

## بازسازی شرایط محیط رسوبی سازند تاربور براساس تجزیه و تحلیل میکروفاسیس ها در ناحیه مورک (جنوب سمیرم)

حسین قنبرلو<sup>۱</sup>، امراله صفری<sup>۲\*</sup>، حسین وزیری مقدم<sup>۳</sup>

<sup>۱</sup> دانشجوی دکتری چینه شناسی و فسیل شناسی، گروه زمین شناسی، دانشگاه اصفهان

<sup>۲\*</sup> دانشیار، گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه اصفهان

<sup>۳</sup> استاد، گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه اصفهان

\*safari@sci.ui.ac.ir  
a.safari901@gmail.com

دریافت شهریور ۱۳۹۹، پذیرش دی ماه ۱۳۹۹

### چکیده

به منظور بازسازی شرایط محیط رسوبی رسوبات ماستریشتین میانی-بالایی (سازند تاربور) در ناحیه مورک (جنوب سمیرم) از مطالعات میکروفاسیس استفاده گردید. سازند تاربور در ناحیه مورک با ضخامت ۲۳۹ متر از آهک و شیل تشکیل شده است. این سازند بر روی سازند گورپی و زیر رسوبات کنگلومرای پالئوسن قرار دارد. هفت میکروفاسیس براساس توزیع آلومک های اصلی و ویژگی های رسوبی تشخیص داده شد. علاوه براین رسوبات سازند تاربور در یک پلت فرم کریناته از نوع رمپ هموکلینال تشکیل شده است. براساس تفسیر و توزیع عمودی میکروفاسیس ها بیشتر رسوبات در ناحیه مورد مطالعه در یک محیط تحت تاثیر امواج طوفانی ته نشین شده اند و به همین دلیل باعث عدم تشکیل تجمعات رودیستی و فراوانی جلبک های سبز دازی کلا داسه آ در ناحیه مورد مطالعه گردیده است. همچنین به علت ورود مواد آواری و افزایش مواد غذایی، قشرسازی بیشتر توسط بریوزثر ها صورت پذیرفته است.

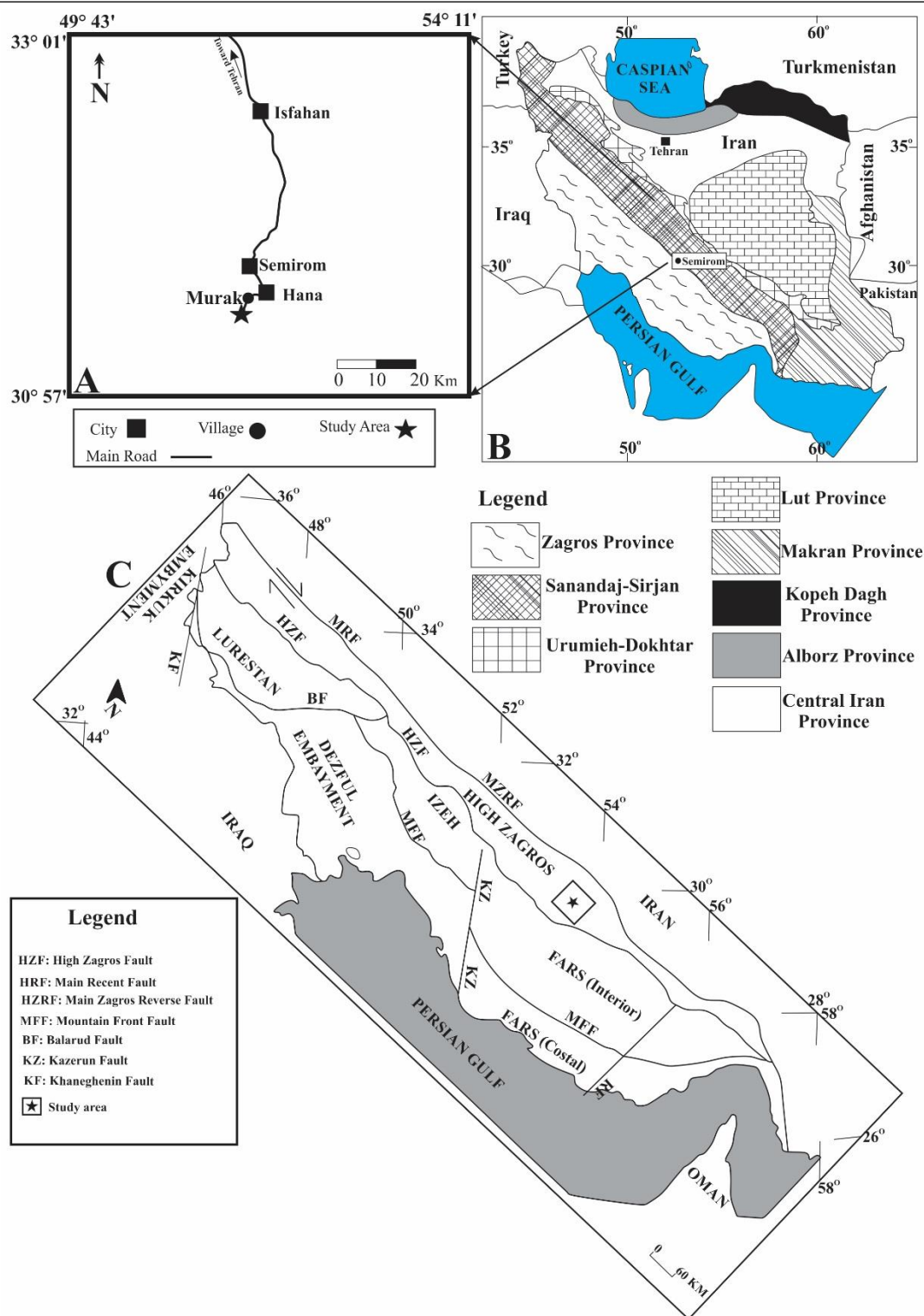
**کلمات کلیدی:** رودیست، سازند تاربور، میکروفاسیس، امواج طوفانی، ماستریشتین

## ۱- مقدمه

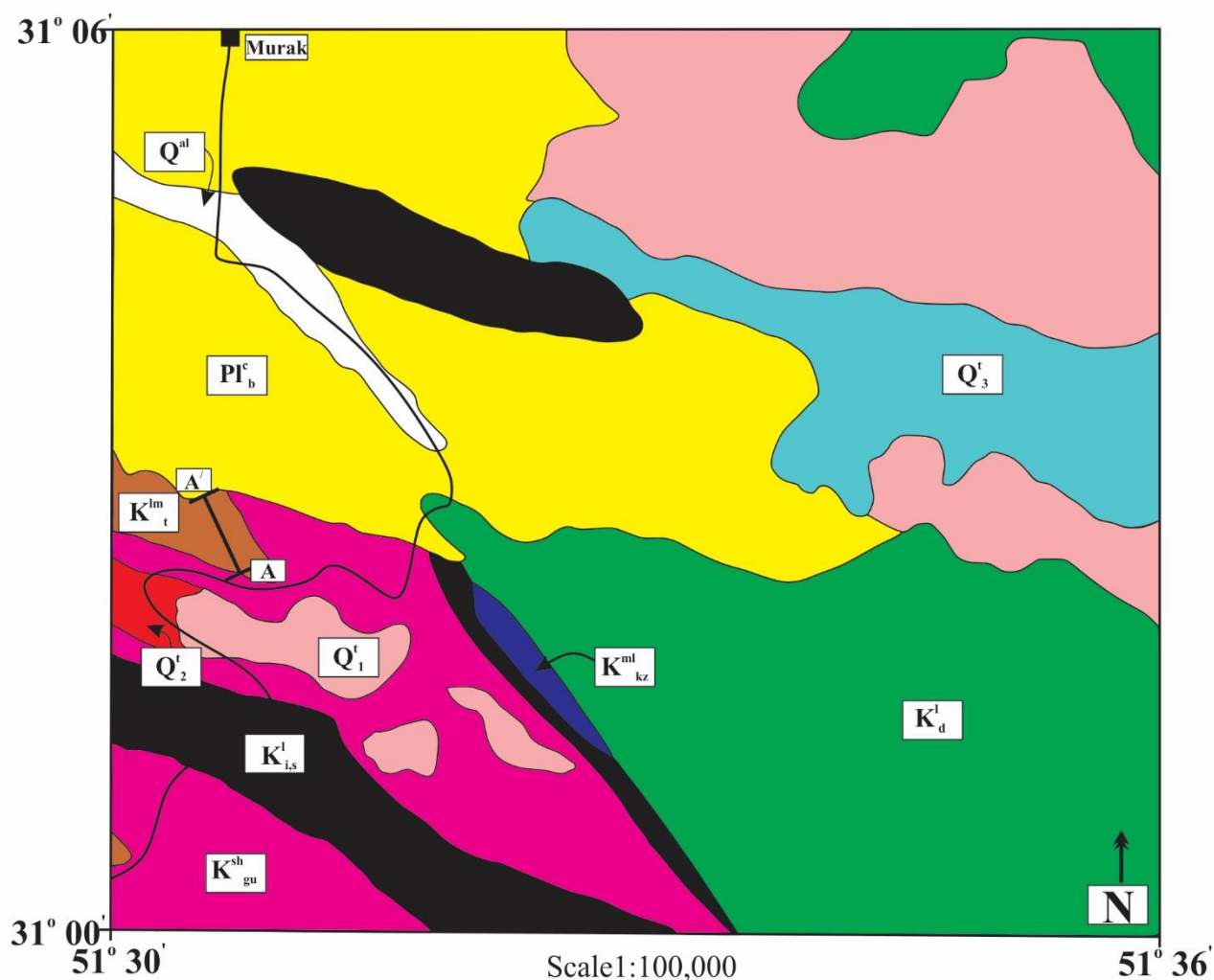
رسوبات رودیست دار کامپانین-ماستریشتین حوضه نئوتیس دارای ذخایر هیدروکربنی مهمی به ویژه در کشور عراق هستند [۳۱ و ۳۲]. علاوه بر این، رسوبات سازند تاربور از چاه های اکتشافی جنوب غرب ایران گزارش شده است [۵۴]. این سازند برای اولین بار توسط جمیز و واینر در سال ۱۹۶۵ مطالعه و سن آن کامپانین-ماستریشتین تعیین گردید [۴۰]. محیط رسوبی و شرایط حاکم محیط تشکیل سازند تاربور در مجلات داخلی [۶ و ۴] و خارجی [۷۶ و ۱۳ و ۵۴] توسط محققان مطالعه و چاپ شده است. برآشت و همکاران (۱۹۹۸) اولین مطالعات میکروتافونامی را انجام دادند [۲۲]. این محققین معتقد بودند که به علت در نظر گرفته نشدن فرایند های تافونومیک (مانند انتقال و رسوب گذاری مجدد در محیط) در مطالعات مربوط به ریز رخساره ها نمی توان با قطعیت در مورد انرژی و شرایط محیط رسوبگذاری اظهار نظر کرد. تفسیر ناقص میکروفاسیس ها زمانی آشکار می شود که محققین ناچار به مقایسه انرژی و شرایط رسوبگذاری دو محیط مشابه (از نظر فونا و میکروفاسیس ها) شوند [۲۲ و ۶۷]. با این حال تاکنون تفسیر محیط رسوبگذاری سازند تاربور براساس میکروفاسیس ها و با در نظر گرفتن فرایند های تافونومیک توسط محققین انجام پذیرفته است و تفسیر محیط رسوبگذاری با تلفیق این دو دیدگاه کامل تر می شود. در این مطالعه سعی شده است که محیط رسوبگذاری رسوبات ماستریشتین میانی-بالایی در ناحیه مورک (جنوب سمیرم) براساس توزیع میکروفاسیس ها و با در نظر گرفتن فرایند های تافونومیک تفسیر شود.

## ۲- زمین شناسی ناحیه مورد مطالعه

صفحه ایران را می توان به چند زون ساختاری-رسوبی اصلی تقسیم کرد و این زون های ساختاری-رسوبی عبارتند از: کپه داغ، البرز، ایران مرکزی، کمان ماگمایی ارومیه-دختر، سنندج-سیرجان، زاگرس، لوت و مکران [۱۸ و ۳۶] (شکل ۱). زون زاگرس یک کمربند چین خورده است که از شمال سوریه و جنوب غربی ترکیه با روند شمال غربی-جنوب شرقی شروع شده و تا جنوب غرب ایران ادامه دارد [۳۱ و ۱۱]. محققان این زون ساختاری-رسوبی را به زیر زون های زاگرس مرتفع، لرستان، فارس، فروافتادگی دزفول و ایذه تقسیم کرده اند [۲۹]. برش الگوی سازند تاربور در زون زاگرس و زیر زون فارس و در نزدیکی روستای تاربور (کوه گدوان) واقع شده است و شامل ۵۲۷ متر سنگ آهک و مارن های خاکستری می باشد و با ناپیوستگی بر روی سازند گورپی قرار گرفته و توسط سازند ساچون پوشیده شده است [۱]. ناحیه مورک (جنوب سمیرم) در زیر زون زاگرس مرتفع قرار گرفته و این زیر زون به وسیله گسل اصلی زاگرس (از زون سنندج-سیرجان) و گسل زاگرس مرتفع (از دیگر زیر زون ها) جدا می شود [۲۱ و ۱۴ و ۴۸]. سازند تاربور در ناحیه مورد مطالعه شامل ۲۳۹ متر آهک های نازک، متوسط، ضخیم و توده ای همراه با میان لایه های شیلی است (شکل ۲). این سازند در این ناحیه بر روی سازند گورپی قرار گرفته و توسط رسوبات کنگلومرایی متعلق به سن احتمالاً پالئوسن پوشیده شده است. نتایج تحقیقات نویسندگان این مقاله بر روی این رسوبات نشانگر این مطلب است که قلوه سنگ های حاوی فسیل های شاخص دوران سنوزوئیک (اشکوب پالئوسن به بعد) در این رسوبات حضور ندارند و اکثر رسوبات تشکیل دهنده این کنگلومرا متعلق به سازند تاربور هستند (شکل ۲). علاوه بر این، در سایر تحقیقات صورت گرفته در این ناحیه به این مطلب اشاره شده است [۳۴].



شکل ۱- موقعیت ناحیه مورد مطالعه. A: راههای دسترسی به ناحیه مورک (جنوب سمیرم) [۲]. B: زون های ساختاری-رسوبی سازنده صفحه ایران [۲۹]. C: زون ساختاری- رسوبی زاگرس [۳۶].



### Legend

0 1 2 3 4 5 km

Cenozoic	Quaternary	
		Q <sup>al</sup> : River channel and recent alluvium.
	Q <sup>3</sup> : Silty, sandy and clay flat.	
	Q <sup>2</sup> : Young terraces and alluvial fans.	
	Q <sup>1</sup> : Older terraces and alluvial fans.	
	Pl <sup>c_b</sup> : Alternation conglomerate, marl, siltstone and sandstone (Paleocene age).	
Mesozoic	Cretaceous	
		K <sup>lm_t</sup> : Rudistic limestone and red sandstone (Tarbur Formation).
		K <sup>sh_gu</sup> : Grey, blue shale, grey marl with interbedded, grey sandstone (Gurpi Formation).
		K <sup>l_is</sup> : Cream to white well bedded limestone with interbedded marl and grey chert (Ilam-Sarvak Formation).
		K <sup>ml_kz</sup> : Alternation marl, grey, thin bedded limestone, shale and grey chert (Kazhdomi Formation).
	K <sup>l_d</sup> : Massive to well bedded orbitolina limestone with interbedded shale and dark marl (Dariyan Formation).	

A—|A' Study area

شکل ۲- نقشه زمین شناسی ناحیه مورک (جنوب سمیرم) [۳].

### ۳- مواد و روش مطالعه

ناحیه مورد مطالعه با مختصات جغرافیایی ۳۱ درجه، ۲ دقیقه و ۲۶ ثانیه شمالی و ۵۱ درجه، ۳۱ دقیقه و ۱۶ ثانیه شرقی در ۷۱ کیلومتری جنوب شهرستان سمیرم و ۱۳ کیلومتری غرب روستای مورک قرار گرفته است (شکل ۱). در مجموع ۱۲۱

نمونه از ناحیه مورد مطالعه به طور سیستماتیک جمع آوری و مقاطع نازک میکروسکوپی تهیه گردید. شناسایی بافت رسوبی مقاطع نازک براساس منابعی مانند دانهام (۱۹۶۲) و امبری و کلوان (۱۹۷۲) و طبقه بندی میکروفاسیس ها بر اساس فلوگل (۲۰۱۰) صورت پذیرفته است. حضور فراوان رودیست ها در رسوبات سازند تاربور در ناحیه مورد مطالعه می تواند برای تفسیر انرژی محیط مورد استفاده قرار گیرد. علاوه بر این روزن داران کف زی بزرگ نیز در این رسوبات به فراوانی یافت می شوند. با توجه به موارد مذکور، ویژگی های تافونومیکی (خردشدگی، ساییدگی، قشرسازی و تخریب زیستی) در مقاطع نازک براساس منابعی مانند کارانانته و همکاران (۱۹۹۸)، کارانانته و همکاران (۲۰۰۰)، روبرتی و توسکانو (۲۰۰۲) و روبرتی و همکاران (۲۰۰۷) تعیین شده است. میزان تخریب پوسته روزن داران کف زی بزرگ براساس بیوینگتون-پنی (۲۰۰۴) در مقاطع نازک شناسایی گردید.

## ۴- بحث

### ۴-۱- نحوه تعیین سن ناحیه مورد مطالعه

براساس مطالعات زیست چینه نگاری دو زون تجمعی در ناحیه مورد مطالعه شناسایی گردید. زون تجمعی اول شامل روزن دارانی مانند *L. turcica* (A), *L. occidentalis*, *L. minor* (A), *L. minor* (B), *L. sp.*, *L. elongata*, *L. matsumarui*, *L. ketini* (A), *L. harrisoni*, *L. coxi*, *Omphalocyclus sp.*, *Triloculina sp.*, *Siderolites sp.*, *Quinqueloculina sp.* تجمعی دوم حاوی روزن دارانی مانند *L. turcica* (A), *L. occidentalis*, *L. sp.*, *L. elongata*, *L. ketini* (A), *L. kahtaensis*, *L. morgani*, *L. baykali*, *L. oktayi*, *L. persica*, *L. turcica* (B), *Omphalocyclus sp.*, *Triloculina sp.*, *Siderolites sp.*, *Quinqueloculina sp.* هستند. این دو زون تجمعی با زون تجمعی شماره ۳۷ و ایند ۱۹۶۵ (*Omphalocyclus-Loftusia*) *assemblage zone* مطابقت داشته و سن ماستریشتین را برای سازند تاربور در ناحیه مورد مطالعه نشان می دهند. علاوه بر این براساس مطالعات مریچ و گورمز ۲۰۰۱ زون تجمعی اول (به دلیل حضور گونه های لوفتوزیای *L. harrisoni*, *L. minor* (B), *L. kahtaensis*, *L. kahtaensis*, *L. kahtaensis*, *L. kahtaensis*) سن ماستریشتین میانی و زون تجمعی دوم (به دلیل حضور گونه های لوفتوزیای *L. kahtaensis*, *L. kahtaensis*, *L. kahtaensis*) سن ماستریشتین بالایی را نشان می دهند لذا سن سازند تاربور در ناحیه مورد مطالعه ماستریشتین میانی - بالایی است.

### ۴-۲- میکروفاسیس ها

براساس توزیع دانه های اسکلتی اصلی و همچنین بافت رسوبی در مجموع ۷ میکروفاسیس در ناحیه مورد مطالعه شناسایی شد (شکل های ۳ و ۵). این میکروفاسیس ها از ساحل به دریا عبارتند از:

#### 1: بایوکلست میلیولید استراکد پکستون-گرینتون

میلیولید (۲۰ درصد) و استراکد (۴۵ درصد) از اجزای اصلی و خرده های اکینید، و دازی کلاداسه آ از اجزای فرعی این میکروفاسیس به شمار می روند. بافت این میکروفاسیس دانه پشتیبان است (شکل ۳A). این رخساره شامل آهک های متوسط لایه کرم رنگ بدون ساخت رسوبی است.

تفسیر:

محققان باور دارند که میلیولید و استراکد در لاگون های محصور به فراوانی مشاهده می شوند [۸]. محیط های لاگون محصور حاوی مقدار فراوان میلیولید و استراکد است [۴۱ و ۱۰ و ۲۵]. بافت این میکروفاسیس گویای انرژی متوسط تا بالا برای محیط رسوب گذاری است [۴۷]. براین اساس این میکروفاسیس در یک محیط لاگون محصور ته نشین شده است. مشابه این میکروفاسیس از سازند تاربور در ناحیه خرامه (جنوب شرق شیراز) گزارش شده است [۴].

## 2: بایوکلیست میلیولید مادستون-وکستون

میلیولید (۵۵ درصد) فراوان ترین و اصلی ترین سازنده ی این میکروفاسیس است. استراکد، گاستروپود، اکینید، دازی کلاداسه آ، کورال، دوکفه ای و رودیست از اجزای فرعی این میکروفاسیس محسوب می شوند (شکل ۳B). آهک های متوسط تا ضخیم لایه کرم رنگ فاقد ساخت رسوبی تشکیل دهنده این ریزرخساره هستند.

### تفسیر:

میلیولید ها در لاگون های گلی حضور فراوان دارند [۲۰ و ۷۷]. حضور فراوان میلیولید در محیط های کم عمق مشاهده می شوند [۳۸ و ۳۸]. گیل (۲۰۰۰) باور دارد که میلیولید ها در لاگون محصور به وفور یافت می شوند. مشابه این میکروفاسیس از رسوبات سنومانین بالایی و ماستریشتین شمال شرق عراق توسط محققان گزارش شده است [۴۵ و ۱۲]. همچنین مشابه این میکروفاسیس در سازند تاربور در حوضه زاگرس ایران شناسایی شده است [۴]. این میکروفاسیس در محیط لاگون محصور تشکیل شده است.

## 3: بایوکلیست دازی کلاداسه آ / میلیولید لوفتوزیا پکستون

از اجزای اصلی این میکروفاسیس لوفتوزیا (L) (۴۵ درصد)، میلیولید (۳۰ درصد) و دازی کلاداسه آ (۲۰ درصد) و از اجزای فرعی خرده های استراکد، دوکفه ای، اکینید و رودیست می باشند (شکل C2 و C1). در بعضی مقاطع نازک میکروسکوپی مقدار جلبک سبز دازی کلاداسه آ افزایش می یابد. میزان خوردشدگی و ساییدگی در این میکروتافوفاسیس از متوسط تا زیاد متغیر است. در مقابل میزان تخریب زیستی و قشر سازی در مقاطع نازک میکروسکوپی اندک است. تخریب پوسته روزن داران کف زی بزرگ از مقدار کم تا زیاد متغیر (category 1 and 3) و میزان آسیب دیدگی پوسته نمونه های متعلق به لوفتوزیا (L) اندک بوده و پوسته ها نسبتاً سالم هستند. علاوه بر این میزان تخریب رودیست ها به شدت زیاد است. این ریز رخساره حاوی آهک های متوسط تا ضخیم لایه کرم رنگ فاقد ساخت رسوبی است. در برخی مقاطع نازک میکروسکوپی فراوانی جلبک سبز دازی کلاداسه آ افزایش می یابد.

### تفسیر

روزن داران پرسلانوز و آگلوتینه در لاگون محصور به فراوانی مشاهده گردیده است [۸]. محققین معتقد هستند که روزن داران بدون منفذ (مانند میلیولید) و آگلوتینه (لوفتوزیا) و جلبک سبز دازی کلاداسه آ در لاگون محصور حضور فراوان دارند [۷ و ۴۲ و ۶۹ و ۴۵ و ۲۵ و ۵۰]. مشابه این میکروفاسیس توسط عزیزی و همکاران (۱۳۹۴) از سازند تاربور گزارش شده است. محیط لاگون محصور را می توان برای تشکیل این میکروفاسیس در نظر گرفت. تاثیر انرژی هیدرودینامیکی آب دریا بر میزان تخریب پوسته روزن داران بزرگ مورد بررسی قرار گرفته است [۳۷]. نتایج این بررسی نشان می دهد که روزن داران کف زی بزرگ با پوسته دوکی شکل (مانند لوفتوزیا) کمتر تحت تخریب انرژی ناشی از امواج قرار می گیرد. حضور نمونه های سالم و کمتر تخریب شده لوفتوزیا (L) در میکروتافوفاسیس های اول و دوم نشان دهنده این مطلب است که انرژی محیط قادر به تخریب پوسته های مربوط به این روزن دار کف زی نبوده است. این درحالی است که پوسته روزن

داران دیگر به شدت آسیب دیده و به قطعات ریز تبدیل شده اند. بیوینگتون-پنی (۲۰۰۴) باور دارد که خرد شدگی شدید پوسته روزن داران کف زی بزرگ نشان دهنده انتقال وسیع توسط امواج و جریانات دریایی است. مجموعه ای از خرده های نرمتان، رودیست، تکستولارید، میلیولید، لیتولید، نزازتید، و جلبک سبز از محیط های انرژی متوسط تا بالا گزارش شده اند [۶۲]. براساس مطالب ذکر شده این میکروتافوفاسیس در یک محیط پر انرژی و تحت تاثیر امواج طوفانی و عادی نهشته شده است.

#### **L4: بایوکست دازی کلاداسه آ/لوفتوزیا میلیولید اریتوئیده و کستون/پکستون/گریستون**

اجزای اصلی شامل روزن داران منفذ دار با فراوانی ۴۰ درصد (امفالوسیکلوس، سیدرولیتس، اریتوئیدس و خانواده روتالیده)، لوفتوزیا با فراوانی ۲۰ درصد (L)، میلیولید (۲۰ درصد) و دازی کلاداسه آ (۱۵ درصد) می باشند. روزن دارانی مانند دیسیکلینا، دیکتیوکونوس و خرده های اکینید، رودیست، گاستروپود، استراکد، دوکفه ای، براکیوپود، کورال و کورالیناسه آ از اجزای فرعی این میکروفاسیس می باشند (شکل ۳D). در برخی مقاطع نازک میکروسکوپی می توان شاهد افزایش فراوانی جلبک سبز دازی کلاداسه آ بود. نرخ خردشدگی و ساییدگی در این میکروتافوفاسیس از مقدار متوسط تا زیاد در نوسان است. تخریب زیستی بندرت در مقاطع نازک میکروسکوپی مشاهده می گردد. میزان قشرسازی در این میکروتافوفاسیس از کم تا متوسط متغیر است. نرخ آسیب دیدگی پوسته روزن داران کف زی بزرگ از میزان کم تا زیاد (category 1 and 3) در نوسان است و همچنین آسیب دیدگی کمتر در پوسته نمونه های متعلق به لوفتوزیا (L) مشاهده گردیده است. رودیست ها به شدت خرد شده هستند و میزان خرد شدگی در مرجان و جلبک سبز دازی کلاداسه آ کمتر است. آهک های نازک تا ضخیم لایه و توده ای کرم رنگ فاقد ساخت رسوبی تشکیل دهنده این ریز رخساره هستند.

#### **تفسیر**

روزن داران منفذ دار (به عنوان مثال روتالیا و اریتوئیده) و بدون منفذ (مثل میلیولید و دیسیکلینا) در محیط های لاگون نیمه محصور به فراوانی یافت می شود [۷۲ و ۴۵]. محققان نتیجه گرفتند که رسوبات حاوی روزن داران منفذ دار و بدون منفذ در دوران سنوزوئیک در محیط لاگون نیمه محصور تشکیل شده است [۹ و ۵۱]. مشابه این ریز رخساره از سازند اقرا ادر شمال شرق عراق گزارش شده است [۴۵]. سایر محققان میکروفاسیس های مشابه این میکروفاسیس را از سازند تاربور گزارش کرده اند [۴ و ۵]. تخریب کم پوسته روزن داران کف زی بزرگ نشان دهنده انتقال اندک توسط جریانات و درمقابل تخریب شدید پوسته این روزن داران (تبدیل شدن به قطعات ریز) گویای انتقال به مسافت طولانی توسط جریانات درون محیط و یا تخریب زیستی توسط تخریب گر هایی مانند ماهی ها و اکینودرم ها است [۱۷]. پوسته رودیست ها ممکن است توسط امواج عادی و طوفانی خرد شده و به قطعات ریز تبدیل شوند [۵۳]. این میکروفاسیس در محیط پر انرژی و تحت تاثیر امواج عادی و طوفانی تشکیل شده است.

#### **B: بایوکست رودیست گریستون**

خرد های رودیست (۷۰ درصد) با گرد شدگی و جورشدگی خوب در این میکروفاسیس فراوان وجود دارند. اجزای فرعی این میکروفاسیس شامل خرده های روزن دارانی مانند لوفتوزیا، امفالوسیکلوس، سیدرولیتس و همچنین دازی کلاداسه آ، گاستروپود، استراکد، دوکفه ای و اکینید می باشند (شکل ۳E). خردشدگی و ساییدگی میزان متوسط تا زیاد در نوسان بوده است. در این میکروتافوفاسیس تخریب زیستی و قشرسازی مشاهده نگردیده است. خرد شدگی رودیست ها زیاد بوده و

رودیست ها به قطعات ریز تبدیل شده است. با این حال خرد شدگی جلبک سبز دازی کلاداسه آ کمتر است. این ریز رخساره شامل آهک های متوسط و ضخیم لایه تا توده ای کرم رنگ فاقد ساخت رسوبی است.

### تفسیر

گرد شدگی و جورشدگی متوسط تا خوب آلوکم های اصلی نشان دهنده یک محیط پر انرژی و سد بایوکستی است [۶۶] و ۵۸ و ۳۰ و ۵۵ و ۴۴ و ۵۶]. محققان مشابه این ریز رخساره را به محیط سد بایوکستی با انرژی بالا نسبت داده اند [۶۶] و ۵۸ و ۴۴]. مشابه این میکروفاسیس در سازند تاربور توسط محققان شناسایی شده است [۴]. براساس ویژگی های ذکر شده این میکروفاسیس می تواند در یک محیط پرانرژی (سد بایوکستی) تشکیل شده باشد. خردشدگی کامل رودیست ها به قطعات ریز در محیط گویای تاثیر امواج طوفانی و دیگر جریان ها در محیط رسوبگذاری است [۲۴ و ۷۴]. خرد شدگی و گرد شدگی آلوکم های اسکلتی در محیط هایی با انرژی بالا در مدت انتقال و رسوبگذاری دوباره است [۴۳]. انرژی بالا و خرد شدگی شدید آلوکم ها در اثر امواج عادی و طوفانی را می توان برای محیط تشکیل این میکروتافوفاسیس در نظر گرفت.

### 01: بایوکست رودیست پکستون (رودستون)

رودیست ها (۶۵ درصد) سازنده اصلی و خرده های کورال، گاستروپود، کورالیناسه آ، استراکد، اکینید و بریوزتر از اجزای فرعی این میکروفاسیس محسوب می شوند (شکل ۳F). میزان خردشدگی، ساییدگی و تخریب زیستی از کم تا متوسط در این میکروتافوفاسیس متغیر است. با این وجود نرخ قشرسازی از مقدار کم تا زیاد در نوسان بوده و در برخی مقاطع نازک میکروسکوپی قشر سازی چند لایه ای (توسط جلبک قرمز کورالیناسه آ و بریوزتر) مشاهده می گردد. رودیست ها خرد شده ولی خرد شدگی رودیست ها در این میکروتافوفاسیس کمتر از دیگر میکروتافوفاسیس ها است. کورال ها کمتر آسیب دیده و نسبتاً سالم هستند. آهک های متوسط و ضخیم لایه تا توده ای کرم رنگ فاقد ساخت رسوبی در طی رسوبگذاری این ریز رخساره تشکیل شده اند.

### تفسیر

فراوانی قطعات بزرگ رودیست با خردشدگی کم در محیط دریای باز (رمپ میانی) و بین قاعده امواج عادی و قاعده امواج طوفانی توسط محققین گزارش شده است [۵۸ و ۲۸]. خرد شدگی رودیست ها به قطعات بزرگ می تواند به وسیله ارگانسیم های تخریب گر و یا امواج طوفانی صورت پذیرفته باشد [۵۸ و ۴۹]. میکروفاسیس های مشابه این میکروفاسیس از سازند تاربور گزارش شده است [۴ و ۵]. محیط رمپ میانی را می توان برای تشکیل این میکروفاسیس در نظر گرفت. نرخ خردشدگی متوسط مرجان ها انرژی کم تا زیاد آب دریا را نشان می دهد [۵۲]. نرخ کم خرد شدگی و ساییدگی در پوسته رودیست ها حاکی از این است که انرژی محیط کم و امواج پرانرژی در محیط رسوب گذاری وجود ندارند ولی انتقال اندک پوسته ها صورت پذیرفته است [۲۴ و ۷۴ و ۴۳]. ساندرس (۱۹۹۹) و ساندرس و پونز (۱۹۹۹) با مطالعه بر روی رودیست ها به این نتیجه رسیدند که خردشدگی رودیست ها به قطعات بزرگ توسط امواج پرانرژی در محیط رسوب گذاری صورت پذیرفته است. برخی از محققان معتقد هستند که حضور همزمان کورال و رودیست و قشرسازی ضخیم توسط جلبک قرمز کورالیناسه آ نشان دهنده ی یک محیط بالای مواد غذایی و پرانرژی است [۶۷ و ۶۲]. ساندرس و همکاران (۲۰۰۷) باور دارد که قطعات بزرگ رودیست در اثر انرژی محیط به فاصله کوتاه حمل شده اند. رودیست ها توسط امواج و جریان های دیگر در فواصل کم حمل شده و خرد شدگی اندکی را نشان می دهند. با این حال انرژی محیط رسوب گذاری قادر به



جلوگیری از تشکیل تجمعات رودیستی بوده است و موجب خرد شدگی رودیست ها و حمل و انتقال این موجودات در محیط رسوبگذاری شده است. علاوه بر این در بعضی از موارد می توانیم شاهد گسترش جلبک های قرمز کورالیناسه آ و مساعد شدن شرایط محیط برای قشرسازی توسط این موجودات باشیم.

## O 2: بایوکلیست رودیست اریتوئیده و کستون-پکستون

روزن داران منفذ دار با فراوانی ۵۰ درصد مانند امفالوسیکلوس، اریتوئیدس، لپیداریتوئیدس، سیدرولیتس، خانواده روتالیده و خرده های رودیست (۳۵ درصد) از اجزای اصلی این میکروفاسیس است. از اجزای فرعی می توان به خرده های اکینید، استراکد، گاستروپود، دوکفه ای، کورالیناسه آ اشاره کرد (شکل ۳G). خرد شدگی و ساییدگی از نرخ متوسط تا زیاد را نشان می دهند. تخریب زیستی و قشرسازی به مقدار کم در مقاطع نازک میکروسکوپی دیده می شوند. آسیب دیدگی متوسط تا زیاد (category 2 and 3) روزن داران کف زی بزرگ در این میکروتافوفاسیس مشاهده می گردد. رودیست ها به شدت خرد شده و به قطعات ریز تقسیم می شوند ولی قطعات بزرگ رودیست در بعضی مقاطع نازک میکروسکوپی دیده می شوند. این ریز رخساره شامل آهک های متوسط و ضخیم لایه تا توده ای کرم رنگ بوده و این آهک ها فاقد ساخت رسوبی هستند.

### تفسیر

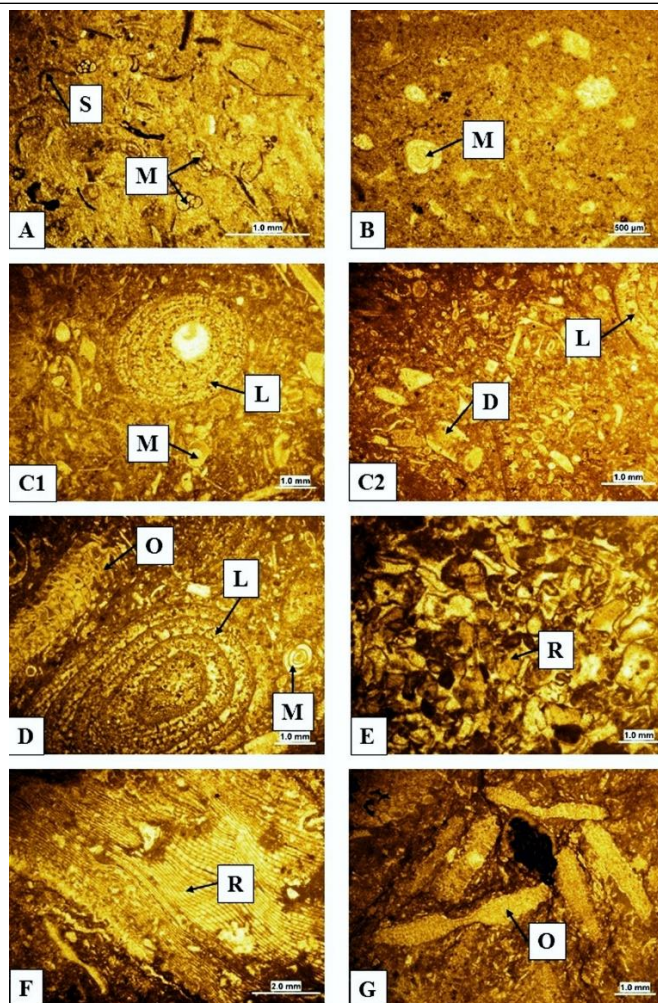
روزن داران بزرگ همزیست دار (مانند اریتوئیدس، لپیداریتوئیدس و سیدرولیتس) از محیط دریای باز به فراوانی گزارش شده اند [۴۵ و ۲۸]. مشابه این میکروفاسیس از سازند اقرا در شمال شرق عراق گزارش شده است [۴۵]. علاوه بر این میکروفاسیس های مشابه از دیگر نقاط زاگرس ایران توسط محققان شناسایی شده است [۴ و ۵]. این میکروفاسیس در محیط رمپ میانی رسوبگذاری کرده است. نرخ خرد شدگی و ساییدگی بالای رودیست ها گویای عملکرد شدید امواج طوفانی و سایر جریانات در محیط رسوب گذاری است [۲۴ و ۷۴]. آسیب دیدگی متوسط تا زیاد پوسته روزن داران بزرگ نشان دهنده انتقال در مسافت طولانی توسط امواج و یا تخریب توسط موجودات تخریب گر است [۱۷]. به نظر می رسد که این میکروتافوفاسیس در یک محیط پرانرژی و تحت تاثیر امواج طوفانی و عادی ته نشین شده است.

### رخساره آواری (sh)

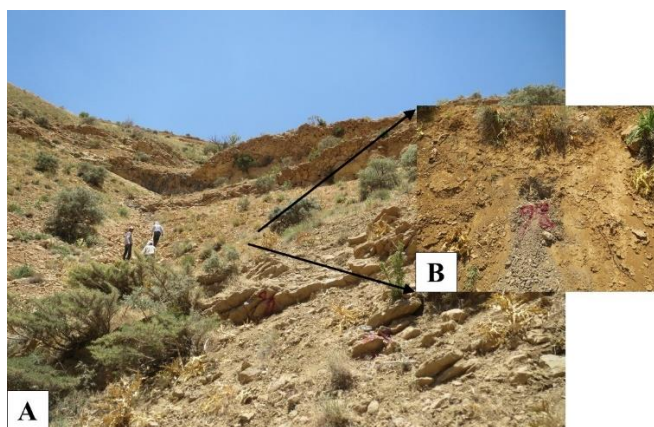
رسوبات شیلی خاکستری رنگ نازک لایه فاقد ساخت رسوبی در ناحیه مورد مطالعه شامل میلیولید بوده است (شکل ۴).

### تفسیر

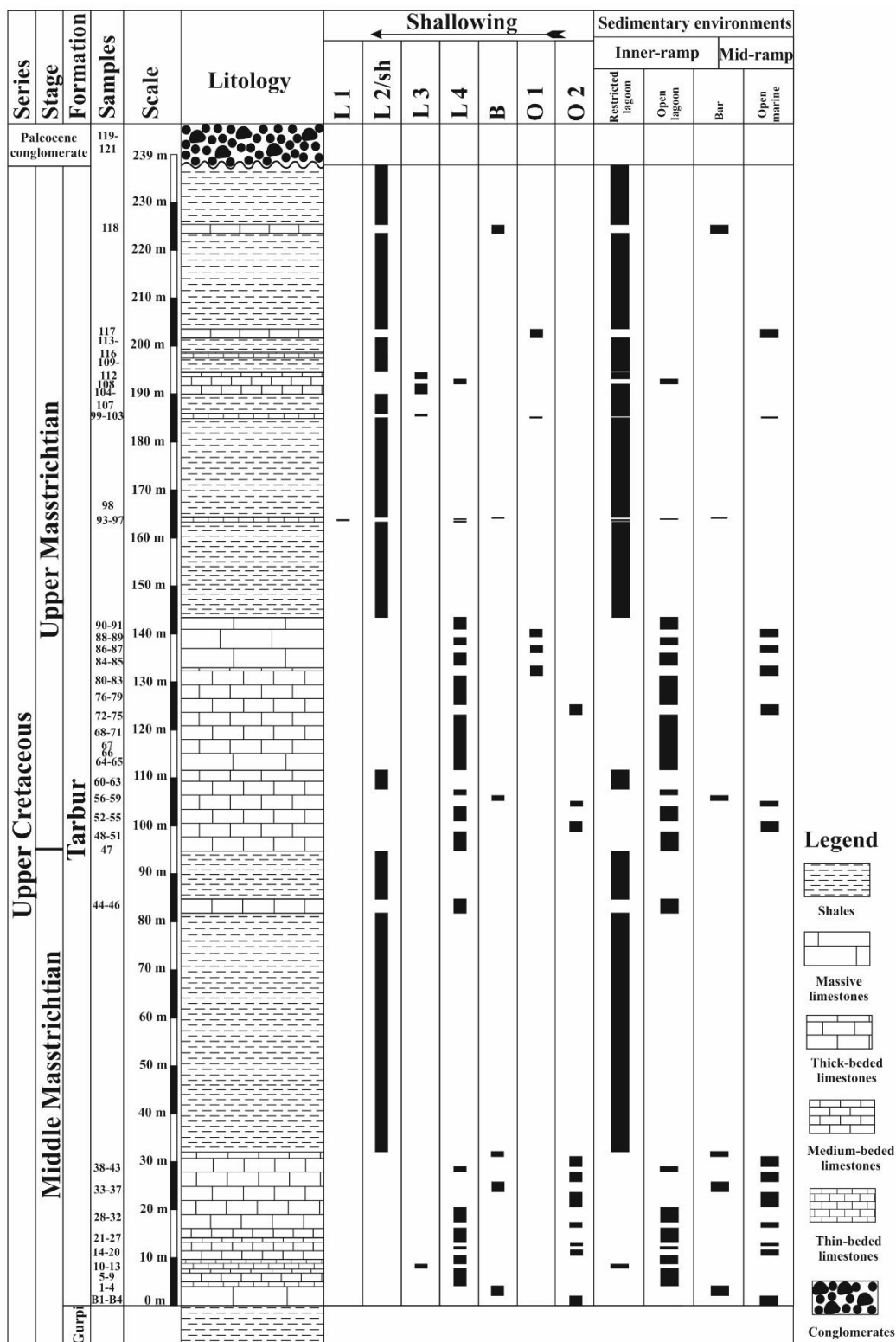
حضور فراوان میلیولید در این رخساره نشان دهنده رسوبگذاری در یک محیط لاگون محصور است. این رخساره از لحاظ جایگاه چینه شناسی در بین دو میکروفاسیس های L1 و L3 قرار گرفته است. مشابه این رخساره توسط محققان از سازند تارپور گزارش شده و به محیط لاگون نسبت داده شده است [۴ و ۵].



شکل ۳: A- بایوکلیست میولیوید استراکد پکستون-گریستون (L 1)، M: میولیوید، S: استراکد؛ B: بایوکلیست میولیوید مادستون-وکستون (L 2)، M: میولیوید؛ C1 and C2: بایوکلیست دازی کلاداسه آ/میولیوید لوفتوزیا پکستون (L 3)، M: میولیوید، L: لوفتوزیا، D: دازی کلاداسه آ؛ D: بایوکلیست دازی کلاداسه آ/ لوفتوزیا میولیوید اریتوئیده وکستون-پکستون (L 4)، M: میولیوید، L: لوفتوزیا، امفالوسیکلوس؛ E: بایوکلیست رودیست گریستون (B)، R: رودیست؛ F: بایوکلیست رودیست پکستون (رودستون) (O 1)، R: رودیست؛ G: بایوکلیست رودیست اریتوئیده وکستون-پکستون-گریستون (O 2)، O: امفالوسیکلوس.



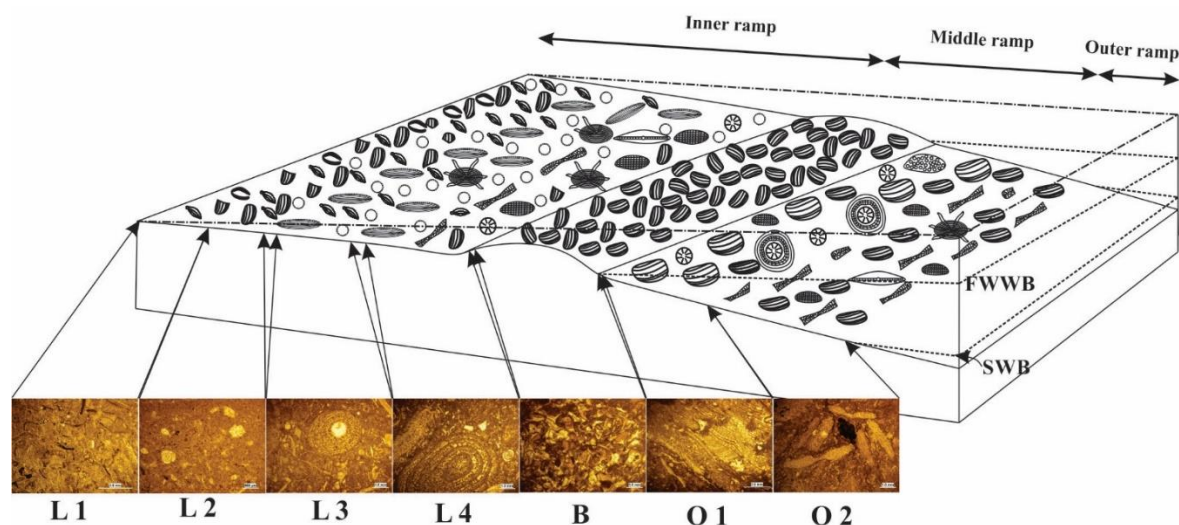
شکل ۴: A- نمایی از تناوب آهک و شیل های سازند تارپور. B: تصویر صحرایی رخنمون از لایه های شیلی سبز رنگ در ناحیه مورک (جنوب سمیرم).



شکل ۵- توزیع عمودی میکروفاسیس ها در ناحیه مورک (جنوب سمیرم).

## ۵- محیط رسوبگذاری

سد های بایوکلستی (به عنوان مثال اسکلتی و انیدی) یکی از ویژگی های مهم پلت فرم های کربناته از نوع رمپ های هموکلینال است و این در حالی است که چنین رسوباتی در پلت فرم های کربناته از نوع شلف باز حضور ندارند [۷۰ و ۷۱ و ۳۰]. علاوه بر این توالی توریدایتی بوما در پلت فرم های کربناته از نوع شلف لبه دار و رمپ های با انتهای شیب دار (distally steepened ramp) گسترش زیادی دارند [۷۰ و ۷۱ و ۳۰]. حضور سد بایوکلستی (ریزرخساره B) و عدم وجود رسوبات ریزشی (توالی توریدایتی بوما) در توالی مورد مطالعه گویای این مطلب است که رسوبات سازند تارپور در یک پلت فرم کربناته از نوع رمپ هموکلینال ته نشین شده است (شکل ۶). علاوه بر این آثار و شواهد مربوط به سکانس تمپستایت در مطالعات صحرایی و مقطع نازک میکروسکوپی در توالی مورد مطالعه مشاهده نگردیده است. رمپ داخلی را می توان به زیر محیط های لاگون محصور، لاگون نیمه محصور و سد بایوکلستی تقسیم کرد. میکروفاسیس های بایوکلست میلیولید استراکد پکستون-گرینستون (L1)، بایوکلست میلیولید مادستون-وکستون (L2)، بایوکلست دازی کلا داسه آ/میلیولید لوفتوزیا پکستون (L3) در لاگون محصور تشکیل شده اند. علاوه بر این میکروفاسیس های بایوکلست دازی کلا داسه آ/لوفتوزیا میلیولید اربیتوئیده و کستون/پکستون/گرینستون (L4) و بایوکلست رودیست گرینستون (B) به ترتیب در محیط های لاگون نیمه محصور و سد بایوکلستی ته نشین شده اند. میکروفاسیس های بایوکلست رودیست پکستون (رودستون) (O1) و بایوکلست رودیست اربیتوئیده و کستون-پکستون-گرینستون (O2) متعلق به محیط دریای باز (رمپ میانی) هستند.



### Key to symbols

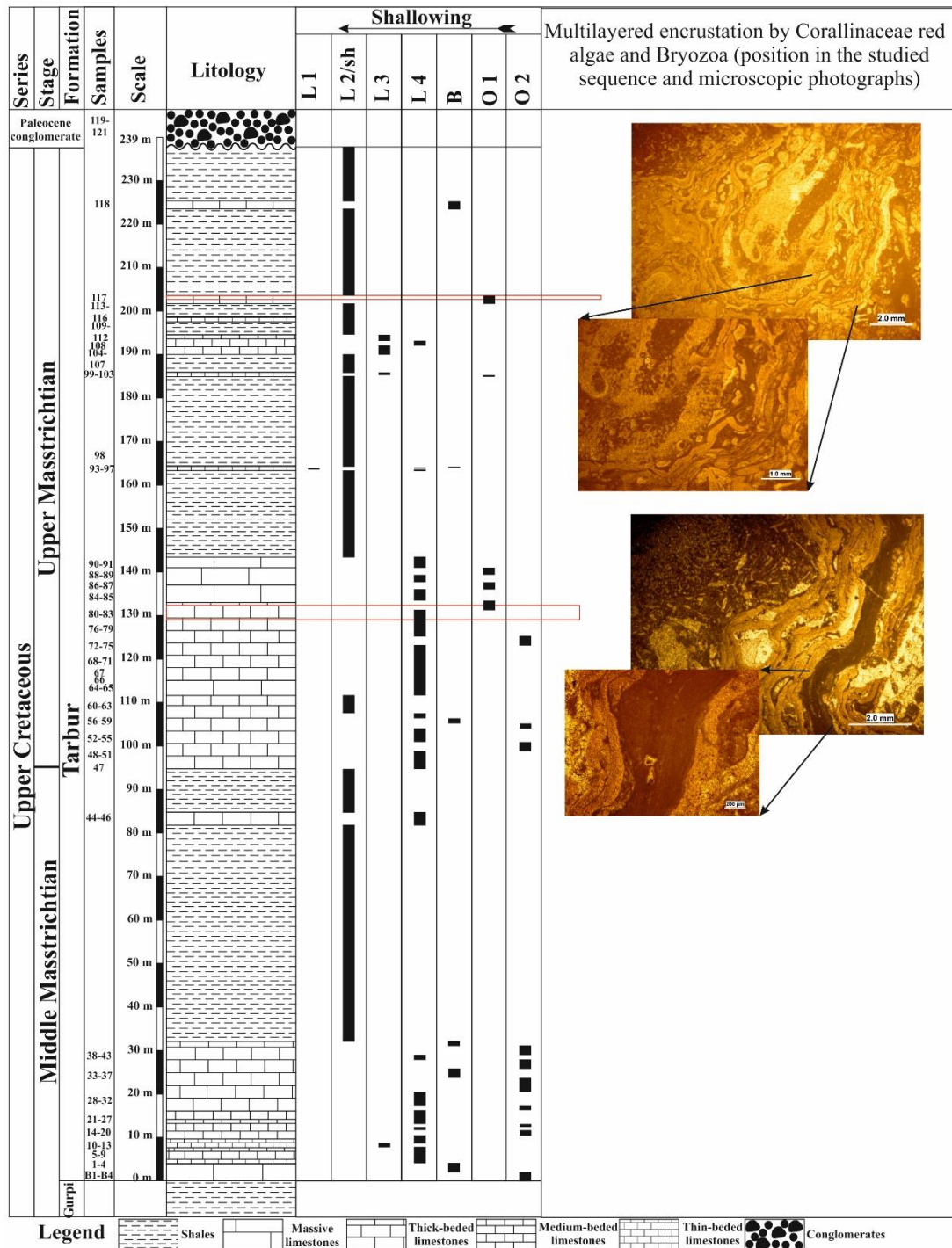
Sidrolites	Rudist debris	Omphalocyclus
Coralline algae	Loftusia	Encrustation
Coral	Dasyclad algae	Ostracod
miliolids	Bryozoan	Orbitoidae

شکل ۶- مدل رسوبی سازند تارپور در ناحیه مورک (جنوب سمیرم).

## ۵-۱- انرژی محیط رسوبگذاری

جوامع رودیستی در محیط های کم عمق دریایی به شدت تحت تاثیر فرایند های تافونومیکی قرار گرفته و تجمع و حفظ شدگی این موجودات به عوامل مختلفی بستگی دارد [۶۱]. با این حال این محقق تاثیر ساختار و ترکیب شیمیایی پوسته

رودیست ها را در میزان خردشدگی پوسته این موجودات ناچیز در نظر گرفت. ساندرس (۲۰۰۱) معتقد است که بایوستروم و تجمعات رودیستی ممکن است توسط تخریب فیزیکی توسط امواج طوفانی ازبین برود. علاوه بر این تعدادی از محققان باور دارند که رودیست ها قادر به ساختن چارچوب های محکم در برابر امواج طوفانی نیستند و به راحتی توسط این امواج خرد شده و به مناطق دیگر حمل می شوند [۲۳ و ۶۶ و ۷۵]. محققان نشان دادند که رودیست ها محیط های پرانرژی تر و طوفانی تر را نسبت به مرجان ها برای زندگی ترجیح می دهند [۶۴]. عوامل محیطی محدود کننده (مانند شوری، ورود مواد آواری و غذایی، سرد شدگی آب و هوا، محیط های پرانرژی و غیره) باعث از بین رفتن تجمعات رودیست ها و جایگزین شدن روزن داران کف زی کوچک و جلبک سبز دازی کلاداسه آ در محیط می شوند [۶۲]. فراوانی جلبک سبز دازی کلاداسه آ در رسوبات نشان دهنده فراوانی مواد غذایی در محیط و شرایط طوفانی است [۱۵ و ۶۰]. براساس موارد ذکر شده در بالا و توزیع عمودی میکروفاسیس ها به نظر می رسد که شرایط لازم برای تشکیل تجمعات رودیستی وجود نداشته و شرایط طوفانی و جریانات موجود در حوضه رسوب گذاری از تشکیل تجمعات رودیستی جلوگیری می کرده است (شکل های ۴ و ۶). با توجه به این مطلب که حضور و گسترش تجمعات رودیستی نشان دهنده دفن سریع و نرخ رسوبگذاری بالا است [۶۵ و ۲۳ و ۷۵ و ۷۳ و ۵۹]. با وجود لایه های شیلی در توالی مورد مطالعه (نشان دهنده ورود مواد آواری و نرخ بالای رسوب گذاری) علت عدم تشکیل تجمعات رودیستی قابل بررسی و مطالعه بیشتر است (شکل ۷). علاوه بر این جلبک سبز دازی کلاداسه آ در رسوبات این توالی مورد مطالعه به فراوانی دیده می شود. به نظر می رسد انرژی محیط رسوبگذاری عامل مهمی برای عدم تشکیل تجمعات رودیستی و همچنین فراوانی جلبک های سبز دازی کلاداسه آ در ناحیه مورد مطالعه می باشد [۱۵ و ۶۲ و ۶۰]. هر چند به صورت موقت و در چهار لایه با ضخامت کم فضای رسوب گذاری برای رشد و قشر سازی جلبک های کورالیناسه آ و بریوزتر ها در بخش های میانی و بالایی توالی فراهم بوده است (شکل ۷). محققان باور دارند که قشر سازی بریوزتر در محیط های با انرژی متوسط تا بالا به فراوانی دیده می شوند [۱۹]. این شرایط می تواند به علت عدم ورود موقت مواد آواری به حوضه یا عمیق تر شدن حوضه رسوب گذاری در ناحیه مورد مطالعه باشد. با این حال قشر سازی چند لایه ای توسط کورالیناسه آ و بریوزتر نشان دهنده تغییر شرایط در محیط رسوبگذاری است. در واقع ورود مواد آواری به حوضه باعث تغییر شرایط محیطی شده و موجب تغییر نوع عامل قشر سازی در محیط رسوبگذاری شده است (شکل ۷). بریوزتر ها در محیط های با مقدار بالایی مواد غذایی به فراوانی یافت می شوند [۳۸ و ۵۷]. این موضوع به این مسئله اشاره دارد که در زمان ورود مواد آواری به حوضه و افزایش مواد غذایی قشر سازی توسط بریوزتر ایجاد می شده است. در مقابل در زمان کاهش ورود مواد غذایی گسترش قشر سازی توسط جلبک قرمز کورالیناسه آ را می توان مشاهده کرد. در بخش میانی توالی (از ۹۵ متری تا ۱۰۴ متری) می توان قشر سازی ضخیمی از کورالیناسه آ را همراه با بریوزتر در لایه های شماره ۸۱ تا ۸۳ شاهد بود (شکل ۷). این درحالی است که این وضعیت در بخش بالایی توالی و در لایه شماره ۱۱۷ قابل مشاهده نیست (شکل ۷). با توجه به وجود لایه های شیلی قابل ملاحظه در بخش بالایی توالی (از ۱۰۴ متری تا انتهای توالی مورد مطالعه) و عدم مشاهده چنین وضعیتی در بخش میانی، می توان نتیجه گرفت که ورود مواد آواری نقش مهمی در وضعیت پالئوآکولوژی دریای موجود در ناحیه مورد مطالعه ایفا می کرده است.



شکل ۷- توزیع عمودی ریز رخساره ها و محل قرار گیری لایه حاوی قشرسازی جلبک قرمز کورالیناسه آ و بربوزئر در توالی مورد مطالعه در ناحیه مورک (جنوب سمیرم).

## ۶- نتیجه گیری

برای بازسازی انرژی محیط رسوبگذاری در ناحیه مورک (جنوب سمیرم) نتایج زیر بدست آمد:

- ۱- سازند تاربور با ضخامت ۲۳۹ متر شامل آهک و شیل بوده و بر روی سازند گورپی و زیر کنگلومرای پالوسن قرار دارد.

- ۲- در مجموع ۷ میکروفاسیس در ناحیه مورد مطالعه شناسایی گردید.
- ۳- رسوبات سازند تاربور در ناحیه مورد مطالعه در یک پلت فرم کربناته از نوع رمپ هموکلینال ته نشین شده اند.
- ۴- این رسوبات در یک محیط پرانرژی با عملکرد امواج طوفانی رسوبگذاری نموده است.
- ۵- تجمعات رودیستی به علت عملکرد امواج طوفانی و سایر جریانات داخل حوضه در ناحیه مورک تشکیل نشده است و جلبک سبز دازی کلاذاسه آ به فراوانی در محیط رسوبگذاری مشاهده می گردد.
- ۶- قشر سازی چند لایه ای توسط کورالیناسه آ و بریوزئر در ناحیه مورد مطالعه مشاهده گردید ولی به علت ورود مواد آواری و افزایش میزان مواد غذایی در محیط گسترش قشر سازی توسط جلبک قرمز کورالیناسه آ متوقف شده است و قشر سازی توسط بریوزئر ها به وفور مشاهده می گردد.

## سپاس و قدردانی

نویسندگان از حمایت مالی و معنوی معاونت پژوهش و فناوری دانشگاه اصفهان تشکر می نمایند. همچنین از داوران مقاله آقایان دکتر محمود برگریزان و دکتر علی صیرفیان تشکر و قدردانی می گردد.

## منابع

- [۱] آقائاتی، ع.، ۱۳۸۵، زمین شناسی ایران: سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۵۸۶ ص.
- [۲] بختیاری، س.، ۱۳۹۲، اطلس راه های ایران: موسسه جغرافیایی و کارتوگرافی گیتاشناسی، ۱:۱۰۰۰۰۰۰.
- [۳] صداقت، م. ا.، قریب، ف. و شاوردی، ط.، ۱۳۷۷، نقشه زمین شناسی چهارگوش سمیرم: انتشارات سازمان زمین شناسی کشور، مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰۰.
- [۴] صفری، ا.، وزیری مقدم، ح. و لاسمی، ی.، ۱۳۸۵، میکروفاسیس ها و محیط رسوبی سازند تاربور در ناحیه خرامه (جنوب شرق شیراز)، دو فصلنامه مجله پژوهشی علوم پایه دانشگاه اصفهان، جلد، ۲۳، شماره ۱، ۱۲۳-۱۳۶.
- [۵] عزیزی، ر.، صفری، ا. و وزیری مقدم، ح.، ۱۳۹۴، ریزرخساره ها، محیط رسوبی و چینه نگاری سکانشی سازند تاربور در ناحیه سمیرم (جنوب غرب اصفهان)، دو فصلنامه رخساره های رسوبی مشهد، جلد ۸، شماره ۲، ۱۹۸-۲۱۵.
- [۶] مغفوری مقدم، ا.، ۱۳۸۴، دیرینه شناسی و محیط دیرینه سازند تاربور در اطراف خرم آباد، فصلنامه علوم زمین، جلد ۱۵، شماره ۵۸، ۳۸-۴۵.
- [7] ABDEL-GAWAD, G.I., SABER, S.G., EL SHAZLY, S.H., and SALAMA, Y.F., 2011, Turonian rudist facies from Abu Roash area, north western desert, Egypt: *Journal of African Earth Sciences*, **59**(4-5), 359–372.
- [8] ACCORDI, G., CARBONE, F., and PIGNATTI, J.O., 1998, Depositional history of a Paleogene carbonate ramp (western Cephalonia, Ionian Islands, Greece): *Geologica Romana*, **34**, 131–205.
- [9] AFZAL, J., WILLIAMS, M., LENG, M.J., and ALDRIDGE, R. J., 2011, Dynamic response of the shallow marine benthic ecosystem to regional and pan-Tethyan environmental change at the Paleocene–Eocene boundary. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **309**, 141–160.
- [10] AGHAEI, A., MAHBOUBI, A., MOUSSAVI-HARAMI, R., HEUBECK, C., and NADJAFI, M., 2013, Facies analysis and sequence stratigraphy of an Upper Jurassic carbonate ramp in the Eastern Alborz range and Binalud Mountains, NE Iran: *Facies*, **59**(4), 863–889.
- [11] ALAVI, M., 2007, Structures of the Zagros fold-thrust belt in Iran: *American Journal of science*, 307(9), 1064–1095.

- [12] AL-HAJ, M.A., 2020, Sedimentological Study of the Hartha Formation in Selected Oilfields, Northern Iraq: *Iranian Journal of Science and Technology Transaction A-Science*, **44**(2), 389–400.
- [13] AMIRI BAKHTIAR, H., TAHERI, A., and VAZIRI-MOGHADDAM, H., 2011, Maastrichtian facies succession and sea-level history of the Hossein-Abad, Neyriz area, Zagros Basin: *Historical Biology*, **23**(02-03), 145–153.
- [14] AUTHEMAYOU, C., CHARDON, D., BELLIER, O., MALEKZADEH, Z., SHABANIAN, E., and ABBASSI, M.R., 2006. Late Cenozoic partitioning of oblique plate convergence in the Zagros fold-and-thrust belt (Iran): *Tectonics*, **25**(3), 1–21.
- [15] BARATTOLO, F. and BIGOZZI, A., 1996, Dasycladaleans and depositional environments of the Upper Triassic-Liassic carbonate platform of the Gran Sasso (Central Apennines, Italy): *Facies*, **35**(1), 163–208.
- [16] BASSI, D., POSENATO, R., and NEBELSICK, J.H., 2015, Paleoeological dynamics of shallow-water bivalve carpets from a Lower Jurassic lagoonal setting, northeast Italy: *Palaios*, **30**(10), 758–770.
- [17] BEAVINGTON-PENNEY, S.J., 2004, Analysis of the effects of abrasion on the test of Palaeonummulites venosus: implications for the origin of nummulithoclastic sediments: *Palaios*, **19**(2), 143–155.
- [18] BERBERIAN, M. and KING, G.C.P., 1981, Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran: *Canadian journal of earth sciences*, **18**(2), 210–265.
- [19] BERNING, B., REUTER, M., PILLER, W.E., HARZHAUSER, M., and KROH, A., 2009, Larger foraminifera as a substratum for encrusting bryozoans (Late Oligocene, Tethyan Seaway, Iran): *Facies*, **55**(2), 227–241.
- [20] BIGNOT, G. and STROUGO, A. 2002, Middle Eocene benthic foraminiferal assemblages from Eastern Egypt, as biochronological and Peritethyan lagoonal indicators: *Revue de Micropaléontologie*, **45**, 73–98.
- [21] BOSOLD, A., SCHWARZHANS, W., JULAPOUR, A., ASHRAFZADEH, A.R., and EHSANI, S.M., 2005, The structural geology of the High Central Zagros revisited (Iran): *Petroleum Geoscience*, **11**(3), 225–238.
- [22] BRACHERT, T.C., BETZLER, C., BRAGA, J.C., and MARTIN, J.M., 1998, Microtaphofacies of a warm-temperate carbonate ramp (uppermost Tortonian/lowermost Messinian, southern Spain): *Palaios*, **13**, 459–475.
- [23] CARANNANTE, G., RUBERTI, D., and SIMONE, L., 2003, Sedimentological and taphonomic characterization of low-energy rudist-dominated Senonian carbonate shelves (Southern Apennines, Italy): In *North African Cretaceous Carbonate Platform Systems*, Springer, Dordrecht, 189–201.
- [24] CARANNANTE, G., RUBERTI, D., and SIRNA, M., 2000, Upper Cretaceous ramp limestones from the Sorrento Peninsula (southern Apennines, Italy): micro-and macrofossil associations and their significance in the depositional sequences: *Sedimentary geology*, **132**(1-2), 89–123.
- [25] CHATALOV, A., BONEV, N., and IVANOVA, D., 2015, Depositional characteristics and constraints on the mid-Valanginian demise of a carbonate platform in the intra-Tethyan domain, Circum-Rhodope Belt, northern Greece: *Cretaceous Research*, **55**, 84–115.
- [26] DUNHAM, R.J., 1962, Classification of carbonate rocks according to depositional texture, In: HAM, W.E., (Eds.), Classification of carbonate rocks, A symposium: *America: American Association Petroleum Geologist*, 108–121.



- [27] EMBRY, A.F. and KLOVAN, J.E., 1972, Late Devonian reef tract on northeastern Banks Island, Northwest territories: *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, **19**, 730–781.
- [28] ESMERAY-SENLET, S., ÖZKAN-ALTINER, S., ALTINER, D., and MILLER, K.G., 2015, Planktonic Foraminiferal Biostratigraphy, Microfacies Analysis, Sequence Stratigraphy, and Sea-Level Changes Across the Cretaceous–Paleogene Boundary In the Haymana Basin, Central Anatolia, Turkey: *Journal of sedimentary research*, **85**(5), 489–508.
- [29] FARZIPOUR-SAEIN, A., YASSAGHI, A., SHERKATI, S., and KOYI, H., 2009a, Basin evolution of the Lorestan region in the Zagros fold-and-thrust belt, Iran: *Journal of Petroleum Geology*, **32**(1), 5–19.
- [30] FLÜGEL, E., 2010, Microfacies of Carbonate Rocks, Analysis, Interpretation and Application: *Springer-Verlag, Berlin*, 976.
- [31] GAYARA, A.D. and MOUSA, A.K., 2015, Sequence Stratigraphy and Reservoir Characterization of the Upper Campanian-Maastrichtian Succession, Buzurgan Field, Southeastern Iraq: *Iraqi Journal of Science*, **56**(2B), 1457–1464.
- [32] GAYARA, A.D., NASSER, M.E., and KADHIM, A.J., 2016, Reservoir Characterization of The Hartha Formation, Southern Iraq: *Iraqi Journal of Science*, **57**(3B), 2062–2075.
- [33] 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.
- [34] GHANBARLOO, H., SAFARI, A., and VAZIRI-MOGHADDAM, H., 2021, Morphological changes of the large foraminiferal genus Loftusia during the Maastrichtian and its palaeogeographical inferences from the Zagros and Neotethys basins: *Marine Micropaleontology*, **162**, 1–17.
- [35] GOLONKA, J., 2004, Plate tectonic evolution of the southern margin of Eurasia in the Mesozoic and Cenozoic: *Tectonophysics*, **381**(1–4), 235–273.
- [36] HEYDARI, E., 2008, Tectonics versus eustatic control on supersequences of the Zagros Mountains of Iran: *Tectonophysics*, **451**(1–4), 56–70.
- [37] HOHENEGGER, J., 2009, Functional shell geometry of symbiont-bearing benthic foraminifera: *Galaxea, Journal of Coral Reef Studies*, **11**(2), 81–89.
- [38] KLICPERA, A., MICHEL, J., and WESTPHAL, H., 2015: Facies patterns of a tropical heterozoan carbonate platform under eutrophic conditions: the Banc d'Arguin, Mauritania. *Facies*, **61**(1), 1–24.
- [39] KORBAR, T., MCDONALD, I., PREMEC FUČEK, V., FUČEK, L., and POSILOVIĆ, H., 2017, Post-impact event bed (tsunamite) at the Cretaceous–Palaeogene boundary deposited on a distal carbonate platform interior: *Terra Nova*, **29**(2), 135–143.
- [40] JAMES, G.A. and WYND, J.G., 1965, Stratigraphic nomenclature of the Iranian oil consortium Agreement Area: *American Association of Petroleum Geologists, Bulletin*, **49**, 2182–2245.
- [41] JEŽ, J., OTONIČAR, B., FUČEK, L., and OGORELEC, B., 2011, Late Cretaceous sedimentary evolution of a northern sector of the Adriatic Carbonate Platform (Matarsko Podolje, SW Slovenia): *Facies*, **57**(3), 447–468.
- [42] LÉZIN, C., ANDREU, B., ETTACHFINI, E.M., WALLEZ, M.J., LEBEDEL, V., and MEISTER, C., 2012, The upper Cenomanian–lower Turonian of the Preafrican Trough, Morocco: *Sedimentary Geology*, **245–246**, 1–16.

- [43] LUCI, L., 2010, Encrusting patterns and life habit of Mesozoic trigonoids: a case study of *Steinmanella quintucoensis* (Weaver) from the Early Cretaceous of Argentina: *Lethaia*, **43**(4), 529–544.
- [44] MAHDI, T.A. and AQRAWI, A.A., 2018, Role of facies diversity and cyclicity on the reservoir quality of the mid-Cretaceous Mishrif Formation in the southern Mesopotamian Basin, Iraq: *Geological Society, London, Special Publications*, **435**(1), 85–105.
- [45] MALAK, Z.A. and AL-BANNA, N.Y., 2014, Sequence stratigraphy of Aqra Formation (Late Upper Campanian–Maastrichtian) in Geli Zanta corge, Northern Iraq: *Arabian Journal of Geosciences*, **7**(3), 971–985.
- [46] Meriç, E., Görmüş, M., 2001, The genus *Loftusia*: *Micropaleontology*, **47**, 1-71.
- [47] MORO, A., VELIĆ, I., MIKUŽ, V., and HORVAT, A., 2018, Microfacies characteristics of carbonate cobble from Campanian of Slovenj Gradec (Slovenia): implications for determining the Fleuryana adriatica De Castro, Drobne and Gušić paleoniche and extending the biostratigraphic range in the Tethyan realm: *Rudarsko-geološko-naftni zbornik*, **33**(4), 1–12.
- [48] MOUTHEREAU, F., LACOMBE, O., and VERGÉS, J., 2012, Building the Zagros collisional orogen: timing, strain distribution and the dynamics of Arabia/Eurasia plate convergence: *Tectonophysics*, **532**, 27–60.
- [49] MÜLAYIM, O., YILMAZ, İ.Ö., ÖZER, S., SARI, B., and TASLI, K., 2020, A Cenomanian–Santonian rudist-bearing carbonate platform on the northern Arabian Plate, Turkey: facies and sequence stratigraphy: *Cretaceous Research*, **110**, 104–414.
- [50] NAVARRO-RAMIREZ, J.P., BODIN, S., CONSORTI, L., and IMMENHAUSER, A., 2017, Response of western South American epeiric-neritic ecosystem to middle Cretaceous Oceanic Anoxic Events: *Cretaceous Research*, **75**, 61–80.
- [51] NEBELSICK, J. H., BASSI, D., and LEMPP, J., 2013, Tracking paleoenvironmental changes in coralline algal-dominated carbonates of the Lower Oligocene Calcareni di Castelgomberto formation (Monti Berici, Italy): *Facies*, **59**, 133–148.
- [52] NEBELSICK, J.H., BASSI, D., and RASSER, M.W., 2011, Microtaphofacies: Exploring the Potential for Taphonomic Analysis in Carbonates, In: Allison, P.A., and Bottjer, D.J. (Eds.), *Taphonomy. Aims and Scope Topics in Geobiology Book Series*, Springer, Dordrecht, **32**, 337–373.
- [53] ÖZER, S., EL-SOROGEY, A.S., AL-DABBAGH, M.E., and AL-KAHTANY, K., 2019, Campanian–Maastrichtian unconformities and rudist diagenesis, Aruma Formation, central Saudi Arabia: *Arabian Journal of Geosciences*, **12**(2), 1–34.
- [54] PARHAM, S., PIRYAEI, A.R., GHORBANI, M., and MOUSSAVI-HARAMI, R., 2019, Paleogeographic evolution of the Maastrichtian deposits in the eastern Fars area (Zagros, Iran) using high-resolution sequence stratigraphic analysis: *Carbonates and Evaporites*, **34**(2), 315–334.
- [55] PLEȘ, G., BUCUR, I.I., and SĂȘĂRAN, E., 2016, Depositional environments, facies and diagenesis of the Upper Jurassic–Lower Cretaceous carbonate deposits of the Buila-Vânturarița Massif, Southern Carpathians (Romania): In *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, **86**, 165–183.
- [56] PLEȘ, G., OPRIȘA, A., BUCUR, I.I., SĂȘĂRAN, E., MIRCESCU, C.V., OLTEAN, G., and IACOB, R.G., 2019, The central-western Getic Carbonate Platform: Upper Jurassic to Lower Cretaceous biostratigraphy and sedimentary evolution of the Cioclovina–Bănița sector (Southern Carpathians, Romania). *Facies*, **65**(3), 1–32.

- [57] POMAR, L., BRANDANO, M., and WESTPHAL, H., 2004, Environmental factors influencing skeletal grain sediment associations: a critical review of Miocene examples from the western Mediterranean: *Sedimentology*, **51**(3), pp.627-651.
- [58] POMAR, L. and KENDALL, C., 2008, Architecture of carbonate platforms: a response to hydrodynamics and evolving ecology. In *Controls on carbonate platform and reef development, SEPM Special Publication*, **89**, 187–216.
- [59] SADOONI, F.N., 2018, Impact of the demise mechanisms of the Cretaceous rudist buildups in the Arabian Plate on their reservoir characteristics: Carbonates and Evaporites, **33**(3), 465–476.
- [60] SAMANKASSOU, E., 2002, Cool-water carbonates in a paleoequatorial shallow-water environment: The paradox of the Auernig cyclic sediments (Upper Pennsylvanian, Carnic Alps, Austria-Italy) and its implications: *Geology*, **30**(7), 655–658.
- [61] SANDERS, D., 1999, Shell disintegration and taphonomic loss in rudist biostromes: *Lethaia*, **32**(2), 101–112.
- [62] SANDERS, D. and BARON-SZABO, R.C., 1997, Coral-rudist bioconstructions in the Upper Cretaceous Haidach section (Gosau Group; Northern Calcareous Alps, Austria): *Facies*, **36**(1), 69–89.
- [63] SANDERS, D., LUKESCH, M., RASSER, M., and SKELTON, P., 2007, Shell beds of diceratid rudists ahead of a low-energy gravelly beach (tithonian, northern calcareous alps, austria): palaeoecology and taphonomy: *Austrian Journal of Earth Sciences*, **100**, 186–199.
- [64] SANDERS, D. and PONS, J.M., 1999, Rudist formations in mixed siliciclastic-carbonate depositional environments, Upper Cretaceous, Austria: stratigraphy, sedimentology, and models of development: *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **148**(4), 249–284.
- [65] SCHUMANN, D., 2000. Paleoecology of late Cretaceous rudist settlements in Central Oman, In: ALSHARHAN A.S., SCOTT, R.W. (Eds.) Middle East models of Jurassic/Cretaceous carbonate systems, SEPM Special Publication, Suite, **69**, 143–153.
- [66] SIMONE, L., CARANNANTE, G., RUBERTI, D., SIRNA, M., SIRNA, G., LAVIANO, A., and TROPEANO, M., 2003, Development of rudist lithosomes in the Coniacian–Lower Campanian carbonate shelves of central-southern Italy: high-energy vs low-energy settings: *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **200**(1-4), 5–29.
- [67] SILVESTRI, G., BOSELLINI, F.R., and NEBELSICK, J.H., 2011, Microtaphofacies analysis of lower Oligocene turbid-water coral assemblages: *Palaios*, **26**, 805–820.
- [68] SOLAK, C., TASLI, K., and KOÇ, H., 2017, Biostratigraphy and facies analysis of the Upper Cretaceous–Danian? platform carbonate succession in the Kuyucak area, western Central Taurides, S Turkey: *Cretaceous Research*, **79**, 43–63.
- [69] STEIN, M., ARNAUD-VANNEAU, A., ADATTE, T., FLEITMANN, D., SPANGENBERG, J.E., and FOLLM, K.B., 2012, Palaeoenvironmental and palaeoecological change on the northern Tethyan carbonate platform during the Late Barremian to earliest Aptian: *Sedimentology* **59**, 939–963.
- [70] READ, J.F., 1982, Carbonate platforms of passive (extensional) continental margins: types, characteristics and evolution: *Tectonophysics* **81**, 195–212.

- [71] READ, J.F., 1985, Carbonate platform facies models: *AAPG Bulletin*, **69**, 1–21.
- [72] RUBERTI, D., 1997, Facies analysis of an Upper Cretaceous high-energy rudist-dominated carbonate ramp (Matese Mountains, central-southern Italy): subtidal and peritidal cycles: *Sedimentary Geology*, **113**(1-2), 81–110.
- [73] RUBERTI, D., CARANNANTE, G., SIMONE, L., SIRNA, M., and SIRNA, G., 2007, Sedimentary processes and biofacies of Late Cretaceous carbonate low energy ramp systems (Southern Italy): *SEPM (Society for Sedimentary Geology)*, **87**, 57–70.
- [74] RUBERTI, D. and TOSCANO, F., 2002, Microstratigraphy and taphonomy of rudist shell concentrations in Upper Cretaceous limestones, Cilento area (central-southern Italy): *Geobios*, **35**, 228–240.
- [75] RUBERTI, D., TOSCANO, F., CARANNANTE, G., and SIMONE, L., 2006, Rudist lithosomes related to current pathways in Upper Cretaceous temperate-type, inner shelves: a case study from the Cilento area, southern Italy: *Geological Society, London, Special Publications*, **255**(1), 179–195.
- [76] VAZIRI-MOGHADDAM, H., SAFARI, A., and TAHERI, A., 2005, Microfacies, paleoenvironments and sequence stratigraphy of the Tarbur Formation in Kherameh area, SW Iran: *Carbonates and Evaporites*, **20**(2), 131–137.
- [77] VILLALONGA, R., BOIX, C., FRIJIA, G., PARENTE, M., BERNAUS, J.M., and CAUS, E., 2019, Larger foraminifera and strontium isotope stratigraphy of middle Campanian shallow-water lagoonal facies of the Pyrenean Basin (NE Spain): *Facies*, **65**, 1–20.
- [78] Wynd, A.G., 1965, Biofacies of the Iranian oil consortium agreement area (I.O.O.C) report No. **1082**, unpublished paper.

## Reconstruction of the sedimentary environment of the Tarbur Formation based on microfacies analysis in the Murak area (southwest of Semirom)

Hossein Ghanbarloo<sup>1</sup>, Amrollah safari<sup>2\*</sup>, Hossein Vaziri-Moghaddam<sup>3</sup>

1. Ph.D. in Paleontology & Stratigraphy, Department of Geology, Faculty of Science, University of Isfahan
2. Associate of Professor, Department of Geology, Faculty of Science, University of Isfahan
3. Professor, Department of Geology, Faculty of Science, University of Isfahan

\*safari@sci.ui.ac.ir  
a.safari901@gmail.com

Received: September 2020, Accepted: December 2020

### Abstract

Reconstruction of the sedimentary environment of the Middle-Upper Maastrichtian deposits (Tarbur Formation) in the Murak area (southwest of Semirom) was performed based on Microfacies analysis. The formation with 239 m thickness consists of limestone and shale. Meanwhile, the Tarbur deposits overlie the Gurpi Formation and is covered by the Paleocene deposits. Seven microfacies were recognized based on the main components and sedimentological features. In addition, these microfacies were deposited in homonical carbonate ramp. From the viewpoint of vertical distribution and interpretation of microfacies, the Tarbur deposits were formed in the energetic environment (under the influence of the storm waves) in the study area. Therefore, communities of rudist are absent and the green algae (Dasycladales) are abundant in the study area. Concerning the high rate of detrital grain input and increasing of nutrients, the bryozoans were performed the encrusting more than other organisms.

**Keywords:** Rudist, Tarbur Formation, Microfacies, Storm waves, Maastrichtian