



The formation model for the Komsheche barite in Triassic carbonate deposits, NE Isfahan, Central Iran: Insights from mineralogy, stable isotopes, and fluid inclusions

Nakisa Tayebi¹, Zahra Alaminia^{2*} , Ali Bahrami³

¹ M.Sc., Department of Geology, University of Isfahan, Isfahan, Iran

² Associate Professor, Department of Geology, University of Isfahan, Isfahan, Iran; Department of Geology, Faculty of Science, Ferdowsi University of Mashhad, Mashhad, Iran

³ Associate Professor, Department of Geology, University of Isfahan, Isfahan, Iran

ARTICLE INFO

Article History

Received: 22 April 2024

Revised: 06 June 2024

Accepted: 08 June 2024

Keywords

Barite

Fluid inclusion

Stable isotope

Diagenesis

Isfahan

Central Iran

*Corresponding author

Zahra Alaminia

✉ z.alaminia@sci.ui.ac.ir

ABSTRACT

In the western boundary region of Central Iran with Sanandaj-Sirjan, considering the widespread carbonate units in the northeastern Isfahan area, the barite deposits have considerable potential. The Komsheche barite, hosted in the Middle Triassic Shotori dolomite Formation, is the most active mine in the region. Barite mineralization has occurred in two styles, banded-layered and veined-brecciated. Fluid inclusions in the bedded barite homogenize at temperatures from 78 to 122 °C, with salinity between 10.9 to 17.0 wt.% eq. NaCl, while the homogenization temperature for two-phase inclusions of the second type barite is between 130 to 187 °C and associated halite-bearing tri-phase inclusions range from 192 to 210 °C, with an average salinity of 14.3 and 36.6 wt.% eq. NaCl, respectively. The $\delta^{34}\text{S}$ values of the samples range from 18.40 to 26.34 per mil CDT, and their $\delta^{18}\text{O}$ values range from 8.9 to 14.7 per mil SMOW. Based on conducted studies, ore-forming fluids were formed in an open and near-bottom seawater system during the early diagenetic stage. The heavy isotope values related to pore water are locked in a closed system during the final stages of diagenetic. Sedimentary type, associated minerals, REE composition, finding of fluid inclusion and isotope reveal that Komsheche barite has the most similarity to diagenetic/cold-seep types of marine barites.

How to cite this article

Tayebi, N., Alaminia, Z. and Bahrami, B., 2024. The formation model for the Komsheche barite in Triassic carbonate deposits, NE Isfahan, Central Iran: Insights from mineralogy, stable isotopes, and fluid inclusions. *Journal of Economic Geology*, 16(2): 95–134. (in Persian with English abstract) <https://doi.org/10.22067/econg.2024.1111>



©2024 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.

EXTENDED ABSTRACT

Introduction

In the western border of Central Iran zone with Sanandaj-Sirjan, according to the extent of carbonate units in the northeastern area of Isfahan, barite deposits have considerable potential. Part of the barytization is formed in the Middle Triassic host rock (such as Komsheche and Lamar) and part in the Lower Cretaceous host rock (such as Pinavand, Bagharabad, Maste-Kouh, Khase-Tarash and east of Mourcheh-Khort), which indicates that these sequences are prone to more discoveries in the future. These barites are unique in terms of sedimentary structure, and the Komsheche deposit is one of the representative examples of strata bound barite deposits in the Triassic sedimentary sequences of this area. Considering that the development of barite mineralization in the Triassic carbonate sequence is still in a halo of ambiguity, in this research, in addition to stratigraphic studies and investigation of the characteristics of mineralization, the mechanism of barite deposition has been tried using the mineralogical studies, the stable isotopes composition, and the fluid inclusions of barite are described.

Materials and methods

Field surveys were conducted to study ore layers by observing sedimentary characteristics and collecting samples from both host rock and ore. These samples were then analyzed in the laboratory through petrographic and mineralogical studies in the laboratory. Five samples were analysed by ICP-MS at the Zarazma laboratory to quantify major, minor, and rare earth elements. The study of fluid inclusions was conducted using the Linkham THM600 at University of Isfahan. The sulfur and oxygen isotopic composition in the Komsheche deposit was measured using a mass spectrometer. Values of $\delta^{34}\text{S}$ and $\delta^{18}\text{O}$ are expressed in parts per thousand or per mil (‰) using the Standard Canon Diablo Troilite (CDT) and Standard Sea Water (SMOW), respectively.

Results and discussion

The oldest rocks in the Komsheche mining area are assigned to the weathered orange-brown Shotori deposits of the Middle Triassic. These deposits are

widespread and have a rough appearance. The lower layer, related to the Sorkh-Shale Formation (Lower Triassic), is not visible in Komsheche. The Nayband Formation, from the Upper Triassic age, consists of coaly shales and dark siltstone with interlayers of quartzitic sandstone. The Jurassic sequence is not visible in the Komsheche area, and no rocks containing Jurassic fossils have been observed in the red conglomerate of the Cretaceous base. The lack of sedimentation from the end of the Late Triassic to the Early Cretaceous may be due to the Cimmerian orogeny. The thin layers of sandstone and red conglomerate at the base of the Lower Cretaceous, with a thickness of up to 2 meters thick, consist of Shotori dolomite and siliceous rocks. This sequence begins without metamorphism but has a sudden change in lithology from clastic to carbonate. In the eastern parts, there is a thick layer of coarse-grained limestone, while the western parts are a sequence of olive-green marls, limestones, and sandy limestones of the Late Cretaceous age with orbitulina and ammonite fossils.

Field studies, facies analysis, and laboratory research focusing on shape, mineralogy, texture, and grade indicate that the barite mineralization at the Komsheche mine can be categorized into two main types: banded and veined/brecciated. a) Type I: The banded facies, which is widespread, contains lower-grade mineral material. It shows a stratification consistent with the host rock, with barite and host rock alternating over a thickness of less than 10 meters and a length of 700 meters. These facies, part of the Shotori dolomite sequence, is the primary mineralized horizon. The presence of interfinger structures of barite and dolomite crystals suggests simultaneous formation in unconsolidated sediments. b) Type II: The veined/brecciated facies, located near the center of the ore deposit, occurs as vein and shear masses formed along reverse faults. This facies represents the high-grade portion of the mine, and it is mined by through open-pit mining. These veins formations are commonly found at the boundary between the Shotori carbonates and the Nayband Formation, with dolomitization and limited silicification in the host rock. Barite veins are typically less than 1.5 meters thick, are surrounded by shear zones less than 2 meters wide.

A homogenization temperature (T_h) was conducted on 17 primary fluid inclusions (F.I) trapped in barite minerals from both the stratabound and

veined/brecciated facies of the Komsheche deposit. The results of the analyzed fluid inclusions are presented in Table 3. In the first type barite, most fluid inclusions are single-phase liquid (L) or two-phase liquid-rich (L>V). The homogenization temperature ranges from 78 to 122 °C, and the salinity levels range from 10.9 to 17.0 wt.% eq. NaCl. For the second type of barite, the fluid inclusions are predominantly two-phase liquid-rich (L>V), single-phase liquid (L), or three-phase with a solid phase of halite (LVH). The homogenization temperature for the two-phase inclusions of the second type is higher, ranging from 130 to 187°C, while the three-phase inclusions with halite range from 192 to 210 °C. The salinity levels for the second type of two-phase inclusions range from 9.5 to 16.0 wt.% eq. NaCl, and for the three-phase inclusions, it ranges from 36.2 to 37.0 wt.% eq. NaCl.

The sulfur isotope values ($\delta^{34}\text{S}$) of the barite samples range from 18.40 to 26.34 ‰ CDT, while their oxygen isotope values ($\delta^{18}\text{O}$) range from 9.8 to 14.7 ‰ SMOW. The sulfur isotope values indicate isotopic diversity. A comparison with previous data (22.6 to 26.7 ‰) reported by (Forghani Tehrani, 2003; Rajabzadeh, 2007) shows differences in the distribution of measured sulfur isotope values, as shown in Table 4.

According to the latest diagenetic models, sedimentary barite layers are formed at the sulfate-methane transition zone (SMTZ) during hydrocarbon migration. Based on this study, it was found that barite mineralizing fluids in the initial diagenesis stage were found to have temperatures below 120 °C

and a salinity of about 13 wt.% eq. NaCl. These fluids form near the seafloor in a shallow sea open system where sulfate supply is associated with anaerobic oxidation of methane as a mechanism for the reduction of sulfate to H_2S .

Barite formation occurs in shallow marine environments through by downward sulfate diffusion and the transfer of hydrocarbons and barium from depth upwards. The periodic formation of barite layers is related to the stability of the SMTZ. In an open system, barite retains the oxygen and sulfur isotope values of the coeval seawater. Barite precipitation occurs by fluid cooling, fluid mixing, and/or water-rock interaction.

In the final diagenesis stages, heavy isotope amounts are linked to formation water in closed systems with high water- rock ratios. Veined barite, which is younger, may forms at deeper levels along faults over an extended period, completely replacing the host rock entirely. It is unlikely that veined barite forms near the sea floor. Deep fluids are heating by the geothermal gradient. This research suggests that the barite in question is similar to marine barites found off the coast of Southern California in diagenetic/cold seep environments.

Acknowledgements

Part of the information of this research has been extracted from the master's thesis project of the first author. Financial support was provided by University of Isfahan. We also acknowledge logistic support by the Falat-e Iran Barite Company.



مدل تشکیل باریت کمشچه در نهشته‌های کربناته تریاس، شمال شرق اصفهان، ایران مرکزی: شواهدی از کانی‌شناسی، ایزوتوپ‌های پایدار و میان‌بارهای سیال

نکیسا طیبی^۱، زهرا اعلمی‌نیا^{۲*}، علی بهرامی^۲

^۱ کارشناسی ارشد، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه اصفهان، اصفهان، ایران

^۲ دانشیار، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه اصفهان، اصفهان، ایران؛ گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه فردوسی مشهد، مشهد، ایران

^۳ دانشیار، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه اصفهان، اصفهان، ایران

چکیده	اطلاعات مقاله
<p>در مرز غربی ایران مرکزی با سسندج- سیرجان، با توجه به گسترده‌گی واحدهای کربناته در محدوده شمال شرق اصفهان، کانسارهای باریت از پتانسیل قابل ملاحظه‌ای برخوردارند. باریت کمشچه با سنگ میزبان دولومیت سازند شتری با سن تریاس میانی مهم‌ترین معدن فعال ناحیه است. کانه‌زایی باریت به دو صورت نواری- لایه‌ای و رگه‌ای- برشی رخ داده است. میان‌بارهای سیال اولیه دوفازی در باریت‌های لایه‌ای در محدوده ۷۸ تا ۱۲۲ درجه سانتی‌گراد همگن شدند و شوری آنها بین ۱۰/۹ تا ۱۷/۰ درصد وزنی معادل نمک طعام است؛ در حالی که دمای همگن‌شدگی میان‌بارهای دوفازی باریت‌های نوع دوم بین ۱۳۰ تا ۱۸۷ درجه سانتی‌گراد و سه فازی هالیت‌دار بین ۱۹۲ تا ۲۱۰ درجه سانتی‌گراد، به ترتیب با میانگین شوری ۱۴/۳ و ۳۶/۶ درصد وزنی معادل نمک طعام است. مقادیر $\delta^{34}\text{S}$ نمونه‌ها در محدوده ۱۸/۴۰ تا ۲۶/۳۴ قسمت در هزار CDT و مقادیر $\delta^{18}\text{O}$ آنها بین ۹/۸ تا ۱۴/۷ قسمت در هزار SMOW است. به استناد بررسی‌های انجام‌شده، سیال‌های کانه‌ساز در مرحله اول طی دیاژنز آغازین، در یک سامانه باز و نزدیک به کف دریا تشکیل شده‌اند. مقادیر ایزوتوپ سنگین مرتبط با آب‌سازندی در سامانه بسته طی مراحل نهایی است. نوع رسوب‌گذاری، کانی‌های همراه، ترکیب عناصر کمیاب، داده‌های به دست آمده از بررسی‌های میان‌بار سیال و ایزوتوپ بیانگر آن است که باریت کمشچه بیشترین شباهت را با باریت‌های دریایی نوع دیاژنزی/ تراوش سرد دارد.</p>	<p>تاریخ دریافت: ۱۴۰۳/۰۲/۰۳</p> <p>تاریخ بازنگری: ۱۴۰۳/۰۳/۱۷</p> <p>تاریخ پذیرش: ۱۴۰۳/۰۳/۱۹</p> <p>واژه‌های کلیدی</p> <p>باریت میان‌بار سیال ایزوتوپ پایدار دیاژنز اصفهان ایران مرکزی</p> <p>نویسنده مسئول</p> <p>زهرا اعلمی‌نیا z.alaminia@sci.ui.ac.ir </p>

استناد به این مقاله

طیبی، نکیسا؛ اعلمی‌نیا، زهرا و بهرامی، علی، ۱۴۰۳. مدل تشکیل باریت کمشچه در نهشته‌های کربناته تریاس، شمال شرق اصفهان، ایران مرکزی: شواهدی از کانی‌شناسی، ایزوتوپ‌های پایدار و میان‌بارهای سیال. زمین‌شناسی اقتصادی، ۱۶(۲): ۹۵-۱۳۴. <https://doi.org/10.22067/econg.2024.1111>

مقدمه

باریت ($BaSO_4$) در برخی کشورها همچون چین، در زمره کانی‌های حیاتی و استراتژیک قرار دارد (Jiang et al., 2021). تولیدات سالیانه باریت خام در جهان از ۰/۳ میلیون تن در سال ۱۹۲۰ میلادی به ۸ تا ۹/۶ میلیون تن در سال ۲۰۱۰ رسید و انتظار می‌رفت که در سال ۲۰۲۰ به ۵۵۰ میلیون تن برسد (Boyarko and Bolsunovskaya, 2023). ایران با ظرفیت ۱۰ میلیون تن یکی از مهم‌ترین منابع تأمین‌کننده باریت در جهان است (Hastorun et al., 2016; Tajeddin et al., 2018). باریت در زمان‌های گوناگون زمین‌شناسی در سنگ‌های آذرین، رسوبی و دگرگونی، همچنین در خاک، طوفان‌های گرد و غبار و مواد فرازمینی، توزیع در خور توجهی دارد (Paytan et al., 2002). کانی پایدار باریت (با فرض نهشتگی مستقیم از آب دریا) نمادی از فعالیت‌های دیرینه است که در بازسازی منحنی ایزوتوپی استرانسیوم آب دریا، نسبت‌های ایزوتوپی گوگرد و اکسیژن سولفات آب دریاها، کهن و در ارائه مدل سنی رسوب‌ها به کمک واپاشی ^{226}Ra در باریت، مورد توجه زمین‌شناسان قرار گرفته است (Griffith et al., 2018; Yao et al., 2020). همچنین از آنجایی که ته‌نشینی باریت دریایی ارتباط نزدیکی با تجزیه مواد آلی دارد، نرخ انباشتگی باریت در رسوب‌های دریا می‌تواند معیاری برای تخمین خروج کربن آلی به بیرون از سطح اقیانوس در نظر گرفته شود (Carter et al., 2016).

کانسارهای باریت در دنیا به چهار رده اصلی تقسیم می‌شوند که مشتمل بر رسوبی- لایه‌ای، آتشفشانی- لایه‌ای، متاسوماتیک رگه‌ای- پرکننده حفره و کانسارهای باقی‌مانده (هوازده) هستند (Johnson et al., 2017). از نگاه زمین‌ساختی، باریت‌های رسوبی- لایه‌ای در مناطق فعال حاشیه قاره قبل کوه‌زایی، لبه بیرونی حاشیه غیرفعال قاره‌ای (Maynard and Okita, 1992)، حوضه‌های هم‌گرا (پرو)، حاشیه‌های انتقالی (حاشیه قاره‌ای کالیفرنیا)، پشته‌های اقیانوسی مرتبط با کافت (دریای اختسک در شمال غربی اقیانوس آرام)، منشور برافزایشی مرتبط با کمان

اقیانوس و پشت کمان دیده می‌شوند (Koski and Hein, 2004). بر اساس مکان و نحوه تشکیل، چهار گونه باریت در دریا نهشته می‌شوند (Yao et al., 2020) که عبارتند از: ۱- باریت نوع دریایی (پلاژیک/آتوژنیک) در منطقه کوچکی (۲۰۰ تا ۱۵۰۰ متری) در طول ستون آب دریا زمانی که سیال غنی از باریت و یا هیدروکربن با سولفات آب‌های درون سازندی واکنش می‌دهد (Riedinger et al., 2006)، ۲- باریت نوع گرمایی اطراف دهانه‌های گرمایی- آتشفشانی از سیال‌های کم تا متوسط دما غنی از Ba (Hein et al., 2007)، ۳- باریت نوع دیاژنزی در آب‌های درون سازندی غنی از هیدروکربن درون ستون آب زیر سطح برهم‌کنش آب- رسوب با همراهی و تجزیه مواد آلی (Dehairs et al., 1980) و ۴- باریت نوع تراوش سرد در دهانه‌های کم‌دماي زیردریایی، محل خروج آب‌های درون سازندی غنی از هیدروکربن و یا باریت (Zhou et al., 2015a; Zhou et al., 2022) نزدیک برهم‌کنش آب- رسوب مشاهده می‌شوند. باریت‌های گرمایی به حوضه‌های ریفنی با جریان حرارتی بالا نسبت داده می‌شوند؛ در حالی که باریت‌های نوع تراوش سرد، در پیش‌کمان حاشیه قاره و منشورهای برافزایشی، حاشیه‌های غیرفعال و حوضه‌های امتداد لغز دیده می‌شوند (Elswick and Maynard, 2014). در نوع اول، منشأ باریت از سطح دریا و در سه مورد بعدی منشأ باریت از کف دریاست (Elswick and Maynard, 2014). مقادیر ایزوتوپی گوگرد و استرانسیوم باریت‌های پلاژیک نمایانگر خوبی از شیمی اقیانوس بوده و میانگین ترکیب آن نزدیک به آب دریای هم‌زمان آنهاست؛ در حالی که باریت‌های گرمایی مقادیر ایزوتوپ استرانسیوم مشخصی داشته و از نظر رادیوژنی، نسبت به آب دریا تهی‌شدگی دارند. از این رو، علاوه بر بررسی زمین‌شیمی، بررسی ترکیب ایزوتوپ‌های گوگرد، اکسیژن، استرانسیوم و کلسیم در باریت اهمیت زیادی داشته و می‌تواند به شناسایی نوع آن کمک کند و اطلاعاتی مهم درباره دیرینه آن بدهد (Griffith and Paytan, 2012; Widanagamage et al., 2014; Widanagamage et al., 2015; Griffith et al., 2018). گفتنی است پژوهش‌های

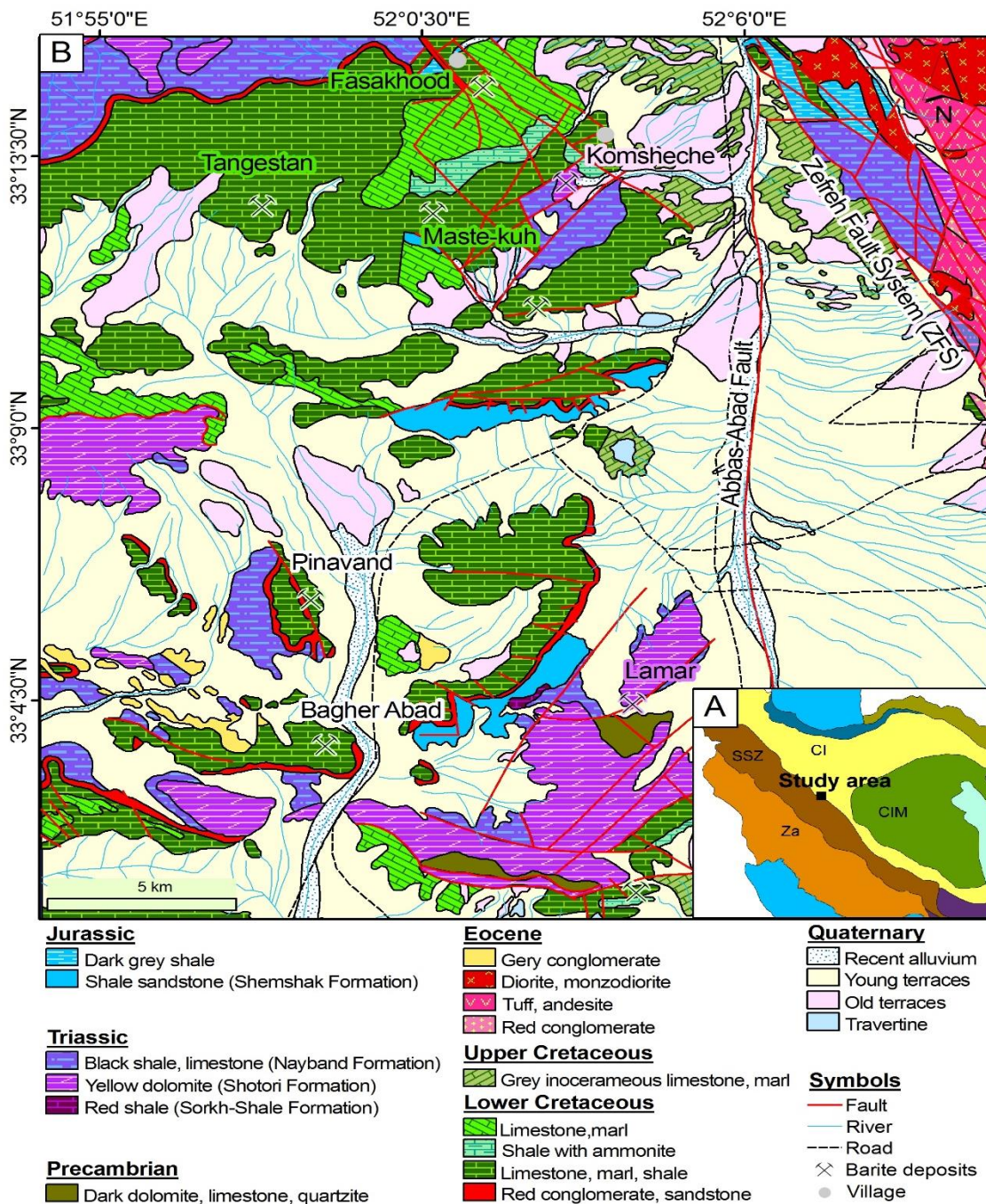
از فراوری اولیه در کارخانه، به عیار ۸۵ درصد و وزن مخصوص ۴/۲۵ گرم بر سانتی متر مکعب می‌رسد. بررسی‌های قبلی انجام شده در منطقه کمشچه با توجه به نبود اکتشافات عمقی در آن زمان، نهشت باریت را پس از فلوریت دانسته و بر اساس بررسی ویژگی‌های فیزیکوشیمیایی سیال کانه‌دار، آن را حدواسط بین دو نوع دره می‌سی‌سی‌پی و مرتبط با فعالیت‌های آذرین معرفی کرده‌اند (Forghani Tehrani, 2003; Rajabzadeh, 2007).

بررسی میان‌بارهای سیال، دمای کانه‌سازی را برای فلوریت ۸۹ تا ۲۴۴ درجه سانتی‌گراد و برای باریت ۱۱۹ تا ۳۲۳ درجه سانتی‌گراد با شوری ۱۰ تا ۱۲ درصد نمک طعام نشان داده است. شواهد ایزوتوپی گوگرد سه نمونه باریت گویای مقادیر ۲۲/۶ تا ۲۶/۷ در هزار است (Rajabzadeh, 2007). این پژوهشگران اطلاعاتی که بتواند نسل‌های مختلف باریت را برشمرد، ارائه نکرده‌اند. اخیراً قانیدی و همکاران (Ghaedi et al., 2023)، انبوه‌های شعاعی تیغه‌های باریت را در میزبان کرتاسه پیشین در کانسار فلوریت پیناوند گزارش کرده‌اند. شریعت‌مدار و راستاد (Shariat Madar and Rastad, 2001)، معتقدند در ایران مرکزی سن کانسارهای سرب، روی و باریت غنی از فلور همچون کمشچه، تریاس میانی است و آنها را از نوع همزاد دانسته‌اند. در جدیدترین پژوهش انجام شده، بر اساس بررسی‌های زمین‌شناسی ساختاری و سن‌سنجی به روش U-Th/He بر روی نسل‌های گوناگون فلوریت در کانسار کمشچه، بیان شده است که فلوریت‌زایی در طی زمان‌های مختلفی شامل کشش کرتاسه پیشین، فشارش بعد از کرتاسه- الیگوسن، کشش الیگومیوسن و فشارش میوسن و جوان‌تر در منطقه تداوم داشته است (Alaminia et al., 2021). در این پژوهش افزون بر سن‌سنجی فلوریت، به کمک اطلاعات ایزوتوپی استرانسیوم و سرب که به ترتیب بر روی باریت و گالن انجام شده و همچنین داده‌های ایزوتوپی گوگرد (Rajabzadeh, 2007)، به شباهت‌های میان کانسارهای باریت- فلوریت در کمر بند آلپ- هیمالیا پرداخته شده است؛ در حالی که به سازوکار رخداد کانه‌زایی باریت‌های نواری در کمشچه توجه کافی نشده است.

ایزوتوپی گوگرد، اکسیژن و استرانسیوم مانند غضبان و همکاران (Ghazban et al., 1994)، شفاف‌زاده (Shafaezadeh, 2012)، احیاء و معالای مزرعی (Ehya and Moalaye, 2017)، امین رسولی و همکاران (Mazraei, 2017 Amin-Rasouli et al., 2021) و کلانتر هرمزی و همکاران (Kalantar et al., 2021) بر روی باریت‌های ایران انجام شده است.

در مرز غربی پهنه ایران مرکزی با سهندج- سیرجان، با توجه به گستردگی واحدهای کربناته در محدوده شمال شرق اصفهان، کانسارهای باریت از پتانسیل قابل ملاحظه‌ای برخوردارند. این ناحیه که در بخش غربی دو گسل پی‌سنگی عباس آباد و زفره- میلاجراد قرار دارد، یکی از مناطق پتانسیل‌دار برای ذخایر معدنی باریت با میزبان رسوبی است؛ به طوری که بخشی از باریت‌زایی در سنگ میزبان تریاس میانی (مانند کمشچه و لامار) و بخشی در سنگ میزبان کرتاسه زیرین (مانند پیناوند، باقرآباد، مسته‌کوه، خاصه تراش و شرق مورچه‌خورت) تشکیل شده‌اند که نشان‌دهنده مستعد بودن این توالی‌ها برای اکتشافات بیشتر در آینده است (شکل ۱). باریت‌های شمال شرق اصفهان از لحاظ ساختار رسوبی منحصر به فرد هستند و کمشچه از نمونه‌های شاخص ذخایر باریت چینه‌سان در توالی‌های رسوبی تریاس این ناحیه است. افزون بر آن، واحد سنگی سازند شتری با سن تریاس میانی با توجه به حضور کانسارهای گوناگون سرب، روی، باریت، فلوریت و آهن منگن‌دار از دیرباز اهمیت به‌سزایی داشته است و این سازند در حوضه ایران مرکزی با دولومیت‌های سازند الیکا در پهنه البرز قابل مقایسه است (Rajabi et al., 2013).

باریت کمشچه با سنگ میزبان دولومیت و آهک دولومیتی سازند شتری در فاصله ۷۶ کیلومتری اصفهان، مهم‌ترین و قدیمی‌ترین معدن فعال این ناحیه است که در سال ۱۹۶۸ (Burnol, 1968) شناسایی شده است. این کانسار از بیست توده معدنی ناپیوسته باریت (شکل ۲) با عیار ۱۵ درصد و وزن مخصوص ۳/۲ گرم بر سانتی‌متر مکعب تشکیل شده است (Ghorbani, 2008) که پس

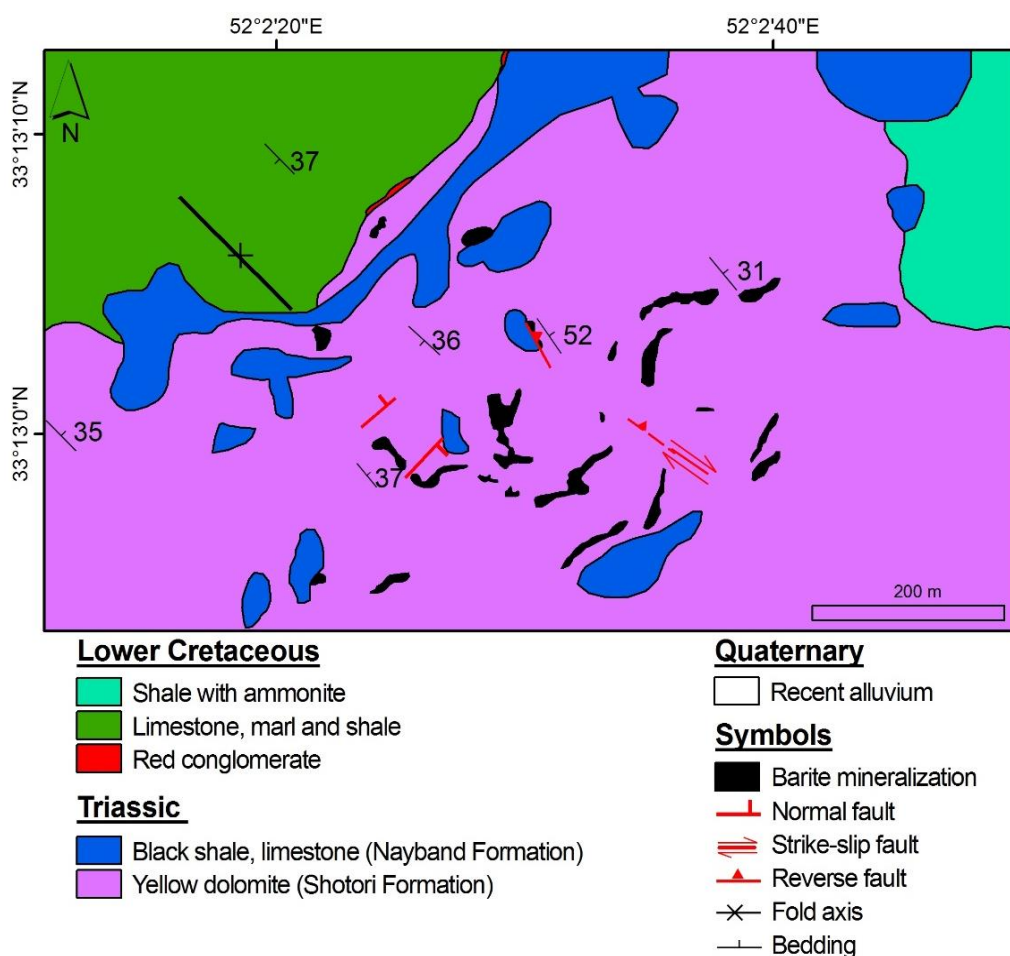


شکل ۱. A: موقعیت کانسار کمشچه در لبه غربی ایران مرکزی و B: موقعیت کانسار کمشچه و سایر کانسارهای باریت شمال شرق اصفهان بر روی نقشه‌های ساده شده ۱:۱۰۰۰۰۰ زمین‌شناسی اردستان (Radfar et al., 1999) و طرق (Rahmati and Zahedi, 1995). اختصارها: CI: ایران مرکزی، CIM: خرد قاره ایران مرکزی، SSZ: پهنه سندج- سیرجان، Za: پهنه ساختاری زاگرس

Fig. 1. A: Location of the Komsheche deposit in the western edge of the Central Iran, and B: Location of the Komsheche deposit and other barite deposits of north-east of Isfahan on simplified 1:100,000 geological maps of Ardestan (Radfar et al., 1999) and Targh (Rahmati and Zahedi, 1995). Abbreviations: CI: Central Iran, CIM: Central Iranian Microcontinent, SSZ: Sanandaj- Sirjan Zone, Za: Zagros structural zone

از بررسی‌های کانی‌شناسی، ترکیب ایزوتوپ‌های پایدار و میان‌بارهای سیال باریت تشریح‌شود. این نتایج می‌تواند اطلاعاتی مفید درباره فرایند تشکیل کانه‌زایی باریت ارائه کرده و برای ردیابی کانسارهای جدید باریت رسوبی سودمند باشد.

با توجه به اینکه بررسی چندانی بر روی الگوی زایشی این گونه باریت‌ها صورت نگرفته است و نحوه گسترش کانه‌زایی باریت در توالی‌های کریناته همچنان در حاله‌ای از ابهام است، در این پژوهش، سعی شده است علاوه بر بررسی‌های سنگ‌چینه‌ای و بررسی ویژگی‌های کانه‌زایی، سازوکار نهشتگی باریت با استفاده



شکل ۲. نقشه زمین‌شناسی کانسار کمشچه. نشانه‌های ساختاری بر اساس علمی‌نیا و همکاران (Alaminia et al., 2021) به نقشه اضافه شده است.

Fig. 2. Geological map of the Komsheche deposit. Structural markers have been added to the map based on Alaminia et al. (2021).

روش مطالعه

اصلاح قرارگرفت (شکل ۲). بررسی‌های صحرایی لایه‌های کانه‌دار با ثبت ویژگی‌های رسوبی و برداشت ۵۶ نمونه از سنگ میزبان و کانسنگ انجام و بررسی‌های سنگ‌نگاری و کانی‌شناسی

واحدهای سنگی منطقه کمشچه، با استفاده از نقشه چهارگوش زمین‌شناسی اردستان (Radfar et al., 1999) مورد بررسی و

کشور اسلواکی ارسال شد. آماده‌سازی نمونه‌ها برای تجزیه بر اساس روش اسپینگنبرگ و همکاران (Spangenberg et al., 2010)، با دقت اندازه‌گیری ۰/۲ در هزار انجام شده است. در این آزمایشگاه مقادیر $\delta^{18}\text{O}$ و $\delta^{34}\text{S}$ به ترتیب نسبت به استاندارد ترویلیت کانیون دیابلو (CDT) و استاندارد آب دریا (SMOW) اندازه‌گیری و بر حسب قسمت در هزار (‰) گزارش شده است.










چینه‌شناسی، سنگ‌شناسی و تحلیل توالی رسوبی کمشچه

بررسی‌های صحرایی بیانگر آن است که کهن‌ترین واحد سنگ‌چینه‌ای رخنمون‌یافته در منطقه کمشچه نهشته‌های سازند شتری با رنگ فرسوده و هوازده نارنجی - قهوه‌ای متعلق به تریاس میانی است که با سیمای زبر و خشن بیشترین گسترش را در محل معدن دارد (شکل‌های ۲، ۳ و ۴-A، B و C). به طور چیره از سنگ آهک دولومیتی و دولومیت‌های ستبرالایه تا متراکم و توده‌ای و بیشتر خرد شده و گاهی به ندرت همراه با لایه‌های بسیار نازک مارن زیتونی زرد، شیل و ماسه‌سنگ تشکیل شده است. در پیمایش‌های انجام‌شده، افق‌های قدیمی‌تر که مربوط به توالی شیل، سیلتستون و ماسه‌سنگ‌های سازند سرخ شیل (تریاس زیرین) هستند، در کانسار کمشچه برون‌زد ندارند (شکل‌های ۲ و ۳). بررسی‌های میکروسکوپی توالی‌های رسوبی سازند شتری در منطقه کمشچه حضور شکم‌پا، پوشش‌های جلبکی، آثار فسیلی و ساختارهای مرجانی را نشان می‌دهد که به شدت تحت تأثیر دیاژنز متبلور شده است (شکل ۵-A، B و C). حضور قطعه‌های فسیل و رشد مرجان‌های آهکی برجا که در حاشیه سکوها شکل می‌گیرند، می‌تواند به انرژی بالای محیط تشکیل اشاره کند، از این رو رسوب‌گذاری این دوره زمانی در لاگون نیمه‌محصور رخ داده که به دریای آزاد راه داشته است (Sass and Bein, 1988). رسوب‌شناسان بر این باورند که موقعیت پیدایش رخساره‌های کربناته سازند شتری در محیط‌های تالاب پشت سد، بین جزر و مد و بالای مد بوده که در زمان تشکیل، رخساره‌ها در کنار یکدیگر

به وسیله میکروسکوپ دو منظوره المپوس در آزمایشگاه زمین‌شناسی اقتصادی دانشگاه اصفهان صورت گرفت. باریت‌های نواری با کانی‌هایی همچون کوارتز و دولومیت همراه هستند که فرایند جدایش را نامطلوب و گاهی ناممکن می‌کنند. به منظور تجزیه و تحلیل نمونه‌ها، ۱۰ گرم پودر باریت با مته دندانپزشکی از کانی‌های باطله جدا و برای اندازه‌گیری میزان عناصر اصلی، فرعی و نادر خاکی به روش ICP-MS در آزمایشگاه زرآما در تهران مورد تجزیه قرار گرفت. از روش چهار اسید (شامل هیدرولیک اسید، نیتریک اسید، پرکلوریک اسید و هیدروفلوریک اسید) برای حل کردن پودر کانی و آماده‌سازی آن استفاده شد. حدود آشکارسازی برای عناصر بین ۰/۰۸ گرم در تن تا ۰/۶ گرم بر تن است. افزون بر آن، مقادیر BaO و SO₃ نمونه‌ها با دستگاه XRF در آزمایشگاه مرکزی دانشگاه اصفهان اندازه‌گیری شد. برای بررسی‌های میان‌بارهای سیال، ۴ عدد مقطع دوبرصیقل با ضخامت ۱۰۰ میکرومتر از نمونه‌های باریت تهیه‌شد و مورد بررسی قرار گرفت. اندازه‌گیری‌ها با استفاده از دستگاه Linkham THM600 انجام شده است که بر روی میکروسکوپ پلاریزان سوار شده و مجهز به سامانه خنک‌کننده LNP و دارای کنترلگر دمایی TMS94 است. دامنه حرارتی دستگاه ۷۰- تا ۵۵۰+ درجه سانتی‌گراد است. واسنجی در گرمایش با دقت ۰/۸+ درجه و در انجماد ۰/۵+ درجه است. در این پژوهش تنها از میان‌بارهای سیال اولیه برای اندازه‌گیری دمای همگن‌شدگی (Th)، اولین دمای ذوب یخ مرتبط با نقطه یوتکتیک (Te) و دمای نهایی ذوب یخ (TmIce) استفاده شده است. برای محاسبه شوری و چگالی، برنامه McFlincon (Brown, 1989) به کار رفته و مجدد با فرمول پیشنهادی پوتر و همکاران (Potter et al., 1978) کنترل شده است. همچنین برای بررسی ترکیب ایزوتوپی گوگرد و اکسیژن در کانسار کمشچه، پس از خرد کردن شش نمونه در هاون آگات، با استفاده از میکروسکوپ بیناکولار باریت‌ها با خلوص ۹۹ درصد جداسازی و بین ۱ تا ۳ گرم جهت تجزیه ایزوتوپی با استفاده از طیف‌سنج جرمی به مؤسسه علوم زمین

نسبت شدیدی را متحمل شده است و درزه و شکستگی و حفره‌های انحلالی به وفور در سطح دولومیت‌ها مشاهده می‌شود. در بُرش کانسار کمشچه همبری مرز بالایی سازند شتری با واحدهای جوان‌تر بیشتر از نوع گسلی است.

قرار داشته و به بخش ابتدایی یک رمپ هموکلینال تعلق داشته‌اند. این رمپ شیب ملایمی داشته و به سمت شمال به حاشیه واگرایی اقیانوس تیس کهن محدود شده است (Flügel, 2004; Ghomashi, 2009). این واحد رسوبی فشارهای زمین‌ساخت به

Period	Epoch	Formation	Lithology	Description	Thickness (m)
Upper Cretaceous	Turonian			Thick bedded limestone	100-600
	Cenomanian				
Lower Cretaceous	Albian	K4		Green to yellow orbitolina limestone, marl and shale	500-700
	Aptian	K3 Aptian 3			
		K2 Aptian 2			
	Barremian	K1 Aptian 1			
Jurassic				Late Cimmerian angular unconformity	
Upper Triassic	Norian	Nayband		Black and dark shale, sandstone with plant fossil, dolomitic limestone	170-250
	Rhaetian				
	Carnian				
Middle Triassic	Ladinian	Shotori		Yellow dolomite and limestone, dolomitic limestone, dolomitic sandstone	700-900
	Anisian				

شکل ۳. ستون چینه‌نگاری از تریاس میانی تا کرتاسه پسین از کانسار کمشچه (Radfar et al., 1999; Seyed Emami, 2003; Mannani and Yazdi, 2009; Shirazi et al., 2016; Talebi et al., 2016; Salehi et al., 2018)

Fig. 3. Stratigraphic column of Middle Triassic to Upper Cretaceous succession of the Komsheche deposit (Radfar et al., 1999; Seyed Emami, 2003; Mannani and Yazdi, 2009; Shirazi et al., 2016; Talebi et al., 2016; Salehi et al., 2018)

ادامه با پیش‌روی و پس‌روی پیایی دریا، چرخه‌های متعدد از رسوب‌های قاره‌ای تا دریایی نیمه‌ژرف (سازند نایبند) شکل گرفته است (شکل ۳) (Yousefi and Behbahani, 2017).

بنا به باور پژوهشگران، هم‌زمان با فعالیت‌های وسیع رخداد کوه‌زایی سیمین پیشین در تریاس پسین، شرایط ساحلی تا دریایی کم‌ژرفا در بیشتر نواحی ایران مرکزی گسترش یافته است و در

سنگ‌نگاری این واحد حضور اربیتولین، خرده‌های شکم‌پایان، قطعه‌های خارپوست و بیوکلاست را نشان می‌دهد که نشان‌دهنده تشکیل در یک محیط کم‌عمق است (شکل ۵-F و G) (Shirzade et al., 2019).

به باور اسکلتون و گیلی (Skelton and Gili, 2012)، حضور رودیست در کربنات‌های آپتین به شرایطی از جمله گسترش سکوی کربناته و دمای بالا نیاز دارد. حضور خرده‌های صدف دوکفه‌ای انرژی کم محیط را نشان می‌دهد که بیانگر یک محیط پشت ریف یا لاگون نیمه محصور در دوره کرتاسه پیشین است (Flügel, 2010). در بخش‌های شرقی، افق‌های آهک ضخیم‌لایه، درشت‌دانه شده و در بخش‌های غربی توالی از مارن‌های سبز زیتونی، سنگ آهک و سنگ آهک‌های ماسه‌ای با سن کرتاسه پسین و دارای فسیل اربیتولین و آمونیت گسترش بیشتری دارد (شکل ۳). هفت‌لنگ و همکاران (Haftlang et al., 2017)، با توجه به مشابهت زیاد سنگ چینه‌نگاری و زیست چینه‌نگاری ردیف‌های کرتاسه بالایی جنوب اصفهان و جنوب شرق لرستان معتقدند در زمان‌های تورونین - کنیاسین، دریای لرستان پیش‌روی کرده و بخش‌هایی از اصفهان را پوشش داده است.

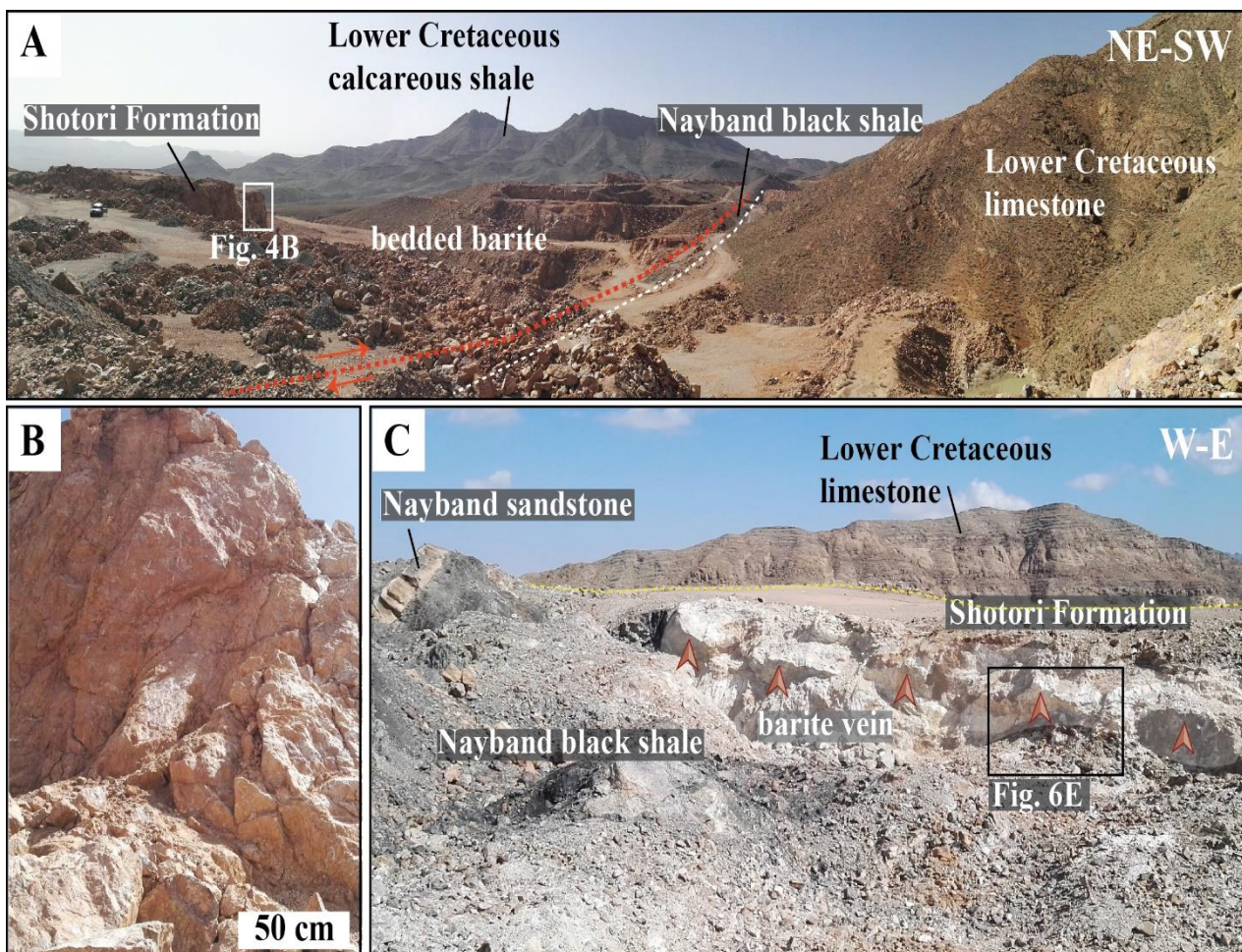
مشاهدات میدانی انجام‌شده نشان می‌دهد در نتیجه فاز کوه‌زایی کرتاسه پسین، رانده شدن واحد شتری به روی واحدهای جوان‌تر با سن‌های تریاس بالایی (سازند نایبند) و کرتاسه زیرین دیده می‌شود (شکل ۴-A). از آنجایی که نهشته‌های رسوبی کربناته بررسی شده در فاصله کمی در غرب گسل‌های پی‌سنگی زفره - میلاجرد و عباس‌آباد قرار دارند، طی فازهای زمین‌شناختی بعدی دچار شکستگی، چین‌خوردگی و گسل‌خوردگی شده‌اند (شکل ۱). تحلیل‌های ساختاری و چینه‌شناسی بیانگر آن است که در بازه زمانی قبل از کرتاسه پیشین، مناطق باریت‌زایی فسخود (شمال غربی کمشچه) و شرق مورچه‌خورت، چین‌خوردگی ناحیه‌ای را پشت سر گذاشته و سپس همسو با سایر مناطق ایران مرکزی، کشش ناحیه‌ای را از زمان ابتدای کرتاسه پیشین تا زمان کرتاسه پسین تحمل و در نهایت راندگی‌ها پس از کرتاسه پسین - پالئوسن

گستره سازند نایبند در منطقه مورد بررسی کمشچه، شمال شرقی - جنوب غربی است (شکل ۲). سازند نایبند با سن نورین - رتین (Hautmann, 2001) تناوبی از شیل‌های زغال‌دار، سیلت - ستون‌های تیره با میان‌لایه‌های ماسه‌سنگ کوارتزی است که ریل‌مارک و لامیناسیون همراه با ساختارهای هموکی و سونلی در آن مشاهده می‌شود (شکل‌های ۳ و ۴-C). در منطقه باقرآباد تا فسخود، گاهی میان‌لایه‌های آهکی دوکفه‌ای‌دار (کلاریا کلاری از دوکفه‌ای‌های شاخص تریاس) که بیانگر عمیق‌تر شدن حوضه است، مشاهده می‌شود. در برش کانسار کمشچه آثاری از فسیل‌های گیاهی و خرده‌های چوب دیده می‌شود. بخش‌های شیلی و سیلتستونی در بررسی‌های میکروسکوپی، از ذرات کوارتز، باریت، فلوریت و کلریت همراه با سیمان اکسید آهن و کانی رسی تشکیل شده است (شکل ۵-D و E). نهشته‌های ژوراسیک در منطقه کمشچه برون‌زد ندارد و هیچ شواهدی از وجود نهشته‌های ژوراسیک نیز در کنگلومرای سرخ قاعده کرتاسه مشاهده نشده است. نهشته‌های آواری سرخ رنگ قاعده پیش‌رونده کرتاسه با ناپیوستگی زاویه‌دار بر روی سازند نایبند قرار گرفته‌اند (Mannani and Yazdi, 2009). این نبود رسوب‌گذاری از پایان تریاس پسین تا کرتاسه پیشین می‌تواند نتیجه تأثیرات کوه‌زایی سیمین پسین باشد (شکل ۳) (Radfar et al., 1999).

در بخش غربی معدن، ضخامت لایه‌های نازک ماسه‌سنگ و کنگلومرای دانه‌ریز قاعده کرتاسه زیرین با سن بارمین کمتر از ۲ متر است که از قطعه‌هایی با جنس دولومیت‌های سازند شتری و سنگ‌های سیلیسی تشکیل شده است و در آن قطعه‌هایی از سن‌های مختلف وجود دارد. توالی قاعده کرتاسه زیرین به صورت تدریجی، پیوسته و هم‌شیب به رخساره آهک‌های خاکستری نازک تا میان‌لایه اربیتولین‌دار همراه با میان‌لایه‌هایی از آهک ماسه‌ای، مارن و شیل تبدیل می‌شوند. به عبارتی این توالی بدون دگرشیبی؛ اما با تغییر ناگهانی سنگ‌شناسی از آواری به کربناته آغاز می‌شود. این واحد بیشترین ضخامت را در کمشچه دارد و با رگچه‌های فراوان کلسیت سفید همراه است. بررسی‌های

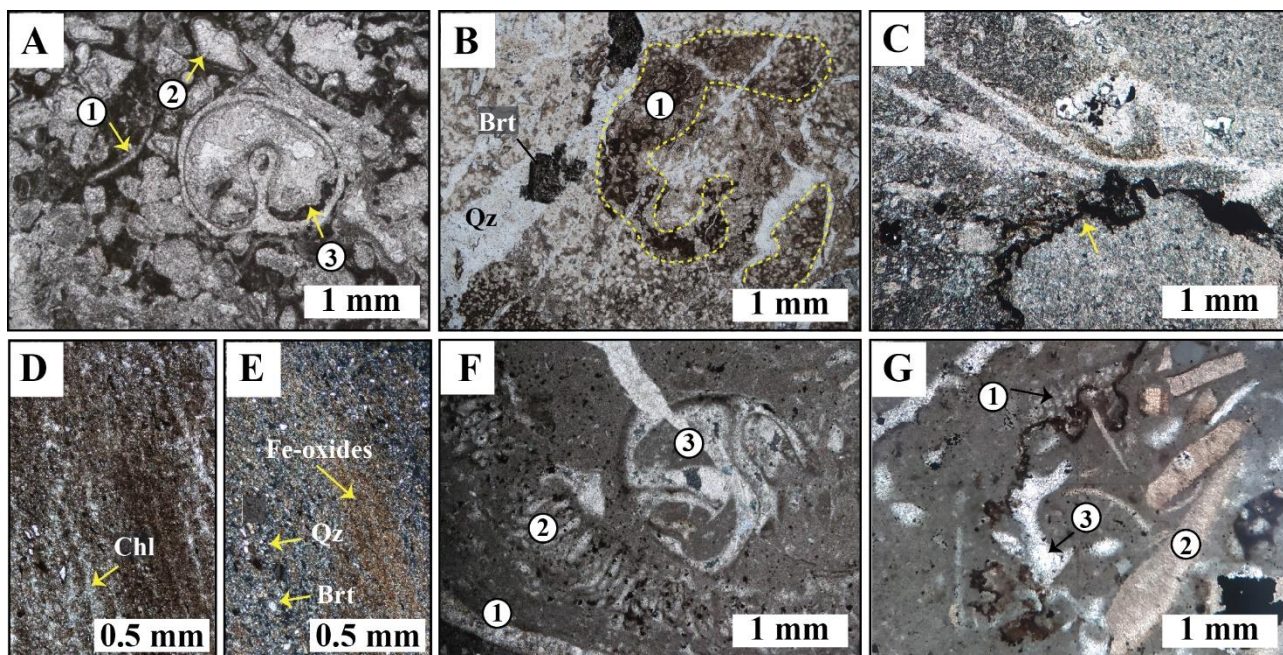
فسخود در نتیجه رخداد کوه‌زایی کرتاسه پسین، رانده شدن واحدهای شتری به روی واحدهای جوان‌تر با سن‌های تریاس بالایی، کرتاسه و حتی سازند قم دیده می‌شود (شکل ۱).

تا به احتمال زیاد الیگوسن رخ داده است (Shavvakhi et al., 2021; Pesarane Sharif and Tadayon, 2023). در مقیاس ناحیه‌ای دو نسل چین‌خوردگی با محورهای شمال‌غرب-جنوب‌غرب و شرقی-غربی وجود دارد. از منطقه باقرآباد تا



شکل ۴. تصویرهای صحرایی از کانسار کمشچه، A: دورنمایی از واحدهای رسوبی در جنوب کانسار کمشچه، کانه‌زایی باریت نوع لایه‌ای توسط سازند شتری میزبانی می‌شود. آهک‌های کرتاسه زیرین اطراف معدن را در بر گرفته‌اند، B: نمای نزدیک از سازند شتری همراه با نوارهای ظریف باریت و C: دورنمایی از واحدهای اصلی توالی میزبان در شمال کمشچه، کانی‌زایی باریت به صورت رگه‌ای در مرز گسله با شیل‌های سیاه سازند نایبند، درون دولومیت شتری شکل گرفته است.

Fig. 4. Field photographs from Komsheche deposit, A: Overview of sedimentary units in the south of Komsheche deposit, bedded barite mineralization style is hosted by Shotori Formation. Lower Cretaceous limestones surround the mine, B: Close up view of Shotori Formation associated with thin barite beds, and C: Perspective view of the main units of the host sequence in the north of Komsheche, where barite mineralization is formed as a vein on the boundary of the fault with Nayband black shales within Shotori dolomite.



شکل ۵. تصویرهای میکروسکوپی از توالی سنگی در کانسار کمشچه، (تصویرهای C, E و F در نور عبوری پلاریزه متقاطع (X-pol) و بقیه در نور عبوری پلاریزه صفحه‌ای (II-pol) هستند). A: بیو کلاستیک و کستون، مقطع عرضی شکم‌پا (گاستروپود) با پوشش میکرایتی و خرده اسکلتی در سازند شتری، ۱- خرده شکم‌پا، ۲- بیو کلاستیک و ۳- جانیشینی با کلسیت اسپاری، B: بیو کلاستیک فلوئستون/پکستون، رشد جلبکی و پوسته دو کفه‌ای و جانیشینی با کلسیت اسپاری در سازند شتری، ۱- رشد جلبکی، C: بیو کلاستیک و کستون با درجه بالای ساختار دیاژنتیکی با حضور استیلولیت در سازند شتری، D و E: ذرات کوارتز، باریت و کلریت آغشته به اکسید آهن در سیلتستون سازند نایبند در دو نور PPL و XPL، F: بیو کلاستیک و کستون با سن کرتاسه زیرین، ۱- خرده رودیست و پوسته دو کفه‌ای، ۲- قطعه‌هایی از جلبک، ۳- خرده شکم‌پا و G: بیو کلاستیک و کستون، تراکم پوسته دو کفه‌ای، فشردگی و حضور استیلولیت با دامنه نوسان کم در کربنات کرتاسه زیرین. ۱- بخشی از یک اربیتولین، ۲- پوسته دو کفه‌ای، ۳- خرده‌های گاستروپود و خرده‌های اکینید، علائم اختصاری از ویتنی و اوآنز (Whitney and Evans, 2010) اقتباس شده است (Brt: باریت، Chl: کلریت، Qz: کوارتز).

Fig. 5. Microscopy images of the rock sequence from Komsheche deposit, (photos C, E, F are in X-pol and other in II-pol). A: Bioclastic wakestone, transverse section of the gastropod with micrite coating and bioclast in Shotori Formation, 1-gastropod fragment, 2-bioclastic, 3-replacement by spar calcite, B: Bioclastic floatestone/packestone, growth of algae and bivalve shell and replacement by spar calcite in the Shotori Formation, 1-growth of algae, C: Bioclastic wakestone with high degree of diagenetic structure with the presence of stylolite in Shotori Formation, D and E: Quartz, barite, and chlorite particles stained with iron oxide in the siltstone of Nayband Formation in both PPL and XPL, F: Bioclastic wakestone in the Lower Cretaceous carbonates, 1-rudist and bivalve shell fragments, 2-algal fragments, 3-gastropod fragment, and G: Bioclastic wakestone, rich bivalve shell fragments, compactness and the presence of stylolite with low oscillation range in the Lower Cretaceous carbonate, 1-part of orbitolina, 2-bivalve shell, 3-gastropod and echinid fragments. Abbreviations after Whitney and Evans (2010) (Brt: barite, Chl: chlorite, Qz: quartz).

کانه‌زایی و افق‌های کانسنگی

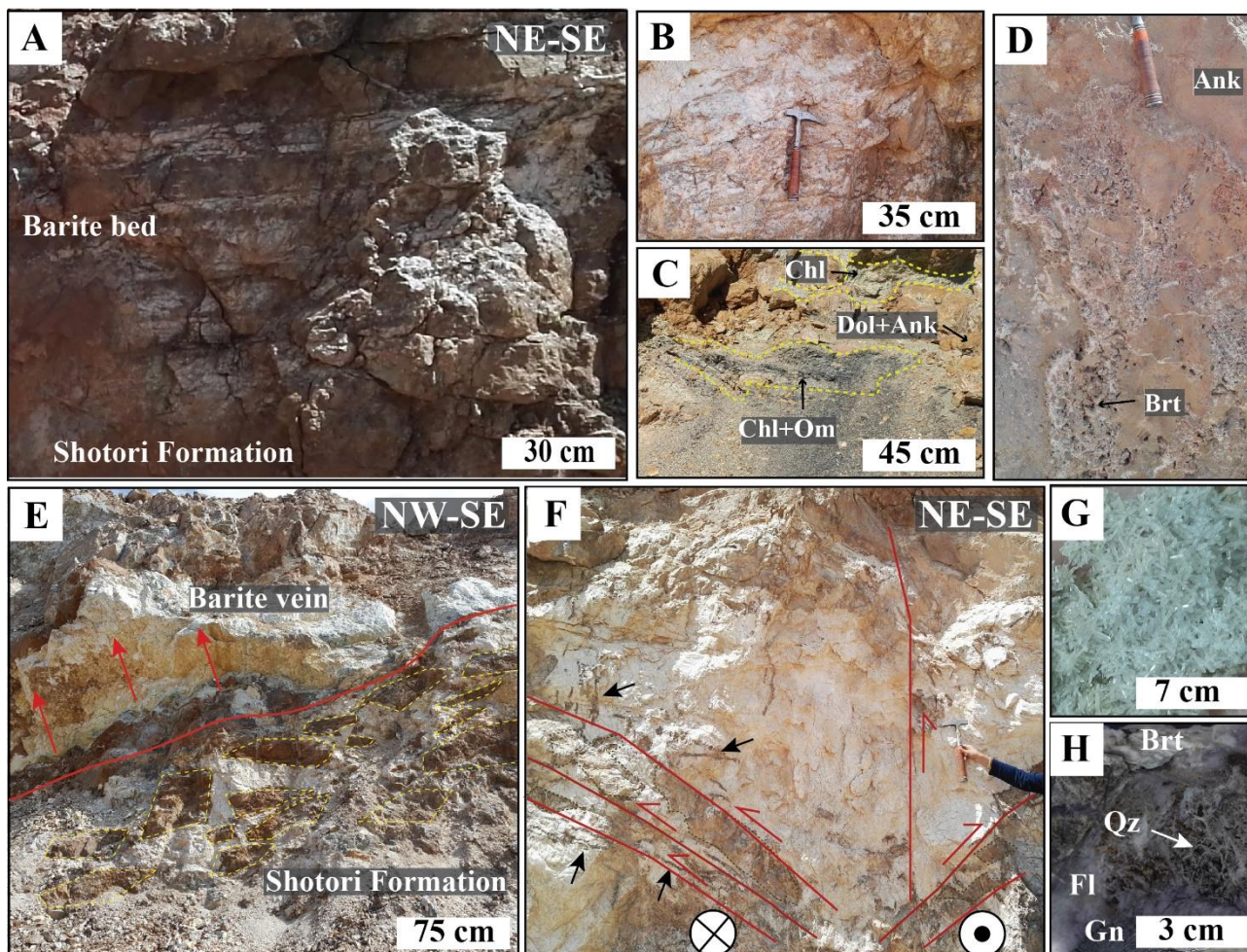
و عیار ماده معدنی نشان می‌دهد که کانی‌سازی باریت در معدن کمشچه به دو رخساره اصلی نواری- لایه‌ای و رگه‌ای- برشی قابل تقسیم است:

بررسی‌های صحرایی و تحلیل رخساره‌ای از واحدهای سنگی به همراه بررسی‌های آزمایشگاهی بر اساس شکل، کانی‌شناسی، بافت

رخساره نواری- لایه‌ای: این رخساره گسترش زیادی داشته و کانی‌های باطله همراه باریت در آن نسبت به رخساره رگه-رگچه‌ای و برشی بیشتر است. از این رو، ماده معدنی کم عیارتر در آن رخمون دارد. افق اصلی کانه‌زایی در این رخساره به صورت چینه‌سان و هم‌روند با لایه‌بندی سنگ میزبان (تناوب باریت و سنگ میزبان) با ضخامت کمتر از ۱۰ متر و طول ۷۰۰ متر، افق اصلی کانه‌زایی بوده و در توالی دولومیت شتری رخ داده است (شکل ۶-۱). ساختارهای بین‌انگشتی بلورهای باریت با دولومیت نشان می‌دهد در رسوب‌های سخت‌نشده به صورت هم‌زمان رخ داده‌اند (شکل ۶-۲). این رخساره از شبه‌لایه‌ها و نوارهای متعدد و گاهی غیرممتد حاوی بلورهای باریت با ضخامت متغیر، از چند میلی‌متر تا چند سانتی‌متر که به خوبی از اطراف توسط آنکریت و دولومیت محصور است، تشکیل شده است (شکل ۶-۳). چنین ویژگی در دیاژنز آغازین در عمق کم پدید می‌آید. از دیگر شواهد هم‌زمانی کانه‌زایی، علاوه بر بافت نواری، حضور لامینه‌های غیرممتد است که احتمالاً ناشی از فشار رسوب‌های بالایی و دیاژنز تأخیری پدید آمده‌اند. هر چند در برخی قسمت‌ها احتمال دارد، نشان از فعال بودن گسل در زمان رسوب‌گذاری باشد. حضور برش‌های هم‌زمان با رسوب‌گذاری و تغییر ضخامت واحدها در کمربالا و کمرپایین از شواهد فعالیت گسل‌های هم‌زمان با رسوب‌گذاری است (Lydon, 2004). در این رخساره، ماده معدنی از روند چین‌خوردگی سنگ میزبان پیروی می‌کند و ماده معدنی و سنگ میزبان با هم چین‌خورده‌اند (شکل ۲). کانسنگ باریت با رنگ سفید به صورت دانه‌پراکنده در فضای بین‌دانه‌ای، هم‌مرز با بلورهای دولومیتی سنگ میزبان (شکل ۷-۱ و ۷-۲) و در برخی موارد بافت‌های جاننشینی، پرکننده فضای حفره و در بخش‌های بالاتر گرهک‌های باریت و بافت گورخری از باریت، دولومیت آهن‌دار و سیدریت دیده می‌شود (شکل ۶-۳). از

ویژگی‌های ریخت‌شناسی باریت در این رخساره، شکل‌های صفحه‌ای، ستونی، تخلخل و خوردگی در حاشیه بلورهاست (شکل ۶-۴). کانی‌های همراه باریت شامل دولومیت، فرودولومیت، کلسیت، سیدریت، آنکریت، کوارتز، فلوریت، رس، کلریت، پیریت دانه‌ریز و مواد آلی است (شکل ۶-۵ و شکل ۷-۱ و ۷-۲). کوارتز دارای منطقه‌بندی جاننشینی بلورهای دولومیت و باریت شده است (شکل ۷-۳). دگرسانی‌های سیلیسی و دولومیتی بیشترین شدت را از خود نشان می‌دهند (شکل ۷-۴ و ۷-۵). سیلیسی‌شدن به شکل جاننشینی ریزبلورهای کوارتز با بافت‌های گوناگون (پرگونه، سوزنی، تیغه‌ای و دارای منطقه‌بندی) به جای دولومیت‌های دیاژنتیکی در متن سنگ میزبان است و سپس کوارتزهای گرمابی درشت‌بلور در حفره‌ها و فضاهای خالی نهشته شده‌اند (شکل ۶-۴ و ۶-۵ و شکل ۷-۴، ۷-۵ و ۷-۶). کوارتزهای پرگونه در میان کوارتزهای نیمه‌شکل‌دار دیده می‌شود و از نظر زمانی با آن کوارتزها یکسان است (شکل ۷-۶) (Ramseyer and Mullis, 1990; Yilmaz et al., 2016). ماهیت تیغه‌ای کوارتز همراه با باریت (شکل ۶-۵) به رخداد‌های بعد از سنگ‌شدگی و دیاژنز اشاره دارد و به کانی‌سازی هم‌زمان با زمین‌ساخت و دمای بالا (۲۰۰ درجه سانتی‌گراد) نسبت داده می‌شود (Leach et al., 2004).

رخساره رگه‌ای و برشی: این رخساره تقریباً در مرکز کانسار قرار دارد. هم‌روند با گسل‌های معکوس، به صورت توده رگه‌ای و برشی غیرهمزاد بوده، بخش عیار بالای معدن را تشکیل می‌دهد و به صورت روباز استخراج می‌شود. این پیکره‌های رگه‌ای بیشتر در مرز کربنات‌های شتری با سازند نایبند دیده می‌شوند و در سنگ میزبان اغلب دگرسانی از نوع دولومیتی‌شدن و کمتر سیلیسی‌شدن رخ داده است. ضخامت رگه‌های باریت کمتر از ۱/۵ متر و پهنه برشی اطراف آن (بافت جاننشینی) کمتر از ۲ متر است (شکل ۶-۴ و ۶-۵).



شکل ۶. تصویرهای A و E از رخساره‌های کانه‌زایی در کانسار کمشچه، A: وضعیت باریت نواری را در سازند دولومیت شتری نشان می‌دهد. به نوارهای غیرممتد باریت (لایه‌ای) در پایین عکس توجه شود، B: تناوب دولومیت و باریت در رخساره باریت نواری، C: رخداد کلریت، دولومیت، آنکریت، رس و مواد آلی همراه با باریت رخساره نواری، D: باریت متخلخل و حفره‌دار، E: رخمونی از پهنه برشی در اثر عملکرد گسل معکوس (شیب به سمت شمال شرق) و وضعیت توده رگه‌ای باریت درشت بلور در پهنه گسلی و بلوک‌های سنگی لوزی و کشیده دولستون در دیواره برش گسلی، F: تزریق سیال باریت‌دار با ساختار گل‌واره‌ای و حمل باریت‌های نواری در اطراف آن، G: عکس ماکروسکوپی از کوارتز سوزنی و H: قطع‌شدگی کوارتز تیغه‌ای همراه باریت توسط گالن و فلوریت. علائم اختصاری کانی‌ها از ویتنی و اوانز اقتباس شده است (Whitney and Evans, 2010) (Ank: آنکریت، Brt: باریت، Chl: کلریت، Dol: دولومیت، Fl: فلوریت، Gn: گالن، Om: مواد آلی، Qz: کوارتز).

Fig. 6. Images A and E of mineralization facies from the Komsheche deposit, A: It shows the condition of banded barite in Shotori dolomite Formation. Pay attention to the discontinuous bands of barite (bedded) at the bottom of the photo, B: Alternation of dolomite and barite in banded barite facies, C: Occurrence of chlorite, dolomite, ankerite, clay and organic matter along with the banded barite facies, D: Vuggy and porous barite, E: An outcrop from the shear zone due to the operation of the reverse fault (slope towards the northeast) and the state of the vein mass of coarse crystal barite in the fault zone and the elongated and rhomboidal stone blocks of dolomite in the wall of the fault, F: Injection of barium-rich fluid with a rose structure and surrounding first generation banded barite, G: Macroscopic picture of the needle quartz, and H: Galena and fluorite crosscutting bladed quartz associated with barite. Mineral abbreviations after Whitney and Evans (2010) (Ank: ankerite, Brt: barite, Chl: chlorite, Dol: dolomite, Fl: fluorite, Gn: galena, Om: organic matter, Qz: quartz).

می‌شود (Alaminia et al., 2021).

مراحل کانارسازی

در پژوهش‌های قبلی انجام‌شده از ساخت و بافت (Forghani Tehrani, 2003; Rajabzadeh, 2007)، اشاره‌ای به تکوین دیاژنتیکی در منطقه کمشچه نشده است. تاریخچه رویدادهای کانه‌سازی بر پایه بررسی‌های انجام‌شده، نشان‌دهنده آن است که فرایندهای رسوب‌گذاری و دیاژنز نقش به‌سزایی در تشکیل کانسار کمشچه دارد که در بخش تاریخچه دیاژنتیکی به آن پرداخته می‌شود. چنان‌که شرح داده شد توالی نهشتگی کانسار باریت در دو مرحله نواری-لایه‌ای و رگه‌ای-برشی رخ داده است که کانه‌زایی نوع رگه‌ای-برشی، ۷۰ درصد ارزش اقتصادی کانسار را در بر گرفته است. با توجه به شواهدی همچون روابط قطع‌شدگی و بافت کانی‌های مشابه در مشاهدات نمونه دستی و بررسی‌های میکروسکوپی چهار مرحله توالی پاراژنتیکی در کمشچه شناسایی شده است:

۱) پیش از کانه‌زایی: پیدایش بلورهای دانه‌ریز باریت و پیریت همراه با دولومیت نوع I که دانه‌ریز هستند (شکل A-۷).
 ۲- کانه‌زایی باریت نواری-لایه‌ای: پس از باریت II که با دولومیت اسپاری (دارای خاموشی موجی) و فلوریت همراه است. افق‌های ناپیوسته و نامنظم از باریت III با شکل صفحه‌ای و حاشیه متخلخل پدیدار می‌شود. در ادامه دیاژنز کرنات‌های خودشکل آهن‌دار، کوارتزهای دانه‌ریز و فلوریت بی‌رنگ متناوب با نوارهای باریت در سنگ میزبان دولومیت شتری توسعه پیدا می‌کنند. با توجه به بالارفتن دمای سیال، کوارتزهای دارای منطقه‌بندی و پرگونه گسترش یافته که با رگچه‌های کوارتز-فلوریت-گالن قطع شده‌اند.

۳) کانه‌زایی باریت رگه‌ای-برشی: باریت‌های درشت‌بلور و صفحه‌ای پس از دولومیت و سیدریت با بافت رگه‌ای، برشی و جاننشینی در منطقه کمشچه مشاهده می‌شود. فراوانی کوارتز، کانی‌های سولفیدی و فلوریت‌های رنگی خودشکل در تماس با

شدت باریت‌زایی با دور شدن از رگه اصلی کاهش و در اطراف به صورت رگچه‌های باریت نمود یافته است. برشی‌شدن و کارستی‌شدن از ویژگی‌های این رخساره است. کانی‌شناسی ماده معدنی شامل باریت، فلوریت‌های مکعبی و رنگین، کلسیت، دولومیت، فرودولومیت، سیدریت، کوارتز، پیریت، کالکوپیریت، بورنیت، گالن، کالکوسیت، مالاکیت، آزوریت، سروزیت و اکسیدهای آهن ثانویه است. کانی‌های سولفیدی به مقدار اندکی در مراحل پایانی کانه‌زایی، جانشین باریت شده‌اند (شکل I-۷). پیریت‌های این مرحله از واکنش سیال‌های منفذی دارای H_2S با آهن فازهای اکسیدی یا کرنات موجود در رسوب‌ها پدید می‌آید (Slack et al., 2021). جاننشینی سولفیدها با باریت طی دیاژنز تأخیری رخ می‌دهد که نمایی متخلخل به سولفید می‌دهد (شکل I-۷) (Slack et al., 2021). تحلیل ساختاری کانه‌سازی کمشچه نشان‌دهنده است در یک پهنه برشی شکنا، گسل راست‌الغز راست‌بر با مؤلفه شیب لغز معکوس (شیب به سمت شمال‌شرق) علاوه بر راندگی سازند شتری بر روی سازند نایبند، شکستگی‌های ساختار قفسه‌کتابی در نواحی کششی جهت تزریق سیال‌های کانه‌دار پدید آورده است (شکل C-۴ و شکل E-۶ و F). پهنه برشی و خرد شده در طول این گسل بیش از یک متر است و قطعه‌های آن (بلوک‌های سنگی ناشی از تلاقی شکستگی‌ها) دولستون‌های زاویه‌دار کشیده با اندازه‌های گوناگون (شکل E-۶) هستند که نشانه‌ای از جابه‌جایی قطعه‌ها در آنها مشاهده نمی‌شود (Alaminia et al., 2021).

علاوه بر دو رخساره نواری و رگه‌ای، به ندرت بودینه‌هایی از ذرات کلسیت و باریت به صورت پراکنده در بخش پایینی کرتاسه زیرین مشاهده می‌شود (شکل I-۵). این ساختار نشان‌دهنده کششی است که در امتداد لایه‌بندی سنگ میزبان عمل کرده است. کانه‌زایی در این رخساره بسیار ضعیف بوده و ارزش اقتصادی ندارد؛ در حالی که در مسته کوه (چهار کیلومتری جنوب‌غربی کمشچه) کانه‌زایی اقتصادی در واحدهای کرنات‌ه کرتاسه زیرین شکل گرفته است و آثار چین‌خوردگی در لایه‌های باریت دیده

($<5\text{ppm}$) در نمونه‌های بررسی شده کمشچه بیانگر بسته‌بودن محیط دیاژنتیکی است. رنگ قرمز رخساره باریت نواری می‌تواند ناشی از میزان بالای آهن در زمان تشکیل سنگ میزبان بوده باشد. مقادیر زیاد آهن گویای شرایط احیایی و ورود آهن به شبکه کربنات است (Mucci, 1988). ماده آلی در مراحل اولیه دیاژنز به محصولات محلول در آب (اسید استیک، CO_2 و CH_4) تبدیل می‌شود که ترکیب آب درون سازندی را تغییر می‌دهند و به یکسری واکنش‌های هیدروژن‌توسیمیایی و ترسیب باریت منجر می‌شود (Slack et al., 2021). حضور کلسیت و دولومیت در دو رخساره نواری و رگه اشاره به امکان شرکت یون‌های CO_3^{2-} و HCO_3^- در سیال کانه‌دار دارد. پژوهش‌های مختلف نشان می‌دهند، فراوانی برخی عناصر غیر متحرک مانند اورانیوم، مولیبدنیوم، کروم، نیکل و وانادیوم، شاخص بسیار مناسبی برای تعیین شرایط اکسایش - کاهش در آب دریاست (Jones and Manning, 1994). در نمودار دوتایی بررسی شرایط کاهیدگی کف دریا (به V/Cr یا $V/\text{V}+\text{Ni}$)، نمونه‌های باریت نواری در محدوده یوکسینیک (احیایی) و باریت‌های نوع رگه‌ای در محدوده نیمه اکسیدی تا بی‌هوازی و تا حدودی یوکسینیک قرار دارند (شکل A-8). نتایج به‌دست آمده از نمودار بهنجارسازی مقادیر عناصر نادر خاکی در برابر کندریت، نشان می‌دهد، به دلیل محتوای کم REE در نمونه‌های باریت نواری (P-09 و P-01)، الگوی تغییرات عناصر نادر خاکی با سه نمونه باریت دیگر از رخساره رگه‌ای متفاوت است. الگوی کلی نشان‌دهنده آن است که در بیشتر نمونه‌های باریت، غنی‌شدگی نسبی در عناصر نادر خاکی سبک و تهی‌شدگی از عناصر نادر خاکی سنگین دیده می‌شود. الگوی غنی از LREE در نهشته‌های دریایی بیانگر سیال‌های گرمایی است (شکل B-8) (Chen et al., 2019). در همه نمونه‌ها به جز (P-01 و P-09) بی‌هنجاری مثبت Eu و تا حدودی بی‌هنجاری مثبت Ce قابل مشاهده است؛ در حالی که نمونه‌های باریت نواری، بی‌هنجاری منفی Ce نشان می‌دهد. هر چند بی‌هنجاری Eu در آن قابل تشخیص نیست (شکل B-8).

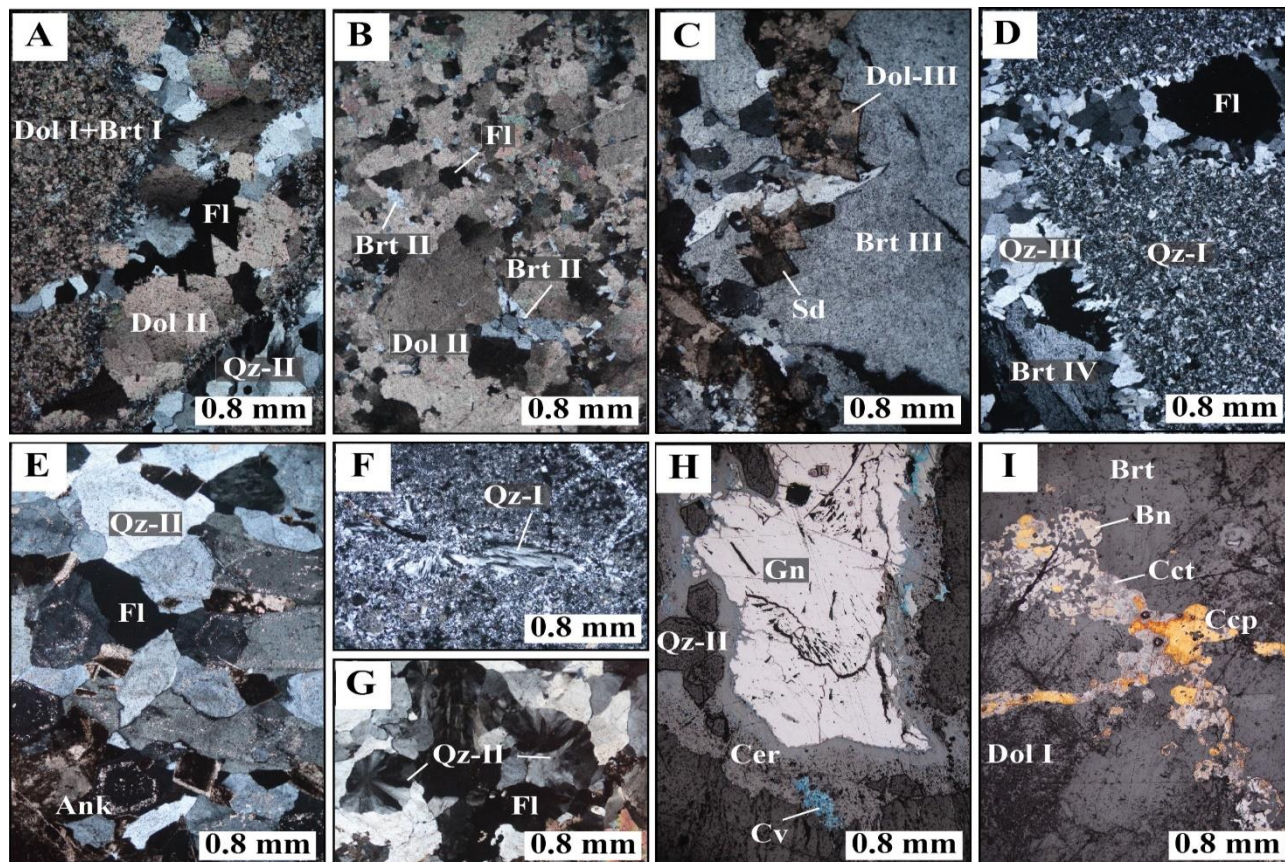
سازند نایبند بیشتر می‌شود. کوارتزهای تیغه‌ای همراه با باریت‌های درشت بلور توسط رگچه‌های متعدد کوارتز-فلوریت که در مراحل پایانی شکل گرفته‌اند، قطع شده است (شکل H-6). فلوریت‌های دانه‌شکری همراه با کوارتز در برخی قسمت‌ها مشاهده می‌شود.

مرحله هوازدگی: وجود بافت‌های دگرشکلی (خمیدگی رخ‌های گالن و پیچش لایه‌های باریت) و جانشینی ثانویه (سرویتی شدن گالن و اکسید شدن پیریت)، بیانگر اثر رخداد‌های زمین‌ساختی و اکسایش سولفیدهای اولیه و تشکیل کانی‌های مالاکیت، آزوریت، سروزیت، کولیت و ترکیبات هیدروکسید آهن در کانسار کمشچه است (شکل H-7 و I).

زمین‌شیمی رخساره‌های باریت

برای تعیین ویژگی‌های زمین‌شیمیایی از هر دو رخساره کانه‌زایی باریت در معدن کمشچه، باریت جداسازی و برای انجام تجزیه اکسیدهای اصلی، عناصر فرعی و کمیاب انتخاب و مورد آزمایش قرار گرفتند (جدول‌های ۱ و ۲).

از میان عناصر اصلی، از آنجایی که درجه حلالیت آهن و منگنز وابسته به وضعیت اکسایش - کاهش و pH محلول است، می‌تواند تا حدودی بیانگر شرایط فیزیوشیمیایی کف دریا باشند (Whitehead, 1973). در شرایط بی‌هوازی کف دریا، نترات عامل اکسیدکننده بوده و با کاهش پتانسیل اکسایش - کاهش و افزایش حلالیت منگنز، منگنز کمتری در بین رسوب‌ها قرار گرفته و آهن در کانی‌های اکسیدی درون رسوب‌ها جای می‌گیرد؛ اگرچه در پتانسیل‌های کمتر اکسایش - کاهش، افزایش حلالیت آهن سبب می‌شود که مقدار آن در رسوب‌ها کاهش یابد. گاهی کاهش منگنز و افزایش آهن در شرایط بی‌هوازی ممکن است رخ دهد که در این صورت سولفات عامل اصلی اکسیدکنندگی اولیه بوده است؛ زیرا بقایای منگنز در ستون آب حل می‌شود و گوگرد احیایی، آهن رسوب‌ها را به صورت پیریت در بین رسوب‌ها ته‌نشین می‌کند (Deakin et al., 2015). کم بودن مقدار منگنز



شکل ۷. ارتباطات بافتی میان باریت و سایر کانی‌ها در مقاطع میکروسکوپی کانسار باریت کمشچه (A تا G در نور متقاطع عبوری و H و I در نور انعکاسی هستند)، A: رگچه‌ای از دولومیت‌های درشت‌بلور، کوارتز و فلوریت، مجموعه کانی‌های باریت، دولومیت و پیریت دانه‌ریز را قطع کرده است، B: مرز واضح دولومیت با بلورهای باریت و فلوریت، C: بلورهای خودشکل سیدریت و دولومیت، درشت بلورهای باریت ستونی را قطع و جانشین آن شده‌اند، D: رگچه کوارتز-باریت-فلوریت، زمینه سیلیسی را قطع می‌کند، E: ادخال‌های کربنات در حاشیه کوارتزهای منطقه‌بندی دیده می‌شود، F: تبلور مجدد در زمینه کوارتز دانه‌ریز به صورت الگوی پرگونه، G: رشد بافت پرگونه بر روی بلورهای درشت کوارتز، H: کوارتزهای خودشکل دارای منطقه‌بندی در گالن (چپ)، گسترش وسیعی از سروزیت با همراهی کولیت در حاشیه گالن و I: رگچه سولفید در کوارتز، باریت و دولومیت دانه‌ریز نوع I، سولفید در بخش‌هایی به صورت کاذب جانشین باریت شده است و با توجه به حجم سلول و سامانه تبلور متفاوت دو کانی، به صورت کرم‌خوردگی دیده می‌شود. علائم اختصاری از ویتنی و ایوانز (Whitney and Evans, 2010) اقتباس شده است (Ank: آنکریت، Bn: بورنیت، Brt: باریت، Ccp: کالکوپیریت، Cct: کالکوسیت، Cer: سروزیت، Cv: کولیت، Dol: دولومیت، Fl: فلوریت، Gn: گالن، Qz: کوارتز، Sd: سیدریت).

Fig. 7. Texture relationship between barite and other minerals from the microscopic sections of the Komsheche deposit (A to G are in cross-polarized transmitted light and H and I are in reflected light). A: The veinlet of coarse-grained dolomites, quartz and fluorite cuts mineral assemblage of barite, dolomite, and fine-grained pyrite, B: Sharp contact between dolomite and crystals of barite and fluorite, C: Euhedral siderite and dolomite crystals cut coarse-grained tabular barite and replace it., D: A veinlet of fluorite-barite-quartz cut the silicification matrix, E: Carbonate inclusions in the margin of zoning quartz, F: Recrystallization in fine-grained quartz matrix as feathery pattern, G: Growth of feathery texture on coarse-grained quartz crystals, H: Euhedral zoning quartz in galena (left), A wide development of cerussite with associated covellite in the border of the galena, and I: Image of barite overgrown by a later generation of sulfide. Sulfide has falsely replaced barite, and due to the different cell volumes and crystallization system of the two minerals, it is seen as worm corrosion. Abbreviations after Whitney and Evans (2010) (Ank: ankerite, Bn: bornite, Brt: barite, Ccp: chalcocopyrite, Cct: chalcocite, Cer: cerussite, Cv: covellite, Dol: dolomite, Fl: fluorite, Gn: galena, Qz: quartz, Sd: siderite).

جدول ۱. نتایج تجزیه شیمیایی اکسیدهای اصلی (%) از نمونه‌های باریت کمشچه

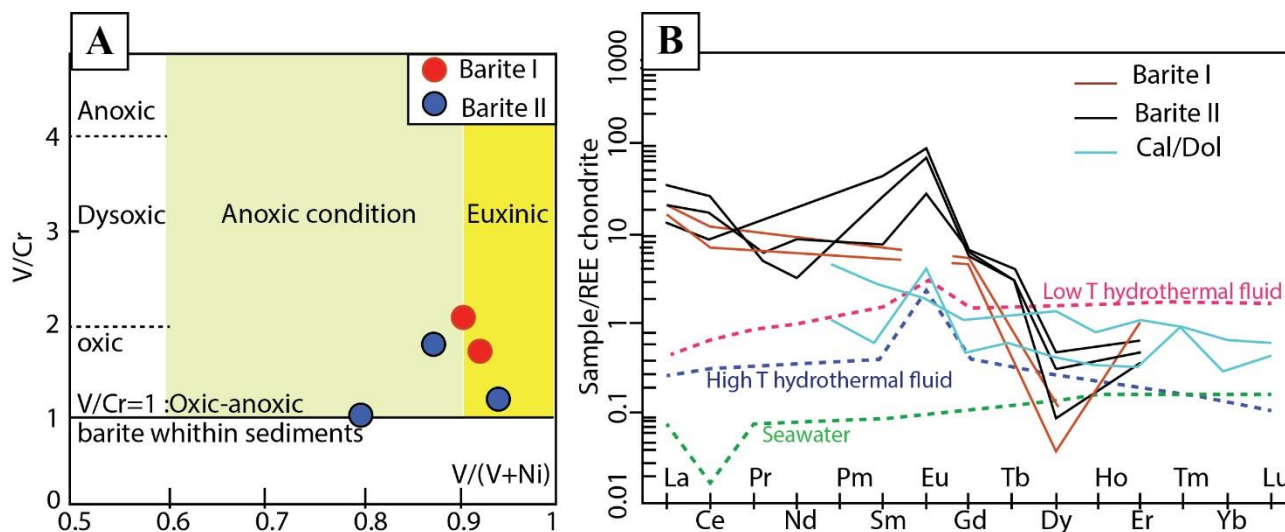
Table 1. Results of chemical analysis of major oxides (%) from Komsheche barite samples

Major oxide (%)	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ ^T	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	MgO	MnO	P ₂ O ₅	TiO ₂	BaO	SO ₃
P-03	0.03	0.12	0.17	0.04	<0.01	0.03	<0.01	0.01	<0.01	64.16	33.21
P-05	0.02	0.08	0.05	0.14	<0.01	0.02	<0.01	0.01	<0.01	65.15	33.54
P2-05	0.04	0.12	0.05	0.06	<0.01	0.02	<0.01	0.01	<0.01	65.32	34.95
P4-01	0.02	0.04	0.15	0.05	<0.01	0.01	<0.01	0.02	<0.01	61.63	31.04
P-09	0.02	0.02	0.02	0.30	<0.01	0.02	<0.01	0.02	<0.01	62.17	32.63

جدول ۲. نتایج تجزیه شیمیایی عناصر فرعی و خاکی کمیاب (ppm) نمونه‌های باریت کمشچه

Table 2. Results of chemical analysis of minor and rare earth elements (ppm) of Komsheche barite samples

Elements	Ag	As	Cd	Ce	Co	Cr	Cs	Cu	Dy	Er	Eu	Gd	Hf	In	La
P-03	0.8	184	<0.1	16	<1	7	<0.5	7	0.11	0.11	1.52	1.43	<0.5	<0.5	8
P-05	1.2	129	<0.1	5	<1	4	<0.5	14	0.02	0.06	4.79	1.16	<0.5	<0.5	3
P2-05	2.6	237	<0.1	10	<1	9	<0.5	3	0.80	0.08	3.74	1.24	<0.5	<0.5	5
P4-01	0.3	<100	<0.1	7	<1	4	<0.5	3	0.20	0.05	<0.1	1.05	<0.5	<0.5	5
P-09	0.2	120	<0.1	6	<1	3	<0.5	2	0.01	0.4	<0.1	0.9	<0.5	<0.5	4
Elements	Li	Lu	Mn	Mo	Nb	Nd	Ni	Pb	Pr	Rb	Sb	Sc	Se	Se	Sm
P-03	<1	<0.1	<5	<0.1	<1	3.9	0.9	<1	0.54	4	3.6	<0.5	<0.5	<0.5	1.17
P-05	<1	<0.1	<5	<0.1	<1	<0.5	1	<1	<0.05	3	1.1	<0.5	<0.5	<0.5	6.54
P2-05	<1	<0.1	<5	<0.1	<1	1.4	2	<1	<0.05	3	0.8	<0.5	<0.5	<0.5	3.98
P4-01	<1	<0.1	<5	<0.1	<1	<0.5	0.7	<1	<0.05	3	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.02
P-09	<1	<0.1	<5	<0.1	<1	<0.5	0.8	<1	<0.05	3	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.02
Elements	Sn	Sr	Ta	Tb	Te	Th	Tl	Tm	U	V	W	Y	Yb	Zn	Zr
P-03	0.2	1509	<0.1	0.14	<0.1	0.32	<0.1	<0.1	0.1	8	<1	0.8	<0.05	<1	<5
P-05	0.1	2127	<0.1	0.11	0.15	0.28	<0.1	<0.1	<0.1	7	<1	0.5	<0.05	<1	<5
P2-05	0.2	3686	<0.1	0.13	0.15	0.34	<0.1	<0.1	<0.1	8	<1	0.6	<0.05	<1	<5
P4-01	<0.1	911	<0.1	<0.1	<0.1	0.26	<0.1	<0.1	<0.1	7	<1	0.5	<0.05	<1	<5
P-09	<0.1	782	<0.1	<0.1	<0.1	0.21	<0.1	<0.1	<0.1	7	<1	0.5	<0.05	<1	<5



شکل ۸. نمونه‌های باریت بررسی شده از کانسار کمشچه، A: نمودار دوتایی تفکیک وضعیت کاهیدگی محیط دیرینه و B: نمودار عنکبوتی بهنجار شده نسبت به کندریت (Anders and Greverss, 1989) در مقایسه با الگوی سیال گرمایی دما پایین (Craddock et al., 2010)، الگوهای سیال گرمایی دما بالا و آب دریا (Tostevin et al., 2016) و الگوی کانی‌های کلسیت و دولومیت سازند شتری (Forghani Tehrani, 2003)

Fig. 8. Studied barite samples of the Komsheche deposit, A: Binary diagram of paleoenvironmental redox conditions, and B: Chondrite-normalized spider diagram (Anders and Greverss, 1989) compared to the low-temperature hydrothermal fluid model (Craddock et al., 2010), the high-temperature hydrothermal fluid and seawater models (Tostevin et al., 2016), and the calcite and dolomite minerals of Shotori Formation (Forghani Tehrani, 2003).

باریت‌های تپه‌های آتشفشانی-رسوبی مشتق از سیال‌های گرمایی دما بالای بخش‌های ژرف دریایی معمولاً غنی از عناصر As, Sb, Mn, Th, K, Ba, Li, Cr, Cd, Tl, Ag و Hg هستند. در باریت‌های کمشچه مقادیر آرسنیک، پتاسیم، منگنز، کروم و کادمیوم محتوای کمی نشان می‌دهند (جدول ۲).

میان‌بارهای سیال باریت

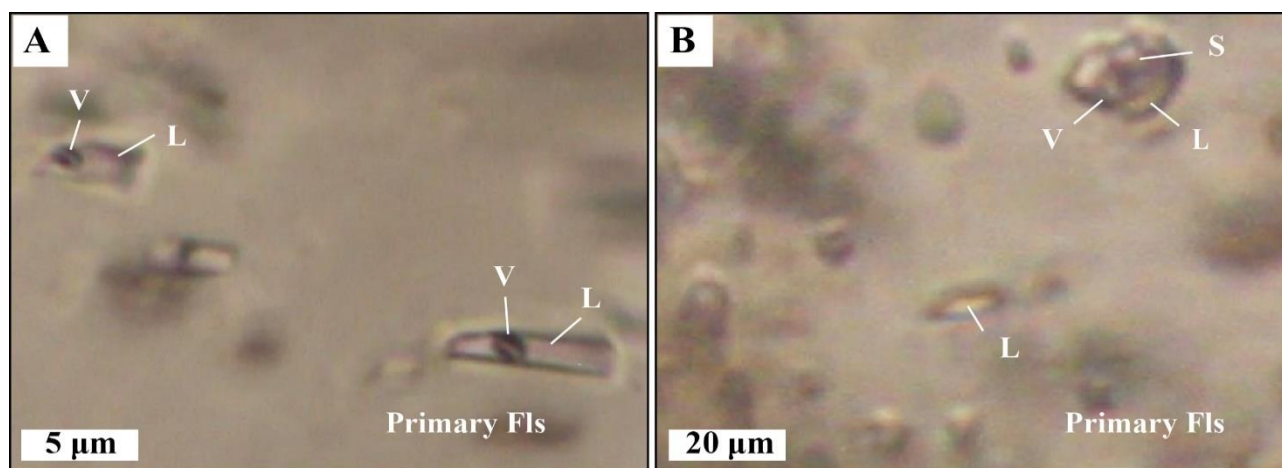
آزمایش همگن‌سازی (Th) بر روی میان‌بارهای سیال اولیه به دام افتاده در کانی باریت از هر دو رخساره نواری و رگه‌ای کانسار کمشچه انجام شد. نتایج میان‌بارهای سیال بررسی شده در جدول ۳ آمده است. گفتنی است شواهدی از نازک‌شدگی و نشست در میان‌بارهای باریت وجود داشت که در بررسی‌های ریزدماسنجی استفاده نشده است. میان‌بارهای سیال در باریت‌های نوع اول (نواری) بیشتر تک‌فازی (L) و دو فازی غنی از مایع (L>V)

محتوای کم REE می‌تواند منشأ قاره‌ای یا گرمایی باریت را نشان دهد (Guichard et al., 1979). همچنین محتوای پایین REE نشان می‌دهد که سیال سازنده احتمالاً از شورابه‌های حوضه تشکیل شده است؛ در حالی که سه نمونه دیگر باریت با ناهنجاری مثبت یوروپیم با سیال‌های گرمایی کم‌دما مقایسه می‌شوند (Nadoll et al., 2019). ناهنجاری Eu و Ce اطلاعات خوبی (دما، pH و فوگاسیته اکسیژن) روی شرایط فیزیکوشیمیایی سیال گرمایی می‌دهد (Bau and Dulski, 1995). بی‌هنجاری مثبت آشکار Eu می‌تواند بیانگر افزایش Eh در سیال مادر باشد (Lee et al., 2003). آب‌های جوی با سرد و رقیق کردن سامانه‌های گرمایی و یا سامانه‌های گرمایی سردتر با ناهنجاری منفی سریم و کاهش محتوای کل REE نمایان می‌شوند. هرچند در برخی موارد محتوای کم REE می‌تواند بیانگر کاهش برهم‌کنش سیال-سنگ باشد. Ce مرتبط با وضعیت اکسایش و pH بالاتر سیال است.

بین ۶ تا ۱۵ میکرون بوده و شکل چند گوش، بیضی، دوکی، دایره‌ای، مستطیلی و نامنظم دارند (شکل ۹-۱). آنها بیشتر از نوع دوفازی غنی از مایع ($L > V$)، تک فازی مایع (L) و سه فازی حاوی فاز جامد هالیت (LVH) هستند. دمای همگن شدن میان‌بارهای دوفازی غنی از مایع بین ۱۳۰ تا ۱۸۷ درجه سانتی‌گراد با میانگین ۱۴۲ درجه سانتی‌گراد و سه فازی هالیت‌دار بین ۱۹۲ تا ۲۱۰ درجه سانتی‌گراد است. میزان شوری میان‌بارهای سیال دوفازی‌های غنی از مایع بین ۹/۵ تا ۱۶/۰ درصد وزنی نمک طعام با میانگین ۱۴/۳ درصد وزنی معادل نمک طعام و در میان‌بارهای سیال سه فازی‌های حاوی هالیت ۳۶/۲ تا ۳۷/۰ درصد وزنی معادل نمک طعام هستند. چگالی این میان‌بارهای سیال به ترتیب بین ۰/۹ تا ۱/۰۴ و ۱/۱۶ تا ۱/۱۷ گرم بر سانتی‌متر مکعب محاسبه شده است. مقایسه نخستین دمای ذوب یخ برای باریت رگه‌ای-برشی، ترکیب مشابه باریت نواری-لایه‌ای را پیشنهاد می‌کند (جدول ۳) (Prokofiev et al., 2010).

هستند (جدول ۳). اندازه میان‌بارهای دوفازی موجود در باریت نواری ۶ تا ۱۳ میکرون و به شکل بیضی، دایره‌ای و نامنظم بوده است (شکل ۹-۱). اولین دمای ذوب یخ (Te) از ۲۹/۵- درجه سانتی‌گراد و دمای نهایی ذوب یخ بین ۷/۳- تا ۱۳/۱- درجه سانتی‌گراد است. دمای همگن‌شدگی این میان‌بارها در محدوده بین ۷۸ تا ۱۲۲ درجه سانتی‌گراد با میانگین ۱۰۱ درجه سانتی‌گراد و میزان شوری آنها بین ۱۰/۹ تا ۱۷/۰ درصد وزنی معادل نمک طعام با میانگین ۱۳/۱ درصد وزنی معادل نمک طعام است. چگالی میان‌بارهای سیال موجود در باریت نواری در محدوده بین ۱/۰۴ تا ۱/۰۶ گرم بر سانتی‌متر مکعب متغیر است. نخستین دمای ذوب یخ در میان‌بارهای سیال گویای آن است که سیال یک شورابه ساده دارای NaCl نیست؛ بلکه می‌تواند افزون بر حضور سدیم، بیانگر شرکت نمک‌های دو ظرفیتی دیگر مانند منیزیم در محلول کانه‌ساز باشد (Goldstein and Reynolds, 1994; Valenza et al., 2000).

اندازه میان‌بارهای سیال در باریت‌های نوع دوم (رگه‌ای-برشی)



شکل ۹. تصویرهای میکروسکوپی از میان‌بارهای سیال اولیه درون کانی باریت کانسار کمشچه (نور PPL). A: میان‌بارهای سیال دوفازی غنی از مایع مستطیلی و نامنظم در باریت نواری و B: میان‌بارهای کشیده تک فازی و نامنظم سه فازی حاوی هالیت در باریت رگه‌ای. اختصارها: L: مایع، V: بخار، S: جامد

Fig. 9. Photomicrographs of primary fluid inclusions trapped within barite mineral from the Komsheche deposit (PPL). A. Rectangular and irregular two-phase inclusions of banded barite, and B. Elongate single-phase and irregular three-phase inclusions in the barite vein. Abbreviations: L: Liquid, V: Vapor, S: Solid

جدول ۳. میان‌بارهای سیال و داده‌های ریزدماسنجی (T_{mice} ، T_e و شوری) باریت‌های کانسار کمشچه. اختصارها: T_h : دمای همگن شدن، T_e : دمای یوتکتیک (ذوب اولین قطعه یخ) و T_{mice} : دمای ذوب آخرین قطعه یخ و $T_{m-halite}$ دمای انحلال نمک

Table 3. Fluid inclusion and microthermometry data (T_e , T_{mice} and salinity) for the barites of the Komsheche deposit. Abbreviations: T_h : homogenization temperature, T_e : eutectic (first ice melting) temperature, T_{mice} : final ice-melting temperature, and $T_{m-halite}$ - halite dissolution temperature

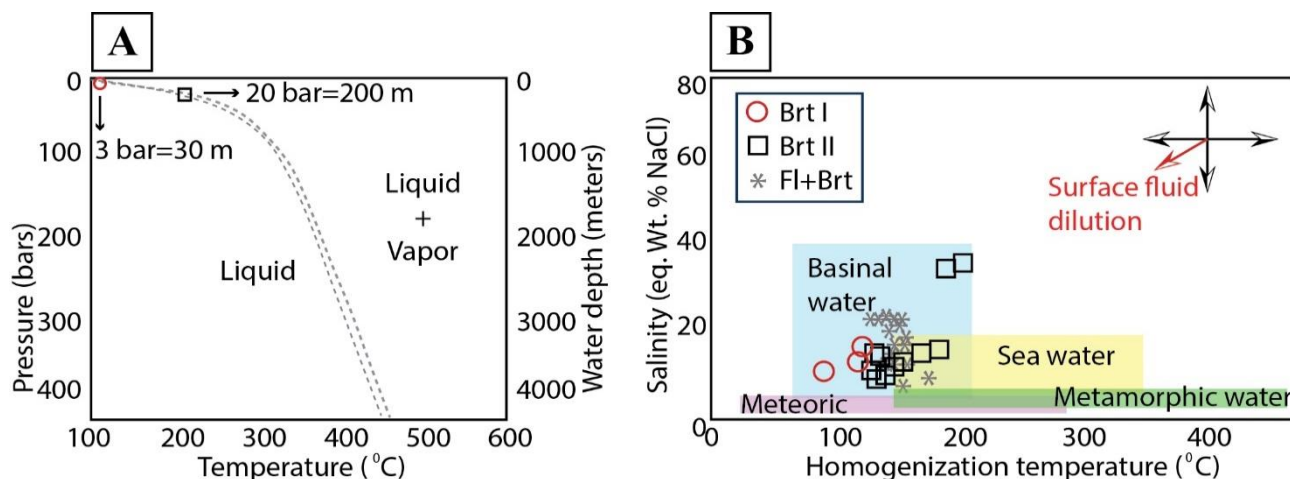
Ore facies	Size (μm)	Primary F.I	T_h ($^{\circ}\text{C}$)	T_e ($^{\circ}\text{C}$)	T_{mice} ($^{\circ}\text{C}$)	Salinity (wt.% eq. NaCl)	$T_{m-halite}$	Density (g/cm^3)
H-I Bedded	6 μ	LV	78	-	-	-	-	-
	13 μ	LV	90	-	-	-	-	-
	6 μ	LV	99	-	-	-	-	-
	7 μ	LV	103	-23.0	-7.3	10.9	-	1.04
	7 μ	LV	122	-29.5	-9.2	13.1	-	1.03
	11 μ	LV	122	-29.5	-13.1	17.0	-	1.06
H-II Vein and breccia	10 μ	LV	130	-29.5	-11.5	15.5	-	1.04
	7 μ	LV	132	-23.0	-7.1	10.6	-	1.01
	8 μ	LV	133	-26.6	-11.2	15.2	-	1.04
	6 μ	LV	135	-23.0	-6.4	9.7	-	1.00
	11 μ	LV	142	-29.5	-6.2	9.5	-	0.99
	15 μ	LV	150	-23.0	-8.2	11.9	-	1.00
	8 μ	LV	157	-29.5	-10.3	14.3	-	1.02
	11 μ	LV	173	-29.5	-11.2	15.2	-	1.02
	11 μ	LV	187	-26.6	-12.3	16.2	-	1.00
	13 μ	LVH	192	-	-	36.2	273	1.17
12 μ	LVH	210	-	-	37.0	284	1.16	

نهشت از سیال‌های گرمابی دما بالاتر (میانگین ۱۵۸ درجه سانتی‌گراد) و با میانگین شوری ۱۷ درصد وزنی معادل نمک طعام در پی کاهش دمای ناشی از رقیق‌شدگی سیال و کاهش ناگهانی فشار (ناشی از رخداد گسلش) تشکیل شده‌اند. بر اساس شواهد میان‌بارهای سیال، شورابه‌های حوضه‌ای با دامنه حرارتی دمای همگن‌شدگی ۷۸ تا ۱۲۲ درجه سانتی‌گراد و میانگین شوری حدود

برای تعیین فشار ستون آب دریا و برآورد بیشترین ژرفای آب در زمان تشکیل کانسار، با توجه به عدم شواهد فرایند جوشش در میان‌بارها، پیشینه دمای همگن‌شدگی میان‌بارهای سیال در شکل ۱۰-A نمایش داده شده است (Peter and Scott, 1997). در این نمودار عمق کانی‌سازی نوع نواری در ۳۰ متر زیر کف دریا تخمین زده شده است. به نظر می‌رسد باریت رگه‌ای، محصول

دولومیتی تریاس باریت را رسوب داده‌اند (شکل ۱۰-B).

۱۳/۵ درصد وزنی معادل نمک طعام در کانی‌سازی چینه‌سان همچون نوع رگه‌ای-برشی با وقوع رقیق‌شدگی سیال در توالی



شکل ۱۰. نمودار شوری به دمای همگن‌شدگی میان‌بارهای سیال باریت بررسی شده در کانسار کمشچه، A: ترسیم دمای همگن‌شدگی در نمودار هاس (Haas, 1971) برای تخمین فشار و ژرفای سیال باریت‌ساز (Roedder and Bodnar, 1980) و B: تعیین خاستگاه میان‌بارهای سیال باریت با تغییرات از کسلر (Kesler, 2005)، نمونه‌های نمایش داده شده به صورت ستاره‌های خاکستری از فرقانی تهرانی (Forghani Tehrani, 2003) هستند.

Fig. 10. Diagram of salinity vs. homogenization temperature of the studied barite fluid inclusions in the Komsheche deposit, A: Plot of homogenization temperature in the diagram (Haas, 1971) to estimate the pressure and depth of barite-forming fluid (Roedder, and Bodnar, 1980), B: to determine the origin of barite fluid inclusions after Kesler (2005). The representative samples as grey stars are from Forghani Tehrani (2003).

(Rajabzadeh, 2007)، متفاوت است. کمترین مقدار ایزوتوپ گوگرد (۱۸/۴ در هزار)، مربوط به نمونه باریت رخساره نواری-لایه‌ای است که شباهت زیادی با ترکیب ایزوتوپ گوگرد آب دریای هم‌زمان (تریاس میانی، ۱۸/۵ در هزار) دارد. از سوی دیگر تغییرات ایزوتوپی گوگرد به سوی کاهش مقادیر سبک‌تر می‌تواند ناشی از تفکیک ایزوتوپی در یک محیط بسته باشد. مقادیر ایزوتوپ گوگرد آب دریا در دوره تریاس میانی ۱۸/۵ تا ۲۱/۶ در هزار است (Nielsen and Rick, 1964; Rick, 1990). ترکیب ایزوتوپی گوگرد SO_4 آب دریای تریاس بالایی تا ژوراسیک در بازه ۱۳ تا ۱۶ در هزار قرار دارد (Claypool et al., 1980) و مقادیر ایزوتوپ گوگرد آب دریای کرتاسه بین ۲۰ تا ۲۲ قسمت در هزار است.

ایزوتوپ گوگرد و اکسیژن

برای شناخت منابع احتمالی سیال کانه‌دار، شش نمونه باریت کمشچه برای مطالعه ایزوتوپی مورد بررسی قرار گرفت. نتایج ایزوتوپ اکسیژن و گوگرد باریت در جدول ۴ نشان داده شده است. مقادیر $\delta^{34}S$ نمونه‌های باریت در محدوده ۱۸/۴۰ تا ۲۶/۳۴ قسمت در هزار CDT و مقادیر $\delta^{18}O$ آنها بین ۹/۸ تا ۱۴/۷ قسمت در هزار SMOW است. ترکیب ایزوتوپی اکسیژن تبخیری‌های تریاس بین ۸ تا ۱۱/۵ قسمت در هزار SMOW تخمین زده شده است (Claypool et al., 1980). چنان‌که در جدول ۴ مشاهده می‌شود، توزیع مقادیر ایزوتوپی گوگرد اندازه‌گیری شده با داده‌های قبلی (۲۲/۶ تا ۲۶/۷ در هزار) گزارش شده از فرقانی تهرانی و رجب‌زاده (Forghani Tehrani, 2003);

جدول ۴. مقادیر ایزوتوپ گوگرد و اکسیژن (% $\delta^{18}\text{O}$ و $\delta^{34}\text{S}$) از دو رخساره باریت در کانسار کمشچه
Table 4. $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{34}\text{S}$ (% $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{34}\text{S}$) values of two barite facies from the Komsheche deposit

Sample no.	Host rock	Deposition style	Mineralogy	$\delta^{34}\text{S}_{\text{CAD}}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$	Reference
NT-1	Shotori Formation	Layered	Br, Sd, Dol	18.4	-	present study
NT-2	Shotori Formation	Vein	Br, Qz, Dol	23.8	-	present study
NT-3	Shotori Formation	Vein	Br, Sd, Qz	26.34	-	present study
RF-1	Shotori Formation	Space filling	Br	22.6	-	previous study*
RF-2	Shotori Formation	Space filling	Br	23.4	-	previous study*
RF-3	Shotori Formation	Replacement	Br	26.7	-	previous study*
NT-4	Shotori Formation	Layered	Br, Ank, Dol	-	9.8	present study
NT-5	Shotori Formation	Vein	Br, Ank, Qz	-	11.2	present study
NT-6	Shotori Formation	Vein	Br, Qz, Fl	-	14.7	present study

* From Forghani Tehrani (2003) and Rajabzadeh (2007)

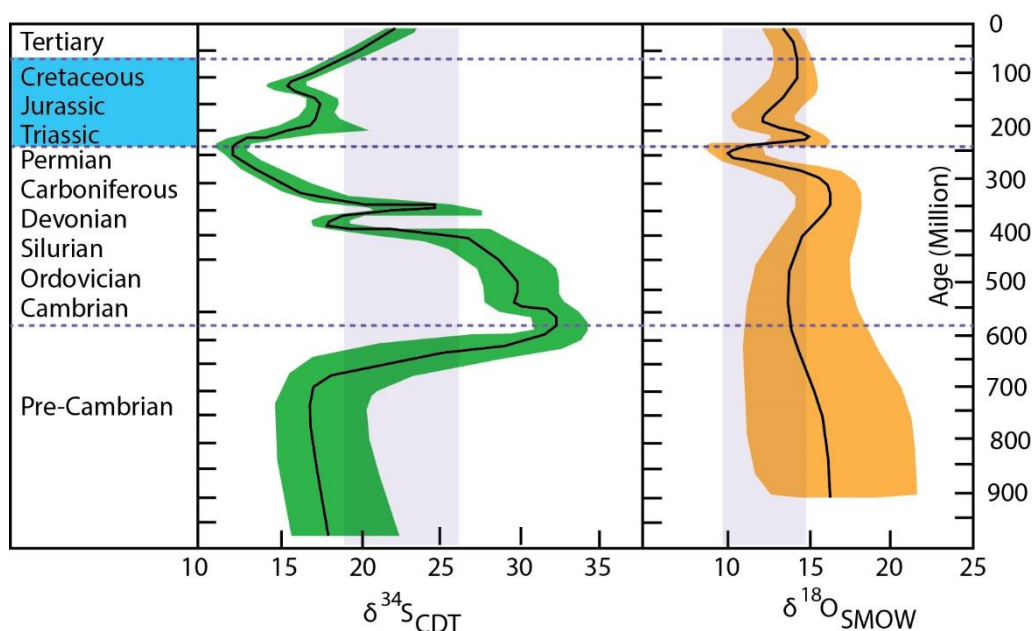
منشأ ایزوتوپ اکسیژن و گوگرد باریت

ترکیب ایزوتوپ اکسیژن و گوگرد سولفات‌ها با چهار عامل کنترل می‌شود: ترکیب ایزوتوپی سیالی که کانه از آن نهشته می‌شود، دمای نهشتگی، pH و فوگاسیته سیال در زمان کانه‌زایی و همچنین سهم نسبی کانی که از سیال نهشته می‌شود (Hoefs, 2004). با توجه به محدوده‌های ایزوتوپی گوگرد و اکسیژن در سامانه‌های زمین‌شناسی (Hoefs, 2009)، ترکیب ایزوتوپی گوگرد و اکسیژن باریت کمشچه اندکی به مقادیر ایزوتوپی دریای تریاس میانی نزدیک هستند (شکل ۱۱). آب دریا با بالابودن غلظت SO_4^- منبعی مهم برای گوگرد در نظر گرفته می‌شود. ترکیب ایزوتوپی گوگرد آب دریا در زمان زمین‌شناسی با $\delta^{34}\text{S}$ بین +۱۰ و +۳۰ قسمت در هزار تغییر کرده است و در آب دریای امروزی مقدار آن بین +۱۷ تا +۲۰ قسمت در هزار در نوسان است. باریتی که در یک سامانه باز در تماس مستقیم با آب دریا شکل می‌گیرد، ترکیب ایزوتوپ گوگرد آن از سولفات آب دریاست. منشأ گوگرد در سنگ‌های رسوبی از سولفات (ژپس و انیدریت) و سولفید (مانند پیریت) تأمین می‌شود. نمایش داده‌های ایزوتوپی

کمشچه، سازگاری اندکی با منحنی ایزوتوپی گوگرد تبخیری‌های تریاس دارد. ناهمگونی ایزوتوپی در نتایج ایزوتوپی گوگرد باریت کمشچه می‌تواند شواهدی از تغییرات گذرای آب دریا را نشان دهد. نتایج سبک‌تر ایزوتوپ گوگرد باریت با ویژگی‌های دیاژنز و رسوبی سازگاری دارد و به نظر می‌رسد یون سولفات باریت از دریای هم‌زمان (سولفات دریای تریاس و یا آب درون سازندی رسوب‌های تریاس) تأمین شده است. بیشتر نتایج باریت، از نظر ایزوتوپی سنگین‌تر و غنی‌شدگی بیشتری نسبت به آب دریای هم‌زمان (تریاس میانی) نشان می‌دهند (جدول ۴). مقادیر سنگین‌تر ایزوتوپ گوگرد می‌تواند متأثر از برهم‌کنش سیال-سنگ در سامانه بسته، تفریق ریلی و یا احیای باکتریایی آب دریا در طی دیاژنز باشد (Longstaffe, 1989). دمای به دست آمده (78°C) (>) برای میان‌بارهای باریت کمشچه نمی‌تواند سهم باکتری را در شکل‌گیری باریت‌ها تأیید کند. دمای مناسب احیای باکتریایی حدود 110°C درجه است؛ اما دمای بهینه برای این واکنش 60°C تا 80°C درجه سانتی‌گراد است. افزون بر این، حضور مواد آلی در بخش‌هایی از سازند به کاهیدگی ترموشیمیایی سولفات‌ها به وسیله

با مدت زمان طولانی تشکیل باریت در کمشچه همخوانی داشته باشد. باریت‌های دریایی غنی از ^{34}S بوده و محتوای کانی‌های آلومینوسیلیکات (Si, Al, Fe, Na, Mg) در آنها بیشتر است (Zhou et al., 2015a).

مواد آلی منجر شده است که طی آن با آزاد شدن مقادیر ناچیز H_2S فلزات سولفیدی به صورت پراکنده همراه با باریت رگه‌ای ته‌نشینی شده‌اند. شواهد نشان می‌دهد شرایط کاهیدگی حرارتی-شیمیایی سولفات که دمای ۸۰ تا ۱۳۰ درجه است، در مدت زمان طولانی فراهم می‌شود. تکرار و تناوب لایه‌های باریت نیز می‌تواند



شکل ۱۱. منحنی ترکیب ایزوتوپی $\delta^{34}\text{S}$ و $\delta^{18}\text{O}$ نمونه‌های باریت کانسار کمشچه در دوره‌های مختلف زمین‌شناسی از پرکامبرین تا به امروز. محدوده تغییرات ایزوتوپی اکسیژن و گوگرد باریت‌های کمشچه با هاله خاکستری نمایش داده شده است.

Fig. 11. Curve of $\delta^{34}\text{S}$ and $\delta^{18}\text{O}$ isotopic composition of barite samples from the Komsheche deposit in different geological periods from the Precambrian to the present. The range of oxygen and sulfur isotopic changes of Komsheche barites is displayed with a gray halo.

در شرایط محدود بودن سولفات همچون مراحل پایانی دیاژنز میزان کاهیدگی سولفات از میزان عرضه مجدد سولفات بیشتر است؛ لذا با گذشت زمان در طی ته‌نشینی باریت از سیال‌های درون سازندی تا زمانی که سولفات دوباره با تبادل انتشاری با ستون آب پوشاننده (سامانه باز) تأمین شود، غنی‌شدگی گوگرد ۳۴ در باریت‌ها اتفاق می‌افتد. به عبارتی، باریت‌های دیاژنزی مقادیر بسیار مثبت دارند. مقادیر ایزوتوپ گوگرد و اکسیژن باریت شکل گرفته

در شرایط محدود بودن سولفات همچون مراحل پایانی دیاژنز میزان کاهیدگی سولفات از میزان عرضه مجدد سولفات بیشتر است؛ لذا با گذشت زمان در طی ته‌نشینی باریت از سیال‌های درون سازندی تا زمانی که سولفات دوباره با تبادل انتشاری با ستون آب پوشاننده (سامانه باز) تأمین شود، غنی‌شدگی گوگرد ۳۴ در باریت‌ها اتفاق می‌افتد. به عبارتی، باریت‌های دیاژنزی مقادیر بسیار مثبت دارند. مقادیر ایزوتوپ گوگرد و اکسیژن باریت شکل گرفته

فرایندهای اصلی دیاژنتیکی بوده که به صورت فراگیر در منطقه کم‌شپه روی داده و تمامی اجزای توالی شتری را در بر گرفته است. علت نهستگی دولومیت می‌تواند با تزریق گاز CO₂ ناشی از دگرسانی مواد آلی یا هیدروکربن‌ها و یا گازهای آتشفشانی مرتبط باشد که سبب تجزیه سنگ میزبان کربنات می‌شود (Blasco et al., 2017). طبق پژوهش ساسن و همکاران (Sassen et al., 1994)، فرایندهایی که سبب می‌شود دولومیت در شرایط تدفین کم ژرفا از اکسایش هیدروکربن‌ها شکل بگیرند عبارتند از: فضاهای باز، اختلاف فشار و گاززدایی که به ته‌نشینی و رسوب محلول‌های اشباع از کربنات منجر می‌شود (Lepetit et al., 2019). آدابی (Adabi, 1996) بر این باور است که فرایند دولومیتی‌شدن در لایه‌های کربناته غنی از کربن آلی نسبت به رسوب‌های فاقد آن با سرعت فزاینده‌ای صورت می‌گیرد؛ لذا با اندازه‌گیری مقدار مواد آلی موجود در دولومیت‌های سازند شتری کوهبنان (تا ۳/۱ درصد) که شش برابر مقدار مواد آلی در آهک‌های همین سازند بوده، دریافته است بخشی از فرایند دولومیتی‌شدن در سازند شتری به غنی‌بودن افق‌هایی از سنگ‌های آهکی از کربن آلی در شرایط کاهیدگی حین تدفین، مرتبط بوده است و آن را مرتبط با به دام انداختن مقدار زیاد مواد آلی توسط اجزای جلبکی نظیر استراماتولیت‌ها دانسته است که به فراوانی در پهنه کشندی مشاهده می‌شود. موارد مطرح‌شده با حضور CO₂ و هیدروکربن در میان‌بارهای سیال فلوریت منطقه کم‌شپه همخوانی دارد (Rajabzadeh, 2007). در منطقه کم‌شپه در سازند شتری چندین نوع دولومیت دیاژنتیکی شامل دولومیت‌های ریز بلور و بی‌شکل که از آهک‌های میکرایتی شکل گرفته و گاهی تخلخل بین بلوری جزئی در آنها مشهود است، دولومیت‌های ریز تا متوسط بلور به صورت لوزی شکل و نیمه‌شکل‌دار، دولومیت‌های متوسط بلور (دولواسپارایت) که به صورت موزائیکی، ظاهری غبارآلود و با خاموشی موجی دیده می‌شود و دولومیت‌های درشت بلور و خودشکل آهن‌دار، دارای منطقه‌بندی (زین اسبی) که مرتبط با کانه‌زایی بوده و حفره پرکن هستند، شناسایی شده است.

اکسیژن بر نسبت‌های ایزوتوپی اکسیژن باشد (Zhou et al., 2015b). مقادیر سبک تر $\delta^{18}\text{O}$ نمونه‌های باریت کم‌شپه افزون بر سازگاری با مقادیر $\delta^{18}\text{O}$ تیخیری‌های تریاس، می‌تواند گویای آب درون سازندی در طی دیاژنز آغازین باشد و با گذر زمان در طی دیاژنز تأخیری، مقادیر ایزوتوپی اکسیژن سنگین تر خواهند شد (Claypool et al., 1980; Griffith et al., 2018). غنی‌شدگی ^{18}O ناشی از تفکیک ایزوتوپی اکسیژن است که از ویژگی‌های بارز باریت‌های دیاژنتیکی و تراوش سرد است (Torres et al., 1996). در این سامانه، H₂S که با گذشت زمان طی فرایند احیا سولفات موجود در آب درون سازندی به وجود می‌آید، از محیط خارج‌شده و سبب غنی‌شدگی ایزوتوپی اکسیژن سولفات باقی‌مانده می‌شود (Torres et al., 1996).

تحولات دیاژنتیکی در کانسار باریت کم‌شپه

سنگ‌های رسوبی بررسی شده از سازندهای شتری، نایبند و کربنات‌های کرتاسه زیرین، طیف وسیعی از فرایندهای دیاژنتیکی شامل بافت اسپارایتی (پرشدگی با کلسیت و دولومیت)، فشردگی در حاشیه بلورهای دولومیت، حاشیه دنداندار بلورهای دولومیت، فشردگی فسیل‌ها، دولومیت‌های دارای منطقه‌بندی و درزه‌های استیلولیتی را متحمل شده‌اند (شکل ۵-C و G). دولومیت‌ها بیشتر از نوع ثانویه هستند که درجه بالاتر دیاژنز را تأیید می‌کنند. مزروعی سبدانی و همکاران (Mazroei Sebdani et al., 2017)، بر پایه بررسی‌های سنگ‌نگاری و بررسی‌های دیاژنتزی از رخساره آواری سازند نایبند و عضو آهکی کرتاسه زیرین در برش کوه بجاره شمال شرق اصفهان، ساختارهای دیاژنتیکی را مربوط به مرحله مزوزنز (ژرفای بیش از ۲ کیلومتر) دانسته که تحت تأثیر مجموعه‌ای از فرایندهای هم‌زمان با رسوب‌گذاری، پس از رسوب‌گذاری طی دفن کم عمق تا عمیق و بالاآمدگی قرار گرفته‌اند که با بررسی‌های سنگ‌نگاری این پژوهش در منطقه کم‌شپه سازگاری دارد. دولومیت و کوارتز مهم‌ترین کانی‌های دگرسانی در منطقه کم‌شپه هستند. فرایند دولومیتی‌شدن از

رسوب‌های غنی از مواد آلی یا هیدروکربن دار است (Vandeginste et al., 2006). پیریت و باریت اتوژن در عمق ۷ تا ۱۵ متری زیر سطح دریا و در دیاژنز آغازین محصول جانبی از کاهندگی سولفات همراه با اکسایش بی‌هوازی متان هستند (Borowski et al., 2013). سیدریت در اتوژنز ترجیح می‌دهد در آب‌های فقیر از SO_4 شکل بگیرد (McAulay et al., 1994). در کمشچه آنکریت و سیدریت روی دیواره‌ی فضا‌های خالی تشکیل و سپس مواد آلی، باریت و سولفید رسوب کرده است (شکل ۶- C و D). مواد آلی پراکنده بوده و از کروژن و یا بی‌تومن تشکیل شده است (Dumoulin et al., 2013). شرایط احيایی حاکم بر محیط رسوب گذاری باعث افزایش ورود عنصر آهن به درون شبکه سنگ‌های کربناته می‌شود (Adabi, 2011). مجموعه دولومیت آهن دار، سیدریت، آنکریت و کلسیت در تدفین عمیق در منافذ خالی در دمای ۱۵۸ درجه سانتی‌گراد پدید آمده و سپس با کوارتز جانشین می‌شوند. احتمال دارد تغییرات pH سیال اهمیت نداشته و بیشتر وضعیت اشباع کربنات و سیلیکا مهم بوده باشد و سپس فشار سیال مربوط به سولفات تأخیری باشد. چون سولفات‌ها یک حلالیت پیش‌رونده در طی افزایش دمای تدفین دارند و بیشتر ترجیح می‌دهند حل شوند تا رسوب کنند. از این رو، حضور پیریت، انهیدریت و باریت در دیاژنز تأخیری به کاهش سولفات محلول نسبت داده می‌شود. علاوه بر حلالیت تبخیری‌ها و دگرسانی‌های دیاژنز، ضروری است که وضعیت غلظت‌های Mg^{2+} و Ca^{2+} و بی‌کربنات موجود در آب‌های درون سازندی بررسی شود. آب درون سازندی نسبت به آب دریا منیزیم پایین‌تری دارد که ممکن است مرتبط با ته‌نشینی دولومیت و دولومیت آهن دار باشد؛ در جایکه مقادیر بیشتر کلسیم در آن می‌تواند نتیجه‌ای از انحلال آهک و تغییر شکل اسمکتیت به ایلیت باشد (Moldovanyi and Walter, 1992). شکل‌گیری کربنات دیاژنز تأخیری ممکن است مربوط به غلظت کمتر بی‌کربنات در شورابه‌های تدفین عمیق باشد (Wilson and Long, 1993).

نوع آخر (دولومیت زین اسبی) شاخص دولومیتی شدن در محیط دفن عمیق (مزوژنز) است (Spötl and Pitman, 1998). ته‌نشینی سیمان‌هایی از نوع کوارتز و دولومیت زین اسبی همراه با تجزیه جزئی کائولینیت به دیکیت بیانگر دماهای نسبتاً بالا تا ۱۱۴ درجه سانتی‌گراد است (Parnell et al., 2000). افزون بر آن، رسوب دولومیت زین اسبی می‌تواند از سیال با شوری بالا و در دمای نسبتاً کم (۶۰ تا ۸۰ درجه) و بیشتر در بازه دمایی ۹۰ تا ۱۶۰ درجه سانتی‌گراد رخ دهد (Spötl and Pitman, 1998). بیشتر دولومیت‌های نسل اول (دولومیت‌های ناحیه‌ای) در چند متری از کف دریا در نتیجه اشباع زیاد سیال دولومیت‌ساز طی دیاژنز آغازین در دمای تقریبی کمتر از ۱۰ درجه سانتی‌گراد تشکیل شده است (Koeshidayatullah et al., 2022). تجزیه آلومینوسیلیکات‌ها و تبدیل اسمکتیت به ایلیت در دمای ۸۰ تا ۱۳۰ درجه سانتی‌گراد منبع اصلی تولید کوارتز است. هر چند در طی دیاژنز اولیه تبدیل کائولینیت به ایلیت (دمای ۷۰ درجه سانتی‌گراد و ژرفای بیش از ۲ کیلومتر) هم می‌تواند کوارتز تولید شود (McAulay et al., 1994). در دمای کمتر از ۶۰ درجه سانتی‌گراد قبل از تبدیل اسمکتیت به ایلیت، کائولینیت می‌تواند از فلدسپار پدید آید (Björkum and Gjelsvik, 1988). فلدسپار اتوژن (مانند هیالوفان) از تجزیه کوارتز و اسمکتیت به ایلیت در دمای کمتر از ۵۰ درجه سانتی‌گراد به وجود می‌آید (Björkum and Gjelsvik, 1988; Lynch et al., 1997). حضور کلریت سبز آهن‌دار در فازهای آخر در رخساره باریت نواری، می‌تواند در دمای بالای ۸۰ درجه سانتی‌گراد و تحت شرایط احيایی از رس‌هایی مانند اسمکتیت در طی دیاژنز اولیه منشأ گرفته باشد (شکل ۶- C) (Hillier et al., 1996; Lynch et al., 1997). سولفات در دمای بیش از ۱۰۰ درجه سانتی‌گراد در حضور کاهنده‌هایی همچون مواد ارگانیکی، می‌تواند کاهیده شود (Kiyosu and Krouse, 1990). حضور باریت و کمبود سولفید در کمشچه بیانگر چیرگی سولفات بر سولفید است که ناشی از نبود و یا محدودیت زیاد فرایند معمول کاهندگی سولفات در بین

کمتری داشتند، زمانی که فقیر از SO_4 بودند، می‌توانستند در باریم غنی‌شدگی پیدا کنند (Hanor, 2000).

چنان‌که در مقدمه اشاره شد، چهارگونه باریت در دریاها شکل می‌گیرد و جهت مقایسه با سازوکار تشکیل باریت کانسار کمشجه در ادامه تشریح شده‌اند. در باریت دریایی (پلاژیک) ریزبلورهای باریت (۱ تا ۵ میکرومتر) مستقیم از آب دریا ته‌نشین می‌شوند. برخی بر این باورند اکتاتاریا، آغازیان جانور مانند و باکتری‌ها نقشی مهم در شکل‌گیری باریت دریایی دارند؛ به ویژه صدف اکتاتاریا که می‌تواند تا هزاران گرم در تن باریم را در پوسته خود متمرکز کند و در آب دریای سولفات‌دار حل شده و زمانی که در ستون آب به اشباع می‌رسد، به صورت بلوری یا غیر بلوری ته‌نشین شود (Griffith and Paytan, 2012). باریت نوع گرمابی از سیال‌های غنی از باریم در همراهی با فعالیت‌های آتشفشانی-گرمابی در میان گسل‌های کششی یافت می‌شود. این نوع باریت از اختلاط با سولفات آب دریا پدید آمده و باریم آن از شست‌وشوی سنگ‌های قاره‌ای یا اقیانوسی و یا رسوب‌های پلاژیک غنی از باریم مشتق می‌شود. به عبارتی، با کاهش فشار، حلالیت باریت کاسته شده و با کاهش دما (کمتر از ۱۰۰ درجه سانتی‌گراد) باریت از سیال‌های گرمابی ته‌نشین می‌شود (Hanor, 2000). باریت می‌تواند در اطراف چشمه‌های آب گرم در دمای کمتر از ۱۲۰ درجه سانتی‌گراد و یا در حاشیه قاره‌ها (جریان حرارتی بالا) در دمای ۱۵۰ تا ۲۵۰ درجه سانتی‌گراد تشکیل شود (Hein et al., 2007). بلورهای باریت گرمابی کشیده، خودشکل و یا خورشیدی گاهی با منطقه‌بندی همراه هستند (Haymon and Kastner, 1981). باریت نوع دیاژنتیکی از آب درون‌سازندی در طی فرایندهای دیاژنز، زمین‌ساخت و افزایش فشارهای وارد بر واحدهای سنگی رخ می‌دهد. آب درون‌سازندی غنی از باریم با آب‌سازندی غنی از سولفات در مرزهای اکسایش-کاهش درون رسوب‌ها واکنش داده و باریت ته‌نشین می‌شود. زمانی که آب‌های درون‌سازندی بدون اکسیژن می‌شوند، شدت کاهیدگی سولفات نسبت به تولید سولفات در آب درون‌سازندی بیشتر می‌شود و

به نظر می‌رسد کاهش تدریجی میزان Mg و افزایش نسبی مقدار Ca در انواع دولومیت‌ها به افزایش ژرفا و دمای تدفین وابسته باشد (Moore et al., 2004). کریم‌زاده و آدابی (Karimzadeh and Adabi, 2008)، با بررسی عناصر اصلی و فرعی دولومیت‌های شتری کوه‌بنان بافق، منبع اصلی تأمین یون منیزیم در دولومیت‌های بسیار ریزدانه اولیه آب دریا و در مورد سایر انواع دولومیت‌های دیاژنتی را کانی‌های رسی سازند سرخ‌شیل (تبدیل اسمکتیت به ایلیت در حین دیاژنز)، شوراب‌های حوضه‌ای و انحلال فشاری بیان می‌کنند. هرچند برخی تبدیل ژپس به انهدریت را هم یکی از منابع تأمین منیزیم در دولومیت‌های دفنی می‌دانند (Boggs, 2009; Kaczmarek and Sibley, 2014; Jalilian, 2021). در حالی که کریم‌پور و صادقی (Karimpour and Sadeghi, 2018)، منبع منیزیم سیال‌ها را آب‌زدایی پوسته اقیانوسی در زمان فرورانش و مهاجرت آن از طریق گسل‌های ژرف تراستی می‌دانند.

سازوکار تشکیل باریت‌های رسوبی

برای ته‌نشینی باریت از سیال کانه‌دار، برهم‌کنش میان دو منبع باریم و سولفات ضروری است و اشباع سیال می‌تواند به حفظ نهشته باریت تا بعد از ترسیب آن کمک شایانی کند. باریم در پوسته زمین بیشتر با کانی‌های پتاسیم‌دار (پتاسیم-فلدسپار و پتاسیم-میکا) و کمتر با کلسیم در کلسیم-سیلیکات‌ها همراه است (Griffith and Paytan, 2012). متوسط باریم در انواع پوسته قاره‌ای بین ۴۳۰ تا ۶۳۵ گرم در تن است و دگرسانی سنگ‌های فلسیک حجم باریم زیادی تولید می‌کنند (Ogawa et al., 2005). گوگرد در پوسته زمین به سه شکل سولفید، سولفات و گوگرد طبیعی وجود دارد. ماندگاری سولفات و نسبت شوری آن در دریاها باز، ده میلیون سال طول می‌کشد؛ در حالی که زمان ماندگاری باریم در دریاها باز حدود هشت هزار سال است (Broecker and Peng, 1982). آب‌های دریایی کنونی غنی از سولفات و فقیر از باریم هستند؛ اما دریاها کهن که اکسیژن

انتقالی مشاهده می‌شود. بلورهای باریت تراوش سرد متخلخل، ستونی و صفحه‌ای با ساختار شعاعی هستند (Haymon and Kastner, 1981). باریت از تحرک مجدد باریت پلاژیکی در رسوب‌های کاهنده سولفات در طول حاشیه قاره و یا از شست‌وشوی باریت با خاستگاه قاره‌ای و یا شورابه‌های غنی در باریت منشأ می‌گیرد. زمانی که کربنات همراه باریت باشد نسبت باریت CH_4/Ba^{2+} سیال کانه‌دار بیش از ۴ و یا تا ۱۱ بوده است و در نسبت‌های پایین‌تر CH_4/Ba^{2+} تنها کانی باریت دیده می‌شود (Aloisi et al., 2004). سرعت ته‌نشینی باریت نوع تراوش سرد (مانند باریت‌های خلیج مکزیک) از باریت‌های گرمایی تولید شده در دودکش‌های زیر دریایی بیشتر است (Griffith and Paytan, 2012).

رخداد باریت در کانسار کمشچه

سازوکار تشکیل کانسارهای باریت لایه‌ای (مانند برون‌دمی-رسوبی، دیاژنز/تراوش سرد غنی از باریت، غنی‌شدگی بیولوژیکی و ...) در سال‌های اخیر مورد توجه زمین‌شناسان دنیا قرار گرفته است (Zhou et al., 2015b; Magnall et al., 2016; Griffith et al., 2018). طبق آخرین مدل‌های پیشنهادی، نوارها و لایه‌های باریت رسوبی در مرز شیمیایی سولفات-متان (بیوژنیک یا ترموژنیک) که به SMTZ مشهور است، درون یا بر روی رسوب‌های کف دریا تشکیل می‌شوند (Zhou et al., 2015b; Magnall et al., 2016; Zan et al., 2020). در این مدل دیاژنتیکی، غنی‌شدگی محلی باریت به تغییرات اکسایش-کاهش آب‌های کف دریا و درون سازندی، تحرک عناصر و جدایش انتخابی کانی‌ها در طول فرایند دیاژنز وابسته است (Slack et al., 2021).

بر پایه هم‌یافت کانیایی در کانسار کمشچه و به استناد بررسی‌های انجام‌شده در این پژوهش، ته‌نشینی چند مرحله‌ای باریت با روند دیاژنز سازگاری دارد. باریت‌زایی کمشچه در رسوب‌های سخت نشده دریایی کم‌ژرفا با انتشار رو به پایین سولفات و انتقال شارهای هیدروکربن و باریت‌دار از عمق به سمت بالا رخ داده است.

درجه اشباع سیال کاهش‌یافته و همراه با کاهش SO_4 و از دست‌دادن ذرات باریت، غلظت باریت در آب درون سازندی افزایش می‌یابد (Brumsack and Gieskes, 1983). بنابراین، باریت ممکن است در داخل رسوب‌ها منتشر شده و در اثر برهم‌کنش با محلول‌های حاوی SO_4 ، باریت دیاژنتیکی درون ستون رسوبی اغلب در مرز اُکسیک-آنوکسیک ته‌نشین شود (Breheret and Brumsak, 2000). هرچند ممکن است این اتفاق در برخی رسوب‌های ساب اُکسیک (زمانی که آب سازندی بدون سولفات است؛ ولی کاهیدگی سولفات رخ دهد) نیز دیده شود (McManus et al., 1998). تجزیه و تحلیل ترکیب شیمی آب سازندی (مانند غلظت SO_4)، فراوانی عناصر حساس به اکسایش-کاهش در رسوب‌های (اورانیوم، آهن، منگنز، مولیبدن و ید اتورن)، یا رخداد پیریت می‌تواند به درک این مطلب کمک کنند که آیا کاهیدگی سولفات درون ستون رسوب‌ها (هم اکنون یا گذشته) اتفاق افتاده است و باریت می‌توانسته در آب درون سازندی تحرک داشته باشد (Chun et al., 2010). پایداری ترمودینامیک باریت به حلالیت آن در محلول آبگین (آب دریا یا آب درون سازندی)، بود یا نبود اجزای فعال‌کننده دیگری که بتواند با باریت یا سولفات ترکیب شوند و همچنین تعادل کربنات-سولفات و سیلیکات-سولفات درون محیط بستگی دارد. بنابراین باریت دیاژنز آغازین درون ستون رسوب ته‌نشین و از بلورهای درشت ستونی تا بی‌شکل تشکیل شده است. منین و همکاران (Monnin et al., 2003) اهمیت انحلال سایر کانی‌ها به خصوص انهدریت را که سبب حفظ و ته‌نشینی باریت می‌شود، نشان داده‌اند. باریت نوع تراوش سرد هیچ ارتباطی به آتشفشان یا فعالیت‌های گرمایی نداشته و زمانی که رسوب‌ها تحت فشارهای قائم (زمین‌ساخت و فرایندهای هیدرولوژیکی) قرار گیرند، سیال‌های غنی از باریت و هیدروکربن از عمق به سمت بالا صعود کرده و طی برهم‌کنش آب-رسوب، درون رسوب‌ها و یا نزدیک کف دریا با آب دریای سولفات‌دار اختلاط پیدا می‌کنند. باریت نوع تراوش سرد در حاشیه فعال و غیرفعال قاره و گسل‌های

دریایی باشد که با نتایج میان‌بارهای سیال و ایزوتوپی اکسیژن همخوانی دارد. نسبت‌های ایزوتوپی استرانسیوم نشان‌دهنده است، باریم از سنگ‌های بستر به ویژه از دگرسانی فلدسپار سازندهای آواری پالئوزوئیک تولید می‌شود (Alaminia et al., 2021).

برای تعیین نوع کانسار باریت دریایی می‌توان ویژگی‌های شاخص کانسار کمشچه را با انواع باریت‌های پلاژیک، گرمابی، دیاژنز و تراوش سرد مقایسه کرد. نظر به نبود سنگ‌های آذرین در منطقه، شکل‌های صفحه‌ای، ستونی و متخلخل باریت و هم‌یافت کانیایی مشتمل بر کربنات‌های آهن‌دار، کوارتز، مواد آلی، کلریت و سولفید همراه باریت، همانندی زیادی میان ویژگی‌های شاخص کانسار باریت کمشچه با انواع باریت‌های دیاژنتیکی و تراوش سرد وجود دارد. در هر دو، تپه‌ها و پوسته‌های متخلخل از باریت در سطح برهم‌کنش آب-رسوب در کف دریا شکل می‌گیرد و همراه با باریت، مجموعه کربنات-پیریت-کوارتز و به ندرت سولفید چندفلزی رخ می‌دهد. در مراحل پایانی و رو به افول وابسته به تراوش‌های مجراهای زیردریایی، آب‌های درون سازندی غنی از متان و باریم، در رسوب‌های کف دریا در طول گسل‌های هم‌زمان با رسوب‌گذاری به سمت بالا راه یافته و با سولفات آب دریا یا آب درون سازندی در نزدیک SMTZ واکنش داده و باریت نوع تراوش سرد را پدید می‌آورد (Zhou et al., 2022). منشأ گوگرد، آب دریا یا آب درون سازندی و منشأ باریم رسوب‌های دارای مواد ارگانیکی است (Han et al., 2022). بر اساس شواهد زمین‌شیمیایی (محیط یوکسینیک و بی‌هوازی)، میان‌بار سیال (دما، شوری و عمق سیال کانه‌دار) و ایزوتوپ پایدار، باریت نواری-لایه‌ای در محیط دیاژنتزی شکل گرفته است و پس از گذشت ده‌ها میلیون سال سیال‌های باریم‌دار همراه با فشارهای زمین‌ساختی فعال شده و با آمیزش با محلول‌های سولفات در گسل‌های تراستی، باریت‌های رگه‌ای-برشی را شکل داده‌اند.

تشخیص باریت‌های دیاژنتیکی و تراوش سرد در تاریخچه زمین‌شناسی اطلاعاتی مهم درباره محیط‌های کهن (باروری اولیه محیط و شرایط اکسایشی-کاهشی) و شرایط دیاژنز مانند موقعیت

به عبارتی، یون‌های باریم از آب‌های احیایی درون سازندی (رسوب‌های حاوی مواد آلی) آزاد شده و به سمت بالا مهاجرت می‌کنند و شورابه‌های رسوبی و یا آب دریا در مسیرهای نفوذپذیر در بالای SMTZ که SO_4^{2-} را در دسترس دارد از نظر شیمیایی، قلیایی‌تر شده و سبب ته‌نشین شدن کانی‌های کربنات، آنکریت و باریت با سیمای چینه‌سان می‌شوند. این رخداد در دیاژنز آغازین و سامانه باز (از جهت تأمین سولفات) و مرتبط با اکسایش بی‌هوازی متان به وقوع پیوسته است. تشکیل پی‌درپی نوارهای باریت متأثر از سرعت رسوب‌گذاری، شار متان و انحلال و تحرک مجدد Ba^{2+} خواهد بود. همچنین شکل‌گیری نوارهای باریت، ارتباط نزدیکی با نوسانات اکسایش آب کف دریا دارد که پایداری SMTZ را می‌شکند. باریت در سامانه باز، مقادیر ایزوتوپ اکسیژن تبخیری‌های تریاس و گوگرد آب دریایی تریاس را حفظ کرده است. مقادیر سنگین ایزوتوپ مرتبط با آب سازندی در مراحل پایانی دیاژنز است که معمولاً در سامانه بسته و در نسبت بالای واکنش آب به سنگ است (Longstaffe, 1989). چنان‌که اشاره شد، سیال‌های احیایی حاوی سولفات بسیار کم، می‌توانند مقدار مشخصی باریم حل‌شده را در محلول که به صورت باریت ته‌نشین می‌شود، حمل کنند و زمانی که این سیال‌ها با آب دریایی غنی از سولفات اختلاط پیدا می‌کنند، بیشتر نمونه‌های باریت ته‌نشین شده از نظر ایزوتوپی غنی از ^{34}S می‌شوند. رقیق شدن ناشی از آمیختگی سیال‌ها و واکنش آب با سنگ‌های کربناته سبب ته‌نشین شدن باریت شده است. ساختارهای گسلی به عنوان مسیرهای اصلی سیال می‌توانند فراورده‌های دیاژنتزی را به سطح منتقل کنند (Mozafari et al., 2015; Immenhauser et al., 2007).

باریت رگه‌ای جوان‌تر بوده و از نظر چینه‌شناسی از سطوح عمیق‌تر (۲۰۰ متر) در طول گسل‌ها شکل گرفته است تا بتواند جانشین سنگ میزبان دولومیتی شود و غیرمحمول است که در محیط نزدیک کف دریا رخ داده باشد. سیال‌های عمیق به دلیل نازک‌شدگی پوسته و شیب حرارتی گرم شده‌اند. شوری بالا حتی در تدفین کم‌عمق، احتمال دارد مرتبط با حضور تبخیری‌های

می‌دهد.

تعارض منافع

هیچ‌گونه تعارض منافی توسط نویسندگان بیان نشده است.

قدردانی

بخشی از اطلاعات این مقاله مستخرج از پایان‌نامه کارشناسی ارشد نویسنده اول است که از حوزه معاونت محترم پژوهشی دانشگاه اصفهان برای فراهم آوردن امکانات پژوهشی قدردانی می‌شود. نویسندگان از مدیریت محترم شرکت باریت فلات ایران که امکان بازدید و نمونه‌برداری از بخش‌های مختلف معدن را فراهم کردند، تشکر می‌کنند. از پیشنهاد‌های سازنده داوران گرامی که با صرف زمان و رهنمودهای سازنده جهت اصلاح مقاله کمک به غنای هر چه بیشتر مقاله دارند و همچنین زحمات بی‌دریغ سردبیر ارجمند و دست اندرکاران محترم نشریه به خاطر فراهم کردن امکان انتشار این مقاله صمیمانه سپاسگزاری می‌شود.

SMTZ های قدیمه و شارهای کهن متان و وقایع مرتبط با باریم اقیانوس مزوزوئیک را نشان می‌دهد (Arndt et al., 2009; Kasten et al., 2012) که می‌تواند در شناسایی و اکتشاف منابع جدید باریت مفید باشد.

نتیجه‌گیری

بررسی چینه‌شناسی بیانگر آن است که کانسار باریت کمشچه در لاگون نیمه‌محصور (بخش ابتدایی یک رمپ کربناته) رخ داده که به دریای آزاد راه داشته است. از دید سنگ میزبان (دولومیت)، ریخت‌شناسی باریت (درشت‌بلورهای ستونی، صفحه‌ای و متخلخل)، شکل هندسی کانه‌زایی، ویژگی‌های ساختی و بافتی، گسترش جانبی زیاد در واحدهای کربناته تریاس میانی و کرتاسه زیرین، همراهی کانه‌زایی با دگرسانی کربناته-سیلیسی، کانی‌شناسی (کربنات‌های آهن‌دار، انواع کوارتز، مواد آلی و کلریت)، ویژگی‌های دمایی سیال و شواهد ایزوتوپ پایدار، شباهت زیادی با باریت‌های دریایی دیاژنز/ تراوش سرد نشان

References

- Adabi, M.H., 1996. Sedimentology and geochemistry of carbonates from Iran and Tasmania. Ph.D. Thesis, University of Tasmania, Tasmania, Australia, 470 pp. (in Persian with English abstract)
- Adabi, M.H., 2011. Sedimentary Geochemistry. Arian Zamin Publication, Tehran, 503 pp. (in Persian)
- Alaminia, Z., Tadayon, M., Griffith, E., Sole, J. and Corfu, F., 2021. Tectonic-controlled sediment-hosted fluorite-barite deposits of the central Alpine-Himalayan segment, Komsheche, NE Isfahan, Central Iran. *Chemical Geology*, 566: 120084. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2021.120084>
- 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>
- Amin-Rasouli, H., Moradi, M. and Baleshabadi, Z.S., 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://doi.org/10.22067/econg.2021.51781.85753>
- Anders, E. and Grevesse, N., 1989. Abundances of the elements: meteoric and solar. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 53(1): 197–214. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(89\)90286-X](https://doi.org/10.1016/0016-7037(89)90286-X)
- Arndt, S., Hetzel, A. and Brumsack, H.J., 2009. Evolution of organic matter degradation in Cretaceous black shales inferred from authigenic barite: a reaction-transport model. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 73(7): 2000–2022. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2009.01.018>
- Bau, M. and Dulski, P., 1995. Comparative Study of Yttrium and Rare Earth Element behaviors in Fluorine-rich Hydrothermal Fluids. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 119: 213–223. <https://doi.org/10.1007/BF00307282>
- Bjørkum, P.A. and Gjelsvik, N., 1988. An Isochemical model for formation of authigenic kaolinite, K-feldspar and Illite in sediments. *Journal of Sedimentary Research*, 58(3): 506–511. <https://doi.org/10.1306/212F8DD2-2B24-11D7-8648000102C1865D>
- Blasco, M., Auque, L.F., Gimeno, M.J., Acero, P. and Asta, M.P., 2017. Geochemistry, geothermometry and influence of the concentration of mobile elements in the chemical characteristics of carbonate-evaporitic thermal systems, The case of the Tiermas geothermal system (Spain). *Chemical Geology*, 466: 696–709. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2017.07.013>
- Boggs, S., 2009. *Petrology of Sedimentary Rocks*. Cambridge University Press, New York, 600 pp. <https://doi.org/10.1017/CBO9780511626487>
- Borowski, W.S., Rodriguez, N.M., Paull, C.K. and Ussler, W., 2013. Are ³⁴S-enriched authigenic sulfide minerals a proxy for elevated methane flux and gas hydrates in the geologic record. *Marine and Petroleum Geology*, 43: 381–395. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2012.12.009>
- Boyarko, G., Yu. and Bolsunovskaya, L.M., 2023. World's barite resources as critical raw material. *Mining Science and Technology (Russia)*, 8(4): 264–277. <https://doi.org/10.17073/2500-0632-2023-02-85>
- Breheret, J.G. and Brumsack, H.J., 2000. Barite concretions as evidence of pauses in sedimentation in the Marnes Bleues Formation of Vocontian Basin (SE France). *Sedimentary Geology*, 130(3–4): 205–228. [https://doi.org/10.1016/S0037-0738\(99\)00112-8](https://doi.org/10.1016/S0037-0738(99)00112-8)
- Broecker, W.S. and Peng, T.H., 1982. Tracers in the Sea. *Lamont-Doherty Geologic Observatory, Palisades, New York. BioScience*, 34(7): 452. <https://doi.org/10.2307/1309641>
- Brown, P.E., 1989. Flincor: A Microcomputer Program for the Reduction and Investigation of Fluid-Inclusion Data. *American Mineralogist*, 74(11): 1390–1393. Retrieved May 15, 2024 from https://www.researchgate.net/publication/279895263_FLINCOR_a_microcomputer_program_for_the_reduction_and_investigation_of_fluid-inclusion_data
- Brumsack, H.J. and Gieskes, J.M., 1983. Interstitial water trace-metal chemistry of laminated sediments from the Gulf of California, Mexico. *Marine Chemistry*, 14(1): 89–106. [https://doi.org/10.1016/0304-4203\(83\)90072-5](https://doi.org/10.1016/0304-4203(83)90072-5)
- Burnol, L., 1968. Contribution a l'etude des gisements de plomb et zinc de l'Iran. *Essais de*

- classification paragenetique. Geological Survey of Iran, Tehran, Report 11, 113 pp. Retrieved May 15, 2024 from <http://pascal-francis.inist.fr/vibad/index.php?action=getRecordDetail&idt=GEODEBRGM6803018446>
- Carter, S.C., Griffith, E.M. and Penman, D.E., 2016. Peak intervals of equatorial Pacific export production during the middle Miocene climate transition. *Geology*, 44(11): 923–926. <https://doi.org/10.1130/G38290.1>
- Chen, H., Tian, Z., Tuller-Ross, B., Korotev, R.L. and Wang, K., 2019. High-precision potassium isotopic analysis by MC-ICP-MS: an inter-laboratory comparison and refined K atomic weight. *Journal of Analytical Atomic Spectrometry*, 34(1): 160–171. <https://doi.org/10.1039/C8JA00303C>
- Chun, C.O.J., Delaney, M.L. and Zachos, J.C., 2010. Paleoredox changes across the Paleocene-Eocene thermal maximum, Walvis Ridge (ODP Sites 1262, 1263, and 1266): Evidence from Mn and U enrichment factors. *Paleoceanography and Paleoclimatology*, 25(4): 13. <https://doi.org/10.1029/2009PA001861>
- 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. *Journal of 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)
- Craddock, P.R. and Bach, W., 2010. Insights to magmatic-hydrothermal processes in the Manus back arc basin as recorded by anhydrite. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 74(19): 5514–5536. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2010.07.004>
- Deakin, M.K., Beaudoin, G. and Malo, M., 2015. Metallogeny of the Nicholas-Denys Pb–Zn–Ag deposit. Bathurst Mining Camp, Canada. *Ore Geology Reviews*, 66: 1–24. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2014.10.018>
- Dehairs, F., Chesselet, R. and Jedwab, J., 1980. Discrete suspended particles of barite and the barium cycle in the open ocean. *Earth and Planetary Science Letters*, 49(2): 528–550. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(80\)90094-1](https://doi.org/10.1016/0012-821X(80)90094-1)
- Dumoulin, J.A., Burruss, R.C. and Blome, C.D., 2013. Lithofacies, Age, Depositional setting, and Geochemistry of the Otuk Formation in the Red Dog district, northwestern Alaska. In: J.A. Dumoulin and C. Dusel-Bacon (Editors), *Studies by the U.S. Geological Survey in Alaska*, 2011. USGS Professional Paper 1705-B, U.S., pp. 32. Retrieved May 15, 2024 from <https://pubs.usgs.gov/pp/1795/b/pp1795b.pdf>
- Ehya, F. and Moalaye Mazraei, Sh., 2017. Hydrothermal barite mineralization at Chenarvardeh deposit, Markazi Province, Iran: Evidence from REE geochemistry and fluid inclusions. *Journal of African Earth Sciences*, 134: 299–307. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2016.11.006>
- Elswick, E.R. and Maynard, J.B., 2014. Bedded Barite Deposits: Environments of Deposition, Styles of Mineralization, and Tectonic Settings. In: H.D. Holland and K.K. Turekian (Editors), *Treatise on Geochemistry*, Second Edition, Elsevier, Oxford, 9: 629–656. <https://doi.org/10.1016/B978-0-08-095975-7.00720-8>
- Flügel, E., 2004. *Microfacies of Carbonate Rocks. Analysis, Interpretation and Application*. Geological Magazine, springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New York, 976 pp. <https://doi.org/10.1017/S0016756806221940>
- Flügel, E., 2010. *Microfacies of Carbonate Rocks. Analysis: Interpretation and Application*. Geological Magazine, springer Berlin, Heidelberg, New York, 153 pp. <https://doi.org/10.1007/978-3-642-03796-2>
- Forghani Tehrani, G., 2003. *Genetical and Geochemical Studies of Komsheche Barite Deposit, Isfahan province*. M.Sc. Thesis, Shiraz University, Shiraz, Iran, 266 pp. (in Persian with English abstract)
- Ghaedi, F., Taghipour, B., Somarin, k.A. and Fazli, S., 2023. Fluid Inclusions and REE Geochemistry of White and Purple Fluorite: Implications for Physico-Chemical Conditions of Mineralization; an Example from the Pinavand F Deposit, Central Iran. *Minerals*, 13(7): 836. (in Persian with English abstract) <https://doi.org/10.3390/min13070836>
- Ghazban, F., McNutt, R.H. and Schwarcz, H.P., 1994. Genesis of sediment-hosted Zn–Pb–Ba deposits in the Irankuh district, Esfahan area, west-central Iran. *Economic Geology*, 89(6): 1262–1278. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.89.6.1262>

- Ghomashi, M., 2009. Depositional environments and sequence stratigraphy of the Sorkh Shale and Shotori Formations (Lower and Middle Triassic) in the Tabas block. Ph.D. Thesis, Teacher Training University of Tehran, Tehran, Iran, 150 pp. (in Persian with English abstract)
- Ghorbani, M., 2008. Economic geology of natural and mineral resources of Iran. Pars Arian Zamin Publication, Tehran, 570 pp. (in Persian)
- Goldstein, R.H. and Reynolds, T.J., 1994. Systematics of Fluid Inclusions in Diagenetic Minerals. Society for Sedimentary Geology, Tulsa, Oklahoma, v. 31, 199 pp.
<https://doi.org/10.2110/scn.94.31>
- Griffith, E.M. and Paytan, A., 2012. Barite in the ocean-occurrence, geochemistry and palaeoceanographic applications. *Journal of Sedimentology*, 59(6): 1817–1835.
<https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.2012.01327.x>
- Griffith, E.M., Paytan, A., Wortmann, U.G., Eisenhauer, A. and Scher, H.D., 2018. Combining metal and nonmetal isotopic measurements in barite to identify mode of formation. *Chemical Geology*, 500: 148–158.
<https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2018.09.031>
- Guichard, F., Church, T.M., Treuil, M. and Jaffrezic, H., 1979. Rare earths in barites: distribution and effects on aqueous partitioning. *Geochemical et Cosmochim 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)
- Haas, J.L., 1971. The effect of salinity on the maximum thermal gradient of a hydrothermal system in hydrostatic pressure. *Economic Geology*, 66(6): 940–946.
<https://doi.org/10.2113/gsecongeo.66.6.940>
- Haftlang, R., Afghah, M., Aghanabati, S.A. and Parvaneh Nezhad Shirazi, M., 2017. Stratigraphy, Paleontology and Sedimentary Environment of Upper Cretaceous Rows, Bahar Section South Esfahan (Central Iran) and its Comparison with Poshte Jangal Anticline (South East of Lorestan Province), *Scientific Quarterly Journal of Geosciences*, 26(104): 309–319. (in Persian with English abstract)
<https://doi.org/10.22071/gsj.2017.50303>
- Han, T., Peng, Y. and Bao, H., 2022. Sulfate-limited euxinic seawater facilitated Paleozoic massively bedded barite deposition. *Earth and Planetary Science Letters*, 582, 117419.
<https://doi.org/10.1016/j.epsl.2022.117419>
- Hanor, J.S., 2000. Barite-celestine geochemistry and environments of formation. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 40(1): 193–275.
<https://doi.org/10.2138/rmg.2000.40.4>
- Hastorun, S., Renaud, K.M. and Lederer, G.W., 2016. Recent Trends in the Nonfuel Minerals Industry of Iran. U.S. Geological Survey, Reston, Virginia, Report 1421, 18 pp.
<https://doi.org/10.3133/CIR1421>
- Hautmann, M., 2001. Die Muschelfauna der Nayband formation (Obertrias, Nor-Rhat) des ostlichen Zentraliran. *Beringeria*, Wurzburg, 29: 1–181. <https://doi.org/10.23689/figeo-792>
- Haymon, R.M. and Kastner, M., 1981. Hot-spring deposits on the East Pacific Rise at 21°N: Preliminary description of mineralogy and genesis. *Earth and Planetary Science Letters*, 53(3): 363–381. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(81\)90041-8](https://doi.org/10.1016/0012-821X(81)90041-8)
- 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 2: Topical Studies in Oceanography*, 54(11–13): 1327–1349.
<https://doi.org/10.1016/j.dsr2.2007.04.011>
- Hillier, S., Son, B. and Velda, B., 1996. Effects of hydrothermal activity on clay mineral diagenesis in Miocene shales and sandstones from the Ulleung (Tsushima) back arc basin, East Sea (Sea of Japan), Korea. *Clay Minerals*, 31(1): 113–126.
<https://doi.org/10.1180/claymin.1996.031.1.10>
- Hoefs, J., 2004. Isotope Fractionation Mechanisms of Selected Elements. In: *Stable Isotope Geochemistry*. Springer Berlin, Heidelberg, 1–244 pp. https://doi.org/10.1007/978-3-662-05406-2_2
- Hoefs, J., 2009. *Stable Isotope Geochemistry*. Springer Verlag, Berlin Heidelberg, 286 pp. Retrieved May 15, 2024 from https://www.google.com/url?sa=t&source=web&rct=j&opi=89978449&url=http://www.udec.cl/~rriquelm/Stable_Isotope_Geochemistry_J_Hoef_s.pdf&ved=2ahUKEwjRL_a2mrmGAXXM8AIHHUuICjMQFnoECBMQAQ&usq=AOvVaw1OIAJ_KXEzoo9QNhtD0gH
- Immenhauser, A., Dublyansky, Y.V., Verwer, K., Fleitman, D. and Pashenko, S.E., 2007. Textural,

- Elemental, and Isotopic Characteristics of Pleistocene Phreatic Cave Deposits (Jabal Madar, Oman). *Journal of Sedimentary Research*, 77(2): 68–88. <https://doi.org/10.2110/jsr.2007.012>
- Jalilian, A.H., 2021. Comparison of dolomitization models of Triassic-Neocomian carbonates in the Eastern High Zagros. *Scientific Quarterly Journal of Geosciences*, 30(118): 165–179. (in Persian with English abstract) <https://doi.org/10.22071/gsj.2020.226477.1782>
- Jiang, Y., Wang, T. and Long, T., 2021. Research on listing barite as a strategic mineral resource. *Acta Geoscientica Sinica*, (2): 297–302. Retrieved May 15, 2024 from <http://en.cgsjournals.com/article/doi/10.3975/cagsb.2020.110204>
- Johnson, S.C., Large, R.R., Coveney, R.M., Kelley, K.D., Slack, J.F., Steadman, J.A., Gregory, D.D., Sack, P.J. and Meffre, S., 2017. Secular distribution of highly metalliferous black shales corresponds with peaks in past atmosphere oxygenation. *Mineralium Deposita*, 52(6): 791–798. <https://doi.org/10.1007/s00126-017-0735-7>
- Jones, B. and Manning, D.A.C., 1994. Comparison of geochemical indices used for the interpretation of palaeoredox conditions in ancient mudstones. *Chemical Geology*, 111(1–4): 111–129. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(94\)90085-X](https://doi.org/10.1016/0009-2541(94)90085-X)
- Kaczmarek, S.E. and Sibley, D.F., 2014. Direct physical evidence of dolomite recrystallization. *Sedimentology*, 61(6): 1862–1882. <https://doi.org/10.1111/sed.12119>
- Kalantar hormozi, H., Ehya, F., Rostami Paydar, GH. and Maleki, S., 2023. Formation of barite in the Ab torsh deposit, kerman province, iran: Insights from rate earth elements, O and S isotope, and fluid inclusions. *Geochemistry*, 83(4): 126024. <https://doi.org/10.1016/j.chemer.2023.126024>
- Karimpour, M.H. and Sadeghi, M., 2018. Dehydration of hot oceanic slab at depth 30-50 km: KEY to formation of Irankuh-Emarat Pb-Zn MVT belt, Central Iran. *Journal of Geochemical Exploration*, 194: 88–103. <https://doi.org/10.1016/j.gexplo.2018.07.016>
- Karimzadeh, F. and Adabi, M.H., 2008, Description of Different Kinds of Dolomites in Shotori Formation (Kouhbanan area) based on Petrographic and Geochemical Studies with a Reference to the Role of Shales in the Sorkh Shale Formation as a Major Source of Mg. *Scientific Quarterly Journal of Geosciences*, 18(69): 110–129. (in Persian with English abstract) <https://doi.org/10.22071/gsj.2009.57544>
- Kasten, S., Nothen, K., Hensen, C., Spieb, V. and Blumenberg, M., 2012. Gas hydrate decomposition recorded by authigenic barite at pockmark sites of the northern Congo Fan. *Geo-Marine Letters*, 32: 515–525. <https://doi.org/10.1007/s00367-012-0288-9>
- Kesler, S.E., 2005. Ore-forming fluids. *Elements*, 1(1): 13-18. <https://doi.org/10.2113/gselements.1.1.13>
- Kiyosu, Y. and Krouse, R.H., 1990. The role of organic and acid the in the sulfur abiogenic isotope reduction effect. *Geochemical Journal*. 24(1): 21–27. <https://doi.org/10.2343/geochemj.24.21>
- Koeshidayatullah, A., Al-Sinawi, N., Swart, P.K., Boyce, A., Redfern, J. and Hollis, C., 2022. Coevolution of diagenetic fronts and fluid-fracture pathways. *Scientific Reports* 12, 15 pp. <https://doi.org/10.1038/s41598-022-13186-1>
- Koski, R.A. and Hein, J.R., 2004. Stratiform barite deposits in the Roberts Mountains Allochthon, Nevada: A review of potential analogs in modern sea-floor environments. *Geological survey of U.S., United States*, Report 2209, 17 pp. <https://doi.org/10.3133/b2209H>
- Kusakabe, M., Mayeda, SH. And Nakamura, E., 1990. S, O and Sr isotope systematics of active vent materials from the Mariana backarc basin spreading axis at 18°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)
- Leach, D.L., Marsh, E., Emsbo, P., Rombach, C.S., Kelley, K.D. and Anthony, M., 2004. Nature of hydrothermal fluids at the shale-hosted Red Dog Zn-Pb-Ag deposits, Brooks Range, Alaska. *Economic Geology*, 99(7): 1449–1480. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.99.7.1449>
- Lee, S.G., Lee, D.H., Kim, Y., Chae, B.G., Kim, W.Y. and Woo, N.Y., 2003. Rare earth elements as indicators of groundwater environment changes in a fractured rock system: evidence from fracture-filling calcite. *Applied Geochemistry*, 18(1): 135–143. [https://doi.org/10.1016/S0883-2927\(02\)00071-9](https://doi.org/10.1016/S0883-2927(02)00071-9)
- Lepetit, P., Aehnelt, M., Viereck, L., Strauss, H., Abratis, M., Fritsch, S., Malz, A., Kukowski, N. and Totsche, K.U., 2019. Intraformational fluid

- flow in the Thuringian Syncline (Germany) Evidence from stable isotope data in vein mineralization of Upper Permian and Mesozoic sediments. *Chemical Geology*, 523: 133–153. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2019.05.001>
- Liu, J.M. and Liu, J.J., 1997. Basin fluid genetic model of sediment-hosted micro-disseminated gold deposits in the gold-triangle area between Guizhou, Guangxi and Yunnan. *Acta Mineralogical Sinica*, (In Chinese), 17(4): 448–456. Retrieved May 15, 2024 from <https://cir.nii.ac.jp/crid/1571980075689139712>
- Longstaffe, F.J., 1989. Stable isotopes as tracers in clastic diagenesis. In: I.E. Hutcheon (Editor), short course on Burial Diagenesis., Mineralogical Association of Canada, 15: 201–277 pp. Retrieved May 15, 2024 from https://www.researchgate.net/publication/313106116_Stable_isotopes_as_tracers_in_clastic_diagenesis
- Lydon, J.W., 2004. *Geochemistry of Sediments and Sedimentary Rocks: Evolutionary Considerations to Mineral Deposit Forming Environments*. Geoscience Canada, 31(3). Retrieved May 15, 2024 from <https://journals.lib.unb.ca/index.php/GC/article/view/2766>
- Lynch, F.L., Mack, L.E. and Land, L.S., 1997. Burial diagenesis of illite/smectite in shales and the origins of authigenic quartz and secondary porosity in sandstones. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 61(10): 1995–2006. [https://doi.org/10.1016/S0016-7037\(97\)00066-5](https://doi.org/10.1016/S0016-7037(97)00066-5)
- Magnall, J.M., Gleeson, S.A., Stern, R.A., Newton, R.J., Poulton, S.W. and Paradis, S., 2016. Open system sulphate reduction in a diagenetic environment – Isotopic analysis of barite ($\delta^{34}\text{S}$ and $\delta^{18}\text{O}$) and pyrite ($\delta^{34}\text{S}$) from the Tom and Jason Late Devonian Zn–Pb–Ba deposits, Selwyn Basin, Canada. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 180: 146–163. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2016.02.015>
- Mannani, M. and Yazdi, M., 2009. Late Triassic and Early Cretaceous sedimentary sequences of the northern Isfahan Province (Central Iran): stratigraphy and paleoenvironments. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 61(3): 367–374. <https://doi.org/10.18268/BSGM2009v61n3a6>
- Maynard, J.B. and Okita, P.M., 1992. Bedded barite deposits in the United States, Canada, Germany, and China; two major types based on tectonic setting. *Economic Geology*, 87(1): 200–201. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.87.1.200>
- Mazroei Sebdani, Z., Salehi, M.A., Pakzad, H.R. and Bahrami, A., 2017. The impact of siliciclastic and carbonate composition on the post depositional history: A case study from the Nayband Formation and the Lower Cretaceous sequences, Northeast Isfahan. *Journal Applied Sedimentology*, 5(10): 20–42. (in persian) <https://doi.org/10.22084/psj.2017.13323.1141>
- McAulay, G.E., Burley, S.D., Fallick, A.E. and Kuszniir, N.J., 1994. Palaeohydrodynamic fluid flow regimes during diagenesis of the Brent Group in the Hutton-NW Hutton reservoirs; constraints from oxygen isotope studies of authigenic kaolin and reverse flexural modelling. *Clay Minerals*, 29(4): 609–626. <https://doi.org/10.1180/claymin.1994.029.4.16>
- McManus, J., Berelson, W.M., Klinkhammer, G.P., Johnson, K.S., Coale, K.H., Anderson, R.F., Kumar, N., Burdige, D.J., Hammond, D.E., Brumsack, H.J., McCorkle, D.C. and Rushdi, A., 1998. Geochemistry of barium in marine sediments: implications for its use as a paleoproxy. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 62(21-22): 3453–3473. [https://doi.org/10.1016/S0016-7037\(98\)00248-8](https://doi.org/10.1016/S0016-7037(98)00248-8)
- Moldovanyi, E.P. and Walter, L.M., 1992. Regional trends in water chemistry, Smackover Formation, southwest Arkansas: Geochemical and physical controls. *The American Association of Petroleum Geologists, Bulletin*, 76(6): 864–894. <https://doi.org/10.1306/BDF890C-1718-11D7-8645000102C1865D>
- Monnin, C., Balleur, S. and Goffe, B. 2003. A thermodynamic investigation of barium and calcium sulfate stability in sediments at an oceanic ridge axis (Juan de Fuca, ODP legs 139 and 169). *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 67(16): 2965–2976. [https://doi.org/10.1016/S0016-7037\(03\)00177-7](https://doi.org/10.1016/S0016-7037(03)00177-7)
- Moore, T.S., Murray, R.W., Kurtz, C. and Schrag, D.P., 2004. Anaerobic methane oxidation and the formation of dolomite. *Earth and Planetary Science Letters*, 229(1–2): 141–154. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2004.10.015>
- Mozafari, M., Swennen, R., Balsamo, F., Clemenzi, L., Storti, F., El Desouky, H., Vanhaecke, F., Tueckmantel, C., Solum, J. and Taberner, C.,

2015. Paleofluid evolution in fault-damage zones: evidence from fault-fold interaction events in the Jabal Qusaybah anticline (Adam Foothills, North Oman). *Journal of Sediment Research*, 85(12): 1525–1551. <https://doi.org/10.2110/jsr.2015.95>
- Mucci, A., 1988. Manganese uptake during calcite precipitation from seawater: Conditions leading to the formation of a pseudokutnahorite. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 52(7): 1859–1868. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(88\)90009-9](https://doi.org/10.1016/0016-7037(88)90009-9)
- Nadoll, P., Sosnicka, M., Kraemer, D. and Duschl, F., 2019. Post-Variscan structurally controlled hydrothermal Zn-Fe-Pb sulfide and F-Ba mineralization in deep-seated Paleozoic units of the North German Basin: A review. *Ore Geology Reviews*, 106: 273–299. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2019.01.022>
- Nielsen, H. and Rieke, W., 1964. Schwefel-Isotopen verhältnisse von Evaporiten aus Deutschland; Ein Beitrag zur Kenntnis von $\delta^{34}\text{S}$ im Meerwasser-Sulfat. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 28(5): 577–591. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(64\)90078-X](https://doi.org/10.1016/0016-7037(64)90078-X)
- Ogawa, Y., Shikazono, N., Ishiyama, D., Sato, H. and Mizuta, T., 2005. An experimental study on felsic rock artificial seawater interaction: implications for hydrothermal alteration and sulfate formation in the Kuroko mining area of Japan. *Mineralium Deposita*, 39(4): 813–821. <https://doi.org/10.1007/s00126-004-0454-8>
- Parnell, J., Baron, M. and Boyce, A.J., 2000. Controls on kaolinite and dickite distribution, Highland Boundary Fault Zone, Scotland and Northern Ireland. *Journal of the Geological Society, London*, 157(3): 635–640. Retrieved May 15, 2024 from https://www.researchgate.net/publication/29813381_Controls_on_kaolinite_and_dickite_distribution_Highland_Boundary_Fault_Zone_Scotland_and_Northern_Ireland
- 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%3C0747:OOMBDS%3E2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(2002)030%3C0747:OOMBDS%3E2.0.CO;2)
- Pesarane Sharif, H. and Tadayon, M., 2023. Assess the controlling structures on the vein-type barite mineralization at the east of the Murchekhurt, North Isfahan. *Tectonics Journal*, 6(22): 46–70. (In Persian with English abstract). Retrieved May 15, 2024 from https://tectonics.birjand.ac.ir/article_2656.html
- Peter, J.M. and Scott, S.D., 1997. Windy Craggy, northwestern British Columbia: The worlds largest Besshi-type deposit. In: M. Lesher (Editor), *Volcanic associated massive sulfide deposits: processes and examples in modern and ancient setting*. *Reviews in Economic Geology, Canada*. 8(12): 261–295. <https://doi.org/10.5382/Rev.08.12>
- Potter, R.W.I., Clyne, M.A. and Brown, D.L., 1978. Freezing point depression of aqueous sodium chloride solutions. *Economic Geology*, 73(2): 284–285. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.73.2.284>
- Prokofiev, V.Y., Garofalo, P.S., Bortnikov, N.S., Kovalenker, V.A., Zorina, L.D., Grichuk, D.V. and Selektor, S.L., 2010. Fluid Inclusion Constraints on the Genesis of Gold in the Darasun District (Eastern Transbaikalia), Russia. *Economic Geology*, 105(2): 395–416. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.105.2.395>
- Radfar, J., Amini Chehragh, M.R. and Emani, M.H., 1999. Geological map of the Ardestan, scale 1:100000, Geological Survey of Iran. (in Persian)
- Rahmati, M. and Zahedi, M., 1995. Geological map of the Tarq Isfahan, Scale 1:100000, Geological Survey and Mineral Exploration of Iran. (in Persian)
- 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 Journal of Earth Sciences: An International Geoscience Journal of the Geological Society of Australia*, 60(2): 197–216. <https://doi.org/10.1080/08120099.2012.754792>
- Rajabzadeh, M.A., 2007. A fluid inclusion study of a large MVT barite-fluorite deposit: Komsheche, Central Iran. *Iranian Journal of Science and Technology, Transaction*, 31(1): 73–87. <https://doi.org/10.22099/ijsts.2007.2318>
- Ramseyer, K. and Mullis, J. 1990. Factors influencing short-lived blue cathodoluminescence of alpha-quartz, *American Mineralogist*, 75(7–8): 791–800. Retrieved May 15, 2024 from

- <https://pubs.geoscienceworld.org/msa/ammin/article-abstract/75/7-8/791/42403/Factors-influencing-short-lived-blue?redirectedFrom=fulltext>
- Rick, B., 1990. Sulphur and Oxygen isotopic composition of Swiss Gipskeuper (Upper Triassic). *Chemical Geology: Isotope Geoscience section*, 80(3): 243–250.
[https://doi.org/10.1016/0168-9622\(90\)90031-7](https://doi.org/10.1016/0168-9622(90)90031-7)
- Riedinger, N., Kasten, S., Groger Trampe, J., Franke, Ch. and Pfeifer, K., 2006. Active and buried authigenic barite fronts in sediments from the Eastern Cape Basin. *Earth and Planetary Science Letters*, 241(3–4): 876–888.
<https://doi.org/10.1016/j.epsl.2005.10.032>
- Roedder, E., Bodnar, R.J., 1980. Geologic pressure determinations from fluid inclusion studies. *Annual Review of Earth and Planetary Science*, 8: 263-301.
<https://doi.org/10.1146/annurev.ea.08.050180.001403>
- Salehi, M.A., Mazroei-Sebdani, Z., Pakzad, H.R., Bahrami, A., Fursich, F.T. and Heubeck, C., 2018. Provenance and palaeogeography of uppermost Triassic and Lower Cretaceous terrigenous rocks of central Iran. Reflection of the Cimmerian events. *Neues Jahrbuch fur Geologie und Palaontologie- Abhandlungen*, 288(1): 49–77. <https://doi.org/10.1127/njgpa/2018/0723>
- Sass, E. and Bein, A., 1988. Dolomites and salinity: a comparative geochemical study. In: Shukla, V., and Baker, P.A., eds: *Sedimentology and geochemistry of dolostones*. Society for Sedimentary Geology, 43: 223-233.
<http://dx.doi.org/10.2110/pec.88.43.0223>
- Sassen, R., MacDonald, I.R., Requejo, A.G., Guinasso, N.L., Kennicutt, M.C., Sweet, S.T. and Brooks, J.M., 1994. Organic Geochemistry of sediments from chemosynthetic communities, Gulf of Mexico Slope. *Geo-Marine Letters*, 14: 110–119. <https://doi.org/10.1007/BF01203722>
- Seyed Emami, K., 2003. Triassic in Iran. *Facies*, 48: 91–106. <https://doi.org/10.1007/BF02667532>
- Shafaezadeh, E., 2012. Mineralogical and fluid inclusion studies of fluorite and barites in the Pinavand area (northeast of Isfahan). M.Sc. Thesis, University of Isfahan, Isfahan, Iran, 112 pp.
- Shariat Madar, A. and Rastad, E., 2001. Sheshroodbar Fluorite Deposit, Sedimentary and Diagenetic fabrics and its Depositional Environment (Savad Kuh, Mazandaran Province). *Journal of Geosciences*, 10(41–42): 20–37. (in Persian with English abstract) Retrieved May 15, 2024 from <https://www.sid.ir/paper/31451/en>
- Shavvakhi, F., Madanipour, S. and Rastad, E., 2021. Structural analysis of the South Natanz Region, evidence for interaction of the dextral transpression on earlier thrust faults in central Iran. *Scientific Quarterly Journal of Geosciences*, 30(118): 255–268. (in Persian with English abstract)
<https://doi.org/10.22071/gsj.2020.210876.1732>
- Shirazi, A., Siab Ghodsi, A.A., Yazdi, M. and Bahrami, A., 2016. Biostratigraphy of Early Cretaceous sequences in the Mobarekeh Area (Deh Sorkh & Dizicheh sections), South-west of Esfahan based on Macrofossils & Microfossils, 34th symposium of geological society of Iran, Tehran, Iran.
- Shirzade, M., Vaziri-Moghaddam, H., Bahrami, A. and Seyrafian, A., 2019. Biostratigraphy of Dariyan Formation in Lar Anticline (north east Gachsaran) and Lower Cretaceous sediments in Kolah-Ghazi area (south-east Isfahan). *Iranian journal of petroleum Geology*, 9(17): 1–15. Retrieved May 15, 2024 from https://www.google.com/url?sa=t&source=web&rct=j&opi=89978449&url=https://www.sid.ir/fa/VEWSSID/J_pdf/H8002013981701.pdf&ved=2ahUKEwi3pevu8aGAXWN_AIHHSqFDNkQFnoECBcQAQ&usg=AOvVaw3FjGnQXXc3wEYGOqpxh_Lp
- Skelton, P.W. and Gili, E., 2012. Rudists and carbonate platforms in the Aptian: A case study on biotic interactions with ocean chemistry and climate. *Sedimentology*, 59(1): 81–117. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.2011.01292.x>
- Slack, J.F., McAleer, R.J., Shanks, W. and Dumoulin, J.A., 2021. Diagenetic Barite-Pyrite-Wurtzite Formation and Redox Signatures in Triassic Mudstone, Brooks Range, Northern Alaska. *Chemical Geology*, 585: 120568. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2021.120568>
- Spangenberg, J., Lavric, J., Meisser, N. and Serneels, V., 2010. Sulfur isotope analysis of cinnabar from Roman wall paintings by elemental analysis/isotope ratio mass spectrometry-tracking

- the origin of archaeological red pigments and their authenticity. *Rapid Communications in Mass Spectrometry Journals*, 24(19): 2812–2816. <https://doi.org/10.1002/rcm.4705>
- Spötl, C. and Pitman, J.K., 1998. Saddle (Baroque) Dolomite in Carbonates and Sandstones: A Reappraisal of a Burial-Diagenetic Concept. In: S. Morad (Editor), *Carbonate Cementation in Sandstones*. IAS Special Publication. International Association of Sedimentologists - Blackwell Scientific Publications, Oxford, 437–460. <https://doi.org/10.1002/9781444304893.ch19>
- Tajeddin, A.H., Hassankhanlou, S. and Mohajjel, M., 2018. Geology, Mineralogy and fluid inclusion studies of the Abdossamadi barite deposit, Northeast Marivan. *Scientific Quarterly Journal Geosciences*, 28(109): 97–109. (in Persian with English abstract) <https://doi.org/10.22071/gsj.2017.82349.1085>
- Talebi, Z., Kangazian, A.H. and Nasr esfahani, A., 2016. Mining characteristic and its Relationship to the Microfacies and Sedimentary Environment of the lower Cretaceous Succession in the Deh-Sorkh mine, (Southwestern of Esfahan). *Journal of New Findings in Applied Geology*, 10(19): 126–146. Retrieved May 15, 2024 from https://nfag.basu.ac.ir/article_1540_1d8c812d5206418a6826bda8d0c703c2.pdf?lang=en
- Taylor, H.P., Frechen, J. and Degens, E., 1967. Oxygen and carbon isotope studies of carbonatites from the Laacher See District, West Germany and the Alno District, Sweden. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 31(3): 407–430. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(67\)90051-8](https://doi.org/10.1016/0016-7037(67)90051-8)
- Torres, M.E., Brumsack, H.J., Bohrmann, G. and Emeis, K.C., 1996. Barite fronts in continental margin sediments: A new look at barium remobilization in the zone of sulfate reduction and formation of heavy barites in authigenic fronts. *Chemical Geology*, 127(1–3): 125–139. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(95\)00090-9](https://doi.org/10.1016/0009-2541(95)00090-9)
- Tostevin, R., Shields, G.A., Tarbuck, G.M., He, T., Clarkson, M.O. and Wood, R.A., 2016. Effective use of cerium anomalies as a redox proxy in carbonate-dominated marine settings. *Chemical Geology*, 438: 146–162. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2016.06.027>
- Valenza, K., Moritz, R., Mouttaqi, A., Fontignie, D. and Sharp, Z., 2000. Vein and karst barite deposits in the western Jebilet of Morocco: Fluid inclusion and isotope (S, O, Sr) evidence for regional fluid mixing related to central Atlantic rifting. *Economic Geology*, 95(3): 587–606. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.95.3.587>
- Vandeginste, V., Swennen, R., Gleeson, S.A., Ellam, R.M., Osadetz, K. and Roure, F., 2006. Development of secondary porosity in the Fairholme carbonate complex (southwest Alberta, Canada). *Journal of Geochemical Exploration*, 89(1–3): 394–397. <http://doi.org/10.1016/j.gexplo.2005.11.088>
- Veizer, J. and Hoefs, J., 1976. The nature of O^{18}/O^{16} and C^{13}/C^{12} secular trends in sedimentary carbonate rocks. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 40(11): 1387–1395. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(76\)90129-0](https://doi.org/10.1016/0016-7037(76)90129-0)
- Whitehead, R.E., 1973. Environment of stratiform sulphide deposition; variation in Mn: Fe ratio in host rocks at Heath Steele Mine, New Brunswick, Canada. *Mineralium Deposita*, 8(2): 148–160. <https://doi.org/10.1007/BF00206125>
- Whitney, D.L. and Evans, B.W., 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist*, 95(1): 185–187. <http://dx.doi.org/10.2138/am.2010.3371>
- Widanagamage, I.H., Griffith, E.M., Singer, D.M., Scher, H.D., Buckley, W.P. and Senko, J.M., 2015. Controls on stable Sr-isotope fractionation in continental Barite. *Chemical Geology*, 411: 215–227. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2015.07.011>
- Widanagamage, I.H., Schauble, E.A., Scher, H.D. and Griffith, E.M., 2014. Stable Strontium Isotope fractionation in synthetic barite. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 147: 58–75. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2014.10.004>
- Wilson, T. and Long, D., 1993. Geochemistry and Isotope chemistry of Michigan Basin brines: Devonian formations. *Applied Geochemistry*, 8(1): 81–100. [https://doi.org/10.1016/0883-2927\(93\)90058-O](https://doi.org/10.1016/0883-2927(93)90058-O)
- Yao, W., Paytan, A., Griffith, E.M., Martínez-Ruiz, F., Markovic, S. and Wortmann, U.G., 2020. A revised seawater sulfate S-isotope curve for the Eocene. *Chemical Geology*, 532: 119382. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2019.119382>

- Yilmaz, T.I., Duschi, F. and Genova, D.D., 2016. Feathery and network-like filamentous textures as indicators for the re-crystallization of quartz from a metastable silica precursor at the Rusey Fault Zone, Cornwall, UK. *Solid Earth Discussions*, 7(6): 1509–1519. <https://doi.org/10.5194/se-2016-61>
- Yousefi, M. and Behbahani, R., 2017, Organic geochemistry of the Late Triassic Nayband Formation at the Parvadeh area, Tabas, East-Central Iran. *Applied Sedimentology*, 4(8): 22–41. (in Persian)
<https://doi.org/10.22084/psj.2016.1677>
- Zan, B., Yan, J., Liu, S., Mou, C. and Ran, B., 2020. Llandovery (Lower Silurian) Nodular Barite from the Northern Margin of Yangtze Block, South China, and its Paleooceanographic Implications. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 537: 109–415. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2019.109415>
- Zhou, X., Chen, D., Dong, S., Zhang, Y., Guo, Z., Wei, H. and Yu, H., 2015a. Diagenetic barite deposits in the Yurtus Formation in Tarim Basin, NW China: implications for barium and sulfur cycling in the earliest Cambrian. *Precambrian Research*, 263: 79–87. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2015.03.006>
- Zhou, H., Wang, M., Ding, H. and Du, G., 2015b. Preparation and Characterization of Barite/TiO₂ Composite Particles. *Advances in Materials Science and Engineering*, 7: 1-8. <https://doi.org/10.1155/2015/878594>
- Zhou, X., Li, R., Tang, D., Huang, K., Liu, K. and Ding, Y., 2022. Cold seep activity in the early Cambrian: Evidence from the world-class shale-hosted Tianzhu barite deposit, South China. *Sedimentary Geology*, 439: 106220. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2022.106220>