

رخساره‌های رسوبی و چینه‌نگاری سکانسی سازند تیرگان در برش‌های جوزک و چمن بید در غرب حوضه رسوبی کپه داغ و انطباق با نواحی شرق حوضه

سید محمدعلی موسوی‌زاده، اسدا... محبوبی، رضا موسوی حرمی و مهدی نجفی

گروه زمین‌شناسی دانشگاه فردوسی

چکیده

سازند تیرگان به سن کرتاسه پایینی (بارمین-آپتین)، در حوضه رسوبی کپه داغ بیشتر از سنگ آهک‌های الیتی - اربیتولین دار تشکیل شده که به طور هم شیب بر روی سازند سیلیسی آواری شوریجه و در زیر سازند آهکی-مارنی سرچشمه قرار دارد. دو برش چینه شناسی در جنوب غرب روستاهای جوزک (۳۱۵ متر) و چمن بید (۲۴۲ متر) برداشت شده است. نتایج مطالعات نشان می‌دهد که این رسوبات در یک پلاتفرم کربناته کم عمق از نوع رمپ، در ۴ رخساره سنگی کربناته (شامل ۱۲ زیررخساره) و در ۴ زیر محیط دریای باز، پشته، لاگون و پهنه جزرومدی نهشته شده‌اند. آنالیز چینه نگاری سکانسی منجر به شناسایی ۴ سکانس رسوبی رده سوم در برش‌های مورد مطالعه شده است. مرزهای سکانسی در هر دو برش از نوع SB2 هستند. مقایسه منحنی تفسیری تغییرات سطح دریا در این توالی‌ها با منحنی‌های ۳ توالی در شرق حوضه از دیدگاه چینه نگاری سکانسی، موید کاهش عمق به طرف شرق و جنوب شرقی است.

واژه‌های کلیدی: سازند تیرگان، کپه داغ، رمپ کربناته، چینه‌نگاری سکانسی.

Sedimentary Facies and Sequence Stratigraphy of Tirgan Formation at Jozak and Chaman-Bid Sections in the Western Kopet-Dagh Basin and Correlation with Eastern Parts

M. Mousavi Zadeh, A. Mahboubi, R. Moussavi-Harami and M. Nadjafi
Geology Department, Ferdowsi University

Abstract

Tirgan Formation (Barremian-Aptian) in the Kopet-Dagh basin mainly consists of oolitic and orbitolina limestones that conformably overlies and underlies the Shurijeh and Sarcheshmeh Formations, respectively. Two stratigraphic sections in south west of Jozak (315 m) and Chaman Bid (242 m) area were measured and sampled. Petrographical studies indicate that these sediments may have been deposited on a shallow carbonate platform ramp type and consist of 4 carbonate lithofacies (12 subfacies). These lithofacies indicate that they may have been deposited in open marine, shoal, lagoon and tidal flat environmental conditions. Sequence stratigraphy analysis led to identification of 4 third-order depositional sequences, bounded by type 2 sequence boundaries. Comparison of interpreted sea level change of study area and three measured sections in the eastern Part of the basin indicate that the depth of basin decrease toward east and south east.

Keywords: Tirgan Formation, Kopet-Dagh, Carbonate Ramp, Sequence Stratigraphy

مقدمه

حوضه رسوبی کپه داغ در شمال شرق ایران، بخش وسیعی از ترکمنستان و شمال افغانستان واقع است. این حوضه درون قاره ای پس از بسته شدن اقیانوس پالئوتتیس و در طی تاثیر 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 الیتی و بیوکلستی با میان‌لایه‌های ناچیزی از سنگ آهک‌های مارنی، مارن و شیل آهکی تشکیل است (افشارحرب، ۱۳۷۳).

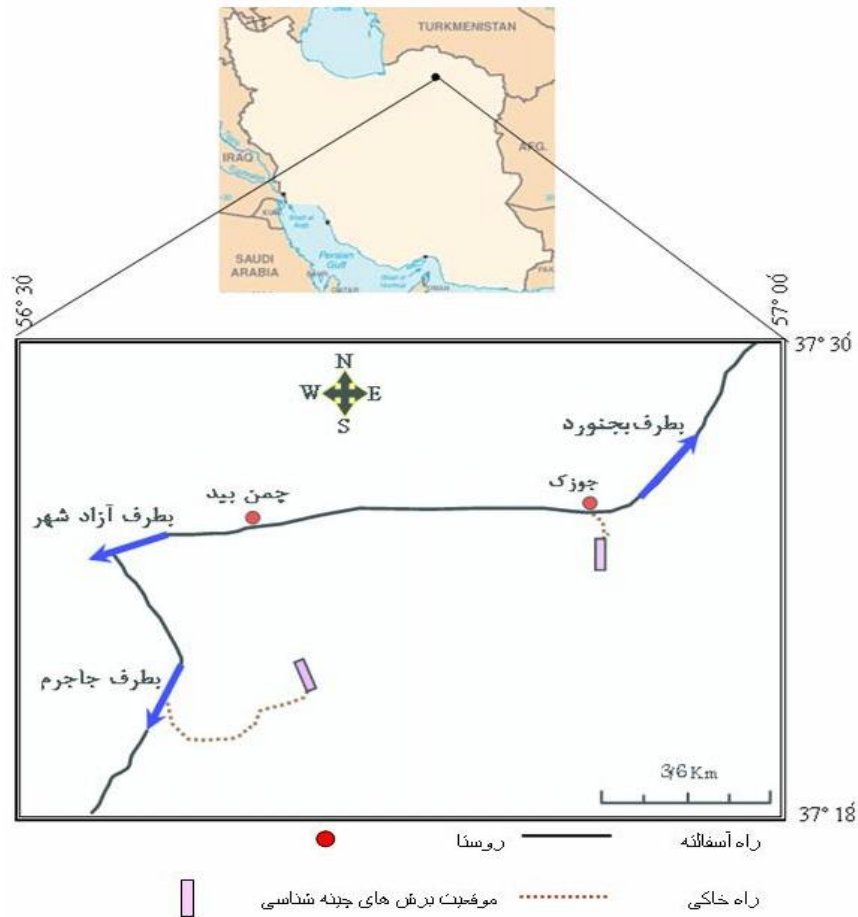
کلانتری (۱۹۶۹) سن این سازند را نئوکومین-آپتین معرفی کرده است. با توجه به اینکه عمده مطالعات سازند تیرگان مربوط به بخشهای شرقی حوضه رسوبی کپه داغ است (خدایی، ۱۳۷۰؛ تیمور پور، ۱۳۸۲؛ هاشمی، ۱۳۸۵؛ مرتضوی، ۱۳۸۶)، لذا در این تحقیق این سازند در غرب حوضه بررسی شده است.

هدف از انجام این مطالعه، شناسایی و تفکیک رخساره های سنگی، تفسیر محیط رسوبگذاری و آنالیز

چینه نگاری این واحد سنگی و مقایسه آن با شرق حوضه است.

در این تحقیق دو برش چینه شناسی در جنوب روستاهای چمن بید (۲۴۲ متر) و با فاصله ۱۰ کیلومتری جنوب غربی روستای چمن بید در $37^{\circ} 21' 35''$ عرض شمالی و $56^{\circ} 34' 24''$ طول شرقی و جوزک (۳۱۵) متر در فاصله ۲ کیلومتری جنوب غربی روستای جوزک با مختصات جغرافیایی $37^{\circ} 25' 57''$ عرض شمالی و $56^{\circ} 41' 33''$ طول شرقی در غرب حوضه کپه داغ اندازه گیری و ۱۶۵ نمونه برداشت شده است.

مقاطع نازک پس از رنگ آمیزی توسط محلول آلیزارین قرمز و فروسیانید پتاسیم (دیکسون، ۱۹۶۶) به روش دانهام (۱۹۶۲) و امبری و کلون (۱۹۷۱) نامگذاری شده اند. دسته بندی رخساره ها بر مبنای ویلسون (۱۹۷۵)، کاروزی (۱۹۹۸) و فلوگل (۲۰۰۴) انجام شده است. مطالعات چینه نگاری سکansı بر مبنای مقالات منتشره پوسامینتایر و وایل (۱۹۹۸) و کاتینو (۲۰۰۶) انجام گرفته است.



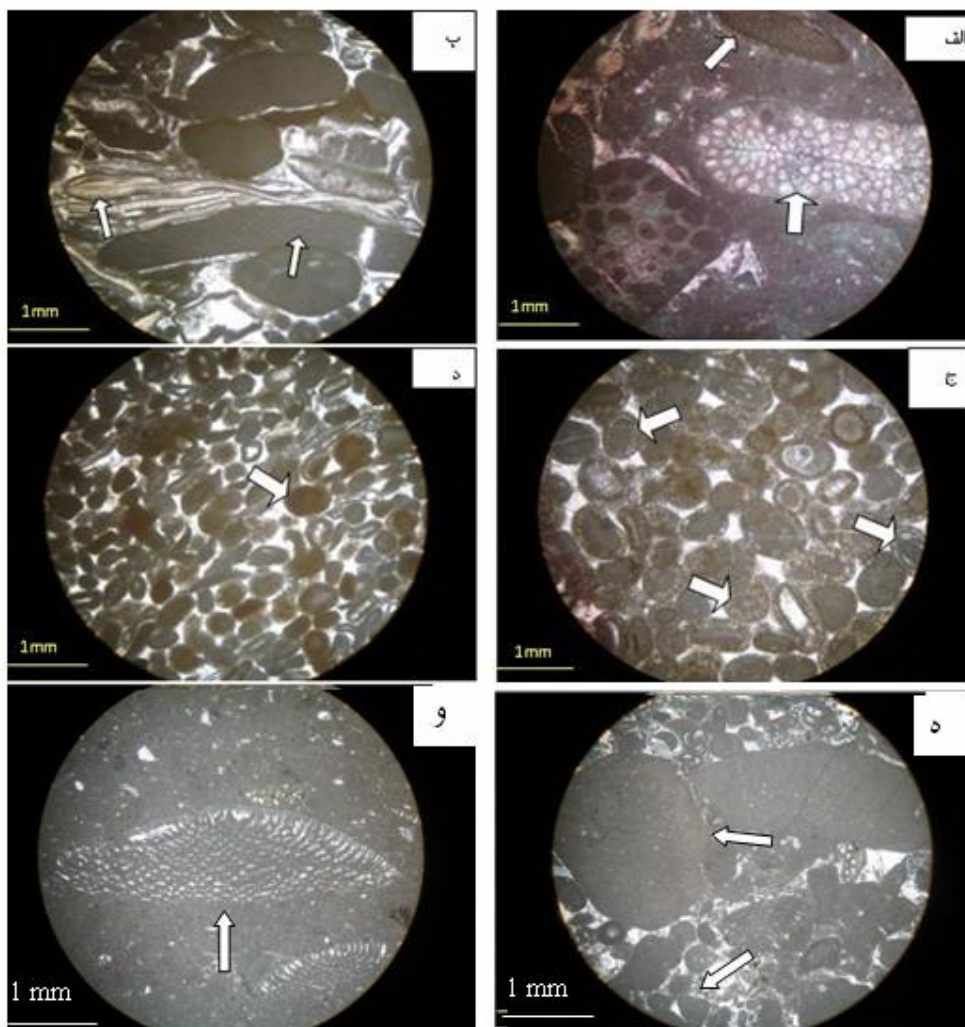
شکل ۱- موقعیت جغرافیایی منطقه مورد مطالعه

۲- رخساره های سنگی

یکی از ابزارهای مهم برای شناسایی محیط رسوبی و فرآیندهای موثر در آن بررسی رخساره های رسوبی است. از مهم ترین راه‌های شناسایی رخساره ها و تفسیر محیط رسوبی استفاده از داده‌های سنگ‌شناسی مبتنی بر مطالعات صحرایی، پتروگرافی و یا آنالیزهای ژئوشیمیایی است (فلوگل، ۲۰۰۴). نحوه جایگیری رخساره‌ها نشان دهنده تغییرات کوچک و بزرگ در الگوهای محیطی نظیر آب و هوا، شدت جریان آب و یا تغییرات در سطح نسبی آب دریا است (بچمن و هیرش، ۲۰۰۶). مطالعات

پتروگرافی و شواهد صحرایی نشان می دهد که سازند تیرگان در منطقه مورد مطالعه از چهار رخساره آهکی A, B, C, D (شامل ۱۲ رخساره) تشکیل شده است که به ترتیب کاهش عمق به شرح زیر می باشند:

۲-۱- رخساره A: این رخساره تحت عنوان رودستون بیوکلستی اینتراکلت دار نام گذاری شده است. در این رخساره خرده های اسکلتی بریوزوئر، اکینودرم و اربیتولین فراوانترین آلوکما هستند (شکل ۲ الف).



شکل ۲-رخساره های سازند تیرگان در منطقه مورد مطالعه (xpl).

الف) رخساره پکستون بیوکلاستی اینتراکلاست دار که بریوزوئر (پایین) و اریبتولین صفحه ای (بالا) دیده می شود. ب) رخساره گرینستون بیوکلاستی حاوی خرده هایی از اریبتولین های مسطح (فلش سمت راست) و براکیوپود با حاشیه میکریتی (فلش سمت چپ). ج) رخساره گرینستون ائیدی. انیدها از انواع مماسی (بالا، سمت چپ) و شعاعی (پایین، سمت چپ) هستند. میلیولید نیز به صورت هسته دیده می شود (سمت راست) د) رخساره گرینستون پلوئیدی. فلش سفید پلوئید را نشان می دهد. ه) رخساره پکستون اینتراکلاستی بیوکلاست دار که دارای اینتراکلاست (بالا) و پلوئید (پایین، سمت راست) است. و) رخساره پکستون بیوکلاستی اریبتولین دار با اریبتولین صفحه ای.

اندازه ۲ تا ۲/۵ میلیمتر هستند. فراوانی آنها حدود ۱۰ تا ۱۵ درصد است. بریوزوئر با فراوانی ۱۵-۱۶ درصد، اکینودرم ۱۰-۱۲ درصد و براکیوپود ۱۰-۱۲ درصد از دیگر اجزای اسکلتی موجود در این رخساره ای هستند.

فراوانی خرده های اسکلتی به ۴۰ درصد می رسد. اریبتولین ها بیشتر از انواع صفحه ای^۱ می باشند. اینتراکلاست های موجود در این رخساره درشت دانه و در

1 - discoidal

اندازه بریوزوئرها در مقطع طولی به ۴ تا ۵ میلیمتر هم می‌رسد ولی در مقطع طولی در حدود ۱/۵ تا ۲ میلیمتر طول داشته و معمولا به صورت کامل هستند. اکتینودرم‌ها اغلب خرد شده بوده و اندازه آن‌ها از ۰/۵ تا ۱ میلیمتر تجاوز نمی‌کند. براکیوپودها هم به صورت خردشده و هم کامل وجود دارند که برخی از آن‌ها ممکن است تا ۵ الی ۶ میلیمتر هم طول داشته باشند. اینتراکلاست‌ها بیشتر حاوی ائید، اکتینودرم و میلیولید می‌باشند و اغلب گردشده اند. فضای بین دانه‌ها در این رخساره توسط گل‌آهکی پر شده است.

۲-۲- رخساره B: این رخساره از سه زیررخساره

B1, B2 و B3 تشکیل شده است که عبارتند از:
 زیررخساره B1 (گرینستون بیوکلاستی): در این زیررخساره انواع دانه‌های اسکلتی وجود دارند که توسط سیمان کلسیت اسپاری به هم متصل شده اند. عمده اجزا را خرده‌های براکیوپود، دوکفه‌ای و اکتینودرم تشکیل می‌دهند. علاوه بر این دانه‌های غیراسکلتی نظیر ائید و اینتراکلاست در این رخساره وجود دارند. فراوانی اجزا غیراسکلتی به ۱۵ تا ۲۰ درصد می‌رسد. فراوانی اینتراکلاست‌ها ۸ تا ۱۰ درصد و اندازه آن‌ها در حدود ۱ تا ۱/۵ میلیمتر است. ائیدها فراوانی بین ۵ تا ۱۰ درصد و اندازه حدود ۰/۵ تا ۰/۷۵ میلیمتر دارند. براکیوپودهای با اندازه ۱/۵ تا ۲ میلیمتر، حدود ۱۵ تا ۲۰ درصد، دوکفه‌ای‌های با بزرگی ۱/۵ تا ۱/۷۵ میلیمتر، حدود ۱۰ تا ۱۲ درصد و اکتینودرم خردشده در اندازه ۰/۵ تا ۰/۷۵ میلیمتر، حدود ۸ تا ۱۰ درصد از اجزاء را تشکیل می‌دهند. مقادیری فرامینیفر بتتیک در حدود ۵ تا ۸ درصد نیز در این رخساره وجود دارند که غالب آنها اربیتولین‌های صفحه‌ای، با متوسط اندازه ۱/۵ تا ۲ میلیمتر است (شکل ۲ ب). در این زیر رخساره عدم وجود گل‌آهکی

با توجه به وجود مقادیر فراوان از موجودات استنوهالین نظیر بریوزوئرها، اکتینودرم و براکیوپود (برای مثال فلوگل، ۲۰۰۴؛ بچمن و هیرش، ۲۰۰۶) این زیر رخساره در یک محیط با شوری نرمال مثل دریای باز تشکیل شده است. فرامینیفرهای بزرگ بتتیک مثل اربیتولین در این زیر رخساره دیده می‌شوند که از انواع دیسکی شکل و کاملا کشیده می‌باشند. مورفولوژی اربیتولین‌ها (نسبت عرض به ارتفاع) به عمق محیط رسوبی مربوط می‌شود. نسبت بالای عرض به ارتفاع (اربیتولین‌های صفحه‌ای یا دیسکی) مربوط به محیط‌های با عمق بیشتر و اشکال مخروطی (نسبت پایین عرض به ارتفاع) مربوط به محیط‌های با عمق کمتری باشد (بیر و سیمونز، ۱۹۹۴؛ آیمن هاوسر، ۱۹۹۹؛ سیمونز و همکاران، ۲۰۰۰). از آنجا که اربیتولین‌ها موجود در این زیر رخساره از نوع دیسکی شکل هستند نشان‌دهنده تشکیل این زیر رخساره محیط دریای باز است.

این رخساره در صحرا با لایه بندی ضخیم و توده ای به رنگ کرم تا خاکستری مشخص می‌شود، به طوری که مرزهای لایه بندی و تغییرات رخساره ای در

لامیناسیون موازی و مورب، رسوبگذاری یک محیط پراثری و کم عمق نظیر پشته را نشان می دهد (برای مثال مس و همکاران، ۲۰۰۳؛ سندولی و راسپینی، ۲۰۰۴).

زیررخساره B3 (گرینستون پلوئیدی

بیوکلاست دار): این رخساره دارای پلوئید به اندازه ۰/۳ تا ۰/۵ میلیمتر و فراوانی ۳۵ تا ۴۰ درصد است. میلیولید نیز در حدود ۱۵ تا ۲۰ درصد و در اندازه ۰/۵ تا ۱ میلیمتر در این زیررخساره دیده می شود. خرده های اسکلتی دیگری نظیر براکیوپود و اکینودرم نیز در حدود ۸ تا ۱۰ درصد و به صورت خردشده در اندازه ۲ تا ۲/۲۵ میلیمتر در بین سایر اجزا دیده می شود. ۴ تا ۵ درصد جلبک سبز داسی کلاداسه آ در این زیررخساره دیده می شود که بیشتر حالت خردشده دارند. فضای بین دانه توسط سیمان اسپاریتی اشغال شده است (شکل ۲ د). در این زیر رخساره نیز عدم وجود گل آهکی و زمینه کاملا سیمانی از ویژگی های کاملا بارز می باشد که نشان دهنده تشکیل در یک محیط با انرژی بالاست (پالما و همکاران، ۲۰۰۷). همچنین خرده سنگ های موجود در این زیر رخساره حاوی خرده های فسیلی نظیر میلیولید، اریتولین و پلوئید است که می تواند بیانگر تشکیل این آن در قسمت های رو به لاگون محیط سدی باشد.

رخساره B در صحرا به با لایه بندی نازک تا متوسط و به رنگ کرم تا خاکستری کم رنگ دیده می شود که البته در سطوح تازه شکسته بیشتر به صورت کرم دیده می شود. همچنین وجود لایه بندی های مورب که بیشتر در رسوبات متوسط لایه دیده می شود از دیگر ویژگی های این رخساره است که خود موید حضور

و نیز وجود زمینه ای که به طور کامل از سیمان تشیل شده و همچنین اندازه دانه های تشکیل دهنده این رخساره بیانگر بالا بودن میزان انرژی در زمان تشکیل این زیر رخساره بوده است که می توان محیط تشیل آن را به عنوان یک محیط سدی یا پشته ای تفسیر کرد (بتزله و همکاران، ۲۰۰۶؛ پالما و همکاران، ۲۰۰۷). از طرفی فراوانی موجودات استنوهالین در این زیر رخساره می تواند موید تشکیل آن در قسمت های رو به دریای سد یا پشته باشد.

زیررخساره B2 (گرینستون ائیدی): آلوکم

اصلی تشکیل دهنده این زیررخساره ائیدها می باشند. ائیدها در اندازه بین ۰/۵ تا ۱/۵ میلیمتر بوده و ۳۵ درصد نمونه را به خود اختصاص داده است. فابریک ائیدها به صورت شعاعی، مماسی و یا ترکیبی از هر دو می باشد ولی فراوانی بیشتر مربوط به ائیدهای با فابریک مماسی است. هسته ائیدها از دانه های مختلفی تشکیل شده است که مهمترین آنها پلوئیدها و فرامینفرهای کوچک بتتیک نظیر میلیولید هستند. ائیدها اکثرا یک هسته دارند و ائید با هسته مرکب به ندرت در نمونه ها دیده می شود. علاوه بر این، اینتراکلاست با فراوانی ۱۵ درصد و اندازه ۱ تا ۲ میلیمتر و همچنین فرامینفرهای بتتیک نظیر اریتولین با فراوانی ۵ درصد و اندازه ۱ تا ۱/۷۵ میلیمتر در این رخساره یافت می شوند. خرده های براکیوپود در اندازه ۰/۵ تا ۱ میلیمتر و فراوانی ۱۰ درصد از دیگر اجزاء اسکلتی موجود در این رخساره است. فضای بین دانه را کلسیت اسپاری متوسط بلور پر کرده است (شکل ۲ ج). وجود ائید های فراوان به خصوص ائید های مماسی شرایط رسوبگذاری با انرژی بالا را نشان می دهد. فقدان گل آهکی، فراوانی ائیدهای مماسی و نیز

انرژی و آرام است (آداجی و همکاران، ۲۰۰۴). همچنین عدم حضور موجودات استنوهالین می‌تواند بیانگر شرایط چرخش محدود آب و شرایط لاگونی باشد (مس و همکاران، ۲۰۰۳؛ بوسنز و ویلسون، ۲۰۰۳؛ تاسلی، ۲۰۰۶). از طرفی فراوانی اریبتولین‌های مخروطی به عنوان یک فرامینفر بنتیک که در محیط‌های کم عمق و کم انرژی با چرخش پایین آب حضور دارند دلیل دیگری بر تشکیل زیر رخساره C1 در یک محیط لاگونی است. همچنین با به وجود اینتراکلاست‌های حاوی اوید و پلوئید می‌توان این زیر رخساره را به قسمت‌های نزدیک به سد لاگون نسبت داد.

زیررخساره C2 (رودستون بیوکستی

اریبتولین دار): در این زیررخساره اریبتولین فراوان ترین آلومک بوده و ۲۰ تا ۲۵ درصد نمونه را تشکیل می‌دهد. اریبتولین‌ها بیشتر از انواع مخروطی و در اندازه حدود ۲/۵ تا ۳ میلیمتر هستند. از دیگر اجزا موجود در این زیررخساره می‌توان به میلیولید با فراوانی ۱۰ تا ۱۵ درصد و با اندازه ۰/۴ تا ۰/۷ میلیمتر، جلبک‌های سبز با فراوانی ۱۰ تا ۱۲ درصد و اندازه ۰/۷۵ تا ۱ میلیمتر و همچنین خرده‌های براکیوپود و دو کفه‌ای در حدود ۵ تا ۶ درصد و در اندازه ۰/۵ تا ۱ میلیمتر اشاره کرد. اینتراکلاست نیز با فراوانی ۸ تا ۱۰ درصد و اندازه ۱/۲۵ تا ۱/۷۵ میلیمتر در این رخساره دیده می‌شود. فضای بین آلومک‌ها توسط گل‌آهکی اشغال شده است (شکل ۲ و). به طور کلی فرامینفرهای بزرگ در محیط‌های کم عمق زندگی می‌کنند (رنما، ۲۰۰۱)، بنابراین می‌توان حضور اریبتولین‌ها را دلیلی بر حاکم بودن شرایط کم عمق دانست. از طرفی حضور اریبتولین‌های مخروطی شکل با نسبت عرض به ارتفاع کم نشان دهنده شرایط

شرایط با انرژی بالا در زمان تشکیل این رخساره است (بچمن و هیرش، ۲۰۰۶). از طرفی در تناوب‌های نازک لایه لامیناسیون‌های مورب نیز دیده می‌شود که این ساخت رسوبی نیز به در محیط‌های سدی و پشته‌ای به فراوانی یافت می‌شود. از دیگر ساختمان‌های رسوبی موجود در این رخساره ریپل مارک‌های کوچک و نامتقارنی است که در قسمت‌های پایینی برش‌ها بیشتر به چشم می‌خورند. در برخی تناوب‌ها، این رخساره به صورت ضخیم لایه دیده می‌شود که در این حالت رسوبات رنگ تیره تری دارند.

۳-۲- رخساره C: این رخساره از چهار

زیررخساره C1، C2، C3 و C4 تشکیل شده است. زیررخساره C1 (رودستون اینتراکلاستی بیوکلاست دار): حضور اینتراکلاست‌ها با فراوانی ۲۵ تا ۳۰ درصد از خصوصیات این رخساره می‌باشد. اندازه اینتراکلاست‌ها بین ۲ تا ۲/۵ میلیمتر است. اینتراکلاست‌ها بیشتر حاوی خرده‌هایی نظیر میلیولیده، اریبتولین، ائید و پلوئید هستند. اجزا اسکلتی عمده در این رخساره اریبتولین‌های از نوع مخروطی^۱ در اندازه ۲ تا ۲/۵ و فراوانی ۱۰ درصد است. علاوه بر این آلومک‌ها، اجزا دیگری نظیر پلوئیدهای در اندازه ۰/۴ تا ۰/۵ میلیمتر و فراوانی ۱۰ تا ۱۲ درصد و میلیولید در اندازه ۰/۵ تا ۰/۷۵ میلیمتر و فراوانی ۵ تا ۱۰ درصد نیز در این زیررخساره وجود دارند. ۵ تا ۱۰ درصد جلبک‌های سبز نیز در این زیررخساره وجود دارد که خرده‌های اندازه ۰/۷۵ تا ۱ میلیمتر در بین آن‌ها دیده می‌شود. دانه‌ها در یک زمینه از گل‌آهکی قرار گرفته‌اند (شکل ۲ ه). وجود مقادیر بالای گل‌آهکی در بین دانه‌ها حاکی از وجود یک محیط کم

بنابر این زیر رخساره C3 نیز در یک محیط کم عمق لاگونی با چرخش محدود آب تشکیل شده است.

زیررخساره C4 (وکستون بیوکستی): در این

رخساره مقادیر فراوان گل که ۱۵ تا ۲۰ درصد آلومک در آن پراکنده است به چشم می خورد. خرده های اسکلتی را میلیولیدهای در اندازه ۰/۵ تا ۰/۷۵ میلیمتر و با فراوانی ۱۰ تا ۱۲ درصد و اریبتولین های مخروطی در اندازه ۰/۷۵ تا ۱/۲۵ میلیمتر و فراوانی ۵ تا ۸ درصد تشکیل می دهند. در این زیررخساره آلومک های غیراسکلتی وجود ندارد (شکل ۳ ب). همانند زیر رخساره های قبلی رخساره C در این زیر رخساره نیز فراوانی گل آهکی شرایط رسوبگذاری کم انرژی را نشان می دهد (آدچی و همکاران، ۲۰۰۴). همچنین وجود فرامینفرهای بنتیک نظیر میلیولید و اریبتولین های مخروطی نشان دهنده چرخش محدود آب و شوری محیط رسوبی است (بچمن و هیرش، ۲۰۰۶؛ بیتت و همکاران، ۲۰۰۲؛ ایبو و سانور، ۲۰۰۷). همچنین میزان نسبتا کم خرده های اسکلتی نشان دهنده نزدیکی این رخساره به محیط های ساحلی است.

این رسوبات در صحرا با لایه بندی متوسط تا ضخیم و به رنگ زرد تا کرمی مایل به خاکستری دیده می شود. لایه بندی و لامیناسیون های موازی نیز از دیگر خصوصیات این رسوبات است. همچنین انحلال در سطح لایه ها در این رخساره فراوان دیده می شود.

۲-۴ - رخساره D: این رخساره از چهار

زیررخساره D1, D2, D3 و D4 تشکیل شده است.

زیررخساره D1 (پکستون اینتراکستی): فراوان

ترین آلومک در این رخساره اینتراکست است. این آلومک ها تا حدودی گرد شده و دارای جورشدگی متوسط اند.

محدود لاگونی است (هوسینز و همکاران، ۲۰۰۰؛ بیتت و همکاران، ۲۰۰۲؛ یاسوهیرو و سانک، ۲۰۰۷). وجود دیگر فرامینفرهای بنتیک نظیر میلیولید و همچنین حضور جلبک های سبز نیز تشکیل این زیر رخساره را در محیط لاگونی تایید می نماید (بچمن و هیرش، ۲۰۰۶).

زیررخساره C3 (پکستون بیوکستی میلیولید

دار): آلومک غالب در این رخساره فرامینفر بنتیک میلیولید و همچنین جلبک های سبز هستند. میلیولیدها در اندازه ۰/۴ تا ۰/۷ میلیمتر و فراوانی آن ها به ۲۰ تا ۲۵ درصد می رسد. اریبتولین های مخروطی شکل در اندازه ۱ تا ۱/۵ میلیمتر و با فراوانی ۸ تا ۱۰ درصد نیز وجود دارند. جلبک های سبز از گونه سالپینگوپورلا^۱ و لیتوکودیم^۲ است. جلبک های به شدت خردشده بوده و در زمینه پراکنده هستند. لیتوکودیم در اندازه ۳ تا ۴ میلیمتر و با فراوانی ۴ تا ۵ درصد دیده می شود. پلوئید با اندازه ۰/۳ تا ۰/۵ میلیمتر و فراوانی ۱۰ تا ۱۵ درصد از دیگر اجزای تشکیل دهنده این رخساره است (شکل ۳ الف). فراوانی بالای جلبک سبز سالپینگوپورلا و لیتوکودیم که در محیط های با شوری بالا زندگی می کنند حاکم بودن شرایط لاگونی و محدود را در زمان تشکیل این زیر رخساره تایید می کند (گیل، ۲۰۰۰؛ پنی و راسی، ۲۰۰۴؛ بچمن و هیرش، ۲۰۰۶). از سوی دیگر فراوانی پلوئیدها نیز رسوبگذاری در محیط کم انرژی نظیر لاگون را نشان می دهد (آدچی و همکاران، ۲۰۰۴؛ سندولی و راسپینی، ۲۰۰۴؛ پالما و همکاران، ۲۰۰۷).

1 - Salpingoporella

2 - Litocodium

است. برخی از این حفرات توسط بلورهای درشت کلسیت اسپاری پر شده اند. بلورهای شکل دار و منفرد دولومیت با فراوانی ۱۰ تا ۱۲ درصد در اندازه های ریز تا متوسط به همراه کانی های تبخیری به طور پراکنده در این رخساره دیده می شود (شکل ۳ د). حضور فابریک چشم پرنده ای (سندولی و راسپینی، ۲۰۰۴) و دولومیت های ریز بلور که به عنوان دولومیت های اولیه و دما پایین شناخته می شوند (سیلی و گرگ، ۱۹۸۷) و همچنین بلورهای پراکنده کانی های تبخیری نشان دهنده حاکم بودن شرایط بالای جزر و مدی در زمان تشکیل این زیر رخساره است (فلوگل، ۲۰۰۴؛ بچمن و هیرش، ۲۰۰۶).

زیررخساره D3 (باندستون استروماتولیتی

مسطح): استروماتولیت ها نهشته هایی هستند که در اثر به دام افتادن رسوبات توسط سیانوباکتری ها و سخت شدن آن ها ایجاد می شوند. استروماتولیت ها شاخص خوبی برای نهشته های کربناته کم عمق بشمار می روند (رایدینگ، ۲۰۰۶). این رخساره با داشتن حالت نواری در نمونه دستی و مقطع نازک قابل تشخیص است. در مقطع نازک این رخساره به صورت نوارهای متناوب روشن از باندهای گل آهکی زرد رنگ (رسوب) و باندهای تیره مربوط به مواد آلی دیده می شود و یک مجموعه رسوبی-آلی را به وجود آورده است (شکل ۳ ه). ساخت استروماتولیتی از نوع مسطح در این زیر رخساره نشان دهنده رسوبگذاری در محیط های کم عمق و شرایط بین جزر و مدی است (رایدینگ، ۲۰۰۶؛ دوپراز و همکاران، ۲۰۰۶).

زیررخساره D4 (دولومادستون ماسه ای): این

رخساره حاوی دولومیت های ریزبلور، هم اندازه وشکل

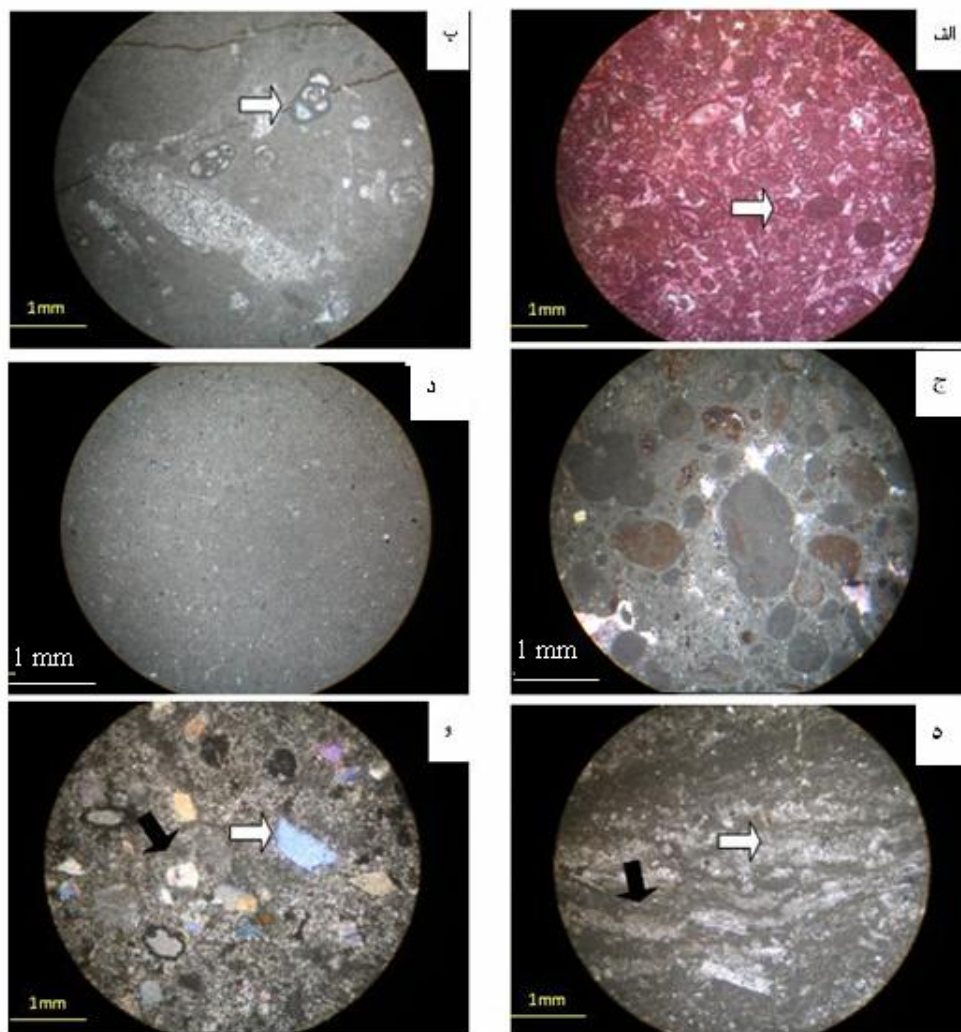
فراوانی اینتراکلاست ها در حدود ۴۵ تا ۵۰ درصد است و اندازه آن ها بین ۰/۵ تا ۱/۵ میلیمتر در تغییر است. اینتراکلاست ها به طور کامل از گل آهکی تشکیل شده اند و هیچگونه خرده اسکلتی یا غیراسکلتی در آنها دیده نمی شود. این رخساره فاقد آثار فسیلی می باشد. علاوه بر اینتراکلاست حدود ۱۰ تا ۱۲ درصد پلوئید در اندازه ۰/۴ تا ۰/۵ میلیمتر به چشم می خورد. فضای بین دانه ها تماما از گل آهکی پر شده است. تعداد محدودی بلور منفرد از کانی های تبخیری در زمینه گلی پراکنده هستند که فراوانی آن ها به ۱ تا ۲ درصد می رسد (شکل ۳ ج). این زیر رخساره با عدم حضور خرده های اسکلتی و فراوانی گل آهکی مشخص می شود. این حالت نشان دهنده نبود شرایط مناسب برای زندگی موجودات می باشد که چنین شرایطی در محیط های بالای جزر و مدی وجود دارد (وارن، ۲۰۰۰؛ الشهران و کندال، ۲۰۰۳؛ یشیلی و وود، ۲۰۰۳). حضور بلورهای منفرد و پراکنده کانی های تبخیری در این رخساره بیانگر چرخش محدود آب و شرایط بالای جزر و مدی است (فلوگل، ۲۰۰۴). حضور اینتراکلاست های گلی و فاقد هرگونه آلومک اسکلتی و غیراسکلتی و همچنین عاری بودن رخساره از اجزا اسکلتی بیانگر تشکیل آنها در پهنه های جزر و مدی و تحت تاثیر عملکرد امواج است (تاکر، ۲۰۰۱).

زیررخساره D2 (مادستون): این رخساره تماما

از گل آهکی تشکیل شده و هیچگونه اجزا اسکلتی یا غیراسکلتی در آن دیده نمی شود. فابریک فنسترال که در نتیجه از دست دادن آب و یا بر اثر فعالیت های حفرکننده کرم ها و حشرات ایجاد شده اند (شین، ۱۹۸۳) به خوبی در این رخساره گسترش پیدا کرده

۱۲ تا ۱۵ درصد کوارتز در اندازه ماسه ریز تا متوسط با جورشدگی ضعیف است که بیشتر زاویه دار هستند (شکل ۳ و).

دار در اندازه ۲۰ تا ۵۰ میکرون است. اینتراکلیست های دولومیتی به همراه بلورهای منفرد کانی های تبخیری در این رخساره وجود دارند. حفرات چشم پرنده ای نیز فراوان دیده می شود. همچنین این زیررخساره حاوی



شکل ۳- رخساره های سازند تیرگان در منطقه مورد مطالعه

الف) رخساره پکستون بیوکلاستی میلیولید دار که در شرایط لاگونی ته نشین شده است (ppl). ب) رخساره وکستون بیوکلاستی با مقادیر ناچیزی میلیولید (فلش) که در محیط لاگونی رسوب کرده است (xpl). ج) رخساره پکستون اینتراکلاستی که در پهنه جزر و مدی رسوب کرده است (xpl). د) رخساره مادستون، پهنه جزر و مدی (xpl). ه) رخساره باندستون استروماتولیتی، با لامینه هایی از مواد آلی (فلش تیره) و رسوبات دانه ریز (فلش روشن). این رخساره به محیط جزر و مدی تعلق دارد (xpl). و) رخساره دولومادستون ماسه ای، حاوی دانه های آواری کوارتز (فلش روشن) که جورشدگی و گردشگی ضعیف دارند. زمینه (فلش تیره) از دولومیت تشکیل شده است. این رخساره مربوط به پهنه جزر و مدی است (xpl).

چینه‌نگاری سکانسی عبارت از تشخیص و تطابق تغییرات در روندهای رسوبگذاری در توالی‌های سنگی (امبری، ۲۰۰۲) است. ته‌نشینی رسوبات و گسترش زمانی و مکانی آن‌ها در حوضه توسط اثر متقابل بین میزان تامین رسوب، فیزیوگرافی کف حوضه و تغییرات در سطح نسبی دریا کنترل می‌شود. تغییرات در سطح نسبی آب توسط ترکیبی از نوسانات یوستاتیکی فرونشینی یا بالا آمدگی کف حوضه کنترل می‌شود (کنتر، ۲۰۰۲).

۳-۱- سکانس‌های رسوبی در برش چمن بید

بر اساس شناسایی سه مرز سکانسی از نوع SB2 در توالی‌های مورد مطالعه، چهار سکانس رسوبی از یکدیگر تفکیک شده‌اند که اختصاصات این سکانس‌ها به شرح زیر است:

۳-۱-۱- سکانس رسوبی اول (DS1)

این سکانس رسوبی با ضخامت ۶۸ متر پایین‌ترین سکانس توالی مورد مطالعه است که توسط دو مرز سکانسی SB2 در بالا و پایین محصور گردیده است. این سکانس به صورت پیشرونده بر روی رسوبات سیلیسی آواری سازند شورجه که در یک سیستم رودخانه‌ای ته‌نشین شده‌اند (موسوی حرمی، ۱۹۹۳) قرار می‌گیرد. مرز بین سازند‌های شورجه و تیرگان در منطقه مورد مطالعه به صورت هم‌شیب و تدریجی است. این سکانس با رخساره‌های جزر و مدی (استروماتولیت، ایتراکلیست پکستون، مادستون و دولومادستون‌های همراه با بلورهای منفردی از کانی‌های تبخیری) آغاز می‌شود که توسط رسوبات محیط لاگونی (وکستون بیوکستی و پکستون‌های بیوکستی

بچمن و هیرش (۲۰۰۶) معتقدند که ورود مقادیر بالای رسوبات سیلیسی آواری نشان‌دهنده تاثیر آب شیرین در محیط‌های ساحلی است. همچنین حفرات چشم‌پرنده‌ای، ایتراکلیست‌های دولومیتی و بلورهای منفرد کانی‌های تبخیری موید تشکیل این زیر رخساره در محیط پهنه جزر و مدی است (سندولی و راسپینی، ۲۰۰۴؛ فلوگل، ۲۰۰۴؛ بچمن و هیرش، ۲۰۰۶).

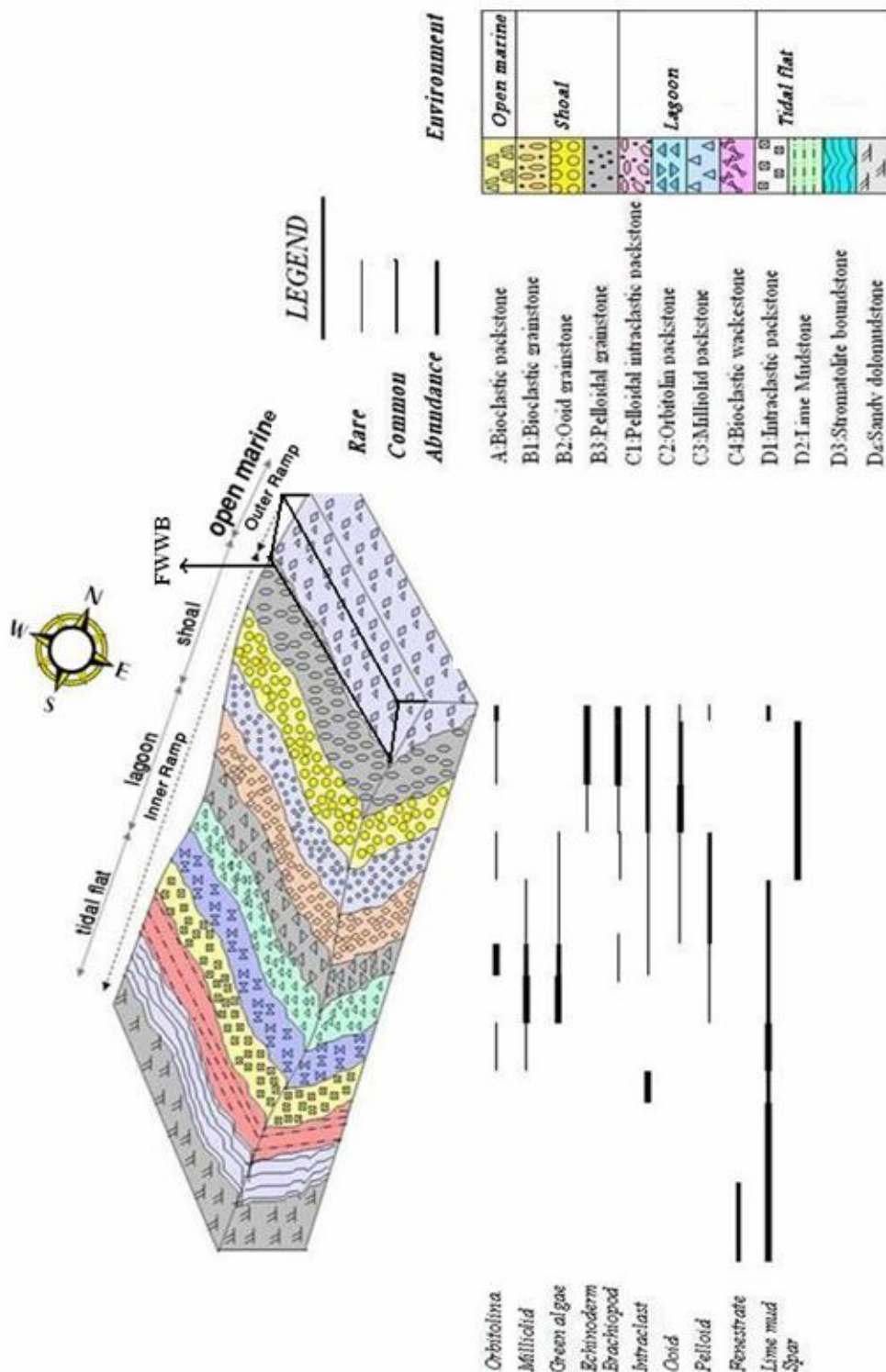
این رخساره در صحرا به صورت تناوبی از لایه بندی نازک تا متوسط رخنمون دارد که بیشتر در قسمت‌های پایین برش‌های یده می‌شوند. این تناوب‌ها بیشتر زرد رنگ تا نخودی هستند و به سمت بالای برش رنگ آن‌ها تیره‌تر می‌شود. ساختمان‌های چشم‌پرنده‌ای که یکی از شاخصه‌های محیط‌های جزر و مدی است در نمونه‌های دستی به راحتی دیده می‌شود. همچنین ساخت فلاسکرکه در نتیجه تغییر متناوب انرژی محیط به وجود می‌آید در این رخساره وجود دارد. در رسوبات نازک لایه مهودی رنگ لامیناسیون‌های موازی به فراوانی به چشم می‌خورند.

با توجه به نوع، درصد فراوانی و اندازه دانه‌ها در هر یک از رخساره‌ها، ارتباط عمودی آنها، و مقایسه با مدل‌های ارائه شده توسط سایر محققین (برای مثال تاکر و رایت، ۱۹۹۰؛ اینسل، ۲۰۰۰؛ فلوگل، ۲۰۰۴)، مدل رسوبی سازند تیرگان در ناحیه مورد مطالعه را می‌توان به صورت یک پلاتفرم کربناته کم عمق از نوع رمپ تفسیر کرد که سنگ‌های آهکی در چهار کمربند رخساره‌ای دریای باز، پشته، لاگون و پهنه جزر و مدی بر جای گذاشته شده‌اند (شکل ۴).

۳- چینه‌نگاری سکانسی

رخساره پکستون بیوکلاستی اینتراکلاست دار (mfs) تشکیل شده است.

میلیولیدار) دنبال می شود. پس از آن رخساره های سدی شامل گریستون های بیوکلاستی و گریستون های پلوئیدی قرار دارد. با رسیدن سطح آب به بالاترین حد،



شکل ۴- مدل رسوبی سازند تیرگان در ناحیه مورد مطالعه که محل تشکیل رخساره ها در رمپ کربناته را نشان می دهد.

تغییرات در پنج پاراسکانس اول به بیانگر افزایش عمق حوضه و در دو پاراسکانس آخر کم عمق شدگی حوضه را نشان می‌دهد.

۳-۱-۳- سکانس رسوبی سوم (DS3)

این سکانس به ضخامت ۷۴ متر نیز توسط دو مرز غیرفرسایشی محصور شده است. شروع آن با دو پاراسکانس به سمت بالا کم عمق شونده به ضخامت ۵۲ متر شامل رسوبات لاگونی (پکستون میلیولید دار، وکستون بیوکلاست دار و پکستون پلوئیدی ایتراکلاست دار)، پهنه جزر و مدی (مادستون) و سدی (گرینستون پلوئیدی و گرینستون ائیدی) است و نشان

دهنده دسته رخساره های پیشروی (TST) است.

بر روی این مجموعه، رخساره پکستون بیوکلاستی ایتراکلاست دار مربوط به محیط دریای باز قرار می‌گیرد (MFS). با پسروی مجدد توالی های به سمت بالا کم عمق شونده رسوب می‌کنند که دسته رخساره HST را تشکیل می‌دهند. در این توالی ۳ پاراسکانس وجود دارد که در مجموع ضخامتی معادل ۲۲ متر دارند. رخساره های محیط سدی بیشتر گرینستون های بیوکلاستی است که بر روی آنها پکستون های بیوکلاستی اربیتولین دار، پکستون های بیوکلاستی میلیولید دار و وکستون های بیوکلاستی محیط لاگونی قرار داشته و در نهایت به مادستون های محیط جزر و مدی منتهی می‌شود. مرز بالایی این سکانس از نوع SB2 است. این سکانس شامل دو پاراسکانس عمیق شو و سه پاراسکانس که کم عمق شدن حوضه را نشان می‌دهد همراه است.

۳-۱-۴- سکانس رسوبی چهارم (DS4)

این توالی با ضخامت ۴۳ متر دسته رخساره های TST را تشکیل می‌دهد که شامل ۶ پاراسکانس است. در این مرحله با سکون نسبی سطح آب دریا و پسروی مجدد دو پاراسکانس به ضخامت ۲۵ متر تشکیل شده است. این دسته رخساره که در مرحله HST بر جای گذاشته شده اند شامل رخساره های سدی، دریای باز، لاگونی و نهایتاً پهنه جزر و مدی است. این سکانس با یک مرز نوع ۲ خاتمه می‌یابد. این سکانس شامل ۸ پاراسکانس است. ۶ پاراسکانس اول روند عمیق شدگی به سمت بالا را نشان می‌دهد و دو پاراسکانس آخر که مربوط به عقب نشینی آب است کم عمق شدگی را نشان می‌دهند.

۳-۱-۲- سکانس رسوبی دوم (DS2)

این سکانس با ۶۹ متر ضخامت حاوی ۷ پاراسکانس است که از تناوب رخساره های پهنه جزر و مدی متشکل از مادستون و رخساره های لاگونی (وکستون بیوکلاستی و پکستون اربیتولین دار) تشکیل شده است. این رسوبات دسته رخساره های پیشروی (TST) را تشکیل می‌دهند که ۵۷ متر ضخامت دارند. در مرحله حداکثر پیشروی دریا رخساره گرینستون بیوکلاستی در محیط سدی نهشته شده است (MFS). در این مرحله دوباره پس از سکون آب دریا، سیکل های به سمت بالا کم عمق شونده در مقیاس متر (پاراسکانس ها) شامل وکستون بیوکلاستی محیط لاگونی و مادستون پهنه جزر و مدی تشکیل شده است. این رسوبات که در مرحله HST بر جای گذاشته شده اند در آخرین مرحله تشکیل توالی رسوبی اول دارای ۱۲ متر ضخامت است. مرز بالایی این سکانس نیز از نوع SB2 است. روند

این سکانس توسط یک مرز غیرفرسایشی از نوع SB2 از سکانس رسوبی زیرین جدا می شود و شامل ۳ پاراسکانس است. بخش ابتدایی این سکانس با رخساره های پهنه های جزر و مدی آغاز می شود که بیشتر مادستونی است. در ادامه رخساره های مربوط به محیط لاگونی که بیشتر پکستون بیوکستی میلیولیدی و وکستون بیوکلاستی است قرار می گیرند و توسط گرینستون های پلوئیدی کم ضخامت مربوط به محیط سدی پوشیده می شوند. آخرین رخساره پکستون بیوکلاستی اینتراکلاست دار دریای باز است که در واقع مرز بین سازند تیرگان و سرچشمه محسوب می شود. این توالی به سمت بالا عمیق شونده که ۳۳ متر ضخامت دارد، دسته رخساره پیشروی (TST) را تشکیل می دهد. در شکل ۵ ستون تغییرات رخساره ای و همچنین منحنی تغییرات سطح دریا در زمان تشکیل سازند تیرگان در برش چمن بید نشان داده شده است. در این سکانس سه پاراسکانس وجود دارد که روند عمیق شدگی به سمت بالا را نشان می دهند. در برش چمن بید مرز سکانشی زیرین و بالایی در سازند تیرگان از نوع SB2 است. سکانس رسوبی اول سازند تیرگان در این منطقه در واقع بخش پیشروی از یک سکانس رسوبی است که سازند شوربجه به عنوان LST یا رخساره های مربوط به پایین ترین سطح آب در آن، در نظر گرفته می شود، به این صورت که مرز سکانشی آن در قاعده سازند شوربجه و به عنوان مرز سکانشی نوع اول است. در زمان پایین بودن سطح آب ماسه سنگ های رودخانه ای سازند شوربجه بر روی مرز سکانشی 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 شود. مرز بین سازند

شوربجه و تیرگان که آغاز پیشروی را نشان می دهد به عنوان مرز پیشروی (TS) معرفی می گردد. در بین سازند شوربجه و تیرگان هیچگونه آثار خروج از آب مانند فرسایش، خاک قدیمه، لایه های لاتی و بوکستی و دیگر شواهدی که نشان دهنده خروج از آب و تاثیر فرآیند های قاره ای دیده نشده است. این حالت در مرز بین سازند آواری پسته لیک و سازند کربناته چهل کمان توسط محبوبی و همکاران (۲۰۰۱) شناسایی و به عنوان مرز سکانشی نوع ۲ تفسیر شده است. در انتهای رسوبات مورد مطالعه، سازند سرچشمه با محیط دریایی عمیق بر روی سازند تیرگان قرار می گیرد. نمونه برداری از فصل مشترک سازند تیرگان و سرچشمه و همچنین نمونه برداری از مارن های بخش ابتدایی سازند سرچشمه در ادامه روند نمونه برداری از سازند تیرگان بیانگر این مطلب است که رخساره های محیط های عمیق دریایی موجود در توالی رسوبات سازند سرچشمه به صورت پیوسته بر روی رخساره های مربوط به محیط دریای باز در سازند تیرگان قرار گرفته است. بنابراین روند عمیق شدگی رخساره ها که بیانگر بالآمدگی سطح دریا است در زمان تشکیل رخساره های سازند سرچشمه و پس از آن ادامه داشته و در نتیجه رخساره ای که بیانگر حداکثر بالآمدگی سطح آب است (MFS) در درون سازند سرچشمه قرار دارد و در واقع سکانش رسوبی چهارم سازند تیرگان بخشی از دسته رخساره پیشروی (TST) سکانشی است که ادامه آن تا رسیدن به MFS در سازند سرچشمه است. در مرز بین سازند تیرگان و سرچشمه نیز هیچ گونه آثاری که نشان دهنده خروج از آب رسوبات و تاثیر شرایط قاره ای باشد دیده نشده است. بنابراین مرز بین سازند تیرگان و سرچشمه، محدود کننده سکانس چهارم سازند تیرگان است. البته

این سکانس با رخساره های سدی و لاگونی شامل پکستون اینتراکلاستی بیوکلاستی، پکستون میلیولیدی و وکستون بیوکلاستی مشخص می گردد. در نهایت این رسوبات به مادستون های پهنه جزر و مدی منتهی می شود. دسته رخساره HST با ضخامت ۲۸ متر از ۳ پاراسکانس کم عمق شونده تشکیل شده است. این برش شامل ۶ پاراسکانس است که ۳ پاراسکانس اول عمیق شدگی حوضه و ۳ پاراسکانس دوم کم عمق شدن حوضه را نشان می دهند.

۳-۲-۲-۳- سکانس رسوبی دوم (DS2)

این سکانس توسط دو مرز سکانسی نوع دوم از سکانس های ۱ و ۳ جدا می شود. این سکانس ۹۶/۵ ضخامت داشته و با رخساره های محیط لاگونی شامل پکستون بیوکلاستی میلیولید دار، وکستون بیوکلاستی و رودستون اربیتولین دار آغاز می شود. این توالی با ضخامت ۷۰ متر و ۳ پاراسکانس، دسته رخساره TST را تشکیل می دهد. در ادامه، رخساره گرینستون پلوئیدی بیوکلاستی مربوط به محیط سدی بر جای گذاشته شده است که حداکثر پیشروی دریا (MFS) را نشان میدهد. با سکون نسبی سطح آب دریا و پسروی مجدد، رخساره های لاگونی (رودستون اربیتولین دار، پکستون بیوکلاستی میلیولید دار و وکستون بیوکلاستی) تشکیل شده است که توسط مادستون مربوط به پهنه جزر و مدی دنبال می شود. این رسوبات با ضخامت ۲۶/۵ متر از ۲ پاراسکانس تشکیل شده و دسته رخساره HST را تشکیل می دهد. از بین ۵ پاراسکانس موجود در این سکانس، ۳ پاراسکانس با روند عمیق شونده مربوط به مرحله بالا آمدن سطح آب و ۲ پاراسکانس با روند کم عمق شونده نشان دهنده پسروی سطح آب دریا است.

۳-۲-۳- سکانس رسوبی سوم (DS3)

مرز بالایی سازند تیرگان در این برش احتمال دارد به صورت مرز پیشروی بوده که در ادامه آن mfs مربوط به این رخساره پیشروی در سازند سرچشمه قرار داشته باشد. تغییرات رخساره ای از رسوبات کربناته دریایی به رسوبات مارنی که حاوی فسیل های پلاژیک نظیر گلوبوژرینا موید این مطلب است که پیشروی هنوز در سازند سرچشمه ادامه داشته و همانگونه که در بالا اشاره شد حد اکثر پیشروی در سازند سرچشمه است.

۳-۲-۳- سکانس های رسوبی در برش جوزک

مرز سکانسی سازند تیرگان در برش جوزک همانند برش چمن بید از نوع SB2 است و مرز بالایی آن با سازند آب دراز توسط گسل مشخص می شود. در این برش نیز همانند برش چمن بید بر اساس شناسایی سه مرز سکانسی از نوع ۲، چهار سکانس رسوبی DS1، DS2، DS3 و DS4 شناسایی شده که به شرح زیر است:

۳-۲-۱- سکانس رسوبی اول (DS1)

این سکانس رسوبی ۹۱ متر ضخامت دارد. مرز پایینی این سکانس، مرز بین سازند شوربجه و تیرگان و مرز بالایی آن مرز سکانسی نوع ۲ است. این سکانس با رخساره های محیط جزر و مدی (دولومادستون ماسه ای، مادستون، استروماتولیت و پکستون اینتراکلاستی) آغاز می شود که با رخساره های لاگونی (وکستون بیوکلاستی، پکستون بیوکلاستی میلیولید دار و پکستون اینتراکلاستی بیوکلاست دار) پوشیده شده است. پس از آن رخساره های سدی شامل گرینستون بیوکلاستی و گرینستون پلوئیدی بیوکلاستی در بیشترین حد پیشروی دریا بر جای گذاشته شده است (MFS). این دسته رخساره پیشروی (TST) ضخامتی معادل ۶۳ متر دارد و شامل ۳ پاراسکانس است. دسته رخساره های HST در

سکانس از ۳ پاراسکانس تشکیل شده است که روند افزایش عمق و پیشروی آب دریا را نشان می دهد.

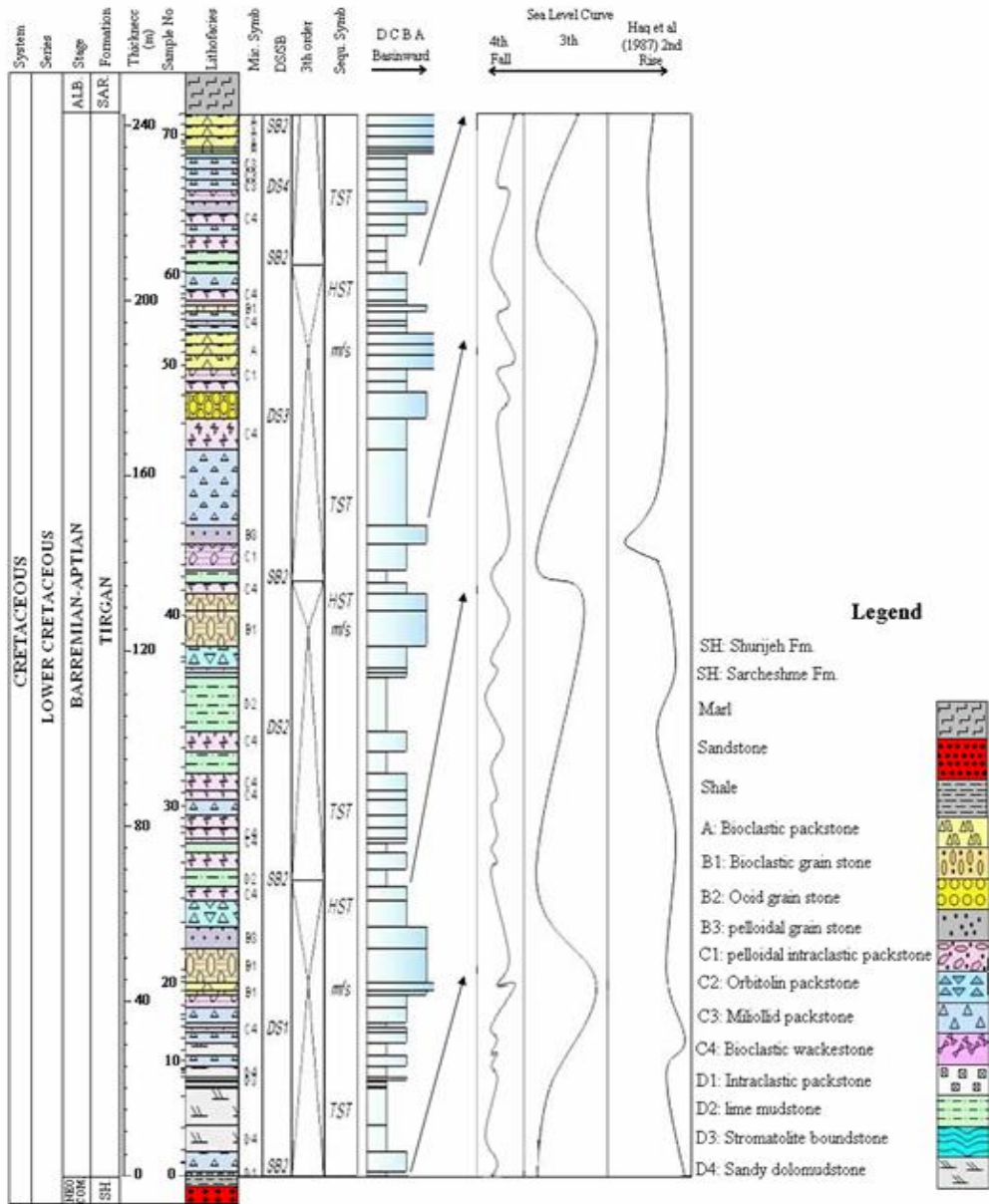
۳-۳- مقایسه چینه نگاری سکانسی در برش های جوزک و چمن بید

در شکل ۷ سکانس های رسوبی برش های چمن بید و جوزک با هم مقایسه شده اند. همانطور که مشاهده می شود در هر دو برش چهار سکانس رسوبی رده سوم وجود دارد که بیانگر تشابه در تغییرات سطح آب دریا در این دو منطقه است. در هر دو برش منحنی های تغییر سطح آب دریا در دو نقطه با منحنی ها جهانی هم خوانی دارند، به این ترتیب که در سکانس اول و در محل MFS و در مرز سکانس دوم و سوم بین این دو منحنی همخوانی دیده می شود. عمده ترین تفاوت موجود در این دو برش تفاوت در ضخامت سکانس های رسوبی است که همانطور که قبلا اشاره شد به تفاوت در پارامترهای محیط رسوبی این دو برش مربوط می شود. از طرفی مقایسه رخساره تشکیل شده در دو برش جوزک و چمن بید در زمان بالا آمدن سطح آب دریا بیانگر این مطلب است که در برش جوزک در سه سکانس اول رخساره تشکیل شده در حداکثر بالا آمدگی سطح آب دریا رخساره های محیط سدی است، در صورتی که در برش چمن بید رخساره های محیط دریای باز در سکانس اول و سوم تشکیل شده اند. این مطلب می تواند نشان دهنده عمیق تر بودن محیط تشکیل رسوبات برش چمن بید در قسمت غربی منطقه نسبت به برش جوزک در قسمت شرقی تر این منطقه باشد.

این سکانس نیز توسط دو مرز سکانسی از نوع دوم محصور شده است. این سکانس ۷۱ متر ضخامت داشته و با رخساره های لاگونی آغاز می شود که شامل پکستون میلیولیدی، وکستون بیوکلاستی و رودستون اریتولین دار است. در ادامه رخساره گرینستون پلوئیدی بیوکلاستی محیط سدی (MFS) تشکیل شده است. این توالی با ضخامت ۲۹ متر و ۲ پاراسکانس، دسته رخساره های TST را تشکیل می دهد. پس از سکون نسبی آب و پس روی مجدد، رخساره های لاگونی (رودستون اریتولین دار، پکستون میلیولیدی و وکستون بیوکلاستی) و پس از آن رخساره مادستونی محیط جزر و مدی تشکیل می شود. این توالی با ضخامت ۴۲ متر دسته رخساره HST را تشکیل می دهد. این سکانس با ۲ پاراسکانس به سمت بالا عمیق شو مشخص می شود که پس از آن ۳ پاراسکانس به سمت بالا کم عمق شو وجود دارد که پیشروی آب را نشان می دهد.

۳-۲-۴- سکانس رسوبی چهارم (DS4)

سکانس رسوبی چهارم توسط مرز سکانسی نوع ۲ از DS3 جدا شده و در بالا توسط مرز بین سازند های تیرگان و آب دراز با گسل محدود می شود. ضخامت این سکانس ۵۶/۵ متر بوده و با رخساره های رودستون بیوکلاستی و پکستون میلیولیدی محیط لاگونی آغاز می شود. در ادامه رخساره های گرینستون ائیدی و گرینستون بیوکلاستی محیط سدی قرار دارد و در انتها به رخساره دریای باز (رودستون ایتراکلاستی) ختم می شود. به دلیل گسلی بودن مرز بالایی، و نبود سازند سرچشمه امکان دنبال کردن روند تغییرات سطح آب وجود ندارد. در شکل ۵ ستون تغییرات رخساره و همچنین منحنی تغییرات سطح دریا در زمان تشکیل سازند تیرگان در برش جوزک نشان داده شده است. این



شکل ۵- آنالیز چینه نگاری سکاسی و منحنی تفسیری تغییرات سطح آب دریا در سازند تیرگان در برش چمن بید.

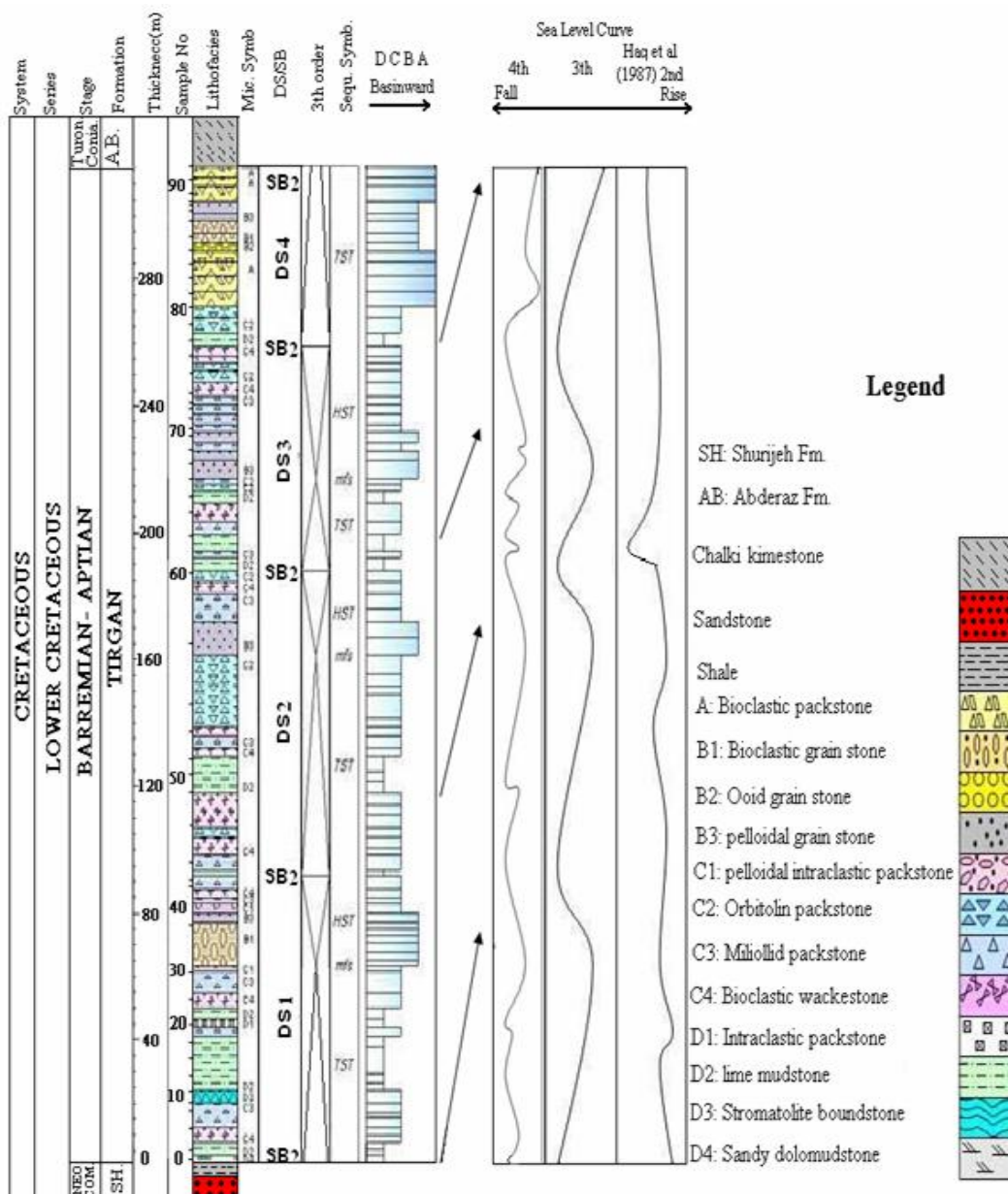
۴- تفسیر تغییرات سطح آب دریا

سوم در هنگام افت سطح آب دریا است. مهمترین تفاوت بین این دو منحنی مربوط به مرز سکاس سوم و چهارم است که با پایین افتادگی سطح آب دریا در منحنی تغییرات سطح آب در برش های مورد مطالعه همراه است. از اواخر ژوراسیک وجود یک فروافتادگی با روند تقریبی شرقی-غربی در منطقه منجر به توسعه گسل

مقایسه منحنی رده سوم تغییرات سطح آب در برشهای چمن بید و جوزک با منحنی های جهانی دو انطباق نسبی را نشان میدهد (شکل ۵ و ۶). هم خوانی اول در سکاس اول و در محل سطح حداکثر غرقابی (MFS) و همخوانی دوم در مرز بین سکاس دوم و

تاثیر گذار بوده است (افشار حرب، ۱۳۷۳).

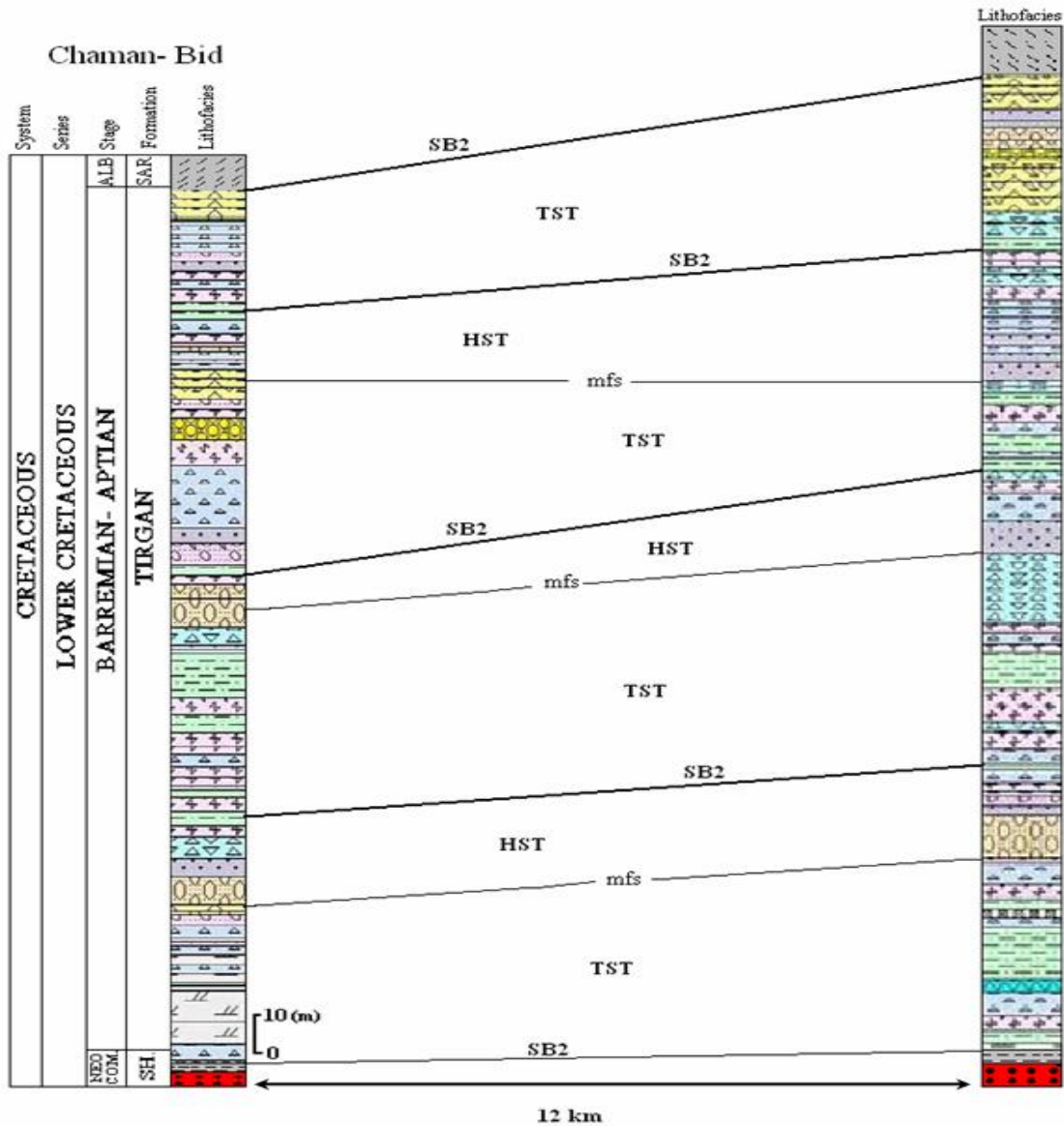
های پی با روند تقریبی شرقی-غربی شده است که در تمام طول کرتاسه فعالیت داشته و بر رسوبگذاری منطقه



شکل ۶- آنالیز چینه نگاری سکansı و منحنی تفسیری تغییرات سطح آب دریا در سازند تیرگان در برش جوزک

تیرگان، چهار سکانس رسوبی رده سوم وجود دارد که بیانگر تشابه در تغییرات سطح آب دریا در این دو منطقه است.

عدم همخوانی منحنی های تغییرات سطح آب دریا در برش های مورد مطالعه و منحنی های جهانی را می توان به عملکرد این گسل ها نسبت داد. همان طور که در شکل ۵ مشاهده می شود در هر دو برش از سازند



شکل ۷- مقایسه ستون رخساره ای و چینه نگاری سازند تیرگان در دو برش چمن بید و جوزک (جهت استفاده از راهنما به شکل ۶ مراجعه شود).

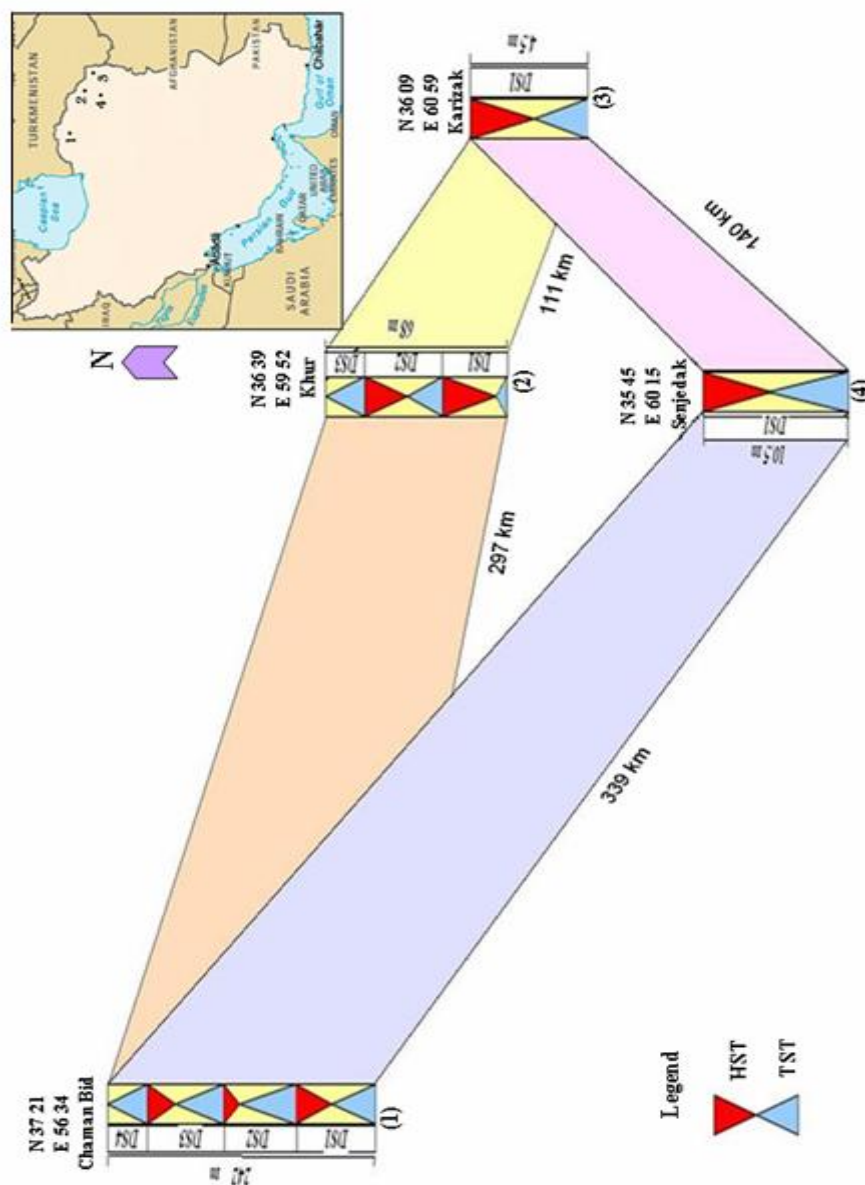
رخساره های محیط دریای باز در سکانس های اول و سوم تشکیل شده اند که این مطلب می تواند نشان دهنده عمیق تر بودن محیط تشکیل رسوبات برش چمن بید نسبت به برش جوزک باشد.

۵- مقایسه چینه نگاری سکانسی غرب و شرق حوضه کپه داغ

عمده ترین تفاوت موجود در این دو برش تفاوت در ضخامت سکانس های رسوبی است. از طرفی مقایسه رخساره تشکیل شده در دو برش جوزک و چمن بید در زمان بالا آمدن سطح آب دریا بیانگر این مطلب است که در برش جوزک در سه سکانس اول، رخساره تشکیل شده در حداکثر بالا آمدگی سطح آب دریا رخساره های محیط سدی است، در صورتی که در برش چمن بید

شرق حوضه (برش چمن بید، برش ناودیس خور، برش سنجدک و برش کاریزک) با یکدیگر مقایسه شده است (شکل ۸).

به منظور دست یابی به درک بهتر در مورد تغییرات سطح آب دریا و همچنین روند تغییرات عمق در حوضه کپه داغ، سکانس های رسوبی در چهار نقطه از غرب و



شکل ۸- تطابق سه بعدی سازند تیرگان بر اساس آنالیز چینه نگاری سکاسی در چهار برش چمن بید (پژوهش حاضر)، ناودیس خور (ریوندی و همکاران، ۱۳۸۶)، کاریزک (تیمورپور، ۱۳۸۲) و سنجدک (مرتضوی مهریزی، ۱۳۸۶).

تحتانی سازند تیرگان با سازند شوربجه و مرز فوقانی آن با سازند سرچشمه در هر دو برش غیرفرسایشی است. مرز فوقانی و تحتانی در هر سه سکانس از نوع SB2

بر اساس مطالعات ریوندی و همکاران (۱۳۸۶)، سازند تیرگان در ناودیس خور از سه سکانس رسوبی رده سوم با ضخامت ۶۸ متر تشکیل شده است. مرز

۲/۸ متر است. در این برش مرز تحتانی سازند تیرگان با سازند شوربجه به صورت فرسایشی (SB1) و مرز فوقانی آن با سازند سرچشمه غیرفرسایشی (SB2) است. در مقایسه این برش‌ها مهمترین مسأله تغییر ضخامت آن‌ها است. از غرب به سمت شرق حوضه از ضخامت سازند تیرگان کاسته می‌شود به صورتی که از ۲۴۰ متر ضخامت در برش چمن بید به ۴/۵ در برش کاریزک در شرقی‌ترین نقطه می‌رسد. روند مشابهی نیز در جهت شمال به جنوب حوضه دیده می‌شود که طی آن ضخامت سازند تیرگان از ۶۸ متر در ناودیس خور به ۱۰/۵ متر در برش سنجدک در منطقه فریمان کاهش می‌یابد. مسأله دیگر روند کاهش تعداد سکانشی‌های رسوبی در برش‌ها از طرف غرب به سمت شرق حوضه است. برش چمن بید به عنوان غربی‌ترین برش از چهار سکانشی رسوبی تشکیل شده است که به سمت شرق در ناودیس خور به سه سکانشی رسوبی، و در برش کاریزک، به یک سکانشی رسوبی تغییر می‌یابد. از طرف شمال به جنوب حوضه نیز سه سکانشی ناودیس خور در قسمت شمالی به یک سکانشی در برش سنجدک در جنوب حوضه تبدیل می‌شود. بنابراین تغییرات ضخامت رسوبات و تعداد سکانشی‌ها می‌تواند بیانگر این مطلب باشد که از چهار دوره تغییرات سطح آب دریا در منطقه چمن بید تنها سه چرخه در ناودیس خور، یک چرخه در شرق منطقه (برش کاریزک) و یک چرخه نیز در منطقه فریمان (برش سنجدک) تاثیر گذار بوده است. چنین

است. ضخامت سکانشی اول در این برش ۳۲ متر است که در آن دسته رخساره پیشروی (TST) ۲۰ متر و دسته رخساره حداکثر بالآمدگی آب دریا (HST) ۱۲ متر ضخامت دارد. سکانشی دوم ۲۶ متر ضخامت دارد و دسته رخساره پیشروی (TST) ۱۶ متر و دسته رخساره حداکثر بالآمدگی سطح آب دریا (HST) ۱۰ متر ضخامت دارد. سکانشی سوم هم تنها از یک دسته رخساره TST به ضخامت ۱۰ متر تشکیل شده است. مرتضوی مهریزی (۱۳۸۶) نیز رسوبات سازند تیرگان را در منطقه فریمان در برش سنجدک مورد مطالعه قرار داده است. در این مطالعه یک سکانشی رسوبی رده سوم در این برش شناسایی شده است. مرز تحتانی سازند تیرگان با سازند شوربجه و مرز فوقانی آن با سازند سرچشمه به صورت غیرفرسایشی و از نوع دو (SB2) است. ضخامت سازند تیرگان در برش سنجدک ۱۰/۵ متر است که ۴ متر آن مربوط به TST و ۶/۵ متر آن به دسته رخساره حداکثر بالآمدگی (HST) تعلق دارد. در این سکانشی حداکثر بالآمدگی سطح آب دریا (MFS) با رخساره گرینستون الیتی اینتراکست دار ماسه‌ای محیط سدی مشخص شده است. شرقی‌ترین برش مورد مطالعه از سازند تیرگان در جنوب سرخس و در روستای کاریزک قرار دارد (تیمورپور، ۱۳۸۱). این برش ۴/۵ متر ضخامت دارد و تنها شامل یک سکانشی رسوبی رده سوم است. این سکانشی شامل دسته رخساره پیشروی (TST) به ضخامت ۱/۷ متر و دسته رخساره HST به ضخامت

۲- تیمور پور، خ، لیتواستراتیگرافی و تاریخچه رسوب گذاری سازند تیرگان در شرق حوضه رسوبی کپه داغ، رساله کارشناسی ارشد، دانشگاه فردوسی مشهد، ۱۶۷ صفحه، ۱۳۸۲.

۳- خدایی، م، رخساره های رسوبی و محیط رسوبگذاری سازند تیرگان در حوضه رسوبی کپه داغ، رساله کارشناسی ارشد، دانشگاه تربیت معلم تهران، ۲۰۳ صفحه، ۱۳۷۰.

۴- ریوندی، ب، نجفی، م، موسوی حرمی، ر، محبوبی، الف، وحیدی نیا، م، و موسوی زاده، م، ع، چینه نگاری زیستی و سکانشی سازند تیرگان در ناودیس خور در شمال شرق مشهد، مجموعه مقالات یازدهمین انجمن زمین شناسی ایران، ۱۳۸۶.

۵- مرتضوی مهریزی، م، چینه نگاری سکانشی سازند های شوربچه و تیرگان (کرتاسه تحتانی) در ناحیه سفید سنگ (شمال شرق فریمان)، رساله کارشناسی ارشد، دانشگاه فردوسی مشهد، ۳۱۰ صفحه، ۱۳۸۶.

۶- هاشمی کاخکی، ن، تحول زمین شناسی و بررسی چینه شناسی و میکروفاسیس اورگونین سازند تیرگان در حوضه کپه داغ، رساله کارشناسی ارشد، دانشگاه آزاد اسلامی، ۱۲۰ صفحه، ۱۳۸۵.

7- N., Adachi, Y., Ezaki, and J., Liu, The origins of peloids immediately after the end-permian extinction, Guizhou Province, South China: Sedimentary Geology, 164, p. 161-178; (2004).

8- A.S., Alsharhan, and C.G.ST.C., Kendall, Holocene coastal carbonates and evaporites of the southern Arabian Gulf and their ancient analogues, Earth Science Review, 61, p. 191-243; (2003).

9- M., Bachmann, and F., Hirsch, Lower Cretaceous carbonate platform of the eastern Levant (Galilee and the Golan Heights): stratigraphy and second-order sea-level change, Cretaceous Research, 27, p. 487-512; (2006).

رویدادی را می توان به کم عمق شدن حوضه از طرف غرب به سمت شرق و از شمال به جنوب حوضه نسبت داد.

۶- نتیجه گیری

نتایج حاصل از مطالعات سازند تیرگان در غرب کپه داغ نشان داده است که سنگ های آهکی این سازند در یک رمپ هموکلینال و در چهار کمربند رخساره ای (شامل ۱۲ رخساره) دریای باز، سدی، لاگونی و پهنه جزر و مدی تشکیل شده است. بر اساس شناسایی سه مرز سکانشی نوع ۲، چهار سکانش رسوبی رده سوم تفکیک شده است. مقایسه منحنی های رده سوم تغییرات سطح دریا در ناحیه مورد مطالعه با منحنی های جهانی، بیانگر انطباق نسبی این منحنی ها در دو نقطه است. اختلافات موجود نیز به عوامل محلی و به خصوص فعالیت گسل های پی در غرب حوضه رسوبی کپه داغ نسبت داده شده است. مقایسه سکانش های رسوبی سازند تیرگان در غرب و شرق حوضه کپه داغ (برش های چمن بید، ناودیس خور، سنجدک و کاریزک) کاهش عمق حوضه از شرق به غرب و از شمال به جنوب را تأیید می نماید.

منابع

۱- افشارحرب، ع، زمین شناسی کپه داغ، طرح تدوین کتاب سازمان زمین شناسی کشور، ۲۷۵ صفحه، ۱۳۷۳.

- climatology, *Palaeoecology*, 245, p. 462–482; (2007).
- 23- A., Kalantari, Foraminifera from the middle-Jurassic-Cretaceous successions of Kopet Dag region (N.E. IRAN). Tehran, NIOC. Geol. Laboratories, Publication. no.3, Ph.D. thesis, London University; (1969).
- 24- J.M.M., Ketzer, Diagenesis and Sequence Stratigraphy, Uppsala University, 30 pp; (2002).
- 25- J.-P., Masse, M., Fenerci, E., Pernarcic, Palaeobathymetric reconstruction of peritidal carbonates, Late Barremian, Urgonian, sequences of Provence (SE France). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 200, p. 65-81; (2003).
- 26- R., Moussavi-Harami, Depositional history and paleogeography of the lower Paleocene red beds in eastern Kopet-Dagh basin northeastern Iran (in English): *Journal of Sciences, National Center for Scientific Research, Islamic Republic of Iran*, 4, p. 126-143; (1993).
- 27- R., Palma, J., López-Gómez, and R., Piethé, Oxfordian ramp system (La Manga Formation) in the Bardas Blancas area (Mendoza Province) Neuquén Basin, Argentina: Facies and depositional sequences *Sedimentary Geology*, 195, p. 113–134; (2007).
- 28- S.J. Penneya, and A., Racey, Ecology of extant nummulitids and other larger benthic foraminifera: applications in palaeoenvironmental analysis, *Earth- Science Reviews*, 67, P. 219–265; (2004).
- 29- B., Pittet, F.S.P., van Buchem, H., Hillgärtner, P., Razin, J., Grotsch, and H., Droste, Ecological succession, palaeoenvironmental change, and depositional sequences of Barremian-Aptian shallow-water carbonates in northern Oman. *Sedimentology*, 49, p. 555-581; (2002).
- 30- H.W., Posamentier, and P.R., Vail, Eustatic Control on clastic deposition -sequence systems tract models. In: sea-level changes: an integrated approach, C.K., Wilgus, B.S., Hastings, 10- C., Betzler, T., Pawellek, M., Abdullah, and A., Kossler, Facies and stratigraphic architecture of the Korallenoolith Formation in North Germany (Lauensteiner Pass, Ith Mountains). *Sedimentary Geology*, 194, p. 61-75; (2006).
- 11- D., Bosence, and J., Wilson, Maerl growth, Carbonate production rates and accumulation rates in the northeast Atlantic Aquatic Conservation, *Marine and Freshwater Ecosystems*, 13, p. 21-31; (2003).
- 12- AV., Carozzi, Carbonate Rock Depositional Modle: A Microfacies Approach, Prentice-Hall, 604 pp; (1989).
- 13- O., Catuneanu, Elsevier, New York, 375 pp; (2006).
- 14- J.A.D., Dickson, Carbonate identification and genesis as revealed by staining, *Journal of Sedimentary Petrology*, 36, p. 441-505; (1966).
- 15- R.J., Dunham, Classification of carbonate rocks according to depositional texture. In: Ham, W.E. (Ed.), *Classification of Carbonate Rocks. American Association of Petroleum Geologists Memoir 1*, Tulsa, p. 108–121; (1962).
- 16- C., Dupraz, R., Pattisina, and E.P., Verrecchia, Translation of energy into morphology: Simulation of stromatolite morphospace using a stochastic model, *Sedimentary Geology*, 185, p. 185-203; (2006).
- 17- G., Einsele, *Sedimentary Basin Evolution, Facies, and Sediment Budget* (2 nd edition), Springer-Verlag, 292 pp; (2000).
- 18- A.F., Embry, Transgressive-Regressive (T-R) Sequence Stratigraphy, 22 nd Annual Gulf Coast Section, SEPM Foundation Bon F. Perkins Research Conference, p. 151-172; (2002).
- 19- E., Flugel, *Microfacies Analysis Of Carbonate Rocks, Analyses, Interpretation and Application*, Springer-verlag, Berlin, 976 pp; (2004).
- 20- A.W., Grabau, On the classification of sedimentary rocks. *American Geologists*, 33, p. 228-247; (1904).
- 21- B.U., Haq, J., Hrdenbol, and P.R., Vial, Chronology of fluctuating sea level, *science*, 235, p.1156-1167; (1987).
- 22- Y., Iba, S., Sano, Mid-Cretaceous step-wise demise of the carbonate platform biota in the Northwest Pacific and establishment of the North Pacific biotic province *Palaeogeography, Palaeo-*

- 34- D.F., Sibley, and J.M., Greeg, Classification of dolomite rock Textures, *Journal of Sedimentary Petroleum*, 57, p. 967-975; (1987).
- 35- K., Tasli, E., Özer, and H., Koç, Benthic foraminifera assemblages of the Cretaceous platform carbonate succession in the Yavca area (Bolkar Mountains, S Turkey): biostratigraphy and paleoenvironments, *Geobios*, 39, p. 521–533; (2006).
- 36- M.E., Tucker, and V.P., Wright, *Carbonate Sedimentology*. Blackwell Science, Inc. 482 pp; (1990).
- 37- J.L., Wilson, *Carbonate Facies in Geological History*. Springer-Verlag, Berlin, 471pp. Yechieli, Y. and Wood, W.W., 2002, Hydrogeologic processes in saline systems: Playas, Sabkhas, and saline lakes, *Earth Science Reviews*, 58, p. 343-365; (1975).
- C.G.St.C., Kendall, H.W., Posamentier, C.A., Ross, and J.C., Van Wagoner, (Eds.), *Special Publication Society of Economic Paleontologists and Mineralogists*, 42, p. 125-154; (1998).
- 31- R., Riding, Microbial carbonate abundance compared with fluctuations in metazoan diversity over geological time, *Sedimentary Geology*, 185, p. 229–238; (2006).
- 32- A.W., Ruttner, Southern borderland of Triassic Laurasia in northeast Iran. *Geol. Rund.*, 82, p. 110-120; (1993).
- 33- R., Sandullia, and A., Raspinib, Regional to global correlation of lower Cretaceous (Hauterivian–Barremian) shallow-water carbonates of the southern Apennines (Italy) and Dinarides (Montenegro), southern Tethyan Margin *Sedimentary Geology*, 165, p. 117–153; (2004).