

رخساره‌های رسوبی و چینه نگاری سکانسی سازند تیرگان در شرق حوضه کپه داغ (دره خور، شمال شرق مشهد)

بتول ریوندی^{۱*}، مهدی نجفی^۲، سیدرضا موسوی حرمی^۲، اسدالله محبوبی^۲، محمد وحیدی نیا^۲

۱- دانشجوی دکتری چینه شناسی و فسیل شناسی، گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه فردوسی مشهد، ایران

۲- عضو هیأت علمی گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه فردوسی مشهد، ایران

*پست الکترونیک: ba_rivandi@yahoo.com

تاریخ پذیرش: ۸۹/۵/۱۳

تاریخ دریافت: ۸۸/۱۰/۱۷

چکیده

سازند تیرگان به سن بارمین - آپتین زیرین در ناودیس خور در شرق حوضه رسوبی کپه داغ، در امتداد شمال غرب - جنوب شرق گسترش دارد. این سازند به طور عمده از سنگ آهکهای آلیتی و اوریتولین دار و با میان لایه‌هایی از شیل آهکی تشکیل شده است. مرز زیرین این سازند با سازند آواری شورپیجه و مرز بالایی آن با سازند سنگ آهکی - مارنی سرچشمه در ناودیس خور به صورت هم شیب است. به منظور تشخیص رخساره‌های رسوبی و مطالعه چینه نگاری سکانسی سازند تیرگان، دو برش در یالهای شمال شرق و جنوب غربی ناودیس خور برداشت و مورد مطالعه قرار گرفته است. نتایج حاصل از مطالعه نشان می‌دهد که این رسوبات در یک پلاتفرم کربناته کم عمق از نوع رمپ با پشته سدی و در چهار محیط دریای باز، پشته سدی، لاگون و پهنه جزر و مدی بر جای گذاشته شده است. آنالیز چینه نگاری سکانسی به شناسایی دو سکانس رسوبی رده سوم در برشهای مورد مطالعه منجر شده است. مرزهای سکانسی در هر دو برش از نوع SB₂ هستند. منحنی تغییرات سطح آب دریا با منحنیهای جهانی در طی زمان بارمین - آپتین همخوانی نسبی دارد.

واژه‌های کلیدی: سازند تیرگان، حوضه کپه‌داغ، رمپ کربناته، چینه نگاری سکانسی.

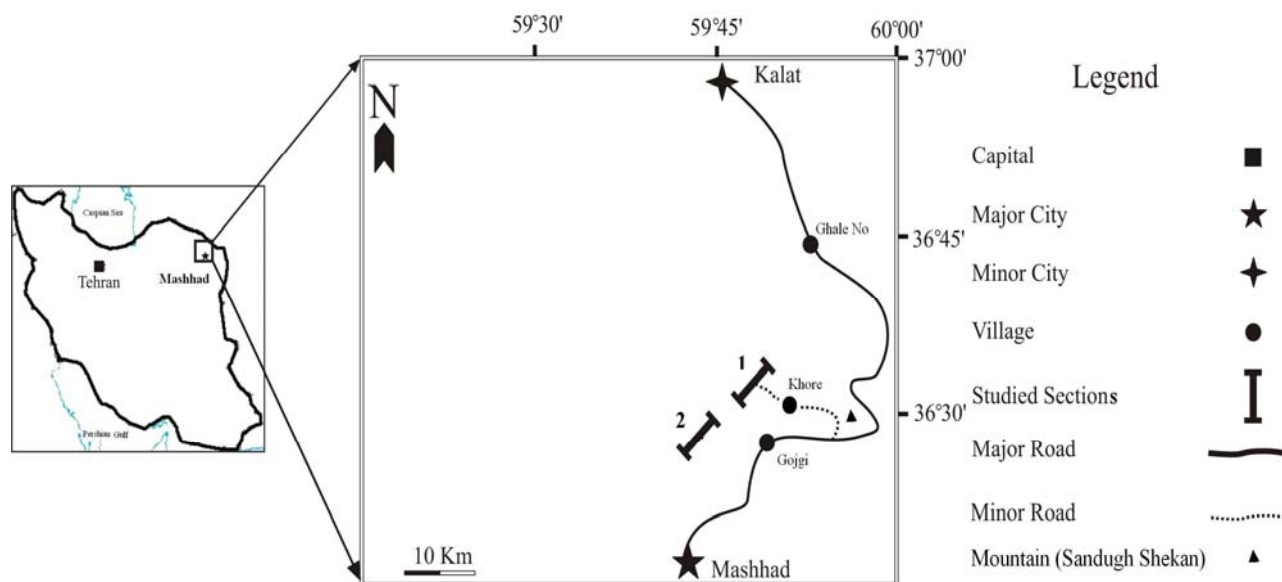
مقدمه

مارن و شیل آهکی تشکیل است (افشارحرب، ۱۳۷۳). ضخامت این سازند به تدریج از شمال غرب به جنوب شرق کاهش می‌یابد (افشارحرب، ۱۳۷۳). برشهای چینه شناسی مورد مطالعه در شرق حوضه، در ۵۰ کیلومتری جاده مشهد - کلات و در یالهای شمال شرقی و جنوب غربی ناودیس خور برداشت شده که به ترتیب ۶۶ و ۵۴ متر ضخامت دارند (شکل ۱). این برش در جاده فرعی مسیر مشهد - کلات در روستای خور وسطی در حد فاصل طولهای جغرافیایی

حوضه رسوبی کپه داغ علاوه بر شمال شرق ایران، در بخش وسیعی از ترکمنستان و شمال افغانستان گسترش وسیعی داشته و دربردارنده مخازن هیدروکربوری است. این حوضه درون قاره‌ای پس از بسته شدن اقیانوس پالئوتتیس و تحت تأثیر کوهزایی سیمیرین پیشین در زمان تریاس میانی تشکیل شده است (روتتر، ۱۹۹۳). سازند تیرگان به سن بارمین - آپتین از سنگ آهکهای ضخیم لایه تا توده‌ای آلیتی و بیوکستی با میان لایه‌های نازک از سنگ آهکهای مارنی،

است. تعداد ۶۶ مقطع نازک در ناودیس خور مطالعه و بر اساس طبقه بندی دانهام (۱۹۶۲) نام گذاری شده است. به منظور تفکیک دولومیت از کلسیت از محلول آلزاین قرمز (دیکسون، ۱۹۶۶) استفاده شده است.

۵۹°۴۵' تا ۶۰°۰۰' و عرضهای جغرافیایی ۳۶°۳۰' تا ۳۶°۴۵' واقع است. هدف از انجام این پژوهش، شناسایی و تفکیک رخساره‌ها و چینه نگاری سکansı سازند تیرگان در برشهای مورد مطالعه



شکل ۱: موقعیت جغرافیایی برشهای مورد مطالعه و عکس ماهواره‌ای منطقه مورد مطالعه، محل نمونه برداری مشخص شده است.

(بدولین)، پیشنهاد شده است. با توجه به مشاهدات صحرایی و پتروگرافی، رسوبات سازند تیرگان را در این برش می‌توان به دو قسمت تفکیک نمود:

قسمت زیرین: این قسمت ۴۲ متر ضخامت داشته و شامل کالکارنایتهای آلیتی حاوی طبقه بندی مورب و کلسی لوتایتی لایه نازک همراه با میان لایه‌هایی از شیل آهکی است. آئیدها در اندازه ماسه متوسط بوده و از فراوانی قابل ملاحظه‌ای برخوردارند. در سطح زمین میان لایه‌های شیلی نازک لایه بسیار هوازده به همراه بلورهای پراکنده ژیس قابل مشاهده است.

قسمت بالایی: این قسمت ۲۴ متر ضخامت دارد. مقدار آئیدها در سنگ آهکهای این قسمت کمتر شده و بیشتر از کالکارنایتهای آلیتی فسیل دار تشکیل می‌گردد که حاوی لامیناسیون مورب هستند. سنگ آهکهای فسیل دار

چینه شناسی سازند تیرگان

سازند تیرگان در برش یال جنوب غربی ناودیس خور عمدتاً از کالکارنایت و کلسی لوتایتیهای آئیدی و بیوکلاستی با میان لایه‌هایی از شیل آهکی تشکیل شده است که به تدریج به سمت بالا از میزان آئیدها کاسته شده و سنگ آهکهای بیوکلاستی و اوریتولین دار افزایش می‌یابند. در این برش نهشته‌های کربناته سازند تیرگان به طور مشخص بر روی رسوبات سیلیسی آواری سازند شوربچه و در زیر شیل‌های سازند سرچشمه به طور هم‌شیب قرار می‌گیرند (شکل ۲، الف و ب). بر اساس مطالعات زیست چینه‌ای (ریوندی و همکاران، ۱۳۸۹) و با توجه به تشخیص ۱۱ جنس و ۸ گونه از روزن‌داران کفزی و ۴ جنس و ۳ گونه از جلبکهای سبز آهکی، سن رسوبات سازند تیرگان در منطقه مورد مطالعه، بارمین - آپتین زیرین

قسمت کاسته شده و بر میزان سنگ آهکهای بیوکلاستی افزوده شده است. از فسیلهای موجود در این طبقات می‌توان اوربیتولین، براکیوپود، بریوزوئر، دوکفه‌ای، اکینودرم و به میزان بسیار کم گاستروپود را نام برد.



شکل ۲: الف) مرز بین سازندهای شویجه و تیرگان (دید به سمت جنوب غرب)، ب) مرز بین سازندهای تیرگان و سرچشمه (دید به سمت شمال شرق)، پ) لایه بندی مورب در کلسی لوتایتیهای آهکی

خاکستری رنگ بوده و از نظر لایه بندی عمدتاً متوسط تا نازک لایه و دارای لامیناسیون مورب می‌باشند. کالکارنایتیهای آلیتی متوسط لایه نخودی رنگ بوده و علاوه بر آنیید، دارای مقداری فسیل اوربیتولین و براکیوپود نیز هست. کالکارنایتیهای آلیتی دانه متوسط در این قسمت حاوی لایه بندی مورب و کلسی لوتایتیها دارای لامیناسیون افقی و لامیناسیون مورب (شکل ۲پ) هستند.

ضخامت سازند تیرگان در برش شمال شرقی ناودیس خور، در حدود ۵۴ متر است که عمدتاً از سنگ آهکهای آلیتی و بیوکلاستی با میان لایه‌های نازکی از شیل‌های هوازده تشکیل شده‌اند. به سمت بالا از میزان آنییدها کاسته شده و سنگ آهکهای بیوکلاستی افزایش می‌یابند. سنگ آهکها در این برش، به شدت تحت تأثیر دولومیتی شدن قرار گرفته و بنابراین از میزان آنییدها کاسته شده و بر خرده‌های فسیلی افزوده می‌شود. مرز بالایی و پایینی سازند تیرگان با سازندهای سرچشمه و شویریجه به صورت همشیب است. با توجه به بررسیهای صحرایی رسوبات سازند تیرگان را در این برش نیز می‌توان به ۲ قسمت تفکیک نمود:

قسمت زیرین: این قسمت ۲۶ متر ضخامت داشته و شامل کالکارنایتیهای آلیتی حاوی طبقه بندی مورب و کلسی لوتایتیهای نازک لایه دولومیتی شده همراه با میان لایه‌های شیل آهکی می‌باشد. فرآیند دولومیتی شدن سنگ آهکها را به شدت تحت تأثیر قرار داده و بنابراین از فراوانی آنییدها و فسیلهای قابل مشاهده در صحرا کاسته شده است. شکستگی در سنگ آهکهای این قسمت زیاد دیده می‌شود. طبقات شیلی نازک لایه، خاکستری رنگ و دارای لامیناسیون افقی بوده و در سطح آنها فرسایش و خردشدگی به چشم می‌خورد.

قسمت بالایی: ضخامت این قسمت ۲۸ متر است. این قسمت از کالکارنایتیها و کلسی لوتایتیهای نخودی رنگ متوسط لایه دولومیتی شده تشکیل شده است. از میزان آنییدها در این

رخساره‌های سنگی

سازند تیرگان در منطقه مورد مطالعه از سه مجموعه رخساره سنگ آهکی A، B و C (شامل ۱۱ زیر رخساره) و دو رخساره آواری D1 و D2 تشکیل شده که به ترتیب کاهش عمق به شرح زیر است:

رخساره‌های کربناته

مجموعه A: این مجموعه شامل ۲ زیررخساره A1 و A2 است. در زیررخساره A1 (وکستون بریوزوئردار) اجزای اسکلتی از تراکم بالایی برخوردار نبوده و بیشتر از ۱۰ درصد بریوزوئر و ۳ درصد اکتینودرم تشکیل شده است که در زمینه گل آهکی شناورند. اجزای اسکلتی عمدتاً خرد شده بوده و در اندازه ماسه متوسطند (شکل ۳ الف). زیررخساره A2 (پکستون اکتینودرم‌دار) دارای ۴۰ درصد اکتینودرم، ۵ درصد دوکفه‌ای، ۳ درصد بریوزوئر، ۲ درصد براکیوپود و ۲ درصد گاستروپود است. وجود لامیناسیون در سنگهای این مجموعه رخساره‌ای نشان دهنده انرژی پایین در زمان ته نشست بوده است. با توجه به فراوانی موجودات استنوهالین نظیر بریوزوئرها و اکتینودرم و گل فراوان، این مجموعه احتمالاً در محیطی با انرژی پایین و زیر خط اثر امواج دریای باز (فلوگل، ۲۰۰۴؛ بچمن و هیرش، ۲۰۰۶) برجای گذاشته شده است (شکل ۳ ب).

مجموعه B: این مجموعه شامل ۵ زیررخساره است. زیررخساره B1 (گرینستون پلوئیدی بیوکلاست‌دار) از ۴۵ درصد پلوئید با قطر ۰/۲ تا ۰/۵ میلی‌متر تشکیل شده است و فضای خالی بین دانه‌ها توسط سیمان کلسیت اسپاری متوسط بلور پر شده است. ذرات کوارتز در اندازه سیلت درشت به میزان کمتر از ۱۰ درصد در این رخساره وجود دارد. ذرات اسکلتی این رخساره‌ها شامل دوکفه‌ای (۲ درصد)، بریوزوئر (۲ درصد)، براکیوپود (۱ درصد)، اکتینودرم (۱ درصد)، روزن‌داران کفزی (۱ درصد) و جلبک سبز (کمتر از ۱ درصد) است. فراوانی اینتراکلاست و

اُئید به ترتیب ۵ و ۲ درصد است (شکل ۳ پ). زیررخساره B2 (گرینستون اینتراکلاست‌دار) دارای اینتراکلاستهای با اندازه بزرگتر از ۰/۲ میلی‌متر و فراوانی ۴۵ درصد است. اینتراکلاستها بیشتر زاویه‌دار و حاوی گل آهکی‌اند. این دانه‌ها در برخی از نمونه‌ها حاوی خرده‌های اسکلتی نظیر اکتینودرم، بریوزوئر، براکیوپود و روزن‌دار هستند (شکل ۳ ت). این زیررخساره در صحرا دارای ساخت رسوبی لامیناسیون مورب است. زیررخساره B3 (گرینستون اُئیددار) دارای بیش از ۵۰ درصد اُئید با قطر متوسط ۰/۵ میلی‌متر است. هسته اُئیدها شامل اجزای اسکلتی مانند گاستروپود، بریوزوئر، اکتینودرم، میلیولید، اوربیتولین و اجزای غیراسکلتی مانند کوارتز و اینتراکلاست است. اُئیدها به شکلهای گرد، بیضی، کشیده و با ساختار متحدالمرکز، شعاعی و یا ترکیبی از هر دو هستند (شکل ۳ ث). این زیررخساره در صحرا طبقه بندی مورب نشان می‌دهد. زیررخساره B4 (گرینستون اُلتی بیوکلاست‌دار) نیز دارای ۴۵ درصد اُئید با قطر متوسط ۰/۴ میلی‌متر است. علاوه بر این دارای اکتینودرم (۵ درصد)، بریوزوئر (۲ درصد)، روزن‌داران کفزی مانند *Textularia*، *Orbitolinids*، *Nautiloculina* و *Trocholina alpina*، *Milliolids* و *oolithica* (۲ درصد)، دوکفه‌ای (۱ درصد)، براکیوپود (۱ درصد) و گاستروپود (۱ درصد) است (شکل ۳ ج). این رخساره در صحرا به صورت کالکارنایتهای فسیل‌دار که دارای طبقه بندی مورب می‌باشند، قابل مشاهده است. زیررخساره B5 (گرینستون بیوکلاست‌دار) شامل بریوزوئر (۴۰ درصد)، براکیوپود (۱۵ درصد) و اکتینودرم (۵ درصد) است و در برخی نمونه‌ها اوربیتولین (۵ درصد)، گاستروپود (۵ درصد) و جلبک قرمز (کمتر از ۱ درصد) نیز وجود دارد. اُئید با فراوانی ۱۰ درصد و قطر متوسط ۰/۳ میلی‌متر، اینتراکلاست با فراوانی ۷ درصد و قطر متوسط ۱/۲ میلی‌متر و پلت با فراوانی ۵ درصد و قطر متوسط ۰/۱ میلی‌متر از

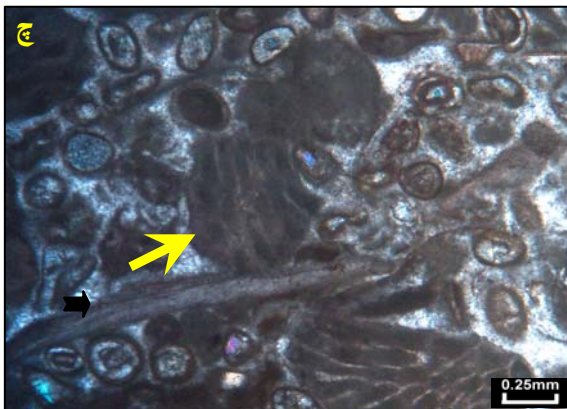
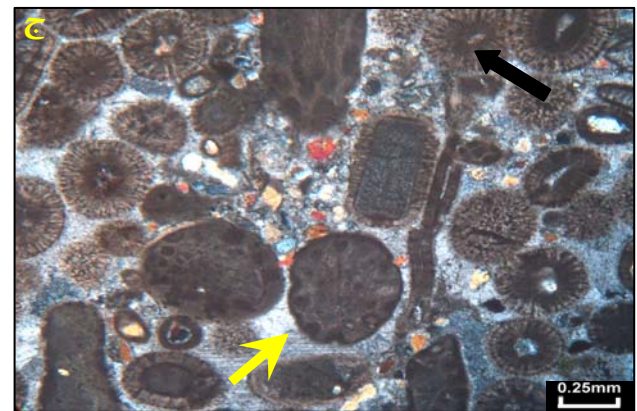
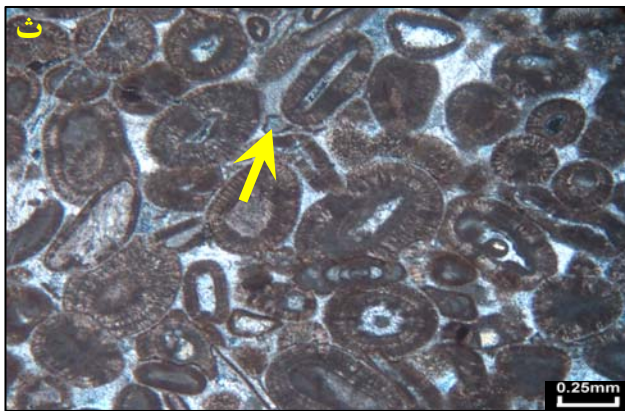
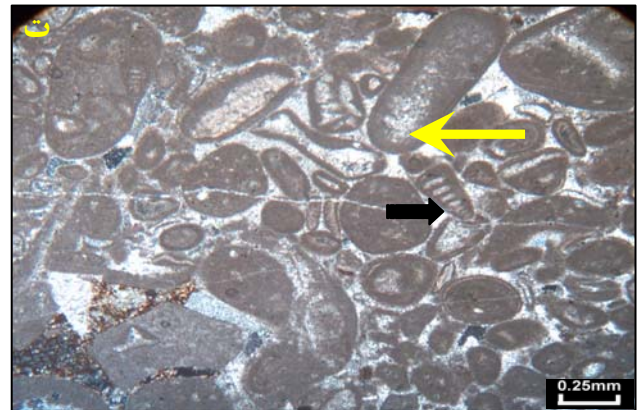
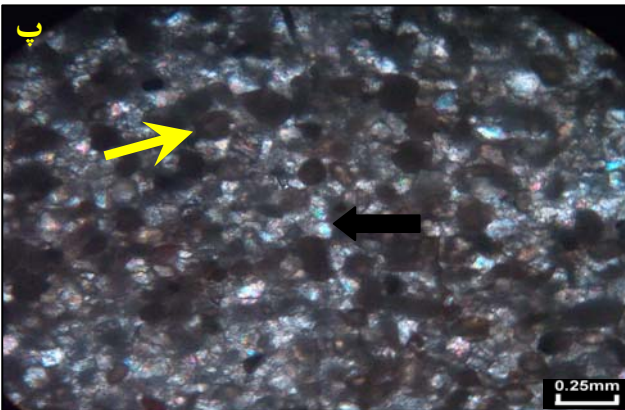
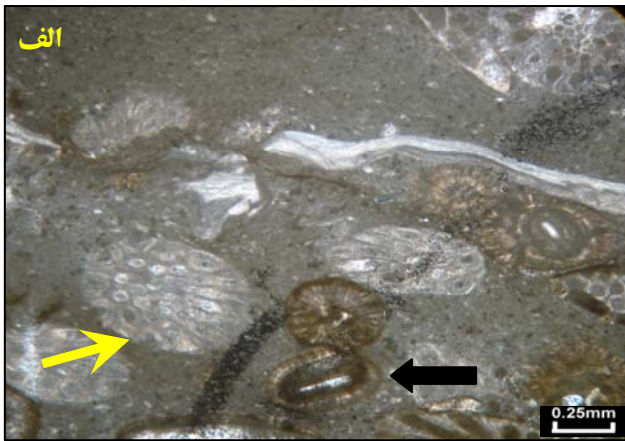
دلیلی بر حاکم بودن شرایط کم عمق دانست. از طرفی حضور اریتولینهای مخروطی شکل با نسبت عرض به ارتفاع کم نشان دهنده شرایط محدود لاگونی است (هوسینک و همکاران، ۲۰۰۰؛ پیتت و همکاران، ۲۰۰۲؛ یاسوهیرو و سانک، ۲۰۰۷). وجود دیگر روزن‌داران کفزی نظیر میلیولید و همچنین حضور جلبکهای سبز هم تشکیل این زیررخساره را در محیط لاگونی تأیید می‌نماید (بچمن و هیرش، ۲۰۰۶؛ پنی و ریسی، ۲۰۰۴). مقدار فراوان پلوئید (آدچی و همکاران، ۲۰۰۴) نیز مؤید رسوب‌گذاری این مجموعه در شرایط کم انرژی لاگونی است.

مجموعه D: شامل دو زیررخساره است. زیررخساره D1 (رخساره شیلی) که شرایط تشکیل آنها به دلیل نبود فسیل و وجود کانیهای تبخیری مانند ژپیس، پهنه جزر ومدی در نظر گرفته شده است. زیررخساره D2 (دولومادستون ماسه‌ای) حاوی دولومیت‌های ریزبلور، هم اندازه و شکل دار در حد ۲۰ تا ۵۰ میکرون است (شکل ۴ ث). اینتراکلهستهای دولومیتی به همراه بلورهای منفرد کانیهای تبخیری در این رخساره وجود دارند. این رخساره در صحرا به صورت تناوبی از لایه بندی نازک تا متوسط رخنمون دارد و بیشتر در قسمتهای پایین برش دیده می‌شود. این تناوبها عمدتاً زرد رنگ تا نخودی هستند و به سمت بالای برش رنگ آنها تیره‌تر می‌شود.

با در نظر گرفتن محیط تشکیل هر یک از مجموعه‌های رخساره‌ای و تغییرات عمودی و جانبی آنها و همچنین بررسی الگوهای رسوبی ارائه شده توسط کاروزی (۱۹۸۹) و تاکر (۲۰۰۱) و با در نظر گرفتن قانون والتر می‌توان مدل رسوبی این رخساره‌ها را به صورت یک پلاتفرم کربناته کم عمق از نوع رمپ تفسیر نمود به طوری که در این پلاتفرم رسوبات مناطق کم عمق بدون تغییر مهمی در شیب بستر با رسوبات مناطق عمیق‌تر در ارتباط بوده‌اند (رید، ۱۹۸۵؛ بورچت و رایت، ۱۹۹۲).

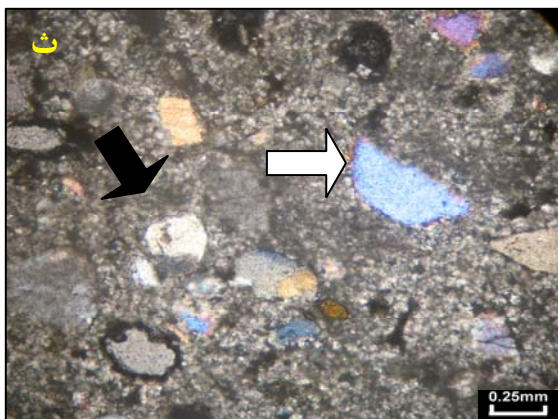
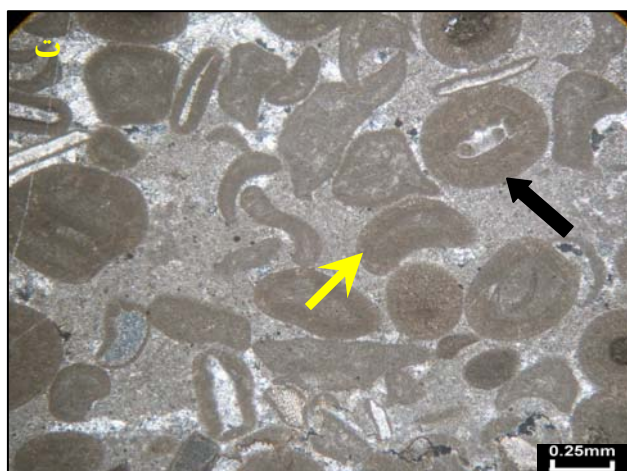
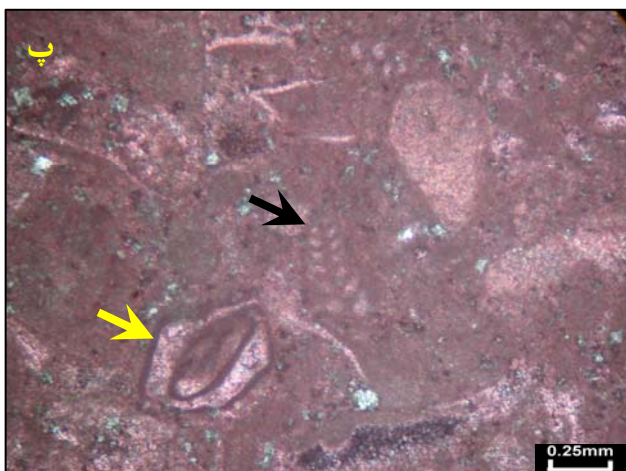
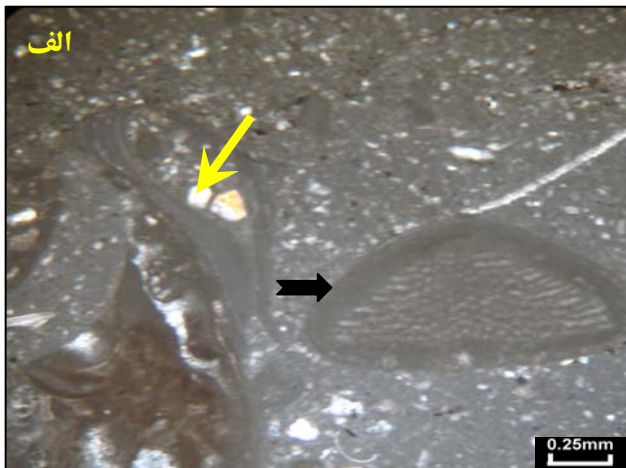
عناصر غیر اسکلتی معمول در این رخساره است. کوارتز با قطر متوسط ۰/۴ میلی‌متر و با فراوانی ۵ درصد نیز وجود دارد (شکل ۳ چ). این رخساره در سطح زمین به صورت کالکارنایت‌های بیوکلاستی لایه متوسط خاکستری روشن قابل مشاهده است. به دلیل عدم وجود گل، حضور آئید متحدالمرکز و اینتراکلاست (فلوگل ۲۰۰۴) و همچنین طبقه بندی مورب، این مجموعه در یک محیط پرانرژی سدی و در سمت اثر امواج برجای گذاشته شده است.

مجموعه C: این مجموعه از ۴ زیررخساره تشکیل شده است. زیررخساره C1 (پکستون پلوئیدی کوارتزار) دارای ۶۰ درصد پلوئید در اندازه ۰/۰۲ تا ۰/۰۳ میلی‌متر است. این پلتها دارای جورشدگی خوب و شکل یکنواخت هستند و احتمالاً منشأ مدفوعی دارند. کوارتز بیشتر از ۱۰ درصد در این رخساره به چشم می‌خورد (شکل ۴ الف). این رخساره در سطح زمین به صورت کلسی لوتایت‌های نازک لایه خاکستری روشن قابل مشاهده است که گاه حاوی رگه‌های کلسیتی است. زیررخساره C2 (وکستون بیوکلاست‌دار) حاوی اجزای اسکلتی نظیر اوریولین (۳ درصد)، اکینودرم (۲ درصد) و دوکفه‌ای (۱ درصد) است (شکل ۴ ب). این رخساره در سطح زمین به صورت کلسی لوتایت متوسط لایه فسیل‌دار مشاهده می‌شود. زیررخساره C3 (پکستون بیوکلاست‌دار) دارای بیش از ۵۰ درصد اجزای اسکلتی در زمینه‌ای از گل آهکی است. این دانه‌ها شامل روزن‌داران کفزی (۳۰ درصد)، اکینودرم (۱۰ درصد)، دوکفه‌ای (۵ درصد)، براکیوپود (۵ درصد) و بریوزوئر (۳ درصد) است (شکل ۴ پ). زیررخساره C4 (پکستون آلیتی) دارای ۴۰ درصد آئید شعاعی در اندازه ۰/۵ میلی‌متر، ۳ تا ۵ درصد اینتراکلاست با قطر متوسط ۰/۳ میلی‌متر، روزن‌داران کفزی (۲ درصد)، اکینودرم (۲ درصد)، بریوزوئر (۲ درصد)، گاستروپود (۱ درصد) و جلبک سبز (کمتر از ۱ درصد) است (شکل ۴ ت). حضور اریتولینها را می‌توان



شکل ۳: تصاویر میکروسکوپی از مجموعه رخساره‌های دریای باز و سدی (Xpl)

الف) رخساره A1: وکستون بریوزوئردار که قسمت زیادی از مقطع را گل ماتریکسی تشکیل داده است. در این تصویر قطعاتی از آئید نیز دیده می‌شود. پیکان روشن یک بریوزوئر و پیکان تیره یک آئید را نشان می‌دهد. ب) رخساره A2: پکستون اکینودرم دار که ۴۰٪ اکینودرم در زمینه گل آهکی شناورند. پیکان یک اکینودرم را نشان می‌دهد. پ) رخساره B1: گرینستون پلوئیدی بیوکلاست دار که بخش زیادی از مقطع را ذرات غیر اسکلتی پلوئید در زمینه سیمان آهکی تشکیل می‌دهد. پلتها با پیکان روشن نشان داده شده‌اند. در این تصویر ذرات کوارتز نیز دیده می‌شود که با پیکان تیره مشخص شده‌اند. ت) رخساره B2: گرینستون اینتراکلاست‌دار که با پیکان روشن اینتراکلاست و با پیکان تیره یک روزن‌دار مشخص شده‌اند. ث) رخساره B3: گرینستون آئیددار که در این رخساره آئیدها بیش از ۵۰٪ سنگ را تشکیل می‌دهند و با پیکان مشخص شده‌اند. ج) رخساره B4: گرینستون آئیدی بیوکلاست‌دار، در این رخساره علاوه بر آئیدها، اجزای اسکلتی نیز فراوانی دارند. آئید با پیکان تیره و بریوزوئر با پیکان روشن نشان داده شده است. چ) رخساره B5: گرینستون بیوکلاست دار، در این تصویر نیز بریوزوئر با پیکان روشن و براکیوپود با پیکان تیره نشان داده شده‌اند.



شکل ۴: رخساره‌های لاگون و جزر و مدی (الف) رخساره C1: پکستون پلوئیدی کوارتزدار، در این رخساره پلوئیدها اجزای اصلی تشکیل دهنده سنگ هستند که در زمینه گل آهکی شناورند. ذرات کوارتز (پیکان روشن) و فسیل اوربیتولین (پیکان تیره) در این رخساره مشاهده می‌شوند. ب) رخساره C2: وکستون بیوکلاستدار، در تصویر اوربیتولین (نوک پیکان) در زمینه گل آهکی قرار گرفته است. پ) رخساره C3: پکستون بیوکلاستدار، این رخساره قطعات اسکلتی فراوانی نظیر روزن داران دارد (نوک پیکان). ت) رخساره C4: پکستون آلیتی، در این رخساره آئیدها در زمینه گل آهکی قرار دارند (پیکان روشن). پیکان تیره یک گاستروپود را نشان می‌دهد که هسته یک آوئید شده است. ث) رخساره دولومادستون ماسه‌ای (D2)، ذرات آواری (پیکان روشن) از نوع کوارتز و با جورشدگی ضعیف است. زمینه (پیکان تیره) از دولومیت تشکیل شده است.

چینه نگاری سکانسی

چینه نگاری سکانسی عبارت از تشخیص و تطابق تغییرات در روندهای رسوب گذاری در توالیهای سنگی (امبری، ۲۰۰۲) است. ته‌نشینی رسوبات و گسترش زمانی و مکانی آنها در حوضه بر اثر عملکرد بین میزان تأمین رسوب، فیزیوگرافی کف حوضه و تغییرات نسبی سطح دریا کنترل

می‌شود. تغییرات نسبی سطح آب توسط تلفیقی از نوسانات یوستاتیکی و فرونشینی یا بالا آمدگی کف حوضه کنترل می‌شود (کتزر، ۲۰۰۲). بررسی ساختمانهای رسوبی، میکروفاسیس و بافت میکروسکپی می‌تواند در شناخت سکانسهای رسوبی در توالی کمک کند (ایلماز و آلتینر، ۲۰۰۷). سکانسهای رسوبی شناسایی شده در هر یک از

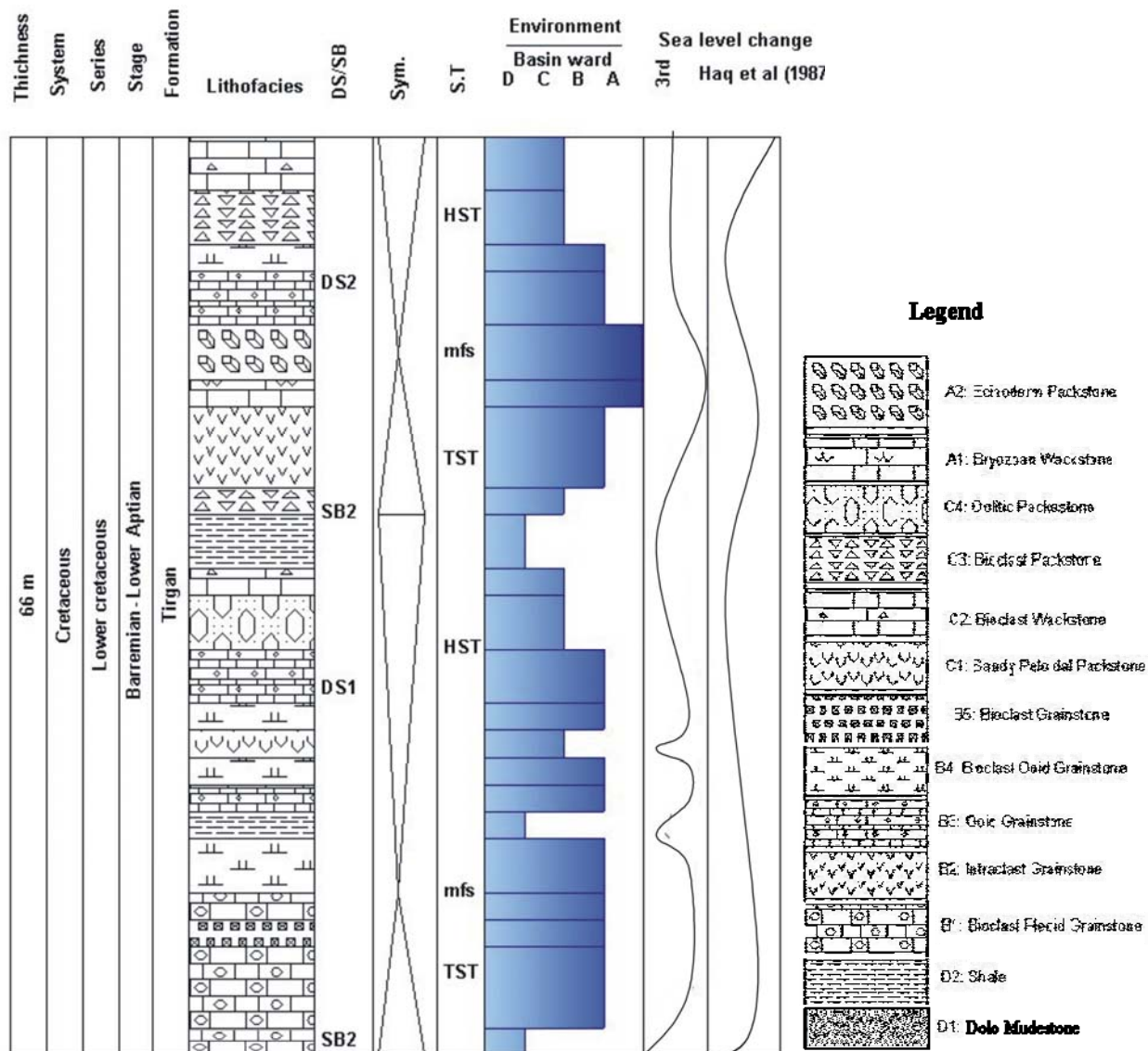
یالهای ناودیس خور به طور جدا در زیر تفسیر خواهد شد:

سکانسهای سازند تیرگان در برش یال جنوب غربی ناودیس خور

سازند تیرگان در این برش با توجه به بررسیهای صحرائی و آزمایشگاهی و تعیین رخساره‌های رسوبی از دو سکانس رسوبی رده سوم تشکیل شده است که توسط مرزهای غیر فرسایشی نوع دوم (SB2) محصور شده‌اند. در این برش سازند تیرگان از دسته رخساره‌های HST و TST تشکیل شده است. سکانس رسوبی اول (DS1) ۳۸ متر ضخامت داشته و از دسته رخساره‌های HST و TST تشکیل شده است. این سکانس به صورت پیش‌رونده بر روی رسوبات سیلیسی آواری سازند شوریجه که در یک سیستم رودخانه‌ای ته‌نشین شده‌اند (موسوی حرمی، ۱۹۹۳) قرار می‌گیرد. مرز بین سازندهای شوریجه و تیرگان در منطقه مورد مطالعه به صورت هم‌شیب و تدریجی است. ضخامت دسته رخساره‌های HST و TST به ترتیب ۱۴ و ۲۴ متر بوده و با توجه به مدت زمان ته‌نشست سازند (هک و همکاران، ۱۹۸۷) و سن در نظر گرفته شده برای آن (بارمین پسین، آپتین پیشین) (ریوندی و همکاران، ۱۳۸۹) و بدون در نظر گرفتن میزان فشردگی، این دسته رخساره‌ها در طی زمان ۱/۹ و ۳/۳ میلیون سال برجای گذاشته شده‌اند. دسته رخساره‌های مرحله پیش‌روی (TST) از رخساره‌های پهنه جزر و مدی تشکیل شده است که با رخساره‌های سدی شامل گرینستون پلوئیدی بیوکلاست‌دار و گرینستون آلیتی بیوکلاست‌دار دنبال می‌شود. حداکثر سطح غرقاب در رخساره گرینستون آلیتی بیوکلاست‌دار در نظر گرفته شده است. معمولاً در سطح حداکثر غرقابی، تنوع موجودات دریایی و حفظ آنها به حداکثر می‌رسد (کاروالهو و همکاران، ۲۰۰۶). بر روی این دسته رخساره، دسته رخساره HST قرار گرفته که شامل پاراسکانسهای کم عمق شونده به

سمت بالا می‌باشد. دسته رخساره HST شامل رخساره‌های سدی، لاگونی و پهنه جزر و مدی است. رخساره‌های سدی شامل انواع گرینستون آلیتی، گرینستون آلیتی بیوکلاست‌دار و رخساره‌های لاگونی شامل پکستون پلوئیدی کوارتزار، پکستون آلیتی و وکستون بیوکلاستی و رخساره‌های پهنه جزر و مدی عمدتاً شیل است. شیلها در صحرا به رنگ خاکستری روشن و به تورق کاملاً مشخص رخمون دارد. پولکهای ژیس و اختصاصات ارائه شده مؤید این است که رخساره شیلی در شرایطی تشکیل شده است که بر اثر تبخیر بلورهایی از ژیس ته‌نشست کرده‌اند (آب و هوای نسبتاً خشک) و نودولهایی از اکسید آهن در سطوح آنها قابل مشاهده است.

سکانس رسوبی دوم (DS2)، ۲۸ متر ضخامت داشته که با توجه به سن تشکیل سازند (ریوندی و همکاران، ۱۳۸۶؛ ریوندی و همکاران، زیر چاپ) و بدون در نظر گرفتن میزان رسوب‌گذاری و نیز نسبت فشردگی، در مدت زمان ۳/۸ میلیون سال تشکیل شده است. این سکانس نیز از دسته رخساره‌های HST و TST و هر کدام به ضخامت یکسان ۱۴ متر و احتمالاً مدت زمان یکسان ۱/۹ میلیون سال تشکیل شده است. قرار گرفتن رخساره‌های دریای باز در رأس این دسته رخساره مؤید حداکثر سطح غرقابی است. دسته رخساره TST شامل رخساره لاگونی (پکستون بیوکلاستی)، رخساره سدی (گرینستون اینتراکلاست‌دار) و رخساره‌های دریای باز (وکستون بریوزوئردار و پکستون اکینودرم‌دار) می‌باشد. دسته رخساره HST شامل رخساره‌های سدی (گرینستون آلیتی و گرینستون آلیتی بیوکلاستی) و رخساره‌های لاگونی (پکستون و وکستون بیوکلاستی) است (شکل ۵). این سکانس شامل دو پاراسکانس عمیق شونده و یک پاراسکانس که کم عمق شدن حوضه را نشان می‌دهد، است.



شکل ۵: آنالیز چینه نگاری سکانسی و منحنی تفسیری تغییرات سطح آب دریا در سازند تیرگان در برش یال جنوب غربی.

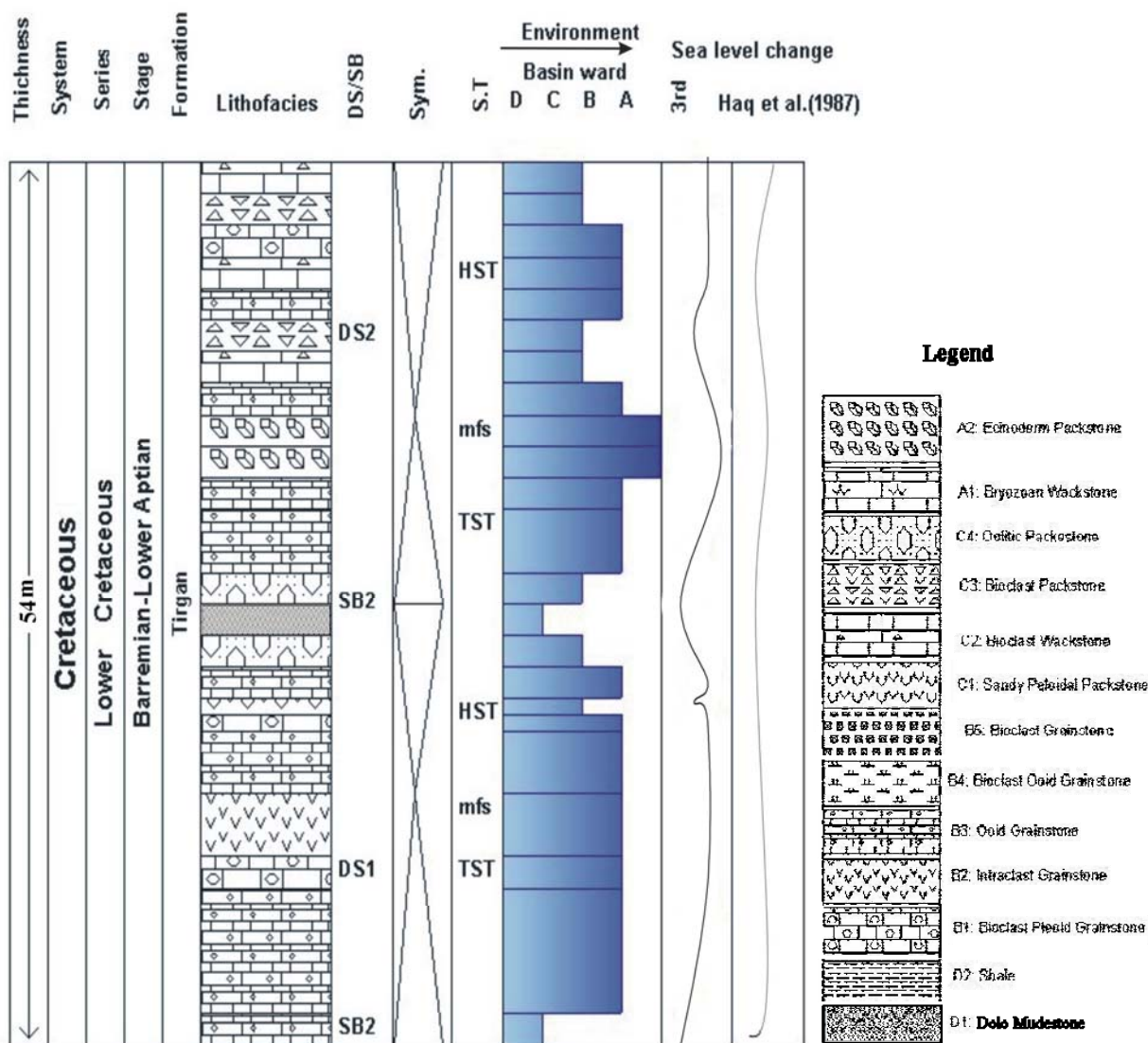
قاره‌ای باشد دیده نشده است. این حالت در مرز بین سازند آواری پسته لیک و سازند کربناته چهل کمان توسط محبویی و همکاران (۲۰۰۱) شناسایی و به عنوان مرز سکانسی نوع دو تفسیر شده است. در انتهای رسوبات مورد مطالعه، سازند سرچشمه با محیط دریایی عمیق بر روی سازند تیرگان قرار می‌گیرد. نمونه برداری از فصل مشترک سازند تیرگان و سرچشمه و همچنین نمونه برداری از مارنهای بخش ابتدایی سازند سرچشمه در ادامه روند نمونه برداری از سازند تیرگان بیانگر آن است که رخساره‌های محیط عمیق دریایی موجود

سکانسهای رسوبی سازند تیرگان در برش یال شمال شرقی ناودیس خور

در این برش نیز دو سکانس رسوبی DS1 و DS2 با مرز سکانسی نوع دوم (SB2) شناسایی شده است (شکل ۶). مرز بین سازند شورریجه و تیرگان که آغاز پیش روی را نشان می‌دهد به عنوان مرز پیش روی (TS) معرفی می‌گردد. در بین سازند شورریجه و تیرگان هیچ گونه آثار خروج از آب مانند فرسایش، خاک قدیمه، لایه‌های لاتریتی و بوکسیتی و دیگر شواهدی که نشان دهنده خروج از آب و تأثیر فرآیندهای

مدت زمان ۱/۳ میلیون سال و دسته رخساره HST به ضخامت ۱۸ متر و مدت زمان ۳ میلیون سال می باشد. دسته رخساره TST از رخساره های سدی گرینستون آلیتی تشکیل شده است و حداکثر سطح غرقابی با رخساره گرینستون آلیتی مشخص می شود. دسته رخساره HST از رخساره های سدی، گرینستون آلیتی بیو کلاست دار، گرینستون اینترا کلاست دار، گرینستون آلیتی و رخساره های لاگونی شامل وکستون پلوئیدی و پکستون آلیتی و رخساره جزر و مدی شامل شیل تشکیل می شود. این دسته رخساره از سه پاراسکانس کم عمق شونده تشکیل شده است.

در توالی رسوبات سازند سرچشمه به صورت پیوسته بر روی رخساره های مربوط به محیط لاگون در سازند تیرگان قرار گرفته است. سکانس رسوبی اول (DS1) در این برش با تغییر تدریجی رسوبات سیلیسی آواری و رودخانه ای سازند شوربچه به رسوبات کربناته سازند تیرگان آغاز می گردد و با رخساره پهنه جزر و مدی خاتمه می یابد. در زمان پایین بودن سطح آب ماسه سنگهای رودخانه ای سازند شوربچه بر روی مرز سکانسی نوع اول نهشته شده که در ادامه با پیشروی آب بر روی آن و عمیق شدن حوضه، رسوبات کربناته سازند تیرگان به صورت پیشروی (TST) بر روی آن نهشته می شوند. دسته رخساره TST به ضخامت ۸ متر و



شکل ۶: آنالیز چینه نگاری سکانسی و منحنی تفسیری تغییرات سطح آب دریا در سازند تیرگان در برش یال شمال شرقی.

نسبی دارد، به این ترتیب که در سکانس رسوبی اول و در محل MFS و در مرز سکانس اول و دوم بین این دو منحنی هم‌خوانی دیده می‌شود.

نتیجه‌گیری

مطالعه و بررسی سازند تیرگان در ناودیس خور، در شرق حوضه کپه داغ نشان داده است که این سازند عمدتاً از سنگهای کربناته و مقدار کمی رسوبات شیلی تشکیل شده است. براساس مطالعات پتروگرافی، دوازده رخساره کربناته و یک رخساره آواری در سازند تیرگان در منطقه مورد مطالعه شناسایی شده است که در محدوده‌ای از پهنه جزرومدی تا دریای باز برجای گذاشته شده‌اند. با توجه به تغییرات عمودی و جانبی رخساره‌ها، سازند تیرگان در یک پلاتفرم کربناته از نوع رمپ ته نشست کرده است. تغییرات سطح آب دریا به هنگام تشکیل سازند تیرگان (بارمین - آپتین پیشین)، در ۴ مرحله (پیش‌روی - پس‌روی) انجام شده است. بر اساس شناسایی دو مرز سکانسی نوع ۲، دو سکانس رسوبی رده سوم شناسایی شده است. منحنی تغییرات سطح آب دریا در این ناحیه با منحنیهای جهانی انطباق نسبی دارند و اختلافات موجود عمدتاً به دلیل وضعیت ساختاری موضعی حوضه است.

سکانس DS2 با پیش‌روی سطح آب دریا و تشکیل رخساره TST شروع می‌شود. ضخامت دسته رخساره TST، برابر با ۱۲ متر و مدت زمان تشکیل آن در حدود ۲ میلیون سال و ضخامت دسته رخساره HST، برابر با ۱۶ متر و مدت زمان تشکیل آن ۲/۷ میلیون سال می‌باشد. دسته رخساره TST شامل رخساره لاگون، سدی و دریای باز است. رخساره‌های دریای باز شامل رخساره وکستون اکینودرم دار بوده و بر روی رخساره‌های سدی، گرینستون آلئیتی و گرینستون اینتراکلاست‌دار قرار گرفته و خود با رخساره‌های لاگونی (پکستون آلئیتی) پوشیده شده است. حداکثر سطح غرقابی در این سکانس با رخساره دریای باز، که وکستون اکینودرم دار است، مشخص می‌شود. دسته رخساره HST شامل رخساره‌های سدی و لاگونی است. این دسته رخساره از دو پاراسکانس کم عمق شونده به سمت بالا تشکیل شده است. رخساره‌های سدی شامل گرینستون آلئیتی، گرینستون آلئیتی بیوکلاستی و گرینستون بیوکلاستی می‌شود و رخساره‌های لاگون شامل رخساره‌های پکستون بیوکلاست‌دار و وکستون بیوکلاست‌دار است (شکل ۶). چنان که اشاره شد در هر دو برش دو سکانس رسوبی رده سوم وجود دارد که بیانگر تشابه در تغییرات سطح آب دریا در منطقه است. در هر دو برش منحنیهای سطح آب دریا با منحنیهای جهانی همخوانی

منابع

- افشارحرب، ع.، ۱۳۷۳، زمین شناسی کپه داغ. سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۲۷۵ ص.
- ریوندی، ب.، نجفی، م.، موسوی حرمی، ر.، محبوبی، ا.، وحیدی‌نیا، م.، موسوی‌زاده، م.ع.، ۱۳۸۶. چینه نگاری زیستی و سکانسی سازند تیرگان در ناودیس خور در شمال شرق مشهد. *یازدهمین همایش انجمن زمین شناسی ایران*، صفحه ۵۶۳.
- ریوندی، ب.، نجفی، م.، موسوی حرمی، ر.، محبوبی، ا.، وحیدی‌نیا، م.، ۱۳۸۹. چینه نگاری زیستی سازند تیرگان در دو ناحیه جوزک و چمن بید واقع در غرب حوضه رسوبی کپه داغ. *مجله پژوهشهای چینه نگاری و رسوب شناسی دانشگاه اصفهان*، (زیر چاپ).

Adachi, N., Ezaki, Y. & Liu, J., 2004. The origins of peloids immediately after the end-Permian extinction, Guizhou Province, South China. *Sedimentary Geology*, 164: 161-178.

- Bachmann, M. & 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.
- Burchette, T.P., & Wright, V.P., 1992. Carbonate ramp depositional systems. *Sedimentary geology*, 79: 3-35.
- Carozzi, A.V., 1989. Carbonate Rock Depositional Modle: A Microfacies Approach. *Prentice-Hall*, 604 p.
- Carvalho, M.V.F., Ros, L.F.D., & Gomes, N.S., 2006. Carbonate cementation patterns and diagenetic reservoir facies in the Campos Basin Cretaceous turbidities, offshore eastern Brazil. *Marine and Petrol. Geol.*, 12 (7): 741-758.
- Dickson, J.A.D., 1966. Carbonate identification and genesis as revealed by staining. *Journal of Sedimentary Petrology*, 36: 441-505.
- Dunham, R.J., 1962. Classification of carbonate rocks according to depositional texture. In: Ham, W.E., (Ed.), Classification of Carbonate Rocks. *American Association of Petroleum Geologists Memoir 1*: 108-121.
- Embry, A.F., 2002. Transgressive-Regressive (T-R) Sequence Stratigraphy. *22nd Annual Gulf Coast Section, SEPM Foundation Bon F. Perkins Research Conference*, p. 151-172.
- Flügel, E., 2004, Microfacies Analysis of Carbonate Rocks, Analyses, Interpretation and Application. *Springer-verlag*, Berlin, 976 p.
- Haq .B.U., Hardenbol, J. & Vial, P.R., 1987. Chronology of fluctuating sea level. *Science*, 235: 1156-1167.
- Husinec, A., Velic, I., Fucek, L., Vlahovic, I., Maticec, D., Ostric, N., & Korbar, T., 2000. Mid-Cretaceous orbitolinid (Foraminiferida) record from the islands of Cres and Losinj (Croatia) and its regional stratigraphic correlation. *Cretaceous Research*, 21: 155- 171.
- Ketzer, J.M.M., 2002. Diagenesis and Sequence Stratigraphy, Comprehensive Summaries of Uppsala. Dissertations from the Faculty of Science and technology, no. 762, *University of Uppsala*, Uppsala, 30 p.
- Penney, S.J., & Racey, A., 2004. Ecology of extant nummulitids and other larger benthic foraminifera: applications in palaeoenvironmental analysis. *Earth Science Reviews*, 67: 219-265.
- Mahboubi, A., Moussavi-Harami, R., Brenner, R.L. & Gonzalez, L.A., 2001. Diagenetic history of the Late Paleocene potential carbonate reservoir rocks, Kopet-Dagh Basin, NE Iran. *Jornal of Petroleum Geology*, 25: 465-484.
- Moussavi-Harami, R., 1993. Depositional history and paleogeography of the Lower Paleocene red beds in eastern Kopet-Dagh basin northeastern Iran. *Journal of Sciences, Islamic Republic of Iran*, 4: 126-143.
- Pittet, B., Van Buchem, F.S.P., Hillgartner, H., Razin, P., Grotsch, J., & Droste, H., 2002. Ecological succession, palaeoenvironmental change and depositional sequences of Barremian-Aptian shallow water carbonates in northern Oman. *Sedimentology*, 49: 555-581.
- Read, J.F., 1985. Carbonate platform facies models. *American Association Petroleum Geology, Bulletin* 69: 1-12.
- Ruttner, A.W., 1993. Southern borderland of Triassic Laurasia in northeast Iran. *Geol. Rund.*, 82: 110-120.
- Tuker, M.E., 2001. Sedimentary Petrology (3rd edition). *Blackwell*, Oxford, 260 p.
- Yilmaz, I.O., & Altiner, D., 2007. Cyclostratigraphy and sequence boundaries of inner platform mixed carbonate-siliciclastic successions (Barremian-Aptian) (Zonguldak, NW Turkey). *Journal of Asian Earth Sciences*, 30: 253-270.