



مقاله پژوهشی

عمق دیرینه، کف بستر و انرژی هیدرودینامیکی نهشته‌های الیگو - میوسن بر

مبنای روزن‌داران کفزی بزرگ، تاکدیس اشگر، زاگرس چین خورده

محمد گودرزی^۱ و ایرج مغفوری مقدم^{۲*}

۱- دانشجوی دکتری چینه‌نگاری و دیرینه‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه لرستان.

۲- استاد گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه لرستان، خرم‌آباد.

تاریخ ارسال: ۱۴۰۴/۰۶/۰۱

تاریخ پذیرش: ۱۴۰۴/۰۶/۳۰

*مسئول مکاتبات: ایرج مغفوری مقدم، [maghfouri.i@lu.ac.ir](mailto:maghfour.i@lu.ac.ir)

چکیده

در پژوهش حاضر یک برش چینه‌شناسی از نهشته‌های الیگو-میوسن (سازند آسماری) در تاکدیس اشگر شهرستان رستم (زاگرس چین خورده) انتخاب گردید. ضخامت سازند آسماری در این برش ۲۹۱ متر بوده که عمدتاً متشکل از سنگ آهک-های نازک، متوسط و ضخیم لایه و میان لایه‌های نازک شیلی - ماری تشکیل شده و در مرز زیرین آن سازند پاینده بصورت تدریجی و پیوسته قرار دارد. نمونه برداری این برش بصورت سیستماتیک و با فاصله نمونه برداری یک متری انجام شده و در نهایت ۲۸۰ مقطع نازک میکروسکوپی از سازند آسماری مورد مطالعه قرار گرفت. تعداد هفت ریز رخساره متعلق به محیط‌های رمپ خارجی، رمپ میانی (بخش دیستال و پروکسیمال) و رمپ درونی (لاگون نیمه محصور و لاگون محصور) شناسایی گردید. MF1 با داشتن فرامینیفرهای پلانکتون شاخص اعماق زیاد، بستری نرم و پایدار و انرژی هیدرودینامیکی پایین بوده، MF2، 3 با داشتن فرامینیفرهای کفزی بزرگ و دیواره کشیده و نازک شاخص محیطی کم انرژی، بستر نرم و اعماق ۳۰-۱۵۰ متر بوده و MF 5، 6 با داشتن فرامینیفرهای هیالین و پورسلانوز با پوسته‌های ضخیم و عدسی شکل شاخص اعماق کمتر، انرژی هیدرودینامیکی بالاتر و بستری سخت و ناپدار می‌باشند.

واژه‌های کلیدی: الیگو - میوسن، شرایط دیرینه بوم شناختی، عمق، ماهیت کف بستر، انرژی هیدرودینامیکی.

ماخذنگاری: گودرزی، م. و مغفوری مقدم ا. (۱۴۰۳). ب عمق دیرینه، کف بستر و انرژی هیدرودینامیکی نهشته‌های الیگو - میوسن بر مبنای روزن‌داران

کفزی بزرگ، تاکدیس اشگر، زاگرس چین خورده. دو فصلنامه چینه‌نگاری و دیرینه‌شناسی، ۲(۲)، ۴۸-۶۴.

©حقوق معنوی مقاله برای دوفصلنامه چینه‌نگاری و دیرینه‌شناسی و نویسندگان محفوظ است.

doi 10.30470/zpaleo.2025.732359



This is an open access article under the by-nc/4.0/ License



(<https://creativecommons.org/licenses/by-nc/4.0/>)

Paleodepth, bedrock and hydrodynamic energy of Oligo-Miocene deposits based on large benthic foraminifers, Eshger anticline, folded Zagros

Mohammad Godarzi ¹ Iraj Maghfori moghadam ^{*2}

- 1- Geology Department, Earth Sciences Faculty, Lorestan University, Khoram Abad, Iran.
- 2- Prof Department of Geology, Faculty of Science, Lorestan University, Khorramabad, Iran.

*Corresponding author: Iraj Maghfori moghadam: maghfouri.i@lu.ac.ir

Abstract:

In the present study, a stratigraphic section of Oligo-Miocene deposits (Asmari Formation) in the Eshger anticline of Rostam County (folded Zagros) was selected. The thickness of the Asmari Formation in this section is 291 meters, which is mainly composed of thin, medium, and thick-layered limestones and thin shale-marl interlayers, and the Pabdeh Formation is gradually and continuously located at its lower boundary. Sampling of this section was carried out systematically with a sampling interval of one meter and finally 280 microscopic thin sections of the Asmari Formation were studied. Seven microfacies belonging to the outer ramp, middle ramp (distal and proximal parts) and inner ramp (semi-restricted lagoon and restricted lagoon) environments were identified. MF1, with its planktonic foraminifera, is an indicator of great depths, a soft and stable substrate, and low hydrodynamic energy. MF2 and 3, with their large benthic foraminifera and elongated and thin walls, are an indicator of low energy environments, soft substrate, and depths of 30-150 meters. And MF 5, 6, having hyaline and porcelanose foraminifera with thick, lenticular shells, are indicative of shallower depths, higher hydrodynamic energy, and a hard, unstable bed.

Keywords: Oligo-Miocene, paleoecological conditions, depth, nature of the seabed, hydrodynamic energy.

مقدمه

روزن‌داران، بخصوص روزن‌داران کفزی بزرگ حساسیت زیادی نسبت به تغییرات محیطی از خود نشان می‌دهند و به دلیل طول زندگی کوتاه‌شان به خوبی قادر به ثبت شرایط محیطی در خود می‌باشند (Toler and Hallock, 1998). حضور آنها عمدتاً به دوره‌های گرم شدن جهانی، کمبود مواد غذایی، افزایش سطح آب و کاهش چرخه آب ارتباط داده می‌شود. در طی این زمان‌ها چرخش منابع غذایی به آب‌های سطحی کاهش یافته است و باعث به وجود آمدن شرایط کمبود غذا شده است (Beavingtone and Racey, 2004). روزن‌داران کفزی در تشکیل رسوبات کربناته نقش مهمی را ایفا می‌کنند و به عنوان ابزاری با ارزش جهت تعیین عمق نسبی محیط رسوب‌گذاری و بازسازی محیط-های قدیمی به کار می‌روند (Geel, 2000; Romero et al., 2002). توزیع مجموعه‌های فرامینیفرها بر روی پلاتفرم‌های کربناته توسط عواملی مانند ساختار اسکلتی، نوع زندگی، نیازهای غذایی و شرایط دریایی کنترل می‌شود (Brandano et al., 2009).

نام سازند آسماری از کوه آسماری در جنوب شرقی مسجد سلیمان اقتباس شده است که برش الگوی آن در تنگ گل ترش با ضخامت ۳۱۴ متر می‌باشد و شامل سنگ آهک‌های مقاوم کرم تا قهوه‌ای رنگ با ریخت شناسی کوه ساز بوده که دارای تعدادی میان لایه‌هایی شیلی می‌باشد (Thomas, 1948). سازند آسماری در امتداد دامنه جنوبی تاقدیس کبیر کوه دارای بخش تبخیری کلهر بوده و بسوی جنوب غرب فروبار دزفول در قاعده شامل بخش ماسه سنگی اهواز می‌باشد. به لحاظ زیست‌چینه‌ای این سازند به سه واحد آسماری پایینی به سن الیگوسن، آسماری میانی به سن میوسن پیشین (آکی تاین) و آسماری بالایی به سن میوسن پیشین

(بوردیگالین) تقسیم بندی شده و این تقسیم بندی در همه جا دیده نمی‌شود. در بیشتر نقاط مرز زیرین سازند آسماری با سازند پابده می‌باشد ولی در لرستان مرکزی این سازند با سازند کربناتی شهبازان و در فارس داخلی با سازند جهرم بصورت ناپیوستگی پیوسته نما (Paraconformity) همبر است (آقنابتی، ۱۳۸۵). در اکثر نقاط سازند آسماری با سازند تبخیری (انیدریتی) گچساران پوشیده شده ولی در فارس داخلی بوسیله سازند رازک پوشیده می‌شود. با توجه به نقش سازند آسماری به عنوان سنگ مخزن اصلی میادین نفتی ایران و همچنین نقش روزن‌داران کفزی بزرگ در بازسازی محیط-های قدیمی و تفسیر شرایط دیرینه بوم شناختی حاکم در زمان رسوبگذاری این مطالعه اهداف زیر را دنبال می‌کند:

- ۱- بررسی شرایط دیرینه عمق (تخمین نسبی عمق حوضه رسوبی) نهشته‌های الیگو - میوسن بر مبنای روزن‌داران کفزی بزرگ
- ۲- بررسی وضعیت بستر در زمان رسوبگذاری بر مبنای روزن‌داران کفزی بزرگ
- ۳- تعیین شرایط انرژی هیدرودینامیکی حاکم در زمان رسوبگذاری بر مبنای روزن‌داران کفزی بزرگ موقعیت جغرافیایی :

برش تنگ چوگ در حوضه رسوبی زاگرس و در انتهای زون ایذه قرار دارد. از نظر جغرافیایی این برش چینه شناسی در استان فارس واقع شده و در فاصله ۷۰ کیلومتری شهر مصیری و در ورودی روستای تنگ چوگ قرار دارد (شکل ۱). جهت دسترسی به این برش، ابتدا باید از مسیر جاده مصیری - بابامیدان به کوپن رفته و سپس از مسیر فرعی کوپن به سمت مناطق کوهستانی بخش سورنا و پس از عبور از روستاهای چهارطاق، کناره رستم، فاریاب، پهبون، خیکنده و گجستان به برش مورد مطالعه در روستای تنگ چوگ می‌رسیم (شکل ۱).

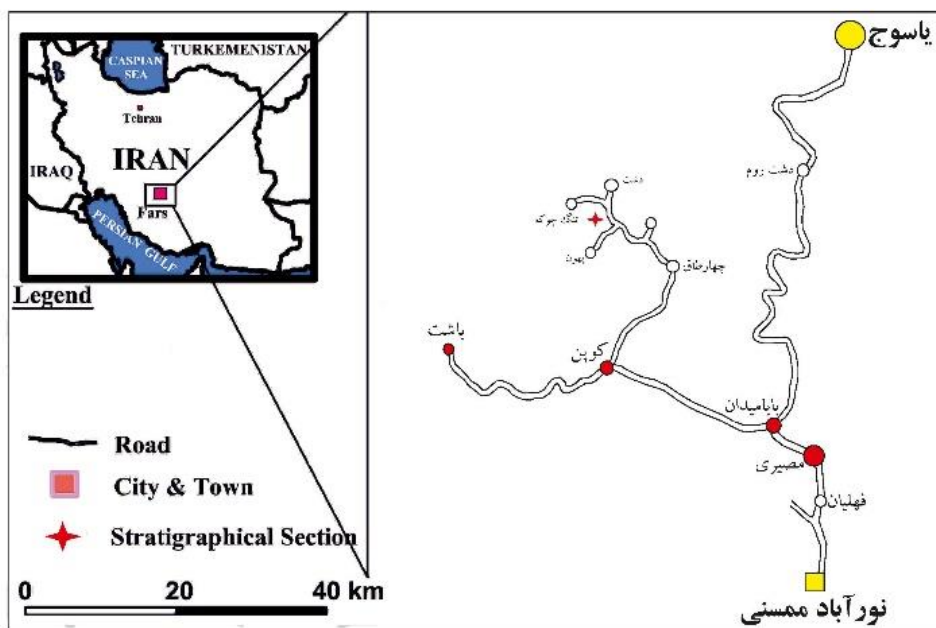
زمین شناسی و چینه شناسی منطقه مورد

مطالعه

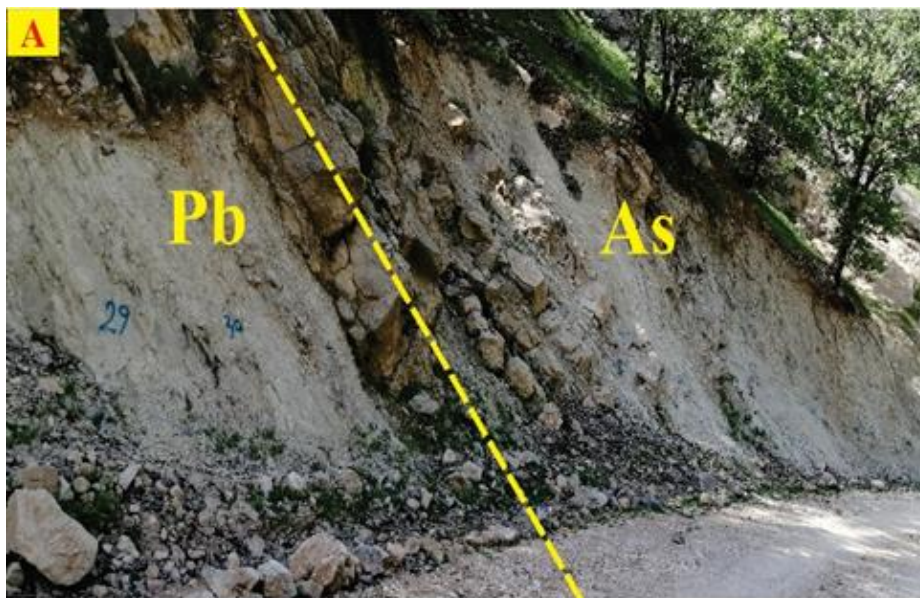
برش چینه‌شناسی تنگ چوگ واقع در تاقدیس اشگر مربوط به انتهایی‌ترین بخش زون ایذه بوده و در این تاقدیس سازندهای سروک، گورپی، پایده و آسماری رخنمون دارد بطوریکه سازند سروک قدیمی‌ترین و سازند آسماری جوان‌ترین توالی این تاقدیس می‌باشد. در این برش چینه شناسی سازند پایده در زیر سازند آسماری قرار داشته (شکل ۲) و در مرز بالایی آن سازند گچساران رخنمون ندارد (در مناطق و برش‌های همجوار سازند گچساران رخنمون دارد).

در این پژوهش ۳۲ متر از بخش بالایی سازند پایده برداشت و نمونه برداری شد که عمدتاً متشکل از لایه‌های شیلی- مارنی و مارنی متوسط لایه بوده و

در مرز سازند آسماری بصورت توالی مارنی با میان لایه‌های مارن آهکی- آهک رسی متوسط تا ضخیم لایه می‌باشد(شکل ۲). ضخامت سازند آسماری در این برش ۲۹۱ متر بوده و نهشته‌های آن عمدتاً متشکل از توالی سنگ آهک مارنی، سنگ آهک متوسط تا ضخیم لایه، سنگ آهک متوسط لایه با میان لایه شیلی - مارنی و در برخی قسمت‌ها بصورت نازک لایه(بخش بالایی) می‌باشد(شکل ۲). در این برش چینه شناسی بر اساس مطالعات دیرینه شناسی و پخش و پراکندگی عمودی فرامینیفرها تعداد پنج بایوزون زیستی به سن روپلین - بوردیگالین بر مبنای زون بندی زیستی (Laursen et al., 2009) شناسایی گردید(جدول ۱).



شکل ۱: موقعیت جغرافیایی و راه‌های دسترسی تاقدیس اشگر



شکل ۲: تصاویر صحرایی برش تنگ چوگ. A، مرز سازندهای پابده و آسماری و B، لایه‌های انتهایی سازند آسماری.

جدول ۱: بایوزون‌های شناسایی شده در برش چینه شناسی تنگ چوگ

Formation	Thickness	Age	Biozone
Asmari	32 meter 291 - 323	Burdigalian	<i>Borelis melo curdica</i> - <i>Borelis melo melo</i> Assemblage Zone
Asmari	102 meter 189 - 291	Aquitanian	<i>Miogypsina</i> - <i>Elphidium</i> sp.14 – <i>Peneroplis farsensis</i> Assemblage Zone
Asmari	139 meter 50 - 189	chattian	<i>Archaias asmaricus</i> - <i>Archaias hensoni</i> – <i>Miogypsinoides compalanatus</i> Assemblage Zone
Asmari	18 meter 32- 50	Rupelian - chattian	<i>Lepidocyclina</i> - <i>Operculina</i> - <i>Ditrupa</i> Assemblage Zone
Pabdeh	32 meter 1 - 32	Rupelaian	<i>Globigerina</i> spp - <i>Turborotalia cerroazulensis</i> - <i>Hantkenina</i> Assemblage Zone

روش کار:

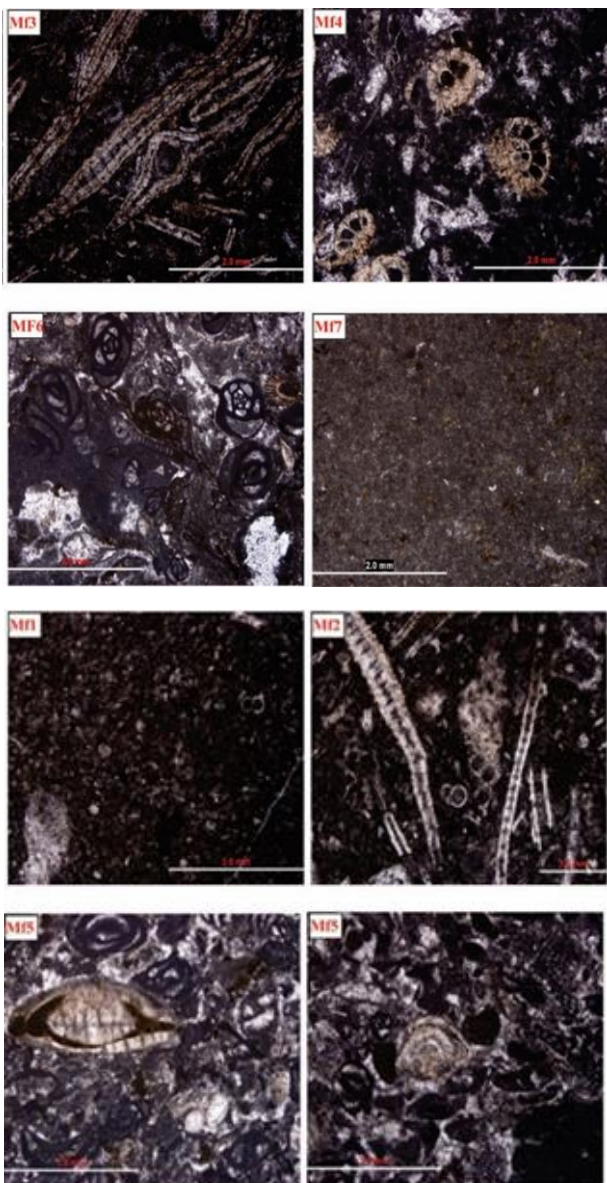
در این برش چینه شناسی تعداد هفت ریز رخساره متعلق به محیط‌های رمپ خارجی، رمپ میانی (بخش دیستال و پروکسیمال) و رمپ درونی (لاگون نیمه محصور، لاگون محصور) شناسایی گردید (شکل ۳ و جدول ۲) و پس از شناسایی ریز رخساره‌ها و محیط‌های رسوبی، شرایط دیرینه بوم شناختی (عمق، ماهیت کف بستر و انرژی هیدرودینامیکی) مورد بررسی قرار گرفت. در این پژوهش تحلیل شرایط دیرینه بوم شناختی بر مبنای پژوهش‌های زیر انجام شده است:

(Hottinger, 1985, Hallock, 1983)- (1983)
(Geel, 1986, Hallock and Glenn, 2000)- (2000)
(Renema and Troelstra, 2001)- (2000)
(Basis et al, 2007, Brandano et al, 2004)- (2004)
(Renema, 2006)- (2014, 2007-2010)
(Pomar et al, 2003)- (Mutti and Hallock, 2004)
(Romero et al, 2002)- (Brandano 2004)- Flügel, 2010 . and Corda

در این پژوهش، تعداد ۲۸۰ مقطع نازک میکروسکوپی از ۳۲۳ متر بالاترین بخش سازند پابده و سازند آسماری و با فاصله نمونه برداری یک متری برداشت گردیده و مورد بررسی و مطالعه قرار گرفته است. شناسایی میکروفسیل‌ها بر مبنای (Loeblich and Tappan, 1980, Boudagher – (Fadel, 2008), Adams and Bourgeois, 1967) انجام شده و جهت زون بندی زیستی و تشخیص بایوزون‌ها نیز از زون بندی (Laursen et al., 2009) و (Van Buchem et al., 2010) استفاده شده است. برای نام گذاری و طبقه بندی سنگ‌های کربناته از (Dunham, 1962) و (Embry- Klován, 1971) و برای شناسایی ریز رخساره‌ها و تفسیر آنها Wilson 1975; Buxton and Pedley, 1989; 2000; Flügel, 2010) استفاده شده است.

جدول ۲: ریز رخساره های سازند آسماری برش تنگ چوگ(ریز رخساره‌ها، توضیحات و محیط تشکیل).

ریز رخساره‌ها	محیط تشکیل	توضیحات
MF1: وکستون حاوی فرامینیفرهای پلانکتون	رمپ خارجی	اجزای اصلی این ریز رخساره را فرامینیفرهای پلانکتون تشکیل می‌دهد.
MF2: وکستون حاوی فرامینیفرهای بنتیک بزرگ و فرامینیفرهای پلانکتون	مرز رمپ خارجی و میانی	اجزای اصلی این ریز رخساره را فرامینیفرهای کفزی بزرگ با دیواره نازک و کشیده مانند لپیدوسیکلینیده و نومولیتیده مانند <i>Operculina Eulepidina</i> و <i>Heterostegina</i> همراه با فرامینیفرهای پلانکتون همچون <i>Globigerina</i> تشکیل می‌دهد. <i>Ditrupa</i> ، <i>Textularia</i> ، اکتینوئید و دوکفه‌ای اجزای فرعی را تشکیل می‌دهند.
MF3: وکستون - پکستون حاوی فرامینیفرهای بنتیک بزرگ	رمپ میانی (بخش دیستال)	اجزای اصلی این ریز رخساره را فرامینیفرهای هیالین کف زی بزرگ با دیواره نازک و کشیده <i>Eulepidina Spiroclypeous</i> ، <i>Operculina</i> و <i>Heterostegina</i> تشکیل می‌دهند. اجزای فرعی این ریز رخساره را تکستولاریا <i>Rotalia viennoti</i> ، اکتینوئید و براکیوپود تشکیل می‌دهد.
MF4: وکستون - پکستون بیوکستی حاوی فرامینیفرهای هیالین عدسی شکل	رمپ میانی (بخش پروکسیمال)	اجزای اصلی این ریز رخساره را لپیدوسیکلینیده (نفرولپیدینا)، <i>Asterigerina</i> و <i>Rotalia viennoti</i> با فرم عدسی و لنزی شکل تشکیل داده است. دیگر اجزای تشکیل دهنده این رخساره را <i>Sphaerogypsina</i> ، جلبک قرمز کورالیناسه آ، الفیدیوم، اکتینوئید، دوکفه‌ای و تکستولاریا تشکیل داده است.
MF5: پکستون حاوی فرامینیفرهای پورسلانوز و هیالین.	رمپ درونی لاگون نیمه محصور	اجزای این ریز رخساره متشکل از فرامینیفرهای با پوسته هیالین و پورسلانوز می‌باشد. فرامینیفرهای تشکیل دهنده پوسته پورسلانوز این ریز رخساره را <i>Quinqueloculina</i> ، <i>Pyrgo Austrorillina</i> ، <i>Archaia</i> می‌دهد و فرامینیفرهای با پوسته هیالین شامل <i>Neorotalia viennoti</i> ، <i>Astrigerina</i> ، <i>Amphistegina</i> و <i>Miogypsinoides</i> ، <i>Heterostegina</i> و <i>Spiroclypeous</i> می‌باشد. اجزای فرعی این ریز رخساره را <i>Praerhapydionina delicata</i> ، <i>Valvulina</i> تشکیل می‌دهد.
MF6: وکستون - پکستون حاوی فرامینیفرهای پورسلانوز	رمپ درونی (لاگون محصور)	اجزای اصلی این ریز رخساره را فرامینیفرهای با پوسته پورسلانوز مانند <i>Archaia</i> ، <i>Dendritina rangi</i> و <i>Miliolid</i> ، <i>Peneroplis</i> ، <i>Quinqueloculina Austrorillina</i> تشکیل می‌دهند. اجزای فرعی این ریز رخساره را اکتینوئید، گاستروپود، <i>Spirolina</i> ، <i>Discorbis</i> تشکیل می‌دهند. بافت سنگ، وکستون - پکستون و خمیره آن میکرایت می‌باشد
MF7: مادستون	رمپ درونی (لاگون محصور)	این ریز رخساره بطور کلی از میکرایت خالص (همگن) تشکیل شده و فاقد فسیل می‌باشد. زمینه آن بصورت میکرایتی و بافت آن مادستون می‌باشد.



شکل ۳: ریز رخساره‌های سازند آسماری برش تنگ چوگ: MF1: وکستون حاوی فرامینیفرهای پلانکتون. MF2: وکستون حاوی فرامینیفرهای بنتیک بزرگ و فرامینیفرهای پلانکتون. MF3: وکستون - پکستون حاوی فرامینیفرهای بنتیک بزرگ. MF4: وکستون - پکستون بیوکلستی حاوی فرامینیفرهای هیالین عدسی شکل. MF5: پکستون حاوی فرامینیفرهای پورسلانوز و هیالین. MF6: وکستون - پکستون حاوی فرامینیفرهای پورسلانوز MF7: مادستون. MF8:

دیرینه بوم شناسی (Paleoecology):

روزن‌داران کفزی بزرگ در دوران سنوزوئیک سهم بالایی در تولید کربنات سکوه‌های کربناتی داشته‌اند (Hallock, 1981). توزیع این روزن‌داران در سکوه‌های کربناته به عوامل مختلفی مانند نور، دما، شوری، عمق، مواد غذایی، ماهیت کف بستر و .. بستگی دارد (Romero et al., 2002). به همین دلیل روزن‌داران از نشانه‌های عالی برای بازسازی محیط رسوبی می‌باشند. بر اساس روزن‌داران موجود، ریز رخساره‌ها و محیط‌های رسوبی شناسایی شده (جدول ۲ و شکل ۳) شرایط دیرینه بوم شناختی زمان رسوبگذاری نهشته‌های الیگو - میوسن در برش مورد مطالعه مورد تفسیر قرار گرفته است. در این مطالعه برخی از شرایط دیرینه بوم شناختی نهشته‌های الیگو - میوسن مانند عمق دیرینه، ماهیت کف بستر و انرژی هیدرودینامیکی حوضه رسوبی بر مبنای روزن‌داران کفزی بزرگ بررسی و مورد تجزیه و تحلیل شده است.

عمق دیرینه

به عقیده (Perrin et al., 1995) بازسازی عمق دیرینه آب جهت شناسایی مدل رسوبی، بازسازی سطح آب دریا و نیز جهت آنالیز حوضه ضروری می باشد. روزن‌داران در اعماق مختلف با خصوصیات مورفولوژیکی متفاوتی زیست می‌کنند. بروز تغییر در عمق و سطح آب باعث تغییر سبک زندگی آنها می‌شود (Brandano et al, 2009). محدوده‌ی عمقی زیست روزن‌داران کفزی بزرگ به وابستگی نوری همزیست جلبکی درونی و شرایط هیدرودینامیکی محیط (امواج و جریان‌های دریایی) ارتباط دارد (Hottinger, 1983). ایجاد تغییرات مورفولوژیکی با تغییر عمق زیستگاه‌های گونه‌های همزیست‌دار تغییر می‌نماید (شکل‌های ۳ و ۴). به باور (Leutenegger, 1984) یک ارتباطی نیز میان عمق زیستگاه فرامینیفرها و نوع همزیست جلبکی

وجود دارد. بطوری که گونه‌هایی که دارای همزیست جلبکی از نوع کلروفیسه (آجلبک سبز) هستند، عمق تقریباً ۷۳ متری را اشغال می‌کنند (پنروپلیس‌ها و چندین گونه از آرکیاس‌ها). گونه‌هایی که همزیست دیاتومه‌ای دارند (نومولیتیده، لپیدوسیکلینا، آمفیستژینا) در آب‌های عمیق‌تر و کمتر از ۱۳۰ متری نیز قادر به زندگی می‌باشند (Leutenegger, 1984). در بخش‌های کم عمق روزن‌داران هیالین با پوسته‌ای ضخیم‌تر (با نسبت ضخامت به قطر زیاد) حضور دارند، زیرا در این شرایط فرامینیفرها سطح پوسته خود را برای حداکثر جذب نور توسط جلبک همزیست افزایش می‌دهند (Beavingtone and Racey, 2004). عامل اصلی این افزایش ضخامت در اثر کاهش عمل فتوسنتز توسط جلبک‌های همزیست در شرایط نامساعد نوری می‌باشد (Beavingtone and Racey, 2004). فرامینیفرهای با پوسته پورسلانوز مانند میلیولیدها که فاقد جلبک همزیست می‌باشند، می‌توانند در کم عمق‌ترین بخش‌های لاگونی با شوری‌های بالا نیز زندگی کنند (Mossadegh et al, 2009) ولی فرامینیفرهای بدون منفذ با ساختمان پیچیده همچون آرکیاس‌ها که دارای جلبک همزیست هستند قادر به تحمل شوری‌های بالا در اعماق کمتر نیستند و در عمق بیشتری نسبت به میلیولیدها زندگی می‌کنند (Lee, 1990). شرایط دیرینه عمق بر مبنای ریز رخساره‌ها و روزن‌داران موجود در آنها به شرح زیر می‌باشد:

ویژگی اصلی MF 1 حضور فرامینیفرهای پلانکتون بدون فرامینیفرهای کفزی بزرگ می‌باشد که خود موید افزایش عمق حوضه و اعماق بالاتر از ۲۰۰ متر می‌باشد (Geel, 2000). این گروه از روزن‌داران در این برش چینه شناسی شاخص محیط رمپ خارجی بوده که خود شاهدهی بر افزایش عمق حوضه و اعماق بیشتر از ۲۰۰ متر می‌باشد (شکل‌های ۳ و ۴).

به عقیده (Miliolid (Geel, 2000) در اعماق بسیار کم تا محیط‌های شیب جلوی ریف حضور دارند و در *Alveolin* در بین اعماق ۰ تا ۷۵ متری حضور دارند. (Romero et al, 2002). *Archaias* نیز در اعماق کمتر از ۱۰ متر زندگی می‌کند (Geel, 2000., Romero et al., 2002, Brandano et al, 2009). این ریز رخساره متعلق به رمپ درونی (لاگون بسته) می‌باشد (شکل‌های ۳ و ۴). بنابراین حضور این گروه از روزن‌داران نشان‌دهنده کاهش عمق بوده و معمولاً اعماق ۰ تا ۳۰ متری را نشان می‌دهد (شکل‌های ۳ و ۴).

انرژی هیدرودینامیکی

به عقیده (Flugel, 2010) شکل ظاهری موجودات کفزی منعکس کننده سازگاری آنها با محیط‌های پرنرژی یا کم انرژی است. در نتیجه متابولیسم فرامینیفرها، مواد آلی نظیر اسیدهای آلی به صورت لایه‌ای در اطراف آنها قرار می‌گیرد. این لایه جذب نور و دی‌اکسید کربن و بطور کلی فرآیند کلسیتی شدن را با مشکل مواجه می‌کند. در جایی که تحرک و آشفستگی آب وجود داشته باشد مانع از تجمع این محصولات شده و در نتیجه فرامینیفرها دارای پوسته ضخیم‌تر، رشد سریع‌تر و اندازه متورمی پیدا می‌کنند (Hallock, 1986). با افزایش عمق، از شدت نور و تحرک آب کاسته شده و فرامینیفرها تغییر شکل داده و پوسته نازک‌تر و کشیده‌تر و رشد کندتری پیدا می‌کنند (Hallock and Glenn 1986 و Brandano et al., 2008). بنابراین بر مبنای انرژی هیدرودینامیکی دو نوع پوسته در فرامینیفرها ایجاد می‌شود، یکی پوسته لاملار نازک مانند برخی از نومولیتیدها و دیگری پوسته‌های دوکی شکل ضخیم با تعداد زیادی حجرات ثانویه (شکل‌های ۳ و ۴).

در MF 2 – MF 3 فرامینیفرهای هیالین با پوسته‌های کشیده و دیواره نازک حضور دارند از جمله این روزن‌داران، خانواده نومولیتید (هتروسستژینا، اپرکولینا و اسپیروکلپئوس) و لپیدوسیکلینیده (پولپیدینا و نفرولپیدینا) می‌باشند (شکل‌های ۳ و ۴). همراهی این گروه از روزن‌داران به همراه فرامینیفرهای پلانکتون شاخص اعماق زیاد حوضه و معمولاً بیشتر از ۴۰ متر (بین اعماق ۳۰ – ۱۵۰ متری) می‌باشد. این گروه از فرامینیفرها در این برش چینه‌شناسی مربوط به بخش دیستال رمپ میانی بوده که خود نشان دهنده محیطی نسبتاً عمیق (۳۰ – ۱۵۰ متری) می‌باشد. در MF 4, 5 روزن‌داران از نظر مورفولوژی دچار تغییراتی شده‌اند، بطوریکه پوسته آنها از حالت کشیده و بزرگ به حالت عدسی شکل و ضخیم تغییر پیدا کرده‌اند که خود موبد تغییر در عمق حوضه رسوبی می‌باشد.

در این دو ریز رخساره روتالیا، هتروسستژینا، آمفستژینا با دیواره هیالین ضخیم و عدسی شکل به همراه جلبک قرمز کورالیناسه آ بصورت فراوان حضور دارند (شکل‌های ۳ و ۴). *Amphistegina* در اعماق زیاد بصورت پهن و نازک ولی در اعماق کم که انرژی بالاتر می‌باشد دارای صدفی تخم مرغی و عدسی شکل هستند و بطور معمول در اعماق ۸۰ تا ۱۴۰ متری زیست می‌کند (Geel, 2000).

Neorotalia در بین اعماق ۰ تا ۵۰ متر زیست می‌کنند (Geel, 2000). *Heterostegina* در بین اعماق ۰ تا ۹۰ متری زیست می‌کند و بطور معمول در عمق ۸۵ متری ولی بصورت فراوان در بین اعماق ۴۰ تا ۷۰ متری به فور یافت می‌شوند. این دو ریز رخساره متعلق به بخش پروکسیمال رمپ میانی بوده و شاخص اعماق کمتر از ۵۰ متر می‌باشد. در MF 4, 5 روزن‌داران متشکل پوسته‌ی پورسلانوز مانند میلیولید، پنروپلیس، دندریتینا رنگی و آرکیاس می‌باشد (شکل‌های ۳ و ۴).

ضخیم مانند میلیولیده‌ها، آرسیاس‌ها و پنروپلیس‌ها با زمینه سیمانی - گلی شاخص انرژی هیدرودینامیکی بالا و محیط ناپایدار می‌باشد (شکل-های ۳ و ۴). شرایط انرژی هیدرودینامیکی بالا در این برش چینه‌شناسی مربوط به بخش پروکسیمال رمپ میانی در قاعده سازند آسماری و محیط رمپ درونی در بخش بالایی سازند آسماری می‌باشد (شکل‌های ۳ و ۴).

ماهیت کف بستر

ماهیت کف بستر از دیگر فاکتورهای موثر بر پخش و پراکندگی موجودات بوده که مرتبط با آشفتگی آب می‌باشد (Beavington-Penny and Racey, 2004). این پارامتر خود بر مورفولوژی فرامینیفراها تاثیر گذار می‌باشد بطوریکه بستر را به دو بستر سخت و نرم تقسیم می‌کند. بستر نرم شاخص انرژی پایین و پایدار و بستر سخت شاخص انرژی بالا و ناپایدار می‌باشد.

بدین صورت حضور فرامینیفراهای پلانکتون با زمینه گلی در MF1، حضور فرامینیفراهای کفزی بزرگ با دیواره نازک و کشیده و زمینه گلی در ریز MF 2, 3 نشان‌دهنده بستر نرم و پایدار بوده و حضور فرامینیفراهای هیالین با دیواره ضخیم‌تر در MF4,5 و فرامینیفراهای پورسلانوز در MF6 شاخص بستر سخت‌تر و ناپایدارتر می‌باشد (شکل-های ۳ و ۴).

به عقیده (Beavington et al, 2004) ماهیت کف بستر یکی دیگر از فاکتورهای موثر در پخش و پراکندگی موجودات و گونه‌ها بوده که خود مرتبط با آشفتگی آب می‌باشد. به باور (Reneme and Troelstra, 2001) فرم‌های موجود بر روی بسترهای خشن، سخت و دانه درشت، دارای پوسته‌های ضخیم‌تر بوده و اشکال دوکی و فرم‌های

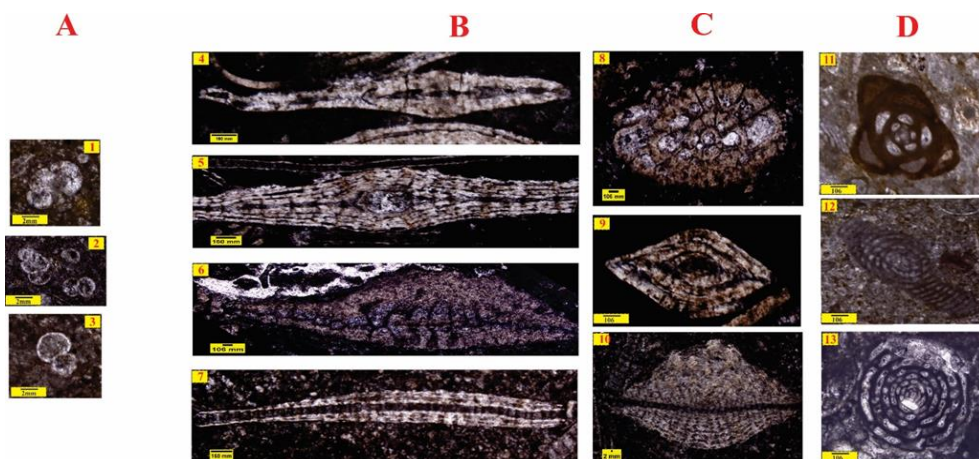
پوسته‌های پهن و بزرگ نومولیتیده و لپیدوسیکلینیده در نواحی پر انرژی نا مناسب‌اند چرا که در این شرایط آشفتگی آب و انرژی بالا باعث از بین بردن پوسته‌های نازک آنها می‌شود (Wilson and Vecsi, 2005). فرامینیفراها در شرایط کم انرژی و عمیق دارای پوسته نازک، کشیده و مسطح (لاملار) و در شرایط با انرژی بالاتر پوسته ضخیم‌تری ایجاد می‌کنند و این وضعیت همراه با تغییرات عمق در این برش قابل مشاهده می‌باشد (شکل ۱۰ و ۱۱). جنس آملی‌ستژینا و دیگر فرامینیفراهای بنتیک بزرگ با افزایش عمق تغییراتی در شکل آنها ایجاد می‌گردد، بطوری که در محیط‌های عمیق‌تر شکل این فرامینیفراها، پهن‌تر و نازک‌تر می‌گردد (شکل‌های ۳ و ۴). شرایط انرژی هیدرودینامیکی دیرینه بر مبنای حضور روزن‌داران در برش مورد مطالعه به شرح زیر می‌باشد:

حضور فرامینیفراهای پلانکتون با زمینه گلی در MF1 شاخص انرژی هیدرودینامیکی پایین و شرایط پایدار بوده و این وضعیت مربوط به بخش بالایی سازند پابده و محیط رمپ خارجی می‌باشد (شکل-های ۳ و ۴). حضور فرامینیفراهای هیالین کفزی بزرگ، کشیده با دیواره نازک در MF2,3 مانند هتروستژینا، اپرکولینا، اسپروکلپئوس و یولپیدینا و همچنین زمینه گلی نشان‌دهنده انرژی هیدرودینامیکی پایین و محیط پایدار می‌باشد. این وضعیت مربوط به مرز تدرجی سازند پابده - آسماری و نیز قاعده سازند آسماری می‌باشد که خود نیز متعلق به بخش دیستال رمپ میانی می‌باشد (شکل‌های ۳ و ۴).

حضور فرامینیفراهای هیالین با دیواره ضخیم‌تر و پوسته‌ای عدسی شکل مانند روتالیا وینوتی، هتروستژینا و آملی‌ستژینا در MF3,4 و نیز حضور فرامینیفراهای پورسلانوز با دیواره عدسی شکل

حضور فرامینیفرهای عدسی - لنزی شکل هیالین با دیواره ضخیم‌تر در MF 4 و نیز روزن‌داران پورسلانوز با پوسته‌های ضخیم‌تر در MF5 و MF6 نشان‌دهنده بسترهای سخت هستند (شکل‌های ۳ و ۴). بنابراین وضعیت بستر سخت و ناپایدار، مربوط به بخش‌های پایینی و میانی سازند آسماری (بخش پروکسیمال رمپ میانی) و نیز بخش‌های بالایی سازند آسماری (محیط‌های لاگون نیمه محصور و محصور از رمپ درونی) می‌باشد (شکل‌های ۳ و ۴)

ساکن بر روی بسترهای نرم و گلی دارای صدف نازک‌تر می‌باشند (شکل‌های ۳ و ۴). در این برش چینه‌شناسی، حضور فراوان روزن‌داران کفزی بزرگ هیالین با دیواره نازک و پوسته کشیده در MF2، MF3، نشان‌دهنده بسترهای نرم و پایدار می‌باشد. این شرایط (بستر نرم و پایدار) مربوط به قاعده سازند آسماری و در مرز تدریجی سازندهای پابده - آسماری قرار داشته که خود در بخش دیستال محیط رمپ میانی نهشته شده‌اند.



شکل ۴: نمایش تغییرات عمق، کف بستر و انرژی هیدرودینامیکی بر مبنای روزن‌داران. A، روزن‌داران پلانکتون (شاخص اعماق بیشتر از ۲۰۰ متر، بستر نرم و پایدار و انرژی هیدرودینامیکی پایین). B، روزن‌داران کفزی بزرگ با دیواره نازک و مسطح قاعده سازند آسماری (شاخص محیط‌های نیمه عمیق، انرژی هیدرودینامیکی پایین و بستر نرم و پایدار). C، روزن‌داران کفزی بزرگ با دیواره ضخیم و عدسی شکل قاعده سازند آسماری (شاخص اعماق کمتر از ۵۰ متر، انرژی هیدرودینامیکی بالا و بستر سخت و ناپایدار). D، روزن‌داران پورسلانوز با دیواره ضخیم و عدسی شکل (شاخص اعماق کمتر از ۳۰ متر، بستر سخت و ناپایدار و انرژی هیدرودینامیکی بالا).

خارجی از بخش بالایی سازند پابده می‌باشد، همچنین این ریز رخساره به خاطر داشتن زمینه گلی شاخص محیطی نرم، بستری پایدار و انرژی هیدرودینامیکی پایین می‌باشد. MF 2 - MF 3 با داشتن روزن‌داران کفزی بزرگ خانواده نومولیتیده

نتیجه گیری

بر مبنای مطالعه روزن‌داران کفزی بزرگ نهشته‌های الیگو - میوسن مشخص گردید، MF 1 با حضور فرامینیفرهای پلانکتون شاخص محیط‌های عمیق (بیشتر از ۲۰۰ متر) بوده و مربوط به رمپ

و لپیدوس—یکلینیده(پركولینا، هتروس—تژینا، اسپیروكلیئوس و یولپیدینا) با دیواره هیالین نازک، کشیده و مسطح شاخص محیطی کم انرژی، بستری نرم و پایدار بوده که خود شاخص اعماق بیشتر از ۴۰ متر (بین ۳۰ تا ۱۵۰ متر) می‌باشد. این دو ریز رخساره مربوط به قاعده سازند آسماری و بخش دیستال رمپ میانی می‌باشند. MF 4 با داشتن فرامینفرهای هیالین کفزی با دیواره‌ای ضخیم‌تر و عدسی شکل شاخص اعماق کمتر(کمتر از ۵۰ متر)، بستری سخت و ناپایدار و نیز انرژی هیدرودینامیکی بالاتر می‌باشد. این ریز رخساره مربوط به میانه سازند آسماری و بخش پروکسیمال رمپ میانی می‌باشد. MF 6 – MF 5 با حضور فرامینفرهای پورسلانوز و داشتن دیواره ضخیم‌تر، شاخص اعماق کمتر(کمتر از ۳۰ متر)، بستری سخت و ناپایدار و انرژی هیدرودینامیکی بالا می‌باشد. این دو ریز رخساره مربوط به بخش‌های میانی – بالایی سازند آسماری و محیط رمپ درونی می‌باشد.

تعارض منافع

نویسندگان اعلام می‌دارند که هیچ تضاد منافعی در رابطه با نویسندگی یا انتشار این مقاله ندارند.

منابع

آقاناتی، ع.، ۱۳۸۵. زمین شناسی ایران. سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۵۸۶.
گودرزی، م.، وحیدی نیا، م.، امیری بختیار، ح.، نورایی نژاد، م.ر. ۱۳۹۸، زیست چینه‌نگاری، ریز رخساره‌ها و محیط رسوبگذاری سازند آسماری در یکی از چاه‌های میدان نفتی مارون و مقایسه آن با سایر نواحی زاگرس. نشریه علمی پژوهشی رخساره-های رسوبی، جلد ۱۲، شماره ۲، ۱۳۹۸(در حال چاپ).

گودرزی، م.، وحیدی نیا، م.، امیری بختیار، ح.، نورایی نژاد، م.ر. ۱۳۹۸، مطالعات چینه شناسی و فسیل شناسی بخش فوقانی سازند پابده و بخش زیرین سازند آسماری با تاکید بر مرز بین دو سازند در میدان نفتی مارون با استفاده از مطالعات چینه نگاری و نرم افزار سیکلولاگ، پایان نامه کارشناسی ارشد، ۳۲۸ ص.

گودرزی، م.، امیری بختیار، ح.، نورایی نژاد، م.ر.، ۱۳۹۸، دبرینه‌شناسی و محیط‌های رسوبی بخش بالایی سازند پابده و بخش زیرین سازند آسماری در چاه‌های A و B میدان نفتی مارون، شمال شرق اهواز: نشریه علمی پژوهشی رسوب شناسی کاربردی، دوره ۷، شماره ۱۳، بهار و تابستان ۱۳۹۸.
گودرزی، م.، امیری بختیار، ح.، نورایی نژاد، م.ر.، عظام پناه، ی.ا.، ۱۳۹۹، ریزرخساره‌ها، دبرینه بوم شناسی، اجتماعات کربناته و بررسی سطوح مرزی NB، PB با مرز آشکوب‌های سازند آسماری با استفاده از نرم افزار سیکلولاگ در یکی از چاه‌های میدان نفتی مارون: نشریه علمی پژوهشی رسوب شناسی کاربردی دوره ۸، شماره ۱۵، بهار و تابستان ۱۳۹۹.

گودرزی، م.، امیری بختیار، ح.، نورایی نژاد، م.ر.، صداقت نیا، م.، ۱۴۰۴، بررسی سیکل‌های رسوبی(سیکلواستراتیگرافی) و انطباق با مرزهای زیستی – زمانی ائوسن بالایی – الیگوسن در سازندهای پابده (بخش بالایی سازند پابده) و آسماری در میدان نفتی مارون: مجله زمین شناسی نفت ایران، سال چهاردهم، دور ۲۷، پاییز و زمستان ۱۴۰۳. صفحات ۸۰-۹۵.

مطیعی، ه.، ۱۳۷۲. چینه‌شناسی زاگرس. از انتشارات طرح تدوین کتاب زمین‌شناسی ایران، ۵۳۶.

Adams T.D. Bourgeois F (1967). Asmari biostratigraphy. Geol Explor Div, IOOC Rep 1074, Tehran (unpublished).

- Bolli H.M. Saunders J.B. Nielsen K.P (1987) *Plankton Stratigraphy*: Cambridge University Press, New York, p. 1023.
- Boudagher-Fadel M.K (2008) *Evolution and Geological Significance of Larger Benthic Foraminifera*, *Developments in Paleontology and Stratigraphy*, 21. Elsevier, Amsterdam, p. 544.
- Boudagher-Fadel M. K (2015) *Biostratigraphic and geological significance of planktonic foraminifera*, 22. Newnes, 320.
- Boudagher-Fadel M.K (2013) *Biostratigraphic and Geological Significance of Planctonic Foraminifera*, 21. Elsevier, Amsterdam, p. 544.
- Brandano M., Corda L (2002) *Nutrients, sea level and tectonics: constrains for the facies architecture of a Miocene carbonate ramp in central Italy*. *Terra Nova*, 14: 257-262.
- Brandano, M., Vannucci, G., Pomar, L., Obrador, A (2005) *Rhodolith assemblages from the lower Tortonian carbonate ramp of Menorca (Spain): Environmental and paleoclimatic implications*. *Palaeogeography, Palaeoclimatology*, 226: 307-323.
- Brandano M. Frezza V. Tomassetti L. Pedley M (2009) *Facies analysis and paleoenvironmental interpretation of the Late Oligocene Attard Member (Lower Coralline Limestone Formation), Malta*. *Sedimentology*, 56: 1138-1158.
- Brandano, M., Frezza, V., Tomassetti, L., Cuffaro, M (2009) *Heterozoan carbonates in oligotrophic tropical waters: The Attard member of the lower coralline limestone formation (Upper Oligocene, Malta)*. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 274: 54-63.
- Brandano, M., Morsili, G. Vannucci, M. Parente, F. Bosellini, and G. Mateu-Vicens (2010) *Rhodolith-rich lithofacies of the Porto Badisco Calcarenes (upper Chattian, Salento, southern Italy)*. *Italy Journal Geoscience*, 129: 119-131
- Busk, H.G., and Mayo, H. T (1918) *Some notes on the geology of the Persian*
- Alavi M (2004) *Regional stratigraphy of the Zagros fold-thrust belt of Iran and its proforeland evolution*. *American Journal of Science*, 304: 1-20.
- 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, N. Jb. Geol. Palont. Abh*, 10: 1-18.
- Allahkarampour Dill M. Vaziri-Moghaddam H. Seyrafian A. Behdad (Ghabeishavi) A (2018) *Oligo-Miocene carbonate platform evolution in the northern margin of the Asmari intra-shelf basin, SW Iran: Marine and Petroleum Geology*, 92: 437- 461.
- Bachmann M. Hirsch F (2006) *Lower Cretaceous carbonate platform of the eastern Levant (Galilee and Golan Heights): Stratigraphy and second-order sea-level change*. *Cretaceous Research*, 27: 467-512
- Bassi D. Hottinger L. Nebelsick J (2007) *Larger foraminifera from the Upper Oligocene of the Venetian area, North-East Italy*. *Paleontology*, 50: 845-868.
- Bassi D. Nebelsick J. H (2010) *Components, facies and ramps: Redefining Upper Oligocene shallow water carbonates using coralline red algae and larger foraminifera (Venetian area, northeast Italy)*. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 295: 258280.
- Beavington S (2004) *Ecology of extant nummulitids and other larger benthic foraminifera: applications in palaeoenvironmental analysis*. *Earth-Science Reviews*, 67: 219-265.

- 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. Glenn E.C (1986) Larger foraminifera: a tool for paleoenvironmental analysis of Cenozoic carbonates depositional facies. *Palaios*, 1: 44-64.
- Hallock P (1979) Trends in test shape with depth in large symbiont-bearing foraminifera: *Journal of Foraminiferal Research*, 9: 61-69.
- Hallock P (1998) Habitats of modern larger foraminifera: taxonomic, depth and regional comparisons: Conference abstract, Tertiary to Recent larger foraminifera- their depositional environments and importance as petroleum reservoirs (Kingston-upon-Thames), 13 p.
- Hallock P (2000) Symbiont-bearing foraminifera: harbingers of global change?. *Micropaleontology*, 95-104.
- Hallock P. Pomar L (2008) Cenozoic evolution of larger benthic foraminifers: paleoceanographic evidence for changing habitats. In: *Proceedings of the 11th International Coral Reef Symposium*, pp. 16-20 Lauderdale, Florida.
- Hohenegger J. Yordanova E. Tatzreiter Y (1999) Habitats of larger foraminifera on the upper reef slope of Sesko Island, Okinawa: *Marine Micropaleontology*, 36: 109-168.
- Hohenegger J. Yordanova E. Hatta A (2000) Remarks on West Pacific Nummulitidae (Foraminifera): *Journal of Foraminiferal Research*, 30: 3-28.
- Hottinger L (1980) Répartition comparée des grands foraminifères de la mer Rouge et de l'Océan Indien: *Annali dell'Università di Ferrara*, 6: 35-51.
- Oilfields: *Journal of the Institution of Petroleum Technologists*, 5: 5-26.
- Buxton, M.W.N., Pedley, H.M (1989) A standardized model for Thethyan Tertiary carbonate ramps, London. *Journal of the Geological Society*, 146: 746-748.
- Cahuzac, B. & Poignant, A (1997) Essai de biozonation de l'Oligo-Miocène dans les bassins européens à l'aide des grands foraminifères néritiques. *Bulletin de la Société géologique de France*. 168: 155-169.
- Carannante, G., M. Esteban, J. D. Milliman, and L. Simon (1988) Carbonate lithofacies as paleolatitude indicators: problems and limestone: *Sedimentary Geology*, 60: 333-346.
- Corde, L., and M. Brandano (2003) Aphotic zone carbonate production on a Miocene ramp, Central Apennines, Italy: *Sedimentary Geology*, 161: 55-70.
- Cosovic, V. Drobne K. Moro A (2004) Paleoenvironmental model for Eocene foraminiferal limestones of the Adriatic carbonate platform (Istrian Peninsula): *Facies*, 50: 61-75.
- Dunham, R (1962) Classification of carbonate rocks according to depositional texture, in Ham, W.E., (ed.), *Classification of carbonate rocks*. AAPG Memoir 1, Tulsa, 108-121.
- Ehrenberg S.N. Pickard N.A.H. Laursen G.V. Monibi S. Mossadegh Z.K. Svana T.A. Aqrabi A.A.M. McArthur J.M. Thirlwall M.F (2007) Strontium Isotope Stratigraphy of the Asmari Formation (Oligocene - Lower Miocene), Sw Iran. *Journal of Petroleum Geology*, 30: 107-128.
- Embry A.F. Klovan J.E (1971) A late Devonian reef tract on northeastern Banks Islands, Northwest Territories: *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, 19: 730-781.
- Flügel E (2010) *Microfacies of carbonate rocks, analysis, interpretation and application*. Springer, Berlin, p. 976.

- adaptations. *The Journal of Foraminiferal Research*, 14: 16-35.
- 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.
- Mutti M. Hallock P (2003) Carbonate systems along nutrient and temperature gradients: some sedimentological and geochemical constraint. *Int J Earth Sci*, 92: 465-475.
- Nelson C. S. Keane S. L. Head P. S (1988) Non-tropical carbonate deposits of the modern New Zealand shelf: *Sedimentology Geological*, 160: 71-96.
- Pomar L (2001 a) Types of carbonate platforms: a genetic approach: *Basin Research*, 13: 313-334.
- Pomar L (2001 b) Ecological control at sedimentary accommodation: evolution from a carbonate ramp to rimmed shelf, Upper Miocene, Balearic Island: *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 175: 249-272.
- Pomar Luis. Obrador A. Westphal H (2002) Sub-wavebase cross-bedded grainstones on a distally steepened carbonate ramp, Upper Miocene, Menorca, Spain." *Sedimentology* 49.1 (2002): 139-169.
- Pomar L. Brandano M. Westphal H (2004) Environmental in facies skeletal grain sediment associations: a critical review of Miocene 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 vs. environmental: *Earth Science*, 35: 899-902.
- Pomar, L., Hallock, P (2008) Carbonate factories: A conundrum in sedimentary geology: *Earth Science*, 81: 134-169.
- Hottinger L (1983) Processes determining the distribution of larger foraminifera in space and time, in Meulenkamp, J.E. (ed.), *Reconstruction of marine paleoenvironments: Utrecht Micropaleontological Bulletin*, 30, 239-253.
- Hottinger L (1997) Shallow benthic foraminiferal assemblages as signals for depth of their deposition and their limitation: *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. *AAPG Bulletin*, 49: 2182 - 2245.
- Lacassagne R.M.A (1963) Asmari sedimentary environment. Unpublished Report of the Geological and Exploration Division, Iranian Oil offshore company, no.1041.
- Laursen G.V. Monibi S. Allan T.L. Pickard N.A.H. Hosseiny 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.
- Lees A. A. T. Buller (1972) Modern temperate water and warm water shelf carbonate sediments contrasted: *Marine Geol*, 13: 67-73.
- Lee J.J (1990) Fine structure of rodophycean prokaryotic purple sulfur bacteria in situ in *Peneroplis pertusus* and *P. asicularis*. *Journal of Foraminiferal Research* 20:162-169.
- Lees G. M (1933) The reservoir rocks of Persian oil fields: *American Association Petroleum Geology Bulletin*, 17, : 229-240.
- Loeblich A.R. Tappan H (1988) *Foraminiferal Genera and their Classification* (2 volumes).: Van Nostrand Reinhold Company, New York, p. 970.
- Leutenegger S (1984) Symbiosis in benthic foraminifera; specificity and host

- Iranian Oil Company Report, 706 p, unpublished.
- Triantaphyllou M.V. Koukousioura O. Dimiza M.D (2009) The presence of the Indo-Pacific symbiont-bearing foraminifer *Amphistegina lobifera* in Greek coastal ecosystems (Aegean Sea, Eastern Mediterranean). *Mediterranean Marine Science*, 10: 73-86.
- van Buchem F. S. P. Allan T. L. Laursen G. V. Lotfpoor 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, London, Special Publications*, 329: 219-263.
- Vaziri-Moghaddam H. Seyrafian A. Taheri A. Motiei H (2010) Oligo-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.
- Warren J (2000) Dolomite: occurrence, evolution and economically important associations, *Earth-Science Reviews*, 52: 1-81.
- Wilson J. L (1975) *Carbonate facies in geological history*: Springer, Berlin, p. 471.
- Wynd J.G (1965) *Biofacies of the Iranian oil Consortium Agreement Area (I.O.O.C)*, Unpublished Report no. p. 1082, 88.
- 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.
- Pomar L, Mateu-Vicens G, Morsilli M, Brandano M (2014) Carbonate ramp evolution during the Late Oligocen (Chatian), Salento Peninsula, southern Italy. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 404:109-132.
- Renema W. Troelstra S.R (2001) Larger foraminifera distribution on a mesotrophic carbonate shelf in SW Sulawesi (Indonesia). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 175: 125-147.
- Renema W (2006) Large benthic foraminifera from the deep photic zone of a mixed siliciclastic-carbonate shelf off East Kalimantan, Indonesia. *Marine Micropaleontology*, 58(2): 73-82.
- Reuter M. Piller W.E. Harzhauser M. Mandic O. Berning B. Rogl F. Kro A. Aubry. M.P. Wielandt-Schuster U. Hamedani A (2009) The Oligo-/Miocene Qom Formation (Iran): evidence for an Early Burdigalian restriction of Tethyan Seaway and closure of its Iranian gateways. *International Journal of Earth Sciences*, 98: 627-650.
- 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.
- Tomasovych A (2004) Microfacies and depositional environment of an Upper Triassic intra-platform carbonate basin: the Fatric Unit of West Carpathians (Slovakia). *Facies* 50:77-105.
- Thomas A. N .1948. The Asmari limestone of southwest Iran; *Anglo-*