



ریزرخساره‌ها و چینه نگاری سکانسی سازند آسماری در برش تنگ سرخ، جنوب شرقی یاسوج

سیده زهرا ابطحی فروشانی^{1*}، علی صیرفیان²

1- کارشناس ارشد چینه شناسی و فسیل شناسی، گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه اصفهان، اصفهان، ایران

2- دانشیار گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه اصفهان، اصفهان، ایران

*پست الکترونیک: sz.abtahif@hotmail.com

تاریخ پذیرش: 92/7/29

تاریخ دریافت: 91/8/2

چکیده

سازند آسماری در برش تنگ سرخ با 294 متر ضخامت، شامل سنگ آهکهای نازک تا متوسط لایه و ضخیم لایه تا توده‌ای به همراه سنگ آهکهای مارنی می‌باشد. برش مورد مطالعه در شمال غرب فارس داخلی واقع شده است. بر طبق الگوهای عمیق و کم عمق شدگی ریزرخساره‌ها، یک بسته رسوبی فرازین و یک سکانس رسوبی درجه سوم از روپلین و دو سکانس درجه سوم (چاتین) تشخیص داده شد. مرزهای سکانسی به ترتیب به وسیله ریزرخساره‌های بایو کلاست ایمپر فوریت فرامینفرا میلیولید پکستون، ماسه سنگ هیبرید ریز تا متوسط دانه، میکرو کنگلومرای بایو کلاست دار و کنگلومرای آهکی تعیین شده‌اند. مرز بالایی سکانسهای اول و دوم توسط مرز نوع دو مشخص شده است، در حالی که این مرز در سکانسهای سوم و چهارم به صورت مرز نوع یک تعریف شده است.

واژه‌های کلیدی: سازند آسماری؛ سکانس رسوبی؛ مرز سکانسی؛ جنوب شرقی یاسوج.

مقدمه

حالی که در بخش شمال غربی حوضه زاگرس، رخساره‌های آهکی به صورت بین انگشتی به عضو تبخیری کلهر تبدیل می‌شوند. در جنوب شرق حوضه، عضو ماسه سنگی اهواز جایگزین رخساره‌های آهکی می‌شود (James & Wynd, 1965). سنگ آهکهای کم عمق سازند آسماری در بخش جنوب غربی حوضه زاگرس بر روی سازند پابده نهشته شده، در حالی که در نواحی فارس و لرستان بر روی

سازند آسماری بخشی از رسوبات دوران سوم (الیگوسن - میوسن) جنوب غربی ایران می‌باشد که در بخش پیش گودال (Foredeep) حوضه فورلند زاگرس رسوب گذاری نموده و مهمترین مخزن کربناته جنوب غرب ایران می‌باشد (Alavi, 2004, 2007). سازند مذکور در برش الگواز سنگ آهک، سنگ آهک دولومیتی و سنگ آهک رسی تشکیل یافته و 314 متر ضخامت دارد (Thomas, 1950) در

سپس جهت انجام مطالعات آزمایشگاهی و تشخیص ریزرخساره‌ها و تعیین الگوهای کم عمق و عمیق شدگی، مقاطع نازکی از نمونه‌ها تهیه شد. تقسیم بندی ریزرخساره‌ها بر مبنای طبقه‌بندی Flugel (2010) و شناسایی بافتها بر اساس رده بندی Dunham (1962) انجام گرفته است.

بحث

ریزرخساره‌های رسوبی

مطالعه ریزرخساره‌ها در بازسازی شرایط محیط قدیمه و تحلیل سکانسهای رسوبی نقش مؤثری دارد. با مشخص کردن ریزرخساره‌ها در یک توالی می‌توان الگوی توزیع آنها را شناسایی نمود و با استفاده از تغییر الگوی ریزرخساره‌ها، تعیین مراحل رسوب گذاری امکان پذیر می‌شود (Catuneanu, 2006؛ Flugel, 2010). در این تحقیق، ریزرخساره‌های سازند آسماری در برش تنگ سرخ مورد بررسی قرار گرفته و بر اساس آنها، دو دسته ریزرخساره کربناته و آواری - کربناته متعلق به محیط لاگون محصور، لاگون نیمه محصور، شول و دریای باز مورد شناسایی قرار گرفت (شکلهای 2، 3 و 4) که به شرح زیر می‌باشند:

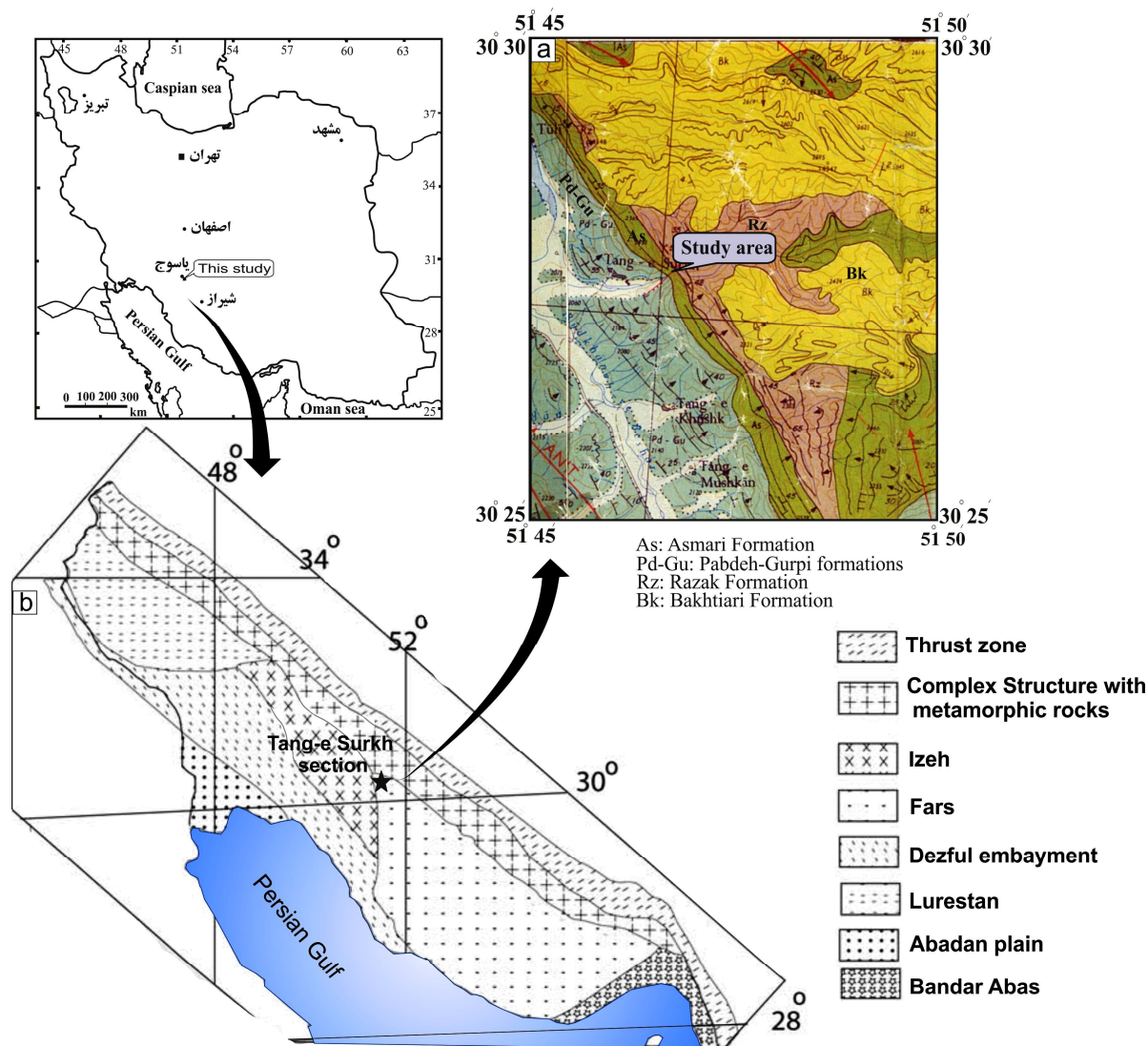
الف) دسته ریزرخساره‌های کربناته

1- بایوکلاست نومولیتیده و کستون - پکستون تا رودستون
آلومکهای سازنده این ریزرخساره شامل *Nummulites* (25-40 درصد)، *Operculina* و دوکفه‌ای (15-10 درصد) و *Lepidocyclina*، *Amphistegina* و اکینودرم (5-1 درصد) می‌باشند. فرم میکروسفریک *Nummulites* فراوانی بیشتری نسبت به فرم مگالوسفریک داشته ولی هر دو فرم قطر بیشتری نسبت به ضخامتشان نشان می‌دهند. در فواصل بین دانه‌ها، آمیزه‌ای از گل کربناته و ریزخرده‌های فسیلی قرار گرفته است. از نظر بافتی، ریزرخساره مذکور از نوع

سازندهای جهرم و شهبازان قرار گرفته‌اند (مطیعی، 1372). این سازند بر مبنای کارهای اولیه Busk & Mayo (1918)، Richardson (1924) و Thomas (1950) معرفی شده است. در ادامه مطالعات صورت گرفته بر روی سازند آسماری، ویژگیهای زیست چینه‌ای آن توسط Wynd (1965)، Adams & Bourgeois (1967) و Laursen *et al.* (2009) مورد بررسی قرار گرفت و به تعیین بایوزونهای این سازند منجر گردید. از جمله پژوهشهای اخیر که بر روی این سازند انجام شده است، می‌توان به مطالعه ریزرخساره‌ها و مدل رسوبی (Seyrafian & Hamedani, 2003) و محیط رسوبی چینه نگاری سکانسی (Vaziri-Moghddam *et al.*, 2010)، (Allahkarampour Dill *et al.*, 2010؛ 2006) آن اشاره نمود. در مطالعه حاضر، توصیف و تحلیل ریزرخساره‌های برش تنگ سرخ مدنظر بوده است. مرز زیرین سازند آسماری در این برش با سازند پابده به صورت پیوسته و هم شیب بوده و مرز بالایی آن با سازند رازک، ناپیوسته و هم شیب است. تعیین توالیهای رسوبی سازند آسماری بر مبنای الگوهای کم عمق و عمیق شدگی ریزرخساره‌ها و انجام مقایسه‌ای بین سکانسهای به دست آمده با توالیهای رسوبی موجود در برش فیروزآباد (Vaziri-Moghaddam *et al.*, 2011) به منظور درک بهتر جغرافیای دیرینه در هنگام ته‌نشست سازند آسماری، دیگر اهداف پژوهشی مورد نظر بوده‌اند.

روش مطالعه

به منظور دستیابی به اهداف فوق، برش چینه نگاری سازند آسماری (برش تنگ سرخ) واقع در ارتفاعات کوه موردراز، در جنوب شرقی یاسوج با مختصات جغرافیایی $30^{\circ}27'37''$ عرض شمالی و $51^{\circ}46'44''$ طول شرقی (شکل 1)، اندازه گیری و تعداد 127 نمونه از آن برداشت گردید.

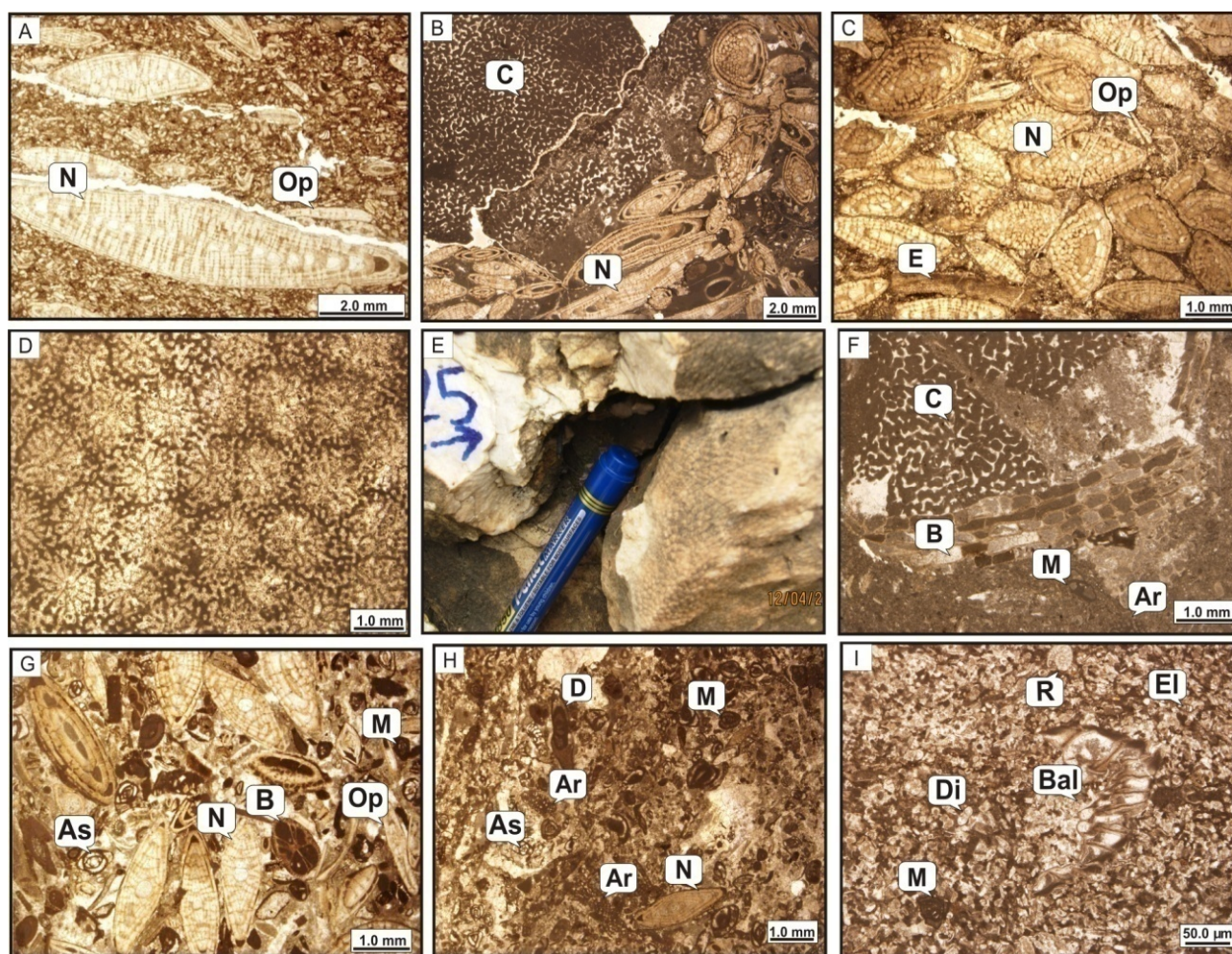


شکل 1: موقعیت جغرافیایی و زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه. (a) نقشه زمین‌شناسی برش مورد مطالعه (برگرفته از Mcquilan et al., 1978); (b) زیر پهنه‌های حوضه ساختاری - رسوبی زاگرس (برگرفته از Ghabeishavi et al., 2009).

افزایش عمق آب افزایش یافته و در حفاصل میانه‌ای از محدوده عمقی خاص به حداکثر میزان خود می‌رسد (Beavington-Penney & Racey, 2004). برتری و غلبه فرمهای میکروسفریک (Beavington-Penney et al., 2005) نشان دهنده رسوب گذاری زیر اساس امواج آرام و مجموعه فسیلی تشکیل دهنده این ریز رخساره (Romero et al., 2002) گویای ته‌نشست آن در محیط دریای باز با شوری عادی است. بافت و میزان جورشدگی نیز، بیانگر تغییر در انرژی آب از کم تا متوسط است.

گل پشтіان تا دانه پشтіان متغیر است و در مواردی که بیش از 10 درصد اجزای یاد شده بزرگتر از 2 میلی متر هستند، به رودستون تغییر می‌یابد. دانه‌ها در اندازه ماسه‌های متوسط، درشت و گراول بوده و جورشدگی ضعیفی را نشان می‌دهند (شکل A-2).

تفسیر: پوسته‌های بزرگ و مسطح روزن‌داران برای زندگی در محیطهای پرانرژی مناسب نیستند زیرا که آشفستگی کم آب نیز سبب شناور شدن آنها می‌شود (Rasser et al., 2005). فراوانی نسبی فرمهای تولید شده به روش جنسی، با



شکل 2: A) بایوکلاست نومولیتیده و کستون - پکستون (نمونه 41A؛ B) کورال نومولیتیده پکستون - رودستون (نمونه 29A؛ C) نومولیتس پکستون (نمونه 20A؛ D) کورال باندستون (نمونه 25A؛ E) کورال باندستون (نمایی از رخنمون؛ F) بنتیک فرامینیفرای بایوکلاست کورال فلوتستون (نمونه 8A؛ G) بایوکلاست ایمپرفوریت/پرفوریت فرامینیفرای پکستون - گرینستون (نمونه 2A؛ H) بایوکلاست ایمپرفوریت فرامینیفرای (با تنوع بالا) پکستون - گرینستون (نمونه 1A؛ I) بایوکلاست روتالیا/دیسکوربیس (کوچک) پکستون (نمونه 73A). N: *Nummulites*; Op: *Operculina*; C: مرجان؛ B: بریوزوئر، *As*: *Asterotrillina*؛ Ar: *Archaias*؛ M: میلیولید، D: *Dendritina*؛ Bal: بالانوس، E: اکینودرم، *El*: *Elphidium*؛ Di: *Discorbis*؛ R: *Rotalia*.

2- کورال نومولیتیده پکستون-رودستون

خرده‌های مرجان (30-40 درصد) و *Nummulites* (30-35 درصد) تشکیل دهندگان اصلی این ریز رخساره هستند. نومولیتیدها بیشتر به صورت میکروسفریک مشاهده می‌شوند. فرمهای مگالوسفریک نیز کشیده بوده و از ضخامت کمتری نسبت به قطرشان برخوردارند. اکثر اجزای این ریز رخساره دارای اندازه‌ای بزرگتر از 2 میلی‌متر هستند. بافت بصورت پکستون - رودستون بوده و آلومکها توسط ماتریکس گل کربناته حمایت می‌شوند. دانه‌ها در اندازه

ماسه (متوسط تا درشت) و گراول بوده و جورشدگی ضعیفی را نشان می‌دهند (شکل B-2).

تفسیر: حضور روزن داران کف زی بزرگ منفذدار (نومولیتیدها) به همراه خرده‌های مرجان حاکی از تشکیل این ریزرخساره در محیط دریای باز (بخش میانی رمپ) تحت شوری عادی با انرژی هیدرودینامیک متوسط است (Amirshahkarami et al., 2007؛ Langer & Hottinger, 2000). خرده‌های مرجانی در اندازه ماسه درشت دانه تا گراول، از ریف تکه‌ای مجاور در بخش کم عمق‌تر دریای

باز سرچشمه گرفته‌اند (Brasier, 1975).

3- نومولیتس پکستون

اصلی ترین آلوکم این ریزرخساره، نومولیتیدها (نزدیک به 80 درصد) می‌باشند. از *Amphistegina*، *Operculina*، *Elphidium*، تکستولارید، قطعات اکینودرم و خار اکینوئید (8-5 درصد) می‌توان به عنوان اجزای فرعی نام برد. فرمهای مگالوسفریک *Nummulites* بر فرم میکروسفریک غلبه داشته و از نظر اندازه کوچک تا متوسط هستند و ضخامت بیشتری نسبت به قطرشان نشان می‌دهند. فسیلهای *Nummulites* به صورت فشرده در کنار هم قرار گرفته و اکثر آنها سالم بوده و آثار فرسایش نشان نمی‌دهند. بافت به صورت دانه پشیمان بوده و جورشدگی متوسط تا نسبتاً خوبی را بیان می‌کند. اندازه دانه‌ها در حد ماسه درشت تا گرانول می‌باشد (شکل C-2).

تفسیر: حضور روزن داران بزرگ کفزی با همزیست نوری بیانگر نهشته شدن در محیط دریای باز با شوری نرمال (Corda & Brandano, 2003; Bassi et al., 2007) می‌باشد. آرایش فسیلهای *Nummulites*، عدم فرسایش قابل توجه آنها و میزان کم گل کربناته حاکی از انرژی لازم برای ایجاد سد بایو کلاستی در حد فاصل بخشهای داخلی و میانی رمپ کربناته می‌باشد (Cosovic et al., 2004).

4- کورال باندستون

این ریزرخساره در مقاطع نازک به صورت مرجانهای دارای اتصال ارگانیکی، فاقد شکستگی و خرد شدگی است (شکل D-2) و در رخنمون سطحی نیز از لایه سنگ آهکی توده‌ای سفید رنگ حاوی قطعات مرجان تا اندازه 60 سانتی متر تشکیل شده است (شکل E-2).

تفسیر: بر اساس ریزرخساره‌های ارائه شده توسط Wilson (1975) و Flügel (2010)، این ریزرخساره وابسته به ریف

است، اما با توجه به جایگاه چینه شناسی (تناوب با ریزرخساره‌های لاگونی و دریای باز) و هم چنین مشاهدات صحرایی (پراکنده بودن قطعات مرجانی)، به ریفهای تکه نسبت داده می‌شود.

5- بتتیک فرامینیفرای بایو کلاست کورال فلوئستون - رودستون

خرده‌های مرجان با اندازه‌ای بین 2 تا 5 میلی‌متر (35 - 25 درصد)، روزن داران کفزی از جمله میلیولیدها و *Archaias* (10-5 درصد)، ولولینیدها، *Discorbis* و *Elphidium* (3-1 درصد)، بریوزوئر (10 درصد) و در برخی مقاطع، خرده‌های جلبک قرمز و دوکفه‌ای (10-5 درصد)، سازندگان این ریزرخساره را تشکیل می‌دهند. اجزای یاد شده در زمینه‌ای میکرایتی قرار گرفته‌اند (شکل F-2). بافت از نوع گل پشیمان تا دانه پشیمان متغیر بوده و گاهی به دلیل افزایش خرده‌های اسکلتی، به سمت رودستون گرایش دارد. دانه‌ها در اندازه ماسه متوسط تا گراول بوده و جورشدگی ضعیفی را نشان می‌دهند.

تفسیر: حضور همزمان جانداران دریای باز (مرجانها) و بخش داخلی رمپ (میلیولیدها) در زمینه‌ای از ماتریکس میکرایتی، ته‌نشست در یک لاگون نیمه محصور با انرژی کم تا متوسط (Corda & Brandano, 2003; Rasser & Nebelsick, 2003) را نشان می‌دهد.

6- بایو کلاست ایمپرفوریت/پرفوریت فرامینیفرای وکستون - پکستون - گرینستون

اجزای سازنده این ریزرخساره به ترتیب شامل روزن داران منفذدار بزرگ (*Nummulites*، *Operculina* و *Amphistegina*) (40-15 درصد)، روزن داران بدون منفذ (میلیولیدها، *Asterotrillina*) (25-10 درصد)، بریوزوئر، قطعات اکینودرم، خار اکینوئید و مرجان (15-10 درصد)،

تفسیر: وفور روزن داران بدون منفذ، حاکی از افزایش نسبی شوری آب دریا است (Vaziri-Moghaddam et al., 2006؛ Brandano et al., 2009). هم زمانی حضور روزن داران منفذدار و بدون منفذ گویای محیط لاگون نیمه محصور (Romero et al., 2002) است، حضور *Archaias* و *Asterotrillina* محیطی با نور مناسب، عمق کم و نیمه شفاف را نشان می دهد. حضور سورتیدها، پنروپلیدها و دیسکوریدها نشانگر رسوب گذاری در محیطی دارای پوشش گیاهی از علفهای دریایی است، چرا که سورتیدها و پنروپلیدهای زنده امروزی عموماً بر روی برگ علفهای دریایی یافت می شوند (Brandano et al., 2009؛ Geel, 2000). بافت، اندازه دانه ها و میزان جورشدگی، نشانگر تغییرانرژی محیط از متوسط تا زیاد می باشد. بنابراین، محیط تشکیل این ریزرخساره به لاگون نیمه محصور کم عمق که اندکی شوری در آن بالاست، نسبت داده می شود.

8- بایو کلاست روتالیا/دیسکوربیس (کوچک) و کستون - پکستون

این ریزرخساره از روزن داران کفزی ریز منفذدار و بایو کلاست تشکیل یافته است. فسیلهای *Rotalia* و *Discorbis* کوچک (25-50 درصد)، *Elphidium* و میلیولید (10-4 درصد)، دو کفه ای و یا بالانوس (20-15 درصد) سازندگان این ریزرخساره می باشند. در برخی مقاطع پلوئید (پلوئید گلی) دیده می شود (10-5 درصد). بافت حاصله به صورت گل پشتهای تا دانه پشتهای می باشد. اغلب اجزای مذکور، در اندازه ماسه ریز تا متوسط بوده، ولی بایو کلاستها، در اندازه گرانول نیز مشاهده شده اند. از نظر جورشدگی هم، ضعیف/متوسط جورشده هستند (شکل I-2).

Archaias، *Peneroplis*، *Borelis*، *Elphidium*، بالانوس، جلبک قرمز و پلوئید (10-5 درصد) می باشند. بافت از گل پشتهای تا دانه پشتهای متغیر است. اجزای یاد شده توسط ماتریکس گل کربناته و یا سیمان اسپاریتی به هم متصل شده اند. اندازه دانه ها از ماسه متوسط تا گرانول متغیر بوده و جورشدگی متفاوت از ضعیف/متوسط تا متوسط/نسبتاً خوب می باشد (شکل G-2).

تفسیر: ترکیب فونی و بافت ریزرخساره مذکور، رسوب گذاری در لاگون نیمه محصور (Romero et al., 2002) را نشان می دهد. ترکیب عناصر سازنده این ریزرخساره حاکی از ارتباط بخش داخلی رمپ کربناته و آبهای دریای باز (Geel, 2000؛ Romero et al., 2002) می باشد. گستره بافتی، اندازه دانه ها و میزان جورشدگی گویای تغییر در انرژی هیدرودینامیکی از کم تا زیاد است.

7- بایو کلاست ایمپر فوریت فرامینفرا (با تنوع بالا) پکستون - گریستون

روزن داران بدون منفذ با تنوع بالا (*Archaias*، *Asterotrillina*، *Peneroplis*، *Meahdropsina*، *Borelis*، *Dendritina*، میلیولید و لولولینید) اصلی ترین اجزای این ریزرخساره می باشند (30 تا 40 درصد). روزن داران منفذ دار بزرگ و کوچک (*Nummulites*، *Neorotalia*، *Amphistegina*، *Elphidium* و *Discorbis*)، فراوانی کمتری (12-8 درصد) دارند. در برخی از مقاطع پلوئید (5 درصد)، قطعات جلبک قرمز و پوسته نرم تنان (10-5 درصد) حضور دارند. بافت دانه پشتهای بوده و دانه ها توسط گل کربناته و یا سیمان اسپاریتی حمایت می شوند. دانه ها عموماً در اندازه ماسه (ریز تا درشت) و گاهی در اندازه گرانول است. جورشدگی عمومی به صورت ضعیف/متوسط می باشد (شکل H-2).

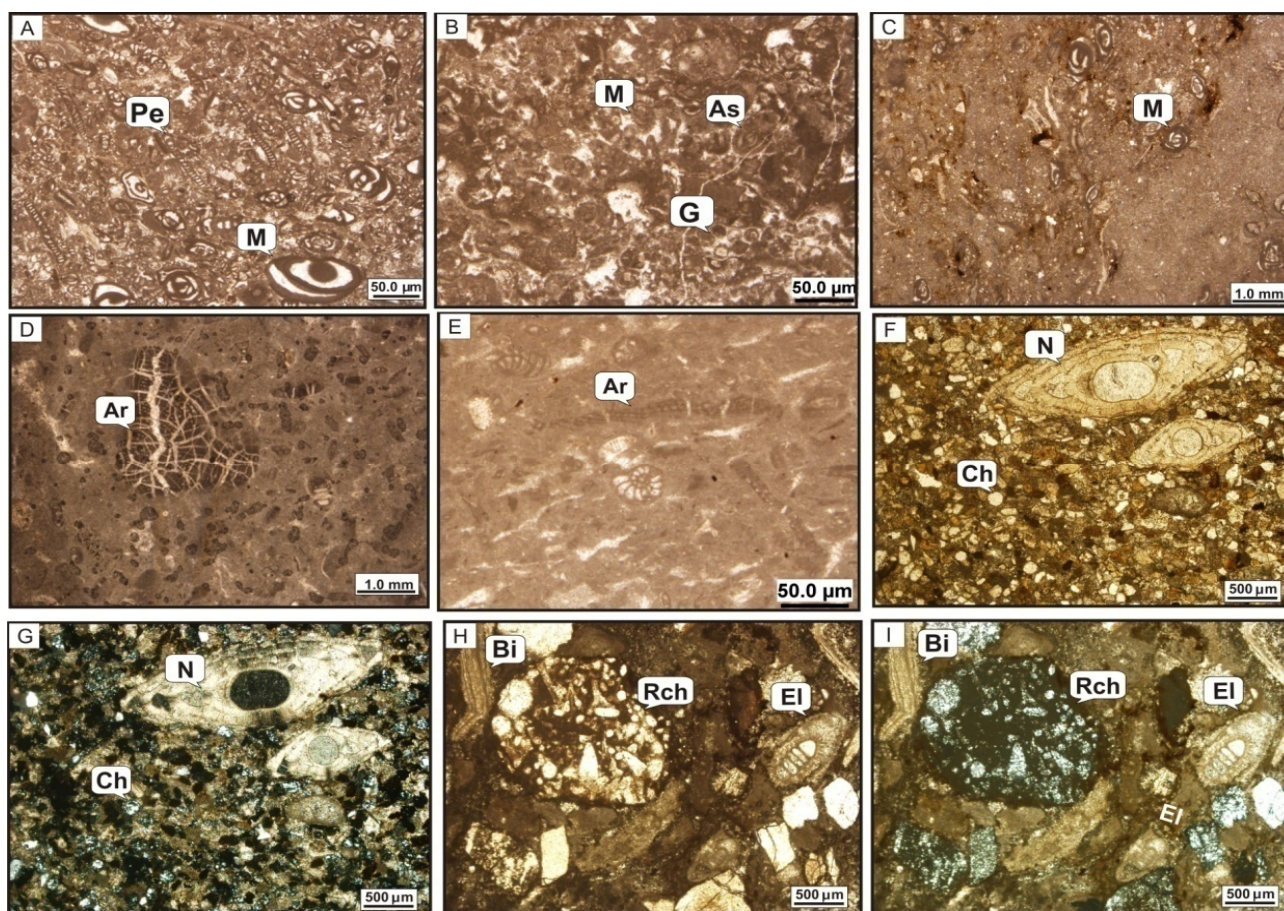
تفسیر: فسیلهای *Elphidium* با شرایط موجود در لاگون تطبیق بیشتری نشان می‌دهند و *Discorbis* گویای شلف داخلی و آبهای گرم هستند (Murray, 1991). تجمع پلوئیدهای کوچک (اکثراً پلوئیدهای گلی) همراه با روزن‌داران کف زی نشان دهنده محیط دریایی محافظت شده با چرخش متوسط آب است (Flügel, 2010). هم یافتی روزن‌داران کف زی کوچک منفذدار و بدون منفذ، بخش داخلی رمپ را نشان می‌دهد. بر طبق حضور خرده‌های اسکلتی دریای باز و نیز بر اساس جایگاه چینه‌شناسی، محیط لاگون نیمه محصور (Geel, 2000; Romero et al., 2002) و بر اساس بافت و اندازه دانه‌ها، محیطی با انرژی متغیر از کم تا متوسط (Flügel, 2010) برای این ریزرخساره پیشنهاد می‌شود.

9- بایوکلاست ایمپر فوریت فرامینفرا میلیولید پکستون
عمده اجزای سازنده این ریزرخساره شامل میلیولیدها (20-30 درصد)، *Peneroplis*, *Asterotrillina*، *Dendritina*, *Meandropsina* و ولولینید نیز با فراوانی متغیر در مقاطع مختلف (10-25 درصد)، *Archaias* (3-5 درصد) و روزن‌داران منفذدار کوچک (*Discorbis* و *Rotalia* ریز) (1-2 درصد) است. سایر اجزای تشکیل دهنده را گاستروپود، قطعات اکینودرم و جلبک سبز تشکیل می‌دهد. اجزای مذکور، در زمینه‌ای از گل کربناته قرار گرفته و از نظر بافتی، دانه پستیان هستند. اندازه دانه‌ها از ماسه ریز تا درشت متغیر بوده و جورشدگی ضعیف تا متوسطی را نشان می‌دهند. در برخی مقاطع، دانه‌هایی با اندازه گرانول و گراول نیز مشاهده می‌شود. در این شرایط، جورشدگی نیز به سمت خیلی ضعیف/ضعیف سوق می‌یابد. تفاوت اصلی این ریزرخساره با ریزرخساره شماره 7، نبود روزن‌داران بزرگ منفذدار و کاهش قابل توجه میزان فسیلهای *Archaias* است (شکلهای A-3 و B).

تفسیر: اجزای اسکلتی یاد شده و میزان جورشدگی در ریزرخساره مذکور، محیط ساب تایدال کم عمق و محافظت شده را نشان می‌دهد (Flügel, 2010). پنیولیدها موجوداتی چسبیده زی هستند و به طور عمومی در لاگونهای محصور شده، کم عمق و هیپرسالین (Romero et al., 2002) یافت می‌شوند. جلبکهای سبز داسی کلا داسه محیطی با عمق کمتر از 30 متر (Beavington-Penney et al., 2006) را پیشنهاد می‌کند. لذا، محیط تشکیل این ریزرخساره به لاگون محصور شده، کم عمق و با چرخش محدود آب (Geel, 2000) نسبت داده می‌شود.

10- بایوکلاست میلیولید وکستون - پکستون
میلیولیدها (30-10 درصد) سازنده شاخص این ریزرخساره می‌باشند که در زمینه گل کربناته قرار دارند. در برخی از مقاطع، پوسته‌های متعلق به نرم‌تنان و استراکد نیز حضور داشته (8-5 درصد) و *Peneroplis* به ندرت (2-1 درصد) مشاهده می‌شود. بافت از گل پستیان تا دانه پستیان متغیر بوده و اندازه دانه‌ها در حد ماسه (ریز تا بسیار درشت) می‌باشد و دانه‌ها جورشدگی ضعیفی را نشان می‌دهند (شکل C-3).

تفسیر: فراوانی میلیولیدها با تنوع کم و نبود روتالیدها نشانگر محیط لاگون محصور با شوری بسیار بالا است. حضور ماتریکس میکرایتی (بافت وکستون - پکستون) حاکی از انرژی کم تا متوسط امواج (Adabi et al., 2008) است. در مجموع، بافت گل میکرایتی، حضور میلیولید و تنوع فونی کم این ریزرخساره محیط لاگون بسیار کم عمق با انرژی کم تا متوسط را برای آن پیشنهاد می‌کند.



شکل 3: A) بایوکلاست ایمپرفوریت فرامینیفرا میلیولید پکستون (نمونه 104A); B) بایوکلاست ایمپرفوریت فرامینیفرا میلیولید پکستون (نمونه 106A); C) بایوکلاست میلیولید وکستون (نمونه 109A); D) نمونه پیل موجود در کنگلومرای آهکی (نمونه 127A); E) نمونه سیمان متصل کننده پیلها (نمونه 127A); F و G) ماسه سنگ هیبرید ریز تا متوسط دانه (نمونه 16A، F - PPL، G - XPL، H و I) میکروکنگلومرای بایوکلاستدار (نمونه 95A، H - PPL و I - XPL).
 N: *Nummulites*; Ar: *Archaias*; M: میلیولید، Ch: چرت، Rch: چرت رادیولر دار، El: *Elphidium*; Bi: بایوکلاست، *Peneroplis*: Pe *Asterotrillina*: As
 G: حلیک سبز.

11- کنگلومرای آهکی

این ریزرخساره از لایه کنگلومرای کرم رنگ برداشت شده است. لایه مذکور فاقد ساختمان رسوبی بوده، حدود یک متر ضخامت داشته و قطعات آن در حد پیل تا کابل، گرد تا نیمه گرد شده در متنی از سنگ آهک میکرایتی قرار گرفته‌اند. مطالعات میکروسکپی بر روی نمونه پیل و سیمان متصل کننده پیل‌های این کنگلومرا نشان از وجود *Archaias* و *Peneroplis* دارد (شکلهای 3-D و E).

تفسیر: نظر به منشأ درونی قطعات و عدم حضور قطعاتی با منشأ خارج از حوضه رسوب گذاری و بر اساس طبقه بندی Pettijohn et al. (1987)، این کنگلومرا، درون سازندی

می‌باشد. با توجه به حضور *Archaias* و *Peneroplis* در پیل و سیمان متصل کننده پیلها می‌توان بیان کرد که احتمالاً در اثر طوفانها یا جریان‌ات دریایی (پروین، 1383)، قطعاتی از کف حوضه جدا شده و در همان حوضه دوباره رسوب گذاری کرده‌اند. وجود قطعاتی از زمینه مادستونی، شرایط گه‌گاه پرانرژی که با بازیابی مادستونهای نیمه سخت شده همراه شده است را نشان می‌دهد (Payros et al., 2010). با توجه به همراهی این ریزرخساره با ریزرخساره‌های لاگون محصور، محیط تشکیل آن لاگون محصور نزدیک به ساحل در نظر گرفته می‌شود.

ب) دسته ریزرخساره‌های کربناته - آواری**1- ماسه سنگ هیبرید ریز تا متوسط دانه**

حضور اجزای آواری بارزترین ویژگی این ریزرخساره است که توسط میزان زیادی از چرت (قطعات چرتی و قالبهای رادیولری) مشخص می‌شود. کوارتزهای نیمه زاویه‌دار تا نیمه گرد شده با خاموشی موجی، گلوکونیت و پلاژیوکلاز نیز به مقدار کمتر مشاهده می‌شوند. همراه با این ذرات آواری، روزن‌داران و بایوکلاستهای مانند *Nummulites*، *Amphistegina*، *Neorotalia*، قطعات جلبک قرمز، اکینودرم و پوسته‌های متعلق به نرم‌تنان از اجزای زیستی این ریزرخساره محسوب می‌شوند. تمامی اجزای یاد شده در زمینه‌ای از ماتریکس میکرایتی قرار گرفته‌اند. قالبهای رادیولری مدور بوده و دیگر اجزای آواری اغلب نیمه زاویه‌دار تا نیمه گرد شده و گاهی زاویه‌دار هستند. ذرات آواری عموماً در اندازه ماسه ریز تا متوسط بوده، اما اجزای اسکلتی تا اندازه ماسه بسیار درشت نیز دیده می‌شوند. در مطالعات صحرایی اثری از دانه‌بندی تدریجی و لامیناسیون مشاهده نشده است. درصد اجزای سازنده این ریزرخساره به دو حالت متفاوت دیده می‌شود:

1- الف) آلوکم کربناته شامل بایوکلاست و روزن‌داران (27-32 درصد)؛ چرت و کوارتز (55-65 درصد)؛ گلوکونیت (1 درصد) و پلاژیوکلاز (1-2 درصد). لازم به ذکر است میزان *Nummulites* و *Operculina* بیشتر از سایر خرده‌های اسکلتی است.

1- ب) آلوکم کربناته شامل بایوکلاست و روزن‌داران (65 درصد)؛ چرت و کوارتز (25-30 درصد)؛ گلوکونیت (1 درصد) و پلاژیوکلاز (2-1/5 درصد) که *Nummulites* و *Operculina* دیده نمی‌شود (شکلهای F-3 و G-3).

تفسیر: حضور فراوان خرده‌های اسکلتی در این ریزرخساره گویای هیبرید شدن با کارخانه کربناته است (Nichols, 2009). چنین سنگهایی که بین 10 تا 50 درصد

مواد آواری دارند، از کربناته‌های خالص تفکیک می‌شوند (Flugel, 2010). ماسه‌سنگهای هیبرید به 4 گروه ماسه سنگهای سبز، ماسه سنگهای فسفاتی، ماسه سنگهای آهکی و ماسه سنگهای توفی تقسیم بندی می‌شوند (Pettijohn et al., 1987). ماسه سنگهای ریزرخساره فوق الذکر در گروه ماسه سنگهای کربناته قرار می‌گیرند. عدم همراهی فونهای مناطق عمیق دریا، نبود دانه بندی تدریجی و دیگر ساختهای رسوبی و تناوب با ریزرخساره - های لاگونی همگی دال بر قرارگیری این ریزرخساره در بخش داخلی رمپ (لاگون) می‌باشد. در برخی موارد (حالت 1- الف) به دلیل حضور *Nummulites*، *Operculina* و میلیولید (نمونه‌های 15 و 16) در مکانی مشابه با ریزرخساره 6 کربناته و در برخی دیگر (حالت 1- ب) که میزان گل کربناته بیشتر و فراوانی فونها کمتر (نمونه 68) است در مکانی مشابه با ریزرخساره 9 کربناته قرار می‌گیرد. نام این ماسه سنگها بر اساس روش Mount (1985) تحت عنوان ماسه سنگ آلوکمیک (الف) و سنگ آهک آلوکمی ماسه‌ای (ب) می‌باشد.

2- میکروکنگلومرای بایوکلاست‌دار

در این ریزرخساره قطعات دو کفه‌ایهای فرسایش یافته، جلبک قرمز، *Elphidium*، میلیولید، بریوزوئر و *Asterotrillina* اجزای زیستی (20-15 درصد) را تشکیل می‌دهند. این فونها با قطعات چرتی حاوی رادیولر (45-50 درصد)، که نیمه زاویه‌دار تا نیمه گرد شده می‌باشند، همراه شده‌اند. دانه‌ها در اندازه ماسه (متوسط، درشت و بسیار درشت) و گرانول تا گراول مشاهده می‌شوند و از نظر جورشدگی، ضعیف جور شده هستند. دانه‌های مذکور توسط ماتریکس گل کربناته به یکدیگر اتصال یافته‌اند (شکلهای H-3 و I-3). چرت‌های حاوی رادیولر دارای دیاژنز متفاوتی نسبت به سایر اجزا و زمینه می‌باشند.

متشکل از بسته رسوبی پیش‌رونده (TST)، حداکثر سطح غرقابی (mfs) و بسته رسوبی تراز بالا (HST) می‌باشد.

سکانسهای رسوبی سازند آسماری در برش تنگ سرخ
بر اساس تغییرات عمودی ریزرخساره‌های شناسایی شده، تعیین الگوهای رسوب‌گذاری آنها و تفکیک فازهای رسوبی، در مجموع 1 سکانس ناقص (روپلین) و 3 سکانس رسوبی درجه سوم (روپلین و چاتین) برای سازند آسماری شناسایی گردید (شکل 4) که در زیر به شرح آنها پرداخته شده است:

سکانس اول (روپلین)

این سکانس عمدتاً از سنگ آهکهای متوسط تا ضخیم لایه و گاهی توده‌ای تشکیل شده است. در سکانس اول، تنها فاز رسوبی تراز بالا مشاهده می‌شود. این فاز رسوبی، با تناوبی از ریزرخساره‌های لاگون نیمه محصور (ریزرخساره‌های 5، 6 و 7) با الگوی انباشتگی (Aggradation) آغاز شده و با پیش‌نشینی (Progradation) نهشته‌های لاگون محصور (ریزرخساره 9)، پایان می‌پذیرد. روند کم عمق شدگی رو به بالا، همراه با کاهش اندازه نسبی دانه‌ها و غلبه روزن‌داران ساکن آبهای کم عمق ساب‌سالین تا هیرسالین (میلولید) می‌باشد. مرز بین سکانسهای اول و دوم به دلیل نبود شواهد خروج از آب، مرز نوع 2 (SB2) در نظر گرفته شده که با نهشته شدن کم عمقترین ریزرخساره این فاز رسوبی (بایوکلست ایمرفوریت فرامینفرا میلولید پکستون) مشخص گردیده است. این سکانس 30 متر ضخامت دارد.

سکانس دوم (روپلین)

سکانس دوم از سنگ آهکهای ضخیم لایه تا توده‌ای با بین لایه‌های سنگ آهکهای نازک لایه مارنی تشکیل یافته

تفسیر: درشت بودن قطعات و نیمه زاویه دار تا زاویه دار بودن آنها، منشأی تقریباً نزدیک (Tucker, 1981) را پیشنهاد می‌کند. این ریزرخساره به دلیل عدم حضور فونهای مناطق عمیق دریا، وجود بایوکلستهای فرسایش یافته و روزن‌داران پرسلانوزی مانند میلولید، مشخص کننده محیطی محافظت شده و کم عمق می‌باشد و در جایگاهی مشابه با ریزرخساره 10 کربناته قرار می‌گیرد. رادیولرها متعلق به نواحی عمیق دریا هستند و قطعات چرتی حاوی رادیولر معمولاً از افیولیتها منشأ می‌گیرند. به نظر می‌رسد در زمان رسوب‌گذاری سازند آسماری در این منطقه، به دلیل تکتونیک فعال حوضه، این قطعات از افیولیتها به داخل حوضه آورده شده باشند و یا این که قطعات از فرسایش سازندی مانند امیران حاصل شده و در حین رسوب‌گذاری سازند آسماری به درون حوضه وارد شده باشند.

چینه نگاری سکانسی

چینه نگاری سکانسی به عنوان روشی مفید برای تحلیل تغییرات محیط رسوبی و تطابق منطقه‌ای شناخته شده است. واژه سکانس، یک واحد زمان چینه‌ای متشکل از توالیهای تا حدی پیوسته و مرتبط از نظر زایشی بوده که در بالا و پایین توسط ناپیوستگی یا پیوستگیهای معادل، محصور شده است. مرزهای سکانسی (SB) کلیدی برای تعیین سکانسهای رسوبی درجه سوم هستند و به صورت ناپیوستگیها و یا پیوستگیهای قابل تطابق با ناپیوستگیها توصیف می‌شوند (Catuneanu et al., 2009). رسوبات حفظ شده بین مرزهای سکانسی نشانگر الگوهای از پیش‌روی، انباشتگی و پیش‌نشینی بوده و بازتابی از تغییرات سطح آب دریا هستند. بسته‌های رسوبی بر اساس الگوی رسوب‌گذاری لایه‌ها، موقعیت در سکانس و نوع سطوح محدود کننده آن تفسیر می‌گردند (Catuneanu et al., 2010). هر سکانس

است. گسترش ریزرخساره‌های دریای باز (بخش میانی رمپ)، ویژگی بارز این سکانس محسوب می‌شود. فاز رسوبی پیش‌رونده (TST) از ریزرخساره‌های لاگون نیمه محصور (ریزرخساره‌های 7، 6، 5 و 4)، شول (ریزرخساره 3) تا دریای باز (ریزرخساره‌های 1 و 2) تشکیل یافته و روند عمیق شونده‌ی رو به بالا را نشان می‌دهد. در بیشترین گسترش شرایط دریایی، به دلیل انباشتگی ریزرخساره دریای باز بخش میانی رمپ (ریزرخساره 1: بایو کلاست نومولیتیده و کستون - پکستون تا رودستون)، این ضخامت از رسوبات به عنوان زون حداکثر غرق شدگی (mfz) در نظر گرفته می‌شود. پس از آن، بسته رسوبی تراز بالا (HST) با پیش‌نشینی ریزرخساره‌های شول، لاگون نیمه محصور و لاگون محصور بر روی ریزرخساره‌های دریای باز ایجاد شده و گویای شرایط پایداری سطح آب دریا می‌باشد. انتهای این فاز رسوبی، با نهشته شدن ریزرخساره کربناته - آواری ماسه سنگ هیبرید ریز تا متوسط دانه (نمونه 68) در محیط لاگون نیمه محصور، خاتمه می‌پذیرد. مرز بالایی سکانس، یک مرز نوع دوم (SB2) محسوب می‌شود چرا که در این مرز شواهد روشنی از پس‌روی کامل دریا و یا خروج رسوبات از زیر آب وجود ندارد. طی روند تشکیل فاز پیش‌رونده، اندازه عمومی اجزای اسکلتی افزایش یافته، بافت تدریجاً به سمت فلو تستون - رودستون سوق می‌یابد و از میزان روزن‌داران متعلق به بخشهای داخلی رمپ کاسته شده و فونهای دریای باز (Nummulites، مرجان و ...) فراوان می‌شوند در حالی که در فاز رسوبی تراز بالا، عکس این شرایط مشاهده می‌شود. ضخامت این سکانس، 140 متر است.

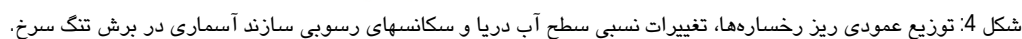
سکانس سوم (چاتین پیشین)

این سکانس عمدتاً متشکل از سنگ آهکهای نازک لایه مارنی و متوسط تا ضخیم لایه و گاه‌آوده ای است. سکانس

مذکور با بسته رسوبی پیش‌رونده (TST) آغاز می‌شود که در ابتدای بسته رسوبی، ریزرخساره 8 (بایو کلاست روتالیا/دیسکورئیس (کوچک) و کستون - پکستون) متعلق به لاگون نیمه محصور نهشته شده و در ادامه به دلیل افزایش فضای قابل رسوب‌گذاری در مقابل نرخ تأمین رسوب، طی یک روند عمیق شدگی، ریز رخساره‌های عمیق‌تر بخش داخلی رمپ (ریزرخساره‌های 5، 6 و 7) قرار گرفته‌اند و یک الگوی پیشروی پلکانی را نشان می‌دهند. این گذر، با افزایش سنگ آهکهای نازک لایه مارنی همراه شده است. ریزرخساره شماره 5 (بنتیک فرامینفرا بایو کلاست کورال فلو تستون - رودستون) متعلق به لاگون نیمه محصور، حداکثر سطح غرقابی آب دریا در این سکانس را مشخص کرده و دو فاز رسوبی پیش‌رونده و تراز بالا را از هم تفکیک می‌کند. به دنبال سکون نسبی سطح آب دریا، گذر از ریز رخساره لاگون نیمه محصور (ریز رخساره 5) به سمت ریز رخساره لاگون محصور کم عمق (ریز رخساره 9)، موجب تشکیل بسته رسوبی تراز بالا (HST) گردیده است. این روند کم عمق شدگی با افزایش سنگ آهکهای ضخیم لایه و توده‌ای همراه شده است. در مدت تشکیل فاز رسوبی پیش‌رونده، بافتهای پکستونی تا گرینستونی با بافت فلو تستون - رودستون جایگزین شده‌اند و افزایش اندازه نسبی دانه‌ها قابل مشاهده است. در فاز رسوبی تراز بالا، بافت پکستونی غلبه می‌یابد. این سکانس، 58/3 متر ضخامت دارد.

سکانس چهارم (چاتین پسین)

این سکانس دربرگیرنده سنگ آهکهای نازک تا متوسط لایه صورتی رنگ می‌باشد. قاعده این سکانس با افت ناگهانی سطح آب دریا مواجه بوده و بسته رسوبی تراز پایین (LST) با ریزرخساره میکرو کنگلومرای بایو کلاست‌دار از دسته رخساره‌های مخلوط کربناته - آواری نهشته شده است.



به منظور درک بهتر جغرافیای دیرینه در زمان نهشته شدن سازند آسماری در ناحیه فارس داخلی و با در نظر گرفتن سکانشی‌های رسوبی معرفی شده توسط *van Buchem et al.* (2010)، برش مورد مطالعه با برش فیروزآباد مورد مقایسه قرار گرفته است. خط مبنای تطابق بین دو برش مذکور، مرز روپلین - چاتین در نظر گرفته شده است (شکل 5). لازم به ذکر است که سازند آسماری در برش فیروزآباد دارای 170 متر ضخامت بوده و سن آن روپلین - چاتین است. مرز زیرین سازند مذکور در این برش با سازند پابده به صورت هم‌شیب و پیوسته بوده و مرز بالایی آن به صورت هم‌شیب در زیر سازند گچساران قرار دارد (*Vaziri-Moghaddam et al.*, 2011).

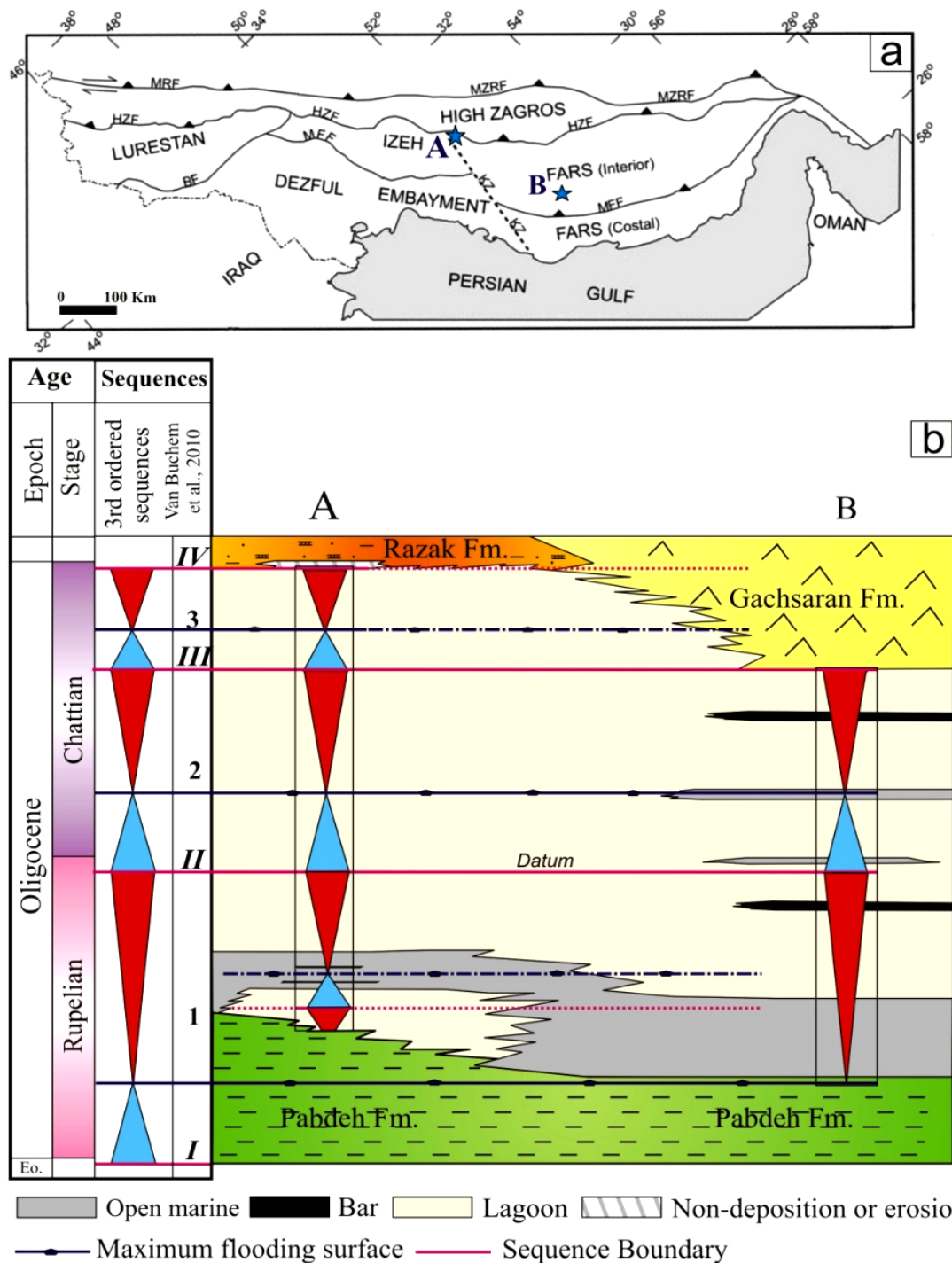
سکانش اول، روپلین (*van Buchem et al.*, 2010)
معادل این سکانش در برش فیروزآباد (شکل B-5) با HST و در برش تنگ سرخ (شکل A-5) توسط HST و یک سکانش کامل درجه سوم مشخص شده است. HST برش فیروزآباد با گذر از ریزرخساره‌های دریای باز (رمپ خارجی و میانی) به لاگون محصور (رمپ داخلی)، مشخص گردیده است، در حالی که، HST برش تنگ سرخ، جابه‌جایی از ریزرخساره‌های لاگون نیمه محصور به لاگون محصور را نشان داده و مرز بالایی آن، مرز سکانشی محلی در نظر گرفته شده است. سکانش کامل این برش، شامل فازهای رسوبی HST و TST می‌باشد.

گذر از ریزرخساره‌های لاگون نیمه محصور (رمپ داخلی) به دریای باز (رمپ میانی) مؤید بسته رسوبی پیش‌رونده بوده و روند عکس آن به سمت ریزرخساره‌های لاگون محصور، بسته رسوبی تراز بالا را مشخص کرده است. مرز بالایی این سکانش، با مرز سکانشی برش فیروزآباد مطابقت داشته و معادل مرز II (*van Buchem et al.*, 2010)

مرز سکانشی سوم و چهارم درست در قاعده این بسته رسوبی قرار گرفته که یک مرز سکانشی نوع 1 (SB1) محسوب می‌شود. این بسته رسوبی با پیش‌روی آب دریا و نهشته شدن ریزرخساره‌های لاگون نیمه محصور (ریزرخساره‌های 8 و 7) بر روی بسته رسوبی تراز پایین، تشکیل شده است. حد فاصل دو فاز رسوبی پیش‌رونده و تراز بالا، ریزرخساره عمیقتر لاگون نیمه محصور (ریزرخساره 6: بایوکلاست ایمپرفوریت پرفوریت فرامینیفر و کستون - پکستون - گرینستون) نهشته شده و حداکثر سطح غرقابی را نشان می‌دهد. در ادامه، پس از حداکثر گسترش آب دریا و کم شدن فضای رسوب گذاری، بسته رسوبی تراز بالا (HST) با گذر از ریزرخساره لاگون نیمه محصور (ریزرخساره 6) به ریزرخساره‌های لاگون محصور (ریزرخساره‌های 8، 9 و 11) مشخص می‌شود. کم عمقترین بخش این سکانش با حضور کنگلومرای آهکی درون سازندی، نهشته شده در لاگون محصور نزدیک به ساحل (ریزرخساره 11) معین می‌شود که به دلیل قرار گرفتن در زیر ناپیوستگی میان سازندهای آسماری و رازک (نبود رسوبات متعلق به زمان آکی‌تاین به دلیل دوره‌ای از نبود رسوب گذاری و یا فرسایش)، یک مرز سکانشی نوع اول (SB1) در نظر گرفته شده است. این سکانش دارای 71/6 متر ضخامت می‌باشد.

مقایسه و تطابق چینه نگاری سکانشی سازند آسماری در برشهای تنگ سرخ و فیروزآباد

بر اساس مطالعات انجام شده بر روی سازند آسماری در نواحی فرو افتادگی دزفول و زون ایذه (از مجموع 15 رخنمون و چاه)، 6 سکانش رسوبی مشروط بر ته نشست کامل سازند آسماری از زمان روپلین تا بوردیگالین معرفی شده است (*van Buchem et al.*, 2010).



شکل 5: (a) تقسیمات حوضه زاگرس و موقعیت برشهای مورد مقایسه بر روی آن (بر گرفته از Rahmani et al., 2009); (b) نمودار مقایسه‌ای سکانسهای سازند آسماری در بخشی از حوضه زاگرس: A- برش تنگ سرخ (پژوهش حاضر)، B- برش فیروزآباد (Vaziri-Moghaddam et al., 2011). مرز روپلین - چاتین به عنوان خط مندا در نظر گرفته شده است.

می‌باشد. این مرز در برشهای یاد شده، مرز نوع 2 در نظر گرفته شده است. با توجه به مندرجات فوق، محیط تشکیل سکانسهای سازند آسماری در برش تنگ سرخ به طور بارز در رمپ داخلی و تنها در بازه‌ای از زمان روپلین در رمپ میانی تشکیل

شده است، در حالی که در برش فیروزآباد، تغییر از رمپ خارجی به سمت رمپ داخلی مشهود است. بنابراین، سازند آسماری به هنگام رسوب‌گذاری در شمال غرب فارس داخلی، در محیط کم عمقتری نسبت به بخش مرکزی فارس داخلی نهشته شده است.

سکانس دوم، چاتین پیشین (van Buchem et al., 2010)

معادل این سکانس در برشهای فوق، یک چرخه کامل رسوبی را نشان می‌دهد. TST برش فیروزآباد، جابه‌جایی از ریزرخساره‌های لاگون محصور و نیمه محصور به دریای باز (رمپ میانی) را نشان داده و در برش تنگ سرخ، تغییر از ریزرخساره‌های لاگون محصور به نیمه محصور مشهود است. HST این دو برش، با پیش‌نشینی ریزرخساره‌های لاگون محصور دنبال می‌شود. مرز بالایی این سکانس در برش فیروزآباد به دلیل نبود شواهد خروج از آب، مرز نوع 2 محسوب شده و در برش تنگ سرخ در قاعده رسوبات LST سکانس بعدی قرار گرفته و مرز نوع 1 می‌باشد. این مرز، معادل مرز سکانسی III (van Buchem et al., 2010) است (شکل 5). در زمان چاتین پیشین نیز شرایط کم عمقتری در هنگام نهشته شدن سازند آسماری در برش تنگ سرخ وجود داشته است. با این حال، به دلیل بسته شدن تدریجی حوضه رسوب‌گذاری از سمت حاشیه، نهشته‌های کم عمق شونده سازند آسماری در برش فیروزآباد به تدریج جانشین نهشته‌های عمیق شده و پس از آن سازند گچساران رسوب‌گذاری کرده است.

سکانس سوم، چاتین پسین (van Buchem et al., 2010)

معادل این سکانس برای سازند آسماری در برش فیروزآباد، به دلیل پایان رسوب‌گذاری سازند آسماری و آغاز رسوب‌گذاری سازند گچساران، مشاهده نمی‌شود. در برش تنگ سرخ، فازهای رسوبی LST، TST و HST شناسایی شده‌اند. با افت ناگهانی سطح آب دریا در این برش، بسته

رسوبی فرودین تشکیل گردیده و پس از آن، گذر از ریزرخساره‌های لاگون محصور به نیمه محصور (رمپ داخلی)، حاکی از فاز رسوبی پیش‌رونده است. مرز بالایی این سکانس در زیر ناپیوستگی میان سازندهای آسماری و رازک قرار داشته و مرز سکانسی نوع 1 در نظر گرفته شده است. این مرز گویای انتهای رسوب‌گذاری سازند آسماری در برش تنگ سرخ بوده و می‌تواند قابل قیاس با مرز IV (van Buchem et al., 2010) باشد (شکل 5).

نتیجه‌گیری

مطالعات پتروگرافی نهشته‌های سازند آسماری در جنوب شرق یاسوج منجر به شناسایی دو دسته ریزرخساره کربناته و مخلوط کربناته - آواری گردید. ورود مواد آواری به داخل حوضه رسوب‌گذاری در برش تنگ سرخ و نهشته شدن ریزرخساره‌های مخلوط کربناته - آواری گویای ناپایداری این ناحیه بوده که به نظر می‌رسد نزدیکی موقعیت برش مورد مطالعه به رورانگی اصلی زاگرس و رویدادهای ساختاری و محلی، موجبات این ناپایداری را فراهم نموده است. تغییرات نسبی سطح آب دریا طی نهشته شدن توالی مورد مطالعه، سبب تشکیل یک سکانس ناقص (روپلین) و سه سکانس رسوبی درجه سوم (روپلین وچاتین) شده که شامل سه مرحله پیش‌روی و چهار مرحله سکون آب دریا و یک مرحله پایین بودن سطح آب دریا می‌باشد. مقایسه انجام شده بین برش تنگ سرخ و برش سازند آسماری در فیروزآباد واقع در فارس داخلی، نشان می‌دهد سکانسهای رسوبی سازند آسماری در برش تنگ سرخ بیشتر در بخش داخلی رمپ تشکیل شده و تنها در بخشی از روپلین، رسوبات دریای باز (بخش میانی رمپ) استقرار یافته‌اند. در مقابل، در برش فیروزآباد شرایط محیط به تدریج از بخشهای خارجی رمپ به بخشهای داخلی تر تغییر یافته است.

سیاس گزاری

سازنده در جهت بهبود دستاوردهای این پژوهش،

تشکر می شود.

بدین وسیله از دانشگاه اصفهان به خاطر حمایت های مالی و در اختیار گذاشتن امکانات لازم برای این تحقیق و از داوران نشریه رخساره های رسوبی به خاطر نظرات مؤثر و

منابع

پروین، ح.، 1383. سنگ شناسی رسوبی. دانشگاه پیام نور، 316 ص.

مطیعی، ه.، 1372. زمین شناسی ایران: چینه شناسی زاگرس. سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، 536 ص.

- Adabi, M., Zohdi, A., Ghabeishavi, A., & Amiri-Bakhtiyar, H., 2008. Applications of nummulitids and other larger benthic foraminifera in depositional environment and sequence stratigraphy: an example from the Eocene deposits in Zagros Basin, SW Iran. *Facies*, 54: 499-512.
- Adams, T.D., & Bourgeois, F., 1967. Asmari biostratigraphy. *Geological and Exploration, Iranian Offshore Oil Company*, Report 1074 (unpublished).
- Alavi, M., 2004. Regional stratigraphy of the Zagros fold-thrust belt of Iran and its proforeland evolution. *American Journal of Science*, 304: 1-20.
- Alavi, M., 2007. Structures of the Zagros fold-thrust belt in Iran. *American Journal of Science*, 307: 1064-1095.
- Allahkarampour Dill, M., Seyrafian, A., & Vaziri-Moghaddam, H., 2010. The Asmari Formation, north of the Gachsaran (Dill anticline), southwest Iran: facies analysis, depositional environments and sequence stratigraphy. *Carbonates and Evaporites*, 25: 145-160.
- Amirshahkarami, M., Vaziri-Moghaddam, H., & Taheri, A., 2007. Sedimentary facies and sequence stratigraphy of the Asmari Formation at the Chaman-Bolbol, Zagros Basin, Iran. *Journal of Asian Earth Science*, 29: 947-959.
- Bassi, D., Hottinger, L., & Nebelsick, J.H., 2007. Larger foraminifera from the upper Oligocene of the Venetian area. *Palaeontology*, 50: 845-868.
- Bassi, D., & Nebelsick, J.H., 2010. Components, facies and ramps: redefining Upper Oligocene shallow water carbonates using coralline red algae and larger foraminifera (Venetian area, northeast Italy). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 295: 258-280.
- Beavington-Penney, S.J., & Racey, A., 2004. Ecology of extant nummulitids and other larger benthic foraminifera: applications in palaeoenvironmental analysis. *Earth-Science Reviews*, 67: 219-265.
- Beavington-Penney, S.J., Wright, V.P., & Racey, A., 2005. Sediment production and dispersal on foraminifera-dominated early Tertiary ramps: the Eocene El Garia Formation, Tunisia. *Sedimentology*, 52: 537-569.
- Beavington-Penney, S.J., Wright, V.P., & Racey, A., 2006. The Middle Eocene Seeb Formation of Oman: an investigation of acyclicity stratigraphic completeness and accumulation rates in shallow marine carbonate settings. *Journal of Sedimentary Research*, 76: 1137-1161.
- Brandano, M., Frezza, V., Tomassetti, L., Pedley, M., & Matteucci, R., 2009. Facies analysis and palaeoenvironmental interpretation of the Late Oligocene Attard Member (Lower Coralline Limestone Formation), Malta. *Sedimentology*, 56: 1138-1158.
- Brasier, M.D., 1975. An outline history of seagrass communities. *Paleontology*, 18: 681-702.
- Busk, H.G., & Mayo, H.T., 1918. Some notes on the geology of the Persian oilfields. *Journal Institute Petroleum Technology*, 5: 5-26.
- Catuneanu, O., 2006. Principles of sequence stratigraphy. *Elsevier Science*, Amsterdam, 375 p.
- Catuneanu, O., Abreu, V., Bhattacharya, J.P., Blum, M.D., Dalrymple, R.W., Eriksson, P.G., Fielding, C.R., Fisher, W.L., Galloway, W.E., Gibling, M.R., Giles, K.A., Holbrook, J.M., Jordan, R., Kendall, C.G.S.C., Macurda, B., Martinsen, O.J., Miall, A.D., Neal, J.E., Nummedal, D., Pomar, L., Posamentier,

- H.W., Pratt, B.R., Sarg, J.F., Shanley, K.W., Steel, R.J., Strasser, A., Tucker, M.E., & Winker, C., 2009. Towards the standardization of sequence stratigraphy. *Earth-Science Reviews*, 92: 1-33.
- Catuneanu, O., Bhattacharya, J.P., Blum, M.D., Dalrymple, R.W., Eriksson, P.G., Fielding, C.R., Fisher, W.L., Galloway, W.E., Gianolla, P., Gibling, M.R., Giles, K.A., Holbrook, J.M., Jordan, R., Kendall, C.G.S.C., Macurda, B., Martinsen, O.J., Miall, A.D., Neal, J.E., Nummedal, D., Pomar, L., Posamentier, H.W., Pratt, B.R., Shanley, K.W., Steel, R.J., Strasser, A., & Tucker, M.E., 2010. Sequence stratigraphy: common ground after three decades of development, *First Break* 28: 21-33.
- Corda, L., & Brandano, M., 2003. Aphotic zone carbonate production on a Miocene ramp, Central Apennines, Italy. *Sedimentary Geology*, 161: 55-70.
- Cosovic, V., Drobne, K., & Moro, A., 2004. Paleoenvironmental model for Eocene foraminiferal limestones of the Adriatic carbonate platform (Istrian Peninsula). *Facies*, 50: 61-75.
- Dunham, R. J., 1962, Classification of carbonate rocks according to depositional texture. In: Hamm, W.E. (ed.), Classification of carbonate rocks. *American Association of Petroleum Geologists*, Memoir 1: 108-121.
- Flügel, E., 2010. Microfacies of carbonate rocks: analysis, interpretation and application, 2nd edition. *Springer-Verlag*, Berlin, 984 p.
- Geel, T., 2000. Recognition of stratigraphic sequence in carbonate platform and slope deposits, empirical models based on microfacies analysis Palaeogene deposits in southeastern Spain. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 155: 211-238.
- Ghabeishavi, A., Vaziri-Moghaddam, H., & Taheri, A., 2009. Facies distribution and sequence stratigraphy of the Coniacian–Santonian succession of the Bangestan Palaeo-high in the Bangestan Anticline, SW Iran. *Facies*, 55: 243-257.
- James, G.A., & Wynd, J.G., 1965. Stratigraphic nomenclature of Iranian oil consortium agreement area. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 49: 2182-2245.
- Langer, M.R., & Hottinger, L., 2000. Biogeography of selected larger foraminifera. *Micropaleontology*, 46: 57-86.
- Laursen, G.V., Monibi, S., Allan, T.L., Pickard, N.A.H., Hosseiney, A., Vincent, B., Hamon, Y., van Buchem, F.S.P., Moallemi, A., & Druillion, G., 2009. The Asmari Formation Revisited: changed stratigraphic allocation and new biozonation. *First international Petroleum Conference and Exhibition*, Shiraz, Iran. 272: 17-36.
- McQuilán, H., Roohi, M., & Jöevers, H. 1978. Geological map of Ardakan, scale 1:100000. *National Iranian Oil Company*.
- Mount, J., 1985. Mixed siliciclastic and carbonate sediments: a proposed first-order textural and compositional classification. *Sedimentology*, 32: 435-442.
- Murray, J.W., 1991. Ecology and palaeoecology of benthic foraminifera. *Wiley and Sons*, New York, 397 p.
- Nichols, G., 2009. Sedimentology and stratigraphy, 2nd edition. *Wiley-Blackwell*, Oxford, 419 p.
- Payros, A., Pujalte, V., Tosquella, J., & Orue-Etxebarria, X., 2010. The Eocene storm-dominated foralgal ramp of the western Pyrenees (Urbasa–Andia Formation): An analogue of future shallow-marine carbonate systems? *Sedimentary Geology*, 228: 184-204.
- Pettijohn, F. J., Potter, P.E., & Siever, R., 1987. Sand and sandstone, 2nd edition. *Springer-Verlag*, New York, 533 p.
- Rahmani, A., Vaziri-Moghaddam, H., Taheri, A., & Ghabeishavi, A., 2009. A model for the paleoenvironmental distribution of larger foraminifera of Oligocene-Miocene carbonate rocks at Khaviz Anticline, Zagros Basin, SW Iran. *Historical Biology*, 21: 215-227.
- Rasser, M. W., & Nebelsick, J.H., 2003. Provenance analysis of Oligocene autochthonous and allochthonous coralline algae: a quantitative approach towards reconstructing transported assemblages. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 201: 89-111.
- Rasser, M., Scheibner, C., & Mutti, M., 2005. A paleoenvironmental standard section for Early Tertiary tropical carbonate factories (Corbieres, France; Pyrenees, Spain). *Facies*, 51: 218-232.
- Richardson, R.K., 1924. The geology and oil measures of southwest Persia. *Journal Institute Petroleum Technology*, 10: 256-283.

- Romero, J., Caus, E., & Rosell, J., 2002. A model for the palaeoenvironmental distribution of larger foraminifera based on late Middle Eocene deposits on the margin of the South Pyrenean basin (NE Spain). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 179: 43-56.
- Seyrafian, A., & Hamedani, A., 2003. Microfacies and paleoenvironmental interpretations of the lower Asmari Formation (Oligocene), North-Central Zagros Basin, Iran. *Neues jahrbuch für geologie und paläontologie, Abhandlungen*, 3: 164-174.
- Thomas, A. N., 1950. The Asmari limestone of southwest Iran. *18th International Geological Congress*, London, 6: 35-34.
- Tucker, M. E., 1981. Sedimentary petrology, an introduction to the origin of sedimentary rocks, 2nd edition. *Blackwell*, Oxford, 252 p.
- Van Buchem, F.S.P., Allan, T.L., Laursen, G.V., Lotfpour, M., Moallemi, A., Monibi, S., Motiei, H., Pickard, N.A.H., Tahmasbi, A.R., Vedrenne, V., & Vincent, B., 2010. Regional stratigraphic architecture and reservoir types of the Oligo-Miocene deposits in the Dezful Embayment (Asmari and Pabdeh Formations) SW Iran. *Geological Society of London, special publications*, 329: 219-263.
- Vaziri-Moghaddam, H., Kimiagari, M., & Taheri, A., 2006. Depositional environment and sequence stratigraphy of the Oligo-Miocene Asmari Formation in SW Iran. *Facies*, 52: 41-51.
- Vaziri-Moghaddam, H., Seyrafian, A., Taheri, A., & Motiei, H., 2010. Oligocene-Miocene ramp system (Asmari Formation) in the NW of the Zagros Basin, Iran: microfacies, paleoenvironment and depositional sequence. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 27: 56-71.
- Vaziri-Moghaddam, H., Kalanat, B & Taheri, A., 2011. Sequence stratigraphy and depositional environment of the Oligocene deposits at Firozabad section, southwest of Iran based on microfacies analysis. *Geopersia*, 1: 71-82.
- Wilson, J.L., 1975. Carbonate facies in geologic history. *Springer-Verlag*, New York, 471p.
- Wynd, J. G., 1965. Biofacies of the Iranian oil consortium agreement agreea. *Iranian Offshore Oil Company Report*, 1082: 80 p (unpublished).

Microfacies and sequence stratigraphy of the Asmari Formation at Tang-e Surkh section, southeast of Yasuj

Abtahi, S.Z.^{1*}, Seyrafian, A.²

1- M.Sc. in Stratigraphy & Paleontology, Department of Geology, Faculty of Science, University of Isfahan, Isfahan, Iran

2- Associate Professor, Department of Geology, Faculty of Science, University of Isfahan, Isfahan, Iran

*E-mail: sz.abtahif@hotmail.com

Abstract

The Asmari Formation in Tang-e Surkh section is composed of 294 meters of thin to medium bedded and thick to massive bedded limestone associated with marly limestone. The studied section is located in the northwest of Interior Fars. Based on deepening and shallowing patterns of microfacies, one HST and one third-order depositional sequence during Rupelian and two third-order depositional sequences during Chattian are recognized. Sequence boundaries are determined by bioclast imperforate foraminifera miliolid packstone, fine to medium grained hybrid sandstone, bioclast microconglomerate and calcareous conglomerate, respectively. The upper boundaries of sequences are defined as type 2, while the boundaries in sequences 3 and 4 are type I respectively.

Keywords: Asmari Formation; Depositional sequence; Sequence boundary; Southeast of Yasuj.