Shahid Chamran University of Ahvaz
OPEN ACCESS Adv. Appl. Geol. Winter 2026, Vol. 15 (4): 243 - 262

Research Article

# Mineralogy, Geochemistry and Formation Processes of the Marouiyeh Sedimentary Copper Deposit, Mahan, Southeast Kerman

Alireza Shaker[1]*, Sara Dargahi[1]

1- Department of Geology, Faculty of Sciences, Shahid Bahonar University of Kerman, Kerman, Iran

**Keywords:** *Marouiyeh sedimentary copper deposit, Central Iran Zone, Red sandstone and shale, Chloride complexes, Kerman*

## 1. Introduction

Sedimentary-hosted copper deposits are recognized as diagenetic deposits, forming after the deposition of host sediments but prior to lithification (Cox et al., 2007; Mir Hosseini et al., 2021). These deposits are often polymetallic, containing lead, zinc, silver, cobalt, and occasionally uranium (Hayes et al., 2015; Khosravi et al., 2024). Typically, stratiform and strata bound, they are associated with clastic or clastic-carbonate sedimentary sequences. These deposits are classified into three main types: reduced-facies (e.g., Kupfer Schiefer), red-bed (e.g., Koroko), and reduced sandstone types (e.g., Spar Lake) (Hitzman et al., 2010; Ghasemlou et al., 2020). Sedimentary-hosted copper deposits form in diverse environments, including coastal, lacustrine, shallow marine, and evaporite basin settings. In Iran, such deposits are distributed across the Tabas Block, Zagros Zone, Central Iran Zone, Sabzevar Zone, and Kopeh Dagh Zone, occurring in strata from the Precambrian-Cambrian, Late Triassic, Late Jurassic, Early Cretaceous, and Oligocene periods (Bikdeli et al., 2015; Maghfouri et al., 2020; Salehinasab et al., 2020).

This study investigates the mineralogical, geochemical, and genetic characteristics of the Marouiyeh sedimentary-hosted copper deposit in the Tabas Block. A detailed analysis of this mineralization provides critical insights into its temporal and spatial distribution within the Central Iran Zone, offering a valuable model for future exploration.

## 2. Materials and Methods

For this study, 40 polished thin sections were prepared for petrological and mineralogical analyses. Additionally, 15 whole-rock samples were analyzed at Zarazma Laboratory using X-ray fluorescence (XRF) to determine concentrations of major and minor elements. Twenty-one samples were further analyzed by inductively coupled plasma mass spectrometry (ICP-MS) to quantify major, minor, and trace elements.

## 3. Results and Discussion

The Marouiyeh sedimentary-hosted copper deposit is located 50 km southeast of Kerman and 10 km east of Mahan, within the 1:100,000 geological map of Kerman (Sabzehei, 1995). Structurally, it lies within the Central Iran Zone (Stocklin, 1968). The deposit is hosted primarily in Late Jurassic red sandstone and shale, with localized gypsum occurrences (Sabzehei, 1995). Copper mineralization occurs in at least four horizons between sandstone and shale layers, manifesting as malachite and azurite, with chalcopyrite, bornite, and neotocite observed locally. These horizons, ranging from 0.3 to 1.5 m in thickness and spaced approximately 500 m apart, exhibit a northeast-southwest strike and dip 45–52° southeast. Field observations indicate that copper mineralization is concentrated where red sandstones transition to grayish-

* Corresponding author: shaker@uk.ac.ir
DOI: 10.22055/aag.2026.50236.2529
Received: 2025-04-08
Accepted: 2026-01-16


ISSN: 2717-0764

green sandstones or shales, often associated with fossilized plant remains and coal deposits. Copper minerals, such as malachite and chalcocite, are prevalent around plant fossils, suggesting mineralization developed in environments transitioning from oxidizing to reducing conditions. Ripple marks in red sandstones, abundant red clastic sediments, and plant fossils collectively indicate a continental detrital depositional environment (Bikdeli et al., 2015). Comparative studies (e.g., Hitzman et al., 2010; Reich et al., 2013; Salehinasab et al., 2019; Khosravi et al., 2019; Rajabzadeh et al., 2020) categorize these mineralized sandstone horizons into three types based on diagenetic and alteration processes: (1) an oxidized red horizon enveloping reducing horizons above and below; (2) a leached gray horizon, representing altered red-bed sequences; and (3) a mineralized reducing horizon, typically forming lenticular bodies within leached reducing zones, particularly where plant fossils accumulate. Microscopic examination of sandstones reveals a granular texture with well-sorted to moderately sorted, fine- to medium-grained sand. Primary minerals include quartz, chert, volcanic rock fragments, feldspar, opaque minerals, muscovite, sericite, biotite, chlorite, and iron oxides. Based on Folk's (1980) classification, these sandstones are predominantly litharenite, with minor sublitharenite occurrences. Ore minerals include malachite, azurite, pyrite, chalcopyrite, bornite, hematite, and magnetite, occurring in disseminated, replacement, and fracture-filling textures. Chemical analyses reveal average grades of 1.34% copper, 129 ppm lead, and 90 ppm zinc. Host sedimentary rocks comprise shale, wacke, litharenite, sublitarenite, and iron-rich sandstone, exhibiting intense chemical weathering, likely influenced by warm, humid climatic conditions during deposition.

## 4. Conclusion

Petrographic and geochemical evidence from the Marouiyeh sedimentary copper deposit elucidates its formation mechanisms. The deposit is characterized by red sandstone and shale layers indicative of an oxidizing environment, with interbedded gypsum and anhydrite suggesting chloride-rich fluids. Fossilized plant remains are abundant, with significant copper enrichment around organic residues. Copper mineralization is primarily associated with green and gray shales or limestones, indicative of reducing conditions. The ore mineral assemblage includes carbonates (malachite, azurite, neotocite), sulfides (chalcopyrite, bornite), oxides (hematite, magnetite), pyrite, and iron oxides. The formation of the Marouiyeh copper deposit is attributed to early diagenetic processes driven by the decomposition of organic matter, producing humic acids. These acids facilitated silicate mineral hydrolysis, releasing metal ions into an oxidized, chloride-rich fluid. The dissolution of evaporite minerals, such as gypsum and anhydrite, increased fluid salinity and chlorinity, promoting metal-bearing chloride complexes. As the enriched oxidizing fluid migrated through permeable sandstone layers, it encountered organic-rich, reducing zones within shales or limestones. The interaction between oxidizing and reducing fluids destabilized chloride complexes, precipitating copper and associated metals (Azizi et al., 2018; Rajabzadeh et al., 2020; Arjomandzadeh et al., 2020). Sedimentological evidence suggests the host rocks formed in a meandering river environment with sandy deposits influenced by tidal processes. The sequence includes red sandstones, immature gray and green sandstones, upward-fining successions, ripple marks, and abundant plant fossils, indicating a high-energy continental setting with significant chemical weathering under warm, humid conditions. Copper mineralization is predominantly localized in the lower reaches of paleochannels and organic-rich zones, consistent with reducing conditions that facilitated metal precipitation.

## References

Azizi, H., Hosseinzadeh, M.R., Moayyed, M., Siahcheshm, K., 2018. Geology and geochemistry of the sediment-hosted stratabound red bed type Cu-Pb (Zn-Ag) mineralization in the Dozk and Moshampa Area, NW Zanjan, Iran. Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Abhandlungen 195 (2), 123-143. https://doi.org/10.1127/njma/2018/0101

Bikdeli, Z., Ebrahimi, M., Nabatian, Gh., Mokhtari, M.A.A., 2015. Mineralization, mineralogy, structure and texture of Chehrabad sedimentary Cu deposit, northwest of Zanjan. Scientific Quarterly Journal, GEOSCIENCES 24(96), 249-262. https://doi.org/10.22071/gsj.2015.41770 Azizi, H., Hosseinzadeh, M.R., Moayyed, M., Siahcheshm, K., 2018. Geology and geochemistry of the sediment-hosted


ISSN: 2717-0764

stratabound red bed type Cu-Pb (Zn-Ag) mineralization in the Dozk and Moshampa Area, NW Zanjan, Iran. Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Abhandlungen 195 (2), 123-143. https://doi.org/10.1127/njma/2018/0101

Cox, D. P., Lindsey, D. A., Singer, D. A., Diggles, M. F., 2007. Sediment-hosted copper deposits of the world: deposit models and database. U.S. Geological Survey, Open-file report 03-107.

Folk, R.L., 1980. Petrology of Sedimentary Rocks. Austin, Texas, Hemphill, p. 159.

Ghasemlou, A., Kouhestani, H., Mokhtari, M.A., Zohdi, A., 2020. Hamzelou Cu deposit: Red bed type sediment-hosted copper mineralization in the Upper Red Formation, NW Zanjan. Advanced Applied Geology 9(4), 480 -497. https://doi.org/10.22055/aag.2020.29873.1999

Hayes, T.S., Cox, D.P., Piatak, N.M., Seal, R.R., 2015. Sediment-hosted stratabound copper deposit model. U.S. Geological Survey, Virginia, p. 147. https://doi.org/10.3133/sir20105070M

Hitzman, M.W., Selley, D., Bull, S., 2010. Formation of sedimentary rock-hosted stratiform copper deposits through earth history. Economic Geology 105(3), 627–639. https://doi.org/10.2113/gsecongeo.105.3.627

Khosravi, A., Malekzadeh, A., Mahdavi, A., 2024. Mineralogy, geochemistry, structure, texture and formation of Arc sedimentary copper occurrence (Red bed), northwest of Birjand, South Khorasan. Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy 32(1), 83-98. https://doi.org/10.61186/ijcm.32.1.83

Maghfouri, S., Rastad, E., Borg, G., Hosseinzadeh, M.R., Movahednia, M., Mahdavi, A., Mousivand, F., 2020. Temporal spatial distribution of sediment-hosted stratabound copper deposits in Iran; Implications for future exploration. Ore Geology Reviews 127(1), 1-30. https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2020.103276

Mirhosseini, S.A., Nabatian, Gh., Zohdi, A., Salsani, A., 2023. Geology, mineralization, mineralogy, structure and texture in the Ghezeljeh Cu, Pb-Zn deposit, NW Zanjan. Quarterly Iranian Journal of Geology 17(65), 49-70. https://doi.org/20.1001.1.17357128.1402.17.65.4.6

Rajabzadeh, A., Kouhestani, H., Mokhtari, M.A., Zohdi, A., 2020. Mineralization, structure, texture and genesis of sediment-hosted Chehrabad Pb–Zn–Cu deposit, NW Zanjan. Journal of Economic Geology 12(2), 177-202. https://doi.org/10.22067/econg.v12i2.74819

Reich, M., Deditius, A., Chryssoulis, S., Li, J.W., Ma, C.Q., Parada, M.A., Barra, F., Mittermayr, F., 2013. Pyrite as a record of hydrothermal fluid evolution in a porphyry copper system: A SIMS/EMPA trace element study. Geochimica et Cosmochimica Acta 104, 42-62. https://doi.org/10.1016/j.gca.2012.11.006.

Sabzehei, M., 1995. Geological Map of the Kerman Sheet, Scale 1:100,000, Geological Survey of Iran.

Salehinasab, S., Fardoost, F., Soltani, A., 2019. Mineralogy, geochemistry and conditions of formation of the Band-e-Ghichy copper-celestite deposit, Torud area, south of Shahrood. Iranian Journal of crystallography and mineralogy 27(3), 521-536. https://doi.org/10.29252/ijcm.27.3.521

HOW TO CITE THIS ARTICLE:
Shaker, A., Dargahi, S., 2026. Mineralogy, Geochemistry and Formation Processes of the Marouiyeh Sedimentary Copper Deposit, Mahan, Southeast Kerman. Adv. Appl. Geol. 15 (4), 243-262.
DOI: 10.22055/aag.2026.50236.2529
https://aag.scu.ac.ir/article_20530.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

زمین‌شناسی کاربردی پیشرفته
زمستان ۱۴۰۴، دوره ۱۵، شماره ۴

**مقاله پژوهشی**

# کانی‌شناسی، ژئوشیمی و فرآیندهای تشکیل کانسار رسوبی مس ماروئیه، ماهان، جنوب‌شرق کرمان

**علیرضا شاکر**
*بخش زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه شهید باهنر کرمان، کرمان، ایران*
**سارا درگاهی**
*بخش زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه شهید باهنر کرمان، کرمان، ایران*
*shaker@uk.ac.ir*
*تاریخ دریافت: ۱۴۰۴/۰۵/۱۳ تاریخ پذیرش: ۱۴۰۴/۱۰/۲۶*

## چکیده

کانسار مس رسوبی ماروئیه واقع در ۵۰ کیلومتری جنوب‌شرق کرمان و ۱۰ کیلومتری شرق ماهان، از لحاظ ساختاری متعلق به پهنه ایران مرکزی می‌باشد. سنگ میزبان کانسار شامل ماسه‌سنگ، شیل و به‌طور محلی ژیپس است که از لحاظ سنی به اواخر ژوراسیک تعلق دارند. کانه‌های مس‌دار موجود در کانسار شامل مالاکیت، آزوریت، کالکوپیریت بورنیت و نئوتوسیت می‌باشد. کانه‌زایی‌های اصلی عمدتاً در مکان‌هایی مشاهده می‌شود که ماسه‌سنگ‌ها و شیل‌های قرمز به ماسه‌سنگ‌ها و شیل‌های خاکستری مایل به سبز تبدیل شده یا آثار بقایای فسیل گیاهی وجود دارد. براساس مطالعات میکروسکوپی ماسه‌سنگ‌ها عمدتا از نوع لیتارنایت و ساب لیتارنایت هستند. با توجه به مطالعات ژئوشیمیایی متوسط عیار مس در این کانسار ۱/۳۴ درصد بوده و سنگ میزبان کانسار در یک محیط آب و هوایی گرم و مرطوب و تحت تاثیر هوازدگی شیمیایی بالا قرار گرفته است. تخریب مواد آلی طی دیاژنز اولیه و تولید اسید هومیک باعث هیدرولیز کانی‌های سیلیکاته و آزادسازی محتوای فلزی آنها به داخل سیال اکسیدان شده است. افزون بر این، انحلال کانی‌های تبخیری باعث افزایش درجه شوری و کلریدی شدن سیال و تشکیل کمپلکس‌های کلریدی حامل فلزات می‌گردد. در ادامه، سیال اکسیدان بارور در طی حرکت خود درون لایه‌های ماسه‌سنگی، وقتی به لایه‌های احیایی غنی از مواد آلی می‌رسد دچار اختلاط با سیال احیایی این زون می‌شود و این باعث ناپایداری کمپلکسهای کلریدی شده و درنتیجه مس رسوبگذاری می‌کند.

***واژه‌های کلیدی:*** *کانسار مس رسوبی ماروئیه، پهنه ایران مرکزی، ماسه‌سنگ و شیل قرمز، کمپلکس کلریدی، کرمان.*

## ۱-مقدمه

کانسارهای مس با میزبان رسوبی به عنوان کانسارهای دیاژنتیکی شناخته می‌شوند؛ گونه‌ای از کانسارها که پس از نهشته‌شدن رسوبات میزبان و قبل از مرحله سنگ‌شدگی تشکیل می‌گردند. این نوع کانسارها مستقل از فرآیندهای ماگمایی بوده و براساس سنگ‌های میزبان‌شان به دو نوع کم انرژی (شامل سیلتستون‌های دولومیتی و آهکی، شیل‌ها و کربنات‌های دریایی یا دریاچه‌ای) و پرانرژی (شامل ماسه‌سنگ‌ها و کنگلومراها با منشاء قاره‌ای) تقسیم می‌شوند. کانسارهای مس با میزبان رسوبی توسط اختلاط سیالات در سنگ‌های رسوبی نفوذپذیر و به ندرت در سنگ‌های آتشفشانی تشکیل می‌شوند (Cox et al., 2007; Mirhosseini et al., 2023). کانسارهای مس رسوبی اغلب در قالب کانسارهای چندفلزی (مانند سرب، روی، نقره، کبالت و ...) تظاهر می‌یابند و به عنوان نهشته‌هایی هستند که به صورت سیمان و گاهی رگچه‌های چینه‌کران در لایه‌های رسوبی گسترده شده‌اند (Hayes et al., 2015). بعضی از این کانسارها حتی دارای ذخایر ارزشمندی از اورانیوم رسوبی نیز هستند (Khosravi et al., 2024). کانسارهای مس با میزبان رسوبی عمدتاً چینه‌سان و چینه‌کران بوده و همراه با نهشته‌های رسوبی آواری یا آواری- کربناته تشکیل شده‌اند. این کانسارها به سه نوع رخساره احیایی (برای مثال کوپرشیفر)، طبقات قرمز (برای مثال کوروکو) و نوع ماسه‌سنگی احیایی (برای مثال اسپارلیک) تقسیم می‌شوند (Hitzman et al, 2010; Ghasemlou, 2020). کانسارهای مس رسوبی در محیط‌هایی نظیر ساحلی، دریاچه‌ای و یا دریایی کم‌عمق و حوضه‌های تبخیری مرتبط با آنها تشکیل می‌شوند (Cox et al., 2007; Rajabzadeh et al., 2020). کانسارهای مس رسوبی بر پایه موقعیت مکانی و زمانی تقسیم‌بندی می‌شوند. کانسارهای مس رسوبی ایران در بلوک طبس، پهنه زاگرس، پهنه ایران مرکزی، پهنه سبزوار و پهنه کپه‌داغ گسترش دارند (Nakhjavani et al., 2019; Maghfouri et al., 2020) و در دوره‌های پرکامبرین- کامبرین، تریاس پسین،

ژوراسیک پسین، کرتاسه پیشین و الیگومیوسن مشاهده می‌شود (Bikdeli et al., 2015; Salehinasab, et al., 2019). این کانسارها عمدتاً از نوع میزبان طبقات آواری قرمز بوده و به جز کانسارهای مس خونگاه و ده‌معدن در حوضه زاگرس که دارای سنگ میزبان کربناته سازندهای میلا و باروت است، دیگر ذخایر شناخته شده از نوع طبقات آواری قرمز هستند (Arjmandzadeh et al., 2020)؛ از جمله می‌توان به کانسارهای مس طبقات قرمز پرکامبرین فوقانی (سری هرمز)، کامبرین زیرین (سازند زاگون)، ژوراسیک فوقانی شامل سازند گره‌دو درحوضه کرمان طبس و سازند شوریجه در حوضه کپه‌داغ، الیگومیوسن (نهشته‌های قرمز فوقانی در ایران مرکزی و آذربایجان) و کانسار چهرآباد زنجان (Bikdeli et al., 2015) و پلیوسن (قره‌آغاج در پهنه ایران مرکزی) اشاره نمود (Arjmandzadeh et al., 2020; Maghfouri et al., 2020).

همان‌طور که اشاره شده، کانسارهای مس رسوبی متعددی در پهنه ایران مرکزی شناخته و معرفی شده‌اند؛ اما در این بخش از ایران مرکزی تاکنون هیچ کانسار مس رسوبی معرفی نشده و تنها کانسار معرفی شده، بوکسیت می‌باشد؛ لذا هدف از این مقاله بررسی ویژگی‌های کانی‌شناسی، ژئوشیمی و ژنز کانسار مس رسوبی ماروئیه ماهان در این بخش از ایران مرکزی می‌باشد؛ زیرا که بررسی دقیق این نوع کانه‌زایی‌ها می‌تواند عوامل کلیدی توزیع زمانی و مکانی برای اکتشاف کانه‌زایی‌های مشابه در این بخش از پهنه ایران مرکزی را معرفی کرده و به عنوان الگوی اکتشافی مورد استفاده قرارگیرد.

## ۲-روش پژوهش

برای انجام این پژوهش، در طی مطالعات صحرایی، رخنمون‌های سطحی، ترانشه‌ها و گمانه‌های حفاری مورد بررسی دقیق و نمونه‌برداری قرار گرفت و نهایتا تعداد ۴۰ مقطع نازک صیقلی به منظور مطالعات سنگ‌نگاری و کانه‌نگاری تهیه شد. همچنین با توجه به مطالعات صحرایی و میکروسکوپی، نقشه زمین‌شناسی محدوده اکتشافی ترسیم گردید. برای انجام مطالعات ژئوشیمیایی در کانسار ماروئیه ماهان، تعداد ۱۵ نمونه جهت آنالیز سنگ کامل به روش XRF جهت تعیین مقادیر عناصر اصلی و فرعی و تعداد ۲۱ نمونه به روش ICP-OES جهت تعیین مقادیر عناصر اصلی، فرعی و کمیاب به آزمایشگاه زرآزما ارسال و مورد تجزیه شیمیایی قرار گرفتند. در آنالیز به روش ICP، روش هضم آکوارجیا صورت می‌گیرد، به این طریق که نمونه‌های پودری با استفاده از اسید کلریدریک و اسید نیتریک در دمای ۸۰ درجه سانتیگراد به مدت ۲ ساعت در محیط بن‌ماری قرار گرفته تا فرآیند هضم انجام شود و نهایتا توسط دستگاه ICP-OES خوانش صورت می‌پذیرد.

## ۳-زمین‌شناسی و چینه شناسی محدوده کانسار مورد مطالعه

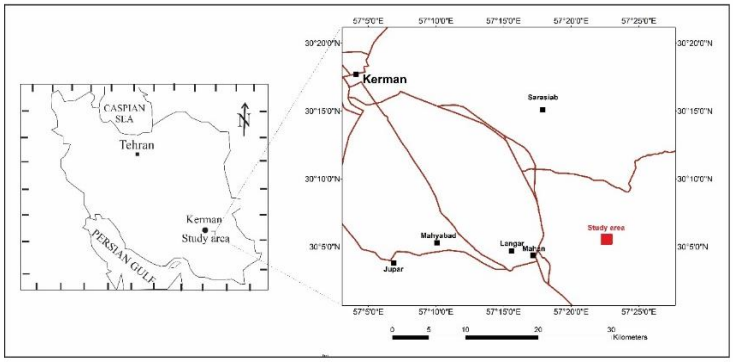
کانسار مس رسوبی ماروئیه ماهان در ۵۰ کیلومتری جنوب‌شرق کرمان و در ۱۰ کیلومتری شرق ماهان واقع می‌باشد (شکل ۱). منطقه مورد مطالعه مابین طول‌های جغرافیایی ″۳۳ ′۲۲ °۵۷ و ″۴۱ ′۲۲ °۵۷ شرقی و عرض‌های جغرافیایی ″۱۶ ′۰۵ °۳۰ و ″۳۹ ′۰۵ °۳۰ شمالی و در نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ کرمان (Sabzehei, 1995) قرار گرفته است. این منطقه براساس تقسیم‌بندی پهنه‌های ساختاری ایران، در پهنه ایران مرکزی (Stocklin, 1968) واقع می‌باشد. Nogole Sadat (۱۹۷۸) در تقسیمات ساختاری ایران، این منطقه را در شمار مثلث میانی قلمداد نموده است. بلوک طبس بخشی از خرده قاره ایران مرکزی است که در قسمت شرقی بخش میانی آن و در حدفاصل دو صفحه عربستان و توران (اوراسیا) قرار گرفته است (Takin, 1972). از لحاظ ساختاری خرده قاره ایران مرکزی تحت تاثیر عملکرد شکستگی‌های متعدد قرار گرفته (Alavi, 1991) که باعث گردیده در امتداد این شکستگی‌ها بالاآمدگی‌ها و فروافتادگی‌هایی به صورت هورست و گرابن در رسوبات موجود در این خرده قاره رخ دهد. به علت ناهماهنگی‌های ساختاری-رسوبی در خرده قاره ایران مرکزی بلوک‌های مجزایی شامل لوت، طبس، کلمرد، پشت بادام و یزد ایجاد شده است (Aghanabati, 2004).

کانسار مورد مطالعه در بلوک طبس قرار می‌گیرد و از لحاظ سنگ‌شناسی، عمدتا از ماسه‌سنگ و شیل قرمز و به طور محلی ژیپس ژوراسیک پایانی تشکیل شده است (شکل ۲). به سمت شرق محدوده به لایه‌های تفکیک نشده‌ای از واحدهای ۱- ماسه‌سنگ، شیل و کنگلومرای قاعده‌ای، ۲- ماسه‌سنگ، شیل میکادار قرمز تا خاکستری، ۳- سنگ آهک پکتن‌دار نازک لایه، مارن سفید تا خاکستری، ۴- مارن، سنگ آهک مارنی و سنگ آهک پکتن‌دار بین‌لایه ای و ۵- ماسه‌سنگ، شیل قرمز و به‌طور محلی ژیپس می‌رسد و در ادامه به سنگ آهک ریفی، سنگ آهک ضخیم لایه صورتی تا سفید اوایل کرتاسه منتهی می‌شود.

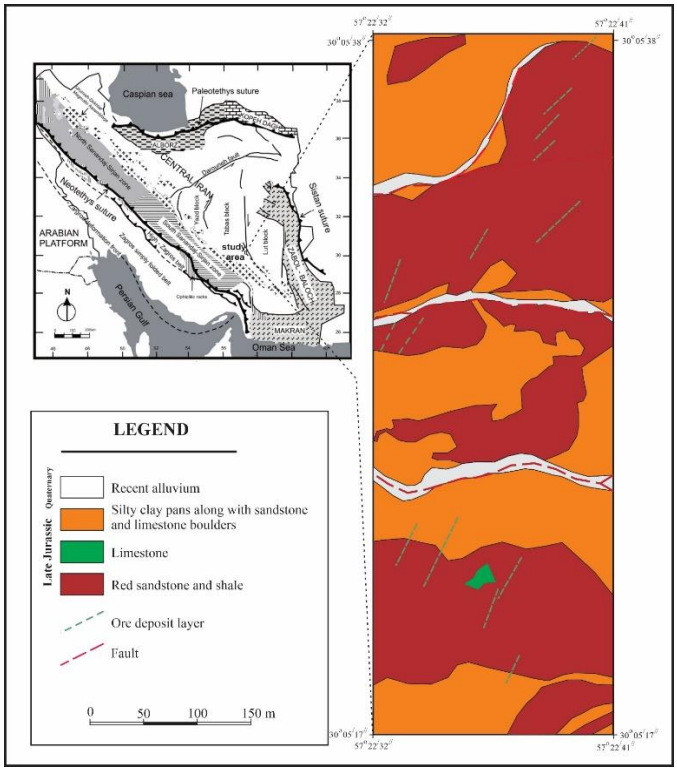
لازم به ذکر است که از سمت غرب به شرق محدوده مورد مطالعه ارتفاع افزایش می‌یابد. در قسمت شمالی محدوده اکتشافی رسوبات کواترنری شامل تپه‌های شنی و تپه‌های پوشیده از ماسه بادی غالباً تثبیت شده است و در قسمت غرب و جنوب محدوده، پادگانه‌ها و تراس‌های آبرفتی جوان مشاهده می‌گردد (Sabzehei, 1995). در بین ماسه‌سنگ‌ها و شیل‌ها افق‌هایی از کانه‌زایی مس به صورت مالاکیت و آزوریت و در بعضی از مکان‌ها کالکوپیریت، بورنیت و نئوتوسیت مشاهده می‌گردد. جهت بررسی دقیق افق‌های کانه‌زا، ترانشه‌هایی عمود بر امتداد آنها حفر گردید. امتداد افق‌های کانه‌زا هم‌راستا با روند لایه‌های ماسه‌سنگ و شیل می‌باشد. براساس بررسی‌های صحرایی، کانه‌زایی مس در حداقل ۴ افق شیلی- ماسه‌سنگی مجزا و با فاصله‌های متفاوت، ضخامت ۰/۳ تا ۱/۵ متر و درازای ۵۰۰ متر از یکدیگر رخ داده است؛ به گونه‌ای که اولین افق کانه‌زا تا چهارمین افق کانه‌زا حدود ۸۰ متر از یکدیگر فاصله دارند. این افق‌ها دارای امتداد شمال‌شرق- جنوب‌غرب و شیب حدود ۵۲- ۴۵ درجه به سمت جنوب‌شرق هستند (شکل a۳). لازم به ذکر است عمدتاً کانه‌زایی‌های اصلی در افق‌هایی انجام شده است که ماسه‌سنگ‌های قرمز به ماسه‌سنگ یا شیل‌های خاکستری مایل به سبز تبدیل شده‌اند (شکل b۳) و حتی در بعضی از قسمت‌ها آثار بقایای گیاهی و زغالسنگ و قطعاتی از آهک مشاهده می‌گردد؛ به‌گونه‌ای که در اطراف فسیل‌های گیاهی آثار کانه‌زایی مس به صورت مالاکیت و یا کالکوسیت به صورت جانشینی با آنها مشاهده می‌شود (شکل‌های c۳ و d) و در مجاورت قطعات آهک به‌صورت پرکننده فضاهای خالی و یا درزه‌ها و شکستگی‌ها، کانه‌زایی به‌صورت کالکوپیریت و بورنیت رخ داده است (شکل e۳). به عبارت دیگر کانه‌زایی در افق‌هایی شکل گرفته که محیط اکسیدان به محیط احیایی تبدیل شده است. وجود آثار و بقایای گیاهی (شکل c۳)، ریپل‌مارک (شکل f۳) و فراوانی رسوبات تخریبی قرمز رنگ (شکل a۳)، تداعی‌کننده محیط تشکیل قاره‌ای (تخریبی) می‌باشد (Bikdeli et al., 2015). در محدوده اکتشافی کانسار ماروئیه، با توجه به شیب لایه‌های سنگ میزبان همیشه در قسمت کمر بالای سنگ میزبان کانه‌زا، افق‌های ماسه‌سنگی قرمز مشاهده می‌شود و در قسمت کمر پایین و یا به عبارتی افق کانه‌زایی، ماسه‌سنگ و شیل خاکستری تا سبز رنگ مشاهده می‌گردد (شکل g۳). همچنین در مکان‌هایی که ماسه‌سنگ و شیل‌های قرمز وجود دارد، کانه‌های پیریت و کالکوپیریت نیز به صورت محدود مشاهده می‌شود (شکل h۳). گفتنی است در افق‌های کانه‌زا، کانه‌زایی بیشتر شامل مالاکیت می‌باشد (شکل i۳)؛ اما در بعضی موارد به صورت بسیار اندک کانه‌های آزوریت، کالکوپیریت و بورنیت نیز در این افق‌ها مشاهده می‌شود. کانه‌ها عمدتا به‌صورت لامینه در داخل درزه‌ها و شکستگی‌ها قرار دارند. از دیگر کانه‌هایی که به‌صورت پراکنده در داخل ماسه‌سنگ‌های میزبان قرمز و خاکستری تا سبز رنگ قابل مشاهده است کانه ثانویه نئوتوسیت می‌باشد (شکل j۳).

به طور کلی، افق‌های ماسه‌سنگی میزبان دارای کانه‌زایی را با توجه به مطالعات مشابه (نظیر Hitzman et al., 2010; Reich et al., 2013; Salehinasab et al., 2019; Rajabzadeh et al., 2020; Khosravi et al., 2024) می‌توان براساس فرایندهای دیاژنتیکی و دگرسانی به سه افق تفکیک نمود که شامل ۱- افق قرمز اکسایشی که افق‌های احیایی را از بالا و پایین در برمی‌گیرد. رنگ این بخش به علت حضور مقادیر زیاد اکسید و هیدروکسیدهای آهن از قرمز تا قهوه‌ای روشن متغیر است و کانی‌های مس‌دار موجود در این افق کانی ثانویه نئوتوسیت می‌باشد که عموما در قسمت‌های نزدیک به افق کانه‌زایی شده حضور دارند. نئوتوسیت زمانی تشکیل می‌شود که بنا به دلایلی (مانند میزان اندک پیریت در سنگ میزبان)، سیال دارای ترکیب خنثی تا کمی قلیایی باشد. این کانی یک سیلیکات آب‌دار منگنز و آهن دو ظرفیتی است که مس به راحتی جانشین منگنز می‌شود (Clark et al., 1978). همچنین نئوتوسیت در مکان‌هایی که سنگ میزبان واکنش‌پذیر باشد و در سطوح کم‌عمق تشکیل می‌گردد. حضور نئوتوسیت در بخش اکسیدی ذخایر مس، مبین این است که فرایند اکسیداسیون تکمیل شده است (Chavez, 2000).۲- افق شسته شده در واقع قسمتی از توالی لایه قرمز می‌باشد که تحت دگرسانی قرار گرفته است؛ به گونه‌ای که در اثر سیال احیاءکننده، به رنگ خاکستری تبدیل شده است. اکسیدهای آهن موجود در این افق شسته شده و از آهن تهی شده است. ۳- افق احیایی کانه‌زایی شده که عموما به شکل عدسی در درون افق شسته شده احیایی و در قسمت‌هایی که دارای تجمعی از فسیل‌های گیاهی می‌باشند، تشکیل شده است. البته نفوذپذیری سنگ میزبان نیز عامل بسیار مهم و تأثیرگذاری بوده است؛ به

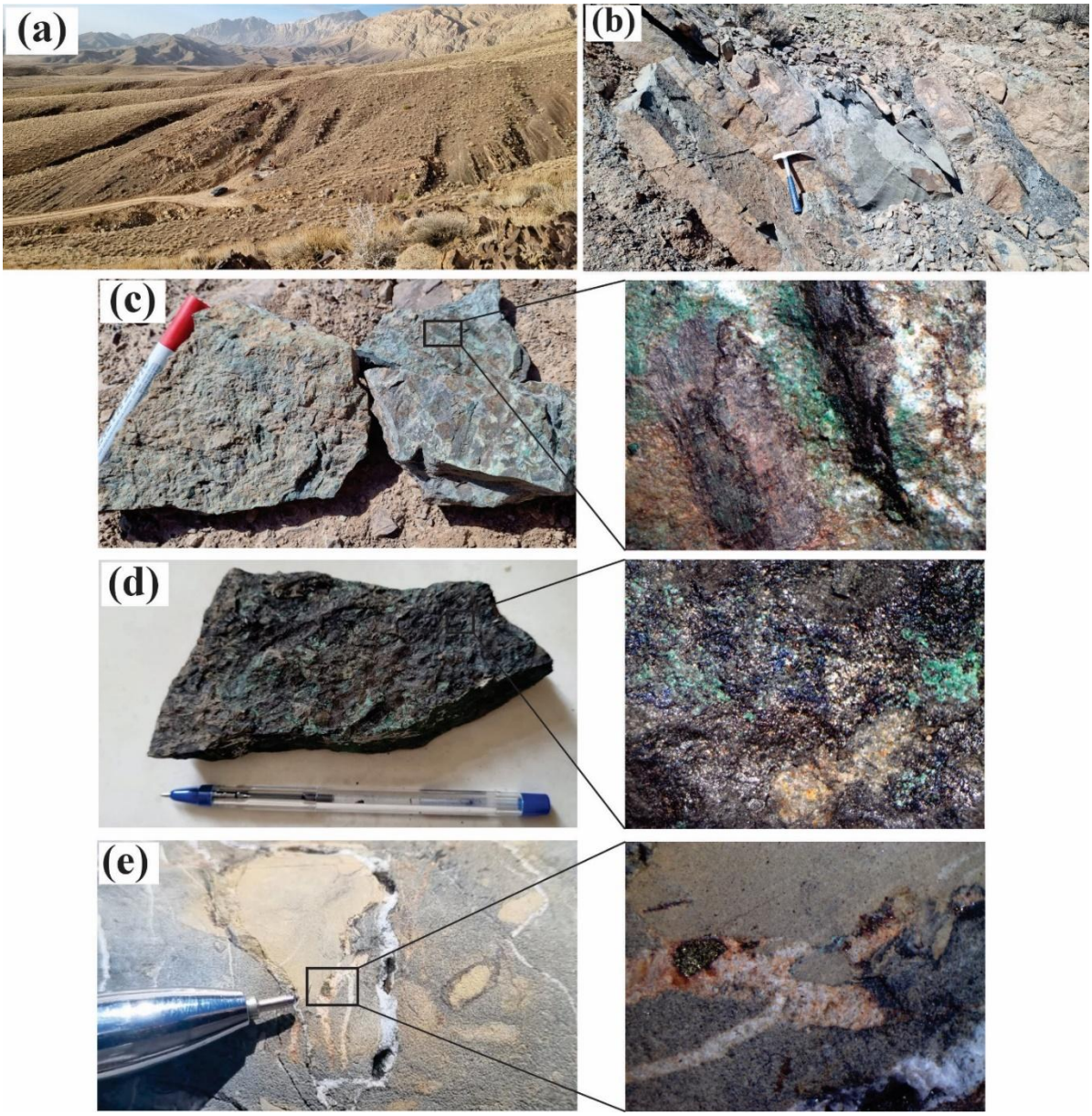
گونه‌ای که در حضور مواد آلی با افزایش نفوذپذیری، کانه‌زایی تشدید و با کاهش آن از شدت کانه‌زایی کاسته می‌شود. این افق هم‌روند با لایه‌بندی سنگ میزبان است. بنا به اعتقاد Durieux and Brown (۲۰۰۷) بافت شبه‌لامینه‌ای در اثر فشارهای ناشی از وزن لایه‌های بالایی طی دیاژنز تدفینی تشکیل می‌شود. بعد از دیاژنز اولیه و قبل از دیاژنز تأخیری، در سطوح موازی با لایه‌بندی ماسه‌سنگ‌ها، تحت تأثیر فشار لیتواستاتیکی، ذرات قابل حل به‌صورت شیمیایی انحلال پیدا می‌کنند و درزه‌های انحلالی را به‌وجود می‌آورند که کانی‌های سولفیدی و مواد غیرآلی غیرقابل انحلال در درون این درزه‌ها باقی‌مانده و بافت شبه‌لامینه‌ای را به‌وجود می‌آورند (Arjmandzadeh et al., 2020).




شکل ۱- نقشه راه‌ها و موقعیت قرارگیری محدوده مورد مطالعه.
Fig. 1. Roads map and the location of the study area.

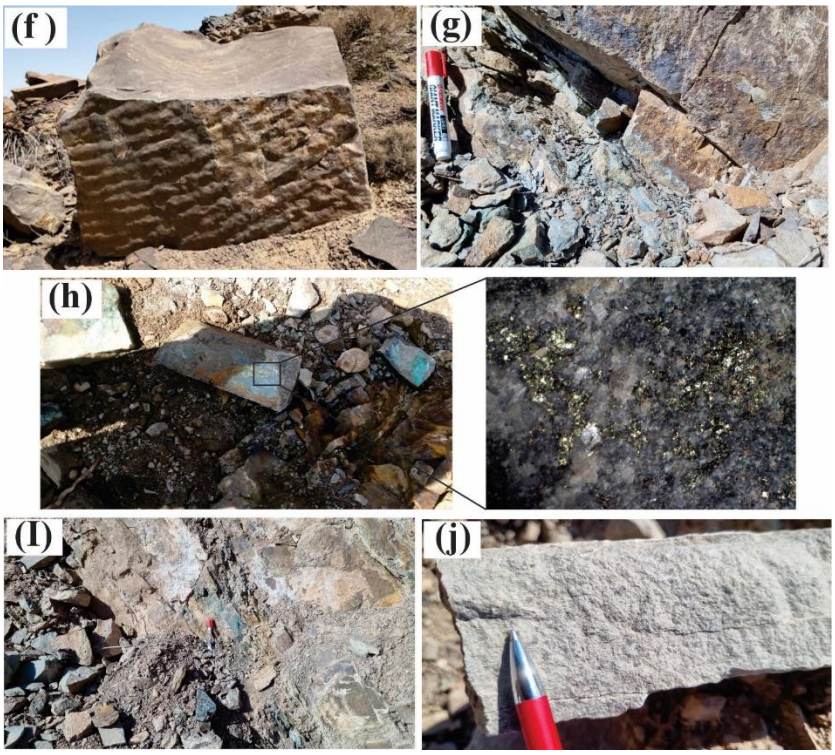



شکل ۲- نقشه زمین‌شناسی کانسار مس ماروئیه و موقعیت قرارگیری آن در پهنه ساختاری ایران (اقتباس با کمی تغییرات از Ghasemi and Talbot, 2006).
Fig. 2. Geological map of the Marouiyeh copper deposit, illustrating its location within the structural zones of Iran (modified from Ghasemi and Talbot, 2006).




شکل ۳- پدیده‌های زمین‌شناسی کانسار مس ماروئیه در پهنه ایران مرکزی: (a) نمایی کلی از لایه‌بندی ماسه‌سنگ‌ها و شیل‌های میزبان (دید عکس به سمت شمال‌شرق)، (b) نمایی از زون قرمز اکسیدان، زون شسته شده خاکستری رنگ و زون احیایی کانه‌زا، (c) آثار بقایای گیاهی و زغال‌سنگی و جانشینی مالاکیت و کالکوسیت در آنها، (d) جانشینی مالاکیت، بورنیت و کالکوپیریت در مجاورت فسیل‌های گیاهی، (e) پرشدگی حفرات و درزه‌ها توسط کالکوپیریت در داخل قطعات آهکی، (f) آثار ریپل مارک در ماسه‌سنگ‌های قرمز میزبان کانسار مورد مطالعه، (g) نمایی از افق ماسه‌سنگ قرمز و افق کانه‌زا همراه با ماسه‌سنگ خاکستری، (h) کانه‌های پراکنده پیریت و کالکوپیریت در افق ماسه‌سنگ قرمز، (i) حضور مالاکیت در افق کانه‌زا همراه با ماسه‌سنگ خاکستری و (j) وجود نئوتسیت در ماسه‌سنگ‌های میزبان کانسار مورد مطالعه.

Fig. 3. The geological features of the Marouiyeh copper deposit in the Central Iran Zone: (a) a general view of the stratigraphic layering of host sandstones and shales (view toward the southwest), (b) an overview of the oxidized red zone, leached gray zone, and mineralized reducing zone, (c) evidence of plant and coal remnants with associated replacement by malachite and chalcocite, (d) replacement of malachite, bornite, and chalcopyrite in proximity to plant fossils, (e) infilling of cavities and fractures with chalcopyrite within limestone fragments, (f) ripple marks in the red sandstones, indicative of a continental depositional environment, (g) a view of the red sandstone horizon juxtaposed with the mineralized horizon and gray sandstone, (h) disseminated pyrite and chalcopyrite ores within the red sandstone horizon, (i) presence of malachite within the mineralized horizon associated with gray sandstone, and (j) existence of neotocite within the host sandstones of the studied deposit.

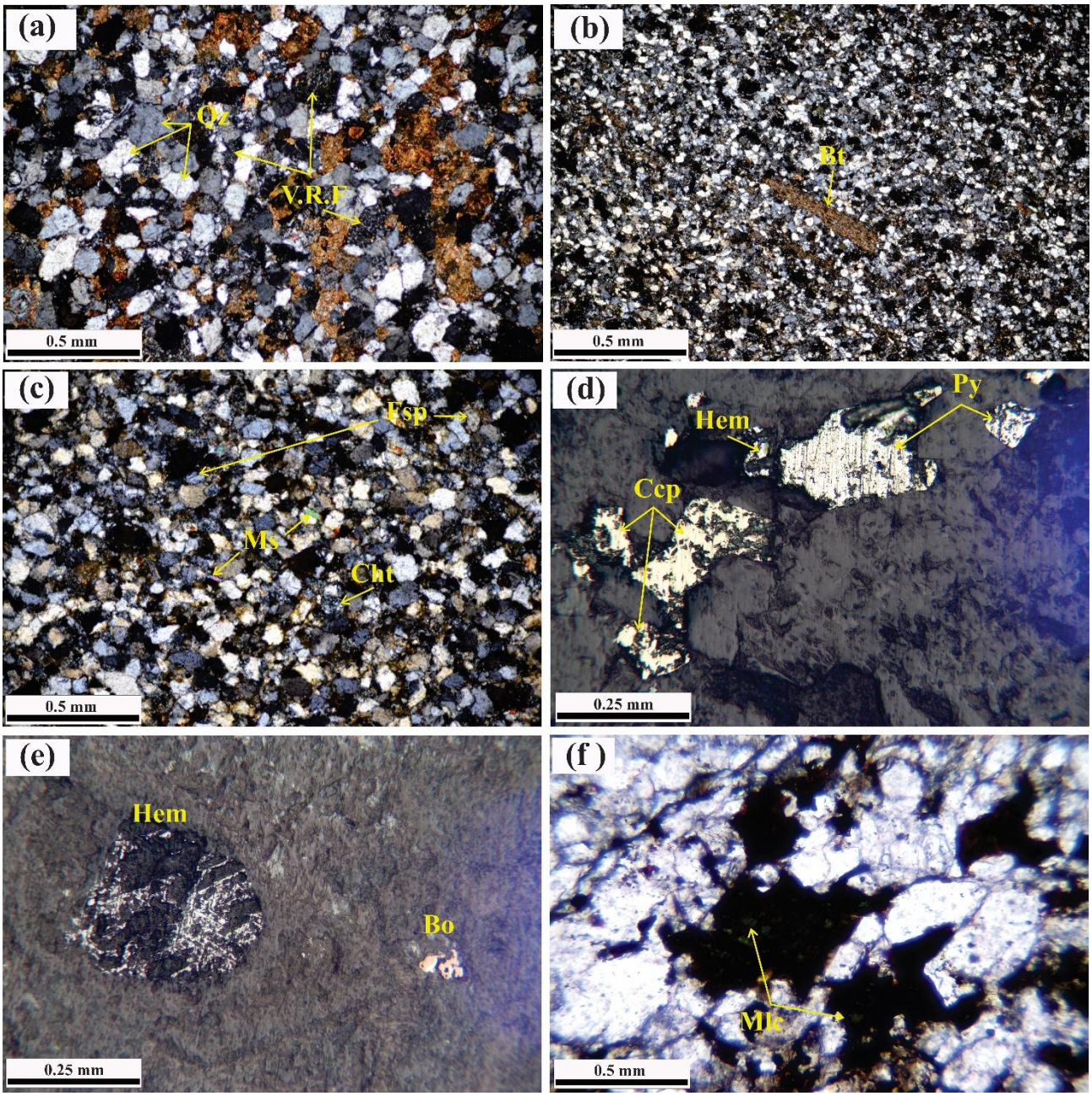



ادامه شکل ۳.

Fig. 3. Continued.

## ۴-مطالعات میکروسکوپی

برای شناسایی دقیق‌تر سنگ‌های محدوده اکتشافی از مقاطع نازک صیقلی، جهت شناسایی کانی‌ها، ساخت، بافت سنگ و نام‌گذاری سنگ‌های آواری که میزبان کانه‌های مس می‌باشند، استفاده شده است. براساس مطالعات میکروسکوپی مشخص گردید که ماسه‌سنگ‌های محدوده اکتشافی دارای بافت گرانولار بوده و ذرات ماسه‌ای تشکیل‌دهنده آنها، در اندازه ریز تا متوسط با جورشدگی نسبتا خوب هستند. اجزاء اصلی تشکیل‌دهنده این ماسه‌سنگ‌ها شامل خرده‌های کوارتز، چرت، خرده سنگ‌های آتشفشانی، فلدسپار، کانی اپاک، مسکویت، سریسیت، بیوتیت، کلریت و اکسیدهای آهن است (شکل‌های a۴، b و c) که در این بین کوارتز فراوان‌ترین جزء تشکیل‌دهنده ماسه‌سنگ‌ها است. این کانی با خاموشی موجی به‌صورت مستقل و گاه دارای رشد رویی، به‌صورت نیمه زاویه‌دار تا نیمه گردشده حضور دارد. خرده‌های فلدسپار سدیک سریسیتی و رسی شده به همراه بلورهای مسکویت و بیوتیت کلریتی شده از دیگر تشکیل‌دهنده‌های این سنگ‌ها می‌باشند. سیمان این ماسه‌سنگ‌ها عمدتا سیلیسی و تا حدی کلسیتی است. در این ماسه‌سنگ‌ها کانی‌های اپاک نیز از فراوانی حدود ۵- ۱۰ درصد برخوردار هستند که بعضی از آنها به اکسیدهای آهن تبدیل شده‌اند. البته این مسئله بیشتر در ماسه‌سنگ‌های قرمز مشاهده می‌گردد. چرت و خرده‌های آتشفشانی از مهمترین خرده‌های سنگی موجود در بعضی از ماسه‌سنگ‌ها می‌باشند که نسبت به فلدسپارها از درصد حجمی بالاتری برخوردار هستند. ماسه‌سنگ‌های منطقه مورد مطالعه از جورشدگی، گردشدگی، بلوغ بافتی و کانی‌شناسی نسبتاً خوبی برخوردار می‌باشند. با توجه به اجزای تشکیل‌دهنده ماسه‌سنگ‌ها و براساس نامگذاری به روش Folk (۱۹۸۰)، این سنگ‌ها عمدتا از نوع لیتارنایت و ساب لیتارنایت هستند. کانه‌های اصلی تشکیل‌دهنده موجود در ماسه‌سنگ‌ها شامل مالاکیت، آزوریت، پیریت، کالکوپیریت، بورنیت، هماتیت و مگنتیت می‌باشد (شکل‌های d۴ و e) که به‌صورت بافت‌های پراکنده، جانشینی و پرکننده درزه‌ها هستند. لازم به ذکر است که بیشترین کانه‌های مس در محدوده اکتشافی مالاکیت و آزوریت است و در بعضی نقاط به‌صورت موضعی کانه‌های کالکوپیریت و بورنیت مشاهده شدند. بعضا کانه‌های کالکوپیریت دگرسان شده و آهن موجود در آن به اکسید آهن و مس موجود در آن به مالاکیت تبدیل شده است (شکل f۴).




شکل ۴- عکس‌های میکروسکوپی کانسار مس ماروئیه: (a–c) نمایی از خرده‌های کوارتز (Qz)، چرت (Cht)، خرده‌های آتشفشانی (V.R.F)، فلدسپار (Fsp)، بیوتیت (Bt)، مسکویت (Ms)، سریسیت، کلریت، کانی‌های اپاک و سیمان کلسیتی و سیلیسی در ماسه‌سنگ میزبان (شرایط نور قطبی متقاطع XPL)، (d و e) کانه‌های کالکوپیریت (Ccp)، پیریت (Py)، بورنیت (Bo) و هماتیت (Hem) (شرایط نور قطبی صفحه‌ای، PPL) و (f) دگرش کالکوپیریت به مالاکیت (Mlc) و اکسیدهای آهن (شرایط نور قطبی صفحه‌ای، PPL) (علائم اختصاری کانی‌ها برگرفته از Whitney and Evans, 2010).

Fig. 4. Microphotographs of the Marouiyeh copper deposit: (a–c) views of quartz fragments (Qz), chert (Cht), volcanic fragments (V.R.F), feldspar (Fsp), biotite (Bt), muscovite (Ms), sericite, chlorite, opaque minerals, and calcitic and siliceous cement within the host sandstone (under cross-polarized light, XPL), (d, e) ore minerals including chalcopyrite (Ccp), pyrite (Py), bornite (Bo), and hematite (Hem) in the studied deposit (under plane-polarized light, PPL), and (f) alteration of chalcopyrite to malachite and iron oxides (under plane-polarized light, PPL) (Mineral abbreviations from Whitney and Evans, 2010).

**۵ ـ مطالعات ژئوشیمیایی**

نتایج تجزیه‌های شیمیایی به دست آمده از نمونه‌های کانسار مس ماروئیه ماهان در جداول ۱ و ۲ آمده است. با توجه به مطالعات Cox و همکاران (۲۰۰۷) متوسط جهانی عیار مس در کانسارهای مس رسوبی با میزبان طبقات آواری قرمز، ۱/۱۶ درصد می‌باشد (Bikdeli et al., 2015)؛ درحالی‌که براساس نتایج آنالیزهای شیمیایی انجام شده بر روی نمونه‌های برداشت گردیده از نمونه‌های سطحی، ترانشه و گمانه‌های حفاری محدوده اکتشافی مورد مطالعه میانگین عیارهای مس، ۱/۳۴ درصد، سرب، ۱۲۹ قسمت در میلیون و روی، ۹۰ قسمت در میلیون می‌باشد. با توجه به داده‌های حاصل از تجزیه شیمیایی و رسم نمودار فلزات پایه (شکل a۵) عمده نمونه‌ها در رأس مس قرار می‌گیرند که این نشان‌دهنده غنی‌شدگی کانسار مورد مطالعه از مس نسبت به دیگر عناصر از جمله سرب و روی است.

از نسبت اکسیدهای اصلی برای پی‌بردن به نوع سنگ‌های رسوبی تخریبی میزبان کانسنگ استفاده شد. ابتدا از طبقه‌بندی Pettijohn و همکاران (۱۹۷۲) و رسم نمودارهای دو متغیره Log(SiO2/Al2O3)-Log(Na2O/K2O) استفاده شد و همان‌طور که در شکل b۵ نشان داده شده است، سنگ‌های تخریبی مورد مطالعه در محدوده‌های شیل، وکی، لیتارنایت- ساب‌لیتارنایت و ماسه‌سنگ غنی از آهن قرار گرفته‌اند؛ زیرا که سنگ‌های میزبان کانسار مس رسوبی ماروئیه با توجه به مشاهدات صحرایی شامل شیل و ماسه‌سنگ بوده، بنابراین نمونه‌های انتخاب شده برای آنالیز شیمیایی نیز از این سنگ‌ها می‌باشند. از طرف دیگر نتایج حاصل از این طبقه‌بندی در مورد ماسه‌سنگ‌ها با نتایج مطالعات میکروسکوپی هم‌خوانی دارد.

میزان هوازدگی در ناحیه سنگ منشاء یکی از عواملی است که باعث تغییر در ترکیب شیمیایی ماسه‌سنگ‌ها می‌شود. لذا با استفاده از داده‌های ژئوشیمیایی و وجود ارتباط بین عناصر قلیایی و قلیایی خاکی می‌توان میزان هوازدگی در سنگ‌های رسوبی را تعیین کرد (Nesbitt and Young, 1982, Mirhosseini et al., 2023). تاریخچه هوازدگی سنگ‌های آواری را اغلب توسط محاسبه نسبت اکسید غیرمتحرک Al2O3 نسبت به اکسیدهای متحرکCaO، K2O و Na2O تخمین می‌زنند (Nesbitt and Young, 1984; 1989). Nesbitt and Young (۱۹۸۲) اندیس CIA را معرفی نمودند؛ به گونه ای که میزان بالای CIA مبین از دست‌رفتن کاتیون‌های ناپایدار (Ca2+، Na+ و K+) در مقایسه با اجزای باقیمانده پایدار (Al3+ و Ti4+) در طی هوازدگی می‌باشد و در مقابل مقدار اندک آن نشانگر نبود دگرسانی شیمیایی و در نتیجه منعکس‌کننده شرایط سرد و خشک است. براساس نتایج آنالیز شیمیایی نمونه‌های برداشت شده از سنگ‌های میزبان کانسار ماروئیه مقدار CIA نسبتا بالاست (جدول ۱) که این مسئله نشان‌دهنده از دست رفتن کاتیون‌های قلیایی ناپایدار در شرایط هوازدگی شیمیایی محیط گرم و مرطوب می باشد؛ زیرا که در طی مراحل ابتدایی هوازدگی مقدار سدیم و پتاسیم در نتیجه تجزیه و تخریب فلدسپارها کاهش می یابد و در نتیجه ادامه روند تجزیه فلدسپارها، کاتیون پتاسیم کاهیدگی بیشتری نشان داده و روند هوازدگی به سمت Al2O3 تغییر مکان می دهد (Paikaray et al., 2008). لذا با توجه به شکل c۵ مشاهده می‌شود که اندیس CIA در سنگ‌های آواری میزبان کانسار مس ماروئیه ماهان نسبتاً بالا می‌باشد. میزان هوازدگی را می‌توان با استفاده از نمودار سه تایی Al2O3-CaO+Na2O-K2O نیز به دست آورد. همان‌گونه که در شکل c۵ مشاهده می‌گردد ماسه‌سنگ‌های میزبان کانه‌زایی در منطقه مورد مطالعه تحت تاثیر هوازدگی شیمیایی بالا قرار گرفته و در شرایط آب و هوایی مشابه گرم و مرطوب قرار داشته‌اند. حضور بسیار اندک کانی‌های تبخیری در بخش‌هایی از سازند قرمز، می‌تواند نشانگر و تاییدی بر این مسئله باشد (Mirhosseini et al., 2023). همچنین عمده ماسه‌سنگ‌های میزبان کانسار مورد مطالعه در نمودار SiO2 در مقابل Al2O3+K2O+Na2O (Suttner and Dutta, 1986) در محدوده آب و هوای گرم و مرطوب و بلوغ شیمیایی بالا قرار می‌گیرند (شکل d۵).

برای تعیین منشاء ماسه‌سنگ میزبان نمودارهای متفاوتی وجود دارد؛ برای مثال سنگ منشاء ماسه‌سنگ‌های میزبان کانسار مورد مطالعه در نمودار TiO2 در مقابل Al2O3 (Paikaray et al., 2008) در محدوده خاستگاه بازالت - گرانیت (شکل e۵) و در نمودار Co/Th در مقابل La/Sc (Gu et al., 2002) در محدوده خاستگاه بازالت- آندزیت قرار می‌گیرند (شکل f۵).

جدول۱- نتایج آنالیز شیمیایی عناصر اصلی سنگ‌های میزبان کانسار مس ماروئیه به روش XRF.

Table 1. Results of chemical analyses of major elements in the host rocks of the Marouiyeh copper deposit, determined using X-ray fluorescence (XRF) spectroscopy.

| Sample | Unite | DL | M-4 | M-8 | M-9 | M-10 | M-11 | M-12 | M-13 | M-15 | M-16 | M-17 | M-18 | M-19 | M-20 | M-21 | M-22 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| $SiO_2$ | % | 0.01 | 62.47 | 75.09 | 80.1 | 79.93 | 79.91 | 72.61 | 72.81 | 63.15 | 64.84 | 79.22 | 63.35 | 76.94 | 76.85 | 78.21 | 76.85 |
| $Al_2O_3$ | % | 0.01 | 17.33 | 8.87 | 5.85 | 6.54 | 5.95 | 11.62 | 11.52 | 7.65 | 15.93 | 6.89 | 7.75 | 7.39 | 7.49 | 7.82 | 7.28 |
| BaO | % | 0.01 | 0.03 | 0.02 | 0.02 | 0.02 | 0.03 | 0.02 | 0.02 | 0.02 | 0.04 | 0.02 | 0.02 | 0.01 | 0.01 | 0.04 | 0.01 |
| CaO | % | 0.01 | 0.64 | 3.36 | 0.21 | 0.31 | 0.3 | 1.46 | 1.52 | 0.39 | 0.69 | 0.29 | 0.38 | 0.5 | 0.52 | 0.92 | 0.52 |
| $Fe_2O_3$ | % | 0.01 | 7.31 | 3.89 | 1.71 | 1.77 | 1.65 | 5.34 | 5.22 | 10.65 | 7.17 | 1.81 | 10.6 | 3.21 | 3.17 | 1.12 | 3.22 |
| $K_2O$ | % | 0.01 | 3.62 | 1.41 | 2.1 | 1.98 | 2.1 | 2.18 | 2.12 | 1.31 | 3.23 | 1.1 | 1.22 | 1.16 | 1.14 | 1.02 | 1.18 |
| MgO | % | 0.01 | 1.87 | 1.12 | 0.41 | 0.72 | 0.39 | 1.26 | 1.21 | 0.67 | 1.64 | 0.46 | 0.65 | 0.57 | 0.55 | 0.78 | 0.56 |
| MnO | % | 0.01 | 0.04 | 0.07 | 0.01 | 0.02 | 0.01 | 0.04 | 0.05 | 0.04 | 0.06 | 0.01 | 0.04 | 0.09 | 0.08 | 0.04 | 0.09 |
| $Na_2O$ | % | 0.01 | 0.71 | 1.11 | 0.82 | 0.83 | 0.78 | 1.07 | 1.25 | 0.71 | 0.82 | 0.76 | 0.7 | 0.78 | 0.75 | 0.85 | 0.77 |
| $P_2O_5$ | % | 0.01 | 0.1 | 0.11 | 0.12 | 0.12 | 0.11 | 0.13 | 0.12 | 0.11 | 0.14 | 0.11 | 0.11 | 0.04 | 0.04 | 0.06 | 0.04 |
| $SO_3$ | % | 0.05 | 0.05 | <0.05 | 0.21 | 0.15 | 0.22 | <0.05 | <0.05 | 1.13 | <0.05 | 0.25 | 1.11 | 0.12 | 0.13 | 0.11 | 0.13 |
| $TiO_2$ | % | 0.01 | 0.89 | 0.55 | 0.42 | 0.43 | 0.42 | 0.77 | 0.78 | 0.55 | 0.85 | 0.41 | 0.51 | 0.46 | 0.45 | 0.75 | 0.47 |
| $Cr_2O_3$ | % | 0.01 | 0.02 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.02 | 0.02 | 0.02 | 0.02 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.02 | 0.01 |
| Cu | % | 0.01 | <0.01 | <0.01 | 4.8 | <0.01 | 4.35 | <0.01 | <0.01 | 6.12 | <0.01 | 4.6 | 6.55 | 3.99 | 3.85 | <0.01 | 3.87 |
| Pb | % | 0.01 | <0.01 | <0.01 | <0.01 | <0.01 | <0.01 | <0.01 | <0.01 | 0.46 | <0.01 | <0.01 | 0.52 | <0.01 | <0.01 | <0.01 | <0.01 |
| Zn | % | 0.01 | <0.01 | <0.01 | <0.01 | <0.01 | <0.01 | <0.01 | <0.01 | <0.01 | <0.01 | <0.01 | <0.01 | <0.01 | <0.01 | <0.01 | <0.01 |
| LOI | % | 0.01 | 4.89 | 4.37 | 3.02 | 6.78 | 3.75 | 3.45 | 3.32 | 6.48 | 4.56 | 4.05 | 6.47 | 4.71 | 4.56 | 7.55 | 4.85 |
| Total | % | - | 99.97 | 99.98 | 99.81 | 99.61 | 99.98 | 99.97 | 99.96 | 99.46 | 99.99 | 99.99 | 99.99 | 99.98 | 99.6 | 99.29 | 99.85 |
| CIA* | % | - | 77.71 | 60.13 | 65.14 | 67.7 | 65.17 | 71.16 | 70.2 | 76.04 | 77.07 | 76.22 | 77.11 | 75.18 | 75.66 | 73.7 | 74.67 |

*CIA= $[Al_2O_3/Al_2O_3+CaO+Na_2O+K_2O].100$

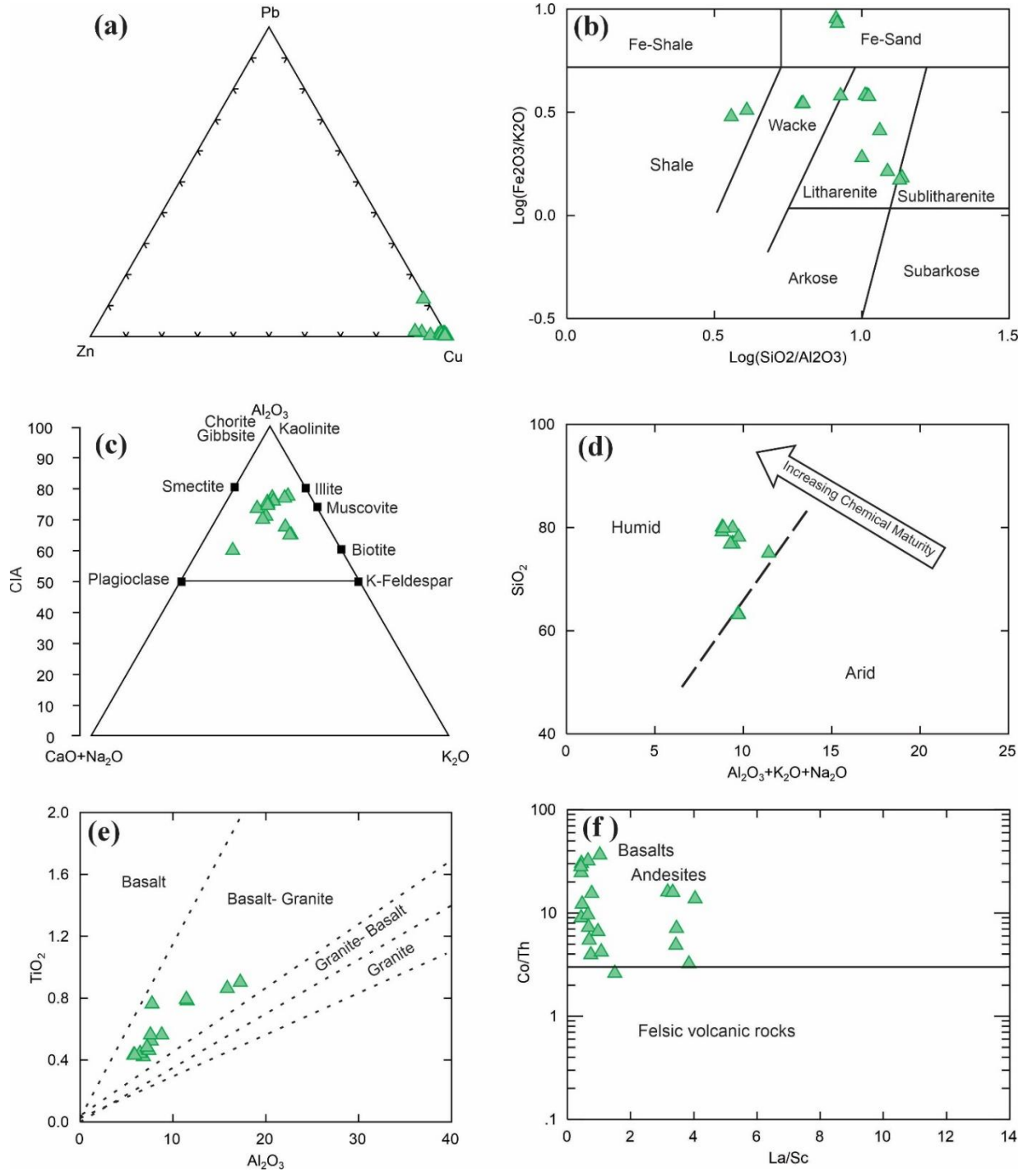
جدول ۲- نتایج آنالیز شیمیایی عناصر اصلی، فرعی و کمیاب سنگ‌های میزبان کانسار مس ماروئیه به روش ICP-MS.

Table 2. Results of chemical analyses of major, minor, and trace elements in the host rocks of the Marouiyeh copper deposit, determined using inductively coupled plasma mass spectrometry (ICP-MS).

| Sample | Unite | DL | MSH-1 | MSH-2 | MSH-3 | MSH-4 | MSH-5 | MSH-6 | MSH-7 | MSH-8 | MSH-9 | MSH-10 | MSH-11 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| **Ag** | ppm | 0.1 | 0.52 | 0.25 | 0.24 | 0.58 | 0.91 | 16.6 | 56.4 | 5.7 | 19.4 | 30.2 | 10.1 |
| **Al** | ppm | 100 | 13464 | 12207 | 10930 | 8305 | 9891 | 35457 | 36900 | 41265 | 31659 | 31801 | 42904 |
| **As** | ppm | 0.5 | 75.8 | 11.1 | 13.5 | 51.8 | 122 | 57.2 | 73.6 | 99 | 85 | 42.6 | 99 |
| **Ca** | ppm | 100 | 14528 | 4954 | 2461 | 31345 | 7350 | 6069 | 2957 | 5339 | 4639 | 6983 | 3670 |
| **Cd** | ppm | 0.1 | 0.24 | 0.19 | 0.17 | 0.2 | 0.25 | 0.5 | 0.5 | 0.9 | 0.9 | 0.5 | 4.2 |
| **Ce** | ppm | 1 | 6 | 5 | 5 | 5 | 5 | 47 | 44 | 51 | 44 | 43 | 49 |
| **Co** | ppm | 1 | 27 | 24 | 18 | 39 | 13 | 106.7 | 45.3 | 31.6 | 89 | 20.8 | 120.4 |
| **Cr** | ppm | 1 | 22 | 20 | 21 | 9 | 17 | 47 | 38 | 45 | 30 | 37 | 44 |
| **Cu** | ppm | 1 | 4837 | 1035 | 757 | 5543 | 1641 | 17101 | 33796 | 15925 | 25878 | 20615 | 26126 |
| **Fe** | ppm | 100 | 39452 | 27856 | 30600 | 28245 | 27341 | 27021 | 20886 | 24643 | 26433 | 20140 | 30935 |
| **La** | ppm | 1 | 2 | 2 | 2 | 2 | 2 | 20 | 19 | 23 | 19 | 20 | 23 |
| **Li** | ppm | 1 | 22 | 23 | 22 | 16 | 20 | 30 | 44 | 39 | 31 | 37 | 28 |
| **Mg** | ppm | 100 | 7599 | 6608 | 5642 | 6498 | 7573 | 4348 | 3585 | 3502 | 2748 | 3368 | 4289 |
| **Mn** | ppm | 5 | 1076 | 539 | 460 | 1809 | 487 | 767 | 239 | 122 | 433 | 294 | 565 |
| **Mo** | ppm | 0.5 | 3.9 | 0.55 | 0.58 | 0.72 | 0.58 | 6.3 | 2.7 | 2.4 | 4.3 | 3.7 | 1.8 |
| **Ni** | ppm | 1 | 39 | 31 | 27 | 24 | 25 | 36 | 23 | 27 | 20 | 17 | 35 |
| **P** | ppm | 5 | 507 | 394 | 396 | 402 | 401 | 402 | 406 | 413 | 348 | 380 | 409 |
| **Pb** | ppm | 1 | 22 | 14 | 13 | 21 | 5 | 76 | 70 | 145 | 107 | 36 | 167 |
| **S** | ppm | 50 | 211 | 83 | 82 | 932 | 117 | 1630 | 743 | 1316 | 673 | 855 | 388 |
| **Sb** | ppm | 0.5 | 0.93 | 0.86 | 0.94 | 0.9 | 0.91 | 0.8 | 1.3 | 1.1 | 0.8 | 0.5 | 5.8 |
| **Sc** | ppm | 0.5 | 4.6 | 3 | 2.9 | 4.3 | 2.7 | 6.3 | 5.5 | 6.7 | 4.7 | 5.2 | 6.9 |
| **Th** | ppm | 0.5 | 3 | 3.3 | 3.3 | 3.2 | 3.3 | 6.7 | 6.4 | 6.5 | 6.5 | 6.5 | 7.6 |
| **V** | ppm | 1 | 28 | 21 | 23 | 13 | 19 | 2.5 | 2.7 | 2.9 | 3 | 2.3 | 3.3 |
| **Y** | ppm | 0.5 | 5 | 4 | 4 | 6 | 4 | 10.6 | 9.5 | 12.3 | 9.1 | 8.2 | 14.6 |
| **Yb** | ppm | 0.2 | 0.5 | 0.3 | 0.3 | 0.6 | 0.3 | 0.97 | 0.76 | 1.13 | 0.73 | 0.71 | 1.24 |
| **Zn** | ppm | 1 | 120 | 74 | 70 | 82 | 80 | 82 | 57 | 59 | 65 | 56 | 157 |

ادامه جدول ۲-
Table 2. Continued.

| Sample | Unite | DL | MSH-15 | MSH-16 | MSH-17 | MSH-18 | MSH-19 | MSH-20 | SH1 | SH2 | SH3 | SH4 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| **Ag** | ppm | 0.1 | 4.2 | 0.54 | 1.14 | 0.74 | 3.9 | 9.1 | 18.5 | 9.1 | 4.8 | 22.1 |
| **Al** | ppm | 100 | 9178 | 14268 | 11194 | 12597 | 11909 | 14715 | 6989 | 9244 | 8955 | 6545 |
| **As** | ppm | 0.5 | 90.8 | 60.2 | 137.6 | 81.3 | 125.5 | 71.3 | 98.9 | 500.7 | 21.4 | 156.3 |
| **Ca** | ppm | 100 | 64468 | 3005 | 4668 | 5001 | 7405 | 7462 | 13656 | 18628 | 11841 | 6291 |
| **Cd** | ppm | 0.1 | 0.8 | 0.7 | 1 | 0.8 | 1.1 | 0.8 | 0.25 | 0.7 | 0.18 | 0.28 |
| **Ce** | ppm | 1 | 4 | 2 | 5 | 3 | 3 | 3 | 5 | 8 | 8 | 7 |
| **Co** | ppm | 1 | 102 | 101 | 164 | 133 | 144 | 129 | 48 | 33 | 21 | 13 |
| **Cr** | ppm | 1 | 11 | 22 | 19 | 19 | 19 | 21 | 13 | 19 | 20 | 15 |
| **Cu** | ppm | 1 | 17126 | 5607 | 11158 | 9777 | 25277 | 9924 | 10443 | 12054 | 9985 | 16219 |
| **Fe** | ppm | 100 | 23411 | 36178 | 34430 | 34738 | 38198 | 38785 | 22806 | 25505 | 25830 | 17876 |
| **La** | ppm | 1 | 3 | 2 | 4 | 2 | 3 | 2 | 2 | 3 | 3 | 3 |
| **Li** | ppm | 1 | 4 | 6 | 5 | 5 | 5 | 6 | 8 | 11 | 10 | 8 |
| **Mg** | ppm | 100 | 4122 | 5410 | 3537 | 4387 | 3571 | 4775 | 3171 | 5687 | 4971 | 3630 |
| **Mn** | ppm | 5 | 923 | 750 | 1475 | 1281 | 1530 | 984 | 731 | 608 | 464 | 511 |
| **Mo** | ppm | 0.5 | 0.89 | 0.87 | 0.96 | 0.88 | 0.94 | 0.87 | 0.69 | 0.63 | 0.77 | 0.68 |
| **Ni** | ppm | 1 | 32 | 50 | 45 | 42 | 45 | 43 | 28 | 28 | 27 | 18 |
| **P** | ppm | 5 | 765 | 515 | 592 | 593 | 626 | 565 | 362 | 365 | 382 | 233 |
| **Pb** | ppm | 1 | 79 | 61 | 98 | 76 | 95 | 64 | 1449 | 58 | 21 | 35 |
| **S** | ppm | 50 | 394 | 197 | 579 | 186 | 229 | 439 | 584 | 232 | 254 | 406 |
| **Sb** | ppm | 0.5 | 1.05 | 1.06 | 1.1 | 1.07 | 1.08 | 1.03 | 0.95 | 1.01 | 0.95 | 0.97 |
| **Sc** | ppm | 0.5 | 3.9 | 4.6 | 3.9 | 4.5 | 4.6 | 4.7 | 3.1 | 3.1 | 2.8 | 2 |
| **Th** | ppm | 0.5 | 6.6 | 4.1 | 4.5 | 4.4 | 4.5 | 4.6 | 5 | 5 | 5 | 5 |
| **V** | ppm | 1 | 14 | 23 | 18 | 19 | 19 | 26 | 13 | 25 | 22 | 13 |
| **Y** | ppm | 0.5 | 5 | 5 | 5 | 5 | 5 | 5 | 4 | 5 | 4 | 3 |
| **Yb** | ppm | 0.2 | 0.5 | 0.5 | 0.5 | 0.5 | 0.5 | 0.5 | 0.3 | 0.4 | 0.4 | 0.3 |
| **Zn** | ppm | 1 | 86 | 85 | 79 | 83 | 96 | 91 | 88 | 188 | 92 | 105 |




شکل ۵- نمودارهای ژئوشیمیایی کانسار مس مارویئه: (a) نمودار سه تایی فلزات پایه، (b) طبقه‌بندی سنگ‌های میزبان در نمودار Log(SiO2/Al2O3) در مقابل Log(Na2O/K2O) (Pettijohn et al., 1972)، (c) نمودار سه‌تایی Nesbitt and Young (1982) جهت تعیین هوازدگی، (d) نمودار تعیین شرایط آب و هوایی (Suttner and Dutta, 1986)، (e) نمودار TiO2 در مقابل Al2O3 (Paikaray et al., 2008) و (f) نمودار Co/Th در مقابل La/Sc (Gu et al., 2002) جهت تعیین خاستگاه سنگ‌های رسوبی میزبان.

Fig. 5. Geochemical diagrams of the Marouiyeh copper deposit: (a) ternary diagram of base metals, (b) classification of host rocks in the log($SiO_2/Al_2O_3$) versus log($Na_2O/K_2O$) diagram (Pettijohn et al., 1972), (c) ternary diagram for assessing weathering intensity (Nesbitt and Young, 1982), (d) diagram for determining climatic conditions (Suttner and Dutta, 1986), (e) $TiO_2$ versus $Al_2O_3$ diagram (Paikaray et al., 2008), and (f) Co/Th versus La/Sc diagram (Gu et al., 2002) for evaluating the origin of the host sedimentary rocks.

**۶-بحث**

لازم به ذکر است که کانسارهای مس رسوبی در محیط‌هایی نظیر رودخانه‌ای، دلتایی، ساحلی، دریاچه‌ای و یا دریایی کم‌عمق و حوضه‌های تبخیری مرتبط با آنها تشکیل می‌شوند (Cox et al., 2007; Hayes et al., 2015). بنا بر عقیده Hitzman و همکاران (۲۰۰۵) و Cox و همکاران (۲۰۰۷) منشاء فلزات در کانسارهای مس رسوبی، ماسه‌سنگ‌های قرمز دارای اکسیدهای آهن بی‌شکل است که همراه خود مقداری فلزات پایه دارند (Bikdeli et al., 2015). در کانسارهای مس رسوبی طبقات قرمز و در طی فرایند دیاژنز اولیه، هیدرولیز کانی‌های سیلیکاتی (مانند پلاژیوکلاز، فلدسپار قلیایی، هورنبلند و بیوتیت) موجب آزادشدن آهن موجود در شبکه آنها، به صورت هیدروکسید آهن فریک (پیش ماده اولیه هماتیت) می‌گردد که با تجمع در پیرامون دانه‌های آواری، باعث قرمزشدن رسوبات در مراحل اولیه دیاژنز می‌شود (Walker, 1989; Azizi et al., 2018). فرایند قرمزشدگی تا اواخر مرحله دیاژنز اولیه ادامه دارد. این فرایند نسبتاً طولانی با گذر زمان باعث تیره‌تر شدن رسوبات قرمز رنگ می‌شود (Walker, 1989). همچنین رنگ‌دانه هماتیت در طبقات قرمز موجب ارائه آهن دوظرفیتی شده و نتیجتا در فزونی حلالیت مس تاثیرگذار است (Azaraien et al., 2017).

کربنات کلسیم موجود در آب‌های درون‌حفره‌ای با ادامه روند دیاژنز در مرحله دیاژنز اولیه باعث تشکیل سیمان کلسیتی، سیمانی‌شدن رسوبات و رشد مجدد کوارتز خواهد شد (Durieux and Brown, 2007). بنابر اعتقاد Flint (۱۹۸۹) تخریب فلدسپارها نیز می‌تواند به عنوان منشاء دیگر کلسیم برای تشکیل سیمان کلسیتی باشد (Rajabzadeh et al., 2020). همچنین در طی دیاژنز اولیه و در اثر تخریب موادآلی (فسیل‌های گیاهی)، اسید هومیک ایجاد می‌شود و pH کاهش می‌یابد (Flint, 1989) و باعث انحلال اسیدی دانه و سیمان بین آنها و ایجاد تخلخل و نفوذپذیری می‌شود (Walker, 1989). همچنین در این محیط اسیدی، تخریب برخی از کانی‌های سیلیکاتی ادامه می‌یابد. در اثر تخریب کانی‌های سیلیکاتی، جانشینی پلاژیوکلاز توسط فلدسپار پتاسیم درجازا و نیز شسته‌شدن بیوتیت، عناصر فلزی موجود در شبکه آنها آزاد و این عناصر توسط هیدروکسیدهای آهن و اسمکتیت موجود در زمینه رسی ماسه‌سنگ، جذب می‌شوند (Brown, 2003).

در مراحل بعدی دیاژنز، طی تبلور و بلوغ اکسیدهای آهن بی‌شکل و تبدیل آنها به هماتیت (Chan et al, 2000) و همچنین با گذشت زمان و افزایش دما، اسمکتیت به ایلیت تبدیل می‌شود و از آنجا که ایلیت نمی‌تواند مس بالایی نگهداری کند، محتوای فلزی درون این کانی‌ها (از جمله مس و نقره) آزاد و وارد سیال اکسیدان می‌شوند و می‌توانند توسط آن حمل شوند. این سیال اکسیدان کانه‌دار در اثر فشار بار لیتوستاتیکی و در اثر آب‌زدایی و انحلال کانی‌های تبخیری در توالی تبخیری‌ها ایجاد می‌گردد. این سیال غنی از کلرید و با شوری متوسط تا بالا، مس و دیگر فلزات آزاد شده از کانی‌های سیلیکاتی ناپایدار را به صورت کمپلکس کلریدی حمل می‌کند. مهمترین شکل انتقال مس در محلول‌های کانه‌دار، به صورت کمپلکس‌های کلریدی نظیر $CuCl_3^{2-}$ و $CuCl_2^-$ می‌باشد (Rose, 1976). همچنین وجود مواد آلی، در چند افق باعث می‌شود که آب میان‌سازندی موجود در اطراف بخش‌های غنی از فسیل گیاهی تحت تاثیر مواد آلی، احیاء و موجب تشکیل سیال احیایی شود (Brown, 2003). همچنین این سیالات تحت تأثیر احیای باکتریایی سولفات موجود در آن و تولید $H_2S$ باعث گسترش شرایط احیایی، شسته‌شدن اکسیدهای آهن موجود در بخش اکسیدان (Thorson, 2004; MacIntyre et al., 2004; Chan et al., 2005) و در نتیجه دگرسانی، شسته‌شدن (رنگ خاکستری یا سبز) سنگ میزبان می‌شوند (MacIntyre et al., 2004; Azizi et al., 2018). از طرف دیگر، سیال اکسیدان کانه‌دار در مسیر چرخش خود درون لایه‌های ماسه‌سنگی، با رسیدن به افق‌های احیایی غنی از موادآلی (فسیل گیاهی) با سیال احیایی در این بخش برخورد کرده و این مسئله باعث ناپایدار شدن کمپلکس کلریدی حامل مس می‌شود و در نتیجه سولفیدهای مس (نظیر کالکوپیریت و بورنیت)، ته‌نشین و جانشین بخش‌های مختلف فسیل‌های گیاهی می‌گردند (Arjmandzadeh et al., 2020)؛ زیرا که فسیل‌های گیاهی به عنوان یک از عوامل کنترل‌کننده کانه‌زایی در نهشته‌های مس رسوبی مطرح بوده (El Deesouky et al., 2007) به‌گونه‌ای که در کانسارهای مس رسوبی طبقات قرمز جانشین‌شدن سولفیدهای مس در فسیل‌های گیاهی طی کانه‌زایی عمومیت دارد (Hitzman, 2000).

در کانسارهای طبقات قرمز، حضور لایه‌های ضخیم از سنگ‌های تبخیری و گنبدهای نمکی در زیر لایه‌های قرمز را می‌توان نشانه‌ای از منبع گوگرد دانست (Hitzman et al., 2005; Salehinasab et al., 2019). همچنین حضور مواد آلی و پیریت‌های دیاژنزی اولیه نیز می‌توانند به‌عنوان منابع دیگر گوگرد و همچنین عامل احیاءکننده برای سولفیدهای مس و دیگر فلزات و کاتالیزور برای انحلال سیمان درنظر گرفته شوند (Greenwood et al., 2013; Salehinasab et al., 2019). بافت‌های تشکیل شده در این مرحله شامل بافت دانه پراکنده، شبه لامینه‌ای، عدسی شکل، رگچه‌ای، جانشینی و سیمان بین‌دانه‌ای درون ماسه‌سنگ‌ها است. مرحله پس از کانه‌زایی شامل مرحله دیاژنز تأخیری و در ادامه بالاآمدگی و هوازدگی است. طی دیاژنز تأخیری، درزه و شکستگی‌های ثانویه به‌وجود آمده باعث تسریع حرکت آب‌های جوی و افزایش اثر فرایندهای برون‌زاد می‌شود. در مرحله برون‌زاد، کانی‌های تشکیل شده در مراحل قبلی به کانی‌های ثانویه اکسیدی و کربناتی تبدیل می‌شوند (Ghasemlou et al., 2020; Rajabzadeh et al., 2020)

**۷-نتیجه گیری**

با توجه به شواهد موجود در محدوده مورد مطالعه نظیر وجود لایه‌های ماسه‌سنگی و شیلی قرمز (محیط اکسیدان)، وجود لایه‌های نازک از ژیپس و انیدریت در منطقه (جهت تشکیل سیال کلریدی)، وجود آثار فسیل گیاهی و تمرکز مس در اطراف آن، تمرکز کانه‌های مس در مناطقی که عمدتا به‌صورت شیل‌های سبز و خاکستری و یا سنگ آهک هستند (محیط احیایی)، وجود کانه‌های متفاوت کربناتی، اکسیدی و سولفیدی مس (مالاکیت، آزوریت، نئوتسیت، کالکوپیریت و بورنیت)، پیریت و اکسیدهای آهن، می‌توان نحوه تشکیل کانسار مس رسوبی ماروئیه ماهان را به واسطه تخریب مواد آلی هنگام دیاژنز اولیه و تولید اسید هومیک و در نتیجه هیدرولیز کانی‌های سیلیکاته و آزادسازی محتوای فلزی آنها به داخل سیال اکسید شده دانست. همچنین انحلال کانی‌های تبخیری موجود در منطقه مورد مطالعه نیز درجه شوری و کلریدی شدن سیال را افزایش داده و در نتیجه کمپلکس‌های کلریدی حامل فلزات تشکیل می‌گردد. سپس سیال اکسیدان بارور در طی حرکت خود درون لایه‌های ماسه‌سنگی، وقتی به لایه‌های احیایی غنی از مواد آلی می‌رسد با سیال احیایی این زون اختلاط یافته و باعث ناپایداری کمپلکس‌های کلریدی شده و در نتیجه مس و فلزات همراه آن رسوب‌گذاری می‌کند. براساس مشخصاتی نظیر حضور ماسه‌سنگ‌های قرمزرنگ، ماسه‌سنگ‌های ناپایدار و نابالغ خاکستری و سبز، توالی‌های ریزشونده به سمت بالا، آثار ریپل مارک و حضور آثار گیاهی در منطقه ماروئیه ماهان، محیط تشکیل سنگ میزبان این کانسار را می‌توان محیط های رودخانـه‌ای مئاندری ماسه‌ای که تحت تأثیر محیط‌های جزر و مدی هستند، در نظر گرفت. کانه‌زایی در این کانسار، در قسمت زیرین کانال‌های قدیمی رودخانه‌ای و در قسمت‌هایی که مواد آلی وجود دارد، رخ داده است و این کانسار را می‌توان از نوع با سنگ میزبان پرانرژی قاره‌ای عنوان نمود. با توجه به مطالعات ژئوشیمیایی سنگ‌های تخریبی میزبان کانسار مس ماروئیه از نوع شیل، وکی و لیتارنایت- ساب لیتارنایت بوده که در یک محیط آب و هوای گرم و مرطوب و تحت تاثیر هوازدگی شیمیایی بالا قرار گرفته‌اند. با توجه به این‌که در منطقه ماروئیه و اطراف آن سنگ‌های رسوبی تخریبی بسیاری حضور دارند که بعضا آثاری از کانه‌زایی مس نظیر مالاکیت، آزوریت، کالکوپیریت در سطح رخنمون مشاهده نمی شود؛ اما از آنجائی که نئوتسیت به عنوان کانی فراوان و شاخص شرایط اکسیداسیون در مناطق حاوی مس شناخته می‌شود، لذا از این کانی می‌توان به‌عنوان کلید اکتشافی در مناطق مس رسوبی بهره گرفت. همچنین نظر به این‌که در کانسار مس رسوبی نوع طبقات قرمز، کانه‌زایی در مکان‌هایی تشکیل می‌شود که محیط اکسیدان به محیط احیایی تبدیل می‌گردد، لذا از حضور لایه‌های رسوبی تخریبی سبز تا خاکستری رنگ (احیائی) در مابین لایه‌های قرمز رنگ (اکسیدان) نیز می‌توان به‌عنوان کلید اکتشافی دیگری استفاده نمود.

**قدردانی**

نویسندگان نهایت سپاس خود را از آقای مجتبی شیخعلی‌بابایی مالک محترم محدوده اکتشافی کانسار ماروئیه ماهان به دلیل همکاری بسیار ارزشمندشان در اختیار قراردادن اطلاعات لازم از محدوده، اعلام می‌دارند و از سردبیر گرامی و داوران محترم مجله زمین‌شناسی کاربردی پیشرفته به دلیل راهنمایی‌های علمی ارزنده خود که باعث بهبود کیفیت مقاله گردیده است، سپاس‌گزاری می‌نمایند.

## مراجع


Aghanabati, A., 2004. Geology of Iran. Geological Survey and Mineral Exploration of Iran, p. 619.

Alavi, M., 1991. Sedimentary and structural characteristics of the Paleo-Tethys remnants in northeastern Iran. Geological Society of America Bulletin 1(103), 983-992. https://doi.org/10.1130/0016-7606(1991)103<0983:SASCOT>2.3.CO;2

Arjmandzadeh, R., Sharifi Teshnizi, E., Ahmadi, A.K., Mahdavi, A., Tavsoli, S., Dabiri, R., 2020. The mineralogy, geochemistry and genesis of Aghol-Messi sedimentary copper-uranium deposit, Tabas block, Central Iran. Research in Earth Sciences 11(44), 47-70. https://doi.org/10.52547/esrj.11.4.47

Azaraien, H., Shahabpour, J., Aminzadeh, B., 2017. Metallogenesis of the sediment-hosted stratiform Cu deposits of the Ravar Copper Belt (RCB), Central Iran. Ore Geology Reviews 81, 369-395. https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2016.09.035

Azizi, H., Hosseinzadeh, M.R., Moayyed, M., Siahcheshm, K., 2018. Geology and geochemistry of the sediment-hosted stratabound red bed type Cu-Pb (Zn-Ag) mineralization in the Dozk and Moshampa Area, NW Zanjan, Iran. Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Abhandlungen 195 (2), 123-143. https://doi.org/10.1127/njma/2018/0101

Bikdeli, Z., Ebrahimi, M., Nabatian, Gh., Mokhtari, M.A.A., 2015. Mineralization, mineralogy, structure and texture of Chehrabad sedimentary Cu deposit, northwest of Zanjan. Scientific Quarterly Journal, GEOSCIENCES 24(96), 249-262. https://doi.org/10.22071/gsj.2015.41770

Brown, A.C., 2003. Redbeds: source of metals for sediment-hosted stratiform copper, sandstone copper, sandstone lead and sandstone uranium–vanadium deposits. In: Lentz DR (ed) Geochemistry of sediments and sedimentary rocks: evolutionary considerations to mineral deposit-forming environments., Geological Association of Canada Geotext 4, 121-133.

Chan, M.A., Bowen, B.B., Parry, W.T., Ormö, J., Komatsu, G., 2005. Red rock and red planet diagenesis: Comparisons of Earth and Mars concretions. GSA Today 15(8), 4-10. https://doi.org/10:1130/1052-5173(2005)0152.0.CO;2

Chan, M.A., Parry, W.I., Bowman, J.R., 2000. Diagenetic hematite and manganese oxides and fault-related fluid flow in Jurassic sandstones, southeastern Utah. American Association of Petroleum Geologists Bulletin 84, 1281-1310. https://doi.org/10.1306/A9673E82-1738-11D7-8645000102C1865D

Chavez, W.X., 2000. Supergene Oxidation of Copper Deposits: Zoning and Distribution of Copper Oxide Minerals. Society of Economic Geology Newsletter 41, 1-21. https://doi.org/10.5382/SEGnews.2000-41.fea

Clark, A.M., Easton, A.J., Mount, M., 1978. A study of the neotocite group. Mineralogical Magazine 42(322), 279-280. https://doi.org/10.1180/minmag.1978.042.322.19

Cox, D. P., Lindsey, D. A., Singer, D. A., Diggles, M. F., 2007. Sediment-hosted copper deposits of the world: deposit models and database. U.S. Geological Survey, Open-file report 03-107.

Durieux, C.G., Brown, A.C., 2007. Geological context, mineralization, and timing of the Juramento sediment-hosted stratiform copper–silver deposit, Salta district, northwestern Argentina., Mineralium Deposita 42, 879-899. https://doi.org/10.1007/S00126-007-0138-2

El-Desouky, H.A., Muchez, P., Dewaele, S., Boutwood, A., Tyler, R., 2007. The stratiform copper mineralization of the Lufukwe anticline, Lufilian foreland, Democratic Republic of Congo. Geologica Belgica 10(3-4), 148-151.

Flint, S.S., 1989. Sediment-hosted stratabound copper deposits of the Central Andes. Geological Association of Canada Special Paper 36, 371-398.

Folk, R.L., 1980. Petrology of Sedimentary Rocks. Austin, Texas, Hemphill, p. 159.

Ghasemi, A., Talbot, C.J., 2006. A new tectonic scenario for the Sanandaj–Sirjan Zone (Iran). Journal of Asian Earth Sciences 26(6), 683-693. https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2005.01.003

Ghasemlou, A., Kouhestani, H., Mokhtari, M.A., Zohdi, A., 2020. Hamzelou Cu deposit: Red bed type sediment-hosted copper mineralization in the Upper Red Formation, NW Zanjan. Advanced Applied Geology 9(4), 480 -497. https://doi.org/10.22055/aag.2020.29873.1999

Greenwood, P.F., Brocks, J.J., Grice, K., Schwark, L., Jaraula, C.M.B., Dick, J.M., Evans, K.A., 2013. Organic geochemistry and mineralogy. I. Characterisation of organic matter associated with metal deposits. Ore Geology Reviews 50, 1-27. https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2013.02.005

Gu, X.X., Liu, J.M., Zheng, M.H., Tang, J.X., Qi, L., 2002. Provenance and tectonic setting of the Proterozoic turbidites in Hunan, South China: geochemical evidence. Journal of Sedimentary Research 72(3), 393-407. https://doi.org/10.1306/081601720393

Hayes, T.S., Cox, D.P., Piatak, N.M., Seal, R.R., 2015. Sediment-hosted stratabound copper deposit model. U.S. Geological Survey, Virginia, p. 147. https://doi.org/10.3133/sir20105070M

Hitzman, M., 2000. Source basins for sediment-hosted stratiform copper deposits: implications for the structure of the Zambian copper belt. Journal of African Earth Sciences 30, 855-863. https://doi.org/10.1016/S0899-5362(00)00056-7

Hitzman, M., Kirkham, R., Broughton, D., Thorson, J., Selley, D., 2005. The sediment-hosted stratiform copper ore system. In: J.F.H. Thompson, R.J. Goldfarb, J.P. Richards (Editors), 100th Anniversary volume. Society of Economic Geologists, Littleton 609-642. https://doi.org/10.18268/BSGM2021v73n3a160321

Hitzman, M.W., Selley, D., Bull, S., 2010. Formation of sedimentary rock-hosted stratiform copper deposits through earth history. Economic Geology 105(3), 627–639. https://doi.org/10.2113/gsecongeo.105.3.627

Khosravi, A., Malekzadeh, A., Mahdavi, A., 2024. Mineralogy, geochemistry, structure, texture and formation of Arc sedimentary copper occurrence (Red bed), northwest of Birjand, South Khorasan. Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy 32(1), 83-98. https://doi.org/10.61186/ijcm.32.1.83

MacIntyre, T.J., Thorson, J.P., Hitzman, M.W., 2004. Setting the stage for sediment hosted copper: Fault-related hydrocarbon bleaching and copper ore at the Cashin mine, Zanjan. 35th Symposium of Geosciences, Geological Survey of Iran, Tehran, Iran. (in Persian with English abstract).

Maghfouri, S., Rastad, E., Borg, G., Hosseinzadeh, M.R., Movahednia, M., Mahdavi, A., Mousivand, F., 2020. Temporal spatial distribution of sediment-hosted stratabound copper deposits in Iran; Implications for future exploration. Ore Geology Reviews 127(1), 1-30. https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2020.103276

Mirhosseini, S.A., Nabatian, Gh., Zohdi, A., Salsani, A., 2023. Geology, mineralization, mineralogy, structure and texture in the Ghezeljeh Cu, Pb-Zn deposit, NW Zanjan. Quarterly Iranian Journal of Geology 17(65), 49-70. https://doi.org/20.1001.1.17357128.1402.17.65.4.6

Nakhjavani, B., Alavi, S.G., Nazari, B., 2019. Geology, copper mineralization and geochemical behavior of elements and their relationship with Sandstone host rock in Tupchi area, East Azerbaijan province. Iranian Journal of Geology 13(51), 47-63.

Nesbitt, H.W., Young, G.M., 1982. Early Proterozoic climate sand plate motions inferred from major element chemistry of lutites. Nature 299, 715-717. https://doi.org/10.1038/299715a0

Nesbitt, H.W., Young, G.M., 1984. Prediction of some weathering trends of plutonic and volcanic rocks based on thermodynamic and kinetic considerations. Geochimica et Cosmochimica Acta 48(7), 1523-1534. https://doi.org/10.1016/0016-7037(84)90408-3

Nesbitt, H.W., Young, G.M., 1989. Formation and diagenesis of weathering profiles. The Journal of Geology 97(2), 129-147. https://doi.org/10.1086/629290

Nogole Sadat, M.A.A., 1978. Les zone de decrochement et les virgations structurales en Iran. Conséquences des résultats de l'analyse structurale de la région de Qom. These Univ. Scientifique et Médecin de Grenoble p. 201.

Paikaray, S., Banerjee, S., Mukherji, S., 2008. Geochemistry of shales from the Paleoproterozoic to Neoproterozoic Vindhyan Super group: Implications on provenance, tectonics and paleoweathering. Journal of Asian Earth Sciences 32(1), 34-48. https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2007.10.002.

Pettijohn, F.J., Potter, P.E., Silver, R., 1972. Sand and sandstone. Springer, New York, p. 618. https://doi.org/10.1017/S0016756800045945

Rajabzadeh, A., Kouhestani, H., Mokhtari, M.A., Zohdi, A., 2020. Mineralization, structure, texture and genesis of sediment-hosted Chehrabad Pb–Zn–Cu deposit, NW Zanjan. Journal of Economic Geology 12(2), 177-202. https://doi.org/10.22067/econg.v12i2.74819

Reich, M., Deditius, A., Chryssoulis, S., Li, J.W., Ma, C.Q., Parada, M.A., Barra, F., Mittermayr, F., 2013. Pyrite as a record of hydrothermal fluid evolution in a porphyry copper system: A SIMS/EMPA trace element study. Geochimica et Cosmochimica Acta 104, 42-62. https://doi.org/10.1016/j.gca.2012.11.006.

Rose, A.W., 1976. The effect of cuprous chloride complexes in the origin of red-bed copper and related deposits. Economic Geology 71(6), 1036–1048. https://doi.org/10. 2113/gsecongeo.71.6.1036.

Roser, B.P., Korsch, R.J., 1986. Determination of tectonic setting of sandstone-mudstone suites using SiO2 content and K2O/Na2O ratio. The Journal of Geology 94(5), 635-650. https://doi.org/10.1086/629071

Roser, B.P., Korsch, R.J., 1988. Provenance signatures of sandstone-mudstone suites determined using discriminant function analysis of major-element data. Chemical Geology 67(1-2), 119-139. https://doi.org/10.1016/0009-2541(88)90010-1

Sabzehei, M., 1995. Geological Map of the Kerman Sheet, Scale 1:100,000, Geological Survey of Iran.

Salehinasab, S., Fardoost, F., Soltani, A., 2019. Mineralogy, geochemistry and conditions of formation of the Band-e-Ghichy copper-celestite deposit, Torud area, south of Shahrood. Iranian Journal of crystallography and mineralogy 27(3), 521-536. https://doi.org/10.29252/ijcm.27.3.521

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

Suttner, L.J., Dutta, P.K., 1986. Alluvial sandstone composition and paleoclimate; Framework mineralogy. Journal of Sedimentary Research 56(3), 329-345. https://doi.org/10.1306/212F8909-2B24-11D7-8648000102C1865D

Takin, M., 1972. Iranian geology and continental drift in the Middle East. Nature 235/5334, 147-150. https://doi.org/10.1038/235147a0

Thorson, J.P., 2004. Paradox Basin sandstone-hosted copper deposits generated by two episodes of basinal fluid expulsion. 36th Denver Annual Meeting, Geological Society of America, Denver, USA.

Tucker, M.E., 2001. Sedimentary petrology: An introduction to the origin of sedimentary rocks. Second edition, p. 272.

Walker, T.R., 1989. Application of diagenetic alterations in redbeds to the origin of copper in stratiform copper deposits, In: Boyle RW, Brown AC, Jefferson CW, Jowett EC, Kirkham RV (eds) Sediment-hosted stratiform copper deposits. Geological Association of Canada, Special Paper 36, 85-96.

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