



Microfacies, Sedimentary environments and Diagenesis of the Dariyan Formation in Southeast of the Persian Gulf

Minasadat Hashemi¹, Davood Jahani^{*1}, Seyed Mohsen Aleali¹, Ali Kadkhodaie² and Bita Arbab³

1. Department of Earth Sciences, Science and Research Branch, Islamic Azad University, Tehran, Iran

2. Department of Geology, Faculty of Natural Sciences, University of Tabriz, Iran

3. Department of Petrophysics, Iranian Offshore Oil Company, Tehran, Iran

jahani_davood@yahoo.com

DOI:10.22078/PR.2022.4943.3204

Received: October/10/2022

Accepted: December/17/2022

Introduction

Reshadat (studied) field is located in the east of the South Pars gas field, near the common borderline of Iran and Qatar, in the southeast of the Persian Gulf. Geologically, the Persian Gulf is a shallow tectonically depression that was formed in the late Tertiary in the southern part of the Zagros fold belt [1], but its main axis and trend was formed during the Plio-Pleistocene epochs, due to the folding of the Zagros.

The Facies and sedimentary environment of the Dariyan Formation in the Reshadat field have been studied. The Dariyan Formation is Lower Cretaceous (Aptian) in age, equivalent to the Shuaiba Formation, and is known as the youngest formation of the upper Khami group, and is considered one of the most important reservoir rocks in Zagros Basin [2]. Lithologically, this formation is mainly limestone and was deposited in passive margin environment [3]. In the Type section, it consists of 286.5m meter of brown to gray colored thick bedded to massive and cliffy limestone, which abundantly contains the relatively large benthic foraminifera "Orbitolina".

In type section this formation gradually overlies the Gadvan Formation and disconformably underlies the Kazhdumi Formation [4]. At the upper boundary, the oolitic and glauconitic beds separate this formation from Kazhdumi Formation [5]. In the studied field, Dariyan Formation has 75.2 meter thick and it gradually overlies the hawar Formation and abruptly underlies the Nahr Umr Formation. In the type section,

the Dariyan Formation is divided into upper and lower members, which is separated by an intrashelf facies known as "Kazhdumi tongue" [6].

Due to the importance of the Khami group and especially the Dariyan Formation as one of the strategic carbonate reservoirs of the Zagros basin, it has always been studied by sedimentologists, stratigraphers, paleontologists and petroleum geologists who mainly work for Iranian oil companies (for example: [2], [5] and [7]).

In the present study, the microfacies, sedimentary environment and diagenesis processes of the Dariyan Formation, were investigated based on the information obtained from the study of microscopic thinsections that taken from the cores, in one of the wells of the Reshadat field in the southeast of the Persian Gulf.

Geological setting and Stratigraphy

The Persian Gulf basin is one of the richest hydrocarbon basin of the world, located in the Middle East. This basin is surrounded by the large oil and gas fields of the Zagros basin of Iran, Qatar, Kuwait, Saudi Arabia, United Arab Emirates and Bahrain, in its southern and southwestern margins. The studied field was selected in the southeast of the Persian Gulf, near the borderline of the Qatar, about 100-150 km south-southwest of the Lavan Island and 130 km southwest of the Kish Island (Figure 1).

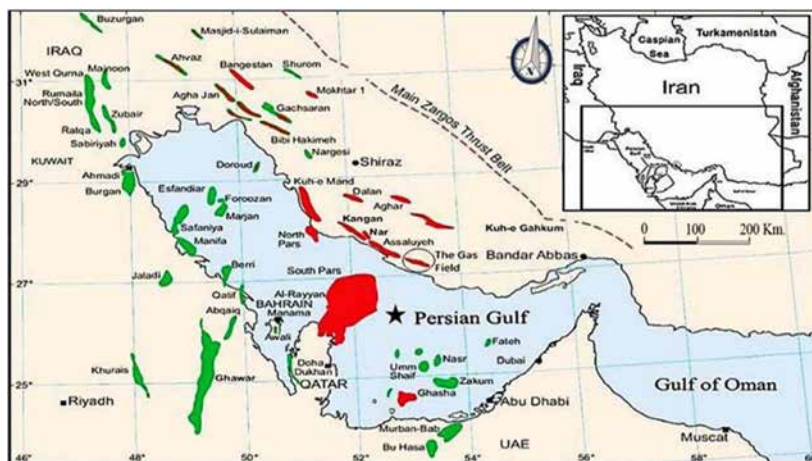


Fig.1: The location of the studied field in the southeast of the Persian Gulf, which is marked by symbol of a star (*) [8].

Salt diapir (dome) plays important role in the formation of structural oil traps in this field [9]. The main reservoir rock of this field are upper Sarvak, Dariyan (Shuaiba) and Surmeh (Arab Zone) formations. Shuaiba Formation with Aptian age is considered one of the most important oil reservoir in the southeast of the Persian Gulf, especially in the United Arab Emirates [10]. The Shuaiba Formation resting on the carbonate of the Kharab Formation and being overlined by the Marl and clastic rocks of the Nahr Umr Formation (equivalent of Kazhdumi Formation). Algal mounds and rudist facies are its richest zones and karst carbonates in the upper part of the formation, are other important and oil-bearing layers in the Shuaiba Formation [11]. In Iran, Dariyan Formation (Orbitolina-rich Carbonate with Aptian age) is equivalent to Shuaiba Formation. It is spread over a wide area of the Zagros basin and the Persian Gulf (except Lurestan) (Figure 2). According to their study, during the Aptian, there were two intrashelf basins, Kazhdumi and Bab, in Dezful embayment and eastern Persian Gulf, respectively. It

seems that these basins or embayments were formed as a result of differential subsidence that controlled by fault activities [2]. The deposition of hemipelagic carbonates generally occurred in these intrashelf basins. Toward the margin of the basins, these deep facies gradually change into shallow and Orbitolina-bearing limestones. In the margins of the Bab basin, rudist structures have been developed and have created good reservoir layers in the Shuaiba Formation. It seems that in the late Aptian these carbonates have been exposed and diagenesis due to the lowering of the sea level, therefore the reservoir quality of this formation has increased during leaching processes (washing by atmospheric waters) and dissolution [13]. [14] believe that many micro-porosity are developed in the upper part of Shuaiba Formation, while the geochemical data that observed from cores and also the mud support facies of this part, don't show this karst feature. Unlike the stratigraphy of the Shuaiba Formation, the diagenesis and reservoir potential of this formation in the Persian Gulf basin of Iran, have not been well studied and recorded.

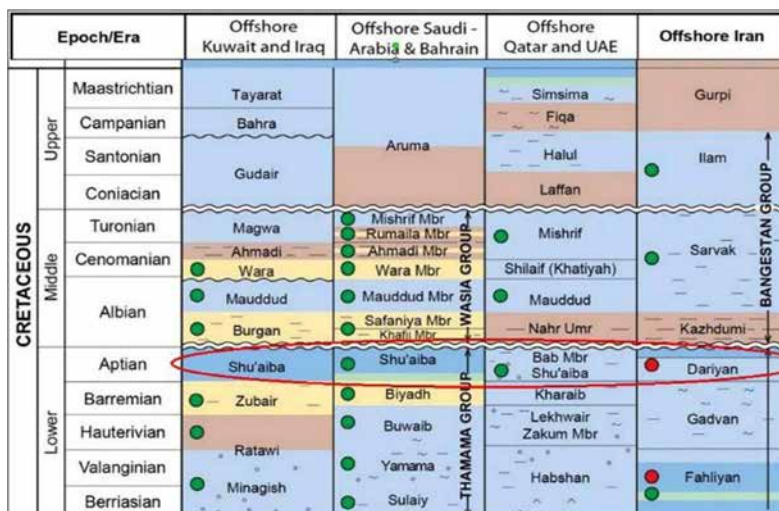


Fig. 2 Stratigraphy and determining the upper and lower boundary of Dariyan Formation in the Persian Gulf and Arab countries [12].

Dariyan carbonate Formation has recently been recognized as an oil producer in many fields in the southeast of the Persian Gulf. In addition to the Persian Gulf, the Dariyan Formation produces oil in several onshore fields on Iran (southern Dezful). In the studied field, cores have been taken and studied from most parts of the Dariyan Formation, to reconstruct the sedimentary paleo-environment, history of diagenesis and its reservoir characteristics. In the recent study, microfacies, sedimentary environments and diagenesis of Shuaiba (Dariyan) Formation, which is the main reservoir zone in the studied field, has been investigated.

Materials and Methods

In this study well selection is based on existence of geological reports, microscopic thinsections, the results of routine and special core analysis (Rcal and Scal) and petrophysical logs. About 150 microscopic thinsections colored with red alizarine (used to separate calcite and dolomite) and blue epoxy or bluedye (used to identify voids and porosity) and the results of routine and special core analysis were used to describe the microfacies and rock fabrics. The naming of microfacies is based on the classification of [15, 16]. Classification of the [17], was also used to identify the sedimentary environments of the studied facies. In study of microscopic thinsections, an Olympus Microscope (BX 51) was used and the images were taken with on Olympus camera (DP 70). Considering the diversity of facies, Allochem types, skeletal and non-skeletal fragments, sedimentary textures and fossil content were determined and based on that, a sedimentary model was drawn in Photoshop CS5 software.

Results and Discussion

Petrography

The carbonate succession of the Dariyan Formation in the studied field consist of the micrite as a matrix and various grains (skeletal and non-skeletal). The skeletal grains include bivalve, gastropoda, brachiopoda, coral, Echinodermata, bryozoa, decapoda, sponge spicules, ostracoda, red and green algae, foraminifera (planktonic and benthonic), radiolaria and fish bones. Non-skeletal grains includes pellets (Palaxius) and intraclasts. For a more detailed study, we identified 7 carbonate and 1 mixed carbonate-clastic facies, with the help of the types of allochems and rock matrix that observed in the microscopic thinsections and the common mentioned classification [17, 18].

Microfacies

- (MF-1): Pelagic Foraminifera Wackestone/Mudstone

This microfacies is characterized by mud-dominated texture containing planktonic fauna

such as: *Hedbergella luterbacheri*, *Hedbergella excelsa*, *Hedbergella praetrochoidea*, *Hedbergella* sp., *Globigerinelloides* sp., and Very few benthic foraminifera such as: *Choffatella decipiens*, *Marssonella trochus*, *Siphovalvulina* sp., also, some skeletal fragments of invertebrates such as: echinoid debris and echinoid spines, sponge spiculs, and fragments of pelagic crinoids (comatulid family) and ostracods, can be seen in it. According to mud-dominated texture, argillaceous nature and lamination structure, this facies is interpreted to have deposited in the low energy conditions. Dominance of pelagic fauna, paucity of benthic bioclasts, and facies association suggest deep basinal settings (Figure 3-a).

- (MF-2): Pelagic Gastropoda Wackestone

An important characteristic of this facies is its mud-dominated texture (wackestone) with common pelagic gastropod fauna. The pelagic foraminifers such as *Hedbergella* sp. and *H. sigali* are also present in this facies. Additional associated bioclasts are echinoid debris, sponge spicules and some benthic foraminifera such as: *EpiStommina*. Fish bone and *Palaxius minaensis* are also present in the facies. The presence of mud-dominated texture, the presence of pelagic gastropods and open marine fauna, as well as the lack of shallow marine elements, indicate that this facies was deposited in open marine depositional settings. (Figure 3-b & 4-a).

-(MF-3): Bioclastic Wackestone/Mudstone

Main components of this facies are small and large bioclast grains. Bioclasts are mostly floated in micritic matrix. These are including echinoderms, pelagic gastropods, sponge spicules, brachiopoda and radiolarian. The associated pelagic foraminifers are *Hedbergella sigali*. The *Orbitolina* sp., *Lenticulina* sp., *Siphovalvulina* sp., Cyclamminids, *EpiStommina* sp., and *Choffatella decipiens* are its main benthic foraminifers. The bioclastic mud-dominated facies, containing pelagic foraminifers and sponge spicules, are common in the deep marine and outer ramp settings (Figure 3-c & 4-b).

- (MF-4): Bioclastic, Orbitolina Wackestone/Mudstone

The facies is a mixture of various bioclasts and Orbitolina in a micritic matrix. Bioclasts include echinoid debris, ostracoda, Bivalve and gastropoda debris. Various species of *orbitolina* are present too. Benthic foraminifers such as *Vercorsella* sp., *Nezzazata* sp., *Praecrysalidina* and Miliolids are associated components. Fragments of green algae (*Salpingoporella dinarica*, *Lithocodium aggregatum*) are also occur in the facies. According to the faunal content, sedimentological features (mud-dominated texture) and facies association, the facies is interpreted to have deposited in the mid-ramp settings, with moderate energy (Figure 3-d and 4-c).

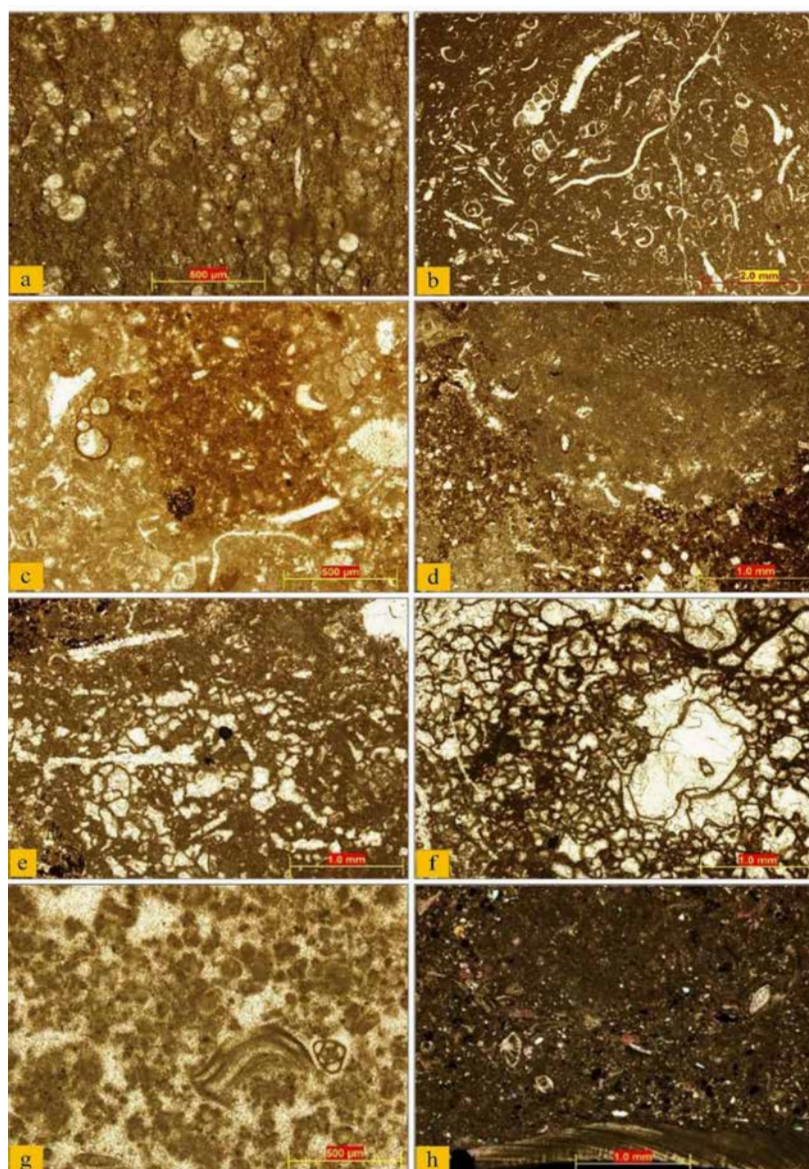


Fig. 3 Studied Microfacies of Darian Formation, Rashad field; a: Pelagic Foraminifera Wackestone/Mudstone, depths: 1543.18 m; b: Pelagic Gastropoda Wackestone, depths: 1549.96 m; c: Bioclastic Wackestone/Mudstone, depths: 1555.68 m; d: Bioclastic, *Orbitolina* Wackestone/Mudstone, depths: 1574.37 m; e: Foraminifera, *Lithocodium* Floatstone, depths: 1572.05 m; f: *Lithocodium* Boundstone, depths: 1573.24 m; g: Intraclast, Foraminifera Wackestone/Packstone, depths: 1569.64m; h: Sandy, mixed bioclastic Packstone/ Wackestone, depths: 1575.24 m. (h: XPL; a- g: PPL).

- (MF-3): Bioclastic Wackestone/Mudstone

Main components of this facies are small and large bioclast grains. Bioclasts are mostly floated in micritic matrix. These are including echinoderms, pelagic gastropods, sponge spicules, brachiopoda and radiolarian. The associated pelagic foraminifers are *Hedbergella sigali*. The *Orbitolina* sp., *Lenticulina* sp., *Siphovalvulina* sp., Cyclamminids, *Epistomina* sp., and *Choffatella decipiens* are its main benthic foraminifers. The bioclastic mud-dominated facies, containing pelagic foraminifers and sponge spicules, are common in the deep marine and outer ramp settings (Figure 3-c and 4-b).

- (MF-4): Bioclastic, *Orbitolina* Wackestone/Mudstone

The facies is a mixture of various bioclasts and *Orbitolina* in a micritic matrix. Bioclasts include echinoid debris, ostracoda, Bivalve and gastropoda debris. Various species of orbitolina are present too. Benthic foraminifers such as *Vercorsella* sp., *Nezzazata* sp., *Praecrysalidina* and Miliolids are associated components. Fragments of green algae (*Salpingoporella dinarica*, *Lithocodium aggregatum*) are also occur in the facies. According to the faunal content, sedimentological features (mud-dominated texture) and facies association, the facies is interpreted to have deposited in the mid-ramp settings, with moderate energy (Figure 3-d and 4-c).

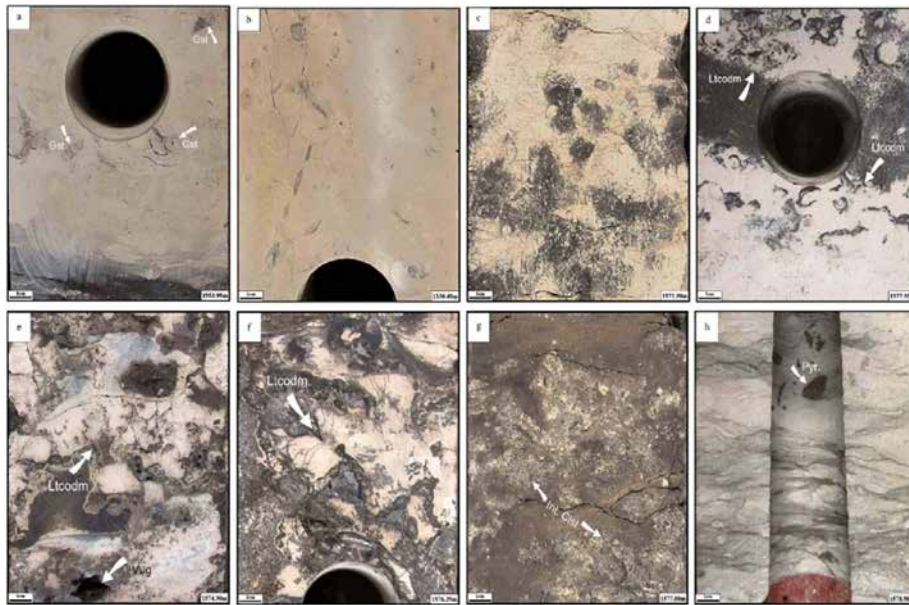


Fig. 4 Core pictures of microfacies of the Darian Formation, Rashad field; a: Pelagic Gastropoda Wackestone, depth: 1553.95 m.; b: Bioclastic Wackestone/Mudstone, depth: 1530.40 m.; c: Bioclastic, Orbitolina Wackestone/Mudstone, depth: 1571.90 m.; d: Foraminifera, Lithocodium Floatstone, depth: 1577.55 m.; e and f: Lithocodium Boundstone, respectively depths: 1574.90 and 1576.25 m.; g: Intraclast, Foraminifera Wackestone/Packstone, depth: 1577.60 m.; h: Sandy, mixed bioclastic Packstone/Wackestone, depths: 1578.90 m.

- (MF-5): Foraminifera, Lithocodium Floatstone

The large clasts of *Lithocodium aggregatum* and stromatoporoids are most characteristic components of this facies, which are associated with various foraminifers (Miliolids, *Orbitolina* sp., *Nezzazata* sp., *Praechrysalidina* infracretacea and *Pseudocyclammina greigi*). Additional bioclasts are green algal debris (*Salpingoporella dinarica*). The lithology is limestone and texture ranges between floatstone to wackestone. The floatstone texture (large, insitu *Lithocodium* fragments with symbiont) suggest existence of small patch reefs or algal mounds on the Dariyan carbonate platform. The association of *Lithocodium* and large foraminifers indicate deposition in the shallow, photic inner ramp (open lagoon to open marine) environments (Figure 3-e and 4-d).

The floatstone texture (large, insitu *Lithocodium* fragments with symbiont) suggest existence of small patch reefs or algal mounds on the Dariyan carbonate platform. The association of *Lithocodium* and large foraminifers indicate deposition in the shallow, photic inner ramp (open lagoon to open marine) environments (Figure 3-e and 4-d).

- (MF-6): Lithocodium Boundstone

This facies consists of *Lithocodium aggregatum* boundstones associated with stromatoporoid bounds. It has minor amounts of foraminifers (such as Miliolid and *Novalesia*). The *Salpingoporella dinarica* and *Favreina* sp., also occur in the facies. The *Lithocodium* boundstones are relatively common in the Shuaiba Formation. This facies association characterizes lagoonal environments with oligotrophic conditions and deposited in the shallow and low energy settings such as lagoons (Figure 3-f and 4-e,f).

- (MF-7): Intraclast, Foraminifera Wackestone/Packstone

The intraclast and foraminifers are main components of this facies that form wackestone or packstone texture.

It seems that most of intraclast grains are derived from algal mounds that were extensively micritized. Foraminifers include orbitolinid, miliolid, *Nezzazata* sp., *Mayncina bulgarica*, and other bioclasts such as *Salpingoporella dinarica* and echinoid debris occur in the facies. The lithology is limestone with minor bioturbation. Based on fauna assemblage and facies association, this facies is considered to be deposited in the shallow lagoonal settings, near the algal mounds (Figure 3-g and 4-g).

- (MF-8): Sandy, mixed bioclastic Packstone/Wackestone

This facies is a packstone to wackestone, containing echinoderms, algal debris, foraminifers and quartz sand grains. Various foraminifers (*Orbitolina* sp., *Lenticulina* sp., *Choffatella decipiens*, *Epistommina* and *Nodosariid*), green algae *Salpingoporella dinarica* and other bioclasts are recorded within these facies. Quartzitic sands occur (with less than 15-20% frequency) as extraclasts. The lithology of this facies is commonly limestone.

According to the depositional texture and diverse fauna, this facies is developed in the moderate energy and open marine depositional settings. Open marine (echinoderm debris) fauna with extraclast grains (quartz sands) indicate that grains of this facies are derived from various sources such as landward, lagoon and open marine settings. Detrital minerals (e.g. quartz) are transported from landward settings. The facies deposited in the submarine channels (or re-sedimented deposits) of shallow to deep depositional settings (lagoon to mid-ramp environments) (Figure 3-h and 4-h).

A depositional model is proposed for this formation in the studied field (Figure 5). In the shallower settings (inner ramp) of this environment, algal mounds were colonized, whereas the orbitolinid and bioclastic facies were developed in the middle to outer ramp. Toward the basin, shale facies with dominant pelagic fauna (including gastropods, sponge spicules, pelagic crinoid and foraminifera included *Hedbergella* and *Globigerinelloides*) were deposited in the deep basinal

condition.

Micritization (Figure 6-c,d), recrystallization (Geopetal structure) (Figure 6-a,b), dissolution (Figure 7-a), mechanical and chemical compaction (Figure 7-b), pyritization (Figure 7-c), bioturbation (Figure 7-d), phosphatization (Figure 7-e), cementation (Figure 7-f), dolomitization (Figure 7-g), and anhydritization (Figure 7-h) are the most important diagenesis processes in the Dariyan Formation.

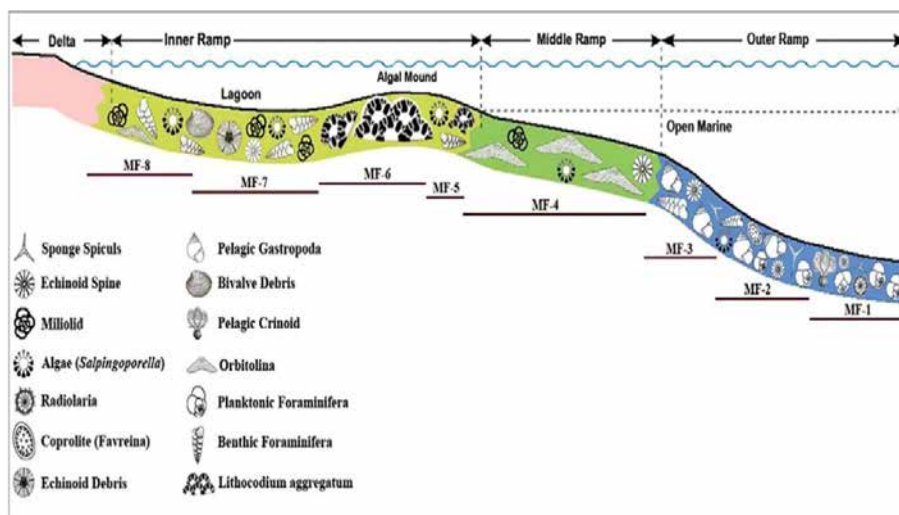


Fig. 5 Sedimentary model of homoclinal ramp based on laboratory studies and according to the type of microfacies in Dariyan Formation (Shuaiba) in the studied well.

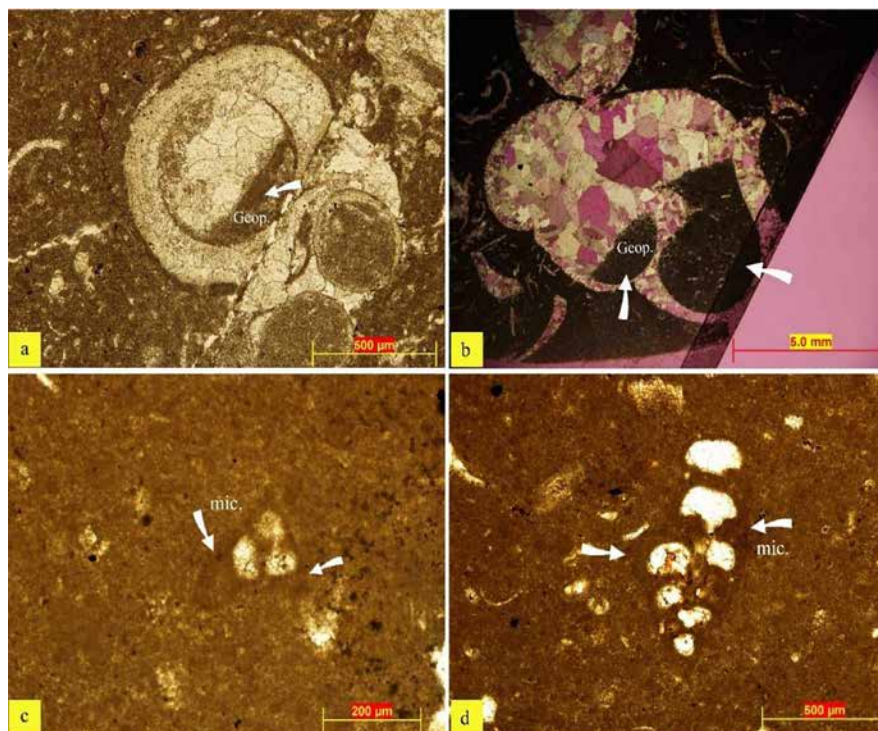


Fig. 6 Diagenesis processes in Dariyan Formation (Shuaiba) in the studied well, a& b: Geopetal structures in gastropoda chambers due to recrystallization process, respectively depths: 1531.42 and 1552.30 m; c& d: Micritization around the Benthic foraminifera walls, depth: 1520.08 m. (b: XPL; a, c and d: PPL).

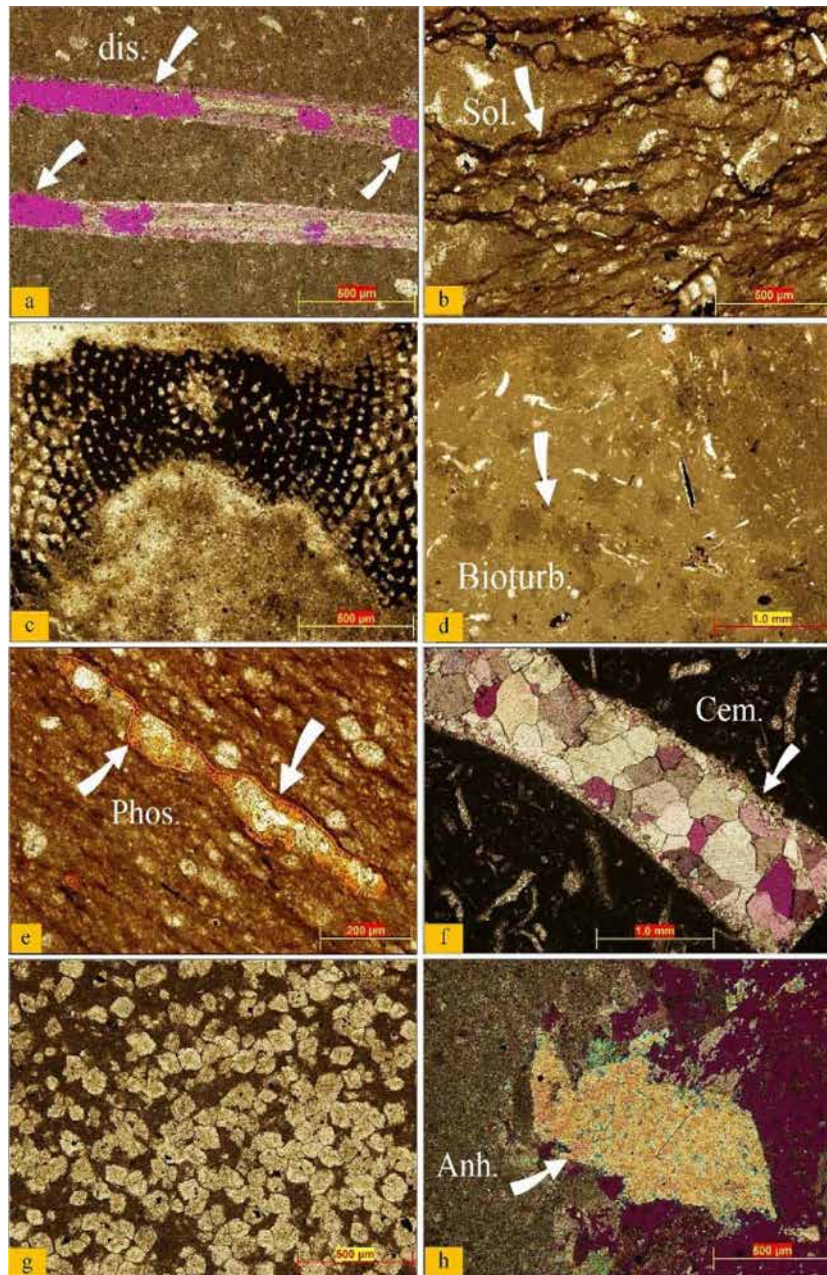


Fig. 7 Diagenesis processes in Darian Formation (Shuaiba) in the studied well, a: Dissolution in Bivalve wall, depth: 1519.13 m; b: Dissolution seams due to chemical compaction, depth: 1543.18 m; c: Pyritization in orbitolinid chambers, depth: 1502.31 m; d: Bioturbation, depth: 1578.94 m; e: Phosphatization, depth: 1553.97 m; f: Cementation (Druzy cement), depth: 1554.23 m; g: Dolomitization, depth: 1516.87 m; h: Anhydritization, depth: 1504.24 m. (a, f, h: XPL; b-e and g: PPL).

Diagenesis Sequence

Figure 8 shows a diagram of diagenesis processes and their effect on porosity and reservoir quality in the studied well. The diagenesis sequence indicates the time of impact of diagenesis processes. In Darian Formation, diagenesis processes have taken place in three times of eogenesis, mesogenesis and telogenesis. Eogenesis is the first stage that occurred in both marine and meteoric environments. Marine diagenesis begins with bioturbation and micritization processes. In meteoric diagenesis, the sediments are affected by atmospheric waters and the processes of dissolution, dolomitization, compaction, fracture and types of cement such as blocky,

equant, isopachous and drusy, occur in this stage. After the eogenesis stage, sediments have been affected by the stage of mesogenesis and burial, and in this stage, temperature, pressure and depth have influenced the sediments. In burial diagenesis, some diagenesis processes such as vein filling cement and fractures, pyritization and phosphatization have occurred. The last stage is telogenesis, in which uplift has occurred and as a result of tectonic processes, fractures have been created. Types of porosity in this formation in the studied field, were moldic (Figures 9-a, b), fracture (Figures 9-c, d), vuggy (Figures 9-e, f), intracrystalline (Figure 9-g) and intercrystalline (Figure 9-h) porosity. reservoir quality.

Diagenesis Processes and Phases		Eogenesis		Mesogenesis		Telogen.	
		Marine	Meteoric	Burial		Uplift	
				Shallow	Deep		
Diagenesis Processes	Micritization	—					
	Bioturbation	—					
	Compaction	Physical Comp.		—	—	—	
		Chemical Comp.		—	—	—	
	Cementation	Isopachous Cement	—				
		Druzy Cement		—	—	—	
		Equant Cement		—	—	—	
		Fracture Cement					—
	Recrystallization	—	—	—	—		
	Dissolution		—	—	—		
	Dolomitization		—	—	—		
	Anhydritization	—	—	—	—		
	Pyritization			—	—		
	Phosphatization		—	—	—		
Fracturing		—	—	—	—		
Legend	Uncertain effect	Porosity reduction		Porosity enhancement			

Fig. 8 The sequence of diagenesis processes of Darian Formation, Reshadat Well; The relative sequence of occurrence of diagenesis processes and their effect on the improvement and reduction of porosity, or the ineffectiveness of these processes are indicated by green, brown and blue colors, respectively.

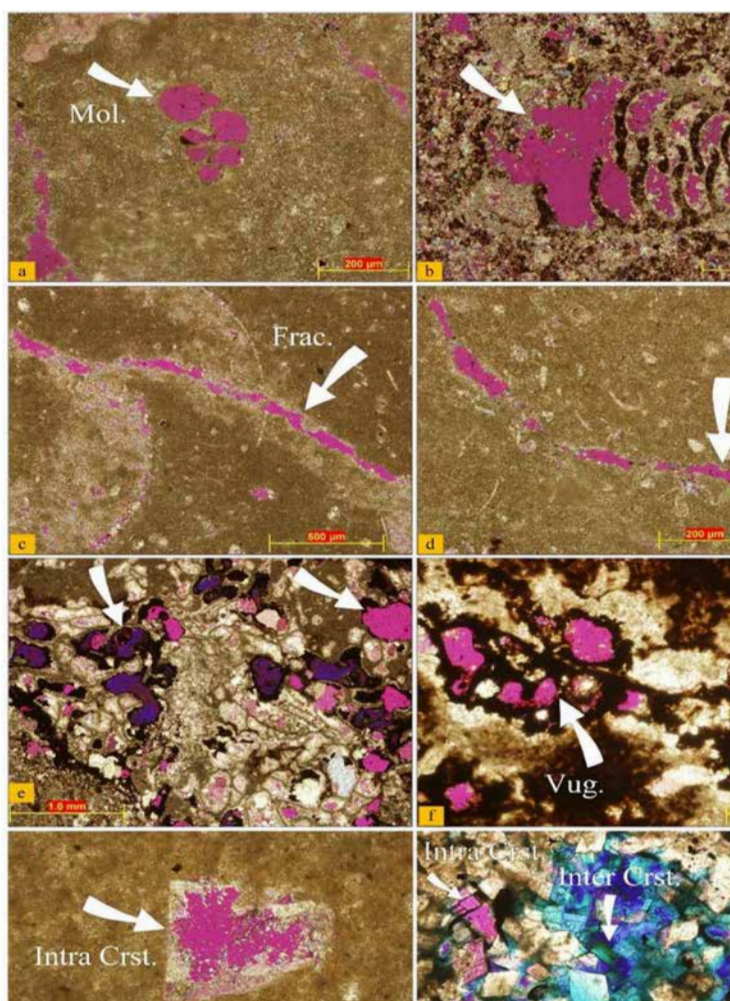


Fig. 9 Porosity types in Darian Formation (Shuaiba) in the studied well, a and b: Moldic porosity in benthic foraminifera, respectively depths: 1529.29 and 1577.55 m; c and d: Fracture porosity, respectively depths: 1517.24 and 1531.42 m; e and f: Vuggy porosity in *Lithocodium* algae structure, respectively depths: 1570.63 and 1571.25 m; g: Intracrystalline Porosity, depths: 1523.38 m; h: Inter-crystalline Porosity in dolomite texture, depths: 1522.49 m. (all pictures in XPL condition).

Average Porosity and Permeability and Reservoir Quality of the Studied Facies

The average porosity and permeability of different microfacies of Dariyan Formation can be seen in Table 1. According

to this table, the microfacies 5, Lithocodium Boundstone, has a porosity of over 25% and a permeability of over 10 mD and has a higher reservoir quality than other microfacies. Other mud-supported facies of the Dariyan Formation, despite having high porosity, due to the lack of connection of pores, which are mainly of moldic and fracture type, have lower permeability and

reservoir quality.

Conclusions

In this study, microscopic thin-sections prepared from the cores of the Dariyan (Shuaiba) Formation in one of the gas field in southeastern of the Persian Gulf, were investigated. The Dariyan Formation in this well has 75.2 meter thick, and is mainly composed of limestone, marly limestone and low shaly interlayers. The lower and upper boundary of this formation is Hawar Formation (equivalent with Gadvan Formation) and Nahr Umr Formation (equivalent with Kazhdumi Formation), respectively.

Table 1 Average porosity and permeability (Arithmetic method) obtained from rutin core analysis (Rcal) in each microfacies of the Dariyan Formation of the studied well. Study of the average porosity and permeability and matching these data with the microfacies and diagenesis processes that occurred on each of these facies, it indicates that the *Lithocodium* boundstone and floatstone facies contain the highest percentage of porosity and permeability and has a more suitable reservoir quality than other microfacies.

Microfacies Code	Microfacies Name	Porosity and Permeability mean (Arithmetic method)	
		Porosity (%)	Permeability (mD)
MF-1	(Pelagic Foraminifera Wackestone/Mudstone)	26.8	1.06
MF-2	(Pelagic Gastropoda Wackestone)	23.07	1.54
MF-3	(Bioclastic Wackestone/Mudstone)	27.8	2.3
MF-4	(Bioclastic, Orbitolina Wackestone/Mudstone)	23.1	2.6
MF-5	(Foraminifera, Lithocodium Floatstone)	29.2	3.0
MF-6	(Lithocodium Boundstone)	24.3	10.25
MF-7	(Intraclast, Foraminifera Wackestone/Packstone)	28.3	3.56
MF-8	(Sandy, mixed bioclastic Packstone/Wackestone)	10	0.15

Microfacies studies of this formation led to the identification of seven carbonate facies and one mixed carbonate-clastic facies, as follows:

- 1- Pelagic Foraminifera Wackestone/Mudstone
- 2- Pelagic Gastropoda Wackestone
- 3- Bioclast, Wackestone/Mudstone
- 4- Bioclast, Orbitolina Wackestone/Mudstone
- 5- Foraminifera *Lithocodium* Floatstone
- 6- *Lithocodium* Boundstone

- 7- Intraclast, Foraminifera Wackestone/Packstone
- 8- Sandy, mixed bioclastic Packstone/Wackestone

These microfacies represent the deposition of this formation in a carbonate ramp environment, from inner ramp to the deep basin. Using these microfacies, the sedimentary environment was studied and considering the gradual change of these facies as well as the presence of *Lithocodium* algae with the ability to create patch reefs and the lacks of large reefs, the sedimentary environment of this formation was determined the "homoclinal carbonate ramp."

Investigating the diagenesis processes of this formation showed that dissolution, mechanical and chemical compaction (creation of dissolution seams and low latitude stylolites), cementation, bioturbation, pyritization, dolomitization, phosphatization,

anhydritization and a few cases of micritization, are the most important diagenesis processes, that strongly control the reservoir quality of the Dariyan Formation. In the study of types of porosity, mainly, moldic, fracture and vuggy porosity were observed. The increase of the porosity due to the creation of vuggy porosity in the *Lithocodium* floatstone/boundstone facies, has caused these facies to be considered the most important reservoir part of the Dariyan Formation in the studied field, and cementation in some mud-support facies (wackestone-packstone), is also one of the factors that reduce the reservoir quality of this formation in the mentioned facies.

References

1. Purser B H (Ed.) (1973) The Persian Gulf. Holocene Carbonate Sedimentation and Diagenesis in a Shallow Epicontinental Sea, 471.
2. Van Buchem F S P, Al-Husseini M I, Maurer F, Droste H J, Yose LA (2010) Sequence-stratigraphic synthesis of the Barremian- Aptian of the eastern Arabian Plate and implications for the petroleum habitat, Barremian – Aptian Stratigraphy and Hydrocarbon Habitat of the Eastern Arabian Plate, 4, 1: 9-48, ISBN electronic: 9781733475754.

3. Sharland P, Archer R, Casey D, Davies R, Hall S, Heward A, Horbury A, Simmons M (2001) Sequence Stratigraphy of the Arabian Plate, Arabian Plate Sequence Stratigraphy – revisions to SP2, 9, 1: 199–214, doi.org/10.2113/geoarabia0901199.
4. Aghanabati A (2005) Geology of Iran, Geological Survey and Mineral Exploration of Iran (GSI) Iran 1-357.
5. James G A, Wynd J G (1965) Stratigraphic nomenclature of Iranian oil consortium agreement area: American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 49, 2182-2245. <https://doi.org/10.1306/A663388A-16C0-11D7-8645000102C1865D>.
6. Bolz H (1977) Reappraisal of the biozonation of the Bangestan Group (late Aptian–Early Campanian) of southwest Iran. Iranian offshore company, Tehran, Report, 1252.
7. Rahimpour-Bonab H, Moradi M, Naseri Z, Rezayi M R (2002) Reservoir characteristics and sedimentary environment of Dariyan Formation in the Persian Gulf (from Strait of Hormoz to extreme northwest of the Persian Gulf), Tehran University [in Persian].
8. Insalaco E, Virgone A, Courme B, Gaillot J, Kamali M, Moallemi A, Lotfpour M, Monibi S (2006) Upper Dalan Member and Kangan Formation between the Zagros Mountains and offshore Fars, Iran: depositional system, biostratigraphy and stratigraphic architecture. *GeoArabia*, 11, 75–176. <https://doi.org/10.2113/geoarabia110275>.
9. Ghazban F (2007) Petroleum Geology of the Persian Gulf, Tehran University and National Iranian Oil Company, ISBN: 964-03-9420-3, 722.
10. Alsharhan A S (2014) Petroleum systems in the Middle East. In: Rollinson H R, Searle M P, Abbasi A I, Al-Lazki A I, Al Kindi M H (Eds) *Tectonic Evolution of the Oman Mountains*, 392, Geological Society London 361-408, <https://doi.org/10.1144/SP392.19>.
11. Alsharhan A S (1985) Depositional environments, reservoir units evolution and hydrocarbon habitat of shuaiba formation, lower cretaceous, Abu Dhabi, United Arab Emirates, The American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 69, 899-912. <https://doi.org/10.1306/AD462B19-16F7-11D7-8645000102C1865D>.
12. Al-Husseini M (2007) Iran's crude oil reserves and production, *GeoArabia*, 12, 2: 69–94, doi.org/10.2113/geoarabia120269.
13. Alsharhan A S, Nairn A E M (1993) Carbonate Platform Models of Arabian Cretaceous Reservoir. In: Simo J A T, Scott R W, Masse J P (Eds) *Cretaceous Carbonate Platforms*, American association of Petroleum Geologists Memoir 56, 173-184. <https://doi.org/10.1306/M56578C15>.
14. Alsharhan A S, Al-Aasm I S, Saleh M G (2000) Stratigraphy, Stable Isotopes, and Hydrocarbon Potential of the Aptian Shuaiba Formation, U.A.E., SEPM Society for Sedimentary Geology, 69, <https://doi.org/10.2110/pec.00.69.0299>.
15. Dunham R J (1962) Classification of carbonate rocks according to depositional texture In: Ham W E, *Classification of carbonate rocks*. American Association of Petroleum Geologists Memoir, 1: 108-121.
16. Embry Z R, Klovan E J (1972) Absolute water depth limits of late Devonian paleoecological zones, *Geologische Rundschau*, 61: 672–686, <https://doi.org/10.1007/BF01896340>.
17. Wilson J L (1975) *Carbonate facies in geologic history*, Springer, Berlin, Heidelberg, New York, 471.
18. Flügel E (2010) *Microfacies of Carbonate Rocks: Analysis, Interpretation and Application*, Springer, Heidelberg, 633.

ریزر خساره‌ها، محیط رسوبی و دیاژنز سازند داریان در جنوب شرق خلیج فارس

میناسادات هاشمی^۱، داود جهانی^{۱*}، سیدمحسن آل‌علی^۱، علی کدخدایی^۲ و بیتا ارباب^۲

۱- دانشکده علوم، دانشگاه آزاد اسلامی واحد علوم و تحقیقات تهران، ایران

۲- دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز، ایران

۳- شرکت نفت فلات قاره، اداره پتروفیزیک، شرکت نفت فلات قاره، تهران، ایران

تاریخ دریافت: ۱۴۰۱/۰۷/۱۸ تاریخ پذیرش: ۱۴۰۱/۰۹/۲۶

چکیده

سازند داریان (شعبا) با سن آپتین از مخازن مهم نفتی در حوضه رسوبی زاگرس و خلیج فارس به‌شمار می‌رود. این سازند در میدان مورد مطالعه در جنوب شرقی خلیج فارس به‌عنوان مهم‌ترین سنگ مخزن این میدان به‌شمار می‌رود. در این مطالعه مقاطع نازک میکروسکوپی تهیه شده از مغزه‌های اخذ شده از سازند داریان، مورد مطالعه قرار گرفته است. بررسی ریزرخساره‌های سازند داریان در این میدان منجر به شناسایی ۷ رخساره کربناته و ۱ رخساره ترکیبی کربناته-آواری شد که در ۴ کمر بند رخساره‌ای شامل رمپ داخلی، رمپ میانی، رمپ خارجی و حوضه ژرف رسوب کرده‌اند. بررسی فونای موجود در رخساره‌های مورد مطالعه نمایانگر محیط نسبتاً کم‌عمق دریایی (در برخی فواصل نمایانگر محیط دریای ژرف) است. تغییرات یکنواخت رخساره‌ای و نبود رودیست‌ها و مرجان‌ها که موجوداتی ریف‌ساز هستند، و همچنین جایگزینی جلبک لیتوکودیموم با توانایی پایین‌تر تشکیل ریف‌های عظیم، نشانگر محیط رمپ کربناته هموکلینال است که حاوی ریف‌های کومه‌ای است. از فرآیندهای مهم دیاژنزی که کربنات‌های این سازند را تحت تأثیر قرار داده‌اند می‌توان به سیمانی شدن، آشفستگی زیستی، پیریتی شدن، فسفاتی شدن، دولومیتی شدن، انحلال، فشردگی مکانیکی و شیمیایی و شکستگی اشاره کرد. تطابق داده‌های تخلخل و تراوایی مغزه‌ها نشان‌دهنده این است که کیفیت مخزنی سازند داریان در میدان مورد مطالعه متأثر از رخساره‌ها، محیط رسوبی و عوامل دیاژنزی بوده است، به‌نحوی که رخساره‌های لیتوکودیموم‌دار (باندستون و فلوئستون) بیشترین تخلخل و تراوایی را دارا هستند.

کلمات کلیدی: ریزرخساره، دیاژنز، رمپ کربناته، سازند داریان، خلیج فارس.

مقدمه

کم‌عمقی است که در اواخر ترشیری در بخش جنوبی چین‌خوردگی زاگرس تشکیل شده [۱]، اما محور و روند اصلی آن در زمان پلیو- پلیستوسن در اثر چین‌خوردگی زاگرس شکل گرفته است.

رخساره و محیط رسوب‌گذاری سازند داریان در میدان مزبور مورد مطالعه قرار گرفت. سازند داریان به سن کرتاسه زیرین (آپتین) معادل سازند شعبا

میدان رشادت در خاور میدان عظیم گازی پارس جنوبی و بر روی خط مرزی مشترک ایران و قطر در جنوب شرقی خلیج فارس قرار دارد. از لحاظ زمین‌شناسی، خلیج فارس فرونشست تکتونیکی

*مسئول مکاتبات
آدرس الکترونیکی: jahani_davood@yahoo.com
شناسه دیجیتال: (DOI:10.22078/PR.2022.4943.3204)

۱ سبزپوشان مطالعه کردند [۱۱]. امیری و همکاران در مطالعه‌ای محیط رسوبی و چینه‌نگاری سکانسی سازند داریان در میدان پارس جنوبی را مورد بررسی قرار دادند [۱۲]. سعدی‌راد و همکاران تاریخچه رسوب‌گذاری و پس از رسوب‌گذاری سازند داریان را در میدان نفتی آزادگان مطالعه نمودند [۱۳]. امیری، محیط رسوب‌گذاری سازند داریان در میدان پارس جنوبی را از نوع رمپ توصیف کرده است که با توجه به غالب بودن رخساره‌های گل‌پشتیبان در منطقه‌ی مورد مطالعه، آن را به یال پشت به باد حوضه‌ی اینتراشلفی نسبت داده است، که فاقد رخساره‌های ریفی قابل ملاحظه است [۱۴]. موسوی‌زاده سازند داریان را در ۶ برش سطح‌الارضی در فارس داخلی مورد ارزیابی قرار داد که در نتیجه محیط رسوب‌گذاری را به صورت یک رمپ کم شیب که به حوضه‌ی اینتراشلفی منتهی می‌شود، در نظر گرفته است [۱۵]. مهربانی و همکاران و نیز بهره‌ور و همکاران به مطالعه چینه‌نگاری سکانسی سازند داریان پرداخته و در این مطالعات سه سکانس رسوبی رده ۳ را در برخی از میداین خلیج فارس مشخص نمودند [۱۶ و ۱۷].

در مطالعه پیش‌رو به بررسی ریزرخساره‌ها، محیط رسوبی و فرآیندهای دیاژنزی و همچنین ارائه‌ی مدل رسوبی این سازند براساس اطلاعات بدست آمده از مطالعه مقاطع نازک میکروسکوپی تهیه شده از مغزه در یکی از چاه‌های میدان رشادت در جنوب‌شرقی خلیج فارس پرداخته شده است.

زمین‌شناسی، چینه‌شناسی و موقعیت منطقه

حوضه خلیج فارس به‌عنوان یکی از غنی‌ترین حوضه‌های هیدروکربوری جهان است که در خاورمیانه قرار دارد. این حوضه توسط میداین عظیم نفت و گاز حوضه رسوبی زاگرس ایران، قطر و کویت و میداین بسیار بزرگ کشورهای عربی (عربستان، امارات متحده عربی، قطر و بحرین) در حاشیه جنوب

و به‌عنوان جوان‌ترین سازند گروه خامی بالایی شناخته می‌شود و از مهم‌ترین سنگ‌های مخزنی زاگرس به شمار می‌رود [۲].

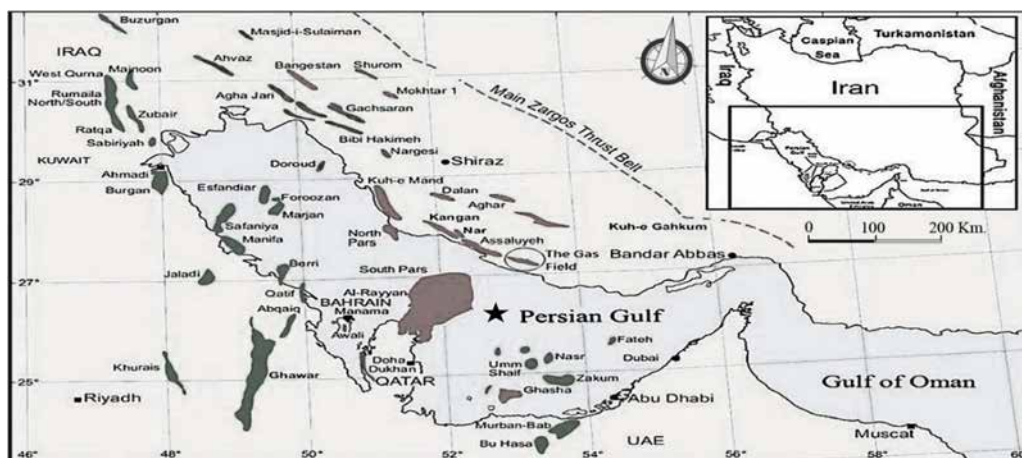
از لحاظ سنگ‌شناسی این سازند عمدتاً آهکی بوده و در یک حاشیه غیرفعال ته‌نشین شده است [۳]. در محل برش نمونه، این سازند شامل ۲۸۶/۵ m سنگ آهک قهوه‌ای - خاکستری ضخیم تا توده‌ای خشن و صخره‌ساز است که به صورت فراوان حاوی روزندار کفزی اربیتولینا است. مرز پایینی آن با سازند گدوان تدریجی ولی مرز بالایی آن با سازند کژدمی به شدت فرسایش یافته است [۴] و لایه‌های آلئیتی و گلوکونیتی آن را از سازند کژدمی جدا می‌کند [۵]. سازند داریان در این برش به دو بخش داریان زیرین و بالایی تقسیم می‌شود [۵] که رخساره‌های حوضه‌ای اینتراشلف موسوم به زبانه کژدمی این دو بخش را از هم جدا می‌کند [۶].

با توجه به اهمیت گروه خامی و بخصوص سازند داریان به‌عنوان یکی از مخازن کربناته استراتژیک حوضه زاگرس، این سازند همواره مورد مطالعه زمین‌شناسان نفتی قرار گرفته است. گروه خامی برای اولین بار به پنج سازند سورمه، هیث، فهلیان، گدوان و داریان تقسیم شد [۵]. شمیرانی و همکاران لیتواستراتیگرافی و بایواستراتیگرافی سازندهای داریان و کژدمی در جنوب غرب ایران را مورد مطالعه قرار دادند [۷]. ویژگی‌های مخزنی و محیط رسوبی سازند داریان (از تنگه هرمز تا پایانه شمال‌باختری خلیج فارس) مورد مطالعه قرار گرفت [۸]. لاسمی و سیاهی بازسازی محیط رسوبی سازند داریان و چینه‌نگاری سکانسی آن در بخش جنوبی فروافتادگی دزفول را انجام دادند [۹]. مقایسه ریزرخساره‌های سازند داریان در برش سطحی تاقدیس کوه آنه و چاه چلینگر ۳ انجام گرفت [۱۰]. آدابی و عباسی تاریخچه دیاژنزی سازند داریان را برپایه مطالعات سنگ‌چینه‌نگاری و ژئوشیمیایی، در برش سطحی کوه سیاه واقع در شمال خاور شیراز و چاه شماره

گسترش یافته است. ون بوخم و همکاران اخیراً ساختار چینه‌شناسی و سکناس‌های رسوبی سازند داریان در منطقه زاگرس را مطالعه کرده‌اند [۲]. براساس کار آن‌ها، در طی آپتین، دو حوضه اینتراشلف کژدمی و باب، در فروافتادگی دزفول و خلیج فارس شرقی وجود داشتند (شکل ۲). بنظر می‌رسد این حوضه‌ها یا فروافتادگی‌ها در نتیجه فرونشست دیفرانسیلی که توسط فعالیت‌های گسل‌ها کنترل شده، شکل گرفته‌اند [۲ و ۲۲]. در حوضه‌های اینتراشلف شاهد نهشته‌شدن کربنات‌های همی‌پلاژیک بوده‌ایم و به سمت حاشیه‌ی حوضه، این رخساره‌های عمیق به تدریج به سنگ آهک‌های کم‌عمق و اوربیتولینا‌دار تبدیل می‌شوند. در حاشیه حوضه باب ساختارهای رودیستی گسترش یافته و میان لایه‌های مخزنی خوبی در سازند شعیبا فراهم کرده است. به نظر می‌رسد که این کربنات‌ها در معرض رخنمون و دیاژنز حاصل از یک پایین افتادن جزئی سطح آب دریا در آپتین دیرین قرار گرفته‌اند، بنابراین ویژگی‌های مخزنی این سازند در طی شستشوی آب جوی و انحلال افزایش یافته است [۲۴]. میزان بسیار زیادی از ریزتخلخل‌ها در بالای سازند مورد نظر گسترش یافته است، در صورتی که شاید مشاهدات مغزه و دیتای ژئوشیمیایی، ویژگی‌های کارستی‌شدن و رخساره‌های گل‌بشتیان این بخش از سازند را نشان ندهند [۲۵ و ۲۶].

و جنوب‌غربی خلیج فارس احاطه شده است. میدان مورد مطالعه در بخش جنوب‌شرق خلیج فارس نزدیک خط مرزی قطر و در حدود ۱۰۰-۱۵۰ کیلومتری جنوب جنوب‌غربی جزیره لاوان و ۱۳۰ کیلومتری جنوب‌غربی جزیره کیش انتخاب شده است (شکل ۱).

دیپیرهای نمکی نقش مهمی در تشکیل تله‌ها و ساختارها در این میدان دارند [۱۹]. سنگ مخزن‌های اصلی این میدان سازندهای سروک بالایی، داریان (شعیبا) و سورمه (عرب زون) می‌باشد. سازند شعیبا به سن آپتین از مهمترین مخازن نفتی در جنوب شرقی خلیج فارس مخصوصاً در امارات متحده عربی به‌شمار می‌رود [۲۰]. این سازند بوسیله مارن‌ها و سنگ‌های آواری سازند نهر عمر^۲ (معادل سازند کژدمی) پوشیده شده و بر روی کربنات‌های سازند خریب^۱ واقع شده است. تپه‌های جلبکی و رخساره‌های رودیستی پربرترین زون‌های آن هستند، در حالی که کربنات‌های کارستی شده در بالاترین بخش سازند، میان لایه نفت‌دار مهم دیگر در سازند داریان (شعیبا) است [۲۱]. در ایران معادل سازند شعیبا تحت‌عنوان سازند داریان (کربنات‌های غنی از اوربیتولینا به سن آپتین) شناخته شده است. این سازند در گستره وسیعی از حوضه زاگرس (به استثنای استان لرستان) و خلیج فارس



شکل ۱ موقعیت میدان مورد مطالعه در جنوب شرقی خلیج فارس که با علامت ★ مشخص شده است [۱۸].

1. Nahr Umr Formation
2. Kharaiab

Epoch/Era		Offshore Kuwait and Iraq	Offshore Saudi - Arabia & Bahrain	Offshore Qatar and UAE	Offshore Iran	
CRETACEOUS	Upper	Maastrichtian	Tayarat		Simsima	Gurpi
		Campanian	Bahra		Fiqa	
		Santonian	Gudair	Aruma	Halul	Ilam
	Middle	Coniacian			Laffan	
		Turonian	Magwa	Mishrif Mbr Rumaila Mbr	Mishrif	Sarvak
		Cenomanian	Ahmadi	Ahmadi Mbr	Shilaif (Khatiyah)	
			Wara	Wara Mbr		
		Albian	Mauddud	Mauddud Mbr	Mauddud	
			Burgan	Safaniya Mbr Khatif Mbr	Nahr Umr	Kazhdumi
	Lower	Aptian	Shu'aiba	Shu'aiba	Bab Mbr Shu'aiba	Dariyan
		Barremian	Zubair	Biyadh	Kharaib	Gadvan
		Hauterivian		Buwaib	Lekhwaib Zakum Mbr	
				Ratawi	Yamama	Habshan
		Berriasian	Minagish	Sulayy		

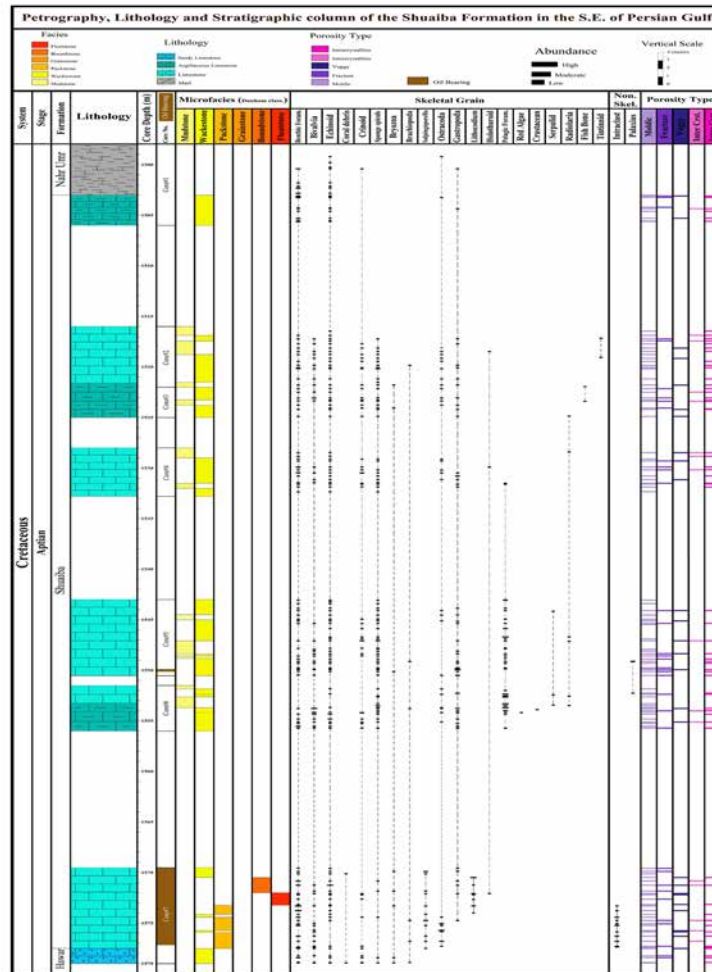
شکل ۲ چینه‌شناسی و تعیین مرز بالایی و زیرین سازند داریان در خلیج فارس و کشورهای عربی [۲۳].

و اپوکسی آبی و نتایج آنالیز مغزه معمولی و ویژه استفاده شده است. نامگذاری ریزرخساره‌ها براساس طبقه بندی دانه‌ها [۲۷] و امبری و کلوان [۲۸] است. مواد و روش‌ها

برای تعیین انواع ریزرخساره‌ها در سازند داریان حدود ۱۵۰ عدد مقطع نازک میکروسکوپی، اخذ شده از مغزه‌های موجود مورد مطالعه قرار گرفت. با توجه به تنوع رخساره‌ای، انواع آلومک، خرده‌های اسکلتی و غیراسکلتی، بافت‌ها و ساخت‌های موجود، محتوای فسیلی و فابریک‌های موجود تعیین گردید. نام‌گذاری [۲۷ و ۲۸] با توجه به اهمیت بافتی رخساره‌ها و نوع مواد متصل کننده ذرات برای نام‌گذاری رخساره‌ها انتخاب گردید. طبقه‌بندی ویلسون [۲۹] نیز در محل‌یابی محیط رخساره‌ای انتخاب شد. تغییرات آرام و تدریجی رخساره‌ها و نبود سدهای ریفی، نمایانگر مدل محیط رسوبی پلتفرم رمپ کربناته از نوع هموکلینال^۱ (HR) برای نهشته‌های مورد مطالعه سازند داریان است. ریز رخساره‌ها در بخش رمپ داخلی، میانی، بیرونی و حوضه ژرف تشخیص داده شده است.

برخلاف چینه‌شناسی سازند شعیبا، دیانز و پتانسیل مخزنی سازند داریان به‌خوبی در حوضه خلیج فارس ایران مطالعه و ثبت نشده است. سازند کربناته داریان اخیراً در بسیاری از میداین جنوب‌شرق خلیج فارس تولیدکننده نفت است. بعلاوه، چندین میدان خشکی ایران (دزفول جنوبی) از سازند داریان نفت تولید می‌کنند. در میدان مورد مطالعه بیشتر بخش‌های سازند داریان مغزه‌گیری و مطالعه شده تا محیط‌های قدیمه رسوبی، تاریخچه دیانز و ویژگی‌های مخزنی آن بازسازی گردد. در مطالعه پیش‌رو، رخساره‌ها، دیانز و محیط رسوبی سازند داریان که اینتروال اصلی مخزنی در میدان نفتی مورد مطالعه را تشکیل می‌دهد، مورد بررسی قرار می‌گیرد. در شکل ۳ ستون چینه‌شناسی و پتروگرافی سازند داریان دیده می‌شود. برای تحلیل ریزرخساره‌ها و تعیین خصوصیات بافت سنگ از داده‌های یک حلقه چاه واقع در جنوب‌شرق خلیج فارس استفاده می‌شود. انتخاب چاه براساس وجود گزارشات زمین‌شناسی، مقاطع نازک، نتایج آنالیز مغزه معمولی و ویژه و نمودارهای پتروفیزیکی انجام شده است. در توصیف ریزرخساره‌ها و فابریک سنگ از حدود ۱۵۰ مقطع نازک میکروسکوپی رنگ‌آمیزی شده با آلیزارین قرمز

1. Homoclinial Ramp



شکل ۳ ستون چینه‌شناسی و پتروگرافی سازند داریان در برش مورد مطالعه

نتایج و بحث

اجزای تشکیل دهنده ریزخساره‌ها

نهشته‌های سازند داریان در چاه مورد مطالعه، متشکل از میکرایت به عنوان زمینه سنگ و دانه‌های اسکلتی مانند قطعات مختلف پوسته بی‌مهرگان مانند خارداران، لاله‌وشان پلاژییک، ساقه لاله‌وشان، اسکلیت خیاران دریایی، دوکفه‌ای‌ها، شکم‌پایان، بازوپایان، سوزن اسفنج‌ها، مرجان‌های اسکراکتینا، بریوزوئرها، کرم‌های حلقوی، سخت‌پوستان مانند استراکودها و خرچنگ، روزن‌داران پلانکتونیک و بنتونیک، رادیولرها و قطعات استخوانی ماهی و دانه‌های غیراسکلتی مانند اینتراکست و پلت دفعی خرچنگ‌ها به نام پالاکسیوس^۱ است که برای تقسیم‌بندی رخساره‌های مختلف سازند داریان از درصد فراوانی آنها استفاده می‌گردد. روزن‌داران کفزی (بخصوص اربیتولینیدها، میلیولیدها، سیکلامینیدها،

اپیستومینا و فرم‌های ردیفی)، جلبک‌های سبز (بخصوص لیتوکودیوم و سالپینگوپورلا)، خارپوستان و نرم‌تنان بیشترین درصد ذرات اسکلتی را در بین اجزای سازنده ریزخساره‌ها به خود اختصاص داده‌اند. با توجه به وجود اجزای فوق و درصد حضور آنها، هشت ریزخساره در سازند داریان تشخیص داده شد.

میکروفاسیس شماره 1 (MF-1): فرامینفر پلاژیک و کستون/مادستون

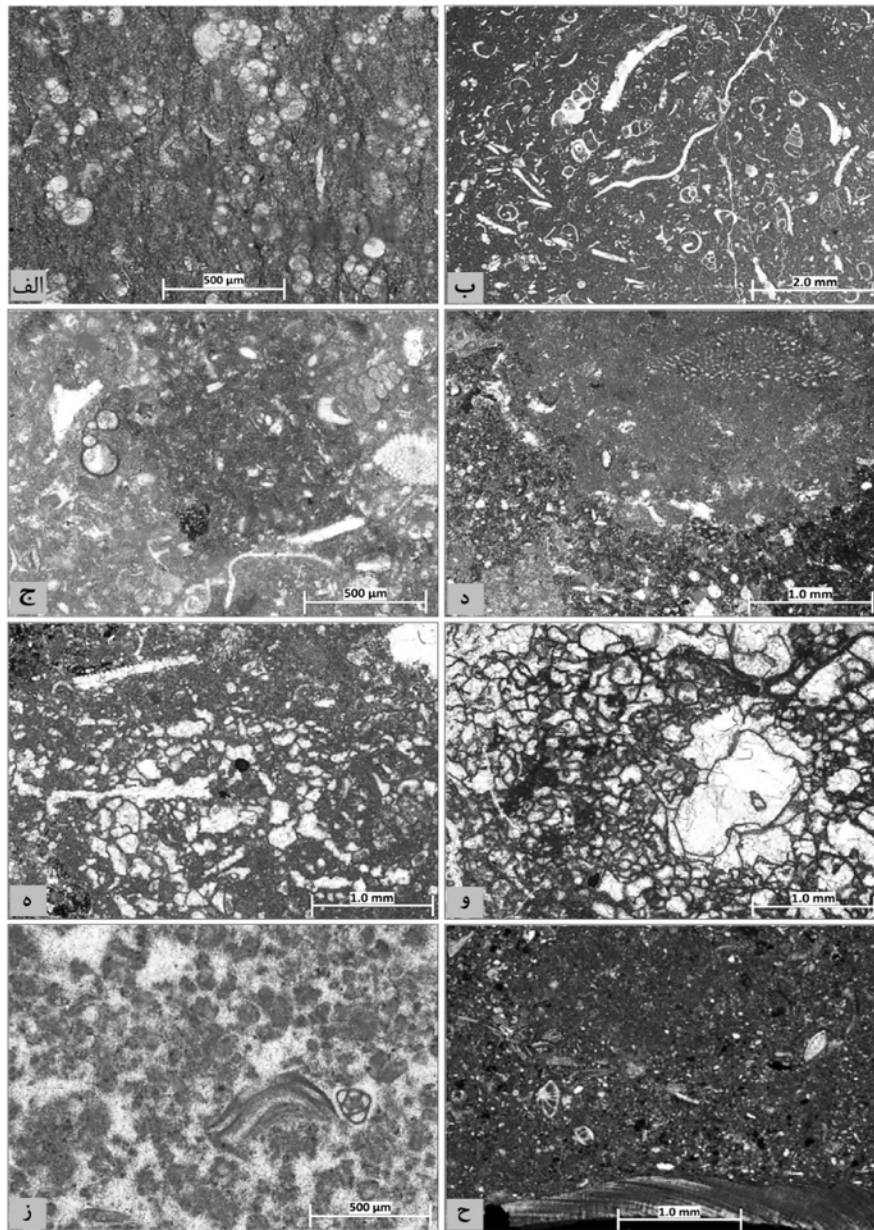
این رخساره با بافت گل‌پشتیبان شامل روزن‌داران پلانکتونیک نظیر

Hedbergella luterbacheri، Hedbergella excelsa، Hedbergella praetrochoidea، Hedbergella sp.، Globigerinelloides sp تعداد بسیار کمی از روزن‌داران کفزی مانند

1. Palaxius Minaensis

نیز در آن به‌وفور دیده می‌شود. در این رخساره انحلال فشاری معمول بوده و با توجه به بافت گل‌پشتیبان، طبیعت آرژیلیکی و ساختار لامیناسیون، این رخساره در شرایط کم‌انرژی نهشته شده است. تسلط فونای پلاژیک و کمبود فرم‌های کفزی، کمربند رخساره‌ای محیط حوضه‌ی ژرف را پیشنهاد می‌کند [۲۹ و ۳۰] (شکل ۴- الف).

Choffatella decipiens، *Marssonella trochus* و *Siphovalvulina* sp. و برخی عناصر اسکلتی بی‌مهرگان نظیر قطعات و خار خارداران، سوزن اسفنج‌ها و قطعات لاله‌وشان پلاژیک از خانواده کوماتولیدها و همچنین استراکودها می‌باشد. فراوانی این فونا معمولاً کمتر از ۱۵٪ بوده و درون میکرایت رسی پراکنده هستند. این رخساره بیشتر سنگ آهک رسی است. بلورهای دولومیت و کانی پیریت



شکل ۴ ریزرخساره‌های مورد مطالعه در سازند داریان، میدان رشادت. الف) فرامینیفر پلاژیک و کستون، عمق ۱۵۴۳/۱۸ m، ب) گاستروپود پلاژیک و کستون، عمق ۱۵۴۹/۹۶ m، ج) بایوکلاست و کستون/مادستون، عمق ۱۵۵۵/۶۸ m، د) بایوکلاست اربیتولینا و کستون/مادستون، عمق ۱۵۷۴/۳۷ m، ه) فرامینیفر لیتوکودیوم فلوئستون، عمق ۱۵۷۲/۰۵ m، و) لیتوکودیوم باندستون، عمق ۱۵۷۳/۲۴ m، ز) اینتراکلاست فرامینیفر و کستون/پکستون، عمق ۱۵۶۹/۶۴ m و ح) بایوکلاست پکستون/اوکستون حاوی دانه‌های ماسه، عمق ۱۵۷۵/۲۴ m.

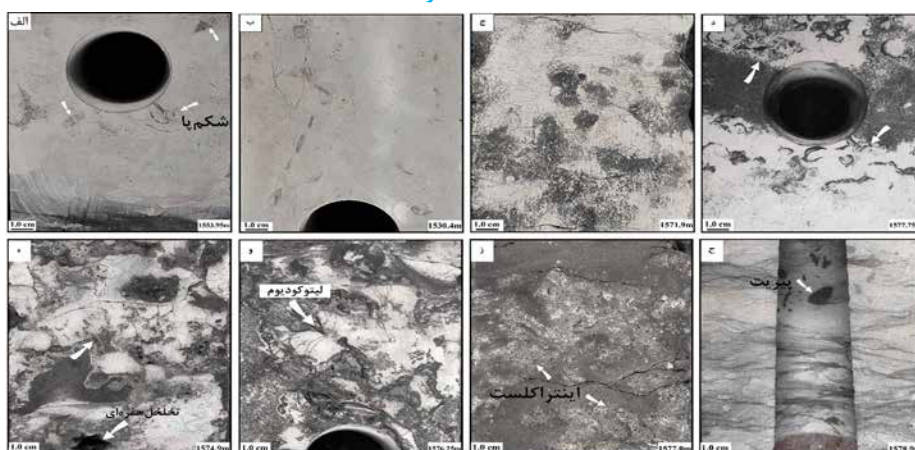
و آرام است [۲۹ و ۳۰]. رخساره‌های مرتبط شرایط رسوبی نسبتاً عمیق نزدیک به حوضه را نشان می‌دهند و در محیط رمپ بیرونی نهشته شده‌اند (شکل‌های ۴- (ب) و ۵- (الف)).

میکروفاسیس شماره ۳ (MF-3): بایوکلاست وکستون/ مادستون

اجزا اصلی این رخساره شامل دانه‌های بایوکلاست بزرگ و ریز با فراوانی کمتر از ۲۵٪ است. بایوکلاست‌ها اکثراً در ماتریکس میکرایتی شناور هستند. عمده بایوکلاست‌های این رخساره شامل قطعات خارپوستان، شکم‌پایان، بازوپایان، خار خارداران و سوزن اسفنج‌ها است. مقدار کمی از رادیولرها، روزنداران پلاژیک مانند هدبرگلا^۱ و بنتیک نیز از تشکیل دهنده‌های جانبی آنها هستند. رخساره‌های گل‌پشتیبان بایوکلاستی، شامل روزنداران پلاژیک و سوزن‌های اسفنج در محیط‌های دریایی عمیق و آرام معمول هستند [۲۹ و ۳۰]. پیدایش فونای دریای باز همراه با آشفستگی زیستی و رس‌های آرژیلیتی (نبود فونای دریای کم‌عمق و محصور) همگی این تفسیر را تأیید می‌کنند. همچنین بر اساس کمربندهای رخساره‌ای، این رخساره‌ها به محیط نهشته شده در رمپ بیرونی تفسیر می‌شود (شکل‌های ۴- (ج) و ۵- (ب)).

میکروفاسیس شماره ۲ (MF-2): گاستروپود پلاژیک و کستون

این رخساره دارای بافت گل‌پشتیبان (وکستون) با فونای غالب گاستروپود یا شکم‌پایان پلاژیک است. همچنین، روزنداران پلاژیک مانند Hedbergella sp. و Hedbergella sigali در این رخساره دیده می‌شوند. به‌علاوه از سایر بایوکلاست‌های مرتبط با این رخساره می‌توان به قطعات و خار خارداران، سوزن اسفنج‌ها و برخی از روزنداران کفزی مانند جنس اپیستومینا^۲ و خانواده تکستولارید اشاره نمود. فراوانی آلوکم‌ها در بیشتر نمونه‌ها کمتر از ۴۰٪ است. لیتولوژی در محدوده سنگ‌آهک تا سنگ‌آهک رسی است. آشفستگی زیستی معمولاً در این رخساره‌ها با شدت‌های مختلف وجود دارد. انحلال، سیمان‌شدگی، فشردگی و شکستگی (پرشده با سیمان کلسیتی) ویژگی‌های دیاژنزی معمول این رخساره است. بیشتر بایوکلاست‌ها کلسیتی یا حل شده‌اند و یا با سیمان کلسیتی اسپاری پر شده‌اند. بر اساس بافت گل‌پشتیبان به همراه حضور گاستروپودهای پلاژیک و فونای دریای باز و کمبود شاخص‌های دریای کم‌عمق، نمایانگر نهشته شدن این رخساره در محیط دریای عمیق



شکل ۵ تصاویر مغزه از ریزرخساره‌های مورد مطالعه در سازند داریان. الف) ریزرخساره گاستروپود پلاژیک وکستون، عمق ۱۵۵۳/۹۵ m، قطعات گاستروپود با فلش مشخص است، ب) ریزرخساره بایوکلاست وکستون/مادستون، عمق ۱۵۳۰/۴۰ m، ج) ریزرخساره بایوکلاست اربیتولینا وکستون/مادستون، عمق ۱۵۷۱/۹۰ m، د) رخساره فرامینیفر لیتوکودیوم فلوئستون، عمق ۱۵۷۷/۵۵ m، ه) ریزرخساره لیتوکودیوم باندستون، عمق ۱۵۷۴/۹۰ m، و) ریزرخساره لیتوکودیوم باندستون، عمق ۱۵۷۶/۲۵ m، ز) ریزرخساره اینتراکلست فرامینیفر وکستون/پکستون، عمق ۱۵۷۷/۶۰ m، ح) ریزرخساره بایوکلاست پکستون/وکستون حاوی دانه‌های ماسه، عمق ۱۵۷۸/۹۰ m.

1. Epistommina
2. Hedbergella

پیشنهاد می‌کند. ارتباط لیتوکودیوم و روزنداران بزرگ، محیط کم‌عمق و نوردار رمپ داخلی (لاگون باز تا دریای باز) را نشان می‌دهد (شکل‌های ۴-۵، ۵-۵).

میکروفاسیس شماره ۶ (MF-6): لیتوکودیوم باندستون

این رخساره شامل باندستون جلبک لیتوکودیوم است. مقدار بسیار کمی از روزنداران مانند خانواده *Miliolid*، *Orbitolinid* و برخی فرم‌های دوردیفی مانند *Novalesia* و همچنین استراکود در این رخساره دیده می‌شود. پلت‌های دفعی بخصوص پالاکسیوس به عنوان اجزا به تله افتاده در لایه بندی‌های ظریف ساختار اسکلتی لیتوکودیوم دیده می‌شوند. این رخساره دارای ساختارهای بزرگ حفره‌ای و غاری شکل در مغزه‌ها است و لیتولوژی آن سنگ آهک می‌باشد. سیمانی شدن مهم‌ترین ویژگی دیاژنزی این رخساره است. باندستون‌های لیتوکودیوم یکی از بخش‌های اصلی مخزنی را در این سازند تشکیل می‌دهند. این رخساره متعلق به محیط با نرخ انباشت کم، شفاف، اکسیژن‌دار، کم‌عمق و کم انرژی مانند محیط لاگون می‌باشد (شکل‌های ۴-۶، ۵-۵ و ۵-۵ (و)).

میکروفاسیس شماره ۷ (MF-7): اینتراکلاست فرامینیفر وکستون / پکستون

اینتراکلاست و روزنداران اجزا اصلی این رخساره هستند و دارای بافت وکستون پکستون هستند. به نظر می‌رسد که بیشتر دانه‌های اینتراکلاست از تپه‌های جلبکی که به‌طور گسترده میکرایتی شده‌اند، آورده شده‌اند. از روزنداران کفزی عمدتاً با پوسته پورسلانوز این رخساره می‌توان به میلیولیدها (*Istriloculina elliptica*، *Rumanoloculina*)، *Moeciloculina hisitri* و *Nezzazata ellitzae*، *Glomospira sp.*، *Mayncina bulgarica* اشاره نمود. همچنین، استراکود و قطعات دوکفه‌ای و بازوپا نیز در این رخساره مشاهده می‌شود. ویژگی‌های دیاژنزی این رخساره نئومورفیسم، سیمانی شدن، فشردگی و شکستگی (پر شده با

میکروفاسیس شماره ۴ (MF-4): بایوکلاست اوربیتولینا وکستون / مادستون

این رخساره ترکیبی از بایوکلاست‌ها و اوربیتولیناها در یک ماتریکس میکرایتی است. عمده بایوکلاست‌های موجود در این رخساره شامل قطعات خارداران، خار خارداران، شکم‌پایان، دوکفه‌ای‌ها و استراکودها است. گونه‌های مختلف و متنوع اوربیتولینیدها مانند *Palorbitolina lenticularis*، *Mesorbitolina sp.*، *Orbitolina sp.* و *Dictyoconus sp.* مشاهده می‌شود. بقایای جلبک‌های سبز مانند *Lithocodium aggregatum* و *Salpingoporella dinarica* نیز در این رخساره دیده می‌شود. اوربیتولیناها در بافت‌های وکستون مادستون دیده می‌شوند. در بیشتر موارد لیتولوژی سنگ آهک است که شامل مقادیر مختلفی از رس است. پیریتی شدن، انحلال، سیمانی شدن و فشردگی از فرآیندهای دیاژنزی اصلی این رخساره است. با توجه به محتوای موجودات (فونای متنوع دریای باز)، ویژگی‌های رسوب‌شناسی (بافت گل‌پشتیبان)، این رخساره‌ها در محیط رمپ میانی با شوری نرمال و سطح انرژی متوسط نهشته شده‌اند (۲۹ و ۳۰) (شکل‌های ۴-۵ (د) و ۵-۵ (ج)).

میکروفاسیس شماره ۵ (MF-5): فرامینیفر- لیتوکودیوم فلو تستون

قطعات بزرگ جلبک لیتوکودیوم و مرجان‌های استروماتوپورید، مشخص‌ترین اعضای این رخساره هستند. سایر بایوکلاست‌های موجود شامل قطعات جلبک و روزنداران کفزی بزرگی مانند *Pseudocyclamina* و *Praechrysalidina infracretacea greigi* است و لیتولوژی شامل سنگ آهک و محدوده‌ی بافت بین فلوستون و وکستون است. در این رخساره آشفستگی زیستی بندرت دیده می‌شود. سیمانی شدن، فشردگی و شکستگی (پر شده با کلسیت) فرآیندهای قابل توجه دیاژنزی هستند. بافت فلوستون (روزنداران بزرگ و همزیست با لیتوکودیوم) حضور ریف‌های کومه‌ای کوچک و تپه‌های جلبکی را در پلتفرم کربناته سازند داریان

نبود رسوبات ریزشی و لغزشی و تغییر تدریجی رخساره‌ها نسبت به یکدیگر، سازند داریان در میدان نفتی مورد مطالعه در یک رمپ کربناته هموکلینال یا هم‌شیب نهشته شده است. مطالعات قبلی بر روی محیط رسوبی سازند داریان در مناطق مجاور چاه مورد مطالعه نیز مؤید نهشته شدن این سازند در محیط رمپ کربناته است [۱۶، ۱۷].

رمپ به صورت کلی یک پلتفرم کربناته با شیب کم است که چون تغییرات عمق در آن‌ها خیلی آرام و تدریجی است پس تبدیل ریز رخساره‌ها نیز در آن‌ها خیلی به کندی صورت می‌گیرد. در رمپ کربناته به دلیل عدم حضور سدهای مهم و پیوسته پارانرژی‌ترین محیط در نزدیکی خط ساحلی است. رمپ کربناته دارای سه بخش شامل رمپ داخلی (بالای سطح استهلاک امواج)، رمپ میانی (بین موجسار طوفانی و سطح استهلاک امواج) و رمپ بیرونی (زیر موجسار طوفانی) است. در شکل ۶ محیط رسوبی ریز رخساره‌های سازند داریان در چاه مطالعه شده مشاهده می‌شود که نشان‌دهنده تعلق هشت رخساره مطالعه شده به محیط‌های رمپ داخلی، میانی، بیرونی و حوضه ژرف است و نمایانگر محیط از نوع رمپ هموکلینال (HR) است.

فرآیندهای دیاژنزی در کربنات‌های سازند داریان در چاه مورد مطالعه میکرایتی شدن

فرآیندی است که در آن آلوکوم‌ها توسط موجوداتی مانند قارچ‌ها، باکتری‌ها و یا جلبک‌ها دگرسان می‌شوند. به این ترتیب حاشیه و پوسته آن‌ها سوراخ شده و حفرات با میکرایت پر شده و پوششی میکرایتی ایجاد می‌کنند و حاشیه پوسته و یا تمام اجزای مختلف آلوکم توسط میکرایت جایگزین می‌گردد. میکرایتی شدن بیشتر در زون فریاتیکی دریایی، در فصل مشترک رسوب و آب، و در آب‌های دریایی و آرام رخ می‌دهد [۳۱].

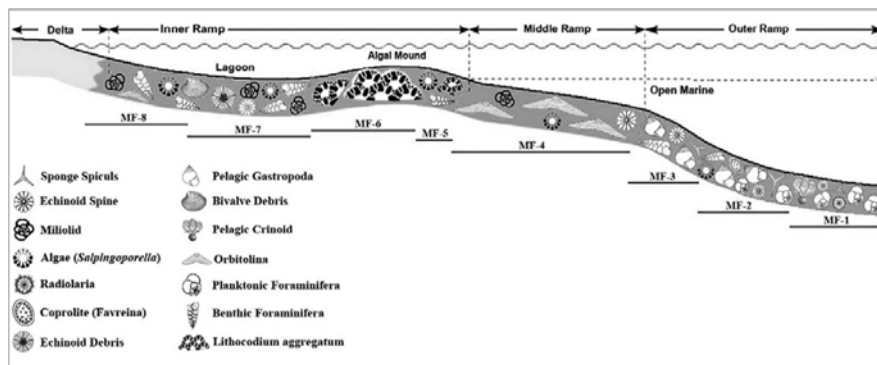
کلسیت) است. براساس مجموعه فوننا، ارتباط رخساره‌ها و ویژگی‌های دیاژنزی (میکرایتی شدن و نفومورفیزم) این رخساره به نظر می‌رسد که در محیط کم عمق لاگون نهشته شده است (شکل‌های ۴- (ز) و ۵- (ح)).

میکروفاسیس شماره ۸ (MF-8): رخساره ترکیبی بایوکلاست پکستون/وکستون حاوی دانه‌های تخریبی

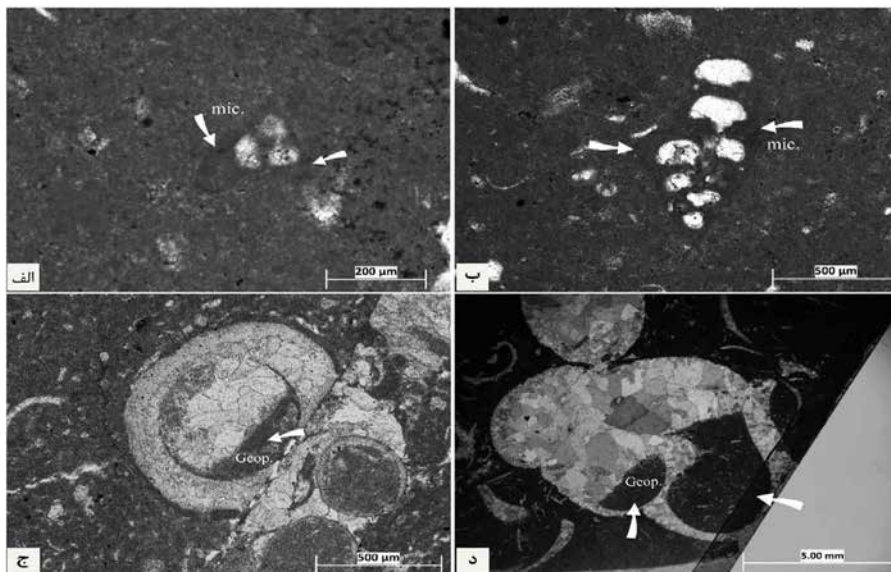
این رخساره با زمینه میکرایتی و کستون تا پکستونی حاوی قطعات خارپوستان، قطعات جلبک سبز سالپینگوپورلا، دوکفه‌ای و روزنداران کفزی مانند *Lenticulina*، *Orbitolina*، *Choffatella*، *Epistommina*، *Nodosariid*، و ذرات تخریبی ریز تا متوسط دانه نیمه‌مدور تا نیمه‌زاویه‌دار در حد سیلت و ماسه است. این ذرات تخریبی عمدتاً کوارتز بوده که بطور میانگین حدود ۵ تا ۱۰٪ ذرات موجود در این رخساره را تشکیل می‌دهند (در برخی اینتروال‌ها درصد ذرات تخریبی به بیش از ۲۰٪ هم می‌رسد). سنگ‌شناسی این رخساره آهک ماسه‌ای است و رگچه‌های انحلالی حاوی هیدروکربن در این رخساره بوفور دیده می‌شوند. این رخساره بر روی رخساره شماره هفت یعنی اینتراکلاست فرامینیفر و کستون/پکستون و در پایین‌ترین بخش سازند داریان قرار گرفته است. با توجه به زمینه میکرایتی و درصد پایین تخلخل، از نظر مخزنی رخساره مناسبی نیست. در این رخساره تخلخل‌های شکستگی و قالبی و حفره‌ای دیده می‌شود. پیریتی شدن پدیده غالب دیاژنتیکی در این رخساره است. این رخساره متعلق به محیط‌های با انرژی متوسط و دریای باز بوده و معادل رخساره SMF-4 فلوگل [۳۰] است و در کانال‌های زیردریایی محیط‌های کم‌عمق تا نسبتاً عمیق لاگون تا رمپ میانی نهشته می‌گردد (شکل‌های ۴- (ح) و ۵- (ح)).

محیط و مدل رسوبی

براساس ریزرخساره‌های شناسایی شده و پراکندگی آن‌ها، عدم وجود سدهای ریفی به هم پیوسته،



شکل ۶ مدل رسوبی رمپ هموکلینال بر اساس مطالعات آزمایشگاهی و مطابق با نوع ریزرخساره‌ها، سازند داریان در چاه مورد مطالعه.



شکل ۷ فرآیند میکرایتی شدن و تبلور مجدد و تشکیل ژئوپتال، سازند داریان. الف و ب) تشکیل ساختار ژئوپتال در حجره شکم‌پا، بترتیب عمق‌های ۱۵۳۱/۴۲ m و ۱۵۵۲/۳۰ m، ج) میکرایتی شدن در اطراف پوسته روزندار کفزی *Verneuilina*، عمق ۱۵۲۰/۰۸ m، عمق ۱۵۳۱/۴۲ m و د) میکرایتی شدن در اطراف پوسته روزندار کفزی *Praechrysalidina*، عمق ۱۵۲۰/۰۸ m.

تبلور مجدد

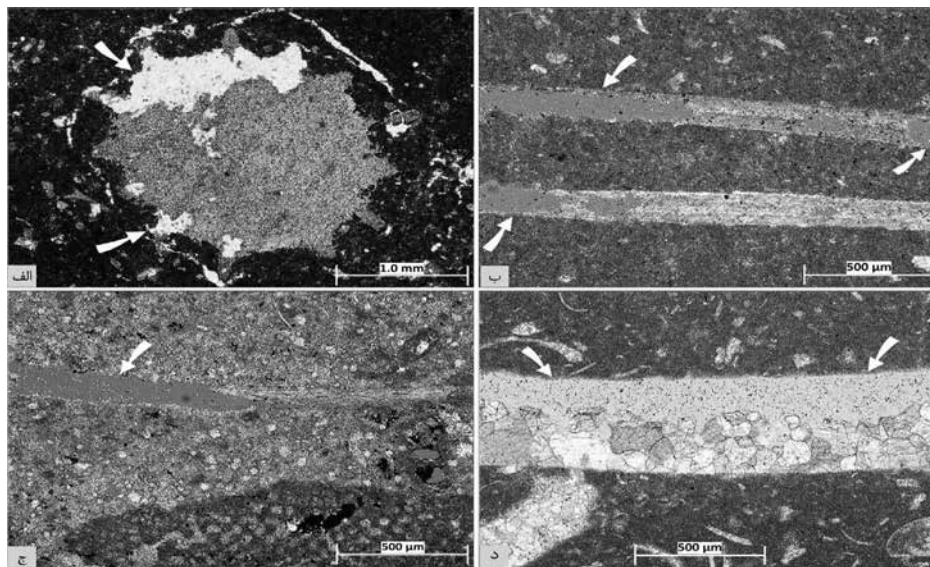
فرآیند جایگزینی برجای یک کانی توسط یک ترکیب مشابه، تبلور مجدد نام دارد. در سنگ‌های کربناته تغییر بافت و ترکیب کلسیت، دولومیت و حتی آراگونیت و همچنین تشکیل ساختارهای ژئوپتالی از موارد مهم فرآیند تبلور مجدد محسوب می‌شوند. در چاه مورد مطالعه شاهد تشکیل ساختارهای ژئوپتال بخصوص در شکم‌پایان هستیم (شکل‌های ۷-الف و ب). تبلور مجدد بطور معمول در رخساره‌های کم‌انرژی و گل‌پشتیبان رخ می‌دهد که می‌تواند به علت تأثیر فرایند دیاژنز جوی فریاتیکی باشد [۳۳].

میکرایتی شدن ذرات می‌تواند باعث مسدود کردن منافذ و گذرگاه‌ها شده و یا مانع از انحلال آن‌ها در مراحل بعدی دیاژنز شده و سبب کاهش تخلخل و کیفیت مخزنی گردد. البته این فرآیند شاید بتواند با کاهش تأثیر فرآیندهای دیاژنز تدفینی باعث افزایش کیفیت مخزنی گردد [۳۲]. در برش مورد مطالعه، روزنداران کفزی و به صورت بسیار اندک برخی از خرده‌های اسکلتی بی‌مهرگان تحت تأثیر این فرآیند قرار گرفته است. در شکل‌های ۷-ج و د) فرآیند میکرایتی شدن در پوسته روزنداران کفزی *Verneuilina* و *Praechrysalidina* مشاهده می‌شود.

انحلال

می‌نماید و تخلخل از نوع بین ذره‌ای، تخلخل قالبی و حفرات بین‌دانه‌ای را ایجاد می‌کند. در چاه مورد مطالعه، آثار انحلال را تقریباً می‌توان در تمام ذرات اسکلتی و غیراسکلتی و حتی در سیمان کلسیتی و در بلورهای دولومیت نیز مشاهده نمود. در این مطالعه علاوه بر وجود حفرات اولیه ناشی از ساختار اسکلتی، انحلال نیز درون حفرات جلبک لیتوکودیدوم دیده می‌شود که باعث ایجاد تخلخل نوع *Growth framework* شده است و این حفرات چندان باهم در ارتباط نیستند. از لحاظ محیط وقوع این پدیده باید گفت انحلال در محیط دیاژنزی تحت جوی و منطقه هوازده از دیگر محیط‌های دیاژنزی گسترده‌تر صورت می‌گیرد. با این حال، نفوذ آب‌های شیرین و حضور شورآبه‌ها یا آب‌های نفوذی که نسبت به کانی یا عنصر خاصی تحت اشباع باشند، ممکن است در هر محیطی باعث انحلال فابریک سنگ به طور کلی یا انتخابی شود. لازم به ذکر است آثار انحلالی در تخلخل‌های ریز نیز مشاهده می‌گردد. این آثار به شرایط دیاژنزی تحت جوی مربوط می‌گردد. در **شکل ۸- (الف-د)** تصاویری از پدیده دیاژنزی انحلال در چاه مورد مطالعه مشاهده می‌شود.

انحلال یکی از پدیده‌های دیاژنزی تخریبی است که به‌عنوان فرآیند اصلی افزایش تخلخل و بهبود دهنده کیفیت مخزن در نهشته‌های سازند داریان عمل نموده است و در نتیجه آن کانی‌های کربناته حل و جابجا می‌شوند و ممکن است فضای ایجاد شده توسط کانی‌های دیگر پر شود. بنابراین انحلال موجب ایجاد یا تغییر در فابریک فضاهای خالی سنگ رسوبی می‌شود. انحلال ممکن است به صورت انتخابی توسط بافت^۱ باشد و فضاهای خالی قالبی را ایجاد کند که معمولاً حفرات غیر مرتبط با هم را می‌سازند و یا به صورت انتخابی توسط بافت نباشد و حفرات مرتبط در سنگ ایجاد و گسترش دهد. اغلب رخساره‌ها مورد مطالعه به غیر از وکستون با رخساره پلاژیک تحت تأثیر انحلال واقع شده‌اند. در این پدیده، قابلیت انحلال کانی‌های کربنات کلسیم از کلسیت کم‌نیزیم به کلسیت پرمینیزیم و آراگونیت افزایش می‌یابد. همین تفاوت قابلیت انحلال باعث ایجاد ترتیب خاصی از تبدیلات کانی‌شناسی بین ترکیبات کربنات کلسیم می‌شود. تشکیل حفرات در نتیجه انحلال انتخابی، معمولاً فابریک فضاهای خالی در بافت سنگ ایجاد



شکل ۸ فرآیند انحلال سازند داریان، میدان رشادت. الف) انحلال بخشی پوسته اسکلتی اکینودرم، عمق ۱۵۲۳/۲۷ m، ب) انحلال بخشی پوسته دوکفه‌ای، عمق ۱۵۱۹/۱۳ m، ج) انحلال بخشی پوسته دوکفه‌ای، عمق ۱۵۰۳/۰۶ m و د) انحلال بخشی کلسیت در یک پوسته اسکلتی، عمق ۱۵۵۳/۸۲ m.

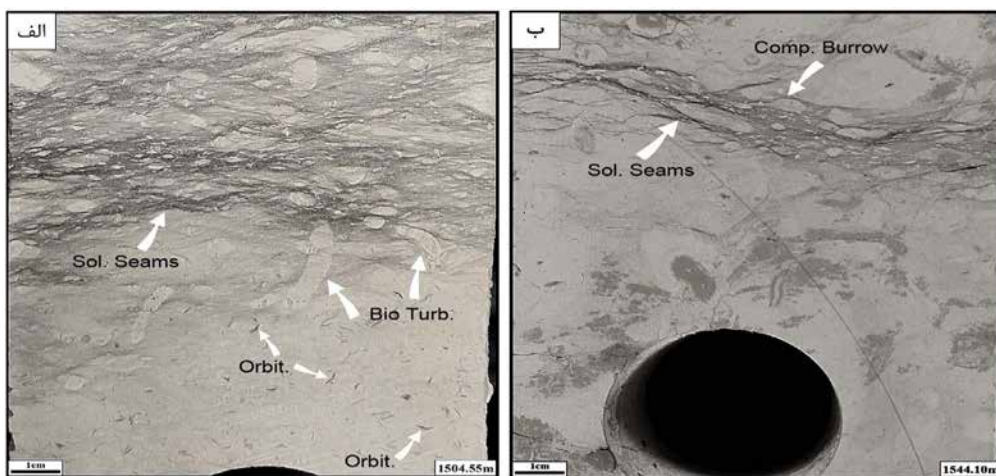
فشردگی مکانیکی و شیمیایی

نمونه‌هایی نیز استیلولایت‌های غیر زیگزاکی بصورت صاف و موجی قابل تشخیص است. این استیلولایت‌ها به شکل مارپیچی و گاهی دم‌اسبی مشاهده می‌گردند. فرآیند استیلولیتی‌شدن می‌تواند نقش یک مسدودکننده چرخش سیالات داشته باشد که علت آن حضور کانی‌های رسی، مواد آلی و دیگر مواد کربناته متمرکز در درزه‌های استیلولیتی است. تراکم فیزیکی و شیمیایی موجب بسته‌شدن حفره‌ها و متعاقب آن بسته‌شدن تخلخل و تراوایی و کاهش کیفیت مخزنی می‌گردد. رگچه‌های انحلالی فشاری به شکل دم‌اسبی حاوی ماده آلی و استیلولایت‌های دامنه کوتاه در شکل ۹-۱۰ (الف و ب) دیده می‌شوند.

سیمانی شدن

سیمانی‌شدن به‌عنوان مهم‌ترین فرآیند دیاژنزی کاهش‌دهنده تخلخل و کیفیت مخزن بشمار می‌رود و زمانی رخ می‌دهد که سیال‌های منفذی از فاز سیمان فوق‌اشباع باشند. ترکیب، بافت و ریخت شناسی سیمان در تفسیر منشأ و همچنین بازسازی تاریخچه دیاژنزی بسیار مهم می‌باشند. در نمونه‌های مطالعه شده، سیمان دروزی، سیمان هم‌بعد، سیمان بلوکی، سیمان هم‌ضخامت و سیمان رگه‌ای یافت می‌گردد.

از فرآیندهای دیاژنزی مشاهده شده در مقاطع مورد مطالعه، می‌توان به آثار تراکم و فشردگی در رسوبات اشاره کرد که در آهک‌های رسی دیده می‌شود. تراکم به دو صورت مکانیکی یا شیمیایی قابل تشخیص است و یکی از فرآیندهای مهم دیاژنزی در شرایط جوی و تدفینی است. در واقع تراکم و فشردگی رسوبات، ناشی از افزایش وزن طبقات رسوبی فوقانی، ضمن افزایش عمق تدفین است که با گذشت زمان هم بر شدت آن افزوده می‌شود. برای وقوع پدیده تراکم نیازی به ورود ماده از منشأ خارجی نیست بلکه خود می‌تواند منشأ انرژی برای حرکت سیالات به خارج از رسوب و ورود آن به داخل رسوبات مجاور هم باشد. این فرآیند می‌تواند باعث تغییر جهت بایوکلست‌ها^۱ به‌همراه ایجاد رگچه‌های گلی می‌شوند. همچنین اتصالات محذب و مقعر و تماس‌های طولی و مماسی (بخصوص در بلورهای دولومیت)، نشان‌دهنده تغییر شکل پلاستیکی در تراکم فیزیکی است و اتصالات مضرسی حاصل فشردگی شیمیایی و انحلال فشاری است. به دلیل شرایط تدفین کم‌عمق و ماهیت گلی ریزرخساره‌ها، استیلولایت‌های مشاهده شده در سازند داریان معمولاً دامنه کوتاه هستند و در



شکل ۱۰ تصاویری از مغزه‌های سازند داریان در چاه مورد مطالعه، ایجاد رگچه‌های انحلالی بر اثر فرآیند دیاژنزی تراکم. الف) رگچه‌های انحلالی، عمق ۱۵۰۴/۵۵ m، ب) رگچه‌های انحلالی حاوی هیدروکربن، عمق ۱۵۴۴/۱۰ m.

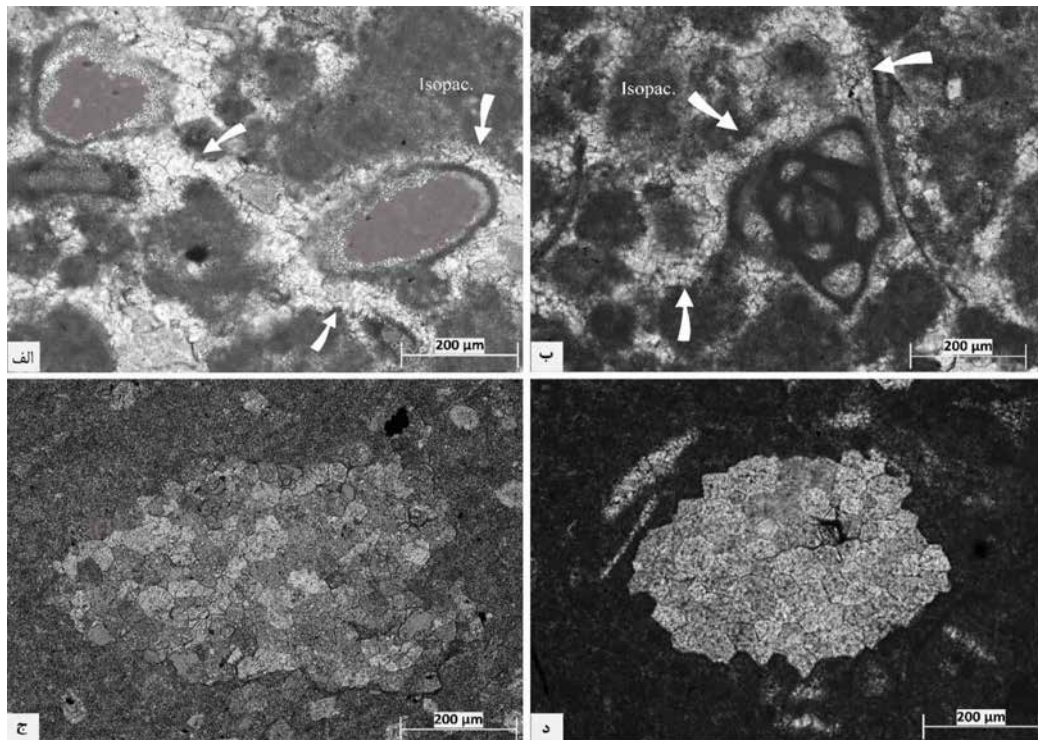
1. Reoriented Bioclast

اثرات شکستگی در نمونه‌ها به‌صورت پرشده با سیمان و یا به‌صورت پرنشده که با اپوکسی آبی رنگ‌آمیزی شده‌اند قابل تشخیص هستند. کانی‌شناسی سیمان‌ها به شیمی آب، فشار CO_3 و نسبت Mg/Ca و میزان تأمین کربنات بستگی دارد. شکل بلورها متأثر از عواملی نظیر سرعت تبلور و تمرکز عناصر منیزیم و سدیم موجود در آب است. بررسی پتروگرافی نمونه‌های سازنده نشان داد که کلسیت اسپاری بصورت پرنکنده درون دانه‌ها و بین دانه‌ها در امتداد استیلولیت‌ها، شکستگی‌ها، درون حفرات ایجاد شده، توسط موجودات حفرار و در تخلخل حفره‌ای و پناهگاهی تشکیل گردیده‌اند. سیمان‌های بلوکی در جلبک‌های لیتوکویوم سازند داریان که تا اندازه ۱ mm و غنی از انکلوزیون با کلیواژ شاخص حاکی از شرایط جوی یا تدفینی کم عمق هستند (شکل ۱۲- الف)).

سیمانی‌شدن تقریباً در همه ریز رخساره‌های سازند داریان در چاه مورد مطالعه، قابل مشاهده است. سیمان، درون بایوکلست‌ها، متن سنگ، بین ذرات و درون شکستگی‌ها و رگچه‌ها را پر کرده‌اند.

سیمان هم‌ضخامت، معمولاً سیمان دریایی یا جوی فریاتیگ است که توسط سایر سیمان‌هایی که در مراحل دیاژنزی متئوریک و جوی جانشین می‌گردند. این سیمان‌ها تقریباً اولیه بوده و در چاه مورد مطالعه در رخساره اینتراکلت- فرامینفر پکستون دیده می‌شود. در شکل ۱۱- الف)، سیمان هم‌ضخامت در اطراف پوسته‌های دوکفه‌ای و در شکل ۱۱- ب)، در اطراف ذرات اینتراکلتی و بایوکلستی و اطراف یک گونه‌ی روزندار کفزی میلیولیدی^۱ دیده می‌شود.

رگچه‌های کلسیتی حاصل از سیمان تدفینی هستند.



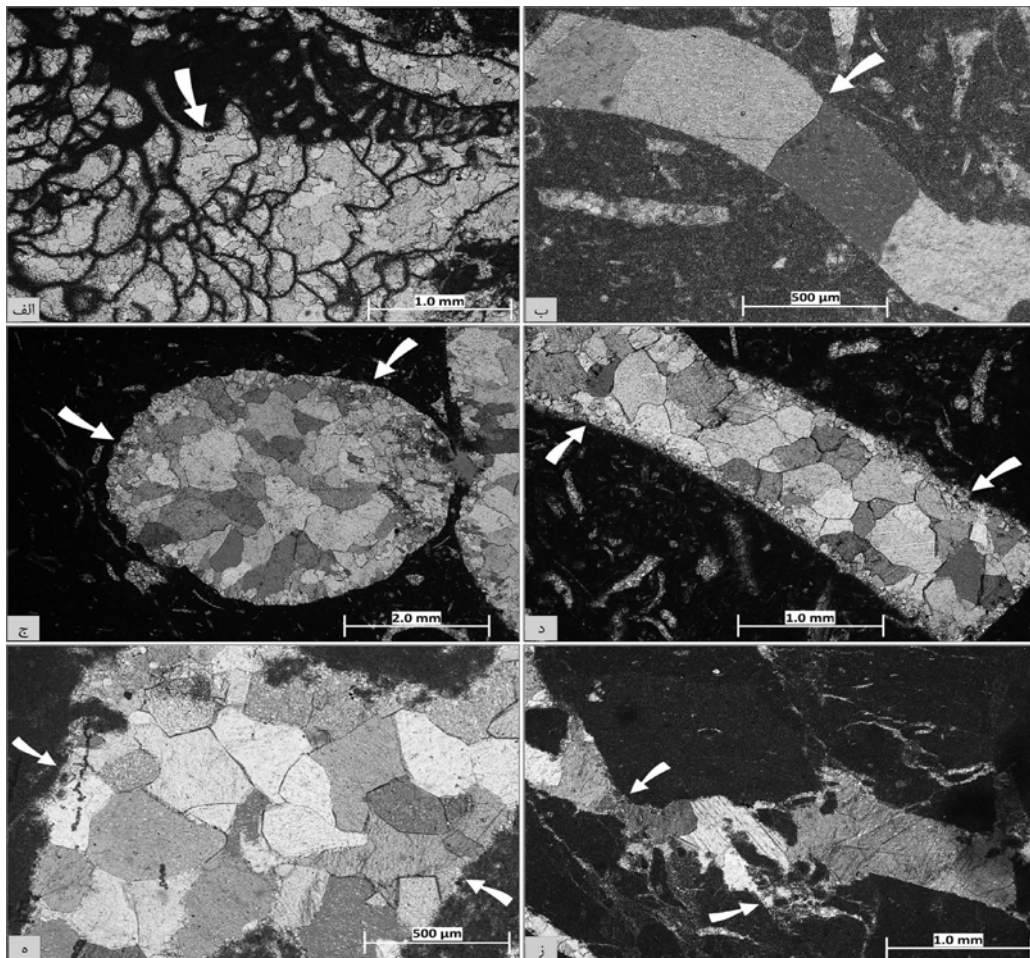
شکل ۱۱ انواع سیمان در سازند داریان، چاه رشادت. الف) سیمان هم‌ضخامت در اطراف دانه‌های اسکلتی و اینتراکلت، عمق ۱۵۷۶/۳۶ m، ب) سیمان کلسیت هم‌ضخامت، در اطراف دانه‌های اسکلتی و میلیولید *Moesiloculina histri*، عمق ۱۵۷۶/۳۶ m، ج و د: سیمان کلسیت هم‌بعد، بترتیب اعماق ۱۵۲۱/۷۷ m و ۱۵۱۹/۸۳ m.

1. *Moesiloculina histri*

پیریتی شدن

پیریت در سنگ‌های رسوبی اغلب دارای منشأ دیاژنتیکی می‌باشد؛ اگر چه در شرایط همزمان با رسوب‌گذاری هم تشکیل شده و یا به‌صورت آواری وارد محیط می‌گردد. پیریت اتوژنیک معمولاً از احیای ماده آلی در محیط‌های دریایی نرمال کم اکسیژن و آب‌های شیرین تشکیل می‌شود [۳۴]. دو نوع ریخت‌شناسی که بیشتر متداول است شامل پیریت فرامبوئیدال و پیریت یوهدرال است. پیریت فرامبوئیدال یا دانه تمشکی شامل اگرگات‌های کروی در اندازه میکروسکوپی می‌باشد و بلورهای خودشکل و بی‌شکل دارد [۳۴]. این نوع پیریت بصورت خوشه‌های پراکنده و خردشده درون سنگ‌های آهکی میکرایتی دانه‌ریز و مارن‌ها و همچنین پیریت پرکننده درون سنگواره‌ها و حفره‌های هم‌زمان با رسوب‌گذاری دیده می‌شود.

سیمان‌هایی که داخل قالب بایوکلیست‌ها را پر می‌کنند اغلب به شکل دروزی می‌باشند و بعضی بر اثر انحلال بایوکلیست آراگونیتی و سیمان‌تشنسست کرده که تحت عنوان جوی و تدفینی کم‌عمق است (شکل ۱۲-ج و د)). سیمان داخل شکستگی‌ها نیز دروزی و بلوکی بوده و بعد از فشردگی و در شرایط تدفین رشد کرده‌اند (شکل ۱۲-و)). سیمان‌های هم بعد (شکل‌های ۱۱-ج و د)) و سیمان‌های بلوکی (شکل‌های ۱۲-ب و ه)) نیز سیمان‌های تدفینی هستند که اندازه بلورهای آن بخصوص در سیمان بلوکی تا حدود ۱۰ mm و بیشتر نیز می‌رسد. سیمانی‌شدن با پرکردن فضاهای بین دانه‌ای و درون دانه‌ای، قالبی و شکستگی و حفره‌ها باعث کاهش تخلخل و پایین آوردن کیفیت مخزنی سازند گردند.

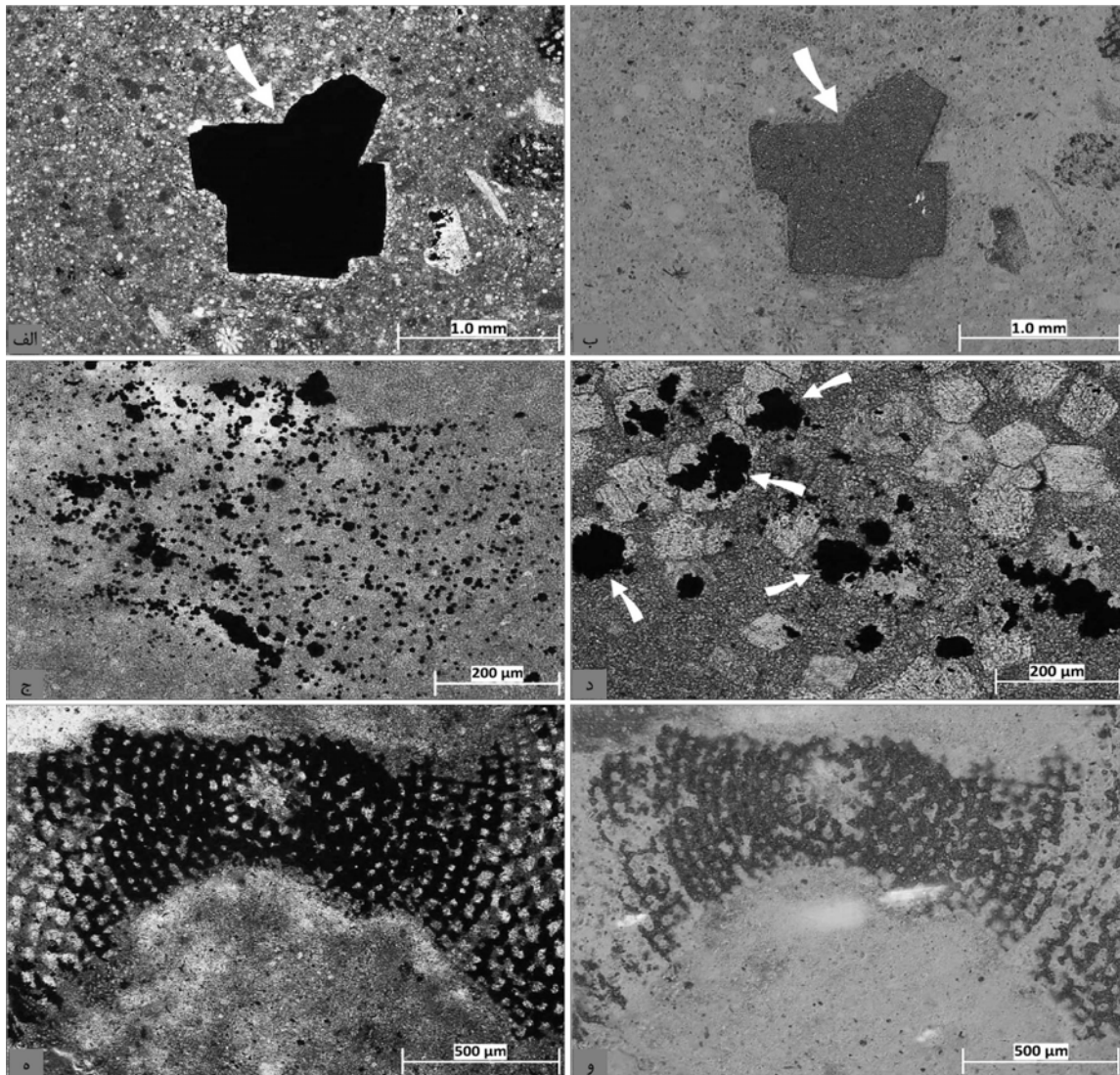


شکل ۱۲ انواع سیمان در سازند داریان، چاه رشادت. الف) سیمان هم‌بعد درون فسیلی، عمق ۱۵۷۲/۲۴ m، ب) سیمان کلسیت هم‌بعد، عمق ۱۵۴۹/۹۶ m، ج و د) سیمان کلسیت دروزی، بترتیب اعماق ۱۵۵۲/۳۰ و ۱۵۵۴/۲۳ m، ه) سیمان کلسیت بلوکی، عمق ۱۵۴۸/۸۸ m، و) سیمان پرکننده شکستگی‌ها، عمق ۱۵۵۰/۴۶ m

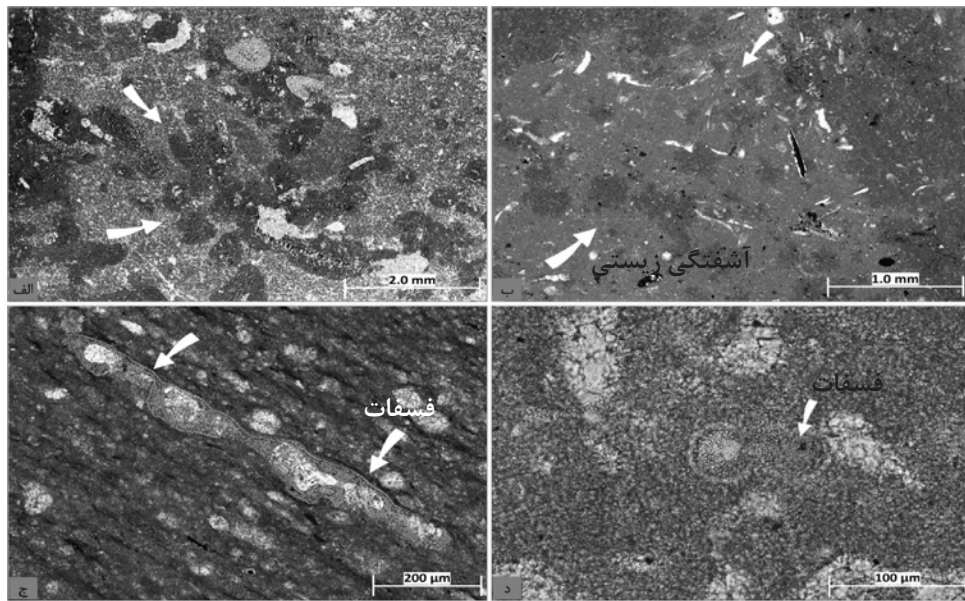
در همگن‌سازی مواد آهکی دانه‌ریزی که در نواحی آرام دریا تشکیل می‌شوند، نقش مهمی ایفاء می‌کنند که به صورت تغییر رنگ و تغییر بافت رسوب مشاهده می‌شود [۳۶]. اگر تحرک موجود در زمینه گلی زیاد باشد، به این زمینه گلی اکسیژن زیادتری رسیده و رنگ زمینه روشن، ولی اگر تحرک کم باشد، رنگ زمینه گلی تیره است [۳۳]. این فرآیند تأثیر چندانی بر روی تخلخل و کیفیت مخزنی ندارد. در شکل‌های ۱۴- (الف و ب) آشفستگی زیستی به‌خوبی قابل تشخیص است.

این نوع پیریت از آب‌های روزنه‌ای فوق‌اشباع نسبت به مونوسولفید آهن پیریت، ته‌نشین می‌شوند [۳۴] (شکل ۱۳- (الف و ب)). اما پیریت یوهدرال از آب‌های روزنه‌ای فوق‌اشباع نسبت به پیریت اما زیراشباع نسبت به مونوسولفید آهن ته‌نشین می‌شود [۳۵] آشفستگی زیستی

این فرآیند در محیط‌های دریای باز و به‌خصوص لاگون و در رخساره‌های گل‌پشتیان مشاهده می‌گردد. جانوران مختلفی که در نواحی دریایی عمیق و در داخل لجن‌های آهکی زندگی می‌کنند،



شکل ۱۳ فرآیند دیاژنزی پیریتی شدن. (الف) کریستال پیریت، عمق ۱۵۰۳/۰۶ m، (ب) جلای طلایی پیریت در زیر میکروسکوپ خاموش، عمق ۱۵۰۳/۰۶ m، (ج) پیریت دانه تمشکی یا فرامبوئیدال، عمق ۱۵۴۸/۶۲ m، (د) پیریتی شدن در درون بلورهای متوسط دانه دولومیت، عمق ۱۵۱۷/۴۳ m و (ه - و) پیریت‌های پرکننده ساختار فسیل فرامینیفر اربیتولینید، ۱۵۰۲/۳۱ m.



شکل ۱۴ فرآیندهای آشفته‌گی زیستی و فسفاتی شدن در سازند داریان. الف) عمق ۱۵۶۹/۶۹ m، ب) عمق ۱۵۷۸/۹۴ m، ج) جایگزینی فسفات در ساختمان‌های کربناته، عمق ۱۵۵۳/۹۷ m و د) جایگزینی فسفات در حجرات یک روزندار پلانکتونی، عمق ۱۵۳۱/۶۳ m

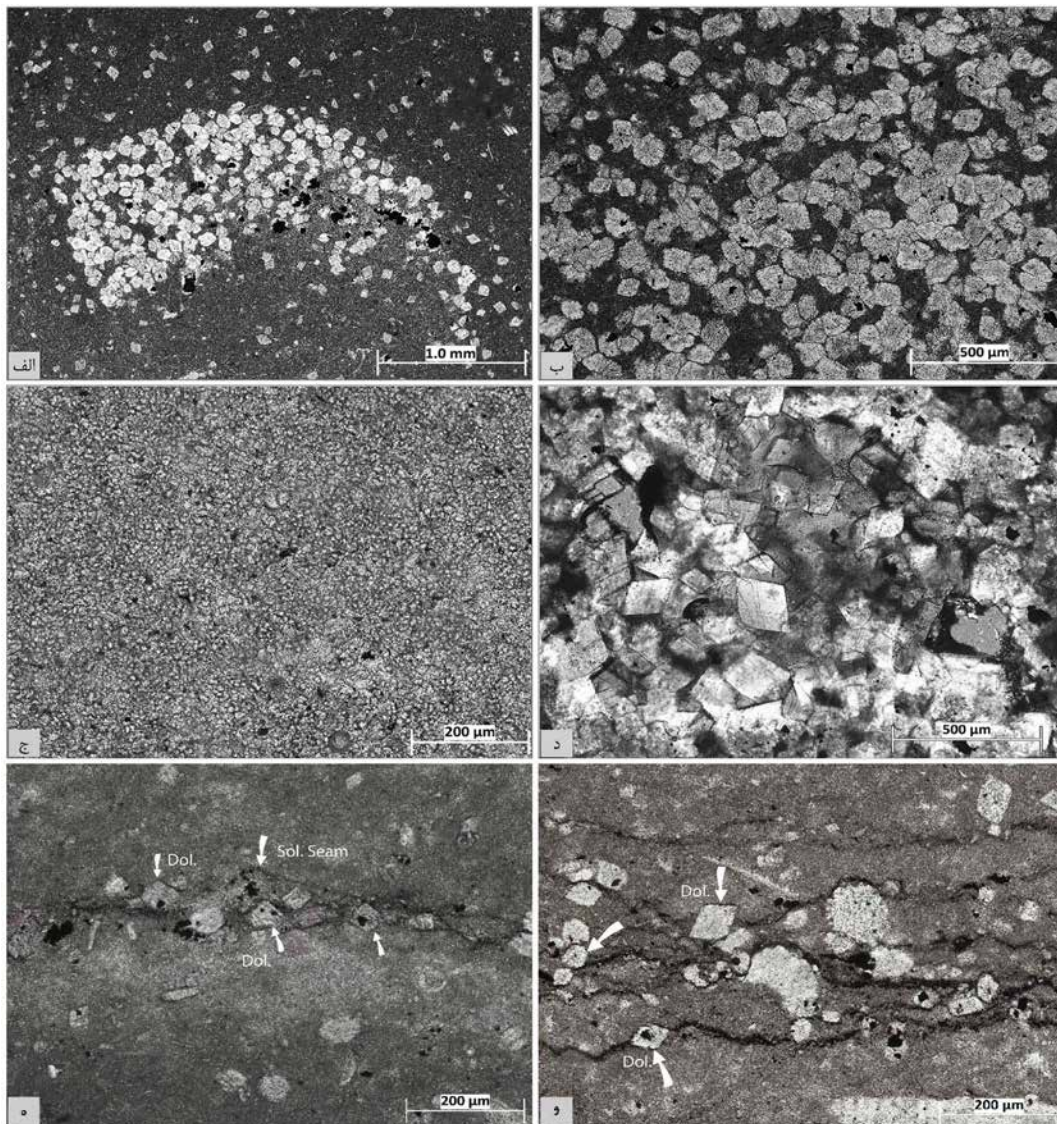
فسفاتی شدن

کانی‌های فسفاتی دیاژنزی به صورت توده‌های گرهکی بدون وجه، سیمان یا جانشینی مشاهده می‌شوند. فسفاتی شدن در رخساره های سازند داریان مانند لاگون، پشته سدی و به خصوص رخساره دریای باز دیده می‌شود. ذرات فسفاتی در این مطالعه جایگزین ساختمان‌های کربناتی، اسکلتی و غیراسکلتی شده‌اند (شکل‌های ۱۴-ج و د)). این فرآیند نیز تأثیری بر میزان تخلخل و کیفیت مخزنی نهشته‌های مورد مطالعه ندارد.

دولومیتی شدن

فرآیند دولومیتی شدن ممکن است سبب کاهش یا افزایش تخلخل شود و یا این که بر روی تخلخل تأثیر زیادی نداشته باشد که این بستگی به زمان و نوع دولومیتی شدن دارد [۳۷]. فرآیند دولومیتی شدن در سازند داریان فرآیند رایجی است و گسترش نسبتاً خوبی دارد. دولومیت‌های سازند داریان به صورت پراکنده در زمینه میکرایتی در محیط لاگون و بخش‌های نسبتاً عمیق دریای باز دیده می‌شوند (شکل‌های ۱۵-الف-د)). همچنین دولومیت‌های مرتبط با رگه‌های انحلالی نیز در

عمده رخساره‌های سازند داریان قابل رؤیت هستند که مرتبط با مرحله تدفینی دیاژنز هستند. انحلال زیاد پوسته خارپوستان در حاشیه رگچه‌های انحلالی و استیلولایت‌ها می‌تواند منیزیم مورد نیاز برای فرآیند دولومیتی شدن را تأمین کند و به همین دلیل بلورهای دولومیت در حاشیه این رگچه‌ها دیده می‌شوند (شکل‌های ۱۵-ه و)). دولومیت‌ها به شکل یوهدرال از نوع e دارای بافت زونه و رومبیک درشت دانه هستند و تخلخل بین بلوری بین آنها قابل مشاهده هستند و دارای انکلوزیون درون بلورهای دولومیت هستند (شکل ۱۵-د)). با توجه به اینکه گسترش بلورهای دولومیت در زمینه‌های میکرایتی و همچنین در اطراف رگچه‌های انحلالی رخ می‌دهد، و با توجه به بافت گل‌پشتیبان اولیه سازند مورد مطالعه، تنها در بخش بسیار کمی از رخساره‌های مورد مطالعه شاهد گسترش شبکه‌ای بلورهای دولومیت و به تبع آن گسترش تخلخل بین بلوری در آنها هستیم، به نظر می‌رسد فرآیند دولومیتی شدن تأثیر چندانی بر افزایش تخلخل و همچنین کیفیت مخزنی سازند داریان نداشته است.



شکل ۱۵ برخی از انواع دولومیت مشاهده شده در سازند داریان، میدان رشادت. الف) دولومیکرایت، بلورهای ریز تقریباً هم اندازه پراکنده در زمینه میکرایتی، عمق ۱۵۱۷/۴۳ m، ب) بلورهای متوسط دانه نیمه شکل تا شکل دار رومبیک دولومیت، عمق ۱۵۱۶/۸۷ m، ج) دولومیت بسیار ریزبلور نیمه شکل دار متراکم، عمق ۱۵۰۰/۶۲ m، د) بلورهای درشت دانه رومبیک دولومیت و تخلخل بین دانه‌ای در این رخساره، عمق ۱۵۲۲/۴۹ m؛ ه و: دولومیت‌های مرتبط با رگچه‌های انحلالی، بترتیب عمق ۱۵۱۶/۴۹ m و عمق ۱۵۲۱/۷۷ m.

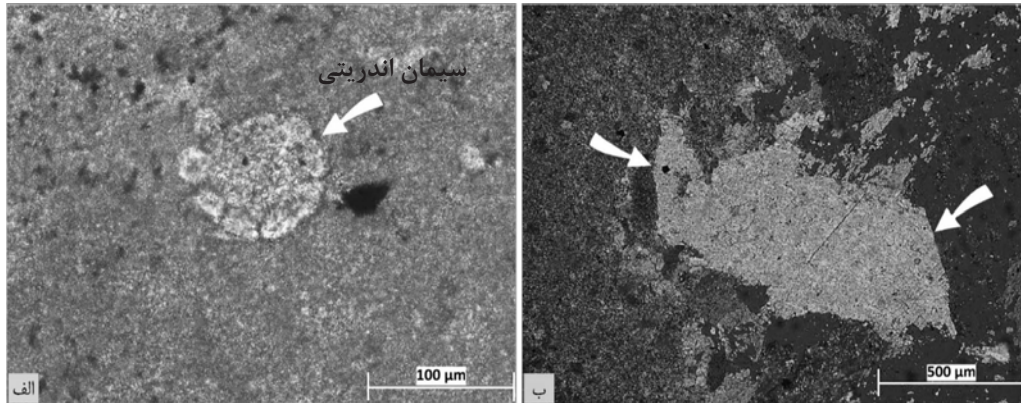
انیدریتی شدن

انیدریتی شدن جایگزینی انیدریت یا سولفات کلسیم در ساختار اسکلتی و یا کربناته زمینه سنگ‌ها، از عوامل منفی کاهش خواص مخزنی سنگ می‌باشد. در سازند داریان چاه رشادت، جایگزینی سیمان انیدریتی در ساختار اسکلتی و زمینه سنگ، هر دو به‌مقدار

بسیار کم دیده می‌شود (شکل‌های ۱۶-الف و ب)).

توالی دیاژنزی

در شکل ۱۷ تصویری از فرآیندهای دیاژنزی و تأثیر آن‌ها بر تخلخل و کیفیت مخزن در چاه مورد مطالعه مشاهده می‌شود.



شکل ۱۶ انیدریتی شدن و جایگزینی سیمان انیدریتی در سازند داریان، میدان رشادت. الف) سیمان انیدریتی جایگزین ساختار اسکلتی یک خار اکیونئید، عمق ۱۵۰۴/۶۳ m، ب) سیمان انیدریتی در زمینه سنگ کربناته، عمق ۱۵۰۴/۲۴ m.

فرآیندها و فازهای مختلف دیاژنز		اثرات		مزوزنز		تولوژنز بالا آمدگی	
		دریایی	متئوریک	تدفینی			
				کم عمق	عمیق		
فرآیندهای دیاژنزی	میکریتی شدن	—					
	آشفتگی زیستی	—					
	تراکم	فشرده‌گی فیزیکی		—	—		
		فشرده‌گی شیمیایی		—	—		
	سیمانی شدن	سیمان هم ضخامت	—				
		سیمانی دروزی		—	—		
		سیمان بلوکی و هم بعد		—	—		
		سیمان پرکننده شکستگی‌ها			—	—	
	تبلور مجدد	—	—				
	انحلال		—	—			
	دولومیتی شدن		—	—			
	انیدریتی شدن	—	—				
	پیریتی شدن			—	—		
فسفاتی شدن		—	—				
شکستگی		—	—				
Legend		تا حدودی بی‌تأثیر یا نامشخص	کاهنده تخلخل	افزاینده تخلخل			

شکل ۱۷ توالی فرآیندهای دیاژنزی سازند داریان، چاه رشادت.

است. دیاژنز دریایی با فرآیندهای آشفته‌گی زیستی و میکرایتی‌شدن آغاز می‌شود. در دیاژنز جوی یا متئوریک، رسوبات تحت تأثیر آب‌های جوی قرار گرفته و شاهد رخ دادن فرآیندهای انحلال، دولومیتی‌شدن، تراکم، شکستگی و انواع سیمان بلوکی، هم بعد و دروزی هستیم. پس از مرحله ائوژنز رسوبات تحت تأثیر مرحله مزوژنز و تدفین قرار گرفته‌اند و در این مرحله دما، فشار و عمق بر روی رسوبات تأثیرگذار بوده‌اند. در دیاژنز تدفینی، فرآیندهای دیاژنزی مانند، سیمان پرکننده رگه‌ها و شکستگی‌ها، پیریتی‌شدن و فسفاتی‌شدن رخ داده‌اند. آخرین مرحله تلوزنز است که در این مرحله شاهد بالآمدگی و آپلیفت هستیم و در نتیجه فرآیندهای تکتونیک، شکستگی‌ها ایجاد شده‌اند.

تخلخل

تخلخل یک سنگ اندازه مقدر فضای داخلی آن است که قابلیت نگهداری سیالات را دارا می‌باشد. بیشتر مخازن تخلخلی در حدود ۵ تا ۳۰٪ می‌باشند. تخلخل‌های کمتر از ۵٪ بندرت انباشته‌های اقتصادی ایجاد می‌کنند و تخلخل بیشتر از ۳۵٪ بسیار نادر است. تخلخل را می‌توان در آزمایشگاه از روی مغزه‌ها و یا با استفاده از نمودارهای چاه‌پیمایی خصوصاً نمودار چگالی، صوتی و نوترون محاسبه کرد. همچنین از روی داده‌های لرزه‌ای نیز تخلخل قابل محاسبه است. تخلخل یک سنگ بستگی به شکل، کروی‌شدن، جورشدگی و ترتیب قرار گرفتن دانه‌ها و بافت و میزان مچوریتی و سیمانی‌شدن سنگ دارد. در سنگ‌های کربناته تخلخل عمدتاً ثانویه است و تخلخل مفید نیز تخلخلی است که منافذ آن به هم مرتبط باشند. چوکت و پری کاملترین تقسیم بندی مورد استفاده برای تخلخل را ارائه نمودند [۳۸]. در این طبقه‌بندی ۱۵ نوع تخلخل در سه گروه تخلخل وابسته به فابریک، تخلخل غیروابسته به فابریک و تخلخل‌هایی که می‌تواند به فابریک وابسته باشد یا نباشد، قرار می‌گیرند. تخلخل‌های مشاهده شده در سازند داریان در چاه‌های مورد

توالی دیاژنزی نشان‌دهنده زمان تأثیر فرآیندهای دیاژنزی می‌باشد. در سازند داریان فرآیندهای دیاژنزی در سه زمان ائوژنز، مزوژنز و تلوزنز به وقوع پیوسته‌اند. ائوژنز نخستین مرحله است که به دو صورت محیط دریایی و جوی رخ داده است. دیاژنز دریایی با فرآیندهای آشفته‌گی زیستی و میکرایتی‌شدن آغاز می‌شود. در دیاژنز جوی یا متئوریک، رسوبات تحت تأثیر آب‌های جوی قرار گرفته و شاهد رخ دادن فرآیندهای انحلال، دولومیتی‌شدن، تراکم، شکستگی و انواع سیمان بلوکی، هم بعد و دروزی هستیم. پس از مرحله ائوژنز رسوبات تحت تأثیر مرحله مزوژنز و تدفین قرار گرفته‌اند و در این مرحله دما، فشار و عمق بر روی رسوبات تأثیرگذار بوده‌اند. در دیاژنز تدفینی، فرآیندهای دیاژنزی مانند، سیمان پرکننده رگه‌ها و شکستگی‌ها، پیریتی‌شدن و فسفاتی‌شدن رخ داده‌اند. آخرین مرحله تلوزنز است که در این مرحله شاهد بالآمدگی و آپلیفت هستیم و در نتیجه فرآیندهای تکتونیک، شکستگی‌ها ایجاد شده‌اند.

انیدریتی‌شدن

انیدریتی‌شدن جایگزینی انیدریت یا سولفات کلسیم در ساختار اسکلتی و یا کربناته زمینه سنگ‌ها، از عوامل منفی کاهش خواص مخزنی سنگ می‌باشد. در سازند داریان چاه رشادت، جایگزینی سیمان انیدریتی در ساختار اسکلتی و زمینه سنگ، هر دو به مقدار بسیار کم دیده می‌شود (شکل‌های ۱۶-الف و ب)).

توالی دیاژنزی

در شکل ۱۷ تصویری از فرآیندهای دیاژنزی و تأثیر آن‌ها بر تخلخل و کیفیت مخزن در چاه مورد مطالعه مشاهده می‌شود. توالی دیاژنزی نشان‌دهنده زمان تأثیر فرآیندهای دیاژنزی می‌باشد. در سازند داریان فرآیندهای دیاژنزی در سه زمان ائوژنز، مزوژنز و تلوزنز به وقوع پیوسته‌اند. ائوژنز نخستین مرحله است که به دو صورت محیط دریایی و جوی رخ داده

شکستگی و تخلخل حاصل از این فرآیند می‌تواند به عنوان عاملی موثر در افزایش تخلخل و تراوایی باشد و کیفیت مخزنی سازند را افزایش دهد. برخی شکستگی‌ها در رخساره‌های مورد مطالعه، با سیمان کلسیت اسپاری و بلوکی پر شده‌اند، اما برخی شکستگی‌ها نیز باز بوده و یا اینکه انحلال باعث باز شدن مسیر و افزایش تخلخل و تراوایی می‌گردد. این نوع تخلخل ممکن است بر اثر تکتونیک، ریزش و لغزش در سنگ‌های آهکی ایجاد شود (شکل‌های ۱۸-ج و د)).

تخلخل حفره‌ای

یکی از انواع تخلخل ثانویه است که از طریق انحلال قطعات بزرگ نظیر ماکروفسیل‌ها در سنگ‌های کربناته ایجاد می‌شود. این نوع تخلخل می‌تواند منجر به تشکیل حفرات بزرگ، ژئودها و حتی غارها شود. در سازند داریان در رخساره‌های حاوی جلبک لیتوکودیوم، وجود حفرات اولیه بزرگ در شبکه ساختار اسکلتی آنها و یا انحلال قطعات بزرگی از لیتوکودیوم، باعث بوجود آمدن تخلخل‌های بزرگ و حفره‌ای شده است (شکل ۱۸-ه و و)).

تخلخل درون بلوری

یکی از انواع تخلخل که از طریق انحلال انتخابی و ایجاد فضای خالی در ماتریکس متبلور مانند دولومیت، کلسیت و یا انیدریت ایجاد می‌شود. در این نوع تخلخل شکل اصلی و اولیه بلور قابل تشخیص است و در حقیقت یک تخلخل قالبی بلور است. در شکل ۱۸-ز) تصویر تخلخل درون بلوری در یک بلور رومبوئندر مشاهده می‌شود.

تخلخل بین بلوری

خلل و فرج و فضاهاى کوچکی که در بین بلورها و بخصوص در شبکه بلورهای رومبوئندر دولومیتی گسترش یافته‌ی در زمینه سنگ بوجود می‌آید، باعث ایجاد تخلخل بین‌بلوری و افزایش کیفیت مخزنی می‌گردد.

مطالعه بیشتر شامل تخلخل قالبی، شکستگی یا فراکچر، حفره‌ای، درون‌بلوری و بین‌بلوری است که در بسیاری از موارد این فضاهاى خالی توسط سیمان پر شده‌اند.

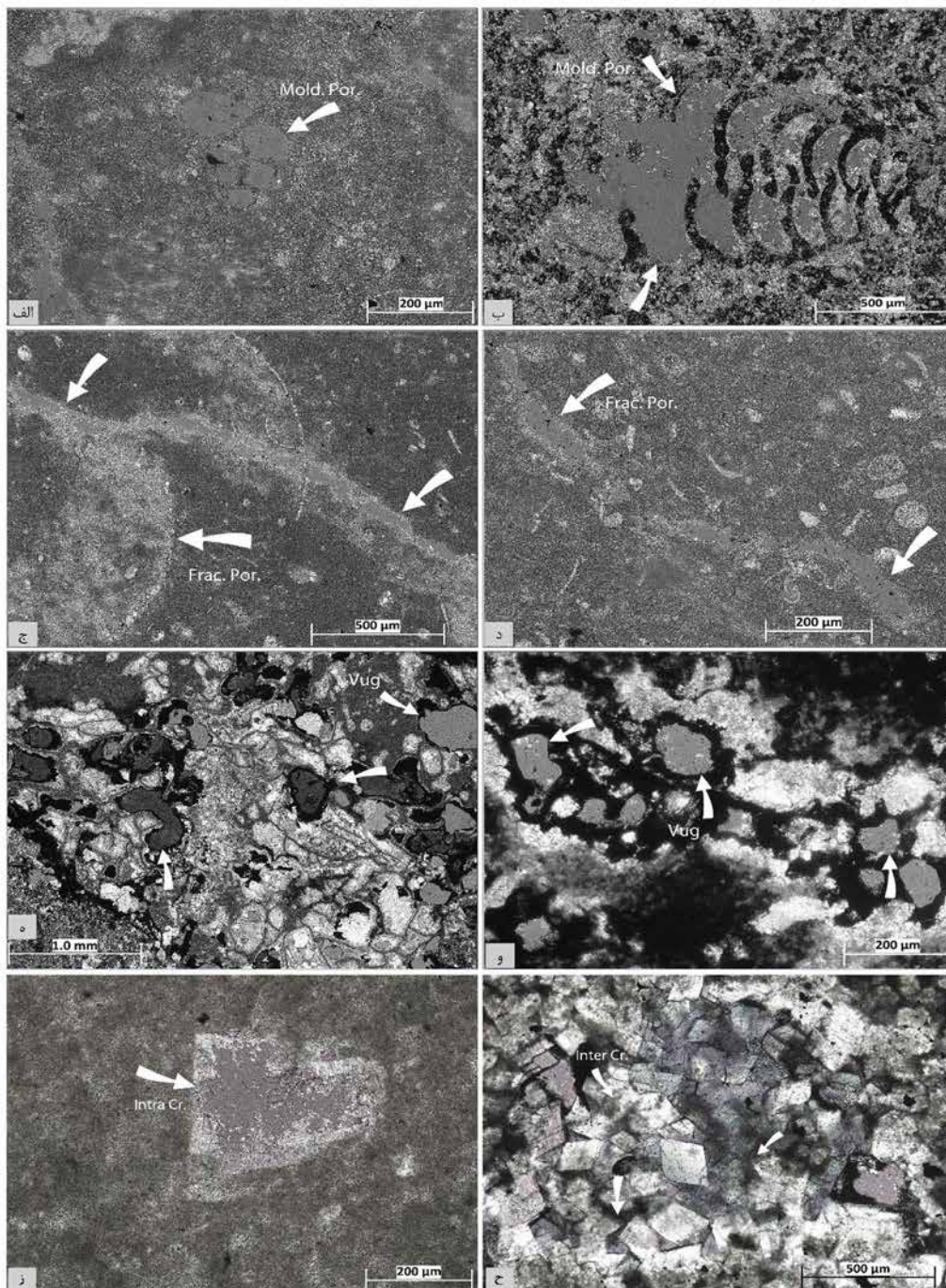
تخلخل قالبی

تخلخل قالبی بوسیله شسته‌شدن انتخابی اجزای سنگ مثل فسیل‌های روزندار، دوکفه‌ای و کانی‌های تبخیری و ائیدها شکل می‌گیرد. تفاوت در ترکیب کانی‌شناسی کربنات‌ها و شرایط متغیر دیاژنزی در سرعت تشکیل این تخلخل موثر است، بطوریکه در شرایط دیاژنزی جوی، کلسیت پرمینیزیم به کم‌مینیزیم تبدیل می‌شود. اندازه حفرات، به دانه‌ی حل‌شده و شدت انحلال بستگی دارد. این نوع تخلخل اگر دارای ماتریکس گل‌پشتیبان باشد، مانند آنچه که در رخساره‌های مورد مطالعه سازند داریان مشاهده می‌شود، دارای نفوذپذیری و تراوایی کمتری است، مگر اینکه عوامل دیگری چون شکستگی یا تخلخل بین‌بلوری باعث ایجاد ارتباط آن‌ها شود که در این حالت تراوایی نیز افزایش می‌یابد [۳۹]. بنابراین در بسیاری از رخساره‌های گل‌پشتیبان مورد مطالعه، با وجود بالا بودن تخلخل، شاهد تراوایی اندک و کاهش کیفیت مخزنی هستیم. تخلخل قالبی در عمده رخساره‌های مورد مطالعه، مشاهده می‌گردد. در شکل‌های ۱۸-الف و ب) بترتیب تخلخل قالبی ایجاد شده در حفرات روزنداران کفزی *Praechrysalidina* و *Siphovalvulina* دیده می‌شود.

تخلخل شکستگی^۱

تخلخل شکستگی از انواع مهم تخلخل می‌باشد که عمدتاً در سنگ‌های شکننده شکل می‌گیرد تا در سنگ‌هایی که خاصیت پلاستیکی بیشتری دارند. در این حالت اگرچه تخلخل سنگ واقعاً ممکن است بالا نرود، ولی سنگ تراوایی زیادی پیدا خواهد کرد. با توجه به اینکه رخساره‌های مورد مطالعه عمدتاً گل‌پشتیبان و مادستون تا وکستونی هستند،

1. Fracture Porosity



شکل ۱۸ انواع تخلخل در سازند داریان، چاه رشادت؛ الف) تخلخل قالبی، عمق ۱۵۲۹/۲۹ m (ب) تخلخل قالبی، عمق ۱۵۷۷/۵۵ m، ج) تخلخل شکستگی، به ترتیب اعماق ۱۵۱۷/۲۴ m و ۱۵۳۱/۴۲ m، د) تخلخل حفره‌ای، عمق ۱۵۷۰/۶۳ m، و) تخلخل حفره‌ای، عمق ۱۵۷۱/۲۵ m، ز) تخلخل درون بلوری، عمق ۱۵۲۳/۳۸ m و ح) تخلخل بین بلوری، عمق ۱۵۲۲/۴۹ m.

میانگین تخلخل و تراوایی رخساره‌ها بررسی میانگین تخلخل و تراوایی بدست آمده از مغزه‌های سازند داریان در چاه مورد مطالعه و انطباق داده‌های تخلخل و تراوایی با ریزرخساره‌های مختلف سازند داریان، بیانگر نکات ارزنده و

در شکل ۱۸-ح) تصویری از تخلخل بین‌بلوری موجود در شبکه دولومیت‌های رومبوئدر مشاهده می‌شود که این فضاهای خالی بعلت بلودای شدن اسلاید با اپوکسی آبی، بوضوح و با رنگ آبی مشخص است.

در نمونه‌های مغزه این رخساره آثار آغشتگی نفت دیده می‌شود. اما ریزرخساره ششم یا لیتوکودیوم-باندستون همانطور که در **جدول ۱** دیده می‌شود، با میانگین تخلخل ۲۵٪ و تراوایی ۱۰ میلی داریستی بهترین رخساره مخزنی را در بین رخساره‌های سازند داریان در این میدان داراست. آغشتگی نفتی بسیار خوب و دارا بودن انواع تخلخل‌های قالبی، حفره‌ای نسبتاً متصل بهم و تخلخل شکستگی، باعث ایجاد کیفیت مخزنی مناسب و رخساره‌ای تراوا در این بخش شده است. ریزرخساره اینتراکلاست-فرامینیفرا و کستون/پکستون نیز رخساره‌ای با تخلخل حدود ۲۸٪ و تراوایی ضعیف تا متوسط ۳/۵ mD است. عمده تخلخل‌های موجود در این رخساره حفره‌ای و قالبی بوده و حاوی آغشتگی نفتی ضعیفی می‌باشد. ریزرخساره ترکیبی بایوکلاست پکستون/وکستون حاوی ذرات ماسه دارای میانگین تخلخل ۱۰٪ و تراوایی بسیار پایین ۰/۱۵ mD است که دارای کیفیت مخزنی پایینی است. میانگین تخلخل و تراوایی ریزرخساره‌های مختلف سازند داریان در **جدول ۱** دیده می‌شود.

قابل توجهی در مورد کیفیت مخزنی سازند مورد مطالعه است. ریزرخساره‌های گل‌پشتیبان اول تا سوم سازند داریان، شامل پلاژیک فرامینیفرا و کستون/مادستون، پلاژیک گاستروپودا و کستون و بایوکلاست و کستون/مادستون، که رخساره‌های ضعیف مخزنی محسوب می‌شوند، به ترتیب دارای میانگین تخلخل ۲۷، ۲۳ و ۲۸٪ بوده ولی همگی آنها دارای تراوایی نسبتاً ضعیف و به ترتیب در حدود ۱، ۱/۵ و ۲/۳ mD هستند. نوع منافذ در این رخساره‌ها عمدتاً از نوع منافذ حفره‌ای و شکستگی‌های بسیار ریز غیرمرتبط با هم است. میزان تخلخل در رخساره چهارم یا بایوکلاست-اربیتولینا و کستون/مادستون بین ۱۰ تا ۳۴٪ (میانگین ۲۳٪) و میانگین تراوایی آن پایین و در حدود ۲/۵ mD است که بیانگر کیفیت مخزنی پایین است. نوع تخلخل در این رخساره نیز حفره‌ای، شکستگی ریز و قالبی است. ریزرخساره شماره ۵ یا فرامینیفرا-لیتوکودیوم فلوتستون با میانگین تخلخل ۳۰٪ و تراوایی حدود ۳ mD از لحاظ مخزنی شرایط بهتری را نسبت به ریزرخساره‌های قبلی داراست و

جدول ۱ میانگین تخلخل و تراوایی بدست آمده از آنالیز معمولی مغزه در هر یک از ریزرخساره‌های سازند داریان در چاه مورد مطالعه.

میانگین تخلخل براساس روش حسابی (Arithmetic)		نام ریزرخساره	ریز رخساره
تراوایی (mD)	تخلخل (درصد)		
۱/۰۶	۲۶/۸	فرامینیفرا پلاژیک و کستون/مادستون (Pelagic Foraminifera Wackestone/Mudstone)	MF-1
۱/۵۴	۲۳/۰۷	گاستروپودا پلاژیک و کستون (Pelagic Gastropoda Wackestone)	MF-2
۲/۳	۲۷/۸	بایوکلاست و کستون/مادستون (Bioclastic Wackestone/Mudstone)	MF-3
۲/۶	۲۳/۱	بایوکلاست اربیتولینا و کستون/مادستون (Bioclastic, Orbitolina Wackestone/Mudstone)	MF-4
۳	۲۹/۲	فرامینیفرا - لیتوکودیوم فلوتستون (Foraminifera, Lithocodium Floatstone)	MF-5
۱۰/۲۵	۲۴/۳	لیتوکودیوم باندستون (Lithocodium Boundstone)	MF-6
۳/۵۶	۲۸/۳	اینتراکلاست فرامینیفرا و کستون/پکستون (Intraclast, Foraminifera Wackestone/Packstone)	MF-7
۰/۱۵	۱۰	رخساره ترکیبی بایوکلاست پکستون/وکستون حاوی ذرات تخریبی (Sandy, mixed bioclastic Packstone/Wackestone)	MF-8

نتیجه‌گیری

رسوبات ریزشی و لغزشی و تغییر تدریجی رخساره‌ها نسبت به یکدیگر، حوضه رسوب‌گذاری این سازند از نوع یک رمپ کربناته کم‌شیب هموکلینال پیش‌بینی گردید.

بررسی فرآیندهای دیاژنزی این سازند نشان داد که میکرایتی شدن، انحلال، فشردگی مکانیکی و شیمیائی (ایجاد رگچه‌های انحلالی و استیلولایت‌های دامنه کوتاه)، آشفستگی زیستی، پیریتی شدن، سیمانی شدن (سیمان‌های هم‌ضخامت، هم‌بعد، دروزی، بلوکی و پرکننده رگه)، دولومیتی شدن، فسفاتی شدن و انیدریتی شدن از مهمترین فرآیندهای دیاژنزی هستند که بشدت کنترل کیفی مخزن کربناته سازند داریان را تحت کنترل دارند. با توجه به وجود آزمایشات معمولی مغزه و وجود اطلاعات تخلخل و تراوایی رخساره‌ها، میانگین درصد تخلخل و تراوایی هر کدام از رخساره‌ها با روش حسابی اندازه‌گیری شد که بیانگر این بود که افزایش تخلخل و تراوایی در رخساره فلوتستون-باندستونی لیتوکودیوم‌دار در اثر ایجاد تخلخل حفره‌ای و همچنین متصل بودن بهتر این حفرات بهم می‌باشد که باعث گردیده است این رخساره مهم‌ترین بخش مخزنی سازند مزبور در چاه مورد مطالعه قلمداد گردد. همچنین با بررسی فرآیندهای دیاژنزی مشخص گردید که سیمانی شدن در برخی رخساره‌های گل‌پشتیبان و کستون پکستونی نیز از مهمترین عوامل کاهش دهنده کیفیت مخزنی این سازند در رخساره‌های مزبور می‌باشد.

در این مطالعه مقاطع نازک میکروسکوپی اخذ شده از مغزه‌های سازند داریان در یک چاه از میدان‌های نفتی جنوب‌شرقی خلیج فارس مورد مطالعه قرار گرفت. سازند داریان در این چاه دارای ضخامت ۷۵/۲ m سنگ‌آهک، آهک‌مارنی با برخی میان لایه‌های شیلی است که مرز پایین آن با سازند هوار و مرز بالای آن با سازند نهرعمر هر دو پیوسته است.

بررسی‌های میکروسکوپی این سازند منجر به شناسایی ۷ رخساره کربناته و یک رخساره میکس آواری- کربناته زیر گردید:

MF-1 فرامینیفر پلاژیک و کستون/مادستون، MF-2 (گاستروپود پلاژیک و کستون، MF-3) بایوکلاست و کستون/مادستون، MF-4 (بایوکلاست اوربیتولینا و کستون/مادستون، MF-5) فرامینیفر لیتوکودیوم فلوتستون، MF-6 (لیتوکودیوم باندستون، MF-7) اینتراکلاست فرامینیفر و کستون/پکستون و MF-8 (رخساره میکس بایوکلاست پکستون/وکستون حاوی دانه‌های تخریبی که نمایانگر نهشته شدن آن در یک محیط رمپ کربناته از رمپ داخلی تا حوضه ژرف بوده است).

مطالعه محیط رسوبی با استفاده از رخساره‌های مطالعه شده انجام گردید و با توجه به وجود ریف‌های کومه‌ای ایجاد شده توسط جلبک‌های لیتوکودیوم که توانایی ساختن ریف‌های بزرگ و تغییر توپوگرافی حوضه را نداشته‌اند، همچنین نبود

مراجع

- [1]. Purser B H (Ed.) (1973) The Persian Gulf. holocene carbonate sedimentation and diagenesis in a shallow epicontinental sea, *Limnology and Oceanography*, 19, 2: 376-376, doi.org/10.4319/lo.1974.19.2.0376.
- [2]. Van Buchem F S P, Al-Husseini M I, Maurer F, Droste H J, Yose L A (2010) Sequence-stratigraphic synthesis of the Barremian- Aptian of the eastern Arabian Plate and implications for the petroleum habitat, *Barremian – Aptian Stratigraphy and Hydrocarbon Habitat of the Eastern Arabian Plate*, 4, 1: 9-48.
- [3]. Sharland P, Archer R, Casey D, Davies R, Hall S, Heward A, Horbury A, Simmons M (2001) Sequence stratigraphy of the arabian plate, *Arabian plate sequence stratigraphy – revisions to SP2*, 9, 1: 199–214, doi.org/10.2113/geoarabia0901199.

- [۴]. آقانباتی ع (۱۳۸۳) زمین شناسی ایران، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی ایران، ۳۵۷-۱.
- [5]. James G A, Wynd J G (1965) Stratigraphic nomenclature of Iranian oil consortium agreement area: *Ameri-*

- can Association of Petroleum Geologists Bulletin, 49, 12: 2182–2245, doi.org/10.1306/A663388A-16C0-11D7-8645000102C1865D.
- [6]. Rezaeian H, Taheri A (2012) Biostratigraphy and depositional history of Coniacian-Santonian succession in East of Ramhormoz area (Tange-Bulfaris section), 2, 1, 41-53.
- [۷]. شمیرانی، سید امامی، امیری بختیار، قلاوند ه (۱۳۷۹) یافته‌های نوین سنگ چینه‌شناسی و زیست چینه‌شناسی سازندهای داریان و کژدمی در جنوب غرب ایران، چهارمین همایش انجمن زمین شناسی ایران، دانشگاه تبریز.
- [۸]. رحیم پور بناب، مرادی، ناصر ز، رضایی، م ر (۱۳۸۱) ویژگی‌های مخزنی و محیط رسوبی سازند داریان در خلیج فارس (از تنگه هرمز تا منتهی الیه شمال غربی خلیج فارس)، دانشگاه تهران.
- [۹]. لاسمی، سیاهی م (۱۳۸۴) محیط‌های رسوبی و چینه‌نگاری سکانسی سازند داریان در بخش جنوبی فروافتادگی دزفول، برش خامی و چاه سولابدردر-۳، نهمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران.
- [۱۰]. پورباقر، آدابی م، صادقی ع، قلاوند ه (۱۳۸۵) مقایسه میکروفاسیس و محیط رسوبی سازند داریان در تاقدیس آنه و چاه چلینگر ۳، بیست و پنجمین گردهمایی علوم زمین، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- [۱۱]. آدابی م، عباسی ر (۱۳۸۸) تاریخچه دیانزنی سازند داریان بر اساس مطالعات پتروگرافی و ژئوشیمیایی در کوه سیاه واقع در شمال شرق شیراز و چاه شماره ۱ سبزپوشان، نشریه علوم دانشگاه تهران.
- [۱۲]. امیری م، رحیم پور بناب، اسدی، صرفی م (۱۳۸۸) محیط رسوبی و چینه‌نگاری سکانسی سازند داریان در میدان پارس جنوبی، نشریه پژوهش‌های چینه‌نگاری و رسوب‌شناسی، ۲۱.
- [۱۳]. سعدی راد، موسوی حرمی، محبویی، محمودی قرائی م، آرمان (۱۳۸۹) تاریخچه رسوب‌گذاری و پس از رسوب‌گذاری سازند داریان در میدان نفتی آزادگان، بیست و نهمین گردهمایی علوم زمین، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۸-۱.
- [۱۴]. امیری م (۱۳۹۰) محیط رسوبی و چینه‌نگاری سکانسی سازند داریان در میدان گازی پارس جنوبی، ۲۱.
- [۱۵]. موسوی زاده م (۱۳۹۸) لایه‌های قرمز اقیانوسی کرتاسه، مدلی برای بررسی تغییرات سریع شرایط ژئوشیمیایی در محیط‌های رسوبی عمیق، دو فصلنامه رسوب‌شناسی کاربردی، ۷، ۱۴، ۴۵-۳۴.
- [16]. Mehrabi H, Rahimpour-Bonab H, Al-Aasm I, Hajikazemi E, Esrafil-Dizaji B, Dalvand M, Omidvar M (2018) Palaeo-exposure surfaces in the Aptian Dariyan Formation, Offshore SW Iran, Geochemistry and reservoir implications, Journal of Petroleum Geology, 41, 4: 467–494, doi.org/10.1111/jpg.12717.
- [17]. Bahrehvar M, Mehrabi H, Rahimpour-Bonab H (2020) Coated grain petrography and geo-chemistry as palaeo-environmental proxies for the Aptian strata of the southern NeoTethys Ocean, Persian Gulf, Iran, Facies, 66, 1:3,1-23.
- [18]. Insalaco E, Virgone A, Courme B, Gaillot J, Kamali M, Moallemi A, Lotfpour M, Monibi S (2006) Upper dalan member and kangan formation between the zagros mountains and offshore Fars, Iran: depositional system, biostratigraphy and stratigraphic architecture, GeoArabia, 11: 75–176, doi.org/10.2113/geoarabia110275.
- [19]. Ghazban F (2007) Petroleum geology of the Persian Gulf, Tehran University and National Iranian Oil Company, ISBN: 964-03-9420-3, 722.
- [20]. Alsharhan A S (2014) Petroleum systems in the Middle East. In: Rollinson H R, Searle M P, Abbasi A I, Al-Lazki A I, Al Kindi M H (Eds) Tectonic Evolution of the Oman Mountains, 392, Geological Society London 361-408, https://doi.org/10.1144/SP392.19.
- [21]. Alsharhan A S (1985) Depositional environments, reservoir units evolution and hydrocarbon habitat of shuaiba formation, lower cretaceous, Abu Dhabi, United Arab Emirates, The American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 69: 899-912, doi.org/10.1306/AD462B19-16F7-11D7-8645000102C1865D.
- [22]. Alsharhan A S, Nairn A E M (1986) A review of the Cretaceous formations in the Arabian Peninsula and Gulf: Part I. Lower Cretaceous (Thamama Group) stratigraphy and paleogeography, Journal of Petroleum Geology, 9: 365-392, doi.org/10.1111/j.1747-5457.1986.tb00400.x.
- [23]. Al-Husseini M (2007) Iran's crude oil reserves and production, GeoArabia, 12, 2: 69–94, doi.org/10.2113/

geoarabia120269.

- [24]. Alsharhan A S, Nairn A E M (1993) Carbonate platform models of arabian cretaceous reservoir, In: Simo J A T, Scott R W, Masse J P (Eds) Cretaceous Carbonate Platforms, American association of Petroleum Geologists Memoir 56, 173-184.
- [25]. Alsharhan A S, Al-Aasm I S, Saleh M G (2000) Stratigraphy, stable isotopes, and hydrocarbon potential of the aptian shuaiba formation, U.A.E., SEPM Society for Sedimentary Geology, 69, doi.org/10.2110/pec.00. 69.
- [26]. Moshier S O (1989) Development of microporosity in a micritic limestone reservoir, Lower Cretaceous, Middle East. Sedimentary Geology, 63, 3-4: 217-240, doi.org/10.1016/0037-0738(89)90133-4.
- [27]. Dunham R J (1962) Classification of carbonate rocks according to depositional texture In: Ham W E, Classification of carbonate rocks. American Association of Petroleum Geologists Memoir,1: 108-121.
- [28]. Embry Z R, Klovan E J (1972) Absolute water depth limits of late Devonian paleoecological zones, Geologische Rundschau, 61: 672-686.
- [29]. Wilson J L (1975) Carbonate facies in geologic history, Springer, Berlin, Heidelberg, New York, 148-168.
- [30]. Flügel E (2004) Carbonate depositional environments, Microfacies of Carbonate Rocks, Berline, Springer, 976, doi: 10.1007/978-3-662-08726-8_2.
- [31]. Moradpour M, Zamani Z, Moallemi, S A (2008) Controls on reservoir quality in the lower triassic kangar formation, Southern Persian Gulf, Journal of Petroleum Geology, 31, 4: 367-385, doi.org/10.1111/j.1747-5457.2008.00427.x.
- [32]. Assadi A, Honarmand J, Moallemi S A, Abdollahie-Fard I (2016) Depositional Environments and Sequence Stratigraphy of the Sarvak Formation in an Oil Field in the Abadan Plain, SW Iran: Facies, 62, 4: 1-22.
- [33]. Longman M W (1980) Carbonate diagenetic textures from near surface diagenetic environments. American Association of Petroleum Geology Bulletin, 64: 461-487.
- [34]. Flügel E (2010) Analysis, Interpretation and Application, Microfacies of Carbonate Rocks: Analysis, Interpretation and Application, Springer, Heidelberg, 633, ISBN: 978-3-642-03796-2.
- [35]. Raiswell R, Berner, R A (1985) Pyrite formation in euxinic and semi-euxinic sediments, American Journal of Science., 285: 710-724, doi:10.2475/ajs.285.8.710.
- [36]. Burchette T P, Britton S R (1985) Carbonate facies analysis in the exploration for hydrocarbons: a case-study, from the Cretaceous of the Middle East, Geological Society, London, Special Publications, 18, 1: 311-338, doi.org/10.1144/GSL.SP.1985.018.01.13.
- [37]. Mazzullo S J (2000) Organogenic dolomitization in peritidal to deep-sea sediments, Journal of Sedimentary Research, 70: 10-23, doi.org/10.1306/2DC408F9-0E47-11D7-8643000102C1865D.
- [38]. Choquette P W, Pray L C (1970) Geologic nomenclature and classification of porosity in sedimentary carbonates, American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 54: 207-250, doi.org/10.1306/5D25C98B-16C1-11D7-8645000102C1865D.

[۳۹]. رضایی م ر (۱۳۸۴) زمین شناسی نفت، چاپ دوم، سازمان آموزشی و انتشاراتی فرهیختگان علوی، تهران.