

زیست‌چینه‌نگاری و محیط رسوبی نهشته‌های میوسن در برش هفت چشمه، شمال نورآباد، پهنه سندج - سیرجان

ایرج مغفوری مقدم^۱، یعقوب نصیری^{۲*}، مهدی صحرایی^۳، میرامیر صلاحی^۴، اصغر روز پیکر^۵

۱- دانشیار گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه لرستان، خرم‌آباد، ایران

۲- دانشجوی دکتری رسوب‌شناسی و سنگ‌شناسی رسوبی، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه فردوسی مشهد، مشهد، ایران

۳- کارشناس ارشد چینه‌نگاری و دیرینه‌شناسی، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه لرستان، خرم‌آباد، ایران

۴- دانشجوی دکتری چینه‌نگاری و دیرینه‌شناسی، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه فردوسی مشهد، مشهد، ایران

۵- دانشجوی دکتری چینه‌نگاری و دیرینه‌شناسی، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه لرستان، خرم‌آباد، ایران

*پست الکترونیک: nasiriyaghub@yahoo.com

تاریخ پذیرش: ۹۶/۴/۱۱

تاریخ دریافت: ۹۵/۴/۵

چکیده

به منظور انجام مطالعات زیست‌چینه‌نگاری بر اساس روزن‌داران کف‌زی بزرگ و همچنین تعیین محیط رسوبی نهشته‌های میوسن ناحیه نورآباد واقع در پهنه سندج - سیرجان، برش چینه‌شناسی با ضخامت ۱۲۵ متر شامل سنگ‌آهک‌های نازک، متوسط تا ضخیم لایه و مارن انتخاب شد. توالی رسوبی در این برش با ناپوستگی بر روی مجموعه افیولیتی واحد Mc قرار گرفته و مرز بالایی آن فرسایشی است. مطالعه اجتماعات روزن‌داران کف‌زی بزرگ در این پژوهش به شناسایی ۱۸ جنس و ۲۰ گونه متفاوت منجر شده است. گستره حضور روزن‌داران شناسایی شده گویای بایوزون تجمع‌ی *Borelis* *melocurdica* - *Borelis melo melo* Assemblage Zone می‌باشد که سن بوردیگالین را نشان می‌دهد. با برداشت ۱۰۰ نمونه از این برش و بررسی ریزرخساره‌ها و مشاهدات صحرایی، ۱۰ رخساره در ۴ کمربند رخساره‌ای مربوط به محیط لاگون، مجموعه رخساره‌ای حاشیه، مجموعه رخساره‌ای دامنه شیب بالایی و مجموعه رخساره‌ای دامنه شیب پایینی شناسایی گردید که در یک پلاتفرم کریناته لبه‌دار از نوع شلف نهشته شده‌اند. پیوسته بودن و قابل تعقیب بودن مرجان‌ها در مسافت‌های طولانی، دلیل محکمی بر وجود ریف‌های پیوسته می‌باشد. همچنین براساس مطالعات پتروگرافی واحدهای Tb و Ta توالی بوما و وجود ساخت‌های رسوبی مانند واحد Tc (توالی بوما) کرینات‌های دوباره نهشته شده (کلسی توربیدایت) نشان می‌دهد که توالی کریناته برش نورآباد در یک پلاتفرم کریناته لبه‌دار از نوع شلف نهشته شده‌اند.

واژه‌های کلیدی: زیست‌چینه‌نگاری؛ محیط رسوبی؛ روزن‌داران کف‌زی؛ نهشته‌های میوسن.

مقدمه

۱:۱۰۰۰۰۰۰ هرسین) انجام نشده است، برش چینه‌شناسی در منطقه هفت چشمه در ناحیه نورآباد انتخاب و مورد بررسی قرار گرفت. گام اول در این پژوهش مطالعه

با توجه به این که تاکنون مطالعات فسیل‌شناسی و رسوب‌شناسی دقیقی بر روی توالی میوسن در محدوده مورد مطالعه این پژوهش (واقع در نقشه زمین‌شناسی

زیست‌چینه‌نگاری جهت تعیین سن دقیق نهشته‌های مورد نظر است. بدین منظور بررسی روزن‌داران کفزی بزرگ برای تعیین بایوزون‌های موجود و تطابق با بایوزون‌های شناسایی شده از دیگر نقاط در دستور مطالعه قرار گرفت. روزن‌داران با توجه به سرعت تکامل، فراوانی و گسترش وسیع جغرافیایی در رسوبات دریایی از اهمیت بالایی برخوردارند (Bolli & Krasheninnikov, 1977). این عوامل سبب می‌شوند روزن‌داران جزو فسیل‌های مطلوب برای انجام مطالعات زیست‌چینه‌نگاری محسوب شوند. در ادامه برای تعیین نحوه تشکیل نهشته‌های یاد شده، مطالعه محیط رسوبی نیز در دستور کار قرار گرفت. با توجه به این که حوضه‌های رسوبی، مناطقی فرونشست یافته از سطح زمین هستند که برهم‌کنش عوامل مختلف چینه‌نگاری سکانسی در مقیاس‌های مختلف زمانی و مکانی، پاسخی بر ساختار چینه‌شناسی موجود در آنهاست (Adachi *et al.*, 2004; Marangon *et al.*, 2011; Allen & Allen, 2013) تلاش شد تا با مطالعه این عوامل، اطلاعات جامعی در مورد محیط دیرینه نهشته شدن این رسوبات به دست آید.

زمین‌شناسی عمومی

نهشته‌های موجود در پهنه‌های ساختاری - رسوبی زاگرس، ایران مرکزی و سنندج - سیرجان رخساره‌های متفاوت و ضخامت و سن‌های متغییری دارند. توالی الیگومیوسن در پهنه زاگرس به نام سازند آسماری شناخته می‌شود. برای این توالی در پهنه سنندج - سیرجان نام خاصی ارائه نشده است. در ایران مرکزی، شواهدی از یک پیش‌روی دریایی وجود دارد که تا میوسن پیشین دوام داشته (آقانباتی، ۱۳۸۵) و به سنگ آهک‌های این دریای پیش‌رونده سازند قم اطلاق می‌شود که در بیشتر موارد سن الیگوسن - میوسن را داراست، اما جایگاه چینه‌شناسی، رخساره‌سنگی،

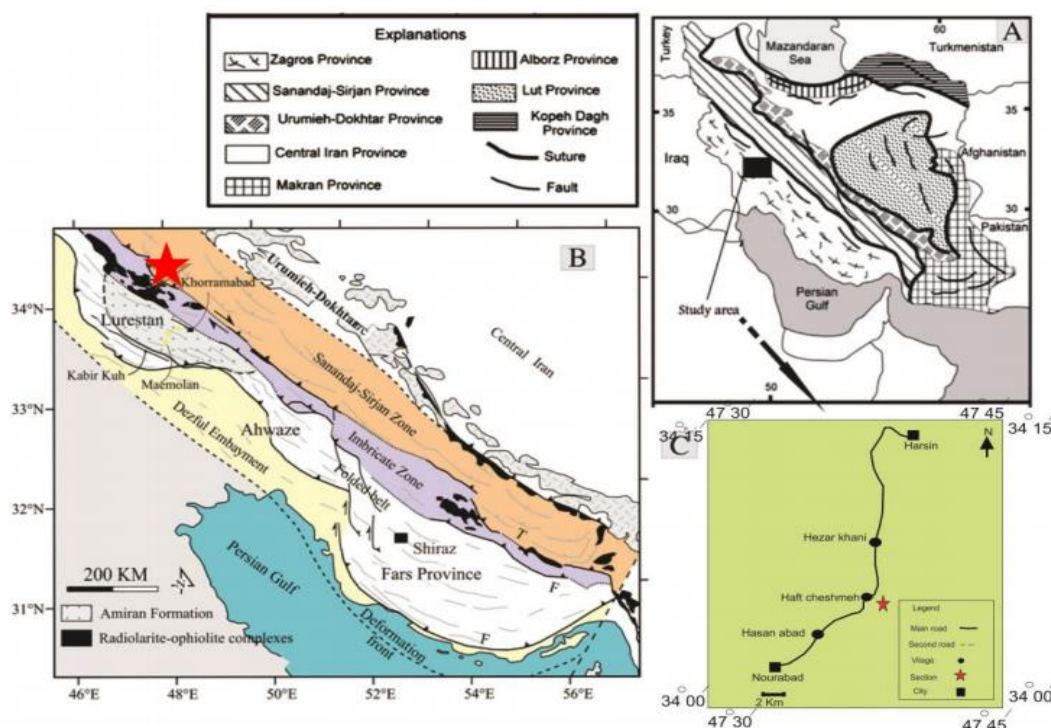
محیط رسوبی و ویژگی‌های زیستی این سنگ آهک‌ها، به ویژه ذخایر هیدروکربنی آن‌ها، شباهت بسیار نزدیک با واحدهای سنگ‌چینه‌ای سازند آسماری در زاگرس را دارد. این شباهت‌ها به حدی است که حتی می‌توان تصور کرد که دریای الیگوسن - میوسن باختر ایران مرکزی به واقع ادامه شمال‌خاوری دریای آسماری بوده به گونه‌ای که تا ایران مرکزی نیز ادامه داشته است (آقانباتی، ۱۳۸۵). از طرفی رسوبات دوران سنوزوئیک در پهنه سنندج - سیرجان گسترش چندانی ندارند و به جز چندین فرورفتگی حاوی رسوب‌های فلیش گونه ائوسن - الیگوسن در اطراف ایران مرکزی و زاگرس شمالی، بخش ناچیزی از نهشته‌ها به سن میوسن می‌باشند که به ویژه در حوالی سنندج، جنوب هرسین، شمال کرمانشاه و حاجی‌آباد رخنمون دارند. در این بین، منطقه مورد مطالعه در ۴۰ کیلومتری شمال نورآباد و ۵۰۰ متری روستای هفت چشمه واقع شده که با پیمودن ۴۰ کیلومتر به سمت کرمانشاه در مسیر جاده آسفالت نورآباد - کرمانشاه و با مختصات جغرافیایی $10^{\circ} 56' 47''$ طول شرقی و $33^{\circ} 24' 15''$ عرض شمالی قابل دسترسی است (شکل ۱). نهشته‌های فوق شامل تناوبی از سنگ آهک با مارن و سنگ آهک نازک لایه تا توده‌ای می‌باشد. مرز پایینی نهشته‌های فوق با مجموعه افیولیتی واحد Mc به صورت ناپیوسته بوده و مرز بالایی آن فرسایشی است (شکل ۲).

روش مطالعه

نمونه‌برداری در این پژوهش برای تعیین سن و مطالعات زیست‌چینه‌نگاری به صورت سیستماتیک (Tucker, 2011) و با فواصل ۱ متری انجام شد، ضمن آن که در مواردی جهت بررسی محیط رسوبی و ثبت تغییرات دقیق رخساره‌ای، در فواصل نمونه‌برداری تغییراتی صورت گرفت. در مجموع تعداد ۱۰۰ نمونه از ضخامت ۱۲۵ متری

مطالعه قرار گرفتند. رخساره‌های رسوبی به روش Flugel (2010) نام‌گذاری شده‌اند. همچنین در نام‌گذاری رخساره‌های کربناته از تقسیم‌بندی Dunham (1962) و Embry & Clovan (1971) استفاده شده‌است.

برش هفت چشمه برداشت و برای آماده‌سازی جهت مطالعات میکروسکوپی به آزمایشگاه منتقل شدند. مقاطع نازک پس از آماده‌سازی، توسط میکروسکپ دوچشمی برای شناسایی فونای روزن‌داران بزرگ و همچنین میکروسکپ پلاریزان جهت بررسی محیط رسوبی مورد



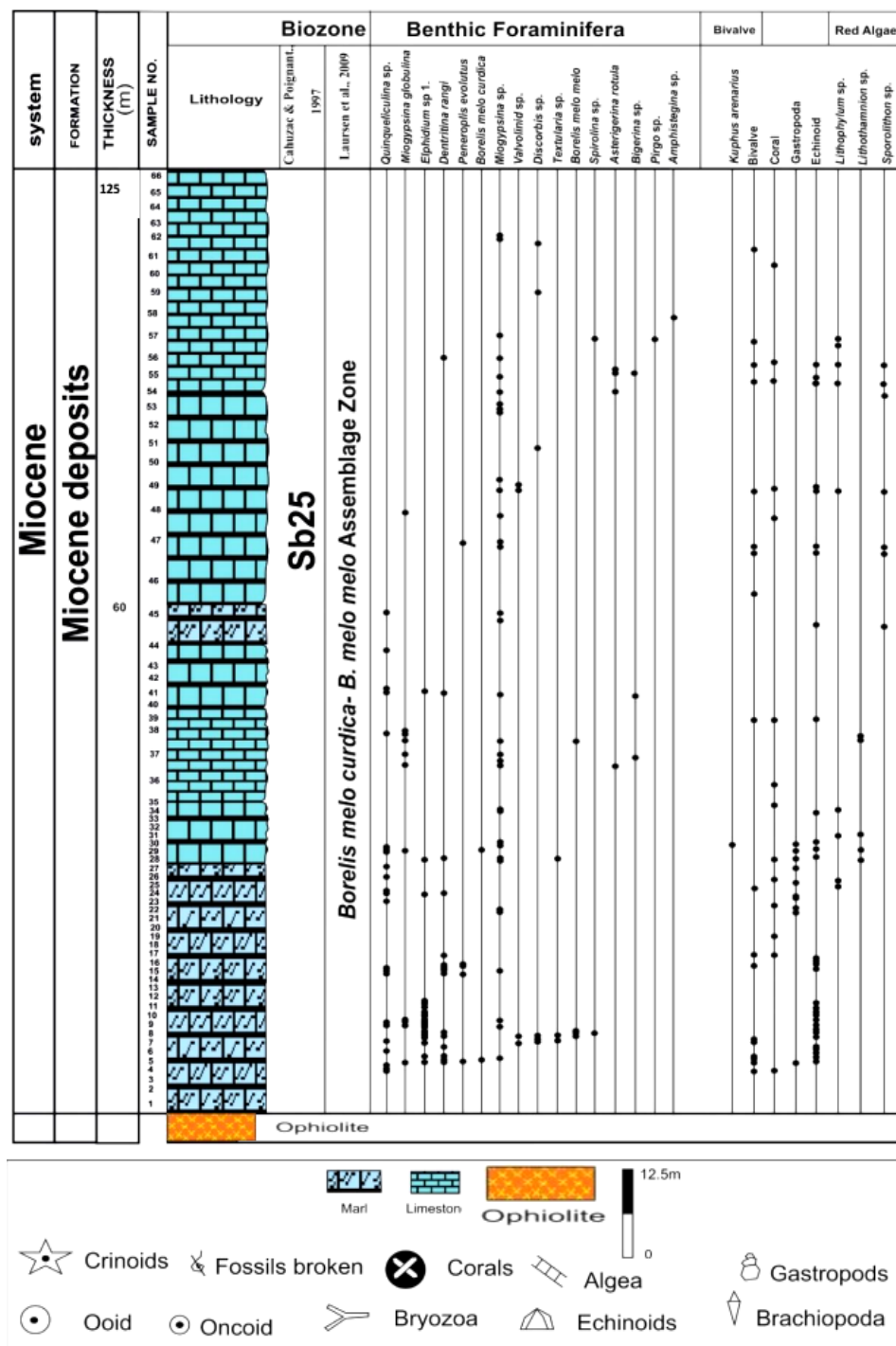
شکل ۱: (A) زیرتقسیمات عمده زمین شناسی ایران (Heydari et al., 2003); (B) بخش‌های مختلف پهنه سندانج - سیرجان (مطیعی، ۱۳۷۲) که موقعیت منطقه مورد مطالعه نیز در آن نشان داده شده است (منطقه لرستان). (C) موقعیت راه‌های دسترسی به منطقه مورد مطالعه

زیست چینه نگاری

با مطالعه روزن‌داران کفزی بزرگ به دست آمده از برش هفت چشمه و مقایسه آن‌ها با نمونه‌ها و بایوزون‌های معرفی شده توسط Wynd (1965)، Adams & Bourgeois (1967)، Cahuzac & Poignant (1997)، Laursen et al. (2009) و Van Buchem et al. (2010) ر حوضه اروپا (جدول ۱)، ۱۸ جنس و ۲۰ گونه شناسایی شد که بر اساس انتشار فسیل‌های فوق، بایوزون تجمعی *Borelis melocurdica- B. melo melo* Assemblage Zone منطبق بر پهنه تجمعی شماره ۷ در نوشته Laursen et al.

(2009) شناسایی گردیده است. وجود این تجمعات فونی سن میوسن پیشین (آشکوب بوردیگالین) را برای توالی مورد مطالعه پیشنهاد می‌کند (شکل‌های ۲ و ۷). این پهنه تجمعی در برش مورد مطالعه مشتمل بر فسیل‌های زیر به عنوان فون همراه می‌باشد (شکل‌های ۹ و ۱۰):

Amphistegina sp., *Asterigerina rotula*, *Bigerina* sp., *Discorbis* sp., *Dendritina rangi*, *Elphidium* sp.1, *Lithothamnion* sp., *Miogypsina globulina*, *Miogypsina* sp., *Peneroplis evolutus*, *Quinqueliculina* sp., *Spirolina* sp., *Sporolithon* sp., *Textularia* sp., Valvulinids, Echinoid, Coral, Gastropoda.



شکل ۲: ستون زیست‌چینه‌نگاری برش مورد مطالعه

در SB25 و با یوزون Adams & Bourgeois (1967) نوشته Cahuzac & Poignant (1997) می‌باشد. بر اساس پهنه بندی Cahuzac & Poignant (1997) با یوزون *Miogypsina* بر اساس فاصله بین اولین حضور گونه

پهنه تجمعی فوق مطابق با پهنه‌زیستی شماره ۶۱ (*Borelis melocurdica* Zone) در نوشته Wynd (1965)، پهنه تجمعی شماره ۱ (*Borelis melocurdica*-) در نوشته *(Meandropsina iranica Assemblage Zone)* در نوشته

globulina و آخرین حضور *Miogyopsina* تعریف می شود (شکل ۲).

رخساره‌های رسوبی در برش مورد مطالعه

ریزرخساره‌های میکروسکپی به همراه مشاهدات صحرایی اطلاعاتی جهت مطالعه روند تکاملی محیط دیرینه و نوسانات سطح آب دریا ارائه می کند (Heldt *et al.*, 2008; Cadjenovic *et al.*, 2008). همچنین کمرندهای رخساره‌ای توسط ویژگی‌های سنگ‌شناسی اجزای اسکلتی و غیراسکلتی و بافت مشخص شده و نشان دهنده شرایط حاکم بر محیط رسوب گذاری است (Bachmann & Hirisch, 2006; Betzler *et al.*, 2006). تغییرات جانبی و عمودی در کمرندهای رخساره‌ای به علت اختلاف در الگوهای محیطی، تأثیر فعالیت‌های تکتونیکی، ورود رسوبات آواری و تغییرات سطح آب دریا صورت می گیرد. بررسی مشاهدات صحرایی و همچنین تجزیه و تحلیل پتروگرافی و میکروسکپی نهشته‌های برش مورد مطالعه، به شناسایی ۱۰ رخساره کربناته مربوط به لاگون، مجموعه رخساره‌ای حاشیه پلتفرم، مجموعه رخساره‌ای دامنه شیب بالایی و مجموعه رخساره‌ای دامنه شیب پایینی منجر شده است.

مجموعه رخساره‌ای ۱: کمر بند رخساره‌ای لاگون^۱

پکستون پلوئیدی (A1)

این رخساره در صحرا به صورت متوسط لایه رخنمون دارد. پلوئید با فراوانی ۴۰٪، دانه‌های اصلی تشکیل دهنده این رخساره است که در زمینه‌ای از میکریت قرار گرفته است (شکل ۳A). در این رخساره حدود ۱۵٪ میلیولید، جلبک قرمز، دو کفه‌ای، اکتینوئید و روزن‌داران کفزی وجود دارد (شکل ۳B)، جورشدگی زمینه نسبتاً خوب است.

پکستون دارای بیوکلاست و پلوئید (A2)

این رخساره در صحرا به صورت متوسط لایه دیده می شود. اجزای اصلی این رخساره خرده‌های اسکلتی شامل روزن‌داران کفزی ۱۵٪، میلیولید ۱۰٪، اکتینوئید و دو کفه‌ای ۱۰٪ و پلوئید ۱۰٪ هستند. جورشدگی گردشگی دانه‌ها خوب نیست. پلت‌ها دارای جورشدگی خوب و شکل یکنواختی هستند (شکل C-D-۳).

وکستون بیوکلاستی (A3)

این رخساره در صحرا به صورت نازک لایه رخنمون دارد. در این رخساره مقادیر فراوان گل که ۱۵٪ تا ۲۰٪ آلوکم در آن پراکنده است دیده می شود. عمده خرده‌های اسکلتی را میلیولید با فراوانی ۱۰٪ تا ۱۲٪، دو کفه‌ای، شکم‌پایان و اکتینوئید با فراوانی ۷٪ تشکیل می دهند (شکل E-F-۳).

تفسیر کمر بند رخساره‌ای لاگون

زمینه گل آهکی و همچنین لایه‌بندی نازک تا متوسط در مجموعه رخساره‌ای لاگون نشان دهنده شرایط کم انرژی محیط تشکیل آن‌ها است. پراکندگی روزن‌داران کفزی در محیط‌های عهد حاضر توسط عوامل مختلفی نظیر درجه حرارت، شوری، آشفستگی آب، نفوذ نور، نرخ رسوب گذاری، مواد غذایی، بستر و عمق آب کنترل می شود (Booler & Tucker, 2002; Fürsich *et al.*, 2003; Allahkarampour-Dill *et al.*, 2007; Nagm, 2012; Bover-Arnal *et al.*, 2014, 2015). در این مجموعه رخساره‌ای روزن‌داران کفزی (میلیولید) از فراوانی نسبتاً بالایی برخوردارند. این روزن‌داران در محیط‌های کم عمق و کم انرژی نظیر لاگون، پشت ریف و محیط‌های ساحلی کم عمق و نیز پایین تر از عمق خط اثر امواج طوفانی زیست می کنند (Carannante *et al.*, 2007). وجود روزن‌دارانی از قبیل میلیولیده که از موجودات شاخص محیط‌های کم عمق و محصور دریایی با انرژی پایین هستند و نیز جلبک سبز (Booler &

بالا از پلوئیدها حاکی از کم عمق‌تر و محدودتر شدن محیط با شرایط انرژی کم در محیط‌های لاگونی است (El-Azabi & El-Araby, 2007). علاوه بر موجودات مناطق چرخش آب محدود، فسیل‌های دریای باز مانند بازوپایان و خارپوستان دیده می‌شود که گاهی فراوانی آن‌ها به ۱۰٪ تا ۱۵٪ نیز می‌رسد. به طور کلی محیط لاگون با تنوع پایین موجودات استنوهالین مشخص می‌شود و حضور این فسیل‌ها در محیط‌های لاگون احتمالاً بر اثر حمل و نقل توسط فعالیت‌های طوفانی می‌باشد (Tucker, 2011). تطابق با مدل پلاتفرم‌های کربناته حاشیه‌دار Wilson (1975) و Flugel (2010)، این توالی رخساره‌ای در یک محیط پلاتفرم لاگون ته‌نشین شده است (Dell-Porta *et al.*, 2002, 2003).

(Tucker, 2002) همراه با تنوع پایین موجودات استنوهالین مؤید رسوب‌گذاری این مجموعه رخساره‌ای در شرایط کم عمق و کم انرژی در محیط لاگون است (Brachert *et al.*, 2001). حضور شکم‌پایان نیز در این مجموعه رخساره‌ای، نشان دهنده شرایط چرخش محدود آب دریا می‌باشد (Flugel, 2010). در این مجموعه رخساره‌ای علاوه بر خرده‌های اسکلتی آلوکم‌هایی نظیر پلوئید نیز دیده می‌شود. پلوئیدها مؤید آب‌های کم انرژی، گرم و فوق اشباع از کربنات کلسیم با چرخش محدود هستند. همچنین جورشدگی و گردش‌دگی ضعیف دانه‌ها نشان‌دهنده شرایط انرژی پایین در مجموعه رخساره‌ای لاگون است (Adabi & Adachi *et al.*, 2004). وجود فراوانی (Mehmandosti, 2009؛ Flugel, 2010).

جدول ۱: گسترش زون‌های زیستی بر اساس روزن‌داران کفزی در زمان الیگوسن - میوسن پیشین (Wynd, 1965; Adams & Bourgeois, 1976; Cahuzac & Poignant, 1997; Laursen *et al.*, 2009).

Standard Chronostratigraphy			Biozonation of the Asmari Formation Laursen et al, 2009	Wynd, 1965	Adams and Bourgeois, 1976	Cahuzac and Poignant, 1997
Age	Epoch	Stage				
20	Miocene	Burdigalian	Borelis melo curdica - Borelis melo melo	Borelis melocurdica	Borelis melocurdica Meandropsina iranica	Borelis melocurdica Miogypsina
		Aquitanian	Indeterminate Miogypsina - Elphidium sp. 14 - Peneroplis farsensis	Austrotrollina howchini Peneroplis evolutus	Elphidium sp. Miogypsina A. asmaricus A. hensoni	Austrotrollina howchini Miogypsina - M dehoartii
25	Oligocene	Chattian	Archaia asmaricus - Archaia hensoni - Miogypsinoidea complanatus	Archaia operculiniformis Nummulites intermedius - Nummulites vascus	Eulepidina - Nephrolepidina - Nummulites	Miogypsinoidea - Eulepidina Nummulites vascus - N fichteli - Eulepidina
		Rupelian	Nummulites vascus - Nummulites fichteli	Lepidocyclina - Operculina - Ditrupe Globigerina spp.	Globigerina spp.	Eulepidina formosoides Nummulites vascus Nummulites fichteli

الگوی ریختاری بایوهرم و بایوستریم (شکل ۴) وجود دارند (Fagerstrom, 1991). گروه رخساره حاشیه پلاتفرم در نهشته‌های کربناته رسوبات میوسن از ۲ رخساره تشکیل شده است.

مجموعه رخساره‌ای ۲: کمر بند رخساره حاشیه ۲
در بخش کمر بند رخساره‌ای حاشیه‌ای رسوبات میوسن، ریف‌ها به عنوان شاخص این توالی رخساره‌ای با هر دو

باندستون مرجانی دارای جلبک قرمز (B1)

این رخساره در صحرا به صورت ضخیم لایه رخنمون دارد. مرجان‌ها با چارچوب اسکلتی منظم اجزای اصلی این رخساره هستند (۳۰٪ تا ۸۰٪). خرده‌های اسکلتی همچون جلبک قرمز (۲۰٪)، روزن‌داران کف‌زی و خارپوستان (کمتر از ۱۰٪) از اجزای فرعی این ریزرخساره محسوب می‌شوند. در این رخساره مرجان‌های سازنده ریف سدی مشاهده می‌گردد (Kruse & Zhuravlev, 2008). این رخساره در صحرا به صورت توده‌های گنبدی شکل ضخیم لایه و توده‌ای دیده می‌شود (شکل ۴A-B).

باندستون مرجانی (B2)

این رخساره در صحرا به صورت ضخیم لایه دیده می‌شود. اجزای اصلی شامل مرجان (۵۰٪) است، اما به مقدار کمتر دارای خرده‌های اسکلتی (عمدتاً شامل خارپوستان در حد ۲۰٪) است (شکل ۴C-D). این رخساره در صحرا به صورت توده‌های صفحه‌ای ضخیم لایه با لایه‌بندی منظم می‌باشد.

تفسیر توالی رخساره حاشیه

رخساره‌های موجود در این توالی، در بالاترین بخش پلاتفرم کربناته که بخش دریایی باز را از بخش لاگون جدا می‌کند ته‌نشین شده‌اند. این بخش منطبق بر حاشیه‌های پلاتفرم کربناته لبه‌دار است. در تطابق با مدل پلاتفرم‌های کربناته حاشیه‌دار (Kenter et al., 2005) این توالی رخساره‌ای در ریف‌های حاشیه پلاتفرم در پهنه نورانی و نزدیک موجسار هوای آرام ته‌نشین شده است. وجود اجتماعات کاملاً حفظ شده از مرجان‌ها، همراه با شکل‌های رشدی در جازا و تنوع اسکلتی بالا، نبودن ماتریکس آهکی و لایه‌بندی ضخیم بیانگر محیطی کم‌عمق، گرم و مطلوب از نظر شرایط محیطی نزدیک موجسار هوای آرام با شرایط انرژی هیدرودینامیکی بالا است (Fursich et al., 2003؛ Kenter et al., 2005؛ Flugel, 2010). وجود طبقات بیوکلاستیک از مجموعه رخساره‌ای سدی همراه با

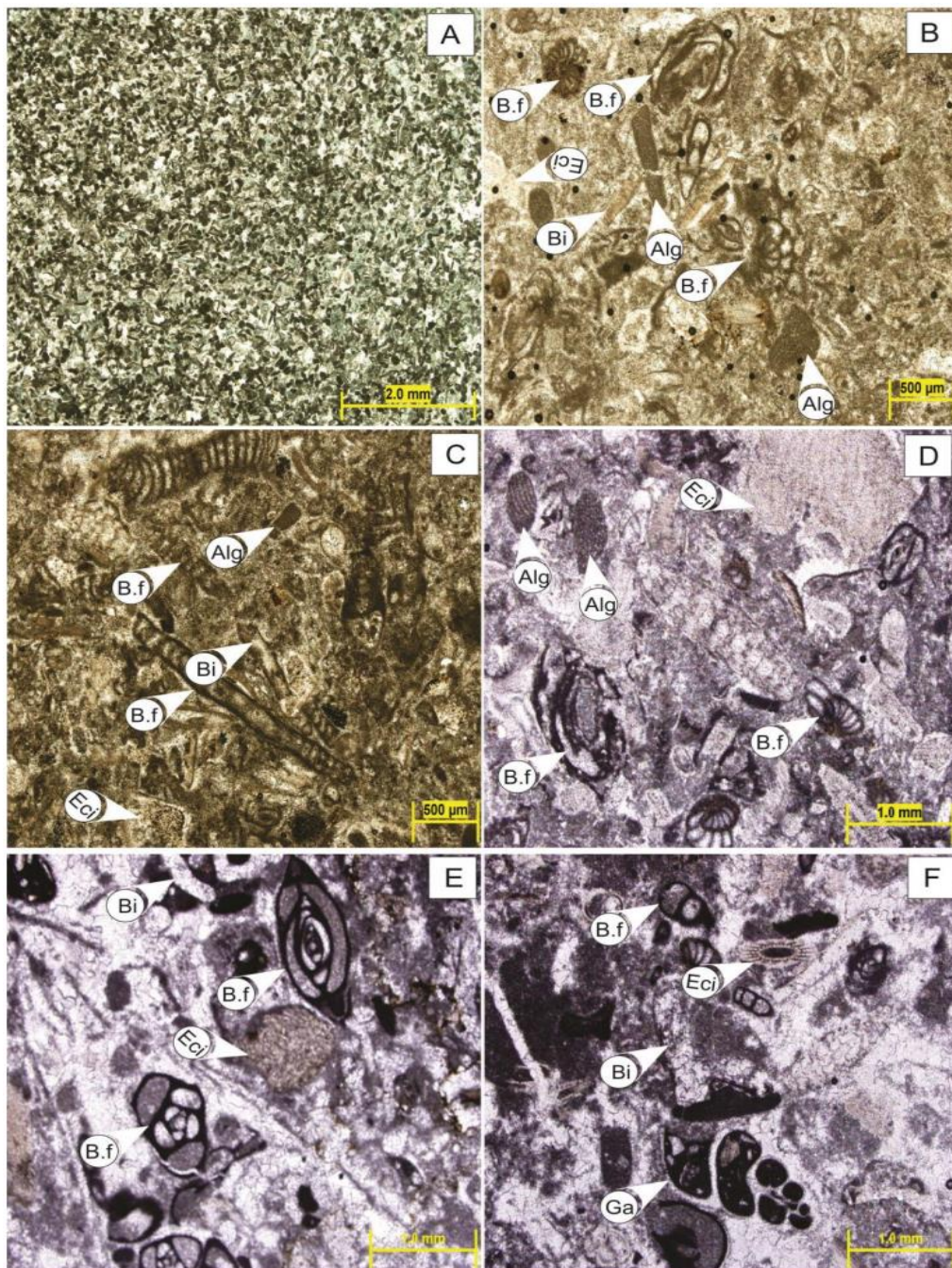
بایوهرم‌ها (B1 و B2) حاکی از شرایط پرانرژی موقتی یا طوفان‌های فصلی در لبه پلاتفرم است به طوری که تنوع بالای قطعات فسیلی و نبود ماتریکس گلی حاکی از شرایط پرانرژی در لبه پلاتفرم است (Gómez-Pérez et al., 1999؛ Della-Porta et al., 2003). گسترش بایوهرم‌ها (B2) رسوبات میوسن موجب ایجاد حاشیه‌های پرشیب در گروه رخساره‌ای دامنه شیب بالایی و پایینی می‌شود.

مجموعه رخساره‌ای ۳: کمربند رخساره‌ای دامنه شیب بالایی^۲

رسوبات در بخش دامنه شیب بالایی از رخساره‌های سدی حاشیه پلاتفرم منشأ گرفته‌اند. بنابراین در زیر میکروسکپ بیشتر قطعات حمل‌شدگی بهتری را نسبت به رخساره سدی حاشیه پلاتفرم نشان می‌دهند و نسبت به رخساره سدی حاشیه پلاتفرم اندازه کوچکتر و گردشگی بهتری دارند. طبقات سنگ آهکی توالی رخساره‌ای دامنه شیب بالایی به طور غالب از طبقات اسکلتی و اینتراکستی درشت دانه با بافت رودستونی با لایه‌بندی متوسط تا ضخیم تشکیل شده‌اند که معمولاً به سمت بخش‌های پایینی (رخساره دامنه پایینی شیب)، ضخامت لایه‌های رسوبی و اندازه قطعات اسکلتی و غیراسکلتی کاهش پیدا می‌کند. انواع رخساره‌های شناسایی شده در توالی رخساره‌ای به شرح زیر است.

رودستون بیوکلاستی (C1)

این رخساره در صحرا به صورت متوسط لایه رخنمون دارد. این رخساره در مجاورت با توالی‌های رخساره‌ای لبه شلف همراه است. در مقابل میزان قطعات اسکلتی روزن‌داران کف‌زی، خارپوستان، دوکفه‌ای، مرجان و جلبک قرمز تا بیش از ۶۰٪ افزایش می‌یابد. این قطعات به طور غالب در زمینه اسپاری و میکرایتی قرار دارند (شکل ۵A-B).



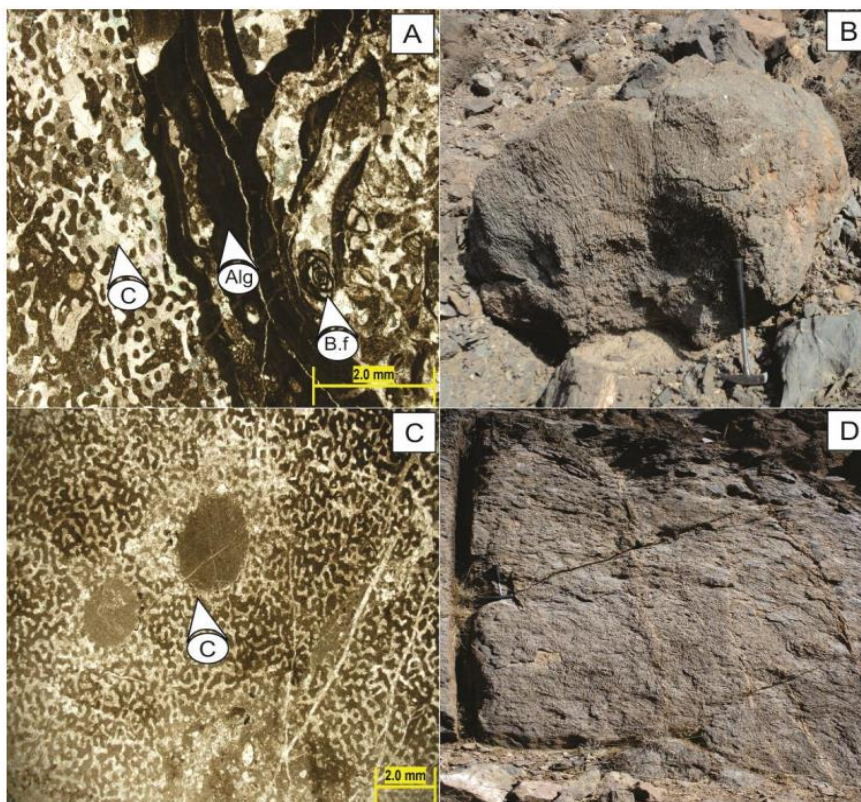
شکل ۳: تصاویر میکروسکوپی مجموعه رخساره لاگون رسوبات میوسن؛ A و B) پکستون پلوئیدی؛ C و D) پکستون دارای پلوئید و بیوکلاست؛ E و F) وکستون بیوکلاستی (B.f: روزن‌دار کف زی، Eci: اکینویید، Bi: دوکفه‌ای، Ga: گاستروپود، Alg: جلبک قرمز)

فلوتستون بیوکلاستی (C2)

این رخساره در صحرا به صورت ضخیم‌لایه مشاهده می‌شود و با فراوانی قطعات اسکلتی روزن‌داران، جلبک قرمز، دوکفه‌ای و خارپوستان (۳۰٪) مشخص شده است (شکل ۵C). قطعات دارای گردشگی می‌باشند.

تفسیر مجموعه رخساره‌ای دامنه شیب بالایی

رخساره‌های موجود در این مجموعه رخساره‌ای در بخش دامنه شیب پلاتفرم کربناته ته‌نشین شده‌اند. در تطابق با مدل پلاتفرم‌های کربناته حاشیه دار (Kenter *et al.* 2005) و Flugel (2010) این توالی رخساره‌ای در بخش دامنه شیب



شکل ۴: تصاویر میکروسکوپی مجموعه رخساره‌های حاشیه رسوبات میوسن؛ (A و B) باندستون مرجانی دارای جلبک قرمز؛ (C و D) باندستون مرجانی (B.f: روزن‌دار کفزی، C: مرجان، Alg: جلبک قرمز)

بالای ماتریکس گلی در این توالی رخساره‌ای می‌باشد. همچنین جورشدگی ضعیف و خردشدگی بالای این نهشته‌ها حاکی از نزدیکی به منشأ تولید رسوب یعنی مجموعه‌های رخساره‌ای حاشیه‌ای و سدهای ماسه‌ای است (Della Porta *et al.*, 2003, 2004; Bahamonde, 2007).

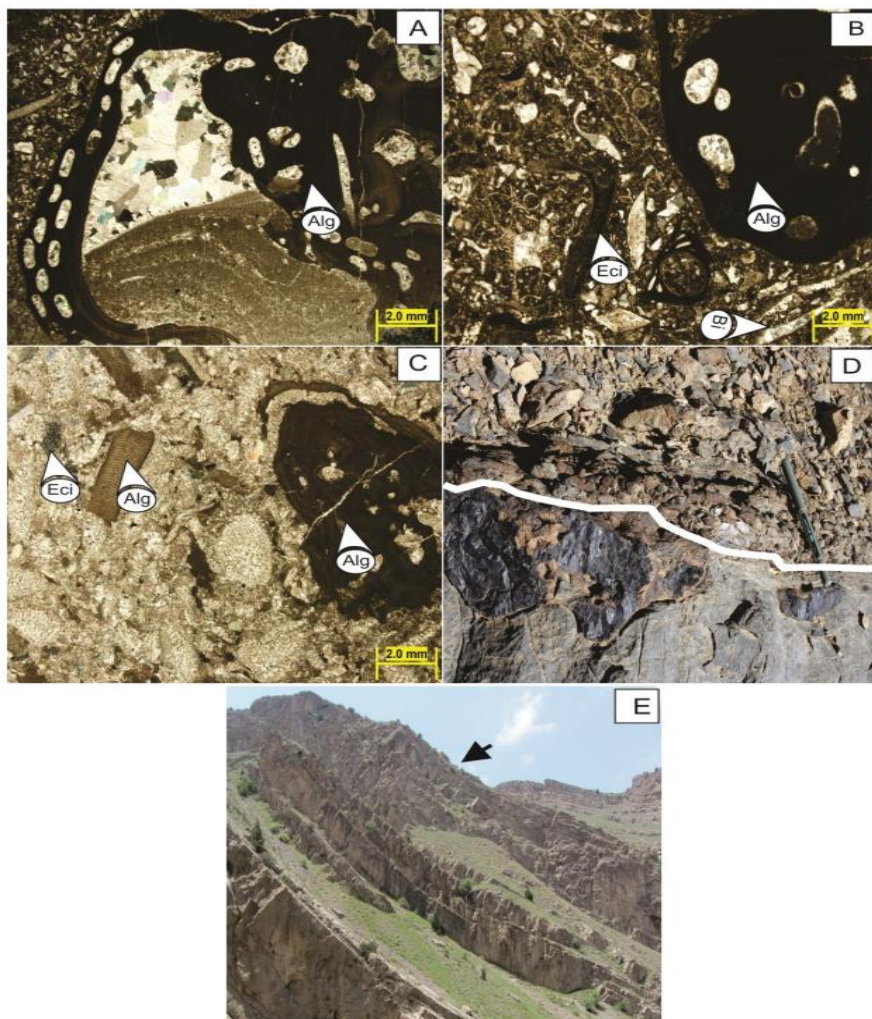
مجموعه رخساره‌ای ۴: کمربند رخساره‌ای دامنه شیب پایینی^۴

کمربند رخساره‌ای دامنه شیب پایینی کمترین گسترش را دارد. مرز این توالی رخساره‌ای با توالی رخساره‌ای دامنه شیب بالایی بصورت تدریجی افزایش می‌یابد. رخساره‌های غالب رخساره‌های پلاژیک، کلسی توریدایت و برش^۵ است. در توالی این نهشته‌ها به سمت حوضه، اندازه قطعات اسکلتی و غیراسکلتی در آن‌ها و همچنین ضخامت لایه‌های رسوبی کاهش می‌یابد.

در مجاورت با ریف‌ها در زیر موجسار هوای آرام ته‌نشین شده است. رسوبات بخش دامنه شیب بالایی در صحرا به صورت عمود بر روی رخساره‌های حاشیه پلاتفرم قرار گرفته‌اند و از نظر شکل می‌توانند کلینوform با زاویه بالا را بسازند. به همین دلیل در زیر میکروسکپ بیشتر قطعات حمل شدگی نشان می‌دهند و از رخساره‌های سدی حاشیه پلاتفرم منشأ گرفته‌اند (شکل ۵E). نیمرخ رسوبی و وجود کلینوform‌های با زاویه بالا و جهت آرایش لایه‌های رسوبی نسبت به لبه شلف بیانگر ته‌نشینی بر روی دامنه‌های شیب پلاتفرم کربناته است. فراوانی خرده‌های اجزای بیوکلاستی مرجان همراه با لایه‌های رسوبی با قاعده فرسایشی (شکل ۵D) حاکی از تأثیر حوادث فرسایشی دوره‌ای در این بخش از توالی است. وجود جریان‌های پرانرژی مهم‌ترین عامل تأثیرگذار بر روی اندازه درشت دانه‌ها در بخش دامنه شیب در مجاورت با ریف‌ها و عدم فراوانی

4- Lower slope facies association

5- Breccias



شکل ۵: تصاویر میکروسکوپی مجموعه رخساره‌ای دامنه شیب بالایی رسوبات میوسن؛ A و B) رودستون بیوکلاستی؛ C و D) فلوتستون بیوکلاستی؛ E) توالی رخساره‌ای دامنه شیب بالایی به صورت کلیفورم‌های آهکی (B.f: روزن‌دار کفزی، Eci: اکتینوئید، Bi: دوکفه‌ای، C: مرجان، Alg: جلبک قرمز).

گلوکونیت است. از ویژگی‌های مهم این گلوکونیت‌ها می‌توان به فراوانی بیشتر از ۵٪، زاویه‌دار بودن و رنگ سبز کم‌رنگ متمایل به زرد اشاره کرد (شکل ۶A).

رخساره کلسی توریدایت پکستون حاوی روزن‌داران پلانکتون (D2)

روزن‌داران پلانکتون اصلی‌ترین اجزای تشکیل‌دهنده این رخساره هستند. روزن‌داران پلانکتون تقریباً ۵۰٪ تا ۶۰٪ این رخساره را شامل می‌شوند. اجزای فرعی این رخساره روزن‌داران کفزی کوچک، پوسته شکسته دوکفه‌ای‌های پلاژیک و سوزن اسفنج هستند. این رخساره شامل گونه فونای آب‌های کم‌عمق است که خاص محیط لاگون است

وکستون حاوی روزن‌داران پلانکتونی (D1)

این رخساره در صحرا به صورت نازک لایه دیده می‌شود. این رخساره از گل آهکی و روزن‌داران پلانکتون با بافت گل‌پشتیان تشکیل شده و فراوانی روزن‌داران پلانکتون آن بیش از ۱۰٪ است. حجرات روزن‌داران پلانکتون توسط پیریت، کلسیت اسپاری و گل آهکی پر شده است. اجزای فرعی این رخساره روزن‌داران کفزی کوچک، پوسته دوکفه‌ای‌های پلاژیک و خار اکتینوئید است. این رخساره فاقد هر گونه فونای آب‌های کم‌عمق و ذرات آواری است. زمینه گل آهکی این رخساره در بعضی موارد بسیار تیره بوده که نشانه حضور مواد آلی است. این رخساره حاوی

احیایی و شوری نرمال لازم است که در محیط عمیق امکان به وجود آمدن این شرایط میسر است (Flugel, 2010). برش‌ها در این مجموعه رخساره‌ای به‌عنوان نهشته‌های جریان خرده‌دار^۷ حاصل از سازوکار ایجاد شده به وسیله فعالیت‌های لرزه‌ای مرتبط با تکتونیک محلی، طوفان، پایین آمدن سطح آب دریا و افزایش ناپایداری شیب در نتیجه افزایش شیب دامنه، در نظر گرفته می‌شود (Chen *et al.*, 2002; Haas *et al.*, 2010). کربنات‌های دوباره نهشته شده در زمان بالا بودن سطح آب دریا تشکیل می‌شوند (Tucker & Wright, 1990). در زمان بالا بودن سطح دریا که نرخ تولید کربنات زیاد است، دانه‌ها به یکدیگر فشرده می‌شوند و فرصت سیمانی شدن نمی‌یابند. با افزایش بیش از اندازه ضخامت رسوبات، در صورتی که شیب جلو پلتفرم زیاد باشد، به علت کاهش پایداری، این نهشته‌ها رو به پایین جابه‌جا می‌شوند. تناوب نهشته‌های بخش‌های عمیق با نهشته‌های بخش‌های کم عمق نشان‌دهنده جابه‌جایی و دوباره نهشته شدن رسوبات بخش کم عمق در بخش عمیق است (شکل ۶D). رخساره D2 که ویژگی‌های آن با رخساره‌های کلسی توریدایت مشابه است، نشان‌دهنده محیط پلتفرم خارجی است. وجود شواهدی از دانه‌بندی تدریجی، آرایش موازی قطعات بیوکلاستی و لامیناسیون ریپلی در این رخساره نشان‌دهنده بخش‌های Ta و Tb و Tc توالی بوما است (Eberli, 1987) (شکل‌های ۶B-C, E). در مقایسه با مدل پلاتفرم‌های کربناته حاشیه‌دار (Della-Porta *et al.*, 2003; 2004; Carpenter *et al.*, 2004; Kenter *et al.*, 2005; 2001; El-Azabi & El-Araby, 2007; Marangon *et al.*, 2011)، این مجموعه رخساره‌ای در بخش دامنه شیب پایینی^۸ زیر موجسار هوای طوفانی نهشته شده است.

(شکل ۶D). از دیگر اجزای می‌توان به گلاکونیت و کانی‌های اوپک به میزان کمتر از ۱٪ اشاره نمود. در این رخساره چرخه ریزشونده به سمت بالا (واحد A بوما) (شکل ۶B) و اجزای بیوکلاستی سالم همراه با شکسته شده دیده می‌شود که به موازات هم قرار گرفته‌اند که این ویژگی نشان‌دهنده جابه‌جا شدن آن‌ها پس از نهشته شدن است (واحد B بوما) (شکل ۶C). همچنین از شواهد صحرایی می‌توان به لامیناسیون ریپلی (واحد C بوما) اشاره کرد (شکل ۶E-F).

برش (D3)

این نوع طبقات برشی از قطعات پلی مکتیک با گوشه‌های زاویه‌دار تشکیل شده‌اند. قطعات این افق‌ها دارای ترکیب سنگ‌شناسی متفاوت با ترکیب سنگ میزبان هستند و با مادستون، گرینستون - پکستون بیوکلاستی، در اندازه چند میلی‌متر تا چند سانتی‌متر مشخص می‌شوند. این نوع افق‌های برشی معمولاً قطعه غالب^۹ هستند (شکل G و H ۶).

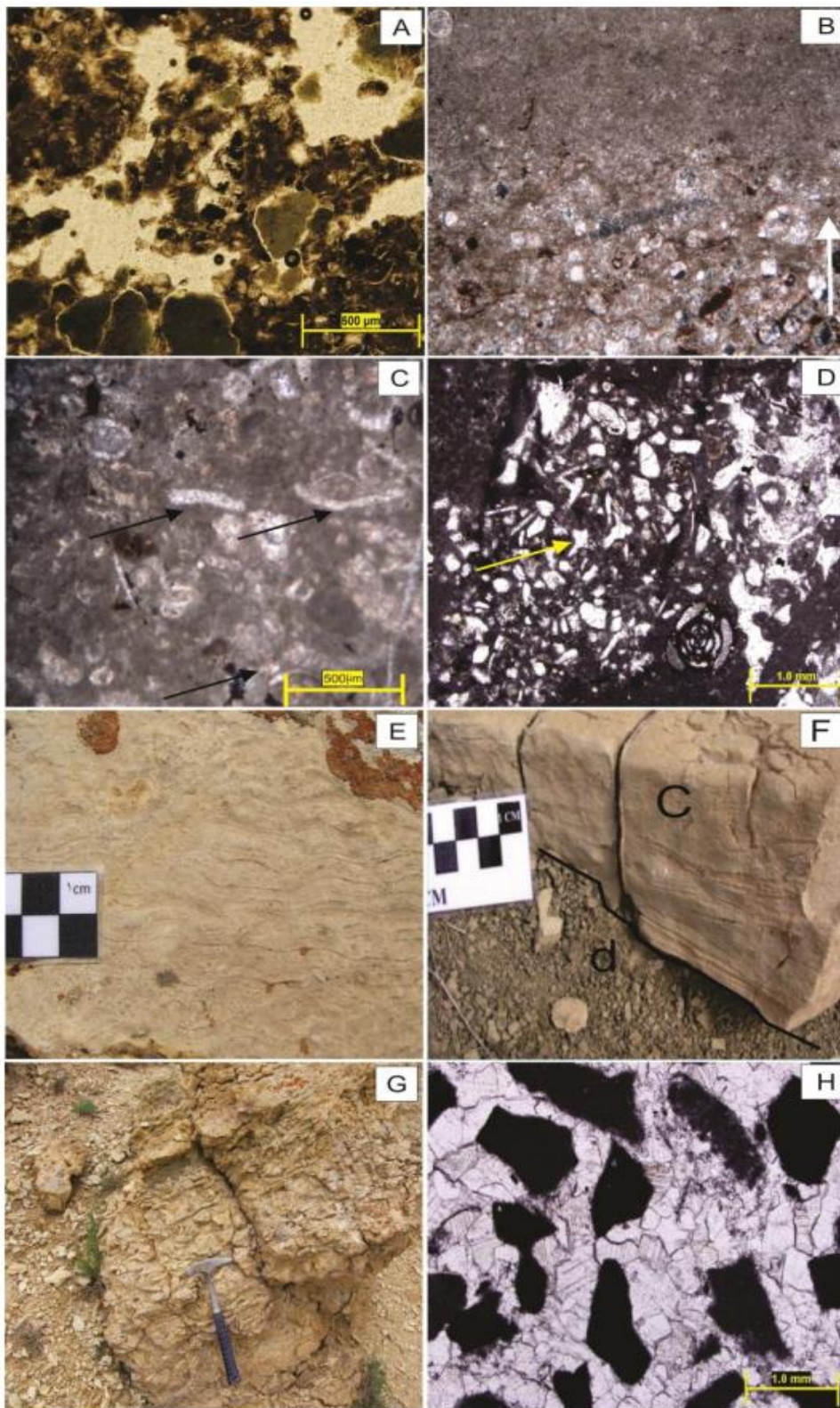
تفسیر توالی رخساره‌ای دامنه شیب پایینی

وجود روزن‌داران پلانکتون و نبود موجودات کفزی بیانگر محیط دریای باز است. همچنین تعداد زیاد روزن‌داران پلانکتون خوب حفظ شده و صدف‌های خرد شده محیط رسوب‌گذاری دریای باز و شرایط انرژی کم آب را تأیید می‌کند (Wilson, 1975; Flugl, 2010; Bover-Arnal *et al.*, 2015). وجود پیریت، خمیره تیره مواد آلی و وفور گل در رخساره‌ها دلایلی هستند که شرایط کم انرژی و پایین بودن مقدار اکسیژن محیط را نشان می‌دهند و شاخص سنگ آهک‌های عمیق و بیانگر رسوب‌گذاری در شرایط احیایی هستند (Warren, 2000; Flugl, 2010). این حالت نشان‌دهنده نبود شرایط مناسب برای زندگی موجودات می‌باشد. در رخساره D1 برای تشکیل گلاکونیت پایین بودن نرخ رسوب‌گذاری، شرایط

7- Debris flows

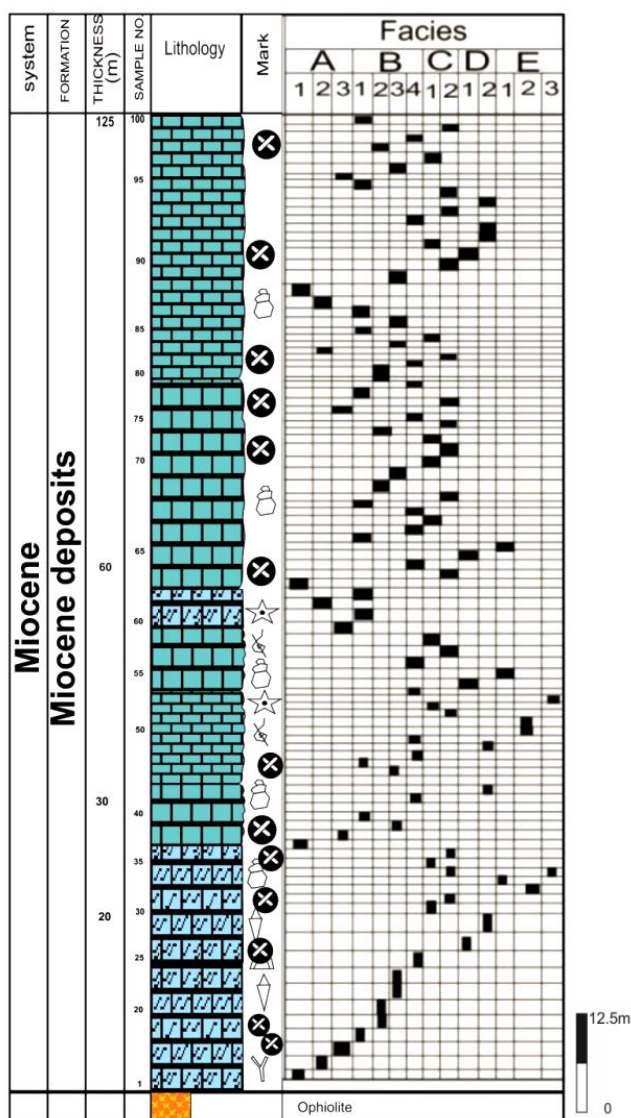
8 -Toe-of-slope & slope

6- Clast supported



شکل ۶: تصاویر میکروسکوپی مجموعه رخساره‌ای حاشیه، دامنه شیب بالایی و پایینی رسوبات میوسن؛ (A) وکستون حاوی روزن‌داران پلانکتون (B-F) پکستون حاوی روزن‌داران پلانکتون که نشان‌دهنده واحدهای بوما می‌باشند؛ (B) چرخه ریزشونده به سمت بالا (واحد A بوما)؛ (C) اجزای بیوکلاستی سالم همراه شکسته شده دیده می‌شود که به موازات هم قرار گرفته‌اند که این ویژگی‌ها نشان‌دهنده جابه‌جا شدن آن‌ها پس از نهشته شدن است (واحد B بوما). (D) تناوب نهشته‌های بخشهای عمیق با نهشته‌های بخش‌های کم‌عمق نشان دهنده جابه‌جایی و دوباره نهشته شدن رسوبات بخش کم‌عمق در بخش عمیق است. E: واحد c بوما، F: واحد c و d بوما، G و H: برش P.f: روزن‌دارپلاژیک ، E.ci: اکتیوئید، B.f: روزن‌دار کفزی).

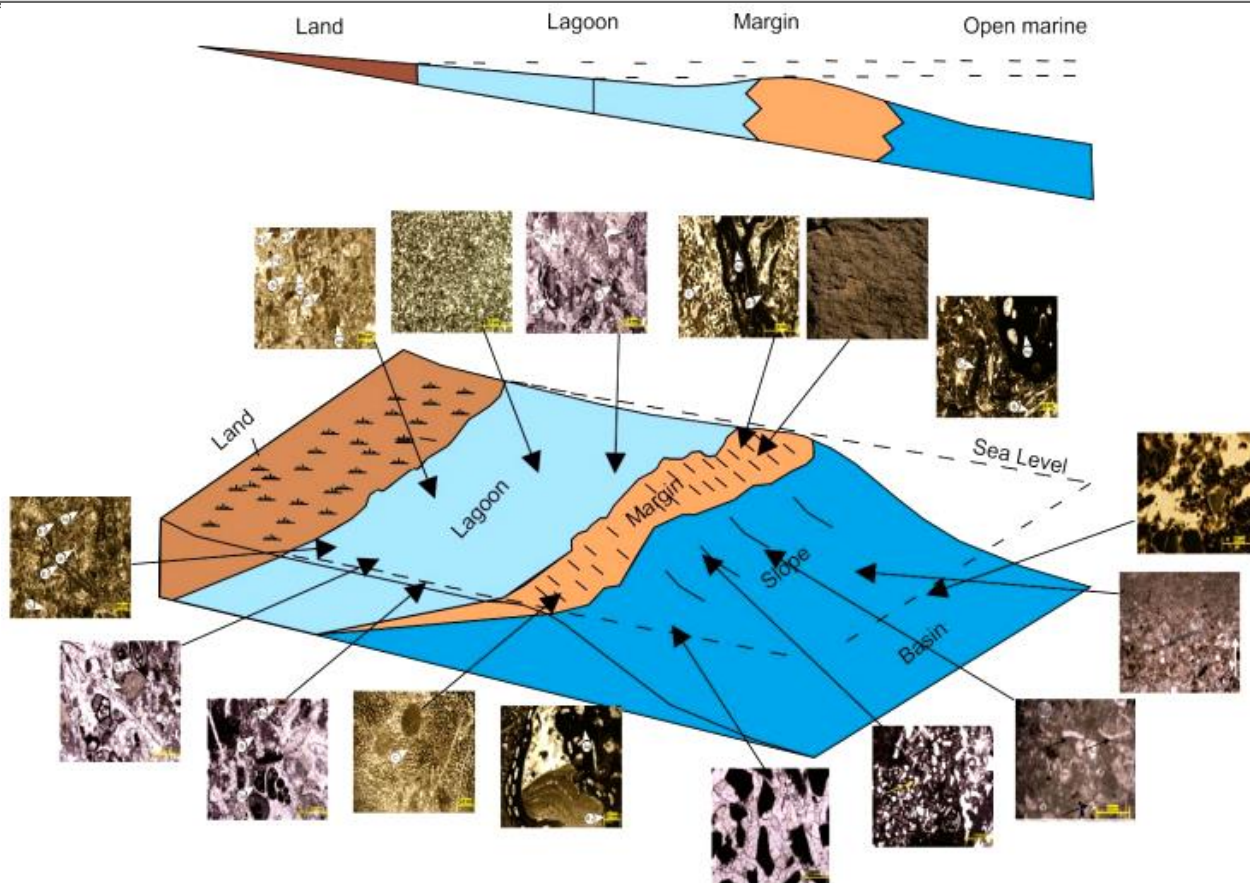
همراه با کلینوفرم‌های پر شیب احاطه شده است. غالب این کلینوفرم‌ها با شیب بالا از نهشته‌های اسکلتی منشأ گرفته از بخش داخلی پلتفرم ساخته شده‌اند که به سمت بخش‌های دامنه شیب پایینی و حوضه همراه با کلسی‌توریدایت‌ها و برش‌ها دیده می‌شوند (Della-Carpentier *et al.*, 2004; Hass *et al.*, 2004; Kenter *et al.*, 2005; Porta *et al.*, 2004). (2010).



شکل ۷: ستون چینه نگاری و رخساره‌های نهشته‌های میوسن در برش مورد مطالعه

تفسیر محیط رسوب‌گذاری و مدل رسوبی

با مطالعه مجموعه رخساره‌ها و تغییرات آن‌ها در ستون عمودی (شکل ۷) و همچنین مقایسه آن‌ها با مدل‌های مختلف پلاتفرم‌های کربناته حاشیه‌دار (Della-Porta *et al.*, 2004; Kenter *et al.*, 2001; 2005; 2003; 2004; Hass *et al.*, 2010; Carpentier *et al.*, 2004; Bover-Arnal *et al.*, 2014; Marangon *et al.*, 2011) (2015) محیط رسوبی رسوبات میوسن در منطقه مطالعه تفسیر گردید (شکل ۸). بر اساس مطالعات رسوب‌شناسی تمجمام شده بر روی مقاطع نازک میکروسکوپی و نیز مشاهدات صحرایی این نهشته‌ها، ۱۰ رخساره کربناتی شناسایی شده است که در یک پلاتفرم کربناته لبه‌دار (شلف) و در چهار کمربند رخساره‌ای مربوط به لاگون، کمربند رخساره‌ای حاشیه، کمربند رخساره‌ای دامنه شیب بالایی و کمربند رخساره‌ای دامنه شیب پایینی رسوب کرده‌اند. با توجه به عدم تبدیل تدریجی رخساره‌ها به همدیگر و حضور اینتراکست و ریف‌های سدی مرجانی که خاص شلف کربناته می‌باشند (Kenter *et al.*, 2001, 2010; Hass *et al.*, 2005), همچنین وجود گسترده رخساره‌های ریفی، دامنه شیب و وجود رخساره‌های کلسی‌توریدایت (بیانگر شیب بالای محیط رسوبی در هنگام رسوب‌گذاری) (Reijmer *et al.*, 2012; Bover-Arnal *et al.*, 2014, 2015; Boggs, 2015) و نبود رخساره‌های پهنه جزر و مدی (Marangon *et al.*, 2011)، مدل رسوب‌گذاری رسوبات میوسن پلاتفرم کربناته از نوع شلف لبه‌دار نظر گرفته شده‌است. در رسوبات میوسن در منطقه مورد مطالعه به دلیل افزایش فعالیت‌های زیستی ناشی از افزایش مرجان‌های ریف‌ساز، به عنوان یک پلتفرم کربناته مسطح تعریف می‌شود که به تدریج به سمت حاشیه به وسیله باندهای مرجانی و بخش‌های دامنه شیب

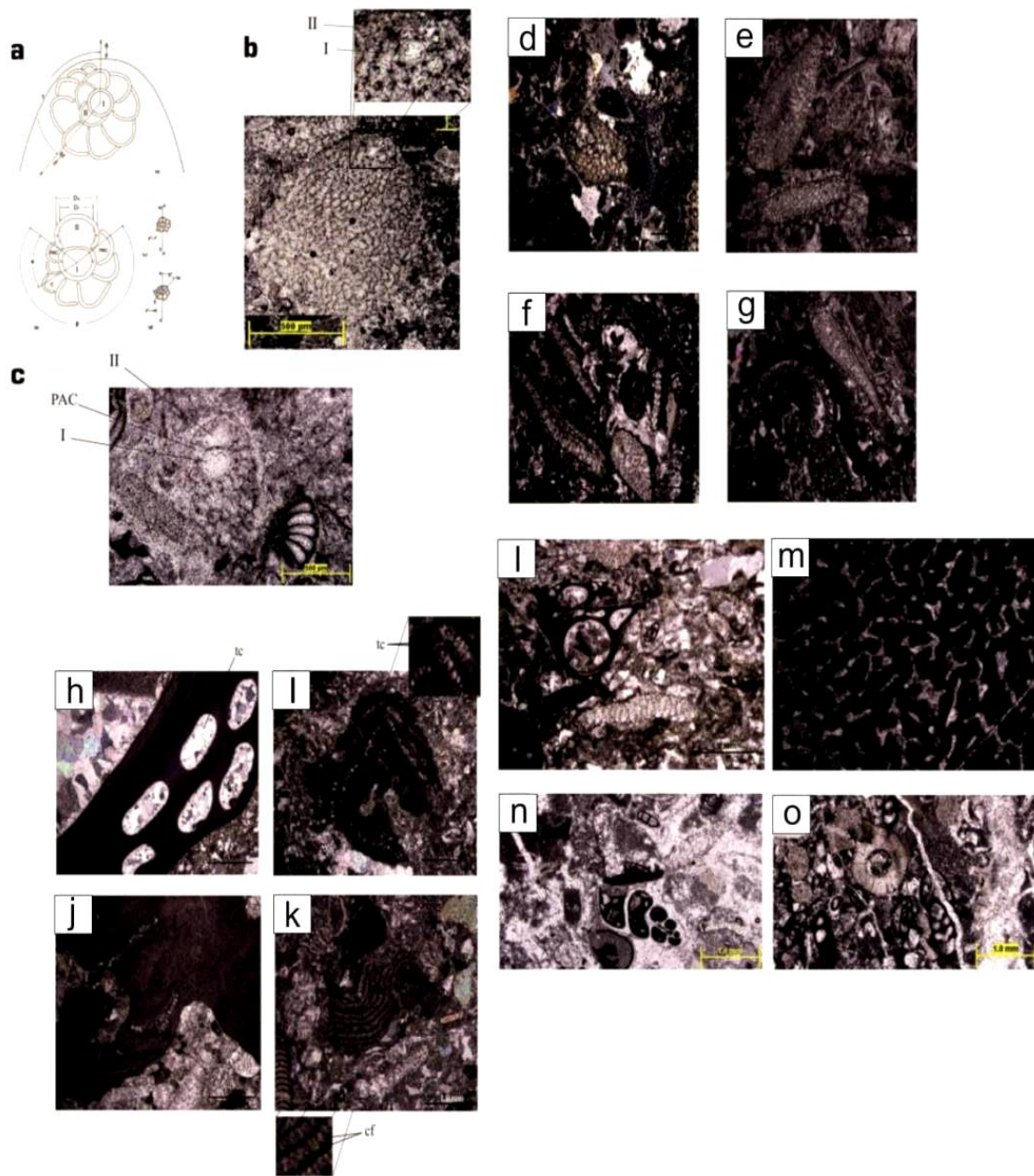


شکل ۸: مدل رسوبی پلتفرم کربناته حاشیه‌دار رسوبات میوسن با گسترش بایوهرم‌ها و توالی رخساره‌های دامنه شیب بالایی و پایینی رسوبات میوسن همراه با گسترش برش‌ها

نتیجه‌گیری

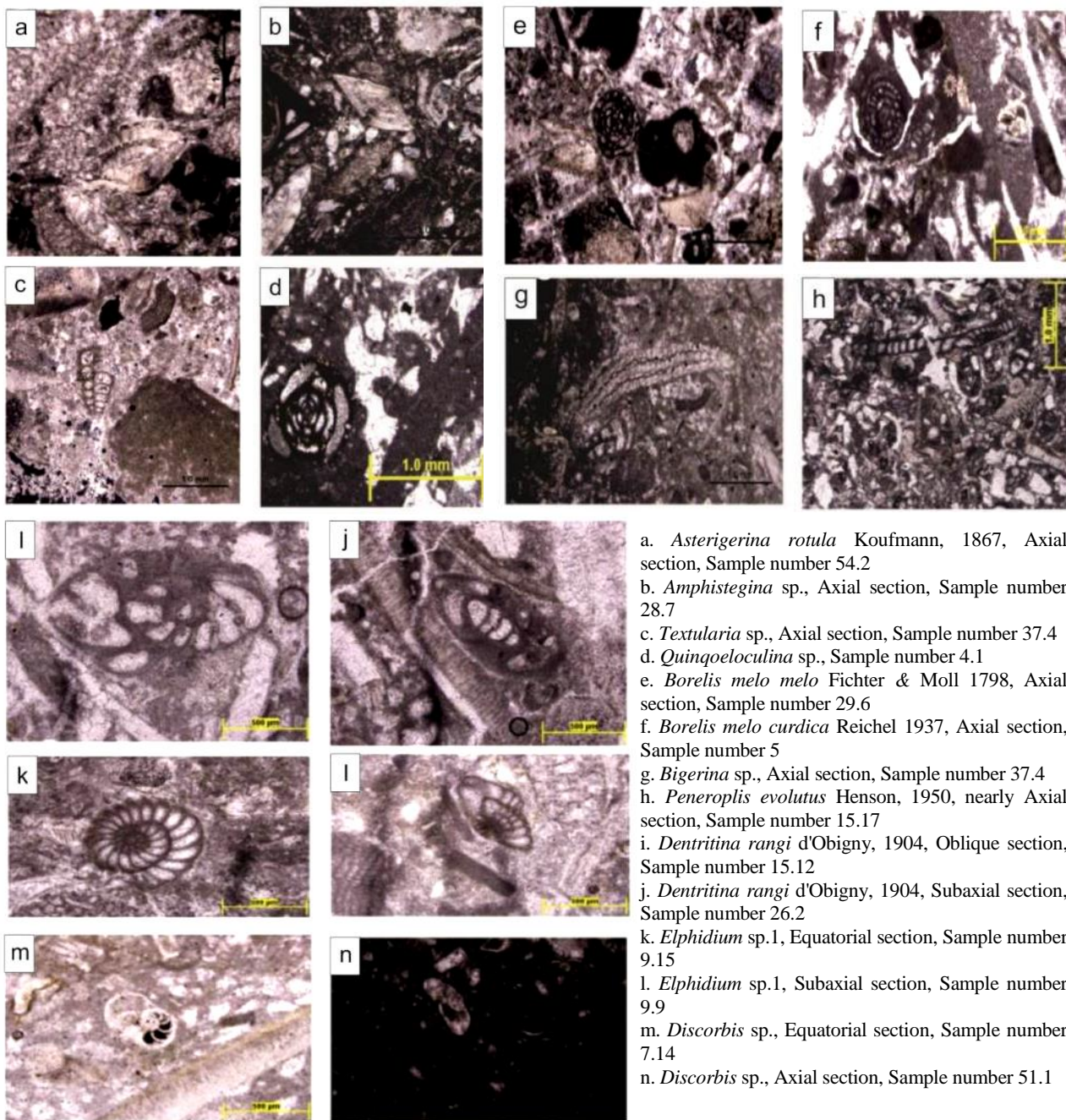
محیط‌های رسوبی قدیمه و عهد حاضر و وجود ریف‌های سدی مرجانی، اینتراکلیست و از طرفی تبدیل مشخص رخساره‌ها به هم و نبود پهنه‌های وسیع جزر و مدی نشان دهنده رسوب‌گذاری نهشته‌های میوسن برش هفت چشمه بر روی یک پلاتفرم کربناته لبه‌دار (شلف) است. همچنین کربنات‌های دوباره نهشته شده نشان می‌دهد که توالی کربناته برش نورآباد در یک پلاتفرم کربناته از نوع پلاتفرم کربناته لبه دار نهشته شده‌اند.

مطالعه روزن‌داران کفزی بزرگ توالی منتسب به الیگوسن در منطقه هفت چشمه نورآباد به شناسایی ۱۸ جنس و ۲۰ گونه متفاوت منجر گردیده است. انتشار فسیل‌های شناسایی شده گویای بایوزون تجمعی *Borelis melocurdica- B. melo melo* Assemblage Zone می‌باشد که سن بوردیگالین از میوسن را نشان می‌دهد. براساس ویژگی‌های مطالعات پتروگرافی، شواهد صحرایی و همچنین فراوانی و توزیع روزن‌داران و دیگر اجزای موجود و بررسی خصوصیات بافتی و رخساره‌ای ۱۰ رخساره در ۴ کمر بند رخساره‌ای مربوط به لاگون، کمر بند رخساره‌ای حاشیه، کمر بند رخساره‌ای دامنه شیب بالایی و کمر بند رخساره‌ای دامنه شیب پایینی شناسایی گردید. تغییرات عمودی و جانبی رخساره‌ها و مقایسه آن‌ها با



شکل ۹: تصاویری از میکروفسیل‌های شناسایی شده در این پژوهش همراه با تصویر شماتیک از شیوه شمارش و اندازه‌گیری ویژگی‌های داخلی برش‌های افقی *Miogypsina* در مراحل جنینی - لاروی

- a-b. embryonic-nepionic stage of primitive (a) and more developed (b) *Miogypsina* (I= protoconch; II= deuterococonch; PAC= primary auxiliary chambers; c= closing chambers; AF= apical-frontal line; after Schiavinotto, 1985)
- b. *Miogypsina globulina* Michelotti 1841, equatorial section, Sample number M 9.8
- c. *Miogypsina globulina* Michelotti 1841, equatorial section, Sample number M 9.5
- d. *Miogypsina globulina* Michelotti 1841, equatorial section, Sample number M 48.2
- e- *Miogypsina globulina* Michelotti 1841, equatorial section, Sample number M 47.2
- f. *Miogypsina globulina* Michelotti 1841, equatorial section, Sample number M 38.5
- g. *Miogypsina globulina* Michelotti 1841, equatorial section, Sample number M 38.3
- h. *Lithophyllum* cf. *pustulatum* (Lamourux) Foslíe, 1904, Sample number 57.3
- i. *Sporolithon* sp., Section of a thallus protuberance with radially arranged filaments, Sample number 45.3
- j. *Sporolithon* sp., Sample number 45.1
- k. *Lithophyllum* cf. *pustulatum* (Lamourux) Foslíe, 1904, Sample number 34.3. tc: trapezoidal stalk cell; cf: cell filaments
- l. *Kuphus arenarius*, (Linnaeus, 1785), Sample number 30.1
- m. Coral, Sample number 19.2
- n. Gastropoda, Sample number 5
- o. Bivalve, Sample number 15.2



a. *Asterigerina rotula* Kouffmann, 1867, Axial section, Sample number 54.2
 b. *Amphistegina* sp., Axial section, Sample number 28.7
 c. *Textularia* sp., Axial section, Sample number 37.4
 d. *Quincoeloculina* sp., Sample number 4.1
 e. *Borelis melo melo* Fichter & Moll 1798, Axial section, Sample number 29.6
 f. *Borelis melo curdica* Reichel 1937, Axial section, Sample number 5
 g. *Bigerina* sp., Axial section, Sample number 37.4
 h. *Peneroplis evolutus* Henson, 1950, nearly Axial section, Sample number 15.17
 i. *Dentritina rangi* d'Obigny, 1904, Oblique section, Sample number 15.12
 j. *Dentritina rangi* d'Obigny, 1904, Subaxial section, Sample number 26.2
 k. *Elphidium* sp.1, Equatorial section, Sample number 9.15
 l. *Elphidium* sp.1, Subaxial section, Sample number 9.9
 m. *Discorbis* sp., Equatorial section, Sample number 7.14
 n. *Discorbis* sp., Axial section, Sample number 51.1

منابع

- آقائباتی، ع.، ۱۳۸۵. زمین شناسی ایران. سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۵۸۶ ص.
- مطیعی، ه.، ۱۳۷۲. زمین شناسی ایران: چینه شناسی زاگرس. سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۵۳۶ ص.
- Adams, T.D., & Bourgeois, F., 1967. Asmari biostratigraphy. *Iranian Oil Operating Companies, Geological and Exploration Division*, Unpublished Report, 1074: 1–37.
- Adams, A.E., & MacKenzie, W.S., 1998. A colour atlas of carbonate sediments and rocks under the microscope. *W.S. Manson Publishing*, London, 180 p.
- Adabi, M.H., & Mehmandosti, A.E., 2009. Microfacies and geochemistry of the Ilam Formation in the Tang-E-Rashid area, Izeh, S.W. Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, 33: 267-277.
- Adachi, N., Ezaki, Y., & Liu, J., 2004. The origins of peloids immediately after the end-Permian extinction, Guizhou Province, South China. *Sedimentary Geology*, 164: 161-178.
- Allen, P.A., & Allen, J.R. 2013. Basin Analysis: Principles and Application to Petroleum Play Assessment. *Wiley-Blackwell*, 655 p.
- Armella, C., Cabaleri, N., & Leanza, H.A., 2007. Tidally dominated, rimmed shelf facies of the Picún Leufú Formation (Jurassic/Cretaceous boundary) in southwest Gondwana, Neuquén Basin, Argentina. *Cretaceous Research*, 28: 961-979.
- Bachmann, M., & Hirsch, F., 2006. Lower Cretaceous carbonate platform of the eastern Levant (Galilee & the Golan Heights), Stratigraphy & second order sea-level change. *Cretaceous Research*, 27: 478-512.
- Bahamonde, J.R., 2007. Marine red staining of a Pennsylvanian carbonate slope: Environmental oceanographic significance. *Journal of Sedimentary Research*, 77: 1026-1045.
- Bolli, H.M., & Krasheninnikov, V.A., 1977, Problems in Paleogene & Neogene correlations based on planktonic foraminifera. *Micropaleontology*, 23: 436-452.
- Bover-Arnal, T., Salas, R., Guimerà, J., & Moreno-Bedmar, J.A., 2014. Deep incision on an Aptian carbonate succession indicates major sea-level fall in the Cretaceous. *Sedimentology*, 61: 1558–1593.
- Bover-Arnal, T., Pascual-Cebrian, E., Skelton, P.W., Gili, E., & Salas, R., 2015. Patterns in the distribution of Aptian rudists & corals within a sequence-stratigraphic framework (Maestrat Basin, E Spain). *Sedimentary Geology*, 321: 86–104.
- Betzler, C., Pawellek, T., Abdullah, M., & Kossler, A., 2006. Facies and stratigraphic architecture of the Korallenoolith Formation in North Germany (Lauensteiner Pass, Ith Mountains). *Sedimentary Geology*, 194: 61-75.
- Boggs, S.J., 2015. Principles of Sedimentology & Stratigraphy (6th edition). *University of Oregon*, 660 p.
- Booler, J., & Tucker, M.E., 2002. Distribution and geometry of facies and early diagenesis: the key to accommodation space variation & sequence stratigraphy: Upper Cretaceous Congost Carbonate platform, Spanish Pyrenees, *Sedimentary Geology*, 146: 225–247.
- Brachert, T.C., Forst, M.H., & Pais, I.J., 2001. Lowstand carbonate, highstand sandstone. *Journal of Sedimentary Geology*, 122: 155, 1-12.
- Cadjenic, D., Kilibarda, Z., & Radulovic, N., 2008. Triassic to Late Jurassic evolution of the Adriatic carbonate platform and Budva Basin, Southern Montenegro. *Sedimentary Geology*, 24: 1-17.
- Cahuzac, B., & Poignant, A., 1997. An attempt of biozonation of the European basin, by means of larger neritic foraminifera. *Bulletin de la Societ Geologique de France*, 168: 155-169.
- Carpentier, C., Martin-Garin, B., Lathuilière, B., Gaillard, C., Ferry, S., Hantzpergue, P., & Geister, J., 2004. Coral-microbialite reefs in pure carbonate versus mixed carbonate–siliciclastic

- depositional environments: the example of the Pagny-sur-Meuse section (Upper Jurassic, northeastern France). *Facies*, 50: 229-255.
- Daizhao, C., Tucker, M.E., Jingquan, Z., & Maosheng J., 2002. Carbonate platform evolution: from a bioconstructed platform margin to as shoal system (Devonian, Guilin, South China). *Sedimentology*, 49: 737-764.
- Della Porta, G., Kenter, J.A.M., Bahamonde, J.R., Immenhauser, A., & Villa, E., 2002. Microbial boundstone dominated carbonate slope (Upper Carboniferous, N Spain): microfacies, facies distribution stratal geometry. *Facies*, 49: 175–207.
- Della Porta, G., Kenter, J.A.M., & Bahamonde, J.R., 2003. Depositional facies & stratal geometry of an Upper Carboniferous prograding & aggrading highrelief carbonate platform (Cantabrian Mountains, N Spain). *Sedimentology*, 51: 267 – 295.
- Dill, H.G., Khishigsuren, S., Melcher, F., Bulgamaa, J., Bolorma, Kh., Botz, R., & Schwarz-Schampera, U., 2007. Facies-related diagenetic alteration in lacustrine-deltaic red beds of the Paleogene Ergeliin Zoo Formation (Erdene Sum area, S. Gobi, Mongolia). *Journal of Sedimentary Geology*, 181: 1–24.
- Dunham, R.J., 1962. Classification of carbonate rocks according to depositional texture. In: Ham, W.E. (ed.), Classification of carbonates rocks-A symposium. *American Association Petroleum Geologists*, 1: 108-121.
- Eberli, G.P., 1987. Calcareous Turbidites and their relationship to sea- level fluctuations and tectonism. In: Einsele, G., Ricken, W., & Seilacher, A., (eds.), Cycles & Events in Stratigraphy. *Springer-Verlag*, 33: 340- 359.
- El-Azabi, M.H., & El-Araby, A., 2007. Depositional framework & sequence stratigraphic aspects of the Coniacian–Santonian mixed siliciclastic/carbonate Matulla sediments in Nezzazat and Ekma blocks, Gulf of Suez, Egypt. *Journal of African Earth Sciences*, 47: 179–202
- Embry, A.F., & Kloven, J.E., 1971. A Late Devonian reef tract on northeastern Banks Island, Northwest Territories. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, 19: 730-781.
- Fagerstrom, J.A., 1991. Reef-building guilds & a checklist for determining guild membership. *Coral Reefs*, *Springer-Verlag*, 10: 47-52.
- Flügel, E., 2010. Microfacies of Carbonate Rocks Analysis, Interpretation and Application. 2nd Edition. *Springer*, Berlin-Heidelberg, New York, 1006p.
- Fürsich, F., Dhirendra, T., & Pandey, K., 2003. Sequence stratigraphic significance of sedimentary cycles and shell concentrations in the Upper Jurassic–Lower Cretaceous of Kachchh, western India. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 193 (2): 285-309.
- Gómez-Pérez, I., Fernández-Mendiola, P.A., & García-Mondéjar, J., 1999. Depositional architecture of a rimmed carbonate platform (Albian, Gorbea, western Pyrenees). *Sedimentology*, 46: 337–356.
- Haas, J., Götz, A.E., Pálffy, J., 2010. Late Triassic to Early Jurassic palaeogeography and eustatic history in the NW Tethyan realm: New insights from sedimentary and organic facies of the Csövör Basin (Hungary). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 291: 456–468.
- Heldt, M., Bachmann, M., & Lehmann, J., 2008. Microfacies, biostratigraphy and geochemistry of the hemipelagic Barremian-Aptian in north central Tunisia: Influence of the OAE 1a on the southern Tethys margin: *Palaios*, 261: 246-260.
- Henson, F.R.S., 1950. Middle Eastern Tertiary Peneroplidae (Foraminifera) with remarks on the phylogeny and taxonomy of the family. *West Yorkshire Printing Company, Wakefield*, 70 p.
- Kabanov, P. B., 2000. Grain micritization as facial indicator in shallow water marine carbonate rocks. *Byulleten Moskovskogo Obshchestva Ispytateley Prirody, Otdel Geologicheskii*, 75: 39–48.
- Kenter, J.A.M., Harris, P.M., & Della Porta, G., 2005. Steep microbial boundstone dominated platform margins examples implications. *Sedimentary Geology*, 178: 5– 30.

- Kenter, J.A.M., Ginsburg, R.N., & Troelstra, S.R., 2001. Sea-level driven sedimentation patterns on the slope margin. In: Ginsburg, R.N., (ed.), Subsurface geology of a prograding carbonate platform margin, Great Bahama Bank: results of the Bahamas drilling project. *SEPM, Special Publication*, 70: 61-100.
- Kruse, P.D., & Zhuravlev, A.Yu., 2008. Middle–Late Cambrian *Rankenella Girvanella* reefs of the Mila Formation, northern Iran. *Canadian Journal Earth Science*, 45: 619–639.
- Laursen, G.V, Monibi, S., Allan, T.L., Pickard, N.A.H., Hosseiney, A., Vincent, B., Hamon, Y., Van Buchem, F.S.H., Moallemi, A., & Driullion, G., 2009. The Asmari Formation revisited: Changed stratigraphic allocation and new biozonation. *First international petroleum conference & exhibition*, Shiraz, Iran, 4-6: 5.
- Moore, C.H., & Wade, W.J., 2013, Carbonate Reservoirs, Porosity and Diagenesis in a Sequence Stratigraphic Framework. 2nd edition. *Developments in Sedimentology*, Elsevier, New York, 67: 1-347.
- Morad, S., Ketzer, J.M., & De Ros, L.F., 2013. Linking Diagenesis to Sequence Stratigraphy: An Integrated Tool for Understanding and Predicting Reservoir Quality Distribution. *SEPM, Wiley Blackwell*, 522 p.
- Myrow, P.M., Tice, L., Archuleta, B., Clark, B., Taylor, J.F., & Ripperdan, R.L., 2004. Flat pebble conglomerate: its multiple origins and relationship to meter scale depositional cycles. *Sedimentology*, 51: 973–996.
- Marangon, A., Gattolin, G., Della Porta, G., & Preto, N., 2011. The Latemar: A flat-topped, steep fronted platform dominated by microbialites and synsedimentary cements. *Sedimentary Geology*, 240: 97-114.
- Reijmer, J.J.G., Palmieri, P., & Groen, R., 2012. Compositional variations in calciturbidites and calcidebrites in response to sea-level fluctuations (Exuma Sound, Bahamas). *Facies*, 58: 493–507.
- Tucker, M.E., 2011. Sedimentary Rocks in the Field. 4th edition. *John Wiley and Sons*, 238 p.
- Tucker, M.E., & Wright, V.P., 1990. Carbonate Sedimentology. *Blackwell*, Oxford, 482 p.
- Van Buchem, F.S.P., Allan, T.L., Laursen, G.V., Lotfpour, M., Moallemi, A., Monibi, S., Motiei, H., Pickard, N.A.H., Tahmasbi, A.R., Vedrenne, V., & Vincent, B., 2010. Regional stratigraphic architecture and reservoir types of the Oligo-Miocene deposits in the Dezful Embayment (Asmari and Pabdeh Formations) SW Iran. *Geological Society of London, Special Publication*, 329: 219–263.
- Wei, L.M., 1995. Study on the micritization of carbonate grains by bacteria and algae. *Acta Sedimentologica Sinica*, 13 (3): 89–97.
- Warren, W.J., 2000. Dolomite: Occurrence, evolution and economically important association. *Earth Science Review*, 52: 1-81.
- Wilmsen, M., & Nagm, E., 2012. Depositional environments and facies development of the Cenomanian–Turonian Galala Maghra el Hadida formations of the Southern Galala Plateau (Upper Cretaceous, Eastern Desert, Egypt). *Facies*, 58: 229–247.
- Wilson, J.L., 1975. Carbonate Facies in Geological History. *Springer -Verlag*, Berlin, 471p.
- Wynd, J.G., 1965. Biofacies of the Iranian Oil Consortium Agreement Area. *Iranian Oil Operating Companies, Geological and Exploration Division*, Report No. 1082: 1-89.

Biostratigraphy and depositional environment of Miocene deposits in the Haft Cheshmeh section, north of Nourabad, Sanandaj - Sirjan Zone

Maghfori E.¹, Nasiri, Y.^{2*}, Sahraee, M.³, Salahi, M.A.⁴, Roozpeykar, A.,⁵

1- Associate Professor, Department of Geology, Faculty of Science, Lorestan University, Lorestan, Iran

2- Ph.D student in Sedimentology & Sedimentary Petrology, Department of Geology, Faculty of Science, Ferdowsi University of Mashhad, Mashhad, Iran

3- M.Sc. in Stratigraphy & Paleontology, Department of Geology, Faculty of Science, Lorestan University, Lorestan, Iran

4- Ph.D Student in in Stratigraphy & Paleontology, Department of Geology, Faculty of Science, Ferdowsi University of Mashhad, Mashhad, Iran

5- Ph.D Student in in Stratigraphy & Paleontology, Department of Geology, Faculty of Science, Lorestan University, Lorestan, Iran

*E-mail: nasiriyaghub@yahoo.com

Introduction

Considering that detail paleontological and sedimentological studies have not been carried out on the northern Nourabad area, this study is based on measured stratigraphic section of the Haft- Cheshme to evaluate and analyze the parameters such as biostratigraphy and sedimentary environments of Miocene deposits, in order to gain the new information about the geology of the area. In this study, large benthic foraminifers used to identify the biozones and determine the age of these deposits. On the other hand, in order to obtain new information on the formation of these deposits, the study of sedimentary environment was also discussed.

Materials and methods

For detail study of these deposits, sampling were done at 1 meter interval. A total of 100 samples were collected from a thickness of 127 meters. The sedimentary facies are named based on Flugel (2010) classification. Also, in the designation of carbonate facies, Dunham (1962) and Embry and Klovan (1971) have been used for the classification of carbonate facies.

Discussion of Results and Conclusions

The lower boundary of Miocene deposits in this section is sharp with Mc unit of ophiolitic complex and the upper boundary is erosional. Based on the studies of the larger benthic foraminifera assemblages, 18 genera and 20 species were identified which represent the Borelis melocurdica- B. melo melo assemblage zone and suggest a Burdigalian age. Also based on the field observations, petrographic studies and textural characteristics as well as the abundance and distribution of foraminiferal fauna and other components, 14 carbonate microfacies have been identified. These carbonate microfacies were deposited in 5 facies belts including lower slope facies, upper slope facies, margin facies, platform-margin sand shoals and lagoon. The existence of coral barrier reefs, intraclasts, aggregate grains and the sudden facies changes and also the absence of vast areas of intertidal flat represent that this sequence deposited on a rimmed carbonate platform. Also based on the petrographic studies of Bouma Ta and Tb divisions and the existence of the sedimentary structures such as Bouma Ta division (re-deposited carbonates, calciturbidites), the studied section has been deposited on a rimmed carbonate shelf.

Keywords: Miocene deposit; biostratigraphy; depositional environment; benthic foraminifera.

References

- Dunham, R.J., 1962. Classification of carbonate rocks according to depositional texture. *In*: Ham, W.E., (ed.), Classification of carbonates rocks-A symposium. *American Association Petroleum Geologists*, 1: 108-121.
- Embry, A.F., & Klovan, J.E., 1971. A Late Devonian reef tract on northeastern Banks Island, Northwest Territories. *Bulletin Canadian Petroleum Geology*, 19: 730-781.