

رخساره‌های زیستی میکروسکوپی و محیط‌های رسوبی سازند آسماری در ناحیه لالی (شمال مسجدسلیمان)

مسعود کیمیاگری*، حسین وزیری مقدم*، عزیزاله طاهری** و
حسن امیری بختیار***

*گروه زمین‌شناسی دانشگاه اصفهان

**گروه زمین‌شناسی دانشگاه صنعتی شاهرود

***شرکت ملی نفت ایران (اداره زمین‌شناسی مناطق نفت خیز جنوب)

چکیده

در این پژوهش سازند آسماری که توالی ضخیمی از سنگهای کربناته با سن الیگو-میوسن در برش لالی است، با هدف تعیین رخساره‌های زیستی، دیرینه محیطها و ارائه یک مدل رسوبی مورد مطالعه قرار گرفته است. حاصل مطالعات دقیق سنگ‌شناختی و فسیل‌شناختی تشخیص ۱۰ ریزرخساره مربوط به پنج دیرینه - محیط بود.

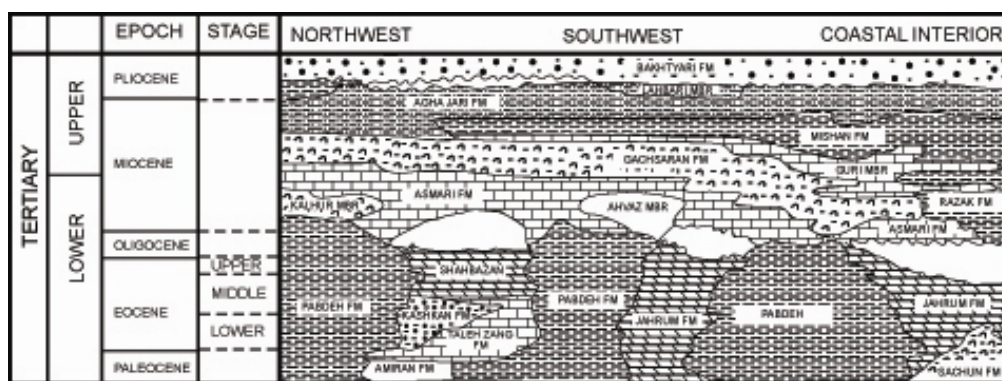
رسوبات دربردارنده این میکروفاسیس‌ها در پنج محیط رسوبی اصلی شامل پهنه کشندی، لاگون، سدهای ماسه‌ای بیوکلاستی (shoal)، سراشیب (slope) و بخش ژرف‌تر دریای باز (basin) نهشته شده‌اند. این محیطها بخشی از یک پلاتفورم کربناته بوده‌اند که بر روی یک شلف باز قرار داشته و سد مؤثری لاگون را از دریای باز جدا نمی‌ساخته‌است.

واژه‌های کلیدی: سازند آسماری، الیومیوسن، میکروفاسیس، چینه‌نگاری سکانس.

مقدمه

خام در جنوب غربی ایران محسوب می‌شود. این لایه‌ها بر روی یک پلاتفورم کربناته در حوضه زاگرس نهشته شده‌اند (شکل ۱). سازند آسماری در سرتاسر زاگرس حضور دارد، اما در فروافتادگی دزفول کامل‌ترین توالی

سازند آسماری، توالی ضخیمی از سنگ‌های کربناته الیگومیوسن است که سنگ مخزن اصلی نفت



Explanations



شکل ۱- نمودار تطابق واحدهای سنگ‌چینه‌ای ترشیری در جنوب غرب ایران (Ala, 1982).

جغرافیایی 49° و $11'$ شرقی قرار دارد. در مرحله نخست برش لالی بر روی زمین مطالعه گردید. با توجه به 345 متر ضخامت سازند در این برش بیش از 300 نمونه به طور منظم (با فواصل حدود یک متر) و با در نظر گرفتن تغییرات رخساره‌ای برداشت و از آنها مقطع نازک تهیه شد. تعدادی نمونه هم از سازند زیرین (پابده) برداشته شد. این مقاطع از نظر پتروگرافیکی و دیرینه‌شناختی برای تعیین میکروفاسیس‌ها بررسی گردیدند. در این مطالعات نوع دانه‌های کربناتی، بافت‌ها و مورفولوژی کنشی^۱ روزن‌داران بزرگ مورد توجه قرار گرفت، و بر اساس روند تغییرات آنها 10 میکروفاسیس کربناته نامگذاری و معرفی شد. نامگذاری سنگهای آهکی بر اساس روش دانهام (Dunham, 1962) انجام گردید، و میکروفاسیس‌ها بر اساس روش لاسمی (Lassemi, 1980) طبقه‌بندی شدند.

آن دیده می‌شود. این سازند از نظر لیتولوژی شامل لایه‌های سنگ آهک، سنگ آهک دولومیتی، و سنگ آهک رسی می‌باشد (Adams and Bourgeois 1967).

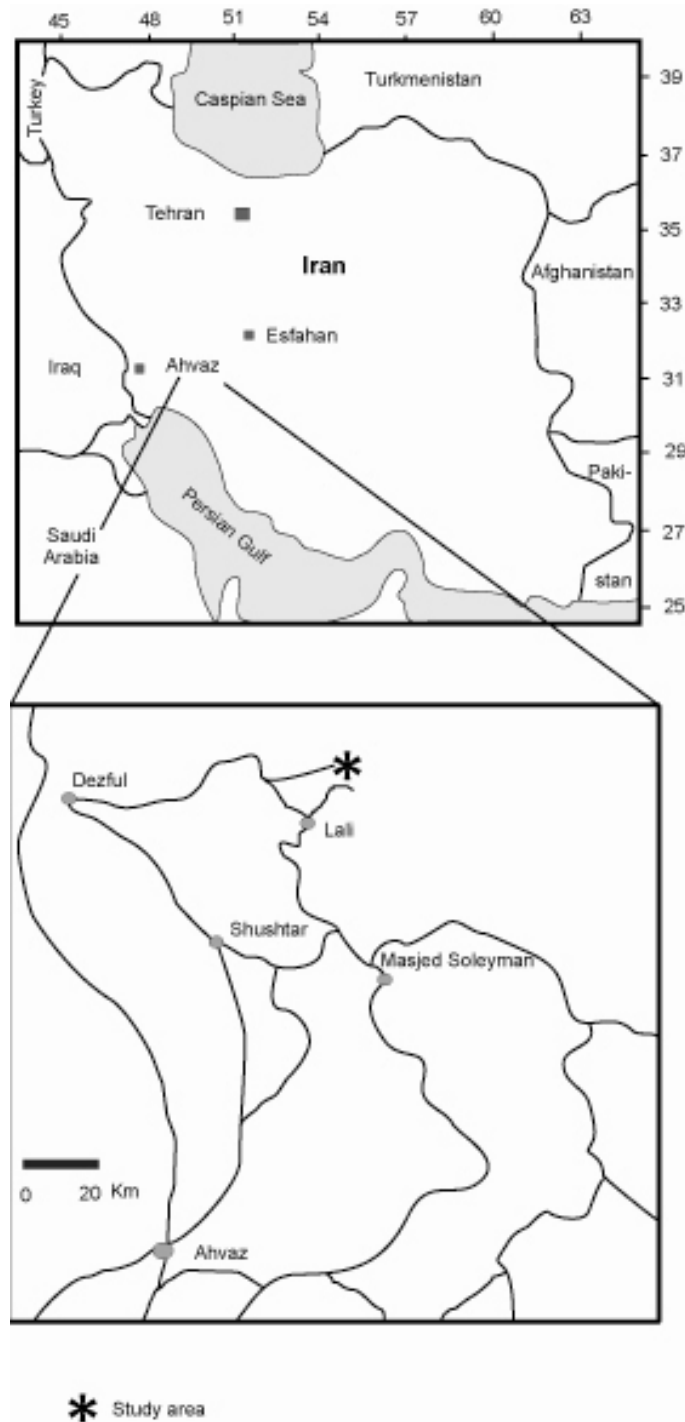
در شمال غرب حوضه زاگرس، بخش تبخیری کلهر با سنگ آهک‌های آسماری میانی به طور بین انگشتی قرار می‌گیرد، اما در جنوب شرق اهواز، رخساره ماسه سنگی جایگزین لایه‌های آهکی می‌شود. هدفهای اصلی این پژوهش عبارتند از: ۱- تحلیل و تشخیص رخساره‌های این توالی (که 345 متر ضخامت دارد)، و ۲- طبقه‌بندی رخساره‌ها به منظور ارائه یک مدل رسوبی برای تشکیل سازند آسماری.

روش مطالعه و موقعیت منطقه مورد مطالعه

منطقه مورد مطالعه در 141 کیلومتری شمال اهواز و 60 کیلومتری شمال شرق لالی قرار گرفته است (شکل ۲). برش پیمایش شده در تاق‌دیس گورپی، تنگ انبار اسپید با عرض جغرافیایی 32° و $30'$ شمالی، و طول

1. functional morphology.

رخساره‌های زیستی میکروسکوپی و محیط‌های رسوبی سازند...



شکل ۲- موقعیت جغرافیایی و نقشه راه‌های دستیابی به منطقه مورد مطالعه.

کارهای پیشین

نام آسماری توسط باسک و مایو (Busk 1919 and Mayo,) برای اولین بار به سکانشی از سنگهای آهکی با سن کرتاسه تا ائوسن داده شد. ریچاردسون، ون بوئک و لیز (Richardson, 1929, Van Boechea and Lees, 1924) نیز آسماری را مطالعه نمودند. لیز (Lees, 1933) با بازننگری کارهای قبلی سن الیگومیوسن را برای آسماری در نظر گرفت، و توماس (Thomas, 1948) نخستین تعریف آسماری را ارائه کرد. مطالعه دقیق و معرفی رسمی سازند توسط جیمز و واینند (James and Wynd, 1948) انجام گرفت. آدامز و بورژوا (Adams and Bourgeois 1967)، ولز (Wells, 1967) لانتري (۱۳۷۱)، و جلالی (Jalali, 1987) ضمن بررسی پژوهش‌های قبلی ویژگی‌های سنگ‌شناختی و میکروفونای آسماری را توصیف کردند.

در سالهای اخیر با مطالعه برش‌هایی از رخنمون‌های مختلف سازند و داده‌های تحت‌الارضی صیرفیان (Seyrafian 1981)، صیرفیان و همکاران (Seyrafian et al., 1996)، همدانی و دیگران (Hamedani et al., 1997)، و صیرفیان و همدانی (Seyrafian and Hamedani, 1998–2003)، صیرفیان (Seyrafian, 2000)، چینه‌نگاری زیستی و محیط‌های رسوبی آسماری را در زاگرس مرکزی مورد کاوش قرار داده‌اند. همچنین محیط رسوبی و سکانش‌های این سازند توسط رئیسی و لاسمی (۱۳۷۹) در فروفادگی دزفول جنوبی، و توسط ملکی خیمه سری (۱۳۷۸) در حاشیه شمالی فرو افتادگی دزفول مورد مطالعه قرار گرفت.

میکروفاسیس‌ها

در این پژوهش برای طبقه‌بندی میکروفاسیس‌های سازند آسماری علاوه بر توجه به معیارهای معمول سنگ‌شناختی و فسیل‌شناختی، مورفولوژی کنشی مجموعه‌های روزنداران را در نظر گرفتیم. عواملی مثل نور، میزان شوری، نوع پی‌لایه و ... بر ویژگی‌های ریختی و توزیع روزنداران بزرگ در پلاتفورم‌های کربناته تاثیر می‌گذارند. به همین دلیل همبستگی ظریفی بین تجمع جنس‌های فسیلی با هر رخساره وجود دارد.

در بسیاری از توالی‌های رسوبات دریایی پالئوژن روزنداران بزرگ به فراوانی یافت می‌شوند. پس می‌توان از این میکروفسیل‌ها برای بازسازی دیرینه محیط‌ها کمک گرفت

(Frost and Langenheim, 1974; Fermont, 1982; Setiawan, 1983; Geel, 2000)

میکروفاسیس‌های شناخته‌شده در این منطقه

عبارتند از:

A1) مادستون - وکستون حاوی روزنداران پلانکتون

بخش عمده دانه‌های این ریزرخساره را روزنداران پلانکتون مانند گلوبی‌ژرینیداها و گلوبوروتالیداها تشکیل می‌دهند. سایر تاکسون‌ها روزنداران کوچک کفزی هستند (Pl. 1/A).

تفسیر دیرینه‌محیطی: مقایسه پراکنش روزنداران الیگو - میوسن در برش لالی با گستره عمق روزنداران امروزی نشان می‌دهد تفوق روزنداران پلانکتون بخش ژرف حوضه را مشخص می‌کند. حضور پلانکتون‌ها و فقدان گونه‌های بزرگ همزیست‌دار نشانه نهشته شدن رسوبات در محیطی پایین‌تر از زون نوری دریای باز است.

وفور روزنداران پلاژیک محیط سراسیب خارجی

تفسیر دیرینه محیطی: حضور هم‌زمان و فراوانی نسبی تقریباً برابر روزن‌داران بزرگ کفزی و پلانکتون بخش پایینی محیط سراسیب را مشخص می‌کند. روزن‌داران منفردار مانند نومولیتیدهای بزرگ و پهن (همزیست‌دار)، از قبیل اوپرکولینا و هتروستژینا در عمیق‌ترین بخش‌های حوضه تا مرز زیرین ناحیه نوری سکنی می‌گزینند (Romero et al., 2002). پس ترکیب زیست‌نشان می‌دهد که محیط تشکیل این میکروفاسیس حد واسط محیط تشکیل رخساره‌های کفزی و پلانکتون است. این محیط شامل قسمتی از سراسیب پلاتفورم است که بین قاعده تاثیر امواج عادی و طوفانی قرار می‌گیرد. گیل (Geel, 2000) رسوبات مشابهی را از بخش ژرفتر شلف جنوب شرق اسپانیا گزارش نموده است.

A4) وکستون - پکستون کورالیناسه‌آ، بایوکلاست و نومولیتیددار

دانه‌های اسکلتی این میکروفاسیس شامل فرام‌های کفزی، کورالیناسه‌آ و قطعه‌هایی از اکی‌نودرم‌ها و بریوزوئرها هستند. روزن‌داران بزرگ این محیط عبارتند از: اوپرکولیناهای بزرگ، هتروستژینا، لپیدوسیکلینا، نئوالوئولینا و آمفی‌ستژینا. پلانکتون‌های اندکی هم در این میکروفاسیس یافت می‌شوند (Pl. 1/D).

تفسیر محیطی: اوپرکولینا بر روی رسوبات نرم زندگی می‌کند، اما هتروستژینا روی پی‌لایه‌های سخت می‌خزد (Hoheneger et al., 1999 Reiss & Hottinger, 1984). لپیدوسیکلین‌های پهن و بزرگ معرف شوری عادی آب‌های اقیانوس هستند. آنها آزادانه روی بستر دریا زندگی می‌کنند یا به اجسام درون ناحیه نوری می‌چسبند (Geel, 2000). تجمع فونی این ریزرخساره (نومولیتیدها، کورالیناسه‌آ، و تعداد اندکی روزن‌دارپلانکتون) نماینده محیط کم‌عمق‌تری بر روی سراسیب پلاتفورم در نزدیکی

تا بخش ژرف‌تر دریای باز را برای تشکیل این میکروفاسیس پیشنهاد می‌کند. این محیط از قاعده تاثیر امواج عادی پایین‌تر است (Wilson 1975; Flugle 1982; Geel, 2000).

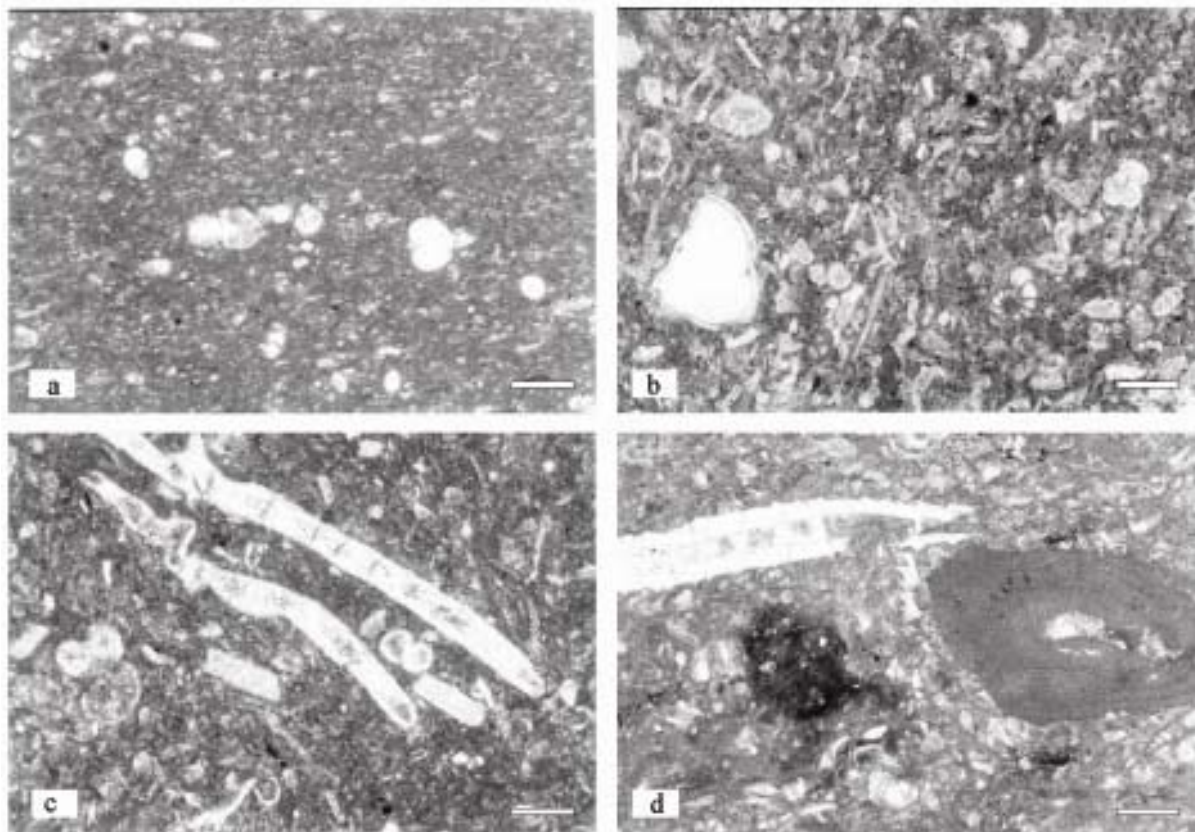
با افزایش ژرفا این میکروفاسیس به مارن‌های سبز پلاژیک تغییر می‌یابد و به سوی بخش کم‌عمق‌تر سراسیب (Slope) به میکروفاسیس A2 تبدیل می‌شود. A2) وکستون - پکستون بایوکلاستی حاوی روزن‌داران پلانکتون

در این میکروفاسیس که به طور عمده از خرده‌های چند میلی‌متری بریوزوئرها، نرم‌تنان و خارپوستان تشکیل شده، قطعه‌های بزرگ اسکلتی نادرند. تاکسون‌های اصلی فرام‌های پلانکتون (گلوبی‌ژرین‌ها و گلوبوروتالیدها) هستند، اما فرام‌های کوچک کفزی هم حضور دارند (Pl. 1/B).

تفسیر دیرینه محیطی: بخش خارجی شلف به عنوان محیط رسوبی تشکیل این رخساره پیشنهاد می‌شود. پدلی (Pedley, 1996) میکروفاسیس مشابهی را از محیط رسوبی سراسیب بیرونی رمپ مالت با سن تورونین گزارش کرده است.

A3) وکستون - پکستون نومولیتید و بایوکلاست دار حاوی روزن‌داران پلانکتون

حضور هم‌زمان جان‌داران کفزی و پلانکتون ویژگی اصلی این میکروفاسیس است. کفزی‌ها شامل روزن‌داران بنتیک (اوپرکولینا و لپیدوسیکلین‌های بزرگ) و سایر فسیل‌ها مانند خارپوستان، خزده‌شکلان و کورالیناسه‌آ هستند. روزن‌داران پلانکتون (گلوبی‌ژرین‌ها و گلوبوروتالیدها) بخش دیگر دانه‌های اسکلتی را تشکیل می‌دهند (Pl. 1/C).



پلیت ۱- عکس‌هایی از مقاطع نازک نمونه میکروفاسیس‌های دریای باز (مقیاس ترسیمی ۰/۵ میلی‌متر)
 (a) مادستون - وکستون حاوی روزنداران پلانکتون، (روزن دار پلانکتون در مرکز عکس)، (b) وکستون - پکستون بایوکللاستی
 حاوی روزنداران پلانکتون (بایوکللاست: پایین سمت چپ و روزن دار پلانکتون لبه‌ی سمت راست عکس)، (c) وکستون -
 پکستون نومولیتید و بایوکللاست دار حاوی روزنداران پلانکتون (دو نومولیتید در مرکز، روزن دار پلانکتون در میانه سمت
 راست، و تعدادی بایو کللاست در نیمه پایینی عکس نزدیک به خط میانی)، (d) وکستون - پکستون کورالیناسه‌آ، بایوکللاست و
 نومولیتیددار (کورالیناسه آ سمت راست، نومولیتید سمت چپ بالا، بایوکللاست‌ها به خصوص در نیمه پایینی عکس دیده
 می‌شوند).

هستند (Pl. 2/A).

تفسیر دیرینه محیطی: جورشدگی و گردشگی خوب، و
 فقدان زمینه دانه‌ریز شرایط پرانرژی محیط تشکیل این
 رخساره را نشان می‌دهد. بر اساس شباهت این رخساره
 با میکروفاسیس استاندارد توصیف شده توسط ویلسون
 (1975) و فلوگل (1982) می‌توانیم آن را به سدهای
 بیوکللاستی که بالاتر از قاعده تأثیر امواج عادی در حاشیه

سدهای بیوکللاستی پرانرژی است.

A5 گرینستون بایوکللاستی

فراوانی خرده‌صدف‌هایی از قبیل بریوزوئرها و
 خارپوستان ویژگی مهم این میکروفاسیس است. این
 بیوکللاست‌ها پوشش میکربیتی دارند. سایر اجزا زیستی
 شامل روزنداران کفزی مانند اوپرکولینا و لپیدوسیکلینا

رخساره‌های زیستی میکروسکوپی و محیط‌های رسوبی سازند...

پلاتفورم تشکیل می‌شوند، نسبت دهیم. (A6) پکستون - گرینستون بیوکلاست، روزندار و کورالیناسه آ دار

در این میکروفاسیس زیستای کفزی متنوعی شامل روزنداران (اوپرکولیناهای کوچک تا متوسط، هتروستژینا، لپیدوسیکلیناها، نئوالوئولینیداها، میلیولیداها، روتالیداها، و آمفی‌ستژینا)، خزه‌شکلان، خارپوستان و جلبک‌های کورالین (به خصوص لیتوفیلوم و لیتوتامنیوم) حضور دارد. در برخی از مقاطع نازک بافت سنگ وکستون است (Pl. 2/B).

تفسیر دیرینه محیطی: در ناحیه نوری پایینی روزنداران پهن و بزرگ منفذدار که همزیست‌های دیاتومه‌ای دارند تفوق دارند (Leuteneger, 1984 ; Romero et al 2002).

ولی در لاگون روزنداران بی‌منفذ چون میلیولیداها، نئوالوئولین‌ها، و پنروپولیداها فراوانترند (Geel, 2000).

وجود نومولیت‌های ریز تا متوسط در کنار روزنداران پرسلانوز نشان می‌دهد رسوبگذاری در حاشیه شلف به سمت لاگون رخ داده است.

(A7) وکستون - پکستون نئوالوئولینید، میلیولید و بایوکلاست دار

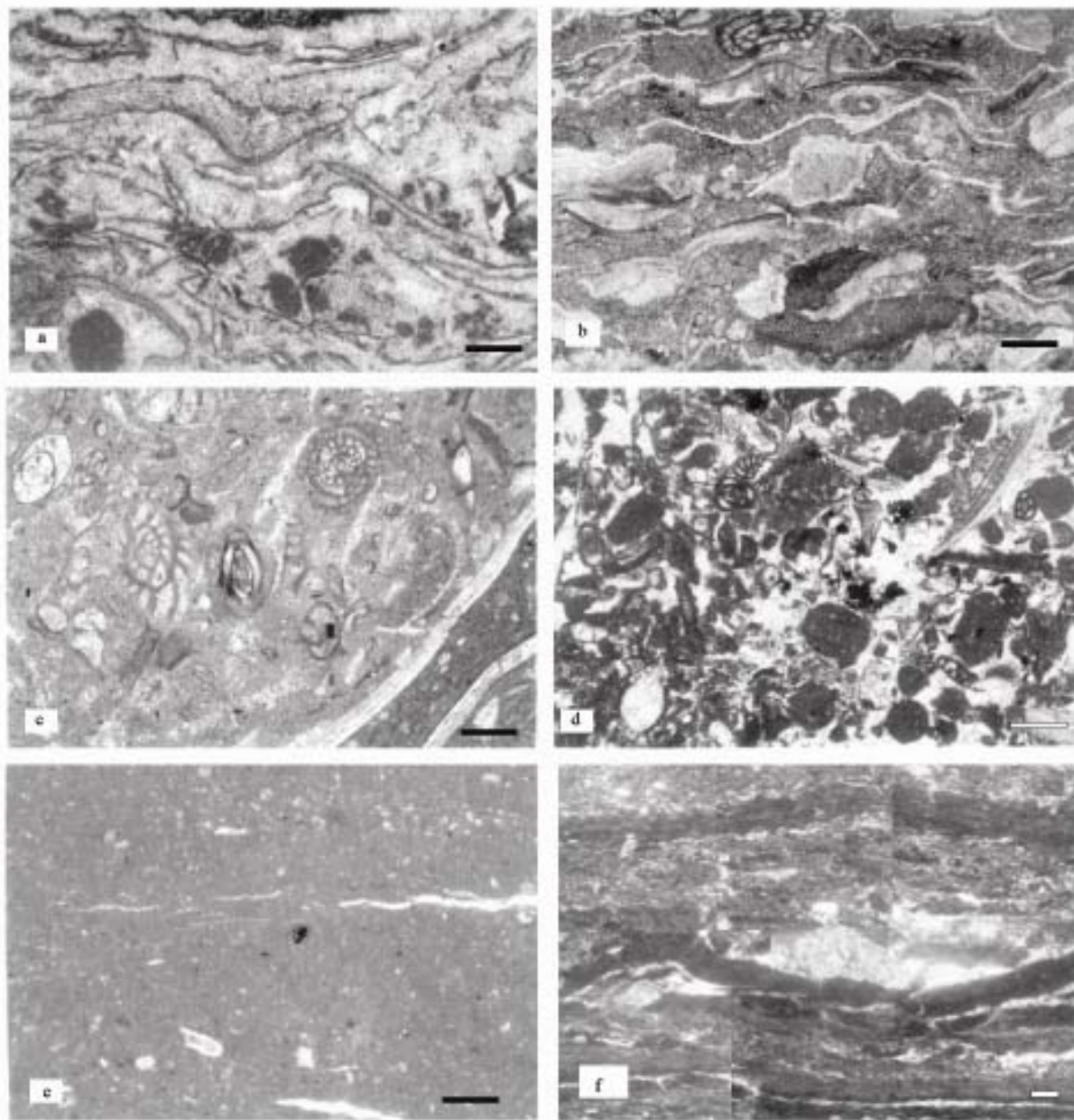
روزنداران کفزی مانند نئوالوئولینیداها، میلیولیداها، و آرکیاس اجزا مهم سازنده این میکروفاسیس هستند. روزندارانی چون ماندرینا، دندریتینا، آستریتریلینا، پنروپلیس و آمفی‌ستژینا در این رخساره نقش فرعی دارند. سازندگان دیگر زیستی خارپوستان و جلبک‌های کورالیناسه‌آ هستند (Pl. 2/C).

تفسیر دیرینه محیطی: در بخش بالایی ناحیه نوری بیشتر روزنداران بزرگ پرسلانوز که اکثرشان با داینوفیسه‌آ، کلروفیسه‌آ، یا رودوفیسه‌آ همزیستند، تفوق دارند (2002 ; Wantland, 1975) هم مجموعه‌های میلیولیدی را از لاگون‌ها گزارش نموده است.

بر اساس نوع بافت و فراوانی میلیولیداها و اینتراکلاست‌ها بخش نزدیک به پهنه کشندی یک لاگون محدود شده را برای تشکیل این رخساره پیشنهاد می‌کنیم.

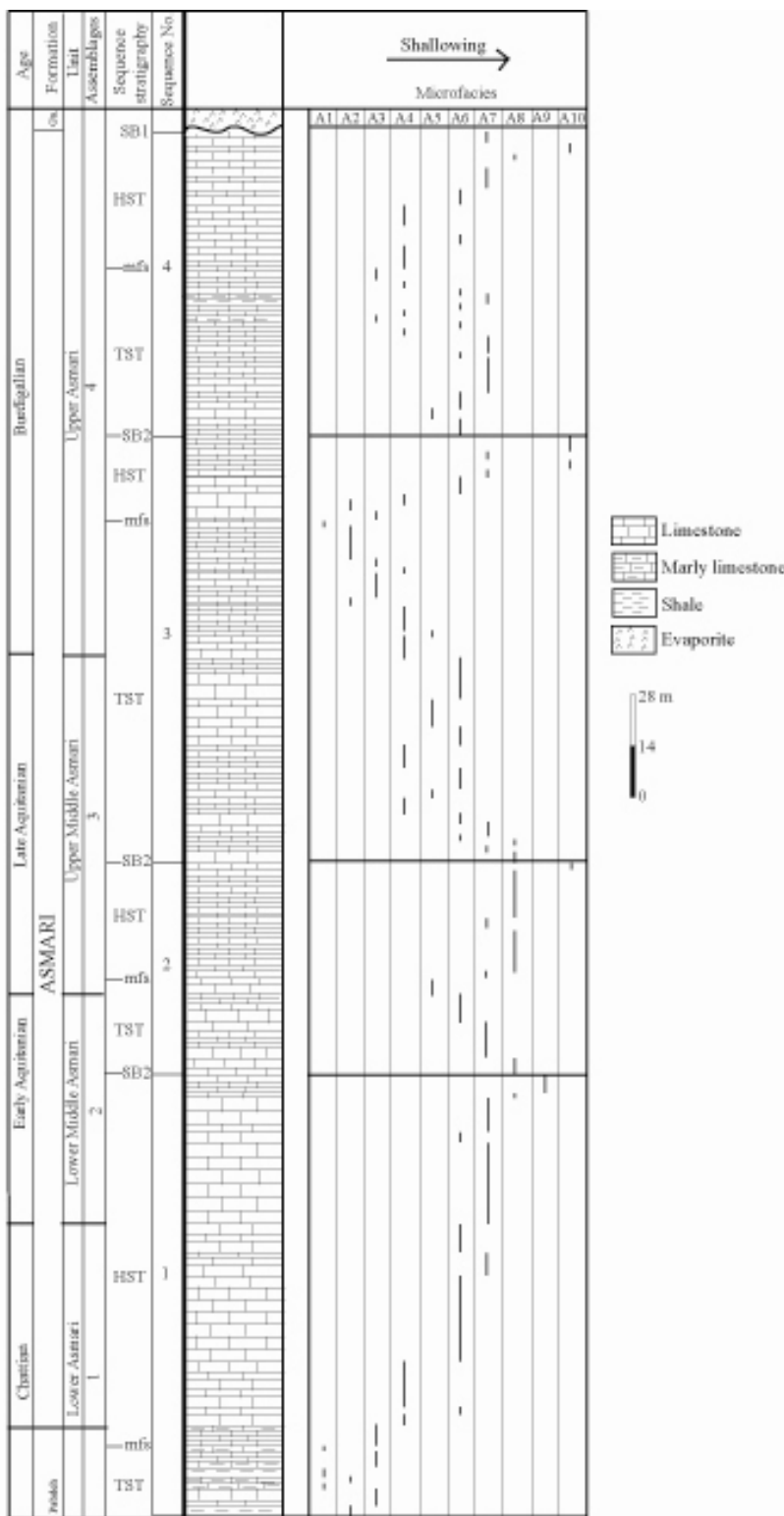
(A9) مادستون با خرده فسیل

این رخساره از لیتوتایپ‌های گل‌اتکا شامل لامینه‌هایی با ضخامت میلیمتری که عموماً حاوی خرده صدف هستند، تشکیل شده است (Pl. 2/E).



پلیت ۲- عکس‌هایی از مقاطع نازک نمونه میکروفاسیس‌های لاگون و پهنه کشندی (مقیاس ترسیمی ۰/۵ میلی‌متر).
 (a) گرینستون بایوکلاستی، (b) پکستون - گرینستون بیوکلاست، روزندار و کورالیناسه آ دار (بیوکلاست‌ها در پائین و بخش میانی، روزن داران در قسمت بالایی، و کورالیناسه آ در پایین عکس دیده می‌شوند)، (c) وکستون - پکستون نتوالوئولینید، میلیولید و بایوکلاست دار (نتوالوئولینید در بالای عکس سمت راست، میلیولید در مرکز و سمت چپ، و بیوکلاست‌ها پایین سمت راست عکس دیده می‌شوند)، (d) پکستون - گرینستون بیوکلاست، اینتراکلاست و میلیولیددار (بیوکلاست بالا سمت راست، اینتراکلاست‌ها پایین سمت راست، و میلیولیدها بال سمت چپ عکس به خوبی دیده می‌شوند)، (e) مادستون با خرده فسفیل (خرده فسفیل‌ها در پایین عکس)، (f) باندستون استروماتولیتی.

رخساره‌های زیستی میکروسکوپی و محیط‌های رسوبی سازند...



شکل ۳- ستون توزیع عمودی میکروفاسیس‌ها و چرخه‌های رسوبی رسوبات الگو - میوسن در ناحیه لالی

فراوان مانند میلیولیدها، نئوآلوئولینیدها، آرکیاس و پنروپلیس است. به سوی سد ماسه‌ای بیوکلاستی (Shoal)، می‌توانیم این روزن‌داران را در کنار منفذدارهایی چون نومولیتیدهای عدسی‌شکل، لپیدوسیکیلینیدها و نئوروتالیاها مشاهده کنیم. گرینستون بیوکلاستی رخساره سد ماسه‌ای بیوکلاستی را مشخص می‌کند. بخش عمده دانه‌های اسکلتی از جانداران دریای باز که در قلمرو حاشیه پلاتفورم زندگی می‌کنند، منشا می‌گیرند. فقدان گل و جورشدگی دانه‌ها محیطی پرانرژی را نشان می‌دهد که در آن امواج و جریان‌ها دانه‌های اسکلتی را جابجا و بازآوری می‌کنند. در رخساره سد ماسه‌ای بیوکلاستی دانه‌های اسکلتی به طور عمده از خارپوستان و بریوزوئرها تشکیل می‌شوند.

رخساره‌های سراسیب (Slope) حاوی تعداد زیادی از روزن‌داران روتالیدی بزرگ منفذدار مانند نومولیتیدها و لپیدوسیکلین‌های پهن و بزرگ هستند. به طرف ژرفای حوضه (Basin) تجمع هم‌زمان روزن‌داران پلانکتون و روزن‌داران بزرگ کفزی دیده می‌شود. وجود روزن‌داران پلانکتونی به تنهایی همراه با بافت‌های مادستون یا وکستون که در آبهای راکد و آرام تشکیل می‌شوند، نشان دهنده رخساره حوضه ژرف هستند.

تغییرات نسبی سطح آب دریا در حین تشکیل توالی رسوبی مورد مطالعه سبب مهاجرت این پنج محیط رسوبی در امتداد عمود بر خط ساحلی بر روی یکدیگر شده، و چهار چرخه رسوبی ایجاد کرده‌است (شکل ۳).

در بسیاری از جایگاه‌های رسوبی کربناته امروزی هم پنج محیط رسوبی مذکور تشخیص داده شده‌اند (Jones and Desrochers, 1992 Read, 1985) در میان این جایگاه‌ها شاید بهترین هم‌تا برای مقایسه از نظر ژرفای

تفسیر محیطی: بافت، و جایگاه این رخساره در ستون میکروفاسیس‌ها نشان می‌دهد در لاگون محدود شده تشکیل گردیده‌است.

A10) باندستون استروماتولیتی

این میکروفاسیس از لایینه‌های استروماتولیتی تشکیل شده است (Pl. 2/F). فابریک چشم‌پرنده‌ای هم به طور موضعی در این ریزرخساره دیده می‌شود. تفسیر محیطی: وجود بافت استروماتولیتی که گاهی به‌طور موضعی در آن ساختار دیاژنزی چشم‌پرنده‌ای مشاهده می‌شود، نشان می‌دهد رسوبات حاوی این میکروفاسیس در محیط بین‌کشدی زیرین تا فراکشدی تهنشین شده‌اند.

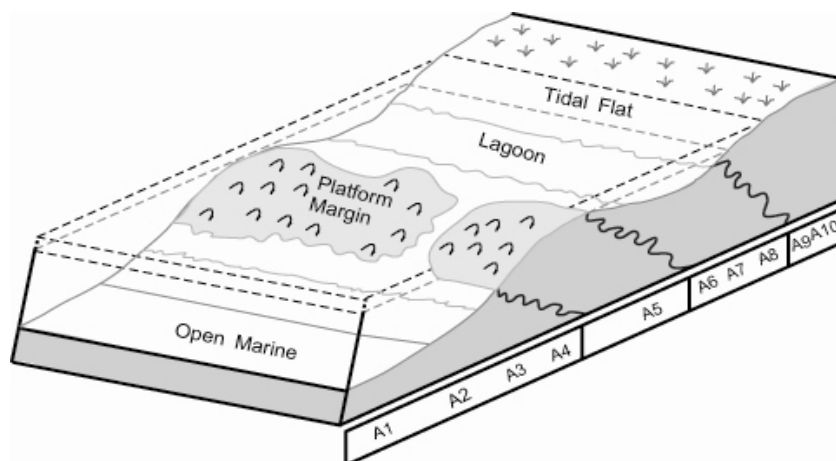
چرخه‌ها و مدل رسوبی

بر اساس توزیع روزن‌داران، ساختارهای رسوبی فیزیکی، و روابط هندسی رخساره‌ای، پنج محیط رسوبی در الیگو - میوسن برای سازند آسماری در برش لالی تشخیص داده شد. این پنج محیط شامل پهنه کشدی، لاگون، سد ماسه‌ای بیوکلاستی (Shoal)، سراسیب و بخش ژرف تر دریای باز می‌باشند.

در ناحیه مورد مطالعه، باندستون استروماتولیتی، فابریک چشم‌پرنده‌ای، حضور دولومیت و ساختار لایینه‌ای از نشانه‌های رسوبگذاری در محیط پهنه کشدی^۱ هستند. باندستون‌های استروماتولیتی موجی یا مسطح بر اثر احتباس و اتصال رسوبات کربناته توسط سیانوباکتری‌ها در زون بین‌کشدی تشکیل می‌شوند.

رخساره‌های لاگون (Lagoon) بسیار متنوع‌اند. ویژگی مشترک آنها حضور روزن‌داران پرسالان بی‌منفذ

1. Tidal flat.



شکل ۴- مدل رسوبی پیشنهاد شده برای تشکیل رسوبات کربناته‌ی سازند آسماری در ناحیه لالی، حوضه زاگرس، جنوب غرب ایران

A4) وکستون- پکستون کورالیناسه‌آ، بایوکلاست و نومولیتیدار
 A5) گرینستون بایوکلاستی
 A6) پکستون- گرینستون بیوکلاست، روزندار و کورالیناسه آ دار
 A7) وکستون- پکستون نئوآلئولینید، میلولید و بایوکلاست دار
 A8) پکستون- گرینستون بیوکلاست، ایتراکلاست و میلولیدار
 A9) مادستون با خرده فسیل
 A10) باندستون استروماتولیتی

میکروفاسیس‌های فوق بر اساس ویژگی‌های‌شان به این محیط‌های رسوبی نسبت داده می‌شوند: A1) سراشیب بیرونی تا بخش ژرف تر دریای باز، A2) سراشیب بیرونی، A3) سراشیب، A4) سراشیب فوقانی، A5) سد ماسه‌ای بیوکلاستی در حاشیه پلاتفورم، A6) حاشیه پلاتفورم به سوی لاگون، A7) لاگون، A8 و A9) لاگون محدود شده، A10) پهنه کشندی.

آب، خلیج فارس باشد. زیرا شباهت‌های زیادی با حوضه فورلند زاگرس در خلال الیگومیوسن دارد. هر دو جایگاه، حوضه‌های فورلندی حاشیه‌ای هستند که هندسه یکسانی دارند و سراشیب‌های کم عمق‌شان قابل مقایسه است.

بنابراین مطالعات رسوب‌شناختی و دیرینه‌شناختی نشان می‌دهند که توالی رسوبی کربناته مورد مطالعه شاید در یک پلاتفورم کربناته از نوع رمپ نهشته شده است (Tucker, 1985 ; Tucker & Wright 1990 ; Read, 1982) (شکل ۴).

نتیجه‌گیری

در نهشته‌های سازند آسماری در برش لالی ۱۰ میکروفاسیس تشخیص داده شده‌اند که از این قرارند: A1) مادستون- وکستون حاوی روزنداران پلانکتون A2) وکستون- پکستون بایوکلاستی حاوی روزنداران پلانکتون A3) وکستون- پکستون نومولیتید و بایوکلاست دار حاوی روزنداران پلانکتون

تشکر و سپاسگزاری

مؤلفان لازم می‌دانند از دانشگاه اصفهان و شرکت ملی نفت ایران (اداره زمین شناسی مناطق نفت خیز جنوب) به خاطر تأمین هزینه این پژوهش تشکر کنند.

محل رسوبگذاری شاید یک رمپ کربناته بوده که در آن بخش ژرف تر دریای باز (برون - رمپ) و سرایشیب توسط یک حاشیه پلاتفورمی (دامنه‌ی رمپ) ساخته شده از ماسه های بایوکلاستی از یک لاگون و پهنه کشندی جدا می‌شده‌اند.

منابع

1. رئیسی ع. و لاسمی ی. بررسی میکرو فاسیس‌ها محیط رسوبی و سکانس‌های سازند آسماری (الیگو میوسن) در فرو افتادگی دزفول جنوبی: خلاصه مقالات چهارمین همایش انجمن زمین شناسی ایران، صفحه ۱۷۹-۱۸۱، ۱۳۷۹.
 2. کلاتری، ا. سنگ‌چینه‌ای و رخساره‌های میکروسکوپی زاگرس: انتشارات شرکت ملی نفت ایران، ۴۲۱ صفحه، ۱۳۷۱.
 3. ملکی خیمه سری، س. تفسیر محیط رسوبی سازند آسماری در حاشیه شمالی فرو افتادگی دزفول، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه شهید بهشتی، دانشکده علوم زمین، ۱۳۷۸.
 1. Adams, C. G. and Bourgeois, E.: Asmari Biostratigraphy. - Geol. and Exploration Div., IOOC Report, no. 1.24, (Unpubl.). (1967)
 2. Ala MA Chronology of trap formation and migration of hydrocarbons in Zagros sector of southwest Iran. AAPG Bull 66.1536-1542. (1982)
 3. Busk, H. G. and Mayo, H. T.: Some notes on the geology of the Persian oil fields. - J. Inst. Petrol. Tech., no. 5,5-26. (1919)
4. Dunham, R. J.: Classification of carbonate rocks according to their depositional texture.-Amer. Assoc. Petrol. Geol., Mem., no. 1,108-121. (1962)
 5. Encarta World Atlas,; Microsoft edition. (2000)
 6. Fermont, W. J. J.: Discocyclinidae from Ein Avedat (Israel). - Utrecht Micropaleontology Bulletin, no. 27,1-127. (1982)
 7. Flugel, E.: Microfacies Analysis of Limestones. 633 p., Berlin, Springer-Verlag, (Translated by Christenson). (1982)
 8. Frost, S. H. and Langenheim, R. L.: Cenozoic reef biofacies. Tertiary larger and scleractin corals from Chipus. Mexico. 388 p., North Illinois University Press, DeKalb. (1974)
 9. Geel, T.: Recognition of stratigraphic sequences in carbonate platform and slope deposits, empirical models based on microfacies analysis of paleogene deposits in southeastern Spin. - Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, no. 155,211-238. (2000)
 10. Hamadani, A., Torabi, H., Piller, W., Mandic, O.,

- foraminifera, specificity and host adaptation. - J. Foraminiferal Res. No. 14,16 – 35 .(1984)
18. Pedley, M.: Miocene reef facies of Pelagian region (Central Mediterranean region). - In Franseen, E. K., Esteben, M., Ward, W. C., Rouchy, J. M. (eds.): Models for carbonate stratigraphy from Miocene Reef Complexes of Mediterranean Regions. - Soc. Econ. Paleontol. Mineral., Concepts in Sedimentology and Paleontology, no. 5,247 – 259. (1996)
19. Read, J. F.: Carbonate margins of passive (extensional) continental margins: types, characteristics and evolution.- Tectonophysics, no. 81,195 – 212. (1982)
20. Read, J. F.: Carbonate platform facies models. - Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull., no. 69, 1 – 21. (1985)
21. Reiss, Z. and Hottinger, L.: The Gulf of Aqaba. – Ecological Micropaleontology, no. 501,354 p., Berlin. (1984)
22. Richardson, R. K.: The geology and oil measures of southwest Persia. - J. Inst. Petrol. Tech., no. 10,256 – 283.(1924)
23. Romero, J., Caus, E. and Rossel, J.: A model for the paleoenvironmental distribution of larger foraminifera based on late Middle Eocene deposits on the margin of the south Pyrenean basin. - Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, no. 179,43 – 56.(2002)
24. Setiawan, J. R.: Foraminifera and microfacies of the type Priabonian. - Utrecht Micropaleontology
- Steininger, F. F., Wielandt, U., Harzhauser, M., Nebelsick, J. H. and Schuster, F.: Oligocene/Miocene sections from Zagros Forland basins of central Iran. - Abstr., 18th. IAS Regional Meeting of Sedimentol., 155 – 156, Heidelberg. (1997)
11. Hoheneger, J., Yordanova, E., and Tatzreiter, Y.: Habitates of larger foraminifera on the upper reef slope of Sesko Island, Okinawa. - Marine Micropaleontology, no. 36,109 – 168 .(1999)
12. Jalali M. R.: Stratigraphy of Zagros Basin. - National Iranian Oil Company, Expl. And Prod. Div. Report, no. 1249 and 1072. (1987)
13. James G. A. and Wynd, J. G.: Stratigraphic nomenclature of Iranian oil consortium agreement area. -Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., no. 49,2182 – 2245.(1965)
14. Jones, B., and Desrochers, A.: Shallow platform carbonates. - In Walker R. G., and James, N. P.(ed.): Facies Models Response to sea level changes. - geol. Assoc. of Canada, 277 – 303, St. Jones, Newfoundland. (1992)
15. Lassemi, Y.: Carbonate microfacies and depositional environment of the Kinkaid Formation (Upper Missisipian) of the Illinois Basin: Ph.D. Thesis. - University of Illinois, U.S.A. 139 p. (1980)
16. Lees, G. M.: The reservoir rocks of Persian oil fields. - Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull., v. 17, no. 3,229 – 240.(1933)
17. Leutenegger, S.: Symbiosis in benthic

31. Tucker, M. E.: Shallow marine carbonate facies and facies models. - In Berenchley, P. J. and Williams, B. P. J. (eds.): Sedimentology, Recent Development and applied Aspects. -Special Publication, Geological Society of London, no. 18,139-161. (1985)
32. Tucker, M. E. and Wright, V. P.: Carbonate Sedimentology. -425 p., Oxford, (Blackwell Sci. Pub.). (1990)
33. Van Boecha, H. D. E., Lees, G. M., and Richardson, F. D. S.: Contribution to the stratigraphy and tectonic of Iranian ranges. - The structure of Asia, London: 58-177. (1929)
34. Wantland, K. F.: Distribution of Holocene benthic foraminifera on the Belize Shelf. - In Wantland, K. F. and Pursey iii, W. C. (eds.): Belize Shelf, carbonate sediments, clastic sediments, and ecology. Am. Assoc. of Petroleum Geologists Studies in Geology, no. 2,233-399. (1975)
35. Wells, A. J.: Lithofacies and geological history of lower Tertiary sediments in southwest Iran. IOOC Report, no. 1108.(1967)
36. Wilson, J.L.: Carbonate Facies in Geological History, 471 p., Heidelberg, (Springer). (1975)
- Bull., no. 29, 1-173.(1983)
25. Seyrafian, A.: Geological study of Siah Makan Field (Asmari Formation). - National Oil Company, Rep., P-3745, (unpubl.). (1981)
26. Seyrafian, A.: Microfacis and depositional environments of Asmari Formation at Dehdez area (a correlation across Central Zagros Basin). - Carbonates and evaporates, no. 15,22-48.(2000)
27. Seyrafian, A. and Hamedani, A.: Microfacies and Depositional environment of the Upper Asmari Formation (Burdigalian) North-Central Zagros Basin, Iran. - Jb. Geol. Palaont. Abh., no. 210/2,129-141, Stuttgart. (1998)
28. Seyrafian, A. and Hamedani, A.: Microfacies and paleoenvironmental interpretation of the Lower Asmari Formation (Oligocene), North-Central Zagros Basin, Iran. - N. Jb. Geol. Palaont. Mh., no. 3,164-167, Stuttgart. (2003)
29. Seyrafian, A., Vaziri, H. and Torabi, H.: Biostratigraphy of the Asmari Formation, Burujen area, Iran. - J. Sci. I. R. Iran, no. 7/1,31-47, Tehran. (1996)
30. Thomas, A. N.: The Asmari Limestone of southwest Iran. AIOC Report, no. 706, unpubi. (1948)