Shahid Chamran University of Ahvaz
OPEN ACCESS Adv. Appl. Geol. Autumn 2025, Vol. 15 (3): 1 - 32

Research Article

The investigation of geochemical characteristics of Celestite horizons in the Zagros Fold- Thrust Belt (ZFTB)

Alireza Zarasvandi[1]*,Madineh Saed[1], Akbar Heydari[1], Afsaneh Soltani[1]

1- Geology Department, Faculty of Earth Sciences, Shahid Chamran University of Ahvaz, Ahvaz, Iran

Keywords: *Celestite, Strontium, Microthermometry, Raman spectroscopy, Zagros fold-thrust Belt*.

1. Introduction

Geochemical and geological studies on strontium have gained importance due to its classification as a critical mineral (Department of the Interior, US Government, 2018; European Commission, 2020). Despite its relatively high crustal abundance (320 ppm) (Rudnick and Gao, 2003), economic deposits are rare, with Celestite as the main exploitable resource (Zhu et al., 2022). Celestite forms through synsedimentary precipitation or epigenetic replacement of marine carbonates and sulfates (Hanor, 2004).

In Iran, Celestite occurs mainly in Neogene carbonate-evaporite sequences of Central Iran, Zagros, and Alborz (Pourkaseb et al., 2017). In the Zagros orogeny, its mineralization in the Asmari and Gachsaran formations was influenced by compressional folding, which facilitated the ascent of Sr-rich fluids (Pourkaseb et al., 2017). Geochemical, mineralogical, and fluid inclusion studies provide insights into the formation conditions of these deposits. The Zagros orogenic belt, as part of the Alpine-Himalayan orogenic system, consists of three tectonic zones: the Zagros fold-thrust belt, the Sanandaj-Sirjan zone, and the Urumieh-Dokhtar magmatic arc (Alavi, 2007). This belt resulted from the closure of the Neo-Tethys Ocean and extends along the northeastern Arabian-African continental margin. Considering the sedimentary environment, grade, accessibility, exposure, and distribution of celestite deposits, four deposits from the Asmari and Gachsaran formations were selected for investigation.

2. Research methodology

To determine the concentration of elements, 15 samples of different types of celestites from the Zagros fold–thrust belt were selected. The samples were prepared using the 4-acid digestion method and were analyzed by Inductively Coupled Plasma Spectrometer ICP-MS, with a PerkinElmer-5000, in the Zarazma laboratory in Tehran. Microthermometric measurements of fluid inclusions were performed on the celestite mineral in the central laboratory of Lorestan University. To determine the unknown phases in the fluid inclusions, a Raman laser spectromicroscopy method was used. The Raman spectrum in this research was measured using a confocal Raman spectromicroscope, a LabRam HR model from Horiba, Japan, in the 220-2000 nm range, available in the central laboratory of Shiraz University.

3. Results and Discussions

3.1. Mineralogy and petrography

Field observations indicate that celestite horizons in the Zagros region exhibit various structures, including layered, lenticular, veined, geodial, massive, and radial lenses. Among these, layered, veined, and open-space filling (geodial) structures are predominant. Large celestite crystals often grow within fractures, forming geode structures of varying dimensions. Microscopically, the granular-mosaic texture characteristic of these deposits is primarily associated with geode structures formed by secondary and

* Corresponding author: zarasvandi_a@scu.ac.ir
DOI: 10.22055/aag.2025.49924.2521
Received: 2025-06-11
Accepted: 2025-09-05

epigenetic processes. In all four studied deposits, evidence of celestite replacement was observed, indicating its formation from strontium-rich fluids interacting with primary minerals like gypsum and anhydrite. Open-space-filling textures occur within host-rock pores, while in micritic limestone units with fossils, celestite crystallizes along veins, growing from the walls toward the center. Celestite is often dispersed in fine-grained micritic calcite matrices devoid of fossils. Mineralogical studies confirm celestite, calcite, gypsum, and anhydrite as the primary minerals, with calcite (micrite) and aragonite frequently replaced by celestite.

3.2. Geochemistry

The geochemical analysis of celestite-bearing horizons in the studied Zagros fold-thrust belt deposits reveals that the average Sr content in the Asmari Formation (Tortab: 87370 ppm, Tarak: 81070 ppm) and the Gachsaran Formation (Likak: 875270 ppm, Baba-Mohammed: 83133 ppm) is significantly enriched. The measurement of strontium in the lower layers of the ore-bearing limestone indicates that the strontium content in the celestite deposits of the Gachsaran horizon is 14 times higher. In the Asmari horizon, it is 12 times higher than the average enriched limestone. The filling of mold cavities in micritic limestone samples with celestite can explain this phenomenon. Also, in some samples, the amount of replacement is low, and in others it is very high, so that celestite has completely replaced algae. High strontium purity and low levels of other elements suggest supersaturation with respect to Sr and undersaturation for different components, implying celestite precipitation via partial water evaporation. Incompletely replaced lower layers show Ba enrichment relative to mineralized sections, possibly due to barium absorption by lime or barite's lower solubility in sulfate-rich conditions (Hanor, 2004). The highest Sr content corresponds to epigenetic veins, suggesting a slightly different geochemical environment compared to layered celestites. The results indicate a strong positive correlation among major elements. Strontium shows a weak positive correlation with Ca, Cr, Mg, and Mn in the Gachsaran Formation and with Cr and Mg in the Asmari Formation. At the same time, it exhibits negative correlations with other major elements in both formations. The correlation analysis of trace elements shows that barium is negatively correlated with most trace elements in both formations. However, a relatively strong positive correlation between Sr and Ba is observed in the Gachsaran ($r = 0.633$) and Asmari ($r = 0.415$) formations.

3.3. Raman Spectroscopy

The Raman spectroscopy results on fluid inclusion phases in celestite deposits indicate that the liquid phase in all samples consists of H_2O. The Raman spectrum of the liquid phase exhibits distinct bands in the range of 2750 to 3900 cm^{-1}, attributed to the interaction of water molecules. The Raman spectroscopy results on fluid inclusion phases in celestite deposits indicate that the liquid phase in all samples consists of H_2O. The Raman spectrum of the liquid phase exhibits distinct bands in the range of 2750 to 3900 cm^{-1}, attributed to the interaction of water molecules. The presence of chloride ions in the fluid alters the Raman spectrum in saline fluids compared to low-salinity fluids, a distinction clearly observed in the studied samples. The vapor phase composition in all deposits was also identified as H_2O. To ensure that phase compositions were not altered by potential microthermometric processes, new sections were used for Raman spectroscopy analysis. The Raman spectra revealed that liquid-rich two-phase fluid inclusions (LV) exhibit characteristics associated with low-salinity fluids. This observation was also evident in multiphase fluid inclusions (LVS), confirming the presence of chloride ions and their effect on the Raman spectrum. The analysis carried out on the fluid inclusions showed that the fluid phase and the vapour phase are similar to the two-phase fluid inclusions consisting of H_2O and also a combination of sulfohalite (sodium sulfate salt) (1002 cm^{-1}) and sulfur (462 cm^{-1}). The solid phases in the three-phase fluid inclusions (LVS) show that these phases mainly include sulfohalite (1002 cm^{-1}) and celestite (1000 cm^{-1}). In general, according to the results of Raman spectra, the composition of phases can be expressed as follows: liquid phase (including: $Na_6(F,Cl)(SO_4)_2 + H_2O + S_8$, vapour phase (including: H_2O), Solid phase ($SrSO_4 + S_8$ or $Na_6(F,Cl)(SO_4)_2 + S_8$. In general, according to the above contents, it can be stated that the results of Raman spectrometer analysis are consistent with microthermometry and mineralogical studies.

4. Conclusion

Celestite deposits in the Zagros Zone are primarily hosted within the Asmari and Gachsaran formations, occurring in carbonate-evaporite units. These deposits exhibit structural forms as cavity-fill (vein and geode) and replacement textures within a carbonate matrix. Celestite, calcite, gypsum, and anhydrite are the main minerals, with celestite commonly replacing calcite, gypsum, and anhydrite. Correlation analysis of element concentrations indicates similar geochemical behavior among major components, with a weak positive correlation observed between strontium and barium.

Fluid inclusion studies reveal diverse inclusion types, categorized based on phase composition into monophase liquid, monophase vapor, two-phase liquid-rich, two-phase vapor-rich, and multiphase inclusions. Microthermometric analysis of primary two-phase liquid-rich inclusions shows homogenization temperatures ranging from 208.6 to 219.4°C and salinities between 1.77 and 4.77 wt.% NaCl eq. In celestite from the Asmari Formation. In contrast, celestite from the Gachsaran Formation exhibits homogenization temperatures between 185.6 and 218.1°C, with salinities ranging from 12.16 to 16.34 wt.% NaCl eq. The average homogenization temperature across all analyzed samples is 219.13°C, with a mean salinity of 10.5 wt.% NaCl eq. Raman spectroscopy analysis indicates that the solid phase in three-phase inclusions consists of sulphohalite and celestite. In contrast, the liquid and vapor phases contain H_2O, sulfur, and chlorides, suggesting a potential role for meteoric and brine mixing in ore formation. Geological, mineralogical, and geochemical data indicate that celestite occurrences in the Zagros Zone are primarily influenced by sedimentary basin conditions and carbonate-evaporite lithological characteristics, forming within a spectrum of supratidal to lagoonal environments.

5. References

Alavi, M., 2007. Structure of the Zagros Fold-Thrust Belt in Iran. American Journal of Science 307, 1064–1095. https://doi.org/10.2475/09.2007.02

Department of the Interior, US Government, 2018. Final List of Critical Minerals 2018. Federal Register 83, 23295-23296. https://www.federalregister.gov/d/2018-10667

European Commission, 2020. Study on the EU's list of Critical Raw Materials-Final Report. Publications Office of the European Union. https://data.europa.eu/doi/10.2873/11619

Hanor, J.S., 2004. A model for the origin of large carbonate- and evaporite-hosted Celestite deposits. Journal of Sedimentary Research 74, 168–175. https://doi.org/10.1306/092203740168

Pourkaseb, H., Zarasvandi, A., Rezaei, M., Mahdavi, R., Ghanavati, F., 2017. The occurrence and origin of celestite in the Abolfares region, Iran: Implications for Sr-mineralization in Zagros Fold Belt (ZFB). Journal of African Earth Sciences 134, 352–364. https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2017.06.010

Rudnick, R.L., Gao, S., 2003. Composition of the continental crust. Treatise on Geochemistry 3, 1–64. https://doi.org/10.1016/B0-08-043751-6/03016-4

Zhu, Q., Cook, N.J., Xie, G., Ciobanu, C.L., Gilbert, S.E., Wade, B., Xu, J., 2022. Textural and geochemical analysis of Celestite and sulfides constrain Sr-(Pb-Zn) mineralization in the Shizilishan deposit, Eastern China. Ore Geology Reviews 144, 104814. https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2022.104814

HOW TO CITE THIS ARTICLE:
Zarasvandi, A., Saed, M., Heydari, A., Soltani, A., 2025. The investigation of geochemical characteristics of Celestite horizons in the Zagros Fold- Thrust Belt (ZFTB). Adv. Appl. Geol. 15 (3), 1-32.
DOI: 10.22055/aag.2025.49924.2521
https://aag.scu.ac.ir/article_20280.html

©2025 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

مقاله پژوهشی

بررسی ویژگی‌های زمین‌شیمیایی همراه با مطالعه میانبارهای سیال افق‌های سلستیت‌دار کمربند چین‌خورده ـ تراستی زاگرس

علیرضا زراسوندی
گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید چمران اهواز، اهواز، ایران
مدینه ساعد
گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید چمران اهواز، اهواز، ایران
اکبر حیدری
گروه زمین‌شناسی نفت و حوضه‌های رسوبی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید چمران اهواز، اهواز، ایران
افسانه سلطانی
گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید چمران اهواز، اهواز، ایران
zarasvandi_a@scu.ac.ir
تاریخ دریافت: ۱۴۰۴/۰۳/۲۱ تاریخ پذیرش: ۱۴۰۴/۰۶/۱۴

چکیده

افق‌های سلستیت‌دار اغلب در سازندهای کربناتی ـ تبخیری، آسماری و گچساران در محدوده کمربند چین خورده تراستی زاگرس گسترش یافته‌اند. میانگین Sr در نمونه‌های ترتاب و تارک از سازند آسماری (آهک توده‌ای و شیلی) به ترتیب ۸۷۳۷۰ و ۸۱۰۷۰ ppm و در سازند گچساران، در لیکک (ژیپس، آهک و مارن) و بابامحمد (آهک و ژیپس) به‌ترتیب ۸۷۵۲۷ و ۸۷۱۳۳ ppm اندازه‌گیری شده است. دمای همگن‌شدگی میانبارهای سیال دو فازی غنی از مایع در کانسارهای سلستیت تارک و ترتاب، به‌ترتیب ۲۰۸/۶ و ۲۱۹/۴ درجه سانتی‌گراد و میزان شوری ۴/۷۷ و ۱/۷۷ درصد وزنی معادل نمک طعام است. دمای همگن‌شدگی میانبارهای سیال دو فازی غنی از مایع در کانسارهای سلستیت لیکک و بابا محمد، به‌ترتیب ۲۱۸/۱ و ۱۸۵/۶ درجه سانتی‌گراد و میزان شوری ۱۲/۱۶ و ۱۶/۳۴ درصد وزنی معادل نمک طعام اندازه‌گیری شد. طیف‌سنجی رامان ترکیب فاز مایع و بخار را H_2O و در سیالات چندفازی، ترکیبات سولفوهالیت، سلستیت و گوگرد را مشخص کرد. ذخایر سلستیت در سازندهای آسماری و گچساران تحت تأثیر دو فرآیند اصلی قراردارند: شورابه‌های درون‌سازندی در مرحله دیرزاد و نفوذ آب‌های جوی همراه با تبخیر شورابه‌های لاگونی و سبخایی در مرحله همزاد. تلفیق این دو فرآیند، نقش موثری در غنی‌شدگی استرانسیوم و کانه‌زایی سلستیت ایفا کرده است.

واژه‌های کلیدی: *سلستیت، استرانسیوم، ریزدماسنجی، طیف‌سنج رامان، کمربند چین‌خورده زاگرس*

۱-مقدمه

با توجه به قرارگیری استرانسیوم در فهرست مواد معدنی بحرانی توسط ایالات متحده و اتحادیه اروپا، بررسی‌های زمین‌شناسی و ژئوشیمیایی مرتبط با این عنصر و کانسارهای آن از اهمیت قابل توجهی برخوردار است (Department of the Interior, US Government, 2018; European Commission, 2020). با وجود فراوانی نسبتاً بالای استرانسیوم در پوسته زمین (۳۲۰ ppm؛ Rudnick and Gao, 2003)، این عنصر اغلب به‌صورت فرعی یا جزئی و در ترکیب با سایر عناصر نظیر Ca، Ba و K حضور دارد (Nedobukh and Semenishchev, 2020). در نتیجه، کانسارهای بزرگ و غنی از کانی‌های استرانسیوم نسبتاًکمیاب‌اند. در این میان، تنها دو کانی سلستیت و استرونسیانیت به‌عنوان منابع غنی و ارزشمند استرانسیوم شناخته می‌شوند (Ehya et al., 2013; Kile et al., 2015; Pourkaseb et al., 2017; Zhu et al., 2022).

با این حال، کانسارهای سلستیت به‌عنوان اصلی‌ترین منابع قابل بهره‌برداری استرانسیوم در جهان شناخته می‌شوند (MacMillan et al., 1994; Souissi et al., 2007). سلستیت به عنوان کانی سولفاته معمولاً در سنگ‌های رسوبی نظیر دولومیت، سنگ‌آهک دولومیتی و سنگ‌آهک، اغلب همراه با ژیپس و دیگر تبخیری‌ها یافت می‌شود (Markhand et al., 2020). این کانی اغلب به‌صورت لایه‌ای در واحدهای کربناته دریایی و تبخیری متعلق به دوره‌هایی از سیلورین تا پلیوسن تشکیل شده است (Baker and Bloomer, 1988; Breesch

et al., 2009; Piga et al., 2016). براساس ویژگی‌های زمین‌شناسی و ژئوشیمیایی کانسارهای سلستیت، دو مکانیسم اصلی متالوژنی برای تشکیل آن‌ها مطرح شده است: (۱) رسوب‌گذاری هم‌زاد با سنگ میزبان و هم‌زمان با تبخیر آب دریا و (۲) جانشینی دیرزاد کربنات‌ها و سولفات‌های دریایی توسط سلستیت (Hanor, 2004). مطالعات Zhu و همکاران (۲۰۲۲) بر روی کانسار شی‌زیلی‌شان (Shizilishan) در چین نشان می‌دهند که سیالات با شوری پایین تا متوسط، نسبت بالای Sr/Ba و غلظت متوسط یون‌های سولفات محلول از عوامل کلیدی در تشکیل ذخایر بزرگ سلستیت هستند. برهمکنش طولانی‌مدت این سیالات با سنگ میزبان، یا ورود دوره‌ای سیالات غنی از استرانسیوم، شرایط مناسبی را برای رسوب‌گذاری گسترده سلستیت فراهم کرده است. علاوه براین، تغییرات pH نیز بر ترکیب شیمیایی و مراحل تبلور این کانی تأثیرگذار بوده‌اند.

رخدادها و کانسارهای سلستیت در ایران در ارتباط با توالی‌های کربناته - تبخیری نئوژن هستند (Pourkaseb et al., 2017). این ذخایر در سه منطقه ساختاری اصلی توسعه یافته‌اند: ایران مرکزی (سازند قم با سن الیگومیوسن)، زاگرس (سازندهای آسماری، گچساران و میشان که به‌ترتیب متعلق به الیگومیوسن، میوسن زیرین و میوسن زیرین تا میانه هستند) و البرز (سازند کند با سن ائوسن پسین) (Bazargani-Guilani and Nekouvaght Tak, 2008; Ehya et al., 2013; Pourkaseb et al., 2017).

کانسارهای سلستیت در ایران در دو افق چینه‌ای با منشأ مجزا شکل گرفته‌اند. افق ائوسن با سنگ‌های آذرآواری و پیروکلاستیک گرمسار و افق میوسن سازند قم، شامل نهشته‌های آهکی - مارنی و تبخیری که دارای زمینه رسوبی تبخیری و کربناته هستند. افق میوسن یکی از مهم‌ترین سطوح چینه‌ای میزبان کانسارهای سلستیت در ایران است که به‌طور عمده در ارتباط با سنگ‌های آهکی سازند قم در کمربند چین‌خورده زاگرس شکل گرفته است. این کانسارها اغلب در لایه‌های تبخیری، مارنی و آهکی این سازند و به‌ویژه در مجاورت گسل‌ها و نواحی تکتونیکی فعال تشکیل شده‌اند. رخدادهای سلستیت در این افق، نه تنها از نظر چینه‌شناسی بلکه از نظر کانی‌سازی و همراهی با دیگر رخساره‌های تبخیری، شباهت‌های قابل توجهی با سایر ذخایر نوع ته‌نشستی در سطح جهانی دارند. شواهد پتروگرافی، ریزدماسنجی و طیف‌سنجی رامان نیز نشان می‌دهند که سیالات معدنی درگیر در این افق، دارای ترکیب سولفات‌دار با منشأ تبخیری بوده و غالباً در دمای کمتر از ۱۵۰ درجه سانتی‌گراد به مرحله کانه‌زایی رسیده‌اند. علاوه براین، داده‌های ساختاری و جایگاه تکتونیکی نیز حاکی از آن است که فعالیت‌های گسلی در ایجاد فضاهای مناسب برای نهشت سلستیت در این افق نقش بسزایی داشته‌اند (Hashempour et al., 2025). به بیان Hashempour و همکاران (۲۰۲۵)، عواملی مانند توالی رسوبی کربناته ـ تبخیری، حوضه رسوبی و محیط رسوب‌گذاری کم‌عمق، سیالات شور غنی از استرانسیم، سطح و پس‌روی دریا، اقلیم نیمه‌خشک و کارستی شدن، پارامترهای مؤثر بر کانی‌زایی سلستین هستند. علاوه براین، از دیگر عوامل مهم کانی‌زایی سلستین می‌توان به نقش موقعیت‌های تکتونیکی و چرخه‌های اقیانوسی اشاره کرد. با توجه به جوان بودن سن کانی‌زایی سلستین در ایران، موقعیت‌های تکتونیکی مرتبط با باز و بسته شدن اقیانوس نئوتتیس محیط‌های مناسبی برای تشکیل سلستین فراهم کرده‌اند. حوضه پشتی-کمانی قم و حوضه جلگه‌ای زاگرس که هر دو در اواخر الیگوسن تا اوایل میوسن بخشی از نئوتتیس بودند، محیط‌های تکتونیکی سلستین را تشکیل می‌دهند. سازندهای قم و آسماری میزبان مهم سلستین در ایران مرکزی و حوضه زاگرس هستند و تعامل پیچیده بین فعالیت‌های تکتونیکی و فرآیندهای رسوب‌گذاری در دوران سنوزوئیک را نشان می‌دهند. در دوره اوایل الیگوسن تا اواخر میوسن، شرایط جهانی گرم و خشک بود که باعث افزایش نرخ تبخیر و فراهم شدن شرایط مناسب برای رسوب سلستین در محیط‌های دریایی کم‌عمق شد (Hashempour et al., 2025). شواهد زمین‌شناسی حاکی از آن است که رخدادهای اصلی سلستیت در زون کوه‌زایی زاگرس به طور گسترده در ارتباط با سازندهای آسماری (الیگومیوسن - میوسن) و گچساران (میوسن زیرین) هستند، در حالی که رخدادهای کوچک‌تر از مارن‌های قرمز سازند میشان (میوسن زیرین تا میانه) گزارش شده‌اند (Ehya et al., 2013; Pourkaseb et al., 2017; Hashempour et al., 2025). از طرفی، آغاز فازهای چین‌خوردگی فشاری در حوضه، نقش مؤثری در صعود سیالات غنی از استرانسیم و تشکیل ذخایر سلستیت ایفا کرده است (Pourkaseb et al., 2017). این مسئله، اهمیت بررسی ویژگی‌های ژئوشیمیایی،

کانی‌شناسی و فرآیندهای مؤثر در تشکیل این ذخایر را بیش از پیش نمایان می‌سازد. در همین راستا، این مطالعه با تکیه بر تلفیق داده‌های ژئوشیمی، مشاهدات زمین‌شناسی، مطالعات پتروگرافی، میانبارهای سیال و طیف‌سنجی رامان، به بررسی شاخص‌های زمین‌شیمیایی مؤثر در زایش کانسارهای سلستیت در سازندهای آسماری و گچساران پرداخته است.

۲- روش پژوهش

بر پایه بررسی‌های میدانی و با در نظر گرفتن پارامترهایی نظیر ضخامت لایه‌ها، انواع ساخت، لایه‌بندی، واحدهای دربرگیرنده ماده معدنی و انواع کانه‌زایی، نمونه‌های مناسب از ذخایر مورد مطالعه برداشت گردید. در مرحله بعد، مقاطع نازک به‌منظور مطالعات کانی‌شناسی و مقاطع دوبرصیقل برای بررسی‌های پتروگرافی میانبارهای سیال تهیه و توسط میکروسکوپ پلاریزان در دانشگاه شهید چمران اهواز مطالعه گردید. به منظور مطالعات زمین‌شیمیایی به روش طیف‌سنج پلاسمای جفت‌شده القایی (ICP-MS)، تعداد ۱۵ نمونه از انواع مختلف سلستیت‌های کمربند چین‌خورده - تراستی زاگرس انتخاب گردید. حدود ۱۰۰ گرم از ماده را برش داده، سپس نمونه توسط هاون سرامیکی به یک پودر ریز (۲۰۰ مش) تبدیل شد. از هر نمونه، حدود ۱۰۰ گرم برداشت و پس از خردایش با هاون سرامیکی به پودر ریز (مش ۲۰۰) تبدیل گردید. سپس ۵۰ گرم از این پودر به آزمایشگاه زرآزما (تهران) ارسال گردید و نمونه‌ها با روش هضم چهار اسیدی آماده‌سازی و توسط دستگاه ICP-MS مدل PerkinElmer-5000 مورد آنالیز قرار گرفتند.

مطالعات ریزدماسنجی میانبارهای سیال بر روی کانی سلستیت در آزمایشگاه مرکزی دانشگاه لرستان انجام شد. به‌منظور شناسایی و تعیین فازهای مجهول در میانبارهای سیال نیز از طیف‌سنجی رامان استفاده گردید. این طیف‌ها با استفاده از دستگاه رامان کانفوکال اسپکترومیکروسکوپی مدل Lab Ram HR ساخت شرکت Horiba ژاپن، در بازه جذبی ۲۲۰ تا ۲۰۰۰ نانومتر، در آزمایشگاه مرکزی دانشگاه شیراز ثبت گردید. دستگاه مذکور به لیزر Nd-YAG با فرکانس مضاعف پلاریزه و طول موج برانگیختگی ۵۳۲/۶ نانومتر مجهز بوده و از لنز X ۱۰۰ برای تفکیک فازهای مایع، بخار و جامد در میانبارهای سیال استفاده شد. جهت تفسیر داده‌ها، از طیف‌های مرجع ارائه‌شده در Frezzotti و همکاران (۲۰۱۲) و همچنین از نرم‌افزار CrystalSleuth برای تأیید برخی از طیف‌های ثبت‌شده استفاده گردید.

۳- زمین‌شناسی

۳-۱- زمین‌شناسی عمومی

کمربند کوهزایی زاگرس، به‌عنوان بخشی از سیستم کوهزایی آلپ - هیمالیا، یک کمربند نامتقارن با روند کلی شمال‌غرب - جنوب‌شرق است که با طولی در حدود ۲۰۰۰ کیلومتر و پهنایی بین ۱۰۰ تا ۳۰۰ کیلومتر، از جنوب‌شرق ترکیه تا تنگه هرمز در جنوب ایران گسترش یافته است (Stocklin, 1968; Alavi, 2007). این کمربند کوهزایی - فلززایی متشکل از سه زون زمین‌ساختی اصلی با روند شمال‌غرب - جنوب‌شرق است که شامل زون چین‌خورده - تراستی زاگرس در جنوب‌غرب، زون سنندج - سیرجان در بخش میانی و کمان ماگمایی ارومیه - دختر در شمال‌شرق آن می‌باشد (Alavi, 2007). شکل‌گیری این کمربند در پی بسته‌شدن اقیانوس نئوتتیس رخ داده و بر روی یک سکوی قاره‌ای گسترده در حاشیه شمال‌شرقی صفحه عربی ـ آفریقایی قرار گرفته است (Alavi, 2007). بر اساس فعالیت‌های تکتونیکی و تاریخچه رسوب‌گذاری، چهار زون تکتونو - استراتیگرافی در حوضه زاگرس قابل تفکیک است که به‌ترتیب از شمال‌غرب به جنوب‌شرق شامل زون‌های لرستان، فروافتادگی دزفول، پهنه ایذه، و فارس می‌باشند (Heydari, 2008; Mouthereau et al., 2012). پلتفرم الیگوسن - میوسن آسماری در طی مرحله نهایی بسته‌شدن اقیانوس نئوتتیس و هم‌زمان با آغاز توسعه حوضه فورلند زاگرس شکل گرفته است (Sherkati et al., 2006).

با توجه به فعالیت‌های زمین‌ساختی و توالی‌های رسوبی، کانه‌زایی سلستیت در زاگرس در چندین افق مختلف گزارش شده است. افق آسماری و در برخی مناطق، نهشته‌هایی از سازند گچساران دارای اهمیت اقتصادی هستند و بهره‌برداری از آن‌ها صورت می‌گیرد. ذخایر سلستیت در پهنه ساختاری زاگرس، علاوه بر گنبدهای نمکی، در واحدهای رسوبی آسماری (الیگوسن - میوسن)، گچساران (میوسن پیشین تا میانی) و میشان (میوسن) نیز شناسایی شده‌اند. کانی‌سازی سلستیت در بخش‌های مختلف زاگرس گسترش یافته و از مهم‌ترین ذخایر آن می‌توان به تاقدیس بنگستان در شمال‌غرب بهبهان (Nejad Haddad and Aftabi, 2010)، ناحیه لیکک، دشت آهو و ذخایر بابامحمد در جنوب گچساران (Rostami et al., 2016)،

مناطق آبدانان و دهلران در استان ایلام (Tabakh Shabani et al., 2015) و نواحی جنوب‌شرقی شهرستان تنگستان در استان بوشهر (Mor and Ehya, 1997) اشاره کرد. در این میان، مهم‌ترین کانسارهای شناخته‌شده مربوط به تاقدیس بنگستان و مناطق مجاور آن است که عمدتاً در سازندهای گچساران و آسماری تشکیل شده‌اند.

با توجه به بررسی‌های زمین‌شناسی و شناسایی ماده معدنی در این پهنه و با در نظر گرفتن عواملی نظیر اولویت محیط رسوبی، عیار، دسترسی، رخنمون و گستره ذخایر سلستیت، چهار نهشته از دو افق متفاوت (سازندهای آسماری و گچساران) برای مطالعه انتخاب شدند. این ذخایر شامل کانسارهای ترتاب و تارک در منطقه ابوالفارس شهرستان رامهرمز، کانسار لیکک در شهرستان بهبهان (استان خوزستان) و کانسار بابامحمد در شهرستان گچساران (استان کهگیلویه و بویراحمد) هستند. کانسارهای مورد مطالعه در کمربند چین‌خورده - تراستی زاگرس در شکل ۱ نمایش داده شده‌اند. همچنین، شرح مختصری از ویژگی‌های زمین‌شناسی مناطق مورد بررسی ارائه شده است.

۳-۲- زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه

کانسارهای سلستیت در محدوده‌های ترتاب و تارک، بر اساس تقسیم‌بندی ساختاری - رسوبی ایران (Stocklin, 1968) و طبقه‌بندی زمین‌ساختی Nabavi (۱۹۷۶)، در پهنه ساختاری زاگرس چین‌خورده (شکل ۲) و در مقیاس کوچک‌تر، بر روی ورقه یکصد هزار هفتگل قرار دارند (Setudehnia and Perry, 1996a). از نظر موقعیت جغرافیایی این کانسارها در محدوده‌ای با مختصات جغرافیایی '۵۰ °۴۹ تا '۰۰ °۵۰ طول شرقی و '۰۵ °۳۱ تا '۱۶ °۳۱ عرض شمالی، در مجاورت روستاهای ترتاب، پای ریشه کوه و کل احمدی در منطقه ابوالفارس و در فاصله ۱۵ کیلومتری شهرستان رامهرمز در جنوب‌شرق استان خوزستان واقع شده‌اند (شکل ۱).

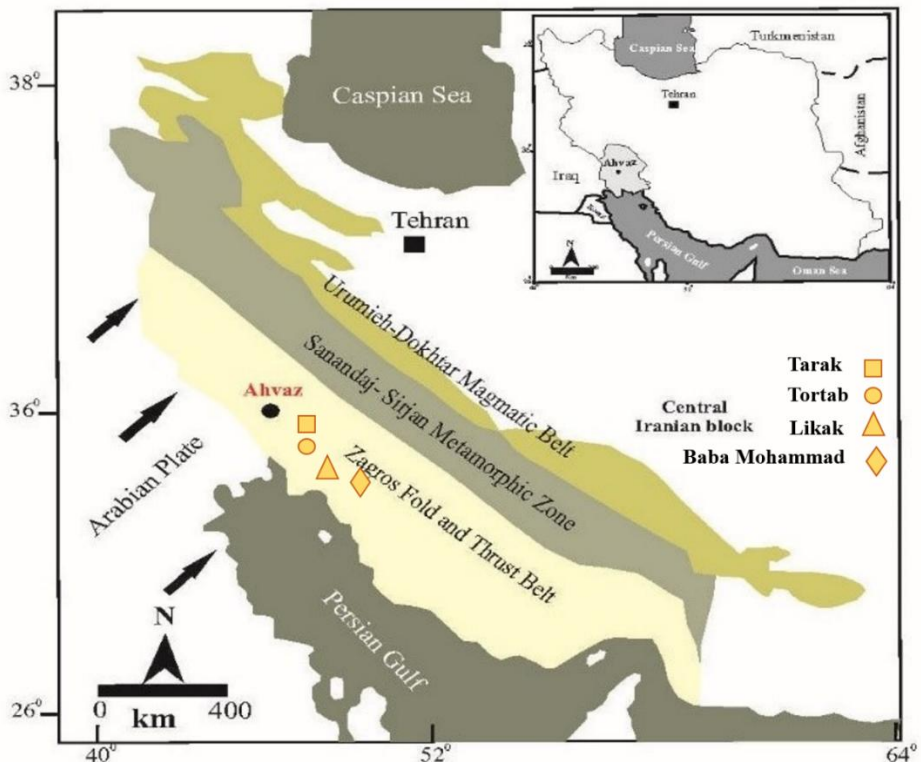
کانسار سلستیت لیکک در بخش لیکک شهرستان بهمئی، در ۳۴ کیلومتری شمال‌غربی شهرستان بهبهان و در ۵۰۰ متری شرق روستای قبرقیصر و ۵ کیلومتری جنوب روستای لیکک قرار دارد (شکل ۱). این کانسار بین طول‌های '۰۴ °۵۰ تا '۵۰ °۵۰ شرقی و عرض‌های '۵۰ °۳۰ تا '۵۵ °۳۰ شمالی واقع شده و در محدوده بورقه یکصد هزار بهبهان (Macleod and Akbari, 1970) جای می‌گیرد.

کانسار سلستیت بابامحمد در جنوب‌غرب ایران و در محدوده‌ای واقع در جنوب شهرستان گچساران، استان کهگیلویه و بویراحمد و در نزدیکی روستای بی‌بی جان قرار دارد (شکل ۱). این محدوده علاوه بر ارتباط با شهرستان گچساران، از مسیر شهر بهبهان نیز قابل دسترسی است. محدوده مورد مطالعه بر روی ورقه یکصد هزار گچساران (Setudehnia and Perry, 1966b) و بین مختصات جغرافیایی '۴۳ °۵۰ تا '۵۰ °۵۰ طول شرقی و '۱۰ °۳۰ تا '۱۶ °۳۰ عرض شمالی قرار دارد.

کانسارهای سلستیت ترتاب و تارک: کانسارهای سلستیت مورد مطالعه، بخشی از ساختار تاقدیسی بنگستان هستند که با روند شمال‌غربی - جنوب‌شرقی، هم‌راستا با ساختار کلی زون کوه‌زایی زاگرس شکل گرفته‌اند و در مقیاس ساختاری دقیق‌تر، در پایین‌ترین بخش زون ایذه و در حاشیه فروافتادگی دزفول جای دارند (Motiei, H., 1995). تاقدیس بنگستان ساختاری نامتقارن با محوری سینوسی‌شکل است که پلانژ شمال‌غربی آن تحت تأثیر گسل ایذه به‌سمت شمال منحرف شده است (Nejad Haddad and Aftabi, 2010). در امتداد این محور، گسل‌های متعددی از نوع امتدادلغز و عادی در راستاهای شمال، شمال‌غرب و جنوب‌شرق شناسایی شده‌اند (شکل۲).

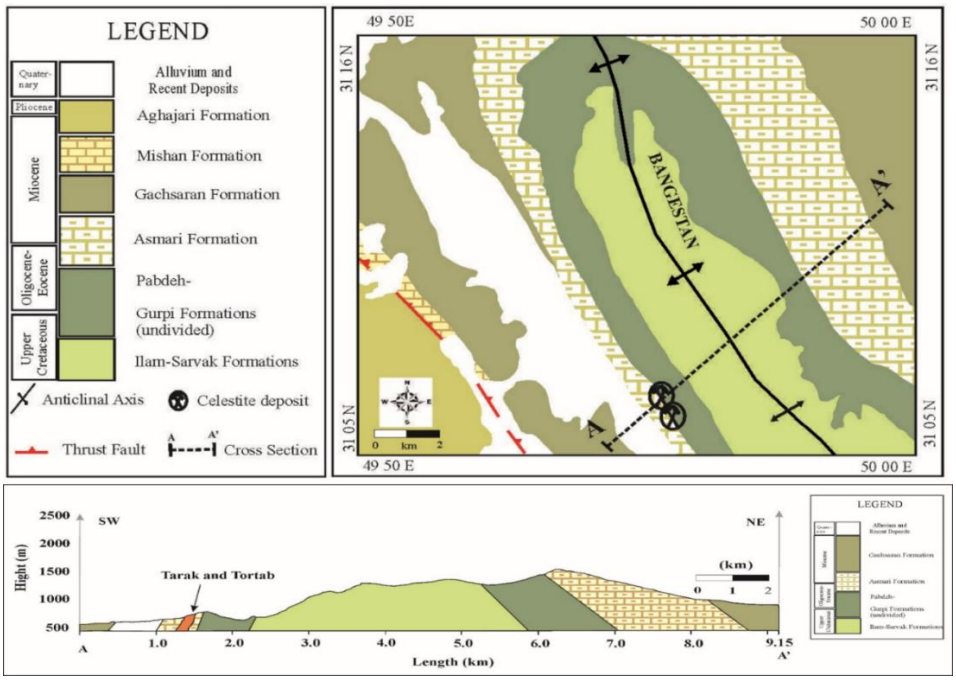
کانسار سلستیت لیکک: از نظر موقعیت تکتونیکی، منطقه مورد مطالعه در زون چین‌خورده زاگرس و زیرپهنه فروافتادگی دزفول قرار دارد. از دیدگاه چینه‌شناسی، سازندهای منطقه به ترتیب از قدیم به جدید شامل آسماری، گچساران، میشان و بختیاری هستند. کانه‌زایی سلستیت در سازند گچساران با بازه زمانی میوسن زیرین رخ داده و در یک تاقدیس نامتقارن با روند شمال‌غرب - جنوب‌شرق رخنمون دارند (شکل ۳).

کانسار سلستیت بابامحمد: از نظر زمین‌شناسی ساختاری، منطقه مورد مطالعه در پهنه ساختاری زاگرس چین‌خورده واقع شده است. از دیدگاه چینه‌شناسی، سازند گچساران با سن میوسن زیرین، بر روی سازند آسماری با سن الیگوسن بالایی تا میوسن زیرین و زیر سازند میشان با سن میوسن قرار گرفته است. جوان‌ترین واحد زمین‌شناسی منطقه، سازند میشان می‌باشد (شکل ۴).



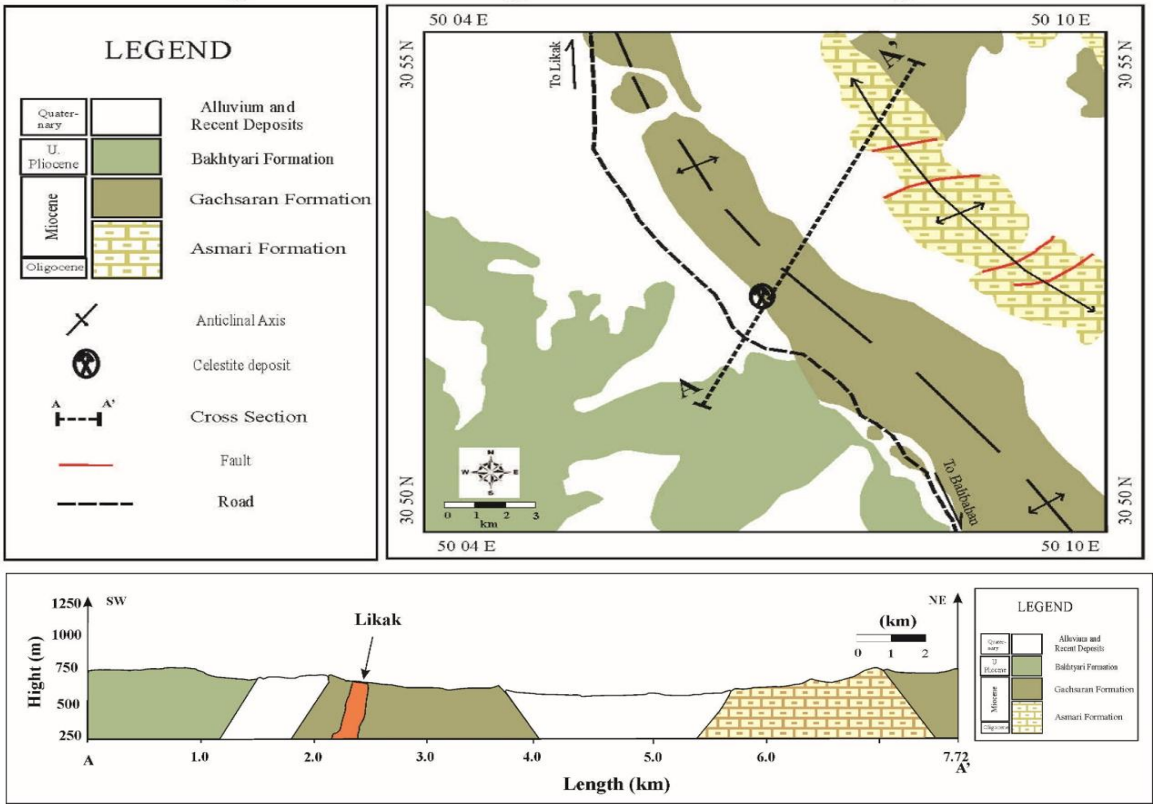
شکل ۱- تقسیم‌بندی‌های اصلی ساختاری کمربند کوهزایی زاگرس (با اعمال تغییراتی از Alavi, 2004; Zarasvandi et al., 2005, 2008) و موقعیت کانسارهای مورد مطالعه در کمربند چین‌خورده - تراستی زاگرس.

Fig. 1. (a) Major structural subdivisions of the Zagros orogenic belt (modified after Alavi, 2004; Zarasvandi et al., 2005, 2008), along with the location of the studied celestite deposits in the Folded-Thrust Belt of the Zagros.



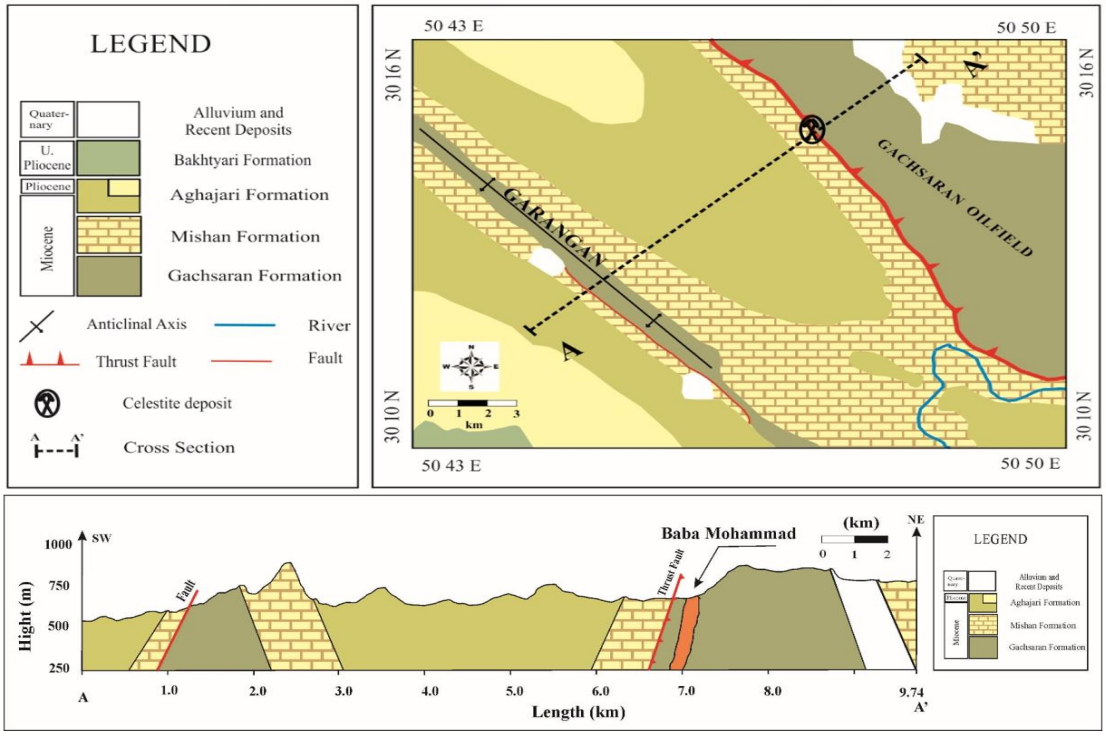
شکل ۲- نقشه زمین‌شناسی کانسارهای سلستیت ترتاب و تارک (برگرفته از Saed و همکاران (۲۰۲۲)).

Fig.2. Geological map of the Tarteb and Tark celestite deposits (after Saed et al., 2022).



شکل ۳- نقشه زمین‌شناسی کانسار سلستیت لیکک (نقشه ساده‌شده از Ehya و همکاران (۲۰۱۳)).

Fig.3. Geological map of the Likak celestite deposit (simplified from Ehya et al., 2013)



شکل ۴- نقشه زمین‌شناسی کانسار سلستیت بابامحمد.

Fig.4. Geological map of the Baba Mohammad celestite deposit

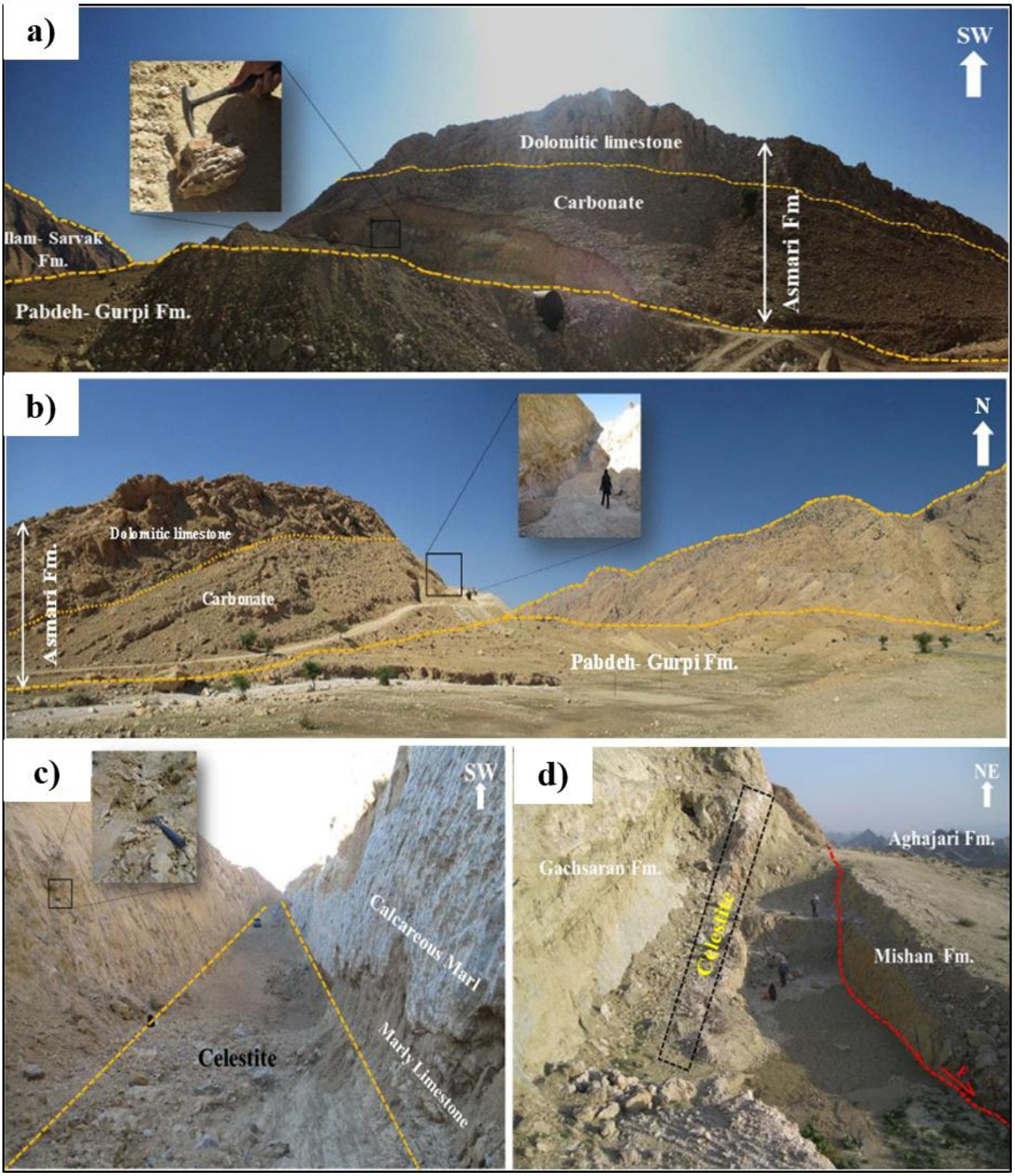
تاقدیس بنگستان با طولی حدود ۷۵ کیلومتر و پهنایی بین ۴ تا ۸ کیلومتر، مهم‌ترین میزبان کانه‌زایی سلستیت در منطقه ترتاب و تارک به‌شمار می‌رود، به‌طوری‌که بیشترین رخنمون‌های کانی‌سازی در این ناحیه، به‌ویژه در یال غربی تاقدیس، گسترش یافته‌اند. کانی‌سازی سلستیت در پایین‌ترین بخش از سازند آسماری این تاقدیس گزارش شده و به‌صورت لایه‌های نازک با ضخامت و شیب متغیر به‌سوی جنوب‌غرب، در دو فرم عدسی‌شکل (لنزوار) و رگه‌ای مشاهده می‌شود (Saed et al., 2022) (شکل ۵a). رخنمون سلستیت ترتاب در بخش میانی سازند آسماری و در میان سنگ‌های کربناته تبخیری مربوط به اوایل میوسن جای گرفته‌اند و بین آهک‌های توده‌ای زیرین و آهک‌های شیلی بالایی قرار دارند (شکل ۵b).

براساس بررسی‌های میدانی، سازند گچساران در منطقه لیکک به دلیل فرسایش سازندهای مجاور توسط رسوبات آبرفتی پوشیده شده و از گستردگی بیشتری برخوردار است (شکل ۵c). این کانسار شامل دو افق سلستیت‌دار به طول حدود یک کیلومتر و ضخامت ۱.۵ تا ۲ متر است که درون لایه‌های ژیپسی به صورت عدسی‌ها و توده‌های لایه‌ای شکل، با امتدادی موازی لایه‌های آهکی، تشکیل شده‌اند. لایه‌های بالایی و پایینی ماده معدنی به ترتیب شامل آهک‌های سازند میشان و مارن‌ها و انیدریت‌های سازند گچساران هستند که توسط یک لایه آهکی به ضخامت حدود ۲ متر از هم جدا شده‌اند. جنس این لایه آهکی در بخش‌های مختلف متفاوت بوده، به‌طوری‌که در قسمت‌های زیرین ماده معدنی مارنی و در بخش‌های مجاور ماده معدنی به لایه‌ای رسی فسیل‌دار تغییر می‌یابد.

وجود درزها و شکستگی‌های فراوان ناشی از فعالیت‌های تکتونیکی منطقه، مجراهای مناسبی برای کانه‌زایی فراهم کرده است. در نتیجه فرایند کانه‌زایی در این کانسار عمدتاً به صورت پرکننده فضاهای خالی و شکستگی‌ها یا ساختار ژئودی رخ داده است. علاوه بر این، تأثیر سیالات کانه‌دار که به صورت رگه‌ای و پرکننده درزها و شکستگی‌ها ظاهر می‌شوند، نشان‌دهنده فرآیندهای دیرزاد قابل توجه در منطقه است (شکل ۵c). بلورهای سلستیت غالباً به رنگ‌های سفید، شیری، خاکستری و گاهی قهوه‌ای مشاهده شده‌اند که اغلب آغشته به مواد هیدروکربنی هستند. این امر به دلیل قرارگیری سازند گچساران بر روی سازند آسماری است که به عنوان مهم‌ترین پوش‌سنگ و بزرگ‌ترین مخزن نفتی در حوضه زاگرس شناخته می‌شود.

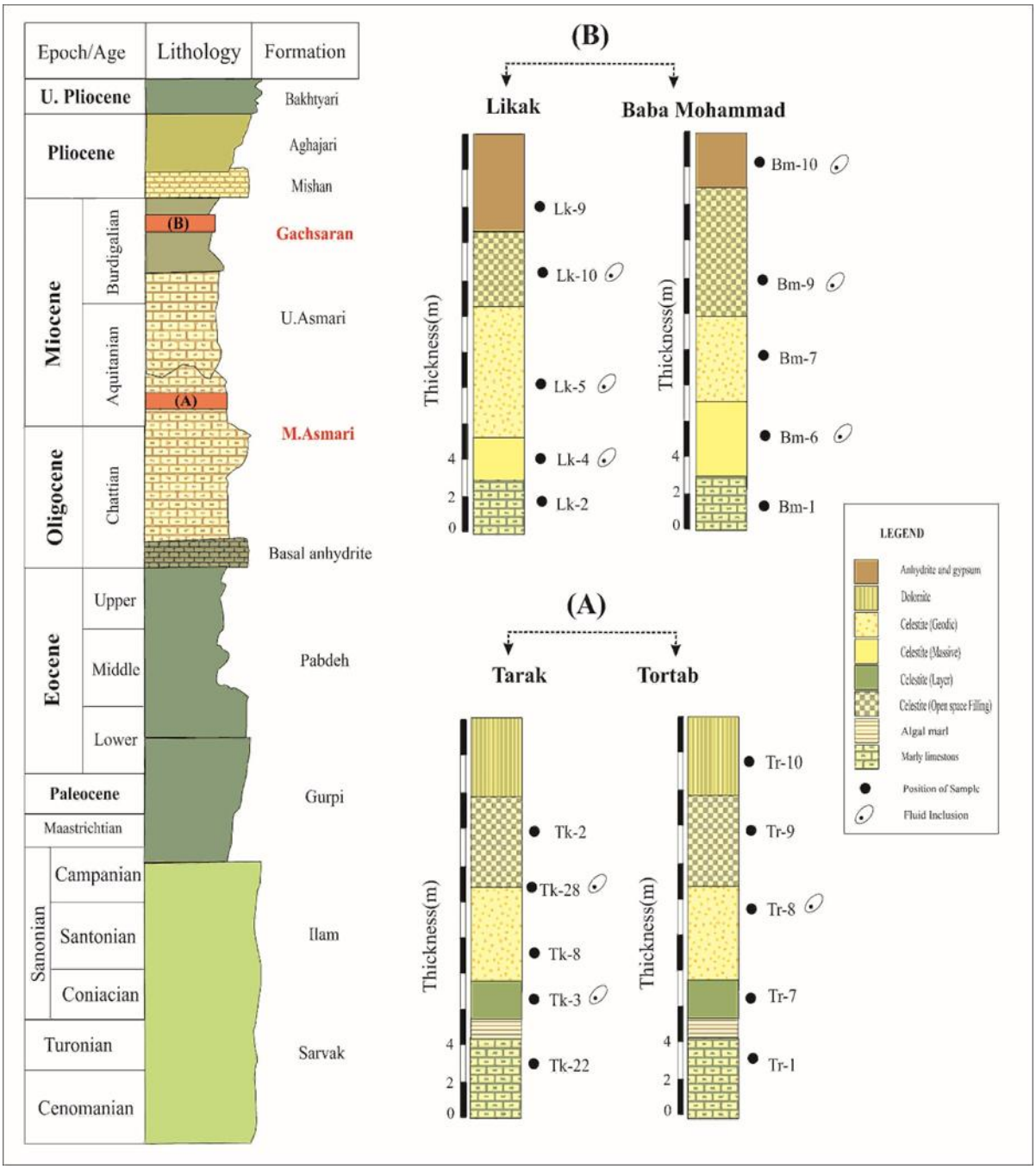
سلستیت بابامحمد بخشی از طاقدیس گچساران است که در امتداد روند عمومی کوهزایی زاگرس، دارای راستای شمال‌غربی - جنوب‌شرقی بوده و گسل‌هایی هم‌راستا با محور چین‌خوردگی در یال‌های شمالی و جنوبی آن قابل مشاهده است. نهشته‌های سلستیتی در واحدهای تبخیری سازند گچساران، شامل ژیپس و آهک‌های ضخیم‌لایه به سن میوسن زیرین، رخنمون دارند. اغلب واحدهای رخنمون‌یافته در این طاقدیس متعلق به سنوزوئیک هستند و از قدیم به جدید شامل سازندهای گچساران، میشان و آغاجاری (لهبری) می‌باشند (شکل ۵d). ترکیب سنگ‌شناسی غالب در منطقه شامل ژیپس، انیدریت و سنگ آهک در سازند گچساران و مارن‌های خاکستری در سازند میشان است. کانه‌زایی سلستیت عمدتاً در لایه‌های تبخیری سازند گچساران رخ داده و به‌صورت پرکننده فضاهای خالی، توده‌ای و رگه‌ای دیده می‌شود. از نظر واحدهای سنگ‌شناختی، بخش زیرین توالی کانه‌دار عمدتاً ژیپسی بوده و بخش بالایی آن از لایه‌های آهکی متشکل از بیومیکریت تا بیومیکرواسپارایت تشکیل شده است.

از منظر چینه‌شناسی این تاقدیس شامل رخنمون‌های بسیار متنوعی می‌باشد و از قدیم به جدید شامل: سازندهای گروه خامی (دشتک، سورمه، گدوان و داریان)، گروه بنگستان (کژدمی، ایلام و سروک)، پابده و گورپی، آسماری، و گروه فارس (گچساران، میشان، آغاجاری و بختیاری) است. در منطقه مورد مطالعه این تاقدیس، سازندهای با بازه زمانی کرتاسه زیرین تا پلیوسن دیده می‌شود. ماده معدنی سلستیت بر روی بالاترین بخش سازند مارنی پابده و در بخش بالایی انیدریت پایه آسماری و در بخش آسماری میانی قرار می‌گیرد (شکل ۶). در منطقه لیکک سازند گچساران به روی سازند بختیاری راندگی داشته و کل سازند گچساران به صورت یک ناودیس برگشته رخنمون دارد. سن آن میوسن زیرین است و آخرین افق سازند گچساران یک افق تبخیری می‌باشد و طبقاتی با ضخامت‌های گوناگون از مارن‌های رنگی و سنگ‌های آهکی با فسیل دریایی و نیز افق هالیت دارد. این سازند بر روی سازند هیدروکربن‌دار آسماری قرار دارد و آن را می‌پوشاند (شکل ۶).



شکل ۵- تصاویر صحرایی از واحدهای سازندی و افق‌های حاوی سلستیت که با خطوط چین‌دار مشخص شده‌اند: (a) کانسار سلستیت تارک، (b) کانسار سلستیت ترتاب، (c) رخداد سلستیت لیکک و (d) رخداد سلستیت بابامحمد (Fm: سازند).

Fig. 5. Field photographs of stratigraphic units and celestite-bearing horizons, marked with dashed lines: (a) Tark celestite deposit, (b) Tartab celestite deposit, (c) Likak celestite occurrence, and (d) Baba Mohammad celestite occurrence (Fm: Formation).



شکل ۶- ستون چینه‌شناسی نهشته‌های سلستیت مورد مطالعه کمربند چین‌خورده - تراستی زاگرس همراه با موقعیت نمونه‌های برداشت‌شده روی ستون چینه‌شناسی مناطق مورد مطالعه.

Fig.6. Stratigraphic column of the studied celestite-bearing deposits in the Zagros Fold-Thrust Belt, showing the sampling locations marked on the stratigraphic sections of the study areas.

۳-۳- پتروگرافی ماده معدنی (ساخت، بافت و کانی‌شناسی)

مشاهدات میدانی نشان‌دهنده تنوع مورفولوژیکی گسترده بلورهای سلستیت، از فرم‌های بی‌شکل تا نیمه‌شکل‌دار و بلورهای خودشکل، می‌باشد (شکل 7a). در نمونه‌های دستی، بلورهای سلستیت عمدتاً به اشکال ستون‌مانند، متوازی‌الاضلاع، صفحه‌ای، لوزی‌شکل، رومبوهدرال و پنج‌ضلعی خودشکل مشاهده شده‌اند. اندازه بلورها از دانه‌های ریز (دانه شکری) تا بلورهای درشت با میانگین حدود ۸ سانتی‌متر متغیر است.

رخنمون‌های اصلی افق‌های سلستیت‌دار در منطقه زاگرس شامل ساختارهای لایه‌ای و نواری، لنزهای عدسی‌شکل، رگه‌ای، پرکننده فضای خالی (ژئودی)، توده‌ای و شعاعی است. در این میان، ساختارهای لایه‌ای، رگه‌ای و پرکننده شکستگی‌ها و فضاهای خالی (شکل 7a)، به عنوان بارزترین ویژگی‌های ساختاری این افق‌ها محسوب می‌شوند. همچنین، رشد بلورهای نسبتاً درشت سلستیت در جهات متنوع در فضاهای گسلی و شکستگی‌ها باعث ایجاد ساختار ژئودی با ابعاد و ضخامت‌های متغیر شده است (شکل 7b). این ویژگی‌ها نشان‌دهنده تأثیر فرآیندهای تکتونیکی و هیدروترمال بر روند کانه‌زایی در این منطقه می‌باشد. بلورهای سلستیت با طیف رنگی متنوعی شامل کرم، سفید، بی‌رنگ، خاکستری تا قهوه‌ای مشاهده می‌شوند. این تنوع رنگی عمدتاً به حضور ترکیبات هیدروکربنی (شکل 7c) و در برخی موارد به اکسیدهای آهن نسبت داده می‌شود که در زمینه کربناته‌ی میزبان گسترش یافته‌اند.

حفرات پرشده از سلستیت به‌صورت ژئود، اغلب در درون سنگ‌های کربناته محصور شده‌اند. همچنین، رخنمون‌هایی از لایه‌های کانه‌زایی سلستیت با ضخامت‌هایی از ۲۰–۳۰ سانتی‌متر تا بیش از ۱۲۰ متر و بافت نواری حاصل از تناوب بلورهای ریز و درشت میکرایت، سلستیت، اسپاریت و ژیپس، نشان‌دهنده منشاء رسوبی-دیاژنزی و تأثیر متناوب شرایط محیطی رسوب‌گذاری در حین فرآیندهای دیاژنتیکی هستند.

بررسی‌های میکروسکوپی انجام‌شده بر روی مقاطع نازک صیقلی، که با هدف شناسایی تنوع بافتی سلستیت‌ها صورت گرفت، نشان‌دهنده‌ی حضور انواع مختلفی از بافت‌ها در این ذخایر است. در این میان، بافت دانه‌ای - موزاییکی از ویژگی‌های بارز سلستیت‌های زاگرس به‌شمار می‌رود. بلورها در این بافت در ابعاد مختلف، با اشکال منظم و دو طرف شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار و در برخی موارد بی‌شکل دیده می‌شوند. مرز میان بلورها عمدتاً صاف تا کمی منحنی است و در برخی موارد، زاویه‌ی ۱۲۰ درجه بین آن‌ها تشکیل می‌شود. این نوع بافت غالباً در نمونه‌هایی با ساخت ژئودی، که بر اثر فرآیندهای ثانویه و دیرزاد شکل گرفته‌اند، مشاهده می‌شود (شکل 7d).

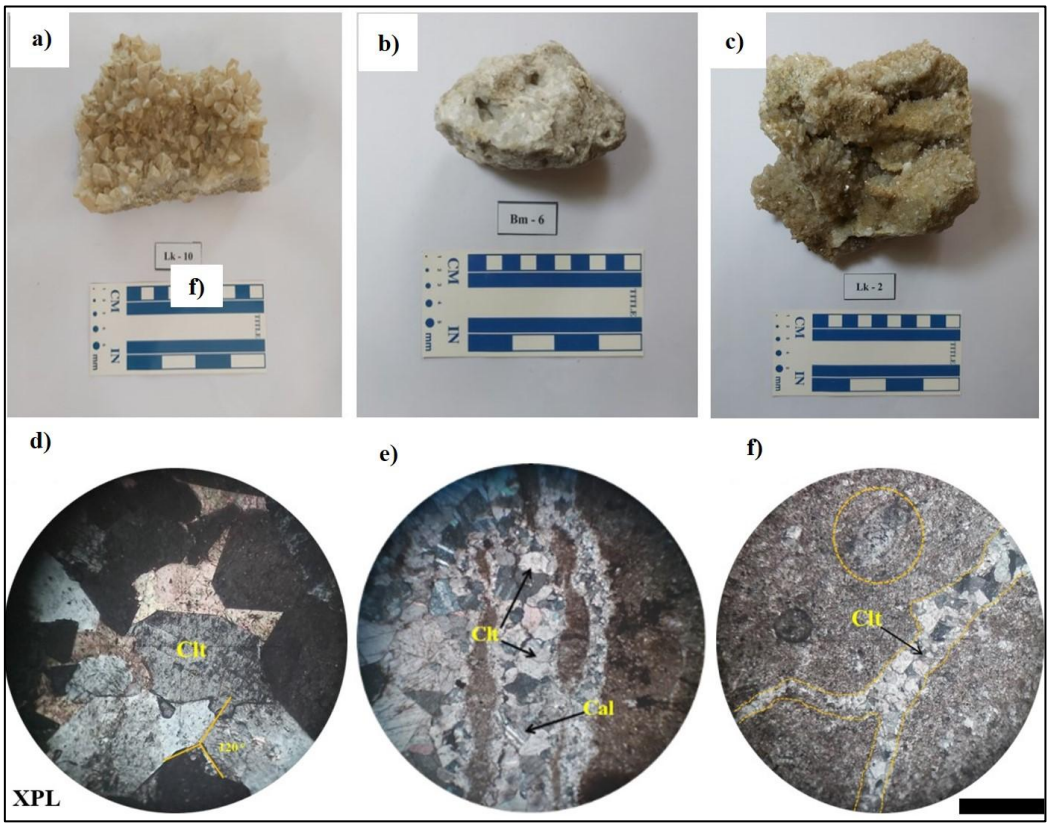
بر اساس مشاهدات میکروسکوپی در چهار نهشته مورد بررسی، شواهدی از فرآیند جانشینی توسط بلورهای سلستیت مشاهده گردید. این موضوع نشان‌دهنده‌ی عدم اولیه بودن بخشی از بلورهای سلستیت بوده که ناشی از تعامل سیالات غنی از استرانسیوم با کانی‌های اولیه نظیر ژیپس و انیدریت است و منجر به شکل‌گیری بافت جانشینی گردیده است. همچنین، ادخال‌های سوزنی و کشیده‌ای از این دو کانی در بلورهای سلستیت، دلیلی بر فرآیند جانشینی سلستیت به جای کانی‌های اولیه در واحدهای سنگی میزبان می‌باشد (شکل 7e).

بافت ژئودی به صورت پرکننده فضای خالی میان دانه‌های تشکیل‌دهنده واحدهای سنگی دیده شده است که بلورهای سلستیت در این بافت به صورت متوسط تا درشت و فاقد جهت‌گیری مشخص رشد کرده‌اند و گاهی به شکل پرکننده حفرات در زمینه‌ای از سلستیت‌های ریزدانه ظاهر می‌شوند.

بافت رگه‌ای عمدتاً در نمونه‌های برداشت شده از واحدهای آهکی میکریتی‌دار حاوی فسیل، که در سطوح بالاتر از کانه‌زایی قرار دارند، مشاهده شده است. در این بافت، بلورهای سلستیت با اندازه‌ها و زوایای متفاوت از دیواره به سمت مرکز رگه‌ها رشد کرده و رگه‌ها اغلب توسط کانی‌های سلستیت به همراه ادخال‌هایی از ژیپس (انیدریت) و کلسیت پر شده‌اند (شکل 7f).

یکی دیگر از بافت‌های قابل تشخیص در مقاطع میکروسکوپی، بافت دانه پراکنده است که در آن بلورهای سلستیت اغلب به صورت ریز، بی‌شکل و پراکنده در زمینه‌ای از کلسیت میکریتی فاقد فسیل قرار دارند.

بر اساس مطالعات کانی‌شناسی، کانی‌های اصلی در نواحی مورد بررسی شامل سلستیت، کلسیت، ژیپس و انیدریت هستند که مقادیر آن‌ها بسته به واحدهای سنگ‌شناسی مختلف، متغیر است. در این ذخایر، کانی‌های کلسیت (میکریتی)، آراگونیت، ژیپس و انیدریت عمدتاً به‌عنوان فازهای اولیه شناسایی شده‌اند که در بسیاری از موارد توسط سلستیت جایگزین شده‌اند. کانی سلستیت معمولاً به‌صورت دانه پراکنده در زمینه سنگ و یا به صورت پرکننده فضاهای خالی نظیر حفرات درون فسیل‌ها، پرکننده رگه‌ها و شکستگی‌ها و سطوح حاصل از انحلال در سنگ‌های کربناته و رسوبی دیده می‌شود. در ادامه نیز توالی پاراژنتیکی کانی‌شناسی ذخایر سلستیت مورد مطالعه، ارائه شده است (شکل ۸).

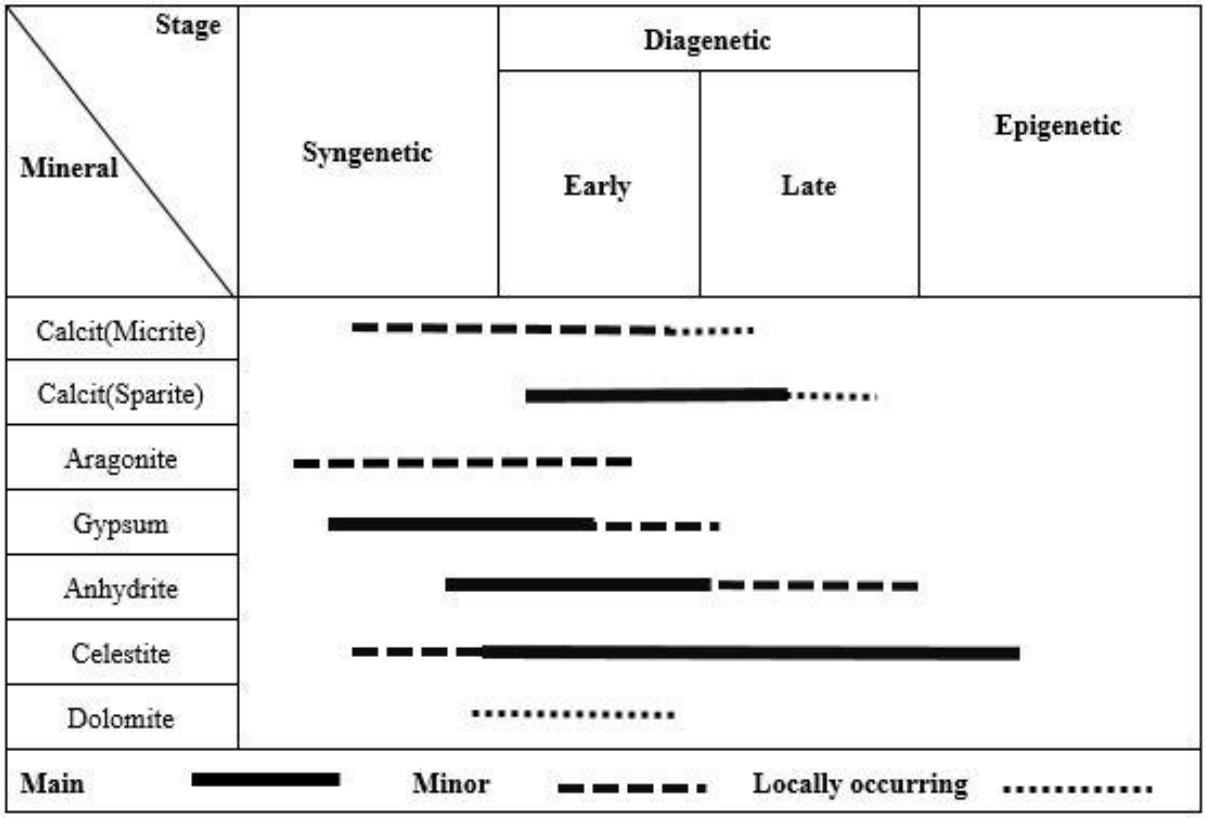


شکل ۷- تصاویر نمونه‌های دستی و مقاطع میکروسکوپی از ذخایر سلستیت: (a) نمونه‌ای با بلورهای خودشکل سلستیت، (b) ساختار ژئودی به‌صورت پرکننده شکستگی‌ها، (c) بلورهای قهوه‌ای‌رنگ سلستیت حاوی مواد هیدروکربنی، (d) بافت دانه‌ای - موزاییکی در مقطع میکروسکوپی، (e) حضور سلستیت‌های درشت و ریزدانه در زمینه‌ای کربناته همراه با ادخال کربنات‌ها درون سلستیت، به‌عنوان شواهدی از بافت جانشینی و (f) بافت رگه‌ای سلستیت همراه با پوسته فسیل فرامینیفرا که توسط سلستیت پر شده است. نشانه‌های اختصاری اقتباس از وایتنی و ایوانز (Whitney and Evans, 2010) اقتباس شده است (سلستیت = Clt، کلسیت = Cal) (مقیاس: ۱۰۰ میکرومتر)

Fig. 7. Hand specimens taken from celestite deposits, (a) sample with self-shaped celestite crystals, (b) geode construction (fracture filling), (c) Brown celestite crystals that contain hydrocarbon materials, Photomicrographs of various textures and constituent minerals, (d) granular-mosaic texture, (e) alternation of coarse and fine-grained celestites in the field of carbonates and inclusion of carbonates In celestite, it indicates the replacement texture, and (F) the presence of celestite in the form of vein texture and the shell of the Foraminifera fossil which is filled by celestite. Abbreviations after Whitney and Evans (2010) (celestite = Clt, calcite = Cal) (Scale: 100 µm).

سلستیت‌های درشت‌بلور در زمینه‌ای از بلورهای ریز سلستیت و در برخی موارد در تناوب با آن‌ها (ساخت زِبرا) مشاهده می‌شوند. این بلورهای درشت، ادخال‌هایی از سلستیت‌های ریز و خودشکل را در بر دارند که بیانگر وقوع دو مرحله مجزای کانه‌زایی است.

کانی ژیپس نیز در افق ماده معدنی غالباً به‌صورت ادخال‌هایی درون بلورهای سلستیت دیده می‌شود. بلورهای کشیده، سوزنی و ریزبلور از انیدریت و در برخی موارد ژیپس نیز به‌صورت ادخال در زمینه‌ی کانی‌زایی حضور دارند که می‌توان آن‌ها را به‌عنوان فازهای اولیه کانه‌زایی و شواهدی از نهشت در مرحله‌ی دیرزاد در نظر گرفت. کلسیت، که حاصل تبدیل آراگونیت در طی فرآیند دیاژنز است، در ذخایر سلستیت گاه به‌صورت میکریت و به‌عنوان جزء سازنده اسکلت جانوری ته‌نشست یافته و در مراحل بعدی دیاژنز، به‌عنوان سیمان، فضاهای خالی موجود در میکروفسیل‌ها و رگه‌ها را پر کرده است. سنگ‌آهک‌های میکریتی این ذخایر اغلب حاوی فسیل‌های فرامینیفر هستند که در برخی مقاطع، پوسته و فضای داخلی آن‌ها با نهشته‌های سلستیت پر شده‌اند (شکل ۷f).



شکل ۸- توالی پاراژنتیکی کانی شناسی در ذخایر سلستیت مورد مطالعه در کمربند چین خورده – تراستی زاگرس.

Fig.8. Paragenetic sequence of mineralization in the studied celestite deposits within the Zagros Fold-Thrust Belt.

۴- بحث

۴-۱- رفتار زمین‌شیمیایی عناصر

نتایج حاصل از تحلیل‌های زمین‌شیمیایی افق‌های سلستیت در کانسارهای مورد مطالعه واقع در کمربند چین‌خورده ـ تراستی زاگرس نشان می‌دهد که عنصر استرانسیوم به‌عنوان مؤلفه اصلی در ترکیب شیمیایی این نهشته‌ها حضور چشم‌گیری دارد. غلظت میانگین Sr در واحدهای متعلق به افق A از سازند آسماری (ترتاب و تارک) به‌ترتیب برابر با ۸۷۳۷۰ ppm و ۸۱۰۷۰ ppm و در افق B از سازند گچساران (لیکک و بابامحمد) به‌ترتیب ۸۷۵۲۷ ppm و ۸۷۱۳۳ ppm اندازه‌گیری شده است (جدول ۱ و ۲). این مقادیر نشان‌دهنده غنی‌شدگی استرانسیوم در هر دو سازند می‌باشند که با کانی‌زایی گسترده سلستیت همخوانی دارد. افزون بر این، عنصر Ca نیز به‌عنوان یکی از اجزای اصلی در ترکیب سنگ‌شناسی افق‌های سلستیت‌دار شناسایی شده و نقش مهمی در کانی‌زایی تبخیری مرتبط با سلستیت ایفا می‌کند. میانگین غلظت Ca در افق A از سازند آسماری (ترتاب و تارک) به‌ترتیب ۳۴۵۲۴ ppm و ۱۱۹۱ ppm و در افق B از سازند گچساران (لیکک و بابامحمد) به‌ترتیب ۸۷۰۲ ppm و ۶۸۳۲۷ ppm تخمین زده شده است.

پس از Sr و Ca عناصری همچون Al، Fe و Mg به ترتیب بیشترین فراوانی را در نهشته‌های سلستیت مورد مطالعه در این کمربند دارند. میانگین غلظت Al در نهشته‌های افق A از سازند آسماری (ترتاب و تارک) به‌ترتیب ۳۳۹ ppm و ۵۰۱۳ ppm و در افق B از سازند گچساران (لیکک و بابامحمد) به‌ترتیب ۵۶۶ ppm و ۷۸۴۸ ppm برآورد شده است. میانگین آهن در نهشته‌های ترتاب و تارک به‌ترتیب ۴۰۹ ppm و ۲۴۲۵ ppm و در لیکک و بابامحمد به‌ترتیب ۳۸۹ ppm و ۳۹۵۲ ppm اندازه‌گیری شده است. همچنین، میانگین Mg در نهشته‌های ترتاب و تارک از سازند آسماری به‌ترتیب 2905 ppm و ۱۳۸۲ ppm و در لیکک و بابامحمد از سازند گچساران به‌ترتیب ۲۰۲ ppm و ۳۵۸۰ ppm تخمین زده شده است.

جدول ۱- ترکیب عناصراصلی و کمیاب نمونه‌های برداشت شده از کانسارهای سلستیت سازند آسماری (افقA) (ترتاب (Tr) و تارک (Tk).

Table 1. Major and trace elements composition of Zagros Celestite deposites, Asmari Formation (A) (Tortab (Tr)) and Tarak (Tk).

Sample Rock Type	DL*	Tr-1 layer	Tr-7 Geodic	Tr-8 Geodic	Tr-9 filling	Tk-3 Geodic	Tk-8 filling	Tk-22 limeston	Tk-28 layer
					ppm				
Al	100	219	529	<100	534	<100	129	19467	379
Ca	100	12843	1553	530	32935	1004	796	>10%	2963
Cr	1	5	6	5	4	5	4	29	6
Fe	100	195	443	151	845	106	142	9165	285
K	100	<100	<100	<100	<100	<100	<100	13943	<100
Mg	100	561	315	<100	10669	<100	<100	5200	177
Mn	5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	61	<5
Na	100	<100	<100	<100	<100	<100	<100	580	<100
P	10	10	<10	<10	22	<10	<10	317	10
Ti	10	11	30	<10	29	<10	<10	986	172
Ba	1	704	517	568	201	29	58	86	116
Cd	0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
Co	1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
Cs	0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	2.3	<0.5
Cu	1	3	4	3	3	3	3	8	3
Mo	0.1	<0.1	2.5	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	1	<0.1
Ni	1	1	4	1	3	1	3	16	1
Pb	1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1
Rb	1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	23	<1
Sc	0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	3	<0.5
Se	0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5
Sr	10	86920	88540	86320	87700	87120	87880	62660	86620
Th	0.1	0.63	0.62	0.59	0.61	0.57	0.58	1.96	0.78
U	0.1	0.7	0.2	<0.1	0.5	<0.1	<0.1	6.9	0.4
V	1	2	4	1	4	1	1	39	3
Zn	1	<1	4	1	<1	<1	1	10	<1
Zr	5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	30	<5
Sr/Ba	10	123.5	171.3	151.97	436.3	3004.14	1515.2	728.6	746.7

DL: Detection Limited*

جدول۲- ترکیب عناصر اصلی و کمیاب نمونه‌های برداشت شده از کانسارهای سلستیت سازند گچساران (افق B) (لیکک (Lk) و بابامحمد (Bm)).
Table 2. Major and trace elements composition of Zagros Celestite deposites, Gachsaran Formation (B) (Likak (Lk)) and Baba-mohammad (Bm)).

Sample		Lk-5	Lk-9	Lk-10	Bm-1	Bm-6	Bm-9	Bm-10
Rock Type		Geodic	massive	filling	limestone	Geodic	filling	limestone
	DL*				ppm			
Al	100	<100	1296	327	28526	799	139	1928
Ca	100	989	12277	3841	>10%	3388	3253	>10%
Cr	1	4	6	8	61	4	4	6
Fe	100	148	755	264	14004	525	156	1121
K	100	<100	<100	<100	10638	<100	<100	463
Mg	100	119	369	118	10613	798	<100	2832
Mn	5	<5	<5	<5	199	<5	<5	241
Na	100	<100	135	<100	5343	<100	<100	365
P	10	<10	16	<10	260	11	<10	23
Ti	10	<10	87	18	2023	46	<10	117
Ba	1	369	449	334	98	996	472	611
Cd	0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
Co	1	<0.1	<0.1	<0.1	3.4	<0.1	<0.1	<0.1
Cs	0.5	<0.5	<0.5	<0.5	2.4	<0.5	<0.5	<0.5
Cu	1	3	3	5	20	3	3	4
Mo	0.1	<0.1	<0.1	<0.1	1.4	<0.1	<0.1	1.4
Ni	1	1	3	2	32	2	1	5
Pb	1	<1	<1	<1	3	<1	<1	<1
Rb	1	<1	<1	<1	37	<1	<1	2
Sc	0.5	<0.5	<0.5	<0.5	6.1	<0.5	<0.5	<0.5
Se	0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5
Sr	10	86840	87800	87940	69780	86960	87750	88040
Th	0.1	0.56	0.61	0.59	4.01	0.86	0.65	0.77
U	0.1	0.1	0.2	0.1	3.9	0.1	<0.1	0.4
V	1	1	3	1	50	2	1	5
Zn	1	<1	<1	1	30	<1	<1	<1
Zr	5	<5	<5	<5	40	<5	<5	<5
Sr/Ba	10.0	235.3	195.5	263.3	712.0	87.3	185.9	144.1

BDL*: Detection Limited

۴-۱-۱- زمین‌شیمی عناصر کمیاب

نتایج آنالیز زمین‌شیمیایی نمونه‌های سلستیت برداشت‌شده از افق‌های سلستیت‌دار زاگرس نشان می‌دهد که عنصر Ba نسبت به سایر عناصر کمیاب در تمامی نمونه‌ها (از هر دو افق) دارای غنی‌شدگی بالاتری هستند (جدول ۱ و ۲). در این میان، استرانسیوم به‌عنوان فراوان‌ترین عنصر کمیاب در نمونه‌های مورد بررسی شناسایی شده و عنصر باریم نیز نسبت به سایر عناصر کمیاب موجود، غلظت بالاتری را به خود اختصاص داده است.

۴-۱-۱-۱- رابطه استرانسیوم (Sr) و کلسیم (Ca)

عنصر استرانسیوم (Sr) از نظر ویژگی‌های ژئوشیمیایی در گروه عناصر قلیایی خاکی و در گروه دوم جدول تناوبی، در کنار

کلسیم (Ca) و باریم (Ba) قرار می‌گیرد. این سه عنصر در طبیعت رفتاری مشابه داشته و ارتباط نزدیکی با یکدیگر دارند (Burkhard, 1978). در فرآیند تبخیر آب دریا، تغییرات غلظت استرانسیوم هم‌راستا با تغییرات کلسیم است؛ به‌طوری‌که با افزایش غلظت کلسیم، میزان استرانسیوم نیز افزایش می‌یابد و بالعکس. هرچند مقدار Sr در برابر تغییرات عمق و شوری آب دریا نسبتاً پایدار است، میانگین قابل قبول آن در آب دریا حدود ppm ۰/۰۳± ۷/۸۵ گزارش شده است (Veizer, 1989). همچنین، میانگین غلظت استرانسیوم در سنگ‌های آهکی بر اساس مطالعات Levinson (۱۹۷۴) حدود ppm ۵۰۰ برآورد شده است. بنابراین، مقادیر بالاتر از این مقدار نیازمند توجیه منطقی هستند.

اندازه‌گیری غلظت استرانسیوم در لایه‌های آهکی زیرین نهشته‌های سلستیت نشان می‌دهد که این مقدار در کانسارهای افق گچساران حدود ۱۴ برابر و در افق آسماری حدود ۱۲ برابر میانگین سنگ‌های آهکی افزایش یافته است. به نظر می‌رسد این پدیده ناشی از پر شدن قالب برخی فسیل‌های موجود در آهک‌های میکریتی توسط کانی سلستیت باشد (شکل ۷f). در برخی نمونه‌ها، جانشینی سلستیت به صورت محدود و در برخی دیگر به‌طور کامل مشاهده می‌شود، به‌طوری‌که کانی سلستیت جایگزین کامل ساختار جلبک‌ها شده است.

میانگین غلظت Sr در نهشته‌های مورد بررسی از سازند آسماری (ترتاب و تارک) به ترتیب ppm ۸۷۳۷۰ و ppm ۸۱۰۷۰ و در سازند گچساران (لیکک و بابامحمد) به ترتیب ppm ۸۷۵۲۷ و ppm ۸۳۱۳۳ اندازه‌گیری شده است. این خلوص بالا همراه با کاهش نسبی غلظت سایر عناصر نشان‌دهنده فوق‌اشباع بودن آب نسبت به استرانسیوم و در عین حال، تحت‌اشباع بودن آن نسبت به سایر عناصر است. بر این اساس، می‌توان منشأ نهشته‌های سلستیت را به فرایند تبخیر بخشی نسبت داد؛ فرآیندی که در آن، با رسیدن آب به حالت فوق‌اشباع نسبت به یک کانی خاص، صرفاً همان کانی رسوب می‌کند.

۴-۱-۱-۲- رابطه استرانسیوم (Sr) و باریم (Ba)

عنصر باریم از نظر زمین‌شیمیایی رابطه نزدیکی با استرانسیوم دارد. به‌رغم تفاوت در شعاع یونی، هر دو عنصر دارای عدد کوردیناسیون ۶ بوده و قادر به تشکیل یک سری محلول جامد تحت عنوان سری باریت - سلستیت ($BaSO_4$–$SrSO_4$) هستند (Burkhard, 1978؛ Hanor, 2004). با این حال، در دمای اتاق و فشار ۱ (بار)، این سری محلول جامد دارای ناپیوستگی چشمگیر بوده و تفاوت قابل توجهی در میزان انحلال‌پذیری میان باریت و سلستیت وجود دارد (Prieto et al., 1997, 2000; Glyn, 2000).

براساس مطالعات Levinson (۱۹۷۴)، میانگین باریم در کانسارهای سلستیت گچساران (افق B) تقریباً چهار برابر و در کانسارهای آسماری (افق A) حدود سه برابر میانگین استاندارد آن در سنگ‌آهک‌های معمول (حدود ppm ۱۰۰) است. باریم در لایه‌های تحتانی با جانشینی ناقص سلستیت، نسبت به نواحی کانه‌زایی، غنی‌شدگی بالاتری دارد. هرچند این افزایش ممکن است به تشکیل محلول جامد باریم با سلستیت نسبت داده شود، اما کاهش عیار باریم در لایه‌های حاوی سلستیت این تفسیر را با تردید روبرو می‌کند. در نتیجه، احتمال می‌رود که این غنی‌شدگی ناشی از جذب باریم توسط آهک یا ته‌نشینی آن در پایین‌ترین بخش ماده معدنی، به دلیل انحلال‌پذیری پایین‌تر باریت در حضور سولفات، باشد (Hanor, 2004).

با توجه به اینکه بیشترین مقدار استرانسیوم در رگه‌های دیرزاد مشاهده می‌شود، می‌توان نتیجه گرفت که محیط زمین‌شیمیایی تشکیل این رگه‌ها با محیط تشکیل سلستیت‌های لایه‌ای متفاوت بوده است. براساس مطالعات محققین در طی تبخیر آب دریا، اولین فازی که در سیستم محلول جامد باریت - سلستیت ($BaSO_4$–$SrSO_4$) ته‌نشین می‌شود، ترکیبی نزدیک به باریت دارند (Brower and Renault, 1971). از سوی دیگر، سلستیت تنها در صورت وجود فرآیند تبخیر بخشی همراه با ته‌نشینی باریت می‌تواند مستقیماً از آب دریا تشکیل شود (Hanor, 2004). سایر عناصر کمیاب اندازه‌گیری‌شده در نمونه‌های سلستیت تغییرات قابل‌توجهی نداشته و در مقادیر بسیار ناچیز ظاهر شده‌اند. ارتباط بین Sr و Ba در نمونه‌های سلستیت زاگرس با مقادیر مرجع محیط‌های زمین‌شیمیایی مختلف در جدول ۳ ارائه شده است.

جدول ۳- مقایسه میانگین عناصر Sr وBa (واحد بر حسب ppm) و نسبت Sr/Ba سلستیت‌های کمربند چین‌خورده – تراستی زاگرس با برخی از کانسارها و محیط‌های زمین‌شیمیایی.

Table 3. Comparison of the average elements Sr, Ba (ppm) and Sr/Ba ratio of celestites of the Zagros fold-thrust belt with some deposits and geochemical environments.

Row	Element / Geology Environment		Sr	Ba	Sr/Ba	Ref
1	Average limestone		500	100	5	Hasani Pak, 2004
2	Average crust		470	780	0.6	Hasani Pak, 2004
3	Seawater		8	0.040	200	Hasani Pak, 2004
4	Persian Gulf Celestite		59969	5682	346	Dill et al., 2008
5	Cyprus Celestite		268447	173	92	Dill et al., 2008
6	Asmari (A)	Tartaab	87370	498	221	This study
7		Tārek	81070	72	1499	This study
8	Gachsaran (B)	Likak	87260	384	231.4	This study
9		Baba Mohammad	83130	544	282.3	This study

۴-۱-۲- ضرایب همبستگی عناصر در کانسارهای سلستیت

به منظور بررسی روابط بین عناصر و تحلیل رفتار زمین‌شیمیایی آن‌ها تحت شرایط فیزیکوشیمیایی مشابه، از روش‌های آماری، به‌ویژه تحلیل ضرایب همبستگی، بهره گرفته شده است. هدف اصلی از این تحلیل، ارزیابی همبستگی ژنتیکی عناصر و شناسایی الگوهای رفتاری مشابه میان آن‌هاست. در این مطالعه برای محاسبه ضرایب همبستگی از روش آماری پیرسون استفاده شده است. بدین منظور، ضریب همبستگی پیرسون برای ۱۰ عنصر اصلی شامل Al، Ca، Cr، Fe، K، Mg، Mn، Na، P، Ti و همچنین عنصر کمیاب Sr محاسبه شده است (جدول ۴). همچنین ضرایب همبستگی میان ۱۰ عنصر کمیاب شامل Ba، Cu، Ni، U، Th، Sr، V و سایر عناصر بررسی‌شده نیز در جدول ۵ ارائه شده است.

بررسی ضرایب همبستگی عناصر اصلی نشان می‌دهد که این عناصر عمدتاً همبستگی مثبت بالایی با یکدیگر دارند که بیانگر رفتار زمین‌شیمیایی مشابه آن‌ها در شرایط فیزیکوشیمیایی یکسان است. در این میان، عنصر Sr در سازند گچساران همبستگی مثبت ضعیفی با Ca، Cr، Mg و Mn و در سازند آسماری نیز همبستگی ضعیفی با Cr و Mg نشان می‌دهد؛ درحالی‌که با سایر عناصر اصلی در هر دو سازند همبستگی منفی دارد. این تفاوت‌ها می‌تواند منعکس‌کننده شرایط دیاژنزی متفاوت و ویژگی‌های زمین‌شیمیایی متمایز در این دو سازند باشد.

بررسی ضرایب همبستگی عناصر کمیاب نیز نشان می‌دهد که عنصر Ba در هر دو سازند با بیشتر عناصر کمیاب همبستگی منفی دارد. با این‌حال، همبستگی مثبت نسبتاً قوی آن با Sr در سازند گچساران (r = +۰/۶۳۳) و در سازند آسماری (r = +۰/۴۱۵) قابل توجه است که می‌تواند نشان‌دهنده رفتار زمین‌شیمیایی مشابه این دو عنصر باشد. افزون بر این، Ba با سایر عناصر کمیاب شامل Mo، Ni، Cu، Pb، Zn، U، Th و V همبستگی منفی دارد.

مطابق جدول ۵، از میان ۱۰ عنصر کمیاب بررسی‌شده، ۸ عنصر (Mo، Ni، Cu، Pb، Zn، U، Th، V) دارای همبستگی مثبت و نسبتاً بالایی با یکدیگر هستند که نشانگر رفتار زمین‌شیمیایی مشابه و تغییرات همزمان در غلظت آن‌ها در طول فرآیندهای زمین‌شناسی است. در مقابل، عنصر Sr در هر دو سازند همبستگی منفی با اکثر این عناصر نشان می‌دهد که این امر می‌تواند بیانگر ته‌نشست مستقل Sr در یک محیط زمین‌شیمیایی متمایز از محیط تشکیل سایر عناصر باشد. با این حال، Sr همبستگی مثبت ضعیفی با عناصر Cu و Mo در هر دو سازند گچساران و آسماری نشان می‌دهد.

۴-۲- میانبارهای سیال

۴-۲-۱- مطالعات پتروگرافی میانبارهای سیال

مطالعه میان‌بارهای سیال در افق‌های سلستیت‌دار زاگرس بر روی بلورهای سلستیت انجام شد. در این بررسی، ویژگی‌های فیزیکی میان‌بارها از جمله شکل ظاهری، اندازه، نوع، فراوانی، فازهای تشکیل‌دهنده و درجه پرشدگی مورد ارزیابی قرار گرفت. بر اساس پارامترهای ارائه‌شده توسط Roedder (۱۹۸۴) و Shepherd و همکاران (۱۹۸۵) میانبارهای سیال از نظر شکل ظاهری به‌ترتیب فراوانی در شکل‌های نامنظم، کشیده، دوکی‌شکل، بیضوی و کروی دیده شدند.

نتایج این مطالعه نشان می‌دهد که میان‌بارهای سیال در بلورهای سلستیت دارای ابعاد متنوعی هستند، با این حال بیشترین فراوانی آن‌ها در بازه ۱۰ تا ۲۰ میکرون قرار دارد (شکل ۹a). بلورهای سلستیت از نظر میزان میان‌بارهای سیال بسیار غنی بوده و در آن‌ها انواع اولیه میان‌بارها به‌صورت مجزا و نسبتاً درشت در داخل بلور پراکنده شده‌اند (شکل ۹b). همچنین به‌دلیل رخ زیاد و شکنندگی ذاتی کانی سلستیت، میان‌بارهای سیال ثانویه به‌وفور در امتداد سطوح رخ و شکستگی‌ها تشکیل شده‌اند که اغلب دارای اندازه‌ای کوچک‌تر از انواع اولیه هستند (شکل ۹c). علاوه بر این، نوع دیگری از میان‌بارها با عنوان «ثانویه کاذب» نیز در برخی از بلورها قابل تشخیص است (شکل ۹d).

جدول ۴- ضریب همبستگی پیرسون مربوط به عناصر اصلی کانسارهای سلستیت کمربند چین‌خورده - تراستی زاگرس.

Table 4. Pearson's correlation coefficients related to the major elements of the celestite deposits of the Zagros fold-thrust belt.

سازند گچساران (افق B)

Al	1										
Ca	0.694	1									
Cr	0.99**	0.67	1								
Fe	1**	0.7	0.99**	1							
K	0.99**	0.68	0.99**	0.99**	1						
Mg	0.98**	0.82*	0.97**	0.98**	0.97**	1					
Mn	0.61	0.99**	0.58	0.612	0.596	0.75*	1				
Na	0.99**	0.692	0.99**	0.99**	1*	0.98**	0.61	1			
P	1**	0.693	0.99**	1**	0.99**	0.98**	0.61	1**	1		
Ti	1**	0.687	0.996**	1**	0.99**	0.98**	0.6	0.99**	1**	1	
Sr	-0.037	0.12	0.016	-0.031	-0.057	0.002	0.104	-0.054	-0.052	-0.042	1
	Al	Ca	Cr	Fe	K	Mg	Mn	Na	P	Ti	Sr

سازند آسماری (افق A)

Al	1										
Ca	0.97**	1									
Cr	0.98**	.952**	1								
Fe	0.998**	0.983**	0.983**	1							
K	1**	0.969**	0.983**	.997**	1						
Mg	0.351	0.543	0.310	0.402	0.334	1					
Mn	0.99**	0.97**	0.980**	0.996**	1**	0.331	1				
Na	0.998**	0.965**	0.974**	0.994**	.999**	0.327	1.000**	1			
P	0.99**	0.98**	0.981**	0.999**	0.999**	0.375	.999**	0.998**	1		
Ti	0.988**	0.95**	0.983**	0.985**	0.986**	0.324	.986**	0.98**	0.986**	1	
Sr	-0.147	-0.095	0.003	-0.132	-0.158	0.095	-0.178	-0.205	-0.155	-0.127	1
	Al	Ca	Cr	Fe	K	Mg	Mn	Na	P	Ti	Sr

جدول ۵- ضریب همبستگی پیرسون مربوط به عناصرکمیاب کانسارهای سلستیت کمربند چین‌خورده - تراستی زاگرس

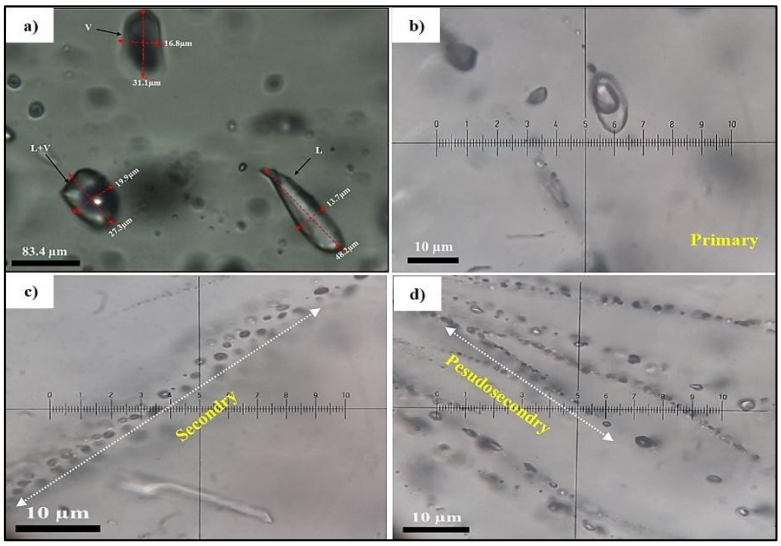
Table 5. Pearson correlation coefficient related to the trace elements of the celestite deposits of the Zagros fold-thrust belt.

سازند گچساران (افق B)

Ba	1									
Cu	-0.349	1								
Mo	-0.132	0.685	1							
Ni	-0.372	0.98**	0.732*	1						
Pb	-0.484	0.96**	0.638	0.981**	1					
Sr	0.633	0.085	0.077	-0.015	-0.171	1				
Th	-0.260	0.99**	0.686	0.986**	0.959**	0.103	1			
U	-0.402	0.984**	0.710*	0.998**	0.989**	-0.043	0.985**	1		
V	-0.387	0.983**	0.707	0.999**	0.988**	-0.036	0.987**	1**	1	
Zn	-0.425	0.982**	0.653	0.991**	0.995**	-0.068	0.982**	0.996**	0.996**	1
	Ba	Cu	Mo	Ni	Pb	Sr	Th	U	V	Zn

سازند آسماری (افق A)

Ba	1									
Cu	-0.017	1								
Mo	0.270	0.443	1							
Ni	-0.213	0.936**	0.402	1						
Pb	-0.353	-0.488	-0.159	-0.189	1					
Sr	0.415	0.233	0.103	-0.080	-0.96**	1				
Th	-0.093	0.976**	0.272	0.919**	-0.46	0.196	1			
U	-0.189	0.913**	0.237	0.964**	-0.152	-0.128	0.940**	1		
V	-0.210	0.927**	0.303	0.980**	-0.158	-0.121	0.942**	0.995**	1	
Zn	-0.109	0.926**	0.560	0.970**	-0.148	-0.112	0.883**	0.930**	0.953**	1
	Ba	Cu	Mo	Ni	Pb	Sr	Th	U	V	Zn

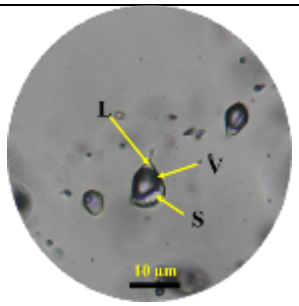
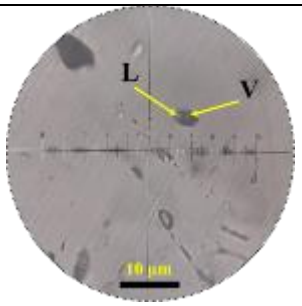
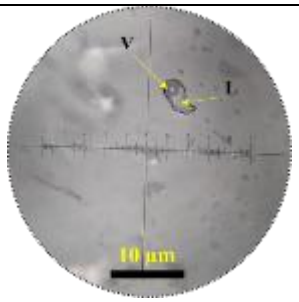
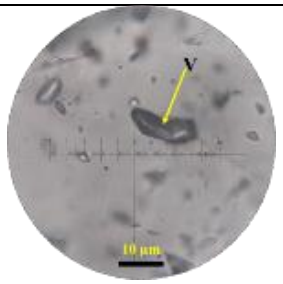
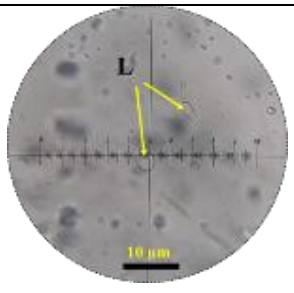


شکل ۹- تصاویر پتروگرافی میانبارهای سیال در کانسارهای سلستیت مورد مطالعه در کمربند چین‌خورده - تراستی زاگرس؛ (a) ابعاد مختلف میانبارهای سیال با فازهای متنوع در کانی سلستیت، (b) میانبارهای سیال اولیه، (c) میانبارهای سیال ثانویه، و (d) میانبارهای سیال ثانویه کاذب.

Fig. 9. Petrography photographs of the fluid inclusions of celestite deposits studied in the Zagros fold-thrust belt; (a) various sizes of fluid inclusions with different phases in celestite, (b) primary fluid inclusions, (c) secondary fluid inclusions, (d) pseudosecondary fluid inclusions.

جدول ۶- طبقه‌بندی میانبارهای سیال کانسارهای سلستیت کمربند چین‌خورد-تراستی زاگرس بر اساس فازهای قابل مشاهده در دمای اتاق

Table 6. Classification of fluid inclusions of Zagros fold-thrust belt based on visible phases at room temperature in celestite deposits

Type of Fluid Inclusion		Main Phases	Microphotograph	Abbreviation	Abundance		
				Liquid+Vapour+Solid	P	S	PS
Multiphase		L = variable		L+V+S	*	-	-
Two-phase	rich in vapor	V > L V= 50-80%		V+L	**	*	-
	Rich in liquid	L > V L = 50-80%		L+V	***	**	*
Single-phase	Vapor	V = 100%		V	*	**	*
	Liquid	L = 100%		L	**	**	*

۴-۲-۲- پتروگرافی میانبارهای سیال با استفاده از طیف‌سنجی رامان

فازهای موجود در میانبارهای سیال همه‌ی گروه‌های شناسایی‌شده در کانسارهای سلستیت با استفاده از طیف‌سنجی رامان اندازه‌گیری و ترکیب آن‌ها تعیین گردید. نتایج این آنالیزها نشان می‌دهد که ماهیت فاز مایع در تمامی میان‌بارها از نوع H_2O است. طیف رامانِ ثبت‌شده برای فاز مایع، نوارهایی را در ناحیه‌ی کشیدگی OH در بازه‌ی طیفی ۲۷۵۰ تا ۳۹۰۰ cm^{-1} نشان می‌دهد که به واکنش متقابل بین مولکول‌های آب و مولکول‌های مجاور نسبت داده می‌شود (Sun, 2009). یون‌های کلرید موجود در سیال نیز می‌توانند پیوندهای هیدروژنی میان مولکول‌های آب را تضعیف یا بشکنند که این امر موجب تغییر در طیف رامان سیالات شور نسبت به نمونه‌های کم‌شور می‌شود (Frezzotti et al., 2012)؛ پدیده‌ای که به‌وضوح در میانبارهای سیال مورد مطالعه مشاهده شده است. همین ویژگی در مورد فاز بخار نیز صدق می‌کند و در هر چهار کانسار، ترکیب بخار میانبارها نیز به‌صورت H_2O تشخیص داده شد. شایان ذکر است که جهت تحلیل طیف‌های رامان، از مقاطع جدید استفاده گردید تا از تأثیرات احتمالی فرآیندهای احتمالی در طی ریزدماسنجی نظیر نشت، ترکیدگی میانبارها و تغییر ترکیب فازهای سیال بر اثر حرارت‌دهی جلوگیری شود.

به‌طور معمول، طیف‌های رامان فاز سیالی که از H_2O خالص تشکیل شده‌اند، دارای دو پیک مشخص در ناحیه‌ی ۲۷۵۰ تا ۳۹۰۰ cm^{-1} هستند؛ پیک‌هایی که تنها در سیالات با شوری پایین ظاهر شده و می‌توانند نشانه‌ای از ماهیت کم‌شور این سیالات باشند. چنین طیف‌هایی در میان‌بارهای سیال دو فازی غنی از مایع (LV) در بلورهای سلستیت ذخایر مورد بررسی مشاهده گردید (شکل ۱۰، a تا c). همچنین اثر تغییر شوری بر طیف رامان در میان‌بارهای چندفازی (LVS) نیز قابل مشاهده بود، که نشان‌دهنده‌ی افزایش تمرکز یون‌های کلرید در فاز سیال این نمونه‌هاست (شکل ۱۰d-g).

نتایج حاصل از مطالعات ریزدماسنجی نیز مؤید شاخصه‌های به‌دست‌آمده از طیف‌سنجی رامان است. طیف‌های ثبت‌شده برای فاز بخار در میان‌بارهای سیال دو فازی و سه فازی نیز ترکیب H_2O را نشان می‌دهند (شکل ۱۰). علاوه بر میانبارهای سیال دو فازی، میانبارهای سیال سه فازی نیز در مقاطع مشاهده گردید که به‌منظور شناسایی دقیق فازهای موجود، طیف‌های رامان این نمونه‌ها مورد بررسی قرار گرفت.

آنالیزهای طیف‌سنجی انجام‌شده بر روی این میانبارهای سیال نشان داد که فازهای سیال و بخار در آن‌ها مشابه میانبارهای سیال دو فازی، عمدتاً از H_2O تشکیل شده‌اند. علاوه بر آن، در میانبارهای سیال سه فازی حضور ترکیباتی نظیر سولفوهالیت (نمک سولفات سدیم) با پیک مشخص در (cm-11002) و گوگرد (cm-1462) نیز شناسایی شد. بررسی فازهای جامد موجود در میان‌بارهای سیال سه فازی (LVS) نیز نشان داد که این فازها عمدتاً از سولفوهالیت(cm-11002) و سلستیت (cm-11000) تشکیل شده‌اند (شکل ۱۰g-d، جدول ۶).

ترکیبات سولفات سدیم به‌عنوان کانی‌های تبخیری، به‌صورت آبدار و بی‌آب، در مناطق تبخیری سطحی یا نزدیک سطح زمین به‌وفور یافت می‌شوند. این ترکیبات در محیط‌هایی نظیر دریاچه‌ها، پلایاها، نواحی خشک، آب‌های شور، آب‌های سطحی، و حتی در آب دریاها و دریاچه‌های معدنی حضور دارند. در حوضه‌های درون‌قاره‌ای با نرخ تبخیر بالا و نیز در سنگ‌های پیرامونی این حوضه‌ها که غنی از سدیم و سولفات‌اند، فراوانی ترکیبات سولفات سدیم محلول افزایش می‌یابد. سولفات سدیم، کانی اصلی موجود در شورابه‌ها به شمار می‌رود و منبع اولیه تشکیل سولفات‌ها، شورابه‌های طبیعی یا دریاچه‌های شور می‌باشد. دو فرآیند تبخیر و کاهش دما نقش اصلی را در رسوب‌گذاری سولفات سدیم در طبیعت ایفا می‌کنند. تبخیر با کاهش حجم آب، موجب افزایش غلظت نمک‌های سولفات سدیم شده و در نقطه اشباع، رسوب‌گذاری آغاز می‌شود. همچنین کاهش دما، قابلیت انحلال این ترکیبات را در آب کاهش داده و نهایتاً به ته‌نشینی آن‌ها می‌انجامد. بر اساس نتایج به‌دست‌آمده از طیف‌سنجی رامان، ترکیب فازهای مختلف میان‌بارهای سیال به شرح زیر تعیین شد:

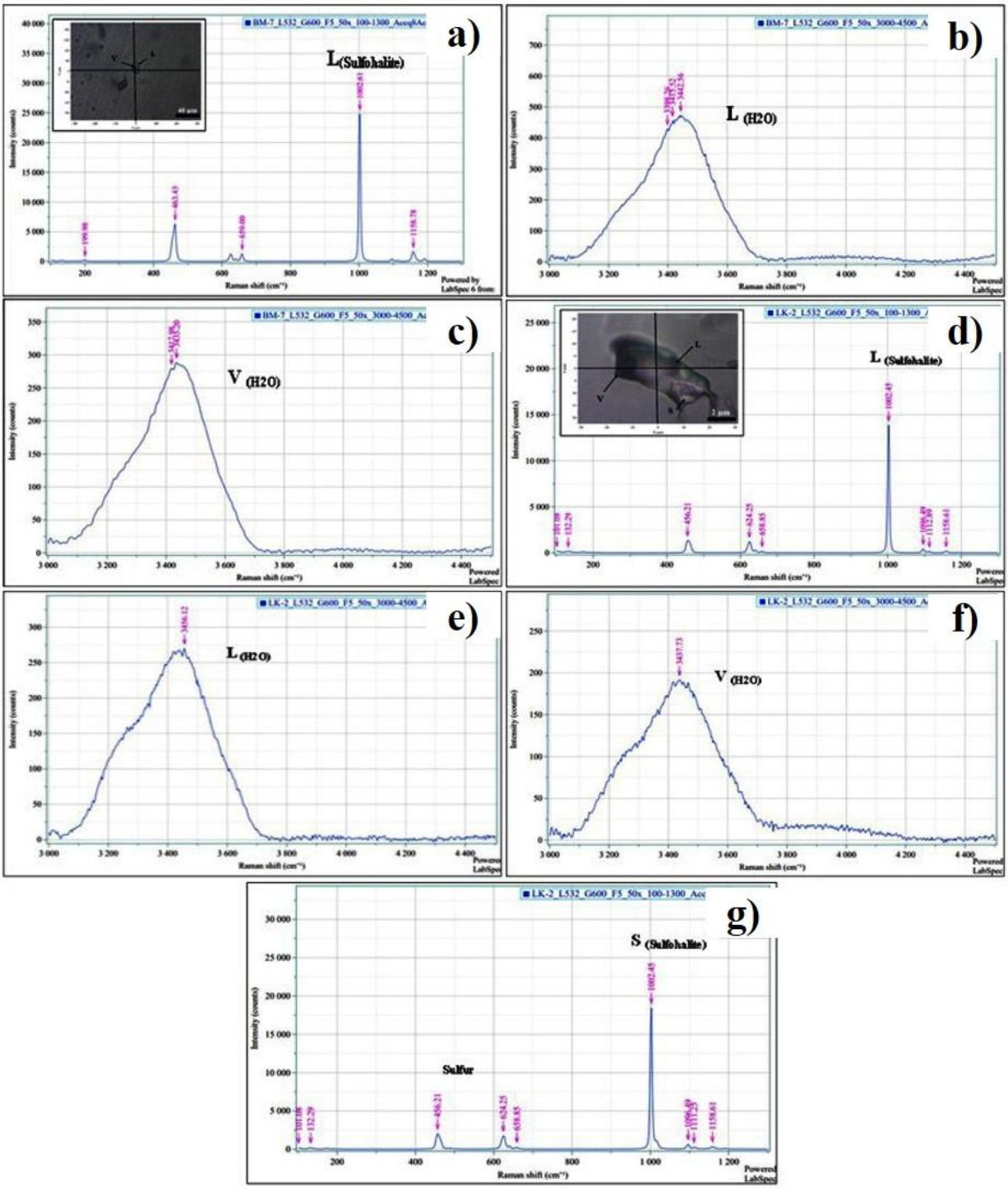
فاز مایع شامل H_2O، S_8، و $Na_6(F,Cl)(SO_4)_2$؛

فاز بخار متشکل از H_2O؛

و فاز جامد شامل $SrSO_4 + S_8$ یا ترکیبی از $Na_6(F,Cl)(SO_4)_2 + S_8$ می‌باشد.

در مجموع، تطابق خوبی میان نتایج حاصل از آنالیز رامان با داده‌های حاصل از مطالعات ریزدماسنجی و کانی‌شناسی

مشاهده می‌شود. محدوده‌ی طیف‌های شناسایی‌شده از طریق
طیف‌سنجی رامان در جدول ۷ ارائه شده است.



شکل ۱۰- نمونه‌ای از طیف‌های رامان میانبارهای سیال دو فازی و سه فازی در کانی سلستیت از کانسارهای مورد مطالعه در کمربند چین‌خورده-تراستی زاگرس؛ (a، b و c) میانبار سیال دو فازی (LV) (d، e، f و g) میانبار سیال سه فازی (LVS) در نمونه کانی سلستیت.

Fig.10. Representative Raman spectra of two-phase and three-phase fluid inclusions in celestite from the studied deposits in the Zagros Fold-Thrust Belt; a, b, and c) two-phase fluid inclusions (LV), d, e, f, and g) three-phase fluid inclusions (LVS) in celestite samples.

جدول ۷- طیف‌های اصلی رامان در انوع مختلف فازی موجود در میانبارهای سیال کانسارهای سلستیت کمربند چین‌خورده - تراستی زاگرس (براساس داده‌های فرتسوتی و همکاران، Frezzotti et al., 2012).

Table 7. The main Raman spectra of different phase species present in the fluids inclusions in the celestite deposits of the Zagros fold-thrust belt (based on the data of Frezzotti et al., 2012)

Row	Phase Composition	Phase Type	Chemical Formula	Spectral Range (cm^{-1})
1	H_2O	Gasses (vapor)	H_2O	3657–3756
2	H_2O	Solutes (liquid)	H_2O	2750–3900
3	Celestite or Celestine (S, L)		$SrSO_4$	1000
4	Sulfohalite (S, L)	Sulfates SO_4	$Na_6(F,Cl)(SO_4)_2$	1002
5	Glauberite (S, L)		$Na_2Ca(SO_4)_2$	1002
6	Sulfur (S, L)	-	S_8	462

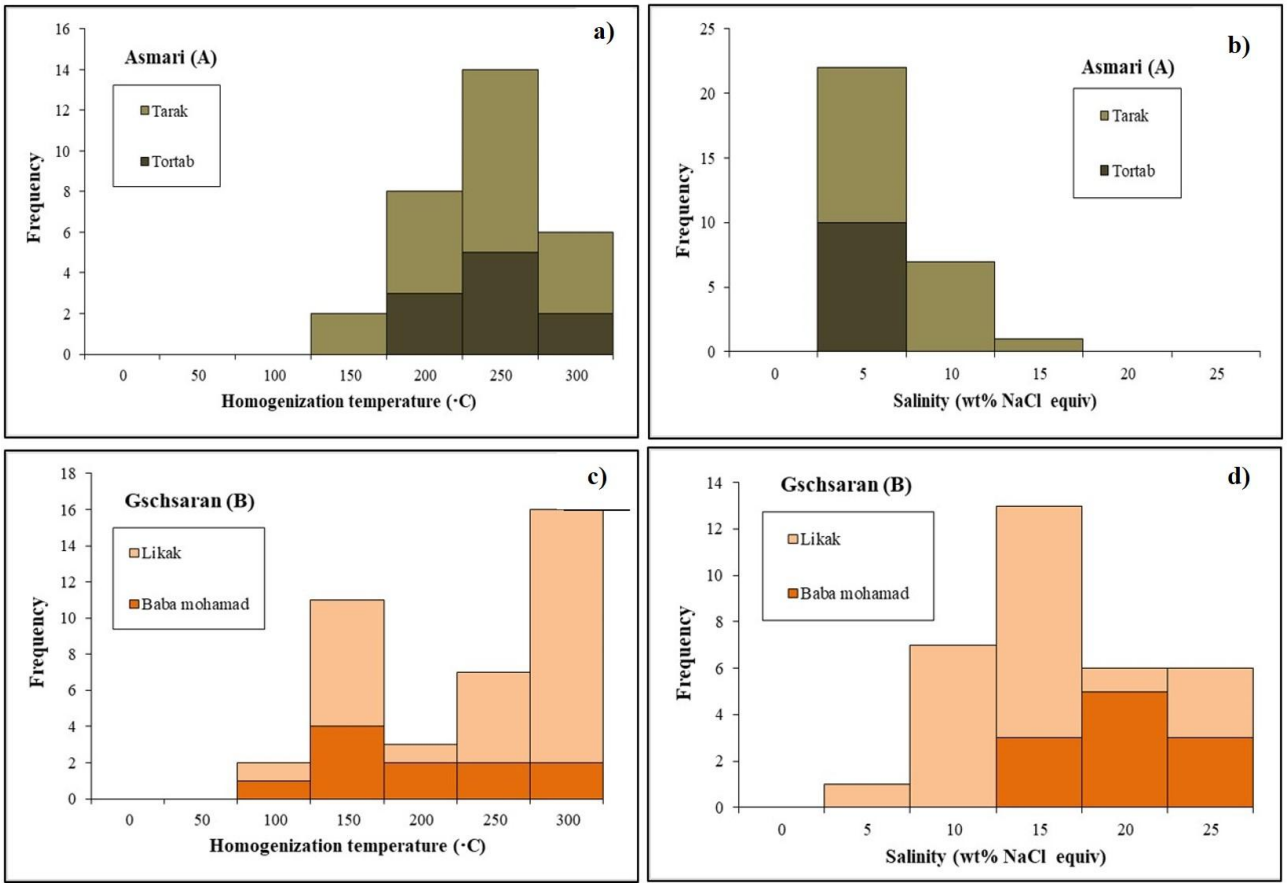
۴-۲-۳- نتایج مطالعات ریزدماسنجی میانبارهای سیال

مطالعات ریزدماسنجی میانبارهای سیال در کانی سلستیت بر روی میان‌بارهای سیال اولیه دو فازی غنی از مایع، که فراوان‌ترین نوع میان‌بار در این کانی محسوب می‌شوند، انجام گرفت (جدول ۸). در تمامی نمونه‌ها، همگن‌شدن به فاز مایع مشاهده شد. هدف از این مطالعات، تعیین دمای همگن‌شدن و شوری سیالات به‌منظور شناخت ترکیب شیمیایی آن‌ها بوده است (جدول ۸). بر اساس داده‌های به دست آمده از ذخایر سلستیت سازند آسماری (افق A)، دمای همگن‌شدن در سلستیت تارک در گستره دمایی ۱۵۵/۱ تا ۲۶۴/۶۵ درجه سانتی‌گراد با میانگین ۲۰۸/۶ درجه سانتی‌گراد و میزان شوری بین ۰ تا ۵ درصد وزنی معادل نمک طعام و به طور میانگین۴/۷۷ درصد وزنی معادل نمک طعام اندازه‌گیری شد (شکل ۱۱a,b). آخرین بلورهای یخ در محدوده دمایی ۰/۱- الی ۹/۴- درجه سانتی‌گراد ذوب و به فاز مایع تغییر یافته‌اند. در نمونه‌های سلستیت ترتاب نیز دمای همگن‌شدن در گستره دمایی ۱۶۶ تا ۲۹۱/۸ درجه سانتی‌گراد با میانگین ۲۱۹/۴ درجه سانتی‌گراد و درجه شوری بین ۰ تا ۵ درصد وزنی معادل نمک طعام شوری سیال با میانگین ۱/۷۷ درصد وزنی معادل نمک طعام اندازه‌گیری شد (شکل ۱۱a,b). آخرین بلورهای یخ در محدوده دمایی ۰/۱- الی ۲/۳- درجه سانتی‌گراد ذوب و به فاز مایع تغییر یافته‌اند. همچنین در ذخایر سلستیت مربوط به سازند گچساران (افق B) واقع در مناطق لیکک و بابامحمد، این پارامترها مورد بررسی قرار گرفت. در سلستیت لیکک، دمای همگن شدن بین ۱۶۵/۳ تا ۲۷۹/۷ درجه سانتی‌گراد با میانگین ۲۱۸/۱ درجه سانتی‌گراد و میزان شوری در گستره ۱۰ تا ۱۵ درصد وزنی معادل نمک طعام با بیشترین فراوانی معادل ۱۲/۱۶ درصد وزنی معادل نمک طعام ثبت شد (شکل ۱۱c,d). دمای ذوب آخرین بلورهای یخ بین ۲/۶- تا ۲۰/۹- می‌باشد. در مقابل، در سلستیت بابامحمد، دمای همگن‌شدن در سلستیت بابامحمد دمای همگن شدن بین ۱۳۴/۳ تا ۲۷۴/۶ درجه سانتی‌گراد با میانگین ۱۸۵/۶ درجه سانتی‌گراد و میزان شوری در گستره ۱۵ تا ۲۰ درصد وزنی معادل نمک طعام با میانگین ۱۶/۳۴ درصد وزنی معادل نمک طعام اندازه‌گیری شد. دمای ذوب آخرین بلورهای ذوب یخ بین ۹- تا ۱۹- می‌باشد. به‌طور کلی، با بررسی ۶۹ میانبار سیال از نوع دو فازی غنی از مایع در ذخایر سلستیت کمربند چین‌خورده-تراستی زاگرس، میانگین دمای همگن‌شدن حدود ۲۱۹/۱۳ درجه سانتی‌گراد و میانگین شوری ۱۰/۵ درصد وزنی معادل نمک طعام به‌دست آمد (Saed et al., 2022).

جدول ۸- اطلاعات ریزدماسنجی سیالات درگیر در ذخایر سلستیت کمربند چین‌خورده–تراستی زاگرس (Tmice: دمای ذوب آخرین قطعه یخ؛ Th: دمای همگن شدن؛ Tr: ترپ؛ Tk: تارک؛ Lk: لیکک؛ Bm: بابامحمد)

Table 8. Microthermometric data of fluid inclusions in celestite deposits within the Zagros Fold-Thrust Belt (Tmice: final ice melting temperature; Th: homogenization temperature; Tr: Tortab; Tk: Tark; Lk: Likak; Bm: Baba Mohamad)

NO.	Sample no.	Phase	Th (°C)	Salinity (wt.% NaCl equiv)	Te (°C)	Tmice (°C)
1	Tr-8	L+V	166-291.8	0.16-3.75	-25 / -14	-2.3/-0.1
2	Tk-3	L+V	168-247.9	2.10-8.62	-22.6/-35.5	-1.3/-5.6
3	Tk-4	L+V	105-281.4	0.16-13.29	-31/-17	-9.4/0.1
4	Lk-1	L+V	83.9-276.6	4.23-21.02	-52/-32.4	-18.1/-2.6
5	Lk-9	L+V	133.9-281.9	7.39-22.95	-42/-31.4	-20.9/-4.7
6	Lk-10	L+V	256-298	8.09-13.40	-41.7/-31.1	-9.5/-5.2
7	Bm-9	L+V	87.1-274.6	12.85-20.11	-43.8/-34.7	-16.9/-9
8	Bm-10	L+V	238.2-273.1	14.77-18.28	-48.8/-34.7	-14.6/-10.8
9	Bm-6	L+V	122.2-154.8	17.24-21.60	-41.8/-34.8	-19/-13.4
—	Average	—	291.13	10.5	-28	-12.3



شکل ۱۱- (a) هیستوگرام فراوانی دمای همگن‌شدن درکانسارهای ترتاب و تارک، (b) هیستوگرام فراوانی درجه شوری میانبارهای سیال درکانسارهای ترتاب و تارک (سازند آسماری افق A)، (c) هیستوگرام فراوانی دمای همگن‌شدن در کانسارهای لیکک و بابامحمد و (d) هیستوگرام فراوانی درجه شوری میانبارهای سیال در کانسارهای لیکک و بابامحمد (سازند گچساران افق B).

Fig.11. (a) Histogram of frequency of homogenization temperature in Tortab and Tarak, (b) Histogram of frequency of salinity of fluids inclusions in Tortab and Tarak deposits (Asmari formation, horizon A), (c) Histogram of frequency of homogenization temperature in Likak and Baba mohammad deposits, and (d) histogram of the frequency of salinity of fluids inclusions in Likak and Baba mohammad deposits (Gachsaran Formation horizon B).

۴-۳- تعیین منشاء سیال کانه‌دار

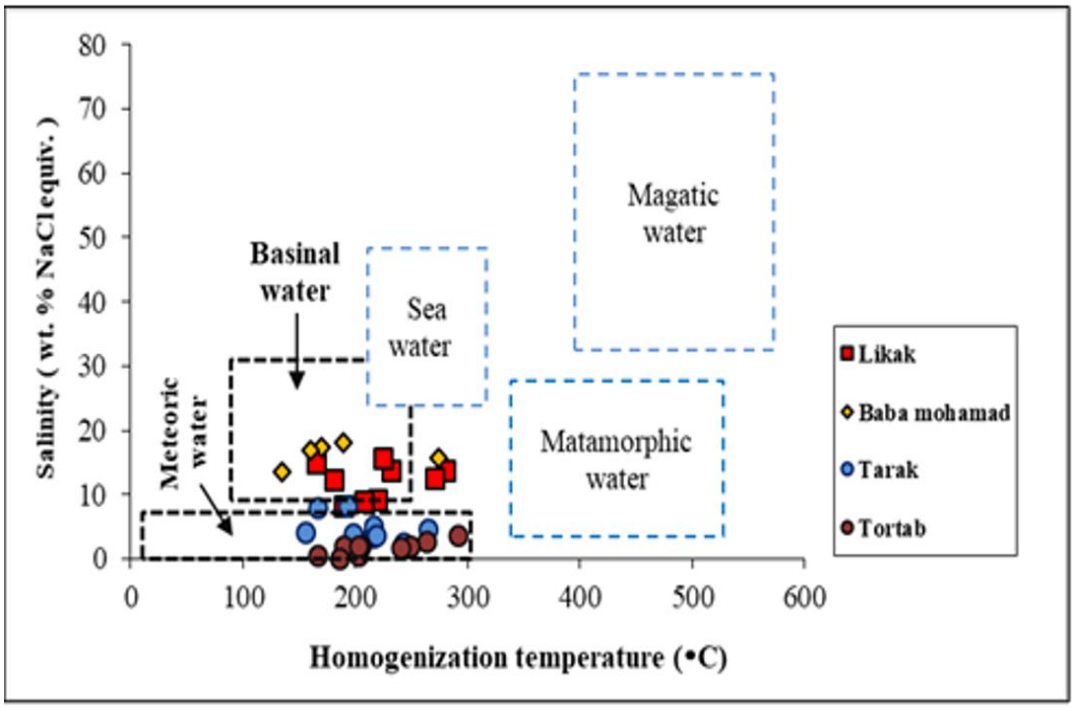
تشخیص چگونگی تمرکز مواد معدنی مستلزم درک منشأ و ماهیت سیالات کانه‌دار است که نقش بسیار مهمی در فرآیند کانه‌زایی ایفا می‌کند. با استفاده از نمودار دوتایی دمای همگن‌شدن در برابر میزان شوری (شکل ۱۲) می‌توان بدون نیاز به ایزوتوپ‌های پایدار، منشأ سیالات مسئول کانه‌زایی را پیش‌بینی کرد (Kesler, 2005). این نمودار که بر اساس دمای همگن‌شدن و میزان شوری میانبارهای سیال ترسیم شده، محدوده‌های مختلف محلول‌های کانه‌دار را نشان می‌دهد و با قرار دادن نمونه‌ها روی این نمودار، ماهیت سیال مشخص می‌شود. بر این اساس، میان‌بارهای سیال دو فازی غنی از مایع ذخایر سازند آسماری (افق A) شامل سلستیت‌های تارک و ترتاب، در محدوده آب‌های جوی قرار می‌گیرند، در حالی که ذخایر سلستیت لیکک و بابا محمد واقع در سازند تبخیری گچساران (افق B) بیشتر در محدوده شورابه‌های درون‌سازندی تمرکز یافته‌اند.

مطالعات پیشین نشان داده‌اند که سلستیت کانی رایجی در دیاژنز اولیه سبخاهای ساحلی است و عمدتاً از واکنش یون استرانسیوم موجود در آب‌های زیرزمینی با کانی‌های ژیپس و انیدریت تشکیل می‌شود (Kinsman, 1969; West, 1973). زون‌های سوپراتایدال و اینتراتایدال (سبخاهای ساحلی) سواحل جنوبی خلیج فارس با گستره وسیع، از شاخص‌ترین محیط‌های تبخیری جهان به شمار می‌روند، جایی که کانی‌هایی چون ژیپس، انیدریت، نمک و سلستیت مستقیماً از شورابه‌های لاگون‌ها رسوب می‌کنند (Purser, 2012; Greensmith, 2012). در این حوضه تبخیری، آب‌های بین‌ذره‌ای دریایی به صورت جانبی از زون اینترتایدال به سمت سوپراتایدال نفوذ کرده و با تبخیر سطحی تبدیل به شورابه‌های بین‌ذره‌ای می‌شوند (Olaussen, 1981). این شورابه‌ها از زیر سطح ایستابی به سمت خشکی حرکت کرده و در زون‌های غیراشباع متمرکز می‌شوند، جایی که کانی‌هایی مانند آراگونیت، ژیپس، انیدریت، دولومیت و سلستیت به‌صورت اولیه یا دیاژنتیکی شکل می‌گیرند (West, 1973). در این مناطق، رسوب انیدریت غالب بر ژیپس است و طی فرآیند آب‌گیری، استرانسیوم از شبکه انیدریت آزاد شده و با توجه به غنی بودن شورابه‌ها از یون سولفات، سلستیت تشکیل می‌شود (Kinsman, 1969).

بر این اساس می‌توان نتیجه گرفت که منشأ سیال کانه‌دار تحت تأثیر شرایط حوضه رسوب‌گذاری و حضور واحدهای سنگ‌شناسی مناسب هستند. به نظر می‌رسد که افق‌های سلستیت‌دار در پهنه زاگرس مرتبط با شورابه‌های درون‌سازندی هستند که غالباً از تبخیر آب‌های دریایی و تجمع رسوبات در امتداد درزها و شکستگی‌ها سرچشمه می‌گیرند. همچنین، طی فرآیندهای دیاژنز و نفوذ آب‌های جوی به سازندهای حاوی ترکیبات استرانسیوم، تشکیل سلستیت تسهیل شده است. بر اساس مشاهدات صحرایی و مطالعات کانی‌شناسی و زمین‌شیمی، بیشتر رخدادهای سلستیت زاگرس در سازندهای آسماری و گچساران رخ داده که از نظر نهشته‌های کربناتی-تبخیری با یکدیگر در ارتباط نزدیک‌اند ولی از منظر منشأ متفاوت بوده و از زون سوپراتایدال تا لاگونی تغییر می‌کنند. در همین راستا، داده‌های ریزدماسنجی و طیف‌سنجی رامان از افق‌های سلستیت‌دار در زاگرس (سازند آسماری و گچساران) همخوانی قابل‌توجهی را با سیال کانه‌دار ذخایر ایران مرکزی، مادآباد (Noori, 2018) و نخجیرکوه (Karimi, 1988) از نظر منشأ سیال کانه‌دار همخوانی قابل توجهی دارند.

در نهایت، می‌توان گفت ذخایر سلستیت در سازندهای آسماری و گچساران تحت تأثیر دو فرآیند مجزا شکل گرفته‌اند؛ نخست، شورابه‌های درون‌سازندی که در مرحله دیرزاد و با نفوذ به ساختارهای سنگی فعال بوده‌اند، و دوم، آب‌های جوی همراه با تبخیر شورابه‌های لاگونی و سبخایی که در مرحله دیرزاد باعث تمرکز استرانسیوم و تشکیل سلستیت شده‌اند. تلفیق این دو فرآیند منجر به تشکیل ذخایر سلستیت شده است. شواهد صحرایی، ساختار و بافت کانی‌زایی و ویژگی‌های میانبارهای سیال موجود نیز تأیید می‌کنند که شکل‌گیری ذخایر سلستیت در کمربند چین‌خورده-تراستی زاگرس متاثر از سیالات جوی و شورابه‌های درون‌سازندی است. تفاوت منشأ سیال در دو کانسار بررسی‌شده، بازتاب تفاوت‌های بنیادی در شرایط زمین‌ساختی و محیط رسوب‌گذاری آن‌هاست. سیالات کانه‌دار موجود در ذخایر آسماری در محدوده آب‌های جوی قرار می‌گیرند که در مراحل دیاژنتیکی به درون سنگ‌های کربناته نفوذ کرده‌اند. این سیالات با عبور از لایه‌های حاوی ژیپس و انیدریت، استرانسیوم را آزاد کرده و تشکیل سلستیت را در مرحله دیرزاد تسهیل کرده‌اند. در مقابل، سیالات مسئول کانه‌زایی در سازند گچساران منشأ درون‌سازندی دارند و مستقیماً از شورابه‌های تغلیظ‌شده

لاگون‌ها و سبخاهای تبخیری حاصل شده‌اند. نمودار شوری-دما (شکل ۱۲) به‌وضوح این تمایز را نشان می‌دهد. از طرفی، حضور بافت‌های نواری، ساخت‌های لایه‌ای، بلورهای بزرگ و رخنمون‌های وسیع سلستیت در گچساران، همگی تأییدی بر تشکیل آن در محیط‌های فوق اشباع از شورابه و در نتیجه سیالات با منشأ متفاوت نسبت به کانسار آسماری هستند. این تفاوت در منشأ سیال، نشان‌دهنده نقش ترکیبی شرایط محیطی، سنگ‌شناسی و فرآیندهای دیاژنزی در تمرکز استرانسیوم و تشکیل کانی سلستیت است.



شکل ۱۲- مقایسه دمای همگن‌شدن و شوری میانبارهای سیال ذخایر سلستیت کمربند چین‌خورده–تراستی زاگرس با ذخایر سلستیت ایران مرکزی بر اساس نمودار شوری - دمای همگن‌شدن میانبارهای سیال (Kesler, 2005).

Fig. 12. Comparison of homogenization temperature and salinity of fluid inclusions from celestite deposits in the Zagros Fold-Thrust Belt with those from central Iran celestite deposits based on the salinity–homogenization temperature diagram of fluid inclusions (Kesler, 2005).

۵- نتیجه‌گیری

۱- ارزیابی‌های میدانی، ساخت و بافت افق‌های سلستیت‌دار حاکی از آن است که ساخت‌هایی نظیر پرکننده‌های فضای خالی به صورت رگه‌ای و ژئودی و همچنین بافت‌های جانشینی، موزاییکی و رگه‌ای در زمینه کربناتی، سهم قابل توجهی را به خود اختصاص می‌دهند. از نظر کانی‌شناسی، سلستیت همراه با کلسیت، ژیپس و انیدریت کانی‌های اصلی این ذخایر هستند؛ به‌طوری‌که کلسیت، ژیپس و انیدریت عمدتاً به عنوان کانی‌های اولیه شناسایی شده‌اند و در بسیاری موارد توسط سلستیت جایگزین شده‌اند.

۲- عناصر اصلی مورد مطالعه همبستگی مثبت و قابل توجهی را نشان می‌دهند که بیانگر رفتار زمین‌شیمیایی هماهنگ تحت شرایط فیزیکوشیمیایی مشابه است. با این حال، عنصر استرانسیوم در هر دو سازند آسماری و گچساران، همبستگی ضعیف یا منفی با اکثر عناصر اصلی و کمیاب دارد که می‌تواند نشان‌دهنده ته‌نشست و تحولات دیاژنتیکی مستقل در محیط‌های زمین‌شیمیایی متمایز باشد. با این حال، عنصر باریم همبستگی مثبت قابل ملاحظه‌ای با Sr دارد، اما با سایر عناصر کمیاب عمدتاً همبستگی منفی نشان می‌دهد.

۳- براساس مطالعات پتروگرافی میانبارهای سیال از نظر تعداد و فازهای درونی به پنج گروه شامل؛ میانبار سیال تک فازی مایع، میانبار سیال تک فازی بخار، میانبار سیال دو فازی غنی از مایع، میانبار سیال دو فازی غنی از بخار و میانبار سیال چند فازی طبقه‌بندی می‌شوند.

۴- مطالعات طیف‌سنجی رامان نشان می‌دهد که فاز جامد در میانبارهای سیال سه‌فازی شامل فازهای سولفوهالیت (-cm ۱۱۰۰۲) و سلستیت (-cm ۱۱۰۰۰) است. طیف‌های رامان فاز سیال در تمامی میانبارهای سیال، از جمله نمونه‌های دو فازی غنی از مایع و سه فازی، نشان می‌دهد که فازهای سیال و بخار عمدتاً از نوع H_2O، گوگرد و همراه با یون‌های کلرید هستند. این یافته‌ها حاکی از نقش احتمالی مخلوط‌شدن آب‌های جوی با شوری کم و آب‌های شورابه‌ای با شوری بالا در تشکیل این سیالات می‌باشد.

۵- مطالعات ریزدماسنجی میانبارهای سیال اولیه دوفازی غنی از مایع در ذخایر سلستیت سازند آسماری (افق A) و گچساران (افق B) نشان می‌دهد که در سازند آسماری، میانگین دمای همگن‌شدن برای سلستیت‌های تارک و ترتاب به‌ترتیب ۲۰۸/۶ و ۲۱۹/۴ درجه سانتی‌گراد و میزان شوری ۴/۷۷ و ۱/۷۷ درصد وزنی نمک طعام است.در مقابل، در سازند گچساران، این مقادیر برای سلستیت‌های لیکک و بابا به‌ترتیب ۲۱۸/۱ و ۱۸۵/۶ درجه سانتی‌گراد و میزان شوری ۱۲/۱۶ و ۱۶/۳۴ درصد وزنی نمک طعام اندازه‌گیری شد. این نتایج بیانگر دمای همگن‌شدن بالاتر در سازند آسماری و شوری بیشتر در سازند گچساران هستند.

۶- نتایج حاصل از مطالعات ریزدماسنجی میانبارهای سیال از بررسی تعداد ۶۹ میانبار سیال از نوع دو فازی غنی از مایع در ذخایر سلستیت کمربند چین خورده - تراستی زاگرس، دمای همگن شدن با میانگین ۲۱۹/۱۳ درجه سانتی‌گراد و میزان درجه شوری به طور میانگین ۱۰/۵ درصد وزنی نمک طعام اندازه گیری شده است.

۷- شواهد صحرایی، ویژگی‌های ساختاری و بافتی، نوع کانه‌زایی و مشخصات میانبارهای سیال نشان می‌دهد که ذخایر سلستیت در سازندهای آسماری و گچساران تحت تأثیر دو فرآیند مجزا شکل گرفته‌اند: (۱) شورابه‌های درون‌سازندی مرتبط با مرحله دیرزاد و (۲) آب‌های جوی همراه با تبخیر شورابه‌های لاگونی و سبخایی در مرحله دیرزاد. تلفیق این دو فرآیند و نقش مکمل آن‌ها، عامل اصلی در تمرکز استرانسیوم و کانه‌زایی سلستیت در کمربند چین‌خورده - تراستی زاگرس به‌شمار می‌آید.

۸- براساس مشاهدات صحرایی و داده‌های کانی‌شناسی و زمین‌شیمیایی، رخدادهای سلستیت در زون زاگرس عمدتاً در ارتباط با واحدهای کربناته - تبخیری سازندهای آسماری و گچساران شکل گرفته‌اند و حضور آن‌ها در محیط‌های رسوبی متنوعی از سوپراتایدال تا لاگونی مشاهده می‌شود. این تنوع محیطی در کنار نقش کلیدی ترکیب لیتولوژیکی واحدهای میزبان، به‌ویژه سنگ‌های کربناته و تبخیری، نشان‌دهنده تأثیر مستقیم شرایط حوضه رسوبی بر مکانیزم و الگوی تشکیل ذخایر سلستیت است. این نتایج بیانگر آن است که نوع و ویژگی‌های حوضه رسوبی، در کنار ساختارهای چینه‌ای و زمین‌ساختی، در کنترل جایگاه، ژنز و گستره رخدادهای سلستیت در زون زاگرس نقشی تعیین‌کننده دارند.

۹- بر اساس مطالعات اخیر توسط Pourkaseb و همکاران (۲۰۱۷)، Saed و همکاران (۲۰۲۲) و همچنین یافته‌های حاضر، شاخص‌های سلستیت‌زایی در تمام زاگرس از یکنواختی خاصی برخوردار است و عمدتاً شامل محیط‌های رسوبی کربناته ـ تبخیری کم‌عمق، ساختارهای پرکننده فضای خالی و ژئودی، بافت‌های جانشینی و موزاییکی، ترکیب لیتولوژیکی ویژه سنگ‌های میزبان، فعالیت‌های تکتونیکی مرتبط با گسله‌ها، ویژگی‌های فیزیکوشیمیایی میانبارهای (شامل دما، شوری، فازهای تک‌فازی، دو فازی و سه‌فازی و ترکیب یونی آن‌ها) و منابع تغذیه سیالات (شورابه‌های درون‌سازندی و آب‌های جوی همراه با تبخیر شورابه‌های لاگونی و سبخایی) می‌باشد. این نتایج با مطالعات Hashempour و همکاران (۲۰۲۵) در زمینه کنترل‌های رسوبی، ساختاری و تکتونیکی، شرایط محیطی کم‌عمق و نقش چرخه‌های اقیانوسی همخوانی دارد و نشان‌دهنده یکپارچگی شاخص‌های سلستیت‌زایی در کل کمربند چین‌خورده ـ تراستی زاگرس است.

مراجع

Alavi, M., 2004. Regional stratigraphy of the Zagros fold-thrust belt of Iran and its proforeland evolution. American Journal of Science 304, 1–20. https://doi.org/10.2475/ajs.304.1.1

Alavi, M., 2007. Structure of the Zagros Fold-Thrust Belt in Iran. American Journal of Science 307, 1064–1095. https://doi.org/10.2475/09.2007.02

Baker, P.A., Bloomer, S.H., 1988. The origin of celestite in deep-sea carbonate sediments. Geochimica et Cosmochimica Acta 52, 335–339. https://doi.org/10.1016/0016-7037(88)90088-9

Bazargani-Guilani, K., Nekouvaght Tak, M.A., 2008. Celestite ore deposit and occurrences of the Qom Formation, Oligo-Miocene, Central Iran. 2nd IASME/WSEAS International Conference on Geology and Seismology, Cambridge, UK, pp 48-54. http://irdoi.ir/594-010-269-315

Breesch, L., Stemmerik, L., 2009. Genetic and fluid flow model of a large-scale celestite deposit in Karstryggen, Central East Greenland. Journal of Geochemical Exploration 101, 9. https://doi.org/10.1016/j.gexplo.2008.11.012

Brower, E., Renault, J., 1971. Solubility and enthalpy of the barium-strontium sulfate solid solution series. New Mexico Bureau of Geology and Mineral Resources Circular 116, P.21. https://doi.org/10.58799/C-116

Burkhard, A., 1978. Baryt–Coelestin und ihre Mischkristalle aus Schweizer Alpen und Jura. Swiss Bulletin of Mineralogy and Petrology 58, 1–96 (with English abstract). http://pascal-francis.inist.fr/vibad/index.php?action=getRecordDetail&idt=PASCALGEODEBRGM7920384562

Department of the Interior, US Government, 2018. Final List of Critical Minerals 2018. Federal Register 83, 23295-23296. https://www.federalregister.gov/d/2018-10667

Dill, H.G., Henjes-Kunst, F., Berner, Z., Stuben, D., 2008. Miocene diagenetic strontium mineralization in calcareous series from Cyprus and the Persian Gulf: Metallogenic perspective on sub and suprasalt redox–controlled base metal deposit. Journal of Asian Earth Sciences 34, 557-576. https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2008.09.001

Ehya, F., Shakouri, B., Rafi, M., 2013. Geology, mineralogy, and isotope (Sr, S) geochemistry of the Likak celestite deposit, SW Iran. Carbonates Evaporites 28, 419-431. http://dx.doi.org/10.1007/s13146-013-0137-6

European Commission, 2020. Study on the EU's list of Critical Raw Materials-Final Report. Publications Office of the European Union. https://data.europa.eu/doi/10.2873/11619

Frezzotti, M.L., Tecce, F., Casagli, A., 2012. Raman spectroscopy for fluid inclusion analysis. Journal of Geochemical Exploration 112, 1–20. https://doi.org/10.1016/j.gexplo.2011.09.009

Glyn, P., 2000. Solid-solution solubilities and thermodynamics: sulfates, carbonates, and halides. Reviews of Mineralogy and Geochemistry 40, 481–511. https://doi.org/10.2138/rmg.2000.40.10.

Greensmith, J.T., 2012. Petrology of the Sedimentary Rocks. Springer Dordrecht. https://doi.org/10.1007/978-94-011-9640-6

Hanor, J.S., 2004. A model for the origin of large carbonate- and evaporite-hosted celestine deposits. Journal of Sedimentary Research 74, 168–175. https://doi.org/10.1306/092203740168

Hashempour, S.S., Maghfouri, S., Rastad, E., 2025. Metallogeny of celestite deposits in Iran; implications for future explorations. Ore Geology Reviews, 106735. https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2025.106735

Heydari, E., 2008. Tectonics versus eustatic control on supersequences of the Zagros Mountain of Iran. Tectonophysics 451, 56–70. https://doi.org/10.1016/j.tecto.2007.11.046

Karimi, A., 1998. Geology, geochemistry, facies analysis, and genesis of Nakhjir-Kuh celestite deposit (SE Varamin). M.Sc. thesis. Tarbiat Modares University, P.149 (in Persian).

Kesler, S.E., 2005. Ore-forming fluids, Elements 1, 13–18. https://doi.org/10.2113/gselements.1.1.13

Kile, D.E., Dayvault, R.D., Hood, W.C., Hatch, H.S., 2015. Celestine-bearing geodes from Wayne and Emery Counties, southeastern Utah: Genesis and mineralogy. Rocks & Minerals 90, 314–337. https://doi.org/10.1080/00357529.2015.1034489

Kinsman, D.J.J., 1969. Interpretation of Sr concentrations in carbonate minerals and rocks. Journal of Sedimentary Research 39, 486–508. https://doi.org/10.1306/74D71CB7-2B21-11D7-8648000102C1865D

Levinson, A.A., 1974. Introduction to Exploration Geochemistry. Calgary: Applied Publishing Company, p. 612. https://www.osti.gov/biblio/7129891

Macleod, J.H., Akbari, Y., 1970. Geological quadrangle map of the Behbehan area. No. 25479W, scale 1:100000, Iranian Oil Operating Companies, Tehran, Iran.

MacMillan, J.P., Park, J.W., Gerstenberg, R., Wagner, H., Kohler, K., Wallbrecht, P., 1994. Strontium compounds and chemicals. In: Ullman's Encyclopedia of Industrial Chemistry, 5th ed., vol. A25, VCH Verlagsgesellschaft m.b.H., Weinheim, Germany, 321–327. https://doi.org/10.1002/14356007.a25_321

Markhand, A.H., Agheem, M.H., Shaikh, S.A., Khokhar, Q.D., Sahit, A.G., Jamali, M.A., 2020. Mineralogical and geochemical investigations of celestite and gypsum from Ganjo Takkar area, Hyderabad, Sindh, Pakistan, Sindh University Research Journal - SURJ (Science Series) 52 (3). https://sujo.usindh.edu.pk/index.php/SURJ/article/view/2562

Mor, F., Ehya, F., 1997. Study of celestite mineralization in the evaporite formation of Gachsaran, Likak-Behbahan, Kohgiluyeh and Boyer-Ahmad Province. Proceedings of the 1st Symposium of Geological Society of Iran, Tehran. https://civilica.com/doc/13822

Motiei, H., 1995. Petroleum geology of Zagros. Geological Survey of Iran Publications, 1009 p. (In Persian).

Mouthereau, F., Lacombe, O., Vergés, J., 2012. Building the Zagros collisional orogen: timing, strain distribution and the dynamics of Arabia/Eurasia plate convergence. Tectonophysics 532-535, 27–60. https://doi.org/10.1016/j.tecto.2012.01.022

Nabavi, M., 1976. A preface for geology of Iran. – Geological Survey of Iran Publication (in Persian), 105 pp.

Nedobukh, T.A., Semenishchev, V.S., 2020. Strontium: source, occurrence, properties, and detection. In: Pathak, P., Gupta, D. (Eds), Strontium Contamination in the Environment. The Handbook of Environmental Chemistry, vol. 88. Springer, Cham. https://doi.org/10.1007/978-3-030-15314-4_1

Nejad Haddad, M., Aftabi, A., 2010. A model of celestite mineralization for celestite deposits by using geological, structural, textural and geochemical evidences, at Bangestan anticline, Behbahan, Ahwaz. Journal of University of Tehran Sciences 36,157-167. https://jos.ut.ac.ir/article_21702.html

Noori, M., 2018. Geology, Geochemistry and Genesis of Mad Abad Celestine Deposit, West of Qeydar. M.Sc. thesis. Zanjan University, P.135. (In Persian).

Olaussen, S., 1981. Formation of celestite in Wenlock, Oslo region, Norway: Evidence for evaporitic depositional environment. Journal of Sedimentary Research 51, 37–46. https://doi.org/10.1306/212F7C02-2B24-11D7-8648000102C1865D

Piga, G., Marmi, J., Galobart, À., Brunetti, A., Lasio, B., Malfatti, L., Enzo, S., 2016. New data on the presence of celestite in fossil bones from the uppermost Cretaceous Molí del Baró-1 site (Spain) and an alternative hypothesis on its origin. Spectrochimica Acta Part B: Atomic Spectroscopy 119, 41–49. https://doi.org/10.1016/j.sab.2016.03.004

Pourkaseb, H., Zarasvandi, A., Rezaei, M., Mahdavi, R., Ghanavati, F., 2017. The occurrence and origin of celestite in the Abolfares region, Iran: Implications for Sr-mineralization in Zagros Fold Belt (ZFB). Journal of African Earth Sciences 134, 352–364. https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2017.06.010

Prieto, M., Fernandez-Gonzalez, A., Becher, U., Putnis, A., 2000. Computing Lippmann diagrams from direct calculation of mixing properties of solid solutions: Application to the Barite-Celestite System. Aquatic Chemistry 6, 133–146. https://doi.org/10.1023/A:1009642619137

Prieto, M., Fernandez-Gonzalez, A., Putnis, A., Fernandez-Diaz, L., 1997. Nucleation, growth and zoning phenomena in crystallizing (Ba, Sr) CO_3, Ba (SO_4, CrO4), (Ba, Sr) SO4, and (Cd, Ca) CO_3 solid solutions from aqueous solutions. Geochimica et Cosmochimica Acta 61, 3383–3397. https://doi.org/10.1016/S0016-7037(97)00160-9

Purser, B.H., 2012. The Persian Gulf: Holocene carbonate sedimentation and diagenesis in a shallow epicontinental sea. Springer Science and Business Media. https://doi.org/10.1007/978-3-642-65545-6

Roedder, E., 1984. Fluid inclusions. De Gruyter, Berlin, Boston. 644 pp. https://doi.org/10.1515/9781501508271

Rostami, G., Taherzadeh, A., Adelpour, M., 2016. Geology and genesis of the Baba-Mohammad celestite deposit at the boundary of Gachsaran and Mishan formations, Kohgiluyeh and Boyer-Ahmad province. New Findings in Applied Geology 10, 62-75. https://doi.org/10.22084/nfag.2017.1693

Rudnick, R.L., Gao, S., 2003. Composition of the continental crust. Treatise on Geochemistry 3, 1–64. https://doi.org/10.1016/B0-08-043751-6/03016-4

Saed, M., Zarasvandi, A., Heydari, A., 2022. Physical and chemical properties of mineralizing fluid in celestite occurrences of the Zagros fold-thrust belt based on microthermometric studies. Iranian Journal of Geology Quarterly 15(60), 15-41. http://geology.saminatech.ir/Article/34500

Setudehnia, A., Perry, J.T., 1996a. Geological quadrangle map of the Haft Kel area, No. 25476E, scale 1:100000. Iranian Oil Operating Companies, Tehran, Iran.
Setudehnia, A., Perry, J.T., 1966b. Geological quadrangle map of the Gachsaran area, No. 25481E, scale 1:100000. Iranian Oil Operating Companies, Tehran, Iran.
Shepherd, T.J., Rankin, A.H., Alderton, D.H.M., 1985. A practical guide to fluid inclusion studies. Blackie, Glasgow, New York. Retrieved June 21, 2024, from https://search.worldcat.org/title/12082734
Sherkati, S., Letouzey, J., Frizon de Lamotte, D., 2006. Central Zagros fold-thrust belt (Iran): New insights from seismic data, field observation, and sandbox modelling. Tectonics 25, 1–27. https://doi.org/10.1029/2004TC001766
Souissi, F., Sassi, R., Dandurand, J.L., Bouhelel, S., Hamda, S.B., 2007. Fluid inclusion microthermometry and rare earth element distribution in the celestites of the Jebel Doghra ore deposit (Dome Zone, northern Tunisia): towards a new genetic model. Bulletin de la Société Géologique de France 178 (6), 459–471. https://doi.org/10.2113/gssgfbull.178.6.459
Stocklin, J., 1968. Structural history and tectonics of Iran: A review. American Association of Petroleum Geologists Bulletin 52, 1229–1258. https://doi.org/10.1306/5D25C4A5-16C1-11D7-8645000102C1865D
Sun, Q., 2009. The Raman OH stretching bands of liquid water. Vibrational Spectroscopy 51, 213–217. https://doi.org/10.1016/j.vibspec.2009.05.002
Tabakh Shabani, A.A., Asadi Mihmandousti, A., Maleki, Z., 2015. Occurrence of Celestite in the Kalhur Evaporitic Member of the Asmari Formation, Garah Chegha Mountains, Mehran, Ilam Province. Iranian Journal of Geology Quarterly 8(32), 85-96. http://geology.saminatech.ir/en/Article/9345
Veizer, J., 1989. Strontium isotopes in seawater through time. Annual Review of Earth and Planetary Sciences 17, 141–167. https://doi.org/10.1146/annurev.ea.17.050189.001041
West, I., 1973. Vanished evaporites; significance of strontium minerals. Journal of Sedimentary Research 43, 278-279. https://doi.org/10.1306/74D72748-2B21-11D7-8648000102C1865D
Whitney, D.L., Evans, B.W., 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. American Mineralogist 95, 185-187. https://doi.org/10.2138/am.2010.3371
Zarasvandi, A., Charchi, A., Carranza, E.J.M., Alizadeh, B., 2008. Karst bauxite deposits in the Zagros Mountain Belt, Iran. Ore Geology Reviews 34, 521-532. https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2008.05.005
Zarasvandi, A., Liaght, S., Zentilli, M., 2005. Porphyry copper deposits of the Urumieh-Dokhtar Magmatic Arc, Iran. Super Porphyry Copper and Gold Deposits: A Global Perspective 2, 441-452. https://www.geokniga.org/books/5049
Zhu, Q., Cook, N.J., Xie, G., Ciobanu, C.L., Gilbert, S.E., Wade, B., Xu, J., 2022. Textural and geochemical analysis of celestine and sulfides constrain Sr-(Pb-Zn) mineralization in the Shizilishan deposit, eastern China. Ore Geology Reviews 144, 104814. https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2022.104814