

## بررسی زیست‌چینه‌نگاری، رخساره و چینه‌نگاری سکانشی سازند سروک در برش‌های رشتالو و خارتو، فارس نیمه‌ساحلی، زاگرس، ایران

بهزاد پرنیان<sup>۱</sup>، وحید احمدی<sup>۲\*</sup>، حمزه سارویی<sup>۳</sup> و محمد بهرامی<sup>۴</sup>

۱- دانشجوی دکترا زمین‌شناسی، دانشگاه آزاد اسلامی، واحد شیراز، استهبان، شیراز

۲ و ۳- استادیار گروه زمین‌شناسی، دانشگاه آزاد اسلامی، واحد شیراز، استهبان، شیراز

۴- استادیار گروه زمین‌شناسی، دانشگاه پیام‌نور، واحد شیراز، شیراز

نویسنده مسئول: v\_ahmadi\_geo@yahoo.com

دریافت: ۹۹/۴/۲۱ پذیرش: ۹۹/۱۰/۲۹

نوع مقاله: پژوهشی

### چکیده

رخنمون توالی سازند سروک دو تاقدیس خارتو و رشتالو در جنوب‌خاوری زاگرس از لحاظ زیست‌چینه‌نگاری، محیط‌رسوبی دیرینه و چینه‌نگاری سکانشی مورد مطالعه قرار گرفته است. شش بیوزون در بازه زمانی آلبین میانی تا سنومانین بالایی در سازند سروک در گستره مورد مطالعه تعیین گردید. بر اساس مشاهدات صحرایی سه واحد سنگ‌چینه‌نگاری در هر دو برش قابل تمایز می‌باشد. پنج مجموعه رخساره‌ای در ده ریز رخساره در چهار کمربند محیط‌رسوبی در برش‌های مورد مطالعه شناسایی شد. توالی کربناته سازند سروک در منطقه در یک رمپ (شامل بخش‌های رمپ داخلی، میانی و بیرونی)، شامل کمربندهای لاگونی، سدی، جلو سدی و دریای باز، نهشته شده است. فرایندهای تکتونیکی و موقعیت حوضه رسوبی و میزان ورود با منشأ خارج از حوضه در روی محیط‌رسوبی سازند سروک در گستره مورد مطالعه تأثیرگذار بوده است. سه سکانس درجه سوم در سازند شناسایی شده است که به طرف بالا عمق حوضه کاسته شده است. به‌طوری که تنوع فرامینیر در محیط سازند سروک در برش رشتالو بیش‌تر بوده در صورتی که تنوع فسیلی در برش خارتو کمتر بوده است.

واژگان کلیدی: محیط‌رسوبی، بیوزون، رخساره، چینه‌نگاری سکانشی

### پیشگفتار

پهنه وسیعی از حوضه زاگرس آغاز می‌شود. رسوب‌گذاری سازند سروک در لرستان بسیار زودتر از فارس و خوزستان رخ داده است (مطیعی، ۱۳۸۲). در این راستا سن بخش زیرین رخساره پلاژیک سازند سروک تا آلبین است (در دیگر نقاط زمان شروع رسوب‌گذاری از سنومانین است). رخساره عمیق سازند سروک در ناحیه لرستان گسترش دارد (جیمز وایند، ۱۹۶۵). به طور کلی رسوب‌گذاری حوضه رسوبی در کرتاسه زاگرس در برگرنده خلیج فارس، عراق، کویت، عمان و قسمت بیش‌تر عربستان بوده است (مطیعی، ۱۳۸۲). مرکز این حوضه در لرستان و خاور آن قرار داشته و تغییرات رخساره‌ای از کربنات به رسوبات آواری به سوی عربستان مشخص کننده کم‌عمق شدن عمومی حوضه در آن امتداد است (غبیشاوی و همکاران، ۲۰۱۰). براساس مطالعات شارلند و همکاران (شارلند و همکاران، ۲۰۰۴) رسوبات بر روی پلاتفرمها و هم‌چنین حوضه‌های

سازند سروک در گستره مورد مطالعه به صورت توالی آهکی ستیغ‌ساز از دور دست مشاهده و باعث تفکیک سازندهای شیلی و ماری سازند کژدمی در زیر و سازند گورپی در بالا می‌شود. سازند سروک در زاگرس معمولاً به‌عنوان سنگ مخزن در گروه بنگستان واقع می‌شود (مطیعی، ۱۳۸۲). به دلیل وجود فسیل رودیست در این سازند قبلاً این سازند راه آهک رودیست‌دار، آهک هیپوریت‌دار، آهک لشتگان یا آهک بنگستان نامیدند (مطیعی، ۱۳۸۲). به دلیل کم عمق شدن دریا در اواخر آلبین تا سنومانین در زاگرس به صورت گسترده و در زون‌های زمین‌ساختاری زاگرس چین‌خورده-رانده رخنمون توالی‌های سازند سروک وجود دارد (ون‌بخم و همکاران، ۲۰۱۰). کم‌عمق شدن دریا و یا به عبارتی بخش‌های کم‌عمق دریا در اواخر آلبین تا سنومانین با رسوب‌گذاری سنگ‌آهک‌های کم‌عمق سازند سروک در

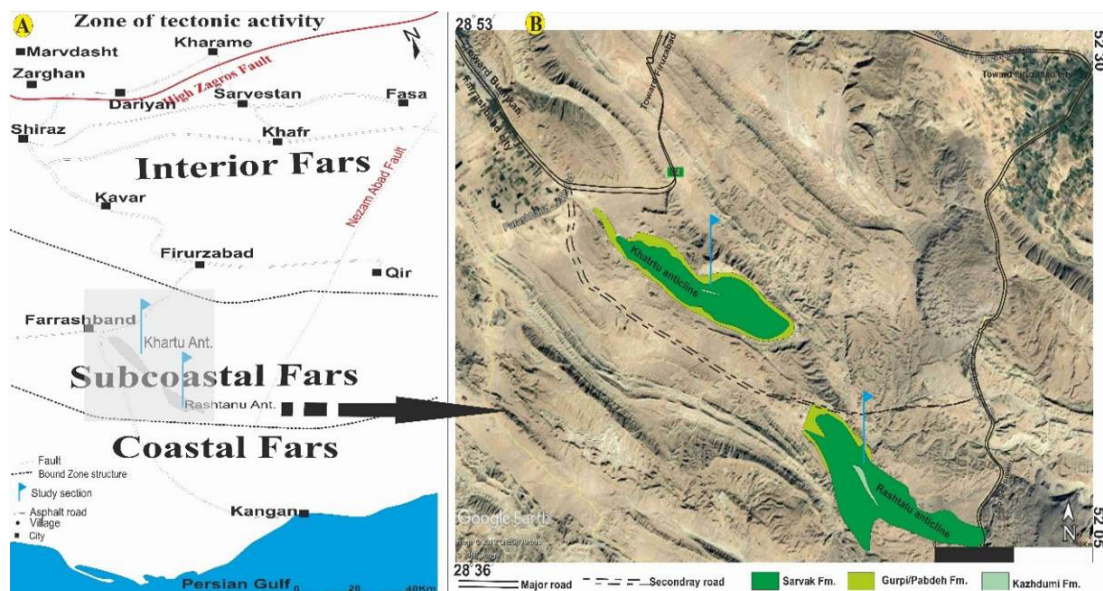
### موقعیت جغرافیایی و زمین‌شناسی

گستره مورد مطالعه در زون زمین ساختاری فارس نیمه ساحلی واقع شده است (شکل A۱). در ناحیه فارس داخلی سازند سروک با دو واحد سنگ‌شناسی، شیل-احمدی و سنگ‌آهک مدود معرفی شده است (مطیعی، ۱۳۸۲). راه دسترسی به برش‌های مورد مطالعه می‌توان از جاده فراشبند- جم عسلویه و جاده فیروزآباد- جم عسلویه امکان‌پذیر است (شکل B۱). در ناحیه فارس نیمه‌ساحلی، رخساره کم‌عمق سازند سروک، نسبت به برش الگو تفاوت داشته و شبیه به رخساره‌هایی است که در کویت و جنوب خاور عراق نهشته شده است (مطیعی، ۱۳۸۲). مرز پایینی سازند سروک در دو برش مورد مطالعه با سازند کژدمی به صورت تدریجی و پیوسته است و مرز بالایی آن با مارن‌ها و شیل‌های سازند گورپی با سطح ناپیوستگی فرسایشی همراه است.

### مواد و روش کار

برای رسیدن به اهداف تعیین‌شده در این پژوهش، دو برش چینه‌شناسی در برش‌های خارتو و رشتالو انتخاب و اندازه‌گیری شده و تعداد ۱۶۵ نمونه بر اساس تغییرات رخساره‌ای جمع‌آوری گردید. بازدیدهای صحرائی برای شناخت بهتر از توالی، پیدا کردن مرز سازندها، اندازه‌گیری ضخامت برش‌ها و نمونه‌برداری سیستماتیک از سازند سروک انجام شد. برای تشخیص و تفکیک زیست‌چینه‌نگاری و ریزرخساره‌های مختلف تعداد ۱۴۰ برش‌نازک تهیه و در زیر میکروسکوپ مورد بررسی قرار گرفت. جهت نام‌گذاری سنگ‌های آهکی از طبقه‌بندی دانهام (۱۹۶۲) استفاده شده است. شناسایی میکروفسیل‌ها و هم‌چنین تعیین بیوزون‌ها بر اساس مطالعات صورت گرفته توسط (وایند، ۱۹۶۵؛ کارن، ۱۹۸۵؛ ربانزاسکی و کارن، ۱۹۹۵؛ اسلیتر، ۱۹۸۹؛ سیلوا و ورجا، ۲۰۰۴؛ اسپلودر و همکاران، ۲۰۱۰؛ بوداقرافل، ۲۰۱۳) انجام شده است. چینه‌نگاری سکانشی سازند سروک بر اساس روش‌ها و اصول چینه‌نگاری سکانشی (کانینو و همکاران، ۲۰۰۵ و ۲۰۰۹ و کانینو، ۲۰۱۹) بررسی شده است. سازند سروک در برش‌های مورد مطالعه به سه واحد سنگ‌چینه‌ای قابل تفکیک که در شکل ۲ به صورت خلاصه نوشته شده است.

درون‌قاره‌ای و در امتداد حواشی غیرفعال عربی نهشته شده‌اند. رخساره‌های رسوبی همزمان در ابتدای کرتاسه پسین شامل سازندهای مختلفی نظیر Mishrif, Rumaila, Ahmadi, Natih, Derdere است که در حوضه‌های رسوبی مجاور ایران نهشته شدند (رازیان و همکاران، ۲۰۱۰). برش الگوی سازند سروک در فارس ساحلی (در شمال خاور گستره مورد مطالعه) و در تنگ سروک واقع در یال جنوبی کوه بنگستان توسط جیمز و وایند (جیمز و وایند، ۱۹۶۵) اندازه‌گیری شده است. سازند سروک در زاگرس چین‌خورده و بخصوص در زون فارس توسط پژوهشگران مختلفی مورد مطالعه قرار گرفته که مهم‌ترین آن‌ها عبارت است از: (امیدوار و همکاران، ۱۳۹۳؛ رحیم‌پوربناب و همکاران، ۱۳۹۳؛ عباس‌ساقی و همکاران، ۱۳۹۴؛ احمدی‌حیدری و همکاران، ۱۳۹۵؛ کاظم‌زاده و لطف‌پور، ۱۳۹۵؛ فرامرزی و همکاران، ۱۳۹۷؛ سعیدی‌رضوی و همکاران، ۱۳۹۸؛ بوراچات و بریتن، ۱۹۸۵؛ ون‌نخ و همکاران، ۲۰۰۲ و ۱۹۹۶؛ تقوی و همکاران، ۲۰۰۶ و ۲۰۰۷؛ ارنبرگ و همکاران، ۲۰۰۸؛ غبیشاوی و همکاران، ۲۰۱۰؛ رازیان و همکاران، ۲۰۱۰؛ شارپ و همکاران، ۲۰۱۰؛ حاجی‌کاظمی و همکاران، ۲۰۱۰؛ هولیس، ۲۰۱۱؛ اسدی‌مهماندوستی و همکاران، ۲۰۱۳؛ مهرابی و همکاران، ۲۰۱۵؛ وینست و همکاران، ۲۰۱۵؛ حاجی‌کاظمی و همکاران، ۲۰۱۲؛ رحیم‌پوربناب و همکاران، ۲۰۱۲؛ اسرافیل‌دیزاجی و همکاران، ۲۰۱۵؛ یانگ و همکاران، ۲۰۱۵؛ اسدی و همکاران، ۲۰۱۶؛ میرزایی محمودآبادی، ۲۰۱۶؛ مرادی و همکاران، ۲۰۱۹؛ طباطبایی و همکاران، ۲۰۱۹؛ یزدی‌مقدم و اسجلنت وایت، ۲۰۱۹ و ۲۰۲۰؛ محسنی و زبیرام‌جوانمرد، ۲۰۱۹؛ غلامی‌زاده و همکاران، ۲۰۱۹؛ ملکی‌زاده و همکاران، ۲۰۲۰؛ میرزایی محمودآبادی، ۲۰۲۰). مطالعه فوق بر روی توالی سازند سروک در دو برش رشتالو و خارتو به لحاظ زیست‌چینه‌نگاری، محیط دیرینه و چینه‌نگاری سکانشی می‌باشد. از آنجایی‌که سازند سروک در اطراف گستره مورد مطالعه به عنوان سنگ‌مخزن مواد هیدروکربوری محسوب می‌شود، لذا شناسایی و بررسی دقیق‌تر این سازند بر اساس اهداف فوق اطلاعات مفید و ارزشمندی را جهت مطالعات و کارهای اکتشافی در دو برش فوق فراهم می‌کند.



شکل ۱. (A) موقعیت برش‌های مورد مطالعه در زون ساختاری فارس نیمه‌ساحلی در جنوب زاگرس چین‌خورده. (B) تصویر ماهواره‌ای و موقعیت ناقدیس‌های (برش‌ها) رشتالو و خارتو مورد مطالعه و راه‌های دسترسی به برش‌های مورد مطالعه.

آلبین بالایی تا سنومانین پیشین در نظر گرفته می‌شود. ضخامت این بیوزون در هر دو برش رشتالو و خارتو به ترتیب با ۱۸۰ و ۱۶۰ متر با توالی آهکی متوسط تا ضخیم لایه خاکستری‌رنگ رخنمون دارد (شکل ۴ و ۵). مجموعه فسیلی همراه مشاهده شده در این بیوزون عبارتند از:

*Ticinella madecassiana*, *Calcisphaerula* sp., *Stomioshaera sphaerica*, *Favusella washitensis*, and *Spiropectamina* sp.

**بیوزون: *Orbitolina* - *Simplalveolina simplex* - *Orbitolina conica* assemblage-zone**

بیوزون فوق بعد از بیوزون قبلی و با کمی هم‌پوشانی در دو برش خارتو و رشتالو مشاهده شده است. در برخی از برش‌ها خرده‌های نازک رودیست، دوکفای، گاسترپود و میلیولیده در این بیوزون مشاهده می‌شود (شکل ۲). فرامینفرهای شناسایی شده در این بیوزون عبارت است از:

*Ticinella madecassiana*, *Dicyclina schlumbergeri*, *Pseudolituonella reicheli*, *Calcisphaerula innominata*, *Favusella washitensis*, *Rotalipora* sp., *Dictyoconus arabicus*, *Orbitolina* sp.

همزمان با ظهور *Orbitolina* - *Simplalveolina simplex* - *Orbitolina conica* در آلبین است. به نظر می‌رسد که حضور فسیل‌های فوق تنها در رسوبات آلبین بالایی تا سنومانین زیرین باشد (شکل ۵). بنابراین سن رسوبات این بخش از سازند سروک مربوط به آلبین پسین سنومانین پیشین است.

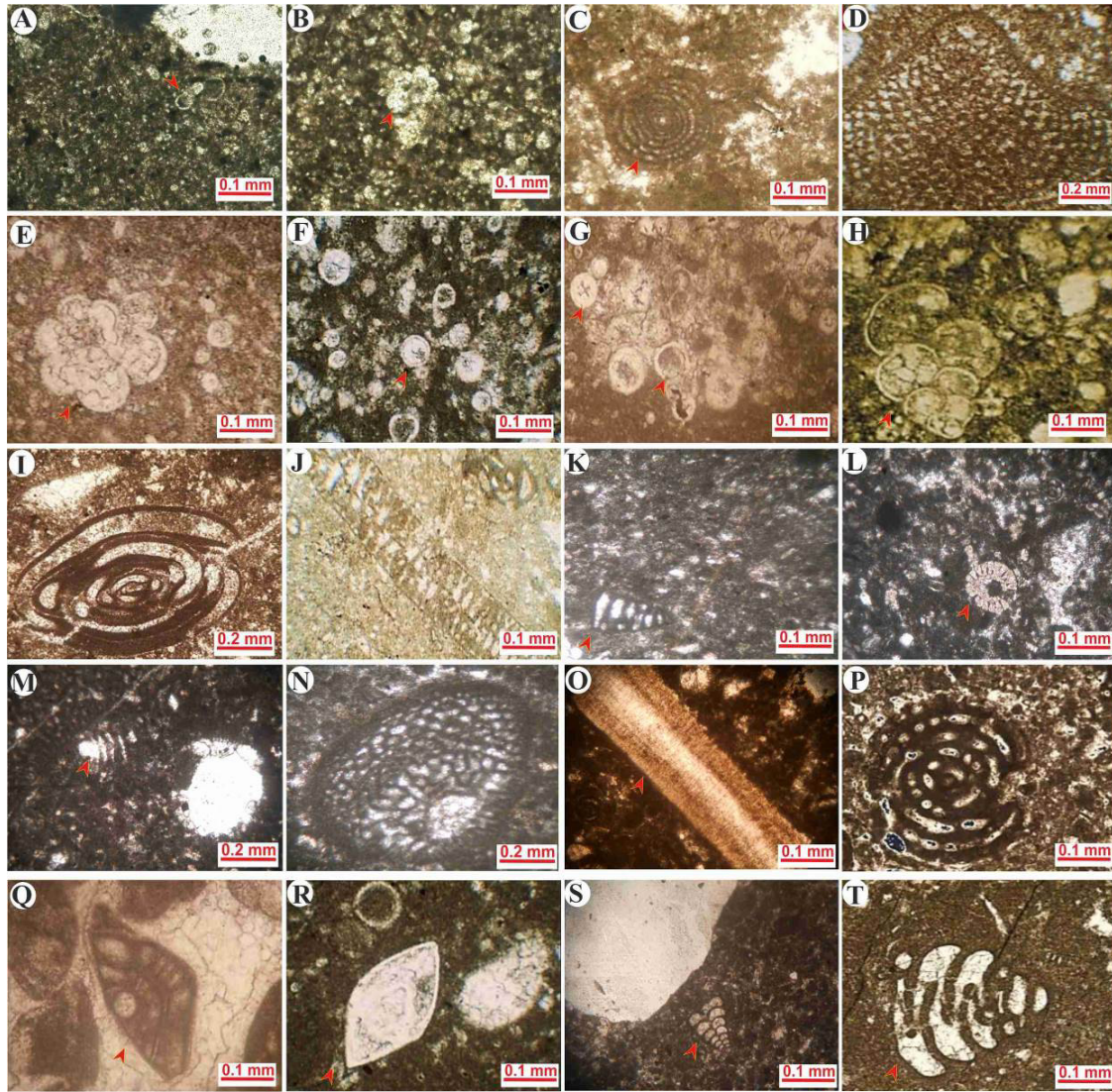
## بحث

### زیست‌چینه‌نگاری

دو برش موردنظر حاوی فرامینفرهای شاخص بوده و بررسی مرز آشکوب‌ها و تعیین محدوده‌های زمانی با توجه به فسیل‌های فوق تعیین گردیده است. هم‌چنین به علت نبود فرامینفر کفزی شاخص جهت ارایه بیوزوناسیون تنها به حضور آن‌ها در دو برش موردنظر اشاره شده است. بر اساس فسیل‌های شاخص مشاهده شده در دو برش مورد مطالعه، سازند سروک به ترتیب از قسمت پایین به سمت بالا از شش بیوزون که مطابق با بیوزون‌های ارایه شده توسط وایند (۱۹۶۵) می‌باشند، تشکیل شده است که زیر به شرح آن پرداخته می‌شود:

**بیوزون: *Favusella washitensis*-*Oligosteginids* assemblage zone**

مرز زیرین این بیوزون با اولین ظهور *Favusella washitensis* و *Oligosteginids* از پایین سازند سروک آغاز و تا آخرین حضور *Oligosteginids* در بخش میانی سازند سروک در دو برش مورد مطالعه تداوم دارد. این بیوزون با بخشی از *Simplalveolina simplex*-*Orbitolina conica* assemblage-zone هم‌پوشانی دارد. سن این بخش از رسوبات سازند سروک آلبین پسین-سنومانین پیشین است. این مجموعه فسیلی با رخساره زیستی شماره ۲۳ وایند مطابقت دارد و در محدوده سنی



شکل ۲. تصاویر فسیل‌های شناسایی شده در برش‌های مورد مطالعه

A) *Oligosteginids* and *Favusella washitensis*. (Rashtalu section). B and C). *Simplalveolina simplex* (Khartu section). D) *Orbitolina conica*. (Rashtalu section). E) *Ticinella madecassiana* (Khartu section). F) *Calcisphaerula* sp. (Rashtalu section). G) *Stomioshaera sphaerica* (Khartu section). H) *Heterohelix* sp. (Khartu section). I) *Spiroplectamina* sp. (Rashtalu section). J) *Dicyclina schlumbergeri*. (Rashtalu section). K) *Pseudolituonella reicheli*. (Khartu section). L) Echnoids (Rashtalu section). M) *Dictyoconus arabicus* (Khartu section). N) *orbitolinids*. (Rashtalu section). O and P) Rudist debris. *Cisalveolina lehneri*. (Khartu and Rashtalu section). Q) *Nezzazata concava* (Rashtalu section). R) *Lenticulina* sp. (Rashtalu section). S) *Textularia* sp. (Rashtalu section). T) *Heterohelix reussi* (Khartu section).

زون زیستی ۲۴ و ایند مطابقت دارد و براساس موقعیت چینه‌شناسی این زون متعلق به سنومانین زیرین می‌باشد و با بیوزون‌های *Simplalveolina simplex* – *Orbitolina conica* assemblage- zone در برش رشتالو و با زون *Cisalveolina lehneri* zone در برش خارتو کمی

#### بیوزون: Rudist debris range zone

خرده‌های رودیست فراوان‌ترین فونای زیستی تشکیل دهنده این زون می‌باشد. این بیوزون در هر دو برش خارتو و رشتالو به ترتیب با ضخامت ۶۰ و ۳۰ متر در توالی سنگ‌آهک‌های ضخیم‌لایه خاکستری با میان لایه‌هایی از سنگ‌آهک‌های رسی مشاهده شده می‌شود. زون مزبور با

*gradata*, *Trocholina* sp., *Cuneolina* cf. *pavonia*, *Praealveolina* *cretacea*.

این بیوزون معادل زون زیستی شماره ۲۵ و ایند می‌باشد و دارای سن سنومانین پسین است (شکل ۵).

#### بیوزون *Nezzazata conica* zone

این بیوزون با زون Rudist debris range zone دارای هم‌پوشانی است. در توالی این بیوزون خرده‌های دوکفه‌ای و گاسترپود به صورت پراکنده دیده می‌شود (شکل ۳). میکروفسیل‌های موجود در بیوزون فوق شامل موارد زیر می‌باشد.

*Dicyclina schlumbergeri*, *Pseudolituonella reicheli*, *Quinqueloculina* sp., *Chrysalidina gradata*, *Trocholina* sp., *Cuneolina* cf. *pavonia*.

*Ovalveolina* cf. *ovum*, *Nezzazata conica*, *Nezzazata* sp.

این بیوزون با توجه به جایگاه چینه‌شناسی آن می‌توان سن سنومانین پسین در نظر گرفت. بررسی گسترش چینه‌شناسی و جغرافیایی فرامینیفر پلانکتونیک در برش مورد نظر نشان می‌دهد که بخش پایینی سازند سروک با

بیوزون *Favusella washitensis*-*oligosteginids*

*Rotalia* sp. *assemblage* zone قابل مقایسه است که سن ابتدای آلبین پسین برای این بخش پیشنهاد می‌شود.

بعد از این بخش، بخش میانی سازند سروک قابل مقایسه با بیوزون *Favusella washitensis*, *Nezzazata* debris و

*rudist* بیوزون محلی است و سن آلبین پسین تا سنومانین زیرین را برای رسوبات این بخش از سازند سروک می‌توان

پیشنهاد کرد. در رسوبات بالایی نیز می‌توان به بیوزون *oligosteginid*, *Nezzazata* sp.,

دهنده بخش بالایی سنومانین میانی-سنومانین پسین برای رسوبات این بخش از سازند سروک است. بخش

پایینی سازند سروک با توجه به حضور *Trocholina* و جایگاه چینه‌شناسی سن ابتدای آلبین پسین پیشنهاد

می‌شود. بخشی از بیوزون بیست و سه و ایند *Favusella washitensis* که نشان‌دهنده رسوبات با سن آلبین پسین

و بیوزون بیست و شش و ایند *Oligostegina* با سن آلبین-تورونین نیز در برش مورد مطالعه شناسایی شد

که با برخی از بیوزون‌های ارایه شده در بالا هم‌پوشانی دارند (شکل ۵). سن پیشنهادی با توجه به ظهور

جنس‌های فوق در بیوزون‌های اشاره شده از ابتدای آلبین پسین تا سنومانین پسین در سه برش مورد مطالعه

می‌باشد.

هم‌پوشانی دارد (شکل ۵). سایر میکروفسیل‌های مشاهده

شده (شکل ۲) در این بیوزون عبارت است از:

*Nezzazata concava*, *Lenticulina* sp., *Rudist debris*, *Textularia* sp., *Pseudolituonella* sp.

#### بیوزون *Cisalveolina lehneri* zone

ضخامت بیوزون فوق در دو برش رشتالو و خارتو به ترتیب ۱۳۰ و ۸۰ متر است. مرز بالایی این بیوزون در هر دو برش منطبق با مرز سازندهای سروک و کژدمی می‌باشد. محدوده سنی جنس *Cisalveolina lehneri*

سنومانین میانی است. این بیوزون در دو برش با زون Rudist debris range zone دارای هم‌پوشانی است. پایین

این بیوزون با ظهور *Cisalveolina* آغاز و تا آخرین حضور آن در هر دو برش تداوم دارد. در توالی این بیوزون

خرده‌های دوکفه‌ای و گاسترپود به صورت پراکنده دیده می‌شود (شکل ۳). سن این بخش از نهشته‌های سازند

سروک سنومانین میانی است (شکل ۵). میکروفسیل‌های موجود در بیوزون شامل موارد زیر می‌باشد.

*Dicyclina schlumbergeri*, *Pseudolituonella-reicheli*, miliolids, *Orbitolina* sp., *Ovalveolina* sp., *Rotalia* sp., *Pseudolituonella reicheli*, *Quinqueloculina* sp., *Chrysalidina gradata*, *Murgeina apula*, *Trocholina* sp., Rudist debris, echinoids and Gstopodes fragments,.

با توجه به موقعیت چینه‌شناسی این بیوزون و هم‌چنین مجموعه فسیلی فوق می‌توان سن سنومانین میانی را

برای آن در نظر گرفت.

#### بیوزون: *Praealveolina cretacea*-*Nezzazata conica* assemblage- zone

بیوزون فوق در برش خارتو در جایگاه چینه‌شناسی متفاوتی و قبل از انتها توالی سازند سروک و به صورت

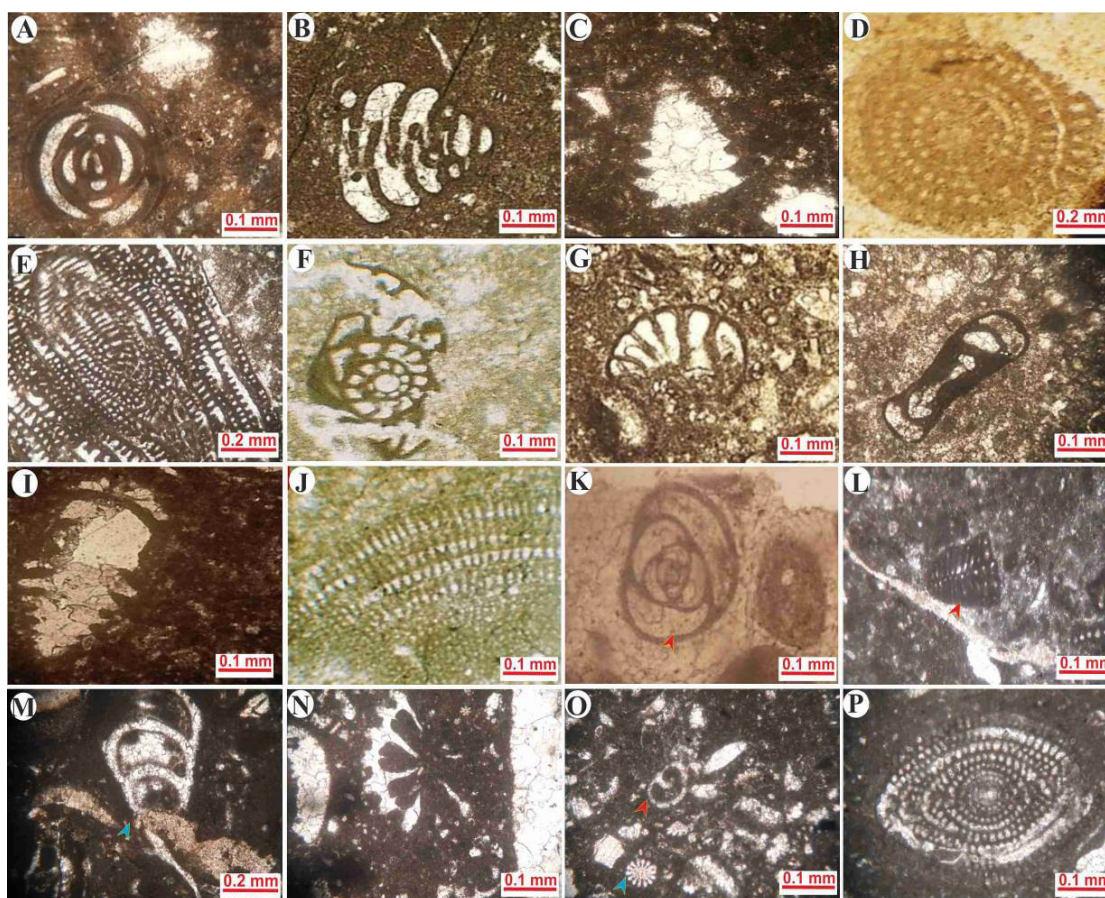
آهک‌آرژیلی با میان‌لایه‌های آهک متوسط‌لایه خاکستری رنگ ظاهر می‌شود. با بیوزون *Cisalveolina lehneri*

zone دارای هم‌پوشانی می‌باشد. این بیوزون با حضور فراوان خانواده *Nezzazatinella* مشخص می‌شود.

خرده‌های کوچک رودیست که به نظر می‌رسد حمل شده و به همراه خارپوست دیده می‌شود (شکل ۳).

فرامینیفرهای مشخص شده در این بیوزون شامل موارد زیر می‌باشد:

*Nezzazatinella picardi*, *Nezzazata conica*, *Textularia* sp., *Nummoloculina regularis*, *Dicyclina schlumbergeri*, *Pseudolituonella reicheli*, *Quinqueloculina* sp., *Chrysalidina*



شکل ۳. تصاویر فرامینیفرها و دیگر فسیل‌های شناخته شده در برش‌های مورد مطالعه از سازند سروک

A( *Nummoloculina heimi*. (Rashtalu section) .B( *Chrysalidina gradata*. (Rashtalu section).C( *Trocholina* sp.. (Khartu section) .D( *Ovalveolina cf. ovum*. (Rashtalu section) .E( *Praealveolina cretacea* (Khartu section) .a. F( *Nezzazata conica*. (Rashtalu section) .G( *Spiroloculina cretacea* .(Khartu section).H( *Nummoloculina regularis* (Rashtalu section) .I( *Trocholina* (Khartu section and Rashtalu section) .(Khartu section) .J( *Cuneolina cf. pavonia* .K( *Quinqueloculina* sp.. (Rashtalu section) .L( *Cuneolina* sp.. (Rashtalu section) .M( *Gastropod*. (Khartu section) .N( *Coral* (Rashtalu section) .O( *Algae and Gastropod* (Khartu section) .P( *Ovalveolina* sp. (Rashtalu section).

### مجموعه رخساره‌های فرامینیفرهای پلانکتونیک

این مجموعه رخساره‌های شامل سه ریزرخساره زیر است. الیگوستژینا فرامینیفر پلانکتونیک و کستون (Mf1): این ریزرخساره بطور عمده از گونه‌های مختلف خانواده الیگوستژینیده‌ها تشکیل شده که همراه با فرامینیفرهای پلانکتونی در یک زمینه میکریتی قرار دارند (شکل ۴A). دیگر فسیل‌های شناخته شده در این ریزرخساره عبارت است از:

*oligsteginids*, *Hedbergella* sp., *Favusella washitensis*, *Nummoloculina* sp., *Ticinella primula*, *Dictyoconus* sp., *Ovalveolina* sp.

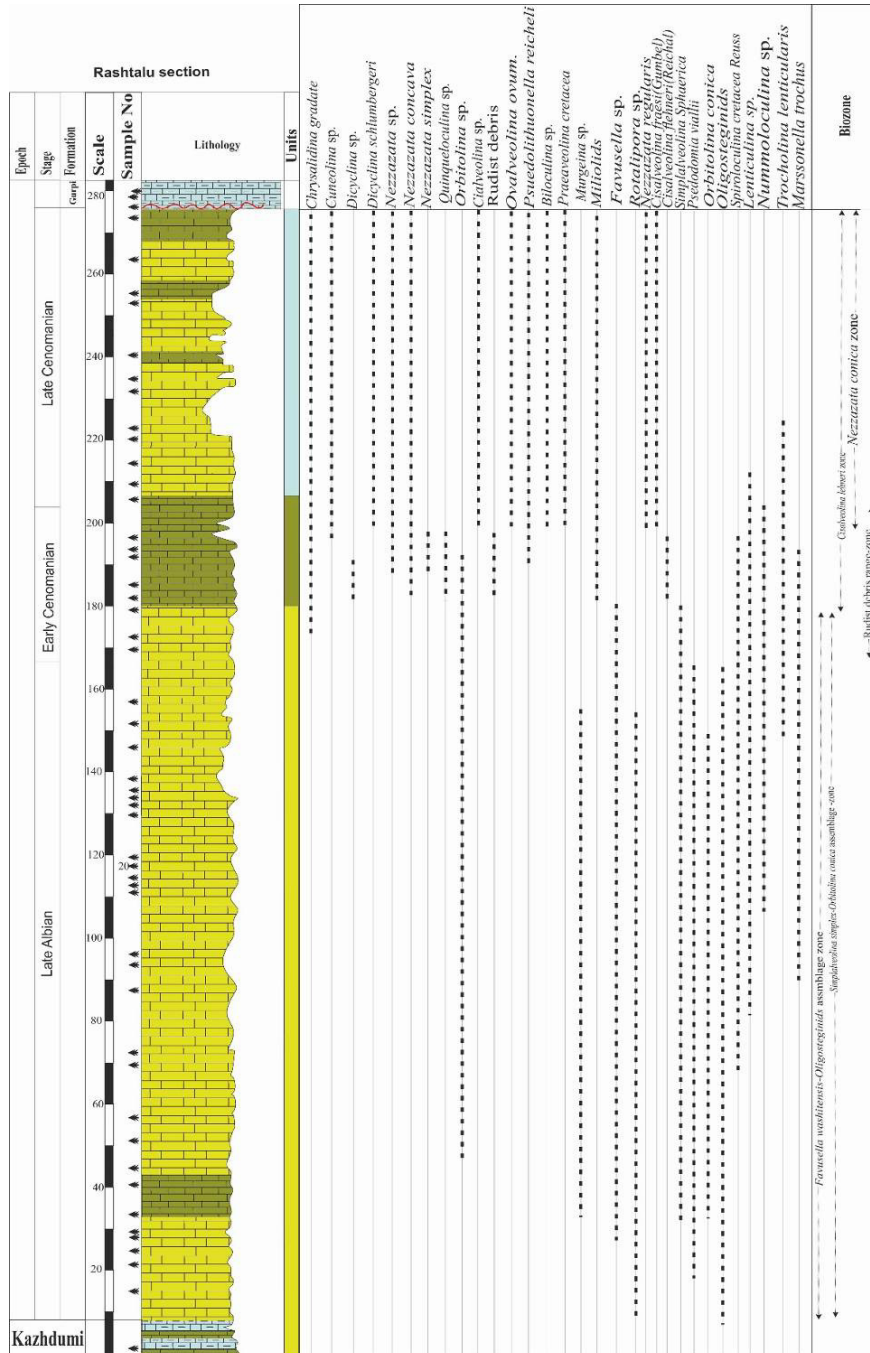
از اجزای اسکلتی دیگر که به مقدار کمتر (یک تا چند درصد) در این ریزرخساره دیده می‌شوند به بقایای نازک و ظریف دوکفه‌ای و خرده‌های اکینودرم می‌توان اشاره

### توصیف رخساره‌های سازند سروک در برش‌های مورد مطالعه

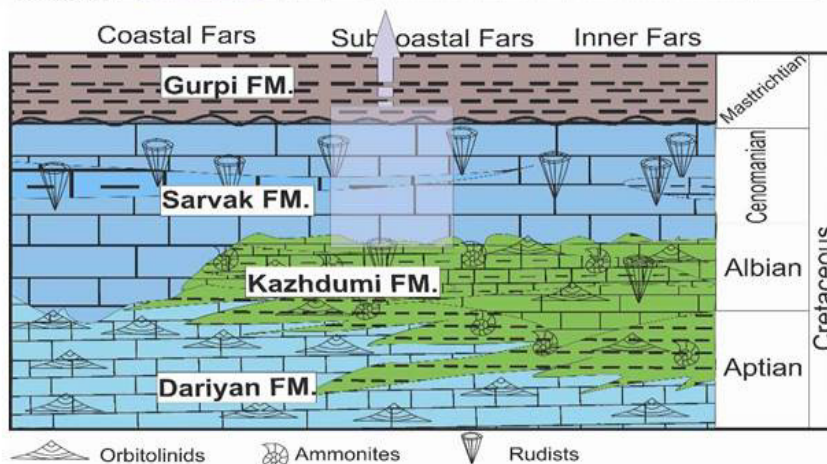
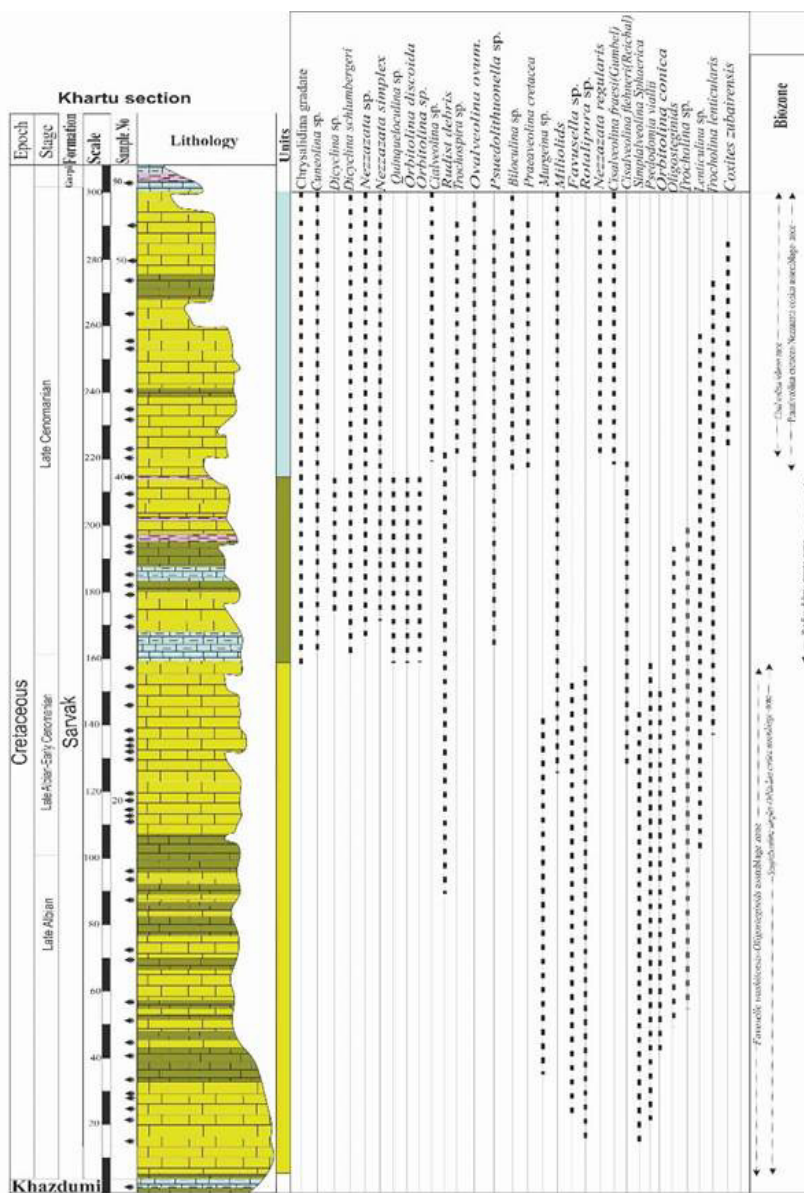
مطالعات میکروسکوپی نهشته‌های کربناته سازند سروک در دو برش مورد مطالعه با توجه به انواع اجزای تشکیل دهنده، درصد فراوانی و اندازه ذرات اسکلتی و غیراسکلتی، میزان سیمان و ماتریکس و ویژگی‌های بافتی منجر به تشخیص پنج مجموعه رخساره‌ای و ده ریزرخساره شده است که در چهار کمر بند رخساره‌ای لاگون، سد بایوکلاستی، جلو سدی و دریای باز در قسمت‌های مختلف یک رمپ کربناته نهشته شده است (شکل ۱۰ و جدول ۱). مجموعه رخساره‌ای و ریزرخساره‌های سازند سروک با توجه موقعیت زمانی و مکانی در ستون چین‌شناسی آن عبارت‌اند از:

با انرژی پایین است که در زیر قاعده تاثیر امواج توفانی تشکیل شده است. هم‌چنین کاهش درصد فرامینیفرها در این رخساره حکایت از کم عمق شدن حوضه دارد. با توجه به وجود گونه‌های فوق، این ریزرخساره در یک محیط دریای باز که در قسمت رمپ بیرونی نهشته شده است (غیشاوی و همکاران، ۲۰۱۰). ریزرخساره فوق در دو برش خارتو و رشتالو دیده می‌شود.

کرد (شکل ۴). اجزای غیرکربناته این ریزرخساره می‌توان به پیریت اشاره کرد. این رسوبات در مناطق زیرخط تاثیر امواج رسوب کرده و به همین دلیل میزان گل در آن‌ها زیاد است. وجود پیریت نشان‌دهنده تشکیل این رسوبات در یک محیط احیایی و عمیق دریای باز می‌باشد (هالی و اسچلی، ۱۹۸۵). حضور الیگوسترژینیدها در زمینه میکرایتی نشان‌دهنده تشکیل این رخساره در یک محیط



شکل ۴. ستون سنگ‌چینه‌نگاری و زیست‌چینه‌نگاری برش تاقدیش رشتالو



شکل ۵. ستون سنگ‌چینه‌نگاری و زیست‌چینه‌نگاری برش خار تو و گستردگی سازند سروک (با تغییراتی و اقتباس از مطیعی، ۱۳۸۲) در زون فارس در جنوب خاور زاگرس



جدول ۱. نمای کلی از مجموعه رخساره‌ای، ریزرخساره، محیط نهشته شدن و حضور هر یک از رخساره‌ها در هر یک از برش‌ها

| Facies code | Facies name   | Components   | Geometry                              | Time                         | Energy level    | Depositional environments                           | Kharashtu anu |
|-------------|---|--|---------------------------------------|------------------------------|-----------------|---|---------------|
|             |   | <b>Skeletal</b>  |                                       |                              |                 |   |               |
|             |   | <b>Non-skeletal</b>  |                                       |                              |                 |   |               |
| <b>1</b>    | Planktonic foraminifera-dominated facies                | <i>Oligostegina</i> ,<br><i>Mitiloid</i> , <i>Echinoid</i> , <i>Hedbergella</i> sp.,<br><i>Favusella washingtonis</i> and <i>Rotalipora</i> sp.,<br><i>Nummoloculina</i> sp.                         | Intercalation of limestone with shale | Late Albian-Late Cenomanian  | Low             | Open marine (middle-outer ramp)                     | ✓             |
| <b>Mf1</b>  | Planktonic foraminifera - Oligosteginids Wackestone     |  |                                       |                              |                 |   | ✓             |
| <b>Mf2</b>  | Shell fragments foraminifera Wackestone-Packstone       | <i>Rudist</i> , <i>Echinoids</i> , <i>Hedbergella</i> sp., <i>Orbitolina</i> , <i>Rotalia</i> sp., <i>Ovalveolina</i> Sp.  | Bedded                                | Early Cenomanian             | High to middium | Lagoon toward open marine (middle ramp)             | ✓             |
| <b>Mf3</b>  | Benthic foraminifera-Bioclastic Wackestone/ Packstone   | <i>Mitiloids</i> , <i>Textularia</i> sp., <i>debris fossil</i> .   | Bedded                                | Lower Cenomanian             | meddium         | restricted lagoon ( inner-middle ramp)              | ✓             |
| <b>Mf4</b>  | Gastropod Bioclast Packstone                            | <i>Mitiloid</i> , <i>Orbitolina</i> sp., <i>Debris fossil</i> , <i>Echinoid</i> , <i>Bivalves</i> , <i>Gastropods fragments</i> , <i>Small rotatitids</i> , <i>Rudist debris</i> , <i>Textularia</i> | Bedded                                | Late Albian-Early Cenomanian | High            | Lagoon (inner ramp)                                 | ✓             |
| <b>Mf5</b>  | Bioclastic Rudist Grainstone                            | <i>Echinoid</i> , <i>Rudist</i> , <i>Algae</i> , <i>Textularia</i> sp., <i>Mitiloid</i>  | Bedded                                | Cenomanian                   | High            | Foreside lagoon to barrier (middle ramp)            | ✓             |
| <b>Mf6</b>  | Orbitolina Bioclastic Rudist Packstone-Grainstone       | <i>Debris fossil</i> , <i>Bivalves</i> , <i>Debris algae</i> , <i>Gastropod</i> , <i>Rudist</i> , <i>Orbitolina</i> sp.  | Nodular bedded and shale form         | Late Albian-Early Cenomanian | High            | Foreside barrier to open marine (middle-outer ramp) | ✓             |
| <b>Mf7</b>  | Intraclastic Orbitolina Peloidal Packstone – Grainstone | <i>Orbitolina conica</i> , <i>Gastropod</i> , <i>Algae</i> , <i>Bivalves</i> , <i>Debris fossil</i> , <i>Dicyococcus</i> , <i>Mollusc</i> , <i>pseudochrysalidina</i> , <i>Cuneolina</i>             | Peloid-Interclast                     | Late Albin-Early Cenomanian  | High            | Lagoon (inner-middle ramp)                          | ✓             |
| <b>Mf8</b>  | Bioclastic Algae Wackestone-Packstone                   | <i>Algae</i> , <i>Mitiloid</i> , <i>Echinoids</i> , <i>Gastropod</i> , <i>Mollusca</i> , <i>Debris rudist</i>  | Bedded                                | EarlyAlbian-EarlyCenomanian  | Low to meddium  | Back lagoon toward open marine (inner ramp)         | ✓             |
| <b>Mf9</b>  | Bioclastic peloidal orbitolina Wackestone-Packstone     | <i>Trocholina</i> sp., <i>pseudochrysalidina</i> , <i>Conicorbitolina</i> , <i>Orbitolina</i> Sp., <i>Algae</i> , <i>Lenticulina</i> sp.   | Bedded                                | Late Albian                  | Low             | lagoon toward open marine (inner-middle ramp)       | ✓             |
| <b>Mf10</b> | Argillaceous lime Mudstone/Bioclastic Wackestone        | <i>Mitiloid</i> , <i>Bivalves</i> , <i>Debris fossil</i>   | shale form                            | Albian-Early Cenomanian      | Low             | Open marine (inner ramp)                            | ✓             |

پلت‌های مدفوعی از پدیده‌های رایج قابل مشاهده در این ریزرخساره هستند. فرایند دولومیتی شدن که گاه میکرایت زمینه را درگیر کرده و در پاره‌ای از موارد علاوه بر متن سنگ برخی فسیل‌ها را نیز در بر می‌گیرد، در تعدادی از برش‌های نازک مشاهده می‌گردد. این ریزرخساره در دو برش مورد مطالعه و در توالی انتهای آلبین و شروع سنومانین زیرین وجود دارد. حضور فرامینیفر پرسلانوز به‌ویژه میلیولیدها که از موجودات کفزی محیط‌های کم‌عمق و محصور دریایی با انرژی پایین هستند (برچرت و همکاران، ۲۰۰۳ و ملکی‌زاده و همکاران، ۲۰۲۰). در کنار فسیل‌های شاخص دریای باز نظیر *Nezzazata* sp. از افزایش تدریجی عمق آب حکایت دارد (هوتینگر، ۱۹۸۳ و بوکستون و پدلی، ۱۹۸۹). این ریزرخساره فقط در برش خارتو دیده می‌شود. با توجه به فراوانی فرامینیفرهای پلانکتونی دارای کارن در بخش میانی و انتهایی سازند سروک در برش خارتو پیشنهاد می‌شود که عمق حوضه در بخش‌های انتهایی سازند در حال افزایش بوده است. بیش‌ترین عمق حوضه در بخش‌های ابتدایی و میانی سازند سروک در برش خارتو می‌باشد. از این رو همراهی میلیولیدها با خرده‌های فرامینیفرها حاکی از یک محیط لاگون محصور به طرف دریای باز و در یک رمپ داخلی می‌باشد (برچرت و همکاران، ۲۰۰۳).

**بایوکلاست، گاستروپود پکستون (Mf4):** اجزای اصلی این رخساره شامل گاستروپود، خرده‌های فسیل نامشخص، خرده‌های دوکفه‌ای، جلبک و کمی پلویید می‌باشد (شکل D۷). دیگر فسیل‌های شناسایی شده در این ریز رخساره عبارت است از: *miliolids*, *Orbitolina* sp., *Echinoid*, *Bivalves*, *Small rotalids*, *Rudist debris*, *Textularia* است. درصد کمی اینتراکلاست در این رخساره مشاهده می‌شود. حضور مقادیر زیادی گاستروپود و به همراه درصدی قطعات خارپوست، جلبک‌سبز و میلیولیدها حاکی از ته‌نشست رسوبات در یک لاگون است (غبیشاوی و همکاران، ۲۰۱۰). قطعات خارپوست به میزان زیادی شکسته شده که حاکی از افزایش انرژی محیط است. محیط رسوب‌گذاری این رخساره با توجه به رابطه چینه‌نگاری که با رخساره Mf2 دارد در بخش میانی از رمپ میانی و در لاگون باز به طرف دریای باز عمیق و در یک محیط با انرژی متوسط و بین پایین تاثیر

فرامینیفر پلانکتونی، بایوکلاست پکستون - وکستون (Mf2): بافت این ریزرخساره عمدتاً شامل پکستون، وکستون می‌باشد که حاوی فرامینیفرهای از قبیل *Orbitolina* sp., *Ovalveolina* sp. و همچنین خرده‌های رودیست و خارپوست می‌باشد. مجموعه‌های فسیلی و آلوکم‌های موجود در این ریزرخساره از نظر اندازه در حد ماسه‌ریز تا درشت بوده که دارای جورشدگی ضعیف تا متوسط می‌باشند و از نیمه‌زاویه‌دار تا نیمه‌گرد شده متغیرند و از این رو تجمع خرده‌های فسیل نامشخص احتمالاً با جابه‌جایی کمی در محیط نهشته شدن در این ریزرخساره به وجود آمده‌اند (شکل ۶ C). ریزرخساره فوق در هر دو برش معمولاً در توالی ابتدای شروع سنومانین دیده می‌شود. حضور فرامینیفرهای کف زی با دیواره پرسلانوز (*miliolids* و *Ovalveolina* sp.) نشانه محیط آرام با چرخش محدود آب بوده و مؤید تشکیل این ریزرخساره در یک محیط کم‌عمق با انرژی پایین و شوری بالا است (باوینگتون‌پننی و راسی، ۲۰۰۴ و پالما و همکاران، ۲۰۰۷). (شکل ۶ D). با در نظر گرفتن بافت و نوع اجزای موجود در این ریزرخساره و حضور ارگانسیم‌های دریای نرمال، محیط لاگون در قسمت رمپ میانی متمایل به رمپ بیرونی برای رسوب‌گذاری این ریزرخساره پیشنهاد می‌گردد (هالوک و گالن، ۱۹۸۶).

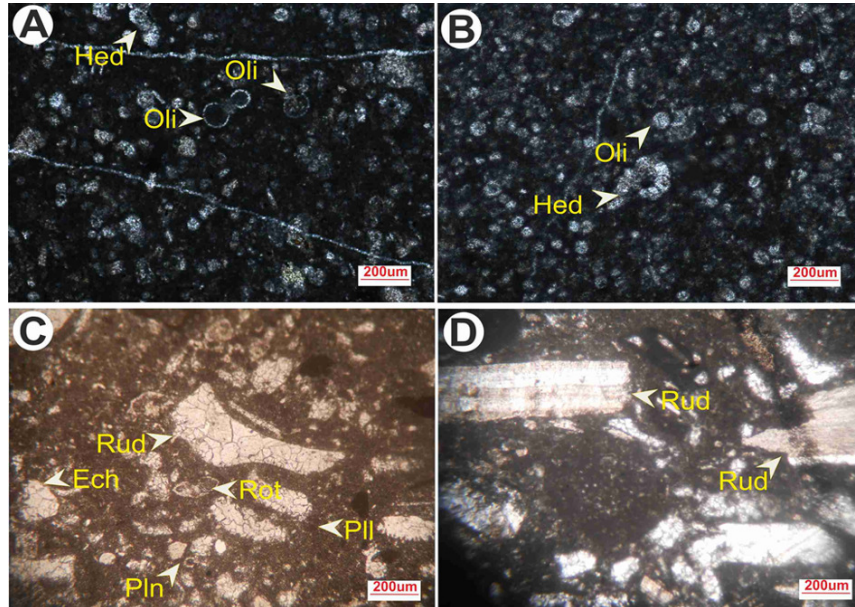
#### مجموعه رخساره فرامینیفرهای بنتیک

سه ریزرخساره شناسایی شده در این مجموعه رخساره‌ای عبارت‌اند از:

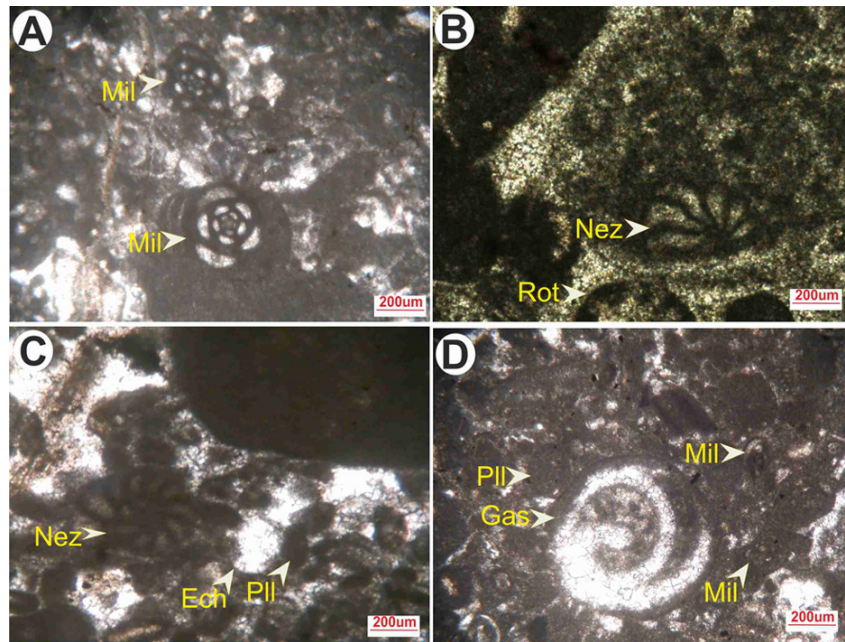
**بایوکلاست، میلیولیده، فرامینیفر بنتیک پکستون/ وکستون (Mf3):** مشخصه اصلی این ریزرخساره حضور انواع فرامینیفرهای کفزی از قبیل *miliolids* و *Nezzazata* sp., *textularids* و خرده‌های فرامینیفرهای بنتیک نامشخص بوده که همراه با اجزاء بایوکلاستی غیرفرامینیفری دیگر همانند دوکفه‌ای، جلبک‌ها و خارداران مجموعه ارگانسیم‌های این ریزرخساره را تشکیل می‌دهند. بافت سنگ، پکستون تا وکستون می‌باشد. پلوییدهایی با قطری معادل ۰/۱۵ تا ۱/۵ میلی‌متر (میانگین اندازه ۰/۸۳ میلی‌متر) و با گردشگی متوسط تا خوب در برخی از مقاطع این ریزرخساره حضور دارند (شکل ۸ A، B و C). تبدیل زمینه میکرایتی به میکرواسپاریت و میکریتی شدن آلوکم‌ها همراه با

سروک در هر دو برش و در زمان انتهای آلبین-  
سنومانین پیشین نهشته شده است.

امواج توفانی و آرام نهشته شده است (آدابی و همکاران،  
۲۰۱۶). خمیره سنگ را اسپاریت و میکرواسپاریت  
تشکیل داده است. ریزرخساره فوق در بخش میانی سازند



شکل ۶. تصاویر ریزرخساره‌های شناسایی شده در سازند سروک، (A) الیگوستژینا فرامینیفر پلانکتونیک و کستون (Mf1). (B) الیگوستژینا فرامینیفر پلاژیک و کستون (Mf1). (C و D) فرامینیفر پلانکتونیک، تجمع خرده‌های فسیلی پکستون- و کستون (Mf2). Hed: Hedbergella مخفف کلمات روی تصاویر Rud: Rudist, Pli: Ploied, Rot: Rotalia, Ech: Echnoied, Pln: Planktonic.



شکل ۷. تصاویر مجموعه رخساره‌های فرامینیفرهای بنتیک، (A, B, C) بایوکلاست، میلیولیده، فرامینیفر بنتیک پکستون / و کستون (Mf3)، (D) بایوکلاست، گاستروپود پکستون (Mf4). (مخفف کلمات: Mil:Miliolid, Rot: Rotalia, Pli: peloid, Gas:Gastropoda, Ech:Echnoied, Nez:Nezzazata).

### مجموعه رخساره‌ای دارای تجمع رودیست

رخساره فوق در هر دو برش با یک ریزرخساره حاوی خرده‌های رودیست فراوان مشاهده می‌شود. بیش‌ترین ضخامت این ریزرخساره در برش رشتالو می‌باشد. در زیر به شرح ریزرخساره فوق پرداخته می‌شود.

**رودیست بایوکلاست گرینستون (Mf5):** آلوکم‌های اصلی این ریزرخساره خرده‌های رودیست می‌باشد. دیگر آلوکم‌های شناسایی شده در این ریزرخساره عبارت است از: Echinoid, Rudist, Algae, Textularia sp., miliolids. اینترکلاست و پلویید هم به مقدار خیلی کم دیده می‌شود (شکل ۸). قطعات رودیست‌ها جورشدگی خوبی دارند و قرارگیری آلوکم‌ها در زمینه‌ای از اسپاریتی نشان از انرژی زیاد محیط در جلو سد بایوکلاستی به طرف لاگون (به دلیل وجود دیگر فسیل‌های شناسایی شده که در محیط لاگون) است. بنابراین این ریزرخساره در رمپ میانی و در یک محیط با انرژی متوسط بوده و خرده‌های رودیست را انباشته کرده است. به نظر می‌رسد که رودیست‌ها در اواخر آلبین شروع به رشد کرده و این روند تا سنومانین ادامه داشته و پس از مرگ توسط جریان دریایی در محیط فوق نهشته شده است.

### مجموعه رخساره اوربیتولین دار

مجموعه رخساره فوق بیش‌ترین گسترش را در توالی دو برش مورد مطالعه دارد و شامل چهار ریزرخساره می‌باشد. قابل اشاره است که بعضی از ریزرخساره‌های این مجموعه دارای خرده‌های رودیست و فرامینیفرها دیگری است که در این مجموعه رخساره‌ای طبقه‌بندی شده است. در زیر به شرح هر یک از ریزرخساره‌های این مجموعه رخساره‌ای پرداخته می‌شود.

**رودیست، بایوکلاست، اوربیتولین گرینستون / پکستون (Mf6):** این ریزرخساره در هر دو برش با توالی سنگ آهک متوسط تا ضخیم‌لایه کرم‌رنگ تا خاکستری مطالعات صحرائی مشاهده می‌شود. در این ریزرخساره رودیست‌ها ۲۰ درصد، اوربیتولین و دیگر بایوکلاست‌ها که شامل Fossil debris, Bivalves, Algae debris and Gastropod, Rudist, Orbitolina sp. ۶۰ درصد اجزای اسکلتی را تشکیل می‌دهد. پلوییدها به میزان ۵ درصد از اجزای غیراسکلتی می‌باشند. فضایی بین ذرات توسط گل‌سنگ آهکی پر شده است. دانه‌های اسکلتی و

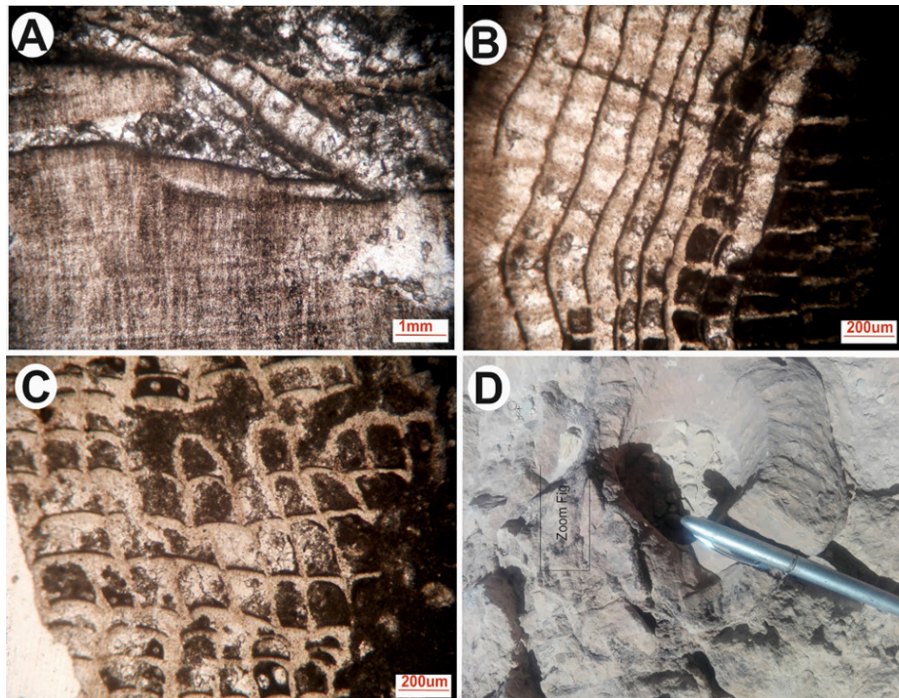
غیراسکلتی موجود در این ریزرخساره همانند ریزرخساره Mf7 می‌باشد، با این تفاوت که میزان درصد اوربیتولین آن افزایش یافته است (شکل ۸۸). بایوکلاست‌ها که عمدتاً در اندازه‌های بزرگ‌تر از ۲ میلی‌متر در سنگ حضور دارند، جورشدگی و گردشدگی ضعیفی داشته و در برخی موارد میکریتی شده‌اند. قطعات رودیست احتمالاً در بخش سدی شکل گرفته و بر اثر امواج آب دریا خرد شده و به این محیط انتقال پیدا کرده‌اند. خرده‌های رودیست در این ریزرخساره کمی گرد شده می‌باشد که حاکی از انتقال و نابرجا بودن آن‌ها دارد (شکل ۸۸). این ریزرخساره نسبت به ریزرخساره قبلی به محیط پشته سد بایوکلاستی نزدیک‌تر بوده و از این رو میزان انرژی محیط بیش‌تر بوده است. حتی به صورت ریف‌های تکه‌های رویست هم در محیط نزدیک سد بایوکلاستی می‌تواند شکل گرفته باشد. با توجه به بافت رسوبی و نابرجا بودن رودیست‌ها و نبود فوناهای مخصوص لاگون (جلبک سبز) و موقعیت چینه‌نگاری آن در ستون چینه‌شناسی این ریزرخساره را در یک محیط کم‌عمق رمپ میانی تا بیرونی با انرژی متوسط در نظر گرفت. در واقع ممکن است به علت نوع محیط (بخش پروکسیمال شلف دریای باز هموار و صاف بوده و انرژی محیطی پایین‌تر از حاشیه شلف عمیق است) انرژی پایین‌تری از رخساره قبلی بر محیط حاکم باشد. تجمع خرده‌های رودیست نشان دهنده نور کافی و انرژی نسبتاً زیاد محیط می‌باشد (استور و همکاران، ۲۰۱۲). مجموعه فرامینیفر بدون‌منفذ همراه با خرده‌های جلبک مشخصه محیط رسوبی رمپ داخلی است (کوردا و براندو، ۲۰۰۳). علاوه بر این فرامینیفر با دیواره منفذ دار آب‌های با شوری نرمال دریایی را ترجیح می‌دهند در حالی که انواع بدون‌منفذ غالباً در آب‌های کم‌عمق با گردش محدود آب و شوری بالاتر زندگی می‌کنند (توماستی و همکاران، ۲۰۱۳).

**پلوییدال، اوربیتولین، اینترکلاست گرینستون / پکستون (Mf7):** در این ریزرخساره پلویید با فراوانی حدود ۳۵ درصد، اوربیتولین با ۲۵ درصد و ۲۰ درصد اینترکلاست از اجزاء غالب تشکیل‌دهنده بافت سنگ می‌باشد. پلوییدها عمدتاً مورد هجوم دولومیت‌های ریزبلور بی‌شکل قرار گرفته‌اند و دارای اندازه‌ای بین ۰/۵ تا ۲ میلی‌متر (متوسط اندازه ۱/۲۵ میلی‌متر) می‌باشند (شکل ۸۸). اینترکلاست با متوسط اندازه‌ای در حدود ۲/۵ میلی‌متر

میلیولیده می‌توان آن را به لاگون نسبت داد. جلبک‌ها حدود ۴۰ درصد از دانه‌ها را به خود اختصاص داده‌اند. در این ریزرخساره به همراه پلوییدها خرده سنگواره مختلف هم‌چنین جلبک سبز که در یک زمینه میکرایتی و اسپارایتی دیده می‌شود. وجود بافت میکرایتی و نقصان سیمان در بعضی قسمت‌های این ریزرخساره حاکی از ته‌نشین شدن در یک محیط کم انرژی و کم‌عمق و نفوذ نور را نشان می‌دهد. در برش رشتالو بیش‌تر بافت به‌صورت پکستون و در برش خارتو این ریزرخساره در بافت وکستونی بیش‌تر دیده می‌شود. وجود پلویید و عدم حضور اینتراکلاست و ذرات دانه‌درشت و فرامینیفرها حاکی از نهشته شدن در یک محیط لاگونی می‌باشد (شکل ۸C). میکرایتی شدن بسیاری از خرده‌های اسکلتی را تحت تأثیر قرار داده و فقط شبحی از آن‌ها باقیمانده است. این ریزرخساره در صحرا ریز تا متوسط دانه، نخودی تا خاکستری رنگ و ضخیم‌لایه تا توده‌ای هستند. به طور کلی این ریزرخساره در یک محیط لاگونی به سوی دریای باز نهشته شده است. ریز رخساره فوق در توالی آلبین و سنومانین گستره مورد مطالعه یافت می‌شود.

به‌عنوان اجزاء فرعی با فراوانی کمتر در این ریزرخساره حضور دارند. در بین آلوکم‌های اصلی دیگر فسیل‌های شناسایی شده عبارت است از: *orbitolinids* sp., *Gastropod*, *Algae*, *Bivalves*, *Fossil debris*, *Dictyoconus* sp., *pseudochrysalidina*, این ریزرخساره در برش خارتو مشاهده نشده است و در برش رشتالو مشاهده نمی‌شود. بر اساس نوع بافت، وجود اینتراکلاست و مجموعه‌های فسیلی همراه، این ریزرخساره به مناطق سدی پرائزوی در بالای خط اثر امواج عادی در رمپ داخلی متعلق می‌باشد (آدابی و همکاران، ۲۰۱۶). ریزرخساره مذکور با RMF 27 فلوگل (۲۰۱۰) معادل بوده و در محیط با انرژی بالای محدوده سد بایوکلاستی به طرف لاگون و در واقع پشت سد بایوکلاستی نهشته شده است.

جلبک، بایوکلاست پکستون / وکستون (Mf8): این ریزرخساره دارای اجزای فراوانی از جلبک‌های سبز و دیگر فسیل‌ها *Algae*, *Miliolide*, *Echinoids*, *Gastropod*, *Rudist debris* اجزای غیراسکلتی شامل پلویید با میانگین ۸ درصد است. پلوییدها از نگاه منشاء دارای گوناگونی زیادی هستند و بیشتر مربوط به محیط‌های کم‌عمق هستند (فلوگل، ۲۰۱۰) در این رخساره با توجه به شواهدی همچون حضور جلبک و



شکل ۸. تصاویر مجموعه رخساره‌های رودیست دار، (A) رودیست بایوکلاست گرینستون (Mf7)، B و C و D تصاویر خرده‌های رودیست

آرژیلی آهک مادستون / بایوکلاست وکستون (Mf10): بافت این ریزرخساره را میکرایت نبود آلوکم و فسیل تا میکرایت حاوی ارگانسیم‌های غیرقابل تشخیص پراکنده (کمتر از ۸ درصد و معمولاً خرده‌های Miliolid, Bivalves, fossil debris می‌باشد) و بسیار ریز تشکیل می‌دهد. در برش‌های خارتو و رشتالو نیز این ریزرخساره به صورت مادستون تا آرژیلی مادستون فاقد فسیل و دارای حفرات انحلالی بزرگ که برخی از آن‌ها به طور بخشی با سیمان بلوکی تا گرانولار کلسیتی پر شده‌اند دیده می‌شود (شکل F۹). این ریزرخساره بر روی زمین با رنگ کرم مایل به قهوه‌ای مشاهده و تقریباً به صورت لایه‌های نازک تا لامینه‌ای دیده می‌شود. درصد کم آلوکم‌ها و مجاورت با رخساره‌های لاگون حاکی از ته‌نشست در ابتدای لاگون می‌باشد. وجود بافت شناور و گل‌پشتیبان مادستونی و کاسته شدن از تعداد و اندازه دانه‌های اسکلتی و توالی آن با رخساره‌های لاگونی نشان می‌دهد که این رخساره در محیطی آرام و در بخش پایین‌تر دریای باز کم ژرفا نهشته شده است اما نبود آثار خروج از آب نظیر حفرات چشم پرنده‌ای و همراهی این ریزرخساره با رخساره‌های لاگون رو به ساحل نشانگر تشکیل این ریزرخساره در شرایط دریایی محدود همراه با شوری آب بالا می‌باشد. عدم حضور اجزای اسکلتی و غیراسکلتی، فراوانی کم و تنوع محدود انواع فسیلی در برخی نمونه‌ها نیز نشان‌دهنده چرخش محدود آب و نبود شرایط مناسب برای زیست موجودات است (آلشهران و کندال، ۲۰۰۳ و ملکی‌زاده و همکاران، ۲۰۲۰). بنابراین این ریزرخساره در بخش ابتدایی زیر محیط لاگون به سوی دریای باز تشکیل شده است و با RMF19 فلوگل (فلوگل، ۲۰۱۰) انطباق دارد.

#### محیط رسوبی دیرینه سازند سروک در گستره مورد مطالعه

سازند آهکی سروک در زاگرس معمولاً با دو رخساره کم عمق و عمیق مشخص می‌شود (شکل B۹). سنگواره‌هایی که در رخساره کم‌عمق این سازند یافت شده‌اند به شرح زیر است: *Trocholina cf. Lenticularis*, *Orbitolina concava*, *Ovalveolina sp.*, *Nezazzata sp.*, *Dicyclina sp.*، جلبک‌ها، گاستروپودها و خرده‌هایی از خارپوستان نیز همراه این سنگواره‌ها دیده می‌شوند. سنگواره‌هایی که در

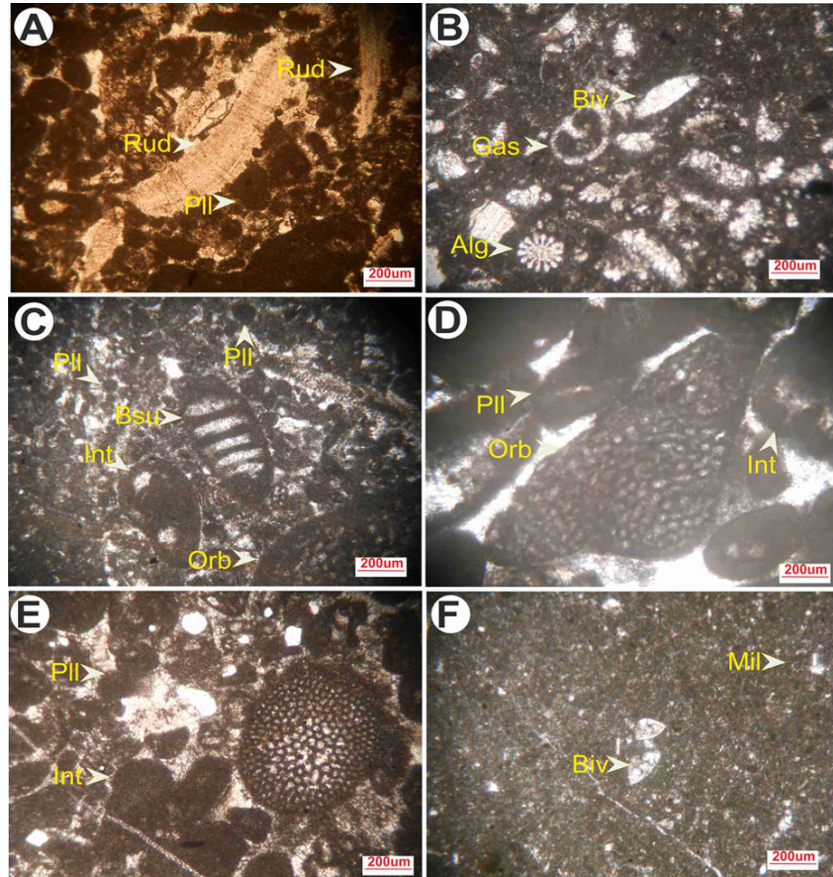
کونیکا اوربیتولین، پلوئید، بایوکلاست پکستون / وکستون (Mf9): ریزرخساره فوق در هر دو برش در توالی آلبین مشاهده می‌شود. این ریزرخساره بیش‌تر در توالی برش خارتو مشاهده می‌شود. در این ریزرخساره اربیتولین فراوان‌ترین دانه اسکلتی (۲۰ تا ۲۵) است. اربیتولین‌ها عمدتاً از انواع مخروطی شکل بوده و اندازه آن‌ها در حدود ۲/۵ تا ۳ میلی‌متر است. علاوه بر اربیتولین‌ها، سایر اجزای تشکیل‌دهنده این ریزرخساره عبارت‌اند از پلوئید (۱۵ درصد) و خرده‌های دوکفه‌ای جلبک‌های سبز و *Trocholina sp.*, *Pseudochrysalidina*, *Conicorbitolina*, *Algae*, *Lenticulina sp.* که در یک زمینه میکرایتی و میکرواسپارایتی نهشته شده است. وجود اوربیتولین و هم‌چنین فرامینیفرهای پورسلانوز حاکی از ته‌نشینی در یک محیط کم‌عمق و در نزدیکی پهنه جذرومدی می‌باشد. بافت رسوبی از وکستون تا پکستون متغییر می‌باشد (شکل D۸ و E)، جلبک‌های سبز از منطقه جزرومدی تا عمق ۶۵ متر حضور دارند و مشخص‌کننده محیط کم‌عمق با شوری متوسط مثل خلیج‌ها و لاگون می‌باشد (فلوگل، ۲۰۱۰). اوربیتولین‌ها از نظر اندازه در گستره کوچک‌تر از ۱ میلی‌متر تا ۳ میلی‌متر به صورت کشیده و عدسی با میزانی در حدود ۷۵ تا ۸۰٪ در زمینه میکرایتی قرار دارند. نبود حضور موجودات استنوهالین می‌تواند بیانگر شرایط چرخش محدود آب و شرایط لاگونی باشد (فلوگل، ۲۰۱۰). به طور کلی فرامینیفرهای بزرگ در محیط‌های کم‌عمق زندگی می‌کنند. بنابراین می‌توان حضور اربیتولین‌ها را دلیلی بر حاکم بودن شرایط کم عمق دانست. فراوانی انواع فرامینیفرهای بنتیک (ویلسون، ۱۹۷۵) و هم‌چنین حضور اربیتولین‌های مخروطی شکل با نسبت عرض به ارتفاع کم نشان‌دهنده شرایط محدود لاگونی است. از طرفی جلبک‌سبز نیز حاکم بودن شرایط لاگونی و محدود را در زمان تشکیل این رخساره تایید می‌کند (گیل، ۲۰۰). بنابراین با توجه به کلیه شواهدی که به آن‌ها اشاره شد می‌توان یک محیط لاگونی در قسمت رمپ داخلی تا میانی را برای این ریز رخساره تفسیر کرد.

#### مجموعه رخساره مادستونی

این مجموعه در هر دو برش در یک محیط کم انرژی و نسبتاً عمیق نهشته شده است. در زیر به شرح این ریزرخساره پرداخته می‌شود.

برش به صورت عمودی رسم شده است و با انطباق ریزرخساره‌های هم زمان چرخه‌های اصلی رسوبی مشخص شده‌اند.

رخساره عمیق یافت شده‌اند شامل *Oligeosteginid* فرم‌هایی مانند *Rotalipora* sp., *Hedbergella* sp., *Lenticulina* sp. هستند. توالی ریزرخساره‌ها در هر دو



شکل ۹. تصاویر مجموعه رخساره‌های اوربیتولین‌دار و مادستونی، (A) رودیست، بایوکلاست، اوربیتولین گرینستون / پکستون (Mf8). (B) پلویدال، اوربیتولین، اینترکلاست گرینستون / پکستون (Mf9)، (C) جلبک، بایوکلاست پکستون / وکستون (Mf10)، (D و E) کونیکا اوربیتولین، پلوید، بایوکلاست پکستون / وکستون (Mf11)، (F) آرژیلی آهک مادستون / بایوکلاست وکستون (Mf12).

اثرات حفرشدگی توسط موجودات حفار دلالت بر پلت‌فرم کربناته در دریای باز می‌باشد (غلامی‌زاده و همکاران، ۲۰۱۹). با تغییر شرایط محیطی از کرتاسه میانی به کرتاسه بالایی از شکل غالب بودن گل‌آهکی به شکل غالب بودن اجزای اسکلتی تغییر یافت، و در نهایت رودیست‌ها از موجودات غالب چهارچوب‌ساز در پلاتفرم‌های کربناته تبدیل شده‌اند (پومار و هالکوک، ۲۰۰۸ و اسچلانگوت و یزدی‌مقدم، ۲۰۲۰). در زمان‌هایی که موجودات ریف‌ساز حضور نداشته و در نتیجه در نبود مرجان‌ها رودیست‌ها در زمان آلبین، غالب بوده‌اند (پومار و هالکوک، ۲۰۰۸). توالی آلبین نسبت به سنومانین در برش خار تو با وضوحیت و ضخامت بیش‌تر

#### محیط دیرینه سازند سروک در آلبین

رخساره‌های زمان آلبین پیشین در بخش‌های از سازند سروک بیش‌تر سنگ‌آهک با بافت وکستون بوده که غنی از فرامینیفرهای *oligeosteginid* می‌باشد. نبود وجود رخساره‌های مربوط به جریان‌های توربیدیتی و گرانشی در رخساره‌های آلبین معرف پلت‌فرم کربناته در قسمت عمیق‌تر نسبت به زمان سنومانین (رمپ با شیب کم در زمان ته‌نشست) در سازند سروک و برش‌های مورد مطالعه می‌باشد (پیریائی و همکاران، ۲۰۱۰). اختلاط روزن‌بران کفزی و پلانکتونی در توالی رسوبی سازند سروک شواهدی چون رخساره‌های مرتبط با ریف آهک‌های دوباره نهشته شده و آشفستگی زیستی همراه با

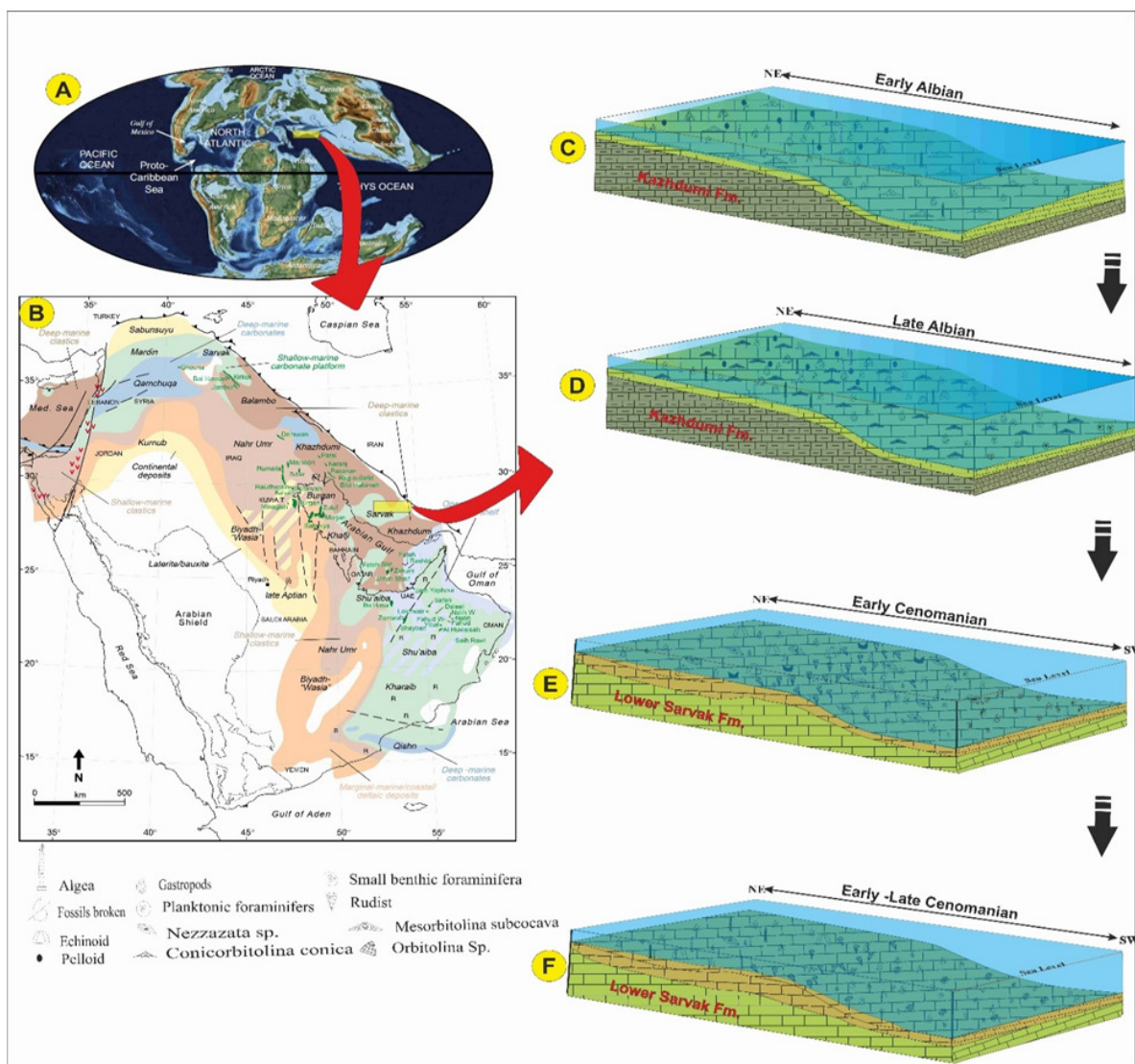
قابل مشاهده است. در صورتی در برش رشتالو رسوبات سنومانین گسترش بیشتری دارند. به طور کلی بیش‌تر نهشته توالی آلبین از سازند سروک در محیط رمپ میانی رو به رمپ داخلی در گستره مورد مطالعه نهشته شده است (شکل ۱۰ C و D).

#### محیط دیرینه سازند سروک در سنومانین

در زمان سنومانین حضور رودیست‌ها تنوع اجزای اسکلتی مانند اکیئودرم، نزازاتا، گاستروپود و خرده‌های جلبکی نشان‌دهنده شرایط دریای کم‌عمق و اغلب پرنرژی هستند (ویلسون، ۱۹۷۵). رخساره‌های پکستونی تا وکستونی حاوی خرده‌های رودیستی، صدف‌های نرم‌تنان، گاستروپودها روزن‌بران کفزی (اوربیتولینا)، پلانکتونی و الیگوسترنییدها معرف گسترش محیط‌رسوبی از منطقه پرنرژی تا حوضه عمیق سکوی لبه‌دار می‌باشند (رحیم‌پوریناب و همکاران، ۲۰۱۲). فراوانی خرده‌های اسکلتی خارپوستان، جلبک، رودیست، فرامینیفر کفزی و نبود گل‌های آهکی و همراه با بالآمدگی بیشینه سطح دریا نشانگر محیط‌رسوبی حاشیه شلف کربناته است (حقو همکاران، ۲۰۱۴). حاشیه شلف فوق باعث افزایش رشد رودیست‌ها شده است (حق و همکاران، ۲۰۱۴). کمربند رخساره‌ای سد بایوکلاستی مشاهده شده در هر دو برش در زمان سنومانین گسترش کمی نسبت به دیگر کمربندهای رخساره‌ای دارد. حضور فسیل الیگوسترنی‌نا بیش‌تر در زمان سنومانین نشان از افزایش عمق حوضه رسوبی در برش رشتالو نسبت به برش خارتو بوده است. در زمان سنومانین در دو برش برش خارتو و رشتالو توالی رودیست‌دار که نشانه سد بایوکلاستی و عمق کمتر و انرژی بیش‌تر محیط می‌باشد، نهشته شده است. این روند تا انتهای سازند سروک در هر دو برش تا کم عمق شدن محیط (اکسیدهای آهن مرز سازند سروک و سازند گورپی شواهد آن می‌باشد) ادامه داشته است. به طور کلی توالی سنومانین از سازند سروک در گستره مورد مطالعه در قسمت رمپ داخلی به طرف رمپ بیرونی نهشته شده است (شکل ۱۰ E و F). در سازند سروک در برش‌های مورد مطالعه، بر روی یک رمپ کربناته با شیب ملایم، ریف‌های کومه‌ای و پراکنده، نهشته شده که به خلیج-فارس امروزی شباهت دارد. با توجه به مجموعه ریزخساره‌های موجود در برش‌های مورد مطالعه این

نتیجه حاصل می‌شود که کربنات‌سازی در هر دو برش در هر سه بخش رمپ (داخلی، میانی و خارجی) رخ داده است. در حالی که محیط رسوب‌گذاری در برش خارتو، عمدتاً رمپ داخلی و میانی است و تنها در بخش میانی سازند سروک ریزرخساره مربوط به رمپ خارجی وجود دارد. شواهد فوق که بیانگر افزایش ناگهانی عمق آب دریا در این ناحیه است. تفسیر عمق دیرینه بر اساس فرامینیفرها همراه نیز یک روند عمیق‌شدگی تدریجی را از پلت‌فرم کم عمق به سمت حوضه نشان می‌دهد و این مسئله نشان‌دهنده محیط رمپ به جای شلف لبه‌دار است. سازند سروک عموماً توسط روند تجمعی کاهنده به سمت بالا شناسایی می‌گردد. لایه‌های پایینی (آلبین) این سازند تحت شرایط انرژی بالای دریای باز ته‌نشین شده‌اند. در حالی که توالی‌های بخش میانی و بالایی (سنومانین) این سازند در شرایط نسبتاً حفاظت شده ته‌نشین گردیده‌اند. در زمان رسوب‌گذاری سازند سروک شرایط محیطی از نواحی کم عمق رمپ داخلی تا مناطق عمیق‌تر و دارای انرژی بالاتر این کمربند رخساره‌ای در تغییر بوده است. در زیر محیط‌های رمپ داخلی ضخامت توالی افزایش یافته و در زیر محیط‌های پری‌تایدال، لاگون، شول (سد بایوکلاستی)، بخش محصور شده و دریای باز رمپ داخلی نهشته شده است. زمینه گل‌آهکی در مجموعه رخساره‌ای لاگون نشان‌دهنده شرایط کم انرژی محیط تشکیل آن‌ها می‌باشد. پراکندگی فرامینفرهای بنتیک در محیط‌های عهد حاضر توسط عوامل مختلفی نظیر درجه حرارت، درجه شوری، آشفستگی آب، نفوذ نور، نرخ رسوب‌گذاری مواد غذایی بستر و عمق آب کنترل می‌شود (بولر، ۲۰۰۲). فرامینیفرها موجود در توالی سنومانین در محیط‌های کم‌عمق و کم انرژی نظیر لاگون، پشت ریف و محیط‌های ساحلی کم عمق و نیز پایین‌تر از عمق خط اثر امواج توفانی زیست می‌کنند (نیل و همکاران، ۲۰۰۹). حضور گاستروپودها نیز خود نشان‌دهنده شرایط چرخش محدود آب دریا می‌باشند. در این رخساره علاوه بر خرده‌های اسکلتی دانه‌های غیراسکلتی نظیر پلویید نیز دیده می‌شود. پلوییدها مؤید آب‌های کم انرژی، گرم و فوق‌اشباع از کربنات کلسیم با چرخش محدود می‌باشد (سمنکاسو، ۲۰۰۵ و فلوگلف، ۲۰۱۰).





شکل ۱۰. (A) نمای کلی جغرافیای دیرینه در زمان نهشته سازند سروک، (B) نمای کلی از نهشته شدن سازند سروک و معادل آن در دیگر کشورهای عربی در خاورمیانه (زیگر، ۲۰۰۱)، (C) محیط نهشته شدن سازند سروک در ابتدای آلبین، (D) تصویر شماتیک محیط نهشته شدن سازند سروک در انتهای آلبین، (E) نمای از محیط نهشته شدن سازند سروک در ابتدای سنومانین، (F) محیط نهشته شدن سازند سروک از ابتدای سنومانین تا انتهای سنومانین

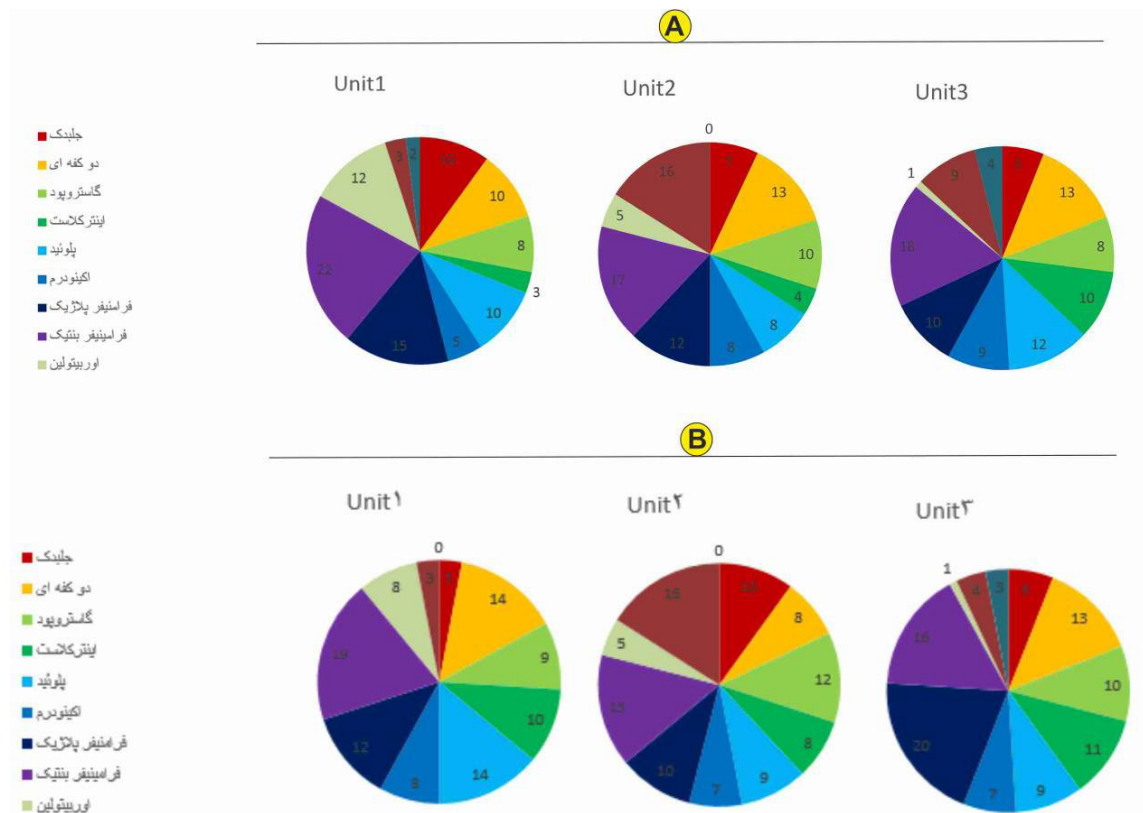
به‌عنوان شاخص آب‌های آرام و کم‌عمق نیمه‌شور<sup>۱</sup> تا فوق‌العاده شور<sup>۲</sup>، (گیل، ۲۰۰۰ و ویلمسن و همکاران، ۲۰۱۰) و همراهی آن با جلبک‌های سبز در رخساره‌های وکستونی از عوامل تاییدکننده محیط کربناته لاگونی از رمپ داخلی<sup>۳</sup> برای این رخساره‌ها می‌باشد (حوسنیک و سکاس، ۲۰۰۶ و بچمن و هیرسچ، ۲۰۰۶). تنوع جانوری کم در محیط‌های لاگون منعکس‌کننده رسوب‌گذاری تحت شرایط شوری بالا و چرخش محدود آب و ارتباط

در چرخه‌های کم‌عمق شونده به سمت بالا در پلات-فرم‌های کربناته در بین رودیست‌ها، درصد خانواده هیپوریتیده‌ها کاهش می‌یابد (سمنکاسو، ۲۰۰۵). درصد فرامینیفرای بنتیک در بعضی رخساره‌ها در توالی سنومانین کاهش می‌یابد در حالی که درصد جلبک سبز افزایش پیدا می‌کند و این حاکی از کم‌عمق‌تر و محدودتر شدن حوضه است (افقه و همکاران، ۲۰۱۴ و میرزایی محمودآبادی، ۲۰۲۰). روبرتی و همکاران (۲۰۱۳) مجموعه از میلیولیده و اوربیتولین را شاخص محیط کم‌عمق و تالابی می‌داند. از طرف دیگر وجود میلیولیده

<sup>1</sup> Sub-haline  
<sup>2</sup> Hypersaline  
<sup>3</sup> inner ramp

(Homoclinal Ramp) در نظر گرفت (شکل ۱۰). رسوبات کرتاسه در مناطق مورد مطالعه شرایط رسوب‌گذاری در رمپ خارجی، میانی و داخلی را دارا بوده، اما بیش‌ترین ضخامت توالی رسوبی مربوط به رخساره‌های لاگونی و دریای باز در رمپ میانی و خارجی نهشته شده‌اند. مقایسه درصد آلوکم‌ها در هر یک از واحدهای سنگ چینه‌ای در برش‌های مورد مطالعه این گفته را تایید می‌کند (شکل ۱۱).

کم با محیط‌های دریایی است. همراهی بایوکلست‌های دریایی و فسیل‌های لاگونی با اینتراکلیست‌ها، رسوب-گذاری در محیط‌های لاگون و در انتهای رمپ را نشان می‌دهد. با توجه به میکروفسیل‌های شناسایی شده و بررسی تغییرات جانبی و عمودی رخساره‌ها بر اساس مدل ویلسون و فلوگل (ویلسون، ۱۹۷۵ و فلوگل، ۲۰۱۰) می‌توان محیط رسوب‌گذاری رسوبات کرتاسه را در نواحی مورد مطالعه یک پلات‌فرم کربناته از نوع رمپ تک‌شیب



شکل ۱۱. (A) درصد فراوانی آلوکم‌ها در هر یک از واحدهای سنگ‌چینه‌ای در برش رشتالو و (B) درصد فراوانی آلوکم‌ها در واحدهای سنگ‌چینه‌ای ۱، ۲ و ۳ در برش خارتو

### چینه‌نگاری سکانشی

Mf8 دنبال می‌شود و بعد از آن ریزرخساره‌های مربوط به محیط سد بایوکلاستی و دریای باز در نتیجه پسروری‌ها و پیشروی‌های متعدد ظاهر می‌شوند. سپس تشکیل ریزرخساره Mf4 مربوط به مرداب چرخه رسوبی اول تشکیل شده است. چرخه رسوبی دوم که بعد از تشکیل ریزرخساره Mf4 شروع می‌شود، با تشکیل ریزرخساره‌های سدی و دریای باز و نهایتاً با همین روند به پایان می‌رسد. چرخه رسوبی سوم مثل چرخه رسوبی دوم بعد از تشکیل

همان‌گونه که در شکل ۱۳ نشان داده شده است در این توالی سه چرخه بزرگ در مقیاس میلیون سال (رده سوم) که از ۳۰ چرخه کوچک‌تر تشکیل شده در هر دو برش قابل تشخیص است. رسوب‌گذاری سازند سروک در این توالی از پایین بطرف بالای سازند مربوط به محیط دریای باز و سدی می‌باشد. با شروع این ریزرخساره چرخه رسوبی اول آغاز می‌شود. ریزرخساره Mf9 با ریزرخساره

هر دو برش نسبت به سیستم تراکت پیشرونده دارای ضخامت و هم‌چنین محتوای فسیلی کمتری هست. و بیانگر غلبه میزان فضای رسوب‌گذاری بر رسوبات ورودی در این زمان بوده است. مرز بین سازند کژدمی و سروک در هر دو برش به صورت پیوسته بوده و شواهد خروج از آب و کم عمق شدن سطح آب دیده نمی‌شود. سن این سکانس رسوبی آلبین پسین تا آلبین بالایی در نظر گرفته شده است.

### سکانس رسوبی دوم (سنومانین زیرین - سنومانین بالایی)

این سکانس دارای دو سیستم تراکت (HST, TST) با ضخامت ۸۵ و ۱۱۰ متر به ترتیب در هر یک از برش‌های رشتالو و خارتو مشاهده می‌شود (شکل ۱۳). در ابتدای این سکانس و در نزدیک مرز سکانسی دوم (SB2(2) وجود فرامینیفراهای کفزی شکسته شده به همراه قطعات خارپوست در یک ریزرخساره پکستون-گرینستونی (Mf6) حاکی از افزایش انرژی است و نشان‌دهنده سیستم تراکت پیشرونده آب دریا (TST) است. بنابراین عمده رخساره‌های این سیستم تراکت شامل رخساره‌های سد بایوکلستی می‌باشد. سیستم تراکت پیشرونده که مطابق با بالا آمدن سطح آب دریا و افزایش درصد فرامینیفرا پلانکتونیک است ادامه می‌یابد. به تدریج با بالا آمدن سطح آب دریا فرامینیفرا کفزی با پوسته آگلوتینه افزایش می‌یابد که نشان‌دهنده بازگشت شرایط کم اکسیژنی محیط است (حوسنیک و همکاران، ۲۰۰۶). درصد فرامینیفرا پلانکتون با پوسته هیالین به علت حل شدن پوسته هیالین آن‌ها کاهش می‌یابد (عمق موازنه کربنات). کاهش انرژی آب دریا با تشکیل مادستون حاوی فرامینیفراهای کفزی با پوسته آگلوتینه همراه است (اسدی‌مهماندوستی و همکاران، ۲۰۱۳) بنابراین سطح حداکثر غرق‌شدگی (MFS) در حداکثر پیشروی رخساره دریای باز که در رمپ بیرونی نهشته شده در نظر گرفته شده است. به تدریج پس از سطح حداکثر غرق‌شدگی در این سکانس سطح آب دریا افت می‌کند. شواهد افت سطح آب دریا با زیاد فرامینیفرا کفزی بزرگ اندازه و قطعات خارپوست مشخص می‌شود. این شواهد نشان‌دهنده مراحل انتهایی سیستم تراکت تراز بالای آب دریا (HST) است که حاوی فرامینیفرا پلانکتون

شدن ریزرخساره Mf7 شروع می‌شود. در ابتدای این چرخه سطح آب دریا در فاصله کوتاهی بالا آمده و ریزرخساره‌های مربوط به محیط دریای باز تشکیل می‌شوند که تا انتهای سازند سروک رخساره‌های کم‌عمق نهشته شده و نهایتاً سازند گورپی نهشته می‌شود. چرخه رسوبی سوم چرخه‌ای نسبتاً طولانی بوده و در طی آن سطح آب دریا حالت سکون نسبی در بالاترین حد<sup>۱</sup> HST را داشته است. سه سکانس رسوبی رده چهارم در دو برش مورد مطالعه در سازند سروک تشخیص داده شده است (شکل A۱۲ و D).

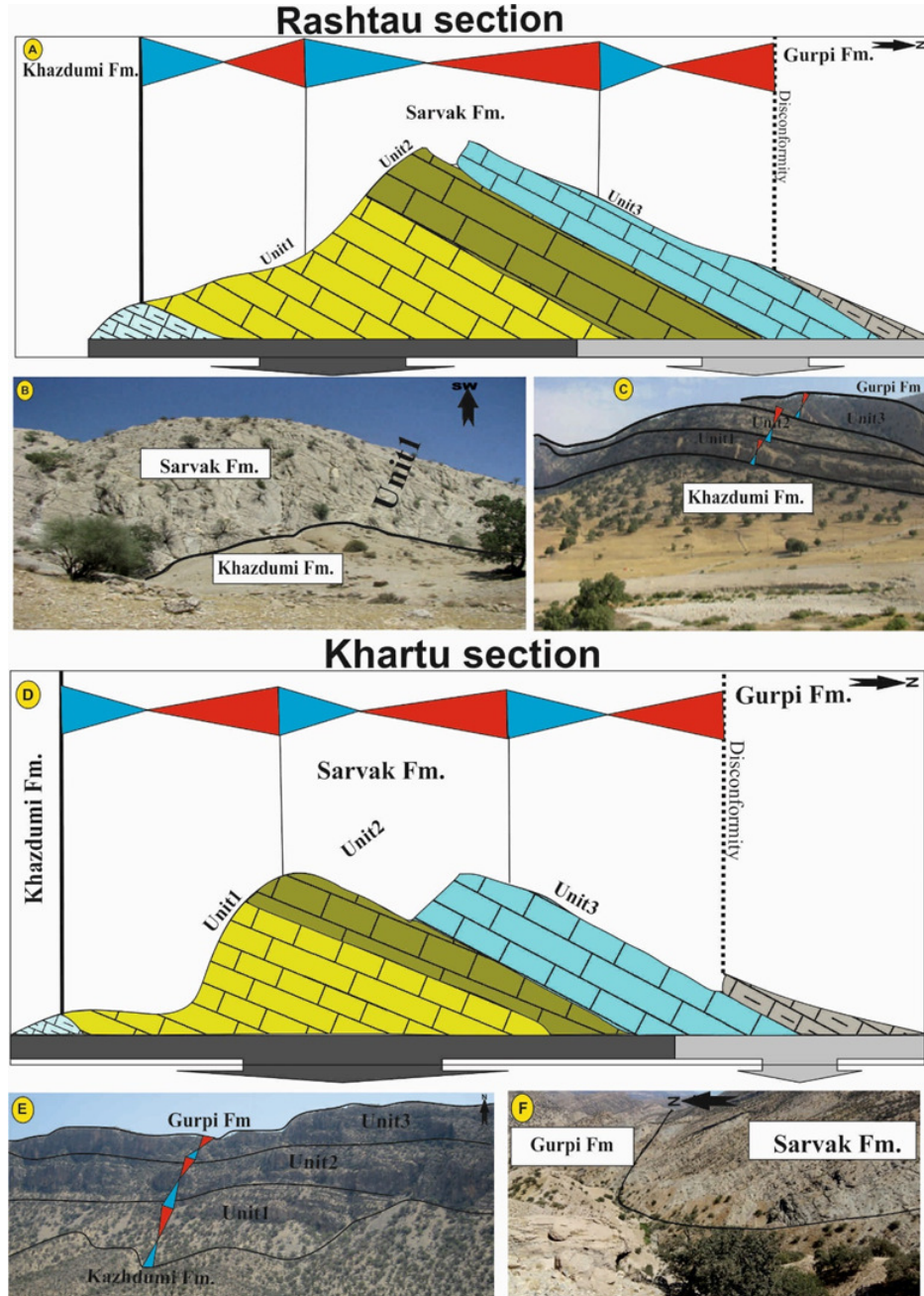
### سکانس رسوبی اول (آلبین بالایی)

این سکانس دارای دو سیستم تراکت (HST و TST) با ضخامت ۱۵۵ و ۹۰ متر به ترتیب در هر یک از برش‌های رشتالو و خارتو دیده می‌شود (شکل ۱۳). عمده رخساره‌های این سیستم تراکت شامل کمربندهای رخساره‌های لاگون و ابتدای دریای باز و سد بایوکلستی (Mf2 الی Mf6) می‌باشد. به طور کلی در این سیستم تراکت از برش رشتالو به سمت برش خارتو بر عمق حوضه رسوبی افزوده شده است. به تدریج با افزایش عمق بر درصد الیگوستژینیدها و فرامینیفراهای پلانکتونیک (Mf1) افزوده می‌شود که نشانه عمیق شدن حوضه و بیش‌ترین بالآمدگی سطح آب دریا (MFS) است. با پایین آمدن سطح آب دریا در ابتدای سیستم تراکت تراز بالای آب دریا (HST) به تدریج بر میزان درصد فرامینیفرا پلانکتونیک کاسته شده که با پایین آمدن سطح آب دریا، مرز سکانسی شناسایی شده است (Mf7). حضور فرامینیفرا پلانکتونیک نشان‌دهنده وجود اکسیژن و چرخش آب و تولید کربنات کلسیم است (محسنی و زبیرم‌جوانمرد، ۲۰۱۹). شواهد ذکر شده بیانگر تشکیل رسوبات در سیستم تراکت تراز بالای سطح آب دریا (HST) است (شکل ۱۰). از مهم‌ترین میکروفسیل‌های موجود در این سیستم تراکت می‌توان به فرامینیفرا پلانکتونیک با پوسته هیالین در بخش‌های ابتدایی و فرامینیفرا کفزی با پوسته آگلوتینه در بخش‌های انتهایی سیستم تراکت اشاره نمود. در بخش انتهایی این سیستم تراکت و نزدیک به مرز سکانسی رخساره حاوی فسیل‌های ناحیه کم عمق است. این سیستم تراکت در

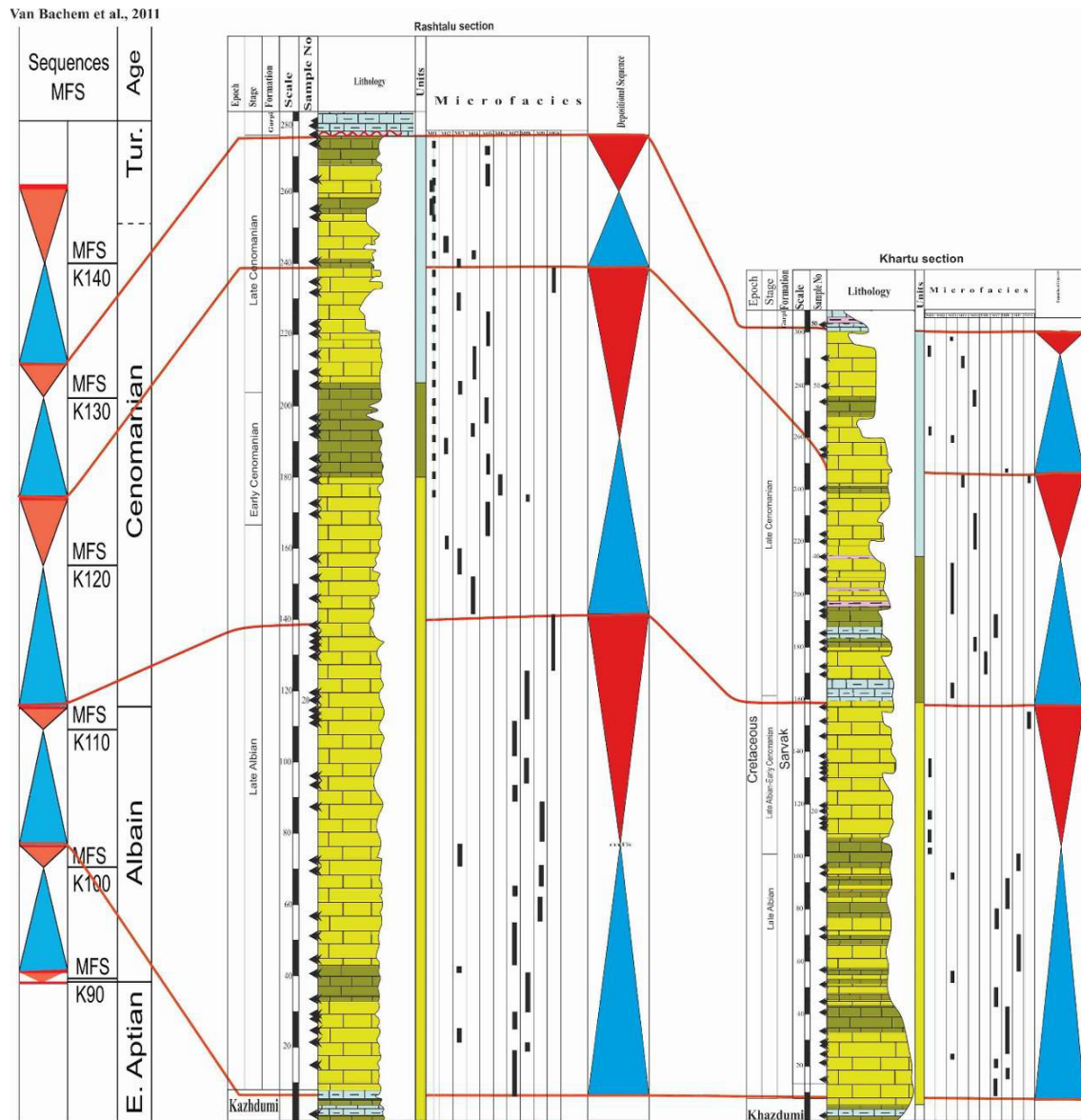
<sup>۱</sup> High Stand System Tract

خروج از آب و کم عمق شدن سریع سطح آب دریا مرز سکansı در نظر گرفته شده است. توالی رسوبی فوق در رده چهارم و دارای سن سنومانین پیشین تا ابتدای سنومانین میانی می‌باشد.

الیگوستژینید است. بنابراین به طور کلی عمق حوضه در هنگام نهشته شدن توالی دوم از برش رشتالو به طرف خارتو افزایش یافته است (شکل ۱۰). انتهای این سکانس در هر دو برش (رخساره Mf12) به دلیل نبود شواهد



شکل ۱۲. تصاویر شماتیک از واحد سنگ‌چینه‌ای و سکانس‌های شناسایی شده در هر یک از برش‌های مورد مطالعه، (A) تصویر شماتیک از سکانس و واحدهای سنگ‌چینه‌ای و مرز بالا و پایین سازند سروک در برش رشتالو، (B) مرز زیرین سازند سروک در برش رشتالو، (C) مرز بالای سازند سروک در برش رشتالو با سازند گورپی، (D) تصویر شماتیک از سکانس و واحدهای سنگ‌چینه‌ای سازند سروک در برش خارتو، (E) تصویر کلی صحرایی از سکانس و مرزهای بالا و پایینی سازند سروک در برش خارتو، (F) مرز بالایی سازند سروک با سازند گورپی در برش خارتو



شکل ۱۳. ستون رخساره‌ای و چینه‌نگاری سکansı برش‌های مورد مطالعه و تطابق آن با سکانس‌های شناسایی شده در پلیت عربی (ون بوخم و همکاران، ۲۰۱۰)

میانی تا انتهایی سیستم تراکت پیشرونده (TST) است. به تدریج با فاصله گرفتن از مرز سکansı بر میزان الیگوسترینیده افزوده می‌شود (Mf1). ابتدا الیگوسترینیده‌ها در زمینه‌ای وکستونی هستند که به تدریج با پیشروی بیش‌تر سطح آب دریا بر میزان الیگوسترینیده‌ها افزوده شده و در یک زمینه پکستونی قرار گرفته است. در نهایت در مراحل انتهایی (TST) فرامینیفراهای پلانکتونیک به همراه الیگوسترینیده درصد قابل‌ملاحظه‌ای از نمونه‌ها را شامل می‌شوند. حداکثر سطح غرق‌شدگی (MFS) در نهشته‌های سنگ‌آهک‌های

**سکانس رسوبی سوم (سنومانین بالایی)**  
 سکانس رسوبی سوم دارای دو سیستم تراکت (HST, TST) با ۹۸ و ۶۷ متر ضخامت به ترتیب در برش‌های رشتالو و خارتو رخنمون دارد (شکل ۱۳). به طرف راس توالی و فاصله گرفتن از مرز سکansı علاوه بر حضور پلوئید و خارپوست بر میزان فرامینیفراهای کفزی با پوسته آگلوتینه افزوده می‌شود که بیانگر پیشروی و بالا آمدن سطح آب دریا است. حداکثر افزایش فرامینیفراهای کفزی با پوسته آگلوتینه در رخساره Mf1 است که بیانگر بیش‌ترین بالا آمدگی سطح آب دریا و معرف مراحل

سطوح حداکثر سیلابی K130، K100، K120، K110 و K140 را در صفحه عربی معرفی کردند (شکل ۱۳). از آنجا که در گستره مورد مطالعه این سطوح معادل با K110، K120 و K130 می‌باشد به مطابقت و شرح این سه سکانس پرداخته می‌شود.

**سکانس K110:** سن این سکانس آلبین می‌باشد که در گستره مورد مطالعه سن آن ابتدای آلبین پسین است. در کار شارلند و همکاران (۲۰۰۱، ۲۰۰۲) و ون‌بوخم و همکاران (۲۰۱۰) به انتهای آلبین منتهی می‌شود. وجود گونه‌های مختلف اوربیتولین در این بخش از توالی سازند سروک در دو برش بررسی شده به خصوص در برش خارتو نشان از وجود سکانس اول در گستره مورد مطالعه می‌باشد

**سکانس K120:** این سطوح برابر با سکانس دوم در گستره مورد مطالعه مطابقت دارد و سنی برابر ۹۸ میلیون (سنومانین) را نشان می‌دهد (ون‌بوخم و همکاران، ۲۰۱۱). بر اساس کار ون‌بوخم و همکاران (۲۰۱۱) حداکثر سطح بالاآمدگی آب در این سکانس با پلیت عربی مطابقت دارد. در شکل ۱۲ تطابق سکانس‌های فوق را با سکانس‌های پلت عربی نشان می‌دهد.

**سکانس K130:** سن این سطح در صفحه عربی برابر ۹۵ میلیون سال تعیین شده است (ون‌بوخم و همکاران، ۲۰۱۰). سن این سطح در برش‌های رشتالو و خارتو سنومانین پسین تعیین شده است.

### نتیجه‌گیری

در منطقه مورد مطالعه سازند سروک بر روی نهشته‌های سازند کژدمی با پیوستگی هم‌شیب و تنها با تغییر سنگ‌شناسی قرار گرفته و خود توسط نهشته‌های شیلی سازند گورپی با ناپیوستگی فرسایشی پوشیده شده است. نهشته‌های سازند سروک در دو برش خارتو و رشتالو به ترتیب دارای ۲۹۸ و ۲۹۵ متر ضخامت بوده و عمدتاً شامل سنگ‌آهک و سنگ‌آهک‌های چرتی نازک تا توده‌ای بوده که به سه واحد تفکیک شده‌اند به طور کلی مقایسه سنگ‌شناسی سازند سروک در ناحیه مورد مطالعه با دیگر نواحی (لرستان و خوزستان) نشان‌دهنده کاهش ضخامت این سازند بوده و می‌توان استنباط کرد که مرکز حوضه رسوب‌گذاری در زمان ته‌نشست نهشته‌های سازند سروک در لرستان بوده که به طرف فارس ساحلی عمق حوضه

چرتی و مادستونی مشخص می‌شود که تنها حاوی مقدار اندکی فرامینیفرهای کفزی با پوسته آگلوتینه است. با نزدیک شدن به (MFS) از میزان فرامینیفرهای پلانکتونیک و الیگوسترژینیده کاسته می‌شود (Mf9) به طوری که قبل از حداکثر بالاآمدگی سطح آب دریا تنها درصد اندکی فرامینیفرا پلانکتونیک و الیگوسترژینیده در مقاطع مشاهده می‌شوند. سیستم تراکت تراز بالای آب دریا (HST) با رسوب‌گذاری سنگ‌آهک‌ها بر روی سنگ‌آهک‌های حاوی ندول چرتی آغاز می‌شود. در مراحل ابتدایی این سیستم تراکت بر میزان فرامینیفرهای پلانکتونی مخصوصاً روتالیدهای کوچک و فرامینیفرای کفزی با پوسته آگلوتینه و دانه‌های غیراسکلتی نظیر پلوپید افزوده می‌شود. در مراحل پایانی این سیستم تراکت و با پایین آمدن سطح آب دریا درصد قطعات شکسته شده خارپوست افزایش می‌یابد. این سکانس در عمق بیش‌تری نسبت به دو سکانس اول و دوم نهشته شده است که مؤید آن است که فضای رسوب‌گذاری برای نهشته زیاد و رسوب‌گذاری کم بوده است. در هر دو برش به طرف انتهای این سیستم تراکت از عمق حوضه کاسته شده و در انتهای سکانس به دلیل وجود اکسیدهای آهن در مرز دو سازند سروک و گورپی به عنوان مرز سکانشی از نوع اول در نظر گرفته شده است. برای این سکانس در هر دو برش سن سنومانین پسین در نظر گرفته شده است.

### مقایسه سکانس‌های گستره مورد مطالعه با سکانس‌های صفحه عربی

شارلند و همکاران (۲۰۰۱) با استفاده از سطوح حداکثر سیلابی توالی رسوبی صفحه عربی را به بسته‌های همزمان تقسیم کردند. حیدری (۲۰۰۸) توالی‌های حوضه رسوبی زاگرس را بر اساس نام‌های ایرانی به سوپرسکانس‌های مختلف تقسیم کرد. بر این اساس سازند سروک در گستره مورد مطالعه بر طبق طبقه‌بندی حیدری (۲۰۰۸) در انتهای سوپرسکانس مهرداد واقع می‌شود.

سازندهای سروک به سن آلبین - سنومانین در آخرین مگاسکانس (Ap8) قرار می‌گیرند. این مگاسکانس ناشی از فرآیندهای زمین‌ساختی بین صفحه عربی و اورازیا تعریف شده است. شارلند و همکاران (۲۰۰۱) و ون‌بوخم و همکاران (۲۰۱۱) در محدوده سنی سازندهای سروک

دریا در حوضه رسوب‌گذاری سازند سروک با منحنی جهانی نوسانات ائوستازی آلبین- سنومانین به نظر می‌رسد که تحولات رسوب‌گذاری در این حوضه عمدتاً متأثر از نوسانات جهانی سطح آب دریا بوده است. در گستره مورد مطالعه کامل بودن رسوب‌گذاری سازند سروک در آلبین است و توالی‌های رسوبی در سنومانین نیز به عدم رسوب‌گذاری و فعالیت‌های زمین‌ساختی در این زمان مربوط است. تغییرات سطح جهانی آب دریا در زمان نهشته شدن سه سکانس رده چهارم فوق شامل سه پیشروی بوده است که تقریباً منطبق با تغییرات پیشروی و پسروی آب دریا در سکانس‌های در برش‌های فوق می‌باشد.

### تقدیر و تشکر

نویسندگان مقاله از داوران محترم و سردبیر و هیات تحریریه نشریه رسوب‌شناسی کاربردی کمال تشکر و قدردانی را دارند.

### منابع

- احمدی‌حیدری، ا.، وزیری‌مقدم، ح.، صیرفیان، ع.، طاهری، ع (۱۳۹۵) زیست‌چینه‌نگاری و چینه‌نگاری سکانشی سازند سروک در تاق‌دیس فهلیان (جنوب یاسوج)، مجله زمین‌شناسی نفت ایران، ص ۲۲-۴۲.
- امیدوار، م.، مهرابی، سجادی، ف (۱۳۹۳) مطالعه محیط رسوب‌گذاری و زیست‌چینه‌نگاری بخش بالایی سازند سروک در میدان نفتی اهواز (چاه شماره ۳)، ص ۱۵۸-۱۷۷.
- رحیم‌پوربناب، ح.، جمالیان، ع.، توکلی، و.، سرمدی، ر.، یامینی، ع (۱۳۹۳) محیط‌رسوبی، دیاژنز و تکامل ویژگی‌های مخزنی سازند سروک در میدان نفتی سروستان، جنوب شرقی شیراز، دوفصلنامه رسوب‌شناسی کاربردی، دوره ۲، شماره ۳، ص ۳۰-۴۷.
- سعیدی‌رضوی، ب.، عسکری، ف.، کمالی، م.، ر.، کاظم‌زاده، ع (۱۳۹۸) زیست‌چینه‌نگاری، ریزرخساره‌ها، محیط‌رسوبی و چینه‌نگاری سکانشی سازند سروک در یکی از میدانی نفتی، جنوب‌غرب ایران، مجله رخصاره‌های رسوبی، ص ۹۱-۱۰۸.
- عباساقتی، ف.، محبوبی، ا.، موسوی‌حرمی، س.، ر.، آورجانی، ش (۱۳۹۴) کاربرد آنالیز طیفی در چینه‌نگاری سکانشی و تعیین چرخه‌های میلانکوویچ در سازند سروک در میدان

کاهش چشم‌گیری پیدا کرده است. فراوانی و تنوع فرامینفرا و دیگر فسیل‌ها در برش مورد مطالعه حاکی از کم‌عمق بودن حوضه نسبت به زون خوزستان و لرستان می‌باشد.

بر اساس مطالعات انجام شده بر روی فرامینفرا و با توجه به فراوانی آن‌ها ۶ بیوزون شناسایی شد. براساس بیوزون- های معرفی شده سن سازند سروک در دو برش مورد مطالعه از آلبین پسین تا سنومانین پسین است. براساس ریزرخساره‌های شناسایی شده و با توجه به فراوانی بعضی فسیل‌ها در سازند سروک پنج مجموعه رخصاره‌ای و ده ریزرخساره معرفی شد که در کمربندهای دریای باز، لاگون و سد بابوکلستی و در بعضی نقاط ریف‌های تکه‌ای شکل گرفته است. بر اساس کمربندهای رخصاره‌ای شناسایی شده سازند سروک در گستره مورد مطالعه در یک رمپ هموکلینال و در قسمت‌های رمپ داخلی، میانی و بیرونی نهشته شده است و عمق حوضه از برش رشتالو به طرف برش خارآو (جنوب‌باختر حوضه) افزوده شده است. بر طبق مطالعات صورت گرفته در نواحی مورد مطالعه فرامینفراهای کفزی نقش مهمی در بازسازی شرایط حاکم بر محیط دیرینه ایفا می‌کنند. تجمع، فراوانی و تنوع گونه‌های فرامینفیری در برش‌های مورد مطالعه، تغییر شرایط محیطی را نشان می‌دهند؛ به نحوی که رمپ داخلی با فراوانی فرامینفیر بدون‌منفذ از قبیل میلیولید مشخص می‌شود، در حالی که در رمپ میانی فرامینفیرهای منفذدار از خانواده نازاتا و در مجموعه رمپ خارجی الیگوستریژینا بیش‌ترین گسترش را دارند. مطالعات چینه‌نگاری سکانشی با تأکید بر شواهد فسیل‌شناسی، مخصوصاً فرامینفیرا منجر به شناسایی سه سکانس رسوبی رده چهارم شد. سکانش‌های شناسایی شده در برش‌های مورد مطالعه با انواع شناسایی شده در حوضه زاگرس و صفحه عربی همخوانی دارند، بنابراین به نظر می‌رسد که مهم‌ترین عامل پیدایش این سکانش‌ها تغییرات سطح آب دریا بوده است، اگرچه در چینه‌نگاری سکانش تغییرات تکتونیکی ناحیه‌ای تأثیر داشته است. مقایسه منحنی تغییرات سطح آب دریا در هر دو برش با منحنی‌های جهانی ارایه شده در بازه زمانی مشابه نشان‌دهنده تطابق نسبی در اغلب بخش‌هاست و اختلافات جزئی در ارتباط با رویدادهای محلی است. با توجه به انطباق میان منحنی تغییرات نسبی سطح آب

- Society, 170 (1): 185-208.
- Brachert, T., Forst, M., Pais, J., Legoinha, P. and Reijmer, J (2003) Lowstand carbonates, highstand sandstones? *Sedimentary Geology*, 155(1-2): 1-12.
- Burchette, T. and Britton, S (1985) Carbonate facies analysis in the exploration for hydrocarbons: a case-study from the Cretaceous of the Middle East. *Geological Society, London, Special Publications*, 18(1): 311-338.
- Buxton, M. and Pedley, H (1989) Short Paper: A standardized model for Tethyan Tertiary carbonate ramps. *Journal of the Geological Society*, 146(5): 746-748.
- Caron, M (1985) Cretaceous planktic foraminifera In: Bolli HM, Saunders JB and Perch-Nielsen K. (Eds)-*Plankton Stratigraphy*: 17-86: Cambridge University Press.
- Catuneanu, O (2019) Model-independent sequence stratigraphy. *Earth-science reviews*, 188: 312-388.
- Catuneanu, O., Abreu, V., Bhattacharya, J., Blum, M., Dalrymple, R., Eriksson, P., Fielding, C. R., Fisher, W. L., Galloway, W. E. and Gibling, M (2009) Reply to the comments of W. Helland-Hansen on "Towards the standardization of sequence stratigraphy" by Catuneanu et al. *Earth-Sciences Review*, 92: 1-33.
- Corde, L. and Brandano, M (2003) Aphotic zone carbonate production on a Miocene ramp, Central Apennines, Italy. *Sedimentary Geology*, 161(1-2): 55-70.
- Du, Y., Zhang, J. I., Zheng, S. f., Xin, J., Chen, J. and Li, Y. Z (2015) The rudist buildup depositional model, reservoir architecture and development strategy of the cretaceous Sarvak formation of Southwest Iran. *Petroleum*, 1(1): 16-26.
- Dunham, R. J (1962) Classification of carbonate rocks according to depositional textures.
- Ehrenberg, S. N., Aqrabi, A. A. and Nadeau, P. H (2008) An overview of reservoir quality in producing Cretaceous strata of the Middle East. *Petroleum Geoscience*, 14(4): 307-318.
- Emery, D. and Myers, K (2009) *Sequence stratigraphy*: John Wiley & Sons.
- Eriksson, P. G., Catuneanu, O., Sarkar, S. and Tirsgaard, H (2005) Patterns of sedimentation in the Precambrian. *Sedimentary Geology*, 176(1-2): 17-42.
- Esrifili-Dizaji, B., Rahimpour-Bonab, H., Mehrabi, H., Afshin, S., Harchegani, F. K. and Shahverdi, N (2015) Characterization of rudist-dominated units as potential reservoirs in the middle Cretaceous Sarvak Formation, SW Iran. *Facies*, 61(3): 14.
- Flügel, E (2010) Microfacies of carbonate rocks: analysis, interpretation and application: کوپال، دوفصلنامه رسوب‌شناسی کاربردی، دوره ۳، شماره ۵. ص ۵۴-۷۰.
- فراهرزی، س.، رحیم‌پوربناب، ح.، رنجبران، م (۱۳۹۷) بررسی توزیع واحدهای جریان‌ی سازند سروک در چارچوب چین‌نگاری سکانسی، مطالعه موردی در یکی از میادین نفتی ناحیه دشت آبادان، جنوب‌غرب ایران، دوفصلنامه رسوب‌شناسی کاربردی، دوره ۶، شماره ۱۲. ص ۲۵-۳۹.
- کاظم‌زاده، م. ح.، لطف‌پور، م (۱۳۹۵) بایواستراتیگرافی، رخساره‌ها و چین‌نگاری سکانسی سازند سروک در میدان نفتی اهواز، شمال زون فرفراقتادگی دزفول، پژوهش‌های چین‌نگاری و رسوب‌شناسی، سال ۳۲، ص ۷۲-۵۳.
- مطیعی، ه (۱۳۸۲) زمین‌شناسی ایران، چین‌شناسی زاگرس، سازمان زمین‌شناسی کشور، ۵۳۶ ص.
- Adabi, M. H., Kakemem, U. and Sadeghi, A (2016) Sedimentary facies, depositional environment, and sequence stratigraphy of Oligocene-Miocene shallow water carbonate from the Rig Mountain, Zagros basin (SW Iran). *Carbonates and Evaporites*, 31(1): 69-85.
- Afghah, M. and Haghghi, A. S (2014) Aptian biostratigraphy in south Zagros basin, southwest Iran. *Geoscience Frontiers*, 5(2): 277-288.
- Alsharhan, A. and Kendall, C. S. C (2003) Holocene coastal carbonates and evaporites of the southern Arabian Gulf and their ancient analogues. *Earth-science reviews*, 61(3-4): 191-243.
- Assadi, A., Honarmand, J., Moallemi, S. A. Abdollahie-Fard, I (2016) Depositional environments and sequence stratigraphy of the Sarvak Formation in an oil field in the Abadan Plain, SW Iran. *Facies*, 62(4): 26.
- Bachmann, M. and Hirsch, F (2006) Lower Cretaceous carbonate platform of the eastern Levant (Galilee and the Golan Heights): stratigraphy and second-order sea-level change. *Cretaceous Research*, 27(4): 487-512.
- Beavington-Penney, S. J. and Racey, A (2004) Ecology of extant nummulitids and other larger benthic foraminifera: applications in palaeoenvironmental analysis. *Earth-science reviews*, 67(3-4): 219-265.
- Booler, J. and Tucker, M. E (2002) Distribution and geometry of facies and early diagenesis: the key to accommodation space variation and sequence stratigraphy: Upper Cretaceous Congost Carbonate platform, Spanish Pyrenees. *Sedimentary Geology*, 146(3-4): 225-247.
- Boudagher-Fadel, M. K. and Price, G. D (2013) The phylogenetic and palaeogeographic evolution of the miogypsinid larger benthic foraminifera. *Journal of the Geological*



- D (2013) Microfacies and geochemistry of the Middle Cretaceous Sarvak Formation in Zagros Basin, Izeh Zone, SW Iran. *Sedimentary Geology*, 293: 9-20.
- Mehrabi, H. and Rahimpour-Bonab, H (2014) Paleoclimate and tectonic controls on the depositional and diagenetic history of the Cenomanian–early Turonian carbonate reservoirs, Dezful Embayment, SW Iran. *Facies*, 60(1): 147-167.
- Mirzaee Mahmoodabadi, R (2016) The Assessment of microfacies and reservoir potential relationship (porosity and pore size) of the Sarvak Formation in SW Iran, *Geosciences Journal*, 1-13p.
- Mirzaee Mahmoodabadi, R (2020) Sequence stratigraphy of Albian–Campanian carbonate deposits (Sarvak and Ilam formations) in Shiraz area, Fars, SW Iran, *Carbonates and Evaporites*, 35: 92.
- Mohseni, H. Zeybaram Javanmard, R (2019) New data on sequence stratigraphy of the Sarvak Formation in Malekshahi city, (Ilam province) Zagros basin, Iran, *Marine and Petroleum Geology*, 1-57p.
- Neal, J. and Abreu, V (2009) Sequence stratigraphy hierarchy and the accommodation succession method. *Geology*, 37(9): 779-782.
- Palma, R. M., López-Gómez, J. and Piethé, R. D (2007) Oxfordian ramp system (La Manga Formation) in the Bardas Blancas area (Mendoza Province) Neuquén Basin, Argentina: Facies and depositional sequences. *Sedimentary Geology*, 195(3-4): 113-134.
- Petrizzo, M. R (2003) Late cretaceous planktonic foraminiferal bioevents in the thethys and in the southern ocean record: an overview. *The journal of foraminiferal research*, 33(4): 330-337.
- Piryaee, A., Reijmer, J., van Buchem, F., Yazdi-Moghadam, M., Sadouni, J. and Danelian, T (2010) The influence of Late Cretaceous tectonic processes on sedimentation patterns along the northeastern Arabian plate margin (Fars Province, SW Iran). *Geological Society, London, Special Publications*, 330(1): 211-251.
- Pomar, L. and Hallock, P (2008) Carbonate factories: a conundrum in sedimentary geology. *Earth-science reviews*, 87(3-4): 134-169.
- Premoli Silva, I. Verga, D (2004) Practical manual of Cretaceous planktonic Foraminifera, Course 3. In: Verga, D., Rettroi, R. (Eds.), *International School of Planktonic Foraminifera*. Universities of Perugia and Milano. Tripografiadi di Pontefecino, Perugia, 283 pp.
- Rahimpour-Bonab, H., Mehrabi, H., Navidtalab, A. and Izadi-Mazidi, E (2012) *Flow unit*. Springer Science & Business Media.
- Geel, T (2000) Recognition of stratigraphic sequences in carbonate platform and slope deposits: empirical models based on microfacies analysis of Palaeogene deposits in southeastern Spain. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 155(3-4): 211-238.
- Ghabeishavi, A., Vaziri-Moghaddam, H., Taheri, A. and Taati, F (2010) Microfacies and depositional environment of the Cenomanian of the Bangestan anticline, SW Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, 37(3): 275-285.
- Gholami Zadeh, P. Hossein Adabi, M. Sadeghi, A. (2019) Microfacies, geochemistry and sequence stratigraphy of the Sarvak Formation (Mid Cretaceous) in the Kuh-e Siah and Kuh-e Mond, Fars area, southern Iran, *Journal of African Earth Sciences*, 1-54p.
- Hajikazemi, E., Al-Aasm, I. and Coniglio, M (2010) Subaerial exposure and meteoric diagenesis of the Cenomanian-Turonian Upper Sarvak Formation, southwestern Iran. *Geological Society, London, Special Publications*, 330(1): 253-272.
- Hallock, P. and Glenn, E. C (1986) Larger foraminifera: a tool for paleoenvironmental analysis of Cenozoic carbonate depositional facies. *Palaios*: 55-64.
- Haq, B. U (2014) Cretaceous eustasy revisited. *Global and Planetary change*, 113: 44-58.
- Heydari, E (2008) Tectonics versus eustatic control on supersequences of the Zagros Mountains of Iran. *Tectonophysics*, 451(1-4): 56-70.
- Hollis, C (2011) Diagenetic controls on reservoir properties of carbonate successions within the Albian–Turonian of the Arabian Plate. *Petroleum Geoscience*, 17(3): 223-241.
- Hottinger, L (1983) Processes determining the distribution of larger foraminifera in space and time. *Utrecht Micropaleontological Bulletins*, 30: 239-253.
- Husinec, A. and Sokač, B (2006) Early Cretaceous benthic associations (foraminifera and calcareous algae) of a shallow tropical-water platform environment (Mljet Island, southern Croatia). *Cretaceous Research*, 27(3): 418-441.
- James, G. and Wynd, J (1965) Stratigraphic nomenclature of Iranian oil consortium agreement area. *AAPG Bulletin*, 49(12): 2182-2245.
- Malekzadeh, H. Daraei, M. Bayet-Goll, A (2020) Field-scale reservoir zonation of the Albian–Turonian Sarvak Formation within the regional-scale geologic framework: A case from the Dezful Embayment, SW Iran, *Marine and Petroleum Geology*, 1-20p.
- Mehmandosti, E. A., Adabi, M. H. and Woods, A.

- Khami and Bangestan groups: an outcrop case study, Zagros Mountains, Iran. Geological Society, London, Special Publications, 329(1): 343-396.
- Sliter, W. V (1989) Aptian anoxia in the Pacific Basin. *Geology*, 17(10): 909-912.
- Steuber, T. and Schlüter, M (2012) Strontium-isotope stratigraphy of Upper Cretaceous rudist bivalves: biozones, evolutionary patterns and sea-level change calibrated to numerical ages. *Earth-science reviews*, 114(1-2): 42-60.
- Tabatabaei, H (2019) Relationships between sedimentary environment via geochemistry and mineralogy in sarvak formation, zagros oil fields, sw of iran. *Petroleum & Coal*, 61(5).
- Taghavi, A., Mørk, A. and Kazemzadeh, E (2007) Flow unit classification for geological modelling of a heterogeneous carbonate reservoir: Cretaceous Sarvak Formation, Dehloran field, SW Iran. *Journal of Petroleum Geology*, 30(2): 129-146.
- Tomassetti, L. and Brandano, M (2013) Sea level changes recorded in mixed siliciclastic-carbonate shallow-water deposits: The Cala di Labra Formation (Burdigalian, Corsica). *Sedimentary Geology*, 294: 58-67.
- Tucker, M. E. and Wright, V. P (2009) *Carbonate sedimentology*: John Wiley & Sons.
- Van Buchem, F., Simmons, M., Droste, H. and Davies, R (2011) Late Aptian to Turonian stratigraphy of the eastern Arabian Plate—depositional sequences and lithostratigraphic nomenclature. *Petroleum Geoscience*, 17(3): 211-222.
- Van Buchem, F. S., Al-Husseini, M. I., Maurer, F., Droste, H. J. and Yose, L. A (2010) Sequence stratigraphic synthesis of the Barremian Aptian of the eastern Arabian Plate and implications for the petroleum habitat. Barremian-Aptian stratigraphy and hydrocarbon habitat of the eastern Arabian Plate. *GeoArabia Special Publication*, 4: 9-48.
- Van Buchem, F. S., Razin, P., Homewood, P. W., Oterdoom, W. H. and Philip, J (2002) Stratigraphic organization of carbonate ramps and organic-rich intrashelf basins: Natih Formation (middle Cretaceous) of northern Oman. *AApG Bulletin*, 86(1): 21-53.
- Van Buchem, F. S., Razin, P., Homewood, P. W., Philip, J. M., Eberli, G. P., Platel, J. P., Roger, J., Eschard, R., Desaubliaux, G. M. and Boisseau, T (1996) High resolution sequence stratigraphy of the Natih Formation (Cenomanian/Turonian) in Northern Oman: distribution of source rocks and reservoir facies. *GeoArabia*, 1(1): 65-91.
- Vincent, B., Van Buchem, F. S., Bulot, L. G., Jalali, M., Swennen, R., Hosseini, A. and Baghbani, D (2015) Depositional sequences, distribution and reservoir modelling in cretaceous carbonates of the Sarvak Formation, Abteymour Oilfield, Dezful Embayment, SW Iran. *Journal of Petroleum Geology*, 35(3): 213-236.
- Razin, P., Taati, F. and Van Buchem, F (2010) Sequence stratigraphy of Cenomanian–Turonian carbonate platform margins (Sarvak Formation) in the High Zagros, SW Iran: an outcrop reference model for the Arabian Plate. Geological Society, London, Special Publications, 329(1): 187-218.
- Robaszynski, F. and Caron, M (1995) Foraminifères planctoniques du Cretace; commentaire de la zonation Europe-Mediterranee. *Bulletin de la Société géologique de France*, 166(6): 681-692.
- Ruberti, D., Bravi, S., Carannante, G., Vigorito, M. and Simone, L (2013) Decline and recovery of the Aptian carbonate factory in the southern Apennine carbonate shelves (southern Italy): climatic/oceanographic vs. local tectonic controls. *Cretaceous Research*, 39: 112-132.
- Sadooni, F. N (2005) The nature and origin of Upper Cretaceous basin-margin rudist buildups of the Mesopotamian Basin, southern Iraq, with consideration of possible hydrocarbon stratigraphic entrapment. *Cretaceous Research*, 26(2): 213-224.
- Samankassou, E., Tresch, J. and Strasser, A (2005) Origin of peloids in early Cretaceous deposits, Dorset, South England. *Facies*, 51(1-4): 264-274.
- Schlagintweit, F. Yazdi-Moghadam, M (2020) *Orbitolinopsis cenomaniensis* n. sp., a new larger benthic foraminifera (Orbitolinidae) from the middle-? late Cenomanian of the Sarvak Formation (SW Iran, Zagros Zone): a regional marker taxon for the Persian Gulf area and Oman, *Revue de micropaléontologie*, 1-10p.
- Scholle, P., Halley, R., Schneidermann, N. and Harris, P (1985) Carbonate cements.
- Schroeder, R. van Buchem, F. S. Cherchi, A. Baghbani, D. Vincent, B. Immenhauser, A. and Granier, B (2010) Revised orbitolinid biostratigraphic zonation for the Barremian–Aptian of the eastern Arabian Plate and implications for regional stratigraphic correlations. *GeoArabia Special Publication*, 4 (1): 49-96.
- Sharland, P. R., Casey, D. M., Davies, R. B., Simmons, M. D. and Sutcliffe, O. E (2004) Arabian plate sequence stratigraphy—revisions to SP2. *GeoArabia*, 9(1): 199-214.
- Sharp, I., Gillespie, P., Morsalnezhad, D., Taberner, C., Karpuz, R., Vergés, J., Horbury, A., Pickard, N., Garland, J. and Hunt, D (2010) Stratigraphic architecture and fracture-controlled dolomitization of the Cretaceous

- diagenesis and structural control of the Albian to Turonian carbonate platform systems in coastal Fars (SW Iran). *Marine and Petroleum Geology*, 63: 46-67.
- Wilmsen, M., Niebuhr, B., Chellouche, P., Pürner, T. and Kling, M (2010) Facies pattern and sea-level dynamics of the early Late Cretaceous transgression: a case study from the lower Danubian Cretaceous Group (Bavaria, southern Germany). *Facies*, 56(4): 483-507.
- Wilson, J. L (1975) The lower carboniferous Waulsortian facies *Carbonate Facies in Geologic History* (pp. 148-168): Springer.
- Wynd, J (1965) Biofacies of the Iranian oil consortium agreement area. IOOC Report, 1082.
- Yazdi-Moghadam, M. Schlagintweit, F (2019) *Persiconus sarvaki* gen. et sp. nov., a new complex orbitolinid (Foraminifera) from the Cenomanian of the Sarvak Formation (SW Iran, Zagros Zone), *Cretaceous Research journal*, 1-23p.
- Ziegler, M. A (2001) Late Permian to Holocene paleofacies evolution of the Arabian Plate and its hydrocarbon occurrences, 6: 445-504.