



Research Article

Dolomitization models and related fluid evolution in the carbonate platform of the Asmari Formation

Armin Omidpour^{*1} , Roghayeh Fallah-Bagdash², Hossain Rahimpour-Bonab³, Reza Moussavi-Harami⁴, Asadollah Mahboubi⁴

1-National Iranian South Oil Company, Ahvaz, Iran

2-Department of Petroleum and Sedimentary Basins, Faculty of Earth Sciences, Shahid Beheshti University, Tehran, Iran

3- Department of Geology, Faculty of Science, University of Tehran, Iran

4-Department of Geology, Faculty of Science, Ferdowsi University of Mashhad, Iran

Received: 10 Aug 2023 Accepted: 13 May 2024

Extended Abstract

Introduction

The Oligocene-Miocene dolomitized Asmari Formation has expanded all over the Arabian plate with numerous supergiant and giant hydrocarbons in SW Iran, Iraq, Saudi Arabia, and the United Arab Emirates. Concertedly, the Asmari Formation and age-equivalents in adjacent areas of Middle East include more than 90% of recoverable oil reservoirs (Ghazban, 2007). The best reservoir units of this succession occurs within dolomitic parts exhibiting better reservoir quality than do the intercalated limestones and siliciclastics. Dolomite sequences play an important role in the production of oil and gas in the world's major hydrocarbon basins (Fallah-Bagdash et al, 2020; Noorian et al, 2020; Omidpour et al, 2021; 2022; Fallah-Bagdash et al, 2022). Similarly, in the Asmari reservoir with poor primary reservoir properties, fracturing and dolomitization enhanced porosity and permeability and thus hydrocarbon production (Aqrawi et al, 2006). Shadegan Oil Field is one of the important oilfields of Iran, due to its carbonate- siliciclastic nature, different parts of this formation have been exposed to the process of dolomitization. This has led to the development of porosity and permeability in its different parts. Therefore, in this research, using various data such as detailed petrographic studies along with geochemical studies of dolomites, the dolomites types of the Asmari Formation in the Shadegan Oil Field, dolomitization models, diagenetic history, diagenetic alteration and evolution of dolomitized fluids have been discussed. The results of this study can finally be used to evaluate the effect of dolomitization on the reservoir potential of Asmari Formation in this field.

Materials and Methods

The present study is based on a petrographic analysis of 1123 thin sections from cores of five wells drilled in the Asmari Formation. All thin sections were stained with potassium ferricyanide and Alizarin Red-S to distinguish carbonate minerals (Dickson, 1965).

Citation: Omidpour, A. et al, 2024. Dolomitization models and related fluid evolution in the carbonate platform, *Res. Earth. Sci.*: 15(2), (142-162) DOI: 10.48308/esrj.2023.104052

* Corresponding author E-mail address: Armin.omidpour@gmail.com





Dolomites are classified based on dolomite-rock texture classification presented by Sibley and Gregg (1987), Mazzullo (1992) and Chen et al. (2004). Facies analysis and interpretation of the depositional environment was performed using by Burchette and Wright (1992) and Flügel (2010) schemes. Ten uncovered thin sections were also analyzed by cathodoluminescence microscopy. These analyses took place at the Central Laboratories of Ferdowsi University of Mashhad, Iran. Ten gold-coated samples were analyzed with backscattered electron imaging using a Scanning Electron Microscope (SEM) in order to evaluate dolomite types, crystal sizes, micro-textures and pore spaces. Finally, thirty-two dolomitic samples were analyzed for their trace and major element contents using atomic absorption spectrophotometry (AAS) at the Ferdowsi University of Mashhad, Iran.

Results and Discussion

The Asmari Formation, in Shadegan Oil Field, with Oligocene-Miocene age, consists of carbonate unit and siliciclastic intervals, which is mainly composed of medium to thick layered limestone and dolomite with interlayers of shale and sandstone. Detailed description of the core samples along with petrographic studies of the Asmari succession led to the identification of 26 carbonate-evaporite microfacies. In general, mineralogical, geochemical, and especially the interaction of facies with the distribution of dolomite indicates dolomitization by five different mechanisms/models in the carbonate platform of the Asmari Formation. These models include: Sabkha model, Seepage-reflux model, Meteoric-mixing zone model, Burial model and Bacterial mediation model. Dolomitization, as the most important diagenetic process in the depositional sequence of the Asmari Formation, has formed in several diagenetic environments, including syndepositional diagenetic realm (near surface), shallow burial, and intermediate to deep burial.

Conclusion

Four texturally and geochemically different types of dolomite include D1 (<10 μm , fabric-retentive), D2 (16-62 μm , fabric-retentive), D3 (62-250 μm , fabric destructive), and D4 (150-250 μm , fabric destructive). The lateral and vertical heterogeneity in dolomite percent indicates that the Asmari reservoir was subject to the multiple dolomitizations that could be categorized by five models in the near-surface to deep burial environments. Thin-layered sabkha dolomites (D1) are formed at or just below the sediment-water interface in mud-supported facies soon after deposition or during shallow burial. The matrix dolomites (D2 and D3) are the most abundant type of dolomites with the most contribution to reservoir porosity. They were formed during intermediate burial stages of the Asmari succession, indicated by their close association with the formation of an early generation of stylolites and fairly high iron concentration. These dolomites formed from warmer and more saline basinal fluids and/or from the dissolution of high-magnesium calcite or earlier dolomites, or recrystallization of D1. The D4 and other dolomites associated with the shaley facies, formed in a deeper burial setting by hydrothermal processes, utilizing hot and slightly-saline fluids that were affected by brine enrichment.

Keywords: Dolomitization models, Diagenetic evolution, Shadegan Oil Field, Asmari Formation, Oligocene-Miocene.





مدل‌های دولومیتی شدن و تکامل سیالات دیاژنزی دولومیت ساز در پلاتفرم کربناته سازند آسماری

آرمین امیدپور*^۱، رقیه فلاح بگتاش^۲، حسین رحیم پور بناب^۳، رضا موسوی حرمی^۴، اسداله محبوبی^۴

۱- شرکت ملی مناطق نفت خیز جنوب، اهواز، ایران

۲- گروه حوضه‌های رسوبی و نفت، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی، تهران، ایران

۳- گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه تهران، تهران، ایران

۴- گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه فردوسی مشهد، مشهد، ایران

(پژوهشی) دریافت مقاله: ۱۴۰۲/۰۵/۱۹ پذیرش نهایی مقاله: ۱۴۰۳/۰۲/۲۴

چکیده گسترده

مقدمه

سازند دولومیتی آسماری با سن الیگوسن-میوسن در سراسر صفحه عربی به صورت میدین هیدروکربنی عظیم و متعدد در جنوب غربی ایران، عراق، عربستان سعودی و امارات متحده عربی گسترش یافته است. به طور کلی، سازند آسماری و سازندهای معادل آن در مناطق مجاور بیش از ۹۰ درصد از مخازن نفتی قابل استحصال را تشکیل داده‌اند (Ghazban, 2007). به نظر می‌رسد که بهترین واحدهای مخزنی در بخش کربناته سازند آسماری در واحدهای دولومیتی تشکیل شده است و این واحدها دارای کیفیت مخزنی بهتری نسبت به واحدهای سنگ آهکی و سیلیسی آواری هستند. توالی‌های دولومیتی نقش مهمی در تولید نفت و گاز در حوضه‌های هیدروکربنی اصلی جهان ایفا می‌کنند (Fallah-Bagdash et al, 2020; Noorian et al, 2020; Omidpour et al, 2021; 2022; Fallah-Bagdash et al, 2022). به طور مشابه، در بخش کربناته مخزن آسماری با ویژگی‌های مخزنی اولیه ضعیف، فرآیندهای شکستگی و دولومیتی شدن باعث افزایش تخلخل و نفوذپذیری و در نتیجه افزایش تولید هیدروکربن شده است (Aqrabi et al, 2006). در میدان نفتی شادگان به دلیل ماهیت کربناته - آواری، بخش‌های مختلف این سازند نیز در معرض فرآیند دولومیتی شدن قرار گرفته است. همین امر منجر به توسعه تخلخل و تراوایی در بخش‌های مختلف آن شده است. در این پژوهش با استفاده از داده‌های مختلف از جمله مطالعات پتروگرافی دقیق به همراه مطالعات ژئوشیمیایی دولومیت‌ها، به بررسی انواع دولومیت‌های شناسایی شده در سازند آسماری در میدان نفتی شادگان، مدل‌های دولومیتی شدن، تاریخچه دیاژنتیکی، تغییرات تاخیری و تکامل سیالات دولومیت ساز در محیط‌های دیاژنزی مختلف در توالی کربناته سازند آسماری پرداخته شده است. نتایج این مطالعه می‌تواند در نهایت برای دستیابی به تاثیر دولومیتی شدن بر پتانسیل مخزنی توالی کربناته آسماری در این میدان به کار گرفته شود.

استناد: امیدپور، آ. و همکاران، ۱۴۰۳. مدل‌های دولومیتی شدن و تکامل سیالات دیاژنزی دولومیت ساز، پژوهشهای دانش زمین:

DOI: 10.48308/esrj.2023.104052, (۱۶۲-۱۴۲), (۲)۱۵

E-mail: Armin.omidpour@gmail.com

* نویسنده مسئول:



Copyright: © 2023 by the authors. Submitted for possible open access publication under the terms and conditions of the Creative Commons Attribution (CC BY) license (<https://creativecommons.org/licenses/by/4.0/>).

مواد و روش‌ها

این مطالعه براساس نتایج حاصل از مطالعات پتروگرافی ۱۱۲۳ مقطع نازک تهیه شده از مغزه‌های حفاری ۵ چاه در میدان نفتی شادگان انجام گرفته است. کلیه مقاطع نازک میکروسکوپی توسط محلول آلیزاین قرمز و فروسیانید پتاسیم به منظور تشخیص کانی کلسیت از دولومیت به روش دیکسون (Dickson, 1965) رنگ‌آمیزی گردید. به منظور نامگذاری دولومیت‌ها از طبقه‌بندی بافتی دولومیت (dolomite-rock texture) ارائه شده توسط سیبلی و گرگ (Sibley and Gregg, 1987)، مازولوو (Mazullo, 1992)، چن و همکاران (Chen et al, 2004) و آدابی (Adabi, 2009) استفاده شده است. آنالیز رخساره‌ای و تفسیر محیط رسوبی برمبنای روش بورچت و رایت (Burchette and Wright, 1992) و فلوگل (Flugel, 2010) صورت گرفته است. تعداد ده مقطع نازک بدون پوشش نیز با میکروسکوپ کاتدولومینسانس آنالیز شد. این آنالیز در آزمایشگاه مرکزی دانشگاه فردوسی مشهد انجام شد. ده نمونه با روکش طلا با تصویربرداری الکترونی پراکنده با استفاده از میکروسکوپ الکترونی روبشی (SEM) به منظور ارزیابی انواع دولومیت، اندازه‌ی بلورها، ریز بافت‌ها و فضاهای منفذی آنالیز شدند. در نهایت، تعداد ۳۲ نمونه دولومیتی از نظر محتوای عناصر اصلی و فرعی با استفاده از دستگاه اسپکتروفتومتری جذب اتمی (AAS) در دانشگاه فردوسی مشهد مورد آزمایش قرار گرفتند.

نتایج و بحث

سازند آسماری، در میدان نفتی شادگان با سن الیگوسن-میوسن، متشکل از واحد کربناته با توالی‌های سیلیسی‌آواری است که به‌طور عمده از سنگ آهک متوسط تا ضخیم لایه و دولومیت با میان لایه‌های شیل و ماسه سنگ تشکیل شده است. توصیف دقیق مغزه‌ها و مطالعات پتروگرافی توالی رسوبی آسماری منجر به شناسایی ۲۶ ریزرخساره کربناته - تبخیری گردید. به‌طور کلی، شواهد کانی‌شناسی، ژئوشیمیایی و به ویژه ارتباط متقابل رخساره‌ها با توزیع دولومیت، بیانگر دولومیت شدن توسط پنج مکانیزم/مدل مختلف در پلانفرم کربناته سازند آسماری است. این مدل‌ها عبارتند از: مدل سابخا، مدل نشتی-برگشتی، مدل اختلاط آب شور و شیرین، مدل دولومیتی شدن تدفینی و مدل دولومیتی شدن توسط باکتری‌ها. دولومیتی شدن به عنوان مهم‌ترین فرآیند دیاژنتیکی در توالی رسوبی سازند آسماری در چندین محیط دیاژنتیکی اعم از همزمان با رسوبگذاری (نزدیک سطح)، تدفین کم‌عمق و تدفین متوسط تا عمیق تشکیل شده است.

نتیجه‌گیری

براساس شواهد بافتی و ژئوشیمیایی چهار نوع مختلف دولومیت شناسایی شده در توالی رسوبی سازند آسماری عبارتند از: D1 (بسیار ریز تا ریزبلور و حفظ‌کننده فابریک)، D2 (ریز تا متوسط بلور و حفظ‌کننده فابریک)، D3 (متوسط تا درشت بلور و مخرب فابریک) و D4 (درشت بلور و مخرب فابریک). دولومیتی شدن در پلانفرم آسماری توسط ۵ مدل یا مکانیزم صورت گرفته است. دولومیت‌های D1 بلافاصله پس از رسوبگذاری یا در حین تدفین کم‌عمق، در سطح یا به‌طور دقیق زیر حدفاصل رسوب-آب در رخساره‌های گل پشتیبان نهشته شده‌اند. دولومیت‌های D2 و D3 فراوان‌ترین نوع دولومیت‌ها هستند که بیشترین سهم را در توزیع تخلخل در مخزن آسماری دارند. براساس شواهدی از قبیل همراهی آنها با استیلولیت‌های نسل اول و غلظت نسبتاً بالای آهن، این دولومیت‌ها طی مراحل تدفین توالی رسوبی آسماری تشکیل شده‌اند. این دولومیت‌ها از سیالات حوضه‌ای بسیار شور و گرم و یا از انحلال کلسیت پر منیزیم یا دولومیت‌های پیشین یا تبلور مجدد D1 تشکیل شده‌اند. D4 و دولومیت‌های مربوط با رخساره‌های شیلی، در محیط تدفین عمیق‌تر توسط فرآیندهای هیدروترمالی، و سیالات داغ و کمی شور که تحت‌تاثیر غنی‌شدگی شورابه قرار گرفته بودند، تشکیل شده‌اند.

واژگان کلیدی: مدل‌های دولومیتی شدن، تکامل دیاژنتیکی، میدان نفتی شادگان، سازند آسماری، الیگوسن - میوسن.

مقدمه

سازند آسماری با سن الیگوسن-میوسن و سازندهای معادل آن در سراسر صفحه عربی به صورت میداین هیدروکربنی عظیم و متعدد در جنوب غربی ایران، عراق، عربستان سعودی و امارات متحده عربی گسترش یافته است. به طور کلی، سازند آسماری و سازندهای معادل آن هادروخ (Hadruk) ، هفوف (Hofuf) ، پالانی (Palani) و چیلو (Chilou) در مناطق مجاور خاورمیانه بیش از ۹۰ درصد از مخازن نفتی قابل استحصال را تشکیل داده‌اند (Sharland et al, 2001; Aqrabi et al, 2006; Ghazban, 2007). سازند آسماری در میدان نفتی شادگان به عنوان یکی از مهم‌ترین میداین نفتی ایران از لحاظ لیتولوژی به‌طور عمده از سنگ آهک‌های کرم تا قهوه‌ای رنگ و دولوستون‌های متخلخل در تناوب با شیل‌ها و ماسه سنگ‌ها تشکیل شده است. ماسه سنگ‌ها اصلی‌ترین لیتوفاسیس‌های سیلیسی آواری تشکیل دهنده سازند آسماری در این میدان هستند. به نظر می‌رسد که بهترین واحدهای مخزنی در بخش کربناته سازند آسماری در واحدهای دولومیتی تشکیل شده است و این واحدها دارای کیفیت مخزنی بهتری نسبت به واحدهای سنگ آهکی و سیلیسی آواری هستند. توالی‌های دولومیتی نقش مهمی در تولید نفت و گاز در حوضه‌های هیدروکربنی اصلی جهان ایفا می‌کنند (Rahimpour et al, 2010; Sabbagh-Bajestani et al, 2018; Fallah-Bagtash et al, 2020; Noorian et al, 2020; Omidpour et al, 2021, 2022; Fallah-Bagtash et al, 2022). شکستگی و دولومیتی شدن از جمله مهم‌ترین عوامل کنترل کننده کیفیت مخزن و تولید نفت هستند (Nemati and Pezeshk, 2005; Aqrabi et al, 2006; Wang et al, 2021; Aqrabi and Wennberg, 2007). به‌طور مشابه، در بخش کربناته مخزن آسماری با ویژگی‌های مخزنی اولیه ضعیف، فرآیندهای شکستگی و دولومیتی شدن باعث افزایش تخلخل و نفوذپذیری و در نتیجه افزایش تولید هیدروکربن شده است (Aqrabi et al, 2006; Fallah-Bagtash et al, 2022). به دلیل پتانسیل مخزنی، ترکیب کانی شناسی و محیط رسوبگذاری، سازند آسماری در میداین نفتی جنوب غرب ایران توسط محققین بسیاری مورد مطالعه و بررسی قرار گرفته است (Aqrabi et al, 2006; Al-Aasm et al, 2009; Honarmand and Amini, 2012; Noorian et al, 2020, 2022; Omidpour et al, 2022; Fallah-Bagtash et al, 2022; Khazaie et al,

2022). در میدان نفتی شادگان به دلیل ماهیت کربناته - آواری، بخش‌های مختلف این سازند نیز در معرض فرآیند دولومیتی شدن قرار گرفته است. همین امر منجر به توسعه تخلخل و تراوایی در بخش‌های مختلف آن شده است. در این پژوهش با استفاده از داده‌های مختلف از جمله مطالعات پتروگرافی دقیق به همراه مطالعات ژئوشیمیایی دولومیت-ها، به بررسی انواع دولومیت‌های شناسایی شده در سازند آسماری در میدان نفتی شادگان، مدل‌های دولومیتی شدن، تاریخچه دیانسیکی، تغییرات تاخیری و تکامل سیالات دولومیت ساز در محیط‌های دیانسیکی مختلف در توالی کربناته سازند آسماری پرداخته شده است. نتایج این مطالعه می‌تواند در نهایت برای دستیابی به تاثیر دولومیتی شدن بر پتانسیل مخزنی توالی کربناته آسماری در میدان نفتی شادگان به کار گرفته شود.

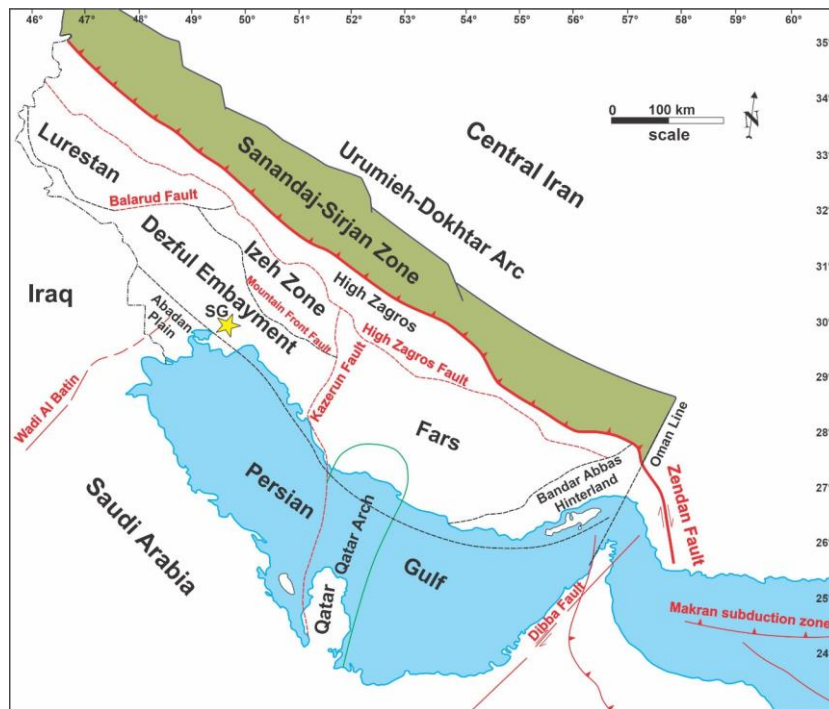
منطقه مورد مطالعه

موقعیت جغرافیایی و چینه‌شناسی سازند آسماری در میدان نفتی شادگان

میدان نفتی شادگان در جنوب غرب فروافتادگی دزفول، حوضه زاگرس قرار دارد (شکل ۱). براساس فعالیت‌های تکتونیکی و تاریخچه رسوبگذاری، چهار زون تکتونو-استراتیگرافی در حوضه زاگرس قابل تشخیص است (شکل ۱). این زون‌ها به ترتیب از سمت شمال غرب به جنوب شرق عبارتند از: لرستان، فروافتادگی دزفول، پهنه ایزه و فارس (Heydari, 2008; Mouthereau et al, 2012). میدان نفتی شادگان در زون فروافتادگی دزفول قرار دارد (شکل ۱). تقریباً ۸ درصد نفت تولیدی جهان و ۸۰ درصد نفت تولیدی ایران در ناحیه فروافتادگی دزفول با مساحت نسبتاً کم (حدود ۴۰۰۰۰ کیلومتر مربع) قرار دارد (Bordenave and Hegre, 2010). میدان نفتی شادگان از نظر ساختار زمین‌شناسی یک تاقدیس متقارن با ابعادی به طول ۲۳/۵ کیلومتر و عرض ۶/۵ کیلومتر در افق سازند آسماری است. این میدان از لحاظ موقعیت جغرافیایی در عرض ۳۰ درجه و ۵ دقیقه تا ۳۱ درجه شمالی و طول بین ۴۹ درجه و ۶ دقیقه تا ۴۹ درجه و ۱۵ دقیقه شرقی قرار دارد. سازند آسماری در این میدان دارای ضخامت بین ۲۰۲ تا ۳۶۳/۹ متر است. ضخامت این سازند در چاه مورد مطالعه (شماره ۱۱) حدود ۳۶۳/۹ است که مغزه گیری این چاه به صورت

سنگ‌ها تشکیل شده است. سازند آسماری به صورت هم شیب توسط رسوبات تبخیری سازند گچساران پوشیده شده است و مرز زیرین آن با رسوبات مارلی و شیلی سازند پابده نیز به صورت هم شیب است (شکل ۲).

کامل (Full core) صورت گرفته و کل ضخامت آسماری را پوشش می‌دهد. مخزن آسماری در این میدان از لحاظ لیتولوژی به‌طور عمده از سنگ آهک‌های کرم تا قهوه‌ای رنگ و دولوستون‌های متخلخل در تناوب با شیل‌ها و ماسه



شکل ۱: موقعیت جغرافیایی میدان نفتی شادگان در زون زاگرس و فروافتادگی دزفول (Sharland et al, 2004).

جذب اتمی (AAS) در آزمایشگاه دانشکده علوم فردوسی مشهد مورد آزمایش قرار گرفتند. دقت اندازه‌گیری برای تعیین عناصر اصلی و فرعی حدود $\pm 5\text{ppm}$ برای منگنز، آهن، استرانسیوم و سدیم، و 0.05% برای منیزیم است.

بحث و نتایج

ریزخساره‌ها و محیط رسوبی سازند آسماری
مطالعه اجزای اسکلتی، غیراسکلتی و بافت در مقاطع نازک تهیه شده از توالی کربناته سازند آسماری در میدان نفتی شادگان منجر به شناسایی ۲۶ ریزخساره کربناته - تبخیری شد (Omidpour et al, 2021). فرامینیفراهای بنتیک و پلانکتونیک، کرینوئیدها، مرجان‌ها و جلبک‌های قرمز از اجزای اسکلتی اصلی تشکیل دهنده توالی رسوبی سازند آسماری با سن الیگو-میوسن می‌باشند. ائیدها، پلوئیدها و اینتراکلت‌ها مهم‌ترین ترکیبات غیر بیوژنیک ریزخساره‌های مورد مطالعه را تشکیل می‌دهند. انواع ریزخساره‌های کربناتی شناسایی شده به همراه درصد

مواد و روش‌ها

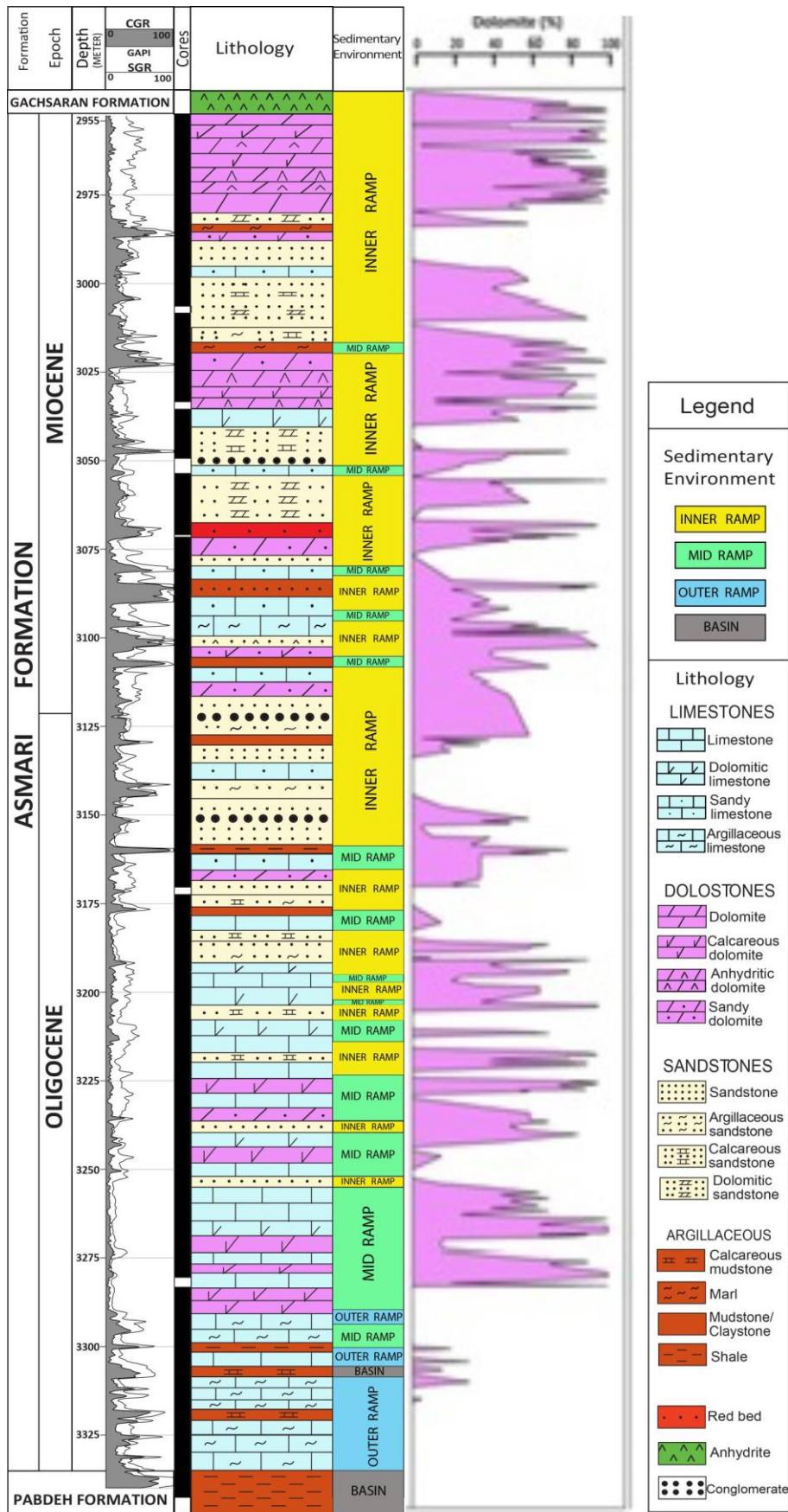
این مطالعه براساس نتایج حاصل از مطالعات پتروگرافی ۱۱۲۳ مقطع نازک تهیه شده از مغزه‌های حفاری چاه‌های شماره ۴، ۷، ۸، ۱۱ و ۱۲ میدان نفتی شادگان انجام گرفته است. کلیه مقاطع نازک میکروسکوپی توسط محلول آلزارین قرمز و فروسیانید پتاسیم به منظور تشخیص کانی کلسیت از دولومیت به روش دیکسون (Dickson, 1965) رنگ‌آمیزی گردید. به منظور نامگذاری دولومیت‌ها از طبقه‌بندی بافتی دولومیت (dolomite-rock texture) ارائه شده توسط سیبلی و گرگ (Sibley and Gregg, 1987)، مازولوو (Mazzullo, 1992)، چن و همکاران (Chen et al, 2004) و آدابی (Adabi, 2009) استفاده شده است. آنالیز ریزخساره‌ای و تفسیر محیط رسوبی برمبنای روش بورچت و رایت (Burchette and Wright, 1992) و فلوگل (Flugel, 2010) صورت گرفته است. پس از مطالعه دقیق و کامل مقاطع نازک میکروسکوپی، تعداد ۳۲ نمونه دولومیتی انتخاب شد و جهت تعیین عناصر اصلی و فرعی با دستگاه

بایوکلاستی با انرژی بالا، فراوانی بالای فرامینیفرهای منفذدار و بدون منفذ و در نهایت تغییر تدریجی رخساره‌ها (Flugel, 2010; Ahmad et al, 2006; Fallah-Bagdash et al, 2022) همگی موید این مطلب است که توالی رسوبی سازند آسماری در میدان نفتی شادگان در امتداد یک رمپ هموکلینال نهشته شده است (شکل ۳) (Omidpour et al, 2021). این محیط رمپ از نظر سیستم رسوبی کربناته، به-طور کلی از چهار کمر بند رخساره اصلی شامل رمپ داخلی، میانی و بیرونی همراه با زیرمحیط حوضه تشکیل شده است.

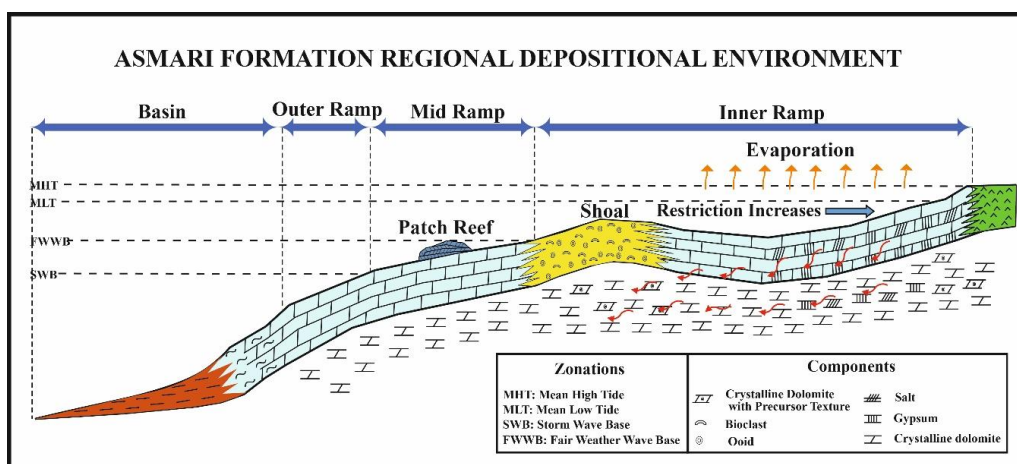
دولومیتی شدن و ظاهر بلورهای دولومیت مشاهده شده در هر رخساره در جدول ۱ و ستون سنگ چینه‌ای سازند آسماری در چاه شماره ۱۱ میدان نفتی شادگان در شکل ۲ ارائه شده است. تجزیه و تحلیل رخساره‌ها، آنالیز مغزه‌ای دقیق و مقایسه با ریزرخساره‌های استاندارد کربناته همراه با مشاهداتی نظیر عدم حضور ریف‌های سدی بزرگ (Ahmad et al, 2006; Fallah-Bagdash et al, 2021)، گسترش نسبی پهنه جزرومدی، گذر از زیرمحیط کم عمق تحت کنترل جزرومد به زیر محیط پشته کربناته آبییدی -

جدول ۱: رخساره‌های کربناتی شناسایی شده به همراه درصد دولومیتی شدن و ظاهر بلورهای دولومیت مشاهده شده در هر رخساره

کد رخساره	ریزرخساره	درصد دولومیتی شدن (%)		
		میانگین	حداقل	حداکثر
L2	انیدریت لایه‌ای تا توده‌ای	-	-	-
L1	دولومیکریت	۹۰/۶	۶۰	۱۰۰
K2	مادستون توده‌ای	۷۰/۱	۵۰	۱۰۰
K1	وکستون حاوی پلوئید و اینتراکلیست	۶۵/۳	۱۵	۱۰۰
J2	وکستون حاوی پلوئید، فرامینیفر بدون منفذ و بایوکلاست	۷۵	۵۰	۹۵
J1	وکستون حاوی پلوئید، میلیولید و دندریتینا رنجی	۸۱	۵۵	۱۰۰
I3	وکستون حاوی بایوکلاست	۴۴/۳	۱۵	۸۵
I2	وکستون/پکستون حاوی دندریتینا رنجی	۷۹/۳	۶۰	۱۰۰
I1	وکستون/پکستون حاوی میلیولید	۴۳/۵	۲۰	۹۵
H2	پکستون حاوی فرامینیفر بدون منفذ با تنوع بالا	۲۳/۷	۱۰	۹۰
H1	پکستون حاوی جلبک قرمز، اکینودرم و بایوکلاست	۱۸/۹	۱۰	۷۰
G3	گرینستون حاوی بایوکلاست	۱۲/۷	۵	۸۰
G2	گرینستون حاوی الئید و فاورینا	۱۵	۱۰	۲۰
G1	گرینستون الئیدی	۱۰	۱۰	۱۰
F2	وکستون/پکستون حاوی فرامینیفرهای بدون منفذ و منفذدار	۱۴/۸	۵	۷۰
F1	وکستون/پکستون/فلوتستون حاوی روتالیا ونوتی، جلبک قرمز و اکینودرم	۴۳/۲	۵	۹۵
E3	باندستون/فریمستون مرجانی	۴۰/۴	۱۵	۸۵
E2	باندستون/رودستون حاوی اکینودرم و جلبک قرمز	۱۰/۷	۲۰	۶۵
E1	گرینستون حاوی جلبک قرمز، اکینودرم، روتالیا ونوتی	۱۰	۰	۶۰
D2	پکستون حاوی روتالیا ونوتی	۵۵	۱۵	۱۰۰
D1	وکستون/پکستون/رودستون حاوی لپیدوسیکلینا	۱۸	۲۵	۱۰۰
C2	رودستون حاوی بایوکلاست و اپرکولینا با ماتریکس پکستونی	۱/۵۶	۵	۲۰
C1	رودستون حاوی بایوکلاست و یولپیدینا با ماتریکس پکستونی	۱/۸	۱۵	۳۰
B2	وکستون/فلوتستون حاوی پلانکتون و فرامینیفرهای بزرگ بنتیک	۲۰	۵	۳۰
B1	وکستون/پکستون حاوی پلانکتون و بایوکلاست	۰/۸۳	۰	۵
A	شیل/مارن پلاژیک	۲	۰	۲



شکل ۲: ستون سنگ چینه‌ای سازند آسماری در چاه شماره ۱۱ میدان نفتی شادگان.



شکل ۳: مدل رمپ هموکلینال پیشنهادی برای توالی رسوبی سازند آسماری در میدان نفتی شادگان.

destructive): دولومیت متوسط تا درشت بلور شامل بلورهای بی شکل تا نیمه شکل دار با فابریک نیمه مسطح تا غیرمسطح (planar-s to non-planar) و مرزهای بلوری خمیده، عدسی شکل و دنداندار است. اندازه بلورها از ۸۰ تا ۲۰۰ میکرون متغیر می باشد و بلورها خاموشی موجی ضعیفی را نشان می دهند. دولومیت D3، از موزاییک های درشت بی شکل (شکل ۴ تصویر E) تا شکل دار (xenotopic to idiotopic) سیمان پر کننده حفرات (شکل ۴ تصویر D) در مراحل تاخیری دیاژنز تشکیل شده است که اغلب دولومیت های D1 و D2 را قطع می کنند. برخی از دولومیت های D3 دارای مراکز کدر و ابری با حاشیه شفاف هستند.

۴- دولومیت درشت بلور (**D4: coarse-crystalline**): دولومیت درشت بلور عمدتاً به صورت سیمان با رنگ کرمی، سفید یا قرمز و بلورهای غیرمسطح می باشد که به صورت کامل یا بخشی حفرات و شکستگی های موجود در سازند آسماری را پر کرده است. اندازه بلورها از ۲۵۰ میکرون تا ۳ میلی متر متغیر است. بلورهای دولومیت D4 به صورت کدر یا شفاف با سطوح بلوری خمیده و الگوی خاموشی جارویی (sweeping extinction) هستند و از نظر حجمی، این نوع دولومیت در توالی های مورد مطالعه دارای فراوانی ناچیزی است (شکل ۴ تصویر F).

آنالیز عناصر فرعی دولومیت ها

شناسایی فرآیندهای دیاژنزی در دولومیت ها مستقیماً وابسته به سیالات دولومیت ساز است (Rao, 1996). با تعیین مقادیر عناصر اصلی (Ca, Mg) و فرعی (Na, Sr, Fe, Mn) و ترکیب ایزوتوپی در دولومیت ها می توان

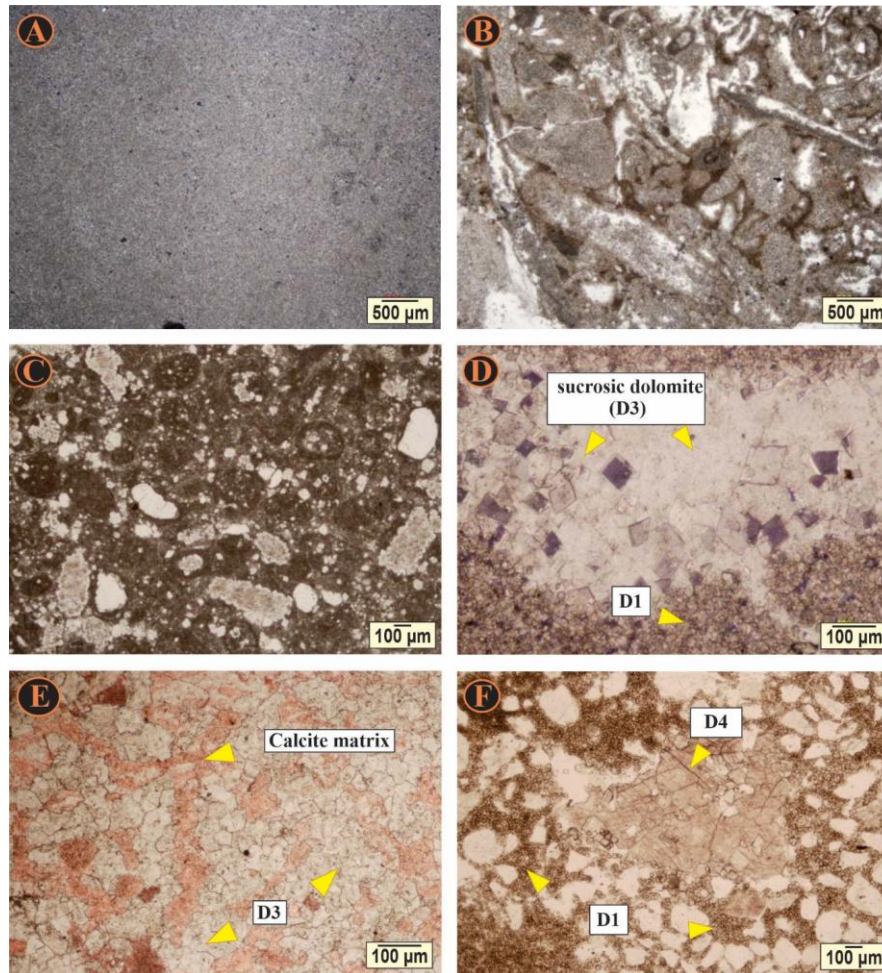
تیپ های اصلی دولومیت در مخزن آسماری

بر اساس ویژگی های بافتی و ژئوشیمیایی (Sibley and Gregg, 1987; Mazzullo, 1992; Chen et al, 2004; Adabi, 2009) چهار نوع دولومیت (D1 تا D4) در توالی رسوبی سازند آسماری شناسایی شد:

- ۱- دولومیت بسیار ریز تا ریزبلور (**D1: very fine to fine-crystalline**): دولومیت بسیار ریز تا ریزبلور عمدتاً به صورت بلورهای بی شکل با اندازه کمتر از ۱۰ میکرون در قسمت های بالایی سازند آسماری مشاهده شده است (شکل ۴ تصویر A). در این نوع دولومیت بلورها به صورت غیرمسطح تا نیمه مسطح (non-planar to planar-s) با مرزهای بلوری نامنظم هستند (Sibley and Gregg, 1987). در میکروسکوپ SEM، این نوع دولومیت ها دارای سطوح بلوری صاف، خورده تا غیرخورده (smooth, corroded to non-corroded) با ریزحفرات بین بلوری بسیار کم هستند.
- ۲- دولومیت ریز تا متوسط بلور و حفظ کننده فابریک (**D2: fine to medium-crystalline and fabric-retentive**): دولومیت ریز تا متوسط بلور و حفظ کننده فابریک از بلورهای نیمه شکل دار تا شکل دار با الگوی خاموشی همگن تشکیل شده است. اندازه بلورها بین ۳۰ تا ۵۰ میکرون متغیر است و توزیع اندازه بلورها به صورت یونی مودال است (شکل ۴ تصویر B و C). بلورهای دولومیت D2 معمولاً در ماتریکس کلسیتی پراکنده هستند. دولومیت های تشکیل شده در نتیجه تبلور مجدد با بافت استیلولیتی جارویی (wispy stylolite textures) متداول هستند و حاوی بقایایی از دولومیت های ریزبلور D1 می باشند.
- ۳- دولومیت متوسط تا درشت بلور، تخریب کننده فابریک (**D3: medium to coarse-crystalline and fabric-**

عناصر فرعی در دولومیت‌های مورد مطالعه از سازند آسماری در جدول ۲ نشان داده شده است.

اطلاعات با ارزشی در خصوص منشأ دولومیت، زمان تشکیل، ترکیب سیالات دولومیت ساز، مدل دولومیتی شدن و روند دیاژنز به دست آورد (Mazzulla, 2000). تمرکز



شکل ۴: (A) دولومیت بسیار ریز تا ریزبلور و بی شکل (D1)، XPL؛ (B و C) دولومیت ریز تا متوسط بلور به صورت حفظ کننده فابریک، اجزای بایوکلاستی را دولومیتی کرده است (D2)؛ (D) ریموندرهای شکل دار دولومیت‌های دانه شکری (D3)، درون یک شکستگی را به عنوان ریموندرهای دولومیتی تشکیل شده در مراحل بسیار تاخیری دیاژنز پر کرده‌اند، بلورهای دولومیت زونینگ از خود نشان می‌دهند، XPL. (E) بلورهای متوسط نیمه شکل دار تا بی شکل دولومیت D3 با فابریک مخرب که جانشین ماتریکس کلسیتی (آغشته شده به آلیزارین قرمز) شده است، PPL؛ (F) بلورهای بزرگ سیمان دولومیتی زین اسبی (D4) PPL.

جدول ۲: بیش‌ترین، کمترین و میانگین عناصر فرعی در نمونه‌های دولومیتی سازند آسماری.

Mineralogy		Sr (ppm)	Na (ppm)	Fe (ppm)	Mn (ppm)
Dolomite	Max	757	3447	7879	289
	Min	45	582	750	31
	Mean	483	1618	3111	111

تمرکز Sr در دولومیت‌های آسماری نسبت به سنگ آهک‌ها کمتر است، زیرا Sr جانشین Ca می‌شود و لذا Ca در دولومیت‌ها نصف سنگ آهک‌ها است.

سدیم (Na): مقدار سدیم در نمونه‌های دولومیتی توالی مورد مطالعه بین ۵۸۲ تا ۳۴۴۷ پی پی ام در تغییر است

استرانسیم (Sr): تمرکز Sr در نمونه‌های دولومیتی سازند آسماری محدوده‌ای بین ۴۵ تا ۷۵۷ پی پی ام را در برمی‌گیرد (جدول ۲)، به طوری که میانگین تمرکز Sr در دولومیکریت‌ها (D1) ۱۳۱ پی پی ام تا ۴۴۸ پی پی ام در دولواسپارایت‌ها (D3) متغیر است. به طور کلی میانگین

(Seawater) است. تشکیل دولومیت D1 طی مراحل اولیه دیاژنتیکی (very early diagenetic stage) و جایگزینی آن قبل از شروع تراکم شیمیایی توسط شواهد زیر قابل استنباط می‌باشد: وجود اینتراکست‌های دولومیتی ریز بلور (شکل ۵ تصویر B)، قطع شدگی دولومیت‌های اولیه توسط استیلولیت‌های با دامنه کوتاه، بافت بسیار ریزبلورین، محتوی استرانسیوم بالا، مقادیر آهن (۱۲۷۳/۷ پی پی ام) و منگنز (۵۰/۷ پی پی ام) پایین (شکل ۸ D)، بافت‌های حفظ شده سنگ آهک‌های پیشین و حضور ندول‌های انیدریتی و بلورهای پراکنده تبخیری (Rahimpour- Bonab et al, 2010). محدود شدن دولومیت D1 به رخساره‌های سوپراتایدال تا بخش بالایی اینترتایدال در بخش‌های بالایی سازند آسماری همراه با حضور لایه‌های انیدریتی ثابت می‌کند که آب دریایی تغییر یافته (modified seawater) منشا دولومیتی شدن اولیه در مراحل بسیار اولیه دیاژنزی بوده است (Aqrabi et al, 2006; Al-Aasm et al, 2009; Fallah-Bagdash et al, 2022; Omidpour et al, 2022). در یک محیط جزرومدی تبخیری گرم و خشک (همانند خلیج فارس)، آب‌های منفذی می‌توانند به شوری بالایی برسند به طوری که می‌تواند برای ته‌نشینی ژئوپس و آراگونیت مساعد باشد، در نتیجه این امر منجر به کاهش محتوی Ca^{2+} و افزایش نسبت منیزیم به کلسیم (Mg/Ca) در آب منفذی می‌شود (Moore, 2001; Fallah-Bagdash et al, 2020). آب منفذی تبخیر و تغلیظ شده با افزایش چگالی به سمت پایین نفوذ می‌کند و میزبان کلسیتی در حد فاصل رسوب - آب یا اعماق کم تدفین (کمتر از ۱۰ متر) را دولومیتی می‌کند (Al-Aasm and Packard, 2000) (شکل ۷).

۲- مدل دولومیتی شدن نشتی- برگشتی (Seepage-reflux model): افزایش چگالی سیال در ارتباط با مدل نشتی- برگشتی (Aqrabi et al, 2006) به آب‌های فوق العاده شور (hypersaline) منشا گرفته از سازند گچساران (Gachsaran) و رسوبات بالای پهنه جزر و مدی اجازه می‌دهد تا به سمت پایین در رسوبات ساب تایدال کم عمق در سازند آسماری نفوذ کرده و به سمت دریا با تراوش از درون نهشته‌های دور از ساحل حرکت کنند (Al-Aasm, 2003; Omidpour et al, 2020; 2022). بنابراین دولومیت‌های D2 عمدتاً با سنگ پوش‌هایی تبخیری (سازند گچساران) همراه هستند و منشا سیالات آنها سیالات فوق العاده شور

(جدول ۲)، به طوری که میانگین تمرکز Na در دولومیکریت‌ها (D1) ۱۲۶۲ پی پی ام تا ۱۶۶۳ پی پی ام در دولواسپارایت‌ها (D3) متغیر است. تغییرات سدیم در دولومیت‌های دریایی با شوری نرمال بین ۱۱۰ تا ۱۶۰ پی پی ام است (Veizer, 1983).

آهن (Fe): مقادیر آهن در نمونه‌های دولومیتی سازند آسماری بین ۷۵۰ تا ۷۸۷۳ پی پی ام در تغییر است (جدول ۲). به طوری که میانگین تمرکز Fe در دولومیکریت‌ها (D1) ۱۲۷۴ پی پی ام تا ۱۹۱۱ پی پی ام در دولواسپارایت‌ها (D3) متغیر است. تمرکز آهن و منگنز به شرایط احیایی حاکم بر محیط بستگی دارد به طوری که مقادیر آهن و منگنز در دولومیت‌های اولیه نزدیک سطح به دلیل شرایط اکسیداسیونی نسبت به دولومیت‌های تدفینی که در شرایط احیایی تشکیل می‌گردند پایین‌تر است (Tucker and Wright, 1990; Warren, 2006; Adabi, 2009).

منگنز (Mn): مقادیر منگنز در نمونه‌های دولومیتی سازند آسماری بین ۳۱ تا ۲۸۹ پی پی ام در تغییر است (جدول ۲). به طوری که میانگین تمرکز Mn در دولومیکریت‌ها (D1) ۵۱ پی پی ام تا ۹۴ پی پی ام در دولواسپارایت‌ها (D3) متغیر است.

بحث

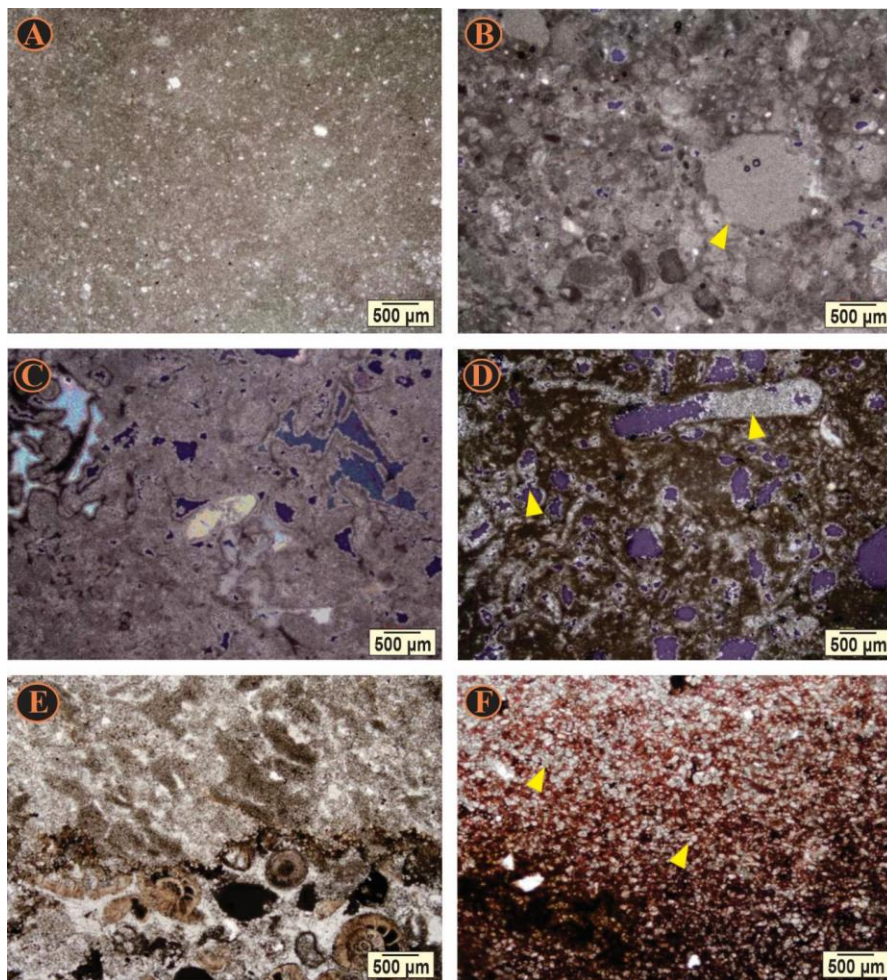
مدل‌های دولومیتی شدن سازند آسماری

به طور کلی، شواهد کانی‌شناسی، ژئوشیمیایی و به ویژه ارتباط متقابل رخساره‌ها با توزیع دولومیت، بیانگر دولومیت شدن توسط پنج مکانیزم/مدل مختلف در پلاتفرم کربناته سازند آسماری در میدان نفتی شادگان است (Omidpour et al, 2022). دولومیت‌های نهشته شده توسط یک مدل ممکن است از نظر شیمیایی و پتروگرافیکی از مدل دیگر متمایز نباشد (Tucker and Wright, 1990)، و تبلور مجدد و یا رخداد دولومیتی شدن چند مرحله‌ای در چندین محیط مختلف نیز بایستی در نظر گرفته شود.

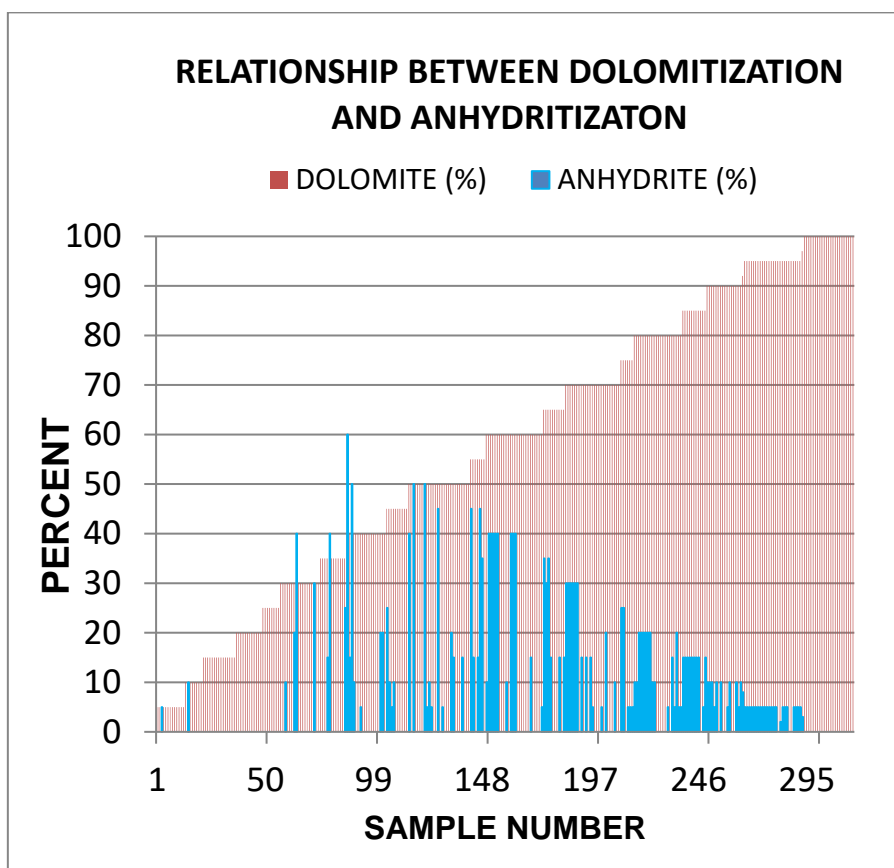
۱- مدل دولومیتی شدن سوپراتایدال یا سابخا (Sabkha style model): دولومیت‌های همزمان با رسوبگذاری کمی پس از رسوبگذاری در دماهای سطحی تشکیل شده‌اند (Machel, 2004; Rahimi et al, 2016). مشاهدات پتروگرافی نشان می‌دهد که نسل اول دولومیت به صورت دولومیت‌های بسیار ریزبلور در مادستون‌ها تشکیل می‌شود (شکل ۵ تصویر A). منشاء سیالات این نوع دولومیتی شدن آب دریا

اکثر مقاطع نازک مطالعه شده از سازند آسماری (شکل ۶) و تمرکز بالای سدیم این تفاسیر را پشتیبانی می‌کند (Omidpour et al, 2022). درصد بالای دولومیت در رخساره‌های رمپ داخلی شواهدی از تشکیل بلورهای دولومیت طی مدل نشستی - برگشتی است. با این وجود، فراوانی دولومیت D2 در توالی‌های رسوبی مورد مطالعه یکنواخت نیست و بسته به نفوذپذیری سنگ‌ها و رسوبات پیشین و اولیه در سکانس‌های مختلف رسوبی متفاوت است. مکانیزم مشابهی نیز توسط اکراوی و همکاران (Aqrawi et al, 2006) برای رفلکس از سازند بالایی گچساران به بخش‌های بالایی سازند آسماری براساس داده‌های ایزوتوپ استرانسیوم ارائه شده است (شکل ۷).

(Hypersaline fluid) نشات گرفته از سازند تبخیری گچساران است. افزایش کلی (سیر صعودی) در درصد انیدریت و دولومیت (نشانگر کاهش نرخ دولومیتی شدن از رخساره‌های نزدیک به ساحل به سمت رخساره‌های دور از ساحل می‌باشد) (شکل ۶)، دولومیتی شدن گسترده به صورت حفظ کننده فابریک، بافت‌های حفظ شده سنگ آهک‌های پیشین (شکل ۵ C) (Tucker and Wright, 1990; Machel, 2004)، همراهی با رخساره‌های لاگون و پشته کربناته و ضخامت قابل توجه دولومیت‌ها از جمله شواهد دولومیتی شدن رفلکس در قسمت‌های بالایی و میانی سازند آسماری می‌باشند (Hou et al, 2016; Omidpour et al, 2022). همراهی دولومیت و انیدریت در



شکل ۵: (A) دولومیت نسل اول D1 با بافت بسیار ریز بلور، PPL؛ (B) دولومیت D1 همراه با بافت پیشین (اینتراکلست) به خوبی حفظ شده (precursor texture)، XPL؛ (C) دولومیتی شدن گسترده با حفظ فابریک، بافت‌های حفظ شده سنگ آهک‌های پیشین، XPL؛ (D) سیمان دولومیتی شفاف حفره پرکن حاصل از ترکیب آب شور دریا و آب شیرین جوی (mixing zone)، XPL؛ (E) بلورهای نیمه شکل‌دار تا شکل‌دار با مرزهای بلوری مسطح، PPL؛ (F) بلورهای دولومیت ریز و کروی/گردشده حاصل از احیای باکتریایی سولفات در زمینه رخساره شیلی، PPL.



شکل ۶: هیستوگرام نشان دهنده درصد دولومیت و انیدریت در نمونه‌های مورد مطالعه توالی رسوبی آسماری است. همراهی دولومیت و انیدریت در اکثریت مقاطع نازک مورد مطالعه بیانگر تأثیر سیالات بسیار شور (هایپرسالین) در فرآیند دولومیتی شدن است.

در بخش‌های پایینی آن است (Omidpour et al, 2022). دولومیت‌های تدفینی با جانشینی در سنگ آهک‌های پیشین یا تبلور مجدد دولومیت‌های تشکیل شده در مراحل اولیه دیاژنز زیر دمای بحرانی (۵۰ درجه سانتی گراد) تشکیل یا به عنوان سیمان نهشته شده‌اند (Jafarian et al, 2017; Sabbagh-Bajestani et al, 2018). دولومیت تشکیل شده در مراحل اولیه در دماهای رشدی زیر ۵۰ درجه سانتی گراد دارای شکل بلوری بهتری مانند بلورهای نیمه شکل‌دار تا شکل‌دار با مرزهای بلوری مسطح می‌باشد (Gregg and Sibley, 1984; Rahimi et al, 2016) (شکل ۵ تصویر E). چنین دولومیت‌هایی در قسمت بالایی سازند آسماری پراکنده هستند. با افزایش دما بالاتر از ۵۰ درجه سانتی گراد، مانند بخش‌های پایینی سازند آسماری که در اعماق بیشتری تدفین شده‌اند، فرآیند دولومیتی شدن مقادیر زیادی دولومیت درشت بلور با مرزهای بلوری غیرمسطح (xenotopic) و فابریک مخرب تولید می‌کند به طوری که بافت سنگ آهک پیشین را محو می‌کند (Hou et al, 2016). منشاء سیالات دولومیت ساز

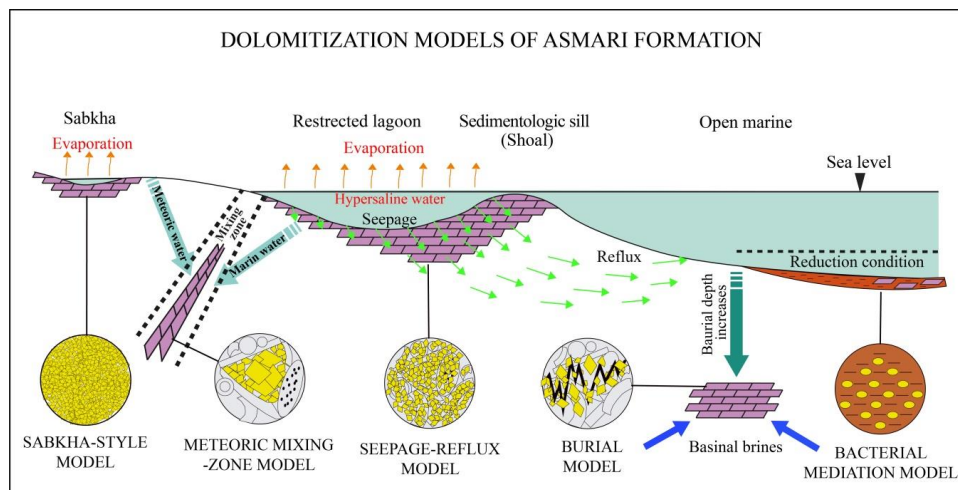
۳-مدل دولومیتی شدن اختلاط آب شور و شیرین (Meteoritic-mixing zone model): این مدل برای سیمان دولومیت شفاف پرکننده حفرات نسبت داده می‌شود (شکل ۵ تصویر D). سیمان دولومیتی شفاف ممکن است از سیالات دولومیت ساز حاصل شده از ترکیب آب شور دریا و آب شیرین جوی زیرسطحی (Mixed saline and freshwater) در هنگام پایین آمدن سطح آب دریا و قرار گرفتن در معرض خروج از آب (subaerial exposure) تشکیل شده باشد (Rivers et al, 2012; Swart 2015; Omidpour et al, 2022) (شکل ۷). دولومیت‌های تشکیل شده در زون مخلوط دارای چندین ویژگی شاخص از جمله عدم حضور تبخیری‌ها، تمرکز Mn بالا و بلورهای بدون اینکلوزیون و شفاف با اندازه کمتر از ۱۰۰ میکرون هستند (Humphrey, 1988).

۴-مدل دولومیتی شدن تدفینی (Burial model): دولومیتی شدن تدفینی همراه با تبلور مجدد/جانشینی ظاهراً معقول-ترین مدل برای توضیح منشا دولومیت‌های درشت بلور D3 و دولومیت‌های زین اسبی D4 در سازند آسماری به ویژه

رسوبی زاگرس گزارش نشده است (Omidpour et al, 2022). حضور دولومیت‌های کروی یا دوکی شکل همراه با مواد آلی و پیریت در رخساره‌های شیلی توالی رسوبی الیگو-میوسن بیانگر این مطلب است که باکتری‌های احیاکننده سولفات ممکن است مسئول دولومیتی شدن در این رخساره‌ها باشند (Sabbagh-Bajestani et al, 2018; Omidpour et al, 2022) (شکل ۷). ویژگی‌های پتروگرافی این دولومیت‌ها (کروی تا دوکی شکل) و همراهی آنها با رخساره‌های عمیق حوضه‌ای نشان می‌دهد که آنها احتمالاً در یک محیط تدفین عمیق از طریق فرآیندهای فیزیکوشیمیایی باکتریایی طی سوبسیدانس سنگ‌های دولومیتی تشکیل شده‌اند (شکل ۷) (Machel, 1987). باکتری‌های احیا کننده سولفات عمدتاً می‌توانند تمرکز یون‌های منیزیم و کلسیم را در اطراف سطح سلولی افزایش دهند و یک فیلم میکروسکوپی ایجاد کنند که نسبت به کلسیت یا دولومیت اشباع شده باشد، در نتیجه منجر به افزایش نسبت منیزیم به کلسیم و رسوبگذاری دولومیت در رخساره‌های مرتبط می‌شوند (Krause et al, 2012).

در این مدل دولومیتی شدن آب منفذی (Porewater fluid) است (شکل ۷). بهترین شواهد در مورد تشکیل دولومیت‌های تدفینی در بخش‌های پایینی سازند آسماری عبارتند از: حضور دولومیت درشت بلور و غیرمسطح با مراکز کدر و تیره (شکل ۴ تصویر E) (Sabbagh- Hou et al, 2016; Bajestani et al, 2018)، حضور دولومیت در امتداد رگچه‌های انحلال فشاری و استیلولیت‌ها (Hou et al, 2016; Mahboubi et al, 2016)، بلورهای دولومیتی درشت پراکنده درون سیمان انیدریتی، مقادیر بالای آهن و منگنز در دولومیت‌ها (که ممکن است بیانگر یک شرایط احیایی در محیط تدفینی باشد) (شکل ۸ D) (Adabi, 2009; Hou et al, 2016; Sabbagh-Bajestani et al, 2018) و تمرکز پایین استرانسیوم و سدیم در دولومیت‌ها (شکل ۸ B).

۵- مدل دولومیتی شدن توسط باکتری‌ها (Bacterial mediation model): در بخش‌های پایینی سازند آسماری در میدان نفتی شادگان، دولومیت‌های ریز و کروی/گردشده در رخساره‌های شیلی تشکیل شده در محیط حوضه‌ای مشاهده می‌شود (شکل ۵ F) که از سایر میداین حوضه



شکل ۷: شکل شماتیک پنج مدل/مکانیزم دولومیتی شدن در امتداد رمپ کربناته آسماری. جایگاه محیطی و ویژگی‌های بافتی حاصل از هر مدل به صورت شماتیک نمایش داده شده است.

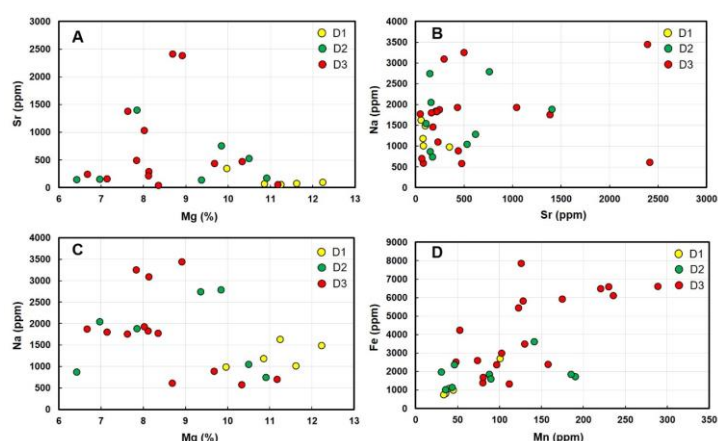
مقادیر نسبتاً بالای استرانسیوم در دولومیت‌های الیگو - میوسن ممکن است به دلیل تشکیل این دولومیت‌ها در نتیجه جایگزینی به جای کربنات‌های با ترکیب کانی‌شناسی اولیه آراگونیتی یا ته نشینی دولومیت از سیالات دولومیت-ساز شور باشد (جدول ۲) (Azomani et al, 2013; Omidpour et al, 2022; Omidpour and Fallah-

تکامل دیاژنتیکی سیالات دولومیت‌ساز

غلظت عناصر اصلی و فرعی در انواع مختلف دولومیت‌ها مربوط به ترکیب کانی‌شناسی اولیه، دما، سیالات دولومیت ساز، شرایط اکسیداسیون و احیا و ماهیت محیط دیاژنتیکی است (Azomani et al, 2013; Hou et al, 2016; Fallah- Bagtash et al, 2020).

منگنز نشان دهنده دگرسانی دولومیت‌ها توسط سیالات دیاژنتیکی در یک محیط احیایی است (شکل ۸ D) (Fallah- Bagtash et al, 2020). به‌طور کلی اعتقاد بر این است که Fe^{3+} و Mn^{2+} به دلیل ظرفیت نامتعادل برای جایگزینی Ca^{2+} به راحتی در شبکه بلوری در محیط اکسیدان گنجانده نمی‌شوند. در شرایط تدفینی احیایی، جایگزینی Fe^{3+} و Mn^{2+} با Mg^{2+} در شبکه بلوری دولومیت‌ها راحت‌تر صورت می‌گیرد که این امر منجر به افزایش مقادیر آهن و منگنز در دولومیت‌ها می‌شود (Huang, 2010). دولومیت D3 (با مقادیر آهن و منگنز بالا) بیشتر از D1 تحت تاثیر دگرسانی دیاژنتیکی قرار گرفته است. به دلیل شرایط اکسیدان، مقادیر آهن و منگنز در D1 (دولومیت‌های نزدیک سطح) کمتر از دولومیت‌های تدفینی (D3) می‌باشد که تحت شرایط احیایی تر در اعماق بیشتر تدفین تشکیل شده‌اند (شکل ۸ D) (Tucker and Wright, 1990; Hou et al, 2016). در نتیجه، در توالی رسوبی الیگو - میوسن، دولومیت‌های بسیار ریز تا ریزبلور با محتوی آهن و منگنز پایین ممکن است طی مراحل اولیه دیاژنز در یک محیط اکسیدان تشکیل شده باشند. مقادیر بالای آهن و منگنز در دولومیت‌های درشت بلور نشان دهنده ته‌نشینی در یک محیط احیایی طی مراحل تدفین کم عمق تا نسبتاً عمیق می‌باشد (Omidpour and Fallah- Bagtash, 2022) (شکل ۸ D).

(Bagtash, 2022). به‌طور معمول دولومیت دارای تمرکز پایین‌تری از استرانسیوم نسبت به کلسیت می‌باشد زیرا ضریب توزیع استرانسیوم در دولومیت و همچنین سیالات دولومیت‌ساز پایین است (Huang, 2010). استرانسیوم دارای ارتباط منفی ضعیف با منیزیم (شکل ۸ A) و ارتباط مثبت ضعیف با سدیم می‌باشد (شکل ۸ B). طی دیاژنز، روند کلی محتوی عناصر در سنگ‌های کربناته به صورت کاهش مقادیر استرانسیوم، سدیم و منیزیم و افزایش آهن و منگنز می‌باشد (Adabi, 2009; Huang, 2010). ترسیم دوبعدی مقادیر سدیم در برابر منیزیم بیانگر کاهش مقادیر سدیم با افزایش میزان منیزیم است (شکل ۸ C). میزان سدیم در دولومیت‌های الیگو - میوسن بیشتر از رسوبات آراگونیتی آب‌های گرم عهد حاضر (۲۷۰۰ پی پی ام) (Milliman, 1974) و معادل‌های کلسیتی (۲۷۰ پی پی ام) می‌باشد. شوری، تفریق بیولوژیکی، فرآیندهای جنبشی (Kinetics)، ترکیب کانی‌شناسی، و عمق آب تمرکز سدیم در کربنات‌ها را کنترل می‌کند (Morrison and Brand, 1986; Fallah- Bagtash et al, 2020). بنابراین، مقادیر غنی شده سدیم در نمونه‌های الیگو - میوسن می‌تواند بیانگر ترکیب کانی‌شناسی اولیه آراگونیتی، شوری زیاد محیط رسوبگذاری یا به عبارتی دمای بیشتر، و یا تعادل دیاژنتیکی محدود در محیط فرآتیک متئوریک باشد (Swart, 2015; Fallah- Bagtash et al, 2020; Omidpour et al, 2022). همبستگی مثبت بین آهن و

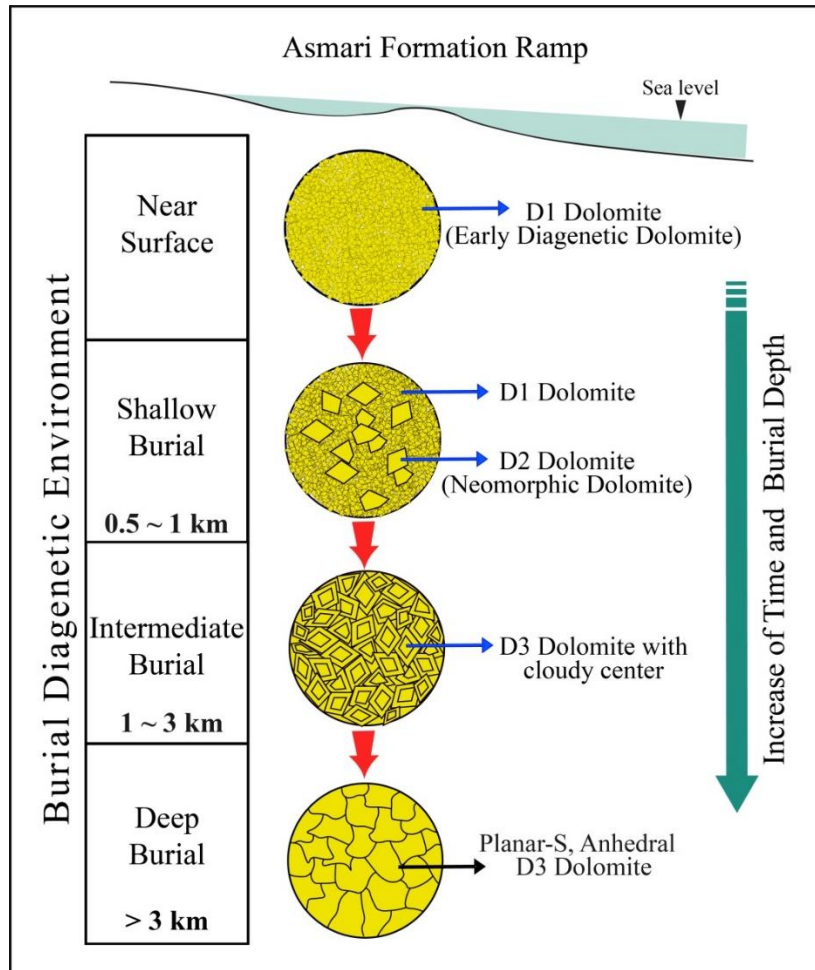


شکل ۸: ترسیم دوبعدی عناصر اصلی و فرعی در نمونه‌های دولومیتی سازند آسمار؛ (A) ترسیم مقادیر استرانسیوم در مقابل منیزیم؛ (B) ترسیم مقادیر استرانسیوم در مقابل سدیم؛ (C) ترسیم مقادیر سدیم در مقابل منیزیم؛ (D) ترسیم مقادیر آهن در مقابل منگنز. در این نمودار رابطه خطی و مثبت بین آهن و منگنز بیانگر دگرسانی دولومیت‌ها توسط سیالات دیاژنتیکی در یک محیط احیایی است. کاهش مقادیر استرانسیوم و افزایش مقادیر آهن و منگنز به ویژه در دولومیت D3 حاکی از دگرسانی دولومیت‌ها توسط سیالات دیاژنتیکی در یک محیط احیایی است.

محیط دیاژنزی تشکیل دولومیت‌ها

دولومیتی شدن به عنوان مهم‌ترین فرآیند دیاژنتیکی در توالی رسوبی سازند آسماری در چندین محیط دیاژنتیکی

اعم از همزمان با رسوبگذاری (نزدیک سطح)، تدفین کم عمق و تدفین متوسط تا عمیق تشکیل شده است (شکل ۹).



شکل ۹: تشکیل بافت‌های مختلف دولومیت (D1 تا D3) در امتداد رمپ کربناته سازند آسماری با افزایش زمان رسوبگذاری و عمق تدفین در محیط‌های دیاژنزی مختلف (نزدیک سطح تا تدفین عمیق).

دولومیت‌های D2 است. حضور استیلولیت با دامنه کوتاه در دولومیت D2 ثابت می‌کند که D2، حداقل بخشی از آن، با D1 همپوشانی دارد. در محیط تدفین کم عمق، با افزایش تدریجی دمای تدفین، رسوبات کربناته‌ای که قبلاً طی مرحله همزمان با رسوبگذاری دولومیتی نشده بودند همگی در این مرحله توسط مدل نشستی - برگشتی (Hypersaline/seepage-reflux model) در پلاتفرم کربناته دولومیتی شده‌اند (Aqrabi et al, 2006; Omidpour et al, 2022). آنهایی که قبلاً دولومیتی شده بودند، فقط تبلور مجدد را تجربه کرده‌اند (شکل ۹) (شکل ۱۰ A). اگرچه ممکن است تبلور مجدد دولومیت و دولومیتی شدن دفنی باعث ایجاد تخلخل شود، اما حضور

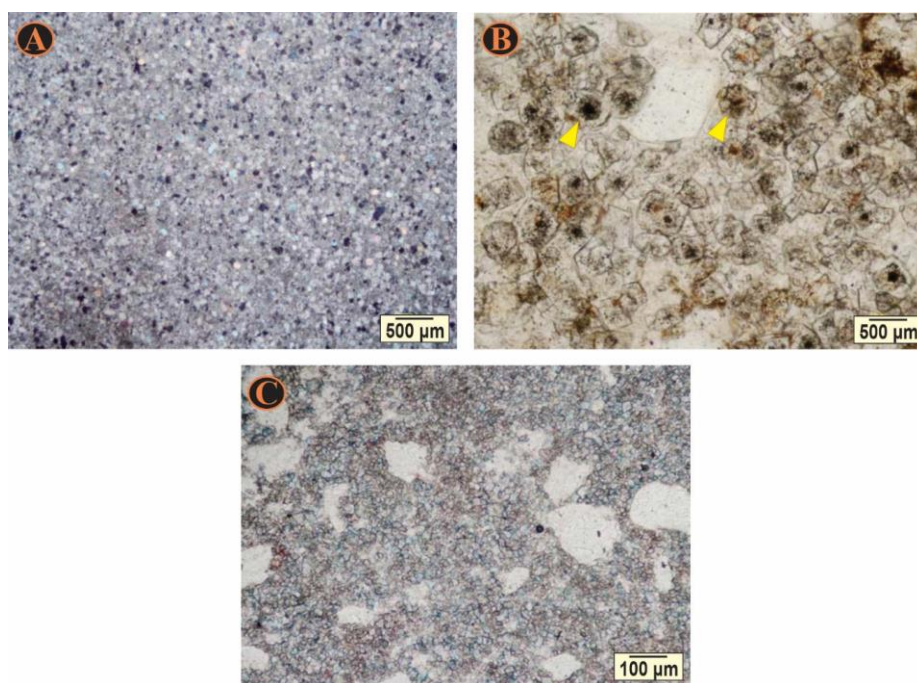
۱- محیط دیاژنتیکی همزمان با رسوبگذاری (Syndepositional diagenetic realm): ماتریکس کربناته با ترکیب کلسیت پرمنیزیم به‌طور ترجیحی توسط آب دریای کمی تغییر یافته در یک محیط شبیه سبنا دولومیتی شده و دولومیت بسیار ریز تا ریزبلور (D1) قبل از تراکم مکانیکی قابل توجه تشکیل شده است. بنابراین D1 و اینتراکست-های دولومیتی احتمالاً طی مراحل همزمان با رسوبگذاری از طریق نفوذ آب‌های دریایی تبخیر شده از میان سنگ آهک‌های میکریتی نهشته شده‌اند (Aqrabi et al, 2006; Al-Aasm et al, 2009) (اشکال ۹ و ۱۱).

۲- محیط دیاژنتیکی تدفین کم عمق (Shallow burial diagenetic realm): مرحله تدفین کم عمق شامل تشکیل

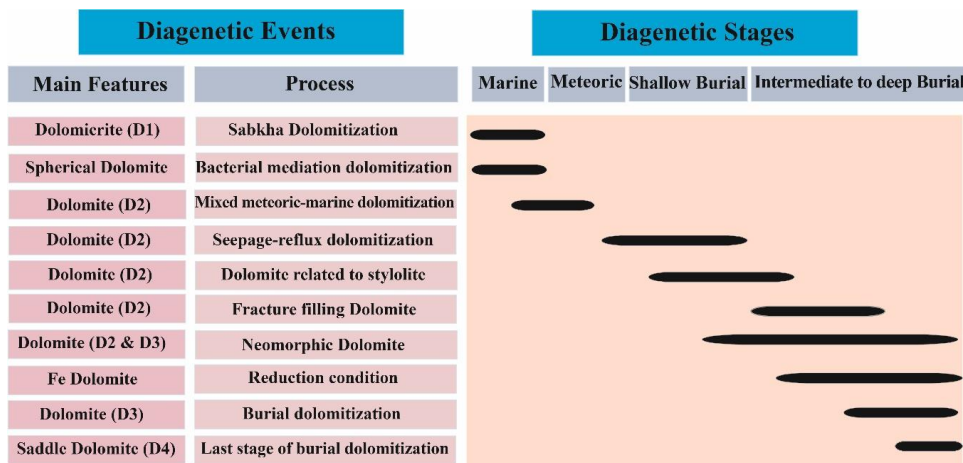
و استیلولیت‌ها تشکیل شده‌اند. اگرچه ممکن است تبلور مجدد دولومیت و دولومیتی شدن دفنی مقداری تخلخل ایجاد کند، تداوم عملکرد سیالات دولومیت ساز هنوز هم می‌تواند منجر به تبلور مجدد گسترده دولومیت‌های قبلی و در نتیجه کاهش تخلخل گردد. در این محیط دیاژنزی برخی از دولومیت‌های D3 دارای مراکز کدر و ابری با حاشیه شفاف می‌باشند که نشان دهنده مراحل رشد بلور بعد از تدفین می‌باشند و به تدریج با افزایش عمق تدفین، حاشیه‌های رشدی بلور دولومیت غنی از منیزیم و شفاف‌تر می‌شود (شکل ۱۰ B). دولومیت‌های آهن‌دار نیز در این مرحله دیاژنزی تشکیل شده‌اند (شکل ۱۰ C). به‌طور کلی اعتقاد بر این است که Fe^{3+} و Mn^{2+} به دلیل ظرفیت نامتعادل برای جایگزینی Ca^{2+} به راحتی در شبکه بلوری در محیط اکسیدان گنجانده نمی‌شوند. در شرایط تدفینی احیایی، جایگزینی Fe^{3+} و Mn^{2+} با Ca^{2+} و Mg^{2+} در شبکه بلوری دولومیت‌ها راحت‌تر صورت می‌گیرد که این امر منجر به افزایش مقادیر آهن و منگنز در دولومیت‌ها می‌شود (Huang, 2010). در نهایت توالی دیاژنزی دولومیت‌های توالی رسوبی آسماری برای درک بهتر تغییرات دیاژنزی آنها در شکل ۱۱ به تصویر در آمده است.

سیال دولومیت ساز مداوم هنوز می‌تواند در دولومیت‌های قبلی باعث دولومیت شدن بیش از حد (over dolomitization) شود تا تخلخل کاهش یابد.

۳- محیط دیاژنتیکی تدفین متوسط تا عمیق (Intermediate to deep burial diagenetic realm): هیچ مرز بارزی بین مرحله تدفین کم عمق و مرحله تدفین متوسط تا عمیق از نظر دما، فشار و عمق وجود ندارد (Machel, 2004). در توالی رسوبی آسماری، بلورهای انحنادار و کاملاً فشرده شده برخی از دولومیت‌های D2 و D3 بیانگر دمای بالای تشکیل در اعماق تدفین زیادتر می‌باشند (Chen et al, 2004). تراکم مجدد باعث ایجاد شکستگی‌هایی شده که به عنوان مجراهایی برای صعود سیالات گرمابی/هیدروترمالی گرم حاصل از زیرزمین عمل کرده‌اند و دولومیت‌های پیشین را دگرسان کرده و سیمان دولومیتی زین اسبی D4 را رسوب می‌دهد (شکل ۹). تشکیل دولومیت D4 به عنوان سیمان پوشاننده حفرات و رگه‌ها و تشکیل در امتداد استیلولیت‌ها یا شکستگی‌هایی که دولومیت‌های پیشین را قطع می‌کنند، یک محیط دیاژنتیکی تدفین عمیق را پیشنهاد می‌دهد. حذف فشار روباره (Overburden) منجر به بالآمدگی توالی رسوبی آسماری شده و در نتیجه آخرین نسل شکستگی‌ها



شکل ۱۰: (A) تبلور مجدد دولومیت‌های تشکیل شده در مراحل اولیه طی تدفین متوسط تا عمیق، XPL؛ (B) بلورهای متوسط تا درشت، بی‌شکل تا نیمه شکل دار، با فابریک مخرب دولومیت D3 که دارای مراکز مه آلود و کدر و حاشیه شفاف است که طی دولومیتی شدن تاخیری در مراحل تدفین عمیق تشکیل شده‌اند. PPL؛ (C) سیمان دولومیتی آهن‌دار که در شرایط تدفینی احیایی تشکیل شده است، XPL.



شکل ۱۱: توالی پاراژنتیکی تشکیل دولومیت‌ها در توالی رسوبی سازند آسماری.

نتیجه‌گیری

سازند آسماری، در میدان نفتی شادگان با سن الیگوسن-میوسن، متشکل از واحد کربناته با توالی‌های سیلیسی آواری است که به‌طور عمده از سنگ آهک متوسط تا ضخیم لایه دولومیت با میان لایه‌های شیل و ماسه سنگ تشکیل شده است. توصیف دقیق مغزه‌ها و مطالعات پتروگرافی توالی رسوبی آسماری منجر به شناسایی ۲۶ ریزرخساره کربناته - تبخیری گردید. با توجه به شواهدی از قبیل عدم حضور ریف‌های سدی بزرگ، توربیدایت‌ها، تمپستایت‌ها و ساخت‌های ریزشی، گسترش نسبی پهنه جزرومدی، گذر از زیرمحیط کم‌عمق تحت کنترل جزرومد به زیر محیط پشته کربناته اییدی - بایوکلاستی با انرژی بالا، فراوانی بالای فرامینیفراهای منفذدار و بدون منفذ و در نهایت تغییر تدریجی رخساره‌ها، محیط رسوبی سازند آسماری یک رمپ هموکلینال وسیع قابل تفسیر است. تمامی رخساره‌ها به‌طور متفاوت توسط دولومیتی شدن تحت‌تأثیر قرار گرفته‌اند. براساس شواهد بافتی و ژئوشیمیایی چهار نوع مختلف دولومیت شناسایی شده در توالی رسوبی سازند آسماری عبارتند از: D1 (بسیار ریز تا ریزبلور و حفظ‌کننده فابریک)، D2 (ریز تا متوسط بلور و حفظ‌کننده فابریک)، D3 (متوسط تا درشت بلور و مخرب فابریک) و D4 (درشت بلور و مخرب فابریک). دولومیتی شدن در پلانفرم آسماری توسط ۵ مدل یا مکانیزم صورت گرفته است. دولومیت‌های D1 بلافاصله پس از رسوبگذاری یا در حین تدفین کم‌عمق، در سطح یا به‌طور دقیق زیر حدفاصل رسوب-آب در رخساره‌های گل پشتیبان نهشته شده‌اند. دولومیت‌های D2 و D3 فراوان‌ترین نوع دولومیت‌ها هستند که بیشترین سهم

را در توزیع تخلخل در مخزن آسماری دارند. براساس شواهدی از قبیل همراهی آنها با استیلولیت‌های نسل اول و غلظت نسبتاً بالای آهن، این دولومیت‌ها طی مراحل تدفین توالی رسوبی آسماری تشکیل شده‌اند. این دولومیت‌ها از سیالات حوضه‌ای بسیار شور و گرم و/یا از انحلال کلسیت پر منیزیم یا دولومیت‌های پیشین یا تبلور مجدد D1 تشکیل شده‌اند. D4 و دولومیت‌های مربوط با رخساره‌های شیلی، در محیط تدفین عمیق‌تر توسط فرآیندهای هیدروترمالی، و سیالات داغ و کمی شور که تحت‌تأثیر غنی‌شدگی شورابه قرار گرفته بودند، تشکیل شده‌اند. دولومیت زین‌اسبی به صورت سیمان، حفرات، رگه‌ها، استیلولیت‌ها یا شکستگی‌هایی که تمام دولومیت‌های D2 و D3 را قطع می‌کند، به‌طور کامل یا جزئی پر کرده است. نتایج مطالعات پتروگرافی نشان می‌دهد که دولومیتی شدن تأثیر دوگانه‌ای بر کیفیت مخزنی فواصل کربناته سازند آسماری ایفا کرده است. دولومیتی شدن به صورت مخرب فابریک و تبلور مجدد دولومیت‌های اولیه سبب محو و حذف بافت اولیه سنگ آهک‌های پیشین شده و در نتیجه کیفیت مخزنی را کاهش داده است. برعکس، زمانی که دولومیتی شدن به صورت حفظ‌کننده فابریک عمل کرده، با اتصال فضاهای منفذی بدون توجه به نوع رخساره منجر به افزایش تخلخل و تراوایی شده و در نتیجه موجب بهبود کیفیت مخزنی واحدهای کربناته سازند آسماری شده است.

سپاسگزاری

نویسندگان این مقاله از هیچ سازمان یا ارگانی کمک مالی دریافت نکرده‌اند.

References

- Adabi, M.H., 2009. Multistage dolomitization of the Upper Jurassic Mozduran Formation, Kopeh dagh Basin, NE Iran: Carbonates and Evaporites, v. 24, p. 16-32.
- Ahmad, A.H.M., Bhat, G.M. and Azim Khan, M.H., 2006. Depositional environments and diagenesis of the Kuldhar and Keera Dome carbonates (Late Bathonian-Early Callovian) of Western India: Journal Asian Earth Sciences, v. 27, p. 765-778.
- Al-Aasm, I.S., 2003. Origin and characterization of hydrothermal dolomite in the Western Canada.
- Al-Aasm, I.S. and Packard, J.J., 2000. Stabilization of early-formed dolomite: a tale of divergence from two Mississippian dolomites, Sedimentary Geology, v. 131, p. 97-108.
- Al-Aasm, I.S., Ghazban, F. and Ranjbaran, M., 2009. Dolomitization and related fluid evolution in the Oligocene-Miocene Asmari Formation, Gachsaran area, SW Iran: petrographic and isotopic evidence, Petroleum Geology, v. 32(3), p. 287-304.
- Aqrawi, A.A.M., Keramati, M., Ehrenberg, S.N., Pickard, N., Moallemi, A., Svana, T., 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. Petroleum Geology, v. 29, p. 381-402.
- Aqrawi, A.A. and Wennberg, O.P., 2007. The Control of fracturing and dolomitisation on 3D reservoir property distribution of the Asmari Formation (Oligocene-Lower Miocene), Dezful Embayment, SW Iran. In IPTC 2007: International Petroleum Technology Conference, p. cp-147. European Association of Geoscientists & Engineers.
- Azomani, E., Azmy, K., Blamey, N., Brand, U. and Al-Aasm, I., 2013. Origin of Lower Ordovician dolomites in eastern Laurentia: controls on porosity and implications from geochemistry, Marine and Petroleum Geology, v. 40, p. 99-114.
- Bordenave, M.L. and Hegre, J.A., 2010. Current distribution of oil and gas fields in the Zagros Fold Belt of Iran and contiguous offshore as the result of the petroleum systems: Geological Society Special Publication, v. 330, p. 291-353.
- Burchette, T.P. and Wright, V.P., 1992. Carbonate ramp depositional systems: Sedimentary Geology, v. 79, p. 3-57.
- Chen, Y.J., Pirajno, F. and Sui, Y.H., 2004. Isotope geochemistry of the Tieluping silver-lead deposit, Henan, China: A case study of orogenic silver-dominated deposits and related tectonic setting, Mineralium Deposita, v. 39, p. 560-575.
- Fallah Bagtash, R., Adabi, M., Sadeghi, A. and Omidpour, A., 2021. A Study of microfacies and diagenetic processes of the Asmari Formation in Khesht Oil Field with emphasis on reservoir characteristic: a case study from Zagros basin, Fars, SW Iran, Journal of Stratigraphy and Sedimentology Researches, v. 37(3), p. 1-34.
- Fallah-Bagtash, R., Adabi, M.H., Nabawy, B.S., Omidpour, A. and Sadeghi, A., 2022. Integrated petrophysical and microfacies analyses for a reservoir quality assessment of the Asmari Dolostone sequence in the Khesht Field, SW Iran: Journal of Asian Earth Sciences, v. 223, p. 104-123.
- Fallah-Bagtash, R., Jafarian, A., Husinec, A. and Adabi, M.H., 2020. Diagenetic stabilization of the Upper Permian Dalan Formation, Persian Gulf Basin, Journal of Asian Earth Sciences, v. 189, p. 104144.
- Flügel, E., 2010. Microfacies Analysis of Limestones, Analysis Interpretation and Application, Springer-Verlag, 976 p.
- Ghazban, F., 2007. Petroleum Geology of the Persian Gulf. Tehran University, Tehran, 717 p.
- Gregg, J.M. and Sibley, D.F., 1984. Epigenetic dolomitization and the origin of xenotopic dolomite texture, Journal of Sedimentary Research, v. 54, p. 908-931.
- Heydari, E., 2008. Tectonics versus eustatic control on super sequences of the Zagros Mountains of Iran: Tectonophysics, v. 451, p. 56-70.
- Honarmand, J. and Amini, A., 2012. Diagenetic processes and reservoir properties in the ooid grainstones of the Asmari Formation, Cheshmeh Khush Oil Field, SW Iran, Journal of Petroleum Science and Engineering, v. 81, p. 70-79.
- Hou, Y., Azmy, K., Berra, F., Jadoul, F., Blamey, N.J., Gleeson, S.A. and Brand, U., 2016. Origin of the Breno and Esino dolomites in the western Southern Alps (Italy): Implications for a volcanic influence,

- Marine and Petroleum Geology, v. 69, p. 38-52.
- Huang, S.J., 2010. Carbonate Diagenesis. Geological Publishing, 29-44 p.
- Humphrey, J.D., 1988. Late Pleistocene mixing-zone dolomitization, southeastern Barbados, West Indies, *Sedimentology*, v. 35, p. 327-348.
- Jafarian, A., Fallah-Baghtash, R., Mattern, F. and Heubeck, C., 2017. Reservoir quality along a homoclinal carbonate ramp deposit: The Permian upper dalan formation, south pars field, Persian Gulf basin, *Marine and Petroleum Geology*, v. 88, p. 587-604.
- James, G.A. and Wynd, J.G., 1965. Stratigraphic Nomenclature of Iranian Oil Consortium Agreement Area. *AAPG Bulletin*, v. 49(12), p. 55-56.
- Khazaie, E., Noorian, Y., Moussavi-Harami, R., Mahboubi, A., Kadkhodaie, A. and Omidpour, A., 2022. Electrofacies modeling as a powerful tool for evaluation of heterogeneities in carbonate reservoirs: A case from the Oligo-Miocene Asmari Formation (Dezful Embayment, southwest of Iran), *Journal of African Earth Sciences*, v. 195, p. 134-151.
- Krause, S., Liebetrau, V., Gorb, S., Sanchez-Roman, M., McKenzie, J.A. and Treude, T., 2012. Microbial nucleation of Mg-rich dolomite in exopolymeric substances under anoxic modern seawater salinity: New insight into an old enigma. *Geology*, v. 40 (7), p. 587-590.
- Machel, H.G., 1987. Saddle dolomite as a by-product of chemical compaction and thermochemical sulfate reduction. *Geology*, v. 15, p. 936-940.
- Machel, H.G., 2004. Concepts and models of dolomitization: a critical reappraisal, Braithwaite, C.J.R., Rizzi, G., and Darke, G., (Eds.): *The Geometry and Petrogenesis of Dolomite Hydrocarbon Reservoirs*, Geological Society of London, Special Publication, v. 235, p. 7-63.
- Mahboubi, A., Nowrouzi, Z., Al-Aasm, I.S., Moussavi-Harami, R. and Mahmudy-Gharaei, M.H., 2016. Dolomitization of the Silurian Niur Formation, Tabas block, east central Iran: Fluid flow and dolomite evolution. *Marine and Petroleum Geology*, v. 77, p. 791-805.
- Mazzullo, S.J., 1992. Geochemical and neomorphic alteration of dolomite: A review. *Carbonates and Evaporites*, v. 7, p. 21-37.
- Mazzullo, S.J., 2000. Organogenic dolomitization in peritidal to deep-sea sediments, *Journal of Sedimentary Research*, v. 70, p. 10-23.
- Milliman, J.D., 1974. *Marine Carbonates Recent Sedimentary Carbonates, Part 1: Springer-Verlag, Berlin, 375 p.*
- Moore, C.H., 2001. Carbonate Reservoirs: Porosity Evolution and diagenesis in a sequence stratigraphic framework, *Development in Sedimentology*, Elsevier, Amsterdam, v. 55, 460 p.
- Morrison, J.O. and Brand, U., 1986. Geochemistry of Recent marine invertebrates: *Geoscience Canada*, v. 13, p. 237-254.
- Mouthereau, F., Lacombe, O. and Verges, J., 2012. Building the Zagros collisional orogen: timing, strain distribution and the dynamics of Arabia/Eurasia plate convergence, *Tectonophysics*, v. 532-535, p. 27-60.
- Nemati, M. and Pezesh, H., 2005. Spatial distribution of fractures in the Asmari formation of Iran in subsurface environment: Effect of lithology and petrophysical properties, *Natural Resources Research* v. 14 (4), p. 305-316.
- Noorian, Y., Moussavi-Harami, R., Mahboubi, A., Kadkhodaie, A. and Omidpour, A., 2020. Assessment of heterogeneities of the Asmari reservoir along the Bibi Hakimeh anticline using petrophysical and sedimentological attributes: southeast of Dezful Embayment, SW Iran, *Journal of Petroleum Science and Engineering*, v. 193, doi.org/10.1016/j.petrol.2020.107390.
- Noorian, Y., Moussavi-Harami, R., Hollis, C., Reijmer, J.J., Mahboubi, A. and Omidpour, A., 2022. Control of climate, sea-level fluctuations and tectonics on the pervasive dolomitization and porosity evolution of the Oligo-Miocene Asmari Formation (Dezful Embayment, SW Iran), *Sedimentary Geology*, v. 427, p. 1-24.
- Omidpour, A. and Fallah-Baghtash, R., 2022. Investigation of sedimentary facies and geochemical parameters of the Asmari Formation (Oligocene-Miocene) in the Shadegan Oil Field, Dezful Embayment,

- SW Iran, *Researches in Earth Sciences*, v. 13(2), p. 162-188.
- Omidpour, A., Mahboubi, A., Moussavi-Harami, R. and Rahimpour-Bonab, H., 2022. Effects of dolomitization on porosity-Permeability distribution in depositional sequences and its effects on reservoir quality, a case from Asmari Formation, SW Iran, *Journal of Petroleum Science and Engineering*, v. 208, p. 57-81.
- Omidpour, A., Moussavi-Harami, R., Mahboubi, A. and Rahimpour-Bonab, H., 2021. Application of stable isotopes, trace elements and spectral gamma-ray log in resolving high-frequency stratigraphic sequences of a mixed carbonate-siliciclastic reservoirs. *Marine and Petroleum Geology*, v. 125, doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2020.104854
- Rahimi, A., Adabi, M.H., Aghanabati, A., Majidifard, M.R. and Jamali, A.M., 2016. Dolomitization Mechanism Based on Petrography and Geochemistry in the Shotori Formation (Middle Triassic), Central Iran, *Open Journal of Geology*, v. 6, p. 1149-1168.
- Rahimpour-Bonab, H., Esrafil-Dizaji, B. and Tavakoli, V., 2010. Dolomitization and anhydrite precipitation in Permo-Triassic carbonates at the South Pars Gas Field, offshore Iran: controls on reservoir quality. *Petroleum Geology*, v. 33, p. 43-66.
- Rao, C.P., 1996. *Modern Carbonates, Tropical, Temperate, Polar: Introduction to Sedimentology and Geochemistry*: Hobart (Tasmania), 206 p.
- Rivers, J.M., Kurt Kyser, T. and James, N.P., 2012. Salinity reflux and dolomitization of southern Australian slope sediments: the importance of low carbonate saturation levels. *Sedimentology*, v. 59, p. 445-465.
- Sabbagh-Bajestani, M., Mahboubi, A., Al-Aasm, I., Moussavi-Harami, R. and Nadjafi, M., 2018. Multistage dolomitization in the Qal'eh Dokhtar Formation (Middle-Upper Jurassic), Central Iran: petrographic and geochemical evidence, *Geological Journal*, v. 53, p. 22-44.
- Sharland, P.R., Archer, R., Casey, D.M., Davies, R.B., Hall, S.H., Heward, A.P., Horbury, A.D. and Simmon, M.D., 2001. Arabian Plate sequence stratigraphy. *GeoArabia*, v. 2, p. 371.
- Sharland, P.R., Casey, D.M., Davies, R.B., Simmons, M.D. and Sutcliffe, O.E., 2004. Arabian plate sequence stratigraphy - revisions to SP2: *GeoArabia*, v. 9, p. 199-214.
- Sibley, D.F. and Gregg, J.M., 1987. Classification of dolomite rock textures, *Journal of Sedimentary Research*, v. 57(6), p. 967-975.
- Swart, P.K., 2015. The geochemistry of carbonate diagenesis: The past, present, and future, *Sedimentology*, v. 62, p. 1233-1304.
- Tucker, M.E. and Wright, V.P., 1990. *Carbonate Sedimentology*: Blackwell Scientific Publications, Oxford, 404 p.
- Warren, J.K., 2006. *Evaporites: sediments, resources and hydrocarbons*, Springer Verlag, 1035 p.
- Wang, L., He, J., Ni, J.E., Yi, S., Wang, X., Sun, F. and Li, C., 2021. Reservoir Characteristics and Main Controlling Factors in Mixed Sedimentary Background: A Case Study from Asmari Formation of N Oilfield, Middle East. In *Proceedings of the International Field Exploration and Development Conference 2020*, Springer Singapore, p. 1713-1725.