

محیط رسوبی، رخساره‌های الکتریکی و چینه‌نگاری سکانسی سازند فهلیان (کرتاسه آغازین) در دشت آبادان

عباس رضائی اکبری^۱، حسین رحیم‌پوربناب^۲، محمدرضا گمالی^۳، رضا موسوی حرمی^۴ و علی‌گدخدایی^۵

^۱دکتر، گروه زمین‌شناسی، واحد علوم و تحقیقات تهران، دانشگاه آزاد اسلامی، تهران، ایران

^۲استاد، دانشکده زمین‌شناسی، پردیس علوم، دانشگاه تهران، تهران، ایران

^۳دانشیار، پژوهشکده اکتشاف و تولید، پژوهشگاه صنعت نفت، تهران، ایران

^۴استاد، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه فردوسی مشهد، مشهد، ایران

^۵دانشیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه تبریز، تبریز، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۴/۰۶/۰۳ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۵/۰۴/۱۳

چکیده

سازند فهلیان یکی از سازندهای گروه خامی با سن نوکومین، میزبان ذخایر هیدروکربوری مهمی در ایران بوده و در میدین نفتی دشت آبادان اهمیت ویژه‌ای دارد. سبترای این سازند در چاه‌های مطالعه شده به طور میانگین ۴۴۰ متر و فصل مشترک زیرین آن با آهک‌های رسی سازند گرو تدریجی است و در رأس با آهک‌های رسی و مارن‌های سازند گدوان پوشیده می‌شود. مطالعه مقاطع نازک تهیه شده از کنده‌ها و مغزه‌های حفاری و تطابق آنها با رخساره‌های الکتریکی به شناسایی ۱۲ ریزرخساره و ۲ لیتوفاسیس انجامیده است. محیط رسوبی سازند فهلیان از دو بخش کربناته و مخلوط کربناته-آواری تشکیل می‌شود. بخش پایینی سازند فهلیان در یک رمب کربناته و بخش بالایی آن در محیط مخلوط کربناته-تخریبی نهشته شده است. برای مشخص کردن رخساره‌های الکتریکی، گروه‌های سنگی با روش MRGC مدل‌سازی شده‌اند. بهترین تطابق میان ریزرخساره‌های و رخساره‌های الکتریکی در مدل ۱۲ خوشه‌ای (در روش MRGC) ایجاد شده است. از نتایج این گونه دریافت می‌شود که گروه‌های سنگی نامتجانس در سنگ‌نگاری مانند محیط مخلوط کربناته-آواری می‌تواند رخساره‌های الکتریکی قابل قبولی ارائه دهند. همچنین در گروه‌های سنگی متجانس مانند محیط رمب کربناته رخساره‌های الکتریکی نمی‌تواند ریزرخساره‌های مدنظر زمین‌شناسی را کاملاً تشخیص دهند. بر پایه مطالعات سنگ‌نگاری و رخساره‌های الکتریکی، سازند فهلیان از دید چینه‌شناسی سکانسی شامل ۳ سکانس رده سه با مرز نوع دوم است که انتهای سکانس سوم در بخش مخلوط کربناته-تخریبی با مرز سکانسی نوع یک به سازند گدوان ختم می‌شود.

کلیدواژه‌ها: سازند فهلیان، محیط رسوبی، رمب کربناته، رخساره الکتریکی، چینه‌نگاری سکانسی.

E-mail: rahimpor@khayam.ut.ac.ir

*نویسنده مسئول: حسین رحیم‌پوربناب

۱- پیش‌نویس

مطالعات به کار بسته شده‌اند. هدف کلی از این مطالعه بررسی محیط رسوبی و چینه‌نگاری سکانسی سازند فهلیان در دشت آبادان با توجه به رخساره‌های الکتریکی است.

۲- چینه‌شناسی سازند فهلیان در دشت آبادان

در عملیات زمین‌شناسی برای تعیین مرز میان سازندهای فهلیان و گدوان از ویژگی‌های سنگ‌چینه‌ای استفاده می‌شود. در نتیجه سازند فهلیان بر پایه ویژگی‌های سنگ‌چینه‌ای در دشت آبادان (چاه‌های اکتشافی، توصیفی و توسعه‌ای) به بخش‌های غیر رسی پایینی و بالایی فهلیان تقسیم می‌شود. در چاه‌های توصیفی پس از تشخیص سطح آب نفت حفاری پایان می‌یابد و مرز پایینی سازند فهلیان در بیشتر چاه‌ها قابل تشخیص نیست.

بخش پایینی فهلیان سنگ مخزن بوده و تجمع هیدروکربور در آن قابل ملاحظه است. در چاه‌های الف ۱ و ۱۰ و بخش‌های کامل تری از فهلیان پایینی در دسترس است. در چاه الف ۱ حفاری با اهداف اکتشافی تا سازندهای ژوراسیک ادامه می‌یابد و سبترای بخش پایینی فهلیان در آن به ۳۰۹ متر می‌رسد. ویژگی‌های سنگ‌چینه‌ای بخش پایینی عبارت است از: آهک‌های قهوه‌ای روشن تا سفید چرکی، سنگ آهک خاکستری روشن گاه بلوری یا بی‌تومین دار، لایه‌های نازک آهک رسی و رس سنگ (شکل ۲).

بخش بالایی سازند فهلیان به همراه بخشی از سازند گدوان نقش پوش سنگ را برای بخش پایینی بازی می‌کند. مرز بالایی در همه چاه‌ها قابل تشخیص است و به علت سنگ‌شناسی یکتواخت توسط روزن‌بران کف‌زی مشخص می‌شود. سبترای بخش بالایی فهلیان میان ۸۵ تا ۱۹۴ متر در چاه‌های مختلف گزارش شده است. سنگ‌شناسی آن شامل تناوبی از آهک رسی خاکستری تیره تا روشن با مارن‌های

دشت آبادان بخشی از حوضه پیش ژرف بین‌النهرین می‌باشد (شکل ۱). بخشی از دشت آبادان روی یک بلندای کهن (Paleohigh) قرار دارد (شکل ۱) که با نام بلندای بورگان آزادگان شناخته می‌شود. بررسی‌های ساختمانی در بلندای بورگان آزادگان نشان از تداوم بالاآمدگی در زمان ژوراسیک تا کرتاسه بالایی دارد که بیشترین میزان بالاآمدگی در زمان کرتاسه پایانی رخ داده است. (Abdollahie Ferd et al. (2005 and 2006) بر این باورند که سازندهای گروه بنگستان که در رأس بلندای آزادگان بورگان قرار دارند؛ تحت تاثیر حرکات زمین‌ساختی دارای کمترین سبتر هستند.

سازند فهلیان با سبترای ۳۶۵ متر اولین بار توسط James and Wynd (1965) در مقطع تیب (پال جتوبی کوه دال) در نزدیکی دهکده فهلیان مطالعه شد. سازند فهلیان در دشت آبادان رسوبات آهک رسی با رخساره دریای باز سازند گرو را می‌پوشاند و توسط آهک رسی، مارن و لایه‌های نازک ماسه‌سنگ سازند گدوان پوشانده می‌شود (شکل ۲). تفکیک آشکوب‌های نوکومین توسط روزن‌بران سازند فهلیان مشکل و زیست‌زون Wynd (1965) تنها مشخص کننده زمان نوکومین است. همچنین مطالعاتی توسط Van Buchem et al. (2002)، Adabi et al. (2010) و Jamalian et al. (2010) در فروفادگی دزفول صورت گرفته است. از جمله مطالعاتی که معادل با سازند فهلیان در کشورهای حاشیه خلیج فارس صورت گرفته است می‌توان به (Christian (1997, Davies et al. (1997 and 2002)، Ziegler (2001)، Sharland et al. (2001) اشاره کرد. سازند فهلیان در دشت آبادان بیرون‌زدگی ندارد و همه مطالعات زیرزمینی هستند. احتمالاً به علت ژرفای زیاد و هزینه بالا، مغزه‌گیری به صورت کامل از سازند فهلیان صورت نمی‌گیرد. از آنجایی که کنده‌های حفاری در مطالعات سنگ‌نگاری به تنهایی قابل استناد نیستند، بنابراین برای تکمیل مطالعات سنگ‌نگاری، رخساره‌های الکتریکی به صورت تکمیل کننده

دیده می‌شود. به میزان جزئی پلویید با اندازه میانگین ۰/۲ میلی‌متر در برخی از مقاطع نازک توصیف شده‌اند (شکل ۳ ب). ستبرای آن در برخی از جاه‌ها به ۳۰ متر می‌رسد. این ریزرخساره با رخساره RMF 5 در مدل رخساره‌ای (Flügel 2010) قابل مقایسه است.

۲- پ (B2: Bioclast Packstone/Wackestone): گاه دارای زمینه دانه‌پشتیان به رنگ قهوه‌ای تیره و بیشتر گل‌پشتیان است (شکل ۳ ج). مرجان‌های منفرد با اندازه میانگین ۳ میلی‌متر، ۲۰ درصد مقاطع نازک را تشکیل می‌دهند. استروماتولیت با اندازه میانگین ۲/۵ میلی‌متر، ۲۰ درصد مقاطع نازک را در برمی‌گیرند. در برخی موارد حفرات استروماتولیت توسط بلورهای دولومیت یا میکرایت پر شده است. جلبک‌ها ۵ درصد خرده‌های زیستی را تشکیل می‌دهند که بیشتر از نوع *Saipingoporella aviculata* هستند. خرده‌های دوکته‌ای کمتر از ۱۰ درصد در اندازه میانگین ۰/۵ میلی‌متر هستند و سوزن و خرده‌های خارپوست تقریباً در همه مقاطع نازک وجود دارد. بیشتر مرجان‌های منفرد توسط سیمان‌های تدفینی سیمان کلسیتی موزایکی هم‌بعد جایگزین شده است. درزه‌های انحلالی به همراه دولومیت ثانویه شکل‌دار در برخی از مقاطع نازک دیده می‌شود. این ریزرخساره با رخساره RMF 7 در مدل رخساره‌ای (Flügel 2010) قابل مقایسه است.

• **تفسیر:** نبود سد زیستی سبب می‌شود تا خرده‌های جلبک موجود در ناحیه رمپ داخلی به بخش‌های ژرف‌تر انتقال پیدا کنند (Flügel, 2010). حضور جلبک‌ها به صورت بسیار جزئی در ریزرخساره و کستون سوزن اسفنجی و گسترده‌تر در ریزرخساره پکستون/وکستون بایوکلاست دار قابل بررسی است.

۳-۴. ریزرخساره رمپ میانی

ج (c: coral Rudstone): زمینه مقاطع نازک بیشتر گل‌پشتیان است. بیشتر مرجان‌های منفرد دارد که ۲۰ درصد مقاطع نازک (با اندازه متوسط ۳ میلی‌متر) را تشکیل می‌دهند و توسط سیمان‌های ثانویه (سیمان‌های تدفینی سیمان کلسیتی موزایکی هم‌بعد) جایگزین شده‌اند. جلبک سبز و خارپوست ۱۰ درصد مقاطع نازک را تشکیل می‌دهند. پوشش میکرایتی و میکرایتی شدن در دانه‌های آلومکمی دیده می‌شود. با ریزرخساره ۱۲ (Flügel 2010) RMF 12 قابل مقایسه است. محیط تشکیل آن مربوط به رمپ میانی بالای پیشینه گسترش اثر امواج است (شکل ۳ د).

• **تفسیر:** به نظر می‌رسد که مجموعه رخساره‌ای مربوط به رمپ خارجی و میانی به‌طور کامل توسط مغزه‌های تهیه شده از سازند فهلیان، پوشش داده نمی‌شوند. تشخیص این مجموعه رخساره‌ای در کنده‌های حفاری نیز مشکل است. همان‌گونه که در شکل‌های ۳ ج و د دیده می‌شود، بیشتر آلومکمی‌های تشکیل‌دهنده ریزرخساره بیشتر از چند میلی‌متر هستند؛ در حالی که میانگین کنده‌های حفاری که از آنها مقطع نازک تهیه شده کمتر از ۳ میلی‌متر است.

۴-۴. مجموعه رخساره‌های رمپ داخلی

د (D1: Pseudocyclammina): ریزرخساره فلوت‌استون بایوکلاستی سودوسیکلامینا دار (*Pseudocyclammina*) جلبک *Lithocodium aggregatum* و روزن‌بران کف‌زی که بیشتر *Pseudochrysalidina conica* و *Pseudocyclammina lituus* هستند با اندازه میانگین ۲ میلی‌متر و فراوانی کمتر از ۱۰ درصد در نمونه‌ها دیده می‌شوند (شکل ۳ ه). دارای خرده‌های بایوکلاستی مانند پوسته شکم‌پایان به میزان ۵ درصد و خار خارپوستان به میزان ۱ درصد است. این رخساره از دید ستبرای گسترش زیادی ندارد و تنها در مقاطع نازک تهیه شده از مغزه حفاری دیده می‌شود. پوشش میکرایتی در سطح دانه‌ها قابل تشخیص است. زمینه میکرایتی در برخی از مقاطع نازک توسط دولومیت‌های شکل‌دار جایگزین شده‌اند. این ریزرخساره با رخساره RMF 13 در مدل رخساره‌ای (Flügel 2010) قابل مقایسه است. در رده‌بندی (Flügel 2010) بخشی از رمپ داخلی به ریزرخساره‌هایی اختصاص داده شده که در دریای آزاد کم‌ژرفا نهشته می‌شوند. ویژگی‌های این ریزرخساره با آن دسته از ریزرخساره‌ها همخوانی دارد.

خاکستری و رس‌سنگ و لایه‌های نازکی از ماسه‌سنگ است (شکل ۲). این بخش در همه نواحی دزفول فروافتاده قابل تشخیص نیست.

۳- روش مطالعه

برای مطالعه محیط رسوبی و چینه‌نگاری سکاسی ۶ میدان و ۸ حلقه چاه بررسی مورد بررسی قرار گرفت. در جدول ۱ ستبرای سازند فهلیان در جاه‌های متفاوت ارائه شده است. ۱۸۰۰ مقطع نازک تهیه شده از کنده‌های حفاری (به فاصله ۱ تا ۲ متر) و ۷۸۰ مقطع نازک تهیه شده از مغزه‌های حفاری (به فاصله ۳۰ سانتی‌متر) مطالعه شد. پس از تطابق مغزه‌های حفاری در جاه‌ها مشخص شد که مغزه‌ها بخش پایینی فهلیان را پوشش می‌دهند. تهیه نکردن مغزه سبب شده اطلاعات دقیقی از بخش بالایی در دسترس نباشد؛ بنابراین رخساره‌های الکتریکی تکمیل‌کننده مطالعات سنگ‌نگاری هستند.

نام‌گذاری نمونه‌های کرناته بر پایه (Embry and Klovan 1971) و Dunham (1962) صورت گرفته و برای نام‌گذاری سنگ‌های تخریبی آواری از رده‌بندی Folk (1974) استفاده شده است. نام‌گذاری ریزرخساره‌ها و تقسیم‌بندی آنها در محیط رسوبی با استفاده از روش (Flügel 2010) صورت پذیرفته است. در این مطالعه از روش خوشه‌سازی بر پایه نمودار با تفکیک‌پذیری چندتایی (Multi Resolution Graph Based Clustering, MRGC) برای تعیین رخساره‌های الکتریکی استفاده شد. برای شناسایی تغییرات جانبی ریزرخساره‌ها در سکاس‌ها همه چاه‌ها در مرز بخش بالایی و پایینی فهلیان شناور شده‌اند.

۴- ریزرخساره‌ها

دسته رخساره‌های شناسایی شده در زیرمجموعه‌های دریای باز، رمپ خارجی، میانی و رمپ داخلی (پشته‌های سدی، لاگون و بهنه جزرومدی) رده‌بندی شده‌اند. با توجه به بهترین حالت ممکن برای رخساره‌های الکتریکی، ریزرخساره‌های موجود به شرح زیر در تقسیم‌بندی (Flügel 2010) ارائه شده است.

۴-۱. ریزرخساره دریای باز

الف (A: Radiolarian Wackestone): دارای زمینه گل‌پشتیان به رنگ قهوه‌ای تا قهوه‌ای تیره است. میکروفسیل پلاژیک رادیولر به میزان ۱۰ تا ۲۰ درصد با اندازه میانگین ۰/۱ میلی‌متر در مقاطع نازک دیده می‌شود. حضور خرده‌های خارپوست و سوزن اسفنج به میزان کمتر از ۵ درصد و با اندازه میانگین ۰/۱ میلی‌متر (عموما بدون آثار حمل‌شدگی) قابل بررسی است. شکستگی‌های موجود در مقاطع نازک توسط سیمان رگه‌ای پر شده‌اند. این ریزرخساره در بخش قاعده توالی رسوبی فهلیان گسترش بیشتری دارد. با توجه به نمودارهای گاما و صوتی ستبرای آن به ۴۰ متر می‌رسد و در پایان توالی رسوبات سازند فهلیان ستبرای آن کمتر از یک متر و به صورت میان‌لایه‌ای است. این ریزرخساره با رخساره RMF 5 در مدل رخساره‌ای (Flügel 2010) قابل مقایسه است (شکل ۳ الف).

• **تفسیر:** رادیولرها در طی دوران فائروزییک جزو مهم‌ترین زیای تشکیل‌دهنده رسوبات پلاژیک بوده‌اند (De Wever, 2001). نبود خرده‌های فسیلی و پلویید می‌تواند ژرف‌ترین بخش دریایی باز (زیر سطح اثر امواج) را برای ریزرخساره و کستون رادیولر دار رسم کند. با توجه به رخساره‌های الکتریکی، این ریزرخساره بهترین شاخص برای دریای باز است.

۴-۲. ریزرخساره‌های رمپ خارجی

ب (B1: Sponge spicule Wackestone): این ریزرخساره زمینه گل‌پشتیان به رنگ قهوه‌ای روشن دارد. مشتمل بر ۱۵ درصد خرده‌های سوزن اسفنج با اندازه میانگین ۰/۳ میلی‌متر است. بیشتر سوزن‌های اسفنج سودومورف شده‌اند (جایگزینی سیلیس توسط کلسیت). خرده‌های خارپوست با میانگین ۰/۵ میلی‌متر کمتر از ۵ درصد مقطع نازک را تشکیل می‌دهند. خرده‌های انواع جلبک سبز با اندازه میانگین ۰/۳ میلی‌متر به میزان ۱ تا ۲ درصد در مقاطع نازک

مقطع نازک را تشکیل می‌دهد (شکل ۳ ط). تخلخل فنترال در برخی از مقاطع نازک دیده می‌شود. این ریزرخساره را می‌توان با رخساره RMF 23 در مدل رسوبی (Flügel 2010) مقایسه کرد.

• **نفسیو:** از ویژگی‌های آشکار محیط سوپرتایدال و اینترتایدال انحلال شدید دانه‌ای، تخلخل حفره‌ای و گسترش تخلخل چشم پرنده‌ای است که در دسته رخساره‌ای پکستون اینتراکلاستی پلت دار (۴د) دیده می‌شوند. نبود تنوع در زیای جانوری در چینه‌های رسوبی بیان‌کننده شوری بالای محیط دیرینه است. حضور مجموع این عوامل بیان‌کننده زیر محیط پری‌تایدال است (Adabi et al., 2010). با توجه به ویژگی‌های یاد شده، این ریزرخساره در پهنه رسوبی کشتدی نهشته شده است.

۴-۷. دسته ریزرخساره پشته‌های سدی (shoal)

۵-۵: **ریزرخساره گوبن‌استون/پکستون بیوکلاستی (D5: Bioclast Grainstone/Packstone):** زمینه بیشتر از انواع سیمان شفاف تشکیل می‌شود. روزن‌بران کفزی با گوناگونی فراوان در این رخساره حضور دارند و در بیشتر موارد ۴۰ درصد آلومک‌ها را با اندازه میانگین ۲ میلی‌متر تشکیل می‌دهند (شکل ۳ ج). دارای ۲۰ درصد استروماتوپرید و مرجان منفرد با اندازه میانگین ۲/۵ میلی‌متر است. کمتر از ۲۰ درصد پلویید با اندازه میانگین ۰/۵ میلی‌متر و ۱۰ درصد اینتراکلاست با اندازه میانگین ۱ میلی‌متر است. آئید در برخی مقاطع نازک تا ۵ تا ۱۰ درصد با اندازه میانگین ۲ میلی‌متر را تشکیل می‌دهد. در برخی از مقاطع نازک میزان مرجان، جلبک *Lithocodium aggregatum* و استروماتوپرید به بیشتر از ۵۰ درصد می‌رسد که ستری‌ای آن در محل تجمع کمتر از ۳۰ سانتی‌متر است (در مقطع نازک بعدی تهیه شده از مغزه‌ها دیده نمی‌شوند). روزن‌بر کفزی چیره آن *Pseudocyclammina lituus* است. این رخساره با رخساره RMF 26 در مدل رخساره‌ای (Flügel 2010) قابل مقایسه است.

۵-۶: **ریزرخساره گوبن‌استون/پکستون پلتی اینتراکلاست‌دار (D6: Intraclast Peloid Grainstone/Packstone):** بیشتر از ۵۰ درصد پلویید با اندازه میانگین ۰/۵ تا ۱ میلی‌متر و ۱۰ تا ۲۰ درصد خرده‌های اینتراکلاستی در اندازه ۰/۵ میلی‌متر تشکیل شده است (شکل ۳ ک). بیوکلاست‌ها شامل ۲ درصد خرده‌های خارپوست با اندازه میانگین ۰/۳ میلی‌متر و کمتر از ۵ درصد جلبک با اندازه میانگین ۰/۳ میلی‌متر هستند. روزن‌بر کفزی چیره در این رخساره *Lenticulina sp.* است. همبری میان دانه‌ها بیشتر از نوع نقطه‌ای و مماسی است و به ندرت درزه‌های انحلالی در آن گسترش یافته‌اند. این ریزرخساره با رخساره RMF 27 در مدل رخساره‌ای (Flügel 2010) قابل مقایسه است.

۵-۷: **ریزرخساره، گوبن‌استون پلتی آئیددار (D7: Ooid Peloid Grainstone):** دارای بیشتر از ۳۰ درصد پلویید با اندازه میانگین ۰/۵ تا ۱ میلی‌متر، با جورشدگی و گردشدگی خوب، در حدود ۲۰ درصد آئید در اندازه ۰/۷ تا ۱/۵ میلی‌متر و ۱۰ درصد خرده‌های زیستی در اندازه میانگین ۰/۲ میلی‌متر است. میکراتی شدن در بیشتر دانه‌های این ریزرخساره گسترش یافته و تشخیص نوع آئید در بیشتر نمونه‌ها امکان‌پذیر نیست (شکل ۳ ج). در چاه شماره الف ۲، آئیدهای هم‌مرکز با هسته پلوییدی دیده شده‌اند (شکل ۳ ل). ارتباط نقطه‌ای مماسی و محدب معفر در میان دانه‌های آئید قابل تشخیص است. در حاشیه برخی از آئیدها سیمان ایزوپکروس دیده می‌شود. این ریزرخساره با رخساره RMF 29 در مدل رخساره‌ای (Flügel 2010) قابل مقایسه است.

• **نفسیو:** یکی از عامل‌های مهم در رمپ‌های کربناته حضور پشته‌های سدی است (Elrick and Read, 1991). حضور پلت‌ها در کربند رخساره‌ای پشته‌های سدی نشان از انتقال آنها از نواحی کم‌انرژی به بخش‌های پرانرژی دارد (Tucker and Wright, 1990). خرده‌های اسکلتی با حاشیه میکراتی شده، پلوییدها و روزن‌بران کفزی محیط لاگون و برخی از اجزای اسکلتی دریای باز مانند خرده‌های اکتیودرم و سوزن اسفنج نشان‌دهنده تن‌نشینی رخساره‌های یاد شده در محیطی حد واسط لاگون و دریای باز است. وجود سیمان اولیه دریایی مانند

۵-۲: **ریزرخساره پکستون/وکستون بیوکلاستی سالپینگوپرلا دار (D2: Salpingoporella Bioclast Packstone/Wackestone):** دارای ۳۰ تا ۴۰ درصد انواع جلبک سبز شامل *Salpingoporella dinarica*, *Salpingoporella muhlbergi*, *Munieria baconica*, *Clypeina jurassica* است. روزن‌بر کفزی اصلی آن *Pseudochrysalidina sp.* است که کمتر از ۵ درصد مقاطع نازک را تشکیل می‌دهد. در این ریزرخساره کمتر از ۵ درصد لوله‌های گرم، پوسته شکم‌پایان کمتر از ۲ درصد و استروماتوپرید کمتر از ۴ درصد با اندازه میانگین ۰/۳ میلی‌متر دیده می‌شود. خرده‌های بیوکلاستی دارای پوشش میکراتی هستند. برخی از درزه‌های انحلالی موجود در این ریزرخساره با آثار هیدروکربوری پر شده‌اند. در امتداد درزه‌های انحلالی بلورهای دولومیت با اندازه میانگین ۰/۱ میلی‌متر به صورت ثانویه متبلور شده‌اند. این ریزرخساره را می‌توان با رخساره RMF 17 در مدل رخساره‌ای (Flügel 2010) مقایسه کرد (شکل ۳ و). در رده‌بندی (Flügel 2010) تعدادی از ریزرخساره‌ها به محیط کم‌انرژی و محصور نسبت داده شده‌اند. ویژگی‌های این ریزرخساره با اجزای تشکیل‌دهنده آن دسته از ریزرخساره‌ها همخوانی دارد.

۴-۵. ریزرخساره لاگون

۵-۳: **ریزرخساره وکستون تروکلینا‌دار (D3: Trocholina Wackestone):** این ریزرخساره شامل ۲۰ تا ۳۰ درصد کفزی *Trocholina elongata* با اندازه میانگین ۰/۷ میلی‌متر است که توسط سیمان کلسیت اسپاری جایگزین شده‌اند. کمتر از ۱۰ درصد جلبک *Salpingoporella annulata* شناسایی شده است. خرده‌های اسکلتی شامل سوزن اسفنج به میزان ۱ درصد، خرده‌های خارپوست به میزان ۵ درصد و دوکفه‌ای به میزان ۱ درصد است. افزون بر *Trocholina elongata* دارای شکم‌پایان و روزن‌بران کفزی miliolids است. همچنین استروماتوپرید به میزان کمتر از ۱۰ درصد دیده می‌شود. این ریزرخساره را می‌توان با رخساره RMF 20 در مدل رخساره‌ای (Flügel 2010) مقایسه کرد (شکل‌های ۳ ز و ح). به ندرت همراه با این ریزرخساره مادستون با لایه‌بندی دروغین دیده می‌شود که قالب جلبک سبز دارد. در امتداد لایه‌بندی دروغین آثار نفت مشهود است.

• **نفسیو:** استروماتوپریدها در محیطی با انرژی زیاد رشد می‌کنند (به ستری‌ای چند متر) و بیشتر در پهنه‌های کشتدی و سدهای زیستی گسترش دارند؛ ولی می‌توانند به صورت پراکنده در محیط رمپ داخلی (لاگون) حضور داشته باشند (Wertz, 2009). حضور استروماتوپریدها در زمینه گل‌بششیان و به صورت منفرد بیشتر مرتبط با زیررخساره لاگون است. یکی از مهم‌ترین ویژگی‌های آشکار محیط لاگون حضور پوسته‌های آراگونیتی مانند *Trocholina elongata* است که قالب آنها توسط سیمان کلسیت اسپاری جایگزین شده‌اند (Booler and Tucker, 2002). وجود miliolids و شکم‌پایان که به عنوان شاخص آب‌های آرام کم‌ژرفا با شوری میانگین تا فوق‌العاده شور به همراه گونه‌های متفاوت جلبک‌های سبز نشان‌دهنده محیط لاگون (Bachmann and Hirsch, 2006)، محیط کربناتی لاگون را برای این دسته ریزرخساره‌ای (۳د) تأیید می‌کند (شکل ۳ ح). معمولاً انحلال و تخلخل حفره‌ای در سازند فهلیان در ریزرخساره رمپ داخلی (محدوده گسترش جلبک سبز) در نواحی نزدیک به پهنه کشتدی دیده می‌شود (Jamalian et al., 2010). از دید ستری‌ای، بیشترین ستری‌ا در توالی فهلیان پایینی مربوط به رخساره‌های رمپ داخلی (به ویژه لاگون و بخش کم‌انرژی محصور) است. شکل ۴ نمودار فراوانی مربوط به زیر رخساره‌ها را نشان می‌دهد.

۴-۶. ریزرخساره پهنه کشتدی

۴-۵: **ریزرخساره پکستون اینتراکلاستی پلت‌دار (D4: Peloid Intraclast Packstone):** این ریزرخساره دارای اینتراکلاست ۴۰ درصد با اندازه میانگین ۱ میلی‌متر است که به شدت هوازده شده‌اند. همچنین بیشتر از ۲۰ درصد پلویید با اندازه میانگین ۰/۵ میلی‌متر دارد. خرده‌های زیستی در بیشتر مقاطع نازک دیده نشده است یا به علت هوازدگی شدید قابل شناسایی نیستند. پوشش میکراتی و میکراتی شدن در این رخساره گسترش دارد. تخلخل میان دانه‌ای و انحلالی گاه تا ۳۰ درصد

۵-۱. بخش گربنانه

رسوبات کربناته سازند فهلیان به صورت آشکاری در کمرندهای رخساره‌ای دریای باز، پشته‌های سدی و لاگون نهشته شده‌اند. با توجه به رده‌بندی محیط کربناته و مدل رخساره‌ای رمپ ارائه شده توسط (Flugle (2010) و مطالعات صورت گرفته توسط (Van Buchem et al. (2002) و (Jamalian et al. (2010) مدل رخساره‌ای رمپ برای نهشته‌های سازند فهلیان در دشت آبادان ارائه می‌شود. تغییرات تدریجی توالی عمودی رخساره‌ها از محیط دریای باز سازند گرو (Kheradpir, 1975) شروع می‌شود و گاه و به‌طور ناگهانی رخساره دور از ساحل (دریای باز) به رخساره کم‌ژرفا تر (پشته‌های سدی) در بخش کربناته فهلیان می‌رسد. این تغییرات به‌طور محسوسی بیان‌کننده زمین‌ساخت فعال در زمان رسوب‌گذاری است و می‌تواند در ارتباط با بلندای کهن آزادگان بورگان باشد (Abdollahi Fard et al., 2005 and 2006). در ادامه کمرند رخساره‌ای پشته‌های سدی به صورت تدریجی به توالی رخساره‌ای کم‌ژرفا تر لاگون و رس سنگ آهکی و ماسه‌سنگ‌های بخش بالایی فهلیان تبدیل می‌شود. تغییرات ستبرای در کمرند رخساره‌ای دریای باز در بالا و پایین بلندای بورگان آزادگان محسوس نیست. رسوبات مربوط به نهشته‌های رمپ داخلی (گاه پشته‌های سدی) در بالای بلندای بورگان آزادگان روی رسوبات دریای باز قرار می‌گیرند. در نواحی مختلف، پشته‌های سدی دارای تغییرات ستبرای قابل توجهی هستند. توالی رسوبی مربوط به محیط لاگون در بخش بالای بلندای قدیمه ستبرای بیشتری در بخش کربناته دارد. گاهی در توالی رمپ داخلی، روزن‌بر کفزی miliolids و پوسته شکم‌پایان تجمع قابل توجهی دارند که به همراه آن تجمع انواع جلبک‌های سبز دیده می‌شود. این شواهد بیان‌کننده محصور شدن رمپ داخلی در بازه‌های از زمان رسوب‌گذاری در رمپ کربناته است.

۵-۲. بخش گربنانه - تخریبی

از چگونگی تشکیل رسوبات مخلوط کربناته تخریبی در سازند فهلیان اطلاعات زیادی در دست نیست. علت تفکیک بخش کربناته تخریبی گسترش ناحیه‌ای آن است. کمرندهای رخساره‌ای مشابه بخش کربناته در مطالعات (Van Buchem et al. (2002) و (Jamalian et al. (2010) گزارش نشده‌اند. در کشورهای حاشیه خلیج فارس توالی‌های رسوبی کرتاسه آغازین با چینه‌های آهکی همراه با میان‌لایه‌های مارن و ماسه در محیط رسوبی کربناته تخریبی نهشته شده‌اند (Sharland et al., 2001). Davies et al., 2002) در بخش کربناته تخریبی، نهشته‌های کربناته در خاور میدان مورد مطالعه ستبرای بیشتری دارند که در بیشتر موارد رخساره‌های رمپ داخلی هستند؛ در باختر سنگ‌رخساره‌های تخریبی، ستبرای آنها بیشتر است و به سوی خاور از ستبرای آنها کاسته می‌شود (شکل ۶). توالی رسوبی در بخش بالایی سازند فهلیان عبارت است از سنگ‌رخساره رس سنگ آهکی (۳۰) که لایه‌های ماسه‌سنگی سیلستونی (۲۰) به صورت میان‌لایه در آن دیده می‌شوند. در بخش بالایی، لایه‌های مادستون ماسه‌ای (۱۰) و رخساره‌های بیشتر رمپ داخلی (لاگون) و گاه رمپ میانی/خارجی به صورت میان‌انگشتی قرار می‌گیرند. با توجه به معادل سنی سازند تراوی و یاماما در عراق (Sharland et al., 2001) احتمالاً منشأ رس سنگ و ماسه‌ها باید مشابه باشند. در نتیجه انتظار می‌رود با دور شدن از منشأ رسوبات آواری، ستبرای توالی آواری تخریبی کم و شرایط لازم برای نهشته شدن توالی‌های کربناته در خاور میدان فراهم شده باشد (شکل ۶). تغییرات جانبی توالی رسوبی که متأثر از بلندای قدیمه است، نشان از زمین‌ساختی فعال تر در زمان پایان رسوب‌گذاری سازند فهلیان دارد (Davies et al., 2002; Sharland et al., 2001; Abdollahi Fard et al., 2005 & 2006). همچنین وجود ناپیوستگی رسوبی میان سازندهای فهلیان و گدوان (Wynd, 1965) فعالیت‌های زمین‌ساختی در زمان پایان نوکومین را تأیید می‌کند.

۶- رخساره‌های الکتریکی (Electrofacies)

درستی رخساره‌های الکتریکی در تفسیر ویژگی‌های مخزنی در مقالات بسیاری از جمله (Perez et al. (2005; Kumer and Kishore (2006; Shin-Ju and Rabiller (2005); (Kelkar (2005; Frew, (2004; Izadi and Ghalambor (2013) بیان شده است. از

سیمان هم‌ستبرای آراگونیتی و سیمان شفاف هم‌بعد در پیرامون خرده‌های خارپوست می‌تواند پهنه فراتیک دریایی فعال و پیرانرژی را برای دسته رخساره‌ای پشته‌های سدی بیان کند (Adabi and Rao, 1991). ریزرخساره‌های پشته‌های سدی (۵، ۶ و ۷) در میدان‌های نفتی که در بخش بالای بلندای جای دارند نسبت به آنهایی که در پایین افتادگی بلندای قدیمه قرار می‌گیرند ستبرای بیشتری دارند (شکل ۶).

۴-۸. محیط رسوبی مخلوط گربنانه - تخریبی

۱-۵) ریزرخساره مادستون ماسه‌ای - سنگ آهک‌رسی (E1: Sandy Mudstone - Argillaceous Limestone): به علت کیفیت پایین کنده‌ها و تهیه نشدن مغزه، عموماً اجزای تشکیل‌دهنده سنگ در بخش بالایی سازند فهلیان قابل شناسایی نیست. کنده‌ها ۵ تا ۱۵ درصد ماسه با جورشدگی خوب و گردشدگی بد (اندازه آنها ماسه ریز تا درشت) دارند. در برخی نمونه‌های دستی (نمونه شسته شده) مقدار رس زیاد است و ژرفاهای مربوط به این ریزرخساره در نمودار ترسیبی چاه (Graphic Well Log) مارن نام‌گذاری شده‌اند. ستبرای رخساره مادستون ماسه‌ای آهک‌رسی در چاه ۱۰ (در خاور دشت آبادان) ۲۰ متر بیشتر در تداخل با ریزرخساره‌های رمپ داخلی (عموماً لاگون) است. رخساره یاد شده در چاه الف ۲ (در باختر دشت آبادان) ۶۰ متر ستبرای دارد و بیشتر با ریزرخساره‌های رمپ داخلی به صورت میان‌لایه‌ای در تداخل است (شکل ۳ م).

۲-۵) سنگ‌رخساره ماسه‌سنگی - سیلستونی (E2: Sandstone/Siltstone): جنس دانه‌های ماسه کوارتزی و اندازه دانه‌های آن دانه‌ریز تا دانه متوسط با جورشدگی متوسط و گردشدگی بد است. برخی از کنده‌ها دارای سیمان آهکی و گاه دولومیتی هستند (شکل ۳ ن). دانه‌های کوارتزی بیشتر تک‌بلور بوده و خاموشی موجی دارند در رده‌بندی (Folk (1974) در محدوده کوارتز آنرایت قرار می‌گیرند. بیشترین ستبرای سنگ‌رخساره ماسه‌ای/سیلستونی در باختر دشت آبادان به ۶ متر (چاه الف ۲) می‌رسد که به سوی خاور از ستبرای آن کم می‌شود و در چاه ۱۰ به کمتر از ۲ متر می‌رسد.

۳-۵) سنگ‌رخساره رس سنگ آهکی (E3: Calcareous Claystone): کیفیت کم کنده‌های حفاری سبب شده است تا بقایای جانوری یا گیاهی و لامیناسیون در مقاطع نازک قابل شناسایی نباشد. افزون بر اینکه در مقاطع نازک تهیه شده از کنده‌ها رس سنگ سرخ، مارن سرخ و انیدریت دیده نشد، در هیچ یک از نمودارهای ترسیبی چاه گزارشی مبنی بر وجود آنها منتشر نشده است. این سنگ‌رخساره مقدار آهک بالایی دارد و در نمودار ترسیبی چاه در برخی از توصیف‌ها مارن نام‌گذاری شده‌اند. پس از تطابق و تصحیح ژرفای میان واحدهای سنگی و نتایج پتروفیزیکی مشخص شد، نمودار گاما بیشترین درصد شیل را در این سنگ‌رخساره نشان می‌دهد. ستبرای سنگ‌رخساره رس سنگ آهکی با توجه به توصیف نمونه‌های دستی خشک شده به‌طور میانگین ۸۰ متر است.

• تقسیم‌بندی وجود سیمان کربناته و ماسه‌سنگ‌های نابالغ مرتبط با محیط دریایی کم‌ژرفا می‌شوند (Tucker, 2001; Pettijohn et al., 1987; Mahboubi et al., 2010). ورود رسوبات سیلیسی آواری می‌تواند بیان‌کننده حضور جریان‌های آب شیرین در محیط‌های ساحلی باشد (Bachmann and Hirsch, 2006) با توجه به شواهد یاد شده و در بر گرفته شدن رسوبات سیلیسی آواری با دسته ریزرخساره‌های رمپ داخلی و خارجی، دسته رخساره‌ای محیط رسوبی مخلوط کربناته تخریبی باید در کمرند رخساره‌ای رمپ داخلی نهشته شده باشد، که گاه با ژرف‌تر شدن شرایط لازم برای نهشت جزئی ریزرخساره‌های رمپ خارجی (ب) را به صورت میان‌لایه‌ای فراهم کرده است.

۵- محیط رسوبی

سازند فهلیان از دو بخش کربناته و مخلوط کربناته تخریبی تشکیل شده است. ریزرخساره‌های موجود در بخش پایین فهلیان در محیط رمپ کربناته با شیب یکنواخت نهشته شده‌اند. بخش بالایی سازند فهلیان تداخل محیط کربناته تخریبی را نشان می‌دهد. در شکل ۴ مدل محیط رسوبی سازند فهلیان در دشت آبادان ارائه شده است.

رخساره‌های سنگ‌نگاری نشان از بخش ژرف‌تر محیط رسوبی (یعنی رخساره رمپ میانی و خارجی) دارند.

از محیط مخلوط کربناته آواری مغزه‌ای در دست نیست؛ در نتیجه از کنده‌های حفاری برای مطالعات سنگ‌نگاری استفاده شد. در نمودارهای پتروفیزیکی بیشترین خوانش نمودار گاما و بیشترین خوانش نمودار صوتی مربوط به این دسته از رخساره‌های الکتریکی است. در نمودارهای وابسته، این ریزرخساره‌ها بیشترین مقدار حجم شیل (حضور کانی رسی) و کمترین میزان حجم آهک و دولومیت را خواهند داشت. تغییرات شدیدی که در ریزرخساره‌های فلهیان بالایی رخ می‌دهد به خوبی توسط نمودارهای پتروفیزیکی قابل تشخیص است؛ در نتیجه رخساره‌های الکتریکی در محیط مخلوط کربناته تخریبی عملکرد بسیار خوبی داشته‌اند. بر این اساس تفکیک رخساره‌های الکتریکی در محیط مخلوط کربناته تخریبی نسبت به محیط رمپ کربناته بالاتر است.

نتایج حاصل از رخساره‌های الکتریکی در شکل‌های ۵ و ۶ رسم شده‌اند. آموزش داده‌ها باید پس از خروج مدل‌ها اعتبارسنجی شوند، تا مدل قابل قبولی برای رخساره‌ها ارایه شود. در نتیجه مدل‌های رخساره‌ای الکتریکی توسط مغزه مورد اعتبارسنجی قرار گرفته‌اند (شکل ۵ بخش‌های ۳ و ۴). همچنین حد فاصل بخش‌های پایینی و بالایی فلهیان تغییرات شدید رخساره‌ای را نشان می‌دهد؛ مدل ارایه شده توسط روش MRGC توانسته است رخساره‌های الکتریکی قابل قبولی را با توجه به کنده‌های حفاری پیش‌بینی کند. مدل‌های تولید شده زمانی کاربرد خواهند بود که در میدان‌های نفتی هم‌جوار نیز قابل بررسی باشند. در یک مدل‌سازی مطلوب تغییرات جانبی رخساره‌ها می‌تواند توسط رخساره‌های الکتریکی آشکار شود. تشخیص تغییرات جانبی توسط رخساره‌های الکتریکی سبب شناسایی پیشروی سطح آب دریا در بخش مربوط به سنگ‌رخساره رس‌سنگ آهکی (۳۰) در پایین‌ترین بخش فلهیان بالایی شده است. تغییرات جانبی کربندهای رخساره‌ای در چاه‌های الف ۲، ب ۲، و ۱۰، ۱۱ قابل شناسایی است (شکل ۶). با توجه به تفسیر محیط رسوبی انتظار می‌رود با نزدیک شدن به رأس بالای بلندای قدیمه بورگان آزادگان (باختر دشت آبادان) در بخش بالایی فلهیان رسوبات تخریبی آواری از باختر به خاور کاهش محسوس سبتر داشته باشند (دور شدن از بخش بالای بلندای قدیمه). با توجه به هم‌سطح‌سازی سازند در مرز بخش بالایی و پایینی فلهیان مشخص شد مدل خوشه‌ای MRGC توانسته است بدون در نظر گرفتن جزئیات، انتظار شناسایی تغییرات جانبی در کنار مطالعات محیط رسوبی و چینه‌نگاری سکاسنی را برآورده کند (شکل ۶ بیضی‌های بالای تصویر).

۷- چینه‌نگاری سکاسنی

مطالعات (Davies et al. (2002 و Sharland et al. (2001 سه سطح بیشینه خرقاب را در نئوکومین را نشان می‌دهد. همچنین ایشان یک ناپیوستگی در والائزین به نام ناپیوستگی والائزین پایانی (Late Valanginian Unconformity, LVU) معرفی می‌کنند. شناور کردن چاه‌ها در مرز بخش‌های بالایی و پایینی فلهیان سبب می‌شود، شناسایی پیشروی و پسروی رخساره‌ها در توالی عمودی بهتر قابل بررسی باشد (شکل ۶). در این مطالعه سکاسنی‌های سازند فلهیان با رخساره‌های ژرف شونده به سوی بالا (TST) شروع می‌شود و با رسیدن به سطح بیشینه پیشروی آب (MFS) ادامه و در پایان با رسیدن به رخساره‌های کم‌ژرفا شونده (HST) پایان می‌یابد. بر این اساس در مجموع ۳ سکاسنی رده سوم برای رسوبات نهشته شده در سازند فلهیان در دشت آبادان معرفی می‌شود. سکاسنی اول و دوم در بخش کربناته فلهیان پایینی و سکاسنی سوم در بخش بالایی فلهیان (بخش مخلوط کربناته تخریبی) قرار دارد. در سامانه تراکت‌ها بخش HST نسبت به TST سبترای بیشتری دارد و ویژگی‌های سنگ مخزن برای تجمع هیدروکربور در آنها گسترش یافته و حفظ شده است. به جز مرز سکاسنی آخر (مرز سازندهای فلهیان و گدوان که از نوع sb1 است) همه مرزهای سکاسنی از نوع sb2 هستند.

آنجایی که هر رخساره زمین‌شناسی (گونه‌سنگی) دارای ویژگی‌های مخزنی خاص خود است (Askari and Behrouz, 2011) در نتیجه می‌توان از رخساره‌های مخزنی برای تعیین رخساره‌های سنگی استفاده کرد (رخساره‌های مخزنی در ارتباط با رخساره‌های رسوب‌شناسی هستند). در خوشه‌سازی به روش MRGC نمودارهای نوترون، چگالی، صوتی، گاما و مقاومت به عنوان نمودارهای اصلی در آموزش شبکه استفاده شده‌اند. با توجه به نمودارهای یاد شده نمودارهای حجمی شیل، آهک، دولومیت، ماسه و درصد تخلخل، تخلخل مفید و اشباع آب در روش Multimin به دست آمد. نمودارهای حجمی شیل، آهک، دولومیت، ماسه و درصد تخلخل مفید و اشباع آب به عنوان نمودارهای وابسته در مدل گنجانده شده‌اند. همه خوشه‌های آموزش داده شده (۷ خوشه، ۹ خوشه و ۱۲ خوشه‌ای) در روش KNN ارزیابی شده‌اند. پس از بررسی شمار خوشه‌ها و مقدار وزن داده شده به نمودارها مشخص شد که مدل ۱۲ خوشه‌ای ایجاد شده بیشترین سازگاری را با شمار رخساره سنگی در زمین‌شناسی دارد. خوشه‌ها بر پایه ICM همسایه نزدیک (KNN) دوباره ارزیابی شده و نمودارهای حاصل از ۱۲ خوشه دوباره رسم شده‌اند. در شکل ۵ بخش‌های ۲ و ۳، برای مقایسه میان رخساره‌های الکتریکی و کربندهای رخساره‌های حاصل از مغزه رسم شده است.

دسته ریزرخساره‌های شناسایی شده در زیرمحیط‌های دریای باز، رمپ میانی، رمپ خارجی، رمپ داخلی (پشته‌های سدی، لاگون و پهنه کشندی) دسته‌بندی شده‌اند. رخساره‌های کربناته در بخش پایینی فلهیان تکرار شده‌اند و سنگ رخساره‌ها در بخش بالایی فلهیان گسترش دارند. هنگامی که نمودارهای یک خوشه بیشترین تغییرات را نسبت به خوشه‌های بعدی نشان دهند رخساره‌های الکتریکی به خوبی می‌توانند جایگزین رخساره‌های سنگ‌نگاری شوند. در سنگ‌نگاری بخش کربناته، بیشترین تخلخل و دولومیت زایی با رخساره رمپ داخلی مرتبط است. این ویژگی را می‌توان در نمودارهای پتروفیزیکی شناسایی کرد. در نتیجه نسبت دادن الگوی رخساره لاگون به خوشه‌های که بیشترین دولومیت و تخلخل را دارند، منطقی به نظر می‌رسد. در مطالعات سنگ‌نگاری مشخص شد که سیمانی شدن مانع از گسترش تخلخل میان‌دانه‌ای در کربند رخساره‌ای پشته‌های سدی شده است. در نتیجه کمترین میزان خوانش گاما و سریع‌ترین پاسخ نمودار صوتی در محدوده رخساره‌های کربناته مربوط به پشته‌های سدی است (حضور دانه‌های ایتراکلاست و پلوید که میکرایتی شده‌اند سبب تفکیک در نمودارهای گاما می‌شود). بر این اساس خوشه‌ای که بیشترین تخلخل میان‌دانه‌ای و کمترین گاما و حجم دولومیت و نمودار صوتی کمترین فراوانی تجمعی را دارد به الگوی ریزرخساره پشته‌های سدی نسبت داده می‌شوند. ریزرخساره دریای باز (الف) مانند رخساره پشته‌های سدی و سنگ‌رخساره آواری تخریبی تخلخل مفید پایینی دارد. اما مقدار رس سنگ در این رخساره کربناته نسبت به دیگر رخساره‌های کربناته بیشتر است. در نتیجه خوشه‌ای که کمترین تخلخل مفید (نمودار PIGN)، حجم دولومیت و بیشترین خوانش گاما را دارد به رخساره دریای باز نسبت داده می‌شود. اگر سوزن‌های اسفنج با ماهیت سیلیسی در رخساره کربناته دریایی گسترش یافته بودند؛ می‌توانستند روی نمودارهای گاما تأثیر بگذارند (در صورت نبود چرت در همان رخساره) شاخص خوبی برای تعیین الگو در خوشه‌ها باشند. رخساره‌های رمپ خارجی/میانی و دریای باز از دید ویژگی‌های رخساره‌های الکتریکی (نمودار تجمعی و انحراف از معیار) تقریباً مشابه هستند؛ در نتیجه خوشه‌ها نمی‌توانند میان کربندهای رخساره‌ای تفکیک قابل قبولی ارایه دهند (به شکل ۵ توجه شود که رخساره‌های رمپ میانی، رمپ خارجی و دریای باز در همسایگی یکدیگر دسته‌بندی شده‌اند). در بخش پایینی محیط رمپ کربناته (شکل ۵ ۲) خوشه‌سازی صورت گرفته اما به علت نزدیک بودن شواهد پتروفیزیکی تفکیک قابل قبولی در خوشه‌ها ایجاد نشده است. علامت سوال در شکل ۵ ۲ نشان می‌دهد که به علت داده‌های مشابه زیاد، خوشه‌های ایجاد شده توانایی کافی برای پیش‌بینی صحیح رخساره‌های سنگ‌نگاری را ندارند. این مدل نشان‌دهنده ریزرخساره لاگون (د ۳) است که تخلخل ندارد، در صورتی که

۱-۲. سکانس ۱

این سکانس بیشترین ستبرای در میان سکانس‌های شناسایی شده دارد. بیشینه ستبرای آن ۲۵۵ متر است (ستبرای سکانس‌ها در جدول ۱ ارائه شده است). مرز پایینی سکانس اول را تنها در چاه الف ۱ می‌توان تفکیک کرد و در دیگر چاه‌ها بخشی از سامانه تراکت HST قابل شناسایی است. مرز زیرین این سکانس منطبق با رأس سازند گرو از نوع sb2 است. سامانه تراکت TST سکانس اول را می‌توان به ترتیب با رخساره‌های محیط دریای باز (ریزرخساره و کستون رادیولری) و کستون سوزن اسفنجی و ریزرخساره پکستون/وکستون بیوکلاستی دار شناسایی کرد. بیشترین میزان سطح پیشروی را می‌توان با افزایش در میزان درصد زیای رادیولر و درصد شیل در نمودار گاما شناسایی کرد. سامانه تراکت HST به ترتیب با ریزرخساره پکستون/وکستون بیوکلاستی دار، دسته ریزرخساره‌های پشته سدی با برتری رخساره گرین استون/پکستون پلتی ایتراکلاستی و ریزرخساره رمپ داخلی (کم انرژی و محصور) با برتری رخساره پکستون/وکستون بیوکلاستی سالیئنگوپرلادار قابل بررسی است. بیشترین سطح پیشروی شناسایی شده در این سکانس با بیشترین سطح غرقاب K20 که توسط Davies et al. (2002) و Sharland et al. (2001) معرفی شده برابر است. از این رو سن احتمالی بریزاین برای این سکانس معرفی می‌شود. تخلخل انحلالی شرایط سنگ مخزنی خوبی در بخش پایانی سامانه تراکت HST ایجاد می‌کند. در بیشتر معازن شناسایی شده در بالای بلندی کهن بورگان آزادگان در بخش بالایی سامانه تراکت HST تجمع هیدروکربور رخ داده است و در بخش پایین بلندی قدیمه کتر (چاه ۱۰) تجمع هیدروکربور دیده می‌شود. مرز میان آب و نفت در این سکانس قرار دارد.

۲-۲. سکانس ۵۰م

این سکانس کمترین میزان ستبرای در میان سکانس‌های شناخته شده دارد. ستبرای این سکانس کمینه ۵۵ متر (در پایین بلندی قدیمه) و بیشینه ۱۶۹ متر در بالای بلندی قدیمه است (ستبرای سکانس‌ها در جدول ۱ ارائه شده است). بیشترین ستبرای در چاه الف ۱ و کمترین ستبرای در چاه ۱۰ دیده می‌شود. سامانه تراکت TST از دید ستبرای و نوع رخساره، در بخش پایین و بالای بلندی کهن متضاد است. بخش پایینی سامانه تراکت TST به ترتیب شامل رس سنگ آهکی (۳۰) با ستبرای ۲ متر، سنگ رخساره ماسه سنگی (۲۰) با ستبرای ۰/۵ تا ۲ متر، آهک رسی (۱۰) به همراه رس سنگ آهکی (۳۰) به صورت میان‌لایه‌ای با ستبرای ۲۰ متر است که با مجموعه رخساره‌ای رمپ داخلی فلوئ استون بیوکلاستی سودوسیکلیمینادار، رخساره رمپ میانی و رمپ خارجی ارتباط دارد. در بخش بالای بلندی قدیمه، سامانه تراکت TST به ترتیب شامل رخساره محیط لاگون فلوئ استون بیوکلاستی سودوسیکلیمینادار، رخساره رمپ میانی و رمپ خارجی است. بیشترین سطح پیشروی را در این سکانس می‌توان با حضور لایه‌های نازک از زیای پلاژیک رادیولر و سوزن اسفنج به ستبرای ۱ تا ۲ متر شناسایی کرد. بخش سامانه تراکت HST این سکانس در بخش پایین افتادگی بلندی قدیمه به ترتیب با دسته ریزرخساره‌ای رمپ خارجی، رمپ میانی، فلوئ استون بیوکلاستی سودوسیکلیمینادار و پکستون/وکستون بیوکلاستی سالیئنگوپرلادار پوشش داده می‌شود. در بخش بالایی بلندی قدیمه، این سامانه تراکت به ترتیب شامل دسته ریزرخساره‌های رمپ داخلی (ریزرخساره‌های پشته‌های سدی و ریزرخساره‌های لاگون) است که معمولاً به صورت ۲ پاراسکانس تا انتهای سامانه تراکت تکرار شده‌اند. در هر دو بخش بلندی قدیمه، بخش بالایی سامانه تراکت HST به دسته ریزرخساره محیط لاگون می‌رسد که بیشتر تخلخل قالی (در جلبک‌ها) و انحلالی در آن گسترش یافته است. از پایین به بالا در سامانه تراکت HST میزان درزه‌های انحلالی و پرشدگی آن توسط دولومیت‌های ریزولور افزایش می‌یابد. مرز پایینی و بالایی این سکانس از نوع sb2 است. بیشترین سطح پیشروی شناسایی شده در این سکانس با بیشترین سطح غرقاب K30 معرفی شده توسط Davies et al. (2002) و Sharland et al. (2001) برابر است. از این رو سن بریزاین پایانی و الاژین آغازی برای این سکانس معرفی می‌شود. با توجه به وجود تخلخل

قالبی و انحلالی و گسترش درزه‌های انحلالی شرایط مخزنی خوبی در سامانه تراکت HST این سامانه تراکت فراهم شده است. انحلال به‌ویژه در زیر مرزهای سکانسی از نوع قالبی و انحلالی است (Rahimpour-Bonab et al., 2012) در نتیجه بخش انتهایی سامانه تراکت HST در بیشتر میادین به عنوان سنگ مخزن شناخته می‌شود.

۳-۲. سکانس سوم

اگر چه از رخساره‌های الکتریکی به عنوان تکمیل کننده داده‌های سنگ‌نگاری حاصل از کنده‌های حفاری استفاده شده است؛ اما تهیه نکردن مغزه از این بخش، شناسایی اجزای تشکیل دهنده سکانس سوم را با مشکل روبه‌رو می‌کند (ستبرای سکانس‌ها در جدول ۱ ارائه شده است). کمترین ستبرای سکانس سوم در بخش فروافتاده بلندی قدیمه ۸۵ متر (چاه ۱۰) و بیشترین ستبرای آن ۱۹۴ متر (چاه الف ۲) در بالای بلندی قدیمه است. علت این تغییر در ستبرای کاهش ستبرای سنگ رخساره‌های ماسه سنگی و سیلتستونی (۲۰) و رس سنگ آهکی (۳۰) در پایین بلندی کهن است. سامانه تراکت TST در بخش پایین بلندی قدیمه به ترتیب با رخساره‌های رمپ خارجی و رمپ میانی به ریزرخساره دریای باز و وکستون سوزن اسفنجی با ستبرای بیشینه ۲ متر می‌رسد. سامانه تراکت TST در بالای بلندی قدیمه به ترتیب عبارتند از: رخساره‌های رمپ داخلی (لاگون) با ستبرای ۲۰ متر، پشته‌های سدی با ستبرای ۱۰ متر و رخساره وکستون سوزن اسفنجی با ستبرای ۲ متر. بیشترین سطح پیشروی دریا سبب نهشته شدن ریزرخساره وکستون رادیولری (الف) به ستبرای ۱ تا ۲ متر در سکانس سوم شده است. سامانه تراکت HST در بخش پایین بلندی قدیمه به ترتیب شامل ریزرخساره‌های رمپ داخلی پکستون/وکستون بیوکلاستی سالیئنگوپرلادار، وکستون تروکلیمینادار، رخساره سنگ آهک رسی (۱۰) با ستبرای ۱ تا ۲ متر است که به صورت میان‌لایه‌ای با سنگ رخساره رس سنگ آهکی (۳۰) به ستبرای متناوب ۵ تا ۲۰ متر قرار می‌گیرند و در پایان به رخساره لاگون، پکستون/وکستون بیوکلاستی سالیئنگوپرلادار می‌رسد. سامانه تراکت HST در بخش بالای بلندی قدیمه به ترتیب شامل رخساره‌های لاگون پکستون/وکستون بیوکلاستی سالیئنگوپرلادار به ستبرای ۱۰ متر، سنگ رخساره رس سنگ آهکی (۳۰) با ستبرای متناوب ۱۰ تا ۸۰ متر به صورت میان‌لایه‌ای با سنگ رخساره ماسه سنگی و سیلتستونی (۲۰) با ستبرای ۲ تا ۶ متر، رخساره آهک رسی (۱۰) با ستبرای ۶۰ متر و در پایان ریزرخساره رمپ داخلی است. در شکل ۶ در بخش HST دو پاراسکانس قابل بررسی است که توالی رسوبی آنها عبارت است از: سنگ رخساره رس سنگ آهکی (۳۰) که لایه‌های ماسه‌ای سنگ رخساره ماسه سنگی سیلتستونی (۲۰) به صورت میان‌لایه در آن دیده می‌شود و در بخش بالایی آن، لایه‌های مادستون ماسه‌ای (۱۰) و ریزرخساره‌های لاگون به صورت میان‌گشتی قرار می‌گیرند. با توجه به مطالعات Wynd (1965) مرز سکانسی در بخش بالایی این سکانس از نوع Sb1 است. بیشترین سطح پیشروی شناسایی شده در این سکانس با بیشترین سطح غرقاب K40 که توسط Davies et al. (2002) و Sharland et al. (2001) معرفی شده برابر است. از این رو سن احتمالی والاژین هتروین برای این سکانس معرفی می‌شود. وجود ناپیوستگی درجه یک در مرز K40 سازند رتاوی و ناپیوستگی فهلیان گدوان شاخص بسیار خوبی برای شناسایی سکانس‌های رسوبی موجود در نوکومین است. حضور سنگ رخساره رس سنگ آهکی با چیره بودن میزان رس سبب شده است تا این سکانس به همراه بخش‌هایی از سازند گدوان نقش پوش سنگ را برای سکانس اول و دوم بازی کند.

۸- نتیجه‌گیری

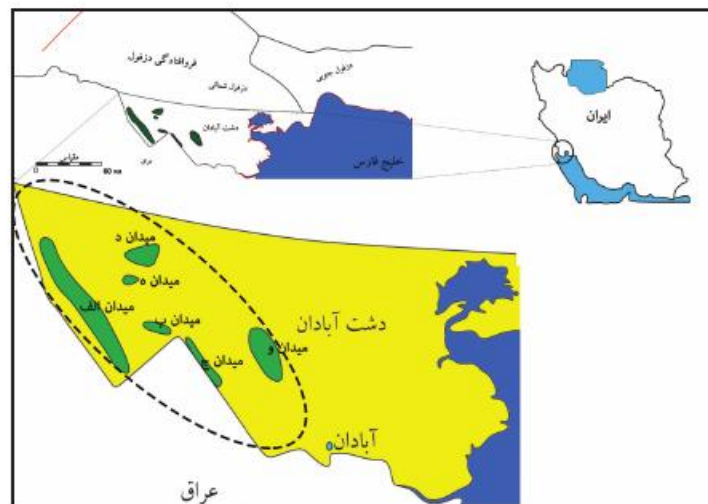
نهشته‌های کرناته سازند فهلیان در دشت آبادان شامل ۱۲ ریزرخساره رسوبی است که در کمربندهای رخساره‌ای دریای باز، رمپ خارجی، رمپ میانی و رمپ داخلی نهشته شده‌اند. بیشترین ستبرای رسوبات در بخش کرناته مربوط به کمربند رخساره‌ای رمپ داخلی (لاگون و پشته‌های سدی) است. پراکندگی پلوییدها، جلبک سبز و روزن‌بران کف‌زی محیط رمپ داخلی در زیر محیط دریای باز، رمپ میانی و خارجی نشان از محیط رمپ کرناته با شیب یکنواخت در بخش پایینی سازند فهلیان دارد.

نیست؛ سبب بهبود کیفیت مطالعه و آسان تر شدن تصمیم گیری در چگونگی گسترش جانی کمرندهای رخساره ای شده است. رخساره های الکتریکی حاصل از روش MRGC در مرز بالایی و پایینی به قدری دقیق هستند که می توان توسط آنها پیشروی و پسروی رسوبات را با شواهد بیشتر و دقیق تر تشخیص داد.

در سازند فهلیان در دشت آبادان سه سکانس از نوع رده ۳ شناسایی شده است. تغییرات رخساره ای در سکانس اول محسوس نیست؛ در حالی که در سکانس های دوم و سوم تغییرات سنگ ننگاری میان بالا و پایین بلندای قدیمه بورگان آزادگان به طور محسوس در سترا قابل بررسی است. به علت فرارگیری بخش HST سکانس اول در بالای بلندای کهن در این بخش از سکانس تجمع هیدروکربور صورت پذیرفته است در حالی که تجمع هیدروکربور در همین بخش از سکانس در پایین بلندای کهن کمتر دیده می شود.

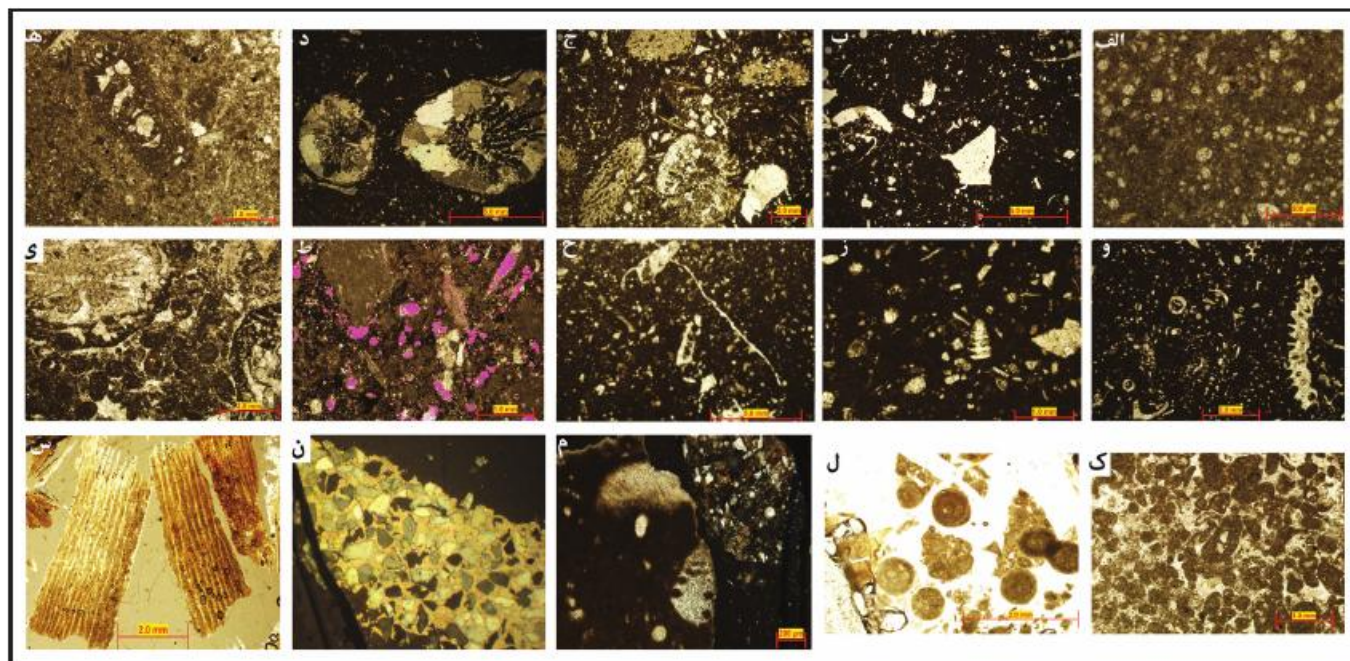
گسترش ریزرخساره های کربناته در کنار رخساره های تخریبی آواری بیان کننده محیط رسوبی مخلوط کربناته تخریبی برای بخش بالایی سازند فهلیان است. رسوبات تخریبی آواری با رخساره های بیشتر کم ژرفای کربناته در فهلیان بالایی به صورت میان انگشتی در ارتباط هستند که در نتیجه آن باید رسوبات آواری در محیط کم ژرفا نهشته شده باشند. تغییرات رخساره جزئی در بخش کربناته و تغییرات سترا برای سنگ رخساره های تخریبی آواری به ویژه سنگ رخساره های ۲۰ و ۳۰ بیان کننده تأثیر بلندای قدیمه بورگان آزادگان بر محیط رسوبی بوده است. این ویژگی با هم سطح سازی در مرز میان فهلیان بالایی و پایینی قابل بررسی است.

بررسی رخساره های الکتریکی در کنار مطالعات سنگ ننگاری که از کنده های حفاری تهیه شده اند، به ویژه در بخش هایی که کیفیت کنده های حفاری خوب

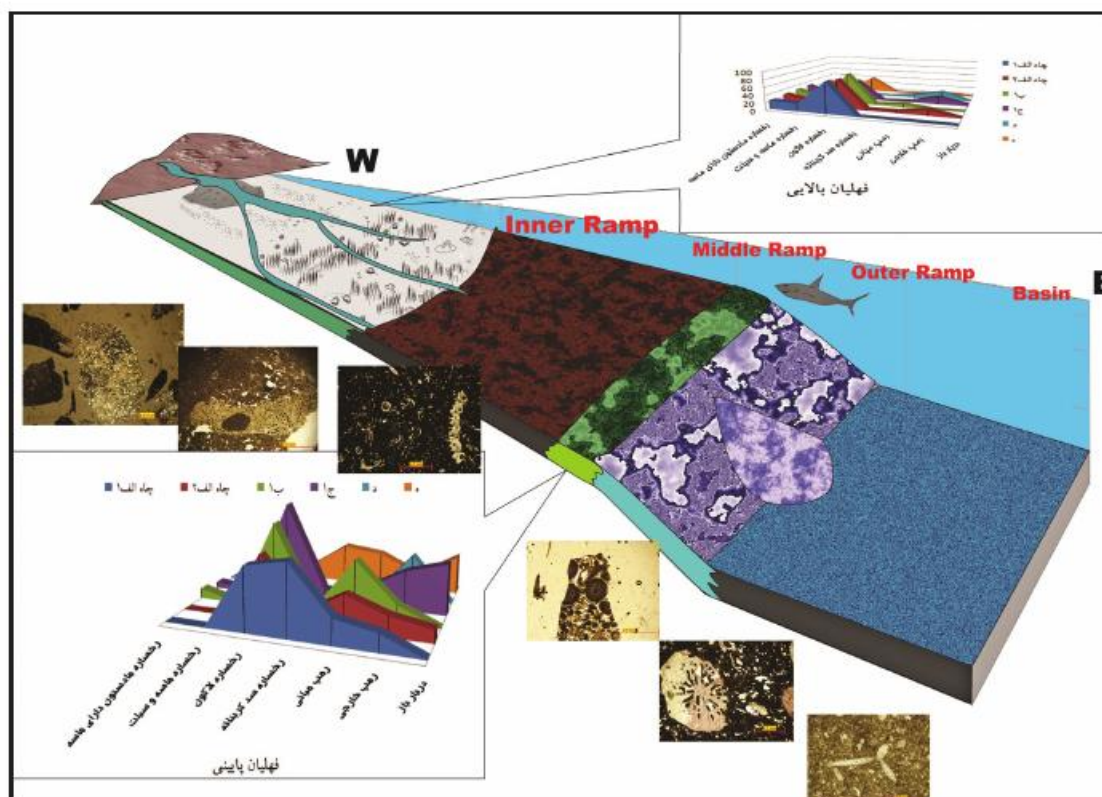


شکل ۱- محدوده دشت آبادان و میدانی مورد مطالعه. بیضی محدوده بلندای بورگان- آزادگان در ناحیه دشت آبادان را نشان می دهد. میدان الف، ب و بخشی از میدان ج روی بلندای دیرینه و میدان های د، ه، و در پایین بلندای دیرینه قرار دارند.

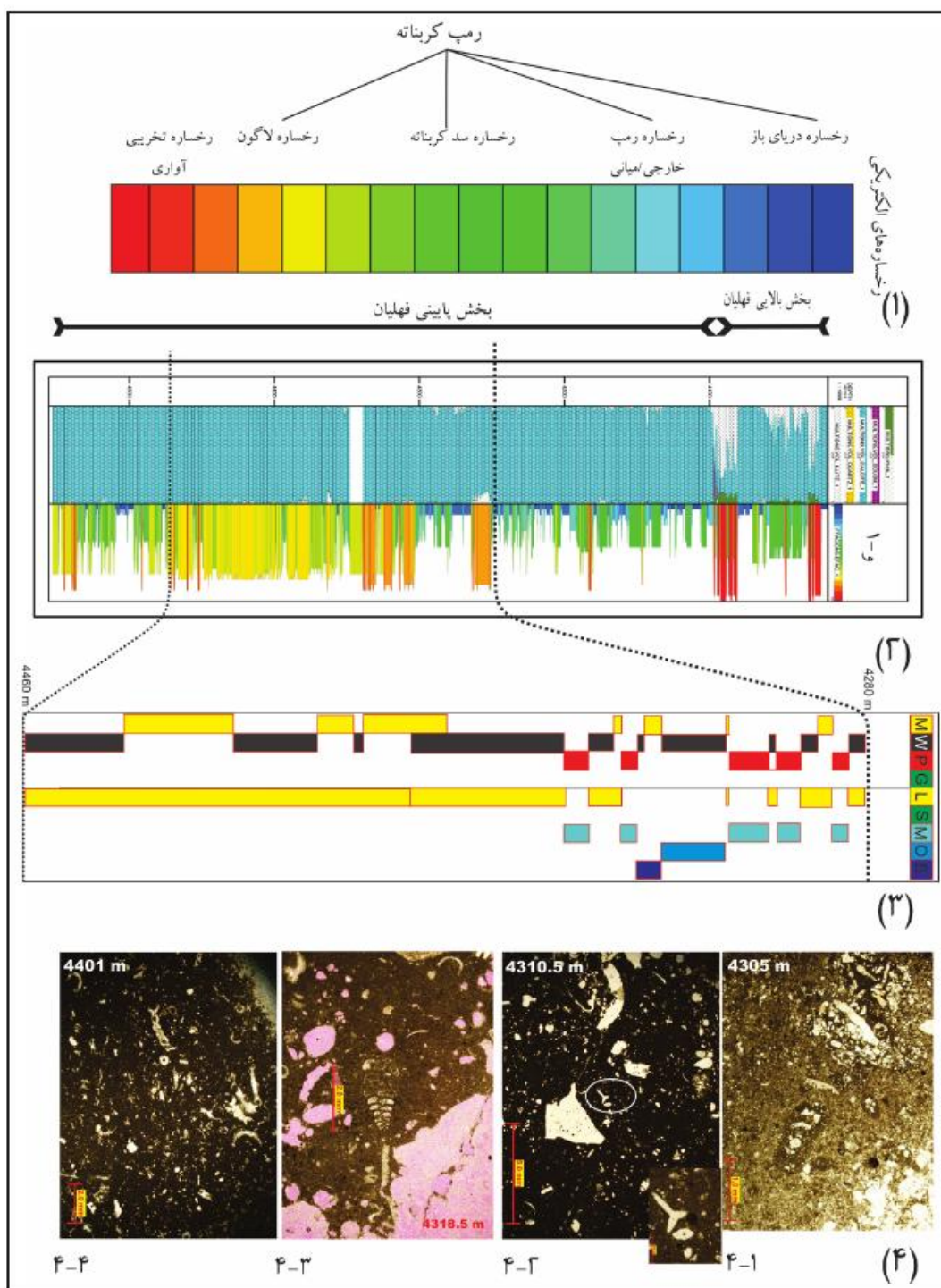
شکل ۲- تصویر سمت چپ ستون چینه شناسی گروه خمایی در برش نمونه و تصویر سمت راست ستون چینه شناسی سازند فهلیان در دشت آبادان در چاه الف-۱ را نشان می دهد.



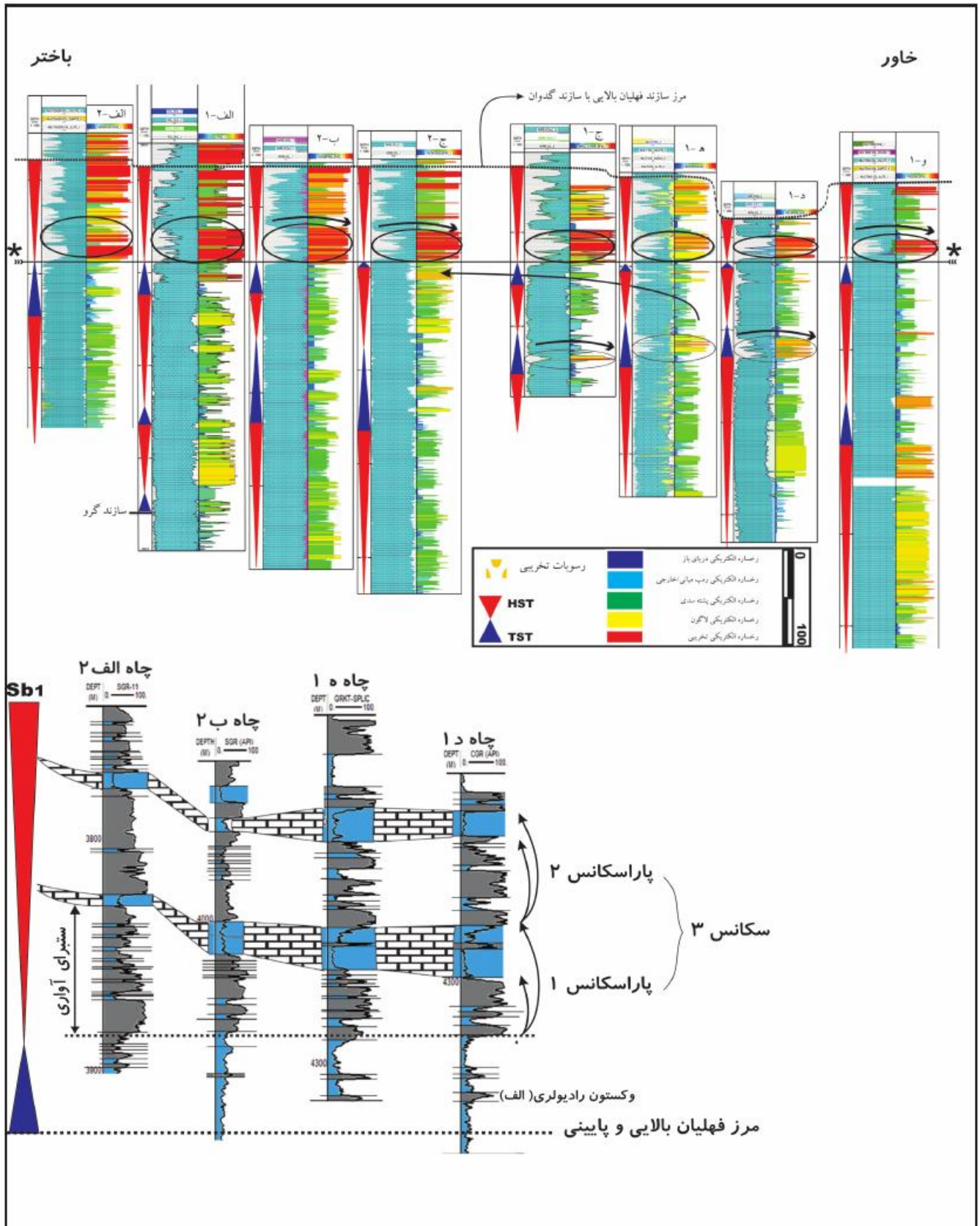
شکل ۳- الف) ژرفای ۴۱۹۱ متری از چاه ب ۲، ریزرخساره و کستون رادیولردار؛ ب) ژرفای ۴۱۳۰/۵ متری از چاه ۱، ریزرخساره و کستون سوزن اسفنجی؛ ج) ژرفای ۴۲۳۶/۳ متری از چاه ب-۲؛ ریزرخساره پکستون/وکستون بیوکلاستی؛ د) ژرفای ۴۲۲۶/۴ متری از چاه ب ۲، ریزرخساره رودستون مرجانی؛ ه) ژرفای ۴۳۰۵ متری از چاه ۱، ریزرخساره فلوت استون بیوکلاستی سودوسیکلیمینادار؛ و) ژرفای ۴۴۴۳/۵ متری از چاه ۱، ریزرخساره پکستون/وکستون بیوکلاستی سالیپنگوپرلادار؛ ز) ژرفای ۴۲۸۱ متری از چاه ب ۱، ریزرخساره و کستون تروکلینادار؛ ح) ژرفای ۴۱۳۶ متری چاه ب ۱، ریزرخساره و کستون تروکلینادار؛ ط) ژرفای ۴۳۰۳ متری از چاه ۱، ریزرخساره پکستون اینتراکلاستی پلت دار؛ ی) ژرفای ۴۲۳۵/۱ متری از چاه ب ۱، ریزرخساره گرین استون/پکستون بیوکلاستی؛ ک) ژرفای ۴۱۷۲ متری چاه ب ۱، ریزرخساره گرین استون/پکستون پلتی اینتراکلاست دار؛ ل) کنده حفاری ژرفای ۴۱۸۹ متری چاه الف ۲، ریزرخساره گرین استون پلتی آئیددار؛ م) کنده حفاری ژرف ۴۰۰۱ متری چاه ج ۱، ریزرخساره مادستون ماسه‌ای-آهک‌رسی؛ ن) کنده حفاری ژرفای ۴۰۳۵ متری از چاه الف ۲، لیتوفاسیس ماسه سنگی-سیلستونی؛ س) کنده حفاری ژرفای ۴۰۹۱ متری چاه الف ۲، لیتوفاسیس رس سنگ آهکی.



شکل ۴- مدل رسوبی سازند فهلیان در دشت آبادان به همراه نمودارهای فراوانی مربوط به بخش‌های بالایی و پایینی سازند فهلیان. در بخش پایینی فهلیان میدان‌هایی که در بالای بلندای دیرینه قرار دارند، بیشتر تحت تأثیر محیط لاگون و پشته‌های سدی هستند. در بخش فهلیان بالایی در بخش کربناته بیشتر کربنادهای رخساره‌ای رمپ داخلی گسترش دارند که تحت تأثیر رسوبات آواری بوده‌اند.



شکل ۵- طیف رخساره‌های الکتریکی مربوط به محیط رمپ کریناته و تخریبی آواری. رنگ آبی تیره ریزرخساره دریای باز، آبی تا آبی فیروزه‌ای رخساره‌های الکتریکی رمپ میانی/خارجی، رنگ سبز رخساره‌های الکتریکی پشته‌های سدی، رنگ زرد تا نارنجی مربوط به ریزرخساره لاگون و رنگ سرخ لیوفاسیس تخریبی- آواری را نشان می‌دهد؛ ستون سمت چپ سنگ شناسی (آبی= سنگ آهک، سفید خط‌دار= شیل و سبز=ماسه) و ستون سمت راست رخساره‌های الکتریکی شناسایی شده در سازند فهلیان در چاه (و-۱) را به تصویر کشیده است. رخساره‌های الکتریکی به خوبی توانسته‌اند مرز میان فهلیان بالایی و پایینی را تفکیک کنند (مرز کریناته و تخریبی- آواری)؛ حروف M برابر با مادستون، W برابر با وکستون، P برابر با پکستون و G برابر با گرین استون در رده‌بندی Dunham (1962) است. حروف L معادل مجموعه رخساره‌های لاگون، S معادل مجموعه رخساره‌های پشته‌های سدی، M و O معادل رخساره‌های بخش میانی/خارجی رمپ و B معادل مجموعه رخساره‌های دریای باز است؛ بخشی از ستون چینه‌شناسی (حاصل از مغزه‌های حفاری) حداقل میان ژرفاهای ۴۲۸۰ تا ۴۶۶۰ متری در چاه و-۱ ملاحظه می‌شود؛ بر پایه مقاطع نازک تهیه شده از مغزه‌های حفاری (ج-۱۱ ژرفای ۴۳۰۵ متری)، روزن‌بران کفزی *Pseudochrysalidina lituus* و *Lithocodium aggregatum* ریزرخساره رمپ داخلی، در ژرفای ۴۳۱۰/۵ متری، ریزرخساره رمپ خارجی (ه-۱) در ژرفای ۴۳۱۸/۵ متری (د-۱)، روزن‌بران کفزی *Pseudochrysalidina conica*، ریزرخساره رمپ داخلی و در ژرفای ۴۴۰۱ متری، جلبک *Actinoporella podolica* ریزرخساره رمپ داخلی (و-۱) است. بنابراین، با توجه به بخش‌های ۳ و ۴ مدل‌سازی صورت گرفته با روش MRGC، نتایج حاصل برای چاه و-۱ قابل قبول است.



شکل ۶- با توجه به مطالعات پیشین چاه های ۱، ۱۰، ۱۰۱ و ج ۱ در بخش پایین افتادگی بلندای کهن و چاه های ج ۲، ۲، ب ۲، الف ۱ و الف ۲ در بخش بالای بلندای کهن بورگان- آزادگان قرار دارند. نمودارهای هر چاه به ترتیب از راست به چپ عبارتند از: رخساره های الکتریکی، نمودارهای سنگ شناسی و مثلث سکانس رسوبی را نشان می دهد. همه چاه ها روی مرز بخش بالایی و پایینی فهلیان شناور شده اند (◊ نماد این سطح است). بیضی های بالای تصویر کاهش میزان ماسه سنگ و رسوبات تخریبی آواری را به سوی خاور دشت آبادان نشان می دهد. سه بیضی پایین تصویر حضور و گسترش ریزرخساره های ۱ و لیتوفاسیس ۳۰ را نشان می دهند که به طور محلی در سکانس دوم گسترش یافته اند. بردار بین چاه های ۱، ج ۱، ج ۲ توالی جانبی میان کمریندهای رخساره ای رمپ را نشان می دهد. کم ژرفاشدن رخساره ها با نزدیک شدن به رأس بلندای دیرینه در بخش HST سکانس به روشنی در رخساره های الکتریکی قابل ردگیری است (مقیاس ۱۰۰ متر از چاه). تصویر پایین، سکانس سوم را با جزئیات بیشتری نشان می دهد. وجود رسوبات کربناته روی رسوبات تخریبی نشان دهنده پیشروی خط ساحلی است که به صورت دو پاراسکانس تا انتهای بخش HST سکانس سوم در بخش بالایی سازند فهلیان تکرار شده است.

جدول ۱- ستبرای سازند فهلیان و سکناس های مطالعه شده در دشت آبادان (بر حسب متر).

سکناس سوم		سکناس دوم		سکناس اول		ستبرای بخش بالایی فهلیان	ستبرای بخش پایینی فهلیان	ستبرای کل	نام چاه
HST	TST	HST	TST	HST	TST				
۱۷۶	۱۸	۱۵۵	۱۴	۱۴۱	۲۰	۱۹۴	۳۰۹	۵۲۴	الف-۱
۱۵۹	۲۶	۱۲۱	۱۹	۲۵۵	عدم حفاری	۱۸۵	۲۳۵	۴۲۰	الف-۲
۱۱۶	۱۰	۱۴۲	۳۷	۲۵۰	عدم حفاری	۱۲۶	۴۳۰	۵۵۶	ب-۲
۱۰۳	۱۰	۴۳	۱۲	۲۲۰	عدم حفاری	۱۱۳	۲۲۰	۴۳۳	ج-۱
۱۱۸	۸	۸۱	۵۹	۲۰۹	عدم حفاری	۱۲۶	۳۳۱	۴۷۵	ج-۲
۷۲	۱۸	۵۱	۴۵	۱۶۵	عدم حفاری	۹۰	۲۶۱	۳۵۱	د-۱
۷۶	۹	۴۹	۳۵	۱۷۰	عدم حفاری	۸۵	۲۵۵	۳۴۰	د-۱
۶۵	۲۷	۱۵۱	۲۹	۲۴۰	عدم حفاری	۱۳۰	۳۸۰	۵۰۷	د-۱

References

- Abdollahi Fard, I., Arabiani, A., Alavi, S. A. and Mokhtari, M., 2005- Integration of surface geological information and seismic data for seismic interpretation by 3D visualization technique, A case study in SW Iran. 2nd Iranian conference on exploration Geophysics 15: 208-221.
- Abdollahie Fard, I., Braathen, A., Mokhtari, M., and Alavi S. A., 2006- Interaction of the Zagros Fold-Thrust Belt and the Arabian-type, deep-seated folds in the Abadan Plain and the Dezful Embayment, SW Iran. Petroleum Geoscience 12: 347-362.
- Adabi, M. H. and Rao, C. P., 1991- Petrographic and geochemical evidence for original aragonitic mineralogy of Upper Jurassic carbonate (Mozduran Formation) Sarakhs area, Iran. Sedimentary Geology 72: 253-267.
- Adabi, M. H., Salehi, M. A. and Ghabeishavi, A., 2010- Depositional environment, sequence stratigraphy and geochemistry of Lower Cretaceous carbonates (Fahliyan Formation), south-west Iran. Asian Earth Science 39: 148-160.
- Askari, A. A. and Behrouz, T., 2011- A fully integrated method for dynamic rock type characterization development in one of Iranian off-shore oil reservoir. Journal of chemical and petroleum engineering 45(2): 83-96.
- Bachman, M. and Hirsch, F., 2006- Lower Cretaceous carbonate platform of the eastern Levant (Galilee and the Golan Heights): stratigraphy and second-order sea-level change. Cretaceous Research 27: 487-512.
- Booler, J. and Tucker M. E., 2002- Distribution and geometry of facies and early diagenesis: the key to accommodation space variation and sequence stratigraphy: Upper Cretaceous Congost carbonate platform, Spanish Pyrenees. Sediment Geo 146: 225-247.
- Christian, L., 1997- Cretaceous subsurface geology of the Middle East region. Geo Arabia 2: 239-256.
- Davies, R. B., Bishop C. D., Hollis C. E., Gaur R. S. and Haider A. A., 1997 - Architecture of the Minagish oolite reservoir in the Umm Gudair Field, Kuwait, Jurassic/Cretaceous carbonate platform-basinsystems: Middle East models conference abstract. Geo Arabia 2: 476-496.
- Davies, R. B., David, M. C., Horbury A. D., Sharland P. R., and Simmon, M. D., 2002- Early to mid-Cretaceous mixed carbonate-clastic shelfal systems: examples, issues and models from the Arabian Plate. Gulf Petro Link, Bahrain, Geo Arabia, 7(3): 541pp.
- De Wever, P., Dumitrica, P. and Caulet, J. P., 2001- Radiolarians in the sedimentary record. CRC Press 533 pp.
- 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.
- Elrick, M., and Read, J. F., 1991 - Cyclic ramp-to basin carbonate deposits, Lower Mississippian, Wyoming and Montana: a combined field and computer modelling study. Sediment Petrol, 61: 1194-1224.
- Embry, A. F. and Klovan, J. E., 1971- A Late Devonian reef tract on northeastern Banks Island. NWT, Bulletin of Canadian Petroleum Geology 19: 730-781.
- Flügel, E., 2010- Microfacies of Carbonate Rocks: Analysis, Interpretation and Application. Second Edition, Springer-Verlag, Berlin Heidelberg 976 pp.
- Folk, R. L., 1974- Petrology of Sedimentary Rocks. Hemphill Publishing Company, Austine, Texas, 78703: 185pp.
- Frew, K., 2004- Litho Tool Kit: Lithofacies estimation with the most comprehensive suite of lithofacies tools. Geology Office, Litho Tool Kit, Litho Quick Look, Schlumberger Information 438-441.

- Izadi, M. and Ghalambor, A., 2013- A new approach in permeability and hydraulic flow unit determination. *SPE Reservoir Evaluation and Engineering* 16(3): 257-264.
- Jamalian, M., Adabi, M. H., Moussavi, M., Sadeghi, A., Baghbani, D. and Ariyafar, B., 2010- Facies characteristic and paleoenvironmental reconstruction of the Fahliyan Formation, Lower Cretaceous, in the Kuh-e Siah area, Zagros Basin, southern Iran. Springer, *Facies* 57: 101-122.
- James, G. A. and Wynd, J. G., 1965- Stratigraphic nomenclature of the Iranian oil consortium agreement area. *American Association of Petroleum Geologist*, 49: 2182- 2245.
- Kelkar, M., 2005- Exploitation and optimization of reservoir performance in Hunton formation, Oklahoma: U.S. Department of Energy, Assistant Secretary for Fossil Energy, Tulsa, Oklahoma, 190 pp.
- Kheradpir, A., 1975- Stratigraphy of Khami group in Southwest Iran. O.S.C.I. (non published) Report no 1235.
- Kumar, B. and Kishore, M., 2006- Electrofacies classification- a critical approach: 6th International Conference and Exposition on Petroleum Geophysics, Kolkata 822-825.
- Mahboubi, A., Moussavi-Harami, R., Carpenter, S. J., Aghaei, A. and Collins, L. B., 2010- Petrographical geochemical evidences for paragenetic sequence interpretation of diagenesis in mixed siliciclastic-carbonate sediments: Mozduran Formation (Upper Jurassic), south of Agh-Darb, NE Iran. *Carbonates Evaporites*, 25: 231-246.
- Perez, H. H., Datta-Gupta, A. and Mishra, S., 2005- The role of electrofacies, lithofacies and hydraulic flow units in permeability prediction from well logs: A comparative analysis using classification trees. *SPE Reservoir Evaluation and Engineering* 8: 143-155.
- Pettijohn, F. J., Potter, P. E. and Siever, R., 1987- Sand and sandstone. Springer-Verlag 553 pp.
- Rahimpour-Bonab, H., Mehrabi, H., Enayati-Bidgoli, A. H. and Omidvar, M., 2012- Coupled imprints of tropical climate and recurring emergence on reservoir evolution of a mid-Cretaceous carbonate ramp, Zagros Basin, southwest Iran. *Cretaceous Research*, 37: 15-34.
- Sharland, P. R., Archer, R., Casey, D. M., Davies, R. B., Hall, S. H., Heyward, A. P., Horbury, A. D. and Simmons, M. D., 2001- Arabian plate sequence stratigraphy. *Geo Arabia, Special Publication* 2: 371 pp.
- Shin-Ju, Y. and Rabiller, P., 2005- Automated electrofacies ordering, *Petrophysics* 46(6): 409-423.
- Tucker, M. E. and Wright, V. P., 1990- Carbonate Sedimentology. Blackwell Science, Oxford 425 pp.
- Tucker, M. E., 2001- Sedimentary Petrology. Third edition, Blackwells, Oxford 260 pp.
- Van Buchem, F. S. P., Gaumet, F., Baghbani D., Ashrafzadeh, R., Assilian, H., and Keyvani, F., 2002- Middle and Upper Cretaceous sedimentation patterns in the Dezful Embayment, SW Iran. 5th Middle East Petroleum Geosciences Conference, *Geo Arabia* 7(2): 313-314.
- Wertz, M. L., 2009- Paleoenvironmental reconstruction of coral caverns, Bedford County. Pennsylvania, NCS, 43rd Annual Meeting 9(6): 210-217.
- Wynd, A. G., 1965- Biofacies of the Iranian oil consortium a greement area (I.O.O.C). Report no. 1082, (non published paper).
- Ziegler, M. A., 2001- Late Permian to Holocene paleofacies evolution of the Arabian Plate and its hydrocarbon occurrences. *Geo Arabia*, 6: 445-504.

Depositional environment, electrofacies and sequence stratigraphy of the Fahliyan Formation (lower Cretaceous), Abadan plain

A. Ramezani Akbari¹, H. Rahimpour-Bonab^{2*}, M. R. Kamali³, R. Moussavi-Harami⁴ and A. Kadkhodaie⁵

¹Ph.D., Department of Geology, Science and Research Branch, Islamic Azad University, Tehran, Iran

²Professor, School of Geology, College of Science, University of Tehran, Tehran, Iran

³Associate Professor, Exploration and Production Division, Research Institute of Petroleum Industry, Tehran, Iran

⁴Professor, Department of Geology, Faculty of Basic Science, Ferdowsi University of Mashhad, Mashhad, Iran

⁵Associate Professor, Department of Geology, Faculty of Basic Science, University of Tabriz, Tabriz, Iran

Received: 2015 August 25

Accepted: 2016 July 03

Abstract

The Fahliyan Formation of Khami Group is hosting important hydrocarbon reserves in Iran and also is a main reservoir rock in the Abadan Plain oil fields which is Neocomian in age. In the studied wells its thickness is about 440 meters. In the Abadan Plain, the Fahliyan Formation transitionally overlies the argillaceous limestone of the Garau Formation and its upper boundary changes into marl and argillaceous limestone of the Gadvan Formation. According to thin sections examinations prepared from cuttings and cores plus electrofacies analysis 11 microfacies and 2 lithofacies are recognized. This formation consists of two carbonate and mixed carbonate-siliciclastic (mixed zone) members. The Lower Fahliyan was deposited in carbonate ramp environment while, the Upper Fahliyan was deposited in a mixed carbonate-siliciclastic environment. To determine electrofacies, the rock types were modeled with using MRGC method. Best correlation between petrographical and electrofacies is 12 cluster model (in MRGC method). These results suggest that the electrofacies model is in agreement with heterogenetic rock type such as mixed carbonate-siliciclastic environment observed in petrography. Also, in homogenous rock type such as carbonate ramp environment electrofacies can't completely determine geological facies. Based on petrographical and electrofacies this formation is composed of three third order sequences with type sb2 sequence boundaries. But, the third sequence in mixed carbonate-siliciclastic zone is terminated with sb1 sequence boundary just below the Gadvan Formation.

Keywords: Fahliyan formation, Depositional environment, Carbonate ramp, Electrofacies, Sequence stratigraphy.

For Persian Version see pages 339 to 350

*Corresponding author: H. Rahimpour-Bonab; rahimpour@khayam.ut.ac.ir