Shahid Chamran University of Ahvaz
OPEN ACCESS Adv. Appl. Geol. Winter 2026, Vol. 15 (4): 87 - 105

Research Article

Ore Deposition Processes in the Qamishlu Lead Deposit, Southwest Isfahan, Iran: Insights from Geological, Structural-Textural, and Sulfur Isotope Evidence

Mostafa Nejadhadad[1]*, Somayeh Salamab Ellahi[2]

1- Department of Advanced Materials and renewable energy, Iranian research organization for science and technology, Tehran, Iran
2- Department of Geology, Faculty of Earth Science, Shiraz University, Shiraz, Iran

Keywords: *epigenetic sulfide mineralization, geological evidence, structural controls, Qamishlu lead deposit, Isfahan.*

1-Introduction

Lead and zinc deposits with a sedimentary association constitute a major global source of base metals. Mississippi Valley-Type (MVT) deposits are particularly more important, characterized by epigenetic sulfide mineralization hosted in carbonate rocks, often without genetic relation to igneous activity (Leach et al., 2005). MVT deposits typically form through migration of metal-bearing basinal brines into carbonate host rock sequences, where metals precipitate due to fluid mixing, changes in redox conditions, or fluid-rock interaction (Anderson & Garven, 1987; Hanor, 1996).

The Qamishlu lead deposit, located approximately 60 km south of Isfahan, Iran, is situated within the Sanandaj-Sirjan metamorphic zone (SSZ). The SSZ is a part of the larger Zagros orogenic belt (Alavi, 1994). This zone hosts numerous carbonate-hosted lead-zinc deposits, many of which exhibit features typical of MVT systems (Ghazban et al., 1994; Nejadhadad et al., 2023). The Qamishlu deposit lies within the southern section of the Isfahan-Malayer metallogenic belt, where Lower Cretaceous carbonate rocks, structural deformation, and fluid flow pathways converge to form suitable conditions for mineralization.

The aims of this study are to characterize the ore paragenesis and alteration features, define the structural and lithological factors governing mineral deposition, analyze sulfur isotope signatures to determine the source to exploring redox conditions of mineralizing fluids and finally develop a comprehensive genetic model applicable to the regional exploration of lead-zinc deposits in the SSZ.

2-Material and methods

The materials and methods used in this study include the field and petrographic studies. Detailed field mapping and structural analysis were conducted over the Qamishlu area, focusing on fault zones, lithologic contacts, breccia, and mineralized veins. Samples were selected to represent various ore zones, host rocks, and alteration types. Thirty polished and thin sections were prepared and examined using reflected and transmitted light microscopy at Kharazmi University, enabling a detailed study of ore textures, mineral associations, and paragenesis. To better understand mineral chemistry and fine textures, four ore samples were analyzed using a TESCAN VEGA III SEM with an EDS detector at Alzahra University. These analyses allowed for semi-quantitative identification of ore and gangue phases, including identification of inclusion relationships and reaction rims. Ten pure mineral separates of galena, pyrite, and barite were hand-picked using a binocular microscope. Isotope ratios were measured using Isotope Ratio Mass Spectrometry (IRMS) at the Munster isotope research center following standardized procedures using V_2O_5 for combustion and mass separation of SO_2 (Ohmoto & Goldhaber, 1997). Results are reported as $\delta^{34}S$

* Corresponding author: mostafanejadhadad@irost.ir
DOI: 10.22055/aag.2026.50275.2528
Received: 2025-07-27
Accepted: 2026-02-01

ISSN: 2717-0764

values (‰) relative to the Cañon Diablo Troilite (CDT), with ±0.4‰ accuracy. This technique provides insights into sulfur sources, redox pathways, and fractionation processes, which are essential for distinguishing between bacterial sulfate reduction (BSR), thermochemical sulfate reduction (TSR), or direct magmatic sulfur input (Anderson, 1991; Hitzman & Beaty, 1996).

3-Results and discussions

3-1- Geological Setting

The Qamishlu lead deposit is one of the lead-zinc deposits in the Isfahan-Malayer metallogenic belt, located within the Sanandaj-Sirjan metamorphic zone (Fig. 1). The Sanandaj-Sirjan zone represents a complex tectonic region shaped by the closure of the Neotethys and associated thrusting, strike-slip faulting, and basin development (Berberian & King, 1981; Alavi, 1994). These structural features are critical for fluid focusing, especially in MVT systems where metal-bearing brines migrate long distances (Evans, 1993; Corbella et al., 2004).

The host rocks are massive, thick-bedded Lower Cretaceous limestones (K3 unit), which have been structurally juxtaposed against Jurassic shales and sandstones due to intense NE-SW trending faulting (Fig. 1).

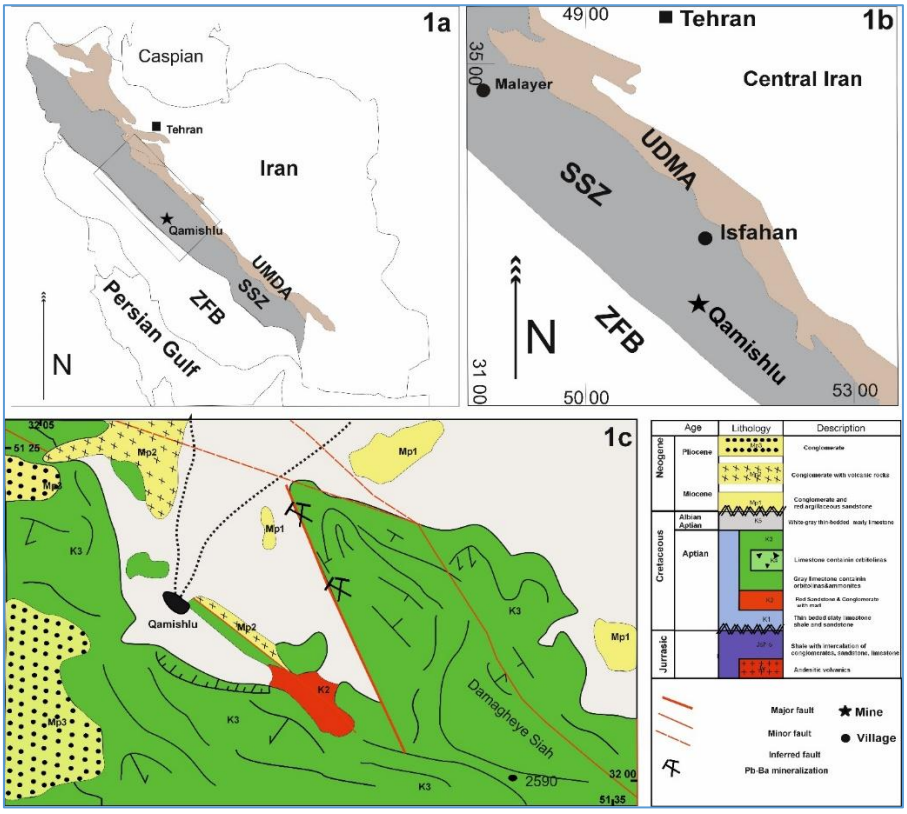


Figure 1. a: Location of the Qamishlu lead deposit in Iran. b: Location of the Qamishlu deposit within the Sanandaj–Sirjan metamorphic zone. c: Geological map of the study area (modified from Zahedi et al., 1967).

3-2- Ore Paragenesis and Textures

Ore mineralization at Qamishlu occurs within brecciated and fractured limestone, typically along NE-SW trending structures. Ore is present in several forms, including open-space fillings (veins, vugs), breccia matrix cementation, and replacement textures in carbonate host rocks (Fig. 2).

The main ore minerals are galena, pyrite, sphalerite, tetrahedrite, and minor chalcopyrite. Galena occurs as early coarse euhedral crystals associated with pyrite and sphalerite, and a later massive form with barite and calcite filling voids. Barite occurs in radiating clusters or massive veins, either coeval with galena or

ISSN: 2717-0764
CC BY

overprinting it. The co-precipitation of barite and galena implies episodic fluid flow or mixing of sulfate- and sulfide-rich fluids (Hanor, 2000; Anderson, 2008). SEM-EDS analysis confirmed the mineral identities and revealed fine inclusions of pyrite and sphalerite within galena, supporting a stepwise precipitation sequence (Fig. 3).

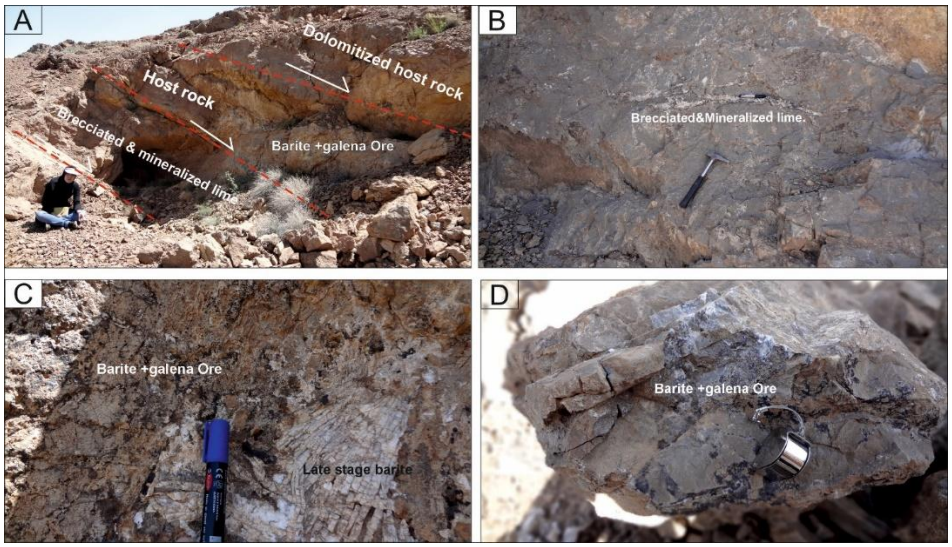


Figure 2. A: Mineralization of galena and barite in open spaces of the shear zone of massive limestone (view towards northwest). B: Fracturing and brecciation of the massive limestone host rock filled with ore minerals. C: he coarse-crystalline barites, formed at a later stage, fill the void spaces remaining from the primary galena mineralization stage. D: hand specimen of galena-rich mineralization deposited in the shear fracture space.

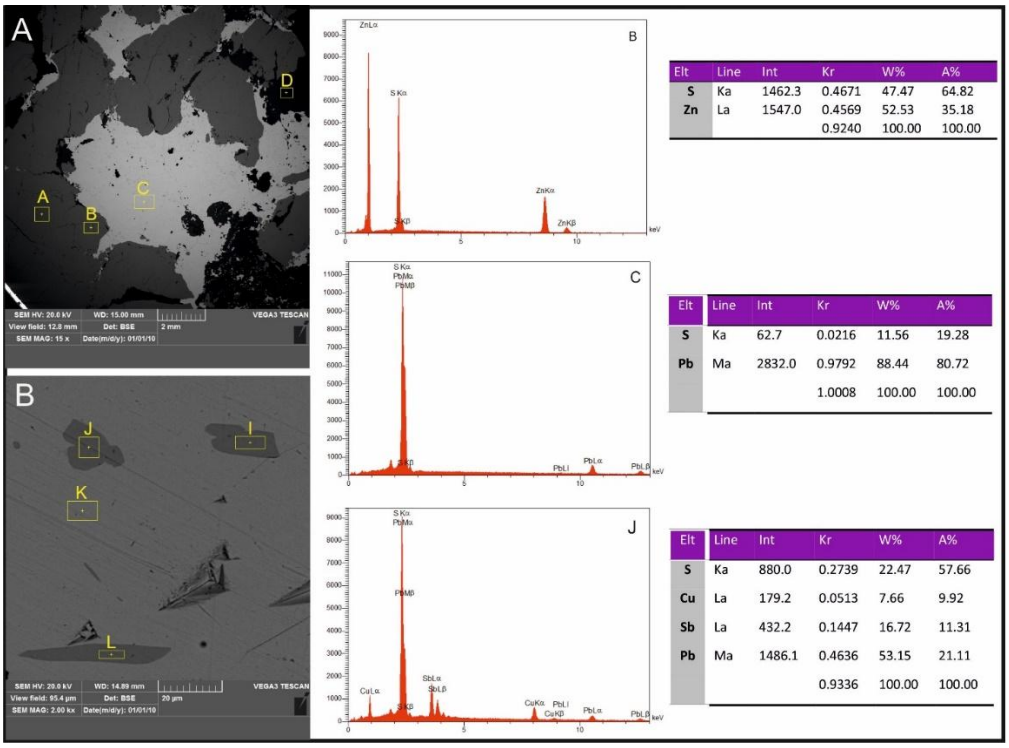


Figure 3: SEM study images showing: A. Samples of galena and sphalerite, along with EDS spectra and chemical composition tables of the main mineral elements corresponding to points B and C (right-side figure). B. Identification

ISSN: 2717-0764
CC BY

of accessory minerals associated with galena, along with EDS spectra and chemical composition tables of the main mineral elements corresponding to point J.

3-3- Alteration and Host Rock Reactions

Alteration is extensive and includes host rock dolomitization. Massive saddle dolomite and microcrystalline dolomite, common around ore veins. Dolomitization enhances porosity and reactivity, favoring metal precipitation through fluid buffering and pH shifts (Moore, 1989; Land, 1985). The presence of saddle dolomite suggests precipitation from warm, saline brines, consistent with basinal MVT fluid characteristics (Leach et al., 2005). Amorphous and fine-grained quartz replacing matrix carbonate, common in outer halos, Late-stage open space filling and vein calcite, often associated with secondary galena and barite.

3-4- Sulfur Isotope Systematics

Sulfur isotope results (Table 1) show that galena has a narrow positive range of $\delta^{34}S$ (+4.8‰ to +9.1‰, mean = +5.7‰), pyrite $\delta^{34}S$: +5.2‰ to +9.5‰ (mean = +7.7‰), and barite $\delta^{34}S$: +22.5‰ to +24.1‰. These values are consistent with thermochemical sulfate reduction (TSR), not bacterial processes, which tend to yield more negative $\delta^{34}S$ values (Anderson, 1991; Ohmoto & Goldhaber, 1997). The small variation within sulfides and the significantly higher $\delta^{34}S$ in barite point to a marine sulfate source and steady-state isotopic conditions during precipitation. Comparison with global seawater sulfate curves (Claypool et al., 1980), suggests that the barite sulfur was derived from Upper Cretaceous or early Tertiary marine sulfates, possibly via mixing of seawater-derived fluids with reduced basinal brines (Anderson & Garven, 1987; Hanor, 1996). This 13–19‰ isotopic fractionation between barite and sulfides supports TSR under 100–200°C, typical for MVT systems (Leach et al., 2005; Anderson, 2008).

Table 1- Sulfur isotope data from galena, pyrite, and barite of the Qamishlu mine.

Sample No	single crystal	Mineral description	mg S	$d^{34}S$
s-17	galena	Main stage Galena	34.6	6.13
s-18	galena	Main stage Galena	21.2	4.92
s-19	galena	Main stage Galena	34.6	5.11
s-23	galena	Late-stage galena	34.6	9.14
s-24	galena	Late-stage galena	21.2	4.99
s-1p	pyrite	Pyrite 1	34.6	5.19
s-2p	pyrite	Pyrite 1	34.6	8.43
s-3p	pyrite	Pyrite 1	21.2	9.37
s-30	barite	Radiated barite	50.6	24.10
s-31	barite	Medium grain	37.2	22.61

4-Conclusion and Genetic Model

The Qamishlu lead-barite deposit is an epigenetic, MVT-style system formed by the interaction of metal-rich brines with fractured, chemically reactive carbonate host rocks. Key features of mineralization are structurally focused mineralization along NE-SW trending faults, alternating and coeval precipitation of galena and barite, sulfur isotope evidence for TSR and marine sulfate sources, and extensive dolomitization and silicification, enhancing fluid-rock interaction.

This study demonstrates that fluid mixing, TSR, and open-space filling are the dominant ore-forming mechanisms. The positive $\delta^{3}4S$ values, combined with geological and mineralogical features, support a low-temperature, non-magmatic genesis consistent with regional MVT analogs. The insights gained here can be used to develop exploration models across the Isfahan-Malayer belt and other parts of the Sanandaj-Sirjan zone.

ISSN: 2717-0764
CC BY

Basinal brine flow along NE-SW faults, consistent with fluid migration models in other Iranian MVT deposits (Ghazban et al., 1994; Nejadhadad et al., 2023; Nejadhadad et al., 2025), Chemical interaction with carbonate host rocks, resulting in local pH changes and dolomitization, Thermochemical reduction of sulfate, leading to sulfide precipitation when encountering reduced sulfur or hydrocarbons (Sangster, 1990; Piovano et al., 2003), Where oxidized metal-rich fluids mixed with reduced, barium-rich basinal fluids, simultaneous precipitation of galena and barite occurred (Hanor, 2000; Anderson, 2008). This model is supported by both mineralogical evidence (coarse textures, replacement, multiple ore stages) and geochemical data (positive, consistent sulfur isotopes).

5-References

Alavi, M., 1994. Tectonics of Zagros Orogenic belt of Iran, new data and interpretation. Tectonophysics 229, 211–238. https://doi.org/10.1016/0040-1951(94)90030-2

Anderson, G.M., 1991. Organic carbon-sulfur interactions and their influence on ore-fluid chemistry. Reviews in Economic Geology 87, 5–24. https://doi.org/11.2423/gsecongeo.79.2.386

Anderson, G.M., 2008. The mixing hypothesis and the origin of Mississippi Valley-type ore deposits: Economic Geology 103, 1683–1690. https://doi.org/10.2113/gsecongeo.103.8.1683

Anderson, G.M., Garven, G., 1987. Sulfate-sulfide-carbonate associations in Mississippi Valley-type lead-zinc deposits. Economic Geology 82, 482–488. https://doi.org/10.2113/gsecongeo.82.2.482

Berberian, M., King, G.C.P., 1981. Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. Canadian Journal of Earth Sciences 18(2), 210–265. https://doi.org/10.1139/e81-019

Claypool, G.E., Holser, I.R., Sakai, H., Zak, I., 1980. The age curves of sulfur and oxygen isotopes in marine sulfate and their mutual interpretation. Chemical Geology 28, 199–259. https://doi.org/10.1016/0009-2541(80)90047-9

Corbella, M., Ayora, C., and Cardellach, E., 2004. Hydrothermal mixing, carbonate dissolution and sulfide precipitation in Mississippi Valley-Type deposits: Mineralium Deposita 39, 344–357. DOI: 10.1007/s00126-004-0418-z

Evans, A.M., 1993. Ore Geology and Industrial Minerals: An Introduction. 3rd edition. Oxford: Blackwell. P. 390.

Ghazban, F., McNutt, R.H., Schwarcz, H.P., 1994. Genesis of sediment-hosted Zn–Pb– Ba deposits in the Irankuh district, Esfahan area, west-central Iran. Economic Geology 89, 1262–1278. https://doi.org/10.2113/gsecongeo.89.6.1262

Hanor, J. S., 2000, Barite–celestine geochemistry and environments of formation. Reviews in Mineralogy and Geochemistry 40, 193–275. https://doi.org/10.2138/rmg.2000.40.4

Hanor, J.S., 1996. Controls on the solubilization of lead and zinc in basinal brines: Society of Economic Geologists Special Publication 4, 483–500. https://doi.org/10.5382/SP.04.25

Hitzman, M.W., Beaty, D.W., 1996. The Irish Zn-Pb-(Ba) ore field: Society of Economic Geologists Special Publication 4, 112−143. https://doi.org/10.1016/S0169-1368

Land, L.S., 1985. The origin of massive dolomite: Summary and suggestion. Journal of Geological Education 33, 112–125. https://doi.org/10.5408/0022-1368-33.2.112

Leach, D.L., Sangster, D.F., Kelley, K.D., Large, R.R., Garven, G., Allen, C.R., Gutzmer, J., Walters, S., 2005. Sediment-hosted lead–zinc deposits: A global perspective. Economic Geology 100th Anniversary, 561–608. https://doi.org/10.5382/AV100.16

Moore, C.H., 1989, Carbonate diagenesis and porosity. Developments in Sedimentology 46, p. 338. https://doi.org/10.1016/S0070-4571(08)70224-3

Nejadhadad, M., Taghipour B, Lentz D.R., 2023. Structural and sulfur isotope evidence for Mississippi Valley-Type deposits in the Sanandaj–Sirjan zone, Iran. Journal of Ore Geology Review 245, 105624. https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2023.105624

Nejadhadad, M.; Taghipour, B.; Salamab Ellahi, S. 2025, Comment on Rajabi et al. Barite replacement as a key factor in the genesis of sediment-hosted Zn-Pb±Ba and barite-sulfide deposits: Ore fluids and isotope (S and Sr) signatures from sediment-hosted Zn-Pb±Ba deposits of Iran. Minerals 15, 634. https://doi.org/ 10.3390/min15060634

ISSN: 2717-0764
CC BY

Ohmoto, H., Goldhaber, M.B., 1997. Sulfur and carbon isotopes. In H. L. Barnes (Ed.), Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits. John Wiley and Sons Inc. New York. pp. 517-612.
Sangster, D.F., 1990. Mississippi Valley type and SEDEX lead-zinc deposits: A comparative examination. Transactions of the Institution of Mining and Metallurgy 99, 21-42. DOI: 10.1179/037178590790445683

HOW TO CITE THIS ARTICLE:
Nejadhadad, M., Dargahi, S., 2026. Ore Deposition Processes in the Qamishlu Lead Deposit, Southwest Isfahan, Iran: Insights from Geological, Structural-Textural, and Sulfur Isotope Evidence. Adv. Appl. Geol. 15 (4), 87-105.
DOI: 10.22055/aag.2026.50275.2528
https://aag.scu.ac.ir/article_20529.html

©2026 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

ISSN: 2717-0764

مقاله پژوهشی

فرایندهای نهشت کانسنگ در کانسار سرب قومیشلو، جنوب غرب اصفهان، ایران، با استفاده از انگاره‌های زمین‌شناسی، ساختی ـ بافتی و ایزوتوپ گوگرد

مصطفی نژادحداد

پژوهشکده مواد پیشرفته و انرژی های نوین، سازمان پژوهش‌های علمی و صنعتی ایران، تهران، ایران

سمیه سلامب اللهی

بخش علوم زمین، دانشکده علوم، دانشگاه شیراز، شیراز، ایران

mostafanejadhadad@irost.ir

تاریخ دریافت: ۱۴۰۴/۰۵/۰۵ تاریخ پذیرش: ۱۴۰۴/۱۱/۱۲

چکیده

کانسار سرب قومیشلو یکی از کانسارهای کمربند فلززایی سرب و روی اصفهان-ملایر است که در پهنه دگرگونی سنندج-سیرجان قرار دارد. سنگ میزبان این کانسار، آهک توده‌ای کرتاسه زیرین است و تحت تاثیر گسلش و خردشدگی سنگی قرار گرفته است. کانه‌زایی درون سنگ آهک توده‌ای در سطوح گسلی، همراه با بخش‌های برشی یا در مرز سنگ‌های آهکی با سایر واحدهای کرتاسه رخ داده است. ساختار ماده معدنی به شکل رگه‌ای، رگچه‌ای، انبوه‌های بلوری و بافت ماده معدنی عمدتاً نهشت تناوبی درشت بلورهای ماده معدنی و گانگ می‌باشد. کانی‌شناسی و توالی کانیایی ماده معدنی در کانسار قومیشلو ساده و شامل نهشت پیریت، اسفالریت، تتراهدریت و گالن مرحله اصلی و باریت و گالن مرحله تاخیری می‌باشد. دگرسانی‌های اصلی در کانسار قومیشلو دولومیتی شدن، سیلیسی شدن و کلسیتی شدن سنگ میزبان هستند. بررسی مقدار $\delta^{34}S$ کانی‌های سولفیدی (گالن و پیریت) در کانسار قومیشلو نشان دهنده تغییرات در محدوده باریک و مثبت از ۴+ تا ۹+‰ ولی مقدار $\delta^{34}S$ برای کانی باریت ۲۲+ تا ۲۴+‰ است. مقادیر مثبت $\delta^{34}S$ در کانی‌های سولفیدی همراه با شواهد کانی‌شناسی مانند نهشت همزمان و مرحله‌ای درشت بلورهای خودشکل کانی‌های سولفیدی-سولفاتی (گالن و باریت) دلیلی بر نرخ کند کاهیدگی حرارتی-شیمیایی سولفاتی برای تولید گوگرد کاهیده می‌باشد. با توجه به نهشت مرحله‌ای و همزمان باریت و گالن، ارتباط موثر کانه‌زایی با گسل‌هایی با روند NE-SW و تغییرات جزئی ایزوتوپ‌های گوگرد در کانسنگ و گانگ پیریتی، به نظر می‌رسد که سطوح گسلی کانال‌هایی برای تسهیل جریان حرکت سیال ایجاد کرده‌اند. توالی همیافتی و منطقه‌بندی کانسار نشان می‌دهد که سیالات کانه‌دار از طریق گسل‌های با روند NE-SW به درون سطوح خردشدگی مهاجرت کرده‌اند. فضای خالی کافی به همراه واکنش سیال کانه‌دار با سنگ میزبان کربناتی و احیای حرارتی سولفات، موجب تغییر شرایط فیزیکو شیمیایی سیال حامل فلزات و در نهایت منجر به نهشت ماده معدنی سولفیدی دیرزاد (MVT) شده است.

واژه‌های کلیدی: *نهشت ماده معدنی دیرزاد، زمین‌شناسی، ساختارهای کنترل کننده، کانسار سرب قومیشلو، اصفهان*

۱-مقدمه

بخش عمده کانسارها و منابع سرب و روی در جهان، با سنگ میزبان رسوبی در ارتباط هستند. کانسارهای سرب و روی با منشاء رسوبی طیف وسیعی از سنگ های میزبان کربناتی تا سیلیسی-آواری دارند ولی بدون ارتباط مشخص با سنگ های آتشفشانی یا آذرین هستند (Leach et al., 2005). این کانسارها، به شکل بروندمی با رسوبگذاری اولیه (SEDEX)، نهشت ماده معدنی در دیاژنز اولیه تا تاخیری (Irish-type deposits) یا دیرزاد نسبت به سنگ همبر (MVT) نهشته می‌شوند (Wilkinson., 2010). اگر چه لایه بندی کانی‌های سولفیدی با سنگ میزبان سیلیسی آوارای نشانه‌ای از کانسارسازی نوع رسوبی بروندمی (SEDEX) معرفی شده است، ولی در برخی از این کانسارها، ماده معدنی در سنگ های کربناتی جانشین شده‌اند. برعکس، برخی از کانسارهای نوع دره می‌سی‌سی‌پی (MVT) نیز نشانه های ته‌نشینی همزمان با سنگ میزبان را نشان می دهند (Leach et al., 2005, Nejadhadad et al., 2015). ازاینرو زمان و نحوه تشکیل ماده معدنی نسبت به سنگ میزبان یا به عبارت دیگر ساخت ماده معدنی درون سنگ میزبان دربرگیرنده نقش مهمی در تمایز این کانسارها از یکدیگر دارد. کانسارهای MVT معمولا سنگ میزبان کربناتی دارند و شواهدی از دگرسانی‌های دماپایین مانند تشکیل برش های انحلالی، دولومیتی شدن و سیلیسی شدن

سنگ میزبان را نشان می‌دهند (Corbella et al., 2004, Nejadhadad et al., 2018). به همین دلیل باطله همراه با ماده معدنی عموما کلسیت ثانویه، دلومیت - آنکریت و کوارتز با مقادیر متفاوتی باریت است(Leach et al. 2005, Nejadhadad et al., 2023; Boni et al., 2007). باریت در این دسته از کانسارها ممکن است به شکل فرعی تا کانی اصلی حضور داشته باشد. به عنوان مثال کانسار مهدی آباد یزد با ذخیره بیشتر از ۴۰۰ میلیون تن فلز سرب و روی، شامل ۴۰ میلیون تن ذخیره باریت است (Reichert and Borg, 2008; Rajabi et al., 2024; Nejadhadad et al., 2025).

کانسار سرب قومیشلو در ۶۰ کیلومتری جنوب شهر اصفهان در پهنه دگرگونی سنندج-سیرجان قرار دارد. در این منطقه کانه زایی غنی از سرب با مقادیر کمتری باریت در سنگ های کربناتی کرتاسه رخداد دارد. اهداف این پژوهش شامل ارائه‌ی الگوی کانسارسازی به‌منظور پیشنهاد راهکارهای مناسب برای اکتشاف توده‌های معدنی جدید در منطقه‌ی مورد مطالعه و در کمربند سرب و روی اصفهان–ملایر است. بدین منظور، زمین‌شناسی کانسار، کنترل‌کننده‌های ساختاری و چینه‌شناسی مؤثر بر نهشت ماده‌ی معدنی، و همچنین بافت‌های کانه‌دار مورد بررسی قرار گرفته‌اند. افزون بر این، از زمین‌شیمی ایزوتوپ گوگرد به‌منظور تعیین شرایط زمین‌شیمیایی حاکم بر زمان حمل و نهشت ماده‌ی معدنی استفاده شده است.

۲-زمین‌شناسی

۲-۱-زمین‌شناسی عمومی

زون دگرگونی سنندج-سیرجان بخشی از کوهزایی زاگرس در ایران، میزبان کانسارهای سرب-روی فراوانی است. کوهزایی زاگرس در بخش مرکزی کوهزاد آلپ-هیمالیا قرار دارد. کمربند کوهزایی آلپ-هیمیالیا تحت تاثیر باز شدن اقیانوس تیتیس در پالئوزوئیک تا بسته شدن آن در سنوزوئیک شاهد کانه زایی متنوعی است. این کمربند شامل سه واحد زمین ساختی-چینه ای تقریباً موازی است (Agard et al., 2011). نیمرخ زمین شناسی از جنوب غرب به سمت شمال شرق ایران، شامل واحدهای کمربند چین خورده-رانشی زاگرس (ZFTB)، زون سنندج-سیرجان (SSZ) و کمان ماگمایی ارومیه-دختر (UDMA) است. علیرغم عدم توافق همگانی، ولی گسل اصلی زاگرس (MZT) که کمربند چین‌خورده-رانشی زاگرس را از زون سنندج-سیرجان جدا می کند، به عنوان مرز اصلی بین عربستان و ایران شناخته می شود (Alavi, 1994). بربریان و کینگ (۱۹۸۱) آن را به عنوان یک منطقه زمین‌درز قاره‌ای معرفی نمودند. این کمربند به عنوان یک کمان ماگمایی در زمان ژوراسیک تا کرتاسه و پس از آن همراه با دگرگونی های شدید، گسل‌های راندگی مایل راستگرد و امتداد لغز متعدد با روند شمال غرب-جنوب شرق در طول برخورد قاره-قاره در سنوزوئیک تشکیل شدند.

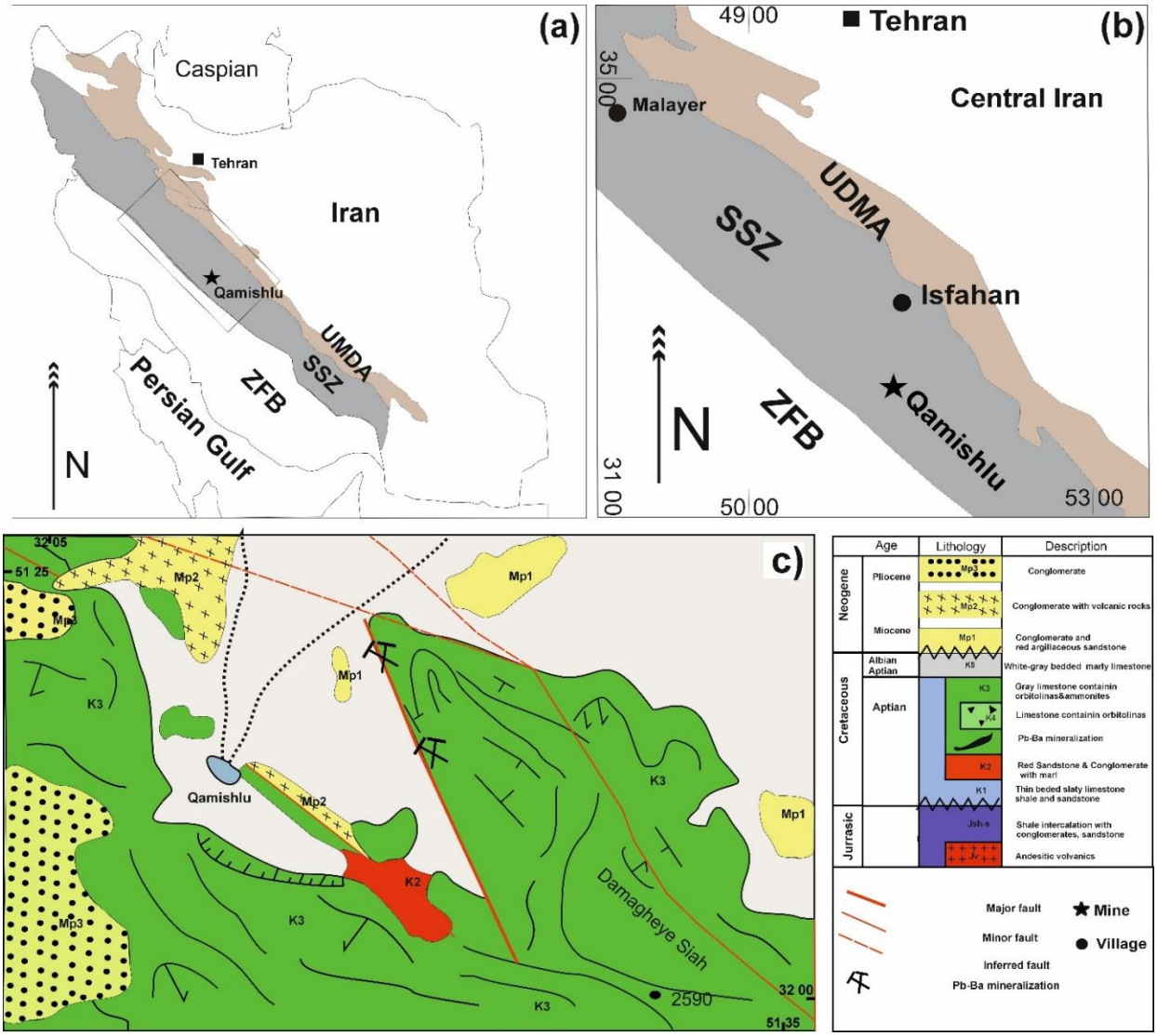
۲-۲-زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه

کانسار سرب- باریت قومیشلو در جنوبی‌ترین بخش کمربند کانه زایی سرب و روی اصفهان-ملایر قرار دارد. سنگ میزبان این کانسار، سنگ های کربناتی و کربناتی-شیلی کرتاسه زیرین است که در کوه دماغه سیاه رخنمون دارند(شکل ۱). لایه های چین‌خورده سنگ میزبان، با دگرشیبی بر روی شیل های خاکستری و سیاه رنگ ژوراسیک(معادل سازند شمشک) قرار دارند(Zahedi et al., 19674). در منطقه قومیشلو، سازند شیلی ژوراسیک معادل شمشک، عمدتا از لایه های خاکستری و سیاه رنگ شیلی با میان لایه های ماسه سنگی، کنگلومرایی و آهکی تشکیل شده است. بر اساس فسیل های یافت شده سن این سازند از توآرسین (Toarcian) تا کیمریجین (Kimmeridgian) است. بالاترین بخش شیل های ژوراسیک با سنگ های آتشفشانی آندزیتی در جنوب زاینده رود مشخص می شود. این لایه ها با ناپیوستگی توسط رسوبات کرتاسه زیرین با سن آپتین (Aptian) پوشیده شده‌اند(Zahedi et al., 1967).

گذر از رسوبات شیلی ژوراسیک به توالی کربناتی-آواری کرتاسه، تناوبی از لایه های ماسه سنگی و آهک کنگلومرایی (K2) با کانی شناسی عمدتا مسکوویت و کوارتز با ماتریکس هماتیتی هستند. پیشروی دریا و تشکیل رسوبات آواری با ضخامت های متفاوت در بیشتر بخش های کمربند اصفهان-ملایر گزارش شده است (Ehya et al., 2010; Ghazban et al., 1994). این لایه های آواری و دولومیت ماسه دار ضخامتی حدود ۵ تا ۵۰ متر دارند. به سمت بالای توالی، واحد آواری به لایه های آهکی خاکستری روشن تا تیره رنگ اوربیتولین دار ضخیم لایه و متبلور تبدیل می‌شوند (K3). ضخامت این واحد با بین لایه هایی از آهک ماسه ای و آهک االیتی مجموعا ۵۰۰ متر است. بر اساس مطالعات فسیل شناسی این واحد آهکی سن آپتین دارد. در بخش شمال شرق برگه

۱/۱۰۰۰۰۰ زمین شناسی لنجان، تناوبی از لایه های آهکی آمونیت دار (K1) به سن بارمین در زیر واحد آواری و آهک اوربیتولین دار مشاهده می شود. این واحد با سنگ شناسی آهک شیلی نازک لایه با میان لایه های شیلی و مارنی و ماسه سنگ به طور همشیب توسط واحد اوربیتولین دار پوشیده می شود. به سمت جنوب غرب نقشه، لایه های آهکی کرتاسه بر روی لایه های شیلی ژوراسیک و بخش آتشفشانی ژوراسیک گسلیده و رانده شده‌اند. بر روی واحد K3 ، تناوبی از لایه های آهکی نازک لایه‌ی شیلی، آهک مارنی، شیلی های آرژلیتی و لایه های مارنی با سن آپتین تا آلبین واحد های آهک اوربیتولین‌دار ضخیم‌لایه را پوشانده است.

لایه های کرتاسه زیرین به شکل دگرشیب توسط توالی لایه های ائوسن شامل کنگلومرا، با بین لایه های کنگلومرای آهکی، مارن و آهک مارنی پوشیده شده‌اند. واحد ائوسن و در برخی نقاط لایه های کرتاسه، توسط لایه های کنگلومرایی جدیدی با سن میوسن - پلیوسن پوشیده می‌شوند که معادل کنگلومرای بختیاری هستند. از خصوصیات این واحد کنگلومرایی عمد لایه بندی و چین‌خوردگی آنها است.



شکل ۱- (a) موقعیت کانسار سرب -باریت قومیشلو در ایران و (b) موقعیت کانسار قومیشلو در زون دگرگونی سنندج -سیرجان. (c) نقشه زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه (شکل باتغییرات از زاهدی و همکاران، ۱۹۶۷).

Figure 1. (a) Location of the Qamishlu lead deposit in Iran. (b) Location of the Qamishlu deposit within the Sanandaj–Sirjan metamorphic zone. (c) Geological map of the study area (modified from Zahedi et al., 1967).

۳-روش کار

در مرحله نخست، عملیات صحرایی شامل بررسی زمین شناسی منطقه کانساری و نواحی مجاور به برداشت میدانی ویژگی ها و الگوهای ساختاری همراه با توده های معدنی انجام شد. ضمن عملیات صحرایی و تعیین ساخت های کنترل کننده ماده معدنی، ۵۰ نمونه اولیه با بافت و ساخت های مختلف برداشت شدند. این نمونه ها ویژگی های کاملی از ماده معدنی و پدیده های دگرسانی را با خود حفظ کرده‌اند و به عنوان نمونه های شاخص کانه زایی در منطقه قومیشلو شناخته می‌شوند. از این نمونه ها، تعداد ۱۰ عدد مقطع نازک و ۲۰ عدد مقطع صیقلی جهت مطالعات سنگ نگاری و کانه نگاری با میکروسکوپ های نوری پلاریزان دانشگاه خوارزمی و ۴ نمونه با میکروسکوپ الکترونی روبشی (SEM-EDX) مدل VEGAIII LMU ساخت شرکت TESCAN کشور چک در دانشگاه الزهرا مورد مطالعه قرار گرفتند.

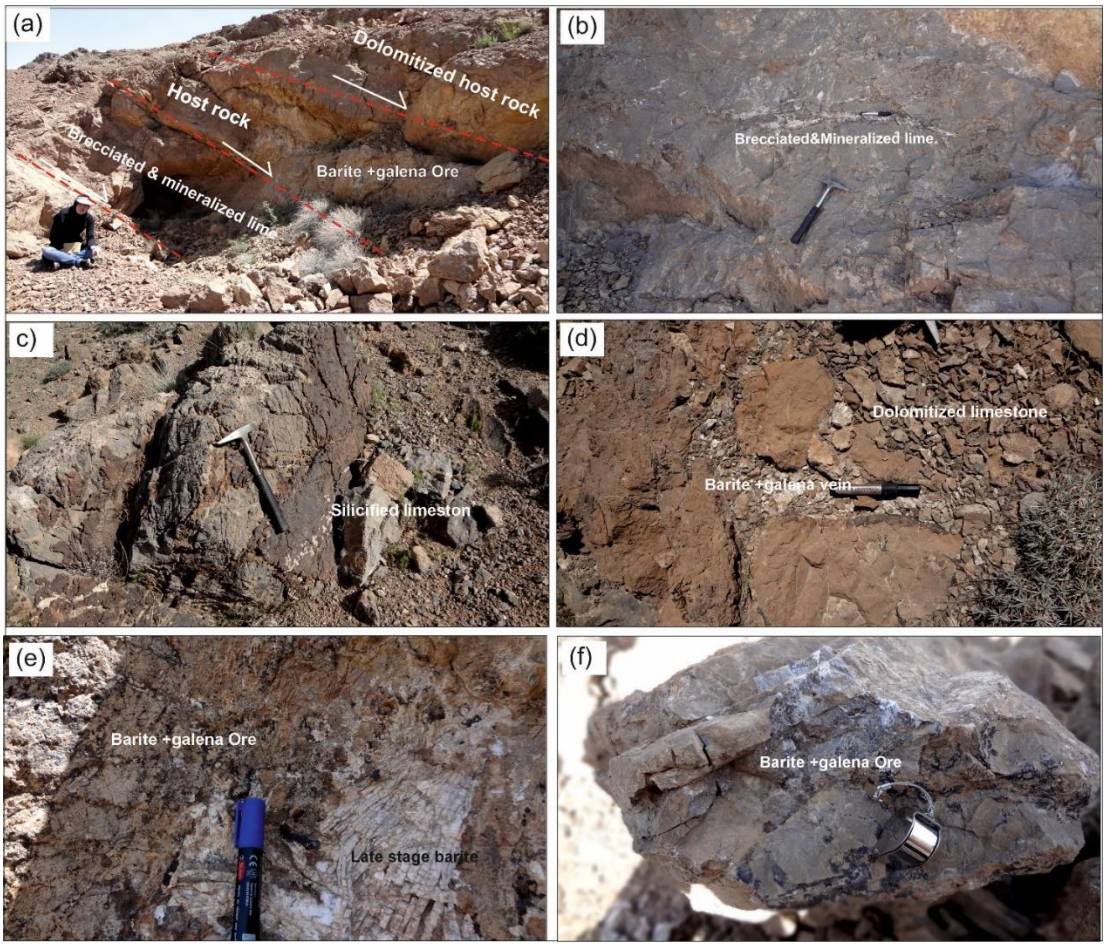
برای تعیین مقادیر ایزوتوپ های گوگرد، جداسازی نمونه‌ی تک کانیایی در نمونه هایی با بهترین درجه آزادی (بین الک ۱۶ و ۲۰) در زیر میکروسکوپ نور معمولی دوچشمی و به صورت دستی انجام شد. نمونه‌های جدا شده در زیر میکروسکپ باینوکولار فاقد هرگونه آلودگی بوده و برای هر نمونه در حدود ۵ گرم نمونه تهیه و به آزمایشگاه ارسال گردید. نمونه های انتخابی شامل کانی‌های گالن، پیریت و باریت هستند. اندازه گیری در آزمایشگاه ایزوتوپ های پایدار دانشگاه Munster کشور آلمان با دستگاه طیف سنج جرمی نسبت ایزوتوپ (Delta plus xl isotope ratio mass spectrometer) انجام گردید. نسبت های ایزوتوپی گوگرد به صورت قسمت در هزار(‰) نسبت به ترویلیت کانون دیابلو وین گزارش شدند. درجه بندی دستگاه بر اساس نمونه های استاندارد IAEA S.1, S.2, S.3, IAEA-SO-5, IAEA-SO-6, and HHS انجام گردید. صحت اندازه گیری ها در این روش حدود ۰/۴ ‰ است.

۴-نتایج

۴-۱-کانه زایی

کانه زایی سرب و باریت در منطقه قومیشلو در واحد آهک K3 که شامل آهک های ضخیم لایه تا توده ای خاکستری رنگ اوربیتولین دار رخداد دارد. در منطقه مورد مطالعه گسل هایی با روند شمال غرب- جنوب شرق واحد آهکی K3 را قطع کرده و موجب ایجاد سطوح برشی، همراه با بازشدگی و ایجاد فضاهای خالی مناسب برای نهشت ماده معدنی شده‌اند. بنابراین در توصیف کانه زایی می توان گفت که کانه زایی به شکل رگه ای، نسبت به سنگ میزبان دیرزاد و چینه کران است (2a, b). به نظر می رسد آهک توده ای به دلیل خردشگی در سطوح گسلی محل مناسبی برای کانسارسازی بوده است. بافت ماده معدنی شامل پرکننده فضای بین قطعات برش، رگچه ها و انبوهه هایی از بلورهای ریز و بی شکل گالن، و سولفیدهای دانه پراکنده در سنگ کربناته و جانشینی سولفیدها به جای سنگ میزبان است. اگر چه کانه زایی گالن پیش از نهشت باریت رخ داده است ولی در مواردی، گالن و باریت بطور همزمان ته‌نشینی شده‌اند (شکل 2c).

کانی شناسی ماده معدنی در کانسار قومیشلو به ترتیب فراوانی شامل گالن، پیریت، اسفالریت، تتراهدریت و کالکوپیریت به عنوان کانه های اولیه حضور دارند. کانی‌های کلسیت، باریت، دولومیت و کوارتز کانی‌های باطله (3a, b) و سروزیت، اکسیدهای آهن (عمدتا لیمونیت)، اسمیت‌زونیت، کوولیت و مالاکیت کانی‌های ثانویه محیط سطحی زاد هستند. گالن به عنوان کانه اصلی به شکل بلورهای پراکنده و انبوهه های ریز بلور کوچکتر از ۰/۱ تا حداکثر ۰/۶ میلی متر یا به صورت درشت بلورهای پرکننده حفرات با اندازه ۱ تا ۵ میلی متر تشکیل شده است(2d). از نظر پاراژنتیکی اسفالریت قبل از گالن مرحله اصلی ته‌نشین شده است و عمدتا به صورت میانبار درون گالن حضور دارد. توزیع اسفالریت به صورت میانبارهای بی شکل دانه ریز یا همرشدی با گالن یکنواخت نیست. فراوانی نسبی اسفالریت در بخش های مختلف توده معدنی بسیار متفاوت است. فراوانی پیریت نسبت به دیگر کانی‌های سولفیدی در بعضی از کانسارهای MVT بسیار زیاد، ولی در بعضی دیگر ناچیز است (Leach et al., 2010). بیشترین مقدار پیریت از نوع دانه های خود شکل یا انبوهه ها، رگه و رگچه ای می باشند که بین دو مرحله تشکیل گالن نهشته شده‌اند. ته‌نشینی تناوبی گالن، پیریت و باریت در فضای خالی بین برش ها یکی از بافت های متداول کانه زایی در کانسار قومیشلو است (شکل ۳).



شکل ۲-(a) کانه زایی گالن و باریت در فضاهای برشی آهک توده ای (دید به سمت شمال غرب)، (b) فضاهای خالی آهک توده ای سنگ میزبان دارای شکستگی و خرد شدگی توسط ماده معدنی پرشده است، (c) سیلیسی شدن سنگ میزبان آهکی. (d) دولومیتی شدن سنگ میزبانت آهکی همراه با رگه های متقاطع باریت و گالن درون سنگ میزبان. (e) باریت های درشت بلور تاخیری نهشته شده در فضای خالی حفرات باقی مانده از کانه زایی مرحله گالن اصلی را پر می‌کنند، (f) یک نمونه دستی از ماده معدنی غنی از گالن نهشته شده درفضای بین برشی.

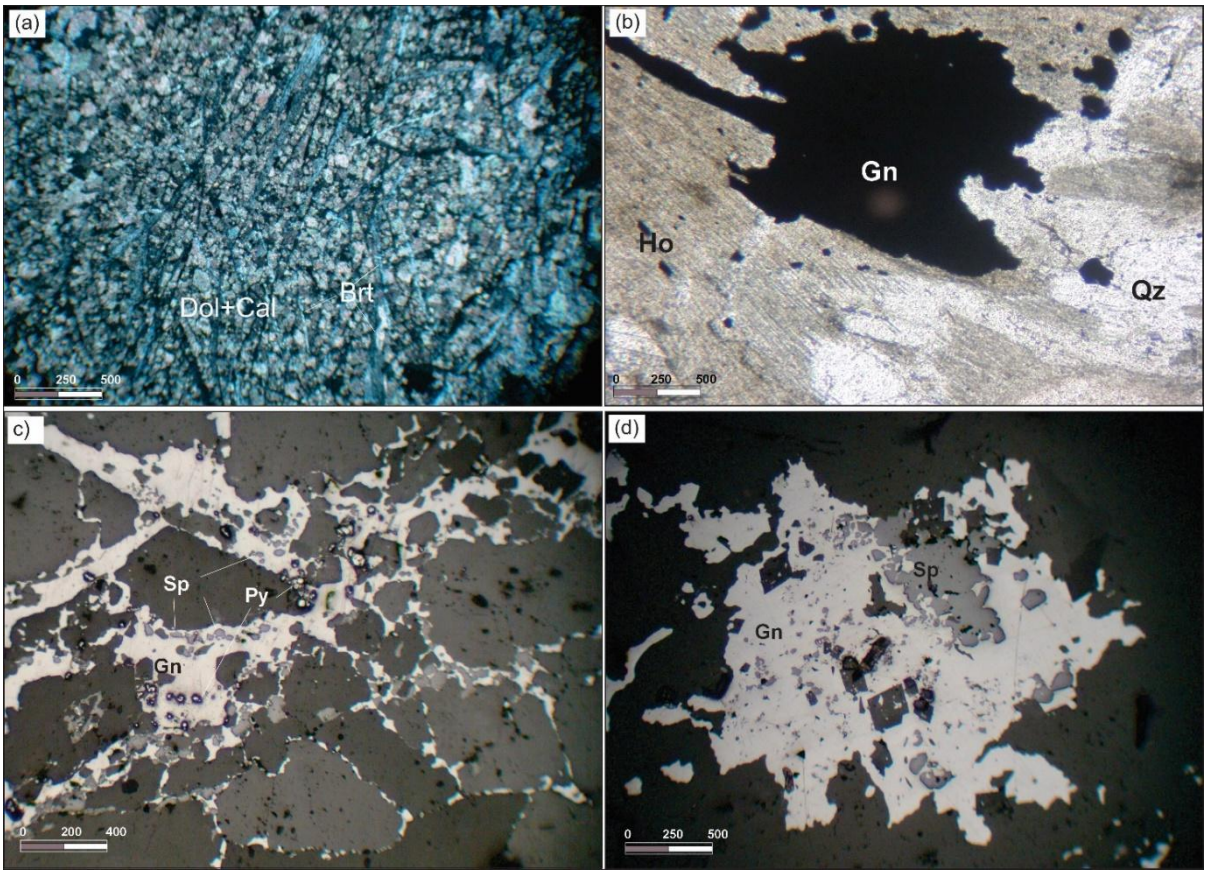
Figure 2. (a) Mineralization of galena and barite in open spaces of shear zone of massive limestone (view towards northwest). (b) Fracturing and brecciation of the massive limestone host rock filled with ore minerals. (c) Silicification of the limestone host rock. (d) Dolomitized limestone host rock with cross-cutting barite and galena veins. (e) The coarse-crystalline barites, formed at a later stage, fill the void spaces remaining from the primary galena mineralization stage. (f) hand specimen of galena-rich mineralization deposited in the shear fracture space.

گالن های مرحله اصلی کانسارسازی دارای میانبار های اسفالریت، تتراهدریت، کالکوپیریت و پیریت می باشند. بلورهای گالن این مرحله درشت دانه هستند و به صورت رگچه ای، پوششی و جانشینی کانی‌های مرحله پیشین حضور دارند. گالن های گام تاخیری نسبت به نسل های پیشین، هیچگونه میانباری از اسفالریت و پیریت ندارند. اندازه این گالن ها تا ۵ میلی متر است و به صورت پرکننده فضاهای خالی همراه با کلسیت یا دولومیت تەنشین شده است.

میانبارهای پراکنده کانی‌های سبز تا خاکستری کانی‌های سولفوساتی در گالن های نسل نخست حضور دارند (شکل ۴). این کانی ها به ندرت ممکن است با گالن ها همرشدی نشان دهند. توزیع این کانی غیر یکنواخت است ولی در گالن های مرحله تاخیری مشاهده نشده‌اند. کالکوپیریت کمیاب ترین کانه کانسار قومیشسلو است و عمدتا به صورت بلورهای بی شکل درون گالن دیده می شود. کلکوپیریت پیش از گالن و همراه با آن تەنشین شده است. این موضوع احتمالا به دلیل اشباع دیرهنگام سیال کانه دار نسبت به کانی‌های مس

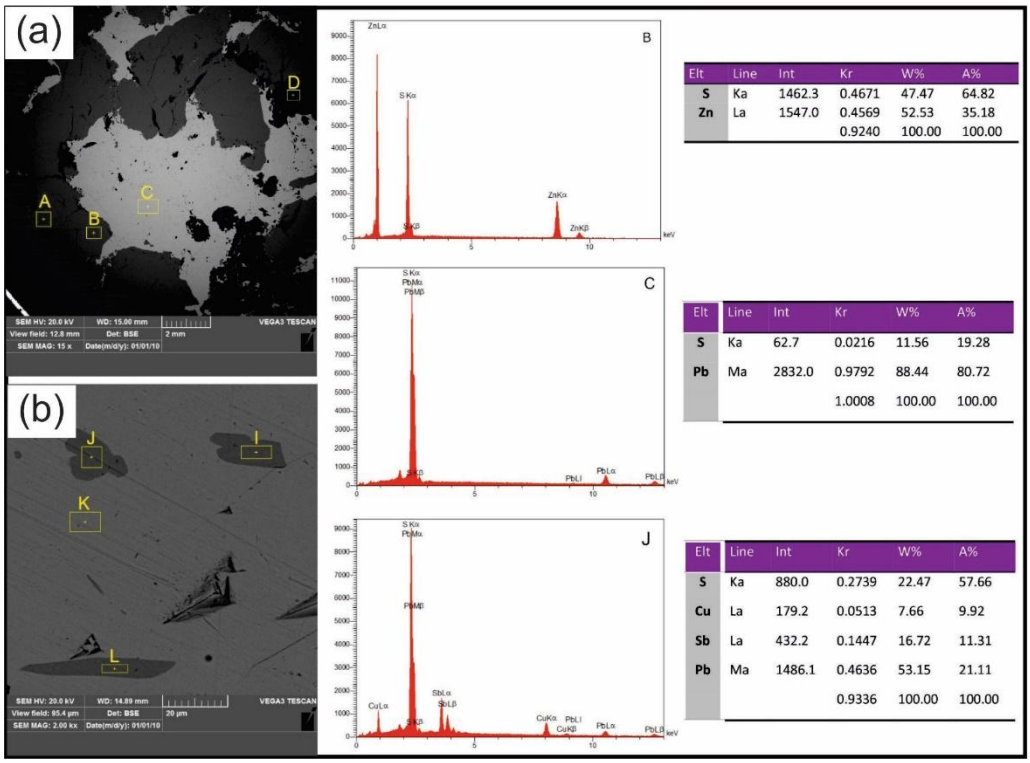
دار مانند کالکوپیریت و تتراهدریت است. بلورهای پهن، منشوری و انبوه های باریت با ابعاد چند میلی متر تا چند سانتی متر در همه بخش های سنگ میزبان پراکنده هستند. دسته های شعاعی باریت عمدتا درون فضاهای خالی رشد می کنند(Hanor, 2000). جایی که باریت کانی اصلی است سولفیدها به صورت پراکنده در باریت حضور دارند و زمانی که سولفید ها کانی اصلی هستند باریت به صورت پراکنده همراه آنها حضور دارد. بررسی های ساختی و بافتی نشان می دهد که باریت، کلسیت و دولومیتی شدن در بخش حاشیه ای نسبت به توده ای معدنی متمرکز شده‌اند. دگرسانی های اصلی در کالنسار قومیشلو شامل سیلیسی شدن سنگ میزبان و شدولومیتی شدن است. دولومیتی شدن در کانسار قومیشلو در مجاورت رگه ها و همراه با ماده معدنی به خوبی توسعه یافته است (شکل 3a).

همچنین دولومیت نسبت به سیلیسی شدن سنگ میزبان دیرزاد است و دولومیت به عنوان یک گانگ نزدیکتر به ماده معدنی حضور دارد. سیلیسی شدن سنگ میزبان به شکل ریز بلور و جانشینی رخ داده است. دولومیت های خود شکل بلورین با بافت دانه شکری که اندازه ای از ۵۰ تا ۱۰۰ میکرومتر دارند معمولا در سطح تماس ماده معدنی هستند و توسط گالن دربرگرفته یا جانشین شده‌اند. دولومیت های بی شکل پرکننده فضای خالی و شکستگی ها اندازه بسیار بزرگی دارند. این دولومیت ها حاشیه های انحنا یافته دارند و خاموشی موجی نشان می دهند که از ویژگی های دولومیت های زین اسبی (Saddle) است (Land, 1985; Hood et al., 2004; Dill et al., 2011). شکل ۵ توالی پاراژنز کانیایی در کانسار قومیشلو را نشان می‌دهد.



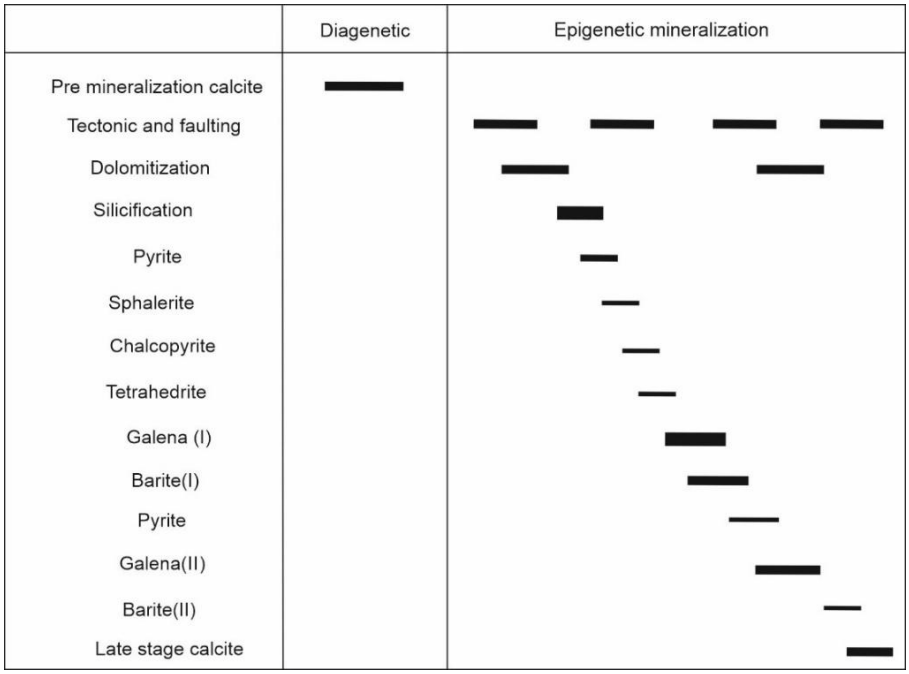
شکل ۳- (a) بلورهای باریت رشته ای در زمینه سنگ میزبان دولومیتی شده، (b) جانشینی سنگ میزبان اسپارایتی و سیلیسی شده با ماده معدنی گالن ، (c) حضور ادخال هایی از اسفالریت و پیریت در کانی گالن نشان دهنده ته‌نشینی کانی گالن پس از پیریت و اسفالریت، (d) گالن پرکننده فضای خالی اسفالریت را دربرگرفته است. Cal: Calcite, Qz: Quartz, Brt: Barite, Sp: Sphalerite, Py: Pyrite, Gn: Galena

Figure 3. (a) Fibrous barite crystals in a dolomitized host rock. (b) Galena replaced sparry silicified host rock limestone. (c) Inclusions of sphalerite and pyrite within galena, indicating galena precipitation after pyrite and sphalerite. (d) Galena filling voids and enveloping sphalerite.



شکل ۴- تصاویر مطالعات SEM در (a) نمونه های گالن و اسفالریت به همراه طیف EDS و جدول شیمی عناصر اصلی کانی مربوط به نقاط B و C (شکل سمت راست)، (b) شناسایی کانی فرعی تتراهدریت همراه با کانی گالن به همراه طیف EDS و جدول شیمی عناصر اصلی کانی مربوط به نقطه J.

Figure 4. SEM study images showing: (a) Samples of galena and sphalerite, along with EDS spectra and chemical composition tables of the main mineral elements corresponding to points B and C (right-side figure). (b) Identification of accessory minerals associated with galena, along with EDS spectra and chemical composition tables of the main mineral elements corresponding to point J.



شکل ۵- توالی پاراژنتیکی کانیایی در کانسار قومیشلو.

Figure 5. Mineralization paragenesis in the Qamishlu ore deposit.

۴-۲-ایزوتوپ گوگرد

در این پژوهش ۱۰ نمونه تک کانیایی خالص‌سازی شده از انواع پیریت، گالن و باریت رگه‌ای و دانه پراکنده از نسل‌های مختلف کانی‌زایی در کانسار قومیشلو برای ایزوتوپ‌های گوگرد استفاده شد (جدول ۲). مقادیر $\delta^{34}S$ برای کانی‌های سولفیدی دامنه کمی از تغییرات را بین مقادیر ۴/۸+ تا ۹/۵+ ‰ نشان می‌دهند (شکل ۶). مقادیر $\delta^{34}S$ برای نمونه‌های گالن (۸ نمونه) بین ۴/۸+ تا ۷/۵+ ‰ با میانگین ۵/۷+ ‰ و مقادیر $\delta^{34}S$ نمونه‌های پیریت(۶ نمونه) از ۵/۲+ تا ۹/۹.۵۵+ ‰ (با میانگین ۷/۷ ‰) متغیر بود. نمونه‌های باریت (۶ نمونه) محدوده باریکی از مقادیر $\delta^{34}S$ بین ۲۲.۵+ تا ۲۴/۱+ ‰ را نشان دادند.

جدول ۱- داده های ایزوتوپی گوگرد در کانی‌های سولفیدی و سولفاتی کانسار قومیشلو.

Table 1. Sulfur isotope composition of sulfide and sulfate minerals from the Qamishlu deposit.

Sample No	single crystal	Mineral description	$d^{34}S$
s-17	galena	Main stage Galena	+6.13
s-18	galena	Main stage Galena	+4.92
s-19	galena	Main stage Galena	+5.11
s-23	galena	Late stage galena	+9.14
s-24	galena	Late stage galena	+4.99
s-1p	pyrite	Pyrite 1	+5.19
s-2p	pyrite	Pyrite 1	+8.43
s-3p	pyrite	Pyrite 1	+9.37
s-30	barite	Radiated barite	+24.10
s-31	barite	Medium grain	+22.61

۵-بحث

۵-۱-عوامل کنترل کننده کانسار

کانسار سرب و باریت قومیشلو به عنوان یکی از کانسارهای سرب و روی با سنگ میزبان کربناته در کمربند سرب و روی اصفهان-ملایر در زون دگرگونی سنندج-سیرجان است. همزمان چندین عامل کنترل کننده در مکان‌یابی کانسار نقش داشته است.نهشت کانسنگ در کانسار قومیشلو توسط سه عامل سنگ‌شناسی، چینه‌شناسی و ساختاری کنترل می‌شود. این عوامل را می‌توان به عنوان کنترل‌کننده‌های اساسی انتقال سیال در مقیاس منطقه‌ای یا معدنی در نظر گرفت که باعث تمرکز جریان سیال و ایجاد فضاهایی برای فرآیندهای نهشت کانسنگ شده‌اند (Nejadhadad et al., 2023).

کانسار قومیشلو یک کانسار رگه ای است و نسبت به سنگ میزبان کربناته کرتاسه در مرحله دیرزاد نهشته شده است. سنگ‌های آهکی به عنوان سنگ میزبان رایج کانسارهای سولفیدی فلزات پایه از نوع دره میسی‌سی‌پی شناخته می‌شوند (Leach et al., 2005). سنگ‌های کربناته و کربناتی-آواری کرتاسه در زون دگرگونی سنندج- سیرجان بر روی واحدهای شیلی تریاس و ژوراسیک تشکیل شده‌اند. واحدهای کرتاسه توالی وسیعی از کربناتی تا کربناتی-آواری (رخساره‌های ریفی آهکی، دولومیت ماسه ای، ماسه سنگ و آهک با میان لایه های مارنی و شیلی) هستند. این توالی ویژگی‌های مناسبی برای ایجاد تخلخل، افزایش نفوذپذیری سنگ میزبان و عبور جریان سیال کانی‌زا دارند. سنگ‌های آهکی به دلیل حلالیت و واکنش‌پذیری می‌توانند زمانی که بخش کوچکی از توالی چینه‌شناسی را تشکیل می‌دهند، به افق‌های مساعدی برای کانی‌زایی تبدیل شود. در مرحله بعد توالی های کربناتی پتانسیل بالایی برای دولومیتی شدن دارند. دولومیتی شدن سنگ میزبان در بسیاری از کانسارهای سرب و روی MVT گسترده است. شدت دولومیتی شدن سنگ میزبان به نسبت Ca/Mg سیال، افزایش pH سیال و نرخ واکنش سنگ میزبان و سیال کانسارساز بستگی دارد(Moore, 1989; Plumlee et al., 1994; Jazi et al., 2017). در کانسار قومیشلو، کانی‌زایی در سنگ‌های کربناته کرتاسه که بر روی سازند های شیلی - ماسه سنگی ژوراسیک یا کرتاسه رخداد دارد (شکل A۲). واحدهای شیل و کربناته شیلی که به عنوان سفره‌های ناتراوا در یک توالی چینه‌شناسی عمل می‌کنند، نقش مهمی در کنترل مسیر مهاجرت سیال ایفا می کنند (Leach et al., 2005). در نهایت حضور درزه‌ها و شکستگی‌های حاصل از فعالیت گسل‌ها، باعث افزایش سرعت سیال و ایجاد فضای خالی برای نهشت

ماده معدنی در سنگ میزبان کانسار قومیشلو است. بیشتر کانی‌زایی در رگه‌های گسلی با روند NE-SW و در فضاهای شکستگی‌ها متمرکز شده است. بنابراین، گسلش و خردشدگی سنگ ها مسئول ایجاد فضاهای باز ساختاری در سنگ‌های میزبان کرتاسه بالایی است(رستمی پایدار، ۱۳۹۷). این پدیده در تعداد زیادی از کانسارهای سرب و روی کمربند اصفهان – ملایر در زون سنندج-سیرجان قابل مشاهده است. مثلا توده معدنی گوشفیل در کانسار ایران کوه(Ghazban et al., 1994) یا کانسارهای دره نقره و تیران از این نوع هستند(Nejadhadad et al., 2018; Nejadhadad et al., 2023). بافت های اصلی کانه زایی شامل برش های کانه دار، بافت های جانشینی و کانسارسازی دانه پراکنده هستند اما به ندرت رگچه و رگه هایی با طول چند سانتی متر تا چند متر نیز یافت می شود.

۵-۲-منبع گوگرد و مکانیسم ته‌نشینی سولفید

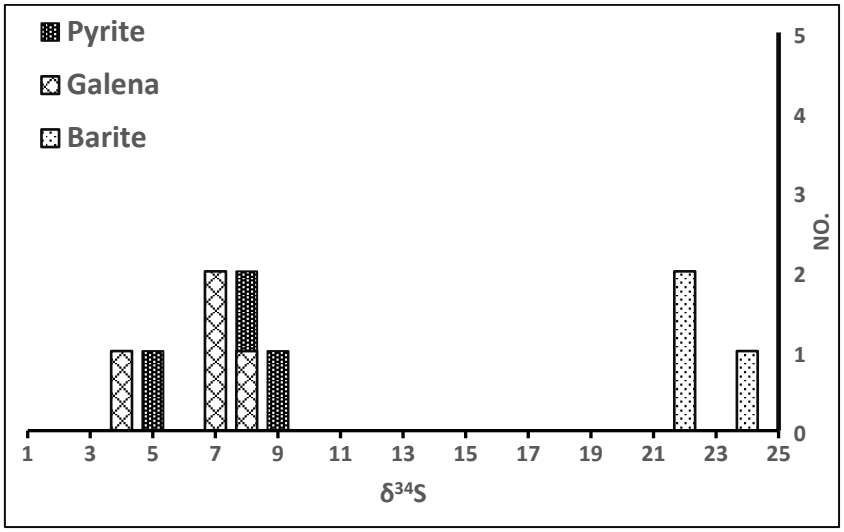
در کانسارهای MVT منابع مختلفی از گوگرد پوسته ای دخالت دارد(Nejadhadad et al., 2023; Nejadhadad et al., 2025; Leach et al., 2005). منابع اصلی گوگرد شامل تبخیری های حاوی سولفات، سولفات محلول دریایی، سولفات حاصل از اکسیداسیون سولفیدها، گاز مخزن H2S و مواد آلی حاوی گوگرد هستند (Sangster., 1990). به همین دلیل مقادیر $\delta^{34}S$ در کانسارهای MVT محدوده وسیعی از ۳۰- تا ۳۰+ واحد متغیر هستند. این منابع سولفاتی در مراحل مختلف ممکن است به هیدروژن سولفور کاهیده(احیاء) شوند. در مقابل منابع سولفور در کانسارهای SEDEX از منابع محدودتری منشا می گیرد و نسبت به کانسارهای MVT نوسان کمتری با دامنه مثبت را نشان می دهند (Leach et al., 2005).

کاهیدگی(احیاء) گوگرد در کانسارهای سرب وروی رسوبی به دو روش انجام می گردد (پیولر و همکاران، ۲۰۰۳). کاهیدگی سولفات باکتریایی (BSR) و کاهیدگی سولفات ترموشیمیایی (TSR). ضمن کاهیدگی باکتریایی سولفات معمولاً نسبت به منبع سولفات اولیه از $\delta34S$ تهی شدگی نشان می دهد. مقدار تهی شدگی حدود ۱۵- تا ۶۰- ‰ است و در محدوده وسیعی از مقادیر منفی تغییر می‌کند (هیتزمن و بیتی، ۱۹۹۶). در مقابل، کاهش حرارتی-شیمیایی سولفات ممکن است در دماهای بالاتر رخ دهد. این کاهیدگی در محیط های بسته و در حضور مواد آلی، مقادیر $\delta34S$ مشابه یا نزدیک به سولفات والد تولید می‌کند. با این وجود، در محیط های باز مقادیر تولید شده از $\delta34S$ ممکن است تا ۱۵-‰ تهی شدگی داشته باشند(Anderson, 2008; Seal, 2006). دمای نهشت کانسنگ سولفیدی در کانسارهای سرب روی عموماً فراتر از شرایط لازم برای فرآیندهای باکتریایی است، بنابراین کاهش سولفات باکتریایی در مکانی دیگر و/یا زمانی متفاوت نسبت به رسوب کانیهای سولفیدی رخ می‌دهد (Wilkinson, 2010).

مقادیر $\delta34S$ برای نمونه‌های گالن و پیریت در کانسنگ‌های منطقه قومیشلو تقریبا مشابه و در محدوده مثبت (4+ تا 9+ ‰) هستند. با این وجود نمونه‌های پیریت در محدوده باریک تری(۵+ تا 9+ ‰) نسبت به گالن قرار دارند. محدوده مقادیر ثبت شده برای نمونه های باریتی باریک تر و حدود (22+ تا 24+ ‰) هستند. کانیهای سولفیدی در کانسار قومیشلو حاوی مقادیر مثبتی از ایزوتوپ های گوگرد هستند و تشکیل آنها در ارتباط با کاهش حرارتی سولفات است. مقادیر $\delta34S$ در باریت نشان می دهد که گوگرد موجود در باریت از سولفاتهای آب دریایی کرتاسه بالایی یا ترشیاری مشتق شده است. بنابراین، مقدار $\delta34S$ در نمونه های کانسنگ قومیشلو، تفکیک ایزوتوپی حدود ۱۳- تا ۱۹- پرمیل نسبت به مقدار $\delta^{34}S$ در سولفات باریم را ثبت می کند. این مقدار در محدوده احیای حرارتی سولفات است. درصورتی که احیای باکتریایی که تا ۳۰- پرمیل کاهیدگی را ثبت می کنند و منجر به تشکیل ایزوتوپ های گوگرد منفی می شود(Liu et al., 2023; Nejadhadad et al., 2023).

مقادیر ایزوتوپی گوگرد در کانسار قومیشلو با مقدار ایزوتوپ های گوگرد در برخی از کانسارهای سرب و روی کمربند اصفهان-ملایر مانند کانسار دره نقره (Nejadhadad et al., 2023)، و معدن عمارت(Ehya et al., 2010) نزدیک است(۴+ تا ۱۲+‰) ولی با برخی دیگر از کانسارهای این کمربند مانند کانسار سرب و روی ایرانکوه (Ghazban et al., 1994) و تیران(Nejadhadad et al., 2018) متفاوت است(۵- تا ۱۳- ‰). این موضوع نشان دهنده منشاء منطقه ای گوگرد در تشکیل این کانسارها است. همچنین ترکیب ایزوتوپی گوگرد، تفاوت مشخصی بین نسلهای مختلف پیریت و نشان نمی دهد. کانیهای سولفیدی ته نشین شده در مراحل اولیه، دارای نسبت های ایزوتوپی گوگرد مشابه با کانیهای مراحل تاخیری می باشند. این موضوع نشاندهنده تک منبعی بودن و فراوانی

سولفات در دسترس یا به عبارت دیگر ثبات در منبع گوگرد و تشابه شرایط محیط شیمیایی در طول فرآیند کانی‌زایی است (Appold & Wenz, 2011). علاوه بر این، مقادیر مثبت گوگرد ایزوتوپی نمونه های سولفیدی دخالت و تخریب حرارتی پیریت(Drake & Tullborg, 2009) از سازندهای شیلی ژوراسیک یا شیل کرتاسه را رد می کند، اگرچه مقادیر δ34S پیریت دیاژنتیک سازندهای شیلی ژوراسیک یا سازندهای حاوی شیل کرتاسه برای تأیید این فرضیه در دسترس نیست. به علاوه، تکامل پیچیده بافت در کانی‌های سولفیدی با ایزوتوپ‌های گوگرد مطابقت دارد. اگر یک سیال نسبت به گوگرد کاهش یافته تحت اشباع باشد، معمولاً منجر به رسوب سولفید دانه درشت (که حاکی از احیای آرام و محیط مناسب برای رشد بلورها و تولید بافت‌های دانه درشت) می شود (Anderson, 2008).



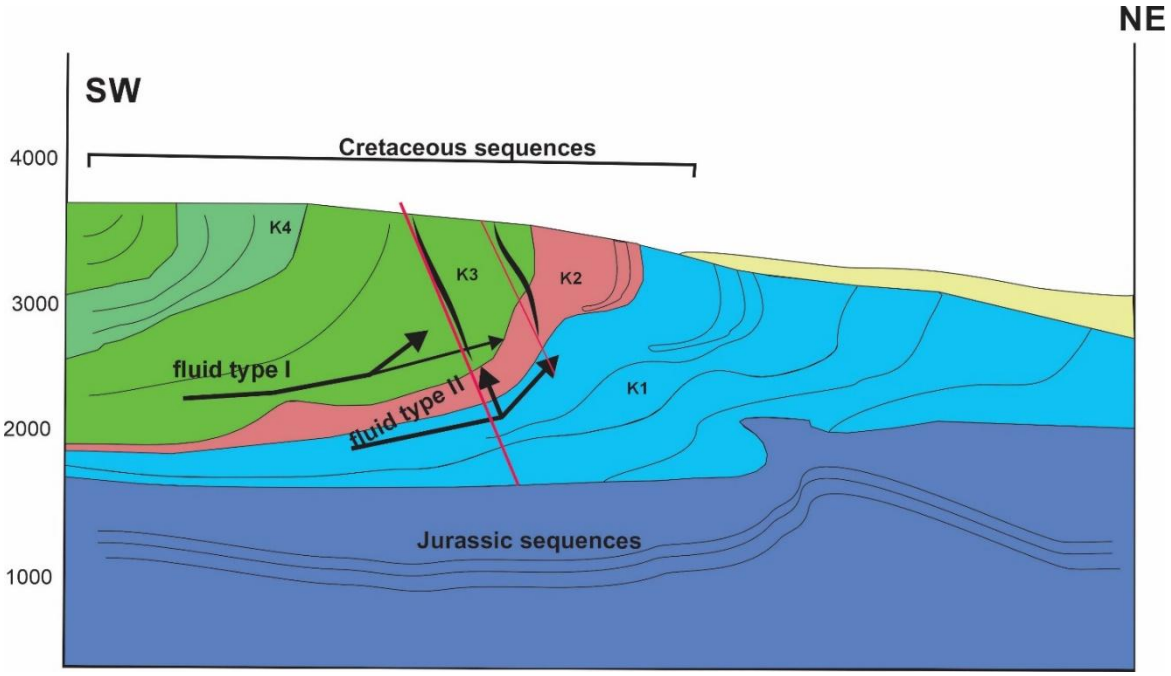
شکل ۶- نمودار هیستوگرام مقادیر δ34S کانی‌های سولفیدی و سولفاتی در کانسار قومیشلو.
Figure 6. Frequency distribution of the δ34S values of sulfide and sulfate minerals of the Qamishlu deposits

۵-۳- مدل زایشی و نتیجه‌گیری

کانسار سرب قومیشلو در سنگ آهک توده ای با سن کرتاسه زیرین رخ داده است. رگه های غنی از گالن در سطوح برشی همراه با گسل های نرمال با روند NE-SW به شکل ناهمشیب و دیرزاد (Epigenetic) نسبت به سنگ میزبان تشکیل شده‌اند. بنابراین به نظر می رسد که سیالات کانسارساز توسط گسل هایی با روند NE-SW به درون برشهای آهک توده ای نفوذ کرده اند. شواهد زمین‌شناسی و بافتی نشان‌دهنده رسوب کانسنگ پس از تشکیل سنگ میزبان و پس از فرایندهای تکتونیکی است. این توضیح نشان دهنده یک کانی‌زایی پس از تکتونیک است، مشابه آنچه در سایر کانسارهای سرب و روی رسوبی دیرزاد مانند کانسارهای MVT توصیف شده است. درشت بلور بودن ماده معدنی و ته‌نشینی همزمان باریت – گالن، به همراه مقادیر مثبت ایزوتوپ های گوگرد، نشانه تحت اشباع بودن سیال کانساری نسبت به گوگرد کاهیده است. مقادیر $\delta^{34}S$ در نمونه های کانسنگ‌های قومیشلو حدود 4+ تا 9+ ‰ هستند. بر اساس تغییرات مقادیر $\delta^{34}S$ ثبت شده در سولفات‌های دریایی در زمان های زمین شناسی مختلف، مقادیر $\delta^{34}S$ نمونه‌های باریت قومیشلو (22+ تا 24+‰) نشان می‌دهد که حاکی از کاهیدگی حرارتی که آب دریایی اوایل ترشیاری یا سولفات‌های تبخیری ترشیاری (مثلاً سازند سرخ پایینی) منبع گوگرد برای باریت در کانسار قومیشلو بوده‌اند (Claypool et al., 1980).

در کانسار قومیشلو باریت و گالن با یکدیگر و به شکل تناوبی ته‌نشین شده‌اند. شرایط انحلال و ته‌نشینی این دو کانی در محیط های زمین شناسی از یکدیگر متمایز است. سیالات اکسیدی غنی از سرب در شرایط فقیر از گوگرد احیایی قادر به حمل مقادیر قابل ملاحظه است از کمپلکس های کلریدی سرب محلول هستند. با افزایش مقدار گوگرد محلول در سیال سرب به شکل سولفید سرب (گالن) کاهیده و به سرعت ته‌نشین می

شود(Hanor, 1996). انحلال و ته‌نشینی باریم به مقدار سولفات محلول در سیال بستگی دارد. باریم در آبهای کاهیده فقیر از سولفات یا غنی از گوگرد کاهیده محلول است ولی در حضور سولفات به صورت باریت ته‌نشین می شود(Anderson, 2008; Kharaka et al., 1987). بنابراین برای ته‌نشینی همزمان باریت و گالن، دو سیال با ویژگی های زمین شیمیایی متفاوت نیاز است. آمیختگی سیالات در سطوح راندگی موجب کانسارسازی سرب و باریم به شکل سولفید-سولفات شده است. گسل های NW-SE موجب جابجایی توده های کانساری شده‌اند.



شکل ۷- مدل شماتیک فرایند نهشت کانسنگ در کانسار قومیشلو.

Figure 7. Schematic model of ore deposition process in the Qomishlu deposit

.

قدردانی

بدینوسیله ازحمایت های مالی و معنوی صورت گرفته توسط سازمان پژوهش های علمی و صنعتی ایران درقالب پژوهانه شماره (GN: ۰۴۶۰۳۸) درانجام این پژوهش کمال تشکر و قدردانی به عمل می آید.

مراجع

Agard, P., Omrani, J., Jolivet, L., Mouthereau, F., 2005. Convergence history across Zagros (Iran): Constraints from collisional and earlier deformation. International Journal of Earth Sciences 94(3), 401-419, https://doi.org/10.1007/s00531-005-0481-4

Alavi, M., 1994. Tectonics of Zagros Orogenic belt of Iran, new data and interpretation. Tectonophysics 229, 211–238. https://doi.org/10.1016/0040-1951(94)90030-2

Anderson, G.M., 2008. The mixing hypothesis and the origin of Mississippi Valley-type ore deposits: Economic Geology 103, 1683–1690. https://doi.org/10.2113/gsecongeo.103.8.1683

Appold, M.S., Wenz, Z.J., 2011. Composition of ore fluid inclusions from the Viburnum Trend, Southeast Missouri District, United States: Implications for Transport and Precipitation Mechanisms. Economic Geology 106, 55–78. https://doi.org/10.2113/econgeo.106.1.55

Boni, M., Gilg, H.A., Balassone, G., Schneider, J., Allen, C.A. Moore, F., 2007. Hypogene Zn carbonate ores in the Angouran deposit, NW Iran. Mineralium Deposita 42, 799–820. DOI: 10.1007/s00126-007-0139-1

Claypool, G.E., Holser, I.R., Sakai, H., Zak, I., 1980. The age curves of sulfur and oxygen isotopes in marine sulfate and their mutual interpretation. Chemical Geology 28, 199–259. https://doi.org/10.1016/0009-2541(80)90047-9

Corbella, M., Ayora, C., and Cardellach, E., 2004. Hydrothermal mixing, carbonate dissolution and sulfide precipitation in Mississippi Valley-Type deposits: Mineralium Deposita 39, 344–357. DOI: 10.1007/s00126-004-0418-z

Dill, H.G., Weiss, W., Botz, R., Dohrmann, R., 2011. Paleontological, mineralogical and chemical studies of syngenetic and epigenetic Pb–Zn–Ba–P mineralizations at the stratotype of the K/P boundary (El Kef area, Tunisia). International Journal of Earth Sciences 100, 805–846. DOI: 10.1007/s00531-010-0618-y

Drake, H., Tullborg, E.L., 2009. Paleohydrogeological events recorded by stable isotopes, fluid inclusions and trace elements in fracture minerals in crystalline rock, Simpevarp area, SE Sweden. Applied Geochemistry 24, 715–732. DOI: 10.1016/j.apgeochem.2009.01.006

Ehya, F., Lotfi, M., Rastad, E., 2010. Emarat carbonate-hosted Zn–Pb deposit, Markazi Province, Iran: A geological, mineralogical and isotopic (S, Pb) study. Journal of Asian Earth Sciences 37, 186–194. DOI: 10.1016/j.jseaes.2009.08.003

Ghazban, F., McNutt, R.H., Schwarcz, H.P., 1994. Genesis of sediment-hosted Zn–Pb– Ba deposits in the Irankuh district, Esfahan area, west-central Iran. Economic Geology 89, 1262–1278. https://doi.org/10.2113/gsecongeo.89.6.1262

Hanor, J.S., 1996. Controls on the solubilization of lead and zinc in basinal brines: Society of Economic Geologists Special Publication 4, 483–500. https://doi.org/10.5382/SP.04.25

Hanor, J. S., 2000, Barite–celestine geochemistry and environments of formation. Reviews in Mineralogy and Geochemistry 40, 193–275. https://doi.org/10.2138/rmg.2000.40.4

Hood, S.D., Nelson, C.S. Kamp, P.J.J., 2004. Burial dolomitisation in a non-tropical carbonate petroleum reservoir: the Oligocene Tikorangi Formation, Taranaki Basin, New Zealand. Sedimentary Geology 172, 117–138. https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2004.07.007

Jazi, M.A., Karimpour, M.H., Mlekzadeh Shafaroudi, A., 2017. Nakhlak carbonate-hosted Pb-(Ag) deposit, Isfahan province, Iran: a geological, mineralogical, geochemical, fluid inclusion, and sulfur isotope study. Ore Geology Reviews 80, 27–47. https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2016.06.018

Kharaka Y.K., Maest A.S., Carothers W.W., Law L.M., Lamothe P.J., Fries T.L., 1987. Geochemistry of metal-rich brines from central Mississippi Salt Dome basin, USA. Applied Geochemistry 2, 543–561. https://doi.org/10.1016/0883-2927(87)90030-9

Land, L.S., 1985. The origin of massive dolomite: Summary and suggestion. Journal of Geological Education 33, 112–125. https://doi.org/10.5408/0022-1368-33.2.112

Leach, D.L., Sangster, D.F., Kelley, K.D., Large, R.R., Garven, G., Allen, C.R., Gutzmer, J., Walters, S., 2005. Sediment-hosted lead–zinc deposits: A global perspective. Economic Geology 100th Anniversary, 561–608. https://doi.org/10.5382/AV100.16

Leach, D.L., Bradley, D.C., Huston, D., Pisarevsky, S.A., Taylor, R.D., Gardoll, S.J., 2010. Sediment-hosted lead-zinc deposits in Earth history. Economic Geology 105, 593–625. https://doi.org/10.2113/gsecongeo.105.3.593

Moore, C.H., 1989, Carbonate diagenesis and porosity. Developments in Sedimentology 46, p. 338. https://doi.org/10.1016/S0070-4571(08)70224-3

Nejadhadad M, Taghipour B, Zarasvandi A, Karimzadeh Somarin A., 2015. Geological, geochemical, and fluid inclusion evidences for the origin of the Ravanj Pb–Ba–Ag deposit, north of Delijan city, Markazi province, Iran. Turkish Journal of Earth Sciences 24, 1501–1526. https://doi.org/10.3906/yer-1407-15

Nejadhadad, M., Taghipour, B., Lentz, D.R., 2018. Geochemical, isotopic, and fluid inclusion signatures of Zn-Pb mineralization in the Tiran mining district, Isfahan, Sanandaj-Sirjan zone (Iran). Ore Geology Reviews 101, 854–869. https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2018.08.018

Nejadhadad, M., Taghipour B, Lentz D.R., 2023. Structural and sulfur isotope evidence for Mississippi Valley-Type deposits in the Sanandaj–Sirjan zone, Iran. Journal of Ore Geology Review 245, 105624. https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2023.105624

Nejadhadad, M.; Taghipour, B.; Salamab Ellahi, S. 2025, Comment on Rajabi et al. Barite replacement as a key factor in the genesis of sediment-hosted Zn-Pb±Ba and barite-sulfide deposits: Ore fluids and isotope

(S and Sr) signatures from sediment-hosted Zn-Pb±Ba deposits of Iran. Minerals 15, 634. https://doi.org/10.3390/min15060634

Plumlee, C.S., Leach, D.L., Hofstra, A.H., Landis, G.P., Rowan, E.L., and Viets, J.C., 1994. Chemical reaction path modeling of ore deposition in Mississippi Valley-type Pb-Zn deposits of the Ozark region, U.S. midcontinent. Economic Geology 89, 1361–1383. https://doi.org/10.2113/gsecongeo.89.6.1361

Rajabi, A., Mahmoodi, P., Alfonso, P., Canet, C., Andrew, C., Azhdari, S., Rezaei, S., Alaminia, Z., Tamarzadeh, S., Yarmohammadi, A., Khan Mohammadi., Gh., Saeidi, R., 2024. Barite Replacement as a Key Factor in the Genesis of Sediment-Hosted Zn-Pb±Ba and Barite-Sulfide Deposits: Ore Fluids and Isotope (S and Sr) Signatures from Sediment-Hosted Zn-Pb±Ba Deposits of Iran. Minerals 14, 671. https://doi.org/10.3390/min14070671.

Reichert, J., and Borg, G., 2008. Numerical simulation and a geochemical model of supergene carbonate-hosted non-sulphide zinc deposits. Ore Geology Reviews 33, 134–151. https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2007.04.002

Rostami Paydar, Gh., 2018, The study of Alteration, Mineralization, and Fluid Inclusion in the Howz-e-Sefid zinc-lead deposit (Central Iran), Journal of Iranian Geology 47, 19-26. https://doi.org/10.1016/j.irog.2018.04.006

Sangster, D.F., 1990. Mississippi Valley type and SEDEX lead-zinc deposits: A comparative examination. Transactions of the Institution of Mining and Metallurgy 99, 21–42. DOI: 10.1179/037178590790445683

Seal II, R.R., 2006, Sulfur isotope geochemistry of sulfide minerals. Reviews in Mineralogy and Geochemistry 61, 633–677. https://doi.org/10.2138/rmg.2006.61.12

Wilkinson, J.J., 2010. A review of fluid inclusion constraints on mineralization in the Irish Ore Field and implications for the genesis of sediment-hosted Zn-Pb deposits. Economic Geology 105, 417–442. https://doi.org/10.2113/gsecongeo.105.2.417

Zahedi, M., 1967. Geological Map of Lenjan Quadrangle 6354. Geological Survey of Iran scale 1:100,000.