فصلنامه‌ی زمین شناسی کاربردی
سال ۴ (۱۳۸۷)، شماره‌ی ۳ : ۲۰۶ ـ ۱۹۵
www.appliedgeology.ir

میکروفاسیس و محیط رسوبی سازند تاربور در ناحیه‌ی دوراهان (شرق لردگان)

میرحسن موسوی* و برزو عسگری پیربلوطی
گروه زمین شناسی، دانشکده‌ی علوم پایه، دانشگاه آزاد اسلامی واحد مسجد سلیمان
* عهده‌دار مکاتبات moosavi-m-h@yahoo.com

چکیده
نهشته‌های سازند تاربور در شرق لردگان با ضخامت حدود ۱۸۲ متر، به طور عمده از سنگ‌های کربناته تشکیل شده اند. مرز زیرین این سازند با سازند گورپی هم‌شیب و ناپیوسته می باشد که نشانه‌ی عدم رسوبگذاری و فرسایش، و مرز بالایی با سازند پابده هم‌شیب و پیوسته است. سنّ سازند تاربور در ناحیه‌ی مورد مطالعه براساس گونه‌های شاخص فرامینیفرا مایستریشتین میانی و بالایی تعیین گردید. میکروفاسیس‌های کربناته‌ی سازند تاربور شامل گرینستون، وکستون تا پکستون و وکستون بوده که نشانه‌ی محیط رسوبی دریای باز، سدّ کربناته (ریف) و تالاب پشت سد است. سازند تاربور در این منطقه در یک پلاتفرم کربناته‌ی اپی کانتیننتال تشکیل شده است.

واژه‌های کلیدی: سازند تاربور، دوراهان، محیط رسوبی، میکروفاسیس

Microfacies and Sedimentary Environment of Tarbur Formation in Dorahan area, (east Lordegan)

M. H. Moosavi* & B. Asgari Pirbaloti
Department of Geology, Islamic Azad University, Masjed Suleiman Branch, Masjed Suleiman, I.R. Iran
***Correspondence Author: moosavi_m_h@yahoo.com**

Abstract
Tarbur Formation in the east of Lordegan includes mainly limestone, 182m thickness. Tarbur Formation lower contact with Gurpi Formation is disconformity and Upper contact with Pabdeh

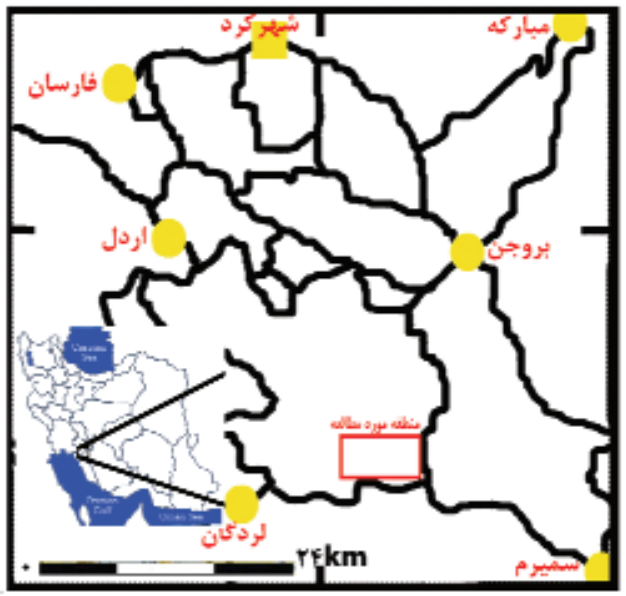
Formation, graded. Age of Tarbur Formation based on index fossil is Middle to Upper Mastrichtian (Upper Cretaceous). Microfacies include grainstone, wackestone to packstone and wackestone that shows open marine, bar (reef) and lagoon environment in the study area. Tarbur Formation in the study area deposited in Epicontinental platform.

Key words: Dorahan, Microfacies, Sedimentary Environment, Tarbur Formation.

۱- مقدّمه

منطقه‌ی مورد برّرسی در حوضه‌ی زاگرس چین‌خورده، به طول ۱۲°۵۱' شرقی و عرض ۳۵°۳۱' شمالی در ۴۵ کیلومتری شرق لردگان، از توابع استان چهارمحال و بختیاری قرار دارد (تصویر ۱). نهشته‌های سازند تاربور که شامل آهک‌های رسی رودیستی می‌باشند، برای اولّین بار توسّط جیمز و وایند (James Wynd 1965) در کوه گدون، در نزدیکی روستای تاربور استان فارس، اندازه‌گیری شده‌اند. این سازند به طور عمده از دیدگاه چینه‌شناسی و فسیل‌شناسی (حسینی مرندی ۱۳۷۳، نجفی ۱۳۷۶، عسگری پیربلوطی ۱۳۷۷، خسروتهرانی و افقه ۱۳۸۳) و سنگ‌شناسی رسوبی به ویژه تعیین میکروفاسیس و محیط رسوبی (مغفوری‌مقدم ۱۳۸۴، صفری و همکاران ۱۳۸۵، افقه و یوسف‌زاده ۱۳۸۵) مطالعه شده است.

هدف از این تحقیق شناسایی میکروفسیل‌ها، ماکروفسیل‌ها و به طور عمده تعیین میکروفاسیس‌ها و محیط رسوبی سازند تاربور در ناحیه‌ی مورد مطالعه است.



تصویر ۱- موقعیّت جغرافیایی و راه‌های دسترسی به منطقه مورد مطالعه

۲- روش مطالعه

نام‌گذاری سنگ‌های کربناته در مقاطع میکروسکوپی به روش دانهام (Dunham 1962) و در مطالعات صحرایی به روش گرابو (Grabau 1904) انجام گرفت. همچنین نمونه‌های برداشت شده برای تعیین رودیست‌ها در آزمایشگاه آماده‌سازی شدند. نمونه‌ها پس از قرارداده شدن در آب گرم و آب اکسیژنه با برس پلاستیکی، تمیز و مورد شستشو قرار گرفتند. سطح برخی از نمونه‌ها که با قشر نازکی از کربنات کلسیم پوشیده شده بود، توسّط اسید استیک تمیز و شفّاف گردید.

برّرسی رخساره‌ها و ارائه‌ی مدل رسوبی آن‌ها بر پایه‌ی قانون والتر (Middleton 1973) و تغییرات عمودی و جانبی رخساره‌ها و مقایسه با محیط‌های امروزی و قدیمی (Lasemi 1995, Wilson 1975, Flugel 2004, Tucker & Wright 1990) (لاسمی ۱۳۷۹) انجام شده است.

۳- چینه‌شناسی سازند تاربور در ناحیه‌ی مورد مطالعه

سازندهای گورپی و تاربور قسمتی از نهشته‌های کرتاسه‌ی فوقانی در منطقه‌ی زاگرس چین‌خورده می‌باشند. سازند گورپی در این ناحیه مانند بیشتر نواحی زاگرس از شیل و مارن تشکیل شده که در پایان به ماسه سنگ و سیلتستون تبدیل می‌شود که در ناحیه‌ی دوراهان و گردبیشه به خوبی قابل مشاهده هستند. در فارس داخلی، رخساره‌ی آهکی سازند تاربور تغییر رخساره می‌دهد و به شکل بین‌انگشتی جانشین رخساره‌ی شیلی با منشاء عمیق سازند گورپی می‌شود. در این ناحیه ضخامت سازند تاربور به طرف سمیرم افزایش یافته و به طرف شمال غرب از ضخامت آن به شدّت کاسته می‌شود، به طوری که به سازند امیران تبدیل می‌شود. نهشته‌های سازند تاربور در ناحیه‌ی دوراهان (لرستان) ۱۸۲ متر ضخامت دارند. مرز تحتانی این سازند هم شیب و ناپیوسته با سازند گورپی و مرز فوقانی هم شیب و

پیوسته با سازند پابده است (تصویر ۲). ناپیوستگی فرسایشی بین سازندهای گورپی و تاربور در این ناحیه در ارتباط با رخداد زود هنگام لارامین است، که کنگلومرای پلیمیکتیک به ضخامت ۱۷ متر در قاعده‌ی سازند تاربور، فعالیّت این رخداد را تأیید می کند (تصویر ۳).

به طور کلّی با توجّه به ویژگی‌های سنگ‌شناسی، پنج واحد سنگی در این سازند در ناحیه‌ی مورد مطالعه به شرح زیر شناسایی شده‌اند (تصویر ۴):

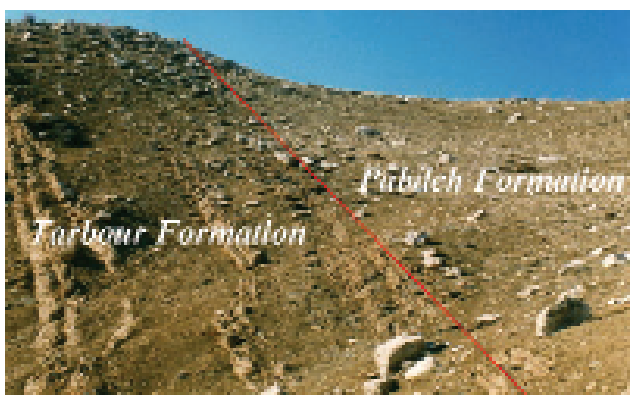
واحد T_1: ۱۷متر کنگلومرای پلیمیکتیک که حاوی ماسه سنگ ریزدانه و مقداری برش رادیولاریتی که در ابتدای سازند تاربور نهشته شده‌اند.

واحد T_2: ۳۶متر تناوب آهک مارنی، مارن و شیل با لایه‌بندی نازک حاوی خرده‌های اسکلتی که براساس طبقه‌بندی گرابو (Grabau 1904) کلسی لوتیت می‌باشد.

واحد T_3: ۴۸ متر آهک متوسّط و ضخیم لایه‌ی خاکستری رنگ، حاوی قطعات اسکلتی فراوان و رودیست‌های بزرگ که ترکیب کالک آرنایت تا کلسی رودایت دارند (Grabau 1904) (تصویر ۵).

واحد T_4 : ۴۱متر تناوبی از شیل خاکستری و آهک نازک لایه متمایل به کرم که بر اساس طبقه بندی گرابو (Grabau 1904)، کالک آرنایت تا کلسی لوتیت می‌باشد.

واحد T_5: ۴۰متر آهک نازک لایه تا ضخیم لایه، حاوی خرده‌های اسکلتی براکیوپوداها و خرده‌های رودیست که دارای تناوب با شیل‌ها می‌باشد. این واحد براساس طبقه‌بندی گرابو (Grabau 1904) کالک آرنایت تا کلسی لوتیت می‌باشد.



تصویر ۲- مرز تدریجی بین سازند تاربور و پابده در ناحیه‌ی مورد مطالعه

تصویر ۳- کنگلومرای قاعده‌ای سازند گورپی و تاربور در ناحیه‌ی دوراهان

۴- بیواستراتیگرافی سازند تاربور در ناحیه‌ی دوراهان

مطالعه‌ی مقاطع نازک تهیّه شده از توالی آهکی این سازند در ناحیه‌ی مورد مطالعه، نشانگر آن است که روزنداران سازند تاربور از نوع کفزی می‌باشند که عبارتند از (تصویر ۶):

این مجموعه‌ی فسیلی منطبق با زون شماره‌ی ۳۷، (Wynd 1965) Omphalocyclus-Loftusia است که در منطقه‌ی لرستان مشاهده می‌شود. مقایسه‌ی محدوده‌ی سنی گونه‌های Loftusia-harrisoni و Loftusia-minor با مناطق حاشیه‌ی حوضه‌ی تتیس (Wynd 1965, Al Omari & Sadek 1976, Meric & Mojab 1977, Meri & Avsar 1992, Meri et al. 2001)

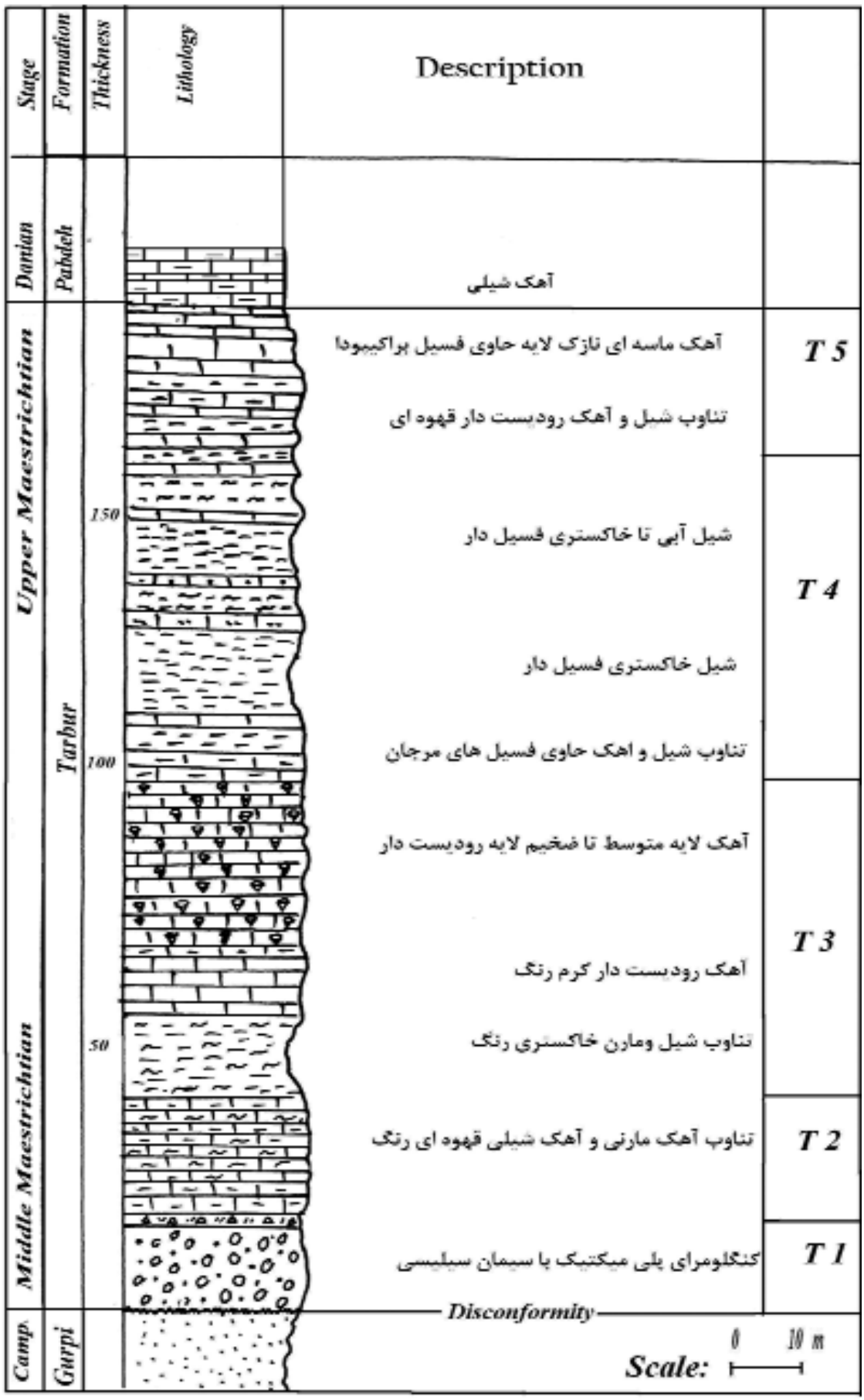
می‌تواند محدوده‌ی سنّی ماستریشتین میانی تا بالایی را برای سازند تاربور در منطقه‌ی دوراهان تعیین نماید.

A: Loftusia morgani, B: Omphalocyclus macroporus, C: Loftusia harisoni, D: Loftusia minor, E: Valvulammina piccardi, F: Loftusia coxi & Dicyclina sp., G: Rotalia sp., H: Miliolide , I: Loftusia persica and J: Nezzazata

همچنین در این سازند گونه‌های مختلفی از رودیست‌ها شناسایی گردیدند که عبارتند از:

Hippurites vaccinates, paraeradiolites cylindraceus, Radiolites, Corrlliochama, Hippurites radiosus, Vautrina syriaca, Hippurites oppeli, Toucasia sp. Gyrostrea sp. Gyrostrea akrabatensis, Echinocorys rugosa, Pygopyrina cf. ataxensis.

رودیست‌های فوق در مناطق مختلف حاشیه‌ی تتیس گزارش



تصویر ۴- ستون چینه‌شناسی سازند تاربور در ناحیه‌ی دوراهان

تصویر ۵- نمایی نزدیک از توالی آهکی رودیست‌دار

Omphalocyclus macroprus, Omphalocyclus sp., Pseudomphalocyclus Blumenthali, Loftusia persica, Loftusia coxi menson, Loftusia minor coxi, Loftusia harrisoni coxi, Loftusia morgani henso, Nezzazta sp., *Miliolids, Pseudochysalidina* sp., *Irrawadia trigonalis, Valvulammina picardi, Dicyclina* cf. *shlumbergeri, Pseudo textularia elegans, Nummofallotia apula, Pseudorotalia persica* sp., *Rotalia* sp.

شده‌اند.

(Cestari & Sartorio 1995, Philip & Platel 1987, Steuber 1999, Steuber & Loser 2000)

در این سازند گونه‌های مختلفی از گاستروپودا، مرجان و براکیوپودا نیز شناسایی گردیدند که عبارتند از:

Gastropod: Turritella edita, Pleurotomaria sp., Littorina rudis, Melongena minax, Fusinsus sp.
Coral: Stylaster sp., Columactinastera sp., Cyclolites ellipticus, Cyclolites plymorpa, Cyclolites undulata, Trochosmila didymorphyria, Aspidiscus sp.
Brachiopod: Rectithyris sp.

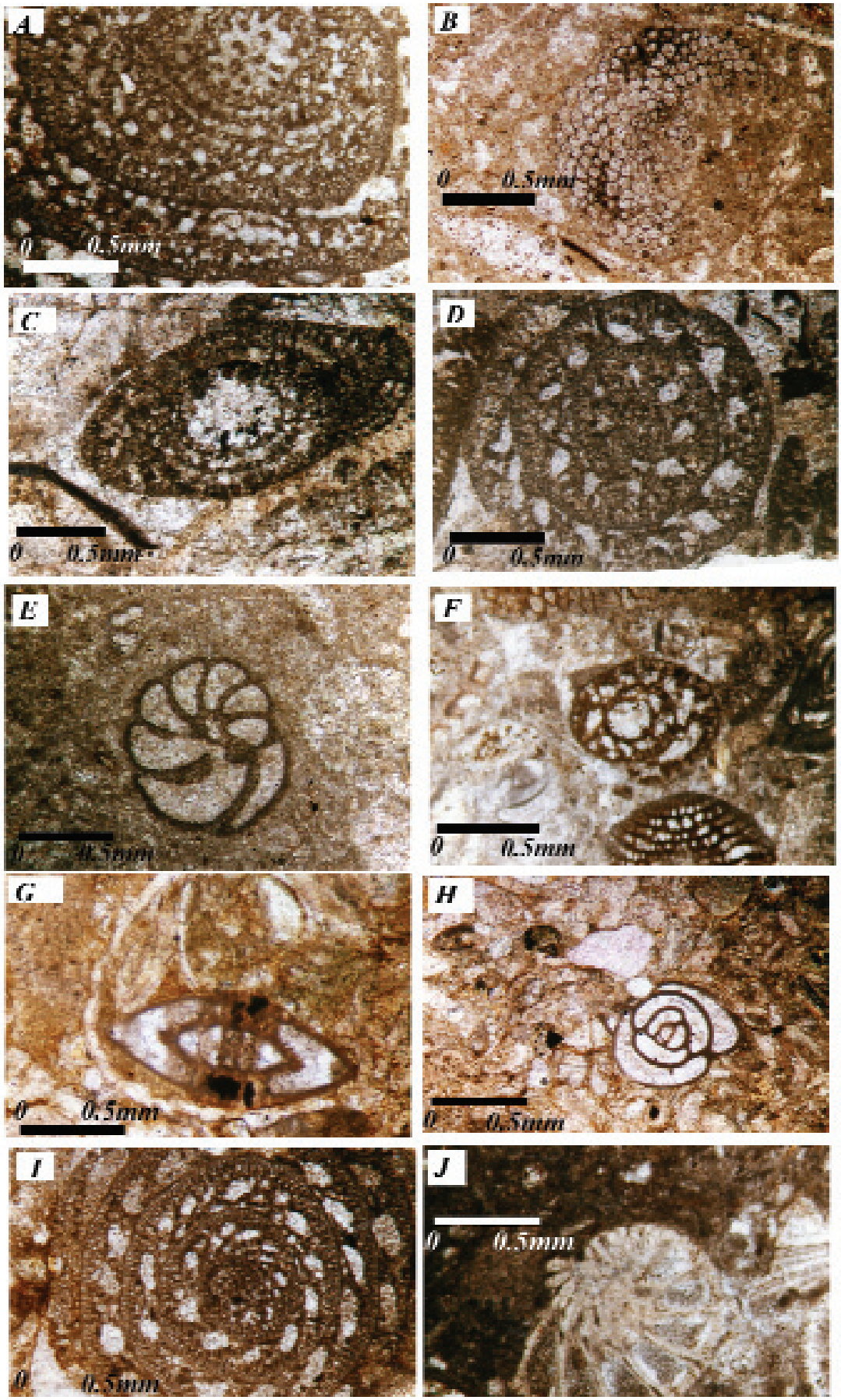
۵- پالئواکولوژی رودیست‌ها

رودیست‌ها حالت شاخه‌ای ندارند و بسترهای نرم را برای زندگی ترجیح می‌دهند. رودیست‌های بالارونده مانند هیپوریت‌ها که در سازند تاربور در ناحیه‌ی مورد مطالعه به وفور مشاهده می‌گردند، به علّت آنکه سطح تماس بسیار ضعیفی با بخش بستر دارند، در محیط‌های کم انرژی زندگی کرده و ماتریکس، نقش اصلی در حفظ و تعادل آن‌ها داشته است (Sanders & Pons 1999). به طور کلّی رودیست‌ها از تولیدکنندگان کربنات در کرتاسه محسوب می‌شوند (Schumann 1995) و به خاطر داشتن شکل و فرم متفاوت با سایر دوکفه‌ای‌ها و نیز قابلیّت کلنی‌سازی، در اکتشافات نفتی درون ریف‌های رودیستی، کاربرد فراوانی دارند (Bein 1976). رودیست‌ها، بخصوص هیپوریتیده‌ها از دو کفه‌ای‌های ثابت و غیرمتحرک محسوب می‌شوند و از زمان ژوراسیک بالایی تا کرتاسه‌ی بالایی در بسترهای کربناته و کم عمق حوضه‌ی تتیس زندگی می‌کرده و از موجودات پلاژیک موجود در آب تغذیه می‌کرده‌اند (Ross & Skelton 1993).

عوامل مختلف، نظیر جزر و مد، تغییرات عمق آب و جریان‌های توربیدیتی بر روی رشد پوسته‌ی رودیست‌ها تأثیر می‌گذاشته، به طوری که مقدار رشد پوسته‌ی آن‌ها به طور متوسّط یک تا دو سانتی‌متر در سال بوده که در اواخر کرتاسه از ۴ تا ۴/۵ سانتی‌متر در سال متغیّر بوده است (Schumann 1995). رودیست‌ها قادر به زندگی در آب‌های کم عمق، نرتیک تا شیب قارّه‌ای در بسترهای سخت و نرم و در محیط‌های آرام و پر انرژی با نرخ رسوبگذاری متفاوت می‌باشند. از عوامل دیگری که در زندگی رودیست‌ها مؤثّر بوده، درجه حرارت و شوری آب محیط است. رودیست‌ها برای زندگی به درجه حرارت بالاتر از ۲۵ درجه‌ی سانتی‌گراد نیاز دارند، که این فاکتور بر روی اندازه‌ی آن‌ها تأثیر فراوانی دارد (Tasch 1973). در سازند تاربور رودیست‌هایی با اندازه‌ی بزرگتر از ۴۰ سانتی‌متر مشاهده گردید (تصویر ۷)، که درجه حرارت بالاتر از ۲۵ درجه‌ی سانتی‌گراد در زمان تشکیل را نشان می‌دهد. همچنین چگونگی رشد رودیست‌ها را می‌توان با تعیین اندیس برخاستگی و استحکام تعیین نمود (Skelton & Gili 1991). با توجّه به این اندیس‌ها و با تکیه بر این مطلب که رودیست‌های منطقه‌ی دوراهان به طور عمده از نوع هیپوریتیده‌ها و رادیولیتیده‌ها می‌باشند، از نوع بالارونده (Elevator) تعیین می‌شوند.

۶- میکرو فاسیس‌های سازند تاربور

جهت بررّسی رخساره‌های سنگی سازند تاربور از لایه‌های تحتانی آن که بر روی کنگلومرای قاعده‌ای قرار گرفته، نمونه‌برداری سیستماتیک انجام شد. کلّیه‌ی مقاطع نازک تهیّه شده از سازند تاربور، از نظر درصد دانه‌های اسکلتی، اجزای غیراسکلتی، میزان سیمان و ماتریکس و نیز ویژگی‌های بافتی مورد مطالعه دقیق قرار گرفتند. سرانجام با تلفیق اطّلاعات صحرایی و پتروگرافی، میکروفاسیس‌های زیر تعیین گردیدند:



تصویر ۶- اطلس تعدادی از روزنداران موجود در سازند تاربور (X4)

تصویر ۷- Hippurites vaccinates

۶-۱- میکروفاسیس دریای باز (Open Marine Microfacies):

Bioclast wackestone to packstone: O_1

اجزای تشکیل‌دهنده‌ی این میکروفاسیس شامل قطعات اسکلتی خرد شده و فرامینیفرهای کفزی از جمله Pseudotextularia elegans است. ذرات آواری مثل کوارتز درصد کمی را به خود اختصاص داده است. همانند این میکروفاسیس توسّط ژیچنگ و همکاران در چین و جنوب ثبت گزارش شده است (Zhicheng et al. 1996). این رخساره با وجود روزنداران کفزی در بخش کم عمق دریای باز تشکیل شده است.

Omphalocyclus bioclast packstone: O_2

مهمترین اجزای اسکلتی این میکروفاسیس را Omphalocyclus، فرامینیفرهای کوچک مانند Pseudotextularia elegans و نیز قطعات خرد شده‌ی رودیست‌ها تشکیل می‌دهند. همچنین کوارتز آواری در زمینه‌ی میکریتی - اسپاری دیده می‌شود.

تجمّع Omphalocyclus متعلّق به بخش بالایی منطقه‌ی نفوذ نور (اعماق ۸۰-۴۰ متری) دریای باز می‌باشد (Hottinger 1997). این رخساره قابل مقایسه با دامنه‌ی ریف می‌باشد (Zhicheng et al. 1996, Pomar 1991, ۱۳۷۶ لاسمی و جلیلیان) در مجموع قطعات خرد شده‌ی رودیست‌ها از ساختمان‌های بالا آمده توسّط این موجودات ایجاد شده و بیانگر دامنه‌ی ریف می‌باشد که به سمت دریای باز است (Pomar 1991). وجود صدف‌های رودیست و فرامینیفرها در رخساره‌های دریای باز نشان‌دهنده‌ی شوری نرمال است. وجود میکرایت در بین آلوکم‌ها نیز بیانگر تشکیل این رخساره‌ها در زیر خطّ اثر امواج و در شرایط آرام می‌باشد.

Rudist packstone: O_3

خرده‌های رودیستی در اندازه‌ی رودیت تشکیل دهنده‌ی اصلی این رخساره در زمینه‌ی میکریتی می‌باشند که فابریک دانه افزون (Grain Supported) را تشکیل داده‌اند. کاهش چشمگیر روزن‌داران، افزایش درصد و اندازه‌ی خرده‌های رودیستی در این رخساره‌ی سنگی، بیانگر کاهش عمق و افزایش انرژی محیط است. در مجموع این ویژگی‌ها نشان‌دهنده‌ی بخش کم عمق جلوی ریف است.

۶-۲- میکروفاسیس سد (Barrier Microfacies):

Bioclast Rudist Grainstone: B_1

خرده‌های اسکلتی رودیست‌ها که تقریباً گرد شده هستند، از آلوکم‌های اصلی این رخساره می‌باشند. همچنین مقدار کمی خرده‌های بریوزوئر در این رخساره مشاهده می‌شود. فابریک رخساره، دانه‌افزون می‌باشد که فضای بین اجزاء اصلی را سیمان اسپاری پر نموده است.

Intraclast Boiclast Grainstone: B_2

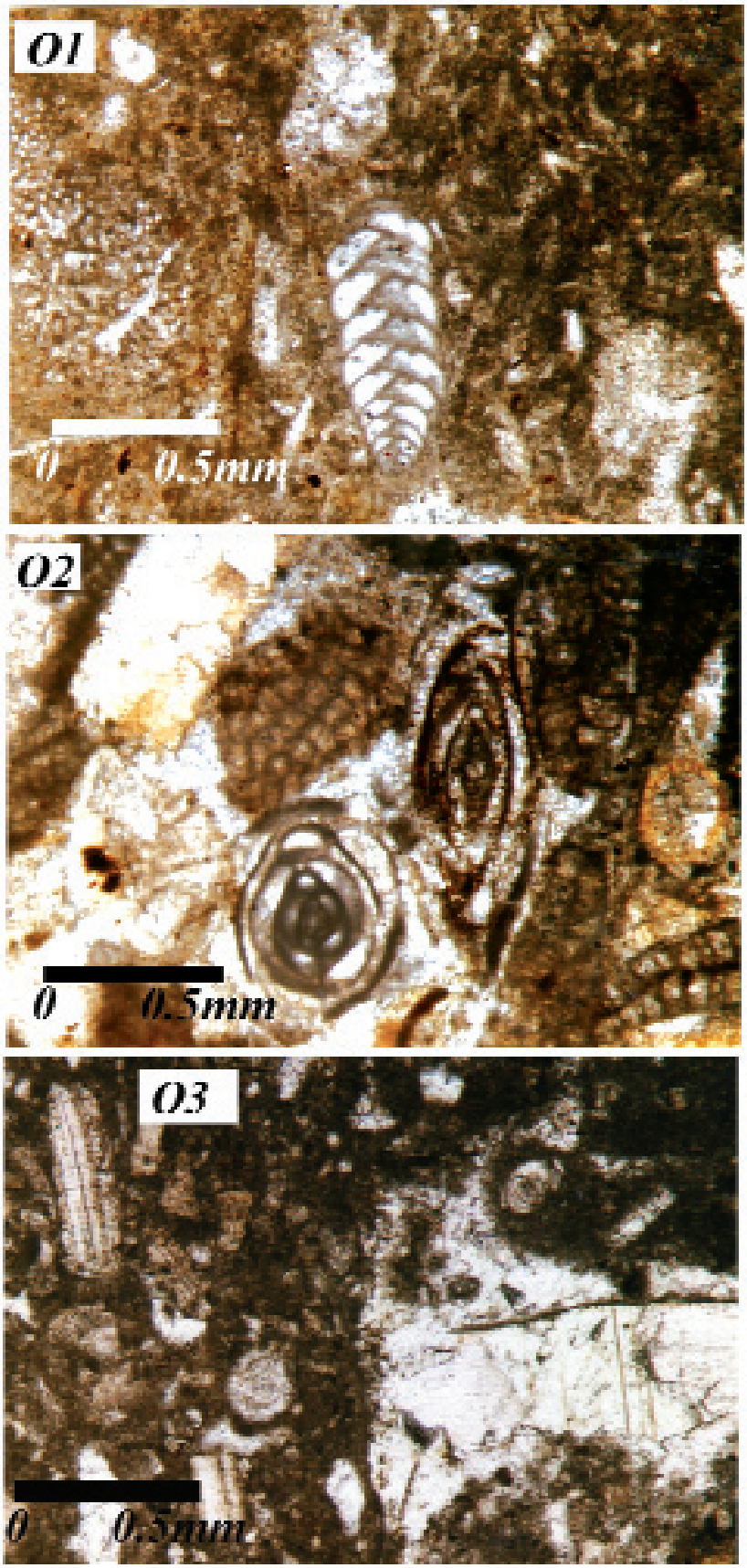
آلوکم‌های اصلی تشکیل دهنده‌ی این رخساره قطعات رودیست‌ها می‌باشند، که در بین آن‌ها تعداد کمی اینتراکلاست در اندازه‌ی ماسه‌ی گرد شده و به مقدار جزئی کوارتز آواری مشاهده می‌شود.

ویژگی مهمّ میکروفاسیس‌های B_1 و B2 نبود میکریت در بین آلوکم‌ها است، که بیانگر بالا بودن میزان انرژی در زمان رسوبگذاری است. این رخساره‌ها نشان‌دهنده‌ی رسوبگذاری در محیط سد و محیط بالای سطح موج می‌باشند و قابل مقایسه با رخساره‌های حاشیه‌ی چین و جنوب تبت هستند(Zhicheng et al. 1996). با توجّه به وجود اینتراکلاست‌ها، خرده‌های اسکلتی محیط سد و نیز بافت دانه افزون به کانال‌های جزر و مدّی قطع کننده‌ی سد (ریف کربناته) نسبت داده می‌شوند.

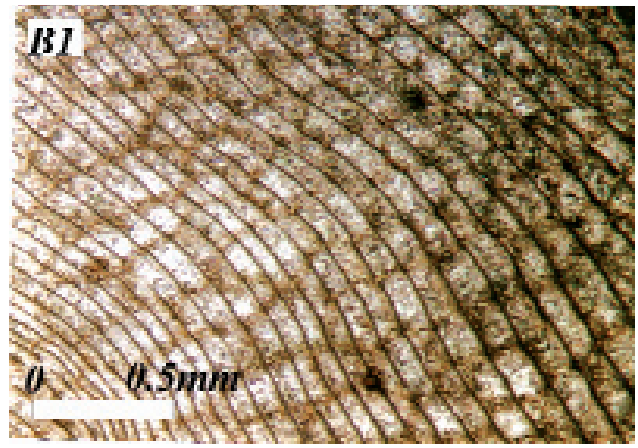
۶-۳- میکروفاسیس تالاب پشت‌سد (Lagoon Microfacies)

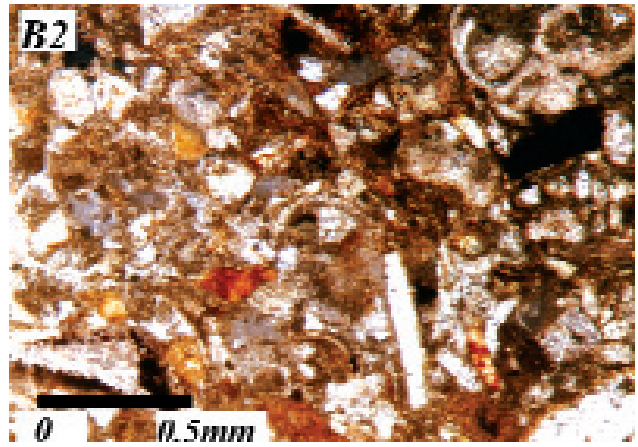
Miliolids Bioclasts Packstone: L_1

خرده‌های رودیستی به همراه میلیولیدها از آلوکم‌های تشکیل دهنده‌ی این رخساره هستند. علاوه بر اجزای اصلی صدف‌های Dicyclina, Nezzazta و Omphalocyclus دیده می‌شوند.

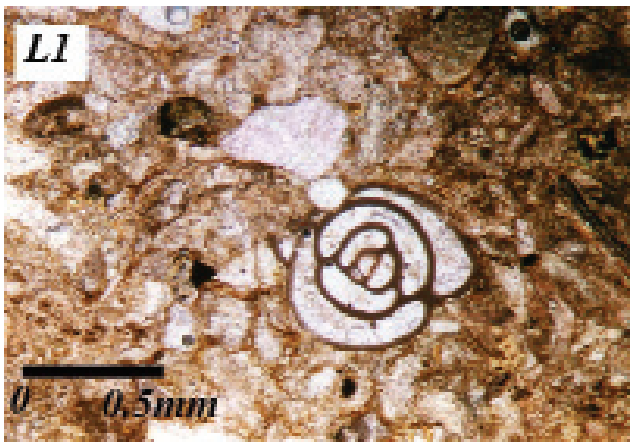


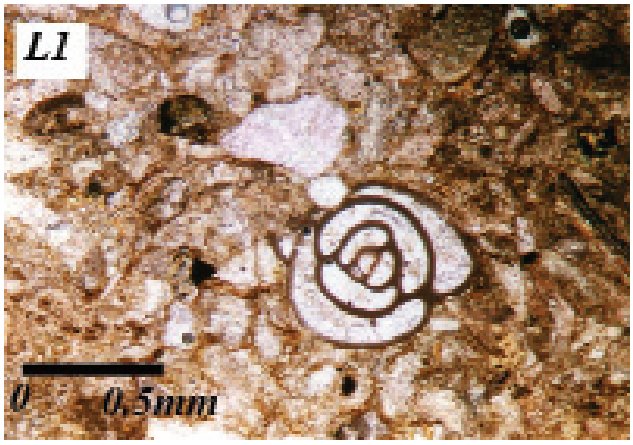
تصویر ۸- رخساره‌های دریای باز (O_1: (X4) حاوی فسیل Pseudotextularia elegans، O_2: حاوی فسیل‌های macroprous Nummofallotia cretacea, Nummofallotia apula, Rotalia sp., Bryozoa, Omphalocyclus sp., Omphalocyclus
O3: حاوی خرده‌های زاویه‌دار رودیست، ذرات کوارتز تخریبی





تصویر ۹- رخساره‌های سد کربناته (X4)، B1: گرینستون حاوی قطعات رودیستی با سیمان اسپاری، B2: حاوی خرده‌های فسیلی و اینتراکلاست‌های نیمه‌گرد شده





تصویر ۱۰- رخساره‌های تالاب پشت سد (X4)، L_1: حاوی فسیل میلیولید، اینتراکلاست که اجزاء جورشدگی خوبی دارند، L2: حاوی فسیل Loftusia morgani, Textolaria, Miliods و مقداری خرده‌های فسیلی

Miliolids Bioclasts Wackestone to Packstone:L_2

Dicyclina

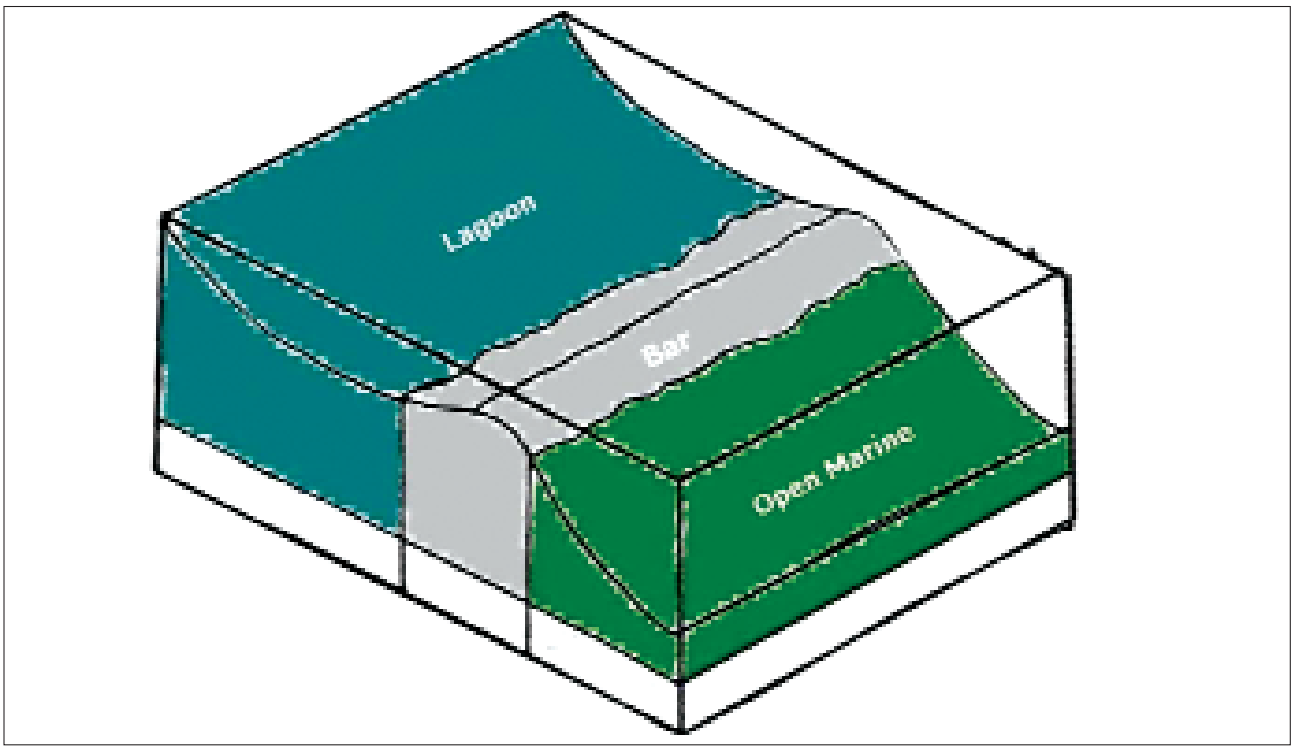
دانه های اسکلتی تشکیل دهنده‌ی این رخساره شامل Miliolids و Dicyclina و خرده‌های رودیست‌ها می‌باشند. فرامینیفرهای کفزی دیگری مانند Nezzazta, Omphalocyclus, Loftusia و Gasteropoda نیز در این رخساره مشاهده می گردند.

از ویژگی‌های میکروفاسیس‌های تالاب پشت سدّی وجود میکریت در بین اجزاء اصلی می‌باشد. وجود Miliolids نشان دهنده‌ی تالاب پشت سد می‌باشد (Geel 2000). وجود Omphalocyclus و خرده‌های رودیستی نشان دهنده‌ی قسمت پرانرژی تالاب و قسمت قبل از سد است (Hottinger 1997). همچنین وجود Miliolids و Dicyclina بیانگر قسمت‌های عمیق تالاب است (Hottinger 1997, Buonocunto 1999) . از نظر شوری میلیولیدها در آب‌های لب‌شور تا بسیار شور دیده می‌شوند. وجود این روزن‌دار بیانگر لاگونه‌ای غنی از مواد غذایی است (لاسمی و جلیلیان ۱۳۷۶).

۷- مدل رسوبی سازند تاربور در ناحیه‌ی دوراهان

مدل رسوبی سازند تاربور در ناحیه‌ی دوراهان با مطالعه‌ی دقیق مقاطع نازک و تعیین نمودن میکروفاسیس‌های آن، با استفاده از منابع علمی موجود، تعیین گردید. سازند تاربور در یک دریای اپیکانتیننتال همانند مدل رسوبی خلیج فارس رسوب نموده اند (Buonocunto 1999) . همچنین این سازند قابل مقایسه با سازندهای مختلف رودیست‌دار نئوتتیس (Ross & Skelton 1993) است که مدل رسوبی آن سکّوی باز کم شیب (Low angle open margin complexes) با شیب کمتر از ۱۰ درجه و به طور عمده کمتر از ۳ درجه است، که باعث کاهش انرژی و در نتیجه رسوب رخساره‌های وکستون تا پکستون شده است.

توالی رخساره‌ها بیانگر آن است که سازند تاربور در یک سکانس رسوبی پس رونده نهشته شده است. در تصویر ۱۱ مدل رسوبی سازند تاربور در ناحیه‌ی دوراهان مشاهده می گردد.



تصویر ۱۱ - مدل رسوبی نهشته‌های سازند تاربور در ناحیه‌ی دوراهان

۸- نتیجه‌گیری

رودیست‌ها در محیط‌هایی با درجه حرارت بالاتر از ۲۵ درجه و شوری متغیّر گسترش دارند، لذا تشکیل سازند تاربور در ناحیه‌ی دوراهان در شرایط آب و هوای گرم بوده است (Kauffman Johnson 1988). گسترش و توسعه‌ی رودیست‌ها منطبق با بالاآمدن سطح جهانی آب دریاها در طی زمان مایستریشتین بوده (Haq et al. 1987) که در چنین شرایطی به دلیل بالا بودن مقادیر گاز دی اکسیدکربن در اتمسفر، رودیست‌ها گسترش پیدا نموده‌اند (Stanley 1981).

در ناحیه‌ی دوراهان مرز تحتانی سازند تاربور با سازند گورپی هم‌شیب و ناپیوسته است، که دلیل آن کاهش ناگهانی عمق، فرسایش توالی تشکیل شده‌ی قبل از سازند تاربور که همراه با ورود رسوبات تخریبی دانه درشت و متوسّط به درون حوضه‌ی کربناته مایستریشتین است، که دلیل آن فاز زودرس لارامین در منطقه‌ی لرستان می‌باشد.

سازند تاربور یک واحد سنگ چینه‌ای می‌باشد که سنّ آن با توجّه به فسیل‌های شاخص مشاهده شده، مایستریشتین میانی تا بالایی تعیین می‌گردد.

در این سازند هفت میکروفاسیس شناسایی گردیده که در محیط‌های دریای باز (ابتدای دریای باز، دامنه‌ی جلوی ریف)، سدّ کربناته (سدّ ریفی، کانال‌های جزر و مدّی قطع کننده‌ی سدّ کربناته) و تالاب پشت سد (دامنه‌ی پشت ریف، نواحی عمیق تالاب) تشکیل یافته‌اند.

با بررّسی رخساره‌های سنگی شناخته شده، توالی تاربور در یک سکانس رسوبی پسرونده تشکیل شده‌اند. همچنین ضخامت زیاد رخساره‌ها مربوط به محیط‌های کم‌عمق، در دریای اپیکانتینتال نهشته شده‌اند.

مرز فوقانی سازند تاربور با سازند پابده تدریجی می‌باشد که دلیل آن عمیق شدن حوضه در ناحیه‌ی لرستان به دلیل بالاآمدن طرفین حوضه‌ی رسوبی زاگرس و عمیق‌تر شدن محیط در ناحیه‌ی دوراهان لرستان است.

مراجع

افقه، م. و یوسف‌زاده، ا.، ۱۳۸۵، "میکروفاسیس و محیط رسوبی نهشته‌های سازند تاربور در مقطع خرامه (جنوب شرق شیراز)"، فصلنامه‌ی زمین شناسی کاربردی، ۲(۲): ۶-۱.

حسینی مرندی، ح.، ۱۳۷۳، "بیواستراتیگرافی رسوبات کرتاسه‌ی بالایی جنوب شرق دریاچه‌ی بختگان (ناحیه‌ی خرامه)"، پایان‌نامه‌ی کارشناسی ارشد، دانشگاه اصفهان، ۱۵۰ ص.

خسروتهرانی،خ.وافقه، م.، ۱۳۸۳، "مطالعه‌ی میکروبیواستراتیگرافی سازند تاربور در شمال - شمال خاور و جنوب خاور شیراز"، فصلنامه‌ی علوم زمین، شماره‌ی ۸۷: ۵۳-۷۴.

صفری، ا.، وزیری مقدم، ح. و لاسمی، ی.، ۱۳۸۵، "میکروفاسیس‌ها و

محیط رسوبی سازند تاربور در ناحیه‌ی خرامه (جنوب شرق شیراز)"، مجلّه‌ی پژوهشی دانشگاه اصفهان، ۲۳(۱): ۱۳۶-۱۲۳.

عسگری پیربلوطی، ب.، ۱۳۷۷، "بیواستراتیگرافی رسوبات کرتاسه‌ی فوقانی (سازند تاربور) در دوراهان از توابع استان چهارمحال و بختیاری"، پایان‌نامه‌ی کارشناسی ارشد، دانشگاه فردوسی مشهد، ۱۴۸ص.

لاسمی، ی.، ۱۳۷۹، "رخساره‌ها، محیط‌های رسوبی و چینه‌نگاری سکانسی نهشته‌ی سنگ‌های پرکامبرین بالایی و پالئوزوئیک ایران"، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۱۸۰ص.

لاسمی، ی. و جلیلیان، ع. ح.، ۱۳۷۶، "بررّسی میکروفاسیس‌ها و محیط رسوبی سازند سروک در مناطق لرستان و خوزستان"، فصلنامه‌ی علوم زمین، شماره‌ی ۲۶-۲۵:۵۹-۴۸.

مغفوری‌مقدم، ا.، ۱۳۸۴، "دیرینه‌شناسی و محیط دیرینه‌ی سازند تاربور در اطراف خرّم آباد"، فصلنامه‌ی علوم زمین، شماره‌ی ۴۵:۵۸-۳۵.

نجفی، ع.، ۱۳۷۶، "چینه‌شناسی و بیواستراتیگرافی کرتاسه‌ی فوقانی و مرز پالئوژن در جنوب‌شرق شیراز (ناحیه‌ی کوهنجان)"، پایان‌نامه‌ی کارشناسی ارشد، دانشگاه اصفهان، ۱۶۴ص.

Al Omari, F. S. & Sadek, A., 1976, "Loftusia from northern Iraq", *Rev. Esp. Micropal., Madrid, 8 (1): 57-67.*

Bein, A., 1976, "Rudistid fringing reefs of cretaceous shallow carbonate platform of Israel", *A. A. P. G. Bull., Vol. 60 (2): 258-272.*

Buonocunto, F. P., D'Argenio, B., Ferreir, V. & Sandulli, R., 1999, "Orbital cyclostratigrphy and sequence stratigraphy of upper cretaceous platform carbonates at Monte Sant Erasmo, Southern Apennines, Italy", *Cretaceous Research, Vol. 20: 81-95.*

Cestari, R. & Sartorio, D., 1995, "Rudists and facies of the periadriatic domain", *Agip, San Donato Milanese, 207 p.*

Dunham, R. J., 1962, "Classification of carbonate rocks according to depositional texture", *In: Ham, W. E., (Ed.): Classification of carbonate rocks, sympo. AAPG, Mem., Vol. 1: 108-121.*

Flugel, E., 2004, "Microfacies analysis of limestone: analysis, interpretation and application", *Springer - Verlag, Berlin, 976 p.*

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", *Palaeogeogr, Palaeoclimatol, Palaeoecol, Vol. 155 (3): 211-238.*

Grabau, A. W., 1904, "On the classification of sedimentary rocks", *Am. Geol., Vol. 33: 47-228 p.*

Haq, B. U., Hardenbol, J. & Vail, P. R., 1987, "Chronology of fluctuating sea level since the Triassic" *Science, Vol. 235: 1156-1167.*

Hottinger, L., 1997, "Shallow benthic foraminiferal assemblages as signals for depth of their deposition and their limitation", *Bull. Soc. Geol. France, Vol. 168: 491-505.*

James, G. A. & Wynd, J. G., 1965, "Stratigraphic nomenclature of Iranian oil consortium agreement area", Bull. *AAPG, Vol. 49 (12): 2182-2245.*

Kauffman, E. G. & Johnson, C. C., 1988, "The morphological and ecological evolution of middle and upper cretaceous reef building rudistids", *Palaios, Vol. 3 (2): 194-216.*

Lasemi, Y., 1995, "Platform carbonates of the upper Jurassic Mozdoran formation in the Kopet Dagh basin, NE Iran, facies, palaeoenvironments and sequences", *Sed. Geol., Vol. 99: 151-164.*

Meric, E. & Av ar, N., 1992, "Loftusia turcica meriç and av ar n. sp. from the Maastrichtian of eastern Turkey (southeast Elaz1g)", *Micropaleontology, Vol. 38: 303-309.*

Meric, E., Ersoy, ş. & Görmüş, M. 2001, "Pala eogeogra phical distribution of the species of loftusia (foraminiferida) in the tethyan ocean during the Maastrichtian (late cretaceous)", *Cretaceous Research, Vol. 22(3): 353-364.*

Meric, E. & Mojab, F., 1977, "World-wide geographical distribution of the species of the foraminiferal genus Loftusia", *Istanbul Univer., Fen Fakultesi Mec., Seri* B 42: 143-155.

Middleton, G. V., 1973, "Johannes Walther's law of the correlation of facies", *Geol. Soc. Am. Bull., Vol. 84(3): 979-988.*

Philip, J. & Platel, J. P., 1987, "Sur la présence du genre Torreites (rudiste de la Province Caraïbe) dans le Campanien du Dhofar (sud de l'Oman): conséquences sur l'évolution paléobiogéographique du Pacifique et de l'océan Indien au Crétacé", *C. R. Acad. Sci., Paris, 304, II, 12: 679-684.*

Philip, J. and Platel, J.P. 1987. Sur la présence du genre Torreites (rudiste de la Province Caraïbe) dans le Campanien du Dhofar (sud de l' Oman) : conséquences sur l' évolution paléobiogéographique du Pacifique et de l' océan Indien au Crétacé. C. R. Acad. Sci., Paris, 304, II, 12, pp. 679-684.

Pomar, L., 1991, "Reef geometric, erosion surface and high frequency sea level change, upper Miocene reef complex, Mallorca, Spain", *Sedimentology, Vol. 38: 243-270.*

Reiss, Z. & Hottinger, L., 1984, "The Gulf of Aqaba: ecological micropaleontology", *Ecol. Stud. Vol. 50, Springer, Berlin, 354 p.*

Ross, D. J. & Skelton, P. W., 1993, "Rudist formation of the Cretaceous: a palaeoecological, sedimenological and stratigraphical review", *In: Wright, P. (Ed.), Sedimentology Review, (1), Blackwell Scientific Publication, Oxford: 73-91.*

Sanders, D. & Pons, J. M., 1999, "Rudist formations in mixed siliciclastic-carbonate depositional environments, upper Cretaceous, Austria: stratigraphy, sedimentology and models of development", *Palaeogeogr, Palaeoclimatol, Palaeoecol, Vol. 148: 249-284.*

Schumann, D., 1995, "Upper Cretaceous rudist stromatoporid association of central Oman (Arabian Peninsula): facies", *Vol. 32: 189-202.*

Skelton, P. W. & Gili, E., 1991, "Palaeoecological classi-

fication of rudist morphotypes", *In: First International Conference on Rudists, Belgrade, Geological Society of Serbia, Special Publication, pp. 265-287.*

Stanley, G. D. Jr., 1981, "The early history of scleractinian corals and its geological consequences", *Geology, Vol. 9: 507-511.*

Steuber, T., 1999, "Cretaceous rudists of boeotia, central Greece", *Special papers in Palaeontology, Blackwell, Vol. 61:1-29.*

Steuber, T. & Loser, H., 2000, "Species richness and abundance patterns of tethyan cretaceous rudist bivalves (mollusca: hippuritacea) in the central-eastern Mediterranean and Middle east, analysed from a palaeontological database", *Palaeogeogr, Palaeoclimatol, Palaeoecol, Vol. 162 (1): 75-104.*

Tasch, P., 1973, "Palebiology of the invertebrate", *John Wiely and Sons, 946 p.*

Tucker, M. E. & Wright, P., 1990, "Carbonate sedimentology", *Blackwell Scientific pub., Oxford, 482 p.*

Wilson, J. L., 1975, "Carbonate facies in geologic history", *Springer-Verlag, New York, Inc, 471 p.*

Wynd, J. G., 1965, "Biofacies of the Iranian oil consortium agreement area", *IOOC, Geological and Exploration Division, Report 1082: 89 p. Unpublished Papers.*

Zhicheng, Z., Willenms, H. & Binggao, Z., 1996, "Marine cretaceous-palaeogene biofacies and ichnofacies in southern Tiber, China, and their sedimentary significance", *Marine Micropaleontology, Vol. 32: 3-29.*