

Research Article

Biostratigraphy and Paleocology of Oligo-Miocene deposits (Asmari Formation) in the northeast of Ilam, Lorestan zone

Ghasem Shirmohammadi¹, Iraj Maghfouri Moghaddam^{1*}, Rahman Azadbakht²

1- Department of Geology, Faculty of Science, Lorestan University, Khorram Abad, Iran

2- National Iranian South Oilfield Company

Keywords: Ramp, Asmari Formation, Zagros, Sedimentary environment, Foraminifera.

1-Introduction

The Asmari Formation is one of the most essential and largest oil reservoirs in the world, producing oil since 1908 (Motiei, 1993). More recent studies of the Asmari Formation have been conducted on the biostratigraphy criteria, microfacies, and sequence stratigraphy, e.g., Ehrenberg et al. (2007), Van Buchem et al. (2010), Vaziri-Moghaddam et al. (2010); Rahmani et al. (2012), Zabihi Zoeram et al. (2013); Roozpeykar and Maghfouri Moghaddam (2015, 2016), Roozpeykar et al. (2019), Abyat et al. (2019) and Monjezi et al. (2019). These articles are often related to the parts of Zagros where the Asmari Formation has hydrocarbon importance, especially the Dezful Embayment zone and nearby areas, and no study has been done on the stratigraphy of the Asmari Formation in the west of the Lorestan zone. The present study examines the biostratigraphy based on Foraminifera and the paleoenvironment of the Asmari Formation northeast of Ilam, Lorestan Basin.

2-Material and methods

Following field inspections, 250 samples were collected from every 1 meter of limestone beds. Biostratigraphic zonation is mainly based on the larger benthic Foraminifera, which are abundant and highly diverse in the study section. Biozonations established for the Asmari Formation in this study are based mainly on the biozonation of Van Buchem et al. (2010) that comprises an Oligocene to Early Miocene Carbonate sequences. Definition of microfacies is based on depositional texture, grain composition, and fossil content. The classification of carbonate rocks followed the nomenclature of Dunham (1962) and Flügel (2010).

3-Results and discussions

Based on the identification of benthic Foraminifera, four assemblages of LBF have been distinguished in the study section (Fig.1).

Assemblage 1: This assemblage occurs at the basal part of Asmari Formation.

The most important foraminifera are: *Astrigerina* sp., *Amphistegina* sp., *Chiloguembelina* sp., *Globigerinella obesa*, *Hplophragmium* sp., *Heterostegina* sp., *Operculina complanatus*, *Nummulites intermedius*, *N. vascus*, *Planorbulina* sp., *Quienqulina* sp., *Subbotina tecta*, *Textularia* sp., *Victoriella* sp. This assemblage is correlated with *Nummulites intermedius*, *N. vascus* of Van Buchem et al. (2010), and is attributed to the Rupelian time.

Assemblage 2: This assemblage occurs at the lower and middle part of Asmari Formation. The most important foraminifera are: *Amphistegina* sp., *Austrotrillina asmariensis*, *Austrotrillina howchini*, *Austrotrillina* sp., *Borelis pygma*, *Discorbis* sp., *Ditrupea* sp., *Eulepidina* sp., *Lepidocyclina* sp., *Meandropsina iranica*, *Neorotalia* sp., *Nephrolepidina* sp., *Operculina* sp., *Praehraphydina* sp., *Pyrgo* sp.,

* Corresponding author: irajmmms@yahoo.co.uk

DOI: 10.22055/AAG.2024.44604.2400

Received: 2023-08-20

Accepted: 2024-04-07

Schlumbergerina sp., *spiroolina* sp., *Triluculina trigonula*. This assemblage is correlated with *Lepidocyclina*-*Operculina*-*Ditrupa* assemblage zone of Van Buchem et al., (2010) and is attributed to the Chattian age.

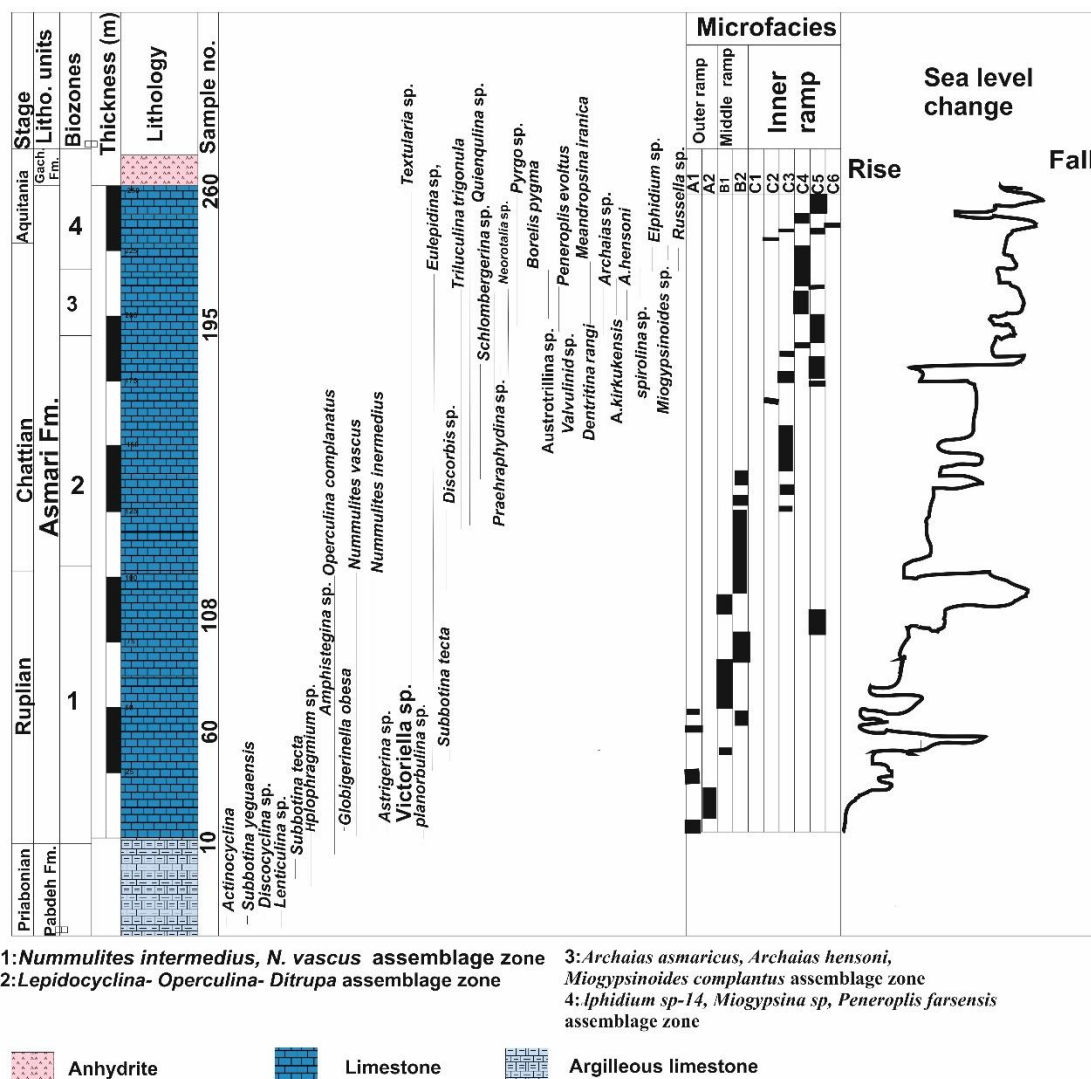


Fig. 1. Stratigraphy column and facies distribution of the Asmari Formation at the study section

Assemblage 2: This assemblage occurs at the lower and middle part of the Asmari Formation. The most important Foraminifera are *Amphistegina* sp., *Austrotrillina asmaricensis*, *Austrotrillina howchini*, *Austrotrillina* sp., *Borelis pygma*, *Discorbis* sp., *Ditrupa* sp., *Eulepidina* sp., *Lepidocyclina* sp., *Meandropsina iranica*, *Neorotalia* sp., *Nephrolepidina* sp., *Operculina* sp., *Praehraphydrina* sp., *Pyrgo* sp., *Schlumbergerina* sp., *spiroolina* sp., *Triluculina trigonula*. This assemblage is correlated with the *Lepidocyclina*-*Operculina*-*Ditrupa* assemblage zone of Van Buchem et al. (2010) and is attributed to the Chattian age.

Assemblage 3: This assemblage occurs in the middle part of the Asmari Formation. The most important Foraminifera are *Archaias asmaricus*, *Archaias kirkukensis*, *Archaias* sp., *Austrotrillina asmaricensis*, *Austrotrillina* sp., *Borelis pygma*, *Dentritina rangi*, *Discorbis* sp., *Ditrupa* sp., *Meandropsina iranica*, *Peneroplis* sp., *Spirolina* sp., *Peneroplis evoltus*, *Quienquolina* sp., *Triluculina trigonula*, *Valvulinid* sp.

This assemblage is correlated with the *Archaias asmaricus*, *Archaias hensoni*, and *Miogypsinoides complantus* assemblage zone of Van Buchem et al. (2010) and is attributed to the Chattian age.

Assemblage 3: This assemblage occurs at the upper part of the Asmari Formation. The most important foraminifera are: *Discorbis* sp., *Elphidium* sp., *Miogypsinoides* sp., *Pyrgo* sp., *Quienqulina* sp., *Spirolina* sp., *Russella* sp., *Peneroplis* sp. This assemblage is correlated with *Elphidium* sp-14, *Miogypsina* sp, *Peneroplis farsensis* assemblage zone of Van Buchem et al. (2010) and is attributed to the Aquitanian age.

As shown in Fig. 1, ten facies belong to the Inner, middle, and outer Ramp environments based on the distribution of the skeletal components and facies relationships in the Oligo-Miocene succession in the studied area. Among the most important facies, one might point out the following samples: A1) Bioclastic planktonic foraminifera Wackestone to packstone.; A2) Bioclastic lepidocyclinids foraminifera, wackestone to packstone; A3) Bioclastic nummulitids coralline wackestone to packstone ; B1) Bioclastic Imperforate foraminifera wackestone to grainstone; B2) Bioclastic pelloid wackestone to packstone; C1) Ooid Grainstone; C2) Coral Boundstone; C3) Bioclastic foraminifera Perforate and imperforate wackestone to packstone; C4) Bioclastic foraminifera imperforate wackestone to packstone; C5) Bioclastic miliolid pellet wackestone to packstone; C5) Fenestrate mudstone.

4-Conclusion

The Asmari Formation in the NE Ilam section in the western Lorestan zone includes medium to massive limestone. The age of the Asmari is Rupelian-Aquitanian and is equivalent to the following zones:

Nummulites vascus, *nummulites intermedius* assemblage zone

Lepidocyclina- *Operculina*- *Ditrupa* assemblage zone

Archaias asmaricus, *Archaias hensoni*, *Miogypsinoides complantus* assemblage zone

Elphidium sp-14, *Miogypsina* sp, *Peneroplis farsensis* assemblage zone

The Asmari Formation comprises ten facies in the Inner, middle, and outer ramp environments.

5-References

- Abyat, Y., Abyat, A., Abyat, A., 2019. Microfacies and depositional environment of Asmari Formation in the Zeloi oil field, Zagros basin, south-west Iran. *Carbonates Evaporites* 34(4), 1583–1593, 10.1007/s13146-019-00507-1.
- Dunham, R.J., 1962. Classification of carbonate rocks according to depositional texture. In: Ham, W.E., (Ed.), *Classification of Carbonate Rocks*. American Association of Petroleum Geologists Memoir 1, 108-121.
- Ehrenberg, S.N., Pickard, N.A.H., Lursen, G.V., Monibi, S., Mossadegh, Z.K., Savana, T.A., Aqrawi, A.A.M., Arthur, J.M., Thirlwall, M.F., 2007. Strontium isotope stratigraphy of the Asmari Formation (Oligocene – Lower Miocene), SW Iran. *Journal of Petroleum Geology* 30,107–128, <https://doi.org/10.1111/j.1747-5457.2007.00107>.
- Monjezi, N., Amirshahkarami, M., Bakhtiar, H.A., Shirazi, M.P.N., Mirzaee, A., 2019. Palaeoecology and microfacies correlation analysis of the Oligocene-Miocene Asmari formation, in the Gachsaran oil field, Dezful Embayment, Zagros Basin, Southwest Iran. *Carbonates Evaporites* 34(4), 1551–1568, <https://doi.org/10.1007/s13146-019-00502-6>.
- Rahmani, A., Taheri, A., Vaziri-Moghaddam, H., Ghabeishavi, A., 2012. Biostratigraphy of the Asmari Formation at Khaviz and Bangestan Anticlines, Zagros Basin, SW Iran. *Neues Jahrbuch Geologie* 263(1), 1–16, <https://doi.org/10.1127/0077-7749/2011/0189>.
- Roospeykar, A., Maghfouri Moghaddam, I., 2015. Biostratigraphy, facies analysis and paleoecology of the Asmari Formation in the northwest of Behbahan, south-western Iran. *Carbonate Evaporite* 30(4), 387–400, <https://doi.org/10.1007/s13146-014-0225-2>.
- Roospeykar, A., Maghfouri Moghaddam, I., 2016. Benthic foraminifera as biostratigraphical and paleoecological indicators: an example from Oligo-Miocene deposits in the SW of Zagros basin, Iran. *Geoscience Frontier* 7,125–140, <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2015.03.005>.

- Roospeykar, A., Maghfouri Moghaddam, I., Yazdi, M., Yousefi Yeghaneh, B., 2019. Facies and paleoenvironmental reconstruction of Early–Middle Miocene deposits in the north-west of the Zagros Basin, Iran. *Geological Carpathica* 70(1), 75–87, <https://doi.org/10.2478/geoca-2019-0005>.
- Motiei, H., 1993. Stratigraphy of Zagros in Treatise of geology of Iran. Iran Geological Survey. p. 547.
- Van Buchem, F., Allan, T., Laursen, G., Lotfpour, M., Moallemi, A., Monibi, S., et al., 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 Publication* 329(1), 219–263, <http://dx.doi.org/10.1144/SP329.10>.
- Vaziri Moghaddam, H., Seyrafian, A., Taheri, A., Motiei, H., 2010. Oligocene-Miocene ramp system (Asmari Formation) in the NW of the Zagros basin, Iran, Microfacies, paleoenvironment and depositional sequence. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas* 27(1), 56-71.
- Zabihi Zoeram, F., Vahidinia, M., Mahboubi, A., Amiri Bakhtiar, H., 2013. Facies analysis and sequence stratigraphy of the Asmari Formation in the northern area of Dezful Embayment, south-west Iran. *Studia UBB Geologia* 58(1), 45–56, <https://doi.org/10.5038/1937-8602.58.1.4>.

HOW TO CITE THIS ARTICLE:

Shirmohammadi, Gh., Maghfouri Moghaddam, I., Azadbakht, R., 2024. Biostratigraphy and Paleoecology of Oligo-Miocene deposits (Asmari Formation) in the Northeastern of Ilam, Lorestan zone. *Adv. Appl. Geol.* 14(2), 410-425.

DOI: 10.22055/AAG.2024.44604.2400

URL: https://aag.scu.ac.ir/article_19066.html

©2024 The author(s). This is an open access article distributed under the terms of the Creative Commons Attribution (CC BY 4.0), which permits unrestricted use, distribution, and reproduction in any medium, as long as the original authors and source are cited. No permission is required from the authors or the publishers

زیست‌چینه‌نگاری و ریزرخساره‌های نهشته‌های الیگو- میوسن سازند آسماری در شمال خاور ایلام، حوضه لرستان

قاسم شیرمحمدی

گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه لرستان، خرم آباد، ایران

ایرج مغفوری مقدم*

گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه لرستان، خرم آباد، ایران

رحمان آزادبخت

اداره عملیات زمین شناسی شرکت ملی مناطق نفت خیز جنوب

* irajmms@yahoo.co.uk

تاریخ دریافت: ۱۴۰۲/۰۵/۲۹ تاریخ پذیرش: ۱۴۰۳/۰۱/۱۹

چکیده

به منظور انجام مطالعات زیست‌چینه‌نگاری بر اساس روزن‌بران کفزی بزرگ و همچنین تعیین محیط رسوبی نهشته‌های الیگو- میوسن شمال خاور ایلام واقع در حوضه لرستان، برش چینه‌شناسی سرتنگ با ضخامت ۲۱۵ متر شامل سنگ‌آهک‌های نازک، متوسط تا ضخیم لایه انتخاب شد. سازند آسماری در این برش با پیوستگی رسوبی روی سازند پایده قرار گرفته و مرز بالایی آن با سازند گچساران هم‌شیب می باشد. مطالعه اجتماعات روزن‌بران در این پژوهش منجر به شناسایی ۳۱ جنس و ۱۱ گونه روزنبر و ۴ زون‌زیستی *Lepidocyclina- Operculina- Ditrupa assemblage zone*; *Archaias asmaricus*, *Archaias hensoni*; *Miogyropsinoides complantus assemblage zone*; *Elphidium sp.-14*, *Miogyropsina sp.*, *Peneroplis farsensis assemblage zone* به سن روپلین- آکیتانین گردید. با برداشت ۲۱۵ نمونه از این برش و بررسی ریزرخساره‌ها و مشاهدات صحرایی، ۱۰ رخساره در ۳ محیط رمپ داخلی، رمپ میانی و رمپ خارجی شناسایی گردید. حضور روزن‌بران کفزی بزرگ مانند *Amphistegina*, *Archaias*, *Heterostegina*, *Borelis*, *Nummulites* همراه با حضور مرجان نمایانگر رسوبگذاری کربنات در آبهای گرمسیری تا نیمه گرمسیری تحت شرایط غذایی اولیگوتروفی تا کمی مزوتروفی می‌باشد.

واژه‌های کلیدی: رمپ، سازند آسماری، زاگرس، محیط رسوبی، روزن‌بران

۱- مقدمه

حوضه لرستان بخشی از حوضه پیش‌بوم زاگرس چین خورده بوده که از شمال خاور محدود به گسل زاگرس و از جنوب به خمش بالارود بوده و از سوی باختر تا فروبار کرکوک ادامه می‌یابد (Motiei, 1993). نهشته‌های پالئوژن این حوضه را می‌توان به دو بخش تفکیک نمود (Maghfouri Moghaddam et al., 2022): ۱- نهشته‌های حاشیه‌ای که در بخش‌های خاوری حوضه لرستان گسترش داشته و شامل توالی پس‌رونده بخش- های فوقانی سازند امیران (پالتوسن زیرین- میانی)، سازند تله زنگ (پالتوسن بالائی- آئوسن زیرین) و سازند شهبازان (آئوسن میانی) می باشند، ۲- نهشته‌های عمیق سازند پایده که در بخش های میانی و باختری حوضه لرستان گسترش دارند.

باز شدن گذرگاه تاسمانی و جدا افتادگی جنوبگان در اواخر آئوسن میانی موجب کاهش دمای کره زمین تا ۲ درجه و از بین رفتن بسیاری از پلت‌فرم‌های کربناته و عقب‌نشینی سطح دریا گردید (Boudagher Fadel, 2008). هم‌زمان با این حوادث، تحت تاثیر حرکات تکتونیکی - ماگمایی مانند فوران‌های بازالتی اتیوپی و کافت‌زایی در دریای سرخ، حوضه لرستان تحت تاثیر نیروهای فشاری قرار گرفت که حاصل آن تبدیل مارن‌های عمیق سازند پایده به سنگ آهک‌های سازند آسماری می باشد. سازند آسماری توالی کربناته‌ای بوده که به دلیل توان مخزنی بالا به عنوان یکی از مهمترین سازندهای کربناته دنیا شناخته شده است. این سازند در ناحیه فروافتادگی دزفول دارای حداکثر گسترش است و از سمت شمال باختری تا خاک عراق تداوم دارد. با وجود آنکه در مورد چینه‌نگاری زیستی سازند آسماری

حوضه و توزیع رخساره‌ای حاصل شده است. در این زمان، شروع فعالیت دوباره گسل‌های پی‌سنگی (گسل فروافتادگی دزفول و جبهه کوهستان) چین خوردگی شدیدی را سبب شده که احتمالاً تا حدودی ته‌نشینی بخش تبخیری درون حوضه‌ای کلهر (که بین گسل فروافتادگی دزفول و جبهه کوهستان واقع شده) را کنترل کرده است. مطالعات امروزی به طور آشکارا اهمیت کلی تکتونیک پی‌سنگی را در فرگشت ساختاری پیش‌بوم زاگرس تأیید می‌کند. اولین مرحله از فعالیت مجدد گسل‌های پی‌سنگی ممکن است در زمان الیگوسن در آغاز ته‌نشینی سازند آسماری شروع شده باشد. به نظر می‌رسد که رسوبگذاری نهشته‌های سازند آسماری شدیداً تحت تأثیر این حرکات بوده است.

برش مورد مطالعه در منطقه سرتنگ با موقعیت طول جغرافیایی $46^{\circ}40'93''$ طول خاوری و $33^{\circ}39'42''$ عرض شمالی در باختر حوضه لرستان قرار دارد (شکل ۱b).

سازند آسماری در برش مورد مطالعه، توالی آهکی به ضخامت ۲۵۰ متر می‌باشد. عمده سنگ شناسی این توالی را تناوبی از سنگ آهک‌های توده‌ای، ضخیم، متوسط و نازک با میان لایه‌هایی از سنگ آهک نودولار می‌باشد. مرز زیرین و بالایی آن به ترتیب با سازند‌های پابده و گچساران هم‌شیب می‌باشد.

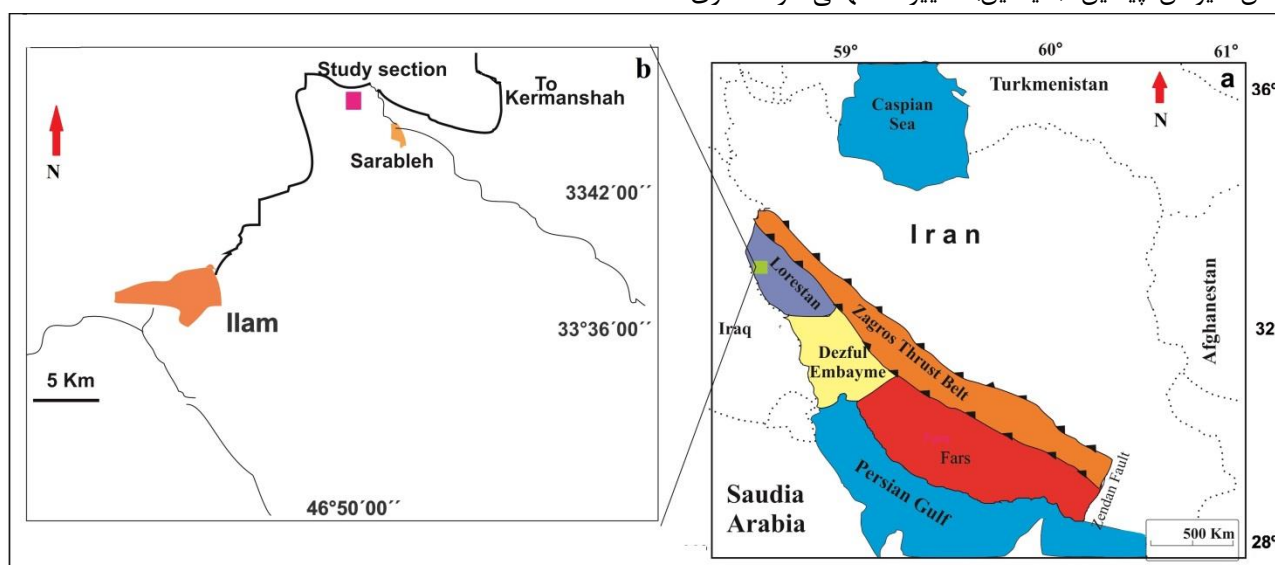
در پهنه لرستان مطالعات زیادی صورت گرفته است (به عنوان مثال Ehrenberg et al., 2007; Van Buchem et al., 2010; Vaziri-Moghaddam et al., 2010; Rahmani et al., 2012; Zabihi Zoeram et al., 2013; and Maghfouri Moghaddam, 2015, 2016; Abyat et al., 2019 and Monjeziet al., 2019).

تا کنون هیچ پژوهشی در مورد این سازند در بخش باختری حوضه لرستان انجام نشده است. هدف این نوشته شناسایی روزن‌بران کفزی سازند آسماری در باختر حوضه لرستان و ترسیم ویژگی‌های زیست‌چینه نگاری و محیط رسوبی دیرینه آن می‌باشد.

۲- زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه

حوضه زاگرس تحت تأثیر نیروهای فشاری حاصل از فرورانش اقیانوس نئوتتیس به زیر پلایت ایران و در نتیجه برخورد پلایت عربی با ایران مرکزی در اواخر کرتاسه به چندین بخش تفکیک شد (Sherkati et al., 2006) که یکی از آنها حوضه لرستان می‌باشد (شکل ۱a). ساختار اصلی این حوضه متأثر از ناهموار-های درون حوضه‌ای حاصل حرکات گسل‌های پی‌سنگی با روند شمال باختر- جنوب خاور می‌باشد (Alavi, 2004).

به باور احمدی و همکاران (Ahmadhadi et al., 2007) از اواخر ائوسن، گسل‌های پی‌سنگی دوباره توسط فشارهای حاصل از برخورد قاره‌ای صفحه عربی و اوراسیا فعال شده‌اند که حاصل آن رسوبگذاری نهشته‌های سازند آسماری می‌باشد. در زمان میوسن پیشین (اکیتانین) تغییرات مهمی در معماری



شکل ۱- (a) موقعیت ناحیه مورد مطالعه در حوضه زاگرس و (b) نقشه موقعیت برش مورد مطالعه

Fig. 1.(a) Location map of the study area in the Zagros basin (b) Location map of the studied sections.

۳- روش مطالعه

جهت انجام مطالعه روزن بران، رخساره‌ها و محیط رسوبی دیرینه سازند آسماری یک برش چینه شناسی در باختر لرستان انتخاب شدند. پس از انتخاب ضخیم‌ترین رخنمون از سازند آسماری و ثبت طول و عرض جغرافیایی ناحیه مورد مطالعه، تعداد ۲۵۰ نمونه با فواصل منظم و با در نظر گرفتن تغییرات رخساره‌ای برداشت گردید و از آنها مقاطع نازک تهیه گردید. به علت عدم امکان جدا کردن فسیل‌ها از سنگ آهک‌های آسماری، شناسایی و مطالعه روزن بران تنها در برشهای نازک انجام گرفت. لازم به ذکر است که در مرز بین سازند آسماری با گچساران به دلیل اهمیت در تغییرات سنگ‌شناسی، نمونه برداری به صورت فشرده‌تر صورت گرفت. مقاطع نازک بوسیله میکروسکوپ پلاریزان جهت شناسایی سنگواره‌ها و رخساره‌های رسوبی مختلف مورد مطالعه قرار گرفتند. برای طبقه‌بندی سنگ‌های کربناته و شناسایی بافت آنها از روش دانهام (Dunham, 1962) استفاده شد. شناسایی رخساره‌ها و تفسیر محیط رسوبی بر اساس فلوگل (Flügel, 2010) انجام گرفت.

۴- نتایج و بحث

۴-۱- چینه نگاری زیستی

بر مبنای ۳۱ جنس و ۱ گونه روزن بر در برش مورد مطالعه (شکل ۲) چهار زون زیستی (شکل ۳) در سازند آسماری شناسایی گردید. زون زیستی یک از قاعده تا ضخامت ۹۸ متری سازند آسماری قرار دارد. روزن بران شناسایی شده در زون ۱ به شرح زیر می‌باشد:

Astrigerina sp., *Amphistegina* sp., *Chilouembelina* sp., *Globigerinella obesa*, *Hplophragmium* sp., *Heterostegina* sp., *Operculina complanatus*, *Nummulites intermedius*, *N. vascus*, *Planorbulina* sp., *Quienqulina* sp., *Subbotina tecta*, *Textularia* sp., *Victoriella* sp.

در این مجموعه زیستی به تعداد زیاد اثر فسیل *Ditrupe* sp. مشاهده می‌گردد. این مجموعه فسیلی معادل زون تجمعی ۵۷ (Wynd, 1965) و زیستی *Nummulites fichtelis*, *N. vascus* (Van Buchem et al., 2010) به سن الیگوسن پیشین (روپلین) می‌باشد. این زون زیستی در حوضه لرستان گسترش بسیار محدودی دارد و در مناطق مانند یال جنوبی تاقدیس چناره

گزارش شده است (Maghfouri Moghaddam et al., 2019). در بخش‌های خاوری پهنه لرستان نبود چینه‌شناسی طولانی بین نهشته‌های ائوسن میانی سازند شهبازان و سازند آسماری وجود دارد. در این نواحی سن سازند آسماری آکیتانین (در یال شمالی تاقدیس چناره (Emami Meybodi et al., 2022) و حتی بوردیگالین (در تاقدیس امیران در جنوب معمولاً Vaziri Moghaddam et al., 2010) گزارش شده است. نبود ائوسن بالایی تا میوسن زیرین شاید متأثر از تغییرات آب و هوایی و یا تکتونیکی این زمان بوده که در مقدمه این نوشته به آن اشاره شد.

زون زیستی دوم از ضخامت ۹۸ متری شروع شده و تا ضخامت ۱۸۵ متری سازند آسماری ادامه می‌یابد. مجموعه فسیل‌های شناسایی شده در این زون زیستی عبارتند از:

Amphistegina sp., *Borelis pygma*, *Discorbis* sp., *Ditrupe* sp., *Eulepidina* sp., *Lepidocyclina* sp., *Meandropsina iranica*, *Neorotalia* sp., *Nephrolepidina* sp., *Operculina* sp., *Praerhaphydrina* sp., *Pyrgo* sp., *Schlumbergerina* sp., *spiroolina* sp., *Triluculina trigonula*.

این مجموعه فونی معادل با زون زیستی *Lepidocyclina*-*Operculina*-*Ditrupe* assemblage zone (Van Buchem et al., 2010) به سن روپلین می‌باشد.

از ضخامت ۱۸۵ متری تا ۲۰۰ متری مجموعه زیستی زیر شناسایی گردید:

Archaias asmaricus, *Archaias hensoni*, *Archaias kirkukensis*, *Archaias* sp., *Austrotrillina asmariensis*, *Borelis pygma*, *Dentritina rangi*, *Discorbis* sp., *Ditrupe* sp., *Meandropsina iranica*, *Peneroplis* sp., *Spirolina* sp., *Peneroplis evoltus*, *Quienqulina* sp., *Triloculina trigonula*, *Valvulinid* sp.

این مجموعه مطابق با زون زیستی *Archaias asmaricus*, *Archaias hensoni*, *Miogyropsinoides complantus* (Van Buchem et al., 2010) به سن شاتین می‌باشد.

بین ۲۰۰ متری تا انتهای سازند آسماری (به ضخامت ۵۰ متر) مجموعه روزن بران زیر شناسایی گردید.

رخساره می توان به روزن داران شناور، پوسته خرد شده خارپوست، دو کفه ای و بریوزوئر اشاره کرد. دانه های غیر اسکلتی بزرگ، زاویه دار و در زمینه گلی قرار دارند. هم یافتی روزن بران بزرگ با دیواره هیالین نازک و کشیده و روزن بران شناور نشان دهنده رسوبگذاری در حد واسط محیط تشکیل بنتیک و پلاژیک است. این رخساره مربوط به بخش عمیق دریای باز می شود (Romero et al., 2002). این رخساره در بخش های پایینی سازند آسماری در برش مورد مطالعه مشاهده می شود.

بیو کلاستیک وکستون/ پکستون دارای کورالیناسه آ و نومولیت (B1): از اجزای اصلی این رخساره نومولیت های متوسط تا بزرگ با حالت کشیده و جلبک های قرمز (کورالیناسه آ) می باشد. آمفی ستژینا و بریوزوئر به عنوان جزء فرعی در این رخساره دیده می شوند. همراهی جلبک های قرمز و جانوران استنوهالین مانند بریوزوئر ها نشان دهنده شرایط الیگوتروف و نورانی می باشد (Cosovic et al., 2004). پوسته ضخیم و ستر نومولیت ها مانع از نفوذ شدید نور می شده است که نشان شدت نفوذ نور در آب می باشد. این رخساره در بخش رمپ میانی سازند آسماری در کبیر کوه و شمال فروبار دزفول گزارش شده است (Vaziri Moghaddam et al., 2010) و در برش مورد مطالعه در بخش های زیرین تا میانی سازند آسماری مشاهده می گردد.

بیو کلاستیک وکستون/ پکستون دارای روزن بران هیالین (B2): اجزای اصلی این رخساره نومولیت، آمفی ستژینا می باشد. از اجزای فرعی این ریز رخساره می توان به لیتوفیلوم، تکتولاریا و روتالیا اشاره کرد. این رخساره در بخش زیرین و بیشتر در بخش میانی سازند آسماری مشاهده می شود. در برخی نمونه ها، دانه های ریز کوارتز قابل مشاهده می باشد. همراهی روزن بران ی که با جلبک ها زندگی همزیست دارند با ذرات کوارتز نشان دهنده محیط الیگو فوتیک و با انرژی کم می باشد (Geel, 2000).
ایید گرینستون (C1): از اجزای اصلی این رخساره ائیدها را می توان نام برد. حضور ائیدها و درصد پایین گل در این ریز رخساره نشان دهنده شرایط محیطی پرانرژی می باشد. ائیدها در بالای سطح اساس امواج در شرایط انرژی بالا و محیط سدی تشکیل می شوند (Flügel,

Discorbis sp., Elphidium sp., Miogypsinoides sp., Pyrgo sp., Quienqulina sp., Spirolina sp., Russella sp., Peneroplis sp.

این مجموعه فونی با توجه به حضور معادل زون زیستی *Elphidium sp-14, Miogypsina sp, Peneroplis farsensis* (Van Buchem et al., 2010) به سن اکتیانین می باشد. باید به این نکته اشاره نمود که در زون زیستی فوق در برش مورد مطالعه جنس *Miogypsina* مشاهده نشده است ولی جنس *Miogypsinoides* در برخی نمونه های بخش فوقانی سازند آسماری وجود دارد. در این برش انتهای شاتین با آخرین حضور *Archaias* مشخص شده است. لازم به ذکر است که محدوده سنی گونه های مختلف *Miogypsinoides* در حوضه مدیترانه شاتین - بوردیگالین و در حوضه هند- پاسیفیک شاتین - لانگین می باشد (Boudager Fadel, 2008).

۴-۲- ریز رخساره های رسوبی

روزن داران، جلبک قرمز کورالیناسه، مرجان بریوزوئر، دوکفه ای ها و گاستروپود ها محتویات زیستی سازند آهکی آسماری در ناحیه مورد مطالعه را تشکیل می دهند. مطالعات میکروسکوپی نمونه ها، از لحاظ بافتی، زیستی و ساختی به همراه مطالعات صحرایی منجر به شناسایی ۱۰ رخساره گردید (شکل ۴):

بیو کلاست وکستون/پکستون دارای روزندارن شناور (A1): اجزای اصلی این رخساره روزن بران شناور فاقد کیل مانند *subbotina sp.* و تا حدودی خرد شده های بریوزوئر می باشد. در برخی برش ها این رخساره حاوی پلوتیدهایی می باشند که حاصل تخریب خرده های گلی می باشند. این رخساره بیشتر در بخش های تحتانی سازند آسماری مشاهده می گردد. حضور روزن بران شناور و فقدان جانداران کم عمق به ویژه نبود روزن بران هم زیست با جلبک ها و همچنین به وجود بافت گلی، یک محیط رمپ خارجی و منطقه عمیق تر از حد نورانی را برای این رخساره پیش بینی می کند (Mateu- Vicens et al., 2008).

بیو کلاست وکستون/پکستون دارای روزندارن لپیدوسیکلینا (A2): از اجزای اصلی این رخساره می توان به روزن بران کفزی بزرگ هیالین منفذدار مثل لپیدوسیکلینا اشاره کرد. از اجزای فرعی دیگر این

2010). این رخساره بیشتر در بخش فوقانی سازند آسماری مشاهده می‌شود.

کورال باندستون (C2): اجزای اصلی این رخساره مرجان است، اما به مقدار کمتر دارای خرده‌های اسکلتی عمدتاً شامل خارپوستان می‌باشد. وجود اجتماعات کاملاً حفظ شده از مرجان‌ها، نبودن ماتریکس آهکی و لایه‌بندی ضخیم بیانگر محیطی کم عمق، گرم و مطلوب از نظر شرایط محیطی نزدیک موجسار با شرایط انرژی هیدرودینامیکی بالا است (Flügel, 2010). به دلیل رسوبگذاری متناوب با رخساره لاگون و شواهد صحرایی مبنی بر مشاهده نشدن رسوبات ریف برای فواصل طولانی این مرجان‌ها در ارتباط با ریف‌های کومه‌ای محیط لاگون می‌باشند. بر خلاف رخساره ریفی که در رخساره‌های کمربند پنجم (Wilson, 1975) در محیط‌های سدی تشکیل شده‌اند، این رخساره در رسوبات لاگونی با چرخش محدود آب ته نشین شده است. با توجه به دلیل عدم استمرار رخساره‌ی برجای ریف در روی زمین نمی‌توان به رخساره ریف واقعی نسبت داد. این رخساره محیط رمپ داخلی را نشان می‌دهد.

بیو کلاستیک وکستون/ پکستون دارای روزن‌بران منفذ دار و بی منفذ (C3): از اجزای اصلی این رخساره نئوروتالیا، الفیدیوم و میلیولید را می‌توان نام برد. اجزای فرعی در این رخساره آمفی ستزینا و تکستولاریا می‌باشند. در این رخساره حضور روزن‌برانی مانند روتالیا که در شرایط معمولی دریائی زندگی می‌کنند همراه با روزن‌برانی مانند میلیولید که در محیط‌های لاگون زندگی می‌کنند نشان دهنده رسوبگذاری در محیط لاگون نیمه محصور می‌باشد (Romero et al., 2002). بر حسب انواع رخساره‌های توصیف شده توسط فلوگل (Flügel, 210) این رخساره در حاشیه پلت‌فرم کربناته قرار گرفته و جدا کننده دریای باز از محیط دریایی محصور شده می‌باشد. این رخساره در بخش بالایی سازند آسماری مشاهده می‌شود.

بیو کلاستیک وکستون/ پکستون دارای روزن‌بران بی منفذ (C4): از آلوکم‌های این رخساره می‌توان به روزن‌بران بدون منفذ مانند آرکیاس، دندرتینا، آستروتربیلینا، میلیولید و پنیروپلیس اشاره کرد. با توجه به حضور آرکیاس و میلیولید در بعضی مقاطع نام سنگ به

آرکیاس میلیولید بیو کلاست وکستون پکستون تغییر می‌یابد. روزن‌بران پرسلانوز در شرایط محیطی با آشفستگی پائین، شدت نور بالا و پایداری کم بستر سازگار می‌باشد. وجود اکسیژن کافی و همچنین نور در محیط‌های ساب تایدال کم عمق با تنوع روزن‌بران پرسلانوز مشخص می‌شود. شرایط توربیدیتی پائین در محیط باعث تنوع روزن‌بران پرسلانوز شده بطوریکه در شرایط مزو الیگوتروفی گسترش می‌یابند (Schulze et al., 2005). فراوانی روزن‌بران پرسلانوز مانند آرکیاس و پنیروپلیس بیانگر ته نشست در بخش بالائی زون نوری را نشان می‌دهند (Brandano et al., 2009). ظهور تعداد زیادی از روزن‌بران بدون منفذ پرسلانوز (آرکیاس، میلیولید، دندرتینا، بوریس و آستروتربیلینا) در این رخساره گویای محیط با اندکی شوری بالا و ته نشست در یک محیط لاگون شلف می‌باشد (Flügel, 2010).

بیو کلاستیک وکستون/ پکستون دارای روزن‌بران بی منفذ (C5): از اجزای غیر اسکلتی این رخساره پلوئید و از اجزای اصلی اسکلتی میلیولید را می‌توان نام برد. از اجزای فرعی این رخساره می‌توان به پنیروپلیس اشاره کرد. بافت سنگ دانه پشتیبان و غالباً از نوع وکستون و تا حدودی پکستون می‌باشد. گوناگونی کم روزن‌بران و فراوانی میلیولیدها نشان دهنده لاگون‌های بسیار کم عمق با شرایط انرژی هیدرولیکی پائین و همچنین بیانگر محیط‌های زیر حد جزرومدی می‌باشد. کاهش چرخش آب، نوسان در شوری آب و احتمالاً کاهش مقدار اکسیژن و ایجاد شرایط یوری هالین برای این محیط پیش بینی می‌شود که شرایط نامناسبی برای زندگی بسیاری از روزن‌بران فراهم می‌آورد (Schulze et al., 2005). میلیولیدها در آب‌های بسیار کم عمق نیمه شور تا فوق شور زندگی می‌کنند (Flügel, 2010). تنوع فسیلی کم و حضور پلوئیدها نشانگر محیط با آشفستگی کم و شوری بالا می‌باشد (Geel, 2000). با توجه به شواهد ذکر شده این رخساره در محیط لاگون محصور تشکیل شده است.

مادستون فنسترال (C6): این رخساره فاقد فسیل است و دارای فابریک فنسترال می‌باشد. حفرات فنسترال در اثر عوامل مختلفی به وجود می‌آیند (Verwer et al., 2009) که عبارتند از:

- خشک شدن سطح خارجی پوشش های سیانو باکتری ها در اثر انقباض، خشک شدن و جدا شدن از رسوبات مجاور.

فشرددگی حباب های گاز یا هوا که در اثر تخریب مواد آلی ایجاد شدند

- حفرات فنسترال همراه با استروماتولیت ها، در اثر رشد نا منظم و نا هموار پوشش های میکروبی و اکسیداسیون مواد آلی به وجود می آیند. حفاری کرم ها و فعالیت حشرات نیز در ایجاد این ساختمان ها نقش ایفا می کند.

بطور کلی ساخت های فنسترال در محیط هایی که فقیر از بایوکلاست هستند مشاهده می شوند و به خصوص فنسترال های لامینه ایی در قسمت بالای اینتر تایدال تا سوپرا تایدال مشاهده می شوند (Husing and Read, 2007).

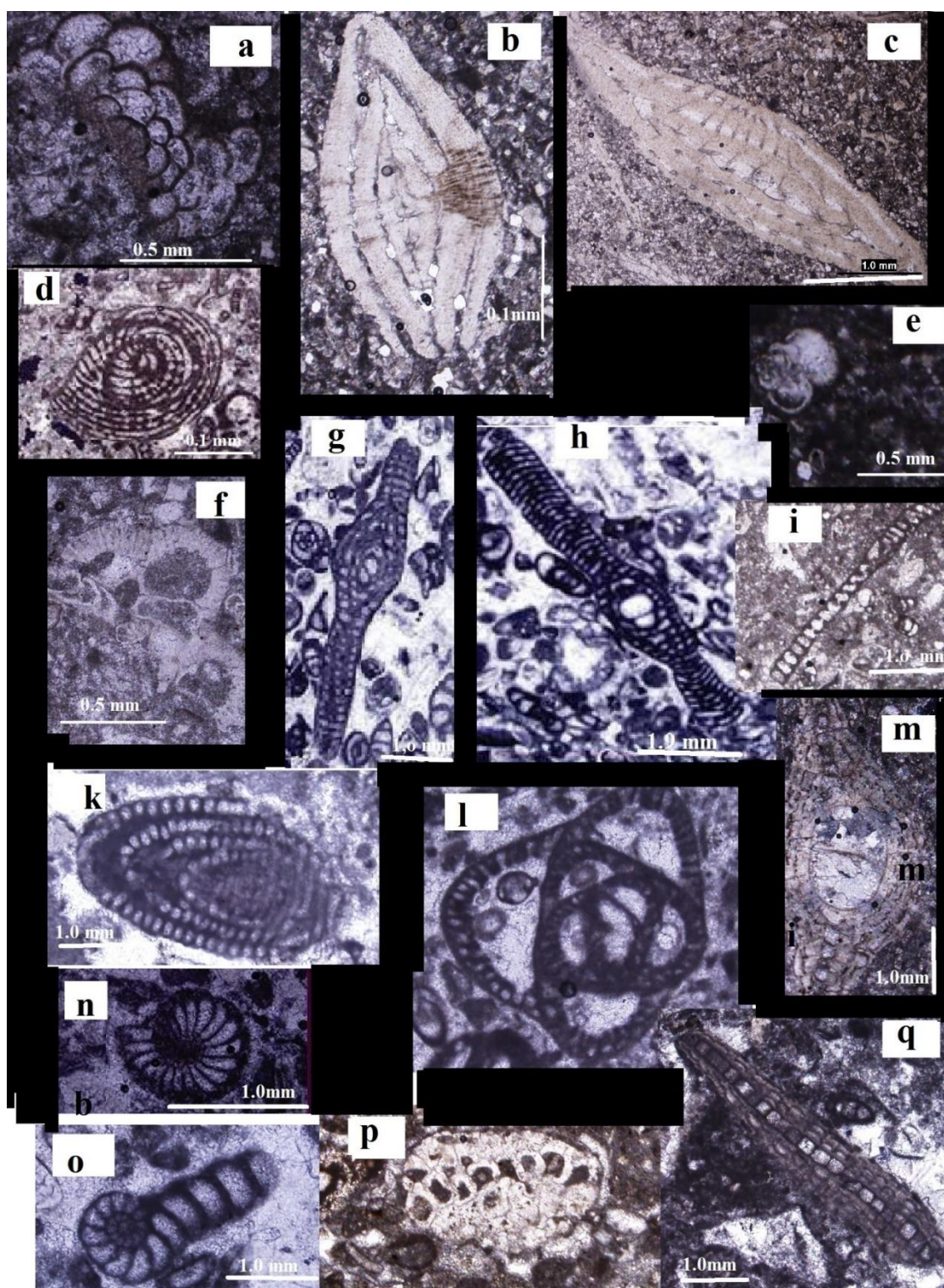
۴-۲- مدل رسوبی سازند آسماری در ناحیه مورد مطالعه

تجزیه و تحلیل فسیل شناسی و همچنین توزیع ۱۰ رخساره رسوبی به ویژه عدم حضور بافت های باندستونی برجا به صورت ریف های توده ای گسترده نشان می دهد که مدل رسوبی سازند آسماری با یک رمپ سازگار می باشد (شکل ۵). حضور روزن بران بزرگی چون نومولیت، اپرکولینا، لپیدوسیکلینا، آرکیاس، بورلیس، جلبک قرمز و قطعاتی از مرجان ها در برش مورد مطالعه نشان دهنده میزان مواد مغذی بالا بوده و حضور اکینید، نرم تنان و بریوزوئرها در برخی نمونه ها نشان دهنده شرایط مزوتروفی (Brandano et al, 2008) می باشد.

بخش های مختلف این رمپ به شرح زیر می باشد:

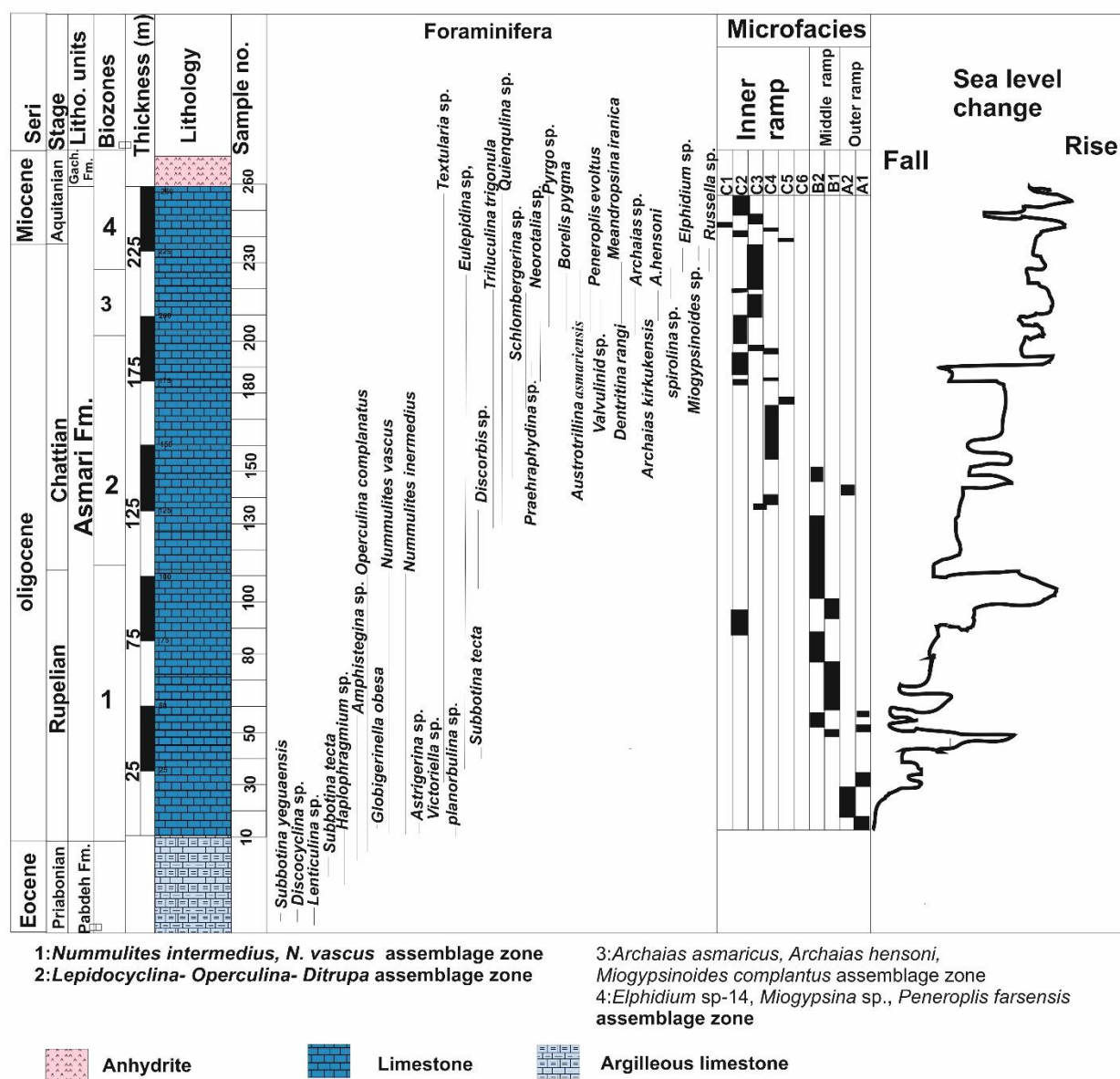
رمپ داخلی: رمپ داخلی ۴ رخساره اصلی از محیط های سد بایوکلاستی، لاگون و لاگون نزدیک به ساحل را به خود اختصاص داده و از اجتماعات رمپ میانی از طریق رخساره الیید های گرینستونی جدا می شود. مهمترین

روزن بران این بخش گروه های پورسلانوز، تا حدودی آگلوتین و روزن بران کفزی منفردار کوچک مانند الفیدیوم می باشند. اشکال پورسلانوز بزرگ شامل آرکیاس، پنروپلیس، دندریتینا و بورلیس و پورسلانوز کوچک با میلیولیده می باشند. این روزن بران به زندگی در بخش بالایی زون نوری بالایی محصور بوده و فسیل های رایجی در رسوبات نریتیک مزوزوئیک و سنوزوئیک می باشند (Brandano et al., 2009). همچنین از روزن بران لاملار هیالین بزرگ در این رخساره ها، اپرکولینا و آمفیسترتینا به صورت فرعی حضور دارند که نشان دهنده محیط دریایی گرم (Betzler et al., 1997) می باشند. در مقایسه با دیگر روزن بران کفزی بزرگ، آنها تحمل بوم شناسی نسبتا بالاتری دارند (Langer and Hottinger, 2000). روزن بران آگلوتینه کفزی کوچک نیز وجود داشته و اشکالی مانند: ولولینید، تکستولاریا و بیژرتینا را شامل می شوند. همچنین اشکال منفردار کوچک بوسیله روتالید های دارای ورقه های نازک نشان داده شده و از روزن بران پوششی نیز، نمونه های منفردار همانند پلنوربولینا حضور دارند. مرجان های پراکنده و شاخه ای نازک در رخساره های لاگونی (میلیولیده کورال رودستون)، مشخصه محیط های با کاهش انرژی آب و بخش های عمیق تر زون یوفوتیک می باشند (Schuster and Wieland, 1999). همچنین روزن بران پورسلانوز از این رخساره مربوط به سکونت گاه های شفاف و کم عمقی هستند که علفزارهای دریایی به طور بین انگشتی در مجاورت نواحی فاقد علف قرار می گیرند (Brandano et al., 2008). بطور کلی رمپ داخلی در این ناحیه در آب و هوای حاره ای ونیمه حاره ای (Brandano et al., 2008) و محیط های غنی از علف دریایی سرچشمه گرفته به طوری که با حضور روزن بران با زندگی انگلی مانند بورلیس، آرکیاس و پنروپولیس از رخساره های لاگونی پیشنهاد شده است (Brandano et al., 2008). رخساره های C1-C6 مربوط به رمپ داخلی هستند.



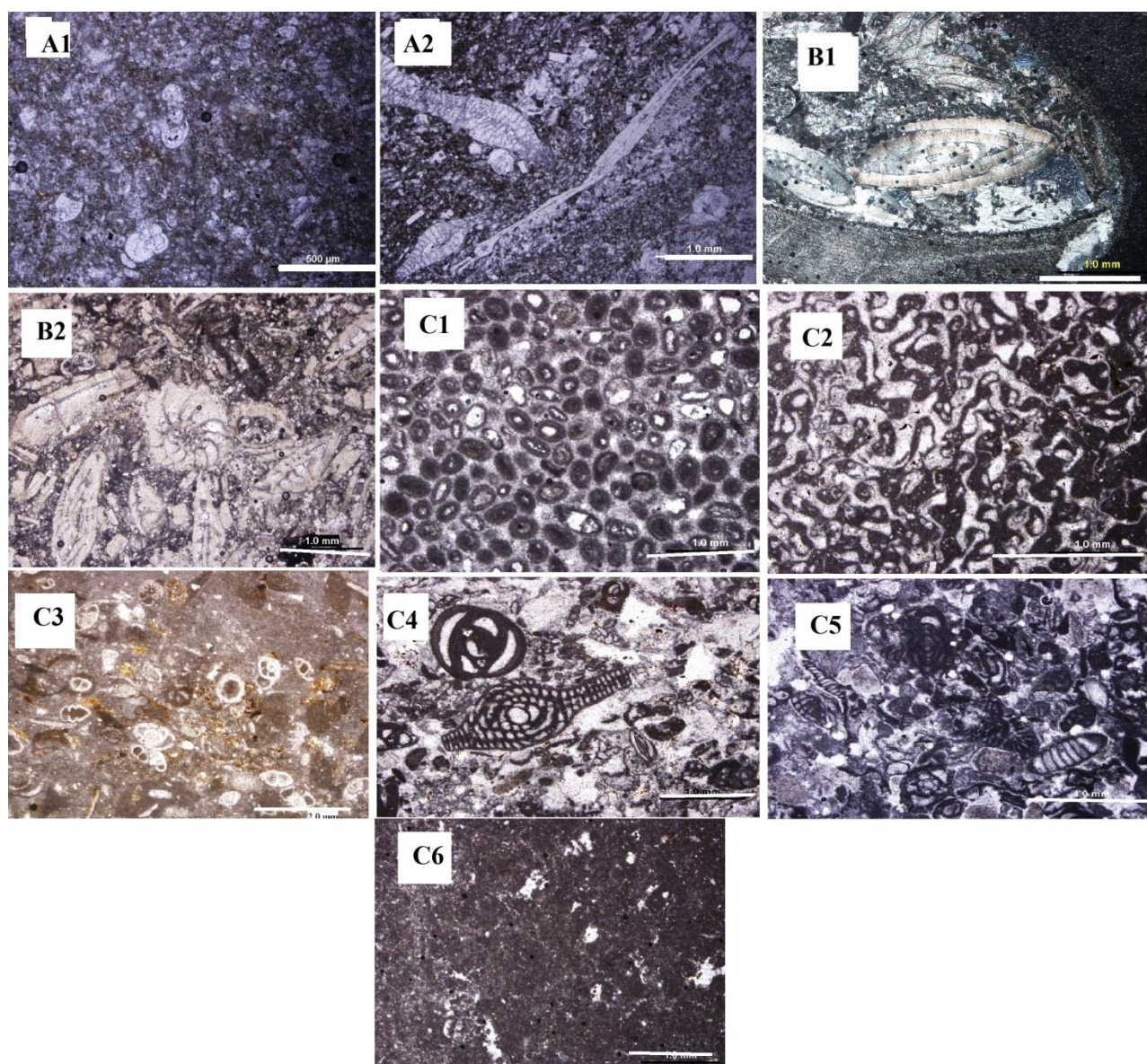
شکل ۲- روزن بران شناسایی شده در سازند آسماری در برش مورد مطالعه

Fig. 3. (a) Planorbulina sp. sample no.4. (b) Nummulites vascus, sample no. 81; (c) Nummulites intermedius, sample no. 85; (d) Peneroplis evolutus, Axial section, sample no. 230; (e) subbotina teca, sample no.33; (f) Victoriella sp. sample no.12; (g) Archaias hensoni, sample no.188; (h) Archaias kirkukensis, sample no.189; (i). Meandropsina iranica, sample no. 191; (k) Borelis pygma, sample no.191; (l) Austrotrillina howchini, sample no. 170; (m) Nephrolepidina sp. sample no.135; (n) Elphidium sp. sample no. 195; (o) spiroolina sp. sample no. 198. (p) Miogypsinoidea sp., sample no. 191; (q) Eulepidina sp., sample no. 135.



شکل ۳- ستون چینه شناسی و پراکندگی رخساره‌ای سازند آسماری در برش مورد مطالعه

Fig. 3. Stratigraphy column and facies distribution of the Asmari Formation at the study section

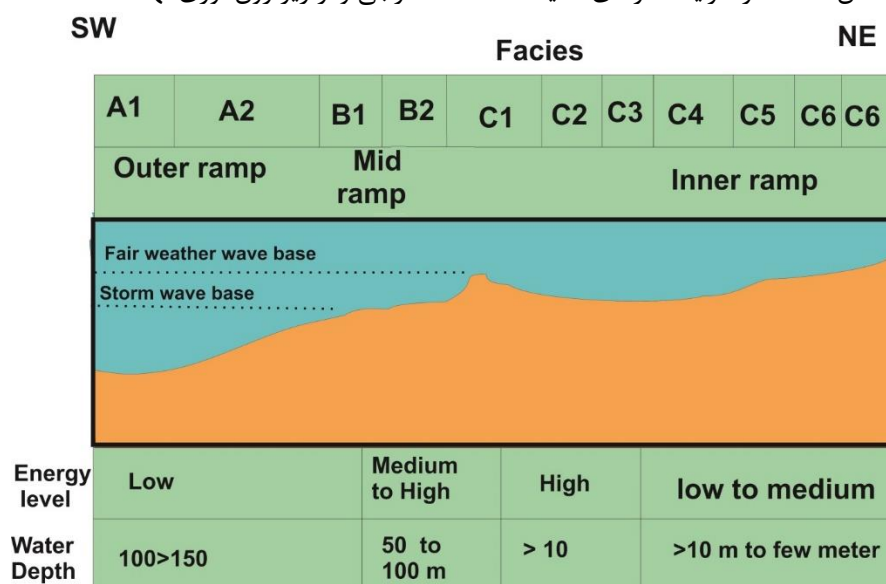


شکل ۴- رخساره های سازند آسماری دربرش مورد مطالعه: (A1) بیو کلاست وکستون/ پکستون دارای روزن بران شناور (A2) بیو کلاست وکستون/پکستون دارای روزن بران لپیدوسیکلینا (B1) بیو کلاستیک وکستون/ پکستون دارای کورالیناسه آ نومولیت (B2) وکستون/پکستون دارای روزن بران هیالین (C1) ائید گرینستون (C2) کورال باندستون (C3) وکستون/پکستون حاوی روزن بران منفذ دار و بدون منفذ و بیوکلاست (C4) بیو کلاستیک وکستون/ پکستون دارای روزن بران بی منفذ (C5) بیو کلاستیک پلت وکستون/ پکستون میلیولید (C6) مادستون دارای فنسترال

Fig. 4. Facies of the Asmari Formation at the studied area. (A1) Bioclastic planktonic foraminifera Wackestone to packstone.; (A2) Bioclastic lepidocyclinids foraminifera, wackestone to packstone; (A3) Bioclastic nummulitids coralline wackestone to packstone ; (B1) Imperforate foraminifera, bioclast wackestone to grainstone; (B2) Bioclast, pelloid wackestone to packstone; (C1) Ooid Grainstone; (C2) Coral Boundstone; (C3) Bioclastic foraminifera Perforate and imperforate wackestone to packstone; (C4) Bioclastic foraminifera imperforate wackestone to packstone; (C5) Bioclastic miliolid pellet wackestone to packstone; (C6) Fenestrate mudstone

حاره می باشد (Brandano and Corda., 2002). رخساره های B-1-B2 مربوط به رمپ میانی هستند.

رمپ خارجی: حضور روزن بران شناور در سنگ آهک های قاعده ای سازند آسماری و راس پابده شاخص دریای باز و محیط های آرام می باشند. رخساره A با حضور روزن داران پلاژیک و عدم حضور روزن داران کف زی بزرگ و همچنین رخساره B نیز به علت همراهی روزن بران شناور و کفزی بزرگ در رمپ خارجی و در زیر زون نوری نهشته شده اند.



شکل ۵- نحوه توزیع رخساره ها در مدل محیط رسوبی سازند آسماری در ناحیه مورد مطالعه

Fig. 5 Distribution style of facies in depositional model of the asmari Formation at the studied area

نشان دهنده بخش عمیق دریای باز می باشد. حضور نومولیت های با کشیدگی کمتر و آمفی ستئینا نشان دهنده رسوبگذاری این بخش از سازند در محیط کم عمق تر دریا می باشد. رخساره های کربناته حاوی روزن بران هیالین مانند روتالیا و الفیدیوم به همراه روزن بران بدون منفذ مانند میلولید و پنروپلیس نشانگر ارتباط لاگون با دریای آزاد می باشد. فراوانی روزن بران کفزی با دیواره پورسلانوز مانند آرکیاس، بورلیس، دندریتینا، پنروپلیس و میلولید بیانگر محیط لاگون محصور می باشد. رخساره فنسترال مادستون نیز نشان دهنده تشکیل بخشی از این سازند در محیط جزر و مدی است.

۵- نتیجه گیری

سازند آسماری در شمال خاور ایلام دارای روزن بران متنوعی است که زون های زیستی ۴ گانه این مطالعه محدوده سنی روپلین تا آکیتانین را برای این سازند نشان می دهد. با توجه به رخساره های معرفی شده محیط ته نشست سازند آسماری را می توان یک رمپ در نظر گرفت که شامل محیط های رمپ داخلی، رمپ میانی و رمپ خارجی می باشند. حضور روزن بران شناور نشان دهنده محیط های عمیق دریا و همچنین هم یافتی لپیدوسیکیلینا و نومولیت های کشیده با روزن بران شناور نیز

مراجع

Abyat, Y., Abyat, A., Abyat, A., 2019. Microfacies and depositional environment of Asmari Formation in the Zeloil oil field, Zagros basin, south-west Iran. Carbonates Evaporites 34(4), 1583–1593. <https://doi.org/10.1007/s13146-019-00507-1>

- Ahmadhadi, F., Lacombe, O., Jean-Marc, D., 2007. Early Reactivation of Basement Faults in Central Zagros (SW Iran): Evidence from Pre-folding Fracture Populations in Asmari Formation and Lower Tertiary Paleogeography: *Frontiers in Earth Sciences* 205-228. https://doi.org/10.1007/978-3-540-69426-7_11
- 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>
- Betzler, C.T., Brachert, C., Nebelsick, J., 1997. The warm temperate carbonate province- A review of facies, zonations and delimitations. *Courier Forschungs-Institut Senckenberg* 201, 83–99.
- Brandano, M., Corda, L., 2002. Nutrients, sea level and tectonics constraints for the facies architecture of a Miocene carbonate ramp in central Italy. *Terra Nova* 4, 257-262. <https://doi.org/10.1046/j.1365-3121.2000.00419.x>
- Brandano, M., Frezza, V., Tomassetti, L. Pedley, M., 2008. Facies analysis and paleoenvironmental interpretation of the Late Oligocene Attard Member (Lower Coralline Limestone Formation), Malta. *Sedimentology* 56, 1-21. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.2008.01023.x>
- Brandano, M., Frezza, V., Tomassetti, L. 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. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2008.12.018>
- Boudagher-Fadel, M.K., 2008. Evolution and geological significance of larger benthic foraminifera. *Developments in Palaeontology and Stratigraphy*. 1st edition. Elsevier Amsterdam p. 544.
- Cosovic, V., Drobne, K., Moro, A. 2004. Paleoenvironmental model for Eocene foraminiferal limestones of the Adriatic carbonate platform (Istrian Peninsula). *Facies* 50(1), 61–75. <https://doi.org/10.1007/s10347-004-0006-9>
- Dunham, R.J., 1962. Classification of carbonate rocks according to depositional texture. In: Ham, W.E., (Ed.), *Classification of Carbonate Rocks*. American Association of Petroleum Geologists Memoir 1, 108-121.
- Ehrenberg, S.N., Pickard, N.A.H., Lursen, G.V., Monibi, S., Mossadegh, Z.K., Savana, T.A., Aqrawi, A.A.M., Arthur, J.M., Thirlwall, M.F., 2007. Strontium isotope stratigraphy of the Asmari Formation (Oligocene–Lower Miocene), SW Iran. *Journal of Petroleum Geology* 30, 107–128. <https://doi.org/10.1111/j.1747-5457.2007.00107>
- Emami Meybodi, S. M. R., Maghfouri Moghadam, I., Sedaghatnia, M. Barmal, A., 2019. Icrofacies, sedimentary environment and diagenetic processes of carbonate rocks of the Asmari Formation (Chenareh Anticline, South Lorestan). *Applied Sedimentology* 10 (20), 73-91, <https://doi.org/10.22084/PSJ.2022.25181.1317>.
- Flügel, E., 2010. *Microfacies of Carbonate Rocks, Analysis, Interpretation and Application*, 2nd edition. Springer-Heidelberg. P. 976.
- Geel, T., 2000. Recognition of stratigraphic sequence in carbonate platform and slope: empirical models based on microfacies analysis of Paleogene 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)
- Husing, I., Read, J. F. 2007. Dtsche late Jurassic Tittonian, A green house phase in the Middle Jurassic- early Cretaceous cool mode: evidence from the syctic Adriatic platform, Croatia. *Sedimentology* 54, 317- 337. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.2006.00837.x>
- Langer, M., Hottinger, L. 2000, Biogeography of selected “larger” foraminifera. *Micropaleontology* 46, 57–86.
- Maghfouri Moghaddam, I., Darabi, G., Mirsadzadeh, Y., 2022. New findings on Stratigraphy of the Paleocene–early Eocene successions in Lorestan Zone, Iran. *Carbonates and Evaporites* 37(1), 1-14. <https://doi.org/10.1007/s13146-022-00756-7>.
- Maghfouri Moghaddam, I., Roozpeykar, A., Shirrmohamadi, G., 2019. Biostratigraphy of early Oligocene–early Miocene benthic foraminifera in Lorestan Zone, south-west Iran. *Indian Journal of Geomarine Sciences* 48, 925-935. <http://nopr.niscpr.res.in/handle/123456789/48439>
- Mateu-Vicens, G. Hallock, P., Brandano, M., 2008. A depositional model and paleoecological reconstruction of the lower Tortonian distal steeped ramp of Menorea. *Palaos* 23, 465- 481. <https://doi.org/10.2110/palo.2007.p07-061r>

- Monjezi, N., Amirshahkarami, M., Bakhtiar, H.A., Shirazi, M.P.N., Mirzaee, A., 2019. Palaeoecology and microfacies correlation analysis of the Oligocene-Miocene Asmari Formation, in the Gachsaran oil field, Dezful Embayment, Zagros Basin, Southwest Iran. *Carbonates Evaporites* 34(4), 1551–1568. <https://doi.org/10.1007/s13146-019-00502-6>
- Motiei, H., 1993. Stratigraphy of Zagros in Treatise of geology of Iran. Iran Geological Survey P. 547.
- Rahmani, A., Taheri, A., Vaziri-Moghaddam, H., Ghabeishavi, A., 2012. Biostratigraphy of the Asmari Formation at Khaviz and Bangestan Anticlines, Zagros Basin, SW Iran. *Neues Jahrbuch Geologie* 263(1), 1–16. <https://doi.org/10.1127/0077-7749/2011/0189>
- Roospeykar, A., Maghfouri Moghaddam, I., 2015. Biostratigraphy, facies analysis and paleoecology of the Asmari Formation in the northwest of Behbahan, south-western Iran. *Carbonate Evaporite* 30(4), 387–400. <https://doi.org/10.1007/s13146-014-0225-2>
- Roospeykar, A., Maghfouri Moghaddam, I., 2016. Benthic foraminifera as biostratigraphical and paleoecological indicators: an example from Oligo-Miocene deposits in the SW of Zagros basin, Iran. *Geoscience Frontier* 7, 125–140. <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2015.03.005>
- Roospeykar, A., Maghfouri Moghaddam, I., Yazdi, M., Yousefi Yeghaneh, B., 2019. Facies and paleoenvironmental reconstruction of Early–Middle Miocene deposits in the north-west of the Zagros Basin, Iran. *Geological Carpathica* 70(1), 75–87. <https://doi.org/10.2478/geoca-2019-0005>
- 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). *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology* 179(1), 43–56. [https://doi.org/10.1016/s0031-0182\(01\)00406-0](https://doi.org/10.1016/s0031-0182(01)00406-0)
- Sherkati, S., Letouzey, J., Lamotte, D.F., 2006. The central Zagros fold-thrust belt (Iran): New insights from seismic data, field observation and sand box modeling. *Tectonics* 25, 1–25. <https://doi.org/10.1029/2004tc001766>
- Schulze, F., Kuss, J., Marzouk, A., 2005. Platform configuration, microfacies and cyclicities of the upper Albian to Turonian of west-central Jordan. *Facies* 50, 505–527. <https://doi.org/10.1007/s10347-004-0032-7>
- Schuster, F., Wielandt, U., 1999. Oligocene and Early Miocene coral faunas from Iran, palaeoecology and palaeobiogeography. *International Journal of Earth Sciences* 88, 571–581.
- Van Buchem, F., Allan, T., Laursen, G., Lotfpour, M., Moallemi, A., Monibi, S., et al., 2010. Regional stratigraphic architecture and reservoir types of the Oligo-Miocene deposits in the Dezful Embayment (Asmari and Pabdeh Formations) SW Iran. *Geological Society of London Special Publication* 329(1), 219–263. <http://dx.doi.org/10.1144/SP329.10>
- Vaziri Moghaddam, H., Seyrafian, A., Taheri, A., Motiei, H., 2010. Oligocene-Miocene ramp system (Asmari Formation) in the NW of the Zagros basin, Iran, Microfacies, paleoenvironment and depositional sequence. *Revista Mexicana de Ciencias Geologicas* 27(1), 56–71
- Verwer K., Porta, G.D., Antonio, K.T.C., 2009. Controls and predictability of carbonate facies architecture in a lower Jurassic three. Dimensional barrier- shoal complex (Djbel Bou Dahar, High Atlas, Morocco). *Sedimentology* 56, 1801–1831. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.2009.01058.x>
- Wilson, J.L., 1975. Carbonate facies in geological history. Springer, Berlin p. 471
- Wynd, J.G., 1965. Biofacies of the Iranian consortium-agreement area. Iranian Offshore Oil Company, Tehran, Report 1082.
- Zabihi Zoeram, F., Vahidinia, M., Mahboubi, A., Amiri Bakhtiar, H., 2013. Facies analysis and sequence stratigraphy of the Asmari Formation in the northern area of Dezful Embayment, south-west Iran. *Studia UBB Geologia* 58(1), 45–56. <https://doi.org/10.5038/1937-8602.58.1.4>