



Geochemistry, S and Sr isotopes and origin of the Shahneshin barite deposit, NW Kurdistan Province, Iran

Hadi Amin-Rasouli^{1*} , Mehdi Moradi², Zahra Sadat Baleshabadi³

¹ Assistant Professor, Department of Earth Sciences, Faculty of Sciences, University of Kurdistan, Sanandaj, Iran

² Ph.D. Student, Geological Survey of Iran West Territory, Sanandaj, Iran

³ M.Sc., Department of Earth Sciences, Faculty of Sciences, University of Kurdistan, Sanandaj, Iran

ARTICLE INFO

EXTENDED ABSTRACT

Article History

Received: 26 February 2020
 Revised: 07 March 2021
 Accepted: 17 April 2021

Keywords

Shahneshin
 Barite
 REEs
 S isotope
 Sr isotope

Introduction

The lenticular Shahneshin barite deposit (N: 35°39'36" and E: 46°36'11") is located 80 km northeast of Marivan, Kurdistan Province; north Sanandaj-Sirjan Zone (Stöcklin, 1968). The deposit consists of stratiform ore and stringer zone. The stringer zone has occurred with alteration sericite- quartz in the footwall dacitic unit (K^v) and evident in a series of vein-veinlets under stratiform ore. The stratiform ore has been located concurrently on the dacite unit and below the Sanandaj Shale unit (Hasankhanloo, 2015).

The study area mainly consists of Mesozoic succession dominated by the dacite tuff, andesitic-basaltic lava and pillow lava (K^v: the host rock), black slate and phyllite (K_s^s: Sanandaj Shale), dolomitic limestone with intercalation of sandstone (K^l), and black shale and slate (K^s: Sanandaj Shale). In this study, samples of the Shahneshin barite deposit have been analyzed for their ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr and δ³⁴S isotopes and trace elements (plus REE) geochemistry to assess the source of the deposit.

Materials and methods

Forty samples were collected from the Shahneshin barite deposit and country rocks. Polished blocks (6 samples) and thin sections (34 samples) were prepared for SEM images and petrographic examination at the University of Kurdistan. Trace elements (plus REE) were determined by ICP-MS in the Geological Survey center of Iran (Karaj).

*Corresponding author

Hadi Amin-Rasouli
h.aminrasouli@uok.ac.ir

How to cite this article

Amin-Rasouli, H., Moradi, M. and Baleshabadi, Z., 2021. Geochemistry, S and Sr isotopes and origin of the Shahneshin barite deposit, NW Kurdistan Province, Iran. *Journal of Economic Geology*, 13(4): 789–815. (in Persian with English abstract) <https://dx.doi.org/10.22067/ECONG.2021.51781.85753>



©2021 The author(s). This is an open access article distributed under the terms of the Creative Commons Attribution (CC BY 4.0), which permits unrestricted use, distribution, and reproduction in any medium, as long as the original authors and source are cited. No permission is required from the authors or the publishers.

The detection limits for elements are between 0.08-0.6 ppm. Three whole-rock samples for Sr and S isotopes were analyzed at the Department of Earth and Space Sciences of the University of Science and Technology of China.

Sulfur isotope analyses were measured by the use of a Delta V Plus Gas Isotope Ratio Mass Spectrometer. The analysis accuracy was determined to be $\pm 0.2\%$ (2σ) by using Canyon Diablo Troilite (CDT) as a standard ($^{34}\text{S}/^{32}\text{S}=0.0450045$). The strontium isotopic composition was completed on a Thermal Ionization Mass Spectrometry instrument by Phoenix. The measured strontium isotope normalized to $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr}=0.1194$ and its NBS-987 standard was 0.7102477 ± 0.000014 (2σ).

Results

Strontium isotopes, sulfur isotopes, trace-element (plus REE) composition, fluid inclusion, and petrography of barites help to identify sources of mineral-forming components and environments of precipitation (Baioumy, 2015). The Shahneshin barite deposit includes sulfate barium without valuable Pb and Zn elements. Barite crystals are mainly coarse ($>20\ \mu\text{m}$) with euhedral, tabular, and bladed morphologies. Fluid inclusion microthermometry indicates that the barite formed from low salinity (2.0-8.5 wt.% NaCl eq.) fluids at low temperatures, between 115 to 215°C (Hasankhanloo, 2015).

Chondrite-normalized REE patterns for the barite samples reflect enrichment of the LREE/HREE ratios, as is shown by the high $(\text{Nd}/\text{Er})_{\text{CN}} > 11$ ratios. They also show $\text{Eu}/\text{Eu}^*_{\text{CN}}$ (0.5-7.0), $\text{Ce}/\text{Ce}^*_{\text{SN}}$ (0.1-1.16), $\text{La}/\text{Lu}^*_{\text{CN}} > 1$, and ratios of the Ce/La (mostly > 1), and Eu/Sm (0.1-2.83). The geochemistry of the barite samples represents variation in the abundance of trace elements and REE_{CN} patterns. The $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ and S-isotopic values of Shahneshin barite samples are 0.70649-0.70651 and $\delta^{34}\text{S}=19.05\text{-}21.53\%$, respectively.

Discussion

Barite has very little Rb in its structure, and the isotopic composition of the original Sr is preserved

in it (Martin et al., 1995). The $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ values of the barite samples are consistent with $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0.70649\text{-}0.70651$, which itself is higher than those for host volcanic rocks (0.704-0.705) but lower than that of the Cretaceous seawater (0.7075), the time of barites formation. We may conclude that strontium in the barites is a mixture of predominantly juvenile hydrothermal fluid of low Sr isotope and seawater that contains more radiogenic strontium. $\delta^{34}\text{S}$ (=19.05-21.53‰) of the samples indicate that much of the sulfur in barite was derived from seawater ($\delta^{34}\text{S}=20\text{-}22\%$).

Fluid inclusion salinities (Hasankhanloo, 2015), crystal sizes and morphology, abundance of sulfate mineral, lack of valuable Pb and Zn, distribution patterns of trace elements (plus REE) of barite reveal that mixture of magmatic fluid and seawater, with different ratios, were the source of the barite-forming fluid. That is supported by the $\delta^{34}\text{S}$ values, the location of samples on the Th-U diagram (seawater sources), variations in trace element (plus REEs), and Au anomaly (magmatic sources) in the samples. REEs, La enrichment, variations in abundance of trace elements, as well as $\delta^{34}\text{S}$ and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ isotope values of the samples are consistent with the Kuroko massive sulfide-type (Marumo, 1989) and submarine hydrothermal volcanic model. In this model, barium has leached from the bedrocks by circulation of reduced hydrothermal fluid and transported along the syn-sedimentary normal faults to the sea-floor. Then, fluid is mixed with SO_4^{2-} of seawater and it causes the barite to precipitate. These barites have been formed in an open system, on or immediately below the sea-floor.

The Shahneshin barite deposit was, most probably, formed within caldera structures on top of the volcanic complexes in the late-stage of submarine volcanic activity with andesite-dacite in composition. It has occurred at continental margin tectonic setting between subduction zone and passive continental margin due to oblique collision along the Sanandaj-Sirjan Zone in the Late Cretaceous.



زمین‌شیمی، ایزوتوپ‌های S و Sr، و منشأ کانسار باریت شاه‌نشین، شمال غرب استان کردستان، ایران

هادی امین‌رسولی^{۱*}، مهدی مرادی^۲، زهرا سادات بالش‌آبادی^۳^۱ استادیار، گروه علوم زمین، دانشکده علوم، دانشگاه کردستان، کردستان، ایران^۲ دانشجوی دکتری، مدیر سازمان زمین‌شناسی غرب کشور، سنندج، ایران^۳ کارشناسی ارشد، گروه علوم زمین، دانشکده علوم، دانشگاه کردستان، کردستان، ایران

چکیده	اطلاعات مقاله
کانسار باریت شاه‌نشین (شمال شرق مریوان)، به گونه چینه‌سان و عدسی شکل، در میزبان سنگ‌های آتشفشانی کرتاسه پسین جای دارد. باریت‌ها به طور عمده تک کانی، درشت بلور و به شکل‌های صفحه‌ای و تیغه‌ای هستند. مقادیر $\delta^{34}\text{S}$ بین ۲۱/۵۳-۱۹/۰۵‰ باریت‌ها و مقایسه بین داده‌های $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ نمونه‌های باریت (۰/۷۰۶۴۹ تا ۰/۷۰۶۵۱) با نسبت‌های آنها در آب دریای کرتاسه پسین (۰/۷۰۷۵) و سنگ‌های آتشفشانی میزبان (۰/۷۰۴ تا ۰/۷۰۵) بیانگر تشکیل کانسار شاه‌نشین توسط سیال‌های گرمابی زیردریایی است. این سیال دارای دو منشأ ماگمایی و آب دریاست. تغییر در نسبت اختلاط این دو سیال به تغییر در فراوانی عناصر جزئی، (۳-۱۷۵ ppm REEs) و نسبت‌های LREE/HREE منجر شده است. نزدیکی مقادیر $\delta^{34}\text{S}$ نمونه‌های باریت و آب دریای مرتبط با آنها (۲۰-۲۲‰)، گویای مقدار کم گوگرد سیال ماگمایی، تشکیل باریت در جریان آزاد آب و شرایط اکسیدان بستر دریاست. داده‌های باریت شاه‌نشین همسان کانسار نوع فلسیک کوروکو، نهشته شده در حوضه حاشیه قاره‌ای بین پهنه فرورانش و حاشیه غیرفعال است.	تاریخ دریافت: ۱۳۹۸/۱۲/۰۷ تاریخ بازنگری: ۱۳۹۹/۱۲/۱۷ تاریخ پذیرش: ۱۴۰۰/۰۱/۲۸
	واژه‌های کلیدی شاه‌نشین باریت عناصر نادر خاکی ایزوتوپ گوگرد ایزوتوپ استرانسیوم
	نویسنده مسئول هادی امین‌رسولی h.aminrasouli@uok.ac.ir ✉

استناد به این مقاله

امین‌رسولی، هادی، مرادی، مهدی و بالش‌آبادی، زهرا سادات، ۱۴۰۰. زمین‌شیمی، ایزوتوپ‌های S و Sr، و منشأ کانسار باریت شاه‌نشین، شمال غرب استان کردستان،

ایران. زمین‌شناسی اقتصادی، ۱۳(۴): ۷۸۹-۸۱۵. <https://dx.doi.org/10.22067/ECONG.2021.51781.85753>

مقدمه

باریت کانی مهمی، به ویژه، در صنعت نفت و گاز است. این کانی در موقعیت‌های زمین‌شناسی گوناگون و از سیال‌های با منشأ ماگمایی (Williams-Jones et al., 2000)، دگرگونی (Hanor, 2000)، گرمایی حوضه رسوبی (Kontak et al., 2006) و همچنین آب‌های اقیانوسی عهد حاضر (Ohmoto et al., 1983) و گذشته (Monnin and Cividini, 2006) تشکیل می‌شود. کانسار باریت در طبیعت به صورت رگه‌ای، لایه‌ای و بر جای مانده یافت می‌شود.

کانسار باریت شاه‌نشین به مختصات جغرافیایی "۳۶'۳۹" ۳۵° عرض شمالی و "۱۱'۳۶" ۴۶° طول شرقی، در بخش جانوره، شمال شرقی مریوان، جای دارد (شکل ۱-۱). این کانسار یکی از کانسارهای مهم باریت در ایران است. طول، عرض و ضخامت کانسار باریت شاه‌نشین به ترتیب ۳۱۰، ۳۵ و ۶۵ متر است. چگالی باریت این کانسار 4.2 g/cm^3 ، درجه خلوص آن بین ۹۱ تا ۹۸ درصد و به رنگ سفید شیری تا خاکستری دیده می‌شود. بهره‌برداری از معدن شاه‌نشین از سال ۱۳۸۴ آغاز شده و سالانه ۳۰ هزار تن باریت از این معدن استخراج می‌شود.

تاکنون حدود ۳۰۰ هزار تن باریت از این معدن برداشت شده است. میزان ذخیره احتمالی ثبت شده در گزارش معدنی حدود ۳ میلیون تن و میزان ذخیره قطعی معدن ۹۳۰ هزار تن است (Arjmandfar, 2017). پارائز کانی‌ها، میان‌بارهای سیال و موقعیت زمین‌ساختی این کانسار توسط حسنخانلو (Hasankhanloo, 2015) مورد بررسی قرار گرفته است. بررسی عناصر جزئی، عناصر نادر خاکی^۱ و ایزوتوپ‌های استرانسیوم و گوگرد به طور قابل ملاحظه‌ای برای شناسایی منشأ و تفکیک باریت‌های گوناگون به کار می‌رود (Clark et al., 2004; Baioumy, 2015). در این پژوهش نیز سعی شده است تا با استفاده از این روش‌ها، زمین‌شنیمی و منشأ کانسار باریت شاه‌نشین مورد بررسی قرار گیرد.

زمین‌شناسی

کانسار باریت شاه‌نشین در ورقه ۱:۱۰۰۰۰۰ باینجوب (Shahpasandzadeh and Gurabjairi, 2006) و در بخش شمالی پهنه سندج- سیرجان (Stöcklin, 1968)، جای دارد (شکل ۱-۱). پهنه سندج- سیرجان از جمله پهنه‌های ساختاری مهم برای رخداد کانسارهای سولفید توده‌ای آتشفشان‌زاد در ایران است (Mousivand et al., 2013). این پهنه با روند شمال غرب- جنوب شرق با پهنای ۱۵۰ تا ۲۵۰ کیلومتر و طول ۱۵۰۰ کیلومتر در بخش غربی صفحه ایران جای دارد (Aghanabati, 2004). پی‌سنگ این پهنه، کمپلکس پرکامبرین است و شامل دو بخش شمالی و جنوبی است. بخش جنوبی به طور عمده سنگ‌های دگرگونی تریاس میانی تا پایانی را در برمی‌گیرد. بخش شمالی شامل سنگ‌های آتشفشانی، توده‌های نفوذی گرانیتوئیدی کرتاسه پسین، به همراه سنگ‌های دگرگونی رخساره شیست سبز و آمفیبولیت ناشی از فرورانش نئوتیس به زیر صفحه ایران است (Mohajjel et al., 2003).

در منطقه شاه‌نشین، طاق‌دیس بزرگی با روند محوری و لایه‌بندی NNE-SSW و پلانژ رو به NNE دیده می‌شود. همچنین، در محدوده معدن، دو دسته گسل هم‌زمان با تشکیل چین (گسل‌های اصلی) و پس از تشکیل آن (جوان‌تر) دیده می‌شوند. گسل‌های اصلی منطقه با روند شمال، شمال غرب با حرکت معکوس و گسل‌های نرمال با روند شمال شرق و عمود بر محور چین هستند. دسته‌های گسلی جوان‌تر شامل گسل‌های نرمال با روند NNE-SSW (موازی محور چین) و اندکی مؤلفه راست‌بر و گسل‌های معکوس با روند WNW-ESE (عمود بر محور چین) و دارای مؤلفه چپ‌بر هستند (شکل ۱-۱). حرکت‌های زمین‌ساختی سبب راندگی‌های متعدد و ایجاد پهنه برشی به موازات گسل‌های امتداد لغز در منطقه شده‌اند (Hasankhanloo, 2015).

سنگ‌شناسی

سنگ‌های غالب در منطقه مورد بررسی متعلق به توالی‌های پلانفرم

Helminthorhapse isp. و Spirorhapse isp.، ماسه‌سنگ، کنگلومرا و سنگ‌های آتشفشانی (واحد KP^f) و کنگلومرای درون‌سازندی، ماسه‌سنگ و سنگ‌های پیروکلاستی (واحد K^{co}) است. علاوه بر این واحدها، رسوبات آبرفتی عهد حاضر (واحد Q^{al}) دربردارنده قطعه‌هایی با اندازه‌های گوناگون حاصل از فرسایش و رسوب‌گذاری دوباره واحدهای کرتاسه در منطقه است.

کانی‌سازی باریت

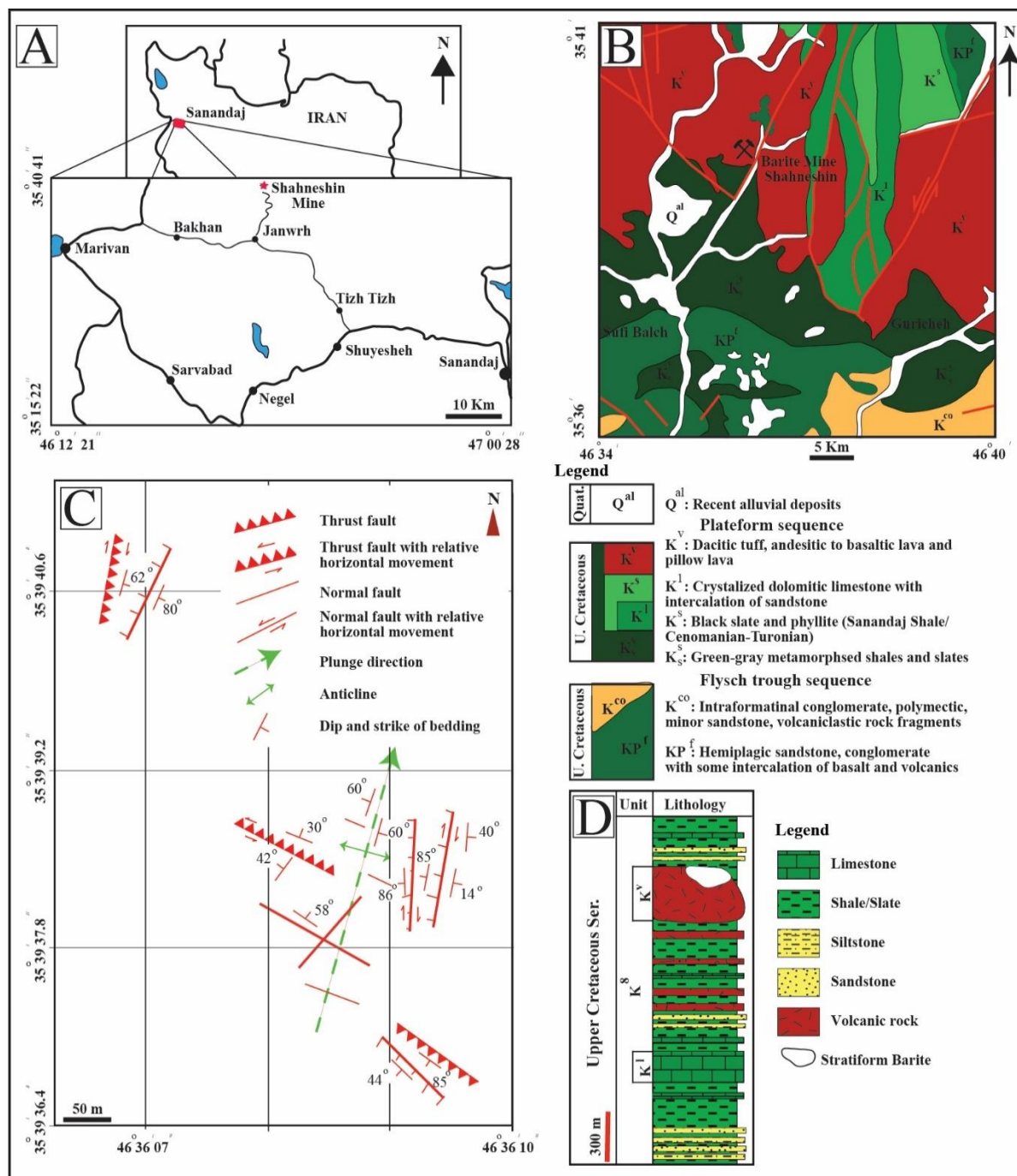
معدن باریت شاه‌نشین دربردارنده دو رخساره استرینگر، بر روی کمر پایین، و چینه‌سان، بر روی رخساره استرینگر و در زیر واحد شیل سندج است (شکل ۲-A تا K). بخش استرینگر معدن باریت شاه‌نشین در گدازه‌های به شدت دگرسان داسیتی / واحد کمر پایین، تشکیل شده است. بخش بالایی واحد K^v ، به وسیله رگه و رگچه‌های متعددی قطع شده‌اند (Hasankhanloo, 2015). در این بخش کانی‌های باریت، کوارتز، سریسیت و پیریت قابل مشاهده است. هوازدگی کانه‌های سولفیدی و دگرسانی سبب شده است رخساره استرینگر به رنگ قهوه‌ای روشن دیده شود (شکل ۲-D).

باریت کانی عمده تشکیل‌دهنده بخش چینه‌سان کانسار شاه‌نشین است. باریت‌های بخش چینه‌سان شاه‌نشین، فقیر از کانی‌های سولفیدی و بدون مقادیر اقتصادی عناصر Zn و Pb هستند. آنها به طور عمده درشت بلور ($< 20 \mu m$)، شکل دار به شکل صفحه‌ای و تیغه‌ای و به ندرت ریزبلور هستند (شکل ۳-A تا F). ریخت و اندازه بلورها اغلب به شرایط رشد بلورها از جمله دما، فشار، ترکیب سیال و سطوح رشد آنها بستگی دارد (Griffith and Paytan, 2012). میان‌بارهای سیال نشان می‌دهند که باریت‌ها از سیال با درجه شوری ۲ تا ۸/۵ درصد وزنی معادل NaCl و در بازه دمایی ۱۱۵ تا ۲۱۵ درجه سانتی‌گراد تشکیل شده‌اند (Hasankhanloo, 2015).

و فلایش سیستم کرتاسه (شکل ۱-B) هستند (Shahpasandzadeh and Gurabjairi, 2006). توالی پلاتفرم، از قدیم به جدید، شامل واحدهای K^s ، K^l ، K^v و K^s هستند. در منطقه مورد بررسی، فلیت و اسلیت‌های با رنگ سیاه-خاکستری تیره و جلای ابریشم، واحد K^s /کمر بالای کانسار و شیل و اسلیت خاکستری-سبز واحد K^s را می‌سازند. لایه‌های نازک کربناته تیره‌رنگ در بین این توالی رسوبی یافت می‌شود که دربردارنده فسیل‌های پلاژیک Globotruncana sp. و Globotruncana aff. elevata با سن سنومانین-تورونین (کرتاسه بالایی) و فسیل‌های بنتیک بخش‌های کم‌عمق رسوبی هستند که گویای تشکیل آنها از جریان‌های توریدیتی در پای شیب قاره است. واحد K^s به شدت چین‌خورده، رانده شده و برشی شده است. این واحد در اطراف شهر سندج، رخنمون‌های گسترده‌تری دارد و شیل سندج نامیده می‌شود. لایه‌های ضخیم تا متوسط سنگ‌های آهک دولومیتی خاکستری دارای گرهک‌های چرت و رگچه‌های کلسیتی، با لایه‌های نازک تا متوسط ماسه‌سنگ و توف خاکستری-سبز واحد K^l در مرکز تا شمال منطقه جای دارند (شکل ۱-D).

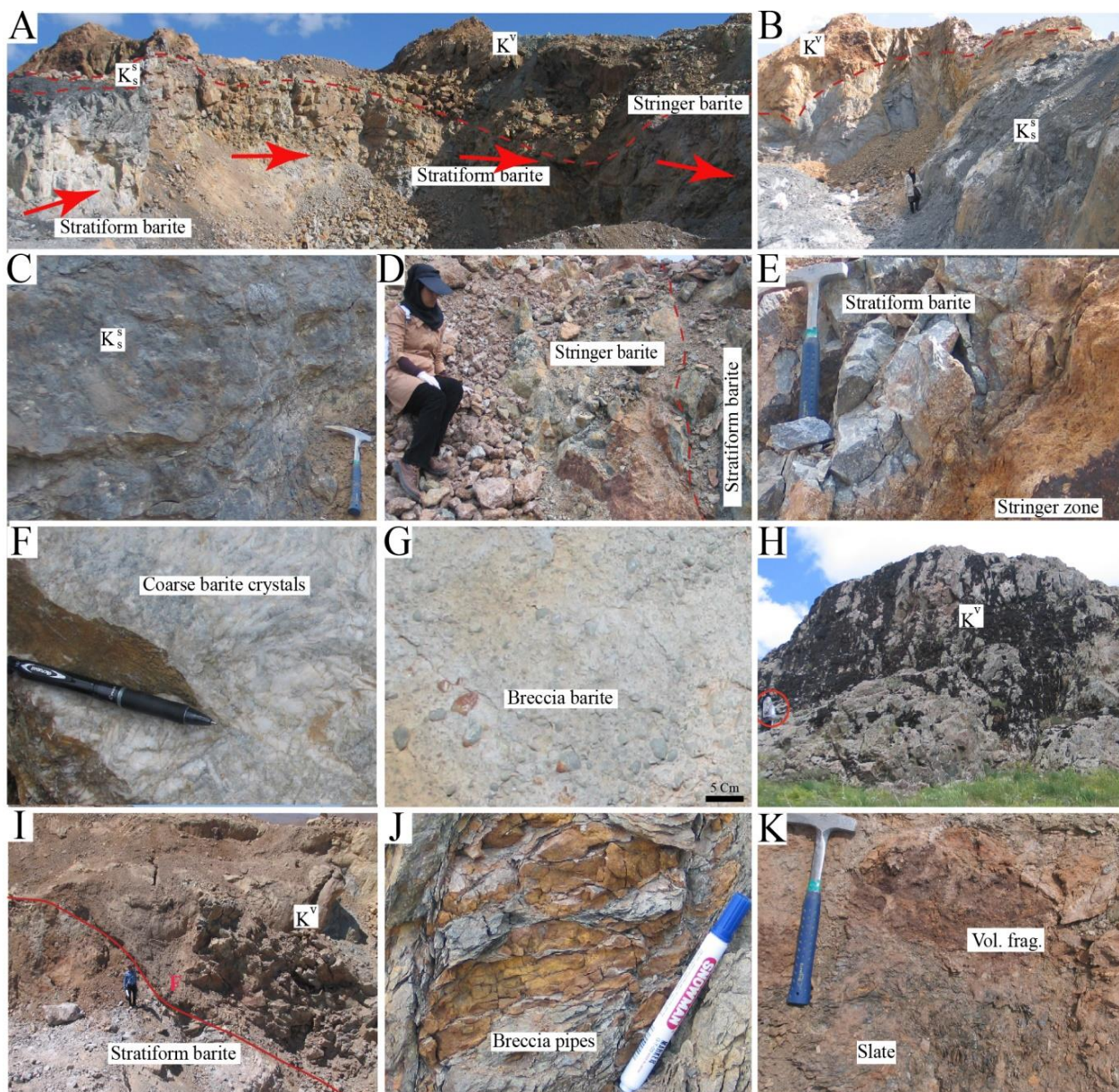
واحد K^v از شرق تا غرب نقشه دیده می‌شود. این واحد در برابر فرسایش مقاوم بوده و ریخت به نسبت خشن و صخره‌ساز در منطقه ساخته است. داسیت و آندزیت با بلورهای درشت پلاژیوکلاز همراه با گدازه‌های آندزیتی-بازالتی با ساخت بالشی، برش‌های آتشفشانی و توف، سنگ‌های این واحد را تشکیل داده‌اند. سنگ‌های داسیت دچار دگرسانی پروپلیتیک شده‌اند و کمر پایین و سنگ میزبان کانسار باریت شاه‌نشین هستند (شکل ۱-A-D). واحد یادشده هم‌ارز کمان آتشفشانی کرتاسه است که در اثر فرورانش نئوتیس به زیر صفحه ایران تشکیل شده است (Mohajjel and Fergusson, 2014).

توالی فلایش در منطقه شامل تناوب منظمی از رخساره‌های همی‌پلاژیک با اثرهای فسیلی Paleodictyon isp.



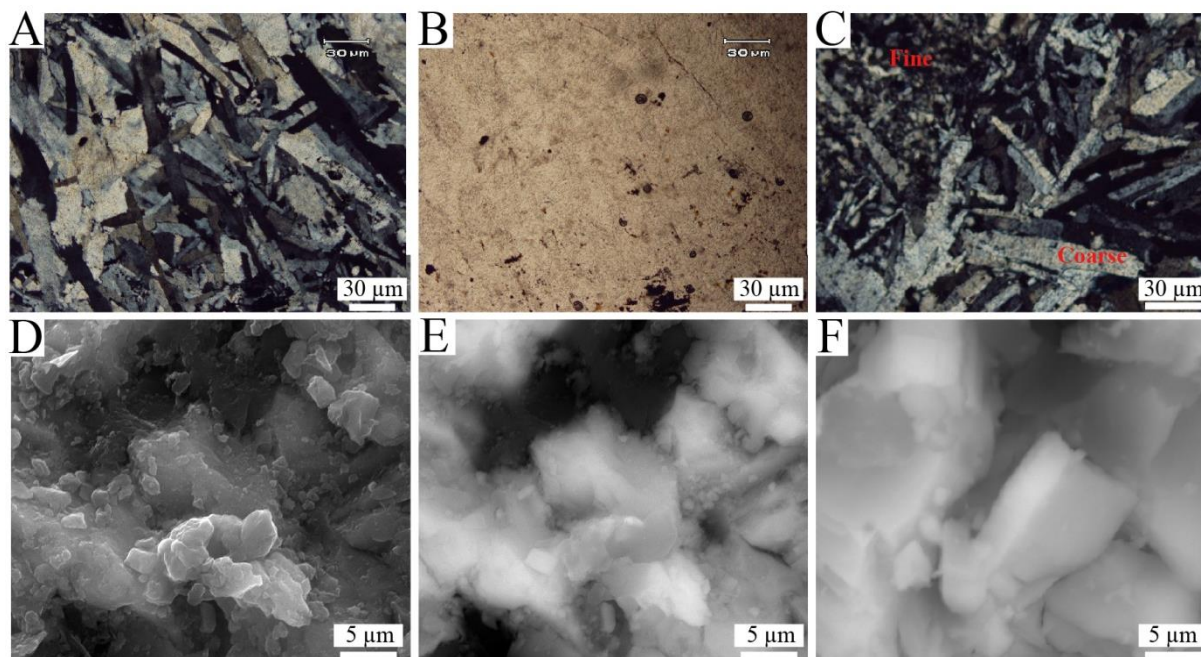
شکل ۱. A: موقعیت جغرافیایی معدن باریت شاهنشین (ستاره قرمز)، B: نقشه زمین‌شناسی محدوده کانسار شاهنشین بر پایه نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ باینجوب (Shahpasandzadeh and Gurabjairi, 2006)، C: نقشه معدن شاهنشین نشان‌دهنده ساختارهای اصلی و D: ستون سنگ-چینه‌نگاری واحدهای کرتاسه بالایی در منطقه مورد بررسی

Fig. 1. A: Map showing the location of the Shahneshin barite deposit (red star), B: Geological map of the study area based on Bayenjub map, scale 1:100,000 (Shahpasandzadeh and Gurabjairi, 2006), C: Map of Shahneshin mine showing main structural features, and D: Lithostratigraphic column of the Upper Cretaceous for the study area



شکل ۲. معدن باریت شاه‌نشین، A: در شکل واحدهای K^V ، K^S و باریت‌های چینه‌سان و استرینگر مشخص هستند. پیکان‌ها جهت اصلی نمونه‌برداری را نشان می‌دهند (دید رو به شرق)، B و C: واحد شیل سنندج / کمر بالای کانسار (K^S) از دور (B) و نزدیک (C)، دید رو به شمال شرق، D و E: رخساره استرینگر، از دور (D) و نزدیک (E)، دید رو به شمال شرق، F و G: نمای نزدیک از باریت‌های چینه‌سان (F) و باریت‌های برشی شده (G)، H: سنگ‌های آتشفشانی داسیتی کمر پایین کانسار، I: نمایی از گسل‌های منطقه، J: شکستگی در سنگ‌های ولکانیکی، برشی شدن آنها و ایجاد مسیر برای عبور سیال و K: نمایی از سنگ‌های اسلیت برشی شده با قطعه‌های بزرگ زاویه‌دار آذرآواری در آنها

Fig. 2. Shahneshin barite deposit, A: Figure shows K^V , K^S units, and stringer and stratiform barite deposit. Arrows indicate the main direction of sampling, view to the east, B and C: Sanandaj shale unit (K^S) in the hanging-wall of deposit from far (B) and close views (C), D and E: Stringer barite from far (D) and close views (E), view to the northeast, F and G: Close views of stratiform barite (F) and brecciated barite (G), H: Figure shows the footwall dacite, I: A view of fault in the district area, J: Fractures in volcanic rocks, their shear, and creating a path for fluid Flow, and K: A view of brecciated slate with angular pyroclastic fragments



شکل ۳. باریت شاه‌نشین، بلورهای درشت، به طور عمده و ریز در تصویرهای میکروسکوپی (A تا C) و SEM (D تا F) دیده می‌شوند.

Fig. 3. Shahneshin barite samples showing coarse, mainly, and fine barite crystals in microscopic (A-C) and SEM (D-F) images.

روش مطالعه

نمونه‌برداری از معدن و سنگ‌های پیرامون کانسار شاه‌نشین طی ۳ مرحله بازدید صحرایی انجام و حدود ۴۰ نمونه از باریت و سنگ‌های کمر پایین و بالای معدن برداشت شدند. تجزیه عنصری نمونه‌ها به روش طیف‌سنجی جرمی پلاسمای جفت‌شده القایی^۲ در سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی ایران (کرج) با به کارگیری دستور کار بارت و همکاران (Barrat et al., 1996) انجام شدند. حدود آشکارسازی برای عناصر بین ۰/۰۸ ppm تا ۰/۶ است (جدول ۱). ایزوتوپ‌های Sr و S سه نمونه باریت در آزمایشگاه ایزوتوپی گروه علوم فضا و زمین دانشگاه علوم و تکنولوژی چین اندازه‌گیری شدند. برای تجزیه ایزوتوپ‌های گوگرد، طبق دستور کار گیزمان و همکاران (Giesemann et al., 1994) نمونه‌ها آماده و با دستگاه گازی اسپکترومتر جرمی نسبت ایزوتوپی مدل Delta V Plus، تجزیه انجام شد.

بلورهای ریز باریت از واکنش سریع سیال داغ گرمابی با آب سرد دریا و از سیال کانه‌ساز با درجه فوق اشباع بالا تشکیل شده‌اند. اثر سیال گرمابی با دمای بالاتر بر روی بلورهای ریز به پدید آمدن بلورهای درشت منجر شده است (Ohmoto, 1996). واکنش یادشده به تغییر شیمی سیال میان‌بار منجر شده است. با توجه به حفظ بافت باریت‌ها، این تغییر ناشی از نشت میان‌بارها و یا پر شدن دوباره به وسیله سیال‌های جوان دگرگونی هستند.

حرکت‌های زمین‌ساختی در منطقه به جدا شدن دو اندیس کوچک باریت به طول‌های ۱۰ و ۱۵ متری در حدود ۹۰۰ متری جنوب سینه کار اصلی معدن منجر شده است. اندیس‌های یادشده مشابه با کانسنگ اصلی بر روی سنگ‌های آتشفشانی K^v و با مرز مشخص گسلی در زیر شیل‌های واحد K^s به گونه چینه‌سان، جای گرفته‌اند. با توجه به گسترش کم این معدن و گسل‌های تراستی منطقه احتمال جابه‌جایی بخشی دیگر از کانسار در منطقه به وسیله گسل‌ها وجود دارد.

جدول ۱. نتایج تجزیه ICP-MS نمونه های باریت معدن شاهنشین
Table 1. Results of ICP-MS analysis of the Shahneshtin barite samples

Sam. no.	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Ba ppm	3381	3135	5238	4315	6395	4057	2179	2826	3423
S	>10000	>10000	>10000	8530	>10000	4991	>10000	7192	2293
Ag	0.8	1.9	1.4	1.4	3.5	2.2	10.5	1.6	2.2
As	110	157	206	171	304	124	408	135	172
Cd	0.7	1.1	1.0	2.1	6.7	2.9	12.0	2.1	3.2
Co	13.7	14.4	7.3	5.1	4.4	1.1	6.6	1.2	4.4
Cr	85.1	90.2	72.6	89.1	6.3	5.1	4.2	5.7	4.9
Hf	8.3	11.6	5.5	3.2	6.1	1.4	3.6	2.1	2.8
Mn	210.9	256.9	69.2	62.5	47.4	3154.8	40.0	1393.4	618.5
Ni	38.9	42.0	21.9	16.8	10.3	5.7	31.2	3.1	9.8
P	496	380	72	138	278	124	285	1246	1372
Pb	53	75	51	222	379	176	626	111	119
Rb	120.1	38.3	115.6	326.9	450.2	648.1	1003.9	627.0	564.4
Sc	12.1	14.4	5.3	3.1	3.8	0.7	0.7	0.4	0.3
Sr	296	118	291	1014	1372	1950	2914	1878	1708
Th	19.1	26.4	12.8	8.9	12.8	2.6	7.8	4.1	6.4
U	3.9	5.6	2.9	1.3	2.7	1.5	2.0	1.7	1.5
Y	12	15	4	3	6	2	1	4	5
Zn	94	136	66	130	730	255	1334	108	416
Zr	111	161	45	29	56	3	5	< 1	2
La	23.4	31.1	9.6	3.8	1.8	2.5	1.4	6.6	5.7
Ce	48.0	68.8	17.5	6.6	3.9	2.8	7.1	11.3	16.4
Pr	3.5	5.7	2.2	3.1	2.1	2.0	< 0.5	2.8	2.3
Nd	20.8	26.6	6.1	1.3	3.1	< 0.6	< 0.6	< 0.6	0.9
Sm	3.0	3.6	1.6	1.3	1.5	1.3	0.8	1.7	0.6
Eu	0.6	0.6	0.3	0.3	0.5	0.8	0.3	1.6	1.7
Gd	3.1	3.9	1.6	1.1	1.8	< 0.5	1.0	0.6	1.1
Tb	0.5	0.8	0.3	0.2	0.3	0.1	0.1	< 0.1	0.1
Ho	0.2	0.3	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1
Dy	1.9	2.5	0.1	< 0.08	0.7	3.4	< 0.08	2.2	0.8
Er	1.2	1.6	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5
Tm	0.2	0.3	< 0.1	< 0.1	0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1
Lu	0.2	0.4	0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1
Yb	1.4	2.0	0.6	0.4	0.6	0.4	0.2	0.5	0.5
∑REE	104.9	144.3	36	17	14.6	13.3	9.9	26.7	29
La/La*_{CN}	9.5	2.5	0.8	0.2	0.1	nd	nd	nd	0.4
La/Lu_{CN}	10.1	8.0	5.7	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Eu/Eu*_{CN}	0.7	0.5	0.7	1.0	1.1	nd	1.1	5.6	7.0
Ce/Ce*_{SN}	1.1	1.1	1.0	0.4	0.4	0.3	nd	0.6	1.0
Pr/Pr*_{SN}	0.7	0.8	1.3	5.8	3.4	nd	nd	nd	2.3
Gd/Gd*_{CN}	0.8	0.8	0.8	0.8	0.8	nd	1.2	nd	1.4
Ce/Yb_{CN}	6.9	7.0	5.6	3.5	1.2	1.3	9.1	5.0	7.2
Ce/Sm_{CN}	3.7	4.5	2.6	1.2	0.6	0.5	2.2	1.6	5.9
Nd/Er_{CN}	18.0	16.2	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Y/Ho	52.1	56.0	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Ce/La	2.1	2.2	2.4	1.7	2.2	1.1	5.1	1.7	2.9
Eu/Sm	0.2	0.17	0.19	0.23	0.33	0.62	0.38	0.94	2.83
U/Th	0.20	0.21	0.23	0.15	0.21	0.58	0.26	0.41	0.23
⁸⁷Sr/⁸⁶Sr								0.7065	
δ³⁴S‰								21.53	

ادامه جدول ۱. نتایج تجزیه ICP-MS نمونه‌های باریت معدن شاهنشین

Table 1 (Continued). Results of ICP-MS analysis of the Shahneshin barite samples

Sam. no.	10	11	12	13	14	15	16	17	18
Ba ppm	3494	5600	3725	4401	2829	1543	3037	3487	3583
S	5262	2917	8503	7730	5935	>10000	>10000	1911	>10000
Ag	1.8	2.1	2.2	6.8	1.6	24.9	13.1	10.1	7.9
As	114	56	151	290	132	1178	657	384	632
Cd	3.7	2.3	3.0	12.1	1.2	21.1	21.2	5.9	18.9
Co	< 0.5	2.6	4.6	2.8	1.3	7.6	3.3	2.3	3.5
Cr	5.3	7.9	86.4	3.3	5.6	3.9	4.7	2.4	3.2
Hf	1.0	< 0.5	2.8	1.8	1.5	7.0	4.5	3.7	4.1
Mn	112.7	32.4	93.3	57.6	731.8	17.4	29.1	62.1	31.3
Ni	5.0	7.2	9.7	22.3	1.7	34.0	20.3	6.3	7.4
P	684	252	82	264	313	1115	41	413	196
Pb	327	568	537	675	121	1364	1531	1157	1223
Rb	555.3	236.3	566.5	311.4	445.7	588.9	335.2	456.7	408.1
Sc	0.4	0.3	2.1	0.4	0.3	0.3	0.4	0.2	0.3
Sr	1647	704	1673	927	1307	1717	974	1330	1186
Th	3.0	1.7	7.7	4.7	3.8	17.8	12.3	10.7	10.9
U	0.7	< 0.5	1.7	1.0	1.9	3.9	2.3	1.7	2.0
Y	2	1	2	1	1	3	< 0.4	1	1
Zn	422	441	452	1295	120	1684	2126	335	1319
Zr	< 1	< 1	21	< 1	< 1	2	1	< 1	2
La	2.3	1.2	1.4	1.1	2.3	1.8	1.0	2.8	1.6
Ce	6.2	5.0	4.0	2.2	< 0.6	2.2	3.3	3.9	2.2
Pr	< 0.5	< 0.5	0.9	< 0.5	4.6	4.2	< 0.5	1.4	1.8
Nd	< 0.6	< 0.6	< 0.6	< 0.6	< 0.6	< 0.6	0.9	< 0.6	0.8
Sm	1.0	0.8	1.0	0.8	0.7	1.4	0.6	1.0	0.9
Eu	0.6	0.4	0.1	0.3	0.8	0.5	0.1	0.4	0.9
Gd	< 0.5	< 0.5	0.9	< 0.5	< 0.5	1.6	0.9	0.9	1.0
Tb	< 0.1	< 0.1	0.1	0.1	< 0.1	0.3	0.3	0.2	0.2
Ho	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1
Dy	< 0.08	< 0.08	< 0.08	< 0.08	0.9	< 0.08	< 0.08	< 0.08	< 0.08
Er	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5
Tm	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1
Lu	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1
Yb	0.1	0.1	0.3	0.1	0.2	0.3	0.1	0.1	0.1
ΣREE	10.2	7.5	7.8	4.6	9.5	10.8	6.3	9.8	8.5
La/La*_{CN}	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	0.1
La/Lu_{CN}	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Eu/Eu*_{CN}	nd	nd	0.5	nd	nd	1.1	0.6	1.3	3.3
Ce/Ce*_{SN}	nd	nd	0.8	nd	nd	0.1	nd	0.4	0.3
Pr/Pr*_{SN}	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	8.0
Gd/Gd*_{CN}	nd	nd	0.8	nd	nd	0.8	0.7	0.7	0.9
Ce/Yb_{CN}	8.5	8.1	2.7	4.3	nd	1.7	5.4	5.2	4.1
Ce/Sm_{CN}	1.5	1.5	0.9	0.7	nd	0.4	1.2	0.9	0.6
Nd/Er_{CN}	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Y/Ho	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Ce/La	2.7	4.2	2.9	2.0	nd	1.2	3.3	1.4	1.4
Eu/Sm	0.6	0.5	0.1	0.38	1.14	0.36	0.17	0.4	1
U/Th	0.23	nd	0.22	0.21	0.50	0.22	0.19	0.16	0.18
⁸⁷Sr/⁸⁶Sr						0.7065			
δ³⁴S‰						20.62			

ادامه جدول ۱. نتایج تجزیه ICP-MS نمونه های باریت معدن شاهنشین

Table 1 (Continued). Results of ICP-MS analysis of the Shahneshin barite samples

Sam. no.	19	20	21	22	23	24	25	26	27
Ba ppm	2073	8988	1883	8678	7524	2091	4184	3910	5945
S	>10000	4455	2262	950	1700	>10000	1280	1547	9605
Ag	16.3	0.2	< 0.1	0.87	1.03	23.0	23.4	6.3	1.5
As	842	29	16	151	24.22	628	538	160	150
Cd	14.8	< 0.1	< 0.1	6.02	0.12	77.5	9.2	2.6	0.7
Co	8.0	2.6	4.9	17.56	1.76	10.1	5.5	3.4	6.7
Cr	6.8	40.9	18.0	35.14	38.13	4.5	3.7	2.8	102.7
Hf	8.6	1.8	8.5	9.56	1.43	8.9	4.3	1.5	3.1
Mn	45.0	58.8	264.8	680	110	36.8	341.5	437.8	118.5
Ni	14.5	6.0	1.2	24.17	3.15	15.6	13.1	14.9	18.6
P	1068	209	260	479	169	714	442	905	137
Pb	1053	45	23	76.66	15.58	3907	1109	335	98
Rb	492.4	60.3	9.5	53.40	63.07	507.3	509.8	436.5	210.9
Sc	0.6	6.5	11.9	16.47	11.00	0.3	0.5	0.5	2.9
Sr	1429	180	27	158	189	1474	1472	1272	620
Th	22.7	10.5	29.6	28.87	7.50	26.8	14.2	5.4	12.1
U	4.6	0.9	3.9	4.67	0.58	4.8	2.5	0.9	1.6
Y	3	20	30	16.18	25.11	1	3	2	4
Zn	808	79	118	909	124	3715	532	221	94
Zr	5	179	194	60	171	4	3	1	34
La	2.8	25.5	45.3	15.10	24.56	2.4	2.5	2.5	5.6
Ce	9.4	45.4	79.9	33.39	43.29	5.8	2.5	4.2	10.1
Pr	2.7	1.2	5.6	2.24	1.23	3.6	2.7	0.7	1.6
Nd	< 0.6	17.3	25.6	17.40	14.10	< 0.6	< 0.6	< 0.6	2.0
Sm	1.2	3.3	5.8	3.03	2.82	1.1	0.6	0.8	0.8
Eu	0.9	0.6	1.2	0.84	0.59	0.6	0.7	1.1	0.2
Gd	2.0	2.3	4.2	3.33	2.07	1.8	1.2	0.5	1.2
Tb	0.5	0.2	0.6	0.59	0.10	0.5	0.2	< 0.1	0.2
Ho	< 0.1	0.5	0.5	0.16	0.27	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1
Dy	0.3	3.8	5.6	3.43	4.25	0.3	0.4	0.1	0.4
Er	< 0.5	1.5	2.1	1.31	1.28	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5
Tm	0.2	< 0.1	0.2	0.24	< 0.1	0.2	< 0.1	< 0.1	< 0.1
Lu	0.1	0.1	0.2	0.18	< 0.1	0.2	< 0.1	< 0.1	< 0.1
Yb	0.4	1.8	2.7	1.42	2.15	0.2	0.2	0.2	0.4
∑REE	18.5	101.2	175.3	79.33	94.64	14.9	9.8	9.6	21.3
La/La*_{CN}	nd	-2.5	3.7	-5.03	-3.64	nd	nd	nd	0.6
La/Lu_{CN}	2.7	24.5	19.0	8.16	nd	1.3	nd	nd	nd
Eu/Eu*_{CN}	1.9	0.8	0.8	0.91	0.84	1.5	2.6	5.7	0.6
Ce/Ce*_{SN}	0.7	1.1	1.0	1.16	1.12	0.4	0.2	0.7	0.8
Pr/Pr*_{SN}	nd	0.3	0.7	0.54	0.29	nd	nd	nd	2.0
Gd/Gd*_{CN}	0.8	1.0	0.8	0.86	1.15	0.7	1.0	nd	1.0
Ce/Yb_{CN}	5.1	5.0	5.9	4.69	4.02	5.6	2.3	5.4	4.8
Ce/Sm_{CN}	1.9	3.3	3.2	2.57	3.58	1.3	0.9	1.2	2.9
Nd/Er_{CN}	nd	11.3	12.1	13.3	11.02	nd	nd	nd	nd
Y/Ho	nd	43.7	58.8	101	93	nd	nd	nd	nd
Ce/La	3.4	1.8	1.8	2.2	1.8	2.4	1.0	1.7	1.8
Eu/Sm	0.75	0.18	0.21	0.28	0.21	0.55	1.17	1.38	0.25
U/Th	0.20	0.09	0.13	0.16	0.08	0.18	0.18	0.17	0.13
⁸⁷Sr/⁸⁶Sr	0.7065								
δ³⁴S ‰	19.05								

La/La*_{CN}=[La/(3Pr-2Nd)]_{CN}; Eu/Eu*_{SN}=[2*Eu/(Sm+Gd)]_{SN}; Ce/Ce*_{SN}=[2Ce/(La+Pr)]_{SN}; Pr/Pr*_{SN}=[2Pr/(Ce+Nd)]_{SN}; Gd/Gd*_{CN}=[Gd/(0.32Sm+0.67Tb)]_{CN}; SN=Post Archean Australian Shale-normalized; CN=Chondrite-normalized; Cretaceous seawater with ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr= 0.7075 and δ³⁴S= 20- 22‰.

باریت چینه‌سان، به تدریج افزایش می‌یابد.

بررسی REEs یکی از مهم‌ترین راه‌های شناسایی منشأ کانه‌زایی به ویژه برای کانسارهای باریت است (Guichard et al., 1979) و فراوانی و الگوی پراکندگی REEs در باریت‌ها به عنوان شاخص فیزیکوشیمیایی محیط رسوبی در سامانه‌های اخیر و گذشته زمین به کار گرفته شده است (Griffith and Paytan, 2012). مقادیر REEs_{CN} بهنجار شده به کندریت نمونه‌های باریت شاه‌نشین بین ۴/۶ تا ۱۷۵/۳ بوده و آنها غنی‌شدگی LREEs نسبت به HREEs (Nd/Er_{CN} > 11) نشان می‌دهند.

نسبت Eu/Sm به عنوان ردیاب فرایندهای گرمایی و ارزیابی ته‌نشین‌های آنها کاربرد دارد. سیال‌های گرمایی در مقایسه با آب دریا غنی‌شدگی Eu نسبت به Sm را نشان می‌دهند (Elderfield, 1988). نسبت Eu/Sm نمونه‌های باریت شاه‌نشین بین ۰/۱ تا ۲/۸۳ است. گیچارد و همکاران (Guichard et al., 1979) نسبت Ce/La را به عنوان شاخصی برای تمایز بین باریت‌های دریایی از غیردریایی بیان داشتند. این نسبت در نمونه‌های مورد بررسی (به جز سه نمونه، یک نمونه (Ce/La = ۰/۹۹) و دو نمونه دیگر با مقادیر (Ce < 0.05) بزرگ‌تر از یک است. همچنین، نسبت Y/Ho در سیال‌های گرمایی زیر دریایی بین ۲۵ تا ۵۰، سولفیدهای چینه‌سان و کانسارهای توده‌ای بین ۲۸ تا ۷۵، آب اقیانوس‌های باز و حاشیه اقیانوسی بین ۹۴ تا ۱۰۸، نهشته‌های شیمیایی عاری از آلودگی قاره‌ای بین ۴۴ تا ۷۴، و سیال‌های گرمایی در ارتباط با حوضه‌های پشت‌کمانی و پشته‌های میان اقیانوسی بین ۵۱ تا ۱۶۰ هستند (Douville et al., 1999). نسبت Y/Ho نمونه‌های باریت شاه‌نشین بین ۴۳/۷ تا ۱۰۱ در تغییر است.

مقادیر Gd/Gd*_{CN} برای شناسایی سیال کانه‌ساز و سنگ‌های منشأ (Bau and Dulski, 1996)، La/La*_{CN} برای شناسایی منشأ سیال (Shields et al., 2004) و La/Lu_{CN} برای شناسایی pH سیال به کار می‌رود. نمونه‌های باریت شاه‌نشین در بردارنده مقادیر Gd/Gd*_{CN} بین ۰/۷ تا ۱/۴، La/La*_{CN} در حدود ۵/۰۳-

نتایج تجزیه، بر پایه استاندارد $^{34}\text{S}/^{32}\text{S} = 0.0450045$ از شهاب‌سنگ Canyon Diabole و با دقت $2\sigma = \pm 0.2\%$ هستند. آماده‌سازی نمونه‌ها برای بررسی ایزوتوپ‌های استرانسیوم نیز با پیروی از دستور کار تاتکن و همکاران (Tütken et al., 2002) و با دستگاه طیف‌سنج جرمی یونی حرارتی^۳ مدل Phonix انجام شدند. نتایج نسبت به $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr} = 0.1194$ بهنجار شده، استاندارد آن NBS-987 برابر 0.7102477 و میزان دقت داده‌ها $2\sigma = \pm 0.000014$ است. همچنین از نمونه‌ها مقطع نازک برای بررسی پتروگرافی (۳۴ نمونه) و قطعه‌های صیقلی (۶ نمونه) برای تصویر SEM در دانشگاه کردستان تهیه و انجام شد. تصاویر SEM از قطعه‌های صیقلی پس از تمیز کردن و پوشش با طلا توسط دستگاه FESEM از شرکت TSCAN با قدرت تفکیک $1/2 \text{ nm}$ ، بزرگ‌نمایی ۳۰۰ هزار برابر و اعمال ولتاژ ۳۰ kv تهیه شد.

ویژگی‌های زمین‌شیمیایی

باریت به دلیل مقاومت بالا و حلالیت پایین، ویژگی‌های زمین‌شیمیایی محیط تشکیل خود را حفظ می‌کند (Jamieson et al., 2016). تجزیه زمین‌شیمی عناصر و ترکیب ایزوتوپ‌های Sr و S کانسار باریت شاه‌نشین و برخی مؤلفه‌های آنها در جدول ۱ آمده است.

زمین‌شیمی عناصر

فراوانی و نسبت‌های عنصری در شناسایی ذخایر باریت با موقعیت‌های زمین‌ساختی مختلف دارای اهمیت بالایی هستند (Baioumy, 2015). مقادیر U و Th نمونه‌های باریت شاه‌نشین، به ترتیب، $5/6 - 0/54 \text{ ppm}$ و $29/6 - 1/7 \text{ ppm}$ و نسبت U/Th آنها در بازه ۰/۰۸ تا ۰/۵۸ است. همچنین، داده‌های شیمیایی باریت‌ها ناهنجاری طلا با محتوای بین $1/78 - 0/88 \text{ ppm}$ (Hasankhanloo, 2015) نشان می‌دهند و با فاصله از سنگ میزبان آتشفشانی به سوی کمر بالا، فراوانی عنصر Zr در نمونه‌های

بحث

سولفات دومین آنیون فراوان در آب دریا (ppm 2700~) و منبع اولیه برای ته‌نشینی باریت‌های دریایی است (Griffith and Paytan, 2012). فراوانی سولفات در سیال‌های گرمایی ناچیز است (Jamieson et al., 2016). در شرایط احیایی، گوگرد به طور عمده به گونه H_2S یا سولفیدهای فلزی و در شرایط اکسایش به صورت کانی‌های انیدریت، سولستین و باریت وجود دارد (Hanor, 2000).

باریم به طور گسترده و به نسبت فراوان (ppm 435) در پوسته زمین پراکنده است (Haynes et al., 2016). فراوانی باریم در پوسته زمین در ارتباط با کانی‌های فلدسپار و در کانسارها ناشی از آب‌شویی باریم این کانی‌ها در سنگ‌های منشأ توسط سیال‌های گرمایی است (Stern et al., 2013). باریم در سیال‌های احیایی فقیر از سولفات محلول است (Eickmann et al., 2014). آب دریاها دارای مقدار باریم کم (ppm 0/1) (Jamieson et al., 2016)، در شرایط نرمال نسبت به باریت تحت اشباع است و ته‌نشینی باریت در دریاها هنگامی رخ می‌دهد که سیال غنی از Ba^{2+} با سیال غنی از SO_4^{2-} آب دریا مخلوط می‌شوند (Aloisi et al., 2004).

داده‌های میان‌بار سیال (Hasankhanloo, 2015) و اندازه و ریخت بلورها در باریت‌های چینه‌سان شاه‌نشین نشان‌دهنده کانسارهای گرمایی (Griffith and Paytan, 2012) نوع دومنشائی فلسیک کوروکو (Franklin et al., 2005) هستند. حضور محلی لایه‌های ظریف از کانی‌های رسی کاتولینیت و سربیسیت (Hasankhanloo, 2015) در مرز سنگ‌های آتشفشانی کمر پایین با توده معدنی نیز گویای نقش مهم فرایندهای گرمایی در ته‌نشینی باریت، در بستر دریا، و نوع کوروکو (Ohmoto, 1996) است.

عناصر جزئی و نادر خاکی

بر پایه مقادیر اورانیوم (ppm 54/0 تا 6/5)، نسبت‌های U/Th

تا 9/5 و La/Lu_{CN} در بازه 1/3 تا 24/5 هستند (جدول ۱). عناصر یورپیم و سریم نسبت به شرایط اکسیداسیون و احیا حساس هستند. یورپیم در محیط‌های نزدیک سطح تغییرات ظرفیتی نشان می‌دهد و در شرایط احیایی Eu^{3+} به Eu^{2+} تبدیل می‌شود (Guichard et al., 1979). مقادیر Eu/Eu^*_{CN} نمونه‌های باریت شاه‌نشین در محدوده 5-0/7 هستند. سریم در شرایط اکسیدان از Ce^{3+} به Ce^{4+} تغییر می‌یابد و ناهنجاری نشان می‌دهند. مقادیر Ce/Ce^*_{SN} نمونه‌های باریت شاه‌نشین بین 0/1 تا 1/49 تغییر می‌کند.

زمین‌شیمی ایزوتوپی

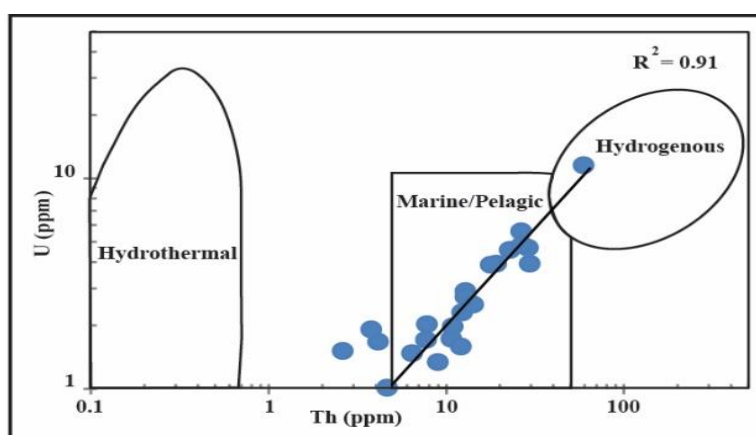
بررسی ایزوتوپ‌های پایدار برخی از عناصر شیمیایی به یکی از مهم‌ترین و قوی‌ترین ابزارهای زمین‌شیمیایی تبدیل شده است. تغییر در فراوانی نسبی ایزوتوپ‌های پایدار یک عنصر ممکن است بیانگر شرایط تشکیل کانی‌های دربردارنده آنها باشد. ایزوتوپ‌های پایدار گوگرد و استرانسیوم برای شناسایی منشأ سیال، تغییرات در ترکیب سیال و سازوکارهای حمل و ته‌نشینی سیال کانه‌ساز باریت در موقعیت‌های مختلف به کار گرفته شده‌اند (Paytan et al., 2011; Baioumy, 2015).

منشأ سولفات در باریت‌ها ممکن است آب دریا ($\delta^{34}S = 21\%$)، ماگما ($\delta^{34}S = 1-2\%$)، کانی‌های کلسیم سولفات، یون سولفات (Paytan et al., 2002) و یا اختلاطی با نسبت‌های مختلف از آنها باشند. مقدار ایزوتوپ $\delta^{34}S$ در نمونه‌های باریت شاه‌نشین بین 19/05 تا 21/53% است.

شناسایی موقعیت زمین‌ساختی سنگ‌های میزبان کانسارهای باریت (Clark et al., 2004)، و بازسازی ترکیب آب دریای هم‌زمان با ساخت کانی‌های باریت اغلب با استفاده از نسبت ایزوتوپی $^{87}Sr/^{86}Sr$ آنها (Paytan et al., 1993) انجام می‌شود (Maynard et al., 1995). نمونه‌های باریت شاه‌نشین دارای نسبت $^{87}Sr/^{86}Sr$ برابر 0/70649، 0/70651 و 0/70651 هستند.

قرارگیری نمونه‌های باریت شاه‌نشین به طور عمده در محدوده آب‌های دریایی/پلاژیک در نمودار U-Th (Bonatti et al., 1976) و بالا بودن نسبت Th/U ($Th/U > 1$) (Goldberg et al., 1969) در آنها، به گمان قوی، نشان‌دهنده منشأ عمده سیال گرمابی از آب‌های دریایی داغ (Sánchez-España et al., 2000) است. همچنین قرار گرفتن برخی نمونه‌ها در خارج از بازه پلاژیک دریایی می‌تواند ناشی از مشارکت سیالی دیگر، سیال ماگمایی، در تشکیل کانی‌های باریت باشد (شکل ۴).

مقادیر طلا (۰/۱ تا ۸۸/۷۸ ppm) و دمای همگن‌سازی میان‌بارهای سیال (۱۱۵ تا ۲۱۵ درجه سانتی‌گراد) (Hasankhanloo, 2015) می‌تواند بیان‌دهنده باریت‌های شاه‌نشین از سیال‌های گرمابی حرارت پایین (< 250 درجه سانتی‌گراد) (Herzig et al., 1993)، با pH اسیدی (۲۴/۵ - $1 < La/Lu_{CN} = 1/3$) و در شرایط اکسیدان تشکیل شده‌اند. غلظت عناصر U و Th در باریت‌های دریایی، به ترتیب، در حدود ۲-۵/۰ ppm و ۳۰ ppm (Church and Bernat, 1972) است.



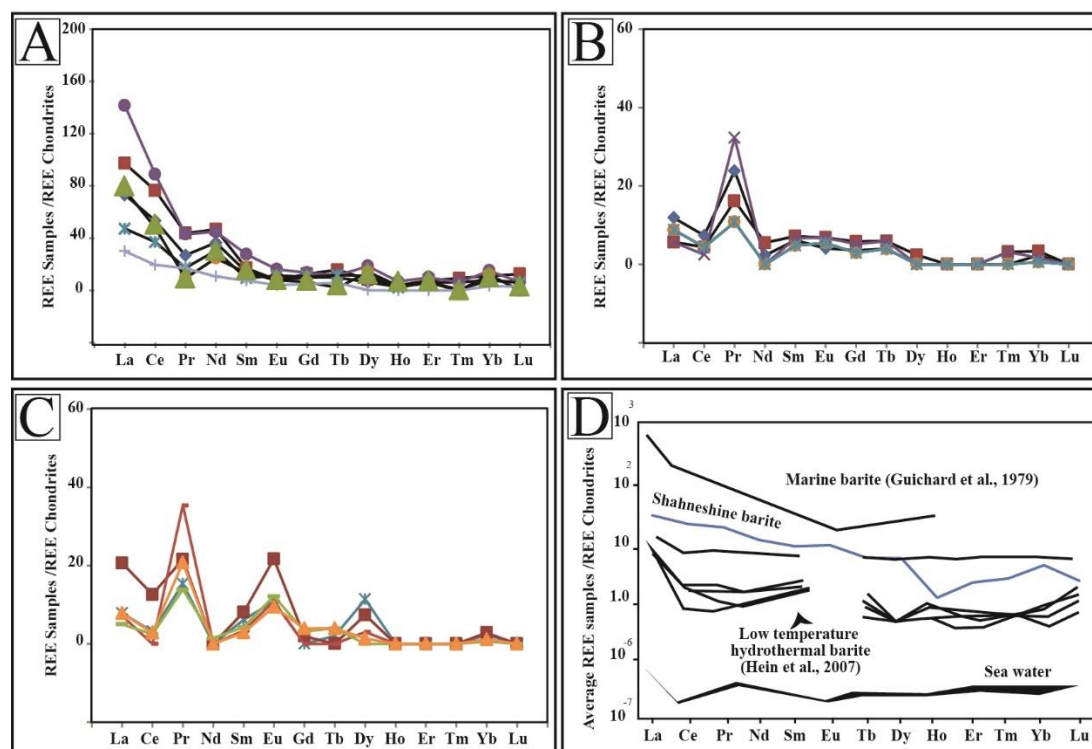
شکل ۴. نمونه‌های باریت شاه‌نشین در محدوده دریایی/پلاژیک در نمودار U-Th برگرفته از بوناتی و همکاران (Bonatti et al., 1976)

Fig. 4. Shahneshin barite samples fall in the marine/pelagic field on the U-Th diagram after Bonatti et al. (1976)

(> 11) در سه گروه جای دارند (شکل ۵-A، B و C). الگوی پراکندگی میانگین REE_{SCN} نمونه‌های باریت شاه‌نشین در محدوده داده‌های REE_{SCN} کانسارهای باریت گرمابی با دمای پایین و باریت‌های دریایی است (شکل ۵-D). باریت‌های با منشأ دریایی ۱۰ تا ۱۰۰ برابر غنی‌شدگی REEs را نسبت به باریت‌های گرمابی نشان می‌دهند (Guichard et al., 1979). به طور کلی، سیال‌های گرمابی حاصل از ماگما و یا از آب‌شویی سنگ‌ها دارای مقادیر کمی از REEs هستند. همچنین، در شرایط معمول رسوبات دریایی از LREEs تهی‌شدگی دارند؛ اما با ورود سیال‌های گرمابی نهشته‌ها از LREEs غنی‌شدگی نشان می‌دهند.

ناهنجاری مثبت فلزات Au (۰/۱-۸۸/۷۸ ppm) (Hasankhanloo, 2015) و As (۱۱۷۸-۱۶ ppm) در نمونه‌های باریت نشان‌دهنده مشارکت سیال ماگمایی در تشکیل کانسار است (Yang and Scott, 1996). تغییر فراوانی عنصر Zr، در باریت چین‌سان، با دور شدن از سنگ میزبان آتشفشانی نیز ناشی از کاهش جریان سیال گرمابی به داخل دریا، کاهش دمای سیال و تغییر در نسبت سیال ماگمایی به آب دریاست (Lottermoser, 1992).

نمونه‌های باریت شاه‌نشین بر پایه تغییرات الگوی پراکندگی REE_{SCN} و غنی‌شدگی LREEs نسبت به HREEs (Nd/Er_{CN})



شکل ۵. A، B و C: الگوی متفاوت پراکندگی REE_{SCN} (Sun and McDonough, 1989) نمونه‌های باریت شاه‌نشین و D: الگوی پراکندگی میانگین REE_{SCN} نمونه‌های باریت و مقایسه آن با REE_{SCN} باریت‌های دریایی و گرمایی و آب دریای امروزی (Guichard et al., 1979; Hein et al., 2007)

Fig. 5. A, B and C: Variations in REE_{SCN} patterns (Sun and McDonough, 1989) in the Shahnesheh barite samples, and D: The distribution of average REE_{SCN} abundances in the studied barite samples compared with REE_{SCN} of marine and low temperature hydrothermal and modern seawater barites (Guichard et al., 1979 and Hein et al., 2007)

(Bau, 1991). مقادیر Gd/Gd^*_{CN} (۰/۷ تا ۱/۴) و Gd/Gd^*_{CN} (۱/۳ تا ۲۴/۵) La/Lu_{CN} نمونه‌های باریت شاه‌نشین نیز گویای تشکیل باریت‌ها از آب دریای داغ‌شده (Sánchez-España et al., 2000)، و آب‌شویی سنگ‌های مسیر به وسیله سیال اسیدی زیرسطحی است. گستردگی مقادیر La/La^*_{CN} نمونه‌ها نیز بیانگر تشکیل باریت‌ها از سیال‌های دریایی و ماگمایی با نسبت‌های متفاوت است. نسبت Ce/La بزرگ‌تر از ۱ در باریت‌های گرمایی گزارش شده است (Guichard et al., 1979).

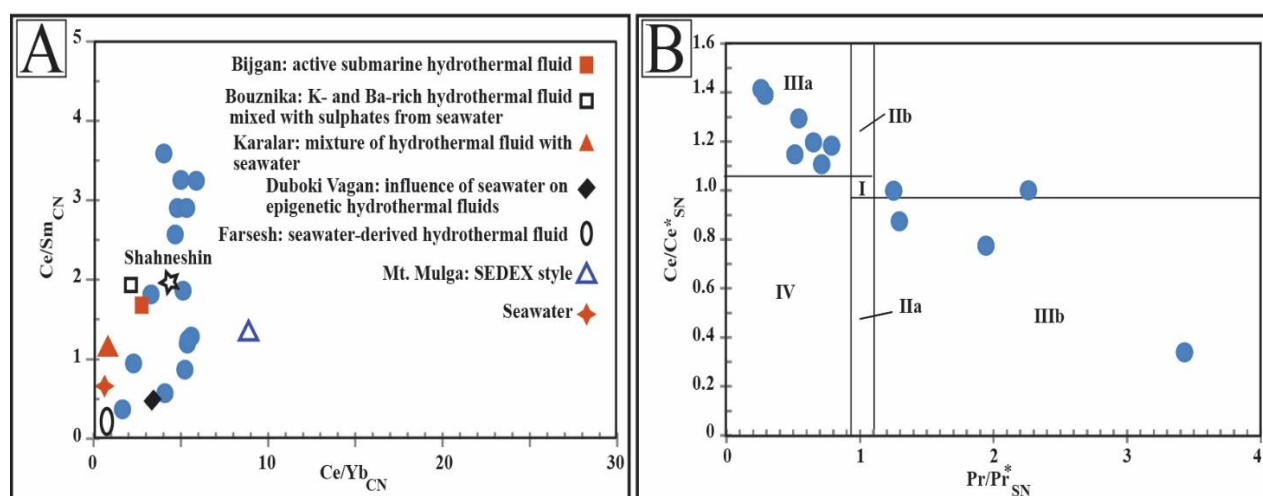
ناهنجاری مثبت Eu/Eu^* و غنی‌شدگی LREEs (Michard, 1989) مربوط به آب‌شویی Eu و دگرسانی عمیق کانی‌های غنی از Eu سنگ‌های منشأ همچون فلدسپارها به وسیله سیال‌های

مقایسه الگوی پراکندگی REE_{SCN} کانسارهای باریت در نمودار دوتایی Ce/Sm در مقابل Ce/Yb (شکل ۶-A)، نیز نشان می‌دهد مقادیر REEs کانسار شاه‌نشین خیلی نزدیک به مقادیر REEs باریت‌های گرمایی کانسارهای بیجگان و بزنیکا (Zarasvandi et al., 2014) و باریکا (Tajeddin et al., 2010) است.

مقادیر Gd/Gd^*_{CN} بزرگ‌تر از ۱ به طور معمول گویای تشکیل باریت‌ها از آب دریا (Ehya, 2012) و آب‌شویی سنگ‌های مسیر است. مقادیر ناهنجاری La/La^*_{CN} در باریت‌های آب دریا بیشتر از ۱ و در سیال‌های گرمایی کمتر از ۱ است (Shields et al., 2004). همچنین، نسبت‌های $La/Lu_{CN} > 1$ گویای شرایط اسیدی و $La/Lu_{CN} < 1$ نشان‌دهنده شرایط خنثی و قلیایی سیال است

ضریب همبستگی بین Ce/Ce^*_{SN} و Pr/Pr^*_{SN} می‌تواند در تعیین شرایط اکسایش- احیا مؤثر باشد (Bau and Dulski, 1996). بر پایه نمودار آنها، ناهنجاری‌های منفی Ce در رسوب‌ها گویای شرایط اکسیدان سیال کانه‌ساز است؛ اما نبود ناهنجاری منفی Ce نشان‌دهنده شرایط احیایی سیال نیست. داده‌های زمین‌شیمیایی نمونه‌های باریت شاه‌نشین، ۱۴ نمونه از ۲۷ نمونه در این نمودار در موقعیت‌های ناهنجاری مثبت واقعی Ce (IIIa) و ناهنجاری منفی واقعی Ce (IIIb) جای دارند (شکل ۶-B).

گرمابی (Koski and Hein, 2003)، اسیدی (Bau, 1991) و داغ (Kurian et al., 2008) در شرایط احیایی (Guichard et al., 1979) است. همچنین، نمونه‌های باریت با ناهنجاری منفی Eu و مقادیر بالای REEs (Guichard et al., 1979) گویای ته‌نشینی باریت از سیال کانه‌ساز اکسیدان همسان با آب دریاست. مقادیر Ce/Ce^*_{SN} بهنجار شده به شیل در نمونه‌های باریت بیانگر تشکیل آنها از سیال دریایی ($Ce/Ce^*_{SN} < 0.5$)، (Paropkari et al., 2010)، اختلاط آب دریا و سیال ماگمایی ($Ce/Ce^*_{SN} < 0.5$) و سیال ماگمایی ($Ce/Ce^*_{SN} > 1$) است (Bender et al., 1971).



شکل ۶. A: جایگاه باریت‌های شاه‌نشین (دایره‌های آبی جایگاه هر کدام از نمونه‌ها و ستاره میانگین نمونه‌ها را نشان می‌دهند) و مقایسه آن با کانسارهای باریت دریایی و گرمابی در نمودار Ce/Sm_{CN} - Ce/Yb_{CN} . جایگاه کانسارهای دیگر بر پایه پژوهش زراسوندی و همکاران (Zarasvandi et al., 2014) است و B: نمونه‌های باریت شاه‌نشین در نمودار Ce/Ce^*_{SN} در مقابل Pr/Pr^*_{SN} برای تعیین ناهنجاری واقعی Ce (Bau and Dulski, 1996). محدوده‌های I: بدون ناهنجاری، IIa: ناهنجاری مثبت La باعث بروز ناهنجاری منفی Ce می‌شود، IIb: ناهنجاری منفی La سبب ناهنجاری مثبت Ce می‌شود، IIIa: ناهنجاری مثبت واقعی Ce، IIIb: ناهنجاری منفی واقعی Ce و IV: ناهنجاری مثبت La مانع بروز ناهنجاری مثبت Ce را نشان می‌دهند. نمونه‌های باریت شاه‌نشین در موقعیت‌های IIIa و IIIb جای دارند.

Fig. 6. A: Studied barite samples (blue circles and the star represent each of the samples and their average values, respectively) compared with marine and low-temperature hydrothermal barites in the Ce/Sm_{CN} - Ce/Yb_{CN} diagram. The locations of the barite deposits, except Shahneshin, are based on data from Zarasvandi et al. (2014), and B: Samples from the Shahneshin barite in a binary graph of Ce/Ce^*_{SN} vs. Pr/Pr^*_{SN} to determine true negative Ce anomalies (Bau and Dulski, 1996). Field I: no Ce and La anomalies; field IIa: positive La anomaly produces an apparent negative Ce anomaly; field IIb: a negative La anomaly causes an apparent positive Ce anomaly; field IIIa: real positive Ce anomaly; field IIIb: real negative Ce anomaly; field IV: positive La anomaly disguises a positive Ce anomaly. Shahneshin barite samples fall in the IIIa and IIIb fields.

و مقدار ایزوتوپ گوگرد آب دریای کرتاسه بین ۲۰-۲۲‰ است. نزدیکی مقادیر $\delta^{34}\text{S}$ نمونه‌های باریت شاه‌نشین (۲۱/۵۳-۱۹/۰۵) و آب دریای هم‌زمان با تشکیل آنها نشان می‌دهند که سیال ماگمایی دارای H_2S بسیار ناچیز، منشأ سولفات باریت به طور عمده از آب دریا (Maanijou et al., 2016) و به مقدار خیلی جزئی از اکسایش H_2S سیال گرمایی (Hannington and Scott, 1988) و ته‌نشینی باریت بلافاصله در بستر دریا (Hein, 2002) رخ داده است. ترکیب ایزوتوپی گوگرد باریت‌ها به دلیل جدایش بخشی پایین بین کانی‌های سولفات و سولفات محلول، به طور کلی شبیه ترکیب ایزوتوپ سولفات سیالی است ($\Delta > 4 \text{ ppm}$) که از آن ته‌نشین می‌شوند (Griffith and Paytan, 2012; Seal et al., 2000). مقدار اختلاف ایزوتوپی $\delta^{34}\text{S}$ باریت-سیال، با به کارگیری دمای میان‌بارهای سیال باریت‌های شاه‌نشین (۱۱۵ تا ۲۱۵ درجه سانتی‌گراد) در رابطه‌های باریت-سیال کانه‌ساز $\text{SO}_4^{2-}\text{-H}_2\text{O}$ (Kusakabe and Robinson, 1977) و بین باریت-سیال کانه‌ساز $\text{SO}_4^{2-}\text{-H}_2\text{S}$ (Ohmoto and Lasaga, 1982)، به ترتیب بین ۰/۲۴ تا ۰/۳۳‰ و کمتر از ۰/۱۰۱٪ را نشان می‌دهند (جدول ۲).

نمونه‌های دیگر باریت شاه‌نشین به دلیل نداشتن مقادیر $\text{Ce/Ce}^*_{\text{SN}}$ و یا $\text{Pr/Pr}^*_{\text{SN}}$ در نمودار جای ندارند. نمونه‌های باریت با ناهنجاری منفی بارز Ce گویای مشارکت کم سیال ماگمایی در ساخت آنها بوده است و باریت از آب دریا ساخته شده است (Jewell and Stallard, 1991). بنابراین می‌توان گفت ته‌نشینی باریت‌های شاه‌نشین ناشی از اختلاط سیال‌های ماگمایی و آب دریا با درصد‌های مختلف است و تغییر در نسبت مشارکت سیال‌های یادشده به تغییرات زمین‌شیمیایی باریت‌ها منجر شده است. الگوی پراکندگی نمونه‌ها در نمودار شکل ۵ بیانگر این تغییرات است. قرارگیری نمونه‌های باریت شاه‌نشین در محدوده گسترده‌ای در نمودار Ce/Sm_{CN} در مقابل Ce/Yb_{CN} ، تغییرات فراوان نسبت‌های Eu/Sm (۰/۱-۲/۸)، Y/Ho (۴۳/۱۰۱-۷) و ناهنجاری $\text{La/La}^*_{\text{CN}}$ (۵/۹ تا -۵/۰۳) که گویای اختلاط سیال گرمایی با آب دریا با نسبت‌های متفاوت هستند، بیانگر این موضوع است (شکل ۶-۱).

ایزوتوپ‌های گوگرد و استرانسیوم

باریت شاه‌نشین در بین نهشته‌های دریایی کرتاسه بالایی جای دارد

جدول ۲. مقادیر ایزوتوپ گوگرد نمونه‌های باریت شاه‌نشین (A)، مقادیر محاسبه شده $\delta^{34}\text{S}$ سیال‌های کانه‌ساز (B) $\text{SO}_4^{2-}\text{-H}_2\text{O}$ و (C) $\text{SO}_4^{2-}\text{-H}_2\text{S}$ و اختلاف میان نسبت ایزوتوپی باریت با سیال‌های کانه‌ساز B ($\Delta 1$) و C ($\Delta 2$)

Table 2. S isotopic values of the Shahneshin barite (A), calculated amounts $\delta^{34}\text{S}$ of the barite-forming fluids $\text{SO}_4^{2-}\text{-H}_2\text{O}$ (B) and $\text{SO}_4^{2-}\text{-H}_2\text{S}$ (C), and the difference between the isotopic ratio of barite with B ($\Delta 1$) and C ($\Delta 2$) ore-forming fluids

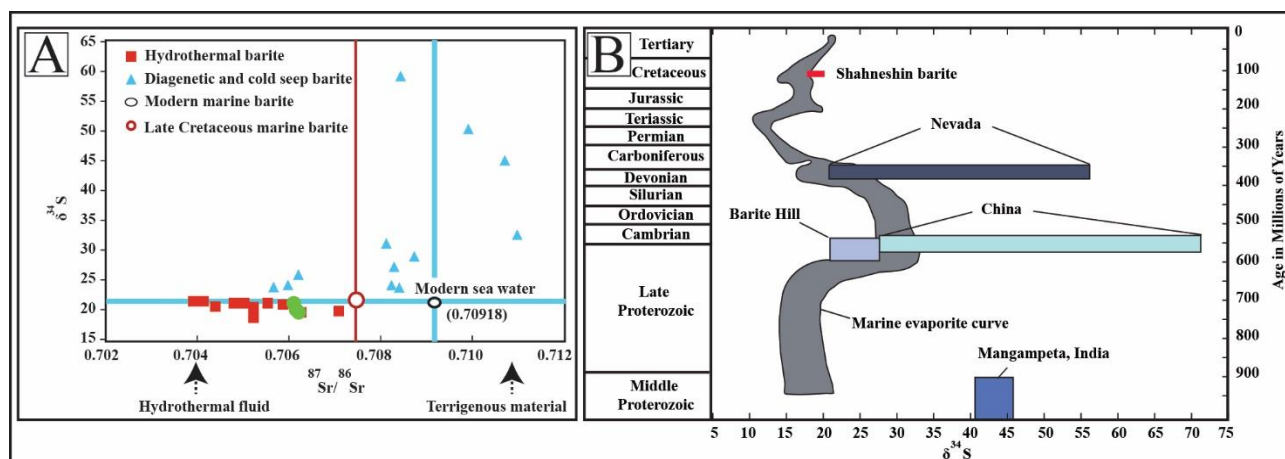
Sample No.	$\delta^{34}\text{S}$ vs CDT(‰) $2\sigma = \pm 0.02\%$ (A)	$\text{SO}_4^{2-}\text{-H}_2\text{O}$ $\delta^{34}\text{S}\%$ (B) $115 < T < 215^\circ\text{C}$	$\Delta 1 =$ A-B‰	$\text{SO}_4^{2-}\text{-H}_2\text{S}$ $\delta^{34}\text{S}\%$ (C) $115 < T < 215^\circ\text{C}$	$\Delta 2$ A-C‰
8	21.532	21.259 ± 0.096	0.27-0.33	21.200 ± 0.060	0.58-0.92
15	20.616	20.355 ± 0.092	0.26-0.32	20.298 ± 0.057	0.88-0.56
19	19.049	18.807 ± 0.085	0.24-0.29	18.755 ± 0.053	0.81-0.51

B is calculated based on $10^3 \ln a_{\text{BaSO}_4\text{-H}_2\text{O}} = 2.58 (10^6/T^2) - 4.8 \pm 0.4$ eq. after Kusakabe and Robinson (1977)
C is calculated based on $10^3 \ln a_{\text{SO}_4^{2-}\text{-H}_2\text{O}} = 6.46 (10^6/T^2) + 0.57$ eq. after Ohmoto and Lasaga (1982)

باشد (Monnin and Cividini, 2006). مقادیر ایزوتوپ‌های Sr نمونه‌های باریت شاه‌نشین (۰/۷۰۶۴۹ تا ۰/۷۰۶۵۱) از نسبت $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ سنگ‌های آذرین منطقه (۰/۷۰۴ تا ۰/۷۰۵) (Azizi et al., 2015) کمتر و از مقادیر آب دریای هم‌زمان با تشکیل آنها/کرتاسه پسین (۰/۷۰۷۵) بیشتر است. این ویژگی‌ها بیانگر مشارکت سیال ماگمایی در ساخت باریت شاه‌نشین است (Denison et al., 1994). بر پایه نسبت‌های ایزوتوپی Sr، در صورتی که منشأ Sr باریت‌ها فقط از این دو منبع (آب دریا و سیال ماگمایی) بوده باشد، می‌توان پیشنهاد کرد که ۳ نمونه باریت شاه‌نشین از سیالی با نسبت آب دریا به سیال ماگمایی ۳ به ۱ ساخته شده‌اند. ترسیم داده‌های نمونه‌ها در نمودار نسبت $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ در برابر $\delta^{34}\text{S}$ (شکل A-V) نشان‌دهنده منشأ آنها از اختلاط سیال‌های گرمابی و آب دریای کرتاسه پسین است. همچنین، نمونه‌ها در نمودار Age- $\delta^{34}\text{S}_{\text{CDT}}$ در محدوده نوع کانسارهای کوروکو با سن کرتاسه جای دارند (شکل B-V).

یادآور می‌شود که باریت‌های بخش چینه‌سان شاه‌نشین فقیر از کانی‌های سولفیدی هستند و این سبب نبود جدایش ایزوتوپی بین کانی‌های سولفیدی و سولفاتی شده است. افزون بر این، تغییر ناچیز در $\delta^{34}\text{S}$ باریت شاه‌نشین به گمان قوی ناشی از جریان آزاد (Hein, 2002) و سریع سیال غنی از باریم به بستر دریا (Jewell, 2000)، فعالیت گنبد/پلوم گرمابی (Paytan et al., 2002) و تشکیل باریت در بستر اکسیدان دریاست. غلظت پایین سولفات در سیال‌های گرمابی در بسیاری از سامانه‌های گرمابی امروزی دیده می‌شوند (Reeves et al., 2011).

کانی‌های باریت دارای مقادیر ناچیزی Rb هستند (Hofmann and Baumann, 1984) و مقدار ^{87}Sr در آنها مربوط به زمان ته‌نشینی است. در نتیجه، نسبت $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ در آنها ثابت باقی می‌ماند (Martin et al., 1995). استرانسیوم کاتیون محلول فراوان در سیال‌های دریایی و گرمابی است (Jamieson et al., 2016) و شباهت شیمیایی Sr و Ba سبب شده است که باریت تمایل بالایی برای مشارکت Sr در ساختمان بلوری خود داشته



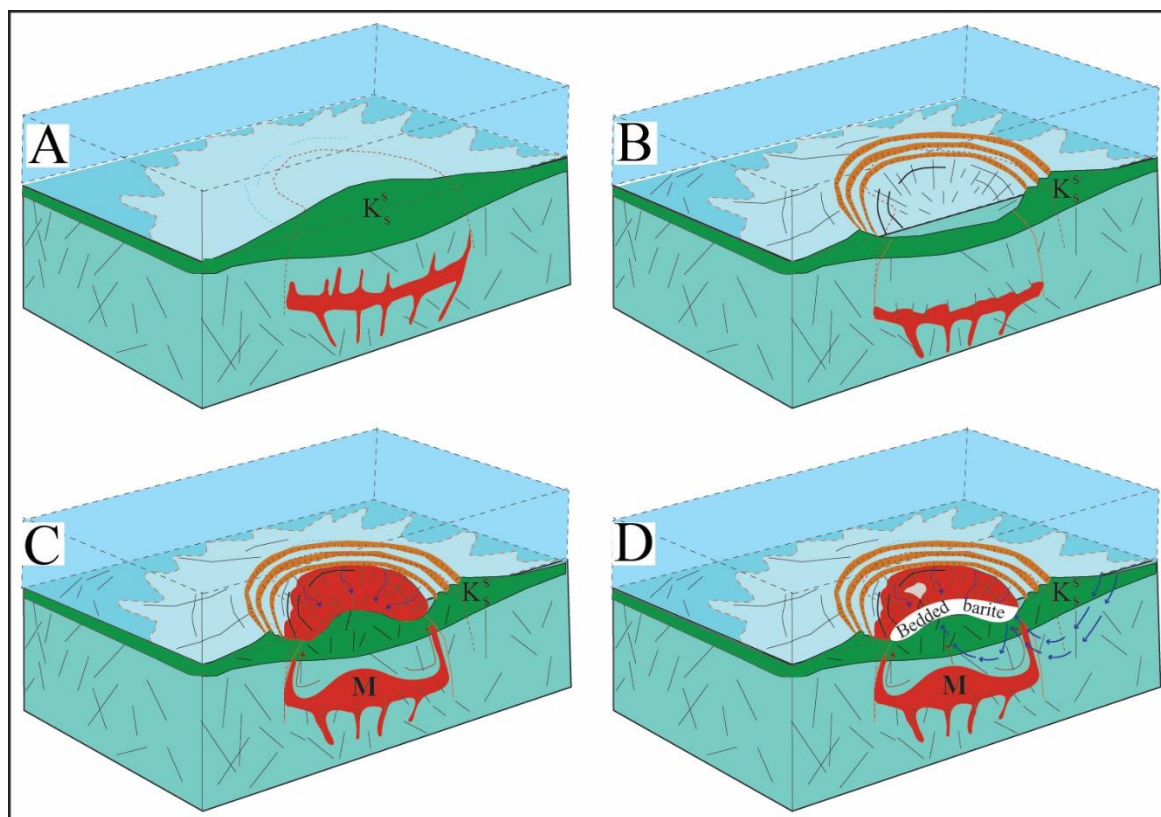
شکل ۷. A: نمونه‌های باریت شاه‌نشین (دایره‌های سبز) در نمودار $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ vs. $\delta^{34}\text{S}$ ، محل تقاطع خط‌های آبی و آبی-قرمز در نمودار به ترتیب نشان‌دهنده نسبت ایزوتوپ‌های $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ و $\delta^{34}\text{S}$ آب دریا‌های امروزی و کرتاسه پسین است (Paytan et al., 2002) و B: نمونه‌ها در نمودار Age- $\delta^{34}\text{S}_{\text{CDT}}$ (Claypool et al., 1980)

Fig. 7. A: Shahneshin barite samples (green circles) on the $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ isotope ratios vs. ^{34}S diagram (Paytan et al., 2002). The cross of the light blue lines and light blue-red lines designate modern seawater and the Late Cretaceous seawater isotopic composition of each element, respectively, and B: Data of samples in the $\delta^{34}\text{S}_{\text{CDT}}$ vs. Age graphic (Claypool et al., 1980)

موقعیت و مدل زمین‌ساختی

در پایان پرمین، فرایندهای زمین‌ساختی کششی به پدید آمدن اقیانوس نئوتتیس در پهنه سندنج-سیرجان منجر شد. گسترش این اقیانوس تا تریاس پسین-ژوراسیک ادامه داشته و پس از آن نیروهای فشارشی در منطقه به بسته شدن این اقیانوس (Sheikholeslami, 2015) و پدید آمدن کمان آتشفشانی کرتاسه انجامیده است (Azizi and Jahangiri, 2008). در کرتاسه پسین، فرورانش **مورب**^۴ در منطقه مورد بررسی (Molinario et al., 2005) سبب پدید آمدن ریفت در کمان آتشفشان زیر دریایی بر روی پی سنگ پوسته قاره‌ای جوان (De Ronde et al., 2003) شده است. گسترش این ریفت به نازک‌شدگی پوسته (Brewer et al., 2004)، نشست منطقه و تشکیل حوضه حاشیه‌ی قاره‌ای (Maynard and Okita, 1991) بین منطقه فرورانش صفحه اقیانوسی و حاشیه غیرفعال (Maynard et al., 1995) منجر شده است. پس از آن، ایجاد شکستگی و فوران مواد پیروکلاستیک (به احتمال فراوان) به تخلیه محفظه ماگمایی، فروپاشی ساختار آتشفشانی، تشکیل کالدرای و سنگ‌های برشی در منطقه منجر شده است (شکل ۲-B و شکل ۸-A). پر شدن مجدد آشیانه ماگمایی، مرحله فعالیت‌های آتشفشانی پس از ساخت کالدرای (Hannington et al., 2005)، از طریق شکستگی‌ها به بالا آمدن کالدرای (Fouquet et al., 2018) و پدید آمدن آتشفشان‌های فلسیک با ترکیب آندزیت-داسیت / واحد K^v وابسته به مراحل پایانی فعالیت‌های آتشفشانی زیر دریایی (Sato, 1977) در منطقه منجر شده است (شکل ۸-C). آتشفشان‌های فلسیک در بردارنده سیال فراوان هستند که در بخش بالایی آشیانه ماگمایی جمع می‌شوند. با کاهش حجم ماگما و فروپاشی کالدرای، سیال این آتشفشان‌ها در طول شکستگی‌ها آزاد شده (Urabe, 1987) و سبب پدید آمدن ترک و شکستگی‌های فراوان در سنگ‌ها، ایجاد معبرهای مهمی برای جریان و چرخش سیال و دگرسانی در سنگ‌ها شده‌اند (شکل ۲- D, E و J).

فروپاشی کالدرای به ساخت گودالی برای تخلیه سیال‌های گرمایی در منطقه منجر شده است. نفوذ و چرخش متناوب آب دریا از طریق شکاف‌ها و شکستگی‌ها در پی سنگ (Hanor, 2000) گرم و جوان ناحیه و واکنش آنها با سنگ‌های مسیر به آب‌شویی شدید عناصر آنها، افزایش خلل و فرج و تراوایی سنگ‌ها و پدید آمدن سیال‌های گرمایی اسیدی ($La/LuCN > 1$) غنی از عناصر فلزی و H₂S (Ohmoto, 1996) منجر شده است. سیال‌های احیایی توانایی انحلال مقادیر بالایی باریت و حمل آن را دارند (Hein et al., 2007). بنابراین، سیال یادشده در ضمن حرکت باریت سنگ‌های مسیر خود را آب‌شویی کرده و از طریق شکستگی‌ها وارد حوضه به نسبت محدود دریایی کرده‌اند (Hanor, 2000). این سیال با سیال‌های ماگمایی مخلوط شده و در محل ظهور گنبد گرمایی با آب دریای اکسیدان غنی از SO₄²⁻ برخورد کرده است. برخورد دو سیال به تشکیل باریت در بالای بستر دریا (Kusakabe et al., 1990) منجر شده و با ته‌نشینی آن، بخش چینه‌سان با بافت توده‌ای غنی از کانی باریت / (شکل ۸-D)، پدید آمده است (Pirajno, 1992). فراوانی کانی‌های سولفات‌ها از ویژگی کانسارهای سولفید توده‌ای نوع باریت کوروکو است (Marumo, 1989). کانه‌زایی در پی سنگ آتشفشانی دارای بافت و ساخت رگه‌ای و برشی / رخساره استرینگر است. این رگه‌ها محل حرکت سیال‌های گرمایی تغذیه‌کننده بخش چینه‌سان کانسار بوده‌اند. به دلیل حفظ مقدار ایزوتوپ $\delta^{34}S$ آب دریاها در نمونه‌های باریت (Velasco et al., 1998) و دمای سیال (۲۱۵-۱۱۵ < ۱۱۰ درجه سانتی‌گراد) (Lever et al., 2013)، احیای سولفات سیال‌ها به گونه معدنی رخ داده است و میزان گوگرد سیال ماگمایی بسیار کم بوده است (Nakajima and Sasaki, 1985). ناهنجاری طلا در کانسار باریت شاه‌نشین نشان‌دهنده مشارکت سیال ماگمایی در تشکیل سیال کانه‌ساز (Urabe, 1987)، عمق کم حوضه و شرایط اکسیدان ته‌نشینی آنهاست (Hannington et al., 1999).



شکل ۸. مدل شماتیک پیشنهادی برای تشکیل باریت در کانسار شاه‌نشین برگرفته از فوی کی و همکاران (Fouquet et al., 2018). مرحله A: ساخت پی سنگ آتشفشانی، تخلیه آشیانه ماگمایی و شروع ریزش، B: ایجاد شکستگی در پی سنگ و ریزش کالدر، C: پر شدن دوباره محفظه ماگمایی و بالا آمدن کالدر، D: مخلوط شدن سیال هیدروترمال غنی از باریم با آب دریا، سرد و غنی از SO_4^{2-} ، به ته‌نشینی سریع باریت در بستر آن منجر شده است.

Fig. 8. Proposed schematic model to explain the generation of Shahneshine barite after Fouquet et al. (2018). A: lava flows forming the volcanic basement, the magma chamber empties and its summit starts to collapse, B: Formation of the caldera starts after collapse of the roof magma chamber, C: Refilling and ascent of the magma chamber at depth promote the uplift of the caldera, and D: Barium-rich hydrothermal fluid mixes with cold, SO_4^{2-} -rich seawater induces rapid precipitation of barite in the sea-floor.

شده‌اند. در بخش‌های بالایی کانسار، این فراوانی به بیشترین مقادیر خود در نمونه‌ها رسیده است. ویژگی‌های یادشده با مدل گرمابی آتشفشان زیر دریایی برای کانسارهای نوع سولفید توده‌ای کوروکو مرتبط با منطقه فرورانش جزایر کمانی یا زون گسترش پشت کمرندهای جزایر کمانی (Ohmoto, 1996) سازگار است. گسترش کم و سنگ میزبان ولکانیکی کانسار باریت شاه‌نشین، لزوم حوضه محدود با شرایط اکسیدان برای تشکیل

در مراحل آغازین تشکیل باریت، منشأ سیال کانه‌ساز بیشتر از ماگماست (Stix et al., 2003) و باریت‌ها دارای مقادیر پایینی از REEs هستند. همچنین، سرد شدن ماگما به کاهش مشارکت سیال ماگمایی، شکسته شدن بیشتر کالدر، توسعه گسل‌ها، برشی شدن، افزایش خلل و فرج سنگ‌ها، افزایش آب‌شویی، افزایش عمق چرخه‌های جریان آب دریا، افزایش درصد مشارکت آب دریا در سیال کانه‌ساز منجر شده و باریت‌ها از REEs غنی

باریت (Hanor, 2000)، نهشته‌شدن باریت‌های این کانسار را در حوضه کالدرا زیردریایی پشتیبانی می‌کنند. پژوهشگران زیادی به ارتباط ژنتیکی بین تشکیل کالدرا و کانی‌سازی کوروکو اشاره کرده‌اند و تشکیل این کانسار همسانی بالایی با کانسارهای باریت کالدرا زیردریایی Myojinsho (Fouquet et al., 2018) و Wainaleka در منطقه فیچی (Pirajno, 1992) دارد.

نتیجه‌گیری

کانسار چینه‌سان شاه‌نشین به طور عمده از باریت تشکیل شده است. موقعیت قرارگیری نمونه‌های باریت در نمودار Th در مقابل U و ناهنجاری‌های منفی Ce و Eu گویای مشارکت عمده آب دریا در سیال کانی‌ساز است. بودن ناهنجاری مثبت فلزهای Au و As نیز، بیانگر مشارکت سیال ماگمایی در ساخت کانسار است. همچنین تغییرات فراوانی (۸ تا ۱۷۵) REEs، و عناصر جزئی نمونه‌ها نشان می‌دهند که سیال باریت‌ساز اختلاطی از سیال‌های ماگمایی و آب دریا با نسبت‌های متفاوت بوده است. باریت‌های دارای مقادیر پایین از REEs در مراحل آغازین که منشأ سیال کانه‌ساز بیشتر از ماگماست، تشکیل شده‌اند. به مرور زمان درصد نسبت آب دریا در سیال کانه‌ساز افزایش و باریت‌های غنی از REEs پدید

آمده‌اند.

نسبت ایزوتوپی Sr نمونه‌های باریت (۰/۷۰۶۴۹ تا ۰/۷۰۶۵۱) بین مقدار آب دریای کرتاسه پسین (۰/۷۰۷۵) و پی‌سنگ داسیتی (۰/۷۰۴ تا ۰/۷۰۵) است. مقادیر $\delta^{34}\text{S}$ نمونه‌های باریت نزدیک و همسان با آب دریای هم‌زمان با تشکیل خود، گویای مقدار کم گوگرد سیال ماگمایی، ساخت باریت در جریان آزاد آب و شرایط اکسیدان بستر دریاست.

الگوی توزیع عناصر، ویژگی‌های میان‌بارهای سیال و همچنین مقادیر ایزوتوپ‌های $\delta^{34}\text{S}$ و $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ نمونه‌های باریت شاه‌نشین با مدل گرمایی آتشفشانی زیردریایی نوع سولفید توده‌ای کوروکو همخوانی دارند. این کانسارها ارتباط نزدیکی با آتشفشان‌های فلسیک وابسته به مراحل پایانی فعالیت‌های آتشفشانی زیردریایی با ترکیب آندزیت-داسیت نشان می‌دهند.

قدردانی

نکته‌های ارزنده سردبیر گرامی و داوران ارجمند در بهبود این مقاله، نقشی مهم داشتند. از این بزرگواران و کارشناس محترم نشریه زمین‌شناسی اقتصادی، بی‌نهایت سپاسگزاریم.

1. Rare earth elements (REEs)
2. ICP-MS
3. TIMS
4. Oblique

References

- Aghanabati, A., 2004. Geology of Iran. Geological Survey of Iran, Tehran, 606 pp. (in Persian)
- Aloisi, G., Wallmann, K., Bollwerk, S.M., Derkachev, A., Bohrmann, G. and Suess, E., 2004. The effect of dissolved barium on biogeochemical processes at cold seeps. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 68(8): 1735–1748.
<https://doi.org/10.1016/j.gca.2003.10.010>
- Arjmandfar, J., 2017. Rationale, technical, and economic planning of Abdosamadi barite deposit. Central office of Kuhastan cooperative company, 1240, Sanandaj, Report, 380 pp. (in Persian)
- Azizi, H. and Jahangiri, A., 2008. Cretaceous subduction-related volcanism in the northern Sanandaj-Sirjan Zone, Iran. *Journal of Geodynamics*, 45(4): 178–190.
<https://doi.org/10.1016/j.jog.2007.11.001>
- Azizi, H., Najari, M., Asahara, Y.J., Catlos, E., Shimizu, M. and Yamamoto, K., 2015. U-Pb zircon ages and geochemistry of Kangareh and Taghiabad mafic bodies in northern Sanandaj-Sirjan Zone, Iran: Evidence for intra-oceanic arc and back-arc tectonic regime in Late Jurassic. *Tectonophysics*, 660: 47–64.
<https://doi.org/10.1016/j.tecto.2015.08.008>
- Baioumy, H.M., 2015. Rare earth elements, S and Sr isotopes and origin of barite from Bahariya Oasis, Egypt: Implication for the origin of host iron ores. *Journal of African Earth Sciences*, 106: 99–107.
<https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2015.03.016>
- Barrat, J.-A., Keller, F., Amossé, J., Taylor, R., Nesbitt, R. and Hirata, T., 1996. Determination of rare earth elements in sixteen silicate reference samples by ICP-MS after Tm addition and ion exchange separation. *Geostandards and Geoanalytical Research*, 20(1): 133–139.
<https://doi.org/10.1111/j.1751-908X.1996.tb00177.x>
- Bau, M., 1991. Rare-earth element mobility during hydrothermal and metamorphic fluid-rock interaction and the significance of the oxidation state of europium. *Chemical Geology*, 93(3/4): 219–230.
[https://doi.org/10.1016/0009-2541\(91\)90115-8](https://doi.org/10.1016/0009-2541(91)90115-8)
- Bau, M. and Dulski, P., 1996. Distribution of yttrium and rare-earth elements in the Penge and Kuruman iron-formations, Transvaal Supergroup, South Africa. *Precambrian Research*, 79(1): 37–55.
[https://doi.org/10.1016/0301-9268\(95\)00087-9](https://doi.org/10.1016/0301-9268(95)00087-9)
- Bender, M., Broecker, W., Gornitz, V., Miduel, U., Kay, R. and Sun, S., 1971. Geochemistry of three cores from the east Pacific rise. *Earth and Planetary Science Letters*, 12(4): 425–433.
[https://doi.org/10.1016/0012-821X\(71\)90028-8](https://doi.org/10.1016/0012-821X(71)90028-8)
- Bonatti, E., Zerbi, M., Kay, R. and Rydell, H., 1976. Metalliferous deposits from the Apennine ophiolites: Mesozoic equivalents of modern deposits from spreading centers. *GSA Bulletin*, 87(1): 83–94.
[https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1976\)87<83:MDFTAO>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1976)87<83:MDFTAO>2.0.CO;2)
- Brewer, T.S., Ahall, K.-L., Menuge, J.F., Storey, C.D. and Parrish, R.R., 2004. Mesoproterozoic bimodal volcanism in SW Norway, evidence for recurring pre-Sveconorwegian continental margin tectonism. *Precambrian Research*, 134(3–4): 249–273.
<https://doi.org/10.1016/j.precamres.2004.06.003>
- Church, T.M. and Bernat, M., 1972. Thorium and uranium in marine barite. *Earth and Planetary Science Letters*, 14(1): 139–144.
[https://doi.org/10.1016/0012-821X\(72\)90093-3](https://doi.org/10.1016/0012-821X(72)90093-3)
- Clark, S.H.B., Poole, F.G. and Wang, Z., 2004. Comparison of some sediment-hosted, stratiform barite deposits in China, the United States, and India. *Ore Geology Reviews*, 24(1–2): 85–101.
<https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2003.08.009>
- Claypool, G.E., Holser, W.T., Kaplan, I.R., Sakai, H. and Zak, I., 1980. The age curves of sulfur and oxygen isotopes in marine sulfate and their mutual interpretation. *Chemical Geology*, 28: 199–260.
[https://doi.org/10.1016/0009-2541\(80\)90047-9](https://doi.org/10.1016/0009-2541(80)90047-9)
- De Ronde, C., Faure, K., Bray, C.M., Chappell, D.A. and Wright, I.C., 2003. Hydrothermal fluids associated with seafloor mineralization at two southern Kermadec arc volcanoes, offshore New Zealand. *Mineralium Deposita*, 38: 217–233.
<https://doi.org/10.1007/s00126-002-0305-4>
- Denison, R.E., Koepnick, R.B., Burke, W.H., Hetherington, E.A. and Fletcher, A., 1994. Construction of the Mississippian, Pennsylvanian and Permian seawater $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ curve. *Chemical Geology*, 112(1–2): 145–167.

- [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(94\)90111-2](https://doi.org/10.1016/0009-2541(94)90111-2)
- Douville, E., Bienvenu, P., Charlou, J.I., Donval, J.P., Fouquet, Y., Appriou, P. and Gamo, T., 1999. Yttrium and rare earth elements in fluids from various deep-sea hydrothermal systems. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 63(5): 627–643.
- [https://doi.org/10.1016/S0016-7037\(99\)00024-1](https://doi.org/10.1016/S0016-7037(99)00024-1)
- Ehya, F., 2012. Rare earth element and stable isotope (O, S) geochemistry of barite from the Bijgan deposit, Markazi Province, Iran. *Mineralogy and Petrology*, 104: 81–93. <https://doi.org/10.1007/s00710-011-0172-8>
- Eickmann, B., Thorseth, I.H., Peters, M., Strauss, H., Bröcker, M. and Pedersen, R.B., 2014. Barite in hydrothermal environments as a recorder of sub-seafloor processes: A multiple isotope study from the Loki's Castle vent field. *Geobiology*, 12(4): 308–321. <https://doi.org/10.1111/gbi.12086>
- Elderfield, H., 1988. The oceanic chemistry of the rare earth elements. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*, 325(1583): 105–106. <https://doi.org/10.1098/rsta.1988.0046>
- Fouquet, Y., Pelleter, E., Konn, G., Chazot, G., Dupré, S., Alix, A.S., Chéron, S., Donval, J.P., Guyader, V., Etoubleau, J., Charlou, J.L., Labanieh, S. and Scalabrin, C., 2018. Volcanic and hydrothermal processes in submarine calderas: The Kulo Lasi example (SW Pacific). *Ore Geology Reviews*, 99: 314–343. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2018.06.006>
- Franklin, J.M., Gibson, H.L., Jonasson, I.R. and Galley, A.G., 2005. Volcanogenic massive sulfide deposits. In: J.W. Hedenquist, J.F.H. Thompson, R.J. Goldfarb, and J.P. Richards (Editors), *Economic Geology 100th anniversary Volume*. New Haven, CT, USA, pp. 523–560. <https://doi.org/10.5382/AV100.17>
- Giesemann, A., Jager, H.J., Norman, A.L., Krouse, H.P. and Brand, W.A., 1994. Online sulfur-isotope determination using an elemental analyzer coupled to a mass-spectrometer. *Analytical Chemistry*, 66: 2816–2819. <https://doi.org/10.1021/ac00090a005>
- Goldberg, E.D., Somayajulu, L.K., Galloway, J., Kaplan, I.R. and Faure, G., 1969. Differences between barites of marine and continental origins. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 33(2): 287–289.
- [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(69\)90145-8](https://doi.org/10.1016/0016-7037(69)90145-8)
- Griffith, E.M. and Paytan, A., 2012. Barite in the ocean-occurrence, geochemistry and palaeoceanographic applications. *Sedimentology*, 59(6): 1817–1835. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.2012.01327.x>
- Guichard, R., Church, T.M., Treuil, M. and Jaffrezic, H., 1979. Rare earths in barites: distribution and effects on aqueous partitioning. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 43(7): 983–997. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(79\)90088-7](https://doi.org/10.1016/0016-7037(79)90088-7)
- Hannington, M.D., de Ronde, C.E.J. and Petersen, S., 2005. Seafloor tectonics and submarine hydrothermal systems. In: J.W. Hedenquist, J.F.H. Thompson, R.J. Goldfarb, and J.P. Richards (Editors), *Economic Geology 100th anniversary Volume*. New Haven, CT, USA, pp. 111–141. <https://doi.org/10.5382/AV100.06>
- Hannington, M.D., Poulsen, K.H., Thompson, J.F.H. and Sillitoe, R.H., 1999. Volcanogenic gold in the massive sulfide environment. *Reviews in Economic Geology*, 8: 325–356. <https://doi.org/10.5382/Rev.08.14>
- Hannington, M.D. and Scott, R., 1988. Mineralogy and geochemistry of hydrothermal silica-sulfide-sulfate spire in the caldera of Axial Seamount, Juan de Fuca Ridge. *The Canadian Mineralogist*, 26(3): 603–625. Retrieved March 06, 2021 from <https://pubs.geoscienceworld.org/canmin/article-abstract/26/3/603/12057/Mineralogy-and-geochemistry-of-a-hydrothermal?redirectedFrom=fulltext>
- Hanor, J.S., 2000. Barite- celestine geochemistry and environments of formation, in sulfate minerals-crystallography, geochemistry and environmental significance. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 140(1): 193–275. <https://doi.org/10.2138/rmg.2000.40.4>
- Hasankhanloo, S., 2015. Geology, mineralogy, deformation and genesis of Abdossamadi barite deposit in the late Cretaceous volcano-sedimentary sequence, northeast Marivan. M.Sc. Thesis, Tarbiat Modares University, Tehran, Iran, 134 pp. (in Persian with English abstract)
- Haynes, W.M., Lide, D.R. and Bruno, T.J., 2016. Abundance of elements in Earth's crust and in

- the sea. CRC Handbook of Chemistry and Physics, pp. 14–17 Retrieved from 20 February 2020 from <https://www.amazon.com/CRC-Handbook-Chemistry-Physics-97th/dp/1498754287>
- Hein, J.R., 2002. Continental margin hydrothermal mineralization; Southern California Borderland. 32nd Underwater Mining Conference, Wellington, New Zealand.
- Hein, J.R., Zierenberg, R.A., Maynard, J.B. and Hannington, M.D., 2007. Barite-forming environments along a rifted continental margin, Southern California Borderland. Deep Sea Research Part II Topical Studies in Oceanography, 54(11): 1327–1349. <https://doi.org/10.1016/j.dsr2.2007.04.011>
- Herzig, P.M., Hannington, M.D., Fouquet, Y., von Stackelberg, U. and Petersen, S., 1993. Gold-rich polymetallic sulfides from the Lau back arc and implications for the geochemistry of gold in sea-floor hydrothermal systems of the Southwest Pacific. Economic Geology, 88(8): 2182–2209. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.88.8.2182>
- Hofmann, R. and Baumann, A., 1984. Preliminary report on the Sr isotopic composition of hydrothermal vein barites in the Federal Republic of Germany. Mineralium Deposita, 19: 166–169. <https://doi.org/10.1007/BF00204681>
- Jamieson, J.W., Hannington, M.D., Tivey, M.K., Hansteen, T., Williamson, N.M., Steward, M., Fietzke, J., Butterfield, D., Frische, M., Allen, L., Cousens, B. and Langer, J., 2016. Precipitation and growth of barite within hydrothermal vent deposits from the Endeavour Segment, Juan de Fuca Ridge. Geochimica et Cosmochimica Acta, 173: 64–85. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2015.10.021>
- Jewell, P.W., 2000. Bedded barite in the geological record. In: C.R. Glenn, J. Lucas and L. Prevot (Editors), Marine authigenesis: from global to microbial. SEPM Society for Sedimentary Geology, Special Publication, USA, 66, pp. 147–161. <https://doi.org/10.2110/pec.00.66.0147>
- Jewell, P.W. and Stallard, R.F., 1991. Geochemistry and paleoceanographic setting of central Nevada bedded barites. The Journal of Geology, 99(2): 151–170. <https://doi.org/10.1086/629482>
- Kontak, D.J., Kyser, K., Gize, A. and Marshall, D., 2006. Structurally controlled vein barite mineralization in the Maritimes basin of eastern Canada: geological setting, stable isotopes, and fluid inclusions. Economic Geology, 101(2): 407–430. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.101.2.407>
- Koski, R.A. and Hein, J.R., 2003. Stratiform barite deposits in the Roberts Mountains Allochthon, Nevada: A review of potential analogs in modern sea-floor environments. In: J.D. Bliss, P.R. Moyle and K.R. Long (Editors), Contributions to Industrial-Minerals Research. U.S. Geology Survey Bulletin, USA, pp. 1–17. <https://doi.org/10.3133/b2209H>
- Kurian, S., Nath, B.N., Ramaswamy, V., Naman, D., Rao, G., Kamesh Raju, K.A., Selvaraj, K. and Chen, C.T.A., 2008. Possible, detrital, diagenetic and hydrothermal sources for Holocene sediments of the Andaman backarc basin. Marine Geology, 247(3–4): 178–193. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2007.09.006>
- Kusakabe, M. and Robinson, B.W., 1977. Oxygen and sulfur isotope equilibria in the BaSO₄-H₂SO₄-H₂O system from 110 to 350°C and applications. Geochim. Cosmochim. Acta, 41(8): 1033–1040. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(77\)90098-9](https://doi.org/10.1016/0016-7037(77)90098-9)
- Kusakabe, M., Mayeda, S. and Nakamura, E., 1990. S, O, and Sr isotope systematics of active vent materials from the Mariana backarc basin spreading-axis at 88°N. Earth and Planetary Science Letters, 100(1–3): 275–282. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(90\)90190-9](https://doi.org/10.1016/0012-821X(90)90190-9)
- Lever, M.A., Rouxel, O., Alt, J.C., Shimizu, N., Ono, S., Coggon, R.M., Shanks, W.C., Lapham, L., Elvert, M., Prieto-Mollar, X., Hinrichs, K.U., Inagaki, F. and Teske, A., 2013. Evidence for microbial carbon and sulfur cycling in deeply buried ridge flank basalt. Science, 339(6125): 1305–1308. <https://doi.org/10.1126/science.1229240>
- Lottermoser, B.G., 1992. Rare earth elements and hydrothermal ore formation processes. Ore Geology Reviews, 7(1): 25–41. [https://doi.org/10.1016/0169-1368\(92\)90017-F](https://doi.org/10.1016/0169-1368(92)90017-F)
- Maanijou, M., Vafaei Zad, M. and Aliani, F., 2016. Fluid inclusion and sulfur stable isotope evidence for the origin of the Ahangran Pb-Ag deposit. Journal of Economic Geology, 7(2):

- 343–367. (in Persian with English abstract)
<https://doi.org/10.22067/econg.v7i2.25816>
- Martin, E.E., Macdougall, J.D., Herbert, T.D., Paytan, A. and Kastner, M., 1995. Strontium and neodymium isotopic analysis of marine barite separates. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 59(7): 1353–1361.
[https://doi.org/10.1016/0016-7037\(95\)00049-6](https://doi.org/10.1016/0016-7037(95)00049-6)
- Marumo, K., 1989. The barite ore fields of Kuroko-type of Japan. In: M.K. de Brodtkorb (Editor), *Non-metaliferous stratabound ore fields*. Chapman and Hall, London, pp. 201–231. Retrieved July 10, 2018 from <https://www.barnesandnoble.com/w/nonmetaliferous-stratabound-ore-fields-md-de-rodtkorb/1117015388>
- Maynard, J.B., Morton, J., Valdes-Nodarse, E.L. and Diaz-Carmona, A., 1995. Sr isotopes of bedded barites; guide to distinguishing basins with Pb-Zn mineralization. *Economic Geology*, 90(7): 2058–2064.
<https://doi.org/10.2113/gsecongeo.90.7.2058>
- Maynard, J.B. and Okita, P.M., 1991. Bedded barite deposits in the United States, Canada, Germany, and China; two major types based on tectonic setting. *Economic Geology*, 86(2): 364–376.
<https://doi.org/10.2113/gsecongeo.86.2.364>
- Michard, A., 1989. Rare earth element systematics in hydrothermal fluids. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 53(3): 745–750.
<https://doi.org/10.2113/gsecongeo.90.7.2058>
- Mohajjel, M. and Fergusson, C.L., 2014. Jurassic to Cenozoic tectonics of the Zagros Orogen in northwestern Iran. *International Geology Review*, 56(3): 263–287.
<https://doi.org/10.1080/00206814.2013.853919>
- Mohajjel, M., Fergusson, C.L. and Sahandi, R., 2003. Cretaceous–Tertiary convergence and continental collision, Sanandaj–Sirjan Zone, western Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, 21(4): 397–412.
[https://doi.org/10.1016/S1367-9120\(02\)00035-4](https://doi.org/10.1016/S1367-9120(02)00035-4)
- Molinari, M., Zeyen, H. and Laurencin, X., 2005. Lithospheric structure beneath the southeastern Zagros Mountains, Iran: recent slab break-off? *Terra Nova*, 17(1): 1–6.
<https://doi.org/10.1111/j.1365-3121.2004.00575.x>
- Monnin, C. and Cividini, D., 2006. The saturation state of the world's ocean with respect to (Ba, Sr)SO₄ solid solution. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 70(13): 3290–3298.
<https://doi.org/10.1016/j.gca.2006.04.002>
- Mousivand, F., Rastad, E., Emami, M.H. and Peter, J.M., 2013. Formation of Various Types of Volcanogenic Massive Sulfide (VMS) Deposits and Its Relationship With Tectono-Magmatic Evolution in the Sanandaj–Sirjan Zone. *Scientific Quarterly Journal, Geosciences*, 23 (90): 11–20. (in Persian with English abstract)
<http://dx.doi.org/10.22071/gsj.2014.43901>
- Nakajima, T. and Sasaki, A., 1985. Sulfur isotopic ratio and pyrite/magnetite distribution in the Kuroko host rocks. *Mining Geology*, 35(4): 273–288.
<https://doi.org/10.11456/shigenchishitsu1951.35.273>
- Ohmoto, H., 1996. Formation of volcanogenic massive sulfide deposits: The Kuroko perspective. *Ore Geology Reviews*, 10(3–6): 135–177.
[https://doi.org/10.1016/0169-1368\(95\)00021-6](https://doi.org/10.1016/0169-1368(95)00021-6)
- Ohmoto, H. and Lasaga, A.C., 1982. Kinetics of reactions between aqueous sulfates and sulfides in hydrothermal systems *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 46(10): 1727–1745.
[https://doi.org/10.1016/0016-7037\(82\)90113-2](https://doi.org/10.1016/0016-7037(82)90113-2)
- Ohmoto, H., Mizukami, M., Drummond, S.E., Eldridge, C.S., Pisutha-Arnond, V. and Barton, P.B.Jr., 1983. Chemical processes of Kuroko formation. In: H. Ohmoto and B.J. Skinner (Editors), *The Kuroko and related volcanogenic massive sulfide deposits*. Society of Economic Geologists, USA, 5, pp. 570–604.
<https://doi.org/10.5382/Mono.05.32>
- Paropkari, A.L., Ray, D., Balaram, V., Prakash, L.S., Mirza, I.H., Satyanarayana, M., Rao, T.G. and Kaisary, S., 2010. Formation of hydrothermal deposits at Kings Triple Junction, northern Lau back-arc basin, SW Pacific: the geochemical perspectives. *Journal of Asian Earth Science*, 38(3–4): 121–130.
<https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2009.12.003>
- Paytan, A., Gray, E.T., Ma, A., Erhardt, A. and Faul, K., 2011. Application of sulphur isotopes for stratigraphic correlation. *Isotopes in Environmental and Health Studies*, 48(1): 195–206.
<https://doi.org/10.1080/10256016.2011.625423>
- Paytan, A., Kastner, M., Martin, E.E., Macdougall,

- <https://doi.org/10.1038/366445a0>
- Paytan, A., Mearon, S., Cobb, K. and Kastner, M., 2002. Origin of marine barite deposits: Sr and S isotope characterization. *Geology*, 30(8): 747–750.
[https://doi.org/10.1130/0091-7613\(2002\)030<0747:OOMBDS>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(2002)030<0747:OOMBDS>2.0.CO;2)
- Pirajno, F., 1992. *Hydrothermal Mineral Deposits: Principles and Fundamental Concepts for the Exploration Geologist*. Springer-Verlag, London, 709 pp.
<https://doi.org/10.1017/S0016756800020392>
- Reeves, E.P., Seewald, J.S., Saccocia, P., Bach, W., Craddock, P.R., Shanks, W.C., Sylva, S.P., Walsh, E., Pichler, T. and Rosner, M., 2011. Geochemistry of hydrothermal fluids from the PACMANUS, Northeast Pual and Vienna Woods hydrothermal fields, Manus Basin, Papua New Guinea. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 75(4): 1088–1123.
<https://doi.org/10.1016/j.gca.2010.11.008>
- Sánchez-España, F.J., Velasco, F. and Yusta, I., 2000. Hydrothermal alteration of felsic volcanic rocks associated with massive sulphide deposition in the northern Iberian Pyrite Belt (SW Spain). *Applied Geochemistry*, 15(9): 1265–1290.
[https://doi.org/10.1016/S0883-2927\(99\)00119-5](https://doi.org/10.1016/S0883-2927(99)00119-5)
- Sato, T., 1977. Kuroko deposits: their geology, geochemistry and origin. Geological Society, London, Special Publications, 7: 153–161.
<https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1977.007.01.18>
- Seal, R.R., Alpers, C.N. and Rye, R.O., 2000. Stable isotope systematics of sulfate mineral. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 40(1): 541–602.
<https://doi.org/10.2138/rmg.2000.40.12>
- Shahpasandzadeh, M. and Gurabjairi, A., 2006. Geological map of Bayenjub, scale 1:100,000. Geological Survey of Iran.
- Sheikholeslami, M.R., 2015. Tectonstratigraphic units of southeastern part of the Sanandaj-Sirjan Zone. *Scientific Quarterly Journal, Geosciences*, 24(95): 243–252. (in Persian with English abstract)
<http://dx.doi.org/10.22071/gsj.2015.42068>
- Shields, G., Kimura, H., Yang, J. and Gammon, P., 2004. Sulphur isotopic evolution of Neoproterozoic-Cambrian seawater: new francolite-bound sulphate $\delta^{34}\text{S}$ data and a critical appraisal of the existing record. *Chemical Geology*, 204(1–2):163–182.
<https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2003.12.001>
- Stern, R.J., Tamura, Y., Ishizuka, O., Shukano, H., Bloomer, S.H., Emb-ley, R.W., Leybourne, M., Kawabata, H., Nunokawa, A., Nichols, A.R.L., Kohut, E. and Pujana, I., 2013. Volcanoes of the Diamante cross-chain: Evidence for a mid-crustal felsic magma body beneath the southern Izu-Bonin-Mariana arc. *Geological Society London Special Publication*, 385(1): 235–255.
<https://doi.org/10.1144/SP385.6>
- Stix, J., Kennedy, B., Hannington, M., Gibson, H., Fiske, R., Mueller, W. and Franklin, J., 2003. Caldera-forming processes and the origin of submarine volcanogenic massive sulfide deposits. *Geology*, 31(4): 375–378.
[https://doi.org/10.1130/0091-7613\(2003\)031<0375:CFPATO>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(2003)031<0375:CFPATO>2.0.CO;2)
- Stöcklin, J., 1968. Structural history and tectonic of Iran; a review. *AAPG Bulletin*, 52(7): 1229–1258.
<https://doi.org/10.1306/5D25C4A5-16C1-11D7-8645000102C1865D>
- Sun, S.S. and McDonough, W.F., 1989. Chemical and isotopic systematic of ocean basalts: implications for mantle composition and process. Geological Society, London, Special Publication, 42(1): 313–345.
<https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1989.042.01.19>
- Tajeddin, H., Rastad, E., Yaghubpur, A. and Mohajjel, M., 2010. Evolution trends in the formation of Barika gold-rich massive sulfide deposit, West of Sardasht, NW Sanandaj-Sirjan metamorphic zone, based on structure, texture and fluid inclusion studies. *Journal of Economic Geology*, 2(1): 97–121. (in Persian with English abstract)
<https://doi.org/10.22067/econg.v2i1.3688>
- Tütken, T., Eisenhauer, A., Wiegand, B. and Hansen, B.T., 2002. Glacial interglacial cycles in Sr and Nd isotopic composition of Arctic marine sediments. Changes in sediment provenance triggered by Barents Sea ice sheet. *Marine Geology*, 182(3–4): 351–372.
[https://doi.org/10.1016/S0025-3227\(01\)00248-1](https://doi.org/10.1016/S0025-3227(01)00248-1)
- Urabe, T., 1987. Kuroko deposit modeling based on a magmatic-hydrothermal theory. *Mining Geology*, 37(3):159–176.
<https://doi.org/10.11456/shigenchishitsu1951.37>

159

Velasco, F., Sánchez-España, J., Boyce, A.J., Fallick, A.E., Sáez, R. and Almodóvar, G.R., 1998. A new sulphur isotopic study of some IPB deposits: evidence of a textural control on the sulphur isotope composition. *Mineralium Deposita*, 34: 4–18.

<https://doi.org/10.1007/s001260050182>

Williams-Jones, A.E., Samson, I.M. and Olivo, G.R., 2000. The genesis of hydrothermal fluorite-REE deposits in the Gallinas Mountains, New Mexico. *Economic Geology*, 95(2): 327–342.

<https://doi.org/10.2113/95.2.327>

Yang, K. and Scott, S.D., 1996. Possible contribution of a metal-rich magmatic fluid to a sea-floor hydrothermal system. *Nature*, 383: 420–423.

<https://doi.org/10.1038/383420a0>

Zarasvandi, A.R., Zaheri, N., Pourkaseb, H., Chrachi, A. and Bagheri, H., 2014. Geochemistry and fluid-inclusion microthermometry of the Farsesh barite deposit, Iran. *Geologos*, 20(3): 201–214.

<https://doi.org/10.2478/logos-2014-0015>