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 3, No. 80, Autumn 2020, pp. 1-16
Received: 19.12.2019 Accepted: 11.05.2020

Investigating the reliability of Gamma Deviation log in sequence stratigraphic studies: Dariyan Formation, the central Persian Gulf

Sepideh Davoodi
MSc student, School of Geology, College of Science, University of Tehran, Tehran, Iran
sepideh.davoodi73@gmail.com
Vahid Tavakoli*
Associate Professor, School of Geology, College of Science, University of Tehran, Tehran, Iran
vtavakoli@ut.ac.ir
Hossain Rahimpour-Bonab
Full Professor, School of Geology, College of Science, University of Tehran, Tehran, Iran
rahimpor@khayam.ut.ac.ir

Abstract
In this study, 110 m of carbonate rocks from one well of the Dariyan Formation in the central part of the Persian Gulf were investigated by using 390 thin-sections and gamma ray data. In order to determine the depositional sequences of this formation, facies analysis led to the identification of nine microfacies in five sub-environments deposited in a carbonate ramp platform. The sea-level changes at the time of deposition of the Dariyan Formation have resulted in formation of three third-order complete depositional sequences. To determine the boundaries by gamma deviation method, each gamma ray data was subtracted from the average data in the whole well and then the obtained values were added together to calculate cumulative deviation from the mean value. Three units and the associated main boundaries were identified by the first level analysis. The second level analysis, which was done separately on all three units, other sequence boundaries (except the boundary at a depth of 1127.2 m) were identified. Comparing the determined boundaries resulting from this method with sequence stratigraphic studies based on the core analysis results indicates that this tool is valuable in determining sequence stratigraphic boundaries in carbonate formations.
Keywords: Dariyan Formation, Gamma ray, Standard deviation, Sequence stratigraphy.

Introduction

Given the importance of oil and gas reservoirs in the world, careful study of facies, sedimentary environments and detection of depositional sequences are very important for identifying oil and gas reservoirs. Accordingly, interpretation of facies associations from thin-sections and reconstructing the sedimentary model are recommended (Reading 1986). Sequences are determined by examining the relationship between facies and depositional environments with the unconformities in sedimentary succession (Catuneanu et al. 2009). Various types of data, such as the outcrops, cores, well logs, cuttings and seismic data are used. However, due to limitations in the production of core data, it is not possible to use them in all cases. Therefore, well log data that are available in most reservoirs can be used as the best tool for sequence stratigraphic studies. Despite the great importance of gamma ray log in determination of sequence stratigraphic framework, few studies have been performed on this subject due to the low amplitude changes of this log in carbonate formations (Aigner et al. 1995; Heimhofer et al. 2010; Peyravi et al. 2010; Ghasemi-Nejad et al. 2015; Mansouri-Daneshvar et al. 2015; Gholami Zadeh et al. 2019). Some previous studies (Tavakoli 2014, 2017; Ghiasvand 2016) determined the sequence boundaries suggested by the gamma deviation log. The present study was performed on the Dariyan Formation (Late Barremian to Early Aptian) from the Khami Group. The purpose of this study was to investigate the reliability of gamma deviation log in sequence stratigraphy analysis of carbonate successions (third-order depositional sequences).

Materials and Methods

For the present study, 110 m of carbonate rocks from one well of the Dariyan Formation in the central part of the Persian Gulf were investigated by using 390 thin-sections and gamma ray data. In order to understand the geological properties and determine the sequence stratigraphy framework of the Dariyan Formation, petrographic studies were carried out and samples were classified according to Dunham (1962) facies classification. Then, using the transgressive-regressive sequence method, depositional sequences were determined. To determine the boundaries by gamma deviation method, each gamma ray data (CGR-SGR)

*Corresponding author

Doi: 10.22108/jssr.2020.120559.1133

was subtracted from the average data in the whole well and then the obtained values were added together to calculate cumulative deviation from the mean value (Tavakoli 2014). Finally, the defined sequence boundaries were compared with the results of the gamma deviation log and the method was used in well B with no core data.

Discussion of Results and Conclusions

Facies analysis led to the identification of nine microfacies (T1, L1, L2, L3, S1, S2, R1, R2, O1) in five sub-environments (tidal zone, lagoon, shoal, proximal open marine and open marine) deposited in a carbonate ramp platform (inner- to mid-ramp). Sea-level changes at the time of deposition of the Dariyan Formation have resulted in formation of three third-order complete depositional sequences with thicknesses of 25, 30.2 and 54.8 m from bottom to the top. Three lithostratigraphic units (Lower Dariyan, Hawar, Upper Dariyan) and the main boundaries were identified by the first level analysis. The second level analysis, which was performed separately on each of the first three units, revealed other sequence boundaries (except the boundary at a depth of 1127.2 m). The reason for the uncertainty of this boundary was very limited change of facies which could not change the gamma ray values. Comparing the determined boundaries with sequence stratigraphic studies based on the core analysis indicates that this tool is valuable in determining sequence stratigraphic boundaries in carbonate succession. The method can also be used in wells with no core data (such as well B).

پژوهش‌های چینه‌نگاری و رسوب‌شناسی
سال سی و ششم، شماره پیاپی ۸۰، شماره سوم، پاییز ۱۳۹۹
نوع مقاله: پژوهشی
تاریخ وصول: ۱۳۹۸/۰۹/۲۸   تاریخ پذیرش: ۱۳۹۹/۰۲/۲۲
صص ۱-۱۶

بررسی ضریب اطمینان استفاده از نگارۀ انحراف معیار گاما در مطالعه‌های چینه‌نگاری سکانسی سازند داریان، بخش مرکزی خلیج فارس

سپیده داودی، *دانشجوی کارشناسی ارشد، دانشکدۀ زمین‌شناسی، پردیس علوم، دانشگاه تهران، تهران، ایران*
sepideh.davoodi73@gmail.com
وحید توکلی*، *دانشیار، دانشکدۀ زمین‌شناسی، پردیس علوم، دانشگاه تهران، تهران، ایران*
vtavakoli@ut.ac.ir
حسین رحیم‌پوربناب، *استاد، دانشکدۀ زمین‌شناسی، پردیس علوم، دانشگاه تهران، تهران، ایران*
rahimpor@khayam.ut.ac.ir

چکیده

باوجود اهمیت بسیار زیاد نگارۀ گاما در تعیین واحدهای سکانسی به‌علت تغییرات کم دامنۀ این نگاره در سازندهای کربناته، مطالعه‌های محدودی روی آن انجام شده‌اند. در مطالعۀ حاضر، ۱۱۰ متر رسوبات چاهی از سازند داریان در بخش مرکزی خلیج فارس با استفاده از ۳۹۰ مقطع نازک میکروسکوپی و داده‌های نگارۀ گاما بررسی شد. تحلیل رخساره‌ای انجام‌شده به شناسایی ۹ ریزرخساره در پنج زیرمحیط منجر شد که در پلت‌فرم رمپ کربناته نهشته شده‌اند. تغییرات سطح آب دریا در زمان رسوب‌گذاری سازند داریان به تشکیل سه سکانس رسوبی کامل ردۀ سوم انجامیده است. به‌منظور تعیین مرزها با روش انحراف از معیار نگارۀ گاما، هر دادۀ نگارۀ گاما از متوسط داده‌ها در کل چاه کسر شد و سپس مقادیر به‌دست‌آمده با یکدیگر جمع شدند تا مقدار تجمعی انحراف از معیار محاسبه شود. این روش در تحلیل مرتبۀ اول توانست سه بخش و مرزهای اصلی را مشخص کند و در تحلیل مرتبۀ دوم که به‌شکل جداگانه روی هریک از سه بخش اول انجام شد، سایر مرزهای سکانسی (به‌جز مرزی در عمق ۱۱۲۷/۲ متری) شناسایی شدند. تطابق خوب این روش با مطالعه‌های چینه‌نگاری سکانسی در زمینۀ سکانس‌های ردۀ سوم که بر مبنای داده‌های رخساره‌ای تعیین شده‌اند، گویای ارزشمندبودن این ابزار کمکی در تعیین مرزهای سکانسی است.

واژه‌های کلیدی: سازند داریان، نگارۀ گاما، انحراف معیار، چینه‌نگاری سکانسی

* نویسنده مسئول: ۰۹۱۴۳۴۱۹۷۱۱

Doi: 10.22108/jssr.2020.120559.1133

مقدمه

باتوجه‌به اهمیت مخازن نفت و گاز در دنیا، مطالعهٔ دقیق رخساره‌ها، محیط رسوبی و تشخیص سکانس‌های رسوبی اهمیت زیادی در شناسایی و گسترش سنگ‌های مخزن نفت و گاز و بهره‌برداری بهینه از آنها دارد. یکی از ابزارهای مهم برای شناسایی محیط رسوبی و فرایندهای مؤثر در آن، بررسی رخساره‌های رسوبی است. مدل رسوبی مناسب برای سازند مطالعه‌شده بر اساس تفسیر مجموعه‌های رخساره‌ای در مقاطع نازک پیشنهاد می‌شود (Reading 1986). چینه‌نگاری سکانسی با بررسی ارتباط میان رخساره‌ها و طرح برانبارش واحدها در گسترهٔ مکان و زمان و تجزیه‌وتحلیل سکانس‌های رسوبی و ناپیوستگی‌های موجود در توالی‌های رسوبی، مدلی مفهومی ارائه می‌دهد (Catuneanu et al. 2009). این نوع مطالعه‌ها بر اساس داده‌های مختلفی ازجمله مطالعهٔ رخنمون، مغزه، داده‌های چاه‌پیمایی، خرده‌های حفاری و داده‌های لرزه‌ای انجام می‌شوند که در این میان، مغزه‌ها داده‌های دست‌اولی دربارهٔ وضعیت مخزنی چاه ارائه می‌دهند؛ هرچند به‌علت محدودیت در تهیهٔ مغزه‌ها، استفاده از آنها در همهٔ موارد ممکن نیست و می‌توان داده‌های چاه‌پیمایی را که در اغلب مخازن و در بازهٔ عمقی وسیع‌تری از چاه حفاری‌شده وجود دارند، بهترین و دردسترس‌ترین ابزارها برای مطالعه‌های چینه‌نگاری سکانسی دانست و استفاده کرد. اگرچه نگارهٔ گاما اهمیت زیادی در تعیین واحدهای سکانسی دارد، متأسفانه به‌علت تغییرات کم دامنهٔ این نگاره در سازندهای کربناته، مطالعه‌های محدودی روی آن انجام شده‌اند (Aigner et al. 1995; Heimhofer et al. 2010; Peyravi et al. 2010; Ghasemi-Nejad et al. 2015; Mansouri-Daneshvar et al. 2015; Gholami zadeh et al. 2019). در برخی مطالعه‌های پیشین، تعیین مرزهای سکانسی از طریق انحراف از معیار نگارهٔ گاما[1] پیشنهاد شده است (Tavakoli 2014) که باتجه‌به کاربرد سادهٔ روش، بی‌نیازی از نرم‌افزار خاص و استفاده‌نکردن از روابط پیچیدهٔ ریاضی، روش مناسبی برای جدایش واحدهای سکانسی در سازند کنگان و دالان تشخیص داده شده است. نتایج مطالعهٔ حاضر نشان دادند مرزهای تعیین‌شده از طریق این روش با مطالعه‌های سکانسی پیشین مطابقت دارند. در این روش، انحراف از مقادیر میانگین نگارهٔ گاما محاسبه می‌شود و مقدار تجمعی آنها تغییرات سطح آب دریا را نشان می‌دهد. ویژگی‌های مطرح‌شده سبب برتری این روش نسبت به نرم‌افزار سایکلولاگ[2] می‌شود. قیاسوند (۲۰۱۶) مرزهای سکانسی در سازند سروک را با نرم‌افزار سایکلولاگ و روش انحراف از معیار نگارهٔ گاما مطالعه کرد و نشان داد نتایج دو روش با یکدیگر تطابق دارند.

حوضهٔ خلیج فارس در منطقهٔ خاورمیانه یکی از مهم‌ترین حوضه‌های هیدروکربنی جهان است. گروه خامی در جنوب‌غرب ایران از سازندهای سورمه، هیث (ژوراسیک)، فهلیان، گدوان و داریان (کرتاسهٔ زیرین) تشکیل شده است (James & Wynd 1965) که مطالعهٔ حاضر روی سازند داریان از این گروه انجام شد؛ این سازند (بارمین پسین تا آپتین پیشین) به‌طور عمده از سنگ‌های کربناته ساخته شده است و مهم‌ترین سنگ مخزن هیدروکربنی در جنوب‌باختر ایران است (Motiei 1995). هدف پژوهش حاضر، تعیین ضریب اطمینان استفاده از نگارهٔ انحراف معیار گاما در سازند داریان و تطابق آن با سکانس‌های مرتبهٔ سوم در این سازند است. سازند داریان در چاه مطالعه‌شده ماهیت نسبتاً همگن با برتری گل دارد. اگرچه مطالعه‌هایی در زمینهٔ ضریب اطمینان روش یادشده در سازندهای دیگر انجام شده‌اند، بررسی توانایی این روش در تعیین سکانس‌های ردهٔ سوم در سازند کربناته‌ای مانند داریان با برتری گل و نسبتاً همگن، مطالعهٔ جدیدی است.

زمین‌شناسی منطقه

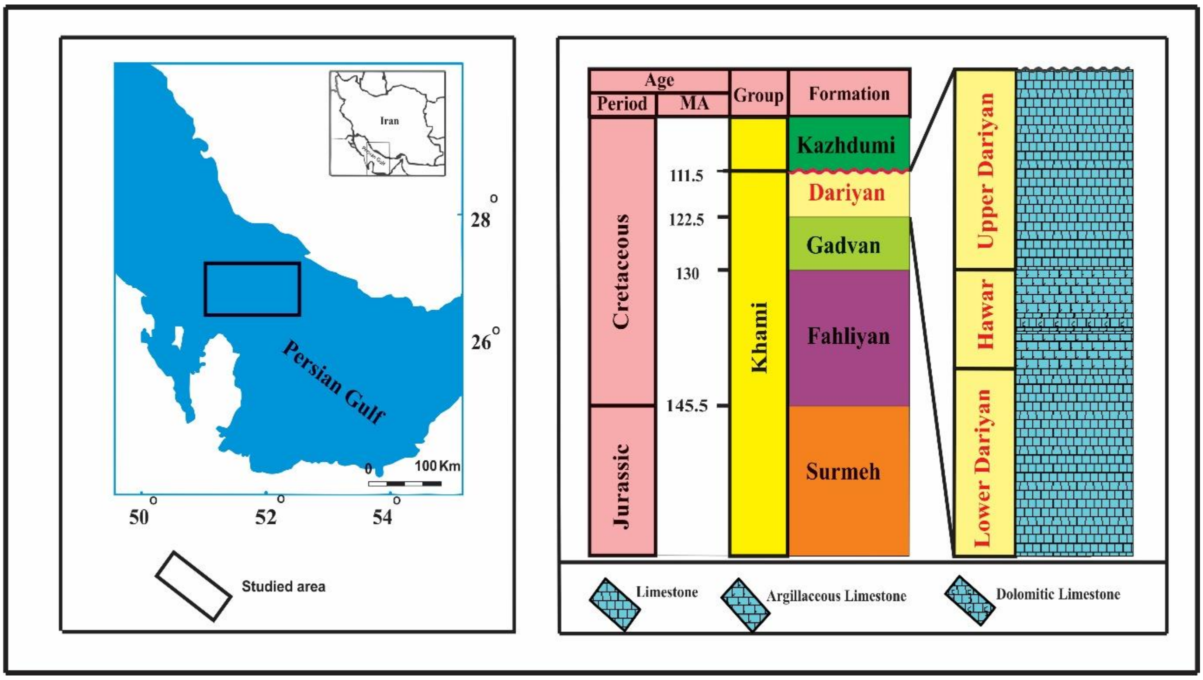
سیستم کرتاسه یکی از بااهمیت‌ترین سیستم‌ها در تاریخ زمین‌شناسی به‌ویژه زمین‌شناسی ایران است. باتوجه‌به

[1] Gamma deviation log (GDL)

[2] CycloLog

مطالعــه‌هـای پیشــین، آب‌وهـوای گـرم و مرطـوب طـی دورهٔ کرتاسه در صفحهٔ عربی حاکم بوده است؛ در این زمان، صفحهٔ عربی در حـدود ۲۵ درجـهٔ عـرض جنـوبی (Ziegler 2001) و منطقهٔ مطالعه‌شده (خلیج فارس) در حدود ۱۰ درجـهٔ عـرض جنـوبی قـرار داشـته اسـت (Sharland et al. 2001). ازنظـر تکتونیک و زمین‌شناسی، ساختمان‌هـای ایجادشـده در فـلات قارهٔ خلیج فارس آرامش نسبی داشـته‌انـد. در بخـش مرکـزی خلیج فارس، رسوب‌گـذاری کربنـات‌هـا در سـکوی کربناتـهٔ گسترده‌ای انجام شده است؛ این حوضه‌های درون‌شلفی در اثر تکتونیک کششی ایجاد شده‌انـد (Alsharhan and Nairn 1993). حرکت سری هرمز نیز نقش درخور تـوجهی در تشـکیل ایـن حوضه‌ها داشته است (Al-Ghamdi and Pope 2014).

سازند داریان در چاه‌هـای مطالعـه‌شـده (A و B) ۱۱۰ متـر ضخامت دارد و بر اساس مطالعـه‌هـایی کـه بـه‌تـازگی انجـام شده‌اند، سن آن بارمین پسین– آپتین پیشین در نظر گرفته شده است (Naderi-Khujin et al. 2016 a, b). این سازند در چاه‌هـای مطالعه‌شده به‌طور غیررسمی به سه عضو داریان بـالایی، هـوار و داریان پایینی تقسیم مـی‌شـود (Naderi-Khujin et al. 2016 a; Tavakoli and Jamalian 2018; Naderi-Khujin et al. 2020). در چاه A، عضو داریان پایینی حدود ۲۵ متر، عضو هوار ۳۰ متـر و داریان بالایی حدود ۵۵ متر است. طبق مطالعه‌هـای پیشـین، سازند داریان روی سازند گدوان نهشته شده و مرز آن با ایـن سازند تـدریجی اسـت (Mehrabi et al. 2018). سـازند کژدمـی روی سازند داریان قرار گرفته و طبق مطالعه‌های پیشین، مـرز این دو سـازند فرسایشـی اسـت (Naderi-Khujin et al. 2016; Mehrabi et al. 2018). موقعیت جغرافیایی منطقهٔ مطالعه‌شده در شکل ۱ مشـاهده مـی‌شـود. چـاه B در حـدود دو کیلـومتری جنوب‌غربی چاه A قرار گرفته است.



شکل ۱– موقعیت جغرافیایی منطقه و چینه‌شناسی سازند داریان و سازندهای هم‌جوار در بخش مرکزی خلیج فارس

مواد و روش‌ها

در مطالعهٔ حاضر، ۱۱۰ متر رسوبات چـاه A از سـازند داریـان در میدانی از بخش مرکزی خلیج فارس در قالـب ۳۹۰ مقطـع نـازک میکروسـکوپی و داده‌هـای نگـارهٔ گامـا (SGR-CGR) بررسی شد. یک‌سوم از هر مقطع نـازک بـرای تعیـین مقـادیر کلسیت و دولومیـت بـا محلـول آلیـزارین رنـگ‌آمیـزی شـد.

به‌منظور تعیین سکانس‌های سازند، ابتدا مطالعه‌های پتروگرافی (در چاه A) از جنبه‌های گوناگون انجام و رخساره‌ها با استفاده از طبقه‌بندی دانهام (Dunham 1962) نام‌گذاری شدند و سپس به تفسیر محیط رسوبی بر اساس تغییرات جانبی و عمودی رخساره‌ها و ارائهٔ مدل رسوبی برای نهشته‌های سازند داریان پرداخته شد؛ درنهایت باتوجه‌به تغییرات نسبی سطح آب دریا و زمان نهشت سنگ‌های سازند داریان، چینه‌نگاری سکانسی آن از روش سکانس‌های پیش‌رونده–پس‌رونده[1] (Embry and Johannessen 1992; Catuneanu 2006; Catuneanu et al. 2010) برای زون‌بندی مخزن استفاده شد. در روش نگارهٔ انحراف معیار گاما، پس‌از انجام تصحیحات اولیه روی نگارهٔ گاما (SGR-CGR)، میانگین کل و مقدار اختلاف هریک از داده‌ها از مقدار متوسط به دست آمد و سپس مقادیر به‌دست‌آمده به‌طور جمعی با یکدیگر جمع شد تا مقدار تجمعی انحراف از معیار محاسبه شود. در مرحلهٔ بعد، نمودار مقادیر تجمعی انحراف محاسبه‌شده در برابر عمق ترسیم و تحلیل شد (Tavakoli 2017)؛ در این روش، تغییر در روند تغییرات لاگ از افزایشی به کاهشی و برعکس، مرز واحدها در نظر گرفته می‌شود. مرزهای سکانسی تعیین‌شده با نتایج نگارهٔ انحراف معیار گاما مقایسه شدند و در پایان از این روش در چاه B که دادهٔ مغزه نداشت، استفاده شد.

یافته‌ها

ریزرخساره‌ها و محیط رسوبی

ریزرخسارهٔ پهنهٔ جزرومدی[2]

مادستون آهکی/دولومیتی با لایه‌بندی ظریف (T1)

توصیف ریزرخساره: این ریزرخساره در بخش هوار با ضخامت اندک (از چند سانتی‌متر تا ۲ متر) همراه با دانه‌های ریز آواری (کوارتز) در مقاطع نازک مشاهده شده است. بافت مادستونی و حضور لایه‌بندی ظریف و بلورهای دولومیت و میزان اندک خرده‌های بایوکلاستی (مربوط به محیط لاگون) از ویژگی‌های این ریزرخساره است (شکل ۲، a). این ریزرخساره در ادامه به ریزرخسارهٔ فرام کفزی، جلبک سبز و وکستون محیط لاگون تبدیل شده است.

تفسیر ریزرخساره: سنگ‌شناسی ریزرخساره، وجود لایه‌بندی ظریف، بلورهای دولومیت و کوارتزهای ریز، وجودنداشتن دانه‌های اسکلتی مناطق دریایی و عمیق و رخساره‌های همراه آن به محیط پهنهٔ جزرومدی اشاره دارند. این ریزرخساره با ریزرخسارهٔ ۲۴ فلوگل درخور مقایسه است (Flügel 2010). این ریزرخساره را نادری- خوجین و همکاران (Naderi-Khujin et al. 2020) نیز از این سازند گزارش کرده‌اند.

رخساره‌های لاگون[3]

بایوکلاست وکستون (L1)

توصیف ریزرخساره: این ریزرخساره بیشترین ضخامت از بخش‌های داریان پایینی و هوار را تشکیل داده و عمدتاً از فرامینیفرهای کفزی (میلیولید، تکستولاریا، اربیتولینا) و بقایای جلبک سبز و پلوئیدها تشکیل شده است. اکینودرم، گاستروپود و سایر فرام‌های کفزی از اجزای فرعی آن هستند. وفور کانی‌های تیره‌رنگ و کانی‌های رسی سبب تیره‌تر شدن مقاطع نازک این زیرمحیط نسبت به سایر زیرمحیط‌ها شده است (شکل ۲، b).

تفسیر ریزرخساره: بافت رخساره، حضور پلوئیدها، جلبک‌های سبز، میلیولید، گاستروپود و دیگر فرام‌های کفزی و وجودنداشتن دانه‌های اسکلتی مناطق دریای باز و عمیق، وفور کانی‌های رسی (به‌علت نزدیک‌تربودن به ساحل) و کانی‌های تیره‌رنگ (به‌علت ساکن و احیایی‌بودن محیط) باتوجه‌به ریزرخساره‌های همراه آن، همگی نشان‌دهندهٔ محیط کم‌عمق و ساکن لاگون در رمپ داخلی است. این ریزرخساره با ریزرخسارهٔ شمارهٔ ۲۰ فلوگل درخور مقایسه است (Flügel 2010).

---

[1] Transgressive-Regressive sequences: T-R sequences

[2] Tidal zone, (T)

[3] Lagoon (L)

اربیتولینا وکستون (L2)

توصیف ریزرخساره: بخش غالب این ریزرخساره را فرام کف‌زی اربیتولینا تشکیل داده است وسایر فرامینیفرهای کف‌زی، اکینودرم، پلوئید از اجزای فرعی آن به شمار می‌آیند. این ریزرخساره با سنگ‌شناسی آهکی- آهک آرژلیتی (با ضخامت چند سانتی‌متر) در بخش‌های داریان پایینی و هوار مشاهده شده است (شکل ۲، c).

تفسیرریزرخساره: باتوجه‌به بافت گل‌پشتیبان، کم‌بودن انرژی محیط، نبود دانه‌های اسکلتی محیط دریای باز، تیره‌تربودن مقاطع نازک به‌علت وفور کانی رسی و نزدیک‌بودن به محیط ساحل و نیز رخساره‌های همراه آن، محیط لاگون برای آن در نظر گرفته شده است.

بایوکلاست وکستون پلوئیددار (L3)

توصیف ریزرخساره: نمونه‌های وکستون با برتری پلوئید در این ریزرخساره قرار گرفته‌اند. بایوکلاست‌ها (مانند اکینودرم، جلبک سبز، گاستروپود، استراکد و خرده‌های رودیست) دانه‌های فرعی موجود هستند. فرامینیفرهای کف‌زی این ریزرخساره شامل تکستولارید و میلیولید هستند وفرام کف‌زی اربیتولینا در این ریزرخساره بسیار محدود است یا حتی وجود ندارد. این ریزرخساره با سنگ‌شناسی آهکی در بخش داریان پایینی قرار گرفته است (شکل ۲، d).

تفسیرریزرخساره: بافت گل‌پشتیبان، حضور پلوئیدها، انرژی کم محیط، حضور فرام کف‌زی و وجودنداشتن جانوران دریای باز و عمیق نشان می‌دهد این ریزرخساره در بخش‌های کم‌عمق پلت‌فرم کربناته مانند لاگون نهشته شده است. این ریزرخساره را مهرابی و همکاران (Mehrabi et al. 2015) نیز از این سازند گزارش کرده‌اند.

رخساره‌های شول[1]

وکستون- پکستون پلوئیدی/بایوکلاستی (S1)

توصیف ریزرخساره: این ریزرخساره در بخش داریان پایینی و عضو هوار (با ضخامت چند سانتی‌متر تا حدود ۲ متر) وجود دارد و دارای بافت وکستون- پکستونی با برتری پلوئید یا بایوکلاست است. سنگ‌شناسی اغلب نمونه‌ها آهکی است. پلوئید، فرامینیفرهای کف‌زی (اربیتولینا، میلیولید و تکستولاریا)، دوکفه‌ای و خرده‌های اکینودرم از اجزای تشکیل‌دهندهٔ آن هستند. دانه‌های پلوئید و بایوکلاست در اندازهٔ ماسه هستند. اینتراکلاست‌ها با مقادیر اندک (متوسط ۵ درصد) در کنار سایر دانه‌ها مشاهده می‌شوند. گل آهکی (میکرایت) و سیمان آهکی هم‌زمان در این ریزرخساره وجود دارند. این ریزرخساره در ادامه و به‌طور تدریجی به ریزرخسارهٔ S2 تبدیل می‌شود (شکل ۲، e).

تفسیرریز رخساره: حضور هم‌زمان میکرایت، سیمان آهکی، پلوئید، اینتراکلاست و بایوکلاست نشان می‌دهد این ریزرخساره در محیط سمت ساحل سد[2] نهشته شده است.

بایوکلاست پلوئید پکستون- گرینستون (S2)

توصیف ریزرخساره: این رخساره در بخش‌هایی از داریان پایینی و ابتدای داریان بالایی قرار دارد. پلوئید و دانه‌های اسکلتی شامل جلبک سبز، گاستروپود، خرده‌های اکینودرم و فرامینیفرهای کف‌زی (اربیتولینا، میلیولید و تکستولاریا) اجزای اصلی این ریزرخساره هستند که بافت دانه‌غالب را ایجاد کرده‌اند. بافت گرینستونی در این ریزرخساره بسیار محدود است. این ریزرخساره دارای سنگ‌شناسی آهکی است و دولومیت در آن دیده نشده است. سیمان دریایی به‌فراوانی در این ریزرخساره مشاهده می‌شود (شکل ۲، f).

تفسیرریزرخساره: باتوجه‌به بافت دانه‌غالب، کم‌بودن فراوانی میکرایت، سیمان گستردهٔ دریایی و نیز ریزرخساره‌های همراه، این ریزرخساره در محیطی با انرژی بیشتر مانند شول نهشته شده است. این ریزرخساره با ریزرخسارهٔ ۲۶ فلوگل درخور مقایسه است (Flügel 2010) و

[1] Shoal (S)

[2] Leeward Shoal

پیش‌ازاین، مهرابی و همکاران و نادری- خوجین و همکاران (Mehrabi 2018; Naderi-Khujin et al. 2020) نیز آن را از این سازند گزارش کرده‌اند.

رخساره‌های دریای باز پروکسیمال[1]

بایوکلاست وکستون (R1)

توصیف ریزرخساره: این ریزرخساره با سنگ‌شناسی آهکی بیشترین ضخامت از سازند داریان بالایی را تشکیل می‌دهد. دانه‌های اسکلتی شامل جلبک سبز، گاستروپود، خرده‌های اکینودرم، فرامینیفرهای کف‌زی (اربیتولینا، میلیولید، تکستولاریا و استراکد) و خرده‌های رودیست اجزای اصلی این ریزرخساره هستند. پلوئیدها از اجزای فرعی این رخساره هستند و به میزان کمتر در این ریزرخساره حضور دارند (شکل ۲، g). میزان میلیولید و جلبک سبز این ریزرخساره نسبت به بایوکلاست وکستون لاگون بیشتر است. در مطالعه‌های مقاطع نازک این ریزرخساره‌ها، کانی رسی و تیرهٔ کمتری نسبت به ریزرخساره‌های محیط لاگون مشاهده شده است که دورترشدن ریزرخساره‌ها از ساحل را نشان می‌دهد.

تفسیر ریزرخساره: میلیولید و جلبک سبز داسی‌کلاد در بخش‌های کم‌عمق پلت‌فرم کربناته گسترش می‌یابند؛ از سوی دیگر، با درنظرگرفتن ارتباط این ریزرخساره با دانه‌های اسکلتی دریای باز (رودیست و اکینودرم) و فراوانی میکرایت، کاهش فراوانی کانی‌های رسی نسبت به ریزرخساره‌های محیط لاگون و باتوجه‌به رخساره‌های همراه، این ریزرخساره را می‌توان به بخش‌های کم‌عمق در انتهای رمپ داخلی نسبت داد. این ریزرخساره معادل ریزرخسارهٔ شمارهٔ ۱۶-۱۷ فلوگل دانسته می‌شود (Flügel 2010).

فلوتستون بایوکلاستی (R2)

توصیف ریزرخساره: حضور قطعه‌های درشت موجودات ریف‌ساز به‌ویژه جلبک‌های لیتوکودیوم از ویژگی‌های بارز این ریزرخساره است. در این ریزرخساره، دست‌کم ۱۰ درصد اجزا بزرگ‌تر از ۲ میلی‌متر هستند. دیگر فسیل‌های همراه شامل جلبک سبز داسی‌کلاد، انواع مختلف فرامینیفرهای کف‌زی کوچک و بزرگ (مانند اربیتولین و میلیولید)، مرجان، دوکفه‌ای و خرده‌های رودیست هستند. زمینهٔ سنگ را گل آهکی تشکیل می‌دهد. این ریزرخساره (با ضخامت چند سانتی‌متر تا ۱ متر) بیشتر در بخش داریان بالایی قرار گرفته است (شکل ۲، h).

تفسیرریزرخساره: رودیست، جلبک‌ها و لیتوکودیوم‌ها ازجمله موجوداتی هستند که در بخش‌های کم‌عمق پلت‌فرم‌های کربناته گسترش می‌یابند و اغلب ریف‌های کومه‌ای[2] یا پشته‌ای با ارتفاع کم را به وجود می‌آورند. رامیل و همکاران (Rameil et al. 2010) مطالعهٔ جامعی روی اجتماع‌های لیتوکودیوم باسینلا انجام و اشکال رشدی مختلف این جلبک‌ها را به محیط‌های مختلف نسبت دادند. از دیدگاه زمانی، این جلبک‌ها با رویداد بی‌اکسیژنی کرتاسه (OAE1a) در حوضه‌های عمیق هم‌زمان دانسته شده‌اند؛ اما در آپتین آغازین، این جلبک‌ها روی پلت‌فرم‌های کم‌عمق حاشیهٔ صفحهٔ عربی گسترش داشته‌اند (Rameil et al. 2010). باتوجه‌به حضور قطعه‌های بزرگ بایوکلاستی، حضور گل و ریزرخساره‌های همراه آن، محیط کم‌عمق انتهای رمپ داخلی (روبه دریای شول) برای این ریزرخساره پیشنهاد می‌شود. این ریزرخساره را مهرابی و همکاران (Mehrabi et al. 2018) نیز از این سازند گزارش کرده‌اند.

رخسارهٔ دریای باز[3]

مادستون- وکستون بایوکلاستی (O1)

توصیف ریزرخساره: این ریزرخساره با حضور بایوکلاست‌های ریز، خرده‌های اکینودرم، اسپیکول اسفنج و

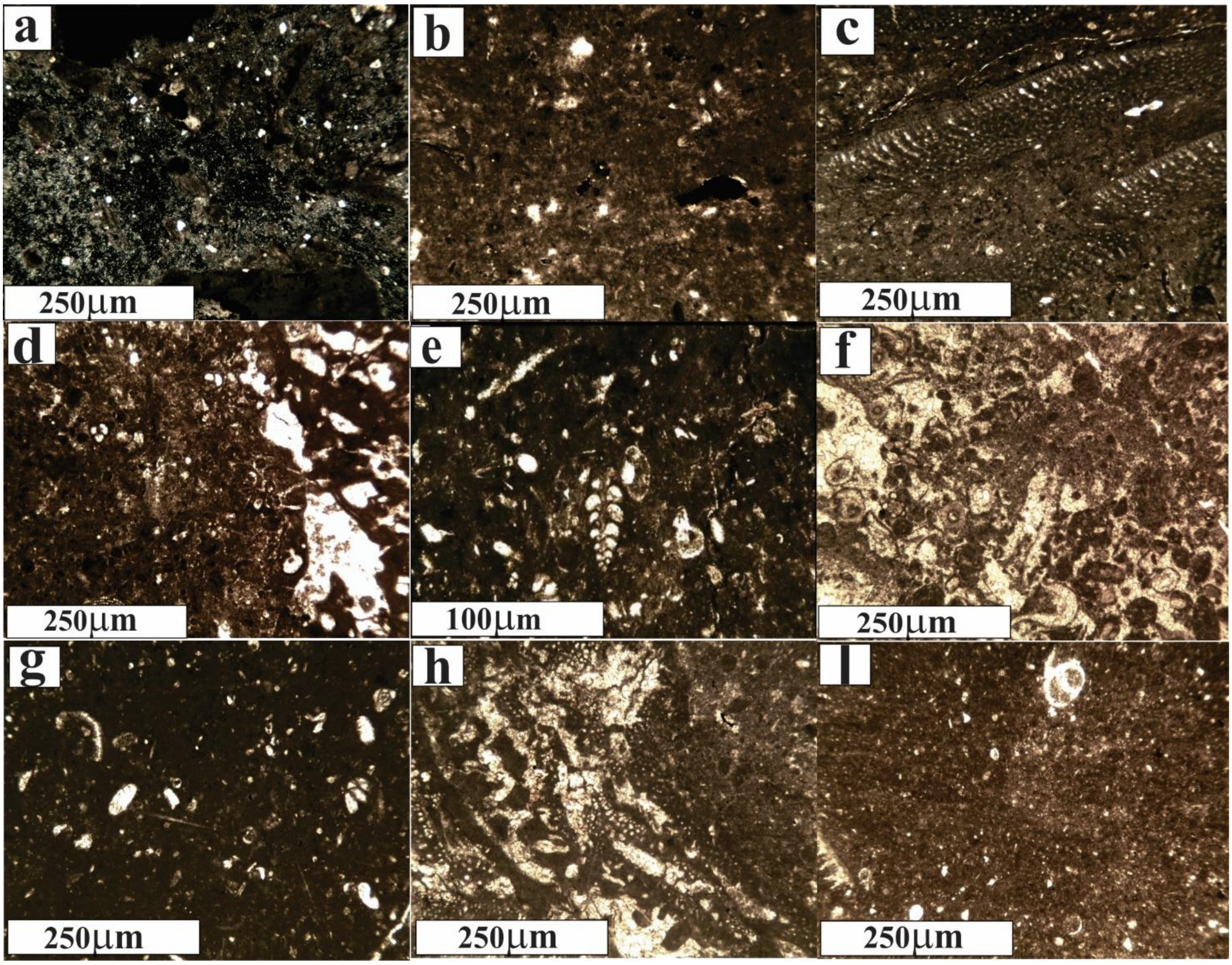
[1] Proximal open marine

[2] Patch reefs

[3] Open marine (O)

فرامینیفرهای پلانکتونیک با اندازهٔ کوچک (کمتر از ۱۰ درصد) به‌ویژه Hedbergellids ریز و فرام کفزی (۱ تا ۱۰ درصد) مشخص می‌شود. این ریزرخساره دارای ضخامت چند سانتی‌متر تا حدود ۳ متر است و در بخش داریان بالایی قرار دارد (شکل ۲، i).

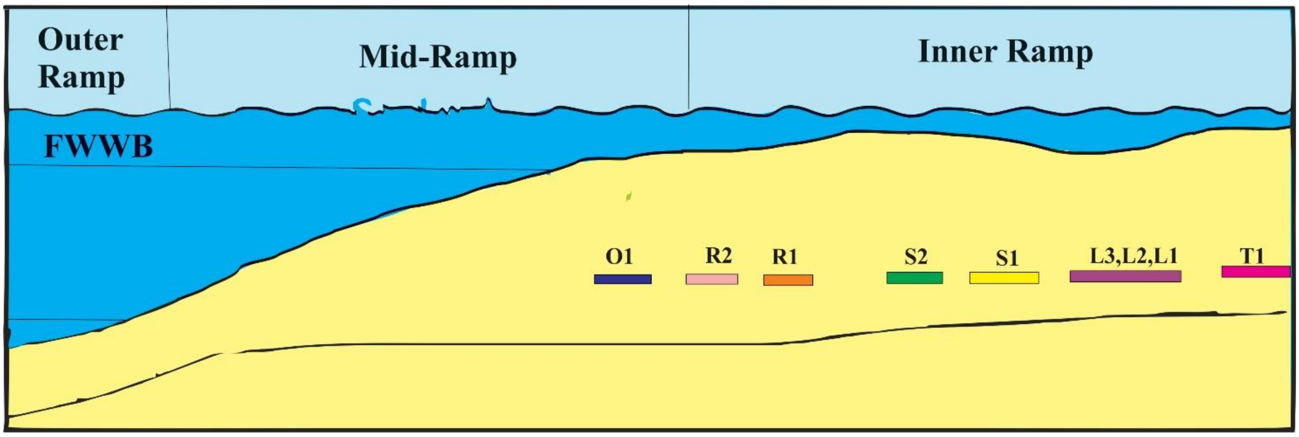
تفسیر ریزرخساره: حضور فسیل‌های پلانکتونیک ریز نشان‌دهندهٔ عمیق‌ترشدن محیط نسبت به سایر ریزرخساره‌ها است. باتوجه‌به وجود فرامینیفرهای کفزی مربوط به رمپ داخلی و همراهی این ریزرخساره با ریزرخساره‌های بخش انتهایی رمپ داخلی، می‌توان محیط دریای باز (در بخش ابتدای رمپ میانی) را برای آن در نظر گرفت (Flügel 2010). این ریزرخساره را نادری- خوجین و همکاران (Naderi-Khujin et al. 2020) نیز از این سازند گزارش کرده‌اند.



شکل ۲- تصاویر میکروسکوپی رخساره‌های سازند داریان در میدان مطالعه‌شده؛ a. مادستون آهکی/دولومیتی با لایه‌بندی ظریف، b. بایوکلاست وکستون (لاگون)، c. اربیتولینا وکستون، d. بایوکلاست وکستون پلوئیددار، e. وکستون- پکستون پلوئیدی بایوکلاستی، f. بایوکلاست پلوئید پکستون- گرینستون، g. بایوکلاست وکستون (بخش انتهای رمپ داخلی)، h. فلوتستون بایوکلاستی، i. مادستون- وکستون بایوکلاستی (تمام عکس‌ها در نور طبیعی تهیه شده‌اند)

مدل رسوبی مفهومی

با درنظرگرفتن قانون والتر و شناخت درست وضعیت و ارتباط رخساره‌ها می‌توان الگوی مناسبی ارائه و رخساره‌های ویژه‌ای را در مناطق ناشناخته پیش‌بینی کرد. در مطالعه‌های پیشین، محیط رمپ کربناتهٔ کم‌عمق برای این سازند پیشنهاد شده است (Schlager 2002; Vincent 2010; Moosavizadeh 2014; Mehrabi et al. 2015; Mansouri-Daneshvar et al. 2015; Naderi-Khujin et al. 2016) و نتایج مطالعهٔ حاضر نیز نشان می‌دهند سازند داریان در منطقهٔ مطالعه‌شده در چنین محیطی نهشته شده است (شکل ۳). باتوجه‌به شکل ۴، رخساره‌های لاگون در بخش داریان پایینی برتری دارند و سپس رخساره‌های سدی و سمت ساحل سد به‌ترتیب فراوان‌ترین رخساره‌ها را تشکیل می‌دهند؛ این امر نشان می‌دهد عضو داریان پایینی در محیط بستهٔ کم‌عمق لاگونی که با برجستگی‌های زیرآبی بایوکلاستی محصور بوده، رسوب کرده است. سد بایوکلاستی گسترش چندانی نداشته است و به‌شکل لایه‌های کم‌ضخامت دیده می‌شود. این محیط رسوبی در عضو هوار نیز ادامه یافته است؛ زیرا در این عضو نیز رخساره‌های لاگونی برتری دارند. تنها تفاوت عضو هوار و داریان بالایی در میزان ورود رسوبات آواری دانه‌ریز به محیط است که سبب شده است عضو هوار مواد آواری بیشتری داشته باشد. رخساره‌های انتهایی رمپ داخلی تا ابتدای رمپ میانی اغلب رخساره‌های داریان بالایی را تشکیل می‌دهند؛ این محیط در مجاورت دریای سد کربناته قرار دارد. ویژگی‌های رسوبی رخساره‌ها، تنوع کم آنها، گسترش‌نیافتن درخور توجه سد کربناته، وجودنداشتن تغییرات ناگهانی در رخساره‌ها، وجودنداشتن رخساره‌های ریفی، نبود رخساره‌های کربناتهٔ دوباره‌نهشته‌شده و همچنین تغییرات تدریجی رخساره‌ها در ستون عمودی تأییدکنندهٔ نهشت این توالی کربناته روی پلت‌فرم کربناته‌ای از نوع رمپ با شیب کم است (Read 1985; Burchette and Wright 1992).



شکل ۳- مدل رسوبی سازند داریان در میدان مطالعه‌شده همراه با رخساره‌های مربوط به هر بخش

چینه‌نگاری سکانسی

مفهوم چینه‌نگاری سکانسی همانند علم زمین‌شناسی به‌تدریج توسعه یافته است، ولی بارزترین مفهوم چینه‌نگاری سکانس‌ها در دو دههٔ اخیر ارائه شده است. با به‌کارگیری روش‌های چینه‌نگاری سکانس‌ها می‌توان وقایع ثبت‌شده در توالی‌های رسوبی حوضهٔ رسوبی را به‌طور کامل بررسی و مجموعه‌های رسوبی را به سکانس‌های محصور بین ناپیوستگی‌ها یا پیوستگی‌های معادل آنها تقسیم کرد تا تصویر جامعی از تاریخچهٔ زمین‌شناسی حوضه به دست آید (Galloway 1989)؛ به این منظور، در چینه‌نگاری سکانسی سازند داریان از روش سکانس‌های پیش‌رونده- پس‌رونده (Embry and Johannessen 1992) استفاده شده که در آن، هر سکانس به سیستم تراکت

تراز پیش‌رونده[1] و سیستم تراکت پس‌رونده[2] تقسیم شده است.

بررسی تغییرات عمودی رخساره‌ها به شناسایی سه سکانس رسوبی ردۀ سوم (DS1-DS2-DS3) به سن بارمین پسین تا آپتین پیشین در چاه A از سازند داریان منجر شده است (Naderi-Khujin et al. 2016 a, b). مرزهای سکانسی باتوجه‌به تغییرات رخساره‌ای و محیط، تغییرات نگارۀ گاما و استفاده از نمودار ایزوتوپ کربن و تطابق آن با مطالعه‌های پیشین تعیین شده‌اند.

سکانس رسوبی DS-1 (Dariyan sequence 1)

این سکانس رسوبی در بخش داریان پایینی با ضخامت کلی ۲۵ متر (از عمق ۱۱۳۴ تا ۱۱۵۹ متری) قرار دارد و شامل سیستم تراکت تراز پیش‌رونده با ضخامت ۸/۱ متر و سیستم تراکت پس‌رونده با ضخامت ۱۶/۹ متر است. مرز زیرین این سکانس (در عمق ۱۱۵۹ متری) با سازند گدوان به‌طور تدریجی است (Mehrabi et al. 2018) (شکل ۴) و مرز بالایی این سکانس (در عمق ۱۱۳۴ متری) در بخش زیرین عضو هوار قرار دارد. میزان ایزوتوپ کربن در داریان پایینی دارای سه پیک است و در ادامۀ آنها، روند کاهنده دارد. پیک مثبت سوم که در ادامه کاهش می‌یابد، مرز بین عضو هوار و داریان پایینی را نشان می‌دهد (Naderi-Khujin 2016 a). سنگ‌شناسی این سکانس عمدتاً آهکی و تا حد کمی دولومیتی‌شده است. بر پایۀ محتوای فسیلی و سن حاصل از ایزوتوپ Sr، داریان پایینی طی اواخر بارمین- اوایل آپتین پیشین نهشته شده است (Naderi-Khujin et al. 2016 b, 2020). میزان نگارۀ گاما در این سکانس کم است. این سکانس با رخساره‌های کم‌عمق محیط لاگون آغاز و به‌تدریج به رخساره‌های محیط شول تبدیل شده و درنهایت، در مرز تبدیل رخساره‌های بایوکلاست پکستون- گرینستون شول به بایوکلاست وکستون لاگون خاتمه یافته است. سطح حداکثر غرقابی[3] (در عمق ۱۱۵۰/۹۰ متری) با تبدیل رخسارۀ لاگون به رخسارۀ شول رو به خشکی که همراه با افزایش پیک در نگاره است، مشخص می‌شود (شکل ۴). این سکانس بر سکانس ردۀ سوم صفحۀ عربی در زمان بارمین ۲ (AP Bar2) منطبق است (Sharland et al. 2001; Van Buchem et al. 2010 a, b).

سکانس رسوبی DS-2

این سکانس رسوبی در بخش عضو هوار و بخش پایینی داریان بالایی با ضخامت کلی ۳۰/۲ متر (عمق ۱۱۰۳/۸ تا ۱۱۳۴ متری) قرار دارد و شامل سیستم تراکت پیش‌رونده با ضخامت ۶/۸ متر و سیستم تراکت پس‌رونده با ضخامت ۲۳/۴ متر است (شکل ۴). تغییر سنگ‌شناسی از آهک به آهک آرژلیتی سبب تغییر در نگارۀ گاما و عامل جدایش خوبی برای این سکانس شده است. بر پایۀ محتوای فسیلی و سن حاصل از ایزوتوپ Sr، عضو هوار در آپتین پیشین نهشته شده است (Naderi-Khujin et al. 2016 b, 2020). مرز زیرین این سکانس در بالای عضو داریان پایینی واضح است. سیستم تراکت پیش‌رونده با رخسارۀ لاگون آغاز و در مرز MFS (عمق ۱۱۲۷/۲ متری) که عمیق‌شدگی با ظهور ریزرخسارۀ فلوتستون بایوکلاستی مشاهده می‌شود، پایان می‌یابد و سیستم تراکت پس‌رونده که با کاهش نگارۀ گاما همراه است، آغاز می‌شود و روند کم‌عمق‌شوندگی ادامه می‌یابد و در مرز ۱۱۰۳/۸ با تبدیل رخسارۀ دانه‌غالب شول به رخسارۀ گل‌پشتیبان دریای باز کم‌عمق (در رمپ داخلی) پایان می‌یابد. طبق مطالعه‌های پیشین، ایزوتوپ کربن در عضو هوار ابتدا روند افزایشی (از ۱ به ۳) و در ادامه، روند کاهشی دارد و نخستین پیک منفی در قاعدۀ داریان بالایی مشخص‌کنندۀ مرز داریان بالایی و عضو هوار است؛ این موضوع با چاه مطالعه‌شده مطابقت دارد (Naderi-Khujin et al. 2016 a). این سکانس بر سکانس ردۀ سوم صفحۀ عربی در زمان آپتین ۱ و

[1] Transgressive Systems Tract (TST)
[2] Regressive Systems Tract (RST)
[3] Maximum flooding surface (MFS)

۲ (AP Apt 1 and 2) منطبق است (Sharland et al. 2001; Van Buchem et al. 2010 a, b).

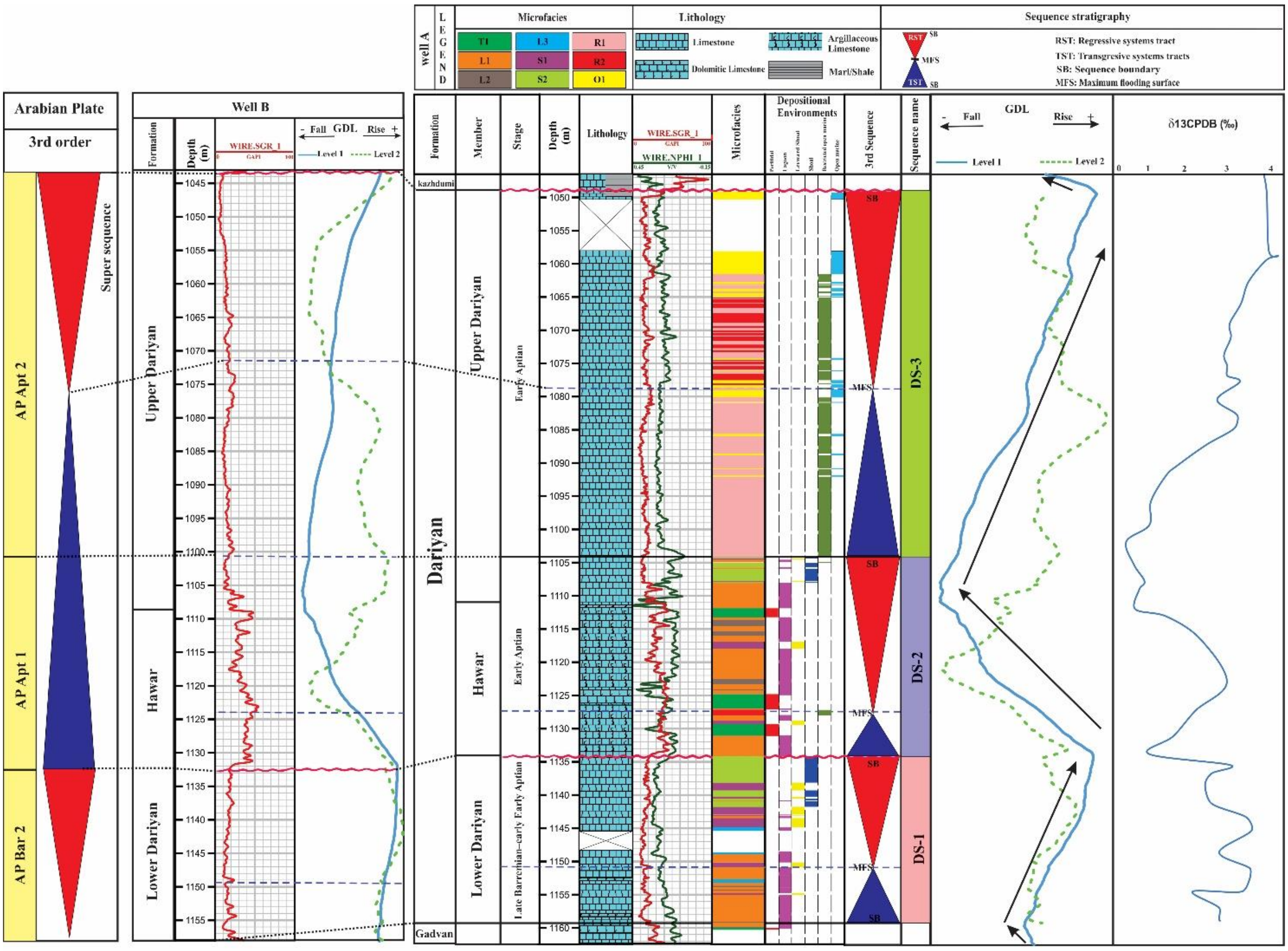
سکانس رسوبی DS-3

این سکانس رسوبی در بخش داریان بالایی با ضخامت کلی ۵۴/۸ متر (عمق ۱۱۰۳/۸ تا ۱۰۴۹ متری) قرار دارد و شامل سیستم تراکت پیش‌رونده با ضخامت ۲۵/۱ متر و سیستم تراکت پس‌رونده با ضخامت ۲۹/۷ متر است (شکل ۴). این سکانس دارای سنگ‌شناسی آهکی است و از رسوبات بخش انتهایی پلت‌فرم کربناته در رمپ داخلی- میانی تشکیل شده است. بر پایهٔ محتوای فسیلی و سن حاصل از ایزوتوپ Sr، داریان بالایی در آپتین پیشین نهشته شده است (Naderi-Khujin et al. 2020). سیستم تراکت پیش‌روندهٔ این سکانس با رخساره‌های محیط دریای باز کم‌عمق (در رمپ داخلی) آغاز شده و روند عمیق‌شوندگی به بالا داشته و در عمق ۱۰۷۸/۷ با ظهور رخساره‌های دریای باز حداکثر عمیق‌شوندگی را داشته و سپس با روند کم‌عمق‌شوندگی به بالا، سیستم تراکت پس‌رونده آغاز شده و در مرز سازند داریان بالایی و سازند کژدمی (در عمق ۱۰۴۹ متری) پایان یافته است که به‌علت محدودیت داده در این مرز، از مطالعه‌های پیشین در این چاه (Mehrabi et al. 2018) استفاده و این مرز از نوع فرسایشی تعیین شده است. نمودار ایزوتوپ کربن در این چاه در عضو داریان بالایی، ابتدا به‌طور متوالی روند افزایشی داشته و سپس ثابت شده و درنهایت، بار دیگر روند افزایشی داشته که این روند تغییرات در مطالعه‌های پیشین در بخش مرکزی خلیج فارس نیز مشاهده شده است (Naderi-Khujin et al. 2016 a). این سکانس بر سکانس ردهٔ سوم صفحهٔ عربی در زمان آپتین ۱ و ۲ (AP Apt 3 and 4) منطبق است (Sharland et al. 2001; van Buchem et al. 2010 a, b).

با تعیین سکانس‌های رسوبی در چاه A، می‌توان از آن برای چاه‌هایی استفاده کرد که دادهٔ مغزه (چاه B) ندارند و با تطابق نگارهٔ گامای آنها با یکدیگر، سکانس‌های رسوبی را شناسایی کرد (شکل ۴).

انحراف معیار نگارهٔ گاما

باتوجه‌به ماهیت سنگ‌شناسی و مقادیر اندک عناصر اورانیوم، پتاسیم و توریم، میزان تغییرات نگارهٔ گاما در سازندهای کربناته بسیار کمتر از سازندهای آواری است و این تغییرات اندک سبب کم‌توجهی نسبت به این نگاره در سازندهای کربناته شده است (Tavakoli 2017). باتوجه‌به شکل ۴، مقدار نگارهٔ گاما (SGR-CGR) در مقیاس API در مرزهای سکانسی تغییر چندانی نشان نمی‌دهد. باتوجه‌به تغییر شرایط محیط نهشت در سکانس‌ها و سیستم تراکت‌های متفاوت، باید انتظار داشت میزان این نگاره که تحت‌تأثیر آب‌های جوی نیز قرار دارد، همواره تغییرات مشابهی در شرایط یکسان داشته باشد و در زمان پیش‌روی و پس‌روی، میزان این نگاره همواره کاهش یا افزایش یابد (Amini 2009; Tavakoli 2014). تغییرات نگارهٔ گاما را نسبت به مقدار متوسط می‌سنجند؛ زیرا تغییرات نگارهٔ گاما همانند سطح آب دریا کاملاً در یک جهت نیست و به عبارتی، در زمان کاهش دارای افزایش‌های محلی و در زمان افزایش دارای کاهش‌های محلی است. در این روش، هر دادهٔ نگارهٔ گاما (SGR-CGR) از مقدار متوسط کل نگاره کسر می‌شود و انحراف مقدار نگاره در عمق خاص از مقدار متوسط مشخص می‌شود. محاسبهٔ مقادیر تجمعی نگارهٔ گاما نشان‌دهندهٔ تغییرات سطح آب دریا در زمان نهشت رسوبات است؛ برای نمونه، چنانچه در زمان بالارفتن سطح آب دریا، مقدار نگارهٔ گاما همواره از مقدار متوسط بیشتر باشد، جمع این مقادیر همواره افزایش می‌یابد و چنانچه در زمان بالارفتن سطح آب دریا، مقدار نگارهٔ گاما همواره کمتر از مقدار متوسط باشد، جمع این مقادیر منفی می‌شود و مرز بین تغییرات مثبت و منفی نشان‌دهندهٔ چرخش سطح آب دریا است (Tavakoli 2017).



شکل ۴- ستون چینه‌نگاری سکانسی، تحلیل انحراف معیار نگارهٔ گاما همراه با تحلیل‌های رخساره‌ای در چاه‌های A و B

بحث

باتوجه‌به فرضیهٔ مطرح‌شده، در مرحله‌ای از تغییرات سطح آب دریا همواره نگارهٔ گاما انحراف از متوسط مشخص را خواهد داشت و جمع تغییرات این انحراف از متوسط داده‌ها تنها در یک سمت (مثبت یا منفی) تغییر می‌کند و نشان‌دهندهٔ چرخش سطح آب دریا از پیش‌رونده به پس‌رونده و برعکس است. همان‌گونه که در شکل ۴ مشاهده می‌شود، تحلیل تجمعی انحراف از معیار نگارهٔ گاما (SGR-CGR) در مرحلهٔ اول (در چاه‌های A و B) روی سازند داریان، سه بخش (داریان بالایی، هوار، داریان پایینی) را تفکیک می‌کند. باتوجه‌به شکل یادشده، این مرزها با مرزهای حاصل از مطالعه‌های چینه‌نگاری سکانسی کاملاً تطابق دارند. باتوجه‌به چاه A و در اعماق پایین‌تر از مرز ۱۱۵۹ متری، نگارهٔ انحراف از معیار به‌سمت چپ (مقادیر منفی) حرکت کرده و این روند با رسیدن به عمق ۱۱۵۹ متری معکوس شده است که نشان‌دهندهٔ مرز سازند داریان پایینی با سازند گدوان است؛ از مرز ۱۱۵۹ متری به بالا، نگارهٔ انحراف از معیار ابتدا به‌سمت راست (مقادیر مثبت) حرکت کرده است که این تغییر نشان می‌دهد متوسط نگارهٔ گاما (SGR-CGR) در این سکانس کمتر از مقادیر آن در این بخش است و بنابراین، مقدار تجمعی همواره انحراف مثبت بیشتری می‌یابد؛ این انحراف تا رسیدن به مرز بالای سکانس DS-1 (عمق ۱۱۳۴ متری) ادامه دارد و سپس جهت تغییر نگاره معکوس می‌شود و تا رسیدن به مرز عضو هوار با داریان بالایی ادامه می‌یابد و پس‌ازآن، جهت تغییرات نگارهٔ انحراف از معیار به‌سمت راست می‌شود و عضو داریان بالایی را مشخص می‌کند و درنهایت با تغییر

جهت مجدد نگارهٔ انحراف از معیار در بخش بالایی داریان، مرز داریان بالایی با سازند کژدمی مشخص می‌شود. در تحلیل مرحلهٔ اول، باتوجه‌به اینکه متوسط نگارهٔ گاما (SGR-CGR) در همهٔ چاه برای محاسبهٔ انحراف از معیار استفاده می‌شود، تنها اصلی‌ترین مرزهای سکانسی شناسایی می‌شوند؛ این مطلب با نگاه رده‌ای به سکانس‌ها نیز درخور مقایسه است که در آن، ابتدا سکانس‌های ردهٔ بالاتر مشخص می‌شوند و سپس داخل این سکانس‌ها، سکانس‌های مرتبهٔ پایین‌تر مشخص می‌شوند. باتوجه‌به روند تفکیک سه بخش داریان پایینی، عضو هوار و داریان بالایی با تحلیل مرحلهٔ اول نگارهٔ انحراف از معیار در چاه A، این روش را می‌توان برای تفکیک بخش‌های سازند داریان در چاه‌های بدون مغزه (مانند چاه B) نیز استفاده کرد. به‌منظور به‌دست‌آوردن تغییرات جزئی‌تر، تحلیل مرحلهٔ دوم به‌طور جداگانه روی هریک از سه بخش مرحلهٔ اول انجام شد؛ به‌این‌ترتیب که متوسط نگارهٔ گاما (SGR-CGR) در هر بخش برای محاسبهٔ انحراف از متوسط در همان بخش استفاده و دادهٔ تجمعی انحراف از متوسط در همان بخش محاسبه شد. نتایج تحلیل مرحلهٔ دوم روند کلی دیگری را نشان می‌دهند (شکل ۴). باتوجه‌به شکل ۴، در تحلیل مرحلهٔ دوم چاه A از عمق ۱۱۵۹ متری تا مرز MFS در سکانس DS-1، نگارهٔ انحراف از معیار روند تقریباً ثابتی دارد و با آغاز روند افزایشی (انحراف به‌سمت راست)، مرز MFS مشاهده می‌شود تا زمانی که این نگاره به مرز SB در عمق ۱۱۳۴ متری می‌رسد و در این مرز، روند تغییرات نگارهٔ انحراف از معیار معکوس می‌شود؛ البته این مرز در تحلیل مرحلهٔ دوم نیز مشخص است. روند کاهش نگارهٔ انحراف از معیار تا عمق حدود ۱۱۲۱ متری ادامه دارد و سپس تا رسیدن به مرز SB (در بالای سکانس DS-2) روند افزایشی دارد. مرز ۱۱۲۱ متری که در نگارهٔ انحراف از معیار مشاهده می‌شود به‌علت تغییرات رخساره‌ای در محیط لاگون رخ داده و این مرز در مطالعه‌های چینه‌نگاری سکانسی استفاده نشده است. مرز MFS در سکانس DS-2 که باتوجه‌به تغییر ناگهانی رخساره‌ها (ظهور فلوتستون بایوکلاستی) تعیین شده است، در نگارهٔ انحراف از معیار مشاهده نمی‌شود؛ زیرا این تغییر رخساره‌ای بسیار محدود بوده و توانایی تغییر نگارهٔ گاما را نداشته است؛ بنابراین در نگارهٔ انحراف از معیار نیز تغییری مشاهده نمی‌شود. روند افزایشی نگارهٔ انحراف از معیار با رسیدن به مرز SB (در بالای سکانس DS-2) تغییر می‌کند و تقریباً ثابت می‌شود و سپس روند افزایشی می‌یابد و این روند با رسیدن به عمق ۱۰۷۸ متری، بار دیگر تقریباً ثابت می‌شود و تا رسیدن به مرز SB در بخش فوقانی داریان بالایی ادامه می‌یابد؛ بنابراین، مرز MFS در سکانس DS-3 بر آغاز روند افزایشی در نگارهٔ انحراف از معیار منطبق است.

باتوجه‌به روند تغییرات نگارهٔ انحراف از معیار در تحلیل مرحلهٔ دوم چاه A، این نگاره در چاه B که بدون مغزه است، ترسیم شد. نگارهٔ SGR (مجموع U-K-T) در چاه A برخلاف CGR در چاه B (مجموع K-T)، پیک‌های کوچکی در بخش داریان بالایی دارد که می‌توان آن را به تغییرات کانی‌های رسی و میزان اورانیوم نسبت داد. در شکل ۴، مقایسهٔ نگارهٔ گاما با مقادیر انحراف از معیار نگاره‌های گاما نشان می‌دهد این روش ابزار کمکی مفیدی در تعیین چینه‌نگاری سکانسی سازند داریان است؛ زیرا این سازند کربناته و دارای سنگ‌شناسی آهکی است و تغییرات نگارهٔ گاما در آن محسوس نیست؛ در ضمن ماهیت همگن این سازند سبب شده است تا نگارهٔ گاما در مرزهای سکانسی تغییر محسوسی نداشته باشد، اما روش استفاده‌شده در اغلب موارد مرزهای اصلی را مشخص می‌کند.

نتیجه

نمودار تجمعی مقادیر انحراف از میانگین محاسبه‌شده با محاسبهٔ میانگین و انحراف از معیار تمام داده‌های نگارهٔ گاما (SGR-CGR) در تمام توالی مطالعه‌شده رسم شد. بر اساس نتایج مرحلهٔ نخست، سه بخش در نمودار تشخیص داده شدند که اصلی‌ترین مرز تغییرات سطح آب دریا را مشخص

می‌کنند. در مرحلهٔ بعد برای محاسبهٔ انحراف هریک از سه بخش مشخص‌شده، میانگین داده‌های همان بخش به‌عنوان معیار استفاده و نمودار تجمعی آن رسم شد. بررسی مرزهای تعیین‌شده با مطالعه‌های رخساره‌ای تشابه خوبی با نتایج نگارهٔ انحراف معیار گاما نشان می‌دهد. باتوجه‌به مطالعهٔ انجام‌شده، در تحلیل مرحلهٔ اول انحراف از معیار نگارهٔ گاما، سه مرز از چهار مرز سکانسی ردهٔ سوم با این روش شناسایی شد و تنها در یک مرز پاسخگو نبود که این مرز در تحلیل مرحلهٔ دوم مشخص شد. در تحلیل مرحلهٔ دوم انحراف از معیار نگارهٔ گاما، تمام مرزهای سکانسی به‌جز MFS سکانس DS-2 با روش انحراف از معیار نگارهٔ گاما شناسایی شدند و علت مشخص‌نبودن مرزی در عمق ۱۱۲۷/۲ متری واقع در بخش هوار سازند داریان با روش انحراف از معیار نگارهٔ گاما این است که تغییر رخساره‌ای بسیار محدود و توانایی تغییر نگارهٔ گاما را ندارد؛ بنابراین در نگارهٔ انحراف از معیار نیز تغییری مشاهده نمی‌شود. این مطالعه نشان داد می‌توان نگارهٔ گاما را به‌شکل ابزار کمکی ارزشمند در تعیین مرزهای واحدهای سکانسی (حتی در چاه‌های بدون مغزه مانند چاه B) استفاده کرد.

Refernces

Alsharhan A.S. and Nairn A.E.M. 1993. Carbonate platform models of Arabian Cretaceous reservoirs. In Simo, J.A.T. Scott R.W. and Masse, J. P., (Eds.), Cretaceous carbonate platforms: American Association of Petroleum Geologists, Memoir, 56: 173-184.

Al-Ghamdi N. and Pope M. 2014. Integrated high-resolution chemostratigraphy and facies based stratigraphic architecture of the Lower Cretaceous (Aptian), Shu’aiba Formation, Saudi Arabia. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 98: 1521-1549.

Aigner T. Schauer M. Junghans W.-D. and Reinhardt L. 1995. Outcrop gamma-ray logging and its applications: examples from the German Triassic. Sedimentary Geology, 100 (1-4): 47-61.

Amini A. 2009. Principles of Sequence Stratigraphy University of Tehran Press, 320 P.

Burchette T.P. and Wright V.P. 1992. Carbonate ramp depositional system: Sedimentary Geology, 79: 3-57.

Catuneanu O. 2009.Towards the standardization of sequence stratigraphy. Earth Science Reviews, 92: 1-93.

Catuneanu O. 2006. Principles of Sequence Stratigraphy, Elsevier, 375 p.

Catuneanu O. Bhattacharya J. P. Blum M. D. Dalrymple R. W. Eriksson P. G. Fielding C. R. Fisher W. L. Galloway W. E. Gianolla, P. Gibling M. R. Giles K. A. Holbrook J. M. Jordan R. Kendall C. G. St. C. Macurda B. Martinsen O. J. Miall A. D. Nummedal D. Posamentier H. W. Pratt B. R. Shanley K. W. Steel R. J. Strasser A. and Tucker M. E. 2010. Sequence stratigraphy: common ground after three decades of development. First Break, 28: 21–34.

Dunham R.J. 1962. Classification of carbonate rocks according to depositional texture, In: Ham, W. E. (Ed.), Classification of carbonate rocks: American Association of Petroleum Geologists Memoir, 1: 108-121.

Embry AF. and Johannessen EP. 1992. T–R sequence stratigraphy, facies analysis and reservoir distribution in the uppermost Triassic–Lower Jurassic succession, Western Sverdrup Basin, Arctic Canada. In: Vorren TO, Bergsager E, Dahl-Stamnes OA, Holter E, Johansen B, Lie E, Lund TB (Eds.) Arctic geology and petroleum potential. Special Publication 2, Norwegian Petroleum Society, 121–146.

Flügel E. 2010. Microfacies of Carbonate Rocks, Analysis, Interpretation and Application. Springer-Verlag, Berlin, 722 p.

Galloway W. 1989. Genetic stratigraphic sequences in basin analysis: architecture and genesis of flooding surface bounded depositional units. AAPG Bulletin, 73: 125-142.

Gholami Zadeh P. Adabi M.H. and Sadeghi A. 2019. Microfacies, geochemistry and sequence stratigraphy of the Sarvak Formation (Mid Cretaceous) in the Kuh-e Siah and Kuh-e Mond, Fars area, southern Iran. Journal of African Earth Sciences, 160: 103634.

Ghasemi-Nejad E. Ruffell A. Rahimpour-Bonab H. Sharifi M. Soltani B. and Sfidari E. 2015. Spectral gamma-ray logs and palaeoclimate change? Permian-Triassic, Persian Gulf. Geological Journal, 50 (2): 210-219.

Ghiasvand M. 2016. Determination of Sarvak sequence boundaries in Abadan Plains Fields by cyclolag software and gamma deviation log, Geological Society of Iran, 20: 1209-1216.

Heimhofer U. Ariztegui D. Lenniger M. Hesselbo S.P. Martill D.M. and Rios-Netto A.M. 2010. Deciphering the depositional environment of the laminated Crato fossil beds (Early Cretaceous, Araripe Basin, North-eastern Brazil).

H. and Droste H. J. 2010. Morphological patterns of Aptian Lithocodium–Bacinella geobodies: relation to environment and scale. Sedimentology, 57(3): 883-911.

Schlager W. 2002. Sedimentology and Sequence Stratigraphy of Carbonate Rocks, Geological Society Special Publications, London, 146 p.

Sharland PR. Archer R. Casey DM. Davies RB. Hall SH. Heyward AP. Horbury AD. Simmons MD. 2001. Arabian plate sequence stratigraphy. GeoArabia, Special Publication 2.

Tavakoli V. 2017. Application of gamma deviation log (GDL) in sequence stratigraphy of carbonate strata, an example from offshore Persian Gulf, Iran. Journal of Petroleum Science and Engineering, 156: 868-876.

Tavakoli V. and Jamalian A. 2018. Microporosity evolution in Iranian reservoirs, Dalan and Dariyan formations, the central Persian Gulf. Journal of Natural Gas Science and Engineering, 52: 155-165.

Vincent B. Van Buchem F.S.P. Bulot L.G. Immenhauser A. Caron M. Baghbani D. and Huc A.Y. 2010. Carbon-isotope stratigraphy, biostratigraphy and organic matter distribution in the Aptian-Lower Albian successions of southwest Iran (Dariyan and Kazhdumi formations), In: van Buchem, F.S.P., Al-Husseini, M.I., Maurer, F., Droste, H.J. (Eds.), Barremian-Aptian Stratigraphy and Hydrocarbon Habitat of the Eastern Arabian Plate, GeoArabia Special Publication 4, Gulf PetroLink, Bahrain, 1:139-197.

Van Buchem F.S.P. Al-Husseini M.I. Maurer F. Droste H.J. and Yose L.A. 2010a. Sequence-stratigraphic synthesis of the Barremian-Aptian of the Eastern Arabian Plate and implications for the petroleum habitat. In F.S.P. van Buchem, M.I. Al-Husseini, F. Maurer and H.J. Droste (Eds.), Barremian-Aptian stratigraphy and petroleum habitat of the Eastern Arabian Plate: Geo Arabia Special Publication, 4:9-48.

Van Buchem F.S.P. Baghbani D. Bulot L.G. Caron M. Gaumet F. Hosseini A. Keyvani F. Schroeder R. Swennen R. Vedrenne V. and Vincent B. 2010b. Barremian - Lower Albian sequence stratigraphy of southwest Iran (Gadvan, Dariyan and Kazhdumi formations) and its comparison with Oman, Qatar and the United Arab Emirates. In F. S. P. van Buchem, M. I. Al-Husseini, F. Maurer and H.J. Droste (Eds.), Barremian – Aptian stratigraphy and hydrocarbon habitat of the eastern Arabian Plate: Geo Arabia Special Publication 4, Gulf PetroLink, Bahrain, 2:503-548.

Ziegler M. 2001. Late Permian to Holocene Paleofacies Evolution of the Arabian Plate and Its Hydrocarbon Occurrences, GeoArabia, 6: 445–504.

Sedimentology, 57 (2): 677-694.

James G.A. and Wynd J.G. 1965. Stratigraphic nomenclature of Iranian Oil Consortium Agreement Area: AAPG Bulletin, 49(12): 2182-2245.

Mansouri-Daneshvar P. Moussavi-Harami R. Mahboubi A. Gharaie M.H.M. and Feizie A. 2015. Sequence stratigraphy of the petroliferous Dariyan Formation (Aptian) in Qeshm Island and offshore (southern Iran): Petroleum Science, 12: 232-251.

Mehrabi H. Rhimpour-Bonab H. Hajikazemi E. and Esrafili-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. Rhimpour-Bonab H. Al-aasm Ih. Esrafily-dizaji B. Haj Kazemi E. 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.

Moosavizadeh M.A. Mahboubi A. Moussavi-Harami R. and Kavoosi M.A. 2014. Early Aptian oceanic anoxic event (OAE 1a) in Northeastern Arabian Plate setting: an example from Dariyan Formation in Zagros fold–trust belt, SE Iran. Arabian Journal of Geosciences, 7: 4745-4756.

Motiei H. 1995. Geology of Iran. Geological Survey of Iran-Tehran, 536 p.

Naderi-Khujin M. Seyrafian A. Vaziri-Moghaddam H. and Tavakoli V. 2016 a. A record of global change: OAE 1a in Dariyan shallow-water platform carbonates, southern Tethys, Persian Gulf, Iran. Facies, 62: 25.

Naderi-Khujin M. A. Seyrafian H. Vaziri-Moghaddam and V. Tavakoli 2016 b. Characterization of The Late Aptian Top-Dariyan Disconformity surface offshore Sw Iran: A multi-Proxy approach. Journal of Petroleum Geology, 39: 269-286.

Naderi-Khujin M. Tavakoli V. Seyrafian A. and Vaziri-Moghaddam H. 2020. How a mud-dominated ramp changed to a carbonate–clastic oil reservoir: Sea-level fluctuations in cretaceous of the central Persian Gulf. Marine and Petroleum Geology, 116: 104301.

Peyravi M. Kamali M.R. and Kalani M. 2010. Depositional environments and sequence stratigraphy of the Early Triassic Kangan Formation in the northern part of the Persian Gulf: Implications for reservoir characteristics. Journal of Petroleum Geology, 33 (4): 371-386.

Read J.F. 1985. Carbonate Platform Facies Models, AAPG Bulletin, 69: 1-21.

Reading H.G. 1986. Sedimentary Environments and Facies: Blackwell Scientific Publications, p.704.

Rameil N. Immenhauser A. Warrlich G. Hillgaertner