پژوهش‌های چینه‌نگاری و رسوب‌شناسی
سال سی و دوم، شماره پیاپی ٦٣، شماره دوم، تابستان ١٣٩٥
تاریخ وصول: ١٣٩٤/٣/٢٠ تاریخ پذیرش: ١٣٩٤/١١/٣
صص ٥٣-٧٢

بایواستراتیگرافی، رخساره‌ها و چینه‌نگاری سکانسی سازند سروک در میدان نفتی اهواز، شمال زون فروافتادگی دزفول

محمدحسن کاظم‌زاده، *دانشجوی دکترای چینه‌شناسی و فسیل‌شناسی، دانشگاه شهید بهشتی تهران، ایران* *
مسعود لطف‌پور، *دکترای چینه‌شناسی و فسیل‌شناسی شرکت مشاوران انرژی تهران، ایران*

چکیده

مطالعات دیرینه‌شناسی به شناسائی ٢١ جنس و ١٦ گونه از فرامینیفرهای بنتیک، ٥ جنس و ٦ گونه از فرامینیفرهای پلانکتونیک و ٣ جنس و ٣ گونه از الیگوستژنیدها منجر گردید. توزیع و گسترش قائم فون‌های شناسائی شده به شناسائی ٥ بایوزون منجر شد که عبارتند از: *Favusella washitensis* Range Zone, *Oligostegina* Assemblage Zone, *Rudist debris* Zone, *Nezzazata-Alveolinids* Assemblage Zone, *Nezzazatinella-Dicyclina* Assemblage Zone بر اساس بایوزون‌های ارائه شده، سن سازند سروک در منطقه مورد مطالعه آلبین پسین تا تورونین پیشین است. ١١ رخساره کربناته متعلق به چهار محیط جزر و مدی، سدی، لاگون محصور و نیمه محصور و دریای باز شناسائی گردید که بر روی یک رمپ کربناته با شیب کم (Homoclinal ramp) تەنشست شده‌اند. براساس تغییرات عمودی رخساره‌ها و شناسایی محیط های رسوبی، چهار سکانس رسوبی رده سوم تشخیص داده شد. بسته‌های رسوبی پیشرونده (TST) عمدتاً از رخساره‌های دریای باز حاوی سوزن اسفنج، الیگوستژنید، فرامینیفر بنتیک و اکینوئید تشکیل شده‌اند در حالی که بسته‌های رسوبی وابسته به سکون و آغاز پسروی (HST) عمدتاً شامل رخساره‌های سدی غنی از بایوکلاست و رخساره‌های لاگون محصور و نیمه محصور غنی از فرامینیفرهای بنتیک با پوسته پورسلانوز و هیالین و پلوئید است. سطح حداکثر پیشروی آب دریا (MFS) توسط رخساره‌های دریای باز غنی از اکینوئید و فرامینیفر پلانکتونیک مشخص گردید.

کلیدواژه‌ها: بایواستراتیگرافی، رخساره، محیط دیرینه، چینه‌نگاری سکانسی، سازند سروک، میدان نفتی اهواز

* نویسنده مسؤول: ٠٩١٣٧٠٣٣٤٦٣ Email: Hasan.kazemzadeh@gmail.com

مقدمه

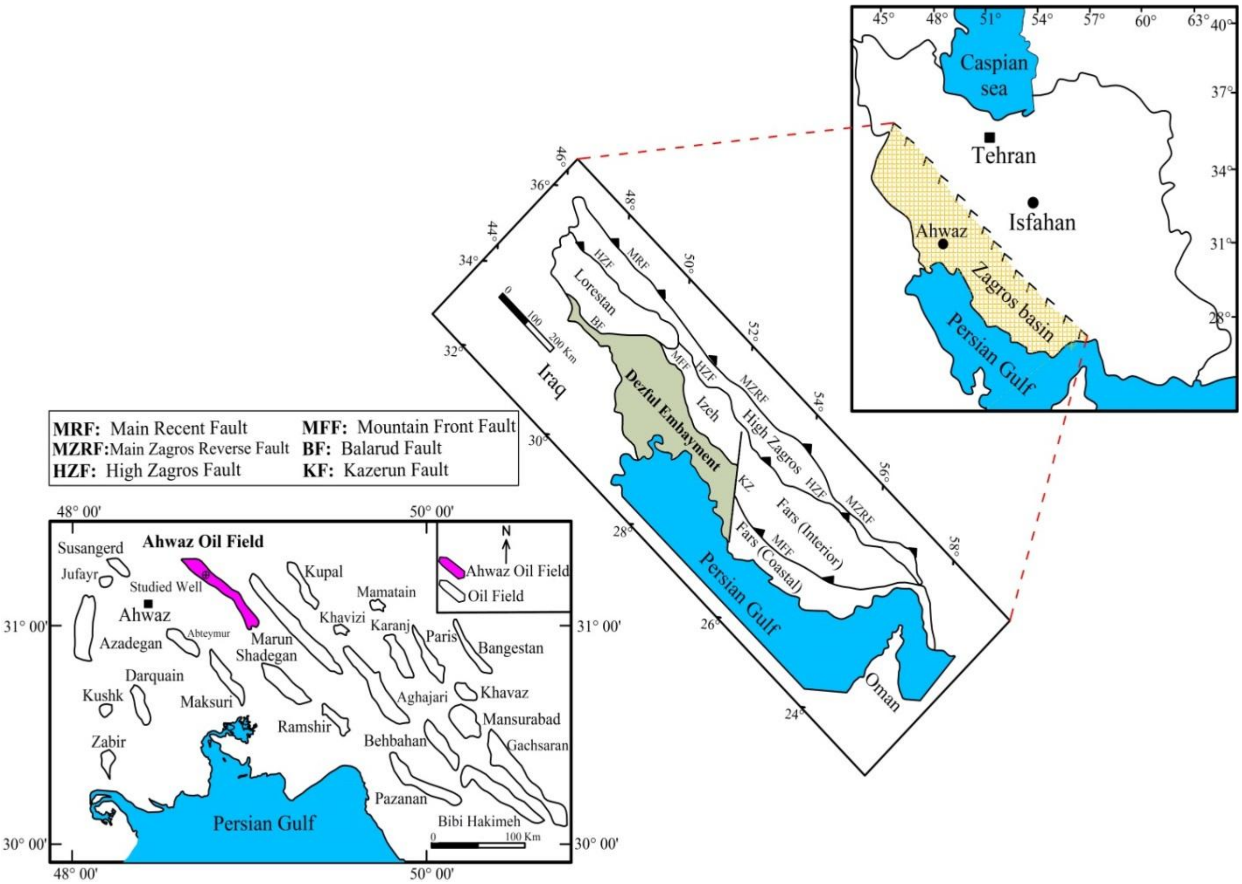
سازند سروک به عنوان یکی از سازندهای گروه بنگستان به علت داشتن پتانسیل مخزنی هیدروکربوری، یکی از واحدهای سنگ چینه‌ای مهم در حوضه زاگرس محسوب می‌شود (Motiei 1993). برش نمونه سازند سروک در تنگ سروک در دامنه جنوبی تاقدیس کوه بنگستان قرار دارد (James & Wynd 1965). سنگ شناسی این سازند در برش نمونه شامل ۸۰۰ متر سنگ آهک است که مرز زیرین این سازند با سازند کژدمی پیوسته و تدریجی و مرز بالایی آن با سازند گورپی به صورت ناپیوستگی فرسایشی و توسط رسوبات لاتریتی مشخص می‌شود (Motiei 1993). سازند سروک در اکثر بخش‌های حوضه زاگرس عمدتاً از فرامینیفرهای بنتیک تشکیل شده است و این فرامینیفرها در جهت تعیین سن رسوبات محیط‌های کم عمق با ارزش هستند (Wynd 1965). شناسایی فرامینیفرهای بنتیک و پلانکتونیک در محیط‌های کربناته ابزاری مفید برای بازسازی محیط رسوبی دیرینه است (Geel 2000; Romero et al. 2002; BouDagher-Fadel 2008). از جمله مطالعات انجام شده بر روی سازند سروک می‌توان به (Ghabeishavi et al. 2010; Rahimpour-Bonab et al. 2012; Asadi Mehmandosti et al. 2013; Esrafili-Dizaji et al. 2015) اشاره نمود. سازند سروک در منطقه مورد مطالعه سرشار از فرامینیفرهای بنتیک و پلانکتونیک است لذا با استفاده از محتوای فسیلی و مطالعات پتروگرافی می‌توان بایواستراتیگرافی، محیط دیرینه و چینه‌نگاری سکانسی این سازند را بررسی نمود.

روش مطالعه و موقعیت جغرافیایی منطقه مورد مطالعه

چاه AZ 355 در بخش شمال غربی میدان نفتی اهواز قرار دارد که بخشی از کمربند چین خورده-رانده زاگرس محسوب می‌شود (Stocklin 1968). طول میدان نفتی اهواز حدود ۸۰ کیلومتر و عرض آن ٦,٥ کیلومتر است که در شمال زون فروافتادگی دزفول واقع شده است (شکل ۱). این میدان یک تاقدیس سینوسی کم شیب و متقارن با روند شمال غربی-جنوب شرقی است که به سمت جنوب غرب مرتفع‌تر می‌شود. سازند سروک در چاه AZ 355، ۸۱۰ متر ضخامت دارد. ۳۰٤ مقطع نازک از توالی کربناته سازند سروک تهیه و به منظور مطالعات دقیق پتروگرافی توسط حلال آلیزارین قرمز، رنگ‌آمیزی شده است (Dickson 1965). مرز زیرین سازند سروک با سازند کژدمی در چاه مورد مطالعه پیوسته و تدریجی و مرز بالایی آن با ناپیوستگی فرسایشی در زیر شیل لافان قرار دارد. مطالعات بایواستراتیگرافی بر اساس مطالعه (Wynd 1965) و توصیف و طبقه‌بندی رخساره‌ها بر اساس طبقه‌بندی (Dunham 1962) و با اصلاحاتی از (Embry & Klovan 1972) صورت گرفته است. چینه‌نگاری سکانسی بر اساس اصول و مفاهیم چینه‌نگاری سکانسی (Sharl & et al. 2001; Simmons et al. 2007) است

لیتواستراتیگرافی

سازند سروک در چاه AZ 355 در میدان نفتی اهواز واقع در شمال زون فروافتادگی دزفول شامل ۸۱۰ متر سنگ آهک‌های متوسط تا ضخیم لایه، سفید تا خاکستری و در برخی بخش‌ها حاوی ندول‌های چرت است. بخش‌های زیرین این سازند عمدتاً از آهک‌های شیلی تشکیل شده است و این آهک‌های شیلی با مرزی پیوسته و تدریجی بر روی شیل‌های سازند کژدمی قرار می‌گیرد. به سمت راس توالی سازند سروک در چاه مورد مطالعه از مقدار شیل کم شده و لیتولوژی اصلی سنگ آهک خالص می‌گردد. در بخش‌های بالایی، سنگ آهک‌های سازند سروک با مرزی ناپیوسته در زیر شیل لافان قرار می‌گیرد.



شکل ۱- موقعیت قرارگیری میدان نفتی اهواز در شمال زون فروافتادگی دزفول در حوضه زاگرس.

بایواستراتیگرافی

در مطالعات دیرینه‌شناسی و زیست چینه‌ای سازند سروک در چاه AZ 355، ۲۱ جنس و ۱٦ گونه از فرامینیفرهای بنتیک، ۵ جنس و ٦ گونه از فرامینیفرهای پلانکتونیک و ۳ جنس و ۳ گونه از الیگوستژنیدها شناسایی گردید. نمونه‌هایی از فرامینیفرهای بنتیک و پلانکتونیک و الیگوستژنیدهای شناسایی شده در شکل‌های ۲ و ۳ نشان داده شده است. بر اساس فسیل‌های شناسایی شده و مقایسه آن‌ها با زون‌بندی (Wynd 1965) پنج بایوزون ارائه گردید که عبارتند از:

بایوزون ۱: *Favusella washitensis* Range Zone

این زون به ضخامت ۹٦ متر در حدفاصل اعماق ٤۳۲۰ تا ٤۲۲٤ متر شناسایی شد و با اولین و آخرین ظهور گونه *Favusella washitensis* مشخص می‌گردد. سایر فرامینیفرهای شناسایی شده در این زون عبارتند از: *Rotalipora globotruncanoides*, *Rotalipora appenninica*, *Rotalipora* sp., *Muricohedbergella* sp., *Heterohelix moremani*, *Muricohedbergella delrioensis*, *Heterohelix* sp., *Macroglobigerinelloides* sp. فرامینیفرهای شناسایی شده معادل با بایوزون شماره ۲۳ وایند (Wynd 1965) است و سن آلبین پسین تا سنومانین پیشین را ارائه می‌دهد. لازم به ذکر است که اولین ظهور گونه *Rotalipora globotruncanoides* شروع اشکوب سنومانین را نشان می‌دهد (Premoli Silva & Verga 2004).

بایوزون ۲: *Oligostegina* Assemblage Zone

این زون دارای ۹٦ متر ضخامت است و در حدفاصل اعماق ٤۲۲٤ تا ٤۱۲۸ متر شناسایی شد. این زون با فراوانی بسیار

زیاد الیگوستژنیدها مانند *Pithonella ovalis*, *Calcisphaerula innominate lata*, *Calcisphaerula innominata* مشخص می‌گردد. تعدادی فرامینیفرهای پلانکتونیک مانند *Heterohelix moremani*, *Muricohedbergella* sp., *Heterohelix* sp., *Macroglobigerinelloides* sp. نیز در این زون یافت شدند. به طور کلی، گسترش زمانی این زون از آلبین پسین تا تورونین است (Motiei 1993). در منطقه مورد مطالعه، با توجه به قرارگیری این زون در بالای بایوزون شماره ۱ و در زیر بایوزون شماره ۳، سن سنومانین پیشین برای این بایوزون در نظر گرفته شد.

بایوزون۳: *Rudist debris* Zone

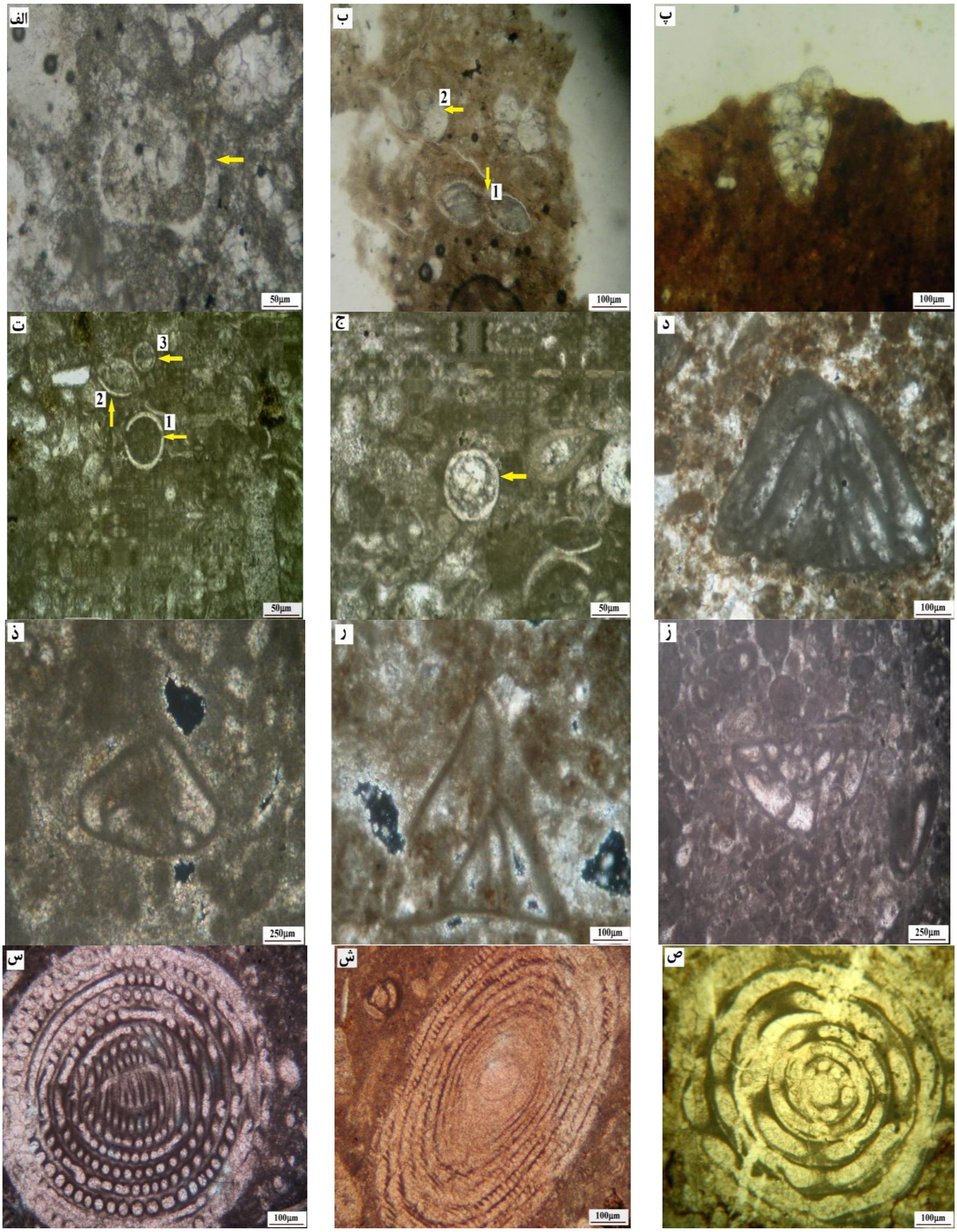
این زون دارای ۱۰۳ متر ضخامت بوده و در حدفاصل اعماق بین ٤١٢٨ تا ٤٠٢٥ متر شناسایی گردید. خرده‌های رودیست فراوان‌ترین فون تشکیل‌دهنده این زون هستند. تعدادی فرامینیفرهای بنتیک مانند *Textularia* sp., *Lenticulina* sp., miliolids نیز در این زون مشاهده شدند. گسترش زمانی این بایوزون نیز به مانند بایوزون شماره۲ از آلبین پسین تا تورونین است (Motiei 1993). اما با توجه به قرارگیری این زون در بالای بایوزون شماره ۲ و در زیر بایوزون شماره ٤، سن سنومانین پیشین تا میانی برای این بایوزون ارائه شد.

بایوزون ٤: *Nezzazata-Alveolinids* Assemblage Zone

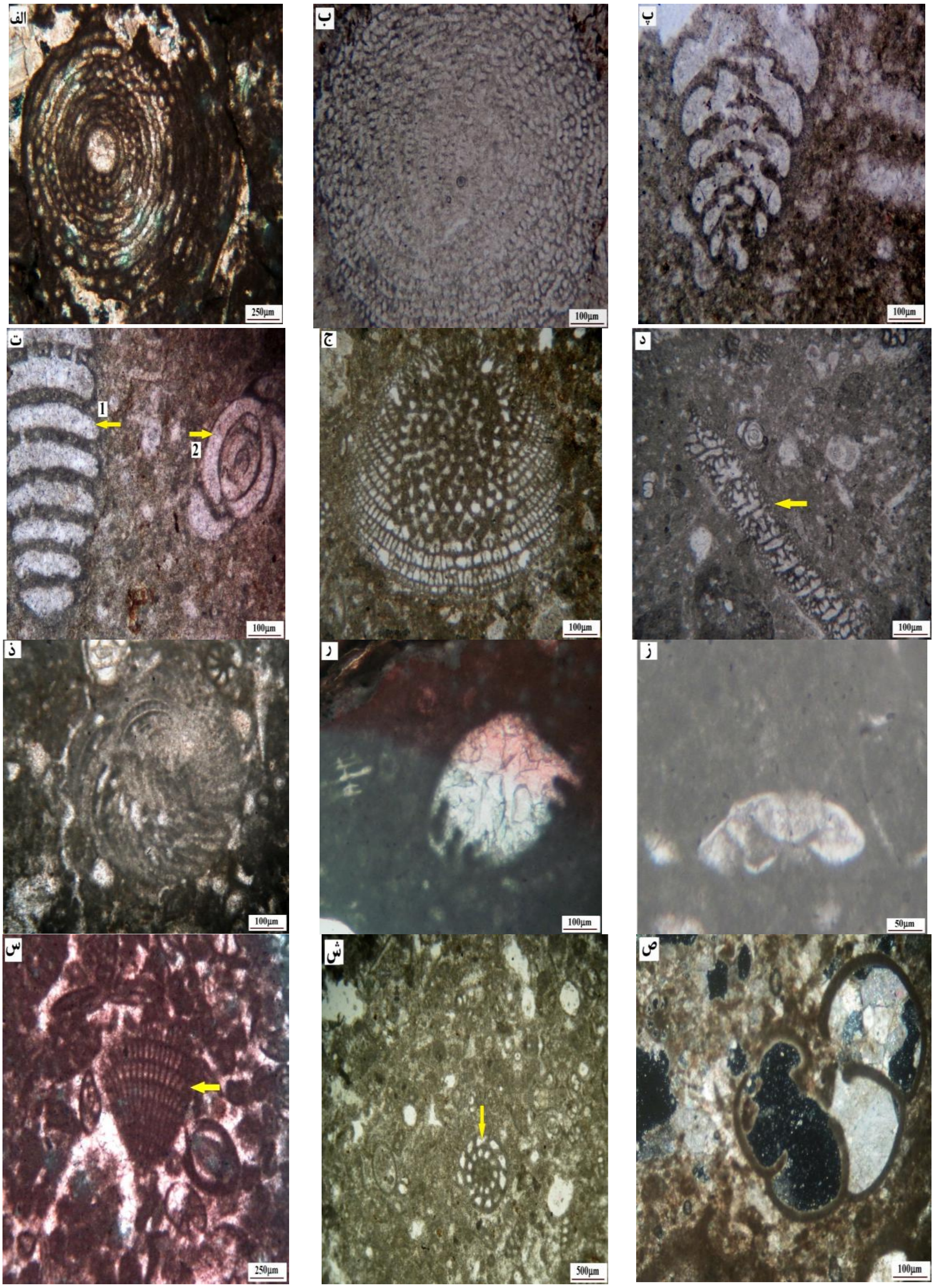
این زون با ضخامت ٣٦٢ متر در حدفاصل اعماق ٤٠٢٥ تا ٣٦٦٣ متر شناسایی گردید. بایوزون شماره ٤ با گسترش و فراوانی جنس *Nezzazata* و خانوداده Alveolinids مشخص می‌گردد. سایر فرامینیفرهای بنتیک مانند *Nezzazata simplex*, *Nezzazata convex*, *Nezzazata gyra*, *Nezzazata concava*, *Praealveolina cretacea*, *Ovalveolina ovum*, *Cisalveolina fallax*, *Multispirina iranensis*, *Nezzazatinella picardi*, *Ammobaculites* sp., *Cuneolina pavonia*, *Dictyoconus* sp., *Orbitolina* sp., *Dicyclina schlumbergeri*, *Chrysalidina gradata*, *Taberina bingistani*, *Trocholina arabica*, *Psuedolithuonella reicheli*, *Ovalveolina* sp., *Textularia* sp., *Nummoloculina* sp., *Praechrysalidina* sp., miliolids and textulariids و فرامینیفرهای پلانکتونیک مانند *Rotalipora cushmani*, *Rotalipora* sp., *Muricohedbergella delrioensis*, *Muricohedbergella* sp., *Heterohelix moremani*, *Heterohelix* sp., *Macroglobigerinelloides* sp. نیز در این زون مشاهده شدند. فرامینیفرهای بنتیک شناسایی شده معادل با بایوزون شماره ۲۵ وایند (Wynd 1965) است و سن سنومانین میانی تا پسین را ارائه می‌دهد. حضور گونه *Rotalipora cushmani* سن سنومانین میانی تا پسین را تایید می‌کند (Premoli Silva & Verga 2004).

بایوزون ۵: *Nezzazatinella-Dicyclina* Assemblage Zone

آخرین بایوزون شناسایی شده ۱۵۳ متر ضخامت دارد و در حد فاصل اعماق ٣٦٦٣ تا ٣٥١٠ متر شناسایی شده است. این بایوزون با فراوانی جنس‌های *Dicyclina* و *Nezzazatinella* و ظهور گونه *Moncharmontia apenninica* مشخص می‌گردد. سایر فرامینیفرهای بنتیک مانند *Ammobaculites* sp., *Spiroloculina* sp., *Textularia* sp., *Nummoloculina* sp., miliolids and textulariids و تعداد اندکی فرامینیفرهای پلانکتونیک مانند *Muricohedbergella* sp., *Heterohelix* sp., *Macroglobigerinelloides* sp. نیز شناسایی شدند. فرامینیفرهای بنتیک شناسایی شده معادل با بایوزون شماره ۲۹ وایند (Wynd 1965) است و سن تورونین پیشین برای آن در نظر گرفته شده است. به عقیده بسیاری از محققان ظهور و فراوانی گونه *Moncharmontia apenninica* تورونین است (De Castro 1966; Sartorio & Venturini 1988; Korbar & Husinec 2003). انقراض جنس‌های روتالیپورا (*Rotalipora*) و نزازاتا (*Nezzazata*) در مرز زیرین این بایوزون، سن تورونین را تأیید می‌کند.

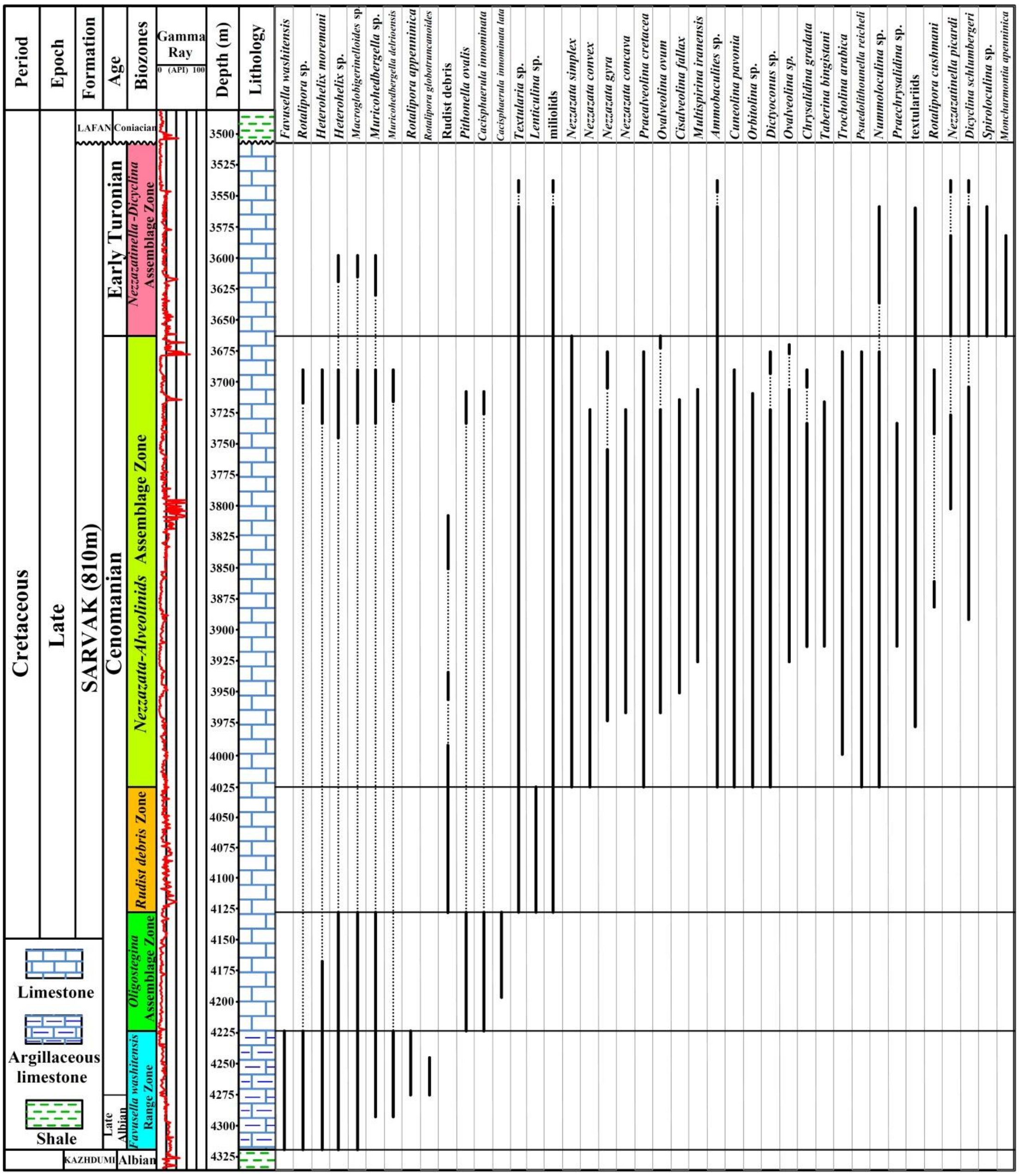


شکل۲– الف) ***Favusella washitensis***، ب) **1:*Rotalipora appenninica*, 2: *Muricohedbergella* sp.**، پ) ***Heterohelix moremani***، ت) **1: *Cacisphaerula innominata lata*, 2: *Pithonella ovalis*, 3:*Cacisphaerula innominata***، ج) ***Calcisphaerula innominata***، د) ***Nezzazata conica***، ذ) ***Nezzazata gyra***، ر) ***Nezzazata concava***، ز) ***Nezzazata simplex***، س) ***Ovalveolina ovum***، ش) ***Praealveolina cretacea***، ص) ***Cisalveolina fallax***.



شکل۳- الف) **Ovalveolina sp.**، ب) ***Multispirina iranensis***، پ) ***Chrysalidina gradata***، ت) **1:** ***Psuedolithuonella reicheli*****, 2:** ***Pyrgo*** **sp.**، ج) ***Orbitolina*** **sp.**، د) ***Dicyclina schlumbergeri***، ذ) ***Taberina bingistani***، ر) ***Trocholina arabica***، ز) ***Rotalipora cushmani***، س) ***Cuneolina pavonia***، ش) ***Moncharmontia apenninica***، ص) ***Nezzazatinella picardi***.

با توجه به بایوزون‌های ارائه شـده، سـن سـازند سـروک در منطقه مورد مطالعه آلبین پسین تا تـورونین پیشـین در نظر گرفته شد. توزیع و گسترش فون‌های شناسـایی شـده در شکل ٤ نشان داده شده است.



شکل٤- توزیع و گسترش فونای شناسایی شده در سازند سروک در منطقه مورد مطالعه.

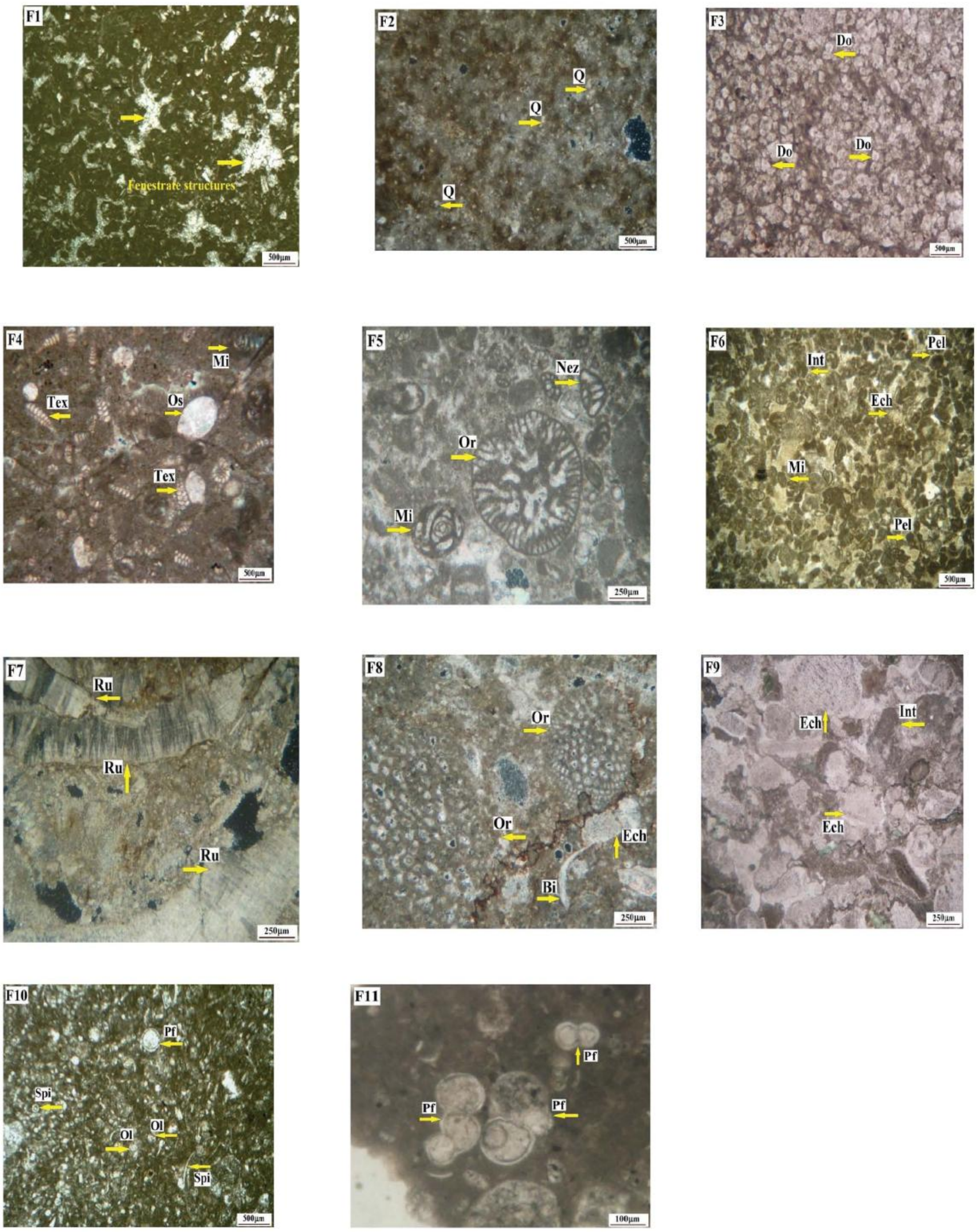
رخساره‌ها

با توجه به اجزای اسکلتی اصلی و غیر اسکلتی، اندازه و بافت ۱۱ رخساره شناسایی گردید که در چهار محیط جزر و مـدی، لاگـون، سـدی و دریـای بـاز تـه‌نشسـت شـده‌انـد. انـواع رخساره‌های شناسایی شده و ویژگی‌های اصـلی آن‌هـا شـامل اجزای اصـلی، انـدازه، سـاختارهای رسـوبی، بافـت و محـیط رسوبی در شکل ۵ نشان داده شده است. تمـام رخسـاره‌هـای شناسایی شده کربناته هسـتند بـه جـز رخسـاره شـماره ۲ کـه

شامل ۵ تا ۲۰٪ کوارتزهای دانه‌ریز است. رخساره‌های مادستونی دارای ساختارهای فنستریت و دانه‌های تخریبی کوارتز مشخصه محیط جزر و مدی (Tidal flat) هستند (Ginsburg & Hardie 1975; Shinn 1983; Flugel 2010). در حدواسط محیط لاگون و جزر و مدی و در روند کم عمق‌شوندگی سطح آب دریا پدیده دولومیتی شدن و در بخش بالایی سازند سروک رخ داده است. رخساره‌های گل پشتیبان (Mud- supported) دارای فونای کم عمق مانند فرامینیفرهای بنتیک با پوسته پورسلانوز و آگلوتینه، جلبک سبز، گاستروپود و استراکود در محیط لاگون محصور (Restricted lagoon) به فراوانی یافت می‌شوند (Hottinger 1997; Geel 2000). ظهور مقداری از فونای دریای باز مانند اکینوئید و بریوزوئر در بخش‌هایی از رخساره‌های لاگون بیانگر ارتباط این بخش‌ها با دریای باز بوده و لاگون نیمه محصور (Non-restricted lagoon) را نشان می‌دهد (Flugel 2010). زمینه اسپاریتی و دانه پشتیبان (Grain- supported) و آلوکم‌های جور شده و گرده شده نشان‌دهنده محیط سدی یا شول (Shoal) است (Flugel 2010). رخساره‌های دارای فرامینیفرهای بنتیک بزرگ، اینترکلاست، اکینوئید و دو کفه‌ای نشانگر ته نشست این رخساره‌ها در زیر سطح اساس امواج عادی (Fair weather wave base) بوده و در محیط دریای باز (Open marine) ته‌نشست شده‌اند. رخساره‌های با زمینه میکرایتی و دارای سوزن اسفنج، الیگوستژنید و فرامینیفرهای پلانکتونیک شرایط کم انرژی در زیر سطح اساس امواج طوفانی (Storm wave base) هستند (Wilson 1975; Burchette and Wright 1992; Flugel 2010). تصاویری از رخساره‌های شناسایی شده در شکل ٦ نشان داده شده است. رحیمی‌نژاد و همکاران (۱۳۸۵) در میدان نفتی گچساران ۷ رخساره، صفدری ادیمی و همکاران (۱۳۸۹) در زون فارس ۱۳ رخساره، غبیشاوی و همکاران (Ghabeishavi et al. 2010) در مطالعه سازند سروک در تاقدیس کوه بنگستان ۱۲ رخساره، رازین و همکاران (Razin et al. 2010) در تاقدیس کوه لندره (سکشن‌های بی بی سیدان و پادنا) ۱۵ رخساره، رحیم‌پور بناب و همکاران (Rahimpour-Bonab et al. 2012) در میدان نفتی آب تیمور ۱۲ رخساره و اسدی مهماندوستی و همکاران (Asadi mehmandosti et al. 2013) در زون ایذه ۱۰ رخساره را پیشنهاد نموده‌اند.

Facies		Facies Descriptions	Environment	
F1	Fenestral mudstone	Fine grained microcrystalline carbonate mud matrix; lack of bioclast and contain fenestrate structure; bioclast are restricted to rare ostracod; low energy; deposition above FWWB	Tidal flat (coastal palin)	Inner ramp
F2	Sandy mudstone	Silt to very fine-grained detrital quartz grains; bioclast are restricted to rare ostracod; several sub-facies can be recognized based on bioclast debris	Tidal flat (coastal palin)	
F3	Medium to coarse crystalline dolostone	Idiotopic medium to coarse crystalline dolomite; rare micrite; silt to very fine-grained detrital quartz grains; rare to common bioclast; rare small benthic foraminifera	Tidal flat (shoreface)	
F4	Miliolid textulariid wackestone	Abundant miliolids and textulariids; porcelaneous foraminifera present; recrystallized green algae; rare to common ostracods; rare echinoid debris; carbonate mud matrix	Upper offshore (restricted lagoon)	
F5	Bioclast benthic foraminifera packstone	Abundant and diverse benthic foraminifera such as *Nezzazata*, Orbitolinids and miliolids; mollusc debris; rare bryozoan debris; rare echinoid debris; carbonate mud matrix	Upper offshore (non-restricted lagoon)	
F6	Bioclast peloid grainstone	Abundant peloid and intraclast; abundant porcelaneous foraminifera; rare hyaline foraminifera; rare to abundant echinoids; rare echinoid debris	Upper offshore (shoal)	Middle ramp
F7	Rudist floatstone	Abundant rudist fragments; rare small benthic foraminifera; echinoid debris; rare to abundant mollusc debris; carbonate mud matrix	Upper offshore (shoal)	
F8	Bioclast orbitolinids packstone	Abundant larger benthic foraminifera such as Orbitolinids, *Dicyclina* and *Chrysalidina*; Bivalve debris; bryozoan debris; common echinoid debris; carbonate mud matrix	Upper offshore (below FWWB)	
F9	Bioclast intraclast echinoid packstone	Abundant echinoid debris and intraclast; mollusc debris; bryozoan debris; rare oligosteginids; rare to common peloids; carbonate mud matrix;	Upper offshore (affected by storm)	
F10	Sponge spicule oligosteginids wackestone	Abundant sponge spicules and oligosteginids; rare planktonic foraminifera; mollusc debris; bryozoan debris; common echinoid debris; carbonate mud matrix	Upper offshore (below SWB)	Outer ramp
F11	Planktonic foraminifera packstone	Abundant planktonic foraminifera such as *Muricohedbergella* and *Rotalipora*; bryozoan debris; rare to common radiolaria; common echinoid debris; carbonate mud matrix	Upper offshore (below SWB)	

شکل ۵- انواع رخساره‌های شناسایی شده، ویژگی‌های اصلی و محیط رسوبی آن‌ها



شکل٦-**F1**) مادستون دارای ساختارهای فنستریت یا چشم چرنده ای، **F2**) مادستون دارای دانه های کوارتز، **F3**) دولوستون تشکیل شده از بلورهای متوسط تا بزرگ دولومیت، **F4**) وکستون دارای میلیولید و تکستولارید، **F5**) پکستون دارای فرامینیفر بنتیک و بایوکلاست، **F6**) د) گرینستون دارای بایوکلاست و پلوئید، **F7**) فلوتستون رودیستی، **F8**) پکستون دارای اربیتولینید و بایوکلاست، **F9**) پکستون دارای بایوکلاست، اکینوئید و اینتراکلاست، **F10**) وکستون دارای سوزن اسفنج و الیگوستژنید، **F11**) پکستون دارای فرامینیفرهای پلانکتونیک، علائم اختصاری عبارتند از: **Q**: کوارتز؛ **Do**: بلور دولومیت؛ **Tex**: تکستولارید؛ **Mi**: میلیولید؛ **Or**: اربیتولینید؛ **Nez**: نزازاتا؛ **Pf**: فرامینیفر پلانکتونیک؛ **Bi**: دوکفه ای؛ **Ech**: اکینوئید؛ **Os**: استراکود؛ **Ru**: رودیست؛ **Spi**: سوزن اسفنج؛ **Ol**: الیگوستژنید؛ **Pel**: پلوئید؛ **Int**: اینتراکلاست.

بازسازی محیط دیرینه

با بررسی روند تغییرات رخساره‌ها و توزیع فرامینیفرهای بنتیک و پلانکتونیک و سایر فونا می‌توان محیط دیرینه تشکیل نهشته‌های کربناته سازند سروک را بازسازی نمود. بر اساس انواع رخساره‌های شناسایی شده، روند تغییرات تدریجی آن‌ها از بخش‌های عمیق تا کم عمق، فقدان رسوبات حاصل از جریان‌های توربیدایتی، رسوبات ریزشی و لغزشی، فقدان ریف‌ها، عدم حضور آنکوئیدها، پیزوئیدها و دانه‌های تجمعی که خاص شلف‌های کربناته هستند (Flugel 2010) می‌توان گفت سازند سروک در منطقه مورد مطالعه، بر روی یک رمپ کربناته با شیب کم (Homoclinal ramp) ته‌نشست شده است (Read 1985; Burchette & Wright 1992) (شکل۷). وزیری مقدم و صفری (۱۳۸۲) در منطقه سمیرم، رحیمی نژاد و همکاران (۱۳۸۵) در میدان نفتی گچساران، طاهری و سرداقی (۱۳۹۰) در جنوب غرب بروجن و رحیم پور بناب و همکاران (Rahimpour-Bonab et al. 2012) در میدان نفتی آب تیمور یک مدل رسوب گذاری رمپ هموکلینال را برای سازند سروک پیشنهاد داده اند در حالی که صفدری ادیمی و همکاران (۱۳۸۹) در جنوب غرب فیروزآباد، رازین و همکاران (Razin et al. 2010) در تاقدیس کوه لندره و غبیشاوی و همکاران (Ghabeishavi et al. 2010) در تاقدیس کوه بنگستان یک مدل رسوب گذاری شلف بدون لبه (Non-rimed shelf) را پیشنهاد کرده‌اند.

رمپ خارجی (Outer ramp)

دو رخساره (F10 و F11) نشان‌دهنده محیط رمپ خارجی هستند و عمدتاً از فرامینیفرهای پلانکتونیک (F11) و سوزن اسفنج و الیگوستژنید (F10) به همراه سایر فونای دریای باز مانند رادیولاریا، اکینوئید و بریوزوئر تشکیل شده‌اند (شکل۷). فراوانی و گسترش زیاد فرامینیفرهای پلانکتونیک، سوزن اسفنج و الیگوستژنید در زمینه میکرایتی و عدم حضور فونای محیط کم عمق مانند فرامینیفرهای بنتیک بیانگر آن است که این رخساره‌ها در آب‌های آرام و کم انرژی رمپ خارجی در زیر سطح اساس امواج طوفانی (Storm wave base) با شوری نرمال دریایی ته‌نشست شده‌اند (Wilson 1975; Burchette & Wright 1992; Flugel 2010).

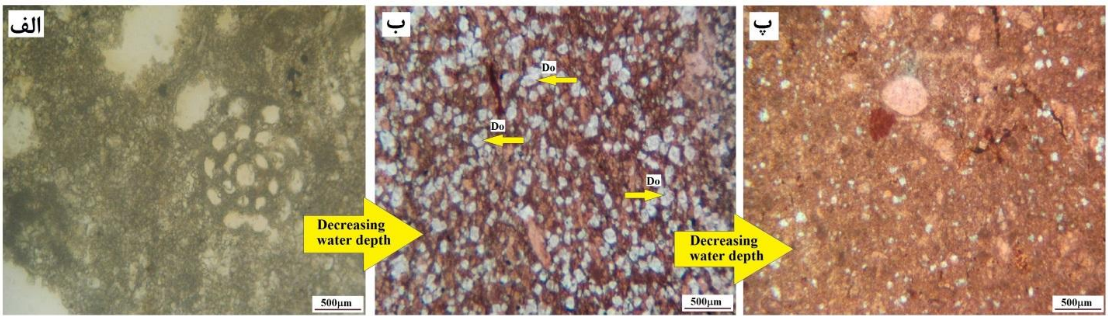
رمپ میانی (Middle ramp)

دو رخساره (F8 و F9) بیانگر محیط رمپ میانی و عمدتاً از اکینوئید، اینتراکلاست، بریوزوئر، دوکفه‌ای و اندکی الیگوستژنید و پلوئید (F9) و فرامینیفرهای بنتیک بزرگ مانند *Orbitolina, Dicyclina, Chrysalidina, Taberina, Cuneolina* (F8) تشکیل شده‌اند (شکل ۷). حضور گسترده قطعات اکینوئید و اینتراکلاست در رخساره F9 نشان می‌دهد که این رخساره در محیط دریای باز با انرژی کم تا متوسط ته‌نشست شده است (Heckel 1972; Harris et al. 1997; Flugel 2010). حضور الیگوستژنیدها در رخساره F9 نشان می‌دهد که این رخساره در بخش‌های عمیق تر رمپ میانی تشکیل شده است (Flugel 2010). حضور فرامینیفرهای بنتیک بزرگ به همراه فونای دریای باز مانند اکینوئید، بریوزوئر و اندکی الیگوستژنید بیانگر آن است که رخساره F8 در محیط رمپ میانی زیر سطح اساس امواج عادی (Fair weather wave base) ته‌نشست شده است (Wilson 1975; Flugel 2010).

رمپ داخلی (Inner ramp)

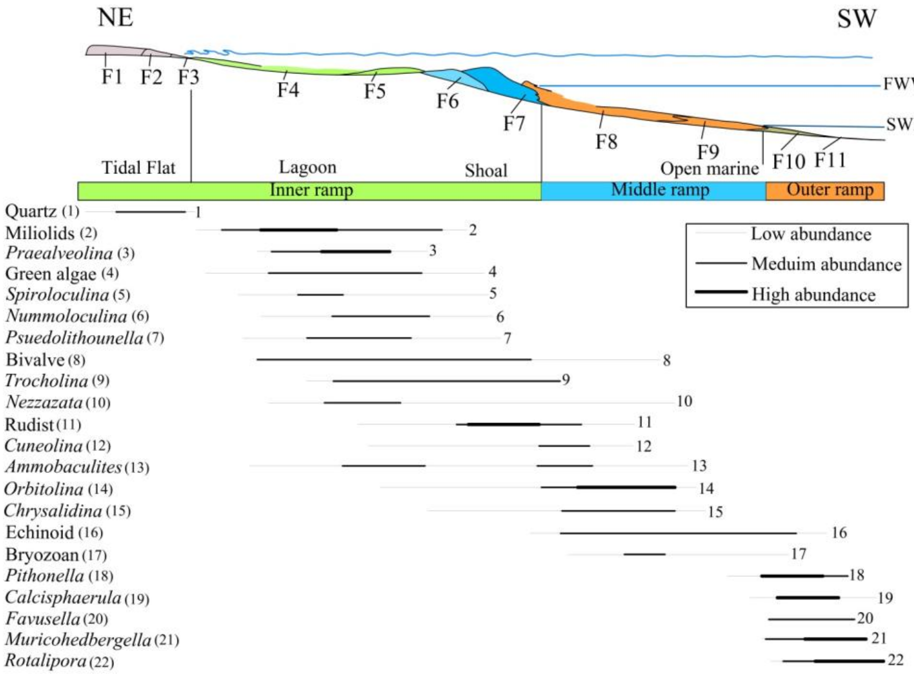
هفت رخساره (F1 تا F7) محیط رمپ داخلی را نشان می‌دهند (شکل۷). رخساره‌های F6 و F7 در محیط پر انرژی سدی بالای سطح اساس امواج عادی (FWWB) تشکیل شده‌اند. رخساره F7 عمدتاً شامل قطعات بزرگ رودیست بوده که در محیط پر انرژی تشکیل شده اما بر اثر انرژی امواج قطعات رودیست جابجا شده و در آب‌های کم انرژی‌تر محیط سدی به سمت دریای باز ته‌نشین شده‌اند (Flugel 2010). رخساره F6 از پلوئید و اینتراکلاست در زمینه دانه پشتیبان (Grain-supported) و زمینه سیمان اسپاریتی تشکیل شده و محیط پر انرژی سدی را نشان می‌دهد (Flugel 2010). رخساره‌های لاگون شامل دو رخساره F4 و F5 بوده و عمدتاً از فرامینیفرهای بنتیک با پوسته‌های پورسلانوز و آگلوتینه مانند *Orbitolina, Nezzazata, Nezzazatinella*, alveolinids, miliolids, textulariids، دو کفه‌ای، پلوئید و جلبک سبز تشکیل شده‌اند. حضور گسترده فرامینیفرهای بنتیک با پوسته پورسلانوز و عدم حضور فونای دریای باز، بیانگر محیط کم انرژی لاگون است (Hottinger 1997; Geel 2000). رخساره F3 از بلورهای دانه متوسط تا درشت دولومیت تشکیل شده و

بیانگر فرایند دولومیت‌زایی در مراحل آخر دیاژنز است (Warren 2000) که در روند کم عمق شوندگی سطح آب دریا در حدفاصل محیط لاگون و جزر و مدی تشکیل شده‌اند (Mutti and Simo 1994) (شکل ۸).



شکل ۷- فرایند دولومیت‌زایی در روند کم عمق شوندگی سطح آب دریا در حدفاصل محیط لاگون تا جزر و مدی، علامت اختصاری عبارت است از: Do: بلور دولومیت.

رخساره‌های F1 و F2 نشان‌دهنده محیط جزر و مدی هستند. رخساره F2 دارای زمینه میکرایتی بوده و حاوی ۵ تا ۲۰٪ ذرات کوارتز دانه‌ریز است که این ذرات از فرسایش لایه‌های قدیمی‌تر منشأ گرفته و احتمالاً به وسیله باد یا جریان‌های آبی از خارج حوضه به محیط دریایی جابجا شده‌اند (Tucker & Wright 1990; Flugel 2010). رخساره F1 حاوی ساختارهای چشم پرنده‌ای (Fenestrate structure) در زمینه میکرایتی است. این ساختارها به دلیل فرار حباب‌های هوا در طول غرق شدگی میکرایت‌ها در محیط جزر مدی تشکیل شده‌اند (Ginsburg & Hardie 1975; Shinn 1983; Adabi et al. 2010). توزیع و گسترش فرامینیفرهای بنتیک و پلانکتونیک و سایر فونا مانند الیگوستژنید، رودیست، اکینوئید، جلبک و دو کفه‌ای بر روی مدل رسوبی ارائه شده در شکل ۸ نشان داده شده است.



شکل ۸- مدل رسوبی ارائه شده و گسترش انواع فونا در سازند سروک در منطقه مورد مطالعه.

چینه‌نگاری سکانسی

با بررسی تغییرات عمودی رخساره‌ها و شناسایی محیط‌های رسوبی می‌توان نهشته موجود در یک حوضه رسوبی را به سکانس‌های رسوبی تفکیک نمود (Emery & Myers 1996). سکانس رسوبی یک واحد چینه‌شناسی است که توسط ناپیوستگی‌ها یا پیوستگی‌های هم ارز از طبقات بالا و پایین تفکیک می‌گردد و دوره‌ای از رسوب‌گذاری را نشان می‌دهد که بین دو برهه زمانی افت سطح آب دریا اتفاق افتاده است (Vali et al. 1977; Van Wagoner et al. 1990). چینه‌نگاری سکانسی رسوبات مورد مطالعه به شناسائی ٤ سکانس رسوبی رده سوم منجر شده است. صفدری ادیمی و همکاران (۱۳۸۹) در جنوب غرب فیروزآباد، طاهری و سرداقی (۱۳۹۰) در جنوب غرب بروجن و رحیم‌پوربناب و همکاران (Rahimpour-Bonab et al. 2012) در میدان نفتی آب تیمور ۳ سکانی رسوبی شناسایی کرده‌اند اما رازین و همکاران (Razin et al. 2010) در تاقدیس کوه لندره ٤ سکانس رسوبی ارائه کرده‌اند. سکانس‌های شناسایی شده در این مطالعه همخوانی مناسبی با سکانس‌های ارائه شده توسط رازین و همکاران (Razin et al. 2010) دارد و به خوبی قابل تطابق با سکانس‌های ارائه شده برای صفحه عربی (Sharland et al. 2001; Simmons et al. 2007) است (شکل۹). سکانس‌های شناسائی شده عبارتند از:

سکانس ۱

این سکانس با سن آلبین پسین-سنومانین پیشن ۳۵۳ متر ضخامت دارد و در بخش زیرین تا میانی سازند سروک شناسایی گردید. مرز سازندهای کژدمی و سروک توسط رخساره غنی از اکینوئید و اینتراکلاست (F9) مشخص می‌گردد و با توجه به قرارگیری این رخساره به عنوان یک رخساره کم عمق‌تر بین شیل‌های حاوی فرامینیفرهای پلانکتونیک در بخش راسی سازند کژدمی و آهک‌های حاوی فرامینیفرهای پلانکتونیک در بخش قاعده‌ای سازند سروک، به عنوان مرز سکانسی در نظر گرفته شده و به دلیل عدم وجود شواهد خروج از آب، مرز سکانسی نوع دوم (Type 2 sequence boundary) است. بسته رسوبی پیشرونده سطح آب دریا (Transgressive system tract) عمدتاً از رخساره‌های رمپ میانی و خارجی تشکیل شده و حداکثر پیشروی سطح آب دریا (Maximum flooding surface) توسط رخساره رمپ خارجی غنی از فرامینیفرهای پلانکتونیک (F11) مشخص می‌گردد. سطح MFS سکانس ۱ از لحاظ سنی قابل تطابق با MFS-K110 در صفحه عربی است (Sharland et al. 2001). بسته رسوبی وابسته به سکون و آغاز پسروی دریا (Highstand system tract) بیانگر روند تغییر تدریجی رخساره‌های رمپ خارجی غنی از الیگوستژنید و سوزن اسفنج (F10) به رخساره سدی غنی از قطعات رودیست (F7) و سپس رخساره‌های لاگون است. مرز بالایی این سکانس توسط رخساره لاگونی غنی از میلیولید و تکستولارید (F4) مشخص می‌شود و به دلیل عدم وجود شواهد خروج از آب، مرز سکانسی نوع دوم (SB2) است.

سکانس ۲

این سکانس به ضخامت ۵۷ متر و با سن سنومانین میانی در بخش میانی سازند سروک شناسایی شد. بسته رسوبی پیشرونده سطح آب دریا (TST) پیشروی سریع سطح آب دریا را نشان می‌دهد و عمدتاً شامل رخساره‌های رمپ میانی و سدی است. سطح حداکثر پیشروی سطح آب دریا (MFS) توسط رخساره پکستون غنی از اکینوئید و اینتراکلاست (F9) مشخص می‌گردد و از لحاظ سنی قابل تطابق با MFS-K120 در صفحه عربی است (Sharland et al. 2001). بسته رسوبی وابسته به سکون و آغاز پسروی سطح آب دریا (HST) تجمعی از رخساره‌های لاگون غنی از فرامینیفرهای بنتیک با پوسته پورسلانوز و آگلوتینه مانند *Nezzazata*, *Nezzazatinella*, alveolinids, miliolids, textulariids را نشان می‌دهد. رخساره مادستون دارای ذرات کوارتز (F2) مرز

بالایی این سکانس با سکانس سوم را مشخص می‌کند و مرز سکانسی نوع دوم (SB2) است.

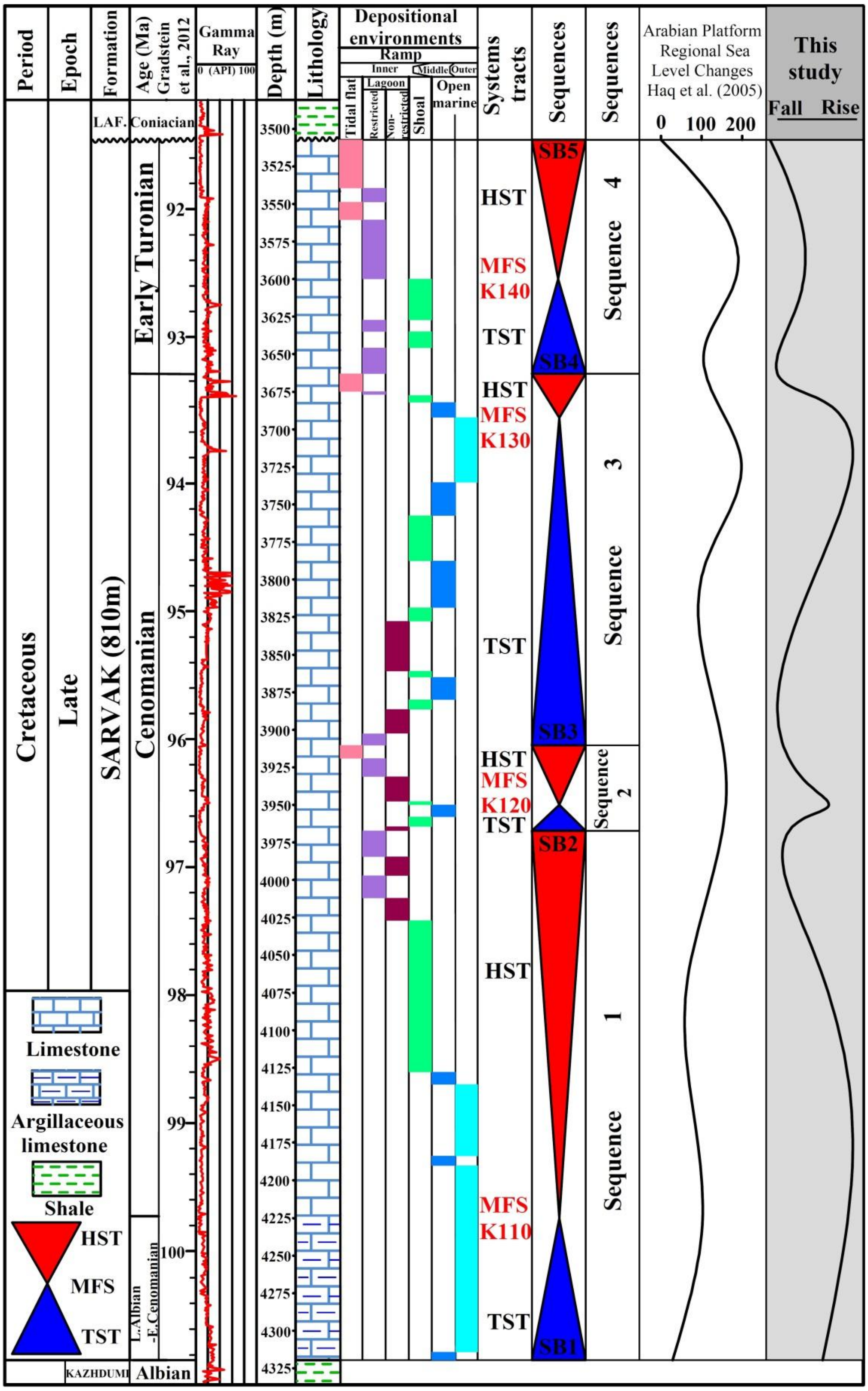
سکانس ۳

این سکانس به ضخامت ۲٤۷ متر در برگیرنده بخش میانی تا بالایی سازند سروک بوده و دارای سن سنومانین میانی تا پسین است. بسته رسوبی پیشرونده سطح آب دریا (TST) عمدتا از رخساره رمپ میانی غنی از فرامینیفرهای بنتیک بزرگ مانند *Orbitolina, Chrysalidina, Cuneolina, Dicyclina, Taberina* و اکینوئید فراوان و اینتراکلاست تشکیل شده است. رخساره رمپ خارجی غنی از فرامینیفرهای پلانکتونیک (F11)، سطح حداکثر پیشروی سطح آب دریا (MFS) را نشان می دهد و از لحاظ سنی قابل تطابق با MFS-K130 در صفحه عربی است (Sharland et al. 2001). بسته رسوبی وابسته به سکون و آغاز پسروی سطح آب دریا (HST) افت سریع سطح آب دریا را از رخساره رمپ میانی به رخساره سدی و سپس رخساره جزر و مدی نشان می‌دهد. مرز بین سکانس‌های سوم و چهارم توسط رخساره آهکی–تخریبی (F2) مربوط به محیط جزر و مدی مشخص می‌گردد و به دلیل عدم وجود شواهد خروج از آب و فرسایش رسوبات، مرز سکانسی نوع دوم (SB2) در نظر گرفته شد.

سکانس ٤

آخرین سکانس شناسایی شده با سن تورونین زیرین ۱۵۳ متر ضخامت دارد و در بخش بالایی سازند سروک شناسایی گردید. بسته رسوبی پیشرونده سطح آب دریا (TST) پیشروی جزئی سطح آب دریا را نشان می‌دهد و شامل رخساره‌های لاگون (F4) و سدی (F6) است. رخساره محیط سدی غنی از اینتراکلاست و پلوئید سطح حداکثر پیشروی سطح آب دریا (MFS) را نشان می‌دهد و از لحاظ سنی قابل تطابق با MFS-K140 در صفحه عربی است (Sharland et al. 2001). بسته رسوبی وابسته به سکون و آغاز پسروی سطح آب دریا (HST) تجمعی از رخساره‌های لاگون و جزر و مدی را نشان می‌دهد. فرایند دولومیتی شدن در بالاترین بخش این سکانس در روند کم عمق شوندگی سطح آب دریا رخ داده است (Mutti & Simo 1994). مرز بالایی این سکانس بین سازند سروک و شیل لافان قرار گرفته است و به دلیل شواهد خروج از آب و فرسایش گسترده رسوبات، مرز سکانسی نوع اول (Type 1 sequence boundary) است (Vail et al. 1984).

همچنین بر اساس تغییرات عمودی رخساره ها و سکانس‌های شناسایی شده، روند تغییرات سطح آب دریا در زمان ته‌نشست رسوبات سازند سروک، بازسازی و با منحنی تغییرات سطح آب صفحه عربی (Haq & Al-Qahtani 2005) مقایسه گردیده است (شکل۹). مقایسه منحنی سطح آب دریا در این مطالعه با منحنی تغییرات سطح آب صفحه عربی در بازه زمانی آلبین پسین تا تورونین زیرین نشان می‌دهد روند تغییرات سطح آب دریا در زمان ته‌نشست رسوبات سازند سروک در منطقه مورد مطالعه به وضوح تحت تأثیر روند تغییرات سطح آب صفحه عربی بوده است بدین ترتیب که از آلبین پسین تا سنومانین پیشین به تدریج رو به کاهش بوده است. از شروع سنومانین میانی تا انتهای سنومانین همزمان با حادثه بی‌هوازی اقیانوسی OAE 2 رو به افزایش رفته است (Friedrich et al. 2006; Bak 2007). پیش روی جزئی سطح آب دریا در تورونین زیرین با پس روی چشمگیری ادامه یافته و رسوبات کم عمق شیل لافان ته‌نشست شده است.



شکل ۹- گسترش و پراکندگی رخساره‌ها، سکانس‌های رسوبی ارائه شده و روند تغییرات سطح اب دریا.

نتیجه

بر اساس فونای شناسائی شده، ۵ بایوزون ارائه گردید که بیانگرسن آلبین پسین تا تورونین پیشین برای سازند سروک در منطقه مورد مطالعه است. مطالعات پتروگرافی به شناسائی ۱۱ رخساره کربناته منجر گردید که در چهار محیط جزر و مدی، سدی، لاگون و دریای باز ته‌نشست شده‌اند. روند تغییرات تدریجی رخساره‌ها، فقدان رسوبات حاصل از جریان‌های توربیدایتی، رسوبات ریزشی و لغزشی، فقدان ریف‌ها، آنکوئیدها و پیزوئیدها نشانگر آن است که رسوب‌گذاری سازند سروک بر روی رمپ کربناته با شیب کم (Homoclinal ramp) رخ داده است. بررسی رخساره‌ها به شناسایی ٤ سکانس رسوبی رده سوم معادل با سکانس‌های K110, K120, K130, K140 در صفحه عربی و ۵ مرز سکانسی منجر گردید. سکانس‌های اول و سوم عمدتاً از رخساره‌های دریای باز و سدی تشکیل شده‌اند در حالی که سکانس‌های دوم و چهارم عمدتاً شامل رخساره‌های لاگون محصور و نیمه محصور و اندکی جزر و مدی هستند. مرز سکانسی اول بین سازندهای کژدمی و سروک واقع شده و به دلیل عدم وجود شواهد خروج از آب، مرز سکانسی نوع دوم (SB2) است. مرزهای سکانسی دوم تا چهارم در سازند سروک قرار گرفته و مرز سکانسی نوع دوم (SB2) هستند. آخرین مرز سکانسی بین سازند سروک و شیل لافان قرار دارد و به دلیل شواهد خروج از آب و فرسایش گسترده رسوبات، مرز سکانسی نوع اول (SB1) است. همچنین روند تغییرات سطح آب دریا با استفاده از تغییرات عمودی رخساره‌ها و سکانس‌های شناسایی شده بازسازی و با روند تغییرات سطح آب صفحه عربی مقایسه گردیده است. این مقایسه نشان می‌دهد روند تغییرات سطح آب دریا در زمان ته‌نشست رسوبات سازند سروک در منطقه مورد مطالعه از روند تغییرات سطح آب صفحه عربی پیروی نموده است.

منابع

رحیمی‌نژاد، ا.ح.، ح. وزیری مقدم، ع. صیرفیان، ا. صفری، ح. امیری بختیار، ۱۳۸۵، بیواستراتیگرافی و میکروفاسیس سازند سروک در میدان نفتی گچساران (چاه شماره ۵۵): مجله پژوهشی علوم پایه دانشگاه اصفهان، ش. ۱، ص. ۱۰٤–۸۷.

صفدری ادیمی، ح.، ح. وزیری مقدم، ع. صیرفیان، ع. غبیشاوی، و ع. طاهری، ۱۳۸۹، چینه‌نگاری سکانسی و میکروفاسیس سازند سروک در جنوب غرب فیروزآباد: مجله رخساره‌های رسوبی، ش. ۳ (۱)، ص. ٦۰–٤۸.

طاهری، ع.، و ح. سرداقی، ۱۳۹۰، میکروفاسیس و چینه‌نگاری سکانسی سارند سروک در جنوب غرب بروجن: مجله پژوهش‌های چینه‌نگاری و رسوب‌شناسی، ش. ٤۲، ص. ٤۰–۲۷.

وزیری مقدم، ح.، و ا. صفری، ۱۳۸۲، بررسی رخساره های آهکی و تفسیر محیط رسوب‌گذاری سارند سروک در ناحیه سمیرم: مجله پژوهشی علوم پایه دانشگاه اصفهان، ش. ۲، ص. ۷٤–۵۹.

Adabi, M. H., M. A. Salehi, and A. Ghabeishavi, 2010, Depositional environment, sequence stratigraphy and geochemistry of Lower Cretaceous carbonates (Fahliyan Formation), south-west Iran: Journal of Asian Earth Sciences, **v.** 39, p. 148-160

Asadi Mehmandosti, E., M. H. Adabi, and A. D. Woods, 2013, Microfacies and geochemistry of the Middle Cretaceous Sarvak Formation in Zagros Basin, Izeh Zone, SW Iran: Sedimentary Geology Journal, **v.** 293, p. 9-20

Bak, K., 2007, Deep-water facies succession around the Cenomanian-Turonian boundary in the Outer Carpatian basin: Sedimentary, biotic and chemical records in the Silesian Nappe, Poland: Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, **v.** 248, p. 255-290

BouDagher-Fadel, M. K., 2008, Evolution and Geological Significance of Larger Benthic Foraminifera: Developments in Palaeontology and Stratigraphy, Elsevier, 540 p

Harris, M. K., A. A. Thayer, and M. A. Amidon, 1997, Sedimentology and depositional environments of Middle Eocene terrigenous-carbonate strata, southeastern Atlantic coastal plain: Sedimentary Geology, **v.** 108, p. 141-161

Heckel, P. H., 1972, Recognition of ancient shallow marine environments. In: J. K. Rigby, and W. K. Hamblin, (Eds.), Recognition of ancient sedimentary environments: SEPM Special Publication, **v.** 16, p. 226-286

Hottinger, L., 1997, Shallow benthonic foraminiferal assemblages as signals for depth of their deposition and their limitations: Bulletin de la Societe Geologique de France, **v.** 168, p. 491-505

James, G. A., and J. G. Wynd, 1965, Stratigraphic nomenclature of Iranian oil consortium agreement area: American Association of Petroleum Geologists Bulletin, **v.** 49, p. 2182-2245

Korbar, T., and A. Husinec, 2003, Biostratigraphy of Turonian to (?) Coniacian platform carbonates: a case study from the island of Cres (northern Adriatic, Croatia): Geologia Croatica, **v.** 56, p. 173-185

Motiei, H., 1993, Stratigraphy of Zagros: Geological Survey of Iran Publication, 536 p (in Persian)

Mutti, M., and J. A. Simo, 1994, Distribution, petrography and geochemistry of dolomite in cyclic shelf facies, Yates formation (Guadalupian), Capitan Reef Complex, USA: International Association Sedimentologists Special Publications, **v.** 21, p. 91-107

Premoli Silva, I., and D. Verga, 2004, Practical manual of Cretaceous planktonic Foraminifera: International school on planktonic Foraminifera, 3 courses: Cretaceous, In: D. Verga, and R. Rettori, (Eds.): Universities of Perugia and Milan, Tipografia Pontefelcino, Perugia (Italy), 283 p

Razin, P., F. Taati, and F.S.P. Van Buchem, 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, **v.** 329, p. 187-218

Rahimpour-Bonab, H., H. Mehrabi, A. H. Enayati-Bidgoli, and M. Omidvar, 2012, Coupled imprints of tropical climate and recurring emergence on evolution of a mid-Cretaceous carbonate ramp, Zagros Basin, SW Iran: Cretaceous Research, **v.** 37, p. 15-34

Burchette, T. P., and V. P. Wright, 1992, Carbonate ramp depositional systems: Sedimentary Geology, **v.** 79, p. 3-57

De Castro, P., 1966, Sulla prezensa di un nouvo genere di Endothyrida en el Cretacico superior della Campania: Bolletino della Società dei Naturalisti in Napoli, **v.** 75, p. 3-33

Dickson, J., 1965, Carbonate identification and genesis as revealed by staining: Journal of Sedimentary Petrology, **v.** 205, p. 491-505

Dunham, R. J., 1962, Classification of carbonate rocks according to depositional texture. In: W. E. Ham, (Eds.), Classification of Carbonate Rocks: American Association of Petroleum Geologists Memoir, **v.** 1, p. 108-121

Embry, A. F., and J.E. Klovan, 1972, Absolute water depths limits of Late Devonian paleoecological zones: Geologische Rundschau, **v.** 61, p. 672-686

Emery, D., and K. J. Myers, 1996, Sequence Stratigraphy: Oxford, United Kingdom, Blackwell, 297 p

Esrafili-Dizaji, B., H. Rahimpour-Bonab, H. Mehrabi, S. Afshin, F. Kiani Harchegani, and N. Shahverdi, 2015, Characterization of rudist-dominated units as potential reservoirs in the middle Cretaceous Sarvak Formation, SW Iran: Facies, **v.** 61, 14 p

Flugel, E., 2010, Microfacies of Carbonate Rocks, Analysis, Interpretation and Application: Springer, 976 p

Friedrich, O., J., Erbacher, and J., Mutterlose, 2006, Paleoenvironmental changes across the Cenomanian/Turonian Boundary Event (Oceanic Anoxic Event 2) as indicated by benthic foraminifera from the Demerara Rise (ODP Leg 207): Revue de Micropaléontologie, **v.** 49, p. 121-139

Geel, T., 2000, Recognition of stratigraphic sequences in carbonate platform and slope deposits, Empirical models based on microfacies analysis of paleogene deposits in southeastern Spain: Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, **v.** 155, p. 211–238

Ghabeishavi, A., H. Vaziri-Moghaddam, A. Taheri, and F. Taati, 2010, Microfacies and depositional environment of the Cenomanian of the Bangestan anticline, SW Iran: Journal of Asian Earth Sciences, **v.** 37, p. 275-285

Ginsburg, R. N., and L. A. Hardie, 1975, Tidal and storm deposits Northwestern Andros Island, Bahamas. In: R.N. Ginsburg, (Eds.), Tidal Deposits, **v.** 23, p. 201-208

Haq, B. U., and A. M. Al-Qahtani, 2005, Phanerozoic cycles of sea-level change on the Arabian Platform: Geo Arabia, **v.** 10, p. 127-160

Association of Petroleum Geologists Bulletin, **v.** 7, p. 1-55

Warren, J., 2000, Dolomite: occurrence, evolution and economically important association: Earth Science Reviews, **v.** 52, p. 1-81

Wilson, J.L., 1975, Carbonate Facies in Geologic History: Springer, Berlin, Heidelberg, New York, 471 p

Wynd, J., 1965, Biofacies of Iranian Oil Consortium Agreement Area: IOOC Report, No. 1082 (unpublished)

Read, J., 1985, Carbonate platform facies models: American Association of Petroleum Geologists Bulletin, **v.** 69, p. 1-21

Romero, J., E. Caus, and J. Rossel, 2002, A model for the palaeoenvironmental distribution of larger foraminifera based on Late Middle Eocene deposits on the margin of the south Pyrenean basin (SE Spain): Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, v. 179, p. 43-56

Sartorio, D., and S. Venturini, 1988, Southern Tethys Biofacies: Agip S.P.A., S. Donato, Milan, 235 p

Sharland, P. R., R. archer, D. M. Casey, R. B. Davis, S. H. Hall, A. P. Heward, A. D. Horbury, and M. D. Simmons, 2001, Arabian Plate sequence stratigraphy: Geo Arabia Special Publication 2, Gulf Petroleum Link, Bahrain, 371 p

Shinn, G., 1983, Tidal flat environment. In: P. A. Scholle, D. G. Bebout, C. H. Moore, (Eds.), Carbonate Depositional Environments: American Association of Petroleum Geologists Memoir, **v.** 33, p. 171-210

Simmons, M. D., P.R. Sharland, D. M. Casey, R. B. Davies, O. E. Sutcliffe, 2007, Arabian Plate sequence Stratigraphy: Potential implication for global chronostratigraphy, Geo Arabia, **v.** 12 (4), p. 101-130

Stocklin, J., 1968, Structural history and tectonics of Iran: a review. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, **v.** 52, p. 1229-1258

Tucker, M. E., and V. P. Wright, 1990, Carbonate sedimentology: Blackwell Scientific Publications, 482 p

Vail, P. R., R. M. Mitchum, and S. Thompson, 1977, Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part 4: Global cycles of relative changes of sea level: American Association of Petroleum Geologists Bulletin, **v.** 26, p. 83-97

Vail, P. R., J. Hardenbol, and R. G. Todd, 1984, Jurassic unconformities, chronostratigraphy and sea-level changes from seismic stratigraphy and biostratigraphy. In: J.S. Schlee, (Eds.), Interregional unconformities and hydrocarbon accumulation: American Association of Petroleum Geologists Memoir, **v.** 36, p. 129-144

Van Wagoner, J. C., R. M. Mitchum, K. M. Campion, and V. D. Rahmanian, 1990, Siliciclastic sequence stratigraphy in well log, cores, and outcrops: Concepts of high-resolution correlation of time and facies: American