

ریزر خساره‌ها، محیط رسوبی و چینه‌نگاری سکانسی سازند آسماری در ناحیه تاق‌دیس نیل (شمال شرق دهدشت)

علی انصاری، حسین وزیری مقدم*؛ دانشگاه اصفهان، دانشکده علوم، گروه زمین‌شناسی

عزیزاله طاهری؛ دانشگاه صنعتی شاهرود، دانشکده علوم، گروه زمین‌شناسی

علی غبیشاوی؛ شرکت ملی مناطق نفت‌خیز جنوب، اهواز، ایران

پذیرش ۹۶/۰۶/۱۴

دریافت ۹۴/۱۱/۱۴

چکیده

سازند آسماری در برش تاق‌دیس نیل به‌منظور معرفی ریزرخساره‌ها، محیط رسوبی و چینه‌نگاری سکانسی بررسی شده است. در برش بررسی شده ۱۰ ریزرخساره متعلق به زیرمحیط‌های پهنه‌کشدی تا دریای باز شناسایی شد. مجموعه‌های رخصاره‌ای و روند تغییرات در ستون ریز رخصاره‌ها نشان‌گر تنه‌نشست سازند آسماری در یک رمپ هم‌شیب است. بر اساس الگوی کم‌عمق‌شدگی و عمیق‌شدگی رخصاره‌ها و توزیع فرامینیرها ۵ سکانس رسوبی درجه سوم برای سازند آسماری در این ناحیه تشخیص داده شد. این سکانس‌ها با سکانس‌های تشخیص داده شده در سایر نواحی زاگرس مطابقت داده شدند.

واژه‌های کلیدی: سازند آسماری، تاق‌دیس نیل، ریزرخساره، رمپ جور شیب، چینه‌نگاری سکانسی.

مقدمه

از آن‌جاکه توالی کربناته‌ای سازند آسماری مهم‌ترین و بزرگ‌ترین سنگ مخزن نفت در ایران است [۱]، از این رو، شناسایی و بررسی دقیق‌تر محیط تشکیل این سازند اطلاعات مفید و ارزش‌مندی برای کارهای اکتشافی ارائه می‌دهد. هدف از این پژوهش، بررسی دقیق محیط تشکیل بر اساس تلفیق اطلاعات حاصل از لیتوفاسیس و میکروفاسیس، ارائه مدل رسوبی، تشخیص سکانس‌های رسوبی و مقایسه آن‌ها با سکانس‌ها و مرزهای سکانسی معرفی شده در زون فروافتادگی دزفول توسط اهرنبرگ و همکاران [۱۲] و ون‌بوچم و همکاران [۳۶] است.

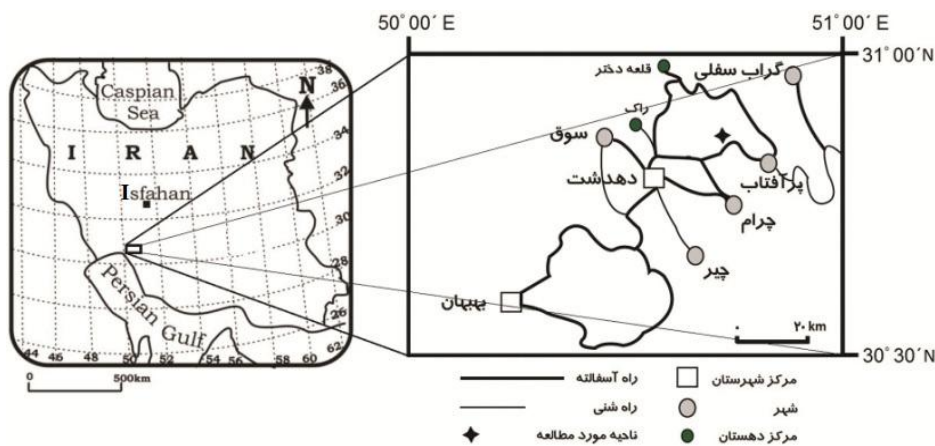
از جمله پژوهش‌های انجام شده روی سازند آسماری می‌توان به بررسی زیست‌چینه‌نگاری سازند آسماری در ناحیه بروجن [۲۹]، چینه‌نگاری زیستی، رخصاره‌های میکروسکوپی و محیط رسوبی سازند آسماری در مناطق زاگرس مرتفع [۳۰]، [۳۱]، [۳۲]، چینه‌نگاری زیستی سازند آسماری در جنوب یاسوج (حوضه زاگرس شمالی-مرکزی) [۱۷]، محیط رسوبی و چینه‌نگاری سکانسی سازند آسماری در جنوب غرب ایران [۳۷]، چینه‌نگاری سازند آسماری در تنگ‌گردان و چمن بلبل [۳]، [۴]، تغییرات شوری در مدت تنه‌نشست سازند آسماری [۲۰]، بررسی سازند آسماری با استفاده از ایزوتوپ استرانسیوم [۱۲]، [۳۶]، بررسی مدل توزیع دیرینه روزن‌داران درشت سنگ‌های کربناته الیگو-میوسن در تاق‌دیس خویز [۲۴]، ریزرخساره‌ها و محیط رسوبی سازند آسماری در شمال غرب حوضه زاگرس [۳۸] و ریزرخساره‌ها و محیط رسوبی سازند آسماری در ناحیه فارس [۲۸] اشاره کرد. بر این اساس مدل رسوبی سازند آسماری به یک رمپ کربناته نسبت داده شده است. هم‌چنین اخیراً زیست‌چینه‌نگاری این سازند را سلطانیان و همکاران [۳۵]، صیرفیان و

* نویسنده مسئول avaziri7304@gmail.com

همکاران [۳۳]، محیط رسوبی و چین‌نگاری سکانسی آن را اله‌کرم‌پور و همکاران [۲] وزیرمقدم و همکاران [۳۸]، [۳۹]، شب‌افروز و همکاران [۳۴] و پالئوآکولوژی آن را صیرفیان و همکاران [۳۳] بررسی کرده‌اند. پژوهش‌های اخیر حاکی از آن است که تفاوت در عمق حوضه زاگرس در قسمت‌های مختلف سبب رسوب‌گذاری سازند آسماری با سن و مرزهای سازندی متفاوت شده است. در این تحقیق سن، شرایط رسوب‌گذاری و نقش تغییرات سطح آب دریا در توالی سازند آسماری در طاق‌دیس نیل بررسی شده است. انصاری و همکاران [۴۱]، بر اساس بررسی فرامینیفرها سن سازند آسماری را در برش نیل به روپلین/شاتین-بوردیگالین نسبت داده‌اند.

موقعیت جغرافیایی و زمین‌شناسی عمومی

برش بررسی شده با مختصات عرض جغرافیایی $30^{\circ} 47' 8/32''$ شمالی و طول جغرافیایی $56/50' 52'' 50^{\circ}$ شرقی، در ۳۶ کیلومتری شمال شرقی شهرستان دهدشت واقع شده است (شکل ۱).
طاق‌دیس نیل در پهنه ایزه قرار گرفته است. در اثر عملکرد گسل ایزه، زون ایزه به دو بخش شمال باختری و جنوب خاوری تقسیم می‌شود. در بخش شمال باختری هسته تاقدیس‌ها از سازندهای گروه بنگستان (کرتاسه) تشکیل شده و بدون تله‌های نفتی است ولی در بخش جنوب خاوری، سنگ‌آهک‌های آسماری (الیگوسن-میوسن) سازنده هسته تاقدیس‌ها است که بالآمدگی و فرسایش کم‌تری را نشان می‌دهد و داشتن میداین نفتی و گازی از ویژگی‌های بارز این بخش به‌شمار می‌رود [۱]. سازند آسماری در برش بررسی شده به ضخامت ۲۹۱ متر است. این توالی متشکل از تناوب آهک‌های توده‌ای، ضخیم، متوسط و نازک‌لایه است که همراه با میان‌لایه‌هایی از مارن و آهک ماری است. مرز زیرین سازند آسماری با سازند پابده به‌صورت پیوسته و تدریجی است. مرز بالایی آن با سازند گچساران پیوسته و هم‌شیب است.



شکل ۱. موقعیت جغرافیایی و راه‌های دسترسی به منطقه بررسی شده برگرفته از نقشه جغرافیایی و کارتوگرافی گیتاشناسی با مقیاس ۱:۲۵۰,۰۰۰

روش پژوهش

در برش تاقدیس نیل، سازند آسماری برای انجام پژوهش‌های دقیق ریزرخساره‌ها اندازه‌گیری شده و نمونه‌برداری دقیق و سیستماتیک شد. در مرحله نخست برش فوق در صحرا بررسی شد. با توجه به مشخصات سنگ‌شناسی و

تغییرات رخصاره‌ای در این برش بیش از ۱۵۷ نمونه برداشت و از آن‌ها مقاطع نازک تهیه شد. این مقاطع در آزمایشگاه به‌روش دانهام [۱۱] و امبری و کلوان [۱۳] نام‌گذاری شدند. شناسایی سکانس‌های رسوبی بر اساس اصول چینه‌نگاری سکانسی [۱۴] بررسی شده است.

بر اساس تجزیه و تحلیل پتروگرافی در توالی بررسی شده ۱۰ ریز رخصاره تشخیص داده شده است. پراکندگی این ریز رخصاره‌ها در مقابل ستون چینه‌شناسی در شکل ۴ نشان داده شده است.

بحث

ریزرخسارهٔ ۱. بیوکلاستیک وکستون-پکستون

اجزای اصلی تشکیل دهندهٔ این میکروفاسیس خرده‌های جلبک قرمز، مرجان، نومولیتیده (اپرکولینا و هتروستژینا) و آمفیستژینا هستند (شکل ۲ الف). اجزای فرعی اسکلتی آن شامل میلیولید، روتالیا و خرده صدف است. زمینه سنگ ماتریکس با رنگ نسبی تیره است. بافت، موقعیت چینه‌نگاری در توالی، حضور نومولیتیده و تنوع فونی نشان‌گر دریای باز و رسوب‌گذاری در زیر سطح اساس امواج آرام است [۶]، [۷]. مشابه این ریزرخساره از ناحیهٔ چمن بلبل و تنگ گرگان را امیر شاه‌کرمی و همکاران [۳]، [۴] از سازند آسماری گزارش کرده‌اند.

ریزرخسارهٔ ۲. بیوکلاستیک نومولیتیدا پکستون - رودستون

این ریزرخساره دارای بافت دانه پش‌تیبان بوده است و فونای اصلی آن روزن‌داران کفزی درشت (نومولیتیده و لپیدوسیکلینیده) هستند. اکثر آن‌ها سالم است و در یک زمینه گلی قرار گرفته‌اند. اجزای اسکلتی دیگر شامل میلیولید، خرده‌های دوکفه‌ای، گاستروپود، اکینید و جلبک قرمز درصد کمی از این ریزرخساره را تشکیل می‌دهند (شکل ۲ ب). زمینهٔ میکرایتی، تنوع و فراوانی اجزای اسکلتی خاص دریای باز نظیر اکینید، جلبک قرمز و نومولیتیده و لپیدوسیکلینیده‌های کشیده و سالم حاکی از ته‌نشست این رخصاره در محیطی آرام و زیر سطح اساس امواج آرام است. عموماً بخش پایینی زون نوردار با فراوانی روزنداران منفذدار بزرگ و کشیده نظیر لپیدوسیکلینیده و نومولیتیده مشخص می‌شود. حضور فرامینیفرهای کفزی درشت دارای هم‌زیست جلبکی موید شرایط الیگوتروفیک است [۱۸]. این فرامینیفرها در محیط حاره‌ای تا نیمه‌حاره‌ای با محدوده عمق گسترده‌ای زندگی می‌کنند اما به‌طور ویژه در اعماق ۴۰ تا ۷۰ متری فراوان هستند [۱۹]. مشابه این ریزرخساره از تنگ گرگان را امیر شاه‌کرمی و همکاران [۴]، و نیز از ناحیهٔ شمال غرب حوضهٔ زاگرس وزیری‌مقدم و همکاران [۳۸] از سازند آسماری گزارش کرده‌اند.

ریزرخسارهٔ ۳. بیوکلاستیک کورالیناسه آ پکستون - رودستون

ویژگی اصلی این ریزرخساره فراوانی قطعات کورالیناسه‌آ است. اندازهٔ قطعات در حد ماسه درشت تا گرانول است. اجزای اسکلتی فرعی آن شامل میلیولید، دیسکوربیس و قطعات مرجان است. این اجزا در خمیره میکرایتی قرار گرفته‌اند (شکل ۲ پ). این ریزرخساره با توجه به حضور فراوان کورالیناسه‌آ در محیط دریای باز کم عمق و تحت شرایط

مزوفوتیک تا الیگوفوتیک و انرژی هیدرودینامیکی متوسط نهشته شده است [۸]، [۹]، [۱۰]، [۱۶]، [۲۲]، [۲۳]. مشابه این ریزرخساره از ناحیه چمن بلبل را امیر شاه کرمی و همکاران [۳] و نیز از ناحیه سپید دشت وزیری مقدم و همکاران [۳۸] از سازند آسماری گزارش کرده‌اند.

ریزرخساره ۴. بیوکلاستیک پکستون-گرینستون

اجزا اسکلتی اصلی این ریزرخساره را بیوکلاست‌هایی نظیر اکینید، جلبک قرمز، آمفیستزینا، خرده‌های دوکفه‌ای و گاستروپود و به مقدار کم تر میلیولید، پنروپلیس و دندریتینا تشکیل می‌دهند (شکل ۲ ت). جورشدگی و گردشگی نسبتاً خوب دانه‌ها، و بافت سنگ بیان‌گر نهشته شدن این ریزرخساره در محیط سدی و در بالای سطح اساس امواج آرام است. بر اساس رخساره‌های توصیف شده ویلسون [۴۰] و فلوگل [۱۵]، این ریزرخساره در حاشیه پلتفرم کربناته قرار گرفته و جداکننده دریای باز از محیط لاگون است. مشابه این ریزرخساره را از ناحیه چمن بلبل امیرشاه کرمی و همکاران [۳] و نیز از ناحیه لالی وزیری مقدم و همکاران [۳۷] از سازند آسماری گزارش کرده‌اند.

ریزرخساره ۵. باندستون مرجانی

این ریزرخساره با فراوانی اجتماعات مرجان‌های شش تیغه‌ای که غالباً در محل رشد خود و در جا هستند مشخص می‌شود (شکل ۲ ث). با توجه به موقعیت چینه‌نگاری (قرارگرفتن آن در توالی با رخساره‌های لاگون) و شواهد صحرایی (نداشتن گسترش جانبی) ریف فوق از نوع تکه‌ای است و محیط تشکیل آن لاگون است. مشابه این ریزرخساره را از تنگ گرگدان امیر شاه کرمی و همکاران [۴] و از ناحیه فارس صادقی و همکاران [۲۸] از سازند آسماری گزارش کرده‌اند.

ریزرخساره ۶. بنتیک فرامینیفرای (بدون منفذ و منفذدار) بیوکلاستیک وکستون - پکستون

اجزای اسکلتی این ریزرخساره شامل جلبک قرمز، اکینید، دیسکوربیس، آمفیستزین و خرده‌های دوکفه‌ای است و اجزای اسکلتی فرعی آن روزن داران کفزی با دیواره پورسلانوز نظیر دندریتینا، بوریس و میلیولید هستند. خمیره اصلی این سنگ میکرایت است (شکل ۲ ج).

ریزرخساره ۷. پلوئیدال بیوکلاستیک فرامینیفرای بدون منفذ وکستون - پکستون (فلوتستون - رودستون)

اجزای اسکلتی این ریزرخساره شامل میلیولید، دندریتینا، بوریس، خرده‌های گاستروپود و دوکفه‌ای و به مقدار کم تر قطعات اکینید، دیسکوربیس و بریوزوئر است. از اجزای غیراسکلتی می‌توان به پلوئید اشاره کرد. این اجزا در خمیره‌ای از میکرایت قرار گرفته‌اند (شکل ۲ چ). حضور هم‌زمان فونای خاص دریای باز نظیر آمفیستزینا، اکینید، بریوزوئر و جلبک قرمز با فونای خاص لاگون نظیر دندریتینا، میلیولید و بوریس نشان‌دهنده تشکیل ریزرخساره‌های ۶ و ۷ در لاگون نیمه محصور است. مشابه این ریزرخساره‌ها را از ناحیه فیروزآباد وزیری مقدم و همکاران [۳۹] و هم‌چنین از ممبر آتارد جزایر مالت از محیط رمپ درونی براندانو و همکاران [۷] گزارش کرده‌اند. ریزرخساره ۷ نسبت به ریزرخساره ۶ به دلیل غالب بودن فون‌های لاگونی نسبت به سایر قطعات، در محیط محصورتر لاگونی تشکیل شده است ولی هم‌چنان ارتباط لاگون با دریای آزاد به دلیل حضور فونای دریایی برقرار بوده است.

ریزرخسارهٔ ۸. بیوکلاستیک پلوئیدال وکستون - پکستون

این ریزرخساره دارای فابریک دانه‌پشتیبان تا گل‌پشتیبان است و به‌طور عمده شامل پلوئید به‌خصوص پلوئیدهای نوع باهامیت است (شکل ۲ ح). پلوئیدهای باهامیت که سودوپلوئید یا پلوئید دروغین نیز نامیده می‌شوند، پلوئیدهایی بدون ساختمان هستند که نشان‌گر مرحلهٔ پیشرفته کورتوئیدی شدن در اوئیدها یا بیوکلاست‌ها هستند [۱۵]. این ریزرخساره به‌دلیل حضور نداشتن فونای دریای باز و موقعیت چینه‌نگاری در لاگون محدود شده تشکیل شده است. مشابه این ریزرخساره را از ناحیهٔ فارس صادقی و همکاران [۲۸] سازند آسماری گزارش کرده‌اند.

ریزرخسارهٔ ۹. مادستون بیوکلاست‌دار

این میکروفاسیس عمدتاً از گل کربناته با درصد کمی از قطعات اسکلتی و دانه‌های کوارتز تشکیل شده است (شکل ۲ خ). درصد زیاد گل کربناته، کمیابی عناصر اسکلتی و موقعیت چینه‌نگاری حاکی از تشکیل این ریزرخساره در لاگون به‌سمت ساحل است. تنوع و درصد کم فونا نشان‌گر شرایط نامطلوب زندگی برای زیست‌مندان کفزی است. مشابه این ریزرخساره را از برش لالی وزیرمقدم و همکاران [۳۷]، از تنگ گرگدان امیر شاه‌کرمی و همکاران [۳]، از تاقدیس خویز رحمانی و همکاران [۲۴]، از ناحیه فارس صادقی و همکاران [۲۸] و از تاقدیس دیل اله‌کرم پوردیل و همکاران [2] از سازند آسماری گزارش کرده‌اند.

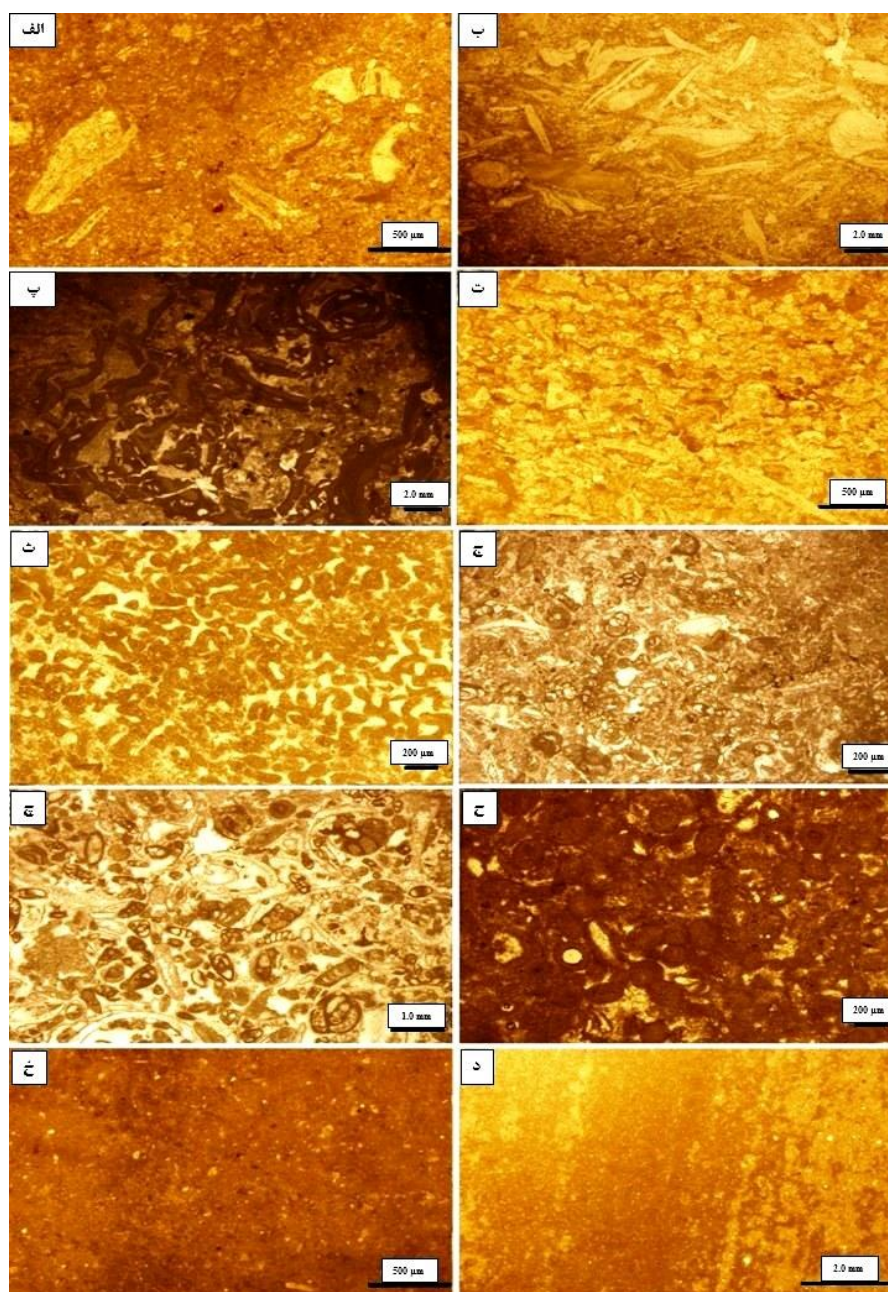
ریزرخسارهٔ ۱۰. باندستون استروماتولیتی

این ریزرخساره از لامینه‌های استروماتولیتی تشکیل شده که به‌صورت لایه‌های تیره و روشن هستند (شکل ۲ د). مشابه این ریزرخساره را از برش لالی وزیرمقدم و همکاران [۳۷]، از ناحیهٔ چمن‌بلبل امیر شاه‌کرمی و همکاران [۳] و از ناحیهٔ دهلران وزیرمقدم و همکاران [۳۸] از سازند آسماری گزارش کرده‌اند. این ریزرخساره در رسوبات پهنه جزرومدی متداول است [۱۵].

مدل رسوب‌گذاری

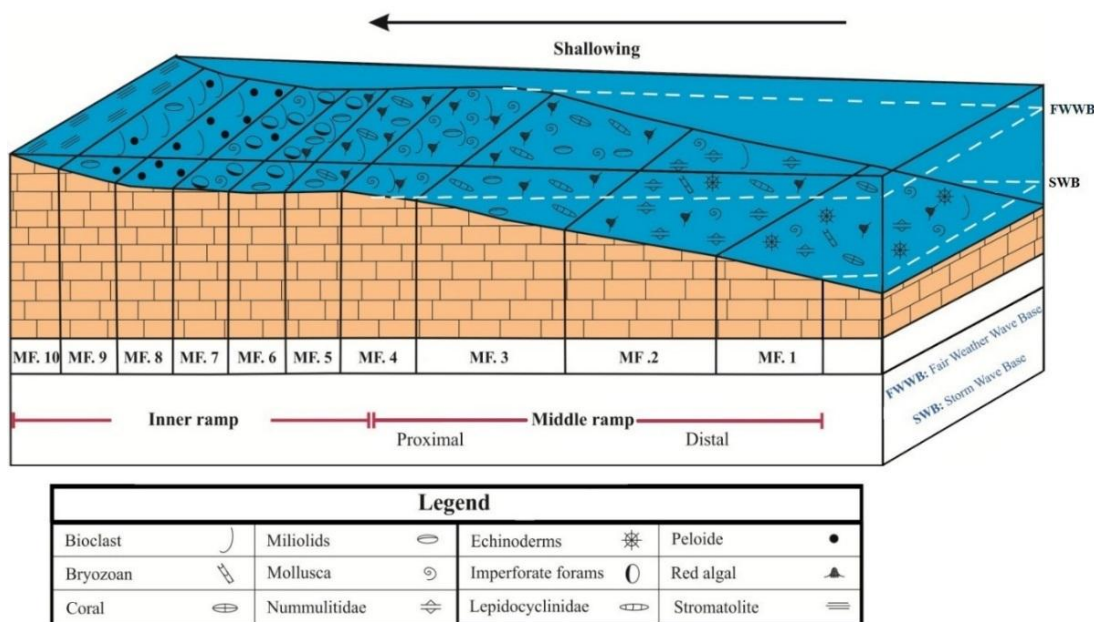
با توجه به تنوع میکروفاسیس‌ها و دسته‌بندی آن‌ها و با توجه به مدل‌های ارائه شدهٔ ویلسون [۱۵]، [۴۰] و هم‌چنین با توجه به پژوهش‌های پیشین محیط رسوبی سازند آسماری [۳]، [۴]، [۲۵]، [۳۸]، [۳۹] مدل رسوبی این سازند در برش بررسی شده یک رمپ کربناته با شیب ملایم است. نبود رخساره‌های ریفی گسترده، نبود رسوبات توربیدیتی، وجود ریف‌های کومه‌ای، گسترش میکروفاسیس‌های پلوئیدی، نبود ریزرخساره‌های کربناته دوباره نهشته شده نشان‌گر ته‌نشست این توالی کربناته روی یک پلت‌فرم کربناته از نوع رمپ است و شامل زیر محیط رمپ میانی و رمپ داخلی است. به‌سمت پهنهٔ جزر و مدی پلوئیدهای باهامیت (ریزرخسارهٔ بیوکلاستیک پلوئیدال وکستون - پکستون)، مادستون (ریزرخسارهٔ مادستون بیوکلاست‌دار) و باندستون استروماتولیتی (ریزرخسارهٔ باندستون استروماتولیتی) تشکیل می‌شود. رخساره‌های رمپ داخلی بر اساس تجمعات فونا قابل تقسیم به رمپ داخلی محدود شده و باز هستند. فراوانی تجمعات غالب از روزنداران بدون منفذ و پلوئید نشان‌گر بسترهای نرم محدود شده است (ریزرخساره پلوئیدال بیوکلاستیک فرامینیفراهای بدون منفذ وکستون - پکستون - گرینستون (فلوتستون - رودستون)). در رمپ داخلی باز مخلوطی از فونای دریای باز و روزنداران کفزی با دیواره بدون منفذ مشاهده می‌شود (بنتیک فرامینیفرا (بدون منفذ و منفذدار)

بیوکلاستیک و کستون-پکستون). پیدایش هم‌زمان فونای دریای باز و شلف داخلی با یک‌دیگر نشان‌گر عدم حضور سد پیوسته و وسیع است که به‌طور کامل نواحی رمپ داخلی را از رمپ خارجی جدا می‌کند. در این بخش به‌دلیل چرخش مناسب آب شوری نسبتاً نرمال بوده و تنوع گونه‌ها زیاد است [۳۸].



شکل ۲. ریزرخساره‌های سازند آسماری در برش تاقدیس نیل الف) بیوکلاستیک و کستون-پکستون، ب) بیوکلاستیک نومولیتیدا پکستون-رودستون، پ) بیوکلاستیک کورالیناسه آ پکستون-رودستون ت) بیوکلاستیک پکستون-گرینستون (ث) کورال باندستون ج) بنتیک فرامینیفر (بدون منفذ و منفذدار) بیوکلاستیک و کستون-پکستون (چ) پلوئیدال بیوکلاستیک فرامینیفرهای بدون منفذ و کستون-پکستون-گرینستون (فلوتستون-رودستون) ح) بیوکلاستیک پلوئیدال و کستون-پکستون (خ) مادستون بیوکلاست دار د) استروماتولیتیک باندستون

تجمع اسکلتی موجودات منجر به تشکیل نهشته‌های شسته شده مربوط به بار یا سد شده است (بیوکلاستیک پکستون-گرینستون). در محیط سد با کاهش عمق و افزایش انرژی محیط مقدار گل آهکی کاهش یافته است. انرژی زیاد سبب تجمع قطعات اسکلتی و شسته شدن گل کربناته شده است. رمپ میانی با تجمع روزندارن کفزی منفذدار نظیر لپیدوسیکلینیده و نومولیتیده و هم‌چنین کورالیناسه آ (بیوکلاستیک نومولیتیدا پکستون-رودستون) مشخص می‌شود. این رسوبات در شرایط محیطی با انرژی کم تا متوسط نهشته شده‌اند. در برش بررسی شده رخساره‌های رمپ خارجی که ویژگی آن حضور روزنداران شناور است مشاهده نشده است (شکل ۳).



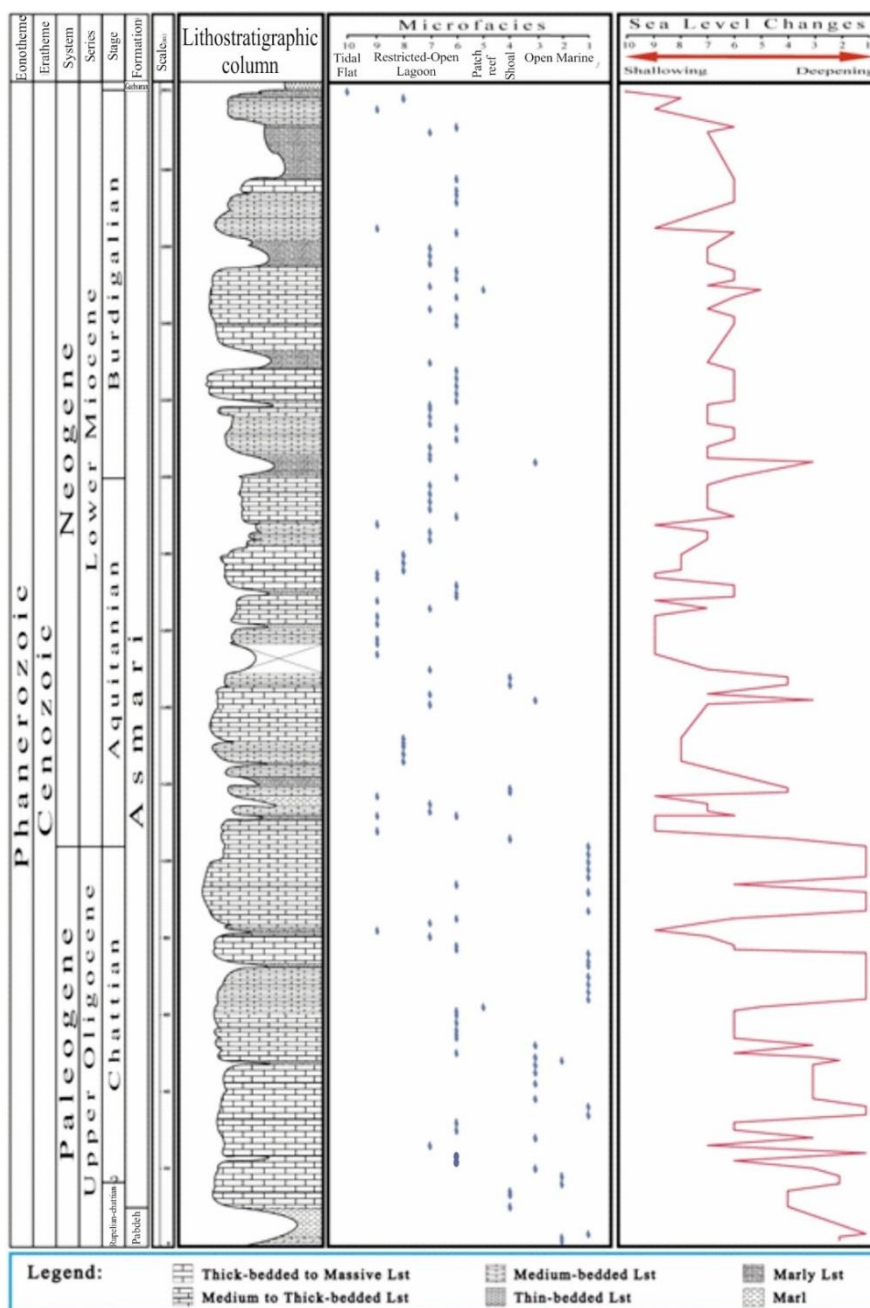
شکل ۳. مدل رسوب‌گذاری سازند آسماری در ناحیهٔ تاقدیس نیل

MF.1 بیوکلاستیک و کستون-پکستون، MF.2 بیوکلاستیک نومولیتیدا پکستون-رودستون، MF.3 بیوکلاستیک کورالیناسه آ پکستون-رودستون، MF.4 بیوکلاستیک پکستون-گرینستون، MF.5 باندستون مرجانی، MF.6 بنتیک فرامینیفرها (بدون منفذ و منفذدار) بیوکلاستیک و کستون-پکستون، MF.7 پلوئیدال بیوکلاستیک فرامینیفرهای بدون منفذ و کستون-پکستون، MF.8 بیوکلاستیک پلوئیدال و کستون-پکستون، MF.9 مادستون بیوکلاستدار، MF.10 باندستون استروماتولیتی

ریزرخساره ۱ نشان‌دهندهٔ تشکیل در انتهای محیط رمپ میانی بالای سطح اساس امواج طوفانی است. ریزرخساره ۲ شرایط تشکیل در محیط دور رمپ میانی و ریزرخساره ۳ محیط نزدیک رمپ میانی را نشان می‌دهند که هر دو ریزرخساره زیر سطح اساس امواج آرام تشکیل شده‌اند. ریزرخساره ۴ محیط حدواسط رمپ میانی به رمپ داخلی را نشان می‌دهد و ریزرخساره‌های ۵ تا ۱۰ همگی بالای سطح اساس امواج آرام و در محیط رمپ داخلی تشکیل شده‌اند که ابتدا ریزرخساره‌های لاگون نیمه‌محصور و سپس ریزرخساره‌های لاگون محصور و پهنهٔ جزر و مدی را شامل می‌شود.

چینه‌نگاری سکانسی

چینه‌نگاری سکانسی یکی از مهم‌ترین روش‌ها برای تطابق منطقه‌ای و تحلیل محیط رسوبی است. فرامینیفرهای بنتیک نسبت به هرگونه تغییر محیطی بسیار حساس هستند و از این رو به‌عنوان ابزاری مناسب برای تعیین مراحل بالا



شکل ۴. ریزرخساره‌های سازند آسماری در ناحیهٔ تاق‌دیس نیل

و پایین‌آمدگی سطح آب دریا، محسوب می‌شوند. هر سکانس متشکل از بسته رسوبی پیش‌رونده^۱ با رخساره‌های به‌ترتیب عمیق‌شونده است که به حداکثر سطح غرقابی^۲ با عمیق‌ترین رخساره ختم می‌شود و به دنبال آن بسته رسوبی تراز بالا^۳ شامل رسوبات تدریجاً کم‌عمق شونده نهشته می‌شود. مرزهای سکانشی به‌عنوان کلیدی برای تعیین سکانس‌های رسوبی درجهٔ سوم هستند و به‌صورت ناپیوستگی‌ها^۴ و یا پیوستگی‌های قابل تطابق با ناپیوستگی‌ها^۵ تعریف

1. TST (Transgressive System Track)
2. MFS (Maximum Flooding Surface)
3. HST (High-stand System Track)
4. SB1
5. SB2

می‌شوند [۱۴]. سکاس‌های شناسایی شده در ناحیهٔ تاقدیس نیل منطبق با سکاس‌های سازند آسماری در ناحیهٔ فروافتادگی دزفول و زون ساختمانی ایزه که اهرنبرگ و همکاران [۱۲] و ون‌بوچم و همکاران [۳۶] بررسی کرده‌اند، هستند. بر پایهٔ توزیع فرامینیفراهای کفزی و با بررسی تغییرات رخساره‌ای و محیط رسوبی، ۵ سکاس رسوبی درجهٔ سوم برای سازند آسماری در ناحیهٔ بررسی شده بدین شرح شناسایی شد (شکل ۵).

سکاس اول

این سکاس ۶۰ متر ضخامت دارد و سن آن شاتین پیشین است. با سکاس ۲ ون بوچم و همکاران [۳۶] قابل تطابق است و در ناحیهٔ بررسی شده قابل تقسیم به دو زیرسکاس است. زیر سکاس ۱ شامل رسوبات مارنی سازند پابده و سنگ آهک‌های آسماری تحتانی است. شیل‌های پلاژیک سازند پابده، حاوی روزنداران شناور نظیر گلوبیوزرینا و گلوبوروتالیا دسته رخساره‌ای بستهٔ رسوبی پیش‌رونده این سکاس را تشکیل می‌دهند. در ادامه توالی رخساره‌ها به تدریج کم‌عمق شده و از محیط دریای باز به رخساره‌های لاگون نیمه محصور (بنتیک فرامینیفرا بدون منفذ و منفذدار) بیوکلاستیک و کستون-پکستون) تبدیل می‌گردند و این بخش از توالی معرف فاز رسوبی سکون نسبی و پایین آمدن تدریجی آب دریا است. مرز سکاس با ریزرخسارهٔ ۷ یعنی پلوئیدال بیوکلاستیک فرامینیفراهای بدون منفذ و کستون-پکستون-گرینستون (فلوتستون-رودستون) مشخص می‌شود. مرز فوقانی زیرسکاس ۱ معادل با مرز Ch20 معرفی شده برای فروافتادگی دزفول به وسیلهٔ اهرنبرگ و همکاران [۱۲] است. در زیرسکاس ۲ بسته رسوبی پیش‌رونده با ریزرخساره‌های لاگون نیمه محصور (پلوئیدال بیوکلاستیک فرامینیفراهای بدون منفذ و کستون-پکستون-گرینستون (فلوتستون-رودستون)) آغاز و به تدریج به رخساره‌های دریای باز (بیوکلاستیک و کستون-پکستون) که معرف حداکثر سطح غرقابی است، ختم می‌شود. در ادامه رخساره‌ها به تدریج کم‌عمق شده و از دریای باز به لاگون نیمه محصور تبدیل شده که بیان‌گر بستهٔ رسوبی تراز بالا است. مرز سکاس با ریزرخساره بنتیک فرامینیفرا (بدون منفذ و منفذدار) بیوکلاستیک و کستون-پکستون مشخص می‌شود. مرز فوقانی زیرسکاس ۲ معادل با مرز Ch30 معرفی شده برای فروافتادگی دزفول به وسیلهٔ اهرنبرگ و همکاران [۱۲] است.

سکاس دوم

این سکاس به سن شاتین پسین-آکیتانین زیرین است و معادل سکاس شمارهٔ ۳ ون بوچم و همکاران [۳۶] است و در ناحیهٔ بررسی شده قابل تقسیم به دو زیر سکاس ۱. به ضخامت ۲۰ متر و زیر سکاس ۲. به ضخامت ۳۷ متر است. مرز فوقانی زیرسکاس ۱ معادل با مرز Aq10 و مرز زیرین آن معادل با مرز Ch30 و مرز فوقانی زیرسکاس ۲ معادل با مرز Intra-Aq10 و مرز زیرین آن معادل Aq10 است. در زیرسکاس ۱ بسته رسوبی پیش‌رونده با ریز رخساره‌های لاگون نیمه محصور آغاز و به تدریج به رخساره‌های دریای باز ختم می‌شود. ریزرخسارهٔ ۱ یعنی بیوکلاستیک و کستون-پکستون معرف بیش‌ترین پیش‌روی سطح آب دریا است. در ادامه رخساره‌ها به تدریج کم‌عمق شده و از دریای باز به سمت لاگون محصور تغییر یافته که معرف بسته رسوبی تراز بالا است. ریزرخساره ۹ یعنی مادستون بیوکلاست دار معرف پایین آمدن سطح نسبی آب دریا و مرز سکاسی نوع دوم است. در زیرسکاس ۲ بسته رسوبی پیش‌رونده با رسوبات لاگون محصور (مادستون بیوکلاست دار) آغاز و به تدریج به رخساره‌های دریای باز ختم می‌شود. بیش‌ترین پیش‌روی سطح آب دریا با ریزرخسارهٔ ۱ یعنی بیوکلاستیک و کستون-پکستون مشخص می‌شود. در

ادامه رخساره‌ها به تدریج کم عمق شده و تغییر ریزرخساره‌ها از دریای باز به سمت لاگون محصور معرف بسته رسوبی تراز بالا است. مرز سکانس با ریزرخساره ۹ یعنی مادستون بیوکلاستدار مشخص می‌شود.

سکانس سوم

این سکانس به سن آکی‌تانین پیشین و دارای ۵۸ متر ضخامت است که در مترژ ۱۱۷ تا ۱۷۵ متری برش بررسی می‌شود. این سکانس معادل سکانس شماره ۴ ون‌بوچم و همکاران [۳۶] است. مرز فوقانی این سکانس معادل با مرز Aq20/Bu10 و مرز زیرین آن معادل با مرز Intra-Aq10 است. در این سکانس بسته رسوبی پیش‌رونده با ریزرخساره‌های لاگون محصور (مادستون بیوکلاستدار) آغاز و به تدریج به رخساره‌های دریای باز (بیوکلاستیک کورالیناسه‌آ پکستون-رودستون) ختم می‌شود. تغییر ریزرخساره‌ها از دریای باز به سمت لاگون محصور تشکیل بسته رسوبی تراز بالا را می‌دهد. مرز سکانس با ریزرخساره ۹ یعنی مادستون بیوکلاستدار مشخص می‌شود.

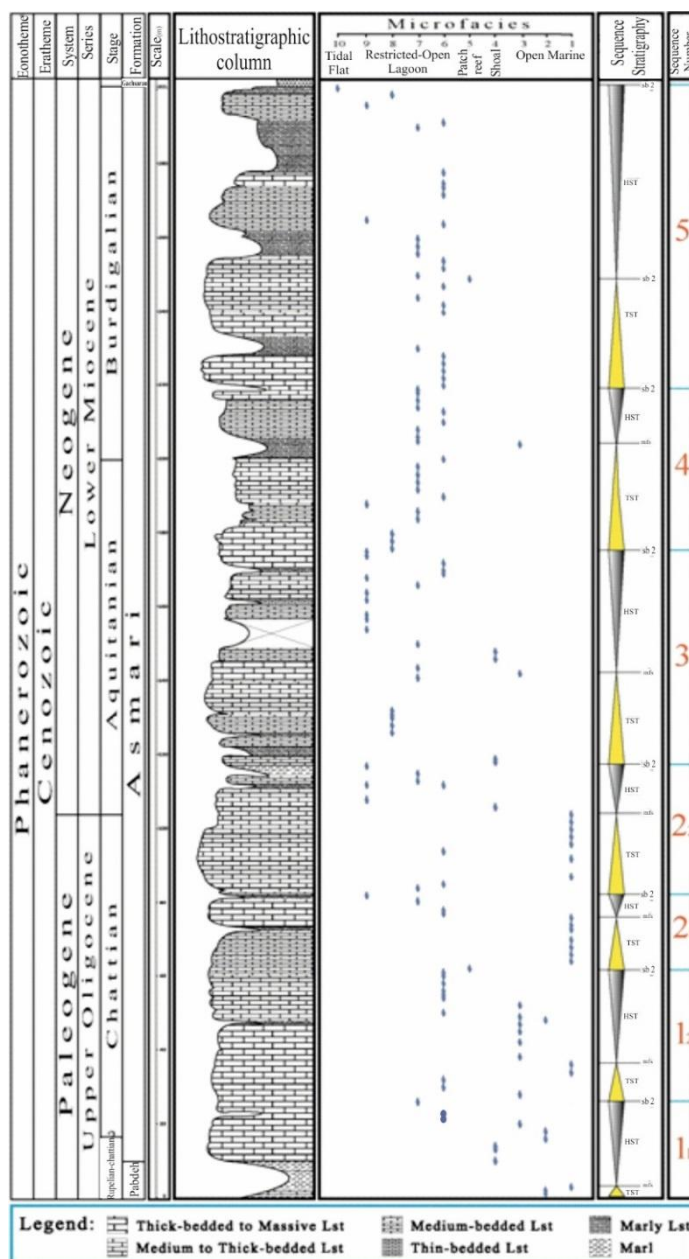
جدول ۱. انطباق مرزهای سکانسی شناسایی شده در برش تاقدیس نیل با مرزهای سکانسی معرفی شده اهرنبرگ و همکاران [۱۲] و ون‌بوچم^۷ و همکاران [۳۶]

سطوح سکانسی معرفی شده ون‌بوچم و همکاران [۳۶]	سطوح سکانسی معرفی شده اهرنبرگ و همکاران [۱۲]	سطوح سکانسی معرفی شده در برش تاقدیس نیل
VII	Base Gachsaran	مرز فوقانی سکانس ۵
VI	Bu20	مرز تحتانی سکانس ۵ - مرز فوقانی سکانس ۴
V	Aq20/Bu10	مرز تحتانی سکانس ۴ - مرز فوقانی سکانس ۳
IV	Intra-Aq10	مرز تحتانی سکانس ۳ - مرز فوقانی سکانس ۲ _۲
-	Aq10	مرز تحتانی زیرسکانس ۲ _۲ - مرز فوقانی زیرسکانس ۲ _۱
III	Ch30	مرز تحتانی زیرسکانس ۲ _۱ - مرز فوقانی زیرسکانس ۱ _۲
-	Ch20	مرز تحتانی زیرسکانس ۱ _۲ - مرز فوقانی زیرسکانس ۱ _۱

سکانس چهارم

این سکانس به سن آکی‌تانین پسین-بوردیگالین زیرین است و دارای ۴۳ متر ضخامت است که در مترژ ۱۷۵ تا ۲۱۸ متری برش بررسی می‌شود. این سکانس معادل سکانس شماره ۵ ون‌بوچم و همکاران [۳۶] است. مرز فوقانی این سکانس معادل با مرز Bu20 و مرز زیرین آن معادل با مرز Aq20/Bu10 است. در این سکانس بسته رسوبی پیش‌رونده با ریزرخساره‌های لاگون محصور (مادستون بیوکلاستدار) آغاز و به تدریج به رخساره‌های دریای باز ختم می‌شود (بیوکلاستیک کورالیناسه‌آ پکستون-رودستون) که معرف بیش‌ترین پیش‌روی سطح آب دریا است. در ادامه رخساره‌ها به تدریج کم عمق شده و تغییر ریزرخساره‌ها از دریای باز به سمت لاگون نیمه محصور تشکیل بسته رسوبی تراز بالا را می‌دهد. مرز سکانس با ریزرخساره ۷ یعنی پلوئیدال بیوکلاستیک فرامینیفرهای بدون منفذ و کستون-پکستون-گرینستون (فلوتستون-رودستون) مشخص می‌شود.

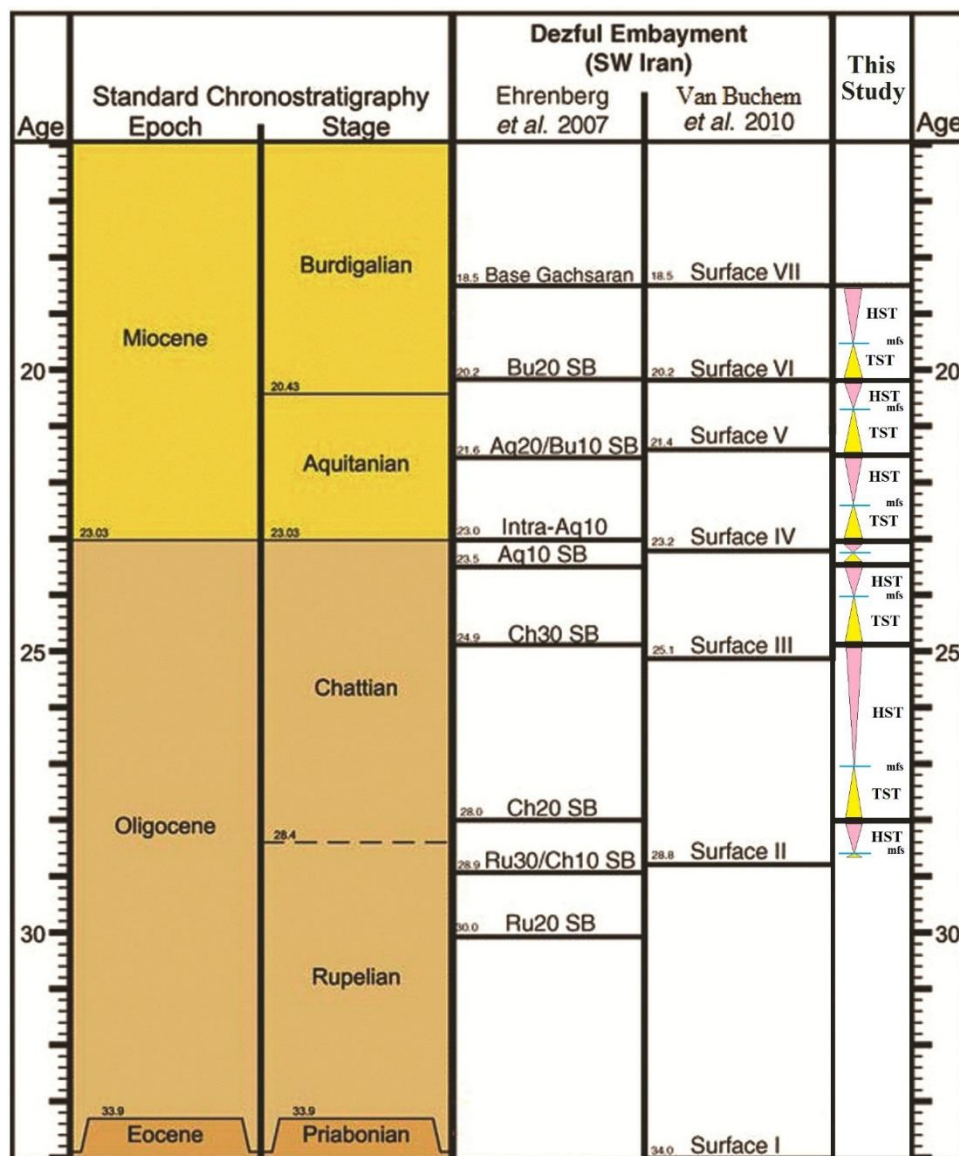
6. Ehrenberg
7. Van Buchem



شکل ۵. چینه‌نگاری سکانسی سازند آسماری در ناحیه تاقدیس نیل

سکانس پنجم

این سکانس به سن بوردیگالین بوده و دارای ۸۳ متر ضخامت است که در مترهاژ ۲۱۸ تا ۳۰۱ متری برش بررسی می‌شود. این سکانس معادل سکانس شماره ۶ ون‌بوچم و همکاران [۳۶] است. مرز فوقانی این سکانس با سازند گچساران و مرز زیرین آن معادل با مرز Bu20 است. در این سکانس بستهٔ رسوبی پیش‌رونده با ریزرخساره‌های لاگون نیمه محصور (ریزرخساره ۷ یعنی پلوئیدال بیوکلاستیک فرامینیفرهای بدون منفذ و کستون-پکستون-گرینستون (فلوتستون-رودستون)) آغاز و به تدریج به رخساره ۵ یعنی باندستون مرجانی که معرف حداکثر سطح غرقابی است، ختم می‌شود. در ادامه رخساره‌ها به تدریج کم‌عمق شده و از لاگون نیمه‌محصور به لاگون محصور تبدیل شده و معرف بسته رسوبی تراز بالا است.



شکل ۶. انطباق مرزهای سکانسی شناسایی شده در برش تاقدیس نیل با مرزهای سکانسی معرفی شده اهرنبرگ و همکاران [۱۲] و ون بوچم و همکاران [۳۶]

اهرنبرگ و همکاران [۱۲] در سازند آسماری در بخش جنوب غربی فروافتادگی دزفول ۹ سطح سکانسی شناسایی کرده و با استفاده از ایزوتوپ استرانسیوم سن آن‌ها را مشخص کرده‌اند. این سکانس‌ها در میداین نفتی اهواز، مارون، بی‌بی حکیمه و تاقدیس خویز تطابق داده شده‌اند. مرزهای سکانسی شناسایی شده در برش تاقدیس نیل به ترتیب از قدیم به جدید با مرزهای سکانسی Ch30, Ch20, Aq10, Intra-Aq10, Aq20/Bu10, Bu20, Base و Gachsaran قابل تطابق هستند (شکل ۶) (جدول ۱). چنان‌که مشاهده می‌شود سطوح سکانسی Ru20, Ch20 و Aq10 معرفی شده اهرنبرگ و همکاران قابل تطابق با مرزهای معرفی شده ون بوچم و همکاران [۳۶] نیستند.

نتیجه‌گیری

پژوهش‌های پتروگرافی منجر به شناسایی ۱۰ ریزرخساره شد. این ریزرخساره‌ها در زیرمحیط‌های دریای باز، سد، لاگون و پهنه جزر و مدی نهشته شده‌اند. این محیط‌های رسوبی قابل تطابق با بخش‌های رمپ میانی و داخلی هستند. عدم وجود ریف‌های سدی، اسلامپ‌ها و رسوبات توریدایتی نشان‌گر نهشته شدن سازند آسماری در یک پلانفرم کربناته از نوع رمپ هم‌شیب است. بررسی‌های چینه‌نگاری سکانسی منجر به شناسایی ۵ سکانس رسوبی درجهٔ سوم بر اساس الگوهای عمیق‌شدگی و کم عمق‌شدگی ریزرخساره‌ها و الگوهای پراکندگی روزنداران شد. سن این سکانس‌ها روپلین-بوردیگالین است.

منابع

1. Alavi M., "Regional stratigraphy of the Zagros fold-thrust belt of Iran and its proforeland evolution", *American Journal of Science*, v. 304 (2004) 1-20.
2. Allahkarampour Dill M., Seyrafian A., Vaziri-Moghaddam H., "The Asmari Formation, north of the Gachsaran (Dill anticline), southwest Iran: facies analysis, depositional environments and sequence stratigraphy", *Carbonates and Evaporites*, v. 25 (2010) 145-160.
3. Amirshahkarami M., Vaziri-Moghaddam H., Taheri A., "Sedimentary facies and sequence stratigraphy of the Asmari Formation at Chaman-Bolbol, Zagros Basin, Iran", *Journal of Asian Earth Sciences*, 29 (2007a) 947-959.
4. Amirshahkarami M., Vaziri-Moghaddam H., Taheri A., "Paleoenvironmental model and sequence stratigraphy of the Asmari Formation in southwest Iran", *Historical Biology*, v. 19, no. 2 (2007b) 173-183.
5. Barattolo F., Bassi D., Romero R., "Upper Eocene larger foraminiferal-coralline algal facies from the Klokova Mountain (south continental Greece)", *Facies*, v.53 (2007) 361-375.
6. Bassi D., Hottinger L., Nebelsick J. H., "Larger foraminifera from the Upper Oligocene of the Venetian area, North-East Italy", *Paleontology*, V. 50 (4) (2007) 845-868.
7. Brandano M., Frezza V., Tomassetti L., Cuffaro M., "Heterozoan carbonates in oligotrophic tropical waters: The Attard member of the lower coralline limestone formation (Upper Oligocene, Malta)", *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 274 (2009) 54-63.
8. Brandano M., Corda L., "Nutrients, sea level and tectonics: constrains for the facies architecture of a Miocene carbonate ramp in central Italy", *Terra Nova*, 14 (2002) 257-262.
9. Corda L., Brandano M., "Aphotic zone carbonate production on a Miocene ramp, Central Apennines, Italy", *Sed. Geol.*, v. 161(2003) 55-70.

10. Cosovic V., Drobne K., Moro A., "Paleoenvironmental model for Eocene foraminiferal limestones of the Adriatic carbonate platform (Istrian Peninsula)", *Facies*, v. 50 (2004) 61-75.
11. Dunham R. J., "Classification of carbonate rocks according to depositional texture, in W. E. Ham, ed., *Classification of carbonate rocks*", American Association of Petroleum Geologists Memoir 1 (1962) 108-121.
12. Ehrenberg S. N., Pickard N. A. H., Laursen G. V., Monibi S., Mossadegh Z. K., Svana T. A., Aqrabi A. A. M., McArthur J. M., Thirlwall M. F., "Strontium isotope stratigraphy of the Asmari Formation (Oligocene-Lower Miocene), SW Iran", *Journal of Petroleum Geology*, v. 30 (2007) 107-128.
13. Embry A. F., Klovan J. E., "A Late Devonian reef tract on Northeastern Banks Island, NWT", *Can Petroleum Geol Bull*, [revision of Dunham classification], v.19 (1971) 730-781.
14. Emery D., Myers K. J., "Sequence stratigraphy", Blackwell, Sci., Oxford (1996) 297.
15. Flügel E., "Microfacies of Carbonate Rocks, Analysis, Interpretation and Application", Berlin, Springer-Verlag (2004) 976.
16. Geel T., "Recognition of Stratigraphic sequence in carbonate platform and slope deposits: empirical models based on microfacies analyses of palaeogene deposits in southeastern Spain", *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 155 (2000) 211-238.
17. Hakimzadeh S., Seyrafian A., "Late Oligocene-Early Miocene benthic foraminifera and biostratigraphy of the Asmari Formation, south Yasuj, north-central Zagros basin, Iran", *Carbonate and Evaporite*, v. 23, no. 1 (2008) 1-10.
18. Hallock P., "Fluctuations in the trophic resource continuum: a factor in global diversity cycles", *Paleoceanography*, v. 2 (1987) 457-471.
19. Hottinger L., "Shallow benthic foraminiferal assemblages as signals for depth of their deposition and their limitations", *Bull Soc. Geol. France* v. 168/4 (1997) 491-505.
20. Mossadegh Z. K., Haig D. W., Allan T., Adabi M. H., Sadeghi A., "Salinity changes during Late Oligocene to Early Miocene Asmari Formation deposition, Zagros Mountains, Iran", *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 272 (2009) 17-36.
21. Nebelsick J. H., Rasser M., Bassi D., "Facies dynamic in Eocene to Oligocene Circumalpine carbonates", *Facies*, v. 51 (2005) 197-216.
22. Pomar L., "Types of carbonate platforms: a genetic approach", *Basin Res*, v. 13 (2001a) 313-334.

23. Pomar L., "Ecological control of sedimentary accommodation: evolution from carbonate ramp to rimmed shelf, Upper Miocene, Balearic Islands", *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 175 (2001b) 249-272.
24. Rahmani A., Vaziri-Moghaddam H., Taheri A., Ghabeishavi A., "A model for the paleoenvironmental distribution of larger foraminifera of Oligocene-Miocene carbonate rocks at Khaviz Anticline, Zagros Basin, SW Iran", *Historical Biology*, v. 21, (2010) 215-227.
25. Ranjbaran M., Fayazi F., Al-Aasm I., "Sedimentology, depositional environment and sequence stratigraphy of the Asmari Formation (Oligocene-lower Miocene), Gachsaran area, SW Iran", *Carbonates and Evaporites*, v. 22 (2007) 135-148.
26. Renema W., "Large benthic foraminifera from the deep photic zone of a mixed siliciclastic-carbonate shelf off East Kalimantan, Indonesia", *Mar Micropaleontol*, v. 58 (2006) 73-82.
27. Romero J., Caus E., Rossel J., "A model for the palaeoenvironmental distribution of larger foraminifera based on Late Middle Eocene deposits on the margin of the south Pyrenean basin (SE Spain)", *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 179 (2002) 43-56.
28. Sadeghi R., Vaziri-Moghaddam H., Taheri A., "Microfacies and sedimentary environment of the Oligocene sequence (Asmari Formation) in Fars sub-basin, Zagros Mountains, southwest Iran", *Facies*, v. 57(3) (2010) 431-446.
29. Seyrafian A., Vaziri H., Torabi H., "Biostratigraphy of the Asmari Formation, Burujen area, Iran", *J Sci IR Iran*, v. 7, no. 1 (1996) 31-48.
30. Seyrafian A., Hamedani A., "Microfacies and depositional environment of the Upper Asmari Formation (Burdigalian), north-central Zagros basin, Iran", *N. Jb. Geol. Paleont. Abh.*, no. 210 (1998) 129-141.
31. Seyrafian A., "Microfacies and depositional environments of the Asmari Formation at Dehdez area (A correlation across Central Zagros Basin)", *Carbonate and Evaporite*, v. 15, no. 2 (2000) 121-130.
32. Seyrafian A., Hamedani A., "Microfacies and paleoenvironmental interpretations of the lower Asmari Formation (Oligocene), north-central Zagros basin, Iran", *N. Jb. Geol. Palaont. Mh.*, no. 3 (2003) 164-174.
33. Seyrafian A., Vaziri-Moghaddam H., Taheri A., Arzani A., "Facies analysis of the Asmari Formation in central and north-central Zagros basin, southwest Iran: Biostratigraphy,

- paleoecology and diagenesis", *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v.28 (2011) 439-458.
34. Shabafrooz R., Mahboubi A., Vaziri-Moghaddam H., Ghabeishavi A., Moussavi-Harami R., "Depositional architecture and sequence stratigraphy of the Oligo-Miocene Asmari platform; Southeastern Izeh Zone, Zagros Basin, Iran", *Facies*, v.61 (2015a) 1-32.
35. Sooltanian N., Seyrafian A., Vaziri-Moghaddam H., "Biostratigraphy and paleo-ecological implications in microfacies of the Asmari Formation (Oligocene), Naura anticline (Interior Fars of the Zagros Basin), Iran", *Carbonates and Evaporites*, v.26 (2011) 167-180.
36. Van Buchem F. S. P., Allan T. L., Laursen G. V., Lotfpour M., Moallemi A., Monibi S., Motiei H., Pichard N. A. H., Tahmasbi A. R., Vedrenne V., Vincent B., "Regional stratigraphic architecture and reservoir types of the Oligo-Miocene deposits in the Dezful Embayment (Asmari and Pabdeh formations), SW Iran", *Geological Society, London, special publications*, v. 329 (2010) 219-263.
37. Vaziri-Moghaddam H., Kimiagari M., Taheri A., "Depositional environment and sequence stratigraphy of the Oligocene-Miocene Asmari Formation in SW Iran, Lali Area", *Facies*, v. 52 (2006) 41-51.
38. Vaziri-Moghaddam H., Seyrafian A., Taheri A., Motiei H., "Oligocene-Miocene ramp system (Asmari Formation) in the NW of the Zagros basin, Iran: Microfacies, paleoenvironment and depositional sequence", *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 27 (2010) 56-71.
39. Vaziri-Moghaddam H., Kalanat B., Taheri A., "Sequence stratigraphy and depositional environment of the Oligocene deposits at Firozabad section, southwest of Iran based on microfacies analysis", *Geopersia*, v.1 (2011) 71-82.
40. Wilson J. L., "Carbonate facies in geological history", Springer, Berlin (1975) 471.
۴۱. انصاری ع، وزیری مقدم ح، طاهری ع، غبیشاوی ع، "زیست چینه‌نگاری و پالئواکولوژی سازند آسماری در ناحیه تاقدیس نیل (شمالشرق دهدشت)"، نشریه علمی پژوهشی دیرینه‌شناسی، جلد ۱ شماره ۲ (۱۳۹۲) ۱۳۶-۱۲۱.