



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

Journal of Stratigraphy and Sedimentology Researches

E-ISSN: 2423-8007

Vol. 42, Issue 3, No. 104, 2026, 23-52

Received: 13.12.2025

Accepted: 02.05.2026

Research Paper

Miocene deposits of the folded Zagros (Asmari Formation, Lorestan Region)

Mohsen Ashna

Ph.D. student in Geology, Department of Geology, Khor.c., Islamic Azad University, Khorramabad, Iran
mohsenashna@iau.ac.ir

Kobra Mirbeik Sabzevari * 

Assistant Professor, Department of Geology, Khor.c., Islamic Azad University, Khorramabad, Iran.
k.mirbeiksabzevari@iau.ac.ir

Mohammadsadeh Dehghanian

Associate Professor, Department of Geology, BA.C., Islamic Azad University, Bandar Abbas, Iran.
mohammadsadeh.dehghanian@iau.ac.ir

Seyedvahid Shahrokhi

Associate Professor, Department of Geology, Khor.c., Islamic Azad University, Khorramabad, Iran.
vahid.shahrokhi@iau.ac.ir

Syamak Baharvand

Associate Professor, Department of Geology, Khor.c., Islamic Azad University, Khorramabad, Iran.
syamak.baharvand@iau.ac.ir

Abstract

In this study, the depositional and post-depositional history of carbonate rocks of the Asmari Formation in the Lorestan region was investigated. Three stratigraphic sections were analyzed: the northern Khorramabad section (92.3 m), the southeastern Khorramabad section (90 m), and the southwestern Khorramabad section (190 m). A total of 380 samples were collected for petrographic examination. The lower boundary of the Asmari Formation with the Shahbazan Formation is a conformable contact, while its upper boundary with the Gachsaran Formation represents a conformable unconformity. Thirteen microfacies were identified, including various dolomudstones, wackestones, packstones, grainstones, and rudstones containing different types of foraminifera, echinoderms, bryozoans, coralline algae, and anhydrite. These microfacies represent deposition on a carbonate ramp ranging from inner to mid and outer ramp settings. Several diagenetic processes were recognized, such as micritization, neomorphism, marine, meteoric, and burial cementation, dissolution, development of both fabric-selective and non-fabric-selective porosity, and replacement processes including pyritization, silicification, and dolomitization. Based on petrographic evidence, the paragenetic sequence of the Asmari Formation carbonates was interpreted to have formed in four diagenetic environments: marine, meteoric, burial, and uplift. These environments correspond to stages of early diagenesis (eogenesis), middle diagenesis (mesogenesis), and late diagenesis (telogenesis).

Keywords: Asmari Formation, depositional environment, diagenesis, Zagros, Lorestan

Introduction

The Asmari Formation, with its dominant carbonate lithology, is rich in benthic foraminifera of Oligocene-Miocene age. Therefore, using this valuable fossil content and other skeletal components in this formation, the type of its depositional environment can be determined according to the models presented by Flügel (2010) and Wilson (1986). The Asmari Formation deposits can be considered as the last widespread marine transgression in the Zagros Basin (Amiri Bakhtiar and Noraiyanejad 2022). In terms of age, it begins in

the Oligocene and continues up to the Burdigalian of the Early Miocene (Motiei 2000). Based on its fossils and age, the Asmari Formation can be divided into three parts: Lower, Middle, and Upper Asmari (Motiei 2000). In most outcrops in Lorestan, the Lower Asmari limestones are deposited directly over the carbonate rocks of the Shahbazan Formation, which are of Late Eocene age. In more northern areas, the Lower Asmari is absent, and it appears that the interval from the Late Eocene to the Oligocene was subaerial. Toward the southern regions, the Late Eocene–Oligocene limestones of

*Corresponding author

Ashna M. Mirbeik Sabzevari K. Dehghanian M. Shahrokhi V. and Baharvand S. (2026). Miocene deposits of the folded Zagros (Asmari Formation, Lorestan Region). Journal of Stratigraphy and Sedimentology Researches, 42(3): 23-52. <https://doi.org/10.22108/jssr.2026.147601.1323>

2423-8007 / © 2026 University of Isfahan

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



<https://doi.org/10.22108/jssr.2026.147601.1323>

the Lower Asmari grade into the deeper-water shales of the Pabdeh Formation (Paleocene–Oligocene). From Lorestan toward the Dezful Embayment, the Lower Asmari limestones were deposited along the margin of the deeper Pabdeh basin. The study area is situated within the Zagros Fold-Thrust Belt, specifically in the Lorestan sedimentary province. Three stratigraphic sections were selected in this region for detailed analysis. The study of the Asmari Formation in the Lorestan sedimentary basin is highly important, primarily due to its role as one of the most significant carbonate hydrocarbon reservoirs in the Zagros Basin. The primary objective of investigating this formation in this part of the basin is to identify facies variations, reconstruct depositional environments, and understand its diagenetic evolution, thereby enabling the prediction of reservoir quality and porosity distribution across different segments of the basin. A precise analysis of the petrophysical properties and sequence stratigraphy of the Asmari Formation in Lorestan provides a framework to improve reservoir modelling, evaluate the processes controlling hydrocarbon migration and accumulation in the area, and reduce exploration risks during the drilling of development and appraisal wells.

Material & Methods

In this research, following multiple field visits and the study of the 1:250,000 scale geological maps of Khorramabad and Pol-e Dokhtar, three suitable outcrop sections of the Asmari Formation were selected within the Zagros Fold-Thrust Belt (Lorestan sedimentary basin). **Section 1:** Located on the northern limb of the Khorramabad anticline, near Sarab-e Chenar village (Bastam area). The geographical coordinates are 48° 8' 58" E longitude and 33° 41' 36" N latitude. **Section 2:** Located southeast of Khorramabad, along the road to Sepiddasht. The geographical coordinates are 48° 13' 10" E longitude and 33° 36' 40" N latitude. **Section 3:** Located approximately 85 km south of Khorramabad (Varah-Zard village) and 11 km north of Pol-e Dokhtar. The geographical coordinates are 47° 43' 2" E longitude and 33° 13' 26" N latitude. These sections were chosen to ensure they exhibit maximum thickness, significant lithological variations, easy accessibility, and minimal cover. A total of 380 rock samples were collected from these sections: 90 samples from the northern Khorramabad section, 90 samples from the southeastern Khorramabad section, and 200 samples from the southern Khorramabad section. Thin sections were prepared from all samples for petrographic analysis. These thin sections were prepared at Lorestan University and studied and photographed using an Olympus BH2 polarizing microscope equipped with a Nikon D70 camera. Carbonate rock nomenclature followed the method proposed by Dunham (1962) and the modified scheme from Embry and Klovan (1971). The interpretation of microfacies and depositional environments was conducted based on the works of Flügel (2010) and Wilson (1975).

Discussion of Results & Conclusions

In the three studied sections, 13 carbonate microfacies have been identified. These include: Anhydrite microfacies, fenestral dolomudstone, nodular dolomudstone, wackestone/packstone with extraclasts, mudstone to wackestone with bioturbation, wackestone/packstone with

imperforate foraminifera, wackestone/packstone with imperforate and perforate foraminifera, wackestone/packstone with perforate foraminifera, bioclastic grainstone containing foraminifera, packstone to grainstone with echinoderms, bryozoans, and coralline algae, rudstone/floatstone containing foraminifera and coralline algae, floatstone/rudstone with coralline red algae, mudstone to wackestone with planktonic foraminifera. These microfacies were deposited within three distinct facies belts corresponding to a carbonate ramp: the tidal flat, lagoon, and open marine environments. Based on field evidence and the identified microfacies in the studied stratigraphic sections, the depositional environment of the Asmari Formation exhibits a continuous and gradual transition from the mudstone, wackestone, and packstone microfacies of the low-energy lagoonal environment associated with the inner ramp, to the grainstone facies of the high-energy lagoon at the beginning of the mid-ramp. This is followed by a gradual transition to packstone facies with elongated foraminifera and hyaline tests, and floatstone and rudstone microfacies of the distal mid-ramp, eventually leading to mudstone facies containing planktonic foraminifera characteristic of the open marine environment at the beginning of the outer ramp. The presence of evidence such as the abundance of non-porous benthic foraminifera with porcelain shells in a texture ranging from wackestone to packstone, red algae, weak to moderate sorting of allochems and supporting mud texture, the depositional environment of the Asmari Formation deposits in the stratigraphic sections is considered as a homoclinal carbonate ramp. Among the most important diagenetic processes in the studied sections are compaction, cementation, dissolution, porosity and replacement. Based on petrography evidence, the diagenetic sequence of the Asmari Formation occurred during three stages (eogenesis, mesogenesis, and telogenesis) and in four diagenetic environments (marine, burial, freshwater, and uplift).

Early Diagenesis (Eogenesis): This stage includes some diagenetic processes, such as micritization and syntaxial rim cement, which are characteristic of early diagenesis in marine environments, have been identified in the studied sections, confirming the initial diagenesis stage.

Freshwater Diagenesis: In the freshwater phreatic environment, intergranular pores are continuously filled with water, which can lead to the dissolution of metastable minerals like aragonite and high-magnesium calcite (Heydari and Wade 2014).

Intermediate Diagenesis (Mesogenesis): During this stage, sediments are subjected to pressure and temperature resulting from burial at various depths, continuing until the threshold of diagenesis is reached. Processes occurring in this stage include physical and chemical compaction, blocky and drusy cements, dolomitization, and pyritization, all of which have been identified in the studied samples. Chemical compaction leads to the formation of features resulting from pressure dissolution, such as stylolites.

Late Diagenesis (Telogenesis): During uplift, iron ions are introduced into the sediments by meteoric waters through fractures, forming hydrated iron oxides (oxidizing conditions), which gradually convert to hematite. Fractures and joints identified in the studied sections formed during this stage and are filled with freshwater cements.



ریزرخساره‌ها، محیط رسوبی و توالی‌های دیاژنزی نهشته‌های الیگوسن - میوسن زاگرس چین خورده (سازند آسماری، پهنه لرستان)

محسن آشنا، دانشجوی دکتری گروه زمین‌شناسی، واحد خرم‌آباد، دانشگاه آزاد اسلامی، خرم‌آباد، ایران.

mohsen.ashna@iau.ac.ir

کبری میربیک سبزواری^{*}، استادیار گروه زمین‌شناسی، واحد خرم‌آباد، دانشگاه آزاد اسلامی، خرم‌آباد، ایران.

k.mirbeiksabzevari@iau.ac.ir

محمدصادق دهقانان، دانشیار گروه زمین‌شناسی، واحد بندرعباس، دانشگاه آزاد اسلامی، بندرعباس، ایران.

mohamadsadegh.dehghanian@iau.ac.ir

سید وحید شاهرخی، دانشیار گروه زمین‌شناسی، واحد خرم‌آباد، دانشگاه آزاد اسلامی، خرم‌آباد، ایران.

vahid.shahrokhi@iau.ac.ir

سیامک بهاروند، دانشیار گروه زمین‌شناسی، واحد خرم‌آباد، دانشگاه آزاد اسلامی، خرم‌آباد، ایران.

syamak.baharvand@iau.ac.ir

چکیده

در این پژوهش، تاریخچه رسوب‌گذاری و پس از رسوب‌گذاری سنگ‌های کربناته سازند آسماری در پهنه لرستان مطالعه شده است. سه برش چینه‌شناسی (برش شمال خرم‌آباد ۹۲/۳ متر، برش جنوب شرق خرم‌آباد ۹۰ متر و برش جنوب غرب خرم‌آباد ۱۹۰ متر) در راستای این هدف انتخاب و در مجموع ۳۸۰ نمونه از این برش‌ها برای مطالعات سنگ‌شناسی برداشت شد. در این برش‌ها مرز زیرین سازند آسماری با سازند شهبازان به صورت ناپیوستگی هم‌شیب و مرز بالایی آن با سازند گچساران همساز است. در این توالی‌ها ۱۳ ریزرخساره، شامل ریزرخساره‌های انیدریت، دولومادستون فنسترال، دولومادستون ندولار، وکستون/پکستون داری اکستراکلاست، مادستون تا وکستون دارای آشفستگی زیستی، وکستون/پکستون دارای روزنداران بدون منفذ، وکستون/پکستون دارای روزنداران بدون منفذ و منفذدار، وکستون/پکستون دارای روزنداران منفذدار، گرینستون بایوکلاستی حاوی روزندار، پکستون تا گرینستون دارای روزنداران، اکینودرم، بریوزوئر و کورالین، رودستون/فلوتستون حاوی روزندار و جلبک کورالیناسه‌آ، فلوتستون/رودستون بایوکلاستی حاوی جلبک قرمز کورالین و ریزرخساره‌های مادستون تا وکستون دارای روزنداران پلاکتونیک شناسایی شد که بیانگر محیط رسوبی از نوع رمپ کربناته‌اند. در این برش‌ها چندین فرآیند دیاژنزی از جمله میکربیتی‌شدن، نوریختی، سیمانی‌شدن (نوع دریایی، آب شیرین و تدفینی)، انحلال و تخلخل (وابسته به فابریک سنگ و غیر وابسته فابریک) و جانشینی (پیریتی‌شدن، سیلیسی‌شدن و دولومیتی‌شدن) رخ داده است. براساس شواهد پتروگرافی، توالی پاراژنتیکی نهشته‌های سازند آسماری در این برش‌ها در چهار محیط دریایی، آب شیرین، تدفینی و بالآمدگی تفسیر شده است. این فرآیندها مراحل دیاژنزی اولیه (اثرزن)، دیاژنزی میانی (مزوژن) و دیاژنزی نهایی (تلوژن) را پشت سر گذاشته‌اند.

واژه‌های کلیدی: سازند آسماری، محیط رسوبی، دیاژنزی، زاگرس، لرستان.

^{*} نویسنده مسئول

آشنا، محسن، میربیک سبزواری، کبری، دهقانان، محمدصادق، شاهرخی، سید وحید و بهاروند، سیامک. (۱۴۰۵). ریزرخساره‌ها، محیط رسوبی و توالی‌های دیاژنزی نهشته‌های الیگوسن - میوسن زاگرس چین خورده (سازند آسماری، پهنه لرستان). پژوهش‌های چینه‌نگاری و رسوب‌شناسی، ۴۲(۳): ۲۳-۵۲.

<https://doi.org/10.22108/jssr.2026.147601.1323>



مقدمه

رسوبات سازند آسماری، آخرین پیشروی وسیع دریا در زاگرس تلقی می‌شود (Amiri-Bakhtiar and Nourae-Nezhad 2022). در زاگرس چین خورده، سازند آسماری با سنگ‌شناسی غالب کربناته سرشار از روزن‌داران بتتیک است که از نظر زمانی از الیگوسن شروع می‌شود و تا بوردیگالین از میوسن زیرین ادامه دارد (Motiei 2000). سازند آسماری براساس سنگواره‌ها و سن، به سه قسمت آسماری پایینی، آسماری میانی و آسماری بالایی تقسیم می‌شود (Motiei 2000). در بیشتر رخنمون‌های لرستان، سنگ‌آهک‌های آسماری پایینی به‌طور مستقیم بر کربنات‌های سازند شهبازان با سن ائوسن پسین قرار می‌گیرد. در نواحی شمالی‌تر، آسماری پایینی وجود ندارد و به نظر می‌رسد که ناحیه از ائوسن پسین تا الیگوسن از آب بیرون بوده است. به‌طرف نواحی جنوبی، سنگ‌آهک‌های الیگوسن آسماری پایینی به شیل‌های عمیق سازند پابده (پالئوسن-الیگوسن) تبدیل می‌شود. از لرستان به درون فروافتادگی دزفول، سنگ‌آهک‌های آسماری پایینی در ساحل حوضه عمیق پلبد رسوب کرده است. در لرستان، آهک‌های کم‌عمق آسماری با سن الیگوسن در ساحل کربناتی متعلق به سازند شهبازان، با سن ائوسن رسوب کرده است و همین واحد در جنوب، به سازند پابده تغییر رخساره می‌دهد (Motiei 2000). شرایط نسبتاً مشابهی در قسمت جوان‌تر وجود دارد، به این مفهوم که آهک‌های منسوب به آسماری پایینی — میانی، به‌طرف عمق حوضه به‌صورت جانبی، به بخش کلهر تغییر رخساره می‌دهد و هر دو قسمت در زیر یک آهک دولومیتی دانه‌ریز قرار می‌گیرد که سن آن آکی‌تاین پسین است. در این وضعیت یک ناهمسازی فرسایشی به‌دنبال می‌آید و سپس آهک‌های بوردیگالین (آسماری بالایی) به‌صورت پیش‌رونده، این ردیف را می‌پوشاند و در انتها این رسوبات کربناتی در زیر رسوبات تبخیری سازند گچساران قرار می‌گیرند (Motiei 2000).

پژوهشگران مختلفی جنبه‌های گوناگون سازند آسماری شامل تغییرات رخساره‌ای و محیط رسوبی، چینه‌نگاری

سکانسی، بررسی فرایندهای دیازنزی و مدل دولومیتی شدن پلتفرم‌های کربناته را در بخش‌های مختلف زاگرس چین خورده مطالعه و بررسی کرده‌اند (Ehrenberg et al. 2002; Van Buchem et al. 2010; Vaziri-Moghaddam et al. 2010; Seyrafian et al. 2011; Dehghanian et al. 2012 and 2013; Mohseni et al. 2012; Zabihi Zoeram et al. 2013; Lorestani et al. 2016; Farshi et al. 2017; Dehghanian and Asgari-Pirbaloti, 2018; Monjezi et al. 2019; Gharechelou et al. 2020; Kamalifar et al. 2020; Karami et al. 2020; Mirbeik- Sabzevari and Sedaghatnia 2022; Dehghanian 2022; Mirbeik- Sabzevari and Sedaghatnia 2023; Jamshidi and Sedaghatnia 2024; Sedaghatnia et al. 2024; Taghdisi Nikbakht and Nasiri 2025; Taghdisi Nikbakht et al. 2025).

هدف از این مطالعه، بررسی محیط رسوبی و تاریخچه پس از رسوب‌گذاری سازند آسماری در سه برش از زاگرس چین خورده (پهنه رسوبی لرستان) است؛ بنابراین با تفسیر دقیق محیط رسوب‌گذاری و توالی‌های پاراژنتیکی این سازند در برش‌های مطالعه‌شده با دیگر زون‌های زاگرس، ارتباط معناداری از نظر محیط رسوب‌گذاری، چینه‌نگاری سکانسی و زمین‌ساخت برقرار می‌شود. در این پژوهش سه برش از سازند آسماری در نقاط مختلف حوضه رسوبی لرستان انتخاب شده است که تاکنون مطالعات محیط رسوبی و دیازنزی بر این برش‌ها انجام نشده است؛ بنابراین این پژوهش علاوه بر اینکه تأییدکننده مطالعات پیشین انجام‌شده بر سازند آسماری در دیگر مناطق مجاور حوضه رسوبی لرستان است، در کنار دیگر مطالعات پیشین، درک بهتر و کامل‌تری از تاریخچه رسوب‌گذاری نهشته‌های کربناته سازند آسماری در حوضه رسوبی لرستان ارائه می‌دهد.

موقعیت جغرافیایی و زمین‌شناسی برش‌های مطالعه‌شده

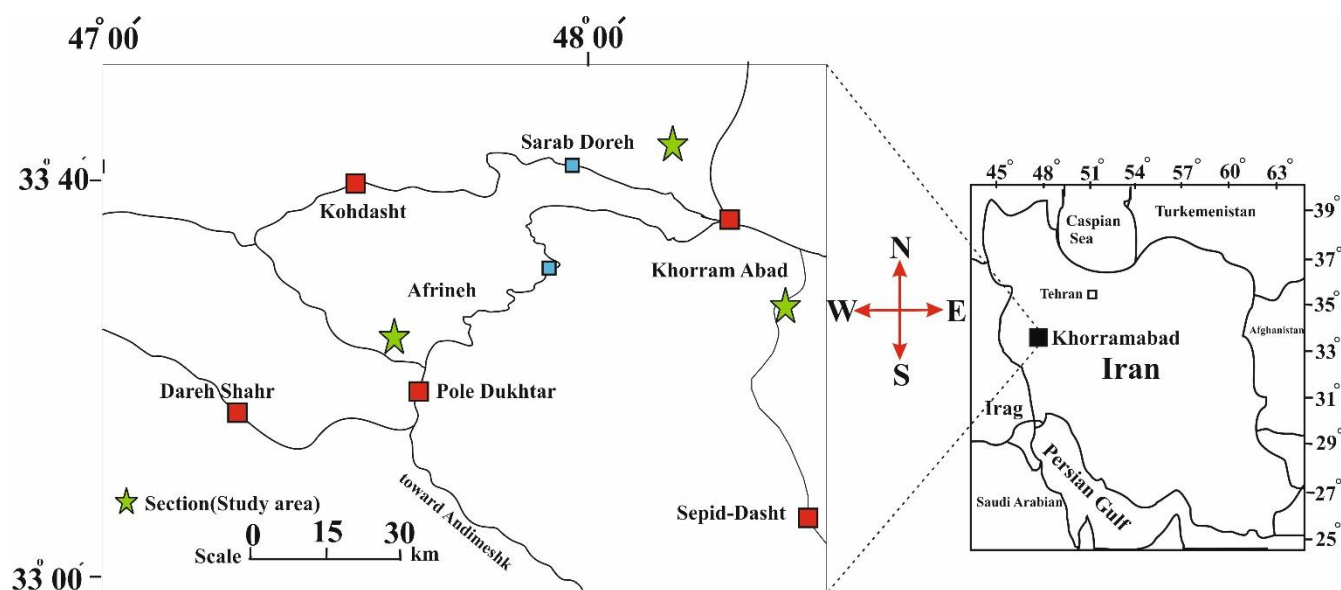
منطقه مطالعه‌شده در زون چین‌خورده زاگرس و در پهنه رسوبی لرستان واقع شده است. سه برش چینه‌شناسی در این پهنه انتخاب شده است (شکل ۱).

برش اول: این برش در یال شمالی تاقدیس خرم‌آباد و حوالی روستای سراب چنار (منطقه بسطام) واقع شده است. مختصات جغرافیایی این برش شامل «۵۸° ۸' ۴۸» طول شرقی و «۳۶° ۴۱' ۳۳» عرض شمالی است.

آواری کشکان، سازندهای آسماری، شهبازان و سازند گچساران‌اند (شکل ۲). نواحی واقع در باختر محور دورود- بروجرد تا خاور و شمال شهرستان خرم‌آباد زاگرس مرتفع و یا زاگرس رورلنده نام دارد که با پهنه رلندگی اصلی به‌ویژه گسل‌های وابسته (گسل دورود) از نواحی خاوری استان (سنندج — سیرجان) جدا است؛ ولی گذر آن به زاگرس چین‌خورده تقریباً تدریجی است. در زاگرس مرتفع واحدهای سنگ‌چینه‌ای روند عمومی شمال باختری — جنوب خاوری دارند؛ ولی عموماً به‌لحاظ عملکرد تنش‌های ساختاری، دگرشکلی آنها پیچیده است که با روند عمومی زاگرس هم‌سو نیست (Motiei 2000). منطقه مطالعه‌شده براساس نقشه پهنه‌های ساختاری حوضه رسوبی زاگرس در زون زاگرس چین‌خورده واقع شده است (شکل ۳).

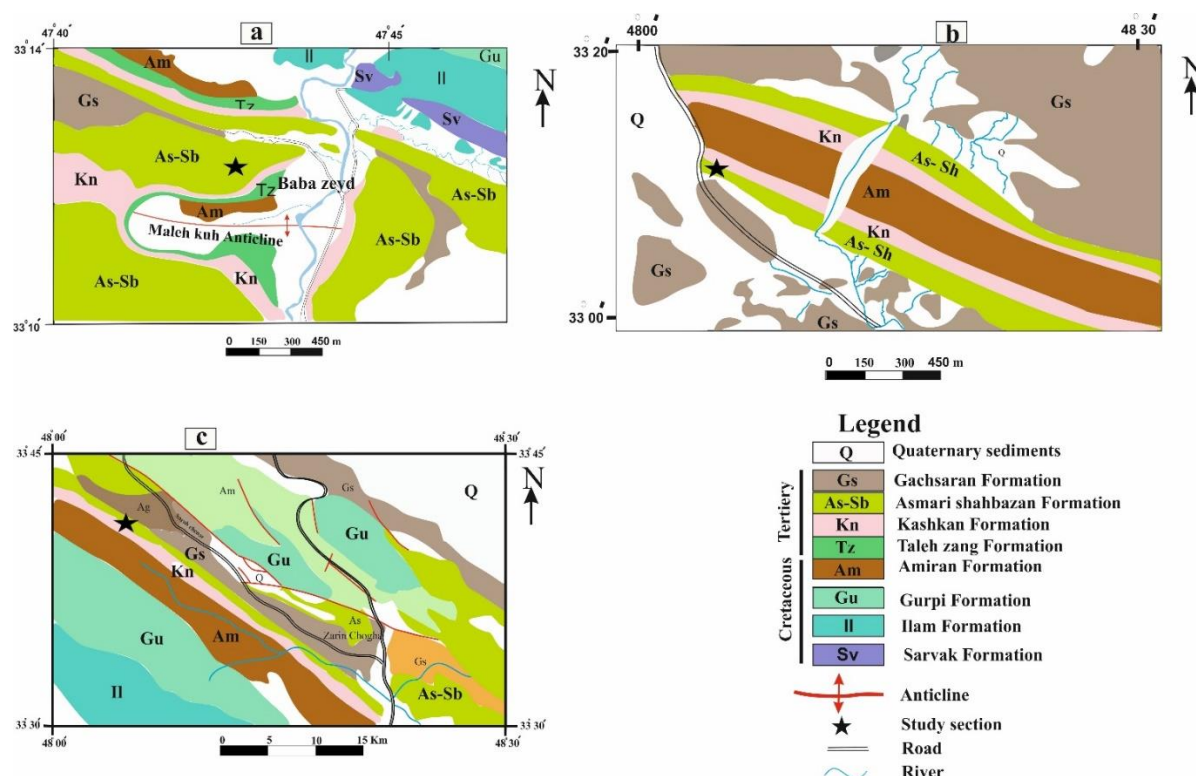
برش دوم: این برش در جنوب شرق شهرستان خرم‌آباد و در مسیر شهرستان سپیددشت واقع شده است. مختصات جغرافیایی این برش، شامل « $۴۸^{\circ} ۱۳' ۱۰''$ طول شرقی و « $۳۳^{\circ} ۳۶'$ عرض شمالی است.

برش سوم: این برش در ۸۵ کیلومتری جنوب شهرستان خرم‌آباد (روستای وره‌زرد) و در ۱۱ کیلومتری شمال شهرستان پلدختر واقع شده است. مختصات جغرافیایی این برش، شامل « $۴۳^{\circ} ۲' ۴۷''$ طول شرقی و « $۳۳^{\circ} ۱۳' ۲۶''$ عرض شمالی است. براساس نقشه زمین‌شناسی منطقه، که بخشی از نقشه ۱/۲۵۰۰۰ شهرستان خرم‌آباد است، واحدهای دوران دوم و سوم رخمون دارند. واحدهای دوران دوم (مزوزوئیک) گسترش‌یافته در منطقه مطالعه‌شده سازندهای امیران و تاربورند. واحدهای دوران سوم (سنوزوئیک) شامل سازند



شکل ۱- موقعیت جغرافیایی و راه‌های دسترسی به برش‌های مطالعه‌شده

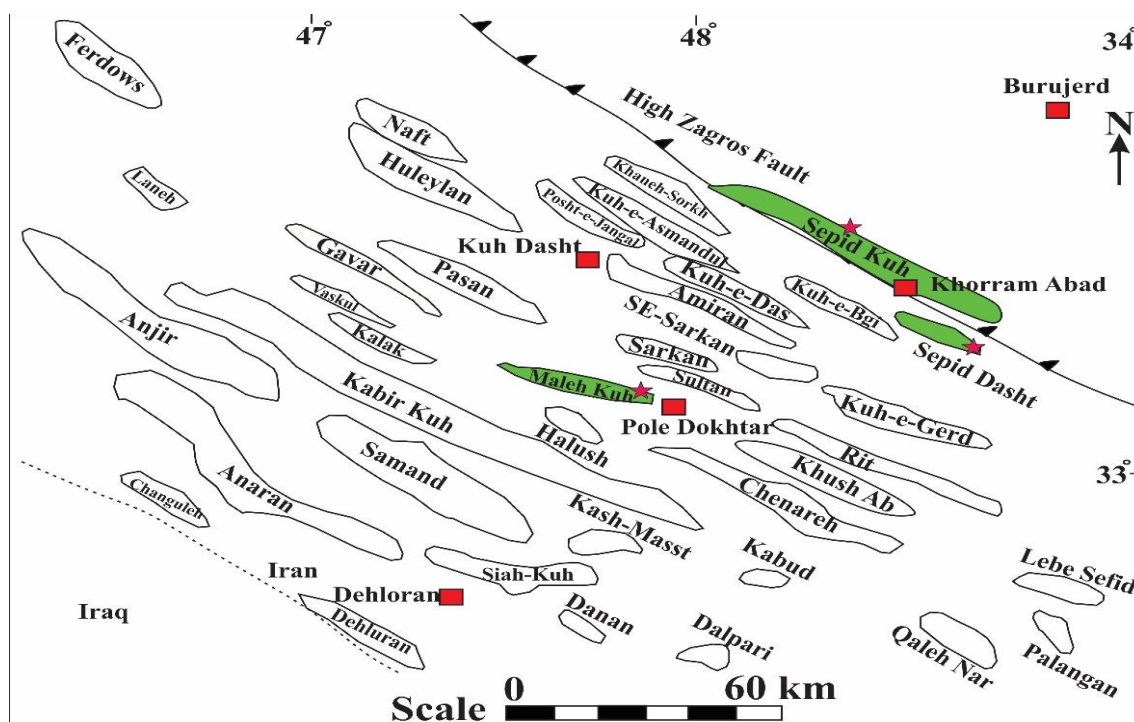
Fig 1- Geographical location and access routes to the studied sections.



شکل ۲- بخشی از نقشه زمین‌شناسی ۱/۲۵۰۰۰۰ شهرستان خرم‌آباد به همراه موقعیت برش‌ها (که با علامت ستاره تیره‌رنگ نشان داده شده

است) a: برش شمال خرم‌آباد؛ b: برش جنوب شرق خرم‌آباد؛ c: برش جنوب غرب خرم‌آباد

Fig 2- A portion of the 1:250,000 geological map of Khorramabad County showing the locations of the studied sections marked with dark star symbols. (a) Northern Khorramabad section. (b) Southeastern Khorramabad section. (c): Southwestern Khorramabad section



شکل ۳- موقعیت برش‌های مطالعه‌شده (ستاره‌های قرمز رنگ) در پهنه چین‌خورده زاگرس

Fig 3- Location of the studied sections (red stars) in the Zagros Fold and Thrust Belt



<https://doi.org/10.22108/jssr.2026.147601.1323>

توصیف واحدهای سنگ‌چینه‌ای برش‌های مطالعه‌شده

سه برش چینه‌شناسی شامل برش شمال خرم‌آباد با ضخامت ۹۲/۳ متر، برش جنوب شرق خرم‌آباد با ضخامت ۹۰ متر و برش جنوب غرب خرم‌آباد با ضخامت ۱۹۰ متر مطالعه شده است. در این سه برش، مرز زیرین سازند آسماری با سازند شهبازان به صورت ناپیوستگی فرسایشی و هم‌شیب و مرز بالایی آن با سازند گچساران از نوع همساز است. واحدهای سنگ‌چینه‌ای تشکیل‌شده در این برش‌ها تنها متشکل از واحدهای کربناته‌اند که به صورت واحدهای نازک‌لایه، متوسط‌لایه، ضخیم‌لایه و خیلی ضخیم‌لایه صخره‌ساز رخنمون دارند (شکل‌های ۴ و ۵). معیار تفکیک نهشته‌های سازند آسماری از نهشته‌های سازند شهبازان در برش‌های مطالعه‌شده براساس مطالعات سنگ‌شناسی بوده است. سازند شهبازان در برش‌های مطالعه‌شده با رنگ سفید تا شیری‌رنگ، خود از تناوب دولومیت و سنگ‌آهک دولومیتی تشکیل شده است و رخصاره‌های آن به شدت دولومیتی شده‌اند. حال آنکه سازند آسماری به رنگ خاکستری روشن تا تیره، بیشتر از کربنات‌هایی تشکیل شده است که کمتر تحت تأثیر فرآیند دولومیتی شدن قرار گرفته‌اند و رخصاره‌های آن حفظ‌شدگی خوبی را نشان می‌دهند. در برخی از واحدهای آن (برش شمال و جنوب غرب خرم‌آباد)، ماکروفسیل‌ها (بیشتر دوکفه‌ای و خارپوستان) و انحلال در مقیاس ماکروسکوپی دیده می‌شوند. همچنین وجود یک افق برش انحلالی (در هر سه برش)، با ضخامت حداکثر ۷۰ سانتی‌متر در مرز دو سازند شهبازان و آسماری (شکل ۴-m)، تفکیک‌کننده این دو سازند در مطالعات صحرایی است.

روش مطالعه

در این پژوهش پس از بازدیدهای متعدد صحرایی و مطالعه نقشه‌های زمین‌شناسی ۱/۲۵۰۰۰۰ شهرستان خرم‌آباد و پلدختر، سه برش سطح‌الارضی مناسب از سازند آسماری در پهنه

زاگرس چین‌خورده (حوضه رسوبی لرستان) انتخاب و نمونه‌برداری شد. این برش‌ها به گونه‌ای انتخاب شده است که دارای بیشترین ضخامت، بیشترین تغییرات سنگ‌شناسی، راه دسترسی آسان و کمترین پوشیدگی باشد. از این برش‌ها در مجموع ۳۸۰ نمونه سنگی (۹۰ نمونه برش شمال خرم‌آباد، ۹۰ نمونه برش جنوب شرق خرم‌آباد و ۲۰۰ نمونه برش جنوب خرم‌آباد) انتخاب و از تمام آنها، مقطع نازک میکروسکوپی تهیه شده است (مقاطع در دانشگاه لرستان تهیه و با میکروسکوپ پلاریزان نوع Olympus- BH2 مجهز به دوربین عکس‌برداری مدل D70 مطالعه و عکس‌برداری شده‌اند). سنگ‌های کربناته به روش دانهام (Dunham 1962) نام‌گذاری شده‌اند. تفسیر رخصاره‌ها و محیط رسوبی براساس فلوگل (Flügel 2004) و ویلسون (Wilson 1975) انجام شده است.

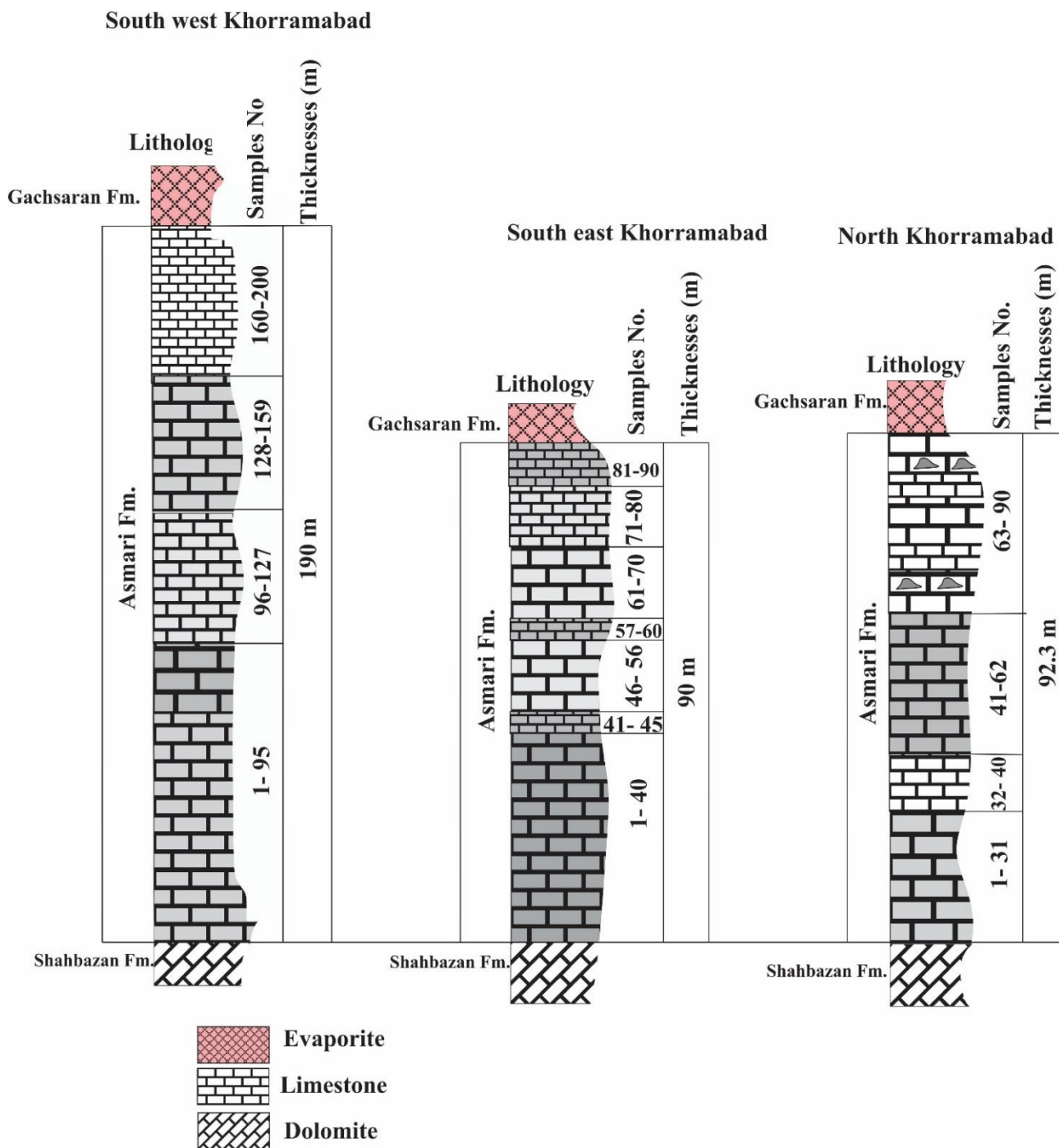
ریزرخساره‌های رسوبی

در سه برش مطالعه‌شده، ۱۳ ریزرخساره کربناته شناسایی شده است که شامل ریزرخساره انیدریت، دولومادستون فنسترال، دولومادستون ندولار، وکستون/پکستون داری اکستراکست، مادستون تا وکستون دارای آشفستگی زیستی، وکستون/پکستون دارای روزن‌داران بدون منفذ، وکستون/پکستون دارای روزن‌داران بدون منفذ و منفذدار، وکستون/پکستون دارای روزن‌داران منفذدار، گرینستون بایوکلستی حاوی روزن‌دار، پکستون تا گرینستون دارای روزن‌داران، اکینودرم، بریوزوئر و کورالین، رودستون/فلوتستون حاوی روزن‌دار و جلبک کورالیناسه‌آ، فلوتستون/رودستون بایوکلستی حاوی جلبک قرمز کورالین و ریزرخساره مادستون تا وکستون دارای روزن‌داران پلانکتونیک‌اند. این ریزرخساره‌ها در سه مجموعه کمربند رخصاره‌ای پهنه جزر و مدی، لاگون و دریای باز یک رمپ کربناته رسوب‌گذاری کرده‌اند (جدول ۱).



شکل ۴- تصاویر صحرایی برش‌های مطالعه‌شده به همراه تصاویر صحرایی واحدهای سنگ‌چینه‌ای a: برش چینه‌شناسی شمال خرم‌آباد (دید به سمت شمال); **b:** برش چینه‌شناسی جنوب شرق خرم‌آباد (دید به سمت شمال); **c:** برش چینه‌شناسی جنوب غرب خرم‌آباد (دید به سمت جنوب غرب); **d:** واحد سنگ‌چینه‌ای ضخیم‌لایه (برش شمال خرم‌آباد); **e:** واحد سنگ‌چینه‌ای خیلی ضخیم‌لایه (برش شمال خرم‌آباد); **f:** واحد سنگ‌چینه‌ای متوسط تا ضخیم‌لایه (برش شمال خرم‌آباد); **g:** واحد سنگ‌چینه‌ای ضخیم‌لایه (برش جنوب شرق خرم‌آباد); **h:** واحد سنگ‌چینه‌ای نازک‌لایه (برش جنوب شرق خرم‌آباد); **i:** واحد سنگ‌چینه‌ای متوسط تا ضخیم‌لایه (با حداکثر ۱ متر ضخامت) (برش جنوب شرق خرم‌آباد); **j:** واحد سنگ‌چینه‌ای خیلی ضخیم‌لایه (با ضخامت بیش از ۱ متر) (برش جنوب غرب خرم‌آباد); **k:** واحد سنگ‌چینه‌ای متوسط تا ضخیم‌لایه (برش جنوب غرب خرم‌آباد); **l:** واحد سنگ‌چینه‌ای نازک تا متوسط‌لایه (برش جنوب غرب خرم‌آباد); **m:** وجود مرز فرسایشی و همشیب بین دو سازند آسماری و شهبازان.

Fig 4- Field photographs of the studied sections along with field photographs of the lithostratigraphic units. (a) North Khorramabad stratigraphic section (looking north). (b) Southeastern Khorramabad stratigraphic section (looking north). (c) Southwestern Khorramabad stratigraphic section (looking southwest). (d) Thick-bedded lithostratigraphic unit (North Khorramabad section). (e) Very thick-bedded lithostratigraphic unit (North Khorramabad section). (f) Moderately to thick-bedded lithostratigraphic unit (North Khorramabad section). (g) Thick-bedded lithostratigraphic unit (Southeastern Khorramabad section). (h) Thin-bedded lithostratigraphic unit (Southeastern Khorramabad section). (i) Moderately to thick-bedded lithostratigraphic unit (Southeastern Khorramabad section). (j) Very thick-bedded lithostratigraphic unit (Southwestern Khorramabad section). (k) Moderately to thick-bedded lithostratigraphic unit (Southwestern Khorramabad section). (l) Thin to moderately bedded lithostratigraphic unit (Southwestern Khorramabad section). m: The presence of an erosional boundary between the Asmari and Shahbazan formations.



شکل ۵- ستون‌های سنگ‌چینه‌ای سازند آسماری در برش‌های مطالعه‌شده

Fig 5- Stratigraphic columns of the Asmari Formation in the studied sections.

جدول ۱- توزیع ریزرخساره‌های رسوبی در برش‌های مطالعه‌شده

Table 1- Distribution of sedimentary microfacies in the studied sections.

برش جنوب شرق خرم‌آباد	برش جنوب غرب خرم‌آباد	برش شمال خرم‌آباد	ریزرخساره‌های رسوبی
		√	ریزرخساره انیدریت
√	√	√	ریزرخساره دولومادستون فنسترال
	√	√	ریزرخساره دولومادستون ندولار
√			ریزرخساره وکستون/پکستون داری اکستراکلیست
	√	√	ریزرخساره مادستون تا وکستون دارای آشفتگی زیستی
√		√	ریزرخساره وکستون/پکستون دارای روزن‌داران بدون منفذ
	√		ریزرخساره وکستون/پکستون دارای روزن‌داران بدون منفذ و منفذدار
√	√	√	ریزرخساره وکستون/پکستون دارای روزن‌داران منفذدار
√	√		ریزرخساره گرینستون بایوکلستی حاوی روزن‌دار
√	√	√	ریزرخساره پکستون تا گرینستون دارای روزن‌داران، اکینودرم، بریوزوئر و کورالین
√	√	√	ریزرخساره رودستون/فلوتستون حاوی روزن‌دار و جلبک کورالیناسه‌آ
√	√	√	ریزرخساره فلوتستون/رودستون بایوکلستی حاوی جلبک قرمز کورالین
	√		ریزرخساره مادستون تا وکستون داری روزن‌داران پلانکتونیک

مجموعه ریزرخساره‌های پهنه جزر و مدی

ریزرخساره انیدریتی (M1)

توصیف: این ریزرخساره به‌طور عمده از انیدریت‌های ریزبافت در بافتی از میکرایت (گل کربناته) تشکیل شده است (شکل ۶-۱a). در مطالعات صحرایی، ساخت‌های متنوعی به‌ویژه لامینه‌بندی، ساخت تور مرغی (Chicken wire) و روده‌ای (Entrolithic) در آن مشاهده شده است.

تفسیر: انواع ریزرخساره انیدریتی، که دارای میکرایت و گل کربناته زیادی بود، در محیط‌های لاگون در شرایط شوری بالا تشکیل می‌شود (Flügel 2010). با توجه به مشخصات میکروسکوپی مشاهده‌شده، به نظر می‌رسد بیشتر انیدریت‌های سازند آسماری مربوط به پهنه بالای جزر و مدی و یا سبخا باشند (Kendall and Skipwith 1969). با توجه به ترکیب انیدریت با میکرایت و گل کربناته، به نظر می‌رسد که سازند آسماری در دوره تشکیل، یک حوضه تبخیری ساحلی (Evaporitic)

(Platform) و دارای تغییرات شدید سطح آب بوده است. این نوسانات به ادغام رسوبات کربناته ریزدانه (محصول محیط‌های آرام‌تر لاگونی/جزر و مدی) با تبخیری‌های ناشی از غلظت بالای آب دریا (انیدریت) منجر شده است؛ بنابراین رخساره مدنظر یک رخساره لنیدریت کربناتی-گلی‌شده (Muddy/Micritic Anhydrite) است که شواهد قوی بر تشکیل آن در محیط‌های پلایا/سبخا یا پهنه‌های بالای جزر و مدی، که تحت تأثیر اشباع‌شدن آب شور قرار داشته‌اند، ارائه می‌دهد (Omidpour et al. 2023).

ریزرخساره دولومادستون فنسترال (M2)

توصیف: وجود دولومیت‌های ریزبافت (نوع اول) و ساخت فنسترال از شاخصه‌های این ریزرخساره است (شکل ۶-۱b). دولومیت‌های تشکیل‌شده در این ریزرخساره بیشتر در اندازه‌های کوچک‌تر از ۴۰ میکرون و به دولومیت‌های اولیه

(رسوبی) معروف‌اند.

ریزرخساره وکستون/پکستون داری اکستراکست (M4)

توصیف: از ویژگی‌های بارز این ریزرخساره، وجود اکستراکست‌های ریز و درشت از نوع رسوبی‌اند که در یک زمینه گلی کربناته حضور دارند (شکل ۶- d). در این ریزرخساره خرده‌سنگ‌های رسوبی بیشتر از جنس کربناته و چرتی‌اند.

تفسیر: ریزرخساره وکستون/پکستون دارای اکستراکست‌های رسوبی به‌لحاظ ژئومورفولوژیک، یک رسوب لاگونی است که قطعات آواری (اکستراکست‌ها) از خارج حوضه رسوبی به این محیط وارد شده‌اند. این محیط نه‌تنها دارای خصوصیات آرام (بخش وکستون و میکرایت) است، شواهدی از هیدرودینامیک قوی و حمل مواد از کانی‌شناسی متفاوت (خرده‌سنگ‌های کربناتی و چرتی) را نیز ثبت کرده است (Alishah and Alishah 2026).

ریزرخساره مادستون تا وکستون دارای آشفستگی**زیستی (M5)**

توصیف: این ریزرخساره با محتوای گلی بالا (گل پش‌تیبان) و وجود خرده‌های بایوکلستی کم (شناور)، در زیر میکروسکوپ تشخیص داده می‌شود (شکل ۶- e). در بیشتر موارد به‌دلیل غنی‌بودن این ریزرخساره از مواد آلی و کانی‌های رسی، ظاهر آن تیره‌رنگ است.

تفسیر: شرایط ته‌نشست این ریزرخساره، موقعیت عمیق حوضه و یا لاگون در نظر گرفته می‌شود (Flügel 2010). در موقعیت‌های مختلف رسوبی، این ریزرخساره دارای انواع خاصی از فسیل‌هاست که وجه تمایز آن در کمر بند ریزرخساره‌ای است. این ریزرخساره بیانگر مرحله‌ای از ته‌نشست در محیط‌های کربناته آرام و نیمه‌حیایی است که با ترکیبی از گل کربناته، رس و مواد آلی و در شرایط انرژی پایین و اکسیژن محدود شکل گرفته‌اند (Papakonstantinou et al. 2024). آشفستگی زیستی متوسط نشان‌دهنده باقی‌ماندن حیات محدود کفزی در این شرایط است (Ahmed and Khan 2022). این ریزرخساره در دورترین فاصله از خط ساحلی فعال و عمیق‌ترین بخش محیط رسوبی لاگونی تشکیل

تفسیر: این ریزرخساره بیشتر در محیط بین جزر و مدی تا بالای جزر و مدی (سابخا) تشکیل و خروج حباب‌های گاز از تخمیر جلبک‌ها، سبب ایجاد ساخت فنسترال در این ریزرخساره می‌شود (Flügel 2010). ریزرخساره دولومادستون فنسترال نشان‌دهنده یک محیط رسوبی کربناتی کم‌عمق ساحلی است که در آن رسوب‌گذاری کربناته ریزدانه (احتمالاً میکرو دولومیت اولیه) در حال وقوع بوده است (Papakonstantinou et al. 2024). فعالیت بیولوژیکی قوی (به‌ویژه با جلبک‌ها و سیانوباکتری‌ها) سبب آزادشدن حباب‌های گاز و ایجاد حفره‌های فنسترال شده است. محیط کلی این ریزرخساره، بین جزر و مدی تا بالای جزر و مدی (سبخا) و مشخصه آن، نوسانات سطح آب، تبخیر و فعالیت میکروبی است. این ریزرخساره، شواهدی بر پویایی محیط‌های رسوبی ساحلی و تعامل پیچیده بین فرآیندهای فیزیکی (جزر و مد، تبخیر) و بیولوژیکی (رشد جلبک‌ها، فعالیت باکتریایی) است.

ریزرخساره دولومادستون ندولار (M3)

توصیف: این ریزرخساره از نظر بافتی شبیه ریزرخساره قبلی بوده است؛ ولی برخلاف نوع قبلی در این ریزرخساره، ساخت ندولار (ندول‌های پراکنده انیدریت) دیده می‌شود (شکل ۶- c).

تفسیر: دولومیت‌های تشکیل‌شده در این ریزرخساره از نوع اولیه و هم‌زمان با رسوب‌گذاری‌اند (Flügel 2010). این ریزرخساره هم در قسمت بین جزر و مدی و هم در محیط لاگون دیده می‌شود (Rahim et al. 2024). وجود این ریزرخساره با شواهدی همچون ندول‌های انیدریتی و وجودنداشتن آنها (یا فراوانی بسیار کم فسیل‌ها)، دلالت بر وجود شورابه‌های با غلظت بالای سولفات دارد (Kendall and Skipwith 1969; Flügel 2010).

مجموعه ریزرخساره‌های بخش کم‌انرژی محیط لاگون

است (Geel 2000; Romero et al. 2002; Amirshahkarami et al. 2015; Amirshahkarami and Karavan 2007). با توجه به نوع فسیل‌های موجود در این ریزرخساره، می‌توان آن را حاصل ته‌نشینی بخش‌هایی از حوضه رسوبی در نظر گرفت که با بخش‌های عمیق و کم‌عمق حوضه رسوبی در ارتباط‌اند. این ریزرخساره در یک سیستم دریایی کم‌عمق، نیمه‌محدود شکل گرفته است که اوج تنوع فسیلی در این توالی را نشان می‌دهد. این رخساره در منطقه‌ای ایجاد شده است که ارتباط کافی با آب‌های باز داشته است تا فسیل‌های بزرگ‌تر و وابسته به نور دریای باز را دریافت کند؛ اما هنوز به‌اندازه‌ای محافظت شده است که فسیل‌های لاگون داخلی (Miliolids) نیز غالب باشند (Abd-Elhameed et al. 2025). از نظر تکاملی، این ریزرخساره نشان‌دهنده بهترین شرایط اکولوژیکی در این توالی برای رشد و ته‌نشست بقایای آهکی است که احتمالاً با بالا آمدن نسبی سطح دریا یا نزدیک‌شدن به شیب پلتفرم در ارتباط است (Abd-Elhameed et al. 2025).

ریزرخساره رودستون/فلوتستون حاوی روزندار و جلبک کورالیناسه آ (M8)

توصیف: ترکیبات اصلی این رخساره، جلبک‌های قرمز (به‌صورت کلنی و شاخه‌ای) هستند. روزنداران کفزی منفذدار و بدون منفذ مانند آمفیستزینا، میوزپسینا، متاندروپسینا و میلیولید، خرده‌های نرم‌تنان، بریوزوآ، خارداران و مرجان‌ها، دیگر ترکیبات فرعی این ریزرخساره را تشکیل می‌دهند. جلبک‌های قرمز تحت سلطه لیتوتامینیم‌اند (شکل ۶-h).

تفسیر: در مقاطع مطالعه‌شده، وجود شاخه‌ها و خرده‌های جلبک قرمز به‌همراه روزنداران و وجود ماتریکس گلی فراوان، بیانگر تشکیل این ریزرخساره در برش‌های مطالعه‌شده است. در امتداد سواحل شمال غربی ایرلند، فرانسه، نروژ و شمال اسپانیا، این رخساره مشخصه کف بسترهای کم‌عمق دارای نور فراوان در آب‌های با عمق کمتر از ۲۰ متر است (Freiward 1995). در نهشته‌های بررسی‌شده، ترکیب اسکلتی (غلبه جلبک‌های قرمز به‌همراه ترکیب مختلط روزنداران

شده است، جایی شرایط برای ته‌نشست پایدار گل‌های ریز و انباشت مواد آلی فراهم بوده است؛ اما آنقدر عمیق نیست که کاملاً از نفوذ نور خارج شود (زیرا آشفستگی زیستی رخ داده است).

ریزرخساره وکستون/پکستون دارای روزنداران بدون منفذ (M6)

توصیف: روزنداران بدون منفذ در زمینه‌ای گل آهکی (میکرایت)، از مهم‌ترین ویژگی این ریزرخساره و دارای بافتی گل‌پشتیبان و دانه‌پشتیبان است (شکل ۶-f). این ریزرخساره بیشتر دارای روزنداران کفزی با پوسته پرسلانوزند.

تفسیر: وجود این فسیل‌ها از ویژگی‌های بخش‌های کم‌عمق محیط لاگون است (Geel 2000). این ریزرخساره شاخصی از رسوب‌گذاری در محیط لاگون کم‌عمق، گرم، اکسیژن‌دار و نورگیر است (Ahmed and Khan 2022) و در بخشی از پلتفرم قرار دارد که تحت تأثیر نوسانات جزر و مدی ضعیف، تبخیر جزئی و تبادل محدود آب با دریای باز است. حضور روزنداران پورسلانوز گواه آن است که این محیط در منطقه فوتیک بالایی و در مرکز لاگون داخلی ایجاد شده است (Abd-Elhameed et al. 2025).

ریزرخساره وکستون/پکستون دارای روزنداران بدون منفذ و منفذدار (M7)

توصیف: این ریزرخساره دارای فراوانی مختلفی از روزنداران کفزی بدون منفذ و منفذدار مانند میلیولید و لپیدوسیکلیناست. ذرات اسکلتی دیگر مانند اپرکولینا، بورلیس، خرده‌های صدف و خارپوست و شکم‌پا از اجزای دیگر این ریزرخساره‌اند که در زمینه‌ای گل‌پشتیبان تا دانه‌پشتیبان و مقدار کمی سیمان اسپارایتی قرار دارند (شکل ۶-g).

تفسیر: حضور روزنداران بتتیک منفذدار و بدون منفذ در این ریزرخساره در کنار یکدیگر، بیانگر رسوب‌گذاری در لاگون فلات (محیط‌های کم‌عمق و نیمه‌محصول فلات) و یا وجود ارتباط بین بخش‌های عمیق و کم‌عمق حوضه رسوبی

بقایای موجودات کربناتی به‌طور مداوم جابه‌جا و در بستری از سیمان اسپاریتی تثبیت شده‌اند.

ریزرخساره پکستون تا گرینستون دارای روزن‌داران، اکینودرم، بریوزوئر و کورالین (M10)

توصیف: این ریزرخساره دارای بافت پکستون (زمینه گل میکرایتی) تا گرینستون (زمینه سیمان اسپاریتی) است و دارای تنوع فسیلی زیادی است (شکل ۶- j). در این ریزرخساره جلبک کورالیناسه (کورالین) مهم‌ترین جزء تشکیل‌دهنده است. **تفسیر:** خصوصیات بافتی از جمله ماهیت فاقد یا کمبود گل در این ریزرخساره، از ویژگی‌های محیط‌های پراثری است (Tucker and Wright 1990). وجود رخساره گرینستونی (فاقد گل کربناته) دلالت بر رسوب‌گذاری در محیطی با انرژی بالا دارد. وجود روزن‌داران به‌همراه اکینودرم، بریوزو و جلبک‌های قرمز در کنار هم، نشان‌دهنده شرایط پراثری، اکسیژن‌دار و شفاف است (Shah et al. 2024).

مجموعه ریزرخساره‌های محیط دریای باز

ریزرخساره وکستون/پکستون دارای روزن‌داران منفذدار (M11)

توصیف: برخلاف دو ریزرخساره قبلی، در این ریزرخساره فسیل غالب، انواع روزن‌داران منفذدارند (شکل ۶- k). از مهم‌ترین روزن‌داران این ریزرخساره به لپیدوسیکلیناها، نومولیتید، اوپرکولینا و هتروسستزینا، نئوروتالیا و آمفیستزینا اشاره می‌شود.

تفسیر: با توجه به حضور روزن‌داران ذکرشده در این ریزرخساره، این ریزرخساره به بخش‌های عمیق‌تر حوضه و به‌خصوص لاگون باز نزدیک به سد در نظر گرفته می‌شود. با توجه به بافت گلی سنگ (در رخساره وکستونی گل کربناته فراوان است و دانه‌ها در زمینه گل کربناته شناور و در رخساره پکستونی دانه‌ها فراوان‌اند؛ ولی فضای بین دانه‌ها هنوز گل کربناته است)، این ریزرخساره در محیط‌های کم‌انرژی تا نسبتاً کم‌عمق ته‌نشین می‌شود. حضور روزن‌داران منفذدار نظیر

منفذدار و بدون منفذ) و موقعیت چینه‌شناسی (قرارگرفتن در بین رخساره‌های رمپ داخلی) نمایانگر رسوب‌گذاری در بخش انتهایی رمپ داخلی است (Shah et al. 2024). فراوانی ماتریکس دارای گل آهکی فراوان و فاقد جورشدگی به‌همراه حضور ترکیبات اسکلتی درشت‌تر، به‌خصوص نرم‌تنان، خارداران، روزن‌داران بدون منفذ مثلندروپسینا و میلیولید و روزن‌داران منفذدار آمفیستزینا و میوژپسینا، نمایانگر رسوب‌گذاری در بخش انتهایی رمپ میانی است (Pomar 2010; Flügel 2001).

مجموعه ریزرخساره‌های بخش پراثری محیط لاگون

ریزرخساره گرینستون بایوکستی حاوی روزن‌دار (M9)

توصیف: در این ریز رخساره، روزن‌داران با فراوانی حدود 50 درصد از اجزای غالب تشکیل‌دهنده بافت سنگ‌اند که اندازه‌ای بین 0/5 تا 2 میلی‌متر (متوسط اندازه ۱/۲۵ میلی‌متر) دارند و با جورشدگی نسبتاً خوب در زمینه سیمان اسپاریتی دیده می‌شوند. اینتراکلاست نیز با متوسط اندازه‌ای در حدود 2/5 میلی‌متر، به‌عنوان اجزای فرعی با فراوانی کمتر از ۱۰ درصد در این ریزرخساره حضور دارند (شکل ۶- i).

تفسیر: وجود سیمان اسپاریتی و جورشدگی نسبتاً بالای دانه‌ها حاکی از یک محیط پراثری است. با توجه به نبود لایه‌های شیلی و مارنی همراه با این ریزرخساره و بافت سنگ، بخش پراثری محیط لاگون برای این ریزرخساره پیشنهاد می‌شود (Insalaco et al. 2006). این ریزرخساره نمایانگر یک محیط دریایی کم‌عمق، زیر جزر و مدی است که در رمپ داخلی یک سکوی کربناتی و یا در منطقه‌ای با انرژی متوسط تا بالا از نظر امواج و جزر و مد قرار داشته است (Ahmed and Khan 2022). در این ریزرخساره غلبه روزن‌داران بزرگ نشان‌دهنده شرایط مساعد زیستی و نوری، جورشدگی خوب و سیمان اسپاریتی، بیانگر انرژی بالای محیط و تشکیل در ناحیه زیر جزر و مدی و حضور فرعی اینتراکلاست‌ها نشان‌دهنده فعالیت فرسایشی در نزدیکی این محیط است. این رخساره، محیطی فعال و پویا را توصیف می‌کند که در آن

لپیدوسیکلیناها، نومولیتید، اوپرکولینا و هتروستژینا، نئوروتالیا و آمفیستژینا نشانه‌ای از روزن‌داران بتیک بزرگ‌اند که آب‌های گرم، شفاف و کم‌عمق دریا‌های نرتیک زندگی می‌کنند؛ بنابراین در نواحی با نور زیاد (زون فوتیک) با شرایط آرام تا نیمه‌آرام زیست می‌کنند. روزن‌دارانی با پوسته هیالین کشیده، بیشتر در بخش‌های انتهایی (دیستال) زون نوری رمپ میانی گسترش پیدا می‌کنند (Bassi et al. 2007; Brandano and Ronca 2014).

ریزرخساره فلوئستون/رودستون بایوکلاستی حاوی جلبک قرمز کورالین (M12)

توصیف: این ریزرخساره غالباً از جلبک‌های قرمز کورالین بوته‌ای و رودولیت تشکیل شده است. در این ریزرخساره علاوه بر جلبک‌های قرمز و رودولیت‌ها، روزن‌دارانی نظیر آمفیستژینا و اوپرکولینا حضور دارند. روزن‌دارانی نظیر لوباتولا، تکستولاریا، الفیدیوم به همراه خرده‌های دوکفه‌ای، خاردارن و مرجان‌ها از اجزای فرعی تشکیل‌دهنده این ریزرخساره‌اند. جلبک‌های قرمز در این ریزرخساره، شامل لیتوتامنیون، اسپورولیتون و مزوفیلوم‌اند (شکل ۶-۱).

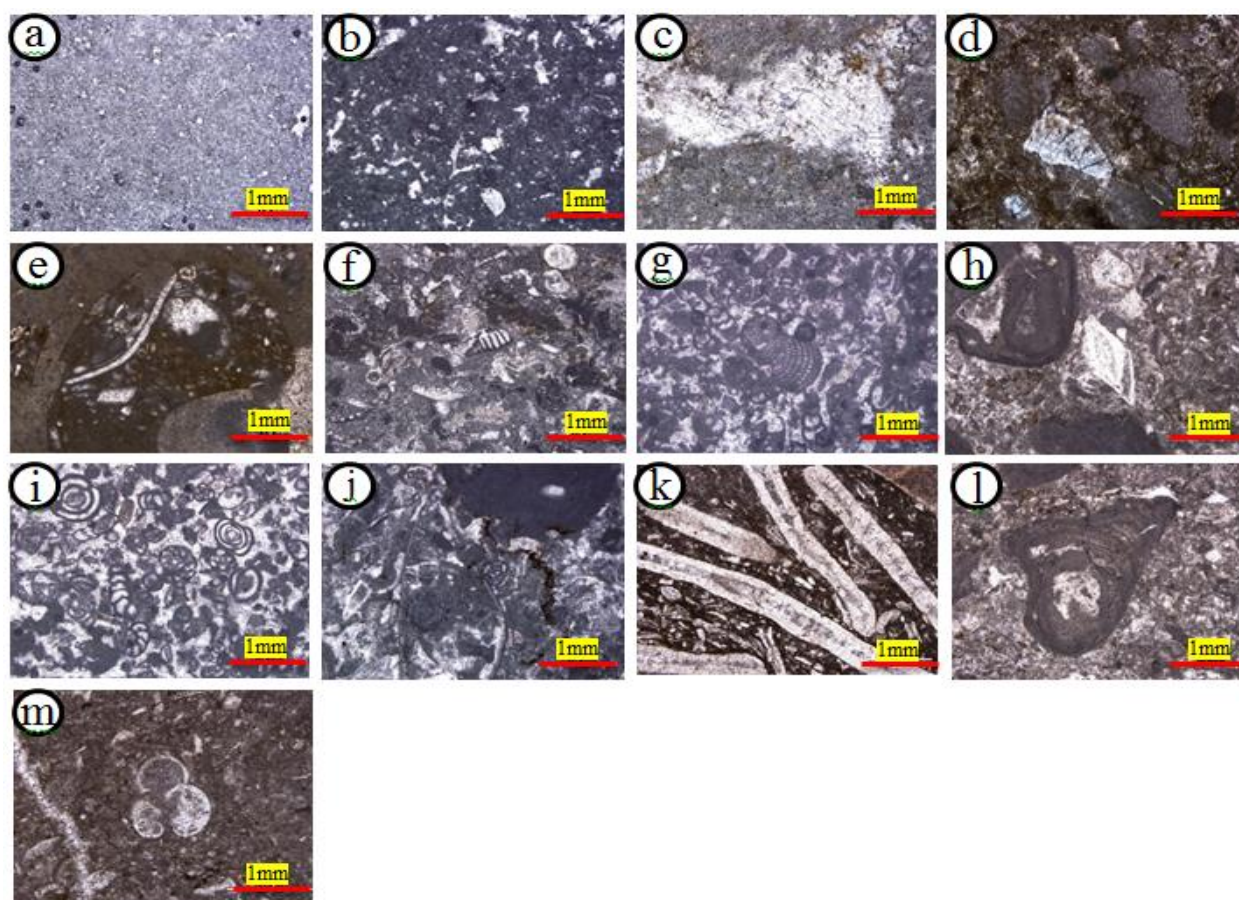
تفسیر: جلبک‌های قرمز ترکیبات اصلی رودولیت‌ها هستند که در پلتفرم بیرونی دورتر از جزیره فرازر در کویینزلند زیست می‌کنند (Lund et al. 2002; Rasser and Piller 2004). حضور روزن‌داران کفزی بزرگ ساکن آب‌های عمیق (اوپرکولینا و

آمفیستژینا) به همراه تجمعات جلبکی نمایانگر محیط رمپ میانی و ناحیه الیگوفوتیک‌اند (Brandano et al. 2016). حضور برخی از روزن‌داران اپی‌فیت (لوباتولا و الفیدیوم) نمایانگر حضور نواحی محلی علف دریایی است. حضور فونای کم‌عمق همراه با بایوکلاست‌های خردشده و فونای ساکن عمق زیاد نشان می‌دهد که رسوب‌گذاری و انباشت هم از تولید برجا و هم از مواد جابه‌جاشده از ناحیه کم‌عمق‌تر یوفوتیک با جریانات ایجاد شده‌اند (Brandano et al. 2016).

ریزرخساره مادستون تا وکستون داری روزن‌داران پلانکتونیک (M13)

توصیف: مهم‌ترین ویژگی این ریزرخساره، وجود روزن‌داران پلانکتونیک (مانند گلوبیژرینا) در زمینه‌ای از بافت گل پشتیبان است (شکل ۶-۲). (m)

تفسیر: این ریزرخساره در بخش‌های عمیق حوضه رسوبی تشکیل می‌شود (Geel 2000). این ریزرخساره با بافت گل‌پشتیبان و حضور روزن‌داران پلانکتونیک، نمایانگر یک محیط دریایی عمیق است که در کف حوضه رسوبی تشکیل شده است (Abd-Elhameed et al. 2025). بافت گل‌پشتیبان در این ریزرخساره نشان‌دهنده انرژی بسیار پایین محیط و غلبه روزن‌داران پلانکتونیک، بیانگر منشأ این اجزا از ستون آب و سقوط آنها به کف حوضه و وجودداشتن اجزای بتیک یا انرژی بالا تأییدکننده عمق زیاد و دوربودن از تأثیرات ساحلی و جزر و مدی است (Eggie and Chow 2024).



شکل ۶- ریزرخساره‌های شناسایی شده در برش‌های مطالعه‌شده: a: ریزرخساره انیدریت؛ b: ریزرخساره دولومادستون فنسترال؛ c: ریزرخساره دولومادستون ندولار؛ d: ریزرخساره وکستون/پکستون دارای اکستراکلست؛ e: ریزرخساره مادستون تا وکستون دارای آشفستگی زیستی؛ f: ریزرخساره وکستون/پکستون دارای روزنداران بدون منفذ؛ g: ریزرخساره وکستون/پکستون دارای روزنداران بدون منفذ و منفذدار؛ h: ریزرخساره رودستون/فلوتستون حاوی روزندار و جلبک کورالیناسه‌آ؛ i: ریزرخساره گرینستون بایوکلستی حاوی روزندار؛ j: ریزرخساره پکستون تا گرینستون دارای روزنداران، اکینودرم، بریوزوئر و کورالین؛ k: ریزرخساره وکستون/پکستون دارای روزنداران منفذدار؛ l: ریزرخساره فلوتستون/رودستون بایوکلستی حاوی جلبک قرمز کورالین؛ m: ریزرخساره مادستون تا وکستون دارای روزنداران پلانکتونیک

Fig 6- Microfacies identified in the studied sections. (a) Anhydrite microfacies. (b) Fenestral dolomicrite microfacies. (c) Nodular dolomicrite microfacies. (d) Wackestone/Packstone microfacies containing extraclasts. (e) Mudstone to wackestone microfacies showing bioturbation. (f) Wackestone/Packstone microfacies containing imperforate foraminifera. (g) Wackestone/Packstone microfacies containing both imperforate and perforate foraminifera. (h) Rudstone/Floatstone microfacies containing foraminifera and Coralline algae. (i) Bioclastic grainstone microfacies containing foraminifera. (j) Packstone to grainstone microfacies containing foraminifera, echinoderms, bryozoans, and coral. (k) Wackestone/Packstone microfacies containing perforate foraminifera. (l) Bioclastic floatstone/rudstone microfacies containing red coralline algae. (m) Mudstone to wackestone microfacies containing planktonic foraminifera

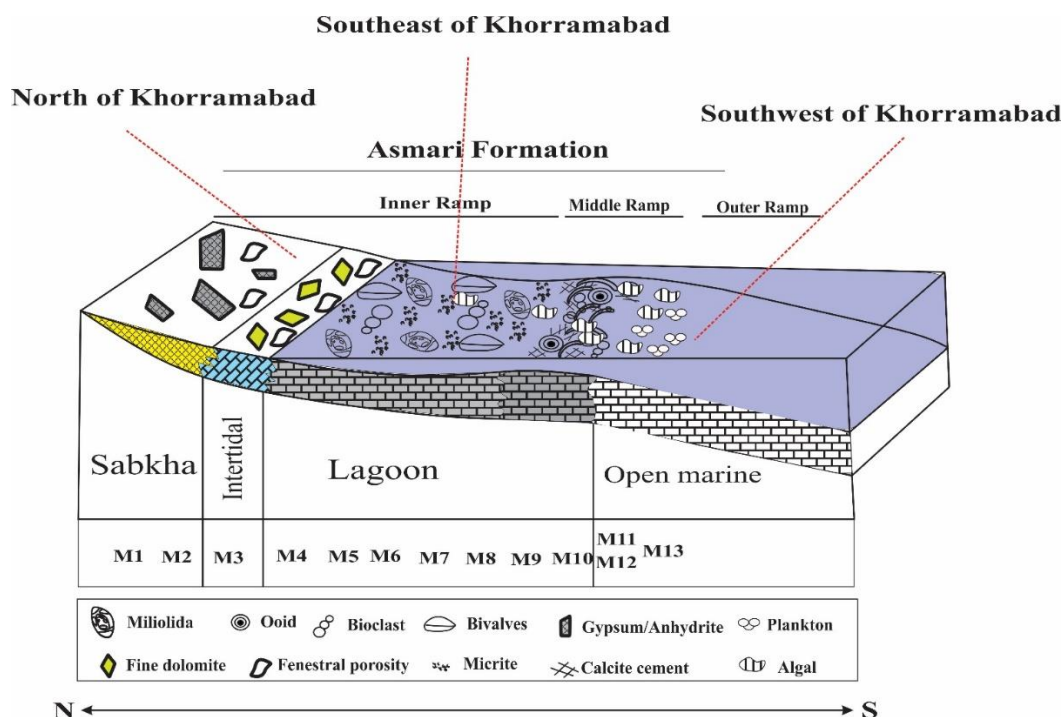
مدل رسوبی سازند آسماری در برش‌های مطالعه‌شده

در برش‌های مطالعه‌شده، ریزرخساره‌های انیدریتی، دولومادستون فنسترال و ریزرخساره دولومادستون ندولار در محیط پهنه جزر و مدی، ریزرخساره‌های وکستون/پکستون دارای اکستراکلست، مادستون تا وکستون دارای آشفستگی زیستی، وکستون/پکستون دارای روزنداران بدون منفذ،

وکستون/پکستون دارای روزنداران بدون منفذ و منفذدار، در محیط لاگون کم‌انرژی رمپ داخلی و ریزرخساره گرینستون بایوکلستی حاوی روزندار و ریزرخساره پکستون تا گرینستون دارای روزنداران، اکینودرم، بریوزوئر و کورالین در محیط لاگون پرانرژی ابتدای رمپ میانی و ریزرخساره‌های وکستون/پکستون دارای روزنداران منفذدار،

(2026). در محیط رمپ داخلی، فراوانی روزن‌داران با پوسته پورسلانوز غالب است. در محیط رمپ میانی روزن‌داران بزرگ مانند نومولیتیده‌ها، لپیدوسسیکلینا و جلبک قرمز فراوانند. در محیط رمپ بیرونی که با تغییر تدریجی در تنوع و فراوانی زیستی از لاگون به افت انرژی در رمپ خارجی مرتبط می‌شود، با فراوانی روزن‌داران پلانکتونیک، بریوزوآ و اکینودرم همراه است؛ بنابراین تغییرات تدریجی رخساره‌ها و نبود رخساره‌های ریفی بین محیط لاگون و دریای باز، از شواهد تشکیل رخساره‌های مطالعه‌شده در محیط رمپ کربناته است. با توجه به انرژی محیط و فراوانی اجزای اسکلتی و غیر اسکلتی، محیط‌های رسوبی تشخیص داده شده بر این رمپ کربناته، محیط پهنه جزر و مدی، لاگون و دریای بازند (شکل ۷). حضور روزن‌داران بتیک منفذدار و بدون منفذ در کنار یکدیگر، بیانگر رسوب‌گذاری در لاگون فلات (محیط‌های کم‌عمق و نیمه‌محصور فلات) و یا وجود ارتباط بین بخش‌های عمیق و کم‌عمق حوضه رسوبی است (Geel 2000; Romero et al. 2002; Amirshahkarami et al. 2007; Amirshahkarami and Karavan 2015).

رودستون/فلوتستون حاوی روزن‌دار و جلبک کورالیناسه‌آ و ریزرخساره فلوتستون/رودستون بایوکلستی حاوی جلبک قرمز کورالین در بخش‌های میانی و انتهایی (دیستال) رمپ میانی و ریزرخساره مادستون تا وکستون داری روزن‌داران پلانکتونیک در ابتدای رمپ خارجی تشکیل شده‌اند. با توجه به شواهد صحرایی و ریزرخساره‌های شناسایی شده در برش‌های چینه‌شناسی مطالعه‌شده، محیط رسوبی سازند آسماری گذار پیوسته و تدریجی از ریزرخساره‌های مادستونی، وکستونی و پکستونی محیط لاگون کم‌انرژی مربوط به رمپ داخلی به رخساره‌های گرینستونی محیط لاگون پرانرژی ابتدای رمپ میانی و سپس تبدیل تدریجی به رخساره‌های پکستونی با روزن‌داران کشیده و پوسته هیالین و ریزرخساره‌های فلوتستونی و رودستونی انتهایی رمپ میانی و سپس تبدیل به رخساره‌های مادستونی حاوی روزن‌داران پلانکتونیک محیط دریای باز ابتدای رمپ خارجی، شاخصه محیط رمپ است؛ زیرا در حد فاصل بین رخساره‌های لاگون و دریای باز، شواهدی از رخساره‌های ریفی دیده نشده است (Omidpour et al. 2023; Alishah et al. 2023).



شکل ۷- مدل رسوبی سازند آسماری در برش‌های مطالعه‌شده

Fig 7- Depositional model of the Asmari Formation in the studied sections.



<https://doi.org/10.22108/jssr.2026.147601.1323>

مقایسهٔ برش‌های مطالعه‌شده از نظر محیط رسوب‌گذاری

الف) برش شمال خرم‌آباد

بیشترین ریزرخساره‌هایی که در برش شمال خرم‌آباد مشاهده شده است، شامل ریزرخسارهٔ انیدریت، ریزرخسارهٔ دولومادستون/فلوتستون، ریزرخسارهٔ دولومادستون/پکستون تا وکستون دارای آشفستگی زیستی، ریزرخسارهٔ وکستون/پکستون دارای روزن‌داران بدون منفذ، ریزرخسارهٔ وکستون/پکستون دارای روزن‌داران منفذدار، ریزرخسارهٔ پکستون تا گرینستون دارای روزن‌داران، اकिनودرم، بریوزوئر و کورالین، ریزرخسارهٔ رودستون/فلوتستون حاوی روزن‌دار و جلبک کورالیناسه‌آ و ریزرخسارهٔ فلوتستون/رودستون بایوکلستی حاوی جلبک قرمز کورالین‌اند. بیشترین تنوع و فراوانی رخساره‌ها در این برش در محیط جزر و مدی، محیط رمپ داخلی و محیط رمپ میانی دیده شده و شواهدی از رخساره‌های محیط دریای باز (رخساره‌های پلانکتونی) دیده نشده است.

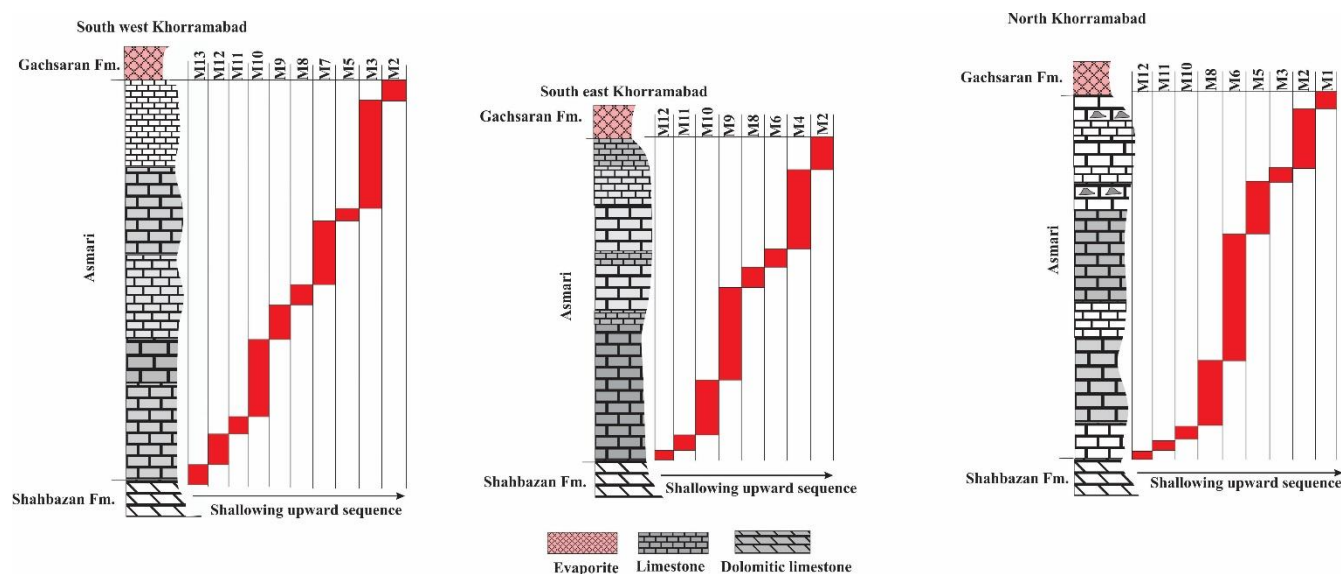
ب) برش جنوب غرب خرم‌آباد

در این برش، ریزرخساره‌های دولومادستون/فلوتستون، ریزرخسارهٔ دولومادستون/پکستون تا وکستون دارای آشفستگی زیستی، ریزرخسارهٔ وکستون/پکستون دارای روزن‌داران بدون منفذ و منفذدار، ریزرخسارهٔ وکستون/پکستون دارای روزن‌داران منفذدار، ریزرخسارهٔ گرینستون بایوکلستی حاوی روزن‌دار، ریزرخسارهٔ پکستون تا گرینستون دارای روزن‌داران، اकिनودرم، بریوزوئر و کورالین،

ریزرخسارهٔ رودستون/فلوتستون حاوی روزن‌دار و جلبک کورالیناسه‌آ، ریزرخسارهٔ فلوتستون/رودستون بایوکلستی حاوی جلبک قرمز کورالین و ریزرخسارهٔ مادستون تا وکستون دارای روزن‌داران پلانکتونیک شناسایی شد. بیشترین تنوع و فراوانی رخساره‌ها در این برش در محیط رمپ داخلی، رمپ میانی و رمپ خارجی دیده شده است و در این برش رخساره‌های جزر و مدی نسبت به برش شمال خرم‌آباد، تنوع و فراوانی کمتری دارند.

ج) برش جنوب شرق خرم‌آباد

در این برش ریزرخساره‌های دولومادستون/فلوتستون، ریزرخسارهٔ وکستون/پکستون دارای اکستراکلست، ریزرخسارهٔ وکستون/پکستون دارای روزن‌داران بدون منفذ، ریزرخسارهٔ وکستون/پکستون دارای روزن‌داران منفذدار، ریزرخسارهٔ گرینستون بایوکلستی حاوی روزن‌دار، ریزرخسارهٔ رودستون/فلوتستون حاوی روزن‌دار و جلبک کورالیناسه‌آ، ریزرخسارهٔ پکستون تا گرینستون دارای روزن‌داران، اकिनودرم، بریوزوئر و کورالین و ریزرخسارهٔ فلوتستون/رودستون بایوکلستی حاوی جلبک قرمز کورالین شناسایی شد. بیشترین تنوع و فراوانی رخساره‌ها در این برش، در محیط رمپ داخلی و رمپ میانی دیده شده است و در این برش رخساره‌های جزر و مدی نسبت به برش‌های شمال و جنوب غرب خرم‌آباد، تنوع و فراوانی کمتری دارند. در این برش به مانند برش شمال خرم‌آباد، رخساره‌های پلانکتونیک بخش خارجی رمپ دیده نشده است (شکل ۸).



شکل ۸- توزیع ریزرخساره‌های شناسایی شده بر ستون‌های سنگ‌چینه‌ای برش‌های مطالعه‌شده

Fig 8- Distribution of the identified microfacies on the Lithostratigraphic columns of the studied sections

(نظیر سیانویاکتری‌های اندولیتیک، قارچ‌ها و جلبک‌ها) در محیط دیاژنزی فریاتیکی دریایی و در شرایط آرام رسوب گذاری و در نزدیکی سطح تماس آب و رسوب رخ می‌دهند (Flügel 2018; Messadi et al. 2018; Wizemann et al. 2010). ترکیب کانی‌شناسی پوشش میکرایتی با توجه به محیط دریایی تشکیل آنها، بیشتر از نوع کلسیت پر منیزیم و آراگونیت است (Flügel 2018; Krause et al. 2010). این فرآیند دیاژنزی نقش مؤثری در حفظ شکل اولیه یک دانه بایوکلسیت آراگونیتی بعد از انحلال آن در طی دیاژنز دارد.

نوریختی (نئومورفیسم)

توصیف: نوریختی در سنگ‌های کربناته به‌صورت افزایشی و کاهشی دیده می‌شود. نوریختی افزایشی سبب تشکیل بلورهای درشت‌تر در طی تبلور مجدد بلورهای ریزتر می‌شود (شکل ۹- a). نوریختی کاهشی سبب تشکیل بلورهای ریزتر می‌شود که میکرایتی شدن (ایجاد پوشش میکرایتی) نوعی از آن است.

تفسیر: در طی نوریختی افزایشی، بلورهای ریز میکرایت بزرگ‌تر و به بلورهای درشت‌تر میکرواسپار و اسپارایت تبدیل می‌شوند (Tucker and Wright 1990). کربنات کلسیم مورد نیاز برای فرآیند نوریختی، از انحلال بلورهای ریزتر در طی دیاژنز و یا آب‌های بین روزنه‌ای در حال جریان حاوی کربنات

فرآیندهای دیاژنزی

مطالعات پتروگرافی بر ۲۵۰ مقطع نازک سنگ‌شناسی از سه برش مطالعه‌شده، به شناسایی فرآیندهای دیاژنزی متعددی منجر شد که این فرآیندها شامل میکرایتی شدن، انواع نوریختی، سیمانی شدن از نوع بین دانه‌ای، درون دانه‌ای و بلوکی، انواع تخلخل‌های وابسته به فابریک سنگ و غیر وابسته به فابریک، انواع فشردگی‌های فیزیکی و شیمیایی و جانشینی‌اند که سازند آسماری را تحت تأثیر قرار داده‌اند. به‌طور کلی فرآیندهای دیاژنزی از مهم‌ترین عوامل کنترل‌کننده کیفیت مخزنی در بسیاری از مخازن نفتی دنیا هستند (Moore 2001; Lucia 2007; Ahr 2008)؛ از این رو مطالعه این فرآیندها در تفسیر کیفیت مخزنی توالی‌های کربناته بسیار مفید واقع می‌شوند.

میکرایتی شدن

توصیف: ریزرخساره‌های مطالعه‌شده این فرآیند، بیشتر در اطراف خرده‌های آلوکمی (فسیل‌ها) دیده می‌شود. این فرآیند به‌صورت یک پوشش بسیار ظریف، دورتادور دانه‌ها را در بر می‌گیرد و از شکل دانه تبعیت می‌کند (شکل ۹- a). این فرآیند در ریزرخساره‌های وکستونی، پکستونی و گریستونی به‌فراوانی دیده می‌شود.

تفسیر: فرآیند میکرایتی شدن عملاً با موجودات حفار

کلسیم تأمین می‌شود (Tucker 2001).

سیمانی شدن

سیمان کربناته به اشکال مختلفی در توالی مطالعه‌شده دیده می‌شود که در ادامه فراوان‌ترین آنها بررسی شده است. این سیمان‌ها (به‌ویژه انواع دریایی) در بیشتر موارد کلسیت دارای منیزیم بالا و یا آراگونیت بوده‌اند که در اثر دیاژنز به کلسیت کم‌منیزیم و یا دولومیت تبدیل شده‌اند. شایان ذکر است که بیشتر سیمان‌های کربناته در برش‌های مطالعه‌شده از انواع دریایی، جوی و تدفینی‌اند.

سیمان حاشیه‌ای هم‌ضخامت

توصیف: این سیمان در نمونه‌های مطالعه‌شده، بیشتر دورتادور دانه‌ها و در رخساره‌های گریستونی دیده شده است. سیمان‌های حاشیه‌ای معمولاً نسل اول سیمان‌اند و در ادامه با دیگر سیمان‌ها (آب شیرین و دفنی) دنبال می‌شوند (شکل ۹-۹-۱). حالت رشته‌ای و ضخامت یکسان بلورهای سیمان اطراف دانه‌ها و همچنین قرارگیری سیمان‌های شفاف اسپارایتی به‌عنوان نسل بعدی آنها، نشان‌دهنده دریایی بودن آنهاست (Tucker 2001).

تفسیر: سیمان هم‌ضخامت معمولاً اولین نسل سیمان در محیط‌های دریایی آرام با نرخ رسوب‌گذاری پایین در اطراف دانه‌ها و فضای خالی تشکیل می‌شود (Zhang et al. 2006). سیمان‌های کلسیت حاشیه‌ای هم‌ضخامت در اطراف دانه‌هایی تشکیل می‌شود که در محیط پرانرژی رسوب کرده‌اند و جزء سیمان‌های فریاتیک دریایی و وادوز دریایی‌اند (Flugel 2010; Krause et al. 2018).

سیمان موزاییکی کلسیت هم‌بعد

توصیف: در ریزرخساره‌های مطالعه‌شده، این سیمان با بلورهای هم‌اندازه و در اندازه‌های کوچک‌تر از ۲۰۰ میکرون، فضای بین دانه‌ها را پر کرده است (شکل ۹-۹-۲). در توالی‌های مطالعه‌شده، این نوع سیمان بیشتر در رخساره‌های گریستونی مشاهده شده است که بعد از سیمان‌های نسل اول شکل گرفته است.

تفسیر: شفافیت در این نوع سیمان دلالت بر غیردریایی بودن آن دارد (Seibel and James 2017). سیمان‌های کلسیت هم‌بعد و بلوکی، پرکننده فضای بین دانه‌ای در بسیاری از ریزرخساره‌های پرانرژی دریایی دیده می‌شود. این سیمان‌ها همچنین ممکن است در محیط‌های جوی و تدفینی نیز، تشکیل شوند (Flugel 2010).

سیمان قطعه‌ای (بلوکی)

توصیف: در ریزرخساره‌های مطالعه‌شده، این نوع سیمان با بلورهای بسیار درشت، فضای بین شکستگی‌ها و درون دانه‌ها را پر کرده است. در توالی‌های مطالعه‌شده، این نوع سیمان بیشتر در رخساره‌های وکستونی مشاهده شده است (شکل ۹-۹-۲).

تفسیر: این نوع از سیمان‌ها از نظر جنس کلسیتی‌اند و تفاوت اصلی آنها با سیمان‌های هم‌بعد، تفاوت در اندازه قطعات آن است؛ به‌گونه‌ای که اندازه بلورها در سیمان بلوکی به بیش از چندین میلی‌متر می‌رسد (Flugel 2010) و بیشتر شکستگی‌ها و تخلخل حاصل از انحلال را پر می‌کند.

سیمان دروزی

توصیف: این نوع سیمان در ریزرخساره‌های مطالعه‌شده، بیشتر فضای حاصل از شکستگی‌ها را پر کرده است؛ به‌نحوی که دارای یک تغییر دلنه‌بندی (افزایش اندازه بلورها) از حاشیه شکستگی به داخل آن شده است. این سیمان بیشتر در ریزرخساره‌های مادستونی و وکستونی مشاهده شده است (شکل ۹-۹-۳).

تفسیر: این نوع از سیمان‌ها، سیمان نسل دوم در نظر گرفته و بعد از سیمان‌های نسل اول تشکیل می‌شوند. ترکیب این نوع سیمان‌ها بیشتر کلسیت کم‌منیزیم‌اند (Zaid 2012). سیمان دروزی درواقع بیانگر محیط‌های دیاژنز متوریک نزدیک سطح و دفنی است (Flugel 2010). به‌دلیل اینکه این سیمان در هر دو محیط دیاژنز دفنی و محیط دیاژنز جوی تشکیل می‌شود، برای تعیین منشأ سیمان آن مانند سیمان کلسیت هم‌بعد، باید از مطالعات ایزوتوپی (O^{18}/O^{16}) استفاده شود (Arosi et al. 2015; Seibel and James 2017).

فشردگی

تراکم به دو صورت فیزیکی و شیمیایی در سنگ‌های کربناته اعمال می‌شود. فشردگی و انحلال فشاری، دو فرآیند اصلی دیاژنتیکی‌اند که عموماً به عمق تدفین رسوبات بستگی دارند (Tucker 2001). فرآیند فشردگی از فرآیند اساسی کاهش تخلخل و سنگی‌شدن رسوبات است (Flügel 2004). از عوارض ناشی از تراکم فیزیکی در سنگ‌های کربناته، به انواع تماس بین دانه‌ها (نقطه‌ای، طولی، محدب-مقعر)، ایجاد فابریک دانه به دانه (Fitted fabric)، چرخش تلسکوپی دانه‌ها، کاهش تخلخل در دانه‌های درشت‌تر به دلیل تغییر بسته‌بندی از حالت کوپیک به حالت رومبوئدری دانه‌ها، قرارگیری دانه‌های طویل به موازات سطوح لایه‌بندی، نازک‌شدگی پوسته آلومک‌ها، شکستگی درجای دانه‌ها، شکستگی پوسته آلومک‌ها و نفوذ سیمان به درون دانه‌ها، شکستگی پوشش میکرایتی - دانه و سیمان، شکستگی پوشش‌های ائیدی، اسپاستولیتی‌شدن دانه‌های ائیدی، له‌شدگی پلوئیدها، ریزش پوشش‌های میکرایتی، شکستگی دانه‌ها ناشی از تبلور مجدد بلورهای سیمان، شکستگی زمینه سنگ و ایجاد تخلخل و دگرشکلی پلاستیک دانه‌ها اشاره می‌شود (شکل ۹- g و h). عوارض انحلال فشاری در چندین دسته درزه‌های انحلالی، رگچه‌های انحلالی، استیلولیت‌ها و استیلوموتل‌ها قرار می‌گیرند (شکل ۹- i). از عوارض انحلال فشارشی ناشی از تأثیر استیلولیت‌ها، به انحلال دانه و حذف بخشی از آن، انحلال زمینه سنگ، انحلال سیمان، انحلال بلورهای دولومیت در طی دیاژنز تدفینی، انحلال دانه‌های ناپایدار و ایجاد فابریک درهم، در اثر تراکم شیمیایی شدید و تشکیل سیمان تدفینی در بین دانه‌ها، ایجاد سدهای دیاژنتیکی از طریق ته‌نشست شیمیایی مواد نامحلول در امتداد آن، تشکیل ندول‌هایی از مواد نامحلول در قله استیلولیت‌ها، استیلولیتی‌شدن چند مرحله‌ای، جابه‌جایی دانه‌ها نسبت به هم، تشکیل گره‌های دیاژنزی از طریق تشکیل استیلوموتل‌ها، جلبه‌جایی شکستگی‌ها، دولومیتی‌شدن از طریق مجاری استیلولیتی، ایجاد تخلخل استیلولیتی و درهم فرو رفتن بیش از حد دانه‌ها به دلیل عمل فشار - انحلال شدید اشاره می‌شود (Ronchi et al. 2011; Madden and Wilson 2013). در شکل ۹، برخی از فرآیندهای فشردگی فیزیکی و شیمیایی در

ریزرخساره‌های مطالعه‌شده نشان داده شده است. برخی از سیمان‌ها مانند سیمان حاشیه‌ای هم‌ضخامت، به نسل اول از سیمان‌هایی مربوط‌اند که در محیط فریاتیکی دریایی رخ می‌دهند؛ بنابراین بعد از آن فرآیند تراکم خیلی به‌ندرت رخ می‌دهد؛ زیرا فرآیند سیمانی‌شدن مانع از تراکم و نزدیک‌شدن بیش از اندازه دانه‌ها می‌شود و یا به عبارتی دیگر، فرآیند سیمانی‌شدن قبل از تراکم دانه‌ها رخ داده است. برخی از سیمان‌های نسل بعدی به محیط تدفینی مربوط‌اند و عمل تراکم قبل از فرآیند سیمانی‌شدن رخ می‌دهد و منشأ برخی از سیمان‌های محیط تدفینی، به انحلال دانه‌ها به دلیل اعمال تراکم فیزیکی و شیمیایی نسبت داده می‌شود.

انحلال و توسعه تخلخل

فرآیند انحلال بیشتر در طی دیاژنز جوی اتفاق می‌افتد (Moor 2004; Tucket 2001; Flügel 2004)؛ ولی ممکن است طی دیاژنز هایپرزالین (وجود شورابه) نیز این فرآیند با گستردگی بسیار کمتر رخ دهد. این فرآیند باعث انحلال اجزای اصلی مانند بایوکلست‌ها و در بیشتر موارد باعث افزایش تخلخل سنگ می‌شود. در بسیاری از موارد، انحلال‌ها به صورت حفرات قالبی‌اند. وجود حفرات قالبی اگرچه تخلخل را افزایش می‌دهد، در موارد زیادی در صورت رخ‌ندادن شکستگی، تراوایی زیادی در ریزرخساره‌های میزبان حاصل نخواهد شد. فرآیند انحلال یک فرآیند متضاد با سیمان‌شدگی است که به افزایش تخلخل منجر می‌شود (Pettijohn 1975; Van Buchem 2010 et al.). به دلیل تراوایی کم آهک دانه‌ریز، انحلال در آنها رخ می‌دهد (Westphal 2006). از تخلخل‌های وابسته به فابریک، که در مقاطع مطالعه‌شده مشاهده می‌شود، به تخلخل حفره‌ای بین دانه‌ای، حفره‌ای درون دانه‌ای و قالبی اشاره می‌شود. از تخلخل‌های غیر وابسته به فابریک که در مقاطع مطالعه‌شده شناسایی شده است، به نوع تخلخل حاصل از شکستگی، حاصل از استیلولیت و کانالی اشاره می‌شود (شکل ۹- j, k, l).

جانشینی

جانشینی کانی‌های سیلیسی به‌جای کانی‌های کربناته در سنگ‌های آهکی بسیار رایج و متداول است. سیلیسی شدن سبب از بین رفتن بخش‌هایی از ساختمان اولیه می‌شود و از این رو ساخت داخلی دانه‌ها (اسکلتی یا غیر اسکلتی) محو می‌شوند. در شکل (۹-۵) سیلیسی شدن در پوسته آلومک‌ها رخ داده است. این فرآیند در ریزرخساره‌های مطالعه‌شده تا حدودی پوسته آلومک‌ها را تحت تأثیر قرار داده و ساختمان داخلی آنها را از بین برده است.

دولومیتی شدن

فرایند دیاژنزی دولومیتی شدن در برخی موارد در توالی مطالعه‌شده مشاهده شده است. این فرآیند بیشتر جانشین پوسته و قالب انحلال‌یافته آلومک‌ها شده است (شکل ۹-۵). دانه‌هایی با ترکیب کانی‌شناسی کلسیت پرمیزیم، زمینه مساعدتری برای رخ دادن این فرایند دارند.

پیامدهای مخزنی فرآیندهای دیاژنزی

فرآیندهای دیاژنزی نقش بسیار مهمی در کیفیت مخزنی کربنات‌های سازند آسماری داشته‌اند. میکربیتی شدن و سیمانی شدن، به‌ویژه در رخساره‌های گل‌پایه، موجب پرشدن فضای بین‌ذره‌ای و کاهش تخلخل اولیه شده است. فشار کمپکشن نیز با فشردگی و کاهش تخلخل، کیفیت مخزن را بیشتر محدود کرده است. در مقابل، فرآیند انحلال باعث ایجاد تخلخل ثانویه از نوع قالبی و حفره‌ای، در رخساره‌های دانه‌پایه (به‌ویژه بیوکلاست و اینتراکلاست گریستون) شده و کیفیت مخزنی را بهبود بخشیده است. دولومیتی شدن نیز تأثیر دوگانه‌ای داشته و در برخی بخش‌ها با ایجاد تخلخل بین بلوری، موجب افزایش کیفیت مخزن شده است؛ اما در برخی موارد به‌همراه سیمان‌انیدریتی سبب کاهش تراوایی و بسته شدن خلل و فرج شده است؛ بنابراین، کیفیت مخزنی سازند آسماری ناهمگن و وابسته به نوع رخساره و شدت فرآیندهای دیاژنزی است؛ به‌گونه‌ای که بهترین پتانسیل مخزنی در رخساره‌های دانه‌پایه، کمربند سد (Shoal) و بخش‌هایی مشاهده می‌شود که تحت تأثیر انحلال و دولومیتی شدن گزینشی قرار گرفته‌اند.

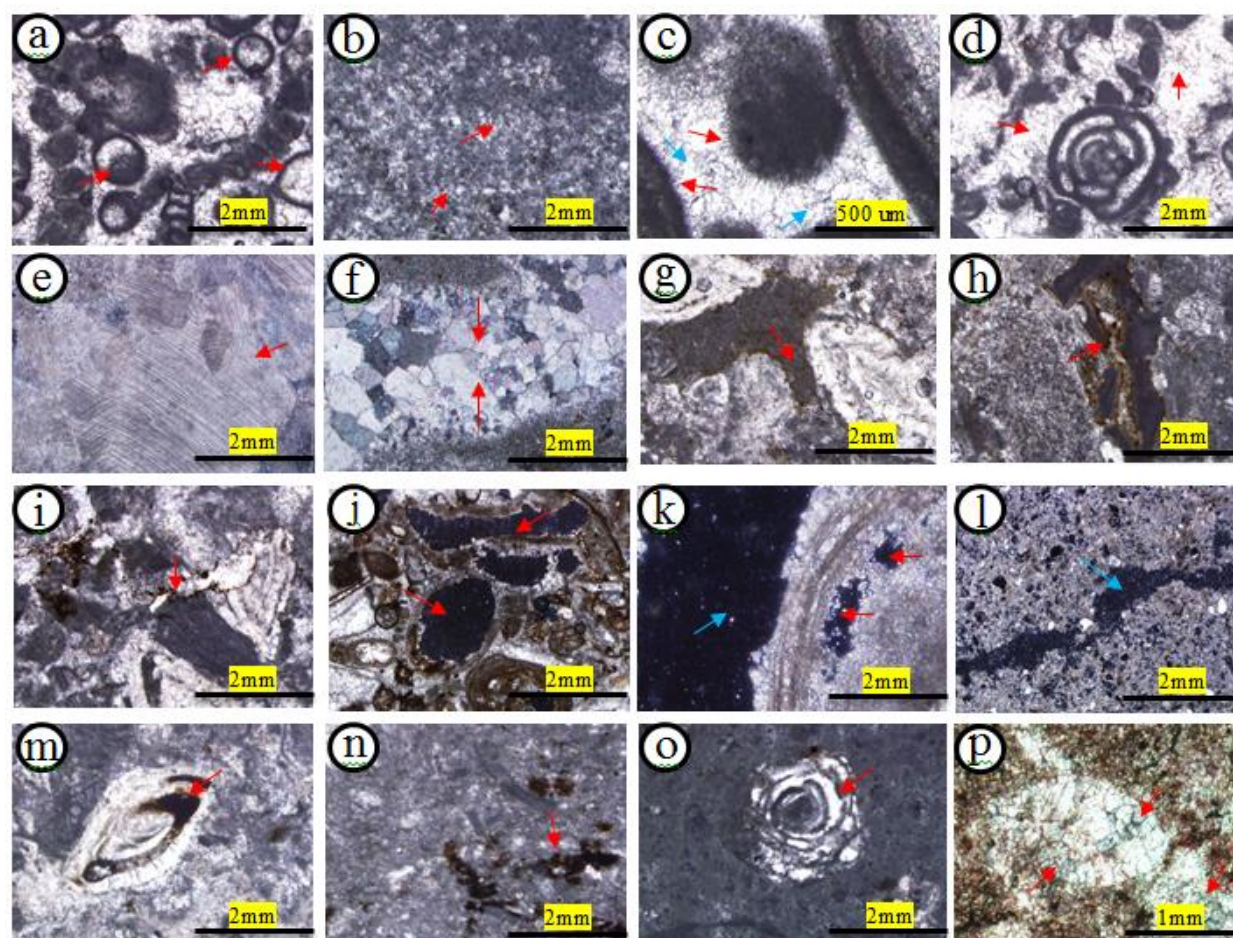
این فرآیند در سنگ‌های آهکی با سیلیس، کانی‌های مختلف آهن‌دار، فسفات و کانی‌های دیگر انجام می‌شود و مهم‌ترین و گسترده‌ترین نوع جانشینی موردی است که به تشکیل دولومیت می‌انجامد (Pettijohn 1975). پیش‌زمینه جانشینی، انحلال کانی قبلی است و سپس ترکیب کانی جدید و بنابراین احتمال حفظ ریخت‌شناسی دانه‌ها در جانشینی بسیار محتمل است، هرچند در مواردی نیز در اثر هجوم کانی، نظیر دولومیت قطع‌شدگی بسیار در شکل دانه اتفاق می‌افتد.

پیریتی شدن

توصیف: در نمونه‌های مطالعه‌شده، فرآیند جانشینی از نوع پیریتی شدن به دو شکل اولیه و ثانویه دیده می‌شود که نوع ثانویه آن از فراوانی بیشتری برخوردار است. در شکل (۹-۵) و n که با علامت پیکان قرمز رنگ نشان داده شده است، این پیریت‌ها در درون دانه‌های اسکلتی و زمینه سنگ تشکیل شده‌اند که هم منشأ اولیه (دریایی) و هم منشأ دیاژنزی (تدفینی در شرایط احیا) دارند.

تفسیر: فراوانی پیریت در جازا در رسوبات دریایی، به وجود یون‌های سولفات، آهن و نیز کربن آلی وابسته است (Goldhaber 2004). پیریت دانه تمشکی به مراحل اولیه دیاژنزی دریایی مربوط است (EL - Ghali et al. 2006). فراوانی پیریت در رسوبات دریایی، به وجود یون‌های سولفات، آهن و نیز کربن آلی وابسته است و فراوانی این کانی دلالت بر محیط احیا دارد. پیریت دانه تمشکی به مراحل اولیه دیاژنزی مربوط است. در نمونه‌های مطالعه‌شده، فرآیند پیریتی شدن بیشتر بعد از انحلال آلومک‌ها رخ داده است؛ به‌گونه‌ای که بعد از انحلال دانه‌های آلومک، پیریت جانشین شده است. فرایند سیمانی شدن و جانشینی پیریت در آلومک‌ها، توأم با هم رخ داده است؛ بنابراین پیریتی شدن در نمونه‌های مطالعه‌شده، بیشتر از نوع ثانویه است که در طی دیاژنزی تدفینی اتفاق افتاده است (Valencia and Laya 2020). تشکیل پیریت در امتداد استیلولیت‌ها نیز، از شواهد تأییدکننده دیاژنزی بودن پیریت‌ها در نمونه‌های مطالعه‌شده است.

سیلیسی شدن



شکل ۹- انواع فرایندهای دیاژنزی در برش‌های مطالعه‌شده: **a:** ایجاد پوشش میکرایتی اطراف آلوکم؛ **b:** نوریختی افزایشی در جهت پیکان‌ها؛ **c:** سیمان حاشیه‌ای هم‌ضخامت دورتادور دانه (پیکان‌های قرمز رنگ). پیکان‌های آبی سیمان بین دانه‌ای نسل بعدی را نشان می‌دهند؛ **d:** سیمان موزاییکی هم‌بعد بین دانه‌ای؛ **e:** سیمان بلوکی درشت‌بلور درون شکستگی؛ **f:** سیمان دروزی درون شکستگی. افزایش اندازه بلورها در جهت پیکان‌ها؛ **g:** ایجاد فابریک دانه به دانه و له‌شدگی قطعه جلبیکی در بین روزن‌داران به دلیل تراکم فیزیکی؛ **h:** شکستگی قطعه جلبیکی؛ **i:** ایجاد استیلولیت و انحلال بخشی از دانه بایوکلست به دلیل تراکم شیمیایی؛ **j:** تخلخل قالبی در ریزرخساره پکستون بایوکلستی؛ **k:** تخلخل حفره‌ای درون دانه‌ای (پیکان‌های قرمز رنگ) و تخلخل کانالی (پیکان آبی رنگ)؛ **l:** تخلخل حاصل از استیلولیت؛ **m:** جانشینی پیریت در پوسته روزن‌دار؛ **n:** جانشینی پیریت در زمینه سنگ در ریزرخساره مادستون تا وکستون بایوکلستی؛ **o:** سیلیسی شدن پوسته آلوکم؛ **p:** دولومیتی شدن پوسته آلوکم. مقطع با آلزارین قرمز و فروسیانید پتاسیم رنگ آمیزی شده است. پیکان‌های قرمز رنگ، دولومیت‌های آهن‌دار به رنگ آبی فیروزه‌ای را نشان می‌دهند که در پوسته آلوکم‌ها جانشین شده‌اند.

Fig 9- Types of diagenetic processes in the studied sections. (a) Micritic envelope formation around allochems. (b) Overgrowth neomorphism in the direction of the arrows. (c) Equant rim cement around grains (red arrows). Blue arrows indicate the next generation of intergranular cement. (d) Equant mosaic intergranular cement. (e) Coarse-crystalline blocky cement within a fracture. (f) Drusy cement within a fracture. Crystal size increase is in the direction of the arrows. (g) Formation of fitted fabric and crushing of an algal fragment between foraminifera due to physical compaction. (h) Fracture of an algal fragment. (i) Stylolite formation and partial dissolution of a bioclastic grain due to chemical compaction. (j) Moldic porosity in the bioclastic packstone microfacies. (k) Intergranular vuggy porosity (red arrows) and channel porosity (blue arrow). (l) Porosity resulting from a stylolite. (m) Pyrite replacement in a foraminifera shell. (n) Pyrite replacement in the rock matrix in the bioclastic mudstone to wackestone microfacies. (o) Silicification of allochem shells. (p) Dolomitization of allochem shells. The thin section colored with Alizarine red- S and Ferrosyanid-potassium. The red arrows is showed turquoise blue iron dolomite that replacement in allochem shells.

مدل دیاژنزی سازند آسماری در برش‌های مطالعه‌شده

در برش‌های مطالعه‌شده در طی سه مرحله (اتوژنز، مزوژنز و تلوزنز) و در چهار محیط دیاژنزی (دریایی، آب شیرین،

براساس شواهد سنگ‌شناسی توالی دیاژنزی سازند آسماری



تدفینی و بالاآمدگی) تعیین شده است (شکل ۱۰).

(Harris 1979; Longman 1980).

دیاژنز آغازین (ائوژنز)

دیاژنز دریایی: برخی از فرآیندهای دیاژنزی مانند میکربیتی شدن و سیمان هم‌ضخامت، که به دیاژنز اولیه در محیط‌های دریایی مربوطاند (Ahmad and Bhat 2006)، در برش مطالعه‌شده شناسایی شده و تأییدکننده مرحله اولیه دیاژنزند. این مرحله دیاژنزی شامل فرآیندهایی است که رسوبات را حین ته‌نشست و یا بلافاصله پس از ته‌نشست تحت تأثیر قرار می‌دهد (Tucker and Wright 1990). انرژی پایین و رکود آب، چرخش سیال در رسوبات رسوب‌گذاری‌شده، سیالات اشباع با HCO_3 مهم‌ترین شرایط دیاژنزی برای میکربیتی شدن دانه‌هاست (Flügel 2004; Tucker and Wright 1990). در این مرحله فرآیند میکربیتی شدن در آلوکم‌ها، به‌ویژه در ریزرخساره‌های وکستون تا پکستون بایوکلستی محیط لاگون و سیمان حاشیه‌ای هم‌ضخامت در ریز رخساره گرینستونی محیط سد مشاهده می‌شود.

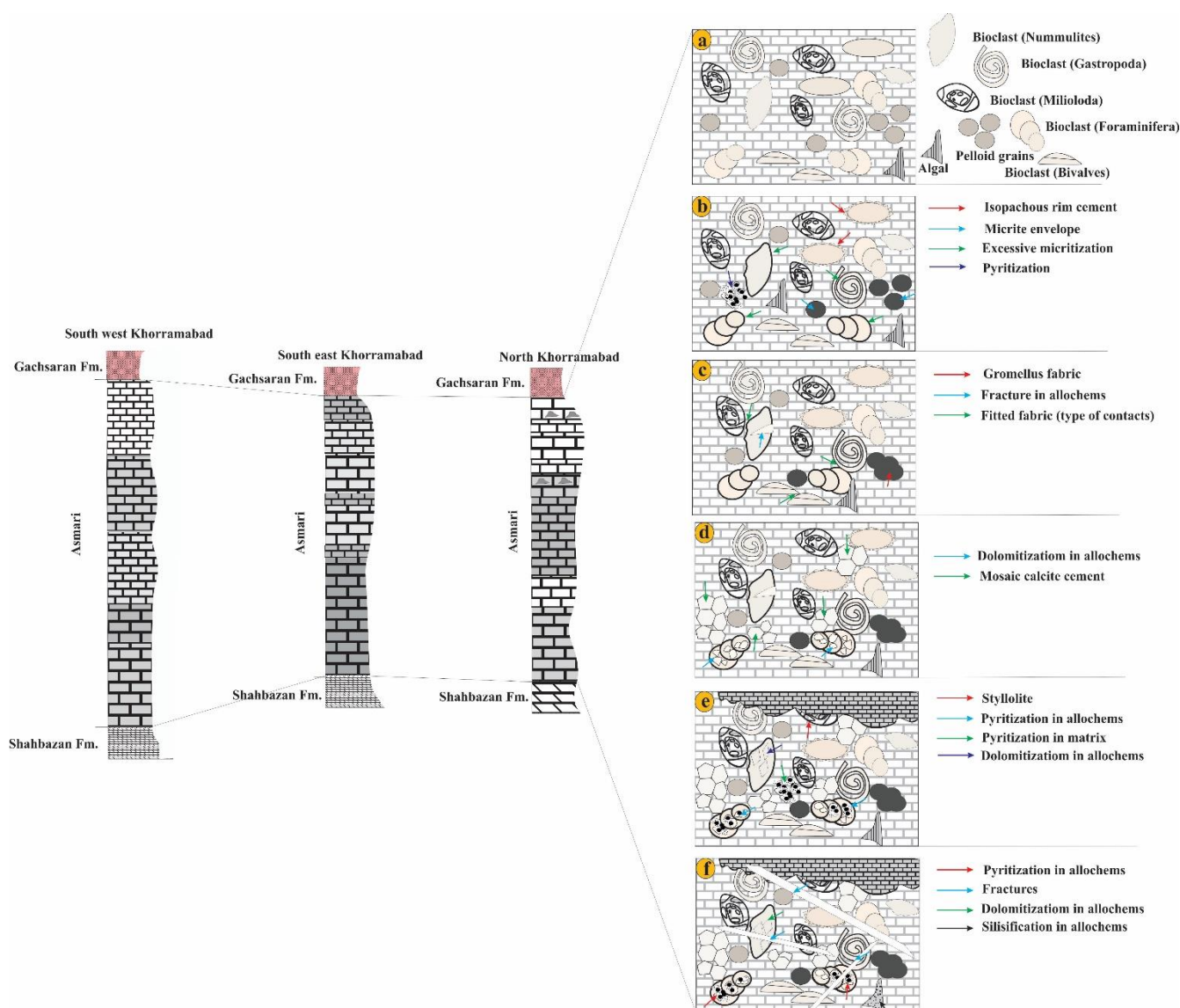
دیاژنز آب شیرین: در محیط فرآتیک آب شیرین، حفرات بین دانه‌ها همواره پر از آب است و ممکن است سبب انحلال کانی‌های نیمه‌پایدار نظیر آراگونیت و کلسیت پرمیزیم شود (Heydari and Wade 2014) که در مقاطع مطالعه‌شده در رخساره‌های پکستونی به‌فراوانی در آلوکم‌هایی از قبیل قطعات دوکفه‌ای و برخی روزن‌داران دیده می‌شود. برخی از سیمان‌های نسل دوم مانند موزائیکی هم‌بعد و بلوکی، در این مرحله در فضای بین دانه‌ها تشکیل می‌شوند (Halley and

دیاژنز میانی (مزوژنز)

دیاژنز تدفینی: از عوامل مؤثر در این مرحله، مقدار رس و سیلیس (Rogen and Fabricius 2002) شیمی آب حفره‌ای (Fabricius and Borre 2007) و ته‌نشینی سیمان کلسیتی بین منافذ است. در این مرحله رسوبات تحت تأثیر فشار و دمای ناشی از تدفین در اعماق مختلف قرار می‌گیرند و این شرایط تا آستانه دگرگونی ادامه می‌یابد. در این مرحله برخی از فرآیندها شامل فشردگی فیزیکی و شیمیایی و سیمان‌های بلوکی، دروزی، دولومیتی‌شدن و پیریتی‌شدن رخ می‌دهد که در نمونه‌های مطالعه‌شده تشخیص داده شده است. در این مرحله تراکم شیمیایی به تشکیل عوارض ناشی از انحلال فشاری (استیلولیت‌ها) منجر می‌شود.

دیاژنز پایانی (تلوژنز)

ایجاد شکستگی‌ها و درزه‌ها در توالی‌های کربناته به دلیل اعمال تنش‌های تکنیکی امری متداول است. در حین بالاآمدن رسوبات یون‌های آهن با آب‌های جوی و از طریق شکستگی‌ها به داخل رسوبات نفوذ کرده و اکسید آهن آبدار (شرایط اکسیدی) شکل گرفته است که به تدریج به هماتیت تبدیل می‌شود. درزه‌ها و شکستگی‌های تشکیل‌شده در این مرحله، که در مقاطع مطالعه‌شده شناسایی شده‌اند، با سیمان‌های محیط آب شیرین پر شده‌اند.



شکل ۱۰- مدل دیاژنزی سازند آسماری در برش‌های مطالعه‌شده a: نهشته‌شدن آلوکم‌ها در محیط فریاتیک دریایی؛ b: تشکیل پوشش میکربیتی اطراف دانه‌ها (پیکان‌های سبز رنگ) و سیمان حاشیه‌ای هم‌ضخامت (نسل اول) (پیکان‌های قرمز رنگ) در محیط فریاتیک دریایی، پیکان‌های آبی رنگ میکربیتی شدن بیش از اندازه دانه‌ها و پیکان بنفش پیریتی شدن در محیط دریایی را نشان می‌دهند؛ c: ایجاد تراکم فیزیکی در حین تدفین و ایجاد فابریک دانه به دانه و انواع تماس بین دانه‌ها (پیکان‌های سبز رنگ)، پیکان قرمز رنگ لخته‌شدن دانه‌های پلتی و پیکان آبی رنگ شکستگی درون آلوکم را نشان می‌دهند؛ d: تشکیل سیمان تدفینی بین دانه‌ای (نسل بعدی) (پیکان‌های سبز رنگ) و دولومیتی شدن در آلوکم‌ها (پیکان آبی رنگ)؛ e: تشکیل پیریت ثانویه توأم با انحلال درون دانه‌ها (پیکان سبز رنگ)، پیریتی شدن در زمینه سنگ (پیکان سبز رنگ) و با ادامه فرآیند تدفین رسوبات تشکیل استیلولیت (پیکان قرمز رنگ)؛ f: تشکیل شکستگی‌ها در مرحله نهایی دیاژن (پیکان‌های آبی رنگ) و فرآیند سیلیسی شدن (پیکان بنفش)

Fig 10- Diagenetic model and paragenetic sequences of the Asmari Formation in the studied sections. a: Deposition of allochems in a marine phreatic environment. b: Formation of a micrite coating around the grains (green arrows) and a uniform (first generation) marginal rim cement (red arrows) in a marine phreatic environment. Blue arrows indicate excessive micritization of the grains and purple arrow is showed pyritization. c: Physical compaction during burial and formation of fitted fabric and types of contact between grains (green arrows), red arrows indicate clotted of pellet grains and blu arrow is showed intrafracture in allochems. d: Formation of intergranular burial cement (next generation) (green arrows) and dolomitization in allochems (blue arrows). e: Formation of secondary pyrite accompanied by dissolution within the grains (green arrow), pyritization in matrix (green arrow) and with the continued burial process of sediments, Formation of stylolite (red arrow). f: Formation of fractures in the final stage of diagenesis (blue arrows) and silicification processes (purple arrow)

بحث

نتایج مطالعات سنگ‌شناسی در این برش‌ها نشان داد شرایط رسوب‌گذاری در پلتفرم کربناته سازند آسماری در بازه زمانی (الیگوسن - میوسن) در پهنه رسوبی لرستان، تقریباً روند یکنواختی داشته است. همچنین شرایط پس از رسوب‌گذاری این سازند نیز روند مشابهی را نشان می‌دهد که سازند آسماری را تحت تأثیر قرار داده است. در محیط لاگون حفاظت‌شده، روزندارانی نظیر آرکایاس، پئروپلیس و بورلیس دیده می‌شوند. همچنین وجود روزنداران بزرگ نظیر میلیولیدها از شاخص‌های محیط لاگون حفاظت‌شده به شمار می‌آیند (Flügel 2010). میلیولید در محیط‌های کم‌عمق، هیپرسالین، هیپوسالین یا حتی در شیب‌های جلوی ریف دیده می‌شود؛ ولی بیشتر شاهی بر لاگون‌های حفاظت‌شده‌اند (Flügel 2010). از طرفی فراوانی رخساره گلی با فونا‌های فراوان وایسته به محیط‌های کم‌عمق زون نوری فوقانی (نظیر میلیولیدها) و نیز وجود مجموعه‌های روزنداران کم‌تنوع، بیانگر محیط خیلی کم‌عمق نظیر محیط زیر جزر و مدی است. روزنداران بزرگ بسیار به نور وابسته‌اند، هرچند در محیط‌های نسبتاً عمیق‌تر هم یافت می‌شوند. این گونه روزنداران بزرگ، ابزار مفیدی در بازسازی محیط قدیمی به شمار می‌آیند (Geel 2000). لپروکولینا و هتروسستزینا که توأم با روزنداران پلانکتونیک یافت می‌شوند، بیانگر محیط‌های عمیق حد زیرین منطقه نفوذ نور و بیشتر در محیطی شیب‌دار دیده می‌شوند. پیدایش نومولیتیدهای کوچک و متوسط همراه با میلیولید، نشانه و علامت محیط شلف داخلی است (Geel 2000). از نظر محیطی، وجود روزنداران بزرگ همین وجود اقلیم گرم در سرتاسر رسوب‌گذاری این سازند است. این گونه روزنداران، وابستگی زیادی به نور، شوری، حرارت، بستر زیست و آشفستگی جریان آب دارند (Flügel 2010)؛ بنابراین خود یک شاخص خوب در بازسازی محیطی توالی‌های پلتفرم کربناته‌اند. تجزیه و تحلیل ساختاری و ترکیبی سازند آسماری در این برش‌ها (پهنه لرستان) نشان می‌دهد که کربنات این سازند با جلبک‌های قرمز، روزنداران کوچک (روتالیدس و

میلیولیدس) و روزنداران بزرگ بتتیک پدید آمده است. چنین اجزای اسکلتی در سیستم کربناته اولیگوسن - میوسن زاگرس بسیار فراوان یافت می‌شوند و بیانگر محیط رسوبی گرم‌اند (Geel 2000). در پلتفرم کربناته‌ای که سازند آسماری در آن شکل گرفته است، مرجان‌ها در قلب و چهارچوب ریف تشکیل نشده‌اند (ریف‌ساز نبوده‌اند)، تا میوسن پسین در شرایط آب و هوایی مدیترانه‌ای در ساختار ریف‌ها شرکت نداشته (Pomar and Hallock 2007) و در بخش زیرین - میانی منطقه نفوذ نور زندگی می‌کرده‌اند؛ از این رو مجموعه‌های جانوری سازند آسماری از نظر بوم‌دیرینه‌شناسی در شرایط آب و هوای مدیترانه‌ای تشکیل شده‌اند.

مطالعات متعددی بر محیط رسوبی سازند آسماری در حوضه رسوبی زاگرس انجام شده است که نتایج آنها با نتایج پژوهش حاضر انطباق داده می‌شود. زارع و همکاران (Zare et al. 2015)، یازده ریزرخساره از سازند آسماری را در برش دهم‌دشت شناسایی کردند و محیط رسوبی سازند آسماری را به سه کمربند رخساره‌ای دریای باز، سد، تالاب و پهنه جزر و مدی نسبت دادند. این زیرمحیط‌ها در یک رمپ کربناته نهشته شده‌اند. رجبی و همکاران (Rajabi et al. 2021)، ریزرخساره‌ها و دیرینه‌بوم‌شناسی سازند آسماری را در برش مخمل کوه (شمال لرستان) ارزیابی کردند. در این برش دوازده ریزرخساره مربوط به دو کمربند رخساره‌ای لاگون و دریای باز شناسایی شدند که تحت شرایط مزوفوتیک، الیگوفوتیک و آفوتیک در یک رمپ هموکلینال نهشته شده‌اند. امامی-میبودی و همکاران (Emami-Meybodi et al. 2022)، ریزرخساره‌ها و محیط رسوب‌گذاری سازند آسماری را در تاقدیس چناره (جنوب لرستان) بررسی کرده‌اند. در این مطالعه هفت ریزرخساره شناسایی شد که در سه کمربند رخساره‌های لاگون، سد، بخش محدودشده (رمپ میانی) و رمپ داخلی نهشته شده‌اند. شیرمحمدی و همکاران (Shirmohammadi et al. 2024)، ریزرخساره‌ها و محیط رسوب‌گذاری سازند آسماری را در شمال خاور ایلام، حوضه لرستان ارزیابی کردند. در این مطالعه ده ریزرخساره مربوط به سه محیط رمپ داخلی، رمپ

میانی و رمپ خارجی شناسایی شد.

آنچه مسلم است، این است که محیط رسوب‌گذاری در برش‌های مطالعه‌شده با برش‌های دیگر تفاوت چندانی ندارند و توسعه رمپ‌های کربناته در زاگرس چین‌خورده از روندی مشابه برخوردار بوده است.

رسوب‌گذاری در پلتفرم کربناته سازند آسماری در بازه زمانی (الیگوسن - میوسن) در پهنه رسوبی لرستان، روند تقریباً یکنواختی داشته است. همچنین شرایط پس از رسوب‌گذاری این سازند نیز، روند مشابهی را نشان می‌دهد که سازند آسماری را تحت تأثیر قرار داده است.

نتیجه

مطالعات سنگ‌شناسی در سه برش چینه‌شناسی از سازند آسماری در پهنه رسوبی لرستان، به شناسایی ۱۳ ریزرخساره کربناته منجر شد. این ریزرخساره‌ها شامل ریزرخساره‌های انیدریت، دولومادستون فنسترال، دولومادستون ندولار، وکستون/پکستون داری اکستراکلاست، مادستون تا وکستون داری آشفستگی زیستی، وکستون/پکستون داری روزنداران بدون منفذ، وکستون/پکستون داری روزنداران بدون منفذ، وکستون/پکستون داری روزنداران منفذدار، گرینستون بایوکلاستی حاوی روزندار، پکستون تا گرینستون داری روزنداران، اکینودرم، بریوزوئر و کورالین، رودستون/فلوتستون حاوی روزندار و جلبک کورالیناسه‌آ، فلوتستون/رودستون بایوکلاستی حاوی جلبک قرمز کورالین و ریزرخساره مادستون تا وکستون داری روزنداران پلانکتونیک‌اند که با توجه به ماهیت آنها در یک رمپ کربناته با سه کمربند رخصاره‌ای (پهنه جزر و مدی، لاگون و دریای باز) رسوب‌گذاری کرده‌اند. چندین فرآیند دیاژنزی ازجمله میکریتی‌شدن، نوریکتی، سیمانی‌شدن (نوع دریایی، آب شیرین و تدفینی)، انحلال و تخلخل (وابسته به فابریک سنگ و غیر وابسته فابریک) و جان‌شینی (پیریتی‌شدن، سیلیسی‌شدن و دولومیتی‌شدن) توالی‌های کربناته سازند آسماری را تحت تأثیر قرار داده است. براساس شواهد پتروگرافی، توالی پاراژنتیکی نهشته‌های سازند آسماری در این برش‌ها، در چهار محیط دریایی، آب شیرین، تدفینی و بالآمدگی تفسیر شده است. این فرآیندها مراحل دیاژنزی اولیه (ائوزن)، دیاژنزی میانی (مزوزن) و دیاژنزی نهایی (تلوزن) را پشت سر گذاشته‌اند. نتایج مطالعات سنگ‌شناسی در این برش‌ها، نشان داد شرایط

References

- Abd-Elhameed S. Mahmoud A.A. and Salama Y. 2023. Late Paleocene–Early Eocene larger foraminifera from the Galala Plateaus, North Eastern Desert, Egypt: biostratigraphic, paleoenvironmental and paleoecological implications. *Carbonates and Evaporites*, 38: 1-20. <https://doi.org/10.1007/s13146-023-00909-2>
- Abd-Elhameed M. Attia G. Salama Y. El-Moghazy A. and Mahmoud A. 2025. Microfacies analysis and diagenetic history of Lower to Middle Eocene carbonates at Umm Russies area in the Northeastern desert of Egypt. *Scientific Reports*, 15: 1-22. <https://doi.org/10.1038/s41598-025-05365-7>
- Alishah S. B. and Alishah S. H. 2026. Depositional model, cyclicity, and hydrocarbon potential of the Eocene Sakesar carbonate ramp, Salt Range, Pakistan. *Carbonates and Evaporites*, 41(20):1-20. <https://doi.org/10.1007/s13146-026-01224-2>
- Ahmad A. H. M. and Bhat G. M. 2006. Petrofacies, provenance and diagenesis of the Dhosa sandstone member (Chari Formation) at Ler, Kachch Sub – basin, Western, India, *Journal of Asian Earth Science*, 27(6): 857- 872. <https://doi.org/10.1016/j.jseae.2005.08.005>
- Ahmed A. and Khan M.A. 2022. Foraminiferal biostratigraphy of the Sakesar Formation, Chak naurang well X, Potwar Sub-Basin, upper indus Basin, Pakistan. *Pakistan J Hydrocarbon Res*, 25:13–20
- Ahr W. M. 2008. *Geology of Carbonate Reservoirs: The identification, description and characterization of hydrocarbon reservoirs in carbonate rocks*, Wiley Publication, New Jersey, 278pp.
- Amiri-Bakhtiar H. and Nourae-Nezhad M.R. 2022. Stratigraphy of Zagros. Publication of the oil-rich area in the south. 390 pp. [In Persian]
- Amirshahkarami M. Vaziri- Moghaddam H. and Taheri A. 2007. Sedimentary facies and sequence stratigraphy of the Asmari Formation at the Chaman- Bolbol, Zagros Basin, Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, 29(5-6): 947- 959. <https://doi.org/10.1016/j.jseae.2006.06.008>
- Amirshahkarami M. and Karavan M. 2015. Microfacies models and sequence stratigraphic architecture of the Oligocene-Miocene Qom Formation, south of Qom City, Iran. *Geoscience Frontiers*, 6(4): 593-604. <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2014.08.004>

- sandstone from the Murzuk basin, SW Libya. *Marine and Petroleum Geology*, 23(4): 459- 471. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2006.02.002>
- Emami-Meybodi S.M. Maghfouri-Moghadam I. Sedaghatnia M. and Barmal A. 2022. Microfacies, sedimentary environment and diagenetic processes of carbonate rocks of Asmari Formation (Chenareh Anticline, South Lorestan). *Journal of Applied Sedimentology*, 10 (20): 73-91 [In Persian]. <https://doi.org/10.22084/psj.2022.25181.1317>
- Embry A.F. and Klovan J.E. 1971. A late Devonian reef tract on northeastern Banks Islands, Northwest Territories. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, 19: 730-781.
- Fabricius I. L. and Borre M. 2007. Stylolites, porosity, depositional texture, and silicates in chalk facies sediments. Ontony Jave Plateau – Gorm and Tyra fields, North Sea. *Sedimentology*, 54(1): 183-205. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.2006.00828.x>
- Farshi M. Mousavi- Harami S.R. Mahboubi A. and Khanehbad M. 2017. Facies and diagenesis processes and it effect on distribution on petrophysical properties on reservoir quality of the Asmari Formation in Gachsaran oil field. *Applied Sedimentology*, 5(9): 40-57 [In Persian]. <https://doi.org/10.22084/psj.2017.13230.1136>
- Flügel E. 2004. *Microfacies of Carbonate Rocks: Analysis Interpretation and Application*. Springer-Verlag, Berlin, 976p.
- Flügel E. 2010. *Microfacies of Carbonate Rocks: analysis, interpretation and application*. Springer, Berlin Heidelberg New York, 976 p.
- Freiward A. 1995. Sedimentotogical and biological aspects in the formation of branched rhodoliths in northern Norway: *Beiträge zur Paläontologie*, 20: 7–19.
- Geel T. 2000. Recognition of stratigraphic sequences in carbonate platform and slope deposits: empirical models based on microfacies analysis of Paleogene deposits in southeastern Spain. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 155: 211- 238. [http://dx.doi.org/10.1016/S0031-0182\(99\)00117-0](http://dx.doi.org/10.1016/S0031-0182(99)00117-0)
- Gharechelou S. Amini A. Bohloli B. and Swennen R. 2020. Relationship between the sedimentary microfacies and geomechanical behavior of the Asmari Formation carbonates, southwestern Iran. *Mar Petrol Geol* 116: 104306. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2020.104306>
- Goldhaber M. B. 2004. Sulfur – rich sediment, In: Mackenzie F. T. (Ed.), *Sediments, Diagenesis, and Sedimentary Rocks, Treatise on Geochemistry*. Elsevier, Amsterdam, 257 – 288.
- Halley R. B. and Harris P.M. 1979. Fresh water cementation of a 1000-year-old oolite. *Jour. Sediment. Res.*, 49: 969–988. <https://doi.org/10.1306/212F7892-2B24-11D7-8648000102C1865D>
- Heydari E. and Wade W. 2014. Massive recrystallization of low – Mg calcite at high temperatures in hydrocarbon source rocks: <https://doi.org/10.22108/jssr.2026.147601.1323>
- Arosi A. H. and Wilson M. E. J. 2015. Diagenesis and fracturing of a large-scale, syntectonic carbonate platform, *Sedimentary Geology*, 326: 109–134. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2015.06.010>
- Bassi D. Hottinger L. and Nebelsick J.H. 2007. Larger foraminifera from the Late Oligocene of the Venetian area, north-eastern Italy, *Palaeontology*, 50: 845–868.
- Brandano M. Lipparini L. Campagnoni V. and Tomassetti L. 2012. Dowslope-migrating large dunes in the Chattian carbonate ramp of the Majella Mountains (Central Apennines, Italy). *Sedimentary Geology*, 255–256: 29–41. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2012.02.002>
- Brandano M. and Ronca S. 2014. Depositional processes of the mixed carbonate–siliciclastic rhodolith beds of the Miocene Saint-Florent Basin, northern Corsica, *Facies*, 60: 73-90.
- Brandano M. Cornacchia I. Raffi I. and Tomassetti L. 2016. The Oligocene–Miocene stratigraphic evolution of the Majella carbonate platform (Central Apennines, Italy), *Sedimentary Geology*, 333: 1–14.
- Dehghanian M. 2022. Biostratigraphy of the Asmari Formation in northwest of Shiraz (Tang-e Jalab) on the basis of the large benthic foraminifera. *Advanced Applied Geology*, 12(2): 291-305. <https://doi.org/10.22055/aag.2021.36506.2200>
- Dehghanian M. and Asgari-Pirbalouti B. 2018. Bio-sequence stratigraphy of Oligocene deposits in Interior Fars, Zagros Basin, Iran. *Himalian Geology*, 39(1): 133-143.
- Dehghanian M. Asgari-Pirbalouti B. and Masoumi H. 2013. Oligocene-Miocene microfacies study of Asmari Formation (NW-SE of Shiraz, Iran). *Iranian Journal of Earth Sciences*, 5(1): 66-73. <https://oiccpres.com/ijes/article/view/5739>
- Dehghanian M. Khosrotehrani K. Afghah M. and Keshani F. 2012. Microfacies study of Asmari Formation in the northwest and southeast of Shiraz, Iran. *Advances in Environmental Biology*, 6(2): 556-563.
- Dunham R. J. 1962. Classification of Carbonate Rocks according to depositional textures. In: Ham WE (ed) *Classification of carbonate rocks. A symposium: AAPG Bulletin*, 1: 108–121.
- Eggie L. and Chow N. 2024. Evolution of a low-energy carbonate ramp, lower Mississippian Pekisko Formation, Northwestern Alberta, Canada. *Sed Geol* 470:106702. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2024.106702>
- Ehrenberg S.N. Pickard N. Svana A. H. and Oxtoby T. A. 2002. Cement geochemistry of photozoan carbonate strata (Upper Carboniferous-Lower Permian), Finnmark carbonate platform, Brents Sea. *Journal of Sedimentary Research*, 72(1): 95-115. <https://doi.org/10.1306/030103730336>
- EL – Ghali M. A. K. Tajoti K. G. Mansorbeh H. Ogle N. and Kalin R. M. 2006. Origin and timing of sidrelite cementation upper Ordovician Glacogenic

- Messadi A. M., Mardassi B. Ouali J. A. and Touir J. 2018. Diagenetic process as tool to diagnose paleo – environment conditions, bathymetry and oxygenation during Late Paleocene – Early Eocene in the Gafsa Basin. *Carbonate and Evaporates*, 34: 893-908. <https://doi.org/10.1007/s13146-018-0424-3>
- Mirbeik Sabzevari K. and Sedaghatnia M. 2022. Petrography and geochemistry of Shahbazan Formation dolomites and investigation of its possible boundary with Asmari Formation from the elemental geochemistry point of view (Northeastern Kohdasht, south Lorestan). *Journal of New Finding in Applied Geology*. 16 (32): 200-223 [In Persian]. <https://doi.org/10.22084/nfag.2022.26648.1524>
- Mirbeik- Sabzevari K. and Sedaghatnia M. 2023. Diagenetic processes and paragenetic sequence of Shahbazan Formation (Middle – Upper Eocene) in northwest Poldokhtar, Lorestan basin. *New Finding in Applied Geology*, 18(35): 67-91. [In Persian]. <https://doi.org/10.22084/nfag.2023.27125.1539>
- Monjezi N. Amirshahkarami M. Bakhtiar H.A. Shirazi M.P.N. and Mirzaee A. 2019. Palaeoecology and microfacies correlation analysis of the Oligocene-Miocene Asmari Formation, in the Gachsaran oil field, Dezful Embayment, Zagros Basin, Southwest Iran. *Carbonates Evaporites*, 34(4):1551–1568. <https://doi.org/10.1007/s13146-019-00502-6>
- Mohseni H. Abdollahpour M. and Rafiei B. 2012. Petrography and origin of dolomites of Shahbazan Formation (Middle to Upper Eocene) in east Eslamabade- Gharb (Kermanshah). *Journal of New Findings in Applied Geology*. 5(10): 1-11 [In Persian].
- Moore C. H. 2001. *Carbonate Reservoirs: Porosity Evolution and Diagenesis in a Sequence Stratigraphic Framework*. Elsevier, Amsterdam, 444p.
- Motiei H. 2000. Stratigraphy of Zagros, Publications of the Geological Organization of the Country, 422p [In Persian].
- Omidpour A. Rahimpour-Bonab H. Moussavi-Harami R. and Mahboubi A. 2023. Anhydrite fabrics as an indicator for relative sea-level signatures in the sequence stratigraphic framework of a carbonate ramp. *Mar. Pet. Geol.* 155:106400. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2023.106400>
- Papakonstantinou M. Sergiou S. Geraga M. Prandekou A. Dimas X. Fakiris E. Christodoulou D. and Papatheodorou G. 2024. Sedimentological, geochemical, and environmental assessment in an eastern Mediterranean, stressed coastal setting: the Gialova Lagoon, SW Peloponnese, Greece. *Water* 16: 2312. <https://doi.org/10.3390/w16162312>
- Pettijohn F. J. 1975. *Sedimentary Rocks*. Harper & Row. New York. 628 p.
- Pomar L. 2001. Ecological control of sedimentary accommodation: evolution from carbonate ramp to rimmed shelf, Upper Miocene, Balearic Islands. Implication for organic acids as factors in diagenesis. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 86: 1285 – 1303.
- Insalaco E. Virgone A. Courme B. Gaillot J. Kamali M. Moallemi A. Lotfpour M. and 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: 74-176.
- Jamshidi A. and Sedaghatnia M. 2024. Dolomitization mechanisms of Eocene Zagros carbonate platforms (an example from Shahbazan Formation, Amiran anticline, south of Lorestan). *Applied Sedimentology*, 12 (23): 150-174. [In Persian]. <https://doi.org/10.22084/psj.2024.28557.1421>
- Kamalifar F. Aleali M. Ahmadi V. and Mirzaiee A. 2020. Facies distribution, paleoenvironment and sequence stratigraphy model of the Oligo-Miocene Asmari Formation (Fars Province, south of Iran). *Turkish Journal of Earth Sciences*, 29(4):664-683. <https://doi.org/10.3906/yer-1907-23>
- Karami S. Ahmadi V. Sarooe H. and Bahrami M. 2020. Facies analysis and depositional environment of the Oligocene – Miocene Asmari Formation, in interior Fars (Zagros Basin, Iran). *Carbonate and Evaporites* 35(3):1-11. <https://doi.org/10.1007/s13146-020-00621-5>
- Kendall C.G. and Skipwith P.A. 1969. Holocene shallow water carbonate and evaporate sediments of the Khor al Bassam, Abu Dhabi, SW Persian Gulf. *AAPG Bulletin*, 53: 841-869.
- Krause S. Liebetrau V. L€oscher C. Beohm F. Gorb S. Eisenhauer A. and Treude T. 2018. Marine ammonification and carbonic anhydrase activity induce rapid calcium carbonate precipitation. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 243: 116–132. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2018.09.018>
- Longman M. W. 1980. Carbonate diagenetic textures from near surface diagenetic environments. *AAPG Bull.*, 64: 461-487. <https://doi.org/10.1306/2f918a63-16ce-11d7-8645000102c1865d>
- Lorestani M. Kangazian A. Safari A. Noura M.R. and Nasehi E. 2016. Microfacies, sedimentary environment and sequence stratigraphy of the Asmari Formation in Masjed-I-Soleyman oil field, Khuzestan Province, Southwest Iran. *Open Journal of Geology* 6: 840-851. <http://dx.doi.org/10.4236/ojg.2016.68064>
- Lucia F. J. 2007. *Carbonate reservoir characterization, an Integrated Approach*, Springer-Verlag, Berlin Heidelberg, Second Edition, 366p.
- Lund M. Davies P.J. and Braga J.C. 2002. Coralline algal nodules off Fraser Island, Eastern Australia. *Facies*, 42: 25–34.
- Madden R. and Wilson M. 2013. Diagenesis of a SE Asian Cenozoic carbonate platform margin and its adjacent basinal deposits, *Sedimentary Geology*, 286–287: 20–38. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2012.11.006>

- Potwar Basin, Pakistan. *Earth Sci. Res. J.*, 28(1):1–17. <https://doi.org/10.15446/esrj.v28n1.107766>
- Shirmohammadi G. Maghfouri- Moghadam I. and Azadbakht R. 2024. Biostratigraphy and paleoecology of Oligo-Miocene deposits (Asmari Formation) in the northeast of Illam, Lorestan zone. *Journal of Advanced Applied Geology*, 14(2): 410-425. [In Persian] <https://doi.org/10.22055/aag.2024.44604.2400>
- Taghdisi Nikbakht S. and Nasiri Y. 2025. Textural study, elemental analysis and model of dolomitization in the Shahbazan Formation (Eocene) in a section of the northern ridge of the Kabikoh anticline, southwest of Dareh Shahr. *New Finding in Applied Geology*. [In Persian]. <https://doi.org/10.22084/nfag.2025.30374.1652>
- Taghdisi Nikbakht S. Nasiri Y. and Sedaghatnia M. 2025. Evidence of hybrid dolomites in the deposits of the Gachsaran Formation (Middle Miocene) in the Afrineh Anticline, southwest of Khorramabad. *New Finding in Applied Geology*. [In Persian]. <https://doi.org/10.22084/psj.2025.30619.1465>
- Tucker M.E. and Wright V.P. 1990. *Carbonate Sedimentology*. Blackwell Science, Inc, 482 p.
- Tucker M. E. 2001. *Sedimentary Petrology*. 3^d Edition, Blackwell, Oxford, 260 p.
- Valencia F.L. and Laya J.C. 2020. Deep-burial dissolution in an Oligocene– Miocene giant carbonate reservoir (Perla Limestone), Gulf of Venezuela Basin: Implications on microporosity development. *Marine and Petroleum Geology*, 113: 1–21. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2019.104144>
- Vaziri-Moghaddam H. Seyrafian A. Taheri A. and Motiei H. 2010. Oligocene-Miocene ramp system (Asmari Formation) in the NW of the Zagros basin, Iran: microfacies, paleoenvironment and depositional sequence. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 27(1): 56–71.
- Van Buchem F.S.P. Allan T.L. Laursen G.V. Lotfipour M. Moallemi A. Monibi S. Motiei H. Pickard N.A.H. Tahmasbi A.R. Vedrenne V. and Vincent B. 2010. Regional stratigraphic architecture and reservoir types of the Oligo-Miocene deposits in the Dezful Embayment (Asmari and Pabdeh Formations) SW Iran. *Geological Society Special Publications*, 329 (1): 219-263. <https://doi.org/10.1144/sp329.10>
- Westphal H. 2006. Limestone – Marl alternation as environmental archives and the role of early diagenesis: a critical review. *International Journal of Science (Geology Rundsch)*, 95: 947-961. <https://doi.org/10.1007/s00531-006-0084-8>
- Wilson B.R. 1975. *Carbonate Facies in Geological History*. Springer, Berlin, 471p.
- Zaid S. M. 2012. Provenance, diagenesis, tectonic setting and geochemistry of Rudies sandstone (Lower Miocene), Warda Field, Gulf of Suez, Egypt. *J. African Earth Sci.* 66-67: 56-71. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2012.03.008>
- Wizemann A. Nandini S.D. Stuhldreier I. Sanchez-Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 175: 249–272.
- Pomar L. and Hallock P. 2007. Changes in coral-reef structure through the Miocene in the Mediterranean province, Adaptive vs. environmental influence: *Geology*, 35: 899-902.
- Rahim HU. Ahmad W. Jamil M. and Khalil R. 2024. Sedimentary facies, diagenetic analysis, and sequence stratigraphic control on reservoir evaluation of Eocene Sakesar limestone, upper Indus basin, NW Himalayas. *Carbonates and Evaporites*, 39(2): 15. <https://doi.org/10.1007/s13146-024-00947-4>
- Rajabi M. Senmari S. Parvanehnejad-Shirazi M. and Naz-Bahram manesh-Tehari M. 2021. Biostratigraphy, microfacies and paleoecology of the Asmari Formation in Makhmal –Kuh section, Lorestan province, western Iran. *Journal of Applied Sedimentology*, 9(17): 204-219 [In Persian].
- Rasser M.W. and Piller W.E. 2004. Crustose algal frameworks from the Eocene Alpine Foreland. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 206: 21–39.
- Rogen B. and Fabricius I. L. 2002. Influence of clay and silica on permeability and capillary entry pressure of chalk reservoirs in the North Sea. *Petroleum Geoscience*, 8: 287 – 293.
- Romero J. Caus E. and Rossel J. 2002. A model for the palaeoenvironmental distribution of larger foraminifera based on late Middle Eocene deposits on the margin of the south Pyrenean Basin (SE Spain). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 179: 43- 56.
- Ronchi P. Jadoul F. Ceriani A. Giulio A. D. Scotti P. Ortenzi A. and Massara E. P. 2011. Multistage dolomitization and distribution of dolomitized bodies in Early Jurassic carbonate platforms (Southern Alps, Italy), *Sedimentology*, 58(2): 532–565. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.2010.01174.x>
- Sedaghatnia M. Maghfouri-Moghaddam I. and Mallah M. 2024. Evaluation of complications caused by burial diagenetic processes in carbonate formation (case study, Lorestan sedimentary basin formations). *New Finding in Applied Geology*. [In Persian]. <https://doi.org/10.22084/nfag.2024.29849.1634>
- Seibel M. J. and James N. P. 2017. Diagenesis of Miocene, incised Valley – filling limestones: Provence Southern France. *Sedimentary Geology*. 347: 21-35. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2016.09.006>
- Seyrafian A. Vaziri-Moghaddam H. Arzani N. and Taheri A. 2011. Facies analysis of the Asmari Formation in central and north-central Zagros basin, southwest Iran: Biostratigraphy, paleoecology and diagenesis. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 28(3): 439-458.
- Shah S.B.A. Ismail K. and Bakar W.Z.W. 2024. Integrated analysis of the Eocene Sakesar Formation: depositional environment, microfacies, geochemistry, and reservoir characteristics in the

- Bakhtiar H. 2013. Facies analysis and sequence stratigraphy of the Asmari Formation in the northern area of Dezful Embayment, southwest Iran. *Studia UBB Geologia* 58(1): 45-56. <https://doi.org/10.5038/1937-8602.58.1.4>
- Zhang H. Ding L. Wang X. Wang L. Wang Q. and Xia G. 2006. Carbonate diagenesis controlled by glacioeustatic sea-level changes: A case study from the Carboniferous-Permian boundary section at Xikou, China. *J. China Univ. Geosci.* 17: 103- 114. [https://doi.org/10.1016/S1002-0705\(06\)60014-9](https://doi.org/10.1016/S1002-0705(06)60014-9)
- Noguera, C. Wisshak M. Westphal H. Rixen T. Wild C. and Reymond C.E. 2018. Rapid bioerosion in a tropical upwelling coral reef. *PLOS ONE*, 13 (9): e0202887. <https://doi.org/10.1371/journal.pone.0202887>
- Zare M. Vaziri-Moghadam H. Taheri A. and Ghabeishavi A. 2015. Microfacies, depositional environments and sequence stratigraphy of the Asmari Formation in Kuh-e Siah anticline north of Dehdasht, Zagros. *Journal of Applied Sedimentology*, 3 (5): 12-28 [In Persian].
- Zabihi Zoeram F. Vahidinia M. Mahboubi A. and Amiri