



<http://ui.ac.ir/en>

Journal of Stratigraphy and Sedimentology Researches University of Isfahan
E-ISSN: 2423-8007
Document Type: Research Paper
Vol. 36, Issue 2, No. 79, Summer 2020, pp. 75-104
Received: 15.02.2020 Accepted: 20.04.2020

Controls of depositional facies and diagenetic alterations on reservoir quality of the Fahliyan Formation in the Central Zagros area

Hamzeh Mehrabi*

*Assistant Professor, Faculty of Geology, College of Science, University of Tehran, Iran
mehrabi.hamze@ut.ac.ir*

Hossein Noori

*MSc. of Sedimentology, Faculty of Geology, College of Science, University of Tehran, Iran
h_noori_geologist@yahoo.com*

Javad Sobhani

*MSc. Student of Sedimentology, Faculty of Geology, College of Science, University of Tehran, Iran
Sobhani.javad@ut.ac.ir*

Abstract

The Fahliyan Formation is a member of the Khami Group with Neocomian–Barremian age. In two surface sections in the Izeh Zone and two wells of the southern Dezful Embayment, it includes 12 microfacies deposited on four facies belts as tidal flat, inner ramp (lagoon, *Lithocodium*–algal mounds and bioclastic–peloidal shoals), middle ramp and outer ramp. A homoclinal ramp model is proposed as its depositional environment. Important diagenetic alterations are dissolution, micritization, compaction, dolomitization, silicification, pyritization, cementation and fracturing. They represent marine, meteoric and shallow to deep burial diagenetic realms. Sequence stratigraphic analysis resulted in the recognition of four depositional sequences that seem to be third-order sequences, according to their relative ages (biozones), thickness and correlation with neighboring areas. Reservoir quality evaluation indicates coupled imprints of facies characteristics and diagenetic alterations on reservoir properties of this formation. Important reservoir units are formed in *Lithocodium*–algal mounds/patch-reefs (in the Garangan Field) and high-energy facies of shoal setting (in the Gachsaran Field). They include primary pore types such as intra- and interparticle pores and mainly concentrated in highstand systems tracts (HSTs) of depositional sequences. Some secondary pores are also present that include dissolution vugs and molds. In addition, middle ramp facies provide some reservoir units in the transgressive systems tracts (TSTs). No macroscopic pores are recorded in these facies and micropores are responsible for high reservoir quality.

Keywords: Fahliyan Formation, Depositional sequences, Diagenesis, Reservoir quality, Central Zagros

Introduction

The Neocomian–Barremian Fahliyan Formation is a member of the Khami Group that form important hydrocarbon reservoir in SW Iran (James and Wynd 1965). Tectonic activities and eustatic sea-level changes have resulted in complex depositional and diagenetic characteristics in this formation (Hosseini et al. 2014, Jamalian and Adabi 2015, Noori et al. 2019). This study focuses on the controls of depositional facies and diagenetic alterations on reservoir quality of the Fahliyan Formation in a sequence stratigraphic framework. To achieve this goal, two surface sections of this formation were studied in the Izeh Zone along with two wells from the Dezful Embayment.

Material & Methods

A total of 718 thin sections of the Fahliyan Formation were studied in the Gachsaran and Garangan fields along with 660 thin sections of this formation in the Lar and Eshgar sections. All sedimentological features are recorded in the macroscopic

and microscopic scales. They include field observations together with core and thin section descriptions. A modified textural classification of carbonate rocks of Dunham (1962) by Embry and Klován (1971) was used along with the standard microfacies of Flügel (2010). Well log data were used for electrofacies determination and reservoir quality evaluation. A transgressive–regressive (T–R) model (Embry and Johannessen 1992, Embry 1993, Catuneanu 2002) was used for sequence stratigraphic analysis.

Discussion of Results & Conclusions

Facies analysis of the Fahliyan Formation has resulted in the recognition of 12 microfacies deposited on four facies belts including tidal flat, inner ramp, middle ramp and outer ramp. Frequency analysis of depositional facies are integrated with microfacies descriptions for paleoenvironmental reconstruction of the Fahliyan Formation. Consequently, a ramp-like carbonate platform model is proposed as depositional setting. *Lithocodium*–algal and shoal facies are

*Corresponding author

reported as the best reservoir facies. Frequency analysis and isopachous maps are adopted for these reservoir facies in the study area.

Diagenesis study resulted in the identification of different processes including cementation, micritization, pyritization, dissolution, neomorphism, silicification, dolomitization, compaction and fracturing. They represent marine, meteoric and shallow- to deep burial diagenetic realms. Diagenetic sequence of the Fahliyan Formation is presented and controls of diagenetic processes on reservoir quality (porosity) is evaluated. Accordingly, dissolution, dolomitization and fracturing were the most important diagenetic features with positive effects on reservoir quality. In contrast, compaction and cementation were the notable diagenetic processes that reduced the reservoir quality.

Results of sedimentological studies are integrated with petrophysical logs and field observations to differentiate the

depositional sequences of the Fahliyan Formation. Accordingly, four sequences were defined and correlated throughout the study area and with the reference sequences of the Zagros (van Buchem et al. 2010) and the Arabian Plate (Sharland et al. 2001).

Cluster analysis of neutron (NPHI), sonic (DT) and density (RHOB) logs has resulted in the differentiation of 10 electrofacies in the Fahliyan Formation. They are integrated with sedimentological studies for reservoir evaluation of this formation in a sequence stratigraphic framework. Consequently, Lithocodium–algal facies, in the regressive systems tract, and middle ramp facies, in the transgressive systems tract, were the best reservoir units of the Fahliyan Formation in the Garangan Field. While in the Gachsaran Field, high-energy facies of shoal complexes provide the best reservoir properties in the regressive systems tracts.

بررسی کنترل ویژگی‌های رخساره‌ای و فرایندهای دیاژنزی بر کیفیت مخزنی سازند فهلیان در ناحیه زاگرس مرکزی

حمزه مهرابی*، استادیار، دانشکده زمین‌شناسی، پردیس علوم، دانشگاه تهران، ایران

mehrabi.hamze@ut.ac.ir

حسین نوری، کارشناس ارشد رسوب‌شناسی، دانشکده زمین‌شناسی، پردیس علوم، دانشگاه تهران، ایران

h_noori_geologist@yahoo.com

جواد سبحانی، دانشجوی کارشناسی ارشد رسوب‌شناسی، دانشکده زمین‌شناسی، پردیس علوم، دانشگاه تهران، ایران

ایران

Sobhani.javad@ut.ac.ir

چکیده

سازند فهلیان شامل توالی کربناته نسبتاً ضخیمی از گروه خامی به سن نئوکومین-بارمین است. مطالعه‌های رسوب‌شناسی انجام‌شده روی این سازند در دو برش از زون ایزه و دو چاه از بخش جنوبی فروفادگی دزفول به شناسایی ۱۲ ریزرخساره در چهار کمربند رخساره‌ای شامل پهنه جزرومدی، رمپ درونی (لاگون، پشته‌های لیتوکودومی - جلبکی و شول‌های بایوکلستی - پلوئیدی)، رمپ میانی و رمپ بیرونی منجر شد. محیط رسوب‌گذاری سازند فهلیان در ناحیه مطالعه‌شده، رمپ کربناته هم‌شیب پیشنهاد می‌شود. مهم‌ترین فرایندهای دیاژنزی شناسایی‌شده شامل انحلال، میکرایتی شدن، تراکم، دولومیتی شدن، سیلیسی شدن، پیریتی شدن، سیمانی شدن و شکستگی است که طی مراحل مختلف دیاژنز دریایی، جوی و دفنی کم عمق تا عمیق ایجاد شده‌اند. مطالعه‌های چینه‌نگاری سکانشی به تفکیک چهار سکانش رسوبی در این سازند منجر شدند که باتوجه به سن نسبی آنها بر اساس بایوزون‌های تفکیک‌شده، ضخامت سکانش‌ها و تطابق آنها با نواحی مجاور به‌طور محتمل سکانش‌های رده سوم هستند. مطالعه‌های کیفیت مخزنی گویای تأثیر ویژگی‌های رخساره‌ای و فرایندهای دیاژنزی بر ویژگی‌های مخزنی سازند فهلیان است. رخساره‌های مهم مخزنی این سازند شامل رخساره‌های ریف‌ها/پشته‌های کومه‌ای لیتوکودومی - جلبکی (در میدان گرنگان) و رخساره‌های پراورزی متعلق به زیرمحیط پشته‌های آئیدی، پلوئیدی و بایوکلستی (در میدان گچساران) هستند؛ این رخساره‌ها اغلب در سیستم تراکت تراز بالا (HST) گسترش یافته‌اند و زون‌های مهم مخزنی سازند فهلیان را ایجاد کرده‌اند. تخلخل‌های اولیه از نوع بین‌دانه‌ای و درون‌دانه‌ای همراه با تخلخل‌های انحلالی (حفره‌ای و قالبی) مهم‌ترین حفره‌ها در این رخساره‌ها هستند؛ علاوه بر این، رخساره‌های متعلق به رمپ میانی برخی افق‌های مخزنی باکیفیت را در سیستم تراکت پیش‌رونده (TST) ایجاد کرده‌اند که در این افق‌ها، تخلخل‌های بزرگ‌مقیاس (ماکروسکوپی) گسترش چندانی ندارند و ریزتخلخل‌ها مهم‌ترین عامل ایجاد کیفیت مخزنی‌اند.

واژه‌های کلیدی: سازند فهلیان، سکانش‌های رسوبی، دیاژنز، کیفیت مخزنی، زاگرس مرکزی

* نویسنده مسئول: ۰۹۱۲۰۷۶۲۹۸۸

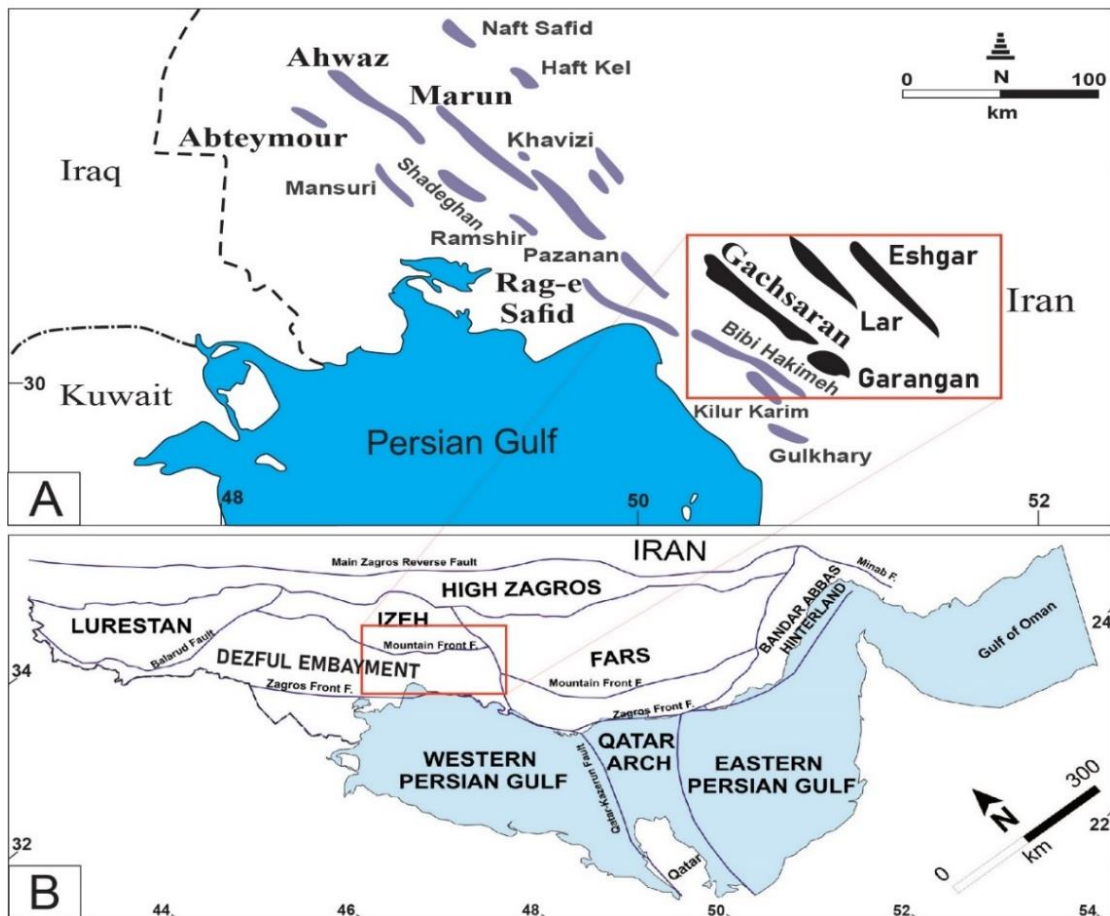
مقدمه

توالی کربناته سازند فهلیان به سن نئوکومین - بارمین (کرتاسه پایینی) در بخش‌های مختلف حوضه رسوبی زاگرس نهشته شده و جزئی از گروه خامی است که مخازن هیدروکربوری مهمی را در جنوب غرب ایران و به ویژه در فروافتادگی دزفول تشکیل داده است (James and Wynd 1965). مرز ژوراسیک به کرتاسه با تغییرات مهم زمین‌شناسی همراه است که عمدتاً از جابه‌جایی صفحه آفریقایی - عربی به سمت عرض‌های جغرافیایی پایین‌تر ناشی و به تغییرات آب‌وهوای خشک ژوراسیک به آب‌وهوای گرم و مرطوب کرتاسه منجر شده است (Bordenave and Burwood 1995). پویابودن تکتونیک منطقه همراه با تغییرات سطح آب دریا سبب ایجاد تغییرات رسوبی و دیاژنزی سازند فهلیان در سرتاسر زاگرس و مناطق هم‌جوار شده است (Hosseini et al. 2014, Jamalian and Adabi 2015, Noori et al. 2019). طی سال‌های اخیر، پژوهش‌هایی در زمینه رسوب‌گذاری، دیاژنزی و چینه‌نگاری سکانشی سازند فهلیان انجام شده‌اند (Adabi et al. 2010, Maleki and Lasemi 2011, Abyat et al. 2012, Hosseini et al. 2014, Jamalian and Adabi 2015). بر اساس این مطالعه‌ها، حوضه رسوبی سازند فهلیان گویای الگوهای رسوبی مختلف در موقعیت‌های متفاوت است و این تفاوت‌ها، رسوب‌گذاری این سازند را در حوضه‌ای رسوبی با فعالیت تکتونیک کششی در حاشیه غیرفعال قاره‌ای و تحت تأثیر نوسان‌های سطح آب دریا نشان می‌دهند (Noori et al. 2019). شیوه توزیع ویژگی‌های مخزنی در درجه اول به توزیع رخساره‌ها و مجموعه‌های رخساره‌ای در محیط رسوب‌گذاری وابسته است (Ahr 2008, Lucia 2007, Flügel 2004). فرایندهای دیاژنزی یکی از اصلی‌ترین فرایندهای کنترل‌کننده کیفیت مخزنی در مخازن کربناته دنیا به

شمار می‌آیند که نقش مخرب یا سازنده‌ای در تغییر کیفیت مخزنی اولیه رخساره‌ها ایفا می‌کنند (Ahr 2008, Schlager 2005). از این‌رو، انجام مطالعه‌های رخساره‌ای و دیاژنزی که از عوامل اصلی مؤثر بر کیفیت مخزنی‌اند، امری ضروری در مطالعه‌های مخازن کربناته است (Lucia 2007, Ahr 2008). هدف پژوهش حاضر، مطالعه کنترل رخساره‌های رسوبی و فرایندهای دیاژنزی بر کیفیت مخزنی سازند فهلیان در نواحی دزفول جنوبی و زون ایذه است و به این منظور، داده‌های سطحی و زیرسطحی از دو برش و دو چاه نواحی یادشده استفاده می‌شوند (شکل ۱).

زمین‌شناسی منطقه و چینه‌شناسی

کمرند کوه‌زایی زاگرس بخشی از کمرند آلپ - هیمالیا است که نتیجه بازوبسته شدن اقیانوس نئوتتیس میان صفحه ایران مرکزی و صفحه عربی است (Berberian and King 1981, Alavi 1994, Takin 1972). باتوجه به الگوی ساختاری و تاریخچه رسوب‌گذاری متفاوت، کمرند کوه‌زایی زاگرس از شمال شرق به جنوب غرب به پهنه‌های زاگرس مرتفع، زاگرس چین‌خورده و دشت آبادان تقسیم می‌شود (Berberian 1995). زاگرس چین‌خورده از شمال غرب به جنوب شرق از طریق مجموعه‌ای از گسل‌های عرضی با روند شمالی - جنوبی به زیرپهنه‌های لرستان، فروافتادگی دزفول، ایذه و فارس تفکیک می‌شود (Sepehr et al. 2002, Berberian 1995). در پژوهش حاضر، دو برش سطحی لار و اشگر از زون ایذه و دو چاه از میدان‌های گچساران و گرنگان در فروافتادگی دزفول مطالعه شدند (شکل ۱).



شکل ۱- A. موقعیت برش‌ها و میدان‌های مطالعه‌شده، B. تقسیمات ساختمانی زاگرس، موقعیت زون ایزه و فروافتادگی دزفول در کمربند چین‌خورده- تراستی زاگرس (برگرفته از Sepehr and Cosgrove 2004 با تغییرات)

به‌طور جانبی به شیل و آهک‌های رسی سازند گرو تبدیل می‌شود (Motiei 1993). بر اساس مشاهددهای پتروگرافی و زون‌بندی وایند (Wynd 1965)، سازند فهلیان در منطقه بررسی شده دربرگیرنده مجموعه فسیل‌های زون ۱۴^۱ و بخشی از زون ۱۵^۲ به سن نئوکومین-بارمین است. سازند فهلیان در برش‌های زیرسطحی گچساران و گرنگان به ترتیب با ضخامت ۵۸۲ و ۴۷۵ متر در فروافتادگی دزفول مطالعه شده است؛ در این ناحیه، سازند فهلیان به‌طور ناپیوسته روی سازند هیث قرار گرفته و مرز بالایی آن با سازند گدوان به‌شکل تدریجی است (Motiei 1993). برش‌های سطحی سازند فهلیان عبارتند

سازند فهلیان دربرگیرنده توالی کربناته نسبتاً ضخیمی از گروه خامی (ژوراسیک- کرتاسه پایینی) است و بخش درخور توجهی از توالی کرتاسه پایینی در این ناحیه را شامل می‌شود (Motiei 1993). این سازند عمدتاً در محیط کربناته دریایی کم‌عمقی در شمال‌شرق صفحه عربی و حاشیه غیرفعال گندوانا نهشته شده است (James and Wynd 1965, Sharland et al. 2001). سازند فهلیان معادل چینه‌شناسی سازندهای حبشان (Habshan)، یاماما (Yamama)، سولای (Sulaiy) و میناجیش (Minagish) در بخش‌های مختلف صفحه عربی است (Al-Husseini 2007). بیشترین توسعه سازند فهلیان در ناحیه فارس است، ولی در فروافتادگی دزفول و لرستان نیز دیده می‌شود. این سازند در نواحی مرکزی فروافتادگی دزفول و لرستان

¹ Pseudocyclamina lituus, Trocholina

² Choffatella, Cyclamina

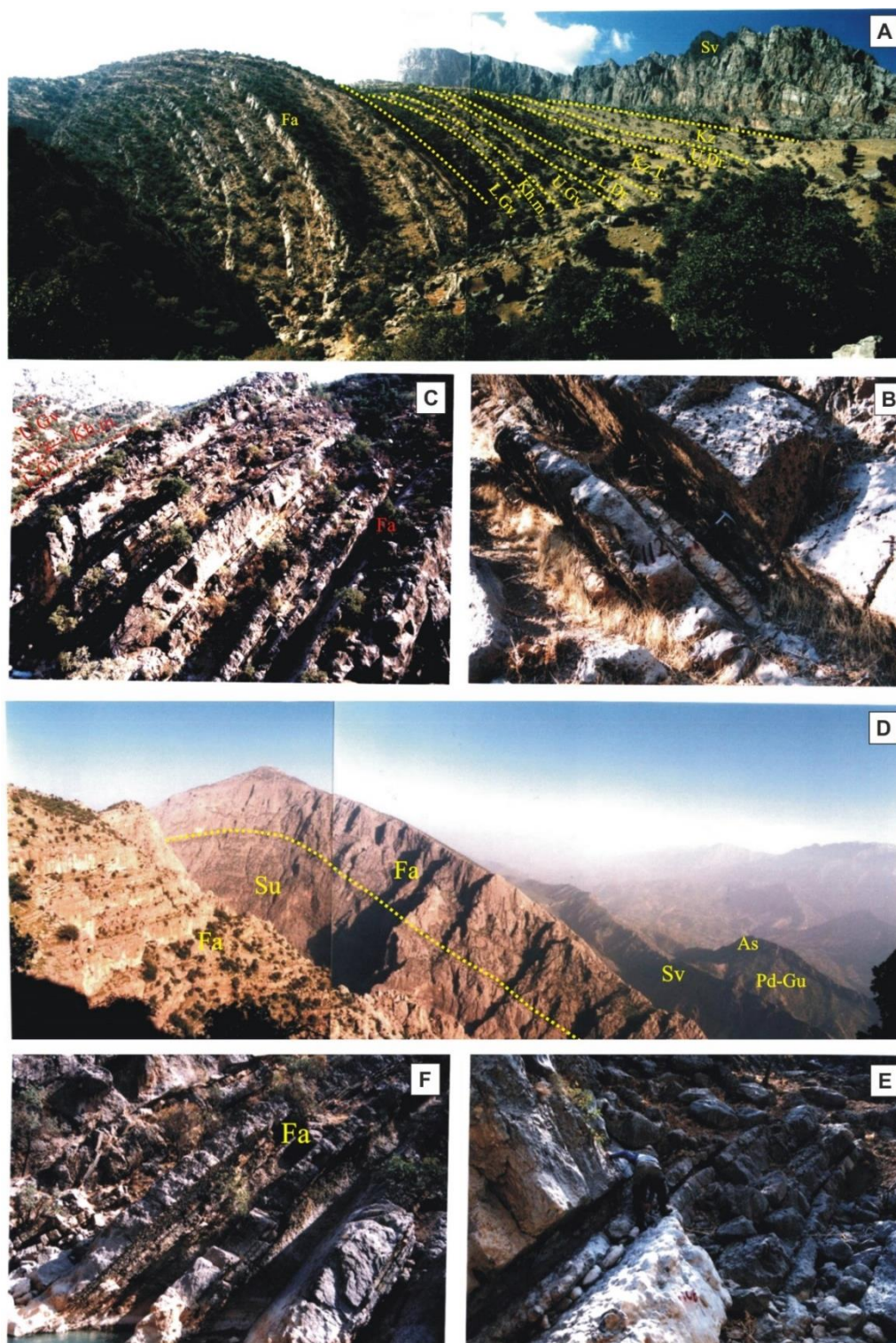
اندازه ذرات، میزان جورشدگی و گردشدگی اجزای اسکلتی و غیراسکلتی و شناسایی ساخت‌های رسوبی مشاهده‌شده در رخنمون، مغزه‌های حفاری و مقاطع نازک میکروسکوپی انجام شدند.

نام‌گذاری بافتی سنگ‌های کربناته بر اساس طبقه‌بندی دانه‌ام (Dunham 1962) و امری و کلوان (Embry and Klovan 1971) انجام شد؛ سپس ریزرخساره‌های تعیین‌شده با رخصاره‌های استاندارد فلوگل (Flügel 2004) مطابقت داده شدند. به‌منظور تعیین مدل رسوبی سازند فهلپان، رخصاره‌های تعیین‌شده بر اساس قانون والتز (Middleton 1973) به‌طور جانبی قرار گرفتند و مدل رسوبی تعیین شد؛ در ادامه، فرایندهای دیاژنزی و محیط‌های مختلف دیاژنزی که روی این سازند مؤثر بوده‌اند و کیفیت مخزنی را تحت تأثیر قرار داده‌اند با استفاده از روش‌های متداول پتروگرافی و تکیه بر اصول روابط بافتی ارزیابی شدند. با توجه به دسترسی نداشتن به داده‌های تخلخل-تراوایی مغزه، لاگ‌های چاه‌پیمایی و روش خوشه‌بندی برای تعیین رخصاره‌های الکتریکی و ارزیابی کیفیت مخزنی سازند فهلپان استفاده شدند؛ در نهایت با تلفیق نتایج مطالعه به بررسی ویژگی‌های مخزنی سازند فهلپان و نقش هر یک از عوامل شرایط محیطی اولیه و دیاژنزی در کنترل کیفیت مخزنی در چارچوب چینه‌نگاری سکانسی پرداخته شد. به‌منظور تعیین سکانس‌های رسوبی از روش Transgressive-Regressive (T-R) (پیش‌رونده-پس‌رونده) استفاده شد؛ زیرا تشخیص سیستم تراکت‌های LST و FRST به‌ویژه در برش‌های زیرزمینی فروفادگی دزفول امکان‌پذیر نبود (Embry and Johannessen 1992, Embry 1993, Catuneanu 2002)

از: برش لار با ۶۵۵ متر ضخامت و تاقدیس اشگر با ۳۳۰ متر ضخامت. در این ناحیه، انیدریت هیث وجود ندارد و سازند فهلپان به‌طور هم‌شیب و با مرز ناپیوسته روی سازند سورمه قرار دارد. همان‌طور که در بخش پیش گفته شد، تغییرات زیاد ضخامت و نیز تفاوت‌های چینه‌شناسی و رسوب‌شناسی موجود در این سازند به ترکیبی از آثار فعالیت‌های تکتونیکی و نوسان‌های سطح آب دریا در منطقه مطالعه‌شده نسبت داده می‌شوند (برای مطالعه بیشتر در این زمینه به Noori et al. 2019 مراجعه شود). سازند فهلپان در بخش‌های زیرین شامل آهک‌های بسیار ضخیم تا توده‌ای به رنگ قهوه‌ای تا خاکستری است و پس از رسوب‌گذاری این توالی، آهک‌های ضخیم تا متوسط‌لایه با میان‌لایه‌های مارنی تشکیل شده‌اند. در بخش بالایی سازند فهلپان، مقدار رس بیشتر است و تناوبی از آهک‌های ضخیم تا متوسط‌لایه و مارن مشاهده می‌شود. در بالای سازند فهلپان، مارن و میان‌لایه‌های آهک آرژیلی سازند گدوان به‌طور تدریجی و هم‌شیب قرار دارند (شکل ۲).

داده‌ها و روش مطالعه

به‌منظور انجام مطالعه‌های پتروگرافی و ارزیابی عوارض دیاژنزی، رخصاره‌های رسوبی (میکروفاسیس‌ها) و ویژگی‌های رسوب‌شناسی، تعداد ۷۱۸ مقطع نازک میکروسکوپی از چاه‌های مطالعاتی گچساران و گرنگان حاصل از مغزه‌ها و خره‌های حفاری و تعداد ۶۶۰ مقطع نازک میکروسکوپی از برش‌های لار و اشگر مطالعه شدند. به‌منظور تشخیص کانی‌های کربناته (کلسیت و دولومیت)، تمام مقاطع نازک تهیه‌شده با محلول آلزارین و به روش پیشنهادی میلر (Miller 1988) رنگ‌آمیزی شدند. به‌منظور تعیین میکروفاسیس‌ها، مطالعه‌های پتروگرافی روی بافت رسوبی، محتوای فسیلی،



شکل ۲- A و B. تصاویر صحرایی سازند فهلیان در برش‌های لار (A-C) و اشگر (D-F) واقع در زون ایذه؛ Fa. سازند فهلیان، Su. سازند سورمه، As. سازند آسماری، Sv. سازند سروک، Pd. سازند پابده، Gu. سازند گورپی، Kz. سازند کزدمی، Gv. سازند گدوان، Kh.m. عضو خلیج، Dr. سازند داریان

نتایج

رخساره‌های رسوبی

مطالعه‌های پتروگرافی روی نمونه‌های سازند فهلیان در مناطق مطالعه‌شده به شناسایی ۱۲ ریزرخساره منجر شدند که بر اساس ویژگی‌های بافتی، محتوای فسیلی و با کمک گرفتن از مدل‌های استاندارد رخساره‌ای در چهار کمربند رخساره‌ای دسته‌بندی شدند. به منظور جلوگیری از تکرار مطالب و کارآمدتر کردن نتایج مطالعه، از توصیف ریزرخساره‌ها چشم‌پوشی شد و رخساره‌های رسوبی در قالب کمربندهای رخساره‌ای (زیرمحیط‌های رسوبی) بحث شدند. خلاصه اطلاعات مربوط به ریزرخساره‌ها در جدول ۱ و تصاویر میکروسکوپی آنها در شکل ۳ ارائه شده‌اند؛ همچنین نمودارهای فراوانی رخساره‌ای برای برش‌ها و چاه‌های مطالعه‌شده در شکل ۴ نشان داده شده‌اند.

کمربند رخساره‌ای حوضه/رمپ خارجی (ریزرخساره‌های ۱ و ۲)

این کمربند رخساره‌ای شامل وکستون حاوی رادیولر و سوزن اسفنج (ریزرخساره ۱) و مادستون آهکی فسیل‌دار (ریزرخساره ۲) است. محتوای فسیلی این رخساره‌ها شامل رادیولر، سوزن اسفنج، خرده‌های دوکفه‌ای و خارپوست، فرامینیفرهای پلانکتون و قطعه‌های بسیار ریز موجودات ریف‌ساز جابه‌جاشده (نظیر رودیست) است.

حضور موجودات دریای باز مانند رادیولرها، اسفنج‌ها و فرامینیفرهای پلانکتون همراه با بافت‌های گل‌غالب (مادستون و وکستون) نشان می‌دهد این رخساره‌ها به بخش‌های بیرونی پلت‌فرم (حوضه و رمپ خارجی) مربوط هستند. رخساره‌های این کمربند با رخساره‌های استاندارد RMF2 و RMF3 فلوگل (Flügel 2004) در خور مقایسه‌اند (شکل ۳، A و B).

کمربند رخساره‌ای رمپ میانی (ریزرخساره‌های ۳ و ۴)

این کمربند رخساره‌ای شامل پکستون پلوئیدی (ریزرخساره ۳) و وکستون بایوکستی (ریزرخساره ۴) حاوی خرده‌های خارپوست، فرامینیفرهای بتتیک، سوزن اسفنج و براکیوپود است. سایر خرده‌های اسکلتی نظیر رودیست، جلبک‌های سبز و فرامینیفرهای بتتیک از نواحی کم‌عمق مجاور حمل و در بخش‌های کم‌عمق محیط دریای باز نهشته شده‌اند (Tucker 1991).

باتوجه به فراوانی اجزای اسکلتی شاخص دریای باز، بافت‌های دانه‌غالب و گل‌غالب و نیز همراهی با رخساره‌های دریای باز، محیط تشکیل این رخساره به بخش‌های میانی پلت‌فرم کریناته (رمپ میانی) نسبت داده می‌شود. رخساره‌های این کمربند با رخساره استاندارد RMF9 فلوگل (Flügel 2004) در خور مقایسه‌اند (شکل ۳، C و D).

کمربند رخساره‌ای رمپ داخلی

پشته‌های سدی (ریزرخساره‌های ۵ و ۶)

این کمربند رخساره‌ای شامل پکستون تا گرینستون‌های حاوی آئید، پلوئید و ایتراکست (ریزرخساره ۵) و پکستون تا گرینستون‌های پلوئیدی-بایوکستی (ریزرخساره ۶) حاوی اجزای مختلف اسکلتی و غیراسکلتی است. اجزای اسکلتی شامل قطعه‌های دوکفه‌ای و فرامینیفرهای بتتیک با فراوانی اندک و اجزای غیراسکلتی شامل آئید، پلوئید و به مقدار کمتر ایتراکست است.

این رخساره به علت جورشدگی نسبتاً خوب ذرات، نبود یا کمبود ماتریکس گلی و پرشدن فضای بین دانه‌ها با سیمان اسپاری گویای نهشته‌شدن در محیط پرانرژی است (Tucker and Wright 1990). بر اساس شواهد موجود، محل نهشت این رخساره به پشته‌های ماسه‌ای (شول) مربوط و با رخساره‌های استاندارد RMF29 و RMF30 فلوگل (Flügel 2004) در خور مقایسه است (شکل ۳، E و F).

جدول ۱- خلاصه ویژگی‌های رخصاره‌ای سازند فهلیان در برش‌های مطالعه‌شده در ناحیه زاگرس مرکزی

کد رخصاره	موقعیت	نام ریز رخصاره	اجزا			خواص ذرات		سطح انرژی	کمربند رخصاره
			غیراسکلتی	اسکلتی	اندازه	جورشدگی	گردشدگی		
۱	لار، اشگر، گرنگان	وکستون حاوی رادیولر و سوزن اسفنج	پلوئید	سوزن اسفنج، رادیولر، اکینودرم	ریز تا متوسط	بد	بد	پایین	حوضه
۲	لار، اشگر، گرنگان، گچساران	مادستون آهکی فسیل‌دار	-	اکینودرم، فرامینفرهای پلانکتونیک، سوزن اسفنج، به مقدار کم دوکفه‌ای	ریز	-	-	پایین	رمپ خارجی
۳	گرنگان، گچساران	پکستون پلوئیدی	پلوئید، اینتراکست	اکینودرم، سوزن اسفنج، فرامینفرهای بتتیک و پلانکتونیک، دوکفه‌ای‌های پلاژیک	ریز تا درشت	بد	بد	پایین تا بالا	رمپ میانی
۴	لار، اشگر، گرنگان، گچساران	وکستون بایوکلستی	پلوئید	براکیوپود، اکینودرم، خرده‌های رودیست، فرامینفرهای بتتیک، خرده‌های لیتوکوديوم، بریوزوآ	ریز تا متوسط	متوسط	متوسط	پایین	رمپ میانی
۵	لار، اشگر، گرنگان، گچساران	پکستون/گرینستون حاوی آئید، پلوئید و اینتراکلستی	اینتراکست، آئید	فرامینفرهای بتتیک، جلبک سبز	متوسط	خوب	خوب	متوسط تا بالا	پشته ماسه‌ای
۶	لار، اشگر، گرنگان، گچساران	پکستون/گرینستون پلوئیدی بایوکلستی	اینتراکست، آگرگات، پلوئید	فرامینفرهای بتتیک، جلبک سبز، لیتوکوديوم، اکینودرم، دوکفه‌ای	ریز تا متوسط	متوسط تا خوب	متوسط تا خوب	متوسط تا بالا	پشته ماسه‌ای
۷	لار، اشگر، گرنگان	وکستون حاوی جلبک سبز و لیتوکوديوم	پلوئید، اینتراکست	لیتوکوديوم، خرده‌های مرجان و رودیست، جلبک سبز، فرامینفرهای بتتیک	ریز تا درشت	بد	بد تا متوسط	پایین تا متوسط	لاگون
۸	لار، اشگر، گرنگان، گچساران	وکستون حاوی فرامینفر بتتیک و بایوکلست	پلوئید	فرامینفرهای بتتیک، جلبک سبز، لیتوکوديوم، دوکفه‌ای، استراماتوپورید	ریز	بد	بد	پایین	لاگون
۹	لار، اشگر، گرنگان	وکستون/پکستون حاوی آئید و پلوئید	آئید، پلوئید، اینتراکست	استراکود، فرامینفرهای بتتیک	ریز تا متوسط	بد تا متوسط	بد تا متوسط	متوسط تا پایین	لاگون
۱۰	اشگر، گرنگان، گچساران	مادستون آهکی	پلوئید	جلبک سبز، فرامینفرهای بتتیک	ریز	-	-	پایین	لاگون
۱۱	لار، گرنگان، گچساران	پکستون حاوی آئید، پلوئید و اینتراکست	آئید، پلوئید، اینتراکست، آگرگات، کوارتز	استراکود، کارپاتایلا	متوسط تا درست	بد تا متوسط	متوسط	متوسط	پهنه جزرومدی
۱۲	گچساران	مادستون حاوی ذرات آواری در اندازه سیلت	کوارتز	-	ریز	بد	بد	پایین	پهنه جزرومدی

لاگون (ریز رخصاره‌های ۷ تا ۱۰)

رخساره در پهنه جزرومدی در نظر گرفته می‌شود و با رخساره استاندارد RMF24 فلوگل (Flügel 2004) درخور مقایسه است (شکل ۳، K و L). همراهی تنگاتنگ ریزرخساره ۱۱ با رخساره‌های پهنه جزرومدی سبب نسبت‌داده شدن آن به پشته‌های پراثری ساحلی (beach ridges) شده است؛ چنین رخساره‌هایی می‌توانند در بخش‌های زیرین پهنه‌های جزرومدی یا بخش‌های کم‌عمق زیرمحیط لاگون گسترش یابند (Scholle et al. 1989; Davis and Dalrymple 2011).

بر اساس نمودارهای فراوانی رخساره‌ای (شکل ۴)، رخساره‌های متعلق به رمپ داخلی (شامل رخساره‌های لاگون و شول با فراوانی ۴۹ درصد) و رمپ میانی (۳۸ درصد) بیشترین فراوانی را در برش لار دارند. در برش اشگر، فراوانی رخساره‌های شول به شدت کاهش می‌یابد و به حدود ۲ درصد کل رخساره‌های سازند فهلیمان می‌رسد؛ برخلاف این، رخساره‌های رمپ میانی حدود ۶۰ درصد کل رخساره‌های این برش را تشکیل می‌دهند که گویای نهشت این سازند در بخش‌های عمیق تر پلت فرم کرناته در موقعیت برش اشگر است. در برش‌های زیرسطحی گچساران و گرنگان، رخساره‌های لاگون و شول با روندی تقریباً مشابه، بیشترین فراوانی را دارند (شکل ۴) و رخساره‌های عمیق مربوط به رمپ بیرونی و حوضه به کمترین فراوانی خود (حدود ۵ درصد) در این برش‌ها می‌رسند؛ چنین روندهایی، کم‌عمق‌تر بودن محیط نهشت سازند فهلیمان در میدان‌های گچساران و گرنگان در مقایسه با برش‌های مطالعه‌شده از زون ایزه را نشان می‌دهند (شکل ۴).

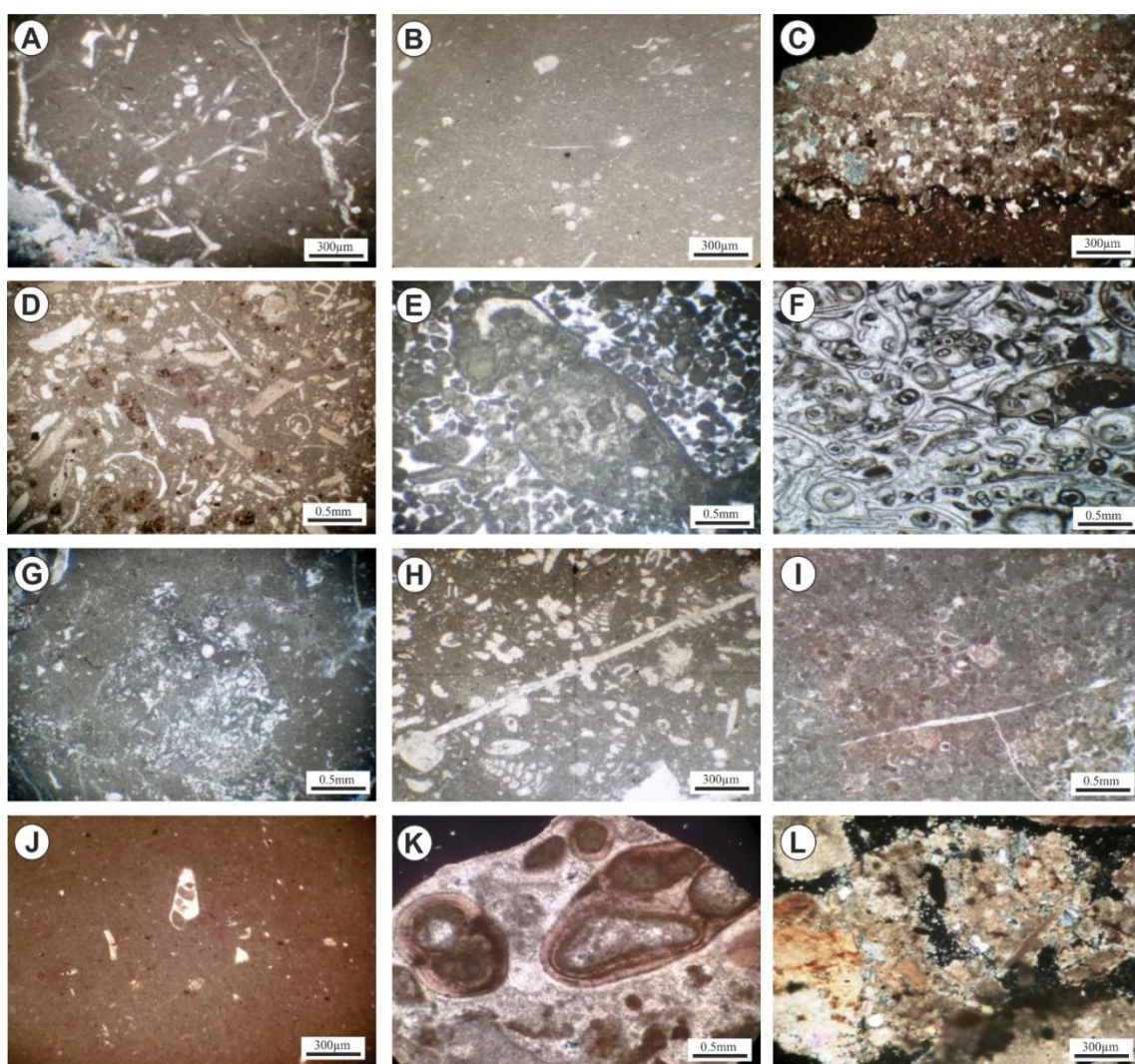
این کمربند رخساره‌ای شامل وکستون حاوی جلبک سبز و لیتوکوديوم (ریزرخساره ۷)، وکستون حاوی فرامینیفرهای بتیک و بایوکست (ریزرخساره ۸)، وکستون تا پکستون حاوی اُئید و پلوئید (ریزرخساره ۹) و مادستون آهکی (ریزرخساره ۱۰) است. محتوای اسکلتی این رخساره‌ها شامل جلبک‌های سبز خانواده داسی‌کلاداسه‌آ و لیتوکوديوم، فرامینیفرای بتیک (نظیر سودوکریسالدینا، تکستولاریا، تروکلینا و میلیولیده)، دوکفه‌ای و گاسترپود و اجزای غیراسکلتی شامل پلوئید و اُئید است.

فراوانی پلوئیدها و انواع خاصی از فسیل‌ها نظیر میلیولیدا و جلبک سبز همراه با بافت‌های گل‌پشتیان نشان‌دهنده رسوب‌گذاری در شرایط محیطی نسبتاً بسته و محدود (کم‌انرژی) مانند زیرمحیط لاگون است. این رخساره‌ها با رخساره‌های استاندارد RMF16، RMF17 و RMF20 فلوگل (Flügel 2004) درخور مقایسه‌اند (شکل ۳، J، I، H، G).

کمربند رخساره‌ای پهنه جزرومدی (ریزرخساره‌های ۱۱ و ۱۲)

این کمربند رخساره‌ای شامل پکستون حاوی اُئید، پلوئید و اینتراکست (ریزرخساره ۱۱) و مادستون حاوی ذرات آواری در اندازه سیلت (ریزرخساره ۱۲) است. اُئیدها با شکل‌های مختلف نظیر متحدالمرکز، شعاعی، مرکب و سطحی، پلوئید، اینتراکست و ذرات ریز کوارتز مهم‌ترین اجزای تشکیل‌دهنده این رخساره‌ها به شمار می‌آیند.

باتوجه به وجود دانه‌های کوارتز آواری، وجودنداشتن اجزای اسکلتی مشخص و فراوانی اجزای غیراسکلتی و نیز همراهی با رخساره‌های کم‌عمق لاگون، محیط نهشت این



شکل ۳- رخساره‌های شناسایی شده در مناطق مطالعه‌شده؛ A. وکستون حاوی رادیولر و سوزن اسفنج (ریزرخساره ۱)، B. مادستون آهکی فسیل‌دار (ریزرخساره ۲)، C. پکستون پلوئیدی (ریزرخساره ۳)، D. وکستون بایوکلاستی (ریزرخساره ۴)، E. پکستون/گرینستون حاوی آئید، پلوئید و اینتراکلاستی (ریزرخساره ۵)، F. پکستون/گرینستون پلوئیدی بایوکلاستی (ریزرخساره ۶)، G. وکستون حاوی جلبک سبز و لیتوکودیوم (ریزرخساره ۷)، H. وکستون حاوی فرامینیفر بنتیک و بایوکلاست (ریزرخساره ۸)، I. وکستون/پکستون حاوی آئید و پلوئید (ریزرخساره ۹)، J. مادستون آهکی (ریزرخساره ۱۰)، K. پکستون حاوی آئید، پلوئید و اینتراکلاست (ریزرخساره ۱۱)، L. مادستون حاوی ذرات آواری در حد سیلت (ریزرخساره ۱۲)



شکل ۴- نمودار فراوانی ریزرخساره‌ها و کمربندهای رخساره‌ای شناسایی شده در برش لار (A و B)، برش اشگر (C و D)، چاه گچساران (E و F) و چاه گرنگان (G و H)

فرایندهای دیاژنزی

انواع اصلی فرایندهای دیاژنزی در برش‌های مطالعه شده عبارتند از:

سیمانی شدن

سیمان‌های هم‌ضخامت حاشیه‌ای عمدتاً در اطراف پلویئدها، بایوکلاست‌ها و سایر اجزای تشکیل دهنده مشاهده می‌شوند

(شکل ۵، A)؛ این سیمان‌ها همراه با سیمان کلسیت تیغه‌ای و سیمان کلسیت دربرگیرنده در رخساره‌های پراثرزی مربوط به زیرمحیط شول و به مقدار کم در پشته‌های ساحلی تشکیل شده‌اند. سیمان کلسیتی بلوکی شفاف در اندازه‌های متوسط تا بزرگ (۱ تا ۲ میلی‌متر)، سیمان کلسیتی دروزی، سیمان کلسیت هم‌بعد و سیمان‌های بلوکی دارای ماکل به شکل

بزرگ و گسترده مشاهده نمی‌شوند؛ در این رخساره‌ها، برخی حفره‌های کوچک در مجاورت استیلولیت‌ها و رگچه‌های انحلالی و در نمونه‌هایی بدون ارتباط با سطوح فشاری-انحلالی و به شکل تخلخل قالبی و حفره‌ای مشاهده می‌شوند.

نوشکلی

این فرایند هم به شکل کاهشی و هم به طور افزایشی مشاهده می‌شود؛ از جمله فرایندهای نوشکلی مهم افزایشی در سازند فهلیان می‌توان به تشکیل میکرواسپارایت، سودواسپارایت و تبدیل آراگونیت به کلسیت اشاره کرد که این فرایندها در برخی از رخساره‌های سدی و لاگونی گسترش درخور توجهی دارند. فرایند میکرایتی شدن از جمله فرایندهای نوشکلی مهم کاهشی است که در بسیاری از رخساره‌ها به طور گسترده تأثیرگذار بوده است و در بخش پیش به آن پرداخته شد (شکل ۵، I).

سیلیسی شدن

در بخش‌هایی از برش‌های لار و گچساران، به‌ویژه در بخش‌های زیرین سازند فهلیان و در رخساره‌های دانه پشیتیان رمپ داخلی، سیلیسی شدن به شکل پرکننده حفره‌ها مشاهده می‌شود (شکل ۵، D). سیال‌های هیدروترمال، سیال‌های قاره‌ای، انحلال سوزن اسفنج‌های سیلیسی یا تبدیل کانی‌های رسی به یکدیگر می‌توانند منشأ سیلیس باشند (Kamali et al. 1995, Wittle and Alshahram 1994, Lawrence 1994). این فرایند در برش لار در ارتباط با ناپیوستگی‌های محلی و در برش زیرسطحی گچساران در ارتباط با انحلال و شستشوی سیلیس از افق‌های رادیولاریتی ایجاد شده است؛ قرارگیری افق‌های حاوی سیلیس به شکل جانیشینی زیر ناپیوستگی‌ها در برش لار و مجاورت آنها با رخساره‌های حاوی رادیولر در برش گچساران سبب این نتیجه‌گیری شده است.

دولومیتی شدن

بیشتر دولومیت‌های تشکیل شده در سازند فهلیان ارتباط نزدیکی با عوارض انحلال-فشاری (استیلولیت‌ها و رگچه‌های انحلالی) دارند؛ این فرایند اغلب در رخساره‌های گل‌پشیتیان رمپ میانی و رمپ خارجی، به‌ویژه در بخش‌هایی که خرده‌ها و قطعه‌های اسکلتی با جنس پوسته کلسیت

پرکننده حفره‌ها (شکل ۵، H)، شکستگی‌ها و قالب‌های انحلال‌یافته بایوکلست‌ها در رخساره‌های مختلف سازند فهلیان دیده می‌شوند.

میکرایتی شدن

این فرایند در اغلب رخساره‌ها، به‌ویژه در رخساره‌های بخش‌های کم‌عمق لاگونی و سدی، بیشتر اجزای اسکلتی و غیراسکلتی را با درجه‌های مختلف تحت‌تأثیر قرار داده و در برخی نمونه‌ها، ساختمان داخلی اولیه دانه‌ها را به طور کامل از بین برده و تشخیص منشأ اولیه آنها را سخت و گاهی غیرممکن کرده است. با توجه به اندازه و شکل پلوئیدها در سازند فهلیان، فراوانی زیاد آنها را می‌توان به عملکرد شدید این فرایند روی بایوکلست‌ها در حوضه رسوب‌گذاری نسبت داد. برخی مواقع، ایجاد غشای میکرایتی در اطراف دانه‌ها به حفظ ساختمان داخلی آنها طی دیاژنزی و انحلال منجر می‌شود و امکان شناسایی آنها را فراهم می‌کند (شکل ۵، B).

پیریتی شدن

با توجه به مساعد بودن شرایط تشکیل، پیریتی شدن گسترش مطلوبی در برخی رخساره‌های سازند فهلیان دارد؛ این فرایند به شکل‌های مختلفی در رخساره‌های سازند فهلیان مشاهده می‌شود که عبارتند از: جانیشینی در پوسته فسیل‌ها، پراکنده در زمینه گلی (میکرایتی) رخساره‌های عمیق، پرکننده حفره‌ها و قالب‌های فسیلی، متمرکز در مسیر استیلولیت‌ها و رگچه‌های انحلالی. در برخی نمونه‌ها، اکسیدهای آهن (هماتیت) در مجاورت پیریت‌ها مشاهده می‌شوند که به نظر می‌رسد به علت وجود آهن در ساختار پیریت و قرارگیری این کانی در محیط اکسیدان ایجاد شده‌اند (شکل ۵، M).

انحلال

در برخی از رخساره‌های سدی و رخساره‌هایی که در پهنه جزرومدی تشکیل شده‌اند، فرایند انحلال در بخش‌های بسیار محدودی به شکل غیرانتخاب‌کننده فابریک عمل کرده و به ایجاد حفره‌های انحلالی منجر شده است (شکل ۵، C). به نظر می‌رسد زمانی این حفره‌های انحلالی ایجاد شده‌اند که رسوبات متحمل سخت‌شدگی نسبی شده‌اند. اغلب این حفره‌ها را فرایندهایی مانند سیمانی شدن و سیلیسی شدن پر کرده‌اند. در رخساره‌های عمیق‌تر، حفره‌های انحلالی به شکل

شکستگی

در رخساره‌های عمیق سازند فهلیان، شکستگی‌های مویین (hairline fractures) مشاهده می‌شوند؛ این شکستگی‌ها سیستم حفره‌های بهم‌پیوسته‌ای را ایجاد کرده‌اند که در برخی نمونه‌ها به‌طور عمده با سیمان کلسیت اسپاری پر شده‌اند (شکل ۵، N و O)؛ علاوه بر این، شکستگی‌های کششی عمود بر استیلولیت‌ها در مغزه‌های حفاری این سازند در میدان‌های گچساران و گرنگان گزارش شده‌اند که اطلاعات آنها برای استفاده در پژوهش حاضر در دسترس نبود. ستون‌های رسوب‌شناسی از چهار برش مطالعه‌شده که تغییرات رخساره‌ای و دیاژنزی سازند فهلیان را در بر می‌گیرند، در شکل ۶ ارائه شده‌اند.

چینه‌نگاری سکانسی

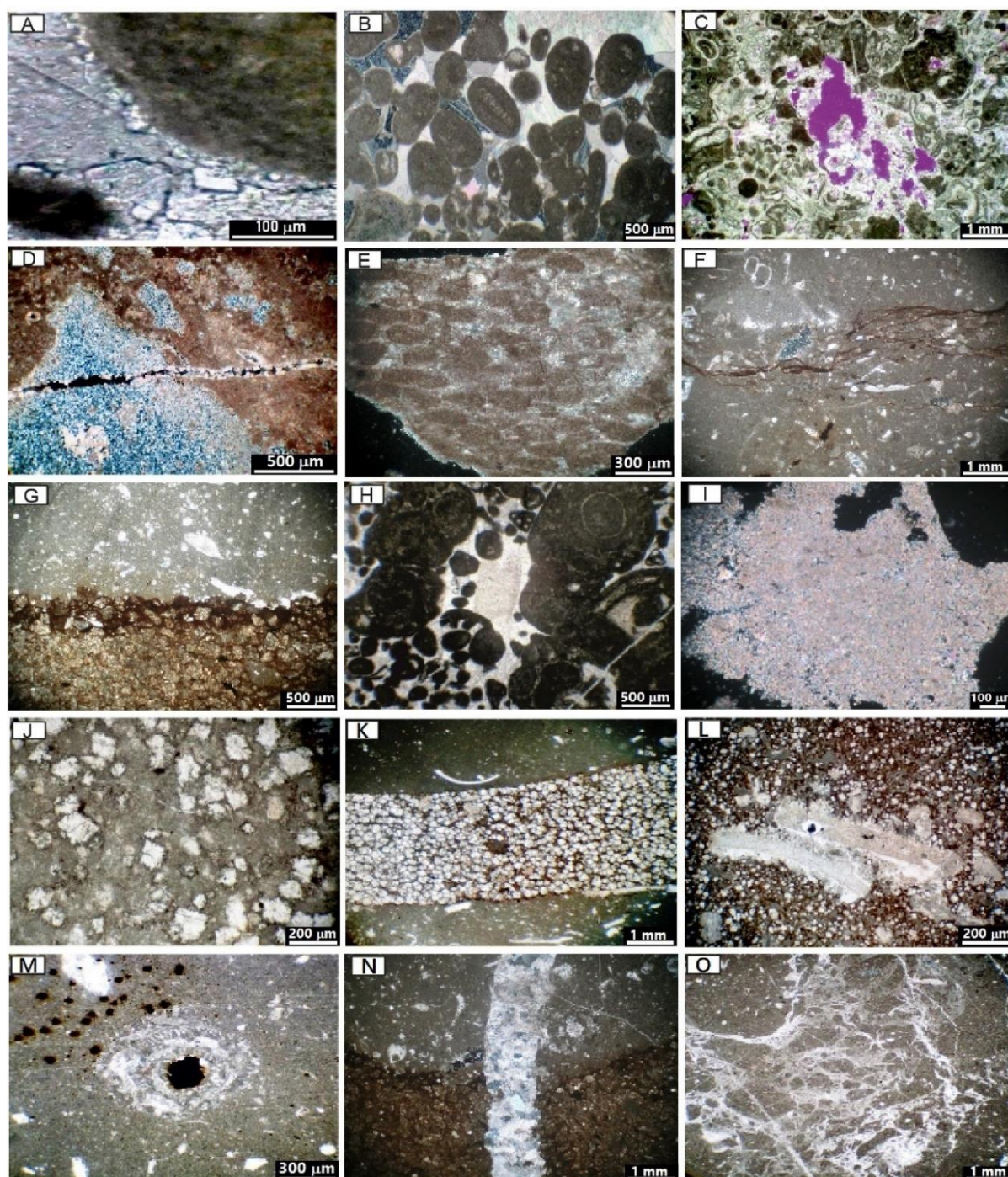
مطالعه‌های چینه‌نگاری سکانسی در پژوهش حاضر با هدف ایجاد چارچوب زمانی برای درک جامع‌تر شرایط رسوب‌گذاری سازند فهلیان و ارتباط و تأثیر فرایندهای دیاژنزی بر ویژگی‌های مخزنی این سازند انجام شدند؛ از این رو، با توجه به داده‌های دردسترس و با کمک‌گرفتن از نتایج مطالعه‌های رسوب‌شناسی شامل تغییرات عمودی رخساره‌ها و کمربندهای رخساره‌ای، عوارض دیاژنزی مرتبط با مرزهای سکانسی در تلفیق با داده‌های پتروفیزیکی (نوسان‌نگار گاما) و تغییرات در ضمامن فسیلی، اقدام به تفکیک سکانس‌های رسوبی شد.

باتوجه به محدودیت داده‌های موجود و نیز مطالعه روی دو برش زیرسطحی و به‌منظور سهولت کار و تطابق مطالعه‌های سطحی و زیرسطحی، روش چینه‌نگاری سکانسی پیش‌رونده-پس‌رونده برای تفکیک سکانس‌های سازند فهلیان استفاده شد (Embry 1993, Catuneanu 2002)؛ بر همین اساس، چهار سکانس رسوبی در این سازند تفکیک شدند که با توجه به فقدان داده‌های سنی از این توالی‌ها، اظهار نظر قطعی درباره‌ی رده‌ی آنها امکان‌پذیر نیست.

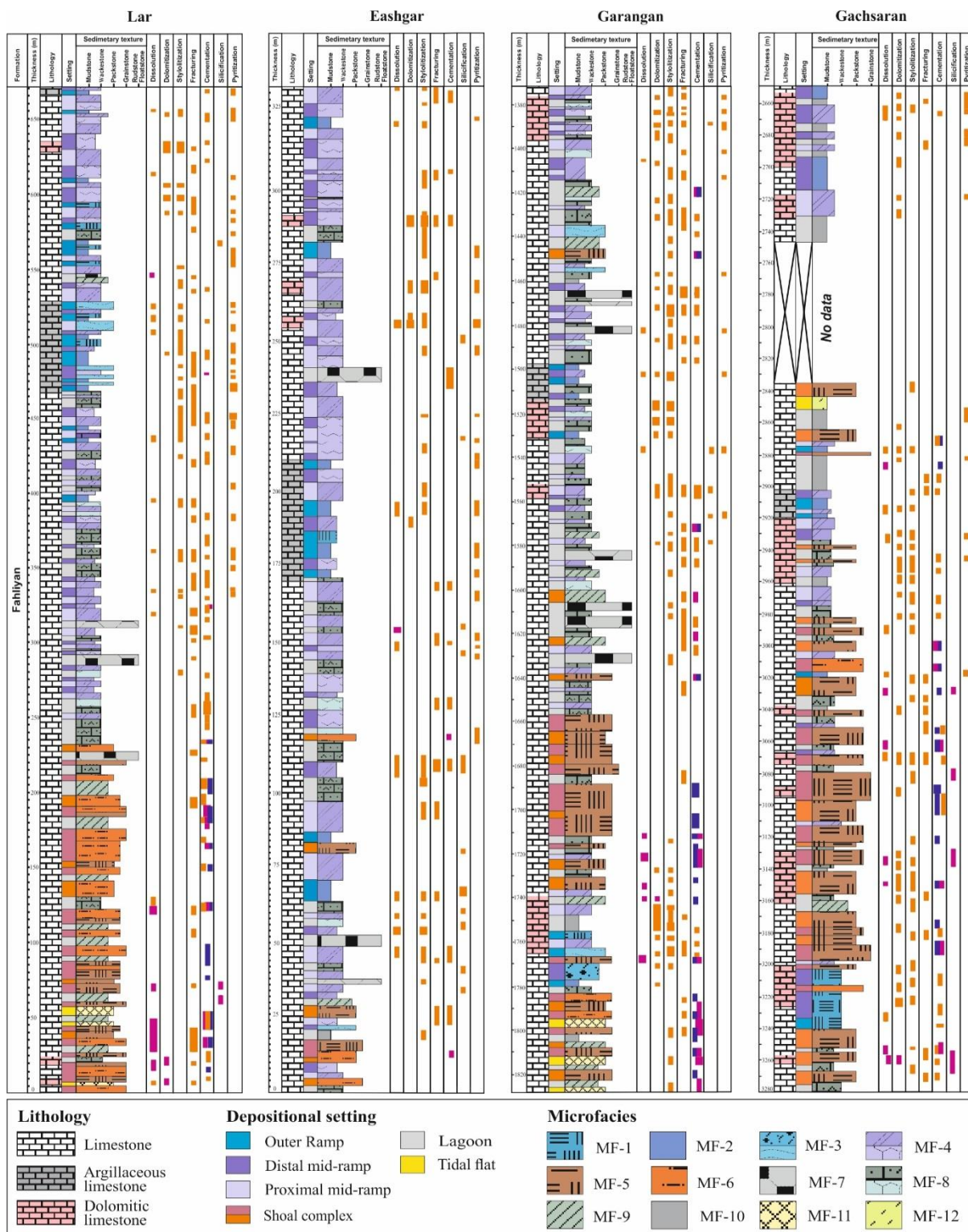
پرمیزیم (خارپوستان) به‌فراوانی وجود دارند، روی داده است. دولومیت‌های مرتبط با استیلولیت‌ها به‌شکل بلورهای شکل‌دار و نیمه‌شکل‌دار با مرزهای بین‌بلوری مسطح و بلورهای بی‌شکل به‌هم‌فشرده (گزنوتوپیک) با مرزهای بلوری مبهم و نامنظم دیده می‌شوند. اندازه‌ی بلورهای دولومیت در این گروه از دولومیت‌ها اغلب بین ۰/۵ تا ۳ میکرون است. در نمونه‌های بسیار اندکی، هیچ‌گونه نشانه‌ای از استیلولیت و درزه‌های انحلالی در کنار دولومیت‌ها به‌ویژه در رخساره‌های رمپ داخلی وجود ندارد و بلورهای یوهدرال درشت (۵ تا ۱۰ میکرون) و شفاف دولومیت به‌شکل پرکننده‌ی فضای بین‌دانه‌ای در رخساره‌های دانه‌پشتیبان پشته‌های سدی دیده می‌شوند. به‌طور عمده، دولومیتی‌شدن انتخاب‌کننده‌ی فابریک بوده و تنها در بافت‌های میکرایتی به‌هسته‌زایی دولومیت منجر شده است (شکل ۵، J, G, K و L). با توجه به ویژگی‌های بافتی مطرح‌شده، دولومیت‌های سازند فهلیان در دو مدل تدفینی (مرتبط با استیلولیت) و اختلاط آب شور و شیرین (mixing zone) تشکیل شده‌اند.

تراکم

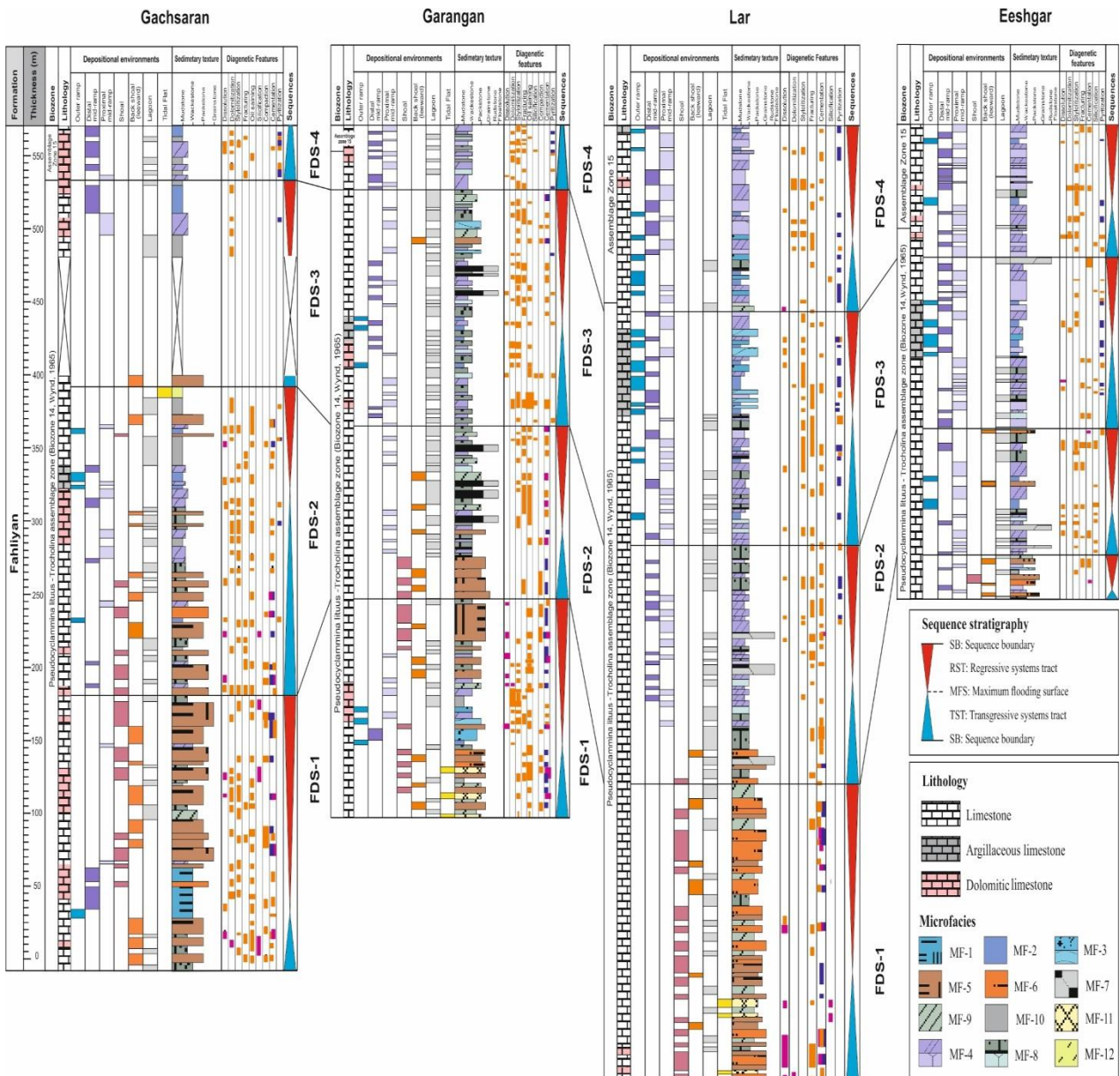
بیشترین تأثیر تراکم فیزیکی در رخساره‌های دانه‌پشتیبان مشاهده می‌شود. برخی بایوکست‌ها دچار فشردگی و گاهی شکستگی شده‌اند و در فابریک‌های دانه‌پشتیبان، مرزهای محدب-مقعر ایجاد شده‌اند. وجود سیمان‌های دور دانه در اطراف آلوکم‌ها در برخی از رخساره‌های دانه‌پشتیبان پشته‌های سدی و ساحلی از تراکم و فشردگی بیش از حد آنها جلوگیری کرده است. استیلولیت‌ها و رگچه‌های انحلالی مهم‌ترین محصول تراکم شیمیایی در رسوبات کربناتی فهلیان هستند که گسترش درخور توجهی دارند. نتایج مطالعه‌ی حاضر نشان می‌دهند میزان استیلولیت‌ها در رخساره‌های گل‌پشتیبان رمپ میانی تا رمپ بیرونی سازند فهلیان بیشتر از رخساره‌های دانه‌پشتیبان رمپ داخلی است. به‌طور عمده، کانی‌هایی مانند دولومیت، سیلیس و کانی‌های آهن‌دار مانند پیریت، کانی‌های رسی و آغشتگی به مواد آلی در راستای استیلولیت‌ها مشاهده می‌شوند (شکل ۵، E و F).



شکل ۵- A. سیمانی شدن حاشیه‌ای هم‌ضخامت، B. میکرایتی شدن در اطراف بایوکلست و آلوم‌های اُنیدی، C. انحلال جوی، D. سیلیسی شدن و پرشدن فضای خالی، E. فشردگی مکانیکی، F. استیلولیت دارای تجمع اکسید آهن یا مواد آلی، G. دولومیتی شدن در راستای استیلولیت، H. سیمان بلوکی شفاف پرکننده فضای بین‌دانه‌ای، I. نوشکلی، J. دولومیت‌های صفحه‌ای شکل دار، K: دولومیتی شدن در راستای استیلولیت، L. دولومیتی نشدن خارپوست با سیالات دولومیت‌کننده، M. پیریتی شدن، N. ایجاد شکستگی پس از فرایند دولومیتی شدن و پرشدن با سیمان، O. شکستگی‌های موبین



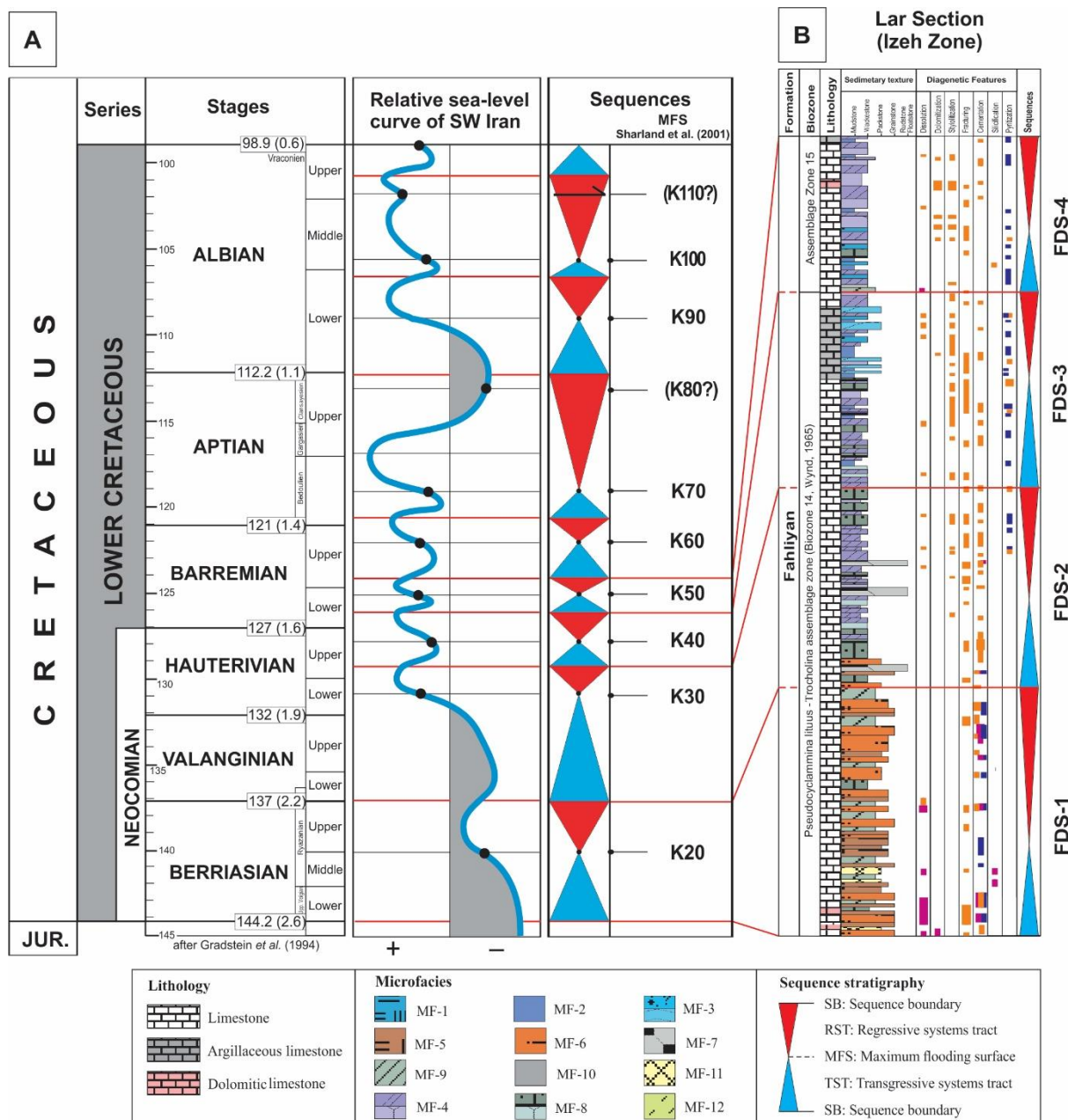
شکل ۶- نمودار رسوب‌شناسی چهار برش مطالعه‌شده که در آن، گسترش فرایندهای دیاژنزی در بخش‌های مختلف سازند در هر یک از رخساره‌ها و کمربندهای رخساره‌ای نمایش داده شده است. در این شکل، فرایندهایی که طی دیاژنز دریایی ایجاد شده‌اند با رنگ آبی، دیاژنز جوی با رنگ بنفش و دیاژنز دفنی با رنگ نارنجی نشان داده شده‌اند.



شکل ۷- تطابق سکانس‌های رسوبی سازند فهلیان (FDS) در برش‌های مطالعه‌شده از زون ایزه و فروافتادگی دزفول

جنوب‌غربی ایران و صفحه عربی در شکل ۸ آورده شده است. پیش‌ازین، نویسندگان توضیح کامل سکانس‌های رسوبی شناسایی‌شده در سازند فهلیان را در برش‌های مطالعه‌شده ارائه کرده‌اند و به‌منظور جلوگیری از تکرار مطالب، از بیان آنها در مقاله حاضر خودداری شده است (برای مطالعه بیشتر در این زمینه به Noori et al. 2019 مراجعه شود).

باتوجه به تعداد و ضخامت سکانس‌ها و نیز انطباق آنها با مطالعه‌های پیشین و سکانس‌های تعیین‌شده در صفحه عربی، به نظر می‌رسد سکانس‌های تعیین‌شده در مطالعه حاضر، رده سوم باشند؛ این سکانس‌ها به‌ترتیب از قاعده به‌سمت رأس سازند با نشانه‌های اختصاری FDS-1 تا FDS-4 نام‌گذاری شده‌اند (شکل ۷). تطابق سکانس‌های رسوبی سازند فهلیان با مدل سکانسی مرجع ارائه‌شده برای نواحی



شکل ۸- تطابق سکانس‌های رسوبی تفکیک‌شده در سازند فهلیان در برش لار (زون ایذه) با سکانس‌های مرجع تعیین‌شده برای نواحی جنوب غرب ایران (van Buchem et al. 2010) و صفحه عربی (Sharland et al. 2010)

کیفیت مخزنی (نوترون، چگالی و صوتی) برای انجام خوشه‌بندی و تعیین زون‌های مخزنی و غیرمخزنی استفاده شدند؛ همچنین از اطلاعات مربوط به زون‌بندی مخزن فهلیان در چاه‌های مطالعه‌شده به منظور اطمینان از درستی وجود زون‌های مخزنی در افق‌های تعیین‌شده کمک گرفته شد.

کیفیت مخزنی

باتوجه به دسترسی نداشتن به داده‌های تحلیل مغزه نظیر داده‌های تخلخل و تراوایی، به منظور ارزیابی کیفیت مخزنی سازند فهلیان از لاگ‌های چاه‌پیمایی در دو میدان گچساران و گرنگان استفاده شد. با در نظر گرفتن هدف مطالعه حاضر که بررسی کیفیت مخزنی بود، مجموعه‌ای از لاگ‌های معرف

خوشه‌بندی

خوشه‌بندی داده‌های لاگ به روش K-means انجام شد؛ در این روش، ابتدا نقاطی برای مرکز تعیین می‌شوند (تعداد این نقاط باتوجه به تعداد خوشه‌هایی تعیین می‌شود که وجود دارند). پس از تعیین نقاط مرکز، فاصله هر نقطه تا مراکز تعیین می‌شود و سپس نزدیک‌ترین نقاط به هر مرکز باهم خوشه تشکیل می‌دهند (برای مطالعه بیشتر در زمینه این روش به Dabbura 2018 مراجعه شود). نمودارهای هیستوگرام برای سه لاگ نوترون، صوتی و چگالی کمرندهای رخساره‌ای مختلف سازند فلهیان در شکل ۹ نشان داده شده‌اند. بر اساس این نمودارها، بیشترین کیفیت مخزنی باتوجه به مقادیر لاگ‌های نوترون، صوتی و چگالی (نشان‌دهنده تخلخل) به ترتیب در رخساره‌های پرانرژی متعلق به زیرمحیط شول و پس‌از آن، در رخساره‌های لیتوکودیومی - جلبکی متعلق به بخش‌های درونی رمپ (لاگون) و رخساره‌های دولومیتی شده متعلق به دریای باز (رمپ بیرونی) مشاهده می‌شود. تعداد ۱۰ رخساره الکتریکی در چاه‌های مطالعه شده از میدان‌های گچساران و گرنگان تفکیک شدند و با رخساره‌های تعیین شده بر اساس مطالعه‌های مغزه و مقاطع نازک به منظور ارزیابی کیفیت مخزنی سازند فلهیان در چارچوب سکانس‌های رسوبی بررسی شدند.

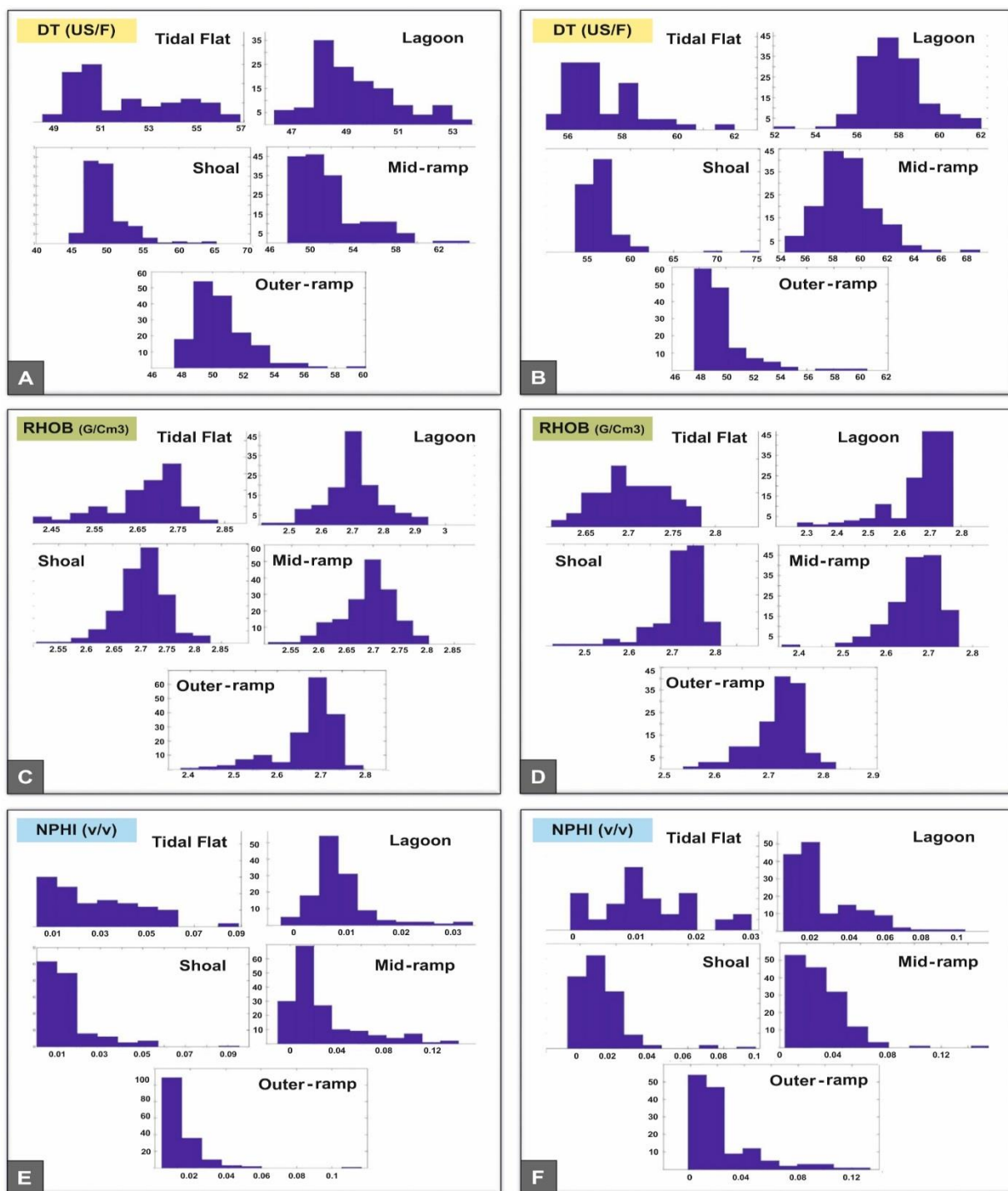
تفسیر نتایج**محیط رسوب‌گذاری**

مطالعه‌های پیشین روی محیط رسوب‌گذاری سازند فلهیان در نواحی مجاور در حوضه زاگرس، رسوب‌گذاری آن را روی پلت‌فرم کربناته کم‌عمق از نوع رمپ نشان می‌دهند (Jamalian et al. 2011; Dehkar et al. 2018). جمالیان و همکاران (۲۰۱۱) با مطالعه سازند فلهیان در ناحیه کوه سیاه، چهار کمر بند رخساره‌ای پهنه جزرومدی، رمپ درونی، رمپ میانی و رمپ بیرونی را در مدل رمپ کربناته برای این سازند پیشنهاد

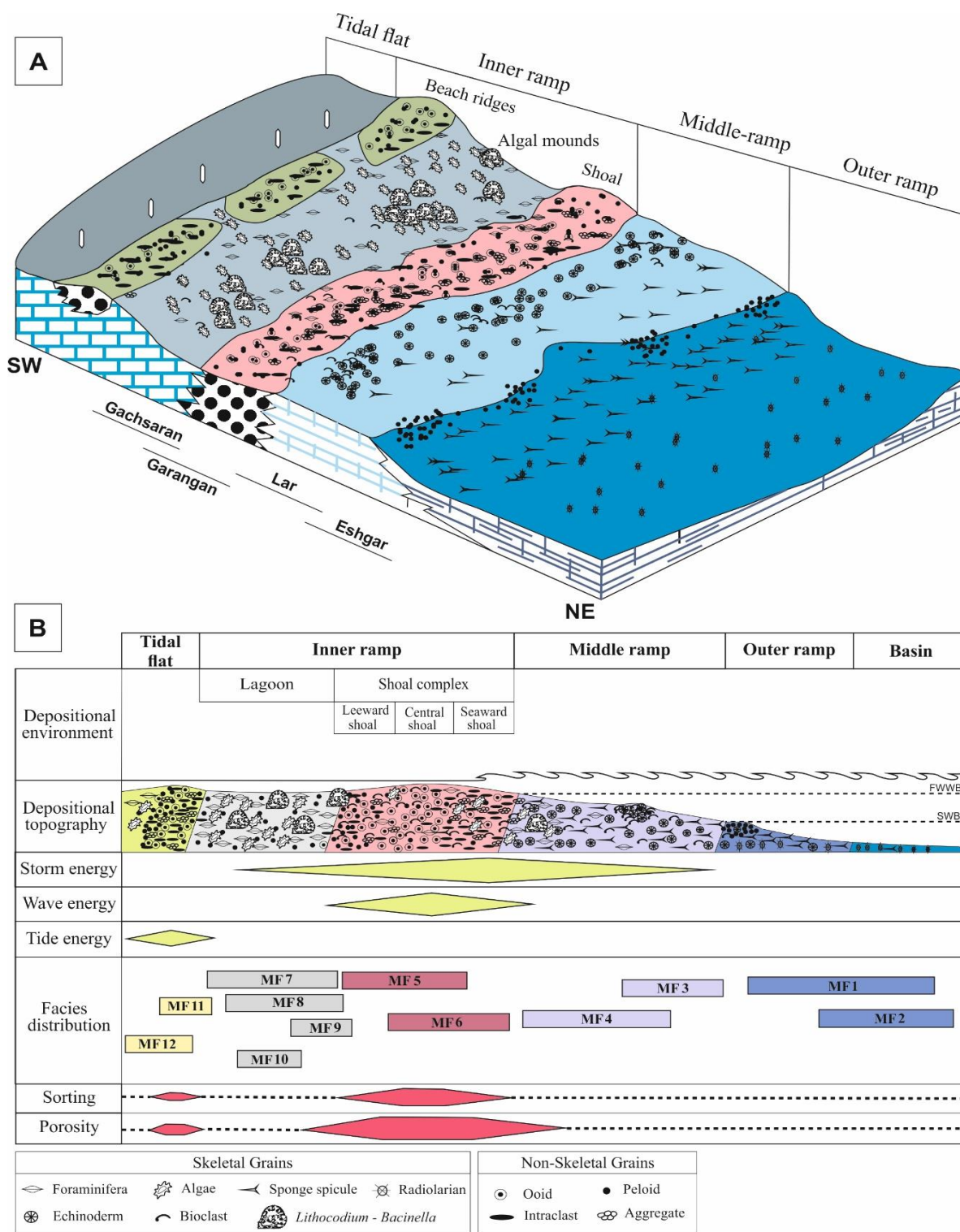
کردند. دهکار و همکاران (۲۰۱۸) با مطالعه سازند فلهیان در دشت آبادان، مدل مشابهی را با در نظر گرفتن زیرمحیط‌های پهنه جزرومدی، لاگون، شول، رمپ میانی و دریای باز پیشنهاد کردند.

بر اساس مطالعه‌ها و تفسیرهای رخساره‌ای ارائه شده، مجموعه رخساره‌های رسوبی سازند فلهیان در برش‌های سطحی و زیرسطحی مطالعه شده از زون ایذه و فروافتادگی دزفول گویای نهشت این توالی‌ها در پلت‌فرم کربناته‌ای از نوع رمپ هم‌شیب (homoclinal ramp) است (شکل ۱۰). حضور نداشتن رخساره‌های مرتبط با جریان‌های خرده‌دار و توریدایتی و نیز وجود نداشتن یا فراوانی بسیار کم موجودات چارچوب‌ساز ریفی نظیر مرجان‌های هرما تپیک و جلبک‌ها همراه با تغییرات تدریجی رخساره‌ها چنین مدلی را تأیید می‌کنند.

گفتنی است وجود رخساره‌های لیتوکودیومی - جلبکی نشان‌دهنده وجود پشته‌های زیستی کم‌ارتفاع یا ریف‌های کومه‌ای (patch reefs) در بخش‌های درونی رمپ است که قادر به تغییر شیب پلت‌فرم نیستند (Burchette and Wright 2012, Flügel 2004, Rameil et al. 1992). در سازند فلهیان، لیتوکودیوم همراه با سایر بایوکلست‌ها نظیر فرامینیفرهای بتیک و جلبک‌های سبز دیده می‌شود. محیط تشکیل لیتوکودیوم معمولاً در لاگون محدود شده و گاهی محیط‌های ریفی است (Hosseini and Conrad 2008, Pittet et al. 2002). آنها اغلب در فاز تراز بالای آب دریا (HST) به شکل ریف‌های کومه‌ای در حاشیه داخلی سدها رشد می‌کنند (Tucker and Wright 1990, Pittet et al. 2002). لیتوکودیوم جزو موجودات شاخص سازندهای کرتاسه پایینی (فلهیان و داریان) در مناطق مختلف حوضه زاگرس است (Mehrabi et al. 2015 and 2018, Naderi-Khujin et al. 2016).



شکل ۹- توزیع هیستوگرام نمودارهای چاه‌پیمایی در کمربندهای رخساره‌ای سازند فهلبان؛ A. زمان گذر صوت (DT) در چاه گچساران، B. زمان گذر صوت (DT) در چاه گرنگان، C. مقادیر لاگ چگالی (RHOB) در چاه گچساران، D. مقادیر لاگ چگالی (RHOB) در چاه گرنگان، E. مقادیر لاگ نوترون (NPHI) در چاه گچساران، F. مقادیر لاگ نوترون (NPHI) در چاه گرنگان

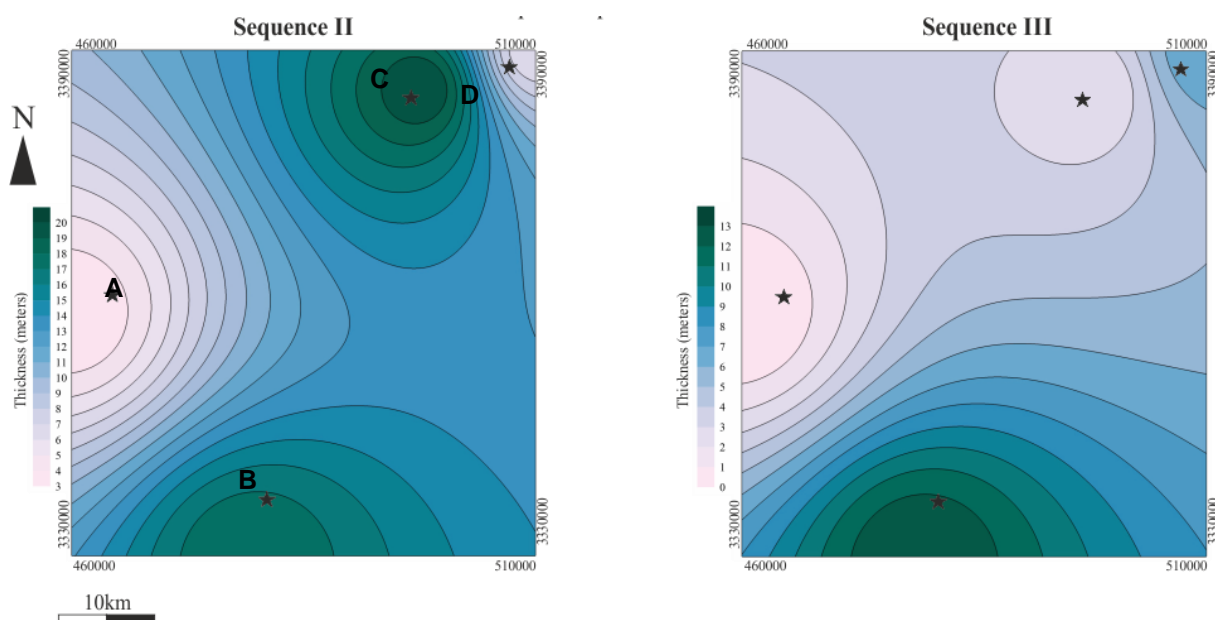


شکل ۱۰- مدل رسوب‌گذاری (A) و نیم‌رخ رسوبی پیشنهادی (B) برای سازند فهلیان همراه با جایگاه ریزرخساره‌های شناسایی‌شده در این سازند در برش‌های مطالعه‌شده از زون ایذه و فروافتادگی دزفول (برای خلاصه اطلاعات ریزرخساره‌ها به جدول ۱ مراجعه شود)

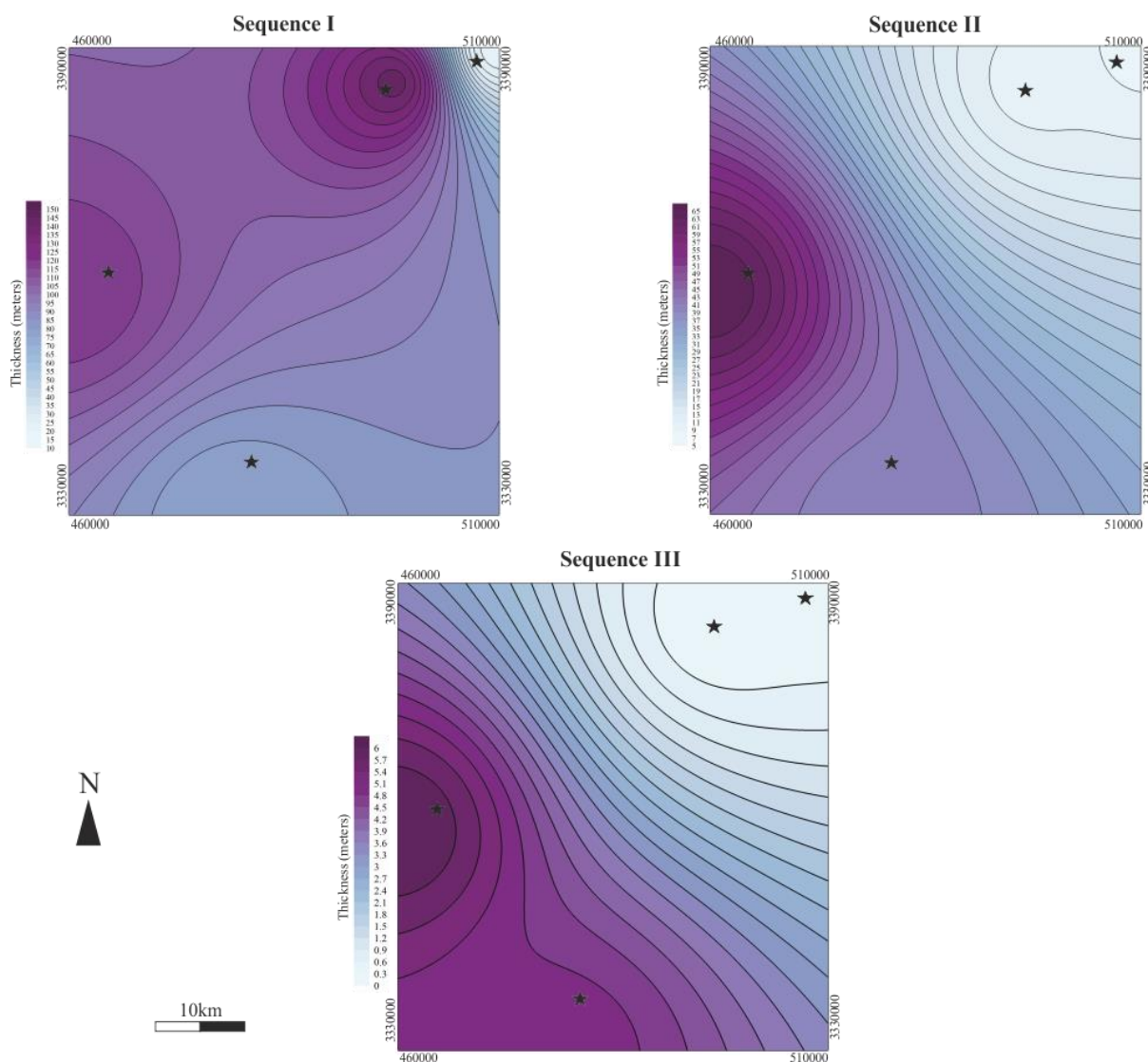
در این منطقه طی زمان رسوب‌گذاری سکانس اول است (شکل ۱۲). رخساره‌های شول، چاه‌های گچساران و گرنگان و برش اشگر از نظر فراوانی پس از برش لار قرار دارند. در سکانس دوم، بیشترین توسعه پشته‌های ماسه‌ای به چاه گچساران مربوط است. از نظر تغییرات ضخامت رخساره‌های دانه پشتیبان نهشته‌شده در این زیرمحیط، در برش لار به میزان درخور توجهی از ضخامت این رخساره‌ها در سکانس دوم نسبت به سکانس اول کاسته شده است؛ این مسئله نشان می‌دهد این ناحیه در زمان نهشت سکانس دوم در عمق بیشتری نسبت به سکانس اول قرار داشته است. ترتیب فراوانی رخساره‌های شول در سکانس دوم به ترتیب در برش‌های گچساران، گرنگان، لار و اشگر است (شکل ۱۲). در سکانس سوم، پشته‌های ماسه‌ای تشکیل شده با فراوانی کم تنها در چاه گرنگان مشاهده شدند و ریزرخساره‌های مربوط به این کمر بند رخساره‌ای در سایر نواحی مشاهده نشدند (شکل ۱۲).

در مطالعه حاضر مشاهده شد فراوانی رخساره‌های لیتوکودئومی - جلبکی در سکانس دوم سازند فهلیان در برش لار به بیشینه مقدار خود می‌رسد؛ این وضعیت برای سکانس سوم این سازند در همین برش کاملاً برعکس است. در سکانس سوم، بیشترین فراوانی رخساره‌های لیتوکودئومی به چاه گرنگان و سپس برش اشگر مربوط می‌شود (شکل ۱۱). رخساره‌های متعلق به پشته‌های ماسه‌ای (شول‌ها) در سازند فهلیان در برش‌های لار، گرنگان و گچساران گسترش درخور توجهی دارند (شکل ۷)؛ از این رو با توجه به گسترش این رخساره‌های دانه‌غالب، احتمال می‌رود سازند فهلیان در این نواحی در رمپ پرانرژی و رو به باد نهشته شده باشد (Flügel 2004).

بیشترین میزان گسترش پشته‌های ماسه‌ای به برش لار مربوط است؛ در این برش، گسترش پشته‌های ساحلی در حاشیه رو به دریای باز پلت‌فرم و پهنه جزرومدی گویای گسترش زون پرانرژی در بخش‌های زیادی از پلت‌فرم فهلیان



شکل ۱۱- میزان گسترش رخساره لیتوکودئومی - جلبکی در سکانس‌های دوم (FDS-2) و سوم (FDS-3) در برش‌های مطالعه‌شده: A. چاه گچساران، B. چاه گرنگان، C. برش لار، D. برش اشگر



شکل ۱۲- میزان گسترش پشته‌های ماسه‌ای (شول) در سکانس‌های رسوبی اول تا سوم شناسایی شده در هر یک از برش‌های مطالعه شده (موقعیت میدان‌ها و برش‌ها روی شکل ۱۱ نشان داده شده است)

توالی پاراژنزی

بررسی‌های پتروگرافی روی نمونه‌های سازند فهلیان در چهار برش مطالعه شده به شناسایی و تفکیک فرایندهای دیاژنزی مختلفی منجر شد که شرح کامل آنها در مقاله ارائه شد. باتوجه به محیط دیاژنزی تفسیر شده برای هر یک از فرایندها و نیز بررسی روابط بافتی (تقدم و تأخر) بین آنها، مشخص شد سازند فهلیان آثاری از فرایندهای دیاژنزی دریایی، جوی و دفنی کم عمق تا عمیق را در خود ثبت کرده است. توالی وقوع این فرایندها در شکل ۱۳ آورده شده است؛ به این ترتیب،

سرگذشت دیاژنزی سازند فهلیان را می‌توان به شرح زیر خلاصه کرد:

دیاژنزی دریایی

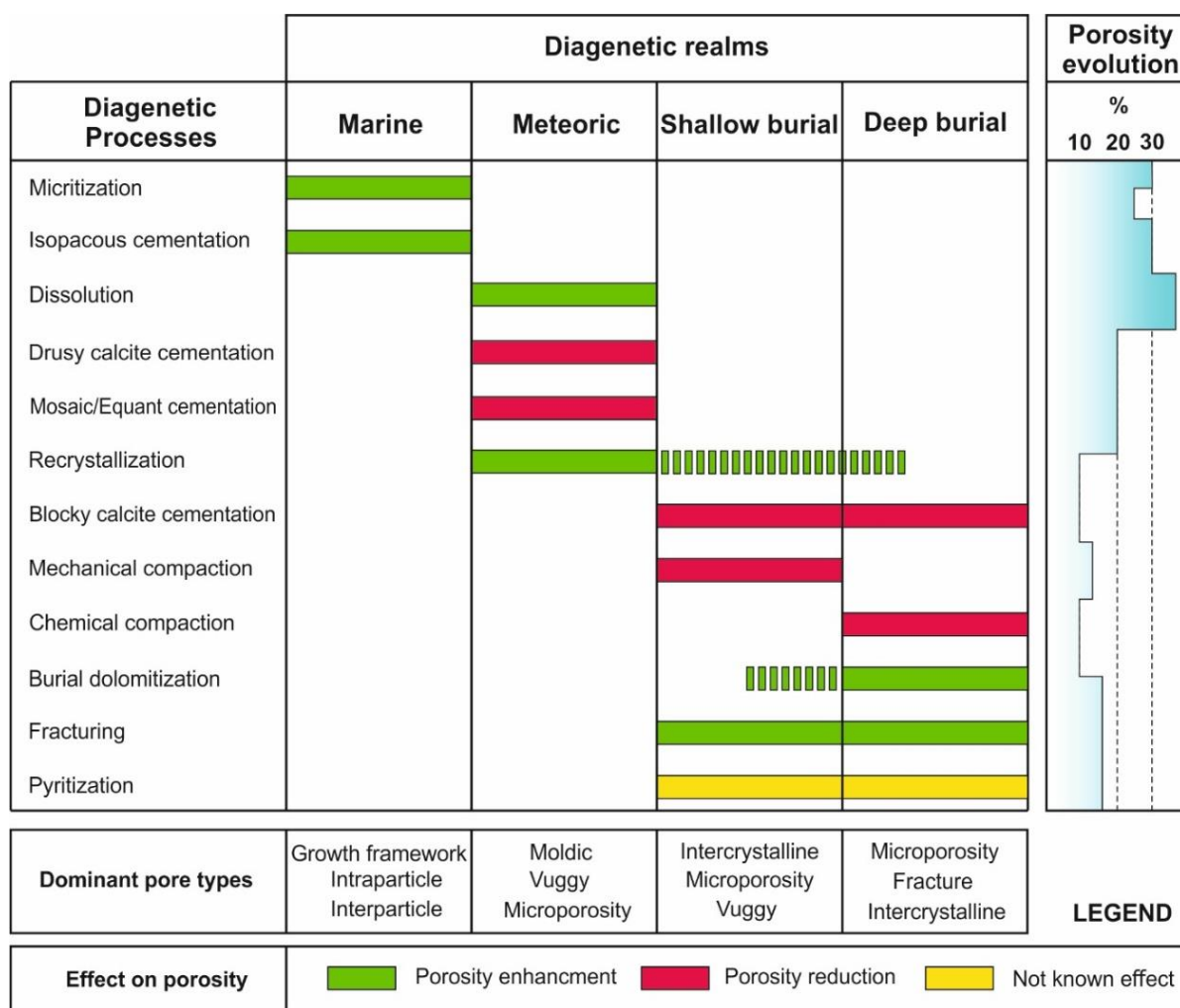
رخساره‌های رسوبی سازند فهلیان در زمان نهشت در حوضه رسوبی خود و کمی پس از نهشته شدن متحمل آثار دیاژنزی دریایی شده‌اند که مهم‌ترین آنها، سیمانی شدن دریایی به شکل سیمان حاشیه‌ای هم‌ضخامت در اطراف آلوکوم‌ها در رخساره‌های پارانرژی، زیست‌آشفتگی و میکرایتی شدن در

رخساره‌های کم‌عمق و محدودشده لاگونی تا رخساره‌های عمیق دریای باز است (شکل ۱۳).

دیاژنز جوی (مثنوریک)

افت سطح نسبی آب دریا کمی پس از نهشته‌شدن رخساره‌های سازند فهلیان سبب کم‌عمق‌شدگی و رخنمون‌یافتگی کوتاه‌مدت آنها و وقوع فرایندهای دیاژنز جوی شده است؛

این فرایندها به‌طور عمده در بخش‌های زیرین سازند فهلیان و اغلب در مجموعه رخساره‌ای رمپ داخلی و پشته‌های ساحلی روی داده‌اند. در محیط جوی، فرایندهای انحلال، سیمان کلسیت تیغه‌ای، دروزی و هم‌بعد همراه با نوشکلی و سیلیسی‌شدن، توالی‌های فهلیان را تحت‌تأثیر قرار داده‌اند (شکل ۱۳).



شکل ۱۳- توالی وقوع فرایندهای دیاژنزی و تأثیر آنها بر تغییرات تخلخل در سازند فهلیان در برش‌های مطالعه‌شده از زون ایذه و فروافتادگی دزفول

دیاژنزی محیط‌های دریایی و جوی و در پی پیش‌روی آب دریا و نهشته‌شدن طبقه‌ها و سازندهای فوقانی، ابتدا در محیط

دیاژنز دفنی کم‌عمق تا عمیق رخساره‌های رسوبی سازند فهلیان پس از تحمل رویدادهای

و مقاوم برای تحمل فشار لیتواستاتیکی طبقه‌های بالایی طی مراحل دیاژنزی دلفنی منجر و با حفظ تخلخل‌های اولیه سبب بهبود کیفیت مخزنی آنها شده است. رخساره‌های متعلق به رمپ میانی از نظر کیفیت مخزنی در مرتبه بعدی قرار دارند؛ در این رخساره‌ها، فرایندهای دیاژنزی نظیر دولومیتی شدن و در نمونه‌هایی، شکستگی‌های موین (hairline fractures) سبب افزایش کیفیت مخزنی (تخلخل و تراوایی) شده‌اند؛ بنابراین، شرایط مخزنی در چاه گچساران تحت تأثیر ویژگی‌های رخساره‌ای و فرایندهای دیاژنزی قرار داشته است که نقش دوگانه‌ای (مخرب و سازنده) را در کیفیت مخزنی ایفا کرده‌اند. در این چاه، بهترین زون‌های مخزنی در سیستم تراکت‌های تراز بالا (HST) و در رخساره‌های شول ایجاد شده‌اند که با آغستگی‌های نفتی روی مغزه‌های حفاری همراهند. رخساره‌های گل غالب متعلق به بخش‌های عمیق پلت فرم که فرایندهای دیاژنزی افزایش کیفیت مخزنی بر آنها اثرگذار نبوده‌اند، افق‌های غیرمخزنی را در سازند فهلیان شکل داده‌اند. این رخساره‌ها در سیستم تراکت پیش‌رونده (TST) سکانس‌های سوم و چهارم گسترش دارند (شکل ۱۳).

در چاه گرنگان، رخساره‌های پارانرژی شول در HST سکانس اول و TST سکانس دوم گسترش دارند و با رخساره‌های الکتریکی ۱ تا ۴ مطابقت می‌کنند (شکل ۱۳). در این چاه، کمربندهای رخساره‌ای لاگون و رمپ میانی نیز کیفیت خوبی دارند (شکل ۱۴). در زیرمحیط لاگون، عمده تخلخل در ارتباط با رخساره‌های لیتوکودئومی ایجاد شده است؛ اما با توجه به ماهیت رخساره‌های گل‌پشتیبان در رمپ میانی، تخلخل به‌طور عمده تحت تأثیر فرایندهای دیاژنزی نظیر دولومیتی شدن و انحلال دلفنی ایجاد شده است.

ریزتخلخل‌ها بخش عمده‌ای از تخلخل موجود در این رخساره‌ها را به خود اختصاص داده‌اند؛ از سوی دیگر، فضاهای خالی رخساره‌های دانه‌پشتیبان به‌طور عمده تحت تأثیر فرایندهای دیاژنزی نظیر فشردگی مکانیکی و سیمانی شدن قرار گرفته‌اند و کیفیت مخزنی آنها تا حد زیادی کاهش یافته است؛ بنابراین، شواهد نشان می‌دهند محیط رسوبی در ایجاد شرایط مخزنی مطلوب در چاه گرنگان

دیاژنزی دلفنی کم‌عمق و سپس عمیق قرار گرفته‌اند و متحمل تغییرات اساسی شده‌اند. مهم‌ترین فرایندهای دیاژنزی این محیط‌ها شامل تراکم مکانیکی و شیمیایی (تشکیل رگچه‌های انحلالی و استیلولیت‌ها)، سیمان‌های کلسیتی دربرگیرنده، درشت‌بلور و سیمان پرکننده شکستگی‌ها همراه با پیریتی شدن، سیلیسی شدن، دولومیتی شدن و شکستگی می‌شوند (شکل ۱۳). در سازند فهلیان، فرایندهای دیاژنزی دلفنی بیشترین توسعه را دارند و بخش عمده‌ای از فرایندهای دیاژنزی این سازند هنگام تدفین رخ داده‌اند؛ این فرایندها اغلب در بخش‌های میانی تا بالایی این سازند، رخساره‌های رمپ میانی و رمپ خارجی را تحت تأثیر قرار داده‌اند.

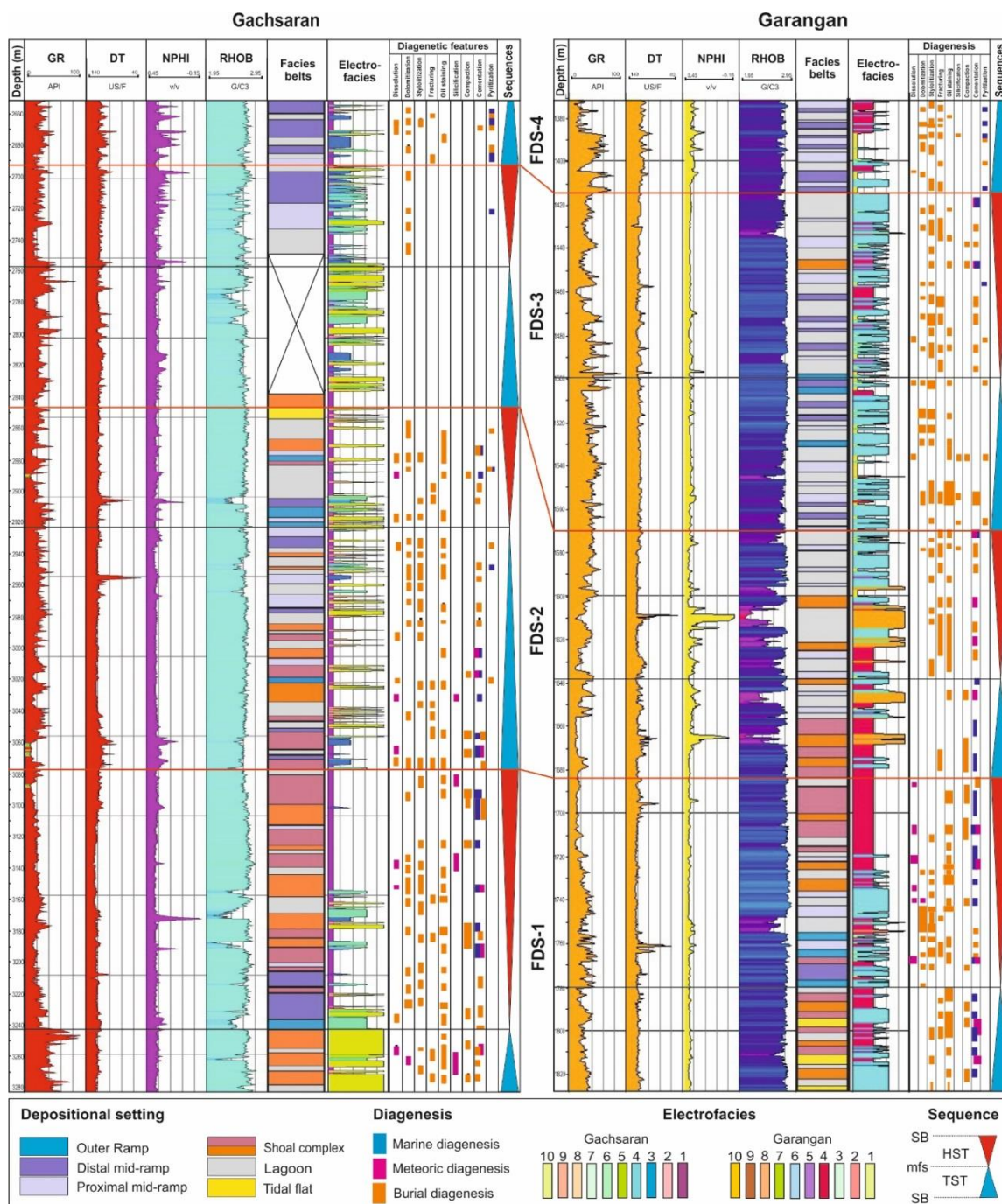
کیفیت مخزنی در چارچوب چینه‌نگاری سکانسی

کیفیت مخزنی سازند فهلیان در دو چاه از میدان‌های گرنگان و گچساران بر اساس مطالعه‌های پتروگرافی و تلفیق آنها با لاگ‌های پتروفیزیکی در چارچوب سکانس‌های رسوبی مطالعه شد. نمودارهای تغییرات کیفیت مخزنی مربوط به این سازند در میدان‌های یادشده در شکل ۱۴ نشان داده شده‌اند. بررسی ارتباط رخساره‌های میکروسکوپی تعیین‌شده در مطالعه‌های پتروگرافی با رخساره‌های الکتریکی در چاه گچساران نشان می‌دهد رخساره‌های الکتریکی با بیشترین کیفیت مخزنی (رخساره‌های الکتریکی ۱ تا ۴) اغلب با رخساره‌های گرینستونی تا پکستونی متعلق به زیرمحیط شول مطابقت دارند؛ این رخساره‌ها در کل ضخامت سکانس اول و TST سکانس دوم متمرکزند. به‌طور عمده در این چاه، فضاهای بین‌دانه‌ای در رخساره‌های شول تحت تأثیر فشردگی و سیمانی شدن از بین رفته‌اند؛ باوجود این، تخلخل بین‌دانه‌ای به‌ویژه در ریزرخساره گرینستون حاوی آئید و گرینستون حاوی پلوئید و آئید در برخی نمونه‌ها تحت تأثیر دیاژنزی دریایی (فرایند سیمانی شدن حاشیه‌ای هم‌ضخامت در اطراف آلوکم‌ها) حفظ شده است یا تخلخل‌های حفره‌ای و بین‌دانه‌ای بزرگ‌شده طی انحلال جوی ایجاد شده‌اند.

تشکیل سیمان‌های نازک و حاشیه‌ای هم‌ضخامت در اطراف دانه‌ها در رخساره‌های شول به ایجاد چارچوب سخت

تراز بالا (HST) در نمونه‌هایی به ایجاد شرایط مخزنی منجر شده‌اند و کمربند رخساره‌ای رمپ میانی نیز شرایط مخزنی مطلوبی را در بخش‌هایی از سیستم تراکت پیش‌رونده (TST) ایجاد کرده است (شکل ۱۴).

اهمیت کمتری داشته و کیفیت مخزنی عمدتاً تحت تأثیر فرایندهای دپازنر بوده است؛ این فرایندها نیز به‌طور عمده به شکل کاهنده کیفیت مخزنی عمل کرده‌اند. بر اساس شواهد موجود در چاه گرنگان، رخساره‌های لاگون در سیستم تراکت



شکل ۱۴- تلفیق نتایج مطالعه‌های رخساره‌ای، دپازنری، نمودارهای چاه‌پیمایی (رخساره‌های الکتریکی) و چینه‌نگاری سکانسی در چاه‌های گچساران و گرنگان

نتیجه

۱- بر اساس بررسی‌های پتروگرافی انجام شده روی سازند فهلیان در دو برش سطحی (لار و اشگر) از زون ایزه و دو برش زیرسطحی (چاه‌های گرنگان و گچساران) از فروافتادگی دزفول، تعداد ۱۲ ریزرخساره در چهار کمربند رخساره‌ای شناسایی شدند. نتایج مطالعه حاضر نشان دادند موجودات چارچوب‌ساز نظیر مرجان‌های هرما تپیک و جلبک‌ها به منظور ایجاد سد و تقسیم کردن پلت فرم کربناته به دو بخش مجزا در پلت فرم کربناته سازند فهلیان گسترش نداشته‌اند و تنها لیتوکودئوم‌ها و جلبک‌های همزیست آنها برخی پشته‌ها یا ریف‌های کومه‌ای با گسترش محدود را در بخش‌های درونی پلت فرم در مجاورت لاگون تشکیل داده‌اند. تغییرات تدریجی و پیوسته رخساره‌ها و کمربند‌های رخساره‌ای همراه با نبود رخساره‌های حاصل از لغزش و ریزش در کنار شواهد یادشده و نتایج مطالعه‌های پیشین روی محیط رسوبی سازند فهلیان در بخش‌های مختلف زاگرس و مدل‌های استاندارد رخساره‌ای همگی گویای نهشت رخساره‌ها روی پلت فرم کربناته‌ای از نوع رمپ هم‌شیب است.

۲- در مطالعه‌های چینه‌نگاری سکانسی، با توجه به ماهیت رخساره‌ها، روند چرخه‌های رسوبی کم‌عمق‌شونده به سمت بالا، اطلاعات حاصل از داده‌های صحرایی و نمودار چاه‌پیمایی گاما، چهار سکانس رسوبی در برش‌های سطحی واقع در زون ایزه و سه سکانس رسوبی کامل و بخشی از سیستم تراکت پیش‌رونده سکانس چهارم در میدان‌های واقع در فروافتادگی دزفول شناسایی شدند.

۳- محیط‌های دیاژنزی شناسایی شده در سازند فهلیان عبارتند از: محیط دیاژنزی دریایی، جوی و تدفینی. فرایندهای دیاژنزی دریایی به‌طور عمده در محیط فریاتیک دریایی فعال (سیمان‌های حاشیه‌ای هم‌ضخامت) و فریاتیک دریایی غیرفعال (میکریتی‌شدن) روی داده‌اند. فرایندهای دیاژنزی جوی شامل انحلال، سیمانی‌شدن، نوشکلی و به میزان کمی سیلیسی‌شدن بوده‌اند. در محیط دیاژنزی دفنی نیز به‌طور عمده

فرایندهای تراکم فیزیکی - شیمیایی، انحلال دفنی، سیمانی‌شدن، پیریتی‌شدن، دولومیتی‌شدن و شکستگی ایجاد شده‌اند.

۴- در بخش‌های پایینی سازند فهلیان که با گسترش رخساره‌های رمپ داخلی و پشته‌های ساحلی همراه بوده‌اند، به‌طور عمده فرایندهای دیاژنزی جوی شامل فرایندهای سیمانی‌شدن، سیلیسی‌شدن، انحلال و نوشکلی غالب بوده‌اند. در بخش‌های میانی تا بالایی این سازند، یعنی در بخش‌هایی که با گسترش رخساره‌های رمپ میانی و رمپ خارجی همراه بوده‌اند، بیشترین فرایندهای دیاژنزی طی تدفین کم‌عمق تا عمیق رخ داده‌اند.

۵- در زمینه ویژگی‌های مخزنی سازند فهلیان در چاه گرنگان، رخساره‌های لیتوکودئومی - جلبکی گسترش یافته در سیستم تراکت تراز بالا (HST) به ایجاد شرایط مخزنی منجر شده‌اند و رخساره‌های رمپ میانی در سیستم تراکت تراز پیش‌رونده (TST) شرایط مخزنی را در برخی نمونه‌ها ایجاد کرده‌اند. در چاه گچساران، رخساره‌های مخزنی شرایط نسبتاً متفاوتی دارند؛ اقل‌های مهم مخزنی سازند فهلیان در این چاه به‌طور عمده در رخساره‌های دانه‌غالب متعلق به زیرمحیط شول و در سیستم تراکت تراز بالا (HST) ایجاد شده‌اند.

سپاسگزاری

از دانشگاه تهران برای فراهم کردن امکانات و حمایت از مطالعه حاضر و از مدیریت اکتشاف شرکت ملی نفت ایران که داده‌های لازم برای مطالعه را در اختیار نویسندگان قرار داد، سپاسگزاری می‌شود. نویسنده دوم مقاله از شرکت گروه مشاوران کیپ قدردانی می‌کند. از سردبیر محترم مجله پژوهش‌های چینه‌نگاری و رسوب‌شناسی و داوران محترم که با نظرهای ارزشمند خود سبب ارتقای سطح علمی این مقاله شدند، صمیمانه سپاسگزاری می‌شود.

References

Abyat A. Baghbani D. Afghah M. Kohansal

- by hydrogen sulphide: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 64: 2665-2672.
- Choquette P.W. and Pray L.C. 1970. Geologic nomenclature and classification of porosity in sedimentary carbonates. *AAPG Bulletin*, 54: 207-250.
- Dabbura I. 2018. K-means Clustering: Algorithm, Applications, Evaluation Methods, and Drawbacks. Towards data science, <https://towardsdatascience.com/k-means-clustering-algorithm-applications-evaluation-methods-and-drawbacks-aa03e644b48a>.
- Davis R.A. and Dalrymple R.W. 2011. Principles of Tidal Sedimentology. Springer Science+Business Media, <https://doi.org/10.1007/978-94-007-0123-6>.
- Dunham R.J. 1962. Classification of carbonate rocks according to depositional texture: American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 1: 108-121.
- Eichenseer H.T. Walgenzitz F.R. and Biondi P.J. 1999. Stratigraphy Control on Facies and Diagenesis of Dolomitized Oolitic Siliciclastic Ramp Sequence (Pinda Group, Albion Offshore, Angola) *AAPG Bulletin*, 83(11): 1729-1758.
- Embry A.F. and Klovan J.E. 1971. A Late Devonian reef tract on northeastern Banks Island: *Canadian Journal of Petroleum Geology*, 19: 51p.
- Esteban M. and Taberner C. 2003. Secondary porosity development during late burial in carbonate reservoirs as a result of mixing and/or cooling of brines. *Journal of Geochemical Exploration*, 78-79: 355-359.
- Farzipour-Saein A. Yassaghi A. Sherkati S. and Koyi H. 2009. Basin evolution of the Lurestan region in the Zagros fold-and-thrust belt, Iran. *Journal of Petroleum Geology*, 32(1): 5-19.
- Flügel E. 2004. *Microfacies of Carbonate Rocks: Analysis, Interpretation and Application*. Springer Verlag. New York. 976 p.
- Given R.K. and Wilkinson B.H. 1985. Kinetic control of morphology, composition and mineralogy of abiogenic sedimentary carbonate. *Journal of Sedimentary Petrology*, 55: 109-119.
- Goldhaber M.B. 2004. Sulfur-rich sediments", In: Mackenzie F.T. (Ed.), *Sediments, Diagenesis, and Sedimentary Rocks, Treatise on Geochemistry*. Elsevier. Amsterdam: 257-288.
- Hood S.D. Nelson C.S. and Kamp P.J.J. 2004. Burial dolomitisation in a non-tropical carbonate petroleum reservoir: the Oligocene Tikorangi Formation, Taranaki Basin, New Zealand. *Sedimentary Geology*, 172: 117-138.
- Hosseini A. and Conrad M.A. 2008. Calcareous algae, foraminifera and sequence stratigraphy of the Fahliyan Formation at Kuh-e-Surmeh (Zagros Basin, SW of Iran). *Geologia Croatica*, 61(2-3): Ghadimvand N. and Feghhi A. 2012. Microbiostratigraphy and Lithostratigraphy of Fahliyan and Gadvan Formations in Kuh-e-Surmeh (Zagros Basin, Southwest Iran) *advances in environmental biology*, 6(12): 3078-3086.
- Adabi M.H. Salehi M.A. and Ghobeishavi A. 2010. Depositional environment, sequence stratigraphy and geochemistry of Lower Cretaceous carbonates (Fahliyan Formation), south-west Iran: *Journal of Asian Earth Sciences*, 39: 148-160.
- Ahmad A.H.M. Bhat G.M.M. and Azim Khan H. 2006. Depositional environments and diagenesis of the Kuldhar and Keera Dome carbonates (Late Bathonian-Early Callovian) of Western India. *Journal of Asian Earth Sciences*, 27: 765-778.
- Ahr W.M. 2008. *Geology of carbonate reservoirs*. John Wiley and Sons Inc. Hoboken. New Jersey. 296 p.
- Alavi M. 1994. Tectonics of the Zagros orogenic belt of Iran: new data and interpretations. *Tectonophysics*, 229(3-4): 211-238.
- Al-Husseini M.I. 2007. Iran's crude oil reserves and production. *GeoArabia*, 12(2): 69-94.
- Alsharhan A.S. and Nairn A.E.M. 1988. A review of the Cretaceous Formations in the Arabian Peninsula and the Gulf: Part II. Mid-Cretaceous (Wasia Group) Stratigraphy and Paleogeography. *Journal of Petroleum Geology*, 11: 89-112.
- Amodio S. 2006. Foraminifera diversity changes and paleoenvironmental analysis: the lower Cretaceous shallow-water carbonate of Sanlorenzello, companion Apennines, southern Italy. *Facies*, 52: 53-67.
- Amouthor J.E. and Fridman G.M. 1992. Early to late diagenetic dolomitization of platform carbonate: Lower Ordovician, Ellenburger Group, Permian Basin, West Texas. *Journal of Sedimentary Petrology*, 62: 131-143.
- Beavington-Penney S.J. Nadin P. and Wright V.P. 2008. Clarke E.d. McQuilken J. and Bailey H.W. "Reservoir quality variation on an Eocene carbonate ramp", El Garia Formation, offshore Tunisia: Structural control of burial corrosion and dolomitisation, *Sedimentary Geology*, 209: 42-57.
- Berberian M. and King G.C.P. 1981. Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 18(2): 210-265.
- Bordenave M.L. and Burwood R. 1995. The Albion Kazhdumi Formation of the Dezful Embayment, Iran: One of the most efficient petroleum generation systems. Springer Verlag. 342p.
- Burchette T.P. and Wright V.P. 1992. Carbonate ramp depositional systems. *Sedimentary Geology*, 79(1-4): 3-57.
- Butler I.B. and Rickard D. 2000. Framboidal pyrite formation via the oxidation of iron (II) monosulfide

- of southwest Iran. *Journal of Southeast Asian Earth Sciences*, 5(1-4): 453-463.
- Mehrabi H. Rahimpour-Bonab H. Hajikazemi E. and Esrafil-Dizaji B. 2015. Geological reservoir characterization of the Lower Cretaceous Dariyan Formation (Shu'aiba equivalent) in the Persian Gulf, southern Iran. *Marine and Petroleum Geology*, 68: 132–157.
- Mehrabi H. Rahimpour-Bonab H. Al-Aasm I. Hajikazemi E. Esrafil-Dizaji B. Dalvand M. and 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.
- Miller J. 1988. Cathodoluminescence microscopy. In: *Techniques in Sedimentology* (Ed. by M.E. Tucker) Blackwells. Oxford: 174–190.
- Middleton G.V. 1973. Johannes Walther's law of correlation of facies. *Bull. Geol. Soc. of America*, 84: 979–988.
- Moore C.H. 2001. Carbonate reservoir porosity evolution and diagenesis in a sequence stratigraphic framework. Elsevier. Amsterdam. 444 p.
- Motiei H. 1993. *Stratigraphy of Zagros*. Geological Survey of Iran Publication (in Persian). 536p.
- Murris R.J. 1980. Middle East: stratigraphic evolution and oil habitat. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 64: 597–618.
- Noori H. Mehrabi H. Rahimpour-Bonab H. and Faghieh A. 2019. Tectono-sedimentary controls on Lower Cretaceous carbonate platforms of the central Zagros, Iran: An example of rift-basin carbonate systems. *Marine and Petroleum Geology*, 110: 91–111.
- Pittet B. Van Buchem F.S. Hillgärtner H. Razin P. Grötsch J. and Droste H. 2002. Ecological succession, palaeoenvironmental change, and depositional sequences of Barremian–Aptian shallow-water carbonates in northern Oman. *Sedimentology*, 49(3): 555-581.
- Purser B.H. Tucker M.E. and Zenger D.H. 1994. Problems, progress and future research concerning dolomites and dolomitisation, In: Purser B. Tucker M. Zenger D. (Eds.) *Dolomites, A Volume in Honour of Dolomieu*. Blackwell. 3–20.
- Sanders D. 2001. Burrow-mediated carbonate dissolution in rudist biostromes (Aurisina, Italy), implications for taphonomy in tropical, shallow subtidal carbonate environments. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, 168: 39–74.
- Sarg J.F. 2001. The sequence stratigraphy, sedimentology, and economic importance of evaporite–carbonate transitions: a review. *Sedimentary Geology*, 140(1): 9-34.
- Scholle P.A. James N.P. Read J.F. 1989. Carbonate sedimentology and petrology. *American Geophysical Union*, 160p. 215-237.
- Hosseini S. Conrad M.A. Carras N. and Kindler P. 2014. *Mizzia zagarthica* sp. nov., a Late Berriasian–Early Valanginian dasycladalean alga from the Fahliyan Formation in the Zagros fold-thrust belt, SW Iran. Re-assessment on the genus *Mizzia*. *Facies*, 60(2): 501-514.
- Jamalian M. and Adabi M.H. 2015. Geochemistry, microfacies and diagenetic evidences for original aragonite mineralogy and open diagenetic system of Lower Cretaceous carbonates Fahliyan Formation (Kuh-e Siah area, Zagros Basin, South Iran). *Carbonates and Evaporites*, 30(1): 77-98.
- James G.A. and Wynd J.G. 1965. Stratigraphic nomenclature of Iranian oil consortium agreement area. *American Association of Petroleum Geologist Bulletin*, 49: 2182–2245.
- Kamali M.R. Lemon N.M. and Apak S.N. 1995. Proximity generation and reservoir potential of Oulduburra Formation Carbonate Officer Basin, South Australia. *Association for Petroleum Administration*: 106 – 120.
- Koop W. and Stoneley R. 1982. Subsidence History of the Middle East Zagros Basin, Permian to Recent. *Philosophical Transactions. Royal Society of London*, A305: 149–168.
- Lawrence M.J.F. 1994. Conceptual model for early diagenetic chert and dolomite, Amuri Limestone Group, North eastern South Island, New Zealand. *Journal of Sedimentary Petrology*, 41: 479–498.
- Lee Y.I. and Friedman G.M. 1987. Deep-Burial Dolomitization in the Lower Ordovician Ellenburger Group Carbonate in West Texas and Southeastern New Mexico. *Journal of Sedimentary Petrology*, 57: 544–557.
- Longman M.W. 1980. Carbonate diagenetic textures from near-surface diagenetic environments. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 64: 461–487.
- Machel H.M. 2004. Concepts and models of dolomitization: a critical reappraisal. In: Braithwaite, C.J.R. Rizzi G. Darke G. (Eds). *The Geometry and petrogenesis of dolomite hydrocarbon reservoirs*. Geological Society London. Special Publication, 235: 7–63.
- Madi A. Bourque P.A. and Mamet B.L. 1996. Depth – related Ecological Zonation of a Carboniferous Carbonate Ramp, Upper Visean of Bechar Basin, Western Algeria. *Facies*, 35: 59–80.
- Maleki S. and Lasemi Y. 2011. Sedimentary Environment Sequence Stratigraphy of the Fahliyan Formation in Assaluyeh (Bidkhon) and Khartang Sections, Southwest Iran. *Journal of Basic and Applied Scientific Research*, 1(12): 2641-2647.
- McQuillan H. 1991. The role of basement tectonics in the control of sedimentary facies, structural patterns and salt plug emplacements in the Zagros fold belt

- International Association of Sedimentologists. 312p.
- Tucker M.E. 1991. Sedimentary petrography. Black Scientific Pub. 260p.
- Tucker M.E. 2001. Sedimentary petrology: an introduction to the origin of sedimentary rocks: Blackwell Scientific Publication. London. 260p.
- Tucker M.E. and Wright V.P. 1990. Carbonate Sedimentology: Black well. London. 482p.
- van Buchem F.S.P. Al-Husseini M.I. Maurer F. Droste H.J. and Yose L.A. 2010. Sequence stratigraphic synthesis of the Barremian- Aptian of the eastern Arabian Plate and implications for the petroleum habitat. In: In: van Buchem F.S.P. Al-Husseini M.I. Maurer F. and Droste H.J. (Eds.), Barremian-Aptian Stratigraphy and Hydrocarbon Habitat of the Eastern Arabian Plate. *GeoArabia*, 1: 9–48.
- Warren J.K. 1989. Evaporate Sedimentology: Importance in Hydrocarbon Accumulation. Prentice Hall Englewood Cliffs. 285p.
- Warren J.K. 2000. Dolomite: occurrences, evolution and economical important association. *Earth Science Review*, 52: 1–87.
- Warren J.K. 2006. Evaporites: sediments, resources and hydrocarbons. Springer Verlag, Brunei. 1035p.
- Whittle G.L. and Alshahran A.S. 1994. Dolomitization and certification of Early Eocene Rus Formation in Abu Dhabi, United Arab Emirates. *Sedimentary Geology*, 92: 273–258.
- Wilson M.E.J. Evans M.J. Oxtoby N.H. and Nas D.S. 2007. Donnelly T. and Thirlwall M., Reservoir quality, textural evolution and origin of fault-associated dolomites. *AAPG Bulletin*, 91: 1247–1273.
- Wynd J.C. 1965. Biofacies of the Iranian Oil Consortium Agreement Area. IOOC. Rep. No. 1082.
- Scholle P.A. and Ulmer-Scholle D.S. 2003. A Color Guide to the Petrography of Carbonate Rocks: Grains, Textures, Porosity, Diagenesis. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin, Memoir 77*. 474p.
- Scoffin T.P. 1987. Introduction to carbonate sediments and rocks. Glasgow. Blackie. New York. Chapman and Hall. 274p.
- Sephehr M. Cosgrove J.W. and Coward M.P. 2002. The major fault zones controlling the sedimentation, deformation and entrapment of hydrocarbon in the Zagros fold–thrust belt, Iran. In AAPG Annual Meeting. Paper No. 43315.
- Sephehr M. and Cosgrove J.W. 2004. Structural framework of the Zagros fold–thrust belt, Iran. *Marine and Petroleum Geology*, 21(7), pp.829-843.
- Sharland P.R. Archer R. Casey D.M. Davies R.B. Hall S.H. Heward A.P. Horbury A.D. and Simmon M.D. 2001. Arabian Plate sequence stratigraphy. *GeoArabia Special Publication 2*. Oriental Press. Manama Bahrain. 371p.
- Sherkati S. and Letouzey J. 2004. Variation of structural style and basin evolution in the central Zagros (Izeh zone and Dezful Embayment), Iran. *Marine and Petroleum Geology*, 21: 535–554.
- Sibley D.F. and Gregg J.M. 1987. Classification of Dolomite Rock Textures. *Journal of Sedimentary Petrology*, 57: 967–975.
- Taghavi A.A. Mørk A. and Emadi M.A. 2006. Sequence stratigraphically controlled diagenesis governs reservoir quality in the Carbonate Dehluran Field. Southwest Iran. *Petroleum Geoscience*, 12: 115–126.
- Takin M. 1972. Iranian geology and continental drift in the Middle East. *Nature*, 235(5334): 147.
- Tucker M.E. and Bathurst R.G.C. 1990. Carbonate Diagenesis. Reprint Series Volume 1 of the