

## چینه نگاری زیستی و محیط رسوبگذاری سازند آسماری در یال جنوبی تاقدیس خویز (شمال شرق بهبهان)

علی نذافت، محمد وحیدی نیا، علیرضا عاشوری

گروه زمین شناسی دانشگاه فردوسی مشهد، ایران

\*مستول مکاتبات - آدرس الکترونیکی: [Ali23nezafat@yahoo.com](mailto:Ali23nezafat@yahoo.com)

(دریافت: ۸۸/۹/۱۶؛ پذیرش: ۸۹/۸/۲۵)

### چکیده

در این تحقیق، چینه نگاری زیستی و محیط رسوبی سازند آسماری در یال جنوبی تاقدیس خویز مورد مطالعه قرار گرفته است. سازند آسماری در برش مورد مطالعه با ۲۸۳ متر ضخامت شامل تناوبی از سنگ آهک های نازک، متوسط و ضخیم لایه تا توده ای است. در این مطالعه ۲۸ جنس و ۲۵ گونه فرامینیفر بنتیک شناسایی شد که بر اساس پخش و پراکندگی عمودی آن ها چهار زون تجمعی مورد شناسایی قرار گرفت. با توجه به پراکندگی عمودی فرامینیفرها و زون های تجمعی شناسایی شده سن سازند آسماری در برش مورد مطالعه الیگوسن (روپلین-چاتین) - میوسن پیشین (آکی تانین- بوردیگالین) در نظر گرفته می شود. بر اساس مشاهدات صحرایی و بررسی مقاطع نازک میکروسکوپی تعداد ۱۰ ریز رخساره در سازند آسماری شناسایی گردید. این ریز رخساره ها در سه محیط رسوبی اصلی شامل بخش کم عمق دریای باز، سد و لاگون نهشته شده اند. روند گسترش ریز رخساره ها حاکی از آن است که سازند آسماری در یک رمپ هموکلینال تشکیل شده است.

واژه های کلیدی: حوضه زاگرس، سازند آسماری، چینه نگاری زیستی، فرامینیفرهای بنتیک، الیگومیوسن، ریز رخساره.

### مقدمه

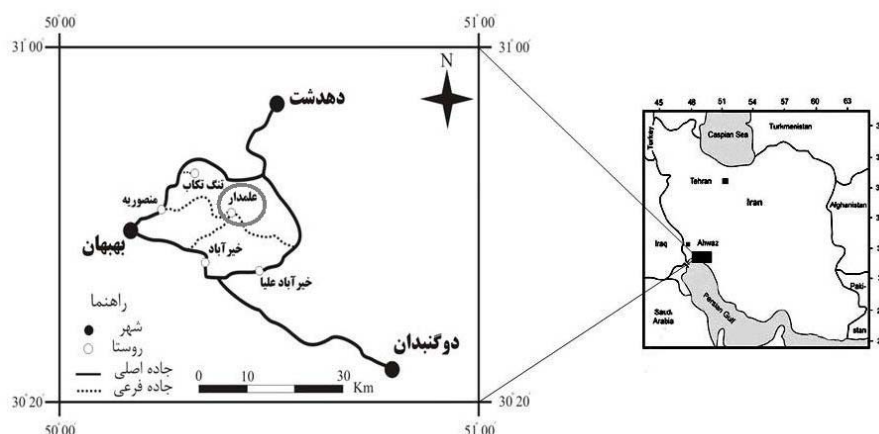
سازند آسماری با سن الیگوسن- میوسن، مهمترین سنگ مخزن نفت در حوضه زاگرس می باشد. در محل برش نمونه در تنگ گل ترش در دامنه جنوب غربی کوه آسماری، این سازند ۳۱۴ متر ضخامت دارد و از نظر سنگ شناسی شامل سنگ آهک های مقاوم به رنگ کرم تا قهوه ای می باشد (مطبیعی ۱۳۸۲). سازند آسماری در اکثر مناطق زاگرس شامل سنگ های کربناته می باشد اما در برخی مناطق در بردارنده ماسه سنگ و سنگ های تبخیری نیز می باشد. رسوبات تبخیری کلهر در منطقه لرستان و رسوبات ماسه سنگی اهواز در منطقه خوزستان دو بخش سازند آسماری را تشکیل می دهند. زیست چینه نگاری سازند آسماری برای اولین بار توسط واینند (۱۹۶۵) تدوین گردید. آدامز و بورژوا (۱۹۶۷) و کلانتری (۱۳۷۱) نیز ضمن بررسی پژوهش های قبلی ویژگی های سنگ شناسی و فسیل شناسی سازند آسماری را توصیف کردند. در سال های اخیر نیز اهرنبرگ و همکاران (۲۰۰۷)، لارسن و همکاران (۲۰۰۹)، صادقی و همکاران (۲۰۰۹) و رحمانی و همکاران (۲۰۰۹) مطالعات وسیعی در زمینه زیست چینه نگاری و محیط رسوبی سازند آسماری در مناطق مختلف زاگرس انجام داده اند.

هدف اصلی این مقاله بررسی چینه نگاری زیستی و محیط رسوبی سازند آسماری در یال جنوبی تاقدیس خویز می باشد.

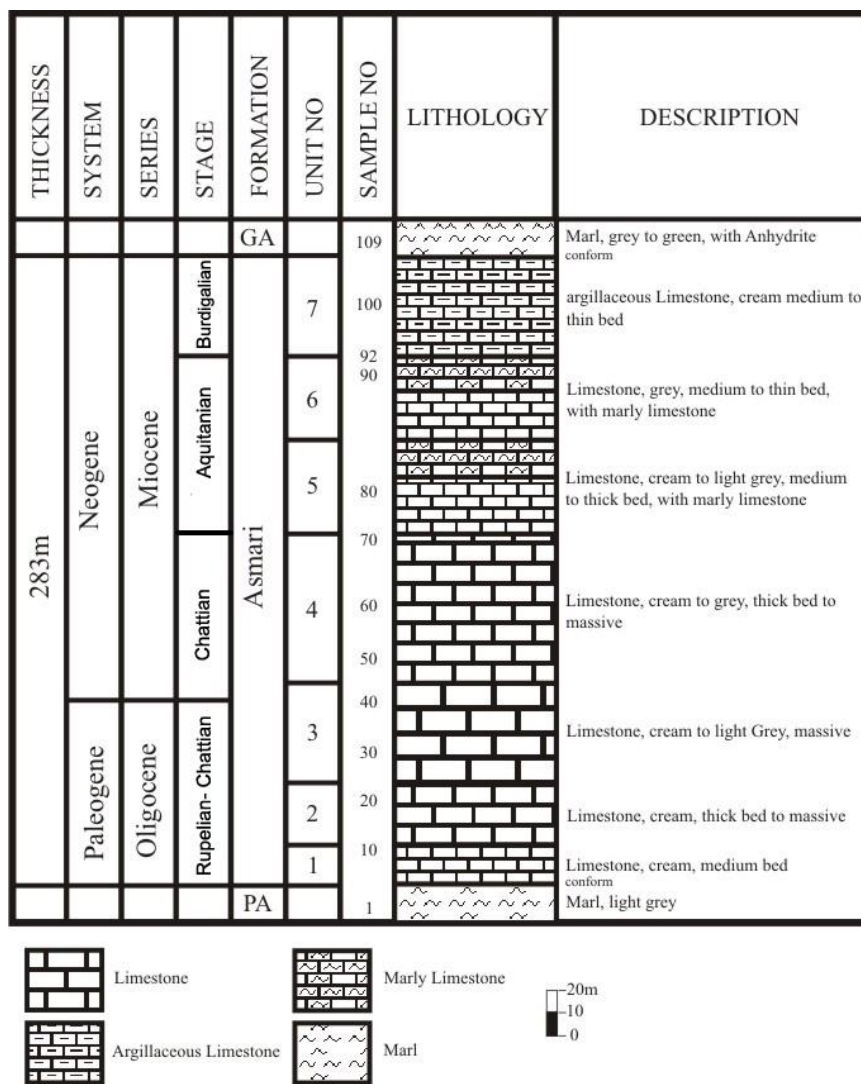
### موقعیت منطقه مورد مطالعه و روش کار

برش مورد مطالعه در ۲۳ کیلومتری شمال شرق شهرستان بهبهان قرار دارد (شکل ۱). این برش با مختصات جغرافیایی  $30^{\circ} 37' 3''$  شمالی و  $50^{\circ} 27' 11''$  شرقی، در یال جنوبی تاقدیس خویز واقع شده است. به منظور انجام مطالعات زیست چینه نگاری و شناسایی ریز رخساره ها و محیط رسوبی سازند آسماری در این منطقه، تعداد ۱۰۹ مقطع نازک از نمونه های سنگی تهیه و مورد بررسی دقیق میکروسکوپی (سنگ شناسی و فسیل شناسی) قرار گرفت. مطالعه مقاطع نازک منجر به شناسایی فرامینیفرهای شاخص گردید و بر اساس پخش و پراکندگی آن ها زون های تجمعی تشخیص داده شد. همچنین با استفاده از مشاهدات صحرایی و بررسی مقاطع نازک، ۱۰ ریزرخساره کربناته شناسایی گردید. نامگذاری سنگ های آهکی بر اساس روش دانهام (۱۹۶۲) و امبری و کولوان (۱۹۷۲) انجام گرفت و میکروفاسیس ها بر اساس روش کاروزی (۱۹۸۹) طبقه بندی شدند و در نهایت ریزرخساره

ها با مدل ارائه شده توسط ویلسون (۱۹۷۵) و فلوگل (۲۰۰۴) مقایسه شد.



شکل ۱: موقعیت جغرافیایی و راههای دسترسی به برش مورد مطالعه



شکل ۲: سنگ چینه نگاری سازند آسماری در برش مورد مطالعه

می شود و فقط شامل میلیولیدهای ناشناخته و *Dendritina rangi* می شود.

در این مطالعه ۲۸ جنس و ۲۵ گونه فرامینیفر بنتیک مورد شناسایی قرار گرفت و پراکندگی آنها در نمودار شکل ۳ ترسیم گردید. برای تعیین سن برش مورد مطالعه از نتایج حاصل از مطالعات اهرنبرگ و همکاران (۲۰۰۷) و لارسن و همکاران (۲۰۰۹) استفاده شده است. بر اساس پخش و پراکندگی عمودی فرامینیفرها چهار زون تجمعی تشخیص داده شد (شکل ۳) که با بیوزون های ارائه شده برای سازند آسماری توسط لارسن و همکاران (۲۰۰۹) مقایسه شده اند. زون های تجمعی شناسایی شده به شرح زیر است:

**زون تجمعی I:** این زون تجمعی از قاعده سازند تا ضخامت ۸۳ متری مشاهده می شود و بر اساس حضور گونه های زیر مشخص می شود.

*Eulepidina elephantina, Eulepidina dilatata, Nephrolepidina tournoueri, Operculina complanata, Operculina sp.,*

میکروفسیل های همراه این زون تجمعی عبارتند از:

*Ditrupa sp., Amphistegina sp., Rotalia vinnoti, Heterostegina sp., Heterostegina praecursor, Planorbulina sp., Nephrolepidina marginata, Spiroclypeus blankenhorni, Spiroclypeus ranjanae,*

این زون تجمعی می تواند با *Lepidocyclina- Operculina-Ditrupa* Assemblage Zone از لارسن و همکاران (۲۰۰۹) مطابقت کند و مبین سن الیگوسن (روپلین-چاتین) می باشد.

**زون تجمعی II:** این زون تجمعی از ضخامت ۸۳ متری تا ۱۶۱ متری از سازند آسماری گسترش دارد و با پیدایش گونه های زیر مشخص می شود.

*Archaias hensoni, Archaias sp., Miogypsinoidea complanatus* میکروفسیل های دیگری که در این زون تجمعی وجود دارند عبارتند از:

*Elphidium sp., Archaias kirkukensis, Austrotrillina howchini, Peneroplis evolutus, Peneroplis farsensis, Asterigerina sp., Sphaerogypsina sp., Meandropsina iranica, Rotalia vinnoti, Amphistegina sp., Heterostegina sp., Meandropsina anahensis, Pyrgo sp., Pseudolituonella richeli, Triloculina trigonula.,*

این زون تجمعی با *Archaias asmaricus-Archaias hensoni-Miogypsinoidea complanatus* Assemblage Zone از لارسن و همکاران (۲۰۰۹) قابل انطباق می باشد و بیانگر سن چاتین می باشد.

**زون تجمعی III:** این زون تجمعی از ضخامت ۱۶۱ متری تا ۲۳۸ متری از سازند آسماری گسترش دارد و با حضور گونه های زیر مشخص می گردد:

*Elphidium sp., Peneroplis farsensis,*

میکروفسیل های همراه این زون تجمعی عبارتند از:

*Peneroplis evolutus, Peneroplis thomasi, Meandropsina iranica, Spirolina cylindracea, Dendritina rangi, Discorbis*

## سنگ چینه نگاری برش مورد مطالعه

سازند آسماری در منطقه مورد مطالعه با ۲۸۳ متر ضخامت از تناوب سنگ آهک های نازک، متوسط و ضخیم لایه تا توده ای تشکیل شده است که به طور هم شیب و پیوسته بر روی مارن های سازند پایده قرار دارد و در مرز فوقانی نیز به طور هم شیب و در زیر سازند گچساران قرار گرفته است (شکل ۲).

## چینه نگاری زیستی

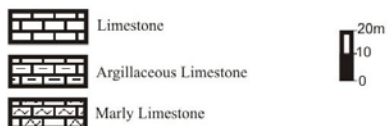
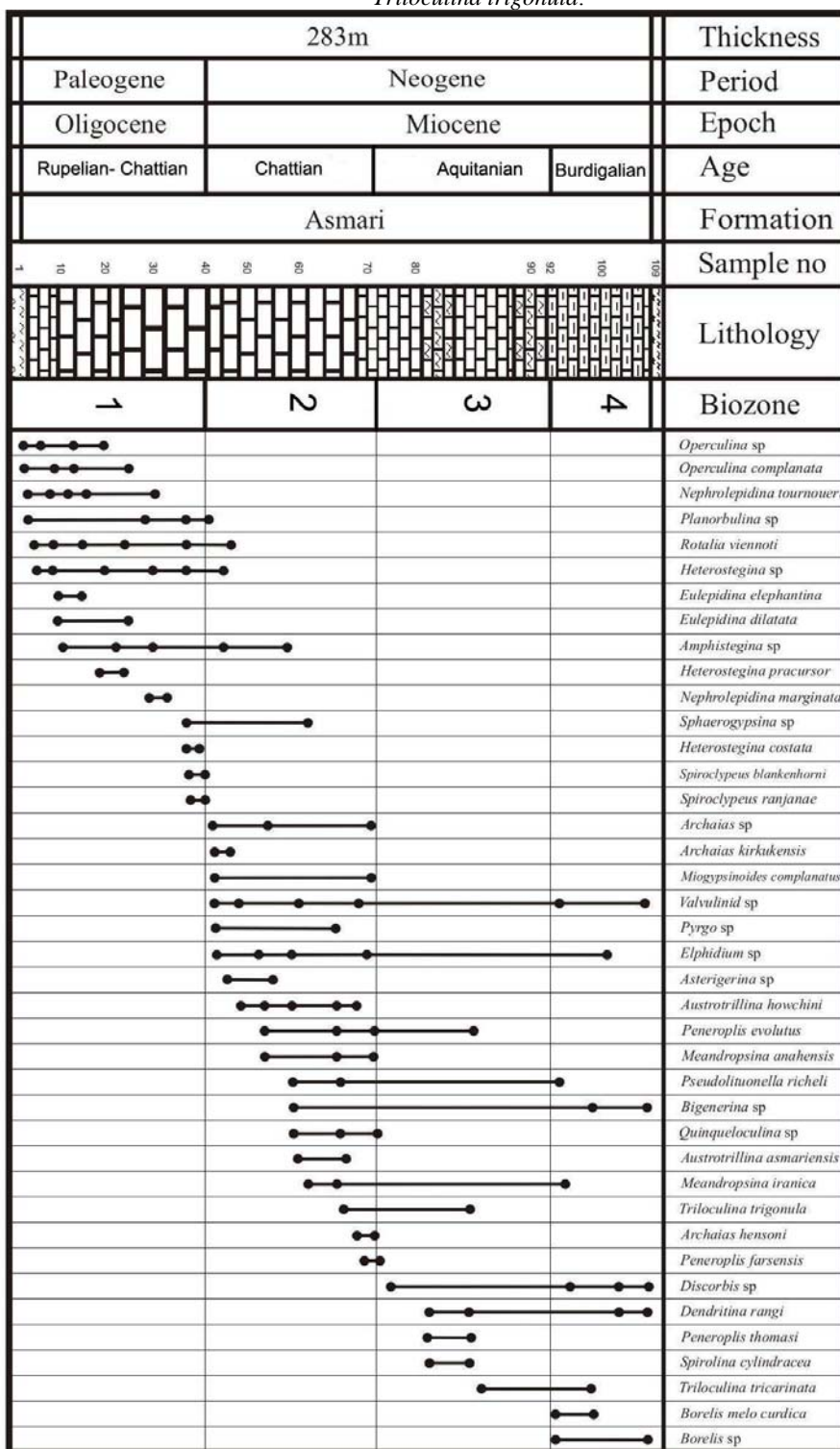
چینه نگاری زیستی و تعیین سازند آسماری برای اولین بار توسط وایند (Wynd 1965) انجام گرفت و سپس توسط توسط آدامز و بورژوا (Adams & Bourgeois 1967) بازنگری شد.

در سال های اخیر مطالعات جدیدی در زمینه تعیین سن سازند آسماری انجام شده است. ابتدا اهرنبرگ و همکاران (Ehrenberg et al. 2007) چند جنس و گونه از فرامینیفرهای بنتیک سازند آسماری را در چند ناحیه از زاگرس به روش چینه نگاری ایزوتوپ استرانسیوم تعیین سن کردند که این مطالعه سبب تغییرات زمانی در سازند آسماری گردید. بر اساس نتایج حاصل از این مطالعه آخرین حضور جنس *Nummulites* یک میلیون سال قبل از پایان آشکوب روپلین می باشد؛ *Spiroclypeus blanckenhorni* شاخص چاتین و آخرین حضور *Archaias* بیانگر نزدیک یا درست بعد از شروع میوسن در نظر گرفته می شود و بنابراین آخرین حضور *Archaias* نشانگر انتهای چاتین می باشد؛ و اولین حضور *Miogipsina* را به انتهای ترین بخش های شاتین نسبت داده اند؛ لازم به ذکر است که آدامز و همکاران (۱۹۸۳) و کاوازاک و پوئیگنانت (۱۹۹۷) *Miogipsina* را به عنوان شاخص میوسن پیشین در نظر گرفته بودند و شروع بوردیگالین را با ظهور *Borelis melo curdica* مشخص کرده اند.

لازم به ذکر است جایی که میوزیپسینا حضور ندارد رسوبات نهشته شده در بین آخرین حضور آرکیاس ها و اولین حضور *Borelis melo curdica* به اشکوب آکیتانین نسبت داده می شود.

لارسن و همکاران (۲۰۰۹) نیز در مطالعه ای جامع چندین جنس و گونه کلیدی از فرامینیفرهای سازند آسماری را به روش چینه نگاری ایزوتوپ استرانسیوم تعیین سن کردند و با توجه به گسترش زمانی آن ها این تعیین سن را در برش های متفاوتی انجام داده اند. در این زون بندی جدید، ۷ بیوزون برای سازند آسماری معرفی شده است که شامل ۶ زون تجمعی و ۱ زون نامشخص می باشد. این زون نامشخص اغلب در بین *Miogipsina- Elphidium sp.14- Peneroplis farsensis Borelis melo curdica-* assemblage zone (Laursen et al. 2009) و *Borelis melo curdica- Borelis melo melo assemblage zone* (Laursen et al. 2009) مشاهده

sp., *Pseudolituonella richeli*, *Triloculina tricarinata*,  
*Triloculina trigonula*.



شکل ۳: گسترش عمودی فرامینیفرهای سازند آسماری در برش مورد مطالعه

Plate I

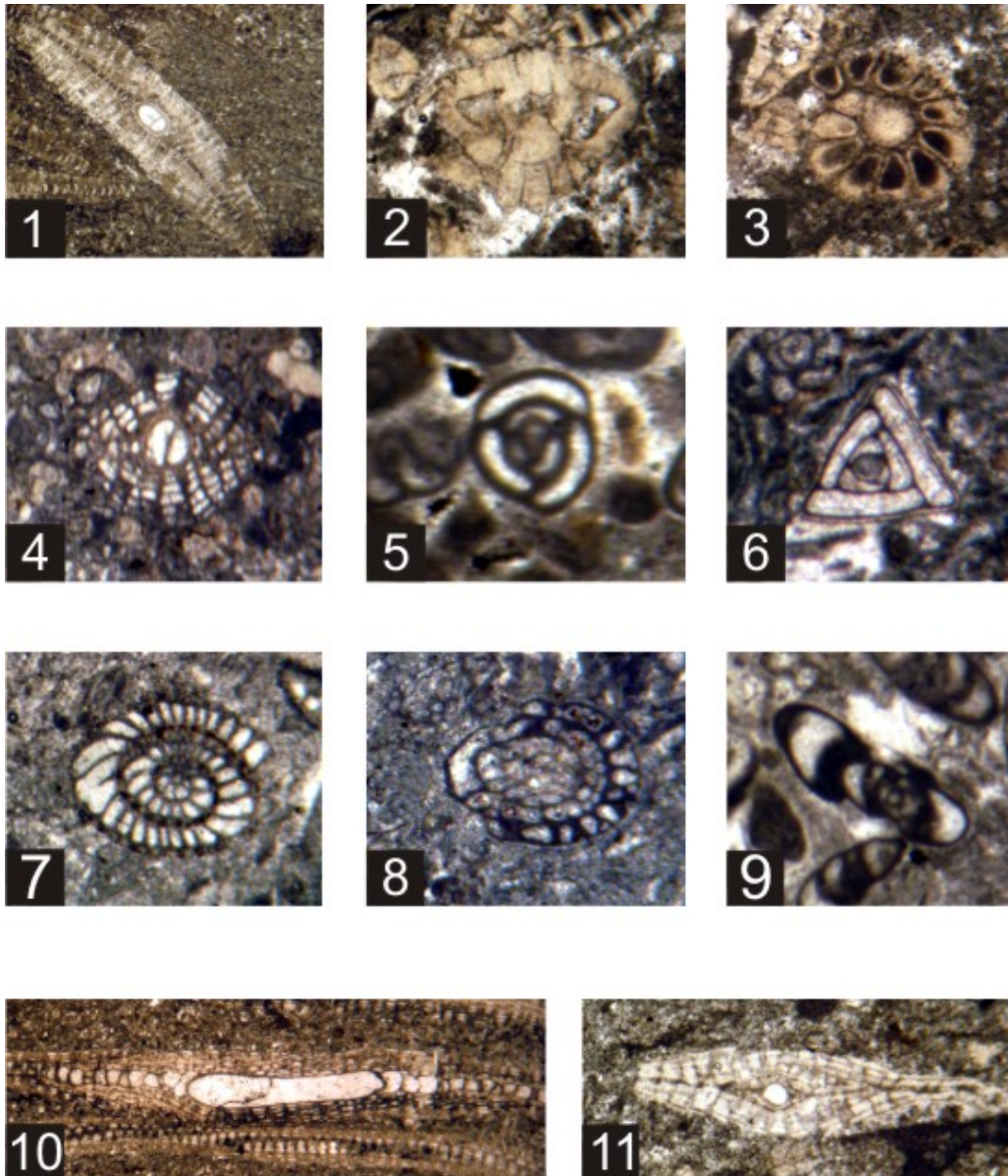


Plate I: ( 1) *Eulepidina cf. Dilatata* (Lemoine and Duville) 1904 X25 (2) *Rotalia viennotti* (Greig) 1935 X40 (3) *Rotalia viennotti* (Greig) 1935 X40 (4) *Nephrolepidina tournoueri* (Lemoine and Duville) 1904 X40 (5) *Triloculina trigonula* (Lamarck) 1804 X100 (6) *Triloculina tricarinata* (d'Orbigny) 1826 X100 (7) *Peneroplis farsensis* (Henson) 1950 X40 (8) *Borelis melo curdica* (Richel) 1937 X40 (9) *Dendritina rangi* (d'Orbigny) 1826 X40 (10) *Eulepidina elephantina* (Lemoine and Duville) 1904 X25 (11) *Spiroclypeus blankenhorni* (Henson) 1937 X40

*Borelis* sp., *Elphidium* sp., *Meandropsina iranica*, *Dendritina rangi*, *Discorbis* sp., *Valvulinid* sp., *Bigenerina* sp., *Triloculina tricarinata*,

*Borelis melo curdica*- *B. melo melo* این زون تجمعی با *Borelis melo curdica* Assemblage Zone از لارسن و همکاران (۲۰۰۹) قابل تطابق است و مبین سن بوردیگالین می باشد مطابقت می کند.

بر اساس این زون های تجمعی، سن سازند آسماری در این برش، الیگوسن (روپلین- چاتین)- میوسن پیشین (آکی تانین- بوردیگالین) در نظر گرفته می شود.

این زون تجمعی فاقد میوزوپسینا می باشد ولی به لیل موقعیت آن در توالی (بالاتر از آخرین حضور آرکیاس ها و زیر اولین لایه های دارای *Miogyopsina*- *Elphidium* sp. 14- با *Borelis melo curdica* Assemblage Zone از لارسن و همکاران *Peneroplis farsensis* (۲۰۰۹) قابل انطباق می باشد و بیانگر سن آکی تانین می باشد.

**زون تجمعی IV:** این زون تجمعی از ضخامت ۲۳۸ متری تا پایان سازند آسماری گسترش دارد و با ظهور *Borelis melo curdica* مشخص می شود. میکروفسیل های همراه این زون تجمعی عبارتند از:



## شرح ریز رخساره ها

بر اساس مشاهدات صحرایی و بررسی مقاطع نازک میکروسکوپی تعداد ۱۰ ریز رخساره در سازند آسماری در برش مورد مطالعه شناسایی گردید که در سه محیط رسوبی اصلی شامل بخش کم عمق دریای باز، سد و لاگون نهشته شده اند. این ریز رخساره ها از عمیق به سمت کم عبارتند از:

### الف) ریز رخساره های دریای باز

#### A<sub>1</sub>) بایوکلستیک پکستون

مهمترین اجزای این ریز رخساره را قطعات اکینودرم، تعدادی از فرامینیفراهای با پوسته هیالین مانند اپرکولینا، هتروسترینا، آمفیستزینا و همچنین خرده های جلبک قرمز و دیتروپا تشکیل می دهند. میزان گل در این ریز رخساره پایین بوده و دارای بافت پکستون می باشد (Plate 2, A). همراهی جلبک های قرمز و فرامینیفراهای بنتیک بزرگ زیستن در زون الیگوفوتیک محیط رمپ میانی را نشان می دهد (Pomar 2001; Corda & Brandano 2003).

نبود میلیولیدها و حضور نومولیتیده ها مثل اپرکولینا در یک زمینه با میزان گل پایین، نشان دهنده رسوبگذاری زیر قاعده تاثیر امواج آرام می باشد (Rasser *et al.* 2005). با توجه به این که ظهور اپرکولینا حد تحتانی زون فوتیک را نشان می دهد (Romero *et al.* 2002) می توان نتیجه گرفت که این ریز رخساره در بخش تحتانی زون فوتیک، زیر قاعده تاثیر امواج آرام نهشته شده است.

#### A<sub>2</sub>) بایوکلستیک لپیدوسیکلینا پکستون

فونای غالب این ریز رخساره لپیدوسیکلیناهای بزرگ و کشیده هستند که اکثر آنها سالم و بدون آثار شکستگی می باشند که در یک زمینه گلی با بافت پکستون قرار دارند. از دیگر اجزای این ریز رخساره می توان اپرکولینا و هتروسترینا را نام برد که به همراه قطعات اکینودرم درصد کمی از این ریز رخساره را شامل می شوند (Plate 2, B). حضور لپیدوسیکلیناهای بزرگ، کشیده و سالم نشان می دهد که این ریز رخساره در محیطی آرام نهشته شده است. همچنین اشکال بزرگ و پهن لپیدوسیکلیناها نشان دهنده رسوبگذاری در بخش زیرین منطقه نوری می باشند (Hottinger 1980, 1983; Hallock 1999). محمدی و همکاران (۱۳۸۸) رخساره مشابهی را از رسوبات الیگومیوسن ایران مرکزی (سازند قم) گزارش نموده اند و رسوبگذاری آن را به محیط دریای باز با انرژی پایین تا متوسط نسبت داده اند.

#### A<sub>3</sub>) روتالیا آمفیستزینا هتروسترینا پکستون - گرینستون

اجزای اصلی این ریز رخساره را فرامینیفراهای بنتیک با پوسته هیالین نظیر هتروسترینا، آمفیستزینا و روتالیا تشکیل می دهند. جلبک های قرمز از اجزای فرعی این ریز رخساره می باشند (Plate 2, C). میزان گل در زمینه این ریز رخساره کم می باشد که این مطلب نشان دهنده

این است که این ریز رخساره در یک محیط با انرژی نسبتاً زیاد تشکیل شده است. با توجه به حضور جلبک های قرمز از نوع کورالیناسه آ و همراهی آن ها با روتالیاها و نبود میکروفسیل های شاخص لاگون این ریز رخساره را می توان به بخش کم عمق دریای باز به سمت سد نسبت داد (Pomar 2001).

### ب) ریز رخساره های سد

#### A<sub>4</sub>) پلوئیدال ائید گرینستون

اجزای اصلی این ریز رخساره را دانه های ائیدی تشکیل می دهند که میکریتی شده اند. علاوه بر این ائیدها، دانه های پلوئید نیز با فراوانی کمتری حضور دارند. میلیولیدها نیز بصورت خیلی پراکنده در آن دیده می شوند. زمینه این ریز رخساره را سیمان اسپاری تشکیل داده است (Plate 2, D). حضور فراوان ائیدها، جورشدگی و گردشگی خوب دانه ها و همچنین بافت سنگ بیانگر نهشته شدن این ریز رخساره در محیط سدی (سد ائیدی - بایوکلاستی) می باشد.

### ج) ریز رخساره های لاگون

#### A<sub>5</sub>) میلیولیدا دندریتینا پکستون - گرینستون

فرامینیفراهای با دیواره آهکی پورسلانوز اصلی ترین عنصر تشکیل دهنده این ریز رخساره می باشند. میلیولیدا و دندریتینا از فرامینیفراهای غالب این رخساره می باشند همچنین پنیروپلیس، آرکیاس و تکستولاریا به نسبت کمتری حضور دارند. پلوئیدها نیز از عناصر فرعی این ریز رخساره می باشند. میزان گل در این ریز رخساره کم است (Plate 2, E). حضور تعداد زیادی از فرامینیفراها با پوسته پورسلانوز نشان می دهد که رسوبگذاری در یک محیط لاگونی انجام شده است (Amirshahkarami *et al.* 2007). فراوانی فرامینیفراهای دارای دیواره پورسلانوز، جورشدگی نسبتاً خوب دانه ها و بافت سنگ (غالب بودن زمینه سیمانی) بیانگر نهشته شدن این ریز رخساره در قسمت های نسبتاً پر انرژی و نزدیک به سد محیط های لاگونی می باشند.

#### A<sub>6</sub>) میلیولیدا بایوکلستیک پکستون - رودستون

عناصر اصلی تشکیل دهنده این ریز رخساره شامل قطعات بریوزوا، اکینودرم و دوکفه ای و همچنین میلیولیدهای فراوان می باشد. علاوه بر آنها مقداری جلبک قرمز کورالیناسه آ نیز در آن دیده می شود (Plate 2, F). وجود قطعات درشت بریوزوا، اکینودرم، خرده های دوکفه ای و نیز جلبک های قرمز از ویژگی های این ریز رخساره می باشد. همراهی این قطعات درشت با میلیولیدهای که به طور کلی فراوانی آنها شاهدهی برای محیط های لاگونی می باشند (Geel 2000)، نشان می دهد که این ریز رخساره در یک محیط لاگونی نهشته شده است.

## Plate II

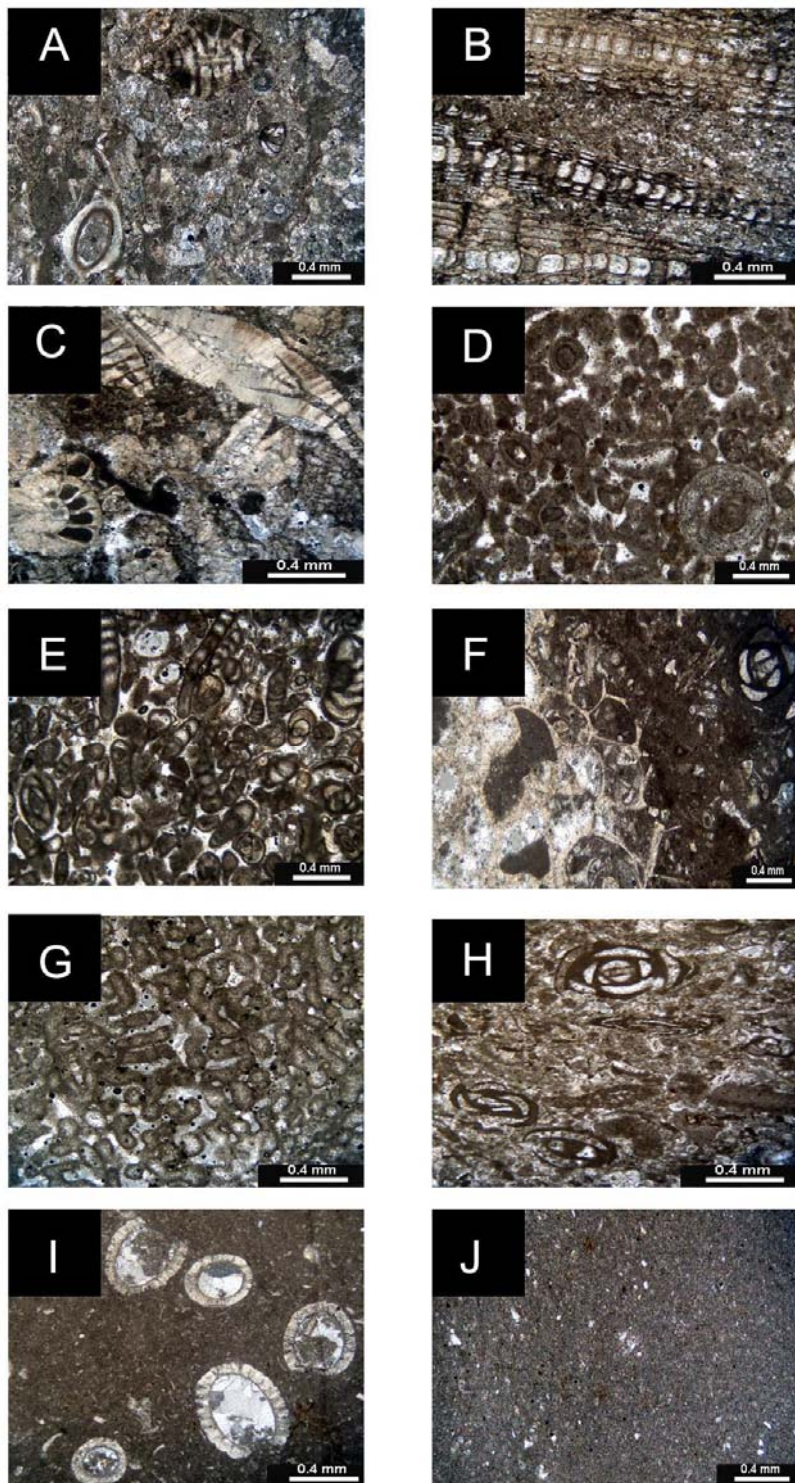


Plate II (A) بایوکلیستیک پکستون (B) بایوکلیستیک لپیدوسیکیلینا پکستون (C) روتالیا آمفیستزینا هتروستزینا پکستون - گرینستون (D) پلوئیدال انید  
 گرینستون (E) میلیولیدا دندریتینا پکستون - گرینستون (F) میلیولیدا بایوکلیستیک پکستون - رودستون (G) باندستون مرجانی (H) میلیولید پکستون (I)  
 کاروفیت وکستون (J) مادستون کوارتزار

**A7) باندستون مرجانی**

ترتیب از نهشته های سازند قم و سازند آسماری گزارش نموده اند و با توجه به بافت سنگ، حضور پراکنده دانه های کوارتز، عدم وجود فسیل، نبود شواهد خروج از آب و همچنین موقعیت آن در توالی، نهشته شدن این ریزرخساره به قسمت های کم عمق و به سمت ساحل لاگون نسبت داده اند.

**تعبیر و تفسیر مدل رسوبی**

به دلیل نبود ریف های پیوسته و واقعی نمی توان محیط رسوب گذاری رسوبات مورد مطالعه را به پلاتفرم کربناته نوع شلف (فلات) نسبت داد همچنین فقدان رسوبات لغزشی و گراویده ای رسوب گذاری این نهشته ها را در یک پلاتفرم کربناته از نوع distally steepness ramp غیر ممکن می سازد، حضور سد ائیدی- بیوکلاستی در توالی مطالعه شده دلیلی بر نهشته شدن این توالی در یک پلاتفرم کربناته از نوع رمپ هموکلینال می باشد بنابراین، بر اساس ریز رخساره های شناسایی شده و توزیع فرامینیفرها، سازند آسماری در برش مورد مطالعه در یک پلاتفرم کربناته از نوع رمپ هموکلینال نهشته شده اند (شکل ۴). لازم به ذکر است رحمانی و همکاران (۲۰۰۹) هیچ گونه سد ائیدی یا بیوکلاستی در تاقدیس خویز شناسایی نکرده اند و محیط رسوبگذاری آن را به یک شلف باز نسبت داده اند.

با توجه به انرژی محیط و فراوانی و نوع اجزای اسکلتی و غیراسکلتی ریز رخساره ها، سه محیط رسوبی بر روی این رمپ کربناته تشخیص داده شده است که به ترتیب از مناطق عمیق به کم عمق عبارتند از: بخش کم عمق دریای باز، سد و لاگون.

نوع بافت و اندازه دانه های اسکلتی نشانگر این است که رخساره های بخش های کم عمق دریای باز در محیط هایی با انرژی کم تا متوسط نهشته شده اند. فسیل های موجود در این رخساره ها نیز، معرف شرایط دریای باز و کم عمق می باشند.

در محیط سد با کاهش تدریجی عمق و افزایش انرژی محیط، مقدار گل آهکی کاهش می یابد و میزان سیمان کلسیت اسپاری افزایش پیدا می کند. انرژی زیاد سبب می گردد که دانه های بایوکلسیت در این قسمت ته نشست پیدا کنند و گل کربناته از محیط شسته شود. محیط لاگون به دلیل محصور بودن در پشت سد ائیدی- بایوکلاستی دارای انرژی کم و چرخش محدود آب می باشد. از ویژگی های مشترک رخساره های لاگونی حضور فرامینیفرها با پوسته پورسلانوز (بی منفذ) می باشد.

لازم به توضیح است که در نمونه های مطالعه شده رخساره های مربوط به ناحیه عمیق دریای باز که مشخصه آن وجود فرامینیفرها پلانکتونیک می باشد، مشاهده نشده است. همچنین به دلیل عدم مشاهده شواهد خروج از آب (مانند استروماتولیت، بافت چشم پرده ای

تنها فونای تشکیل دهنده این ریز رخساره مرجان های سالم و غالباً برجا می باشد (Plate 2,G). تناوب این ریز رخساره با ریز رخساره های لاگونی و همچنین شواهد صحرایی (ناپیوسته بودن ریف ها و همچنین قابل تعقیب نبودن آنها در فواصل طولانی) بیانگر ریف های تکه ای (Patch reef) و نهشته شدن این ریز رخساره در محیط های لاگونی می باشد. محمدی و همکاران (۱۳۸۸) ریز رخساره مشابهی را از رسوبات الیگومیوسن ایران مرکزی (سازند قم) گزارش نموده اند و آن را به ریف های تکه ای موجود در محیط های لاگونی نسبت داده اند.

**A8) میلیولید پکستون**

مهمترین عناصر تشکیل دهنده این ریز رخساره میلیولیدها می باشند. علاوه بر میلیولیدها مقدار کمی جلبک قرمز نیز دیده می شود که از اهمیت کمتری برخوردار هستند (Plate 2,H). میلیولیدها در انواع محیط های آبی کم عمق از نیمه شور تا خیلی شور قادر به زندگی می باشند. فراوانی میلیولیدها به طور کلی شاهدهی برای محیط های لاگونی می باشد (Geel 2000).

**A9) کاروفیت و کستون**

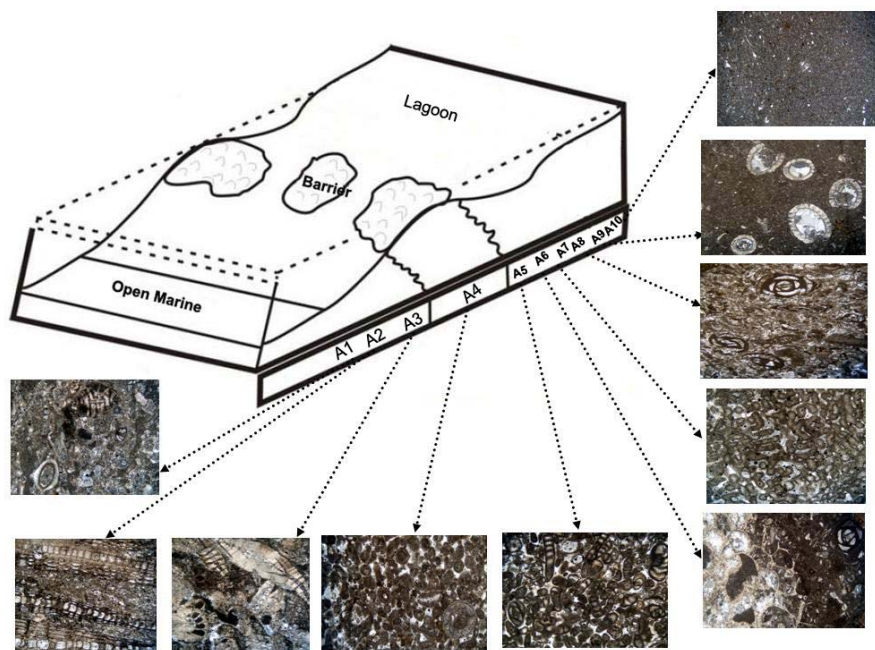
مهمترین جزء تشکیل دهنده این ریز رخساره جلبک کاروفیت می باشد. از دیگر اجزای تشکیل دهنده آن می توان به خرده های استراکود اشاره کرد. دانه های اسکلتی در یک زمینه میکریتی با بافت و کستون دیده می شوند (Plate 2,I). جلبک های کاروفیت، جلبک هایی هستند که در آبهای شیرین تا لب شور زندگی می نمایند و حضور آن ها و استراکودها بدون جانوران و گیاهان دریایی نشان دهنده رسوبگذاری در شرایط آب شیرین تا لب شور می باشد (Flugel 2004). با توجه به محیط زندگی جلبک های کاروفیت و نیز موقعیت چینه شناسی این ریز رخساره آن را می توان به بخش های کم عمق و نزدیک به ساحل محیط لاگونی نسبت داد. برناوس و همکاران (Bernaus et al. 2003) ریز رخساره مشابهی را از محیط دریاچه ای حوضه اورگانیا (Organya) گزارش نموده اند.

**A10) مادستون کوارتزار**

میکریت زمینه اصلی این ریز رخساره را تشکیل داده است. در این ریز رخساره خرده های اسکلتی وجود ندارند و فقط دانه های ریز کوارتزار بصورت پراکنده در آن دیده می شود (Plate 2,J). این ریزرخساره به دلیل داشتن گل آهکی فراوان و نیز عدم وجود اجزای اسکلتی و غیر اسکلتی و نیز داشتن کوارتزار آواری، رسوبگذاری در بخش بالای پهنه جزرومدی را تایید می کند. نبود فسیل در این رخساره نشان دهنده چرخش محدود آب و نبود شرایط مناسب برای زیست موجودات است (Warren, 2000; Alsharhan & Kendall 2003). محمدی و همکاران (۱۳۸۸) و الله کرم پور و همکاران (۲۰۱۰) رخساره های مشابهی را به



و ... رخساره های مربوط به محیط پهنه جزرومدی شناسایی نشده است.



شکل ۴: مدل رسوبی پیشنهاد شده برای تشکیل رسوبات کربناته سازند آسماری در برش مورد مطالعه

#### نتیجه گیری

- در نهشته های سازند آسماری در برش علمدار ۱۰ ریز رخساره تشخیص داده شد که این ریز رخساره ها در چهار محیط رسوبی اصلی شامل بخش کم عمق دریای باز، سد و لاگون قرار می گیرند.  
- بر اساس مطالعات صحرایی و بررسی مقاطع نازک میکروسکوپی، نهشته های سازند آسماری در منطقه مورد مطالعه در یک پلاتفرم کربناته از نوع رمپ هموکلینال رسوبگذاری کرده اند.

- مطالعه فرامینیفرهای بنتیک منجر به شناسایی چهار زون تجمعی گردید که بر اساس آنها سن سازند آسماری در یال جنوبی تاقدیس خويز (برش علمدار)، الیگوسن (روپلین - چاتین) - میوسن پیشین (آکی تانین - بوردیگالین) در نظر گرفته شد.

#### منابع:

- کلانتری ا.، ۱۳۷۱: سنگ چینه ای و رخساره های میکروسکوپی زاگرس. انتشارات شرکت ملی نفت ایران، ۴۲۱ صفحه.
- محمدی ا.، صفری ا.، وزیری مقدم، ح.، محمدی منفرد، م.، ۱۳۸۸: بررسی ریز رخساره ها و محیط رسوبی سازند قم در ناحیه جزه (جنوب کاشان). رخساره های رسوبی. شماره ۱، صفحه ۹۴-۸۱.
- مطیعی ه.، ۱۳۸۲: زمین شناسی ایران - چینه شناسی زاگرس. انتشارات سازمان زمین شناسی، ۵۵۶ صفحه.
- Adams T. D., Bourgeois F. 1967: Asmari Biostratigraphy: Geological and Exploration, *IOOC Report*. **1074**: unpublished.
- Adams CG., Gentry AW., Whybrow PJ. 1983: Dating the terminal Tethyan events: *Utrecht Micropal Bull.* **30**: 273-298.
- Alsharhan A.S., Kendall C.G.ST.C. 2003: Holocene coastal carbonates and evaporites of the southern Arabian Gulf and their ancient analogues: *Earth Science Review*. **61**: 191-243.
- Amirshahkarami M., Vaziri-Moghadam H., Taheri A. 2007: Sedimentary facies and sequence stratigraphy of the Asmari Formation at Chaman-Bolbol, Zagros Basin, Iran: *Journal of Asian Earth Sciences*. **29**: 947-959.
- Bernaus J.M., Arnaud-Vanneau A., Caus E. 2003: Carbonate platform sequence stratigraphy in a rapidly subsiding area: the Late Barremian Early Aptian of the Organyá Basin, Spanish Pyrenees: *Sediment Geol.* **15**: 177-201.
- Cahuzac B., Poignant A. 1997: An attempt of biozonation of the European basin, by means of larger neritic foraminifera: *Bull Soc Geol France*. **168(2)**: 155-169.
- Carrozi A.V. 1989: Carbonate Rocks Depositional Models: A Microfacies Approach, Prentice-Hall, London, 604 p.

- Corda L., Brandano M. 2003: Aphotic zone carbonate production on a Miocene ramp central Apennines, Italy: *Sedimentary Geology*. **61**: 55-70.
- Dunham R.J. 1962: Classification of carbonate rocks according to depositional texture: *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*. **1**: 108-121.
- Ehrenberg S. N., Pickard N. A. H. , Laursen G. V., Monibi S., Mossadegh Z. K., Svana T. A., Aqravi 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(2)**: 107 -128.
- Embry A. F., Klovan J. E. 1971: A late Devonian reef tract on northeastern Banks Islands, Northwest Territories: *Bull. Can. Pet. Geol.* **19**: 730-781.
- Flügel E. 2004: Microfacies of carbonate rocks, analysis, interpretation and application: *Springer, Berlin- Heidelberg, New York*. 976p.
- Geel T. 2000: Recognition of stratigraphic sequences in carbonate platform and slope deposits: empirical models based on microfacies analysis of Paleogene deposits in southeastern Spain: *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. **155**: 211-238.
- Hallock P. 1999: Symbiont-Bearing Foraminifera, In: B. K.Sen. Gupta, Modern Foraminifera, Kluwer Academic, Dordrecht.
- Hottinger L. 1980: Repartition comparee des grands foraminifères de lamer Rouge et de l'Océan indien. *Ann. Univ. Ferrara*. **6**: 35-51.
- Hottinger L. 1983: Processes determining the distribution of larger foraminifera in space and time: *Utrecht Micropaleont. Bull* **30**: 239-253.
- Laursen G. V., Monibi S., Allan T. L., Pickard N. A. H., Hosseiney A., Vincent B. , Hamon Y., van Buchem F. S. P., Moallemi A. , Druillion G. 2009: The Asmari Formation Revisited: Changed Stratigraphic Allocation and New Biozonation: *First International Petroleum Conference & Exhibition- Shiraz 2009*
- Pomar L. 2001a: Types of carbonate platforms: a genetic approach: *Basin Research*. **13**: 313-334.
- Rahmani A, Vaziri-Moghaddam H, Taheri A, Ghabeishavi A. 2009: A model for the paleoenvironmental distribution of larger foraminifera of Oligocene–Miocene carbonate rocks at Khaviz Anticline, Zagros Basin, SW Iran: *Historical Biology*. **21**: 215–227.
- Rasser M. W., Scheibner C., Mutti M. 2005: A paleoenvironmental standard section for early Ilerrdian tropical carbonate factories (Corbieres, France, Pyrenees, Spain): *Facies*. **51**: 217-232.
- Romero J., Caus E., Rossel 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(SE Spain): *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. **179**: 43-56.
- Sadeghi R, Vaziri-Moghaddam H, Taheri A. 2009: Biostratigraphy and paleoecology of the Oligo-Miocene succession in Fars and Khuzestan areas Zagros Basin, SW Iran: *Historical Biology*. 1- 15.
- Warren W.J. 2000: Dolomite: Occurrence, evolution and economically important association: *Earth Science Review*. **52**: 1-18.
- Wilson J.L. 1975: Carbonate facies in geological history: *Springer, Berlin- Heidelberg, New York*. 471p.
- Wynd J. G. 1965: Biofacies of the Iranian oil consortium agreement area: IOOC Report, no. **1082**: unpublished.