



<https://jssr.ui.ac.ir/?lang=en>

Journal of Stratigraphy and Sedimentology Researches

E-ISSN: 2423-8007

Vol. 42, Issue 2, No. 103, 2026, 17-50

Received: 05.09.2025

Accepted: 01.11.2025

Research Paper

Depositional environment evolution and biogeochemical changes across the Permian–Triassic transition in the central Persian Gulf

Nooshafarin Haghghat

Ph.D., Department of Geology, Faculty of Earth Sciences, Kharazmi University, Tehran, Iran

nooshin_hagh2001@yahoo.com

Hossein Hashemi* 

Associate Professor, Department of Geology, Faculty of Earth Sciences, Kharazmi University, Tehran, Iran

h.hashemi@khu.ac.ir

Vahid Tavakoli

Professor, School of Geology, College of Science, University of Tehran, Tehran, Iran

vtavakoli@ut.ac.ir

Abstract

In this study, the stratigraphic distribution of foraminifera and the environmental evolution of the Permian–Triassic boundary (PTB) successions in the central Persian Gulf (upper Dalan and the basal part of the Kangan formations) were investigated through the integration of micropaleontological, microfacies, and isotopic analyses ($\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$, and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$). The results reveal three local composite biozones within the upper Dalan and lower Kangan formations, along with the abundance of the index taxon *Paradagmarita*, which shows biogeographic affinity with approximately coeval strata in Turkey, the Caucasus, Saudi Arabia, and Oman. Microfacies analysis identified three facies belts including lagoonal, subtidal shoal, and tidal flat, indicating a general shallowing trend from lagoonal toward peritidal settings. A simultaneous decrease in $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ values was observed near the boundary, coinciding with the biotic crisis and the development of oxygen-depleted conditions. The increase in $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios across the boundary suggests enhanced influx of continental materials and intensified chemical weathering. The results also indicate a moderate increase in ooid size and significant changes in foraminiferal assemblages, reflecting a relatively shallow, warm, stressed, and oxygen-deficient environment. The novelty of this study lies in the combined application of three independent datasets, including sedimentological, geochemical, and paleontological, from multiple subsurface sections, enabling a more precise reconstruction of the environmental evolution and biotic events at the onset of the Triassic.

Keywords: Foraminifera, Microfacies, Ooids, Carbon and oxygen isotopes, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, Permian–Triassic boundary, Persian Gulf

Introduction

The Permian–Triassic transition marks the most profound biotic crisis in Earth's history, with over 90% of marine species becoming extinct. This event significantly transformed carbonate platforms and their sedimentary environments. The Dalan and Kangan formations, representing the Late Permian to Early Triassic succession in the Zagros and Persian Gulf regions, record these changes in detail. Previous works have discussed the sedimentological and geochemical evolution of this interval (Abdolmaleki and Tavakoli 2016; Rafiei et al. 2016; Tavakoli et al. 2018; Haghghat et al. 2020). However, few studies have combined

micropaleontological, isotopic, and microfacies evidence from multiple subsurface sections to elucidate the precise environmental evolution during this critical interval. The present study provides a comprehensive reconstruction of the Permian–Triassic boundary (PTB) based on integrated data from four wells in the central Persian Gulf.

Materials & Methods

The study is based on petrographic and geochemical analyses of 2,500 thin sections from the Dalan and Kangan formations in four wells (A, B, E, and F). Samples were taken at 30 cm intervals to ensure high stratigraphic resolution.

*Corresponding author

Haghghat N., Hashemi H. and Tavakoli V. (2026). Depositional environment evolution and biogeochemical changes across the Permian–Triassic transition in the central Persian Gulf. *Journal of Stratigraphy and Sedimentology Researches*, 42(2): 17-50. <https://doi.org/10.22108/jssr.2025.146573.1320>

2423-8007 / © 2026 University of Isfahan

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



<https://doi.org/10.22108/jssr.2025.146573.1320>

Foraminiferal assemblages were identified under transmitted and polarized light microscopes. Microfacies were described and classified following Folk (1959), Dunham (1962), and Embry & Klovan (1971). Stable isotopes ($\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$) were analyzed on micritic matrix samples to minimize diagenetic alteration. Samples with micritic fabrics (wackestones and fine packstones) were preferred due to their low permeability and better preservation of primary isotopic composition. Strontium isotope ratios ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) were determined from wells B, E, and F. Petrographic and geochemical screening confirmed the absence of secondary dolomitization or recrystallization features in the selected samples, following the procedures described in Tavakoli (2015) and Abdolmaleki and Tavakoli (2016).

Discussion of Results & Conclusions

Foraminiferal Assemblages: Micropaleontological analysis revealed 51 species (41 genera) of benthic foraminifera dominated by *Globivalvulina*, *Dagmarita*, and *Paradagmarita*. Two major biozones were defined: the *Glomomidiellopsis-Paradagmarita* Assemblage Zone (Changhsingian) and the *Microconchus-Ammodiscus kalhori* Assemblage Zone (Griesbachian). These assemblages correlate well with equivalent zones in Saudi Arabia, Oman, Turkey, and the Caucasus (Haghighat et al. 2020). The disappearance of Late Permian taxa and the dominance of opportunistic forms (*Ammodiscus kalhori*, *Microconchus phlyctaena*) above the boundary indicate severe environmental stress and low-oxygen conditions.

Microfacies Evolution: Nine microfacies types were recognized, ranging from ooid and bioclastic grainstones to thrombolitic boundstones and dolomitic mudstones. The upward transition from subtidal grainstones to peritidal thrombolitic facies indicates progressive shallowing. Ooid

grainstones in the uppermost Dalan suggest deposition in high-energy shoal settings. In contrast, microbial boundstones in the lowermost Kangan represent early recovery of carbonate production under oxygen-depleted, restricted conditions. This pattern matches earlier models for the PTB carbonates in the Persian Gulf (Tavakoli et al. 2018; Davoodi et al. 2024).


Isotopic Trends: The isotopic curves show a pronounced negative excursion in $\delta^{13}\text{C}$ (from +4‰ to -1‰) and $\delta^{18}\text{O}$, synchronous with a rise in $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios across the PTB. The $\delta^{13}\text{C}$ drop corresponds to global disturbances in the carbon cycle, potentially related to methane release, enhanced continental weathering, and volcanogenic CO_2 emissions (Tavakoli and Rahimpour-Bonab 2012). The gradual depletion of $\delta^{18}\text{O}$ toward the boundary likely reflects rising seawater temperature and meteoric diagenesis under greenhouse conditions (Abdolmaleki and Tavakoli 2016; Naderi-Khujin et al. 2016). Elevated $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios across the boundary further support intensified continental weathering and influx of radiogenic strontium during the end-Permian climatic crisis.

Integrated Interpretation: Integration of faunal, sedimentological, and isotopic data indicates a shift from a well-oxygenated, open-marine platform during the Late Permian to a restricted, shallow, and stressed lagoonal system in the Early Triassic. The decline in biodiversity, increase in microbial facies, and negative isotopic excursions reflect the combined effects of eustatic fall, climatic warming, and oceanic anoxia. These changes represent the regional expression of global end-Permian perturbations. The integrated multiproxy approach employed here refines previous reconstructions (Haghighat et al. 2020; Nazemi et al. 2021; Davoodi et al. 2024; Rezvannia et al. 2025; Shahkaram et al. 2025) and provides a more complete picture of the environmental transition in the central Persian Gulf.

تحول محیط رسوبی و تغییرات زیستی - ژئوشیمیایی در گذر پرمین - تریاس خلیج فارس مرکزی

نوش آفرین حقیقت، دکتری زمین‌شناسی، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه خوارزمی، تهران، ایران

nooshin_hagh2001@yahoo.com

حسین هاشمی* ، دانشیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه خوارزمی، تهران، ایران

h.hashemi@khu.ac.ir

وحید توکلی، استاد، دانشکده زمین‌شناسی، دانشکده‌گان علوم، دانشگاه تهران، تهران، ایران

vtavakoli@ut.ac.ir

چکیده

در این پژوهش، پراکندگی چینه‌شناسی روزنبران و تحول محیطی توالی‌های مرز پرمین-تریاس در بخش مرکزی خلیج فارس (عضو بالایی دالان و قاعده سازند کنگان) با تلفیق مطالعات فسیل‌شناسی، ریزرخساره‌نگاری و آنالیزهای ایزوتوپی ($\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{13}\text{C}$ و $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) بررسی شد. نتایج، سه زیست‌زون جمعی محلی در دالان بالایی و قاعده کنگان و فراوانی شاخص *Paradagmarita* را نشان می‌دهد که هم‌پوشانی زیست‌جغرافیایی با پهنه‌های تقریباً هم‌عهد در ترکیه، قفقاز، عربستان و عمان دارد. تحلیل ریزرخساره‌ها، سه کمربند رخساره‌ای کولاب، پشته‌های زیرآبی و پهنه‌کنندگی را مشخص کرد که دلالت بر روند کاهش عمق از رخساره کولاب به سوی پیراکشندی دارد. کاهش هم‌زمان $\delta^{13}\text{C}$ و $\delta^{18}\text{O}$ در نزدیکی مرز مشاهده شد که با بحران زیستی و شرایط کم‌اکسیژن منطبق است. افزایش نسبت $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ در مرز نشان‌دهنده افزایش نفوذ مواد قاره‌ای و شدت یافتن فرسایش شیمیایی است. نتایج نشان‌دهنده رشد متوسط اندازه ائیدها و تغییرات جمعیتی روزنبران و محیطی نسبتاً کم‌عمق، گرم، پرتنش و کم‌اکسیژن است. نوآوری این مطالعه در کاربرد هم‌زمان سه حوزه داده‌ای (رسوب‌شناسی، ژئوشیمی، فسیل‌شناسی) در چند برش زیرسطحی است که بازسازی دقیق‌تر تحول محیطی و رخدادهای زیستی آغاز تریاس را ممکن می‌کند. **واژه‌های کلیدی:** روزنبران، ریزرخساره، ائید، ایزوتوپ‌های کربن و اکسیژن، $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ، مرز پرمین-تریاس خلیج فارس.

* نویسنده مسئول

حقیقت، نوش آفرین، هاشمی، حسین و توکلی، وحید. (۱۴۰۵). تحول محیط رسوبی و تغییرات زیستی - ژئوشیمیایی در گذر پرمین - تریاس خلیج فارس مرکزی.

پژوهش‌های چینه‌نگاری و رسوب‌شناسی، ۴۲(۲)، ۱۷-۵۰. <https://doi.org/10.22108/jssr.2025.146573.1320>



مقدمه

نهشته‌های پرمین-تریاس منطقه زاگرس پیش‌تر از نظر تجمعات زیستی، چینه‌نگاری سنگی، مطالعات ایزوتوپی و تعیین مرز واحدهای کرونوستراتیگرافی بررسی شده‌اند. از مطالعات پیشین چینه‌نگاری زیستی و سنگی توالی پرمین-تریاس منطقه زاگرس، به تحقیقات (Lotfpour et al. 2000; Insalaco et al. 2006; Gaillott and Vachard 2007; Davydov and Arefifard 2013; Soltani 2014; Rafiei et al. 2015; Rafiei et al. 2016; Mazaheri- Johari and Ghasemi-Nejad 2017; Baharlouei Yancheshmeh et al. 2018 Shakeri et al. 2021; Kakemem et al. 2021; Nazemi et al. 2021; Mohammadi et al. 2025; Rezvannia et al. 2024) و از دیدگاه مطالعات ایزوتوپی و شرایط محیط دیرینه به تحقیقات (Insalaco et al. 2006; Richoz et al. 2010; Tavakoli and Rahimpour-Bonab 2012; Abdolmaleki and Tavakoli 2016) اشاره می‌شود.

در این مطالعه از نتایج مربوط به تغییرات ایزوتوپ‌های پایدار (اکسیژن، کربن، استرانسیوم) توالی‌های پرمین-تریاس ناحیه مرکزی خلیج فارس برای بررسی تأثیر نسبت‌های مذکور بر فونای طبقات گذر پالئوزوئیک - مزوزوئیک و تفسیر پارامترهای مهم محیطی استفاده خواهد شد. علاوه بر این، به منظور تعیین شرایط دیرینه‌بوم‌شناسی^۳ محیط تشکیل طبقات مطالعه‌شده، به انطباق پراکنندگی چینه‌شناسی روزنبران و ایزوتوپ‌های پایدار نیز توجه شده است. نوآوری این پژوهش در آن است که با رویکردی بین رشته‌ای، شاخصه‌های رسوب‌شناسی، ژئوشیمی و فسیل‌شناسی و تعامل متقابل آنها در نهشته‌های گذر پرمین-تریاس به‌طور هم‌زمان بررسی می‌شوند و به‌ویژه بر نهشته‌های آغازین دوره تریاس تمرکز ویژه دارد. این رویکرد جامع، امکان ارزیابی دقیق‌تر و فراگیرتر تغییرات محیطی و زیستی را فراهم می‌آورد و الگویی برای مطالعات مشابه در دیگر حوضه‌های رسوبی استفاده می‌شود.

زمین‌شناسی و چینه‌شناسی

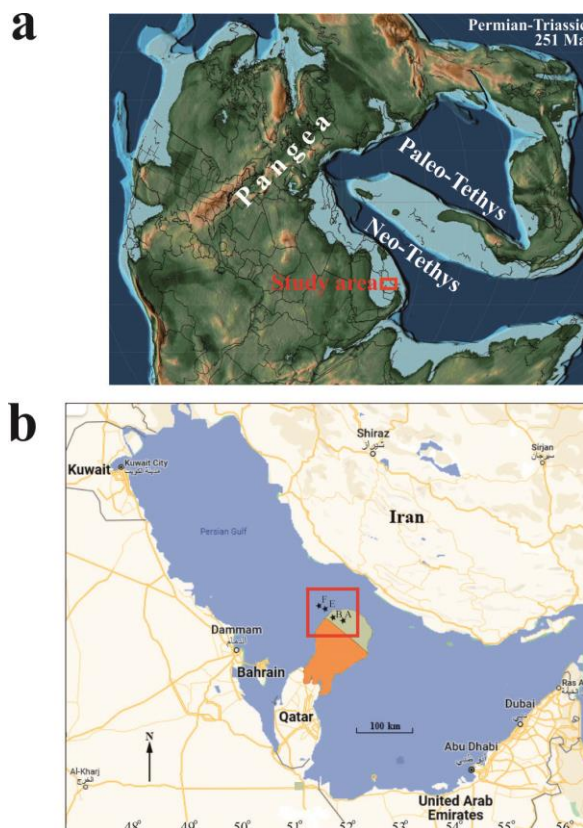
در توالی کربناتی پرمین-تریاس دالان و کنگان در بخش مرکزی خلیج فارس و نواحی مجاور آن، منابع عظیم گازی

مرز پرمین-تریاس با مهم‌ترین و تأثیرگذارترین رخداد‌های انقراض دسته‌جمعی/کاهش فراوانی موجودات در مقیاس جهانی مشخص می‌شود که حدود پنج میلیون سال به طول انجامید. با توجه به تأثیر چشمگیر این پدیده بر گیاهان و جانوران در مقیاس میکروسکوپی و ماکروسکوپی، رخداد مذکور را مهم‌ترین و مؤثرترین پدیده انقراض تاریخ زمین می‌دانند (Erwin 2006). این مرز که با نابودی دسته‌جمعی بیش از ۹۸٪ گونه‌ها، ۸۳٪ جنس‌ها و ۵۵٪ خانواده‌های جانوران دریایی مشخص می‌شود (Richoz et al. 2010)، نشان‌دهنده تغییر درخور توجه اکوسیستم‌ها در گذر از پالئوزوئیک به مزوزوئیک است. تغییرات مذکور در شواهد چینه‌شناسی مطالعه و از طریق بررسی رخساره‌های متفاوت در مناطق مختلف ردیابی می‌شود (Partoazar 1995; Shahrabi 1999; Aghanabati 2013; Ogg et al. 2016; Arefifard and Shahinfar 2021). در منطقه زاگرس، واحدهای سنگ‌چینه‌ای پرمین و تریاس (Szabo and Kheradpir 1978) با عنوان سازندهای فراقان (پرمین پیشین)، دالان (پرمین پسین)، و تریاس پیشین (سازند کنگان) معرفی شده‌اند که در مجموع یک واحد سنگ‌چینه‌ای به نام گروه دهرم را تشکیل می‌دهند. ویژگی‌های چینه‌شناسی و دیرینه‌شناسی واحدهای سنگی مذکور را کارشناسان شرکت ملی نفت ایران (Baghbani 1990; Kalantari 1994) در برخی رخنمون‌ها، در نواحی داخلی زاگرس مطالعه کرده‌اند. سازندهای دالان و کنگان با رخساره کربناته، توالی پرمین بالایی-تریاس پایینی در زاگرس را تشکیل می‌دهند که به سمت زاگرس چین‌خورده و خلیج فارس، ردیف‌های تبخیری نیز به آن اضافه می‌شود. باغبانی (Baghbani 1990) سن سازند دالان را از کوبرگندین^۱ تا دوراشامین^۲ در نظر گرفته است. سن نهشته‌های سازند کنگان نیز از تریاس پیشین تا میانی متغیر است.

¹ Kubergandian² Dorashamian³ Palaeoecology

وجود دارند. توالی‌های مذکور که در گستره‌ای به وسعت حدود ۲۵۰۰ کیلومتر مربع در خلیج فارس و نواحی اطراف آن گسترش یافته‌اند، به صورت نهشته‌های پس از کافت‌شدگی در حاشیه قاره‌ای غیرفعال اقیانوس نئوتتیس و در دوره آرامش نسبی زمین‌ساختی و فرونشست یکنواخت تشکیل شده‌اند (Stampfli and Borel 2002). این منطقه که در شیب شمال

خاوری کمان قطر شکل گرفته است، با کمربند چین‌خورده زاگرس در بخش شمال و شمال خاوری محدود شده است (Nairn and Alsharhan 1997; Konyuhov and Maleki 2006). در این تحقیق، توالی کربناتی پرمین-تریاس دالان و کنگان در بخش مرکزی خلیج فارس و در چهار برش چینه‌شناسی زیرسطحی مطالعه شده است (شکل ۱).



شکل ۱- (a): دیرینه جغرافیای منطقه مطالعه شده در زمان پرمین-تریاس (Scotese 2014); (b): موقعیت جغرافیایی (کادر قرمز رنگ) برش‌های چینه‌شناسی مطالعه شده (A, B, E, F).

Fig 1- (a): Permian-Triassic Palaeogeographic map (Scotese 2014) of the area studied; (b): geographic location (red quadrangle) of the investigated stratigraphic subsurface sections labelled as A, B, E, and F.

به‌عنوان پوش سنگ، از عوامل اصلی تشکیل مخزن عظیم هیدروکربنی در منطقه‌اند (Nairn and Alsharhan 1997; Rahimpour-Bonab 2007; Koehrer et al. 2010; Kaveh-Ahanger et al. 2023). به هنگام تشکیل سازند کنگان، وضعیت گلخانه‌ای (Greenhouse Mode) بود (Al-Jallal 1995) و اقلیم

تشکیل این سکانس‌های عظیم کربناته در نتیجه پیشروی دریای پرمین بر سنگ‌های پالئوزوئیک زیرین، همراه با وضعیت مناسب زمین‌ساخت منطقه، وجود سنگ‌های منشأ غنی به سن سیلورین و همچنین تشکیل سازند دشتک

و آغازین سازند کنگان در چهار حلقه‌ی چاه A, B, E و F واقع در بخش مرکزی خلیج فارس به منظور بررسی محتوی فسیلی و ریزرخساره‌های تشکیل دهنده آنها انجام شد. برای بررسی و شناسایی روزنبران و مطالعه ریزرخساره‌های رسوبی، به ترتیب از میکروسکوپ‌های نوری و پلاریزان استفاده شد. ریزرخساره‌ها بر پایه مطالعات (Folk 1959; Dunham 1962; Embry and Klovan 1971) توصیف شده‌اند. تأثیر فرآیندهای دیاژنزی، به ویژه دولومیتی شدن بیشتر نمونه‌های آهکی، باعث کاهش چشمگیر کیفیت حفظ‌شدگی روزنبران شده و مطالعه و شناسایی نمونه‌های مذکور را با مشکل مواجه کرده است. داده‌های ژئوشیمیایی مربوط به آنالیز ایزوتوپ‌های کربن و اکسیژن (نمونه‌های چاه‌های B و E) و ایزوتوپ استرانسیوم (نمونه‌های چاه‌های B, E, F) هستند و به منظور کاهش اثر فرآیندهای دیاژنزی، نمونه‌های گل‌پشتیبان^۲ انتخاب شدند. نمونه‌های گل‌پشتیبان دارای بافت میکریتی (وکستون و پکستون‌های ریزدانه) به دلیل تخلخل پایین و نفوذپذیری کم، کمتر در معرض سیالات دیاژنتیکی قرار می‌گیرند و ترکیب ایزوتوبی اولیه را بهتر حفظ می‌کنند. بررسی‌های پتروگرافی نیز نشان داد که نمونه‌های انتخابی فاقد نشانه‌های آشکار از تبلور مجدد یا سیمان‌زایی دیرینه‌اند. این ویژگی‌ها باعث می‌شود که داده‌های $\delta^{13}\text{C}$ و $\delta^{18}\text{O}$ این نمونه‌ها، با اطمینان بیشتری به شرایط اولیه رسوب‌گذاری نسبت داده شوند.

شواهد فسیلی

میکروفسیل‌های پرمین پسین، بازمانده‌های بحران حیاتی اواخر پرمین میانی و پرمین پسین محسوب می‌شوند. مطالعه میکروسکوپی انجام‌شده مقاطع نازک نمونه‌های توالی گذر پرمین به تریاس در منطقه مطالعه‌شده، به شناسایی ۵۱ گونه (منتسب به ۴۱ جنس) از روزنبران بتیک منجر شد. از بارزترین ویژگی‌های اجتماع روزنبران در توالی‌های مطالعه‌شده، فراوانی درخور توجه نمونه‌های منتسب به راسته‌های Parathuramminida, Pseudoammodiscida،

گرم و خشک با تبخیر ملاحظه‌شدنی، شرایط مشابه وضعیت امروزی خلیج فارس را در زمان رسوب‌گذاری توالی مطالعه‌شده به وجود آورده بود (Alway et al. 2002).

توالی‌های پرمین پسین-تریاس پیشین ناحیه مطالعه‌شده از نهشته‌های کربناتی-تبخیری (سنگ‌آهک، دولوستون و انیدریت) به ضخامت ۶۰۰-۴۰۰ متر تشکیل شده‌اند که در منطقه زاگرس با نام سازندهای دالان (پرمین پسین) و کنگان (تریاس پیشین) و در صفحه عربی^۱ به اسم سازند خوف شناخته می‌شوند (Nairn and Alsharhan 1997; Kashfi 2000). سازند دالان (پرمین پسین) در منطقه مطالعه‌شده از نظر خصوصیات مخزنی به سه واحد K3 و K4 (دالان بالایی) و K5 (دالان پایینی) تقسیم می‌شود. بخش انیدریتی نار که بین لایه‌های K4 و K5 قرار دارد، بخش‌های دالان پایینی و دالان بالایی را از هم جدا می‌کند. مرز زیرین سازند دالان، با سازند آواری فراقان پیوسته و تدریجی است (Stöcklin and Setudehnia 1991; Aghanabati 2009). کنگان پوشیده می‌شود (Szabo and Kheradpir 1978; Jamalian and Tavakoli 2022; Karimkhani et al. 2025; Shahkaram et al. 2025)، که خود به دو واحد مخزنی K1 و K2 تقسیم شده است. در این تقسیم‌بندی، واحد K2 معادل کنگان پیشین و K1 معادل کنگان پسین است. لایه‌های ستر انیدریت و سنگ‌آهک انیدریتی مترکم در بخش قاعده واحد K1، آن را از واحد K2 تفکیک کرده است. واحد K1 با نهشته‌های آواری-تبخیری سازند دشتک پوشیده شده است. گسترش افق ستر رخساره تروبولیتی، از ویژگی‌های واحد K2 است که کمی بالاتر از مرز پرمین-تریاس قرار دارد (Abdolmaleki and Tavakoli 2016; Haghghat et al. 2020).

نمونه‌ها و روش کار

برای دستیابی به اهداف این پژوهش، مطالعات آزمایشگاهی شامل بررسی ۲۵۰۰ مقطع نازک مغزه‌های حفاری با فاصله تقریبی ۳۰ سانتی‌متر از لایه‌های بخش‌های بالایی سازند دالان

² Mud-supported

¹ Arabian plate



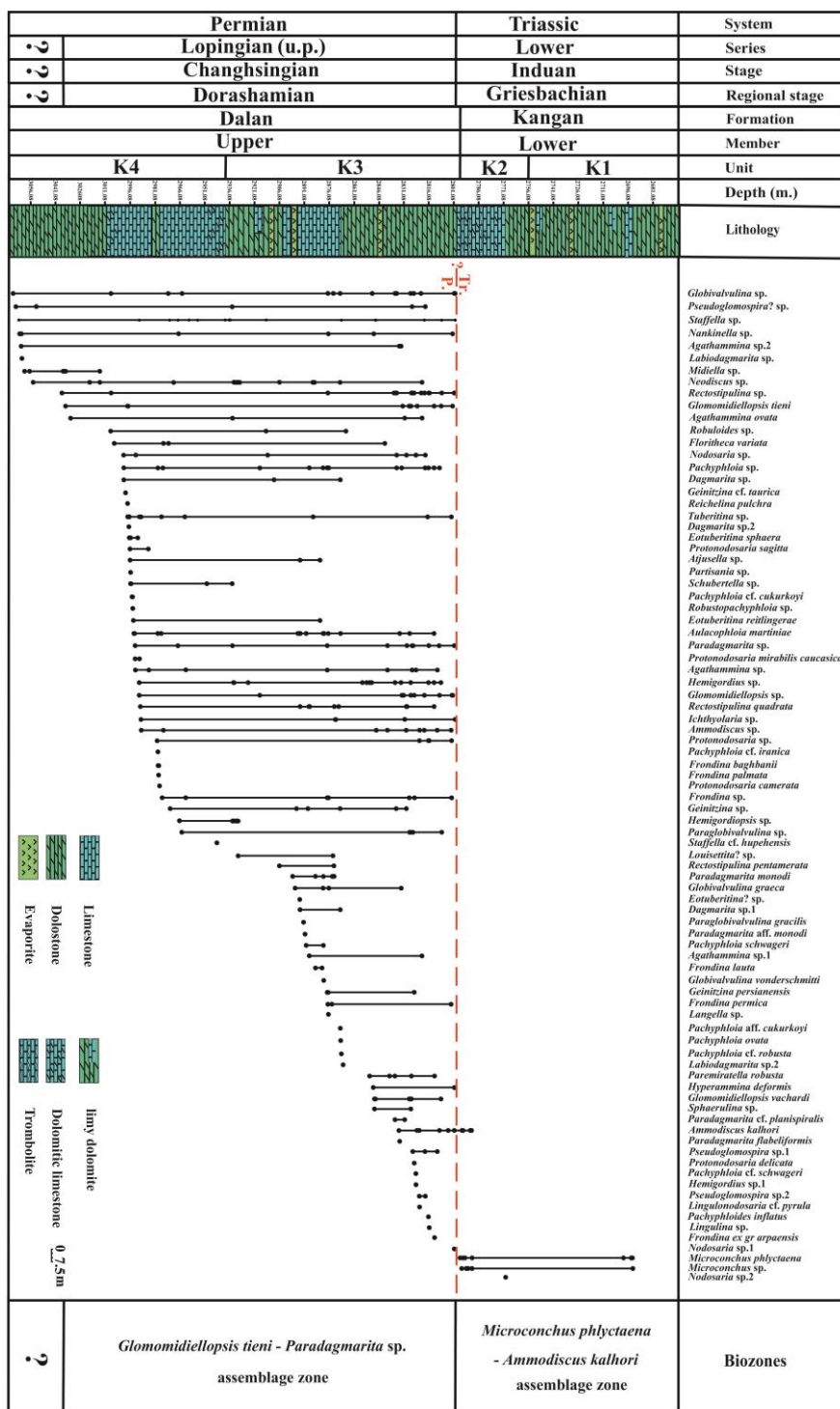
pentamerata Groves, Altiner and Rettori 2005, *Nodosaria* spp., *Protonodosaria mirabilis caucasica* Miklukho-Maklay 1954, *Protonodosaria sagitta* (Miklukho-Maklay 1954), *Protonodosaria delicata* (Wang 1976), *Protonodosaria camerata* (Miklukho-Maklay 1954), *Langella* sp. 1, *Langella* sp. 2, *Geinitzina* sp., *Geinitzina taurica* Sellier De Civrieux and Dessauvagie 1965, *Ichthyolaria* sp., *Ichthyolaria* sp. cf. *I. primitiva* Sellier De Civrieux and Dessauvagie 1965, *Fronidina permica* Sellier De Civrieux and Dessauvagie 1965, *Fronidina palmata* (Wang 1974), *Fronidina lauta* (Lin, Li and Sun 1990), *Fronidina* cf. *F. laxa* Lin, Li and Sun 1990, *Fronidina conicula* Wang in Zhang et al. 1981, *Fronidina guangxiensis* Lin, Li and Sun 1990, *Fronidina ex gr arpaensis*, *Fronidina* sp. 1, *Fronidina* sp. 2, *Fronidina* sp. 3, *Pachyphloia ovata* Lange 1925, *Pachyphloia* cf. *P. robusta* Miklukho-Maklay 1954, *Pachyphloia schwageri* Sellier De Civrieux and Dessauvagie 1965, *Pachyphloia cukurkoyi* Sellier De Civrieux and Dessauvagie 1965, *Pachyphloia iranica* Bozorgnia 1973, *Pachyphloia* sp.1, *Pachyphloia* sp. 2, *Pachyphloides* sp., *Pachyphloides inflatus* (Miklukho-Maklay 1954), *Aulacophloia* sp., *Aulacophloia martiniae* Gaillot and Vachard 2007, *Lingulina* sp. cf. *L. ornata* pronina 2000, *Lingulina* sp., *Partisanina* sp., *Globivalvulina* sp., *Globivalvulina vonderschmitti* Reichel 1946, *Globivalvulina graeca* Reichel 1946, *Globivalvulina laxa* Lin, Li and Sun 1990, *Paraglobivalvulina* sp. cf. *P. mira* Reitlinger 1965, *Paraglobivalvulina gracilis* Zaninetti and Altiner, 1981, *Paraglobivalvulina* sp. 1, *Paraglobivalvulina* sp. 2, *Paraglobivalvulinoides septulifer* Zaninetti and Altiner 1981, *Dagmarita* sp. cf. *D. altilis* Wang in Zhao et al., 1981, *Dagmarita* sp. 1, *Dagmarita* sp. 2, *Labiodagmarita vaseleti* Gaillot and Vachard 2007, *Labiodagmarita* sp.1, *Louisettita* sp. 1, *Louisettita* sp. 2, *Paradagmarita monodi* Lys in Lys and Marcoux 1978, *Paradagmarita planispiralis* Gaillot and Vachard 2007, *Paradagmarita flabelliformis* Zaninetti, Altiner and Çatai 1981, *Paradagmacrusta callosa* Gaillot and Vachard 2007, *Paremiratella robusta* Gaillot and Vachard 2007, *Reichelina pulchra* Miklukho-Maklay 1954, *Reichelina tenuissima* (Miklukho-Maklay 1954), *Tetrataxis* sp., *Staffella* sp., *Staffella* sp. cf. *S. hupehensis* Jing 1992, *Sphaerulina* sp., *Nankinella* sp., *Schubertella* sp., *Hyperammina deformis* (Bérczi-Makk) 1987.

Ammodiscida, *Hemigordiopsida*, *Nodosariida*, و *Vaginulinida*, *Biseriamminida*, *Ozawainellida* و *Staffellida* است (شکل های ۵-۲). از روزنبران، فرم های مربوط به زیرخانواده های *Globivalvulininae*, *Paradagmaritinae* و *Dagmaritinae* در نمونه های مطالعه شده، فراوانی چشمگیری دارند. احتمالاً وابستگی نداشتن این روزنبران به رخساره ای خاص و پراکندگی آنها در بیشتر محیط های رسوبی، مهم ترین عامل فراوانی نسبی آنها در نظر گرفته می شود. با وجود تنوع اندک خانواده های روزنبران فوزولینید در توالی های بررسی شده، فرم های متعلق به خانواده های *Staffellidae* و *Nankinellidae* در نمونه های مطالعه شده، فراوانی نسبی خوبی دارند، اگرچه به دلیل شدت تأثیر فرآیندهای دیاژنزی، شناسایی فرم ها به راحتی امکان پذیر نیست. الگوی پراکندگی چینه شناسی روزنبران مشاهده شده در این مطالعه، در شکل های ۲ تا ۵ نشان داده شده است.

فرم های شناسایی شده در نمونه های مطالعه شده عبارت اند

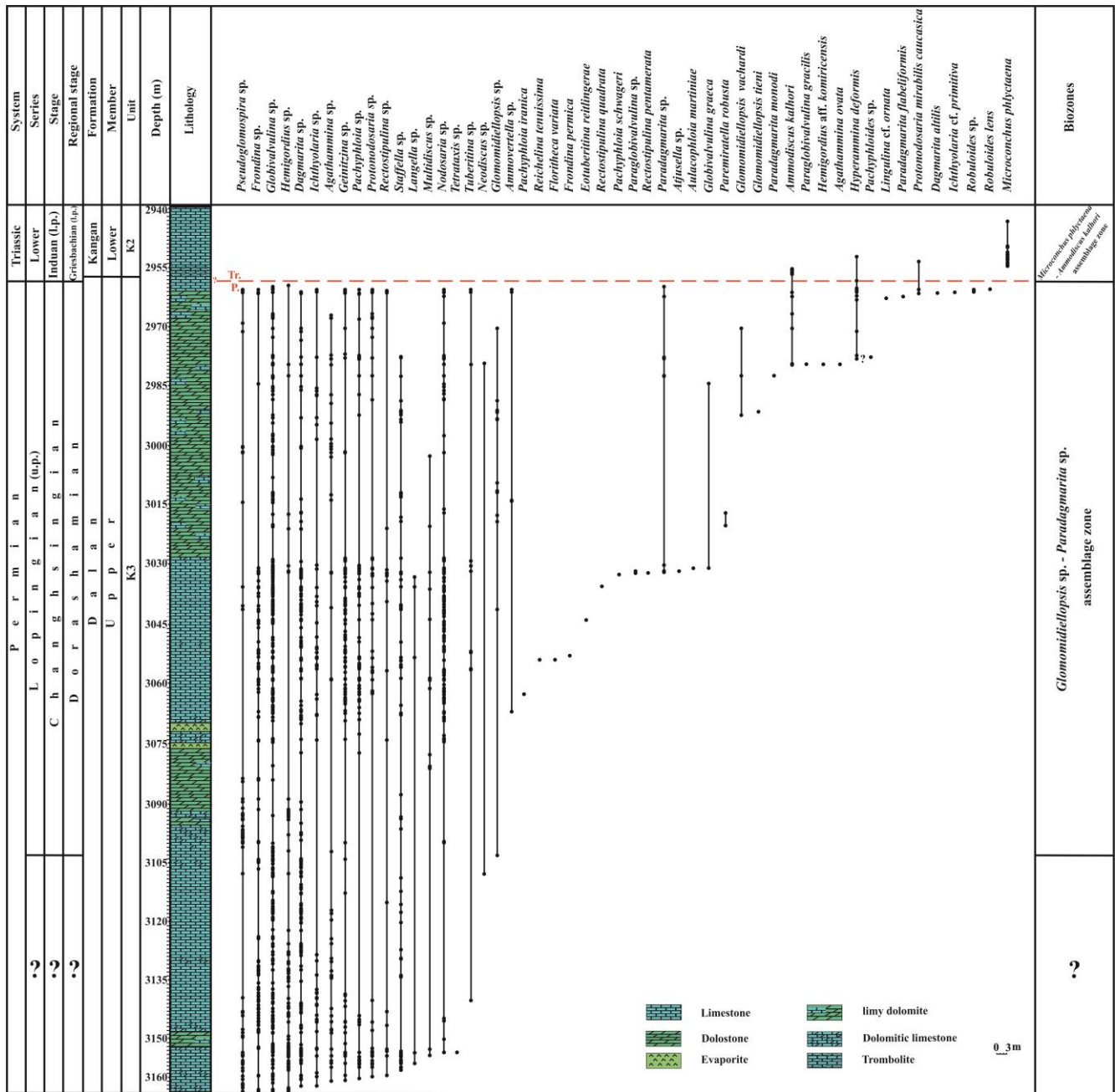
از:

Tuberitina sp., *Eotuberitina reitlingerae* Miklukho-Maklay 1958, *Eotuberitina sphaera* Lin 1981, *Floritheca variata* Gaillot and Vachard 2007, *Ammodiscus kalhori* (Bronnimann, Zaninetti and Bozorgnia 1972), *Hemigordius* sp., *Hemigordius changxingensis* Wang in Zhao et al. 1981, *Hemigordius* sp. aff. *H. komircensis* Nestell, Sudar, Jovanović and Kolar-Jurkovšek, Jurkovšek 2009, *Crassispirella hughesi* Gaillot and Vachard 2007, *Multidiscus* sp., *Glomomidiellopsis* sp., *Glomomidiellopsis tieni* Gaillot and Vachard 2007, *Lysites* sp. 1, *Lysites* sp. 2, *Agathammina ovata* Wang 1976, *Agathammina* sp. 1, *Agathammina* sp. 2, *Lingulonodosaria slovenica* Nestell, Kolar-Jurkovšek, Jurkovšek and Aljinović 2011, *Lingulonodosaria* sp. cf. *L. pyrula* (Sellier de Civrieux and Dessauvagie 1965), *Robuloides* sp., *Robuloides lens* Reichel 1949, *Partisanina* sp. 1, *Rectostipulina* sp., *Rectostipulina quadrata* Jenny-Deshusses 1985, *Rectostipulina*



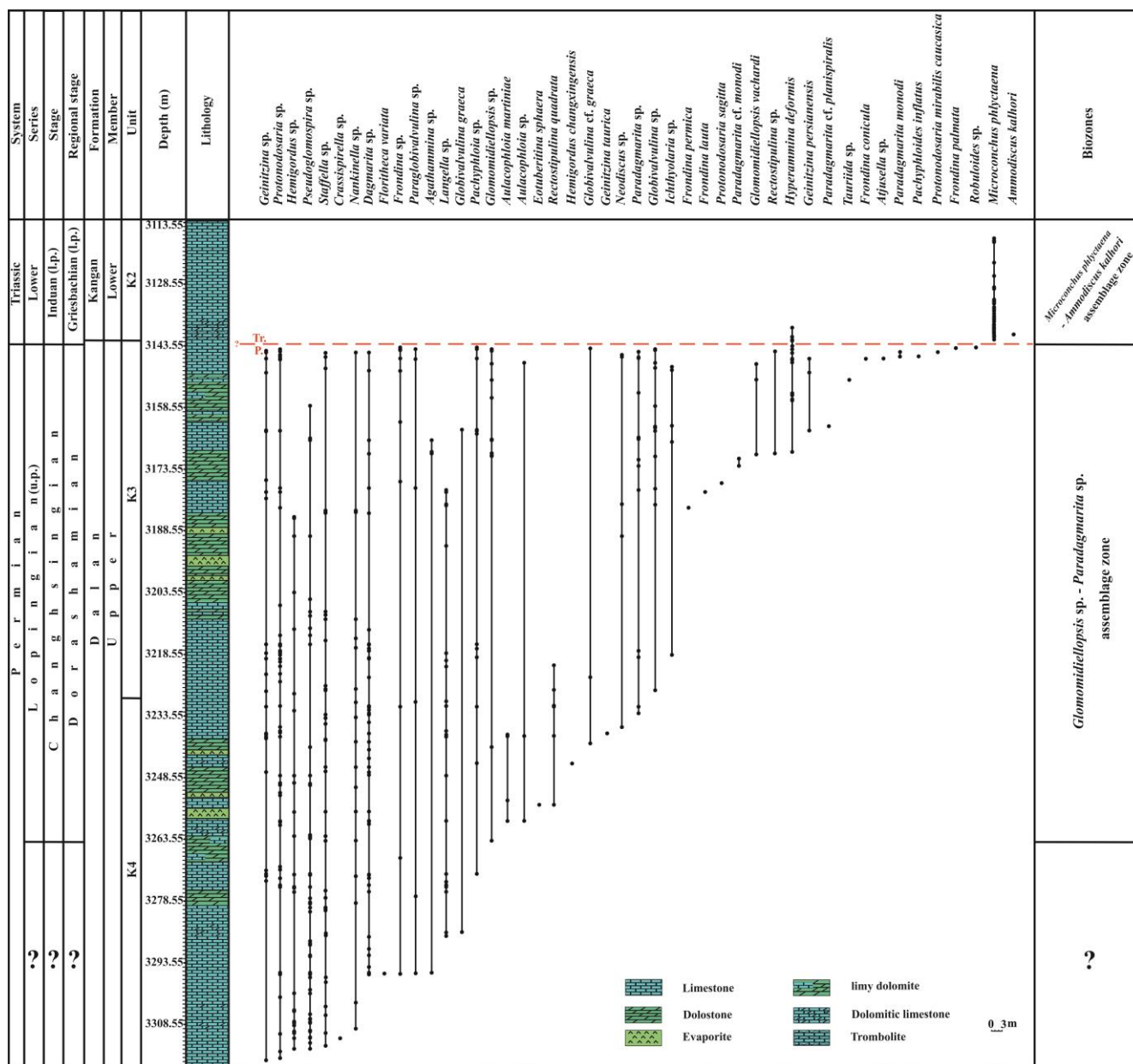
شکل ۲- پراکندگی چینه‌شناسی روزنبران بتتیک در توالی‌های چینه‌ای چاه A

Fig 2- Stratigraphic distribution of benthic foraminifera in the sequences of well A.



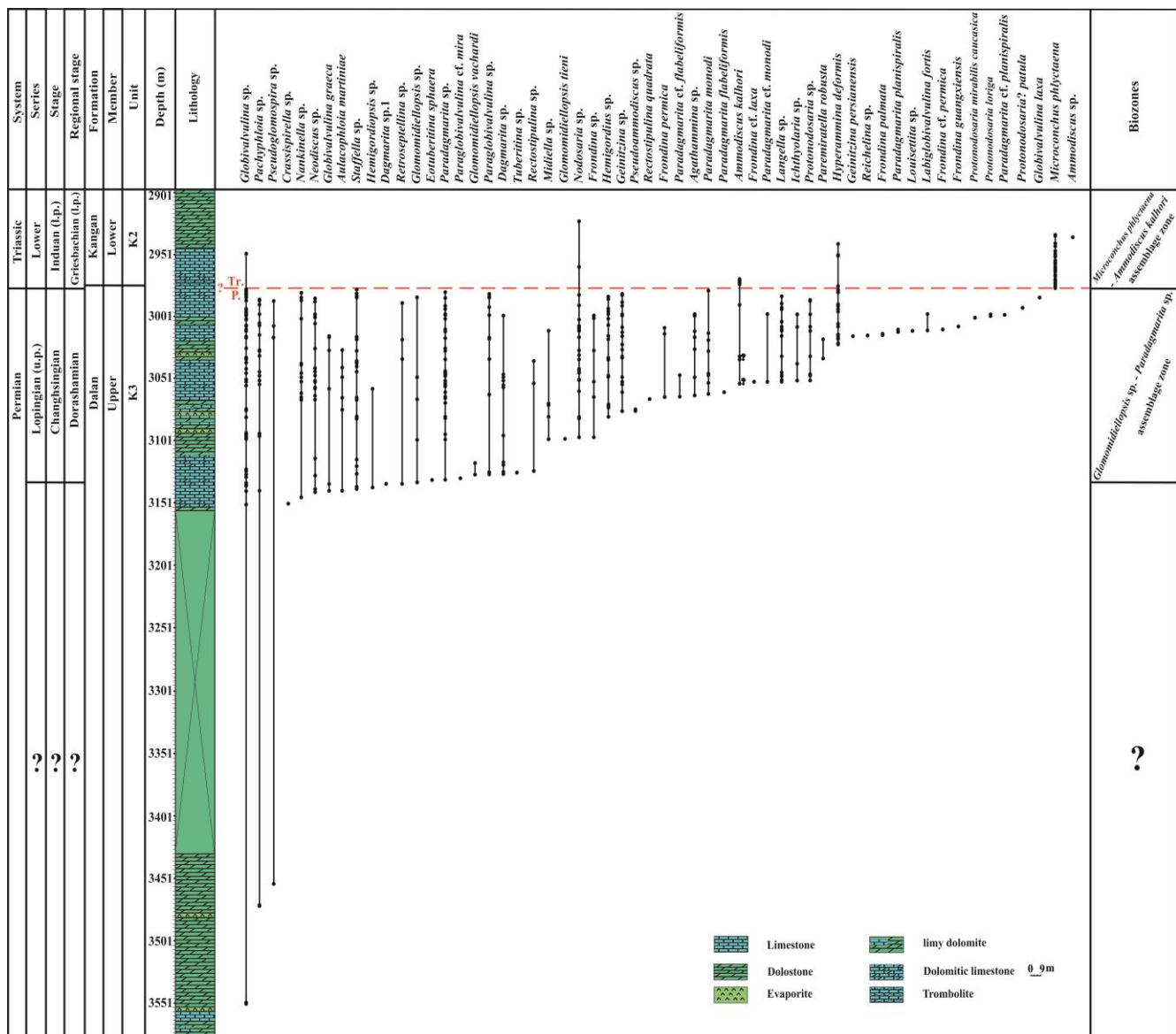
شکل ۳- پراکندگی چینه‌شناسی روزنیران بنتیک در توالی‌های چینه‌ای چاه B

Fig 3- Stratigraphic distribution of benthic foraminifera in the sequences of well B.



شکل ۴- پراکندگی چینه شناسی روزنبران بنتیک در توالی های چینه ای چاه E

Fig 4- Stratigraphic distribution of benthic foraminifera in the sequences of well E.



شکل ۵- پراکندگی چینه‌شناسی روزنبران بنتیک در توالی‌های چینه‌ای چاه F

Fig 5- Stratigraphic distribution of benthic foraminifera in the sequences of well F.

ریزرخساره‌های زیر در این چاه‌ها شناسایی شدند.

ریزرخساره‌ها

باندستون ترومبولیتی - استروماتولیتی^۱

رخساره‌های میکروبیالیتی، شامل اشکال متنوعی از ترومبولیت‌ها و استروماتولیت‌ها، معمولاً پس از هر تغییر و تحول بزرگ زیستی^۲ و تحت تأثیر شرایط جدید محیطی، در ابتدای بازگشت تنوع حیات^۳ ظاهر می‌شوند. در منطقه

اهمیت روزافزون سنگ‌آهک‌ها و دولوستون‌ها به‌عنوان سنگ‌های مخزن ذخایر هیدروکربوری، یکی از انگیزه‌های اصلی برای انجام تحقیقات در زمینه مطالعه و شناسایی ریزرخساره‌ها و تقسیم‌بندی پلاتفرم‌های کربناته بوده است. در این مطالعه، ۳۰ تا ۷۰ متر از توالی عمودی ریزرخساره‌های کم‌عمق‌شونده لایه‌های مرزی پرمین - تریاس، در هر چاه با فاصله یک متر بررسی شده‌اند (شکل‌های ۶-۱۰).

¹ Thrombolite-Stromatolite Boundstone

² Mass Extinction

³ Rediversification



ریزرخساره مربوط به دیاژنز اولیه است که در محیط‌های بالای کشندی^۳ و بین‌کشندی^۴ تشکیل می‌شوند (Gregg and Shelton 1990). بلورهای انیدریتی مشاهده‌شده در این ریزرخساره، نشان‌دهنده کاهش عمق محیط تشکیل رسوبات گذر پرمین به تریاس در انتهای عضو دالان بالایی در چاه‌های E، B، A و ابتدای سازند کنگان در چاه F هستند. براساس ویژگی‌های ذکر شده، این ریزرخساره در منطقه پیراکشندی^۵ و یا نواحی ساحلی با تبخیر بالا و آب و هوای خشک نهشته شده است (Flügel 2004). این ریزرخساره را پیش‌تر برخی پژوهشگران گزارش کرده‌اند (Insalaco et al. 2006; Rahimpour-Bonab et al. 2009, 2010; Rezavand et al. 2016; Nosrati et al. 2020; Kakemem et al. 2019). این ریزرخساره در همهٔ برش‌های چینه‌شناسی زیرسطحی مطالعه‌شده دیده می‌شود (شکل‌های ۶b و ۱۰-۷).

پکستون ائیدی / ائیدی - بایوکستی^۶

ریزرخسارهٔ پکستون ائیدی / پکستون ائیدی - بایوکستی حاوی روزنبران پرمین پسین و اینتراکلاست‌هایی از خرده‌های اسکلتی، قطعات روزنبران و ائیدهاست. ائیدها از نوع مماسی و شعاعی متحدالمرکزند و به‌همراه زمینه غالباً اسپاریتی، نشان‌دهنده رسوب‌گذاری در شرایط پرانرژی نظیر محیط کم‌عمق انتهای عضو دالان بالایی‌اند (Flügel 2010). ریزرخسارهٔ ائیدی در محیط دریایی با حرارت و شوری بالا، متلاطم و کم‌عمق تشکیل می‌شود (Tucker 2001). تخلخل به‌علت انحلال، غالباً قالبی است که باعث افزایش کیفیت مخزنی می‌شود؛ اما گاهی این فضا نیز با سیمان انیدریتی (شکل ۶g) پر و باعث کاهش تخلخل می‌شود. دیگر

زاگرس و ناحیهٔ مطالعه‌شده نیز، رخساره‌های مشابهی در اوایل تریاس تشکیل شده‌اند. در منطقهٔ مطالعه‌شده، سنگ‌شناسی ریزرخسارهٔ باندستون ترومبولیتی - استروماتولیتی، دولوستونی - آهکی است. وجود *Ammodiscus kalhori* و *phlyctaena* *Microconchus* در این ریزرخساره، همراه با معدودی از روزنبران بتیک (*Protonodosaria*, *Nodosaria* sp.)، *mirabilis* و *Hyperammia deformis*)، گاستروپودها، نرم‌تنان و استراکدها، نشان‌دهنده رسوب‌گذاری در محیط با شوری معمولی آب دریا، کاهش میزان اکسیژن و شرایط کم‌انرژی، مربوط به محیط کم‌عمق پیراکشندی در ابتدای سازند کنگان است. در این بخش از محیط مذکور، رسوب‌گذاری کربناته به‌شدت تحت تأثیر فعالیت‌های زیستی بوده است. وجود بلورهای پراکنده انیدریت، سیمان بلوکی، فقدان یا نبود فراوانی/تنوع محتوای فسیلی، وجود تخلخل‌های بین‌دانه‌ای، قالبی و حفره‌ای و همچنین بافت لخته‌ای^۱، از مهم‌ترین ویژگی ترومبولیت‌ها، حاکی از رسوب‌گذاری در محیط بالای کشندی تا منطقهٔ پیراکشندی است. مقدار ایزوتوپ $\delta^{13}\text{C}$ در چاه‌های مطالعه‌شده در قاعدهٔ لایهٔ ترومبولیتی به پایین‌ترین سطح (۱-٪) می‌رسد. این ریزرخساره را پیش‌تر برخی پژوهشگران گزارش کرده‌اند (Insalaco et al. 2006; Rahimpour-Bonab et al. 2009, 2010; Rezavand et al. 2016; Nosrati et al. 2019; Kakemem et al. 2020). این ریزرخساره در همهٔ چاه‌های مطالعه‌شده، مشاهده شده است (شکل‌های ۶a و ۱۰-۷).

مادستون / دولومادستون^۲

این ریزرخساره، که عمدتاً از مادستون دولومیتی تشکیل شده است، دارای مقدار کمی آلوکم است. دولومیت‌های این

³ Supratidal

⁴ Intertidal

⁵ Peritidal

⁶ Ooid / Bioclast-Ooid Packstone

¹ Clotted

² Mudstone/Dolo Mudstone



همراه با بافت فاقد گل، از ویژگی‌های محیط‌های پرنرژی شول است (Wilson 1975; Flügel 2004). سیمان‌های بلوکی، انیدریتی و تیغه‌ای در این ریزرخساره، گسترش زیادی دارند. این ریزرخساره را پیش‌تر برخی پژوهشگران (Mazaheri Johari and Ghasemi-Nejad 2017) گزارش کرده‌اند. مرز پرمین-تریاس در چاه B در این افق و منطبق با تغییر منفی ایزوتوپ ^{13}C است؛ به طوری که بیشترین کاهش ^{13}C هم‌زمان با وجود اولین لایه باندستون ترومبولیتی است که توالی مذکور را در چاه B می‌پوشاند (شکل‌های ۶d و ۸).

گرنیستون بایوکلستی^۴

بایوکلست‌ها اجزای اصلی سازنده این ریزرخساره‌اند که در زمینه‌ای اسپارایتی قرار دارند. از جمله بایوکلست‌های این ریزرخساره، به بریوزوئرها، گاستروپودها، استراکودها و جلبک‌های سبز اشاره می‌شود. سیمان‌های تیغه‌ای و هم‌ضخامت، بلوکی و به میزان کمتر انیدریتی در این ریزرخساره گسترش زیادی دارند. تخلخل‌های بین‌دانه‌ای، درون‌دانه‌ای و قالبی در این ریزرخساره دیده می‌شوند. این ریزرخساره که دقیقاً در مرز پرمین-تریاس شناسایی شده است، آخرین ریزرخساره پرمین بالایی در چاه‌های E و F است. وجود داشتن میکرایت نشان‌دهنده رسوب‌گذاری در بخش مرکزی و پرنرژی پشته‌های زیرآبی است (Wilson 2010; Flügel 1975). این ریزرخساره را پیش‌تر برخی پژوهشگران (Tavakoli et al. 2017) گزارش کرده‌اند (شکل‌های ۶c، ۹ و ۱۰).

گرنیستون بایوکلستی - پلوئیدی^۵

این ریزرخساره عمدتاً آهکی است. پلوئیدها و بایوکلست‌ها

تخلخل‌های مشاهده‌شده در این ریزرخساره، شامل انواع بین‌دانه‌ای و حفره‌ای‌اند. محیط تشکیل این ریزرخساره، بخش رو به دریای سد است. این ریزرخساره را پیش‌تر برخی پژوهشگران گزارش کرده‌اند (Insalaco et al. 2006; Rahimpour-Bonab et al. 2010; Mazaheri Johari and Ghasemi-Nejad 2017; Kakemem et al. 2020). این ریزرخساره در چاه‌های A و B دیده می‌شود (شکل‌های ۷ و ۸).

گرنیستون انیدی^۱

این ریزرخساره، آهکی - دولوستونی است و اجزای اصلی آن را دانه‌های انیدی تشکیل می‌دهند. سیمان‌های انیدریتی، تیغه‌ای و هم‌ضخامت^۲ در این ریزرخساره، گسترش زیادی دارند. این ریزرخساره در انتهای عضو دالان بالایی نهشته شده است. تخلخل‌های بین‌دانه‌ای و به میزان کمتر حفره‌ای و بلوکی نیز در این ریزرخساره مشاهده می‌شوند. وجود انیدهای لامینه‌ای، نشان‌دهنده رسوب‌گذاری در محیط‌های نسبتاً کم‌عمق با انرژی بالا و اشباع از کربنات کلسیم، همانند محیط پشته‌های زیرآبی است (Wilson 1975; Flügel 2004, 2010). این ریزرخساره را پیش‌تر برخی پژوهشگران گزارش کرده‌اند (Insalaco et al. 2006; Rahimpour-Bonab et al. 2010). این ریزرخساره در چاه B و در نزدیکی مرز پرمین-تریاس دیده شده است (شکل ۸).

گرنیستون آنکوئیدی - بایوکلستی / انیدی^۳

رخساره مذکور با فراوانی انیدها، آنکوئیدها و بایوکلست‌ها (دوکفه‌ای، گاستروپود و سوزن اسفنج) در انتهای عضو دالان بالایی مشخص می‌شود. انیدها معمولاً به صورت متحدالمرکز، با هسته‌هایی از قطعات بایوکلستی‌اند که فراوانی زیاد آنها

¹ Ooid Grainstone

² Isopach

³ Oncoid-Bioclast /Ooid Grainstone

⁴ Bioclast Grainstone

⁵ Peloid-Bioclast Grainstone



این ریزرخساره به صورت مادستون با قطعات پراکنده بایوکلاستی مشاهده می‌شود. سنگ‌شناسی آن شامل آهک و دولوستون همراه با اندکی انیدریت است. این ریزرخساره مربوط به بخش‌های محصور کولاب در انتهای عضو دالان بالایی در چاه A و ابتدای سازند کنگان در چاه F در نظر گرفته شده است (Flügel 2010). حضورنداشتن ساخت‌های جریان‌ی و وجود محدود قطعات زیستی در زمینه میکرایتی، از ویژگی‌های این ریزرخساره‌اند. در این شرایط، گردش نسبتاً محدود آب دریا و محیط محصور، شرایط نامساعدی را برای زیست موجودات ایجاد کرده و موجب کاهش تنوع زیستی و اشباع‌شدن حوضه از سولفات و تبخیری‌ها (ژیپس) شده است (Wilson 1975). این ریزرخساره را پیش‌تر برخی پژوهشگران گزارش کرده‌اند (Rahimpour-Bonab et al. 2010; Kakemem et al. 2021; Nikbin et al. 2020) و در چاه‌های A و F دیده می‌شود (شکل‌های ۷ و ۱۰).

(دوکفه‌ای‌ها، گاستروپودها، خرده‌های اکیئوئید و جلبک‌ها) اجزای اصلی آن هستند و در زمینه‌های اسپارایتی قرار دارند. وجود فابریک رسوبی گرینستونی نشان‌دهنده شرایط پرانرژی محیط پشته‌های زیرآبی در انتهای عضو دالان بالایی است. سیمان‌های هم‌ضخامت و بلوکی (6h) در این ریزرخساره گسترش دارند. تخلخل‌های بین‌دانه‌ای، درون‌دانه‌ای (شکل 6f) و قالبی نیز، در این ریزرخساره مشاهده می‌شوند. این ریزرخساره را پیش‌تر برخی پژوهشگران گزارش کرده‌اند (Insalaco et al. 2006) که در چاه E وجود دارد (شکل ۹).

پکستون پلوئیدی - بایوکلاستی / وکستون بایوکلاستی -

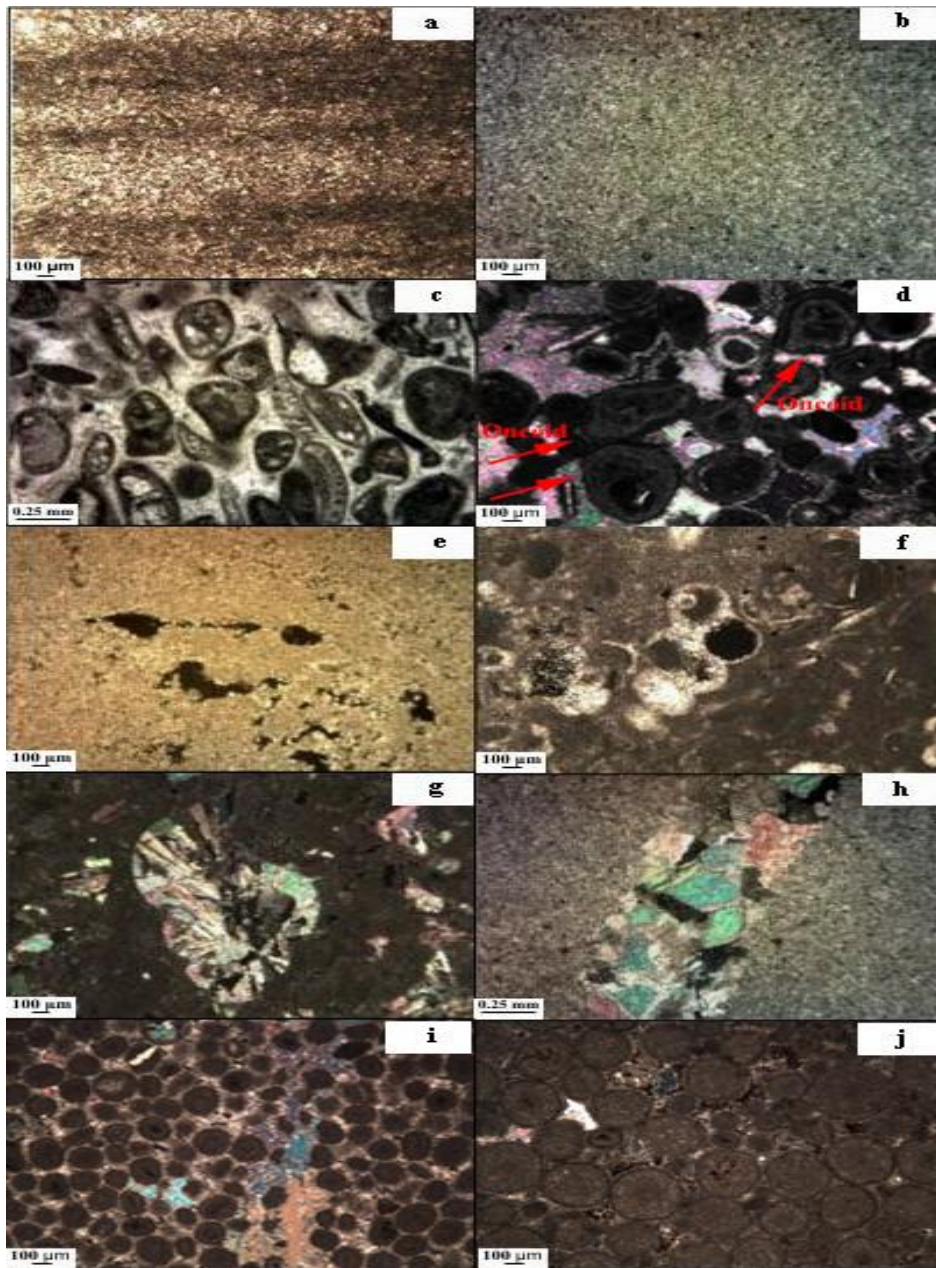
پلوئیدی^۱

این ریزرخساره که از پلت‌ها و بایوکلاست‌ها (دوکفه‌ای‌ها، گاستروپودها و جلبک‌ها) تشکیل شده است، به شدت دولومیتی شده است. پلت‌ها و اجزای اسکلتی در زمینه‌ای عمدتاً میکرایتی قرار گرفته‌اند که نشان‌دهنده ته‌نشست در محیطی محدودشده و کم‌انرژی مانند کولاب در انتهای عضو دالان بالایی در منطقه مطالعه‌شده است (Flügel 2004). فرآیند جان‌شینی انیدریت گسترش دارد و تنها سیمان مشاهده‌شده در این ریزرخساره است. تخلخل‌های بین‌دانه‌ای (6f)، حفره‌ای (6e) و قالبی نیز در این ریزرخساره مشاهده می‌شوند. برخی پژوهشگران پیش‌تر چنین ریزرخساره‌ای را گزارش کرده‌اند (Abdolmaleki et al. 2016; Rezavand et al. 2016). این ریزرخساره در چاه‌های E و A گسترش دارد (شکل‌های ۷ و ۹).

مادستون آهکی فسیل‌دار^۲

¹ Bioclast-Peloid Packstone/ Peloid-Bioclast Wackestone

² Fossiliferous Lime Mudstone



شکل ۶- ریزرخساره‌ها، انواع تخلخل و سیمان‌های دیاژنزی شناسایی شده در عضو دالان بالایی و سازند کنگان در چاه‌های مطالعه شده

a: باندستون ترومبولیتی - استروماتولیتی (چاه B)، XPL؛ b: مادستون/دولومادستون (چاه E)، PPL؛ c: گرینستون بایوکلستی (چاه E)، XPL؛ d: گرینستون آنکوئیدی-بایوکلستی/انیدی (چاه A)، PPL. تخلخل حفره‌ای (چاه E، ریزرخساره پکستون پلوئیدی - بایوکلستی / وکستون بایوکلستی - پلوئیدی)، XPL؛ e: Vuggy porosity (well E، Bioclast-Peloid Packstone/Peloid-Bioclast Wackestone microfacies)، XPL؛ f: Intraparticle porosity (well A، Bioclast-Peloid Packstone/Peloid-Bioclast Wackestone microfacies)، XPL؛ g: Anhydrite cement (well A، Ooid /Bioclast-Ooid Packstone microfacies)، PPL؛ h: Blocky cement (well E، Peloid-Bioclast Grainstone microfacies)، PPL؛ i & j: مقایسه اندازه ائیدها، i (پرمین) و j (تریاس)، PPL.

Fig 6- Microfacies, and porosity, and cement types identified in the Upper Dalan Member and Kangan Formation in the wells studied. a: Thrombolite Boundstone (well B), XPL; b: Mudstone/Dolo Mudstone (well E), PPL; c: Bioclast Grainstone (well E), XPL; d: Oncoid-Bioclast/Ooid Grainstone (well A), PPL; e: Vuggy porosity (well E، Bioclast-Peloid Packstone/Peloid-Bioclast Wackestone microfacies), XPL; f: Intraparticle porosity (well A، Bioclast-Peloid Packstone/Peloid-Bioclast Wackestone microfacies), XPL; g: Anhydrite cement (well A، Ooid /Bioclast-Ooid Packstone microfacies), PPL; h: Blocky cement (well E، Peloid-Bioclast Grainstone microfacies), PPL; i & j: Comparison of ooids size, i (Permian), j (Triassic), PPL.

شواهد ژئوشیمیایی

داده‌های ایزوتوپی طبقات گذر پرمین-تریاس برش‌های چینه‌شناسی زیرسطحی در بخش مرکزی خلیج فارس، شامل مقادیر $\delta^{13}\text{C}$ و $\delta^{18}\text{O}$ از چاه‌های B و E و نسبت $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ از چاه‌های B، E، و F هستند. تغییرات نمودارهای ایزوتوپ‌های مذکور روند تقریباً مشابهی را نشان می‌دهند (شکل‌های ۱۰-۸). روند تغییرات داده‌های ایزوتوپ در فاصله مرز پرمین-تریاس در سه چاه مطالعه‌شده (B، E، و F) مشابه و با دیگر برش‌های چینه‌شناسی پرمین-تریاس در جهان مقایسه‌شدنی است (Korte et al. 2004; Korte and Kozur 2010; Schobben et al. 2016). در ادامه براساس داده‌های ایزوتوپی نظیر کربن، اکسیژن و استرانسیوم، سعی شده است تا تغییرات روند نمودارهای ایزوتوپ‌های مذکور در مرز پرمین-تریاس بررسی و با داده‌های به دست آمده از مطالعات زیست‌چینه‌نگاری و سنگ‌شناسی انطباق داده شوند.

تغییرات ایزوتوپ کربن

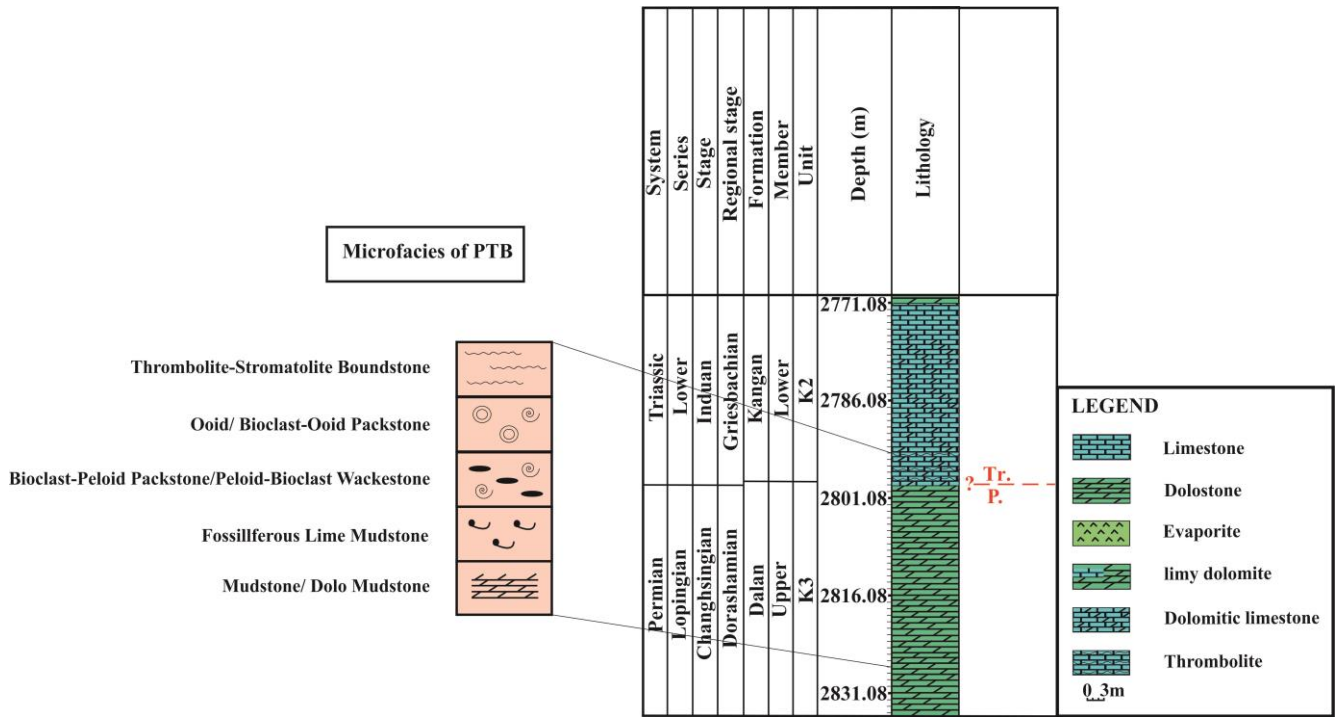
مقادیر $\delta^{13}\text{C}$ سنگ‌های کربناته چاه‌های B و E گستره‌ای از حداقل حدود ۱-‰ تا حداکثر حدود ۴+‰ در نزدیکی PTB را در بر می‌گیرد. در چاه B، مقدار ایزوتوپ $\delta^{13}\text{C}$ قبل از PTB در بالاترین بخش سازند دالان، با وجود برخی نوسانات جزئی، روند ثابت و مثبتی دارد و سپس به سرعت از ۳+‰ به ۰+‰ کاهش می‌یابد و کاهش بیشتری را در قاعده سازند کنگان نشان می‌دهد. در ادامه با شروع لایه ترومبولیتی به پایین‌ترین سطح، ۱-‰ می‌رسد و بعد از آن به سمت بالا مجدداً افزایش می‌یابد (شکل ۸). در صورتی که در چاه E دو پیک منفی در نمودار $\delta^{13}\text{C}$ مشاهده می‌شود. اولین پیک در حدود ۱۱ متر (۱-‰) در زیر PTB رخ می‌دهد و پیک دوم حدود یک متر (۱-‰) بالای مرز هم‌زمان با ظهور واحد ترومبولیتی ظاهر می‌شود.

تغییرات ایزوتوپ اکسیژن

همان‌طور که در شکل‌های ۸ و ۹ نشان داده شده است، برخلاف ایزوتوپ کربن، مقدار $\delta^{18}\text{O}$ در چاه‌های B و E روندی کاملاً منفی دارد؛ به طوری که این روند از ۷-‰ در گریسباچین پایین تا ۱-‰ در دوراشامین بالا در چاه B و همچنین از ۴-‰ در بخش پایینی سازند کنگان تا ۱-‰ در عضو دالان بالایی در چاه E، نزدیک PTB متغیر است. کاهش تدریجی $\delta^{18}\text{O}$ از ۲۰ تا ۳۰ متر، زیر مرز پرمین-تریاس آغاز می‌شود و تا لایه‌های آغازین تریاس در هر دو چاه ثابت باقی می‌ماند و هیچ تغییر چشمگیری در مقدار $\delta^{18}\text{O}$ در آغاز واحد ترومبولیتی در این دو چاه وجود ندارد. در برش‌های چینه‌شناسی پرمین-تریاس در مناطق مختلف جهان نیز، نمودار $\delta^{18}\text{O}$ روند مشابهی را نشان می‌دهد (Heydari et al. 2001; Richoz 2006).

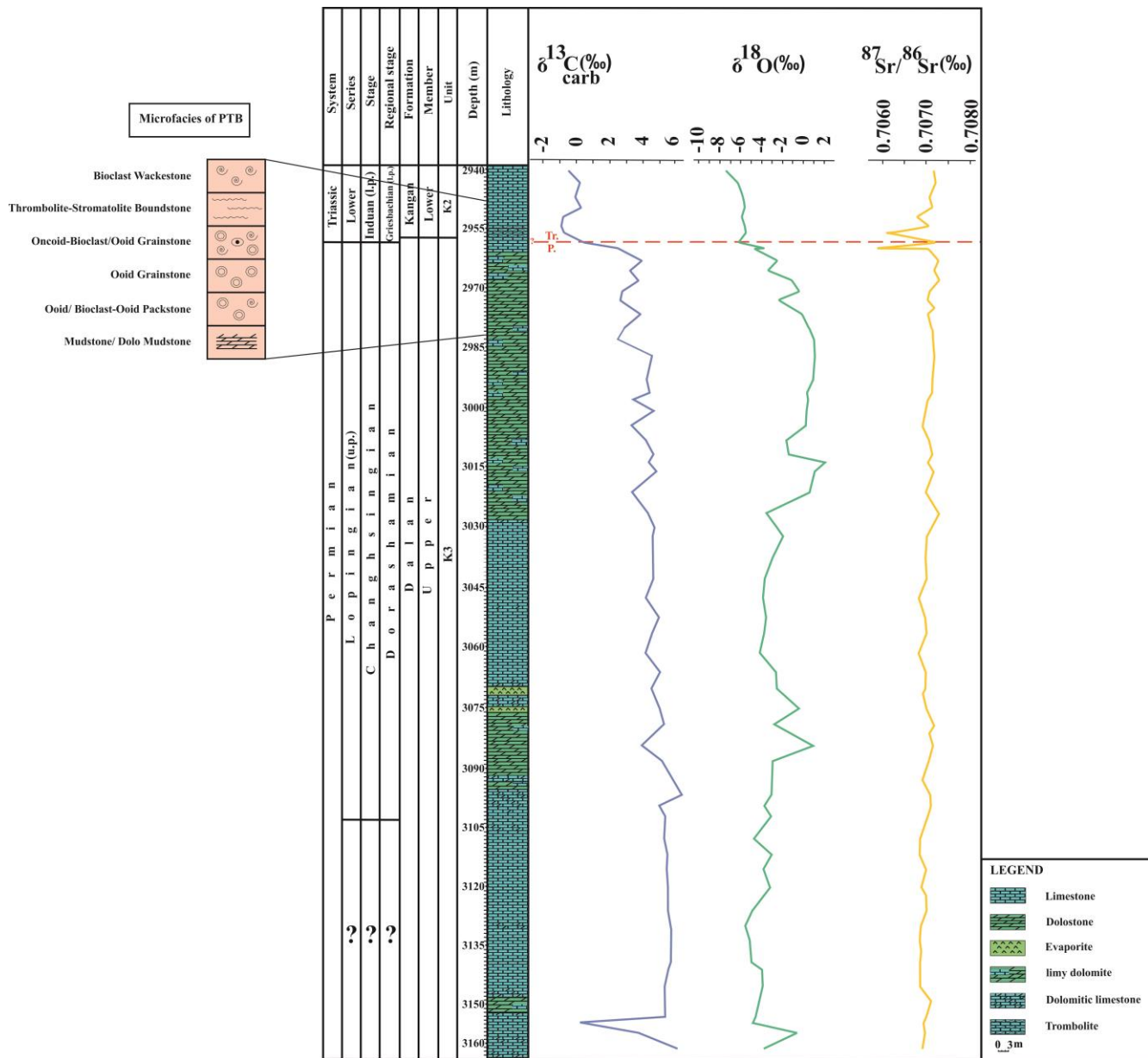
تغییرات ایزوتوپ استرانسیوم

نرخ $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ در سه چاه B، E و F به سرعت و بلافاصله بعد از مرز افزایش می‌یابد. این نسبت در چاه B در حدود ۲۰ متر قبل از مرز، ۰.۷۰۷۲۰۰ است و با چندین نوسان کوچک دقیقاً قبل از مرز افزایش می‌یابد. این نسبت کاهش شدیدی را در نزدیک مرز (۰.۷۰۶۰۰۰) نشان می‌دهد و سپس در ادامه در مرز تا ۰.۷۰۷۳۰۰ افزایش می‌یابد (شکل ۸). مقدار $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ در چاه E دو پیک را نشان می‌دهد که اولین پیک (۰.۷۰۷۴۳۵) در ۱۷.۵ متر قبل از مرز در دوراشامین پسین و دومین پیک (۰.۷۰۷۴۵۰) در ۲.۵ متر بالاتر از مرز، در واحد ترومبولیتی است (شکل ۹). شایان ذکر است که داده‌های ایزوتوپ استرانسیوم مربوط به چاه F کامل نیستند و بیشتر مربوط به مرز پرمین-تریاس و طبقات آغازین تریاس‌اند و نسبت $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ در این چاه، افزایش درخور توجه تغییر بعد از مرز را نشان می‌دهد؛ به طوری که در ۶ متر بالای مرز به ماکزیمم ۰.۷۰۷۲۴ می‌رسد (شکل ۱۰).

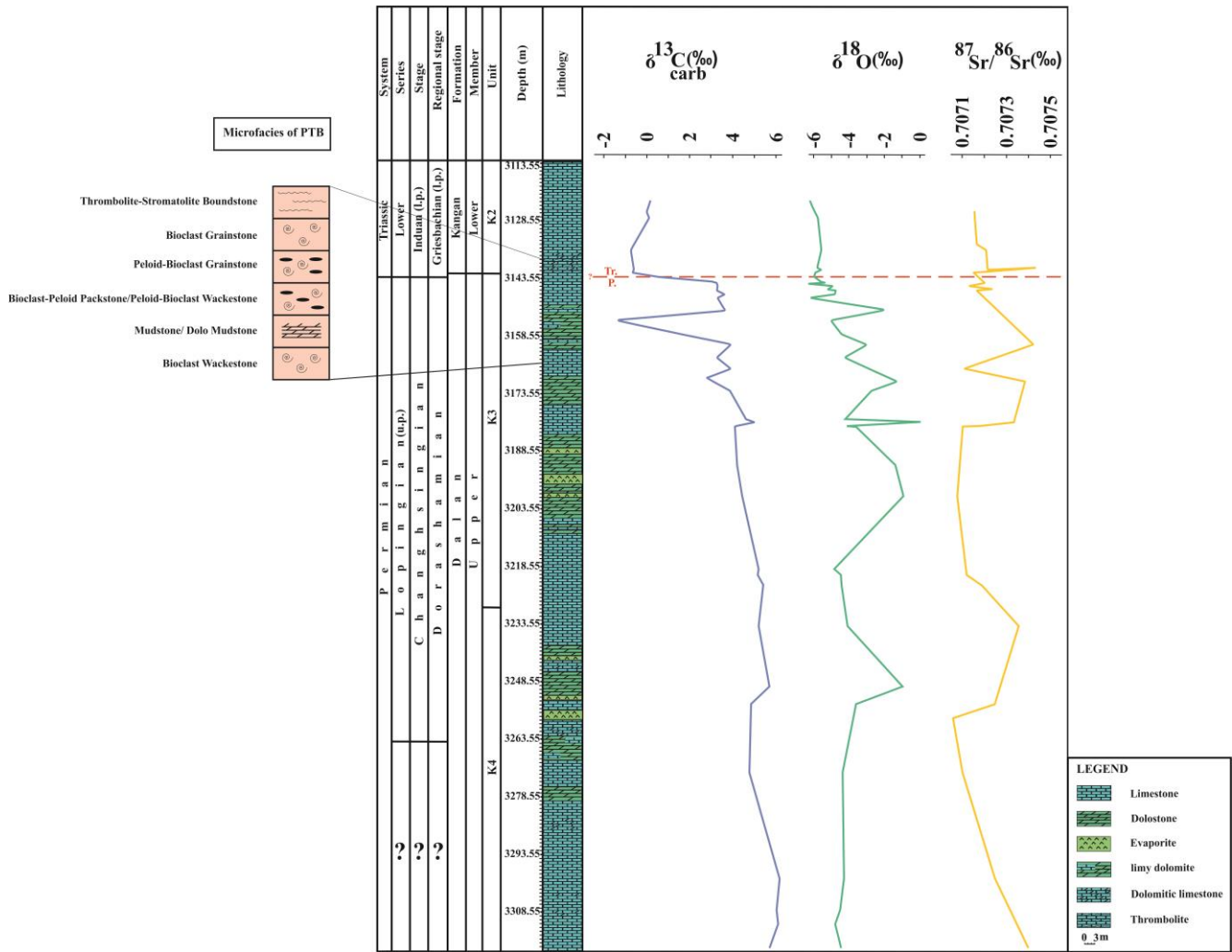


شکل ۷- ریزرخساره‌های توالی پرمین پسین - تریاس پیشین در چاه A

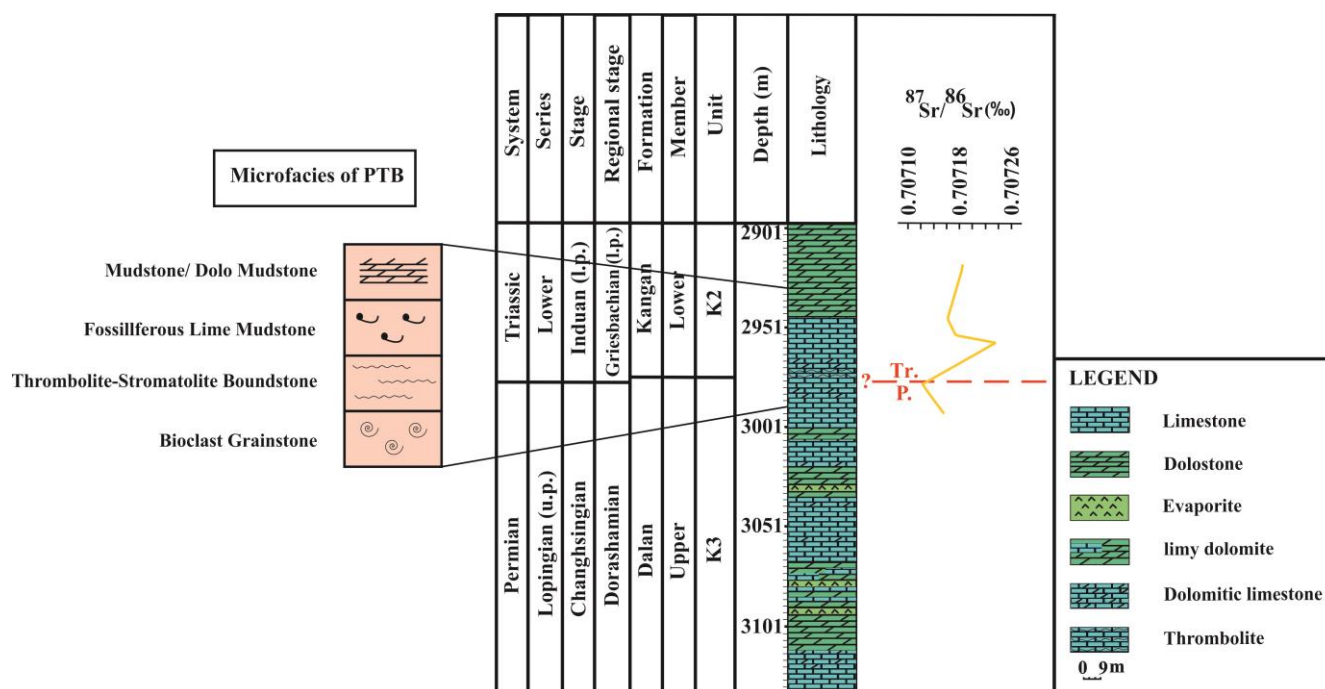
Fig 7- Microfacies of Late Permian-Early Triassic sequence in well A



شکل ۸- تغییرات ایزوتوپ‌های $\delta^{13}\text{C}$ ، $\delta^{18}\text{O}$ ، $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ و ریزرخساره‌های توالی پرمین پسین-تریاس پیشین در چاه B
 Fig 8- $\delta^{13}\text{C}$ ، $\delta^{18}\text{O}$ ، $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ isotope curves, and microfacies of Late Permian-Early Triassic sequence in well B.



شکل ۹- تغییرات ایزوتوپهای $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ و ریزرخساره‌های توالی پرمین پسین - تریاس پیشین در چاه E.



شکل ۱۰- تغییرات ایزوتوپ $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ و ریزرخساره‌های PTB در چاه F

Fig 10- $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ isotope curve, and microfacies of Late Permian-Early Triassic sequence in well F.

بحث

مقایسه می‌شود (Vaslet et al. 2005; Gaillot and Vachard

2007).

2- *Microconchus phlyctaena*-*Ammodiscus kalthori* assemblage zone

این زیست‌زون تجمعی، معرف سن گریسباچین^۱ برای لایه‌های آغازین سازند کنگان در توالی‌های مطالعه‌شده است (شکل‌های ۵-۲) که با بیوزون‌های *Rectocornuspira kalthori* و *Spirorbis phlyctaena* مربوط به تریاس زیرین ایران (البرز مرکزی)، ایتالیا و عربستان سعودی انطباق داده می‌شود (Brönnmann et al. 1972; Vachard et al. 2005; Vaslet et al. 2005).

فرم‌های شاخص با پراکندگی چینه‌شناسی شناخته‌شده در مجموعه روزنبران، سن چنگزینگین-گریسباچین را برای عضو دالان بالایی و لایه‌های آغازین سازند کنگان تأیید می‌کند. تنوع زیستی روزنبران در طبقات مطالعه‌شده منطقه خلیج فارس نسبت به مناطق هم‌زمانی مانند یونان (Vachard et al. 2005) شمال باختر قفقاز (Pronina-Nestell and Nestell 2001) و جنوب چین (Song et al. 2009a, 2009b; Wang et al.

الگوی پراکندگی روزنبران در طبقات پرمین و تریاس چاه‌های مطالعه‌شده تقریباً مشابه است. روزنبران غالب در نهشته‌های مذکور متعلق به *Biseriamminida*, *Vaginulinida*, *Staffellida* هستند. با این حال، فرم‌های متعلق به *Hemigordiopsida* و *Parathuramminida* نیز پراکندگی زمانی درخور توجهی را در توالی‌های مطالعه‌شده دارند (شکل ۱۱). براساس بررسی مقاطع نازک نمونه‌های توالی گذر پرمین به تریاس در برش‌های چینه‌شناسی زیرسطحی، دو زیست‌زون روزنبران تشخیص داده شد:

1- *Glomomidiellopsis* sp.-*Paradagmarita* sp. assemblage zone (F و E, B چاه‌های).

Glomomidiellopsis tieni-*Paradagmarita* sp. assemblage zone (A چاه).

این زیست‌زون تجمعی، معرف سن چنگزینگین برای عضو دالان بالایی در منطقه مطالعه‌شده است (شکل‌های ۵-۲) که با بیوزون‌های *Glomomidiellopsis*, *Crassiglomella*, *Paradagmarita* و *Glomospirella spirillinoides aenoi* sp. از پرمین زاگرس، عربستان سعودی و امارات متحده عربی

¹ Greisbachian

شمال ایتالیا و ترکیه گزارش شده‌اند (Brönnimann et al. 1972; Heydari et al. 2003).

با توجه به فراوانی و غالب بودن *Paradagmarita* در توالی‌های پرمین ترکیه، منطقه زاگرس، قفقاز، عربستان سعودی و بخش‌هایی از عمان، این مناطق یک ایالت زیست‌جغرافیایی مشترک را در اواخر پالئوزوئیک تشکیل می‌دادند (Sengor et al. 1988; Altiner et al. 2000; Gaillot and Vachard 2007).

شواهد چینه‌نگاری و فسیلی نشان می‌دهد که رسوب‌گذاری در مرز پرمین-تریاس در منطقه مطالعه شده به صورت ناپیوسته بوده است. تشکیل نشدن بخشی از رسوبات اشکوب چنگزینگین در چاه‌های بررسی شده و وجود یک وقفه چینه‌ای محدود، نشانگر گسست نسبی در رسوب‌گذاری و گذر ناگهانی از نهشته‌های پرمین به تریاس است. این ویژگی مشابه الگوی مشاهده شده در دیگر نواحی زاگرس است. علاوه بر این، تحلیل توالی آخرین حضور جنس‌های روزنبران در چاه‌های مطالعه شده، الگوی انقراض پله‌ای را آشکار می‌کند (Haghighat et al. 2020); به طوری که تنوع تاکسا از حدود ۲ تا ۳ متر پایین‌تر از مرز PTB به شدت کاهش می‌یابد و تنها گونه‌های فرصت طلب *Ammodiscus Kalhori*، *Hyperammina deformis* و *Microconchus phlyctaena* در لایه‌های آغازین تریاس حضور دارند. در چاه F نیز، بقای محدود جنس‌های مقاوم‌تر نظیر *Nodosaria* و *Globivalvulina* ثبت شده است.

این شواهد، همراه با تغییرات ایزوتوپی و ریزرخساره‌ای، نشان می‌دهد که در زمان گذر پرمین-تریاس، یک ناپیوستگی نسبی در رسوب‌گذاری همراه با بحران شدید زیستی و تغییر در شرایط اکسیژنی محیط در منطقه مرکزی خلیج فارس رخ داده است؛ الگویی که با مشاهدات دیگر نواحی حاشیه غربی پالئوتیتس سازگار و بیانگر تأثیر جهانی رخداد انقراض پایان پرمین است.

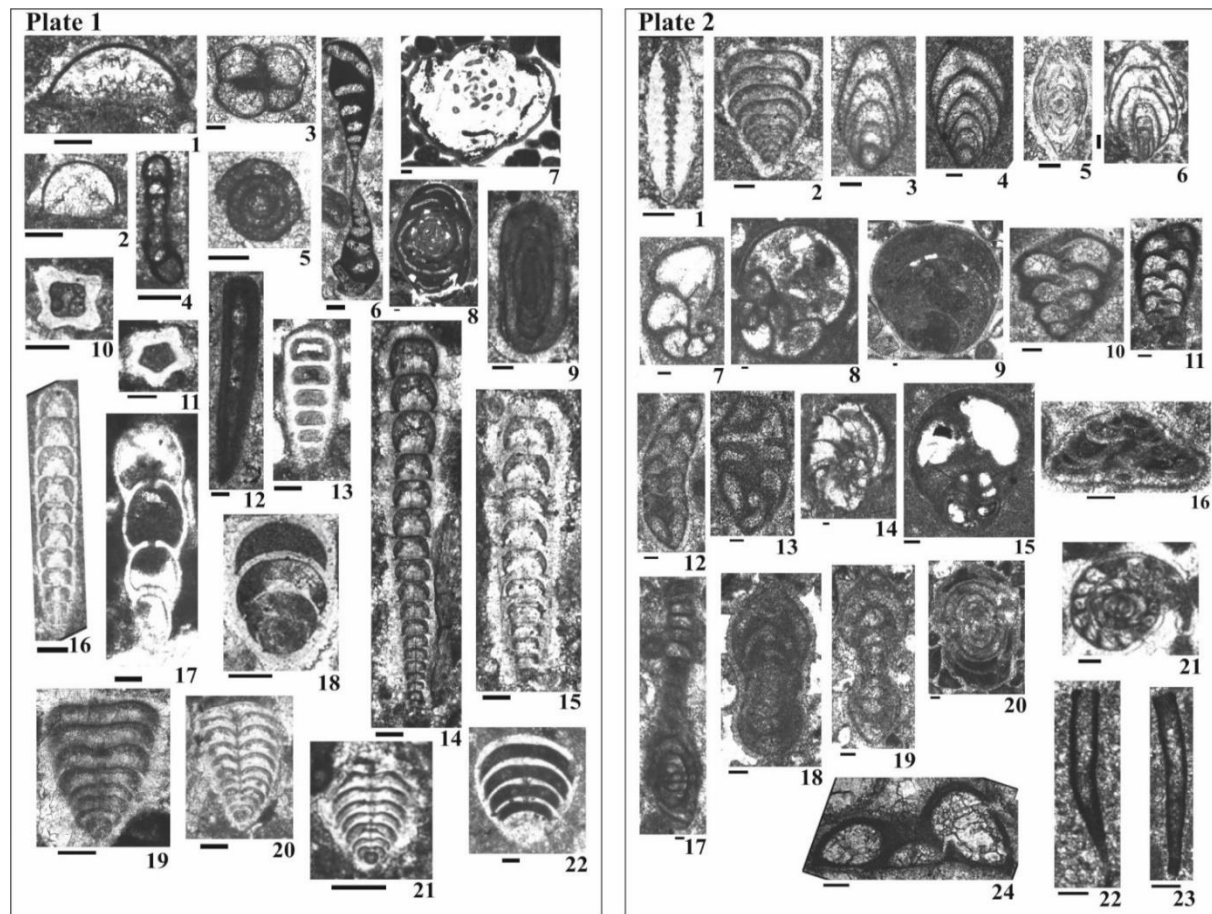
(2010) نسبتاً کمتر است. با این حال، تنوع میکروفونای منطقه مطالعه شده با مناطقی چون عربستان سعودی، ترکیه و دیگر برش‌های چینه‌شناسی جنوب ایران مقایسه شدنی است (Baghbani 1993; Vachard et al. 2005; Insalaco et al. 2006).

فرم‌های *Palaeofusulina* و *Colaniella* که شاخص سن چنگزینگین^۱ و متعلق به دریا‌های باز هستند، در محیط‌های محدود مانند پلاتفرم عربی و خلیج فارس مشاهده نشده‌اند؛ اما گروه‌هایی از روزنبران همچون *neodiscoids*، *hemigordiids*، *globivalvulinids* و *robuloidids* در این مناطق گزارش شده‌اند. در مجموعه مطالعه شده از گروه *globivalvulinids*، زیرخانواده‌های *Dagmaritinae*، *Globivalvulininae* و *Paradagmaritinae* تنوع و فراوانی به نسبت بالایی دارند. در این میان *Paradagmarita*، *Dagmarita*، *Globivalvulina* و *Labidagmarita* در افق‌های مختلف و به فراوانی مشاهده شده‌اند. حضور *P. monodi*، *P. flabeliformis*، *Glomomidiellopsis* و *planispiralis* تأییدی بر سن چنگزینگین (دوراشامین) برای عضو دالان بالایی است و در مناطق مجاور مانند عربستان سعودی، قفقاز، جنوب ترکیه و زاگرس نیز گزارش شده‌اند (Zaninetti et al. 1981; Pronina 2001; Nestell and Nestell 2001; Vachard et al. 2005; Insalaco et al. 2006; Mazaheri and Ghasemi-Nejad 2017; Tavakoli et al. 2020; Şahin and Altiner 2019; Haghighat et al. 2020). فراوانی *fusulinids* با ریخت‌شناسی پیچیده و متناسب به *schwagerinids* و *neoschwagerinids* نیز، سن لوپینگین^۲ را برای توالی‌های دالان بالایی تأیید می‌کند (Groves et al. 2005; Insalaco et al. 2006; Gaillot and Vachard 2007).

پس از ناپدید شدن بیش از ۹۰٪ روزنبران پرمین و آخرین حضور آنها نزدیک مرز پرمین-تریاس، حضور گونه‌های معرف شرایط نامساعد مانند *Ammodiscus kalhori* و *Hyperammina deformis* گونه‌های *microconchid* مانند *Microconchus phlyctaena* همراه با لایه‌های ترومبولیتی، سن گریسباچین را برای لایه‌های آغازین سازند کنگان نشان می‌دهد. این گونه‌ها در مناطقی مانند البرز مرکزی، آباد،

¹ Changxingian

² Lopingian



شکل ۱۱- روزن‌بران پرمین پسین- تریاس پیشین در نمونه‌های مطالعه‌شده (عضو دالان بالایی و سازند کنگان)، خلیج فارس

Fig 11- Late Permian- Early Triassic foraminifera occurring in the Upper Dalan Member and Kangan strata, Persian Gulf. Scale bars equal 100µm.

Plate 1: (1) *Eotuberitina reitlingerae* Miklukho-Maklay, axial section, well B, depth 3043.9 m; (2) *Eotuberitina sphaera* Lin, axial sections, well A, depth 2995.48 m; (3) *Floritheca variata* Gaillot and Vachard, indefinite section, well A, depth 2973.05 m; (4-5) *Ammodiscus kalthori* (Brönnimann, Zaninetti and Bozorgnia), 4 -subaxial section, well A, depth 2833.98 m; 5 -equatorial section, well A, depth 2822.94 m; (6) *Crassispirella hughesi* Gaillot and Vachard, axial section, well F, depth 3063.39 m; (7) *Glomomidielopsis tieni* Gaillot and Vachard, subequatorial section, well A, depth 2826.75 m; (8) *Glomomidielopsis* sp., subaxial section, well A, depth 2827.24 m.; (9) *Agathammina ovata* Wang, subaxial section, well A, depth 2934.05 m; (10) *Rectostipulina quadrata* Jenny-Deshusses, well B, depth 3035.78 m; (11) *Rectostipulina pentamerata* Groves, Altiner and Rettori, transverse section, well B, depth 3032.04 m; (12) *Rectostipulina* sp., longitudinal section, well F, depth 3122.77 m; (13) *Protonodosaria delicata* (Wang), subaxial section, well A, depth 2824.43 m; (14) *Protonodosaria mirabilis caucasica* (Miklukho-Maklay), axial section, well F, depth 3001.53 m; (15) *Protonodosaria camerata* (Miklukho-Maklay), axial section, well A, depth 2992.80 m; (16) *Protonodosaria sagitta* (Miklukho-Maklay), axial section, well E, depth 3176.82 m; (17) *Lingulonodosaria* sp. cf. *L. pyrula* (Sellier de Civrieux and Dessauvagie), subaxial section, well A, depth 2821.12 m; (18) *Langella* sp., axial section, well F, depth 2999.47 m; (19) *Geinitzina taurica* Sellier De Civrieux and Dessauvagie, axial section, well F, depth 3075.35 m; (20-21) *Geinitzina* sp., 20 -axial section, well E, depth 3146.58 m; 21 -lateral axial section, well F, depth 3015.88 m; (22) *Pachyphloides inflatus* (Miklukho-Maklay), axial section, well E, depth 3164.06 m.

Plate 2: (1) *Pachyphloia iranica* Bozorgnia, lateral axial section, well B, depth 3062.81 m; (2) *Pachyphloia schwageri* Sellier De Civrieux and Dessauvagie, axial section, well A, depth 2889.80 m; (3) *Fronidina* sp., close to axial sections, well A, depth 2979.42 m; (4) *Fronidina palmata* (Wang), axial section, well F, depth 3015.43 m; (5) *Robuloides lens?* Reichel, axial section, well A, depth 3007.5 m; (6) *Partisania* sp., axial section, well A, depth 2995.48 m; (7) *Globivalvulina graeca* Reichel, transverse section, well A, depth 2896.16 m; (8) *Paraglobivalvulina gracilis* Zaninetti and Altiner, subequatorial section, well A, depth 2891.20 m; (9) *Paraglobivalvulinoides septulifer* Zaninetti and Altiner, equatorial section, well A, depth 2826.75 m; (10) *Dagmarita altilis* Wang in Zhao et al., close to axial section, well E, depth 3149.50 m; (11) *Labiodagmarita vasleti* Gaillot and Vachard, axial section, well F, depth 3028.27 m; (12) *Paradagmarita flabelliformis* Zaninetti, Altiner and Çatai, axial section, well A, depth 2833.42 m; (13) *Paradagmarita callosa* Gaillot and Vachard, sagittal axial section, well F, depth 3061.88 m; (14) *Paradagmarita monodi* Lys in Lys and Marcoux, subequatorial section, well A, depth 2879.48 m; (15) *Paremiratella robusta* Gaillot and Vachard, axial sagittal section, well F, depth 3037.41 m; (16) *Tetrataxis* sp., axial section, well B, depth 3153.49 m; (17) *Reichelina pulchra* Miklukho-Maklay, axial section, well A, depth 2997.25 m; (18) *Staffella* cf. *hupehensis* Jing, axial section, well A, depth 2943.42 m; (19) *Nankinella* sp., axial section, well A, depth 2967.03 m; (20) *Sphaerulina* sp., subaxial section, well A, depth 2848.92 m; (21) *Schubertella* sp., subequatorial section, well B, depth 3154.01 m; (22-23) *Hyperammina deformis*, axial sections. 21 -well F, depth 2977.68 m, 22 -well A, depth 2849.49 m; (24) *Microconchus phlyctaena* (Brönnmann and Zaninetti), axial section, well B, depth 2952.30 m.

متئوریک است. افزون بر این، نسبت‌های پایین ($Mn/Sr < 10$) در بیشتر نمونه‌ها، مؤید حفظ ترکیب ایزوتوپی اولیه کربن است (Liu et al. 2023)؛ بنابراین نوسانات $\delta^{13}C$ در این مطالعه، بیانگر تغییرات واقعی در چرخه جهانی کربن در گذر پرمین-تریاس هستند، نه آثار ثانویه دیازنز. داده‌های ایزوتوپی توالی‌های مطالعه‌شده نشان می‌دهند که پیش از مرز پرمین-تریاس، افت ناگهانی در مقادیر $\delta^{13}C$ در دولوستون‌های عضو دالان بالایی در چاه‌های B و E رخ داده است. این افت هم‌زمان با کاهش تنوع روزنبران است و در مرز پرمین-تریاس نیز کاهش دیگری در مقادیر $\delta^{13}C$ مشاهده می‌شود. مقدار $\delta^{13}C$ از $+4\text{‰}$ در زیر مرز به -1‰ در واحد ترومبولیتی کاهش و سپس به سمت بالا دوباره افزایش می‌یابد (Haghighat et al. 2020). این افت ناگهانی $\delta^{13}C$ ناشی از عواملی مانند اختلاط آب‌های عمیق فاقد اکسیژن با مقدار کم $\delta^{13}C$ آب‌های سطحی اکسیژن‌دار (Rahimpour-Bonab et al. 2009; Korte and Kozur 2010) آزاد شدن متان از هیدرات‌های گازی کف دریا (Heydari and Hassanzadeh 2003; Brand et al. 2016) هوازدگی گسترده فلات قاره (Xie et al. 2007)، بالآمدگی (Saitoh et al. 2013)، ورود CO_2 حاصل از آتشفشان‌های سیبری (Korte et al. 2010) و تغییر در شیمی آب اقیانوس‌ها (Song et al. 2012) است. این رخدادها بیانگر آشفته‌گی جهانی در چرخه کربن در اقیانوس/ اتمسفر و تغییرات زیست‌محیطی گسترده در انتهای پرمین‌اند.

علاوه بر این، تغییرات منفی $\delta^{13}C$ نشانه‌ای از تغییر در شرایط اکسیداسیون-احیا در حوضه‌های رسوبی است. افت محسوس $\delta^{13}C$ در مرز پرمین-تریاس در منطقه مطالعه‌شده، احتمال گسترش شرایط بی‌هوازی یا کم‌اکسیژن را تقویت می‌کند. این افت محسوس در $\delta^{13}C$ ، نه تنها بیانگر آشفته‌گی جهانی در چرخه کربن است، از نظر دیرینه‌اقیانوسی نیز نشان‌دهنده گسترش شرایط بی‌هوازی یا کم‌اکسیژن در آب‌های سطحی و میانی است. در چنین شرایطی، کاهش نرخ فتوسنتز و تجزیه مواد آلی باعث افزایش غلظت کربن سبک (^{12}C) در سیستم اقیانوسی می‌شود و مقادیر $\delta^{13}C$ را به سمت

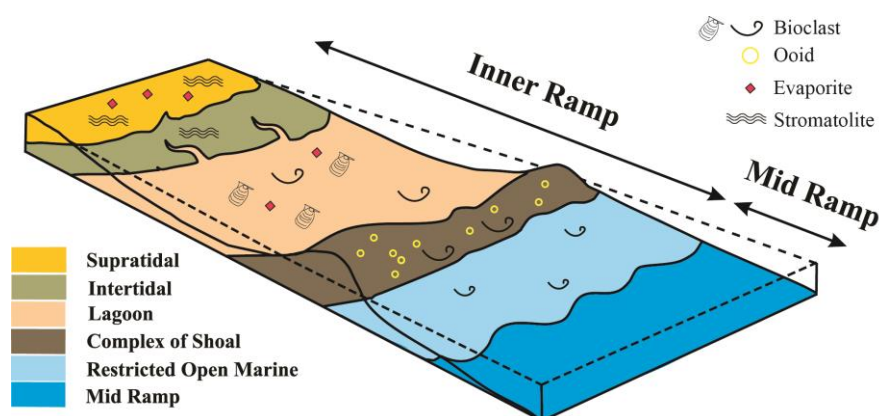
براساس ریزرخساره‌های شناسایی‌شده در توالی‌های مرز پرمین-تریاس منطقه بررسی‌شده، گسترش هریک از ریزرخساره‌ها و کمربند‌های رخساره‌ای در چاه‌های مطالعه‌شده تعیین و سپس با تحلیل آماری، شرایط محیط رسوبی آنها مشخص شد. بیشترین فراوانی ریزرخساره‌ها در چاه A (۶۵٪) مربوط به کمربند رخساره‌ای پیراکشندی و کولاب و کمترین فراوانی (۳۵٪) مربوط به محیط کم‌عمق بالای کشندی است. در چاه B نیز بیشترین فراوانی (۳۳٪) به کمربند رخساره‌ای کولاب و کمترین فراوانی (۷٪) به محیط کم‌عمق بالای کشندی اختصاص دارد. در چاه‌های E و F، بیشترین فراوانی (۳۳-۵۸٪) ریزرخساره‌ای مربوط به کمربند رخساره‌ای منطقه پیراکشندی و کمترین فراوانی (۵-۱۱٪) مربوط به محیط کم‌عمق بالای کشندی است. این نتایج نشان‌دهنده یکنواختی درخور توجه در پراکندگی ریزرخساره‌ها و کمربند‌های رخساره‌ای در چاه‌های مطالعه‌شده است (شکل ۱۲). علاوه بر این، مدل رخساره‌ای سطح شیب‌دار با شیب ملایم^۱ برای توالی‌های مطالعه‌شده پیشنهاد می‌شود که در آن ریزرخساره‌ها به صورت پیوسته از بخش‌های پرانرژی زیرکشندی و کولابی تا رخساره‌های بین‌کشندی و بالاکشندی تغییر می‌کنند. این مدل با الگوی پیشنهادی پیشین برای توالی‌های پرمین-تریاس در خلیج فارس و زاگرس (Insalaco et al. 2006; Tavakoli et al. 2018)، مطابقت دارد.

در کربنات‌های دریایی، فرآیندهای دیاژنتیکی نظیر تبلور مجدد، سیمان‌زایی و دولومیتی‌شدن نسبت‌های ایزوتوپی اولیه را دگرگون می‌کنند. برای ارزیابی این آثار، روند تغییرات $\delta^{13}C$ و $\delta^{18}O$ در نمونه‌های مطالعه‌شده با یکدیگر مقایسه شد. نبود همبستگی معنی‌دار میان این دو پارامتر، نشان می‌دهد که مقادیر $\delta^{13}C$ تا حد زیادی از تغییرات دیاژنتیکی مصون مانده‌اند. با این حال، تغییر تدریجی $\delta^{18}O$ به سوی مقادیر منفی‌تر در بخش‌های بالایی دالان و آغازین کنگان، نشانه تأثیر محدود فرآیندهای دیاژنتیکی محلی و واکنش با آب‌های

¹ Homoclinal ramp

شواهد رسوبی مانند حضور ساختارهای میکروبی و ترومبولیت‌ها در لایه‌های آغازین تریاس و نیز با افت شدید تنوع روزنیران هم‌خوانی دارد.

مقادیر منفی‌تر سوز می‌دهد (Korte & Kozur 2010; Brand et al. 2016)؛ بنابراین، کاهش $\delta^{13}\text{C}$ در مرز پرمین-تریاس در منطقه مطالعه‌شده، بیانگر کاهش تهویه آب دریا و استقرار شرایط بی‌هوازی در حوضه‌های کم‌عمق است. این تفسیر با



شکل ۱۲- مدل محیط‌رسوبی پیشنهادی برای سازندهای مطالعه‌شده (با تغییرات از Davoodi et al. 2024)

Fig 12- Proposed depositional model for the rock units studied (From Davoodi et al. 2024 with revisions).

بر این اساس پیشنهاد کردند که پدیده انقراض در مرز پرمین-تریاس تدریجی بوده و ارتباطی با برخورد شهاب‌سنگ نداشته است؛ بنابراین، کاهش یکنواخت $\delta^{18}\text{O}$ ، نشانگر گرمایش جهانی زمین در زمان گذر پرمین به تریاس است. با توجه به اینکه $\delta^{18}\text{O}$ تحت تأثیر دما، شوری و آب‌های جوی قرار دارد، اثر آن در کربنات‌های هم‌زمان به خوبی حفظ شده است.

مقادیر $\delta^{13}\text{C}$ و $\delta^{18}\text{O}$ در برش‌های چینه‌شناسی این مطالعه، با داده‌های دیگر مناطق ایران از جمله آباد و شهرضا (Heydari et al. 2001; Korte et al. 2004; Heydari et al. 2008; Korte and Richoz 2010; Richoz et al. 2010; Liu et al. 2013) (جلفا) (Angiolini et al. 2010; Schobben et al. 2016) ارتفاعات البرز (2010) et al. و همچنین با مقادیر گزارش‌شده از دیگر نقاط جهان (Korte and Kozur 2005; Luo et al. 2011) مقایسه‌شدنی است. این شباهت‌ها تأییدی بر وقوع یک انقراض جهانی در پایان پرمین‌اند.

نسبت $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ نیز در چاه‌های B، E و F، بلافاصله پس از مرز پرمین-تریاس افزایش یافته است. در چاه B این نسبت پیش از مرز کاهش شدید نشان می‌دهد؛ اما در مرز

در چاه‌های B و E، مقدار $\delta^{18}\text{O}$ نیز کاهش تدریجی را نشان می‌دهد که از لایه‌های پیش از مرز آغاز می‌شود و تا اوایل تریاس ادامه دارد. در چاه B، این کاهش از ۷٪- در گریسباجین پایین تا ۱٪- در دوراشامین بالا و در چاه E، از ۴٪- در بخش پایینی سازند کنگان تا ۱٪- در عضو دالان بالایی (نزدیک مرز پرمین-تریاس) متغیر است. کاهش تدریجی $\delta^{18}\text{O}$ از ۲۰ تا ۳۰ متر پیش از مرز آغاز می‌شود و تا لایه‌های آغازین تریاس ادامه می‌یابد. توکلی (Tavakoli 2015) معتقد است که تغییرات $\delta^{18}\text{O}$ در نهشته‌های گذر پرمین-تریاس خلیج فارس، عمدتاً تحت تأثیر شرایط محلی بوده است. او با ارائه شواهد پتروگرافی نشان داده است که عوامل دیاژنتیکی و واکنش با آب‌های جوی موجب کاهش $\delta^{18}\text{O}$ شده‌اند. به همین دلیل، مقادیر $\delta^{18}\text{O}$ در این منطقه، کمتر از برش‌های هم‌زمان در دیگر نقاط جهان است. مطالعات پیشین در ایران مرکزی (آباد) (Heydari et al. 2001) و چین (برش GSSP) (میشان) نیز نشان داده‌اند که مقادیر $\delta^{18}\text{O}$ تحت تأثیر دیاژنز جوی تغییر یافته است. لی و جونز (Li and Jones 2017)

کربناته، تحت تأثیر کنترل‌های زیستی درخور توجهی قرار دارد؛ به گونه‌ای که توزیع و تغییر اندازه آنها معرف تغییر در شرایط شیمیایی و فیزیکی محیط‌های دریایی و غیر دریایی است (Flügel 2010). گسترش چینه‌شناسی و تغییرات اندازه ائیدها در مرز پرمین-تریاس و پس از آن، که هم‌زمان با دگرگونی‌های شدید زیستی و محیطی است، بیانگر شرایط دیرینه‌محیطی آن زمان به شمار می‌آید. گسترش جهانی لایه‌های ائیدی و افزایش اندازه آنها بلافاصله پس از انقراض گروهی پرمین-تریاس، با شرایط کمبود اکسیژن، افزایش دما و نوسانات بزرگ در مقدار ایزوتوپ کربن همراه بوده است؛ پدیده‌ای که نشان‌دهنده نابودی گسترده و فاجعه‌آمیز اکوسیستم‌هاست (Tian et al. 2015).

وجود ریزرخساره‌های حاوی ائید در مرز پرمین-تریاس در خلیج فارس را پیش‌تر پیروی و همکاران (Peyravi et al. 2010) و عبدالملکی و توکلی (Abdolmaleki and Tavakoli 2016) گزارش کرده‌اند. در این پژوهش، بررسی اندازه ائیدها در لایه‌های گذر اواخر پرمین به اوایل تریاس نشان‌دهنده تغییرات درخور توجهی در اندازه آنهاست که با نتایج گزارش شده از دیگر مناطق جهان مانند جنوب چین، اسلوانی، اتریش، مجارستان و ایتالیا (Tian et al. 2015) هم‌خوانی دارد. اندازه میانگین ائیدها در مقاطع نازک مربوط به نمونه‌های انتهای پرمین در چاه‌های مطالعه شده ۰.۵ میلی‌متر است؛ در حالی که در لایه‌های قاعده تریاس به حدود ۰.۸ میلی‌متر می‌رسد (شکل ۱۳). این افزایش اندازه که حاکی از وجود محیطی پرتنش در این بازه زمانی است، با آشفستگی در نمودارهای ایزوتوپی مطابقت دارد.

مجدداً افزایش می‌یابد. در چاه E دو اوج مشخص، یکی پیش از مرز در دوراشامین پسین و دیگری بالاتر از مرز در واحد تروبولیتی دیده می‌شود. در چاه F نیز، حدود ۶ متر بالاتر از مرز افزایش چشمگیری مشاهده می‌شود. استرانسیوم دریایی به دست آمده از نمونه‌های مطالعه شده، تحت تأثیر فعالیت‌های آتش‌فشانی و قاره‌ای قرار گرفته است و افزایش نسبت $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ احتمالاً نتیجه افزایش فرسایش قاره‌ای و ورود استرانسیوم بیشتر به حوضه‌های رسوبی در اثر شرایط گلخانه‌ای پایان پرمین است (Korte et al. 2004, 2006; Song et al. 2015; Tavakoli et al. 2018; Wang et al. 2018). دست آمده با داده‌های مشابه از دیگر برش‌های ایران و جهان (Korte et al. 2004; Liu et al. 2013; Dudás et al. 2017) هم‌خوانی دارد.

به‌طور کلی، تغییرات ایزوتوپی در نزدیکی مرز پرمین-تریاس در هر سه چاه با تغییرات سنگ‌شناسی از سنگ‌آهک به دولوستون و نیز با کاهش تنوع روزنیران هم‌زمان است. این تغییرات نشان‌دهنده آشفستگی ژئوشیمیایی و محیطی در مقیاس جهانی در زمان انقراض بزرگ پرمین-تریاس هستند. مقادیر $\delta^{18}\text{O}$ ، $\delta^{13}\text{C}$ و $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ این مطالعه نیز با داده‌های مناطق مختلف حوضه پالتوتیس مطابقت دارند. پیش از این نیز، روندهای مشابهی از تغییر ایزوتوپ‌های یادشده در مرز PTB از منطقه خلیج فارس گزارش شده‌اند (Tavakoli and Rahimpour-Bonab 2012; Tavakoli 2015; Haghghat et al. 2020).

دیرینه بوم‌شناسی

تشکیل ائیدها، یکی از اجزای غیر زیستی سازنده سنگ‌های

Paleogeography (locality)	Chronostratigraphy	Ooids size (mm)
Eastern Tethys (South China)	uppermost Permian-Griesbachian	0.15-0.9
Western Tethys (Slovenia)	uppermost Permian	0.3-0.5
Western Tethys (Slovenia)	lowermost Triassic	0.2-0.4
Western Tethys (Austria)	Griesbachian	0.65-0.7
Western Tethys (Hungary)	uppermost Permian	0.15-0.4
Western Tethys (Hungary)	lowermost Triassic	~ 0.7
Western Tethys (Italy)	uppermost Permian	0.25-0.4
Cimmerian and Arabian plates (Iran: this study)	uppermost Permian-Griesbachian	0.5-0.8
Panthalassa and other areas (USA)	Griesbachian	0.2-10
Panthalassa and other areas (Japan)	Upper Permian	0.4-1

شکل ۱۳- مقایسه تغییرات اندازه ائیدها در نمونه مطالعه‌شده (عضو دالان بالایی و سازند کنگان) با داده‌های گزارش‌شده از دیگر مناطق جهان (داده‌ها نقل از Tian et al. 2015).

Fig 13- Comparison of ooids size variation in the samples studied (Upper Dalan Member and Kangan Formation) with those reported (Tian et al. 2015) from beyond Iran.

(Gaillot et al. 2009) و در برش داجیانگ^۳ ۰.۴۷۸ میلی‌متر (حداکثر ۱.۰۱۷ و حداقل ۰.۱۹۷ میلی‌متر) (Song et al. 2009b) گزارش شده است.

همان‌طور که اشاره شد، تغییر اندازه روزنبران در گذر پرمین به تریاس نشان‌دهنده تغییر شرایط اکسیژنی محیط رسوبی است. در نمونه‌های مطالعه‌شده، میانگین طول روزنبران‌های بتتیک در انتهای پرمین حدود ۰.۷۲ میلی‌متر است و با رسیدن به لایه‌های آغازین تریاس، کاهش یا افزایش اندازه در برخی گونه‌ها مشاهده می‌شود. این تغییر اندازه، هم‌زمان با کاهش تنوع روزنبران و تغییر لیتولوژی از سنگ آهک به دولوستون است که نشان می‌دهد محیط رسوبی از حالت اکسیژن‌دار نسبی (oxic) در پرمین، به محیط کم یا فاقد اکسیژن (dysoxic/anoxic) در اوایل تریاس تغییر کرده است. این تغییر همچنین با کاهش تدریجی $\delta^{18}O$ و افت شدید $\delta^{13}C$ در مرز PTB همخوانی دارد و شواهد ژئوشیمیایی و رسوب‌شناسی موجود، از جمله حضور ساختارهای میکروبی و ترومبولیت‌ها، این انتقال محیطی را تأیید می‌کند.

نمودارهای ایزوتوپی به‌عنوان شاخص‌های ژئوشیمیایی، در توالی‌های انتهای پرمین منطقه مطالعه‌شده، روند کاهشی و منفی را نشان می‌دهند. بیشترین افت در مرز گذر پرمین -

روزنبران نیز ابزاری کارآمد برای بازسازی محیط‌های دیرینه در پلاتفرم‌های کربناته قدیمی به کار رفته‌اند. بیشتر روزنبران امروزی در منطقه خلیج فارس و در آب‌های کم‌عمق و گرم زندگی می‌کنند. الگوی پراکندگی جغرافیایی روزنبران بتتیک در محیط‌های عهد حاضر، عمدتاً تحت تأثیر دما و شوری آب قرار دارد (Murray 2006). مجموعه روزنبران شناسایی‌شده در نمونه‌های چاه‌های مطالعه‌شده، مشابه مجموعه‌های کم‌عمق منطقه تیس در عرض جغرافیایی پایین است.

همچنین اندازه روزنبران در نمونه‌های بررسی‌شده، نشانگر شرایط کم‌اکسیژن در محیط رسوب‌گذاری است؛ برای مثال، میانگین طول پوسته در گونه‌های خانواده Nodosariida برابر با ۰.۷۲ میلی‌متر اندازه‌گیری شده است (حداکثر ۱.۴۲۶ و حداقل ۰.۲۶۷ میلی‌متر). این مقادیر با داده‌های مربوط به محیط‌های کم‌عمق دیگر نواحی جهان مقایسه‌شدنی‌اند؛ به‌گونه‌ای که میانگین اندازه در مقاطع چینه‌شناسی جنوب چین مانند برش داتین^۱ ۰.۴۵۹ میلی‌متر (حداکثر ۱.۳۳ و حداقل ۰.۱۸ میلی‌متر) (Zhang and Hong 2004)، در برش لارن^۲ ۰.۵۲۵ میلی‌متر (حداکثر ۱.۳ و حداقل ۰.۷۵ میلی‌متر)

¹ Datian

² Laren

³ Dajiang



گذار از محیط اکسیژن دار اواخر پرمین به محیط فاقد/کم اکسیژن در اوایل تریاس با کاهش مقادیر ایزوتوپ های کربن و اکسیژن هم زمان و بیانگر شرایط ناپایدار و نامطلوب زیستی در اقیانوس های دوره گذر پرمین-تریاس است.

نتیجه

توالی های مرز پرمین- تریاس (عضو دالان بالایی- سازند کنگان) در بخش مرکزی خلیج فارس، عمدتاً شامل سنگ آهک و دولوستون هستند. بررسی مقاطع نازک نمونه های چهار حلقه چاه A, B, E, و F بر کمان قطر- فارس و نواحی مجاور، به شناسایی ریزرخساره هایی منجر شد که نمایانگر رسوب گذاری در پهنه های کشندی، کولاب و پشته های زیرآبی اند و روند کاهش عمق از محیط کولاب به محیط کشندی را در گذر پرمین به تریاس نشان می دهند. لایه های بالایی سازند دالان نمایانگر رسوب گذاری در محیطی با انرژی بالا و احتمالاً همراه با افزایش میزان اکسیژن (بین کشندی تا پایین کشندی کم عمق) هستند. حضور ساختارهای میکروبی و ترومبولیت ها در طبقات اوایل تریاس نیز، بیانگر رسوب گذاری در رمپ کربناته کم عمق و محیط های کم اکسیژن یا فاقد اکسیژن است.

تغییرات نمودارهای $\delta^{13}\text{C}$ ، $\delta^{18}\text{O}$ ، و $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ در نمونه های مطالعه شده با کاهش تنوع روزنبران، ناپدید شدن آنها در مرز پرمین- تریاس و تغییر لیتولوژی از سنگ آهک به دولوستون همراه بوده است. این تغییرات عمده در ایزوتوپ ها، پاسخ زیستی به آشفتگی شدید محیطی و انقراض/کاهش موجودات در گذر پرمین-تریاس تفسیر می شود.

بر اساس الگوی پراکندگی روزنبران، دو زیست زون تجمع می محلی شامل- *Glomomidiellopsis* sp. *Paradagmarita* sp. assemblage zone (در چاه های E, B و F) و *Glomomidiellopsis tieni-Paradagmarita* sp. assemblage zone (در چاه A)، معرف سن چنگزینگین برای عضو دالان بالایی و یک زیست زون تجمع می محلی با عنوان *Microconchus phlyctaena-Ammodiscus kalhori*

تریاس و در لایه های ابتدایی تریاس (آغاز واحد ترومبولیتی) مشاهده می شود که با کاهش تنوع و ناپدید شدن روزنبران در این مرز و همچنین تغییر لیتولوژی از سنگ آهک به دولوستون هم زمان است. همان طور که اشاره شد، تغییر لیتولوژی از سنگ آهک به دولوستون در گذر پرمین به تریاس، نشان دهنده تغییر شرایط محیطی است. سنگ آهک های انتهای پرمین عمدتاً در محیط های اکسیژن دار نسبی و نسبتاً پایدار رسوب گذاری شده اند؛ در حالی که دولوستون های آغازین تریاس بیانگر رسوب گذاری در محیط های کم یا فاقد اکسیژن (dysoxic/anoxic) و با تغییر شوری اند. این تغییر لیتولوژیکی با کاهش تنوع زیستی، کاهش اندازه و تنوع روزنبران، حضور ترومبولیت ها و ساختارهای میکروبی و تغییرات ایزوتوپی $\delta^{13}\text{C}$ و $\delta^{18}\text{O}$ هم خوانی دارد و نمایانگر شرایط محیطی ناپایدار و پرتنش در بازه گذر پرمین-تریاس است. بررسی هم زمان داده های ایزوتوپی ($\delta^{13}\text{C}$ ، $\delta^{18}\text{O}$ و $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) با ویژگی های ریزرخساره ای و پارامترهای اندازه گیری شدنی از جمله اندازه ائیدها و روزنبران نشان می دهد که نوسانات ایزوتوپی با تغییر در اندازه دانه ها (ائیدها و روزنبران) و همچنین با تغییر در تنوع میکروفونایی هم خوانی دارد. این همبستگی نشانگر اثر شرایط فیزیکوشیمیایی محیط بر رشد و اندازه این اجزای کربناته است و در نمودارهای ایزوتوپی و ستون های چینه شناسی مقاله به صورت تلفیقی نمایش داده شده است. در مقیاس جهانی، تغییرات ایزوتوپ های کربن و اکسیژن، پاسخ زیستی به آشفتگی شدید محیطی، انقراض گروهی موجودات و افت سطح دریا در مرز پرمین- تریاس تفسیر شده است (Korte et al. 2018; Korte and Kozur 2010; Tavakoli et al. 2004). وجود رخساره گریستون/پکستون اوولیتیک- پلوئیدال در بخش های بالایی سازند دالان، بیانگر رسوب گذاری در محیطی با انرژی بالا و احتمالاً دارای میزان اکسیژن بیشتر است. در مقابل، حضور ساختارهای میکروبی و ترومبولیت ها در لایه های آغازین تریاس، نشان دهنده رسوب گذاری در رمپ کربناته با شرایط کم اکسیژن یا فاقد اکسیژن در آن زمان است؛ بنابراین،

- Persian].
- Aghanabati A. 2013. Geology of Iran. Geological survey of Iran, 640p., [In Persian].
- Al-Jallal I. 1995. The Khuff Formation: its regional reservoir potential in Saudi Arabia and other Gulf countries; depositional and stratigraphic approach. In "Middle East Petroleum Geosciences Conference, GEO", 94: 103–119.
- Altiner D. Özkan-Altiner S. and Koçyiğit A. 2000. Late Permian foraminiferal biofacies belts in Turkey: palaeogeographic and tectonic implications. Geological Society, London, Special Publications, 173(1): 83-96. <https://www.lyellcollection.org/doi/10.1144/GSL.SP.2000.173.01.04>
- Alway R.H. Broomhall R.W. Hulstrand R.F. Al-Mansoori A. Abdalla A.A. and Al-Aidarous A. 2002, Sequence stratigraphy of the Khuff Formation comparing subsurface and outcrop data (Arabian Plate, U.A.E.). Abu Dhabi International Petroleum Exhibition and Conference, 11p.
- Angiolini L. Checconi A. Gaetani M. and Rettori R. 2010. The latest Permian mass extinction in the Alborz Mountains (North Iran). Geological Journal, Geol.45: 216-22. <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/pdf/10.1002/gj.1203>
- Arefifard S. and Shahinfar S. 2021. The biotic crisis of end-Guadalupian in the Hambast Valley section, Abadeh, southwest Iran and its comparison with coeval deposits in eastern Tethys. Journal of Stratigraphy and Sedimentology Researches, 37(3): 91-112. [In Persian]. [10.22108/JSSR.2021.126921.1197](https://doi.org/10.22108/JSSR.2021.126921.1197)
- Baghbani D. 1990. Biostratigraphy of Permian sediments in the Zagross Basin. Doctoral dissertation, M. Sc. Thesis, Islamic Azad Univ., North Tehran Branch, 74 p. [In Persian].
- Baghbani D. 1993. The Permian sequence in the Abadeh region, Central Iran. Occasional Publication, Earth Sciences and Resources Institute, University of South Carolina, New Series, B, 9: 7-22.
- Baharlouei Yancheshmeh S. Ghasemi-Nejad E. Rahimpour-Bonab H. and Aghanabati S.A. 2018. Biostratigraphy, sequence stratigraphy and depositional environment of the Dalan and Kangan formations in Lavan Gas Field in Persian Gulf, with emphasis on Permian-Triassic boundary. Scientific Quarterly Journal, Geosciences, 27(108): 169-180, [In Persian]. <https://www.magiran.com/paper/showpdf/8562b3c3-6309-4de5-9a1f-d01b52672e0c?p=1880180&m=1249>
- Brand U. Blamey N. Garbelli C. Griesshaber E. Posenato R. Angiolini L. Azmy K. Farabegoli E. and Came R. 2016. Methane Hydrate: Killer cause of Earth's greatest mass extinction. Palaeoworld, 25(4): 496-507. <https://www.sciencedirect.com/science/article/abs/pii/S18>
- assemblage zone معرف سن گریسباچین برای لایه‌های آغازین سازند کنگان پیشنهاد شده است. این تعیین سن‌ها با نتایج مطالعات فسیل‌شناسی پیشین سازندهای دالان و کنگان همخوانی دارد. با توجه به فراوانی نسبی *Paradagmarita* در توالی‌های مطالعه‌شده و سنگ‌های تقریباً هم‌زمان در ترکیه، قفقاز، عربستان سعودی و بخش‌هایی از عمان، این نواحی در اواخر پرمین، یک ایالت زیست‌جغرافیایی واحد را تشکیل می‌دادند. بررسی شواهد چینه‌شناسی و زیستی در چهار چاه مطالعه‌شده نشان می‌دهد که رسوب‌گذاری در مرز پرمین-تریاس در بخش مرکزی خلیج فارس به‌صورت ناپیوسته و با یک وقفه‌چینه‌ای محدود رخ داده است. نبود بخشی از رسوبات چنگزینگین و کاهش ناگهانی تنوع روزنبران در حد فاصل واحدهای دالان بالایی و آغازین کنگان، بیانگر یک گسست نسبی در رسوب‌گذاری و تغییر سریع شرایط رسوبی در این مرز است.
- تغییر اندازه‌اانیدها در مقاطع نازک نمونه‌های انتهای پرمین از ۰.۵ به حدود ۰.۸ میلی‌متر در لایه‌های قاعده‌تریاس، حاکی از رسوب‌گذاری در محیطی پرتنش، گرم و کم‌اکسیژن یا فاقد اکسیژن است و با تغییرات نمودارهای ایزوتوپی عناصر پایدار همخوانی دارد. همچنین اندازه‌روزنبران بتتیک نشان می‌دهد که بیشتر فرم‌های بررسی‌شده مربوط به آب‌های کم‌عمق و گرم است و با مجموعه‌های کم‌عمق منطقه‌تتیس در عرض‌های جغرافیایی پایین شباهت دارند.

References

- Abdolmaleki J. and Tavakoli V. 2016. Anachronistic facies in the Early Triassic successions of the Persian Gulf and its palaeoenvironmental reconstruction. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 446: 213-224. DOI:10.1016/j.palaeo.2016.01.031
- Abdolmaleki J. Tavakoli V. and Asadi-Eskandar A. 2016. Sedimentological and diagenetic controls on reservoir properties in the Permian-Triassic successions of Western Persian Gulf, Southern Iran. Journal of Petroleum Science and Engineering, 141: 90–113. DOI:10.1016/j.petrol.2016.01.020
- Aghanabati A. 2009. Stratigraphic Lexicon of Iran, V. 2. Devonian–Permian. National Geosciences Directory of Iran. Geological Survey of Iran, [In



- foraminíferos e implicaciones paleogeográficas del Capitanense al Changhsingiense (Pérmico Medio-Superior). *Coloquios de Paleontología*, 57: 37–223.
- Gaillot J. Vachard D. Galfetti T. and Martini R. 2009. New latest Permian foraminifers from Laren (Guangxi Province, South China): palaeobiogeographic implications. *Geobios*, 42: 141–168.
- Gregg J.M. and Shelton K.L. 1990. Dolomitization and dolomite neomorphism in the back reef facies of the Bonnetterre and Davis formations (Cambrian), southeastern Missouri. *Journal of Sedimentary Research*, 60(4): 549-562.
- Groves J.R. Altiner D. and Rettori R. 2005. Extinction, survival, and recovery of lagenide foraminifers in the Permian–Triassic boundary interval, central Taurides, Turkey. *Journal of Paleontology*, 79(62): 1-38.
- Haghighat N. Hashemi H. Tavakoli V. and Nestell G.P. 2020. Permian–Triassic extinction pattern revealed by foraminifers and geochemical records in the central Persian Gulf, southern Iran. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 543(1): 13. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2020.109588>.
- Heydari E. Hassanzadeh J. Wade W. and Ghazi A. 2003. Permian–Triassic boundary interval in the Abadeh section of Iran with implications for mass extinction: Part 1–Sedimentology. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 193(3-4): 405-423.
- Heydari E. Wade W.J. and Hassanzadeh J. 2001. Diagenetic origin of carbon and oxygen isotope compositions of Permian–Triassic boundary strata. *Sedimentary Geology*, 143(3-4): 191-197.
- Heydari E. Arzani N. and Hassanzadeh J. 2008. Mantle plume: The invisible serial killer—Application to the Permian–Triassic boundary mass extinction. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 264(1-2): 147-162. <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0031018208002150>
- Insalaco E. Virgone A. Courme B. Gaillot J. Kamali M. Moallemi A. Lotfpour M. and Monibi S. 2006. Upper Dalan Member and Kangan Formation between the Zagros Mountains and offshore Fars, Iran: depositional system, biostratigraphy and stratigraphic architecture. *GeoArabia*, 11: 75–176. <https://ui.adsabs.harvard.edu/abs/2006GeoAr..11...75I/abstract>
- Jamalian A. and Tavakoli V. 2022. Heterogeneity evaluation of pore types based on dipole shear sonic imager logs by means of statistical parameters, the central Persian Gulf. *Geophysical Prospecting*, 70(9): 1565–1579. DOI: 10.1111/1365-2478.13262.
- Kakemem U. Adabi M.H. and Dehyadegari Mahmoudi E. 2020. Sedimentary environment, sequence stratigraphy and reservoir characterization of the 71174X16300488
- Brand U. Posenato R. Came R. Affek H. Angiolini L. Azmy K. and Farabegoli E. 2016. The end-Permian mass extinction: A rapid volcanic CO₂ and CH₄–climatic catastrophe. *Chemical Geology*, 422: 85–93.
- Brönnimann P. Zaninetti L. and Bozorgnia F. 1972. Triassic (Scythian) smaller foraminifera from the Elika Formation of the central Alborz, northern Iran, and from the Siusi Formation of the Dolomites, northern Italy. *Mitteilung Gesellschaft der Geologie-und Bergbaustudenten, Innsbruck*, 21: 861-884.
- Davoodi S. Asadolahi Shad S. and Tavakoli V. 2024. A fresh look at the Lucia classification using mud- and grain-dominated reservoirs of the Persian Gulf. *Geoenergy Science and Engineering*, 232: 212437.
- Davydov V. I. and Sakineh A. 2013. Middle Permian (Guadalupian) fusulinid taxonomy and biostratigraphy of the mid-latitude Dalan Basin, Zagros, Iran and their applications in paleoclimate dynamics and paleogeography. *GeoArabia*, 18(2): 17-62.
- Dudás F.Ö. Yuan D.X. Shen S.Z. and Bowring S.A. 2017. A conodont-based revision of the ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr seawater curve across the Permian-Triassic boundary. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 470: 40-53. <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0031018217300135>
- Dunham R.J. 1962. Classification of carbonate rocks according to depositional texture, in W.E. Ham, (Ed.), *Classification of carbonate rocks*, American Association of Petroleum Geologist Memoir, 1: 108–121.
- Embry A.F. and Klovan J.E. 1971. A late Devonian reef tract on northeastern Banks Island, NWT. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, 19: 730-781.
- Erwin D.H. 2006. Extinction: How life on Earth nearly ended 250 million years ago. *The Quarterly Review of Biology*, 81(4):385-385.
- Flügel E. 2004. *Microfacies of Carbonate Rocks: Analysis, Interpretation and Application*. Springer, 976p.
- Flügel E. 2010. *Microfacies of Carbonate Rocks, Analysis, Interpretation and Application*, second edition, Springer- Verlag, Berlin, 1006 p.
- Folk R.L. 1959. Practical petrographic classification of limestones. *American Association of Petroleum Geologist Bulletin*, 43(1): 1-38.
- Gaillot J. and Vachard D. 2007. The Khuff Formation (Middle East) and time-equivalents in Turkey and South China: biostratigraphy from Capitanian to Changhsingian times (Permian), new foraminiferal taxa, and palaeogeographical implications/La Formación Khuff (Oriente Medio) y sus equivalentes cronológicos de Turquía y China del Sur: bioestratigrafía, nuevos taxones de

004-0406-7

- Korte C. Pande P. Kalia P. Kozur H.W. Joachimski M.M. and Oberhänsli H. 2010. Massive volcanism at the Permian–Triassic boundary and its impact on the isotopic composition of the ocean and atmosphere. *Journal of Asian Earth Sciences*, 37(4): 293-311. <https://www.sciencedirect.com/science/article/abs/pii/S1367912009002028>
- Li R. and Jones B. 2017. Diagenetic overprint on negative $\delta^{13}\text{C}$ excursions across the Permian/Triassic boundary: A case study from Meishan section, China. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 468: 18-33. <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0031018216307933>
- Liu B. Wang Y. Zhang L. Wu S. and Chen J. 2023. Assessing diagenetic alteration of carbon and oxygen isotopes in marine carbonates: Constraints from Mn/Sr ratios and microstructural features. *Marine Geology*, 458, 107064.
- Liu X.C. Wang W. Shen S.Z. Gorgij M.N. Ye F.C. Zhang Y.C. Furuyama S. Kano A. and Chen X.Z. 2013. Late Guadalupian to Lopingian (Permian) carbon and strontium isotopic chemostratigraphy at the Abadeh section, central Iran. *Gondwana Research*, 24(1):222-232. <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S1342937X12003498>
- Lotfpoor M. Moalemi S. A. and Tahmasabi A. R. 2000. Biostratigraphy and lithostratigraphy of Khuff Formation in Salman field (south of Persian Gulf) with a special reference on the Permo-Triassic boundary. 4th Congress of Iranian Society of Geology, Iran, [In Persian].
- Luo G. Wang Y. Algeo T.J. Kump L.R. Bai X. Yang H. Yao L. and Xie S. 2011. Enhanced nitrogen fixation in the immediate aftermath of the latest Permian marine mass extinction. *Geology*, 39(7): 647-650. <https://pubs.geoscienceworld.org/gsa/geology/article/39/7/647/130602/Enhanced-nitrogen-fixation-in-the-immediate>
- Mazaheri-Johari M. and Ghasemi-Nejad E. 2017. Paleoenvironment, biostratigraphy and sequence stratigraphic studies of the Permian-Triassic boundary of the offshore Persian Gulf, Iran: using an integrated approach. *Geopersia*, 7: 35–54. [10.22059/GEOPE.2017.207609.648289](https://doi.org/10.22059/GEOPE.2017.207609.648289)
- Miklukho-Maklay K.V. 1954. Foraminifera of Upper Permian strata of the northern Caucasus. *Trudy Vses. Nauchno-Issledovatel'skogo Instituta*: 1-162.
- Mohammadi M. Kadkhodaie A. Rahimpour-Bonab H. and Aleali M. 2024. Sequence stratigraphy, diagenesis, and geological zonation of the Lower Triassic carbonate reservoir of the Kangan Formation from the central to northern Persian Gulf. *Carbonates and Evaporites*, 39(3): 567-589.
- Murray J.W. 2006. Ecology and Applications of Kangan Formation in South of Pars Gas Field, Iran. *Scientific Quarterly Journal, Geosciences*, 29(115): 75-86, [In Persian]. https://www.gsjournal.ir/article_108006_en.html
- Kakemem U. Jafarian A. Husinec A. Adabi M.H. and Mahmoudi A. 2021. Facies, sequence framework, and reservoir quality along a Triassic carbonate ramp: Kangan Formation, South Pars Field, Persian Gulf Superbasin. *Journal of Petroleum Science and Engineering*, 198 p.
- Kalantari A. 1994. Zagros Lithostratigraphy and Microfacies. National Iranian Oil Company, Geological Lab, Zagros, 421p.
- Karimkhani S. Tavakoli V. Cheshomi A. and Rahimpour-Bonab H. 2025. Constructing a geomechanical conceptual model for Permian–Triassic reservoirs of the Persian Gulf. *Bulletin of Engineering Geology and the Environment*, 84(3): 140. DOI: [10.1007/s10064-025-04166-6](https://doi.org/10.1007/s10064-025-04166-6).
- Kashfi M.S. 2000. Greater Persian Gulf Permian-Triassic stratigraphic nomenclature requires study. *Oil & Gas Journal*, 98: 36–36.
- Kaveh-Ahangar S., Nozaem R. and Tavakoli V. 2023. The effects of planar structures on reservoir quality of Triassic Kangan Formation in the central Persian Gulf: an integrated approach. *Journal of African Earth Sciences*, 197: 104764. DOI: [10.1016/j.jafrearsci.2022.104764](https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2022.104764).
- Koehler B.S. Heymann C. Prousa F. and Aigner T. 2010. Multiple-scale facies and reservoir quality variations within a dolomite body–outcrop analog study from the Middle Triassic, SW German Basin. *Marine and Petroleum Geology*, 27: 386-411.
- Konyuhov A. and Maleki B. 2006. The Persian Gulf Basin: Geological history, sedimentary formations, and petroleum potential. *Lithology and Mineral Resources*, 41: 344–361.
- Korte C. and Kozur H.W. 2005. Carbon isotope stratigraphy across the Permian/Triassic boundary at Jolfa (NW-Iran), Peitlerkofel (Sas de Pütia, Sass de Putia), Pufels (Bula, Bulla), Tesero (all three Southern Alps, Italy) and Gerennavár (Bükk Mts., Hungary). *Journal of Alpine Geology*, 47: 119-135.
- Korte C. and Kozur H.W. 2010. Carbon-isotope stratigraphy across the Permian–Triassic boundary: a review. *Journal of Asian Earth Sciences*, 39: 215–235.
- Korte C. Jasper T. Kozur H.W. and Veizer J. 2006. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ record of Permian seawater. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 240(1-2): 89-107.
- Korte C. Kozur H.W. Joachimski M.M. Strauss H. Veizer J. and Schwark L. 2004. Carbon, sulfur, oxygen and strontium isotope records, organic geochemistry and biostratigraphy across the Permian/Triassic boundary in Abadeh, Iran. *International Journal of Earth Sciences*, 93: 565–581. <https://link.springer.com/article/10.1007/s00531-004-0000-0>



- diagenetic controls on fracturing: An application in rock engineering systems. *Journal of Geophysics and Engineering*, 13(6): 928–939. DOI: [10.1088/1742-2132/13/6/928](https://doi.org/10.1088/1742-2132/13/6/928).
- Rahimpour-Bonab H. 2007. A procedure for appraisal of a hydrocarbon reservoir continuity and quantification of its heterogeneity. *Journal of Petroleum Science and Engineering*, 58(1-2): 1-12. <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0920410506002890>
- Rahimpour-Bonab H. Asadi-Eskandar A. and Sonei R. 2009. Effects of the Permian–Triassic boundary on reservoir characteristics of the South Pars gasfield, Persian Gulf. *Geological Journal*, 44(3): 341-364. <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1002/gj.1148>
- Rahimpour-Bonab H. Esrafil-Dizaji B. and Tavakoli V. 2010. Dolomitization and anhydrite precipitation in Permo-Triassic carbonates at the South Pars Gasfield, Offshore Iran: Controls on reservoir quality. *Journal of Petroleum Geology*, 33: 43–66. <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1111/j.1747-5457.2010.00463.x>
- Rezavand N. Jahani D. and Asilian H. 2016. Facies, sedimentary environment and sequence stratigraphy of Dalan Formation in South Fars, Iran (Qatar-South Fars Arch) Well ASL-A. *Open Journal of Geology*, 6(8): 944-962.
- Rezvannia F. Mosaddegh H. Biranvand B. Nestell G. P. and Tavakoli V. 2025. Late Permian–Early Triassic transition in the carbonate–evaporite strata of the eastern part of the Qatar–Fars Arch, Persian Gulf basin. *Marine and Petroleum Geology*, 107524.
- Richoz S. 2006. Stratigraphie et variations isotopiques du carbone dans le Permien supérieur et le Trias inférieur de quelques localités de la Néotéthys (Turquie, Oman et Iran). *Institut de Géologie et Paléontologie*, 46: 2484. <https://iris.unil.ch/entities/publication/1c43c12b-a62c-4d8d-9e02-57792e8230e7>
- Richoz S. Krystyn L. Baud A. Brandner R. Horacek M. and Mohtat-Aghai P. 2010. Permian–Triassic boundary interval in the Middle East (Iran and N. Oman): Progressive environmental change from detailed carbonate carbon isotope marine curve and sedimentary evolution. *Journal of Asian Earth Sciences*, 39: 236–253. <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S1367912009002685>
- Şahin N. and Altiner D. 2019. Testing of Permian–Lower Triassic stratigraphic data in a half-graben/tilt-block system: evidence for the initial rifting phase in Antalya Nappes. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 56(11): 1262-1283. <https://pubs.geoscienceworld.org/csp/cjes/article/56/11/1262/575961/Testing-of-Permian-Lower-Triassic-stratigraphic>
- Saitoh M. Isozaki Y. Ueno Y. Yoshida N. Yao J. and Ji Z. 2013. Middle–Upper Permian carbon isotope stratigraphy at Chaotian, South China: Pre-Benthic Foraminifera. Cambridge University Press, New York, 426p.
- Nairn A. and Alsharhan A. 1997. *Sedimentary Basins and Petroleum Geology of the Middle East*, Elsevier. Amsterdam, 942 p.
- Nazemi M. Tavakoli V. Rahimpour-Bonab H. and Sharifi-Yazdi M. 2021. Integrating petrophysical attributes with saturation data in a geological framework, Permian–Triassic reservoirs of the central Persian Gulf. *Journal of African Earth Sciences*, 179: 104203. DOI: [10.1016/j.jafrearsci.2021.104203](https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2021.104203).
- Nikbin M. Khanehbad M. Moussavi-Harami R. Mahboubi A. Khoddami M. and Ghofrani E. 2021. Porosity system analysis and its relation to the permeability of the reservoir zones in the Upper Dalan Member and Kangan Formation: A case study, one of the gas fields in the Zagros Coastal Fars, SW Iran. *Journal of Petroleum Science and Engineering*, 196 p.
- Nosrati A. Kadkhodaie A. Amini A. Chehrizi A. Mehdipour V. and Moslemnezhad T. 2019. Reservoir properties distribution in the framework of sequence stratigraphic units: A case study from the Kangan Formation, Iranian offshore gas field, the Persian Gulf basin. *Journal of Natural Gas Science and Engineering*, 65: 1-15.
- Ogg J. G. Ogg G. and Gradstein F. M. 2016. *A Concise Geologic Time Scale: 2016*. Elsevier, 234p.
- Partoazar H. 1995. Permian deposits in Iran. *Treatise on the Geology of Iran*. Geological Survey of Iran, 22 [In Persian].
- Peyravi M. Kamali M.R. and Kalani M. 2010. Depositional environments and sequence stratigraphy of the Early Triassic Kangan Formation in the northern part of the Persian Gulf: Implications for reservoir characteristics. *Journal of Petroleum Geology*, 33: 371–386.
- Pronina-Nestell G.P. and Nestell M.K. 2001. Late Changhsingian foraminifers of the northwestern Caucasus. *Micropaleontology*, 47(3): 205-234.
- Rafiee M. Rahimpour-Bonab H. Tavakoli V. and Eshraghi H. 2015. The role of changes in the relative sea level in diagenesis processes and the accumulation pattern of Kangan Formation sediments in one of the fields of the Persian Gulf. *Journal of Stratigraphy and Sedimentology Researches*, 61(4): 33-50 [In Persian]. <https://dor.isc.ac/dor/20.1001.1.20087888.1394.31.4.2.2>
- Rafiee P. Baghbani D. Aghanabati A. and Arian M. 2015. Microbiostratigraphy and lithostratigraphy of the Upper Permian Dalan Formation in Kuh-E-Surmeh (Zagros Basin, Southwest Iran). *International Journal of Geography and Geology*, 4(4): 68-77. <https://ideas.repec.org/a/pkp/ijogag/v4y2015i4p68-77id1936.html>
- Rafiei M. Rahimpour-Bonab H. Tavakoli V. and Khorasani E. 2016. Quantifying sedimentary and



- 21X15003337
- Song H.J. Tong J.N. and Chen Z.Q. 2009a. Two episodes of foraminiferal extinction near the Permian–Triassic boundary at the Meishan section, South China. *Australian Journal of Earth Sciences*, 56(6): 765-773. <https://www.tandfonline.com/doi/abs/10.1080/08120090903002599>
- Song H.J. Tong J.N. Chen Z.Q. Yang H.A.O. and Wang Y. 2009b. End-Permian mass extinction of foraminifers in the Nanpanjiang Basin, South China. *Journal of Paleontology*, 83(5): 718-738.
- Stampfli G.M. and Borel G.D. 2002. A plate tectonic model for the Paleozoic and Mesozoic constrained by dynamic plate boundaries and restored synthetic oceanic isochrons. *Earth and Planetary Science Letters*, 196(1-2):17-33.
- Stöcklin J. and Setudehnia A. 1991. *Stratigraphic Lexicon of Iran*. Geological Survey of Iran. Tehran, Rep. 18: 376p.
- Szabo F. and Kheradpir A. 1978. Permian and Triassic stratigraphy, Zagros basin, south-west Iran. *Journal of Petroleum Geology*, 1: 57–82. <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1111/j.1747-5457.1978.tb00611.x>
- Tavakoli V. and Rahimpour-Bonab H. 2012. Uranium depletion across Permian–Triassic Boundary in Persian Gulf and its implications for paleoceanic conditions. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 350: 101-113. <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0031018212003744>
- Tavakoli V. Naderi-Khujin M. and Seyedmehdi Z. 2018. The end-Permian regression in the western Tethys: sedimentological and geochemical evidence from offshore the Persian Gulf, Iran. *Geo-Marine Letters*, 38: 179–192. <https://link.springer.com/article/10.1007/s00367-017-0520-8>
- Tavakoli V. Rahimpour-Bonab H. and Abasi M. 2017. Determination of appropriate sequence stratigraphic model for reservoir zonation in Upper Dalan Member, central Persian Gulf. *Journal of Stratigraphy and Sedimentology Researches*, 33(2): 83-100. <https://doi.org/10.22108/jssr.2017.21645>
- Tavakoli V. 2015. Chemostratigraphy of the Permian–Triassic strata of the offshore Persian Gulf, Iran. *Chemostratigraphy*, 373-393.
- Tian L. Bottjer D.J. Tong J. Li F. Yang T. Song H. Song H. and Liang L. 2015. Distribution and size variation of ooids in the aftermath of The Permian–Triassic mass extinction early Triassic ooids. *Palaios*, 30(9): 714-727. <https://pubs.geoscienceworld.org/sepm/palaios/article-abstract/30/9/714/331484/DISTRIBUTION-AND-SIZE-VARIATION-OF-OIDS-IN-THE>
- Tucker M.E. 2001. *Sedimentology Petrology: an introduction to the origin of sedimentary rocks*: Blackwell, Scientific Publication, London, 260 p.
- extinction multiple upwelling of oxygen-depleted water onto continental shelf. *Journal of Asian Earth Sciences*, 67: 51-62. <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S1367912013000965>
- Schobben M. Ullmann C.V. Leda L. Korn D. Struck U. Reimold W.U. Ghaderi A. Algeo T.J. and Korte C. 2016. Discerning primary versus diagenetic signals in carbonate carbon and oxygen isotope records: An example from the Permian–Triassic boundary of Iran. *Chemical Geology*, 422: 94-107. <https://www.sciencedirect.com/science/article/am/pii/S009254115301339>
- Scotese C.R. 2014. Atlas of Middle and Late Permian and Triassic paleogeographic maps, maps 43–48 from Volume 3 of the Paleomap Atlas for ArcGIS (Jurassic and Triassic) and maps 49–52 from Volume 4 of the Paleomap PaleoAtlas for ArcGIS (Late Paleozoic). Mollweide Projection, Paleomap Project, Evanston, Illinois (USA).
- Şengör A.M.C. Altiner D. Cin A. Ustaömer T. and Hsü K.J. 1988. Origin and assembly of the Tethyside orogenic collage at the expense of Gondwana Land. Geological Society, London, Special Publications, 37(1): 119-181.
- Shahkaram M. Aleali M. Tavakoli V. and Maleki Z. 2025. Comparative analysis of Permian–Triassic sequences in the eastern Persian Gulf: insights into their paleoenvironments and diagenetic history. *Iranian Journal of Earth Sciences*, 17(3): 172520. DOI: 10.57647/j.ijes.2025.16786.
- Shahrabi M. 1999. Triassic of Iran. Geological Survey of Iran, 279p, Tehran [In Persian].
- Shakeri N. Rahimpour-Bonab H. Tavakoli V. and Haji Kazemi E. 2021. Combined effects of depositional and diagenetic processes on the distribution of rock types in the Lucia petrophysical classification system: A case study of the Dalan and Kangan formation. *Journal of Stratigraphy and Sedimentology Researches*, 37(83): 1-20 [In Persian]. <https://doi.org/10.22108/jssr.2021.25404>
- Soltani Soodkolaei V. 2014. Biostratigraphic and facies investigation of Kangan formation in well A in South Pars field. M. Sc. Thesis, Payame-Noor Univ., Tehran, [In Persian].
- Song H. Tong J. Xiong Y. Sun D. Tian L. and Song H. 2012. The large increase of $\delta^{13}\text{C}$ carb-depth gradient and the end-Permian mass extinction. *Science China Earth Sciences*, 55(7): 1101-1109. <https://link.springer.com/article/10.1007/s11430-012-4416-1>
- Song H. Wignall P.B. Tong J. Song H. Chen J. Chu D. Tian L. Luo M. Zong K. Chen Y. and Lai X. 2015. Integrated Sr isotope variations and global environmental changes through the Late Permian to early Late Triassic. *Earth and Planetary Science Letters*, 424: 140-147. <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S00128>



- Vachard D. Gaillot J. Vaslet D. and Le Nindre Y.M. 2005. Foraminifers and algae from the Khuff Formation (late Middle Permian-Early Triassic) of central Saudi Arabia. *GeoArabia*, 10(4): 137-186.
- Vaslet D. Le Nindre Y.M. Vachard D. Broutin J. Crasquin-Soleau S. Berthelin M. and Al-Husseini M. 2005. The Permian-Triassic Khuff Formation of central Saudi Arabia. *GeoArabia*, 10(4): 77-134. <https://pubs.geoscienceworld.org/geoarabia/article-abstract/10/4/77/566905>
- Wang Y.J 1974. A handbook of the stratigraphy and palaeontology in southwest China. Nanjing Institute of Geology and Palaeontology, Science Press, Academia Sinica, 454p.
- Wang K. 1976. The foraminifera from the Changhsing Formation in western Guizhou. *Acta Palaeontologica Sinica*, 15(2): 187-196.
- Wang W.Q. Garbelli C. Zheng Q.F. Chen J. Liu X.C. Wang W. and Shen S.Z. 2018. Permian $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ chemostratigraphy from carbonate sequences in South China. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 500: 84-94. <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0031018217312506>
- Wang Y. Ueno K. Zhang Y.C. and Cao C.Q. 2010. The Changhsingian foraminiferal fauna of a Neotethyan seamount: the Gyanyima Limestone along the Yarlung-Zangbo Suture in southern Tibet, China. *Geological Journal*, 45(2-3): 308-318. <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1002/gj.1238>
- Wilson J.L. 1975. Carbonate Facies in Geologic History, Springer-Verlag, New York, 471 p.
- Xie S. Pancost R.D. Huang J. Wignall P.B. Yu J. Tang X. Chen L. Huang X. and Lai X. 2007. Changes in the global carbon cycle occurred as two episodes during the Permian-Triassic crisis. *Geology*, 35(12): 1083-1086. <https://pubs.geoscienceworld.org/gsa/geology/article/35/12/1083/129701/Changes-in-the-global-carbon-cycle-occurred-as-two>
- Zaninetti L. Altiner D. and Catal E. 1981. Foraminifres et biostratigraphie dans le Permien supérieur du Taurus oriental, Turquie. Notes du Laboratoire de Paleontologie de l'Universit6 de Geneve, 7: 1-37.
- Zhang Z. and Hong Z. 2004. Smaller foraminiferal fauna from the Changhsing Formation of Datian, Fujian. *Acta Micropalaeontologica Sinica*, 21(1): 64-84.

