

Research Article

Geochemical characterization and protolith restoration of Permo-Triassic graphite-bearing schists at Band-e-Cherk district, Kuh-e-Dom metamorphic zone

Majid Ghasemi Siani¹✉, Hamed Ebrahimi Fard², Amirhosein Heidari Bafruie³
Behrouz Karimi Shahraki⁴, Shahryar Mahmoudi⁵

¹ Associate Professor, Department of Geochemistry, Faculty of Earth Sciences, Kharazmi University, Tehran, Iran, m.ghasemi@khu.ac.ir

² Ph.D. Student, Department of Geochemistry, Faculty of Earth Sciences, Kharazmi University, Tehran, Iran, hamedebrahimi772@gmail.com

³ Engineer of Deputy of Mining Affairs, Isfahan Mobarakeh Steel Company, am.heidari@msc.ir

⁴ Ph.D., Iranian Mineral Processing Research Center, Karaj, Iran, behrouzkarimi1389@gmail.com

⁵ Associate Professor, Department of Geochemistry, Faculty of Earth Sciences, Kharazmi University, Tehran, Iran, shahryar.mahmoudi@gmail.com

ARTICLE INFO

Received: 5 January 2024

Accepted: 5 June 2024

Keywords

Graphite

Metamorphic Rocks

Geochemical Characteristics

Carbon Source

Band-E-Cherk



 10.22108/ijp.2024.140342.1316

EXTENDED ABSTRACT

Introduction

Schist and gneiss metamorphic rocks, especially in orogenic belts, mainly host microcrystalline, amorphous, and flaky graphite deposits in the Earth's crust. Due to its modern technological use as graphene source and commercial lithium-ion batteries, graphite has a growing economic value and known as critical minerals (International Energy Agency, 2021). Graphite can be formed through maturation and metamorphism of biogenic carbonaceous material; as precipitation from C-O-H fluids; mantle-derived; and through reduction of carbonates (Simandl et al., 2015). Important graphite deposits are found in carbonaceous sedimentary rocks subjected to regional or contact metamorphism and in veins precipitated from fluids.

The Band-e-Cherk district located in the Kuh-e-Dom metallogenic area and consist of graphite-bearing schists that superposed contact metamorphism and are associated with Eocene volcanoplutonic suits. However, the microscopic characteristics, geochemistry, ore genesis, carbon source, and other features of graphite-bearing schists in the district have not been thoroughly explored. This study determined the geochemical features of graphite-bearing schists from the Band-e-Cherk district to reconstruct the metamorphic protoliths and Palaeo-sedimentary environment.

✉ Corresponding Author

To cite this article: Ghasemi Siani, M., Ebrahimi Fard, H., Heidari Bafruie, A., Karimi Shahraki, B., Mahmoudi, S. (2025) Geochemical characterization and protolith restoration of Permo-Triassic graphite-bearing schists at Band-e-Cherk district, Kuh-e-Dom metamorphic zone. *Petrological Journal*, 15(4), 1-28.

Geology

The study area lies in the Kuh-e-Dom metallogenic area at the central Iran zone. This region forms an important part of the Anarak metallogenic belt. Magmatic rocks in the Kuh-e-Dom metallogenic area are Eocene volcanic and granites, whose extension is controlled by west–east trending faults. The Kuh-e-Dom metamorphic complex consists of phyllite and various schist units in contact with magmatic rocks and with the same trending. The Kuh-e-Dom metallogenic area is characterized by the Fe–Cu–Au–Mn–Pb–Zn–Au–Ag mineralization.

Lithologically, the Band-e-Cherk district are dominated by Permo-Triassic metamorphic units (including muscovite schist, epidote-hornblende-schist, muscovite-chlorite schist, biotite-graphite-schist), and Lower Cretaceous limestones as the oldest unit, as well as Eocene andesite, andesite-basalt volcanic rocks and equivalent tuff. Graphite-bearing schists are mostly in contact with marl, limestone and small amount of diorite intrusion as well.

Analytical methods

For this research, sampling was carried out on graphite-bearing schists, and twenty-five thin-polished sections were prepared and studied with a Zeiss Axioplan 2 transmission-reflection optical microscope at the Kharazmi University. Twenty-six samples of graphite-bearing schists were analyzed for major elements by XRF and trace elements by ICP-MS method at Zarazma Mineral Processing Research Center and Iranian Mineral Processing Research Center (IMPRC). The analytical uncertainties were

determined based on several internal certified reference samples. For the XRF these are <1% for SiO₂ and Al₂O₃, and <5% for other major and minor elements. The detection limits were 0.1% for SiO₂ and 0.01% for other major elements.

Results

The results show that the SiO₂ content of the metamorphic rocks is high (52.98% to 80.68%), while Na₂O is 0.07% to 5.32%, K₂O is 0.33% to 5.61%, K₂O > Na₂O, and K₂O/Na₂O + K₂O > 0.5. SiO₂ is significantly negatively correlated with Al₂O₃. P₂O₅ ranges from 0.01% to 4.86% (with average 0.54%, which is generally low, and MnO is between 0.001% and 0.61%, with a small variation range. On Harker diagrams, SiO₂ is negatively correlated with Al₂O₃, CaO, K₂O, MnO, Fe₂O₃, and TiO₂, reveal that chemical differentiation of the rocks is constrained by sedimentary differentiation (Cheng et al., 2023). The fractionation degree of light rare earth elements (LREEs) is greater than that of heavy rare earth elements (HREEs), with LREE/HREE ratios of 3.33 to 34.2; La_N/Yb_N is 3.58 to 24.98, with a mean value of 10.44. The rocks have moderate negative Eu anomalies ($\delta\text{Eu} = 0.42$ to 1.93, mean = 0.91). Ionic lithophile elements (e.g., Rb, and K) are relatively enriched, but Sr is fairly depleted.

Discussion

As the Zr/TiO₂–Ni diagram (Winchester et al., 1980; Renmin et al., 1986), graphite-bearing schists samples were projected into the zone of sedimentary rocks (Figure 1A).

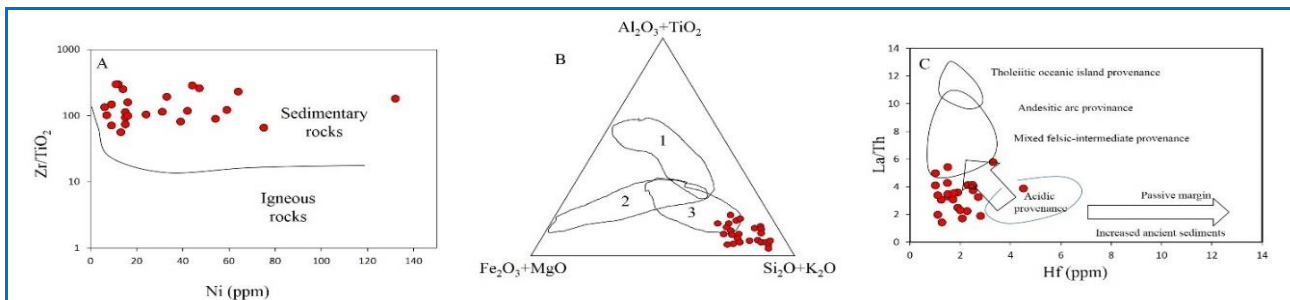


Figure 1. A) Ni vs. Zr/TiO₂ (Winchester et al., 1980; Renmin et al., 1986); B) Composition diagram of sedimentary-metamorphic rocks in different climatic zones of (Renmin et al., 1986) (1: Terrestrial facies clay compositions in humid and hot climatic zones; 2: Marine facies, lacustrine and lagoon facies clay compositions in dry climatic zones; 3: Terrestrial facies clay compositions in cold or moderately cold climatic zones); C) La/Th versus Hf diagram (Floyd and Leveridge, 1987), which shows that the studied samples are in the range of acidic-intermediate states.

Based on Simonen's diagram (Simonen, 1953) (Al+fm–C+alk–Si), all samples fall into the

argillaceous sedimentary rock zone, confirming that the protoliths of the metamorphic rocks were


sedimentary and that the metamorphic rocks are para-metamorphic. For determining of Palaeo-sedimentary environment, we used a ternary diagram of claystone composition in different climatic zones, indicating a shallow depth terrestrial facies zone of a cold or moderately cold climate for the samples under study (Figure 1B). Based on Ni–TiO₂ discriminating diagram (Floyd et al., 1989), the protoliths of metamorphic samples plot in the sandstone zone and felsic rocks of the magmatic zone. All samples, on La/Th–Hf diagram (Figure 1C; Floyd and Leveridge, 1987), fall into within the mixed felsic–intermediate source zone, and on Th–Hf–Co ternary diagram (Taylor and McLennan, 1985), plot within the upper crust district.

Conclusion

The lithogeochemical analysis of graphite-bearing schists shows that the protolith are sedimentary rocks are of feldspathic sandstone and

clay-rich materials, which are in a paleo-sedimentary environment of fresh to saline water. It was formed in a continental environment in a cold or relatively cold climate. Sediments originated from the upper crust and the main components of their origin were argillaceous rock and sandstone with an acidic-intermediate mixture composition. The tectonic discrimination diagrams show that the precursors of metamorphic rocks were probably deposited in an organic-rich river-flood facies environment in the continental margin. Feldspathic sandstone (possibly arkose), clay, and organic-rich graywacke were deposited over a long period and metamorphosed during regional metamorphism, and graphite formed by organic carbon metamorphism. However, the degree of metamorphism was not sufficient to obtain flake graphite, and the graphite is the microcrystalline amorphous type, which has undergone a weak degree of graphitization, and the temperatures have not exceeded 450 °C.

ویژگی‌های زمین‌شیمیایی و بازسازی خاستگاه شیست‌های گرافیت‌دار پرموتریاس در محدوده بندچرک، پهنه دگرگونی کوه‌دم

مجید قاسمی سیانی^۱ ، حامد ابراهیمی فرد^۲، امیرحسین حیدری بفرویی^۳
 بهروز کریمی شهرکی^۴، شهریار محمودی^۵

^۱ دانشیار، گروه زمین‌شیمی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه خوارزمی، تهران، ایران، m.ghasemi@khu.ac.ir

^۲ دانشجوی دکتری، گروه زمین‌شیمی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه خوارزمی، تهران، ایران، hamedbrahimi772@gmail.com

^۳ کارشناس معاونت امور معادن، شرکت فولاد مبارکه اصفهان، ایران، am.heidari@msc.ir

^۴ دکتری، مرکز تحقیقات فرآوری مواد معدنی ایران، کرج، ایران، behrouzkarimi1389@gmail.com

^۵ دانشیار، گروه زمین‌شیمی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه خوارزمی، تهران، ایران، shahryar.mahmoudi@gmail.com

چکیده

اطلاعات مقاله

در این پژوهش، ویژگی‌های زمین‌شیمیایی شیست‌های گرافیت‌دار منطقه بندچرک، برای بازسازی پیش‌سنگ‌های دگرگونی و محیط دیرینه‌رسوبی آنها بررسی شده‌اند. یافته‌ها نشان می‌دهد محتوای SiO_2 سنگ‌های دگرگونی بالا بوده است (۵۲/۹۸ تا ۸۰/۶۸ درصدوزنی)، درحالی‌که مقادیر Na_2O از ۰/۰۷ تا ۵/۳۲ درصدوزنی، K_2O از ۰/۳۳ تا ۵/۶۱ درصدوزنی، و نسبت $\text{K}_2\text{O} > \text{Na}_2\text{O}$ و $\text{K}_2\text{O} / (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) > 0.5$ است. درجه جدایش عنصرهای خاکی کمیاب سبک (LREE) بیشتر از عنصرهای خاکی کمیاب سنگین (HREE) است و تغییرات نسبت LREE/HREE برابر با ۳/۳۳ تا ۳۴/۲ است. مقدار La_N/Yb_N برابر با ۳/۵۸ تا ۲۴/۹۸ (میانگین: ۱۰/۴۴) است. سنگ‌ها ناهنجاری‌های Eu منفی متوسط (۰/۴۲ تا ۱/۹۳، میانگین: ۰/۹۱) دارند. عنصرهای لیتوفیل یونی (مانند: Rb و K) کمابیش غنی‌شدگی نشان می‌دهند؛ اما Sr کمابیش تهی شده است. پیش‌سازهای سنگ‌های دگرگونی منطقه بندچرک چه‌بسا از دگرگونی مواد آلی در یک محیط رودخانه‌ای پدید آمده باشند. ماسه‌سنگ فلدسپاتیک (احتمالاً آرکوز)، خاک رس و گریوک سرشار از آلی در یک دوره طولانی رسوب کرده‌اند و سپس دچار دگرگونی ناحیه ای شده‌اند که در پی آن کربن آلی به گرافیت دگرگون شده است؛ اما درجه دگرگونی به اندازه‌ای نبوده است که گرافیت با درجه خلوص بالا و پوسته‌ای را پدید آورد. از این‌رو، واحدهای شیستی گرافیت‌دار منطقه بندچرک، در یک محیط رسوبگذاری دیرینه با آب و هوای سرد یا کمابیش سرد ساخته شده‌اند.

تاریخ دریافت ۱۴۰۲/۱۰/۱۵

تاریخ پذیرش ۱۴۰۳/۰۳/۱۶

کلید واژه‌ها

گرافیت
سنگ‌های دگرگونی
ویژگی‌های زمین‌شیمیایی
کوه‌دم
بندچرک



doi 10.22108/ijp.2024.140342.1316

✉ نویسنده مسئول

استناد به این مقاله: قاسمی سیانی، م، ابراهیمی فرد، ح، حیدری بفرویی، ا.ح، کریمی شهرکی، ب، محمودی، ش. (۱۴۰۳) ویژگی‌های زمین‌شیمیایی و بازسازی خاستگاه شیست‌های گرافیت‌دار پرموتریاس در محدوده بندچرک، پهنه دگرگونی کوه‌دم. پتروژلژی ۱۵ (۴)، ۱-۲۸.



مقدمه

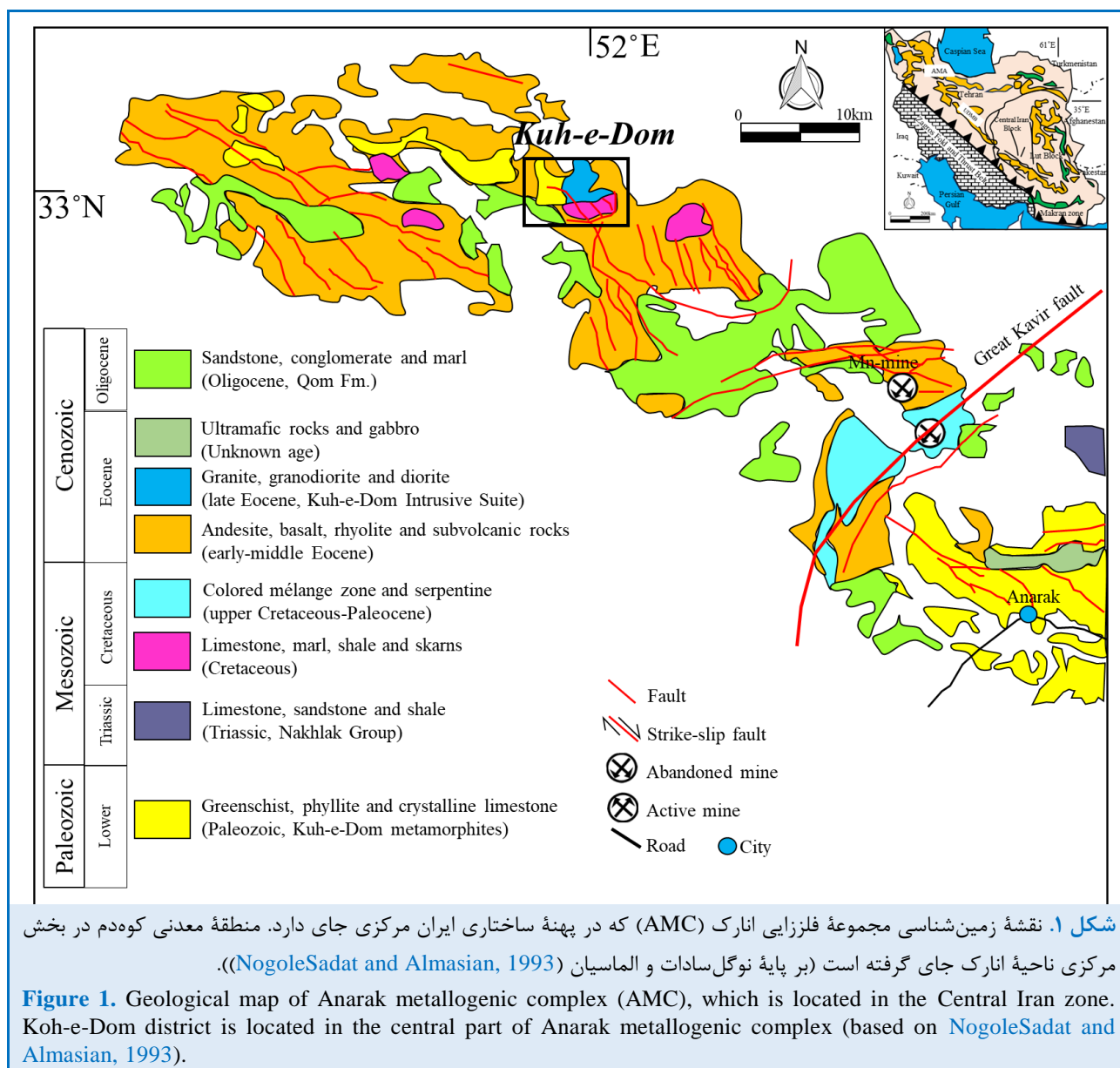
ترکیب شیمیایی سنگ‌های دگرگونی را عوامل بسیاری کنترل می‌کند؛ مانند: ترکیب شیمیایی سنگ‌های خاستگاه که به جایگاه زمین‌ساختی مربوط است، به عنوان کنترل اصلی در نظر گرفته می‌شود (McLennan et al., 1997; Fralick and Kronberg, 1997). سنگ‌های دگرگونی مانند انواع شیست، آمفیبولیت و گنیس، سنگ‌های در برگیرنده ذخایر بزرگ گرافیت هستند (e.g., Savo schist belt, central Finland; Al-Ani, 2022; Vennejavi, Tervola, Rytijanka and Jaurujoki graphite schists and gneisses; Al-Ani et al., 2016; Madhya Pradesh, India; Sharma et al., 2022). گرافیت ویژگی‌های میکروسکوپی نوری عبوری همسانگرد و ویژگی‌های میکروسکوپی نوری بازتابی خاکستری روشن و کدر دارد. این کانی مقاومت گرمایی بالا تا ۲۵۰۰ درجه سانتیگراد است. گرافیتی شدن مواد کربن‌دار که در دگرگونی ناحیه‌ای یا همبری رخ می‌دهد، به پیدایش گرافیت از تبدیل شیمیایی مواد آلی (جامد، مایع و گاز) و یا دگرریختی فیزیکی مواد کربن‌دار با ساختار نامنظم به مواد با ساختار منظم می‌انجامد (Wopenka and Pasteris, 1993). با افزایش درجه دگرگونی، مواد کربن‌دار نخست به گرافیت بی‌شکل تبدیل می‌شوند و سپس در شرایط دما و فشار در رخساره‌های بالاتر دگرگونی به گرافیت با ساختار بلورین تبدیل می‌شود (Landis, 1971). فاکتورهای اصلی کنترل‌کننده در فرایند گرافیتی شدن دما، دگرگونی و لیتولوژی سنگ میزبان هستند، فشار نقش کمتری در فرایند گرافیتی شدن دارد (Wada et al., 1994). گرافیت بیشتر در سنگ‌های رسوبی - آتشفشانی و در پی تبدیل مواد آلی هنگام دگرگونی پدید می‌آید (Ray, 2009). گرافیت به سه شکل مختلف ساخته می‌شود:

۱) ذخایر گرافیت میکروکریستالی: بیشتر نهشته‌های گرافیت میکروکریستال تا آمورف در پی دگرگونی ناحیه‌ای یا همبری لایه‌های زغالسنگ یا سنگ‌های رسوبی سرشار از کربن پدید آمده‌اند. منبع گرما در

محیط‌های دگرگونی همبری ممکن است توده‌های درونی، دایک‌ها یا سیل‌های مجاور لایه‌های زغال سنگ باشد (Tichy and Turnovec, 1978)؛
 ۲) ذخایر گرافیت رگه‌ای: این گونه ذخایر ماده معدنی به صورت رگه‌های گرافیتی در سنگ دگرگونی رخساره شیست سبز تا آمفیبولیت-گرانولیت و خاستگاه زمین‌ساختی گرمایی دینامیکی درجه بالا یافت می‌شود؛
 ۳) ذخایر گرافیت پوسته‌ای: گرافیت پولکی بیشتر با سنگ‌های دگرگونی درجه بالا وابسته است که در آن کربن آلی نهشته شده درون رسوب با فشارهای بیش از ۵ کیلو بار و دمای نزدیک به ۶۵۰ تا ۷۰۰ درجه سانتیگراد به گرافیت تبدیل می‌شود (Keeling, 2017; Chim et al., 2018). از دیدگاه جغرافیایی، ذخایر اقتصادی گرافیت پولکی به دوران تکامل آرکنن یا پروتروزویک بالایی محدود شده است (Mitchell, 1992).
 گرافیت (به نام «طلای سیاه» نیز شناخته می‌شود) از منابع معدنی غیرفلزی استراتژیک کاربردی در اتحادیه اروپا و آژانس بین‌المللی انرژی به‌شمار می‌رود (European Commission, 2020; International Energy Agency, 2021). گرافیت رسانایی الکتریکی و گرمایی همانند مواد فلزی و انعطاف‌پذیری و انبساط مطلوبی دارد و از این رو، به‌طور گسترده در زمینه‌های مختلف صنعتی مانند متالورژی، مکانیک، شیمی و برق به کار برده می‌شود و یک منبع استراتژیک برای فناوری‌های نوین دانسته شده است (TengFei, 2015; Wang et al., 2017; Rosing-Schow et al., 2017).
 منطقه فلززایی انارک در بخش میانی ایران مرکزی جای گرفته است. این ناحیه، تحت کنترل گسل بزرگ کویر و گسل‌های پی‌سنگی موازی با آن است. سنگ‌های دگرگونی از کهن‌ترین واحدهای سنگی ناحیه انارک به‌شمار می‌روند که در پالئوزویک بارها دچار دگرگونی شده‌اند. در این منطقه، در موزوویک و سنوزویک رخدادهای ماگماتیسم و در پی آن، فلززایی رخ داده است (e.g., Rabiei, 2006; Ahmadian et al., 2007, 2016; Kananian et al., 2008, 2014; Torabi, 2011, 2012; Torabi et al., 2011;

(شکل ۱). (Nazari et al., 2019, 2020, 2022)

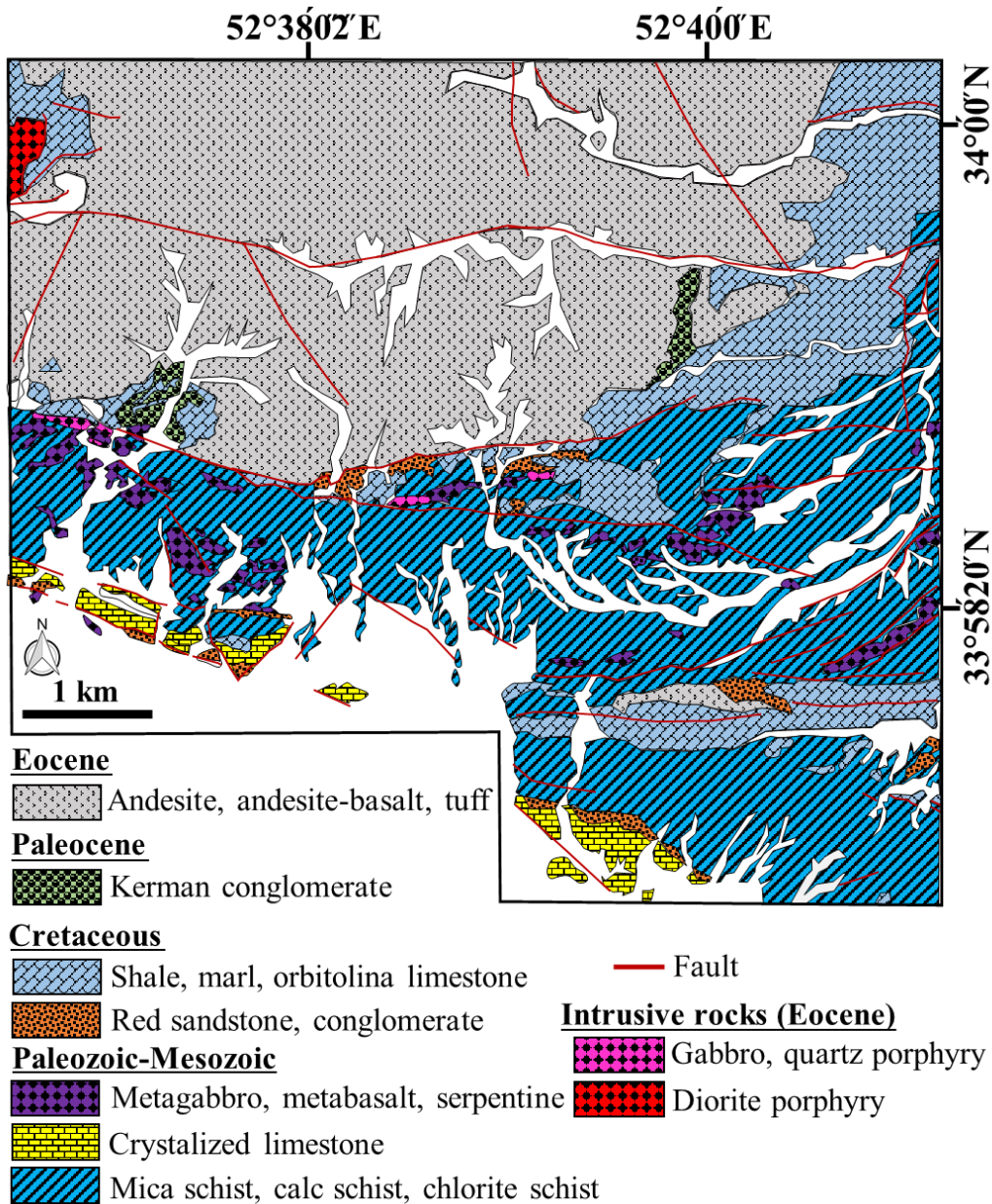
Sarjoughian, 2012; Sarjoughian et al., 2012; Mehrabi et al., 2014; Shirdashtzadeh et al., 2014,



شکل ۱. نقشه زمین‌شناسی مجموعه فلززایی انارک (AMC) که در پهنه ساختاری ایران مرکزی جای دارد. منطقه معدنی کوه‌دم در بخش مرکزی ناحیه انارک جای گرفته است (بر پایه نوگل‌سادات و الماسیان (NogoleSadat and Almasian, 1993)).

آهن، مس، مولیبدن، بیسموت، آنتیموان، طلا، نقره، سرب، روی، آرسنیک، نیکل، کبالت، منگنز، کرومیت و استرانسیم با خاستگاه‌های گوناگونی مانند گرمایی، ماگمایی و دگرگونی در آن دیده شده‌اند (e.g., [Rabiei, 2006](#); [Ghorbani, 2007](#); [Kananian et al., 2008, 2014](#); [Sarjoughian, 2012](#); [Sarjoughian et al., 2012](#); [Mehrabi et al., 2014](#); [Shahin et al., 2023](#)).

ناحیه کوه‌دم بخش کوچکی از منطقه فلززایی انارک را ساخته و رخنمون‌های فراوانی از سنگ‌های دگرگونی گرافیت‌دار در آن دیده می‌شود ([Ghasemi Siani et al., 2024](#)). مجموعه دگرگونی کوه‌دم نیز به سن پرموتریاس است (e.g., [Sarjoughian, 2012](#)) (شکل ۲). کانه‌زایی در ناحیه کوه‌دم، چه از نظر نوع ماده معدنی و چه از نظر خاستگاه، شکل و کانی‌سازی بسیار متنوع است؛ به گونه‌ای که تا کنون کانی‌سازی‌های



شکل ۲. نقشه زمین‌شناسی محدوده اکتشافی بندچرک (با تغییراتی پس از شارکووسکی و همکاران (Sharkovski et al., 1981)).

Figure 2. Simplified geological map of Band-e-Cherk exploration district (from Sharkovski et al. (1981), with modifications).

(Nabavi and Hushmandzadeh, 1983). این مجموعه دگرگونی با ترکیب سنگ‌های دگرگونی دربردارنده شیست‌ها (مسکوویت شیست، اپیدوت-هورنبلند-کالک‌شیست، مسکوویت-کلریت شیست، بیوتیت-گرافیت-کالک‌شیست) و سنگ‌آهک‌های بازتبلور یافته شناخته می‌شود که با دنباله‌ای از رسوبات

مهم‌ترین معادن ناحیه انارک، دربردارنده معادن فعال و متروکه نخلک (سرب±روی)، چاه‌خربزه (سرب)، چاه‌میله (سرب و روی)، تالمسی و مسکنی (مس، نیکل، کبالت، اورانیوم و نقره) و معادن منگنز (گستره مزرعه سرخشاد) هستند. بیشترین رخنمون شیست‌های گرافیتی در محدوده بندچرک در مجموعه دگرگونی کوه‌دم جای دارد

۶) پهنه‌های کوه‌دم و قلعه‌سردار؛ (۷) فروافتادگی حوضه‌های فرعی آلیپ پسین.

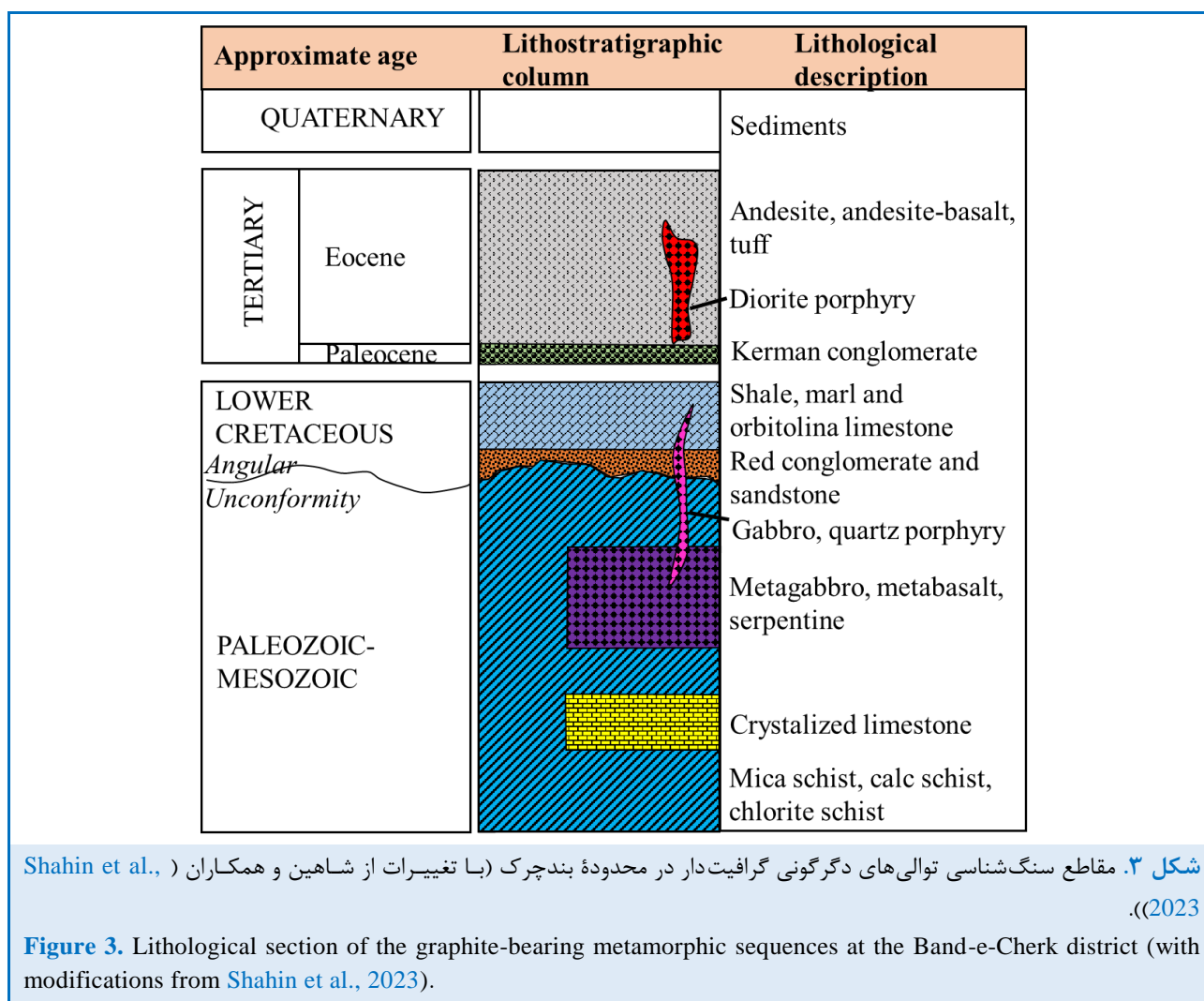
بر پایه سن-سنجی K-Ar روی آمفیبول و میکا (Zanchi et al., 2009)، کهن‌ترین سنگ‌های دگرگونه واحد کوه‌دم و قلعه‌سردار سنی برابر با ۲۲۲ میلیون سال پیش دارند و دربردارنده شیل رسی، دولومیت و ماسه سنگ دگرگونه هستند. سنگ‌های دگرگونی کوه‌دم در نزدیکی واحد کوه‌دم و شمال قلعه‌سردار جای دارند (شکل ۱). مجموعه دگرگونی کوه‌دم نیز به سن پرموتریاس است (e.g., Nabavi and Hushmandzadeh, 1983; Balini et al., 2009; Zanchi et al., 2015; Bagheri and Stampfli, 2008; Pirnia et al., 2020; Saccani et al., 2013; Shafaii Moghadam and Stern, 2015; Ahmadi et al., 2020)، متوالکانیک، فیلیت، واحدهای شیستی (دربردارنده مسکوویت شیست، اپیدوت-هورنبلند-کالک‌شیست، مسکوویت-کلریت‌شیست، بیوتیت-گرافیت-کالک‌شیست) و سنگ‌های آهک بلورین است (شکل‌های ۲، ۳ و ۵-C). کهن‌ترین واحد، دگرگونه‌های کوه‌دم با سن پرموتریاس است که در باختر توده آذرین درونی اصلی کوه‌دم رخمون دارد. بیشترین سنگ‌های این مجموعه دگرگونی را شیست‌های سبز و فیلیت‌ها ساخته‌اند که با سنگ‌آهک‌های متبلور و گاه ماسه‌سنگ‌های دگرگون‌شده همراه هستند (Davoudzadeh and Emami, 1972; Bagheri and Stampfli, 2008) (شکل ۲). بر پایه پژوهش زانچی و همکاران (Zanchi et al., 2009)، دگرگونه‌های پرموتریاس در منطقه کوه‌دم از دو بخش جداگانه ساخته شده‌اند. بخش زیرین دربردارنده شیست‌های کلریت‌دار (واحد m) و بخش بالایی دربردارنده فیلیت (واحد M_h)، کلریت‌شیست (واحد P_z^K) و سنگ‌های کربناته دگرگون‌شده (واحد P_z^K) است (e.g., Torabi, 2012; Buchs et al., 2013). بررسی‌های میدانی، در شیست‌های منطقه نشانه‌های چین‌خوردگی و شیستوزیته دیده می‌شوند (شکل‌های ۴-B و ۴-C).

آهکی کرتاسه، کنگلومرای پالئوسن و سنگ‌های آتشفشانی با ترکیب آندزیت، آندزیت بازالت، تراکیت و توف به سن ائوسن و رخمون‌های کوچکی از توده آذرین درونی با ترکیب دیوریتی همراه شده‌اند. این شیست‌های گرافیت‌دار بسیار اهمیت دارند. بسیاری از پژوهشگران بررسی‌های گسترده‌ای درباره کانی‌شناسی، کانه‌زایی، زمین‌شیمی سنگ کل، زمین‌دما-فشارسنجی و چگونگی پیدایش شیست‌های گرافیت‌دار در سطوح بین‌المللی انجام داده‌اند (e.g., Beyssac et al., 2002; Rahl et al., 2005; Henry et al., 2005; Aoya et al., 2010; Sunkari and Zango, 2018; Gautneb et al., 2020; Al-Ani et al., 2016, 2020, 2022).

در ایران نیز، پژوهشگران بسیاری (e.g., Emami et al., 1992; Rabiei, 2006; Kananian et al., 2008; Sarjoughian, 2012; Sarjoughian et al., 2012; Mehrabi et al., 2014)، به بررسی زمین‌شناسی، کانی‌شناسی، کانه‌زایی، ویژگی‌های زمین‌شیمیایی، سنگ‌زایی سنگ خاستگاه و محیط نکتونوماگمایی و زمین‌دما-فشارسنجی ماگماتیسیم پهنه فلززایی انارک و ناحیه معدنی کوه‌دم پرداخته‌اند. با وجود این، ویژگی‌های زمین‌شیمیایی، پیدایش شیست‌های گرافیت‌دار و دیگر ویژگی‌های سنگ خاستگاه شیست‌های گرافیتی محدوده بندچرک بررسی نشده‌اند. در این پژوهش، زمین‌شیمی سنگ‌های دگرگونی (شیست گرافیت‌دار) محدوده بندچرک برای شناسایی پیش‌سنگ‌های دگرگونی و محیط دیرینه-رسوبی بررسی شده است. یافته‌های این پژوهش مرجعی را برای تجزیه و تحلیل چگونگی پیدایش گرافیت دگرگونی در ناحیه فلززایی انارک فراهم خواهد کرد.

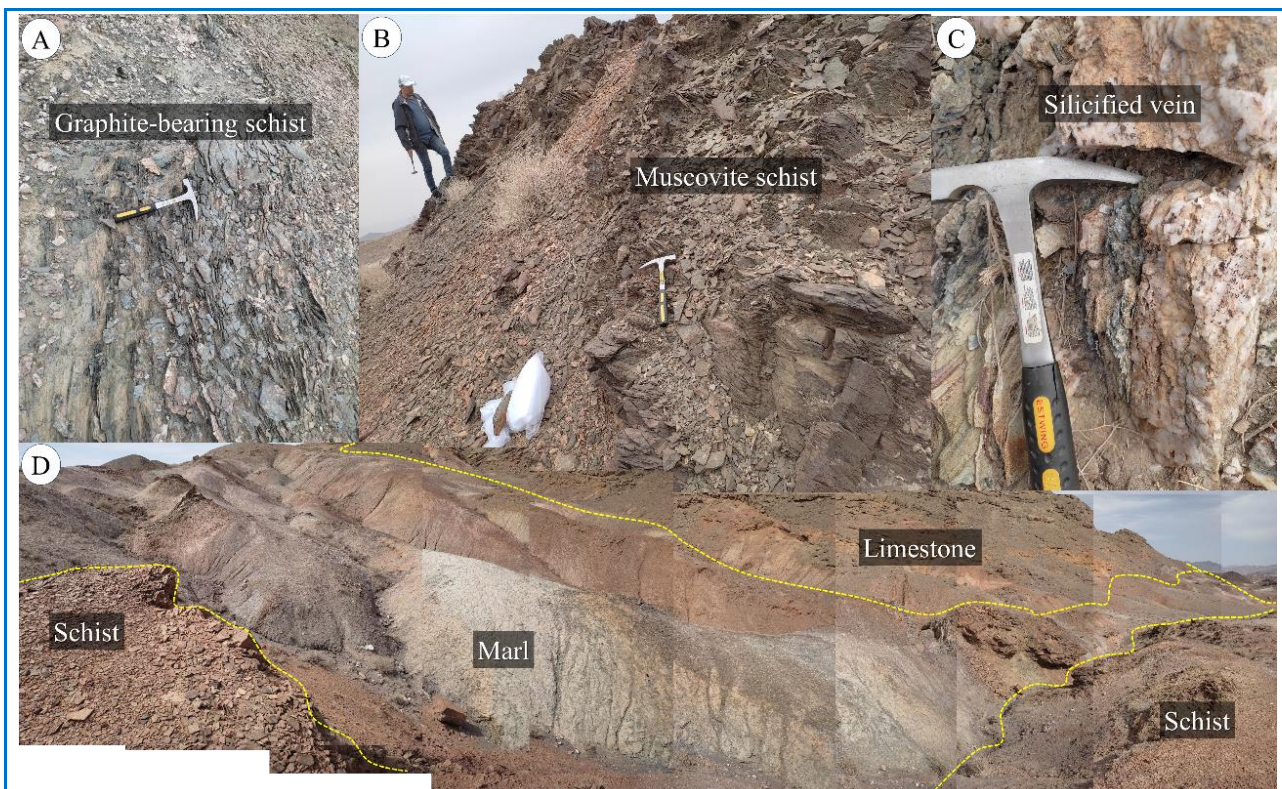
زمین‌شناسی

زمین‌شناسی پهنه فلززایی انارک از زمین‌شناسی ایران مرکزی متأثر است. بر پایه رده‌بندی تکنواکسپورت (Technoexport, 1984)، پهنه‌های ماسیف مختلف ساختاری انارک عبارتند از؛ (۱) ماسیف انارک-خور؛ (۲) ماسیف پشت‌بادام؛ (۳) پهنه چین‌خورده سیمیرین پسین چاه‌پلنگ-بیاضه؛ (۴) پهنه چین‌خورده آلپین پیشین بیابانک؛ (۵) پهنه افیولیتی نایین-زوار (پهنه آمیزه رنگی)،



با دگرسانی شدید و ترکیب دیوریتی نیز با مرز گسلی روی سنگ‌های دگرگونی مجموعه کوه‌دم جای گرفته‌اند. ترکیب سنگ دگرگونی اصلی در این مجموعه، دربردارنده گرافیت-مسکوویت‌شیست (شکل ۴-۱A)، مسکوویت‌شیست (شکل ۴-۱B)، اپیدوت-هورنبلند-کالک‌شیست و مسکوویت-کلریت‌شیست است. رگچه‌های سیلیسی در این شیست‌ها دیده می‌شود (شکل ۴-۱C). شیست‌های گرافیتی بیشتر در همبری با واحدهای مارنی و آهکی جای گرفته است (شکل ۴-۱D). بخش سنگ‌آهکی متبلور به رنگ قهوه‌ای و مربوط به مجموعه دگرگونی کوه‌دم است و در بخش باختری و جنوبی محدوده بندچرک دیده می‌شود.

از دیدگاه وضعیت سنگ‌شناسی، محدوده بندچرک متشکل از واحدهای دگرگونی مجموعه کوه‌دم (شیست، مرمر و آهک بلورین) به سن پرموتریاس است (e.g., Nabavi and Hushmandzadeh, 1983; Balini et al., 2009; Zanchi et al., 2015; Bagheri and Stampfli, 2008; Pirnia et al., 2020; Saccani et al., 2013; Shafaii Moghadam and Stern, 2015; Ahmadi et al., 2020) که با روند خاوری-باختری در این گستره رخمون دارند. پس از این واحد، سنگ‌آهک‌های به سن کرتاسه پیشین کهن‌ترین واحد هستند که روی سنگ‌های دگرگونی مجموعه کوه‌دم جای گرفته‌اند. سنگ‌های آتشفشانی آندزیتی، آندزیت-بازالتی و توف‌ها به سن ائوسن نیز با حجم بزرگی بخش شمالی محدوده بندچرک را دربر گرفته‌اند. توده‌های آذرین درونی کوچکی



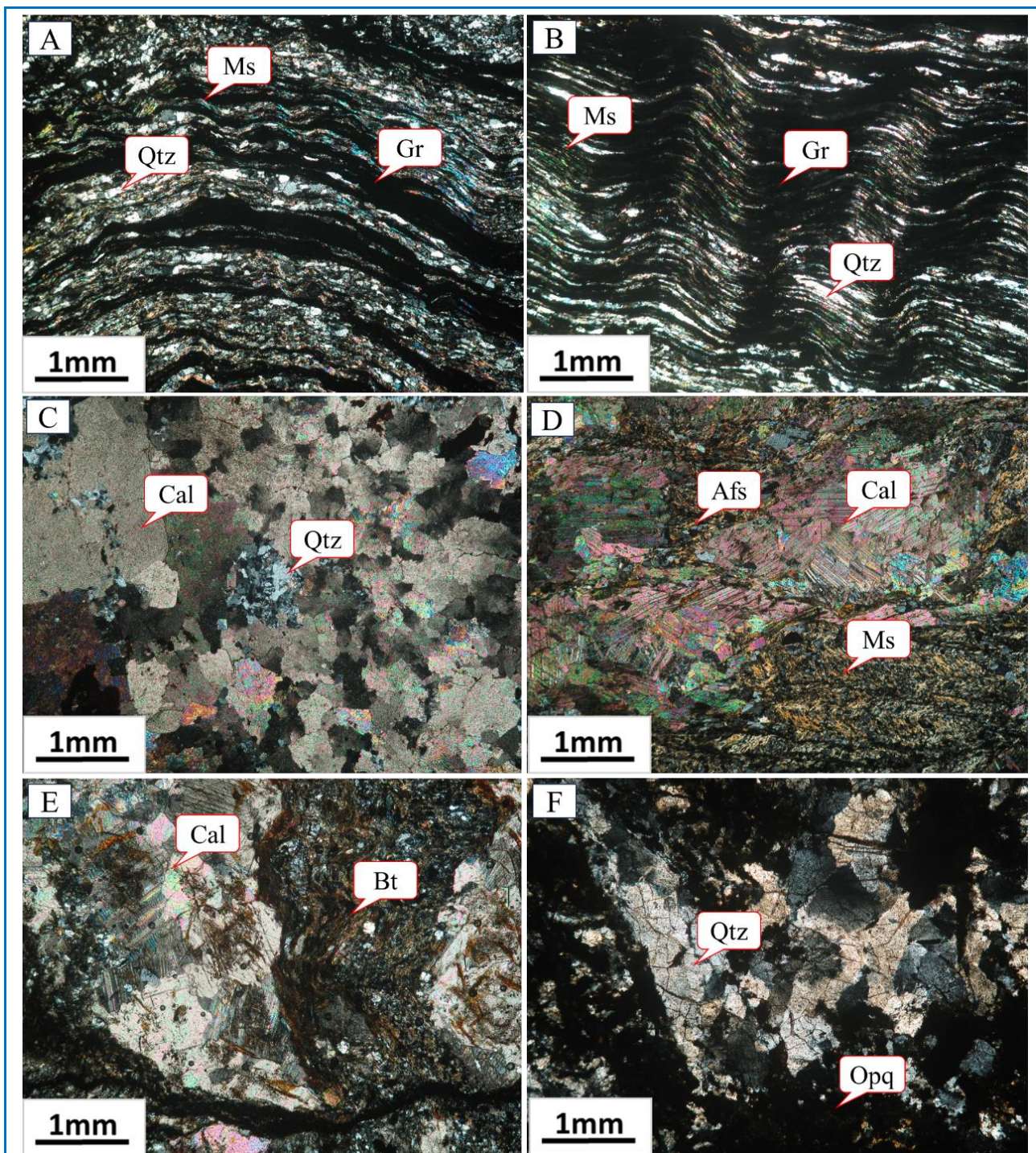
شکل ۴. A) رخنمون شیست‌های گرافیت‌دار؛ B) رخنمون مسکوویت شیست؛ C) رگه‌های سیلیسی در شیست‌ها؛ D) توالی شیست‌های گرافیت‌دار، مارن و سنگ‌آهک در محدوده بندچرک.

Figure 4. A) Outcrops of graphite-bearing schist; B) Outcrops of muscovite schist; C) Silicified veins within schist units; D) Sequence of graphite-bearing schist, marl and limestone.

۲۰ گرم از پودر نمونه‌ها برای اندازه‌گیری میزان عنصرهای اصلی، کمیاب و خاکی کمیاب به روش‌های ICP-OES و ICP-MS به آزمایشگاه‌های یادشده فرستاده و تجزیه شد. شمار ۵۷ نمونه پودر از پهنه‌های دگرسانی گرمایی با روش پراش پرتوی ایکس (XRD) با بهره‌گیری از دستگاه فیلیپس (مدل X'pert) با پرتوی اولیة $\text{CoK}\alpha 1(1.789\text{\AA})$ ، تک‌کرنومتر روی اپتیک ثانویه، توان ۴۰ کیلوولت و جریان ۳۵ میلی‌آمپر در مرکز خدمات آزمایشگاهی دانشگاه صنعتی شریف و نیز در بخش کانی‌شناسی مرکز تحقیقات فرآوری مواد معدنی ایران (IMPRC) بررسی شد. ترکیب کانی‌شناسی نمونه‌ها با بهره‌گیری از طیف‌سنجی کمی XRD (روش ریتولد) شناسایی شد. داده‌ها از ۴/۰ تا ۸۰/۰ درجه 2θ با اندازه گام ۰/۰۲ درجه جمع‌آوری شد (جدول ۲).

روش انجام پژوهش

در این پژوهش، در بازدیدهای انجام‌شده، نمونه برداری از شیست‌های گرافیت‌دار انجام شد و ۲۵ مقطع نازک‌صیقلی از آنها تهیه و در دانشگاه خوارزمی تهران با میکروسکوپ نوری دومنظوره عبوری-بازتابی زایس مدل Axioplan 2 بررسی شد. پس از بررسی‌های میکروسکوپی، شمار ۲۶ نمونه از شیست‌های گرافیت‌دار برای اندازه‌گیری فراوانی عنصرهای اصلی به روش XRF و برای عنصرهای فرعی و عنصرهای خاکی کمیاب به روش ICP-MS در مرکز تحقیقات فرآوری مواد معدنی ایران و زرازا تجزیه شیمیایی شدند (جدول ۱). برای این کار، در آغاز نمونه‌ها با خردکننده فولادی تا اندازه نزدیک به ۵ مش (۴ میلی‌متر) خرد شدند و سپس با بهره‌گیری از آسیاب آگات به مدت ۲ دقیقه تا اندازه نزدیک به ۲۰۰ مش (۷۴ میکرون) پودر شدند. پس از آماده‌سازی، میزان،



شکل ۵. تصویرهای میکروسکوپی از برخی گروه‌های سنگی محدوده بندچرک. **(A، B)** واحد گرافیت-مسکوویت شیست. **(C)** واحد سنگ آهک متبلور؛ **(D، E)** واحد کالک شیست؛ **(F)** واحد دگرسانی سیلیسی-کربناته (همه تصویرها در نور عبوری XPL گرفته شده‌اند. نام اختصاری کانی‌ها از ویتنی و اوانز (Whitney and Evans, 2010) برگرفته شده است).

Figure 5. Photomicrographs of lithological units in the Band-e-Cherk area. **A, B** Graphite-muscovite schist unit; **C** Crystallized limestone unit; **D and E** Calc schist unit; **F** Siliceous-carbonate alteration unit (All images were taken in XPL transmitted light. Abbreviations are from Whitney and Evans (2010)).

نتایج

سنگ‌نگاری

کانی‌های اصلی در شیست‌های گرافیت‌دار به ترتیب فراوانی، مسکوویت، کوارتز، گرافیت، و کانی کدر (هماتیت) هستند. بافت‌های رایج سنگ، لپیدوبلاستیک تا لپیدوپورفیروبلاستیک هستند. گرافیت به صورت بی‌شکل (آمورف) در راستای سطوح شیستوزیته پدید آمده است (شکل‌های A-۶ و B-۶). وجود نواربندی، به صورت تناوبی از بلورهای کوارتز و آلکالی‌فلدسپار و بلورهای تیره گرافیت در زمینه سنگ دیده می‌شود. جهت‌یافتگی و خمیدگی سطوح شیستوزیته (بافت موجی) در بلورهای کوارتز و مسکوویت (نزدیک به ۵۰ تا ۶۰ درصد حجمی) نشان از رخداد دگرگونی ناحیه‌ای در حد شیست‌سبز و تأثیر آن روی این واحد سنگی دارد (شکل‌های C-۶ و D-۶). بلورهای کوارتز از کناره حالت ساروجی و خوردگی خلیجی دارند که برآمده از رخداد تنش‌های زمین‌ساختی هنگام دگرگونی ناحیه‌ای است. بر پایه تجزیه‌های پراش سنجی پرتوی ایکس (XRD) انجام‌شده روی واحدهای گرافیت-مسکوویت‌شیست دگرسان‌شده، کانی‌های کوارتز، هالیت، کائولینیت، ایلیت، گوتیت، مسکوویت (سریسیت)، ژیپس، آنهیدریت، ناتروژاروسیت، آلونیت، کلسیت، ارتوکلاز و دیکیت دیده شده‌اند (جدول ۲).

زمین‌شیمی

ترکیب عنصرهای اصلی سنگ شیست گرافیت‌دار در جدول ۱ نشان داده شده است. مقدار SiO_2 به‌طور کلی بالا و برابر با ۵۲/۹۸ تا ۸۰/۶۸ درصدوزنی (میانگین: ۶۷/۵۰ درصدوزنی) است که از میانگین محتوای SiO_2 در پوسته بالایی (۶۶ درصدوزنی؛ Cheng et al., 2023) بیشتر است. مقدار Na_2O تغییرات کمی از ۰/۰۷ تا ۵/۳۲ درصدوزنی (میانگین: ۱/۱۳ درصدوزنی)، نشان می‌دهد؛ اما K_2O از ۰/۳۳ تا ۵/۶۱ درصدوزنی (میانگین: ۳/۴۸ درصدوزنی) در تغییر است. در همه نمونه‌ها، $\text{K}_2\text{O} > \text{Na}_2\text{O}$ و $\text{K}_2\text{O} > \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} > 0/15$ نشان می‌دهد سنگ مادر شیست

های گرافیتی خاستگاه رسوبی دارد (Cheng et al., 2023) و منابع آن). مقدار TiO_2 برابر با ۰/۰۱ تا ۳/۲۸ درصدوزنی (میانگین: ۱ درصدوزنی)، MgO برابر با ۰/۱۲ تا ۲/۳۵ درصدوزنی (میانگین: ۰/۹۵ درصدوزنی) و CaO برابر با ۰/۰۶ تا ۲۰/۴۹ درصدوزنی (میانگین: ۲/۷۰ درصدوزنی) است. محتوای Fe_2O_3 برابر با ۱/۱۲ تا ۱۴/۲۹ درصدوزنی (میانگین: ۶/۷ درصدوزنی) است. گستره Al_2O_3 برابر با ۳/۴۶ تا ۱۸/۸۹ درصدوزنی (میانگین با حذف یکی از داده‌ها: ۱۱ درصدوزنی) است. نسبت $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ از ۳/۱۷ تا ۲۲/۹۸ درصدوزنی (میانگین: ۸/۵۶ درصدوزنی) در تغییر است که نشان می‌دهد سنگ‌های میزبان گرافیت به‌طور ضعیفی بلوغ یافته‌اند (Cheng et al., 2023 و منابع آن). مقدار SiO_2 به‌طور چشمگیری با Al_2O_3 همبستگی منفی دارد. بازه مقدار P_2O_5 به‌طور کلی کم و برابر با ۰/۰۱ تا ۴/۸۶ درصدوزنی (میانگین: ۰/۵۴ درصدوزنی) است. MnO برابر با ۰/۰۰۱ تا ۰/۶۱ درصدوزنی (میانگین: ۰/۱۲ درصدوزنی) با دامنه تغییرات کوچک است. در نمودارهای دوتایی (شکل ۷)، SiO_2 ، K_2O ، P_2O_5 ، Al_2O_3 ، TiO_2 ، CaO ، MnO و MgO همبستگی منفی دارد؛ اما با Na_2O و SO_3 همبستگی خاصی نشان نداده است. کل مقدار عنصرهای خاکی کمیاب سبک (ΣLREE) از ۳۹/۰۶ تا ۲۴۳/۵۴ ppm (میانگین: ۱۰۵ ppm) متغیر است. مقدار کل REE سنگین (ΣHREE) برابر با ۴/۲۹ تا ۱۴ ppm (میانگین: ۷/۷۳ ppm) است. نسبت LREE/HREE برابر با ۲/۳۳ تا ۳۴/۲ ppm و La_N/Yb_N برابر با ۳/۵۸ تا ۲۴/۹۸ ppm (میانگین: ۱۰/۴۴ ppm) است. این نتایج نشان‌دهنده درجه‌ای از جدایش میان LREE و HREE و به گفته دیگر، غنی‌شدگی LREE نسبت به HREE است که نشان می‌دهد پیش‌سنگ‌های دگرگونی، سنگ‌های رسوبی هستند. بی‌هنجاری‌های Eu از ۰/۴۲ تا ۱/۹۳ ppm (میانگین: ۰/۹۱ ppm) در تغییر است و بی‌هنجاری Ce برابر با ۰/۵۹ تا ۱/۲۳ ppm (میانگین: ۰/۹۹ ppm) است و در کل بی‌هنجاری شاخصی را نشان نمی‌دهند.

جدول ۱. ترکیب شیمیایی به دست آمده برای شیبست‌های گرافیت‌دار به روش‌های XRF (بر پایه درصدوزنی) و ICP-MS (بر پایه ppm) (NA: تجزیه نشده؛ BD: زیر آستانه آشکارسازی).

Table 1. Chemical composition of the graphite-bearing schists by XRF (in wt.%) and ICP-MS (in ppm) methods (BD: below detection limit; NA= not analyzed).

Sample No.	BC-TR-3	BC-TR-9	BC-TR7-25	BC-TR7-26	BC-TR7-27	BC-TR7-28	BC-TR13-29	BC-3-17	BC-3-117
SiO ₂	55.32	52.98	65.64	63.17	56.54	63.07	55.99	63.29	56.82
TiO ₂	1.4	2.06	0.72	1.25	1.61	0.97	1.25	14.98	17.08
Al ₂ O ₃	13.84	16.71	8.55	17.36	16.75	15.38	12.92	0.51	0.13
Fe ₂ O ₃	6.57	10.04	11.01	4.24	7.05	8.41	11.52	9.59	7.84
MgO	1.2	2.3	1.9	1.32	2.35	1.55	1.11	4.09	4.63
MnO	BD	0.22	0.18	BD	0.11	0.23	0.61	0.39	0.4
CaO	0.1	2.7	3.09	1.01	2.69	0.07	2.89	BD	BD
Na ₂ O	1.75	0.39	1.01	0.37	0.32	0.07	0.94	0.33	0.89
K ₂ O	4.76	3.83	1.41	4.9	4.36	5.61	3.78	0.08	0.24
P ₂ O ₅	4.86	0.32	0.08	0.19	0.29	0.18	0.14	0.32	2.23
SO ₃	0.65	0.49	1.51	0.38	0.43	0.39	1.62	2.19	2.68
LOI	9.56	7.95	4.9	5.73	7.37	3.92	7.23	4.23	7.04
As	>100	86.5	33.9	47.9	51.2	>100	53.7	25.4	17.8
Ba	432	234	193	293	317	482	175	188	189
Be	2.3	2.1	1.1	2.2	2.6	2.9	2.3	1.4	1.3
Co	1.2	42.8	23	11	21.3	77.8	29.8	5.1	4
Cr	111	104	58	67	80	102	90	77	45
Cs	2.3	5.6	1.8	8.2	5.2	2.2	4.9	1.9	1.9
Cu	16	41	18	19	23	171	40	37	26
Hf	1.5	1.9	1.1	2.5	2.5	2.8	2.7	1.9	1.5
In	BD	BD	BD	BD	BD	BD	BD	BD	BD
Li	28	117	45	65	58	48	29	28	21
Mo	5.2	2.9	8.8	0.6	1.5	2.7	2.2	1.9	8.4
Ni	19.1	30.7	8.6	37.9	36.3	11.1	27.9	15	13
Pb	15059	1055	450	841	1018	748	650	416	337
Rb	6.07	7.63	2.27	9.61	9.54	2.97	7.13	3.65	3.2
Sb	2472	1818	5567	346	1237	748	5683	4890	>3%
Sc	1.7	3	3.2	2.5	2.5	6.3	3.3	2.3	2.3
Se	22.7	18.9	8	11.3	14.6	14.2	15.4	9	8.4
Sn	1.1	2.1	1	2.9	2.3	2.6	2.9	1.3	1.2
Sr	37.9	352.2	81.6	539	273.8	1031	80.5	40.2	140.4
Ta	0.6	0.9	0.6	0.9	1	1.2	1.2	0.8	0.6
Te	BD	BD	BD	BD	BD	BD	BD	BD	BD
Th	13.9	10.8	5.5	13.3	13.3	8.9	11.3	6.4	4.3
Tl	0.8	0.7	0.2	0.7	0.5	0.8	0.5	0.3	0.4
U	6.1	1.5	1.3	2.31	2	3.1	1.8	2.5	1.4
V	311	197	112	102	145	205	143	127	58
W	BD	BD	BD	4.7	BD	BD	1.2	BD	BD
Y	19.5	18.9	10.7	15.6	17.7	29.6	20.4	9.7	11.5
Zn	61	50	61	27	1029	61	53	95	96
Zr	143	137	65	130	132	176	154	103	89
La	46	39	11	54	50	17	37	16	15
Ce	80	81	24	107	100	33	76	39	33
Pr	209	41	19	7	48	29	15	493	356
Nd	5.5	19.1	7.1	17.9	19.2	22.8	19.7	10.3	7.8
Sm	2	5.5	1.2	6.2	6.8	2.2	4.5	2.1	1.8
Eu	0.41	1.42	0.26	1.17	1.62	0.75	1.06	0.45	0.3
Gd	2.77	4.9	2.34	4.71	5.37	3.23	4.08	2.76	2.59
Tb	0.3	0.5	0.2	0.5	0.6	0.4	0.6	0.2	0.2
Dy	2.7	3.2	1.9	2.8	3.3	3.6	3.4	1.8	2.4
Er	1.6	1.3	0.6	1.2	1.4	1.4	1.4	0.7	0.9
Tm	0.4	0.2	0.2	0.2	0.3	0.3	0.3	0.2	0.2
Yb	2.92	2.11	1.29	1.55	1.78	2.74	2.24	2.06	1.44
Lu	0.4	0.1	BD	0.2	0.2	0.2	0.2	0.1	BD

جدول ۱. ادامه.

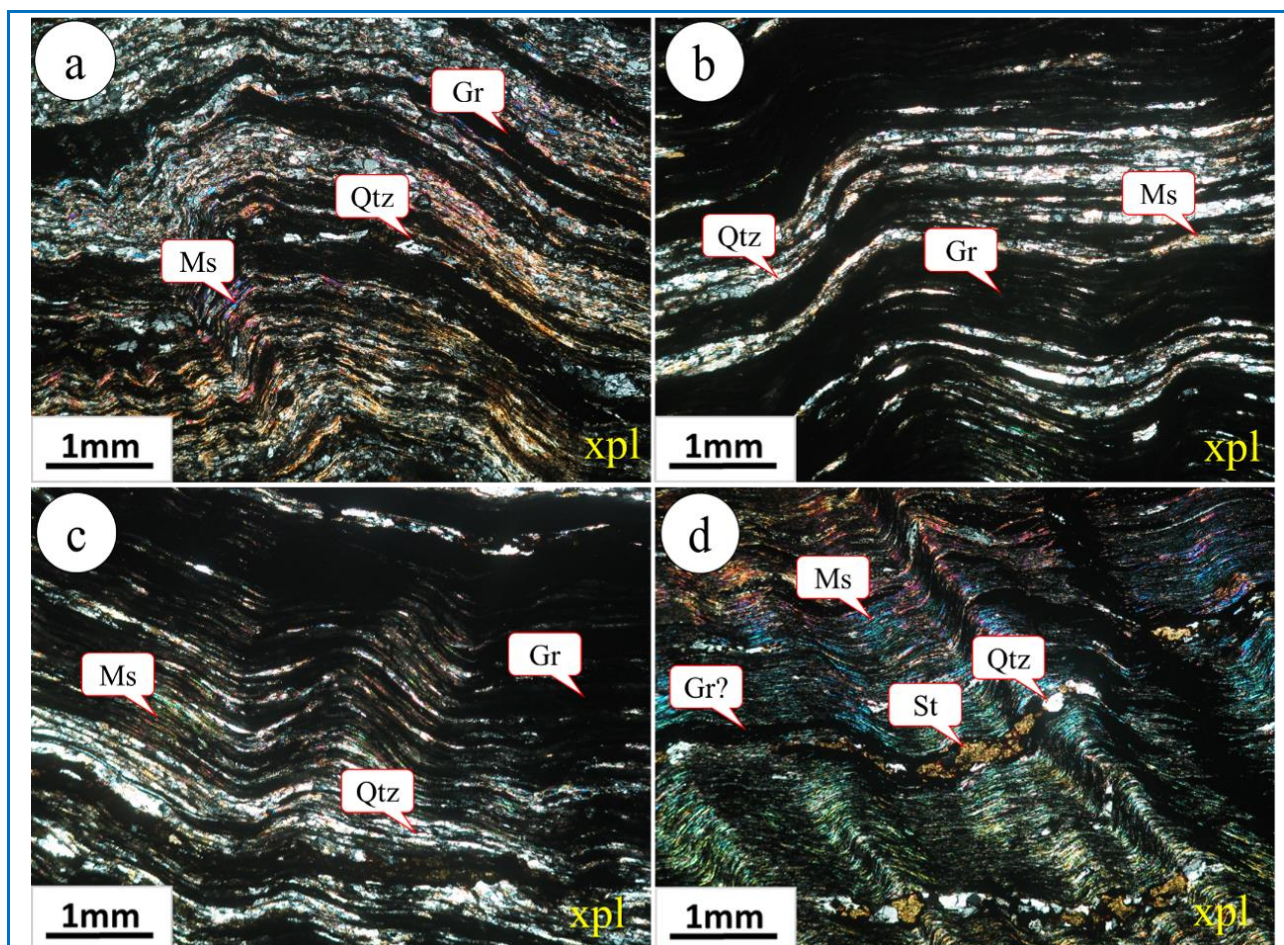
Table 1. Continued.

Sample No.	BC-7-7	BC-7-22	BC-7-23	HE-01	BC-7-4M	BC-7-22M	BC-03-117M	BC-07-23M	BC-TR7-24M
SiO ₂	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA
Al ₂ O ₃	14.44	18.90	13.45	5.58	6.31	4.52	3.46	4.55	6.85
CaO	2.04	0.20	1.05	4.86	0.85	0.06	0.46	0.18	3.19
Fe ₂ O ₃	6.07	3.92	6.84	6.01	4.19	4.8	7.26	9.25	3.6
K ₂ O	4.12	4.57	4.28	2.3	4.7	3.68	1.65	2.81	2.14
MgO	0.71	0.33	1.34	1.33	0.86	0.12	0.17	0.52	1.12
MnO	0.02	0.00	0.12	1021	693	23	95	85	849
Na ₂ O	1.73	0.71	0.66	0.31	1.43	0.64	1.45	1.51	0.53
P ₂ O ₅	NA	NA	NA	0.07	0.04	0.09	0.04	0.09	0.05
SO ₃	NA	NA	NA	3.72	0.2	0.23	0.77	3.96	0.55
TiO ₂	1.45	3.29	0.89	0.19	0.15	0.18	0.2	0.27	0.21
LOI	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA
As	25.8	22.5	19.6	79	8	37	25	78	7
Ba	409	417	306	251	353	351	203	273	361
Be	2.1	2.1	2.8	1.07	3.59	1.61	BD	BD	BD
Co	2.7	1.8	16.1	28	15	1	3	2	13
Cr	87	96	96	39	101	92	56	53	72
Cs	3.1	3.2	4.8	3.44	4.74	2.7	1.03	1.92	3.48
Cu	23	12	12	52	23	19	12	12	62
Hf	1.5	2.3	1.7	2.47	1.26	BD	1.48	1.1	1.24
In	BD	BD	BD	BD	BD	BD	BD	BD	BD
Li	19	23	28	80	37	22	17	40	29
Mo	2.5	2.2	0.7	4	1	2	8	7	BD
Ni	23.9	19.9	23.6	64	33	15	12	9	42
Pb	405	936	387	43	14	11	15	20	20
Rb	6.24	4.98	6.05	74.06	94.06	96.08	41.1	84.13	67.54
Sb	1233	10715	1004	BD	BD	BD	BD	BD	BD
Sc	1.4	2.2	2.4	11.15	7.86	7.52	5.34	8.64	9.73
Se	23.7	23.6	14.6	4.4	1.42	2.57	2.13	2.04	2.58
Sn	1.6	2	2.6	183	47	48	27	94	55
Sr	62.9	133.3	68.6	BD	BD	BD	BD	BD	BD
Ta	0.7	1.2	1.3	BD	BD	BD	BD	BD	BD
Te	BD	BD	BD	6.62	3.82	2.19	3.5	3.09	5.35
Th	5.9	7.5	11.6	BD	BD	BD	BD	BD	BD
Tl	1.5	1.4	0.5	BD	BD	BD	BD	BD	BD
U	1.7	2	1.1	154	156	320	101	232	100
V	375	327	125	BD	BD	BD	BD	BD	BD
W	BD	1.4	BD	9	3	1	3	2	11
Y	11.9	11.7	15.7	2	1	1	2	2	2
Zn	49	66	32	44	29	17	60	40	25
Zr	123	190	103	1.14	1.93	2.21	1.86	1.21	3.5
La	32	31	36	27.5	5.5	9	15	10.5	16.5
Ce	60	63	70	42	9	16	24	16	27
Pr	322	246	29	6.72	2.46	2.81	3	2.61	3.76
Nd	7	20.1	25.4	21.93	7.79	10.99	10.5	9.71	12.74
Sm	5.3	3.3	3.9	BD	BD	BD	BD	BD	BD
Eu	1.54	0.9	0.62	1.11	BD	BD	BD	BD	BD
Gd	4.66	3.37	3.78	3.97	1.75	2.1	1.48	1.43	2.53
Tb	0.6	0.3	0.4	BD	BD	BD	BD	BD	BD
Dy	3	2.3	3	2.42	1.14	BD	BD	BD	2.3
Er	0.8	0.7	1.3	1.38	BD	BD	BD	BD	1.41
Tm	0.2	0.2	0.2	2.47	1.06	0.85	2.91	1.44	1
Yb	1.97	1.87	1.67	59	39	20	24	44	120
Lu	0.1	0.1	0.1	BD	BD	BD	BD	BD	BD

جدول ۱. ادامه.

Table 1. Continued.

Sample No.	BC-3-118	BC-7-2	BC-7-2M	BC-7-4	BC-20	BC7-7M	BC-TR7-26M	BC-TR7-23M
SiO ₂	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA
Al ₂ O ₃	9.45	6.22	12	14.42	7.14	5.89	7.93	0.62
CaO	0.58	3.39	1.69	0.08	1.11	0.45	1.27	20.49
Fe ₂ O ₃	14.30	9.14	4.33	4.19	3.82	2.58	4.6	1.12
K ₂ O	2.29	1.60	3.81	5.00	3.73	3.3	3.93	0.33
MgO	0.27	0.33	1.25	1.40	0.94	0.44	0.46	0.24
MnO	0.02	0.00	441	0.01	465	72	95	306
Na ₂ O	1.17	1.41	0.47	0.81	0.49	5.32	1.49	0.12
P ₂ O ₅	NA	NA	0.12	NA	0.11	0.02	0.08	0.01
SO ₃	NA	NA	0.2	NA	0.25	0.61	2.11	0.09
TiO ₂	0.65	0.35	0.31	1.61	0.26	0.35	0.42	0.01
LOI	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA
As	11.1	32.9	255	21.4	80	13	17	18
Ba	481	342	247	416	379	385	339	69
Be	2.7	2	1.61	2.8	BD	1.3	1.68	BD
Co	1.7	4.4	21	1.9	20	2	4	3
Cr	92	91	45	102	72	71	35	8
Cs	3.1	3.8	6.16	3.6	6.69	3.53	4.45	0.4
Cu	15	37	114	24	40	10	43	18
Hf	4.5	2.5	2.26	3.3	1.99	1.74	2.08	BD
In	BD	BD	BD	BD	BD	BD	BD	BD
Li	38	28	152	27	109	32	34	3
Mo	7	2.6	2	7.1	2	2	1	BD
Ni	26.5	23.6	47	27.6	44	9	16	11
Pb	385	743	27	1133	31	18	24	20
Rb	7.23	5.87	105.21	6.85	110.88	98.73	152.79	9.06
Sb	1784	18007	BD	2434	BD	BD	BD	BD
Sc	1.6	2.5	10.81	2.1	9.8	12.24	17.5	0.83
Se	20.9	22.9	5.57	31	5.04	4.46	3.94	BD
Sn	2.9	2.4	287	2.6	229	103	481	214
Sr	76.7	495.7	BD	135.4	BD	BD	BD	BD
Ta	0.8	1.4	BD	1.8	BD	BD	BD	BD
Te	BD	BD	10.41	BD	8.62	6.04	8.15	BD
Th	9.5	7.6	BD	6.4	BD	BD	BD	BD
Tl	1.5	1.6	BD	1.4	BD	BD	BD	BD
U	3.1	1.2	124	2.3	126	99	121	19
V	402	141	BD	394	BD	BD	BD	BD
W	BD	BD	10	2.7	8	3	3	2
Y	17.1	9.9	2	13.9	2	1	1	BD
Zn	97	63	81	68	75	52	42	3
Zr	218	166	1.71	244	2.07	BD	BD	BD
La	37	31	23.5	37	20	21.5	14	5
Ce	78	64	62	73	53	41	25	7
Pr	278	363	8.74	556	7.6	6.57	5.09	BD
Nd	24.1	20.9	29.44	31.6	26.54	22.93	19.17	2.08
Sm	4	3.7	BD	5	BD	BD	BD	BD
Eu	0.76	0.67	1.26	1.09	1.12	BD	BD	BD
Gd	3.66	3.17	4.33	4.07	3.69	3.02	2.63	BD
Tb	0.5	0.3	BD	0.5	BD	BD	BD	BD
Dy	3.5	1.8	2.29	2.6	1.88	1.27	1.61	BD
Er	1.6	0.6	1.3	0.9	1.15	BD	BD	BD
Tm	0.3	0.2	2.95	0.2	2.93	2.31	1.82	0.78
Yb	2.41	1.4	43	2.06	48	64	31	36
Lu	0.2	0.1	BD	0.1	BD	BD	BD	BD



شکل ۶. A, B) نواربندی کوارتز-گرافیت-مسکوویت با فابریک شیسستوزیته (نور عبوری); C, D) فابریک شیسستوزیته در بلورهای کوارتز و مسکوویت همراه با گرافیت (نور عبوری) (نام اختصاری کانی‌ها از ویتنی و اوآنز (Whitney and Evans, 2010) برگرفته شده است).

Figure 6. A, B) Banding of quartz-graphite-muscovite with schistosity (transmitted light); **C and D)** Schistosity fabric in quartz and muscovite associated with graphite (transmitted light) (Abbreviations are from Whitney and Evans (2010)).

جدول ۲. نتایج تجزیه پراش پرتو d ایکس (XRD) روی واحد گرافیت-مسکوویت-شیست در محدوده بندچرک.

Table 2. X-ray diffraction (XRD) results for the graphite-muscovite schist in the Band-e-Cherk area.

Sample code	Lithology	Mineral assemblage
BC-TR13-29, BC-03-117, BC-03-118, BC-07-02M, BC-07-04M, BC-07-07, BC-07-07M, BC-07-22M, BC-07-23M, BC-10-04	Graphite-muscovite schist	Graphite, Muscovite, Jarosite, Pyrite, Orthoclase, Anhydrite, Quartz, Calcite, Hematite, Illite, Gypsum, Magnetite, Halite, Natrojarosite, Albite, Alunite, Andradite,
BC-TR7-26M, BC-10-05, BC-Tr7-23, BC-Tr7-24M, BC-Tr7-25, BC-Tr7-26, BC-Tr7-26M, BC-Tr7-28, BC-Tr13-29	Graphite-muscovite schist	Graphite, Muscovite, Dolomite, Orthoclase, Clinocllore, Quartz, Calcite, Magnetite, Hematite, Diopside, Gypsum, Kaolinite, Jarosite, Pyrite, Anhydrite
BC-2-3, BC-2-9, BC-3-11a, BC-3-11b, BC-3-17a, BC-3-17b, BC-3-117a, BC-3-117b, BC-7-4a, BC-7-4b, BC7-22a, BC-7-22b, BC-7-23a, BC-7-23b, BC-2-4, BC-Tr-01, BC-Tr-03, BC-TR-03-117H, BC-Tr3-10, BC-Tr3-22a, BC-Tr3-22b, BC-Tr-3a, BC-Tr-3b, BC-Tr7-27a, BC-Tr7-27b, BC-Tr-15A, BC-Tr-15B, Tr11, Tr16, Tr20, BC-3-17, BC-7-4, BC-7-23, BC-Tk-3, BC-3-11, BC-7-22, BC-Tr7-27	Graphite-muscovite schist	Graphite, Quartz, Muscovite, Gypsum, Goethite, Calcite, Dickite, Albite, Illite, Tremolite, Montmorillonite, Jarosite, Rutile, Natrojarosite, Goethite, Dolomite, Palygorskite

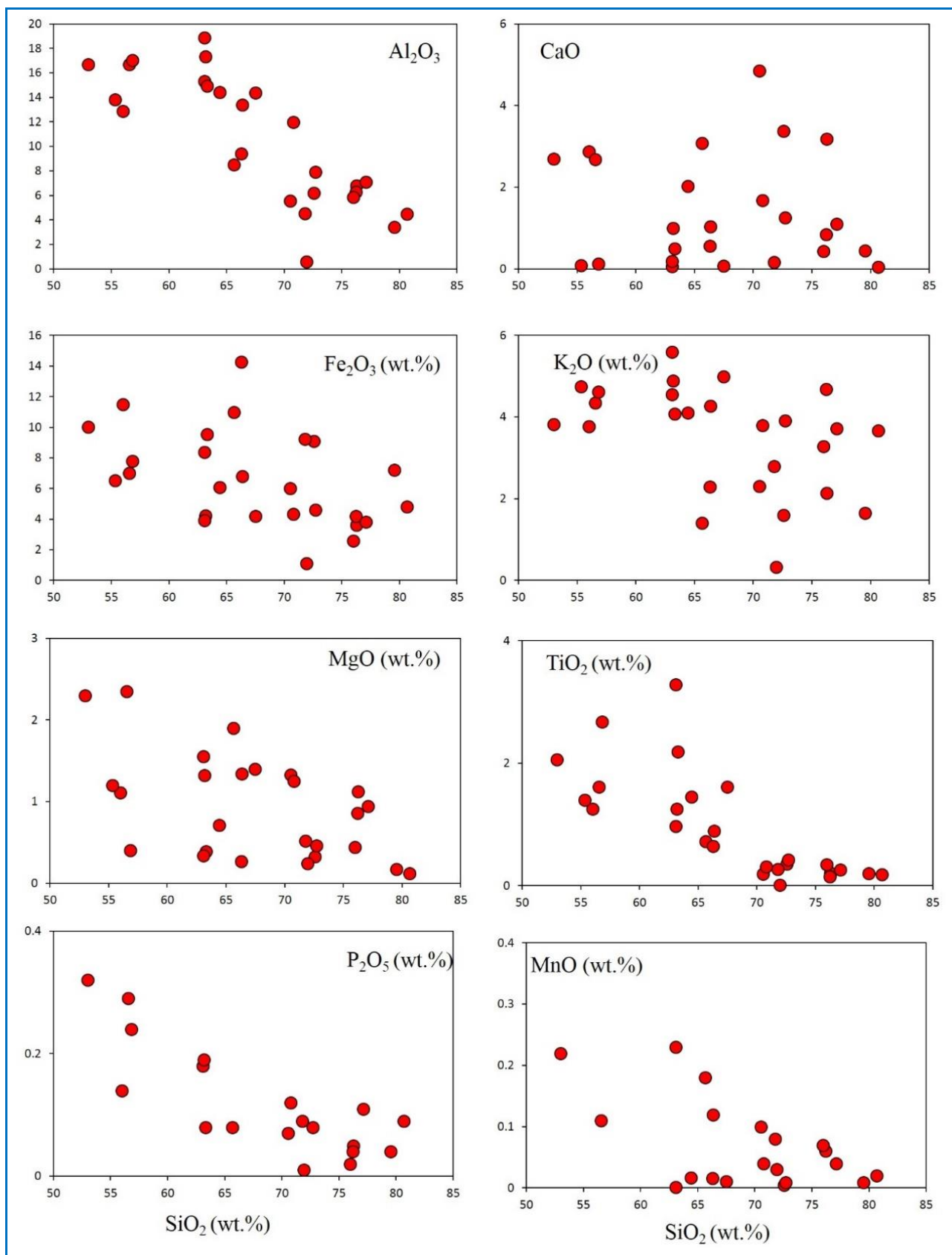
این انحراف دیده نشد و منحنی‌های کمابیش ملایمی را نشان می‌دهند (شکل ۸-C).

بحث

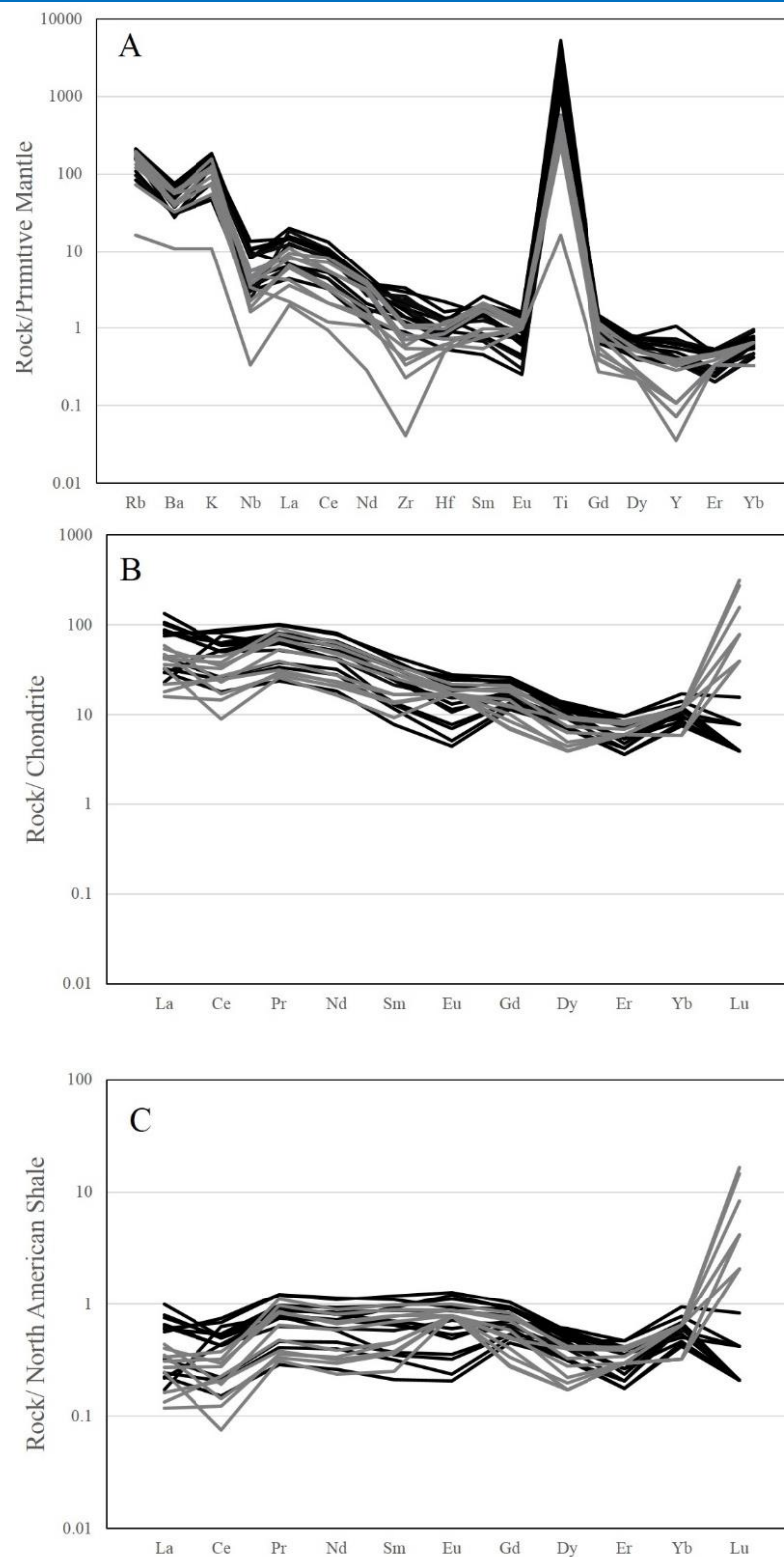
سنگ‌مادر شیست‌های گرافیت‌دار

در یک محیط زمین‌ساختی، چندین مرحله دگرریختی و دگرگونی زمین‌ساختی رخ می‌دهد. پس، بازآفرینی دقیق سنگ‌های اولیه دگرگونی را نمی‌توان تنها بر پایه ویژگی‌های زمین‌شناسی یا ویژگی‌های کانی‌شناسی انجام داد و به داده‌های زمین‌شیمیایی نیز نیاز است. با توجه به تکاپوی بالای اکسیدهای اصلی (مانند: SiO_2)، ترکیب سنگ‌ها می‌تواند هنگام دگرگونی چندفازی تغییر کند و دقت بازآفرینی سنگ‌مادر را کاهش دهد. در برابر آن، وینچستر و همکاران (Winchester et al., 1980) و رنمین و همکاران (Renmin et al., 1986) عنصرهای کمابیش غیرفعال Zr/TiO₂-Ni را برای رسم نمودار (Ni و Ti, Zr) برگزیدند. همان‌گونه که در شکل ۹-A نشان دیده می‌شود، پیش‌سنگ‌های دگرگونی شیست‌های گرافیت‌دار بندچرک، رسوبی هستند و همچنین، سنگ‌های دگرگونی گرافیت‌دار در این منطقه، پارا دگرگونی هستند. سیمونن (Simonen, 1953) نمودار Al+fm-C+alk-Si را برای نمایش ویژگی‌های شیمیایی سنگ‌های دگرگونی گوناگون به کار برد و تغییرات گسترده‌ای را در Al, fm, C و آلکالی‌ها نشان داد. نمودار سیمونن می‌تواند به طور مؤثر اثرات تغییرات سیلیسیم را بر بازسازی سنگ‌مادر حذف کند. بر پایه داده‌های جدول ۱، نمودار سیمونن برای شیست‌های گرافیت‌دار منطقه بندچرک ترسیم شد (شکل ۹-B). هیچ مرز مشخصی میان پهنه‌های سنگ رسوبی آرژیلی و رسوبی ماسه‌ای وجود ندارد. همه نمونه‌ها در گستره سنگ رسوبی آرژیلی و در مرز سنگ‌های رسوبی-آهکی جای گرفته‌اند و این نشان می‌دهد سنگ‌های دگرگونی در منطقه بندچرک نخست رسوبی و از سنگ‌های پارا دگرگونی (سنگ‌های رسوبی دگرگون‌شده) بوده‌اند.

تمرکز عنصرهای لیتوفیل بزرگ یون (LILE)، Rb از ۹/۰۶ تا ۱۵۲/۷۹ ppm (میانگین: ۸۸/۲۳ ppm) است. عنصر Ba برابر با ۶۹ تا ۴۸۹ ppm (میانگین: ۳۰۸/۴۲ ppm) است. عنصر Sr از ۲۷ تا ۱۰۳۰ ppm (میانگین: ۲۲۷/۶۸ ppm) متغیر است. تمرکز عنصر Th برابر با ۱ تا ۱۳/۹ ppm (میانگین: ۷/۴۹ ppm) و عنصر Nb برابر با ۰/۷۸ تا ۳۱/۶ ppm (میانگین: ۱۳/۵۷ ppm) است. مقدار عنصر Ta کم و از ۰/۶ تا ۱/۸ ppm (میانگین: ۱/۰۱ ppm) در تغییر است. عنصر Zr برابر با ۳ تا ۲۴۴ ppm (میانگین: ۱۰۳/۱۴ ppm) است. عنصر Hf از ۱ تا ۴/۵ ppm (میانگین: ۲/۰۴ ppm) در تغییر است. نسبت La/Th برابر با ۱/۴۳ تا ۵/۷۸ (میانگین: ۳/۴۵) متغیر است. از آنجایی که Sr در محیط‌های رسوبی دریایی کمابیش غنی شده است، نسبت Rb/Sr می‌تواند برای شناسایی رسوبات دریایی و خشکی به کار برده شود (Cheng et al., 2023) و منابع آن. در نمونه‌های بندچرک، مقدار Rb/Sr از ۰/۰۴ تا ۲/۲۹ (با مقدار میانگین ۰/۹۲) متغیر است. مقدارهای کمتر از یک تا بزرگ‌تر از یک نیز دیده می‌شوند؛ اما مقدار میانگین بیشتر نمونه‌ها از یک کمتر است و نشان می‌دهد احتمالاً از یک محیط رسوبی کم‌ژرفای ساحلی خاستگاه گرفته‌اند. Sr/Ba در گستره کمابیش کوچکی از ۰/۰۸ تا ۳/۱۰، با مقدار میانگین ۰/۷۹ متغیر است که نشان دهنده محیط رسوبی کم‌ژرفای ساحلی است (Cheng et al., 2023 و منابع آن). نمودار عنکبوتی از مقایسه عنصرهای کمیاب نسبت به مقادیر خاستگاه پوسته بالایی (Taylor and McLennan, 1985)، غنی‌سازی نسبی LILE (مانند: Rb, Ba, K) و کاهش آشکار Sr را نشان می‌دهد (شکل ۸-A). HFSE (مانند: Nb) کاهش اندکی را نشان می‌دهند؛ اما Zr, Hf, و Th کمابیش متعادل و با منحنی‌های ملایم هستند. الگوهای REE بهنجارشده به ترکیب کندریت (Sun and McDonough, 1989) (شکل ۸-B) دارای شیب ملایم رو به راست هستند. هرچند در نمودار بهنجارشده به میانگین ترکیب شیل آمریکا (Haskin et al., 1968)



شکل ۷. نمودارهای دوتایی SiO₂ در برابر عنصرهای اصلی.
Figure 7. SiO₂ versus major oxides binary diagrams.



شکل ۸. نمودار عنکبوتی بهنجارشده به (A) ترکیب پوسته بالایی (Taylor and McLennan, 1985); (B) ترکیب کندریت (Sun and McDonough, 1989); (C) میانگین شیل شمال آمریکا (Haskin et al., 1968).

Figure 8. Spider diagrams normalized to A) Upper Crust composition (Taylor and McLennan, 1985); B) Chondrite composition (Sun and McDonough, 1989); C) North American Shale average composition (Haskin et al., 1968).

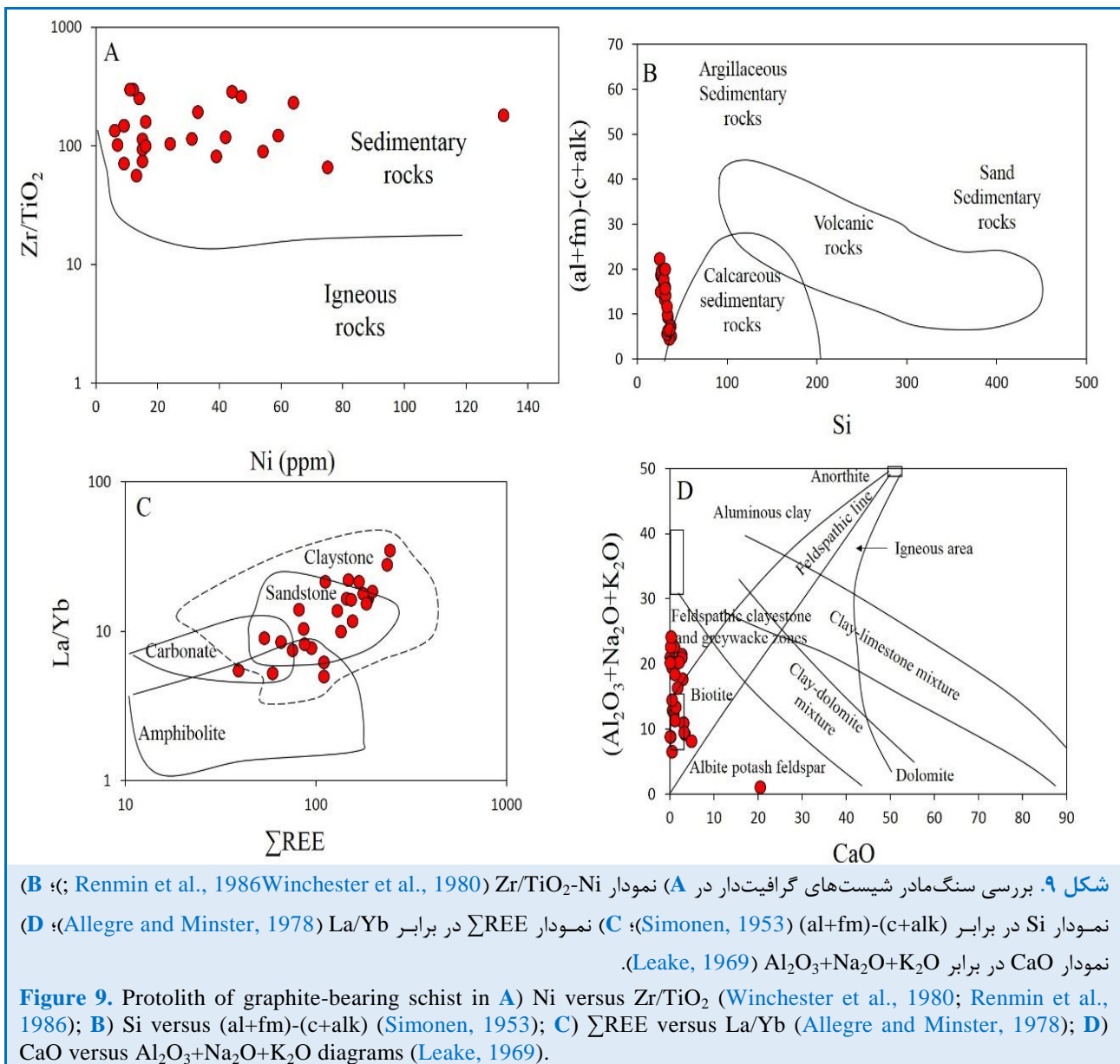
قاسمی سیانی و همکاران (Ghasemi Siani et al., 2024)، با بهره‌گیری از تفسیر داده‌های به‌دست‌آمده از پژوهش‌های طیف‌سنجی رامان، به مقایسهٔ محدودهٔ دمایی پیدایش گرافیت‌های پرعیار صفحه‌ای (پولکی) که در دماهای بالاتر از ۴۵۰ درجهٔ سانتیگراد به‌ویژه در دماهای ۴۷۰ تا ۵۶۰ درجهٔ سانتیگراد (در حد رخسارهٔ آمفیبولیت) پدید می‌آیند (Al-Ani et al., 2020)، با دمای به‌دست‌آمده از راه تفسیر داده‌های طیف‌سنجی رامان روی نمونه‌های گرافیت‌دار پرعیار محدودهٔ بند چرک پرداختند. ایشان، نشان دادند گرافیتی‌شدن در محدودهٔ بندچرک از نوع نامنظم بوده است و در دمای کمتر از ۴۵۰ درجهٔ سانتیگراد (۴۳۶ درجهٔ سانتیگراد) و در شرایط دمایی مربوط به رخسارهٔ دگرگونی شیست سبز رخ داده است.

تعیین محیط رسوبی دیرینه

سنگ‌های پدیدآمده در محیط‌های رسوبی گوناگون از نظر ترکیب و نسبت عنصرهای خاص (مانند زیرکونیم) متفاوت هستند (Zhenhua, 1997). از آنجایی که سنگ‌های اولیهٔ شیست‌های گرافیتی بندچرک بیشتر ماسه‌سنگ و گری‌وک بوده‌اند، می‌توان دریافت که محیط رسوبی مربوط به آنها یک محیط آب کم‌ژرفای خشکی بوده است (Melezhik and Predovsky, 1982). بر پایهٔ نمودار پیشنهادی رنمین (Renmin et al., 1986) (شکل ۱۰-A)، نمونه‌ها بیشتر در ناحیهٔ رخساره‌های محیط آب کم‌ژرفا ساحلی با یک آب و هوای سرد یا کمابیش سرد جای می‌گیرند. مقدار SiO_2 و K_2O کمابیش بالای نمونه‌ها نیز گویای این ویژگی است و نشان می‌دهد آب و هوا سرد یا کمابیش سرد بوده است. از این رو، محیط دیرینه-رسوبی سنگ‌مادرهای دگرگونی، آب کم‌ژرفای ساحلی در یک منطقهٔ آب و هوایی سرد یا کمابیش سرد چه بسا یک محیط آب ساکن کم‌انرژی مربوط به محیط‌های تالابی بوده است. از این رو، پیش‌سازهای سنگ‌های دگرگونی محدودهٔ بندچرک، احتمالاً در یک محیط رودخانه‌ای سرشار از ماده آلی، نهشت یافته‌اند.

عنصرهای REEها ناسازگار هستند، یعنی نمی‌توانند وارد ساختارهای بلورین کانی‌های سنگ‌ساز شوند یا فازهای معدنی مستقل را پدید آورند. پس، REEها کمابیش پایدار هستند و به‌آسانی در پی دگرگونی تغییر نمی‌کنند و این ویژگی کاربرد آنها برای بازسازی پیش‌سنگ‌های دگرگونی را مناسب می‌کند. در نمودار La/Yb- Σ REE (شکل ۹-C)، نمونه‌ها بیشتر در مناطق ماسه‌سنگ رسوبی می‌شوند که نشان می‌دهد پیش‌سنگ‌های سنگ‌های دگرگونی گرافیت‌دار در این پژوهش از نوع رسوبی ماسه‌سنگی بوده‌اند و سنگ‌های دگرگونی پارا دگرگونی هستند. لیک (Leake, 1969) نمودار (Al-C-alk) را برای شناسایی سنگ‌های رسوبی دگرگون‌شده و آتشفشانی‌های دگرگون‌شده پیشنهاد کرد. در نمودار (Al-alk)-C (شکل ۹-D)، نمونه‌های گرافیت بندچرک در گسترهٔ سنگ رس فلدسپاتیک و پهنه‌های گری‌وک جای گرفته‌اند که نشان می‌دهد سنگ‌های اولیهٔ دگرگونی سنگ‌های رسوبی فلدسپاتیک و گری‌وک هستند؛ اما زانچی و همکاران (Zanchi et al., 2009)، سنگ اولیهٔ شیست‌های گرافیت‌دار ناحیهٔ انارک را به دنبالهٔ رسوبات پلاژیوک (دربردارندهٔ آرنایت‌های آتشفشانی، ماسه‌سنگ، کنگلومراهای مخروطه‌افکنه و تروبییدایت) پهنهٔ رسوب‌گذاری ایران مرکزی نسبت داده‌اند. بالینی و همکاران (Balini et al., 2009)، نهشت این رسوبات را محیط پیش‌کمانی^۱ مربوط به فرورانش صفحهٔ عربی به زیر خردقارهٔ ایران مرکزی و در راستای حاشیهٔ فعال قاره‌ای (محل فعلی کمان ماگمایی ارومیه-دختر) در نظر گرفته‌اند. از این رو، سنگ‌های اولیهٔ سنگ‌های دگرگونی در گسترهٔ دگرگونی بندچرک، سنگ‌های رسوبی بودند که بیشتر از ماسه‌سنگ فلدسپاتیک احتمالاً آرکوز و گری‌وک ساخته شده‌اند.

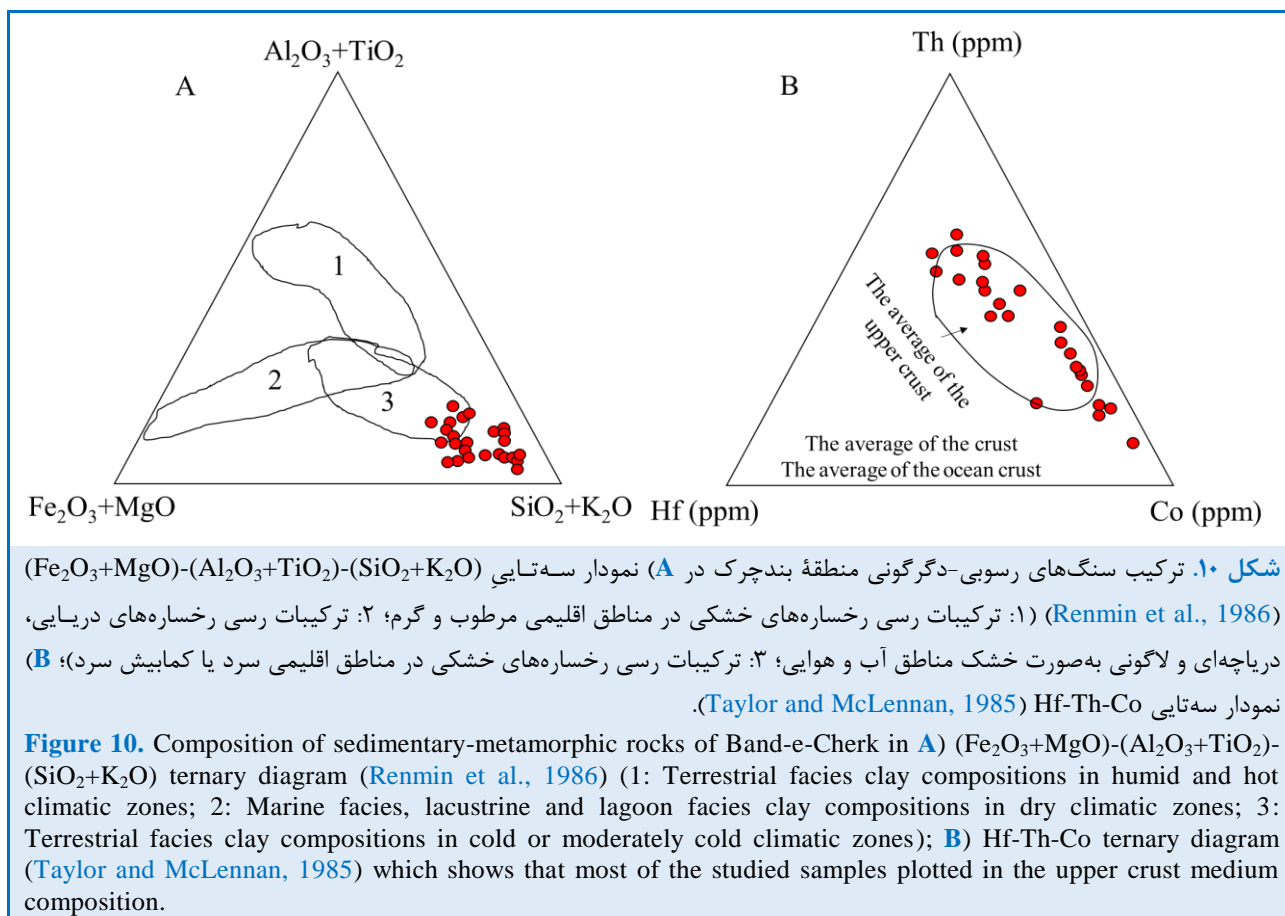
^۱. fore arc



خاستگاه پیش سنگ‌های دگرگونی بسیار دقیق است. در نمودار سه‌تایی Th-Hf-Co پیشنهادی تیلور و مک‌لنن (Taylor and McLennan, 1985) (شکل ۱۰-B)، بیشتر نمونه‌های بندچرک در ناحیه پوسته بالایی رسم شده‌اند. از این رو، شیست‌های گرافیت‌دار منطقه بندچرک از پوسته بالایی سرچشمه می‌گیرند که اجزای اصلی آن سنگ‌های آریلی و ماسه سنگ از یک منطقه منبع فلسیک-حدواسط خاستگاه گرفته‌اند.

تعیین خاستگاه بر پایه خواص زمین‌شیمیایی

تجزیه و تحلیل خاستگاه مکان و ویژگی‌های منابع رسوب، مسیرهای انتقال رسوب، و ویژگی‌های رسوب‌گذاری و تکامل زمین‌ساختی پهنه را نشان می‌دهد. اجزای آواری و ساختار سنگ‌های آواری نیز مستقیماً بازتابی از جایگاه زمین‌ساختی منطقه خاستگاه و پهنه رسوبی هستند (BaoJun et al., 2006). نمودار $Ni-TiO_2$ پیشنهادی فلوید و همکاران (Floyd et al., 1989) در تفکیک



از ماده آلی نهشته شده‌اند. ماسه‌سنگ فلدسپاتی (احتمالاً آرکوز)، خاک رس و گری‌وک سرشار از ماده آلی در بازه یک دوره درازمدت نهشته شده‌اند و سپس در هنگام دگرگونی ناحیه‌ای جای گرفته‌اند که در این هنگام کربن آلی دوباره به گرافیت تبدیل شد.

سپاس‌گزاری

این پژوهش بخشی از نتایج طرح پژوهشی با شماره قرارداد ۴۰۲۴۸۵۶۵۱۱۰۰۱ با حمایت مجتمع فولاد مبارکه اصفهان است. نگارندگان مقاله از مدیریت محترم ارزیابی و پی‌جویی معادن جناب آقای رضایی برای در اختیار دادن داده‌ها و پشتیبانی مالی برای انجام این پژوهش سپاس‌گزاری می‌کنند.

برداشت

شیست‌های پدیدآمده در محیط‌های دگرگونی می‌توانند پتانسیل خوبی برای پیدایش گرافیت باشد و شیست‌های پدیدآمده در محدوده بندچرک در کنار مجموعه ماگمایی کوه‌دم از مناطق خوب برای بررسی شیست‌های گرافیتی است. تجزیه و تحلیل سنگ‌زمین‌شیمیایی این شیست‌ها نشان می‌دهد سنگ‌مادر این سنگ‌های دگرگونی، سنگ‌های رسوبی هستند که از نوع ماسه‌سنگ فلدسپاتی و رسی تا گری‌وکی هستند که در یک محیط رسوب‌گذاری دیرینه با آب و هوای سرد یا کمابیش سرد پدید آمده‌اند. پیش‌سنگ‌های سازنده سنگ‌های دگرگونی در منطقه بندچرک، احتمالاً در یک محیط رودخانه‌ای-تالابی سرشار

References

- Ahmadi, M., Sharifi, M., and Torabi, G. (2020) Paleotethys-related water-rocks interactions in gabbros of the Anarak ophiolite (Central Iran): constraints from mineralogy and geochemistry. *Periodico di Mineralogia*, 89(2), 147-169. <https://doi.org/10.2451/2020PM16607>

- Ahmadian, J., Emami, M. H., Ghorbani, M. R., and Murata, M. (2007) Mineralogical-Geochemical characteristics of Potassic Granitoid in regard with other Granitoid in Kal-e Kafi complex (NE. Anarak). *Geosciences (Olum-e Zamin)*, 16(63), 154-163. <https://doi.org/10.22071/gsj.2008.58534>
- Ahmadian, J., Sarjoughian, F., Lentz, D., Esna-Ashari, A., Murata, M., and Ozawa, H. (2016) Eocene K-rich adakitic rocks in the Central Iran: implications for evaluating its Cu–Au–Mo metallogenic potential. *Ore Geology Reviews*, 72, 323-342. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2015.07.017>
- Al-Ani, T., Ahtola, T., Cutts, K., and Torppa, A. (2022) Metamorphic evolution of graphite in the Paleoproterozoic Savo Schist Belt (SSB), Central Finland: Constraints from geothermometric modeling. *Ore Geology Reviews*, 141, 104672. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2021.104672>
- Al-Ani, T., Leinonen, S., Ahtola, T., and Salvador, D. (2020) High-grade flake graphite deposits in metamorphic Schist Belt, Central Finland—Mineralogy and beneficiation of graphite for lithium-ion battery applications. *Minerals*, 10(8), 680. <https://doi.org/10.3390/min10080680>
- Al-Ani, T., Sarapää, O., and Lintinen, P. (2016) Mineralogy, petrography and geochemistry of Venejärvi, Tervola, Rytijänkä and Jaurujoki graphite schists and gneisses in Northern Finland. *Signature*, 50402, 20048.
- Allegre, C. J., and Minster, J. F. (1978) Quantitative models of trace element behavior in magmatic processes. *Earth and Planetary Science Letters*, 38(1), 1-25. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(78\)90123-1](https://doi.org/10.1016/0012-821X(78)90123-1)
- Aoya, M., Kouketsu, Y., Endo, S., Shimizu, H., Mizukami, T., Nakamura, D., and Wallis, S. (2010) Extending the applicability of the Raman carbonaceous- material geothermometer using data from contact metamorphic rocks. *Journal of Metamorphic Geology*, 28(9), 895-914. <https://doi.org/10.1111/j.1525-1314.2010.00896.x>
- Bagheri, S., and Stampfli, G. M. (2008) The Anarak, Jandaq and Posht-e-Badam metamorphic complexes in central Iran: new geological data, relationships and tectonic implications. *Tectonophysics*, 451(1-4), 123-155. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2007.11.047>
- Balini, M., Nicora, A., Berra, F., Garzanti, E., Levera, M., Mattei, M., and Mossavvari, F. (2009) The Triassic stratigraphic succession of Nakhlak (Central Iran), a record from an active margin. *Geological Society, London, Special Publications*, 312(1), 287-321. <https://doi.org/10.1144/SP312.14>
- BaoJun, L., ZuoZhen, H., and RenChao, Y. (2006) Progress prediction and consideration of the research of modern sedimentology. *Special Oil and Gas Reservoirs*, 13, 1–9.
- Beysac, O., Goffé, B., Chopin, C., and Rouzaud, J. N. (2002) Raman spectra of carbonaceous material in metasediments: a new geothermometer. *Journal of metamorphic Geology*, 20(9), 859-871. <https://doi.org/10.1046/j.1525-1314.2002.00408.x>
- Buchs, D. M., Bagheri, S., Martin, L., Hermann, J., and Arculus, R. (2013) Paleozoic to Triassic ocean opening and closure preserved in Central Iran: constraints from the geochemistry of meta-igneous rocks of the Anarak area. *Lithos*, 172, 267-287. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2013.02.009>
- Cheng, W., Yu, H., Wang, X., Kong, D., Long, B. (2023). Geochemical characterisation and protolith restoration of metamorphic rocks at Lazishao graphite mine, Sichuan. *EGUsphere*. <https://doi.org/10.5194/egusphere-2023-1528>
- Chim, L. K., Yen, J. Y., Huang, S. Y., Liou, Y. S., and Tsai, L. L. Y. (2018) Using Raman spectroscopy of carbonaceous materials to track exhumation of an active orogenic belt: an example from eastern Taiwan. *Journal of Asian Earth Sciences*, 164, 248-259. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2018.06.030>
- Davoudzadeh, M., Emami, S. (1972) Stratigraphy of the Triassic Nakhlak Group, Anarak Region, Central Iran, Report no. 28, 68 p. Geological Survey of Iran, Tehran.
- Emami, M. H., Khalatbari Jafari, M., and Vossoughi Abdini, M. (1992) The Tertiary plutonism of Ardestan region, Central Iran. *Quarterly Journal of Geosciences*, 4, 2-14.
- European Commission (2020) Critical Raw Materials Resilience: Charting a Path towards greater Security and Sustainability. <https://eur-lex.europa.eu/legal-content/EN/TXT/?uri=CELEX:52020DC0474>
- Floyd, P.A., and Leveridge, B.E. (1987) Tectonic environment of the Devonian Gramscatho basin, south Cornwall: framework mode and geochemical evidence from turbiditic sandstones. *Journal of the Geological Society*, 144(4), 531–542. <https://doi.org/10.1144/gsjgs.144.4.0531>

- Floyd, P.A., Winchester, J.A., and Park, R.G. (1989) Geochemistry and tectonic setting of Lewisian clastic metasediments from the Early Proterozoic Loch Maree Group of Gairloch, NW Scotland. *Precambrian Research*, 45, 203–214. [https://doi.org/10.1016/0301-9268\(89\)90040-5](https://doi.org/10.1016/0301-9268(89)90040-5)
- Fralick, P.W., and Kronberg, B.I. (1997) Geochemical discrimination of clastic sedimentary rock sources. *Sedimentary Geology*, 113, 111–124. [https://doi.org/10.1016/S0037-0738\(97\)00049-3](https://doi.org/10.1016/S0037-0738(97)00049-3)
- Gautneb, H., Rønning, J. S., Engvik, A. K., Henderson, I. H., Larsen, B. E., Solberg, J. K., Ofstad, F., Gellein, J., and Davidsen, B. (2020) The graphite occurrences of northern Norway, a review of geology, geophysics, and resources. *Minerals*, 10(7), 626. <https://doi.org/10.3390/min10070626>
- Ghasemi Siani, M., Ebrahimi Fard, H., Heidari, A. H., Karimi Shahraki, B., and Mahmoudi, S. (2024) Mineralogy of graphite-bearing schists and calculation of graphitization temperature in the Band-e-Cherk district, Anarak metallogenic zone. *Kharazmi Journal of Earth Sciences*, 9(2), 133-162. <http://dx.doi.org/10.22034/KJES.2024.9.2.106632>
- Ghorbani, M. (2007) *The Economic Geology of Iran*, 572 p. Springer Dordrecht, Berlin. <https://doi.org/10.1007/978-94-007-5625-0>
- Haskin, L.A., Haskin, M.A., and Frey, F.A. (1968) Relative and absolute terrestrial abundances of the rare earths. *Origin and Distribution of the Elements*//Ahrens, L. H (Ed.), *Origin and Distribution of the Elements*. Oxford: Pergamon, 889–911. <https://doi.org/10.1016/B978-0-08-012835-1.50074-X>
- Henry, D.J., Guidotti, C.V., and Thomson, J.A. (2005) The Ti-saturation surface for low-to-medium pressure metapelitic biotites: Implications for geothermometry and Ti-substitution mechanisms. *American mineralogist*, 90(2-3), 316-328. <https://doi.org/10.2138/am.2005.1498>
- International Energy Agency (2021) *The Role of Critical World Energy Outlook Special Report Minerals in Clean Energy Transitions*. Website: www.iea.org.
- Jewell, P.W., and Stallard, R.F. (1991) Geochemistry and paleoceanographic setting of central Nevadabedded barites. *The Journal of Geology*, 99, 151–170. <https://doi.org/10.1086/629482>
- Kalyoncu, R.S. (1998) Graphite Minerals Yearbook, U.S. Geological Survey, 34, 1–34.
- Kanianan, A., Ahmadian, J., and Sarjoughian, F. (2008) Mineral chemistry and thermobarometry of Kuh e-Dom granitoid, NE Ardestan. <http://ijcm.ir/article-1-649-fa.html>
- Kanianan, A., Sarjoughian, F., Nadimi, A., Ahmadian, J., and Ling, W. (2014) Geochemical characteristics of the Kuh-e Dom intrusion, Urumieh–Dokhtar Magmatic Arc (Iran): Implications for source regions and magmatic evolution. *Journal of Asian Earth Sciences*, 90, 137-148. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2014.04.026>
- Keeling, J. (2017) Graphite: properties, uses and South Australian resources. *MESA Journal*, 84(3), 28-41. https://minedocs.com/17/Sivour_Deposit_2017.pdf
- Landis, C.A. (1971) Graphitization of dispersed carbonaceous material in metamorphic rocks. *Contributions to mineralogy and petrology*, 30, 34-45. <https://doi.org/10.1007/BF00373366>
- Leake, B.E. (1969) The discrimination of ortho and paracharnockitic rocks, anorthosites and amphibolites. *The Indian Mineralogist*, 10, 89–104. <https://orca.cardiff.ac.uk/id/eprint/75233>
- McLennan, S.M., Hemming, S., McDaniel, D.K., and Hansen, G.N. (1993) Geochemical approaches to sedimentation, provenance, and tectonics. In: Johnsson, M.J. and Basu, A. (eds.), *Processes Controlling the Composition of Clastic Sediments*. Geological Society of America Special Paper, 284, 21–40. <https://doi.org/10.1130/SPE284-p21>
- Mehrabi, B., Tale Fazel, E., and Tabbakh Shabani, A. (2014) Whole Rock Geochemical Techniques for Discrimination of Hydrothermal Alteration of the Kuh-e Dom Fe– Cu (±Au) prospect, Central Iran. *Advanced Applied Geology*, 4(1), 58-74. https://aag.scu.ac.ir/article_10884_en.html?lang=fa
- Melezhik, V.A., and Predovsky, A.A. (1982) Geochemistry of Early Proterozoic Lithogenesis (On the Example of the Northern-Eastern Part of the Baltic Shield), 208 p. Nauka, Leningrad (in Russian).
- Mitchell, C.J. (1992) Flake Graphite. *Industrial Minerals Laboratory Manual*. https://nora.nerc.ac.uk/id/eprint/9015/1/Flake_graphite_lab_manual.pdf
- Moghadam, H.S., and Stern, R.J. (2015) Ophiolites of Iran: Keys to understanding the tectonic evolution of SW Asia:(II) Mesozoic ophiolites. *Journal of Asian Earth Sciences*, 100, 31-59. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2014.12.016>

- Nabavi, M.H., and Hushmandzadeh, A. (1983) 1:100.000 Geological map of Kuh-e-Dom. Geological Survey of Iran, Tehran, Sheet No. 6557.
- Nazari, G. H., Torabi, G., Arai, S., and Morishita, T. (2019) Lower Oligocene calc-alkaline spessartitic lamprophyres from Central Iran (East of Anarak area); an evidence from the eastern branch of Neotethys subduction-related mantle enrichment. *Geotectonics*, 53, 786-805. <https://doi.org/10.1134/S0016852119060098>
- Nogole-Sadat, M.A.A., and Almasian, M. (1993) Tectonic Map of Iran, Scale 1:1,000,000. Geological Survey of Iran, Tehran.
- Pirnia, T., Saccani, E., Torabi, G., Chiari, M., Goričan, Š., and Barbero, E. (2020) Cretaceous tectonic evolution of the Neo-Tethys in Central Iran: Evidence from petrology and age of the Nain-Ashin ophiolitic basalts. *Geoscience Frontiers*, 11(1), 57-81. <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2019.02.008>
- Rabiei, M. (2006) Geochemical explorations of Kuh-e-Dom area and investigation of the genesis of its gold index, 130 p. M.Sc. thesis, Tarbiat Moalem University, Tehran, Iran (in Persian).
- Rahl, J.M., Anderson, K.M., Brandon, M.T., and Fassoulas, C. (2005) Raman spectroscopic carbonaceous material thermometry of low-grade metamorphic rocks: Calibration and application to tectonic exhumation in Crete, Greece. *Earth and Planetary Science Letters*, 240(2), 339-354. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2005.09.055>
- Ray, J. S. (2009) Carbon isotopic variations in fluid- deposited graphite: evidence for multicomponent Rayleigh isotopic fractionation. *International Geology Review*, 51(1): 45-57. <https://doi.org/10.1080/00206810802625057>
- Renmin, W., Gaopin, H., and Zhenzhen, Ch. (1986) Graphical discriminant method for protolith of metamorphic rocks. 354p. Geological Publishing House, Beijing.
- Roser, B.P., and Korsch, R.J. (1986) Determination of tectonic setting of sandstone-mudstone suites using SiO₂ content and K₂O/Na₂O ratio. *Journal of Geology*, 94, 635–650. <https://doi.org/10.1086/629071>
- Rosing-Schow, N., Bagas, L., Kolb, J., Balić-Žunić, T., Korte, C., and Fiorentini, M.L. (2017) Hydrothermal flake graphite mineralisation in Paleoproterozoic rocks of south-east Greenland. *Mineralium Deposita*, 52, 769–789. <https://doi.org/10.1007/s00126-016-0701-9>
- Saccani, E., Azimzadeh, Z., Dilek, Y., and Jahangiri, A., (2013) Geochronology and petrology of the Early Carboniferous Misho Mafic Complex (NW Iran), and implications for the melt evolution of Paleo-Tethyan rifting in Western Cimmeria. *Lithos*, 162, 264-278. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2013.01.008>
- Sarjoughian, F. (2012) The nature of plutonism of Kuh-e-Dom (northeast of Ardestan), its geological history and magmatic evolutions, 230p. Ph.D. thesis, University of Tehran, Tehran, Iran(in Persian).
- Sarjoughian, F., Kananian, A., Haschke, M., Ahmadian, J., Ling, W., and Zong, K. (2012) Magma mingling and hybridization in the Kuh-e Dom pluton, Central Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, 54, 49-63. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2012.03.013>
- Shahin, M., Alaminia, Z., Nasr-Esfahani, A. K., and Sadeghisorkhani, H. (2023) Mineralogical, geochemical, and geophysical studies in the Band-e-Cherk iron-manganese prospect area, Anarak zone, Central Iran. *Advanced Applied Geology*, 13(3), 714-743. <https://doi.org/10.22055/AAG.2022.41738.2313>
- Sharkovski, M., Filichev, E., and Selivanov, E. (1981) Geological map of Kuh-e-Dom, scale 1:100000. Geological Survey of Iran, Tehran, Iran, sheet No. 6557.
- Sharma, V., Hossain, A. K., Ahmed, A., and Rezk, A. (2022) Study on using graphene and graphite nanoparticles as fuel additives in waste cooking oil biodiesel. *Fuel*, 328, 125270. <https://doi.org/10.1016/j.fuel.2022.125270>
- Shirdashtzadeh, N., Furnes, H., Miller, N. R., Dantas, E. L., Torabi, G., and Meisel, T. C. (2022) Subduction initiation of the Neo-Tethys Ocean in Central Iran based on U-Pb geochronology, geochemical and Nd isotope data of the Ashin ophiolite. *Ophioliti*, 47(2). <https://doi.org/10.4454/ofioliti.v47i2.557>
- Shirdashtzadeh, N., Torabi, G., and Morishita, T. (2020) Evolution of lithospheric mantle in the north of Nain- Baft oceanic crust (Neo- Tethyan ophiolite of Ashin, Central Iran). *Island Arc*, 29(1), 12342. <https://doi.org/10.1111/iar.12342>

- Shirdashtzadeh, N., Torabi, G., Meisel, T., Arai, S., Bokhari, S. N. H., Samadi, R. and Gazel, E. (2014) Origin and evolution of metamorphosed mantle peridotites of Darreh Deh (Nain Ophiolite, Central Iran): implications for the Eastern Neo-Tethys evolution. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie-Abhandlungen*, 273(1), 89-120. <https://doi.org/10.1127/0077-7749/2014/0418>
- Simandl, G. J., Paradis, S., and Akam, C. (2015) Graphite deposit types, their origin, and economic significance. *British Columbia Ministry of Energy and Mines and British Columbia Geological Survey*, 3, 163-171.
- Simonen, A. (1953) Stratigraphy and Sedimentation of the Sveco fennidic, early Archean Supracrustal Rocks in Southwestern Finland. *Bulletin of the Geological Society of Finland*, 160, 1–64.
- Sun, S.S., and McDonough, W.F. (1989) Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts. Implications for mantle composition and processes. In: Saunders, A.D., Norry, M.J. (Eds.). *Magmatism in the Ocean Basins*. Geological Society, London, Special Publications 42, 313–345. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1989.042.01.19>
- Sunkari, E.D., and Zango, M.S. (2018) Preliminary investigation of the geologic controls of graphite mineralization and exploration potential of the Wa-Lawra Belt: Implications for Kambale graphite deposit. *J. Environ. Earth Science*, 8(3), 77-89.
- Taylor, S.R., and Mc Lennan, E. (1985) The Continental Crust: Its Composition and Blackwell. *Geological Magazine*, 122(6):673-674. <https://doi.org/10.1017/S0016756800032167>
- Technoexport. (1981) Detail geology prospecting in the Anarak Area Central Iran, Report No. 9, 1-154. Geological Survey of Iran, Tehran.
- Technoexport. (1984) Geological map of Kabudan: Geological survey of Iran, 1:100000 series, sheet 6856.
- TengFei, Z. (2015) The geochemical characteristics and deposit genesis analysis of Xiao chagou graphite deposit in Zhenping County of Henan Province. China University of Geosciences (Beijing).
- Tichy, L., and Turnovec, I. (1978) On possible geochemical identification of graphite in south Bohemia [in Czech], *Geologicky Pruzkum*, 20.
- Torabi, G. (2011) Late Permian blueschist from Anarak ophiolite (Central Iran, Isfahan province), a mark of multi-suture closure of the Paleo-Tethys ocean. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 28(3), 544-554. https://www.scielo.org.mx/scielo.php?pid=S1026-87742011000300015&script=sci_arttext&tlng=en
- Torabi, G. (2012) Late Permian post- ophiolitic trondhjemitic from Central Iran: a mark of subduction role in growth of Paleozoic continental crust. *Island Arc*, 21(3), 215-229. <https://doi.org/10.1111/j.1440-1738.2012.00817.x>
- Torabi, G., Shirdashtzadeh, N., Arai, S., and Koepke, J. (2011) Paleozoic and Mesozoic ophiolites of Central Iran: amphibolites from Jandaq, Posht-e-Badam, Nain and Ashin ophiolites. *Neues Jahrbuch für Geologie und Palaontologie-Abhandlungen*, 262(2), 227. <https://doi.org/10.1127/0077-7749/2011/0194>
- Wada, H., Tomita, T., Matsuura, K., Tuchi, K., Ito, M., and Morikiyo, T. (1994) Graphitization of carbonaceous matter during metamorphism with references to carbonate and pelitic rocks of contact and regional metamorphisms, Japan. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 118, 217–228. <https://doi.org/10.1007/BF00306643>
- Wang Li, JunLei, F., Yangwei, F. (2017) Graphite resources status quo and distribution of graphite deposits in China. *Coal Geology of Cina*, 29(07), 5–9.
- Whitney, D. L., Evans, B. W. (2010) Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American mineralogist*, 95(1), 185-187. <https://doi.org/10.2138/am.2010.3371>
- Winchester, J.A., Park, R.G., and Holland, J.G. (1980) The geochemistry of Lewisian semipelitic schists from the Gairloch District, wester Ross. *Scottish Journal of Geology*, 16(2), 165–179. <https://doi.org/10.1144/sjg16020165>
- Wopenka, B., and Pasteris, J. D. (1993) Structural characterization of kerogens to granulite-facies graphite: applicability of Raman microprobe spectroscopy. *American mineralogist*, 78(5-6), 533-557. <https://pubs.geoscienceworld.org/msa/ammin/article-abstract/78/5-6/533/42779/Structural-characterization-of-kerogens-to>

- Zanchi, A., Malaspina, N., Zanchetta, S., Berra, F., Benciolini, L., Bergomi, M., and Kouhpeyma, M. (2015) The Cimmerian accretionary wedge of Anarak, Central Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, 102, 45-72. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2014.08.030>
- Zanchi, A., Zanchetta, S., Garzanti, E., Balini, M., Berra, F., Mattei, M., and Muttoni, G. (2009) The Cimmerian evolution of the Naxhlak–Anarak area, Central Iran, and its bearing for the reconstruction of the history of the Eurasian margin. *Geological Society, London, Special Publications*, 312(1), 261–286. <https://doi.org/10.1144/SP312.13>
- Zhenhua, Z. (1997) *Principle of Trace Elements Geochemistry*, 179p. Science Press, Beijing.