Archive of SID

Sedimentary Facies
Spring/Summer 2015, 8 (1): 43-58

نشریه علمی ـ پژوهشی رخساره‌های رسوبی
بهار و تابستان ۱۳۹۴، ۸ (۱): ۴۳-۵۸

زیست چینه نگاری و دیرینه بوم شناسی سازندآسماری در یال جنوبی تاقدیس کوه سیاه و تطابق آن با نواحی مجاور

مژگان زارع[۱*]، حسین وزیری مقدم[۲]، عزیزالله طاهری[۳]، علی غبیشاوی[۴]

۱ـ کارشناس ارشد چینه شناسی و فسیل شناسی دانشگاه اصفهان، اصفهان، ایران

۲ـ استاد گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه اصفهان، اصفهان، ایران ۳ـ استاد دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود، شاهرود، ایران

۴ـ معاونت زمین شناسی، شرکت ملی مناطق نفت خیز جنوب، شرکت ملی نفت ایران، اهواز، ایران

*پست الکترونیک: m.zare201188@yahoo.com

تاریخ دریافت: ۹۲/٤/۱۳ تاریخ پذیرش: ۹۲/۱۰/٤

چکیده

در این پژوهش، چینه‌نگاری زیستی و دیرینه بوم شناسی سازند آسماری در یال جنوبی تاقدیس کوه سیاه مورد مطالعه قرار گرفته است. سازند آسماری در برش مورد مطالعه ۲۱۴/۵ متر ضخامت داشته و متشکل از سنگ آهکهای ضخیم، متوسط تا نازک لایه با میان لایه‌هایی از سنگ آهک مارنی، سنگ آهک دولومیتی، مارن و دولومیت می‌باشد. در این مطالعه ۲۳ جنس و ۲۰ گونه از روزن‌داران کف‌زی مورد شناسایی قرار گرفتند و بر اساس پخش و پراکندگی آنها سه بایوزون تجمعی به سنهای شاتین پسین، آکیتانین و بوردیگالین تعیین گردیدند. اجتماعات زیستی شناسایی شده نشان می‌دهد سازند آسماری در ناحیه مورد مطالعه در شرایط حاره‌ای تا نیمه حاره‌ای و الیگوتروفیک تا مزوتروفیک نهشته شده و با اجتماع فتوزوئن مطابقت دارد. همچنین با توجه به ماهیت بوم شناختیی مرجانهای همزیست‌دار که در این زمان قادر به ایجاد ساختمانهای مقاوم ریف در برابر امواج نبوده‌اند، اجتماعات هتروزوئن گسترده تشکیل شده‌اند. بر اساس تجمعات فونی، سازند آسماری در آبهایی با شوری متفاوت (شوری نرمال تا هیپرسالین) نهشته شده است.

واژه‌های کلیدی: دیرینه بوم شناسی؛ چینه نگاری زیستی؛ روزن داران کف زی؛ سازند آسماری.

مقدمه

سازند آسماری اولین سنگ مخزن کربناته شناخته شده در جهان و بزرگترین سنگ مخزن نفت در حوضه رسوبی زاگرس است. به همین دلیل مطالعات گسترده‌ای بر روی این سازند انجام گرفته است. در برش الگو واقع در تنگ گل ترش در دامنه جنوب غربی کوه آسماری، این سازند ۳۱۴ متر ضخامت دارد و از سنگ آهکهای کرم تا قهوه‌ای رنگ تشکیل شده است (مطیعی، ۱۳۸۲). در سالهای اخیر زیست چینه نگاری این سازند توسط Thomas (1948)، Wynd (1965)، Adams & Burgeois (1967)، Amirshahkarami *et al.* (2007)، Ehrenberg *et al.* (2007)، van Buchem *et al.* (2010)، Vaziri-Moghaddam *et al.* (2010)، Allahkarampour Dill

www.SID.ir

Archive of SID

Rahmani *et al.* (2010)، Rahmani *et al.* (2012)، کلنات و همکاران (۱۳۸۹) و ... و محیط رسوبی و چینه نگاری سکانسی آن توسط van Buchem *et al.* (2010) Vaziri-Moghaddam *et al.* (2010, 2011)، ... و دیرینه بوم شناسی آن توسط کلنات و همکاران (۱۳۸۹)، Mossadegh *et al.* (2009)، Rahmani et., al. (2009) و Allahkarampour Dill *et al.* (2012) در مناطق مختلف زاگرس انجام گرفته است.

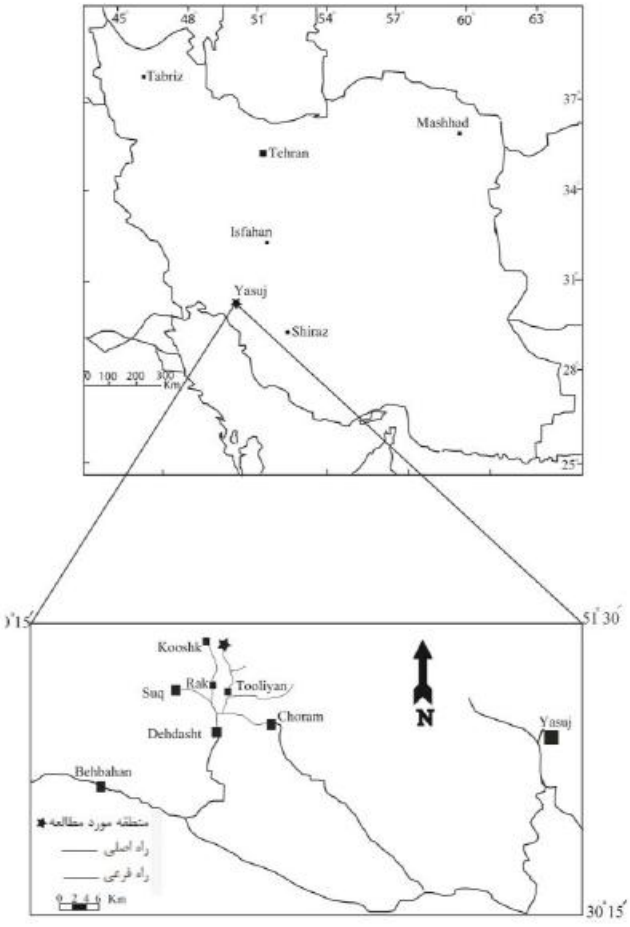
هدف این مطالعه، بررسی دقیق زیست رخساره‌ای بر اساس روزنداران کف‌زی و سنگ شناسی سازند آسماری در برش تاقدیس کوه سیاه می‌باشد. همچنین، به کمک انطباقی که بین تعیین سن ایزوتوپ استرونسیوم و فونای این سازند توسط Laursen *et al.* (2009) صورت گرفته، بایوزوناسیون توالی مورد مطالعه ارائه گردیده است.

موقعیت جغرافیایی و راههای دسترسی به منطقه مورد مطالعه

برش مورد مطالعه سازند آسماری در یال جنوبی تاقدیس کوه سیاه در ۱۶/۵ کیلومتری شمال شهرستان دهدشت در استان کهکیلویه وبویراحمد با مختصات جغرافیایی "8.92 '54 °30 شمالی و "34.37 '35 °50 شرقی واقع شده است. این برش از طریق جاده دهدشت ـ طولیان در نزدیکی روستای هیگون قابل دسترسی می‌باشد (شکل۱).

روش مطالعه

در مرحله نخست برش فوق در صحرا مورد بررسی قرار گرفت و با توجه به ویژگیهای رخساره‌ای، ۱۲۷ نمونه با فاصله تقریبی ۲ متر برداشت گردید. جهت انجام مطالعات زیست‌چینه‌نگاری و دیرینه بوم شناسی مقاطع نازک از نمونه‌های سنگی تهیه و مورد بررسی دقیق میکروسکپی قرار گرفتند.



شکل۱: موقعیت جغرافیایی و راههای دسترسی به منطقه مورد مطالعه. (برگرفته از بختیاری، ۱۳۸٤).

زیست چینه نگاری سازند آسماری در یال جنوبی تاقدیس کوه سیاه

در این مطالعه ۲۳ جنس و ۲۰ گونه شناسایی گردیده (شکل۲) و پراکندگی آنها در شکل ۳ نمایش داده شده است. بر اساس پخش و پراکندگی عمودی این روزنداران، سه بایوزون تجمعی تشخیص داده شده است (شکل۳). تعیین سن بایوزونها بر اساس الگوی بایوزوناسیون ارائه شده توسط Laursen *et al.* (2009) و van Buchem *et al.* (2010) صورت گرفته است. این بایوزونها به ترتیب عبارتند از:

تجمع فونی ۱: این بایوزون تجمعی از قاعده سازند تا ضخامت ۵۶ متری مشاهده شده و شامل ۱۴ جنس و ۷ گونه به شرح زیر می باشد:

www.SID.ir

Archive of SID

Operculina **sp.**, *Operculina* **cf.** *complanata*, *Operculina complanata*, *Elphidium* **sp.**, *Lepidocyclina* **sp.**, *Spiroclypeus blankenhorni*, *Spiroclypeus* **sp.**, *Nephrolepidina tournoueri*, *Miogypsina* **sp.**, *Ditrupa* **sp.**, *Nephrolepidina* **sp.**, *Nephrolepidina marginata.*, *Planorbulina* **sp.**, *Valvulinid* **sp.**, *Nephrolepidina* **cf.** *tournoueri*, *Austrotrilina howchini*, *Discorbis* **sp.**, *Kuphus arenarus*, *Tubucellaria* **sp.3**, *Pyrgo* **sp.**

این مجموعه فونی مطابق با بایوزون شماره ۳ در نوشته **Laursen** *et al.* (2009) بوده (*Operculina- Ditrupa* – **Assemblage Zone** *Lepidocyclina*) و بیانگر سن روپلین ـ شاتین می‌باشد، اما در تاقدیس کوه سیاه به دلیل هم یافتی گونه *Spiroclypeus blankenhorni* و جنس *Miogypsina* معرف شاتین پسین است (**Ehrenberg** *et al.*, 2007).

تجمع فونی ۲: این بایوزون از ضخامت ۵۷ متری تا ۱۸۰/۵ متری گسترس داشته و شامل ۱۶ جنس و ۱۰ گونه به شرح زیر می باشد:

Elphidium **sp.**, *Valvulinid* **sp.**, *Austrotrilina howchini*, *Discorbis* **sp.**, *Kuphus arenarus*, *Peneroplis* **sp.**, *Peneroplis farsensis*, *Peneroplis thomasi*, *Peneroplis evolutus*, *Peneroplis* **cf.** *evolutus*, *Favreina* **sp.**, *Dendritina rangi*, *Spirolina* **sp.**, *Neorotalia viennoti*, *Borelis* **sp.**, *Tubucellaria* **sp.3.**, *Elphidium* **sp.14.**, *Miogypsina glubulina*, *Bigenerina* **sp.**, *Pyrgo* **sp.**

این بایوزون معادل زون تجمعی شماره ۵ در نوشته **Laursen** *et al.* (2009) بوده (*Miogypsina- Elphidium* **sp. 14-** **Assemblage Zone** *Peneroplis farsensis*) و نشانگر سن آکیتانین است. همچنین به دلیل قرارگیری این تجمع بر روی مجموعه فونی شماره ۱ و نبود گونه *Borelis melo curdica* (شاخص بوردیگالین)، سن این مجموعه به آکیتانین نسبت داده می‌شود.

تجمع فونی شماره ۳: این بایوزون از ضخامت ۱۸۰/۵ متری تا ۲۱۴/۵ متری گسترش داشته و شامل ۱۱ جنس و ۹ گونه به شرح زیر می‌باشد:

Borelis **sp.**, *Borelis melo curdica*, *Neorotalia viennoti*, *Discorbis* **sp.**, *Tubucellaria* **sp.3.**, *Triloculina tricarinata*, *Dendritina rangi*, *Peneroplis* **sp.**, *Meandropsina iranica*, *Pyrgo* **sp.**, *Valvulinid* **sp.**, *Triloculina trigonula*, *Elphidium* **sp.1.**, *Meandropsina anahensis.*

این تجمع فونی مطابق با بایوزون شماره ۷ در نوشته **Laursen** *et al.* (2009) بوده (*Borelis melo curdica*- **Assemblage Zone** *Borelis melo melo*) به سن بوردیگالین می‌باشد. علاوه بر آن **Ehrenberg** *et al.* (2007)، ظهور *Borelis melo curdica* را شاخص بوردیگالین می‌دانند.

تطابق بایوزونها

بایوزونهای تشخیص داده شده در یال جنوبی تاقدیس کوه‌سیاه با بایوزونهای برشهای تنگ بی بی نرجس (30° 42′ 14"N, 50° 18′ 04"E)، تنگ بند (30° 50′ 27"N, 50° 13′ 32"E)، تنگ نایاب (31° 03′ 27"N, 50° 02′ 40"E)، چاه پارسی ۱۹ (31° 05′ 00"N, 49° 54′ 48"E) و تنگ بولفارس (31° 10′ 44"N, 49° 56′ 03"E) (شکل ۴ الف ـ ب) (رحمانی ، ۱۳۹۰) بر اساس بایوزونهای **Laursen** *et al.* (2009) به شرح زیر تطابق داده شده است:

بایوزون شماره ۱: ***Globigerina* spp.- *Tuborotalia cerroazulensis- Hantkenina* Asemblage Zone**

این بایوزون تنها در برشهای تنگ بوالفارس، نایاب و چاه ۱۹ پارسی دیده شده است. در برشهای فوق وجود انیدریت قاعده‌ای آسماری معرف مرز الیگوسن ـ میوسن می‌باشد (**van Buchem** *et al.*, 2010؛ **Ehrenberg** *et al.*, 2007). با توجه به قرارگیری این بایوزون در زیر انیدریت قاعده سازند آسماری، سن این بایوزون انتهای الیگوسن است.

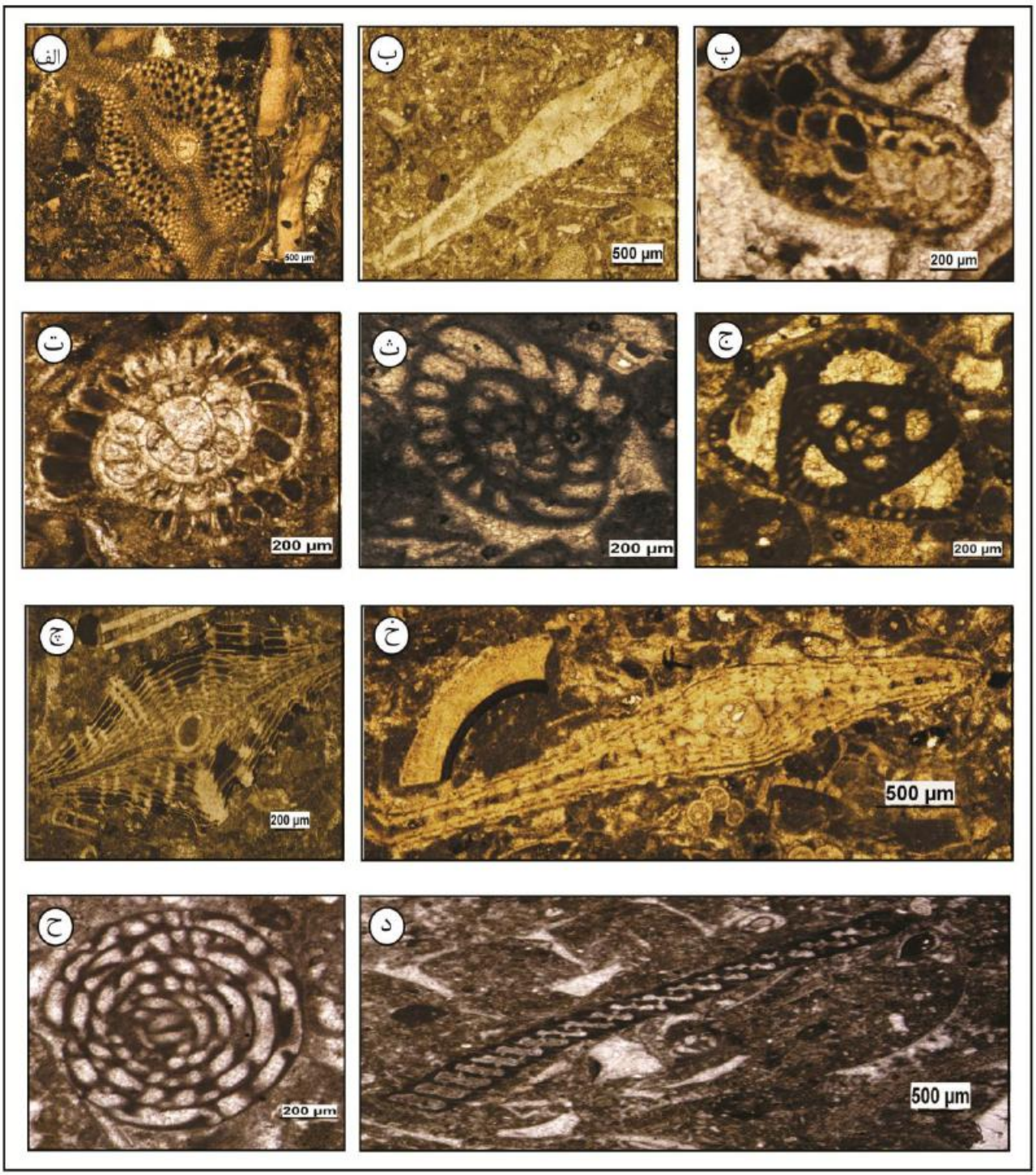
بایوزون شماره ۳: ***Lepidocyclina- Operculina- Ditrupa* Assemblage Zone**

این بایوزون در یال جنوبی تاقدیس کوه سیاه، تنگ بی‌بی‌نرجس و تنگ بند مشاهده شده است. سن این بایوزون

www.SID.ir

Archive of SID

روپلین ـ شاتین می‌باشد، ولی در تاقدیس کوه سیاه به دلیل همیافتی گونه *Spiroclypeus blankenhorni* و جنس *Miogypsina* معرف شاتین پسین است (**Ehrenberg** *et al.*, 2007).

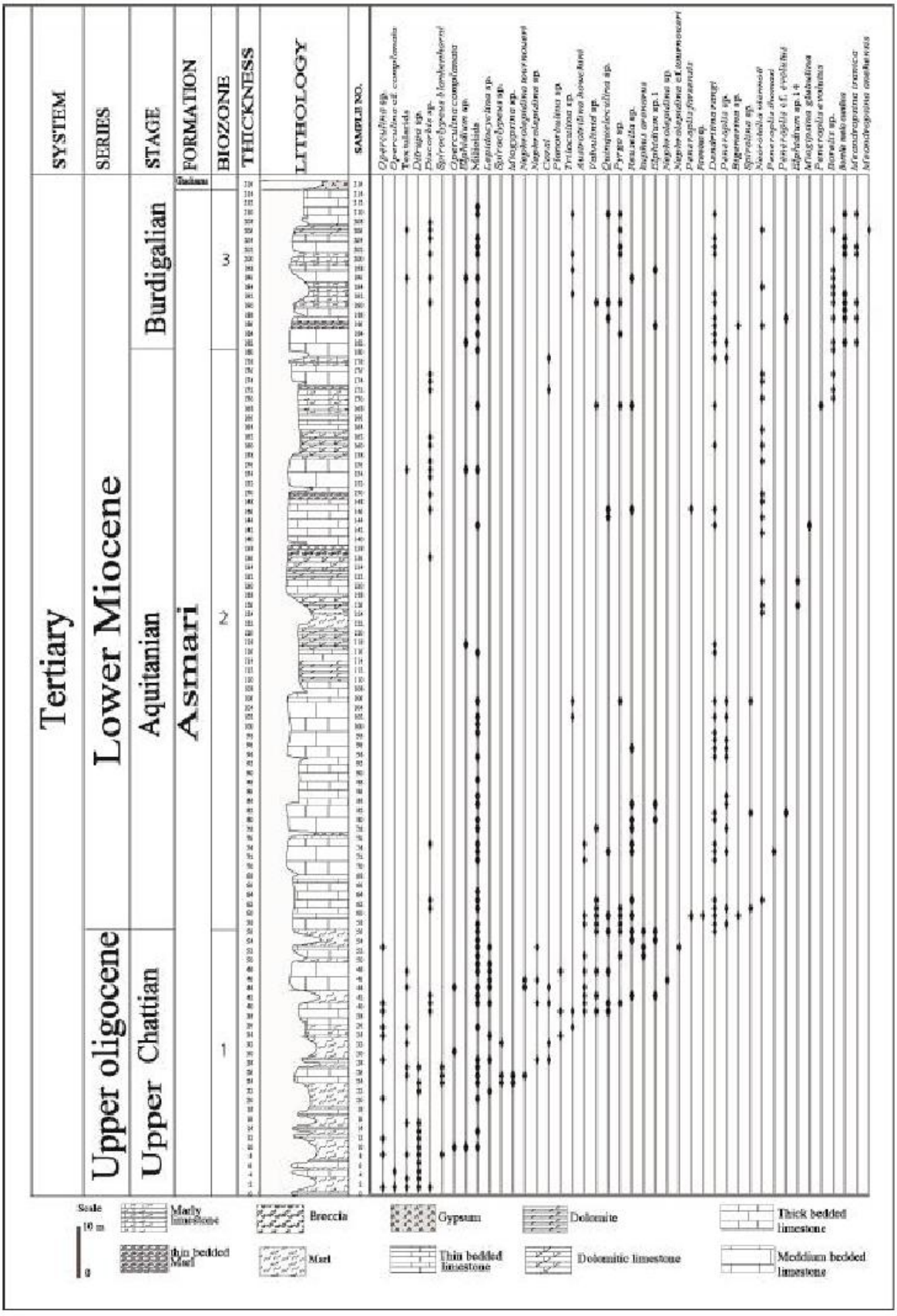


شکل۲: برخی از فسیلهای شناسایی شده در برش مورد مطالعه.

الف) *Nephrolepidina* sp.; Sample no. 46؛ ب) *Operculina complanata*; Sample no.29؛ پ) *Miogypsina* sp.; Sample no.146؛ ت) *Elphidium* sp.14; Sample no.135؛ ث) *Peneroplis farsensis*; Sample no.57؛ ج) *Austrotrillina howchini*; Sample no.37؛ چ) *Nephrolepidina tournoueri*; Sample no. 26؛ ح) *Borelis melo curdica*; Sample no.212. د) *Meandropsina iranica*; Sample no.204.

www.SID.ir

Archive of SID



شکل ۳: زون‌بندی زیستی سازند آسماری در برش تاقدیس کوه سیاه بر اساس پخش و پراکندگی روزن‌داران.

www.SID.ir

Archive of SID

بایوزون شماره ٤: ***Archaias asmaricus- Archaias hensoni - Miogypsinoides conplanatus*** **Assemblage Zone**

این بایوزون به سن شاتین فقط در برش تنگ بی بی نرجس وجود دارد.

بایوزون شماره ٥: ***Miogypsina- Elphidium*** **sp. 14-** ***Peneroplis farsensis*** **Assemblage Zone**

این بایوزون به سن آکیتانین در همه برشها وجود دارد.

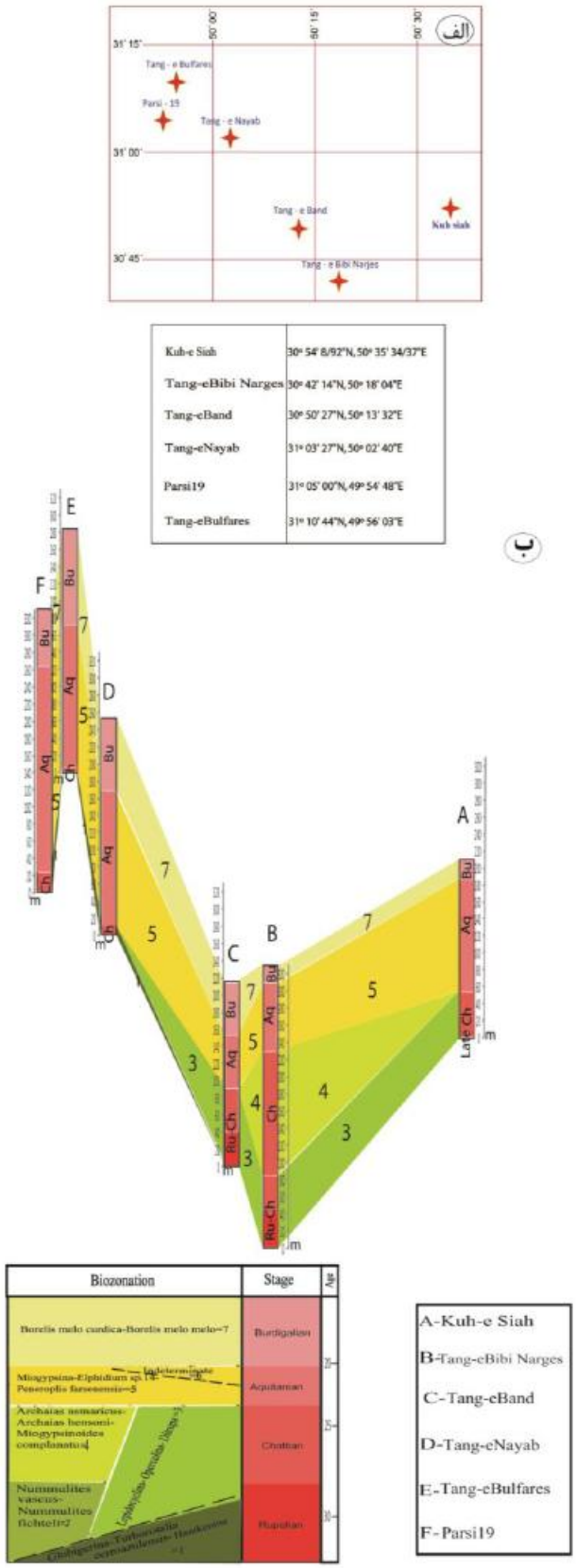
بایوزون شماره ٦: ***Borelis melo curdica- Borelis melo melo*** **Assemblage Zone**

این بایوزون به سن بوردیگالین در همه برشها وجود دارد.

بر اساس تطابق بایوزونها در زمان روپلین، حوضه رسوبی در تنگ بی‌بی‌نرجس در حاشیه قرار داشته و سازند آسماری در حال رسوب‌گذاری بوده است در حالی که در مناطق دیگر، حوضه در قسمت عمیق قرار داشته و سازند پابده در حال رسوب‌گذاری بوده است. در زمان شاتین در تنگ بی‌بی‌نرجس، تاقدیس کوه سیاه و تنگ بند با کم عمق شدن حوضه سازند آسماری شروع به رسوب‌گذاری نموده، ولی تنگ نایاب، چاه پارسی ۱۹ و تنگ بولفارس در قسمتهای عمیق حوضه قرار داشته‌اند و همچنان سازند پابده در حال رسوب‌گذاری بوده است. در این زمان با فعال شدن گسلهای پی سنگی حوضه زاگرس (Ahmadhadi *et al.*, 2007)، انیدریت قاعده آسماری در تنگ نایاب، چاه پارسی ۱۹ و تنگ بولفارس رسوب‌گذاری می‌نماید. در زمان آکیتانین و بوردیگالین شرایط در همه برشها یکسان و حوضه زاگرس در حال پر شدن می‌باشد. بر اثر کج شدگی در زمان بوردیگالین (شکل۴)، ضخامت رسوبات بوردیگالین از طرف تنگ بی‌بی‌نرجس و تاقدیس کوه سیاه کاسته و به سمت چاه ۱۹ پارسی و تنگ بولفارس افزوده می‌شود.

دیرینه بوم شناسی

روزن‌داران کف‌زی بزرگ در دوران سنوزوئیک سهم بالایی در تولید کربنات در سکوهای گرمسیری داشته‌اند



شکل ٤: الف) موقعیت جغرافیایی نقاط تطابق داده شده؛ ب) تطابق بیوزونهای تاقدیس کوه سیاه با بیوزونهای تنگ بی بی نرجس، تنگ بند، تنگ نایاب، چاه پارسی ۱۹ و تنگ بولفارس (رحمانی، ۱۳۹۰)

www.SID.ir

Archive of SID

(Hallock, 1981). توزیع این روزن‌داران در سکوهای کربناته به عوامل گوناگونی مانند عمق، نور، درجه حرارت، شوری، ماهیت کف بستر و ... بستگی دارد (Romero *et al.*, 2002). به همین دلیل روزن‌داران از نشانه‌های عالی برای بازسازی محیط محسوب می‌شوند. بر اساس شناسایی ریزرخساره‌ها و محیط رسوبی آنها شرایط زیست دیرینه‌ای در برش مورد مطالعه مورد تفسیر قرار گرفته است (شکل ۵). مهمترین عوامل بوم شناختی کنترل کننده تجمعات زیستی در سازند آسماری عبارتند از:

شوری

براساس پراکندگی موجودات در سازند آسماری در برش مورد مطالعه و مقایسه آن با خلیج شارک (Logan, 1959) سه رخساره با شوری متفاوت به دست آمده است:

۱ـ رخساره شوری نرمال دریایی psu ۴۰-۳۴: این رخساره بر اساس روزن‌داران پلانکتون، روزن‌داران روتالید پیچیده مانند *Operculina*، **Lepidocyclinids**، *Spiroclypeus*، خرده‌های مرجان، جلبکهای قرمز و فراوانی کمتر از ۴۸ درصد روزن‌داران پورسلانوز نسبت به سایر روزن‌داران مشخص می‌گردد. ریزرخساره‌های شماره ۱ (پلانکتونیک فرامینیفرا بایوکلاستیک وکستون)، شماره ۲ (پلانکتونیک فرامینیفرا پلوئیدال نومولیتیده بایوکلاستیک وکستون/پکستون)، شماره ۳ (بایوکلاستیک رودولیت/کورال لپیدوسیکلینیده فلوتستون ـ رودستون) و شماره ۴ (بایو کلاستیک لپیدوسیکلینیده رودستون) در ناحیه مورد مطالعه معرف شوری نرمال دریا هستند (شکل ۶).

۲ـ رخساره با شوری psu ۵۰-۴۰: این رخساره با فراوانی و تنوع زیاد روزن‌داران پورسلانوز (**Miliolids**، *Borelis*، *Dendritina* و *Peneroplis*) مشخص می‌گردد. در میان روزن‌داران پورسلانوز انواع پیچیده نظیر *Borelis* در شوری خیلی زیاد قادر به زندگی نمی‌باشند. ریزرخساره‌های شماره ۷ (بایوکلاستیک ایمپرفوریت، پرفوریت فرامینیفرا وکستون ـ پکستون) و شماره ۸ (بایوکلاستیک پلوئیدال ایمپرفوریت فرامینیفر پکستون ـ گرینستون اینتراکلاست‌دار) بیانگر این رخساره می‌باشند (شکل ۶).

۳ـ رخساره با شوری بیش از psu ۵۰: تشکیل دهندگان این رخساره درصد بالایی از روزن‌داران پورسلانوز و کم تنوع می‌باشند. ریزرخساره های ۹ (سندی بایوکلاست نئوروتالیا میلیولید وکستون)، ۱۰ (مادستون به همراه خرده‌های بیوکلاست) و ۱۱ (استروماتولیت باندستون) مبین این رخساره می‌باشند (شکل ۶).

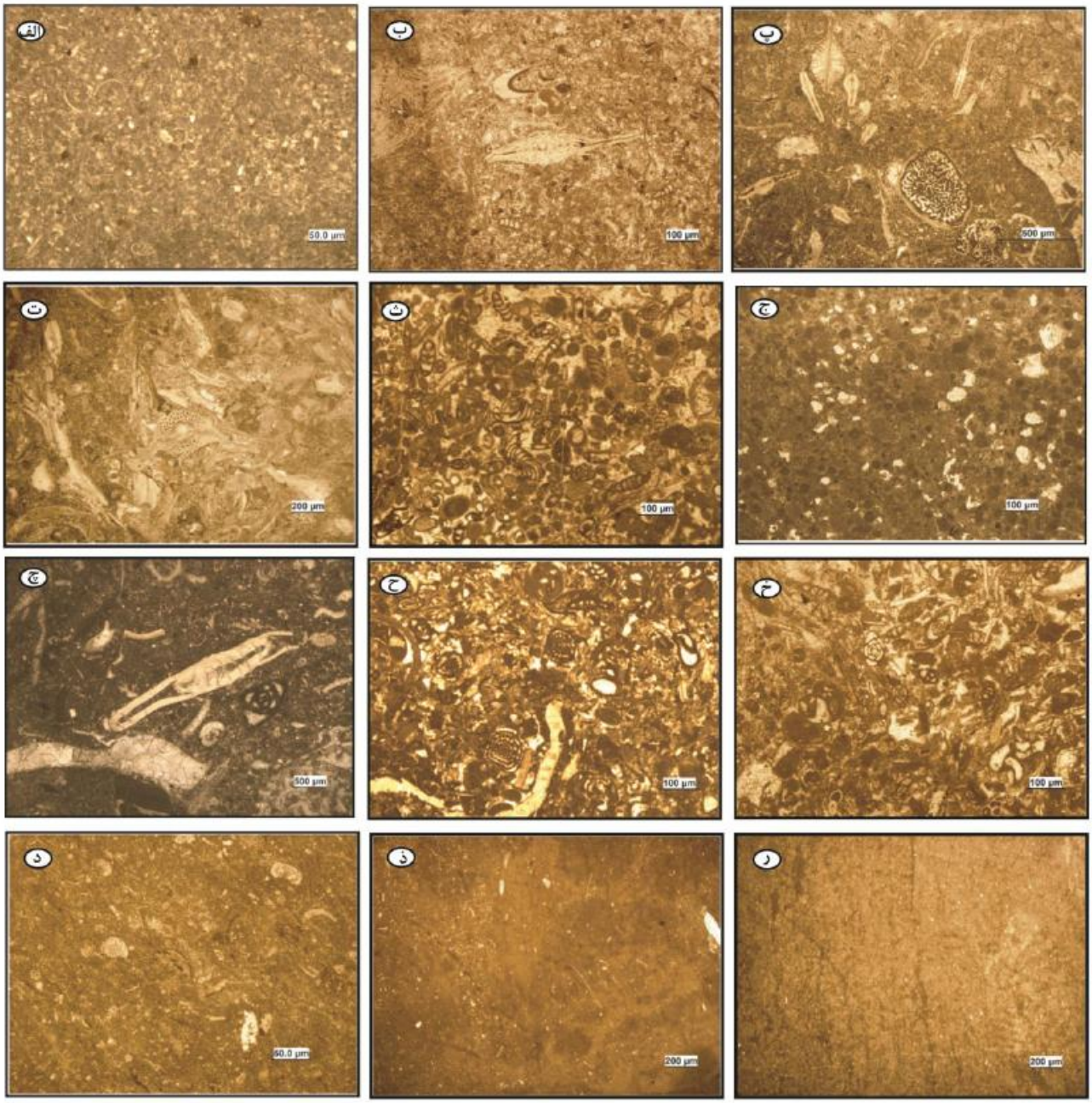
نور

یکی از مهمترین عوامل مؤثر بر پراکندگی روزن‌داران نور است که به طور مستقیم و غیرمستقیم در همزیستی و رژیم غذایی آنها (Hottinger, 1997) و تولید کربنات (Hallock & Glenn, 1986) تأثیرگذار است. Pomar (2001) با استفاده از موجودات وابسته به نور ۴ پهنه نوری را به شرح زیر تعریف کرده است:

۱ـ موجودات وابسته به نور زیاد (Euphotic biota): موجوداتی که در این محدوده زیست می‌کنند، موجودات وابستگی زیادی به نور دارند. حداکثر عمق این پهنه در آبهای شفاف ۴۰ تا ۵۰ متر و معمولاً ۲۰ تا ۳۰ متر است. این پهنه با روزن‌داران پورسلانوز بزرگی که معمولاً با داینوفیسه‌آ، کلروفیسه‌آ و یا رودوفیسه‌آ همزیستی دارند، مشخص می‌شود (Leutenegger, 1984؛ Romero *et al.*, 2002). این روزن‌داران صدفی بزرگ، ضخیم و تخم مرغی شکل دارند و در آبهای کم عمق زندگی می‌کنند. این صدف از جلبک همزیست درون‌زی در برابر تابش اشعه خورشید و همچنین از ضربات وارده به پوسته در آبهای آشفته محافظت می‌کند (Beavington–Penny & Racey, 2004).

www.SID.ir

Archive of SID



شکل۵: ریزرخساره‌های موجود در برش تاقدیس کوه سیاه

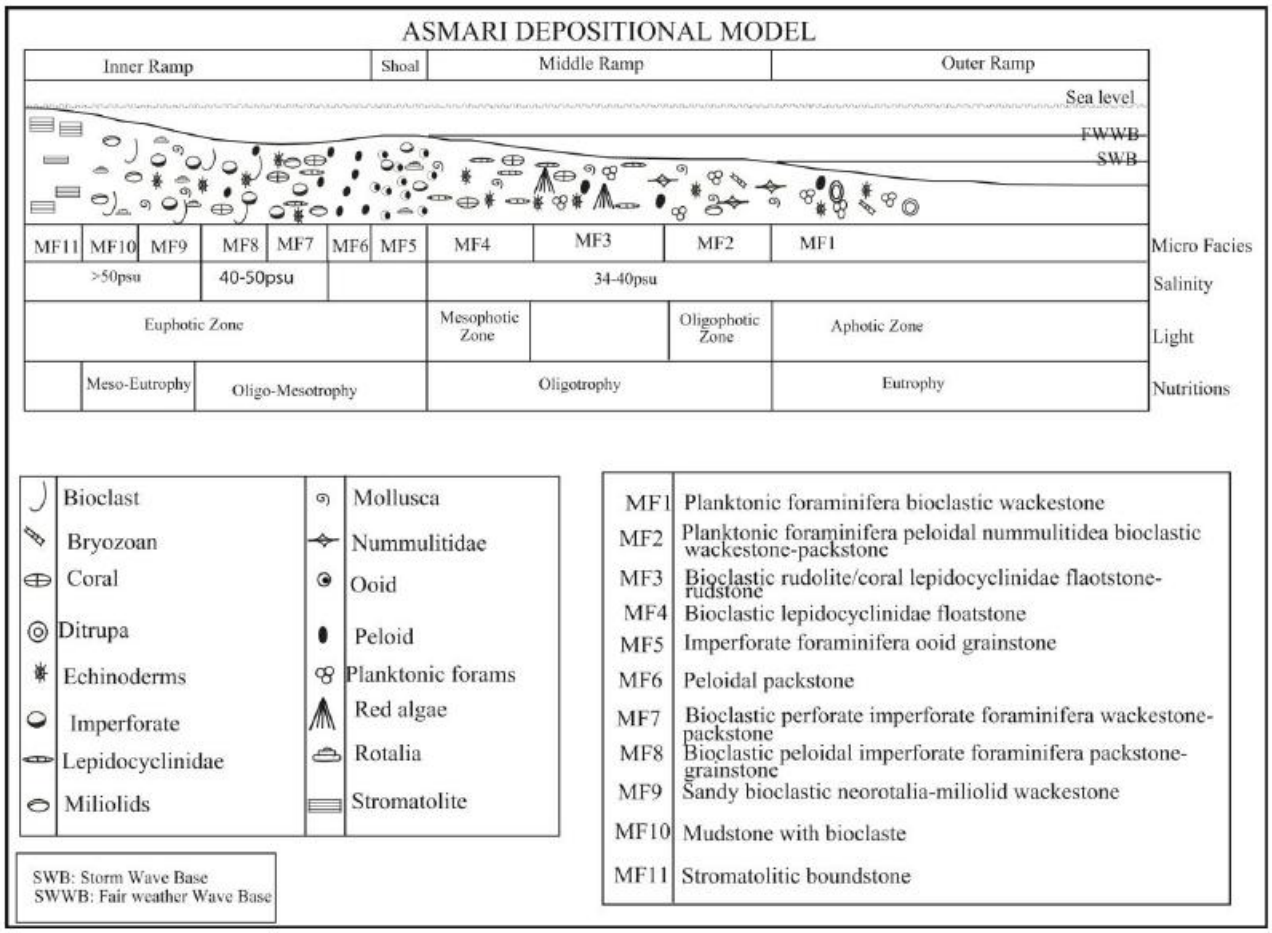
الف) MF1: Planktonic foraminifera bioclastic wackestone (Sample No.40)؛ ب) MF2: Planktonic foraminifera peloidal nummulitidea bioclastic wackestone-packstone (Sample No.10)؛ پ) MF3: Bioclastic rudolite/coral lepidocyclinidae flaotstone-rudstone (Sample No.44)؛ ت) MF4: Bioclastic lepidocyclinidae floatstone (Sample No.46)؛ ث) MF5: Imperforate foraminifera ooid grainstone (Sample No.110)؛ ج) MF6: Peloidal packstone (Sample No100)؛ چ) MF7 : Bioclastic perforate imperforate foraminifera wackestone-packstone (Sample No.38)؛ ح) MF8: Bioclastic peloidal imperforate foraminifera packstone-grainstone (Sample No.186)؛ خ) MF8: Bioclastic peloidal imperforate foraminifera packstone-grainstone (Sample No.150)؛ د) MF9: Sandy bioclastic neorotalia-miliolid wackestone(Sample No.160)؛ ذ) MF10: Mudstone with bioclaste(Sample No.130)؛ ر) MF11: Stromatolitic boundstone(Sample No.214.5)

وجود سوزنهای بی‌نهایت کوچک که به صورت تصادفی در دیواره‌های صدف آنها پراکنده شده است، به این فونا تحمل زندگی در محیطی با حداکثر شدت نور در آب دریا و همچنین قرارگیری در معرض پرتو فرابنفش را می‌دهد

www.SID.ir

Archive of SID

(Hohenegger, 2000). در برش مورد مطالعه *Borelis*، *Peneroplis* و *Dendritina* همراه با **Miliolids** و سایر روزن‌داران بدون منفذ نشان دهنده این پهنه می‌باشند. رخساره‌های شماره ۵ (ایمپرفوریت فرامینیفرا ائید گرینستون)، شماره ۶ (پلوئید پکستون)، شماره ۷ (بایوکلاستیک ایمپرفوریت، پرفوریت فرامینیفرا وکستون ـ پکستون)، شماره ۸ (بایوکلاستیک پلوئیدال ایمپرفوریت فرامینیفر پکستون ـ گرینستون اینتراکلاست‌دار)، شماره ۹ (سندی بایوکلاست نئوروتالیا میلیولید وکستون)، شماره ۱۰ (مادستون به همراه خرده‌های بیوکلاست) و شماره ۱۱ (استروماتولیت باندستون) بیانگر این پهنه نوری هستند (شکل ۶).



شکل ۶: مدل رسوبی سازند آسماری در برش تاقدیس کوه سیاه که در آن ریزرخساره‌ها، تغییرات درجه شوری، نور و مواد مغذی نمایش داده شده است.

۲ـ موجودات وابسته به نور کم (Oligophotic biota): حد پایینی این پهنه به طور معمول در ۵۰ تا ۱۰۰ متر یا بیشتر در آبهای شفاف تغییر می‌کند. موجوداتی که در این محدوده زیست می‌کنند وابستگی کمی به نور دارند و در نواحی سایه‌دار پهنه نوری و یا در نواحی عمیق‌تر پلاتفرم زندگی می‌کنند (Pomar, 2001). حضور روزن‌دارانی مانند لپیدوسیکلینیدهای مسطح بزرگ حاوی جلبک همزیست در مقایسه با نمونه‌های پلاتفرم عهد حاضر بیانگر بخش پایینی منطقه نورانی می‌باشند (Geel, 2000). حد پایینی پهنه نوری به ضریب نفوذ نور در آب وابسته است و در آبهای شفاف در اعماق حدود ۱۳۰ متری قرار می‌گیرد (Renema & Troelstren, 2001). جلبکهای قرمز و تعدادی از روزن‌داران هیالین بزرگ شاخص این محیط می‌باشند. پوسته‌های کشیده و دیواره نازک فسیلها با افزایش

www.SID.ir

Archive of SID

عمق آب، بیانگر کاهش نور در اعماق زیاد و یا کاهش شفافیت آب در اعماق کم می باشد (Beavington–Penney & Racey, 2004). رخساره شماره ۲ (پلانکتونیک فرامینیفرا پلوئیدال نومولیتیده بایوکلاستیک وکستون/ پکستون) در برش مورد مطالعه مبین این پهنه می‌باشد (شکل۶).

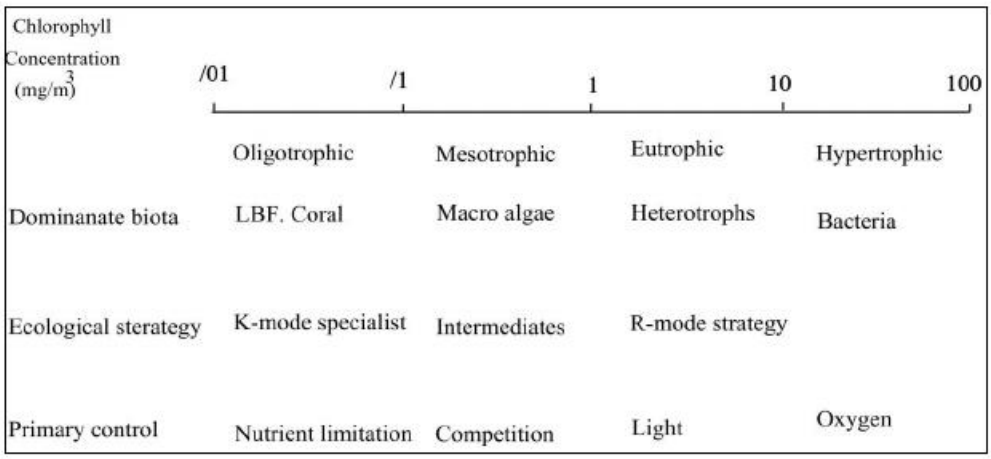
۳ـ موجودات وابسته به نور متوسط (Mesophoitc biota): این پهنه به عنوان زیرپهنه‌ای بین شرایط الیگوفوتیک و یوفوتیک در اعماق ۸۰ تا ۴۰ متری در نظر گرفته شده است (Hottinger, 1997). در این پهنه روزن‌دارانی با دیواره هیالین و عمدتاً صدفی متورم و عدسی شکل دیده می‌شوند. رخساره شماره ۴ (بایوکلاستیک لپیدوسیکلینیده رودستون) در برش مورد مطالعه مبین این پهنه نوری می‌باشد (شکل۶).

٤ـ موجودات مستقل از نور (Aphotic biota): موجوداتی نظیر بریوزوئرها و اکینوئیدها در این گروه قرار می‌گیرند. این موجودات هتروتروف بوده و برای زندگی نیاز به نور ندارند. رخساره‌های حاوی شناورها که فاقد انواع بزرگ کف‌زی هستند، خاص ژرفای بیش از ۲۰۰ متر می‌باشند (Geel, 2000).

رخساره‌های غنی از روزن‌داران پلانکتون که فاقد جلبکهای قرمز هستند، حد زیرین ناحیه نوری را مشخص می کنند (Cosovic, 2004). ریزرخساره شماره ۱ در برش مورد مطالعه (پلانکتونیک فرامینیفرا بایوکلاستیک وکستون) نشانگراین پهنه می باشد (شکل۶).

مواد غذایی

مواد غذایی مهمترین عامل کنترل کننده نرخ تولید کربنات و فرسایش زیستی پلاتفرمهای کربناته و ریفها می باشند (Flugel, 2004). عناصر زیستی در محدوده غذایی شامل فسفات، نیتروژن، آهن و سیلیکات هستند (Flugel, 2004). منابع غذایی توسط فرآیندهایی نظیر ورود مواد آلی به وسیله جریانهای حاصل از بارندگی و تخریب سواحل و یا بالاآمدگی آبهای سرد مناطق عمیق تأمین می‌شود (Mutti & Hallock, 2003) (شکل۷). به طور کلی ۴ اصطلاح هایپرتروفی (حداکثر غذا)، یوتروفی (غذای زیاد)، مزوتروفی (غذای متوسط) و الیگوتروفی (کمبود مواد غذایی) برای توصیف مواد غذایی در ستون آب تعریف شده است.



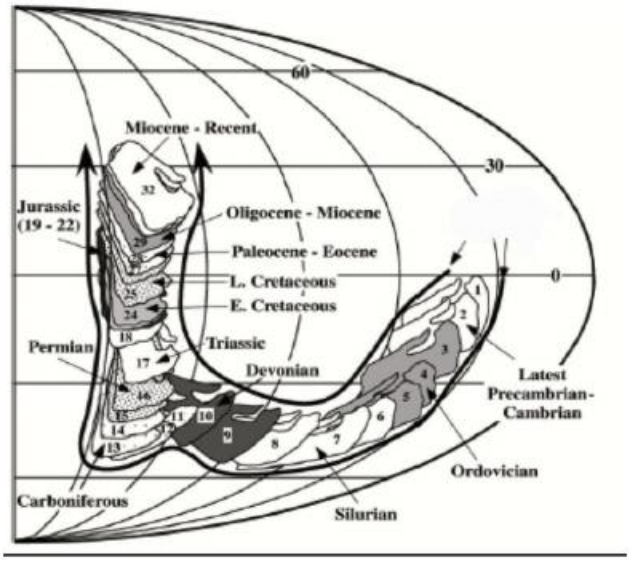
شکل۷: تغییرات شیب مواد غذایی در عرضهای جغرافیایی پایین (Mutti & Hallock, 2003).

در برش مورد مطالعه ریز رخساره شماره ۱ (پلانکتونیک فرامینیفرا بایوکلاستیک وکستون) بیانگرشرایط یوتروفی است (شکل۶). در نتیجه افزایش مواد غذایی، رشد پلانکتونها در سطح آب زیاد شده و به همین دلیل شفافیت آب کاهش یافته (Pomar *et al.*, 2004) و رشد مرجانها و موجودات وابسته به نور کم می‌شود و گونه‌های کم عمق‌تر

www.SID.ir

Archive of SID

با تنوع کمتر دیده می‌شود (Hallock, 2001). رخساره شماره ۵ (ایمپرفوریت فرامینیفرا اائید گرینستون)، شماره ۷ (بایوکلاستیک ایمپرفوریت، پرفوریت فرامینیفرا وکستون - پکستون) و شماره ۸ (بایوکلاستیک اینتراکلاست ایمپرفوریت فرامینیفرا پکستون) بیانگر شرایط الیگوتروفی تا مزوتروفی و رخساره‌های شماره ۹ (سندی بایوکلاست نئوروتالیا میلیولید وکستون) و شماره ۱۰(مادستون به همراه خرده‌های بیوکلاست) بیانگر شرایط مزو تا یوتروفی می‌باشند (شکل ۶). ریزرخساره‌های شماره ۲ (پلانکتونیک فرامینیفرا پلوئیدال نومولیتیده بایوکلاستیک وکستون/ پکستون)، شماره ۳ (بایوکلاستیک رودولیت/کورال لپیدوسیکلینیده فلوتستون- رودستون) و شماره ۴ (بایوکلاستیک لپیدوسیکلینیده رودستون) بیانگر شرایط الیگوتروفی می‌باشند (شکل ۶). در چنین حالتی مرجانهای همزیست‌دار مفیدترین تولیدکنندگان کربنات هستند و روزن‌داران کف‌زی بزرگ با همزیست جلبکی و جلبک قرمز کورالیناسه‌آ، سازگارترین می باشند.



01-02=Precambrian-Cambrian Hakhamanesh Supersequence
03-05=Ordovician Kourosh Supersequence
06-08=Silurian Camboojiyeh Supersequence
09-10=Devonian Darioush Supersequence
11-14=Mississippian- Pennsylvanian Khashayar Supersequence
15-18=Permian-Triassic Ashk Supersequence
19-22=Jurassic Farhad Supersequence
23-24=Early Cretaceous Mehrdad Supersequence
25-26=Late Cretaceous Ardavan Supersequence
27-28=Paleocene-Eocene Sassan Supersequence
29-30=Oligocene-Miocene Ardeshir Supersequence
31-32=Miocene-Pleistocene Supersequence

شکل۸: الگوی مهاجرت C شکل صفحه عربی از زمان پرکامبرین پسین تا عهد حاضر. این صفحه در زمان الیگو- میوسن در عرض ۳۰ درجه شمالی جای داشته است (Heydari, 2008).

دما

دما یکی از مهمترین عوامل در کنترل فرآیندهای زیستی و توزیع پراکندگی موجودات است. بازسازی عرضی جغرافیایی قدیمه (Alavi, 2007) حاکی از آن است که حوضه زاگرس در زمان تەنشست سازند آسماری در عرض جغرافیایی ۳۰ درجه شمالی قرار داشته (Heydari, 2008) و رسوب‌گذاری سازند آسماری در آبهای حاره‌ای در شرایط الیگوتروفی - مزوتروفی تا مزوترفی - یوتروفی صورت گرفته است (شکل ۸). دما همچنین بر تنوع روزن‌داران کف‌زی بزرگ تأثیر می‌گذارد به طوری که این روزن‌داران در آبهای کم عمق حاره‌ای و نیمه حاره‌ای دارای بیش از ۱۰ گونه هستند، ولی در دماهای بیش از ۳۰ درجه و کمتر از ۲۰ درجه از تعداد این گونه‌ها کاسته می‌شود (Beavington-Penny & Racey, 2004).

دمای دیرینه در برش مورد مطالعه با توجه به حضور روزن‌داران کف‌زی بزرگ نظیر *Lepidocyclina* و *Borelis* بیشتر از ۱۸ تا ۲۰ درجه سانتی‌گراد بوده که شاخص آب و هوای گرمسیری تا نیمه گرمسیری می‌باشد (Brandano *et al.*, 2009).

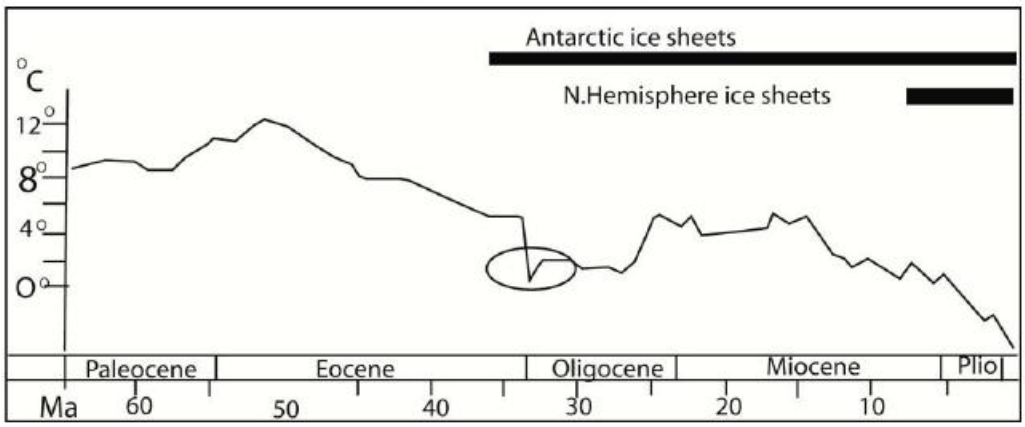
حضور روزن‌داران کف‌زی منفذدار و بدون منفذ، جلبک قرمز و نبود مرجانهای ریف ساز در برش مورد مطالعه، نشانگر اجتماع هتروزوئن با شرایط نیمه حاره‌ای است. مشابه چنین اجتماع کربناته‌ای با شرایط نیمه حاره‌ای توسط Brandano *et al.* (2009) از بخش آتارد از کشور مالتا گزارش شده است. این در حالی است که شرایط

www.SID.ir

Archive of SID

رسوب‌گذاری سازند آسماری مطابقت با اجتماعات فتوزوئن دارد. عامل اصلی در عدم گسترش اجتماع فتوزوئن در منطقه مورد مطالعه عوامل بوم شناختی می‌باشد. عوامل بوم شناختی نقش مهمی در ایجاد اجتماعات فتوزوئن بازی می‌کنند. امروزه مرجانهای زوکسانتلا در شرایط نور زیاد زندگی می‌کنند، اما همین مرجانها تا انتهای میوسن ریف تشکیل نمی‌دادند و درقسمتهای میانی و پایینی پهنه نوری زندگی می‌کردند (Pomar & Hallock, 2007؛ Brandano *et al.* 2009). این مشخصه با سکونت‌گاههای امروزی مرجانهای همزیست‌دار شاخه‌ای مغایرت دارد. تا پیش از اواخر میوسن که دمای جهانی تا حدودی بالاتر بوده است، زون مزوالیگوفوتیک سکونت‌گاه مناسب برای مرجانهای همزیست‌دار بوده است (Pomar & Hallock, 2007). این ویژگی مرجانها در جلوگیری از ایجاد اجتماعات فتوزوئن مهم به نظر می‌رسد. در سازند آسماری در ناحیه مورد مطالعه، قطعات مرجان کمیاب بوده و قادر به ایجاد ساختمان ریفی مقاوم در مقابل امواج نبوده‌اند. در نتیجه کمبود مرجانها در بخش بالایی پهنه نوری و نبود ریف مقاوم در برابر امواج، توسعه اجتماع هتروزوئن را در ناحیه مورد مطالعه سبب شده است.

مطالعات انجام شده بر روی ایزوتوپ اکسیژن و منحنی آب و هوای جهانی (شکل۹) حاکی از سرد شدگی در انتهای الیگوسن همراه با گسترش صفحات یخی در اقیانوس منجمد شمالی می‌باشد (Pomar & Hallock, 2008). در واقع زمان الیگوسن یک برهه زمانی مهم در انتقال گرما از الیگوسن پایانی به دوره یخچالی نئوژن می‌باشد (Brandano *et al.*, 2009)، اما با توجه به قرارگیری ایران در عرضهای جغرافیایی پایین و نبود آثار یخچالی، به نظر نمی‌رسد این سرما اثری بر درجه حرارت آب دریا در برش مورد مطالعه داشته باشد.



شکل۹: منحنی ایزوتوپ اکسیژن نشان دهنده سرد شدگی در الیگوسن و گسترش صفحات یخی در اقیانوس منجمد شمالی می‌باشد (Pomar & Hallock, 2008).

اجتماعات دانه‌های کربناته

اجتماعات دانه‌های کربناته (اسکلتی و غیراسکلتی) در رخساره‌های دریایی کم عمق کربناته تحت تأثیر عوامل بوم شناختی گوناگونی همچون دما، مواد غذایی، انرژی هیدرودینامیکی آب، شفافیت، عمق بستر، شوری، میزان اکسیژن محلول، غلظت CO_2 و Ca^{+2}، نسبت Mg/Ca، PH آب، نوع بستر و روندهای زیست شناختی تکاملی هستند. اجتماعات کربناته بر اساس اجزای تشکیل دهنده غالب و یا میزان وابستگی موجودات تولید کننده کربناتها به نور تقسیم‌بندی می‌شوند. اجتماعات دانه‌های کربناته کلروزوئن، کلروآلگال یا اجتماعات فتوزوئن اساساً در آبهای گرمسیری تا نیمه گرمسیری یافت می‌شوند، در حالی که اجتماعات فورامول، رودآلگال، بریومول یا اجتماعات هتروزوئن خاص آبهای معتدل تا سرد بوده و ممکن است در آبهای گرمسیری

www.SID.ir

Archive of SID

نیز یافت شوند (Lees & Buller, 1972؛ Lees, 1975؛ Mutti & James, 1997؛ Carannante *et al.*, 1988؛ Hallock, 2003 و Pomar *et al.*, 2004). افزایش میزان مواد مغذی و دیرینه بوم شناسی مرجانهای زوکسانتلا عوامل اصلی کنترل کننده اجتماعات دانه‌های کربناته می‌باشند (Mutti & Hallock, 2003؛ Pomar *et al.*, 2004؛ Wilson & Vecsei, 2005؛ Brandano *et al.*, 2009). اجتماعات فورامول (متشکل از روزن‌داران کف‌زی و علفهای دریایی) شاخص منطقه یوفوتیک رمپ داخلی هستند. اجتماعات رودآلگال (متشکل از روزن‌داران کف‌زی بزرگ و جلبکهای قرمز) شاخص شرایط الیگوفوتیک رمپ میانی هستند. اجتماعات بریومول، نانوفور و مولکوفور شاخص پهنه آفوتیک رمپ خارجی می‌باشند (Hayton *et al.*, 1995؛ Pomar *et al.*, 2004؛ Mateu-Vicens *et al.*, 2008).

سازند آسماری در ناحیه مورد مطالعه در بخشهای رمپ داخلی، میانی و خارجی نهشته شده است. سه تجمع اسکلتی بر اساس ساختمان اسکلت، روش زندگی، نور و میزان مواد مغذی موجود برای سازند آسماری در برش مورد مطالعه به شرح زیر تشخیص داده شده است:

تجمع ۱: این تجمع با روزن‌داران کف‌زی کوچک بدون منفذ (*Pyrgo*، *Triloculina* و *Quinqueloculina*) و روزن‌داران کف زی بزرگ (*Borelis*، *Peneroplis*، *Dendritina* و *Meandropsina*) مشخص می‌شود. همراه با این فونا، تعدادی از روزن‌داران کف‌زی منفذدار (*Nummulites*، *Lepidocyclina* و *Neorotalia*) نیز وجود دارند. ریز رخساره‌های شماره ۶، ۷، ۸، ۹ و ۱۰ نشانگر این تجمع اسکلتی هستند. اجزای اسکلتی موجود در این تجمع نشانگر اجتماع فورامول بوده و شاخص موقعیت رمپ داخلی پهنه یوفوتیک در طی آکیتانین تا بوردیگالین می‌باشند.

تجمع ۲: این تجمع با فراوانی روزن‌داران کف‌زی منفذدار (Lepidocyclinids و Numulitids) همراه با قطعات مرجان و جلبک قرمز مشخص می‌شود (ریزرخساره ۲، ۳ و ۴). حضور روزن‌داران کف‌زی بزرگ و جلبک قرمز نشانگر اجتماع فورآلگال بوده که در منطقه الیگوفوتیک تا مزوفوتیک رمپ میانی طی شاتین پسین نهشته شده‌اند.

تجمع ۳: این تجمع با فراوانی روزن‌دارن شناور (*Globigerina* و *Globorotalia*) همراه با قطعات اسکلتی اکینوئید و بریوزوئر مشخص می‌شود (ریزرخساره ۱). فراوانی روزن‌دارن شناور و فقدان موجودات وابسته به نور نشانگر اجتماع نانوفور بوده که در پهنه آفوتیک رمپ خارجی نهشته شده است. مشابه این اجتماعات دانه‌ای در تاقدیس خویز و تاقدیس بنگستان (رحمانی، ۱۳۹۰) و در تاقدیس دیل در فروافتادگی دزفول (Allahkarampour Dill *et al.*, 2012) گزارش شده است.

نتیجه‌گیری

۲۳ جنس و ۲۰ گونه از روزن داران در برش یال جنوبی تاقدیس کوه سیاه شناسایی شده است. بر اساس بایوزوناسیون ارائه شده توسط Laursen *et al.* (2009) سه بایوزون تجمعی به سن شاتین پسین، آکیتانین و بوردیگالین تشخیص داده شدند. تطابق بایوزونها نشان می‌دهد حوضه رسوبی در زمان روپلین در محل تنگ بی بی نرجس در حاشیه قرار داشته و سازند آسماری در حال رسوب‌گذاری بوده در حالی که منطقه کوه سیاه و سایر مناطق مورد مقایسه، در قسمت عمیق قرار داشته و سازند پابده در حال رسوب‌گذاری بوده است. در زمان شاتین با کم عمق شدن حوضه در تنگ بی بی نرجس، تاقدیس کوه سیاه و تنگ بند، سازند آسماری شروع به رسوب‌گذاری نموده، ولی تنگ نایاب، چاه پارسی ۱۹ و تنگ بولفارس در قسمتهای عمیق حوضه قرار داشته‌اند و همچنان سازند پابده در حال

www.SID.ir

Archive of SID

رسوبگذاری بوده است. در زمان آکیتانین و بوردیگالین شرایط در همه برشها یکسان و حوضه زاگرس در حال پر شدن بوده است. بر اساس مطالعات دیرینه بوم شناسی، اجتماعات زیستی شناسایی شده حاکی از آن است که سازند آسماری در ناحیه مورد مطالعه در شرایط حاره‌ای تا نیمه حاره‌ای و الیگوتروفیک تا مزوتروفیک نهشته شده که محیطی مناسب برای اجتماع فتوزوئن می‌باشد. با توجه به بوم شناسی مرجانهای همزیست‌دار که در این زمان قادر به ساختن ساختمانهای مقاوم ریف در برابر امواج نبوده‌اند، اجتماع هتروزوئن (فورامول، فورآلگال و نانوفور) گسترده و تشکیل شده‌اند. همچنین بر اساس نور و شوری قدیمه، برش مورد مطالعه در پهنه نوری افوتیک تا یوفوتیک و در آبهایی با شوری نرمال تا هیپرسالین نهشته شده است.

منابع

رحمانی، ع.، ۱۳۹۰. چینه شناسی سازندآسماری در تاقدیسهای بنگستان و خویز و میدان نفتی پارسی. *رساله دکتری، دانشگاه اصفهان*، ۲۱۰ ص.

کلنات، ب.، وزیری مقدم، ح.، طاهری، ع.، ۱۳۸۹. زیست چینه نگاری و پالئواکولوژی سازند آسماری در جنوب غرب فیروزآباد. رخساره‌های رسوبی، ۳: ۷۱-۸۴.

مطیعی، ه.، ۱۳۸۲. زمین شناسی ایران: چینه شناسی زاگرس. *سازمان زمین شناسی کشور*، ۵۸۳ ص.

بختیاری، س.، ۱۳۸۴. اطلس راههای ایران با مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰۰. *مؤسسه جغرافیایی و کارتوگرافی گیتاشناسی*، ۲۸۸ ص.

Adams, T.D., & Bourgeois, F., 1967. Asmari biostratigraphy. *Iranian Oil Operating Companies, Geological and Exploration Division*, Unpublished Report 1074: 1–37.

Ahmadhadi, F., Lacombe, O., & Daniel, J.M., 2007. Early reactivation of basement faults in central Zagros (SW Iran): Evidence from pre-folding fracture populations in Asmari Formation and Lower Tertiary paleogeography. *In*: Lacombe, O., Lave, J., Verges, J., & Roure, F., (eds.), Thrust belts and fore-land basins; from fold kinematics to hydrocarbon systems, rontiers in Earth Sciences. *Springer Verlag*, Chapter 11: 205–228.

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.

Allahkarampour Dill, M., Seyrafian, A., & Vaziri-Moghaddam, H., 2012. Palaeoecology of the Oligocene-Miocene Asmari Formation in the Dill Anticline, Zagros Basin, Iran. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie – Abhandlungen*, 263: 167-184.

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.

Brandano, M., Frezza, V., Tomassetti, L., & Pedly, M., 2009. Facies analysis and Palaeoenvironmental interpretation of the Late Oligocene Attarad Member (Lower Coralline Limestone Formation), Malta. *Sedimentology*, 56: 1138-1158.

Carannante, G.M., Milliman, J.D., & Simone, L., 1988. Carbonate lithofacies as paleolatitude indicators: problems and limitations. *Sedmentary Geology*, 60: 333–346.

www.SID.ir

Archive of SID

Cosovic, V., Drobne, K., & Moro, A., 2004. Paleoenvironmental model for Eocene foraminiferal limestones of the Adriatic carbonate platform, Istrian Peninsula. *Facies*, 50: 61-75.

Ehrenberg, S.N., Pickard, N.A.H., Laursen, G.V., Monibi, S., Mossadegh, Z.K., Svana,T.A., Agrawi, A.A.M., McArthur, J.M. and Thirlwall, M.F., 2007. Strontium isotope stratigraphy of the Asmari Formation (Oligocene – Lower Miocene), SW Iran. *Journal of Petroleum Geology*, 30: 107-128.

Flugel, E., 2004. Microfacies analysis of limestones, analysis interpretation and application, Berlin, *Springer*. 976 p.

Geel, T., 2000, Recognition of stratigraphic sequence 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., 1981. Production of carbonate sediments by selected large benthic foraminifera on two Pacific coral reefs. *Journal of Sedimentary Research*, 51: 467-474.

Hallock, P., 2001. Coral reefs, carbonate sedimentation, nutrients, and global change. *In*: Stanley, G.D., (ed.), The history and sedimentology of ancient reef ecosystems. *Kluwer Academic/Plenum Publishers,* New York, pp. 387–427.

Hallock, P., & Glenn, E.C., 1986. Larger foraminifera: A tool for paleoenvironmental analysis of Cenozoic depositional facies. *Palaios*, 1: 55–64.

Hayton, S., Nelson, C.S., & Hood, S.D., 1995. A skeletal assemblage classification system for non-tropical carbonate deposits based on New Zealand Cenozoic limestones. *Sedimentary Geology*, 100: 56-70.

Heydary, E., 2008. Tectonics versus eustatic control on supersequences of the Zagros Mountains of Iran. *Tectonophysics*, 451: 56-70.

Hohenegger, J., Yordanova, E., & Hatta, A., 2000. Remarks on West Pacific Nummulitidae. *Journal of Foraminifera Research*, 30: 3-28.

Hottinger, L., 1997. Shallow bentihic foraminiferal assembelages as signals for depth of their deposition and their limitations. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 168: 491–505.

James, G.A., & Wynd, J.G., 1965. Stratigraphic nomenclature of Iranian oil consortium Agreement area. *American Association of petroleum Geologists Bulletin*, 49 (12): 2182-2245.

James, N.P., 1997. The cool-water carbonate depositional realm. *In*: James, N.P., & Clarke, J.A.D., (eds.), Cool-water carbonates. *SEPM Special Publication,* 56: 1–20.

Laursen, G.V, Monibi, S., Allan, T.L., Pickard, N.A.H., Hosseiney, A., Vincent, B., Hamon, Y., Van Buchem, F.S.H., Moallemi, A., & Driullion, G., 2009. The Asmari Formation revisited: Changed stratigraphic allocation and new biozonation. *First international petroleum conference & exhibition,* Shiraz, Iran, 4-6: 5.

Lees, A., 1975. Possible influences of salinity and temperature on modern shelf carbonate sedimentation. *Marine Geology*, 19: 59–198.

Lees, A., & Buller, A.T., 1972. Modern temperate-water and warmwater shelf carbonate sediments contrasted. *Marine Geology*, 13: 67–73.

Leutenegger, S., 1984. Symbiosis in benthic foraminifera, specificity and host adaptations. *Jornal of Foraminiferal Research*, 14: 16–35.

Logan, B.W., 1959. Environments, foraminiferal facies and sediments of Shark Bay, Western Australia. The *University of Western Australia*, Unpublished PhD Thesis, 287 p.

Mateu-Vicens, G., Hallock, P., & Brandano, M., 2008. A depositional model and palaeoecological reconstruction of the Lower Tortorian distally steepend ramp of Menorca. *Palaios*, 23: 465- 481.

Mossadegh, Z.K., Haig, D.W., Allan, T., Adabi, M.H., & Sadeghi, A., 2009. Salinitychanges during Late Oligocene to Early Miocene Asmari Formation deposition, Zagros Mountains, Iran. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology,* 272: 17-36.

Mutti, M., & Hallok, P., 2003. Carbonate system along nutrient and temperature gradient: Some sedimentological and geochemical constraits. *International Journal of Earth-Science*, 92: 465-475.

www.SID.ir

Archive of SID

Pomar, L., 2001. Types of carbonate platforms: a genetic approach. *Basin Research*, 13: 313-334.

Pomar, L., Brandano M., & Westphal, H., 2004. Environmental infeluencing skeletal grain sediment associations: a critical review of Miocence examples from the western Mediterranean. *Sedimentology*, 51: 627-651.

Pomar, L., & Hallock, P., 2007. Changes in coral-reef structure through The Miocene in the Mediterranean province, Adaptive versus environmental influence. *Geology*, 35: 899-902.

Pomar, L., & Hallock, P., 2008. Carbonate factories: A conundrum in sedimentary Geology. *Earth-Science Reviewers*, 87: 134- 169.

Rahmani, A., Vaziri-Moghaddam, H., Taheri, A., & Ghabeishavi, A., 2009. A model for the paleoenvironmetal distribution of larger foraminifera of Oligocene-Miocene carbonate rocks at Khaviz Anticline, Zagros Basin, SW Iran. *Historical Biology,* 21: 215-227.

Rahmani, A., Taheri, A., Vaziri-Moghaddam, H., & Ghabeishavi, A., 2012. The Asmari Formation Biostratigraphy of the Asmari Formation at Khaviz and Bangestan Anticlines, in Zagros Basin, SW Iran. *Neues Jarbuch für Geologie und Paläontologie*, 263: 1-16.

Renema, W., & Troelstra, S. R., 2001, Larger foraminifera distribution on a mesotrophic carbonate shelf in SW Sulawesi (Indonesia). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 175: 125 146.

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.

Thomas, A.N., 1948. The Asmari limestone of southwest Iran. *National Iranian Oil Company*, Report 706, unpublished.

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., 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, M.E.J., & Vecsei A., 2005. The apparent paradox of abundant foramol facies in low latitudes: their environmental significance and effect on platform development. *Earth-Science Reviews*, 69: 133-168.

www.SID.ir

Archive of SID

Biostratigraphy and palaeoecology of the Asmari Formation in Kuh-e-Siah anticline (north of Dehdasht) and correlation with the adjacent areas

Zare, M.[1]*, Vaziri-Moghaddam, H.[2], Taheri, A.[3], Ghabeishavi, A.[4]

1- M.Sc in Stratigraphy & Paleontology, Department of Geology, Faculty of Sciences, University of Isfahan, Isfahan, Iran
2- Professor, Department of Geology, Faculty of Sciences, University of Isfahan, Isfahan, Iran
3- Professor, Geology Department, Faculty of Earth Science, Shahrood University of Technology, Shahrood, Iran
4- National Iranian South Oil Company (NISOC), Ahwaz, Iran.

*m.zare201188@yahoo.com

Introduction

The Asmari Formation is one of the most prolific reservoirs in southwest Iran. It was deposited on a carbonate platform that was developed across the Zagros Basin. Biostratigraphic zonation of the Asmari Formation was first established by Wynd (1965). Recently, Laursen *et al*. (2009) and van Buchem *et al*. (2010), based on the foraminifera associations calibrated with strontium isotope stratigraphy, introduced a new biozonation for the Asmari Formation. Some recent published research on palaeoecology and biostratigraphy of the Asmari Formation are: Laursen *et al*. (2009), Vaziri-Moghaddam *et al*., (2010), van Buchem *et al*. (2010), Mossadegh *et al*. (2009), Rahmani *et al*. (2009) and Allahkarampour Dill *et al*. (2012).

Discussion

The thickness of the Asmari Formation in the study area is about 214.5 meter. 23 genera and 20 species of larger foraminifera have been identified in the studied section and based on their distribution, 3 foraminiferal assemblages are identified. The assemblage 1 corresponds to the biozone 3 (*Lepidocyclina- Operculina- Ditrupa*) of Laursen *et al*., (2009; Table1) and suggests a Late Chattian age. Assemblage 2 represents the *Miogypsina-Elphidium* sp. 14- *Peneroplis farsenensis* Assemblage Zone with the Aquitanian age (biozone 5 of Laursen *et al*., 2009). Biota of Assemblage 3 is correlated with *Borelis melo curdica* - *Borelis melo melo* Assemblage Zone of Laursen *et al*., (2009) and is attributed to the Burdigalian. The distribution of larger foraminifera appears to have largely depend upon light, salinity, temperature, substrate and water turbulence (Romero *et al*., 2002).

Salinity: According to distribution of diverse biota in the Asmari Formation, 3 different lithofacies identified that have been deposited under different salinity conditions in marine environment. The first one is normal water salinity microfacies (34-40 psu) and includes MF1 to MF4 which are characterized by diverse large benthic foraminifera (e.g. *Heterostegina*, *Spiroclypeus*, *Neorotalia* and *Miogypsinoides*) (Logan, 1959). The second one has water salinity between 40 to 50 psu and comprises porcelaneous benthic foraminifera (miliolids, *Peneroplis*, *Dendritina* and *Borelis*) and includes MF7 and MF8. The third one deposited under salinity more than 50 psu and represent by MF9 to MF 11 which form a higher percent in the sequence with low diversity of porcelaneous benthic foraminifera.

Light: Based on the light-dependency of particular organisms, a number of zones can be recognized in the Asmari Formation ranging from euphotic, mesophotic, oligophotic and aphotic (Pomar, 2001).

Nutrients: Nutrient supply is a basic palaeoecological control on biotic communities. Nutrient gradients in marine environments are classified as: oligotrophic, mesotrophic, eutrophic and hypertrophic (Hallock, 2001; Mutti & Hallock, 2003; Pomar *et al*., 2004). The Asmari Formation in the study area was mainly deposited under mosotropic to oligotrophic conditions.

Carbonate grain associations: The Asmari Formation in kuh-e Siah anticline formed in the inner, middle and outer carbonate ramp setting. Three faunal grain assemblages (foramol, foralgal and nannofor), based on skeletal structure, lifestyle, light and available nutrient, were defined for the Asmari Formation.

The main components in MF1 comprise planktonic foraminifera and fragments of Mollusca shells. The abundance of planktonic foraminifera and absence of photosymbiont bearing taxa suggests deposition in the aphotic zone of an outer ramp setting that could be interpreted as a nannofor association (Mateu-Vicense *et al*., 2008). The marked occurrence of the large benthic foraminifera along with corallinacean red algae in MF2-MF4 could be interpreted as a foralgal association (Pomar *et al*., 2004; Wilson & Vecsei, 2005), deposited in the oligophotic to mesophotic zones of a middle ramp setting during the Late Chattian times. The main

www.SID.ir

Archive of SID

biogenic components in MF6-MF10 are a foramol association (Lees & Buller, 1972; Mutti & Hallock, 2003), related to the euphothic zone of an inner ramp setting during the Aquitanian to Burdigalian times.

Results

This study led to identification of 23 genera and 20 species of benthic foraminifera in the Asmari Formation in the Kuh-e-Siah anticline (north of Dehdasht). Based on the distribution of foraminifera, 3 assemblage zones are recognized. The Asmari Formation at the study area is Late Chattian – Burdigalian in age. Based on skeletal associations (especially large benthic foraminifera and coralline red algae) the following palaeoecological factors are recognized for deposition of the Asmari Formation in the study area including: water salinity of 34psu to more than 50psu, tropical to subtropical environments; oligotrophic to mesotrophic conditions and grain associations of foramol, foralgal and nannofor.

Keywords: Paleoecology; Biostratigraphy; Benthic foraminifera; Asmari Formation.

Refrences

Allahkarampour Dill, M., Seyrafian, A., & Vaziri-Moghaddam, H., 2012. Palaeoecology of the Oligocene-Miocene Asmari Formation in the Dill Anticline, Zagros Basin, Iran. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie – Abhandlungen*, 263: 167-184.

Hallock, P., 2001. Coral reefs, carbonate sedimentation, nutrients, and global change. *In*: Stanley, G.D., (ed.), The history and sedimentology of ancient reef ecosystems. *Kluwer Academic/Plenum Publishers,* New York, pp. 387–427.

Laursen, G.V, Monibi, S., Allan, T.L., Pickard, N.A.H., Hosseiney, A., Vincent, B., Hamon, Y., Van Buchem, F.S.H., Moallemi, A., & Driullion, G., 2009. The Asmari Formation revisited: Changed stratigraphic allocation and new biozonation. *First international petroleum conference & exhibition,* Shiraz, Iran, 4-6: 5.

Lees, A., & Buller, A.T., 1972. Modern temperate-water and warm water shelf carbonate sediments contrasted. *Marine Geology*, 13: 67–73.

Mossadegh, Z.K., Haig, D.W., Allan, T., Adabi, M.H., & Sadeghi, A., 2009. Salinity changes during Late Oligocene to Early Miocene Asmari Formation deposition, Zagros Mountains, Iran. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology,* 272: 17-36.

Mateu-Vicens, G., Hallock, P., & Brandano, M., 2008. A depositional model and palaeoecological reconstruction of the Lower Tortorian distally steepend ramp of Menorca. *Palaios*, 23: 465- 481.

Mutti, M., & Hallok, P., 2003. Carbonate system along nutrient and temperature gradient: Some sedimentological and geochemical constraits. *International Journal of Earth-Science*, 92: 465-475.

Pomar, L., 2001. Types of carbonate platforms: a genetic approach. *Basin Research*, 13: 313-334.

Pomar, L., Brandano M., & Westphal, H., 2004. Environmental influencing skeletal grain sediment associations: a critical review of Miocence examples from the western Mediterranean. *Sedimentology*, 51: 627-651.

Rahmani, A., Vaziri-Moghaddam, H., Taheri, A., & Ghabeishavi, A., 2009. A model for the palaeoenvironmetal distribution of larger foraminifera of Oligocene-Miocene carbonate rocks at Khaviz Anticline, Zagros Basin, SW Iran. *Historical Biology,* 21: 215-227.

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.

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., 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.

Wilson, M.E.J., & Vecsei A., 2005. The apparent paradox of abundant foramol facies in low latitudes: their environmental significance and effect on platform development. *Earth-Science Reviews*, 69: 133-168.

Wynd, J., 1965. Biofacies of Iranian oil consortium agreement area. *Iranian Oil Offshore Company* Report, no. 1082, unpublished.

www.SID.ir