

ریزر رخساره‌ها و چینه نگاری سکانسی سازند سروک در شمال شرق گچساران (تنگ گرگدار)

الهام محمودی رنانی^{۱*}، عزیزالله طاهری^۲

۱- دانشجوی کارشناسی ارشد چینه شناسی و فسیل شناسی، گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه اصفهان، اصفهان، ایران

۲- دانشیار گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه صنعتی شاهرود، شاهرود، ایران

*پست الکترونیک: e.mahmoodi1364@yahoo.com

تاریخ پذیرش: ۹۰/۱۱/۱۸

تاریخ دریافت: ۹۰/۶/۵

چکیده

به منظور بررسی رخساره‌ها، محیط رسوبی و چینه نگاری سکانسی سازند سروک در شمال شرق گچساران یک برش چینه‌ای در تنگ گرگدار مورد مطالعه قرار گرفته است. سازند سروک در این برش به ضخامت ۴۵۰ متر بوده و عمدتاً از لایه‌های سنگ آهکی متوسط تا ضخیم لایه و توده‌ای تشکیل شده است. بر اساس تغییرات رخساره‌ای و خصوصیات سنگ شناختی ۹ ریزرخساره متفاوت تشخیص داده شد که در سه کمربند رخساره‌ای لاگون، سد و دریای باز نهشته شده‌اند. بررسی رخساره‌های توالی مطالعه شده نشان می‌دهد که رخساره‌های سازند سروک در یک رمپ کربناته نهشته شده است. سه سکانس رسوبی درجه ۳ در سازند سروک بر اساس روند عمیق و کم عمق شدگی تشخیص داده شده است. سکانس اول به سن آلبین پسین - سنومانین میانی است. مرز بین سازند کژدمی و سازند سروک به عنوان mfs و بخش قاعده‌ای سازند سروک به عنوان HST سکانس اول در نظر گرفته شده است. رخساره‌های HST در این سکانس عمدتاً از نوع دریای باز می‌باشند. مرز بالایی این سکانس از نوع SB2 است. سکانس دوم به سن سنومانین می‌باشد. دسته رخساره‌های پیش رونده (TST) این سکانس از رخساره‌های دریای باز تشکیل شده است. رخساره‌های تشکیل دهنده HST عمدتاً از رخساره‌های دریای باز و لاگون تشکیل گردیده و سکانس سوم در سنومانین پسین نهشته شده است. دسته رخساره‌های پیش رونده (TST) در این سکانس متشکل از رخساره‌های تالاب است. سطح حداکثر پیش‌روی (mfs) با رخساره بار مشخص می‌گردد. رخساره‌های تشکیل دهنده HST از رخساره‌های لاگون می‌باشد. مرز بالایی این سکانس از نوع SB1 است.

واژه‌های کلیدی: سازند سروک، ریزرخساره، محیط رسوبی، چینه نگاری سکانسی، سنومانین، تنگ گرگدار.

مقدمه

سازند سروک در تنگ سروک واقع در یال جنوبی تاقدیس کوه بنگستان و در شمال غرب شهرستان بهبهان معرفی شده است (James & Wynd, 1965). این سازند به سه بخش پایینی (مادود)، میانی (احمدی) و بالایی تقسیم شده است (James & Wynd, 1965) و دارای دو رخساره متفاوت

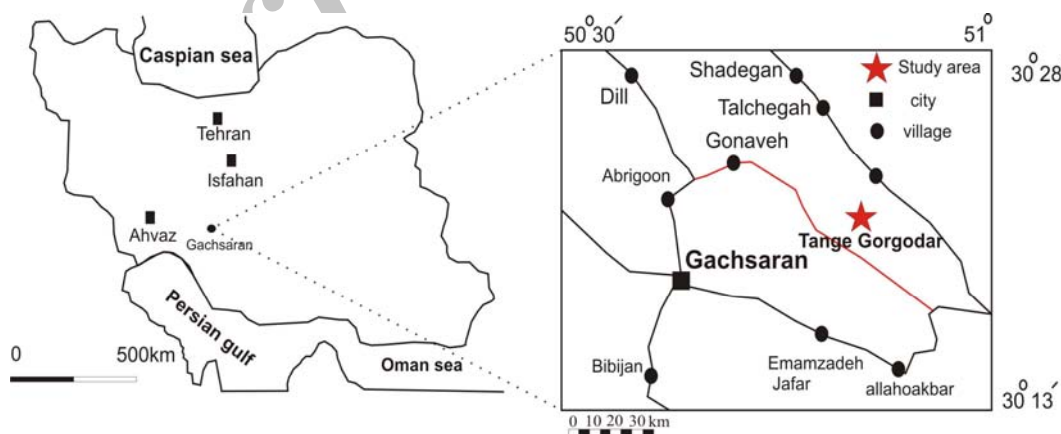
سازند سروک به سن آلبین - تورونین یکی از سنگ مخزنهای مهم در جنوب باختری ایران است (مطیعی، ۱۳۷۲) و عمدتاً از سنگهای آهکی تشکیل شده است. این سازند بخشی از گروه بنگستان است که در پلاتفرم کربناته وسیعی در حاشیه جنوبی نئوتتیس نهشته شده است. برش نمونه

سکانسی آن در اکتشاف و توسعه میدانهای نفتی اهمیت زیادی دارد. هدف از این بررسی تشخیص رخصاره‌ها، محیط رسوبی و چینه نگاری سکانسی سازند سروک در تنگ گرگدار در شمال شرق گچساران است.

روش مطالعه

به منظور رسیدن به اهداف تعیین شده، برش چینه نگاری تنگ گرگدار واقع در ۱۵ کیلومتری شمال شرق گچساران با موقعیت جغرافیایی به طول $54^{\circ} 50'$ و به عرض $30^{\circ} 21'$ اندازه گیری و تعداد ۲۵۶ نمونه از آن بر اساس تغییرات رخصاره‌ای جمع آوری گردید (شکل ۱). برش برداشت شده شامل ۴۵۰ متر سنگ آهکهای نازک لایه تا توده‌ای است که بر اساس شواهد صحرایی و مطالعه خصوصیات میکروسکوپی به شش واحد سنگ چینه نگاری تفکیک شده است. برای نام گذاری سنگهای آهکی از طبقه بندی دانهام (۱۹۶۲) استفاده شده است. چینه نگاری سکانسی سازند سروک بر اساس روشها و اصول چینه نگاری سکانسی (Haq et al., 1987; Emery & Myers, 1996; Simmons et al., 2007) بررسی شده است.

است. در محل برش الگو و فارس ساحلی، رخصاره‌های کم عمق این سازند گسترش دارند در حالی که در ناحیه لرستان رخصاره‌ها عمیق هستند. رخصاره کم عمق از سنگ آهک ضخیم لایه تا توده‌ای حاوی فسیلهای رودیست و شکم پا تشکیل شده است. رخصاره عمیق متشکل از سنگ آهکهای نازک لایه حاوی فسیل الیگوسترینا است. این سازند در منطقه مورد مطالعه به صورت هم شیب بر روی سازند کژدمی و به شکل ناپیوسته در زیر سازند گورپی قرار دارد. ریز رخصاره‌ها و محیط رسوبی سازند سروک در تاقدیس نار (فرزدی، ۱۳۷۱)، میدان نفتی اهواز (کیوانی، ۱۳۷۲)، برش الگو و سفید کوه لرستان (جلیلیان، ۱۳۷۵؛ لاسمی و جلیلیان، ۱۳۷۶) برش لندران در جنوب غرب سمیرم (وزیری مقدم و صفری، ۱۳۸۲) و میدان نفتی گچساران (رحیمی نژاد و همکاران ۱۳۸۵) مطالعه شده است. ناصری (۱۳۸۴)، اصیلیان مهابادی و لاسمی (۱۳۸۶)، لاسمی و کاووسی (۱۳۸۴) و غیشاوی (۱۳۸۸)، محیط رسوبی و چینه نگاری سازند سروک را مطالعه کرده‌اند. از آن جایی که سازند سروک پس از سنگ آهک آسماری مهمترین سنگ مخزن حوضه زاگرس است، شناسایی رخصاره‌ها و چینه نگاری



شکل ۱: موقعیت جغرافیایی منطقه مورد مطالعه

تفکیک ریزرخساره‌ها بر اساس اجزای اسکلتی، غیر اسکلتی و بافت است. تفسیر و توصیف ریزرخساره‌ها به شرح زیر است:

شرح و تفسیر رخصاره‌های رسوبی

مطالعه و بررسی میکروسکوپی سازند سروک در برش مورد مطالعه به شناسایی ۹ ریزرخساره انجامیده است (شکل ۲).

۱- پکستون دارای *Favusella* و الیگوستژینا

این ریزرخساره در سنگ آهکهای متوسط تا نازک لایه به رنگ کرم - خاکستری از قاعده تا ضخامت ۳۸ متری برش مورد مطالعه شناسایی شده است. اجزای تشکیل دهنده این ریزرخساره الیگوستژینا، *Favusella washitensis*، بایو کلاستهای چون خرده‌های اکینید و استراکد می‌باشد که در زمینه‌ای از میکرایت قرار گرفته‌اند (شکل ۲ الف).

با توجه به حضور روزن داران شناور و الیگوستژینا و بافت دانه پشتیبان می‌توان محیط ته نشست این ریزرخساره را محیطی نسبتاً کم انرژی در دریای باز زیر سطح اساس امواج نرمال دانست (Wilson, 1975; Geel, 2000; Flugel, 2010). فراوانی روزن داران شناور بدون کیل و الیگوستژینا نشانگر شرایط یوتروفی است (Arthur et al., 1987; Luciani & Cobianchi, 1999). همچنین حضور گونه‌های *Pit. ovalis* و *Pit. Spherical* با روزن داران پلانکتونیک دارای صدف ضخیم (*Favusilida*)، نشان دهنده محیطی غنی از کربنات کلسیم، آب و هوای گرم و شوری بالا هستند که در رمپهای خارجی تا مناطق کم عمق باتیال (۲۰۰ تا ۴۰۰ متری) گسترش دارند (Villan, 1985; Strasser et al., 2001). مشابه این ریزرخساره از محیط دریای باز سازند سروک در ناحیه خوزستان (تیموریان، ۱۳۸۳؛ Ghobishavi et al., 2009)، از میدان نفتی گچساران (رحیمی نژاد و همکاران، ۱۳۸۵) و زاگرس مرتفع (Razin et al., 2010) گزارش شده است.

۲- پکستون دارای الیگوستژینا و پلوئید

با بررسی حدود ۳۶ مقطع میکروسکوپی از ضخامت ۳۸ تا ۹۸ متری در سنگ آهکهای متوسط لایه، ریزرخساره پکستون دارای الیگوستژینا و پلوئید تشخیص داده شده است. این ریزرخساره عمدتاً از الیگوستژینا، پلوئید و خرده‌های اسکلتی مانند اکینید، رودیست و استراکد تشکیل شده است

که در زمینه‌ای از میکرایت جای گرفته‌اند (شکل ۲ ب). روزن داران کفزی ریز، روزن داران شناور و اینتراکلاست از اجزای فرعی محسوب می‌گردند. اینتراکلاستها از میکرایتی شدن سایر خرده‌های بیو کلاستی حاصل شده‌اند. گاهی فراوانی اینتراکلاست سبب ایجاد زیر گروهی در این ریزرخساره می‌گردد که با نام اینتراکلاستیک بایو کلاستیک الیگوستژینا پلوئید پکستون مشخص می‌شود.

لازم به ذکر است که در مقاطع مورد بررسی این ریزرخساره، فراوانی الیگوستژینا و پلوئید متغیر است. در بعضی مقاطع مقدار الیگوستژینا بر مقدار پلوئید پیشی می‌گیرد و در بعضی مقدار پلوئید بیشتر می‌شود. محیط تشکیل این ریزرخساره محیط کم انرژی و نیمه عمیق دریای باز و زیر خط امواج طوفانی و در قسمتهای عمیق رمپ میانی و یا رمپ خارجی می‌باشد (Wilson, 1975; Grafe, 2005; Flugel, 2010). حضور الیگوستژینا، روزن داران شناور و خرده‌های ریز رودیست، مشخصات بافتی و موقعیت چینه‌نگاری آن در توالی حاکی از تشکیل این ریزرخساره در شرایط با انرژی متوسط دریای باز است (Flügel, 2010; Ghobishavi et al., 2010). نظیر این ریزرخساره را Ghobishavi et al., (2009) در ناحیه خوزستان و رحیمی نژاد و همکاران (۱۳۸۵) از میدان نفتی گچساران گزارش کرده‌اند.

۳- پکستون رودیستی پلوئیدی (جور نشده)

تشکیل دهنده‌های اصلی این ریزرخساره خرده‌های رودیست و پلوئید است که در خمیره‌ای از گل آهکی قرار گرفته‌اند (شکل ۲ پ). سایر اجزای آن از قبیل خرده‌های اکینید و کورتوئیدها از اهمیت کمتری برخوردارند. از آن جایی که رودیستها در بخشهای کم عمق تر حوضه رسوبی توسعه و گسترش داشته‌اند بر اثر عملکرد امواج و جریانها قطعاتی از آنها خرد شده و به این محیط منتقل شده‌اند (Carannante et al., 2000). بر این اساس و

آن در توالی، محیط تشکیل این ریز رخساره را محیط کم عمق رمپ میانی با انرژی متوسط می توان تصور کرد. نظیر این رخساره از ناحیه خوزستان، زاگرس مرتفع و ناحیه فارس گزارش شده است (Piryaei, 2009; Ghobashvie *et al.*, 2010).

۴- رودستون رودیستی مرجانی

ریزرخساره رودستون رودیست مرجان دار در سنگ آهکهای توده ای دارای خرده های رودیست تشخیص داده شده است. اجزای تشکیل دهنده خرده های درشت رودیست و مرجان است (شکل ۲). بافت در این ریزرخساره به دلیل درشت بودن خرده های رودیست و دانه پشتیان بودن آن رودستون در نظر گرفته می شود. محیط ته نشست این ریز رخساره با توجه به موقعیت چینه شناسی آن در توالی، بخشهای کم عمق رمپ میانی با انرژی متوسط است (Razin *et al.*, 2010).

۵- گریستون رودیستی پلوئیدی (جور شده)

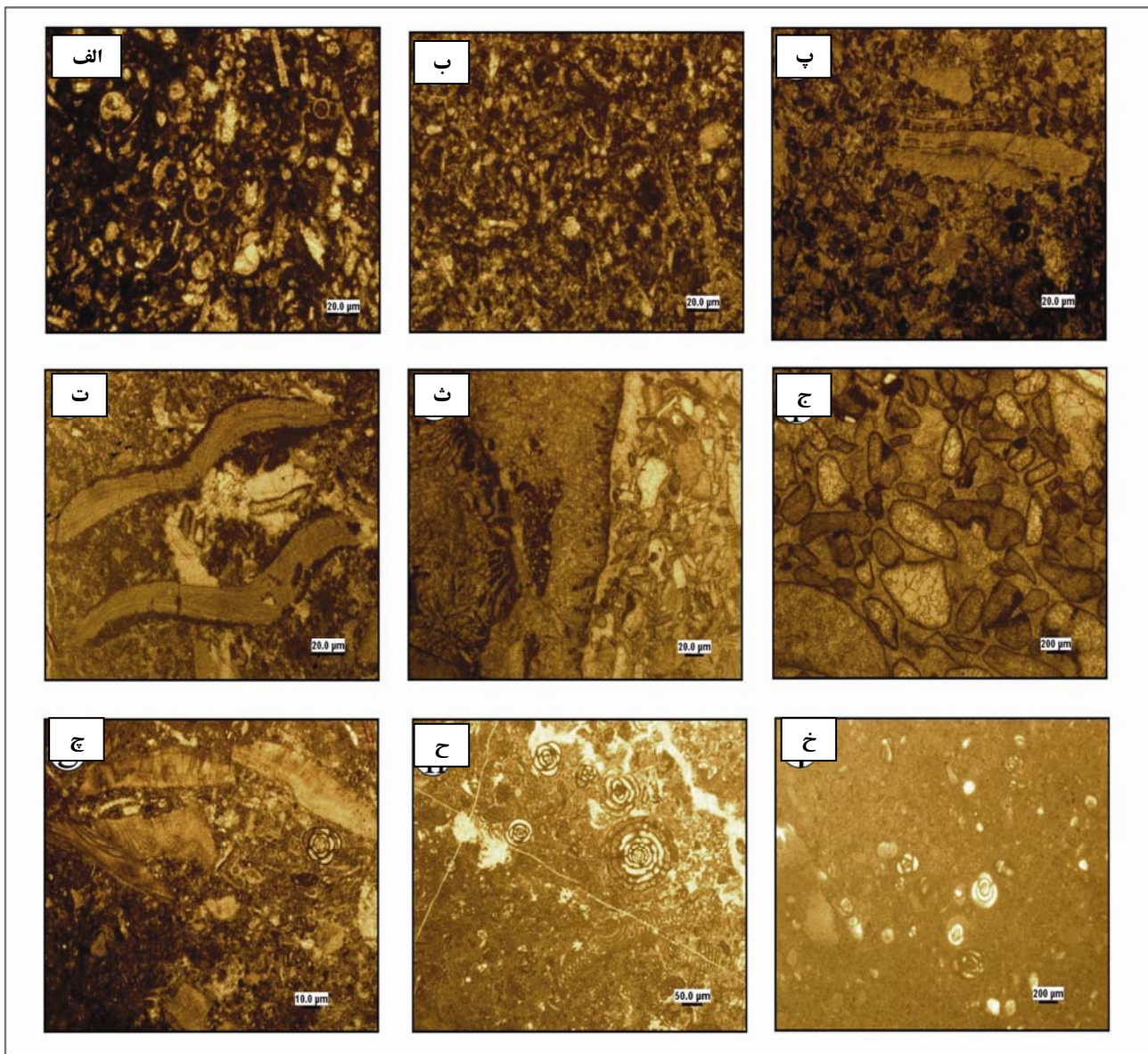
این ریزرخساره در سنگ آهکهای توده ای و ضخیم لایه کرم زنگ شناسایی شده است. آلوکم اصلی تشکیل دهنده این رخساره خرده های فراوان رودیست و پلوئید است (شکل ۲ ج). به علت انرژی زیاد گل از محیط شسته شده و فضای بین دانه ها بعداً توسط کلسیت اسپاری پر شده است و دانه ها از جورشدگی خوبی برخوردارند. با توجه به فراوانی پوسته های ضخیم و درشت رودیست، بافت دانه پشتیان، جورشدگی خوب دانه ها و نبود زمینه گلی، محل تشکیل این ریزرخساره محیط پرانرژی سد (کمر بند ۶ ویلسون) و در بالای خط امواج نرمال در نظر گرفته می شود (Wilson, 1975; Flugel, 2010).

مشابه این رخساره را وزیري مقدم و صفری (۱۳۸۲) از ناحیه سمیرم، Ghobashvie *et al.* (2009) از ناحیه خوزستان و همچنین Carannante *et al.* (2000) از شمال ساردینا گزارش کرده اند.

همچنین با توجه به این که در این ریز رخساره سنگواره متعلق به زیر محیط مرداب (نظیر miliolids و alveolinids) مشاهده نشده است، این ریزرخساره متعلق به بخشهای کم عمق دریای باز و قسمتهای میانی رمپ میانی است (Wilson, 1975; Flugel, 2010; Grafe, 2005). یادآور می شود که در این ریزرخساره اندازه دانه ها عموماً متنوع و جورشدگی ضعیف است. حضور خرده های اکینید، خرده های ریز رودیست، مشخصات بافتی و موقعیت چینه نگاری آن در توالی حاکی از تشکیل این رخساره در شرایط متوسط انرژی در دریای باز است (Wilson, 1975; Geel, 2000; Flugel, 2010). مشابه این ریز رخساره از ناحیه خوزستان و لرستان (لاسمی و جلیلیان، ۱۳۷۶)، ناحیه سمیرم (وزیری مقدم و صفری، ۱۳۸۲) و از ناحیه فارس (Piryaei *et al.*, 2010) گزارش شده است.

۶- فلوتستون - رودستون رودیستی پلوئیدی

از ضخامت ۳۱۰ تا ۳۹۰ متری برش مورد مطالعه در سنگ آهکهای توده ای دارای خرده های درشت رودیست ریزرخساره شماره ۴ شناسایی شده است. این رخساره به طور کامل شامل خرده های درشت رودیست و پلوئید است (شکل ۲). اجزای تشکیل دهنده در این رخساره همان اجزای تشکیل دهنده در رخساره شماره ۳ است با این تفاوت که اندازه خرده های رودیست در این رخساره بزرگتر است. قطعات رودیست در بخشهای کم عمق تر محیط به خصوص سد قرار داشته و در اثر امواج آب دریا خرد شده و به این محیط انتقال یافته است (Carannante *et al.*, 2000). این ریزرخساره نسبت به ریزرخساره شماره ۳ به محیط سد (بار) نزدیکتر بوده و بنابراین انرژی محیط بیشتر بوده است. با توجه به بافت رسوبی و نابر جا بودن رودیستها و عدم حضور فونای شاخص محیط مرداب (نظیر alveolinids و miliolids)، Cuneolina و همچنین موقعیت چینه شناسی



شکل ۲: رخساره‌های رسوبی سازند سروک در تنگ گرگدار، الف) پکستون دارای *Favusella* و الیگوستژینا؛ ب) پکستون دارای الیگوستژینا و پلوئید؛ پ) پکستون رودیستی پلوئیدی (جور نشده)؛ ت) فلوتستون - رودستون رودیستی پلوئیدی؛ ث) رودستون رودیستی مرجانی؛ ج) گرینستون رودیستی پلوئیدی؛ چ) فلوتستون - رودستون بنتیک فرامینیفر رودیست پلوئید؛ ح) وکستون پلوئید بایوکلاستیک بنتیک فرامینیفر؛ خ) وکستون میلیولیدی

روزن‌داران بدون منفذ شاخص محیط مرداب و همچنین حضور قطعات درشت رودیست، در بخش‌های پرنرژی و کم عمق تالاب مجاور سد تشکیل شده است (Hottinger, Ghobashvie 1997; Geel, 2000; Razin et al., 2010) *et al.* (2009) شبیه این رخساره را از محیط تالاب سازند سروک در ناحیه خوزستان گزارش کرده‌اند.

۷- فلوتستون - رودستون بنتیک فرامینیفر رودیست پلوئید
در سنگ آهک‌های ضخیم لایه ۳۰ متری انتهای برش مورد مطالعه این ریزرخساره تشخیص داده شده است. در این ریزرخساره خرده‌های درشت رودیست و روزن‌داران بنتیک و پلوئید بیشترین فراوانی را دارند. روزن‌داران بنتیک شامل *Pesudolitinella* و *Cuneolina*، miliolids، alveolinids می‌باشند (شکل ۲ج). ریزرخساره مذکور با توجه به حضور

گرفته‌اند. تنوع کم فونا و غالب بودن گل نشانگر کم انرژی بودن محیط و ارتباط محدود آن با دریای باز است (Flugel, 2010). میلیولیدها در انواع محیطهای آبی کم عمق از نیمه شور تا خیلی شور و محیطهای پشت ریف که میزان مواد مغذی زیاد است، قادر به زندگی هستند (Reiss & Hottinger, 1984). بر اساس موارد ذکر شده این ریزرخساره در بخشهای محصورتر تالاب و نزدیکتر به محیط جزرومدی تشکیل شده است.

محیط رسوبی

به دلیل فقدان ریفهای پیوسته و نبود رسوبات لغزشی و ثقلی نمی‌توان محیط رسوب گذاری سازند سروک را در ناحیه مورد مطالعه به پلاتفرم کربناته حاشیه‌دار نسبت داد. بر اساس جامعه زیستی، بافت رسوبی، ارتباط عمودی رخساره‌ها و حضور سد رودیستی توالی مورد مطالعه در یک رمپ کربناته هموکلینال نهشته شده است (Burchette & Wright, 1992; Read, 1985). با توجه به بافت و نوع اجزای اسکلتی و غیر اسکلتی ریزرخساره‌ها، این رمپ کربناته به سه قسمت داخلی، میانی و خارجی قابل تقسیم است (شکل ۳). لازم به ذکر است که در نمونه‌های مطالعه شده رخساره‌های مربوط به پهنه جزرومدی مشاهده نشده است.

نهشته‌های رمپ داخلی با ریزرخساره‌های شماره ۷ (فلوتستون - رودستون بنتیک فرامینفرا رودیست پلوئید)، شماره ۸ (وکستون/ پکستون/ گرینستون پلوئید بایو کلاستیک بنتیک فرامینفرا) و شماره ۹ (وکستون میلیولیدی) مشخص می‌گردد.

ریزرخساره شماره ۶ (گرینستون رودیستی پلوئیدی جور شده)، محدوده سطح اساس امواج نهشته شده و سد بیوکلاستی سازند سروک را در ناحیه مورد مطالعه تشکیل می‌دهد. وجود سیمان حاکی از آن است که گل کربناته در

۸ - وکستون/ گرینستون پلوئید بایو کلاستیک بنتیک فرامینفرا

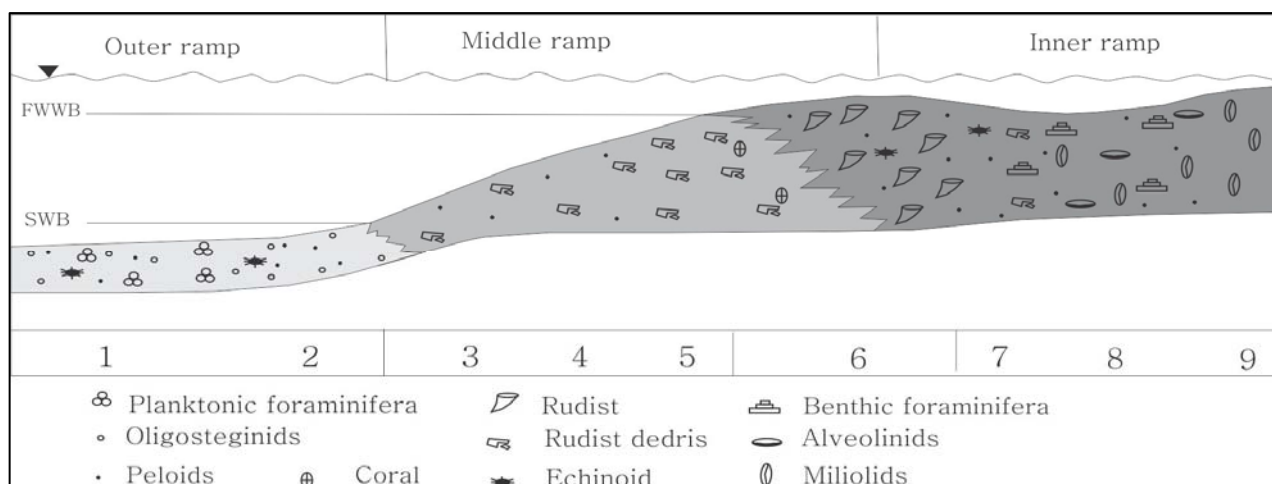
در حد فاصل ۳۲۰ تا ۴۱۵ متری برش مورد مطالعه در سنگ آهکهای نازک و ضخیم لایه ریزرخساره شماره ۸ قابل شناسایی است. ویژگی اصلی این ریزرخساره تنوع روزن داران کفزی است (شکل ۲ ح). این روزن داران شامل *Cuneolina*, *Cisalveolina*, *Chrysalidina*, *Dicyclina*, *Pesudolitonella*, *Ovalveolina*, *Pesudorhyphidionina* و *Praealveolina* Miliolids است. از اجزای دیگر این ریزرخساره می‌توان به پلوئید، خرده‌های گاستروپود، دوکفه‌ای، رودیست و جلبک سبز اشاره کرد. بافت از وکستون تا گرینستون متغیر است که در محیطهای با انرژی متوسط و کستون تا پکستون و در محیطهای پر انرژی به گرینستون تغییر می‌یابد. لازم به ذکر است در این ریزرخساره فراوانی پلوئید متغیر است. در بعضی از مقاطع مقدار آن کاهش یافته و از اجزای فرعی محسوب می‌گردد و باعث تغییر نام این ریزرخساره به بایو کلاستیک بنتیک فرامینفرا و کستون می‌شود. فراوان بودن بی‌مفذهای پورسلانوز نظیر میلیولیدها و آلوئولینیدها نشانگر نهشته شدن این رخساره در محیطی با شوری نسبتاً بالاست. شباهت ریزرخساره فوق با رخساره‌های استاندارد معرفی شده توسط Wilson (1975) و Flugel (2010) نشان دهنده ته نشست رسوبات در محیط تالاب است (Vaziri-Moghadam et al., 2006; Brandano et al., 2008).

۹ - وکستون میلیولیدی

این ریزرخساره در سنگ آهکهای نازک لایه به رنگ کرم تشخیص داده شده است. مهمترین آلوکم تشکیل دهنده این ریزرخساره میلیولید است (شکل ۲ ح). علاوه بر میلیولیدها مقدار کمی خرده‌های گاستروپود و جلبک سبز نیز دیده می‌شود. اجزای فوق در زمینه‌ای از میکرایت دانه ریز قرار

رودستی پلوئیدی جور نشده) نشان دهنده رسوبات رمپ میانی می‌باشند. این رخساره‌ها در زیر سطح اساس امواج و جلو سد بیوکلاستی نهشته شده است (Flügel, 2010). رمپ خارجی با ریزرخساره‌های شماره ۱ (پکستون دارای *Favusella* و الیگوسترینا) و شماره ۲ (پکستون دارای الیگوسترینا و پلوئید) مشخص می‌شوند.

اثر افزایش انرژی از محیط شسته شده و فضای خالی توسط سیمان پر شده است (Carannante *et al.*, 2000; Flügel, 2010). رخساره فوق پر انرژی‌ترین رخساره ناحیه مورد مطالعه است و به صورت پشته‌هایی با خرده‌های اسکلتی فراوان بر روی رمپ تشکیل شده است. ریزرخساره‌های شماره ۵ (رودستون رودستی مرجانی)، شماره ۴ (فلوتستون رودستون رودستی پلوئیدی) و شماره ۳ (پکستون



شکل ۳: محیط رسوبی سازند سروک در برش تنگ گرگدار

چینه نگاری سکاسی

تشکیل می‌دهد. رخساره‌های دریای باز تشکیل دهنده این بخش هستند. بخش بالایی سازند کژدمی دسته رسوبی پیش‌رونده این سکانس را تشکیل می‌دهد و مرز بین این دو سازند معرف سطح حداکثر پیش‌روی آب دریا (mfs) می‌باشد. مرز بین سکانس اول و سکانس دوم نوع ۲ (SB2) است و با رخساره شماره ۶ (گرینستون رودستی پلوئیدی جور شده) مشخص می‌گردد (شکل ۴). این مرز سکاسی می‌تواند معادل مرز سکاسی K120 در صفحه عربی باشد (Sharland *et al.*, 2001; Simmons *et al.*, 2007).

سکانس ۲

با افزایش فضای رسوب گذاری و پیش‌روی آب دریا دسته رسوبی پیش‌رونده TST این سکانس ته نشست می‌گردد. رخساره شماره ۲ (پکستون دارای الیگوسترینا و پلوئید)

در چینه نگاری سکاسی نهشته‌های یک حوضه رسوبی به سکانسهای رسوبی که بین ناپیوستگیها یا پیوستگیهای هم ارز آنها قرار دارند، تقسیم می‌شوند. این کار با بررسی عمودی تغییرات رخساره‌ها و شناسایی محیطهای رسوبی که مرتبط با تغییرات نسبی سطح آب دریاست، انجام می‌گیرد (Emery & Mayres, 1996). تغییرات عمودی میکروفاسیسها و منحنی مربوط به تغییرات نسبی عمق، نشانگر سه سکانس رسوبی رده سوم (بخشی از مگاسکانس Zuni) در سازند سروک است (شکل ۴).

سکانس ۱

این سکانس به سن آلبین پسین - سنومانین در برگیرنده بخش قاعده‌ای سازند سروک است و دسته رسوبی وابسته به بالاترین سطح آب دریا، سکون و آغاز پس‌روی (HST) را

سكانس بیانگر پایین آمدن سطح آب دریا برای زمان طولانی و پدید آمدن مرز سكانسی نوع ۱ می باشد، به نحوی که رسوبات سازند سروک با سن سنوماین توسط رسوبات سازند گورپی با سن کامپاین - ماستریشین پوشیده می شوند (شکل ۴). این مرز سكانسی می تواند معادل مرز سكانسی K140 در صفحه عربی باشد (Sharland *et al.*, 2001; Haq & Al-Qahtani, 2002; Simmons *et al.*, 2007).

نتیجه گیری

سنگهای کربناته سازند سروک در برش مورد مطالعه در سه کمربند رخساره‌ای دریای باز، سد و تالاب نهشته شده‌اند. تغییرات عمودی و جانبی رخساره‌ها و مقایسه آنها با محیطهای عهد حاضر و قدیمی حاکی از آن است که رخساره‌های سازند سروک، در منطقه مورد مطالعه در پلاتفرم کربناته نوع رمپ نهشته شده‌اند. تغییرات عمودی رخساره‌های میکروسکپی و منحنی مربوط به تغییرات نسبی عمق حاکی از آن است که توالی سازند سروک در ناحیه مورد مطالعه از سه سكانس رسوبی رده سوم تشکیل شده است. انطباق سكانسهای تشخیص داده شده با سكانسهای صفحه عربی و سایر نواحی زاگرس حاکی از آن است که تغییرات جهانی سطح آب دریا در تشکیل آنها نقش اساسی داشته‌اند.

معرف این بخش از سكانس ۲ است. رخساره شماره ۱ (پکستون دارای *Favusella* و لیگوسترینا) نشان دهنده حداکثر پیش روی سطح آب دریا (mfs) است. رخساره‌های شماره ۲ تا شماره ۸ نشانگر سکون نسبی و پایین آمدن تدریجی سطح نسبی آب دریا (HST) است. رخساره‌های تالاب که بخش پایانی سكانس دوم را می سازند نشانگر پایین آمدن سطح نسبی آب دریا هستند. مرز بالایی این سكانس از نوع دوم است. سن این سكانس سنوماین میانی می باشد (شکل ۴). این مرز سكانسی می تواند معادل مرز سكانسی K130 در صفحه عربی باشد (Sharland *et al.*, 2001; Haq & Al-Qahtani, 2002; Simmons *et al.*, 2007).

سكانس ۳

سكانس سوم به سن سنوماین میانی - پسین بوده و بخش بالایی سازند سروک را شامل می شود. دسته رخساره‌ای پیش رونده (TST) متشکل از رخساره‌های شماره ۸ (وکستون / پکستون / گریستون پلوئید بایو کلاستیک بنتیک فرامینفرا) و شماره ۷ (فلوتستون - رودستون بنتیک فرامینفرا رودیست پلوئید) است. بیشترین پیش روی سطح آب دریا (mfs) با ریزرخساره شماره ۶ (گریستون رودیستی پلوئیدی جورشده) مشخص می شود. دسته رخساره‌ای وابسته به سکون و آغاز پس روی آب دریا (HST) دربردارنده رخساره‌های تالاب (رخساره شماره ۸) است. مرز بالایی این

منابع

- اصیلیان مهابادی، ح.، لاسمی، ی.، ۱۳۸۶. محیطهای رسوبی و چینه نگاری سكانسی سازندهای کژدمی و سروک در شمال باختر فارس. فصلنامه علوم زمین، ۶۳: ۳۰-۴۰.
- تیموریان، ا.، ۱۳۸۳. چینه نگاری زیرزمینی سازندهای سروک و ایلام (گروه بنگستان) در منطقه شرق اهواز. پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه اصفهان، ۱۷۸ص.

- جلیلیان، ع. ح.، ۱۳۷۵. بررسی میکروفاسیسها و محیط رسوبی سازند سروک در مناطق خوزستان و لرستان. *پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تربیت معلم*، ۱۴۰ ص.
- رحیمی نژاد، ا. ح.، وزیری مقدم، ح.، صیرفیان، ع.، ۱۳۸۵. بیواستراتیگرافی و میکروفاسیسها در سازند سروک در میدان نفتی گچساران (چاه شماره ۵۵). *مجله پژوهشی دانشگاه اصفهان*، ۲۱: ۸۷-۱۰۳.
- غیثاوی، ع.، ۱۳۸۸. چینه نگاری سازندهای سروک و ایلام در تاقدیس بنگستان و میدان پارس. *پایان نامه دکتری، دانشگاه اصفهان*، ۱۹۵ ص.
- فرزندی، پ.، ۱۳۷۱. مطالعه محیطهای رسوبی و میکروفاسیسهای سازند سروک از گروه بنگستان در تاقدیس نار (شمال شرق بندر کنگان). *پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تربیت معلم*، ۱۵۰ ص.
- کیوانی، ف.، ۱۳۷۲. میکروفاسیس، محیط رسوبی و تاریخچه دیاژنز در سازند سروک و ایلام در میدان نفتی اهواز (دزفول شمالی). *پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه آزاد اسلامی تهران*، ۱۱۵ ص.
- لاسمی، ی.، جلیلیان، ع.، ۱۳۷۶. بررسی میکروفاسیسها و محیط رسوبی سازند سروک مناطق خوزستان و لرستان. *فصلنامه علوم زمین*، ۲۵-۲۶: ۴۸-۵۹.
- لاسمی، ی. کاوسی، ع.، ۱۳۸۴. چینه نگاری سازند سروک در جنوب خاور لرستان و شمال زون ایزه و کاربرد آن در اکتشاف هیدروکربور. *نهمین همایش انجمن زمین شناسی ایران، تهران*.
- مطیعی، ه.، ۱۳۷۲. چینه شناسی زاگرس. *سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور*، ۵۸۹ ص.
- بختیاری، س.، ۱۳۸۴. اطلس راههای ایران با مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰۰. مؤسسه جغرافیایی و کارتوگرافی گیتاشناسی. ۲۸۸ ص.
- ناصری، ن.، ۱۳۸۴. ژئوشیمی، محیط رسوبی و دیاژنز سازند سروک در مقطع نمونه در طاقدیس کوه بنگستان و مقایسه آن با مقطع تحت الارضی در چاه پارس ۳۵. *پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه شهید بهشتی*، ۱۴۵ ص.
- وزیری مقدم، ح.، صفری، ا.، ۱۳۸۲. رخساره‌ها و محیط رسوبی سازند سروک در منطقه سمیرم. *مجله پژوهشی دانشگاه اصفهان*، ۱۸: ۷۴-۵۹.
- Arthur, M.A., Schlanger, S.O., & Jenkins, H.C., 1987. The Cenomanian – Turonian oceanic anoxic event, palaeoceanographic controls on organic-matter production and preservation. In: Brooks, J., & Fleet, A.J., (Eds.), *Marine Petroleum Source Rocks. Geological Society Special Publication*, 26: 401-420.
- Brandano, M., Frezza, V., Tomassetti L., & Pedley, M., 2008. Facies analysis and Paleoenvironmental interpretation of the late Oligocene Attard Member (Lower Coralline Limestone Formation), Malta. *Sedimentology*, 56 (4): 1138-1158.
- Burchette, T.P., & Wright, V.P., 1992. Carbonate ramp depositional systems. *Sedimentary geology*, 79: 3-35.
- Carannate, G., Ruberti, D., & Sirna, M., 2000. Upper Cretaceous low-energy ramp limestones from the Sorrento Peninsula (southern Apennines, Italy): micro and macrofossil associations and their significance in the depositional sequences. *Sedimentary Geology*, 132: 89-124.
- Dunham, R.J., 1962. Classification of carbonate rocks according to depositional texture. In: Ham, W.E., (Ed.), *Classification of Carbonate Rocks. American Association of Petroleum Geologists, Memoir 1*: 108-121.
- Emery, D., & K. J., Myers, 1996, *Sequence Stratigraphy. Blackwell, Oxford*, 297p.
- Flügel, E., 2010. *Microfacies of carbonate rocks, Analysis, Interpretation and Application. Springer-Verlag, Berlin*, 976.

- Geel, T., 2000. Recognition of stratigraphic sequence in carbonate platform and slope: empirical models based on microfacies analysis of Paleogene deposits in southeastern Spain. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 155 (3): 211-238.
- Ghabeishavi, A., Vaziri-Moghaddam, H., Taheri, A., & Taati, F., 2009. Microfacies and depositional environment of the Cenomanian of the Bangestan anticline, SW Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, 11: 212-223
- Grafe, K.U., 2005. Late Cretaceous benthic foraminifera from the Basque-Cantabrian Basin, Northern Spain. *Iberian Geology*, 31: 277-298.
- Haq, B.U., & Al-Qahtani, A.M., 2002. Phanerozoic regional Cycle Chart of sea level changes for the Arabian Platform. *American Association of Petroleum Geologists, International Petroleum Conference and Exhibition*, Cairo, Egypt, Abstracts, p. A40.
- Hottinger, L., 1997. Shallow benthic foraminifera assemblages as signals for depth of their deposition and their limitation. *Bull. Soc. Geol. Fr.*, 4: 491-505.
- James, G.A., & Wynd, J.G., 1965. Stratigraphic nomenclature of Iranian oil consortium, agreement area. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 49: 2118-2245.
- Luciani, V., & Cobianchi, M., 1999. The Bonarelli Level and other black shale in the Cenomanian-Turonian of the northeastern Dolomites (Italy): Calcareous nannofossil and foraminifera data. *Cretaceous Research*, 20: 135-167.
- Piryaei, A., Reijmer, J.J.G., Van Buchem, F.S.P., Yazdi-Moghaddam, M., Sadouni, J., & 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 of London, Special Publications*, 330: 211-251.
- Razin, P., Taati, F., & Van Buchem, F.S.P., 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 of London, Special Publications*, 329: 187-218.
- Read, J.F., 1985. Carbonate platform facies models. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 69 (1): p.1-21.
- Reiss, Z., & Hottinger, L., 1984. The Gulf of Aqaba, Ecological Micropaleontology. *Ecol. Stud. Springer*, Berlin, 50: 354.
- Stocklin, J., 1968. Structural history and tectonics of Iran, a review. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 52 (7): 1229-1258.
- Sharland, P.R., Archer, D.M., Casey, R.B., Davies, S.H., Hall, A.P., Heward, A.D., Horbury, & Simmons, M.D., 2001. Arabian Plate sequence stratigraphy. *GeoArabia Special Publication, Gulf PetroLink*, Manama, Bahrain, 2: 372 p.
- Strasser, A., Hillgartner, H., Hag, W. & Pittet, B., 2001. Third – order depositional sequences reflecting Milankovitch cyclicity. *Terra Nova*, 12: 303-311.
- Simmons, M., Sharland, P.R., Casey, D.M., Davies, R.B., & Sutcliffe, O.E., 2007. Arabian Plate sequence Stratigraphy: Potential implication for global chronostratigraphy. *Geo Arabia*, 12 (4): 101 - 130
- Vaziri - Moghaddam, H., Kimiagari, M., and Taheri, A., 2006. Depositional environment and sequence stratigraphy of the Oligocene - Miocene Asmari Formation in SW Iran, *Springer-Verlage*, 52: 41-51.
- Villan, J.M., 1975. Les Calcisphaerulidae: (incertae sedis) du Cretaceous superieur du Limbourg (Pays-Bas), et dautre regions. *Palaeontographica*, A 149: 193-242.
- Wilson, J.L., 1975. Carbonate Facies in Geologic History. *Springer-Verlag*, Berlin, 471p.