

ریز رخساره، محیط رسوبی و چینه‌نگاری سکانسی سازند قم در برش ده نمک، شمال شرق گرمسار

جهانبخش دانشیان^{۱*}، الهام اسدی مهماندوستی^۲ و لیلا رضانی دانا^۳

۱. دانشیار دانشکده علوم زمین، دانشگاه خوارزمی تهران

۲. استادیار دانشکده علوم زمین، دانشگاه خوارزمی تهران

۳. دانشجوی دکتری دانشگاه خوارزمی تهران

تاریخ دریافت: ۹۴/۱۲/۱۷

تاریخ پذیرش: ۹۵/۰۴/۲۱

چکیده

برش ده نمک در شمالی‌ترین نقطه‌ای که سازند قم رخنمون دارد و به عبارتی در محلی که زون ایران مرکزی هم‌مرز با زون البرز است، واقع شده است. مطالعه ویژگی‌های ریز رخساره‌ای، محیط رسوبی و چینه‌نگاری سکانسی سازند قم در این محدوده می‌تواند به درک وضعیت حوضه رسوبی قم در شمالی‌ترین بخش آن و هم‌مرز با زون البرز، کمک شایان توجهی کند. در این مطالعه ۱۶۶ نمونه از رسوبات سازند قم در برش ده نمک واقع در شمال شرق گرمسار مورد بررسی قرار گرفته است. آنالیز ریز رخساره‌ای منجر به شناسایی نه ریز رخساره شده و از نظر محیط رسوب‌گذاری به چهار کمربند رخساره‌ای پهنه جزر و مدی، لاگون، رسوبات سدی/ریفی و شیب پلاتفرم تعلق دارند. به دلیل عدم گسترش نهشته‌های ثقلی و توریدایتی و وجود فراوان نهشته‌های سدی/ریفی، محیط تشکیل نهشته‌های کربناته سازند قم در برش ده نمک که بیشترین ته‌نشست آن در بخش‌های کم‌عمق حوضه بوده یک شلف کربناته لبه‌دار پیشنهاد می‌شود. در این مدل، رخساره‌های مربوط به ناحیه عمیق حوضه گسترش نداشته و عمیق‌ترین رخساره مربوط به بخش‌های شیب پلاتفرم می‌باشد. همچنین مطالعات چینه‌نگاری سکانسی نشان می‌دهد که برش ده نمک شامل چهار سکانس رسوبی رده سوم، سه مرز سکانسی از نوع اول و دو مرز سکانسی از نوع دوم می‌باشد.

واژه‌های کلیدی: ریز رخساره، محیط رسوبی، چینه‌نگاری سکانسی، سازند قم، ده‌نمک

مقدمه

ایران گسترش دارد (رحیم‌زاده، ۱۳۷۳ و آقانباتی، ۱۳۸۹). دارا بودن ویژگی‌های منحصر به فرد این سازند منجر به توجه محققین فراوان به آن در طول سالیان گذشته شده و مطالعات بسیار گسترده و متنوعی بر روی این سازند انجام شده است. این مطالعات با لوفتوز (Loftus, 1855) و آبیچ (Abich, 1858) آغاز و تقریباً از ابتدای قرن بیستم مجدداً شدت یافت و دامنه آن از لحاظ نوع مطالعات در قرن حاضر نیز گسترش یافته است که می‌توان به تحقیقات اخیر از جمله اخروی و امینی (Okhravi and Amini, 1998)،

برش ده نمک در شمال شرق شهر گرمسار و در نزدیکی روستای ده نمک و در فاصله ۱۰۵ کیلومتری از شرق شهر تهران واقع شده است (شکل ۱). نهشته‌های مورد مطالعه جزء سازند قم است و در شمال ایران مرکزی و جنوب البرز مرکزی واقع شده‌اند. سازند قم دارای گسترش جغرافیایی وسیعی در ایران مرکزی و از شمال غرب تا جنوب شرق

* نویسنده مرتبط: Daneshian@khu.ac.ir

از لحاظ مطالعات ریز رخساره‌ای، محیط رسوبی و چینه‌نگاری می‌توان به مطالعات نوری و لاسمی (۱۳۷۷) در شمال غرب سمنان، ثامنی و ساعتچی (۱۳۶۹)، جلالی (۱۳۷۵)، نوا و اجاری (۱۳۷۶) در شمال ایوانکی، دری (۱۳۷۰) در شمال گرمسار و دانشیان و رضانی دانا (Daneshian and Ramezani dana, 2007) در شمال شرق گرمسار اشاره کرد. جلالی (۱۳۷۵) با مطالعه دو برش چینه‌شناسی زردکوه و آجان در شمال ایوانکی به‌طور کلی شش رخساره کربناته و چهار رخساره آواری در آجان و چهار رخساره کربناته در زردکوه تشخیص داد. نوا و اجاری (۱۳۷۶) در شمال ایوانکی نهشته‌های قم را موید نزدیکی حوضه رسوبی به ساحل و عدم ثبات آن دانست. ثامنی و ساعتچی (۱۳۶۹) نیز محیط رسوبی ریف و پشت ریف را برای شمال ایوانکی ذکر نموده و حوضه رسوبی قم را تا اواخر ائوسن بخشی از حوضه رسوب‌گذاری زون البرز دانسته و نتیجه گرفتند ارتباط محیط رسوب‌گذاری با دریای آزاد به‌طور متناوب قطع و دوباره برقرار شده است. دری (۱۳۷۰) نیز محیط رسوبی سازند قم در شمال گرمسار (کوه کلرز) را دریای کم‌عمق شامل ریف و جلوی ریف ذکر نموده و دو چرخه رسوبی را مشخص کرد.

زمین‌شناسی عمومی

از لحاظ تقسیمات زمین‌شناسی محدوده مورد مطالعه (ده نمک) در زون ایران مرکزی قرار می‌گیرد (Stocklin, 1968; Berberian and King, 1981; Heydari et al., 2003) و بخش اعظم نهشته‌های سازند قم در این زون رخنمون دارند. هر چند که نبوی (۱۳۵۵) اعتقاد دارد این ناحیه تقریباً مرز تدریجی بین زون‌های ایران مرکزی و البرز بوده و روند عمومی و ساختمانی شبیه البرز مرکزی داشته و از نظر سازندها و لیتولوژی قابل مقایسه با هر دو زون می‌باشد.

زون ایران مرکزی در طی فرورانش و آخرین مرحله برخورد ورقه آفریقا/عربی به ورقه ایران به وجود آمده است و آغاز این فرآیند از زمان مزوزوئیک بوده است. این فرورانش منجر به اتصال ایران به عربستان و بسته شدن راه آبی تتیس شده که متصل‌کننده شرق تتیس (اقیانوس هند اولیه) و غرب تتیس (مدیترانه اولیه) بوده و منجر به تشکیل کمان ولکانیکی و دو حوضه پشت‌کمانی در حاشیه شمالی راه آبی تتیس و جلوکمانی در جنوب شده است. در حوضه پشت‌کمانی

شوستر و ویلاندنت (Schuster and Wielandt, 1999)، صیرفیان و ترابی (Seyrafiyan and Torabi, 2005)، دانشیان و رضانی دانا (Daneshian and Ramezani Dana, 2007)، خلیلی و همکاران (Khalili et al., 2007)، رویترو همکاران (Reuter et al., 2007)، دانشیان و درخشانی (۱۳۸۷)، برنینگ و همکاران (Berning et al., 2009)، مورلی و همکاران (Morely et al., 2009)، صدیقی و همکاران (Seddighi et al., 2012)، محمدی و همکاران (Mohamadi et al., 2011)، دانشیان و نادری (۱۳۹۲) اشاره کرد. سازند قم اول بار توسط فورر و سودر (Furrer and Soder, 1955) به شش عضو (a, b, c, d, e, f) تقسیم‌بندی شد. دزی (Dozy, 1955) نیز در همان سال با مطالعه این سازند نام‌های دیگری برای عضوهای آن در نظر گرفت. به‌طوری‌که عضو a را کلنگی، b را زنگار، c را دو برادر، d را میل، e را دو چاه و عضو f را یزدان/ نرداقی نامید. همچنین آبایی و همکاران (Abaie et al., 1964) این عضوها را با تقسیم عضو c به پنج عضو (a, b, c-1, c-2, c-3, c-4, c-1-a, e, d) و واحد تبخیری) به ۱۰ عضو در ناحیه الگو افزایش داد. درحالی‌که بزرگنیا (Bozorgnia, 1966) نه عضو c-4, c-3, c-2, c-1, e, d, f را معرفی کرد که این تقسیم‌بندی به‌صورت رسمی در فرهنگ چینه‌شناسی ایران برای ناحیه الگو (Stocklin and Setudehnia, 1971) پذیرفته شده است. این سازند به علت هم‌ارز بودن با سازند آسماری و دارا بودن ذخایر نفت و گاز از نظر اقتصادی نیز دارای اهمیت است و به علت پس‌روی و پیش‌روی‌های متعدد حاصل از تکتونیک فعال منطقه دارای تغییرات شدید رخساره‌ای، سنگ‌شناسی و ضخامت می‌باشد (Mohamadi et al., 2011)؛ آقنباتی ۱۳۸۹ و رحیم‌زاده، (۱۳۷۳) و به همین علت برش الگویی برای آن تعیین نشده و منطقه قم شامل دو برادر، دوچاه، میل، نرداقی، خورآباد، شوراب به‌عنوان ناحیه الگو این سازند در نظر گرفته شده است (Stocklin and Setudehnia, 1971). هدف از انجام این مطالعه بررسی ویژگی‌های ریز رخساره‌ای، محیط رسوبی و چینه‌نگاری سکانسی سازند قم در برش چینه‌شناسی ده نمک می‌باشد.

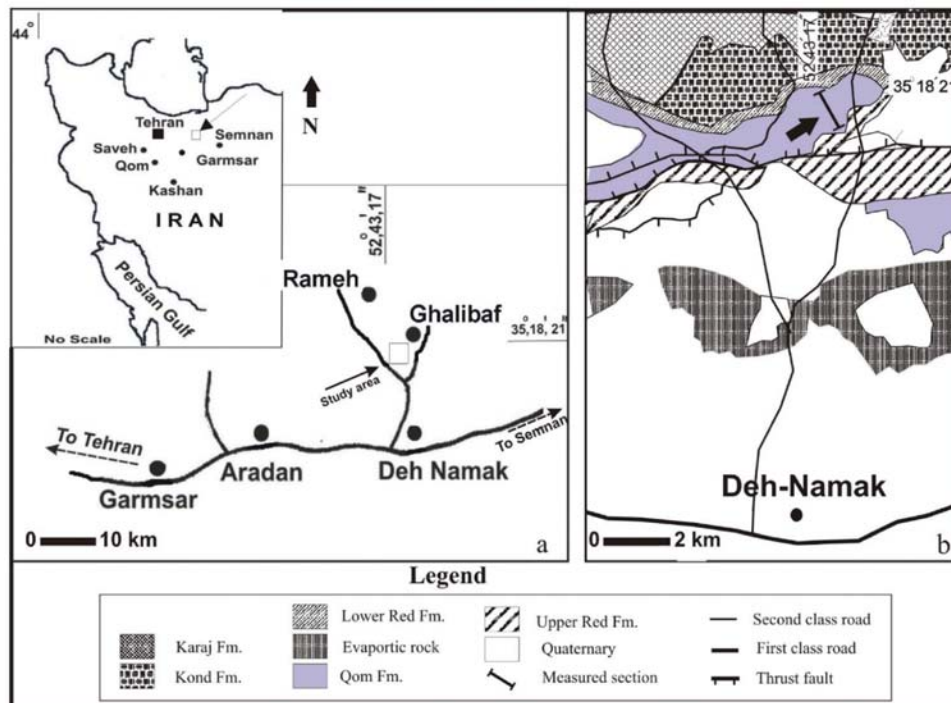
از نواحی که به سازند قم کمتر توجه شده، شمالی‌ترین بخش حوضه رسوبی قم می‌باشد که هم‌مرز با زون البرز است. از جمله مطالعات انجام شده بر روی سازند قم در شمال حوضه

متر است که به منظور مطالعه حاضر، ۱۶۶ نمونه به صورت سیستماتیک برداشت شد (موقعیت نمونه‌ها در شکل ۴ نشان داده شده است) و در آزمایشگاه نمونه‌ها با روش‌های استاندارد و معمول آماده‌سازی شدند. از بخش‌های کربناته، تعداد ۱۴۷ مقطع نازک تهیه و برای نام‌گذاری سنگ‌های کربناته از طبقه‌بندی دانهام (Dunham, 1962) و امبری و کلوان (Embry and Klovan, 1971) و به منظور توصیف ریزرخساره‌ها، کمربندهای رخساره‌ای و تعیین محیط رسوبی از روش‌های مطالعاتی رید (Read, 1995)، ویلسون (Wilson, 1975) و فلوگل (Flügel, 2010) استفاده شد. همچنین برای مطالعات چینه‌نگاری سکansı الگوی هانت و تاگر (Hunt and Tucker, 1992, 1995) به عنوان روشی قدرتمند در تحلیل شرایط حاکم بر حوضه‌های رسوبی گوناگون به کار برده شد. در واقع این مدل فرم پالایش یافته اکسون^۲ بوده و برای تشریح و بحث در مورد آن از هانت و تاگر (Hunt and Tucker, 1992, 1995) جهت تفکیک سیستم ترک‌ها و سطوح سکansı استفاده شده است

نهشته‌های دریایی و کربناته آهکی - مارنی سازند قم تشکیل شده است. رویترو همکاران (Reuter et al., 2007)، شوستر و ویلاندرت (Schuster and Wielandt, 1999)، برینگ و همکاران (Berning et al., 2009)، صدیقی و همکاران (Seddighi et al., 2012) و بربریان (Berberian, 1983) تشکیل حوضه پشت کمان را حاصل فرونشینی پوسته اقیانوس نوتتیس به زیر ورقه ایران مرکزی دانسته و نهشتگی رسوبات سازند قم را همراه فرآیندهای ولکانیکی آلکالن ذکر کرده‌اند. مورلی و همکاران (Morely et al., 2009)، معتقدند که در واقع از برخورد ورقه عربی به اوراسیا چین‌خوردگی، بالآمدگی و فرسایش کمربند کمان ولکانیکی ائوسن رخ داده و در ادامه در اثر کشیدگی قاره‌ای پوسته ایران مرکزی، فرونشینی گسترده‌ای در این منطقه ایجاد شده و با فرونشینی پایدار و ناشی از کافت ائوسن، در ابتدا نهشته‌های سازند قرمز زبرین و سپس سازند قم تشکیل شده‌اند.

روش مطالعه

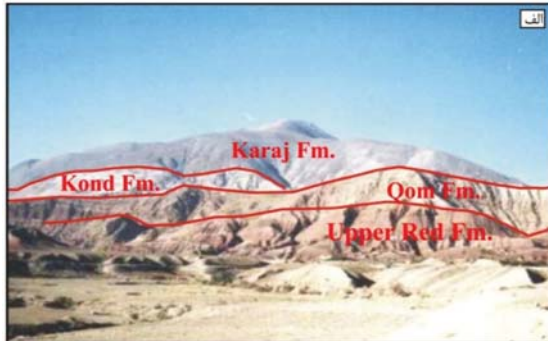
در برش سطح الارضی ده نمک، ضخامت سازند قم ۴۰۱



شکل ۱. نقشه راه دسترسی به برش چینه‌شناسی، (b) نقشه زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه

1. Rifting
2. Exxon refined

ناحیه الگو همخوانی کامل ندارد. نهشته‌های قم در برش ده نمک با ناپیوستگی هم‌شیب بر روی سازند قرمز زیرین و در زیر نهشته‌های قرمز بالایی قرار می‌گیرد.



شکل ۲. الف) نمای کلی برش چینه‌شناسی ده نمک، نگاه به سمت شمال؛ ب) مرز سازند قم با سازند قرمز بالایی، نگاه به سمت جنوب غرب؛ ج) مرز بین عضوهای d و e-f، نگاه به سمت جنوب شرق

ریز رخساره‌ها

به علت ویژگی خاص حوضه قم و گستردگی زیاد آن به همراه تغییرات رخساره‌ای زیادی که دارد تعیین یک مدل رسوبی برای آن امکان‌پذیر نمی‌باشد و با وجود مطالعات مختلفی که در زمینه ریزرخساره‌ها و محیط رسوبی انجام شده مدل‌های رسوبی مختلفی برای این سازند در مناطق

همچنین مبنای سن نهشته‌ها بر اساس دانشیان و رضانی دانا (Daneshian and Ramezani dana, 2007) در نظر گرفته شد، به طوری که آنها براساس مطالعه روزن‌داران به ۲۴۰ متر ابتدایی سازند سن اکتانین و ۱۶۱ متر انتهایی برش سن بوردیگالین را نسبت دادند.

داده‌های لیتواستراتیگرافی

نهشته‌های سازند قم در برش ده نمک در بخش قاعده‌ای در ابتدا شامل تناوبی از سنگ‌های آهکی توده‌ای، ضخیم تا نازک لایه به همراه سنگ آهک رسی و مارن سبزرنگ (نمونه‌های D-2 تا D-62) و سپس حدود ۱۴/۵ متر گچ بوده که در بخش میانی با تناوبی از مارن، سنگ آهک رسی، سنگ آهک ماسه‌ای، سنگ آهک و شیل ادامه می‌یابد. بخش قابل ملاحظه این بخش از سنگ آهک فسیل دار با لایه‌بندی توده‌ای تا نازک لایه تشکیل می‌شود. سرانجام در راس برش ده نمک شامل تناوبی از گچ و مارن می‌شود (شکل ۴). مقایسه ویژگی‌های سنگ‌شناسی برش ده نمک با ناحیه الگو حاکی از آن است که تفکیک و شناسایی عضوهای معرفی شده در ناحیه الگو در این برش به راحتی امکان‌پذیر نبوده و تنها بر اساس ویژگی‌هایی می‌توان آن را هم‌ارز برخی از عضوها دانست. به شکلی که سنگ آهک قاعده‌ای برش ده نمک به نظر می‌رسد هم‌ارز عضوهای c-3 و c-4 باشد. زیرا سنگ آهک با بریزوئرفراوان احتمالاً تایید کننده این نظر است. همچنین در ادامه نهشته‌های تبخیری شامل ژئوپس و انیدریت (۱۴/۲ متر) هم‌ارز عضو d و پس از آن ادامه توالی هم‌ارز عضوهای e و f می‌باشند. البته تفکیک عضوهای e و f با ویژگی سنگ‌شناسی امکان‌پذیر نیست (شکل ۲). پس از آن در انتها نهشته‌های مارنی-تبخیری حضور دارند که احتمالاً قابل مقایسه با واحد تبخیری آبایی و همکاران (Abaie et al., 1964) و شاید عضو g (باغبانی و همکاران، ۱۳۷۵ و Soder, 1955) باشند. بنابراین از سه سیکل رسوبی تعریف شده توسط نوگل سادات (۱۳۵۲) در سازند قم (a تا c-2، c-3 تا d و e تا f) در برش ده نمک تنها دو سیکل رسوبی وجود دارد و به واسطه نوع لیتولوژی نیز با

چشم پرنده‌ای در برخی بخش‌های این ریز رخساره قابل تشخیص است. در مقایسه با ریز رخساره‌های استاندارد فلوگل (Flügel, 2010)، این ریز رخساره با SMF 20 و زون رخساره‌ای نه فلوگل (Flügel, 2010) قابل مقایسه است. تفسیر: وجود بافت استروماتولیتی به همراه فابریک چشم پرنده‌ای می‌تواند نشان‌دهنده ته‌نشست در محیط جزرومدی با سطح انرژی کم تا زیاد باشد (LaMaskin and Elrick, 1997). به همین دلیل تصور می‌شود مربوط به زون رخساره‌ای شماره نه است.

مادستون (MF2: Mudstone)

این ریز رخساره شامل مادستون با آلوکم کمتر از دو درصد و دانه‌های سیلتی پراکنده کوارتز است (شکل ۳.ب). در برخی مقاطع قالب‌های تبخیری ژپیس و یا انیدریت قابل تشخیص است. از نظر فراوانی، درصد این ریز رخساره نسبت به سایر ریز رخساره‌ها کمتر است. در مقایسه با ریز رخساره‌های استاندارد، این میکروفاسیس مطابق با ریز رخساره استاندارد SMF 23 و زون رخساره‌ای نه فلوگل (Flügel, 2010) می‌باشد (شکل ۳.ب).

تفسیر: وجود نهشته‌های تبخیری، آغشتگی به اکسید آهن به همراه بافت غنی از گل، وجود دانه‌های پراکنده کوارتز، فقدان فسیل و نادر بودن آثار زیستی احتمالاً نشانه خروج موقت رسوبات از آب و ته‌نشست این رخساره در بخش‌های جزرومدی است (Wilson, 1975; Wilson and Evans 2002; Boggs, 2009; Flügel, 2010)

ب- کمر بند رخساره‌ای لاگونی

مادستون- بیوکلاست وکستون به همراه قالب‌های تبخیری (MF3: Mudstone- Bioclast Wackestone with Evaporate Casts)

از قطعات اسکلتی این ریز رخساره می‌توان به خرده‌های استراکد، بریوزوئر و فرامینیفرهای بنتیک از قبیل *Pyrgo spp.* و *Spiroloculina spp.*، *Ammonia beccarii*,

مختلف ارائه شده است. به‌طور مثال فیض نیا و مصفی (۱۳۷۷) در منطقه سمنان چهار محیط رسوبی شامل دریای باز، سد، لاگون و پهنه جزر و مدی را تشخیص داده و آن را با محیط‌های کربناته عهد حاضر خلیج فارس شبیه دانسته‌اند. صدیقی و همکاران (Seddighi et al., 2012) در جنوب شرق کاشان، رویتر و همکاران (Reuter et al., 2007) در دو منطقه قم و اصفهان-سیرجان با مطالعه محیط و ساکنس رسوبی محیط نهشتگی این سازند را یک رمپ هموکلینال در نظر گرفتند. وزیری مقدم و ترابی (Vaziri-Moghaddam and Torabi, 2004) در غرب اردستان آن را یک شلف باز و محمدی و همکاران (Mohamadi et al., 2011) محیط نهشتگی را یک پلاتفرم کربناته توسعه‌یافته در شلف باز بدون سد جداکننده می‌دانند. دانشیان و درخشانی (۱۳۸۷) محیط را در جنوب گرمسار شلف، بین لاگون تا شلف خارجی و دانشیان و یزدانی (۱۳۸۵) در غرب ساوه لاگون و شلف داخلی را برای این سازند گزارش کردند. امیر شاه‌کرمی و کاروان (Amirshahkarami and Karavan, 2015) در منطقه قم و برش کهک محیط نهشتگی قم را دریای باز، ریف، لاگون، پهنه جزر مدی و ساحل رمپ درونی و بیرونی تعیین کردند. بر اساس کمیت و نوع دانه‌های تشکیل‌دهنده (خرده‌های فسیلی، آئید، لیتوکلاست و پلویید)، سیمان و ماتریکس و رخساره‌های سنگی رسوبات کربناته سازند قم تشخیص داده شده و تفکیک شده‌اند. مطالعات میکروسکوپی منجر به شناسایی ریز رخساره‌هایی شده است که هریک از این ریز رخساره‌ها از نظر محیط رسوب‌گذاری به چهار کمر بند رخساره‌ای^۱ شامل پهنه‌های جزر و مدی^۲، لاگون^۳، رسوبات سدی/ریفی^۴ و شیب^۵ پلاتفرم تعلق دارند (Read, 1995). هر یک از این ریز رخساره‌ها به ترتیب از سمت خشکی به سمت دریا در جهت افزایش عمق توصیف و تفسیر می‌شوند.

الف- کمر بند رخساره‌ای پهنه جزر و مدی

استروماتولیت بایندستون (MF1: Stromatolites Bindstone) در این ریز رخساره تناوبی از لایه‌های تیره و روشن قابل تشخیص است که از میکرایت و لایه‌های مخلوط میکرایت و اسپارایت تشکیل شده است (شکل ۳. الف). فابریک

1. Facies belt
2. Tidal flat
3. Lagoon
4. Shoal/Reef sediments
5. Slope

پورسلانوز و هیالین در کنار سایر قطعات در این مقاطع می‌تواند بیانگر ته‌نشست آنها در محیطی لاگونی باشد (Geel, 2005; Romero et al., 2002; Schulze et al., 2000).

بیوکلست وکستون/ پکستون (MF5: Bioclast Wackestone/ Packstone)

این ریز رخساره دارای قطعات اسکلتی نظیر بریوزوئر، جلبک، دوکفه‌ای، خرده‌های کرینوئید، براکیوپود و فرامینیفرا نظیر *Spiroloculina* spp., *Quinqueloculina* spp. و *Triloculina* spp. است، که در یک زمینه میکربیتی به صورت پراکنده تا مترکم قرار گرفته‌اند (شکل ۳. و). پلوئید از اجزاء غیر اسکلتی این ریز رخساره است به طوری که پلت‌های دفعی به صورت کاملاً جور شده و گرد شده در برخی مقاطع قابل تشخیص هستند. سیمانی شدن، آهن دار شدن، انحلال، آشفستگی زیستی (شکل ۳. ز) و سیلیسی شدن از جمله فرآیندهای دیاژنتیکی مشاهده شده در این ریز رخساره است. این میکروفاسیس مطابق با رخساره استاندارد SMF 10 و محیط دریای باز درونی پلاتفرم یعنی زون رخساره‌ای هفت فلوگل (Flügel, 2010) می‌باشد.

تفسیر: تنوع رخساره‌های اسکلتی، وجود قطعات خرد شده موجودات ریف ساز نظیر جلبک و بریوزوئر، حضور پلت‌های دفعی و زیست آشفستگی این ریز رخساره می‌تواند بیانگر ته‌نشست آن در یک محیط پلاتفرم درونی نزدیک سد/ ریف در نظر گرفته شود.

ج- کمر بند رخساره‌ای رسوبات سد یا ریف^۱

آلگال/ بریوزوئر پکستون- فریمستون (MF6: Algal/ Bryozoa Packstone- Framestone)

جلبک قرمز و بریوزوئر به صورت کامل مهم‌ترین اجزاء تشکیل دهنده این رخساره می‌باشند به طوری که در برخی موارد این ریز رخساره می‌تواند به عنوان یک فریمستون نیز در نظر گرفته شود (شکل ۳. ح و ط). جلبک‌های قرمز در یک زمینه گلی قرار گرفته‌اند و آلیید و خرده‌های ولکانیکی و فلدسپات لیتوکلستی به میزان کمتر از دو درصد از اجزاء غیر اسکلتی مشاهده شده در این ریز رخساره هستند. خرده‌های دوکفه‌ای و گاستروپود از دیگر اجزاء اسکلتی تشکیل دهنده

اشاره کرد، که در یک زمینه میکربیتی قرار گرفته‌اند (شکل ۳. ج). در برخی بخش‌ها درصد آلوکم کمتر از دو درصد می‌باشد و ذرات پراکنده کوارتز قابل تشخیص است. از مهم‌ترین خصوصیت این رخساره می‌توان به حضور قالب‌های تبخیری ژپیس و یا انیدریت اشاره کرد که به نظر می‌رسد با کانی سلسستین پیر شده‌اند. در برخی مقاطع پلوئیدها در کنار قطعات زیستی و در یک زمینه گلی قابل تشخیص هستند. این ریز رخساره می‌تواند مطابق با رخساره استاندارد SMF 23 و زون رخساره‌ای ۹ فلوگل (Flügel, 2010) در نظر گرفته شود.

تفسیر: پلوئیدها می‌توانند در محیط‌های مختلف جزر و مدی، لاگون و آب‌های عمیق یافت شوند (Tucker and Wright, 1990; Scholle and Scholle, 2003; Flügel, 2010).

این نوع اجزاء در کربنات‌های دریایی عهد حاضر عمدتاً در مناطق کم عمق بین حد جزر و مدی و زیر حد جزر و مدی یافت می‌شوند (Flügel, 2010). حضور پلوئید در کنار قالب‌های تبخیری و قطعات خرد شده زیستی نظیر بریوزوئر و فرامینیفر می‌تواند نشان دهنده محیط لاگونی به سمت پهنه جزر و مدی یعنی بخش محدود شده درونی پلاتفرم به سمت پهنه تبخیری و لب شور در این ریز رخساره باشد.

بنتیک فرامینیفرا بیوکلست پکستون (MF4: Benthic Foraminifera Bioclast Packstone)

مهم‌ترین اجزاء تشکیل دهنده این رخساره فرامینیفرهای بنتیک در کنار سایر اجزاء اسکلتی نظیر گاستروپود، دوکفه‌ای، بریوزوئر، جلبک، مرجان و خارپوست است که در یک زمینه گلی واقع شده‌اند (شکل ۳. د). از جمله فرامینیفرهای بنتیک می‌توان به فرم‌های میلیولید از قبیل *Spiroloculina* spp. و *Quinqueloculina* spp. اشاره نمود. از ویژگی‌های دیاژنتیکی این سازند می‌توان به انحلال، آهن دار شدن، سیمانی شدن، تراکم، انحلال فشاری و فابریک ژئوپتال (شکل ۳. ه) اشاره کرد. این ریز رخساره، مطابق با رخساره استاندارد SMF 18 و زون رخساره‌ای هفت و یا هشت فلوگل (Flügel, 2010) یعنی دریای باز درونی پلاتفرم می‌باشد.

تفسیر: حضور فراوان فرامینیفرهای بنتیک با پوسته

1. Shoal/ Reef

د- کمربند رخساره‌ای شیب پلاتفرم (بخش‌هایی از سد به سمت دریای باز)

MF8: Bioclast بریوزوئر پکستون (MF8: Bioclast Bryozoa Packstone)

مهم‌ترین آلوکم اسکلتی این رخساره بریوزوئر است که به صورت ریز و خرد شده و به مقدار فراوان در این ریز رخساره دیده می‌شود. آلیید به عنوان آلوکم غیراسکلتی با فراوانی کمتر از یک درصد قابل شناسایی است. جلبک، خارپوست، براکیوپود و فرامینیفرهای بنتیک نظیر *Miogypsina* و *Ammonia beccarii*, *Rotalia* و *Quinqueloculina viennotti*, *Spiroloculina* spp. از دیگر آلوکم‌های اسکلتی هستند که با فراوانی کمتر از بریوزوئر دیده می‌شوند (شکل ۳. ک). ذرات پراکنده کوارتز در اندازه سیلت در برخی مقاطع یافت می‌شود. آهن دار شدن، سیمانی شدن، تراکم فیزیکی و استیلولیتی شدن از جمله فرآیندهای دیاژنتیکی شناسایی شده است. این میکروفاسیس مطابق با رخساره استاندارد SMF 5 و زون رخساره‌ای چهار فلوگل (Flügel, 2010) یعنی ریف‌های حاشیه پلاتفرم می‌باشد.

تفسیر: وجود فراوان بریوزوئرهای خرد شده در این ریز رخساره در کنار سایر موجودات ریف‌ساز می‌تواند بیانگر ته‌نشست آن در یک زون رخساره‌ای رسوبات سدی/ریفی به سمت شیب پلاتفرم و دریای باز در نظر گرفته شود (Flügel, 2010).

MF9: Bioclast میوزیپسینا پکستون (MF9: Bioclast Miogypsina Packstone)

فرامینیفرایی نظیر *Miogypsina* و به مقدار کمتر فرم‌های پلانکتونیک از خانواده Globigerinidae به همراه خرده‌های اکینویید، *Pyrgo* spp. و *Quinqueloculina* spp. مهم‌ترین آلوکم‌های اسکلتی سازنده این رخساره هستند که به صورت دانه پشتیبان در یک متن گلی پراکنده شده‌اند (شکل ۳. ل). این ریز رخساره، آلوکم اسکلتی جلبکی، فراوانی زیادی ندارد. سیمانی شدن از فرآیندهای دیاژنتیکی این ریزرخساره می‌باشد. این

آن هستند. آهن دار شدن، سیمانی شدن و سیلیسی شدن به عنوان مهم‌ترین فرآیندهای دیاژنتیکی این رخساره می‌تواند مد نظر قرار گیرد. این میکروفاسیس مطابق با ریز رخساره استاندارد SMF 18 و زون رخساره‌ای هفت فلوگل (Flügel, 2010) می‌باشد.

تفسیر: فراوانی موجودات ریف‌ساز نظیر جلبک و بریوزوئر در این رخساره می‌تواند نشانگر یک محیط سدی و یا ریفی برای رخساره مذکور باشد. این ریز رخساره مشابه ریز رخساره معرفی شده توسط پدلی (Pedley, 1996a) و اخروی و امینی (Okhravi and Amini, 1998) است و بیانگر محیط کم‌عمق و پرانرژی بدنه ریف می‌باشد.

آلیید بیوکلاست پکستون- گرینستون (MF7: Ooides Bioclast Packstone / Grainstone)

در این ریز رخساره آلیید به مقدار کم به همراه قطعات زیستی در یک زمینه گلی و یا سیمان اسپاری در کنار یکدیگر قرار گرفته‌اند (شکل ۳. ی). هسته آلییدها از کوارتز و یا گل کربناته تشکیل شده است. بریوزوئرهای کامل تا خرد شده و جلبک به همراه فرامینیفر بنتیک نظیر *Triloculina*, *trigonula*, *Rotalia viennotti*, *Spiroloculina* spp., *Quinqueloculina* spp., *Ammonia beccarii* خارپوست و براکیوپود مهم‌ترین آلوکم‌های زیستی این رخساره را به خود اختصاص داده‌اند. دانه‌های پراکنده کوارتز به همراه فلدسپات و خرده‌های سنگی ولکانیکی به میزان کمتر از دو درصد در برخی از این بخش قابل شناسایی است. سیمانی شدن و آهن دار شدن از فرآیندهای دیاژنتیکی قابل مشاهده است.

این میکروفاسیس مطابق با ریز رخساره استاندارد SMF 15 و زون رخساره‌ای شش فلوگل (Flügel 2010) یعنی محیط تپه‌های ماسه‌ای حاشیه پلاتفرم می‌باشد.

تفسیر: حضور آلیید در کنار موجودات ریف‌ساز نظیر جلبک، بریوزوئر و فرامینیفرهای بنتیک با پوسته هیالین و کم بودن گل آهکی در این ریز رخساره می‌تواند نشانگر یک محیط کم‌عمق و تا حدودی پرانرژی باشد (Flügel, 2010). با توجه به موقعیت این ریز رخساره در کنار سایر رخساره‌ها، محیط تشکیل آن را می‌توان یک سد پشته‌ای یا ریف در نظر گرفت.

و در کنار آن چینه‌نگاری زیست سکانسی^۲ نیز رواج یافته است. آرمسترانگ و برازیر (Armestrang and Brasier, 2005) ضمن تاکید بر نقش فسیل‌ها به کاربرد آنها در تشخیص مرزهای سکانسی نیز اشاره نمودند. همچنین بسیاری نقش آنها را در شناخت محیط‌های رسوبی و رسوب‌گذاری مهم ارزیابی می‌نمایند (به‌عنوان مثال، Armentrout et al., 1999; Rey et al., 1993; Brett, 1995; Murrey and Alve, 2002; Emery and Myers, 1996).

طبق نظر میچام (Mitcham, 1977) غالباً سکانس توالی از طبقات تعریف می‌شود که ارتباط زایشی با هم داشته باشند و مرز آن با ناپیوستگی و پیوستگی‌های هم‌ارز مشخص شود (Catuneanu, 2006). با توجه به اینکه هدف از چینه‌نگاری سکانسی تجزیه و تحلیل دقیق شرایط محیطی در گستره زمانی مشخص برای یک مجموعه رسوبی است، تاکنون برای آن سه مدل پیشنهاد شده که یکی از آنها مدل چینه‌نگاری سکانسی رسوب‌گذاری^۳ است که به چهار دسته تقسیم می‌شود. واضح است که شکل‌گیری مدل‌های مختلف به این دلیل بوده که یک مدل در همه جا کاربرد ندارد (Catuneanu, 2002, 2006). در این تحقیق از مدل چینه‌نگاری سکانسی رسوب‌گذاری IV یا مدل تکمیل یافته اکسون (Hunt and Tucker, 1992, 1995) استفاده شده است.

پیچیدگی ویژگی‌های سازند قم و به‌کارگیری روش مورد اشاره به‌عنوان روشی امتحان شده (به‌عنوان مثال دانشجویان و همکاران، ۱۳۸۷) دلیل انتخاب مدل فوق برای این مطالعه بوده است.

مطالعات صحرایی و آزمایشگاهی انجام شده بر روی سکانس‌های رسوبی در این تحقیق بر اساس ویژگی‌های سنگ چینه‌ای، ریز رخساره‌ای و محیط رسوبی منجر به شناسایی چهار سکانس رسوبی رده سوم به همراه پنج مرز سکانسی شامل سه مرز سکانسی از نوع اول و دو مرز سکانسی از نوع دوم شد که در ذیل به شرح داده شده است:

میکروفاسیس دارای گسترش کم و تنها در بخش‌های بالایی برش مورد مطالعه سازند قم قابل تشخیص است. این میکروفاسیس مطابق با ریز رخساره استاندارد SMF 5 و زون رخساره‌ای چهار فلوگل (Flügel, 2010) می‌باشد. تفسیر: وجود فرامینیفراهای *Miogypsina* و فرم‌های پلانکتونیک به همراه خرده‌های اکتینوئید می‌تواند بیانگر این باشد که در بخش‌هایی از سد به سمت دریای باز و در بخش‌های شیب (Slope) پلاتفرم قرار گرفته و ته‌نشست یافته‌اند (Flügel, 2010).

مدل ته‌نشستی سازند قم

بر اساس اطلاعات و داده‌های حاصل از بررسی ریز رخساره‌های شناسایی شده، پراکندگی موجودات زیستی (شکل ۴) و مقایسه با میکروفاسیس‌های استاندارد (Flügel 2010)، عدم گسترش نهشته‌های ثقلی و توربیدیتی و وجود فراوان نهشته‌های سدی/ریفی، محیط تشکیل نهشته‌های کربناته سازند قم در برش مورد مطالعه، یک شلف کربناته در نظر گرفته شده است که بیشترین ته‌نشست در بخش‌های کم‌عمق حوضه دیده می‌شود. در این مدل، رخساره‌های مربوط به ناحیه عمیق حوضه گسترش ندارد و عمیق‌ترین رخساره مربوط به بخش‌های شیب پلاتفرم می‌باشد. در شکل ۵، طرح فرضی محیط رسوبی و پراکندگی ریز رخساره‌ها در شلف کربناته مربوط به کمربندهای مختلف رخساره‌ای در برش مورد مطالعه رسم شده است.

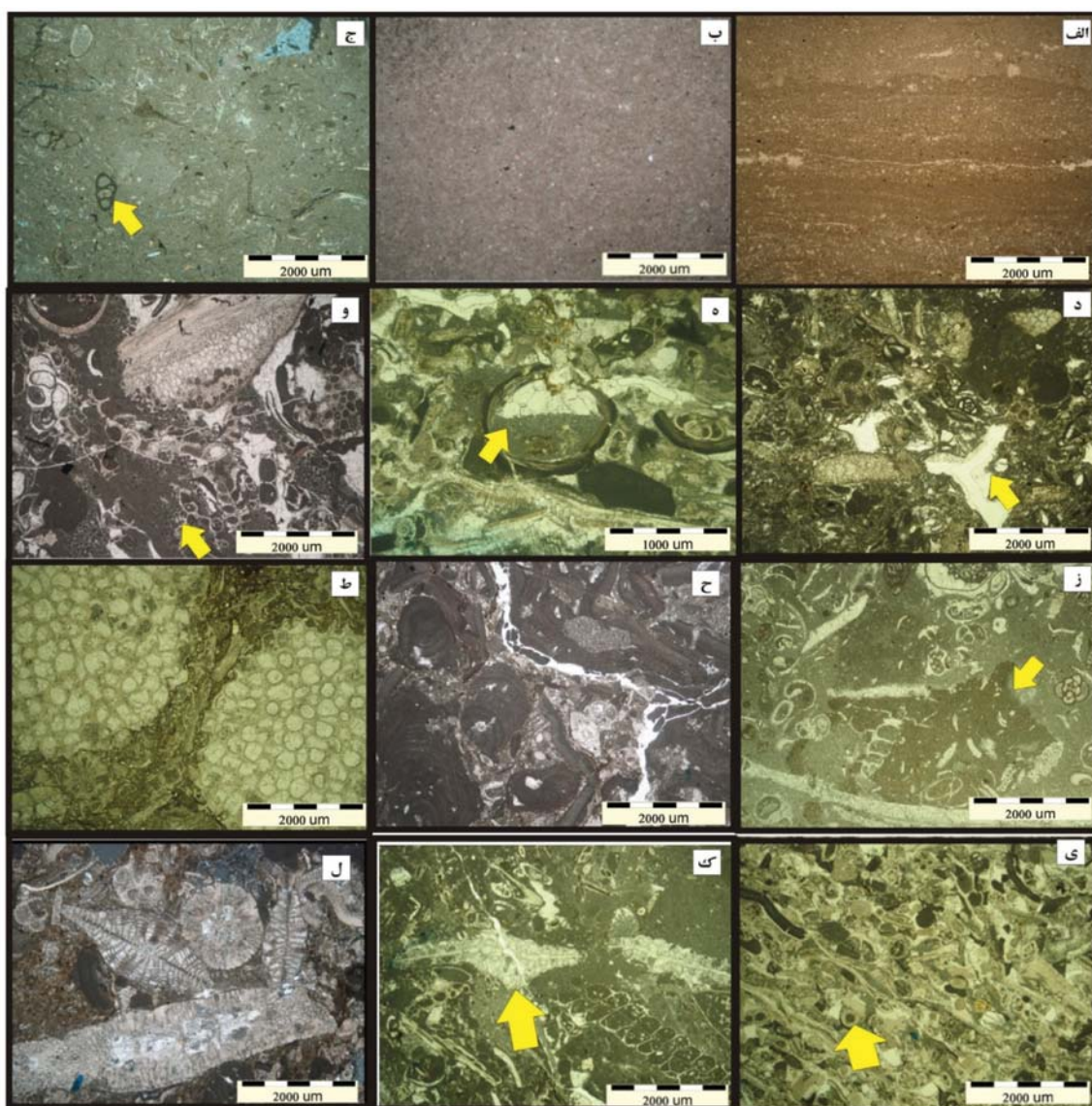
سکانس‌های رسوبی

از چینه‌نگاری سکانسی به‌عنوان علمی که زمین‌شناسی را دگرگون ساخت، نام می‌برند (Catuneanu, 2002, 2006). علمی که در اکتشاف هیدروکربورها از اهمیت و جایگاه خاصی برخوردار است. (Sharland et al., 2001) در بیشتر مطالعات چینه‌نگاری سکانسی در ایران، نقش فسیل‌ها به‌منظور تعیین سن نهشته‌ها بوده و به اهمیت آنها در تشخیص سیستم ترک‌ها و سکانس‌ها توجه نشده است. امروزه به سبب جایگاه فسیل‌ها در این علم، نام زیست چینه‌نگاری سکانسی^۱ (Armentrout, 1996) پیشنهاد شده

1. Sequence biostratigraphy

2. Biosequence stratigraphy

3. Depositional sequence stratigraphy



شکل ۳. الف) ریز رخساره استروماتولیت بایندستون (MF1)، ب) ریز رخساره مادستون به همراه دانه‌های کوارتز در اندازه سیلت (MF2)، ج) ریز رخساره مادستون- بیوکلست وکستون (MF3) که در آن فرامینیفر بنتیک میلیولیده با علامت فلش مشخص شده است، د و ه) ریز رخساره بنتیک فرامینیفر بیوکلست پکستون (MF4) که به ترتیب حفرات انحلالی و فابریک ژئوپتال با علامت فلش مشخص است، و ز) ریز رخساره بیوکلست وکستون/ پکستون (MF5) که به ترتیب پلوییدها در یک رخساره پکستونی و آثار آشفته‌گی زیستی در زمینه وکستونی با علامت فلش مشخص شده است، ح و ط) رخساره الگال/ بریوزوئر پکستون- فریمستون (MF6) به ترتیب با فراوانی جلبک و با فراوانی بریوزوئر، ی) ریز رخساره آئید بیوکلست پکستون- گرینستون (MF7). آئید با فلش مشخص شده است، ک) ریز رخساره بیوکلست بریوزوئر پکستون (MF8). رخساره *Miogypsina* با علامت فلش مشخص شده است، ل) ریز رخساره بیوکلست میوزپسینا پکستون (MF9)

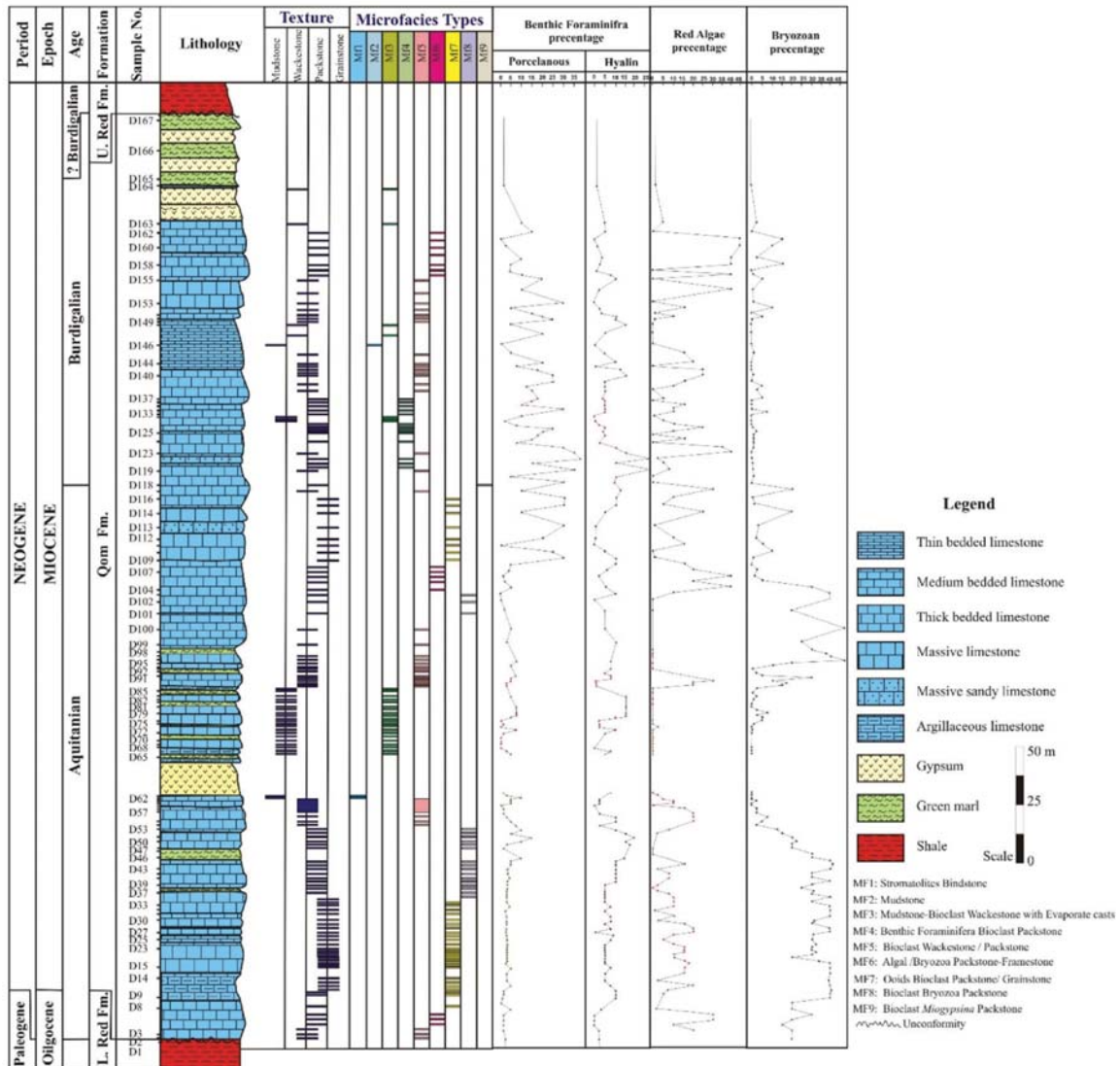
قاره‌ای قرمز زیرین و در بالا در زیر سکانس دوم به صورت ناپیوستگی واقع شده است. سیستم ترک‌های TST (نمونه‌های ۲ تا ۵۳) با ضخامت ۹۰/۹ متر شامل ریز رخساره‌های MF5 (نمونه‌های ۲ تا ۴)، MF6 (نمونه‌های ۵ تا ۷)، MF7 (نمونه‌های ۱۱ تا ۳۵) و MF8 (نمونه‌های ۸ تا ۱۰ و ۳۶ تا ۵۳)

سکانس اول (Depositional Seq. 1)

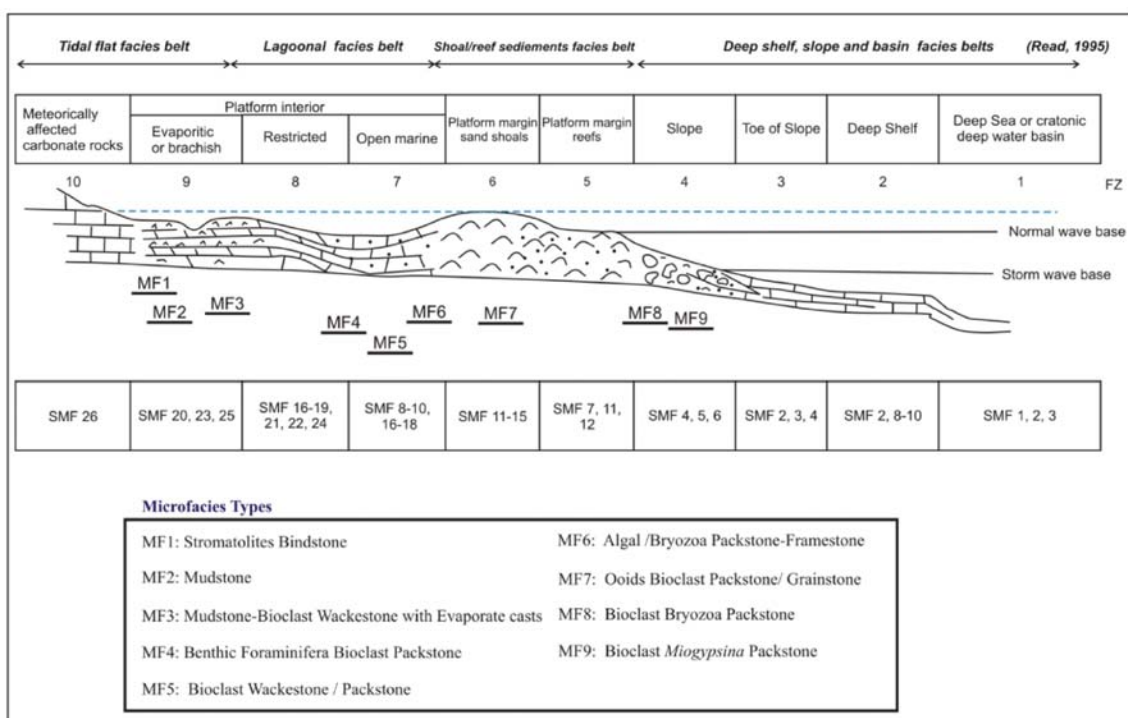
این سکانس با سن اکتانین شامل سیستم ترک‌های HST، TST و FRST با ۱۲۲/۷ متر ضخامت می‌شود (نمونه‌های ۲ تا ۶۶) و بین دو مرز سکانسی از نوع اول محصور شده است. سکانس اول در قاعده بر روی سازند

ریز رخساره‌های MF5 است و مربوط به زون رخساره‌ای شماره هفت می‌باشد. از لحاظ محتویات زیستی، فراوانی بریوزوا، جلبک قرمز و فرامینیفرها بنتونیک با پوسته هیالین یک روند کاهشی را نشان می‌دهند. این در حالی است که فرامینیفرها بنتونیک با پوسته پورسلانوز افزایش مختصری را نشان می‌دهند. شناسایی mfs1 در این سکانس بر اساس تغییر میزان فراوانی محتویات فسیلی و همچنین ویژگی‌های ریز رخساره‌ای است. به طوری که فراوانی فرامینیفرها با پوسته هیالین در سیستم ترک ت TST جای خود را به فرم‌های با پوسته پورسلانوز در HST می‌دهد.

می‌شود در این سیستم ترکت فراوانی بریوزوا از قاعده به سمت راس روند افزایشی دارد و در حداکثر سطح غرقابی سکانس اول (mfs1) روند کاهشی واضحی به خود می‌گیرد. جلبک‌های قرمز نیز اگر چه از لحاظ فراوانی دارای نوسانات بوده اما به طور کلی روند افزایشی نشان می‌دهند. در بین فرامینیفرها، فرم‌های بنتونیک حضور دارند که اشکال با پوسته هیالین تا mfs1 روند افزایشی تدریجی را نشان می‌دهند اما فرم‌های با پوسته پورسلانوز تغییرات مشخصی نداشته و تنها در انتها از فراوانی آن‌ها کاسته می‌شود. اما سیستم ترکت HST که ضخامت آن ۱۱/۳۶ متر است، شامل



شکل ۴. تغییرات ریزرخساره‌ها و اجزای زیستی در طول سازند قم، برش دهنمک



شکل ۵. طرح فرضی محیط رسوبی ریز رخساره‌ها و پراکندگی ریز رخساره‌ها، کربنات‌های رخساره‌ای استاندارد ویلسون (Wilson, 1975) با ریز رخساره‌های استاندارد فلوگل (Flügel, 2010)

حضور ریز رخساره آلگال-بریوزوا پکستون (نمونه شماره ۲) در قاعده برش حکایت از پیشروی سریع دریا در زمان اکتیانین در شمالی‌ترین بخش ایران مرکزی دارد که در ادامه به ائید بیوکلاست پکستون-گریستون تبدیل می‌شود و یک روند نسبی افزایش عمق را نشان می‌دهد که روند فوق تقریباً تا mfs1 ادامه می‌یابد و در انتهای سکانس مجد ریز رخساره MF5 (آلگال-بریوزوئ پکستون) نشان از پسروی دارد. احتمالاً با توجه به فاصله نمونه‌ها در انتهای سکانس اول، پسروی دریا سریع اتفاق افتاده است. سیستم ترک ت FRST با ۲۰/۴۵ متر ضخامت (نمونه‌های ۶۳ تا ۶۶) شامل ریز رخساره‌های MF 1 (نمونه‌های ۶۳ و ۶۴) و MF3 (نمونه‌های ۶۵ و ۶۶) بوده و مشخص کننده زون رخساره‌ای شماره نه (پهنه تبخیری یا لب شور) است. ویژگی بارز این سکانس لیتولوژی گچ و فقدان فونا است (شکل‌های ۴ الی ۷).

سکانس دوم (2. Depositional Seq.)

این سکانس با محدوده سنی اکتیانین تا بوردیگالین و با ضخامت حدود ۱۴۶/۶ متر با مرز سکانسی نوع اول بر روی سکانس یک و با مرز سکانس نوع دوم در زیر سکانس سه قرار گرفته است و شامل سیستم ترک ت‌های TST و HST می‌شود. سیستم ترک ت TST (نمونه‌های ۶۷ تا ۱۲۳) با سن اکتیانین و ضخامت حدود ۹۸/۹ متر شامل ریز رخساره‌های MF3 تا MF9 بوده به طوری که با بنتیک فرامینیفرا بیوکلاست پکستون (MF3) و با آلگال بریوزوئ پکستون (MF5) ادامه می‌یابد و روند پیش‌رونده را مشخص می‌سازد (شکل ۵) و مربوط به زون‌های رخساره‌ای ۴ تا ۹ می‌باشند. در این سیستم ترک ت، در ابتدا بریوزوا یک روند افزایشی و سپس کاهش را نشان می‌دهد. وضعیتی که جلبک‌های قرمز عکس آن را نشان می‌دهند. هم‌چنین فرامینیفرا بنتونیک با پوسته هیالین و پورسلانوز همراه با نوساناتی روند افزایشی

سکانس چهارم (4. Depositional Seq.)

سکانس آخر با ۱۰۰ متر ضخامت (نمونه‌های ۱۴۷ تا ۱۶۷) شامل HST, TST و FRST بوده و مرز زیرین آن با سکانس سوم از نوع دوم و مرز بالایی با سازند قرمز بالایی از نوع اول می‌باشد. سیستم ترک‌ت TST با ۴۴/۵ متر ضخامت در این سکانس شامل ریز رخساره‌های MF6, MF5 بوده و مربوط به زون‌های رخساره‌ای شش و هفت می‌باشند. محتویات فسیلی شامل بریوزوا و جلبک قرمز است که به سمت بالا روندی افزایشی نشان می‌دهند. این در حالی است که فرامینیفرا با نوسانات همراه است. در انتها دو سیستم ترک‌ت HST با ۴/۵۵ متر و FRST با ۴۵/۴۵ متر ضخامت قرار گرفته‌اند. نوع رخساره آنها مارنی و ماسه سنگی است و فاقد بریوزوا، جلبک قرمز و فرامینیفرا بنتونیک می‌باشد و احتمالاً حاکی از پسروی سریع است که در انتهای سکانس و برش مورد مطالعه قرار دارد.

در این سکانس بر اساس محتویات فسیلی و ویژگی‌های ریز رخساره‌ای حداکثر سطح غرقابی mfs4 تعریف شده است.

مقایسه سکانس‌های برش ده نمک با برش‌های همجوار

احتمالاً قدیمی‌ترین مطالعه چینه‌نگاری سکانسی انجام شده بر روی سازند قم مطالعه‌ای است که در عبدال‌آباد سمنان توسط نوری (۱۳۷۶) و نوری و لاسمی (۱۳۷۷) انجام شده است. آنها برای این برش با سن اکتیانین - بوردیگالین دو سکانس تعریف کردند که سکانس اول با سن اکتیانین - بوردیگالین، با LST (نهشته‌های مربوط به مناطق کم‌عمق‌تر نظیر سب‌خا و پهنه بالای جزر و مدی) آغاز شده و با رخساره‌های پهنه جزر و مدی و لاگونی^۱ ادامه یافته و سپس با رسوبات دریای باز تا پهنه جزر و مدی و رسوباتی نظیر تبخیری‌ها در انتهای سیکل^۲ دنبال می‌شود. سکانس دوم با سن بوردیگالین و با ژئوپس آغاز شده و با رخساره‌های پهنه جزر مدی و لاگون و حتی ریف^۳ ادامه می‌یابد و پس از

را نشان می‌دهند. در سیستم ترک‌ت HST که ضخامت آن ۴۷/۷ متر است، ۱۸/۲ متر ابتدایی دارای سن اکتیانین و ۲۹/۵ متر انتهایی دارای سن بوردیگالین است (نمونه‌های ۱۲۴ تا ۱۳۲) و ریز رخساره‌های MF4 و MF3 شناسایی شدند که مشخص کننده زون‌های رخساره‌ای هشت و نه می‌باشند. محتویات فرامینیفرا حاکی از روند کاهش‌ی در فرامینیفرا بنتونیک با پوسته هیالین و پورسلانوز دارد و این کاهش در میزان فراوانی بریوزوا نیز مشاهده می‌شود. درحالی‌که میزان جلبک‌های قرمز افزایش نشان می‌دهند. بر اساس تغییرات محتویات فسیلی ذکر شده در بالا به همراه ویژگی‌های ریز رخساره‌ای، موقعیت حداکثر سطح غرقابی در این سکانس (mfs2) تعیین شد.

این بررسی نشان می‌دهد که نهشته‌های اکتیانین (۸ / ۲۳۹) متر ضخامت) شامل سکانس یک و بخش عمده‌ای از سکانس دو می‌شود (شکل‌های ۴ الی ۷).

سکانس سوم (3. Depositional Seq.)

این سکانس با سن بوردیگالین کمترین ضخامت را در بین سکانس‌های شناسایی شده (۳۷/۳۲ متر) دارد و با مرز سکانسی از نوع دوم بین سکانس‌های دو و چهار واقع شده (نمونه‌های ۱۳۳ تا ۱۴۸) و شامل سیستم ترک‌ت‌های HST و TST می‌باشد. سیستم ترک‌ت TST (۲۸/۲۲ متر) شامل ریز رخساره‌های MF4 و MF5 بوده (شکل ۵) و مربوط به زون‌های رخساره‌ای شماره هفت و هشت یعنی بخش‌های دریای باز و محدود شده درونی پلاتفرم^۱ می‌باشد. فرامینیفرا بنتونیک با پوسته هیالین و پورسلانوز در این سیستم ترک‌ت روند افزایشی نشان می‌دهند درحالی‌که بریوزوئر همراه با نوساناتی روند کاهش‌ی و جلبک قرمز با نوساناتی روند افزایشی نشان می‌دهد. در سیستم ترک‌ت HST (نمونه ۱۴۶) با ضخامت تقریبی ۹/۱ متر شامل MF2 و قابل مقایسه با ریز رخساره استاندارد SMF23 فلوگل (Flügel, 2010) بوده و مربوط به زون رخساره‌ای شماره نه (پهنه تبخیری-لب شور) می‌شود. محتویات فسیلی شامل بریوزوا، جلبک قرمز و فرامینیفرا روند کاهش‌ی نشان می‌دهند.

1. Platform-interior restricted
2. TST
3. HST

نوری و لاسمی (۱۳۷۷) ضمن معرفی محیط‌های دریای باز، سد بیوکلاستی و ریف سدی، لاگون و پهنه جزر و مدی برای ۴۷۰ متر از رسوبات سازند قم با سن اکیتانین-بوردیگالین در برش چینه‌شناسی عبدالآباد واقع در ۲۵ کیلومتری جنوب غرب شهر سمنان، دو سکانس را شناسایی کردند. سکانس اول با سن اکیتانین - بوردیگالین دقیقاً قابل مقایسه با سکانس دوم در این مطالعه است. برخلاف نوری و لاسمی (۱۳۷۷) در برش ده نمک نهشته‌های تبخیری برای سکانس دوم LST در نظر گرفته نشد و همچون ایمن دوست (۱۳۸۵) و دانشیان و همکاران (۱۳۸۷) تصور شد که نهشته‌های تبخیری عضو d و هم‌ارزهای آن نشانه پسونددگی سریع و یک FRST بوده و در نتیجه در انتهای سکانس اول قرار می‌گیرد. البته سیستم ترک‌های TST شامل رخساره پهنه جزر و مدی و لاگونی و HST (پاراسکانس‌های حاوی ریز رخساره‌های سدی و دریای باز) شناسایی شد. در مطالعه نوری و لاسمی (۱۳۷۷) سکانس اول کمی پایین‌تر از مرز تعیین شده بین اکیتانین و بوردیگالین قرار می‌گیرد، درحالی‌که در برش ده نمک mfs سکانس دوم تقریباً در روی مرز اکیتانین - بوردیگالین تشخیص داده شد. نکته جالب توجه این است که سکانس دوم نوری و لاسمی (۱۳۷۷) با سن بوردیگالین نیز قابل مقایسه با سکانس سوم در برش ده نمک با سن بوردیگالین است. تفاوت مهم بین این تحقیق با نوری و لاسمی (۱۳۷۷) در سکانس اول برش ده نمک با سن اکیتانین و سکانس چهارم با سن بوردیگالین است که نشان‌دهنده این است که نهشته‌های قم در قاعده برش ده نمک قدیمی‌تر و در راس آن جوان‌تر از برش عبدالآباد می‌باشند.

مقایسه مرزهای سکانس سازند قم در برش ده نمک با نمودار جهانی سطح آب دریاها تقریباً مانند بیشتر مطالعات چینه نگاری سکانس سازند قم نشان می‌دهد که دو سکانس انتهایی قابل انطباق با نمودار جهانی تغییرات سطح آب دریاها هستند (نوری و لاسمی، ۱۳۷۷ و رحیمی متین، ۱۳۸۶). برخی همچون لاسمی و امین رسولی (۱۳۸۲) و رحیمی متین (۱۳۸۶) مرز سکانس

آن در انتها با پسروری دریا ۲ خاتمه می‌یابد. آنها مرز سکانس زیرین و بالایی را از نوع اول و مرز بین دو سکانس را نوع دوم تشخیص دادند و سکانس‌ها و مرزها را قابل انطباق با نمودار جهانی تغییرات سطح آب دریا دانستند. لاسمی و امین رسولی (۱۳۸۲) نیز بدون نام بردن از برش‌های چینه‌شناسی در جنوب بخش مرکزی حوضه قم در ناحیه الگو هفت سکانس رسوبی تعریف کردند که سکانس‌های یک تا پنج را با سن شاتین تا اکیتانین و سکانس‌های شش تا هفت را با سن بوردیگالین معرفی کردند. ایمن دوست و امینی (۱۳۸۴) و ایمن دوست (۱۳۸۵) نیز چینه‌نگاری برش نواب در جنوب شرق قم را مورد مطالعه قرار دادند. آنها نیز شش سکانس اصلی را تشخیص دادند. رحیمی متین (۱۳۸۶) نیز با بررسی برش‌های دوازده امام و چاه یورته شاه در جنوب ورامین و در شمال غرب دریاچه نمک، سن نهشته‌ها را اکیتانین- بوردیگالین ذکر کرده و چهار سکانس اصلی در برش دوازده امام و سه سکانس اصلی در برش یورته شاه تشخیص داد. وی اظهار داشت که مرزهای سکانس با تغییرات سطح آب دریاها در مقیاس جهانی تطابق خوبی دارند. همچنین رویتر و همکاران (Reuter et al., 2007) با بررسی چینه‌نگاری سکانس چهار برش از سازند قم شامل برش‌های آباد- زفره (سیرجان- اصفهان) و قم و چاله قره (قم) سن نهشته‌ها را شاتین - بوردیگالین و محیط رسوبی را رمپ کربناته تعیین کردند. آنها هفت سکانس رسوبی تشخیص دادند و تمامی مرزهای سکانس را قابل انطباق با تغییرات جهانی سطح آب دریا عنوان نمودند. دانشیان و همکاران (۱۳۸۷) نیز در ناحیه الگو و در کوه بیچاره (جنوب شرق قم) با تشخیص شش سکانس رسوبی سن نهشته‌های قم را اکیتانین- بوردیگالین ذکر کردند. دانشیان و آفتابی (۱۳۸۸) چینه‌نگاری سکانس را بر مبنای مدل ژنتیکی انجام دادند و شش سکانس رسوبی را تعیین نموده و سن نهشته‌ها را اکیتانین- بوردیگالین پیشنهاد کردند. جلالی و همکاران (Jalali et al., 2009) نیز با بررسی ۴۳ برش سطح الارضی سازند قم در محدوده ساوه تا تکاب بدون نام بردن از برش‌های چینه‌شناسی دو سکانس برای زمان اکیتانین و دو سکانس برای زمان بوردیگالین معرفی کردند.

بیوکلیست پکستون و بیوکلیست وکستون- پکستون مربوط به کمربند لاگونی، آگال/ بریوزوئر پکستون- فریمستون، ایید بیوکلیست پکستون- گرینستون و بیوکلیست بریوزوئر پکستون مربوط به کمربند رسوبات سدی/ ریفی و رخساره بیوکلیست Miogypsina پکستون مربوط به کمربند رخساره‌ای شیب پلاتفرم است.

بر اساس مقایسه ریزرخساره‌های شناسایی شده با ریز رخساره‌های استاندارد و زون‌های رخساره‌ای، عدم گسترش نهشته‌های ثقلی و توریدایتی و فراوانی نهشته‌های سدی و ریفی، رسوبات کربناته برش ده نمک در یک شلف کربناته تشکیل شده‌اند. به طوری که رسوبات کربناته برش مورد مطالعه در زون‌های رخساره‌ای پهنه تبخیری و لب‌شور، محیط درونی پلاتفرم، تپه‌های ماسه‌ای پلاتفرم، ریف‌های حاشیه‌ای پلاتفرم و شیب پلاتفرم ته‌نشست یافته‌اند.

بر اساس مطالعات سکانسی چهار سکانس رسوبی رده سوم تشخیص داده شد. سکانس اول با سن اکتانین شامل سیستم ترکتهای TST, HST و FRST و با ضخامت ۱۲۲/۷ متر، سکانس دوم با محدوده سنی اکتانین تا بوردیگالین شامل سیستم ترکتهای TST و HST با ضخامت حدود ۱۴۶/۶ متر، سکانس سوم با سن بوردیگالین شامل سیستم ترکتهای HST و TST با ضخامت ۳۷/۳۲ متر و سکانس چهارم شامل سیستم ترکتهای TST, HST و FSST با ضخامت ۹۴/۵ متر می‌باشد.

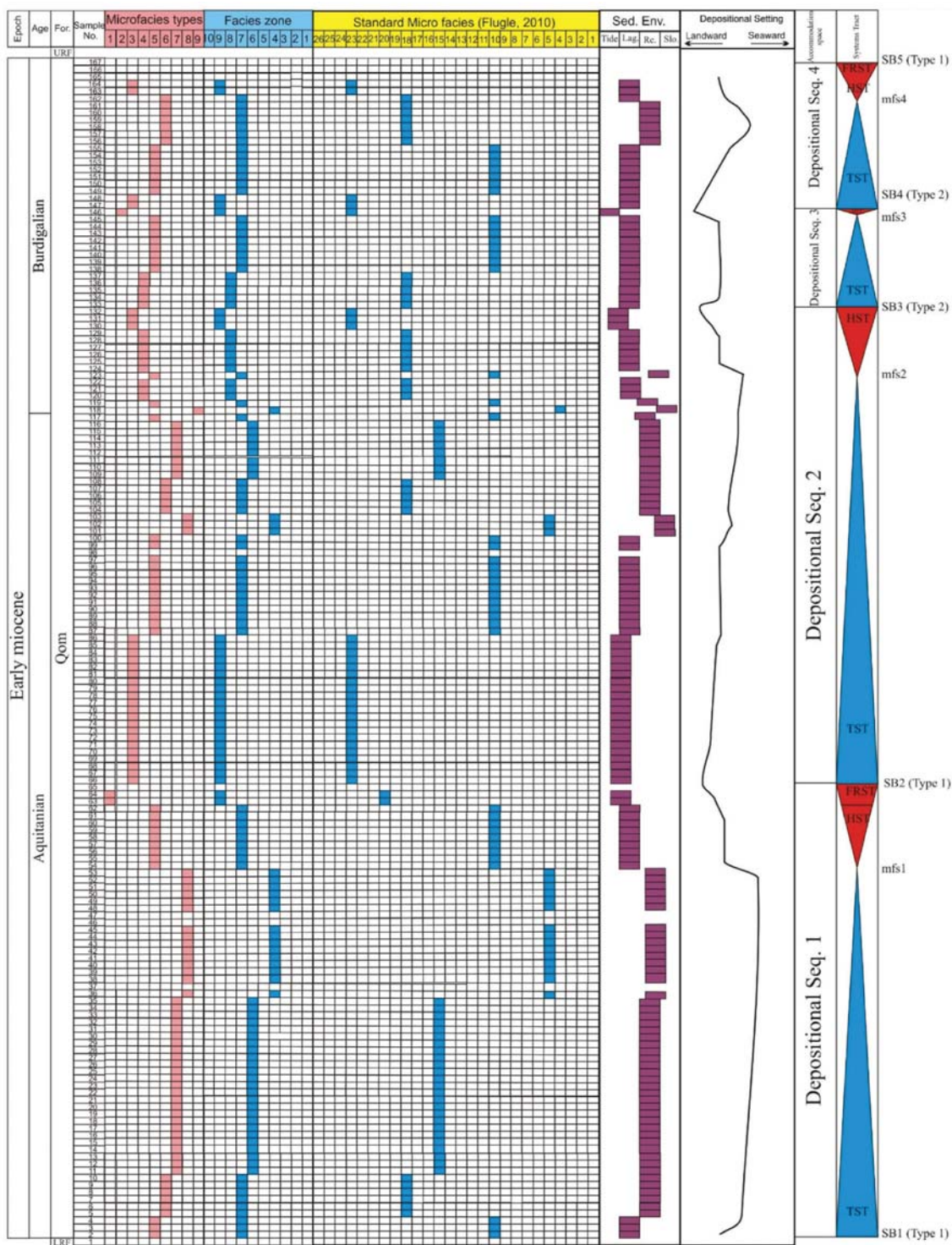
مقایسه مرزهای سکانسی سازند قم در برش ده نمک با نمودارهای جهانی سطح آب دریاها تقریباً بیانگر انطباق دو سکانس انتهایی برش ده نمک با نمودارهای جهانی سطح آب دریا است.

سازند قم با سازند قرمز فوقانی را ناپیوستگی در انتهای بوردیگالین در نظر می‌گیرند. به عبارت دیگر پسروی دریا در حوضه ایران مرکزی بایستی در بوردیگالین پسین رخ داده باشد. در برش ده نمک نیز با توجه به نبود فرامینیفرای پلانکتونیک و تعیین سن بر مبنای فرامینیفرای بنتونیک (Daneshian and Ramezani dana, 2007) همین نظر تایید می‌شود. طبق نظر هاردنبل و همکاران (Hardanbol et al., 1998) سکانس‌های جهانی در محدوده زمانی اکتانین و بوردیگالین شامل دو سکانس از رده سوم در زمان اکتانین و دو سکانس از رده دوم در زمان بوردیگالین تعریف شده است. با کمی تفاوت برش ده نمک از همین الگو پیروی می‌کند به طوری که بخش عمده سکانس دو مربوط به اکتانین است.

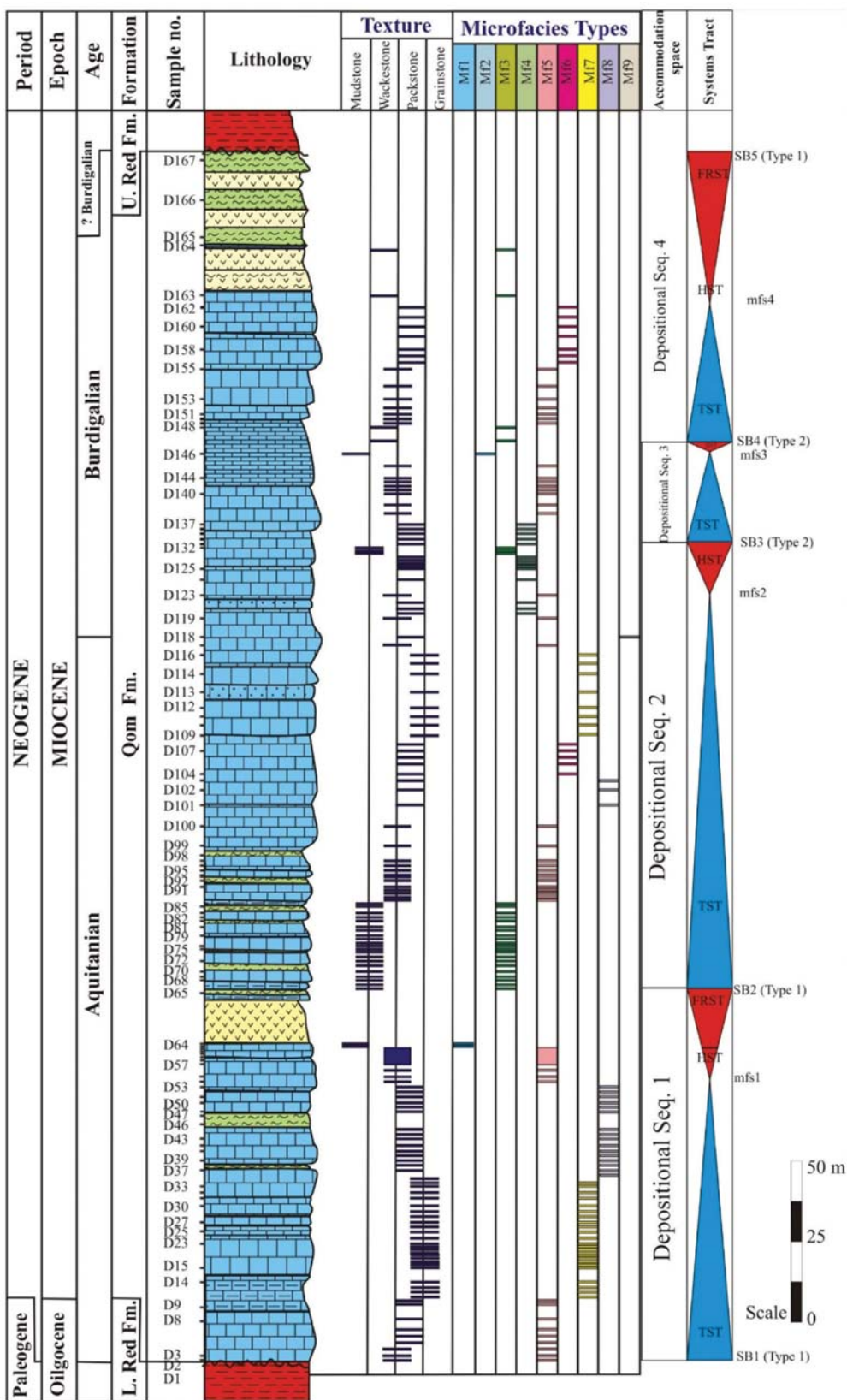
نتیجه‌گیری

سازند قم در برش سطح‌الارضی ده نمک، شمال شرق گرمسار واقع در ۱۵۰ کیلومتری شرق تهران، دارای ۴۰۱ متر ضخامت است که عمدتاً دارای لیتولوژی، آهک، مارن و تبخیری ژیبس و انیدریت است. بر اساس تطابق ویژگی‌های سنگ‌شناسی برش مورد مطالعه با ناحیه الگو، سنگ آهک قاعده‌ای برش ده نمک هم‌ارز عضوهای c-3 و c-4 و نهشته‌های تبخیری هم‌ارز عضو d و ادامه توالی هم‌ارز عضوهای e و f در نظر گرفته شده است.

مطالعات پتروگرافی منجر به شناسایی نه ریز رخساره شامل استروماتولیت بایندستون و مادستون مربوط به کمربند رخساره‌ای پهنه جزر و مدی، مادستون- بیوکلیست وکستون به همراه قالب‌های تبخیری، بنتیک فرامینیفرا



شکل ۶. ریز رخساره‌ها، سیستم ترک‌ها و سکانس‌های رسوبی نهشته‌های سازند قم در برش دهنمک



شکل ۷. موقعیت ریز رخساره‌ها، سیستم ترکته‌ها، مرزهای سکانسی و سکانس‌های رسوبی سازند قم نسبت به ستون چینه‌شناسی در برش ده نمک

منابع

- از سازند قم در برش خفر، شمال شرق نطنز. پژوهش‌های دانش زمین، دانشگاه شهید بهشتی، ۱۶، ۴۰-۵۵.
- دری، م.، ۱۳۷۰. مطالعه زمین‌شناسی و چینه‌شناسی کوه کلرز (شمال گرمسار). پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تهران
- رحیم‌زاده، ف.، ۱۳۷۳. زمین‌شناسی ایران، الیگوسن، میوسن پلیوسن. طرح تدوین کتاب زمین‌شناسی ایران، ۱۲، سازمان زمین‌شناسی کشور.
- رحیمی متین، ل.، ۱۳۸۶. بیواستراتیگرافی و سکانس استراتیگرافی سازند قم در برش دوازده امام و چاه یورته شاه. پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه شهید بهشتی، ۱۲۸.
- فیض‌نیا، س. و مصفی، خ.، ۱۳۷۷. محیط رسوبی و میکروفاسیس سازند قم در منطقه سمنان. نشریه علوم زمین، سال هفتم، ۲۸-۲۷، ۶۴-۷۷.
- لاسمی، ی. و امین رسولی، ه.، ۱۳۸۲. چینه‌نگاری سکانسی سازند قم در جنوب بخش مرکزی حوضه رسوبی ایران مرکزی. بیست و دومین گردهمایی علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی کشور.
- نبوی، م.ح.، ۱۳۵۵. دیباچه‌ای بر زمین‌شناسی ایران، انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور
- نوواواری، ش.، ۱۳۷۶. مطالعه میکرواستراتیگرافی نهشته‌های الیگو-میوسن در شمال ایوانکی. پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه شهید بهشتی
- نوری، ن. و لاسمی، ی.، ۱۳۷۷. میکروفاسیس، محیط رسوبی و چینه‌شناسی توالی‌های سازند قم در منطقه شرق سمنان. مجموعه مقالات دومین همایش انجمن زمین‌شناسی کشور.
- نوری، ن.، ۱۳۷۶. بررسی میکروفاسیس و محیط رسوبی سازند قم در منطقه عبدال‌آباد سمنان و مقایسه آن با خارزن اردستان. پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تربیت‌معلم تهران.
- نوگل سادات، م.، ۱۳۵۲. تکتونیک و چینه‌شناسی ناحیه قم. پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تهران.
- Abaie, I., Ansari, H. J., Badakhshan, A. and Jaafari, A., 1964. History and development of the Alborz and Sarajeh fields of Central Iran. Buellton of Iranian Petroleum Institute, 15, 561-574.
- آقنابتی، ع. ۱۳۸۹. زمین‌شناسی ایران، سازمان زمین‌شناسی و اکتشاف معدنی کشور، چاپ سوم.
- ایمن دوست، آ. و امینی، ع. ۱۳۸۴. چینه‌شناسی سکانسی سازند قم در برش شوراب با نگرشی به پارامترهای موثر در تشخیص سطوح اصلی سکانسی و سیستم ترک‌ها در بررسی‌های سطح الارضی. چکیده مقالات بیست و چهارمین گردهمایی علوم زمین.
- ایمن دوست، آ.، ۱۳۸۵. چینه‌نگاری سازند قم در جنوب غرب ساوه (جلایر) و شوراب (جنوب شرق قم). پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تهران.
- باغبانی، د.، الهیاری، م. و شاکری، ع.، ۱۳۷۵. بررسی حوضه رسوبی و توان هیدروکربوری، چینه‌شناسی، چرخه‌های رسوبی و گسل‌های فعال نواحی تکتونیکی - رسوبی و جغرافیای دیرینه قم. طرح و پروژه اکتشافی شرکت ملی نفت ایران.
- ثامنی، ع. و ساعتچی، ا.، ۱۳۶۹. مطالعه زمین‌شناسی و چینه‌شناسی تشکیلات قم در شمال ایوانکی. پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تهران.
- جلالی، م.، ۱۳۷۵. مطالعه چینه‌شناسی و سکانس رسوبی برش زرد کوه و آجان در شمال ایوانکی. پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه آزاد اسلامی واحد تهران شمال.
- دانشیان، ج.، و آفتابی، ا.، ۱۳۸۸. چینه‌نگاری سکانسی نهشته‌های سازند قم بر اساس مدل سکانس چینه‌نگاری ژنتیکی در برش نواب در جنوب شرق کاشان. مجموعه مقالات سومین همایش انجمن دیرینه‌شناسی ایران.
- دانشیان، ج.، و درخشانی، م.، ۱۳۸۷. پالئوآکولوژی روزن بران سازند قم در برش قصر بهرام، دامنه‌های شمال غربی سیاه کوه واقع در جنوب گرمسار. مجله پژوهشی علوم پایه دانشگاه اصفهان، جلد ۳۰، ۱، ۱-۱۷.
- دانشیان، ج.، مصدق، خلج، ح. و قاسمی، ع.، ۱۳۸۷. چینه‌نگاری سکانسی نهشته‌های سازند قم در ناحیه الگو (برش کوه بیچاره) در جنوب شرق قم، شمال ایران مرکزی. مجله پژوهشی دانشگاه اصفهان، ۳۴، ۵، ۱۹-۵۴.
- دانشیان، ج. و یزدانی، ه.، ۱۳۸۵. مطالعه گسترش چینه‌شناسی فرامینفرهای سازند قم در غرب ساوه. مجله پژوهشی علوم پایه دانشگاه اصفهان، ۲۵، ۳، ۲۹-۱۳.
- دانشیان، ج. و نادری، ا.، ۱۳۹۲. سنگ چینه‌نگاری، زیست چینه‌نگاری و معرفی چند جنس و گونه جدید

- Abich, H., 1858. Vergleichende grundzuger geologie des Kaukasus Wieder Armenischen und Nord Persischen Gebirge (prodromus einer geologie der Kauksischen lander): Mémoires de l'Académie Impériale des Sciences de St . Pétersbourg. Ser. 6, 7, 359-564.
- Amirshahkarami, M. and Karavan, M., 2015. Microfacies models and sequence stratigraphic architecture of the Oligocene-Miocene Qom Formation, south of Qom city, Iran. *Geoscience Frontiers*, 6, 593-604.
- Armentrout, J. M., 1996. High resolution sequence biostratigraphy: examples from the Gulf of Mexico Plio-Pleistocene. *Geological Society of London. Special Publications*, 104, 65-86.
- Armentrout, J.M., Fearn, L.B., Rodgers, K., Root, S., Lyle, W.D., Herrick, D.C., Bloch, R.B., Snedden, J.W. and Nwankwo, B. 1999. High-resolution sequence biostratigraphy of a lowstand prograding deltaic wedge: Oso Field (Late Miocene), Nigeria. *Geological Society of London, Special Publications*, 152, 259-290.
- Armstrong, H. A. and Brasier, M. D., 2005. *Microfossils*. Blackwell Publishing 2nd ed.
- Berberian, M., 1983. The southern Caspian: a compressional depression floored by a trapped, modified oceanic crust. *Journal of Earth Sciences*, 20, 163-183.
- Berberian, M. and King, G. C. P., 1981. Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. *National Research Council of Canada*, 210- 263.
- Berning, B., Reuter, M., Piller, W. E., Harzhauser, M. and Kroh, A., 2009. Larger foraminifera as a substratum for encrusting bryozoans (Late Oligocene, Tethyan Seaway, Iran). *Facies*, 55, 227-241.
- Boggs, S., J., 2009. *Petrology of Sedimentary Rocks*, second edition. Cambridge University Press, 600.
- Bozorgnia, F., 1966. Qum Formation stratigraphy of the central basin of Iran and its intercontinental position. *Bulletin of the Iranian Petroleum Institute*, 69-75.
- Brett, C. E., 1995. Sequence stratigraphy, biostratigraphy and taphonomy in shallow marine environments. *Palaios*, 10, 6, 597-616.
- Catuneanu, O., 2002. Sequence stratigraphy of clastic systems: concepts, merits and pitfalls. *Journal of African Earth Sciences*, 35, 1-43.
- Catuneanu, O., 2006. *Principles of Sequence Stratigraphy*. Elsevier, 386.
- Daneshian, J. and Ramezani Dana, L., 2007. Early Miocene benthic foraminifera and biostratigraphy of Qom Formation, Deh Namak, Central Iran. *Journal of Earth Sciences*, 29, 844-858.
- Dozy, J.J., 1955. A Sketch of past Cretaceous volcanism in Central Iran. *Leidsche Geologische Mededeelingen*, 20, 48-57.
- Dunham, R. J., 1962. Classification of carbonate rocks according to depositional texture. *American Association of Petroleum Geologists Memorial*, 1, 108-121.
- Embry, A. F., Klovan, J. E., 1971, A Late Devonian reef tract on the northeastern Banks Island, N. W. T.: *Canada Petroleum Geology Bulletin*, 19, 730-781.
- Emery, D. and Myers, K.J., 1996. *Sequence Stratigraphy*. Blackwell Science, Oxford.
- Flügel, E., 2010. *Microfacies of Carbonates Rocks, analysis, interpretation and application*. Springer, 976.
- Furrer, M. A. and Soder, P. A., 1955. The Oligo-Miocene marine formation in the Qom region (Central Iran). In: *Proceedings of the 4th World Petroleum Congress, Rome, Section I/A/5*, 267-277.

- Geel, T., 2000. Recognition of stratigraphic sequences in carbonate platform and slope deposits: empirical models based on microfacies analysis of Palaeogene deposits in south-eastern Spain. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 155, 211-238.
- Hardanbol, J., Thierry, J., Farley, M. B., Jacquin, T., Graciansky, P. C. and Vail, P. R., 1998. Mesozoic and Cenozoic sequence chronostratigraphic framework of European basins. In: Graciansky, C. P., Hardanbol, J., Jacquin, T., and Vail, P. R., (Eds.), *Mesozoic Sequence Stratigraphy of European Basins*; SEPM, Special Publication, 3-14.
- Heydari, E., Hassanzadeh, J., Wade, W. J. and Ghazi, A. M., 2003. Permian-Triassic boundary interval in the Abadeh section of Iran with implications for mass extinction. Part 1-sedimentology, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 193, 405-423.
- Hunt, D., Tucker, M. E., 1992. Stranded parasequences and the forced regressive wedge systems tract: deposition during base-level fall. *Sedimentary Geology*, 81, 1-9.
- Hunt, D. and Tucker, M.E., 1995. Stranded parasequences and the forced regressive wedge systems tract: deposition during base-level fall-reply. *Sedimentary Geology*, 95, 147-160.
- Jalali, M., Feizi, A., Asilian, H., Motamedi, H. and Motamedi, B., 2009. Sequence stratigraphy and basin evolution of Miocene deposits in the Northwestern part of central Iran basin; International lithosphere program (ILP); 5th workshop of the ILP- Task force on sedimentary basin. Abu Dhabi.
- Khalili, M., Beavers, R. and Torabi, H., 2007. Depositional environment of the evaporate unit (d member) of the Qom formation (Central Iran). *Carbonates and Evaporates*, 22, 101-112.
- LaMaskin, T. and Elrick, M., 1997. Sequence stratigraphy of the Middle to Upper Devonian Guilmette Formation, southern Egan and Schell Creek ranges, Nevada. In: *Paleozoic Sequence Stratigraphy, Biostratigraphy, and Biogeography: Studies in Honor of J. Granville ('Jess') Johnson* (Eds G. Klapper, M. A. Murphy and J. A. Talent), Geological Society of America Bulletin, 321, 89-112.
- Loftus, W. K., 1855. On the geology of portions of the Turko-Persian frontier, and of the districts adjoining. *The Quarterly Journal of the Geological Society of London*, 11, 247-344.
- Mitchum, R., M., 1977. Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part 11: glossary of terms used in seismic stratigraphy. In: C.E. Payton, Ed., *Seismic Stratigraphy-Applications to Hydrocarbon Exploration*, 205-212.
- Mohammadi, E., Safari, A., Vaziri-Moghaddam, H., Vaziri, M. R. and Ghaedi, M., 2011. Microfacies analysis and paleoenvironmental interpretation of the Qom Formation, South of the Kashan, Central Iran. *Carbonates and Evaporates*, 26, 255-271.
- Morley, C. K., Kongwung, A., Julapour, A., Abdolghafourian, M., Hajian, M., Waples, D., Warren, J., Otterdoom, H., Srisuriyon, K. and Kazemi, H., 2009. Structural development of a major late Cenozoic basin and transpressional belt in central Iran. *The Central Basin in the Qom-Saveh area*, *Geosphere*, 4, 325-362.
- Murrey, J. W. and Alve, E., 2002. Benthic foraminifera as indicators of environmental change: marginal-marine, shelf and upper-slope environments. In: Haslett, S.K.(ed.), *Quaternary Environmental Micropalaeontology*. Edward Arnold (Publishers), London, 59-90.
- Okhravi, R. and Amini, A., 1998. An example of mixed carbonate-pyroclastic sedimen-

- tation (Miocene, Central Basin, Iran). *Sedimentary Geology*, 118, 37-54.
- Pedley, M., 1996a. Miocene reef facies of the Pelagian region (Central Mediterranean region). In: Franseen, E. K., Esteben, M., Ward, W. C., Rouchy, J. M. (ed.), *Models for carbonate stratigraphy from Miocene reef complexes of Mediterranean regions*. Society of Economic Paleontologist and Minerologists, *Concepts in Sedimentology and Paleontology*, 5, 247-259.
 - Pedley, M., 1996. Miocene reef distribution and their associations in the central Mediterranean region: an overview. In: Franseen, E. K., Esteben, M., Ward, W. C., Rouchy, J. M. (ed.), *Models for Carbonate Stratigraphy from Miocene reef complexes of Mediterranean regions*. Society of Economic Paleontologist and Minerologists, *Concepts in Sedimentology and Paleontology*, 5, 247-259.
 - Read, J. F., 1995. Overview of carbonate platform sequences, cycle stratigraphy and reservoirs in greenhouse and icehouse worlds. In: Read, J. F., Kerans, C., Weber, L. J., Sarg, J. F., and Wright F.W., *Milankovitch sea level changes, cycles and reservoirs on carbonate platforms in greenhouse and icehouse worlds*, SEPM Short Course Notes, 35, 1-102.
 - Reuter, M., Piller, W. E., Harzhauser, M., Mandic, O., Berning, B., Rogl, F., Kroh, A., Aubry, P., Wielandt-Schuster, U. and Hamedani, A., 2007. The Oligo- Miocene Qom Formation (Iran): evidence for an early Burdigalian restriction of the Tethyan seaway and closure of its Iranian gateways. *Journal of Earth Sciences*, 98, 627- 650.
 - Rey, J., Cubaynes, R., Qajoun, A. and Ruget, C., 1993. Foraminifera indicators of systems tracts and global unconformities. In: *International of Sedimentology, Special Publication*, 18, 109- 123.
 - Romero, J., Caus, E., Rossel, J., 2002. A model for the paleoenvironmental distribution of larger foraminifera based on late Middle Eocene deposits on the margin of the south Pyrenean Basin (SE Spain). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 179, 43-56.
 - Scholle, P. A. and Ulmer-Scholle, D. S., 2003. *A Color Guide to the Petrography of Carbonate Rocks: Grains, Textures, Porosity, Diagenesis*. AAPG Memoir, 474.
 - Schulze, F., Kuss, J. and Marzouk, A., 2005. Platform configuration, microfacies and cyclicities of the upper Albian to Turonian of west-central Jordan. *Facies*, 50, 505-527.
 - Schuster, F. and Wielandt, U., 1999. Oligocene and Early Miocene coral faunas from Iran: palaeoecology and palaeobiogeography. *International Journal of Earth Science*, 3, 571-581.
 - Seddighi, M., Vaziri-Moghaddam, H., Taheri, A. and Ghabeishavi, A., 2012. Depositional environment and constraining factors on the facies architecture of the Qom Formation, Central Basin, Iran. *Historical Biology*, 24, 91-100.
 - Seyrafian, A. and Torabi, H., 2005. Petrofacies and sequence stratigraphy of the Qom Formation (Late Oligocene-Early Miocene?), North of Nain, Southern trend of the Central Iranian Basin. *Carbonates and Evaporates*, 20, 82-90.
 - Sharland, P. R., Archer, R., Casey, D. M., Davies, R. B., Hall, S. H., Heward, A. P., Horbury, A. D. and Simmons, M. D., 2001. *Arabian Plate Sequence Stratigraphy*. GeoArabia, Special Publication, 2, Gulf PetroLink, Bahrain, 371.
 - Soder, A., 1955. The Tertiary of the Qum-Shurab area; N. I. O. C., G. R., Report no. 123.

- Stocklin, J. 1968. Structural history and tectonics of Iran. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 52, 1229-1258.
- Stocklin, J. and Setudehnia, A., 1971. Stratigraphic lexicon of Iran. Ministry of Industry and Mine, Geological Survey of Iran, Report no. 18.
- Tucker, M. E. and Wright, P. V., 1990. Carbonate Sedimentology. Blackwell. Science Publication, London, 482.
- Vaziri-Moghaddam, H. and Torabi, H., 2004. Biofacies and sequence stratigraphy of the Oligocene succession, Central basin, Iran. Geological Palaeontology, 6, 321-344
- Wilson, J. L., 1975. Carbonate Facies in Geologic History. Springer-Verlag, New York, 471.
- Wilson, M. E. J. and Evans, M. J., 2002. Sedimentology and diagenesis of Tertiary carbonates on the Mangkalihat Peninsula, Borneo: Implications for subsurface reservoir quality. Marine and Petroleum Geology, 19, 873-900.