



## Microfacieses, Sedimentary Environment, Sedimentary model of oligo-miocene in Tange - chug stratigraphy section (Eshger Anticlin), Rostam county

Mohammad Godarzi <sup>1</sup>, Iraj Maghfori Moghadam<sup>\*2</sup> and Aram Bayet-Goll <sup>3</sup>

1- Ph.D. Student, Dept. of Geology, Faculty of Science, Lorestan University, Khorramabad, Iran

2- Prof., Dept. of Geology, Faculty of Science, Lorestan University, Khorramabad, Iran

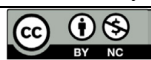
3- Assoc. Prof., Dept. of Earth Sciences, Institute for Advanced Studies in Basic Sciences (IASBS), Zanjan, Iran

| ARTICLE INFO                                                                                                                  | ABSTRACT                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                      |
|-------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|
| <b>Article type:</b><br>Original Research                                                                                     | In order to determine the sedimentary environment and identify the sedimentary pattern prevailing in the marginal parts of this basin, the 291-meter-thick Asmari Formation deposits, which include limestone, shale limestone, and marl, are selected in the Tange-chug surface section in the Eshger anticline (northeast of the Izeh zone). Based on the study of 280 thin sections prepared from the Asmari successions, 11 microfacies belonging to middle ramp (distal and proximal), shoal, and inner ramp (Semi – restricted lagoon to intertidal zone) environments were identified. The gradual vertical transition of these facies, coupled with the complete absence of gravity-flow deposits, continuous barrier reefs, and coated grains (ooids), confirms the establishment of a very low-angle homoclinal carbonate ramp in this area during the Oligo-Miocene. This model is fully consistent with findings from adjacent studies in the Izeh Zone, which indicate the dominance of heterozoan assemblages and oligo-mesotrophic conditions. Furthermore, the overall congruence of this pattern with ramp models proposed for more central parts of the basin (e.g., the Dezful Embayment) suggests a shared primary control of eustatic sea-level fluctuations on the basin geometry. However, significant facies differences—such as the development of lower-energy shoal facies and the presence of anhydrite layers in the upper parts of the sequence documented in this study compared to southeastern fields and the Interior Fars—highlight the role of local controlling factors like palaeogeographic position, basement topography, and potential clastic influx in lateral facies variability and heterogeneity. Consequently, the presented homoclinal ramp model not only refines the understanding of facies distribution in the marginal Zagros Basin but also serves as a tool for predicting prospective exploration zones in adjacent fields by identifying susceptible facies (e.g., shoal grainstones and intertidal facies prone to dolomitization). |
| <b>Article history:</b><br><b>Received:</b> 2025 December 13<br><b>Accepted:</b> 2026 April 19                                |                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                               |
| <b>Keywords:</b><br>Eshger anticline<br>Asmari Formation<br>Microfacies and<br>sedimentary<br>environments<br>Homoclinal ramp |                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                               |
|                                                                                                                               |                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                               |

DOI: 10.22084/psj.2026.32062.1490

**Corresponding author:** Iraj Maghfori moghadam, **E-mail:** [maghfouri.i@lu.ac.ir](mailto:maghfour.i@lu.ac.ir)

**Cite this article:** Mohammad Godarzi, Iraj Maghfori moghadam and Aram Bayet-Goll (2026). Microfacieses, Sedimentary Environment, Sedimentary model of oligo-miocene in Tange - chug stratigraphy section (Eshger Anticlin), Rostam county, Applied Sedimentology, Vol. 14, No. 27, pp: 74-99.



Journal of Applied Sedimentology by Bu-Ali Sina University Press is licensed under CC BY-NC 4.0

**Web Site:** <https://psj.basu.ac.ir> **E-mail:** [nfag@basu.ac.ir](mailto:nfag@basu.ac.ir)

## Extended Abstract

### Introduction

The type section of the Asmari Formation is located in Tang-e Gel Torsh, where it attains a thickness of approximately 314 meters (Aghanabati, 2006). Lithologically, it is the formation is predominantly composed of well bedded resistant cream to brown limestones exhibiting mountain-forming morphology, interbedded locally with thin shale layers. The limestones are notably well-jointed, a characteristic feature of this unit. From a stratigraphic perspective, both the lower and upper boundaries of the Asmari Formation show considerable regional variation. In most localities, it formation conformably overlies the Pabdeh Formation. In the Lurestan Zone, however, its basal contact is with the dolomitic Shahbazan Formation, while in the Inner Fars Zone, the Jahrom Formation underlies it with a paraconformable contact. Similarly, the upper contact of the Asmari Formation is not uniform across the Zagros Basin. In the majority of regions, it is conformably overlain by the evaporitic (anhydritic) Gachsaran Formation, whereas in the Inner Fars Zone, it is concordantly overlain by the Razak Formation. Regionally, the Asmari Formation—representing Oligocene–Miocene sedimentation—extends throughout the Zagros Fold-Thrust Belt, from the Lurestan Zone in the northwest to the Bandar Abbas hinterland in the southeast. This widespread distribution underscores its significance as one of the most extensive and economically important carbonate sequences in Iran. Marked lithostratigraphic and biostratigraphic variations occur across different tectonostratigraphic zones of the Zagros. For instance, in the Lurestan Zone (Kabirkuh Anticline), the Kalhur Member—characterized by evaporitic (anhydritic) facies—appears in the upper part of the sequence, while in southwestern Khuzestan, particularly within several oil fields, the Ahvaz Member, composed mainly of sandstones, is developed. The age of deposition and fossil assemblages of the Asmari Formation vary markedly among zones: in the Lurestan Zone, the formation is generally Miocene in age; in the Fars Zone, it is Oligocene; and within the Dezful Embayment and Izeh Zone, a complete Oligocene–Miocene succession is recognized (Aghanabati, 2006). the Tang-e Chug stratigraphic section is situated within the Zagros sedimentary basin, located at the southern termination of the Izeh Zone. This section lies within Fars Province, approximately 70 km northwest of Masiri City and adjacent to

the entrance of Tang-e Chug village. Access to the section is gained by traveling from the Masiri–Babamidan road to Kupan. Subsequently, a secondary road branching from Kupan leads towards the mountainous areas of the Sorena district. The traverse passes through the following villages in sequence: Chahar Tagh, Konareh Rostam, Fariyab, Pehoun, Khikandeh, and Gojestan, ultimately arriving at the study locality, Tang-e Chug village. The geographical coordinates for this section are 7.5° N30°31', 16°02' E051°.

### Materials and Method

Following several field visits, detailed examination of the lower and upper boundaries of the Asmari Formation, and confirmation of the section's suitability for research and sampling, the Tang-e Chug stratigraphic section was selected for this study. Sampling within this section was conducted systematically at 1-meter intervals on in situ and unaltered rock specimens. Initially, 32 meters of the Pabdeh Formation succession were collected to precisely determine depositional age, lithostratigraphy, microfacies identification, and depositional environments. Following the sampling of the upper beds of the Pabdeh Formation, the Asmari Formation, with a total thickness of 291 meters, was completely sampled systematically at consistent 1-meter intervals. A total of 280 thin sections were prepared from the collected specimens of this stratigraphic section and subsequently examined using a petrographic (polarizing) microscope. The numbering of the collected samples corresponds directly to the measured depth and thickness intervals of the sampled layers. For microfacies identification, skeletal and non-skeletal components were first identified. Subsequently, the rock texture was determined based on the percentage of these components (skeletal and non-skeletal). Microfacies were then identified based on the established rock textures and their constituents, leading to the differentiation of depositional environments and the proposal of a depositional model. For the identification and classification of skeletal and non-skeletal components, as well as the interpretation of microfacies, the following references were utilized: Dunham (1962), Embry and Klovan (1975), Gill (2000), and Flügel (2010). Furthermore, the environmental determinations and the presentation of the depositional model were based on the works of Wilson (1975), Buxton and Pedley (1989), and Flügel (2010).

## Discussion and results

After studying 280 microscopic thin sections, identifying skeletal and non-skeletal elements, the rock textures were determined, and subsequently, the microfacies and depositional environments of the studied section were introduced. In this section, 11 microfacies belonging to the Middle Ramp, Carbonate Bank and Sand Shoal, and Inner Ramp depositional environments were identified.

**Middle Ramp:** The Middle Ramp in this section comprises distal and proximal parts, and foraminifera with hyaline walls, such as the Nummulitidae and Lepidocyclinidae families, are the index fauna of this depositional environment. The main characteristic of the distal part is the preservation of thin-walled, elongate hyaline foraminifera from the Nummulitidae and Lepidocyclinidae families, such as (Operculina, Heterostegina, Spiroclypeus, as well as Lepidocyclina, Eulepidina, and Nephrolepidina), in a clayey matrix, all exhibiting good preservation. MF1 (Wackestone–Packstone (Floatstone) or Packstone containing large benthic foraminifera) belongs to this depositional environment. The proximal part of the Middle Ramp in this section includes microfacies MF2–MF3 (MF2, Wackestone–Packstone bioclastic containing lenticular hyaline foraminifera, and MF3, algal boundstone), and its main fauna consists of hyaline foraminifera with thicker walls and a lenticular/lens-shaped form, along with red algae.

**Carbonate Bank and Sand Shoal:** The Carbonate Bank and Sand Shoal environment in this stratigraphic section includes two microfacies, MF4 (Packstone–Grainstone bioclastic containing lenticular hyaline foraminifera) and MF5 (Coral Boundstone). The primary characteristic of this depositional environment is the presence of a cemented matrix instead of a clayey (micritic) matrix. Furthermore, the foraminifera in this environment exhibit thicker walls and a lenticular shell morphology compared to those found in other environments. The presence of lenticular hyaline foraminifera with thick walls, along with the grainstone texture and cemented matrix, indicates deposition in a shallow environment with energy levels exceeding those found at the base of storm and normal wave conditions.

**Inner Ramp:** The abundant presence of porcellaneous foraminifera and the decrease or absence of hyaline foraminifera are key characteristics of this environment. In terms of

depth, the inner ramp is very shallow, and salinity is at its highest possible level (Flügel, 2010). Based on the number and diversity of porcellaneous foraminifera, this environment is divided into three sub-environments: open lagoon, semi-restricted lagoon, and restricted lagoon (Flügel, 2010). Additionally, the tidal flat (intertidal and supratidal zones) is also present in this environment (Flügel, 2010). In this stratigraphic section, the Oligo-Miocene deposits (Asmari Formation) include a semi-restricted lagoon, an restricted lagoon, and a tidal flat.

**Semi-restricted Lagoon:** MF6 (Packstone–Packstone–Grainstone containing hyaline and porcellaneous foraminifera) is deposited in a semi-restricted lagoonal environment. Its components consist of hyaline and porcellaneous foraminifera such as *Archaias*, *Pyrgo*, *Quinqueloculina*, along with *Planorbulina*, *Miogypsinoidea*, *Reussella*, and *Rotalia veinoti*. The matrix of this microfacies is micritic with a lesser amount of cement, and its texture is Packstone–Packstone–Grainstone. According to Romero et al. (2000), the simultaneous presence of both hyaline and porcellaneous shells indicates a semi-restricted lagoon with moderate energy. This setting is also attributed to a high light zone where salinity is slightly elevated (Romero et al., 2000). Based on these descriptions, the presence of porcellaneous foraminifera alongside hyaline foraminifera in this microfacies is indicative of a semi-restricted lagoonal environment.

**Restricted Lagoon:** The primary characteristic of this environment is the predominant presence of porcellaneous foraminifera with thick walls. The diversity of genera in this environment is reduced, and hyaline foraminifera are present in small numbers, also with thick walls. In this environment, salinity reaches its highest possible levels. In this stratigraphic section, a total of four (4) microfacies belonging to this sedimentary environment were identified. The main components constituting microfacies 7 and 8 are as follows: MF7 (Wackestone, Wackestone–Packstone, and Packstone–Bioclastic) containing porcellaneous foraminifera, *Discorbis*, and *Elphidium*, and MF8 (Grainstone) containing porcellaneous foraminifera. The dominant foraminifera in these microfacies consist of *Miloloid*, *Archaias*, *Meandropsina*, *Dendritina*, *Peneroplis*, *Borelis*, *Discorbis*, and *Elphidium*. Other components of these microfacies include echinoids, gastropods, and bivalves. The matrix of microfacies 7 is micritic, while in MF8 it is cemented, with the

texture varying from Wackestone to Grainstone. The abundant presence of porcellaneous foraminifera without apertures in this environment indicates a reduction in depth and an increase in light (Brandano et al., 2010). Within the inner ramp environment, the reduction in depth and increase in micrite (calcareous mud) leads to a decrease in the abundance of large symbiont-bearing porcellaneous foraminifera, while smaller, non-symbiotic foraminifera begin to increase, indicating a restricted lagoon environment. Mudstone (MF9) and Ploid (MF10) are other microfacies of the restricted lagoon within this section, which lack any specific fauna, and their matrix is micritic. In microfacies 9, the abundance of calcareous mud, the absence of fossil fauna, the lack of structures indicating water outflow, and its association with lagoonal facies indicate sedimentation in a shallow lagoon environment with high salinity (Flügel, 2010). Additionally, the absence of skeletal components and the abundance of Ploid grains in microfacies 10 suggest deposition in a shallow, isolated environment with maximum salinity and no connection to open waters. The abundance of pellet grains, the lack of current effects, and the gradual grain size indicate a calm, restricted lagoon environment.

**Tidal flat:** In this stratigraphic section, microfacies MF 11 (Dolostone) is indicative of this sedimentary environment. The components of this microfacies are primarily composed of dolomite crystals, and a characteristic feature of this microfacies is the absence of biological fauna. The expansion of dolomitic facies indicates a lowering of sea level due to the evaporation of brines rich in  $Mg^{2+}$ , leading to the dolomitization of limestone deposits. The presence of a homogeneous texture, the absence of allochems, and abundant microcrite in this microfacies suggest deposition in intertidal and supratidal shallow areas (Aghroui, 2006).

**Sedimentary Model:** Based on field evidence, a detailed study of thin microscopic sections (identifying allochems, foraminifera, and other types of foraminifera, as well as sedimentary textures of thin sections) and the vertical variations of microfacies indicates that the studied section encompasses a complete sequence of sedimentary environments, including the Middle Ramp, Shoal, and Inner Ramp. In this stratigraphic section, the gradual transition of microfacies into one another, the absence of slumping or sliding features, absence of coated grains (oncoids, pisoids), oolites, and the lack of a continuous reef serve as evidence

for the deposition of the Asmari Formation in a low-slope carbonate ramp of the homoclinal ramp type.

### Conclusion

Based on Paleontological and sedimentological evidence and the texture of the rocks, a total of 11 microfacies have been identified. They belong to the Middle Ramp (distal and proximal sections), Shoal, and Inner Ramp (semi-restricted lagoon, restricted lagoon, and tidal flat) environments. The presence of large, elongated foraminifera with thin and intact walls in MF 1 indicates the semi-deep environment of the distal section of the Middle Ramp. Meanwhile, the presence of lens-shaped foraminifera with thick walls along with red algae in MF 2 and MF 3 suggests shallower depths with higher energy and light characteristics typical of the proximal section of the Middle Ramp. MF 4 and MF 5, which are characterized by hyaline foraminifera with thick walls and a cemented matrix, as well as coral, indicate low depths and high energy in a shoal environment (the boundary between the Middle Ramp and the Inner Ramp). MF 6, containing hyaline and porcelaneous foraminifera, indicates a shallow lagoon environment; this microfacies simultaneously exhibits two groups of foraminifera, distinguishing it as a semi-restricted lagoon. In this stratigraphic section, MF 7 and MF 8, characterized by porcelaneous foraminifera and the absence of hyaline foraminifera, suggest a low-depth environment with high salinity and light, consistent with a restricted lagoon. MF 9 and MF 10 (mudstone and ployoid facies) lack fossil fauna, indicating a low-depth and high-salinity environment associated with a restricted lagoon. MF 11 (dolostone facies) reflects a very shallow environment belonging to the intertidal zone of the Inner Ramp. The findings of this study indicate that the Asmari Formation in the Tang Chug section was deposited in a homoclinal carbonate ramp system. This interpretation is based on key evidence, including: (1) a gradual vertical sequence of microfacies from the deep environment of the outer ramp to the low-depth environment of the inner ramp, (2) the complete absence of continuous reef-forming facies (barrier reef complex) or platform-margin deposits, (3) a significant lack of coated grains such as oolites and intraclastic sediments, and (4) the absence of any evidence of slump or debris-flow deposits.



## ریزرخساره‌ها، محیط‌های رسوبی و مدل رسوب‌گذاری نهشته‌های سازند آسماری در برش چینه‌شناسی تنگ چوگ (تاق‌دیس اشگر)، شهرستان رستم

محمد گودرزی<sup>۱</sup>، ایرج مغفوری‌مقدم<sup>۲\*</sup> و تارام بایت‌گل<sup>۳</sup>

۱- دانشجوی دکترا، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه لرستان، خرم‌آباد، ایران

۲- استاد گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه لرستان، خرم‌آباد، ایران

۳- دانشیار دانشکده علوم‌زمین، دانشگاه تحصیلات تکمیلی علوم‌پایه، زنجان، ایران

| اطلاعات مقاله                                                                                                                                                                                                                                                       | چکیده                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                            |
|---------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|
| <p><b>نوع مقاله:</b> مقاله پژوهشی</p> <p><b>تاریخچه مقاله:</b></p> <p>تاریخ دریافت: ۱۴۰۴/۹/۲۲</p> <p>تاریخ پذیرش: ۱۴۰۵/۱/۳۰</p> <p><b>کلیدواژه‌ها:</b></p> <p>تاق‌دیس اشگر</p> <p>سازند آسماری</p> <p>ریزرخساره‌ها و</p> <p>محیط‌های رسوبی</p> <p>رمپ هموکلینال</p> | <p>به منظور انجام محیط‌رسوبی و شناسایی الگوی رسوبی حاکم بر بخش‌های حاشیه‌ای این حوضه، نهشته‌های سازند آسماری به ضخامت ۲۹۱ متر که شامل سنگ‌آهک، سنگ‌آهک شیلی و مارن است، در برش سطحی تنگ‌چوگ در تاق‌دیس اشگر (شمال‌شرق زون ایزده) انتخاب شد. بر پایه مطالعه ۲۸۰ مقطع نازک تهیه شده از توالی‌های سازند آسماری، ۱۱ ریزرخساره متعلق به محیط‌های رمپ میانی (بخش‌های دیستال و پروکسیمال)، شول و رمپ درونی (لاگون نیمه‌محصور تا پهنه جزرومدی) تشخیص داده شد. توالی عمودی تدریجی این رخصاره‌ها، همراه با فقدان مطلق نهشته‌های ریزشی، ریف‌های سدی پیوسته و دانه‌های پوشش‌دار (آئید)، مؤید استقرار یک رمپ کرناخته هموکلینال با شیب بسیار ملایم در این ناحیه در طی الیگو-میوسن است. این مدل با یافته‌های مطالعات هم‌جوار در زون ایزده که بر غلبه مجموعه هتروژن و شرایط الیگو-مزوتروپیک دلالت دارند، هم‌خوانی کامل دارد. همچنین، تطابق کلی این الگو با مدل‌های رمپ ارائه‌شده برای بخش‌های مرکزی‌تر حوضه (مانند فروافتادگی دزفول)، حاکی از کنترل اولیه مشترک نوسانات ایستاتیک سطح دریا بر هندسه حوضه است. با این وجود، تفاوت‌های رخصاره‌های معنادار (از قبیل توسعه رخصاره‌های کم‌انرژی‌تر در شول و حضور لایه‌های انیدریتی در بخش‌های بالایی توالی) که این مطالعه در مقایسه با میادین جنوب‌شرقی و فارس داخلی ثبت کرده، نقش کنترل‌کننده‌های محلی مانند موقعیت پالئوژئوگرافیک، توپوگرافی بستر و ورود احتمالی رسوبات آواری را در تغییرات جانبی و هتروژنی رخصاره‌های رسوبی برجسته می‌سازد. از این‌رو، مدل رمپ هموکلینال ارائه شده نه تنها درک ما از پراکنش رخصاره‌ها در حاشیه حوضه زاگرس را تکمیل می‌کند، بلکه با شناسایی رخصاره‌های مستعد (نظیر گرینستون‌های شول و پهنه‌های جزرومدی مستعد دولومیتی‌شدگی) به‌عنوان ابزاری برای پیش‌بینی مناطق امید بخش اکتشافی در میادین هم‌جوار عمل می‌نماید.</p> |

DOI: 10.22084/psj.2026.32062.1490

\* نویسنده مسئول: ایرج مغفوری‌مقدم، E-mail: maghfouri.i@lu.ac.ir

استناد: محمد گودرزی، ایرج مغفوری‌مقدم و تارام بایت‌گل (۱۴۰۵). ریزرخساره‌ها، محیط‌های رسوبی و مدل رسوب‌گذاری نهشته‌های سازند آسماری در برش چینه‌شناسی تنگ چوگ (تاق‌دیس اشگر)، شهرستان رستم، رسوب‌شناسی کاربردی، دوره ۱۴، شماره ۲۷، صفحه ۷۴ تا ۹۹.

این نشریه علمی رایگان است و حق مالکیت فکری خود را براساس لایسنس کپی‌رایت کامنز (CC BY-NC 4.0) به نویسندگان واگذار کرده است.



آدرس وبسایت نشریه: <https://psj.basu.ac.ir> ایمیل نشریه: [nfag@basu.ac.ir](mailto:nfag@basu.ac.ir)

## پیشگفتار

تکامل پلاتفرم‌های کربناته در دوران سنوزوئیک توسط فرایندهای متعددی از قبیل تغییرات اقلیمی در مقیاس محلی و جهانی، شرایط تکتونیکی، تغییرات جهانی سطح آب دریاها و تغییر در مجموعه ارگانسیم‌های غالب کربنات‌ساز کنترل شده است (هانتزچ و همکاران، ۲۰۱۳). سازند آهکی آسماری جوان‌ترین سنگ مخزن زاگرس می‌باشد و به دلیل اهمیت اقتصادی آن (تولید مواد هیدروکربوری) مطالعات گسترده و جامعی بر روی آن انجام شده است (گودرزی و همکاران، ۱۴۰۴). در ابتدا باسک و مایو (۱۹۱۸) و سپس ریچاردسون (۱۹۲۴) و توماس (۱۹۴۸) نهشته‌های سازند آسماری را معرفی کردند. مطالعه جمیز و وایند (۱۹۶۵) منجر به شناسایی و معرفی عضو تبخیری کلهر و عضو ماسه‌سنگی اهواز شد و مطالعه وایند (۱۹۶۵) ضمن بررسی خصوصیات فسیل‌شناسی سازند آسماری، زون‌بندی زیستی برای سازند آسماری معرفی کرد و در ادامه آدامز و بورژوا (۱۹۶۷) ضمن ارائه سه زون تجمع و دو زیر زون، زون‌بندی جدیدی برای آن معرفی کردند ولی نتوانستند دو آشکوب روپلین و شاتین را از هم تفکیک کنند. اهرنبرگ و همکاران (۲۰۰۷) بر مبنای ایزوتوپ استرانسیوم ضمن گزارش پنج حادثه زیستی، توانست مرز آشکوب‌ها را از هم تفکیک کند. لارسن و همکاران (۲۰۰۹) و ون‌بوخ و همکاران (۲۰۱۰) ضمن استفاده از داده‌های ایزوتوپ استرانسیوم هفت زون زیستی تجمع را برای سازند آسماری معرفی کردند. در سال‌های اخیر نیز، مطالعات گسترده‌ای بر روی سازند آسماری در زمینه‌های سنگ‌چینه‌نگاری، زیست‌چینه‌نگاری، چینه‌نگاری سکانسی، سیکلواستراتیگرافی، دیاژنز، کیفیت مخزنی، ریزرخساره‌ها و محیط‌های رسوبی و دیرینه بوم‌شناسی انجام شده است که مهمترین آن‌ها عبارت‌اند از: وزیری‌مقدم و همکاران (۲۰۱۰)، رحمانی و همکاران (۲۰۱۰)، شب‌افروز و همکاران (۲۰۱۵)، مغفوری‌مقدم و همکاران (۲۰۱۷)، نیکفرد و همکاران (۲۰۲۰ و ۲۰۲۲) گودرزی و همکاران (۱۳۹۸، ۱۳۹۹، ۱۴۰۳ و ۱۴۰۴) و دانشیان و همکاران (۱۴۰۴).

برش الگوی سازند آسماری در تنگ گل ترش بوده و ضخامت آن ۳۱۴ متر می‌باشد (آقنباتی، ۱۳۸۵). در برش

الگو سنگ‌شناسی غالب سازند آسماری، سنگ‌آهک‌های مقاوم کرم تا قهوه‌ای رنگ با ریخت‌شناسی کوه‌ساز و با میان لایه‌های جزئی از شیل بوده که با داشتن درزه‌های فراوان شاخص می‌باشد (جمیز و وایند، ۱۹۶۵) و توماس (۱۹۴۸). از نظر چینه‌شناسی سازندهای واقع در مرزهای زیرین و بالایی سازند آسماری یکسان نیست، بطوریکه در بیشتر نقاط در مرز زیرین آن سازند پابده نهشته شده، در زون لرستان سازند کربناتی (دولومیتی) شهبازان و در فارس داخلی سازند چهارم با ناپیوستگی پیوسته‌نما<sup>۱</sup> نهشته شده است (از نظر سنگ‌چینه‌نگاری توالی یکسان بوده و وجه تمایز آن‌ها، مطالعات فسیل‌شناسی می‌باشد که بین آن‌ها پیوستگی وجود ندارد). همانند مرز زیرین، مرز بالایی سازند آسماری یکسان نیست، بطوریکه در اکثر مناطق توسط سازند تبخیری (انیدریتی) گچساران پوشیده می‌شود (با مرز پیوسته) ولی در فارس داخلی بوسیله سازند رازک بصورت هم‌شیب پوشیده شده است. از نظر گسترش جغرافیایی، نهشته‌های الیگو-میوسن زاگرس (سازند آسماری) در تمامی مناطق زاگرس گسترش داشته چنانچه این سازند از زون لرستان تا پس خشکی بندرعباس (هینترلند بندرعباس) نهشته شده است. نهشته‌های سازند آسماری از نظر تغییرات سنگ‌چینه‌ای و زیست‌چینه‌ای در مناطق مختلف زاگرس متفاوت بوده، بطوریکه در زون لرستان (تاقدیس کبیرکوه) عضو تبخیری (انیدریتی) کلهر و در جنوب‌غرب خوزستان (برخی از میادین نفتی) عضو ماسه‌سنگی اهواز نهشته شده است. با این حال، بیشتر مطالعات بر روی میادین بزرگ خوزستان یا برش‌های الگو متمرکز بوده و داده‌های کمتری از حاشیه حوضه (مانند زون ایزه) در دست است. این شکاف دانشی، لزوم مطالعه برش‌هایی مانند تنگ چوگ را برای تکمیل مدل رسوبی حوضه و درک کنترل‌کننده‌های محلی بر رخساره‌ها نشان می‌دهد. متاثر از تغییرات حوضه و تغییرات سنگ چینه‌نگاری سن رسوبگذاری و محتوای زیستی سازند آسماری متفاوت می‌باشد، بطوریکه در اکثر مناطق زون لرستان، سن سازند آسماری میوسن، در زون فارس به سن الیگوسن و در زون فروافتادگی دزفول و زون ایزه کامل‌ترین توالی سازند آسماری به سن الیگو-میوسن نهشته شده است (آقنباتی، ۱۳۸۵). تنوع ریزرخساره‌ها و محیط‌های

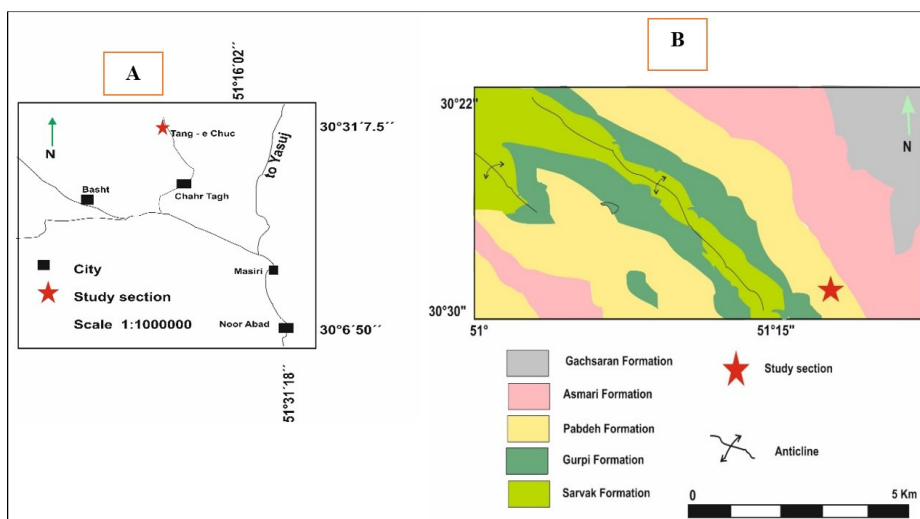
<sup>۱</sup> Paraconformity

## موقعیت جغرافیایی و راه‌های دسترسی برش تنگ چوگ

در این مطالعه به منظور بررسی ریزرخساره‌ها، محیط‌های رسوبی و ارائه مدل رسوبگذاری نهشته‌های سازند آسماری، برش چینه‌شناسی تنگ چوگ در شهرستان رستم (زون ایزه) انتخاب گردید. از نظر زمین‌شناسی این برش چینه‌شناسی در پهنه رسوبی زاگرس و در انتهای زون ایزه واقع شده است. این برش چینه‌شناسی از نظر جغرافیایی در استان فارس، در فاصله ۷۰ کیلومتری شهر مصیری و در ورودی روستای تنگ چوگ قرار دارد (شکل ۱). جهت دسترسی به این برش، ابتدا باید از مسیر جاده مصیری، بابامیدان به کوپن رفته و سپس از مسیر فرعی کوپن به سمت مناطق کوهستانی بخش سورنا و پس از عبور از روستاهای چهار طاق، کناره رستم، فاریاب، پهن، خیکنده و گجستان به برش مورد مطالعه در روستای تنگ چوگ می‌رسیم. مختصات جغرافیایی این برش  $N30^{\circ}31'7.5''$  و  $E051^{\circ}16'02''$  می‌باشد (شکل ۱).

رسوبی در این سازند چشمگیر بوده، چنانچه این سازند در محیط‌های رمپ بیرونی، رمپ میانی، شول، و رمپ درونی (لاگون باز، لagoon نیمه‌محصور، لagoon محصور و پهنه‌ی جزرومدی) نهشته شده است. عمده ریزرخساره‌ها و محیط‌های رسوبی سازند آسماری در زون لرستان مربوط به محیط رمپ درونی بوده، در زون فارس رمپ خارجی - رمپ میانی و با در صد کمتر رمپ درونی و در زون‌های ایزه و فروافتادگی تنوعی از ریزرخساره‌ها و محیط‌های رسوبی (رمپ خارجی، رمپ میانی، شول و رمپ درونی) وجود دارد (گودرزی و همکاران، ۱۳۹۸، ۱۳۹۹، ۱۴۰۳ و ۱۴۰۴).

اهداف اصلی این پژوهش عبارتند از: (۱) شناسایی دقیق ریزرخساره‌ها و تفسیر محیط‌های رسوبی سازند آسماری در برش تنگ چوگ، (۲) تعیین نوع مدل رسوبگذاری (ارائه یک مدل رسوبی کم‌شیب (رمپ هموکلینال) بر اساس شواهد صحرایی و آزمایشگاهی) (۳) بررسی دلالت‌های اولیه این مدل در شناسایی بخش‌های مخزنی مطلوب.



شکل ۱. زمین‌شناسی منطقه و موقعیت جغرافیایی برش چینه‌شناسی تنگ چوگ. A (راه‌های دسترسی به برش مورد مطالعه) و B (نقشه زمین‌شناسی برش تنگ چوگ، تاق‌دیس اشگر بر گرفته از گزارش ورقه ۱۰۰۰۰۰ سی‌سخت، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور).

Fig. 1. Geology and geographical area of the Tang Chug stratigraphic section. A (location and access roads of the studied area) and B (geological map of the Tang Chug section, Eshger anticline).

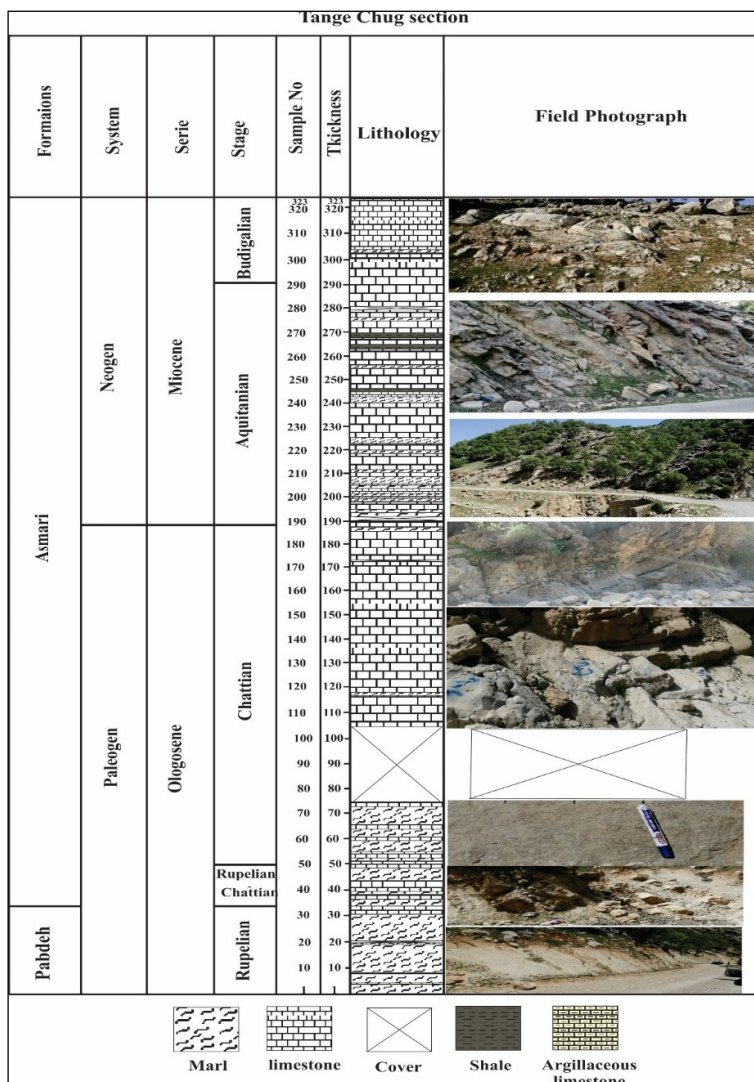
## چینه‌شناسی منطقه مورد مطالعه

چینه‌شناسی سازند پابده در زیر سازند آسماری قرار داشته (شکل‌های ۱، ۲ و ۳) و در مرز بالایی آن سازند گچساران رخمون ندارد (در مناطق و برش‌های همجوار سازند گچساران رخمون دارد). در این پژوهش ۳۲ متر از بخش بالایی سازند پابده برداشت و نمونه‌برداری شد که عمدتاً متشکل از لایه‌های شیلی-مارنی و مارنی متوسط لایه بوده

برش چینه‌شناسی تنگ چوگ واقع در تاق‌دیس اشگر مربوط به انتهای ترین بخش زون ایزه می‌باشد. در این تاق‌دیس سازندهای سروک، گورپی، پابده و آسماری رخمون دارد، بطوری‌که سازند سروک قدیمی‌ترین و سازند آسماری جوان‌ترین توالی این تاق‌دیس می‌باشد. در این برش

قسمت‌ها بصورت نازک لایه (بخش بالایی) می‌باشد (شکل‌های ۲ و ۳). در این برش چینه‌شناسی بر اساس مطالعات دیرینه‌شناسی و پخش و پراکندگی عمودی روزن‌داران تعداد پنج زیست‌زون به سن روپلین-بوردیگالین بر مبنای زون‌بندی زیستی لارسن و همکاران (۲۰۰۹) شناسایی گردید (شکل ۲ و جدول ۱).

و در مرز سازند آسماری بصورت توالی مارنی با میان لایه‌های مارن آهکی- آهک‌رسی متوسط تا ضخیم لایه می‌باشد (شکل‌های ۲ و ۳). ضخامت سازند آسماری در این برش ۲۹۱ متر بوده و نهشته‌های آن عمدتاً، متشکل از توالی سنگ‌آهک مارنی، سنگ‌آهک متوسط تا ضخیم لایه، سنگ آهک متوسط لایه با میان لایه شیلی - مارنی و در برخی



شکل ۲. ستون چینه‌شناسی (سنگ‌چینه‌نگاری) برش تنگ چوگ

Fig. 2. Stratigraphic column (lithostratigraphy) of the Tang Chug section

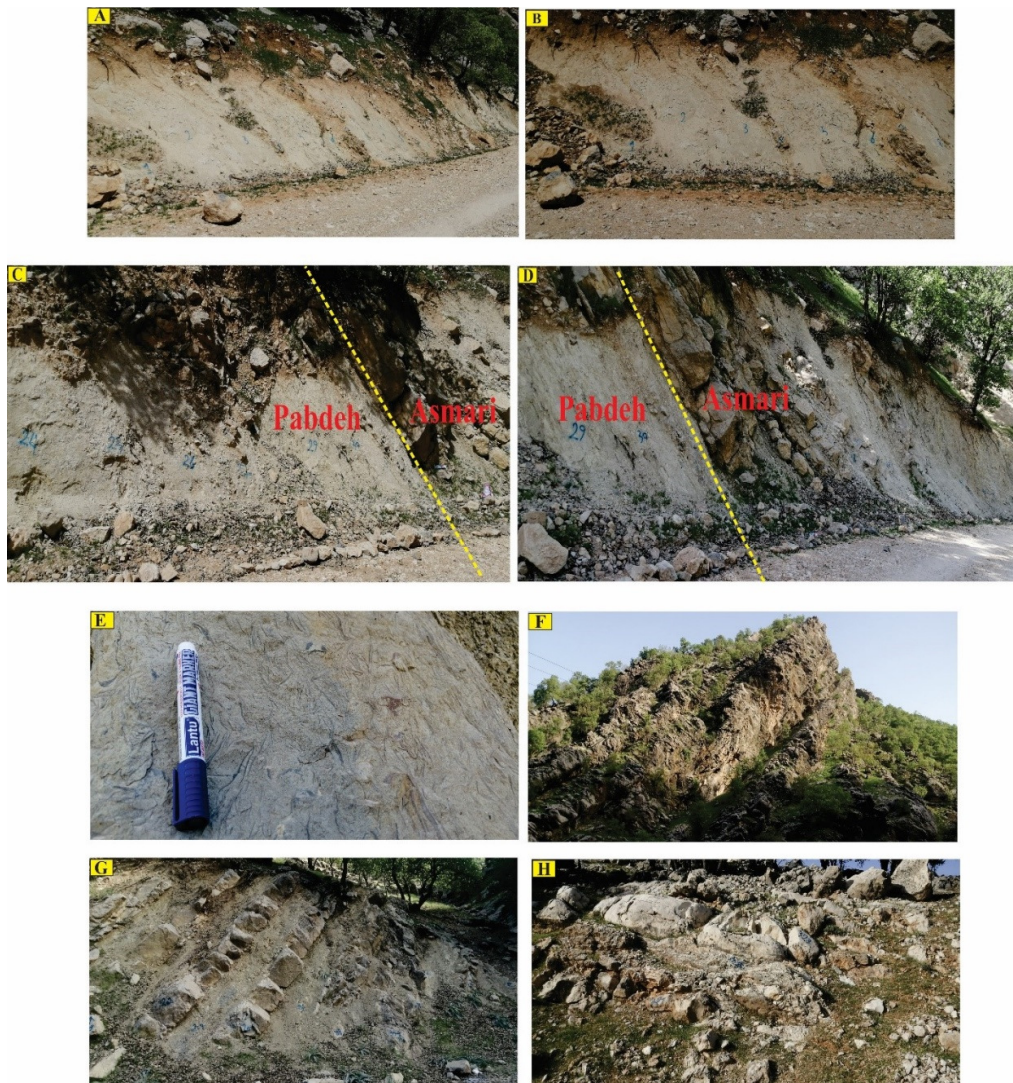
انجام شد. بدین منظور در ابتدا ۳۲ متر از نهشته‌های سازند پابده جهت تعیین دقیق سن رسوبگذاری، سنگ چینه‌نگاری و شناسایی ریزخساره‌ها و محیط‌های رسوبی برداشت گردید. پس از برداشت لایه‌های بالایی سازند پابده، سازند آسماری به ضخامت ۲۹۱ متر بطور کامل به صورت سیستماتیک و با فواصل یک متری نمونه‌برداری

## روش کار

در پژوهش حاضر پس از انجام چندین مرحله بازدید صحرائی، بررسی دقیق مرزهای زیرین و بالایی و مناسب بودن آن جهت انجام تحقیق و نمونه‌برداری، برش چینه‌شناسی تنگ چوگ انتخاب شد. نمونه‌برداری این برش با فواصل ۱ یک متری از سنگ‌های برجا و غیرهوازده

شناسایی و بر اساس ریزرخساره‌های معرفی شده محیط‌های رسوبی تفکیک و مدل رسوبگذاری ارائه گردید. جهت شناسایی اجزای اسکلتی و غیراسکلتی، طبقه‌بندی و تفسیر ریزرخساره‌ها از دانه‌ام (۱۹۶۲)، امبری و کلوان (۱۹۷۵)، گیل (۲۰۰۰) و فلوگل (۲۰۱۰) و همچنین جهت تعیین محیط‌ها و ارائه مدل رسوبی از ویلسون (۱۹۷۵)، باکستون و پدلی (۱۹۸۹) و فلوگل (۲۰۱۰) استفاده شده است.

شد. در این برش چینه‌شناسی تعداد ۲۸۰ مقطع نازک رسوبی تهیه و سپس با استفاده از میکروسکوپ سنگ‌شناسی (پلاریزان) مورد مطالعه قرار گرفتند. شماره‌گذاری نمونه‌های برداشت شده منطبق بر مترآژ و ضخامت نمونه‌برداری لایه‌ها صورت گرفته است. برای شناسایی ریزرخساره‌ها در ابتدا اجزای اسکلتی و غیراسکلتی شناسایی و سپس بر اساس درصد این اجزا (اجزای اسکلتی و غیراسکلتی)، بافت سنگ‌ها شناسایی گردید. بر مبنای بافت سنگ‌ها و اجزای آن‌ها ریزرخساره‌ها



شکل ۳. تصاویر صحرایی برش تنگ چوگ. A و B (لایه‌های مارنی بخش بالایی سازند پابده). C و D (مرز سازندهای پابده و آسماری (تناوب مارن با سنگ‌های حاوی LBF (فرامینیفرهای کفزی بزرگ). E (فرامینیفرهای بزرگ (LBF) قاعده سازند آسماری. F (توالی ضخیم لایه بخش پایینی سازند آسماری. G (میان لایه‌های آهکی - مارن - شیلی بخش میانی سازند آسماری). H (لایه‌های نازک تا متوسط لایه بخش بالایی سازند آسماری).

Fig. 3. Field images of the Tang Chug section. A and B (marly layers of the Pabdeh Formation). C and D (Boundary of the Pabdeh and Asmari Formations) (Alternation of marl with rocks containing LBF (large benthic foraminifers). E (Large benthic foraminifers (LBF) base of the Asmari Formation. (Thick sequence of the lower part of the Asmari Formation. G (Among the limestone-marl-shale layers of the middle part of the Asmari Formation). H (Thin to medium layers of the upper part of the Asmari Formation).

جدول ۱. بایوزون‌های شناسایی شده در برش چین‌شناسی تنگ چوگ

Table 1. Biozones identified in the Tang Chog stratigraphic section

| Formation | Thickness              | Age                   | Biozone                                                                                                     |
|-----------|------------------------|-----------------------|-------------------------------------------------------------------------------------------------------------|
| Asmari    | 32 meter<br>291 - 323  | Burdigalian           | <i>Borelis melo curdica</i> - <i>Borelis melo melo</i><br>Assemblage Zone                                   |
| Asmari    | 102 meter<br>189 - 291 | Aquitanian            | <i>Miogypsina</i> - <i>Elphidium</i> sp.14 – <i>Peneroplis</i><br><i>farsensis</i> Assemblage Zone          |
| Asmari    | 139 meter<br>50 - 189  | chattian              | <i>Archaias asmaricus</i> - <i>Archaias hensoni</i> –<br><i>Miogypsinoides compalanatus</i> Assemblage Zone |
| Asmari    | 18 meter<br>32- 50     | Rupelian -<br>chatian | <i>Lepidocyclina</i> - <i>Operculina</i> - <i>Ditrupea</i> Assemblage<br>Zone                               |
| Pabdeh    | 32 meter<br>1 - 32     | Rupelaian             | <i>Globigerina</i> spp - <i>Turborotalia cerroazulensis</i> -<br><i>Hantkenina</i> Assemblage Zone          |

*Nephrolepidina* و *Lepidocyclina* و غیر فرامینیفرهایی مانند دوکفه‌ای، اکی‌نویید و دای‌تروپا تشکیل داده است. زمینه در هر دو ریزرخساره گلی (میکرایتی) و بافت سنگ وکستون- پکستون تا پکستون می‌باشد (شکل ۴).

**تفسیر:** ویژگی بارز این ریزرخساره‌ها در این محیط رسوبی، فراوانی روزن‌داران هیالین با دیواره نازک، کشیده، داشتن زمینه گلی با حفظ‌شدگی خوب می‌باشد. حضور لپیدوسی‌کلینیده (*Eulepidina* و *Nephrolepidina*) و نومولیتیده‌های بزرگ و کشیده (*Operculina* و *Heterostegina*) با دیواره نازک و حفظ‌شدگی خوب با زمینه میکرایتی نشان‌دهنده شرایط دریایی با شوری نرمال و انرژی کم تا متوسط است (فلوگل، ۲۰۱۰). از طرفی حضور لپیدوسی‌کلینیده‌های کشیده حاکی از ته‌نشست این ریزرخساره در پایین زون نوری می‌باشد (کوردا و برندانو، ۲۰۰۳). یولپیدیناهای بزرگ و مسطح همچنین نومولیتیده‌ها در بخش‌های عمیق از کف دریا و منطقه الیگوفوتیک رشد می‌کنند (هوتینگر، ۱۹۹۷ و پومار و همکاران، ۲۰۱۴). وجود لپیدوسی‌کلین‌ها و نومولیتیده‌ها با شکل پهن نشان‌دهنده رسوب‌گذاری این ریزرخساره در داخل زون نوری و در قسمت دیستال رمپ میانی می‌باشد (هوتینگر، ۱۹۸۰؛ هوهینگر، ۱۹۹۹؛ هالوک، ۱۹۹۸؛ نبلسکی و همکاران، ۲۰۰۵؛ کوزویک و همکاران، ۲۰۰۴؛ باسی و همکاران، ۲۰۰۷؛ براندازنو و همکاران، ۲۰۰۹). پوسته‌های بزرگ و مسطح این گروه از روزن‌داران برای زندگی در محیط‌های پرانرژی مناسب نیستند، زیرا که آشفستگی کم آب نیز سبب شناور شدن آن‌ها می‌گردد (راسر و همکاران، ۲۰۰۵).

## ریزرخساره‌های شناسایی شده در برش مورد مطالعه

پس از مطالعه ۲۸۰ مقطع نازک میکروسکوپی، شناسایی عناصر اسکلتی و غیراسکلتی، بافت سنگ‌ها شناسایی شده و سپس ریزرخساره‌های برش مورد مطالعه معرفی شد. در این برش تعداد ۱۱ ریزرخساره متعلق به محیط‌های رمپ میانی<sup>۲</sup>، شول<sup>۳</sup> و رمپ درونی<sup>۴</sup> شناسایی گردید. در این برش چین‌شناسی رمپ میانی شامل، بخش‌های دیستال و پروکسیمال و رمپ درونی نیز شامل، لاگون نیمه‌محصور، لاگون محصور و پهنه جزرومدی می‌باشد. ریزرخساره‌های شناسایی شده به شرح زیر می‌باشد:

### رمپ میانی

#### بخش دیستال رمپ میانی<sup>۵</sup>

از اختصاصات این محیط حضور روزن‌داران کفزی بزرگ با دیواره نازک، کشیده و زمینه گلی (میکرایتی) می‌باشد (شکل ۴). در این برش چین‌شناسی همانند سایر برش‌های مطالعه شده (گودرزی و همکاران، ۱۴۰۴، ۱۳۹۹، ۱۳۹۸)، نیکفرد و همکاران (۲۰۲۰) (عظام‌پناه و گودرزی، ۱۴۰۴) روزن‌داران کفزی بزرگ خانواده نومولیتیده و لپیدوسی‌کلینیده غالب بوده و دو ریزرخساره به شرح زیر شناسایی شده است:

**MF1: وکستون - پکستون (فلوتستون)، پکستون**

#### حاوی فرامینیفرهای کفزی بزرگ

**توصیف:** اجزای اصلی این ریزرخساره را در این محیط رسوبی، فرامینیفرهای کفزی بزرگ با دیواره نازک و کشیده خانواده نومولیتیده و لپیدوسی‌کلینیده مانند *Eulepidina*, *Operculina*, *Heterostegina*, *Spiroclypeous* تشکیل داده است. سایر اجزای فرعی در این ریزرخساره‌ها را فرامینیفرهای هیالین مانند

<sup>۴</sup> Ineer ramp

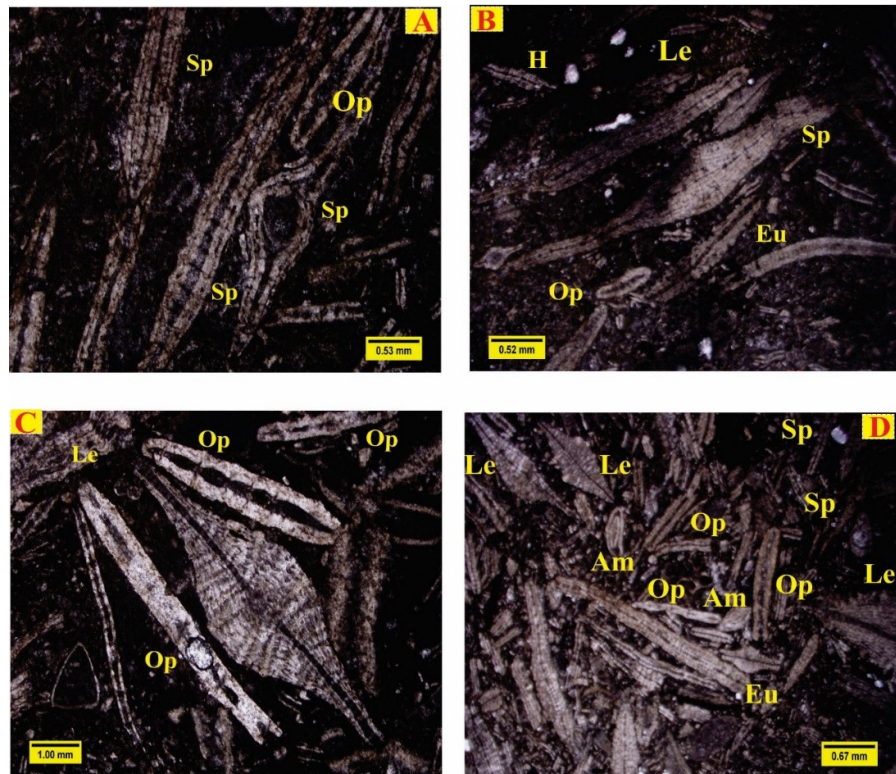
<sup>۵</sup> Distal midle ramp

<sup>۲</sup> Midlle ramp

<sup>۳</sup> Carbonat bank and sand shoal

فرآیندهای دیاژنتیک شدید دارد. این ریزرخساره مشابه RMF شماره ۹ فلوگل (۲۰۱۰)، کمر بند رخساره‌ای شماره هفت باکستون پدلی (۱۹۸۹) و رخساره استاندارد شماره ۴ ویلسون (۱۹۷۵) می‌باشد. مشابه این ریزرخساره توسط وزیری مقدم (۲۰۱۰)، شبافروز (۲۰۱۵)، گودرزی و همکاران (۱۳۹۸، ۱۳۹۹، ۱۴۰۳ و ۱۴۰۴) و گودرزی و عظام‌پناه (۱۴۰۳) معرفی شده است.

با توجه به توضیحات فوق، حضور روزن‌داران بزرگ همزیست‌دار با دیواره هیالین کشیده و نازک مربوط به بخش دیستال رمپ میانی می‌باشد (کوزویک و همکاران، ۲۰۰۴). روزن‌داران هیالین کشیده (مانند *Operculina* و *Heterostegina*) شاخص‌های بسیار حساسی برای تعیین عمق نسبی و پایین‌ترین حد نفوذ نور (base of photic zone) در رمپ‌های کربناته محسوب می‌شوند. حفظ‌شدگی عالی آن‌ها در اینجا دلالت بر محیطی با انرژی پایین و نبود



شکل ۴. (MF1) وکستون - پکستون (فلوتستون)، پکستون حاوی فرامینیفرهای کفزی بزرگ. (A- B) وکستون - پکستون (فلوتستون) حاوی روزن‌داران کفزی بزرگ. C و D: پکستون حاوی روزن‌داران کفزی بزرگ.

**Fig. 4. Microfacies 1: A and B (MF5): wackestone- packstone (floatstone) containing large benthic foraminifera. C and D (MF6): packstone containing large benthic foraminifera. H (Heterostegina), Op (Operculina), Eu (Eulepidina), Te (Textularia), Le (Lepidocyclina), Sp (Spiroclipeos), Am (Amphistegina).**

از نوع گلی (میکرایتی) است. در این برش چینه‌شناسی همانند سایر برش‌های مطالعه شده (گودرزی و همکاران، ۱۳۹۸، ۱۳۹۹، ۱۴۰۴) و عظام‌پناه - گودرزی (۱۴۰۴)، روزن‌داران کفزی با دیواره ضخیم و عدسی شکل (عمدتاً خانواده نومولیتیپیده و لپیدوسیکیلینیده) به همراه جلبک قرمز و کورال شاخص می‌باشند (شکل ۵). در این برش چینه‌شناسی ۳ ریزرخساره به شرح زیر شناسایی شده است:

#### بخش پروکسیمال رمپ میانی<sup>۶</sup>

در سازند آسماری بر اساس مشاهده ریزرخساره‌ها و شناسایی روزن‌داران، مهمترین ویژگی این محیط تغییر در اندازه و ضخامت روزن‌داران است بطوریکه، روزن‌داران هیالین از حالت کشیده با دیواره نازک به فرم عدسی شکل با دیواره ضخیم تغییر مورفولوژی می‌دهند. در این محیط جلبک قرمز کورالیناسه‌آ و مرجان به عنوان اجزای فرعی حضور دارند. زمینه غالب این ریزرخساره‌ها در این محیط

<sup>۶</sup> Proximal middle ramp

**MF2: وکستون - وکستون - پکستون بیوکلتی****حاوی روزن‌داران هیالین عدسی شکل**

**توصیف:** اجزای اصلی این دو ریزرخساره را روزن‌داران کفزی عدسی شکل با دیواره ضخیم مانند *Amphistegina*, *Neorotalia*, *Heterostegina*, *Spiroclypeous*, *Nephrolepidina*, *Miogypsinoides* به همراه جلبک قرمز، جلبک قرمز کورالیناسه<sup>۵</sup> و با تعداد خیلی کم مرجان تشکیل داده است. سایر اجزای فرعی در این ریزرخساره‌ها را روزن‌دارانی *Sphaerogypsina*, *Elphidium*, *Planorbolina*, *Valvulina*, *Textularia* و غیر روزن‌داران مانند دوکفه‌ای، اکیونئید تشکیل داده است. زمینه در هر دو ریزرخساره گلی (میکرایتی) بوده و بافت سنگ وکستون و وکستون-پکستون می‌باشد (شکل ۵).

**تفسیر:** ویژگی بارز این ریزرخساره، اندازه کوچک‌تر، افزایش ضخامت دیواره و پوسته روزن‌داران نسبت به ریزرخساره‌های بخش دیستال رمپ میانی می‌باشد. این کاهش اندازه و افزایش ضخامت پوسته در این گروه از روزن‌داران حاکی از افزایش انرژی محیط، افزایش نور و قرار گرفتن در یک محیط کم عمق‌تر و قسمت‌های پایینی زون نوری بالایی می‌باشد (کوردا و برندانو، ۲۰۰۳) و برندانو و همکاران (۲۰۰۹). از طرفی حضور جلبک‌های قرمز در کنار این گروه از روزن‌داران نشان‌دهنده‌ی نهشته شدن در پهنه نوری الیگوفوتیک - مزوفوتیک تا مزوفوتیک می‌باشد (کوردا و برندانو، ۲۰۰۳) و برندانو و همکاران (۲۰۰۹). حضور لپیدوسیکلین‌ها با فرم‌های عدسی شکل، کوچک و دیواره ضخیم‌تر حاکی از نهشته شدن در آب‌های کم عمق با آشفتگی بیشتر می‌باشد (گیل، ۲۰۰۰). روتالیدهای بزرگ مانند اسپیروکلیپئوس و نفرولپیدینا نشان‌دهنده شرایط مزوفوتیک می‌باشد (برندانو و همکاران، ۲۰۰۹). بر مبنای شواهدی همانند کوچک‌تر بودن روزن‌داران کفزی هیالین، داشتن دیواره‌ای ضخیم‌تر نسبت به ریزرخساره‌های قبلی و از طرفی کاهش گل در زمینه ریزرخساره‌ها می‌توان نتیجه گرفت که این رخساره مربوط به ناحیه دریای باز تا قسمت کم عمق<sup>۷</sup> از رمپ میانی می‌باشد. این ریزرخساره معادل RMF-9 فلوگل (۲۰۱۰)، رخساره شماره ۷ باکستون و پدلی (۱۹۸۹) و SMF 4 ویلسون (۱۹۷۵) بوده و محیط تشکیل آن بخش

پروکسیمال رمپ میانی می‌باشد. مشابه این ریزرخساره توسط گودرزی و همکاران (۱۳۹۸، ۱۳۹۹، ۱۴۰۳ و ۱۴۰۴) و عظام‌پناه و گودرزی (۱۴۰۳) شناسایی و معرفی گردیده است.

**MF3: باندستون جلبکی<sup>۸</sup>**

**توصیف:** این ریزرخساره بطور غالب از جلبک قرمز با اتصال ارگانیکی تشکیل شده است. در برخی از مقاطع نازک میکروسکوپی روزن‌داران هیالین با دیواره ضخیم و عدسی شکل مانند *Miogypsinoides*, *Amphistegina*, *Neorotalia*, *Heterostegina*، فرامینیفرهای پورسلانوز مانند *Dendritina rangi* و *Pyrgo* با تعداد خیلی کم حضور دارند. زمینه در این ریزرخساره گلی (میکرایتی) بوده و بافت آن باندستون می‌باشد (شکل ۵).

**تفسیر:** از اختصاصات اصلی این ریزرخساره، حضور جلبک‌های قرمز با اتصال ارگانیکی (بافت باندستونی) می‌باشد. جلبک‌های بهم پیوسته (باندستونی) با پوسته و بافت مشبک نشان‌دهنده‌ی الگوی زیستی و رشد آن‌ها با چمنزارها و مراتع دریایی می‌باشد (بیوینگتون، ۲۰۰۴). گسترش محدود این ریزرخساره در برش مورد مطالعه و از طرفی حضور فراوان جلبک‌های قرمز با اتصال ارگانیکی به همراه روزن‌داران کفزی کوچک با دیواره ضخیم نشان‌دهنده رسوب‌گذاری در بخش پروکسیمال محیط رمپ میانی می‌باشد. این ریزرخساره معادل کمر بند رخساره‌ای شماره ۵ و میکروفاسیس استاندارد شماره ۷ ویلسون (۱۹۷۵)، RMF ۱۵ فلوگل (۲۰۱۰) و میکروفاسیس شماره ۶ باکستون و پدلی (۱۹۸۹) بوده و بالاتر از سطح اساس امواج نهشته شده است. مشابه این ریزرخساره توسط گودرزی و همکاران (۱۳۹۸) در میدان نفتی مارون شناسایی و معرفی شده است.

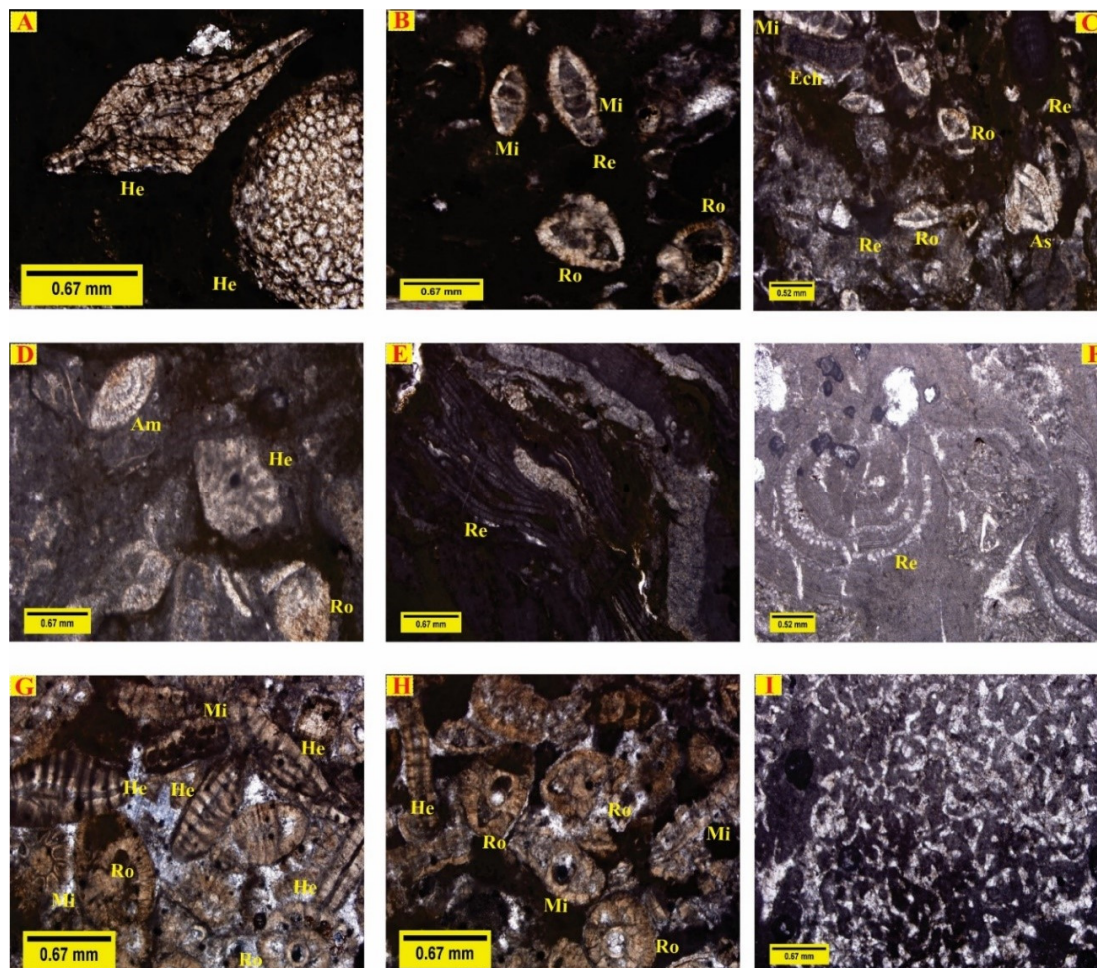
**محیط شول<sup>۹</sup>**

رمپ‌های تحت نفوذ و سلطه توفان‌ها با تجمع اوئیدها، دانه‌های اسکلتی و پلوئیدها مشخص می‌شوند. این دانه‌ها به صورت جداگانه ایجاد شده و بافت‌های غالب در آن پکستون و گرینستون می‌باشد. در این محیط لایه‌بندی و چین‌بندی متقاطع رایج بوده و منشا این رسوبات از محیط‌های رمپ میانی و رمپ داخلی می‌باشد. بانک‌های

<sup>۸</sup> Carbonat bank and sand shoal<sup>۷</sup> Proximal<sup>۹</sup> Algal bondstone

و از طرفی روزن‌داران موجود در این محیط از نظر مورفولوژی نسبت به محیط‌های دیگر دارای دیواره‌ی ضخیم‌تر و عدسی شکل هستند (شکل ۵). در این برش چینه‌شناسی ۲ ریزرخساره به شرح زیر شناسایی شده است:

بیوکلاستیک ممکن است توسط جریان‌های کف ناشی از توفان و همچنین جریان‌های کف موازی ساحل تشکیل شوند (فلوگل، ۲۰۱۰). از دیگر اختصاصات این محیط رسوبی زمینه سیمانی به جای زمینه گلی (میکرایت) بوده



شکل ۵. ریزرخساره‌های ۲-۵: A و B (MF2): وکستون بیوکلاستی حاوی فرامینیفرهای هیالین عدسی شکل. C و D (MF2): وکستون - پکستون - پکستون حاوی فرامینیفرهای هیالین عدسی شکل E و F (MF3): باندستون جلبکی (Algal bondstone). G و H (MF4): پکستون - گرینستون بیوکلاستی حاوی فرامینیفرهای هیالین و عدسی شکل بزرگ. I (MF5): باندستون مرجانی (Coral bondstone)

Fig. 5. Microfacies 2-5: A and B (MF2): Bioclastic wackestone containing lenticular hyaline foraminifera. C and D (MF2): wackestone - packstone containing lenticular hyaline foraminifera. E and F (MF3): Algal bondstone. G and H (MF4): Bioclastic wackestone- Grainstone containing lenticular hyaline foraminifera. Large. I (MF5): Coral bondstone.

He (*Heterostegina*), Mi (*Miogypsinoides*), Ro (*Rotalia*) As (*Astrigerina*), Ech (*Echinoid*), Am (*Amphistegina*), Re (*Red Algal*), He (*Heterostegina*), Mi (*Miogypsinoides*), Ro (*Rotalia*), As (*Astrigerina*), Ech (*Echinoid*), Am (*Amphistegina*), Re (*Red Algal*).

می‌باشد و اجزای فرعی آن با تعداد خیلی کم *Amphistegina*، جلبک قرمز کورالیناسه‌آ و *Valvulina* می‌باشد. زمینه در این ریزرخساره بصورت سیمانی بوده و بافت آن پکستون - گرینستون می‌باشد (شکل ۵).

تفسیر: به عقیده گیل (۲۰۰۰) حضور *Miogypsinoides* نشان‌دهنده‌ی اعماق کمتر از ۵۰ متر و شوروری نرمال

MF4: پکستون - گرینستون بیوکلاستی حاوی فرامینیفرهای هیالین و عدسی شکل

توصیف: اختصاصات این ریزرخساره حضور فراوان روزن‌داران هیالین با پوسته‌ی ضخیم و عدسی شکل با زمینه سیمانی می‌باشد. اجزای اصلی این ریزرخساره شامل *Miogypsinoides*, *Heterostegina*, *Rotalia veinoti*

## MF5: باندستون مرجانی<sup>۱۱</sup>

**توصیف:** ویژگی اصلی این ریزرخساره حضور مرجان با اتصال ارگانیکی (مرجان‌های چارچوب‌ساز) و عدم همراهی هیچ نوع بیوتایی می‌باشد. زمینه این ریزرخساره بصورت سیمانی بوده و بافت آن باندستون می‌باشد (شکل ۵).

**تفسیر:** گسترش این ریزرخساره خیلی محدوده بوده و از نظر تنوع زیستی در محیط‌های ریفی (ریف‌های پیوسته و ریف‌های پراکنده) به وفور یافت می‌شوند. محل تشکیل این نوع ریف‌ها پشت سد و داخل لاگون می‌باشد (فلوگل، ۲۰۱۰). این نوع ریف‌ها بوسیله موجودات درجا (بیوهرم) در حاشیه پلاتفرم در بالای سطح امواج عادی تشکیل می‌شوند (ویلسون، ۱۹۷۵). این ریزرخساره هم‌ارز RMF ۱۵-۱۲ فلوگل (۲۰۱۰) و کمربند رخساره‌ای شماره ۶ یا ۲ باکستون و پدلی (۱۹۸۹) و به محیط لاگون رو به سد نسبت داده می‌شود. در مطالعات قبلی این ریزرخساره را به محیط ریف کومه‌ای نسبت داده‌اند (گودرزی و همکاران ۱۳۹۸، ۱۳۹۹ و ۱۴۰۳) ولی در این برش چینه‌شناسی شواهدی مانند زمینه سیمانی، همراهی با نهشته‌های گرینستونی، گسترش محدود و جایگاه چینه‌شناسی حاکی از نهشته شدن این ریزرخساره در محیط شول می‌باشد.

## رمپ درونی<sup>۱۲</sup>

از مشخصات این محیط حضور فراوان روزن‌داران پورسلانوز، کاهش و یا نبود روزن‌داران هیالین می‌باشد. این محیط از نظر عمق بسیار کم عمق بوده و شوری در بالاترین حد ممکن می‌باشد (فلوگل، ۲۰۱۰). بر اساس تعداد و تنوع روزن‌داران پورسلانوز خود به سه زیر محیط لاگون باز، لاگون نیمه‌بسته و لاگون بسته تقسیم‌بندی می‌شود (فلوگل، ۲۰۱۰). همچنین در این محیط پهنه جزرومدی (اینتراتیادل و سوپراتیادل) قرار دارد (فلوگل، ۲۰۱۰). در این برش چینه‌شناسی، نهشته‌های الیگو-میوسن (سازند آسماری) شامل لاگون نیمه‌محصور، لاگون محصور و پهنه جزرومدی بوده و ریزرخساره‌های آن به شرح زیر می‌باشد:

## لاگون نیمه‌محصور<sup>۱۳</sup>

در این محیط رسوبی دو گروه، روزن‌داران هیالین و پورسلانوز با هم حضور داشته که خود نشان‌دهنده‌ی

می‌باشد. روتالیدها (منفذدار و همزیست) و فرم‌های دارای تزیینات زیاد در آب‌های خیلی کم عمق، آب‌های آشسته (۰ - ۴۰ متری) در منطقه ساحلی بر روی ماسه‌های کربناته، بر روی ریف و همچنین در مناطق بین ریف زیست می‌کنند (گیل، ۲۰۰۰). جنس *Amphistegina* شاخص اعماق بیشتر از ۲۰ متر بوده (براندانو و همکاران، ۲۰۰۹) و به عقیده (هالوک، ۱۹۹۷) و هوهینگر و همکاران (۱۹۹۹) روزن‌دارانی همانند *Heterostegina* و *Amphistegina* در طیف وسیعی از مناطق گرمسیری و نیمه گرمسیری و در اعماق مختلف زیست می‌کنند ولی بطور معمول در اعماق ۴۰ - ۷۰ متری فراوان تر هستند. به عقیده هالوک و پومار (۲۰۰۸) با کاهش عمق فرم‌هایی با دیواره ضخیم‌تر (اعماق کمتر از ۳۰ متر) غلبه پیدا می‌کنند. حضور روزن‌داران عدسی - لنزی شکل با دیواره ضخیم و از طرفی عدم حضور فرامینفرهای بزرگ و کشیده نشان‌دهنده‌ی زندگی در محیطی کم عمق، پرانرژی و با نور بیشتر می‌باشد. عدم وجود گل (میکرایت) در زمینه، حضور سیمان در زمینه سنگ، بافت گرینستونی حاکی از افزایش انرژی و کاهش عمق و قرار گرفتن بالاتر از قاعده امواج عادی می‌باشد (ویلسون، ۱۹۷۵) و فلوگل (۲۰۱۰). این ریزرخساره معادل RMF 26 - 27 فلوگل (۲۰۱۰) (Carbonat sand Shoals and Banks)، رخساره شماره ۳ و کمربند ۶ باکستون و پدلی (۱۹۸۹)، میکروفاسیس شماره ۱۱ ویلسون (۱۹۷۵) رخساره سدی<sup>۱۴</sup> یا می‌باشد. در این برش چینه‌شناسی، این ریزرخساره در مرز بین دو محیط رمپ میانی و درونی قرار داشته و جدایش این دو محیط بر اساس همین ریزرخساره می‌باشد. گرینستون‌های بیوکلاستی این رخساره (MF4) با سیمان اسپاری و فقدان میکرایت، از نظر دیاژنزی شرایط مساعدی برای توسعه و حفظ تخلخل بین‌دانه‌ای اولیه داشته‌اند. این رخساره به دلیل انرژی بالا و عدم حضور گل، می‌تواند به عنوان یک معادل رخنمونی افق مخزنی با کیفیت بالا در سیستم نفتی عمل کند. موقعیت آن در مرز رمپ میانی و درونی، آن را به یک افق کلیدی با قابلیت ردیابی در مقیاس حوضه تبدیل می‌کند. مشابه این ریزرخساره توسط گودرزی و همکاران (۱۳۹۸، ۱۳۹۹، ۱۴۰۳ و ۱۴۰۴) شناسایی شده است.

<sup>۱۱</sup> Ineer Ramp

<sup>۱۲</sup> Semi restricted Lagoon

<sup>۱۳</sup> Barrier- beach

<sup>۱۴</sup> Coral bondstone

شرایطی است که هر دو گروه از این روزن‌داران می‌توانند در آن زیست کنند.

#### MF6: پکستون - پکستون - گرینستون حاوی

##### فرامینیفرهای هیالین و پورسلانوز

**توصیف:** اجزای این ریزرخساره را روزن‌داران هیالین و پورسلانوز مانند *Quinqueloculina*, *Pyrgo*, *Archaias* همراه *Reussella planorbulina*, *Miogyopsinoides*, *Reussella*, *Rotalia veinnoti* تشکیل داده است. اجزای فرعی در این ریزرخساره را *Triloculina*, *valvulinid*, *Schlumbergerina*, *Praerhapydionina delicata* و *Red algal* تشکیل می‌دهد. در این ریزرخساره زمینه بصورت میکرایت و با مقدار کمتر سیمان بوده و بافت آن پکستون - پکستون - گرینستون می‌باشد (شکل ۶).

**تفسیر:** روزن‌داران با دیواره هیالین آب‌هایی با شوری نرمال دریا و روزن‌داران با دیواره پورسلانوز آب‌های کم عمق لاگونی و شوری‌های بالاتر را برای زیست انتخاب می‌کنند (گیل، ۲۰۰۰؛ رومرو و همکاران، ۲۰۰۲؛ وزیری مقدم و همکاران، ۲۰۰۶). ویژگی اصلی این ریزرخساره حضور همزمان روزن‌داران هیالین و پورسلانوز در کنار هم می‌باشد که خود موید زیست این دو گروه از روزن‌داران در کنار همدیگر است. در این ریزرخساره وجود روتالیا وینوتی (*Rotalia viennoti*) شاخص یک محیط کم عمق و پر انرژی بوده که خود بیانگر شوری نرمال و عمق کمتر از ۵۰ متر می‌باشد (گیل، ۲۰۰۰). به عقیده رومرو و همکاران (۲۰۰۰) حضور همزمان پوسته هیالین و پورسلانوز حاکی از لاگون نیمه‌محصور با انرژی متوسط می‌باشد. همچنین به یک زون نور بالایی که میزان شوری در آن اندکی بالا می‌باشد نسبت داده می‌شود (رومرو و همکاران، ۲۰۰۰؛ وزیری مقدم و همکاران، ۲۰۰۶؛ زمانگی و همکاران، ۲۰۰۹). این ریزرخساره بالاتر از قاعده سطح اساس امواج عادی بوده و معادل کمر بند رخساره شماره ۴ باکستون و پدلی (۱۹۸۹) و کمر بند رخساره شماره ۷ ویلسون (۱۹۷۵) و RMF 16 فلوگل (۲۰۱۰) می‌باشد. مشابه این ریزرخساره توسط وزیری مقدم (۲۰۱۰)، شبافروز (۲۰۱۵)، گودرزی و همکاران (۱۳۹۸، ۱۳۹۹)، ۱۴۰۳ و ۱۴۰۴) و گودرزی - عظام‌پناه (۱۴۰۴) معرفی شده است. بنابر توضیحات فوق، در این برش چینه‌شناسی

حضور روزن‌داران پورسلانوز در کنار روزن‌داران هیالین شاخص محیط لاگون نیمه‌محصور می‌باشد.

#### لاگون محصور<sup>۱۴</sup>

ویژگی اصلی این محیط حضور غالب روزن‌داران پورسلانوز با دیواره ضخیم می‌باشد. تنوع جنس‌ها در این محیط کاهش پیدا کرده و روزن‌داران هیالین بصورت اندک و محدود با دیواره ضخیم حضور دارند. در این محیط شوری به بالاترین حد ممکن می‌رسد. در این برش چینه‌شناسی تعداد چهار ۴ ریزرخساره متعلق این محیط رسوبی به شرح زیر شناسایی شده است:

MF7: وکستون، وکستون - پکستون و پکستون  
بایوکلاستی حاوی فرامینیفرهای پورسلانوز، دیسکوربیس و الفیدیم

#### MF 8: گرینستون حاوی فرامینیفرهای پورسلانوز

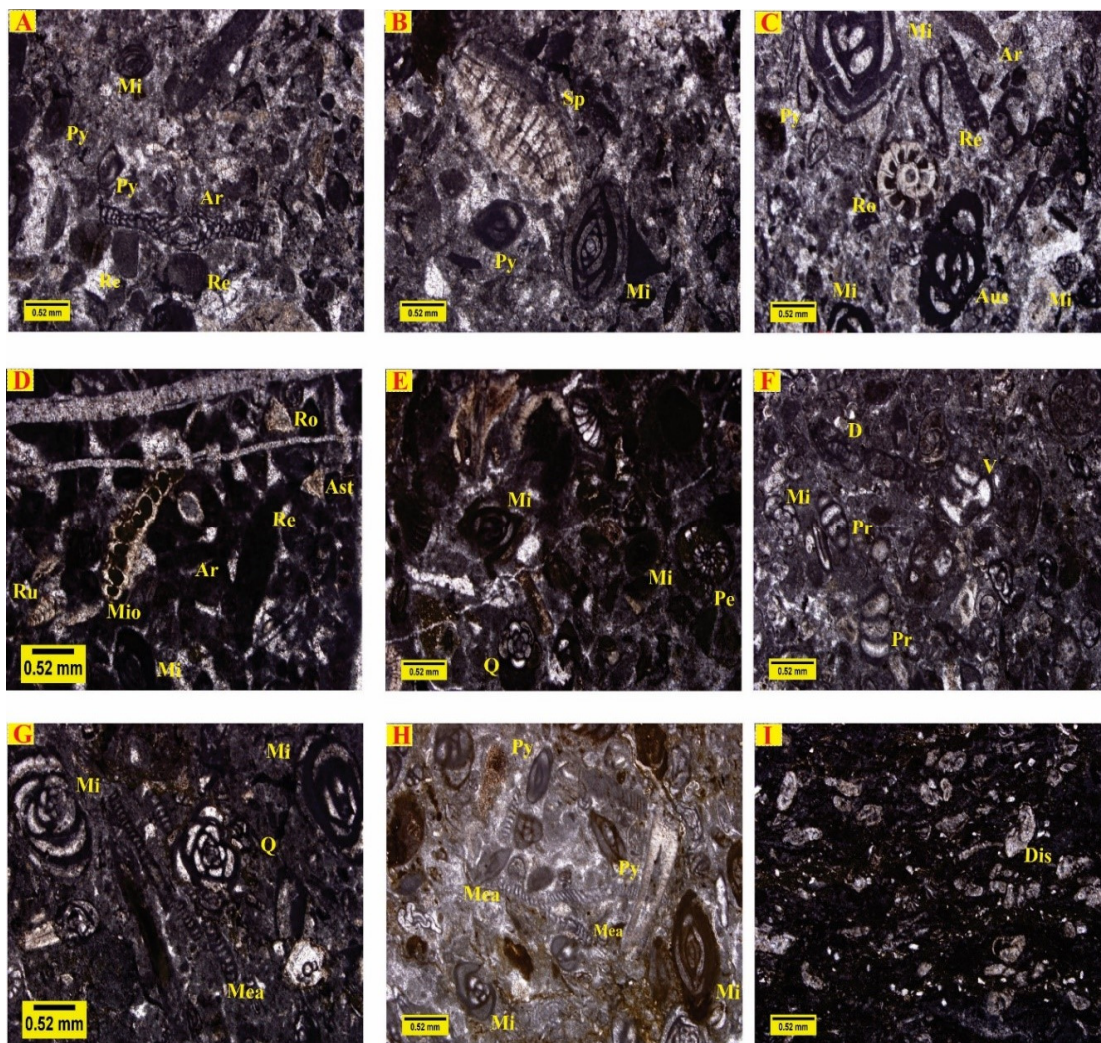
**توصیف:** اجزای اصلی تشکیل دهنده این ریزرخساره‌ها را روزن‌داران بدون‌منفذ پورسلانوز تشکیل داده است که از اختصاصات این محیط رسوبی می‌باشد. روزن‌داران اصلی این ریزرخساره شامل *Archaias*, *Milolid*, *Peneroplis*, *Borelis*, *Dendritina*, *Meandropsina*, *Discorbis* و *Elphidium* می‌باشد. دیگر اجزای این ریزرخساره‌ها را اکینوئید، گاستروپود و دوکفه‌ای تشکیل می‌دهد (شکل‌های ۶ و ۷). زمینه در ریزرخساره ۷ بصورت میکرایتی و در MF شماره ۸ بصورت سیمانی بوده و بافت در این ریزرخساره وکستون تا گرینستون می‌باشد (شکل‌های ۶ و ۷).

**تفسیر:** حضور فراوان روزن‌داران بدون‌منفذ پورسلانوز در این محیط نشان‌دهنده کاهش عمق و افزایش نور می‌باشد (براندانو و همکاران، ۲۰۱۰). در محیط رمپ درونی با کاهش عمق و افزایش میکرایت (گل کربناتی)، فراوانی روزن‌داران پورسلانوز بزرگ همزیست‌دار کم می‌شود و روزن‌داران کوچک‌تر بدون‌منفذ و بدون همزیست افزایش پیدا می‌کند که خود نشان‌دهنده محیط لاگون محصور می‌باشد (گیل، ۲۰۰۰؛ رومرو و همکاران، ۲۰۰۲؛ کوردا و برندانو، ۲۰۰۳). در این ریزرخساره عدم حضور فرم‌های نرمال دریایی (روزن‌داران کفزی هیالین) و از طرفی فراوانی فرم‌های لاگون (روزن‌داران پورسلانوز) همانند میلیولیدها نشان‌دهنده محصور بودن محیط

<sup>۱۴</sup> Restrected Lagoon

دولومیت ثانویه و بهبود تخلخل در این رخساره‌ها گردد. این ریزرخساره معادل کمر بند رخساره‌ای شماره ۸ ویلسون (۱۹۷۵)، ریزرخساره شماره ۲ بکستون و پدلی (۱۹۸۹) و RMF16 فلوگل (۲۰۱۰) می‌باشد. مشابه این ریزرخساره توسط صادقی و همکاران (۲۰۱۸)، عظام‌پناه-گودرزی (۱۴۰۳) گودرزی و همکاران (۱۴۰۴) و ۱۴۰۳، ۱۳۹۹، ۱۳۹۸)، دانشیان (۱۴۰۴) در حوضه زاگرس شناسایی و معرفی گردیده است.

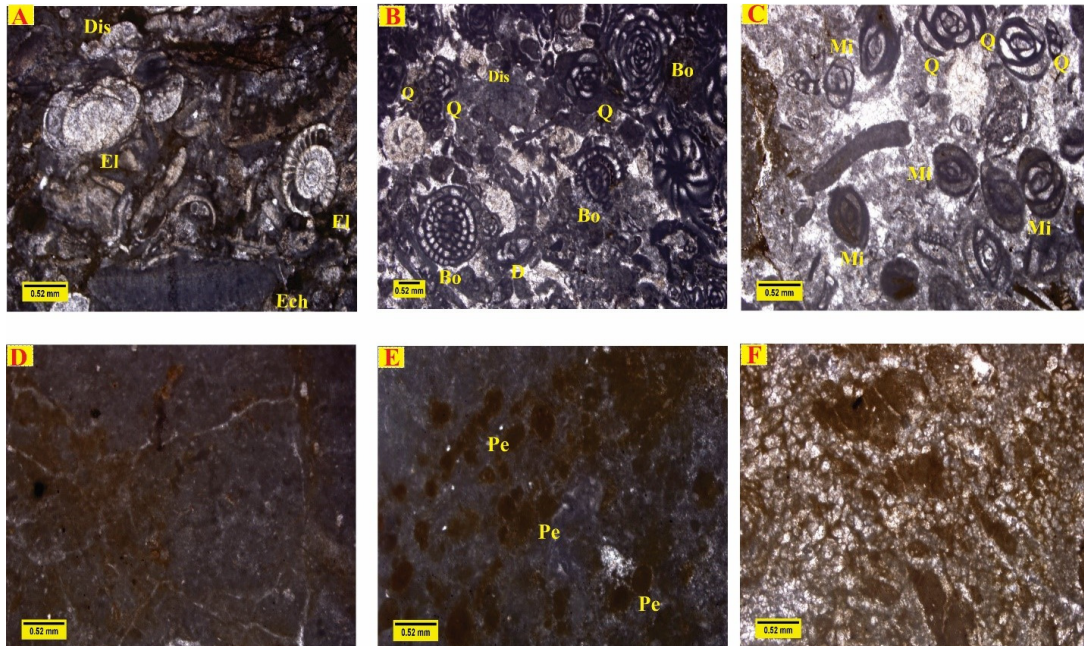
لاگون و کم عمق‌ترین بخش بالایی پهنه نوری یوفوتیک، با نور زیاد، انرژی کم و بستر نرم گلی می‌باشد (گیل، ۲۰۰۰؛ رومرو و همکاران، ۲۰۰۲؛ کوردا و برندانو، ۲۰۰۳). افزایش شدید فراوانی میلیولیدها و روزن‌داران پورسلانوز (مانند *Dendritina*, *Peneroplis*) نه تنها نشانه شوری بالا است، بلکه می‌تواند نشان‌دهنده دوره‌های تناوبی آب و هوای نیمه‌خشک و کاهش ارتباط با دریای باز در مقیاس سکانشی باشد. این شرایط می‌تواند منجر به تشکیل



شکل ۶ ریزرخساره ۶-۷: A-B (MF 6)، پکستون - گرینستون حاوی فرامینیفرهای هیالین و پورسلانوز. C-D (MF 6)، پکستون، پکستون - گرینستون حاوی فرامینیفرهای هیالین و پورسلانوز. E-F (MF 7)، وکستون، وکستون - پکستون حاوی فرامینیفرهای پورسلانوز. G-H (MF 7)، پکستون حاوی فرامینیفرهای پورسلانوز. I (MF 7)، وکستون - پکستون بایوکلاستی دیسکوربیس و الفیدیم.

Fig. 6. Microfacies 12-15: A-B (MF 6), packstone - Grainstone containing hyaline and porcelainous foraminifera. C-D (MF 6), packstone, packstone - Grainstone containing hyaline and porcelainous foraminifera. E-F (MF 7), wackestone, wackestone - packstone containing porcelainous foraminifera. G-H (MF 7), packstone containing porcelainous foraminifera. I (MF 7), wackestone - packstone bioclastics of *Discorbis* and *Elphidium*.

Mi (miliolids), Dis (*Discorbis*), El (*Elphidium*) Re (Red algal), Q (*Quinqueloculina*), D (*Dendritina rangi*), Mea (*Meandropsina*), Mi (*Miogypsinoidea*), Py (*Pyrgo*), Ru (*Ruseela*), Ar (*Archias*), Sp (*Spyroclipeos*), Aus (*Austrotrillina*), Ro (*Rotalia viennoti*).



شکل ۷. ریزرخساره‌های ۷-۱۱: A (MF 7)، وکستون - پکستون بایوکلستی حاوی دیسکوربیس و الفیدیم. B، C (MF 8)، گرینستون حاوی فرامینیفرهای پورسلانوز. D (MF 9)، مادستون. E (MF 10)، وکستون پلوئیدی. F (MF 11)، دولوستون.

Fig. 7. Microfacies 7-11: A (MF 7), Bioclastic wackestone- packstone containing Discorbis and Elphidium. B, C (MF 8), Grainstone containing porcelaneous foraminifera. D (MF 9), Mudstone. E (MF 10), Ploid wackestone. F (MF 11), Dolostone. Dis (Discorbis), El (Elphidium) Ecl (Ecinoid), Q (Quinqueloculina), D (Dendritina rang), Bo (Boreliss), Mi (Miliolids), Pe (Peloid).

۲۰۱۰) و ویلسون (۱۹۷۵) و معادل کمربند رخساره‌ای شماره ۸ ویلسون (۱۹۷۵)، ریزرخساره شماره ۱ بکستون و پدلی (۱۹۸۹) و RMF19 (فلوگل، ۲۰۱۰) می‌باشد. مشابه این ریزرخساره توسط صادقی همکاران (۲۰۱۸) و گودرزی و همکاران (۱۳۹۸، ۱۴۰۳، ۱۳۹۹) و عظام‌پناه- گودرزی (۱۴۰۳) در حوضه زاگرس شناسایی و معرفی گردیده است.

#### MF10: وکستون پلوئیدی

**توصیف:** بافت سنگ در این ریزرخساره وکستون و زمینه آن میکرایتی بوده و اجرای اصلی آن را دانه‌های پلوئید تشکیل داده است (شکل ۷).

**تفسیر:** از ویژگی‌های بارز در این ریزرخساره نبود فونای فسیلی می‌باشد. نبود اجزای اسکلتی و فراوانی دانه‌های پلوئید در این ریزرخساره حاکی از نهشته شدن در یک محیط کم عمق و محصور شده با شوری حداکثر و عدم ارتباط با آب‌های آزاد می‌باشد (توماسوویچ، ۲۰۰۴؛ زمانگی، ۲۰۰۹ و تسوویک، ۲۰۰۱). فراوانی دانه‌های پلت، نبود اثر جریان و دانه‌بندی تدریجی نشان‌دهنده‌ی محیط آرام لاگون محصور می‌باشد. این ریزرخساره در بخش‌های

#### MF9: مادستون

**توصیف:** مشخصه اصلی این ریزرخساره عدم وجود فونای فسیلی بوده که بطور کامل و بصورت یکپارچه از میکرایت خالص و همگن تشکیل شده است. بافت این ریزرخساره مادستون بوده و زمینه آن میکرایت می‌باشد (شکل ۷).

**تفسیر:** فراوانی گل کربناته، فقدان فونای فسیلی، نبود ساختارهای خروج از آب و ارتباط آن با رخساره‌های لاگونی نشان‌دهنده‌ی رسوبگذاری در محیط کم عمق لاگون و با شوری بالا می‌باشد (فلوگل، ۲۰۱۰). تجمع گل کربناته در محیط‌های خیلی کم انرژی و بخش‌های داخلی تر (پروکسمال) رمپ درونی صورت می‌گیرد. این ریزرخساره در آب‌های بسیار کم عمق و شرایط محصور شده با شوری بالا بوجود می‌آید (اقروی، ۲۰۰۶). فقدان فسیل در این ریزرخساره نشان‌دهنده‌ی چرخش محدود آب و شرایط نامساعد برای زیست موجودات دریایی می‌باشد (الشارلند و کندال، ۲۰۰۳). به عقیده (فلوگل، ۲۰۱۰) این نوع ریزرخساره‌ها شاخص محیطی کم عمق، چرخش محدود آب، کم انرژی و نزدیک به ساحل بخش محصور شده لاگون رو به پهنه کشندی بوده (فلوگل،

(فلوگل، ۲۰۱۰). بر اساس شواهد صحرایی، مطالعه دقیق مقاطع نازک میکروسکوپی (شناسایی آلوم‌ها، روزن‌داران و غیره روزن‌داران، بافت رسوبی مقاطع نازک) و تغییرات عمودی ریزرخساره‌ها مشخص گردید که برش مورد مطالعه در برگیرنده توالی کاملی از محیط‌های رسوبی شامل رمپ میانی، شول و رمپ درونی می‌باشد (شکل‌های ۸ و ۹).

### رمپ میانی

در این برش چینه‌شناسی نهشته‌های رمپ میانی شامل دو بخش دیستال و پروکسیمال می‌باشند. MF 1 مربوط به بخش دیستال رمپ میانی (قاعده سازند آسماری) بوده و حضور فراوان روزن‌داران کفزی بزرگ و کشیده از ویژگی‌های اصلی آن‌ها می‌باشد. MF 2 و MF 3 مربوط به بخش پروکسیمال رمپ میانی هستند و از اختصاصات آن حضور روزن‌داران کفزی عدسی-لنزی شکل با دیواره ضخیم می‌باشد. این دو محیط مربوط به قاعده به سمت میانه سازند آسماری بوده و بین قاعده امواج توفانی و امواج عادی قرار داشته و در زمان روپلین، روپلین - شاتین نهشته شده‌اند (شکل‌های ۸ و ۹).

### شول

ریزرخساره‌های ۵ و ۴ (MF 5 - MF 4) در میانه سازند آسماری مربوط به این محیط رسوبی بوده، بطوریکه روزن‌داران از حالت کشیده و نازک با زمینه میکرایتی به حالت عدسی شکل با پوسته ضخیم‌تر تغییر مورفولوژی داده و همچنین زمینه از میکرایت به سیمان تغییر کرده است که این تغییرات خود مویده کاهش عمق، افزایش نور و انرژی در محیط می‌باشد. این محیط رسوبی بین رمپ میانی و رمپ درونی قرار داشته و جدا کننده این دو محیط رسوبی می‌باشد و بالاتر از سطح اساس امواج عادی و توفانی نهشته شده است (شکل‌های ۸ و ۹). ریزرخساره‌های این محیط رسوبی در زمان شاتین نهشته شده‌اند (شکل‌های ۸ و ۹).

### رمپ درونی

رسوبات این محیط رسوبی در این برش چینه‌شناسی شامل تنوع زیادی از محیط‌ها و رخصاره‌های کربناتی است و عمده فونای موجود در آن‌ها روزن‌داران پورسلانوز می‌باشد (شکل‌های ۸ و ۹). در این برش چینه‌شناسی،

داخلی پلاتفرم کم عمق حفاظت شده با چرخش متوسط آب در بخش‌های داخلی رمپ درونی تشکیل شده است (فلوگل، ۲۰۱۰). مشابه این ریزرخساره توسط گودرزی و همکاران (۱۳۹۸)، صادقی و همکاران (۲۰۱۸) در حوضه زاگرس شناسایی و معرفی گردیده و معادل کمربند رخصاره‌ای شماره ۸ ویلسون (۱۹۷۵)، ریزرخساره شماره ۱ بکستون و پدلی (۱۹۸۹) و RMF22 فلوگل (۲۰۱۰) می‌باشد. بنابر شواهد موجود محیط تشکیل این ریزرخساره لاگون محصور از رمپ درونی می‌باشد.

### MF 11: دولوستون

**توصیف:** اجزای این ریزرخساره بطور کلی از بلورهای دولومیت تشکیل شده است. از اختصاصات این ریزرخساره نبود فونای زیستی می‌باشد (شکل ۷).

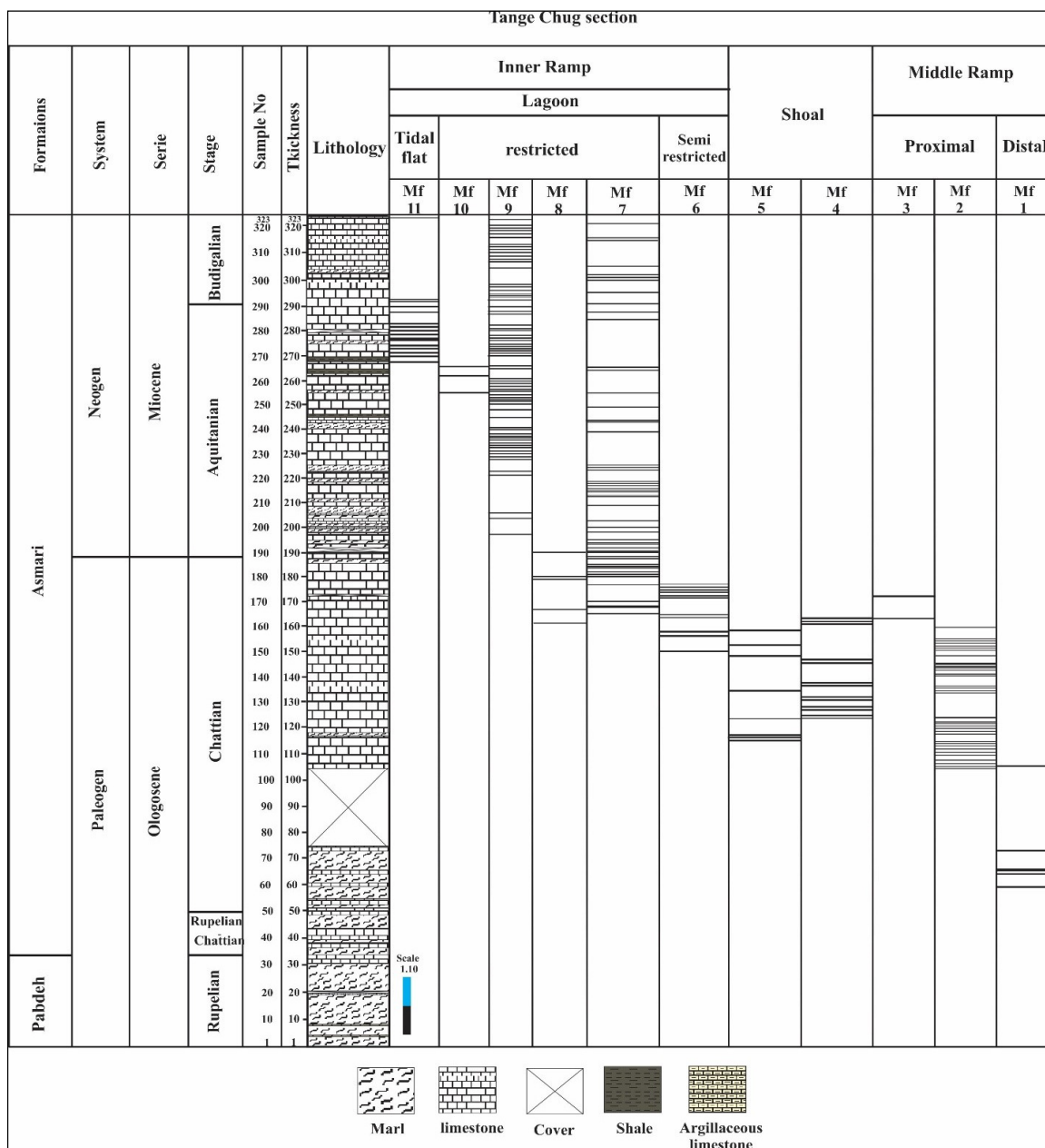
**تفسیر:** گسترش رخصاره‌های دولومیتی شاخص افت سطح آب دریا بر اثر تبخیر شورابه‌های غنی از  $Mg^{2+}$  است که باعث دولومیتی شدن از نهشته‌های آهکی می‌شود. وجود بافت همگن، نبود آلوم و فونای فسیلی همراه با میکرایت فراوان در این ریزرخساره نشانه نهشته شدن در پهنه جزرومدی (اینتراتیدال و سوپراتیدال) و مناطق کم عمق می‌باشد (اقروی، ۲۰۰۶). مشابه این ریزرخساره در میدان نفتی مارون (گودرزی و همکاران، ۱۳۹۸) و الله کرم‌پور دیل (۲۰۱۸) شناسایی و معرفی گردیده و معادل کمربند رخصاره‌ای شماره ۸ ویلسون (۱۹۷۵)، ریزرخساره شماره ۱ بکستون و پدلی (۱۹۸۹) و RMF19 فلوگل (۲۰۱۰) می‌باشد.

### مدل رسوبی سازند آسماری در برش چینه‌شناسی تنگ چوگ (تاق‌دیس اشگر)

شرایط زمین‌ساختی و تغییرات طولانی مدت سطح جهانی آب‌ها کنترل کننده پهنه‌های رسوبی و پراکندگی رخصاره‌های رسوبی در پلاتفرم‌های کربناته می‌باشد (پومار، ۲۰۰۱ و برندانو، ۲۰۰۹). رمپ‌های کربناته بر اساس سطح امواج توفانی (SWB) و سطح امواج عادی (FWWB) به محیط‌های رمپ خارجی (حوضه)، رمپ میانی، شول (ماسه - پشته‌های کربناتی) و رمپ درونی تقسیم‌بندی می‌شوند که رمپ خارجی پایین‌تر از امواج توفانی (SWB)، رمپ میانی بین امواج توفانی (SWB) و امواج عادی (FWWB)، محیط شول بالاتر از امواج عادی (FWWB) و رمپ درونی نیز بالاتر از امواج عادی (FWWB) می‌باشد

رخساره پلوتید نشان دهنده ی لاگون محصور می باشند (شکل های ۸ و ۹). MF 11 بخاطر حضور نهشته های دولومیتی شاخص پهنه جزرومدی و محیطی کم عمق می باشد (شکل های ۸ و ۹). در این برش چینه شناسی نهشته های محیط رمپ درونی در بازه شاتین پسین - بوردیگالین رسوبگذاری کرده اند (شکل های ۸ و ۹). این محیط رسوبی بالاتر از سطح تاثیر امواج عادی و توفانی نهشته شده است.

رمپ درونی بر مبنای نوع روزن داران و همچنین تعداد آن ها به زیر محیط های لاگون نیمه محصور، لاگون محصور و پهنه جزرومدی تقسیم بندی شده است (شکل های ۸ و ۹). MF 6 با داشتن روزن داران هیالین و پورسلانوز مربوط (به دلیل حضور همزمان روزن داران هیالین و پورسلانوز متعلق به لاگون نیمه محصور بوده) و MF 7 - MF 8 بخاطر حضور فرامینفرهای پورسلانوز، MF 9 به دلیل عدم حضور فونا (رخساره مادستون) و MF 10 به دلیل حضور

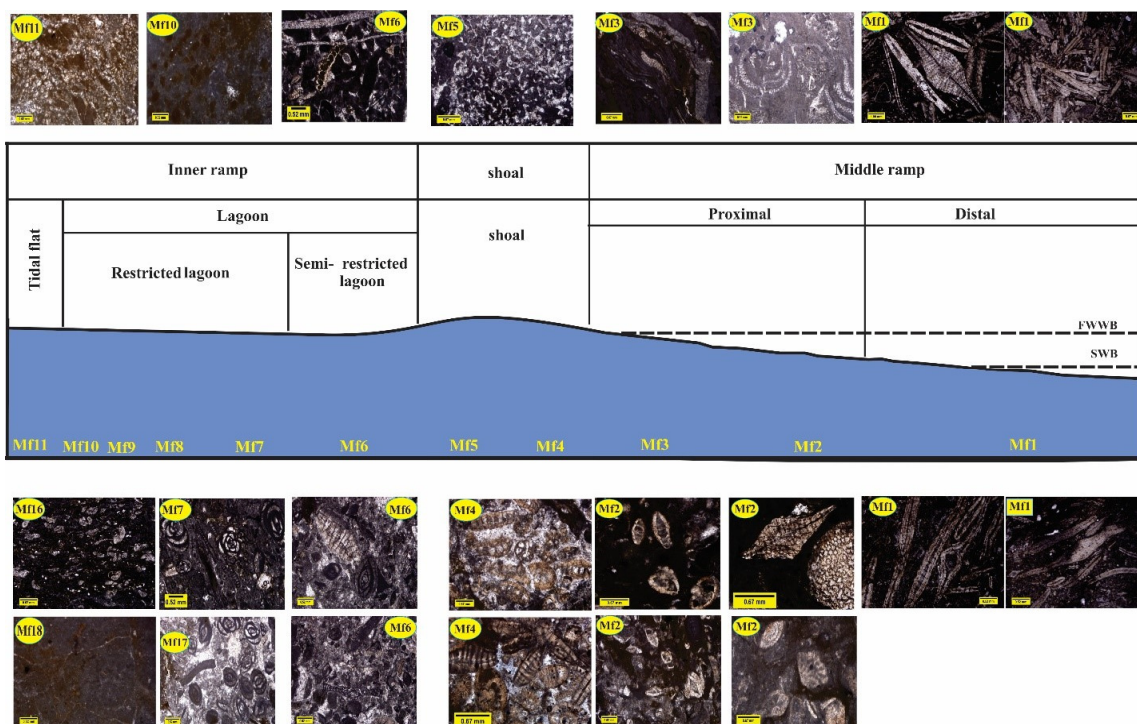


شکل ۸. ستون ریزر خساره ها و محیط رسوبی برش چینه شناسی تنگ چوگ

Fig. 8. Microfacies column and sedimentary environment of the Tang Chug stratigraphic section

توربیدایت، شاهدهی قوی بر شیب بسیار کم<sup>۱۶</sup> بستر دریا در این قسمت از حوضه آسماری است. این الگو با موقعیت این برش در بخش پروکسیمال (نزدیک به خشکی) حوضه پیش‌چینه‌ای زاگرس همخوانی دارد. از طرفی نبود دانه‌های پوشش‌دار، اوئید، اینتراکلیست شاهدهی بر نهشته شدن این برش در یک پلاتفرم کربناته کم عمق و کم شیب (هموکلینال) می‌باشد (شکل‌های ۸ و ۹).

در این برش چینه‌شناسی تبدیل ریزرخساره‌ها بهم، بصورت تدریجی بوده و با توجه به عدم مشاهد شواهد نهشته‌های ریزشی - لغزشی و همچنین عدم حضور ریف پیوسته حاکی از نهشته شدن در یک پلاتفرم کربناته کم عمق و کم شیب از نوع رمپ هموکلینال می‌باشد. مدل رمپ هموکلینال ارائه شده، با مدل‌های کلاسیک رمپ کربناته قابل قیاس است. نبود کامل رسوبات ریزشی<sup>۱۵</sup> و



شکل ۹. مدل رسوبی سازند آسماری در برش چینه‌شناسی تنگ چوک. MF1 (وکستون - پکستون (فلوتستون)، پکستون حاوی فرامینیفرهای کفی بزرگ). MF2 (وکستون - وکستون - پکستون بیوکلیستی حاوی روزن‌داران هیالین عدسی شکل). MF3 (باندستون جلبکی). MF4 (پکستون - گرینستون بیوکلیستی حاوی فرامینیفرهای هیالین و عدسی شکل). MF5 (باندستون مرجانی). MF6 (پکستون - پکستون - گرینستون حاوی فرامینیفرهای هیالین و پورسلانوز). MF7 (وکستون - وکستون - پکستون و پکستون بیوکلیستی حاوی فرامینیفرهای پورسلانوز، *Discorbis* و *Elphidium*). MF8 (گرینستون حاوی فرامینیفرهای پورسلانوز). MF9 (مادستون). MF10 (وکستون پلوتیدی). MF11 (دولوستون).

Fig. 9. Sedimentary model of the Asmari Formation in the Tang Chug stratigraphic section. (MF1): wackestone- packstone (floatstone), packstone containing large benthic foraminifera. (MF2): Bioclastic wackestone- wackestone- packstone containing lenticular hyaline foraminifera. (MF3): Algal bondstone. (MF4): Bioclastic packstone - Grainstone containing lenticular hyaline foraminifera. (MF5): Coral bondstone. (MF6) packstone - Packstone - Grainstone containing hyaline and porcelanose foraminifera. (MF7): wackestone, wackestone - packstone and packstone containing porcelanose foraminifera, *Discorbis* and *Elphidium*. (MF8): Grainstone containing porcelanous foraminifera. (MF9): Mudstone. (MF 10), Ploid wackestone. (MF 11), Dolostone.

برخوردار است. این مطالعه با تمرکز بر مقایسه دو ناحیه کلیدی، به بررسی عوامل کنترل‌کننده این ناهمگنی می‌پردازد. در برش سطحی تنگ‌چوک واقع در زون ایزده (حاشیه شمال شرقی حوضه)، سازند آسماری در یک رمپ هموکلینال با شیب ملایم نهشته شده است. شواهد این

## بحث

تطبیق مدل رمپ هموکلینال با تحول پلتفرم کربناته در حوضه آسماری سازند کربناته الیگو- میوسن آسماری به‌عنوان مهم‌ترین سنگ مخزن زاگرس، از تغییرپذیری رخساره‌ای و دپازنزی قابل ملاحظه‌ای در مقیاس حوضه

<sup>۱۶</sup> Low-angle

<sup>۱۵</sup> slump deposits

مدل شامل توالی تدریجی ۲۰ ریزرخساره شناسایی شده (از رمپ خارجی تا پهنه جزرومدی)، فقدان کامل رخساره‌های ریف سدی پیوسته، و نبود نهشته‌های ریزشی-لغزشی است. یافته‌های کلیدی مطالعه طاهری و همکاران (۲۰۱۷) بر روی چهار برش در زون ایزده در بررسی چارچوب پالئواکولوژیک و زیست‌چینه‌نگاری دقیق سازند آسماری نشان می‌دهد که سن شاتین تا بوردیگالین، تفسیر محیط رمپ کربناته، غالب بودن مجموعه هتروژن (متشکل از فرامینیفرهای بنتیک بزرگ و جلبک‌های قرمز) و شرایط الیگوتروفیک تا مزوتروفیک، به طور کلی با نتایج به‌دست‌آمده از برش تنگ‌چوگ در تاق‌دیس اشگر همسو است. این همخوانی، الگوی رسوبی یکسان و کنترل‌کننده‌های منطقه‌ای مشترک در زون ایزده را تأیید می‌کند. به هر حال اگرچه چارچوب کلی محیطی و سنی یکسان است، اما موقعیت پالئوژئوگرافیک برش تنگ‌چوگ در تاق‌دیس اشگر، ویژگی‌های متمایزی را ایجاد کرده است. مدل رمپ هموکلینال استنباط شده برای سازند آسماری در این مطالعه، در گستره حوضه زاگرس منحصر به فرد نیست. به عنوان مثال، در بخش‌های جنوب شرقی این حوضه (فارس داخلی) و میادین نفتی در فروافتادگی دزفول نیز بر پایه نبود ریف‌های حاشیه‌ساز و تغییر تدریجی رخساره‌ها، یک محیط رمپ هموکلینال با غلبه بخش‌های درونی و میانی را معرفی کرده‌اند. این همخوانی، نقش رمپ‌های هموکلینال را به عنوان یک الگوی رسوبی رایج و پراهمیت برای سازند آسماری در پهنه‌های کم‌عمق حوضه تقویت می‌کند. هر دو ناحیه از زون فروافتادگی دزفول و زون ایزده از مورد مطالعه حاضر در این تحقیق، سازند آسماری را در یک سیستم رمپ کربناته با شیب ملایم ثبت کرده‌اند. در هر دو مورد، فقدان رخساره‌های ریف سدی پیوسته، نبود آئید و نهشته‌های توربیدیتی، شواهدی قوی برای رد مدل پلتفرم حاشیه‌دار و تأیید مدل رمپ هستند. مطالعات در فروافتادگی دزفول نیز بر تشکیل کربنات‌ها در یک رمپ هموکلینال تأکید دارند (ون‌بوخم، ۲۰۱۰؛ فرهادی و همکاران، ۲۰۲۳؛ خلیلی و همکاران، ۲۰۲۱؛ نوریان و همکاران، ۲۰۲۰، ۲۰۲۱ و ۲۰۲۲). این همخوانی نشان‌دهنده کنترل اولیه مشترک فرآیندهای ایستاتیک (تغییرات سطح آب دریای جهانی) بر هندسه

کلی حوضه رسوبی زاگرس در الیگو-میوسن است. برای مثال مطالعه جامع خلیلی و همکاران (۲۰۲۱) بر روی میادین نفتی پارسی، کرج و پرنج در شرق فروافتادگی دزفول، تحول پلتفرم کربناته آسماری را در قالب سه پلتفرم مجزا در بازه زمانی شاتین تا بوردیگالین معرفی می‌کند: ۱) پلتفرم کربناته شاتین: یک رمپ پیش‌رونده<sup>۱</sup> پرانرژی با تنوع زیستی بالا، ۲) پلتفرم کربناته آکیتانین: یک رمپ کم‌شیب<sup>۲</sup> با دانه‌ریزی نرم و محتوای فسیلی کمتر و ۳) پلتفرم کربناته بوردیگالین: یک پلتفرم یکنواخت لاگونی با ضخامت ثابت. هر دو مطالعه بر ماهیت کم‌شیب، نبود ریف‌های خطی سدی و نقش محیط‌های لاگونی در این بازه زمانی تأکید دارند. با این حال، یک تفاوت عمده وجود دارد: در برش تنگ‌چوگ، توالی کاملی از رمپ میانی تا رمپ درونی در یک روند کاهنده از الیگوسن پسین تا میوسن پیشین مشاهده می‌شود، در حالی که مطالعه خلیلی و همکاران (۲۰۲۱) برای بازه شاتین در منطقه خود، یک پلتفرم پرانرژی‌تر با ریف‌های پراکنده مرجانی<sup>۳</sup> گزارش می‌کنند. این تفاوت‌ها را می‌توان می‌توان عمدتاً به موقعیت جغرافیایی-ساختاری متفاوت دو منطقه مورد مطالعه نسبت داد. برش تنگ‌چوگ، در این موقعیت، انرژی موجی نسبتاً کمتر به دلیل عمق کم‌تر، و شیب کلی بسیار ملایم بستر دریا، از عوامل اصلی شکل‌گیری یک رمپ هموکلینال وسیع و فاقد ریف‌های خطی بوده است. میادین نفتی شرق دزفول در این ناحیه، شرایط بهینه‌تر دریایی (دورتر از منبع رسوبات آواری، انرژی هیدرودینامیکی مناسب‌تر، نور و شوری مطلوب) در زمان شاتین، امکان رشد اجتماعات مرجانی و تشکیل ریف‌های پراکنده<sup>۴</sup> در محیط رمپ میانی را فراهم کرده است. این ریف‌ها هرچند پیوسته و سدی نیستند، اما نشان‌دهنده انرژی و شرایط زیستی مطلوب‌تری نسبت به محیط کاملاً رمپی برش تنگ‌چوگ هستند. همچنین مقایسه دقیق‌تر رخساره‌ها با نتایج کریمی و همکاران (۲۰۲۰) در مورد سازند آسماری در فارس داخلی، تغییرات فضایی معناداری را آشکار می‌سازد. بارزترین این تفاوت‌ها در ماهیت کمربند پرانرژی (شول) نهفته است: در حالی که در فارس داخلی، این بخش به صورت باندستون‌های مرجانی توسعه یافته، در برش تنگ‌چوگ، رخساره‌های

<sup>۱</sup> patch reefs<sup>۲</sup> patch reefs<sup>۳</sup> progradational<sup>۴</sup> Low angle ramp

رسوبی خشکی‌های مجاور، تغییر در انرژی هیدرودینامیکی و به ویژه تغییرات آب و هوای دیرینه و فعالیت تکتونیکی است. کاهش عمق حوضه و نزدیکی به منابع آواری یکی از محرک‌های اصلی این تغییر روند است. مطالعات در زون ایزده، از جمله برش تنگ چوگ، الگوی رمپ هموکلینال با توالی نسبتاً کاملی از رمپ میانی تا پهنه جزرومدی را ثبت کرده‌اند. این امر نشان‌دهنده قرارگیری این ناحیه در بخشی با دسترسی نسبتاً باز به دریای عمان و دوری نسبی از تأثیر فوری ورود رسوبات سیلیسی آواری در مقیاس وسیع است. در مقابل، توسعه گسترده عضو ماسه‌سنگی اهواز در بخش‌های مرکزی‌تر مانند دشت آبادان و شمال فروافتادگی دزفول، که بر اساس الگوهای ضخامت‌سنجی حیدری و همکاران (۲۰۲۰) به خوبی مستند شده، حکایت از نزدیکی این نواحی به خط ساحل دیرینه و تأمین مداوم رسوبات تخریبی از خشکی‌های مجاور، احتمالاً در پاسخ به حرکات کوه‌زایی زاگرس، دارد (بایت گل و همکاران، ۲۰۲۵). این ورود رسوبات آواری نه تنها بر انرژی هیدرودینامیکی محیط تأثیر گذاشته، بلکه با پر کردن فضاها، تخلخل، به طور مستقیم بر کیفیت مخزن کربناتی مجاور تأثیر منفی می‌گذارد. تغییرات آب‌وهوای دیرینه و فعالیت تکتونیکی به عنوان عوامل کلیدی دیگر، سیر دیاژنتیک و الگوی رخساره‌ای را کنترل کرده‌اند. حاکمیت آب و هوای خشک‌تر در میوسن پیشین در بخش‌های مرکزی حوضه مانند دشت آبادان و فروافتادگی دزفول، منجر به تشکیل گسترده عضو تبخیری کلهر شده است. همانطور که حیدری و همکاران (۲۰۲۰) نشان دادند، توزیع مکانی این عضو تبخیری مستقیماً با پهنه‌های بالآمده و محدود شده قدیمی مرتبط است. این تبخیری‌ها نه تنها به عنوان سنگ پوشش عمل می‌کنند، بلکه از طریق فرآیندهای دیاژنری ریفلاکسی، محرک اصلی دولومیتی‌شدگی گسترده در رخساره‌های مجاور بوده و کیفیت مخزن را به طور چشمگیری، عمدتاً از طریق ایجاد تخلخل بین‌بلوری، بهبود بخشیده‌اند. در زون ایزده، اگرچه رخساره‌های دولومادستون و پهنه جزرومدی شناسایی شده، شرایط مساعدی برای دیاژنز اولیه تبخیری فراهم می‌کنند، اما احتمالاً به دلیل دوری از کانون‌های اصلی فرونشینی و فعالیت گسل‌های عمقی (مانند گسل کارزون)، شدت فرآیندهای دیاژنز تدفینی مرتبط با سیالات گرمایی کمتر بوده است. کنترل ساختاری محلی و نوسانات

مرتبط عمدتاً از نوع گرینستون‌های زیست‌آواری حاوی فرامینیفرهای هیالین ضخیم‌دیوار (مانند آمفیستژینا و روتالیا) هستند. این امر می‌تواند نشان‌دهنده موقعیت‌یابی متفاوت دو ناحیه در رمپ باشد، به طوری که منطقه مورد مطالعه حاضر در یک موقعیت کم‌انرژی‌تر یا محافظت شده‌تر در رمپ میانی قرار داشته، در حالی که شرایط در فارس داخلی برای رشد ریف‌های ریف‌های مرجانی در بخش‌های کم‌عمق‌تر مساعدتر بوده است. این تفاوت‌های رخساره‌ای منطق‌پردازی در مورد کنترل‌کننده‌های جغرافیای دیرینه را ممکن می‌سازد. شناسایی محیط‌های کم‌عمق رمپ درونی در این مطالعه، پرسش مهمی را درباره تکامل دیاژنتیک بعدی و پتانسیل نهایی مخزنی این توالی‌ها ایجاد می‌کند. مطالعه نوریان و همکاران (۲۰۲۲) در شرق فروافتادگی دزفول نشان می‌دهد که رخساره‌های مشابه در آن ناحیه، تحت تأثیر دولومیتی‌شدگی گسترده‌ای قرار گرفته‌اند که منشأ آن تعامل پیچیده آب‌وهوای خشک، نوسانات سطح دریا و تکتونیک فعال بوده و منجر به بهبود کیفیت مخزن شده است. وجود رخساره‌های دولومادستون و لاگون‌های محدود در برش تنگ چوگ، حاکی از شرایط اولیه مساعد برای شروع فرآیندهای دولومیتی‌شدگی اولیه (مانند مدل سب‌خا/ریفلاکس) در این ناحیه نیز هست. با این حال، یک تفاوت ساختاری کلیدی ممکن است سرنوشت دیاژنتیک متفاوتی رقم زده باشد: برش مورد مطالعه در حاشیه شمال شرقی حوضه (زون ایزده) واقع شده و احتمالاً تحت تأثیر مستقیم و شدید گسل‌های عمقی کانونی (که در مطالعه نوریان و همکاران، ۲۰۲۲ به عنوان عامل گرم‌کننده و هدایت‌کننده سیالات برای دولومیتی‌شدگی تدفینی عمیق معرفی شده‌اند) نبوده است. در نتیجه، احتمال غالب بودن فرآیندهای دیاژنتیک کم‌زرفا (مانند دیاژنز متئوریک یا دیاژنز زودرس تدفینی) نسبت به دیاژنز تدفینی عمیق مرتبط با سیالات گرمایی در این برش بیشتر به نظر می‌رسد. در یک جمع‌بندی کلی، روند حاکم از شمال شرق به سمت جنوب شرق حوضه زاگرس در زمان آسماری، تغییر تدریجی از یک رمپ با توالی نسبتاً کامل (در زون ایزده) به سوی رمپ‌های کم‌عمق‌تر با تسلط محیط‌های میانی و درونی و تحت تأثیر دیاژنز شدیداً تبخیری (در بخش‌های مرکزی) را نشان می‌دهد. این تغییر تدریجی متأثر از عواملی چون کاهش عمق حوضه، نزدیکی به منبع

متعلق لاگون بسته می‌باشد. MF 9 و MF 10 (رخساره‌های مادستونی و پلوتیدی) بخاطر نداشتن فونای فسیلی شاخص محیطی کم عمق و با شوری بالا و متعلق به لاگون محصور بوده و MF 11 (رخساره دلوستون) حاکی از محیطی بسیار کم عمق بوده و متعلق به پهنه جزرومدی از محیط رمپ درونی می‌باشد. یافته‌های این مطالعه نشان می‌دهد که سازند آسماری در برش تنگ چوگ در یک سیستم رمپ کربناته هموکلینال نهشته شده است. این تفسیر مبتنی بر شواهد کلیدی از جمله: (۱) توالی عمودی تدریجی ریزرخساره‌ها از محیط عمیق رمپ خارجی به محیط کم عمق رمپ درونی، (۲) عدم حضور کامل رخساره‌های ریف‌سازی پیوسته<sup>۱</sup> یا نهشته‌های شکل یافته در لبه پلتفرم<sup>۲</sup>، (۳) نبود دانه‌های پوشش‌دار نظیر اوئید و اینتراکلاست به مقدار قابل توجه، و (۴) فقدان هرگونه شواهد از رسوبات ریزشی - لغزشی<sup>۳</sup> است.

## References

- Adams, T. D. and Bourgeois, F. (1967) Asmari biostratigraphy, Geol Explor Div, IOOC Rep 1074, Tehran (unpublished).
- Aghanabati, A. (2011) Geology of Iran. Geological Survey of Iran, Tehran, p 586 (in Persian).
- Alsharhan, A. S. and Kendall, C. G. S. C. (2003) Holocene coastal carbonates and evaporites of the southern Arabian Gulf and their ancient analogues, *Earth-Science Reviews*, 61: 191-243.
- Bassi, D. Hottinger, L. and Nebelsick, J. (2007) Larger foraminifera from the Upper Oligocene of the Venetian area, North-East Italy. *Paleontology*, 50: 845-868.
- Bassi, D. and Nebelsick, J. H. (2010) Components, facies and ramps: Redefining Upper Oligocene shallow water carbonates using coralline red algae and larger foraminifera (Venetian area, northeast Italy), *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 295: 258280.
- Bayet Goll, A. Carvalho, C. N. Moussavi Harami, R. Mahboubi, A. and Nasiri, Y. (2014) Depositional environments and ichnology of the deep-marine succession of the Amiran Formation (upper Maastrichtian-Paleocene), Lorestan Province, Zagros Fold-thrust Belt, Iran. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 401: 13-42.
- Bayet Goll, A. and Omidpour, A. (2025) New insights into the depositional system of mixed carbonate-siliciclastic reservoirs of the Asmari Formation, Zagros Basin: integrated sedimentological and ichnological analysis for depositional model enhancement. *Petroleum Geoscience*, 31(4): petgeo2024-084.

سطح دریا نقشی تعیین کننده در تفاوت‌های مشاهده شده داشته‌اند. فعالیت گسل‌های عمقی برج، که حیدری و همکاران (۲۰۲۴) نقش آن‌ها را در ایجاد توپوگرافی بستر دریا و کنترل ضخامت‌سنجی عضو اهواز برجسته کرده‌اند، موجب ایجاد Paleo-highs و فرورفتگی‌های محلی شده است. این ناهمواری‌های بستر، الگوی گردش آب، انرژی محیط و در نتیجه پراکنش رخساره‌ها (مانند تشکیل پچ‌ریف‌های مرجانی در مناطق دارای انرژی مناسب) را به شدت تحت تأثیر قرار داده‌اند. در نتیجه، برای تعیین دقیق سیر دیاژنتیک و پتانسیل مخزنی رخساره‌های شناسایی شده در برش تنگ چوگ، انجام مطالعات ژئوشیمیایی هدفمند (از جمله آنالیز ایزوتوپ‌های پایدار کربن و اکسیژن، و آنالیز عناصر کمیاب) بر روی نمونه‌های دولومیتی و بررسی ارتباط آن با سطوح ناپیوستگی و سیستم‌های گسلی منطقه‌ای، ضروری به نظر می‌رسد.

## نتیجه‌گیری

بر مبنای شواهد فسیلی و رسوب‌شناسی و بافت سنگ‌ها تعداد ۱۱ ریزرخساره متعلق به رمپ میانی (بخش‌های دیستال و پروکسیمال)، شول و رمپ درونی (لاگون نیمه‌محصور، محصور و پهنه جزرومدی) شناسایی گردید. حضور فرامینیفراهای بزرگ و کشیده با دیواره نازک و سالم در MF 1 شاخص محیط نیمه‌عمیق بخش دیستال رمپ میانی و حضور فرامینیفراهای عدسی شکل با دیواره ضخیم به همراه جلبک قرمز در MF 2 - MF 3 شاخص اعماق کمتر، انرژی و نور بیشتر متعلق به بخش پروکسیمال رمپ میانی می‌باشد. MF 4 و MF 5 با داشتن فرامینیفراهای هیالین با دیواره ضخیم و زمینه سیمانی و همچنین کورال شاخص اعماق کم و انرژی بالا در محیط می‌باشد که متعلق به محیط شول (مرز رمپ میانی و رمپ درونی) می‌باشد. MF 6 با داشتن فرامینیفراهای هیالین و پورسلانوز شاخص محیط کم عمق لاگون بوده بطوریکه این ریزرخساره با داشتن همزمان دو گروه فرامینیفراهای هیالین و پورسلانوز شاخص لاگون نیمه‌محصور می‌باشد. در این برش MF 7 - MF 8 با داشتن فرامینیفراهای پورسلانوز و عدم حضور فرامینیفراهای هیالین محیط رمپ میانی شاخص محیطی کم عمق با شوری و نور بالا و

<sup>۱</sup> slump or debris-flow deposits

<sup>۱</sup> barrier reef complex

<sup>۲</sup> platform-margin

- Beavington, S. (2004) Ecology of extant nummulitids and other larger benthic foraminifera, applications in palaeoenvironmental analysis. *Earth-Science Reviews*, 67: 219-265.
- Brandano, M. and Corda, L. (2002) Nutrients, sea level and tectonics, constraints for the facies architecture of a Miocene carbonate ramp in central Italy. *Terra Nova*, 14: 257-262.
- Brandano, M., Vannucci, G., Pomar, L., Obrador, A. (2005) Rhodolith assemblages from the lower Tortonian carbonate ramp of Menorca (Spain). *Environmental and paleoclimatic implications. Palaeogeography, Palaeoclimatology*, 226: 307-323.
- Brandano, M., Frezza, V., Tomassetti, L. and Pedley, M. (2009) Facies analysis and paleoenvironmental interpretation of the Late Oligocene Attard Member (Lower Coralline Limestone Formation), Malta. *Sedimentology*, 56: 1138-1158.
- Brandano, M., Frezza, V., Tomassetti, L. and Cuffaro, M. (2009) Heterozoan carbonates in oligotrophic tropical waters: The Attard member of the lower coralline limestone formation (Upper Oligocene, Malta) *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 274: 54-63.
- Brandano, M. M., Morsili, G., Vannucci, M., Parente, F., Bosellini, and G., Mateu-Vicens. (2010) Rhodolith-rich lithofacies of the Porto Badisco Calcarenes (upper Chattian, Salento, southern Italy), *Italy Journal Geoscience*, 129: 119-131.
- Brigaud, B., Durlot, C., Deconinck, J. F., Vincent, B., Pucéat, E., Thierry, J. and Trouiller, A. (2009) Facies and climate/environmental changes recorded on a carbonate ramp: a sedimentological and geochemical approach on Middle Jurassic carbonates (Paris Basin, France). *Sedimentary Geology*, 222(3-4): 181-206.
- Buxton, M. W. N. and Pedley, H. M. (1989) A standardized model for Thethyan Tertiary carbonate ramps, London. *Journal of the Geological Society*, 146: 746-748.
- Corda, L. and Brandano, M. (2003) Aphotic zone carbonate production on a Miocene ramp, Central Apennines, Italy: *Sedimentary Geology*, 161: 55-70.
- Cosovic, V., Drobne, K. and Moro, A. (2004) Paleoenvironmental model for Eocene foraminiferal limestones of the Adriatic carbonate platform (Istrian Peninsula), *Facies*, 50: 61-75.
- Daneshian, J., Tabatabaei, M. S. and Tahmasbi, A. (2020) Biostratigraphy of the Oligocene deposits of Pabdeh Formation based on planktonic foraminifera in Bandar Abbas area. *Journal of Stratigraphy and Sedimentology Researches University of Isfahan*, 36(4): 1-26 (in Persian).
- Dunham, R. (1962) Classification of carbonate rocks according to depositional texture, in Ham, W.E., (ed.), *Classification of carbonate rocks. AAPG Memoir 1*, Tulsa, 108-121.
- Embry, A.F. and Klovan, J.E. (1971) A late Devonian reef tract on northeastern Banks Islands, Northwest Territories, *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, 19: 730-781.
- Ezampanah, Y. and Goodarzi, M. (2025) Microfacies, depositional environment and carbonate association of the Asmari Formation in Tang-e-Gojestan, *Journal of Stratigraphy and Sedimentology Researches*, 41(1), pp. 59-78.
- Farhadi, S., Alijani, F., Nassery, H.R. and Daneshian, H. (2023) Comparison of hydrogeochemistry and hydrogeology of Asmari and Sarvak Formations as a reservoir of large karst springs of Zagros in the northeast of Khuzestan.
- Flügel, E. (2004) *Microfacies of Carbonate Rocks, Analysis, Interpretation and Application*. Springer-Verlag, Berlin, 976 p.
- Flügel, E. (2010) *Microfacies of carbonate rocks, analysis, interpretation and application*. Springer, Berlin, p. 976.
- Geel, T. (2000) Recognition of stratigraphic sequence in carbonate platform and slope deposits: empirical models based on microfacies analysis of Palaeogene deposits in southeastern Spain. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 155: 211-238.
- Goodarzi, M., Vahidinia, M., Amiri Bakhtiar, H. and Noraii Nejad, M. (2019) Stratigraphy and Paleontology, upper part of the Pabdeh Formation and lower part of the Asmari Formation, with emphasize on the formations boundary in the Maroun oil -field based on cyclolog softward. M.Sc thesis, Ferdowsi University of Mashhad, 327 P (in Persian).
- Goodarzi, M., Vahidinia, M., Amiri Bakhtiar, H. and Noraii Nejad, M. (2019) The stage boundaries comparison of the upper of the Pabdeh and the lower part of the Asmari Formations in well A of Marun oil field with surface boundaries NB and PB using cyclolog software. 5th National symposium of sedimentological Society of Iran (in Persian).
- Goodarzi, M., Vahidinia, M., Amiri Bakhtiar, H. and Noraii Nejad, M. (2019) Biostratigraphy, microfacies, and depositional environment of the Asmari Formation in one of the Marun oil field wells and comparison with other Zagros area. *Sedimentary Facies*, 12: 226-253. (In Persian).
- Goodarzi, M., Amiri Bakhtiar, H. and Noraii Nejad, M. (2019) Paleontology and depositional environment of the upper part of the Pabdeh Formation and the lower part of the Asmari Formation in the A and B wells Marun oilfields, Northeast Ahwaz. *Applied Sedimentology*, 7 (13): 184-208. (In Persian).
- Goodarzi, M., Amiri Bakhtiar, H., Noraii Nejad, M. and Ezampanah, Y. (2020) Paleocasology, carbonate associations and investigation of NB, PB Stages boundary surface by the using Cyclolog in one of wells Marun oilfields. *Sedimentary Facies, Applied Sedimentology*, 8 (15): 131-160, (in Persian).
- Goodarzi, M., Amiri Bakhtiar, H., Noraii Nejad, M. R., Sedaqhatneia, M. (2025) Paleoeology of Upper Eocene-Chattian deposits (Pabdeh and Asmari formations) in Maron oil field, New findins in Applid Geology, (in Persian).
- Goodarzi, M., Amiri Bakhtiar, H., Noraii Nejad, M. R. and Sedaqhatneia, M. (2025) Investigating sedimentary cycles and compliance with biological boundaries - Upper Eocene - Oligocene, Pabdeh

- and Asmari formations in Marun oil field, Southwest of Iran. *Iranian Journal of Petroleum Geology*, (in Persian)
- Hallock, P. (1997) Reefs and reef limestones in Earth history. Life and death of coral reefs, 13-42.
- Hallock, P. (1998) Habitats of modern larger foraminifera: taxonomic, depth and regional comparisons: Conference abstract, Tertiary to Recent larger foraminifera- their depositional environments and importance as petroleum reservoirs (Kingston- upon- Thames), 13 p.
- Hallock, P. (2000) Symbiont-bearing foraminifera: harbingers of global change? *Micropaleontology*, 95-104.
- Hallock, P., Pomar, L. (2008) Cenozoic evolution of larger benthic foraminifers: paleoceanographic evidence for changing habitats. In: *Proceedings of the 11th International Coral Reef Symposium*, 16–20 Lauderdale, Florida.
- Hohenegger, J., Yordanova, E. and Tatzreiter, Y. (1999) Habitats of larger foraminifera on the upper reef slope of Sesko Island, Okinawa: *Marine Micropaleontology*, 36: 109–168.
- Heidari, A., Shokri, N. and Faraji, M. (2024) Evaluation of porosity, permeability, and reservoir quality of the Asmari Formation using sedimentary facies and diagenesis data in the Ahvaz oil field. *Journal of Stratigraphy and Sedimentology Researches*, 40(3): 69-86.
- Höntzsch, S., Scheibner, C., Brock, J. P. and Kuss, J. (2013) Circum-Tethyan carbonate platform evolution during the Palaeogene: the Prebetic platform as a test for climatically controlled facies shifts. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 22: 891-918.
- Hottinger, L. (1980) Répartition comparée des grands foraminifères de la mer Rouge et de l'Océa Indien, *Annali dell'Università di Ferrara*, 6: 35–51.
- James, G. A. and Wynd, J. G. (1965) Stratigraphic nomenclature of Iranian Oil Consortium Agreement Area, *AAPG Bulletin*, 49: 2182 - 2245.
- Khalili, A. Vaziri-Moghaddam, H. Arian, M. and Seyrafian, A. (2021) Carbonate platform evolution of the Asmari Formation in the east of Dezful Embayment, Zagros Basin, SW Iran. *Journal of African Earth Sciences*, 181: 104229.
- Daneshian, J., Tabatabaei, M. S. (2025) Sedimentary environment analysis of the Asmari Formation (Upper Rupelian) based on microfossils in Bandar Abbas Hinterland, south Iran," *Journal of Stratigraphy and Sedimentology Researches*, 412: 1-20.
- Karami, S., Ahmadi, V., Sarooe, H. and Bahrami, M. (2020) Facies analysis and depositional environment of the Oligocene–Miocene Asmari Formation, in Interior Fars (Zagros Basin, Iran). *Carbonates and Evaporites*, 35(3): 88.
- Laursen, G. V., Monibi, S., Allan, T. L., Pickard, N. A. H., Hosseiney, A., Vincent, B., Hamon, Y., Van Buchem, F.S.,H., Moallemi, A. and Driullion, G. (2009) The Asmari Formation revisited, Changed stratigraphic allocation and new biozonation, First international petroleum conference & exhibition, Shiraz, Iran.
- Motiei, H. (2003) *Geology of Iran, Stratigraphy of zagros*, Geological Survey of Iran, Teheran, 551p (in Persian).
- Nebelsick, J. H., Rasser, M., W. and Bassi, D. (2005) Facies dynamics in Eocene to Oligocene circumalpine carbonates, *Facies*, 51(1): 197-217.
- Nelson, C. S., Keane, S. L., Head, P. S. (1988) Non-tropical carbonate deposits of the modern New Zealand shelf: *Sedimentology Geological*, 160: 71-96.
- Nikfard, M. H., Vaziri-Moghaddam, H., Seyrafian, A., Behdad, A. and Shabafrooz, R. (2020) A review of the Oligo–Miocene larger benthic foraminifera in the Zagros basin, Iran; New insights into biozonation and palaeogeographical maps. *Revue de Micropaleontology*, 66: 100408.
- Nikfard, M. H. (2023) Lower Eocene carbonate ramp clinoforms of the southern Tethys, Zagros Foreland Basin, SW Iran, Sequence stratigraphy architecture, basin physiography and carbonate factory controlling parameters. *Basin Research*, 1–29.
- Nikfard, M. H., Hosseinpour, M. and Nikfard, S. (2023) Integrated analysis of a mixed carbonate-siliciclastic reservoir in the Iranian Asmari intra-shelf Basin: Insights from well data, seismic profiles, and outcrops. *Marine and Petroleum Geology*, 157.
- Noorian, Y., Moussavi-Harami, R., Mahboubi, A., Kadkhodaie, A. and Omidpour, A. (2020) Assessment of heterogeneities of the Asmari reservoir along the Bibi Hakimeh anticline using petrophysical and sedimentological attributes, Southeast of Dezful Embayment, SW Iran. *Journal of Petroleum Science and Engineering*, 193: 107390.
- Noorian, Y., Moussavi-Harami, R., Hollis, C., Reijmer, J. J., Mahboubi, A. and Omidpour, A. (2022) Control of climate, sea-level fluctuations and tectonics on the pervasive dolomitization and porosity evolution of the Oligo-Miocene Asmari Formation (Dezful Embayment, SW Iran). *Sedimentary Geology*, 427: p.106048.
- Pomar, L., Hallock, P. (2007) Changes in coral-reef structure through the Miocene in the Mediterranean province: adaptive vs. environmental: *Earth Seince*, 35: 899-902.
- Pomar, L. and Hallock, P. (2008) Carbonate factories, A conundrum in sedimentary geology: *Earth Seince*, 81: 134-169.
- Pomar, L., Mateu-Vicens, G., Morsilli, M. and Brandano, M. (2014) Carbonate ramp evolution during the Late Oligocen (Chattian), Salento Peninsula, southern Italy. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 404: 109–132.
- Rahmani, A., Vaziri Moghaddam, H., Taheri, A. and Ghabeishavi, A. (2009) A Model for the Paleoenvironmental Distribution of Larger Foraminifera of Oligocene–Miocene Carbonate Rocks at Khaviz Anticline, Zagros Basin, sw Iran. *Historical Biology, An International Journal of Paleobiology*, 21: 215–227.
- Rahmani, A. and Ghabeishavi, A. (2010) Sequence Stratigraphic of Asmari formation in Lab Sefid

- oilfield (southwest of Iran), 14th Symposium of Geological Society of Iran. Urmia (in Persian).
- Rahmani, A., Taheri, A., Vaziri-Moghaddam, H. and Ghabeishavi, A. (2012) Biostratigraphy of the Asmari Formation at Khaviz and Bangestan Anticlines, Zagros Basin, SW Iran, Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie-Abhandlungen, 263: 1-16.
- Romero, J., Caus, E., Rosell, J. (2002) A model for the palaeoenvironmental distribution of larger foraminifera based on late Middle Eocene deposits on the margin of the South Pyrenean basin (NE Spain). Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 179: 43-56.
- Rasser, M. W., Scheibner, C. and Mutti, M. (2005) A paleoenvironmental standard section for Early Eocene tropical carbonate factories (Corbieres, France; Pyrenees, Spain). Facies, 51(1): 218-232.
- Sadeghi, R., Vaziri Moghaddam, H., Mohammadi, E. (2018) Biofacies, depositional model, and sequence stratigraphy of the Asmari Formation, Interior Fars sub-zone, Zagros Basin, SW Iran. Carbonates and Evaporites, 33(3): 489-507.
- Sadeghi, R., Forouzandeh, Kh. And Mohammadi, M. (2015) Stratigraphy and sedimentary environment of the Asmari formation in moshkan section. Journal of Stratigraphy and Sedimentology Researches University of Isfahan, 31(5): 67-90 (in Persian).
- Shabafrooz, R., Mahboubi, A., Vaziri Moghaddam, H., Ghabeishavi, A. and Moussavi Harami, R. (2015) a. Depositional architecture and sequence stratigraphy of the oligo-miocene Asmari platform; Southeastern Izeh zone, Zagros Basin, Iran. Facies 61 (1).
- Shabafrooz, R., Mahboubi, A., Vaziri Moghaddam, H., Moussavi Harami, R., Ghabeishavi, A. and Al Aasm, I. S. (2015 b) Facies analysis and carbonate ramp evolution of oligomiocene Asmari formation in the gachsaran and bibi-hakimeh oilfields and the nearby mish anticline, Zagros Basin. Iran Neues Jahrb, für Geol. Paläontologie – Abh 276: 121-146.
- Taheri, M. R. and Gabishavi, A. (2016) Microfacies and depositional environment of the Asmari Formation in the Izeh zone. Iranian Journal of Petroleum Geology, 5(10): 1-10.
- Taheri, K., Alizadeh, H., Askari, R., Kadkhodaie, A. and Hosseini, S. (2024) Quantifying fracture density within the Asmari reservoir, an integrated analysis of borehole images, cores, and mud loss data to assess fracture-induced effects on oil production in the Southwestern Iranian Region. Carbonates and Evaporites, 39(2): 8.
- Tesovic, B., Gusic, I., Jelaska, V., Buckovic, D. (2001) Stratigraphy and microfacies of the Upper Cretaceous Pucisca formation, Island of Brac, Croatia. Cretaceous Research, 22: 591 – 613.
- Tomasovych, A. (2004) Microfacies and depositional environment of an Upper Triassic intra-platform carbonate basin: the Fatric Unit of West Carpathians (Slovakia). Facies, 50:77-105.
- Thomas, A. N. (1948) The Asmari limestone of southwest Iran; Anglo-Iranian Oil Company Report, 706 p, unpublished.
- Van Buchem, F. S. P., Allan, T. L., Laursen, G. V., Lotfpour, M., Moallemi, A., Monibi, S., Motiei, H., Pickard, N. A. H., Tahmasbi, A. R., Vedrenne, V. and Vincent, B. (2010) Regional stratigraphic architecture and reservoir types of the Oligo-Miocene deposits in the Dezful Embayment (Asmari and Pabdeh Formations) SW Iran. Geological Society, London, Special Publications, 329: 219-263.
- Vaziri Moghaddam, H., Kimiagari, M. and Taheri, A. (2006) Depositional environment and sequence stratigraphy of the Oligo-Miocene Asmari Formation in SW Iran, Facies, 52: 41-51.
- Vaziri Moghaddam, H., Seyrafian, A., Taheri, A. and Motiei, H. (2010) Oligo-Miocene ramp system (Asmari Formation) in the NW of the Zagros basin, Iran, Microfacies, paleoenvironment and depositional sequence. Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 27: 56-71.
- Vaziri Moghadam, H. Taheri, A. and Kimiagari, M. (2009) Foraminifera index genera and palaeoecology. Academic Center for Education, Culture and Research of Isfahan, p 372 (in Persian).
- Wennberg, O. P., Svana, T., Azizzadeh, M., Aqravi, A. M. M., Brockbank, P., Lyslo, K. B. and Ogilvie, S. (2006) Fracture intensity vs. mechanical stratigraphy in platform top carbonates: the Aquitanian of the Asmari Formation, Khaviz Anticline, Zagros, SW Iran. Petroleum Geoscience, 12(3): 235-246.
- Alavi, M. (2004) Regional stratigraphy of the Zagros fold-thrust belt of Iran and its proforeland evolution. American Journal of Science, 304: 1-20.
- Wilson, J. L. (1975) Carbonate facies in geological history, Springer, Berlin, p. 471.
- Zamagni, J., Mutti, M. and Košir, A (2008) Evolution of shallow benthic communities during the Late Paleocene-earliest Eocene transition in the Northern Tethys (SW Slovenia), Facies, 54, pp.