

ریزرخساره‌ها، محیط‌رسوبی و چینه‌نگاری سکانشی سازند داریان در یکی از میدانی خلیج فارس

محمد بهره‌ور^{۱*}، حسین رحیم‌پوربناب^۲ و نجمه جعفرزاده^۳

۱ و ۳- دانشجوی کارشناسی ارشد، دانشکده زمین‌شناسی، پردیس علوم، دانشگاه تهران، تهران

۲- استاد دانشکده زمین‌شناسی، پردیس علوم، دانشگاه تهران، تهران

نویسنده مسئول: mohammad.bahrevar@ut.ac.ir

نوع مقاله: پژوهشی

دریافت: ۹۹/۵/۱۵ پذیرش: ۹۹/۶/۱۹

چکیده

سازند داریان (شعبیا) به دیرینگی آپتین-آلبین یکی از مخارن مهم نفتی در زاگرس و خلیج فارس به شمار می‌رود. این سازند در میدان مورد مطالعه قابل تقسیم به چهار بخش کربناته زیرین با لیتولوژی آهک کرم تا تیره‌رنگ با وجود حفرات انحلالی، بخش زبانه کژدمی با لیتولوژی مارنی به رنگ خاکستری تیره و بدون ساخت رسوبی، بخش کربناته بالایی آهک به رنگ خاکستری تیره تا روشن و بخش آواری‌های راس با لیتولوژی ماسه‌ای سیلتستونی و شیل می‌باشد. بررسی ریزرخساره‌های سازند داریان در این میدان منجر به شناسایی ۳ رخساره آواری و ۸ رخساره کربناته شد که در ۵ کمر بند رخساره‌ای شامل دلتا، رمپ داخلی، رمپ میانی، رمپ خارجی و حوضه ژرف رسوب کرده‌اند. آنالیز و تفسیر رخساره‌ای با توجه به فونای موجود در میدان مورد نظر انجام شد که عمدتاً نشانگر محیط کم‌عمق دریایی می‌باشد. عدم نقطه عطف و تغییرات یکنواخت در رخساره‌ها و عدم وجود موجودات ریف‌ساز مانند مرجان‌ها و رودیست‌ها و جایگزین شدن جلبک‌های لیتوکودیموم-باسینلا که این موجودات توانایی کمتری در ساختن ریف‌های بزرگ دارند، بنابراین این محیط‌رسوبی به صورت یک رمپ کربناته پیش‌بینی شد که دارای ریف‌های کومه‌ای و پشته‌ای می‌باشد. تعداد سه توالی رسوبی رده‌ی سوم کربناته در میدان مورد مطالعه شناسایی شد این سکانس‌ها به ترتیب در آپتین پیشین، میانی و پسین بر اساس سن نسبی قرار گرفتند. در سکانس اول و سوم مرزهای سکانشی توسط ناپیوستگی‌ها و عوارض مربوط به آن‌ها شناخته می‌شود و در سکانس دوم پسروی آب و تبدیل شدن رخساره‌های حوضه‌ی اینتراشلفی (حوضه‌ی کژدمی) به رخساره‌های کم‌عمق‌تر قابل تشخیص است. بیشینه سطح غرقابی نیز در این سکانس‌ها توسط بیش‌ترین پیشروی سطح دریا در خشکی و توسط رخساره‌های عمیق رمپ خارجی و حوضه و افزایش نسبی در میزان ایزوتوپ کربن و اکسیژن، شناخته می‌شود. در انتها یک سکانس آواری حاصل از وارد شدن رسوبات تخریبی به حوضه رسوبی شناسایی گردیده است.

واژگان کلیدی: آپتین-آلبین، رمپ کربناته، چینه‌نگاری سکانشی، زاگرس

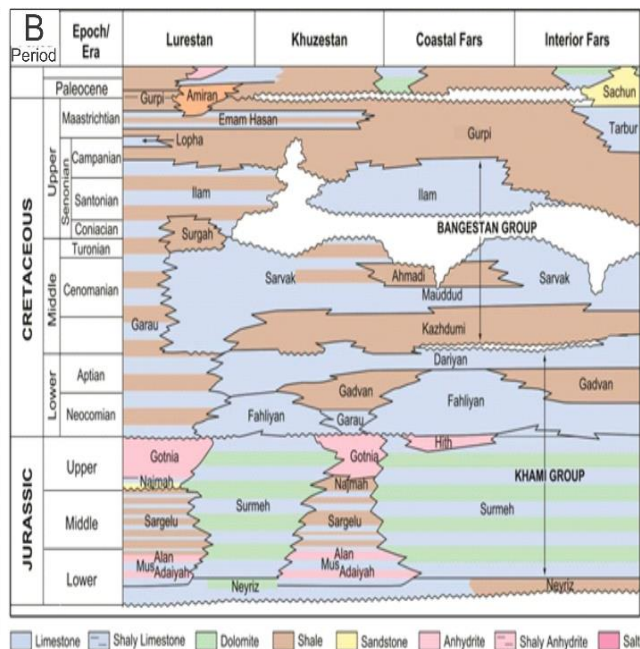
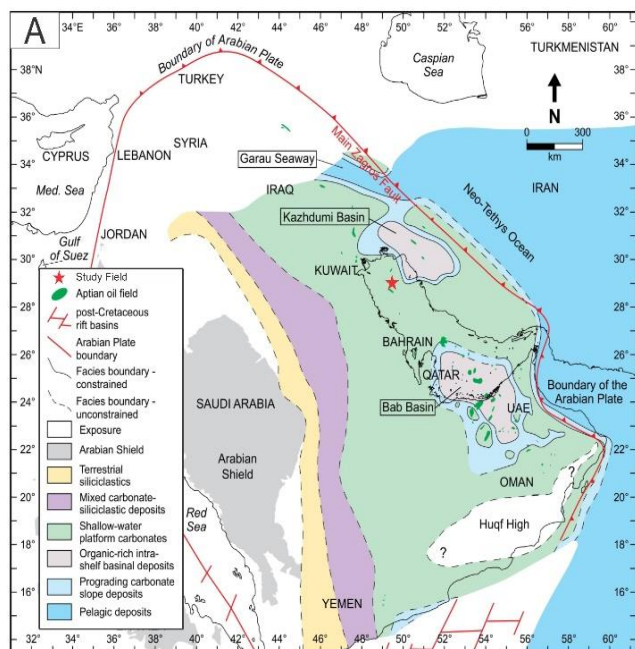
پیشگفتار

می‌شود (جیمز و وایند، ۱۹۶۵)، که در این نواحی رخساره‌های حوضه‌ای اینتراشلف موسوم به "زبانه کژدمی" این دو بخش را از یکدیگر جدا می‌کند (بلاز، ۱۹۷۷). لاسمی و سیاهی ۱۳۸۴ محیط رسوب‌گذاری سازند داریان را در سطح‌الارض بخش‌های جنوبی فروافتادگی دزفول مورد مطالعه قرار داده‌اند، سازند داریان در این منطقه در ۴ کمر بند رخساره‌ای دریای ژرف، دریای باز، شول و لاگون در یک پلاتفرم از نوع شلف ته‌نشین شده است. و آن‌ها بخش‌های میانی سازند داریان که جدا کننده‌ی داریان پایینی و بالایی در منطقه‌ی مورد مطالعه می‌باشد را به محیط ژرف دریا نسبت داده‌اند که دارای لیتولوژی شیل و آهک پلاژیک است. امیری (۱۳۹۰) در میدان پارس جنوبی محیط رسوب‌گذاری

رسوبات کربناته ژوراسیک و کرتاسه پایینی در زاگرس به نام گروه خامی شناخته می‌شوند (شکل ۱). گروه خامی شامل سازندهای سورمه، فهلیان، گدوان و داریان می‌باشد. سازند داریان (شعبیا) جوان‌ترین سازند گروه خامی است که در کمر بند چین‌خورده زاگرس واقع شده است (علوی، ۲۰۰۷) و یکی از مهم‌ترین سنگ‌های مخرنی گروه خامی در زاگرس به شمار می‌رود (ون‌بوخم و همکاران، ۲۰۱۰). این سازند عمدتاً آهکی بوده و در یک حاشیه غیرفعال ته‌نشین شده است (شارلند و همکاران، ۲۰۰۱). این سازند متشکل از سنگ‌آهک‌های کم‌عمق حاوی رودیست‌ها و اربیتولینیدها می‌باشد. در محل برش الگو به دو بخش داریان زیرین و بالایی تقسیم

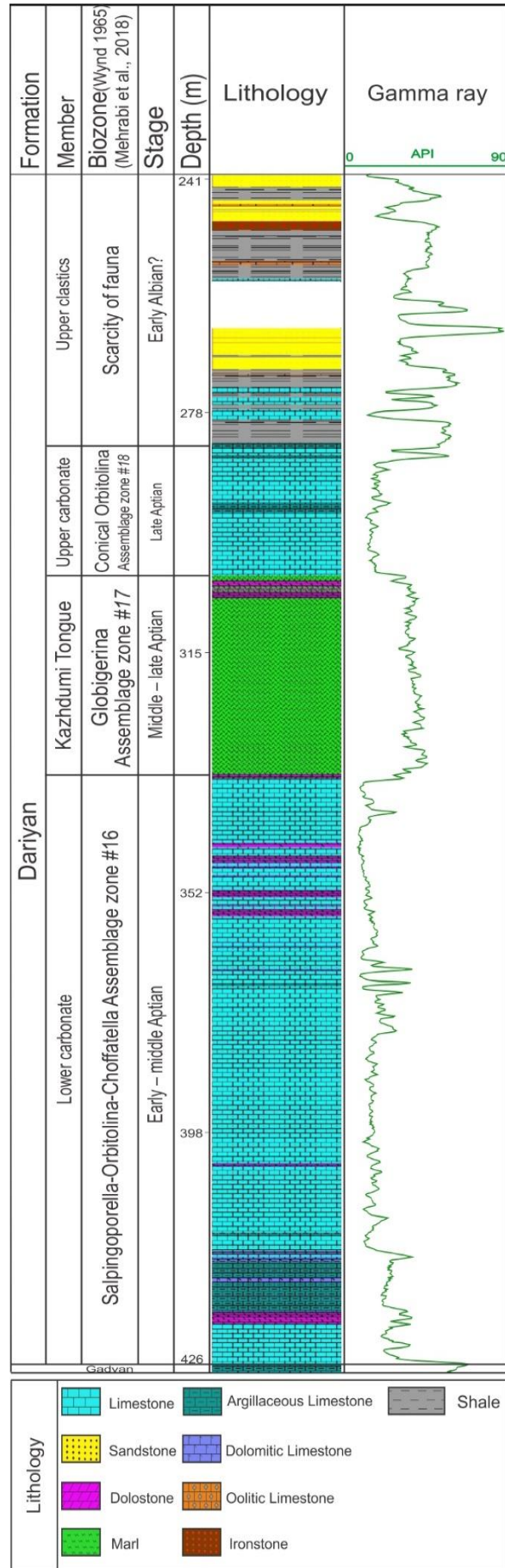
محیط‌رسوبی و ریزرخساره‌های سازند داریان و هم‌چنین ارائه‌ی مدل رسوبی در یکی از میداین واقع در خلیج فارس پرداخته شده است (شکل ۱). در این میدان سازند داریان از دیدگاه لیتولوژیکی قابل تقسیم به چهار بخش شامل کربناته زیرین، بخش شیلی میانی معروف به زبانه کژدمی، بخش کربناته بالایی و بخش تخریبی‌های فوقانی می‌باشد. بخش کربناته زیرین شامل ۹۲ متر سنگ‌آهک بوده که در برخی جاها کاملاً دولومیتی شده، اربیتولین، جلبک سبز، اکینودرم و براکیوپود از فراوان‌ترین فونای و فلورای موجود در بخش کربناته پایینی می‌باشند. بخش زبانه کژدمی شامل ۳۱ متر مارن و مادستون پلاژیک می‌باشد که عمیق‌ترین رخساره در این مطالعه می‌باشد. فرامینیرهای پلانکتونیک، دوکفه‌ای و خارپوستان از مهم‌ترین فونای موجود در این بخش می‌باشند. بخش کربناته بالایی نیز دارای ضخامت ۲۰ متر است که عمدتاً از سنگ‌آهک و شیل تشکیل شده است. فسیل‌های شاخص این بخش شامل فرامینیرها، دوکفه‌ای‌ها، خارپوستان و جلبک‌ها می‌باشند و بخش آواری‌های بالایی که عمدتاً از سیلتستون و ماسه‌سنگ کوارتزی تشکیل شده‌اند (شکل ۲).

سازند داریان را از نوع رمپ توصیف کرده است که با توجه به غلبه‌ی رخساره‌های گل غالب در منطقه‌ی مورد مطالعه آن را به یال پشت به باد حوضه‌ی اینتراشلفی نسبت داده است، که فاقد رخساره‌های ریفی قابل ملاحظه می‌باشد. هم‌چنین با توجه به نبود اسلامپ‌ها، برش‌ها، جریان‌های خرده‌دار و توربیدایت، نوع رمپ را به صورت یک رمپ کم‌شیب^۱ در نظر گرفته‌اند. موسوی‌زاده و همکاران (۲۰۱۵) در فارس داخلی محیط رسوب‌گذاری سازند داریان را در ۶ برش شامل کوه فهلیان، کوزه کوه، کوه سفید، رحمت‌آباد، کوه گدوان و خانه‌کت مورد ارزیابی قرار دادند که در نتیجه محیط رسوب‌گذاری را به صورت یک رمپ کم‌شیب (رحمت‌آباد، کوه گدوان و خانه‌کت) که به حوضه‌ی اینتراشلفی (کوه فهلیان، کوزه کوه و کوه سفید) ختم می‌شود در نظر گرفته‌اند که این محیط نیز فاقد نقطه‌ی عطف و شکستگی در نیمرخ می‌باشد. چینه‌نگاری سکانشی سازند داریان در ایران نیز توسط برخی محققین انجام شده است (مهرابی و همکاران، ۲۰۱۸؛ بهره‌ور و همکاران، ۲۰۲۰) در این مطالعات سه سکانشی رسوبی رده‌ی سه در برخی از میداین خلیج فارس مشخص شده است. در این مطالعه به بررسی



شکل ۱. A: رخساره‌های دیرینه صفحه عربی در زمان آپتین و موقعیت میدان‌های مورد مطالعه (عکس با تغییراتی از ون بوخم ۲۰۱۰). B: توالی چینه‌شناسی ژوراسیک - کرتاسه در زاگرس (اقتباس شده با تغییراتی از مطیعی ۱۹۹۳).

¹ Homoclinal ramp



شکل ۲. ستون سنگ‌شناسی و تقسیمات سازند داریان در میدان مورد مطالعه

ویژگی‌های رخساره‌ها و همراهی آن‌ها با دیگر مجموعه‌های رخساره‌ای، پنج کمر بند رخساره‌ای برای این سازند در نظر گرفته شد که به ترتیب عبارتند از: بخش انتهایی دلتا، رمپ‌درونی، رمپ‌میانی، رمپ‌خارجی و حوضه عمیق.

رخساره ماسه‌سنگ آهن‌دار به همراه اووید

این رخساره در بخش آواری‌های راس سازند داریان دیده می‌شود و بصورت تناوب با شیل‌ها و سیلتستون‌ها قرار می‌گیرند و دارای ضخامت اندک نسبت به واحدهای کربناته می‌باشد. در برش‌نازک دارای کوارتزهای با خاموشی موجی و با گردشگی متوسط تا زیاد در زمینه تیره می‌باشند (شکل ۳ PFI). لیتولوژی این رخساره‌ها عمدتاً ماسه‌سنگ از نوع کوارتز وک تا لیتیک وک اولویت است. در مطالعات آنالیز اشعه‌ی ایکس، کوارتز و کانی آهن‌دار سیدریت به عنوان کانی اصلی تشکیل‌دهنده‌ی این رخساره شناسایی شده است (شکل ۴).

تفسیر: در حال حاضر، سیدریت در بسیاری از محیط‌های غنی از مواد آلی باتلاقی، بین جزر و مدی و دشت دلتایی تشکیل می‌شود (پی و همکاران، ۱۹۹۰). بلورهای درشت و دارای بیرفرنژانس بالا و رخ رومبوئدری عمدتاً در زمینه سنگ‌های آهن‌دار اولیتی و بایوکلاستی یافت می‌شوند (تاگر، ۲۰۰۱). وجود اوویدهای آهن‌دار معمولاً در ارتباط با آب‌های کم‌عمق کربناته، نرخ رسوب‌گذاری کم، مناطق نزدیک به ساحل برای تامین آهن و آب و هوای گرمسیری تا نیمه‌گرمسیری است. رخساره‌های آهن‌دار از جمله رخساره‌هایی هستند که در محیط دلتایی و رخساره‌های جلو دلتایی تشکیل می‌شوند (تیلور و همکاران، ۲۰۰۲). ورود آواری‌ها از خشکی آهن موجود در این رخساره را فراهم کرده است.

رخساره شیلی

رخساره شیل نیز همانند رخساره‌های قبل در بخش آواری‌های راس داریان دیده می‌شود. این رخساره در مغزه‌های حفاری حاوی شیل‌های تیره و غنی از مواد آلی و خرده گیاهان که گاهی با تناوبی از مارن و سنگ‌آهک قرار می‌گیرد. تنها بافت/ ساخت موجود در این رخساره وجود لامیناسیون موازی است که در برش‌نازک و هم‌چنین مغزه‌های حفاری مشاهده می‌شود و مغزه‌های

در این مطالعه به بررسی دقیق ریزرخساره‌ها رسوبی سازند داریان بر اساس اطلاعات میکروسکوپی بدست آمده از برش‌نازک پرداخته شده است و نوع محیط رسوبی این سازند در منطقه‌ی مورد مطالعه با توجه به تفسیر ریزرخساره‌ها انجام گردیده است. از داده‌های پتروفیزیکی برای چینه‌نگاری سکansı برای تشخیص مرزها و بیشینه سطوح غرقابی پلاتفرم استفاده گردیده است و نهایتاً از داده‌های ژئوشیمیایی اکسیژن و کربن، در تصدیق مطالعات بالا در توالی‌های آبتین- آلبین در حاشیه شمال شرقی حوضه نئوتتیس پرداخته شده است.

داده‌ها و روش‌ها

در این مطالعه به منظور دستیابی به محیط‌رسوبی تعداد ۵۲۰ عدد برش‌نازک تهیه شده از مغزه که با میانگین فاصله حدوداً سی سانتی‌متری گرفته شده‌اند که با میکروسکوپ پلاریزان بررسی و ریزرخساره‌های آن مشخص گردید و با ریزرخساره‌های استاندارد فلوگل (۲۰۱۰) تطابق داده شده است. نام‌گذاری سنگ‌های کربناته بر اساس روش دانهم (۱۹۶۲) و نام‌گذاری سنگ‌های آواری براساس طبقه‌بندی فولک (۱۹۸۰) و امبری و کلوان (۱۹۷۱) صورت گرفت. هم‌چنین از داده‌های اشعه‌ایکس برای تعیین رخساره‌های رسوبی کمک گرفته شده است. تصاویر میکروسکوپ الکترونی جهت تشخیص وجود یا عدم وجود کانی‌های رسی نیز به کار برده شده است. چینه‌نگاری سکansı نیز با استفاده از روش‌های معمول چینه‌نگاری و بر اساس روش امبری و یوهانسون (۱۹۹۲) انجام گردیده است و از داده‌های لاگ (لاگ گاما) و تعداد ۲۴ عدد ایزوتوپ‌های پایدار اکسیژن و کربن در آزمایشگاه دانشگاه ویندسور، اونتاریو انجام گرفته شده است. ایزوتوپ‌های اکسیژن و کربن با استفاده از اسپکتومتری جرمی *Mat Delta Plus* اندازه‌گیری شده است. میزان دلتا بر اساس استاندارد *VPDB* و پرمیل آورده شده است. دقت اندازه‌گیری نیز بیش‌تر از ۰/۰۵ پرمیل می‌باشد. که برای تعیین دقیق‌تر پیشروی و پسروی آب دریاها استفاده شده است.

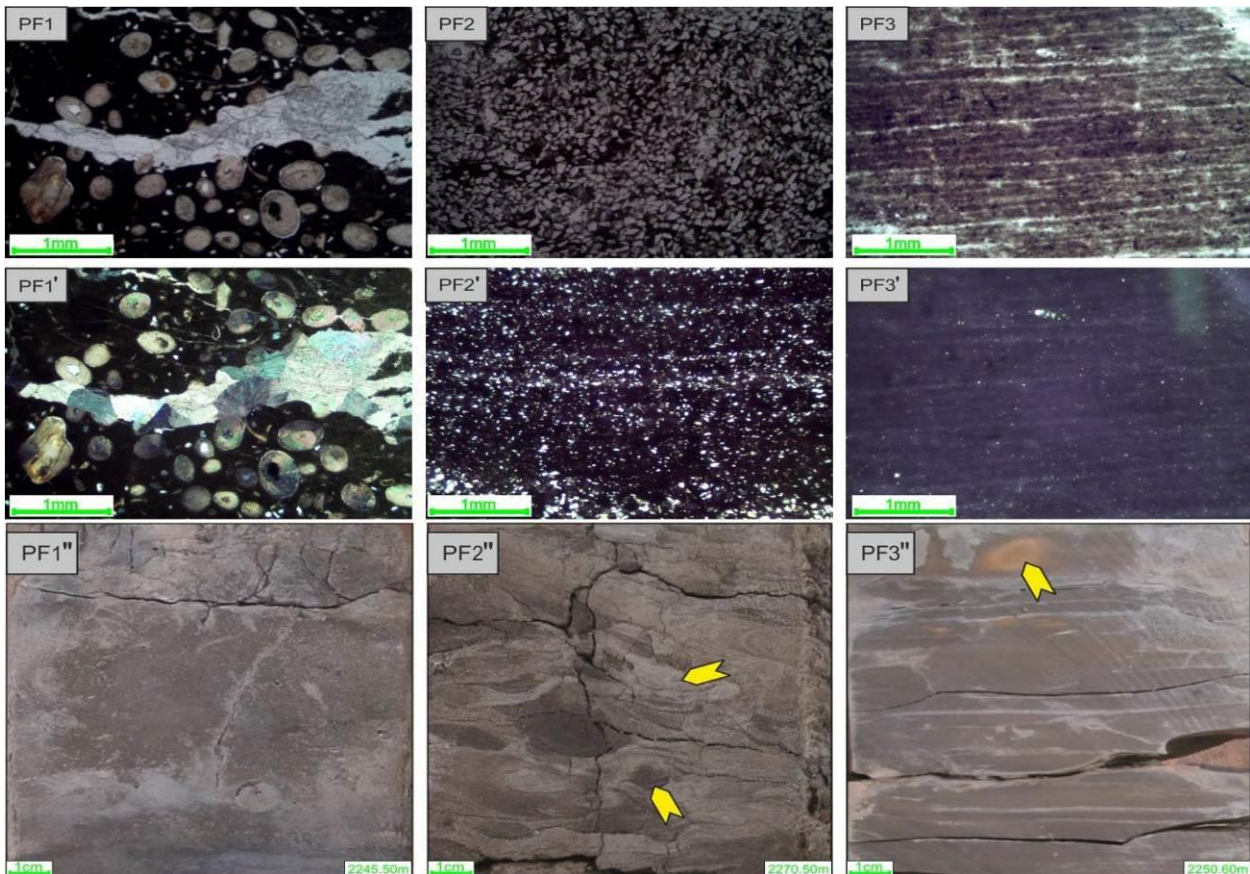
ریزرخساره‌ها و محیط‌رسوبی

در این مطالعه تعداد ۱۱ ریزرخساره شناسایی شد که ۳ رخساره آواری و ۸ رخساره کربناته می‌باشند. با توجه به

کانی‌های رسی، با ماهیت ورقه‌ای و مواد آلی که حرکت ذرات را تسهیل می‌کنند، هستند و به عبارت دیگر باعث ایجاد ماهیت شیلی شده‌اند. با توجه به وجود مواد آلی که نشانگر شرایط احیایی است، رسوبات در حد رس که دارای خاصیت تورق در مغزه‌های حفاری می‌باشند، وجود لامیناسیون و همراهی این رخساره‌ها با رخساره‌های ماسه‌سنگی / سیلتستونی، این رخساره به محیط پاشنه دلتا نسبت داده شده است.

بدون لامیناسیون به عنوان مارن در نظر گرفته شده‌اند. در برش نازک این رخساره شامل مواد آلی، کانی‌های سنگین شامل پیریت و فسیل‌های پلانکتونیک می‌باشد (شکل ۳ PF2).

تفسیر: محیط پاشنه دلتا با فراوانی رسوبات در حد رس مشخص است. همچنین این زیر محیط با شرایط احیا و فراوانی رسوبات دانه‌ریز، موقعیت مناسبی برای حفظ مواد آلی می‌باشد. علاوه بر این رسوبات دارای مقدار بالایی از



شکل ۳. تصاویر میکروسکوپی از پتروفاسیس‌های رسوبی سازند داریان در میدین مورد مطالعه، تصاویر بالا نور معمولی و تصاویر وسط در نور پلاریزه گرفته شده‌اند. و در تصاویر پایین زیست‌آشفتگی و لامیناسیون قابل مشاهده است.

تخریبی در آن دیده می‌شود. این رخساره‌ها دارای لیتولوژی لیت‌آرنایت تا کوارتزآرنایت می‌باشد و ندرتا سیمان‌های کلسیتی و سیدریتی و مواد آلی در این رخساره دیده می‌شود.

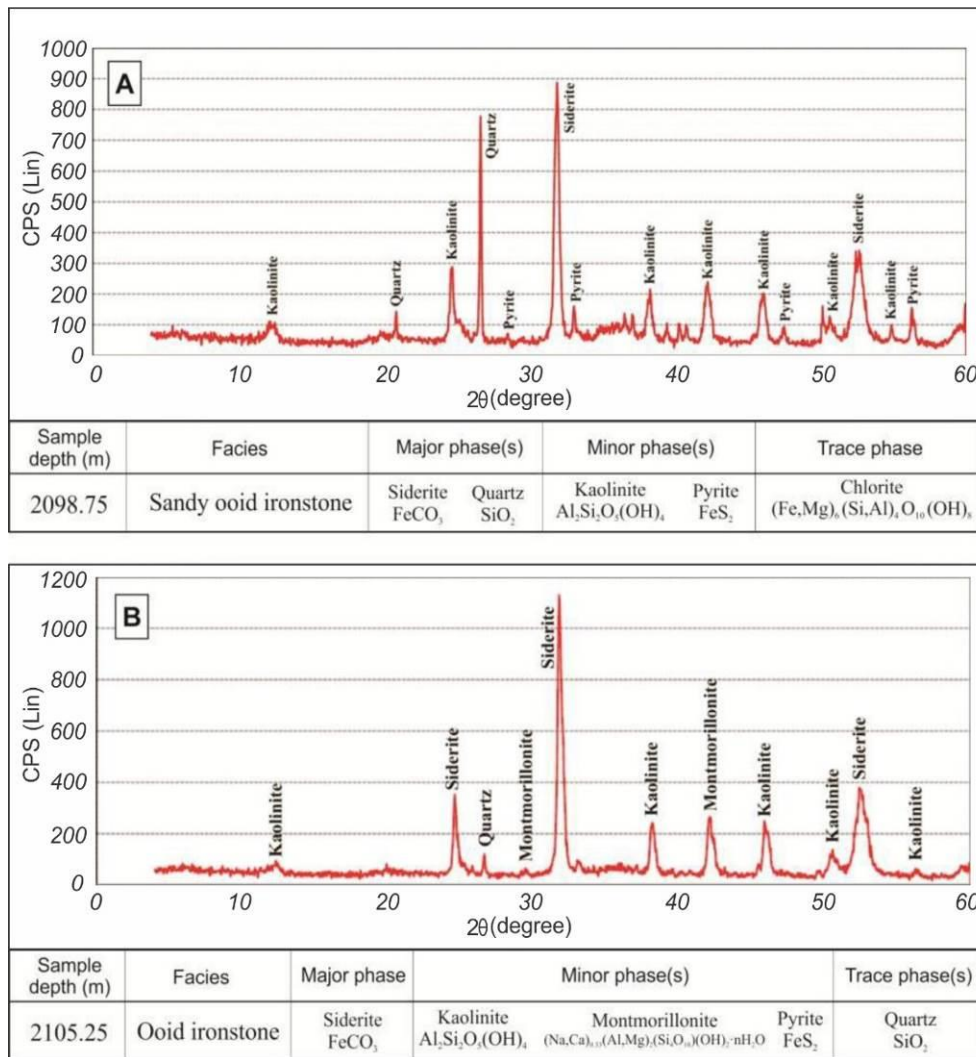
تفسیر: رخساره‌های ماسه‌سنگی / سیلتستونی در یک جریان یک‌طرفه کششی، دارای سرعت متغیر و رسوب‌گذاری از حالت تعلیق تشکیل می‌شوند. این رخساره‌ها می‌توانند در بخش‌های ابتدایی دلتا (برای ماسه‌سنگ‌ها) و بخش پیشانی دلتا (برای سیلتستون‌ها)

رخساره سیلتستونی / ماسه‌سنگی

این رخساره نیز همانند رخساره قبل (PF1) در بخش آواری‌های فوقانی دیده می‌شود که شامل سیلتستون درشت تا ماسه ریزدانه می‌باشد، کوارتزها عمدتاً دارای خاموشی مستقیم و تک‌بلور بوده همچنین دارای گردش‌دهی نسبتاً خوب تا نیمه‌زاویه‌دار و جورشدگی نسبتاً خوبی دارند (شکل ۳ PF3). بافت‌های رسوبی آن شامل زیست‌آشفتگی و دانه‌بندی تدریجی و ریزشونده به سمت بالا است کانی‌های سنگین نیز همانند پیریت و گلوکونیت

نشان‌دهنده‌ی ورود آب‌های شیرین بدلیل نزدیکی این رخساره‌ها به فرایندهای تحت تاثیر قاره‌ای و رودخانه‌ای هستند (پاتسما، ۱۹۸۲).

ته‌نشین شوند. همچنین می‌توانند در زیرمحیط‌های مختلفی نظیر سدهای دهانه‌ای، کانال‌ها و بخش‌های انتهایی دلتا گسترش پیدا کنند. مقادیر کمی سیدریت



شکل ۴. دو نمونه از آنالیز اشعه‌ی ایکس از بالای سازند داربان در میدان مورد مطالعه

کرد. اربیتولین‌ها در این رخساره کشیده و دارای طول بالا هستند. پلویدها تنها آلوکم‌های غیراسکلتی در این ریزرخساره هستند. در برخی مقاطع زیست‌آشفتگی مشاهده می‌شود. در زیر میکروسکوپ، این مقاطع با برتری گل و جورشدگی حداقل مشخص هستند و معمولاً بافت گل‌پشتیبان را نشان می‌دهند که حاکی از انرژی پایین محیط رسوب‌گذاری این ریزرخساره است که گاهی در شرایط توفانی تحت تاثیر قرار می‌گرفته‌اند. این ریزرخساره معادل رخساره‌ی *RMF17* فلوگل است و در بخش کربناته بالایی و پایینی قابل مشاهده می‌باشد. تفسیر: ریزرخساره‌های این کمر بند رخساره‌ای ویژگی‌هایی همچون وجود گل، وجود دانه‌های

رخساره‌های کربناته

رخساره‌های کربناته شناسایی شده در این میدان به تعداد ۹ رخساره می‌باشد که به ترتیب عبارتند از:

رخساره داسی کلا داسه آ وکستون

این مقاطع نشان‌دهنده نسبت کم فسیل به زمینه می‌باشند. و فسیل‌های شاخص در این رخساره جلبک‌های داسی کلا داسه‌آ هستند (شکل ۵، *MFI*). از دیگر فسیل‌های همراه در این رخساره می‌توان به گاستروپود، میلیولید، استراکد، خرده‌های اسکلتی به ویژه قطعات جلبکی، فرامینیفرهای پلانکتونیک مانند گلوبیژرینا و بنتیک مانند اربیتولین و تکستولاریا اشاره

رخساره آنکوئید گرینستون تا پکستون

این ریزرخساره در بخش کربناته بالایی و پایینی قابل مشاهده است به طوری که این ریزرخساره در بخش کربناته پایینی حدود ۵ متر ضخامت دارد و در بلافصل بین کربناته پایینی و زبانه کژدمی قرار دارد. در بخش کربناته بالایی نیز در حدود ۲ متر ضخامت دارد هسته اکثر این آنکوئیدها اکینودرم بوده هم‌چنین آنکوئیدهایی با هسته‌های دوکفه‌ای، گاستروپود و اوئید دیده می‌شود (شکل ۵ MF3). این رخساره معادل رخساره *RMF21* فلوگل است. در بخش کربناته بالایی به همراه کورتوئید دیده می‌شوند و این بخش نیز در پایین‌تر از ناپیوستگی راس داریان واقع شده است.

تفسیر: فلوگل (۲۰۱۰) هشت محیط برای آنکوئیدها در نظر گرفت که اساس تقسیم‌بندی آن بر روی فسیل‌های همراه، نوع هسته آنکوئیدها نوع رشد و ... بوده است به طوری که آنکوئیدهای با هسته اکینودرمی را به محیط شیب رمپ نسبت داده است. اما در این مطالعه آنکوئیدها دارای بافت پکستونی هستند که حاکی از انرژی بالای محیط است و معمولاً قبل از ناپیوستگی‌ها وجود دارند نشان‌دهنده‌ی پایین افتادن سطح آب و با توجه به فونای موجود که دارای هسته‌های متشکل از موجودات نشانگر دریای بسته هستند این آنکوئیدها به محیط لاگون تا شول‌های پشت به دریا و محیط‌های محدود شده‌ی پشت ریف نسبت داده شده‌اند. داده‌های پوشش‌دار می‌توانند به عنوان شاخص محیط‌های دیرینه و هم‌چنین تغییرات سطح آب مورد استفاده قرار گیرند (ودرین و همکاران، ۲۰۰۷؛ بهره‌ور و همکاران، ۲۰۲۰).

رخساره لیتوکوديوم - رودیست باندستون / فلوتستون

حضور قطعات درشت از موجودات ریف‌ساز به خصوص جلبک‌های لیتوکوديوم از ویژگی‌های بارز این رخساره می‌باشد (شکل ۵ MF4). در برخی از مقاطع که این جلبک‌ها تمام مقطع را پوشش داده‌اند، به عنوان باندستون و آن‌هایی که آثار حمل را نشان می‌دهند به عنوان فلوتستون در نظر گرفته شده است. دیگر فسیل‌های همراه شامل قطعاتی از رودیست‌ها، سرپولید، اکینودرم، اربیتولین، گاستروپود و استراکد می‌باشند. این

غیراسکلتی همچون پلت و اینتراکلت را دارند هم‌چنین شامل بایوکلت‌های مختص محیط بسته مانند گاستروپود که در محیط‌های بسته و نیمه بسته گسترش می‌یابند هستند (براندون و همکاران، ۲۰۱۰). جلبک‌های داسی‌کلاداسه‌آ شاخص آب‌های گرم و کم عمق در لاگون‌های پشت ریفی می‌باشند که معمولاً عمق بیش از ۱۰ متر را نشان می‌دهند هم‌چنین حداقل دمای رشد این جلبک‌ها دمای ۲۰ درجه سانتی‌گراد است و مناسب‌ترین دما نیز دمای بین ۲۵-۲۷ درجه می‌باشد (برگر و کوار، ۱۹۹۲). غالب بودن گل در این رخساره‌ها و وجود جلبک‌های سبز نشانگر پایین بودن انرژی در بخش‌های لاگونی است (فلوگل، ۲۰۱۰).

رخساره بایواینتراکلت گرین‌استون

این ریزرخساره متشکل از قطعات درشت اینتراکلت گردشده تا نیمه‌زاویه‌دار، جلبک‌های سبز، مرجان‌ها، اربیتولین‌ها، اکینودرم و کورتوئید می‌باشد. این رخساره بدون خمیره و تقریباً سیمانی شده است از مهم‌ترین ویژگی‌های این ریزرخساره وجود جورشدگی است و به طور کلی انرژی بالاتری را نسبت به رخساره‌ی قبلی نشان می‌دهد (شکل ۵ MF2). این ریزرخساره معادل رخساره‌ی *RMF27* فلوگل است و معمولاً در بخش‌های قبل از ناپیوستگی که افت سطح نسبی آب بالا بوده مشاهده می‌شود.

تفسیر: رمپ‌های با انرژی بالا توسط تجمع دانه‌های اسکلتی مشخص می‌شوند که بافت گرینستون تا پکستون را نشان می‌دهند (فلوگل، ۲۰۱۰). در این رخساره‌ها عدم وجود زیست‌آشفته‌گی و شکسته شدن اکثر فسیل‌ها که بافت بایوکلت پکستون تا گرینستون را بوجود آورده‌اند نشان‌دهنده رسوب‌گذاری در یک محیط با انرژی بالا تا متوسط است. در رخساره بایوکلت گرین‌استون با توجه به جورشدگی و گردشدگی خوب که مربوط به مرکز شول هستند امواج پیوسته آن‌ها را تحت تاثیر قرار می‌دهند (چالز و همکاران، ۲۰۰۵؛ بلومیبر و همکاران، ۲۰۰۹). اما در رخساره بایواینتراکلت گرینستون که بلوغ بافتی متوسطی را نشان می‌دهند نشان‌دهنده‌ی رسوب‌گذاری این ریزرخساره در نزدیکی سطح شکست امواج (*FWWB*) می‌باشد.

نشان‌دهنده‌ی شوری عادی و محیط باز و امواج آشفته است (فلوگل، ۲۰۱۰). رخساره‌های گل‌پشتیبان تا دانه‌پشتیبان و کستون تا پکستون دارای فرامینیفرهای بنتیک بزرگ از رخساره‌های رایج در بخش‌های میانی رمپ به ویژه اوایل رمپ میانی هستند (فلوگل، ۲۰۱۰). شکل پهن شده‌ی اوربیتولین‌ها احتمالاً در پاسخ به نور کم محیط می‌باشد، به عبارت دیگر تغییر شکل ایجاد شده برای حداکثر استفاده از نور در اوربیتولین‌ها است (هاقس، ۲۰۰۰). هم‌چنین این رخساره‌ها می‌توانند با رخساره‌های شول و رخساره‌های عمیق‌تر رمپ همراهی داشته باشند.

رخساره فرامینیفرهای پلانکتون و کستونی به همراه

سوزن اسفنج

این ریزرخساره گل‌غالب بوده و دارای بافت گل‌پشتیبان است، سوزن اسفنج و قطعات خارپوستان از مهم‌ترین فسیل‌های این ریزرخساره است (شکل ۵، MF6). علاوه بر این فسیل‌های دوکفه‌ای، اربیتولین، فرامینیفر پلانکتون از فسیل‌های فرعی و پلویید نیز از اجزای غیراسکلتی این ریزرخساره می‌باشد برخی فسیل‌ها نابرجا بوده و حمل شده هستند. این ریزرخساره معادل رخساره‌ی *RMF3* فلوگل بوده و بیش‌تر در بخش کربناته پایینی دیده می‌شود.

تفسیر: رخساره‌های گل‌غالب حاوی سوزن اسفنج و فرامینیفرهای پلانکتونیک شرایط انرژی بسیار کم در زیر سطح امواج توفانی (*SWB*) را نشان می‌دهند (ویلسون، ۱۹۷۵؛ فلوگل، ۲۰۱۰). این ریزرخساره با رخساره‌های قبل و هم‌چنین رخساره‌های عمیق‌تر رمپ خارجی همراهی دارد و با توجه به توصیفات و در نظر گرفتن رخساره‌های همراه می‌توان این ریزرخساره را به انتهای رمپ میانی نسبت داد.

رخساره میکروبايوکلستی مادستون تا وکستونی به

همراه زیست‌آشفته‌گی

این ریزرخساره حاوی قطعات فسیلی ریز از جمله فرامینیفرهای پلانکتونیک خرده‌های خارپوستان، سوزن اسفنج و پلویید که تمام این آلوک‌ها کمتر از ۳۰ درصد در این ریزرخساره است. این ریزرخساره حاوی کانی‌های

ریزرخساره معادل رخساره‌ی *RMF12* فلوگل است و در بخش کربناته زیرین قابل مشاهده است.

تفسیر: رودیست‌ها جلبک‌ها و لیتوکودیدوم‌ها از جمله موجوداتی هستند که در بخش‌های کم عمق پلاتفرم‌های کربناته گسترش می‌یابند و اغلب ریف‌های کومه‌ای^۱ یا پشته‌ای را با ارتفاع کم بوجود می‌آورند. رامیل و همکاران ۲۰۱۰ مطالعه جامعی بر روی اجتماعات لیتوکودیدوم - باسینلا انجام داده‌اند و اشکال رشدی مختلف این جلبک‌ها را به محیط‌های مختلفی نسبت داده‌اند. از دیدگاه زمانی این جلبک‌ها با رویداد بی‌اکسیژنی کرتاسه (*OAE1a*) در حوضه‌های عمیق هم‌زمان دانسته شده‌اند. اما در آپتین آغازین این جلبک‌ها بر روی پلاتفرم‌های کم عمق حاشیه پلیت عربی گسترش داشته‌اند (رامیل و همکاران، ۲۰۱۰). هم‌چنین بایوستروم‌های تشکیل شده توسط اجتماعات سرپولید بیش‌تر در بخش‌های بسته‌ی رمپ داخلی گسترش پیدا می‌کنند (فلوگل، ۲۰۱۰).

رخساره اربیتولینا و کستون تا پکستونی به همراه

خارپوست

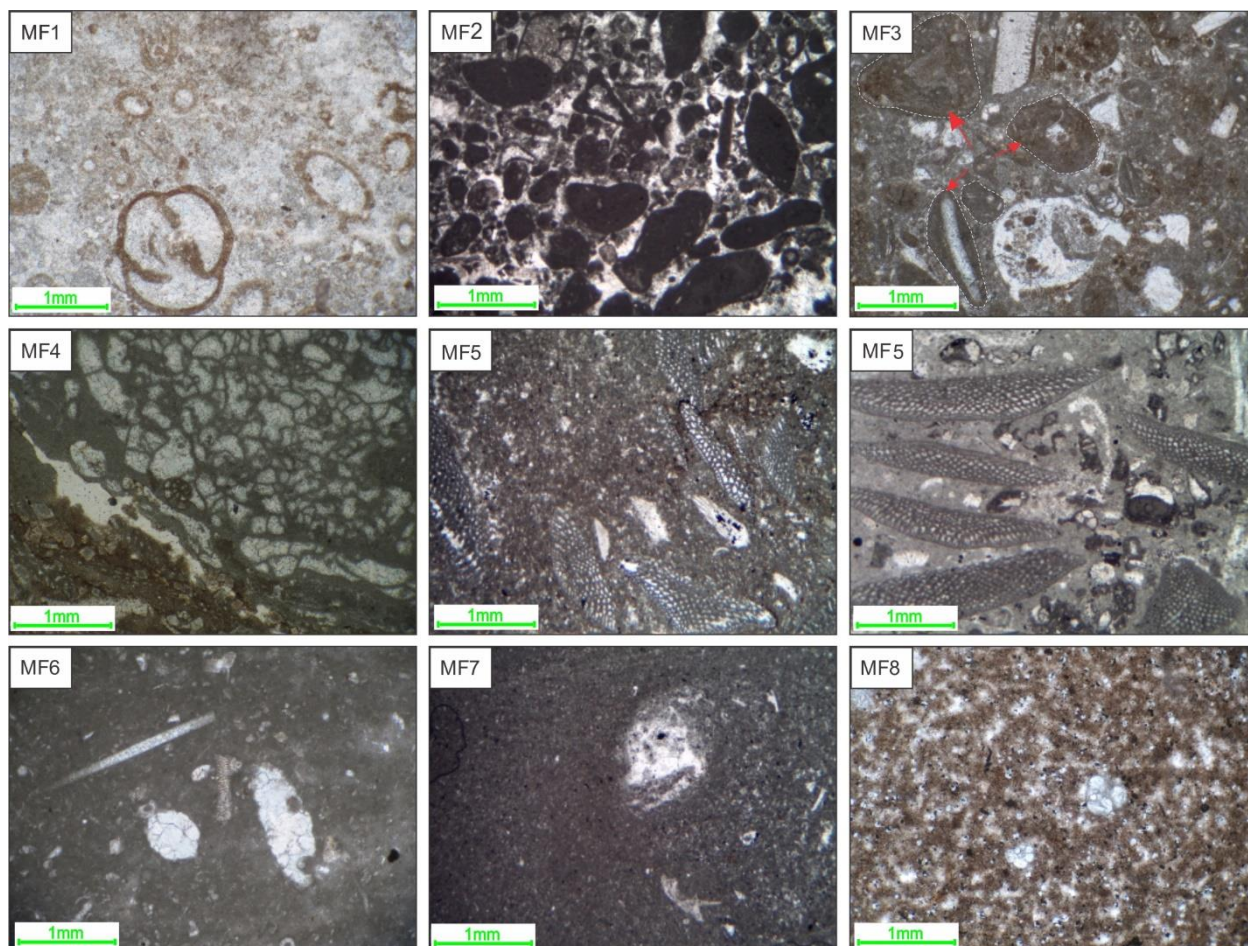
مهم‌ترین و اصلی‌ترین جزء تشکیل‌دهنده‌ی این ریزرخساره اربیتولین‌ها و خارپوستان می‌باشند که بیش‌تر به صورت کشیده هستند (شکل ۵، MF5). دوکفه‌ای‌ها، براکیوپودها و قطعاتی از موجودات ریف‌ساز جلبکی - میکروبی از اجزای فرعی این ریزرخساره هستند. قطعات اینتراکلت نیز به ندرت در این ریزرخساره یافت می‌شود. این ریزرخساره دارای بلوغ بافتی متوسط است، هم‌چنین بافت آن از گل‌پشتیبان تا دانه‌پشتیبان در تغییر است. این ریزرخساره معادل رخساره‌ی *RMF7* فلوگل است که بیش‌تر در بخش کربناته پایین در میدان مورد مطالعه در هر دو واحد کربناته‌ی بالایی و پایینی قابل مشاهده می‌شود.

تفسیر: این ریزرخساره معادل ریزرخساره شماره‌ی ۷ فلوگل است. اربیتولین‌های کشیده نشان‌دهنده‌ی شرایط دریایی باز و شرایط عادی آب است (سیمونز و همکاران، ۲۰۰۰؛ تاسلی و همکاران، ۲۰۰۶). هرچقدر که عمق آب افزایش می‌یابد اندازه اربیتولین‌ها نیز بزرگ‌تر می‌شود (ایمن‌هایزر و همکاران، ۱۹۹۹). وجود موجودات استنوهالین مانند براکیوپودها اکتینودرم‌ها و دوکفه‌ای‌ها

¹ Patch reefs

گل غالب، عدم وجود شواهد آب‌های کم‌عمق، فسیل‌های نابرجای دریای باز (مانند اکینودرم) نشان‌دهنده‌ی انرژی پایین و رسوبات محیط عمیق دریای باز است (ون‌بوخم، ۲۰۰۶؛ فلوگل، ۲۰۱۰). این ریزرخساره‌ها با ریزرخساره‌های حوضه عمیق همراهی دارد که با توجه به این، محیط رمپ بیرونی را می‌توان به این ریزرخساره نسبت داد.

سنگین مانند پیریت نیز می‌باشد و آثار زیست‌آشفته‌گی قابل مشاهده است (شکل ۵، MF7). این ریزرخساره معادل رخساره *RMF1* فلوگل است. این ریزرخساره در هر دو واحد کربناته دیده می‌شود. تفسیر: رخساره‌های مادستونی تا وکستونی به همراه فرامینیفرهای پلانکتونیک و قطعات خارپوستان شاخص محیط‌های عمیق در پلاتفرم کربناته می‌باشند. ماهیت



شکل ۵. تصاویر ریزرخساره‌های کربناتی سازند داربان در میدان مورد مطالعه. MF1: رخساره داسی‌کلاداسه‌آ وکستون MF2: رخساره بایوانتراکلاست‌گرین‌استون MF3: رخساره آنکوئید‌گرین‌استون تا پکستون MF4: رخساره لیتوکوديوم - رودیست باندستون/فلوتستون MF5: رخساره اریتولینا وکستون تا پکستون به همراه خارپوست MF6: رخساره فرامینیفر پلانکتون به همراه سوزن اسفنج وکستونی MF7: رخساره میکروبايوکلاستی به همراه زیست‌آشفته‌گی مادستون تا وکستونی MF8: رخساره مادستون پلاژیک/مارن.

صورت پراکنده وجود دارند. این ریزرخساره معادل رخساره‌ی *RMF5* فلوگل است و بیش‌تر در بخش زبانه کژدمی قابل مشاهده می‌باشد. تفسیر: ریزرخساره مارن و مادستون پلاژیک در حوضه‌های عمیق تشکیل می‌شوند. با توجه به وجود لامیناسیون، کانی درج‌ازای گلوکونیت فونای پلاژیک عدم حضور فسیل‌های کفزی و کمبود آشفته‌گی زیستی و

رخساره مادستون پلاژیک/مارن

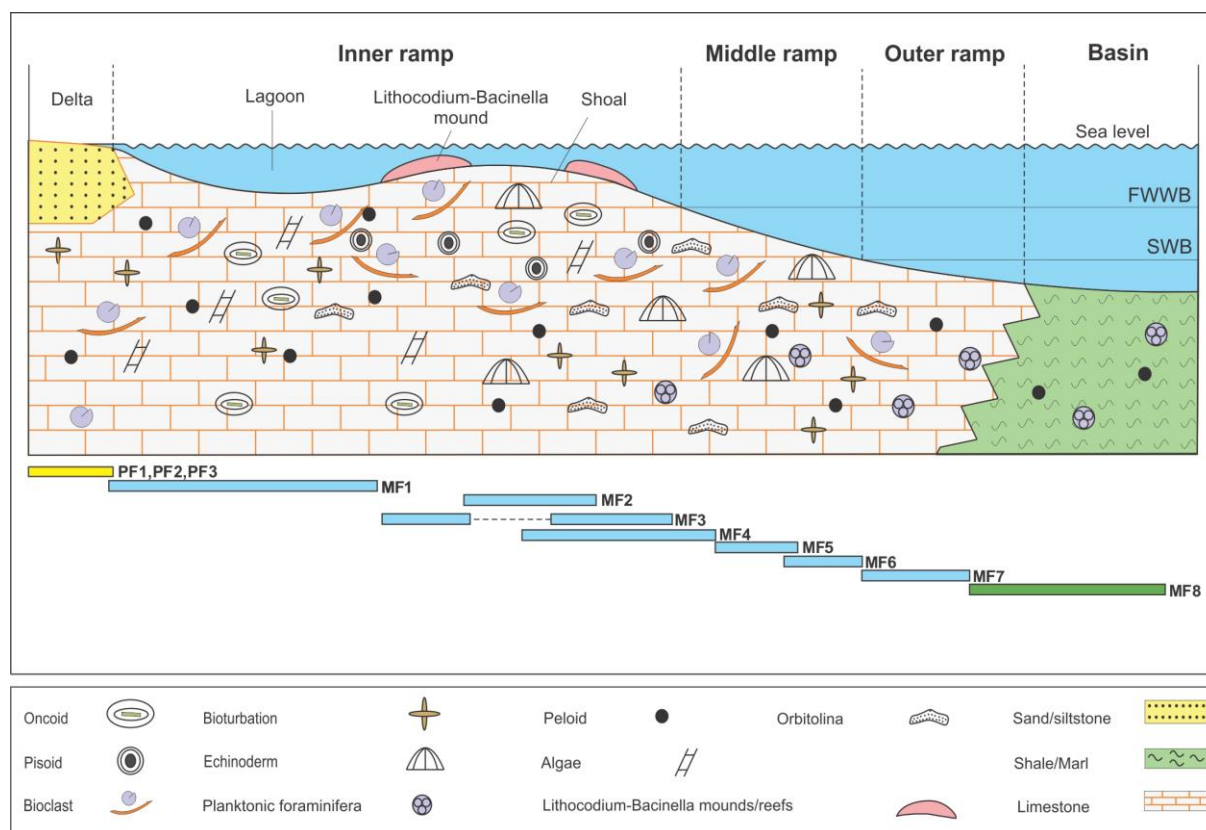
این ریزرخساره حاوی گل بوده و بافت گل‌غالب را نشان می‌دهد، در برخی مقاطع دارای لامیناسیون است (شکل ۵، MF8). کانی پیریت به فراوانی در آن دیده می‌شود و برخی مقاطع نیز کانی سنگین دیگری نظیر گلوکونیت را نشان می‌دهند. از فسیل‌های موجود می‌توان به فرامینیفرهای پلانکتونیک نظیر هدبرگلا اشاره کرد که به

هموکلینال است (راد، ۱۹۸۵). ریف‌های موجود در سازند داریان خلیج فارس عمدتاً از نوع ریف‌های کومه‌ای و پشته‌ای از نوع کیتوکودیوم-باسینلا است. لیتوکودیوم اگریگیتوم *Lithocodium aggregatum* و باسینلا ایرگیولاریس *Bacinella irregularis* نوعی از تاکسونومی ناشناخته آب‌های کم‌عمق دریایی می‌باشند، بخشی از زیست‌کننده‌گان پلاتفرمی مرطوب که در طول بخش زیادی از مزوزوئیک رشد کرده‌اند. این ارگانسیم‌ها در دوره‌هایی به طور موقت جایگزین اجتماعات رودیستی-مرجانی بخصوص در بخشی از آپتین آغازی شده‌اند. این رخساره‌های ناشناخته همزمان با رویداد بی‌اکسیژنی *OAE1a* و رسوب‌گذاری شیل‌های سیاه در حوضه اقیانوسی بوده است (پیت و همکاران، ۲۰۰۲؛ ایمن‌هایزر، ۲۰۰۵).

لیتولوژی مارنی که همگی حاکی از آب‌های راکد زیر سطح امواج توفانی است (راف و همکاران، ۲۰۰۵). می‌توان این ریزرخساره را حوضه‌ی عمیق در نظر گرفت.

محیط‌رسوبی

رمپ‌های کربناته دارای شیب ملایم هستند (معمولاً کمتر از یک درجه) از آب‌های کم‌عمق تحت تاثیر امواج نزدیک ساحل به طرف دریا به آب‌های عمیق و انرژی کم تبدیل می‌شود (آر، ۱۹۷۳). آنالیز و تفسیر رخساره‌ای سازند داریان در غرب خلیج فارس عمدتاً نشانگر محیط کم‌عمق دریایی است که به صورت منطقه‌ای به محیط عمیق تبدیل می‌شود. به این ترتیب با مدل رمپ راد ۱۹۸۵ تطابق دارد (شکل ۶). عدم وجود جریان‌های توربیدیتی و عدم حضور توده‌های ریفی بزرگ نشان‌دهنده یک پهنه یکنواخت کم‌عمق می‌باشد که از مشخصات رمپ‌های



شکل ۶. مدل رسوبی و الگوی پراکنش انواع ریزرخساره‌های سازند داریان در میدان مورد مطالعه.

از یکدیگر تفکیک شدند. مرزهای سکansı با توجه به حضور عوارض دیاژنز جوی و رخنمون در نظر گرفته شده است و نسبت فرامینیفرهای بنتیک به پلاژیک و رخساره‌های مربوط به محیط‌های عمیق در کنار دیگر

چینه‌نگاری سکansı

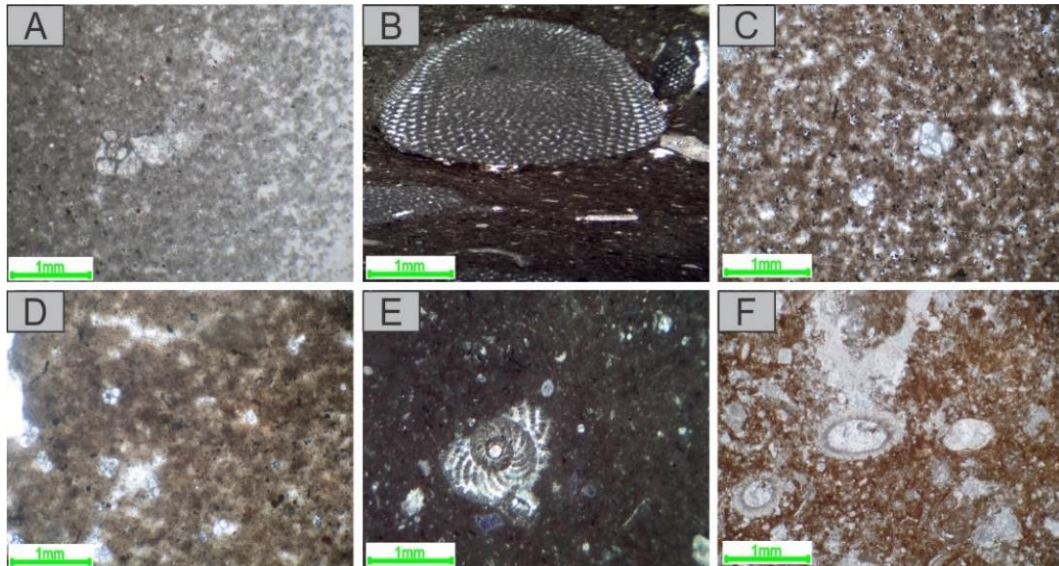
در این مطالعه شناسایی سکانس‌ها با تلفیق مطالعات رسوب‌شناسی (ریزرخساره‌ها و دیاژنز) چینه‌شناسی و در نظر گرفتن آنالیزهای ژئوشیمیایی و لاگ‌های پتروفیزیکی

رخساره‌های رمپ خارجی به تدریج به انتها و ابتدای رمپ میانی با لیتولوژی آهکی به همراه الیگوسترین، براکیوپود و سوزن اسفنج دیده می‌شود. در مراحل بعدی این توالی به رخساره‌های ریفی جلبکی- میکروبی و در ادامه به رخساره‌های پراثری شول با بافت پکستون تا گرینستونی تبدیل می‌شود. مرز سکانسی در این توالی در اواخر آپتین پیشین که عوارضی از دیاژنز جوی (مانند سیمانی شدن، انحلال و ... شواهد دیاژنزی و ناپیوستگی‌ها به طور مفصل توسط بهره‌ور (۱۳۹۸) و مهرابی و همکاران (۲۰۲۰) بحث شده‌اند) و تشکیل وادویدها را نشان می‌دهد، در نظر گرفته شده است که با میزان اندک لاگ گاما و منفی‌شدگی در ایزوتوپ‌های پایدار اکسیژن و کربن نیز همخوانی دارد (شکل ۱۱).

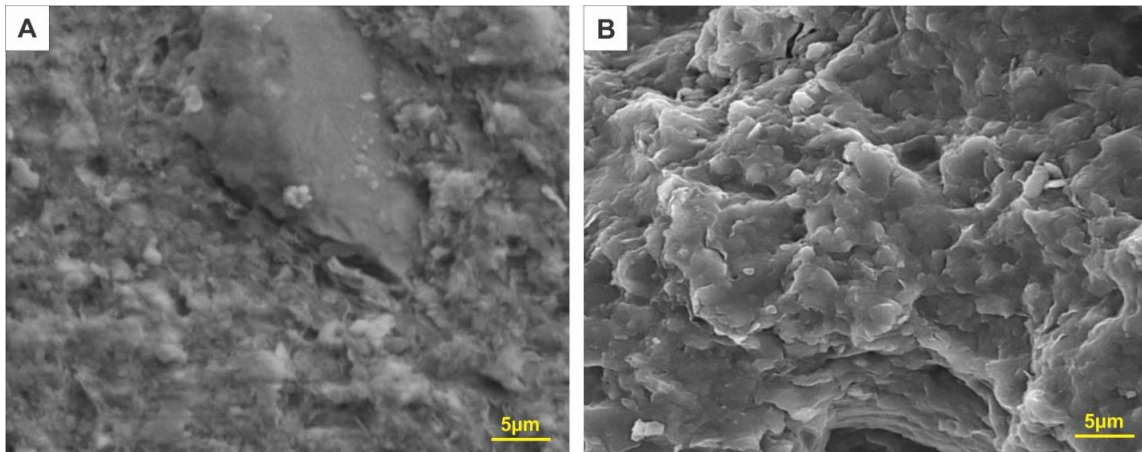
سکانس کربناته دوم داریان (*DCS2*): این توالی عمیق شدن حوضه را نشان می‌دهد به طوری که افزایش کانی‌های رسی که در نمونه‌های میکروسکوپ الکترونی دیده می‌شود (شکل ۸) و در نتیجه افزایش قابل‌ملاحظه در لاگ گاما نیز مشاهده می‌شود. لیتولوژی عمده این واحد عمدتاً ۳۱/۴ متر شیل و مارن و آهک ریزدانه به همراه دولومیت که متعلق به محیط درون شلفی معروف به زبانه‌ی کژدمی است به طوری که این بخش نقش مهمی را در تغذیه هیدروکربنی افق‌های بالایی داشته است (رستمی و همکاران، ۱۳۹۹). که این واحد شاخص در بین دو واحد کربناته یعنی داریان بالایی و پایینی قرار دارد (شکل ۸). این توالی عمدتاً دارای فسیل‌های پلاژیک می‌باشد و توسط بایوزون *Globigerina Assemblage* (*Biozone #17 of Wynd, 1965*) شناخته می‌شود (شکل ۷) که این بایوزون به دیرینگی آپتین میانی است. بیشینه سطح غرقابی موجود در این واحد با بیشینه سطح غرقابی معرفی شده برای پلیت عربی توسط شارلند، یعنی *K80* همخوانی دارد، با توجه به یکنواخت بودن محیط و تغییرات اندک فسیلی عدم وجود هیچگونه فسیل کفزی و خرده‌های آن‌ها و همچنین بیش‌ترین مقدار گاما در این زون به عنوان بیشینه سطح غرقابی در نظر گرفته شده است. این توالی تماماً حوضه عمیق را نشان می‌دهد و مرز سکانسی آن در بالا با تبدیل شدن حوضه به رمپ میانی و بیرونی پایان می‌یابد.

شواهد به عنوان بیشینه سطح غرقابی مدنظر قرار گرفته‌اند. در سازند داریان خلیج‌فارس سه توالی کربناته شناسایی شد، در این میدان به دلیل هجوم آواری‌ها در انتهای آپتین، یک توالی مربوط به آواری‌های راس سازند داریان نیز وجود دارد. در آشکوب آپتین که سن آن در حدود ۱۰ تا ۱۳ میلیون سال برآورد شده است و با توجه به ناپیوستگی و نبود رسوبی در راس آپتین به میزان بیش از یک میلیون سال (هاریس و همکاران، ۱۹۸۴). برای هر توالی سن حدودی ۳ میلیون سال را می‌توان در نظر گرفت. بنابراین با توجه به سن نسبی این توالی‌ها آن‌ها را می‌توان جزء توالی‌های رده‌ی سوم دسته‌بندی کرد (وایل و همکاران، ۱۹۹۱).

سکانس کربناته اول داریان (*DCS1*): این توالی در غرب خلیج‌فارس دارای رخساره‌های عمدتاً پراثری است و ضخامت این توالی در میدان مورد مطالعه ۹۱/۲ متر آهک و آهک دولومیتی شده است. این توالی با بایوزون *Salpingoporella-Orbitolina-Choffatella Assemblage zone (Biozone #16 of Wynd, 1965)* شناخته می‌شود (شکل ۷) و به دیرینگی آپتین پیشین است. شروع این توالی در قاعده سازند داریان به همراه رخساره‌های کم انرژی و گل‌غالب لاگون در رمپ داخلی است که به طرف بالا عمیق شونده است به طوری که به رخساره‌های رمپ میانی و بیرونی با لیتولوژی آهک ریزدانه که به صورت بخشی دولومیتی شده‌اند به همراه میکرو بایوکلست تبدیل می‌شود. این توالی عمیق رمپ بیرونی به عنوان بیشینه سطح غرقابی سکانس اول در نظر گرفته شده است که با بیشینه سطح غرقابی معرفی شده توسط شارلند و همکاران ۲۰۰۱، *K70* مطابقت دارد و لاگ گاما در این بخش دارای مقادیر بالایی است (شکل ۸) و در ایزوتوپ‌های پایدار نیز سطح غرقابی به صورت افزایش در میزان ایزوتوپ کربن و اکسیژن و همزمان با رویداد انوکسید اوایل آپتین دیده می‌شود (شکل ۱۱) و به دنبال این رویداد کاهش دما در حوضه اقیانوس بوجود آمده و سپس ظرفیت اکسید کنندگی آب افزایش یافته که باعث ته‌نشست لایه‌های قرمز در برخی مناطق فارس داخلی شده است (موسوی‌زاده، ۱۳۹۸). پس از بیش‌ترین جابه‌جایی رخساره‌ها به سمت خشکی توالی مورد نظر روند پسروی و کم‌عمق شونده به سمت بالا را نشان می‌دهد که در ابتدای سیستم تراکت تراز بالا (*HST*)



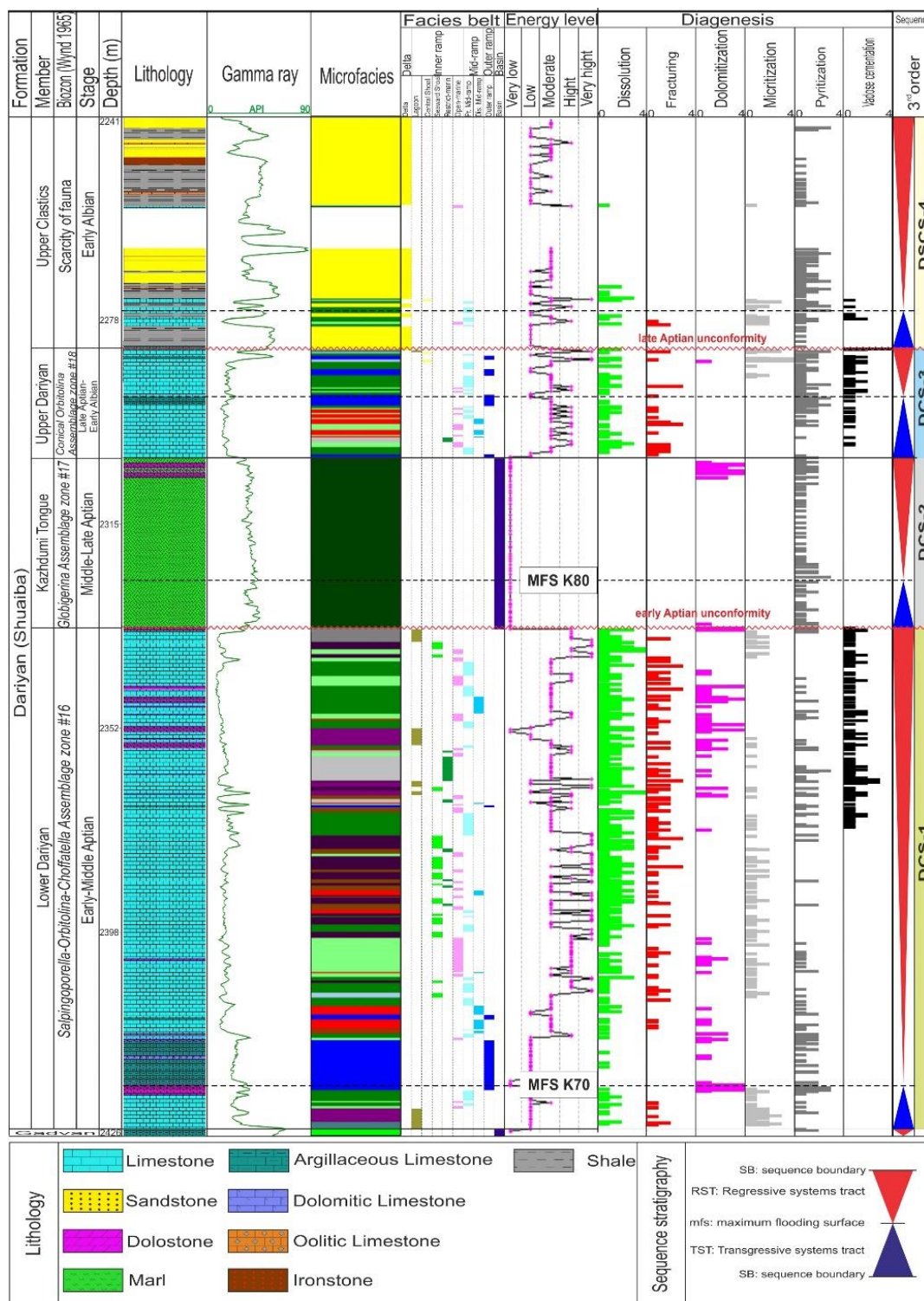
شکل ۷. بایوزون‌های موجود در سازند داریان (بر اساس واینند، ۱۹۶۵). بایوزون ۱: A (*Hemicyclammina sigali?*, Maync) B (Conical *Orbitolina*) بایوزون ۲: C (*Hedbergella similis*, Longoria) D and E (*Hoffatella decipiens*, Schlumberger) F (*Salpingoporella dinarica*, Radoicic)



شکل ۸. تصاویر میکروسکوپ الکترونی از زبانه کژدمی که نشان‌دهنده غلبه کانی‌های رسی است.

فعالیت میکروارگانیسم‌ها در بوجود آوردن قشر نازک میکرایتی بر روی دانه‌ها است. در این سطح ایزوتوپ پایدار کربن و اکسیژن به سمت مقادیر مثبت جابه‌جا شده و پس از آن به طور کلی روند کاهشی پیدا می‌کنند (شکل ۱۱). سپس این توالی روند کم‌عمق شونده پیدا می‌کند و به رخساره‌های رمپ میانی و رمپ داخلی می‌رسد و در نهایت مرز سکانشی آن به ناپیوستگی سازند داریان در آپتین پسین که در سراسر پلیت مشاهده شده است ختم می‌شود (شکل ۹). در این ناپیوستگی عوارض دیاژنز جوی به صورت انحلال وسیع، کارستی شدن، تشکیل خاک دیرینه و سیمان‌های جوی دیده می‌شود (شکل ۱۰).

سکانس کربناته سوم داریان (*DCS3*): این توالی در واحد کربناته بالایی وجود دارد و حدود ۱۹/۳ متر آهک ریزدانه تا آهک دولومیتی شده می‌باشد. این توالی با بایوزون *Conical Orbitolina Assemblage zone* (*Biozone #18 of Wynd, 1965*) شناخته می‌شود (شکل ۷) که به آپتین پسین تعلق دارد. این توالی با رخساره‌های بایوکلاستی به همراه اکینودرم و اریبتولین متعلق به رمپ میانی شروع می‌شود و به تدریج به سمت بالا به رخساره‌های عمیق رمپ خارجی می‌رسد که دارای میزان بالایی از لاگ گاما است و بیشینه سطح غرقابی این توالی را شکل می‌دهد. در این رخساره عوارضی از میکرایتی شدن توسط میکروبا وجود دارد که کورتوییدها را بوجود آورده است، که نشان‌دهنده‌ی



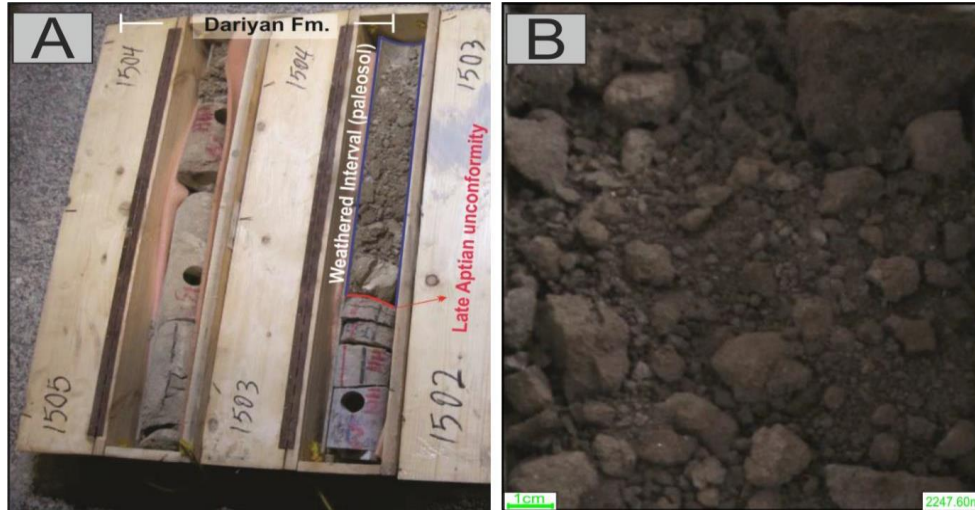
شکل ۹. سکانس‌های رده‌ی سه در سازند داریان شامل سه توالی کربناته و یک توالی آواری

توجه به جایگاه سکاسی و در نظر گرفتن واحد کربناته بالایی داریان که متعلق به آپتین پسین است، می‌توان آن را به ابتدای آلبین نسبت داد. سیستم تراکت پیشرونده آن رخساره‌های کربناته‌ی متعلق به رمپ درونی و میانی به همراه فسیل‌های اریتولین است که به صورت متناوب با رخساره‌های شیلی/ مارنی و ماسه‌سنگی قرار گرفته

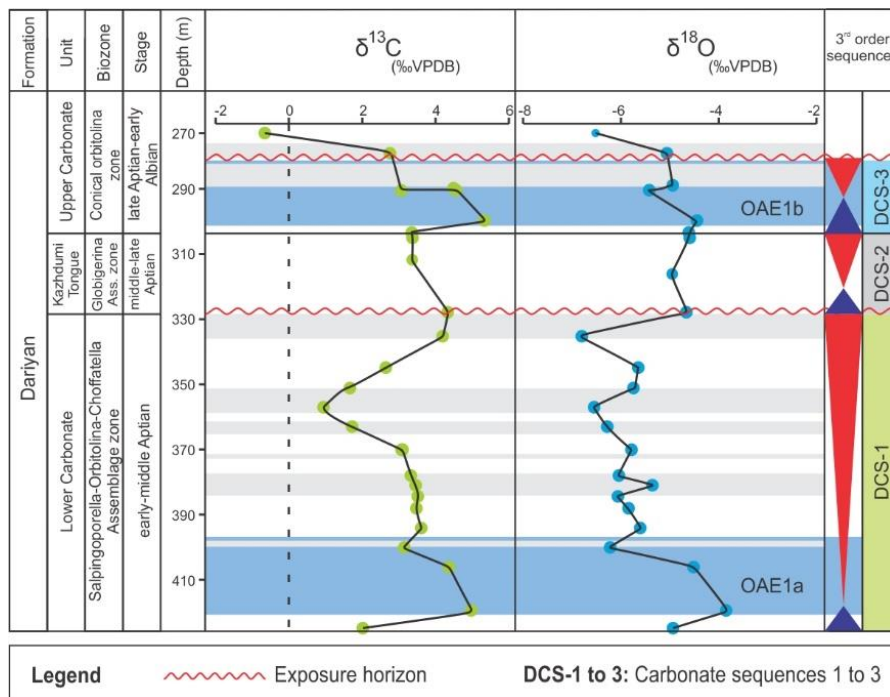
سکانس چهارم داریان (*DSCS4*): این توالی که شامل ۴۳/۱ متر از شیل و مارن به همراه ماسه‌سنگ‌های اوویدی آهن‌دار ریزدانه و سیلتستون تشکیل شده است که در میدان مورد مطالعه در غرب خلیج فارس قابل مشاهده است. به دلیل عدم وجود و کمیاب بودن فونای قابل تشخیص بایوزون در آن صورت نگرفته است و با

سازند کژدمی مشخص شده است. این توالی بعد از ناپیوستگی انتهای آپتین شروع می‌شود و با شیل‌های سازند کژدمی خاتمه می‌یابد (شکل ۹).

است. بیشینه سطح غرقایی در این سکانس رخساره‌های وکستونی به همراه بایوکلست‌های متنوع در نظر گرفته شده است. مرز سکانسی نیز در راس واحد آواری‌های داریان با تغییرات شاخص لیتولوژیکی به شیل و مارن



شکل ۱۰. (A) تصاویر مغزی حفاری از راس سازند داریان و (B) خاک‌های تشکیل شده در راس آن (با تغییراتی از مهرایی و همکاران، ۲۰۱۸)



شکل ۱۱. منحنی تغییرات ایزوتوپ‌های پایدار کربن و اکسیژن در توالی مورد مطالعه

مطالعات میکروسکوپی سازند داریان منجر به شناسایی ۳ رخساره آواری و ۸ رخساره کربناته شد. این رخساره‌ها از محیط دلتا تا محیط حوضه تغییر می‌کنند. بررسی محیط‌رسوبی با استفاده از رخساره‌های مطالعه شده انجام گردید و با توجه به اینکه در سازند مورد مطالعه ریف‌های موجود از نوع ریف‌های کومه‌ای بوده که

نتیجه‌گیری

در این مطالعه سازند داریان در غرب خلیج فارس مورد مطالعه قرار گرفت. در این منطقه سازند داریان متشکل از ۱۸۵ متر از آهک، شیل، مارن و ماسه‌سنگ متعلق به سن آپتین-آلبین می‌باشد.

لاسمی، ی. و سیاهی، م (۱۳۸۴) محیط‌های رسوبی و چینه‌نگاری سکانسی سازند داریان در بخش جنوبی فروافتادگی دزفول، برش خامی و چاه سولابدر ۳. موسوی‌زاده، م (۱۳۹۸) لایه‌های قرمز اقیانوسی کرتاسه، مدلی برای بررسی تغییرات سریع شرایط ژئوشیمیایی در محیط‌های رسوبی عمیق. دوفصلنامه رسوب‌شناسی کاربردی، دوره ۷، شماره ۱۴، ص ۳۴-۴۵.

Ahr, W. M (1973) *The carbonate ramp: An alternative to the shelf model*. Trans. Gulf Coast Assoc. Geol. Soc., 23: 221-225.

Alavi, M (2007) *Structures of the Zagros fold-thrust belt in Iran*. American Journal of science, 307(9): 1064-1095.

Bahrevar, M., Mehrabi, H., & Rahimpour-Bonab, H (2020) *Coated grain petrography and geochemistry as palaeoenvironmental proxies for the Aptian strata of the southern Neo-Tethys Ocean, Persian Gulf, Iran*. Facies, 66(1): 3.

Bolz, H (1977) *Reappraisal of the biozonation of the Bangestan Group (late Aptian-Early Campanian) of southwest Iran*. Iranian offshore company, Tehran, Report, 1252.

Dunham, R. J (1962) *Classification of carbonate rocks according to depositional texture*. American Association Petroleum Geologists 1: 108-121.

Berger, S., and Kaefer, M. J (1992) *Dasycladales. An Illustrated Monograph of a Fascinating Algal Order: G. Thieme Verlag, Stuttgart, 247 p.*

Blomeier, D., Scheibner, C., & Forke, H (2009) *Facies arrangement and cyclostratigraphic architecture of a shallow marine, warm water carbonate platform: The Late Carboniferous Ny Friesland platform in eastern Spitsbergen (Pyeffjellet Beds, Wordiekammen Formation, Gipsdalen Group)*. Facies, 55: 291-324.

Brandano, M., Frezza, V., Tomassetti, L. and Pedley, M (2010) *Facies Analysis and Palaeoenvironmental Interpretation of the Late Oligocene Attard Member (Lower Coralline Limestone Formation), Malta*. Sedimentology, 56: 1138-1158.

Embry, A. F., Johannessen, E. P (1992) *T-R sequence stratigraphy, facies analysis and reservoir distribution in the uppermost Triassic-Lower Jurassic succession, Western Sverdrup Basin, Arctic Canada*.

Embry, A. F., Klován, J. E (1971) *A Late Devonian reef tract on northeastern Banks Island, Northwest territories*. Bulletin Canada Petroleum Geologists, 19: 730-781.

Flügel, E (2010) *Microfacies of carbonate rocks: analysis, interpretation and application*. Springer Science and Business Media.

توسط جلبک‌های لیتوکودیوم- باسینلا ایجاد گردیده‌اند و این موجودات توانایی ساختن ریف‌های بزرگ و تغییر توپوگرافی حوضه را نداشته‌اند، حوضه رسوب‌گذاری این سازند از نوع یک رمپ کربناته کم‌شیب پیش‌بینی شده است که در میانه آپتین به رخساره‌های اینتراشلفی و در انتهای آپتین به رخساره‌های آواری محیط دلتایی تبدیل شده است.

از داده‌های ایزوتوپ کربن و اکسیژن در تشخیص ناپیوستگی‌ها و بالا آمدن سطح آب دریا استفاده شد که دو ناپیوستگی در انتهای آپتین پیشین و انتهای آپتین پسین، و دو رویداد انوکسید در سازند مورد مطالعه تشخیص داده شد. هم‌چنین از این داده‌ها در مطالعات چینه‌نگاری سکانسی استفاده شد که منجر به شناسایی سه توالی رسوبی کربناته رده سه در ابتدای آپتین، با غلبه رخساره‌های رمپ درونی، میانه آپتین، دارای رخساره‌های حوضه و انتهای آپتین با غلبه رخساره‌های رمپ میانی است و هم‌چنین یک توالی آواری که با توجه به جایگاه سکانسی در ابتدای آلبین قرار می‌گیرد، شد.

سپاسگزاری

از دانشگاه تهران برای فراهم کردن امکانات و حمایت از مطالعه و از شرکت نفت فلات قاره بابت در اختیار گذاشتن اطلاعات این مطالعه تشکر و قدردانی می‌شود. از آقای دکتر رفیعی بابت پیشنهادات سازنده‌شان، صمیمانه سپاسگزاری می‌شود. از سردبیر و داوران محترم بابت نظرهای ارزشمندشان که سبب بهبود سطح علمی این مقاله شدند، تشکر و قدردانی می‌شود.

منابع

امیری، م (۱۳۹۰) محیط‌رسوبی و چینه‌نگاری سکانسی سازند داریان در میدان گازی پارس جنوبی. ۲۴ ص.
بهره‌ور، م (۱۳۹۸) محیط‌رسوبی، خواص مخزنی و گونه‌های سنگی پتروفیزیکی در چارچوب چینه‌نگاری سکانسی سازند داریان، در برخی از میداین خلیج‌فارس، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تهران، ۱۶۰ ص.
رستمی، ع. ر.، آدابی، م. ح.، صادقی، ع.، معلمی، ع (۱۳۹۹) ارزیابی توان هیدروکربن‌زایی شیل و مارن‌های بخش میانی سازند داریان در ناحیه دزفول جنوبی، زاگرس، ایران. دوفصلنامه رسوب‌شناسی کاربردی، دوره ۸، شماره ۱۵، ص ۱۱۷-۱۲۹.

- Read, J. F (1985) Carbonate platform facies models. *AAPG bulletin*, 69(1): 1-21.
- Ruf, M., Link, E., Pross, J, and Aigner, T (2005) Integrated Sequence Stratigraphy: Facies, Stable Isotope and Palynofacies Analysis in a Deeper Epicontinental Carbonate Ramp (Late Jurassic, SW Germany). *Sedimentary Geology*, 175: 391-414.
- Sharland, P. R., Archer, R., Casey, D. M., Davies, R. B., Hall, S. H., Heward, A. P., Simmons, M. D (2001) Sequence stratigraphy of the Arabian Plate. *GeoArabia*, 2, 371.
- Schulze, F., Kuss, J, Marzouk, A (2005) Platform configuration, microfacies and cyclicities of the Upper Albian to Turonian of west-central Jordan. *Facies*, 50: 505-527.
- Tasli, K., Özer, E., & Koç, H (2006) Benthic foraminiferal assemblages of the Cretaceous platform carbonate succession in the Yavca area (Bolkar Mountains, S Turkey): biostratigraphy and paleoenvironments. *Geobios*, 39(4): 521-533.
- Taylor, Km G., Simo, Jm A., Yocum, D., Leckie, D A (2002) Stratigraphic significance of ooidal ironstones from the Cretaceous western interior seaway: The Peace River Formation, Alberta, Canada, and the Castlegate Sandstone, Utah, USA. *Journal of Sedimentary Research*, 72(2): 316-327.
- Simmons, M. D., Whittaker, J. E., and Jones, R. W (2000) Orbitolinids from Cretaceous sediments of the Middle East—a revision of the FRS Henson and Associates Collection. In *Proceedings of the Fifth International Workshop on Agglutinated Foraminifera*. Grzybowski Foundation Special Publication, 7: 411-437.
- Tucker, M. E (2001) *Sedimentology Petrology: an introduction to the origin of sedimentary rocks*: Blackwell, Scientific Publication, London, 260 P.
- Vail, P, R., Audemard, F., Bowman, S, A., Eisner, P, N, and Perez-Cruz, C (1991) The stratigraphic signatures of tectonics, eustasy and sedimentology – an overview. In: *stratigraphy*, 617-659. Berlin: Springer-Verlag.
- Van Buchem, F, S, P., Gaumet, F., Vedrenne, V. and Vincent, B (2006) Middle East Cretaceous sequence stratigraphy study: N.I.O.C- IFP jointresearch project. 115 pp.
- Van Buchem, F, S, P., Al-Husseini, M, I., Maurer, F., Droste, H, J. and Yose, L, A (2010) Sequence-stratigraphic synthesis of the Barremian- Aptian of the eastern Arabian Plate and implications for the petroleum habitat, *GeoArabia Spec. Publ*, 4(1): 9-48.
- Védrine S, Strasser A, Hug W (2007) Oncoid growth and distribution controlled by sea-level
- Harris, P. M., Frost, S. H., Seiglie, G. A. and Schneidermann, N (1984) Regional unconformities and depositional cycles, Cretaceous of the Arabian Peninsula. In: Schlee, J. S. (Ed.), *Interregional Unconformities and Hydrocarbon Accumulation*. AAPG Mem., 36: 67-80.
- Hughes, G. W (2000) Bioecostratigraphy of the Shu'aiba Formation, Shaybah field, Saudi Arabia. *GeoArabia*, 5(4): 545-578.
- Immenhauser, A., Schlager, W., Burns, S. J., Scott, R. W., Geel, T., Lehmann, J., Bolder-Schrijver, L. J. A (1999) Late Aptian to late Albian sea-level fluctuations constrained by geochemical and biological evidence (Nahr Umr Formation, Oman). *Journal of Sedimentary Research*, 69(2): 434-446.
- Immenhauser, A., Hillgärtner, H., & Van Bentum, E (2005) Microbial foraminiferal episodes in the Early Aptian of the southern Tethyan margin: ecological significance and possible relation to oceanic anoxic event 1a. *Sedimentology*, 52(1): 77-99.
- Mehrabi H, Rahimpour-Bonab H, Al-Aasm I, Hajikazemi E, Esrafil-Dizaji B, Dalvand M, Omidvar M (2018) Palaeo-exposure surfaces in the Aptian Dariyan Formation, Offshore SW Iran: Geochemistry and reservoir implications. *J Pet Geol*, 41(4): 467-494.
- Mehrabi, H., Bahrehvar, M., & Rahimpour-Bonab, H. (2020). Porosity evolution in sequence stratigraphic framework: A case from cretaceous carbonate reservoir in the Persian Gulf, southern Iran. *Journal of Petroleum Science and Engineering*, 107699.
- Motiei, H (1993) *Stratigraphy of Zagros*. Treatise on the Geology of Iran, 60, 151.
- Pittet, B., Van Buchem, F. S., Hillgärtner, H., Razin, P., Grötsch, J., & Droste, H (2002) Ecological succession, palaeoenvironmental change, and depositional sequences of Barremian–Aptian shallow- water carbonates in northern Oman. *Sedimentology*, 49(3): 555-581.
- Postma, D (1982) Pyrite and siderite formation in brackish and freshwater swamp sediments. *American Journal of Science*, 282(8): 1151-1183.
- Pye, K., Dickson, J. A. D., Schiavon, N., Coleman, M. L., Cox, M (1990) Formation of siderite- Mg- calcite- iron sulphide concretions in intertidal marsh and sandflat sediments, north Norfolk, England. *Sedimentology*, 37(2): 325-343.
- Rameil, N., Immenhauser, A., Warrlich, G., Hillgaertner, H., Droste, H. J (2010) Morphological patterns of Aptian Lithocodium–Bacinnella geobodies: relation to environment and scale. *Sedimentology*, 57(3): 883-911.

- fluctuations and climate (Late Oxfordian, Swiss Jura Mountains). Facies, 53(4): 535–552*
- Wilson, J. L (1975) *Carbonate Facies in Geologic History: Springer, Berlin, Heidelberg, New York, 471 p.*
- Wynd, A, G (1965) *Biofacies of the Iranian Oil Consortium Agreement Area. Iranian Offshore Oil Company, Report No:1082.*