

Original Research Paper

Reconstruction of the paleoenvironment of the Ediacaran deposits from central Iran based on fossil, geochemical and geochronology evidence

Farnoosh Farjandi^{1,2*}, Patricia Vickers-Rich³, Sara Soleimani¹, and Thomas H. Rich⁴

¹ Geological Survey of Iran, Tehran, Iran

² Faculty of Science, Engineering and Technology, Swinburne University of Technology, Melbourne (Hawthorn), Australia

³ School of Earth, Atmosphere and Environment, Monash University, Melbourne (Clayton), Australia

⁴ Museum Victoria, Melbourne, Australia

ARTICLE INFO

Article history:

Received: 2025 April 11

Accepted: 2025 October 18

Available online: 2025 December 22

Keywords:

Ediacara

U/Pb geochronology

Palaeoenvironment

Chemostratigraphy

Koushk

Chahmir

Iran

ABSTRACT

This study examines the paleoenvironment of Ediacara in central Iran, drawing on absolute dating data, geochemical, and paleontological evidence from tuffaceous shales in the Dargazin section of the Koushk and Chahmir areas. The U-Pb method yielded an absolute age of 555 ± 14 Ma for the Dargazin section, 581 ± 9 Ma for Silty-tuff rocks from the wedge section, while zircons in pyroclastic sandstones from Chahmir reveal an age of 541 ± 5 Ma. The identified Ediacaran fossils predominantly thrived in shallow to moderate marine environments characterized by sulfide-reducing conditions or a predominance of Fe^{2+} ions in the water column. These environmental factors contributed to the small size and limited diversity of the organisms present. Geochemical indices suggest that sedimentation occurred under a spectrum of anoxic to semi-oxic conditions, reflecting fluctuations in salinity, paleoproductivity levels, and hydrothermal influences. The integration of geochronological and paleoenvironmental data establishes a comprehensive framework for the chronostratigraphy and paleoenvironmental reconstruction of Iran's Ediacaran ecosystems, enhancing our broader understanding of biosphere evolution during the transition from the Ediacaran to the Cambrian period. Additionally, the findings indicate that fault activity and rifting processes significantly influenced sedimentation patterns, concentrated deposits, and facilitated fossil preservation.

1. Introduction

The Late Ediacaran period marks the emergence of complex macroscopic life, known as the Ediacaran biota, alongside significant environmental changes, including glacial and interglacial conditions. These organisms have been reported worldwide,

including in Newfoundland, Canada, the White Sea and Siberia, China, Namibia, the southeastern United States, and Australia.

In Central Iran, Late Ediacaran sequences host diverse Ediacaran fossils, including: *Persimedesites chahgazensis*, *Namalia*-like

* Corresponding author: Farnoosh Farjandi; E-mail: f.farjandi@gsi.ir

Citation:

Farjandi, F., Vickers-Rich, P., Soleimani, S., and H. Rich, T., 2025. Reconstruction of the paleoenvironment of the Ediacaran deposits from central Iran based on fossil, geochemical and geochronology evidence. *Scientific Quarterly Journal of Geosciences*, 35(4), 138, 151-184. <https://doi.org/10.22071/gsj.2025.512682.2186>.

E-ISSN: 2645-4963; Copyright©2021 G.S. Journal & the authors. All rights reserved.

 doi: 10.22071/gsj.2025.512682.2186

 dor: 20.1001.1.10237429.1404.35.4.9.6



This is an open access article under the by-nc/4.0/ License (<https://creativecommons.org/licenses/by-nc/4.0/>)

forms, *Kimberella persii*, *Cloudina*, and *Corumbella* (key terminal Ediacaran fossils). These fossils are found in black shales and pyritized green shales of the Rizu Series, a sedimentary-volcanic sequence. U-Pb zircon dating of tuffs from the Koushk and Chahmir areas yielded ages of 577 ± 16 Ma and 537 ± 11 Ma, respectively, confirming a Late Ediacaran age. The geological context of the study area includes: The Rizu Series (Upper Neoproterozoic to Lower Cambrian) contains diamictites, dropstones, and volcanic rocks; Central Iran's Ediacaran sequences are interbedded with shallow to deep marine siliciclastic-carbonate rocks, recording major environmental shifts; The boundary between the Neoproterozoic and Cambrian remains unclear, but the Rizu Series is a key stratigraphic unit.

This research highlights Iran's significance in understanding Ediacaran life and environmental changes during this critical transition in Earth's history. The innovative aspect(s) of current research are Ediacaran fossils in Iran suggest connections to global biota; Volcanic-sedimentary sequences in Koushk and Chahmir provide insights into Late Ediacaran paleoenvironments; Zircon geochronology helps constrain depositional ages and tectonic evolution.

2. Research Methodology

Four stratigraphic sections—Dargazin, Wedge, Keel, and two sections from Chahmir—were investigated through integrated chemostratigraphic, sedimentological, and paleontological methods. Twenty-six samples were collected for U–Pb zircon geochronology, of which six representative tuffaceous samples were analyzed using LA-ICP-MS at Monash University (Australia) and Senckenberg Dresden (Germany), following standard sample preparation (e.g., Pupin, 1976; Rubatto, 2002). Elemental analysis of 98 samples was conducted via ICP-OES using standard protocols and certified reference materials (CRMs). Sixty-four thin sections were examined for petrographic interpretation. Geochemical proxies—such as Ce anomalies (Ce/Ce^*), Fe/Al, Sr/Ba, Ba/Al, Cu/Al, Y/Ho, Mn/Sr, and Ga/Rb—were used to infer redox conditions, salinity, productivity, and paleoclimate.

3. Results

3.1. Geochronology

This study used U-Pb zircon and apatite dating to determine the maximum depositional age of Late Ediacaran fossil-bearing sequences in Koushk and Chahmir (central Iran). Key findings include:

- Wedge section: 581 ± 9 Ma
- Dargazin: 555 ± 14 Ma
- Chahmir: 541 ± 5 Ma

These dates confirm a late Ediacaran depositional window. Some

inherited zircons from the Proterozoic (e.g., 1012–3321 Ma) suggest derivation from peri-Gondwanan and possibly older crust (Johnson and Woldehaimanot, 2003; Gehrels, 2014).

3.2. Fossil Assemblage

Macrofossils such as *Corumbella*, *Cloudina*, *Persimedesites*, and possibly *Kimberella* and *Pteridinium* were discovered in pyritized shales (Vickers-Rich et al., 2016, 2017; Vaziri et al., 2018). These taxa are indicative of the late Ediacaran, possibly extending to the Ediacaran–Cambrian boundary.

3.3. Geochemical Signatures

- Redox Conditions: High Fe/Al, enriched V, Zn, Co, and $Ce/Ce^* > 1$ imply euxinic to suboxic conditions (Tribouillard et al., 2006; Lyons and Severmann, 2006).
- Salinity: $Sr/Ba > 1$ (Chahmir) indicates marine origin; lower values in Wedge and Kil suggest freshwater/brackish influence (Wang et al., 1979).
- Paleoproductivity: Elevated Ba/Al and P/Ti ratios imply moderate to high productivity (Dean et al., 1997; Algeo and Maynard, 2004).
- Climate Proxies: High Sr/Cu (>5) and low Ga/Rb suggest a warm and arid climate (Roy and Roser, 2013).
- REE Ratios: Y/Ho values in Koushk (>40) suggest seawater influence; lower values in Chahmir imply terrestrial input.

3.4. Petrography

Thin section analysis reveals marine siliciclastic and volcanoclastic rocks affected by multiple diagenetic and tectonic events. Common minerals include dolomite, pyrite, feldspar, quartz, amphibole, and mica. Pyrite oxidation and stylolitization suggest post-depositional fluid interactions.

4. Discussion

The integration of geochronology and chemostratigraphy demonstrates that the studied sequences represent a late Ediacaran marine setting influenced by volcanism, hydrothermal activity, and fluctuating redox states. The small size and low diversity of fossils are interpreted as adaptations to iron- and sulfide-rich, oxygen-poor waters (Raven et al., 2005; Butterfield, 2009).

Unlike other Ediacaran regions with evidence for oxygenated conditions (e.g., Namibia, Newfoundland), the Iranian sites likely remained predominantly anoxic, particularly during the peak of fossil preservation. This supports global models in which ocean redox heterogeneity controlled the distribution and preservation of early macroscopic life (Tostevin et al., 2016).

Inherited zircon grains and trace element patterns suggest that the regional crust includes both juvenile Neoproterozoic and reworked Paleoproterozoic components, consistent with peri-Gondwanan

geodynamics (Hassanzadeh et al., 2008). Stratigraphic context and tuff intercalations indicate a rift-related setting, with implications for Ediacaran basin evolution and hydrothermal influence on fossil preservation (Rajabi et al., 2008; Lasemi, 2000).

5. Conclusion

This study provides the most precise age and environmental constraints to date for Ediacaran biotas in Iran. Major conclusions include:

- Fossil-bearing strata in Central Iran span 581–541 Ma, overlapping with known global Ediacaran assemblages.

- Anoxic to euxinic marine conditions with high Fe^{2+} and sulfide activity likely limited biological complexity and facilitated fossil preservation.

- Variations in redox, salinity, and productivity reflect dynamic environmental gradients within rifted marine basins.

- Zircon data support a mixed crustal provenance, including inherited Proterozoic sources and syn-sedimentary volcanic activity.

These findings place central Iran among key regions globally for understanding the late Neoproterozoic biosphere and its environmental context.

بازسازی محیط دیرینه نهشته‌های ادیاکارای ایران مرکزی بر پایه شواهد فسیلی، ژئوشیمیایی و سن‌سنجی

فروش فرجندی^{۱*}، پاتریشیا ویکرز ریچ^۲، سارا سلیمانی^۱ و توماس اچ. ریچ^۴

^۱ سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران، ایران

^۲ دانشکده علوم، فنی و مهندسی، دانشگاه سوئینبرن، ملبورن، استرالیا

^۳ دانشکده علوم زمین، اتمسفر و محیط، دانشگاه موناخ، ملبورن، استرالیا

^۴ موزه ویکتوریا، ملبورن، استرالیا

چکیده

این پژوهش با کمک داده‌های سن‌سنجی مطلق، مطالعات ژئوشیمیایی و شواهد دیرینه‌شناختی به دست آمده از شیل‌های توفی در برش‌های گستره‌های کوشک و چاه میر، شرایط محیط دیرینه ادیاکارای این بخش از ایران مرکزی را مورد ارزیابی قرار می‌دهد. سن مطلق به دست آمده به روش اورانیم-سرب بر روی دانه‌های آواری زیرکن از برش در گزین برابر با 555 ± 14 میلیون سال، سنگ‌های سیلتی-توفی دارای زیستار (فونای) ادیاکارا از برش وج برابر با 581 ± 9 میلیون سال و در گستره چاه‌میر نیز ماسه‌سنگ‌های آذرآواری برخی از زیستاران یادشده زیرکن‌هایی با سن 541 ± 5 میلیون سال از خود نشان می‌دهند. فسیل‌های ادیاکارای شناسایی شده در گستره مورد مطالعه به طور عمده در محیط‌های دریایی کم‌ژرفا تا متوسط با شرایط احیایی سولفیدی یا چیرگی یون‌های Fe^{2+} در ستون آب می‌زیستند که پیامد آن اندازه کوچک و تنوع محدود این موجودات می‌باشد. شاخص‌های ژئوشیمیایی بیانگر آن هستند که رسوب‌گذاری در محدوده‌ای از شرایط بی‌اکسیژن تا نیمه‌اکسیژن‌دار همراه با تغییرات شوری، سطح دیرینه تولید و اثرات گرمایی صورت گرفته است. ترکیب داده‌های ژئوکرونولوژی و دیرینه‌شناسی، چهارچوبی دقیق برای کروئواستراتیگرافی و بازسازی دیرینه‌محیط زیست‌بوم‌های ادیاکارای ایران فراهم کرده و شناخت جهانی از فرگشت زیست‌کره در گذار از ادیاکارن به کامبرین را بهبود می‌بخشد. نتایج این پژوهش نشان دهنده آن است که فعالیت گسل‌ها و فرایندهای کافی نقش مهمی در مهار رسوب‌گذاری، تمرکز نهشته‌ها و حفظ فسیل‌ها داشته‌اند.

اطلاعات مقاله

تاریخچه مقاله:

تاریخ دریافت: ۱۴۰۴/۰۱/۲۲

تاریخ پذیرش: ۱۴۰۴/۰۷/۲۶

تاریخ انتشار: ۱۴۰۴/۱۰/۰۱

کلیدواژه‌ها:

ادیاکارا

سن‌سنجی زیرکن به روش U/Pb

محیط دیرینه

شیمی چینه‌نگاری

کوشک

چاه میر

ایران

۱- پیش‌نوشتار

ماکروسکوپی پیچیده موسوم به موجودات ادیاکارا (Ediacaran biota) ظاهر شدند. این دوره با تغییرات عمده محیطی، از جمله رویدادهای یخبندان و شرایط پس از آن، همراه بوده و به همین دلیل یکی از مهم‌ترین بازه‌های زمین‌شناسی به‌شمار می‌رود (Knoll et al., 2006). استفاده از زیرکن‌های آواری و سن‌سنجی به روش U-Pb ابزاری کارآمد برای تعیین منشأ رسوب (Sharman et al., 2015)، بازسازی فرگشت زمین‌ساختی (Matthews et al., 2017; Xiao et al., 2016)، سن‌سنجی توالی‌های رسوبی و سنگ‌های ماگمایی (Tucker et al., 2013; Malkowski et al., 2018) به

ادیاکارن آخرین دوره از نوپروتروزویک (پرکامبرین پایانی) و پیش از آغاز دوره کامبرین است که بین حدود ۶۳۵ تا ۵۳۲ میلیون سال پیش ادامه داشته است. نام این دوره از تپه‌های ادیاکارن در جنوب استرالیا گرفته شده است، جایی که نشان‌سنگواره‌هایی (trace fossils) از یک جامعه متنوع از اشکال حیاتی که پیش‌تر ناشناخته بودند (که از آن پس زیست‌مندان ادیاکاران نامیده شدند) برای نخستین بار توسط زمین‌شناس رگ اسپریگ در سال ۱۹۴۶ کشف شد. ادیاکارن پسین (Late Ediacaran) به‌عنوان دوره‌ای شناخته می‌شود که در آن برای نخستین بار موجودات

* نویسنده مسئول: فروش فرجندی؛ E-mail: f.farjandi@gsi.ir

ماخذنگاری:

فرجندی، ف.، ویکرز ریچ، پ.، سلیمانی، س.، و اچ. ریچ، ت.، ۱۴۰۴، بازسازی محیط دیرینه نهشته‌های ادیاکارای ایران مرکزی بر پایه شواهد فسیلی، ژئوشیمیایی و سن‌سنجی. فصلنامه علمی علوم زمین، ۳۵(۴)، ۱۳۸-۱۵۱. <https://doi.org/10.22071/gsj.2025.512682.2186>

doi: 10.22071/gsj.2025.512682.2186



doi: 20.1001.1.10237429.1404.35.4.9.6

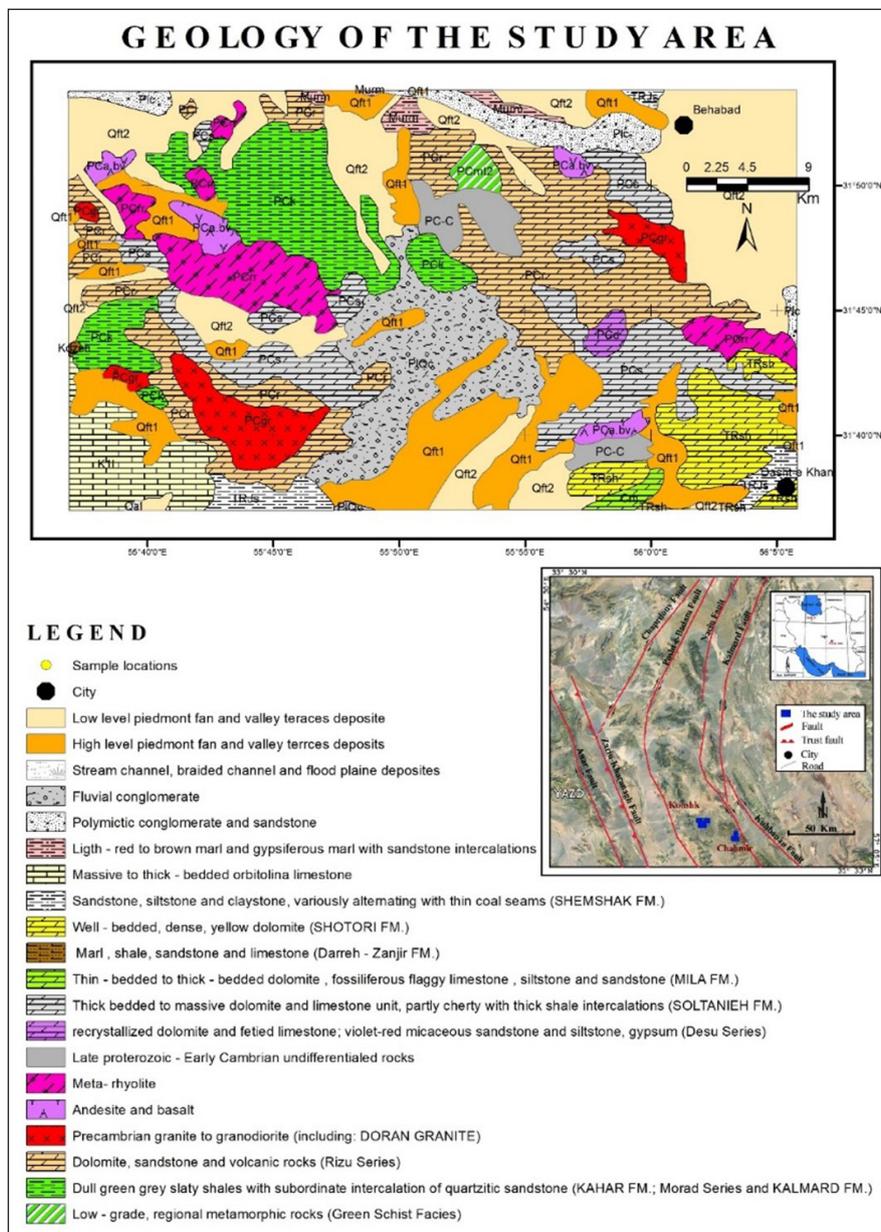
حقوق معنوی مقاله برای فصلنامه علوم زمین و نویسندگان مقاله محفوظ است.



This is an open access article under the by-nc/4.0/ License (<https://creativecommons.org/licenses/by-nc/4.0/>)

شواهدی از رخداد‌های بی‌اکسیژنی و پتانسیل تشکیل کانسارهای مرتبط ارائه دهند. به همین ترتیب، شاخص‌های شوری با بهره‌گیری از نسبت عناصری مانند B و Sr و همچنین ایزوتوپ‌های پایدار، امکان بازسازی تغییرات شوری حوضه‌های رسوبی، بررسی نوسانات اقلیم‌سوی و تغییرات سطح دریا را فراهم می‌آورند. در نتیجه، تحلیل‌های ژئوشیمیایی درک ژرف‌تری از شرایط دیرینه اقلیمی و محیطی ارائه می‌دهند. مطالعه حاضر با به کارگیری نتایج مطالعات سن‌سنجی U-Pb بر روی زیرکن‌های آواری، بررسی‌های سنگ‌شناسی و آنالیزهای ژئوشیمیایی عنصری انجام شده است. با توجه به محدود بودن و کاستی‌هایی که در مطالعات دقیق بر روی آثار زندگی در ادیاکارای ایران وجود دارد (جدول ۱)، این پژوهش ۳ برش چینه‌شناسی (درگزین، وج و کیل) در منطقه کوشک و ۲ برش در منطقه چاه‌میر مورد مطالعه قرار داده است تا برای نخستین بار چهارچوبی برای این گونه مطالعات در ایران شکل بگیرد (شکل ۱).

شمار می‌رود. از آنجا که سن رسوب‌گذاری یک توالی رسوبی همواره جوان‌تر از سن دانه‌های آواری تشکیل‌دهنده آن است، سن جوان‌ترین زیرکن در یک نمونه به‌عنوان بیشینه سن رسوب‌گذاری شناخته می‌شود (Andersen, 2005; Brown and Gehrels, 2007). در مواردی که فاصله زمانی بین تبلور و نهشت زیرکن بسیار کوتاه باشد، این سن می‌تواند به‌طور تقریبی زمان واقعی رسوب‌گذاری را نیز بازتاب دهد (Cawood et al., 2012; Saylor et al., 2012; Daniels et al., 2018). از سوی دیگر، ژئوشیمی نقش کلیدی در بازسازی شرایط محیط دیرینه و تفسیر فرآیندهای زمین‌شناسی ایفا می‌کند. استفاده از شاخص‌های ژئوشیمیایی، به‌ویژه شاخص‌های مرتبط با ریداکس (اکسیداسیون- احیا) و شوری، در مطالعات رسوب‌شناسی و زمین‌ساختی اهمیت ویژه دارد. شاخص‌های ریداکس بر پایه غلظت و نسبت عناصری مانند U, Mo, V و Fe می‌توانند وضعیت اکسیداسیون- احیای محیط رسوب‌گذاری را مشخص کرده و



شکل ۱- نقشه زمین‌شناسی منطقه کوشک (برگرفته همراه با تغییرات از نقشه زمین‌شناسی یک میلیونیم ایران (Sahandi and Soheili, 2014; Alavi, 1991)).

Figure 1. Geological map of the study area, central Iran (modified after geological map of Iran, 1: 1,000,000, Sahandi and Soheili, 2014; Alavi, 1991).

جدول ۱- فسیل‌های ادیاکاری گزارش شده در محدوده مورد مطالعه.

Table 1. The history of Ediacaran fossils found and reported from Iran (after Farjandi et al., 2022)

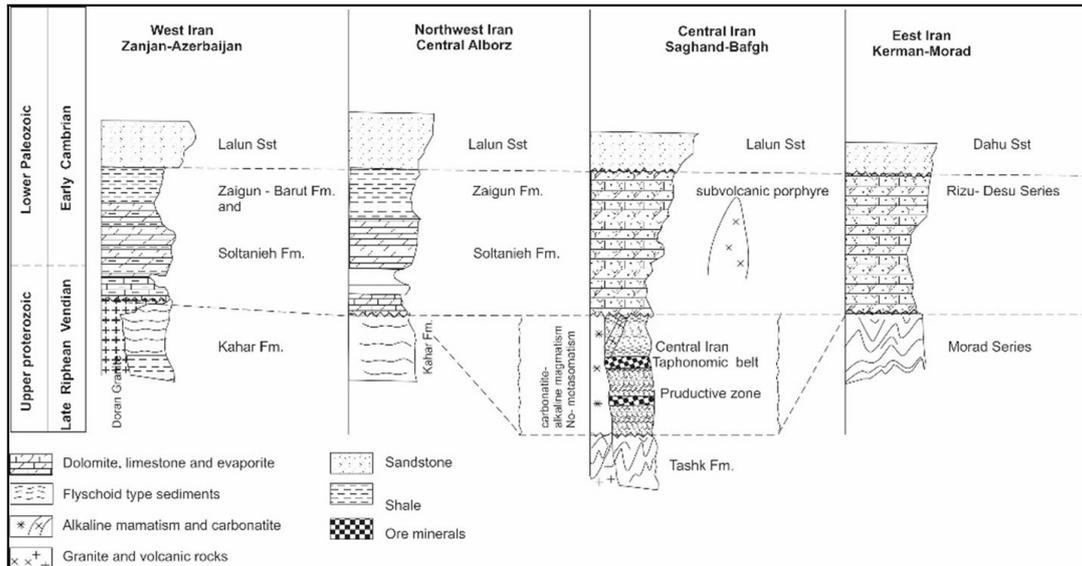
Author	Rock facies	Fossils	Age	Absolute dating	Location
Huckriede et al. (1962)	Shales of the Rizu Series	<i>Medusites</i> and <i>Spriggina</i>	Neoproterozoic	Pb isotope age of 595 Ma	The Koushk area (central Iran)
Stöcklin (1968)	A distinct shale unit at the base of the sequence	Stromatolites, <i>Pormoria</i> sp., <i>Beltanella gilesi</i> Sprigg (?)	Precambrian–Cambrian	–	The Central Elburz Mountains to Azerbaijan
Stöcklin (1968) (Rio Tinto specimens)	The Rizu Series	<i>Dickinsonia</i> sp., <i>Spriggina</i> sp., and <i>Medusites asteroides</i>	late Precambrian	–	The east of Yazd
Hahn and Pflug (1980)	The Esfordi Formation	<i>Persimedesites chahgazensis</i>	late Neoproterozoic	–	The Chahgaz and Chahmir regions of central Iran
Glaessner (1984, the Rio Tinto Zinc Corporation specimens)	The Rizu Series	<i>Charnia</i> sp.	late Neoproterozoic	–	central Iran
Hamdi et al. (1989)	The lower Dolomite Member of the Soltanieh Formation	<i>Hyolithellus</i> phosphatic tubes of sp., <i>Rugatotheca</i> sp., fragments of protoconodonts <i>Protohertzina</i> sp., globomorphs similar to the <i>Olivoides multisulcatus</i> , indeterminate casts of and ?monoplacophorans	Precambrian–Cambrian	–	The Elburz Mountains
Hamdi (1995)	The Koushk Series	Ediacaran fauna The	Precambrian	–	The Koushk area (central Iran)
Jafari et al. (2016)	Lower Shale Member of the Soltanieh Formation,	<i>Chuarina circularis</i> , <i>Vendotaenia</i> sp. and <i>Tawuia fusiformis</i>	late Neoproterozoic	–	central Iran and Elburz Mountains
Vickers-Rich et al. (2017)	Volcanic material and pyroclastic sandstones of the Koushk Series	<i>Corumbella</i> , <i>Persimedesites</i> and <i>Namalia</i> -like forms, algal traces	late Neoproterozoic–early Cambrian	581 ± 8.6 Ma (Wedge locale), 540.7 ± 4.8 Ma for the Chahmir locale	The Koushk and Chahmir areas (central Iran)
Vaziri et al. (2018)	Volcanic material and tuffs of the Koushk Series	<i>Kimberella persii</i> , <i>Gibbavasis kushkii</i> , <i>Chuarina</i> , and classic terminal–Ediacaran index fossils <i>Cloudina</i> and <i>Corumbella</i>	Ediacaran–Cambrian boundary	–	The Koushk and Chahmir areas (central Iran)

رسوب‌گذاری به شمار می‌رود، بلکه بخشی از فرایندهای کافتی منطقه‌ای محسوب می‌شود. بنابراین، مطالعه دقیق این بلوک می‌تواند کلید درک روابط میان فعالیت‌های گسلی، الگوهای رسوب‌گذاری و فرگشت ساختاری در دوره ادیاکارن باشد (Hashemi et al., 2024; Mehdi-pour Ghazi et al., 2020).

سری ریزو نخستین بار توسط هوکرید (Huckriede et al., 1962) با ترکیب سنگ‌شناسی متنوع شامل دیامیکتیت و دراپستون در قاعده و سن پرکامبرین پسین تا کامبرین پیشین معرفی شد. پژوهش‌های بعدی از جمله اشتوکلین (Stocklin et al., 1964)، تیل (Thiele et al., 1968)، حق‌پور و پلیسی (Haghipour and Pelissier, 1968, 1977)، هوشمندزاده (Houshmandzadeh, 1969)، هوشمندزاده و همکاران (۱۳۶۷)؛ کرافورد (Crawford, 1977) و آقابات (۱۳۸۳)، رخنمون‌های گسترده‌ای از سنگ‌های آذرین همسن را در نواحی مختلف ایران از جمله البرز، سندانج-سیرجان و خاور ایران گزارش کردند (شکل ۲). در منطقه مورد مطالعه، مرزهای زیرین و بالایی سازند ریزو ماهیت گسلی دارند. در قاعده توالی، آتشفشانی‌های ریولیتی قرار گرفته‌اند که با عدسی‌هایی از دولومیت و شیل‌های سیاه میزبان کانسارهای سرب و روی (Rajabi et al., 2008, 2014) پوشیده شده‌اند. بر روی این لایه‌ها، شیل‌های توفی سبز و خاکستری دارای فسیل‌های ادیاکارا نهشته شده و در ادامه با دولومیت‌های قهوه‌ای تا سیاه پوشانده می‌شوند. نمونه‌های سن‌سنجی زیرکن نیز از همین اقیانوس‌های توفی برداشت شده‌اند. مناطق چاه‌میر و کوشک شامل توالی‌های آواری-آتشفشانی و کربناته سازند ریزو هستند که به صورت ناهم‌شیب بر روی سازند تاشک پرکامبرین بالایی قرار گرفته‌اند (Ramezani and Tucker, 2003b). این مجموعه، چارچوبی کلیدی برای درک رسوب‌گذاری و رخدادهای زمین‌ساختی اواخر نئوپروتروزویک در ایران فراهم می‌کند (شکل ۳).

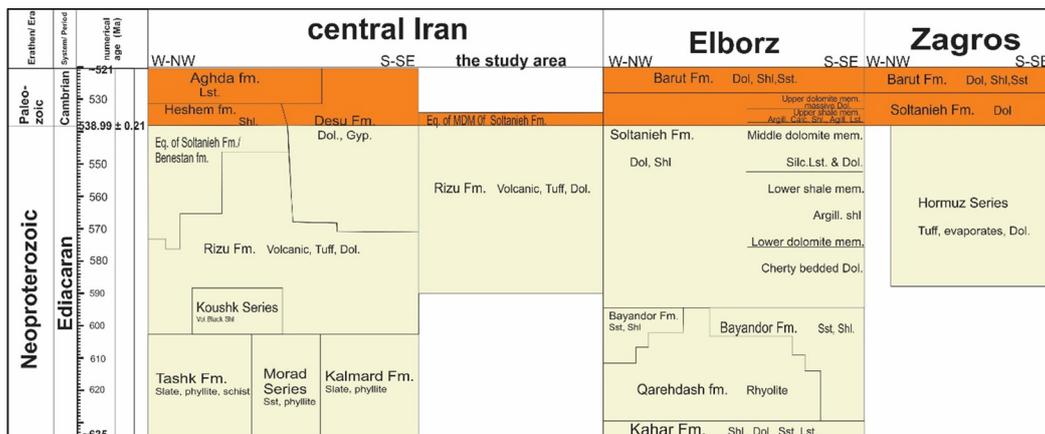
مناطق مورد مطالعه در این پروژه شامل نواحی کوشک و چاه میر به ترتیب در ۳۸° ۴۵' ۵۵" خاوری، ۱۰° ۴۶' ۳۱" شمالی و ۵۶° ۰۲' ۳۵" خاوری، ۳۱° ۳۸' ۵۴" شمالی بوده و در حدود ۱۶۰ کیلومتری خاور شهر یزد، مرکز استان یزد واقع شده است (شکل ۲). منطقه کوشک در حوضه رسوبی-آتشفشانی بافق از بلوک پشت بادام در ایران مرکزی قرار دارد.

توالی‌های ادیاکارن پسین که میزبان موجودات ادیاکارا هستند، هم در ایران مرکزی و هم در رشته‌کوه البرز در شمال ایران و حاشیه جنوبی دریای کاسپین رخنمون دارند (جدول ۱). خردقاره ایران مرکزی با گسل‌های اصلی، از خاور به باختر به ۴ پهنه ساختاری شامل بلوک‌های لوت، طیس، پشت‌بادام و یزد تقسیم می‌شود (Alavi, 1991). بلوک پشت‌بادام خود شامل یک هم‌تافت دگرشکل و دگرگون‌شده است که با ۳ سامانه گسلی عمده شامل چاپدون، کلمرد و کوه‌بنان مرز مشترک دارد (شکل ۱). این بلوک و گسل‌های وابسته به آن نقش مهمی در رسوب‌گذاری دوره ادیاکارن ایفا کرده‌اند. فعالیت‌های گسلی در این دوره سبب شکل‌گیری کافت‌های کششی، فروبوم‌ها و ناپیوستگی‌های رسوبی شد که به‌طور مستقیم بر ستبر، گسترش و نوع رخساره‌های رسوبی اثر گذاشتند. حرکت گسل‌ها هم‌زمان با ورود رسوبات، تمرکز نهشته‌ها در شکاف‌ها و فضاهای زمین‌ساختی تازه ایجادشده را ممکن ساخت و تفاوت‌های چشمگیری را در شرایط رسوبی بخش‌های مختلف حوضه رقم زد. بررسی شواهد زمین‌ساختی و چینه‌شناسی در ایران مرکزی نشان می‌دهد که این گسل‌ها بخشی از یک سامانه کافتی گسترده‌تر بوده‌اند که با جدایش و گسترش قاره‌ها در اواخر نئوپروتروزویک تا اوایل پالئوزویک مرتبط بوده است؛ فرایندی که هم‌زمان با فروپاشی رودینیا و شکل‌گیری گسل‌های پس‌رانش رخ داده است. از این دیدگاه، بلوک پشت‌بادام نه تنها یک واحد زمین‌ساختی فعال و کنترل‌کننده



شکل ۲- تصویر نمادین تغییر داده شده از تطابق برش‌های چینه‌شناسی ادیاکاری پایانی-کامبرین آغازین در ایران بدون مقیاس (Huckriede et al., 1962b; Assereto, 1963; Stöcklin et al., 1964; Samani, 1988; Stöcklin and Setudehnia, 1991).

Figure 2. Schematic correlated stratigraphic sections of late Ediacaran–early Cambrian sequences in Iran without scale (after Huckriede et al., 1962b; Assereto, 1963; Stöcklin et al., 1964; Samani, 1988; Stöcklin and Setudehnia, 1991).



شکل ۳- تطابق چینه‌شناسی ادیاکاری پایانی-کامبرین آغازی در ایران (Ghorbani et al., 2019). Calc.: Calcareous, Argill.: Argillaceous, Dol.: Dolomite, Gyp: Gypsum, Lst: Limestone, Sst: Sandstone, Shl: Shale, Slts: Siltstone.

Figure 3. Stratigraphic correlation of late Ediacaran–early Cambrian of Iran (after Ghorbani et al., 2019). Calc.: Calcareous, Argill.: Argillaceous, Dol.: Dolomite, Gyp: Gypsum, Lst: Limestone, Sst: Sandstone, Shl: Shale, Slts: Siltstone.

۲- روش پژوهش

دگرسانی دیاژنتیکی، شیمی محیط اقیانوسی که میزان زیست‌بوم‌های آن زمان در ایران بوده است، و در نهایت، شناخت محیط دیرینه میزان زیست‌بوم‌های ادیاکارا، مورد واکاوی قرار گرفت.

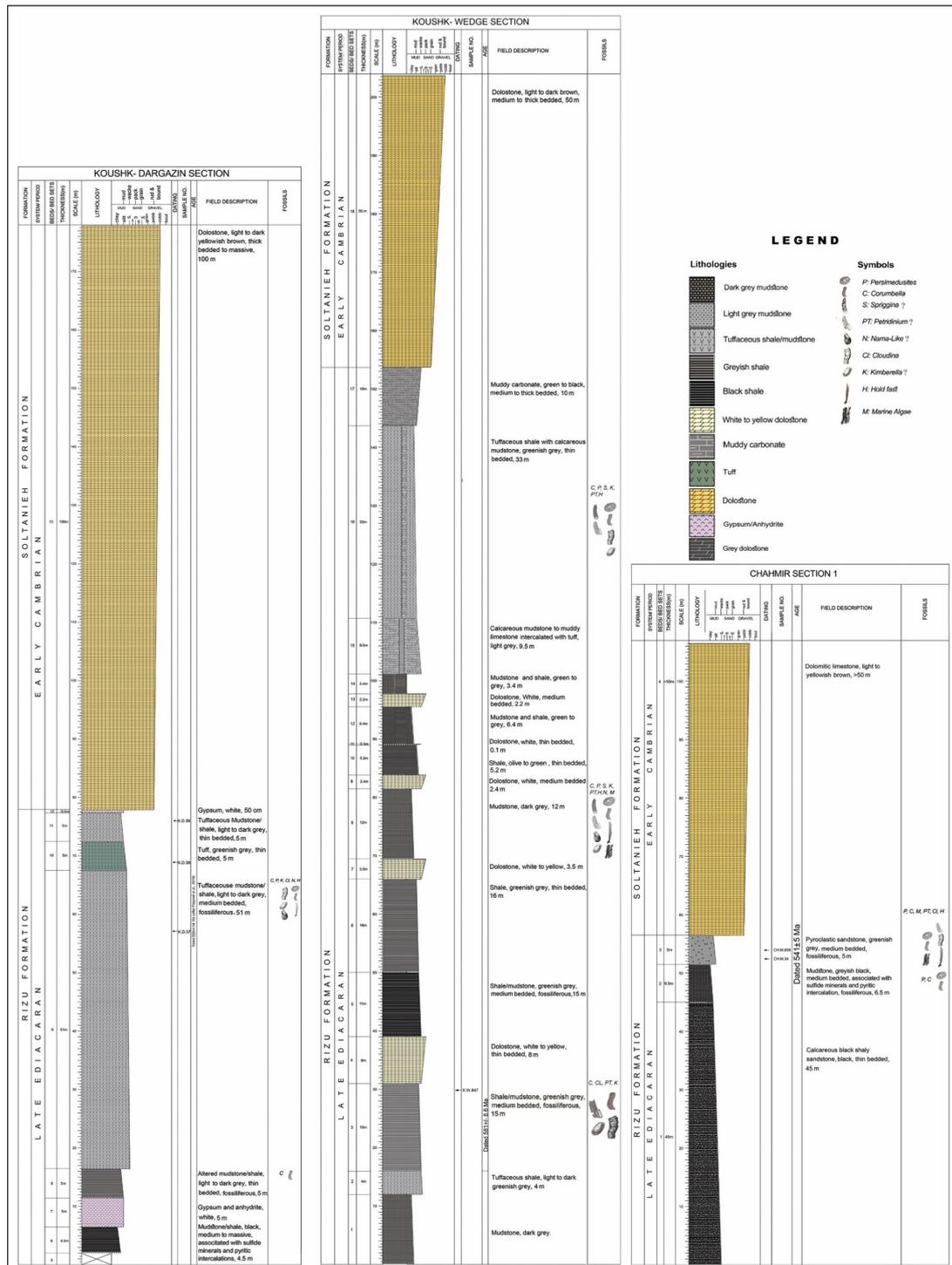
۲-۱- نمونه برداری صحرائی

در راستای اهداف این پروژه، نمونه‌ها از طبقات دارای فسیل‌های ادیاکارا یا لایه‌های زیر و روی لایه‌های فسیلی برداشت (شکل ۵) و با کیفیت مورد نیاز برای تعیین سن

این پژوهش ضمن انجام برداشت‌های میدانی دقیق از چند برش چینه‌شناسی در گستره کوشک از ایران مرکزی، از روش‌های بررسی شیمی چینه‌نگاری (chemostratigraphic investigations) و محیط دیرینه (palaeoenvironmental investigations) برای بررسی برش‌های درگزین، کیل، وج، چاه میرا و چاه میرا ۲ استفاده کرده است. آنالیز ژئوشیمیایی عنصری و مطالعات سنگ‌نگاری در آزمایشگاه‌های ژئوشیمیایی سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی ایران انجام شد. فراوانی عناصر اصلی و کمیاب در شیل‌ها و کربنات‌ها برای ارزیابی بهتر درجه

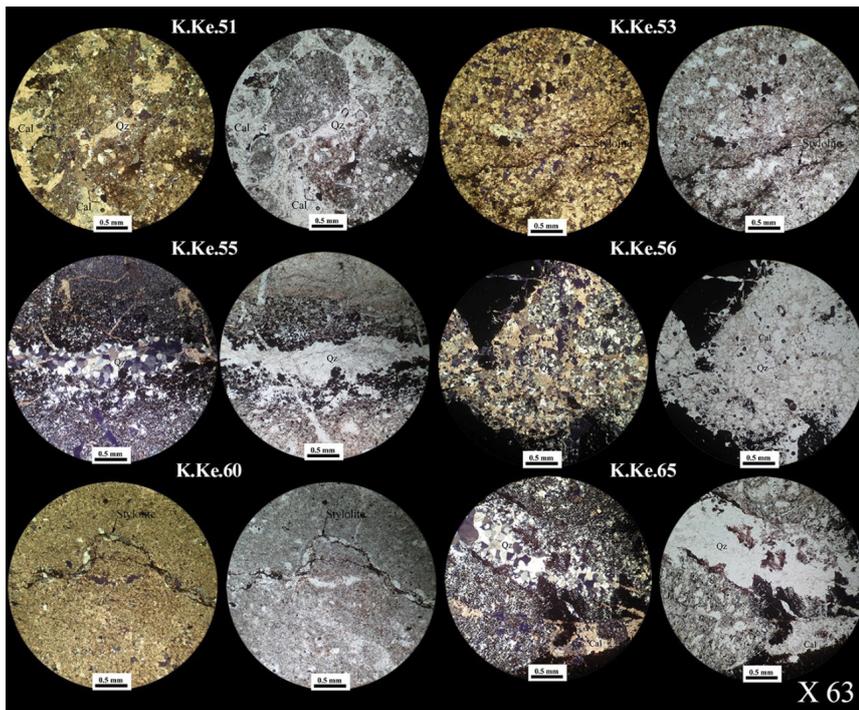
موناش (MU) در ملبورن استرالیا و ۴ نمونه توسط آزمایشگاه سن سنجی درسدن در Senckenberg Naturhistorische Sammlungen Dresden (SNSD) آلمان آنالیز شدند. به منظور شناسایی دقیق جنس سنگ‌ها تمامی نمونه‌ها مورد مطالعه سنگ‌نگاری دقیق قرار گرفت (جدول ۲). نود و هشت نمونه از شیل، شیل توفی و کربنات جمع‌آوری شده از ۵ برش در سراسر منطقه، جهت آنالیز ژئوشیمیایی به آزمایشگاه سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور ارسال شد. همچنین ۶۴ مقطع نازک از نمونه‌های برداشت شده، تهیه و در سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور مطالعه شدند.

مطلق انتخاب شدند. به منظور انجام مطالعات تعیین سن زیرکن، در ابتدا ۲۶ نمونه از توف تا شیل‌های توفی برداشت شد. به دلیل برخی محدودیت‌های زمانی و مالی، و به منظور آنالیز ایزوتوپ U/Pb، ۶ نمونه آذرآواری از توف‌های شیلی به قرار زیر انتخاب شد: ۲ نمونه از درگزی با مختصات "۳۸' ۴۵' ۵۵" خاور، "۱۰' ۴۶' ۳۱" شمالی، یک نمونه از وج در "۵۸' ۴۵' ۵۵" خاوری، "۵۴' ۴۵' ۳۱" شمالی و ۳ نمونه از چاه میر در "۳۵' ۲۰' ۵۵" خاوری، "۵۴' ۳۸' ۳۱" شمالی و "۲۱' ۰۲' ۵۶" خاوری، "۲۹' ۳۸' ۳۱" شمالی (شکل ۴). دو نمونه در آزمایشگاه سن‌سنجی در دانشگاه



شکل ۴- ستون‌های سنگ‌چینه‌نگاری (لیتواستراتیگرافی) نواحی وج، درگزی و چاه میر. پیکان‌های سیاه نشان‌دهنده موقعیت‌های نمونه‌های سن‌سنجی هستند (Farjandi et al., 2022).

Figure 4. Lithostratigraphic logs of the Wedge, Dargazin, and Chahmir sections. The black arrows show the position of the dated samples (Farjandi et al., 2022).



شکل ۵- تصویر میکروسکوپی نمونه‌هایی از برش‌های کوشک و چاه میر. حضور پیریت اکسید و اکسید آهن کدر (اپک)، کانی‌زایی تاخیری را مطرح می‌کند (K.Ke.51, 53, 55, 56, 60). نمونه حاوی پلویدهای سیلیسی شده و آثار فسیلی (K.Ke.65) نشانگر مراحل چندگانه دیاژنز می‌باشند. استیلولیت‌های مشاهده شده مربوط به کرنش‌های ناحیه کیل (K.Ke.53 and K.Ke.60)، سلسله‌ای از تغییر شکل‌های فشار بالا را پیشنهاد می‌دهد. تصاویر مربوط به عکس‌های PPL و XPL میکروسکوپی می‌باشند.

Figure 5. Microscopic photographs of samples from Koushk and Chahmir sequences. Oxidized pyrite and opaque iron oxide minerals suggest a late mineralization in the environment (K.Ke.51, 53, 55, 56, 60). Sample with silicified pelloids and trace fossils (K.Ke.65) indicating multiple stages of diagenesis. Some stylolites are observed in carbonates collected from Keel area (K.Ke.53 and K.Ke.60) suggesting a high pressure as a consequence of a deformation process. The photographs are paired plane polarized light (PPL) and cross polarized light (XPL) microscopic images.

جدول ۲- نتایج مطالعات سنگ‌نگاری نمونه‌های برداشت شده از محدوده‌های مورد مطالعه.

Table 2. lithostratigraphy table of the studied samples (categorized descriptions).

Classification/ sedimentary rocks													
Name	Limestone	Dolostone	Silty mudstone	Sandstone	Tuffaceous shale	Rhyolithic tuff	Tuff	Volcaniclastic rock	Tuffaceous rhyodacite	Gabbro	Monzogabbro	Rhyodacite	
Description	Recrystallized sparry limestone with organic matter and opaque iron oxides	Dolomite contains iron oxides-hydroxides. Highly brecciated, recrystallized, and altered ferruginous silicified sandy dolosparite, highly brecciated, recrystallized, and altered dolosparite	Silty mudstone full of opaque minerals	Very fine grained immature sandstone lithic arcs full of opaque minerals and organic matters	Fluidal lithic tuffaceous shale full of opaques, brecciated	Vitric tuff with acidic composition, tectonized, brecciated, and highly altered silty vitric tuff, highly silicified and argillaceous vitric tuff	Highly altered, silicified, oxidized, and brecciated rhyolithic vitric tuff, cataclastic with veins; Highly epidotized crystalline basic tuff (metamorphosed in green schist to epidot schist facies)		Highly altered pyroclastic rock (volcanic glass), ferruginous pyroclastic rock, contains mainly iron oxide minerals, silica and carbonate	Altered tuffaceous rhyodacite	Highly altered gabbro	Micro monzogabbro diorite, porphyry	Tectonized, and altered rhyodacite
Grain size	< 0.06 mm	Fine to coarse crystal	< 0.07 mm	< 0.8 mm	< 0.1 mm	Silt size to coarse grain		Micro to cryptocrystalline		< 1.5 mm	< 1mm to		
Texture	Sparitic, recrystallized, tectonized	Sparitic, recrystallized, discontinuous and irregular banded fabric, tectonized	very poor maturity, angular grains, medium to good compression	Angular grains, poor maturity, and medium compression	Porphyroclastic texture in a fluidal glass matrix, brecciated and tectonized	porphyroclastic in a vitroclastic matrix, elastic about clay and silt in size, micro to cryptocrystalline, tectonized, and brecciated	Porphyritic in highly altered vitroclastic matrix, tectonized, brecciated, elastic, recrystallized, cataclastic; elastic in an altered fluidal glass; porous	Clastic, recrystallized, silicified, tectonized, altered	porphyritic texture in a micro-cryptocrystalline matrix, fluidal, altered	intergranular, intersertal	Intersertal, intergranular, poikiloblastic, Porphyritic in intragranular	Porphyritic in spherulitic, snowflake matrix, tectonized	
Minerals	Calcite, some organic matter, clay minerals and opaque fexide minerals	Dolomite, silica, calcites, iron oxide-hydroxides, carbonate, gypsum, quartz, opaques and Jarosite- natrojarosite	Quartz, K-feldspar and plagioclase, muscovite, Clay minerals, opaque iron oxides, organic matters and crypto to microcrystalline silica	K-feldspars and plagioclase, lithic, sericite, opaque iron oxides, and clay minerals, muscovite	Quartz, calcites, clay minerals and opaque iron oxides, silica, sericite	Quartz, feldspar and plagioclase, muscovite, tourmaline, silica, dolomite, silica, clay minerals, opaque iron oxides, sericite, some Tourmaline crystals and chlorite	Quartz, K-feldspar and plagioclase, muscovite, clay minerals and sericite, tourmaline, silica, dolomite, opaque iron oxide minerals, tourmaline, calcite, phyllosilicate (clay-mica) epidote, biotite, leucocoxene, sphene, chlorite,	Quartz- K-feldspars and plagioclase, mica, calcite, Oxidized pyrite, clay minerals, Silica, calcite	Quartz, K-feldspar and plagioclase, clay minerals and sericites, opaque minerals, sphene, zircon, chlorite, silica	Plagioclase, K-feldspar, pyroxene, chlorite, serpentine, iron oxides, clay minerals, sericite, biotite, amphibole, Sphene	Plagioclase, K-feldspar, hornblende, pyroxene, apatite, opaque minerals, malachite, chlorite, calcite, delicate sheets of phyllosilicate, clay minerals, sericite, serpentin, dark iron oxides, silica	Quartz, K-feldspar and plagioclase, amphibole, muscovite, clay minerals and sericite, silica, dolomite, opaque iron oxide minerals, Tourmaline	
Narrower Terms	Stylolites and compressional veinlets; euhedral crystals, void filling cement, with both Cal. and Do	Euhedral crystals of calcite, or with veins filled by coarse filling of calcite, void filling by (saddle) dolomite (high tempand pressture, zoned dolomite; void filling cement (Cal. and Dol)	veins and cracks filled by microspartic calcite, with some euhedral coarse crystalline dolomite	Monocrystalline crystals of quartz	Vein filled with Qz and cal	with euhedral quartz, cracks and fractures filled by silica and calcite	Abundant veins filled by deformed calcite, recrystallized silica, and iron oxide; flow banding glass,	Vein filled with Qz and cal	The glass flowing is observed around the porphyroclasts	Casts of olivine filled with chlorite, serpentine and iron oxides	Plagioclase twinning, cracks and fractures filled by quartz and calcite	Spherulitic and snowflakes texture are seen in matrix	

۲-۲- آماده‌سازی نمونه

سن سنجی

نمونه‌های مورد استفاده برای تعیین سن به روش مطلق بر پایه روش‌های استاندارد آماده شدند (Pupin, 1976; Perri et al., 2008). حدود ۲ تا ۴ کیلوگرم از هر نمونه از توف‌ها و سنگ‌های آتشفشانی در ۳ مرحله خردایش شد و تا ۰/۲-۰/۰۶۳ میلی‌متر (۲۵۰ مش و ۱۱۸ مش) پودر، در آب مقطر شسته شده و در اجاق با دمای ۱۰۰ درجه سانتی‌گراد خشک شدند. از یک جداکننده ایزودینامیک فرانتز برای جداسازی کانی‌های مغناطیسی از غیرمغناطیسی در هر دو اندازه استفاده شد. کانی‌های سنگین غیرمغناطیسی با استفاده از مایع سنگین ترا بروماتان (با چگالی ۲/۹۶ گرم بر سانتی‌متر مکعب) جداسازی و به منظور آنالیز نقطه‌ای تک دانه، دانه‌های زیرکن با استفاده از میکروسکوپ دوچشمی جدا شدند. زیرکن‌ها روی بلوک‌های رزین اپوکسی نصب و تا نصف ستبرایشان صیقل داده شدند تا ساختار داخلی برای تصویربرداری SEM CL مشخص‌تر شود. برای بررسی الگوهای پهنه‌بندی زیرکن‌ها و شناسایی جاگیری مکانی (توپولوژی) و ریخت‌شناسی زیرکن‌ها و نیز تعیین اهداف مناسب برای ابلیشن لیزری (laser ablation)، از دستگاه میکروسکوپ الکترونی SEM مجهز به آشکارساز کاندولومینسانس (SEM-CL) استفاده شد.

برای آنالیز نهایی ایزوتوپی U/Pb، دانه‌های زیرکن و آپاتیت برگزیده از ۶ نمونه در دو آزمایشگاه سن‌سنجی دانشگاه ملبورن و آزمایشگاه سن‌سنجی درسدن با استفاده از دستگاه تبخیر لیزری - طیف‌سنجی جرمی پلاسمای جفت‌شده القایی (laser-ablation-inductively coupled plasma-mass spectrometry (LA-ICP-MS)) آنالیز شدند. در آزمایشگاه دانشگاه ملبورن، از روش‌های LA-ICP-MS برای آنالیز ایزوتوپ‌های اورانیم، توریم و سرب زیرکن‌های آواری توسط یک دستگاه ICP-MS چهار قطبی Thermo ICAPTQ، دارای یک سیستم لیزر 193 Excimer نانومتری ASI RESOLUTION و مجهز به سلول تبخیری Laurin Technic S155 با حجم دو برابر استفاده شد. در آزمایشگاه سن‌سنجی درسدن، ایزوتوپ‌های U، Th، و Pb زیرکن‌ها توسط تکنیک‌های LA-SF ICP-MS، و با بهره‌گیری از یک Thermo-Scientific Element 2 XR sector field ICP-MS (single-collector) با رزولوشن 193 ASI نانومتر مورد آنالیز قرار گرفتند. مقادیر بالا (بیش از ۰/۵) برای نسبت (Th/U) منشا آذرین زیرکن‌ها را منعکس می‌کند، اما مقادیر بسیار پایین برای نسبت Th/U (کمتر از ۰/۰۷) می‌تواند منشا دگرگونی زیرکن‌ها را نشان دهد (Hanchar and Hoskin, 2003; Rubatto, 2002). افزون بر این، زیرکن‌هایی با Th/U بیشتر از ۱، بیانگر آن هستند که به احتمال از مذاب‌های مافییک متبلور شده‌اند (Amelin, 1998).

۲-۳- آنالیز عنصری

نمونه‌های آماده‌سازی شده با استاندارد ASTM D4698 و با استفاده از چهار اسید (ترکیبی از نیتریک ۶۵٪ وزنی/وزنی، پرکلریک ۷۰٪ وزنی و اسید هیدروفلوئوریک ۴۰٪ وزنی/وزنی؛ همه در مرحله انحلال نهایی با استفاده از اسید هیدروکلریک غلیظ ۳۷٪ تغلیظ شدند) هضم و به مدت ۳ روز در دمای ۲۰۰ تا ۲۵۰ درجه سانتی‌گراد حرارت داده شده و با روش ICP-OES مورد آنالیز قرار گرفتند. نتایج با استفاده از نمونه‌های CRM استاندارد شدند. با استفاده از استانداردهای بین‌المللی و تحلیل نمونه‌های تکراری، دقت و صحت به ترتیب بهتر از ۱٪ (میانگین ۰.۵٪) برای عناصر اصلی/فرعی، ۵٪ برای کبالت، کروم، مولیبدن، اورانیم و وانادیم و ۱۰٪ برای مس بوده است. عدم قطعیت‌های تحلیلی ۵٪ برآورد شد. برای محاسبه بی‌هنجاری Ce به عنوان انحراف Ce (Ce deviation)، از معادله زیر (Nozaki, 2008) استفاده شد:

$$Ce/Ce^* = 3Ce_{SN} / (La_{SN} + 2Nd_{SN})$$

SN: مقدار بهنجار شده غلظت REE در شیل

۲-۴- سنگ‌نگاری

برای مطالعات سنگ‌نگاری و شناسایی مواد معدنی ضروری و مواد آلی از یک میکروسکوپ سنگ‌نگاری پلاریزان مدل Leica DMLP مناسب برای ارزیابی منشا و فرگشت سنگ مادر استفاده شد. جهت تفکیک سیمان‌های کلسیت و دولومیت و برای تشخیص انواع کربنات موجود در نمونه‌ها، از یک روش رنگ‌آمیزی ترکیبی (Dickson, 1966) استفاده شد (Alizarin Red S/potassium ferricyanide stain).

۳-۳- داده‌ها و اطلاعات

۳-۱- محاسبات سن‌سنجی

با توجه به نتایج سن‌سنجی این پژوهش، ماکروفسیل‌های اדיاکارای ایران می‌توانند از کهن‌ترین فسیل‌های ثبت شده برای دوره ادياکارن باشند (Pu et al., 2016). از سوی دیگر، مقادیر بالاتر از ۰/۵ برای نسبت Th/U نشان‌دهنده منشا ماگمایی زیرکن‌هاست (Hoskin and Black, 2000; Belousova et al., 2002). جاگیری مکانی (توپولوژی) و ریخت‌شناسی زیرکن‌ها نیز منعکس‌کننده سازگاری خوب بین نتایج آن‌ها بوده و به منشا گوشته‌ای اشاره دارد (Farjandi, 2022).

۳-۲- سنگ‌نگاری

بررسی‌های دقیق سنگ‌نگاری بر روی ۶۴ مقطع نازک از سنگ‌های رسوبی و آذرین (شکل‌های ۵ و ۶) برداشت شده از برش‌های مناطق مورد مطالعه انجام شد. نمونه‌ها شامل سنگ آهک، سنگ آهک ماسه‌ای، سنگ آهک دولومیتی، دولوستون، سیلستون توفی، ژپس/انیدریت، چرت، ماسه‌سنگ، ماسه‌سنگ شیلی-آهکی، ماسه‌سنگ آذرآواری، سیلستون/شیل سیاه، سیلستون/شیل سیاه آهکی، سیلستون/شیل، سیلستون آهکی، شیل توفی، توف شیشه‌ای، توف و سایر ترکیب‌های آتشفشانی-آواری بودند. این نمونه‌ها دارای کلسیت، دولوسپاریت، کانی‌های کدر اکسید آهن، میکا، کلسیت، پیریت اکسید و برخی از آواری‌ها شامل کوارتز، فلدسپارهای پتاسیم بودند. حضور سنگ‌های آواری (clasts) نشان‌دهنده رسوب‌گذاری مجدد (reworking) فعال در محیط دریایی کم‌ژرفا است. وجود پیریت اکسید و کانی‌های اکسید آهن کدر، نشان‌دهنده کانی‌سازی تاخیری در محیط است (K.Ke.51, 53, 55, 60, 56). بسیاری از نمونه‌ها از پلویدهای نسبتاً دولومیتی شده (KD.7) یا سیلیسی شده (K.Ke.65) و آثار فسیلی تشکیل شده‌اند که نشان‌دهنده مراحل متعدد دیاژنز است (شکل ۵). افزون بر این، برخی از سنگ‌های آذرین اصلی، مانند ریوداسیت توفی، گابرو، مونزوگابرو و ریوداسیت، نیز شناسایی شدند. ترکیب کانی‌شناسی نمونه‌ها به طور عمومی شامل پلاژیوکلاز، پتاسیم-فلدسپار، آمفیبول، پیروکسن، بیوتیت، اسفن، آپاتیت، کانی‌های کدر، مالاکیت، کلریت، کلسیت، صفحات ظریف فیلسیلیکات، کانی‌های رسی، سرپانتین، سیلیس، کوارتز، سریسیت، مسکوویت، کانی‌های اکسید آهن کدر و تورمالین است. برخی نمونه‌ها شامل کوارتز با خاموشی موجی و فرورفتگی‌های گرد شده هستند (CH.M.20 K.OK.1 K.OK.5؛ شکل ۶). خاموشی موجی کوارتز ممکن است نشان دهد که پیش از یک رویداد دگرریختی رشد کرده‌اند و بنابراین به عنوان یک ویژگی تشخیصی در نظر گرفته می‌شود (Passchier and Trouw, 2005). افزون بر این، فرورفتگی گرد نشان‌دهنده انحلال جزئی در یک مذاب ریولیتی فوق داغ و اشباع از آب است (Donaldson and Henderson, 1988).

۳-۳- شیمی چینه‌نگاری (Chemostratigraphy)

آنالیز عنصری

برای یافتن شرایط حاکم بر اقیانوس کهن در گستره مورد بررسی، مانند شرایط اکسیداسیون-احیا، و تاثیر آن بر ویژگی‌های موجودات ادياکارای، مانند شکل و اندازه، استفاده از شاخص‌هایی مانند: جریان آواری (detrital influx)، پائوریداکس (Palaeoredox)، دیرینه شوری (Palaeosalinity)، دیرینه تولید

تولید در محیط‌های دریایی، از برخی شاخص‌های قابل اعتماد مانند نسبت‌های عنصری بهنجار شده با Al آلومینیم استفاده شده است. بهنجارسازی به منظور انجام تصحیح اثرات رقیق‌سازی رسوبات بیژنیک کربناته یا سیلیسی اعمال شده است، زیرا مقدار آلومینیم به عنوان تابعی از فراوانی کانی‌های رسی دیاژنتیکی تغییر نمی‌کند (Lézin et al., 2013). داده‌های خام و نسبت‌های محاسباتی در جدول ۳ آمده است.

(palaeoproductivity) و اقلیم دیرینه (palaeoclimate) از اهمیت بالایی برخوردار است. با وجود دشواری‌های نسبت دادن تاثیر ژئوشیمی بر ریخت‌شناسی موجودات زنده ایداکارا، مطالعات پیشین نشان می‌دهند که اندازه‌های کوچک موجودات ایداکارا ممکن است ناشی از مقادیر اسیدیته اقیانوس بوده باشد (Raven et al., 2005). بنابراین، برای برآورد نوسانات جریان‌ات آواری، نرخ اکسیژن‌رسانی و دیرینه

جدول ۳- نتایج آنالیز ژئوشیمیایی عناصر اصلی و کمیاب و نسبت‌های عنصری در مناطق مورد مطالعه.

Table 3. Geochemical analysis of major and trace elements and elemental ratios in the studied areas.

Row	Field No.	Altitude	Petrography	Field observation	% Al ₂ O ₃	Ba	Be	%CaO	Cd	Ce	Co	Cr	Cu
1	CH-M-1	0.4		Thin bedded black shale	2.35	109.91	0.36	51.19	0.30	70.76	17.07	29.31	10.92
2	CH-M-2	0.6		Thin bedded black shale	2.30	115.27	0.39	46.37	1.03	64.32	20.75	26.22	79.38
3	CH-M-3	0.75		Thin bedded black shale	0.78	82.47	0.19	56.06	0.35	63.17	17.98	14.77	5.24
4	CH-M-4	0.9		Thin bedded black shale	1.47	69.73	0.32	57.10	3.26	75.78	18.35	17.99	11.13
5	CH-M-5	1	Sparry limestone	Black sparry limestone	0.86	17.21	0.11	51.44	0.33	22.61	17.72	75.99	3.86
6	CH-M-6	1.2		Thin bedded black shale	0.91	64.30	0.14	58.98	0.08	59.97	17.75	13.17	5.43
7	CH-M-7	1.4		Thin bedded black shale	0.72	34.15	0.10	62.72	0.08	64.49	16.97	10.30	4.19
8	CH-M-8	1.6	Dolomicrosparite	Dolomicrosparite									
9	CH-M-9	1.7	Dolomicrosparite	Dolomicrosparite									
10	CH-M-11	2.25		Black to grey shale	1.52	43.11	0.23	52.07	0.88	65.55	13.51	21.77	7.81
11	CH-M-12	2.5		Black to grey shale	4.34	77.62	0.66	48.88	0.08	73.32	17.85	43.63	12.34
12	CH-M-13	2.75		Black to grey shale	5.12	172.53	0.66	2.82	0.29	30.58	10.17	87.97	48.01
13	CH-M-14	2.9	Carbonate	Sandy limestone	1.12	7.46	0.11	49.58	2.69	7.67	19.11	159.59	7.70
14	CH-M-15	3											
15	CH-M-16	3.1	Carbonate	Sandy limestone	0.45	2.52	0.08	49.19	0.36	4.97	18.02	26.29	2.91
16	CH-M-17	3.5	Sparry limestone	Sparry limestone	0.69	27.97	0.09	59.92	0.25	63.73	18.19	25.23	3.79
17	CH-M-19	3.9	Silty mudstone	Calcareous black shale	11.72	120.09	2.32	1.48	3.02	54.45	19.31	100.24	50.36
18	CH-M-20	58.5	Tuffaceous rhyodacite	Greyish tuff									
19	CH-M-21	59.5		Black to grey shale	12.87	38.89	2.13	3.17	0.43	41.56	24.62	166.17	63.08
20	CH-M-22	60.5	Vitric tuff	Vitric tuff									
21	CH-M-23	61.5	Mudstone	Mudstone	8.34	631.37	2.94	9.08	0.99	144.32	144.13	84.45	123.60
22	CH-M-24	62.5		Black shale	9.45	179.35	1.56	1.25	1.01	56.31	29.33	134.16	38.72
23	CH-M-25	63.5	Sandstone	Sandstone	14.46	86.91	1.44	9.36	0.08	67.44	23.49	114.98	19.89
24	CH-M-26	64.5	mudstone	mudstone	6.32	35.53	1.00	10.29	0.17	65.44	17.89	48.16	4.84
25	CH-M-27	65.5	Tuffaceous shale	Mudstone	7.19	57.58	1.04	7.48	0.15	57.83	24.33	201.06	26.51
26	CH-M-28	99	Dolomitic limestone	Medium to thick bedded dolostone	1.23	51.61	0.38	60.50	0.65	66.26	18.03	157.03	10.62
27	CH-M-30	46		Black mudstone	8.01	149.32	2.07	0.22	0.25	56.91	10.95	61.53	36.00
28	CH-M-31	47.5		Black mudstone	5.52	205.19	1.76	0.17	0.40	43.77	13.16	53.74	39.21
29	CH-M-32	49		Black mudstone	4.97	304.87	1.23	0.12	0.27	40.55	12.49	41.37	16.94
30	CH-M-33	51.5		Black mudstone	5.81	182.99	1.45	0.55	0.16	39.51	14.90	80.10	47.28
31	CH-M-34	52.5	Gabbro	Gabbro									
32	CH-M-35	59	Dolosparrite	Dolomitic limestone	1.02	340.76	0.18	35.68	0.54	60.93	41.09	35.87	64.43
33	K-D-1	0.01		Monzogabbro	16.87	187.25	1.01	3.01	0.55	100.77	40.54	86.57	174.26
34	K-D-2	0.05		Tuffaceous shale	7.53	378.49	0.91	0.62	0.38	48.13	42.20	90.31	40.58
35	K-D-3	0.14		Tuffaceous shale	7.40	235.64	1.43	0.62	1.43	33.33	29.72	94.43	93.56
36	K-D-4	0.23	Dolomicrosparite	Dolomicrosparite	1.03	81.60	0.91	27.82	3.91	87.19	34.97	72.18	13.12
37	K-D-5	0.32		Laminated black shale	8.02	564.97	1.42	1.64	29.57	43.81	14.14	67.15	7.18
38	K-D-6	0.41		Laminated black shale	4.66	152.74	0.70	0.87	100.49	39.32	13.74	61.71	14.00
39	K-D-7	0.5	Dolomicrosparite	Dolomicrosparite	5.16	111.08	1.34	24.42	26.45	73.42	31.29	50.25	5.96
40	K-D-7a	0.75	Dolomicrosparite	Dolomicrosparite									
41	K-D-8	0.6		Laminated black shale	8.28	453.84	3.81	1.18	1.74	36.27	21.75	190.94	131.47
42	K-D-9	0.68		Laminated black shale	2.88	32.89	0.51	21.02	0.42	48.03	15.76	34.19	2.30
43	K-D-10	0.77		Laminated black shale	4.00	147.94	1.67	5.10	1.84	32.42	57.37	67.95	132.14
44	K-D-13	1.2		Thin bedded black shale	3.18	48.98	1.36	27.02	1.59	80.62	31.41	41.59	9.04
45	K-D-14	1.25		Thin bedded black shale	8.14	372.50	2.99	2.66	1.14	88.52	64.54	202.99	44.58
46	K-D-15	1.3		Thin bedded black shale	4.79	672.58	2.08	1.04	1.09	23.74	41.80	375.82	64.33
47	K-D-19	1.55		Thin bedded black shale	1.31	70.92	0.51	24.33	10.85	67.59	28.65	165.10	19.90
48	K-D-20	1.6		Thin bedded black shale	9.41	687.53	3.37	1.61	11.62	46.02	7.67	186.04	7.96
49	K-D-22	1.65		Thin bedded black shale	8.51	587.05	3.39	2.74	7.83	57.84	10.36	504.91	12.08
50	K-D-23	1.7		Thin bedded black shale	7.92	530.15	2.99	4.39	13.56	64.44	10.97	178.49	9.87
51	K-D-24	1.75		Thin bedded black shale	8.43	974.41	3.21	2.53	8.15	52.21	9.40	100.32	6.99
52	K-D-25	1.8		Thin bedded black shale	6.11	339.84	1.85	12.21	1.30	65.59	22.34	90.45	7.97
53	K-D-26	1.85		Thin bedded black shale	5.46	391.18	2.58	2.17	3.15	37.49	48.29	114.83	46.33
54	K-D-28	1.95		Thin bedded black shale	5.50	666.24	2.98	1.36	1.36	39.18	56.24	66.88	120.81
55	K-D-29-1	6.5		Medium to massive black shale	8.49	595.11	4.04	3.59	1.81	56.71	14.07	148.01	12.78
56	K-D-31	12		Altered light to dark grey shale(F)	0.51	33.68	0.26	3.43	0.78	27.55	26.05	27.26	15.99
57	K-D-33	17	Tuff	Tuffaceous Shale(F)									
58	K-D-34	27		Tuffaceous Shale(F)	3.36	300.01	0.80	2.16	0.11	30.51	7.85	61.19	19.52
59	K-D-35	37		Tuffaceous Shale(F)	3.53	403.04	1.04	0.40	0.08	27.48	6.64	26.50	22.28
60	K-D-36	47		Tuffaceous Shale(F)	5.72	256.44	1.94	3.75	4.18	44.33	12.87	49.24	19.73
61	K-D-37	67.5	Tuff	Tuffaceous mudstone/shale									
62	K-D-38	69	Micro-monzogabbro porphyry	Tuffaceous mudstone/shale									
63	K-D-39	76	Tectonized, brecciated, and highly altered rhyolitic tuff	Tuff									
64	K-D-40	77.75		Gypsum	27.31	53.68	2.04	0.40	0.29	98.54	3.74	153.97	8.45
65	K-D-41	80.5	Dolomicrosparite with high amount of iron	Purple thick bedded to massive dolostone	9.14	560.63	0.95	6.98	0.27	35.01	16.47	95.26	10.06

ادامه جدول ۳- نتایج آنالیز ژئوشیمیایی عناصر اصلی و کمیاب و نسبت‌های عنصری در مناطق مورد مطالعه.

Continued from Table 3. Geochemical analysis of major and trace elements and elemental ratios in the studied areas.

Row	Field No.	Altitude	Petrography	Field observation	% Al ₂ O ₃	Ba	Be	%CaO	Cd	Ce	Co	Cr	Cu
66	K-W-2	8		Mudstone	5.02	305.82	1.01	13.47	0.15	58.11	19.68	55.31	50.43
67	K-W-4	18		Greyish shale(F)	12.92	242.64	4.52	0.44	0.24	57.75	10.97	28.68	16.37
68	K-W-5	31	Dolomicrosparite	Dolostone									
69	K-W-6	45		Grey to blackish shale+ Gypsum+ Sulfides	9.59	498.72	1.27	1.50	0.31	27.80	6.36	54.38	23.61
70	K-W-7	49		Grey to blackish shale+ Gypsum+ Sulfides	4.73	122.06	0.63	3.30	0.17	30.98	6.79	39.39	43.20
71	K-W-8	51		Grey to greenish shale	16.16	2153.98	1.38	1.94	0.08	80.73	38.83	118.25	13.26
72	K-W-10	81		Mudstone	10.15	552.34	4.37	2.95	0.08	107.30	12.30	26.65	22.10
73	K-W-12	88		Argillaceous shale	10.51	234.41	5.32	0.64	0.08	125.88	9.83	17.78	2.05
74	K-W-14	91		Argillaceous mudstone and shale	15.18	253.83	6.78	0.16	0.08	110.26	11.57	25.58	5.29
75	K-W-15	92.5		Argillaceous mudstone and shale	12.08	797.52	1.23	1.27	0.34	57.89	18.76	75.99	16.90
76	K-W-16	94.5		Argillaceous mudstone and shale	5.04	592.79	1.53	10.44	0.24	57.66	17.54	33.13	67.83
77	K-W-18	97.5		Dolostone	10.55	371.88	0.45	0.32	0.20	38.55	8.50	58.33	0.51
78	K-W-19	98		Greenish Argillaceous mudstone	11.99	653.64	1.45	1.83	0.08	74.11	7.96	37.87	1.37
79	K-W-20	100		Greenish Argillaceous mudstone	7.30	557.65	1.61	2.28	0.17	54.49	6.99	78.75	4.09
80	K-W-21	101		Greenish Argillaceous mudstone	3.87	241.57	0.68	5.32	0.08	40.92	7.49	83.32	5.19
81	K-W-22	103		Argillaceous mudstone	9.26	400.44	1.05	5.36	0.38	107.43	13.18	52.06	27.04
82	K-W-23	104		Argillaceous mudstone	13.43	504.32	2.60	3.41	0.39	151.09	13.29	29.95	2.19
83	K-W-24	105		Argillaceous mudstone	12.89	603.61	0.84	2.67	0.31	89.97	12.19	42.93	2.91
84	K-W-25	107		Argillaceous mudstone	10.25	519.26	1.03	0.68	0.08	36.55	9.77	48.97	3.78
85	K-W-29	112		tuffaceous shale (F)	10.17	390.84	0.56	4.41	0.15	21.90	7.98	31.92	2.91
86	K-W-30	114		tuffaceous shale (F)	10.34	343.45	0.48	1.66	0.08	70.36	7.16	41.79	1.32
87	K-W-31	116		tuffaceous shale (F)	9.78	709.56	0.99	11.11	0.17	55.67	16.56	54.42	12.22
88	K-W-33	120		tuffaceous shale (F)	18.45	708.69	4.51	0.85	0.24	68.77	13.48	53.14	11.74
89	K-W-35	122		tuffaceous shale (F)	12.58	510.60	1.58	5.60	0.26	55.74	22.96	39.88	3.21
90	K-W-37	127		tuffaceous shale (F)	17.36	862.53	2.46	1.33	0.49	94.90	34.40	41.09	14.04
91	K-W-39	130		tuffaceous shale (F)	16.16	347.32	6.08	0.68	0.35	85.94	9.21	27.62	5.56
92	K-W-40	132		tuffaceous shale (F)	1.20	93.11	2.00	31.26	0.08	73.53	24.54	25.95	32.29
93	K-W-41	136		tuffaceous shale (F)	15.20	824.03	1.92	5.97	0.18	78.05	17.14	54.60	168.55
94	K-W-42	138		tuffaceous shale (F)	18.81	1337.51	2.08	0.87	0.33	68.80	17.05	61.94	215.66
95	K-W-44	142		tuffaceous shale (F)	7.25	625.79	0.99	7.34	0.08	44.60	14.95	30.90	21.30
96	K-W-45	143		tuffaceous shale (F)	16.19	742.79	3.13	0.77	0.08	83.60	16.10	31.75	4.50
97	K-Ke-48	21	Dolomitic limestone	Limestone	13.15	600.05	0.19	5.74	0.16	143.33	10.08	103.21	4.05
98	K-Ke-49	23.5	Calcareous tuff	Limestone	8.10	878.90	4.13	3.07	0.30	48.01	20.35	70.76	34.51
99	K-Ke-50	90	Dolostone	Dolostone									
100	K-Ke-50-1	98.5		Tuffaceous shale									
101	K-Ke-55	107	Tuff	Tuff									
102	K-Ke-57	110	Doloparite	Dolostone	0.26	45.50	1.30	18.93	0.15	35.78	23.77	38.91	41.40
103	K-Ke-60	115	Sandy doloparite	Sandy dolostone									

Row	Field No.	Dy	Er	Eu	%Fe ₂ O ₃	Ga	Gd	Ho	%K ₂ O	La	Li	Lu	%MgO	Mn	%Na ₂ O	Nb	Nd	P	Pb	Pr	Rb	Sc	Sm
1	CH-M-1	1.62	5.15	0.60	1.19	3.89	1.31	0.38	1.13	8.63	6.71	0.08	3.20	834.96	0.11	1.00	12.08	914.66	386.20	2.27	31.31	3.57	3.18
2	CH-M-2	1.51	4.98	1.37	2.11	4.91	1.93	0.50	1.07	8.44	6.75	0.08	2.87	815.02	0.17	3.42	10.91	1097.87	335.04	3.45	47.34	3.03	2.88
3	CH-M-3	0.75	5.21	0.69	0.44	1.82	0.73	0.38	0.37	5.84	2.65	0.08	2.89	982.96	0.12	0.75	9.17	391.19	82.86	1.26	21.29	1.87	1.84
4	CH-M-4	2.16	5.46	1.19	0.69	5.39	0.86	0.54	0.76	11.88	5.49	0.08	2.65	1508.83	0.11	2.13	12.93	3207.02	121.77	1.30	34.99	2.74	2.29
5	CH-M-5	0.75	0.38	0.53	0.34	1.17	0.38	0.38	0.34	8.66	2.47	0.08	2.75	697.97	0.36	2.85	8.70	185.06	28.16	0.40	14.31	0.86	1.72
6	CH-M-6	0.75	5.20	0.86	0.45	1.61	0.19	0.38	0.46	2.13	2.27	0.08	1.75	539.06	0.16	0.75	6.73	86.91	80.66	1.05	34.48	1.15	1.40
7	CH-M-7	0.75	5.48	0.75	0.26	2.08	-0.03	0.38	0.32	2.91	1.39	0.08	2.26	594.45	0.14	1.25	5.90	172.33	41.15	0.98	20.99	1.43	1.12
8	CH-M-8																						
9	CH-M-9																						
10	CH-M-11	0.75	5.09	0.61	0.72	1.86	0.54	0.38	0.73	5.38	4.40	0.08	1.47	610.83	0.24	1.83	9.45	359.52	1076.05	1.54	32.77	2.35	2.37
11	CH-M-12	1.93	5.32	0.73	2.00	4.24	1.47	0.38	1.91	7.20	13.96	0.08	2.35	795.01	0.21	0.75	10.88	856.99	2439.31	3.23	60.01	5.16	1.72
12	CH-M-13	1.74	2.10	0.21	4.75	9.86	2.77	0.38	1.79	5.05	8.01	0.24	0.46	209.83	1.70	10.27	5.15	209.85	208.34	5.86	81.53	5.80	1.60
13	CH.M.14	1.11	0.38	0.21	1.03	0.75	0.67	0.38	0.48	6.66	3.20	0.08	2.18	952.47	0.37	1.58	7.94	144.36	45.39	1.03	2.25	1.08	1.39
14	CH.M.15																						
15	CH.M.16	1.24	0.38	0.05	0.50	2.29	0.38	0.38	0.20	5.73	1.75	0.08	3.83	1317.68	0.14	4.05	8.03	43.09	15.82	0.85	5.13	0.53	0.99
16	CH-M-17	0.75	5.44	0.14	0.70	0.51	0.52	0.38	0.38	3.71	1.50	0.08	2.92	1376.84	0.11	2.02	9.02	55.58	40.62	1.77	13.83	1.06	1.19
17	CH-M-19	5.18	2.34	1.06	7.75	14.99	6.05	0.67	3.84	20.24	16.08	0.40	1.79	1249.30	0.60	9.54	22.30	1651.46	402.32	10.47	92.71	14.49	5.54
18	CH.M.20																						
19	CH.M.21	2.43	2.40	0.42	10.03	18.45	6.83	0.56	4.23	19.08	14.71	0.54	3.19	1614.61	0.26	7.05	16.78	425.96	84.59	14.29	114.60	7.64	3.55
20	CH.M.22																						
21	CH-M-23	30.10	3.92	1.23	3.50	14.45	5.10	1.04	3.17	42.54	12.05	0.20	1.51	13333.00	0.76	15.07	39.33	309.20	53.72	4.58	112.46	7.95	9.59
22	CH-M-24	4.44	2.47	0.75	13.31	18.60	9.02	0.74	2.38	22.13	55.12	0.69	5.10	1822.71	0.26	9.37	23.37	2416.94	204.24	18.17	58.27	10.90	5.52
23	CH-M-25	5.62	3.80	1.05	6.43	19.40	5.08	0.58	3.77	15.43	19.02	0.33	3.94	1385.18	2.96	7.01	19.08	1167.60	632.16	8.84	103.80	26.19	4.14
24	CH-M-26	11.93	3.94	2.22	2.67	6.42	4.81	0.93	1.75	33.23	22.74	0.14	6.76	2078.77	0.87	3.41	29.97	167.24	1.50	4.42	65.00	6.27	7.52
25	CH-M-27	5.57	3.38	1.04	8.13	12.32	6.36	0.79	2.16	19.50	16.59	0.39	4.52	928.90	0.98	2.65	25.39	4093.39	47.80	11.30	54.96	8.82	5.34
26	CH-M-28	0.75	5.44	0.28	1.40	4.03	0.92	0.38	0.80	6.13	3.51	0.08	2.29	1516.40	0.10	2.70	9.19	128.91	23.09	2.51	16.95	1.72	2.42
27	CH-M-30	3.85	1.76	1.01	8.03	14.63	5.79	0.57	1.28	24.58	5.42	0.38	0.27	133.52	2.39	10.25	21.60	6543.89	13333.00	10.52	38.62	14.56	4.86
28	CH-M-31	5.33	1.84	1.32	12.09	13.61	8.36	0.69	0.92	22.13	4.06	0.57	0.12	118.54	1.26	8.94	22.43	4940.52	13333.00	15.26	35.30	12.47	5.58
29	CH-M-32	2.44	1.62	0.37	10.75	12.74	6.43	0.38	2.17	22.26	4.45	0.51	0.26	111.11	1.64	9.15	14.28	1499.72	3624.08	13.32	77.67	10.76	2.32
30	CH-M-33	3.47	2.02	0.95	12.16	16.20	7.66	0.57	1.07	20.14	4.94	0.58	0.27	152.41	1.86	7.74	16.41	2287.99	8067.32	15.49	40.07	10.91	4.02
31	CH-M-34																						
32	CH-M-35	2.63	5.62	0.75	13.15	8.92	9.61	0.71	0.34	6.60	1.86	0.75	10.98	3904.20	0.09	3.40	11.87	432.20	380.73	20.80	2.25	1.61	4.54
33	K-D-1	6.72	3.45	2.74	12.02	25.10	10.27	1.04	1.25	48.29	54.72	0.69	6.53	2623.72	5.31	62.46	32.25	1971.51	1121.34	18.40	68.42	22.53	8.19
34	K-D-2	3.54	2.78	0.77	18.60	20.48	12.97	0.88	1.36	18.51	56												

ادامه جدول ۳- نتایج آنالیز ژئوشیمیایی عناصر اصلی و کمیاب و نسبت‌های عنصری در مناطق مورد مطالعه.

Continued from Table 3. Geochemical analysis of major and trace elements and elemental ratios in the studied areas.

Row	Field No.	Dy	Er	Eu	%Fe ₂ O ₃	Ga	Gd	Ho	%K ₂ O	La	Li	Lu	%MgO	Mn	%Na ₂ O	Nb	Nd	P	Pb	Pr	Rb	Sc	Sm
45	K-D-14	9.41	4.31	2.21	28.29	27.50	24.55	2.04	4.15	60.05	52.12	1.91	3.87	497.61	0.20	5.28	61.10	6987.90	786.44	48.76	98.68	9.84	14.86
46	K-D-15	0.75	2.67	0.31	24.83	24.12	17.59	0.83	3.24	5.09	15.31	1.55	1.16	593.66	0.27	5.92	14.16	552.46	651.99	38.84	60.94	5.38	4.56
47	K-D-19	17.16	5.84	1.82	6.00	5.29	6.40	1.04	0.54	23.53	9.17	0.33	10.87	6017.30	0.12	3.82	24.09	942.59	13333.00	9.58	13.90	3.29	7.23
48	K-D-20	3.84	1.85	0.90	2.49	11.53	2.41	0.38	4.92	17.77	31.95	0.13	2.21	276.93	0.97	3.37	14.81	3434.04	3380.05	3.56	70.62	10.43	3.64
49	K-D-22	4.89	2.39	1.07	3.14	9.10	3.24	0.53	4.09	25.06	30.77	0.13	2.22	297.21	0.54	4.65	21.57	6794.53	7902.09	4.17	83.84	10.98	5.50
50	K-D-23	7.11	2.63	1.28	3.12	9.43	3.94	0.77	3.70	32.07	34.40	0.16	2.99	524.03	0.55	2.86	31.65	9306.37	13333.00	4.85	70.35	9.91	6.34
51	K-D-24	4.84	2.12	1.05	3.49	12.24	3.40	0.55	4.04	21.62	35.94	0.16	2.62	386.53	0.56	2.83	21.44	6768.11	8023.66	4.81	75.92	8.59	4.56
52	K-D-25	8.16	3.90	1.24	5.51	10.76	5.38	0.77	2.45	33.21	38.82	0.33	7.74	2729.88	0.14	1.17	26.94	2400.60	3452.25	8.12	50.94	10.70	5.43
53	K-D-26	2.77	3.06	0.53	22.07	22.67	15.22	0.90	2.75	8.85	24.74	1.29	2.36	1105.65	0.13	4.66	16.72	2270.51	6138.19	32.39	75.16	7.02	5.52
54	K-D-28	2.68	3.17	0.79	28.26	27.81	21.58	1.16	3.22	10.98	20.11	1.86	0.90	1528.02	0.39	8.91	23.13	4252.52	1645.10	45.36	70.65	6.37	6.74
55	K-D-29-1	4.84	2.52	1.02	4.11	10.82	3.62	0.54	3.57	23.50	37.58	0.20	3.86	799.95	0.08	5.41	22.01	4090.01	2816.07	5.91	74.78	10.74	4.21
56	K-D-31	0.75	2.88	0.15	18.72	12.69	11.10	0.56	3.40	3.33	2.66	0.99	0.73	653.33	0.49	4.77	9.06	3540.26	2209.44	25.01	52.32	8.74	2.93
57	K-D-33																						
58	K-D-34	1.06	1.77	0.19	5.77	8.74	3.22	0.38	1.79	5.48	6.24	0.27	0.33	99.20	1.15	5.23	5.52	467.38	2907.22	6.74	68.04	4.70	1.31
59	K-D-35	1.77	1.45	0.30	3.70	7.04	1.92	0.38	2.33	9.05	7.04	0.16	0.35	77.24	0.64	6.50	6.44	471.13	847.98	4.18	52.72	5.32	1.56
60	K-D-36	2.59	2.19	0.57	5.60	10.01	3.65	0.38	2.65	21.38	19.15	0.28	2.90	1516.63	0.84	7.24	13.95	875.97	2115.18	7.32	80.49	9.57	3.36
61	K-D-37																						
62	K-D-38																						
63	K-D-39																						
64	K-D-40	0.75	0.89	1.16	0.62	11.23	0.64	0.38	8.41	4.79	4.04	0.08	0.13	94.38	3.77	0.75	26.38	9877.69	335.07	1.14	27.82	10.95	4.42
65	K-D-41	4.62	2.73	0.43	4.52	11.41	3.75	0.38	1.62	7.24	6.01	0.24	4.05	3588.11	3.42	2.73	10.34	592.47	49.47	6.42	54.26	8.06	2.57
66	K-W-2	6.40	3.51	0.87	5.39	11.10	5.46	0.80	2.26	23.29	22.82	0.30	6.60	5949.98	0.24	7.57	26.44	530.11	24.85	8.17	45.50	6.60	6.85
67	K-W-4	9.66	2.39	0.65	5.94	17.01	5.31	0.84	5.47	32.87	55.50	0.35	4.00	874.84	0.00	17.64	32.11	546.77	287.65	8.42	183.12	11.45	6.44
68	K-W-5																						
69	K-W-6	4.19	1.58	0.70	0.87	9.32	1.48	0.38	3.24	5.77	13.76	0.08	0.72	515.82	2.28	9.10	5.70	133.20	96.22	1.10	93.12	11.39	2.00
70	K-W-7	1.98	2.17	0.16	3.80	5.24	2.21	0.38	1.64	4.32	5.87	0.17	0.36	182.21	1.57	10.13	4.74	189.60	168.97	4.71	58.80	5.86	0.62
71	K-W-8	8.23	3.01	2.30	12.15	26.99	10.83	1.02	6.54	18.19	72.58	0.71	7.20	4749.14	0.06	8.58	32.22	1705.58	68.15	17.81	109.23	37.72	9.61
72	K-W-10	14.20	3.13	2.22	4.12	21.52	7.54	2.03	6.78	76.95	36.20	0.25	2.74	1950.91	0.04	27.51	85.61	97.23	17.25	8.39	161.03	3.09	18.71
73	K-W-12	17.49	2.93	3.49	4.28	24.29	9.15	2.47	7.33	95.65	43.19	0.25	3.68	443.62	-0.01	33.28	108.22	152.51	20.80	9.37	239.14	4.51	24.35
74	K-W-14	20.69	3.24	3.33	4.43	35.08	9.28	2.11	9.19	79.17	61.43	0.29	4.42	147.80	0.00	48.76	91.09	177.61	12.74	8.93	275.81	7.38	21.30
75	K-W-15	5.27	2.15	1.21	7.37	16.31	6.28	0.79	5.45	27.84	39.98	0.39	4.97	550.93	0.03	4.83	31.68	707.20	19.81	10.19	81.79	10.98	7.69
76	K-W-16	8.94	3.68	1.02	5.40	12.07	5.90	0.72	4.11	19.95	10.26	0.27	2.74	5848.84	0.06	7.47	26.08	777.09	27.23	7.52	61.17	4.66	7.00
77	K-W-18	7.38	1.55	0.99	4.08	23.35	3.99	0.68	9.47	27.36	24.11	0.22	3.75	308.38	0.07	18.87	28.61	515.46	16.64	6.29	87.77	3.79	6.31
78	K-W-19	16.86	3.31	2.03	3.55	25.57	6.68	1.39	9.57	50.77	25.50	0.21	2.68	556.36	0.05	32.00	55.59	113.39	9.59	6.39	108.90	1.62	12.86
79	K-W-20	12.53	2.48	1.66	1.94	13.18	4.66	0.97	7.79	38.32	11.02	0.08	1.39	708.01	0.06	23.34	43.41	130.18	106.87	3.69	84.42	1.19	10.29
80	K-W-21	13.49	2.70	2.42	0.66	2.07	4.43	0.74	4.73	22.48	2.16	0.08	0.16	760.12	0.03	8.16	30.80	194.79	41.57	1.89	51.02	3.63	8.90
81	K-W-22	12.90	3.03	3.22	3.49	10.83	7.43	1.87	8.38	75.89	22.99	0.18	2.98	1457.32	0.04	13.30	82.83	1168.48	36.62	7.32	101.12	11.00	18.20
82	K-W-23	15.41	3.27	4.05	5.17	34.55	9.00	2.49	6.32	95.99	68.19	0.30	4.69	1007.50	0.03	25.94	102.24	796.03	30.53	10.58	97.90	12.16	21.56
83	K-W-24	14.95	2.64	3.40	3.71	15.05	7.61	1.67	11.68	62.45	20.77	0.21	2.63	760.88	0.07	21.79	69.26	953.01	24.11	7.17	116.45	5.76	16.42
84	K-W-25	15.36	2.77	1.50	4.67	19.05	5.90	0.69	7.70	18.39	23.29	0.27	3.55	410.57	0.04	24.79	24.27	745.52	26.96	6.36	81.92	5.82	6.06
85	K-W-29	8.69	2.16	1.04	1.85	14.99	3.26	0.38	10.52	8.32	12.36	0.10	1.73	813.32	0.07	11.74	13.00	638.99	39.72	2.83	101.71	4.07	4.13
86	K-W-30	9.93	2.03	2.39	2.61	20.76	4.86	1.27	10.24	53.11	16.29	0.12	2.49	428.42	0.06	18.20	55.99	632.00	25.13	4.90	98.48	3.23	11.42
87	K-W-31	8.02	3.73	0.95	4.65	13.83	4.77	0.67	7.90	17.94	13.47	0.24	2.58	6627.98	0.12	8.85	23.64	1415.81	54.46	6.69	91.54	12.07	6.35
88	K-W-33	11.24	3.03	1.35	4.97	23.87	5.57	0.93	8.01	38.98	81.62	0.31	5.31	435.99	0.05	30.35	37.20	1265.63	13.74	7.47	182.00	17.08	7.50
89	K-W-35	13.89	4.22	1.41	7.06	15.60	7.07	0.98	8.16	25.46	56.48	0.45	6.54	3037.67	0.04	13.83	29.04	1277.61	10.94	10.84	163.26	11.93	6.34
90	K-W-37	9.26	2.94	2.21	7.42	26.08	8.05	1.02	8.00	30.92	89.20	0.45	5.13	537.86	0.09	16.34	40.23	3562.54	70.84	11.30	164.54	31.30	11.01
91	K-W-39	17.64	3.09	2.45	3.44	29.96	6.32	1.59	12.73	68.82	102.60	0.24	3.92	188.32	0.06	34.23	66.66	714.56	22.72	7.18	306.03	14.80	13.27
92	K-W-40	35.45	6.66	5.25	1.68	2.43	10.03	1.55	0.94	28.19	3.14	0.11	11.52	939.82	0.06	0.75	47.13	22.50	10.39	4.25	18.17	13.01	17.14
93	K-W-41	6.37	2.94	0.89	4.63	16.37	4.62	0.95	10.37	53.62	51.70	0.26	4.12	4470.41	0.10	9.73	37.47	590.27	91.90	7.41	166.02	9.84	7.20
94	K-W-42	6.66	1.89	1.06	4.91	23.18	4.85	0.90	9.82	42.58	50.69	0.26	2.71	496.61	0.15	13.02	35.84	919.78	37.46	7.53	118.58	9.26	7.17
95	K-W-44	8.32	2.80	0.75	4.40	7.38	4.00	0.56	7.72	15.68	10.12	0.24	1.46	9247.37	0.08	10.25	17.83	1304.42	64.21	6.26	87.90	9.85	4.70
96	K-W-45	13.10	2.94	2.10	5.50	25.49	6.78	1.36	8.54	60.13	101.14	0.35	5.34	492.15	0.07	23.45	54.34	2089.88	11.21	9.15	132.50	14.13	11.56
97	K-Ke-48	11.26	3.76	2.68	1.46	8.93	5.77	1.65	13.36	65.73	0.75	0.11	1.99	2580.89	5.26	11.64	75.70	671.66	1.50	12.60	130.27	8.08	14.73
98	K-Ke-49	11.20	2.55	1.52	6.57	16.33	6.81	0.58	5.24	11.04	54.16	0.35	3.46	1146.49	0.17								

ادامه جدول ۳- نتایج آنالیز ژئوشیمیایی عناصر اصلی و کمیاب و نسبت‌های عنصری در مناطق مورد مطالعه.

Continued from Table 3. Geochemical analysis of major and trace elements and elemental ratios in the studied areas.

Row	Field No.	Sn	Sr	Ta	Tb	Te	Th	Ti	%TiO ₂	Tm	V	Y	Fe/Ti	Fe/Al	Cu/Al (10 ⁻³)	Ti/Al(10 ⁻³)	Zr/Al(10 ⁻³)	Th/Al(10 ⁻³)	Ba/Al(10 ⁻³)
31	CH-M-34																		
32	CH-M-35	6.33	156.57	7.04	1.04	2.05	53.92	171.52	0.03	1.59	44.73	13.17	17.01	536.33	11.91	31.71	2.03	9.97	63.00
33	K-D-1	5.78	108.78	5.09	1.67	2.03	51.55	13333.33	2.22	1.33	278.53	31.21	0.94	6.31	1.95	149.30	0.56	0.58	2.10
34	K-D-2	9.43	32.97	6.03	1.43	2.60	78.13	1817.81	0.30	1.95	61.56	21.59	3.26	71.57	1.02	45.62	0.60	1.96	9.50
35	K-D-3	7.71	12.02	3.73	0.76	2.08	64.91	1721.01	0.29	1.58	67.06	20.70	2.77	63.08	2.39	43.96	0.74	1.66	6.02
36	K-D-4	5.73	140.15	12.81	1.75	1.73	49.52	234.71	0.04	1.67	18.41	93.01	15.42	358.31	2.41	43.03	2.21	9.08	14.96
37	K-D-5	2.04	39.42	0.59	0.94	1.93	17.48	1577.82	0.26	0.36	86.60	35.68	0.72	19.36	0.17	37.16	0.55	0.41	13.31
38	K-D-6	2.26	21.05	1.06	0.90	1.57	18.65	1306.28	0.22	0.38	60.61	22.31	1.44	27.10	0.57	52.97	0.70	0.76	6.19
39	K-D-7	3.89	64.52	9.22	1.05	1.81	32.80	855.56	0.14	0.88	38.98	45.93	2.13	67.94	0.22	31.31	0.83	1.20	4.06
40	K-D-7a																		
41	K-D-8	5.31	34.50	3.14	0.64	1.98	46.25	2304.86	0.38	1.13	105.76	16.18	1.83	34.74	3.00	52.61	0.55	1.06	10.36
42	K-D-9	1.72	22.32	0.78	0.08	0.74	14.51	350.12	0.06	0.40	59.13	5.51	1.76	76.60	0.15	22.94	0.71	0.95	2.16
43	K-D-10	17.89	19.41	7.98	2.73	5.59	148.97	935.19	0.16	4.09	49.58	10.18	9.86	223.20	6.25	44.20	0.94	7.04	6.99
44	K-D-13	4.07	68.45	12.38	0.75	1.44	34.72	930.73	0.16	1.07	37.57	44.21	3.56	64.38	0.54	55.34	0.92	2.06	2.91
45	K-D-14	16.30	36.29	6.11	3.43	4.10	139.84	3208.19	0.54	3.77	115.41	48.24	4.59	61.68	1.03	74.44	0.70	3.24	8.64
46	K-D-15	14.06	42.91	7.25	2.07	3.66	123.68	1554.19	0.26	3.02	71.34	9.93	6.85	111.73	2.54	61.31	0.58	4.88	26.53
47	K-D-19	2.77	28.03	5.35	0.72	7.46	22.21	815.02	0.14	0.75	20.66	100.37	6.04	51.53	2.86	117.21	2.08	3.19	10.20
48	K-D-20	1.10	38.10	1.16	0.64	0.82	8.78	2171.99	0.36	0.27	115.24	24.68	0.35	8.03	0.16	43.60	0.54	0.18	13.80
49	K-D-22	1.35	41.02	1.49	0.89	1.73	11.62	1019.72	0.17	0.29	121.45	30.01	0.49	21.55	0.27	22.65	0.46	0.26	13.04
50	K-D-23	1.38	44.20	0.01	0.23	2.56	11.01	772.70	0.13	0.32	115.29	40.74	0.52	28.20	0.24	18.43	0.40	0.26	12.65
51	K-D-24	1.51	44.54	0.37	0.08	1.98	12.41	1703.94	0.28	0.28	112.84	28.12	0.55	14.34	0.16	38.18	0.46	0.28	21.83
52	K-D-25	2.57	30.74	3.77	0.51	1.25	22.90	1492.21	0.25	0.60	70.45	50.81	1.19	25.81	0.25	46.16	0.48	0.71	10.51
53	K-D-26	11.64	25.69	6.58	1.37	4.41	102.03	1559.24	0.26	2.49	91.24	17.67	5.34	99.00	1.60	53.94	0.54	3.53	13.53
54	K-D-28	16.33	35.20	8.81	2.63	4.60	138.99	1625.87	0.27	3.76	85.56	17.78	6.78	121.56	4.15	55.81	0.56	4.77	22.87
55	K-D-29-1	1.77	31.31	1.93	0.08	1.01	15.62	2396.33	0.40	0.41	122.88	27.74	0.64	11.99	0.28	53.32	0.48	0.35	13.24
56	K-D-31	9.13	155.75	5.13	0.59	2.82	80.20	1731.51	0.29	1.90	13.66	8.02	48.79	75.63	5.96	645.04	6.78	29.88	12.55
57	K-D-33																		
58	K-D-34	2.56	72.91	1.04	0.08	1.41	22.64	2883.07	0.48	0.49	82.45	9.45	2.27	13.99	1.10	161.95	1.26	1.27	16.85
59	K-D-35	1.54	54.13	0.62	0.55	0.66	13.37	2478.52	0.41	0.27	41.68	9.89	1.38	10.43	1.19	132.53	0.91	0.71	21.55
60	K-D-36	2.60	70.02	2.92	0.75	1.15	20.89	1581.33	0.26	0.51	73.54	14.48	1.29	24.75	0.65	52.25	0.55	0.69	8.47
61	K-D-37																		
62	K-D-38																		
63	K-D-39																		
64	K-D-40	0.38	481.85	0.16	0.08	0.36	2.22	76.45	0.01	0.15	655.91	0.67	0.03	56.45	0.06	0.53	0.01	0.02	0.37
65	K-D-41	2.11	80.08	4.15	1.00	0.79	17.70	1557.00	0.26	0.48	46.58	24.66	0.65	20.31	0.21	32.17	0.69	0.37	11.58
66	K-W-2	2.54	223.06	5.04	0.22	0.95	21.01	1387.89	0.23	0.55	47.67	31.76	1.42	27.17	1.90	52.23	0.54	0.79	11.51
67	K-W-4	2.69	23.12	1.83	1.34	0.68	22.94	2905.78	0.48	0.77	24.61	55.42	0.61	14.30	0.24	42.48	1.28	0.34	3.55
68	K-W-5																		
69	K-W-6	0.38	87.40	1.82	0.96	0.24	3.24	4130.03	0.69	0.15	102.92	15.84	0.12	1.48	0.46	81.34	0.46	0.06	9.82
70	K-W-7	1.62	80.04	0.85	0.41	0.68	12.72	4533.43	0.76	0.38	46.87	12.29	1.06	5.87	1.72	180.94	1.01	0.51	4.87
71	K-W-8	5.67	60.83	8.31	1.85	1.62	49.47	13333.33	2.22	1.40	331.25	28.90	0.99	6.37	0.16	155.90	0.22	0.58	25.19
72	K-W-10	1.78	57.50	3.12	1.38	0.45	16.02	1925.56	0.32	0.58	2.33	65.21	0.54	14.95	0.41	35.85	0.98	0.30	10.28
73	K-W-12	1.90	25.35	0.91	1.66	0.40	15.30	2770.01	0.46	0.57	6.59	83.18	0.54	10.82	0.04	49.80	1.32	0.27	4.21
74	K-W-14	2.00	14.77	1.52	2.00	0.60	18.26	4550.97	0.76	0.67	6.58	106.22	0.39	6.81	0.07	56.65	1.39	0.23	3.16
75	K-W-15	3.27	41.06	2.53	0.98	0.94	29.53	3392.68	0.57	0.69	127.63	27.11	0.81	15.20	0.26	53.06	0.37	0.46	12.47
76	K-W-16	2.40	150.45	6.91	0.45	0.82	20.26	1282.71	0.21	0.58	33.70	45.64	1.42	29.46	2.54	48.11	1.05	0.76	22.23
77	K-W-18	1.85	22.23	2.76	0.92	0.88	14.97	2311.99	0.39	0.36	15.31	36.95	0.51	12.33	0.01	41.39	0.55	0.27	6.66
78	K-W-19	1.49	31.83	1.80	2.03	0.74	13.47	2305.64	0.38	0.54	2.95	75.32	0.39	10.76	0.02	36.33	0.93	0.21	10.30
79	K-W-20	0.81	72.38	1.62	0.94	0.02	6.81	1685.56	0.28	0.26	5.90	53.20	0.35	8.04	0.11	43.60	0.99	0.18	14.42
80	K-W-21	0.38	35.71	0.56	1.25	0.02	2.48	1214.93	0.20	0.15	3.67	46.68	0.23	3.81	0.25	59.25	1.32	0.12	11.78
81	K-W-22	1.58	90.46	1.17	1.64	0.47	12.88	5107.75	0.85	0.37	55.71	46.36	0.50	4.78	0.55	104.27	0.56	0.26	8.17
82	K-W-23	2.39	49.63	2.54	1.65	0.90	19.49	4986.36	0.83	0.57	33.91	65.05	0.51	7.25	0.03	70.13	0.57	0.27	7.09
83	K-W-24	1.68	47.09	1.20	1.47	0.54	14.29	4487.31	0.75	0.46	28.08	53.17	0.38	5.78	0.04	65.78	0.43	0.21	8.85
84	K-W-25	2.08	28.04	2.17	1.55	0.64	17.86	4620.48	0.77	0.67	24.03	73.79	0.60	7.07	0.07	85.17	1.29	0.33	9.57
85	K-W-29	0.83	102.98	0.86	0.98	0.66	6.64	2170.36	0.36	0.15	13.84	38.53	0.24	5.97	0.05	40.31	0.42	0.12	7.26
86	K-W-30	1.13	63.09	1.28	0.99	0.37	9.15	2186.75	0.36	0.15	9.95	40.51	0.33	8.36	0.02	39.96	0.47	0.17	6.28
87	K-W-31	2.02	236.84	6.76	1.02	0.84	18.56	4246.63	0.71	0.52	60.44	38.00	0.63	7.66	0.24	82.05	0.77	0.36	13.71
88	K-W-33	2.19	29.85	2.15	1.03	0.86	19.23	6433.46	1.07	0.69	88.88	71.86	0.36	5.40	0.12	65.90	1.27	0.20	7.26
89	K-W-35	3.30	77.65	5.33	1.44	1.28	29.40	3414.69	0.57	1.08	49.77	85.41	0.74	14.45	0.05	51.31	1.54	0.44	7.67
90	K-W-37	3.42	34.57	2.61	2.09	0.96	29.43	13333.33	2.22	0.84	361.55	43.82	0.56	3.89	0.15	145.16	0.78	0.32	9.39
91	K-W-39	1.54	29.81	0.87	1.52	0.76	12.07	6745.00	1.13	0.55	19.63	96.31	0.28	3.57	0.07	78.88	1.58	0.14	4.06
92	K-W-40	0.80	40.84	10.31	2.79	0.39	6.15	123.29	0.02	0.45	5.04	147.39	1.84	95.21	5.07	19.38	2.12	0.97	14.63
93	K-W-41	2.11	137.74	6.85	0.77	0.62	17.70	2467.33	0.41	0.47	45.76	34.90	0.40	13.11	2.10	30.67	0.57	0.22	10.24
94	K-W-42	2.25	32.32	2.98	1.07	0.73	18.88	4321.32	0.72	0.40	92.11	37.24	0.34	7.94	2.17	43.41	0.50	0.19	13.44
95	K-W-44	2.00	185.80	10.68	1.07	0.78	16.78	3364.15	0.56	0.51	37.30	33.66	0.80	9.14	0.56	87.65	0.90	0.44	16.30
96	K-W-45	2.53	18.94	1.86															

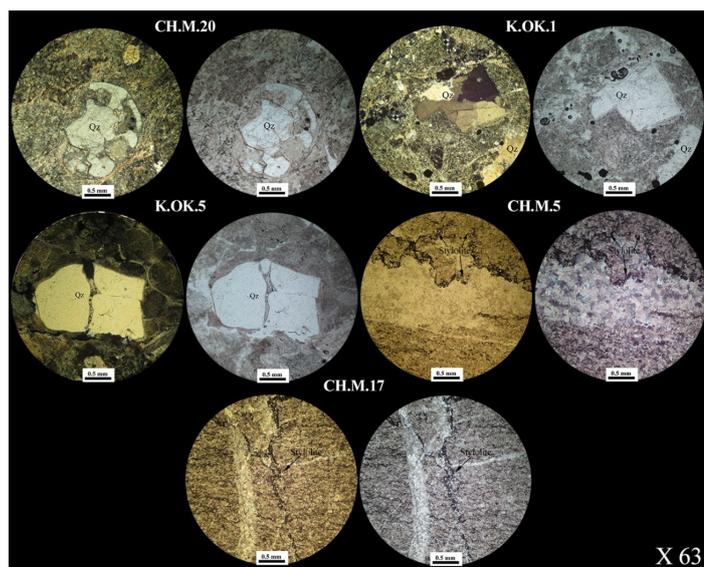


Figure 6. Microscopic photographs of samples from Koushk and Chahmir sequences. Quartz with wave extinction infer that it grew before a deformation event and is considered a diagnostic property (Passchier and Trouw, 2005). Round embayments suggest partial dissolution in superheated, water-saturated rhyolite melt (Donaldson and Henderson, 1988; CH.M.20, K.OK.1, K.OK.5). Some stylolites are observed in carbonates collected from Chahmir area (CH.M.5, 8, 9 and 17), suggesting a high pressure as a consequence of a deformation process. The photographs are paired plane polarized light (PPL) and cross-polarized light (XPL) microscopic images.

بسیار اهمیت دارد. نسبت FeT/Al به عنوان یک شاخص پالئوریداکس در رسوبات استفاده می‌شود، حتی اگر توالی مورد مطالعه در ایران به شدت دگرگون و تغییر یافته باشد (Lyons and Severmann, 2006). براساس تعریف شرایط اکسیداسیون، نسبت FeT/Al به عنوان یک شاخص مفید پیشنهاد شد (Hatch and Leventhal, 1992; Jones and Manning, 1994; Arthur and Sageman, 1994; Tribouillard et al., 2006; Wang et al., 2016). نمونه‌های مناطق مورد مطالعه مقادیر بالایی از Fe_p/Al (0.15) نشان‌دهنده محیط رسوبی اوکسینیک یا آهن‌دار است (Raiswell et al., 2018). با این حال، نسبت متوسط Fe_p/Al (0.15) نشان‌دهنده شیل اکسیژن‌دار متوسط است (Lyons and Severmann, 2006). مقادیر بالاتر Fe_p/Al ممکن است نتیجه مهاجرت پس از رسوب گذاری (post-depositional migration) آهن از آب‌های منفذی بی اکسیژن (anoxic pore waters) به سطح رسوب (März et al., 2016) یا از شاره‌های کانی‌ساز باشد. محیط اکسیداسیون-احیا، عامل اصلی کنترل‌کننده تشکیل و حفظ شیل غنی از مواد آلی در طول رسوب گذاری آن است (Murphy et al., 2000; Rimmer, 2004; Loucks and Ruppel, 2007). رفتار ژئوشیمیایی V/Cr و Zn, V, Ce, Co در رسوبات دریایی مدرن ممکن است نشان‌دهنده الگوی عملکرد آن‌ها در اقیانوس‌های کهن در شرایط بی‌اکسیژن باشد. Zn و V به عنوان عناصر حساس به اکسیداسیون-احیا در نظر گرفته می‌شوند، زیرا به عنوان ریز مغذی رفتار می‌کنند (Calvert and Pedersen, 1993; Crusius et al., 1996; Dean et al., 1997; Algeo and Maynard, 2004). روی معمولاً به صورت Zn^{2+} یا $ZnCl^+$ در آب‌های اکسیژن‌دار یافت می‌شود (Calvert and Pedersen, 1993). در حالی که، در محیط‌های بی اکسیژن، Zn محلول به صورت ZnS در پیریت یا در فاز اسفالریت نهشته می‌شود (Brumsack, 1980; Morse and Luther, 1999). افزون بر این، در محیط‌های اکسیژن‌دار، V به صورت V^{5+} در انواع یونی وانادات مانند HVO_4^{2-} و $H_2VO_4^+$ یافت می‌شود (Wehrli and Stumm, 1989). با حضور H_2S در شرایط احیای قوی، V بیشتر به V^{3+} احیا می‌شود که ممکن است به صورت اکسید جامد (V_2O_3) یا هیدروکسید $V(OH)_3$ رسوب کند (Breit and Wanty, 1991; Wanty and Goldhaber, 1992). وانادیم در رسوبات کف بی‌اکسیژن، غنی‌شدگی بالایی نشان

شکل ۶- تصویر میکروسکوپی نمونه‌هایی از برش‌های کوشک و چاه میر. کوارتز با خاموشی موجی که پیش از تغییر شکل یافتن، رشد کرده و یک خاصیت تشخیصی است (Passchier and Trouw, 2005). فرورفتگی‌های گرد نشان‌دهنده انحلال جزئی در یک مذاب ریولیتی فوق داغ و اشباع از آب است (Donaldson and Henderson, 1988; CH.M.20, K.OK.1, K.OK.5). استیلولیت‌های مشاهده شده در کرنات‌های چاه میر (CH.M.5, 8, 9 and 17)، سلسله‌ای از تغییر شکل‌های تحت فشار بالا را پیشنهاد می‌دهد. تصاویر مربوط به عکس‌های PPL و XPL میکروسکوپی می‌باشند.

– شاخص‌های جریان آواری

شاخص‌های جریان آواری (Detrital influx proxies) مانند Zr, Ti و Th به دلیل مقاومت بالا در برابر دگرگونی و دیازنز، ابزار مناسبی برای ردیابی ورود قطعات قاره‌ای به رسوبات به‌شمار می‌روند (Zhao et al., 2016). در این پژوهش، نسبت Ti/Al در بیشتر نمونه‌ها تقریباً ثابت و نزدیک به مقدار میانگین شیل (۰/۰۵۳) است که می‌تواند نشان‌دهنده منبع آواری به‌نسبت همگن و دانه‌درشت برای شیل‌ها باشد. با این حال، وجود تغییرات جزئی در این نسبت و روند نزولی مقادیر به‌نچار شده عناصر یاد شده از پایین به بالا (شکل ۷) می‌تواند گویای کاهش تدریجی ورودی آواری به سوی سطوح بالاتر ستون چینه‌شناسی باشد.

به‌طور متوسط، نسبت Zr/Al در نمونه‌ها، بالاتر از مقدار مرجع در شیل‌های پس از آرکئن (Taylor and McLennan, 1985; PAAS=0.002) و همچنین نسبت Th/Al بیش از مقدار متناظر در (PAAS ≈ 0.00003) است. این غنی‌شدگی می‌تواند به حضور کانی‌های مقاوم (زیرکن، موناژیت و غیره) با منشا قاره‌ای نسبت داده شود؛ هرچند فرایندهای رسوبی مانند جدایش هیدروکسید یا ورود مواد آتشفشانی نیز می‌تواند در آن نقش داشته باشد. بنابراین، نسبت‌های یاد شده به تنهایی کافی نبوده و باید با در نظر گرفتن شواهد سنگ‌نگاری و الگوهای REE تفسیر شوند.

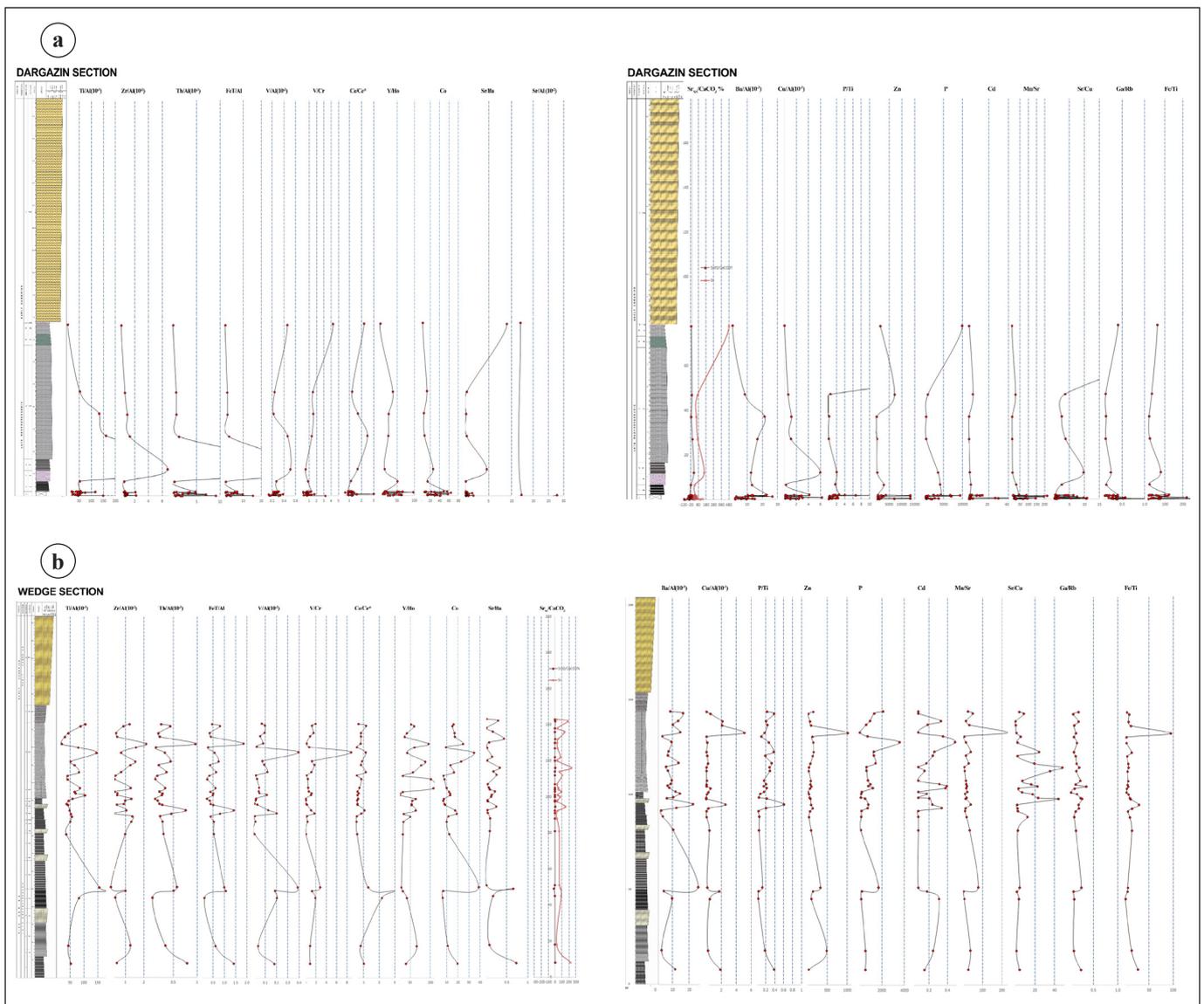
به‌طور کلی، داده‌ها نشان‌دهنده ورودی به‌نسبت بالای قطعات قاره‌ای در بخش‌های زیرین و کاهش تدریجی آن در بخش‌های بالایی سازند ریزو هستند. این کاهش می‌تواند بازتاب تغییر تدریجی رژیم رسوب گذاری از محیط‌های نزدیک به منبع به محیط‌های دورتر یا کنترل‌شده‌تر باشد. احتمال ارتباط این پدیده با نهشته‌های توفی ناشی از فعالیت‌های آتشفشانی کافی نیز مطرح است، اما برای تایید آن به داده‌های بیشتری (مانند شواهد ژئوشیمیایی عناصر کمیاب یا بافت‌های آذرآواری) نیاز است. چنین شرایطی می‌توانسته در حفظ فسیل‌های اדיاکارای نقش بازی کند، ولی این فرضیه نیازمند بررسی‌های بین‌رشته‌ای بیشتر است.

– شاخص‌های پالئوریداکس

به منظور تایید منشأ دریایی، بازسازی شرایط پالئوریداکس (Palaeoredox Proxies)

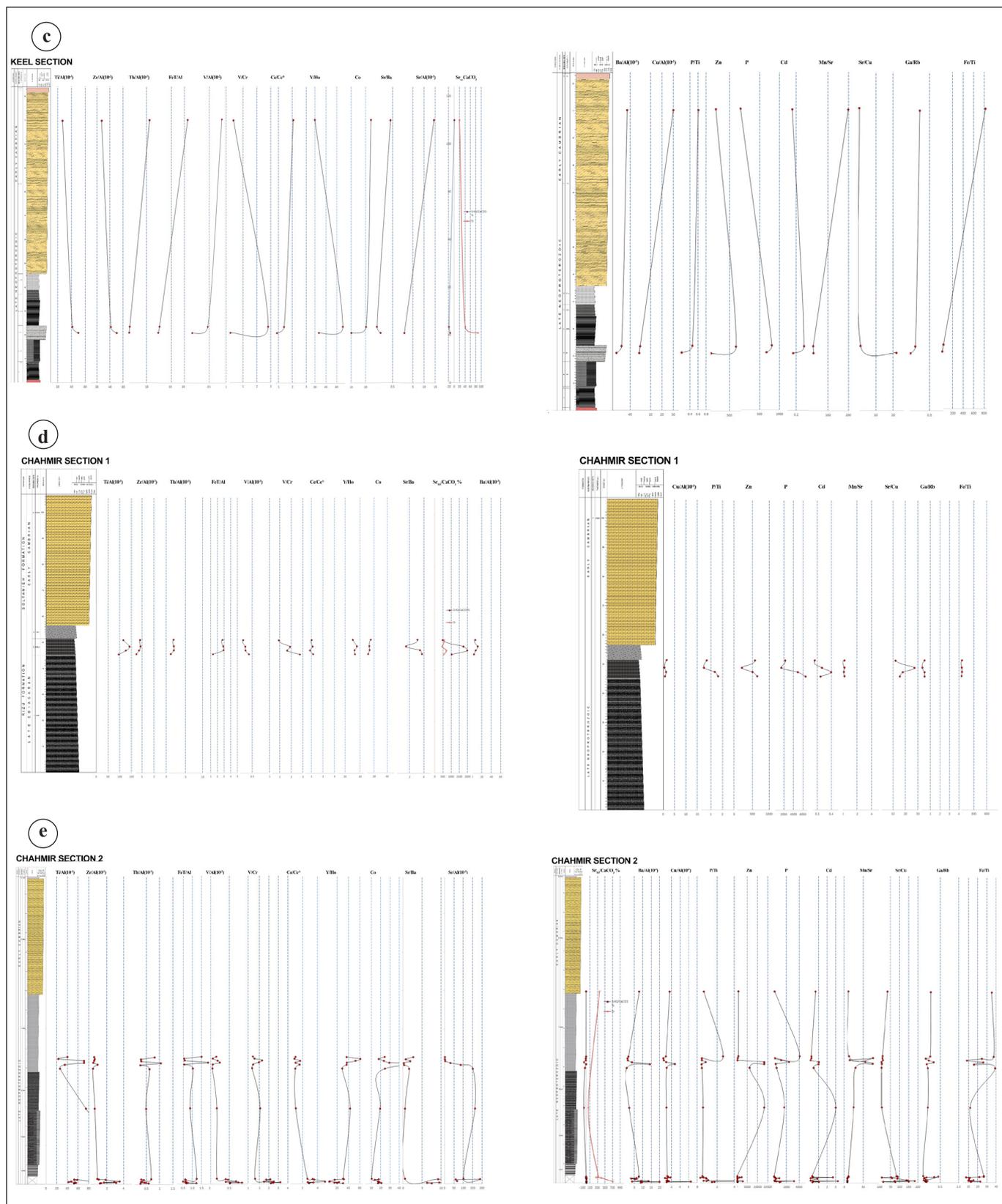
آب دریا (Rajabi et al., 2012). افزون بر این، مقدار روی، روند کاهشی را به سمت بالای برش‌ها نشان می‌دهد که نشان‌دهنده افزایش اکسیژن در منطقه مورد مطالعه در طول زمان است. مقدار وانادیم در منطقه مورد مطالعه که از ۰/۱ تا ۵ متغیر است، روند متفاوتی را در مقایسه با سایر شاخص‌های پالئوریداکس نشان می‌دهد (شکل ۷) که می‌تواند به برخی نوسانات اکسیژن در طول زمان در منطقه مورد مطالعه اشاره داشته باشد.

می‌دهد، زیرا در این رسوبات بی‌اکسیژن پراکنده شده و به دام می‌افتد. به منظور تعیین فاکتورهای غنی‌شدگی، غلظت‌های V و Zn نسبت به غلظت‌های موجود در پوسته قاره‌ای بهنجار سازی شدند: $Vc = 120 \text{ ppm} + Znc = 70 \text{ ppm}$ (Haynes, 2017). غنی‌شدگی غلظت روی در مناطق مورد مطالعه بین ۰/۲ تا ۱۹۰ است. گمان می‌رود نمونه‌های چاه میر و درگزین با غنی‌شدگی ۱۹۰ برابر نسبت به میانگین‌های پوسته، ناشی از شاره‌های کانه‌ساز در کامبرین زیرین باشند تا برخی سازوکارهای غلظت



شکل ۷- پراکنده‌گی چینه‌شناختی شاخص‌های ژئوشیمیایی در برابر شاخص‌های ژئوشیمیایی شامل: شاخص آواری، شاخص حساس به شرایط اکسیداسیون، شاخص شوری دیرینه، دیرینه اقلیم. (a) کوشک- درگزین؛ (b) کوشک- وج؛

Figure 7. Stratigraphic distribution of geochemical indices versus proxies including: detrital influx (Ti/Al, Zr/Al, Th/Al); redox-sensitive (Fe_T / Al , V / Al , V / Cr , Ce / Ce^* , Y / Ho , Co); palaeosalinity (Sr / Ba , Sr / Al , $Sr_{xs} / CaCO_3$); palaeoproductivity (Ba / Al , P / Ti , Cu / Al , Zn , P , Cd , Mn / Sr); palaeoclimate (Sr / Cu , Ga / Rb , Fe / Ti). a) Koushk- Dargazin; b) Koushk- Wedge;



ادامه شکل ۷- پراکنده‌گی چینه‌شناختی شاخص‌های ژئوشیمیایی در برابر شاخص‌های ژئوشیمیایی شامل: شاخص آواری، شاخص حساس به شرایط اکسیداسیون، شاخص شوری دیرینه، دیرینه اقلیم. (c) کوشک - کیل؛ (d) چاه میر - سکشن ۱ و (e) چاه میر - برش ۲.

Continued from Figure 7. Stratigraphic distribution of geochemical indices versus proxies including: detrital influx (Ti/Al, Zr/Al, Th/Al); redox-sensitive (FeT /Al, V/Al, V/Cr, Ce/Ce*, Y/Ho, Co); palaeosalinity (Sr/Ba, Sr/Al, Srxs/CaCO₃); palaeoproductivity (Ba/Al, P/Ti, Cu/Al, Zn, P, Cd, Mn/Sr); palaeoclimate (Sr/Cu, Ga/Rb, Fe/Ti). c) Koushk- Keel; d) Chahmir section1 and e) Chahmir section2.

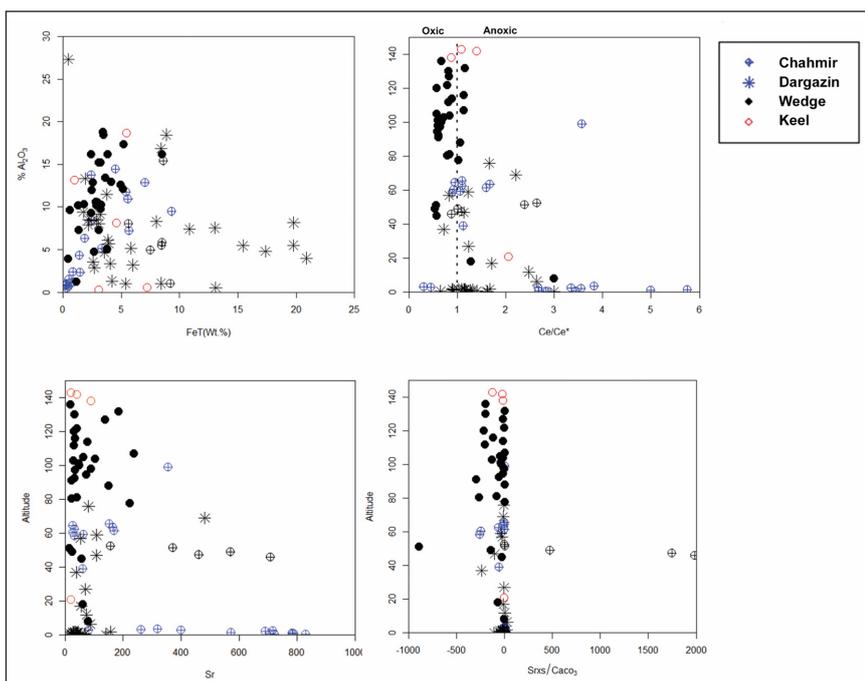
بی‌هنجاری منفی Ce نشان می‌دهد که $Ce/Ce^* < 1$ به عنوان مرز بین شرایط اکسیژن‌دار و بی‌اکسیژن است (Nozaki, 2008). غلظت‌های La، Ce و Nd با افزایش ژرفا در اقیانوس‌های آزاد کاهش می‌یابد، بنابراین بی‌هنجاری منفی Ce با ژرفا ایجاد می‌شود (شکل ۸). در منطقه مورد مطالعه، مقدار متوسط Ce/Ce^* برابر با ۱/۴۵ است که نشان می‌دهد شرایط بی‌اکسیژن عموماً در طول اواخر ادیاکارن بر منطقه حاکم بوده است. این مقادیر از ۰/۶۵ تا ۲/۹۹، با میانگین ۱/۳۵ (درگزین)؛ ۰/۵۳ تا ۳، با میانگین ۰/۹۰ (وج)؛ ۰/۸۸ تا ۲/۰۶، با میانگین ۱/۲۶ (کیل)؛ ۰/۸۷ تا ۲/۶۴، با میانگین ۱/۳۴ (چاه میر ۱)؛ و از ۰/۳ تا ۴/۹۹، با میانگین ۲/۳۸ (چاه میر ۲) که همگی نوساناتی بین شرایط اکسیژن‌دار و بی‌اکسیژن را نشان می‌دهند (شکل ۸). در برش‌های چاه میر ۲، وج و درگزین، Ce/Ce^* در شیل‌های تیره و شیل‌های توفی دارای موجودات ادیاکارا مقادیر بالایی دارند (شکل ۷). با در نظر گرفتن مطالعات سنگ‌نگاری، یک محیط دریایی کم‌ژرفا برای این منطقه پیشنهاد می‌شود. اگرچه محیط‌های دریایی کم‌ژرفا، می‌توانند اکسیژن‌دار باشند، محیط اتوژنیک در آب‌های منفذی هم می‌تواند بی‌اکسیژن باشد که این امر می‌تواند نسبت‌های Ce/Ce^* را تغییر داده و یک محیط از اکسیژن‌دار به محیط‌های بی‌اکسیژن تبدیل شود که می‌تواند فراوانی اینتراکلاست‌ها و اوویدها را در نمونه‌های سنگ‌نگاری که نشان‌دهنده آب‌های کم‌ژرفای اکسیژن‌دار است، توضیح دهد. در شرایط بی‌اکسیژن، کاهش بی‌هنجاری‌های Y/Ho، افزایش غلظت Ce و غنی‌شدگی LREE، نتیجه انحلال اکسیدها هستند (Planavsky et al., 2010). نسبت Y/Ho از ۵/۰۸ تا ۶۱/۲۴، با میانگین ۲۵/۹ برای چاه میر ۱؛ ۱۸/۵۲ تا ۳۵/۷۵، با میانگین ۳۰/۱ برای چاه میر ۲؛ ۱/۷۵ تا ۹۶/۳۸، با میانگین ۴۰/۷ برای درگزین؛ ۲۴/۸۵ تا ۱۰۷/۲، با میانگین ۵۲/۷ برای وج؛ و ۱۹/۷۲ تا ۷۰/۹۸ با میانگین ۳۹/۴ در برش کیل محاسبه شده است، که نشان می‌دهد همه برش‌ها به طور شایان توجهی بالاتر از نسبت‌های Y/Ho در شیل هستند (یعنی حدود ۲۷ برابر (Planavsky et al., 2010)). بنابراین، تغییرات Y/Ho برعکس تغییرات Ce/Ce^* بوده و نشان‌دهنده روند افزایشی شرایط اکسیژن‌دار در اواخر دوره ادیاکارن است (شکل ۷). همه اینها نشان‌دهنده کمبود احتمالی اکسیژن در محیط دیرینه منطقه مورد مطالعه است که به سمت بالای برش‌ها (اواخر ادیاکارا - اوایل کامبرین) کاهش می‌یابد که معادل افزایش اکسیژن در محیط است.

کبالت (Co) به عنوان یک عنصر کمیاب زیستی ضروری، در مواد مغذی اقیانوس‌های جدید یافت می‌شود. با توجه به این که میکروبی‌های بی‌هوازی، از Co بیشتری نسبت به گیاهان و حیوانات استفاده می‌کنند، می‌توان نتیجه گرفت که Co در اقیانوس‌های پرکامبرین با اکسیژن کم، فراوان‌تر بوده است (Swanner et al., 2014). محدودیت‌های تجربی یا نظری در مورد محتوای کبالت آب دریا اندک است (Swanner et al., 2014). غلظت کبالت شیل‌های اوکسینیک فانروزوییک تحت تاثیر کانی‌سازی محلی و یا شرایط موقتی بی‌اکسیژن بوده و در نتیجه، هرگونه تغییر در منابع کبالت دریایی مرتبط با شرایط اکسیداسیون آب‌های ژرف قرار می‌گیرد. بنابراین، کبالت می‌تواند به عنوان نماینده‌ای از شرایط اوکسینیک (شرایط بی‌اکسیژن و سولفیدی) استفاده شود. مقدار کبالت با مقدار میانگین حدود ۱/۷ ppm، کاهش کلی از پایین به بالای همه برش‌ها را نشان می‌دهد (شکل ۷). در مقایسه با میانگین فراوانی کبالت در پوسته (۲۵ ppm) (Haynes, 2017)، نمونه‌های شیل‌های خاکستری در تمام برش‌های منطقه مورد مطالعه، مقادیر بالایی از کبالت را نشان می‌دهند که معرف شرایط بی‌اکسیژن و سولفیدی حاکم بر منطقه مورد مطالعه در اواخر دوره ادیاکارن بوده است. افزون بر این، تمام مقادیر شاخص به سمت بالا افزایش یافته و غلظت بالای آن‌ها نشان‌دهنده رسوب‌گذاری تحت شرایط احیایی حاکم در برش‌های چاه میر ۱ و ۲، درگزین و کیل است که شیل‌های خاکستری در آن‌ها قرار دارند و نسبت V/Cr این نتیجه را ارایه می‌دهد که شیل‌های غنی از مواد آلی در محیط بی‌اکسیژن رسوب کرده‌اند، در حالی که شیل‌های فقیر از مواد آلی در محیط نسبتاً اکسیژن‌دار رسوب کرده‌اند.

افزون بر این، مقادیر REE (مانند بی‌هنجاری‌های Ce و نسبت‌های Y/Ho) می‌توانند تحت تاثیر شرایط اکسیداسیون-احیای دریایی قرار گیرند. سریم در آب دریا به صورت CeO_2 اکسید می‌شود که بسیار نامحلول است. تصور می‌شود که این اکسیداسیون بیشتر در آب‌های سطحی رخ می‌دهد. به نظر می‌رسد اکسیداسیون Ce در ژرفای دریا ادامه نمی‌یابد. «بی‌هنجاری Ce» توسط معادله نوزاکی (Nozaki, 2008) تعریف شده است:

$$Ce/Ce^* = 3Ce_{SN} / (La_{SN} + 2Nd_{SN})$$

SN: shale-normalized value of the REE concentration



شکل ۸- نمودار درصد وزنی Al در برابر درصد‌های وزنی FeT، مقدار بی‌هنجاری Ce، Sr، و $Sr_{rxs}/CaCO_3$.

Figure 8. The Al (W%) versus FeT (W%), calculated Ce-anomaly, vertical profiles of Sr, and $Sr_{rxs}/CaCO_3$.

این داده‌ها گویای آنند که در مناطق چاه میر و کوشک، پیشروی دریا به ترتیب در مقیاس بزرگ و کوچک رخ داده است. در برش کیل، شیل‌های سیاه آهکی که روی آتشفشانی‌ها قرار گرفته‌اند، می‌توانند نشان‌دهنده سطح پیشروی باشند. همچنین، سطح بالایی شیل سیاه که فسیل‌های ادیاکارا در آن ظاهر شده‌اند، احتمالاً معرف بالاترین سطح سیلابی (MFS) است. این شواهد از این فرضیه پشتیبانی می‌کنند که منطقه مورد مطالعه در آن زمان بخشی از یک حوضه کافتی دریایی با حاشیه‌های غیرفعال بوده است (Stöcklin, 1968; Berberian and King, 1981; Talbot and Alavi, 1996; Yaghubpur and Mehrabi, 1997; لاسمی، ۱۳۷۹).

— شاخص‌های تولید دیرینه

برای ارزیابی فراوانی زیستی در دریاهای باستانی، از شاخص‌های دیرینه تولید (Palaeoproductivity) مانند Ba, Zn, Cd, Cu و P استفاده می‌شود که نقش ریز مغذی دارند. از میان آن‌ها، Cu به دلیل پایداری در پیریت‌های رسوبی، شاخص مناسب‌تری نسبت به P و Ba برای برآورد مواد آلی اولیه است.

نسبت Ba/Al یکی از مهم‌ترین شاخص‌ها برای تعیین میزان تولید زیستی است و مقادیر بالاتر آن نشان‌دهنده شرایط اکسیژنی و تولید دیرینه بالاتر می‌باشد. در نمونه‌های مورد بررسی، میانگین نسبت Ba/Al بین ۰/۰۰۶۲ تا ۰/۰۲۵۲ متغیر است که همگی از مقدار مرجع (۰/۰۰۲۹) بیشتر بوده و نشانگر تولید دیرینه بالا تا متوسط هستند. همبستگی مثبت این نسبت با تراکم فسیل‌های ادیاکارا نیز این نتیجه را تایید می‌کند. نسبت P/Ti نیز شاخصی از میزان مواد مغذی در محیط‌های دریایی است. مقادیر به‌دست‌آمده (۰/۱۶ تا ۶/۵۹) بیانگر تولید زیستی متوسط تا بالا هستند و با نتایج نسبت Ba/Al و حضور فسیل‌های ادیاکارا مطابقت دارند. نسبت Cu/Al نیز الگوی مشابهی با P/Ti نشان می‌دهد و مقادیر آن (۰/۰۰۰۷ تا ۰/۰۱۰۳) بیانگر سطح بالای تولید دیرینه در زمان رسوب‌گذاری است. سایر شاخص‌ها مانند Zn, Cd و Mn/Sr نیز روندهای مشابهی دارند. در نهایت، نسبت $Mn/Sr > 2$ در بیشتر نمونه‌ها بیانگر دگرسانی دیاژنتیکی بالا و جایگزینی Mn با Sr در کربنات‌هاست.

— شاخص‌های اقلیم دیرینه

نسبت‌های Sr/Cu و Ga/Rb از شاخص‌های حساس به شرایط اقلیم دیرینه (Palaeoclimate Proxies) به‌شمار می‌روند، هرچند محدودیت‌هایی مانند تاثیر دیاژنز بر نسبت Sr/Cu و تغییرات منشا رسوب بر نسبت Ga/Rb باید در نظر گرفته شود (Deng and Qian, 1993; Fu et al., 2010a, b, c; Roy and Roser, 2013; Liang et al., 2020; Sajid et al., 2018; Li et al., 2015; Yandoka et al., 2015; et al., 2015). به‌طور معمول، Ga در کانی‌های رسی کائولینیت فراوان است و بیانگر شرایط آب و هوایی گرم و مرطوب است (Roy and Roser, 2013; Yandoka et al., 2015). در حالی که Rb بیشتر با کانی‌های ایلیت همراه بوده و معرف شرایط سرد و خشک است (Roy and Roser, 2013). از سوی دیگر، چون مقادیر Sr و Cu تحت تاثیر مقیاس حوضه رسوبی و ژرفای آب قرار دارند (Jia et al., 2013)، نسبت Sr/Cu بالا (بیش از ۵) نشان‌دهنده آب و هوای گرم و خشک و نسبت Sr/Cu پایین (۱/۳ تا ۵) معرف آب و هوای گرم و مرطوب است (Lerman, 1989; Yandoka et al., 2015). بر این اساس، رسوبات ریزدانه با نسبت‌های Sr/Cu پایین و Ga/Rb بالا، معرف شرایط گرم و مرطوب هستند (Cao et al., 2012). در نمونه‌های شیل منطقه مورد مطالعه (جدول ۳ و شکل ۷)، میانگین نسبت‌های Sr/Cu و Ga/Rb به ترتیب عبارتند از: چاه میر ۱: ۰/۲ تا ۵/۷۲؛ چاه میر ۲: ۱/۱ تا ۱۵/۱؛ درگزین: ۰/۳ تا ۵/۹؛ وج: ۰/۲ تا ۱۱/۰۷؛ کیل: ۰/۲ تا ۷/۸۹. این نتایج نشان می‌دهند که نسبت‌های پایین Ga/Rb همراه با مقادیر بالای Sr/Cu، به‌طور کلی بیانگر آب و هوای دیرینه گرم و خشک در محدوده مورد مطالعه هستند. افزون بر این، استفاده از نسبت Fe/Ti می‌تواند برای سنجش میزان تاثیر گذاری فرایندهای گرمایی مفید باشد (Boström, 1983; Zhong et al., 2015; Chu et al., 2016).

اگرچه برخی شاخص‌ها (مانند V/Cr و Fe/Al) شرایط بی‌اکسیژن تا نیمه‌اکسیژن‌دار را نشان می‌دهند، اما بی‌هنجاری‌های Ce و تغییرات Y/Ho الگوی گذار به شرایط اکسیژن‌دارتر را در بالای ستون‌ها تایید می‌کنند. اختلاف میان شاخص‌ها می‌تواند ناشی از اثرات دیاژنز، دگرگونی یا ورود شارهای کانه‌ساز باشد. بنابراین، بازسازی شرایط پالئوریداکس در این توالی تنها با اتکا به یک شاخص ممکن نیست، بلکه نیازمند تفسیر چندمعیاره و در نظر گرفتن زمینه زمین‌ساختی و کانی‌سازی است.

— شاخص‌های شوری دیرینه محیط

در مطالعات بازسازی دیرینه‌شناسی شوری (Palaeosalinity Proxies)، نسبت استرانسیم به باریم (Sr/Ba) به عنوان شاخصی موثر شناخته شده است (Wang and Wu, 1983; Li and Chen, 2003; Wang et al., 1979; Guo et al., 2015; Li et al., 2015, 2018). نسبت‌های بالاتر از ۱ نشان‌دهنده محیط دریایی، مقادیر بین ۰/۶ تا ۱ معرف آب‌های شور، و مقادیر کمتر از ۰/۶ بیانگر آب شیرین هستند. نمونه‌های برداشت‌شده از چاه میر عمدتاً نسبت Sr/Ba بالاتر از ۱ دارند (میانگین ۱۲/۶؛ جدول ۳، شکل ۷) که نشان‌دهنده تشکیل این شیل‌ها در محیط دریایی است. در مقابل، نمونه‌های برش درگزین دارای نسبت‌هایی بین ۰/۵ تا ۸/۹۷ (میانگین ۰/۷۶)، برش وج بین ۰/۰۲ تا ۰/۷۳ (میانگین ۰/۱۷)، و برش کیل بین ۰/۰۴ تا ۰/۶ (میانگین ۰/۲۱) هستند که به ترتیب نشان‌دهنده آب شور و آب شیرین می‌باشند. این تفاوت‌ها با تغییرات غلظت Sr در منطقه مورد مطالعه نیز همخوانی دارد. در صورتی که Sr در بخش کربناتی حفظ شده باشد، می‌تواند به عنوان شاخصی برای شوری محیط در نظر گرفته شود (Renard, 1975; Brunel et al., 1999; Vincent et al., 2006; Lézin et al., 2012). همچنین نسبت Sr غیرآواری به $CaCO_3$ (Sr_{xs}/CaCO₃%) ارتباط نزدیکی با مقدار Sr دارد و نشان می‌دهد که Sr عمدتاً در بخش کربناتی حضور دارد. مقدار Sr می‌تواند بازتابی از ترکیب اولیه رسوبات کربناتی دریایی باشد. کاهش غلظت Sr معمولاً با ورود شارهای آب شیرین با Sr پایین همراه است (Lézin et al., 2013). نوسانات Sr در کلسیت‌های کربناتی نیز می‌تواند اطلاعاتی درباره شوری دیرینه آب‌هایی که کربنات‌ها از آن‌ها رسوب کرده‌اند، ارائه دهد. کاهش Sr نشان‌دهنده کاهش شوری است، زیرا آب شیرین نسبت به آب دریا Sr²⁺ کمتری دارد. مقدار Sr در نمونه‌ها بین ۱۲ ppm تا ۷۸۹ ppm متغیر است (میانگین ۱۷۶ ppm؛ جدول ۳) که به‌طور شایان توجهی کمتر از میانگین Sr در کربنات‌های سنگ کره (۶۱۰ ppm؛ Turekian and Wedepohl, 1961) است. این مقدار می‌تواند به عنوان مقدار پایه برای رسوبات کربناته دریایی در نظر گرفته شود (Wiggins, 1986; Steuber and Veizer, 2002). برای تحلیل دقیق‌تر تغییرات Sr، محاسبه Sr غیر آواری با استفاده از رابطه زیر ضروری است:

$Sr_{xs} = [Sr_{sample} - Al_{sample} \times (Sr/Al)_{shale}] / (Sr/Al)_{shale}$ که (Brumsack, 2006) $(Sr/Al)_{shale} = 0.00339$ سپس نسبت $Sr_{xs}/CaCO_3\%$ به عنوان نماینده بخش Sr غیر آواری به کربنات محاسبه می‌شود. مقادیر متوسط Sr به شرح زیر است:

چاه میر ۱، 413.4ppm؛ چاه میر ۲، 490.9ppm؛ درگزین 65.5 ppm؛ وج 71ppm؛ کیل 49.9ppm. افزایش شایان توجه Sr در بخش پایینی (۰ تا ۵ متر) برش چاه میر ۱، در شیل/سیلتستون‌های سیاه آهکی مشاهده شده و افزایش دیگری در بخش میانی (۴۰ تا ۶۰ متر) همین برش، در سیلتستون/شیل‌های آهکی خاکستری و شیل‌های آهکی توفی ثبت شده است. این بی‌هنجاری‌ها در Sr در همان افق چینه‌شناسی در برش‌های درگزین و وج نیز دیده می‌شوند و با افزایش فسیل‌های موجودات ادیاکارا مانند *Persimedesites* و *Corumbella* هم‌زمان است (شکل‌های ۷ و ۸). این روند در سایر برش‌ها نیز تکرار شده است (شکل ۷). همبستگی بین افزایش Sr و حضور فسیل‌های ادیاکارا نشان می‌دهد که این موجودات ممکن است تحت تاثیر نوسانات شوری در طول زمان زیست خود بوده باشند. مقدار پایین Sr در آب‌های شور می‌تواند ناشی از کاهش استرانسیم در رسوبات نهشته‌شده در اواخر نئوپروتروزویک باشد.

فرسایش، شرایط اکسیداسیون-احیا و دیاژنز هستند (Johnsson, 1993). افزون بر این، فرایندهای ثانویه می‌توانند ژئوشیمی کلی سنگ را تغییر دهند. از این تغییرات می‌توان برای شناسایی منشأ و محیط رسوبی سنگ‌های رسوبی استفاده کرد. این موضوع به ویژه در مناطق معدنی مانند گستره مورد مطالعه این پژوهش از اهمیت بالایی برخوردار است. برای شناخت ارتباط بین شرایط اقیانوس‌های کهن (مانند وضعیت اکسیژن) و تاثیر آن بر جانداران دوره ادیاکارا (مانند شکل و اندازه آن‌ها)، استفاده از شاخص‌های مختلفی ضروری است. این شاخص‌ها شامل نرخ ورود رسوبات آواری، میزان اکسیژن، شوری، تولیدزستی و نوع محیط دیرینه می‌باشند. برای برآورد این پارامترها در محیط‌های دریایی کهن، از نسبت‌های عنصری استفاده می‌شود که نسبت به آلومینیم (Al) بهنجار شده‌اند. دلیل این بهنجارسازی، حذف اثر رقیق‌شدگی ناشی از مواد کربناتی یا سیلیسی بیوژنیک است؛ چرا که مقدار آلومینیم تحت تاثیر این مواد قرار نمی‌گیرد و عمدتاً نشان‌دهنده کانی‌های رسی است (Lézin et al., 2013). به عنوان مثال، مقادیر بالای باریم (Ba) و منگنز (Mn) و مقادیر پایین فسفر (P) و استرانسیم (Sr) در شیل‌های کربن‌دار، نشان‌دهنده اختلاط آب‌های سطحی و ژرف دریا است (Kimura et al., 1996). با توجه به این که نمونه‌های این مطالعه عمدتاً از نوع رسوبات سیلیسی آواری و برون‌زدهای رسوبی هستند، هدف اصلی، اندازه‌گیری عناصر نادر خاکی برای محاسبه بی‌هنجاری سریم (Ce) می‌باشد. این شاخص می‌تواند به طور موثری برای درک میزان اکسیژن محیط رسوبی در زمان تشکیل این سنگ‌ها مورد استفاده قرار گیرد.

۴-۳- سن سنجی

تمامی سن‌های $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ به دست آمده از زیرکن‌های آواری در برش‌های مختلف منطقه مورد مطالعه، با نفوذی‌های گرانیتی و خروجی‌های فلیسیک تا متوسط در سازند ریزو مرتبط هستند (Rajabi et al., 2008, 2014). این نتیجه نشان می‌دهد که برخلاف سن‌هایی که پیش‌تر برای همتافت بنه‌شورو (Ramezani and Tucker, 2003a) پیشنهاد شده بود، تمامی نمونه‌ها جوان‌تر از نئوپروتروزوییک پسین هستند. به نظر می‌رسد که این همتافت ناشی از نفوذ گرانیت‌ها به توالی لایه‌ای سیلیسی-آواری-آرژیلیتی همراه با عدسی‌هایی از توف‌های آتشفشانی مافیک شکل گرفته است (Ramezani and Tucker, 2003b). دگرسانی (دیاژنتیک، هوازگی یا دگرگونی) در رسوبات و سنگ‌ها می‌تواند اطلاعات مهمی درباره منشأ رسوبات، تاریخچه انتقال و شرایط محیطی گذشته ارائه دهد. هرچند دگرسانی ممکن است نشانه‌های رسوبی اولیه را تغییر دهد، اما به طور معمول آن‌ها را به‌طور کامل حذف نمی‌کند و با تحلیل کانی‌شناسی، ژئوشیمی و بافت سنگ‌ها می‌توان محیط‌های دیرینه و منشأ رسوبات را حتی در نمونه‌های بسیار دگرسان‌شده بازسازی کرد. به عنوان نمونه، دگرسانی فلدسپارها به کائولینیت و تبدیل اکسیدهای آهن در ماسه‌سنگ‌ها، نشان‌دهنده هوازگی اسیدی-مربوط و محیط‌های زیرسطحی مانند دشت‌های رودخانه‌ای یا ساحلی است؛ بنابراین منشأ ماسه‌سنگ‌ها احتمالاً از سنگ‌های گرانیتی دارای فلدسپار فراوان می‌باشد. سن رسوب‌گذاری سازند ریزو در برش و ج برابر با 9 ± 581 Ma است که نشان‌دهنده منشأ گندوانای خاوری است. زیرکن‌های کهن‌تر ($3321-1012$ Ma) به یک منشأ ماگمایی پروتروزوییک مرتبط هستند و نشان می‌دهند که پوسته نئوپروتروزوییک ایران ممکن است مشابه سپر عربی خاوری دارای بخش‌هایی با سن موروثی پروتروزوییک قدیمی باشد (Johnson and Woldehaimanot, 2003; Hassanzadeh et al., 2008). پیشینه سن رسوب‌گذاری سازند ریزو در برش درگزین برابر با 14 ± 555 Ma تعیین شده است. با توجه به شواهد فعالیت‌های گرمایی و دگرگونی در گستره (Forster and Jafarzadeh, 1994; Yaghubpur, 2012, 2011, 2008, 1997; Mehrabi, 2014) و نشانه‌های از دست رفتن سرب (Pb loss) و سرب مشترک (common Pb) در زیرکن‌ها، این سن‌ها ممکن است بیانگر وراثت آواری یا مذاب گرانیتی غیرجوان (non-juvenile)

مقادیر Fe/Ti بالاتر از ۲۰ نشان‌دهنده دخالت آشکار شاره‌های گرمایی است و افزایش آن شدت این اثرگذاری را نشان می‌دهد (Chu et al., 2016). در نمونه‌های مورد بررسی، میانگین Fe/Ti در منطقه چاه میر ۳۹ و در منطقه کوشک ۱۲۰/۸۶ است (جدول ۳) که نشان‌دهنده تاثیرگذاری شایان‌توجه رویدادهای گرمایی در این مناطق می‌باشد.

۴- محیط دیرینه

برای تمایز میان منشأ دریایی و غیردریایی در رسوبات کربناته، معمولاً از الگوهای عناصر کمیاب و عناصر نادر خاکی (REEs) استفاده می‌شود (Banner et al., 1988; Frimmel, 2009; Zhao et al., 2009). عناصر نادر خاکی در آب دریا دارای حلالیت بالا، زمان ماندگاری طولانی (Piper, 1974) و تحرک بسیار محدود در طی فرایندهای پس از رسوب‌گذاری مانند دیاژنز (Chaudhuri and Cullers, 1979) و دگرگونی (Muecke et al., 1979) هستند؛ به همین دلیل شاخص مناسبی برای بازسازی محیط دیرینه به شمار می‌روند. به طور کلی، نسبت Y/Ho از مقادیر بالا (۴۴-۷۴) در آب دریا تا مقادیر پایین‌تر (حدود ۲۸) در مواد خشکی‌زاد و خاکسترهای آتشفشانی تغییر می‌کند (Taylor and McLennan, 1985). کربنات‌های دریایی نسبت Y/Ho بالاتری نسبت به کربنات‌های آب شیرین دارند (Webb and Kamber, 2000; Shields and Webb, 2004). در این پژوهش، نسبت Y/Ho در برش‌های کوشک (وج، درگزین و کیل) بین ۵/۰۸ تا ۱۰۷/۲ (میانگین ۴۴/۲۶) اندازه‌گیری شد که بیانگر منشأ غالباً دریایی است. در مقابل، نمونه‌های چاه‌میر دامنه‌ای بین ۱/۷۵ تا ۹۶/۳۸ (میانگین ۲۵/۹) نشان دادند که بیشتر به منشأ خشکی مرتبط هستند (جدول ۳؛ شکل ۷).

بازسازی دقیق محیط‌های دیرینه در طول ادیاکارن اهمیت زیادی دارد، زیرا تغییرات محیطی یکی از عوامل کلیدی در گذار ادیاکارن-کامبرین به‌شمار می‌رود (Butterfield, 2009; Erwin et al., 2011). در آغاز نئوپروتروزوییک، اقیانوس‌ها به‌طور عمده بی‌اکسیژن بودند، اما به تدریج اکسیژن‌دار شدند و این تحول بستر ظهور حیات جانوری را فراهم کرد (Tostevin et al., 2016). بر اساس دیدگاه میرت و لیبرمن (Meert and Lieberman, 2008)، افزایش سطح اکسیژن جوی، تغییرات در ژرفا و شیمی اقیانوس‌ها، و ورود آب‌های غنی از مواد مغذی، زمینه را برای رشد اندازه بدن موجودات زنده و توسعه قطعات سخت فراهم کرد؛ عاملی که در نهایت سبب حفظ بهتر آن‌ها در پیشینه فسیلی شد. با این حال، داده‌های منطقه مورد مطالعه نشان می‌دهد که به دلیل تداوم شرایط کم‌اکسیژن، موجودات زنده در این محیط‌ها دارای جثه کوچک‌تر و فاقد قطعات سخت شایان توجه بوده‌اند، یا اساساً قطعات سخت در آن‌ها تشکیل نشده است.

۴-۴ بحث

۴-۱-۱- سنگ‌نگاری

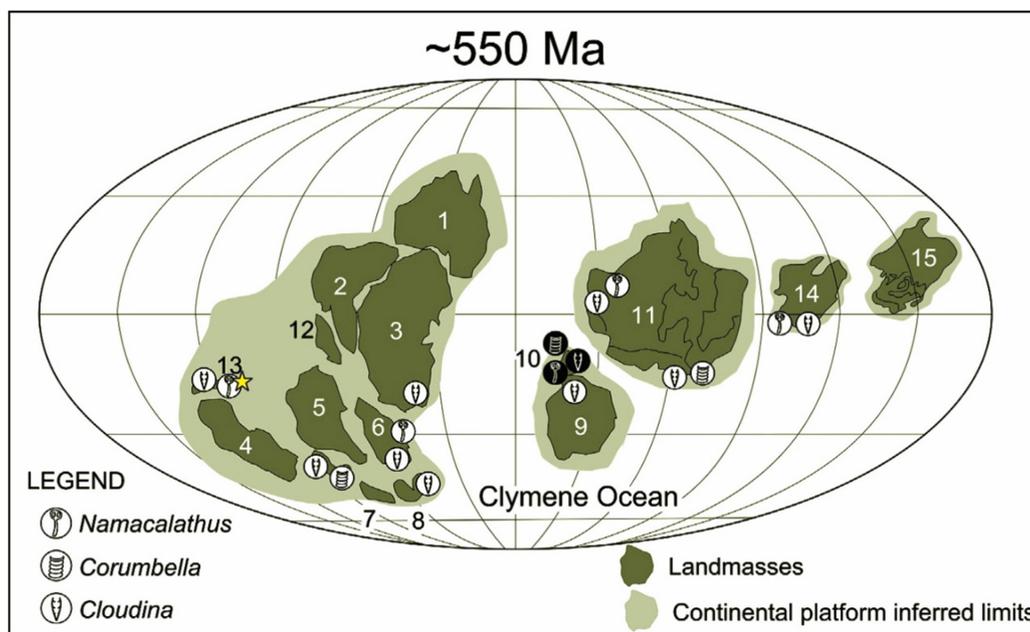
بر پایه مشاهدات سنگ‌نگاری، نمونه‌های جمع‌آوری‌شده از مناطق کوشک و چاه میر مراحل متعدد بازسازی رسوبی و کانی‌زایی را در طول دیاژنز اولیه و ثانویه آشکار می‌سازند (e.g., Tucker and Wright, 2012; Selleck et al., 2007). برخی از جابه‌جایی‌ها و جایگزینی‌ها در امتداد شکستگی‌ها و صفحات ناپیوستگی (مانند لایه‌بندی و استیلولیت‌ها) در نمونه‌های کربناته چاه میر مشاهده شده است، که نشان‌دهنده اعمال فشارهای بالا و دگرسانی ناشی از فرایندهای دگربرختی پس از رسوب‌گذاری است (e.g., Worden and Morad, 2003; Best and Christiansen, 2001).

۴-۲- آنالیز عنصری

عوامل متعددی بر ترکیب شیمیایی سنگ‌های آواری تاثیر می‌گذارند که بعدها ممکن است تحت دگرگونی نیز قرار گیرند. این عوامل شامل سنگ منشأ، فرایندهای

باشند. زیرکن‌های کهن‌تر یافت شده در بالاترین بخش سازند ریزو (نمونه چاه میر) با سن‌های (Tonian (1000–720 Ma)، Cryogenian (720–635 Ma) و Palaeoproterozoic (2500–1600 Ma) می‌تواند به منشا ماگمایی اولیه یا بازکاویده شده (reworked) مرتبط باشند. سن رسوب‌گذاری حد پایین سازند ریزو در این مطالعه 541 ± 5 Ma است که با زیرکن‌های نفوذی مشابه جایگیری کوارتز-دیوریت بنه‌شورو (Ramezani and Tucker, 2003b) و سن آتشفشانی‌های رسوبی گستره هم‌زمان است (Stöcklin, 1968, 1974; Berberian and King, 1981; Samani et al., 1994) و می‌تواند به عنوان رویدادهای ماگمایی و متاسوماتیک در طی ادیاکارا-کامبرین تفسیر شود. داده‌های جدید این پژوهش، سن‌های دقیق و مطلق برای لایه‌های ادیاکارای پسین مرتبط با موجودات ادیاکارا در ایران مرکزی ارائه می‌کنند (شکل ۹). سن شیل توفی در برش وج برابر با $581 \pm 8/6$ Ma است و دارای فسیل‌های *Corumbella*، *Cloudina*، *Kimberella*، *Pteridinium* است. شیل‌های توفی در برش درگ‌زین دارای فسیل‌های *Persimedesites*، *Nama-like forms*، *holdfasts* و آثار فسیلی، سن

۵۵۵ ± ۱۴ Ma دارند. همچنین، نمونه‌های شیل توفی از چاه میر دربردارنده فسیل‌های *Spriggina*، *Cloudina*، *Pteridinium*، *Persimedesites* و جلبک دریایی، در محدوده سنی 555 ± 14 Ma تا 541 ± 5 Ma (اواخر ادیاکاران پسین تا کامبرین پیشین) قرار دارند. این سن‌ها با محدوده Avalon Assemblage ($575-565$ Ma) همخوانی دارند، هرچند نمونه‌های این مطالعه، فسیل‌های Avalon Assemblage را در محیط‌های دریایی ژرف نشان نمی‌دهند. ماسه‌سنگ‌های آذرآواری در چاه میر با جوان‌ترین سن 541 ± 5 Ma، هم‌زمان با Nama Assemblage ($542-549$ Ma) بوده و در محیط‌های دلناهای کم‌ژرفا و رسوبات بین‌کانالی شکل گرفته‌اند (Saylor et al., 1995; Grazhdankin and Seilacher, 2002, Grazhdankin, 2004) که همانند محیط‌هایی است که میزبان پالئوبیوتای ایرانی بوده است. در هر دو مجموعه فسیل‌ها حفظ شده و انتقال یافته ولی در Nama Assemblage، فسیل‌ها عمدتاً به شکل قالب‌های سه‌بعدی حفظ شده و تنوع کمی از *Rangia*، *Swartpuntia*، *Pteridinium*، *Ernietta* و *Cloudina* نشان می‌دهند (Narbonne, 2005).



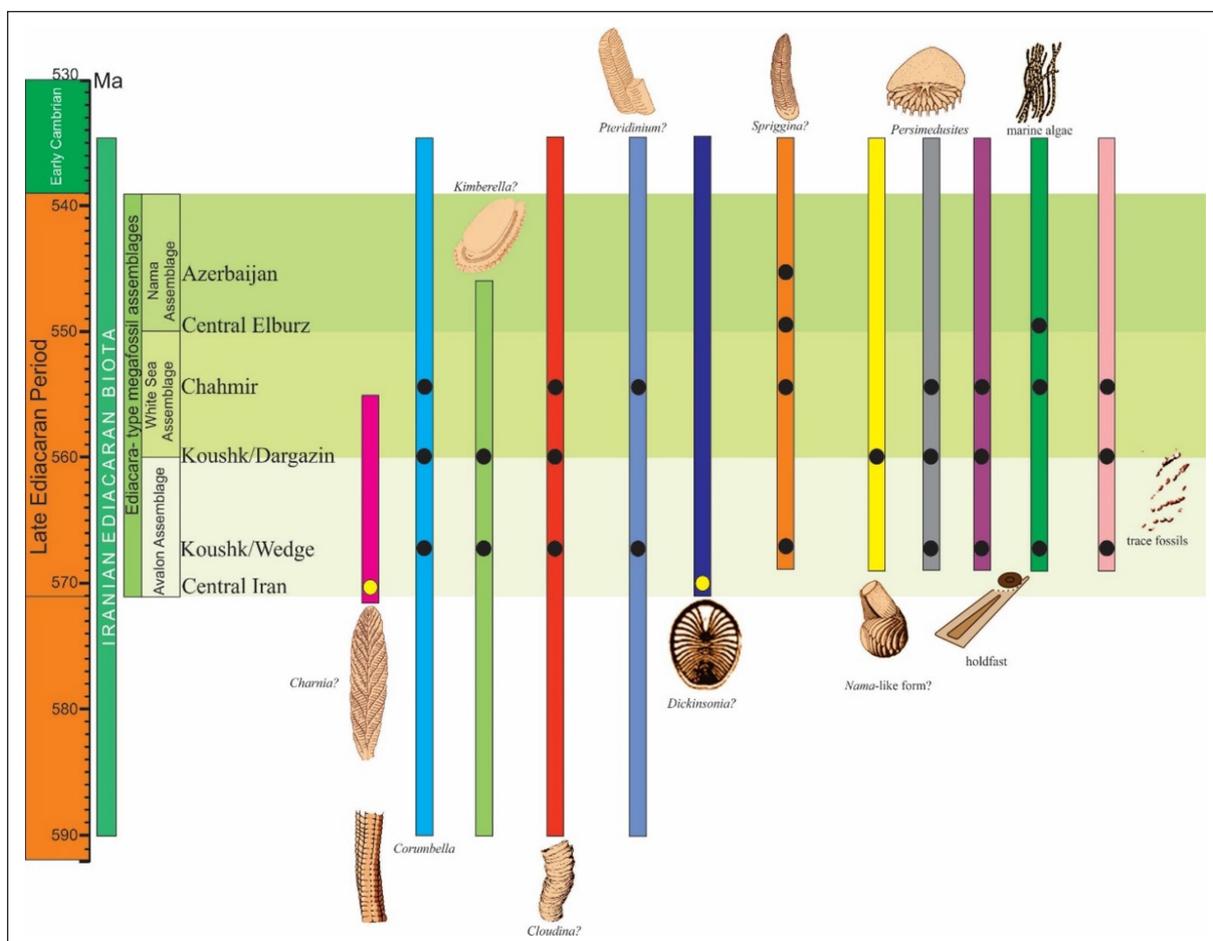
شکل ۹- بازسازی جغرافیای دیرین گندوانا در حدود ۵۵۰ میلیون سال پیش با تغییراتی بر اساس وارن و همکاران (Warren et al. 2017). محل‌های یافت فسیل‌های ادیاکارا شامل *Corumbella*، *Cloudina* و *Namacalathus* با علامت‌های راهنما مشخص شده‌اند. ستاره زرد: موقعیت منطقه مورد مطالعه. 1: Rio de la Plata، 2: Paranggá، 3: Kalahari، 4: Congo-São Francisco، 5: West Africa، 6: Antarctica، 7: India، 8: Australia، 9: Baltica، 10: Siberia، 11: Arabia-Nubia، 12: Madagascar، 13: Rio Apa، 14: Laurentia، 15: Amazonia. بازسازی جغرافیای دیرین بر اساس مطالعات ذیل انجام شده است: گرمز (Germs, 1972)، یوکلسون و استامپ (Yochelson and Stump, 1977)، هاگادورن و واگونر (Hagadorn and Waggoner, 2000)، گراتزینگر و همکاران (Grotzinger et al., 2000)، هافمن و مونت‌جوی (Hofmann and Moutjoy, 2001)، آمثور و همکاران (Amthor et al., 2003)، گوجر و همکاران (Gaucher et al., 2003)، ترینداد و همکاران (Trindade et al., 2006)، لی و همکاران (Li et al., 2008)، کانتورویچ و همکاران (Kontorovich et al., 2008)، وارن و همکاران (Warren et al., 2011) و توور و همکاران (Tohver et al., 2012).

Figure 9. Palaeogeographic reconstructions of Gondwana ca. 550 Ma (modified after Warren et al., 2017). The Ediacaran fossil-bearing localities *Cloudina*، *Corumbella* and *Namacalathus* occurrences are highlighted. Yellow star: our study area location, 1: Australia, 2: India, 3: Antarctica, 4: West Africa, 5: Congo-São Francisco, 6: Kalahari, 7: Paranggá, 8: Rio de la Plata, 9: Amazonia, 10: Rio Apa, 11: Laurentia, 12: Madagascar, 13: Arabia-Nubia, 14: Siberia, 15: Baltica. The palaeogeographic reconstruction is based on Germs (1972), Yochelson and Stump (1977), Hagadorn and Waggoner (2000), Grotzinger et al. (2000), Hofmann and Moutjoy (2001), Amthor et al. (2003), Gaucher et al. (2003), Trindade et al. (2006), Li et al. (2008), Kontorovich et al. (2008), Warren et al. (2011), and Tohver et al. (2012).

۴-۴- بازسازی محیط‌های دیرینه

Namalia نیز به صورت کلونی‌ها یا افراد پراکنده در آب‌های کم‌ژرفا تا ژرف زندگی می‌کرده است (McCall, 2004). نکته جالب توجه آن است که *Cloudina* به عنوان فراوان‌ترین گونه اپی‌بتیک در اجتماعات ادیاکارا شناخته می‌شود و غالباً با پوسته‌های خردشده *Corumbella weneri* همراه است (Warren et al., 2017). در اقیانوس‌های امروزی، پراکندگی گسترده *Cloudina* احتمالاً تحت تاثیر جریان‌های اقیانوسی بوده است که لاروهای پلانکتونی را مسافت‌های طولانی جابه‌جا می‌کنند؛ این فرایند می‌تواند توضیحی برای توزیع زیست‌جغرافیایی دیرینه (palaeobiogeographic distribution) آن ارائه دهد. *Cloudina* متازوئی است که در آب‌های کم‌ژرفا واقع در عرض‌های کم جغرافیایی گندوانا (بین استوای دیرینه، ۳۰°N و ۳۰°S؛ شکل ۱۰) در دوره ادیاکارا یافت می‌شود و این موضوع نشان‌دهنده ترجیح این موجود برای زیست در آب‌های گرم است (Warren et al., 2017).

شناخت دقیق محیط‌های دیرینه در دوره ادیاکارا اهمیت ویژه‌ای دارد، زیرا این محیط‌ها به عنوان یکی از عوامل اصلی گذار از ادیاکارا به کامبرین شناخته می‌شوند (Butterfield, 2009; Erwin et al., 2011). بازسازی‌های جغرافیایی دیرینه در دوره ادیاکارا نشان می‌دهند که فسیل‌های ادیاکارا در چندین اقیانوس و دریاهای داخلی قاره‌های کم‌عرض آن زمان، مانند لورنتیا (Laurentia)، پروتو-گندوانا (Proto-Gondwana)، سبیری (Siberia) و آمازونیا/ریوآپا (Amazonia/Río Apa) یافت شده‌اند (Trindade et al., 2006; Tohver et al., 2012؛ شکل ۱۰). مقایسه این اکوسیستم‌ها با اکوسیستم‌های فانروزویک نشان می‌دهد که گونه‌های زیستی ریفی ادیاکارا غالباً ساده، کوچک و با تنوع زیستی محدود بوده‌اند؛ برای نمونه، *Cloudina* با محیط‌های ریفی مرتبط است (Riding, 2002; Wood and Curtis, 2014) گونه



شکل ۱۰- پراکندگی موجودات زنده (biota) ادیاکارای ایران در ادیاکارا بالایی، بر اساس مطالعات هوکریده و همکاران (Huckriede et al., 1962a,b)، اشتوکلین (Stöcklin, 1968)، هان و فلوگ (Hahn and Pflug, 1980)، گلسنر (Glaessner, 1984b)، حمدی (Hamdi, 1995)، جعفری و همکاران (Jafari et al., 2007)، ویکرز-ریچ و همکاران (Vickers-Rich et al., 2017, 2018)، وزیر و همکاران (Vaziri et al., 2018)، بایر و همکاران (Bawyer et al., 2017) و مطالعه حاضر. به روزرسانی محدوده سنی بر اساس: شیانو و ناربن (Xiao and Narbonne, 2020)، اشمیتز (Schmitz, 2012)، پو و همکاران (Pu et al., 2016)، لینمن و همکاران (Linnemann et al., 2019). نقاط سیاه: محل فسیل‌های گزارش شده، نقاط زرد: شناسایی‌های مورد تردید (گونه‌های با شواهد محدود و بدون بحث تحلیلی کافی)، علامت «؟»: گونه‌هایی که هنوز به طور قطعی شناسایی نشده‌اند.

Figure 10. Distribution of Iranian Ediacaran biota of the upper Ediacaran System. After Huckriede et al. (1962a,b), Stöcklin (1968), Hahn and Pflug (1980), Glaessner (1984b), Hamdi (1995), Jafari et al. (2007), Vickers-Rich et al. (2017, 2018), Vaziri et al. (2018), Bowyer et al., (2017) and this study. The age constraints updated after Xiao and Narbonne (2020), Schmitz (2012), Pu et al. (2016), and Linnemann et al. (2019). The black dots show the location of reported fossils. The yellow dots represent questionable identifications (taxa with little reality and no real discussion). The “?” is used for the taxa that are not properly determined yet.

(جدول ۴؛ Muscente et al., 2019; McCall, 2006; Laflamme et al., 2009; Vaziri et al., 2019)، با این حال، شناسایی دقیق آن‌ها به دلیل ناقص بودن یا حفظ‌نشدن مناسب فسیل‌ها، هنوز مورد تردید است. مطالعات اکوسیستم‌های دریایی معاصر نشان می‌دهد که موجودات بزرگ و دارای قابلیت کانی‌سازی زیستی (بیومینرالیزه) معمولاً در محیط‌های غنی از اکسیژن و مواد مغذی زندگی می‌کنند (Sperling et al., 2015).

در مقابل، جوامع جانوران پریاخته (متازوئن)‌های کف‌زی که در شرایط کم‌اکسیژن یا بی‌اکسیژن (suboxic/anoxic) زندگی می‌کنند، معمولاً تنوع کم و موجودات کوچک و غیرکانی‌ساز (غیرمینرالیزه) دارند (Levin et al., 2009; Sperling et al., 2015). با توجه به شاخص‌های اکسیداسیون-احیای دیرینه Fe₄/Al (Farjandi, 2022) و مقایسه اندازه فسیل‌های ادیاکارا با نمونه‌های نامیبیا (Vickers-Rich et al., 2016) و دریای سفید در روسیه (Martin et al., 2000)، به نظر می‌رسد که برخلاف این مناطق که محیط‌های یکنواخت و اکسیژن‌دار داشته‌اند، منطقه مورد مطالعه حاضر تحت شرایط محیط احیایی سولفیدی (euxinic) و یا غلبه یون‌های آهن Fe²⁺ (ferruginous) بوده است. در این شرایط، بیشتر فسیل‌ها کوچک بوده و جوامع زیستی با تنوع پایین و نیاز اکسیژن محدود شکل گرفته‌اند (Sperling et al., 2013). افزون بر این، مطالعات پیشین نشان می‌دهند که اندازه کوچک موجودات در این رسوبات ممکن است ناشی از اسیدپته بالای اقیانوس‌ها در دوره ادیاکارن نیز بوده باشد (Knoll, 2014).

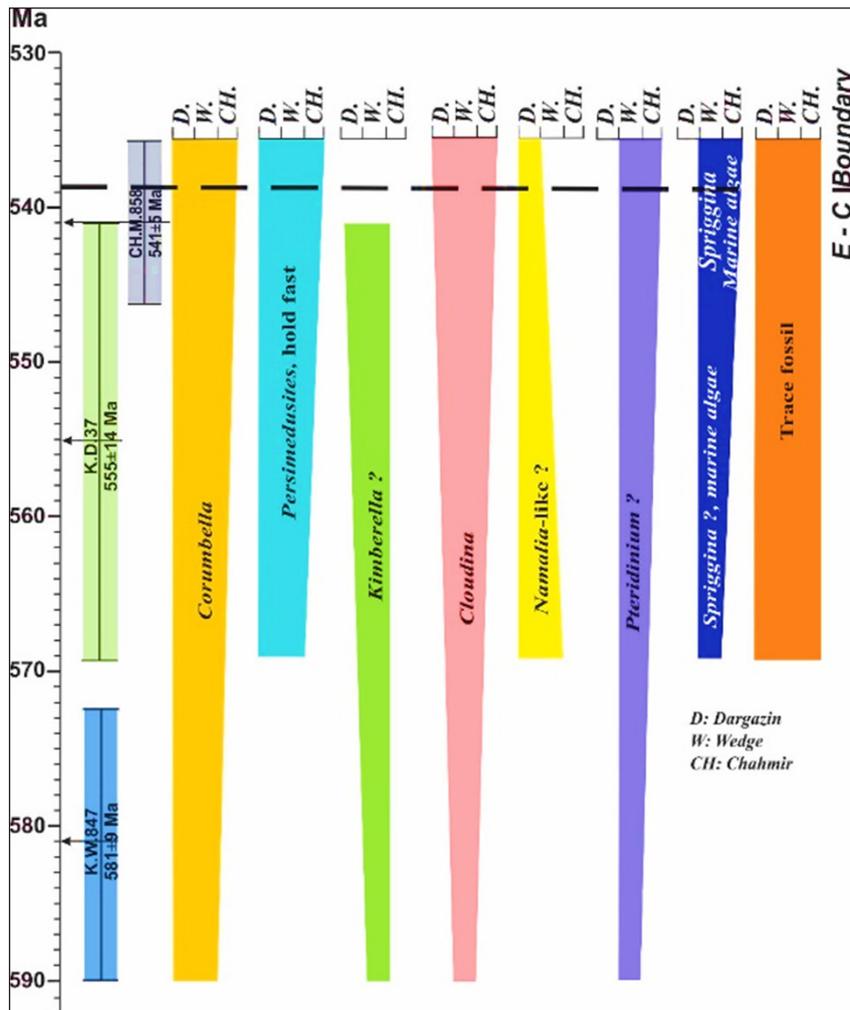
با این حال، *Cloudina* همچنین در رسوبات محیط‌های سرد و سکوی داخلی سرد، مانند بخش جنوبی ابرقاره پروتو-گندوانا (برای مثال در کراتون Río de La Plata، شکل ۱۰) شناسایی شده است که نشان‌دهنده توانایی سازگاری آن با این شرایط محیطی است. برخی مطالعات پیشنهاد می‌کنند که *Cloudina* و در برخی موارد *Corumbella* (مثلاً در پاراگوئه) عمدتاً در محیط‌های کم‌ژرفا و محدود رشد می‌کرده‌اند (Penny et al., 2016; Warren et al., 2017). با توجه به این که بیشتر نمونه‌های جمع‌آوری‌شده در منطقه مورد مطالعه ناقص و یا آثار فسیلی محدود هستند، نمی‌توان حضور *Pteridinium*، *Kimberella*، *Spriggina* و فرم‌های مشابه *Nama* را به‌طور قطعی تایید کرد. بنابراین، این گونه‌ها با علامت سؤال مشخص شده‌اند و برای تایید حضور آن‌ها نیاز به نمونه‌های کامل‌تر و مطالعات تکمیلی است. افزون بر این، پیش‌تر در ایران، چندین فسیل دوره ادیاکارن گزارش شده‌اند (شکل ۱۱؛ Huckriede et al., 1962a; Stöcklin, 1968; Hahn and Pflug, 1980; Glaessner, 1984a,b; Hamdi, 1995; Jafari et al., 2007; Vickers-Rich et al., 2017, 2018; Vaziri et al., 2018 و مطالعه حاضر).

با توجه به شواهد حاضر و داده‌های پیشین، فسیل‌های یافت‌شده در این مطالعه احتمالاً به دو زیست‌زون ادیاکارا تعلق دارند: زیست‌زون میانی ادیاکارا (۵۷۱-۵۵۱ میلیون سال پیش) و زیست‌زون پایانی ادیاکارا (۵۳۸.۸-۵۵۱ میلیون سال پیش). گونه‌های *Pteridinium*، *Kimberella*، *Spriggina* و فرم‌های مشابه *Nama* در محیط‌های دریایی متوسط تا کم‌ژرفا در اواخر دوره ادیاکارن زندگی می‌کرده‌اند

جدول ۴- شناسایی فسیل‌های یافت شده در محدوده مورد مطالعه.

Table 4. Identifications of the recovered fossils in the study area.

Biozone	Ediacara-type fossils	Modules	Ecology	Occurrence
Ediacara biota biozone (571–551 Ma)	<i>Spriggina</i> ?	White Sea	intermediate marine (Muscente et al., 2019)	South Australia (Glaessner, 1958), Russia (Fedonkin, 1981a) and Iran (Stöcklin, 1968; Hamdi, 1989 & 1990)
Ediacara biota biozone (571–551 Ma)	<i>Kimberella</i> ?	White Sea	shallow marine (Muscente et al., 2019)	Iran, Rizu Formation (Vaziri et al., 2018; this study), Flinders Ranges, South Australia (Glaessner & Wade, 1966), White Sea (Fedonkin et al., 2007)
Ediacara biota biozone (571–551 Ma) & Terminal Ediacaran biozone (551 Ma–538.8 Ma)	<i>Pteridinium</i> ?	White Sea	shallow marine (Laflamme et al., 2009)	South Australia, Namibia, Russia (the White Sea region), North Carolina, California, the Northwest Territories of Canada, Iran
Ediacara biota biozone (571–551 Ma) & Terminal Ediacaran biozone (551 Ma–538.8 Ma)	<i>Namalia</i>	White Sea	shallow to deep waters (McCall, 2006)	Namibia (the Kuibis Series), northwest Canada (the Sewki Brook Formation in the Mackenzie Mountains)
Ediacara biota biozone (571–551 Ma) & Terminal Ediacaran biozone (551 Ma–538.8 Ma)	<i>Persimedesites</i>	White Sea	shallow marine (Vaziri et al., 2019)	Iran, Rizu Formation (Hahn & Pflug, 1980; Hamdi, 1989, 1990; Vickers-Rich et al., 2017; Vaziri et al., 2018; this study), Argentina (Arrouy et al., 2016)
Terminal Ediacaran biozone (551 Ma–538.8 Ma)	<i>Corumbella</i>	Nama	shallow marine (Muscente et al., 2019)	Brazil (Babcock et al. 2005; Pacheco et al. 2012, 2015), western USA (Hagadorn & Waggoner 2000), Iran (Vickers-Rich et al., 2017; Vaziri et al., 2018; this study)
Terminal Ediacaran biozone (551 Ma–538.8 Ma)	<i>Cloudina</i>	Nama	shallow marine (Muscente et al., 2019)	Oman, below and above the ash bed within the reef facies (Amthor et al., 2003); Huqf Formation (Conway Morris et al., 1990)



شکل ۱۱- محدوده چینه‌شناسی موجودات ادیاکارا در برابر داده‌های جدید سن‌سنجی (این مطالعه) در بازه ۵۴۱-۵۸۱ Ma شامل مرز ادیاکارن-کامبرین در نواحی کوشک و چاه میر، برگرفته از فرجندی و همکاران (Farjandi et al., 2022) و نیز Chronostrat Chart2024-12 (IUGS, 2024; Xiao and Narbonne, 2020a, b).

Figure 11. Stratigraphic ranges of Ediacaran taxa versus ages from new geochronological data (this study) in a time interval ranging from 541 to 581 Ma, incorporating the Ediacaran–Cambrian boundary in the Koushk and Chahmir sections (Farjandi et al., 2022) and ChronostratChart2024-12 (IUGS, 2024; Xiao and Narbonne, 2020a,b).

۵- نتیجه گیری

ورودی آواری به سمت بالای ستون رسوبی و بازتاب کاهش تاثیر آتشفشان کافی هستند. شاخص‌های ریداکس (V/Cr, Ce/Ce*, Y/Ho, Co)، گویای حکمفرمایی شرایط بی‌اکسیژن تا احیایی سولفیدی و آهن‌دار در طول رسوب‌گذاری بوده و به تدریج به سوی شرایط اکسیژن دار پیش رفته است. شاخص‌های شوری دیرینه (Sr/Ba, Sr_{xs}/CaCO₃%) نشان‌دهنده حکمفرمایی محیط دریایی همراه با رخداد‌های محلی آب شیرین هستند. شاخص‌های تولید دیرینه (Ba/Al, P/Ti, Cu/Al) با افق‌های فسیل‌دار هم‌زمانی دارند و بیانگر تولید اولیه متوسط تا بالا هستند. تحلیل نسبت‌های Sr/Cu و Ga/Rb نشان می‌دهد که شرایط دیرینه‌اقليمی عمدتاً گرم و خشک بوده و مقادیر بالای Fe/Ti بیانگر تاثیر قوی فعالیت‌های گرمایی است. نسبت Y/Ho در کربنات‌های برش‌های کوشک، منشا دریایی و شرایط اکسیژن دار پایدار را نشان می‌دهد، در حالی که نمونه‌های چاه‌میر منشا خشکی‌زاد و شرایط احیایی دارند. این

تلفیق داده‌های سن‌سنجی U-Pb زیرکن، مطالعات ژئوشیمیایی، سنگ‌نگاری و دیرینه‌شناسی در برش‌های کوشک و چاه‌میر در ایران مرکزی نشان می‌دهد که رسوبات مورد مطالعه در اواخر ادیاکارن تا اوایل کامبرین (حدود ۶۰۰-۵۳۸ میلیون سال پیش) نهشته شده‌اند. مجموعه فسیلی شامل *Kimberella*، *Cloudina*، *Pteridinium*، *Corumbella*، *Persimedesites*، *Spriggina* و *Nama* مشابه گونه‌های مشابه این توالی‌ها را با زیست‌بوم‌های جهانی ادیاکارا تایید می‌کند.

شواهد سنگ‌نگاری نشان می‌دهد که رسوبات سنگ‌های سیلیسی آواری و آتشفشانی آواری دریایی تحت تاثیر رویدادهای دیاژنز و زمین‌ساختی متعددی قرار گرفته‌اند. همچنین اکسیداسیون پیریت و استیلولیتی شدن برهمکنش‌های پس از رسوب‌گذاری شاره‌ها را نشان می‌دهد. شاخص‌های ژئوشیمیایی بیانگر کاهش

و مهندس شریعتی در همکاری‌های بی‌دریغ در اسکان و عملیات صحرایی تشکر به عمل می‌آید. از آقای دکتر حسن زاده به‌خاطر مشاوره در مورد نمونه‌برداری نمونه‌های سن‌سنجی، دکتر مدرس به خاطر مشاوره رسوب‌شناسی و همراهی در عملیات صحرایی سپاسگزاری می‌شود. همچنین از مهندس دری، معاون اکتشاف وقت سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور به‌خاطر هماهنگی و همراهی تشکر می‌شود. سپس ویژه از زنده یاد آقای دکتر کریمی باوندپور که دانش خود را در مورد زمین‌شناسی و چینه‌شناسی ایران به اشتراک گذاشتند. از آقای دکتر Hutchinson از دانشگاه ملبورن (MU) به خاطر تهیه میکروگراف‌های SEM+CL سپاسگزاری می‌شود. این مقاله به زنده یاد آقای دکتر عبدالرحیم هوشمندزاده به پاس زحمات و تحقیقات ارزنده در ایران مرکزی و راهنمایی‌ها و مشاوره در این پروژه، تقدیم می‌شود. این مطالعه برگرفته از پایان‌نامه دکتری فروش فرجندی در دانشگاه سوئینبرن، استرالیا می‌باشد.

بخشی از هزینه‌های این پروژه توسط پروژه‌های بین‌المللی علوم زمین یونسکو ۵۸۷ و ۶۷۳ تامین شده‌است. امکانات عملیات صحرایی شامل کارشناسان، تکنیسین، وسایل نقلیه صحرایی، اسکان توسط سازمان زمین‌شناسی ایران فراهم گردید. دسترسی به آزمایشگاه سن‌سنجی توسط دانشگاه موناخ فراهم و سن‌سنجی بخشی از نمونه‌ها در آزمایشگاه Senckenberg Naturhistorische Sammlungen درسدن انجام شده‌است.

تفاوت محیطی بر اندازه و تنوع فسیل‌ها تاثیر گذاشته و بیشتر فسیل‌های کوچک در مناطق احيایی، با تنوع محدود شکل گرفته‌اند. فسیل‌های یافت‌شده احتمالاً متعلق به دو زیست‌زون میانی (۵۷۱-۵۵۱ میلیون سال پیش) و پایانی (۵۳۸/۸-۵۵۱ میلیون سال پیش) ادیاکارا هستند. شناسایی دقیق گونه‌های *Kimberella*، *Spiggina*، *Pteridinium*؟ و فرم‌های مشابه *Nama* هنوز مورد تردید است. شرایط محیطی شامل شوری نسبتاً بالا، اکسیژن کم و حاکمیت یون‌های Fe^{2+} ، در اندازه کوچک و تنوع محدود جوامع زیستی نقش داشته‌است. در کل، زیست‌بوم‌های اواخر ادیاکارا در ایران مرکزی در محیط‌های دریایی کم‌ژرفا تا نیمه‌ژرف، تحت تاثیر شرایط اکسیداسیون-احيایی و شوری شکل گرفته‌اند. این مطالعه شواهد ارزشمندی برای بازسازی چینه‌نگاری و درک بهتر فرآیندهای محیطی و فرگشتی در گذار ادیاکارن-کامبرین ارائه می‌دهد و به فهم پویایی‌های جهانی زیست‌کره در این دوره کمک می‌کند.

سپاسگزاری

از دانشکده علوم زمین، اتمسفر و محیط زیست دانشگاه موناخ به‌سبب همکاری و حمایت راهبردی سپاسگزاری می‌شود. از آقایان مهندس رنجبر(رئیس صنعت، معدن و دفتر بازرگانی بافتی)، مهندس طاهری (مدیر معدن کوشک)، مهندس زند (رییس بخش زمین‌شناسی معدن کوشک)، کارکنان معدن کوشک مهندس امید

کتابنگاری

آقابات‌ی، س.ع.، ۱۳۸۳، زمین‌شناسی ایران، سازمان زمین‌شناسی کشور، تهران، ۵۸۲ ص.

هوشمندزاده، ع.، نبوی، م.ح.، حمدی، ب.، ۱۳۶۷، سنگ‌های پرکامبرین و کامبرین در ایران، سازمان زمین‌شناسی کشور، تهران.

لاسمی، ی.، ۱۳۷۹، تحلیل رخساره‌ها، محیط‌های رسوبی و چینه‌شناسی سکانسی سنگ‌های پرکامبرین بالایی و پالئوزوئیک ایران. سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، گزارش شماره ۷۸، ۱۸۹ صفحه.

References

- Aghanabati, A., 2004. *Geology of Iran. Geological Survey of Iran, Tehran, 586 p. (In Persian).*
- Alavi, M., 1991. Tectonic map of the Middle East and adjacent regions, scale 1: 5,000,000. Geological Survey of Iran, Tehran.
- Algeo, T., and Maynard, J., 2004. Trace-element behavior and redox facies in core shales of Upper Devonian–Lower Mississippian black shale sequences, Appalachian Basin. *Chemical Geology*, 206, 289–318.
- Amelin, Y., 1998. Geochronology of the Jack Hills detrital zircons by precise U/Pb isotope dilution analysis of crystal fragments. *Chemical Geology* 146, 25–38. [https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(98\)00120-0](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(98)00120-0).
- Amthor, J. E., Grotzinger, J. P., Schröder, S., Bowring, S. A., Ramezani, J., Martin, M. W., and Matter, A., 2003. Extinction of Cloudina and Namacalathus at the Precambrian–Cambrian boundary in Oman. *Geology* 31, 431–434. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(2003\)031<0431:EOCANA>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(2003)031<0431:EOCANA>2.0.CO;2).
- Andersen, T., 2005. Detrital zircons as tracers of sedimentary provenance: limiting conditions from statistics and numerical simulation. *Chemical Geology* 219, 249–270. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2005.02.007>.
- Arrouy, M.J., Warren, L.V., Quaglio, D.G.P., Guimarães Simões, M., Boselli-Rosa, M., and Gómez Peral, L.E., 2016. Ediacaran discs from South America: probable soft-bodied microfossils unlock the paleogeography of the Clymene Ocean. *Scientific Reports Nature* 6, 30590. doi:10.1038/srep30590.
- Arthur, M. A., and Sageman, B. B., 1994. Marine black shales: depositional mechanisms and environments of accumulation. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 22, 499–551.
- Assereto, R., 1963. The Paleozoic formations in Central Elburz (Iran) (preliminary note). *Rivista Italiana Di Paleontologia e Stratigrafia*, 69, 503-543. ISSN: 0035-6883.
- Babcock, L. E., Grunow, A. M., Sadowski, G. R., and Câmara, G. A., 2005. Corumbella from the terminal Ediacaran of Brazil. *Palaeontology*, 48, 499–516. <https://doi.org/10.1111/j.1475-4983.2005.00464.x>
- Banner, J. L., Hanson, G. N., and Meyers, W. J., 1988. Geochemistry of carbonate diagenesis. *Journal of Sedimentary Research*, 58(6), 960–971.
- Belousova, E.A., Griffin, W.L., O'reilly, S.Y., and Fisher, N.I., 2002. Igneous zircon: trace element composition as an indicator of source rock type. *Contribution to Mineralogy and Petrology* 143, 602–622. <https://doi.org/10.1007/s00410-002-0364-7>.

- Berberian, M., and King, G.C.P., 1981. Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. *Canadian Journal of Earth Sciences* 18, 210–265.
- 22BLUM, M. and PECHA, M., 2014. Mid-Cretaceous to Paleocene North American drainage reorganization from detrital zircons. *Geology* 42, 607–610. <https://doi.org/10.1139/e81-019>.
- Best, M. G., and Christiansen, E. H. 2001. *Igneous Petrology*. xvi+458 pp. Oxford: Blackwell Science. ISBN 0 86542 541 8. *Geol. Mag.* 139, 2002, DOI: 10.1017/S0016756802216507.
- Boström, K., 1983. Geochemistry of Fe/Ti in sediments as indicator of hydrothermal influence. *Chemical Geology*, 39, 145–154.
- Bowyer, F., Wood, R. A., and Poulton, S. W., 2017. Controls on the evolution of Ediacaran metazoan ecosystems: a redox perspective. *Geobiology*, 15(4), 516-551.
- Breit, G. N., and Wanty, R. B., 1991. Vanadium geochemistry in anoxic environments. *Chemical Geology*, 91(3-4), 275–286.
- Brown, E.R., and Gehrels, G.E., 2007. Detrital zircon constraints on terrane ages and affinities, and timing of orogenic events in the San Juan Islands and North Cascades, Washington. *Canadian Journal Earth Science* 44, 1375–1396. <https://doi.org/10.1139/E07-012>.
- Brumsack, H.J., 1980. Geochemistry of Cretaceous black shales from the Atlantic Ocean (DSDP Legs 11, 14, 36, and 41). *Chemical Geology* 31, 1–25.
- Brumsack, Hans-J., 2006. The trace metal content of recent organic carbon-rich sediments: Implications for Cretaceous black shale formation, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, V. 232, Issues 2–4, Pages 344-361, ISSN 0031-0182, <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2005.05.011>.
- Brunel, M., Bourillot, R., Pierre, C., and Blanc-Valleron, M.-M., 1999. Sr distribution in carbonates and palaeosalinity. *Sedimentary Geology*, 126, 139–157. [https://doi.org/10.1016/S0037-0738\(99\)00038-5](https://doi.org/10.1016/S0037-0738(99)00038-5).
- Butterfield, N.J., 2009. Oxygenation, animals and oceanic ventilation: an alternative view. *Geobiology* 7, 1–7.
- Calvert, S.E., and Pedersen, T.F., 1993. Geochemistry of recent oxic and anoxic marine sediments: implications for the geological record. *Marine Geology* 113, 67–88. [https://doi.org/10.1016/0025-3227\(93\)90150-T](https://doi.org/10.1016/0025-3227(93)90150-T).
- Cao, X., Wang, G., Wang, X., Zhang, W., and Chen, J., 2012. Geochemical proxies for palaeoclimate interpretation in shales. *Sedimentary Geology*, 275–276, 1–12. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2012.05.004>.
- Cawood, P.A., Hawkesworth, C.J., and Dhuime, B., 2012. Detrital zircon record and tectonic setting. *Earth-Science Reviews* 110, 1–23. DOI: 10.1016/j.earscirev.2011.12.001.
- Chaudhuri, S., and Cullers, R.L., 1979. The distribution of rare earth elements in deeply buried Gulf coast sediments. *Chemical Geology* 24, 327–338.
- Chu, F., Li, Z., Wang, H., Zhang, Y., and Sun, L., 2016. Sediment geochemistry of Fe/Ti ratios. *Journal of Asian Earth Sciences*, 124, 100–115. <https://doi.org/10.1016/j.jseae.2016.05.013>.
- Conway Morris, S., Mattes, B.W., and Chen, M., 1990b. The early skeletal organism *Cloudina*: new occurrences from Oman and possibly China. *American Journal of Science*, 290-A, 245–260. DOI: 10.2475/ajs.290.3.245
- Conway Morris, S., McLroy, D., and Brasier, M. D., 1990a. The Huqf Formation, Oman: Palaeontology and the Ediacaran–Cambrian boundary. *Precambrian Research*, 48, 123–145. [https://doi.org/10.1016/0301-9268\(90\)90052-Z](https://doi.org/10.1016/0301-9268(90)90052-Z).
- Crawford, A.R., 1977. A summary of isotopic age data for Iran, Pakistan and India. *Mémoire hors-série8*, Société Géologique de France, *Mémoire hors-série* 8, 251–260.
- Crusius, J., Calvert, S., Pedersen, T., and Sage, D., 1996. Rhenium and molybdenum enrichments in sediments as indicator of oxic, suboxic and sulfidic conditions of deposition. *Earth and Planetary Science Letters* 145, 65–78.
- Daniels, J.M., Saylor, J.E., Horton, B.K., Stockli, D.F., and Shanahan, T.M., 2018. Detrital zircon U–Pb ages as indicators of sedimentary provenance. *Basin Research* 30, 253–272. DOI: 10.1111/bre.12218.
- Dean, W.E., Gardner, J.V., and Piper, D.Z., 1997. Inorganic geochemical indicators of glacial-interglacial changes in productivity and anoxia on the California continental margin. *Geochimistry Cosmochimistry Acta* 61, 4507–4518.
- Deng, S., and Qian, H., 1993. Sr/Cu and Ga/Rb ratios as climate indicators in sedimentary sequences. *Acta Geologica Sinica*, 67, 289–298.
- Dickson, J.A.D., 1966. Carbonate identification and genesis as revealed by staining. *Journal of Sediment Research* 36(2), 491–505.
- Donaldson, C., and Henderson, C., 1988. A new interpretation of round embayments in quartz crystals. *Mineralogical Magazine* 52(364), 27–33. doi:10.1180/minmag.1988.052.364.02.
- Erwin, D.H., Laflamme, M., Tweedt, S.M., Sperling, E.A., Pisani, D., and Peterson, K.J., 2011. The Cambrian conundrum: early divergence and later ecological success in the early history of animals. *Science* 334, 1091–1097.
- Farjandi, F., 2022. “Palaeoenvironmental changes of central Iran during the late Neoproterozoic and the possible impact on the Ediacaran biota”. Doctoral dissertation, Swinburne University of Technology, Melbourne, Australia, 275 pp.
- Farjandi, F., Vickers-Rich, P., Linnemann, U., Raveggi, M., Hofmann, M., Hall, M., and Rich, T. H., 2022. U/Pb Geochronology of Detrital Zircon and Apatite Layers of The Late Ediacaran-Cambrian Boundary in Central Iran. *Alcheringa*. <https://doi.org/10.1080/03115518.202>

- 2.2044075.
- Fedonkin, M. A., 1981. Ediacaran biota of the White Sea region, Russia. *Paleontological Journal*, 15(4), 3–23.
- Fedonkin, M.A., Gehling, J.G., Grey, K., Narbonne, G.M., and Vickers-Rich, P., 2007. *The Rise of Animals. Evolution and Diversification of the Kingdom Animalia*. Johns Hopkins University Press, Baltimore, 326 pp. DOI:10.1017/S0016756808005645.
- Forster, H., and Jafarzadeh, A., 1994. The Bafq mining district in central Iran: A highly mineralized Infracambrian volcanic field. *Economic Geology* 89, 1697–1721. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.89.8.1697>.
- Frimmel, H.E., 2009. Trace element distribution in Neo-Proterozoic carbonates as palaeo- environmental indicator. *Chemical Geology* 258, 338–353.
- Fu, B., Chen, X., Wang, Z., Li, H., and Zhou, C., 2010a. Geochemical proxies in Ediacaran carbonates. *Precambrian Research*, 183, 123–136. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2010.07.002>.
- Fu, X.G., Wang, J., Zeng, Y., Tan, F., and Feng, X., 2010c. REE geochemistry of marine oil shale from the Changshe Mountain area, northern Tibet, China. *International Journal Coal Geology* 81(3), 191–199.
- Fu, X.G., Wang, J., Zeng, Y., Tan, F., Chen, W., and Feng, X., 2010b. Geochemistry of rare earth elements in marine oil shale—a case study from the Bilong Co area, Northern Tibet, China. *Oil Shale* 27(3), 194–208.
- Gaucher, C., Boggiani, P.C., Sprechmann, P., Sial, A.N., and Fairchild, T., 2003. Integrated correlation of the Vendian to Cambrian Arroyo del Soldado and Corumbá Groups (Uruguay and Brazil): palaeogeographic, palaeoclimatic and palaeobiologic implications. *Precambrian Research* 120, 241–278. [https://doi.org/10.1016/S0301-9268\(02\)00140-7](https://doi.org/10.1016/S0301-9268(02)00140-7).
- Gehrels, G., 2014. Detrital zircon U/Pb geochronology applied to tectonics. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 42, 127–49. <https://doi.org/10.1146/annurev-earth-050212-124012>.
- Germis, G.J.B., 1972. New shelly fossils from Nama Group, South West Africa. *American Journal of Science* 272 (8), 752–761. doi:10.2475/ajs.272.8.752.
- Ghorbani, H., Lashkaripour, G., Amini, A., Sadeghi, M., and Ghaderi, A., 2019a. Stratigraphic correlation of late Ediacaran–early Cambrian sequences in Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, 183, 103–122. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2019.04.012>
- Ghorbani, M., Aftabi Arani, A., Zandkarimi, K. and Ahifar, A., 2019b. Stratigraphic Chart of Developed Basins of Iran. PARS Geological Research Center-ARIANZAMIN, Tehran, Iran.
- Glaessner, M.F., 1958. New fossils from the base of the Cambrian in South Australia (preliminary account). *Transactions of the Royal Society of South Australia* 81, 185–188.
- Glaessner, M.F., 1984b. *The dawn of animal life: a biohistorical study*. Cambridge University Press, Cambridge, 244 pp.
- Glaessner, M.F., and Wade, M., 1966. The Late Precambrian fossils from Ediacara, South Australia. *Palaentology* 9, 599–628. DOI: 10.1111/j.1475-4983.1966.tb01804.x
- Glaessner, M.F., 1984a. Fossils from Rio Tinto Zinc Corporation specimens. *Journal of Paleontology*, 58(5), 1121–1133.
- Grazhdankin, D., 2004. Patterns of distribution in the Ediacaran biotas: facies versus biogeography and evolution. *Paleobiology*, 30, 203–221. [https://doi.org/10.1666/0094-8373\(2004\)030<0203: PODITE>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1666/0094-8373(2004)030<0203: PODITE>2.0.CO;2).
- Grazhdankin, D.V., and Seilacher, A., 2002. Underground Vendobionta from Namibia. *Palaentology* 45, 57–78. <https://doi.org/10.1111/1475-4983.00227>.
- Grotzinger, J.P., Watters, W.A., and Knoll, A.H., 2000. Calcified metazoans in thrombolites-stromatolite reefs of the terminal Proterozoic Nama group, Namalia. *Paleobiology* 26, 334–359. [https://doi.org/10.1666/0094-8373\(2000\)026<0334:CMITSR>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1666/0094-8373(2000)026<0334:CMITSR>2.0.CO;2).
- Guo, L.Y, Li, Z.S., Xie, X.N., Shang, S.F., Fan, Z.H., Liu, Z.J., and Wu, F., 2015. High-frequency variation of geochemical elements and its geological implication on lacustrine organic-rich mudstone and shale formation: an example from the core-taking segment of well BY1 in the Biyang depression. *Geoscience* 29(6), 1360–1370 (in Chinese with English abstract).
- Hagadorn, J.W., and Waggoner, B., 2000. Ediacaran fossils from the southwestern Great Basin, United States. *Journal of Paleontology* 74, 349–359. doi:10.1666/0022-3360(2000) 074<0349: EFFTSG>2.0.CO;2.
- Haghipour, A., and Pelissier, G., 1968. *Geology of the Posht-e-Badam/Saghand area (East-Central Iran)*. Geological Survey of Iran. Geological Note 48–144.
- Haghipour, A., and Pelissier, G., 1977. Geological map of Biabanak–Bafgh area (in scale 1:500,000), Geological Survey of Iran.
- Hahn, G., and Pflug, H. D., 1980. Rizu Formation stratigraphy. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen*, 159, 1–25.
- Hamdi, B., 1990. First record of late Precambrian and Early Cambrian shelly medusoids from Central Iran and its correlation with the Inner Tethyan PC–C sequences of northern Iran. Abstracts, 3rd International Symposium.
- Hamdi, B., Brasier, M.D., and Zhiwen, J., 1989. Earliest skeletal fossils from Precambrian–Cambrian boundary strata, Elburz Mountains, Iran. *Geological Magazine* 126, 283–289. <https://doi.org/10.1017/S0016756800022378>.
- Hamdi, H., 1995. Ediacaran biota in the Middle East. *Journal of Paleontology*, 69, 134–147.
- Hanchar, J.M., and Hoskin, P.W.O., 2003. Zircon. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry* 153. The Mineralogical Society of America,

- Washington, DC, 500 pp. <https://doi.org/10.1017/S0016756800022378>.
- Hashemi, M., Zarei, A., Malekzadeh Shafaroodi, I., and Alavi, S., 2024. Geochronology, provenance, and tectonic setting of the Lower Paleozoic strata in the Posht-e-Badam block (Central Iran): Implications for early riftogenesis. *International Geology Review*.
- Hassanzadeh, J., Stockli, D.F., Horton, B.K., Axen, G.J., Stockli, L.D., Grove, M., Schmitt, A.K., and Walker, J.D., 2008. U/Pb zircon geochronology of late Neoproterozoic–early Cambrian granitoids in Iran: Implications for paleogeography, magmatism, and exhumation history of Iranian basement. *Tectonophysics* 451, 71–96. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2007.11.062>.
- Hatch, J.R., and Leventhal, J.S., 1992. Relationship between inferred redox potential of the depositional environment and geochemistry of the Upper Pennsylvanian (Missourian) stark shale member of the Dennis Limestone, Wabaunsee County, Kansas, USA. *Chemical Geology* 99, 65-82.
- Haynes, W.M., 2017. Abundance of elements in the earth's crust and in the sea, CRC Handbook of Chemistry and Physics, 97th edition (2016–2017), 14-17.
- Hofmann, H.J., and Mountjoy, E.W., 2001. Namacalathus-Cloudina assemblage in Neoproterozoic Miette Group (Byng Formation), British Columbia: Canada's oldest shelly fossils. *Geology* 29, 1091–1094. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(2001\)029<1091:NCAINM>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(2001)029<1091:NCAINM>2.0.CO;2).
- Hoskin, P.W.O., and Black, L.P., 2000. Metamorphic zircon formation by solid-state recrystallization of protolith igneous zircon. *Journal of Metamorphic Geology* 18, 423–439. <https://doi.org/10.1046/j.1525-1314.2000.00261.x>.
- Houshmandzadeh, A., 1969. Metamorphism et granitisation du massif Chapedony (Iran central). PhD thesis, University Grenoble, 242 pp.
- Houshmandzadeh, A., Nabavi, M., Hamdi, B., 1989. *Precambrian and Cambrian rocks in Iran. Geological Survey of Iran Publications. (In Persian)*.
- Huckriede, R., Berberian, M., and Schmidt, R., 1962a. First description of the Rizu Formation. *Geological Survey of Iran Reports*.
- Huckriede, R., Kursten, M. and Venzlaff, H., 1962b. Zur Geologie des Gebietes zwischen Kerman und Sagand (Iran). *Beihefte zur Geologie* 51, 1–197. CRID: 1573668923887785344, NII Book ID: AA00656620
- IUGS, 2024. ChronostratChart 2024-12. International Union of Geological Sciences.
- Jafari, M., Osha, S., and Rubio-Ordóñez, A., 2016. *Chuar*ia circularis from the Upper Neoproterozoic successions of Central Iran: taxonomy, preservation, and geological significance. *Journal of African Earth Sciences*, 121, 171–182.
- Jafari, S.M., Shemirani, A., and Hamdi, B., 2007. Microstratigraphy of the Late Ediacaran to the Ordovician in NW Iran (Takab area), Geological Society, London, Special Publications, 286, 433-437. <https://doi.org/10.1144/SP286.30>.
- Jia, G., Bai, Y., Liu, C., Mao, J., AND Peng, P., 2013. Sr/Cu ratio and its sensitivity to depositional setting. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 379, 1–12. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2013.03.017>.
- Johnson, P.R., and Woldehaimanot, B., 2003. Development of the Arabian–Nubian Shield: Perspectives on accretion and deformation in the northern East African Orogen. Geological Society, London, Special Publications 206, 289–325. DOI: 10.1144/GSL.SP.2003.206.01.15.
- Johnsson, M. J., 1993. The system controlling the composition of clastic sediments. In: Johnsson, M. J. & Basu, A. (eds.), *Processes Controlling the Composition of Clastic Sediments*, Geological Society of Jones, B., and Manning, D.A.C., 1994. Comparison of geochemical indices used for the interpretation of palaeoredox conditions in ancient mudstones. *Chemical Geology* 111(2), 111–129.
- Jones, B., and Manning, D.A.C., 1994. Comparison of geochemical indices used for the interpretation of palaeoredox conditions in ancient mudstones. *Chemical Geology* 111(2), 111–129.
- Kimura, H., Matsumoto, R., Kakuwa, Y., and Hamdi, B., 1996. Geochemical and Sedimentary Records across Precambrian Cambrian Boundary Elburz Mountains North Iran: Implications for a Breakup of Ocean Stratification before the Cambrian Explosion. *Lunar and Planetary Science* 27, 667.
- Knoll, A.H., 2014. Paleobiological Perspectives on Early Eukaryotic Evolution, *Cold Spring Harbor perspectives in biology* 6(1). Doi:10.1101/cshperspect. A016121.
- Knoll, A.H., Walter, M.R., Narbonne, G.M., and Christie-Blick, N., 2006. The Ediacaran Period: A new addition to the geologic time scale. *Lethaia* 39, 13–30. DOI: 10.1080/00241160600604640
- Kontorovich, A.E., Varlamov, A.I., Grazhdankin, D.V., Karlova, G.A., Klets, A.G., Kontorovich, V.A., Saraev, S.V., Terleev, A.A., Belyaev, S.Yu., Varaksina, I.V., Efimov, A.S., Kochnev, B.B., Nagovitsin, K.E., Postnikov, A.A., Filippov, Yu.F., 2008. A section of Vendian in the east of West Siberian Plate (based on data from the Borehole Vostok 3). *Russian Geology and Geophysics* 49, 932–939. DOI: 10.1016/j.rgg.2008.02.016.
- Laflamme, M., Xiao, S., and Kowalewski, M., 2009. Osmotrophy in modular Ediacara organisms. *Proceedings of the National Academy of Sciences* 106 (34), 14438. doi:10.1073/pnas.0904836106. PMC 2732876. PMID 19706530.
- Lasemi, Y., 2000. *Facies analysis, depositional environments, and sequence stratigraphy of Upper Precambrian and Paleozoic rocks of Iran, Geological Survey of Iran* 78, 189 p (in Persian).
- Lerman, A., 1989. *Lakes: Chemistry, Geology, Physics*. Geological Press, Beijing, pp. 10–100 (in Chinese).

- Levin, L. A., Ekau, W., Gooday, A. J., Jorissen, F., Middelburg, J. J., Naqvi, S. W. A., and Zhang, J., 2009. Effects of natural and human-induced hypoxia on coastal benthos. *Biogeosciences* 6(10), 2063–2098.
- Lézin, C., Andreu, B., Pellenard, P., Bouchez, J.L., Emmanuel, L., Fauré, Ph., and Landrein, Ph., 2013. Geochemical disturbance and paleoenvironmental changes during the Early Toarcian in NW Europe. *Chemical Geology* 341, 1–15.
- Lézin, C., Caetano, P.S., Goncalves, P., Rey, J., Rocha, F., and Rocha, R.B., 2012. Biosedimentary disturbances in shallow-water carbonate environments: an example from then Upper Hauterivian in the Lusitanian Basin. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 315–316, 24–37.
- Li, C., Love, G.D., Lyons, T.W., Fike, D.A., Sessions, A.L., and Chu, X., 2008. A stratified redox model for the Ediacaran Ocean. *Science*, 321(5891), 1340-1343. DOI: 10.1126/science.1160759.
- Li, D., Li, R., Zhu, Z. Et al., 2018. Elemental characteristics and paleoenvironment reconstruction: a case study of the Triassic lacustrine Zhangjiatan oil shale, southern Ordos Basin, China. *Acta Geochemistry* 37, 134–150. <https://doi.org/10.1007/s11631-017-0193-z>
- Li, D., Li, R., Zhu, Z., Wu, X., Liu, F., Zhao, B., Cheng, J., and Wang, B., 2018. Elemental characteristics and paleoenvironment reconstruction: a case study of the Triassic lacustrine Zhangjiatan oil shale, southern Ordos Basin, China. *Acta Geochemistry* 37, 134–150. <https://doi.org/10.1007/s11631-017-0193-z>.
- Li, X., and Chen, X., 2003. Sr/Ba ratios in carbonate sediments as palaeosalinity indicator. *Sedimentary Geology*, 162, 65–75.
- Li, Z.C., Li, W.H., Lai, S.C., Li, Y.X., Li, Y.H., and Shang, T., 2015. The palaeosalinity analysis of Paleogene lutite in Weihe Basin. *Acta Sedimentology Sin* 33(3), 480–485 (in Chinese with English abstract).
- Liang, W.J., Xiao, C.T., Xiao, K., and Lin, W., 2015. The relationship of Late Jurassic paleoenvironment and paleoclimate with geochemical elements in Amdo Country of northern Tibet. *Geology China* 42(4), 1079–1091 (in Chinese with English abstract).
- Linnemann, U., Ovtcharova, M., Schaltegger, U., Gärtner, A., Hautmann, M., Geyer, G., Vickers-Rich, P., Rich, T., Plessen, B., Hofmann, M., Zieger, J., Krause, R., Kriesfeld, L., and Smith, J., 2019. New high-resolution age data from the Ediacaran–Cambrian boundary indicate rapid, ecologically driven onset of the Cambrian explosion. *Wiley Terra Nova* 31, 49–58. doi: 10.1111/ter.12368.
- Loucks, R.G., and Ruppel, S.C., 2007. Mississippian Barnett Shale: Lithofacies and depositional setting of a deep-water shale-gas succession in the Fort Worth Basin, Texas. *AAPG bulletin* 91(4), 579–601.
- Lyons, T. W., and Severmann, S. A., 2006. A critical look at iron paleoredox proxies: New insights from modern euxinic marine basins. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 70, 5698–5722. <https://www.researchgate.net/publication/222830995>.
- Malkowski, M.A., Carroll, A.R., Beard, B.L., and Johnson, C.M., 2018. Timing and nature of the late Neoproterozoic–Cambrian transition in North China: Constraints from detrital zircon geochronology. *Precambrian Research* 315, 97–115. DOI: 10.1016/j.precamres.2018.07.012.
- Martin, M.W., Grazhdankin, D.V., Bowring, S. A., Evans, D.A.D., Fedonkin, M.A., and Kirschvink, J.L., 2000. Age of Neoproterozoic bilaterian body and trace fossils, White Sea, Russia: Implications for metazoan evolution. *Science* 288, 841–845. <https://doi.org/10.1126/science.288.5467.841>.
- März, C., Wagner, T., Aqlh, S., Al-Alaween, M., Van den Boorn, S., Podlaha, O.G., Kolonic, S., Poulton, S.W., Schnetger, B., and Brumsack, H.J., 2016. Repeated enrichment of trace metals and organic carbon on an Eocene high-energy shelf caused by anoxia and reworking. *Geology* 44(12), 1011–1014.
- Matthews, J.J., Liu, A.G., Yang, C., McIlroy, D., Levell, B., and Xiao, S., 2017. A chronostratigraphic framework for the Ediacaran Doushantuo Formation, South China. *Precambrian Research* 288, 208–226. DOI: 10.1016/j.precamres.2016.12.002.
- McCall, G. J. H., 2006. Terminal Ediacaran biotas. Geological Society, London, Special Publications, 286, 1–29.
- McCall, G.J.H., 2004. The Vendian (Ediacaran) in the geological record: Enigmas in geology's prelude to the Cambrian explosion. *Earth-Science Reviews* 77 (1–3), 1–229. doi:10.1016/j.earscirev.2005.08.004.
- Meert, J.G., and Lieberman, B. S., 2008. The Neoproterozoic assembly of Gondwana and its relationship to the Ediacaran–Cambrian radiation. *Gondwana Research* 14, 5–21.
- Mehdipour Ghazi, J., Moazzen, M., Rahgoshay, M., Wilde, S.A., 2020. Zircon U–Pb–Hf isotopes and whole rock geochemistry of magmatic rocks from the Posht-e-Badam Block: A key to tectonomagmatic evolution of Central Iran. *Gondwana Research*, 87. 162-187 doi:10.1016/j.gr.2020.06.010
- Morse, J.W., and Luther III, G.W., 1999. Chemical influences on trace metal-sulfide interactions in anoxic sediments. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 63, 3373–3378.
- Muecke, G.K., Pride, C., and Sarkar, P., 1979. Rare earth element geochemistry of regional metamorphic rocks. *Physics and Chemistry of the Earth* 11, 449–464.
- Murphy, A.E., Sageman, B.B., Hollander, D.J., Lyons, T.L., and Brett, C.E., 2000. Black shale deposition and faunal overturn in the Devonian Appalachian Basin: clastic starvation, seasonal water-column mixing, and efficient biolimiting nutrient recycling. *Paleoceanography* 15, 280–291.
- Muscente, A.D., Bykova, N., Boag, Th.H., Buatois, L.A., Mángano, M. G., Eleish, A., Prabhu, A., Pan, F., Meyer, M.B., Schiffbauer, J.D., Fox,

- P., Hazen, R.M., and A.H., Knoll, 2019. Ediacaran biozones identified with network analysis provide evidence for pulsed extinctions of early complex life. *Nature communications* 10, 911. <https://doi.org/10.1038/s41467-019-08837-3>.
- Narbonne, G.M., 2005. The Ediacara biota: Neoproterozoic origin of animals and their ecosystems. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 33, 421–442. DOI: 10.1146/annurev.earth.33.092203.122519.
- Nozaki, Y., 2008. Rare Earth Elements and their isotopes in the Ocean, in: Steele, J.H., Turekian, K.K., Thorpe, S.A., (Eds.), *Encyclopedia of Ocean Sciences (Second Edition)*, 653–665.
- Pacheco, M.L.A.F., Gallante, D., Rodrigues, F., de M., Leme, J., Bidola, P., Hagadorn, W., Stockmar, M., Herzen, J., Rudnitzki, I.D., Pfeiffer, F., and Marques, A.C., 2015. Insights into the skeletonization, lifestyle and affinity of the unusual Ediacaran fossil *Corumbella*. *Plos ONE* 10, E 0114219. doi: 10.1371/journal.pone.0114219.
- Pacheco, M.L.A.F., Leme, J., and Machado, A., 2012. Taphonomic analysis and geometric modelling for the reconstruction of the Ediacaran metazoan *Corumbella wernerii* Hahn et al. Tamengo Formation, Corumbá Basin, Brazil. *Journal of Taphonomy* 9, 269–283.
- Passchier, C.W., and Trouw, R.A.J., 2005. *Microtectonics*, 2nd edition, Springer, 366pp.
- Penny, A.M., Wood, R., Curtis, A., Bowyer, F., Tostevin, R., and Hoffman, K.-H., 2016. Ediacaran metazoan reefs from the Nama Group, Namibia. *Science*, 353(6306), 1403-1406. DOI: 10.1126/science.aaf3954.
- Perri, F., Rizzo, G., Mongelli, G., Critelli, S., and Perrone, V., 2008. Zircon compositions of lower Mesozoic redbeds of the tethyan margins, west-central mediterranean area. *International Geology Review* 50, 1022–1039. <https://doi.org/10.2747/0020-6814.50.11.1022>.
- Piper, D.Z., 1974. Rare earth elements in the sedimentary cycle, a summary. *Chemical Geology* 14, 285–304.
- Planavsky, N. J., Bekker, A., Hofmann, A., Owens, J. D., and Rouxel, O. J., 2010. Rare earth element and yttrium compositions of Archean and Paleoproterozoic Fe formations revisited: New perspectives on the significance and mechanisms of deposition. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 74, 6387–6405. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2010.07.012>
- Pu, J.P., Bowring, S., Ramezani, J., Myrow, P., Raub, T.D., Landing, E., Mills, A., Hodgkin, E., and Macdonald, F.A., 2016. Dodging snowballs: geochronology of the Gaskiers glaciation and the first appearance of the Ediacaran biota. *Geology* 44, 955–958. <https://doi.org/10.1130/G37984.1>.
- Pupin, J.P., 1976. Signification des caractères mor-phologiques du zircon commun en pétrologie. Base de la méthode typologique. Unpubl. Ph.D. thesis, University of Nice, France, 394 pp. <https://doi.org/10.1080/03115518.2022.2044075>.
- Raiswell, R., Hardisty, D.s., Lyons, T.w., Canfield, D.E., Owens, J.D., Planavsky, N.J., Poulton, S.W., and Reinhard, Ch.T., 2018. The iron paleoredox proxies: A guide to the pitfalls, problems and proper practice. *American Journal of Science* 318 (5), 491–526. <https://doi.org/10.2475/05.2018.03>.
- Rajabi, A., Canet, C., Rastad, E., and Alfonso, P., 2014. Basin evolution and stratigraphic correlation of sedimentary-exhalative Zn-Pb deposits of the early Cambrian Zarigan–Chahmir Basin, central Iran. *Ore Geology Reviews* 64, 328–353. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2014.07.013>.
- Rajabi, A., Rastad, E., Alfonso, P., and Canet, C., 2012. Geology, ore facies and sulphur isotopes of the Koushk vent-proximal sedimentary-exhalative deposit, Posht-e-Badam Block, central Iran. *International Geology Review* 54, 1635–1648. <https://doi.org/10.1080/00206814.2012.659106>.
- Rajabi, A., Rastad, E., and Canet, C., 2008. Mineralization and sedimentary environment of the Koushk lead–zinc deposit, Central Iran. *Ore Geology Reviews* 34, 494–512. DOI: 10.1016/j.oregeorev.2008.04.004.
- Rajabi, A., Rastad, E., Rashidnejad Omran, N., and Mohamasi Niaei, R., 2011. Chahmir Zn-Pb Deposit, a typical Selwyn-type (Vent Proximal) SEDEX deposit, Bafgh Basin, central Iran. *Scientific Quarterly journal, Geosciences* 20, 143–156. <https://doi.org/10.22071/gsj.2011.55069>.
- Ramezani, J., and Tucker, R. D., 2003a. U–Pb ages of Neoproterozoic granitoids, central Iran. *Precambrian Research*, 120, 81–97.
- Ramezani, J., and Tucker, R.D., 2003b. The Saghand area of central Iran: U–Pb geochronology, petrogenesis and implications for Gondwana reconstruction. *Precambrian Research* 127, 87–107. DOI: 10.1016/S0301-9268(0300181-2).
- Raven, J., Caldeira, K., Elderfield, H., Hoegh-Guldberg, O., Liss, P., Riebesell, U., Shepherd, J., Turley, C., and Watson, A. J., 2005. Ocean acidification due to increasing atmospheric carbon dioxide. *The Royal Society 2005, Policy document '05*, 12, 1–68.
- Renard, M., 1975. Sr in carbonate deposits. *Sedimentology*, 22, 315–329.
- Riding, R., 2002. Ediacaran microbial reefs and biota. *Sedimentology*, 49, 1–15.
- Rimmer, S.M., 2004. Geochemical paleoredox indicators in Devonian–Mississippian black shales, central Appalachian Basin (USA). *Chemical Geology* 206(3–4), 373–391.
- Roy, A., and Roser, B. P., 2013. Ga/Rb and Sr/Cu ratios as climate proxies in shales. *Chemical Geology*, 358, 1–10.
- Rubatto, D., 2002. Zircon trace element geochemistry: Partitioning with garnet and the link between U/Pb ages and metamorphism. *Chemical Geology* 184, 123–138. [https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(01\)00355-2](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(01)00355-2).
- Sahandi, M.R., and Soheili, M., 2014. Geological map of Iran, (GIS Based), scale 1: 1,000,000. Geological Survey of Iran (GSI), Tehran, Iran.
- Sajid, Z., Ismail, MS., Zakariah, MNA., Tsegab, H., Gámez, Vintaned, JA., Hanif, T., and Ahmed, N., 2020. Impact of Paleosalinity, Paleoredox,

- Paleoproductivity/Preservation on the Organic Matter Enrichment in Black Shales from Triassic Turbidites of Semanggol Basin, Peninsular Malaysia. *Minerals* 10(10), 915. <https://doi.org/10.3390/min10100915>.
- Samani, B.A., 1988. Metallogeny of the Precambrian in Iran. *Precambrian Research* 39, 85–106. [https://doi.org/10.1016/0301-9268\(88\)90053-8](https://doi.org/10.1016/0301-9268(88)90053-8).
- Samani, B.A., Zhuyi, G., Xuetao, G., and Chuan, T., 1994. Geology of Precambrian in central Iran, on the context of stratigraphy, magmatism and metamorphism. *Geosciences Quarterly Journal of Geological Survey of Iran* 3, 40–63. DOI: 10.22071/gsj.2017.57938.
- Saylor, B.Z., Grotzinger, J.P., and Germs, G.J.B., 1995. Sequence stratigraphy and sedimentology of the Neoproterozoic Kuibis and Schwarzrand subgroups (Nama Group), southwestern Namibia. *Precambrian Research* 73, 153–171. [https://doi.org/10.1016/0301-9268\(94\)00076-Q](https://doi.org/10.1016/0301-9268(94)00076-Q).
- Saylor, J.E., Stockli, D.F., Horton, B.K., Nie, J., and Mora, A., 2012. Discriminating rapid exhumation from syndepositional volcanism in detrital zircon U–Pb datasets. *Geology* 40, 795–798. DOI: 10.1130/G33089.1.
- Schmitz, M. D., 2012. Updated geochronology for Ediacaran–Cambrian boundary. *Geology*, 40, 783–786.
- Selleck, B. W., Grotzinger, J. P., and James, N. P., 2007. Diagenesis in Proterozoic carbonates. *Sedimentology*, 54, 869–893. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.2007.00888.x>.
- Sharman, G.R., Johnstone, S.A., and Graham, S.A., 2015. Detrital zircon U–Pb geochronology and provenance analysis. *Earth-Science Reviews* 150, 1–26. DOI: 10.1016/j.earscirev.2015.07.012.
- Shields-Zhou, G.A., and Webb, G.E., 2004. Has the REE composition of seawater changed over geological time? *Chemical Geology* 204, 103–107.
- Sperling, E.A., Frieder, C.A., Raman, A.V., Girguis, P.R., Levin, L.A., and Knoll, A.H., 2013. Oxygen, ecology, and the Cambrian radiation of animals. *Proceedings of the National Academy of Sciences* 110(33), 13446–13451.
- Sperling, E.A., Knoll, A.H., and Girguis, P.R., 2015. The ecological physiology of Earth’s second oxygen revolution. *Annual Review of Ecology, Evolution, and Systematics*, 46, 215–235. doi:10.1146/annurev-ecolsys-110512-135808.
- Steuber, T. and Veizer, J., 2002. Phanerozoic record of plate tectonic control of seawater chemistry and carbonate sedimentation. *Geology* 30 (12), 1123–1126.
- Stöcklin, J. 1968. Structural history and tectonics of Iran, a review. *Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists* 52, 1229–1258. <https://doi.org/10.1306/5D25C4A5-16C1-11D7-8645000102C1865D>.
- Stöcklin, J., 1974. Geological development of Iran. In: *Structural and Tectonic Map of Iran*. Tehran: Geological Survey of Iran.
- Stöcklin, J., and Setudehnia, A., 1991. Stratigraphic Lexicon of Iran. Geological Survey of Iran, Tehran, Report 18, 406 pp.
- Stöcklin, J., Ruttner, A., and Nabavi, M., 1964. New data on the lower Paleozoic and Precambrian of north Iran. Report of the Geological Survey of Iran, Tehran. 1, 13.
- Swanner, E., Planavsky, N., Lalonde, S., Robbins, L., Bekker, A., Rouxel, O., Saito, M., Kappler, A., Mojzsis, S., and Konhauser, K., 2014. Cobalt and marine redox evolution. *Earth and Planetary Science Letters* 390, 253–263. 10.1016/j.epsl.2014.01.001.
- Talbot, C.J., and Alavi, M., 1996. “The past of a future syntaxis across the Zagros. In: Alsop, G.I., Blundell, D.J. and Davison, I. (eds) *Salt Tectonics*. Geological Society, London, Special Publications 100, 89–109.
- Taylor, S.R., and McLennan, S.M., 1985. *The Continental Crust: Its Composition and Evolution*. Blackwell, Oxford, 312 p.
- Thiele, O., Alavi, M., Assefi, R., Hushmandzadeh, A., Seyed-Emami, K., and Zahedi, M., 1968. Geological map of the Golpaygan quadrangle, scale 1: 250,000. Geological Survey of Iran, Tehran.
- Tohver, E., Cawood, P.A., Rossello, E., and Jourdan, F., 2012. Closure of the Clymene Ocean and formation of West Gondwana in the Cambrian: Evidence from the Sierras Australes of the southernmost Rio de la Plata craton, Argentina. *Gondwana Research* 21, 394–405. 10.1016/j.gr.2011.04.001.
- Tostevin, R., Wood, R., Shields-Zhou, G., Poulton, S., Guilbaud, Romain, B., Fred, P., Amelia, He, T., Curtis, A., Hoffmann, K., and Clarkson, M., 2016. Low-oxygen waters limited habitable space for early animals. *Nature Communications* 7. 10.1038/ncomms12818.
- Tribouillard, N., Algeo, T.J., Lyons, T., and Riboulleau, A., 2006. Trace metals as paleoredox and paleo productivity proxies. *Chemical Geology* 232 (1-2), 12–32. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2006.02.012>.
- Trindade, R., D’Agrella-Filho, M.S., Epof, I., and Neves, B., 2006. Paleomagnetism of Early Cambrian Itabaiana mafic dikes (NE Brazil) and the final assembly of Gondwana. *Earth and Planetary Science Letters* 244, 361–377. 10.1016/j.epsl.2005.12.039.
- Tucker, M.E., and Wright, J., 2012. *Carbonate Sedimentology*. Blackwell Publishing.
- Tucker, R.D., Ramezani, J., and Ashwal, L.D., 2013. U–Pb zircon ages from the Arabian–Nubian Shield and implications for the timing of crustal growth. *Precambrian Research* 224, 1–16. DOI: 10.1016/j.precamres.2012.09.013.
- Turekian, K.K., and Wedepohl, K.H., 1961. Distribution of elements in some major units of earth’s crust. *Geological Society of America Bulletin* 72(2), 175–192.
- Vaziri, H., Hashemi, S. A., and Ghorbani, H., 2018b. Ediacara fossils in the Rizu Formation, Iran. *Precambrian Research*, 310, 45–60. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2018.07.004>.

- Vaziri, S.H., Majidifard, M.R., and Laflamme, M., 2018a. Diverse assemblage of Ediacaran fossils from central Iran. *Scientific Reports* 8(5060), 8pp. DOI: [10.1038/s41598-018-23442-y](https://doi.org/10.1038/s41598-018-23442-y) .
- Vaziri, S.H., Majidifard, M.R., and Laflamme, M., 2019. New discovery on Ediacaran fossils from the Kushk Series in Bafq and Behabad regions of Central Iran. *Journal of Geosciences* 28(112), 261–268. doi: 10.22071/gsj.2018.136508.1495.
- Vickers-Rich, P., Soleimani, S., Farjandi, F., Zand, M., Linnemann, U., Hofmann, M., and Rich, T.H., 2016. New discoveries in the late Neoproterozoic of Iran. The 35th International Geological Congress, Cape Town, South Africa. Abstracts (Poster Paper).
- Vickers-Rich, P., Soleimani, S., Farjandi, F., Zand, M., Linnemann, U., Hofmann, M., Wilson, S.A., Cas, R., and Rich, T.H., 2017. A preliminary report on new Ediacaran fossils from Iran. *Alcheringa* 42, 231–244. https://doi.org/10.1080/03115518.2017.1293306.
- Vickers-Rich, P., Soleimani, S., Farjandi, F., Zand, M., Linnemann, U., Hofmann, M., Wilson, S.A., Cas, R., and Rich, T.H., 2018. New discoveries in the Neoproterozoic of Iran. International Conference on Ediacaran and Cambrian Sciences, Abstract (Poster Paper), 2pp. Xi'an, China.
- Vincent, B., Rambeau, C., Emmanuel, L., and Loreau, J.P., 2006. Sedimentology and trace element geochemistry of shallow-marine carbonates: an approach to paleoenvironmental analysis along the Pagny-sur-Meuse Section (Upper Jurassic, France). *Facies* 52, 69–84.
- Wang, Sh., Dong, D., Wang, Y., Li, X., Huang, X., and Guan, Q., 2016. Sedimentary geochemical proxies for paleoenvironment interpretation of organic-rich shale: A case study of the Lower Silurian Longmaxi Formation, Southern Sichuan Basin, China. *Journal of Natural Gas Science and Engineering* 28, 691–699.
- Wang, Y.Y., and Wu, P., 1983. Geochemical criteria of sediments in the coastal area of Jiangsu and Zhejiang Provinces. *Journal of Tongji University (Nat Sci)* 4:82–90 (in Chinese with English abstract).
- Wang, Y.Y., Guo, W.Y., and Zhang, G.D., 1979. Application of some geochemical indicators in determining of sedimentary environment of the Funing Group (Paleogene), Jin-Hu Depression, Kiangsu Province. *Journal of Tongji University* 7(2), 51–60 (in Chinese with English abstract).
- Wanty, R.B., and Goldhaber, M.B., 1992. Thermodynamics and kinetics of reactions involving vanadium in natural systems: accumulation of vanadium in sedimentary rocks. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 56, 1471–1483.
- Warren, L.V., Fairchild, T.R., Gaucher, C., Boggiani, P.C., Poiré, D.G., Anelli, L.E., and Inchausti, J.C.G., 2011. Corumbella and in situ Cloudina in association with thrombolites in the Ediacaran Itapucumi Group, Paraguay. *Terra Nova* 23, 382–389. DOI: 10.1111/j.1365-3121.2011.01023.x.
- Warren, L.V., Quaglio, F., Simões, M.G., Gaucher, C., Riccomini, C., Poiré, D.G., Freitas, B.T., Boggiani, P.C., and Sial, A.N., 2017. Cloudina-Corumbella-Namacalathus association from the Itapucumi Group, Paraguay: Increasing ecosystem complexity and tiering at the end of the Ediacaran. *Precambrian Research* 298, 79–87. https://doi.org/10.1016/j.precamres.2017.05.003.
- Webb, G. E., and Kamber, B. S., 2000. Rare earth elements in carbonates: Palaeoenvironmental interpretations. *Sedimentary Geology*, 134, 1–18.
- Wehrli, B., and Stumm, W., 1989. Vanadyl in natural waters: adsorption and hydrolysis promote oxygenation. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 53, 69–77.
- Wiggins, W.D., 1986. Geochemical signatures in carbonate matrix and their relation to deposition and diagenesis, Pennsylvanian Marble Falls Limestone, central Texas. *Journal of Sedimentary Research* 56 (6), 771–783.
- Wood, R., and Curtis, A., 2014. Extensive metazoan reefs from the Ediacaran Nama Group, Namibia: The rise of benthic suspension feeding. *Geobiology* 13, 112–122.
- Worden, R. H., and Morad, S., 2003. Diagenesis and hydrocarbon reservoir quality of sandstones. *Marine and Petroleum Geology*, 20, 1–12.
- Xiao, S., and Narbonne, G. M., 2020a. Ediacaran chronostratigraphy updates. *Earth-Science Reviews*, 205, 103–122.
- Xiao, S.H., and Narbonne, G.M., 2020b. Chapter 18—The Ediacaran Period. In: *Geologic Time Scale 2020*. Elsevier, Amsterdam, 521–561. DOI:[10.1016/B978-0-12-824360-2.00018-8]https://doi.org/10.1016/B978-0-12-824360-2.00018-8.
- Xiao, S.H., Tang, Q., Hughes, N.C., Mckenzie, N.R., and Myrow, P.M., 2016. Biostratigraphic and detrital zircon age constraints on the basement of the Himalayan Foreland Basin. Implications for a Proterozoic link to the Lesser Himalaya and cratonic India. *Terra Nova* 28, 419–426. https://doi.org/10.1111/ter.12235.
- Yaghubpur, A., and Mehrabi, B., 1997. Kushk zinc-lead deposit: a typical black-shale-hosted deposit in Yazd State, Iran. *Journal of Sciences, Islamic Republic of Iran* 8, 117–125.
- Yandoka, B.M., Abdullah, W.H., Abubakar, M.B., Hakimi, M.H., and Musta, B., 2015. Ga/Rb and Sr/Cu in paleoclimate reconstructions. *Journal of Geochemical Exploration*, 152, 50–61. DOI: 10.1016/j.gexplo.2015.02.006.
- Yochelson, E.L., and Stump, E., 1977. Discovery of Early Cambrian fossils at Taylor Nunatak, Antarctica. *Journal of Paleontology* 51, 872–875. DOI: 10.1017/S0022336000059240.
- Zhao, W., Sun, S., and Chen, J., 2016. Geochemical proxies for detrital input and provenance in marine shales. *Chemical Geology* 427, 45–57. DOI: 10.1016/j.chemgeo.2016.02.007.

Zhao, Y.Y., Zheng, Y.F., and Chen, F., 2009. Trace element and strontium isotope constraints on sedimentary environment of Ediacarancarbonates in southern Anhui, South China. *Chemical Geology* 265, 345–362.

Zhong, D.K., Jiang, Z.K., Guo, Q., and Sun, H.T., 2015. A review about research history, situation and prospects of hydrothermal sedimentation. *Journal of Palaeogeography* 17(3), 285–296 (in Chinese with English abstract).