

## ریز رخساره ها و پالئوآکولوژی سازند آسماری در یال جنوب شرقی تاقدیس خامی (شرق گچساران) و مقایسه با دو برش دیگر از سازند آسماری در حوضه زاگرس

همتا رنجبر<sup>۱\*</sup>، علی صیرفیان<sup>۲</sup>، حسین وزیری مقدم<sup>۲</sup>، علی رحمانی<sup>۲</sup>

۱ کارشناسی ارشد چینه و فسیل، گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه اصفهان، اصفهان

۲،۳ استاد گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه اصفهان، اصفهان

۴ اهواز- شرکت ملی نفت ایران-مناطق نفت خیز جنوب

Hamta.ranjbar@gmail.com\*

دریافت شهریور ۱۳۹۳، پذیرش آبان ۱۳۹۳

### چکیده

به منظور مشخص شدن ویژگی های رخساره ای و شرایط پالئوآکولوژیکی حاکم بر محیط رسوبگذاری سازند آسماری، برش یال جنوب شرقی تاقدیس خامی با ضخامت ۲۷۰ متر مورد مطالعه قرار گرفته است. مطالعات آزمایشگاهی و بررسیهای صحرایی منجر به شناسایی ۱۲ ریزرخساره شامل: نومولیتیده لپیدوسیکلینا پکستون/رودستون، بایوکلاست کورالیناسه آبتیک فرامینفرا (منفذدار) پکستون، بایوکلاست کورالیناسه آنوروتالیا پکستون، ائید گرینستون، بایوکلاست گرینستون، میلیولیدا روتالیا نومولیتیده پکستون، میلیولیدا کورالیناسه آ کورال فلوستون/گرینستون، بایوکلاست بتیک فرامینفرا (بدون منفذ) پکستون/گرینستون، میلیولیدا اکینید وکستون/پکستون، دندرتینا میلیولیدا پلوئیدال پکستون/گرینستون، مادستون کوارتزار و مادستون اینتراکلاست دار گردید که در قسمت های سرایش قاره، سد، لاگون و پهنه جزرو مدی رسوبگذاری کرده اند. بطور کلی این رسوبات تحت ۳ نوع متفاوت از شوری از ۳۴ psu تا بیش از ۵۰ psu، در محیطی با زون نوری الیگوفوتیک تا یوفوتیک و تحت رژیم غذایی الیگوتروفی-مزوتروفی ضعیف تا یوتروفی در مدت زمان (شاتین تا بوردیگالین) در یک پلاتفرم کربناته از نوع رمپ هموکلینال تشکیل شده اند. مقایسه سازند آسماری در برش مورد مطالعه (شرق گچساران) با دو برش دیگر (جنوب فیروزآباد و شمال گچساران) حاکی از رسوبگذاری سازند آسماری در محیط دریایی با شوری نرمال در جنوب فیروزآباد در زمان روپلین می باشد. محیط دریایی با شوری نرمال در زمان شاتین در ناحیه گچساران توسعه یافته و افزایش شوری محیط در ناحیه فیروزآباد در همین زمان محسوس می گردد. ناحیه گچساران در زمان آکی تانین و بوردیگالین نیز با افزایش شوری محیط مواجه بوده است.

واژه های کلیدی: سازند آسماری، ریزرخساره ها، پالئوآکولوژی، شرق گچساران.

## ۱. مقدمه

سازند آسماری به عنوان سنگ مخزن نفت در حوضه زاگرس در طول یک پلتفرم کربناته نهشته شده است. این سازند بیشترین میزان ذخیره نفت را در ایران دارد و علاوه بر این، از آن بعنوان یک سنگ مخزن کربناته شاخص در جهان یاد میشود [۱]. این سازند اولین بار به ردیفی از سنگهای دربرگیرنده به سن کرتاسه تا ائوسن اطلاق شد [۲] و با اضافه شدن یک واحد توده ای آهک نومولیت دار، سن آن الیگومیوسن تعیین گردید [۳]. توماس [۴] نخستین تعریف را از این سازند ارائه نمود و آنرا توالی کربناته الیگو-میوسن نامید. به دنبال آن جیمز و وایند [۵]، آدامز و بورژوا [۶]، کلاتری [۷] و مطیعی [۸]، با مطالعه پژوهشهای قبلی مشخصات دیرینه شناسی و سنگ شناسی آنرا ارائه نمودند. برش نمونه این سازند توالی ضخیمی از سنگهای کربناته با ضخامت ۳۱۴ متر می باشد که در لابلاهای آنها طبقات شیلی نیز دیده می شود [۳]. این توالی آهکی بر مبنای پراکندگی روزناران بزرگ کفزی و چینه نگاری ایزوتوپ استرانسیوم به سن روپلین-میوسن پیشین می باشد [۹]. میکروفاسیس ها و محیط رسوبگذاری سازند آسماری در ناحیه دهدز [۱۰] در شمال زاگرس مرکزی توسط [۱۱]، در شمال گچساران (تاق‌دیس دیل) [۱۲]، شناسایی میکروفاسیلهای و پالئوآکولوژی این سازند در تاق‌دیس خویز [۱۳]، پالئوآکولوژی و زیست چینه نگاری این سازند در فارس (تاق‌دیس ناورا) [۱۴]، از جمله تحقیقات اخیر انجام شده در ارتباط با این سازند می باشد. سن قاعده و راس سازند آسماری از سمت شرق (منطقه فارس) تا به سمت مرکز حوضه (لرستان) از الیگوسن تا میوسن متغیر می باشد. علاوه بر تغییرات سنی، رخساره های این سازند در نقاط مختلف حوضه زاگرس نیز متنوع و متغیر می باشند. بدین منظور و با توجه به اهمیت این سازند از لحاظ اقتصادی به عنوان سنگ مخزن نفت، پژوهشهای بیشتر در نواحی مختلف زاگرس به منظور شناخت دقیق تر آن ضرورت می یابد. برش مورد مطالعه در این تحقیق در یال جنوب شرقی تاق‌دیس خامی (شرق گچساران) با هدف مشخص نمودن رخساره های موجود، محتویات فسیلی به منظور تعیین سن و بررسی برخی فاکتورهای پالئوآکولوژی بر مبنای تغییرات ریزرخساره ها مورد مطالعه قرار گرفته است.

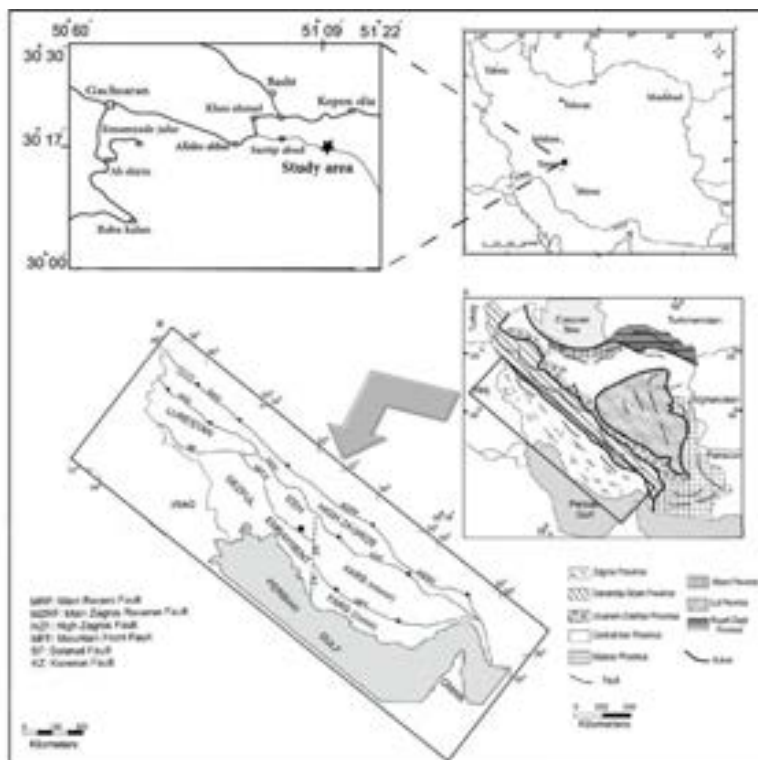
## ۲. روش کار و موقعیت منطقه مورد نظر

منطقه مورد مطالعه در مجاورت روستای سرتیپ آباد در ۳۵ کیلومتری شرق گچساران از توابع استان کهگیلویه و بویراحمد واقع شده است. این منطقه با مختصات  $30^{\circ} 17' 87''$  شمالی و  $51^{\circ} 9' 00''$  شرقی در یال جنوب شرقی تاق‌دیس خامی و در پهنه ایذه از حوضه زاگرس قرار دارد (شکل ۱).

با یافتن رخنمون مناسب از این سازند تعداد ۱۶۳ نمونه از ضخامت تقریبی ۲۷۰ متری با فواصل منظم ۱ تا ۲ متری برداشت گردید. مرز تحتانی این سازند در منطقه مورد نظر پوشیده بوده و نمونه برداری با نمایان شدن اولین لایه های آهکی واقع در قاعده سازند آسماری صورت گرفته است. مرزهای بالایی این سازند با سازند گچساران بصورت هم شیب می باشد. پس از برداشت های صحرائی، از نمونه ها مقطع نازک تهیه گردید. این مقاطع از لحاظ سنگ شناسی و دیرینه شناسی برای تعیین میکروفاسیسهها بررسی گردید. در این مطالعات نوع دانه های کربناته، بافت و مورفولوژی روزناران به منظور پی بردن به شرایط حاکم بر محیط رسوبگذاری نیز مورد توجه قرار گرفته است و طبقه بندی سنگهای کربناته براساس روش دانهام (۱۹۶۲)<sup>۱</sup> و امبری و کلوان (۱۹۷۱)<sup>۲</sup> انجام شده است.

<sup>1</sup> Dunham (1962)

<sup>2</sup> Embry and Klovan (1971)



شکل ۱) a- موقعیت جغرافیایی و راههای دسترسی به منطقه مورد نظر با مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰ [۱۵]، b- موقعیت برش مورد مطالعه در حوضه زاگرس [۱۶].

### ۳. بحث و بررسی

#### ۳-۱. معرفی ریزرخساره ها

هدف از مطالعات میکروفاسیس ها شناسایی الگوهای برای تشریح تاریخچه سنگهای کربناته است که با مطالعه روی خصوصیات فسیل شناسی و رسوب شناسی بدست می آید. برای شناسایی ریز رخساره ها و تفکیک آنها به مطالعه مقاطع نازک پرداخته می شود [۱۸]. با در نظر گرفتن اجزای تشکیل دهنده و بافت این مقاطع میکروسکوپی ۱۲ ریزرخساره (در این تحقیق با پیش شماره A1 تا A12 شناسایی گردید که متعلق به ۴ محیط دیرینه شامل دریای باز، سد و لاگون است. این ریزرخساره ها عبارتند از:

#### A1) نومولیتیده لپیدوسیکلینا پکستون

اجزای اصلی تشکیل دهنده این ریز رخساره شامل لپیدوسیکلیناهای بزرگ و کشیده و فرامینیفرهایی از خانواده نومولیتیده شامل اسپیروکلیئوس، هتروسژینا و اپرکولینا می باشند که اغلب آنها سالم و بدون شکستگی هستند. قطعاتی از جلبک قرمز، اکینید، بریوزوئر و دوکفه ای بصورت پراکنده حضور دارند. علاوه بر این عناصر الفیدیوم، تکتستولاریا و آمفی ستژینا درصد کمی از این ریز رخساره را شامل می گردند. اندازه لپیدوسیکلیناهای موجود در این ریز رخساره گاه تا حد چند سانتی متر می رسد بطوریکه در مشاهدات صحرائی با چشم غیر مسلح قابل رویت بوده اند. سازندگان این ریز رخساره در زمینه ای گلی با بافت پکستون قرار گرفته اند (شکل ۲a).

تفسیر- حضور فراوان فرامینفرهای بزرگ که اغلب آنها سالم می باشند گویای انرژی پایین آب و نشانگر شوری نرمال آب اقیانوسی می باشد [۱۹-۲۰]. با توجه به کشیدگی لپیدوسیکلیناها و انواع میکروسفریک بزرگ می توانیم محیط تشکیل این ریز رخساره را به بخشهای عمیق محدوده زیستی در دریای باز نسبت دهیم [۲۱].

### **A2) بایوکلاست کورالیناسه آ، بتیک فرامینفرا (منفذ دار) پکستون**

فونای غالب این ریز رخساره را فرامینفرهایی با پوسته هیالین نظیر هتروستژینا، اسپیروکلیئوس، روتالیا و آمفی ستژینا و قطعاتی از جلبکهای قرمز تشکیل می دهند. قطعاتی از دوکفه ای، اکینید و بریوزوئر از بایوکلاستهای آن محسوب می گردند. علاوه بر این اجزا فرامینفرهایی از قبیل میوژیسینوئیدس، الفیدیوم واسفائوژپسینا بعنوان عناصر فرعی در این ریز رخساره حضور دارند. فرامینفرهای بتیک این ریز رخساره را اشکالی با پوسته کوچکتر و عدسی تر نسبت به میکروفاسیس ۱ تشکیل می دهند. اجزای سازنده این میکروفاسیس در زمینه ای با بافت دانه پشیمان قرار گرفته اند (شکل ۲b).

تفسیر- فرامینفرهایی با پوسته ضخیم و متوسط منعکس کننده آبهای کم عمق تری نسبت به پوسته های بزرگ و پهن هیالین می باشند [۲۲-۲۳]. از این لحاظ می توان محیط تشکیل این ریز رخساره را در قسمتهای کم عمق تری نسبت به میکروفاسیس ۱ در دریای باز در نظر گرفت.

### **A3) بایوکلاست کورالیناسه آ نئوروتالیا پکستون**

محتویات سازنده این ریز رخساره را نئوروتالیاهایی با پوسته ضخیم همراه با قطعاتی از جلبک قرمز، اکینید، تشکیل می دهند. فرامینفرهایی از قبیل الفیدیوم، میوژیسینوئیدس، هتروستژینا و آمفی ستژینا نیز بعنوان عناصر فرعی این ریز رخساره در نظر گرفته می شوند. زمینه این ریز رخساره از قطعات خردشده کورالیناسه آ، اکینید، دوکفه ای و بریوزوئر تشکیل شده است (شکل ۲c).

تفسیر- روتالیدها در محیط های کم عمق و متلاطم دریایی فراوانتر می باشند [۲۱]. ریز رخساره فوق نشانگر انرژی زیاد محیط با سایش و خردشدگی زیاد اجزای اسکلتی است. با توجه به فراوانی روتالیاها و همراهی آنها با کورالیناسه آ و عدم حضور میکروفسیلهای لاگونی این ریز رخساره را می توان به بخشهای کم عمق دریای باز و مجاور سد نسبت داد [۲۰].

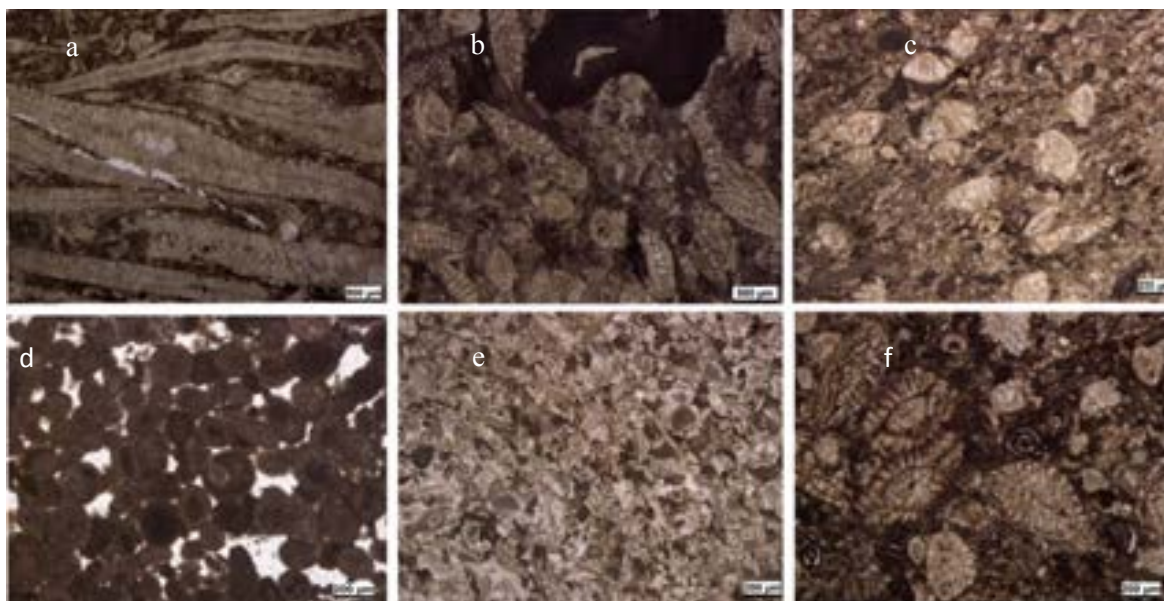
### **A4) ائید گریستون**

دانه های گرد و جورشده ائید اجزای اصلی این ریز رخساره را تشکیل می دهند که در زمینه ای از سیمان اسپاریت قرار گرفته اند. ائیدهای موجود در این ریز رخساره دارای لامیناسیون مماسی بوده و برخی آنها نیز تحت تاثیر دیاژنز قرار گرفته اند (شکل ۲d). تفسیر- حضور ائیدها نشانگر محیط های پرانرژی می باشد [۱۸]. با توجه به بافت تشکیل دهنده این ریز رخساره و حضور فراوان دانه های ائیدی و همچنین براساس میکروفسیلهای استاندارد [۱۸-۲۴]، محیط این ریز رخساره را به سد ائیدی نسبت داد که جدا کننده محیط دریای باز از محیط دریایی محصور می باشد.

### **A5) بایوکلاستیک گریستون**

خرده های اسکلتی اکینید، کورالیناسه آ، بریوزوئر و دوکفه ای که فضای بین آنها با سیمان اسپاریت پر شده است، اجزای اصلی این ریز رخساره را شامل می گردند. علاوه بر این اجزا فرامینفرهایی از قبیل میلیولیدها، تکستولاریا و الفیدیوم با درصد کمی در این ریز رخساره حضور دارند. دانه های تشکیل دهنده این ریز رخساره دارای جورشدگی خوبی می باشند (شکل ۲e).

تفسیر- براساس شباهت این ریز رخساره با میکروفسیلهای استاندارد توصیف شده [۱۸-۲۴]، می توان محیط تشکیل این ریز رخساره را در شرایط انرژی بالای تپه های سدی و بالای خط اثر امواج و تشکیل دهنده سد بیوکلاستی در نظر گرفت.



شکل ۲) a- نومولیتیده لپیدوسیکیلینا پکستون/رودستون (نمونه ۸)، b- بایوکلاست کورالیناسه آ، بتتیک فرامینیفر (منفذ دار) پکستون (نمونه ۶۷)، c- بایوکلاست کورالیناسه آ نئوروتالیا پکستون (نمونه ۶۱)، d- انید گریستون (نمونه ۱۶۷)، e- بایوکلاستیک گریستون (نمونه ۲۲)، f- میلیولیدا روتالیا نومولیتیده پکستون (نمونه ۷۲).

### A6) میلیولیدا روتالیا نومولیتیده پکستون

عناصر اصلی موجود در این ریز رخساره را روزندارانی با دیواره منفذ دار مانند اسپیروکلیپتوس، هتروستژینا و روتالیا ها با پوسته های ضخیم به همراه فرامینیفرهایی با پوسته پورسلانوز که بیشتر شامل میلیولیدها است تشکیل می دهند. بایوکلاستهای سازنده این ریز رخساره شامل قطعات اکینید و پوسته دوکفه ای می باشند. قطعاتی از کورالیناسه آ نیز جز اجزای فرعی تشکیل دهنده آن محسوب می گردد. از عناصر فرعی دیگر این ریز رخساره می توان به ولولینید، الفیدیوم، تکتستولاریا و آمفی ستژینا اشاره نمود (شکل ۲f). ریز رخساره فوق گاه با غالب شدن روتالیاها به همراه میلیولیدها، به بایوکلاست میلیولید روتالیا پکستون تغییر می نماید.

تفسیر- روزندارانی با دیواره هیالین آبهایی با شوری نرمال دریایی را برای زیست ترجیح می دهند ولی روزندارانی با دیواره پورسلانوز آبهای کم عمق لاگونی و شوریهایی بالاتر را برای زیست انتخاب می کنند [۲۶-۲۵-۲۱]. با توجه به این امر حضور همزمان فونهای دریایی باز (منفذداران) و فونهای و فونهای محیط محصورتر نظیر میلیولیدها رسوبگذاری را در لاگون نیمه محصور نشان می دهد [۲۷]. ریز رخساره فوق را می توان به قسمتهای پایین زون نوردار فوقانی نسبت داد [۲۸].

### A7) میلیولیدا کورالیناسه آ کورال فلوتستون/گریستون

اجزای تشکیل دهنده این ریزرخساره شامل قطعاتی از کورال، کورالیناسه آ به همراه فرامهای پورسلانوزی چون میلیولیدها می باشد. بافت سنگ از نوع دانه تا گل پشتیبان بوده و از گریستون تا فلوتستون متغیر می باشد. الفیدیوم، پنیولیس، آمفی ستژینا، خرده هایی ازدوکفه ای، روتالیا و مئاندروپسینا به عنوان عناصر فرعی در آن حضور دارند (شکل ۳a). گاه این ریز رخساره شامل خرده های مرجانهای درشت و میلیولیدها می باشند که در زمینه ای از بافت فلوتستون قرار گرفته اند. تفسیر- این ریز رخساره به لحاظ حضور قطعات کورال و کورالیناسه آ و همچنین نبود ساختمان ریف در صحرا از رخساره ریف قابل تشخیص است [۲۹]. خرده های کورال موجود ممکن است از ریفهای تکه ای مجاور حمل شده و یا به صورت برجا از کلنی های منفرد و تکه ای که به رشد در محیط لاگونی شناخته شده اند، ایجاد شده باشند [۱۲]. با توجه به حضور

میلیولیدها و همچنین موقعیت چینه نگاری، به یک تالاب نسبت داده می شود. حضور میلیولیدها (محیط شور تا فوق شور) و مرجان (شوری نرمال) در کنار یکدیگر نشانگر محیط لاگون نیمه محصور و فرارگیری این ریز رخساره در بخش بالایی زون یوفوتیک می باشد [۳۰].

### **A8) بایوکلاست بتیک فرامینفرا (بدون منفذ) پکستون/گرینستون**

حضور بی منفذانی از قبیل میلیولید، پئروپلیس، دندریتینا و آرکیاس بخش عمده روزناران موجود در این ریز رخساره را شامل می گردند که مقدار آنها در مقاطع مختلف متغیر می باشد. در این ریز رخساره قطعاتی از کورالیناسه آ، بریوزوئر، اکینید و تعدادی پوسته شکم پا به همراه روزناران این ریز رخساره مشاهده گشته است. ولولینید، آمفی ستزینا، روتالیا، الفیدیوم، بورلیس، تکستولاریا و دیسکوربیس بعنوان اجزای فرعی این ریز رخساره محسوب می گردند. اجزای تشکیل دهنده این ریز رخساره در زمینه ای با بافت پکستون تا گرینستون قرار گرفته اند (شکل ۳b).

تفسیر- امروزه فرامینفرهای پورسلانوزی از قبیل آرکیاس و پئروپلیس در مناطق حاره ای و نیمه حاره ای و در محیط های کم عمق دریایی فراوانتر می باشند [۳۱]. این فرامینفرها به دلیل رابطه همزیستی با جلبکها در محیط هایی با شوری زیاد قادر به زندگی نمی باشند [۳۲]. فرامینفرهایی از قبیل آرکیاس و پئروپلیس در این میکروفاسیس می تواند نشانگر قرار گرفتن در قسمت علفزارهای دریایی باشد [۳۳]. با توجه به بافت سنگ و حضور متنوعی از فرامینفرهای بتیک بدون منفذ همراه با حضور اندک فرامینفرهای هیالین و فونهای دریای باز، می توان جایگاه این ریزرخساره در قسمتهای پارانژی تر یک لاگون نیمه محصور در نظر گرفت که جریانهایی با انرژی متوسط تا بالا توانسته است بخشی از گل کربناته را از این محیط خارج کند [۲۴].

### **A9) میلیولیدا اکینید و کستون/پکستون**

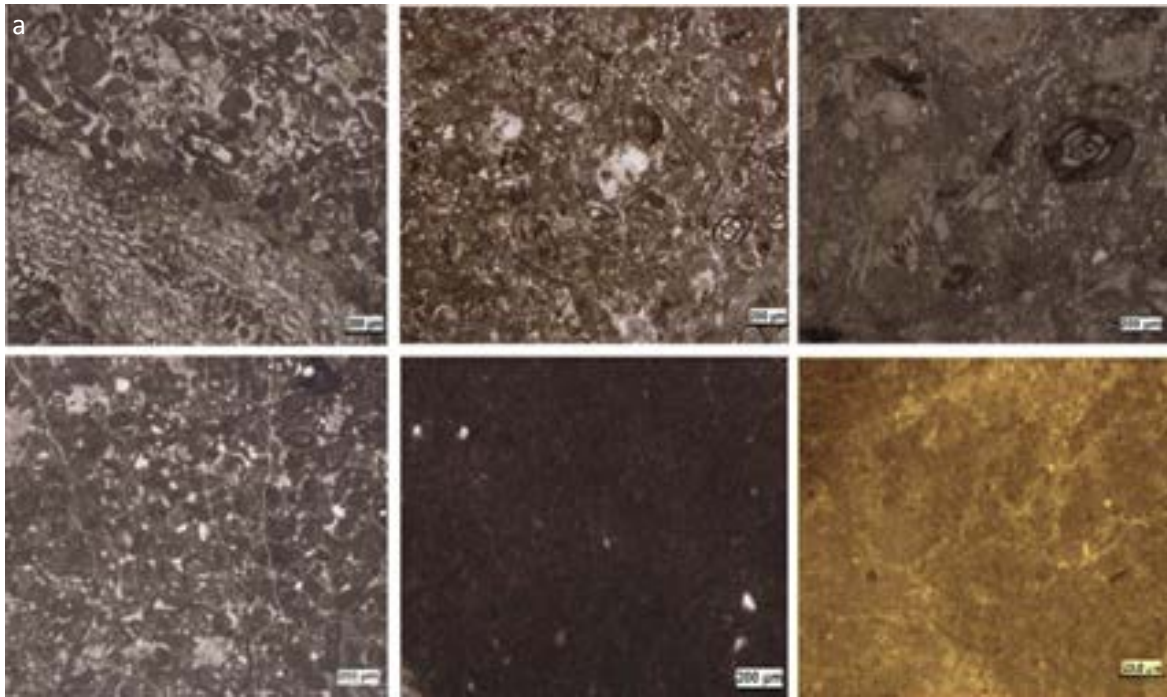
اجزای اصلی تشکیل دهنده این ریز رخساره بایوکلاستهایی از قبیل اکینید همراه با میلیولیدها می باشند که در زمینه ای گلی با بافت وکستون تا پکستون تجمع یافته اند. قطعات دوکفه ای، الفیدیوم، آمفی ستزینا، روتالیاهای کوچک، دیسکوربیس ودانه های کوارتز از اجزای فرعی این ریز رخساره محسوب می گردند. (شکل ۳c).

تفسیر- حضور فونهای دریای باز مانند روتالیا، آمفی ستزینا، الفیدیوم و اکینید همراه با فونهای لاگونی مانند میلیولیدها گویای رسوبگذاری این ریز رخساره در یک لاگون نیمه محصور و مرتبط با دریای باز می باشد [۲۶].

### **A10) دندریتینا میلیولیدا پلوئیدال پکستون/گرینستون**

محتویات عمده این ریز رخساره شامل فرامینفرهای پورسلانوزی چون میلیولیدها، دندریتینا و پلوئیدها می باشند. دانه ها اغلب دارای جورشدگی خوبی می باشند و در زمینه ای با بافت پکستون تا گرینستون قرار گرفته اند (شکل ۳d).

تفسیر- ریز رخساره فوق دلیل تنوع کم فرامینفرهای پورسلانوز و همچنین عدم حضور فونهای دریای باز در یک لاگون محصور رسوبگذاری کرده است. این میکرو فاسیس را می توان به قسمتهای کم عمق زون یوفوتیک در محیط لاگونی نسبت داد [۲۵-۳۴].



شکل ۳) a- میلیولیدا کورالیناسه آ کورال فلوئستون/گرینستون (نمونه ۱۰۰)، b- بایوکلاست بنتیک فرامینیفر (بدون منفذ) پکستون/گرینستون (نمونه ۱۵۲)، c- میلیولیدا اکینید و کستون/پکستون (نمونه ۱۸۴)، d- دندرتینا میلیولیدا پلوئیدال پکستون/گرینستون (نمونه ۲۱۸)، e- مادستون کوارتزار (نمونه ۱۸۸)، f- مادستون اینتراکلاست دار (نمونه ۲۴۸).

**A11) مادستون کوارتز دار - گل آهکی** زمینه اصلی این ریز رخساره را تشکیل می دهد که دانه های کوارتز بطور پراکنده در آن حضور یافته اند (شکل ۳e).

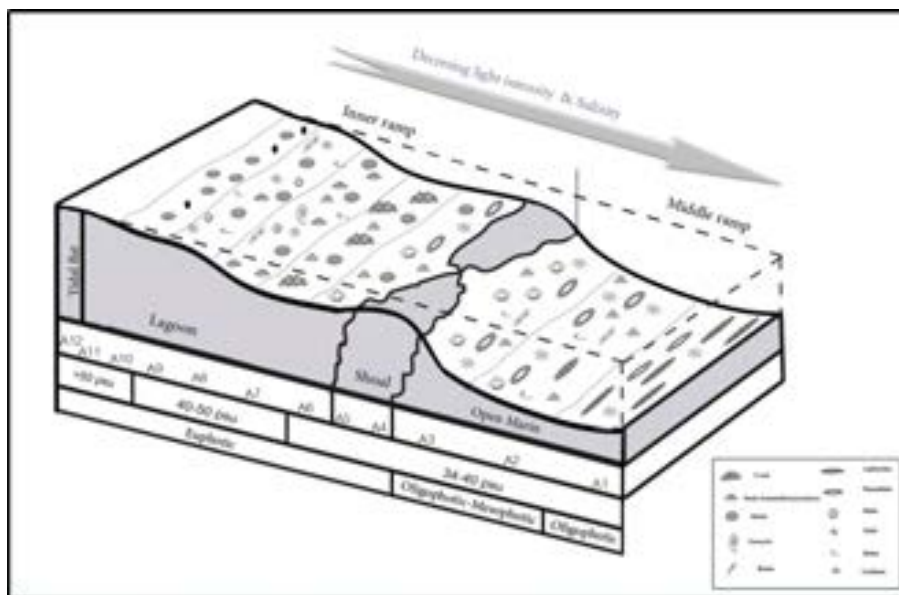
تفسیر- فراوانی گل کربناته، حضور دانه های ریز کوارتز، فقدان فونهای فسیلی، نبود ساختارهای خروج از آب و ارتباط آن با رخساره های لاگونی حاکی از تشکیل این ریز رخساره در قسمتهای کم عمق لاگون به سمت ساحل می باشد [۱۸]. حضور دانه های کوارتز در یک زمینه میکرایتی در این ریز رخساره گویای لاگون محصور شده می باشد [۳۵].

**A12) مادستون اینتراکلاست دار -** محتویات این ریز رخساره از گل و اینتراکلاستهای گلی تشکیل گشته است. اندازه این اینتراکلاستها از کوچک تا بزرگ متغیر می باشند (شکل ۳f).

با توجه به شواهد صحرایی و خصوصیات میکروسکوپی و نحوه قرار گیری این ریز رخساره در توالی به نظر می رسد که مادستون مذکور برای مدت کوتاهی در مجاورت سطح آب قرار گرفته و یا حتی از آب خارج شده است بطوریکه گل با از دست دادن آب خرد شده است. از این لحاظ ریز رخساره مذکور را می توان به محیط جزر و مدی نسبت داد.

### ۲-۳. مدل رسوبی

برمبنای ریز رخساره های شناسایی شده و روند گسترش آنها، تبدیل شدن تدریجی ریز رخساره ها به یکدیگر، نبود ساختارهای ریزشی و لغزشی، حضور سدهای انیدی و بیوکلاستی و همچنین عدم گسترش ریفها به صورت توده ای می توان محیط تشکیل سازند آسماری در منطقه مورد نظر را به یک رمپ هموکلینال نسبت داد (شکل ۴).



شکل ۴) مدل رسوبی پیشنهاد شده برای سازند آسماری در برش یال جنوب شرقی تاقدیس خامی

### ۳-۳. بیوزوناسیون

سن سازند آسماری در برش مورد مطالعه براساس پراکندگی فرامینفرهای بتتیک و مقایسه با بیوزونهای ارائه شده توسط لارسن و همکاران [۱۷]، شاتین تا بوردیگالین تعیین گردید. اجتماعی از فرامینفرهای بتتیک در این برش شناسایی شد که در ۴ زون تجمعی قرار گرفته اند (شکل ۵). این زون های تجمعی از قاعده تا انتها به ترتیب شامل:

*Archaias asmaricus-Archaias hensoni-Miogypsinoide s*، (شاتین)، *Lepidocyclina-Operculina-Ditrupa complanatu* (شاتین)، *complanatu* (شاتین)، *Elphidium sp. 14-Peneroplis farsensis-Miogypsina* (آکی تائین)، *Borelis melo curdica*، *Borelis melo melo* (بوردیگالین) می باشند.

### ۴-۳. بررسی برخی از عوامل پالئولوژیکی در منطقه مورد مطالعه

در پلتفرم های کربناته سنوزوئیک روزنداران سنگواره از شاخص ترین نشانه های دیرینه محیطی محسوب می شوند. در این بین رابطه ظریفی میان مجموعه جنس های روزنداران و نوع رخساره وجود دارد. زیرا توزیع آنها در سکوه های کربناته به عوامل گوناگونی مانند عمق، نور و ماهیت کف بستر بستگی دارد. به این دلیل روزنداران نشانه های عالی برای بازسازی محیط محسوب می گردند [۲۵]. در اینجا به بررسی برخی از عوامل کنترل کننده در توزیع دانه های کربناته بویژه فرامینفرهای کفزی بزرگ به عنوان مهمترین گروه فسیلی در سازند آسماری که ابزاری مناسب درخصوص بازسازی محیط دیرینه و تغییرات محیطی می باشد، پرداخته می گردد.

### ۳-۴-۱. شوری

بر مبنای توزیع ارگانیزم ها نسبت به شوری آب دریا و با توجه به مطالعات مصدق و لوگان [۳۵-۳۶]، ۳ حالت متفاوت شوری را می توان برای منطقه مورد مطالعه بر حسب<sup>۱</sup> psu تفکیک نمود.

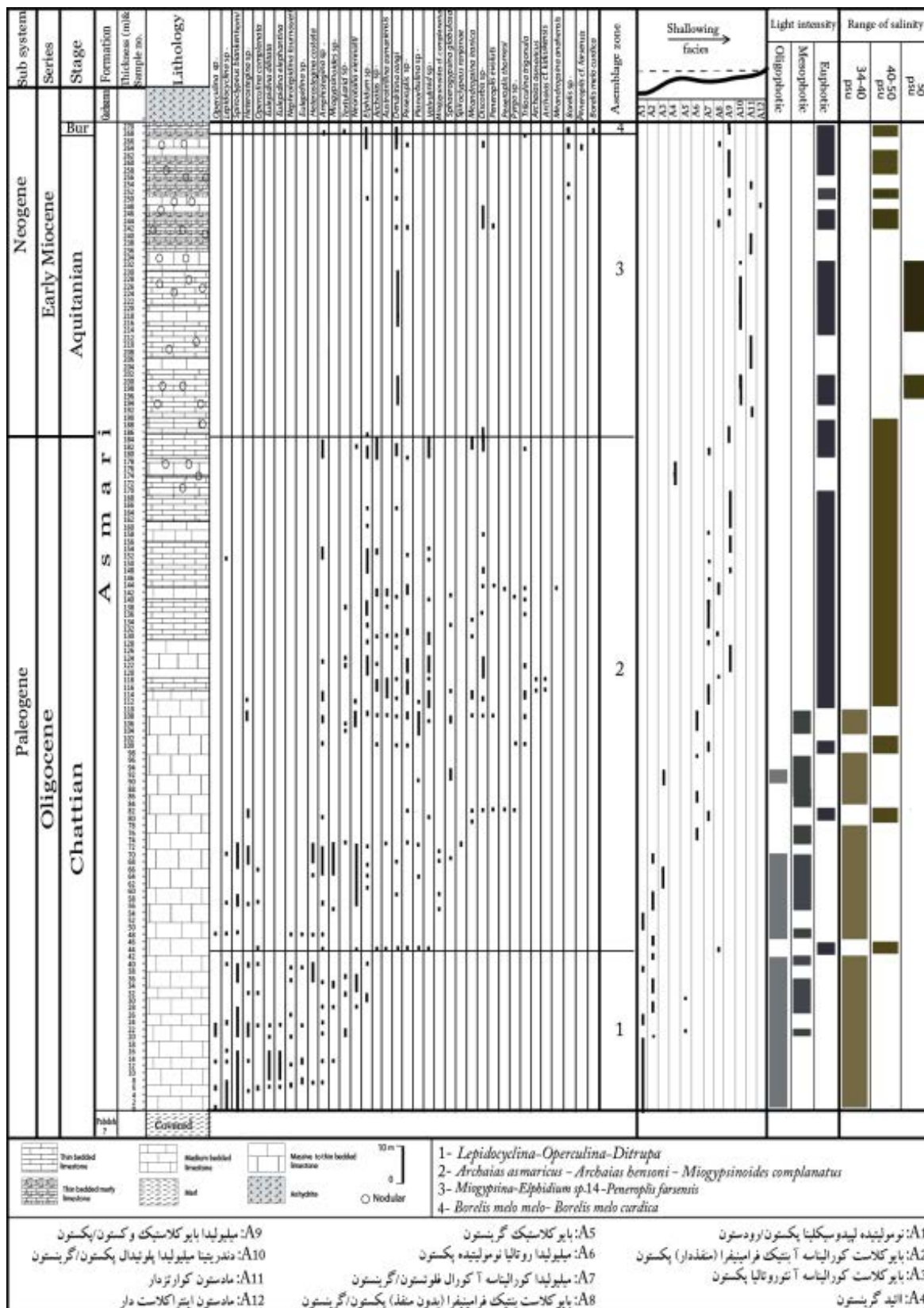
<sup>۱</sup> practical salinity unit



**شوری psu ۴۰-۳۴** این محدوده شوری نرمال آب دریا را نشان می دهند و با حضور فرامهای هیالین مشخص می گردد. ریز رخساره های A1 تا A3 را با توجه به داشتن تنوع بالایی از فرامهای هیالین از قبیل لپیدوسیکلیناها، خانواده نومولیتیده، آمفی ستزینا و روتالیاها همراه با خرده هایی از کورالیناسه آ، اکینید و بریوزوئر گویای چنین محدوده ای از شوری می باشند. اگر چه درصد فراوانی فرامهای پورسلانوز اگر از % ۳۰ کل اجزای تشکیل دهنده کمتر باشد نیز در این محدوده قرار می گیرد. بنابراین ریز رخساره A5 و A6 را با توجه به حضور کمتر از % ۳۰ فرامهای پورسلانوز و غالب بودن فرمهای هیالین و دریای باز در آن می توان جز این محدوده از شوری قرار گیرند. با توجه به شکل ۵، رسوبگذاری سازند آسماری از قاعده تا ضخامت ۱۱۰ متری بطور عمده در محیطی با شوری ۴۰-۳۴ psu صورت گرفته است. حدفواصل مذکور در زمان شاتین تشکیل شده است.

**شوری psu ۵۰-۴۰** این محدوده از شوری با حضور فراوان فرمهای پورسلانوز (%  $21 \pm 56$  از کل فرامینفرها)، حضور فرامهای آگلوتینه یا خرده های اکینید و یک افزایش تنوع در دانه های بیوژنیک مشخص می گردد. در این محدوده تنوع کمی از فرامهای هیالین می تواند حضور داشته باشد. محدوده فوق منعکس کننده شوری بالا در لاگون نیمه محصور می باشد [۳۲]. با توجه به این تفاسیر ریز رخساره های A7، A8 و A9 گویای چنین محدوده ای از شوری باشند. با توجه به شکل ۵، قسمتهای میانی (از ضخامت ۱۱۰ تا ۱۹۰ متری) و بالایی (از ضخامت ۲۴۲ تا انتهای برش سازند آسماری به طور عمده در محیطی با شوری ۴۰-۵۰ psu رسوب نموده است. این شوری در زمان های شاتین، انتهای آکی تانین و بوردیگالین رخ داده است. به عبارت دیگر محیط لاگون نیمه محصور در زمانهای مذکور گسترده بوده است (شکل ۴).

**شوری بیش از psu ۵۰ (هیپرسالین)** در این محدوده از شوری قطعات مولوسکا و فرامینفرهای پورسلانوز حضور دارند که بیشتر از % ۸۰ کل فرامینفرهای موجود می باشند. خرده های اکینید، فرامهای آگلوتینه و فرامینفرهایی با دیواره هیالین غایب می باشند. این محدوده مشخصه لاگون محصور می باشد و میلیولیدها نیز از فون های غالب در این محدوده می باشند [۳۲].



شکل ۵) پراکنندگی فرامینیفرهای کفزی، میکروفاسیس ها، روند تغییرات شوری و نور سازند آسماری در برش یال جنوب شرقی تاقدیس خامی.

**شوری بیش از ۵۰ psu (هیپرسالین)** در این محدوده از شوری قطعات مولوسکا و فرامینیفرهای پورسلانوز حضور دارند که بیشتر از ۸۰٪ کل فرامینیفرهای موجود می باشند. خرده های اکینید، فرامهای آگلوتینه و فرامینیفرهایی با دیواره هیالین غایب می باشند. این محدوده مشخصه لاگون محصور می باشد و میلیولیدها نیز از فون های غالب در این محدوده می باشند [۳۲].

با توجه به این تفاسیر ریز رخساره A9 را با توجه به حضور فرمهای پورسلانوز از قبیل میلیولیدها و دندریتینا و نبود خرده های اکینید و فونهای دریای باز می توان در این محدوده قرار داد. ریز رخساره A10 را با توجه به فقدان فونهای فسیلی و بافت مادستون گویای نبود شرایط مناسب برای زیست موجودات می باشد که می توان آن را به این محدوده شوری از نسبت داد. براین اساس و با توجه به شکل ۵، از ضخامت ۱۸۸ تا ۲۴۰ متری در محیطی با شوری بیشتر از ۵۰ psu رسوبگذاری نموده است. حدفاصل مذکور در زمان آکی تانین تشکیل گردیده است. محیط لاگون محصور در این زمان گسترده بوده است (شکل ۴).

### ۳-۴-۲ نور

تولید کربنات بطور مستقیم و غیر مستقیم وابسته به نفوذ نور در ستون آب می باشد. شدت نور در دریاها توسط شفافیت و عمق آب کنترل می گردد، چرا که با افزایش عمق از شدت نور کاسته میشود و بر شفافیت آب افزوده می گردد [۳۷]. بر مبنای حضور ارگانیزم ها، نواحی نوری در آب دریا به بخش های الیگوفوتیک (نور کم)، مزوفوتیک (نور متوسط)، یوفوتیک (نور زیاد) و افوتیک (بدون نور) تقسیم می گردد [۲۰]. سه زون نوردار در برش مورد مطالعه تفکیک شده است که شامل:

### زون الیگوفوتیک

موجودات متعلق به چنین محیطی با میزان نفوذ کم نور مانند مناطق کم عمق سایه دار یا قسمتهای عمیق تر فلات قاره زیست می نمایند. جلبکهای قرمز و تعدادی از فرامینیفرهای بزرگ شاخص این محیط می باشند [۲۰]. روزناران بتتیک بزرگ که دارای همزیست جلبکی هستند به منظور استفاده از میزان کم نور در این محدوده، مورفولوژی پوسته خود را برای حداکثر جذب نور تطبیق داده و پهن تر و نازکتر می گردند [۳۵]. این محدوده با زون نوردار تحتانی از باسی و همکاران [۲۸] مطابقت می نماید. با توجه به این تفاسیر ریز رخساره A1 را با توجه به حضور لپیدوسیکیلیناها و نومولیتیده های بزرگ با پوسته های کشیده و حضور جلبک قرمز در آن می توان به این محدوده از نفوذ نور نسبت داد.

### زون مزوفوتیک

این زون بعنوان زیر زونی بین زونهای الیگوفوتیک و یوفوتیک در نظر گرفته می شود [۱۹]. بایوتاها در این محدوده نفوذ نور بینابینی بین دو زون مذکور نشان می دهند [۲۰]. در این محدوده نوری فرامینیفرهایی با دیواره هیالین و صدفی متورم تر حضور دارند. محدوده مورد نظر را می توان معادل با بخشهای پایینی زون نوردار بالایی از باسی و همکاران [۲۸] که با حضور اشکال متورم و لنزی شکل هیالین که امکان حضور فرامهای پورسلانوز نیز در آن وجود دارد در نظر گرفت. با توجه به این تفاسیر ریز رخساره های A2 و A3 را با توجه به داشتن قطعات کورالیناسه آ و روزناران کفزی با پوسته عدسی شکل می توان در زون نوری الیگوفوتیک تا مزوفوتیک با انرژی کافی آب در نظر گرفت [۲۰]. ریز رخساره A5 و A6 را که حاوی فرامینیفرهای منفذدار با پوسته عدسی شکل همراه با فرامینیفرهای بدون منفذ مانند میلیولید می باشد را می توان به زون مزوفوتیک متعلق دانست (شکل ۴). براین اساس با توجه به شکل ۵، رسوبگذاری بخش زیرین سازند آسماری در زمان شاتین بطور متناوب در شرایط الیگوفوتیک و الیگوفوتیک تا مزوفوتیک و کمی مزوفوتیک صورت گرفته است.

### زون یوفوتیک

این محدوده محیط های کم عمق با نور زیاد را شامل می گردد. موجوداتی که در این محدوده زیست می نمایند وابسته به نور زیاد می باشند. این زون به دو زیر زون یوفوتیک پایینی و یوفوتیک بالایی تقسیم می گردد [۱۸]. زون نوری بالایی بوسیله فرامهای پورسلانوز بزرگ اشغال شده است که معمولا با داینوفیسه آ، کلروفیسه آ و یا رودوفیسه آ همزیست می باشند [۲۵-۳۹]. کورالهای تکه ای همراه با فرامهای پورسلانوز بخشهای عمیق تر زون یوفوتیک را اشغال می کنند [۴۰]. این زون معادل با زون نوردار بالایی از باسی و همکاران [۲۸] می باشد.

حضور کورالهای تکه ای همراه با فرامینفرهای پورسلانوز در ریز رخساره A7 بخشهای پایینی زون یوفوتیک را نشان می دهد و همچنین حضور اجتماعی از فرامهای پورسلانوز گویای بخشهایی بالایی زون یوفوتیک می باشد. ریز رخساره A8 این محدوده را نشان می دهد. (شکل ۴). با توجه به شکل ۵، بخش میانی و بالایی برش مورد مطالعه در زمان انتهای شاتین، آکی تانین و بوردیگالین در شرایط یوفوتیک تشکیل شده است.

### ۳-۴-۳ دما

دما بعنوان مهمترین عامل فیزیکی موثر در پراکنش روزناران کفزی و تولید کنندگان کربنات می باشد [۱۸]. دمای آب با تغییر در عرض جغرافیایی و عمق آب تغییر می کند [۱۹]. فرامینفرها از مهمترین سازندگان کربنات های کم عمق مناطق حاره ای هستند و گاهی بیش از ۸۰ درصد حجم رسوبات را در این مناطق را تشکیل می دهند [۱۷]. فرامینفرهای بتتیک بزرگ شاخص آب و هوای حاره ای تا نیمه حاره ای با دمای ۲۰-۱۸ درجه سانتیگراد در ماههای گرم سال زیست می کنند. همچنین اکثر آنها در تابستان در دمای ۲۵ درجه سانتیگراد زندگی می کنند [۴۱]. از موجودات دیگر کربنات ساز جلبکهای قرمز می باشند که این موجودات نیز گویای آب و هوای گرمسیری می باشند [۴۲]. کورالها نیز بیشتر در آبهای گرم با محدوده دمایی بین ۲۴-۲۳ درجه سانتیگراد زندگی می کنند [۴۳].

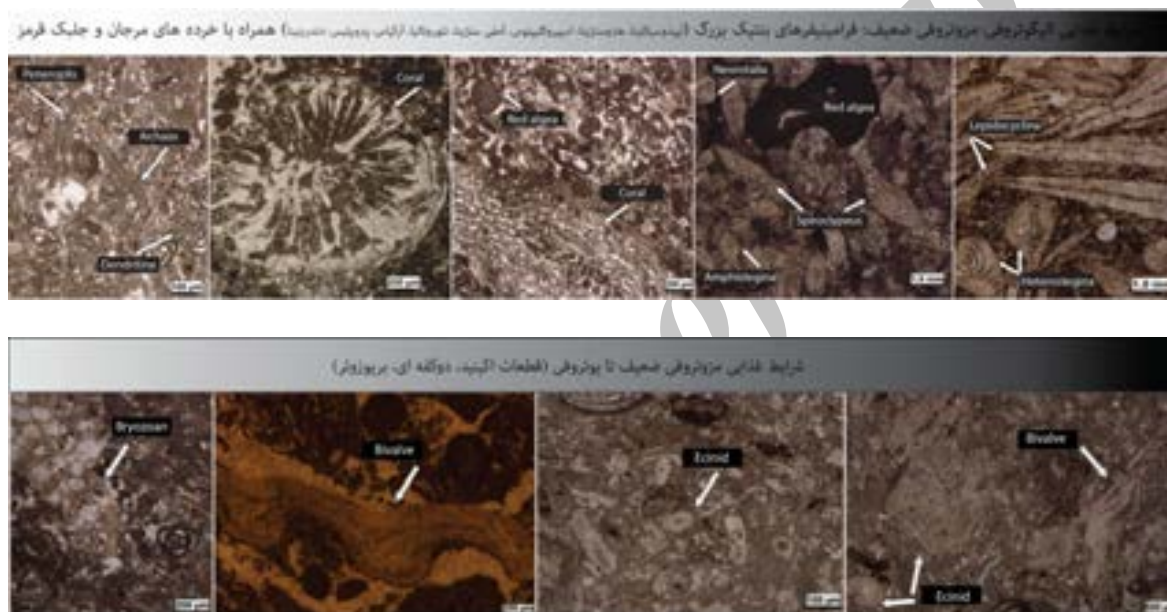
در منطقه مورد مطالعه با توجه به فراوانی فرامینفرهای بتتیک بزرگ از قبیل لپیدوسیکیلینا، اسپروکلیپتوس، اپرکولینا، هتروستژینا، میوزیپسینوئیدس، آمفی ستژینا، آرکیاس، بورلیس و ... بعنوان اجزای اصلی تشکیل دهنده رسوبات کربناته در منطقه مورد مطالعه، حضور جلبکهای قرمز کورالیناسه آ، قطعاتی از مرجانها و همچنین وجود دانه های غیر اسکلتی چون ائیدها، که نشانگر آبهای گرم و محیط های گرمسیری و نیمه گرمسیری است [۱۸]، می توان شرایط رسوبگذاری سازند آسماری را در منطقه مورد مطالعه را در محیط گرمسیری تا نیمه گرمسیری در نظر گرفت. بازسازی عرضهای جغرافیایی دیرینه نیز نشانگر این نکته است که کوههای زاگرس در زمان الیگوسن-میوسن حدوداً در عرض جغرافیایی ۲۹ درجه شمالی (حاره ای) قرار داشته است [۴۴].

### ۳-۴-۴ مواد غذایی

مواد غذایی یکی از عوامل موثر در پراکنندگی روزناران محسوب شده و نقش مهمی در تولید کربنات دارد [۱۸]. عرضه غذا یک فاکتور موثر اولیه برای اجتماعات فرامینفرهای بتتیک در آبهای کم عمق نواحی گرمسیری محسوب می شود. در این محیطها، جلبکها (فتوتروف) و ارگانیزم های میکسوتروف با همزیست جلبکی تولید کنندگان اصلی رسوبات کربناته می باشند [۲۰-۳۸-۴۵]. محیط های دریایی بر این اساس به ۴ گروه الیگوتروفی (غذای کم)، مزوتروفی (غذای متوسط)، یوتروفی (غذای زیاد) و هایپرتروفی (حداکثر غذا) تقسیم می گردد [۴۵]. رسوبات سازنده پلاتنفرم کربناته سازند آسماری در یال جنوب شرقی تاقدیس خامی براساس گسترش و پراکنندگی بایوتها تحت شرایط مختلفی از میزان ورود مواد غذایی قرار گرفته است. در شرایط غذایی الیگوتروفی تا کمی مزوتروفی در آبهای کم عمق محیط های گرمسیری تا نیمه گرمسیری

فرامینیفرهای بنتیک بزرگ، مرجانهای زوگزانگلا و جلبکهای قرمز تولید کننده کربنات می باشند [۴۲-۴۳]، بنابراین با توجه به حضور فرامینیفرهای بنتیک بزرگ همراه با خرده های مرجان و جلبک قرمز در قسمتهای پایینی سازند آسماری در زمان شاتین بطور عمده تحت این شرایط غذایی قرار داشته است (شکل ۶a). افزایش میزان مواد غذایی در شرایط یوتروفی سبب تمرکز فیتوپلانکتون ها در ستون آب شده و میلیولیدها و فرامهای روتالین کوچک جایگزین فرامینیفرهای بزرگ می شوند [۲۲]. رشد کورالها و موجودات وابسته به نور در این شرایط کم شده و گونه های کم عمق تر و با تنوع کمتر دیده می شوند [۴۶].

چنین میزانی از مواد غذایی در قسمتهای بالایی سازند آسماری بطور عمده در زمان آکی تانین و بوردیگالین با توجه به کمتر شدن میزان فرامینیفرهای بزرگ و موجوداتی که تحت تاثیر شرایط غذایی الیگوتروفی تا مزوتروفی می باشند و افزایش در میزان موجودات غیر وابسته به نور از قبیل اکینید، بریوزوئر و دوکفه ای بطور عمده تحت شرایط غذایی ضعیف مزوتروفی تا یوتروفی تشکیل شده است (شکل ۶b).

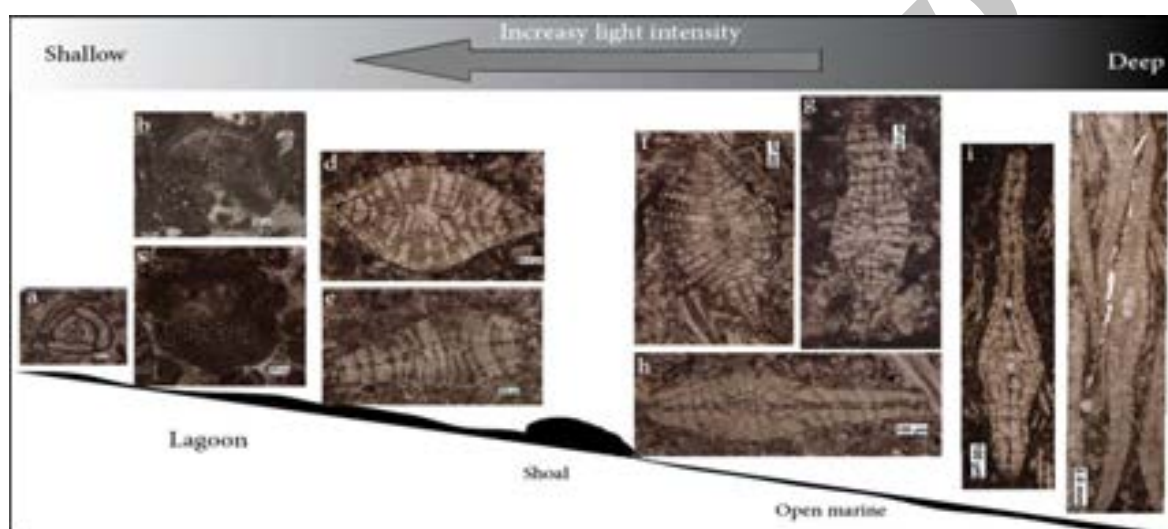


شکل ۶) a- شرایط غذایی الیگوتروفی-مزوتروفی ضعیف(شاتین) b- شرایط غذایی مزوتروفی ضعیف-یوتروفی.

### ۳-۴-۵ عمق آب

بازسازی عمق دیرینه آب، جهت شناسایی مدل رسوبی، بازسازی سطح آب دریا و نیز جهت آنالیزهای حوضه ضروری می باشد [۴۷]. در اعماق مختلف، فرامینیفرها با ویژگی های مورفولوژیکی خاصی زندگی می کنند. بطوریکه تغییر در عمق و سطح آب باعث تغییر در محدوده زندگی آنها می گردد [۴۳]. محدوده عمق فرامینیفرهای بزرگ به وابستگی نوری همزیست جلبکی درونی و شرایط هیدرودینامیکی محیط (امواج و جریانهای دریایی) بستگی دارد [۴۸]. میزان وابستگی جلبک درونی به نور محدوده عمقی خاصی را برای فرامینیفرهای همزیست دار فراهم می کند. از طرفی یک تطابق و ارتباطی نیز میان عمق زیستگاه فرامینیفرها و نوع همزیست جلبکی وجود دارد. گونه هایی که دارای همزیست جلبکی از نوع کلروفیسه هستند عمق تقریباً ۱۵ متری را اشغال می کنند که می توان به پنروپلیس ها و چندین گونه از آرکیاس ها اشاره نمود. گونه هایی که همزیست دیاتومه ای دارند در آبهای عمیق تر و کمتر از ۱۳۰ متری نیز قادر به زندگی می باشند. نومولیتیده ها، لپیدوسیکلینا، آمفی سترینا از جمله فرامینیفرهایی می باشند که دارای همزیست دیاتومه ای می باشند [۳۹]. تغییرات مورفولوژیکی با تغییر

عمق زیستگاه‌های گونه‌های همزیست دار تغییر می‌نماید در نواحی کم عمق روزن‌داران هیالین با پوسته‌ای ضخیم تر با نسبت ضخامت به قطر زیاد حضور دارند. عاملی که در ایجاد این پوسته ضخیم نقش دارد، کاهش فتوسنتز جلبک‌های همزیست در شرایط نامساعد نوری (نور خیلی زیاد و خیلی کم) می‌باشد. در عمق‌های بیشتر پوسته روزن‌داران منفذ دار بزرگ و مسطح دارای کمترین میزان ضخامت به قطر است که در این شرایط روزن‌داران سطح پوسته خود را برای حداکثر جذب نور توسط جلبک همزیست افزایش می‌دهد [۲۲]. فرامهای پورسلانوزی چون میلیولیدها که فاقد جلبک همزیست هستند می‌توانند در کم عمق‌ترین بخش‌های لاگونی با شوریه‌های بالا نیز زندگی کنند [۳۲]، ولی روزن‌داران بدون منفذ پیچیده‌ای چون آرکیاس‌ها که دارای جلبک همزیست هستند قادر به تحمل شوریه‌های بالا در اعماق کمتر نیستند و در عمق بیشتری نسبت به میلیولیدها زندگی می‌کنند [۳۱]. شکل ۷، جایگاه برخی فرامینیفرها را پلتفرم کربناته سازند آسماری در برش مورد مطالعه را نشان می‌دهد.

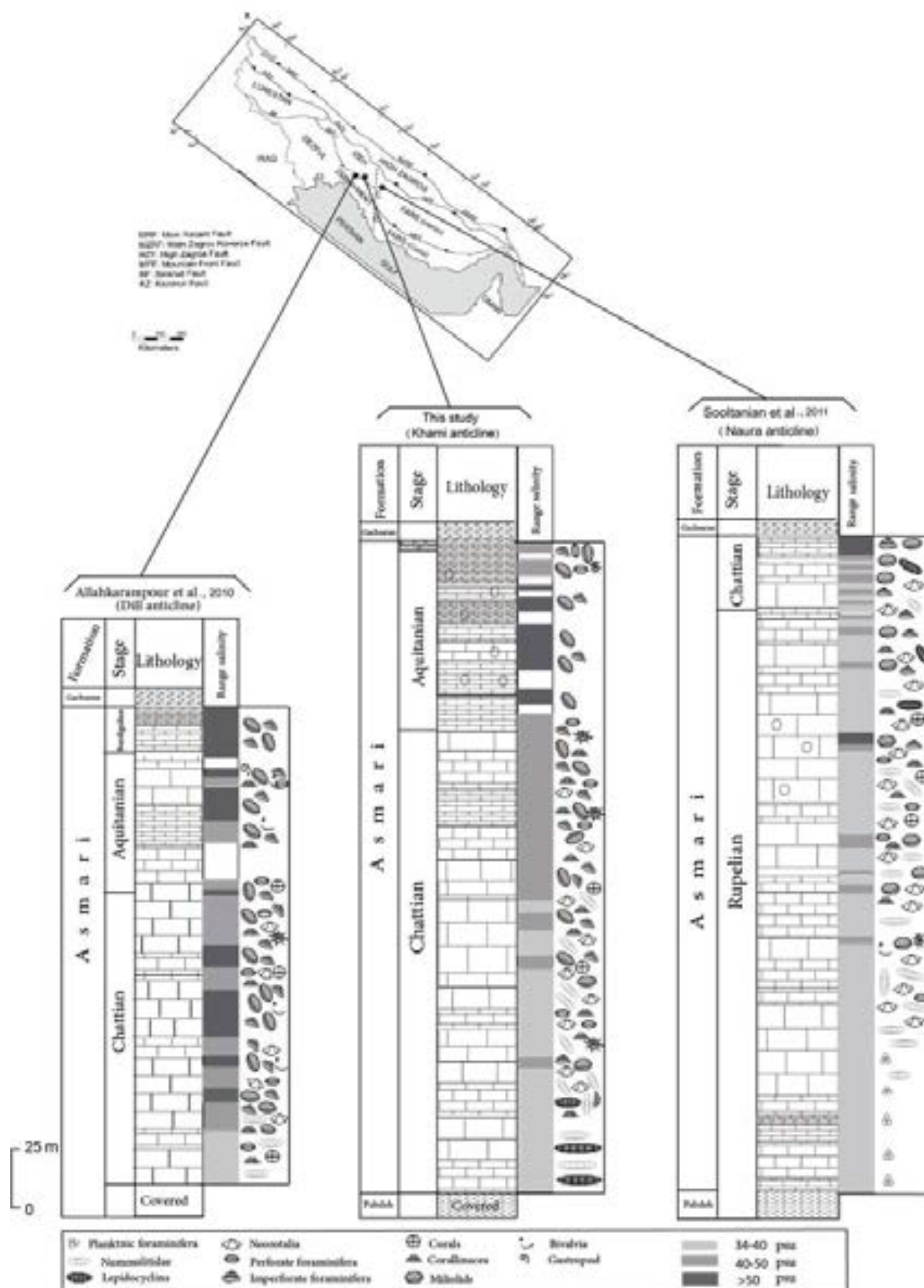


شکل ۷) ارتباط میان عمق آب و جایگاه زیست فرامینیفرها در پلتفرم کربناته سازند آسماری در برش یال جنوب شرقی تاقدیس خامی

a- *Triloculina trigonula* (sample no. 100), b-*Peneroplis evolutus* (sample no. 108), c-*Archaia* sp. (sample no, 152), d-*Spiroclypeus blankenhorni* (sample no. 72) e-*Heterostegina* sp. (sample no. 109), f-*Nephrolepidina tournoueri* (sample no. 20), g-*Spiroclypeus blankenhorni* (sample no. 21), h-*Heterostegina* sp. (sample no. 32), i- *Spiroclypeus blankenhorni* (sample no. 21), j- *Eulepidina dilatata* (sample no. 8).

### ۳-۵. مقایسه محیط رسوبگذاری برش مورد مطالعه با نواحی مجاور در حوضه زاگرس

به منظور مقایسه شرایط محیطی رسوبگذاری سازند آسماری در برش مورد مطالعه (شرق گچساران) با دوبرش دیگر از آن سازند تاقدیس ناورا (جنوب فیروزآباد) [۱۴] و تاقدیس دیل (شمال گچساران) [۱۲] انتخاب شده است (شکل ۸). با توجه به شکل ۸، رسوبگذاری این سازند در تاقدیس ناورا (جنوب فیروزآباد) زودتر از دو برش دیگر و از زمان روپلین آغاز شده است. این رسوبات از قسمتهای عمیق دریای باز با حضور فرامهای پلانکتون آغاز شده است و سپس با کم عمق شدن آب و افزایش فونهای محیط محصور تر تا شاتین ادامه یافته است.



شکل ۸) مقایسه شرایط محیط رسوبگذاری سازند آسماری در این تحقیق (شرق گچساران) با برشهای دیگری از این سازند در فیروزآباد فارس و شمال گچساران

از لحاظ شوری برش مذکور در زمان روپلین بطور عمده تحت شرایط شوری نرمال دریایی قرار داشته است و تنها بخشهایی از قسمتهای میانی و بالایی آن تحت شرایط شوریهایی بالاتر در محیط لاگون نیمه محصور تا محصور در رمپ داخلی قرار

گرفته است. قسمتهای بالایی این برش در شاتین زیرین بطور متناوب شرایط شوری نرمال تا متوسط و انتهای برش در شاتین در محیط لاگون محصور و شوری بالا رسوبگذاری کرده است. با توجه به حضور فراوان فرامینفرهای بنتیک بزرگ، جلبک قرمز و حضور کورالها این برش تحت شرایط غذایی الیگوتروفی تا مزوتروفی رسوبگذاری کرده است بعبارتی شرایط غذایی کم تا متوسط در مدت زمان رسوبگذاری این سازند حاکم بوده است. طبق شکل ۸، فونهای دریای باز و فرامهای هیالین در این برش حضور بیشتری نسبت به فونهای محیط محصور ترو فرامهای پورسلانوز دارند.

رسوبگذاری سازند آسماری در برش تاقدیس دیل (شمال گچساران) دیرتر از دو برش دیگر شروع شده است. ریز رخساره های آن از قسمتهای کم عمق دریای باز با حضور فرامهای بنتیک بزرگ و کورالیناسه آ در شاتین آغاز شده و تا محیط لاگون محصور ادامه یافته است. در زمان شاتین این برش تحت شرایط شوری متوسط تا بالا قرار داشته است و شوری نرمال دریایی تنها در ابتدای مقطع و قسمتهایی زیرین این برش حاکم بوده است. در آکی تانین شوری متوسط تا بالا و در بوردیگالین نیز در شرایط شوری بالا و در لاگون محصور رسوبگذاری کرده است. بعبارتی سازند آسماری شمال گچساران بطور عمده در محیطهای لاگون نیمه محصور تا محصور نهشته گشته است. از لحاظ میزان ورود مواد غذایی نیز تحت شرایط غذایی الیگوتروفی تا نیمه مزوتروفی در شاتین، اوایل آکی تانین و بوردیگالین با توجه به حضور فرامهای بنتیک بزرگ، خرده های کورال و کورالیناسه آ قرار داشته است و شرایط غذایی مزوتروفی ضعیف تا یوتروفی در انتهای آکی تانین حاکم بوده است. بعبارتی شرایط غذایی از کم تا زیاد در حال تغییر بوده است. با توجه به شکل ۸، فونهای دریای باز و فرامهای هیالین حضور کمتری نسبت به برش تاقدیس ناورا و خامی دارند. مقایسه ۳ برش مورد نظر حاکی از آن است که رسوبگذاری سازند آسماری در تاقدیس ناورا (فیروزآباد فارس) نسبت به دو برش دیگر در شرایط شوری پایین تر قرار داشته است. این موضوع حاکی از آن است که در این برش فونهای دریای باز حضور بیشتری دارند و بخش عمده این سازند در محیط دریای باز نهشته شده است و رخساره های دریای باز حضور بیشتری نسبت به رخساره های محیط لاگون نیمه محصور و محصور داشته اند. در برش تاقدیس خامی (شرق گچساران) رخساره ها همانطور که قبل به آن اشاره شد برخلاف تاقدیس ناورا (فیروزآباد فارس) از قسمتهای کم عمق دریای باز با حضور لپیدوسیکلیناهای مسطح آغاز شده و تا محیط جزر و مدی ادامه داشته است و در برش تاقدیس دیل این رسوبات برخلاف تاقدیس ناورا به طور عمده در محیط های لاگون نیمه محصور تا محصور و بطور عمده در شوری بالا تا متوسط نهشته گشته است. بعبارتی شاهد افزایش شوری آب، کاهش رخساره ها و فونهای دریایی باز از برش تاقدیس ناورا به سمت تاقدیس دیل روبرو می باشیم.

#### ۴. نتیجه گیری

- در نهشته های سازند آسماری در برش یال جنوب شرقی تاقدیس خامی به سن شاتین-بوردیگالین و با ضخامت ۲۷۰ متر، تعداد ۱۲ ریز رخساره جای گرفته شناسایی شد. ریزرخساره های شناسایی شده در این برش متعلق به ۴ محیط دیرینه شامل دریای باز، سد، لاگون و پهنه جزرومدی می باشند. بر مبنای این ریزرخساره ها و نحوه گسترش آنها رمپ هموکلینال برای رسوبگذاری این سازند پیشنهاد گشته است.

- براساس حضور فرامینفرهای بنتیک و سایر اجزای تشکیل دهنده رسوبات و نحوه توزیع آنها در سکوی کربناته این رسوبات تحت شرایط شوری ۳۴-۴۰ psu تا ۴۰-۵۰ psu، در محدوده نوری الیگوفوتیک، الیگوفوتیک تا مزوفوتیک و یوفوتیک و تحت شرایط غذایی الیگوتروفی-مزوتروفی ضعیف در زمان شاتین قرار داشته اند.

در زمان آکی تانین این برش شرایط شوری ۴۰-۵۰ psu و بیش از ۵۰ psu، در زون یوفوتیک و شرایط غذایی مزوتروفی ضعیف-یوتروفی رسوبگذاری کرده اند. نهشته های این سازند در زمان بوردیگالین نیز در شرایط غذایی مزوتروفی ضعیف-



یوتروپی، تحت شرایط شوری ۴۰-۵۰ psu و در محدوده نوری یوفوتیک در محیطی گرمسیری تا نیمه گرمسیری نهشته شده اند.

- مقایسه شرایط محیط رسوبگذاری سازند آسماری در برش مورد مطالعه (شرق گچساران) با برشهای سازند آسماری در فیروزآباد فارس و شمال گچساران حاکی از کم شدن فونهای مرتبط با دریای باز و رخساره های مربوط به این محیط و افزایش رخساره های مرتبط با محیط محصورتر می باشد. از نظر میزان شوری آب نیز با توجه به در نظر گرفتن رخساره های مربوطه شاهد افزایش میزان شوری آب و کاهش شوری نرمال دریایی در طول رسوبگذاری این سازند از فیروزآباد فارس (تاقدیس ناورا) به سمت شمال گچساران (تاقدیس دیل) می باشیم.

### تشکر و قدردانی

نویسندگان مقاله از زحمات سرکار خانم دکتر امیر شاه کرمی و داور محترم ناشناس سپاسگزاری می نمایند.

Archive of SID

## ۷. منابع

- [1] Mcquillan, H., 1985, Fracture-controlled production in Gachsaran and Bibi Hakime fields SW Iran: in (eds.) P. O. Roehl, and P. W. Choquette, Carbonate Petroleum Reservoirs, Springer, Berlin, p. 513-523, 1985.
- [2] Busk, H. G and H. T. Mayo, 1918, Some notes on the geology of the Persian oilfields: J. Inst. Petrol. Technol., no. 5, v. 17, p. 5-26.
- [3] Richardson, P. K., 1924, The geology and oil measures of southwest Persia: J. Ins. Petr.ol Technol., v. 10, p. 256-283.
- [4] Thomas, A. N., 1924, The Asmari limestone of southwest Iran: In: 18<sup>th</sup> International Geological Congress, London, pt. 6, p. 35-55.
- [5] James, G. A and J. G. Wynd, 1965, Stratigraphic nomenclature of Iranian Oil Consortium agreement area: AAPG Bull, v. 49, p. 2182-2245.
- [6] Adams, T. D and F. Bourgeois, 1967, Asmari biostratigraphy: Iranian Offshore Oil Company Geological and Exploration, no. 1074, (unpublished).
- [7] Kalantary, A., 1986, Microfacies of carbonate rocks of Iran: National Iranian Oil Company, Geological laboratory publication, Tehran, v.11, 520 pp.
- [8] Motiei, H., 1993, Stratigraphy of Zagros. In: Treatise of Geology of Iran: Geological Survey of Iran, no. 1, p. 281-289.
- [9] Ehrenberg, S. N., N. A. H. Pickard, G. V. Laursen, S. Monibi, Z. K. Mossadegh, T. A. Srana, A. A. M. Aqrabi, T. M. McArthur, M and M. F. Thirlwall Strontium isotope stratigraphy of the Asmari Formation (Oligocene-Lower Miocene), SW Iran, J Petrol Geol, v. 30, p. 107-128, 2007.
- [10] Seyrafian, A., 2000, Microfacies and depositional environment of Upper Asmari Formation at Dehdez area (a correlation across central Zagros Basin): Carbonates and Evaporites, v. 14, no 2, p. 121-129.
- [11] Seyrafian, A., and A. Hamedani, 2003, Microfacies and paleoenvironmental interpretations of the lower Asmari Formation (Oligocene), north-central Zagros basin, Iran: Neues Jahrbuch fuer Geologieund Palaeontologie, Monatshefte v.3, p. 164-174.
- [12] Allahkarampour Dill, M., A. Seyrafian, and H. Vaziri-Moghaddam, 2010, The Asmari Formation, north of the Gachsaran (Dill anticline), southwest Iran: facies analysis, depositional environments and sequence stratigraphy: Carbonates Evaporites, v.25, p. 145-160.
- [13] Rahmani, A., H. Vaziri-Moghaddam, A. Taheri, and A. Ghabeishavi, 2009, A model for the paleoenvironmental distribution of larger foraminifera of Oligocene-Miocene carbonate rocks at Khaviz Anticline, Zagros Basin, SW Iran: His. Biol., v. 21, p. 215-227.
- [14] Sooltanian, N., A. Seyrafian, and H. Vaziri-Moghaddam, 2011, Biostratigraphy and paleo-ecological implications in microfacies of the Asmari Formation (Oligocene), Naura anticline (Interior Fars of the Zagros Basin): Carbonates Evaporites, v.26, no. 2, p.167-180.
- [۱۵] [بختیاری، س.، ۱۳۸۴، اطلس راههای ایران، موسسه جغرافیایی و کارتوگرافی گیتاشناسی، مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰].
- [16] Farzipour-Saein, A., A. S. Yassaghi, and H. Sherkati Koyi, 2009, Basin evolution of Lurestan region in the Zagros fold-and-thrust belt Iran: J. Petrol. Geol., v. 32, p. 5-19.
- [17] Laursen, G. V., S. Monibi, T. L., Allan, N. A. H. Pickard, A. Hosseiney B., Vincent, Y., Hamon., F. S. P. Van Buchem, A. Moallemi, and G. Druilion, 2009, The Asmari Formation revisited changed stratigraphic allocation and new biozonation: First International Petroleum Conference and Exhibition, Shiraz, Iran.
- [18] Flugel, E., 2004, Microfacies of carbonate rocks: Springer, Berlin, 976 p.
- [19] Hottinger, L., 1997, Shallow benthic foraminiferal assemblage as signals for depth of their limestones: Bulletin de la Societe Geologique de France, v. 168, p. 491-505.
- [20] Pomar, L. B., 2001, Ecological control of sedimentary accommodation: evolution from carbonate palaeobathymetry of corals and coralline algae in Cenozoic reef, In: (eds.) D. W. J. Bosence, and P. A. Allison, , Marine Palaeoenvironmental Analysis from Fossils, Geological Society, London, v.83, p. 181-229.
- [21] 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, no. 155, p. 211-238.
- [22] Beavingtone-Penney, S. J., A. Racey, 2004, Ecology of extant nummulitids and other larger benthic foraminifera: applications in palaeoenvironmental analysis: Earth Science, v. 67, p. 219-265.
- [23] Barattolo, F., D. Bassi, and R. Romero, 2007, Upper Eocene larger foraminiferal-coralline algal facies from the Klokova Mountain (south continental Greece): Facies, v. 53, p. 361-375.
- [24] Wilson J. L., 1975, Carbonate facies in geological history, Springer, Berlin Heidelberg New York 471 p.

- [25] Romero, J., E. Cous, and J. Rossel, 2002, A model for the palaeoenvironmental distribution of larger foraminifera based on Late Middle Eocene deposits on the margin of the south Pyrenean basin (SE Spain): *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, v. 179, p. 43-56.
- [26] Vaziri-Moghaddam, H., M. Kimiagari, and A. Taheri, A., 2006, Depositional environment and sequence Stratigraphy of the Oligo-Miocene Asmari Formation in SW Iran: *Facies*, v. 52, no. 1, p. 41-51.
- [27] Taheri, A., H. Vaziri-Moghaddam, and A., Seyrafian, 2008, Relationships between foraminiferal assemblages and depositional sequences in Jahrum Formation, Ardal area (Zagros Basin, SW Iran): *Hist Biol*, v.20, p.191-201.
- [28] Bassi, D., L. Hottinger, and J. H. Nebelsick, 2007, Larger foraminifera from the Upper Oligocene of the Venetian area, North-East Italy: *Paleontology*, v. 50 (4), p. 845-868.
- [29] Amirshahkarami, M, H. Vaziri-Moghaddam and A. Taheri, 2007a, Sedimentary facies and sequence stratigraphy of the Asmari Formation at Chman-Bolbol, Zagros Basin, Iran: *J. Asian Earth Sci* 29, p. 947-959.
- [30] Renema, W., 2006, Large benthic foraminifera from the deep photic zone of a mixed siliciclastic-carbonate shelf off East Kalimantan, Indonesia, *Marine micropaleontology*, v. 58, p. 73-82.
- [31] Lee, J. J., 1990, Fine structure of rodophycean prokaryotic foraminifera in *Peneroplis pertusus* and *P. asicularis*: *J. Foramin. Res*, v. 20, p. 162-169.
- [32] Mossadegh, Z. K., D. W. Haig, T Allan, M. H. Adabi, A. Sadeghi, 2009, Salinity changing during Late Oligocene to Early Miocene Asmari Formation deposition, Zagros Mountains, Iran: *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol*, v. 272, p.17-36.
- [33] Brandano, M., V. Frezza, L. Tomassetti, and M. Pedley, 2008, Facies analysis and paleoenvironmental interpretation of the Late Oligocene Attard Member (Lower Coralline Limestone Formation), Malta: *Sedimentology*, p. 1-21.
- [34] Corda, L., and M. Brandano, 2003, Aphotic zone carbonate production on a Miocene ramp Central Apennines Italy: *Sed. Geol.*, v. 61, p. 55-70.
- [35] Rasser, M. W., C. Scheibner, and M. Mutti, 2005, A paleoenvironmental standard section for Early Eocene tropical carbonate factories (Corbieres, France; Pyrenees, Spain): *Facies*, v. 51, p. 217-232.
- [36] Logan, B. W., 1959, Environments, foraminiferal facies and sediments of Shark Bay, Western Australia: Unpublished PhD Thesis, The University of Western Australia, 287 p.
- [37] Hallock, P., A. C. Hine, G. A. Vargo, J. A., Elord, and W. C. Jaap, 1988, Platforms of the Nicaraguan rise: examples of the sensitivity of carbonate sedimentation to excess trophic resources: *Geology*, v. 16, p. 1104-1107.
- [38] Wilson, M. E. J and A. Vecsei, 2005, The apparent paradox of abundant foraminiferal facies in low latitudes, their environmental significance and effect on platform development: *Earth Sci. Rev.*, v. 69, p. 133-168.
- [39] Leutenegger, S., 1984, Symbiosis in benthic foraminifera, species diversity and host adaptations: *J. Foramin. Res*, v. 14, p. 16-35.
- [40] Schuster, F., and U. Wielandt, 1999, Oligocene and Miocene coral forams from Iran: palaeoecology and palaeobiogeography: *Journal of Earth Science*, v. 88, p. 571-581.
- [41] Adams, C. G., D. E. Lee, and R. B. Rosen, 1990, Conflicting isotopic and biotic evidence for tropical sea-surface temperatures during the Tertiary, *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol*, v. 77, p. 289-313.
- [42] Pomar, L, M. Brandano, and H. Westphal, 2004, Environmental factors influencing skeletal grain sediment association: a critical review of Miocene examples from the western Mediterranean: *Sedimentology*, v. 51, p. 627-651.
- [43] Brandano, M., V. Frezza, L. Tomassetti and M. Cuffaro, 2009, Heterozoan carbonates in oligotrophic tropical water: The Attard member of the Lower Coralline limestone formation (Upper Oligocene, Malta): *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol*, v. 274, p. 54-63.
- [44] Heydari, E., J. Hassanzade, W. J. Wade, and A. M Ghazi, 2003, Permian-Triassic boundary interval in the Abadeh section of Iran with implications for mass extinction, Part 1-Sedimentology, *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol*, v. 193 (3), p. 405-423.
- [45] Mutti, M., and P. Hallock, 2003, Carbonate system along nutrient and temperature gradients: Some sedimentological and geochemical constraints. *Int J Earth Science*, v. 92, p. 465-475.
- [46] Hallock, P., 2001, Coral reefs, carbonate sedimentation, nutrients and global change: In (ed.) G. D. Stanley, *The history and sedimentology of ancient reef ecosystems*, Kluwer Academic/Plenum Publishers, New York, p. 37-427.
- [47] Perrin, C., D. W. J. Bosence, and B. Rosen, 1995, Quantitative approaches to palaeozonation and Cenozoic carbonate depositional facies: *Palaios*, v. 1, 55-64.
- [48] Hottinger, L., 1983, Processes determining the distribution of larger foraminifera in space and time: *Utrecht Micropal Bull*, v. 30, p. 239-253.

- [49] Hallock, P and E. C. Glenn, 1986, Larger foraminifera, A Tool for palaeoenvironmental analysis of tropical waters: The Attard member of the lower Coralline Limestone Formation (Upper Oligocene, Malta): *Paleogeogr Paleoclimatol Paleoecol*, v. 274, p. 54-63.

Archive of SID