



Research Article

Investigation genesis of massive dolomitic host rock with used isotopic, petrology and REEs geochemical Signatures at Ahmadabad deposit

Sara Amanilari^{1*} , Iraj Rassa²

1-Department of Basic Sciences, Farhangian University, Tehran, Iran

2-Department of Geology, Shahid Beheshti University, Tehran, Iran

Received: 31 Mar 2021 Accepted: 20 Sep 2021

Extended Abstract

Introduction

Ahmadabad deposit is the northernmost old mine of Kuhbanan-Bahabad belt, located 10 km NE of Bahabad and is located in the stratigraphic sequence of calcareous-dolomitic Shotori formation. The predominant form of mineralization of Pb and Zn deposits in the region is of vein type, fissure, filling and substitution. Previous studies on the Ahmadabad deposit have considered the sedimentary genesis of the mineral to be sedimentary and the dolomitization to be due to the process of burial diagenesis in a lagoon environment. Due to the fact that the dolomites of the region are the main hosts of mineralization and a large amount of minerals are located in these rocks, the present study has focused on these rocks.

Materials and Methods

Dolomite-Carbonate units form the main volume of rocks in the area. Necessary information for investigating the genesis of dolomites was obtained from thin-polished cross-section, stable isotopic oxygen data and ICP-MS analysis, which was performed inside and outside Iran.

Results and Discussion

Microscopic studies show that dolomite crystals are formed in two stages and are visible with a gradual transition border and in some cases sharp border. The bright dolomites of the first stage darken in the next stage. Delayed dolomites are rhomboids with a sharp border and their outer part is covered by iron hydroxides. It is possible that the dolomites are oxidized due to stunted growth of Calcite cement within cavities bounded by dolomite, the presence of some calcite adjacent to dolomites, thick or thin zoning of the sharp boundary between calcite and dolomite, corrosion and dissolving at the junction, the presence of small amounts of Sulfides, oxides. Also, Cu-carbonates with lateral dolomite residues may indicate delayed formation of the oxidized margin of the dolomite. These features are compatible with the characteristics of hydrothermal dolomites in other parts of the world, such as hydrothermal dolomites southwest of the Cantabrian region of Spain. Isotopic data indicate the range of changes of $\delta^{18}\text{O-SMOW}$ oxygen isotopic composition in the dolomitic rock of Ahmadabad deposit between 23.1‰ to 28.2‰. This value is close to the values reported in other hydrothermal dolomites of the world.

Citation: Amanilari, S. and Rassa, I., 2022. Investigation genesis of massive dolomitic host rock with used isotopic, *Res. Earth. Sci.* 13(1), (52-63) DOI: 10.48308/esrj.2022.101280

* Corresponding author E-mail address: Amani.L@cfu.ac.ir





Researches in Earth Sciences

Journal homepage: <https://esrj.sbu.ac.ir>



The average values of $\delta^{18}\text{O}$ -PDB in Shotori dolomites of Kuhbanan range are equal to -6.47‰. This value is also in the $\delta^{18}\text{O}$ -PDB range of other hydrothermal dolomites. Comparison of Fe/Mg ratio in host rock and mineral also shows a 35-fold decrease in this ratio in the host rock. Studies have also shown the relative high level of deposit elements in the host unit. The available data indicate that Mg is used in the mineralization of hydrothermal fluids in the process of dolomitization of carbonate units. Hydrothermal fluids during mineralization have increased compared to poor Mg and its' Fe content. Comparison of distribution patterns between minerals and rocks in the region shows an undeniable similarity between these minerals and carbonate rocks. The relationship $\left(\frac{La}{Yb}\right)$ also reveals the increase and enrichment of rare earth elements in light to heavy types. The average ratio in carbonate units is 14.24. This ratio for minerals averages 14.63 and is very close to the average of total carbonates.

Conclusion

The findings of this study showed that the dolomites of the Shotori Formation in the study area were formed under the influence of hydrothermal solutions of metal-rich basins, which were also responsible for mineralization. Evidence from microscopic studies and stable isotopic data of $\delta^{18}\text{O}$ -SMOW is consistent with the characteristics of hydrothermal dolomites in other parts of the world. The similarity of the normalized patterns of REEs in the host rock and mineral as well as the consistency of the variation in the ratio of Fe and Mg elements between the mineral and the host rock also confirm the result obtained. The similarity of the of the REEs of the host rock and mineral and the concordance of the ratio of Fe and Mg elements between the mineral and the host rock also confirm the result obtained.

Keywords: Hydrothermal dolomite, REEs geochemistry, petrology, Ahmadabad deposit.



بررسی ژنز دولومیت توده‌ای میزبان در منطقه معدنی احمدآباد با استفاده از شواهد ایزوتوپی، سنگ‌شناسی و زمین‌شیمی عناصر نادر خاکی

سارا امانی لاری^{۱*}، ایرج رسا^۲

۱- گروه علوم پایه، دانشگاه فرهنگیان، تهران، ایران

۲- گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی، تهران، ایران

(پژوهشی)

پذیرش مقاله: ۱۴۰۰/۱/۱۱ تأیید نهایی مقاله: ۱۴۰۰/۶/۲۹

چکیده

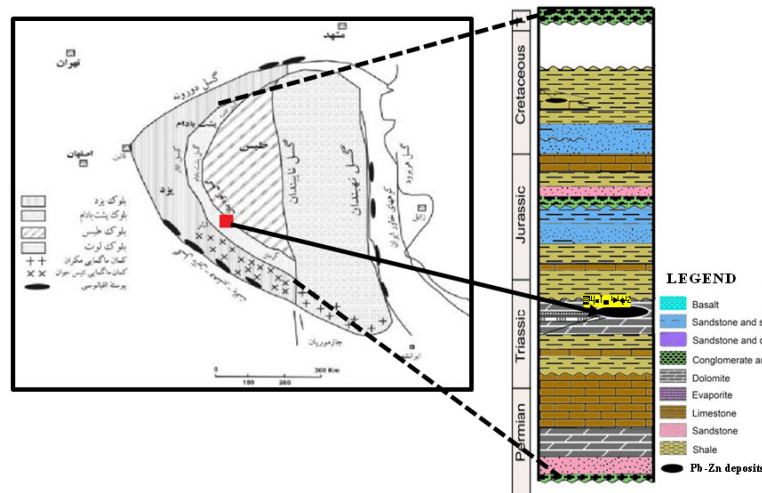
کانسار روی، سرب و مولیبدن احمدآباد در شمال شرق بافق، قسمتی از کمربند متالوژنی بهاباد- کوهبنان و در بلوک پشت‌بادام واقع شده است. توالی سنگ‌شناسی منطقه از شیل، دولومیت و آهک تریاس، واحدهای تبخیری، آهک، شیل و ماسه‌سنگ ژوراسیک به همراه آبرفت‌های کواترنری تشکیل گردیده است. رگه‌ای، پراکنده، پرکننده فضای خالی و جانیشینی سنگ میزبان مدل‌های کانی‌زایی منطقه را تشکیل می‌دهند. مقایسه نسبت عناصر نادر خاکی سبک و سنگین (La/Yb) و دیاگرام‌های نرمال شده عناصر نادر خاکی مربوط به ماده معدنی و سنگ میزبان مشابه هستند. تغییرات نسبت آهن و منیزیم در سنگ میزبان و ماده معدنی دیگر نتایج را پشتیبانی می‌کند. یافته‌های حاصل از این مطالعه نشان می‌دهد که سنگ میزبان و ماده معدنی در شرایط مشابه تشکیل شده‌اند. ویژگی‌های میکروسکوپی و روابط بافتی مشابه با دولومیت‌های گرمابی می‌باشد. تغییرات ایزوتوپ پایدار اکسیژن ($\delta^{18}\text{O}$ -SMOW(‰)) نیز در محدوده دیگر دولومیت‌های هیدروترمال جهان قرار می‌گیرد.

واژه‌های کلیدی: بلوک پشت‌بادام، دولومیت هیدروترمال، زمین‌شیمی عناصر نادر خاکی، سنگ‌شناسی، کانسار احمدآباد.

مقدمه

رایج را تشکیل می‌دهند. مطالعات صورت گرفته قبلی، دولومیتی شدن سنگ‌های میزبان را در ارتباط با فرآیند دیاژنز دفنی و در یک محیط لاگونی دانسته است (جوانشیر و همکاران، ۱۳۸۶). از آنجایی که دولومیت‌ها سنگ‌هایی با نفوذپذیری بالا بوده و می‌توانند میزبان بسیار خوبی جهت تشکیل انواع ماده معدنی و ذخیره موادهیدروکربنی باشند، بنابراین مطالعه نحوه‌ی تشکیل آن‌ها بسیار اهمیت دارد. با توجه به این که دولومیت‌های منطقه میزبان اصلی کانی‌سازی بوده و حجم زیادی از مواد معدنی در خود این سنگ‌ها جای گرفته است، مطالعه حاضر بر روی این سنگ‌ها متمرکز گردیده است. در این راستا علاوه بر روش‌های متداول مطالعات و مشاهدات صحرایی، سنگ‌شناسی و کانی‌شناسی از مقایسه داده‌های ایزوتوپی پایدار و الگوهای عناصر نادرخاکی ماده معدنی و سنگ-میزبان نیز استفاده گردیده است.

منطقه مورد مطالعه یکی از کانسارهای غیرسولفیدی سرب و روی ایران مرکزی (شکل ۱A) واقع در بلوک پشت‌بادام (شکل ۱B) و جزء کانسارهای کمربند متالوژنی بهاباد-کهنان می‌باشد. کانسار احمدآباد شمالی‌ترین معدن شدادی کمربند مذکور بوده که در ۱۰ کیلومتری شمال-غربی بهاباد و در توالی چینه‌شناسی سازند آهکی-دولومیتی شتری جای‌گرفته است. شکل غالب کانی‌سازی کانسارهای سرب و روی کمربند بهاباد-کوهبنان از نوع رگه‌ای، شکافه‌پرکن و جانشینی می‌باشد (امیری و همکاران، ۱۳۸۸؛ جوانشیر، ۱۳۸۶؛ امانی، ۱۳۹۵). ماده معدنی سولفیدی اسفالریت، گالن و پیریت طی فرآیندهای سوپرژن حاکم بر منطقه به کانی‌های غیرسولفید تبدیل گردیده‌اند. کالامین، ولفنیت، سلسستین، فلوریت و کلسیت به همراه اکسیدهای آهن و منگنز کانی‌های



شکل ۱: A) محدوده خرد قاره ایران مرکزی و زیر پهنه‌های آن (آقابات، ۱۳۸۹) و جایگاه منطقه مورد مطالعه (B) ستون چینه‌شناسی بلوک پشت‌بادام، اقتباس از (Rajabi et al, 2013) (با تغییرات) و موقعیت کانسار احمدآباد

مواد و روش‌ها

A' و B-B' برداشت گردید. مقطع A-A' نزدیک به محل کانی‌سازی و دیگری با فاصله از آن می‌گذرد. (شکل ۲). تعداد ۳۷ مقطع نازک-صیقلی و ۷ مقطع صیقلی از نمونه‌های لیتولوژی و معدنی پس از تهیه

واحدهای دولومیتی-کربناته حجم اصلی سنگ‌های منطقه را تشکیل می‌دهند. پس از پیمایش دقیق صحرایی نمونه‌های سنگی مطالعاتی از دو مقطع A-

سازمان زمین‌شناسی به منظور تجزیه ICP-MS به آزمایشگاه ALS در سادبوری کانادا ارسال گردید. داده‌های حاصل پس از پردازش در نرم‌افزار آماری، مورد تجزیه و تحلیل قرار گرفتند.

در آزمایشگاه سنگ‌شناسی دانشگاه تربیت‌مدرس، مورد مطالعه قرار گرفت. تعداد سه نمونه از سنگ میزبان دولومیتی جهت آنالیز ایزوتوپی پایدار اکسیژن و ۱۱ نمونه از ماده معدنی و سنگ‌های منطقه پس از آماده‌سازی اولیه در آزمایشگاه



شکل ۲: نمای کلی از کانساراحمدآباد، مقاطع نمونه‌برداری A-A' و B-B' بر روی آن مشخص است.

فعالیت‌های تکتونیکی و بالآمدگی منطقه در طی کوهزایی سیمیرین پسین می‌باشد. فازهای تکتونیکی این زمان موجب راندگی واحدهای قدیمی‌تر بر روی واحدهای جوانتر شده است. محصولات هوازدگی و فرسایش واحدهای مذکور آبرفت‌های کواترنری دشت بهاباد را تشکیل می‌دهند. با توجه به هدف مطالعه و اهمیت واحدهای کربناته سازند شتری در ادامه واحدهای این سازند مورد بررسی قرار می‌گیرد. واحد TRSh1 سازند شتری دارای لایه‌بندی نازک تا متوسط و به رنگ ظاهری خاکستری دیده می‌شود. فسیل‌های فراوان ساقه کرینویید از ویژگی‌های بسیار مشهود این لایه می‌باشد (شکل ۳B). در مقطع میکروسکوپی عمدتاً از گل میکرایتی تشکیل شده است که تحت تأثیر تکتونیک اعمال شده بر سنگ دارای شکستگی‌هایی شده که توسط بلورهای اسپاری کلسیت به همراه کمی اکسید آهن پر شده و برشی به نظر برسد. واحد TRSh2، این واحد به رنگ خاکستری، نخودی تا کرم، متوسط تا ضخیم لایه و گاهی توده‌ای همراه با میان لایه‌ای از افق دولومیت تیره دیده می‌شود.

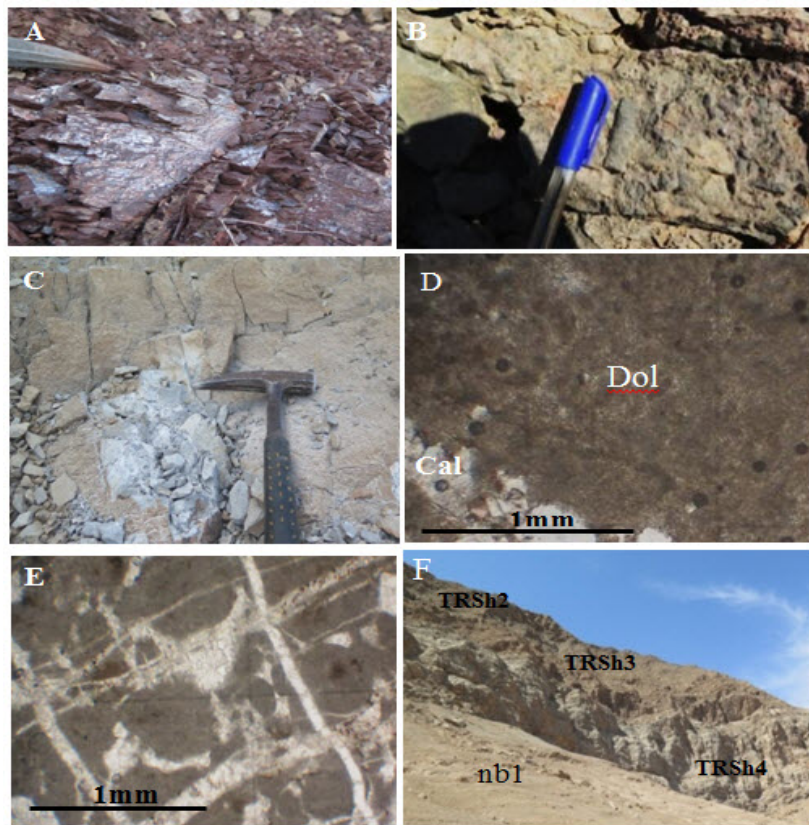
بحث و نتایج

سنگ‌شناسی منطقه

سنگ‌شناسی منطقه شامل توالی واحدهای تریاس زیرین تا ژوراسیک به همراه رسوبات کواترنری می‌باشد. سازند سرخ‌شیل (شکل ۳A) با میان لایه‌های ماسه‌سنگی و مرز تدریجی در زیر واحدهای کربناتی سازند شتری قرار گرفته است. واحدهای سازند شتری به سن تریاس میانی، دارای ۴ بخش بوده که به ترتیب شامل واحدهای TRSh1، TRSh2، TRSh3 و TRSh4 می‌باشد. ترکیب عمومی واحدهای مذکور آهکی-دولومیتی است. واحد دولومیتی TRSh3، سنگ میزبان ماده معدنی است. واحدهای ضخیم گچ و مارنی، آهک براکیوپودا دار واحدهای سازند ناپبند را تشکیل می‌دهند. رسوبات ژوراسیک شامل واحدهای شیل سبز با میان لایه‌های آهک‌های لیمونیتی‌شده بوده و به دنبال آن ماسه‌سنگ قرمز همراه با مواد تبخیری قابل مشاهده می‌باشد. رسوبات زمان کرتاسه و سنوزوئیک در منطقه وجود نداشته و این مورد می‌تواند حاکی از پسروی و خشک شدن دریا در اثر

است که توسط مواد معدنی، اکسیدها و هیدروکسیدهای آهن و اسپارایت پر شده‌اند. واحد TRSh4، این واحد معادل آهک اسپهک آخرین واحد سازند شتری در برخی از نقاط ایران مرکزی به شمار می‌رود. در مقیاس میکروسکوپی متن سنگ کاملاً برشی بوده و شکستگی‌ها توسط اسپارایت پر شده و برش‌ها شامل یکسری قطعات میکرایتی تا میکرواسپاری می‌باشند (شکل ۳E). مرز بالایی، واحد ژپسی از گروه نایبند (TRnb1) و مرز پایینی آن واحد دولومیتی ماسیو قهوه‌ای (TRSh3) تشکیل می‌دهد (شکل ۳F).

سطح تازه شکست آن به رنگ خاکستری روشن (شکل ۳C) و به‌طور جانبی دارای ضخامت متغیر است. در زیر میکروسکوپ دارای بافت ناهمگن است فضای حفره‌های خالی و شکستگی‌های موجود در سنگ توسط بلورهای اسپارایتی و اکسید آهن پر شده‌اند. واحد TRSh3، ضخیم لایه تا توده‌ای به رنگ نخودی تا قهوه‌ای میزبان مواد معدنی منطقه معدنی احمدآباد است. همبری این واحد با واحد TRSh2 به صورت تدریجی می‌باشد. در مقطع میکروسکوپی دارای تخلخل حفره‌ای و غیر وابسته به فابریک سنگ می‌باشد (شکل ۳D). این واحد نیز مانند واحدهای دیگر حاوی شکستگی‌های متعددی



شکل ۳: (A) رخنمون سازند سرخ شیل در منطقه احمدآباد، (B) فسیل‌های ساقه کرینوئید در قاعده واحد TRSh1 سازند شتری منطقه معدنی احمدآباد، (C) سطح تازه شکسته شده از واحد TRSh2، (D) مقطع میکروسکوپی دولومیت هیدروترمال میزبان و حفراتی که توسط کلسیت پر شده است (پایین سمت چپ شکل)، (E) شکستگی‌های متقاطع متن سنگ واحد TRSh4 پر شده توسط سیمان اسپارایت، (F) موقعیت قرارگیری واحدهای مختلف سازند شتری و واحد تبخیری nb1 سازند نایبند نسبت به سنگ میزبان دولومیتی (TRSh3).

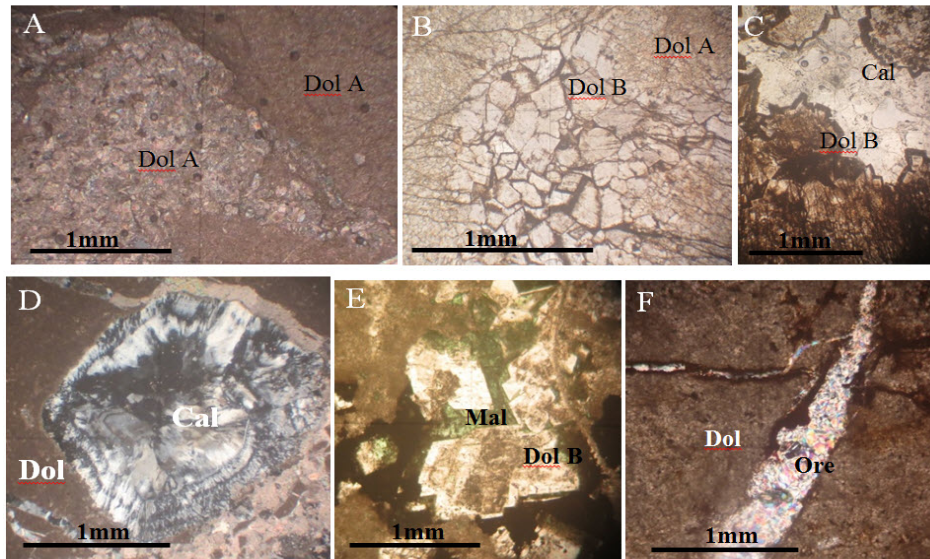
مطالعه میکروسکوپی و ایزوتوپی دولومیت میزبان

مطالعات در مقیاس میکروسکوپی نشان می‌دهد کریستال‌های دولومیت در دو مرحله تشکیل گردیده‌اند که با مرز انتقال تدریجی و در برخی موارد شارپ قابل مشاهده می‌باشد. دولومیت‌های روشن مرحله اول، در مرحله بعدی تیره می‌شوند (شکل ۴A). دولومیت‌های تأخیری به شکل رومبوند با مرز شارپ بوده و بخش خارجی آن‌ها توسط هیدروکسیدهای آهن پوشیده شده است (شکل ۴B). این احتمال وجود دارد که دولومیت‌ها به دلیل توقف و عدم ادامه رشد اکسید شده باشند (Gasparrini et al, 2006). سیمان کلسیتی درون حفرات، هم‌مرز با دولومیت مشاهده می‌شوند؛ بنابراین به نظر می‌رسد دیرتر از دولومیت‌ها تشکیل شده باشند (شکل ۴C). برخی از کلسیت‌های هم‌جوار با دولومیت‌ها منطقه‌بندی ضخیم و یا نازک از خود نشان می‌دهند (شکل ۴D). مرز بین کلسیت‌ها و دولومیت شارپ بوده و در محل اتصال دچار خوردگی و تحلیل شده است. مقادیر کمی از سولفیدها، اکسیدها و کربنات‌های مس ممکن به طور محلی به همراه آن‌ها دیده شود که بقایای دولومیت لابه‌لای آن دیده می‌شود و این مورد نشان‌دهنده تشکیل تأخیری حاشیه اکسیدشده دولومیت می‌باشد (شکل ۴E). چنین ویژگی‌ها قابل

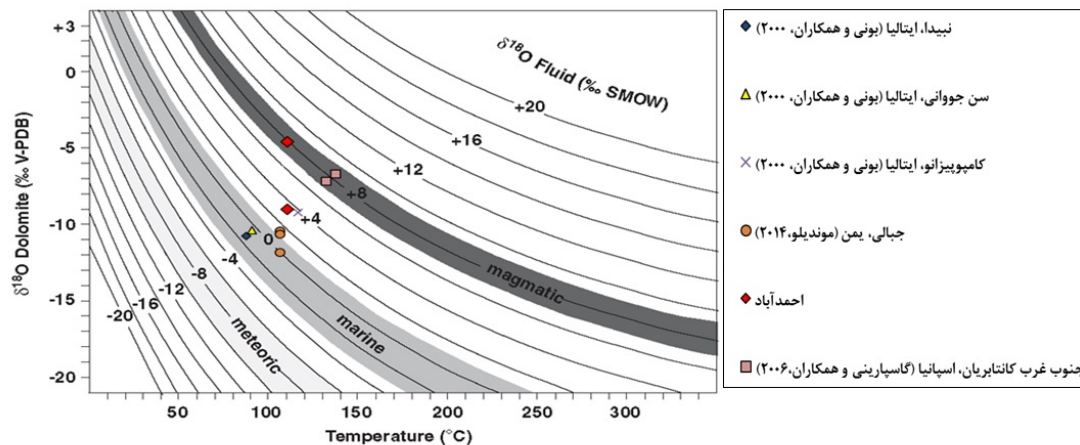
انطباق و مشترک با خصوصیات دولومیت‌های هیدروترمال مورد مطالعه قرار گرفته در دیگر مناطق جهان می‌باشد؛ از جمله این مناطق می‌توان به دولومیت‌های هیدروترمال جنوب‌غربی منطقه کنتابریان (Cantabrian) کشور اسپانیا اشاره نمود (Gasparrini et al, 2006). داده‌های تجزیه ایزوتوپی، دامنه تغییرات ترکیب ایزوتوپی اکسیژن $\delta^{18}\text{O-SMOW}$ در سنگ دولومیتی میزبان را بین ۲۳/۱ تا ۲۸/۲ در هزار مشخص نموده و این مقدار نزدیک به مقادیر گزارش داده شده در دیگر دولومیت‌های هیدروترمال جهان (جدول ۱) و هم‌چنین دولومیت‌های هیدروترمال کانسار سرب و روی ایرانکوه اصفهان (۲۶/۱ تا ۲۰/۶ در هزار) می‌باشد (کریم‌پور و همکاران، ۱۳۹۶)؛ به طوری که ترکیب ایزوتوپی اکسیژن منطقه مطالعاتی را می‌توان با $\delta^{18}\text{O-SMOW}$ دولومیت‌های هیدروترمال دیگر مناطق جهان مانند جنوب غرب ساردینیا^۱ ایتالیا (محدوده نبیدا^۲، سن جووانی^۳ و کامپوپیزانو^۴) و منطقه معدنی جبالی^۵ یمن مقایسه نمود (شکل ۵). متوسط مقادیر $\delta^{18}\text{O-PDB}$ برای دولومیت‌های شتری محدوده کوهبنان برابر با ۶/۴۷- در هزار به دست آمده است (کریم‌زاده و آدابی، ۱۳۸۷). این مقدار نیز در محدوده $\delta^{18}\text{O-PDB}$ دیگر دولومیت‌های هیدروترمال قرار می‌گیرد.

جدول ۱: نتایج ایزوتوپ اکسیژن در دولومیت احمدآباد و دیگر دولومیت‌های مورد مقایسه

منبع	$\delta^{18}\text{O-PDB}$	مکان
	-۹/۵ تا -۸/۹	نبیدا، ایتالیا
(بونی و همکاران، ۲۰۰۰)	-۹/۱	سن جووانی، ایتالیا
	-۷/۸ تا -۹/۸	کامپوپیزانو، ایتالیا
(موندیلو، ۲۰۱۴)	-۹/۱۲ تا -۱۰/۶	جبالی، یمن
(امانی و همکاران، ۱۳۹۶)	-۷/۵ تا -۲/۶	احمدآباد
(گاسپارینی و همکاران، ۲۰۰۶)	-۵/۵ تا -۴/۵۹	جنوب غرب کانتابریان، اسپانیا



شکل ۴: (A) مقطع میکروسکوپی دولومیت هیدروترمال میزبان، منطقه روشن به تدریج تبدیل به منطقه تیره می‌شود. (B) بلورهای دولومیت هیدروترمال که بخش خارجی آن‌ها توسط اکسیدهای آهن پر شده است. (C) تشکیل دولومیت هیدروترمال در اطراف حفره‌ای که توسط کلسیت پر گردیده است، (D) محدود شدن کریستال‌های کلسیت در محل تماس با دولومیت هیدروترمال، بلورهای کلسیت با منطقه‌بندی ضخیم و نازک تشکیل گردیده‌اند. (E) دولومیت هیدروترمال با زون حاشیه‌ای مالاکیت که بقایای دولومیت بین آن دیده می‌شود. (F) شکستگی‌های سنگ میزبان که توسط محلول‌های غنی از فلز پر شده است.



شکل ۵: درجه حرارت تشکیل دولومیت توسط ترکیب ایزوتوپ اکسیژن ۱۸: منحنی ترکیب ایزوتوپی اکسیژن در حال تعادل با دولومیت (Land, 1985)، مقایسه ترکیب ایزوتوپی اکسیژن دولومیت میزبان کانسار احمدآباد با سنگ‌های دولومیتی هیدروترمال دیگر مناطق مطالعه شده جهان (نمودار برگرفته شده از (Gasparrini et al, 2006).

کانی‌شناسی

این کانی‌ها تحت‌تأثیر شرایط سوپرژن به انواع غیرسولفید تبدیل شده‌اند. کانی‌های غیرسولفیدی کالامین، ولفنیت، سروزیت، اکسیدها و هیدروکسیدهای آهن و به همراه فلوریت، سلسنتین

در منطقه احمدآباد، کانی‌سازی اولیه سولفیدی شامل کانی‌های اسفالریت، گالن و پیریت بوده و بقایای آن‌ها به ندرت قابل مشاهده می‌باشد. بیشتر

اینکه سطوح سنگ‌ها را می‌پوشاند، فضاهاى خالی به وجود آمده حاصل از شکستگی‌های سنگ میزبان را نیز پر می‌کند (شکل ۶G). نتایج آنالیز شیمیایی حاکی از عیار بیش از ۳۰ درصد روی در نمونه کالامین است (امانی لاری، ۱۳۹۵). مطالعات ایزوتوپی اکسیژن صورت گرفته بر روی کالامین-های احمدآباد حاکی از بالا بودن نسبی درجه حرارت تشکیل این کانی نسبت به کانسارهای مشابه در سایر مناطق جهان می‌باشد. براساس محاسبات صورت گرفته میانگین درجه حرارت تشکیل کالامین کانسار احمدآباد معادل با 290°C حاصل گردیده (امانی لاری و همکاران، ۱۳۹۶)، در حالیکه میانگین دمای تشکیل کالامین در دیگر کانسارهای مطالعه شده برابر با $200^{\circ}\text{C} \pm 6$ گزارش گردیده است (Gilg et al, 2008). این اختلاف را می‌توان ناشی از گرمای آزاد شده ناشی از اکسایش کانی‌های سولفیدی اولیه دانست (Boni et al, 2003).

ولفنیت

ولفنیت به فرمول (PbMoO_4) ، در کانسارهای غیرسولفید روی-سرب کمر بند بهاباد-کوهبنان بسیار رایج است و در مقادیر متفاوت در کانسارهای مشابه مشاهده می‌شود. ولفنیت‌های منطقه به صورت پولک‌های زرد عسلی و شفاف تا قطر ۲ سانتی‌متر (شکل ۶H و ۶I) و در مقیاس میکروسکوپی به‌طور پراکنده در متن سنگ میزبان تشکیل شده‌اند (شکل ۶J). آنالیز SEM صورت گرفته بر روی ولفنیت‌های منطقه حاکی از وجود عناصر Ge, Tl, Fe, Mg, Sr و Pb در ترکیب آن بوده که فراوانی آن‌ها به ترتیب برابر با ۰/۳۸، ۱/۷۲، ۰/۳۱، ۰/۰۹، ۳/۵۴، ۴۳/۴۳ پی‌پی‌ام گزارش شده است (جوانشیر، ۱۳۸۶). همبستگی معکوس مولیدن نسبت به Ba/Sr به دلیل جانشینی Ba توسط Sr یکی از دلایل حاکم بودن شرایط رسوبی

مجموعه مواد معدنی منطقه را تشکیل می‌دهند. به دلیل غلبه فراوانی کانه کالامین و اهمیت ولفنیت در زیر به این دو کانی پرداخته می‌شود.
کالامین

کالامین مهم‌ترین و اصلی‌ترین کانی غیرسولفیدی روی بوده که در منطقه احمدآباد به دو رنگ روشن و قرمز تشکیل گردیده‌اند کالامین روشن با فاصله از محل کانه‌سازی سولفیدی اولیه و به صورت شکافه‌پرکن و جانشینی سنگ‌دیواره تشکیل گردیده‌اند (شکل ۶A). بر خلاف ماده معدنی روشن، نوع قرمز آن در محل کانی‌سازی اولیه به وجود آمده (شکل ۶B) و کانی‌های سروزیت، سلسنتین، فلوریت، اکسیدها و هیدروکسیدهای آهن آن را همراهی می‌کنند (شکل ۶C). آنالیز XRD و نمونه‌های میکروسکوپی نشان داد که همی‌مورفیت و هیدروزنسیت به عنوان تشکیل دهنده‌های کالامین منطقه هستند. در نمونه‌دستی همی‌مورفیت به رنگ سفید همراه با هیدروزنسیت یافت می‌شود (شکل ۶D). این کانی در شرایطی تشکیل می‌شود که علاوه بر فراوان بودن عنصر روی، شرایط محیط نیز اسیدی بوده و مقادیر لازم سیلیس در محیط موجود باشد (Hitzman et al, 2003). کانی هیدروزنسیت در شرایط حاکم بودن فوگاسیته پایین دی‌اکسید کربن و خروج آن از محیط تشکیل می‌شود و با افزایش این فوگاسیته اسمیت‌سونیت جانشین آن می‌شود. همراهی این دو کانی می‌تواند نشان از گرم بودن محیط و افزایش سیلیس در محیط بوده که موجب تشکیل هر دو گردیده است. در مقاطع میکروسکوپی سیلیسی‌شدن سنگ میزبان در اثر هجوم سیالات اسیدی این موضوع را تأیید می‌کند (شکل ۶E). همی‌مورفیت به صورت رگه و رگچه‌ای به واسطه ته نشست در شکستگی-های موجود در سنگ نیز تشکیل شده است (شکل ۶F). هیدروزنسیت به رنگ سفید تا شیری علاوه بر

در مراحل انتهایی دیاژنز، کانی‌زایی و تشکیل کانسار در نظر گرفته شده است (جوانشیر، ۱۳۸۶)؛ از طرفی این فرضیه با نتایج حاصل از مطالعات ایزوتوپی اکسیژن و کربن سنگ میزبان مغایرت نشان می‌دهد (امانی و همکاران، ۱۳۹۶).

لذا به منظور مشخص نمودن نوع ارتباط ماده معدنی و سنگ میزبان و همچنین شرایط حاصل از تشکیل آن علاوه بر بررسی مقادیر آهن و منیزیم سنگ میزبان و ماده معدنی از مقایسه الگوهای عناصر نادر خاکی نیز استفاده گردید.

ژئوشیمی عناصر نادر خاکی مقایسه الگوهای عناصر نادر خاکی یکی از روش‌های متداول جهت پی بردن به شباهت‌های ژنتیکی سنگ‌ها و کانی‌ها می‌باشد. در این مطالعه به منظور مشخص نمودن وجود و یا عدم وجود ارتباط بین ماده معدنی و فرآیندهای تشکیل سنگ میزبان و نیز انطباق شرایط شکل‌گیری کانه‌های معدنی، الگوهای عناصر نادر خاکی نمونه معدنی، واحد دولومیتی میزبان و دیگر واحدهای کربناته سازندشتری مقایسه شد. نتایج تجزیه شیمیایی نمونه‌های مورد بررسی در جدول ۲ ارائه شده است.

جدول ۲: نتایج آنالیز شیمیایی عناصر نادر خاکی، آهن و منیزیم نمونه معدنی و واحدهای دولومیتی-آهکی سازند شتری کانسار احمدآباد

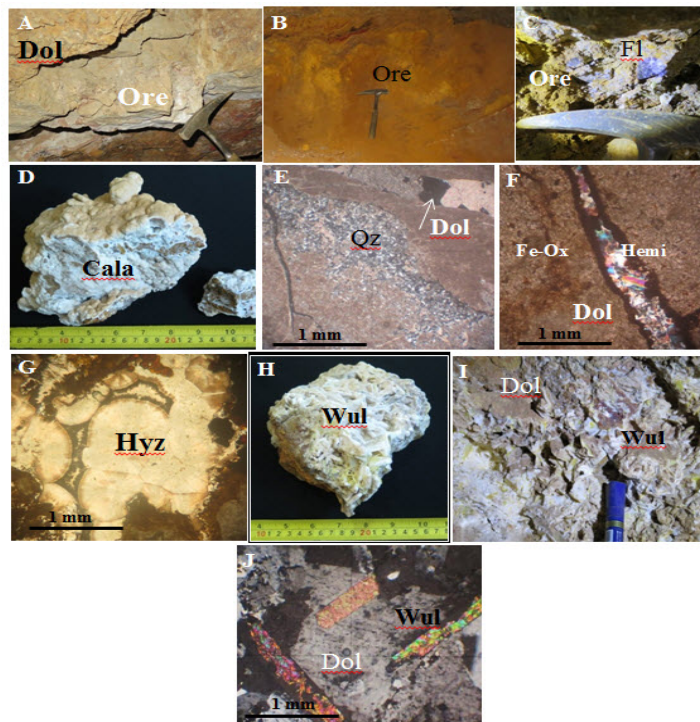
شماره نمونه	واحدهای سازند شتری در کانسار احمدآباد				ماده معدنی (میانگین)
	واحد ۱	واحد ۲	واحد ۳	واحد ۴	
	Ah-B-10a	Ah-B-10b	Ah-B-13	Ah-B-17	
La	۶/۶	۰/۵	۵/۹	۱/۹	۰/۳۳
Ce	۱۳/۵	۱/۱۱	۲۱/۸	۴/۲۹	۰/۳۳۵
Pr	۱/۵۲	۰/۱۴	۱/۷۹	۰/۵۸	۰/۰۴۱
Nd	۵/۶	۰/۵	۶/۸	۲/۵	۰/۱۵
Sm	۱/۰۵	۰/۱	۱/۲۳	۰/۴۹	۰/۰۳۶
Eu	۰/۲۵	۰/۰۳	۰/۳۳	۰/۲	۰/۰۲۵
Gd	۰/۹	۰/۱۲	۱/۰۳	۰/۴۹	۰/۰۳۳
Tb	۰/۱۴	۰/۰۲	۰/۱۶	۰/۰۸	۰/۰۰۸
Dy	۰/۸۲	۰/۰۸	۰/۸۵	۰/۴	۰/۰۳۳
Ho	۰/۱۵	۰/۰۲	۰/۱۶	۰/۰۷	۰/۰۰۸
Er	۰/۴	۰/۰۵	۰/۴۱	۰/۱۹	۰/۰۲۲
Tm	۰/۰۶	۰/۰۱	۰/۰۵	۰/۰۳	۰/۰۰۷
Yb	۰/۳۸	۰/۰۴	۰/۳۷	۰/۱۷	۰/۰۲۲
La	۰/۱۵	۰/۰۲	۰/۱۶	۰/۰۷	۰/۰۰۸
Fe (%)	۰/۷۹	۰/۱۶	۳/۵۴	۰/۶۸	۲/۶۷
Mg (%)	۱/۵۱	۱۳/۲	۱۲/۷۵	۰/۴۹	۰/۲۷

الگوهای توزیع بین مواد معدنی و سنگ‌های منطقه بیان‌کننده شباهت غیر قابل انکار بین این مواد معدنی و سنگ‌های کربناته می‌باشد (شکل ۷).

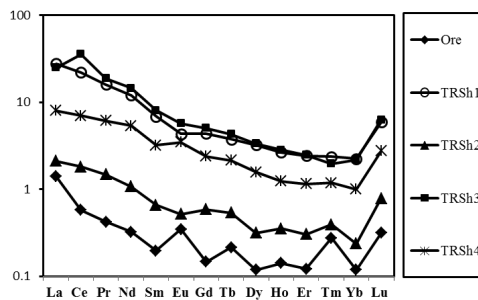
الگوی بهنجار شده عناصر نادر خاکی نسبت به استاندارد کندریت C1 بیان‌کننده سیر نزولی عناصر نادر خاکی از LREE به طرف HREE در تمام واحدها و نمونه‌های مواد معدنی است. مقایسه

رابطه $(\frac{La}{Yb})$ نیز آشکار کننده میزان افزایش و غنی-شدگی عناصر نادر خاکی سبک به انواع سنگین است (علی محمدی، ۱۳۹۵). این نسبت برای واحدهای کربناته به طور مجزا محاسبه شد. متوسط نسبت مذکور در واحدهای کربناته برابر با ۱۴/۲۴ است (TRSh2:۱۲/۵، TRSh1:۱۷/۳۶، که بیانگر غنی‌شدگی نسبتاً زیاد LREEs در مقابل HREEs می‌باشد. این نسبت برای موادمعدنی به طور میانگین ۱۴/۶۳ بوده و بسیار نزدیک به مقدار متوسط کل کربناتها است. تغییرات نسبی برخی از عناصر (مانند Eu) را می‌توان به ماهیت کربناتی ماده معدنی نسبت داد.

شکل ۶: (A) جانشینی ماده معدنی در سنگ میزبان دولومیتی، (B) کانی‌های اکسیدی در محل اولیه کانسار سولفیدی، (C) همراهی فلوریت با ماده معدنی، (D) کالامین در نمونه دستی، (E) سیلیسی شدن سنگ دولومیتی میزبان، (F) همی مورفیت به صورت رگه و رگچه‌ای، (G) هیدروژنسیت تشکیل شده در شکستگی‌های سنگ میزبان، (H و I) پولک‌های ولفنیت در ابعاد متفاوت، (J) بلورهای سوزنی شکل ولفنیت در متن سنگ میزبان.



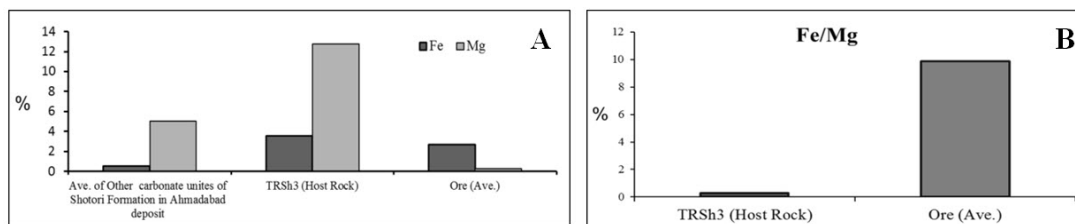
شکل ۷: نمودار الگوهای توزیع عناصر نادر خاکی واحدهای دولومیتی-آهکی سازند شتری و ماده معدنی کانسار احمدآباد. مقادیر هنجارسازی نسبت به (Sun and McDonough, 1989).



نسبت Fe/Mg

همانگونه که شکل ۸A نیز نشان می‌دهد، مقدار منیزیم و آهن در سنگ میزبان نسبت به میانگین واحدهای دیگر سازند شتری و همچنین ماده معدنی منطقه احمدآباد بالاتر است. مقایسه نسبت Fe/Mg در سنگ میزبان و ماده معدنی نیز حاکی از کاهش ۳۵ برابری این نسبت در سنگ میزبان است. مطالعات صورت گرفته نیز حاکی از

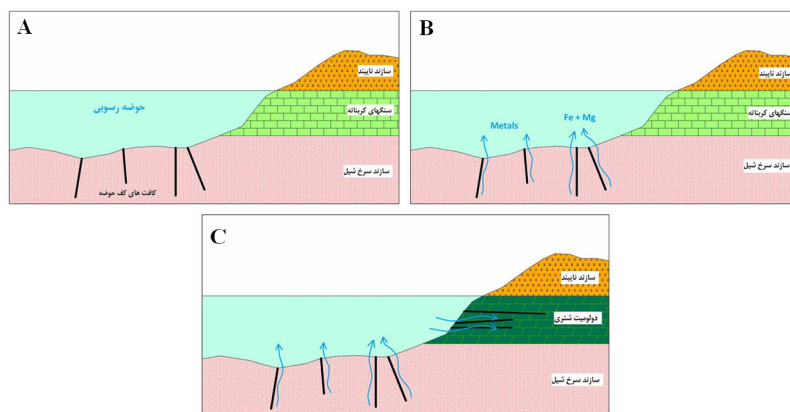
بالا بودن نسبی عناصر کانساری در واحد میزبان است (امیری، ۱۳۸۶؛ امانی، ۱۳۹۵). داده‌های موجود گویای این مطلب است که منیزیم سیالات هیدروترمال کانه‌ساز در فرآیند دولومیتی شدن واحدهای کربناته مصرف گردیده و سیالات هیدروترمال در زمان کانی‌سازی نسبت به منیزیم فقیر بوده و نسبت محتوای آهن آن افزایش یافته است (شکل ۸B).



شکل ۸: A) نمودار ستونی مقایسه دو عنصر آهن و منیزیم در سنگ میزبان دولومیتی، ماده معدنی و میانگین واحدهای کربناته سازند شتری، B) مقایسه نسبت Fe/Mg در ماده معدنی و سنگ میزبان در منطقه احمدآباد

شواهد موجود منطبق بر حاکمیت شرایط هیدروترمال در منطقه معدنی می‌باشد. با توجه به انطباق نتایج به دست آمده، مراحل دولومیتی شدن سنگ‌میزبان و دیگر واحدهای کربناته منطقه در شکل‌های (۹A، ۹B، ۹C) به‌طور شماتیک نمایش داده شده است.

نتایج به دست آمده از مطالعات میکروسکوپی، ژئوشیمی ایزوتوپ پایدار اکسیژن و عناصر نادرخاکی و حاکی از متشابه بودن شرایط تشکیل ماده معدنی و سنگ دولومیتی میزبان بوده و می‌توان گفت کانسار احمدآباد در شرایط متفاوت از شرایط محیط رسوبی شکل گرفته، به طوری که



شکل ۹: تصاویر شماتیک از مراحل دولومیتی شدن کربناته میزبان تحت تأثیر سیالات حاصل از فازهای هیدروترمال و حوضه‌ای در منطقه مطالعاتی، A) موقعیت سازندهای رسوبی منطقه نسبت به حوضه رسوبی و کافت‌های درون حوضه، ورود سیالات حاوی عناصر به حوضه رسوبی از طریق کافت‌های کف حوضه، C) هجوم آب‌های حوضه به سنگ‌های اطراف و دولومیتی شدن سنگ‌های آهکی سازند شتری.

نتیجه‌گیری

منطقه معدنی احمدآباد به واسطه وفور کانی مستقل مولیبدن یکی از کنسارهای ارزشمند کمربند سرب و روی کمربند بهاباد-کوهبنان می‌باشد. از آنجا که سنگ میزبان غالب کنسارهای این کمربند دولومیت‌های سازند شتری می‌باشد، این واحدهای کربناته را می‌توان راهنمای مناسبی جهت پی‌جویی کنسارهای مشابه در نظر گرفت؛ بنابراین پی بردن به شرایط تشکیل و میزبانی آنها از اهمیت ویژه‌ای برخوردار است. مطالعه حاضر با نگاهی به مطالعات صورت گرفته قبلی و براساس داده‌های جدید پی‌ریزی گردید. بالا بودن نسبی فلزات در سنگ میزبان و یافته‌های این تحقیق

نشان داد دولومیت‌های سازند شتری در منطقه مطالعاتی تحت‌تأثیر محلول‌های هیدروترمال حوضه‌ای غنی از فلزی به وجود آمده‌اند که پس از هجوم و هدایت از طریق شکستگی‌های موجود در سنگ میزبان مسئول کانی‌زایی نیز بوده‌اند. شواهد مطالعات میکروسکوپی و داده‌های ایزوتوپی پایدار اکسیژن ۱۸ منطبق بر ویژگی‌های دولومیت‌های هیدروترمال سایر مناطق جهان می‌باشد. تشابه الگوهای بهنجار شده عناصر خاکی نادر دولومیت-های میزبان و ماده معدنی و نیز هم‌خوانی تغییرات نسبت عناصر آهن و منیزیم بین ماده معدنی و سنگ میزبان نیز نتیجه به دست آمده را تأیید کرده و تمامی داده‌های حاصل توسط مشاهدات صحرایی پشتیبانی می‌شوند.

پانوش

1-Sardinia
2-Nebida
3-San Giovanni

4-Campo Pisano
5-Jabali

منابع

با سنگ میزبان کربناته در ناحیه راور- بافق، پایان- نامه دکتری، دانشگاه آزاد اسلامی واحد علوم و تحقیقات.
-امیری، ا.، رسا، ا.، خاکزاد، ا. و آدابی، م.ح.، ۱۳۸۸.
دماسنجی و مدل تشکیل کنسارهای سولفیدی روی و سرب با سنگ میزبان کربناته در ناحیه راور- بافق بر مبنای ایزوتوپ‌های پایدار گوگرد، فصلنامه علوم زمین، شماره ۷۲، ص ۳-۱۰.
-جوانشیر، ع.، ۱۳۸۶. پایان‌نامه کانی‌شناسی، ژئوشیمی، آنالیز رخساره و ژنز کانی‌سازی روی-سرب (مولیبدن) در دولومیت‌های سازند شتری در کنسار احمدآباد(شمال شرق بافق)، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تربیت مدرس، ۲۰۸ ص.
-جوانشیر، ع.ر.، راستاد، ا. و ربانی، ا.ر.، ۱۳۸۶.
رخساره‌های کانه‌دار روی-سرب (مولیبدن)

-آقائاتی، س.ع.، ۱۳۸۹. زمین‌شناسی ایران، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی، چاپ ۳، ۵۸۶ ص.
-امانی لاری، س.، ۱۳۹۵. کانی‌شناسی و ژنز کنسار روی، سرب و مولیبدن احمدآباد (شمال شرق بافق)، رساله دکتری، دانشگاه آزاد اسلامی، واحد تهران شمال، ۲۶۰ ص.
-امانی لاری، س.، رسا، ا. و امیری، ا.، ۱۳۹۶.
ژئوشیمی ایزوتوپ‌های پایدار کربن و اکسیژن در کنسار روی، سرب و مولیبدن احمدآباد (شمال غرب بهاباد)، فصلنامه علوم زمین، شماره ۱۰۳، ص ۷۳-۸۲.
-امیری، ع.، ۱۳۸۶. مطالعه ویژگی‌های زمین-شناسی، ژئوشیمیایی و ژنز کنسارهای روی و سرب

یون منیزیم، فصلنامه علمی-پژوهشی علوم زمین، سال ۱۸، شماره ۶۹، ص ۱۱۰-۱۲۹.

-علی‌محمدی، م.، ۱۳۹۴. ویژگی‌های دگرسانی، کانی‌سازی، منبع و تحول سیال کانه‌دار و ارزیابی عوامل کنترل کننده با روری مس در کانسارهای مس پورفیری درآلو و سرمشک، جنوب کرمان، رساله دکتری، دانشگاه شهید بهشتی، ۱۵۷ ص.

احمدآباد، شمال خاور بافق و مقایسه آن با کانسار بلایرگ (Bleiberg) در آلپ، فصلنامه علوم زمین، شماره ۷۱، ص ۶۹-۸۰.

-کریم‌زاده، ف. و آدابی، م.ح.، ۱۳۸۷. توصیف انواع دولومیت در سازند شتری (محدوده کوهبنان) براساس مطالعات سنگ‌شناسی و زمین‌شیمیایی، با نگرشی بر نقش شیل‌های سازند سرخ‌شیل در تأمین

-Boni, M., Parente, G., Bechstadt, T., De Vivo, B. and Iannace, A., 2000. Hydrothermal dolomites in Sardinia (Italy): evidence for a widespread late-Variscan fluid flow event, *Sedimentary Geology*, v. 131, p.181-200.

-Boni, M., Gilg, H.A., Aversa, G. and Balassone, G., 2003. The Calamine of SW Sardinia (Italy): geology, mineralogy and stable isotope geochemistry of *Economic Geology*, v. 98, p. 731-748.

-Gasparrini, M., Bechstadt, T. and Boni, M., 2006. Massive hydrothermal dolomites in the southwestern Cantabrian Zone (Spain) and their relation to the Late Variscan evolution. *Marine and Petroleum Geology*, v. 23, p. 543-568.

-Gilg, H.A., Boni, M., Hochleitner, R. and Struck, U., 2008. Stable isotope geochemistry of carbonate minerals in supergene oxidation zones of Zn-Pb deposits: *Ore Geology Reviews*, v. 33, p. 117-133.

-Hitzman, M.W., Reynolds, N.A., Sangster, D.F., Allen, C.R. and Carman,

C.E., 2003. Classification, genesis, and exploration guides for nonsulfide Zinc deposits: *Economic Geology*, v. 98, p. 685-714.

-Land, L.S., 1985. The origin of massive dolomite. *Journal of Geological Education*, v. 33, p. 112-125.

-Mondillo, N., 2014. Supergen Nonsulfide Zinc-Lead Deposits: The Examples of Jaballi (Yaman) and Yanque (Peru), DOCTORAL THESIS in ECONOMIC GEOLOGY, University Digital Studi di Napoel FEDRICII, School in Earth Science, 185 p.

-Rajabi, A., Rastad, E. and Canet, C., 2013. Metallogeny of Permian-Triassic carbonate-hosted Zn-Pb and F deposits of Iran: A review for future mineral exploration, *Australian Geoscience Journal*, v. 60, p. 197-216.

-Sun, S.S. and McDonough, W.F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Saunders AD, Norry MJ (eds) *Magmatism in ocean basins: GeolSoc Lond Spec Pub*, v. 42, p. 313-345.