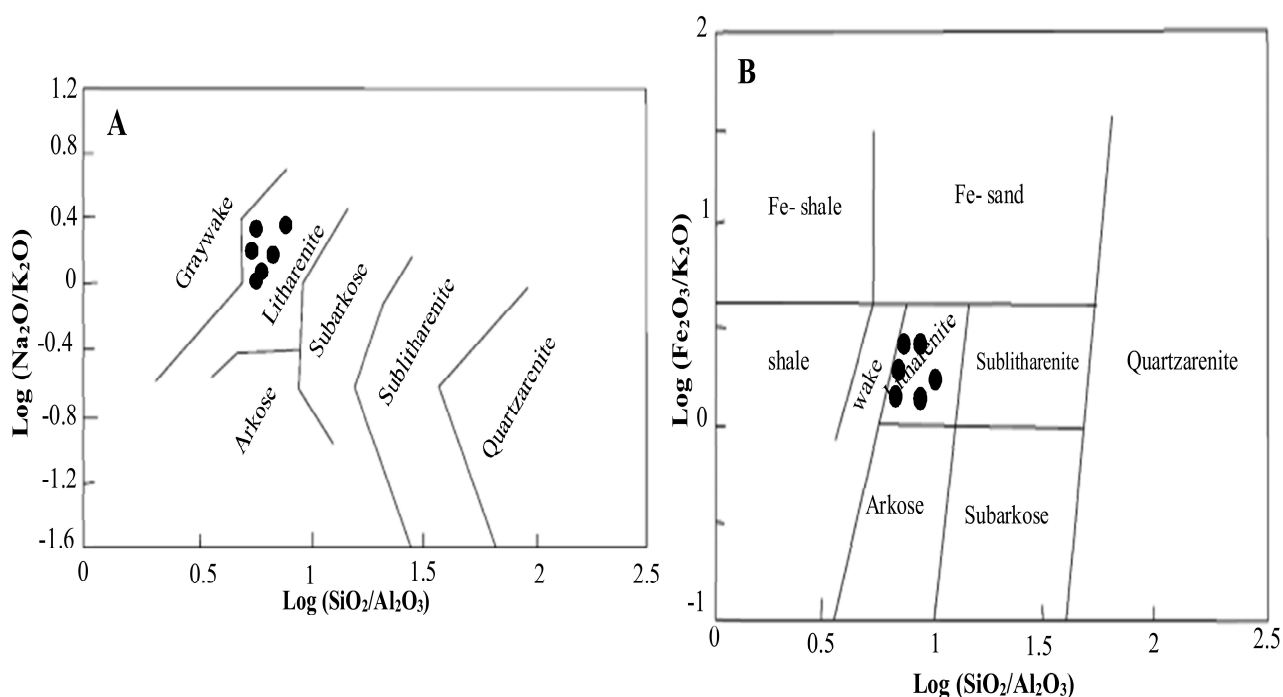
Table 2 (Continued). Geochemical data of sandstones in the Ortasou area. Major elements to percent and trace and rare earth elements to ppm.

Element	OR-5	OR-7	OR-8	OR-20	OR-24	OR-26
Mo	0.8	0.7	0.5	0.6	0.6	0.6
Nb	6.8	3.8	3.7	3.0	3.0	7.0
Nd	15.8	14.2	14.4	14.8	13.9	16.3
Ni	19	16	18	13	17	20
P	396	268	333	276	343	384
Pb	3.58%	5.67%	6.21%	5.38%	4.93%	5.07%
Pr	4.19	3.74	3.74	3.82	3.62	4.21
Rb	47.0	47.1	41.7	38.5	46.7	45.1
Re	< 0.01	< 0.01	< 0.01	< 0.01	< 0.01	< 0.01
S	1670	5100	6940	3620	2.10%	3780
Sb	1.3	1.3	1.1	0.8	0.4	0.7
Sc	8	7	7	6	7	8
Se	15.5	3.51	9.19	6.65	0.85	6.40
Sm	3.31	2.91	2.97	3.09	2.84	3.38
Sn	2.2	1.5	1.4	1.1	1.3	1.6
Sr	820	295	1030	702	260	730
Ta	1.07	< 0.01	< 0.01	< 0.01	< 0.01	0.43
Tb	0.40	0.36	0.35	0.37	0.31	0.43
Te	< 0.2	< 0.2	< 0.2	< 0.2	< 0.2	< 0.2
Th	4.97	4.58	4.61	3.99	4.51	5.40
Ti	2600	1920	2000	1530	1730	2740
Tl	0.4	0.5	0.5	0.4	2.0	0.5
Tm	0.21	0.17	0.19	0.17	0.15	0.25
U	1.63	1.53	1.93	1.53	1.64	2.54
V	61	53	55	42	52	64
W	0.8	0.4	0.3	0.3	0.3	0.7
Y	13.6	11.6	11.9	12.6	10.1	14.5
Yb	1.40	1.11	1.11	1.08	0.90	1.34
Zn	368	273	931	699	302	388
Zr	52	45	45	40	43	60



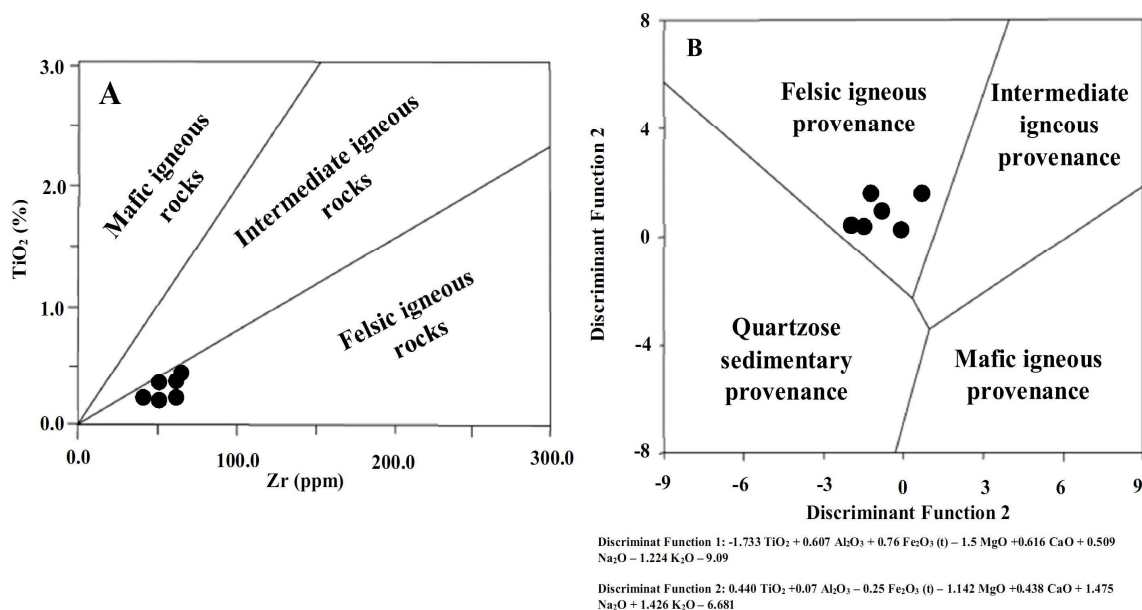
شکل ۷. طبقه‌بندی ماسه‌سنگ‌های منطقه اورتاسو بر اساس بررسی‌های مودال در نمودار فولک (Folk, 1980)

Fig. 7. Classification of sandstones in the Ortasu region based on modal studies (Folk, 1980)



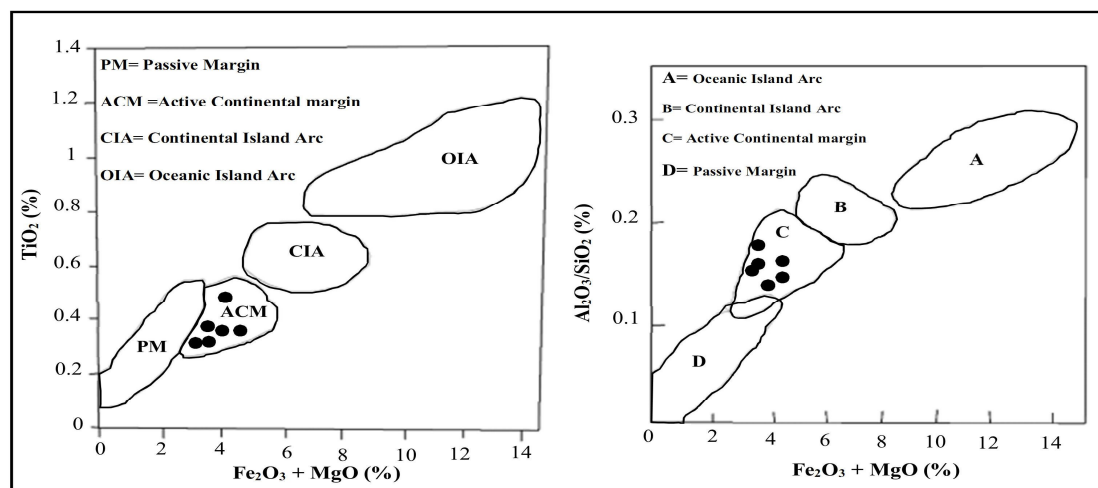
شکل ۸. طبقه‌بندی ماسه‌سنگ‌های منطقه اورتاسو. A: طبقه‌بندی ماسه‌سنگ‌ها بر اساس $\text{Log (SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3)$ در مقابل $\text{Log (Na}_2\text{O/K}_2\text{O)}$ بر اساس نمودار پتی‌جان (Pettijohn et al., 1987) و B: طبقه‌بندی ماسه‌سنگ‌ها بر اساس $\text{Log (SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3)$ در مقابل $\text{Log (Fe}_2\text{O}_3/\text{K}_2\text{O)}$ طبق نمودار هرون (Herron, 1988)

Fig. 8. Classification of sandstones in the Ortasu region. A: Classification of sandstones based on $\text{Log (SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3)$ versus $\text{Log (Na}_2\text{O/K}_2\text{O)}$ according to Pettijohn et al. (1987) diagram, and B: Classification of sandstones based on $\text{Log (SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3)$ versus $\text{Log (Fe}_2\text{O}_3/\text{K}_2\text{O)}$ according to Herron (1988) diagram



شکل ۹. نمودار تعیین منشأ ماسه‌سنگ‌های منطقه اورتاسو. A: نمودار Zr در مقابل TiO₂ (Hayashi et al., 1997) و B: نمودار متمایزکننده تابعی برای تعیین مجموع ماسه‌سنگی بر اساس عناصر اصلی (Roser and Korsch, 1988)

Fig. 9. Origin determination diagram of sandstones in the Ortasu area. A: Diagram of Zr versus TiO₂ (Hayashi et al., 1997), and B: Distinguishing functional diagram for determining table of sandstone based on major elements (Roser and Korsch, 1988)



شکل ۱۰. موقعیت نمونه‌های منطقه اورتاسو در نمودارهای محیط زمین‌ساختی (Bhatia, 1983). چنان‌که مشاهده می‌شود نمونه‌های مورد بررسی در محدوده حاشیه فعال قاره‌ای قرار دارند.

Fig. 10. The location of Ortasu samples in the tectonic setting diagrams (Bhatia, 1983). As shown in the figures, the samples are located in the active continental margin.

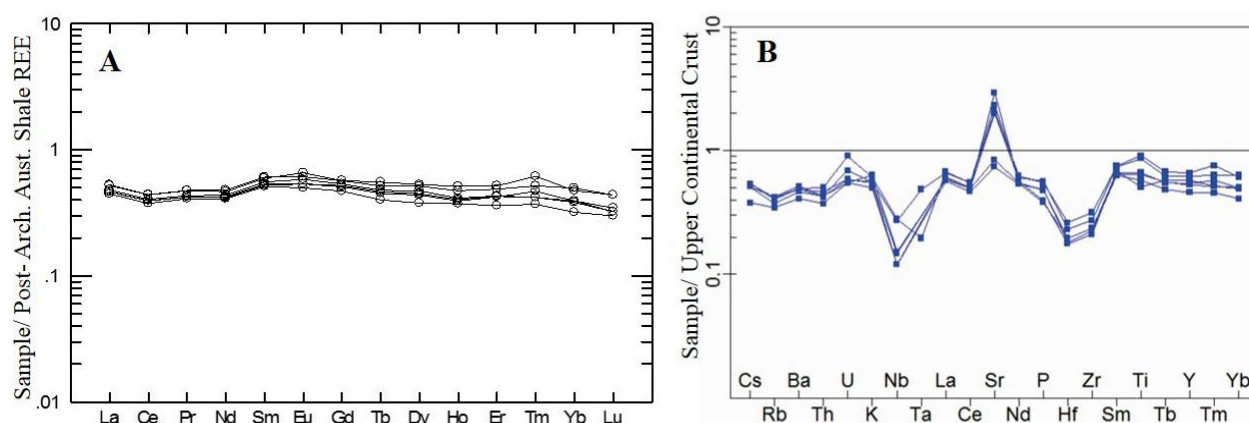
هستند. عناصر کمیاب خاکی قابلیت انحلال کمی دارند و در طی فرایندهایی همچون هوازدگی، دگرگونی ضعیف و دگرسانی تقریباً غیرمتحرک و ساکن هستند که به‌همین دلیل در

توزیع و پراکندگی عناصر کمیاب و کمیاب خاکی
در بررسی‌های زمین‌شیمیایی و فرایندهای آذرین، دگرگونی و رسوبی، عناصر کمیاب خاکی از اهمیت ویژه‌ای برخوردار

برای مشخص شدن پراکندگی و میزان غنی‌شدگی عناصر کمیاب در نمونه‌های مورد بررسی، از نمودارهای مربوط به پوسته بالایی (Nakamura, 1974) استفاده شده است (Rollinson, 1993). با توجه به به‌هنگارسازی نمونه‌های آنالیز شده نسبت به پوسته بالایی که با استفاده از نمودار ناکامورا (Nakamura, 1974) رسم شده است (شکل ۱۱-B)، مشاهده می‌شود که در عناصر لیتوفیل بزرگ نظیر U و Sr غنی‌شدگی وجود دارد که این می‌تواند به دلیل وجود کانی‌های فیلسیلیکاته، فلدسپات‌ها، مواد آلی و کانی‌های رسی در ماسه‌سنگ‌های منطقه مورد بررسی باشد. حضور کانی‌های رسی بر اساس بررسی‌های انجام‌شده امینی (Amini, 2001) بر روی ماسه‌سنگ‌های سازند قرمز بالایی در بخش‌های مرکزی پهنه ایران مرکزی، مورد تأیید قرار گرفته است. علاوه بر این، عناصری مانند Nb، Zr، Hf و P نهی‌شدگی نشان می‌دهند که می‌تواند به دلیل کنترل رفتار آنها توسط کانی‌های سنگین تخریبی باشد. چنان‌که در شکل (۱۱-B) نشان داده شده است، عناصر Nb و P آنومالی منفی دارند. وجود آنومالی منفی در این عناصر بیانگر آن است که سنگ منشأ رسوبات این منطقه در کمانی ماگمایی تشکیل شده است.

تعیین منشأ کانسارهای آذرین، دگرگونی و رسوبی کاربرد فراوانی دارند (Rollinson, 1993).

برای بررسی چگونگی پراکندگی عناصر کمیاب خاکی در ماسه‌سنگ‌های اورتاسو از استانداردهایی مانند ترکیب شیل استرالیا (Taylor and McLennan, 1985) و کندریت‌ها (Nakamura, 1974) استفاده شده است (شکل ۱۱-A). چنان‌که در این شکل مشاهده می‌شود، نمونه‌های مربوط به سنگ میزبان کانه‌زایی در منطقه اورتاسو غنی‌شدگی جزئی در عنصر Eu نشان می‌دهند. پژوهش ماراولیس و همکاران (Maravelis et al., 2007) که بر روی ماسه‌سنگ‌ها و گل‌سنگ‌های زمان انوسن پسین تا الیگوسن پیشین در شمال شرق یونان انجام شده است، نشان می‌دهد که حضور کانی‌های فلدسپات در سنگ میزبان باعث غنی‌شدگی Eu می‌شود. با توجه به غنی‌شدگی Eu در سنگ میزبان کانه‌زایی اورتاسو و وجود کانی‌های فلدسپاتی در آنها می‌توان عامل غنی‌شدگی این عنصر را با حضور کانی‌های فلدسپاتی در منطقه توجیه کرد. همچنین همان‌طور که در نمودار مربوط به عناصر کمیاب خاکی دیده می‌شود (شکل ۱۱-A)، آنالیز این نمونه‌ها تقریباً به صورت خطی هستند که این امر می‌تواند به این دلیل باشد که نمونه‌ها دارای منشأ یکسانی بوده‌اند.



شکل ۱۱. A: الگوی به‌هنگارشده عناصر کمیاب خاکی کانسار اورتاسو نسبت به شیل استرالیا (Taylor and McLennan, 1985) و B: الگوی به‌هنگارشده عناصر کمیاب در کانسار اورتاسو نسبت به پوسته بالایی (Nakamura, 1974)

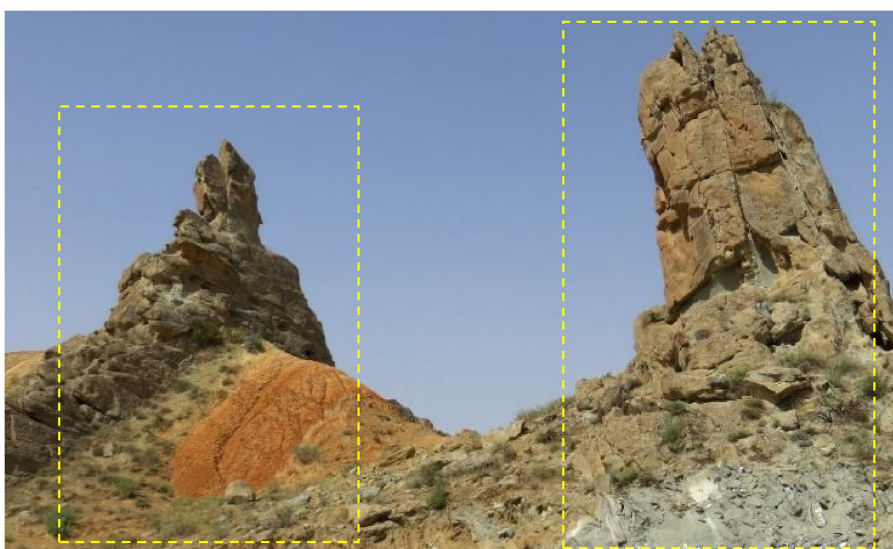
Fig. 11. A: Rare earth elements pattern of the Ortasu deposit normalized to the Australian shale (Taylor and McLennan, 1985), and B: Trace elements pattern in the Ortasu deposit which normalized to the Upper Continental Crust (Nakamura, 1974)

کانه‌زایی

کانه‌زایی سرب و روی در کانسار اورتاسو در دو افق ماسه‌سنگی خاکستری رنگ تشکیل شده که توسط واحدهای مارن قرمز رنگ احاطه شده است. هر کدام از افق‌های کانه‌زایی دارای ضخامتی حدود ۵ تا ۶ متر و طول حدود ۱۰۰ متر هستند. افق‌های یاد شده دارای امتداد شرقی-غربی بوده و شیب آنها حدود ۶۰ درجه به سوی شمال است (شکل ۱۲). کانه‌زایی سرب و روی در ماسه‌سنگ‌های احیایی به صورت چینه‌کران رخ داده است. تمرکز کانه‌زایی در بخش‌های حاوی بقایا و فسیل‌های گیاهی و با نفوذپذیری بالای سنگ میزبان تمرکز یافته است. کانه‌زایی سرب و روی در این منطقه محدود به بخش‌های حاوی بقایا و فسیل‌هایی گیاهی است و در واحدهای دیگر از جمله ماسه‌سنگ‌ها و مارن‌های قرمز دیده نمی‌شود.

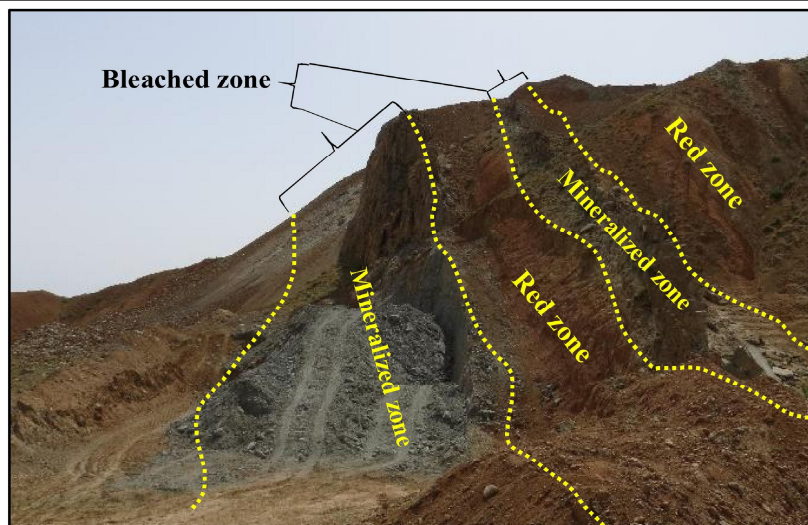
بر اساس بررسی‌های انجام شده، در افق‌های ماسه‌سنگی میزبان کانه‌زایی، دو پهنه مهم دگرسانی شامل پهنه قرمز اکسیدان و پهنه شسته شده و زیر پهنه کانه‌زایی شده وجود دارد که زیر پهنه کانه‌زایی شده درون پهنه شسته شده قرار دارد (Mahdavi et al., 2010) (شکل ۱۳). پهنه قرمز اکسیدان در اطراف پهنه شسته شده قرار دارد و شامل لایه‌های ماسه‌سنگ و مارن قرمز

رنگ است که مقدار فراوانی اکسید آهن در آنها وجود دارد. در این پهنه، دانه‌های آواری توسط اکسیدهای آهن احاطه شده است و به همین دلیل، این پهنه به رنگ قرمز دیده می‌شود. ماسه‌سنگ‌های موجود در این بخش‌ها از نوع لیت‌آرنایت بوده و مهم‌ترین اجزای تشکیل دهنده آنها خرده‌سنگ‌ها (رسوبی و دگرگونی و به مقدار کم آتشفشانی)، کوارتز، فلدسپات و به مقدار ناچیز پلاژیو کلاز است. در این بخش از ماسه‌سنگ‌ها به غیر از بلورهای پیریت اکسید شده، هیچ نوع کانه‌زایی سولفیدی و اکسیدی سرب و روی تشکیل نشده است. پهنه شسته شده بخشی از ماسه‌سنگ‌هاست که به دلیل فرایند دگرسانی دچار تغییر رنگ شده‌اند. در این پهنه، وجود مواد آلی و پیریت‌های دیاژنتیکی باعث تشکیل سیالات احیایی شده است که در نتیجه چرخش این سیالات، رنگ این واحدها خاکستری شده است (شکل ۱۳). کانه‌زایی محدود به افق‌های شسته شده‌ای است که مواد آلی و پیریت در آن بخش‌ها وجود داشته باشد. وجود پیریت، آثار و بقایای گیاهی، نفوذپذیری سنگ میزبان و سیالات، در احیایی کردن محیط و همچنین کنترل کانه‌زایی در این بخش‌ها نقشی مهم داشته‌اند.



شکل ۱۲. نمای نزدیک از افق‌های کانه‌زایی در کانسار اورتاسو که با کادر زرد رنگ مشخص شده است (دید به سمت جنوب غرب).

Fig. 12. Close up view from the mineralization horizons in the Ortasu deposit which is marked by the yellow color box (looking to the southwest).



شکل ۱۳. تصویر صحرایی موقعیت افق‌های کانه‌زایی و پهنه‌های قرمز اکسیدان، شسته‌شده و کانه‌زایی‌شده در منطقه اورتاسو را نسبت به هم نشان می‌دهد (دید به سمت جنوب شرق).

Fig. 13. Field photograph shows the location of mineralized horizons and red oxidant, leached and mineralized zones related to each other in the Ortasou area (looking to the southeast).

کانی‌شناسی و ساخت و بافت

کانی‌شناسی کانسار اورتاسو شامل گالن، اسفالریت، پیریت و کالکوپیریت است که طی فرایندهای برون‌زاد و هوازدگی از حاشیه‌های بلوری و شکستگی‌ها به کانی‌های ثانویه از جمله گوتیت، کالکوسیت، کوولیت و سروزیت تبدیل شده‌اند.

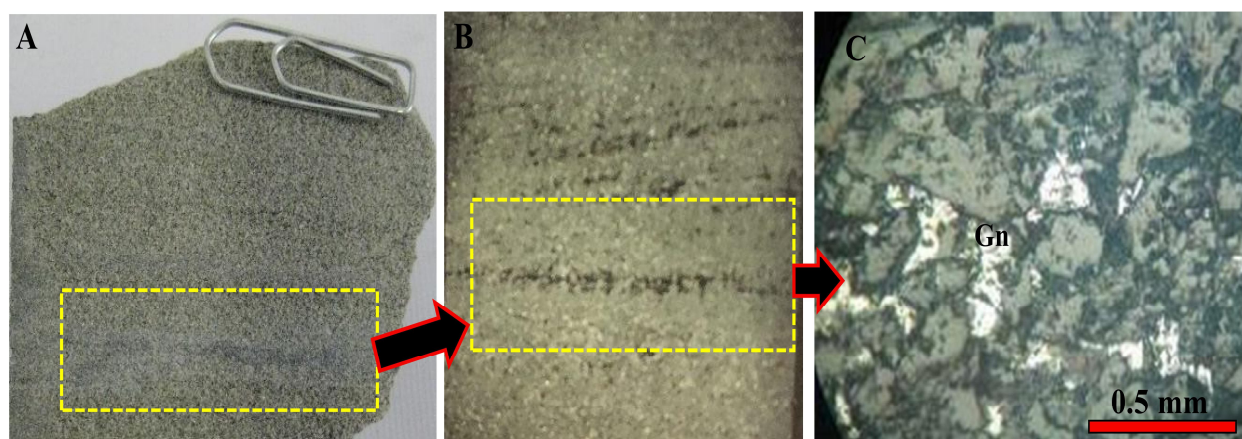
گالن فراوان‌ترین کانی سولفیدی در کانسار اورتاسو است که معمولاً به صورت بلورهای دانه‌پراکنده، شبه‌لامینه‌ای و سیمان بین‌بلوری مشاهده می‌شود (شکل ۱۰). بافت دانه‌پراکنده در کانسارهای سرب و روی با میزان ماسه‌سنگ بافتی است که پس از دگرسانی و احیای محیط، در اثر برخورد سیال اکسیدان به بخش‌های احیایی و در قسمت‌های با نفوذپذیری بالا و در اثر جانشینی سرب و روی به جای سیمان کربناته و یا به صورت پرکننده فضای خالی بین‌دانه‌ها تشکیل می‌شود (Woodward et al., 1974; MacIntyre, 2005). بافت شبه‌لامینه‌ای از بافت‌های دیگری است که اغلب به صورت نوارهای موازی لایه‌بندی و در بخش‌های دارای مواد آلی مشاهده می‌شود (شکل ۱۴-A، B و C). در واقع این نوارها، درزه‌های انحلالی هستند که پس از مرحله دیاژنز اولیه و قبل از دیاژنز تأخیری و

در سطوح موازی با لایه‌بندی و در جهت عمود بر فشار لیتواستاتیکی تشکیل می‌شوند. در اثر فشار بار لیتواستاتیک، ذراتی که قابلیت حل شدن دارند (از جمله تبخیری‌ها) به صورت شیمیایی حل می‌شوند و ذراتی که غیرقابل انحلال هستند (مانند کانی‌های سولفیدی و مواد آلی)، باقی می‌مانند و بافت یادشده را به وجود می‌آورند (Durieux and Brow, 2007).

اسفالریت یکی دیگر از کانی‌های سولفیدی موجود در ماسه‌سنگ‌های منطقه است که به همراه گالن، پیریت و کالکوپیریت دیده می‌شود. اسفالریت نسبت به گالن فراوانی کمتری داشته و بافت غالب در آن دانه‌پراکنده و سیمان بین‌بلوری است (شکل ۱۵-A). پیریت یکی از معمول‌ترین کانی‌های سولفیدی است که در اغلب نهشته‌های معدنی تشکیل می‌شود (Yilmaz et al., 2010). بر اساس بررسی‌های انجام‌شده، می‌توان پیریت‌های موجود در کانسار اورتاسو را به دو نسل تقسیم کرد: ۱- پیریت نسل اول با بافت فرامبوئیدال (شکل ۱۵-B) و ۲- پیریت نسل دوم با بافت دانه‌پراکنده که اغلب خودشکل هستند و با کانی‌های گالن، اسفالریت و کالکوپیریت دیده می‌شود. وجود پیریت‌های فرامبوئیدال از

قابل مشاهده هستند. قابل ذکر است که این نوع از پیریت‌ها، حاصل یک ژل سولفیدی هستند که در مرحله سین‌زنتیک تشکیل شده‌اند (Love and Brockley, 1973).

ویژگی‌های محیط‌های با دمای پایین است (Love and Brockley, 1973). این پیریت‌ها معمولاً به صورت کروی و در اندازه‌های کمتر از ۵۰ میکرون دیده می‌شوند (شکل ۱۵-B). این نوع پیریت‌ها در هر دو افق کانه‌زایی در کانسار اورتاسو



شکل ۱۴. بافت شبه‌لامینه‌ای گالن در کانسار اورتاسو. A: در نمونه دستی، B: مقطع نازک صیقلی و C: تصویر میکروسکوپی. علامت اختصاری کانی‌ها برگرفته از ویتنی و اوانز (Whitney and Evans, 2010) است (Gn: گالن).

Fig. 14. Solution seams texture of galena A: in Hand specimen, B: polished thin section, and C: microscopic image in the Ortasou deposit. Mineral observation from Whitney and Evans (2010) (Gn: galena).

اکسیدهای آهن تبدیل شده‌اند که به صورت بافت بازماندی و جانشینی دیده می‌شوند (شکل ۱۶-C و D).

توالی همیافتی و مراحل تشکیل کانه‌ها

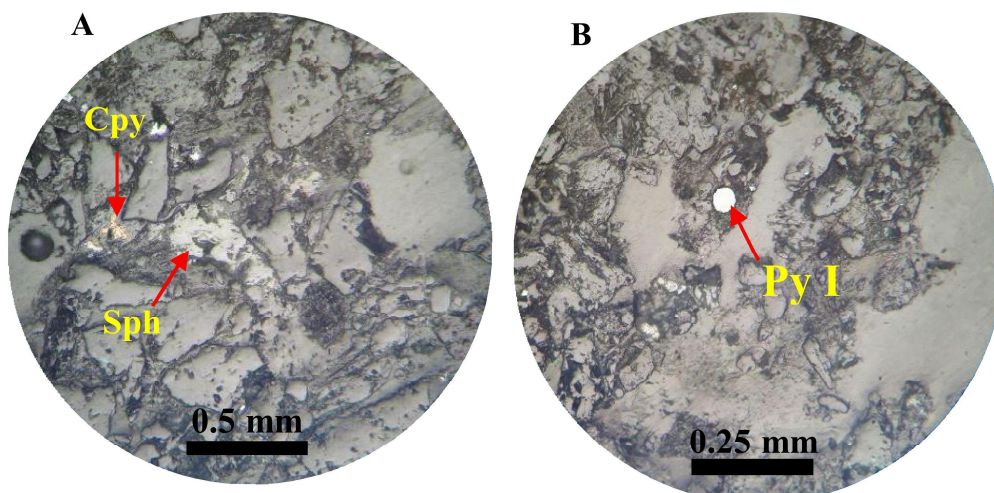
کانه‌زایی در کانسار سرب و روی اورتاسو، اغلب به صورت چین‌کران در درون ماسه‌سنگ‌های احیایی رخ داده است. کانه‌زایی در کانسار اورتاسو شامل مراحل هم‌زمان با رسوب‌گذاری تا دیاژنز میانی است (شکل ۱۷). در مرحله هم‌زمان با رسوب‌گذاری، پیریت فرامبوئیدال (نسل اول) که حاوی مقدار بیشتری سولفیدهای آهن است، تشکیل شده است. در این مرحله پدیده‌های قرمز شدن رسوبات و فشردگی در رسوبات روی داده است. در مرحله دیاژنز اولیه، کلسیت بیشتر به صورت سیمان کلسیتی در فضای بین ذرات آواری تجمع پیدا کرده است. حرکات سیالات درون رسوبات، یون‌های موجود در داخل مایعات درون حفره‌ها و همچنین شرایط

پیریت‌های نسل دوم (شکل ۱۶-A) در مرحله دگرسانی و همراه با کانی‌های سولفیدی از جمله گالن، اسفالریت و کالکوپیریت تشکیل شده‌اند. پیریت نسل دوم نیز همانند پیریت فرامبوئیدال در هر دو افق کانه‌زایی دیده می‌شود و در برخی قسمت‌ها نیز به دلیل هوازدگی به هیدروکسیدهای آهن تبدیل شده است. کالکوپیریت به صورت بافت دانه‌پراکنده و بازماندی با اندازه‌های بسیار کوچک تشکیل شده است.

مقدار فراوانی این کانی نسبت به سایر کانی‌های سولفیدی بسیار کم است (شکل ۱۶-B). به دلیل جانشینی کالکوپیریت توسط کالکوسیت، کوولیت و اکسیدهای آهن، کالکوپیریت بافت بازماندی را از خود نشان می‌دهد (شکل ۱۶-B). در بعضی قسمت‌های کانسار سرب و روی اورتاسو، به دلیل فرایندهای برون‌زاد و هوازدگی، کانی‌های اصلی هوازده شده و به کانی‌های ثانویه نظیر کالکوسیت، سروزیت، کوولیت و

تبخیری از جمله لایه‌های تبخیری و گنبد‌های نمکی موجود در منطقه (گنبد‌های نمکی موجود در منطقه و لایه‌های تبخیری موجود در بخش‌های زیرین سازند قرمز بالایی) منشأ می‌گیرند.

رسوب‌گذاری از عوامل مهم در فرایند سیمانی‌شدن هستند که این شرایط خود در رابطه با فرایندهای شیمیایی هستند (Moussavi Harami, 1998). در اواخر مرحله دیاژنز اولیه، سیالات بین‌سازندی و گرم که حاوی کلر هستند از واحدهای



شکل ۱۵. تصاویر میکروسکوپی از اسفالریت و پیریت نسل اول در کانسار اورتاسو. A: اسفالریت به همراه کالکوپیریت که به‌صورت دانه‌پراکنده تشکیل شده است و B: پیریت نسل اول با بافت فرامبوئیدال در کانسار اورتاسو. علائم اختصاری کانی‌ها برگرفته از ویتنی و اوانز (Whitney and Evans, 2010) است (Sph: اسفالریت، Cpy: کالکوپیریت، Py I: پیریت نسل اول).

Fig. 15. Photomicrographs of sphalerite and first generation of pyrite in the Ortasu deposit. A: Sphalerite associated with chalcopyrite which formed as disseminated, and B: First generation of pyrite with framboidal texture in the Ortasu deposit. Mineral observation from Whitney and Evans (2010) (Sph: sphalerite, Ccp: chalcopyrite, Py I: first generation of pyrite).

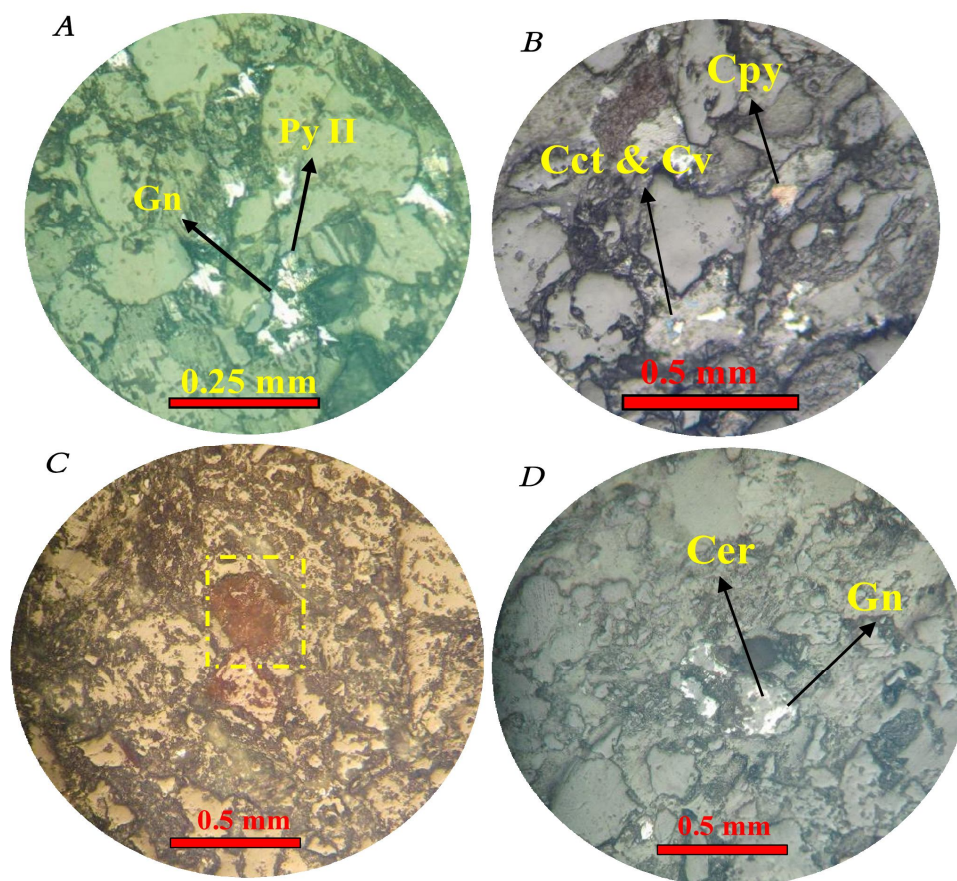
کمپلکس‌های بی‌سولفیدی (H_2S و HS) تبدیل می‌شود. در این مرحله نیز قرمز شدن و فشردگی رسوبات به‌همراه تخریب مواد ارگانیکی به‌وسیله باکتری‌های بی‌هوازی انجام می‌شود و پیریت‌های فرامبوئیدال از ژل‌های سولفیدی تشکیل می‌شوند. تشکیل فضاهای خالی در اثر حل شدن تبخیری‌ها در بین رسوبات نیز در این مرحله اتفاق افتاده است.

در مرحله دیاژنز میانی، با عبور سیالات احیایی در افق‌ها، شرایط احیایی و شسته‌شدن سنگ میزبان گسترش می‌یابد که در نتیجه این فرایند، افق‌هایی که غنی از مواد آلی بوده‌اند، شسته می‌شوند و افق‌های دگرسان شسته‌شده را به‌وجود می‌آورند (Brown, 2003). سیالات احیایی تولیدشده که غنی از کمپلکس

این سیالات هنگام عبور از رسوبات قرمز رنگ، عنصر مس، سرب و روی را شسته و به همراه خود به افق‌های احیایی منتقل می‌کنند. در اغلب کانسارهای رسوبی با سنگ میزبان ماسه‌سنگی، منشأ شورابه‌های زیرزمینی اکسیدان، لایه‌های تبخیری هستند (Brown, 1997). گسل‌ها و شکستگی‌های حاصل از بالآمدگی دیاپیرهای نمکی در این منطقه، مسیری مناسب برای عبور سیالات حاوی فلزات هستند. به دلیل وجود مواد آلی و همچنین پیریت‌های فرامبوئیدال در برخی از افق‌ها، سیالات بین‌سازندی احیا شده و سیالات احیایی در آن افق‌ها تشکیل می‌شوند. در افق‌های یادشده، سولفات موجود در آب بین‌سازندی، توسط باکتری‌های بی‌هوازی احیا شده و به

بافت‌های مختلف از قبیل بافت‌های دانه‌پراکنده، جانشینی، سیمان بین‌بلوری و شبه‌لامینه‌ای در آن بخش‌ها تشکیل می‌شوند. در مرحله بعدی (دیاژنز تأخیری) فرایندهایی از جمله تراکم، باعث فشرده‌شدن سنگ‌ها می‌شود. در مرحله آخر، طی فرایندهای هوازدگی و برون‌زاد، کانی‌های ثانویه اکسیدی، کربناتی و سولفیدی از جمله اکسیدهای آهن، سروزیت، کالکوسیت و کوولیت تشکیل می‌شوند.

بی‌سولفید هستند، با اکسیدهای آهن که در اطراف دانه‌ها وجود دارد، ترکیب شده و باعث تشکیل پیریت دیاژنتیک می‌شود. در این مرحله، به‌دلیل اینکه محیط احیایی شده است، شرایطی مناسب برای کانه‌زایی و تشکیل کانی‌های سولفیدی مانند گالن، اسفالریت، پیریت و کالکوپیریت به‌وجود می‌آید. کانه‌زایی سولفیدی در داخل افق‌های احیایی و در اثر برخورد سیالات اکسیدان حاوی فلزات یادشده در این مرحله روی داده و



شکل ۱۶. تصاویر میکروسکوپی از کانی‌های اولیه و ثانویه تشکیل‌شده در کانسار اورتاسو. A: پیریت نسل دوم با بافت دانه‌پراکنده همراه با کانی گالن، B: کانی‌های کالکوسیت و کوولیت که جانشین کالکوپیریت شده‌اند، C: کانی پیریت که به‌دلیل هوازدگی به‌صورت کامل به اکسید آهن (کادر زرد رنگ) تبدیل شده است و D: کانی گالن که بر اثر هوازدگی در حال تبدیل شدن به سروزیت است. علایم اختصاری کانی‌ها برگرفته از ویتنی و اوانز (Whitney and Evans, 2010) است (Py II: پیریت نسل دوم، Gn: گالن، Cct: کالکوسیت، Cv: کوولیت، Cpy: کالکوپیریت، Cer: سروزیت).

Fig. 16. Photomicrographs from primary and secondary minerals which formed in the Ortasu deposit. A: Second generation of pyrite with disseminated textures associated with galena, B: Chalcopyrite replaced by chalcocite and covellite, C: Pyrite which has fully converted to Fe-oxide (yellow color box) due to the weathering, and D: Galena which is converting to cerussite due to weathering. Mineral observation from Whitney and Evans (2010) (Py II: Second generation of pyrite, Gn: galena, Cpy: chalcopyrite, Cct: chalcocite, Cv: covellite, Cer: cerussite).

Minerals and Process	Diagenesis				Supergene and Weathering
	Syn-sedimentary	Early Diagenesis	Middle Diagenesis	Late Diagenesis	
Redding	—————				
Calcite cement		—————			
Organic destruction and acidic solution			—————		
Porosity generation		—————			
Bleaching		-----	—————		
Compaction	-----			—————	
Pyrite-I	—————				
Pyrite-II			—————		
Chalcopyrite			—————		
Galena			—————		
Sphalerite			—————		
Cerussite					—————
Chalcocite					—————
Covellite					—————
Goethite					—————
Ore Texture	Framboidal	—————			
	Disseminated		—————		
	Solution seams		—————		
	Replacement		—————		—————
	Grain cement		—————		
	Relict				—————

شکل ۱۷. توالی پاراژنتیکی کانها در کانسار سرب و روی اورتاسو

Fig. 17. Paragenetic sequence of ores in the Ortasu Pb- Zn deposit

نوع کان‌زایی

در جدول ۳، ویژگی‌های کانسار اورتاسو با کانسارهای سرب رسوبی (نوع Laisvall) و کانسارهای مس نوع Redbed مقایسه شده است. چنان‌که مشاهده می‌شود، این کانسار شباهت‌های زیادی را با کانسارهای مس رسوبی نوع Redbed در ویژگی‌هایی از جمله موقعیت زمین‌ساختی، محیط ته‌نشست، سنگ میزبان، سن، ژئومتری، ساخت و بافت، کانی‌شناسی، دگرسانی و عوامل کنترل‌کننده کان‌زایی دارد (جدول ۳). کانسارهای نوع Redbed در قسمت‌های بالایی توالی رسوبات تخریبی قاره‌ای تشکیل می‌شوند که این رسوبات ویژگی‌های حوضه‌های ریف‌ت قاره‌ای را دارا هستند (Jowett, 1989). در کانسارهای نوع Redbed، کان‌زایی مس معمولاً در محیط‌هایی انجام می‌شود که پرکننده ریف‌ت‌های درون قاره‌ای هستند. از

محیط‌های زمین‌ساختی مناسب برای تشکیل کانسارهای مس رسوبی نوع Redbed، می‌توان به نواحی مربوط به حوضه‌های گسلیده مانند ریف‌ت‌ها، حوضه‌های کششی و حوضه‌های فورلندی اشاره کرد (Cox et al., 2007). براساس پژوهش‌های انجام‌شده در محدوده مورد بررسی و همچنین بر اساس نتایج آنالیزهای زمین‌شیمیایی ماسه‌سنگ‌های میزبان منطقه اورتاسو (Haghighi et al., 2016a; Haghighi et al., 2016b; Haghighi, 2017)، می‌توان اظهار داشت که ماسه‌سنگ‌های میزبان کان‌زایی در کانسار اورتاسو، در یک حوضه فورلندی حاشیه فعال قاره‌ای ته‌نشست کرده‌اند. بالاتر و همکاران (Ballato et al., 2016) نیز محیط زمین‌ساختی فورلندی حاشیه فعال قاره‌ای را برای ماسه‌سنگ‌های سازند قرمز بالایی پیشنهاد کرده‌اند.

کانسارهای مس رسوبی نوع Redbed، در مرز بین ماسه‌سنگ‌ها، کنگلومرای قرمز اکسیدان و خاکستری نسبتاً احیایی به وجود می‌آیند (Hitzman et al., 2005). چنان‌که در بخش‌های قبل بیان شد، کانسار سرب و روی اورتاسو، در داخل ماسه‌سنگ‌هایی احیایی تشکیل شده است. در این کانسار، کانه‌زایی در قسمت زیرین کانال‌های قدیمی که در توالی‌های سازند قرمز بالایی وجود دارد، اتفاق افتاده است. قابل ذکر است که در این کانسار، در قسمت‌هایی که مواد آلی وجود دارد، کانه‌زایی سرب و روی تشکیل شده است. با توجه به بررسی‌های انجام شده، می‌توان گفت که کانسار سرب و روی اورتاسو در دسته کانسارهای مس رسوبی نوع Redbed قرار می‌گیرد. همان‌طور که در جدول ۴ قابل مشاهده است، این کانسار با کانسارهای چهرآباد، چهرگان، چرلانقوش و مارکشه که همگی از نوع مس رسوبی نوع Redbed هستند، شباهت فراوانی دارد.

جدول ۳. مقایسه ویژگی‌های کانسار سرب و روی اورتاسو با کانسارهای مس رسوبی نوع Redbed و سرب نوع لایزوال

Table 3. Comparison of Ortasu Pb- Zn deposit with Redbed type sedimentary copper and Laisvall type lead deposits

Ore deposit	Ortasu Pb- Zn deposit	Redbed- type Cu deposit	Sandstone lead deposits (Laisvall)
Tectonic setting	Foreland basins and active continental margins with salt domes	Rift and generally extensional environment, forlands, areas with salt domes	Rift and generally extensional environment
Deposition setting	Coastal environment and low depth areas (tidal)	Coastal environment and low depth areas	Fluvial to shallow marine or tidal beach
Host rock	Detrital sequence, alternation of sandstone and marl	Redbed detrital sequence includes sandstone, marl and conglomerate	Marine and/ ore fluvial grey or white sandstone but never red sandstone
Age	Miocene	Neoproterozoic- late Mesozoic- early Cenozoic	Middle Proterozoic to Cretaceous
Geometry	Startabound and concordant with bedding	Lenticular and concordant with bedding	Lenzoid to bedding
Texture and structure	Cemented, disseminated, solution seams, framboidal pyrite and residual	Disseminated, replacement, solution seams, colloform, cemented and residual	Disseminated, cemented and spot
Mineralogy	Galena, sphalerite, pyrite, chalcocite, chalcocite, covellite, cerussite	Chalcocite, covellite, bornite, natural copper and silver, galena, sphalerite	Galena, sphalerite, pyrite, chalcocite
Dominant alteration	Bleaching	Bleaching	Lacking of alteration
Ore forming factors	Pyrite, organic materials, fluids, permeability of host rock, faults and fractures, salt domes	Permeability of sandstone layers and existence of plant fossils debris	Permeability of sandstone layers and organic materials
Reference	Haghighi, 2017; Haghighi et al., 2016a; Haghighi et al., 2016b	Woodward et al., 1974; Flint, 1989; Cox et al., 2007; Thorson, 2005	Sangster, 1996

جدول ۴. مقایسه ویژگی‌های کانسار سرب و روی اورتاسو با کانسارهای مس رسوبی نوع Redbed در ایران

Table 4. Comparison of Ortasu Pb- Zn deposit with Redbed type sedimentary copper deposits in Iran

Ore deposit	Cherlangosh	Chehregan	Marksheh	Chehrabad	Ortasu
Location	Northwest of Zanjan	North of Tasouj	Northwest of Ravar	Northwest of Zanjan	Northwest of Zanjan
Age	Miocene	Miocene	Jurassic-Cretaceous	Miocene	Miocene
Main elements	Cu-Pb-Zn	Cu	Cu-Ag	Cu-Ag	Pb-Zn±Cu
Tectonic setting	Extensional environment, Forland basin	Extensional environment?	Extensional environment	Extensional environment	Extensional environment, Forland basin
Deposition setting	Low depth and tidal	Low depth	Tidal	Low depth and tidal	Low depth and tidal
Geometry	Lenticular and concordant with bedding	Lenticular and concordant with bedding	Lenticular and concordant with bedding	Lenticular and concordant with bedding	Layered and concordant with bedding
Host rock	Sandstone	Sandstone	Sandstone and conglomerate	Sandstone	Sandstone
Ore deposit mineralogy	Chalcocite, covellite, galena, sphalerite, chalcopyrite, pyrite, cerucite, anglesite, smitsonite, malachite, azurite	Chalcocite, covellite, malachite, azurite	Chalcocite, covellite, bornite, chalcopyrite, malachite, azurite, tenorite, argentite, chrysocolla	Chalcocite, chalcopyrite, bornite, argentite, covellite, malachite, azurite, tenorite	Galena, sphalerite, pyrite, chalcopyrite, chalcocite, cerucite, covellite
texture and structure	Replacement, disseminated, cemented, solution seam, lenticular, framboidal pyrite, residual	Replacement, disseminated	Replacement, disseminated, solution seam, cemented and colloform	Disseminated, cemented, solution seam and lenticular	Disseminated, cemented, solution seam, framboidal pyrite, replacement and residual
Alteration	Bleaching	Bleaching	Bleaching	Bleaching	Bleaching

ادامه جدول ۴. مقایسه ویژگی‌های کانسار سرب و روی اورتاسو با کانسارهای مس رسوبی نوع Redbed در ایران

Table 4 (Continued). Comparison of Ortasu Pb- Zn deposit with Redbed type sedimentary copper deposits in Iran

Ore deposit	Cherlangosh	Chehregan	Marksheh	Chehrabad	Ortasu
Reducing agent	Organic materials, residual plant and diagenetic pyrite	Organic materials, and diagenetic pyrite	Organic materials, and diagenetic pyrite	Organic materials, residual plant and diagenetic pyrite	Organic materials, residual plant and diagenetic pyrite
Ore forming factors	Existence of reducing factors such as pyrite and organic materials, host rock permeability, faults and fractures, salt domes and evaporation layers	Existence of reducing agent, host rock permeability	Existence of reducing agent, host rock permeability	Existence of reducing agent, host rock permeability, faults and fractures, salt domes and evaporation layers	Existence of reducing factors such as pyrite and organic materials, host rock permeability, faults and fractures, salt domes and evaporation layers
Mineralization type	Redbed SHC	Redbed SHC	Redbed SHC	Redbed SHC	Redbed SHC
Reference	Jamalipour, 2015	Panahzadeh, 2010	Mahdavi et al., 2007, 2010	Bigdeli et al., 2013	Haghighi, 2017; Haghighi et al., 2016a, 2016b

نتیجه‌گیری

کانه‌زایی در کانسار اورتاسو در دو افق ماسه‌سنگی خاکستری رنگ و به صورت هم‌روند با آن تشکیل شده است. بافت‌های غالب در این کانسار شامل بافت دانه‌پراکنده، شبه‌لامینه‌ای، پیریت فرامبوئیدال و بافت سیمان‌بلوری است که در طی دیاژنز اولیه تا دیاژنز میانی تشکیل شده است. کانی‌های اصلی این کانسار شامل اسفالریت، گالن، کالکوپیریت و پیریت بوده که در اثر فرایندهایی نظیر هوازدگی و سوپرژن به کانی‌های ثانویه از جمله کالکوسیت، کوولیت، سروزیت و اکسیدهای آهن تبدیل شده‌اند. بر اساس بررسی‌های زمین‌شیمیایی انجام‌شده،

ماسه‌سنگ‌های موجود در این منطقه از نوع لیت‌آرنایت بوده و منشأ سنگ میزبان کانسار در محیط زمین‌ساختی حاشیه فعال قاره‌ای؛ ولی سازند قرمز بالایی در یک حوضه فورلندی تشکیل شده است.

کانه‌زایی در کانسار اورتاسو بیشتر سرب و روی و به مقدار کمتر مس بوده که در دو افق ماسه‌سنگی رخ داده است. با توجه به ویژگی‌های این کانسار و همچنین بر اساس ویژگی‌های کانسارهای تشکیل‌شده در این ناحیه از جمله چهرآباد، چرلانقوش، حمزه‌لو، حلب و ساری‌کند، می‌توان اظهار داشت که این کانه‌زایی در دسته کانسارهای مس رسوبی قرار دارد؛ با

حلب و حمزه‌لو) و یا فقط افق سرب و روی (مانند کانسارهای اورتاسو و ساری‌کند) دیده می‌شود. نبود برخی افق‌های کانه‌زایی در برخی از این کانسارها می‌تواند در اثر فرایندهای زمین‌ساختی باشد. در کانسارهای مس رسوبی زون‌بندی‌های افقی و عمودی وجود دارد که در بخش نزدیک به منشأ، کانه‌زایی مس رخ می‌دهد و در بخش دور از منشأ، کانه‌زایی سرب و روی اتفاق می‌افتد. بررسی‌های انجام‌شده در کانسار اورتاسو، نشان می‌دهد که این کانسار شباهت زیادی با کانسارهای مس رسوبی دارد؛ با این تفاوت که افق مس‌دار در این کانسار مشاهده نمی‌شود. بنابراین بررسی کانسار اورتاسو از لحاظ ویژگی‌های زمین‌شناسی، کانی‌زایی و ژئوشیمیایی می‌تواند در این بخش از ایران، الگوی مناسبی برای اکتشاف کانسارهای مشابه در داخل سازند قرمز به‌شمار آید.

این تفاوت که در این کانسار افق کانه‌زایی مس دیده نمی‌شود. نبود افق مس در این کانسار می‌تواند به دلیل رخداد فرایندهای زمین‌ساختی که سبب چین‌خوردگی و ایجاد گسل‌های فراوان در سازند قرمز بالایی در این ناحیه شده است، در نظر گرفته شود. کانسارهای سرب و روی نوع لایزوال درون واحدهای ماسه‌سنگی تشکیل می‌شود؛ ولی در مناطقی که این کانسارها تشکیل می‌شوند، رسوبات قرمز وجود ندارد. به همین دلیل می‌توان اظهار داشت که این کانسار می‌تواند در دسته کانسارهای مس رسوبی قرار گیرد. در این بخش از استان زنجان، کانه‌زایی‌های مس رسوبی مختلفی از جمله کانسار چهرآباد I و II، چرلانقوش، ساری‌کند، قزلجه، حمزه‌لو و حلب در داخل سازند قرمز بالایی تشکیل شده‌اند که در برخی از آنها هر دو افق مس و سرب-روی (مانند کانسار چرلانقوش و چهرآباد II)، فقط افق مس (مانند کانسارهای قزلجه، چهرآباد I،

References

- Amini, A., 2001. Red colouring of the upper red formation in central part of its basin, central zone, Iran. *Journal of Sciences, Islamic Republic of Iran*, 12(2): 145–156.
- Ballato, P., Cifelli, F., Heidarzadeh, G., Ghassemi, M.R., Wickert, A., Hassanzadeh, J., Dupont-Nivet, G., Balling, P., Sudo, M., Zeilinger, G., Schmitt, A., Mattei, M. and Strecker, M., 2016. Tectono-sedimentary evolution of the northern Iranian Plateau: insights from middle-late Miocene foreland basin deposits. *Basin Research*, 29(12):417–446.
- Bhatia, M.R., 1983. Plate tectonics and geochemical composition of sandstone. *The Journal of Geology*, 91(6): 611–627.
- Bhatia, M.R., 1985. Plate tectonics and geochemical composition of sandstone, a reply. *The Journal of Geology*, 93(1): 85–87.
- Bigdeli, Z., Ebarhimi, M., Nabatian, Gh. and Mokhtari, M.A.A., 2013. Mineralogy, structure and textures mineral in sedimentary copper ore deposition of Chehr-Abad, Northwest of Zanjan. 21th Congress of Crystallography and Mineralogy of Iran, Zahedan University, Zahedan, Iran. (in Persian with English abstract)
- Blatt, H., Middleton, G. and Murray, R., 1980. Origin of sedimentary rocks. Prentice-Hall, Englewood Cliffs, 782 pp.
- Brown, A.C., 1997. World-class sediment-hosted stratiform copper deposits: characteristics, genetic concepts and metallotects. *Australian Journal of Earth Sciences*, 44(3):317–328.
- Brown, A.C., 1984. Alternative sources of metals for stratiform copper deposits. *Precambrian Research*, 25(1–3): 61–74.
- Brown, A.C., 2003. Redbeds: Source of metals for sediment-hosted stratiform copper, sandstone copper, sandstone lead, sandstone uranium vanadium deposits. In: D.R. Lentz (Editor), *Geochemistry of sediments and sedimentary rocks: evolutionary considerations to mineral deposit forming environments*. Geological Association of Canada, GeoText, Canada, pp. 121–133.
- Cox, D.P., 1986. Descriptive model of sediment-hosted Cu. In: D.P. Cox and D.A. Singer

- (Editors), Mineral deposit models. U.S. Geological Survey Bulletin. Canada, Pp. 101–104.
- Cox, D.P., Lindsey D.A., Singer D.A. and Diggles, M.F., 2007. Sediment-hosted copper deposits of the world: deposit models and database. U.S. Geological Survey, Canada, Open-file report 03-107, 50 pp.
- Cox, D.P., Lindsey, D.A., Singer, D.A., Moring, B.C. and Diggles, M.F., 2003. Sediment-hosted copper deposits of the world-deposit models and database. U.S. Geological Survey, Canada, open-file report 03-107, 53 pp.
- Das, B.K., AL-Mikhlaifi, A.S. and Kaur, P., 2006. Geochemistry of Mansar Lake sediments, Jammu, India: Implication for source-area weathering, provenance, and tectonic setting. *Journal of Asian Earth Sciences*, 26(6): 649–668.
- Durieux, C.G. and Brown, A.C., 2007. Geological context, mineralization, and timing of the Juramento sediment-hosted stratiform copper-silver deposit, Salta district, northwestern Argentina. *Mineralium Deposita*, 42(8): 879–899.
- Ebrahimi, M., Kouhestani, H. and Shahidi, E., 2015. Investigation of type and origin of iron in the Mesgar occurrence, south of Zanjan, using by petrology, mineralogy and geochemistry data. *Journal of Economic Geology*, 7(1): 111–127. (in Persian with English abstract)
- Ebrahimi, M. and Mousavi Motlagh, S.H., 2012. Study of sedimentary Copper deposition in Halab region, Southwest of Zanjan. 4th Congress of Economic Geology of Iran, Birjand University, Birjand, Iran. (in Persian with English abstract)
- Etemad-Saeed, N., Hosseini-Barzi, M. and Armstrong-Altrin, J.S., 2011. Petrography and geochemistry of clastic sedimentary rocks as evidences for provenance of the Lower Cambrian Lalun Formation, Posht-e-badam block, Central Iran. *Journal of African Earth Sciences*, 61(2): 142–159.
- Flint, S.S., 1989. Sediment-hosted stratabound copper deposits of the Central Andes. In: R.W. Boyle, A.C. Brown, C.W. Jefferson, E.C., Jowett and R.V. Kirkham (Editors), *Sediment-hosted stratiform copper deposits*. Geological Association of Canada, Special Paper, Canada. pp. 371–400.
- Folk, R.L., 1980. *Petrology of sedimentary Rocks*. Austin, Texas, Hemphill, 159 pp.
- Garlick, W.S., 1989. Mineralization controls and source of metal in the Lufillian Fold belt, Shaba (Zaire), Zambia and Angola- A discussion. *Economic Geology*, 84(4): 966–968.
- Ghasemlou, A., Kouhestani, H., Mokhtari, M.A.A. and Zohdi, A., 2016. Geological characteristic and mineralization of Hamzelou copper ore deposit, Northwest of Zanjan. 35th Symposium of Geosciences, Geological Survey of Iran, Tehran, Iran. (in Persian with English abstract)
- Ghasemlou, A., Kouhestani, H., Mokhtari, M.A.A. and Zohdi, A., 2017. Stratigraphy and petrographical composition of the Upper Red Formation sandstone in Hamzelou Cu deposit, Northwest of Zanjan. 3th Congress Sedimentology of Iran, Tehran, Iran. (in Persian with English abstract)
- Guest, B., Horton, B.K., Axen, G.I., Hassanzadeh, J. and McIntosh, W.C., 2007. Middle to late Cenozoic basin evolution in the western Alborz Mountains: Implications for the onset of collisional deformation in northern Iran. *Tectonics*, 25(6): 1–26.
- Guilbert, J. and Park, Ch., 1997. *The Geology of Ore deposits*, W.H. Freeman and Company Publication, New York, 985 pp.
- Haghighi, A., 2017. *Geology, mineralogy, geochemistry and genesis of Ortasu Pb-Zn deposit, NW Zanjan*. M.Sc. thesis, University of Zanjan, Zanjan, Iran. 142 pp. (in Persian with English abstract)
- Haghighi, A., Nabatian, Gh., Kouhestani, H., Azimzadeh, A.M. and Zohdi, A., 2016a. Geochemistry of the main oxides hosted Ortasu Pb-Zn deposit, Northwest Zanjan. 8th Congress of Economic Geology of Iran, University of Zanjan, Zanjan, Iran. (in Persian with English abstract)
- Haghighi, A., Nabatian, Gh., Kouhestani, H., Azimzadeh, A.M. and Zohdi, A., 2016b. Mineralization, structure and texture and mineralogy of Ortasu Pb- Zn deposit, northwest of Zanjan. 8th Congress of Economic Geology of Iran, University of Zanjan, Zanjan, Iran. (in Persian with English abstract)
- Hayashi, K., Fujisawa, H., Holland, H. and

- Ohmoto, H., 1997. Geochemistry of 1.9 Ga sedimentary rocks from northeastern Labrador, Canada. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 61(19): 4115–4137.
- Hayes, T.S., Cox, D.P., Piatak, N.M. and Seal, R.R., 2015. Sediment-hosted stratabound copper deposit model. U.S. Geological Survey, Canada, Scientific Investigations Report 2010-5070-M, 147 pp.
<http://dx.doi.org/10.3133/sir20105070M>.
- Herron, M., 1988. Geochemical classification of terrigenous sands and shales from core or log data. *Journal of Sedimentary Petrology*, 58(5): 820–829.
- Hitzman, M., Kirkham, R., Broughton, D., Thorson, J. and Selley, D., 2005. The sediment-hosted stratiform copper ore system. In: J.W. Hedenquist, J.F.H. Thompson, R.J. Goldfarb and J.P. Richards (Editors), One Hundredth Anniversary volume of Economic Geology. Society of Economic Geologists, Colorado, pp. 609–612.
- Jamalipour, S., 2015. Mineralogy and geochemistry of host rock and Pb ore in the Chaerlanghoosh deposit. M.Sc. Thesis, University of Zanjan, Zanjan, Iran. 125 pp. (in Persian with extended English abstract)
- Jowett, E.C., 1989. Effects of continental rifting on location and genesis of stratiform copper-silver deposits. In: R.W. Boyle, A.C. Brown, C.W. Jefferson, E.C. Jowett and R.V. Kirkham (Editors), Sediment-hosted stratiform copper deposits. Geological Association of Canada, Special Paper, Canada, pp. 53–66.
- Jowett, E.C., Rydzewski, A. and Jowett, R.J., 1987. The Kupferschiefer Cu-Ag ore deposits in Poland: a reappraisal of the evidence of their origin and presentation of a new genetic model. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 24(10): 2016–2037.
- Karami, M., Ebrahimi, M. and Kouhestani, H., 2016. Loulak-Abad occurrence, NW Zanjan: metamorphosed and deformed type of volcano-sedimentary deposit in the Central Iranian Zone. *Journal of Economic Geology*, 8(1): 93–115. (in Persian with English abstract)
- Khodabandeh, A.A., Faridi, M., Amini-Azar, R. and Emami, M.H., 1998. Geologic map of Miyaneh, scale 1:100000. Geological Survey of Iran.
- Lotfi, M., 2001. Geologic map of Mahneshan, scale 1:1000008. Geological Survey of Iran, Iran.
- Love, L.G. and Brockley, H., 1973. Peripheral radial texture in framboids of poly-framboidal pyrite. *Fortschritte der Mineralogie*, 50(3): 264–269.
- MacIntyre, T.J., 2005. Fault-controlled hydrocarbon-related bleaching and sediment-hosted copper mineralization of the Jurassic Wingate sandstone at the Cashin Mine, Montrose County, Colorado. M.Sc. Thesis, Colorado School of Mines, Colorado, United State, 360 pp.
- Mahdavi, A., Rastad, A. and Hosseini Barzy, M., 2007. Mineralogy, structure and textures of ore-bearing horizons of Markesheh sedimentary copper ore deposition (Redbed type) in Northwest of Ravar. 26th Symposium of Geosciences, Geological Survey of Iran, Tehran, Iran. (in Persian with English abstract)
- Mahdavi, A., Rastad, A. and Hosseini Barzy, M., 2010. Mineralogy, structure and texture and genesis of sedimentary diagenetic Cu Markesheh, Redbed type, in the Garedu Red Formation, Jurassic, south of Iran Central. *Scientific Quarterly Journal, Geosciences*, 21(81): 81–92. (in Persian with English abstract)
- Maravelis, A., Konstantopoulos, P., Pantopoulos, G. and Zelilidis, A., 2007. North Aegean sedimentary basin evolution during the late Eocene to early Oligocene based on sedimentological studies on Lemnos Island (NE Greece). *Geologica Carpathica*, 58(5): 455–464.
- Momenzadeh, M., 2002. Sediment hosted copper potential in Iran. Zaryaban Exploration Company, requested by Rio Tinto Exploration Company, Tehran, 33 pp.
- Moussavi Harami, R., 1998. Sedimentology. Behnashr Company, Mashhad, 474 pp. (in Persian)
- Nabatian, Gh., Ghaderi, M., Rashid-Nejad Omran, N. and Daliran, F., 2010. Geochemistry and origin of Sorkheh-Dizaj iron oxide-apatite deposit, SE Zanjan. *Journal of Economic Geology*, 1(1): 19–46. (in Persian with English abstract)
- Nakamura, N., 1974. Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na, and K in carbonaceous and ordinary Chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 38(5): 757–775.

- Oszczepalski, S., 1991. Origin of the Kupferschiefer polymetallic mineralization in Poland. *Mineralium Deposita*, 34(5-6): 599-613.
- Panahzadeh, M., 2010. Studing economic geology of copper-bearing sedimentary layers in Chehregan village, Tasuj, East Azarbaijan province. M.Sc. Thesis, Tabriz University, Tabriz, Iran, 225 pp. (in Persian with extended English abstract)
- Pettijohn, F.J., Potter, P.E. and Siever, R., 1987. Sand and sandstones. Springer-Verlog, New York, 553 pp.
- Rahimi, R., Rasa, A. and Mokhtari, M.A.A., 2016. Mineralogy and formation of Copper in Ghezeljeh region. M.Sc. Thesis, Shahid Beheshti University, Tehran, Iran, 196 pp. (in Persian English abstract)
- Rajabzadeh, A., Kouhestani, H., Mokhtari, M.A.A. and Zohdi, A., 2016. Mineralization, structure and textures and mineralography of Chehrabad Cu-Pb-Zn deposit, Northwest of Zanjan. 35th Symposium of Geosciences, Geological Survey of Iran, Tehran, Iran. (in Persian with English abstract)
- Rajabzadeh, A., Kouhestani, H., Mokhtari, M.A.A. and Zohdi, A., 2017. Provenance and tectonic setting of sandstone host rocks at Chehrabad deposit, Upper Red Formation, Northwest of Zanjan. 3th Congress Sedimentology of Iran, Tehran, Iran. (in Persian with English abstract)
- Rollinson, H.R., 1993. Using geochemical data: Evaluation, presentation, interpretation. Taylor Francis Ltd, United Kingdom, 352p.
- Roser, B. and Korsch, R., 1988. Provenance signatures of sandstone- mudstone suites determined using discriminant function analysis of major element data. *Chemical Geology*, 67(1-2): 119-139.
- Salehi, T., Ghaderi, M. and Rashid-Nejad Omran, N., 2011. Mineralogy and geochemistry of Rear Earth Elements in the Gomish-Tappeh Zn-Pb-Cu (Ag) deposit, SW Zanjan. *Journal of Economic Geology*, 2(2): 235-254. (in Persian with English abstract)
- Sangster, D.F. 1996. Sandstone-Pb. In: D.V. Lefebure and T. Hōy (Editors), *Metallic Deposits*, British Columbia Ministry of Employment and Investment, Geological Survey of Canada, Canada, Open File 13, pp. 17-19.
- Shakouri, N., Nabatian, Gh., Kouhestani, H. and Zohdi, A., 2016. Mineralization, structure and textures and mineralography of Sari Kand Pb-Zn deposit, Northwest of Zanjan. 35th Symposium of Geosciences, Geological Survey of Iran, Tehran, Iran. (in Persian with English abstract)
- Singer, D.A., 1995. World-class base and precious metal deposits: a quantitative analysis. *Economic Geology*, 90(1): 88-104.
- Taylor, S.R. and McLennan, S.M., 1995. The geochemical evolution of the continental crust. *Reviews of Geophysics*, 33(2): 241-265.
- Thorson, J.P., 2005. Lisbon valley sediment-hosted copper deposits and Paradox basin fluids trip (guidebook series), V. 37. Society of Economic Geologists Colorado, 47 pp.
- Whitney, D.L. and Evans, B.W., 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist*, 95(1): 185-187.
- Woodward, K.H., Kaufman, W.H., Schumacher, O.L. and Talbott, L.W., 1974. Strata-bound copper deposits in Triassic sandstone of Sierra Nacimiento, New Mexico. *Economic Geology*, 69(1): 108-120.
- Volodin, R.N., Chechetkin, V.S., Bogdanov, Y.V., Narkelyun, L.F. and Trubachev, A.I., 1994. The Udokan cupriferous sandstones deposit (eastern Siberia). *Geology of Ore Deposits*, 36(1): 1-25.
- Yilmaz, H.Q., yman, T., Sonme, F.N., Arehart, G.B. and Billor, Z., 2010. Intermediate Sulfidation epithermal gold- base metal deposits in Tertiary Subaerial Volcainc rocks, Sahinli /Tespitb Dere (Lapseki/ Western Turkey). *Ore Geology Reviews*, 37(3): 236-258.
- Zhao, X.F., Zhou, M.F., Li, J.W. and Qi, L., 2013. Late Paleoproterozoic sedimentary rock-hosted stratiform copper deposits in South China: their possible link to the supercontinent cycle. *Mineralium Deposita*, 48(1): 129-136.



Mineralization, Mineralogy, Structure, Texture and Genesis of Ortasu Pb-Zn Deposit, NW Zanjan

Arsham Haghighi Bardineh, Ghasem Nabatian*, Hossein Kouhestani, Amir Morteza Azimzadeh and Afshin Zohdi

Department of Geology, Faculty of Sciences, University of Zanjan, Zanjan, Iran

Submitted: Nov. 22, 2017

Accepted: May 26, 2018

Keywords: *Upper Red Formation, Sediment-hosted copper deposit, Redbed type, Ortasu, Zanjan, Central Iran*

Introduction

According to Hitzman et al. (2005) and Hayes et al. (2015), the sediment-hosted copper deposits (SHC) are stratiform disseminated to veinlet copper mineralization within the reduced black shale, sandstone, and carbonate rocks. These deposits have formed during the middle-late Paleoproterozoic (e.g., Udokan, Russia: Volodin et al. 1994, Yinmin, South China: Zhao et al. 2013) to Tertiary (e.g., Corocoro, Bolivia: Flint 1989). The SHC deposits, frequently labeled as “stratiform” or “stratabound” and/or “diagenetic” deposits have been subdivided into three types (Cox 1986, Cox et al. 2003, Hitzman et al. 2005): 1- reduced-facies (RF), 2- Redbed (RB) and 3- Revett (RV).

There are several SHC deposits in the Zanjan region hosted by the Upper Red Formation. The Chehrabad, Cherlangoush, Ghezljeh, Halab, Ortasu and Sarikand deposits are the most important ones and are well-developed in this district. These deposits consist predominantly of bedding-parallel replacement and disseminated Cu-Pb-Zn sulfides, roughly concordant with stratification. The average Cu and Pb values of these deposits are ~3 and 2 wt.%, respectively. These deposits are small but they are actively mined at present.

The aim of this work is to expand knowledge on the geological framework, mineralization features, geochemistry and genesis of the Ortasu Pb-Zn deposit. The study of the Ortasu deposit can be used as an exploration model for similar deposits

in the Zanjan district and other places.

Materials and methods

Detailed field studies have been done at different scales in the Ortasu area. Polished thin and thin sections from mineralized zones and host rocks were studied by conventional petrographic and mineralogic methods at the University of Zanjan. Furthermore, a total of six samples from mineralized host rocks were analyzed by ICP-MS for major and trace elements and Rare Earth Elements (REE) at Lab West Co., Australia.

Results and Discussion

The Ortasu Pb-Zn deposit is located in the northwest of Zanjan and Central Iran zone. The outcrop formations in this region involve Lower Red, Qom and Upper Red Formations from which the Upper Red Formation hosts the mineralized zones. In this region, the Upper Red Formation consists of alternation of red to brown and grey to greenish marl associated with interbedded sandstone sequences. Based on petrographic studies, composition of the mineralized host rocks are litharenite which consist of sedimentary, metamorphic and igneous fragments, quartz and feldspar. In the Ortasu Pb-Zn deposit, mineralization has occurred within two horizons of reduced-grey sandstone with about five to six m thickness and about 100 m length. These horizons contain both red oxidized zone and bleached zone with a mineralized reduced

*Corresponding authors Email: gh.nabatian@znu.ac.ir

subzone which is located within the bleached zone.

The red oxidized zone consists of red marl and sandstone layers containing iron oxides which is located adjacent to the reduced horizons. The red color of this zone is caused by the presence of iron oxides around the grains. The oxidized pyrite crystals are the main important minerals in this zone. The bleached zone is part of sandstone sequences whose color has changed by the alteration processes. Grey and green colors in the bleached zone have occurred due to the presence of organic materials and diagenetic pyrites. The mineralization subzone has occurred within the organic materials-bearing bleached zones. Plant debris, plant fossils, diagenetic pyrites and permeability of host rock have the main important role for Pb-Zn mineralization.

Galena, sphalerite, pyrite and chalcopyrite are the main important minerals in the Ortasu Pb-Zn deposit in some parts. They have been replaced by secondary minerals such as cerussite, chalcocite, covellite and iron oxides due to the supergene and weathering processes. The most important textures in this deposit are disseminated and cemented textures. It should be mentioned that the laminated-like, framboidal pyrite, replacement and relict textures are also observed in this deposit.

The presence of fining-upward sequences is due to the sediment cycles of channels, layered structures, abundant organic materials in paleochannels and debris of plant fossil all of which indicate that the Ortasu Pb-Zn deposit is formed in a continental to tidal environment. Geochemical studies show that the sandstones were deposited in an active continental margin. These sandstones originated from felsic magmatic rock and were deposited in an arid climate condition.

According to host rock, geometry, structure and texture, and mineralogy it can be concluded that the Ortasu Pb-Zn deposit has more similarity with the distal parts of Redbed type of sediment-hosted copper deposits.

Acknowledgements

All logistical supports during field studies came from the University of Zanjan, Zanjan, Iran.

References

- Cox, D.P., 1986. Descriptive model of sediment-hosted Cu. In: D.P. Cox and D.A. Singer (Editors), Mineral deposit models. U.S. Geological Survey Bulletin. Canada, Pp. 101–104.
- Cox, D.P., Lindsey, D.A., Singer, D.A., Moring, B.C. and Diggles, M.F., 2003. Sediment-hosted copper deposits of the world-deposit models and database. U.S. Geological Survey, Canada, open-file report 03-107, 53 pp.
- Flint, S.S., 1989. Sediment-hosted stratabound copper deposits of the Central Andes. In: R.W. Boyle, A.C. Brown, C.W. Jefferson, E.C., Jowett and R.V. Kirkham (Editors), Sediment-hosted stratiform copper deposits. Geological Association of Canada, Special Paper, Canada. pp. 371–400.
- Hayes, T.S., Cox, D.P., Piatak, N.M. and Seal, R.R., 2015. Sediment-hosted stratabound copper deposit model. U.S. Geological Survey, Canada, Scientific Investigations Report 2010-5070-M, 147 pp.
- Hitzman, M., Kirkham, R., Broughton, D., Thorson, J. and Selley, D., 2005. The sediment-hosted stratiform copper ore system. In: J.W. Hedenquist, J.F.H. Thompson, R.J. Goldfarb and J.P. Richards (Editors), One Hundredth Anniversary volume of Economic Geology. Society of Economic Geologists, Colorado, pp. 609–612.
- Volodin, R.N., Chechetkin, V.S., Bogdanov, Y.V., Narkelyun, L.F. and Trubachev, A.I., 1994. The Udokan cupriferous sandstones deposit (eastern Siberia). *Geology of Ore Deposits*, 36(1): 1–25.
- Zhao, X.F., Zhou, M.F., Li, J.W. and Qi, L., 2013. Late Paleoproterozoic sedimentary rock-hosted stratiform copper deposits in South China: their possible link to the supercontinent cycle. *Mineralium Deposita*, 48(1): 129–136.