



مقاله پژوهشی

## دمای دیرینه، اکسیژن و روابط همزیستی نهشته‌های سازند آسماری بر مبنای روزن‌داران کفزی بزرگ

محمد گودرزی<sup>۱</sup> و ایرج مغفوری مقدم<sup>۲\*</sup>

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:maghfouri.i@lu.ac.ir)

### چکیده

در پژوهش حاضر برای مطالعه دمای دیرینه، اکسیژن و روابط همزیستی نهشته‌های سازند آسماری به سن الیگو - میوسن در شمال غرب شهرستان رستم (زون ایذه) یک برش چینه‌نگاری انتخاب گردید. ضخامت سازند آسماری در این برش ۲۹۱ متر بوده که عمدتاً متشکل از سنگ آهک‌های نازک، متوسط و ضخیم لایه و میان لایه‌های نازک شیلی - ماری تشکیل شده و در مرز زیرین آن سازند پابده بصورت تدریجی و پیوسته قرار دارد. نمونه برداری این برش بصورت سیستماتیک و با فواصل نمونه برداری یک متری انجام شده است. در این پژوهش ۲۸۰ مقطع نازک میکروسکوپی از سازند آسماری مورد مطالعه قرار گرفت. در این برش چینه‌نگاری حضور فراوان روزن‌داران کفزی بزرگ هیالین با پوسته کشیده و دیواره نازک مانند یولپیدینا، اوپرکولینا، اسپیروکلیپئوس و هتروستژینا از بخش دیستال رمپ میانی در قاعده سازند آسماری شاخص مناطق گرمسیری و نیمه گرمسیری می‌باشند. فراوانی روزن‌داران سطحی نسبت به روزن‌داران درونی حاکی از یک محیط اکسیژن‌دار می‌باشد. مورفولوژی داخلی پیچیده بدن روزن‌داران کفزی بزرگ بدلیل حضور جلبک‌های همزیست در بدن این موجودات ایجاد شده بطوریکه نیاز همزیست به نور بر شکل پوسته و آرایش حجرات تأثیر می‌گذارد. میلیولیدها بدون همزیست بوده و می‌توانند در اعماق کم با شوری‌های بالا نیز زندگی کنند در حالی که آرکیاس‌ها دارای جلبک‌های همزیست هستند و در عمق بیشتری نسبت به میلیولیدها زندگی می‌کنند.

**واژه‌های کلیدی:** سازند آسماری، روزن‌داران کفزی بزرگ، دمای دیرینه، روابط همزیستی، اکسیژن.

ماخذنگاری: گودرزی، م. و مغفوری مقدم، ا. (۱۴۰۳). دمای دیرینه، اکسیژن و روابط همزیستی نهشته‌های سازند آسماری بر مبنای روزن‌داران کفزی بزرگ. دوفصلنامه چینه‌نگاری و دیرینه‌شناسی، ۲(۲)، ۳۰-۴۷.  
©حقوق معنوی مقاله برای دوفصلنامه چینه‌نگاری و دیرینه‌شناسی و نویسندگان محفوظ است.

doi 10.30470/zpaleo.2025.732358



This is an open access article under the by-nc/4.0/ License  
(<https://creativecommons.org/licenses/by-nc/4.0/>)



# Paleotemperature, oxygen and symbiotic relationships of Asmari Formation deposits based on large benthic foraminifers

Mohammad Godarzi<sup>1</sup> and Iraj Maghfori moghadam<sup>\*2</sup>

- 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](mailto:maghfour.i@lu.ac.ir)

## Abstract:

In the present study, a stratigraphic section was selected to study the paleotemperature, oxygen, and symbiotic relationships of the Oligocene-Miocene Asmari Formation deposits in the northwest of Rostam County (Izeh Zone). 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 sampling intervals of one meter. In this study, 280 microscopic thin sections of the Asmari Formation were studied. In this stratigraphic section, the abundant presence of large hyaline benthic foraminifera with elongated, thin-walled shells such as *Eulpidina*, *Operculina*, *Spiroclypeus*, and *Heterostegina* from the distal part of the middle ramp at the base of the Asmari Formation is indicative of tropical and subtropical regions. The abundance of surface-living foraminifera relative to endophytic foraminifera indicates an oxygenated environment. The complex internal morphology of the bodies of large benthic foraminifera is due to the presence of symbiotic algae in the bodies of these organisms, such that the symbiotic need for light affects the shape of the shell and the arrangement of cells. *Miliolids* are non-symbiotic and can live at shallow depths with high salinities, while *Archaias* have symbiotic algae and live at greater depths than miliolids.

**Keywords:** Asmari Formation, macrobenthic foraminifera, paleotemperature, symbiotic relationships, oxygen.

## مقدمه

پس از انقراض اجتماعات ریف ساز در انتهای کرتاسه، فرامینیفرهای بنتیک بزرگ از جمله نومولیتی‌دها (*Assilina Nummulites*) و *Operculina*، ارتوفاگمیدها (*Discoicyclina*) و آلئولینیدها (*Alveolina*) بر روی کربنات‌های پلاتفرمی کم عمق با شرایط الیگوتروفیک کمربند تنیس-آرام شکوفا شدند و نقش تولید کربنات را در بخش‌های داخلی تا میانی پلاتفرم ایفا نمودند (Beavington-Penney and Racey 2004). از طرفی این گروه از میکروفسیل‌ها با توجه به تنوع سریع و انقراض ناگهانی‌شان در دوران سنوزوئیک و همچنین با توجه به دارا بودن همزیست جلبکی که اغلب محدود به زون نورانی و اعماق کم بوده نقش مهمی در بایوزوناسیون، تعیین سن نسبی نهشته-های رسوبی و همچنین بازسازی محیط‌های دیرینه دارند (Hottinger 1983; Hallock 1984; Hallock 1985; Romero et al. 2002; Beavington-Penney and Racey 2004; Beavington-Penney et al. 2005; Zamagni et al. 2008; Gradstein et al. 2020). تجمعات نومولیتی در زمان ائوسن به عنوان مخزن حجم قابل توجهی از هیدروکربورها مورد توجه بوده‌اند (Racey 2001). سری الیگوسن با تغییرات عمده-ای در ارگانسیم‌های تولید کننده کربنات‌ها و معماری ریف‌های مرجانی همراه بوده است (Perrin 2002). علاوه بر فرامینیفرهای بنتیک بزرگ، تنوع جلبک‌های قرمز کورالیناسه‌آ نیز در طی الیگوسن افزایش یافته (Buxton and Pedley 1989; Pedley 1998; Aguirre et al. 2000; Rasser and Piller 2004) و در طی محدوده زمانی میوسن پیشین/میانی به تولید کنندگان غالب کربنات‌ها تبدیل شدند (Halfar and Mutti 2005). نهشته‌های پلاتفرمی کربناته به سن الیگومیوسن در اکثر نواحی دنیا رخنمون دارند

(Pomar et al. 2014). برش الگوی سازند آسماری در تنگ گل ترش (کوه آسماری در جنوب شرقی مسجد سلیمان) قرار دارد و در این برش ضخامت آن 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.

تقسیمات زیست چینه‌نگاری سازند آسماری شامل سه واحد آسماری پایینی به سن الیگوسن، آسماری میانی به سن میوسن پیشین (آکی تانین) و آسماری بالایی به سن میوسن پیشین (بوردیگالین) بوده و این تقسیم بندی در همه جا دیده نمی‌شود (آقا نباتی، ۱۳۸۵). در بیشتر نقاط در مرز زیرین سازند آسماری، سازند پابده نهشته شده ولی در لرستان مرکزی این سازند با سازند کربناتی شهبازان و در فارس داخلی با سازند جهرم بصورت ناپوستگی پیوسته نما (Paraconformity) همبر است (آقانباتی، ۱۳۸۵). در اکثر نقاط سازند آسماری با سازند تبخیری (انیدریتی) گچساران پوشیده شده ولی در فارس داخلی بوسیله سازند رازک پوشیده می‌شود. اهمیت روزن‌داران کفزی بزرگ در تحلیل محیط‌های رسوبی، بازسازی محیط‌های دیرینه، تفسیر شرایط زیست دیرینه و نیز حوضه‌های رسوبی و همچنین اهمیت سازند آسماری در میدین نفتی ایران (سنگ مخزن اصلی ایران) باعث انجام این پژوهش شده که خود نیز اهداف زیر را دنبال می‌کند:

۱- بررسی و تحلیل شرایط دیرینه دما در نهشته-های سازند آسماری بر مبنای روزن‌داران کفزی بزرگ

۲- بررسی شرایط اکسیژن در توالی‌های سازند آسماری بر مبنای روزن‌داران کفزی بزرگ  
۳- بررسی و تعیین روابط همزیستی روزن‌داران و تاثیر آن بر مورفولوژی روزن‌داران کفزی بزرگ

### موقعیت جغرافیایی

برش تنگ چوگ در حوضه رسوبی زاگرس و در انتهای زون ایذه قرار دارد. از نظر جغرافیایی این برش چینه‌شناسی 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، پهن، خیکنده و گجستان به برش مورد مطالعه در روستای تنگ چوگ می‌رسیم (شکل ۱).

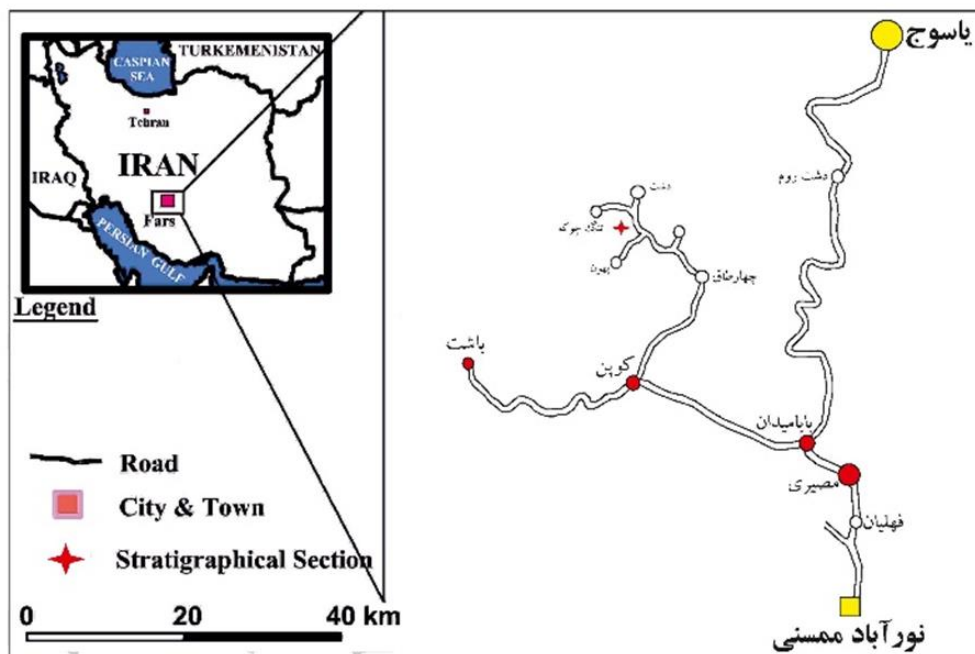
### زمین شناسی و چینه شناسی منطقه مورد مطالعه

برش چینه‌شناسی تنگ چوگ بخشی از تاقدیس اشگر مربوط به زون ایذه بوده و در این تاقدیس سازندهای سروک، گوربی، پابده و آسماری رخنمون دارد بطوریکه سازند سروک قدیمی‌ترین و سازند آسماری جوان‌ترین توالی این تاقدیس می‌باشد. در این برش چینه‌شناسی سازند پابده 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 پابده 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 چینه‌شناسی بر اساس مطالعات دیرینه‌شناسی و پخش و پراکندگی عمودی روزن-داران تعداد پنج بایوزون زیستی به سن روپلین - بوردیگالین بر مبنای زون بندی زیستی (Laursen et al., 2009) شناسایی گردید (جدول ۱).

### روش کار

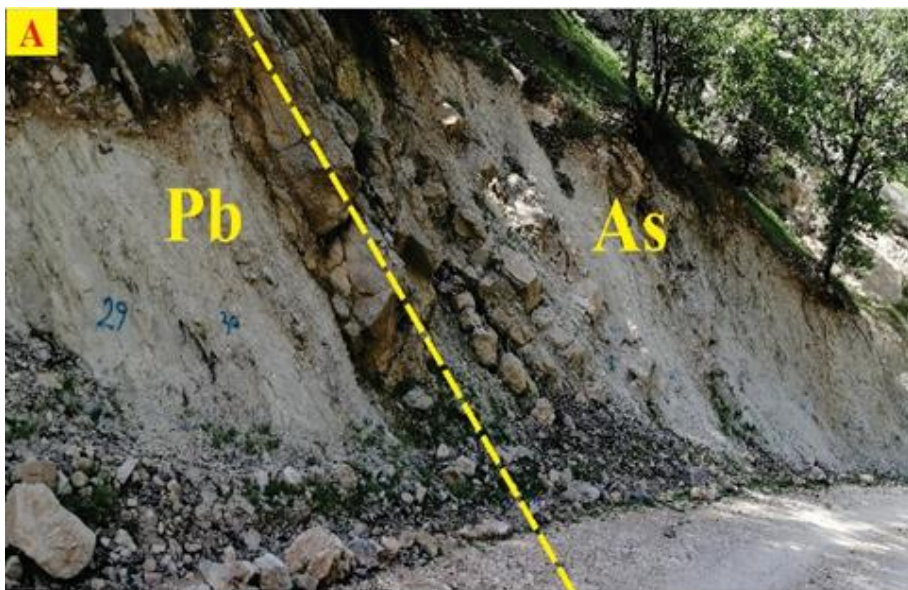
در این پژوهش، تعداد ۲۸۰ مقطع نازک میکروسکوپی از ۳۲۳ متر از توالی انتهایی سازند پابده و سازند آسماری و با فاصله نمونه برداری یک متری برداشت گردیده و مورد بررسی و مطالعه قرار گرفته است. شناسایی میکروفسیل‌ها بر مبنای (Boudagher - Loeblich and Tappan, 1980) (Adams and Bourgeois, Fadel, 2008) انجام شده و 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 (1962) Dunham, ) و (Embry- Klován, 1971) و برای شناسایی ریز رخساره‌ها و تفسیر آنها (Wilson 1975; Buxton and Pedley, 1989; 2000; Flügel, 2010) استفاده شده است. در این برش چینه‌شناسی 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.



شکل ۱: موقعیت جغرافیایی و راه‌های دسترسی تاکدیس اشگر

جدول ۱: بایوزون‌های شناسایی شده در برش چینه‌شناسی تنگ چوگ

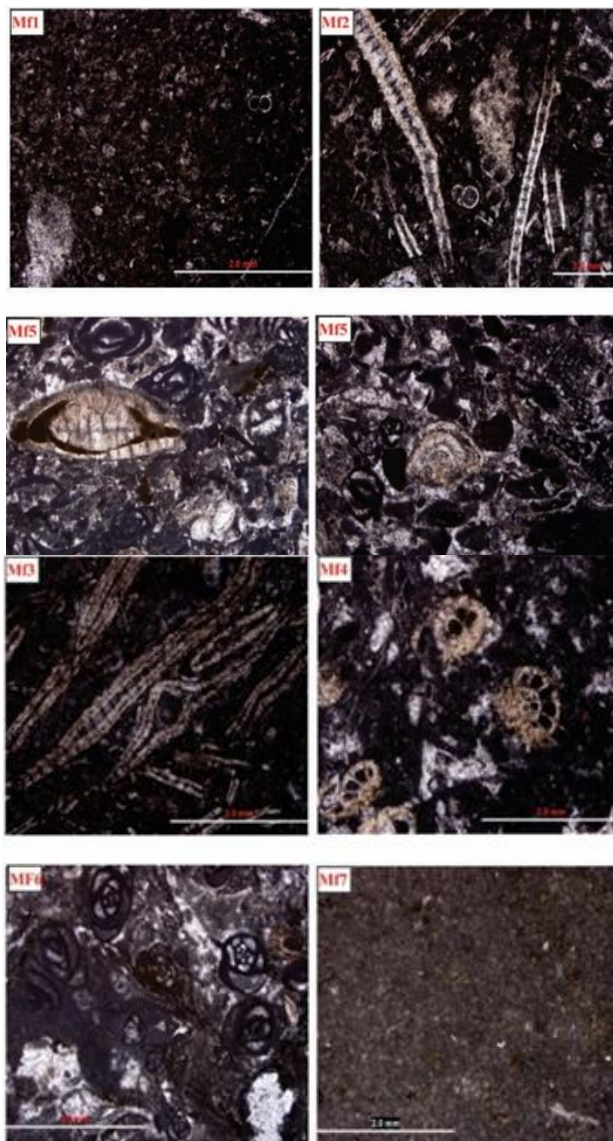
Formation	Thickness	Age	Biozone
Asmari	32 meter 291 - 323	Burdigalian	<i>Borelis melo curdica</i> - <i>Borelis melo melo</i> Assemblage Zone
Asmari	102 meter 189 - 291	Aquitanian	<i>Miogypsina</i> - <i>Elphidium</i> sp.14 – <i>Peneroplis farsensis</i> Assemblage Zone
Asmari	139 meter 50 - 189	chattian	<i>Archaia asmaricus</i> - <i>Archaia hensoni</i> – <i>Miogypsinoidea compalانات</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</i> <i>cerroazulensis</i> - <i>Hantkenina</i> Assemblage Zone



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

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>Eulepidina</i> ، <i>Operculina</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</i> ، <i>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> ، <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</i> ، <i>Austrotrillina</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>Valvulina</i> ، <i>Praerhapydionina delicata</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>Peneroplis</i> ، <i>Miliolid</i> و <i>Dendritina rangi</i> ، <i>Quinqueloculina</i> ، <i>Austrotrillina</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 میکرایتی 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 رخساره های 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 بیوکلسی حاوی فرامینیفرهای هیالین عدسی شکل. MF5: پکستون حاوی فرامینیفرهای پورسلانوز و هیالین. MF6: وکستون - پکستون حاوی فرامینیفرهای پورسلانوز MF7: مادستون.

## شرایط دیرینه دما، اکسیژن و روابط همزیستی

### روزن‌داران کفزی بزرگ

روزن‌داران کفزی در تشکیل رسوبات کربناته نقش مهمی را ایفا می‌کنند و به عنوان ابزار با ارزش جهت تعیین عمق نسبی محیط رسوب‌گذاری و بازسازی محیط‌های 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).

در این مطالعه بر اساس روزن‌داران، و سایر میکروفسیل‌ها، ریز رخساره‌ها شناسایی و محیط‌های رسوبی تعیین گردیده شد (جدول ۲ و شکل ۳). سپس بر مبنای روزن‌داران کفزی بزرگ شرایط دیرینه بوم شناختی نهشته‌های الیگو - میوسن مورد تفسیر قرار گرفته شد. بدین منظور در این پژوهش شرایط زیست دیرینه نهشته‌های سازند آسماری (الیگو - میوسن) مانند دمای دیرینه، شرایط اکسیژن و روابط همزیستی بر مبنای روزن‌داران کفزی بزرگ بررسی و مورد تجزیه و تحلیل شده است.

### دما

به عقیده (Flugel, 2010) دما بعنوان مهمترین عامل فیزیکی موثر در پراکنش فرامینیفرهای بنتیک و تولید کنندگان کربنات می‌باشد. وجود جلبک‌های قرمز همراه با اجتماعات فرامینیفرهای بنتیک مانند آپرکولینا و هتروسیتزینا در پلاتفرم‌های کربناته شاخص محیط‌های حاره‌ای تا نیمه حاره‌ای می‌باشد (Corda and Brandano, 2003, 2002).

جلبک‌های قرمز در نواحی گرمسیری و نیمه گرمسیری حضور دارند (al, 2009, Pomar et). همچنین حضور همزمان جلبک‌های قرمز کورالیناسه‌آ به همراه اجتماعات فرامینیفرهای

بنتیک بزرگ نشان دهنده‌ی انتقال از مناطق استوایی به عرض‌های مناطق معتدل می‌باشد (Bassi and Nebelsick, 2010). میلیولیدها در آب‌های گرم و شوری نرمال دریایی و شوری بالا فراوان هستند (Flugel, 2010). بسیاری از فرامینیفرهای آگلوتینه مانند تکستولاریا آب‌های سرد و لب شور را ترجیح می‌دهند (Flugel, 2004). فرامینیفرهای بزرگی همچون *Amphistegina* و *Operculina.Heterostegina* از مهم‌ترین عناصر اکولوژیکی می‌باشند و این فرامینیفرها در محیط‌های گرمسیری تا نیمه گرمسیری و در شرایط الیگوتروفی تا کمی مزوتروفی در سراسر محدوده اقیانوس‌ها زندگی می‌کنند (Brandano et al, 2001). فرامینیفرهای بنتیک بزرگ مانند *Lepidocyclina*، *Miogypsina*، *Archaias*، و *Borelis* در نواحی گرمسیری در درجه حرارت ۲۰ تا ۱۸ درجه محصور شده‌اند (Brandano et al, 2001). فرامینیفرهای بنتیک بزرگ مانند آرکیاس و بورلیس (شکل ۵) نمونه‌هایی از گونه‌های استوایی هستند (Bassi and Nebelsick, 2010). براساس بازسازی عرض جغرافیایی قدیمه (شکل ۴) (Heydari, 2008) همراه با تجمعات دانه‌ها پیشنهاد می‌گردد که رسوب‌گذاری سازند آسماری در آب‌های حاره‌ای و در شرایط الیگوتروفی - مزوتروفی، مزوتروفی-یوتروفی صورت گرفته است. حضور فرامینیفرهایی همچون لپیدوسیکلینا، آرکیاس و میلیولید نشان دهنده دمای بیشتر از ۱۸ - ۲۰ درجه گراد بوده که خود شاخص آب و هوای گرمسیری تا نیمه گرمسیری می‌باشد (Brandano et al., 2009). همچنین بازسازی دیرینه عرض جغرافیایی توسط (Heydari, 2008) نشان از رسوب‌گذاری سازند آسماری در زمان‌های الیگو - میوسن در عرض جغرافیایی ۲۹ - ۳۰ درجه شمالی واقع شده

### روابط همزیستی

جلبک‌های همزیست معمولاً با مرجان‌های هرما‌تیک، فرامینیفرهای بنتیک بزرگ و فرامینیفرهای پلانکتون یافت می‌شوند (Hallock, 1981). فرامینیفرهای بنتیک بزرگ جهت بازیافت و تسهیل در استفاده از منابع غذایی به جلبک‌های همزیست فتوسنتز کننده خود نیازمند هستند (Renema, 2006). مورفولوژی داخلی پیچیده بدن این دسته از فرامینیفرها دلیل حضور جلبک‌های همزیست در بدن این موجودات می‌باشد (Hallock, 1985) (شکل ۷). تکامل فرامینیفرهای بنتیک بزرگ مربوط به تطابق زیستی این موجودات با جلبک‌های همزیست می‌باشد (Lee et al., 1979; Hallock, 1985, 2000; Triantaphyllou et al., 2009). فرامینیفرها در مناطق کم عمق دریا از جلبک‌های سبز و قرمز و در مناطق عمیق دریا از دیاتومه‌ها و داینوفلاژله‌ها به عنوان همزیست خود استفاده می‌کنند (Leutenegger, 1984).

میزان وابستگی جلبک درونی به نور محدوده عمقی خاصی را برای فرامینیفرهای همزیست دار فراهم می‌کند (Hallock, 1987) بطوریکه گونه‌هایی که دارای همزیست جلبکی از نوع کلروفیسه‌آ هستند، عمق تقریباً ۷۳ متری را اشغال می‌کنند که می‌توان به پنروپلیس‌ها و چندین گونه از آرکیاس‌ها اشاره نمود و گونه‌هایی که همزیست دیاتومه‌ای دارند در آب‌های عمیق‌تر و کمتر از ۱۳۰ متری نیز قادر به زندگی می‌باشند.

نومولیتیده، لپیدوسیکلینا، آمفیستزینا از جمله فرامینیفرهایی می‌باشند که دارای همزیست دیاتومه‌ای می‌باشند (Leutenegger, 1984). تغییرات مورفولوژیکی همراه با تغییر عمق زیستگاه‌های گونه‌های همزیست‌دار تغییر می‌نماید در نواحی کم عمق فرامینیفرهای هیالین با پوسته‌ای

است (شکل ۴). فراوانی روزن‌داران کفزی بزرگ مانند لپیدوسیکلینا، اسپیروکلیئوس، اپرکولینا، هتروسستزینا، آرکیاس، پنروپلیس، میلیولید و همچنین حضور جلبک‌های قرمز کورالیناسه‌آ و قطعاتی از مرجان‌ها (شکل ۵) به عنوان اجزای اصلی تشکیل دهنده رسوبات کربناته نشانگر آب‌های گرم و محیط‌های گرمسیری و نیمه گرمسیری در زمان ته نشست رسوبات سازند آسماری (الیگو - میوسن) در منطقه مورد مطالعه است.

### اکسیژن (Oxygen)

سه گروه از روزن‌داران هیالین، پورسلانوز و آگلوتینه در این برش چینه‌شناسی حضور دارند (شکل‌های ۳ و ۶) تعداد و درصد روزن‌داران پلانکتون نسبت به فرامینیفرهای بنتیک خیلی کمتر است (شکل ۳). در این برش چینه‌شناسی همه فرامینیفرها رسوب خوار بوده و نوع زندگی آنها اکثراً بصورت سطح‌زی و تعداد کمی به صورت درون‌زی می‌باشد.

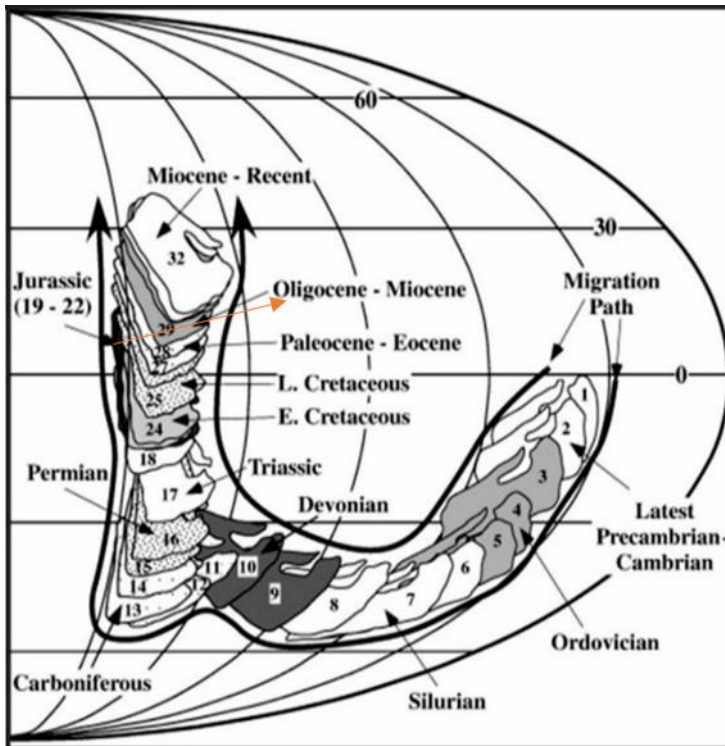
از جمله فونای درون‌زی می‌توان به *Textularia* و *Valvulina* و سایر فرامینیفرهای آگلوتینه اشاره کرد. فونای سطح‌زی با تعداد فراوان در این برش مانند *Operculina*, *Nephrolepidina*, *Amphistegina*, *Pyrgo*, *Heterostegina* و *Meandropsina* حضور دارند (شکل ۶). فرامینیفرهای درون‌زی در محیط‌های کم اکسیژن و نامساعد به شکوفایی می‌رسند.

فرامینیفرهایی مانند *Quinqueloculina*, *Elphidium*, *Lenticulina* و *Pyrgo* نشان دهنده‌ی محیط‌های اکسیژن دار می‌باشند (Nouradini et al., 2019).

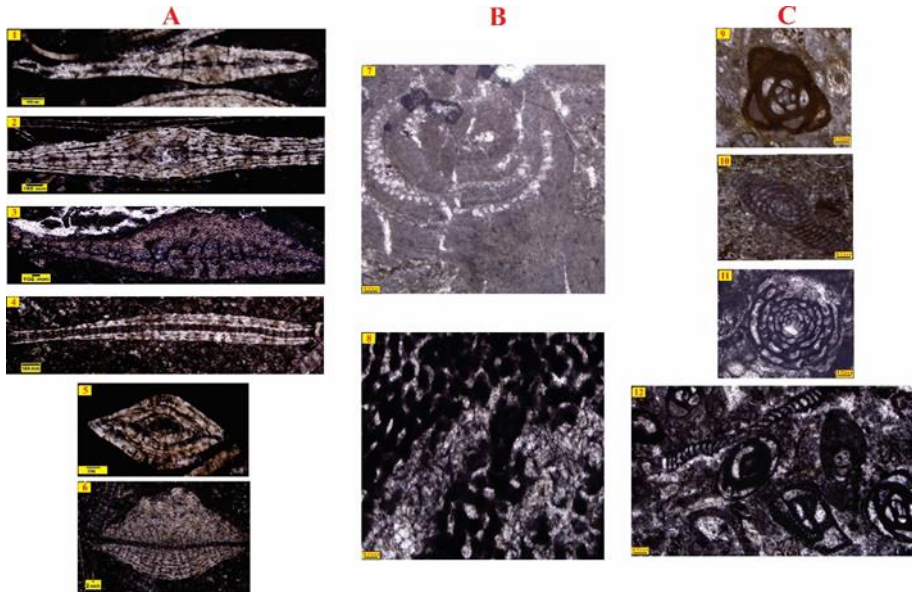
در این برش با توجه به فراوانی فونای سطح‌زی نسبت به فونای درون‌زی حاکی از محیط دریایی اکسیژن‌دار می‌باشد بنابراین برش چینه‌شناسی تنگ چوگ در یک محیط با اکسیژن خوب نهشته شده است.

بنابراین می‌توان گفت که میزان دسترسی به نور کنترل‌کننده فعالیت جلبک همزیست می‌باشد (Hallock, 1979). فرامینیفرهای پورسلانوزی چون میلیولیدها که فاقد جلبک همزیست هستند می‌توانند در کم عمق‌ترین بخش‌های لاگونی با شوری‌های بالا نیز زندگی کنند (Mossadegh et al., 2009). ولی فرامینیفرهای بدون منفذ پیچیده‌ای چون 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)

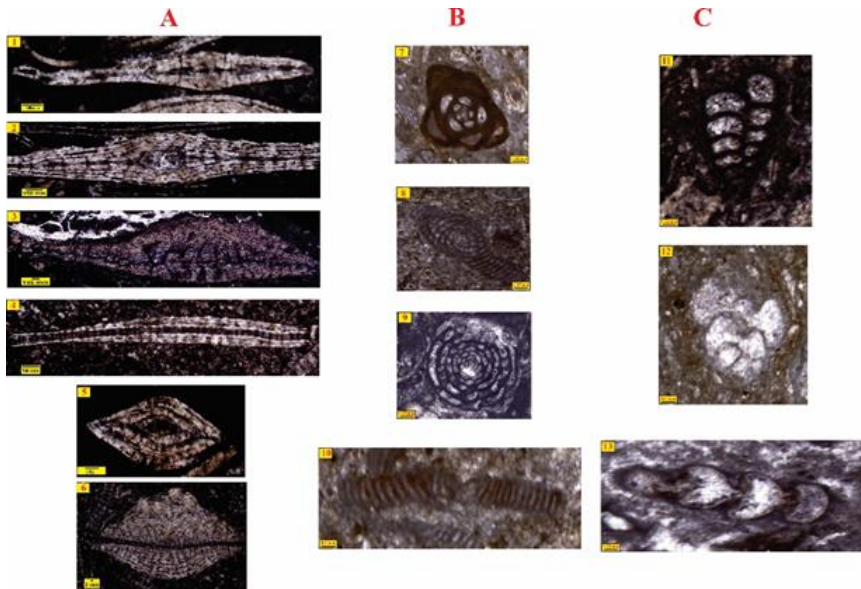
ضخیم‌تر با نسبت ضخامت به قطر زیاد حضور دارند (Beavingtone and Racey, 2004). عاملی که در ایجاد این پوسته ضخیم نقش دارد کاهش فتوسنتز جلبک‌های همزیست در شرایط نامساعد نوری می‌باشد (Beavingtone and Racey, 2004). در عمق‌های بیشتر پوسته فرامینیفرهای منفذدار بزرگ و مسطح دارای کمترین میزان ضخامت به قطر است که در این شرایط فرامینیفرها سطح پوسته خود را برای حداکثر جذب نور توسط جلبک همزیست افزایش می‌دهند (شکل ۷) (Beavingtone and Racey, 2004).



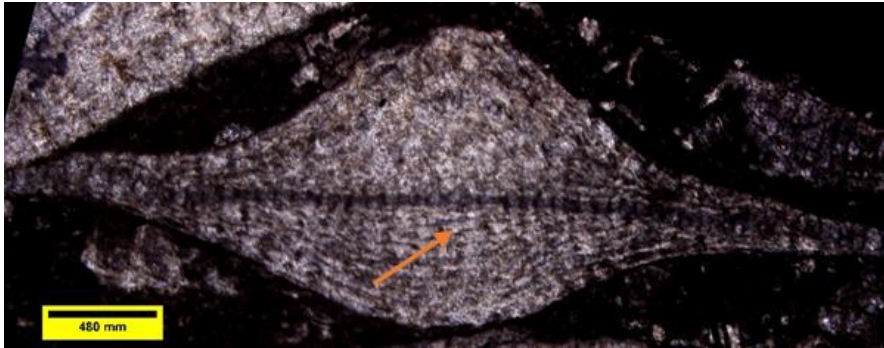
شکل ۴: جایگاه حوضه ی زاگرس نسبت به عرض جغرافیایی از پرمین تا عهد حاضر (قرارگیری رسوبات الیگومیوسن زاگرس در عرض جغرافیایی ۲۹ درجه شمالی) (Heydari, 2008)



شکل ۵: گروه‌های فسیلی نشان دهنده‌ی شرایط نیمه گرمسیری - گرمسیری. A) (۱-۶ روزن داران هیالین خانواده لپیدوسیکلینیده و لپیدوسیکلینیده)، B) (۷ و ۸ جلبک قرمز و مرجان) و C) (۹-۱۲ روزن داران پورسلانوز خانواده میلیولیده و سوروتیده).



شکل ۶: گروه‌های شکلی مختلف روزن داران در برش مورد مطالعه. A) (۱-۶ روزن داران هیالین خانواده لپیدوسیکلینیده و لپیدوسیکلینیده)، B) (روزن داران پورسلانوز ۷-۱۰) و C) (روزن داران با دیواره آگلوتینه ۱۰-۱۳). A و B روزن داران اپیفونال (سطح‌زی)



شکل ۷: حجرات جانبی در داخل دیواره و حجرات جانبی *Lepidosiclina* جهت همزیستی با جلبک

### نتیجه گیری

روزن‌داران کفزی — زرخ — خانواده نومولیتیده (هتروسـتـژینا، اسپروکلیپتوس، اوپرکولینا)، لپیدوسیکلینیده (یولپیدینا و نفرولپیدینا و میلیولیده (میلیولید، آرکیاس و پنروپلیس) شاخص محیط‌های گرمسیری و نیمه گرمسیری هستند و بازسازی عرض‌های جغرافیایی نشان‌دهنده‌ی رسوبگذاری نهشته‌های الیگومیوسن زاگرس در عرض‌های ۲۸-۲۹ درجه شمالی و محیط‌های نیمه گرمسیری — گرمسیری می‌باشد. حضور فراوان روزن‌داران کفزی سطح‌زی خانواده نومولیتیده، لپیدوسیکلینیده و میلیولیده نسبت به فونای درون-زی آگلوتینه نشان‌دهنده‌ی محیطی اکسیژن‌دار می‌باشد. ایجاد مورفولوژی داخلی پیچیده بدن روزن‌داران کفزی بزرگ بدلیل حضور جلبک‌های همزیست در بدن این موجودات بوده بطوریکه نیاز هم زیست به نور بر شکل پوسته و آرایش حجرات تأثیر می‌گذارد.

میلیولیدها بدون همزیست بوده و می‌توانند در اعماق کم با شوری‌های بالا نیز زندگی کنند در حالی که آرکیاس‌ها دارای جلبک‌های همزیست هستند و در عمق بیشتری نسبت به میلیولیدها زندگی می‌کنند.

### تعارض منافع

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

### منابع

آقناباتی، ع.، ۱۳۸۵. زمین‌شناسی ایران. سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۵۸۶. گودرزی، م.، وحیدی نیا، م.، امیری بختیار، ح.، نورایی نژاد، م.ر. ۱۳۹۸. مطالعات چینه‌شناسی و فسیل‌شناسی بخش فوقانی سازند پابده و بخش زیرین سازند آسماری با تاکید بر مرز بین دو سازند در میدان نفتی مارون با استفاده از مطالعات چینه‌نگاری و نرم افزار سیکلولاگ، پایان نامه کارشناسی ارشد، ۳۲۸ ص.

گودرزی، م.، امیری بختیار، ح.، نورایی نژاد، م.ر.، ۱۳۹۸. دیرینه‌شناسی 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 رسوب‌شناسی کاربردی، دوره ۷، شماره ۱۳، بهار و تابستان ۱۳۹۸. گودرزی، م.، امیری بختیار، ح.، نورایی نژاد، م.ر.، عظام پناه، ی.ا. ۱۳۹۹. ریزرخساره‌ها، دیرینه بوم‌شناسی، اجتماعات کربناته و بررسی سطوح مرزی NB، PB با مرز آشکوب‌های سازند آسماری با

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.

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.

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 پایده (بخش بالایی سازند پایده) 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).

Aguirre, J., Riding, R. and Braga, J.C., 2000. Diversity of coralline red algae: origination and extinction patterns from the Early Cretaceous to the Pleistocene. *Paleobiology*, 26(4), pp.651-667.

Alavi M (2004) Regional stratigraphy of the Zagros fold-thrust belt of Iran and its proforeland evolution. *American Journal of Science*, 304: 1-20.

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,

- Embry A.F. Klován 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.
- 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.
- Greensmith J.T. 1988. *Petrology of the Sedimentary Rocks*: 6th edition, George Allen & Unwin, London, 241 p.
- Halfar J. and Mutti M. 2005. Global dominance of coralline red-algal facies: a response to Miocene oceanographic events. *Geology*, 33(6), pp.481-484.
- 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 foraminifera: paleoceanographic evidence for changing habitats. In: *Proceedings of the 11th*
- Brandano, M., 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 Oilfields: *Journal of the Institution of Petroleum Technologists*, 5: 5-26.
- Buxton, M.W.N., Pedley, H.M (1989) A standardized model for Tethyan 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.

- 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 *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 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.
- International Coral Reef Symposium, pp. 16–20 Lauderdale, Florida.
- Heydari E. 2008. Tectonics versus eustatic control on supersequences of the Zagros Mountains of Iran. *Tectonophysics* 451: 56-70.
- 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’Océa Indien: *Annali dell’Università di Ferrara*, 6: 35–51.
- 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 Societé 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.

- 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-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. 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, 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 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 fluencing 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.
- Pomar L, Mateu-Vicens G, Morsilli M, Brandano M (2014) Carbonate ramp evolution during the Late Oligocene (Chattian), Salento Peninsula, southern Italy. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 404:109-132.
- Racey, A., 2001. A review of Eocene nummulite accumulations: structure, formation and reservoir potential. *Journal of petroleum geology*, 24(1), pp.79-100.
- Rasser M.W. Piller W.E. 2004. Crustose algal frameworks from the Eocene Alpine Foreland. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 206(1-2), pp.21-39. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2003.12.018>
- 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.

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

Zamagni, J., Mutti, M. and Košir, A., 2008. Evolution of shallow benthic communities during the Late Paleocene–earliest Eocene transition in the Northern Tethys (SW Slovenia). *Facies*, 54, pp.25-43.

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.