

## ریزرخساره‌ها، محیط رسوبی و چینه‌نگاری سکانسی سازند آسماری در یال جنوبی تاقدیس کوه سیاه، شمال دهدشت، زاگرس

مژگان زارع<sup>۱\*</sup>، حسین وزیری‌مقدم<sup>۱</sup>، عزیزاله طاهری<sup>۲</sup> و علی غبیشاوی<sup>۳</sup>

۱- گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه اصفهان، اصفهان

۲- دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود، شاهرود

۳- معاونت زمین‌شناسی، شرکت ملی مناطق نفت خیز جنوب، شرکت ملی نفت ایران، اهواز

نویسنده مسئول: m.zare201188@yahoo.com

دریافت: ۹۴/۶/۲۳ پذیرش: ۹۴/۱۱/۱۲

### چکیده

سازند آسماری در حوضه زاگرس طی الیگوسن-میوسن نهشته شده است. در این پژوهش جهت بررسی ریزرخساره‌ها، محیط رسوبی و چینه‌نگاری سکانسی این سازند در یال جنوبی تاقدیس کوه سیاه، (شمال دهدشت) ۱۲۷ نمونه مورد مطالعه قرار گرفته است. سازند آسماری در برش مورد مطالعه ۲۱۴ متر ضخامت داشته و متشکل از آهک‌های ضخیم، متوسط تا نازک لایه با میان لایه‌هایی از آهک مارنی، آهک دولومیتی و مارن می‌باشد. مطالعات پتروگرافی و آنالیز ریزرخساره‌ای حاکی از آن است که کربنات‌های سازند آسماری متشکل از ۱۱ ریزرخساره در قالب چهار کمر بند ریزرخساره‌ای دریای باز، سد، تالاب و پهنه جزرومدی در یک پلاتفرم کربناته رمپ نهشته شده است. بر طبق الگوهای عمیق و کم عمق شدگی ریزرخساره‌ها یک بسته رسوبی فرازین به سن شاتین، سه سکانس درجه سه به سن آکیتانین و یک سکانس درجه سه به سن بوردیگالین تشخیص داده شده است.

**واژه‌های کلیدی:** الیگوسن-میوسن، چینه‌نگاری سکانسی، رمپ کربناته، ریزرخساره، سازند آسماری.

### مقدمه

از آنجایی که سازند آسماری اولین سنگ مخزن کربناته شناخته شده در جهان و بزرگ‌ترین سنگ مخزن نفت در حوضه رسوبی زاگرس است مطالعات گسترده‌ای روی این سازند انجام گرفته است به عنوان مثال. زیست‌چینه‌نگاری این سازند توسط [۴۲، ۲۱، ۵، ۲۹، ۴۱، ۷، ۴۴ و ۲] مطالعه شده است. هم‌چنین محیط رسوبی و چینه‌نگاری سکانسی آن توسط [۴۲ و ۴۴] و پالئواکولوژی آن توسط [۲، ۷، ۳۵ و ۳۱] مورد بررسی قرار گرفته است.

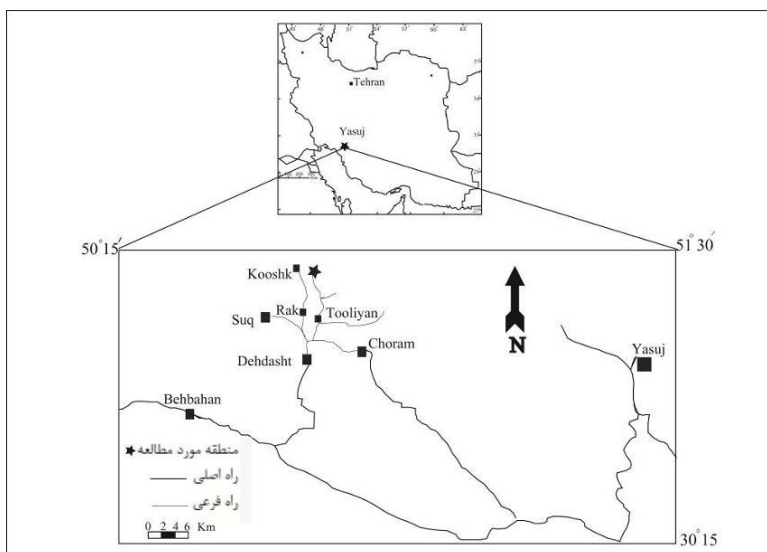
شناسایی و بررسی دقیق‌تر این سازند بر اساس ریزرخساره‌ها و چینه‌نگاری سکانسی اطلاعات مفید و ارزشمندی را جهت مطالعات و فعالیت‌های اکتشافی در این حوضه به دست خواهد داد. هدف از این مطالعه بررسی دقیق ریزرخساره‌ها و چینه‌نگاری سکانسی بر اساس روزنداران کفزی و سنگ‌شناسی سازند آسماری در برش یال جنوبی تاقدیس کوه سیاه می‌باشد. بر اساس پراکندگی روزنداران بزرگ بنتیک سن شاتین پسین-بوردیگالین برای این سازند در این برش در نظر گرفته

سازند آسماری، توالی ضخیمی از سنگ‌های کربناته به سن الیگو-میوسن در جنوب‌غربی ایران می‌باشد که در بخش پیش گودال حوضه فورلند زاگرس رسوب‌گذاری نموده است. در برش الگو واقع در تنگ گل ترش در دامنه جنوب‌غربی کوه آسماری سازند آسماری ۳۱۴ متر ضخامت داشته و متشکل از سنگ‌آهک‌های کرم تا قهوه‌ای می‌باشد [۳]. در بخش شمال‌غربی حوضه زاگرس، ریزرخساره‌های آهکی این سازند به صورت بین‌انگشتی به عضو تبخیری کلهر تبدیل می‌شوند و در جنوب‌شرق حوضه، عضو ماسه‌سنگی اهواز جایگزین ریزرخساره‌های آهکی می‌شود [۲۹] آهک‌های کم‌عمق سازند در بخش جنوب‌غربی حوضه زاگرس بر روی سازند پابده نهشته شده، در حالی که در نواحی فارس و لرستان بر روی سازندهای جهرم و شهبازان قرار گرفته‌اند. مرز بالایی آن در فارس داخلی سازند رازک و در فارس ساحلی، خوزستان و لرستان سازند تبخیری گچساران می‌باشد [۳].

### موقعیت جغرافیایی و راه‌های دسترسی به منطقه مورد مطالعه

برش مورد مطالعه سازند آسماری در یال جنوبی تاقدیس کوه سیاه در ۱۶/۵ کیلومتری شمال شهرستان دهدشت در استان کهگیلویه و بویراحمد با مختصات جغرافیایی ۳۰ درجه و ۵۴ دقیقه و ۸/۹۲ ثانیه عرض شمالی و ۵۰ درجه و ۳۵ دقیقه و ۳۴/۳۷ ثانیه طول شرقی واقع شده است. این برش از طریق جاده دهدشت-طولیان در نزدیکی روستای هیگون قابل دسترسی می‌باشد (شکل ۱).

شده است. سازند آسماری در منطقه مورد مطالعه به صورت پیوسته و همشیب روی سازند پابده و به صورت پیوسته و همشیب در زیر سازند گچساران قرار گرفته است. این توالی شامل آهک‌های نازک، متوسط و ضخیم لایه با میان لایه‌هایی از آهک مارنی و آهک دولومیتی، مارن می‌باشد. آنالیز چینه‌نگاری سکاسی منجر به شناسایی پنج سکانس رده سوم گردید. سکانس‌های تشخیص داده شده با سکانس‌های شناسایی شده در سایر نواحی زاگرس همخوانی نسبی دارد.



شکل ۱. نقشه ایران و موقعیت منطقه مورد مطالعه [۴].

واحد ۱: از قاعده تا ضخامت ۴۴ متری که شامل آهک‌های نازک و متوسط لایه به رنگ قهوه‌ای تا قهوه‌ای روشن با میان لایه‌هایی از مارن‌های زرد رنگ است. لایه‌های آهکی شامل بیوکلاست‌های دوکفه‌ای، شکم‌پا، مرجان، اکینید و فرامینیفرهای بزرگ می‌باشند.

واحد ۲: از ۴۵ متری تا ۱۱۰ متری که شامل آهک‌های ضخیم تا متوسط لایه به رنگ قهوه‌ای با میان لایه‌هایی از مارن‌های سبز رنگ را شامل شده و حاوی بیوکلاست‌های دوکفه‌ای، مرجان و جلبک قرمز می‌باشد.

واحد ۳: از ۱۱۱ متری تا ۱۳۹ متری که متشکل از لایه‌های آهکی و آهک دولومیتی متوسط لایه می‌باشد.

واحد ۴: از ۱۴۰ متری تا ۱۵۷ متری شامل آهک متوسط و ضخیم لایه قهوه‌ای رنگ با میان لایه مارن حاوی خرده‌های صدف می‌باشند.

### روش مطالعه

در مرحله نخست برش فوق در صحرا مورد بررسی قرار گرفت و با توجه به ویژگی‌های ریزرخساره‌ای ۱۲۷ نمونه با فاصله تقریبی ۲ متر برداشت و به منظور مطالعات آزمایشگاهی و تشخیص ریزرخساره‌ها و تعیین الگوهای کم عمق شدگی و عمیق شدگی از آن‌ها مقاطع نازک تهیه گردید. تقسیم‌بندی ریزرخساره‌ها بر مبنای طبقه‌بندی [۲۳] و شناسایی بافت‌ها بر اساس رده‌بندی [۲۰ و ۱۸] انجام شده است.

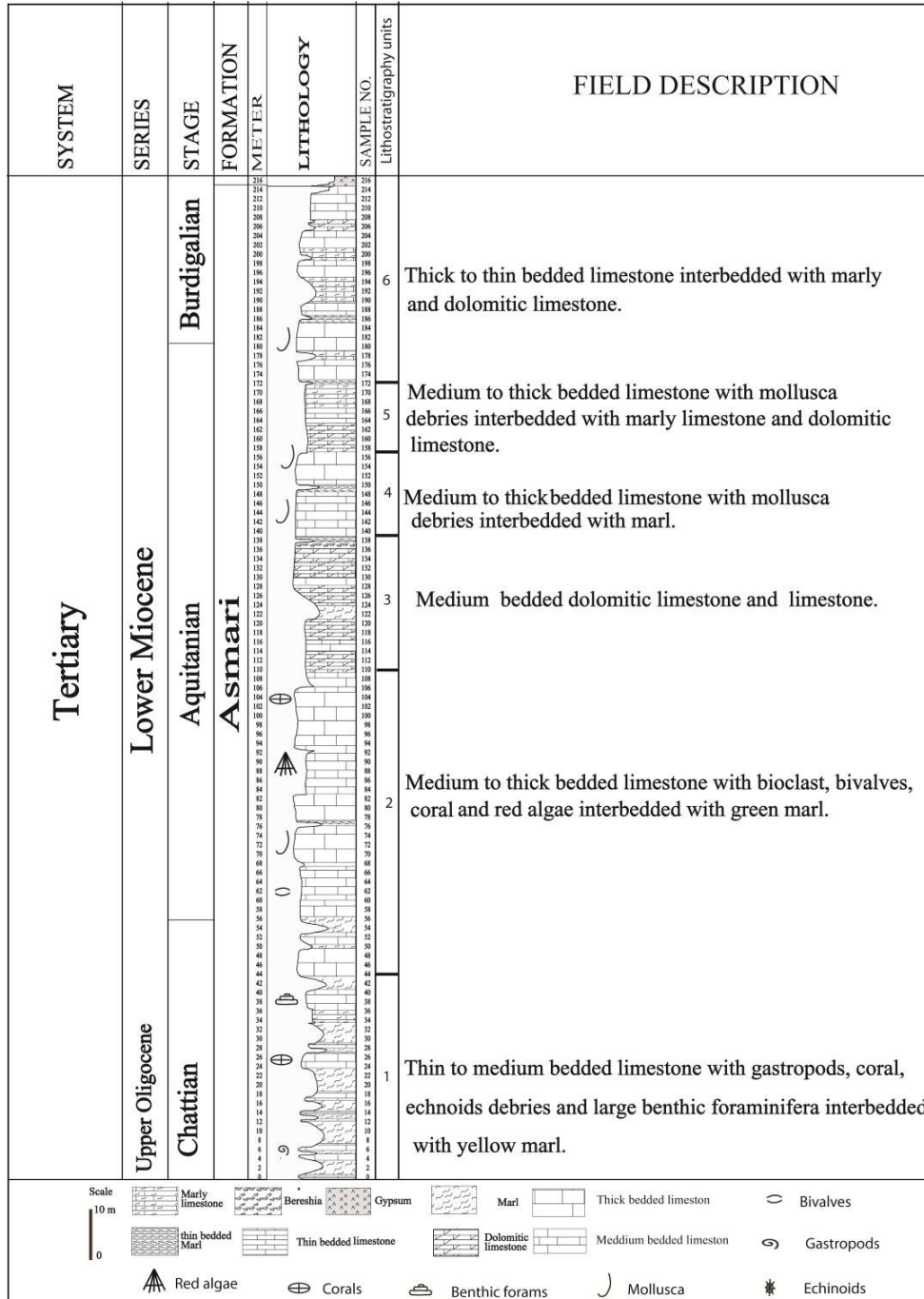
### بحث

#### سنگ‌چینه‌نگاری سازند آسماری در برش مورد مطالعه

سازند آسماری در منطقه مورد مطالعه ۲۱۴ متر ضخامت داشته و بر اساس ویژگی‌های صحرایی قابل تقسیم به واحدهای زیر است (شکل ۲).

واحد ۶: از ۱۷۳ متری تا ۲۱۴.۱ متری شامل آهک‌های ضخیم لایه با میان لایه‌هایی از مارن که به سمت بالا آهک‌ها متوسط و نازک لایه می‌شوند.

واحد ۵: از ۱۵۸ متری تا ۱۷۲ متری شامل آهک‌های متوسط تا ضخیم لایه قهوه‌ای رنگ حاوی بیوکلاست دوکفه‌ای و آهک دولومیتی و آهک مارنی متوسط لایه می‌باشد.



شکل ۲. ستون سنگ‌چینه‌نگاری سازند آسماری در یال جنوبی تاقدیس کوه سیاه

**تجزیه و تحلیل ریزرخساره‌ها**

بر اساس تجزیه و تحلیل پتروگرافی در توالی مورد مطالعه ۱۱ ریزرخساره تشخیص داده شده است (جدول ۱، شکل‌های ۳ و ۴).

**ریزرخساره ۱: پلانکتونیک فرامینیفرایابوکلاستیک وکستون**

دانه‌های اصلی تشکیل‌دهنده این ریزرخساره شامل روزن‌داران پلانکتون (*Globigerina, Globorotalia*) (۵-۱۰ درصد) و بایوکلاست‌ها شامل دیتروپا، خرده‌های اکینید، بریوزوئر و نرم‌تنان (۲۰-۳۰ درصد) می‌باشد. بافت این ریزرخساره گل‌پشتیبان و از نوع وکستون است (شکل ۳-۱). بایوکلاست‌های اصلی درشت و شکسته شده و در زمینه‌ای از بایوکلاست‌های ریز و خرد شده قرار گرفته‌اند. حضور روزن‌داران پلانکتون و نبود روزن‌داران کفزی هم زیست‌دار نظیر (*Lepidocyclina* و *Nummulitidae*) بیانگر جایگاه این ریزرخساره در زیر زون نوری می‌باشد [۱۹]. حضور روزن‌داران پلانکتون، بافت ریز دانه و عدم ساخت رسوبی گویای این است که این ریزرخساره در محیط آب‌های آرام و عمیق و در شوری عادی دریایی نهشته شده است [۲۳، ۱۵ و ۴۵]. مشابه این ریزرخساره از رسوبات قاعده سازند آسماری مربوط به بخش عمیق دریای باز در شمال و شمال‌شرقی لالی [۴۳]، در ناحیه چمن بلبل [۹]، در شمال‌غرب حوضه زاگرس [۴۴] و در طاقدیس خويز [۳۵] گزارش شده است.

**ریزرخساره ۲: پلانکتونیک فرامینیفرای پلوئیدال نومولیتیده بایوکلاستیک وکستون/پکستون**

دانه‌های اصلی شامل روزن‌داران پلانکتون (۵ درصد)، اپرکولینا (*Operculina*) (۸ درصد) اسپیروکلیپئوس (*Spiroclipeus*) (۱۵ درصد)، پلوئید (۸ درصد) و بایوکلاست‌ها شامل خرده‌های اکینید، بریوزوئر و نرم‌تنان (۲۵-۳۰ درصد) می‌باشد. متن این ریزرخساره میکرایت و بافت آن از گل‌پشتیبان تا دانه‌پشتیبان متغیر است (شکل ۳-۲). روزن‌داران کفزی هم‌زیست‌دار با صدفی بزرگ در زمینه‌ای از بایوکلاست‌های خرد شده قرار گرفته‌اند. حضور هم‌زمان روزن‌داران پلانکتون و روزن‌داران کفزی هم‌زیست‌دار بیانگر آخرین بخش زون نوری، شرایط نوری الیگوفوتیک می‌باشد. در این شرایط به علت

کاهش نور روزن‌داران برای افزایش جذب نور سطح خود را گسترش می‌دهند [۲۵]. روزن‌داران بزرگ کفزی دارای هم‌زیست جلبکی سازگار به شرایط الیگوفوتوفی می‌باشند [۱۲]. مشابه این ریزرخساره از شمال اهواز و شمال شرقی لالی [۴۳] ناحیه چمن بلبل [۹] و ناحیه شمال غرب حوضه زاگرس [۴۴] از سازند آسماری گزارش شده است.

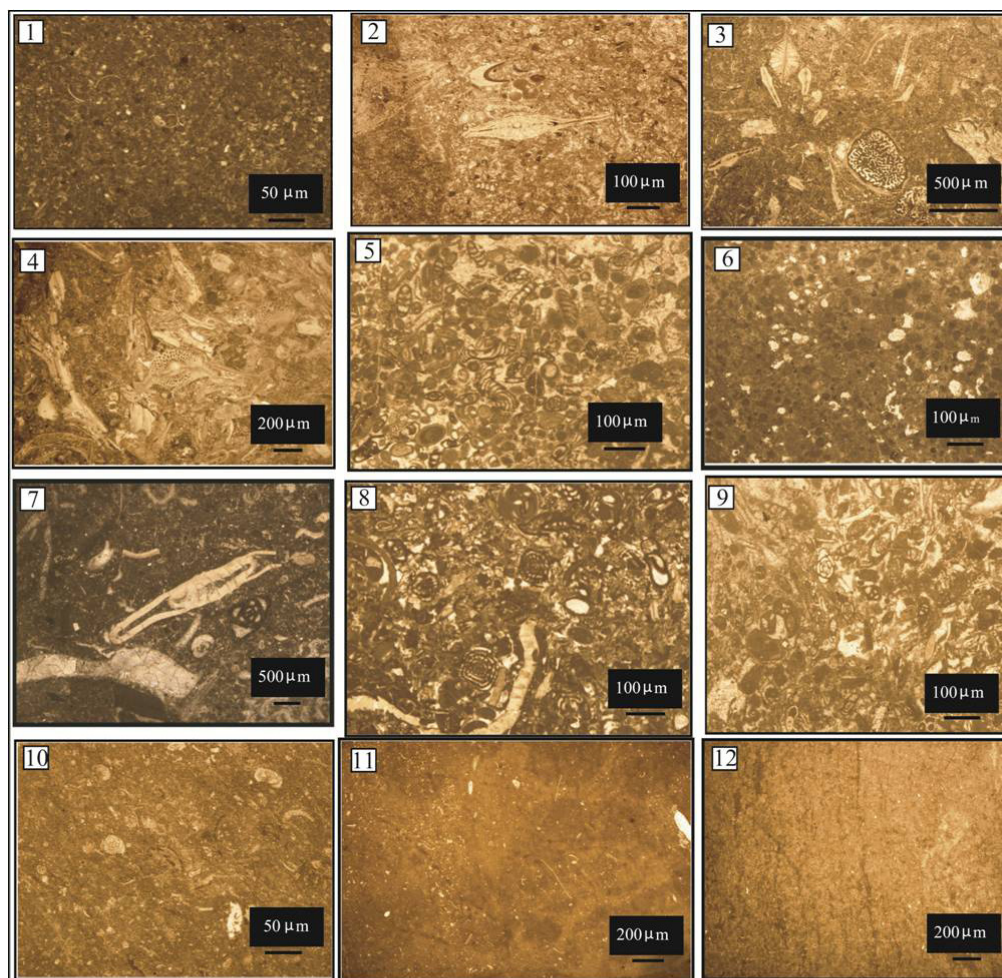
**ریزرخساره ۳: بایوکلاستیک رودولیت/مرجان لپیدوسیکیلینا فلوئتستون - رودستون**

دانه‌های اصلی شامل مرجان (۱۰ درصد)، لپیدوسیکیلینا (*Lepidocyclina*) (۲۵ درصد)، جلبک قرمز (۱۰ درصد) و بایوکلاست‌ها شامل خرده‌های دوکفه‌ای، اکینید و بریوزوئر (۱۰-۱۵ درصد) می‌باشد. (شکل ۳-۳) دانه‌ها در متن میکرایتی با بافت گل‌پشتیبان تا دانه‌پشتیبان بوده و بیش از ۵۰ درصد دانه‌ها بزرگ‌تر از ۲ میلی‌متر می‌باشند. مرجان‌ها به صورت پراکنده و جلبک‌های قرمز هم‌عموماً به صورت ردولیت که مرجان‌ها را احاطه کرده‌اند دیده می‌شوند. لپیدوسیکیلیناها نسبت به ریزرخساره قبلی کمی عدسی‌تر و کوچک‌تر شده‌اند و محیط کم عمق‌تری را نشان می‌دهند [۱۱ و ۱۲].

فراوانی جلبک قرمز کورالیناسه آ، روزن‌داران کفزی عدسی شکل و همراهی آن‌ها با مرجان‌ها بیانگر رسوب‌گذاری ریزرخساره در زون نوری الیگوفوتیک یا مزوفوتیک [۳۳] می‌باشد. مشابه این ریزرخساره از سازند آسماری در ناحیه فارس گزارش شده است [۳۸].

**ریزرخساره ۴: بایوکلاستیک لپیدوسیکیلینا رودستون**

دانه‌های اصلی شامل خرده‌های نرم‌تنان (۲۰-۳۰ درصد) و لپیدوسیکیلینا (*Lepidocyclina*) (۳۰-۴۰ درصد) می‌باشد (شکل ۳-۴). وجود لپیدوسیکیلینیده‌های تخم مرغی شکل نشان دهنده عمق کمتری نسبت به ریزرخساره‌های قبلی و هم‌چنین گویای انرژی هیدرودینامیکی بیش‌تری در محیط می‌باشد [۱۰]. این ریزرخساره بیانگر بخش کم عمق حوضه است. مشابه این ریزرخساره از سازند آسماری در ناحیه فارس گزارش شده است [۳۸].



1	MF1	Planktonic foraminifera bioclastic wackestone (Sample No.40).
2	MF2	Planktonic foraminifera peloidal nummulitidea bioclastic wackestone-packstone(Sample No.10).
3	MF3	Bioclastic rhodolit/coral lepidocyclinidae floatstone-rudstone(Sample No.44).
4	MF4	Bioclastic lepidocyclinidae floatstone(Sample No.46).
5	MF5	Imperforate foraminifera ooid grainstone(Sample No.110).
6	MF6	Peloidal packstone (Sample No.100).
7	MF7	Bioclastic perforate imperforate foraminifera wackestone-packstone(Sample No.38).
8	MF8	Bioclastic peloidal imperforate foraminifera packstone- grainstone (Sample No.186).
9	MF8	Bioclastic peloidal imperforate foraminifera packstone-grainstone (Sample No.58).
10	MF9	Sandy bioclastic neorotalia-miliolid wackestone(Sample No.160).
11	MF10	Mudstone with bioclase(Sample No.130).
12	MF11	Stromatolitic boundstone(Sample No.214.5).

شکل ۳. ریزرخساره‌های سازند آسماری در برش تاقدیس کوه سیاه

۴۵) می‌باشد (شکل ۳-۵). دانه‌های ائید از تشکیل دهنده‌گان اصلی این ریزرخساره است. ائیدها از نوع مماسی بوده و از گردشگی نسبتاً خوبی برخوردار هستند. هسته بعضی ائیدها میلیولید می‌باشد و برخی از ائیدها هم میکریتی شده‌اند. حضور ائیدها نشان‌دهنده محیط پر

ریزرخساره ۵: فرامینی‌فرا (بدون منفذ) ائید  
گرینستون  
دانه‌های اصلی شامل روزن‌داران (بدون منفذ)  
(پنروپلیس (Peneroplis)، دندریتینا (Dendritina)،  
اسپیرولینا (Spirolina) (۳۵ درصد)) و دانه‌های ائید (۴۰-)



مشابه این ریزرخساره از سازند آسماری در طاق‌دیس خويز [۳۵] و ناحیه فارس [۳۸] گزارش شده است.

### ریزرخساره ۹: بایوکلاست نئوروتالیا میلیولید و کستون ماسه‌ای

دانه‌های اصلی شامل نئوروتالیا (Neorotalia) (۱۰ درصد)، میلیولید (Miliolid) (۷ درصد) و بایوکلاست‌ها (۵ درصد) شامل خرده‌های اکینید، دیس‌کوریسی (Discorbis)، الفیدیوم (Elphidium) و خرده‌های نرم‌تنان می‌باشد (شکل ۳-۱۰). بافت سنگ، موقعیت چینه‌نگاری و تنوع کم فرامینی‌فرا حاکمی از تشکیل این ریزرخساره در محیط لاگون با چرخش محدود آب محدود می‌باشد [۴۵، ۲۴ و ۲۳] مشابه این ریزرخساره از سازند آسماری در طاق‌دیس خويز [۳۵] و شمال‌غرب حوضه زاگرس [۴۴] گزارش شده است.

### ریزرخساره ۱۰: مادستون به همراه خرده‌های بایوکلاست

این ریزرخساره آهک گلی است که فونای محدودی (۵-۸ درصد) شامل میلیولید (Miliolid)، الفیدیوم (Elphidium) و نئوروتالیا (Neorotalia) به صورت پراکنده در آن دیده می‌شود (شکل ۳-۱۱). تنوع و فراوانی کم فونا نشانگر ته نشست این ریزرخساره در لاگون نسبتاً محصور (به سمت پهنه جزر و مدی) می‌باشد [۴۵ و ۳۶] مشابه این ریزرخساره از تاقدیس خويز [۳۵] و تاقدیس دیل [۸] گزارش شده است.

### ریزرخساره ۱۱: استروماتولیت باندستون

این ریزرخساره از لامینه‌های استروماتولیتی (۱۰۰ درصد) تشکیل شده که به صورت لایه‌های تیره و روشن می‌باشد (شکل ۳-۱۲). این ریزرخساره در پهنه جزر و مدی ته نشین شده است [۲۳]. عدم وضوح لایه‌های تیره و روشن به دلیل تشکیل این ریزرخساره در کمربند ۸ و زیست آشفستگی ناشی از حضور گاستروپودها می‌باشد. مشابه این ریزرخساره از سازند آسماری در ناحیه دهلران [۴۴] و ناحیه چمن بلبل [۹] گزارش شده است.

انرژی است [۱۳]. با توجه به نبود گل آهکی و فراوانی زیاد دانه‌ها، نظیر ائید این ریزرخساره در یک محیط پر انرژی سدی یا پشته‌ای نهشته شده است [۴۵ و ۲۳]. مشابه این ریزرخساره از میدان نفتی رگ سفید [۱۰] و شمال‌غرب حوضه زاگرس [۴۴] گزارش شده است.

### ریزرخساره ۶: پلوئید پکستون

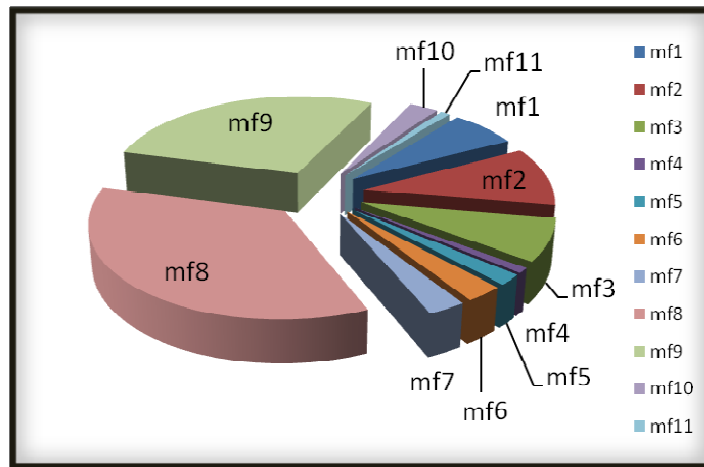
دانه‌های اصلی شامل ائیدهایی تا حدودی میکرایتی شده و پلوئیدهای باهامیت می‌باشد (شکل ۳-۶). حضور فراوان پلوئیدهایی از نوع باهامیت حاکی از تشکیل آن‌ها در شلف لاگون می‌باشد [۲۳].

### ریزرخساره ۷: بایوکلاستیک فرامینی‌فرا (منفذدار و بدون منفذ) و کستون-پکستون

دانه‌های اصلی شامل روزن‌داران بدون منفذ مانند آستروتریلینا (Austrotrillina)، پیرگو (Pyrgo) (۱۵-۲۰) روزن‌داران منفذدار (Lepidocyclina و Nummulitidae) (۱۵-۲۰) و بایوکلاست‌ها شامل خرده‌های مرجان، اکینید، نرم‌تنان و به مقدار کمی پلت (۱۵ درصد) است (شکل ۳-۷). بافت این ریزرخساره از گل‌پشتیبان تا دانه‌پشتیبان متغیر است. حضور هم‌زمان روزن‌داران بنتیک منفذدار و بدون منفذ به همراه مرجان و اکینید بیانگر لاگون باز [۴۰] و عدم وجود سد پیوسته می‌باشد. مشابه این ریزرخساره از تاقدیس خويز [۳۵] و ناحیه فارس [۳۸] گزارش شده است.

### ریزرخساره ۸: بایوکلاستیک پلوئیدال فرامینی‌فرا (بدون منفذ) پکستون-گرینستون اینتراکلاست‌دار

دانه‌های اصلی شامل روزن‌داران بدون منفذ (Peneroplis و Miliolid, Borelis, Dendritina) (۳۰ درصد)، پلت (۷ درصد)، اینتراکلاست (۳۵ درصد) و بایوکلاست‌ها شامل خرده‌های اکینید (۵ درصد) می‌باشد (شکل ۳-۸ و ۹). بافت این ریزرخساره پکستون تا گرینستون با تنوع بالای روزن‌داران بدون منفذ می‌باشد. ریزرخساره‌های سکوی داخلی با حضور فراوان روزن‌داران بدون منفذ کفزی مانند میلیولید، بوریس، پنروپلیس مشخص می‌شود. ریزرخساره‌های مشابه از شلف لاگون نیز گزارش شده است [۳۲، ۱۸، ۴۳].



شکل ۴. نمودار فراوانی نسبی ریزخساره‌ها در تاقدیس کوه سیاه

### تفسیر ریزخساره‌ها

مطالعه ریزخساره‌ها در بازسازی شرایط محیط قدیمه و تحلیل سکانس‌های رسوبی نقش موثری دارد.

بررسی مجموعه ریزخساره‌های سازند آسماری در یال جنوبی تاقدیس کوه سیاه و مقایسه این مجموعه با کمربندهای ریزخساره‌ای [۱۵] نشان می‌دهد که این ریزخساره‌ها در پنج گروه محیطی ته‌نشست شده‌اند که به ترتیب از ساحل به طرف حوضه عبارتند از:

#### گروه ۱- ریزخساره پهنه جزر و مدی

ریزخساره (۱۱) استروماتولیت باندستون معرف محیط پهنه جزر و مدی می‌باشد. این ریزخساره به صورت تناوب لایه‌های تیره و روشن دیده می‌شود که لایه‌های تیره حاکی از فعالیت سیانوباکتری‌ها است. شواهد موجود در این ریزخساره و تطابق آن‌ها با ریزخساره‌های استاندارد کمربند ریزخساره‌ای شماره ۹ ویلسون و فلوگل بیانگر ته‌نشست این ریزخساره در محیط پهنه جزر و مدی است [۶، ۲۷، ۳۹، ۳۰ و ۲۶].

#### گروه ۲- مجموعه ریزخساره‌های تالاب

این مجموعه شامل ریزخساره ۶ (پلوئید پکستون)، ریزخساره ۷ (بایوکلاستیک فرامینیفر (منفذدار و بدون منفذ) و کستون-پکستون)، ریزخساره ۸ (بایوکلاستیک پلوئیدال فرامینیفر (بدون منفذ) پکستون-گرینستون اینتراکلاست‌دار)، ریزخساره ۹ (بایوکلاست نئوروتالیا میلیولید و کستون ماسه‌ای) و ریزخساره ۱۰ (مادستون به

همراه خرده‌های بیوکلاست) است. اجزاء تشکیل‌دهنده این ریزخساره‌ها در متنی میکرایتی و یا گاهی سیمان اسپاریتی قرار گرفته‌اند. اجزاء آلی اصلی این ریزخساره‌ها شامل روزن‌داران کفزی با دیواره بدون منفذ نظیر (*Miliolids*, *Borelis*, *Dendritina*, *Peneroplis*), روزن‌داران کفزی با دیواره منفذدار مانند (*Neorotalia* و *Lepidocyclina*, *Nummulitidae*) می‌باشند. از اجزاء غیر آلی، پلوئیدها و اینتراکلاست در ریزخساره ۸ و ۶ وجود دارند. پلوئیدها در ریزخساره ۶ فراوان‌ترین دانه تشکیل‌دهنده می‌باشند. بیش‌تر آن‌ها دارای اندازه یکسانی هستند. شواهد موجود در این ریزخساره‌ها از جمله زمینه میکرایتی، فراوانی روزن‌داران کفزی خاص محیط تالاب نظیر (*Dendritina*, *Miliolid*), ریزخساره‌های همراه و تطابق آن‌ها با ریزخساره‌های کمربند ریزخساره‌ای شماره ۲ [۱۵]، بیانگر ته‌نشست این ریزخساره‌ها در محیط تالاب می‌باشد [۲۳، ۲۴ و ۴۵].

اجزای ریزخساره ۷ به ریزخساره ۸ شبیه بوده اما تجمعات اسکلتی آن نسبت به ریزخساره ۸ متنوع‌تر و فراوان‌تر می‌باشد. تنوع روزن‌داران زی از تالاب باز به تالاب محدود شده کاهش پیدا می‌کند. با توجه به پیدایش همزمان روزن‌داران کفزی با دیواره بدون منفذ و روزن‌داران منفذدار ریزخساره ۷ در بخش تالاب نزدیک سد نهشته شده است [۳۴، ۳۳، ۲۴، ۳۸، ۲۸ و ۱۹].

شواهد موجود در ریزخساره مادستون بیوکلاست‌دار (ریزخساره ۱۰) یعنی درصد کم بایوکلاست، وجود

به فراوانی دانه‌هایی با قطر بزرگ‌تر از ۲ میلی‌متر بافت سنگ فلوئستون-رودستون می‌باشد. وجود غالب جلبک قرمز کورالیناسه‌آ و روزن‌داران کفزی عدسی شکل و همراهی آن‌ها با مرجان‌ها در این ریزرخساره بیانگر رسوب‌گذاری آن در زون نوری الیگو فوتیک یا مزوفوتیک می‌باشد [۱۴، ۱۲، ۱۸، ۱۳، ۳۴ و ۳۳].

#### گروه ۵- ریزرخساره‌های دریای باز (رمپ خارجی)

ریزرخساره ۱ (پلانکتونیک فرامینی‌فرا بایوکلستیک و کستون) معرف ژرف‌ترین بخش دریای باز است. وجود شواهدی از قبیل فراوانی روزن‌داران شناور (*Globigerina* و *Globorotalia*) و وجود زمینه میکرایتی تیره رنگ بیانگر تهنشست این ریزرخساره‌ها در زیر سطح اساس امواج در شرایط طوفانی است. فقدان فونای هم‌زیست نشانگر نهشته شدن ریزرخساره فوق در زیر منطقه نورانی است [۱۹]. انطباق این ریزرخساره‌ها با ریزرخساره‌های کمربند ریزرخساره‌ای شماره ۸ [۱۵] نشان‌دهنده تهنشست آن‌ها در شرایط محیطی رمپ خارجی است.

#### مدل رسوبی

بررسی مجموعه ریزرخساره‌های سازند آسماری در منطقه مورد مطالعه و مقایسه این مجموعه با کمربندهای ریزرخساره‌ای [۱۵] نشان می‌دهد که این ریزرخساره‌ها در پنج گروه محیطی و تحت شرایط رمپ کربناته تهنشست شده‌اند [۱۴ و ۲۳] این مدل شامل یک دریای باز و تالاب کم عمق است که توسط سد بایوکلستی از یکدیگر جدا شده‌اند. ریزرخساره پلانکتونیک فرامینی‌فرا بایوکلستیک و کستون ژرف‌ترین ریزرخساره موجود در سازند آسماری را تشکیل می‌دهد. بخش‌های کم‌عمق‌تر دریای باز با ریزرخساره‌های بایوکلستیک رودولیت/کورال لپیدوسیکلینیده فلوئستون-رودستون و بایوکلستیک لپیدوسیکلینیده رودستون مشخص می‌گردد. این ریزرخساره‌ها در زیر سطح اساس امواج نهشته شده‌اند. ریزرخساره فرامینی‌فرا (بدون‌منفذ) ائید گرینستون در محدوده سطح اساس امواج نهشته شده و سد سازند آسماری را در ناحیه مورد مطالعه تشکیل می‌دهد. وجود سیمان حاکی از آن است که گل کربناته در اثر افزایش انرژی از محیط شسته شده و فضای خالی توسط سیمان پر شده است. فراوانی روزن‌داران بدون‌منفذ نشانگر

میکریت، فقدان شواهد خروج از آب و موقعیت چین‌نگاری حاکی از تهنشست این ریزرخساره در تالاب به سمت ساحل است.

#### گروه ۳- ریزرخساره سد یا بار

ریزرخساره ۵ (فرامینی‌فرا (بدون‌منفذدار) ائید گرینستون) نشانگر محیط سد می‌باشد. اجزاء اصلی تشکیل‌دهنده این ریزرخساره ائید و روزن‌داران بدون‌منفذ (*Spirolina* و *Dendritina*, *Peneroplis*) می‌باشند. ائیدها از نوع مماسی است. هسته بعضی ائیدها میلیولید می‌باشد و برخی از ائیدها میکرایتی شده‌اند. اندازه ائیدها ۱۵/ تا ۵/ میلی‌متر متغیر است.

شواهدی از قبیل بافت سنگ (گرینستون)، جورشدگی خوب و گسترش سیمان نشانگر بالا بودن انرژی محیط در زمان تشکیل این ریزرخساره است. مقایسه این ریزرخساره با ریزرخساره‌های کمربند ریزرخساره‌ای شماره ۳ [۱۵] نشانگر تهنشست ریزرخساره فوق در محیط سد یا بار است [۲۳ و ۴۵].

#### گروه ۴- مجموعه ریزرخساره‌های دریای باز (رمپ

میانی):

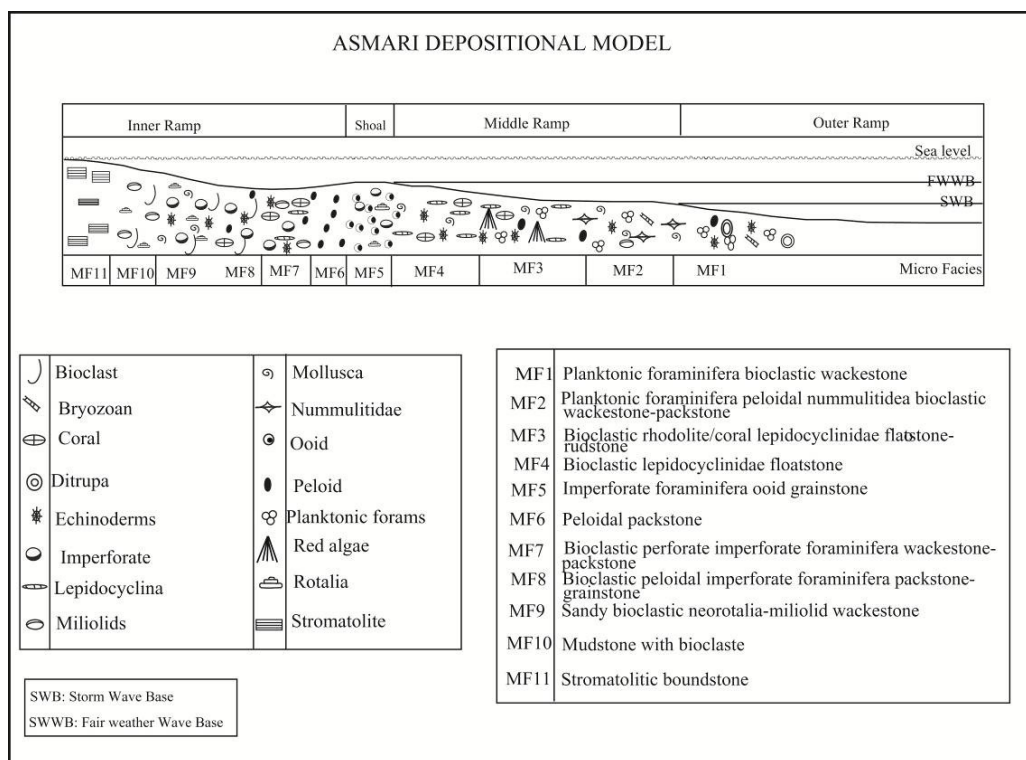
این مجموعه شامل ریزرخساره ۲ (پلانکتونیک فرامینی‌فرا پلوئیدال نومولیت بایوکلستیک و کستون/یکستون)، ریزرخساره ۳ (بایوکلستیک رودولیت/کورال لپیدوسیکلینا فلوئستون-رودستون) و ریزرخساره ۴ (بایوکلستیک لپیدوسیکلینا رودستون) می‌باشد. اجزاء اصلی این ریزرخساره‌ها را خرده‌های اسکلتی اکینید، بریوزوئر، کورالیناسه‌آ و روزن‌داران کفزی با دیواره منفذدار نظیر (*Lepidocyclina* و *Nummulitidae*) تشکیل می‌دهند. شواهد موجود در این گروه ریزرخساره‌ها از قبیل مشخصات فونی و علاوه بر این تطابق با ریزرخساره‌های کمربندهای ریزرخساره‌ای شماره ۵ و ۶ [۱۵]، بیانگر تهنشست این ریزرخساره‌ها در محیط دریای باز و در محدوده بالای سطح اساس امواج طوفانی و زیر سطح اساس امواج عادی است که به رمپ میانی نسبت داده می‌شود. ریزرخساره ۲ با مخلوط روزن‌داران کفزی با دیواره منفذدار و روزن‌داران شناور حاکی از تهنشست رسوبات در زیر محیط دامنه بین سطح اساس امواج در شرایط عادی و شرایط طوفانی است و معرف عمیق‌ترین بخش انتهایی رمپ میانی است. در ریزرخساره ۳ با توجه



رمپ میانی و داخلی متغیر بوده است. ولی بیش‌تر شرایط رمپ داخلی در این منطقه حکمفرما بوده است. در طی الیگوسن در این منطقه شرایط رمپ خارجی حکمفرما بوده است که طی آن آسماری تحتانی ته‌نشست پیدا کرده است. به تدریج با کم عمق شدن حوضه در طی میوسن رسوبات بخش داخلی که گاهی به رمپ میانی تغییر می‌کرده تشکیل شده‌اند. در نهایت در اواخر بوردیگالین با خارج شدن دائمی این رمپ کربناته از زیر آب رسوب‌گذاری سازند آسماری به پایان می‌رسد و رسوب‌گذاری نهشته‌های تبخیری سازند گچساران آغاز می‌گردد (شکل ۵).

رسوب‌گذاری در محیط تالاب است. بر اساس نوع تجمعات اسکلتی تالاب قابل تقسیم به تالاب محصور و نیمه محصور است. تالاب نیمه محصور با پیدایش همزمان روزن‌داران کفزی منفذدار و بدون منفذ مشخص می‌گردد. مشخصات فونا حاکی از رسوب‌گذاری در آب‌های کم‌عمق، یوفوتیک و شرایط کم انرژی است [۱۴].

تالاب محصور با تنوع کم روزن‌داران کفزی و فراوانی روزن‌داران کفزی بدون منفذ مشخص می‌شود. استروماتولیت باندستون معرف ریزرخساره پهنه جزرومدی است. در زمان ته‌نشست این ریزرخساره‌ها یعنی الیگوسن تا میوسن شرایط محیطی از رمپ خارجی تا



شکل ۵. مدل رسوبی سازند آسماری در برش مورد مطالعه

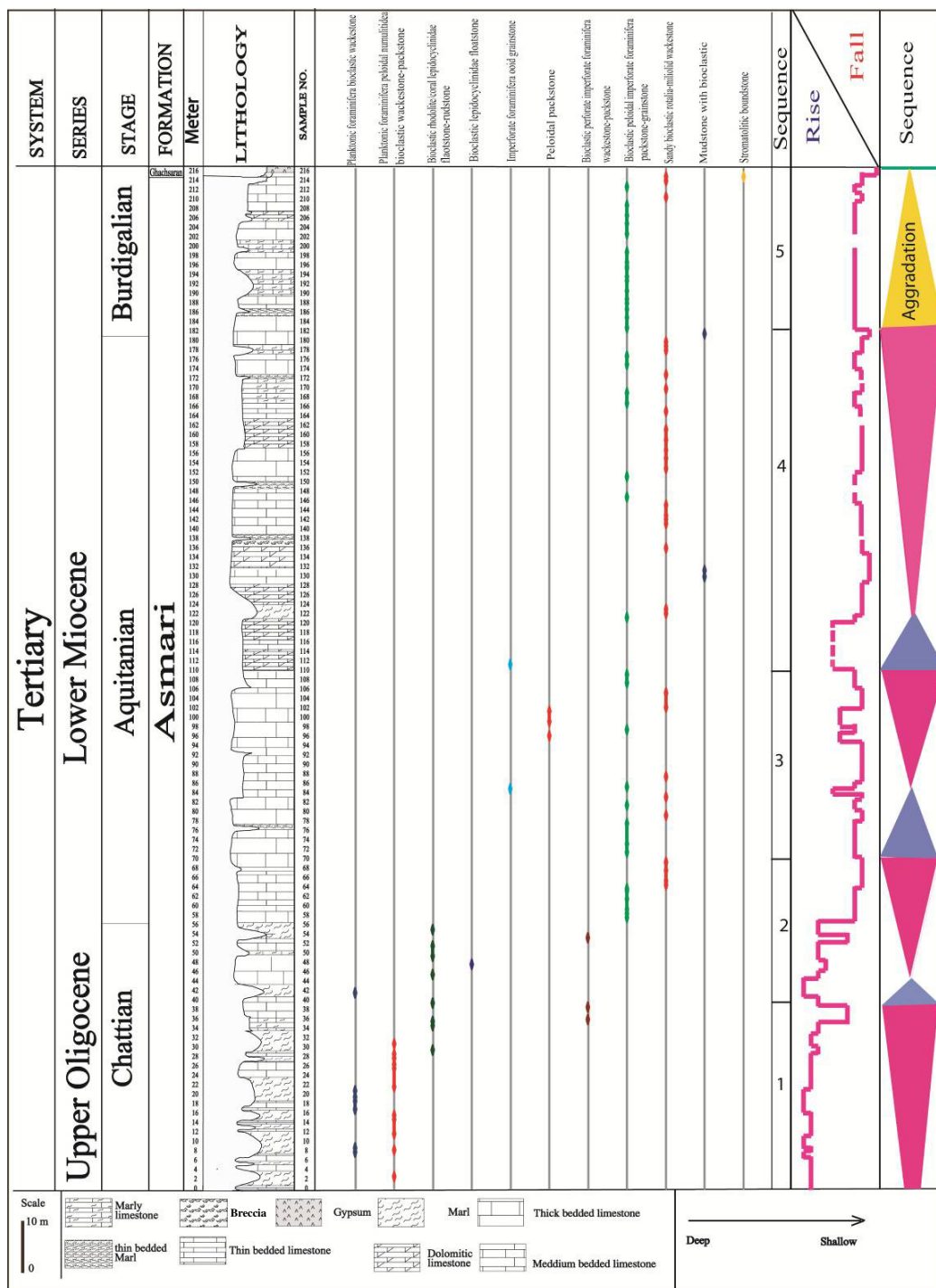
ناپیوستگی‌ها و یا پیوستگی‌های قابل تطابق با ناپیوستگی‌ها توصیف می‌شوند [۱۶] رسوبات حفظ شده بین مرزهای سکansı نشانگر الگوهای از پیشروی، انباشتگی و پیش نشینی بوده و بازتابی از تغییرات سطح آب دریا هستند [۱۷].

بر اساس تغییرات عمودی ریزرخساره‌ها، چرخه‌های رسوبی و الگوی انباشتگی ریزرخساره‌ها، به ۵ سکانس رسوبی تقسیم شده است (شکل ۶).

### چینه‌نگاری سکansı

چینه‌نگاری سکansı علمی است که به تشخیص و تطابق سطوح چینه‌ای که تغییرات روند رسوب‌گذاری سنگ‌های رسوبی را نشان می‌دهد، می‌پردازد که این تغییرات ناشی از تاثیر رسوب‌گذاری، فرسایش و تغییرات سطح آب جهانی است [۱۶]. مرزهای سکansı (SB<sup>1</sup>) کلیدی برای تعیین سکانس‌های رسوبی درجه سوم هستند و به صورت

<sup>1</sup>Sequence Boundaries



شکل ۶. ریزخساره‌ها، تغییرات سطح آب و سکناس رسوبی سازند آسماری در بال جنوبی ناقدیس کوه سیاه

سکناس رسوبی اول

این سکناس درون بیوزون *Lepidocyclina-Operculina-Ditrupea* قرار دارد که بر اساس مطالعات ون بوخم و همکاران (۲۰۱۰) سن شاتین را نشان می‌دهد.

این سکناس شامل رسوبات مارنی سازند پابده و سنگ آهک‌های آسماری تحتانی است. با پیشروی و بالا آمدن سطح آب دریا در الیگوسن، شیل‌های پلاژیک سازند پابده، حاوی روزن‌داران شناور نظیر گلوبیژرینا و گلوبوروتالیا نهشته گردیده‌اند، این بخش از توالی به دسته

پکستون - گرینستون) نهشته شده و معرف دسته رسوبی (HST) می‌باشند. ریزرخساره ۹ (بایوکلاستیک نئوروتالیا - میلیولیدا و کستون ماسه‌ای) که بخش پایانی سکانس دوم را تشکیل می‌دهد بیانگر پایین افتادن سطح نسبی آب دریا و مرز سکانس نوع دوم (SB<sub>2</sub>) است.

#### سکانس رسوبی سوم

این سکانس نیز در طی اکتانین درون بیوزون *Peneroplis farsensis*, *Miogypsina* sp., *Elphidium* sp.14 نهشته شده است.

رسوبات پیشرونده این سکانس از ریزرخساره تالاب، ریزرخساره ۸ (بایوکلاستیک پلوئیدال فرامینیفرا (بدون منفذ) - پکستون - گرینستون) تشکیل شده است. بیش‌ترین پیشروی سطح آب دریا (mfs) با ریزرخساره ۵ (فرامینی‌فرا (بدون منفذ) اوئید گرینستون) مشخص می‌گردد. ریزرخساره‌های بخش پاییداری سطح آب دریا (HST) از ریزرخساره‌های رمپ داخلی، ریزرخساره‌های ۶ (پلوئیدال پکستون) و ۸ (بایوکلاست پلوئیدال فرامینی‌فرا (بدون منفذ) - پکستون - گرینستون) تشکیل شده است. ریزرخساره ۹ (بایوکلاستیک نئوروتالیا - میلیولیدا و کستون ماسه‌ای) بخش پایانی سکانس سوم را تشکیل داده و بیانگر پایین افتادن سطح نسبی آب دریا و مرز سکانسی نوع دوم (SB<sub>2</sub>) است.

#### سکانس رسوبی چهارم

این سکانس در فاصله ۱۰۹ تا ۱۸۰/۵ متری به ضخامت ۷۱/۵ متر می‌باشد. بر اساس بیوزون *Peneroplis farsensis*, *Miogypsina* sp., *Elphidium* sp.14 اکتانین است. دسته رسوبی پیشرونده این سکانس (TST) شامل ریزرخساره ۸ (بایوکلاستیک پلوئیدال فرامینی‌فرا (بدون منفذ) - پکستون - گرینستون) است. ریزرخساره ۵ (فرامینی‌فرا (بدون منفذ) اوئید گرینستون) معرف سطح حداکثر پیشروی سطح آب دریا می‌باشد. با پر شدن حوضه از رسوبات و کم شدن فضای قابل رسوب‌گذاری دسته رسوبی (HST) این سکانس متشکل از ریزرخساره‌های ۸ (بایوکلاستیک پلوئیدال فرامینی‌فرا (بدون منفذ) - پکستون - گرینستون) و ریزرخساره ۹ (بایوکلاستیک نئوروتالیا میلیولیدا و کستون ماسه‌ای) نهشته گردید. ریزرخساره

ریزرخساره‌های (TST<sup>1</sup>) نسبت داده شده‌اند. ریزرخساره‌های بخش پاییداری سطح آب دریا (HST<sup>2</sup>) به عنوان دومین فاز رسوبی بر روی سطح حداکثر طغیان آب دریا (mfs<sup>3</sup>) قرار می‌گیرد. سطح حداکثر طغیان آب دریا با مارن‌ها و آهک‌های مارنی بخش انتهایی پابده، حاوی روزن‌داران شناور مشخص می‌گردد. ریزرخساره ۲ (پلانکتونیک فرامینیفرا پلوئیدال نومولیتیده بایوکلاستیک و کستون - پکستون) و ریزرخساره ۳ (بایوکلاستیک رودولیت / کورال لپیدو سیکلینیده فلوتستون / رودستون) معرف فاز رسوبی سکون نسبی آب دریا (HST) می‌باشند. با حداکثر پیشروی آب دریا و کاهش فضای رسوب‌گذاری در این سکانس ریزرخساره ۷ (بایوکلاستیک فرامینیفرا (منفذ دار و بدون منفذ) و کستون - پکستون) نهشته شده و معرف مرز سکانسی نوع ۲ می‌باشد.

#### سکانس رسوبی دوم

این سکانس درون بیوزون *Peneroplis farsensis*, *Miogypsina* sp., *Elphidium* sp.14 قرار دارد که بر اساس مطالعات ون بوخم و همکاران (۲۰۱۰) سن اکتانین را نشان می‌دهد. ضخامت این سکانس ۳۰ متر می‌باشد. رسوبات این سکانس با پیشروی مجدد دریا و ته‌نشست کربنات‌های دریای باز، ریزرخساره ۳ (بایوکلاستیک رودولیت / کورال لپیدوسیکلینیده فلوتستون - رودستون) شروع شده و مجموعه ریزرخساره‌ای پیشرونده (TST) را تشکیل می‌دهد. بیش‌ترین پیشروی سطح آب دریا (mfs) با ریزرخساره ۱ (پلانکتونیک فرامینیفرا بایوکلاستیک و کستون) مشخص می‌گردد. پس از این مرحله و بعد از حداکثر پیشروی، آهنگ بالا آمدن سطح آب کند می‌شود و رسوبات آهکی در بخش‌های ابتدایی رمپ میانی و رمپ داخلی نهشته شده‌اند. با پر شدن تدریجی حوضه از رسوبات و کم شدن فضای قابل رسوب‌گذاری ریزرخساره‌های کم عمق‌شونده متشکل از ریزرخساره‌های ۳ (بایوکلاستیک رودولیت / کورال لپیدوسیکلینیده فلوتستون - رودستون)، ریزرخساره ۴ (بایوکلاستیک سیکلینیده فلوتستون)، ریزرخساره ۷ (بایوکلاستیک فرامینیفرا (منفذ دار و بدون منفذ) و کستون - پکستون) و ریزرخساره ۸ (بایوکلاستیک پلوئیدال فرامینیفرا (منفذ دار)

<sup>1</sup>Transgressive System Tract

<sup>2</sup>Highstand System Trac

<sup>3</sup>Maximum flooding surfaces

تنگ بی بی نرجس، تنگ بند، تنگ نایاب، چاه ۱۹ پارسی و تنگ بولفارس [۱] شکل (۷) با سکانس‌های [۴۲] و [۲۱] مقایسه شده و نتایج زیر به دست آمده است (شکل ۸).

سکانس ۱ به سن شاتین با سکانس III [۴۲] و سکانس Ch30 SB [۲۱] قابل تطابق می‌باشد. این سکانس در همه برش‌ها دیده می‌شود. مرز فوقانی این سکانس در برش‌های نایاب، بولفارس و پارسی ۱۹ با انیدریت قاعده سازند آسماری و در تنگ بی بی نرجس با استروماتولیت، در تنگ بند با سطح فرسایشی [۱] و در تاقدیس کوه سیاه با ریزرخساره ۷ (بایوکلاست فرامینیفر (منفذدار و بدون منفذ) و کستون - پکستون) مشخص می‌شود. توالی این سکانس در تنگ بی بی نرجس در رمپ میانی و داخلی نهشته شده است. این سکانس در برش تاقدیس کوه سیاه دسته رسوبی (HST) را شامل شده و رسوب‌گذاری آن در شلف خارجی، میانی و داخلی صورت گرفته است. ضخامت این سکانس از سمت جنوب شرق به سمت شمال غرب کاهش پیدا می‌کند.

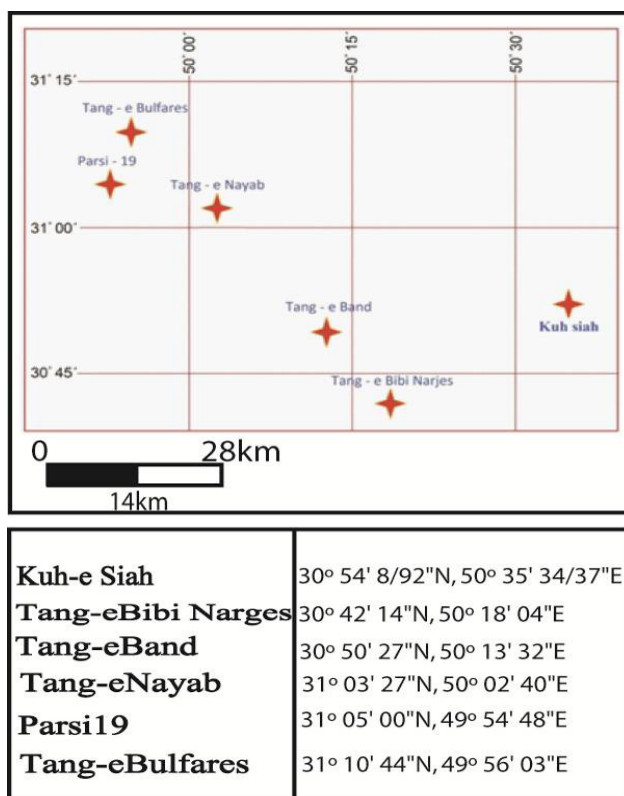
مادستون بایوکلاست‌دار نشانگر پائین آمدن ناگهانی سطح نسبی آب دریا و تشکیل مرز سکانس نوع دوم (SB<sub>2</sub>) است.

### سکانس رسوبی پنجم

این سکانس درون بیوزون *Borelis melocurdica* و *Meandropsina iranica* قرار دارد که بر اساس مطالعات ون بوخم و همکاران (۲۰۱۰) سن بوردیگالین را نشان می‌دهد. ضخامت این سکانس ۳۲/۱ متر در است. سکانس فوق با پیشروی مجدد دریا و انباشتگی عمودی ریزرخساره‌های لاگون مشخص می‌گردد. شواهد سنگ‌شناسی و ریزرخساره‌ای مشخصی که نشانگر عمیق شدگی یا کم عمق‌شدگی به سمت بالا باشد، در این سکانس مشاهده نمی‌شود. بنابراین نمی‌توان ریزرخساره‌های متعلق به (TST) و (HST) را از یکدیگر تفکیک نمود.

### تطابق سکانس‌ها

در این بخش سکانس‌های تشخیص داده شده در برش مورد مطالعه (بال جنوبی تاقدیس کوه سیاه) و برش‌های



شکل ۷. موقعیت مکانی تطابق داده شده سازند آسماری در برش کوه سیاه در زون ایذه، تنگ بی بی نرجس، تنگ بند، تنگ نایاب، تنگ بولفارس در زون ایذه و چاه پارسی ۱۹ در فروافتادگی دزفول [۱].

این سکناس در همه برش‌ها دیده شده است و مرز زیرین آن اندکی پیش از ظهور *Borelis melocurdica* می‌باشد و مرز فوقانی آن با انیدریت سازند گچساران مشخص می‌شود. در تمامی برش‌ها در زمان ته‌نشست این سکناس شرایط رسوب‌گذاری یکسانی وجود داشته و متشکل از ریزرخساره‌های تالاب می‌باشد. ضخامت این سکناس از جهت جنوب‌شرق به سمت شمال‌شرق افزوده گردیده به طوری که در تنگ بی بی نرجس کم‌ترین ضخامت و در تنگ بولفارس بیش‌ترین ضخامت را دارد.

این روند با مطالعات [۴۲] مطابقت دارد. بر اساس نتایج آن‌ها در زمان بوردیگالین در اثر پدیده کج‌شدگی (Tilting) حوضه رسوبی آسماری به سمت شمال حوضه (نواحی ایزه و کتولا) عمیق و به سمت جنوب (کوه میش و خامی) کم عمق شده است.

#### نتیجه‌گیری

بررسی ریزرخساره‌ها حاکی از آن است توالی سازند آسماری در برش مورد مطالعه در یک پلاتفرم کربناته از نوع رمپ و در چهار کمر بند ریزرخساره‌ای پهنه جزرومدی، تالاب، سد و دریای باز نهشته شده است. بر اساس الگوی عمیق‌شدگی، کم عمق‌شدگی و پخش و گسترش روزن‌داران پنج سکناس رسوبی رده سوم تشخیص داده شده است. این سکناس‌ها با سکناس‌های تشخیص داده شده در سایر نواحی زاگرس مطابقت نسبی دارد.

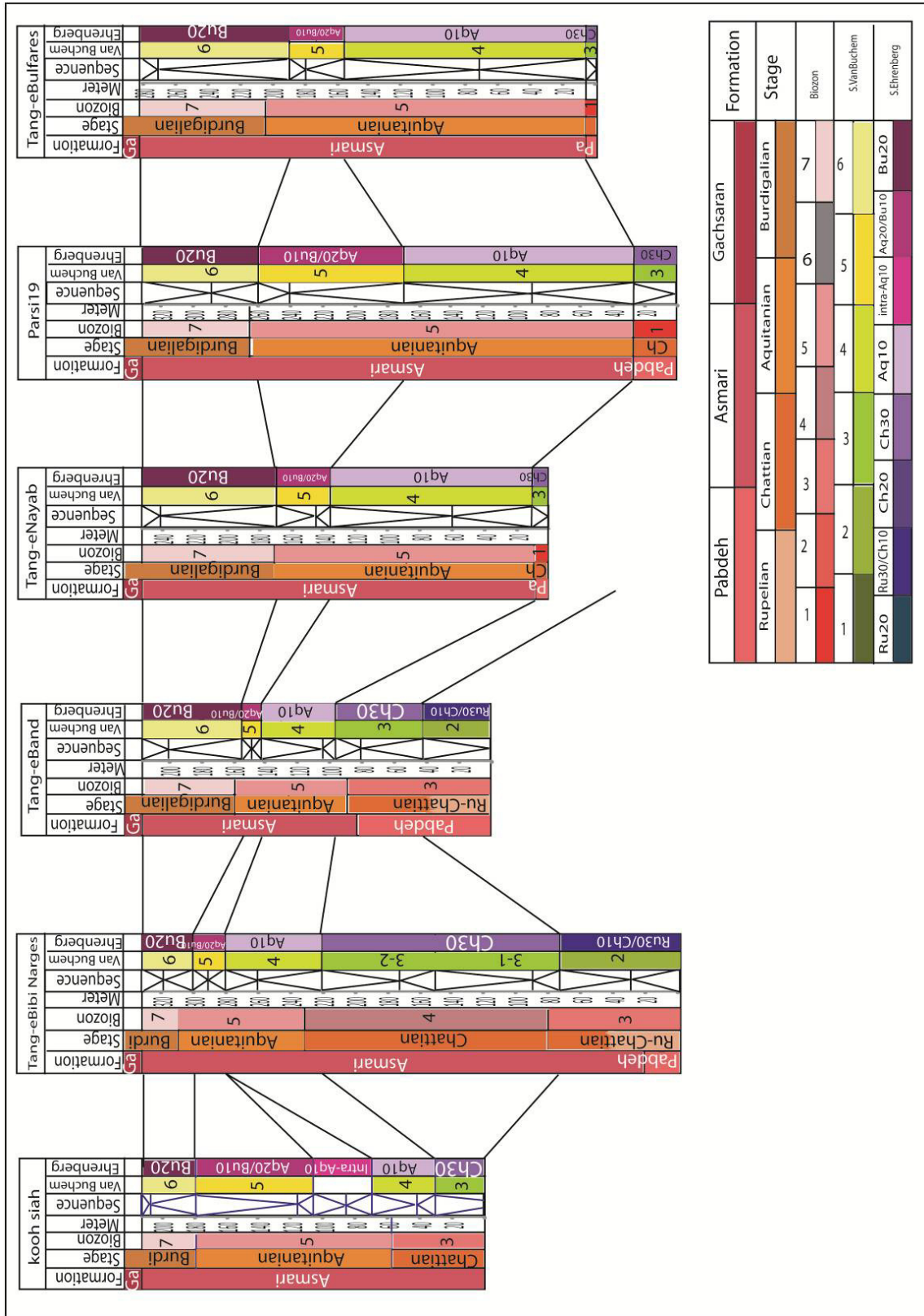
سکناس ۲ به سن اکتیانین با سکناس IV [۴۲] و سکناس Aq 10 SB [۲۱] مطابقت دارد. این سکناس در هر ۶ برش دیده شده است. مرز پایینی این سکناس در برش‌های نایاب، پارسی ۱۹ و بولفارس انیدریت قاعده آسماری، در تنگ بی بی نرجس استرماتولیت، در تنگ بند سطح فرسایشی [۱] و در تاقدیس کوه سیاه با ریزرخساره ۷ از شلف درونی مشخص می‌شود. بیش‌ترین بالا آمدگی نسبی سطح آب دریا (mfs) این سکناس در تنگ نایاب، بولفارس، ۱۹ پارسی و تاقدیس کوه سیاه با گسترش فرامینی‌فرهای پلانکتونیک، در تنگ بند با ریزرخساره گرینستون فاورینا و در تنگ بی بی نرجس با ریزرخساره پکستون - گرینستون ائیدی مشخص می‌شود.

مرز بالایی این سکناس در برش‌های تنگ بی بی نرجس، بند و نایاب با سطح برشی و در تنگ بولفارس با مادستون لامینه‌دار و در چاه پارسی ۱۹ با ریزرخساره مادستون [۱] و در تاقدیس کوه سیاه با ریزرخساره کم عمق بایوکلاستیک نئوروتالیا میلولیدا و کستون ماسه‌ای از شلف درونی (ریزرخساره ۹) مشخص می‌شود.

سکناس ۳ با سکناس Intra-Aq10 [۲۱] به سن اکتیانین قابل تطابق بوده و معادلی با سکناس‌های [۴۲] ندارد. این سکناس تنها در برش تاقدیس کوه سیاه دیده شده است.

سکناس ۴ معادل با سکناس V [۴۲] و سکناس Aq20/Bu10SB [۲۱] به سن اکتیانین پسین می‌باشد. مرز زیرین این سکناس در برش‌های تنگ بی بی نرجس، بند و نایاب با سطح برشی، در تنگ بولفارس با مادستون لامینه‌دار، در چاه پارسی ۱۹ با ریزرخساره مادستون [۱] و در تاقدیس کوه سیاه با ریزرخساره کم عمق (بایوکلاستیک نئوروتالیا میلولیدا و کستون ماسه‌ای) مشخص می‌شود. مرز فوقانی این سکناس در تاقدیس کوه سیاه با ریزرخساره کم عمق (مادستون به همراه خرده‌های بایوکلاست) و در دیگر برش‌ها با روند کم عمق‌شدگی ریزرخساره‌ها که به ریزرخساره مادستونی ختم می‌شود شناسایی شده است. با مقایسه این سکناس در هم‌همی برش‌ها مشخص می‌شود که در زمان اکتیانین پسین شرایط رسوب‌گذاری یکسانی در نواحی مختلف وجود داشته است. ریزرخساره‌های تشکیل‌دهنده این سکناس در همه برش‌ها از ریزرخساره‌های تالاب تشکیل شده‌اند.

سکناس ۵ با سکناس VI [۴۲] و سکناس Bu2o SB [۲۱] به سن بوردیگالین قابل تطابق می‌باشد.



شکل ۸. تطابق عرضی سکانس‌های سازند آسماری در برش مورد مطالعه با برش‌های تنگ بی بی نرجس، تنگ بند، تنگ نایاب، چاه پارسی

۱۹ و تنگ بولفارس [۱]



جدول ۱. ریزرخساره‌های شناسایی شده در سازند آسماری در برش مورد مطالعه

ردیف	اسامی ریزرخساره	محیط تشکیل
۱	پلانکتونیک فرامینیفرای بایوکلستیکوکستون	رمپ خارجی
۲	پلانکتونیک فرامینیفرای پلوئیدال نومولیتیده بایوکلستیک وکستون/پکستون	محیط دور رمپ میانی
۳	بایوکلستیک رودولیت/مرجان لپیدوسیکلینا فلوتستون - رودستون	محیط میانی رمپ میانی
۴	بایوکلستیک لپیدوسیکلینا رودستون	محیط نزدیک رمپ میانی
۵	فرامینیفرای (بدون منفذ) ائید گرینستون	محیط سد
۶	پلوئید پکستون	لاگون باز
۷	بایوکلستیک فرامینیفرای (منفذ دار و بدون منفذ) وکستون-پکستون	لاگون نیمه محصور
۸	بایوکلستیک پلوئیدال فرامینیفرای (بدون منفذ) پکستون-گرینستون اینتراکلاست دار	لاگون محصور
۹	بایوکلست نئوروتالیا میلیولید وکستون ماسه ای	بخش انتهایی لagoon محصور
۱۰	: مادستون به همراه خرده‌های بیوکلست	محیط داخلی پلت فرم نزدیک ساحل
۱۱	استروماتولیت باندستون	پهنه جزر و مدی

### منابع

- [9] Amirshahkarami, M., Vaziri-Moghaddam, H. and Taheri, A (2007) Sedimentary facies and Sequence stratigraphy of the Asmari Formation at the Chaman-Bolbol, Zagros Basin, Iran, *Journal of Asian Earth Science*. v. 29p. 947-959.
- [10] Amirshahkarami, M., Ghabishavi, A. and Rahmani, A (2010) Biostratigraphy and Paleoenvironment of the larger benthic foraminifera in wells section of the Asmari Formation from Rag-e-Safid oil field, Zagros Basin, southwest Iran, *Stratigraphy and Sedimentology Researches*. v. 40p. 63-84.
- [11] Barattolo, F., Bassi, D. and Romero, R (2007) Upper Eocene larger foraminiferal-coraline algal facies from the Klokova Mountain, south continental Greece. *Facies*, 53, 361-375.
- [12] Beavington-Penney, S.J. and Racey, A (2004) Ecology of extant nummulitids and other larger benthic foraminifera, applications in palaeoenvironmental analysis. *Earth-Science Reviews*, 67, 219-265.
- [13] 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*. v. 14p. 257-262.
- [14] Burchette, T.P. Wright, V.P (1992) Carbonate ramp depositional systems, *Sedimentary Geology*. v. 79p. 3-57.
- [15] Buxton, M.W.N., Pedley, H.M (1989) A standardized model for Thethyan Tertiary carbonate ramps, London, *Journal of the Geological Society*. v. 146p. 746-748.
- [16] Catuneanu, O., Abreu, V. Bhattacharya, J.P. Blum, M.D. Dalrymple, R.W. Eriksson, P.G. Fielding, C.R. Fisher, W.L. Galloway, W.E. Gibling, M.R. Giles, K.A. Holbrook, J.M. Jordan, R. Kendall, C.G.S.C. Macurda, B. Martinsen, O.J. Miall, A.D. Neal, J.E. [1] رحمانی، ع (۱۳۹۰) چینه‌شناسی سازند آسماری در تاق‌دیس‌های بنگستان و خویز و میدان نفتی پارسی، رساله‌ی دکتری چینه‌شناسی و فسیل‌شناسی، دانشگاه اصفهان، ۲۱۰ص.
- [۲] کلنات، ب.، وزیری‌مقدم، ح.، طاهری، ع (۱۳۸۹) زیست چینه‌نگاری و پالئواکولوژی سازند آسماری در جنوب غرب فیروز آباد. ریزرخساره‌های رسوبی، جلد ۳، صفحه ۷۱-۸۴.
- [۳] مطیعی، ه (۱۳۷۲) زمین‌شناسی ایران، چینه‌شناسی زاگرس. انتشارات سازمان زمین‌شناسی کشور، ۵۳۶ص.
- [۴] مؤسسه‌ی جغرافیایی، کارتوگرافی گیتاشناسی (۱۳۸۴) اطلس راه‌های ایران، مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰.
- [5] Adams, T.D., Bourgeois, F (1967) Asmari biostratigraphy, Geological and Exploration, Iranian Offshore Oil Company Report. no. 1074, (unpublished).
- [6] Aguilera-Franco, N., Hernández-Romano, U (2004) Cenomanian-Turonian facies succession in the Guerrero-Morelos Basin, Southern Mexico, *Sedimentary Geology*, v. 170 p. 135-162.
- [7] Allahkarampour Dill, M., Seyrafian, A. and 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*. v. 25 p. 145-160.
- [8] Allahkarampour Dill, M., Seyrafian, A. and Vaziri-Moghaddam, H (2012) Palaeoecology of the Oligocene-Miocene Asmari Formation in the Dill Anticline, Zagros Basin, Iran, *Neues Jahrbuch für geology und paläontologie*. V. 263 p. 167-184.

- Cenomanian-Turonian of the Guerrero-Morelos platform, southern Mexico, United Kingdom, University of Reading, Postgraduate Research Institute for Sedimentology, Ph.D, Thesis, 322p.
- [28] Hottinger, L (1997) Shallow benthic foraminiferal assemblages as signals for depth of their deposition and their limitations, *Geology France*.v. 168 p. 491-505.
- [29] James, G.A. Wynd, J.G (1965) Stratigraphic nomenclature of Iranian Oil Consortium Agreement Area, *AAPG Bulletin*.v. 49 p. 2182-2245.
- [30] Lasemi, Y (1995) Platform carbonates of the Upper Jurassic Mozduran Formation in the KopehDagh Basin, NE Iran-facies, palaeoenvironments and sequences, *Sedimentary Geology*. v. 99 p. 151-164.
- [31] Mossadegh, Z.K., Haig, D.W., Allan, T., Adabi, M.H. and Sadeghi, A (2009) Salinity changes during Late Oligocene to Early Miocene Asmari Formation deposition, Zagros Mountains, Iran, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*.v. 272 p.17-36.
- [32] Nebelsick, J.H., Rasse, M. and Bassi, D (2005) Facies dynamic in Eocene to Oligocene Circumalpine carbonates, *Facies*. v. 51 p. 197-216.
- [33] Pomar, L (2001a) Types of carbonate platforms: a genetic approach, *Basin Research*. v.13 p. 313-334.
- [34] Pomar, L (2001b) Ecological control of sedimentary accommodation, evolution from a carbonate ramp to rimmed shelf, Upper Miocene, Balearic Islands, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. v. 175 p. 249-272.
- [35] Rahmani, A., Vaziri-Moghaddam, H., Taheri, A. and Ghabeishavi, A (2009) A model for the paleoenvironmental distribution of larger foraminifera of Oligocene-Miocene carbonate rocks at Khaviz Anticline, Zagros Basin, SW Iran, *Historical Biology*. V. 21 p. 215-227.
- [36] Rasser, M., Scheibner, C. and Mutti, M (2005) A paleoenvironmental standard section for Early Eocene tropical carbonate factories, (Corbieres, France; Pyrenees, Spain): *Facies*. v. 51 p. 218-232.
- [37] Reiss, Z. Hottinger, L (1948) *The Gulf of Aqaba: ecological micropaleontology*, Springer, Berlin Heidelberg New York, 345p.
- [38] Sadeghi R., Vaziri-Moghaddam, H. and Taheri, A (2010) Microfacies and sedimentary environment of the Oligocene sequence (Asmari Formation) in Fars sub-basin, Zagros Mountains, southwest Iran, *Springer-Verlag*. v. 57 p. 431-446.
- [39] Steinhilber, D.M., and Walker, K.R (1996) Sequence stratigraphy of an apparently non-
- Nummedal, D. Pomar, L. Posamentier, H.W. Pratt, B.R. Sarg, J.F. Shanley, K.W. Steel, R.J. Strasser, A. Tucker, M.E. and Winker, C (2009) Towards the standardization of sequence stratigraphy, *Earth-Science Reviews*.v. 92p. 1-33.
- [17] Catuneanu, O., Bhattacharya, J.P. Blum, M.D. Dalrymple, R.W. Eriksson, P.G. Fielding, C.R. Fisher, W.L. Galloway, W.E. Gianolla, P. Gibling, M.R. Giles, K.A. Holbrook, J.M. Jordan, R. Kendall, C.G.S.C. Macurda, B. Martinsen, O.J. Miall, A.D. Neal, J.E. Nummedal, D. Pomar, L. Posamentier, H.W. Pratt, B.R. Shanley, K.W. Steel, R.J. Strasser, A. and Tucker, M.E (2010) Sequence stratigraphy: common ground after three decades of development, *Stratigraphy*.v. 28 p. 21-33.
- [18] Corda, L., Brandana, M (2003) Aphotic zone carbonate production on a Miocene ramp, Central Apennines, Italy, *Sedimentary Geology*.v. 161 p. 55-70.
- [19] Cosovic, V., Drobne, K. and Moro, A (2004) Paleoenvironmental model for Eocene foraminiferal limestones of the Adriatic carbonate platform, Istrian Peninsula, *Facies*.v. 50 p. 61-75.
- [20] Dunham, R.J (1962) Classification of carbonate rocks according to their depositional texture, *AAPG Memoir*.v. 1p. 108-121.
- [21] Ehrenberg, S.N., Pickard, N.A.H., Laursen, G.V., Monibi, S., Mossadegh, Z.K., Svana, T.A., Agrawi, A.A.M., McArthur, J.M. and Thirlwall, M.F (2007) Strontium isotope stratigraphy of the Asmari Formation (Oligocene – Lower Miocene), SW Iran, *Journal of Petroleum Geology*.v. 30 p. 107-128.
- [22] Embry, A.F. and Klovan, J.E (1971) A Late Devonian reef tract on Northeastern Banks Island, NWT Canadian Petroleum Geology Bulletin. v.19 p. 730-781.
- [23] Flugel, E (2010) *Microfacies Analysis of Carbonate Rocks, Interpretation and application*, Springer-Verlag, Berlin, 976p.
- [24] Geel, T (2000) Recognition of stratigraphic sequence in carbonate platform and slope deposits, empirical models based on microfacies analysis Palaeogene deposits in southeastern Spain, *Palaeogeography*.p.211-238.
- [25] Hallock, P., Glenn, E.C (1986) Larger foraminifera: A tool for paleoenvironmental analysis of Cenozoic depositional facies, *Palaios*.v. 1 p. 55- 64.
- [26] Hardie, L.A (1986) Ancient carbonate tidal flat deposits, *Quarterly Journal of the Colorado School of Mines*. v. 81 p. 37-57.
- [27] Hernández-Romano, U (1999) Facies stratigraphy and diagenesis of the

- cyclic carbonate succession: recognizing subaerial exposure in largely subtidal, Middle Ordovician stratigraphic sequence in eastern Tennessee, in Witzka, G.A., Ludvigson, J.E., Day, B.J. (eds.), *Paleozoic Sequence Stratigraphy, Views from the North American Craton*, Geological Society of America, Special Paper. v. 306 p. 87-115.
- [40] Taheri, A., Vaziri-Moghaddam, H. and Seyrafian, A (2008) Relationships between foraminiferal assemblages and depositional sequences in Jahrum Formation, Ardal area (Zagros Basin, SW Iran), *Historical biology*. V. 20 p. 191-201.
- [41] Thomas, A.N (1948) The Asmari limestone of southwest Iran. National Iranian Oil Company, Report 706, unpublished.
- [42] van Buchem, F.S.P., Allan, T.L., Laursen, G.V., Lotfipour, M., Moallemi, A., Monibi, S., Motiei, H., Pickard, N.A.H., Tahmasbi, A.R., Vedrenne, V. and 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. v. 329 p. 219-263.
- [43] Vaziri-Moghaddam, H., Kimiagari, M. and Taheri, A (2006) Depositional environment and sequence stratigraphy of the Oligocene-Miocene Asmari Formation in SW Iran, Lali Area, *Facies*. v. 52 p. 41-51.
- [44] Vaziri-Moghaddam, H., Seyrafian, A., Taheri A. and Motiei, H (2010) Oligocene-Miocene ramp system (Asmari Formation) in the NW of the Zagros Basin, Iran: Microfacies, paleoenvironment and depositional sequence, *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*. v. 27 p. 56-71.
- [45] Wilson, J.L (1975) *Carbonate facies in geological history*, New York, Springer-Verlag, 471p.