

روزن داران کفزی بزرگ توالی ائوسن میانی سازند شهبازان در تاقدیس کوه چناره (بزرگراه اندیمشک - خرم آباد)، جنوب شرق حوضه لرستان

فاطمه ذبیحی زوارم^۱، محمد وحیدی نیا^{۲*}، عباس صادقی^۳، حسن امیری بختیار^۴، اسدالله محبوبی^۵

۱- دانشجوی دکتری چینه شناسی و فسیل شناسی، گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه فردوسی مشهد، مشهد، ایران

۲- دانشیار گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه فردوسی مشهد، مشهد، ایران

۳- دانشیار گروه زمین شناسی، دانشکده زمین شناسی، دانشگاه شهید بهشتی، تهران، ایران

۴- شرکت ملی مناطق نفت خیز جنوب، اهواز، ایران

۵- استاد گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه فردوسی مشهد، مشهد، ایران

*پست الکترونیک: vahidinia@ferdowsi.um.ac.ir

تاریخ پذیرش: ۹۳/۱۲/۱۷

تاریخ دریافت: ۹۲/۱۲/۷

چکیده

سازند شهبازان توالی کربناته پس رونده‌ای است که در شمال غرب زاگرس مرکزی در حوضه لرستان نهشته شده است. روزن داران کفزی بزرگ در توالی کربناته شهبازان (سنگ آهک، سنگ آهک دولومیتی و دولومیت) در تاقدیس کوه چناره در مرز جنوب شرقی حوضه لرستان مورد مطالعه قرار گرفته و بر اساس گسترش و فراوانی آنها محیط رسوبی دیرینه، بازسازی شده است. این سازند به صورت هم شیب و پیوسته روی سازند پاینده و به طور هم شیب و ناپیوسته در زیر سازند آسماری قرار گرفته است. بر مبنای روزن داران کفزی شناسایی شده، محدوده سنی سازند شهبازان در برش مورد مطالعه، ائوسن میانی (SBZ13-SBZ18?) تعیین شده است. مطالعات حاصل به تشخیص ۶ تجمع از روزن داران منجر شد که در محیط رمپ خارجی تا درونی - میانی نهشته شده‌اند. این تجمعات به ترتیب از بخش ژرف به سمت بخش کم ژرفای حوضه عبارتند از: ۱- تجمع روزن داران پلانکتونی که در محیط رمپ خارجی نهشته شده است و مربوط به بخش گذر تدریجی بین سازند پاینده و شهبازان است؛ ۲- تجمع دیسکوسیکلینید - نومولیتید متعلق به بخش میانی؛ ۳- تجمع نومولیتید مربوط به محیط رمپ میانی؛ ۴- تجمع نومولیتید - آلئولینید متعلق به محیط رمپ میانی تا درونی؛ ۵- تجمع آلئولینید مربوط به رمپ درونی؛ ۶- تجمع سوریتید - میلیولید که متعلق به محیط بسیار کم عمق لاگون محصور شده در رمپ داخلی است.

واژه‌های کلیدی: حوضه لرستان؛ سازند شهبازان؛ روزن داران کفزی بزرگ؛ محیط رسوبی دیرینه؛ رمپ

مقدمه

تقسیم بندی، سازند شهبازان در منطقه مورد مطالعه (تاقدیس کوه چناره) در مرز جنوب شرقی پهنه لرستان واقع شده است. چینه شناسی لرستان، توالی به ضخامت ۱۰ تا ۱۲ کیلومتر متشکل از رسوبات حاشیه غیرفعال پالئوزوئیک و

حوضه فورلند زاگرس در محدوده کشور ایران بر اساس تاریخچه رسوبی و شکل ساختاری به پنج بخش لرستان، فارس، زاگرس مرتفع، فروافتادگی دزفول و ایذه تقسیم شده است (Farzipour-Saein *et al.*, 2009). بر اساس این

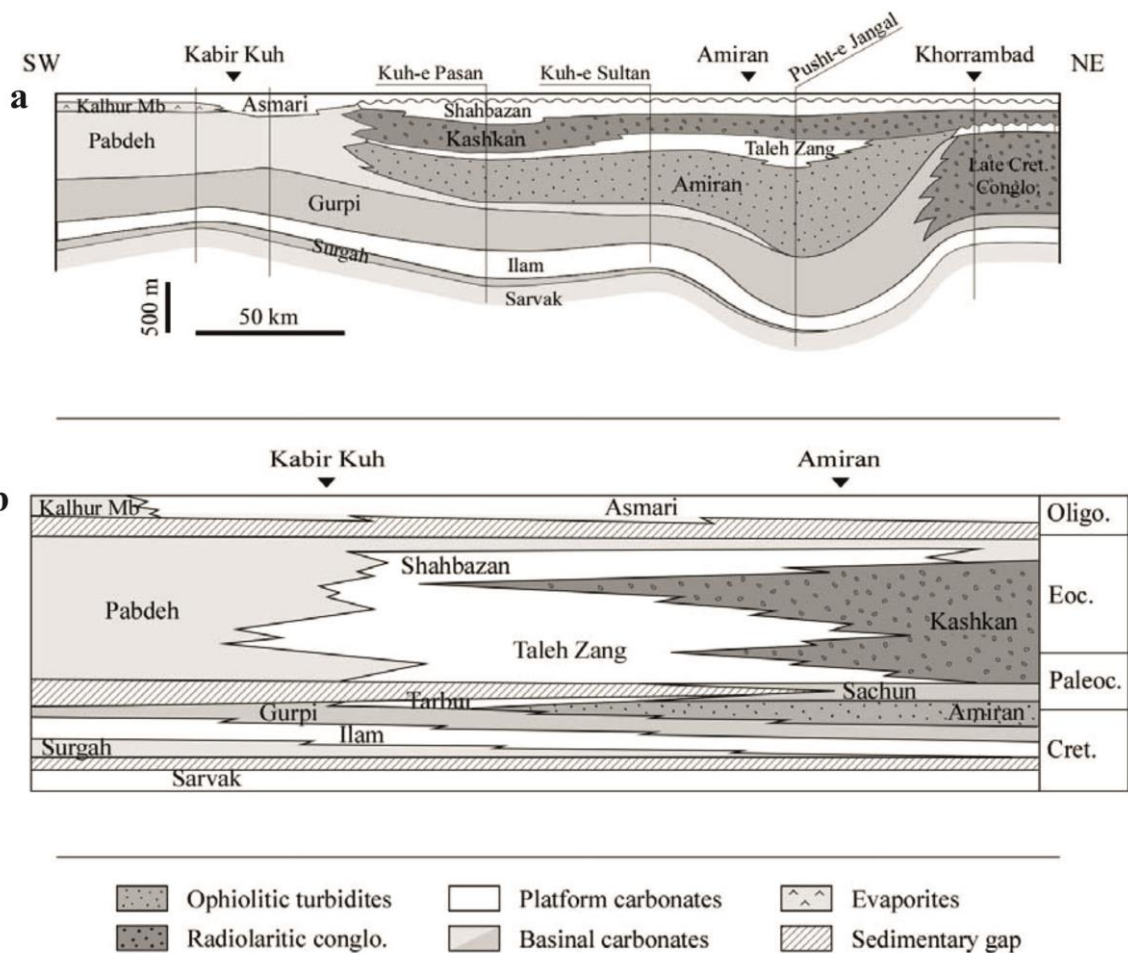
مزوزوئیک عربستان است که توسط رسوبات مربوط به مراحل کوه‌زایی سنوزوئیک زاگرس دنبال می‌شود (Homke, 2007). توالی پالئوزوئیک در پهنه لرستان رخنمون ندارد. در شمال شرق لرستان، ستون چینه‌شناسی مزوزوئیک - سنوزوئیک ضخامت حدود ۴ تا ۵ کیلومتر از لایه‌های پیش از کوه‌زایی و حدود ۶ کیلومتر از رسوبات همزمان با کوه‌زایی را شامل می‌شود. توالی مزوزوئیک قبل از کوه‌زایی عمدتاً از واحدهای کربناته حاشیه غیرفعال تشکیل شده است. رسوبات پوشاننده همزمان با کوه‌زایی از پایین به بالا توالی آواری امیران - کشکان، پلاتفرمهای دریایی کم عمق شهبازان - آسماری، سازند تبخیری گچساران و سازندهای آواری آجاجاری و بختیاری را شامل می‌شود. ته‌نشست سازند امیران بر روی سازند گورپی نشانگر انتقال از کربناته‌های حاشیه غیرفعال به رسوب‌گذاری سیلیسی کلاستیک در شمال غرب حوضه زاگرس است (برای مثال: Braud, 1987). به سمت شمال شرق تاقدیس خرم‌آباد، کنگلومراهای رادیولاریتی ضخیم لایه کرتاسه پسین که به صورت جانبی به سازند گورپی تبدیل می‌شوند، به عنوان بخش نزدیک به منشأ سازند امیران در نظر گرفته می‌شود (Braud, 1987) (شکل ۱a). به سمت جنوب شرق تاقدیس خرم‌آباد، سازند فلیشی امیران از قطعات افیولیتی تشکیل شده است که به سمت جنوب غرب به شکل گوه‌ای نازک در می‌آید. بر اساس James & Wynd (1965)، سازند امیران به طور تدریجی به سازند پابده تبدیل می‌شود (شکل ۱a). سازند آواری و کربناته کم عمق سازند تله‌زنگ و کنگلومراهای قرمز رنگ سازند کشکان، بخش بالایی توالی آواری فورلند را تشکیل می‌دهد (شکل ۱a). پلاتفرمهای کم عمق منطقه‌ای سازندهای شهبازان و آسماری، توالی آواری را در شمال شرق لرستان پوشش می‌دهند. سازند تبخیری گچساران که بر روی سازند آسماری قرار می‌گیرد، نشانگر انتقال پس‌روی از شرایط

دریایی به قاره‌ای در حوضه است. سازند آبرفتی آجاجاری توسط سازند کنگلومرای بختیاری پوشانده می‌شود. سازند کنگلومرای بختیاری، بالاترین بخش پوشش رسوبی را تشکیل می‌دهد (James & Wynd, 1965)؛ Homke et al., 2004. James & Wynd (1965) برای سازند گورپی سن کامپاین تا پالئوسن، سازند امیران سن ماستریشتین تا پالئوسن، سازند تله‌زنگ سن پالئوسن تا ائوسن میانی، سازند شهبازان سن ائوسن میانی تا پسین و برای سازند آسماری سن الیگوسن تا میوسن پیشین را تعیین نموده‌اند. Alavi (2004) با استفاده از سن آنها، مدل چینه‌شناسی را ارائه دادند که در آن سازند امیران به یک توالی پس‌رونده‌ای شامل سازندهای سورگه، ایلام و گورپی تعلق دارد که با یک ناپیوستگی رسوب‌گذاری از توالی پوشاننده متشکل از سازندهای پابده، تله‌زنگ، کشکان و شهبازان جدا شده است (شکل ۱b).

James & Wynd (1965) در معرفی فرهنگ چینه‌شناسی زاگرس، برش سطحی سازند شهبازان در تنگ دو، واقع در ۴/۵ کیلومتری جنوب غرب ایستگاه راه آهن تله‌زنگ را به عنوان برش الگوی این سازند معرفی کرده‌اند. ضخامت این سازند در برش الگو ۳۳۸ متر بوده و شامل دولومیت و سنگ آهک‌های دولومیتی با رنگ هوازده سفید تا قهوه‌ای است (مطیعی، ۱۳۷۲). عبدی (۱۳۸۸) از شواهد پتروگرافیکی و ژئوشیمیایی برای تعیین خصوصیات و منشأ دولومیت‌های این سازند و نیز تشخیص مرز احتمالی سازند شهبازان و آسماری استفاده کرده است. این سازند در نواحی شمال و شرق حوضه لرستان روی سازند کشکان و در زیر سازند آسماری قرار می‌گیرد. به سمت جنوب شرق با عمیق شدن حوضه لرستان، سازند پابده جانشین سازند کشکان می‌شود (مطیعی و همکاران، ۱۳۷۷). تفکیک مرز بالایی سازند شهبازان با سازند آسماری در اغلب مناطق مشکل است. در اغلب بخش‌های حوضه لرستان به ویژه در

روی آن سازندهای ایلام و گورپی قرار می‌گیرند. در یال شمالی این تاقدیس بر روی سازند گورپی به ترتیب سازندهای امیران، تله‌زنگ، کشکان، شهبازان و آسماری و در یال جنوبی و باختری آن روی سازند گورپی به ترتیب سازندهای پایده و شهبازان - آسماری قرار دارند. این طاق‌دیس از جنوب شرق با گسل بالارود که کمان لرستان را از فروافتادگی دزفول جدا می‌کند، محدود شده است (شکل ۳).

بخشهای شمالی لرستان، دو سازند با هم و تحت عنوان سنگ آهک‌های شهبازان و آسماری نقشه برداری شده‌اند. تاقدیس کوه چناره، اولین تاقدیس پس از عبور از لبه فروافتادگی دزفول در پهنه لرستان واقع شده است و از شمال شهرستان اندیمشک آغاز و تا نزدیکی شهرستان پل‌دختر تداوم می‌یابد. این تاقدیس پشت نهنگی زیبا، با روند شمال غربی - جنوب شرقی، دارای ۶۵ کیلومتر طول و ۸ کیلومتر عرض در سطح سازند آسماری است (شکل ۲). در هسته تاقدیس کوه چناره سازند سروک قرار دارد که بر



شکل ۱: (a) برش چینه‌شناسی در روند شمال شرق - جنوب غرب در سرتاسر حوضه لرستان (بر اساس James & Wynd, 1965); (b) الگوی زمان چینه‌ای در سراسر حوضه لرستان (بر اساس Alavi, 2004).

به سن ائوسن میانی دارای تنوع بسیار زیاد از روزن‌داران کفزی بوده و ابزار مناسبی برای بررسی محیط رسوبی دیرینه مهیا می‌سازد (Beavington-Pennya & Racey,)

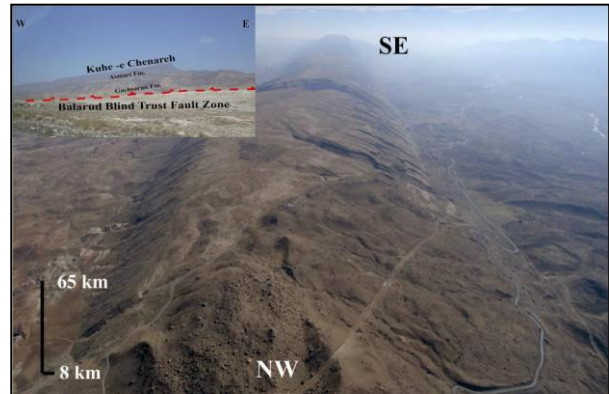
روزن‌داران بزرگ کفزی نومولیتید، آلوئولینید و سوریتید، بیشترین آلوکمه‌های سازند شهبازان را تشکیل می‌دهند. از آن جا که رسوبات کم ژرفای کربناتی دریایی

شناسی دولومیت‌های سازند شهبازان به سنگ آهک‌های سازند آسماری قرار دارد و با شواهد فسیل شناسی بهتر شناخته می‌شود. ضخامت این برش چینه شناسی حدود ۳۰۵ متر است و در قاعده شامل سنگ آهک مارنی و سنگ آهک ضخیم لایه حاوی روزن‌داران کفزی بزرگ هیالین از خانواده دیسکوسیکلینیده و نومولیتیده همراه با لایه‌های آواری (ماسه سنگ ریزدانه) حاوی کوارتز، قطعات قرمز رنگ چرت رادیولری، کمی ذرات ولکانیکی و گلاکونیت (این لایه‌های آواری، زبانه‌هایی از سازند آواری کم عمق رادیولاریتی - افیولیتی سازند کشکان است) و میان لایه‌های مارنی فقیر از فسیل است که به سمت رأس توالی به ترتیب به سنگ آهک‌های ضخیم لایه حاوی روزن‌داران کفزی بزرگ منفذدار از خانواده نومولیتیده و روزن‌داران کفزی بزرگ بدون منفذ از خانواده آلئولینیده و سوریتیده، توالی ضخیم سنگ آهک‌های دولومیتی متوسط تا ضخیم لایه فقیر از فسیل همراه با میان‌لایه‌های دولومیتی که در برخی لایه‌ها کوارتزار هستند، لایه‌های سنگ آهکی غنی از روزن‌داران سوریتیده و اریتولینیده و در رأس سازند، به دولومیت نازک تا متوسط لایه تغییر رخساره می‌دهد.

زیست چینه نگاری بخش بالایی سازند پابده در برش مورد مطالعه

جهت تعیین سن مارنهای بخش بالایی سازند پابده از زون‌بندی معرفی شده توسط Berggren & Pearson (2005) و Pearson *et al.* (2006) برای گونه‌های حاره‌ای - نیمه حاره‌ای، استفاده شده است. نتایج حاصل از مطالعه روزن‌داران پلانکتون به شناسایی ۲۲ گونه از ۱۱ جنس روزن‌داران پلانکتونیک منجر شد که بر اساس آنها دو زون زیستی E6 و E7 شناسایی و سن انتهای ائوسن پیشین (ایپریزین) برای بخش بالایی سازند پابده تعیین گردید (شکل ۴).

بنابراین با کمک این مجموعه، تفسیر مدل رسوبی سازند شهبازان به سن ائوسن میانی در حوضه لرستان انجام شده و حوضه رسوبی بازسازی شده است.



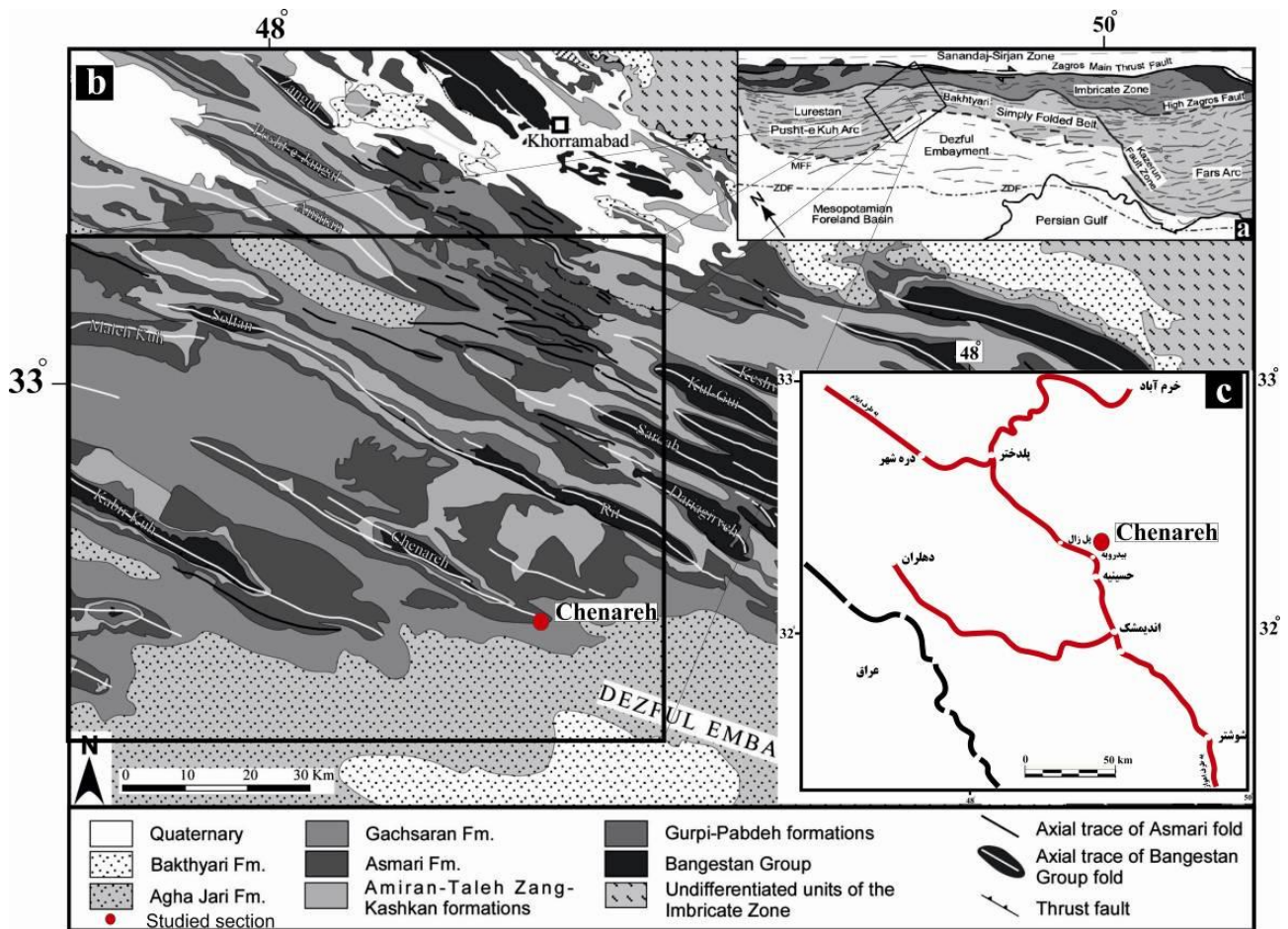
شکل ۲: موقعیت تاقدیس پشت نهنگی چناره در مرز جنوب شرقی پهنه لرستان (Goodarzi, 2007)

روش مطالعه

به منظور تعیین سن و محیط دیرینه سازند شهبازان، یک برش سطحی در تاقدیس کوه چناره اندازه‌گیری و نمونه‌برداری شد. در مجموع ۱۷۷ نمونه از این سازند، ۷۴ نمونه از سازند پابده و ۱۴ نمونه از سازند آسماری برداشت و مطالعه گردید. برش چینه شناسی چناره در آخرین تونل بزرگراه خرم‌آباد - اندیشک و ۵ کیلومتری شرقی پل زال قرار داشته و از نظر مختصات جغرافیایی در موقعیت $32^{\circ} 47'$ عرض شمالی $48^{\circ} 18'$ طول شرقی جای دارد (شکل ۳).

چینه شناسی سازند شهبازان

مرز پایینی سازند شهبازان در برش چینه شناسی چناره با مارنهای غنی از روزن‌داران پلانکتونیک پابده به صورت تدریجی و پیوسته بوده و بر اساس تغییر مارنهای پابده به سنگ آهک مارنی و سپس سنگ آهک در نظر گرفته شده است. مرز بالایی آن با سنگ آهک‌های سازند آسماری به صورت ناپیوسته و هم‌شیب می‌باشد (شکل ۴). مرز بالایی سازند در منطقه مورد مطالعه، در محل تغییر سنگ



شکل ۳: (a) نقشه تکتونیک حوضه زاگرس؛ (b) نقشه زمین شناسی ناحیه مورد مطالعه (برگرفته از نقشه‌های زمین شناسی NIOC)؛ (c) راه‌های دسترسی به ناحیه مورد مطالعه (برگرفته از بختیاری، ۱۳۸۴).

2- E7 (Berggren & Pearson, 2005)

این زون زیستی با حضور همزمان روزن‌داران مهمی چون *Acarinina collactea*, *Acarinina bullbrookii*, *Acarinina mcgowrani*, *Acarinina soldadoensis*, *pseudotopolinensis*, *Globigerinatheka*, *Astrorotalia palmerae*, *Morzo-* *Morzovella lensiformis*, *subconglobata*, *Planorotalites capdevilensis*, *velloides*, *bandyi*, *Pseudohastegina*, *Planorotalites pseudoscitula*, *Turborotalia* و *Subbotina yeguaensis micra* از *frontosa* مشخص می‌شود و معادل با زیست زون P9 از *Acarinina pentacamerata* و (1995) Berggren et al. و interval rene zone از (2003) Premoli-silva et al. به

زونهای زیستی شناسایی شده از قاعده به سمت بالای توالی عبارتند از:

1- E6 (Berggren & Pearson, 2005)

این زون زیستی با حضور همزمان روزن‌دارانی چون *Acarinina esnaensis*, *Acarinina coalingensis*, *Praemurica*, *Globoturborotalia bassriverensis*, *Subbotina*, *Pseudohastegina wilcoxensis*, *lozani* و *eocaena* و *Subbotina patagonica* مشخص می‌شود و معادل با زون زیستی P8 در نوشته Berggren et al. (1995) و *Turborotalia frontosa* interval rene zone و در نوشته Premoli-silva et al. (2003) است. سن اپریزین پسین دارد و از قاعده تا ضخامت ۵۲ متری توالی گسترش داشته و شامل مارن به رنگ خاکستری تیره است.

فسیلها پیشنهاد می‌گردد محدود شده سنی سازند شهبازان در برش چناره بر اساس زون بندیهای ارائه شده توسط Serra-Kie *et al.* (1998) ائوسن میانی و از لوتیتین تا بارتونین (SBZ13-SBZ18?) باشد (شکل ۵).

ضخامت ۸۲ متری قاعده توالی شهبازان شامل لایه‌های سنگ آهکی آن حاوی روزن‌داران کفزی شاخص نظیر *Assilina parva* (Douville, 1930) *Discocyclina praespira* (Douville, 1905) و *dispana hungarica* (Kecskemeti, 1959) *Nummulites laevigatus* (Brugwibre, 1792) می‌باشد. این مجموعه فسیلی نشان دهنده زون زیستی SBZ13 به سن لوتیتین پیشین (ابتدای ائوسن میانی) است. روزن‌داران همراه مهم در این توالی عبارتند از:

Acarinina bullbrooki (Bolli, 1957), *Acarinina mcgowrani* (Wade & Pearson, 2006), *Acarinina soldodensis* (Brönniman, 1952), *Assilina exponens* (Sowerny, 1840), *Assilina sp.*, *Asterocyclina matanzensis* (Cole, 1970), *Discocyclina omphala* (Fritsch), *Globigerinatheka subconglobata* (Shutskaya, 1958), *Nummulites praeaturicus* (Schaub, 1962), *Nummulites sp.*, *Planorotalites capdevilensis* (Cushman & Ponton, 1949), *Pseudohastegina micra*, *Rotaliconus persicus* (Parvati, 1971), *Turborotalia frontosa* (Subbotina, 1953).

ضخامت ۴۶ متری بعدی حاوی روزن‌داران کفزی نظیر *Nummulites discorbinus* (Schlotheim, 1820) و *Glomalveolina delicatissima* (Smout, 1954) است (شکل ۶). این مجموعه فسیلی نشان دهنده زون زیستی SBZ14 به سن لوتیتین میانی می‌باشد. روزن‌داران کفزی مهم همراه عبارتند از:

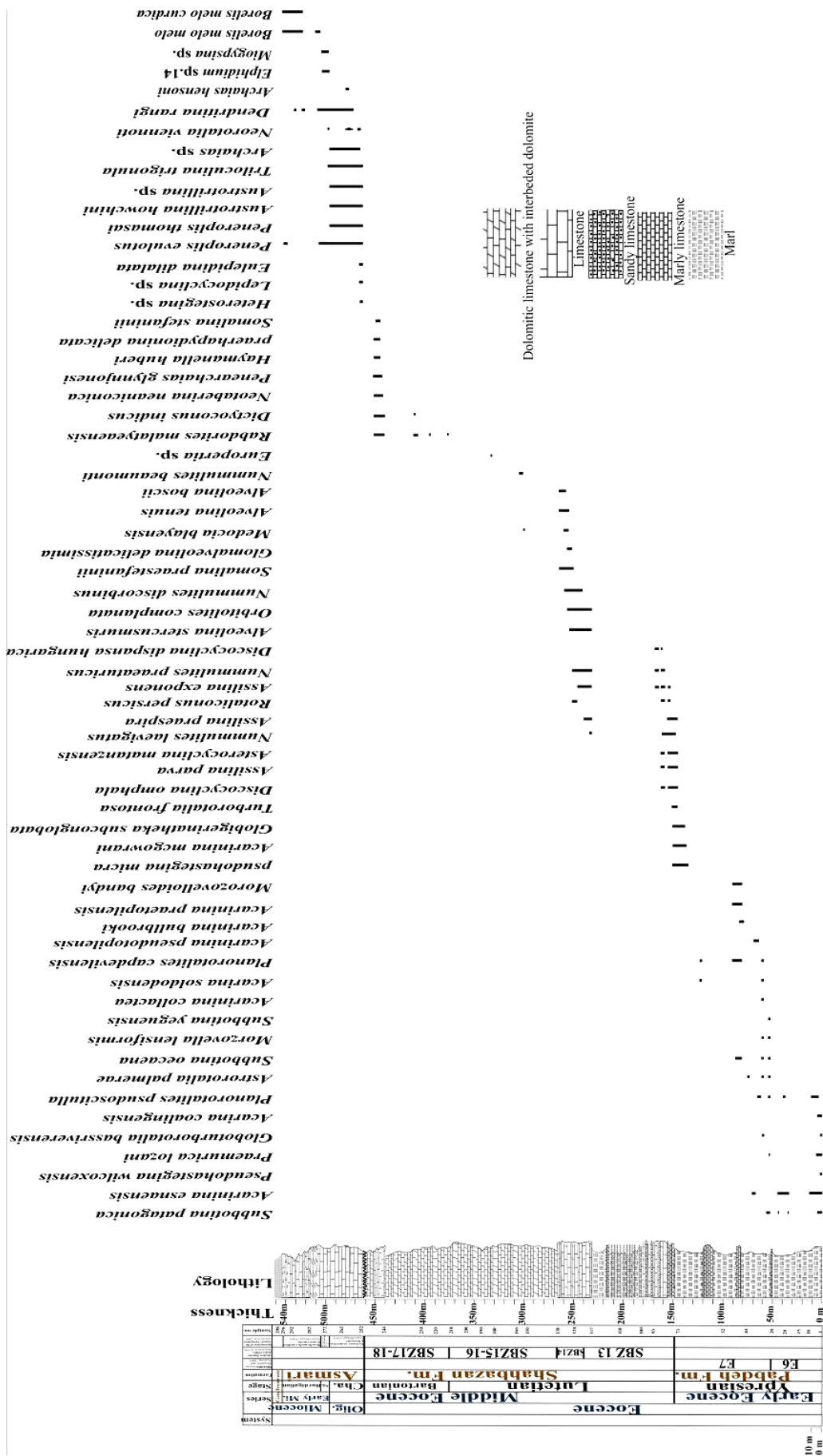
Alveolina boscii (Deprance, 1825), *Alveolina stercusmuris* (Mayer-Eymar, 1886.), *Alveolina tenuis* (Hottinger, 1960), *Orbitolites complanata* (Lamarck, 1801), *Somalina praestefaninii* (Boukhary, 2006), *Rotaliconus persicus* (Parvati, 1971).

سن بخش انتهایی ایریزین می‌باشد. این زیست‌زون از ضخامت ۵۲ تا ۱۵۰ متری توالی را دربر گرفته و شامل مارن به رنگ خاکستری تیره همراه با میان‌لایه‌های نازک سنگ آهک مارنی است.

زیست‌چینه نگاری سازند شهبازان در برش مورد مطالعه

با توجه به دولومیتی بودن بخشهای وسیعی از سازند شهبازان، تعیین سن این سازند بر مبنای فسیلها سخت است، اما در مناطقی که این سازند حاوی لایه‌های سنگ آهکی است، از محتویات روزن‌داران آن می‌توان در تعیین سن استفاده کرد. با این حال توالی سازند شهبازان در ناحیه مورد مطالعه لایه‌های سنگ آهکی غنی از فسیل دارد که ما را در تعیین سن دقیق آن یاری می‌دهد. وفور روزن‌داران کفزی بزرگ به حدی است که بتوان برای زون بندی از آنها استفاده کرد. لذا در این مطالعه سعی شده است زون بندی بر مبنای روزن‌داران کفزی بزرگ (SBZ) ارائه گردد. زون بندی SBZ حاصل تحقیقات و نتایجی است که از یکی از پروژه‌های IGCP به دست آمده و در مقاله مهمی توسط Serra-Kie *et al.* (1998) منتشر شده است. این زونهای زیستی فاصله زمانی پالئوسن - ائوسن را از سواحل شرقی آتلانتیک (حوضه‌های پاریس و پیرنئ) تا بخش مرکزی تیس (هند) پوشش می‌دهند. همچنین این زونهای زیستی حاصل مرور و بازنگری زیست‌زونهای کلاسیک پالئوسن - ائوسن بر مبنای روزن‌داران کفزی بزرگ همچون *Alveolina*، *Nummulites* و *Assilina* می‌باشند که در زون بندیهای انجام شده توسط Hottinger (1960)، Droben & Hottinger (1988) و Schaub (1981) به آنها پرداخته شده است.

بر مبنای شناسایی ۲۶ گونه از ۲۰ جنس روزن‌داران پلانکتونیک و کفزی و نیز رسم توزیع زیست‌چینه‌ای این



شکل ۴: ستون سنگ چینه ای و زیست چینه ای بخش انتهایی سازند پابده، سازند شهبازان و سازند آسمازی در برش چناره.

al. (1998)، نشان دهنده زیست زونهای (؟) SBZ17-18 به

سن بارتونین پیشین - پسین می‌باشد.

لایه‌های زیرین سازند آسماری در این برش فاقد روزن‌داران کفزی شاخص نومولیتید می‌باشد. بر اساس نوشته Van Buchem et al. (2010)، حضور روزن‌داران کفزی (*Lepidocyclina* (*Eulepidina*)) بدون نومولیتیدها نشان دهنده سن شاتین (الیگوسن پسین) می‌باشد. بنابراین برای بخشهای زیرین سازند آسماری در برش چناره سن شاتین در نظر گرفته شده است. در نتیجه در این برش، بین سازند شهبازان و آسماری نبود چینه‌ای طولانی از ائوسن پسین (پریابونین، SBZ19-20) تا الیگوسن پسین (شاتین) وجود دارد. با مقایسه سازند شهبازان در این برش، با نتایج حاصل از مطالعات فسیل شناسی واحدهای هم‌ارز خود در حوضه فارس (سازند جهرم) و کشورهای هم‌جوار (سازند سیب در شمال عمان و سازند دمام در عربستان، قطر، کویت و جنوب عراق)، این عدم رسوب‌گذاری و هیاتوس قابل تعقیب و شناسایی است (شکل ۷).

رخساره‌ها و مدل رسوبی سازند شهبازان در برش

مورد مطالعه

بر اساس ویژگیهای بافتی و عناصر اسکلتی و غیراسکلتی در سازند شهبازان در برش مورد مطالعه، ۸ رخساره رسوبی شناسایی گردید (جدول ۱). بر اساس توزیع عمودی رخساره‌ها و روزن‌داران کفزی، پیشنهاد می‌شود رسوب‌گذاری سازند شهبازان در یک محیط رمپ کربناته صورت گرفته است. Burchette & Wright (1992)، سیستمهای محیط رسوب‌گذاری رمپ را بر اساس سطح قاعده امواج عادی (FWWB) و قاعده امواج طوفانی (SWB) تقسیم بندی کرده‌اند. با توجه به توزیع رخساره‌های شناسایی شده در برش مورد مطالعه، پنج ناحیه کلی را می‌توان در طول این رمپ مشخص کرد:

Eocene Shallow Benthic Zones (SBZ) of Serra-Kiel et al. (1998)

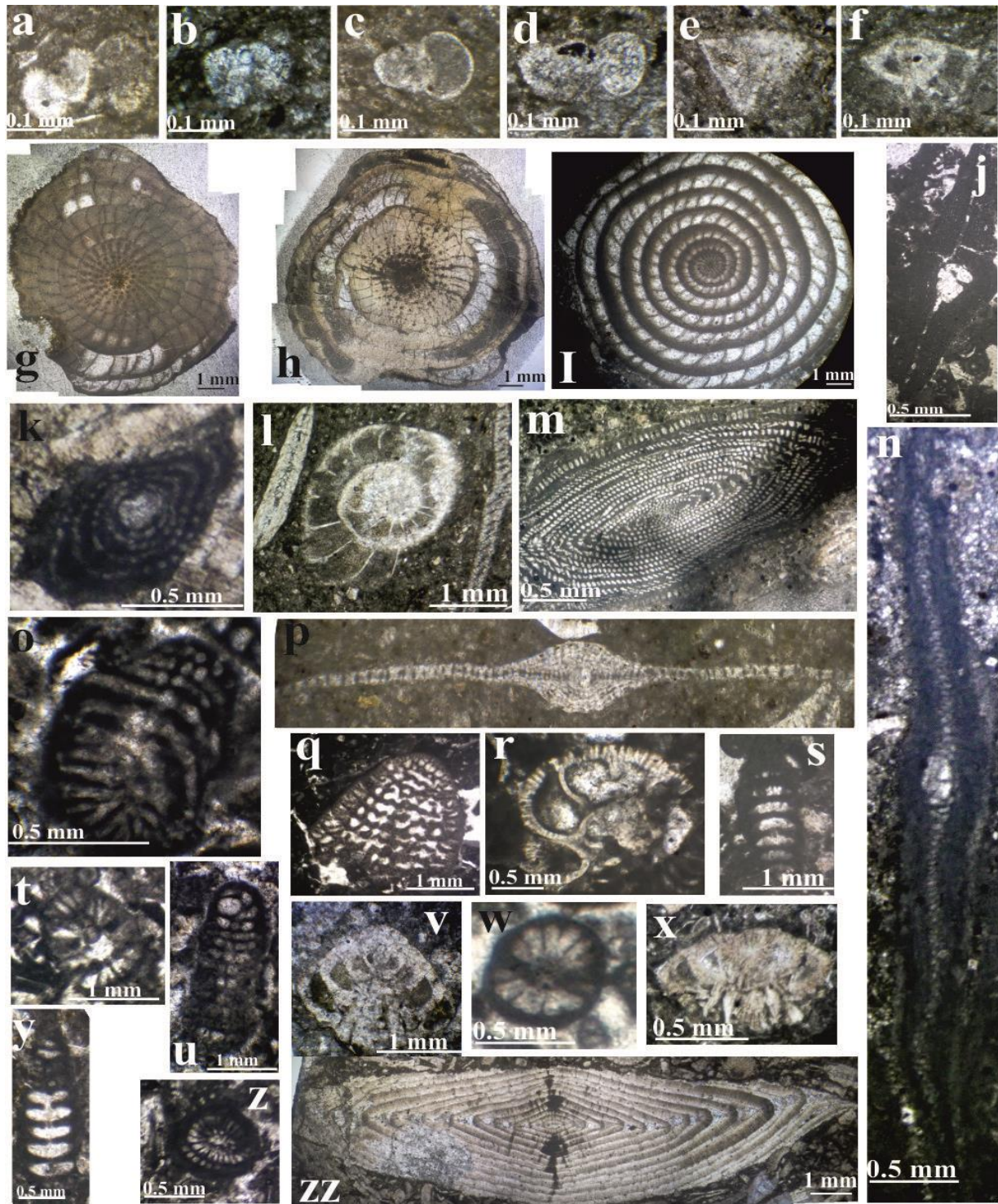
Larger Foraminifera	SBZ 13	SBZ 14	SBZ 15	SBZ 16	SBZ 17-18
<i>Assilina parva</i>					
<i>Assilina praespira</i>					
<i>Assilina exponens</i>	?				
<i>Nummulites laevigatus</i>					
<i>Nummulites discorbinus</i>					
<i>Nummulites beaumonti</i>					
<i>Glomalveolina delicatissima</i>					
<i>Somalina praestefanii</i>					
<i>Somalina stefanii</i>					
<i>Alveolina stercusmuris</i>					
<i>Alveolina tenuis</i>					
<i>Alveolina boscii</i>	←				
<i>Medocia blayensis</i>			?		
<i>Discocyclina dispansa hungarica</i>					
<i>Rotaliconus persicus</i>	?				
<i>Rabdorites malatyeaensis</i>					
<i>Dictyoconus indicus</i>				?	
<i>Neotaberina neaniconica</i>					
<i>Peneroplis planatus</i>					
<i>praerhapydionina delicata</i>					
<i>Orbitolites complanata</i>	←				
<i>Hymenella huberi</i>					
<i>Neorhapydionina spiralis</i>					

شکل ۵: توزیع زیست چینه‌ای روزن‌داران کفزی بزرگ به دست آمده از منطقه مورد مطالعه؛ خطوط سیاه رنگ محدوده زیست چینه‌ای روزن‌داران بر اساس نوشته Serra-Kiel et al. (1998) می‌باشد و منطقه رنگ روشن مربوط به محدوده زیست چینه‌ای پشتیبانی شده توسط داده‌های این مطالعه است.

۹۸ متر ضخامت بعدی حاوی روزن‌داران کفزی شاخص

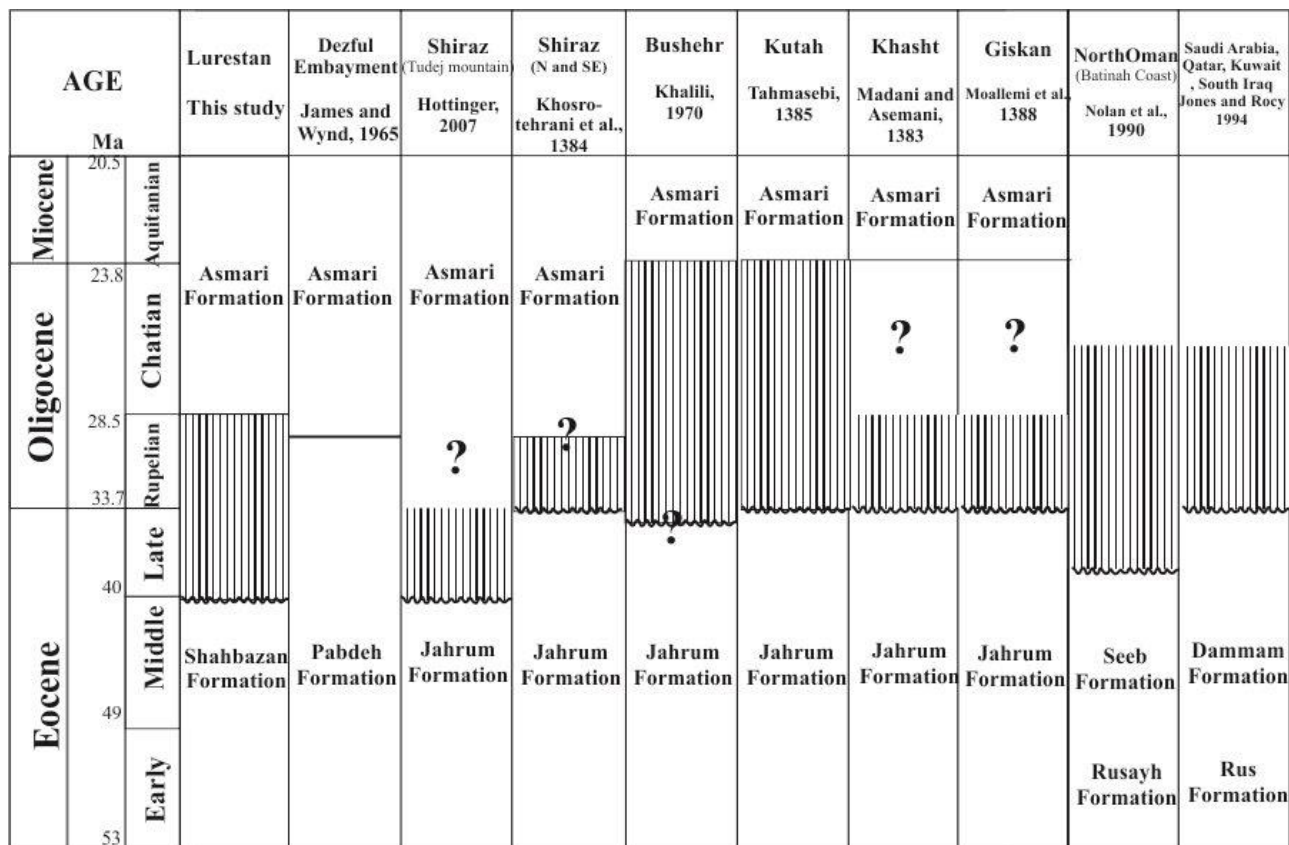
همچون *Medocia blayensis* (Parvati, 1971) و *Nummulites beaumonti* (d'Archiac & Haime, 1853) و *Europertia* sp. می‌باشد (شکل ۶) که این مجموعه فسیلی نشان دهنده زونهای زیستی SBZ15-16 به سن لوتتین میانی - لوتتین پسین هستند.

ضخامت ۷۹ متری انتهایی این توالی نیز با وجود روزن‌داران کفزی مهمی همچون *Rabdorites malatyeaensis* (Sirel, 1976)، *Somalina stefanii* (Silvestri, 1938)، *Neotaberina*، *Dictyoconus indicus* (Davies, 1930)، *Peneroplis neaniconica* (Hottinger, 2007)، *planatus* (Fichtel & Moll, 1798) و *Praerhapydionina delicata* (Henson, 1950) (شکل ۶) و بر اساس زون بندی ارائه شده توسط Serra-Kiel et al.



شکل ۶: روزن‌داران پلانکتونیک و کف‌زی مهم سازند شهبازان و پایده در برش چناره:

- a. *Acarinina mcgowrani* (Wade & Pearson 2006), sample no. CHP (Pabdeh) 74; b. *Acarinina bullbrookii* (Bolli 1957), sample no. CHP 42; c. *Turborotalia frontosa* (Subbotina 1953), sample no. CHSH (Shahbazan) 75; d. *Acarinina psudotopilensis* (Subbotina 1953), sample no. CHP 54; e. *Acarinina preatoplensis* (Blow 1979), sample no. CHP 56; f. *Morozovelloides bandyi* (Fleisher 1974), sample no. CHP 56; g. *Assilina exponens* (Sowerny 1840), sample no. CHSH 75; h. *Assilina praespira* (Douvill, 1905), sample no. CHSH 76; i. *Nummulites beaumonti* (d'Archiac & Haime, 1853), sample no. CHSH 75; j. *Somalina stefaninii* (Silvestri, 1938), sample number CHSH 245; k. *Alveolina aff. boscii* (Defrance 1825), CHSH 127; l. *Assilina aff. parva* (Douvillé 1930), sample no. CHSH 75; m. *Alveolina stercusmuris* (Mayer-Eymar, 1886), sample number CHSH 117; n. *Somalina praestefaninii* (Boukhary *et al.*, 2006), sample number CHSH 129; o-u. *Neotaberina neaniconica* (Hottinger 2007), sample number CHS 246; p. *Discocyclusa dispansa* (Kecskemeti, 1959), sample number CHSH 76; q. *Dictyoconus indicus* (Davis, 1930), sample number CHSH 244; r. *Eorupertia* sp., sample number CHSH 87; s-w. *Praerhapydionina delicata* (Henson, 1950), sample number CHS 246; t-z. *Rabdorites malatyeanensis* (Sirel 1976), sample number CHSH 244, 245; v. *Rotaliconus persicus* (Parvati 1971), sample number CHSH 79; x. *Medocia blayensis* (Parvati 1971), sample number CHSH 133; y. *Haymanella huberi* (Henson, 1950), sample number CHS 245; zz. *Nummulites discorbimus* (Schlotheim 1820), sample number CHSH 133.



شکل ۷: مقایسه ناپیوستگی مرز بالایی سازند شهبازان در منطقه مورد مطالعه و واحدهای هم‌راز آن در فروافتادگی دزفول، حوضه فارس و کشورهای همجوار

جدول ۱: رخساره‌های رسوبی شناسایی شده سازند شهبازان در برش چناره؛ رخساره F1 مربوط به بخش بالایی سازند پایده (ائوسن پیشین) می‌باشد.

Facies	Discription	Interpretation
F1 Planktic foraminiferal wackestones - packstones	Dominated by planktonic foraminifera (<i>Acarinina</i> , <i>Subbotina</i> , <i>Morzovelloides</i> , <i>Morzovella</i>)	outer ramp
F2 Discocyclinid Nummulitid wackestone-packestone	Dominated by inflated large <i>Discocyclina</i> , <i>Assilina</i> , <i>Nummulites</i> . rare planktonic foraminifera	distal middle ramp
F3 (Nummulitic Packestone/Floatstone)	Dominated by A and B forms <i>Nummulites</i> , <i>Assilina</i> . Subordinate component is <i>Discocyclina</i> .	distal-proximal middle ramp
F4 (Alveolinid-Nummulitic Packstone)	Dominated by A forms <i>Nummulites</i> , <i>Assilina</i> and <i>Alveolina</i> , <i>Glomalveolina</i> . Subordinate component are <i>Orbitolites</i> , Miliolids.	proximal middle - distal inner ramp
F5 (Alveolinid-Orbitolites Packstone)	Dominated by <i>Alveolina</i> , <i>Glomalveolina</i> and <i>Orbitolites</i> , Subordinate component are <i>Nummulites</i> , Miliolids, <i>Valvulinid</i> and pelloid.	proximal inner ramp
F6 (Mollusk Packstone/ Floatstone)	Abundant bivalves, rare Miliolids and gastropod.	proximal inner ramp
F7 (Soritid -Miliolid wackestones - packstones)	Abundant soritids(<i>Rhabdorites</i> , <i>Neotaberina</i> , <i>Neorhipidionina</i> , <i>Praerhapydionina</i>) and Miliolids, Subordinate component are orbitolinids(<i>Dictyoconus</i>) and textularids.	proximal inner ramp
F8 (Dolomitized mudstones - wackestones)	Rare fossils, mainly sparse particles of miliolids, rare fine sized quartz grains.	tidal flat

۵- بخش رمپ خارجی که با روزن‌داران پلانکتونیک اشغال می‌شود.

تفسیر عمق دیرینه بر اساس اجتماع روزن‌داران (Hottinger, 1975؛ Chaproniere, 1982؛ Fermon, 1982؛ Buxton & Pedley, 1983؛ Hallock & Glenn, 1986؛ 1989)، عمیق شدگی تدریجی از پلاتفرم کم عمق تا حوضه را نشان می‌دهد که این موضوع به مدل رمپ نسبت به شلف نزدیکتر است. همچنین میکرایت در تمام رخساره‌ها غالب است و هیچ شاهدی که مؤید وجود کمرنده‌های ریفی یا گرینستون باشد مشاهده نشده است. همچنین نبود رخساره‌های ریزی در برش مورد مطالعه، نشان دهنده یک محیط کم انرژی و احتمالاً با یک شیب کم است که بیشتر مشخصه یک رمپ کربناته می‌باشد.

تجمعات روزن‌داران کفزی بزرگ

روزن‌داران کفزی امروزی از مهمترین تولیدکنندگان رسوبات در محیطهای کم عمق حاره‌ای تا نیمه حاره‌ای هستند (Wefer *et al.*, 1981) که با محیطهای با مواد غذایی کم (مزوتروفیک تا الیگوتروفیک) مشخص می‌شوند (Hallock, 1988). بازسازی محیط قدیمه، عمدتاً بر اساس توزیع روزن‌داران کفزی بزرگ کم عمق است زیرا توزیع آنها تابعی از شدت نور یعنی عمق می‌باشد (Hottinger, 1997).

شش تجمع روزن‌داران بر اساس عمق دیرینه از محیط کم عمق رمپ داخلی تا بخش عمیق حوضه شناسایی شده‌اند که با حوادث اقلیمی جهانی در ارتباط می‌باشند. گذرهای بین این تجمعات تدریجی است و گاهی با یکدیگر تداخل دارد. این شش تجمع عبارتند از:

۱- تجمع سوریتید - میلیولید

این تجمع عمدتاً از سوریتیدها تشکیل شده است که با میلیولیدهای کوچکتر، اریتولینیدها (*Dyctioconus*) و

۱- بخش کم عمق^۲ رمپ داخلی که با رخساره‌های ۵ تا ۸ مشخص می‌شود و نشانگر رسوب گذاری در محیط قاعده سطح امواج عادی (FWWB) است.

۲- بخش عمیق تر^۳ رمپ داخلی / بخش انتقالی از رمپ داخلی به بخش کم عمق رمپ میانی که با رخساره ۴ مشخص می‌شود.

۳- بخش کم عمق رمپ میانی که با رخساره ۳ مشخص می‌شود و نشانگر رسوب گذاری در زیر قاعده سطح امواج عادی (FWWB) است.

۴- بخش عمیق تر رمپ میانی که با رخساره ۲ و ۳ مشخص می‌شود و نشانگر رسوب گذاری در زیر قاعده سطح امواج عادی (FWWB) و نزدیک به SWB است.

۵- رمپ خارجی که با رخساره ۱ مشخص می‌شود و نشانگر رسوب گذاری در زیر قاعده امواج طوفانی SWB و مربوط به بخش بالایی سازند پایده است.

با توجه به توزیع روزن‌داران کفزی نیز پنج بخش قابل تفکیک است که عبارتند از:

۱- بخش کم عمق رمپ داخلی که عمدتاً با روزن‌داران پورسلانوز سوریتید (*Neorhipidionina*, *Neotaberina*, *Praerhapydionina*, *Rhabdorites*) میلیولید و تکستولارید مشخص می‌شود.

۲- بخش عمیق رمپ داخلی همراه با روزن‌داران آلوتولینید به همراه نومولیتید که نشان دهنده انتقال به منطقه بعدی است.

۳- بخش کم عمق رمپ میانی که توسط شکل‌های نوع A نومولیتیدها (*Assilina* و *Nummulites*) مشخص می‌شود.

۴- بخش عمیق رمپ میانی که با شکل‌های نوع B نومولیتیدها و دیسکوسیکلینیدها مشخص می‌شود.

نومولیتیدهای عهد حاضر اغلب در محیط‌های مختلف رمپ‌های کربناته غالب هستند (Hohenegger *et al.*, 1999). آلوتولینیدها در رمپ داخلی محافظت شده فراوانند در حالی که نومولیتیدها در گستره وسیعی در پلاتفرم حضور داشته‌اند. نومولیتیدهای فسیلی بزرگ و کشیده، در بخش‌های عمیق‌تر رمپ غالبند یا در طرف رو به دریای پشته‌ها حضور دارند در حالی که شکل‌های صفحه‌ای کوچک همراه با آلوتولینیدها در محیط‌های رمپ داخلی محافظت شده زندگی می‌کنند (Geel, 2000). نومولیتیدهای عدسی شکل در محیط‌های حدواسط حضور دارند (Beavington-Penney, 2004). حضور همزمان نومولیتیدهای کشیده و آلوتولینیدها منعکس‌کننده دو محیط متفاوت انتقال رو به دریای آلوتولینیدها (Adabi *et al.*, 2008) و یا انتقال رو به رمپ داخلی نومولیتیدها می‌باشد (Höntzsch, 2011). همراهی آلوتولینیدها و نومولیتیدها بازتاب اختلاط محیط‌های رمپ میانی و داخلی است (Hohenegger *et al.*, 1999).

۴- تجمع نومولیتید

این تجمع با حضور فراوان نومولیتیدهای بزرگ کشیده، کوچک و صفحه‌ای تشکیل یافته است (بنک نومولیتیدی) که البته گاهی *Assilina*، اجزای اصلی را تشکیل می‌دهد. *Discoicylina* نیز گاهی مشاهده شده است. نومولیتیدهای صفحه‌ای کوچک بازتاب شرایط محیطی مطلوب، در نتیجه سرعت بالا و تولید مثل سریع هستند، اما اندازه کوچک دارند (Hallock & Glenn, 1986)؛ (Beavington-Penney & Racey, 2004).

نومولیتیدهای بزرگ کشیده با شرایط نوری و غذایی نامساعد در بخش‌های عمیق‌تر رمپ سازگاری دارند (Hallock, 1985). تولید مثل سریع، با رشد پیوسته پوسته‌ها جایگزین شده است. حضور همزمان گونه‌های صفحه‌ای کوچک و بزرگ کشیده نشانگر انتقال پس از

اجزای فرعی تکستولاریدها همراه می‌باشد. فراوانی سورتیدها به همراه میلیولیدها و نبود روزن‌داران کشیده بزرگ نشان دهنده محیط بسیار کم عمق لاگون محصور شده در رمپ داخلی است. گونه‌های میلیولیدی عهد حاضر، محیط‌های یوری هالین، کم انرژی و بسترهای نرم را ترجیح می‌دهند (Murray, 1991). حضور روزن‌داران بزرگ بدون منفذ اپی‌فیتیک مانند *Neorhipidionina* و *Peneroplis* نشان دهنده شرایط مزو-الیگوتروفیک در محیط‌های رسوبی کم عمق‌تر است (Robinet *et al.*, 2013). هم‌تاهای امروزی سورتیدهای پالئوژن در محیط‌های صفر تا ۴۰ متری فراوانند (Geel, 2000). وجود این روزن‌داران در بافت و کستون تا پکستون نشانگر محیط کم عمق و کم انرژی در رمپ داخلی است.

۲- تجمع آلوتولینید

تجمع آلوتولینید با حضور عمده روزن‌داران بزرگ میلیولید (مانند آلوتولینا) مشخص می‌شود. این تجمع با میلیولیدهای کوچکتر، سورتیدها (مانند *Orbitolites*) و اجزای فرعی نومولیتیدها (*Nummulites*)، تکستولاریدها (والولینید) و گاهی دانه‌های پلوئید همراه است. بر اساس فراوانی آلوتولینا و *Orbitolites*، این رسوبات در محیط‌های لاگونی پشت بنکی^۴ (Anketell & Mriheel, 2000) و در عمق ۶ تا ۱۰ متری (Cushman *et al.*, 1954) نهشته شده‌اند. این تجمع نشانگر محیط‌های کم عمق دریای باز رمپ داخلی تا بخش بالایی رمپ میانی است که با آشفستگی کم مشخص می‌شود (Höntzsch, 2011).

۳- تجمع نومولیتید - آلوتولینید

این تجمع عمدتاً از نومولیتیدهای عدسی شکل، کوچک و چاق‌تر^۵، *Alveolina*، *Glomalveolina* و اجزای فرعی عمدتاً سورتیدها تشکیل شده است. آلوتولینیدها و

۵- تجمع نومولیتید - دیسکوسیکلینید

این تجمع عمدتاً شامل ارتوفراگمینیدهای بزرگ و کشیده *Discocyclina* و گونه‌های مختلف نومولیتیدها (*Assilina* و *Nummulites*) می‌باشد که گاهی با روزن‌داران پلانکتونیک نیز همراه بوده است.

ارتوفراگمینید و نومولیتیدهای بزرگ کشیده نشان دهنده محیطی در منطقه یوفوتیک تا عمق ۱۳۰ متری است (Zamagni et al., 2008; Cosovic & Drobne, 1995). Trevisani & Papazzoni (1996) دو گونه نومولیتی را شناسایی کردند که در رخساره‌های پایینی و بالایی جریانهای فراچاهنده کم عمق شونده رخ می‌دهند به طوری که فرمهای پهن‌تر در مارنهای قاعده‌ای چرخه و فرمهای چاق‌تر در سنگ آهکهای انتهایی چرخه مربوط به محیط کم عمق‌تر حاضر می‌شوند که این اختلاف به اثرات انرژی آب، شدت نور و بستر نسبت داده شده است. فراوانی *Discocyclina* و وجود میکریست نشان دهنده رسوب‌گذاری در محیط جلوی بنک با انرژی کم تا متوسط است (Henson, 1950). بر اساس نوشته Racey (1995)، *Assilina* و فرمهای کشیده *Discocyclina* در آبهای نسبتاً عمیق (۵۰ تا ۸۰ متری)، در بخشهای باز رمپ زندگی می‌کرده‌اند. حضور فراوان فرمهای کشیده *Discocyclina* نشان دهنده رسوب‌گذاری در منطقه نوری، اما در زیر قاعده اثر امواج (FWWB) است (Beavington-Penney et al, 2005).

۶- تجمع روزن‌داران پلانکتونیک (مربوط به بخش بالایی سازند پابده)

روزن‌داران پلانکتونیک اجزای اصلی تشکیل دهنده این تجمع هستند. میزان بالای فرمهای پلانکتونیک نشان دهنده محیطهای رسوب‌گذاری زیر قاعده اثر امواج است به طوری که برای محیطهای دریایی حاره‌ای، عمق بیشتر از ۱۰۰ متر را نشان می‌دهد که با بخشهای انتهایی رمپ میانی تا رمپ

رسوب‌گذاری شکل‌های رمپ داخلی کم عمق به بخشهای عمیق‌تر رمپ است (Höntzsch, 2011). انباشتهای نومولیتی (یا بنکها) در نهشته‌های کربناته پالئوسن پسین تا الیگوسن پیشین رخ داده است که طی این زمان، نومولیتیدها در پلاتفرم و یا محیطهای رمپ میانی و بیرونی گسترش داشته و در امتداد حواشی تتیس، خاورمیانه و زیرقاره هندوستان غالب بودند (Racey, 2001). بر اساس نوشته Loucks et al. (1998) این نهشته‌ها در محیطهای نسبتاً کم انرژی بین قاعده اثر امواج و قاعده امواج طوفانی تشکیل شده‌اند. نومولیتیدها با داشتن طیف وسیعی از شکل‌های ناشی از آهبردهای تولید مثل (فرمهای جنسی کوچک نوع A و غیرجنسی بزرگ نوع B) و با عوامل محیطی (شدت نور، و شرایط هیدرودینامیکی) که به طور قابل توجهی اندازه، شکل و ضخامت پوسته را کنترل می‌کنند، شناخته شده است (Hallock & Glenn, 1986; Hallock, 1979; Hohenegger et al., 2000).

بنکهای نومولیتی ساختارهایی هستند که تحدب رو به بالا دارند. واژه ساختار بنک اولین بار توسط Arni (1965) و Nemkov (1962) تعریف شد. این بنکها ناحیه محدود شده (محیط پشت بنک) را از دریای باز (محیط جلوی بنک) جدا می‌کند. این مدل برای توالی تاترا در لهستان به سن ائوسن (Kulka, 1985)، توالی ائوسن میانی در مصر (Aigner, 1983) و سازند جدیر در لیبی (Anketell & Mriheel, 2000) پیشنهاد شده است. این انباشتهای نومولیتیدی با بافت پکستون تا وکستون مشخص می‌شود که فرمهای مگالوسفریک (A-form) نسبت به فرمهای میکروسفریک (B-form) بسیار فراوان‌تر است (Jorry, 2004) و با روزن‌داران بزرگ کفزی *Discocyclina* و *Assilina* همراه است (Racey, 2001). شکل‌های بزرگ و کشیده *Assilina* در آبهای عمیق و الیگوفوتیک زندگی می‌کردند (Racey, 1995; Geel, 2000).

خارجی مطابقت دارد (Van Gorsel, Renema, 2006). نشان داده است میزان روزن‌داران پلانکتونیک از حدود ۲۰ درصد در اعماق ۳۰ تا ۱۰۰ متری، بین ۴۰ تا ۸۰ درصد در اعماق ۱۰۰ تا ۲۰۰ متری و بیش از ۹۰ درصد در اعماق بیشتر از ۲۰۰ متر افزایش می‌یابد.

بحث و تفسیر محیط رسوب‌گذاری

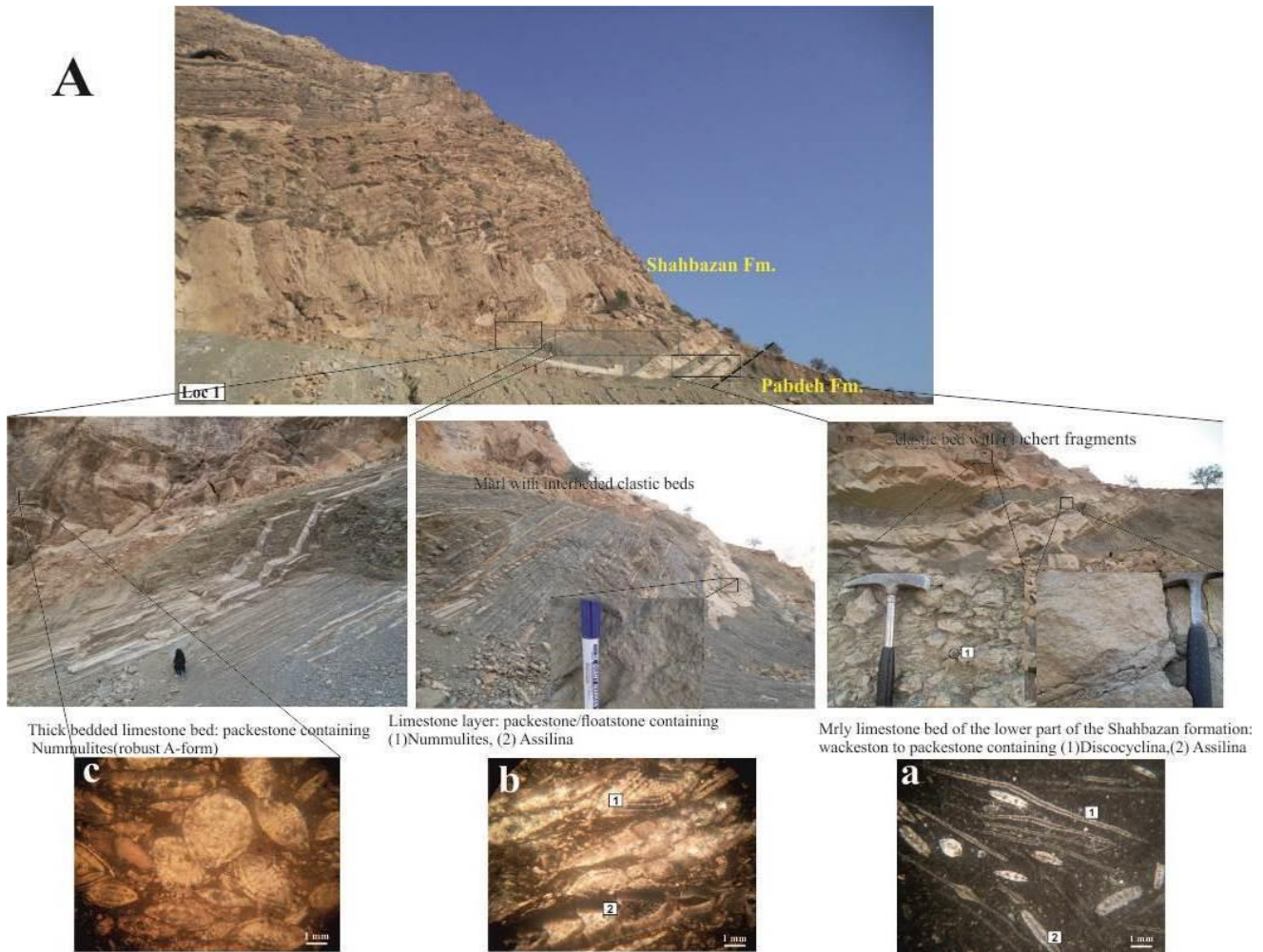
آنالیز اجزای بیوکستی و ترکیب تجمعات روزن‌داران کفزی به شناسایی شش تجمع روزن‌داران منجر شد که می‌تواند به عنوان تجمعات انباشته شده در محیط‌های دریای باز، جلوی بنک، بنک (انباشت) و پشت بنکی تفسیر شود. توزیع تجمعات مختلف شناسایی شده در این برش چینه‌شناسی در شکل‌های ۸ و ۹ نشان داده شده است. رخساره پکستون/فلوتستون نومولیتیدی با فراوانی شکل‌های نوع B و اقلیت نوع A و رخساره پکستون نومولیتیدی با فراوانی فرم‌های نوع A به ترتیب بخش پایینی و بالایی بنک نومولیتی را تشکیل می‌دهند. رخساره همراه با روزن‌داران پلانکتونیک آب‌های عمیق، در مرز تدریجی قاعده توالی (بخش بالایی سازند پابده) دیده شده است که به تدریج به رخساره و کستون - پکستون همراه با نومولیتیدها و دیسکوسیکلینیدهای کشیده قاعده توالی شهبازان تغییر رخساره می‌دهد که این رخساره نیز توسط بنک نومولیتی پوشیده شده است. وجود دیسکوسیکلیناهای کشیده در این رخساره نشان دهنده افزایش در عمق آب است (Beavington-Penney & Racey, 2005). رخساره‌های نومولیتیدی توسط رخساره پکستون همراه با نومولیتید و آلوتولینیدها و این رخساره نیز توسط رخساره *Alveolina* پوشانده شده است. حضور *Alveolina* نشان دهنده نزدیکی مجاورت با محیط لاگونی (پشت بنک) است در حالی که تکستولارید، میلیولید و اربیتولیتسها در محیط‌های محدود شده کم عمق تر انباشته می‌شوند (Racey, 1995).

Anketell & Mriheel (2000) در مطالعه خود از سازند جدیر به این نتیجه رسیدند که رخساره همراه با *Alveolina* و *Orbitolites* در محیط لاگونی پشت بنک انباشته شدند. رخساره و کستون تا پکستون همراه با سوریتیدها و میلیولیدها در بخش بالایی توالی رسوب کرده است. فراوانی سوریتیدها به همراه میلیولیدها و نبود روزن‌داران کشیده بزرگ نشان دهنده محیط بسیار کم عمق لاگون محصور شده در رمپ داخلی است (Murray, 1991). تغییر تدریجی در رخساره‌ها از رسوبات عمیق منطقه نوری به رسوبات کم عمق، در شکل ۸ نشان داده شده است که با مدل رمپ پیشنهاد شده توسط Kulka (1985)، Anketell & Mriheel (2000) و Höntzsch (2011) قابل مقایسه است.

با مقایسه الگوی رسوب‌گذاری این سازند با واحدهای هم‌ارز خود در نواحی جنوبی تر سکوی عربی نظیر سازند سیب در شمال عمان و سازند دمام در عربستان (Racey, 1995; Boukhary et al., 2006) می‌توان نتیجه گرفت که در بین نواحی شمالی (حوضه لرستان) و جنوبی (بخش مرکزی سکوی عربی) خلیج فارس کنونی، ارتباط محیط رسوبی گسترده‌ای وجود داشته است.

مفاهیمی در تغییرات زیستی در تکامل پلاتنورم پالئوژن

پالئوژن، نشانگر عصری در تاریخ زمین است که با تنوع اقلیمی بالا و سازماندهی مجدد صفحات بزرگ قاره‌ای در حوضه مدیترانه مشخص می‌شود. گذر از شرایط گلخانه‌ای اوایل سنوزوئیک به یخچالی اواخر سنوزوئیک، با آشفستگی‌های اقلیمی متعددی مشخص می‌شود که با موجودات و عوامل محیطی مختلفی در شلف‌های حاشیه‌ای (به عنوان مثال، تغییرات رخساره‌ای، تغییر رژیم‌های تغذیه‌ای و اثرات مختلف ایزوتوپ کربن) ثبت می‌شود (Höntzsch, 2011). علاوه بر این، همگرایی ممتد سپر



شکل ۸: A: نمای از مرز پایینی و رخساره‌های سنگی بخش قاعده‌ای سازند شهبازان در برش چناره

طول زمان، رابطه روشنی با برگشتهای محیطی در پالئوژن دارد (Nebelsick *et al.*, 2005). تأثیرات زمانی و زیستی - گذرهای محیطی در طول پالئوژن در مفاهیم زیستی - رسوبی متعددی مطرح شده است.

Hallock *et al.* (1991) اولین مجموعه از رویدادهای تکاملی پالئوژن برای روزن‌داران پلانکتونیک و کفزی بزرگ با توجه به اثرات منابع تغذیه‌ای مختلف در اقیانوسها (زنجیره منبع تغذیه‌ای) را نشان دادند. Brasier (1995) و Hottinger (2001) مفهوم چرخه‌های بلوغ جامعه جهانی (GCMC) را برای روزن‌داران کفزی بزرگ تعریف

عربستان و اوراسیا منجر به فعال شدن مجدد سامانه‌های گسلی قدیمه و ایجاد برشهای عمده‌ای در محیطهای دریایی حاشیه‌ای قلمرو تئیس شده است (Höntzsch, 2011). یک مثال بسیار عالی برای یک محیط بسیار پویا، حوضه زاگرس در شمال شرق تئیس در پالئوژن است. تجزیه و تحلیل دقیق رخساره‌های رسوبات، تأثیر تکامل اقلیمی کوتاه و بلند مدت بر تجمعات کفزیهای کم عمق به ویژه روزن‌داران کفزی بزرگ را نشان می‌دهد (Höntzsch, 2011).

تکامل سیستمهای پلاتنفرم کرناته در پالئوژن به شدت تحت تأثیر حوادث کوتاه و بلند مدت تکتونیک و اقلیمی جهانی است. توزیع کمی و مکانی موجودات سازنده پلاتنفرم در

B



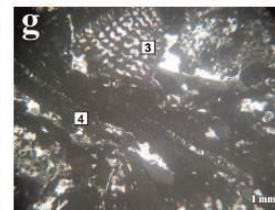
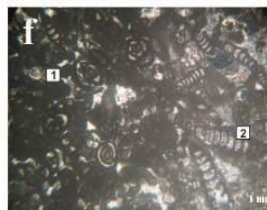
Dolomite layers with inter bedded dolomitic limestone beds with rare quartz and fossils containing *Alveolina*, *textularids*, *miliolids*, *bivalve* and *echinoid* debris



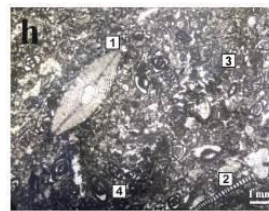
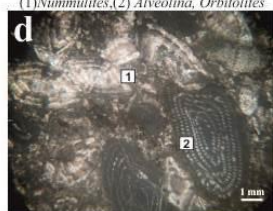
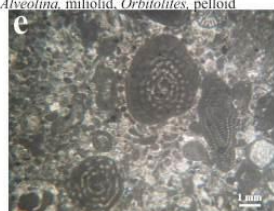
Limestone bed of the upper part of Shahbazan formation: wackestone to packestone containing Miliolids, (1) *Rabdotites malatyaensis*, (2) *Praerhapydionina delicata*, (3) *Dictyoconus indicus*, (4) *Somalina* sp.



Limestone layer, wackestone to packestone containing *Alveolina*, *milioloid*, *Orbitolites*, *pelloid*



Limestone layer of the lower part of Asmari formation: wackestone to packestone containing Miliolids, (1) *Lepidocyclina* sp., (2) *Peneroplis evolutus*, (3) *Peneroplis thomasi*, (4) *Austrorillina asmariensis*

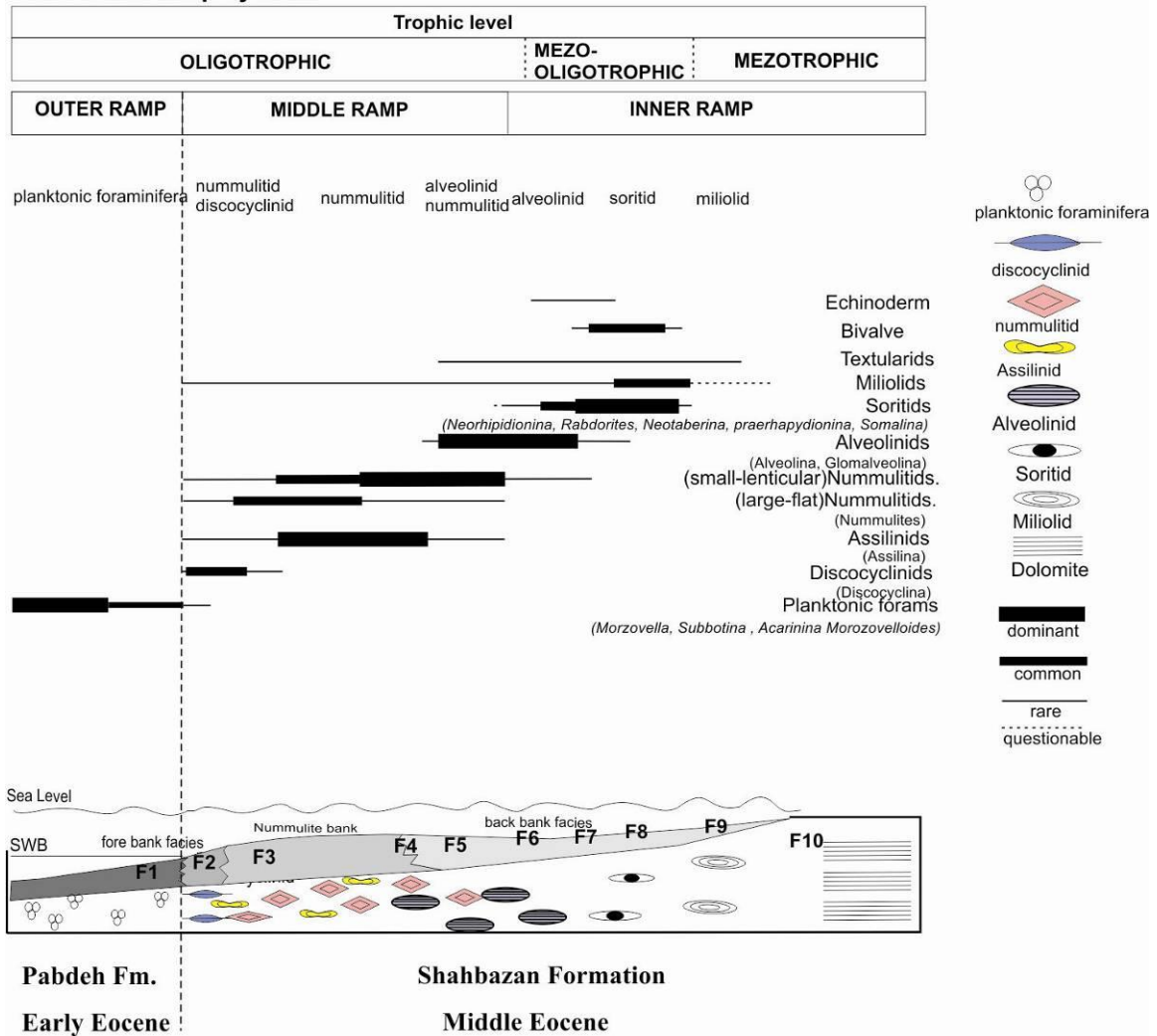


شکل ۸: B) رخساره‌های سنگی بخش میانی و بالایی سازند شهبازان و نمایی از مرز بالایی آن و همچنین رخساره سنگی بخش قاعده‌ای سازند آسماری در برش چناره.

ایپریزین میانی تا بارتونین افزایش داشته است (چهارمین مرحله از GCMC در نوشته Hottinger, 2001). تشکیل و تکامل سیستم‌های پلاتفرم به شدت توسط تغییرات سطح دریا و فعالیت ایالتهای تکتونیکی مجاور کنترل می‌شود (Everts, 1991). سیستم‌های پلاتفرم کربناته نشان دهنده یک نمونه عالی از آرشیو رسوبات قدیمه هستند که اطلاعات مهمی را در رابطه با بازسازی حاشیه‌های قاره ای ارائه می‌دهند. تکامل پلاتفرم تحت تأثیر و کنترل فرآیندهای مختلف از جمله تنوع اقلیمی جهانی و منطقه‌ای، تکتونیک جهانی و منطقه‌ای، نوسانات جهانی سطح دریا و حکومت در حال تغییر موجودات پلاتفرم در طی زمان است (Höntzsch, 2011). مشکل اصلی در رابطه با بازسازی پلاتفرم کم عمق، قرار گرفتن مکرر در معرض

نموده‌اند. بر این اساس، تکامل روزن‌داران کفزی بزرگ را می‌توان در چهار (به باور Brasier) یا پنج (به باور Hottinger) مرحله افزایش سازگاری با محیط زیست و بهبود راهبرد زندگی طبقه‌بندی کرد. هر دو محقق نشان دادند که هر GCMC با یک انقراض گروهی خاتمه یافته است. مطالعه بر روی پلاتفرم کربناته ائوسن، در منطقه مورد مطالعه در جنوب شرق حوضه لرستان، تأثیر حوادث هایپرترمال پس از PETM را نشان می‌دهد که رویدادهای کوچکی بودند، اما احتمالاً با یک اوج در تنوع روزن‌داران بزرگ دارای راهبرد ^{40}K همراه بوده است. علاوه بر آن اندازه روزن‌داران کفزی بزرگ به طور قابل توجهی از

Carbonate ramp system



شکل ۹: توزیع نیمه کمی تجمعات روزن داران مهم و رخساره‌های تشکیل دهنده توالی ائوسن پیشین و میانی در منطقه مورد مطالعه

پسین زنده مانده‌اند (از جمله فرمهای *Discocyclina* و *Nummulites* پالئوژن زیرین در نوشته Hallock et al., 1991; Prothero, 2003). با نبود رسوبی طولانی (ائوسن پسین تا انتهای الیگوسن پیشین)، توالی آسماری به سن الیگوسن پسین (شاتین) با ایجاد جایگاه جدید تکامل روزن داران کفزی بزرگ امروزی (لپیدوسیکلیندها، میوژپیسیندها، پنروپلیدها، سوریتیدها مانند *Archias*) و گسترش کند فونای مرجانی تئیس همراه بوده است به طوری که شرایط مزواتوتروفیک اقیانوسها به زیستگاه‌های الیگوتروفیک تغییر یافت (Hallock et al., 1991).

هوای پایین آمدگیهای سطح دریاست که به فرسایش، کارستی شدن و وقفه مهم در پلاتفرم منجر می‌شود. جدا شدن اقلیمی و تکتونیکی قطب جنوب در اواخر ائوسن - اوایل الیگوسن به افت گسترده دما و شروع توسعه صفحات یخی در قطب جنوب منجر شده است (یخچال زایی Oi-1 در نوشته Zachos et al., 2001; Eldrett et al., 2009). سردشدگی ممتد، با جریانات قوی اقیانوسی و افزایش فراچاهندگی همراه بوده است (Hallock et al., 1991). این وقفه محیطی و اقلیمی به انقراض روزن داران کفزی بزرگی منجر شده که در حادثه سردشدگی ائوسن میانی /

نتیجه‌گیری

رسوبات سازند شهبازان در برش مورد مطالعه ۳۰۵ متر ضخامت داشته و عمدتاً شامل سنگ آهک، سنگ آهک‌های دولومیتی با میان لایه‌های دولومیتی می‌باشد. این سازند به صورت پیوسته و هم‌شیب بر روی مارن‌های سازند سازند پابده و به صورت هم‌شیب و ناپیوسته در زیر سنگ آهک‌های سازند آسماری قرار گرفته است. بر اساس مطالعه و شناسایی روزن‌داران کفزی و انطباق آنها با زونهای زیستی تشخیص داده شده، سن سازند شهبازان در برش مورد مطالعه ائوسن میانی (لوتین - بارتونین) تعیین گردید. تغییرات تدریجی حوضه رسوبی در توالی عمودی و نرخ رسوب‌گذاری زیاد و وجود روزن‌داران مختلف مربوط به

بخشهای متفاوت حوضه باعث شده تا بتوان رخساره‌های گوناگون بر اساس تنوع روزن‌داران و تغییرات عمقی آب در توالی رسوبی را پیش‌بینی کرد. بر این اساس شش تجمع از روزن‌داران شناسایی شد که این تجمعات از بخش ژرف که حاوی روزن‌داران پلانکتونی است (تجمع ۱ در سازند پابده) به طرف بخشهای کم ژرفا (سازند شهبازان) به ترتیب شامل تجمع دیسکوسیکلینید - نومولیتید، تجمع نومولیتید، تجمع نومولیتید - آلئولینید، تجمع آلئولینید و تجمع سوریتید - میلیولید است. به این دلیل می‌توان در سازند شهبازان یک چرخه بزرگ پس‌رونده را در نظر گرفت که از سازند پابده شروع شده و به مرز سازند آسماری ختم شده است.

منابع

- بختیاری، س.، ۱۳۸۴. اطلس راه‌های ایران با مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰۰. مؤسسه جغرافیایی و کارتوگرافی گیتاشناسی، ۲۸۸ ص.
- خسروتهرانی، خ.، افقه، م.، احمدی، و.، ۱۳۸۴. مطالعه میکروبیواستراتیگرافی و میکروفاسیس سازند جهرم در شمال و جنوب شرق شیراز. زمین‌شناسی کاربردی، ۳: ۶۳-۷۱.
- خلیلی، ۱۹۷۰، پالئولاگک چاه بوشهر ۳. مدیریت اکتشاف شرکت ملی نفت ایران.
- طهماسبی سروستانی، ۱۳۸۵. پالئولاگک چاه کوتاه ۱. مدیریت اکتشاف شرکت ملی نفت ایران.
- عبدی، ا.، آدابی، م.ح.، ۱۳۸۸. پتروگرافی انواع دولومیتها، بررسی دیاژنز، مرز احتمالی سازند شهبازان - آسماری و تفکیک رخساره‌ها بر اساس ویژگیهای ژئوشیمیایی دولومیکرایتها، شواهد پتروگرافی و روشهای آماری در برش دارابی (جنوب غرب ایران). پژوهشهای چینه‌نگاری و رسوب‌شناسی، ۳۶ (۱): ۸۱-۱۰۰.
- مدنی، آسمانی، ۱۳۸۳. پالئولاگک چاه خشت ۱، مدیریت اکتشاف شرکت ملی نفت ایران.
- مطیعی، ه.، صادقیان، ع.، پاریزی، م.، کیوانی، ف.، ۱۳۷۷. گزارش مطالعات زمین‌شناسی منطقه لرستان، جلد اول. مدیریت اکتشاف شرکت ملی نفت ایران، گزارش ۱۹۰۷: ۱-۹۱.
- مطیعی، ه.، ۱۳۷۲. زمین‌شناسی ایران: چینه‌شناسی زاگرس. سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۱۳۶ ص.
- معلمی، ع.، آدابی، م.ح.، صادقی، ع.، ۱۳۸۸. تفسیر تاریخچه رسوب‌گذاری سازند جهرم در ناحیه بوشهر بر مبنای روزن‌داران کفزی و ایزوتوپ استرانسیم. فصلنامه علوم زمین، ۷۴: ۱۷۶-۱۶۹.
- 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.

- Aigner, T., 1983. Facies and origin of nummulitic build-ups: an example from the Giza Pyramids Plateau (Middle Eocene, Egypt). *Neues Jahrbuch Geology und Paleontology*, 166: 347-368.
- Alavi, M., 2004. Regional stratigraphy of the Zagros fold-thrust belt of Iran and its proforeland evolution. *American Journal of Science*, 304: 1-20.
- Anketell, J.M., & Mriheel, I.Y., 2000. Depositional environment and diagenesis of the Eocene Jdeir Formation, Gabes-Tripoli Basin, western offshore, Libya. *Journal of Petroleum Geology*, 23 (4): 425-447.
- Arni, P., 1965. L'evolution des Nummulitinae en tant que facteur de modification des depots littoraux. Coloque International de Micropaleontologie (Daker). *Bureau de Recherches Géologiques et Minières Memoir*, 32: 7-20.
- Beavington-Penney, S.J., Wright, V.P., & Racey, A., 2005. Sediment production and dispersal on a foraminifera-dominated Early Tertiary ramp: the Eocene El Garia Formation, Tunisia. *Sedimentology*, 52: 537-569.
- 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.
- Berggren, W.A., & Pearson, P., 2005. A revised tropical to subtropical Paleogene planktonic foraminiferal zonation. *Journal of Foraminiferal Research*, 35 (4): 279-298.
- Berggren, W.A., & Pearson, P., 2006. Tropical to subtropical planktonic foraminiferal zonation of the Eocene and Oligocene. *Cushman foundation special publication*, 41: 29-40.
- Berggren, W.A., Kent, D.V., Swisher, C.C., & Aubry, M.P., 1995. A revised Cenozoic geochronology and chronostratigraphy. In: Berggren, W.A., Kent, D.V., Swisher, C.C., III, Aubry, M.P., & Hardenbol, J., (eds.), Geochronology, Time Scales and Global Stratigraphic Correlation. *Society for Sedimentary Geology Special Publication*, 54: 129-212.
- Boukhary, M., Abdelghany, O., Bahr, S., & Hussein-Kamel, Y., 2006. Upper Eocene larger foraminifera from the Dammam Formation in the border region of United Arab Emirates and Oman. *Micropaleontology*, 51 (6): 487-504.
- Brasier, M.D., 1995. Fossil indicators of nutrient levels. 2: Evolution and extinction in relation to oligotrophy. *Geological Society of London, Special Publications*, 83: 133-150.
- Braud, J., 1987. La suture du Zagros au niveau de Kermanshah (Kurdistan iranien): reconstitution paléogéographique, évolution géodynamique, magmatique et structurale. *Ph.D thesis, Université ParisSud*, Paris, p.489
- Burchette, T.P., & Wright, V.P., 1992. Carbonate ramp depositional systems. *Sediment Geology*, 79: 3-57.
- Buxton, M.W.N., & Pedley, H.M., 1989. A standardised model for Tethyan Tertiary carbonate ramps. *Journal of Geological Society of London*. 146: 746-748
- Chaproniere G.C.H., 1975. Palaeoecology of Oligo-Miocene larger foraminiferida, Australia. *Alcheringa*, 1: 37-58
- Cosovic, V., & Drobne, K., 1995. Palaeoecological significance of morphology of orthophragminids from the Istrian Peninsula. *Geobios*, 18: 93-99.
- Cushman, J.A., Todd, R., & Post, R.J., 1954. Recent Foraminifera of the Marshall Islands: Bikini and nearby atolls. pt. 2, Oceanography (biologic). *Professional papers U.S. Geological Survey*, 260 (H): 319-384.
- Eldrett, J.S., Greenwood, D.R., Harding, I.C., & Huber, M., 2009. Increased seasonality through the Eocene to Oligocene transition in northern high latitudes. *Nature*, 459: 969-973.
- Everts, A.J.W., 1991. Interpreting compositional variations of calciturbidites in relation to platform stratigraphy: an example from the Paleogene of SE Spain. *Sedimentary Geology*, 71: 231-242.
- Farzipour-Saein, A., Yassaghi, A., Sherkati, S., & Koyi, H., 2009. Basin evolution of the Lurestan region in the Zagros fold-and-thrust belt, Iran. *Journal of Petroleum Geology*, 32: 5-19.

- Fermont W.J.J., 1982. Discocyclinidae from Ein Avedat (Israel). *Utrecht Micropaleontology Bulletin*, 27: 1-173.
- Geel, T., 2000. Recognition of stratigraphic sequences in carbonate platform and slope deposits: Empirical models based on microfacies analysis of Palaeogene deposits in southeastern Spain. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 155: 211-238.
- Hallock, P., & Glenn, E.C., 1986. Larger foraminifera: a tool for paleoenvironmental analysis of Cenozoic carbonate depositional facies. *Palaios*, 1: 55-64.
- Hallock, P., 1979. Trends in test shape with depth in large, symbiont-bearing foraminifera. *Journal of Foraminiferal Research*, 9: 61-69.
- Hallock, P., 1985. Why are larger foraminifera large? *Paleobiology*, 11: 195-208.
- Hallock, P., 1988. Diversification in algal symbiont-bearing Foraminifera: a response to oligotrophy. *Revue de Paléobiologie*, 2: 789-797.
- Hallock, P., Premoli Silva, I., & Boersma, A., 1991. Similarities between planktonic and larger foraminiferal evolutionary trends through Paleogene paleoceanographic changes. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 83 (1-3): 49-64.
- Henson, F.R.S., 1950. Cretaceous and Tertiary reef formation and associated sediments in Middle East. *American Association of Petroleum Geologists*, 34: 215-238.
- Hohenegger, J., Yordanova, E., & Hatta, A., 2000. Remarks on west Pacific Nummulitidae Foraminifera. *Journal of Foraminiferal Research*, 30: 3-28.
- Hohenegger, J., Yordanova, E., Nakano, Y., & Tatzreiter, F., 1999. Habitats of larger foraminifera on the upper reef slope of Sesoko Island, Okinawa, Japan. *Marine Micropaleontology*, 36: 109-168.
- Homke, S., 2007. Timing of shortening and uplift of the Pusht-e-Kuh arc in the Zagros a combined magnetostratigraphy and fold-and-thrust belt (Iran) apatite thermochronology analysis. *Ph.D thesis, Universitat de Barcelona*, 195 p.
- Homke, S., Vergés, J., Garcés, M., Emami, H., & Karpuz, R., 2004. Magnetostratigraphy of Miocene-Pliocene Zagros foreland deposits in the front of the Push-e Kush Arc (Lurestan Province, Iran). *Earth and Planetary Science Letters*, 225: 397- 410.
- Höntzsch, S., 2011. Palaeogene carbonate platforms under climatic and Tectonic stress – case studies from Egypt and Spain. *Ph.D thesis, University of Bremen, Department of Geosciences*. 161 p.
- Hottinger L., 1983. Processes determining the distribution of larger foraminifera in space and time. *Utrecht Micropaleontology Bulletin*, 30: 239-253.
- Hottinger L., 2007. Revision of the foraminiferal genus *Globoreticulina* RAHAGI 1978, and of its associated fauna of larger foraminifera from the late Middle Eocene of Iran. *Carnets de Géologie / Notebooks on Geology*, Brest, Article 2007/06 (CG2007-A06): 1-51.
- Hottinger, L., 2001. Learning from the past? In: Box, E., & Pignatti, S., (ed.), Volume IV: The living world, Part Two. *Academic Press*, San Diego, pp. 449-477.
- Hottinger, L., 1960. Recherches sur les Alvéolines du Paléocène et de l'Eocène. *Mémoires suisses de Paléontologie*, 75-76: 1-243.
- James, G.A., & Wynd, J.G., 1965. Stratigraphic Nomenclature of Iranian Oil Consortium Agreement Area. *Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists*, 49: 2182-2245.
- Jones, R.W. & Racey, A., 1994. Cenozoic stratigraphy of the Arabian Peninsula and Gulf. In: Simmons, M.D., (ed.), *Micropalaeontology and hydrocarbon exploration in the Middle East*. *Chapman & Hall*, London, pp. 273-306.
- Jorry, S., 2004. The Eocene Nummulite Carbonates (Central Tunisia and NE Libya), Sedimentology, Depositional Environments and Application to Oil Reservoir. *Ph.D. thesis, Université De Geneve*. 226 p.

- Kulka, A., 1985. Sedimentological model in the Tatra Eocene. *Kwartalnik Geologiczny*, 29 (1): 31-64.
- Loucks, R.G., Moody, R.T.J., Bellis, J.K., & Brown, A.A., 1998. Regional depositional setting and pore network systems of the El Garia Formation (Metlaoui Group, lower Eocene), offshore Tunisia. In: MacGregor, D.S., Moody, R.T.J., & Clark-Lowes, D.D. (eds.), *Petroleum Geology of North Africa. Geological Society of London, Special Publication*, 132: 355-374.
- Murray, J.W., 1991. Ecology and distribution of benthonic foraminifera. In: Lee, J.J., & Anderson, R.O., (eds.), *Biology of Foraminifera. Academic Press*, London, pp. 221-284.
- Nebelsick, J., Rasser, M., & Bassi, D., 2005. Facies dynamics in Eocene to Oligocene circumalpine carbonates. *Facies*, 51: 197-217.
- Nemkov, G.I., 1962. Remarks on the palaeoecology of Nummulites. *Micropaleontology*, 6: 64-72.
- Nolan, S.C., Skelton, P.W., Clissold, B.P., & Smewing, J.D., 1990. Maastrichtian to early Tertiary stratigraphy and palaeogeography of the central and northern Oman Mountains. In: Robertson, A.H.F., Searle, M.P., & Ries, A.C., (eds.), *The geology and tectonics of the Oman region. Geological Society of London, Special Publication*, 49: 495-519.
- Pearson, P.N., Olsson, R.K., Huber, B.T., Hemleben, C., & Berggren, W.A., 2006. Atlas of Eocene planktonic foraminifera. *Cushman Foundation Special Publication*, 41: 1-513.
- Premoli-Silva, I., Rettori, R., & Verga, D., 2003. Practical Manual of Paleocene and Eocene Planktonic Foraminifera. *University of Perugia*, 152 p.
- Prothero, D.R., 2003. Chronostratigraphy of the Pacific Coast marine Eocene-Oligocene transition. In: Prothero, D.R., Ivany, L.C., & Nesbitt, E.A., (eds.), *From Greenhouse to Icehouse: The Marine Eocene-Oligocene Transition. Columbia University Press*, New York, pp. 1-12.
- Racey, A., 1995. Palaeoenvironment significance of larger foraminiferal biofabrics from the Middle Eocene Seeb Limestone Formation of Oman: Implication for petroleum exploration. In: Al-Husseini, M.I. (ed.), *Middle East Petroleum Geosciences conference, GE0'94, Gulf-Petrolink*, Bahrain, 2: 793-810.
- Racey, A., 2001. A review of Eocene Nummulite Accumulations: Structure, formation and reservoir potential. *Journal of Petroleum Geology*, 24 (1): 79-100.
- Renema, W., 2006. Large benthic foraminifera from the deep photic zone of a mixed siliciclastic carbonate shelf off East Kalimantan, Indonesia. *Marine Micropaleontology*, 58: 73-82.
- Robinet, J., Razin, P., Serra-Kiel, J., Gallardo-Garcia, A., Leroy, S., & Roger J., 2013. The Paleogene pre-rift to syn-rift succession in the Dhofar margin (northeastern Gulf of Aden): Stratigraphy and depositional environments. *Tectonophysics*, 607: 1-16.
- Schaub, H., 1981. Nummulites et Assilines de la Tethys paléogène. Taxinomie, phylogénese et biostratigraphie. *Mémoires suisses de Paléontologie*, 104-105: 1-236.
- Serra-Kiel, J., Hottinger, L., Caus, E., Drobne, K., Ferràndez, C., Jauhri, A.K., Less, G., Pavlovec, R., Pignatti, J., Samsó, J.M., Schaub, H., Sirel, E., Strougo, A., Tambareau, Y., Tosquella, J., & Zakrevskaya, E., 1998. Larger foraminiferal biostratigraphy of the Tethyan Palaeocene and Eocene. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 169 (2): 281-299.
- Trevisani, E., & Papazzoni, C.A., 1996. Paleoenvironmental control on the morphology of *Nummulites fabianii* in the Late Priabonian parasequences of the Mortisa Sandstone (Venetian Alps, northern Italy). *Rivista Italiana Paleontologia Stratigrafia*, 102: 263-366.
- 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 Publication*, 329: 219-263.
- Van Gorsel, J.T., 1988. Biostratigraphy in Indonesia: Methods, pitfalls and new directions. *Proceedings of the Indonesia Petroleum Association*, pp. 275-300.

- Wefer, C., Killingley, J.S., & Lutze, G.F., 1981. Stable isotopes in recent larger Foraminifera. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 33: 253-270.
- Zachos, J., Pagani, M., Sloan, L., Thomas, E., & Billups, K., 2001. Trends, rhythms, and aberrations in global climate 65 Ma to present. *Science*, 292: 686-693.
- Zamagni, J., Mutti, M., & Kosir, A., 2008. Evolution of shallow benthic communities during the Late Paleocene-earliest Eocene transition in the Northern Tethys (SW Slovenia). *Facies*, 54: 25-43.

Larger benthic foraminifera from Middle Eocene Shahbazan succession at the Kuh-e-Chenareh Anticline, SE Lurestan Basin

Zabihi Zoeram, F. ^{1*}, Vahidinia, M. ², Sadeghi, A. ³, Amiri Bakhtiar, H. ⁴, Mahboubi, A. ⁵

1- PhD Student in Stratigraphy & Paleontology, Department of Geology, Faculty of Sciences, Ferdowsi University of Mashhad, Mashhad, Iran

3- Associate Professor, Department of Geology, Faculty of Science, Ferdowsi University of Mashhad, Mashhad, Iran.

3- Professor, Geology Department, Faculty of Science, Shahid Beheshti University, Tehran, Iran

4- National Iranian South Oil Company (NISOC), Iran, Ahvaz, Iran

5- Professor, Department of Geology, Faculty of Sciences, Ferdowsi University of Mashhad, Mashhad, Iran

*E-mail: Vahidinia@ferdowsi.um.ac.ir

Introduction

Zagros foreland basin in Iran on the basis of sedimentary history is divided into five provinces including Lurestan, Fars, Zagros, Dezful embayment and Izeh Zone (Farzipour-Saein *et al.* 2009). In northeast Lurestan, the exposure of Mesozoic-Cenozoic stratigraphic column consists of about 4-5 km of pre-orogenic strata and about 6 km of synorogenic deposits. The Mesozoic pre-orogenic succession is mainly composed of passive margin carbonate units. The overlying synorogenic deposits include, from bottom to top, the Amiran-Kashkan detrital sequence, the Shahbazan-Asmari shallow-marine platforms, the Gachsaran evaporitic Formation, and the Agha Jari and Bakhtyari detrital formations.

Materials and Methods

In order to determine the age and paleoenvironment of the Shahbazan Formation, one surface section measured and sampled at the Kuh e Chenareh anticline. Chenareh stratigraphic section is located near the last tunnel of the Khorramabad – Andimeshk road about 5 km east of Zal city, at 32°47'N, 48°18'E.

Results

We have identified 20 genera and 26 species of larger foraminifera in the studied sediments of the Shahbazan Formation. In the study area, four foraminiferal assemblages identified ascribed to the Shahbazan Formation span time with the Lutetian–Bartonian (SBZ13-SBZ18?) age according to Serra-Kiel *et al.* (1998).

The following six foraminiferal assemblages are arranged on a palaeobathymetric profile, ranging from the shallow-marine inner ramp to the deep-marine basin including: (1) soritid-miliolid assemblage, (2) alveolinid assemblage, (3) nummulitid-alveolinid assemblage, (4) nummulitid assemblage, (5) nummulitid-discocyclinid assemblage and (6) planktic foraminifera assemblage. The transitions between the individual foraminiferal assemblages are gradual and occasionally interfere with each other.

Discussion

The modal analyses of the bioclastic components and composition of foraminifera assemblages allowed six facies (assemblages) to be recognised. These facies can be interpreted as having accumulated in open marine, fore-bank, bank and lagoonal environments (back bank setting). The nummulitic packestone/flotestone with abundant B-forms and minor A-forms and the nummulitic packestone with abundant A-forms and minor B-forms dominates in the lower and upper part of the bank, respectively. The Discocyclinid-Nummulitid facies is observed at the basal parts of the section. The presence of elongate Discocyclina in this facies may reflect an increase in water depth, although they may also be allochthonous (Beavington-Penney and Racey, 2005). The *nummulites* facies overlain by nummulitid-alveolinid packestone facies and this facies also overlain by alveolinid facies. Anketell and Mriheel (2000) in their study of the Jdeir Formation infer that the *orbitolites-alveolina* facies accumulated in a back-bank lagoonal setting. Wackeston-packestone facies with soritids and miliolids accumulated in the uppermost parts of this formation. The gradual variations in facies from shallow to deep photic zone deposits in this succession is more compatible with a suggested ramp model by

Anketell and Mriheel (2000) and Höntzsch (2011). This model (in the northern areas of the Lurestan basin), in comparison with their counterparts in the most southern parts of the Arabic platform (Seeb Formation in the north of Oman and Dammam Formation in Saudi) (Boukhary *et al.*, 2006), shows that there is a broad correlation between these sedimentary environments.

Keywords: Lurestan Basin; Shahbazan Formation; larger benthic foraminifera; paleoenvironment; ramp.

References

- Anketell, J.M., & Mriheel, I.Y., 2000. Depositional environment and diagenesis of the Eocene Jdeir Formation, Gabes-Tripoli Basin, western offshore, Libya. *Journal of Petroleum Geology*, 23 (4): 425–447.
- Beavington-Penney, S.J., Wright, V.P., & Racey, A., 2005. Sediment production and dispersal on a foraminifera-dominated Early Tertiary ramp: the Eocene El Garia Formation, Tunisia. *Sedimentology*, 52: 537-569.
- Boukhary, M., Abdelghany, O., Bahr, S., & Hussein-Kamel, Y., 2006. Upper Eocene larger foraminifera from the Dammam Formation in the border region of United Arab Emirates and Oman. *Micropaleontology*, 51 (6): 487-504.
- Farzipour-Saein, A., Yassaghi, A., Sherkati, S., & Koyi, H., 2009. Basin evolution of the Lurestan region in the Zagros fold-and-thrust belt, Iran. *Journal of Petroleum Geology*, 32: 5-19.
- Höntzsch, S., 2011. Palaeogene carbonate platforms under climatic and Tectonic stress – case studies from Egypt and Spain. Ph.D thesis, University of Bremen, Department of Geosciences. 161 p.
- Serra-Kiel, J., Hottinger, L., Caus, E., Drobne, K., Ferràndez, C., Jauhri, A.K., Less, G., Pavlovec, R., Pignatti, J., Samsó, J.M., Schaub, H., Sirel, E., Strougo, A., Tambareau, Y., Tosquella, J., & Zakrevskaya, E., 1998. Larger foraminiferal biostratigraphy of the Tethyan Palaeocene and Eocene. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 169 (2): 281-299.