



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

Journal of Stratigraphy and Sedimentology Researches

E-ISSN: 2423-8007

Vol. 41, Issue 1, No. 98, 2025, pp 59-78

Received: 25.07.2024

Accepted: 02.12.2024

Research Paper

Microfacies, depositional environment and carbonate association of the Asmari Formation in Tang-e-Gojestan

Yadolah Ezampanah* 

Assistant Professor, Department of Geology Faculty of Science, Bu-Ali Sina University, Hamadan, Iran.
y.ezampanah@basu.ac.ir

Mohammad Godarzi 

PhD student, Department of Geology Faculty of Science, Lorestan University, Khoram Abad, Iran.
mohammadgoodarzi45@yahoo.com

Abstract

The Asmari Formation was logged and sampled in the Tang-e-Gojestan stratigraphic section (Eshgar Anticline, Izeh Zone) to study microfacies, depositional environment and carbonate associations. The Asmari Formation with 298 m-thickness mainly consists of thick-bedded/massive cliff-forming limestones (the lower to middle parts), passes upward into thin to medium-bedded limestones with shale intercalations. The Asmari Formation rests conformably on the Pabdeh Formation, whereas the upper contact is covered. Petrographic studies of 239 thin sections enabled the recognition of nine microfacies belonging to the outer, middle (distal and proximal parts) and inner ramp (semi-restricted and restricted lagoons and tidal flat). The absence of syndepositional deformation and slumped structures, gradual changes in microfacies, and the absence of a distinct bar and/or buildup, all suggest a homoclinal carbonate ramp platform for the Asmari Formation in the section studied. Based on identified allochems, the carbonate associations are represented by heterozoan types, including nannofor and forealgal which are characteristic of Cenozoic ramps.

Keywords: Izeh Zone, Benthic foraminifera, Asmari Formation, Early Miocene, Zagros Basin.

Introduction

Cenozoic carbonate platform evolution resulted from the interplay of several factors, including local and global climate change, tectonic activity, eustatic sea-level fluctuations, and changes in dominant carbonate-producing organisms (Höntzsch et al. 2013). Following the extinction of rudist reef-building at the end of the Cretaceous, large benthic foraminifera (*Nummulites*, *Assilina* and *Operculina*, *Discocyclina* and Alveolinids) became dominant carbonate producers on the shallow carbonate platforms of the Tethys–Arabian belt, particularly in the inner to middle platform areas (Beavington-Penney and Racey 2004). The Oligo–Miocene carbonate platform deposits are globally widespread (Pomar et al. 2014). In southwestern Iran's Zagros foreland basin, an Oligo–Miocene intra-shelf basin developed, characterized by clastic sediments of the Eocene–early Miocene Razak Formation, deep-water shales and marls of the Paleocene through Oligocene Pabdeh Formation, and shallow-water platform carbonates of the Oligocene–early Miocene Asmari Formation (van Buchem et al. 2010; Allahkarampour Dill et al. 2018 and references therein). The Asmari Formation, a major oil

reservoir in the Zagros Basin and the Middle East is notable for its extensive and accessible stratigraphic outcrops and rich fossil content (including benthic foraminifera), making it a focus of significant geological interest (Adams and Bourgeois 1967; Vaziri-Moghaddam et al. 2006; Ehrenberg et al. 2007; Laursen et al. 2009; van Buchem et al. 2010; Sadeghi et al. 2011; Shabafroz et al. 2015, 2020; Noorian et al. 2022). In this research, the Tang-e-Gojestan section was studied to investigate the microfacies and determine the sedimentary environments of the Asmari Formation.

Material & Methods

The studied section was selected in the easternmost part of the Izeh Zone (Fars subzone), 50 km NW of Nurabad Mamasani city (coordinates: 30°29'37.95" N, 51°16'34.37" E). The section was systematically sampled every 1 to 1.5 m. For the purpose of this study, we investigated 239 thin sections through the entire Asmari Formation and also the topmost horizons of the Pabdeh Formation. The petrographic characterization of the carbonate facies and depositional environments is based on Dunham (1962), Embry and

*Corresponding author

Ezampanah Y. and Godarzi M. (2025). Microfacies, depositional environment and carbonate association of the Asmari Formation in Tang-e-Gojestan. Journal of Stratigraphy and Sedimentology Researches, 41(1):59-78. <https://doi.org/10.22108/jssr.2024.142242.1292>



2423-8007 / © 2025 University of Isfahan

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



<https://doi.org/10.22108/jssr.2024.142242.1292>

Klován (1975) and Flügel (2010).

Discussion of Results & Conclusions


The Asmari Formation (298 m-thick) in the studied section could be lithostratigraphically divided into the following three units: the first unit consists of medium- to thick-bedded limestones interbedded with shale beds, the second unit is predominantly represented by massive and cliff-forming limestones, and the third unit consists of thin to medium-bedded limestones interbedded with shale beds. Field observations and laboratory-obtained data indicate that the lower boundary of the Asmari Formation with the Pabdeh Formation is conformable. The upper contact of the formation with the Gachsaran is covered and could not be detected. Whereas in the adjacent outcrops in the Eshgar Anticline, the Gachsaran Formation overlies the Asmari Formation (Zare et al. 2019). The skeletal grains mostly comprise larger benthic foraminifera (specially Nummulitidae and Lepidocyclinidae), echinoids, gastropods, bivalve, planktonic foraminifera, bryozoa, red algae, *Ditrupe* and rare coral fragments. Petrographic studies of the studied interval led to the recognition of nine microfacies including MF1: planktonic foraminifera wackestone, MF2: planktonic and larger benthic foraminifera bioclast wackestone, MF3: larger hyaline benthic foraminifera wackestone/floatstone, MF4: lenticular hyaline foraminifera bioclast wackestone/packstone, MF5: porcelaneous and hyaline foraminifera wackestone, MF6: Porcelaneous foraminifera

wackestone, MF7: bioclast wackestone/mudstone, MF8: dolomudstone/dolostone, MF9: stromatolite bindstone. According to introduced microfacies and identified biota the Asmari Formation was deposited on a ramp carbonate platform (the inner, middle and outer ramp). The absence of slumped structures, gradual microfacies changes, and the lack of a distinct bar and/or buildups, all suggest a homoclinal carbonate ramp. The Paleocene–Eocene Thermal Maximum (PETM), which occurred 56 million years ago, had profound effects on biota (Röhl et al. 2007). This event was associated with rising sea-level, changes in ocean chemistry, increased atmospheric CO₂, the highest temperatures recorded in the last 100 million years, and the prevalence of carbonate platform deposits rich in large benthic foraminifera (Zachos et al. 2001, 2003, 2008; Scheibner and Speijer 2008; Tosquella et al. 2022). Increased atmospheric CO₂, in turn, led to ocean acidification, and rising sea-surface temperatures caused coral bleaching (the expulsion of zooxanthellae algae), resulting in reduced coral reef growth or even complete absence of these reef types (Zachos et al. 2005, White and Schiebout 2008; Scheibner and Speijer 2008; Payros et al. 2010). Consequently, most neritic carbonate platforms in the early Cenozoic developed as ramps due to the absence of reef-building organisms (Beavington-Penney et al. 2005; Tosquella et al. 2022). Based on the identified allochems, the carbonate associations in the studied section are limited to heterozoan types (nannofor and forealgal associations) that are widespread throughout the Cenozoic ramps.




مقاله پژوهشی

ریزرخساره‌ها، محیط‌های رسوبی و اجتماعات کربناته سازند آسماری در تنگ گجستان

یداله عظام‌پناه* ، استادیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه بوعلی سینا، همدان، ایران

y.ezampanah@basu.ac.ir

محمد گودرزی ، دانشجوی دکتری گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه دانشگاه لرستان، خرم‌آباد، ایران

mohammadgoodarzi45@yahoo.com

چکیده

در این مطالعه به منظور بررسی و شناسایی ریزرخساره‌ها، محیط‌های رسوبی و اجتماعات کربناته سازند آسماری، برش چینه‌شناسی تنگ گجستان واقع در تقادیس اشگر در زون ایذه انتخاب و بررسی شد. سازند آسماری در این برش با ۲۹۸ متر ضخامت به‌طور عمده از سنگ‌آهک‌های صخره‌ساز ضخیم لایه/توده‌ای (بخش‌های زیرین تا میانی) تا نازک/متوسط‌لایه به‌همراه میان‌لایه‌های شیلی (بخش‌های میانی تا بالایی) تشکیل شده است. مرز زیرین آن با سازند پابده به‌صورت پیوسته و تدریجی است و مرز بالایی آن در این برش پوشیده است. با بررسی و مطالعه ۲۳۹ مقطع نازک میکروسکوپی از سازند آسماری، تعداد ۹ ریزرخساره مربوط به بخش رمپ خارجی، رمپ میانی (بخش‌های دیستال و پروکسیمال) و رمپ درونی (لاگون نیمه‌محصور و محصور و پهنه جزر و مدی) شناسایی شد. براساس عدم حضور تغییر شکل‌های هم‌زمان با رسوب‌گذاری، ساختارهای ریزشی و لغزشی، تبدیل تدریجی ریزرخساره‌ها به هم و وجودداشتن ریف پیوسته و یا سد، مدل رسوب‌گذاری سازند آسماری در برش مدنظر یک پلاتفرم کربناته از نوع رمپ هموکلینال است. براساس اجزای اسکلتی شناسایی‌شده، اجتماعات کربناته در برش مطالعه‌شده از نوع هتروژن‌اند و به انواع نانوفر و فورآلگال تعلق دارند که در رمپ‌های سنوزوئیک متداول‌اند.

واژه‌های کلیدی: زون ایذه، فرامینفرهای بتتیک، سازند آسماری، ریزرخساره، میوسن پیشین، حوضه زاگرس.

* نویسنده مسئول

عظام‌پناه، یداله و گودرزی، محمد. (۱۴۰۴). ریزرخساره‌ها، محیط‌های رسوبی و اجتماعات کربناته سازند آسماری در تنگ گجستان. پژوهش‌های چینه‌نگاری و

رسوب‌شناسی، ۴۱(۱): ۵۹-۷۸. <https://doi.org/10.22108/jssr.2024.142242.1292>



2423-8007 / © 2023 University of Isfahan

This is an open access article under the CC BY-NC-ND 4.0 License

(<https://creativecommons.org/licenses/by-nc-nd/4.0/>).



<https://doi.org/10.22108/jssr.2024.142242.1292>

مقدمه

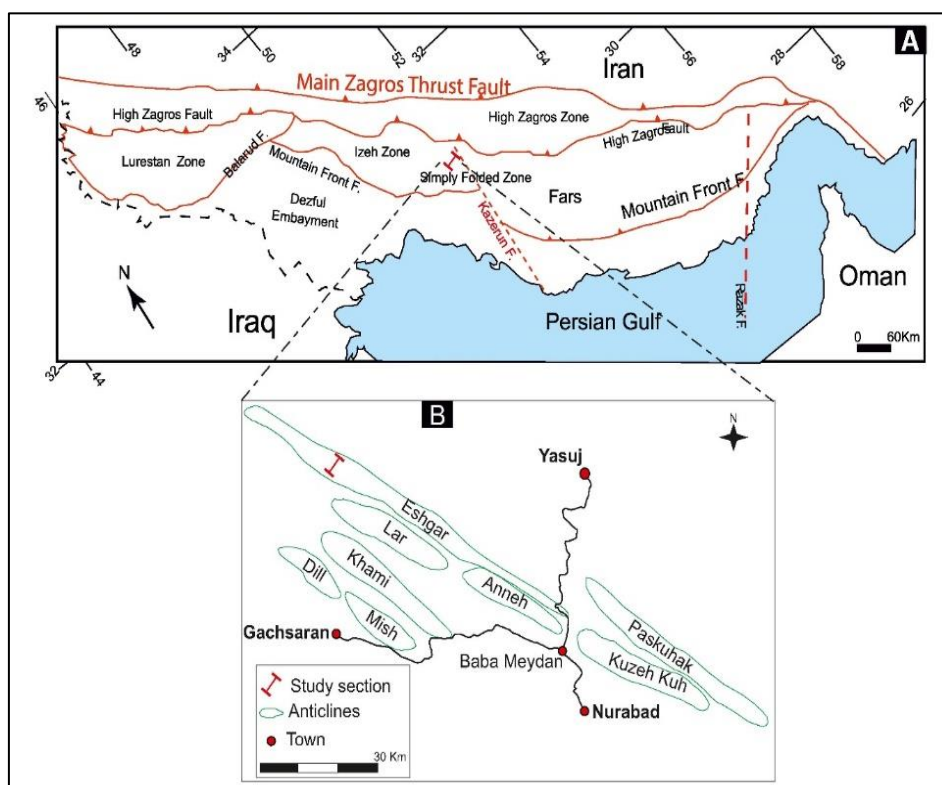
جنوب غربی ایران و در حوضه فورلندی زاگرس، یک حوضه درون شلفی به سن الیگومیوسن تشکیل شده است (van Buchem et al. 2010). این حوضه درون شلفی اساساً متشکل از نهشته‌های تخریبی (سازند رازک)، شیلی و مارنی عمیق (سازند پابده) و کربنات‌های پلاتفرمی کم‌عمق (سازند آسماری) است (Allahkarampour Dill et al. 2018 and references therein). سازند آسماری به‌عنوان مهم‌ترین سنگ مخزن نفتی در حوضه رسوبی زاگرس و حتی خاورمیانه، با داشتن رخنمون‌های گسترده و به‌راحتی در دسترس و همچنین غنی‌بودن به‌لحاظ محتوای زیستی (ازجمله فرامینیفراهای بتتیک) توجه بسیاری از زمین‌شناسان را جلب کرده و به تحقیقات گسترده و جامعی بر آنها منجر شده است (Wynd 1965; Adams and Bourgeois 1967; Seyrafian 2000; Vaziri-Moghaddam et al. 2006; Amirshahkarami et al. 2007; Ehrenberg et al. 2007; Laursen et al. 2009; van Buchem et al. 2010; Sadeghi et al. 2011; Shabafrooz et al. 2015; Allahkarampour Dill et al. 2018; Gharechelou et al. 2020; Noorian et al. 2022) و همچنین این پژوهش‌ها به‌صورت فزاینده‌ای در حال انجام است. در این پژوهش نیز به‌منظور بررسی ریزرخساره‌ها و تعیین محیط‌های رسوبی نهشته‌های سازند آسماری، برش چینه‌شناسی تنگ گجستان واقع در تاق‌دیس اشگر نمونه‌برداری و مطالعه شده است. مرزهای زیرین و بالایی این سازند در نقاط مختلف حوضه زاگرس، به‌دلیل تغییرات حوضه در زمان رسوب‌گذاری متفاوت بوده است. در بیشتر نقاط سازند آسماری بر روی سازند پابده ته‌نشست یافته است، ولی در نواحی لرستان مرکزی و فارس داخلی مرز زیرین این سازند به ترتیب با سازندهای شهبازان و جهرم است (Motiei 2003). همانند مرز زیرین، وضعیت مرز بالایی سازند آسماری در نقاط مختلف زاگرس یکسان نیست، به‌طوری‌که در بیشتر نقاط سازند گچساران بر روی آن نهشته و در فارس داخلی و ارتفاعات زاگرس، سازند رازک به‌جای سازند گچساران رسوب‌گذاری شده است (Motiei 2003).

تکامل پلاتفرم‌های کربناته در دوران سنوزوئیک با 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 (Höntzsch et al. 2013). پس از انقراض اجتماعات ریف‌ساز (به‌ویژه رودیست‌ها) در انتهای کرتاسه، فرامینیفراهای بتتیک بزرگ ازجمله نومولیتیدا (Assilina, Nummulites) و Operculina)، ارتوفراگمنیدا (Discocyclina) و آلئولینیدا (Alveolinids) بر کربنات‌های پلاتفرمی کم‌عمق با شرایط الیگوتروفیک کم‌ربند تیس-آرام شکوفا شدند و نقش تولید کربنات را در بخش‌های داخلی تا میانی پلاتفرم ایفا کردند (Beavington-Penney and Racey 2004). از طرفی این گروه از میکروفسیل‌ها با توجه به تنوع سریع و انقراض ناگهانی در دوران سنوزوئیک و همچنین با توجه به دارا بودن همزیست جلبکی، که بیشتر محدود به زون نورانی و اعماق کم است، نقش مهمی در بایوزوناسیون، تعیین سن نسبی نهشته‌های رسوبی و همچنین بازسازی محیط‌های دیرینه دارند (Hottinger 1983; Hallock 1988, 1986; Romero et al. 2002; Beavington-Penney and Racey 2004; Beavington-Penney et al. 2005; Zamagni et al. 2008; Gradstein et al. 2020). طرفی انباشته‌های نومولیتی در زمان ائوسن به‌عنوان مخزن حجم درخور توجهی از هیدروکربورها مورد توجه بوده‌اند (Racey 2001). سری الیگوسن با تغییرات عمده‌ای در ارگانسیم‌های تولیدکننده کربنات‌ها و معماری ریف‌های مرجانی همراه بوده است (Perrin 2002). علاوه بر فرامینیفراهای بتتیک بزرگ، تنوع جلبک‌های قرمز کورالیناسه نیز در طی الیگوسن افزایش یافتند (Buxton and Pedley 1989; Pedley 1998; Aguirre et al. 2000; Rasser and Piller 2004) در طی محدوده زمانی میوسن/پیشین/میانی به تولیدکنندگان غالب کربنات‌ها تبدیل شدند (Halfar and Mutti 2005). نهشته‌های پلاتفرمی کربناته به سن الیگومیوسن در بیشتر نواحی دنیا رخنمون دارند (Pomar et al. 2014). در قسمت

این مسیر منشعب می‌شود که پس از عبور از روستاهای چهارطاق و دودک به سمت روستای تنگ گجستان و محل برش مدنظر می‌رسد. مختصات جغرافیایی قاعده برش مطالعه‌شده ۳۴/۳۷۷ ۱۶۳ ۵۱ طول شرقی و ۳۷/۹۵۷ ۲۹۳ ۳۰ عرض شمالی است.

موقعیت جغرافیایی و راه‌های دسترسی به برش مطالعه‌شده

برش مطالعه‌شده در شرقی‌ترین بخش از زون ایزه در استان فارس و در ۵۰ کیلومتری شمال غرب شهرستان نورآباد ممسنی واقع شده است (شکل ۱). دسترسی به برش مطالعه‌شده از طریق مسیر نورآباد - بابامیدان - گچساران امکان‌پذیر است. جاده آسفالت فرعی در محل شهر کوپن از



شکل ۱- الف) نقشه ساختاری حوضه رسوبی زاگرس، برگرفته از Farzipour-Saein et al. 2009 با تغییرات؛ ب) موقعیت جغرافیایی و راه‌های دسترسی به برش مطالعه‌شده (B) (برگرفته از Shabafrooz et al. 2015 با تغییرات)

Fig 1- A. Structural map of the Zagros fold and thrust belt (modified after Farzipour-Saein et al. 2009), **B. location and access roads of the studied area** (modified after Shabafrooz et al. 2015)

رسوب‌گذاری و تعیین اجتماعات کربناته، تعداد ۲۳۹ مقطع نازک میکروسکوپی از نهشته‌های سازند آسماری و همچنین بخش بالایی سازند پابده تهیه شده است. مقاطع تهیه‌شده با استفاده از میکروسکوپ (پلاریزان) مطالعه شدند. برای طبقه‌بندی و تفسیر ریزرخساره‌ها از (Dunham 1962; Embry and Klovan 1971; Geel, 2000; Flügel 2010) و تعیین محیط‌ها

داده‌ها و روش‌ها

پس از پیمایش صحرائی و انتخاب تنگ گجستان به عنوان برش مطالعاتی، نمونه‌برداری از توالی سازند آسماری به صورت سیستماتیک و با فواصل ۱ تا ۱/۵ متری انجام شد. در مجموع به منظور شناسایی اجزای اسکلتی و غیر اسکلتی، تعیین ریزرخساره‌ها، محیط‌های رسوبی و ارائه مدل

مقاطع نازک مطالعه‌شده و براساس پخش و پراکندگی عمودی آنها، چهار بایوزون تجمعی بر مبنای زون‌بندی (Laursen et al. 2009; Van Buchem et al. 2010) به سن الیگوسن-میوسن (روپلین- بوردیگالین) معرفی شد (جدول ۱).

و ارائه مدل رسوبی از (Wilson 1975; Buxton and Pedley 2010; Tucker and Wright 1990; Flügel 2010) استفاده شده است.

نتایج و بحث

زیست چینه‌نگاری

پس از بررسی و شناسایی فرامینفرهای بتتیک و پلانکتونی در

جدول ۱- زون‌های زیستی برش مطالعه‌شده

Table 1- Biozonation of the study section

| Biozone | Thickness (m) | Age | Formation |
|--|------------------------------|------------------|-----------|
| <i>Borelis melo curdica</i> - <i>Borelis melo melo</i> Assemblage Zone | 19 m (from 287 to 297 m) | Burdigalian | Asmari |
| <i>Miogypsina</i> - <i>Elphidium</i> sp. 14- <i>Peneroplis farsensis</i> Assemblage zone | 144 m (from 134 to 278 m) | Aquitanian | Asmari |
| <i>Archaias asmaricus</i> - <i>Archaias hensoni</i> - <i>Miogypsinoidea compalanatus</i> Assemblage Zone | 104 m (from 30 to 134 m) | Chatian | Asmari |
| <i>Lepidocyclina</i> - <i>Operculina</i> - <i>Ditrupa</i> Assemblage Zone | 20 m (from 10 to 30 m) | Rupelian-Chatian | Asmari |

بخش میانی به‌طور عمده از سنگ‌آهک‌های صخره‌ساز تشکیل می‌شود و کاملاً به‌صورت توده‌ای است (شکل ۲ تصویر B). بخش فوقانی نیز از سنگ‌آهک‌های نازک، متوسط و گاهی ضخیم‌لایه تشکیل می‌شود که در پاره‌ای از قسمت‌ها نیز دارای میان‌لایه‌های شیلی است (شکل ۲ تصویر C).

مرز بالایی این سازند پوشیده است، با این حال در دیگر برش‌های مطالعه‌شده در تاقدیس اشگر توالی سازند آسماری به‌صورت پیوسته در زیر سازند گچساران (Zare et al. 2019) است و یا اینکه به‌صورت غیر هم‌شیب در زیر سازند رازک قرار دارد (Shabafrooz et al. 2015).

ریزخساره‌ها و محیط رسوبی

توالی نمونه‌برداری‌شده در برش تنگ گجستان شامل رأس سازند پابده و توالی سازند آسماری است. قسمت رأس سازند پابده از شیل‌ها و سنگ‌آهک‌های رسی خاکستری‌رنگ نازک تا متوسط‌لایه تشکیل و به‌تدریج به‌سمت بالاتر (قاعده سازند آسماری) بر میان‌لایه‌های آهکی افزوده می‌شود که بیانگر تدریجی بودن تغییرات سنگ‌شناسی در محل مرز دو سازند یادشده است. سازند آسماری با ۲۹۸ متر ضخامت به‌طور عمده از نظر سنگ‌شناسی به ۳ بخش تفکیک‌شدنی است (شکل ۲). بخش زیرین شامل سنگ‌آهک‌های متوسط تا ضخیم‌لایه کرم‌رنگ با میان‌لایه‌های شیلی (شکل ۲ تصویر A)،



شکل ۲ - الف) نمای نزدیکی از مرز تدریجی سازندهای پابده و آسماری؛ ب) سنگ آهک‌های صخره‌ساز در بخش‌های میانی سازند آسماری؛ پ) سنگ آهک‌های نازک تا متوسط لایه با میان‌لایه‌های شیلی در بخش بالایی سازند آسماری

Fig 2- A. Close up view of transitional boundary of the Asmari Formation with the Pabdeh Formation; B. Cliff forming limestones in the middle parts of the Asmari Formation; C. The thin to medium bedded limestones interbedded with shaly layers in the upper parts of the Asmari Formation. Abbreviations: Fm.: Formation

(Planktonic foraminifera wackestone)

توصیف: فرامینیفراهای پلانکتونی اجزای اصلی این ریزرخساره را تشکیل می‌دهد. بایوکلست‌هایی همچون دیتروپا، اکتیوئید، لپیدوسیکلینا و تکستولاریا نیز وجود دارند. زمینه این ریزرخساره گل پش‌تیبان و بافت سنگ وکستون است (شکل ۳ تصویر A).

تفسیر: فراوانی فرامینیفراهای پلانکتونی نشان‌دهنده شرایط عمیق دریایی و ژرفای بیشتر از ۲۰۰ متر است (Geel 2000). حضور فرامینیفراهای پلانکتونی، بافت ریزدانه و گل پش‌تیبان و نبود جلبک‌های وابسته به نور، رسوب‌گذاری در یک محیط آرام، عمیق، کم‌انرژی و زیر سطح تأثیر امواج طوفانی را نشان می‌دهد (Wilson 1975; Flügel 2010). این ریزرخساره در محل مرز تدریجی دو سازند پابده و آسماری شناسایی شده و

تلفیق شواهد صحرایی (همانند بررسی شکل هندسی، بافت، ساختارهای رسوبی و الگوهای لایه‌بندی) و مطالعه پتروگرافی، به شناسایی تعداد ۹ ریزرخساره منجر شد (شکل‌های ۳ و ۴). در ریزرخساره‌های شناسایی شده، اجزای اسکلتی از فرامینیفراهای بتتیک بزرگ هیالین (به‌خصوص جنس‌های خانواده Nummulitidae و Lepidocyclinidae)، انواع پورسلانوز (miliolids, Archaias and Peneroplis) دوکفه‌ای‌ها، شکم‌پایان، خارپوستان، فرامینیفراهای پلانکتونی، بریوزوئر، جلبک‌های قرمز، دیتروپا و میزان اندکی مرجان تشکیل شده‌اند. ریزرخساره‌های شناسایی شده در برش مطالعه شده به شرح زیر است:

MF1: وکستون حاوی فرامینیفراهای پلانکتونی

دوکفه‌ای تشکیل می‌دهند. بافت سنگ و کستون/فلوتستون و زمینه آن گل آهکی است (شکل ۳ تصویر C).
تفسیر: حضور لپیدوسیکلینیده و نومولیتیدهای با پوسته‌های بزرگ، پهن و کشیده و همچنین دیواره نازک و با حفظ‌شدگی خوب در یک زمینه میکرایتی نشان‌دهنده شرایط دریایی با شوری نرمال و میزان انرژی کم تا متوسط است (Flügel 2010). شرایط ذکر شده حاکی از ته‌نشست این ریزرخساره در پایین ناحیه زون نوری و در قسمت دیستال رمپ میانی است (Hottinger 1980; 1983; Hoheneger 1999; Hollock 1988;)
Romero et al. 2002; Corda and Brandano 2003; Nebelsick et al. 2005; Cosovic et al. 2004; Bassi et al. 2007; Brandano et al. 2009). یولپیدیناهای بزرگ و مسطح و همچنین نومولیتیدها در بخش‌های عمیق‌تر منطقه الیگوفوتیک رشد می‌کنند (Hottinger 1997; Pomar et al. 2014). مشابه این ریزرخساره در تاقدیس‌های اشگر (Zare et al. 2019)، آنه (Shabafrooz et al. 2015)، تاقدیس خویز (Rahmani et al. 2009) و میدان نفتی منصورآباد، آغاچاری و رگ سفید (Fathi Isvand et al. 2022; Mousavi et al. 2022) گزارش شده است.

MF4: وکستون/ پکستون بایوکستی حاوی فرامینفرهای هیالین با دیواره ضخیم و عدسی تا لنزی شکل (Lenticular hyaline foraminifera bioclast wackestone/packstone)

توصیف: اجزای اصلی متشکل از فرامینفرهای بنتیک با دیواره ضخیم و عدسی‌شکل مانند *Rotalia viennoti*. اجزای فرعی را *Heterostegina* و *Spiroclypeous Sphaerogypsina globulus*, *Valvulina*, *Textularia*, *Pyrgo*, *Amphistegina*, *Planorbulina*, *Austrotrillina* جلبک قرمز کورالیناسه و اکینوئید تشکیل می‌دهند. بافت سنگ وکستونی (در بعضی از افق‌ها وکستونی - پکستونی) و زمینه آن گل آهکی است (شکل ۳ تصویر D).
تفسیر: اندازه قطعات فسیلی نسبت به رخساره قبلی کوچک‌تر و حضور جلبک‌های قرمز هم بیشتر شده است. ویژگی‌هایی از قبیل کوچک‌بودن اندازه صدف، پوسته

مربوط به پهنه رمپ خارجی است. مشابه این ریزرخساره نیز در بخش‌های مختلفی از حوضه رسوبی زاگرس گزارش شده است (Amirshahkarami et al. 2007; Rahmani et al. 2009; Adabi et al. 2016; Vaziri-Moghaddam et al. 2010; Shabafrooz et al. 2015; Zare et al. 2019; Allahkarampour Dill et al. 2018; Khalili et al. 2021).

MF2: وکستون بایوکستی حاوی فرامینفرهای پلانکتونی و بنتیک بزرگ (Planktonic and larger benthic foraminifera bioclast wackestone)

توصیف: فرامینفرهای بنتیک بزرگ مانند *Operculina*, *Eulepidina*, *Heterostegina* و فرامینفرهای پلانکتونی اجزای اصلی را تشکیل می‌دهند. دیگر اجزای این ریزرخساره را بایوکست‌هایی همچون دیتروپا، اکینوئید و آلوئولینا تشکیل می‌دهد. زمینه گل پشتیبان و بافت سنگ وکستونی است (شکل ۳ تصویر B).

تفسیر: حضور هم‌زمان فرامینفرهای پلانکتونی و بنتیک بزرگ هیالین با پوسته کشیده نشان‌دهنده عمیق‌ترین بخش از حد پایینی منطقه نورانی (Geel 2000; Romero et al. 2002) و ته‌نشست تحت شرایط آرام و کم‌انرژی در قسمت انتهایی رمپ میانی (مرز بین رمپ بیرونی و میانی) است (Romero et al. 2004; Corda and Brandano 2003; Cosovic et al. 2004). ریزرخساره مشابهی از همین سازند قبلاً در ناحیه فارس گزارش شده است (Vaziri-Moghaddam et al. 2006; Amirshahkarami et al. 2007).

MF3: وکستون/ فلوتستون حاوی فرامینفرهای بنتیک بزرگ (Larger benthic foraminifera wackestone/floatstone)

توصیف: اجزای اصلی متشکل از فرامینفرهای بنتیک بزرگ با دیواره نازک و کشیده همانند لپیدوسیکلینیده و نومولیتیده (*Operculina*, *Heterostegina*, *Spiroclypeous*) است. اجزای فرعی را *Nephrolepidina*, *Lepidocyclina* و

عدسی‌شکل و دیواره ضخیم، همگی بیانگر افزایش میزان نور و انرژی محیط و قرارگرفتن در قسمت پایینی زون نوری بالایی است. پوسته عدسی‌شکل این فرامینفرها و همراهی با جلبک‌های قرمز بیانگر رسوب‌گذاری در زون الیگوفوتیک تا مزوفوتیک است (Corda and Brandano 2003; Brandano et al. 2009). البته حضور روتالیدهای بزرگ مانند Spiroclypeous نشان‌دهنده شرایط مزوفوتیک است (Brandano et al. 2009). با توجه به مجموعه شواهد بیان‌شده، محیط ته‌نشست این ریزرخساره مربوط به دریای باز و بخش پروکسیمال رمپ میانی است. مشابه این ریزرخساره از میدان نفتی مارون گزارش شده است (Goodarzi et al. 2019).

MF6: وکستون حاوی فرامینفرهای پورسلانوز (Porcelaneous foraminifera wackestone)

توصیف: اجزای اصلی فرامینفرهای بتیک با دیواره پورسلانوز همانند Austrotrillina, Quinqueloculina, Archaias miliolids و Dendritina rangi هستند. اجزای فرعی آن شامل Peneroplis, Valvulina, Spiroloculina, Meandropsina, Triloculina, Haplophragmium, دوکفه‌ای، گاستروپودا و اکیونئید هستند. بافت سنگ از وکستونی تا پکستونی در تغییر و زمینه آن به صورت گل آهکی است (شکل ۳ تصویر F).

تفسیر: ویژگی بارز این ریزرخساره بافت گلی، افزایش فرامینفرهای پورسلانوز همراه با کاهش و/یا نبود فرامینفرهای با دیواره هیالین و همچنین دیگر فونای سازگار با شرایط شوری نرمال دریایی است. فرامینفرهای پورسلانوز در آب‌های کم‌عمق پهنه لاگونی زیست می‌کنند که به دلیل میزان انرژی پایین و چرخش محدود آب از شرایط شوری بالایی برخوردارند (Romero et al. 2000; Geel 2000; Vaziri-Moghaddam et al. 2002). شرایط لاگون محصورشده در این ریزرخساره با نبود فونای نرمال دریایی و فونای محصورشده با تنوع پایین پیشنهاد شده است (Romero et al. 2002; Corda and Brandano 2003; Vaziri-

MF5: وکستون حاوی فرامینفرهای پورسلانوز و هیالین (Porcelaneous and hyaline foraminifera wackestone)

توصیف: اجزای اصلی متشکل از فرامینفرهای بتیک با دیواره پورسلانوز و هیالین عدسی‌شکل مانند Heterostegina, Austrotrillina, Quinqueloculina, Archaias, Pyrgo و Rotalia viennoti هستند. اجزای فرعی را Textularia, Valvulina, Rupertina, Miogypsinoidea, Discorbis, جلبک قرمز کورالیناسه، دوکفه‌ای و اکیونئید تشکیل می‌دهند. بافت سنگ وکستونی و زمینه آن به صورت گل آهکی است (شکل ۳ تصویر E).

تفسیر: حضور هم‌زمان فرامینفرهای با دیواره پورسلانوز (ساکن قسمت‌های داخلی پلاتفرم) و هیالین دلیلی بر شرایط محیطی مناسب برای زیست این دو گروه از فرامینفرها در کنار هم در لاگون دریای باز است (Romero et al. 2009; Rahmani et al. 2002). فرامینفرهای با دیواره هیالین، شرایط شوری نرمال دریایی و فرامینفرهای با دیواره پورسلانوز آب‌های کم‌عمق لاگونی و شرایط شوری بالاتر را برای زیست ترجیح می‌دهند (Romero et al. 2000; Geel

(2019) و میدان نفتی منصورآباد (Mousavi et al. 2022) شناسایی شده است.

MF8: دولومادستون/دولوستون (Dolomudstone/ Dolostone)

این ریزرخساره به‌طور عمده از بلورهای ریز دولومیت تشکیل می‌شود و فاقد هر گونه فسیلی است (شکل ۳ تصویر H).

تفسیر: بافت همگن و گل پشتیبان، وجودداشتن اجزای اسکلتی و غیر اسکلتی در این ریزرخساره نشانه تشکیل و تعلق آن به پهنه جزر و مدی با انرژی پایین از رمپ داخلی است (Aqrabi et al. 2005; Rasser et al. 2005; Nebelsick et al. 2006). گسترش دولومیت‌های ریزبلور و دولومیتی شدن رخساره‌های آهکی متأثر از افت سطح آب دریا و خروج از آب رسوبات و همچنین در اثر تبخیر شورابه‌های غنی از Mg^{2+} است (Aqrabi et al. 2006; Adabi et al. 2009; Dehghanzadeh et al. 2016; Allahkarampour Dill et al. 2018). مشابه این ریزرخساره در سازند آسماری در قسمت جنوب غربی زون ایزه (Allahkarampour Dill et al. 2018, Zare et al. 2019) و فروافتادگی دزفول (Dehghanzadeh et al. 2022; Fathi Isvand et al. 2021; Khalili et al. 2016) گزارش شده است.

MF9: استروماتولیت بایندستون (Stromatolite Bindstone)

توصیف: این ریزرخساره به‌جز استروماتولیت‌های لامینه‌ای تیره و روشن فاقد هر نوع اجزای زیستی دیگری است (شکل ۳ تصویر I).

تفسیر: سیانوباکتری‌ها با فیلامنت‌های خود، سبب به دام انداختن قطعات رسوبی و به ته‌نشست رسوبات لامینه‌ای یا همان استروماتولیت‌ها منجر می‌شوند. بهترین مکان برای تشکیل آنها، محیط‌هایی‌اند که موجودات چرنده مانند

(Moghaddam et al. 2006, 2010; Flügel 2010) محدوده زیست دندرتیناهای همزیست‌دار، در بخش‌های بالایی زون نوری بالایی واقع در محیط لاگونی است (Brandano et al. 2009). این ریزرخساره بالاتر از قاعده سطح اساس امواج عادی نهشته شده است و محیط ته‌نشست آن به قسمت‌های کم‌عمق زون یوفوتیک در محیط لاگونی نسبت داده می‌شود (Romero et al. 2002; Corda and Brandano 2003). مشابه این ریزرخساره از سازند آسماری در بخش‌هایی از حوضه رسوبی زاگرس گزارش شده است (Vaziri-Moghaddam et al. 2010; Adabi et al. 2016; Fathi Isvand et al. 2022).

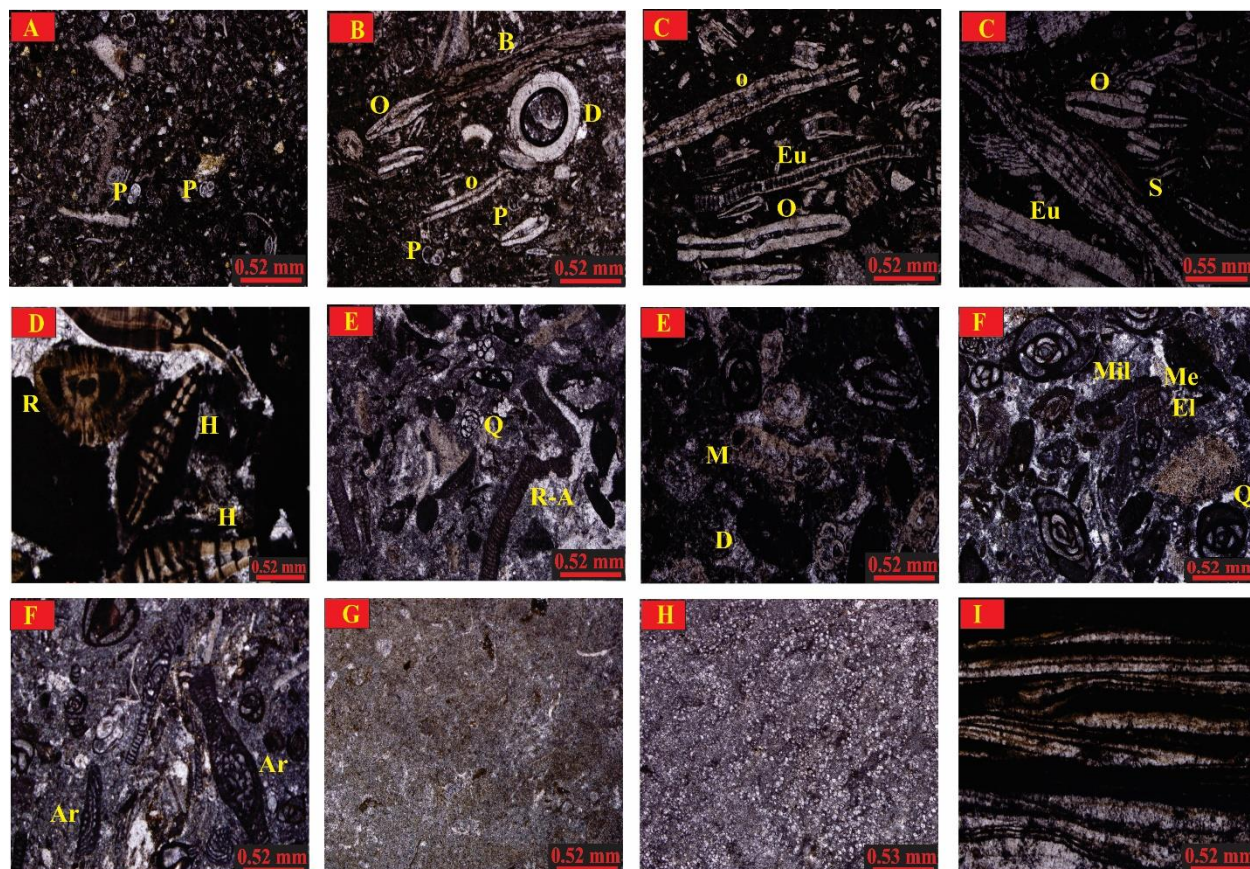
MF7: مادستون - وکستون بایوکلستی (Bioclast wackestone/mudstone)

توصیف: اختصاصات این ریزرخساره کاهش فونا است، به‌طوری که بعضی از نمونه‌ها فاقد فسیل (گل آهکی) و در بعضی از نمونه‌ها برخی از فرامینیفرها (*Textularia*, *Valvulina*, *Dendritina rangi*, *Discorbis*, *Quinqueloculina* و *Pyrgo*)، دوکفه‌ای، برآکیوپود و اکتینوئید دیده می‌شوند. بافت سنگ از مادستونی تا وکستونی در تغییر است (شکل ۳ تصویر G).

تفسیر: کاهش چشمگیر و/یا نبود فونا دلیلی بر تغییر شرایط پالئوآکولوژی است. فقدان فسیل نشانه چرخش محدود آب و نبود شرایط زیست مناسب برای موجودات دریایی است (Alsharhan and Kendall 2003). حضور اندک فرامینیفرهای پورسلانوز و هیالین کوچک نظیر *Discorbis* و *Elphidium* دلیلی بر افزایش شوری و نور در محیط است. فراوانی گل کربناته، فونای ناچیز و ارتباط آن با رخساره‌های لاگونی حاکی از تشکیل این ریزرخساره در قسمت‌های کم‌عمق لاگون محصور به‌سمت ساحل (پهنه جزر و مدی) است (Flügel 2010). مشابه این ریزرخساره در میدان نفتی مارون (Goodarzi et al. 2019)، تافدیس اشگر (Zare et al.

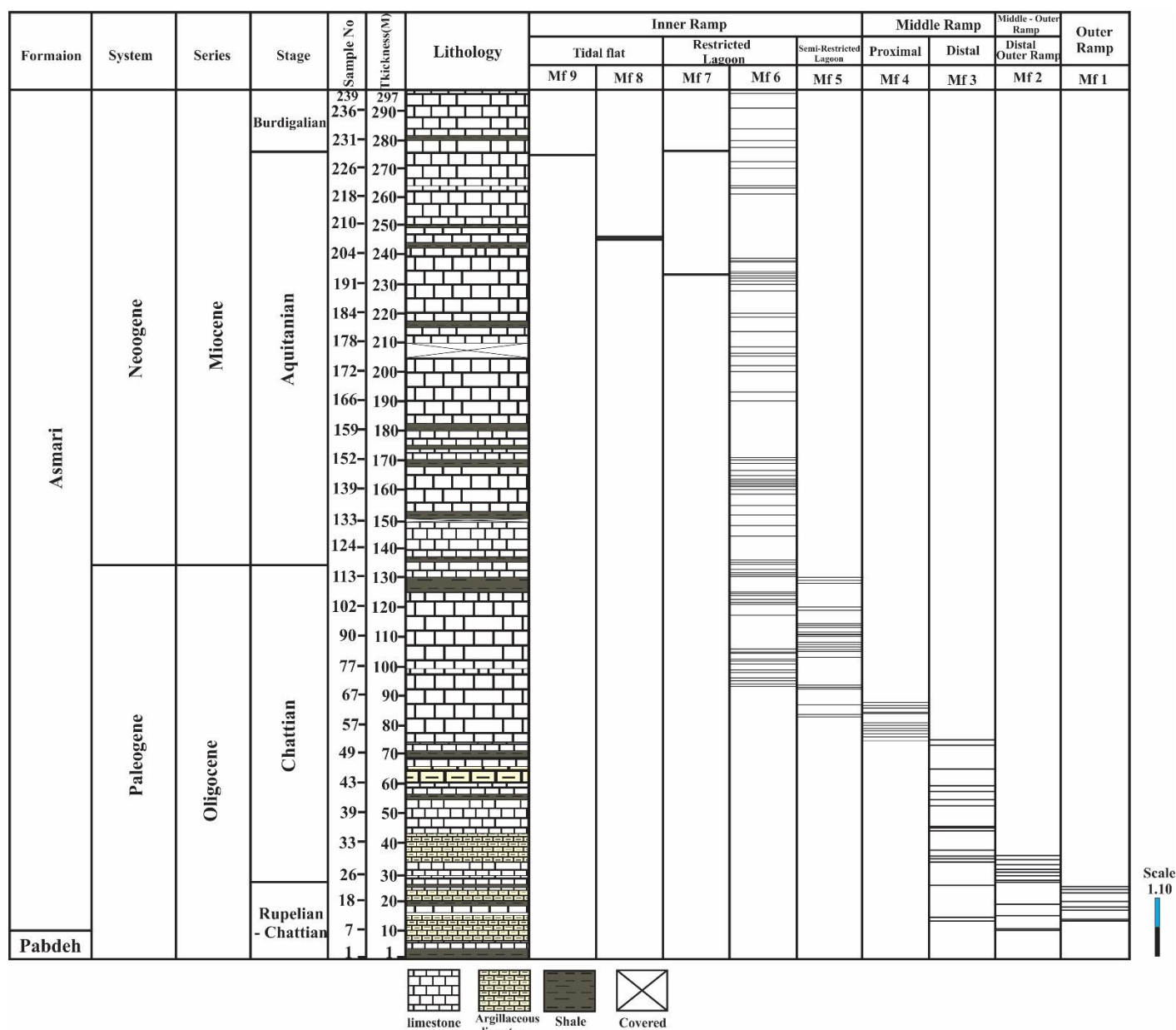
1988). بنابر توضیحات داده‌شده و با توجه به موقعیت چینه‌شناسی و رخساره‌های همراه، این رخساره در شرایط سوپراتایدال نهشته شده است. مشابه این ریزرخساره از سازند آسماری، در میدان نفتی کرنج شناسایی شده است (Amirshahkarami et al. 2007; Saedi Razavi et al. 2020).

شکم‌پایان و ماهی‌ها نتوانند پوشش‌های جلبکی را بخورند و آنها را از بین ببرند (Amirshahkarami et al. 2007; Flügel 2010). این جلبک‌ها امروزه در نواحی بالای پهنه بین جزر و مدی، آب‌های شیرین کم‌عمق، محیط‌های آب لب‌شور و دریاچه‌های بزرگ و کوچک ته‌نشین می‌شوند (Greensmith



شکل ۳- ریزرخساره‌های برش مطالعه‌شده: (A) وکستون حاوی فرامینفرهای پلانکتونی (MF1); (B) وکستون بایوکلستی حاوی فرامینفرهای پلانکتونی و بنتیک بزرگ (MF2); (C) وکستون (فلوتستون) حاوی فرامینفرهای بنتیک بزرگ با پوسته هیالین (MF3); (D) وکستون بایوکلستی حاوی فرامینفرهای هیالین با دیواره ضخیم و عدسی‌شکل (MF4); (E) وکستون حاوی فرامینفرهای پورسلانوز و هیالین (MF5); (F) وکستون حاوی فرامینفرهای پورسلانوز (MF6); (G) مادستون - وکستون بایوکلستی (MF7); (H) دولومادستون (دولوستون) (MF8); (I) استروماتولیت باندستون (MF9)

Fig 3- Identified microfacies in the studied area, A) planktonic foraminifera wackestone (MF1), B) planktonic and larger benthic foraminifera bioclast wackestone (MF2), C) larger hyaline benthic foraminifera wackestone/floatstone (MF3), D). lenticular hyaline foraminifera bioclast wackestone/packstone (MF4), E) Porcelaneous and hyaline foraminifera wackestone (MF5), F) Porcelaneous foraminifera wackestone (MF6), G) Bioclast wackestone/mudstone (MF7), H) Dolomudstone/Dolostone (MF8), I) Stromatolite Bindstone (MF9). Abbreviations: P. planktonic foraminifera, O. Operculina, D. Ditrupa, B. Bivalve, Eu. Eulepidina, S. Spiroclpeous, R. Rotalia viennoti, H. Heterostegina, R-A. Red algal, M. Miogypsinoidea, El. Elphidium, Q. Quinqueloculina, Mil. miliolids, Me. Meandropsina, Ar. Archaias.



شکل ۴- ستون چینه‌نگاری سنگی، گسترش ریزرخساره‌ها و محیط‌های رسوبی پیشنهادی سازند آسماری در برش مطالعه شده

Fig 4- Lithostratigraphic log, microfacies distribution along with proposed depositional environments of the Asmari Formation in the studied section.

مدل رسوبی

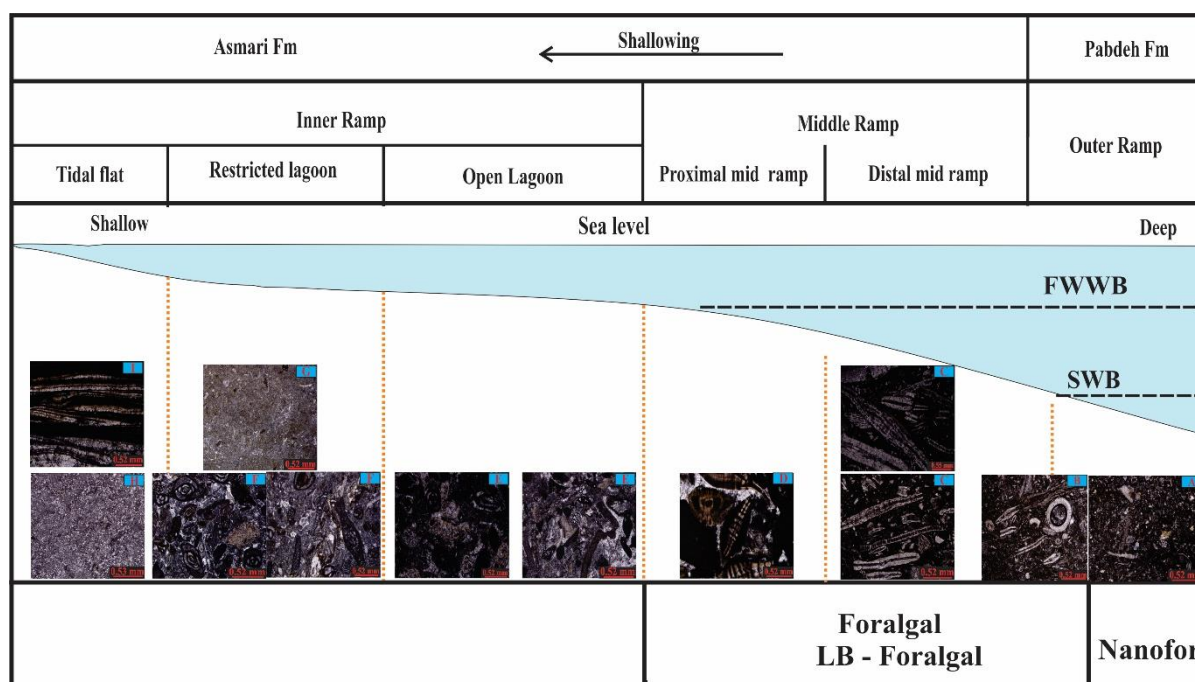
اکسید کربن، بیشینه دمایی در طی ۱۰۰ میلیون سال اخیر عمر کره زمین همراه بوده است و با غلبه نهشته‌های پلاتفرمی کربناته غنی از فرامینفرهای بنتیک بزرگ شناخته می‌شود (Zachos et al. 2001, 2003; 2008; Scheibner and Speijer 2008;) (Tosquella et al. 2022). افزایش گاز CO₂، اسیدی شدن محیط‌های دریایی را در پی داشته و افزایش دمای سطح آب

حادثه گرمایشی مرز پائوسن/ائوسن^۱ ۵۶ میلیون سال پیش رخ داده و تأثیرات عمیقی (تحول و انقراض) بر حیات داشته است (Röhl et al. 2007). این حادثه با بالابودن سطح آب دریاها، تغییر شیمی آب اقیانوس‌ها، افزایش میزان گاز دی

¹ Paleocene–Eocene thermal maximum

مطالعه شده پیشنهاد می‌شود (شکل ۵). همچنین در مطالعه پیشین در همین تاقدیس، مدل رسوبی سازند آسماری به یک رمپ کربناته نسبت داده شده است (Zare et al. 2019). با وجود اینکه در برش مطالعه شده، انباشته‌های زیستی مرجانی گسترش ندارند، با این حال در دیگر برش‌های مطالعه شده از سازند آسماری، به ویژه در یال جنوبی تاقدیس اشگر و تاقدیس آنه، نهشته‌های وسیعی از آنها با پهنای ۱۰۰ تا ۲۰۰ متر و ضخامت ۵۰ تا ۶۰ متر گزارش شده است (van Buchem et al. 2015; Shabafrooz et al. 2010). در این برش، چینه‌شناسی مدل رسوبی شامل رخساره‌های محیط‌های رمپ خارجی، رخساره‌های رمپ میانی و رخساره‌های رمپ درونی است (شکل ۴).

دریاهای سبب خارج شدن جلبک‌های زوگزانته از بافت مرجان‌ها شده است و این موضوع به سهم خود به افت تولید یا نبود پهنه‌های ریفی مرجانی منجر شد (Zachos et al. 2005, White and Schiebout 2008; Scheibner and Speijer 2008; Payros et al. 2010). از این رو بیشتر پلاتفرم‌های کربناته نریتیک در ابتدای دوران سنوزوئیک در غیاب موجودات چارچوب‌ساز ریفی (فقط در برخی از مناطق به صورت ریف‌های تکه‌های حضور دارند) به صورت رمپ توسعه یافتند (Beavington-Penney et al. 2005; Tosquella et al. 2022). با توجه به تنوع نه چندان زیاد ریزرخساره‌های شناسایی شده، تغییرات تدریجی و پیوستگی آنها و همچنین حضورنداشتن رخساره‌های ریف‌ساز سدی، مدل رسوب‌گذاری از نوع رمپ کربناته کم‌شیب (هموکلینال) برای سازند آسماری در برش



شکل ۵- مدل رسوبی پیشنهادی به همراه موقعیت مکانی اجتماعات کربناته شناسایی شده برای سازند آسماری در برش گجستان

Fig 5- Proposed depositional model along with spatial distribution of the carbonate associations for the Asmari Formation in the Tang-e Gojestan area, FWWB: Fair-weather wave base, SWWB/SWB: Storm wave weather base.

فرامینیفرهای پلانکتونی است (شکل ۴). رمپ میانی شامل بخش دیستال (MF3) با فونای غالب از نوع فرامینیفرهای

ریزرخساره‌های رمپ خارجی و رمز آن با رمپ میانی شامل ریزرخساره‌های MF1 و MF2 و فونای شاخص و غالب آن

آبی را کاهش می‌دهند و از تشکیل بیشتر کلنی مرجان‌های ریف ساز جلوگیری می‌کنند، شرایط را برای تشکیل آنها در محیط‌های حاره‌ای نیز فراهم می‌کند (Pomar et al. 2004; Kalanat et al. 2011). در برش مطالعه شده با توجه به فراوانی زیاد فرامینفرهای بتتیک بزرگ و حضور اندک مرجان‌های ریف‌ساز، اجتماعات کربناته شناسایی شده از نوع هتروزوئن و شامل انواع نانوفرو فورآلگال‌اند. البته نبود ارگانسیم‌های فوتوزوئن و ریف‌ساز اصلی به شرایط اکولوژیکی حاکم بر رسوب‌گذاری سازند آسماری در زمان روپلین-اکی تانین وابستگی دارد (Kalanat et al. 2011).

اجتماع کربناته نانوفر^۱: این اجتماع متشکل از فرامینفرهای پلانکتونی، نانوفسیل‌های آهکی، سوزن‌های اسفنج، خارهای اکتینوئید و بریوزواست (Hayton 1995). این اجتماع در آب‌های عمیق دور از ساحل دیده می‌شود، ولی در آب‌های کم‌عمق و به‌صورت جزئی در محیط‌های بسته نیز دیده می‌شود (Hayton 1995). فرامینفرهای پلانکتونی مطالعه‌شده در قسمت‌های انتهایی سازند پابده و همچنین در محل مرز تدریجی آن با سازند آسماری (ریزرخساره MF1) اجزای اصلی این اجتماع کربناته محسوب می‌شوند و مربوط به پهنه رمپ خارجی‌اند (شکل‌های ۵ و ۶ تصویر A).

اجتماع کربناته فورآلگال (ال بی فورآلگال): فرامینفرهای بتتیک بزرگ منفردار با تنوع بالا به‌همراه جلبک‌های قرمز و سبز اجزای اصلی این اجتماع کربناته محسوب می‌شوند (Wilson and Vecsei 2005). فرامینفرهای بتتیک بزرگ، یکی از مهم‌ترین اجزای تشکیل‌دهنده کربنات‌های کم‌عمق مناطق حاره‌ای‌اند و به‌صورت همزیست با جلبک‌ها (microalgal) دیده می‌شوند و عمدتاً در محیط‌های کربناته ریفی و سدی الیگوتروفیک (K-strategists) زندگی می‌کنند (BouDagher-Fadel 2008). امروزه آنها در عرض‌های جغرافیایی پایین و در آب‌های گرم، کم‌عمق و فقیر از مواد غذایی محصور شده‌اند. اجزای اصلی تشکیل‌دهنده آن در برش مطالعه‌شده شامل

هیالین با دیواره نازک و کشیده و بخش پروکسیمال (MF4) با فونای غالب از نوع فرامینفرهای هیالین با پوسته ضخیم و عدسی‌شکل است (شکل ۴). رمپ درونی شامل محیط‌های لاگون نیمه‌بسته، لاگون محصور و پهنه جزر و مدی است (شکل ۴). لاگون نیمه‌محصور شامل MF5 و لاگون محصور شامل MF6 و MF7 است. پهنه جزر و مدی شامل دو ریزرخساره اینترتایدال (MF8) و سوپراتایدال MF9 است (شکل ۴).

اجتماعات کربناته

همراهی و فراوانی دانه‌های کربناته متشکل از اجزای اسکلتی و غیر اسکلتی سبب ایجاد اجتماعات کربناته می‌شود. این اجتماعات با فاکتورهای متعددی همچون دما، شوری، میزان اکسیژن محلول، مواد غذایی، انرژی هیدرودینامیکی، نور (شفافیت)، غلظت CO₂، میزان Ca⁺⁺، نسبت Mg/Ca، PH آب دریا و میزان ورود مواد آواری به حوضه کنترل می‌شود (Pomar et al. 2004; Flügel 2010). اجتماعات کربناته در دریا‌های عهد حاضر، براساس عرض جغرافیایی و چرخش آب دریا پراکنده شده‌اند (Mutti and Hallock 2003). براساس میزان وابستگی موجودات تولیدکننده کربنات به نور، دو مجموعه عمده هتروزوئن (اجتماع کربناته در آب و هوای سرد با شرایط مزوتروفی تا یوتروفی) و فوتوزوئن (اجتماع کربناته در کمربندهای حاره‌ای تا نیمه‌حاره‌ای با شرایط الیگوتروفی تا کمی مزوتروفی) معرفی شده است که برای تمامی نهشته‌های ائون فانروزوئیک استفاده‌شدنی‌اند (Lees and Buller 1972; James 1997; Wilson and Vecsei 2005). اجتماعات کربناته براساس فراوانی اجزای سازنده آنها به اسامی گوناگونی از قبیل فورامول، رودآلگال، بریومول، فورآلگال، کلروزوئن و کلروآلگال تقسیم‌بندی شده‌اند. با توجه به اینکه اجتماعات کربناته هتروزوئن بیشتر معرف عرض‌های جغرافیایی بالا هستند، ولی ورود مواد غذایی فراوان در داخل حوضه‌های رسوبی که شفافیت محیط‌های

¹ Nannofor

کربناته و در بازه زمانی الیگوسن (روپلین - شاتین) و در محیط رمپ میانی (قاعده سازند آسماری) نهشته شده است (شکل‌های ۵ و ۶ تصاویر B و C).

اپرکولینا، هتروستژینا، لپیدوسیکلینا، اسپیروکلیپوس و یولپیدینا همراه با جلبک قرمز کورالیناسه است. ریزرخساره‌های MF2 و MF3 در برش مطالعه‌شده، معرف این نوع از اجتماعات



شکل ۶- اجتماعات کربناته شناسایی شده در برش مطالعه‌شده: الف: اجتماع کربناته نانوفر؛ ب و پ: اجتماع کربناته فورآلگال (ال بی فورآلگال)

Fig 6- Identified carbonate associations in the studied area, A. Nannofor carbonate associations, B. Forealgal (LB-foralgal) carbonate associations, and C. Foramol carbonate associations

نتیجه

سازند آسماری در برش تنگ گجستان به‌طور عمده از سنگ‌آهک‌های ضخیم‌لایه و صخره‌ساز تشکیل شده است. براساس مطالعات پتروگرافی و دیگر شواهد به دست آمده از بررسی نهشته‌های این سازند، تعداد ۹ ریزرخساره متعلق به محیط‌های رمپ خارجی، رمپ میانی و رمپ درونی شناسایی شد. براساس ماهیت رخساره‌های شناسایی‌شده، توزیع و پراکندگی ریزرخساره‌ها، تنوع کم رخساره‌ها، تغییرات تدریجی ریزرخساره‌ها، پیوستگی آنها و حضورنداشتن رخساره‌های ریف‌ساز سدی مدل رسوب‌گذاری سازند آسماری از نوع رمپ کربناته کم‌شیب (هموکلینال) در نظر گرفته شده است. اجتماعات کربناته در برش مطالعه‌شده از نوع هتروزوئن بوده و دو نوع اجتماع دانه‌ای نانوفر و فورآلگال به‌صورت جزئی‌تر در آن شناسایی شده است.

References

- sequence stratigraphy of Oligocene–Miocene shallow water carbonate from the Rig Mountain, Zagros basin (SW Iran). *Carbonates and Evaporites*, 31: 69–85. <https://doi.org/10.1007/s13146-015-0242-9>.
- Adams T.D. and Bourgeois F. 1967. Asmari biostratigraphy. Geol Explor Div, IOOC Rep 1074, Tehran (unpublished). <https://doi.org/10.22071/gsj.2012.54538>.
- Aguirre J. Riding R. and Braga J.C. 2000. Diversity of coralline red algae: origination and extinction patterns from the Early Cretaceous to the Pleistocene. *Paleobiology*, 26(4): 651-667. [https://doi.org/10.1666/0094-8373\(2000\)026<0651:DOCRAO>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1666/0094-8373(2000)026<0651:DOCRAO>2.0.CO;2).
- Allahkarampour Dill M. Vaziri-Moghaddam H. Seyrafian A. and Behdad A. 2018. Oligo-Miocene carbonate platform evolution in the northern margin of the Asmari intra-shelf basin, SW Iran. *Marine and Petroleum Geology*, 92: 437–461. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2017.11.00>
- Alavi M. 2004. Regional stratigraphy of the Zagros fold-thrust belt of Iran and its proforeland evolution. *American Journal of Science*, 304: 1–20. <https://doi.org/10.2475/ajs.304.1.1>
- 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. [https://doi.org/10.1016/S0012-8252\(02\)00110-1](https://doi.org/10.1016/S0012-8252(02)00110-1).
- Amirshahkarami M. Vaziri-Moghaddam H. and Taheri A. 2007. Sedimentary facies and sequence stratigraphy of the Asmari Formation at chaman-Bolbol, Zagros Basin, Iran. *Journal of Asian Earth*
- Adabi M.H. 2009. Multistage dolomitization of Upper Jurassic Mozduran Formation, Kopet-Dagh Basin, N.E. Iran. *Carbonates and Evaporites*, 24:16–32. <https://doi.org/10.1007/BF03228054>
- Adabi M.H. Kakemem U. and Sadeghi A. 2016. Sedimentary facies, depositional environment, and

- Malta) *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 274: 54–63. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2008.12.018>
- Brandano M. Morsili M. Vannucci G. Parente M. Bosellini F. and Mateu-Vicens G. 2010. Rhodolith-rich lithofacies of the Porto Badisco Calcarenes (upper Chattian, Salento, southern Italy). *Italy Journal Geoscience*, 129: 119-131. <https://doi.org/10.3301/IJG.2009.10>.
- 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. <https://doi.org/10.1144/gsjgs.146.5.0746>
- Carannante G. Esteban M. Milliman J.D. and Simone L. 1988. Carbonate lithofacies as paleolatitude indicators: problems and limestone. *Sedimentary Geology*, 60: 333–346. [https://doi.org/10.1016/0037-0738\(88\)90128-5](https://doi.org/10.1016/0037-0738(88)90128-5).
- Corda L. and Brandano M. 2003. Aphotic zone carbonate production on a Miocene ramp, Central Apennines, Italy. *Sedimentary Geology*, 161: 55–70. [https://doi.org/10.1016/S0037-0738\(02\)00395-0](https://doi.org/10.1016/S0037-0738(02)00395-0).
- Cosovic V.K. and Moro A. 2004. Paleoenvironmental model for Eocene foraminiferal limestones of the Adriatic carbonate platform (Istrian Peninsula). *Facies*, 50: 61–75. <https://doi.org/10.1007/s10347-004-0006-9>
- Dehghanzadeh M. Adabi M.H. Mousavi M.R. Sadeghi A. and Avarjani SH. 2016. Depositional environment and sequence stratigraphy of the Asmari Formation in Kuh-e Asmari and Kuh-e Gurpi surface sections. *Journal of Stratigraphy and Sedimentology Researches*, 32: 1-24. DOI: [10.22108/jssr.2016.20862](https://doi.org/10.22108/jssr.2016.20862).
- 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. <https://doi.org/10.1306/M1357>.
- Ehrenberg S.N. Pickard N.A.H. Laursen G.V. Monibi S. Mossadegh Z.K. Svana T.A. Aqrabi A.A.M. McArthur J.M. and Thirlwall M.F. 2007. Strontium Isotope Stratigraphy of the Asmari Formation (Oligocene - Lower Miocene), SW Iran, *Journal of Petroleum Geology*, 30(2): 107–128. <https://doi.org/10.1111/j.1747-5457.2007.00107.x>.
- 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. <https://doi.org/10.35767/gscpgbull.19.4.730>
- Farzipour-Saein A. Yassaghi A. Sherkati S. and Koyi H. 2009. Basin evolution of the Lurestan region in the Zagros fold-and-thrust belt, Iran. *Journal of Petroleum Geology*, 32: 5–19. <https://doi.org/10.1111/j.1747-5457.2009.00432.x>.
- Sciences, 29(5-6), pp.947-959. <https://doi.org/10.1016/j.jseae.2006.06.008>.
- Aqrabi A.A.M. Keramati M. Ehrenberg S.N. Pickard N. Moallemi A., Svånå T.A. Darke G. Dickson J.A.D. and Oxtoby N.H. 2006. The origin of dolomite in the Asmari Formation (Oligocene-Lower Miocene), Dezful Embayment, SW Iran. *Journal of Petroleum Geology*, 29: 381–402. <https://doi.org/10.1111/j.1747-5457.2006.00381.x>.
- 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. <https://doi.org/10.1111/j.1475-4983.2007.00677.x>
- 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. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2010.06.003>
- Beavington Penney S.J. and Racey A. 2004. Ecology of extant nummulitids and other larger benthic foraminifera: applications in palaeoenvironmental analysis. *Earth-Science Reviews*, 67: 219–265. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2004.02.005>
- Beavington- Penney S.J. Paul Wright V. and Racey A. 2005. Sediment production and dispersal on foraminifera- dominated early Tertiary ramps: the Eocene El Garia Formation, Tunisia. *Sedimentology*, 52(3): 537–569. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.2005.00709.x>
- BouDagher-Fadel M.K. 2008. Evolution and Geological Significance of Larger Benthic Foraminifera. *Developments in paleontology and stratigraphy*, 21: 540 p. DOI: [10.2307/j.ctvqhsq3](https://doi.org/10.2307/j.ctvqhsq3)
- Brandano M. and Corda L. 2002. Nutrients, sea level and tectonics: constrains for the facies architecture of a Miocene carbonate ramp in central Italy. *Terra Nova*, 14: 257–262. <https://doi.org/10.1046/j.1365-3121.2000.00419.x>.
- Brandano M. Vannucci G. Pomar L. and Obrador A. 2005. Rhodolith assemblages from the lower Tortonian carbonate ramp of Menorca (Spain). Environmental and paleoclimatic implications. *Palaeogeography, Palaeoclimatology*, 226: 307–323. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2005.04.034>
- 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. [10.1111/j.1365-3091.2008.01023.x](https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.2008.01023.x).
- 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,

- 10.22084/psj.2020.21613.1238
- Gradstein F.M. Ogg J.G. Schmitz M.D. and Ogg G.M. 2020. Geologic time scale. Elsevier, 21-32. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-824360-2.00002-4>
- Greensmith J.T. 1988. Petrology of the Sedimentary Rocks: 6th edition, George Allen & Unwin, London, 241 p.
- Halfar J. and Mutti M. 2005. Global dominance of coralline red-algal facies: a response to Miocene oceanographic events. *Geology*, 33(6): 481-484. <https://doi.org/10.1130/G21462.1>.
- Hallock P. 1979. Trends in test shape with depth in large symbiont-bearing foraminifera. *Journal of Foraminiferal Research*, 9: 61–69. <https://doi.org/10.2113/gsjfr.9.1.61>.
- Hallock P. and Glenn E.C. 1986. Larger foraminifera: a tool for paleoenvironmental analysis of Cenozoic carbonates depositional facies. *Palaios*, 1: 44–64. <https://doi.org/10.2307/3514459>
- Hallock P. 1988. The role of nutrient availability in bioerosion: consequences to carbonate buildups. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 63: 275–291. [https://doi.org/10.1016/0031-0182\(88\)90100-9](https://doi.org/10.1016/0031-0182(88)90100-9)
- Hallock P. 2000. Symbiont-bearing foraminifera: harbingers of global change?. *Micropaleontology*, 95–104. <https://www.jstor.org/stable/1486183>
- Hallock P. and Pomar L. 2008. Cenozoic evolution of larger benthic foraminifera: paleoceanographic evidence for changing habitats. In: Proceedings of the 11th International Coral Reef Symposium, pp. 16–20 Lauderdale, Florida.
- Hayton S. Nelson C.S. and Hood S.D. 1995. A skeletal assemblage classification system for non-tropical carbonate deposits based on New Zealand Cenozoic limestones. *Sedimentary Geology*, 100: 123–141. [https://doi.org/10.1016/0037-0738\(95\)00071-2](https://doi.org/10.1016/0037-0738(95)00071-2).
- Heydari E. 2008. Tectonics versus eustatic control on supersequences of the Zagros Mountains of Iran. *Tectonophysics*, 451: 56–70. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2007.11.046>.
- 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. [https://doi.org/10.1016/S0377-8398\(98\)00030-9](https://doi.org/10.1016/S0377-8398(98)00030-9)
- Hohenegger J. Yordanova E. and Hatta A. 2000. Remarks on West Pacific Nummulitidae (Foraminifera). *Journal of Foraminiferal Research*, 30: 3–28. <https://doi.org/10.2113/0300003>
- 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.
- Hottinger L. 1983. Processes determining the distribution of larger foraminifera in space and time, in Meulenkamp J.E. (Ed.), *Reconstruction of marine paleoenvironments*. Utrecht
- Fathi Isvand R. Moussavi-Harami R. Mahboubi A. and Behdad A. 2022. Facies analysis and carbonate platform evolution of the Oligo-Miocene deposits in the Aghajari and Rag-e-Safid oil fields, Dezful Embayment, SW Iran. *Journal of African Earth Sciences*, 191: 104514. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2022.104514>.
- Flügel E. 2010. *Microfacies of carbonate rocks, analysis, interpretation and application*. Springer, Berlin, 976 p.
- 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. [https://doi.org/10.1016/S0031-0182\(99\)00117-0](https://doi.org/10.1016/S0031-0182(99)00117-0)
- Gharechelou S. Amini A. Bohloli B. and Swennen R. 2020. Relationship between the sedimentary microfacies and geomechanical behavior of the Asmari Formation carbonates, southwestern Iran. *Marine and Petroleum Geology*, 116:104306. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2020.104306>.
- Goodarzi M. Vahidinia M. Amiri Bakhtiar H. and Noraeinejad M.R. 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 software. M.Sc thesis, Ferdowsi University of Mashhad, 327 P.
- Goodarzi M. Vahidinia M. Amiri Bakhtiar H. and Noraeinejad M.R. 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.
- Goodarzi M. Vahidinia M. Amiri Bakhtiar H. and Noraeinejad M.R. 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]. <https://doi.org/10.22067/sed.facies.v12i2.74734>
- Goodarzi. M. Amiri Bakhtiar H. and Noraeinejad M.R. 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: 184–208. [In Persian]. <https://doi.org/10.22084/psj.2020.21450.1239>
- Goodarzi M. Amiri Bakhtiar H. Noraeinejad M.R. and Ezampanah Y. 2020. Paleocasology, carbonate associations and investigation of NB, PB Stages boundary surface by the using Cyclolog in one of wells Marun oilfieds. *Sedimentary Facies, Applied Sedimentology*, 8: 131–160 [In Persian].

- Motiei H. 2003. Treatise on the geology of Iran: Stratigraphy of Zagros. Geological Survey of Iran, Tehran, p. 497 [In Persian].
- Mousavi S.A. Vaziri-Moghaddam H. Salehi M.A. Shabafrooz R. and Ghanavati K. 2022. Biostratigraphy and microfacies of the Asmari Formation in the Mansourabad Oilfield, southwest of Iran. *Applied Sedimentology*, 10:194–209 [In Persian]. [10.22084/psj.2022.26282.1353](https://doi.org/10.22084/psj.2022.26282.1353)
- Mutti M. and Hallock P. 2003. Carbonate systems along nutrient and temperature gradients: some sedimentological and geochemical constraint. *International Journal of Earth Sciences*, 92: 465–475. <https://doi.org/10.1007/s00531-003-0350-y>
- Nebelsick J.H. Rasser M.W. and Bassi D. 2005. Facies dynamics in Eocene to Oligocene circumalpine carbonates. *Facies*, 51: 197–217. <https://doi.org/10.1007/s10347-005-0069-2>
- Noorian Y. Moussavi Harami R. Hollis C. John J.G. Reijmer J.J.G. 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: 106048. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2021.106048>
- Payros A. Pujalte V. Tosquella J. and Orue-Etxebarria X. 2010. The Eocene storm-dominated foralgal ramp of the western Pyrenees (Urbasa–Andia Formation): an analogue of future shallow-marine carbonate systems?. *Sedimentary Geology*, 228(3-4): 184-204. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2010.04.010>.
- Pedley M. 1998. A review of sediment distributions and processes in Oligo-Miocene ramps of southern Italy and Malta (Mediterranean divide). Geological Society, London, Special Publications, 149(1): 163-179. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1999.149.01.09>.
- Penman D.E. Hönisch B. Zeebe R.E. Thomas E. and Zachos J.C. 2014. Rapid and sustained surface ocean acidification during the Paleocene-Eocene Thermal Maximum. *Paleoceanography*, 29: pp.357–369. <https://doi.org/10.1002/2014PA002621>.
- Perrin P. 2002. Tertiary: the emergence of modern reef ecosystems. In book: Phanerozoic Reef Patterns Publisher. SEPM Special Publication, 72: 587-621. <https://doi.org/10.2110/pec.02.72.0587>
- Pomar L. 2001. Types of carbonate platforms: a genetic approach. *Basin Research*, 13: 313–334. <https://doi.org/10.1046/j.0950-091x.2001.00152.x>
- Pomar L. Brandano M. and Westphal H. 2004. Environmental factors influencing skeletal grain sediment associations: a critical review of Miocene Micropaleontological Bulletin, 30: 239–253.
- Hottinger L. 1997. Shallow benthic foraminiferal assemblages as signals for depth of their deposition and their limitation. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 168: 491–505.
- 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. DOI: [10.3906/yer-1207-8](https://doi.org/10.3906/yer-1207-8)
- James N.P. 1997. The cool-water carbonate depositional realm, In: James N.P. Clarke A.D. (Eds.): Cool-water carbonates. SEPM Special Publications, 56:1-20.
- Kalanat B. Vaziri-Moghaddam H. Taheri A. 2011. Biostratigraphy and palaeoecology of the Asmari Formation at southwest of Firozabad. *Sedimentary Facies*, 3: 71-84 [In Persian]. [10.22067/sed.facies.v3i1.2717](https://doi.org/10.22067/sed.facies.v3i1.2717)
- 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. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2021.104229>
- 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. <https://doi.org/10.3997/2214-4609.20145919>.
- Lees A. and Buller A.T. 1972. Modern temperate-water and warm-water shelf carbonate sediments contrasted. *Marine Geology*, 13: 67-73. [10.1016/0025-3227\(72\)90011-4](https://doi.org/10.1016/0025-3227(72)90011-4).
- Lees A. 1975. Possible influence of salinity and temperature on modern shelf carbonate sedimentation. *Marine Geology*, 19: 159–198. [https://doi.org/10.1016/0025-3227\(75\)90067-5](https://doi.org/10.1016/0025-3227(75)90067-5).
- Lee J.J. 1990. Fine structure of rodophycean prophyridium *purpureum* insitu in *Peneroplis pertusus* and *P. asicularis*. *Journal of Foraminiferal Research*, 20:162–169. doi.org/10.2113/gsjfr.20.2.162.
- Lees G.M. 1933. The reservoir rocks of Persian oil fields. *American Association Petroleum Geology Bulletin*, 17: 229–240. <https://doi.org/10.1306/3D932B32-16B1-11D7-8645000102C1865D>.
- Leutenegger S. 1984. Symbiosis in benthic foraminifera; specificity and host adaptations. *The Journal of Foraminiferal Research*, 14: 16–35. <https://doi.org/10.2113/gsjfr.14.1.16>

- Facies, 57: 431-446. DOI: [10.1007/s10347-010-0245-x](https://doi.org/10.1007/s10347-010-0245-x).
- Saeedi Razavi B. Ganji A. and Zarrabi S. 2020. Microfacies, depositional environment and paleoecology of the Asmari Formation in the Karanj oil field, northern Dezful embayment, SW Iran. *Researches in Earth Sciences*, 11:35–52. [10.52547/esrj.11.3.35](https://doi.org/10.52547/esrj.11.3.35)
- Scheibner C. and Speijer R.P. 2008. Late Paleocene–early Eocene Tethyan carbonate platform evolution—a response to long- and short-term paleoclimatic change. *Earth-science reviews*, 90: 71–102. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2008.07.002>
- Seyrafian A. 2000. Microfacies and depositional environments of the Asmari Formation, at Dehdez area (a correlation across central Zagros basin). *Carbonates and Evaporites*, 15, pp.121-129. <https://doi.org/10.1007/BF03175819>.
- Shabafrooz R. Mahboubi A. Vaziri-Moghaddam H. Ghabeishavi A. and Moussavi Harami R. 2015a. Depositional architecture and sequence stratigraphy of the Oligo–Miocene Asmari platform; Southeastern Izeh Zone, Zagros Basin, Iran. *Facies*, 61 (1). <https://doi.org/10.1007/s10347-014-0423-3>
- Shabafrooz R. Mahboubi A. Vaziri-Moghaddam H. Moussavi Harami R. Ghabeishavi A. and Al Aasm I.S. 2015b. Facies analysis and carbonate ramp evolution of Oligo–Miocene Asmari Formation in the Gachsaran and Bibi-Hakimeh oilfields and the nearby Mish Anticline, Zagros Basin, Iran. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie - Abhandlungen*, 276:121–146. DOI: [10.1007/s10347-014-0423-3](https://doi.org/10.1007/s10347-014-0423-3)
- Tosquella J. Martín-Martín M. Guerrero F. Serrano F. and Tramontana M. 2022. The Eocene carbonate platform of the central-western Malaguides (Internal Betic Zone, S Spain) and its meaning for the Cenozoic paleogeography of the westernmost Tethys. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 589: 110840. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2022.110840>
- Tucker M. and Wright V.P. 1990. *Carbonate Sedimentology*. Blackwell Science Ltd., Oxford, 486 p. <http://dx.doi.org/10.1002/9781444314175>.
- van Buchem F.S.P. Allan T.L. Laursen G.V. Lotfipour 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. <https://doi.org/10.1144/SP329.10>
- Vaziri-Moghaddam H. Kimiagari M. and Taheri A. 2006. Depositional environment and sequence stratigraphy of the Oligo–Miocene Asmari examples from the western Mediterranean. *Sedimentology*, 51: 627–651. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.2004.00640.x>
- Pomar L. and Hallock P. 2007. Changes in coral-reef structure through the Miocene in the Mediterranean province: Adaptive versus environmental influence. *Geology*, 35: 899–902. <https://doi.org/10.1130/G24034A.1>.
- Pomar L. and Hallock P. 2008. Carbonate factories: A conundrum in sedimentary geology. *Earth Science*, 81: 134–169. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2007.12.002>
- Pomar L. Mateu-Vicens G. Morsilli M. and Brandano M. 2014. Carbonate ramp evolution during the Late Oligocene (Chattian), Salento Peninsula, southern Italy. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 404:109–132. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2014.03.023>
- 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. <https://doi.org/10.1080/08912960903461296>
- Rasser M.W. and Pille W.E. 2004. Crustose algal frameworks from the Eocene Alpine Foreland. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 206(1-2): 21-39. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2003.12.018>.
- 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: 217–232. <https://doi.org/10.1007/s10347-005-0070-9>.
- Racey A. 2001. A review of Eocene nummulite accumulations: structure, formation and reservoir potential. *Journal of petroleum geology*, 24(1): 79-100. <https://doi.org/10.1111/j.1747-5457.2001>.
- Röhl U. Westerhold T. Bralower T.J. and Zachos J.C. 2007. On the duration of the Paleocene–Eocene thermal maximum (PETM). *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 8(12). <https://doi.org/10.1029/2007GC001784>
- Romero J. Caus E. and 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. [https://doi.org/10.1016/S0031-0182\(01\)00406-0](https://doi.org/10.1016/S0031-0182(01)00406-0)
- Sadeghi R. Vaziri-Moghaddam H. and Taheri A. 2011. Microfacies and sedimentary environment of the Oligocene sequence (Asmari Formation) in Fars sub-basin, Zagros Mountains, southwest Iran.

- climate 65 Ma to present. *science*, 292(5517): 686-693. DOI: [10.1126/science.1059412](https://doi.org/10.1126/science.1059412).
- Zachos J.C. Wara M.W. Bohaty S. Delaney M.L. Petrizzo M.R. Brill A. Bralower T.J. and Premoli-Silva I. 2003. A transient rise in tropical sea surface temperature during the Paleocene-Eocene thermal maximum. *science*, 302(5650): 1551-1554. DOI: [10.1126/science.1090110](https://doi.org/10.1126/science.1090110).
- Zachos J.C. Röhl U. Schellenberg S.A. Sluijs A. Hodell D.A. Kelly D.C. Thomas E. Nicolo M. Raffi I. Lourens L.J. and McCarren H. 2005. Rapid acidification of the ocean during the Paleocene-Eocene thermal maximum. *science*, 308(5728), pp.1611-1615. DOI: [10.1126/science.1109004](https://doi.org/10.1126/science.1109004).
- Zachos J.C. Dickens G.R. and Zeebe R.E. 2008. An early Cenozoic perspective on greenhouse warming and carbon-cycle dynamics. *Nature*, 451: 279–283. <https://doi.org/10.1038/nature06588>
- Zamagni J. Mutti M. and Kosir A. 2008. Evolution of shallow benthic communities during the Late Paleocene–earliest Eocene transition in the Northern Tethys (SW Slovenia). *Facies*, 54: 25-43. DOI: [10.1007/s10347-007-0123-3](https://doi.org/10.1007/s10347-007-0123-3).
- Zare M. Vahidinia M. and Mahmudy Garaie M.H. 2019. Biostratigraphy, Microfacies, and Paleoecology of the Asmari Formation in the southwestern Iran. *Applied Sedimentology*, 7:102–130. <https://doi.org/10.22084/psj.2019.19713.1215>
- Formation in SW Iran. *Facies*, 52: 41–51. <https://doi.org/10.1007/s10347-005-0018-0>
- 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.
- Warren J. 2000. Dolomite: occurrence, evolution and economically important associations. *Earth-Science Reviews*, 52: 1–81. [https://doi.org/10.1016/S0012-8252\(00\)00022-2](https://doi.org/10.1016/S0012-8252(00)00022-2)
- White P.D. and Schiebout J. 2008. Paleogene paleosols and changes in pedogenesis during the initial Eocene thermal maximum: Big Bend National Park, Texas, USA. *Geological Society of America Bulletin*, 120: 1347–1361. <https://doi.org/10.1130/B25987.1>.
- Wilson J.L. 1975. Carbonate facies in geological history: Springer, Berlin, 471 p.
- Wilson M.E.J. and Vecsei A. 2005. The apparent paradox of abundant foramol facies in low latitudes: their environmental significance and effect on platform development. *Earth-Science Reviews*, 69: 133–168. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2004.08.003>
- Wynd J.G. 1965. Biofacies of the Iranian oil Consortium Agreement Area (I.O.O.C), Unpublished Report no. p. 1082, 88.
- Zachos J. Pagani M. Sloan L. Thomas E. and Billups K. 2001. Trends rhythms and aberrations in global