Shahid Chamran University of Ahvaz
OPEN ACCESS Adv. Appl. Geol. Winter 2025, Vol. 14(4): 1142-1157

Research Article

Facies and sedimentary environment of Asmari Formation in Inner Fars and Hinterland bands of Bandar Abbas (southwest of Iran)

Banafsheh Souri[1*], Vahid Ahmadi [2] , Sayed Mohsen Ale Ali [3], Zahra Maleki[4]

1- Department of Geology, Islamic Azad University, Science and Research Branch, Tehran, Iran
2- Department of Geology, Islamic Azad University, Branch Shir,z. Iran
3- Department of Geology, Islamic Azad University, Science and Research Branch, Tehran, Iran
4- Department of Geology, Islamic Azad University, Science and Research Branch, Tehran, Iran

Keywords: Zagros, Asmari formation, Microfacies, Sedimentary, Environments, Carbonate ramp

1- Introduction

The physical, chemical, and biological characteristics governing sedimentary environments control the type of facies and their distribution pattern in sedimentary rocks (Lucia,2007; Amini,2011). Examining these features has helped identify the past's geography and valuable economic information, such as the quality of the reservoirs and the concentration of minerals and hydrocarbons. Asmari Formation is considered (Karami et al., 2020.) one of the basic lithostratigraphic units in the south and southwest of Iran and neighbouring countries due to its vast expansion and high economic importance. The Asmari formation has different conditions in different regions of the Zagros basin regarding stratigraphic and chronological properties. In the northwest of the Zagros basin, the evaporating section of Kalhor is interfingered with the middle Asmari limestone. Still, towards the south of Ahvaz, sandstone facies replaces the limestone layers. In some areas of Zagros, this formation is formed from the carbonate part (Motiei, 1993). Due to these differences and the differences not seen in the lower and upper formation of these deposits (in their age), we tried detailed investigations on the facies and sedimentary environment of this formation in different areas.

2-Materials and methods

Three geological sections were selected, and along with repeated visits, sampling was done to collect field data, such as gender, thickness, type, layering, and sedimentary structures, to achieve the study's objectives. This sampling resulted in the preparation of 760 thin sections, of which 210 sections correspond to the stratigraphic sections of Dehno and 320 sections correspond to the stratigraphic section of the Ahmadi anticline. These sections were studied petrographically with a polarizing microscope, and their facies were analyzed based on texture, type of allocoms, ortho-coms, fossil connect, and even diagenetic. The facies in this study were named based on the classification of (Dunh,1962), and the different types of microfacies in the sections were identified based on lithological characteristics in terms of allocom and orthocom elements and destructive elements. The standard facies provided by (Flugel, 2010) has been used to interpret the sedimentary environment and then determine the sedimentary environment.

3-Discussion and conclusion

Three stratigraphic sections have been made to investigate the facies and sedimentary environment of the Asmari formation. The stratigraphic section of Motiei (1993) and Wind 1965) 35 km southwest of Asaluyeh near Dehno village. These sections include the Dehno stratigraphic section, located in the hinterland of Bandar Abbas from the folded Zagros structural zone (Motiei, 1993; Wind, 1965), 35 km southwest of Asaluyeh and near Dehno village. The section of Charm Sefid Mountain is located in the

* Corresponding author: sooribanafsheh@gmail.com
DOI: 10.22055/aag.2022.40867.2297
Received: 2022-06-16
Accepted: 2022-09-29

ISSN: 2717-0764

inner Fars region of the high Zagros structural zone (Motiei, 1993; Wind, 1965), 45 km from the City of Yasouj. It is accessible through the road from Shiraz to Yasouj. The Ahmadi anticline section, in the inner Fars region from the Zagros zone (Motiei, 1993; Wind, 1965), is 65 km from Sarvestan and can be accessed through the Shiraz road to Sarovestan.

According to the quantitative and qualitative studies of microfacies, the fauna in the studied sediments of the sedimentary environment of the study area, the identification and the elements of allocom and orthocom in these sections based on the classifications of (Folk, 1980) (Wilson,1975), four the facies group identified from the coast to the sea are:

Microfacies group (A) tidal facies, microfacies group (B) lagoon facies, microfacies group (C) barrier, microfacies group, and (D) or open sea facies. Due to the lack of continuous barrier reefs and the lack of ancoids, pizoids, and aggregate grains that are rarely found in carbonate ramps (Flugel, 2010), the sedimentary environment of the studied deposits cannot be attributed to the carbonate platform (edged shelf).

The sedimentary environment of the study's deposits cannot be attributed to the carbonate platform. (Edged shelf). Also, these sediments have not leaked into the ramp platform with an abrupt end due to the absence of sliding and gravity deposits. The facies in the studied stratigraphic sections start from the deposits containing evaporate minerals of the inner ramp, continue to the bond stone and shoals of the middle ramp, and end with the mudstones containing foraminifera of the outer ramp. At the time of this formation, from Rupelian to the early Miocene, the environmental ramp changed. Figure 1 shows the sedimentation model considered for the Asmari Formation. Due to the presence of facies in the lagoon environment and the association of these facies with foraminifera, it can be said that during the Aquitaine period, the basin fluctuated between internal and external ramp conditions due to the high intraclast Paxton layers. Finally, at the end of the Aquitanian, with the permanent removal of this carbonate ramp from underwater, the Asmari cycle ends, and the sedimentation of the Gachsaran evaporite formation begins. A carbonate ramp in the introduced sedimentary basin can be proposed for Asmari Formation sediments in the studied areas.

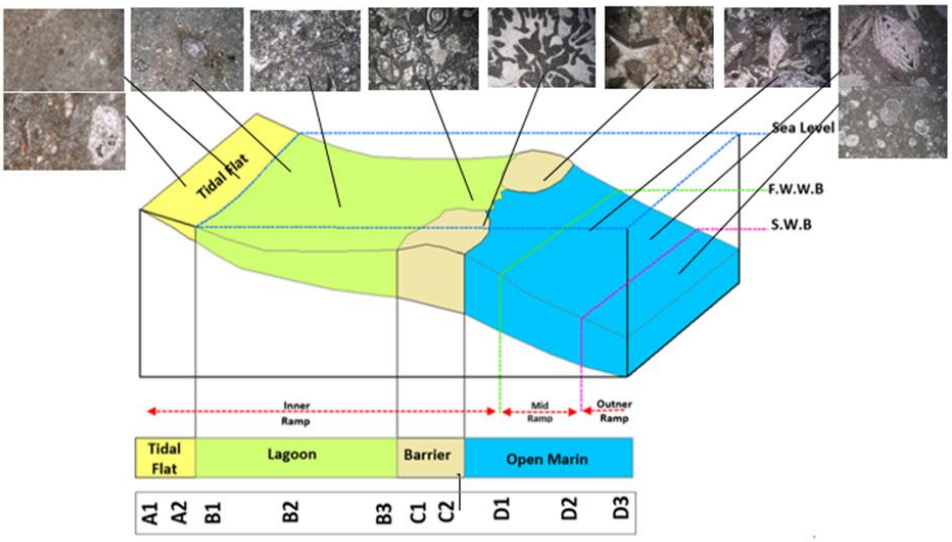


Fig. 1. Location of facies and proposed sedimentary model of Asmari Formation in the studied stratigraphic sections.

4-Conclusion

According to the stratigraphic studies carried out on the Asmari formation in the stratigraphic sections of Dehno and Charm Sefid mountain, the lower and upper boundaries with the Pabdeh and Gachsaran formations, respectively, are concordant (continuous) and in the stratigraphic section of the Ahmadi

ISSN: 2717-0764
CC BY

anticline, the lower boundary with the Jahrom Formation, which is discontinuous, and the upper boundary is continuous with the Razack Formation.

- The highest thickness of the stratified rock is related to Charm Sefid mountain, with a thickness of 270 meters, and the lowest thickness is related to the Dehno section, with a thickness of 170 meters. The bottoms are continuous with the Jahrom Formation, and the upper boundary is continuous with the Razack Formation. The highest thickness of the stratified rock is related to Charm Sefid mountain, with a thickness of 270 meters; the lowest is related to the Dehno section, with a thickness of 170 meters. The absence of upper Eocene sediments and a thin layer of conglomerate and iron oxides at the boundary between the Jahrom and Asmari Formations in the Ahmadi anticline section indicate an erosional discontinuity that can be considered equivalent to the Pyrenean orogenic phase.
- According to the detailed study (Dunham, 1962) of microfacies and their naming based on the grains, the Zesobian environment containing them was identified and introduced, which includes the barrier facies, the lagoon facies, and the tidal flat. The lower Asmari in the sections studies is less thick than the middle and upper parts, indicating the higher sedimentation in Aquitanian Burdigalian compared to Rupelian- Shatin.
- It is suggested that while examining the diagenetic processes of Asmari formation in the sections under study, the state of microscopic porosity and identification of its reservoir zones in these sections should be done, with a view on the type and percentage of porosity in order, to investigate the geology of oil.

5- References

Amini, A., 2011. Fundamentals of SequenceStratighraphy, University of Tehran Publicaions, P. 339

Dunham, R.J., 1962. Classification of carbonate rocks according to their depositional texture. In: Ham, W.E. (Ed.), Classification of Carbonate Rocks. A Symposium: The American Association of Petroleum Geologists Memoir, PP. 108-121.

Flugel, E., 2010. Microfacies of carbonate rocks, analysis interpretation and application, Berlin-Heidelberg, New York, Springer, P. 976.

Folk, R.B ., 1980. Petrology of Sedimentary Rocks, Hemphill Publishing Company, P. 182

Karami, Z.,Sanmari, S., Nelki, B., 2020., Evaluation of the shear characteristics of the Asmari Formation in a well from the oil Maren field , located in the aubsidence of Dezful , Applied Sedimentology, volum 8,No.15, -173-163. https:doi:// 10.22084/psj.2020.21381.1235

Motiei, H., 1993. Stratigraphy of Zagros. Geological Survey of Iran Publication, Tehran, 536 p.

Wilson, J.L., 1975. Carbonate facies in geological history: Springer, Berlin, P. 471

HOW TO CITE THIS ARTICLE:
Souri, B., Ahmadi, V., Ale Ali, M., Maleki, Z., 2025. Facies and sedimentary environment of Asmari Formation in Inner Fars and Hinterland Bands of Bandar Abbas (southwest of Iran). Adv Appl. Geol. 14(4), 1142-1157.

DOI: 10.22055/aag.2022.40867.2297
URL: https://aag.scu.ac.ir/article_20045.html

©2025 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

ISSN: 2717-0764

مقاله پژوهشی

رخساره‌ها و محیط رسوبی سازند آسماری درزون‌های فارس داخلی و هینترلند بندرعباس (جنوب غرب ایران)

بنفشه سوری*
دانشکده علوم پایه، دانشگاه آزاد اسلامی، واحد علوم و تحقیقات، تهران
وحید احمدی
دانشکده علوم پایه، دانشگاه آزاد اسلامی واحد شیراز، شیراز، ایران
سید محسن آل علی
گروه زمین شناسی واحد علوم تحقیقات دانشگاه آزاد تهران
زهرا ملکی
دانشکده علوم پایه، دانشگاه آزاد اسلامی، واحد علوم و تحقیقات، تهران
* *sooribanafsheh@gmail.com*
تاریخ دریافت: ۱۴۰۱/۰۳/۲۶ تاریخ پذیرش: ۱۴۰۱/۰۷/۰۷

چکیده
رخساره‌ها و محیط رسوبی سازند آسماری به عنوان جوان ترین سنگ مخزن زاگرس در ایران، در سه برش چینه شناسی در زون ساختاری زاگرس چین خورده و مرتفع در ناحیه فارس داخلی تحت عنوان برش تاقدیس احمدی، برش ده نو وبرش کوه چرم سفید مورد مطالعه قرار گرفت. در این مطالعه، بر پایه داده‌های میدانی و داده‌های استخراج شده از ۷۶۰ مقطع نازک، ۹ رخساره در سازند آسماری شناسایی شده که مربوط به چهار محیط رسوبی می باشد: دو رخساره مربوط به محیط پهنه جزرومدی ، سه رخساره مربوط به محیط لاگون، دو رخساره مربوط به محیط سدی و سه رخساره مربوط به محیط دریای باز، این رخساره‌ها در یک پلاتفرم کربناته از نوع رمپ، نهشته شده اند. محیط‌های رسوبی شناسایی شده، رمپ کربناته هموکلینال و شلف لبه دار، از نوع آنلپ نشان دهنده شرایط رسوبگذاری متفاوت در این برش‌ها است. آسماری پایینی در برش‌های مورد مطالعه ضخامت کمتری نسبت به بخش‌های میانی و بالایی دارد ،که این نشان دهنده میزان رسوبگذاری بیشتر سازند آسماری در آکیتانین -بوردیگالین نسبت به روپلین –شاتین است.
کلمات کلیدی: *زاگرس، سازند آسماری ، رخساره رسوبی ، محیط رسوبی، رمپ کربناته*

۱- مقدمه

ویژگی‌های فیزیکوشیمیایی و زیستی حاکم بر محیط‌های رسوبی، نوع رخساره‌ها و الگوی توزیع آنها در سنگ‌های رسوبی را کنترل می کند (Lucia, 2007; Amini, 2011). بررسی این ویژگی‌ها، در شناسایی جغرافیای گذشته کمک کرده و همچنین می توان سایر اطلاعات مفید اقتصادی، نظیر کیفیت مخازن و تمرکز مواد معدنی و هیدروکربنی را مورد بررسی قرار داد. سازند آسماری به علت گسترش وسیع و اهمیت اقتصادی بالا (Karami, 2020). یکی از واحدهای مهم لیتواستراتیگرافی در جنوب و جنوب غرب ایران و کشورهای مجاور به حساب می آید. سازند آسماری از لحاظ خواص سنگ چینه ای و زمانی در مناطق مختلف حوضه زاگرس شرایط متفاوتی دارد. در شمال غرب حوضه، بخش تبخیری کلهر با سنگ آهک آسماری میانی به صورت بین انگشتی قرار گرفته ولی به سمت جنوب در منطقه اهواز رخساره ماسه سنگ اهواز جایگزین طبقات آهکی می گردد .در برخی مناطق زاگرس نیز این سازند فقط از بخش کربناته تشکیل گردیده است (Matiei, 1993). با توجه به وجود این تفاوت‌ها و همچنین تفاوت‌های که در سازندهای زیرین و بالایی این نهشته‌ها و نیز در سن آنها مشاهده می شود ، در این مطالعه سعی شده است. بررسی‌های دقیقی در زمینه رخساره‌ها و محیط رسوبی این سازند در مناطق مختلف مورد مطالعه در این تحقیق صورت گیرد.

۲- مطالعات پیشین

اولین مقاله منتشر شده درباره سازند آسماری متعلق به Bosque و Mayo (۱۹۱۸) می باشد. آنها این نام را به ردیفی از سنگهای کرتاسه تا ائوسن اطلاق کردند و سپس در این ردیف یک واحد آهک توده ای نومولیت دار را اضافه نمودند، که رسماً به نام سنگ آهک آسماری به سن الیگوسن شناخته شد. Richardson (۱۹۲۴) این سازند را سری آهک آسماری نام نهاد و با سنگ آهک خمیر مربوط به الیگوسن در ناحیه فارس قابل مقایسه می داند. Reichel (۱۹۳۷) قسمت بالایی آسماری را به هلوتین از میوسن میانی نسبت داد. Thomas (۱۹۴۸) آسماری پایینی با سن الیگوسن و آسماری میانی با سن آکی تانین از میوسن و بالاخره آسماری بالایی با سن بوردیگالین از میوسن تقسیم کرد و نشان داد که ضخامت آسماری بالایی در شمال فرو افتادگی دزفول و شمال خاوری لرستان افزایش پیدا می کند، وی خاطر نشان کرد که این افزایش ضخامت نامحدود نیست و با نزدیک شدن به راندگی زاگرس به تدریج بخشهای میانی و بالایی سازند آسماری به سازند رازک تغییر رخساره داده است. Adams و Bourgeois(۱۹۶۹) بخش ماسه سنگی اهواز را مورد مطالعه قرار دادندو حد بالایی آن را قاعده آسماری بالایی به حساب آورند. در منطقه فارس، Kalantary (۱۹۷۶) میکروبیواستراتیگرافی منطقه سروستان در جنوب غربی ایران را مطالعه نمود و گزارشات خود را در نشریه شماره ۵ شرکت ملی نفت به چاپ رساند. براساس این مطالعات سازند آسماری دارای ضخامت ۱۸۲/۹۱ متر بوده و مرز زیرین آن با سازند جهرم ظاهرا همساز و مرز بالایی با سازند رازک به صورت همساز بوده است. Khosrow Tehrani (۲۰۰۶) فسیل‌های موجود در بخش‌های b تا c3 از سازند قم را برابر آسماری میانی و آشکوب اکی تانین معرفی نمود و همچنین اعلام کردکه فسیل‌های بخش آهکی f مشخص کننده آشکوب بوردیگالین است و هم ارز آسماری بالایی است. Bahrami و همکاران (۲۰۱۴) رخساره‌ها و محیط رسوبی این سازند را در چاه‌های شماره ۳ و ۶ میدان نفتی رامین در فروافتادگی دزفول بررسی کرده و ضمن شناسایی ۱۲ رخساره از زیرمحیط‌های پهنه جزرومدی، لاگون، سد، دریای باز و رمپ خارجی، نوع محیط را رمپ کربناته هوموکلینال معرفی کردند. Goodarzi و همکاران (۲۰۲۰) ریزرخساره‌ها و دیرینه شناسی سازند آسماری در میدان نفتی مارون را مطالعه کرده و ضمن معرفی ۱۲ ریزرخساره ، پارامترهای دیرینه بوم شناسی آن را مورد بررسی قرار داده اند. علاوه بر موارد ذکر شده، مطالعات متعددی در زمینه رخساره‌ها، محیط رسوبی، چینه نگاری سکانسی، ژئوشیمی، خواص پتروفیزیکی و بخش‌های مختلف حوزه نفتی جنوب غرب کشور صورت پذیرفته است

۳- مواد و روش‌ها

به منظور دستیابی به اهداف مورد مطالعه ، سه برش زمین شناسی انتخاب شد و ضمن بازدیدهای مکرر به منظور جمع آوری داده‌های میدانی از قبیل جنس، ضخامت، تیپ لایه بندی و ساخت‌های رسوبی، نمونه برداری انجام شد.. حاصل این نمونه برداری، تهیه ۷۶۰ مقطع نازک بوده است که از این ۷۶۰ مقطع ، ۲۱۰ مقطع آن مربوط به برش چینه شناسی ده نو، ۳۲۰مقطع مربوط به برش چینه شناسی کوه چرم سفید و ۲۳۰مقطع مربوط به برش چینه شناسی تاقدیس احمدی بوده است.

این مقاطع با کمک میکروسکوپ پلاریزان مورد بررسی پتروگرافیکی قرار گرفته و رخساره‌های آنها بر مبنای بافت، نوع آلوکم‌ها، ارتوکم‌ها، محتوای فسیلی و حتی دیاژنتیکی مورد بررسی قرار گرفت . نام گذاری رخساره‌های موجود در این مطالعه بر اساس تقسیم Dunham (۱۹۶۲) صورت گرفته و مشخص کردن تیپ‌های مختلف میکروفاسیس‌های شاخص در مقاطع بر اساس صفات سنگ شناسی از نظر عناصر آلوکم و ارتوکم و عناصر تخریبی (در صورت موجود بودن) انجام شده است. در تفسیر محیط رسوبی و به دنبال آن، تعیین محیط رسوبی، از رخساره‌های استاندارد ارائه شده توسط Flugel (۲۰۱۰) کمک گرفته شده است.

۴- موقعیت جغرافیایی و زمین شناسی محدوده مورد مطالعه

به منظور بررسی رخساره‌ها و محیط‌های رسوبی سازند آسماری، سه برش چینه شناسی ، شناسایی شده اند. این برش‌ها شامل برش احمدی برش ده نو و کوه چرم سفید می باشد.

برش چینه شناسی ده نو (شکل ۱)، که در هینترلند بندر عباس از زون ساختاری زاگرس چین خورده قرار دارد (Wind , 1965; Motiei, 1993) با موقعیت جغرافیایی ´۱۷، °۲۹

شمالی و ´۴۰ ، °۵۲ شرقی، در ۳۵ کیلومتری جنوب غربی عسلویه و در نزدیکی روستای ده نو واقع شده است. در این برش، سازند آسماری دارای ۱۷۰ متر ضخامت بوده و با سازندهای مارنی پابده در قاعده و سازند تبخیری گچساران در بخش بالایی خود همبر می باشد. ترکیب سنگ چینه ای آن در این مقطع از قاعده به سمت بالا به ترتیب شامل، ۴۰ متر سنگ آهک نازک لایه کرم تا نخودی رنگ، ۴۰ متر سنگ آهک ضخیم لایه مایل به قهوه ای، ۲۰ متر سنگ آهک نازک لایه کرمی، ۲۰ متر سنگ آهک متوسط لایه خاکستری رنگ و ۵۰ متر سنگ آهک ضخیم لایه تا توده ای کرم تا نخودی رنگ می باشد.

برش کوه چرم سفید (شکل ۲)، در منطقه فارس داخلی از زون ساختاری زاگرس مرتفع(Wind , 1965; Motiei, 1993) در ۴۵ کیلومتری شهر یاسوج با موقعیت جغرافیایی ´۴۵، °۳۱ شمالی و ´۱۴ ، °۵۲ شرقی قرار دارد، از طریق جاده شیراز به یاسوج، قابل دسترسی می باشد. سازند آسماری در این مقطع، ۲۷۰ متر ضخامت داشته و سازندهای زیرین و بالایی آن به ترتیب مارن‌های پابده و گچهای گچساران است. براساس مشاهدات میدانی، این سازند را می توان به چندین بخش تفکیک نموده که از پایین به بالا شامل، ۳۰ متر، سنگ آهک ماسه ای ضخیم لایه سفید تا خاکستری رنگ حاوی فسیل (Lepidocyclina)، ۴۰ مترسنگ آهک ماسه‌ای نازک لایه خاکستری رنگ، ۴۰ متر سنگ آهک ماسه‌ای توده‌ای خاکستری رنگ حاوی فسیل (Lepidocyclina)، ۴۰ متر سنگ آهک نازک لایه خاکستری رنگ، ۴۰ مترسنگ آهک‌های دولومیتی نازک لایه تا متوسط لایه، ۳۰ مترسنگ آهک‌های مرجانی متوسط لایه سفید تا خاکستری رنگ، ۲۰ متر سنگ آهک‌های ضخیم لایه تا توده ای خاکستری رنگ و ۳۰ مترسنگ آهک مرجانی متوسط لایه سفید تا خاکستری رنگ می باشد.

برش تاقدیس احمدی (شکل۳) ،که در ۶۵ کیلومتری سروستان با موقعیت جغرافیایی´۱۷، °۲۹ شمالی و ´۱۵ ، °۵۳ قرار دارد، از لحاظ زمین شناسی مربوط به منطقه فارس داخلی از زون زاگرس چین خورده بوده(.Wind ,1965 & Matiei, 1993)و از طریق جاده شیراز به سروستان قابل دسترسی است. در برش تاقدیس احمدی، سازند آسماری با ضخامت ۱۸۰ متربا سازند دولومیتی جهرم در قاعده و سازند مارن ماسه ای رازک در بالا همبر می باشد. همبری این سازند با سازند جهرم در قاعده به صورت ناپیوستگی فرسایشی و با سازند رازک در بخش بالایی به صورت پیوسته است. در این ناپیوستگی که آن را می توان معادل با عملکرد فاز کوهزایی پیرنئن دانست، سنگ آهک ماسه ای به همراه افق اکسید آهن حاوی گرهک‌های اکسید آهنی قابل مشاهده می باشد(شکل۴). براساس مشاهدات میدانی، سازند آسماری در این برش به چهار بخش مجزا قابل تفکیک بوده و ترکیب سنگ چینه ای آن از پایین به بالا شامل، ۳۵ متر سنگ آهک‌های متوسط لایه نخودی رنگ، ۳۵ متر سنگ آهک‌های نازک لایه کرم رنگ، ۷۰ متر سنگ آهک‌های ضخیم لایه تا توده ای زرد رنگ و ۴۰ متر آهک توده ای روشن خاکستری رنگ است.

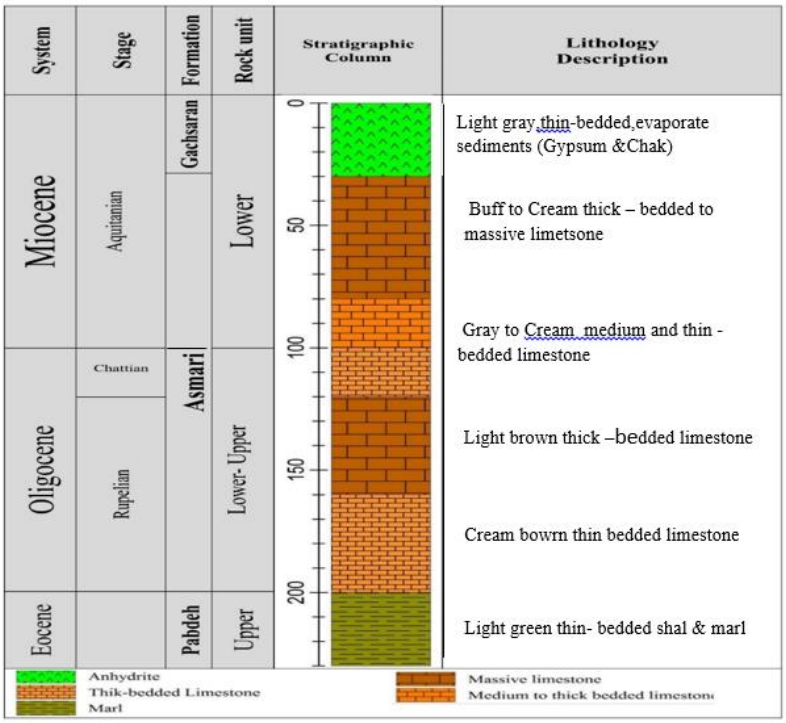
در مجموع با توجه به مطالعات کمی و کیفی میکروفاسیس‌ها ، فونای موجود در رسوبات مورد مطالعه محیط رسوبی سازند آسماری در برش‌های چینه شناسی مورد مطالعه و شناسایی عناصر آلوکم و ارتوکم موجود در این برشها، بر اساس رده-بندی‌های(Wilson,1975 & Folk, 1980) چهار گروه رخساره ای شناسایی شده که از ساحل به سمت دریا عبارتند از :

میکروفاسیس گروه A یا رخساره جزرو مدی، میکروفاسیس گروه B یا رخساره لاگون، میکروفاسیس گروه C یاسدی ، میکروفاسیس گروه D یا رخساره دریای باز که توصیف میکروفاسیس‌های هر گروه در ادامه آورده شده است:

۵- رخساره جزر ومدی

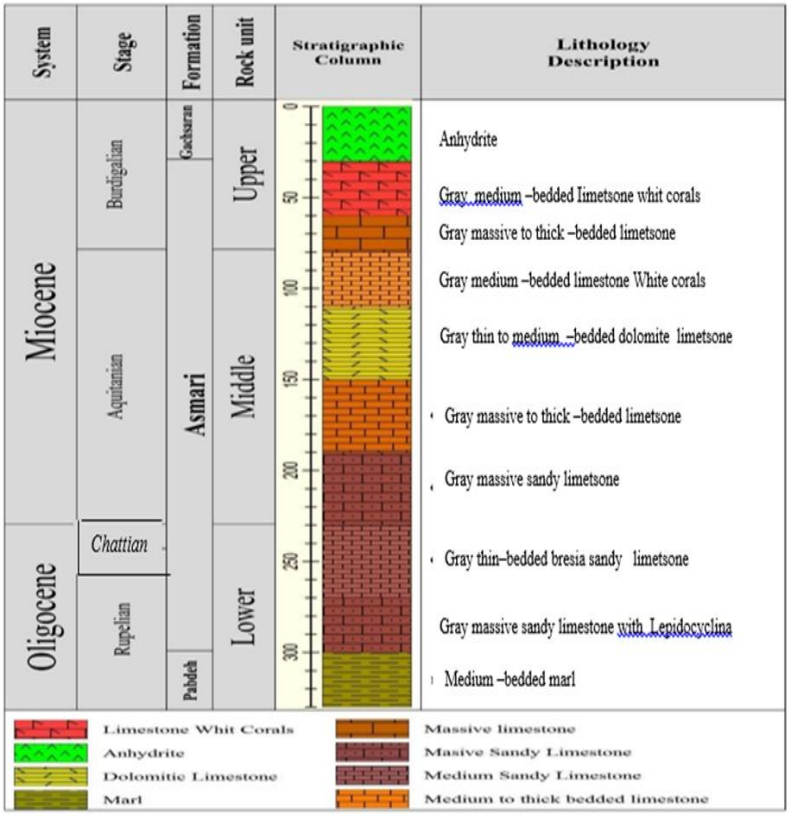
۵-۱- مادستون تا دولوستون با نودول‌های انیدریت (A1)

این رخساره به صورت میکرایت تا دولومیکرایت بوده و در آن آثار نئومورفیسم گل آهکی به چشم می خورد. آلوکم‌های زیستی و غیرزیستی بسیار کم بوده و در برخی موارد آثاری مانند پلوئید و احتمالا فرامینیفرها قابل شناسایی هستند. از مهمترین ویژگی این رخساره، وجود ندول‌های انیدریتی است که دارای ابعاد گوناگونی است. در برخی از موارد آثاری از اشکال تقریبا عدسی شکلی از کانی‌های تبخیری وجود داشته که بعضا انحلال پیدا کرده و اغلب توسط کلسیت پر شده اند (شکل a۵)..



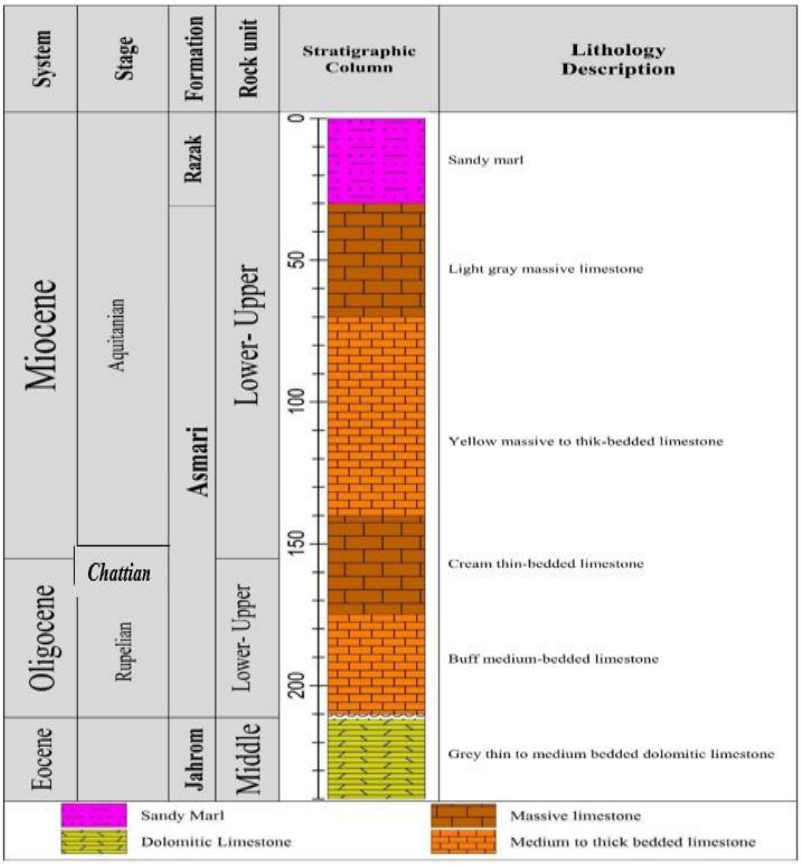
شکل۱- ستون چینه شناسی سازند آسماری در برش ده نو

Fig. 1. Asmari formation stratigraphic column in the Dehno section



شکل۲ -ستون چینه شناسی سازند آسماری در برش کوه چرم سفید

Fig. 2. Asmari formation stratigraphic column in the Cham Sefid mountain section



شکل۳-ستون چینه شناسی سازند آسماری در برش تاقدیس احمدی

Fig. 2. Asmari formation stratigraphic column in the Ahmadi anticline section



شکل ۴- افق اکسید آهن و سنگ آهک ماسه ای در مرز ناپیوسته سازند جهرم با سازند آسماری در برش تاقدیس احمدی

Fig. 4. Oxide horizon and sandy limestone at the discontin uous boundary of Jahrom Formation with Asmari Formation in Ahmadi anticline section.

با توجه به میکرایتی بودن این رخساره و وجود گرهک-های انیدریتی و اشکال کاذب کانی‌های تبخیری و همچنین جایگاه چینه ای، محیط تشکیل این رخساره، بخش بالایی پهنه جزر و مدی (Supratidal) است. Tucker و Wright (۱۹۹۰) این محیط با RMF شماره ۲۵ (Flugel, 2010) مطابقت داشته و مشابه این رخساره توسط Dehghanzadeh و همکاران (۲۰۱۶) Ain Allahi و Mousavi (۲۰۱۰) در سازند آسماری گزارش شده است.

این رخساره در بخش زیرین، میانی و بالایی برش چینه شناسی تاقدیس احمدی ده نو و کوه چرم سفید قابل مشاهده می باشد.

۵-۲- گلسنگ فنسترال تا دولوستون (A2)

این رخساره که کاملا از گل آهکی دولومیتی شده تشکیل شده، تقریبا فاقد آلوکم‌های زیستی و غیر زیستی است. البته در برخی موارد آثاری مانند گونه از اجزای آلوکمی و یا زیستی قابل مشاهده بوده، ولی نوع آن قابل تشخیص نیست . در این رخساره، کانی‌های تبخیری مانند ژیس وجود ندارد (شکل b۵). یکی از ویژگی‌های مهم این رخساره، وجود تخلخل فنسترال(Fenestral) است. این پدیده ممکن است ناشی از تشکیل حباب هوا، انبساط‌ها و انقباض‌ها و حتی حاصل (Burrowing) موجوداتی مانند کرم‌ها در رسوبات و شاخص پهنه جزر و مدی (Ginsborge and Hardi, 1975).

با توجه به گل آهکی بودن نمونه و دولومیتی بودن آنها، تقریبا نبود آلوکم‌های زیستی و غیر زیستی، وجود تخلخل فنسترال و ارتباط جانبی با رخساره‌های جزر و مدی و نزدیک ساحل، محل تشکیل این رخساره، پهنه جزر و مدی در رمپ میانی بوده و با RMF شماره۲۳, (Flugel, 2010) طابقت دارد. مشابه چنین رخساره ای توسط Kak (۲۰۱۶) همچنین Dehghanzadeh و همکاران (۲۰۱۶) در سازند آسماری گزارش شده است. این رخساره در بخش زیرین، میانی و بالایی هر سه برش قابل مشاهده مشاهده می باشد.

۶- رخساره لاگون

۶-۱- گلسنگ (B1)

این رخساره شامل میکرایت بوده که تا حدودی در اثر نئومورفیسم به صورت میکرواسپار مشاهده می گردد. در این رخساره آلوکم‌ها بسیار کم بوده و صدف فرامینیفرهای بنتیک با پوسته آگلوتینه و خرده‌های صدف دوکفه‌ای و استراکود به صورت پراکنده وجود دارد شکلC2. از لحاظ چینه ای، این رخساره در بالاترین بخش رخساره‌های لاگونی و در زیر رخساره‌های وابسته به جزر و مدی واقع شده است.

در این رخساره با توجه به فراوانی میکرایت و کاهش شدید فراوانی و تنوع فسیلی و همچنین موقعیت رخساره ای آن، محیط لاگون نزدیک به ساحل با چرخش و حرکت محدود آب برای این رخساره در نظر گرفته می شود. زیرا در این محیط با چرخش و حرکت محدود آب، شرایط برای زندگی موجودات مناسب نبوده است (Alsharhan and Kendall, 2003). این رخساره معادل RMF شما۱۹(Flugel, 2010) مطابقت داشته و مشابه چنین رخساره ای توسط (Dehghanzadeh et al., 2016) در سازند آسماری گزارش شده است. این رخساره در بخش زیرین، میانی، بالایی هر سه برش قابل مشاهده است.

۶-۲- وکستون پلوئید بایوکلاستی با فرامینیفر بنتیک (B2)

این زیر رخساره که بیشترین محیط لاگون را به خود اختصاص می دهد، دارای پلوئیدهای قابل توجهی بوده و فراوانی آن حدود ۱۵ تا ۲۰ درصد می رسد. در این رخساره، فرامینیفرهای بنتیک تا پوسته پرسلانوزبه خصوص (Miliolid) به همراه استراکود و پوسته اکینوئید مشاهده می گردد. از دیگر فرامینیفرهای این رخساره، می توان به Archaiassp, Austroterillina Howchini , (Elphidium نیز اشاره نمود (شکل d۵). از نکات قابل توجه دراین رخساره، وجود فرامینیفرها با پوسته آهکی هیالین بوده که اغلب پوشش میکرایتی (Micrite , Envelope) در اطراف آنها تشکیل شده است (شکل e۵). این رخساره در اثر نئومورفیسم (Microspar) ویا حتی اسپاردروغین (Pseudospar) شکل گرفته‌اند.

با توجه به زمینه میکرایتی و وجود میلیولیده به همراه خرده‌های اسکلتی میکرایتی شده، محیط تشکیل این رخساره، محیط آرام و کم انرژی لاگون است. این محیط لاگونی به سبب حضور همزمان فرامینیفرهایی با دیواره هیالین و پورسلانوز، نیمه محصور بوده و معادل RMF شماره (Flugel , 2010) است. مشابه این رخساره در سازند آسماری گزارش شده است (Vaziri Ansari et al. 2017; et al., 2006). همچنین این رخساره در بخش زیرین، میانی، هر سه برش قابل مشاهده است (Sadeghi et al. 2010).

۶-۳- پکستون پلوئید بایوکلاستی (B3)

اجزای اسکلتی اصلی این رخساره‌ها ، فرامینیفرهای بنتیک با پوسته پرسلانوز از جمله جنس‌ها (Miliolid Textlularia) می‌باشند. فرامیفرها (peneroplis, eveloutus, quniqulina ,Pyrgo)، همراه اجزای اسکلتی

مانند دوکفه ای‌ها، گاستروپودا، استراکود ، جلبک (Lithophyllum) و پوسته اکینوئید نیز مشاهده می گردند .فرامینیفرها در برش‌های سه گانه مورد مطالعه بین ۳۰ تا ۳۵ درصد وجود دارند. اجزای غیراسکلتی غالب در این رخساره پلت‌ها و پلوئیدها بوده که فراوانی آنها در این رخساره تا ۱۵ درصد نیز می‌رسد. در ضمن در سه برش مطالعاتی در این تحقیق، فراوانی اینتراکلاست، بین ۵ تا ۱۰ درصد در تغییر است. اجزای آلوکمی این رخساره در زمینه میکرایتی نئومورفیکی قرار داشته و سیمان‌های بلوکی نیز در آن مشاهده می گردد (شکل۵f).

با توجه به فراوانی میلیولیده‌ها که بیانگر محیط آبی کم عمق نیمه شور تا خیلی شور مرتبط محیط لاگون (Geel, 2000) پلت‌ها و فراوانی میکرایت و همچنین ارتباط جانبی با سایر رخساره‌های لاگون، محیط رسوبی این رخساره، بخش نسبتا پرانرژی و با شوری بالای نزدیک پشت سد در لاگون بوده و با استاندارد RMF شماره ۱۶ (Flugel , 2010) مطابقت دارد. مشابه این رخساره در سازند آسماری گزارش شده است (Allah Karam Pour et al., 2010; Ansari et al. 2017) این رخساره در بخش زیرین، میانی، بالایی برش‌های چینه شناسی قابل مشاهده است.

۷- رخساره سدی (Shoal)

۷-۱- باندستون مرجانی (C1)

این رخساره توده ای شکل، در واقع باندستون مرجان‌های برجا و بدون شکستگی بوده که با رخساره ای مربوط به لاگون، ارتباط جانبی دارد. این رخساره دارای گسترش جانبی محدود است. تقریبا تمامی فضای خالی مرجان‌ها، به وسیله سیمان کلسیتی پر شده و در برخی حالات، این فضاها توسط میکرایت نیز اشغال شده است (شکل ۶a و b).

با توجه به جایگاه چینه ای این رخساره و موارد فوق الذکر، محیط تشکیل آن، انتهایی ترین بخش رمپ داخلی به سمت دریای آزاد و بالاتر از سطح اثر امواج عادی به صورت ریف‌های تکه ای بوده و معادل RMF شماره ۱۲ (Flogel, 2010) است. مشابه این رخساره در سازند آسماری گزارش شده است (Dehghanzadeh et al., 2016; Kak et al., 2016; Ansari et al. , 2017).

۷-۲- بایوکلاست گرینستون (C2)

در این رخساره آلوکم‌های زیستی و غیرزیستی گوناگونی وجود دارد وآلوکم‌های غیر زیستی شامل اینتراکلاست، پلت و اائید است. براساس مطالعه برش‌های چینه شناسی سه گانه، فراوانی اینتراکلاست، ۱۵ تا ۲۵ درصد، پلت، ۵ تا ۱۰ درصد و اائید، حدود ۲ درصد می باشد. خرده‌های زیستی موجود در این رخساره شامل خرده‌های مرجان، بریوزوآ، جلبک قرمز، گاستروپود، دوکفه ای‌ها و فرامینیفرهای بنتیک است که فراوانی آنها در برش‌های سه گانه، متغیر است. قابل ذکر است که فرامینیفرهای بنتیکی موجود. سیمان اسپاری پرکننده فضای خالی است. از مشخصات این رخساره، وجود فابریک ژئوپتال و سیلت وادوز بوده که بیانگر خروج موقت این رخساره از آب می باشد. در این رخساره، به سبب وقوع تراکم و فشردگی حین دیاژنز، پدیده انحلال در اثر فشار، شکستگی آلوکم‌ها و حتی میکرواستیلولایت رخ داده است (شکل ۶ c – f).

با توجه به ویژگی‌های فوق الذکر و جایگاه چینه ای آن، این رخساره مربوط به سد بوده که در حاشیه پلاتفرم کربناته قرار داشته و جدا کننده دریای باز از لاگون است. این رخساره، معادل RMF شماره ۱۲ (Flogel, 2010) بوده و شبیه این رخساره در سازند آسماری گزارش شده است (Dehghanzadeh et al., 2016). این رخساره در بخش زیرین، میانی، بالایی برش‌های مورد مطالعه قابل مشاهده می باشد.

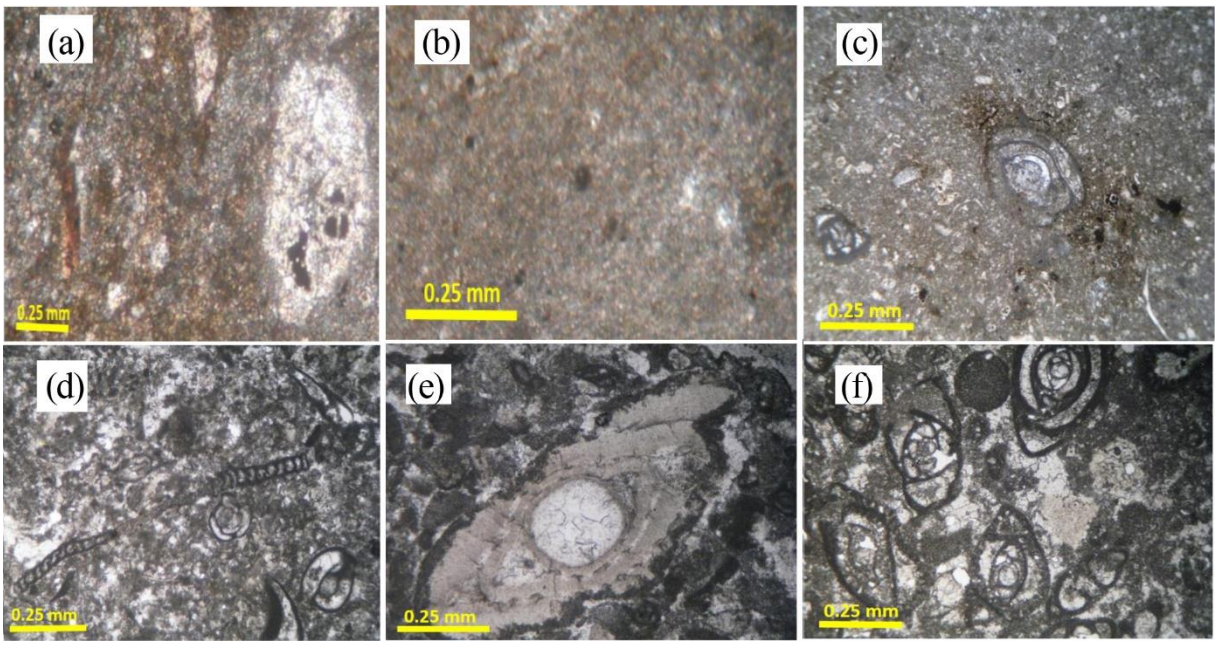
۸- رخساره دریای باز

۸-۱- اینتراکلاست بایوکلاست پکستون (D1)

در این میکروفاسیس، آلوکم‌های متعدد زیستی و غیرزیستی مشاهده می گردند. مهمترین آلوکم غیرزیستی، اینتراکلاست بوده که در اندازه‌های متعدد مشاهده می گردند. فراوانی قطعات اینتراکلاست‌ها در این رخساره تا ۲۰ درصد می رسد. اجزای زیستی این رخساره شامل جلبک قرمز(۱۵ تا ۲۰ درصد)، خرده‌های مرجان و بریوزوآ(۱۰ تا ۱۵درصد)، فرامینیفرها(حدود ۲۰ درصد) و اکینودرم(حدود ۵درصد) بوده که در زمینه میکرایتی قرار گرفته اند. فرامینیفرهای پلاژیک با پوسته هیالین به میزان کمی وجود داشته و فرامینیفرهایی چون *Operculina* sp. همراه آثار کرم مثل *Ditrupa.* sp نیز مشاهده شد.

با توجه به زمینه میکرایتی، وجود آلوکم‌های زیستی مرتبط به آب‌های آزاد (Rassser et al., 2005) و ارتباط

جانبی با رخساره‌های سدی و رمپ خارجی، این رخساره معادل RMF



شکل ۵ (a)- میکروفاسیس گلسنگ تا گلسنگ دولومیتی دارای ندول‌های انیدریت در برش چینه شناسی ده نو، (b) میکروفاسیس گلسنگ تا گلسنگ دولومیتی دارای فابریک فنسترال در برش چینه شناسی تاقدیس احمدی، (c) میکرو فاسیس گل سنگ در برش چینه شناسی کوه چرم سفید، (d) میکرو فاسیس بایوکلاست، پلوئید وکستون با فرامینیفرهای بنتیک در برش چینه شناسی کوه چرم سفید، (e) پوشش میکرایتی در اطراف فرامینیفرها در برش چینه شناسی ده نو و (f) میکروفاسیس بایوکلاست پلوئید پکستون – گرینستون در برش چینه شناسی ده نو.

Fig. 5. (a) Mudston microfacies to dolomitic Mudston with anhydrite nodules in Dehno stratigraphic section, (b) Mudston microfacies to dolomite mudston with fenestral fabric in Ahmadi anticline stratigraphic section, (c) Mudston microfacies in Charm Sefid Mountain, stratigraphic section, (d) Ploid wackeston bioclast, microfacies with benthic foraminifera in Charm Sefid Mountain stratigraphic section, (e) Micrite cover around the foraminfera in Dehno stratigraphic section, (f) Bioclast, ploid, packestone, greenstone, microfacies in Dehnostratigraphic section.

شماره ۱۳ (Flugel, 2010) مربوط به محیط رمپ میانی و پایین تر از سطح اثر امواج آرام و بالاتر از سطح اثر امواج طوفانی (Bassi et al, 2007) و همچنین نزدیک به سد است. در این محیط، رخساره تشکیل شده، متاثر از برخورد امواج با سد بوده و آلوکم‌های آن، ارتباط تنگاتنگی با سد دارند. این رخساره در بخش زیرین، میانی و بالایی برش‌های مورد مطالعه قابل مشاهده می باشد.

۸-۲- وکستون تا پکستون بایوکلاستی (نومولیتی، D2)

این میکروفاسیس، غنی از میکرایت بوده و غالب آلوکم‌های آن، خرده‌های فسیلی هستند. فرامینیفرها اعم از کف‌زی و شناور، بیشترین خرده‌های فسیلی موجود را به خود اختصاص داده اند و فراوانی آنها در سه برش چینه شناسی مورد مطالعه، ۲۵ تا ۳۵ درصد از اجزای فسیلی را شامل می گردند. جلبک قرمز موجود در این رخساره دارای فراوانی قابل توجهی بوده و ۱۰ تا ۱۵ درصد از خرده‌های فسیلی را به خود اختصاص داده اند. در ضمن خرده‌های فسیلی بریوزوآ، براکیوپود و اکینوئید نیز مشاهده می گردند (شکل b۷).

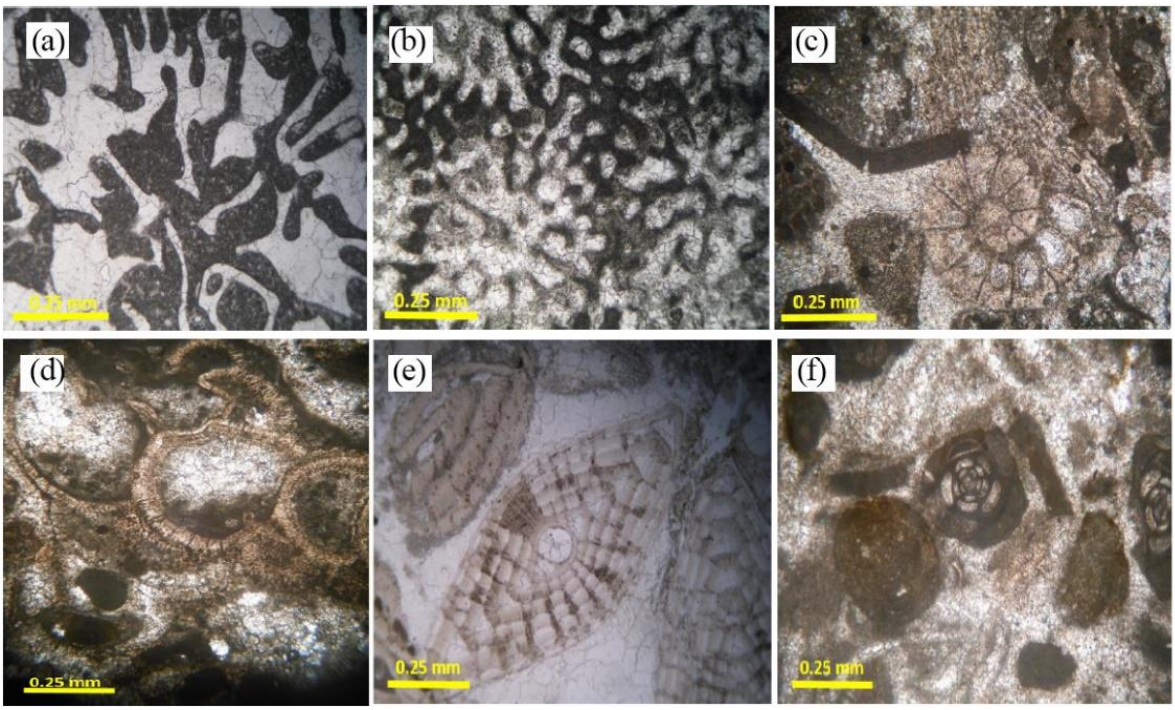
با توجه به وجود ماتریکس در بین آلوکم‌ها، وجود همزمان موجودات کف زی و شناور و ارتباط جانبی با سایر رخساره‌های محیط دریایی باز، محیط رمپ خارجی پایین تر از سطح تاثیر امواج عادی، برای این رخساره پیشنهاد می گردد. این رخساره، معادل RMF شماره ۵ (Flugel

2010 ,) بوده و مشابه این رخساره در سازند آسماری نیز گزارش شده است (Vaziri Moghadam et al., 2006; Zahraii et al. 2016; Sadeghi, 2010). این رخساره در بخش زیرین، میانی و بالایی در برش‌های مورد مطالعه قابل مشاهده می باشد.

۸-۳- وکستون-مادستون فرامینیفر پلانکتونی (D3)

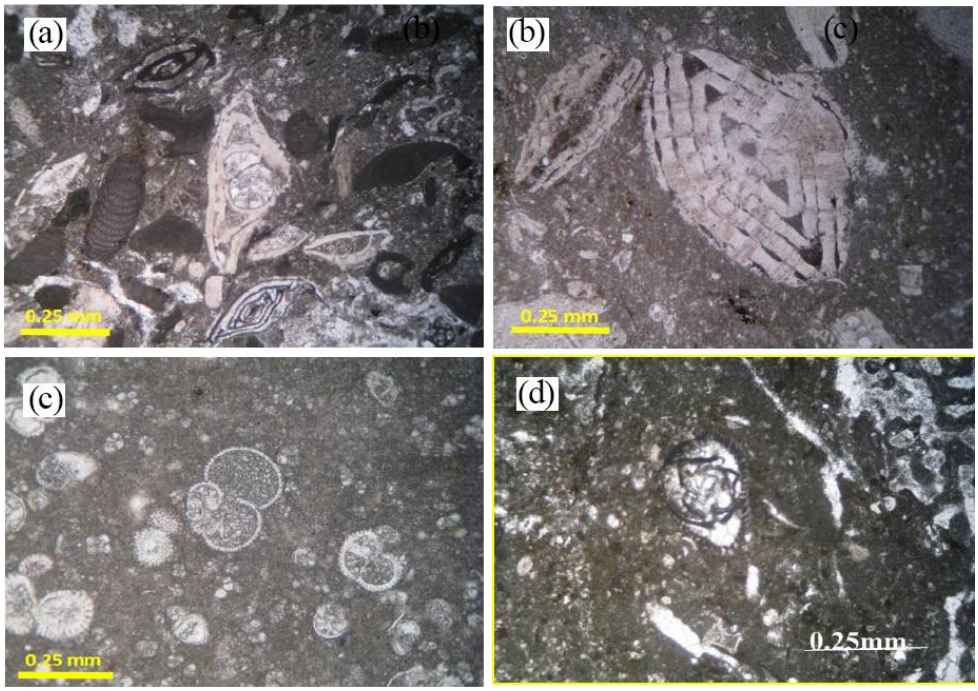
آلوکم‌های این رخساره اغلب فرامینیفرهای پلانکتون با پوسته هیالین به خصوص گلوبیژرینا با ابعاد متوسط ۰/۲ میلی متر است و فراوانی آنها بین ۵ تا ۱۰ درصد بوده و گاهی میزان این تمرکز به ۲۰ درصد نیز می رسد. علاوه بر این، فرامینیفرهای منفذدار و اکینوئید نیز به صورت کم و پراکنده در این رخساره مشاهده می گردد. میکرایت زمینه این آلوکم-ها بوده و گاهی در اثر نئو مورفیسم میکرو آسپارا می توان در آن مشاهده نمود (شکل c۷).

با توجه به غنی بودن میکرایت و سالم بودن خرده‌های اسکلتی، وجود فرامینیفرهای هیالین و ارتباط جانبی با سایر رخساره‌های دریای باز پیشنهاد می گردد ، محیط رسوبی رمپ خارجی عمیق و پایین تر از سطح اساس امواج طوفان که محیطی آرام وکم انرژی است. این رخساره، معادل RMF شماره ۵ (Flugel, 2010) بوده و مشابه این رخساره در سازند آسماری گزارش شده است (Ain Elahi & Mousavi, 2010; Shabafroz et al, 2015). این رخساره در بخش زیرین، میانی، بالایی در برش‌های مورد مطالعه قابل مشاهده می باشد.



شکل ۶- (a و b) میکروفاسیس باندستون مرجانی در برش چینه شناسی ده نو، (c) سیلت، ودوز در میکرو فاسیس اینتراکلست ،بایوکلست ،گرینستون در برش چینه شناسی کوه چرم سفید، (d) فابریک ژئوپتال در میکرو فاسیس اینتراکلست، بایوکلست ،گرین ستون در برش چینه شناسی کوه چرم سفید، (e) میکرو فاسیس اینتراکلست، بایوکلست وگرینستون در برش چینه شناسی ده نو و (f) اائید در میکرو فاسیس اینتراکلست، بایوکلست و گرینستون در برش چینه شناسی ده نو.

Fig. 6. (a and b) Coral bondstone microfacies in Dehnu stratigraphic section. (c) Silt, vaduz microfacies, intraclast, bioclast, Greenstone in Charm Sefid mountain stratigraphic section, (d) Geopetal fabric microfacies intraclast bioclast Greenstone t in Charm Sefid Mountain stratigraphic section, (e) microfacies intraclas,t bioclast, greenstone in Dehnu stratigraphic section and (f) oid in microfacies Intraclast, Bioclast, Greenstone in Dehnu stratigraphic section.



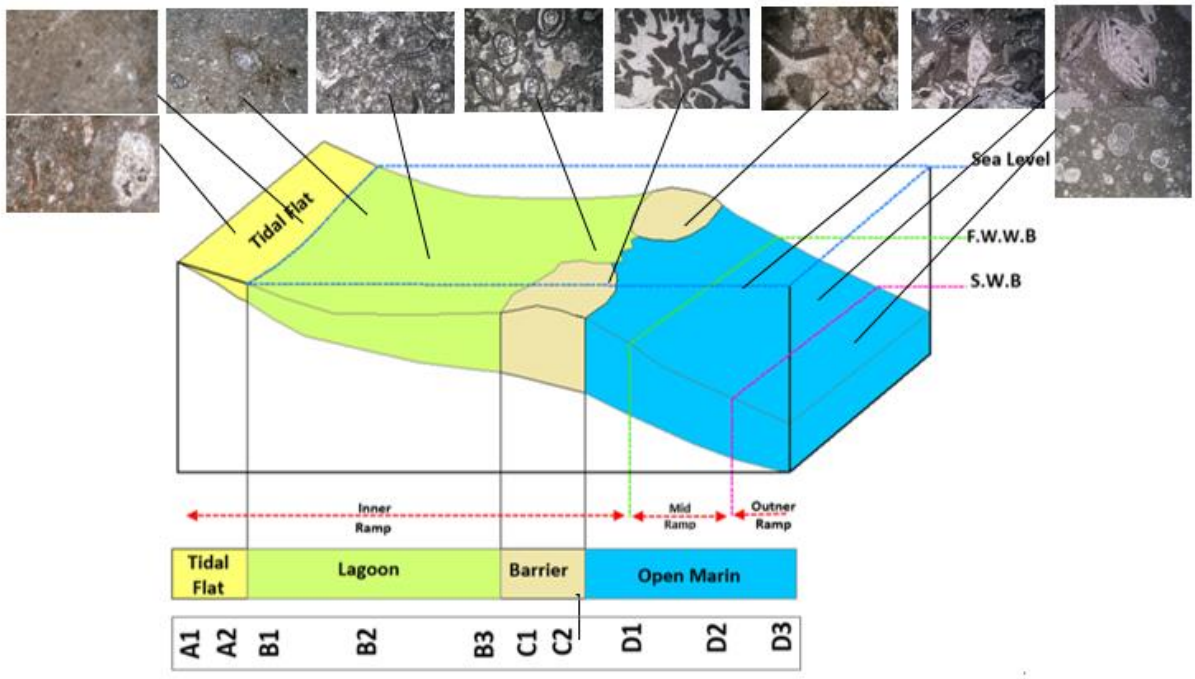
شکل ۷- (a) میکروفاسیس اینتراکلست، بایوکلست، پکستون در برش چینه شناسی ده نو ، (b) میکروفاسیس بایوکلست(نومولیت) وکستون تا پکستون در برش چینه شناسی ده نو، (c) وکستون تا گلسنگ دارای فرامینیفرهای پلانکتونیک در برش چینه شناسی کوه چرم سفید و (d) میکروفاسیس بایوکلست وکستون در برش چینه شناسی تاقدیس احمدی.

Fig 7. (a) Microfacies intraclast, bioclast, packeston in Dehnu stratigraphic section, (b) Microfacies to bioclast (Numulite) wakeston in packeston Dehnu stratigraphic section, (c) Wakestone to mudstone with planktonic foraminifera in Charm Sefid mountain stratigraphic section, and (d) Wackeston, bioclast microfacies in Ahmadi anticline stratigraphic section.

۹- مدل رسوب گذاری

به سبب نبود ریف‌های سدی پیوسته و فقدان آنکوئیدها، پیزوئیدها و دانه‌های آگرگات که به ندرت در رمپ‌های کربناته یافت می گردند (Flugel, 2010) نمی‌توان محیط رسوبی نهشته‌های مورد مطالعه را به پلاتفرم کربناته (Edged shelf) نسبت داد. همچنین به سبب نبود نهشته‌های لغزشی و جاذبه ای، این رسوبات در پلاتفرم رمپ با انتهای شیب دار، ته نشست ننموده‌اند. نهشته‌های سازند آسماری بر اساس نوع رخساره‌های موجود و گسترش فرامینیفرهای و مقایسه آن و همچنین با توصیفات رخساره‌های مربوط به این تقسیم‌بندی (Walker, 1984; Schlager, 2002; Flugel, 2010) در یک رمپ کربناته با شیب ملایم تشکیل گردیده اند. رخساره‌های موجود در برش‌های چینه شناسی مورد مطالعه، از نهشته‌های حاوی کانی‌های تبخیری رمپ داخلی شروع و تا بانداستون و شول‌های رمپ میانی تداوم و به گل سنگ‌های آهکی حاوی روزنداران رمپ خارجی ختم گردیده است. در زمان تشکیل این سازند یعنی از روپلین تا میوسن پیشین، شرایط محیطی از رمپ داخلی تا رمپ خارجی متغییر بوده است. شکل ۸ مدل رسوبگذاری در نظر گرفته شده برای سازند آسماری را نشان می دهد . درطی روپلین به دلیل داشتن رخساره وکستونی و همراه بودن فرامینیفرهای بنتوز با جلبک قرمز محیط جلوی سدی اکینوئید در زیر سطح اساس امواج طوفانی قرار می گیرد . محیط D جلوی سدی به دلیل داشتن لایه‌های پکستون اینتراکلاست بالا البته به دلیل وجود رخساره B2 در محیط لاگون و همراه بودن این رخساره با فرامینیفرها میتوان چنین گفت که در طی زمان آکی تانین حوضه در شرایطی بین رمپ داخلی و خارجی در نوسان بوده است. در نهایت در اواخر آکی تانین با خارج شدن دائمی این رمپ کربناته از زیر آب چرخه آسماری به پایان می رسد و رسوب گذاری سازند تبخیری گچساران آغاز می شود. در حوضه رسوبی معرفی شده جهت رسوبات

سازند آسماری در مناطق مورد مطالعه را می توان برای آن یک رمپ کربنا پیشنهادنمود.



شکل ۸ - مدل رسوبی پیشنهادی سازند آسماری در برش‌های چینه شناسی مورد مطالعه

Fig. 8. Location of facies and proposed sedimentary model of Asmari Formation in the studied stratigraphic sections.

۱۰- نتیجه گیری و پیشنهادات

نتایج حاصل از بررسی رخساره‌ها و محیط رسوب گذاری سازند آسماری در برش‌های مورد مطالعه به شرح ذیل است:

۱- با توجه به مطالعات سنگ چینه ای انجام شده بر روی سازند آسماری در برش‌های چینه شناسی ده نو و کوه چرم سفید مرزهای زیرین و بالایی به ترتیب با سازندهای پابده و گچساران بصورت همساز دار (پیوسته) و در برش چینه شناسی تاقدیس احمدی مرزهای زیرین با سازند جهرم که بصورت ناپیوسته و مرز بالایی با سازند رازک پیوسته میباشد.

۲- بیشترین ضخامت سنگ چینه ای مربوط به کوه چرم سفید با ضخامت ۲۷۰ متر و کمترین ضخامت مربوط به برش ده نو با ضخامت ۱۷۰ متر است.

۳- نبود رسوبات ائوسن بالایی و وجود یک لایه نازک کنگلومرا و اکسیدهای آهن در مرز بین سازند جهرم وآسماری در برش تاقدیس احمدی نشان دهنده یک ناپیوستگی فرسایشی است که می‌توان آن را معادل فاز کوهزایی پیرینئن دانست.

۴- با توجه به مطالعه دقیق میکرو فاسیس‌ها و نام گذاری آنها محیط رسوبی در برگیرنده آنها شناسایی و معرفی گردیدکه شامل: محیط دریای باز ،رخساره سدی ،رخساره لاگون و پهنه جزر و مدی میباشددر مجموع میکروفاسیس-های محیط دریای باز مربوط به رمپ خارجی و میکروفاسیس‌های رخساره سدی مربوط به رمپ میانی و میکرو فاسیس‌های رخساره لاگون و جزر مدی مربوط به رمپ داخلی است.

۵-شایان ذکر است که میزان رسوبگذاری در دریای آکیتانین در برشهای مورد مطالعه بسیار زیاد می باشد. آسماری پایینی در برشهای مورد مطالعه ضخامت کمتری نسبت به بخش‌های میانی و بالایی دارد که این نشان دهنده میزان رسوبگذاری بیشتر سازند آسماری در آکیتانین و بوردیگالین نسبت به روپلین –شاتین است.

در پایان پیشنهاد می گردد تا ضمن بررسی فرآیندهای دیاژنتیکی سازند آسماری در برش‌های چینه شناسی مورد

مطالعه، وضعیت تخلخل میکروسکوپی و شناسایی زون‌های
مخزنی آن در این برش‌ها، با نگرش بر نوع و درصد تخلخل
جهت بررسی زمین شناسی نفت صورت گیرد.

مراجع

Adams, T.D, Bourgeois, F., 1969. The Formation of lurestan and Kuzestan province .Asmari Biostratigraphy Iranian Oil Operating Companies, Geological and Exploration Division.Unpublished Report No. 1074 .

Ain Allahi, A., Mousavi, M.R., 2010. Microfaciand and diyagenesis of Asmari formation in lalli oill fied. Quarterly Journal of Applide Geology 6, 128- 118.

Allahkarampour Dill, M., Seyrafian A., Vaziri-Moghaddam H., 2010. The Asmari Formation, north of the Gachsaran (Dill anticline), southwest Iran: facies analysis, depositional environments and sequence stratigraphy. Carbonates and Evaporites 25, 145-160. https://doi.org/10.1007/s13146-010-0021-6

Alsharhan. A.S., Kendall. C.G., 2003. Holocene coastal carbonates and evaporates of the southern Arabian Gulf and their ancient analogues. Earth Science Review 61, 191-243. https://doi.org/10.1016/S0012-8252(02)00110-1

Amini, A., 2011. Fundamentals of SequenceStratighraphy, University of Tehran Publicaions, P. 339

Ansari, A., Taheri, A., 2016. Microfacies, sedimentary envoironmentof the asmari formation in the Nile anticline area (North East Dehdasht). Kharazmi Journal of Earth Sciences, 3 , 45- 60.

Bahrami, F., Mousavi Harami, S.R., Mahmoudi Qaraii, M.H., Sadeghi, R., 2014. Facies sedimentary environment and diagenesis i processes affecting the resevoir quality of Asmari formation in Ramin, oil field. Applied sedimentology 4, -36-16

Busk, H.G., Mayo, H., 1918. Some notes on the geology of the Persian Oilfields: Journal Institute Petroleum Technology, 5, 5-26

Dehghanzadeh, M., Mousavi, M.R., Adabi, M.R., Sadeghi, A., 2016. Sedimentary Environment and Sequence Stratigraphy of the Asmari Formation in the Lali, Karun and Masjed-Soleiman Oil Fields. Advanced Applied Geology 95, 19, https://doi.org/10.22055/aag.2016.12149

Dunham, R.J., 1962. Classification of carbonate rocks according to their depositional texture. In: Ham, W.E. (Ed.), Classification of Carbonate Rocks. A Symposium: The American Association of Petroleum Geologists Memoir, PP. 108-121.

Flugel, E., 2010. Microfacies of carbonate rocks, analysis interpretation and application, Berlin-Heidelberg, New York, Springer, P. 976.

Folk, R.B ., 1980. Petrology of Sedimentary Rocks, Hemphill Publishing Company, P. 182

Geel, T., 2000. Recognition of stratigraphic sequences in carbonate platform and slope deposites, 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

Goodarzi, M., Amiri Bakhtiari, H., Nooraninejad, M.R., Azampanah, Y., 2020. Microfacies, paleoecology, carbonate communitie and investigatior of NB and pB with boundary of the Asmari formation rocks using cyclog software in a well in the Maroon oil field. Applied Sedimentology 8, 15-160

Kak, M.M., Shahabinia, A., Adabi, M.,H., 2016. Microfacies and Depositional environment of the Asmari formation in Shorum oil field ,5th national meeting of earth sciene of the Iran.

Kalantari., 1983. Microscopic Facies of Carbonate Rocks of Iran. National oil Company Puplications Report.

Karami, Z.,Sanmari, S., Nelki, B., 2020., Evaluation of the shear characteristics of the Asmari Formation in a well from the oil Maren field , located in the aubsidence of Dezful , Applied Sedimentology, volum 8,No.15, -173-163. https:doi:// 10.22084/psj.2020.21381.1235

Khosrow Tehrani, Kh., 2006. Applied micropaleontology,volum one and two univrsity of Tehran publications. P. 448 .

Lucia, F.J., 2007. Carbonate reservoir characterization, Second edition. Springer-Verlag, P. 336.

Motiei, H., 1993. Stratigraphy of Zagros. Geological Survey of Iran Publication, Tehran, 536 p.

Reichel, M .,1937. Observation sur le genre Loftusia: Verhandlungen der Schweizerischen Naturforschenden Gesellschaft 118, 142-143.

Richardson, P.K., 1924. The geology and oil measures of southwest Persia: Journal Institute Petroleum Technology 10, 256-283.

Sadeghi, R., Vaziri-Moghaddam, H., Taheri, A., 2010. Microfacies and sedimentary environment of the Oligocene sequence (Asmari Formation) in Fars sub basin, Zagros Mountains, southwest Iran Facies, 57431–446. https://doi.org/10.1007/s10347-010-0245-x

Schlager, W., 2002. Sedimentology and sequences stratigraphy of carbonate rocks, Vrje Universiteit/ Earth and Life Sciences, Amsterdam, P. 146

Thomas, N.A., 1948. The Asmari Limestone of southwest Iran: National Iranian Oil Company, Report, 706.

Tucker, M.E. Wright, V.P., 1990. Carbonate sedimentology, Blackwell Oxford, P. 482 .

Vaziri-Moghaddam H., Kimiagari M., 2006. Depositional environment and sequence stratigraphy of the Oligocene-Miocene Asmari Formation in SW Iran, Lali Area, Facies 52, 41-51.

Vaziri-Moghaddam, H., Seyrafian, A., Taheri, A., 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.

Walker, R.G., 1984. Facies Models, secound edition, Geoscience canada Reprint series, P.317.

Wilson, J.L., 1975. Carbonate facies in geological history: Springer, Berlin, P. 471

Wynd, J., 1965. Biofacies of Iranian oil consortium agreement area: Iranian Oil Offshore Company Report 1082, unpublished report.

Zahraii Vaziri Moghadam, H., Seirfian, A., 2017. Microfacies sedimentary environment and Asmari Formation in the black mountain and (Ashgar anticlines) Earth Science Research 7, 26, 41-21.