فصلنامه زمین‌شناسی ایران، سال ۱۱، شماره ۴۴، زمستان ۱۳۹۶، صفحات ۱- ۱۷

ریز رخساره‌ها و محیط‌های رسوبی نهشته‌های مایستریشتین در برش چینه‌شناسی جربت، غرب کپه داغ

یداله عظام پناه[۱و*]، عباس صادقی[۲]، محمدحسین آدابی[۲] و امیرمحمد جمالی[۳]

۱. دانشجوی دکتری چینه‌شناسی و فسیل‌شناسی دانشگاه شهید بهشتی

۲. استاد گروه زمین‌شناسی دانشگاه شهید بهشتی

۳. دکتری چینه‌شناسی و فسیل‌شناسی، مدیریت اکتشاف شرکت ملی نفت ایران

تاریخ دریافت: ۹۵/۰۶/۲۰

تاریخ پذیرش: ۹۵/۰۹/۱۴

چکیده

جهت تعیین ریز رخساره‌ها و محیط‌های رسوبی نهشته‌های مایستریشتین در بخش غربی حوضهٔ کپه داغ، یک برش چینه‌شناسی در فاصله ۹/۵ کیلومتری شمال-شمال‌غرب جربت انتخاب و مورد بررسی قرار گرفت. در این برش نهشته‌های مایستریشتین شامل سازندهای کلات (به ضخامت ۲۸۲ متر) و چخماقلو (به ضخامت ۷۷ متر) است. سازند کلات از سنگ‌آهک‌های زیست‌آواری و سازند چخماقلو از شیل، مارن، سنگ‌آهک و آهک‌رسی تشکیل شده است. براساس شواهد صحرایی و همچنین مطالعات فسیل‌شناسی، مرز زیرین سازند کلات دربرش مزبور با سازند آب‌دراز به‌صورت ناپیوستگی فرسایشی می‌باشد. مرز زیرین سازند چخماقلو با سازند کلات از نوع هم‌شیب و تدریجی و مرز بالایی آن با نهشته‌های پالئوسن سازند پسته لیق به‌صورت ناپیوستگی از نوع پیوسته نما است. مطالعات پتروگرافی نهشته‌های مایستریشتین موجب شناسایی ۱۶ ریزرخساره شد. این ریز رخساره‌ها در پنج کمربند رخساره‌ای پهنه جزر و مدی، لاگون، پشته‌های ماسه‌ای، ریف و جلوی ریف در یک پلاتفرم کربناته نهشته شده‌اند.

واژه‌های کلیدی: ریز رخساره‌ها، محیط‌های رسوبی، مایستریشتین، سازند کلات، سازند چخماقلو، کپه داغ غربی.

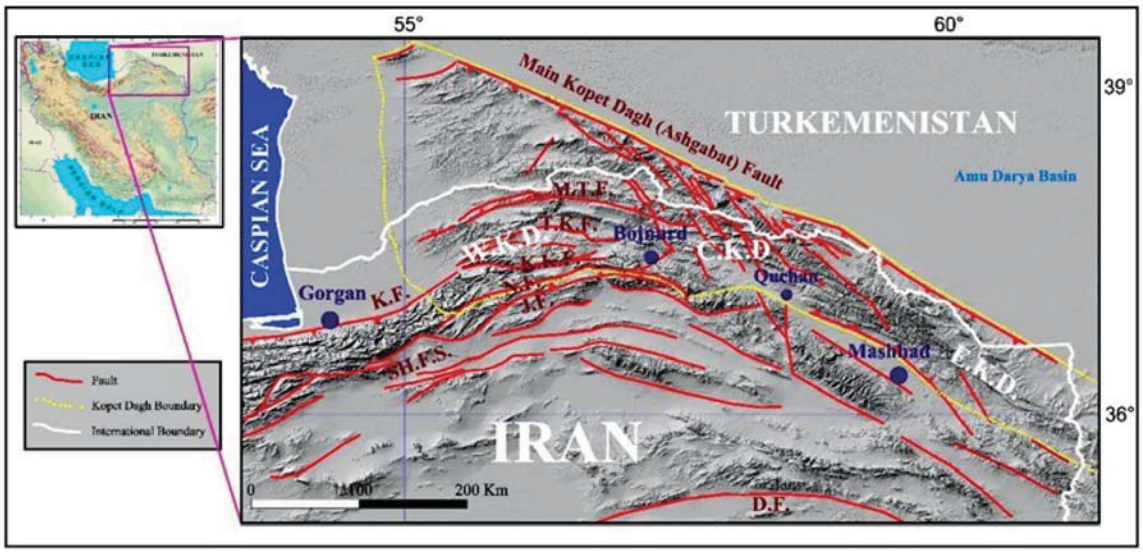
مقدمه

پهنه رسوبی- ساختاری کپه‌داغ در شمال شرق ایران واقع شده است. این پهنه بخش‌هایی از ترکمنستان و شمال افغانستان را نیز در برمی‌گیرد (شکل ۱). اکتشاف میدان‌های گازی در هر سه کشور واقع در این حوضه و موقعیت و جایگاه زمین‌ساختی آن در فصل مشترک دو ابرقاره اوراسیا و گندوانا، از ویژگی‌های مهم این ناحیه به شمار می‌آید. حوضه کپه‌داغ پس از کوهزایی سیمرین پیشین و بسته‌شدن پالئوتتیس در شمال شرقی ایران تشکیل شده است (Berberian and King, 1981; Ruttner, 1993).

به عقیده هولینگ ورث و همکاران (Hollingsworth et al., 2006) حوضه کپه داغ از لحاظ ساختاری به سه بخش

* نویسنده مرتبط: ezampanah@gmail.com

شرقی، مرکزی و غربی تقسیم می‌شود. ناحیه کپه داغ غربی از حوالی شهر بجنورد تا ابتدای دشت گرگان، یعنی شهر گنبد گسترش دارد. روند این ناحیه تقریباً شرقی- غربی می‌باشد و عرض حوضه کپه داغ در این بخش بیشتر شده است. این بخش تحت تاثیر تحولات پالئوتتیس، نئوتتیس و بازشدگی دریای خزر جنوبی بوده است (Hollingsworth et al., 2006). واحدهای سنگ‌چینه‌ای کرتاسه کپه‌داغ شامل سازندهای شوریجه/زرد، تیرگان، سرچشمه، سنگانه، آیتامیر، آب‌دراز، آب‌تلخ، نیزار، کلات و واحد غیررسمی نفته است. در این پژوهش نهشته‌های مایستریشتین بخش جنوبی کپه‌داغ غربی شامل سازندهای کلات و چخماقلو در برش چینه‌شناسی جربت در شمال کوه ازون مطالعه شده است. تاکنون مطالعات زیادی بر روی سازند کلات انجام شده است (موسوی حرمی و همکاران، ۱۳۸۸ و Mahboubi et al., 2006; Notghi Moghaddam et al., 2013; Moheghy et al., 2013; Hadavi and Notghi Moghaddam, 2014)، اما بخش بزرگ مطالعات پیشین بر روی بخش شرقی حوضه متمرکز بوده است.



شکل ۱. موقعیت جغرافیایی و ساختاری حوضهٔ رسوبی کپه داغ (برگرفته از جمالی، ۱۳۹۰)، W.K.D.: Western Kopet-Dagh; C.K.D.: Central Kopet-Dagh; E.K.D.: Eastern Kopet-Dagh; M.T.F.: Maraveh Tappeh Fault; T.K.F.: Takal Kuh Fault; K.K.F.: Kurkhud Fault.; N.F.: Nabia Fault; K.F.: Khazar Fault; SH. F. S.: Shahrud Fault System

روش مطالعه

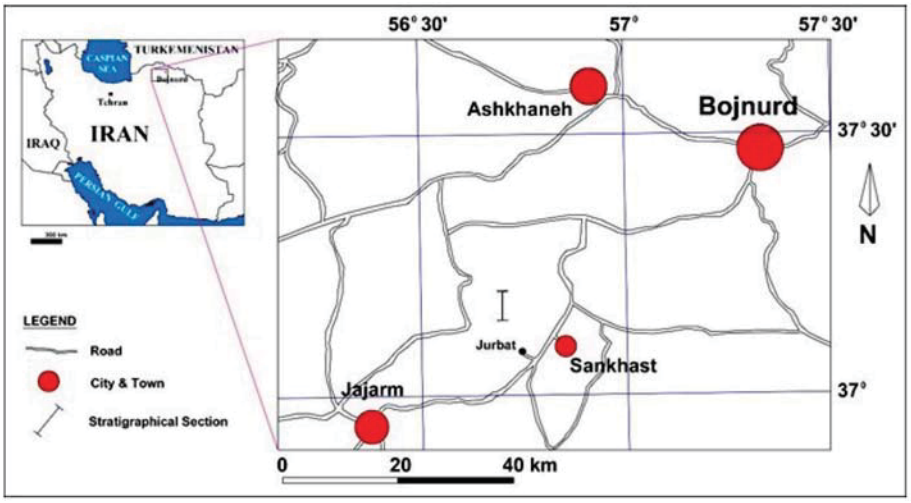
در این تحقیق به‌منظور تکمیل زنجیرهٔ مطالعاتی این سازند، یک برش چینه‌شناسی در غرب حوضه انتخاب و مطالعه شده است. در این پژوهش تغییرات رخساره‌ای و تعیین محیط‌های رسوبی سازند کلات در برش چینه‌شناسی جربت مورد بررسی قرار گرفته است. این برش در ۲۱/۵ کیلومتری شمال غرب شهر سنخواست و ۹/۵ کیلومتری شمال غرب جربت برداشت شده است. قاعده برش مورد مطالعه دارای مختصات "۵۲/۹ '۰۹ °۳۷ عرض شمالی و "۲۶/۱ '۴۳ °۵۶ طول شرقی است (شکل ۲).

در این پژوهش از ۱۲۰ نمونه برداشت شده از سازندهای کلات و چخماقلو تعداد ۱۳۰ مقطع نازک در آزمایشگاه شرکت ملی نفت ایران تهیه شد. نام‌گذاری رخساره‌ها بر پایهٔ دانهام (Dunham،1962)، امبری و کلوان (Embry and Klovan، 1971) و فولک (Folk، 1974) و تعیین محیط‌های رسوبی براساس مدل فلوگل (Flügel، 2010) انجام شده است. از تلفیق مطالعات میکروسکوپی و شواهد روی زمین مانند بافت، رنگ، ساختار رسوبی و الگوهای

لایه‌بندی، تشخیص شرایط حاکم بر محیط رسوبی صورت گرفت. در این روش پس از نام‌گذاری سنگ‌ها بر پایه ویژگی‌هایی مانند بافت و فابریک رسوبی، توالی رسوبی به تعدادی رخساره که در زمان رسوب‌گذاری در کنار یکدیگر نهشته شده‌اند، دسته‌بندی می‌شوند، سپس تغییرات عمودی آنها در ستون رخساره‌ای و تغییرات جانبی آنها در مدل رسوبی نمایش داده می‌شود.

چینه‌شناسی نهشته‌های مورد مطالعه

در زمان کرتاسه پیشین ستبرای رسوبات در کپه‌داغ غربی بیشتر از کپه‌داغ شرقی بوده است، اما ستبرای رسوبات کرتاسه بالایی در کپه‌داغ شرقی بیشتر است (افشار حرب، ۱۳۷۳)، به‌طوری‌که سازند نیزار در کپه‌داغ غربی گسترش ندارد و سازند آب‌تلخ نیز دارای گسترش بسیار محدودی است. همچنین در نواحی جنوبی کپه‌داغ غربی نبودهای رسوبی طولانی مدت مشاهده می‌شود. در این نواحی سازند آب‌دراز به‌صورت ناپیوستگی فرسایشی بر روی سازندهای شوریجه/زرد، تیرگان و گاه سرچشمه قرار می‌گیرد. در ناحیهٔ مورد مطالعه پس از رسوب‌گذاری سازند شوریجه و بعد از یک وقفه رسوبی بلند مدت، دریا پیشروی کرده و نهشته‌های سازند آب‌دراز نهشته شده است. سازند آب‌دراز در این ناحیه از سنگ‌آهک‌های سفید تا خاکستری روشن تشکیل شده است. بعد از رسوب‌گذاری این سازند دریا پسروی کرده و مانند بیشتر بخش‌های کپه داغ غربی سازندهای آب‌تلخ و نیزار را در این ناحیه رسوب‌گذاری نکرده است. پس از رسوب‌گذاری سنگ‌آهک‌های مربوط به نواحی ژرف سازند آب‌دراز، دریا عقب‌نشینی کرده و مجدداً و پس از یک وقفه رسوبی، دریای کم‌عمقی منطقه را پوشانده و سنگ‌آهک‌های زیست‌آواری و سنگ‌آهک‌های ماسه‌ای سازند کلات نهشته می‌شوند. این سازند برخلاف دیگر رسوبات کرتاسه، در نواحی جنوبی کپه‌داغ گسترش و ستبرای بیشتری دارد. سازند کلات در برش الگو در تنگ نیزار از پنج بخش تشکیل شده و ضخامت آن ۲۷۷ متر است و از سنگ‌آهک‌های زیست‌آواری، سنگ‌آهک ماسه‌ای و شیل، همراه با مقدار کمی ماسه‌سنگ تشکیل شده است (افشارحرب، ۱۳۷۳).



شکل۲. موقعیت جغرافیایی برش چینه‌شناسی جربت در کپه داغ غربی

سازند کلات در برش مورد مطالعه ۲۸۲ متر ضخامت دارد و مرز زیرین آن با سازند آب‌دراز ناپیوسته است و مرز بالایی آن با سازند چخماقلو پیوسته و تدریجی می‌باشد (شکل ۳). لیتولوژی غالب این سازند شامل تناوبی از سنگ‌آهک‌های زیست‌آواری و سنگ‌آهک‌های رودیست‌دار ضخیم تا بسیار ضخیم لایه نخودی، خاکستری رنگ و گاه صورتی می‌باشد. سازند کلات در بخش‌های بالایی حاوی لایه‌های سنگ‌آهکی نخودی رنگ پرفسیل از جمله دوکفه‌ای و کرینوئید است (شکل ۷).

سازند کلات در بخش غرب کپه داغ بر روی دامنهٔ شمالی

بلوک تکل کوه از ۳۰ متر سنگ‌آهک بایوکلاستی و سنگ‌آهک ماسه‌ای بایوکلاستی نخودی رنگ که در بخش‌های راسی به ماسه‌سنگ آهکی سفید مایل به زرد تغییر رخساره می‌دهد، تشکیل شده اســت. در برش آرموتلی سازند کلات ۱۵۰ متر ســتبرا دارد و به‌طور عمده دارای لیتولوژی ســنگ‌آهک و ســنگ‌آهک دولومیتی می‌باشــد. بر روی بلوک آیتامیر که در شــمال بلوک تکل کوه قرار دارد، ســازند کلات ۱۶ متر ضخامت دارد و شامل تناوبی از سنگ‌آهک خاکستری روشن متوسط تا ضخیم لایه و سنگ‌آهک سیلتی خاکستری رنگ حاوی فســیل‌های خارپوست فراوان می‌باشد (افشار حرب، ۱۳۷۳). در نقشهٔ ۱:۱۰۰۰۰۰ سنخواست که توسط سهیلی و سهندی (Soheili and Sahandi، 1999) تهیه شده است، در بالای سازند کلات یک واحد غیررسمی سنگ چینه‌ای به نام سازند چخماقلو معرفی شده است. این سازند در ناودیس چخماقلو به‌صورت هم‌شیب بر روی نهشته‌های سازند کلات قرار دارد و از مارن با میان لایه‌هایی از ســنگ‌آهک سفید تا خاکستری رنگ تشکیل شده است. به عقیدهٔ آنها این سازند، هم‌ارز سازند غیررسمی نفته در شرق کپه داغ می‌باشد. سازند غیررسمی نفته که در شرق کپه‌داغ و در ناودیس کلات واقع شده با ســتبرایی در حدود ۶۰ متر از شیل‌های خاکستری رنگ با تعداد کمی میان لایه از سنگ‌آهک ماسه‌ای تشکیل شده است (Bozorgnia and Narani، 1965). این سازند با سن مایستریشتین گسترش بســیار محدودی در حوضه کپه‌داغ دارد.

سازند چخماقلو در این برش از پایین به بالا از هشت متر مارن خاکستری رنگ، ۳۲ متر تناوب سنگ‌آهک‌های نازک تا متوسط لایه و مارن، ۲۰ متر سنگ‌آهک متوسط تا ضخیم لایه و در نهایت ۱۷ متر سنگ‌آهک رسی تشکیل شده است. در اغلب نقاط حوضه کپه‌داغ در اواخر کرتاسه پسین- ابتدای پالئوســن، در اثر فاز تکتونیکی لارامید، دریا پسروی کرده و نهشته‌های قاره‌ای ســازند پسته‌لیق شامل شیل قهوه‌ای مایل به قرمز، رس‌سنگ، ماسه‌سنگ و کنگلومرا نهشته شده است (افشار حرب، ۱۳۷۳).

شکل۳. توالی سازندهای آب‌دراز، کلات، چخماقلو و نهشته‌های معادل پسته لیق در برش چینه‌شناسی شمال جربت، نگاه به سمت شرق

رخساره‌ها و محیط‌های رسوبی

بررســی میکروســکوپی نهشــته‌های مایستریشــتین (سازندهای کلات و چخماقلو) در برش چینه‌شناسی جربت نشان می‌دهد که این رســوبات در پنج کمربند رخساره‌ای پهنه جزر و مدی (A)، لاگون (B)، پشته‌های ماسه‌ای (C)، ریف (D) و جلوی ریف (E) به شــرح زیر رسوب‌گذاری کرده است.

کمربند رخساره‌ای A (پهنه جزر و مدی):

ایــن کمربند رخســاره‌ای دربرگیرنده رخســاره A1 و پتروفاسیس A2 به شرح زیر است:

A1- مادستون آهکی (Lime Mudstone)

این رخساره کربناته فاقد و یا دارای مقادیر اندکی (کمتر از دو درصد) آلوکم اسکلتی شامل استراکد و قطعات حمل شده دوکفه‌ای‌ها است (شکل ۴- الف). در برخی از مقاطع بیش از ۱۰ درصد دانه‌های کوارتز در اندازهٔ سیلت دیده می‌شود که نام رخساره را به مادستون سیلتی تغییر می‌دهد. ویژگی بافتی، فابریک گل پشتیبان به همراه نبود آلوکم و همچنین جایگاه چینه‌شناســی و توالی این رخســاره با پتروفاسیس رس ســنگ قهوه‌ای رنــگ پهنه جزر مدی نشــان‌دهندهٔ ته‌نشســت آن در پهنهٔ جزر و مدی بــا چرخش محدود آب و فقدان شرایط مناسب برای زیست موجودات بوده اســت

(Adabi and Asadi, 2008; Adabi et al., 2010; Wilmsen et al., 2010). این رخساره در سنگ‌آهک‌های متوسط لایهٔ کرم رنگ سازند چخماقلو و همچنین در سنگ‌آهک‌های متوسط لایهٔ کرم رنگ راس سازند کلات شناسایی شده است.

A2- پتروفاسیس رس‌سنگ (Claystone)

این پتروفاسیس از ذرات تخریبی بسیار ریزدانه در اندازه رس تشکیل شده است (شکل ۴- ب). در برخی نمونه‌ها، کوارتزهای زاویه‌دار تا نیمه‌زاویه‌دار در اندازه سیلت مشاهده می‌شود که نام سنگ را به رس‌سنگ سیلت‌دار تبدیل می‌کند. بافت تخریبی ریزدانه نشان‌دهنده رسوب‌گذاری این رخساره در محیط پهنه جزر و مدی است (Reading, 1996; Tucker, 2001). این رخساره در رس‌سنگ‌ها و شیل‌های رسی کرم رنگ سازند چخماقلو مشاهده شده است.

کمربند رخساره‌ای B (لاگون)

این کمربند رخساره‌ای دارای چهار رخساره B1 تا B4 به شرح زیر است:

B1- میلیولید پلوئید پکستون (Miliolid Peloid Packstone)

در این رخساره پلوئیدها که احتمالاً از میکریتی شدن جلبک‌های قرمز خرد شده ایجاد شده‌اند، فراوان‌ترین آلوکم محسوب می‌شوند. فرامینیفرهای بنتیک با پوستهٔ پورسولانوز به‌ویژه میلیولید نیز در این رخساره به‌وفور مشاهده می‌شوند. این آلوکم‌ها به‌طور متصل در زمینهٔ میکریتی قرار گرفته‌اند (شکل ۴-پ). همچنین در این ریزرخساره قطعات خرد شدهٔ رودیستی به همراه مقدار ناچیزی دوکفه‌ای، جلبک سبز و گاستروپود وجود دارند. بیشتر اجزای اسکلتی دارای یک قشر نازک میکریتی شده (کورتوئید) می‌باشند. فراوانی میلیولید و پلوئید و فابریک گل پشتیبان این رخساره نشان‌دهنده رسوب‌گذاری آن در محیط با شوری بالا و کم انرژی تالاب است (Tucker and Wright, 1990; Geel, 2000; Tomasovych, 2004; Adabi et al., 2015). این رخساره در سنگ‌آهک‌های متوسط تا ضخیم لایهٔ کرم رنگ راس سازند کلات و بخش میانی سازند چخماقلو مشاهده شده است.

B2- میلیولید پکستون (Miliolid Packstone)

آلوکم اصلی در این رخساره میلیولیدها هستند که با فراوانی بالا در یک زمینهٔ میکریتی به‌صورت متصل دیده می‌شوند. اجزای دیگر شامل فرامینیفرهای بنتیک با پوستهٔ پورسولانوز و آگلوتینای دانه‌درشت، گاستروپود و قطعات دوکفه‌ای است (شکل ۴- ت). از آلوکم‌های غیر اسکلتی، از قطعات اینتراکلست با فراوانی پنج تا ده درصد می‌توان نام برد. میلیولیدها که در محیط‌های کم‌عمق با شوری متوسط تا زیاد قادر به زندگی هستند با فراوانی زیاد در این رخساره حضور دارند و نشانگر محیط‌های با شوری بالا و یوتروفیک می‌باشند (Geel, 2000; Zamagni et al., 2008). نوع آلوکم‌ها به‌ویژه فراوانی فرامینیفرهای با پوستهٔ پورسولانوز موجود در این رخساره نشان‌دهنده رسوب‌گذاری آن در محیط تالاب است (Tucker and Wright, 1990; Geel, 2000).

این رخساره در سنگ‌آهک‌های متوسط تا ضخیم لایهٔ کرم روشن بخش‌های بالایی سازند کلات و همچنین در سنگ‌آهک‌های رسی نازک لایه خاکستری روشن سازند چخماقلو شناسایی شده است.

B3- میلیولید وکستون (Miliolid Wackestone)

فراوان‌ترین آلوکم در این رخساره میلیولید می‌باشد که در زمینهٔ میکریتی به‌صورت پراکنده و شناور قرار گرفته است. فرامینیفرهای بنتیک با پوستهٔ پورسولانوز و گاه آگلوتینای دانه‌درشت به همراه مقدار اندکی استراکد، جلبک سبز و قطعات دوکفه‌ای از دیگر اجزای این ریزرخساره می‌باشند (شکل ۴-ث). در برخی از مقاطع مقدار کوارتز نیمه گرد شده تا نیمه زاویه‌دار در اندازهٔ ماسهٔ ریز تا متوسط دانه بیشتر از ۱۰ درصد می‌شود و نام رخساره به میلیولید وکستون ماسه‌ای تبدیل می‌شود. مهمترین فرایند دیاژنتیکی در این رخساره نئومورفیسم است که باعث تبدیل زمینهٔ میکریتی به میکرواسپار در برخی از بخش‌ها شده است. نوع آلوکم‌های تشکیل‌دهنده و فابریک گل پشتیبان این رخساره نشان‌گر ته‌نشست آن در محیط آرام و کم انرژی تالاب است (Tucker and Wright, 1990). این رخساره اغلب در

سنگ‌آهک‌های متوسط تا ضخیم لایهٔ خاکستری روشن تا سفید رنگ راس سازند کلات و به مقدار خیلی کمتر در لایه‌های آهکی رسی نازک لایهٔ خاکستری روشن سازند چخماقلو مشاهده شده است.

B4- بایوکلاست وکستون (Bioclast Wackestone)

فراوان‌ترین آلوکم موجود در این رخساره بایوکلاست‌ها هستند که به ترتیب فراوانی شامل قطعات دوکفه‌ای، میلیولیدها، استراکد و به میزان کمتر خرده‌های رودیست حمل شده هستند (شکل ۴-ج). علاوه بر فرامینیفرهای بنتیک با پوستهٔ پورسولانوز، درصد کمی فرامینیفرهای با پوستهٔ آگلوتینه دانه‌درشت نیز وجود دارد. بافت و به‌ویژه نوع آلوکم‌های موجود در این رخساره نشان‌دهنده رسوب‌گذاری آن در محیط تالاب است (Tucker and Wright، 1990). این رخساره در سنگ‌آهک‌های ضخیم لایه کرم رنگ هر دو سازند (بخش راس سازند کلات و بخش میانی سازند چخماقلو) شناسایی شده است.

کمربند رخساره‌ای C (پشته‌های ماسه‌ای)

این کمربند رخساره‌ای دارای چهار رخساره C1 تا C4 به شرح زیر است:

C1- بایوکلاست اائید گرینستون (Bioclast Ooid Grainstone)

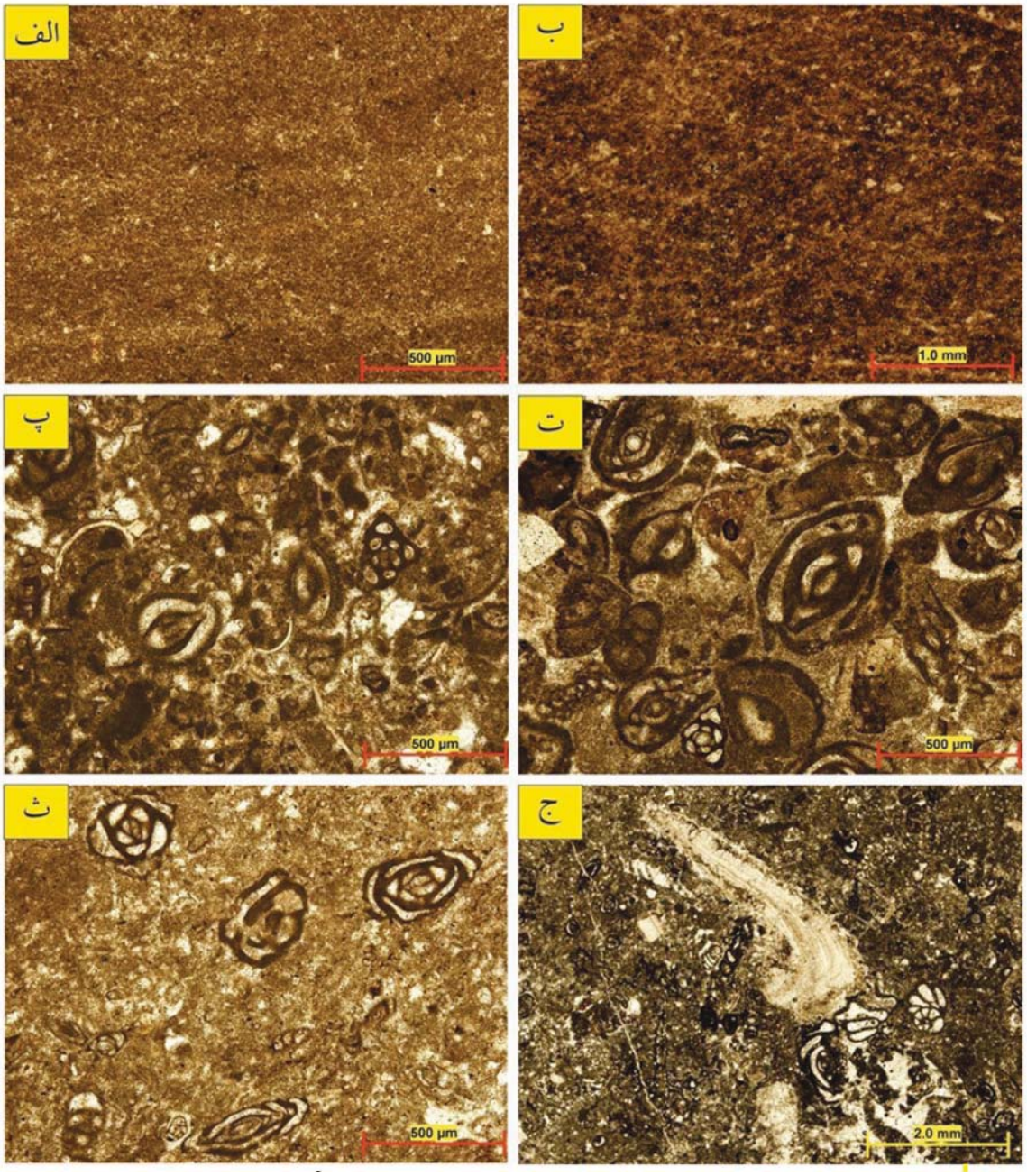
آلوکم‌های اصلی تشکیل‌دهندهٔ این رخساره به ترتیب اائید و بایوکلاست می‌باشد که به‌طور متصل در سیمانی اسپاریتی قرار گرفته‌اند (شکل ۵-الف). دانه‌های اائید از نوع سطحی بوده و هسته آنها از جنس کوارتز و یا بایوکلاست‌های خرد شده می‌باشد. از آلوکم‌های اسکلتی می‌توان از قطعات دوکفه‌ای، گاستروپود، میلیولید و مقدار اندکی استراکد نام برد. در این رخساره قطعات اینتراکلست به مقدار کم نیز دیده می‌شود. آلوکم‌های موجود در این رخساره به همراه ویژگی بافتی دانه پشتیبان آن بیانگر محیط رسوبی محل پشته‌های ماسه‌ای با انرژی بالا است (Flügel، 2010). این رخساره در مقایسه با دیگر رخساره‌های این کمربند از فراوانی بسیار کمی برخوردار بوده و تنها در سنگ‌آهک‌های متوسط لایهٔ خاکستری‌رنگ بخش پایین سازند چخماقلو مشاهده شده است.

C2- بایوکلاست گرینستون دولومیتی شده (Dolomitized Bioclast Grainstone)

بایوکلاست‌ها که آلوکم اصلی این رخساره محسوب می‌شوند، شامل قطعات رودیست، اکینودرم، جلبک قرمز (شکل ۵-ب)، دوکفه‌ای، بریوزوئر و فرامینیفرهای با پوستهٔ هیالین به‌ویژه سیدرولیتس هستند. ۲ تا ۵ درصد پلوئید که احتمالاً از میکریتی شدن جلبک‌ها حاصل شده‌اند، نیز در این رخساره مشاهده می‌شود. این آلوکم‌ها به‌صورت متصل در زمینه‌ای اسپارایتی قرار دارند. در برخی از مقاطع مقدار کرینوئید زیاد شده و نام رخساره به کرینوئید بایوکلاست گرینستون دولومیتی شده تبدیل می‌شود. افزون بر این مقدار ۲ تا ۵ درصد کوارتز نیمه گرد شده تا نیمه زاویه‌دار ریز تا متوسط دانه نیز مشاهده می‌شود. در این رخساره آلوکم‌ها به‌صورت نیمه گرد شده دیده می‌شوند. فرایند دولومیتی شدن در مقاطع مطالعه شده از کم تا زیاد در این رخساره در تغییر است. آلوکم‌های موجود در این رخساره که بیشتر از بایوکلاست‌های گرد شده حاصل از تخریب ریف تشکیل شده‌اند به همراه ویژگی بافتی دانه پشتیبان آن حاکی از ته‌نشست در محل پشته‌های ماسه‌ای با انرژی بالا است (Flügel، 2010). این رخساره در سنگ‌آهک‌های ضخیم تا بسیار ضخیم لایهٔ صورتی رنگ بخش پایینی سازند کلات شناسایی شده است.

C3- رودیست بایوکلاست گرینستون (Rudist Bioclast Grainstone)

آلوکم اصلی تشکیل‌دهندهٔ این رخساره بایوکلاست به‌ویژه خرده‌های ریز رودیست می‌باشد (شکل ۵- پ). بایوکلاست‌های فرعی این رخساره شامل فرامینیفرهای بنتیک با پوستهٔ هیالین (سیدرولیتس)، بریوزوئر، اینوسراموس، کرینوئید و جلبک قرمز هستند که به‌صورت متصل در سیمان اسپاریتی قرار گرفته‌اند. در این رخساره مقدار کمی اینتراکلست، پلوئید و کوارتز ریزدانهٔ نیمه گرد شده مشاهده می‌شود. بیشتر قطعات در این رخساره خردشده و گرد شده می‌باشند و گرد شدگی اجزا نشان از حمل توسط امواج با انرژی نسبتا بالا است. همچنین در برخی از مقاطع مقادیر جلبک قرمز به حدی زیاد می‌شود



شـــکل۴. ریزخساره‌های شناسایی شـــده در کمربندهای پهنهٔ جزر و مدی و لاگون الف) مادستون آهکی، ب) رس سنگ، پ) میلیولید پلوئید پکستون، ت) میلیولید پکستون، ث) میلیولید وکستون و ج) بایوکلاست وکستون

که می‌توان رخســـاره را جلبک قرمز رودیســـت بایوکلاست گرینستون (Red Algal Rudist Bioclast Grainstone) نامید. فابریک دانه پشـــتیبان، نبود گل آهکی، جورشدگی و گرد شـــدگی بایوکلاســـت‌های حاصل از تخریب ریف در این رخســـاره نشانگر محیط رسوبی پشـــته‌های ماسه‌ای با انرژی بالا اســـت (Wilson، 1975؛ Flügel، 2010). این رخســـاره که از فراوانی متوسط تا بالایی برخوردار می‌باشد، تنها در سنگ‌آهک‌های ضخیم لایه صورتی تا کرم روشن در بخش‌های میانی سازند کلات مشاهده شده است.

C4- بریوزوئر جلبک قرمز رودیست گرینستون (Bryozoa Red algal Rudist Grainstone)

در این رخســـاره آلوکم‌های اصلی به ترتیب فراوانی شامل

رودیست، جلبک قرمز و بریوزوئر می‌باشد که به‌طور متصل در سیمانی اسپاریتی قرار گرفته‌اند (شکل ۵- ت). عناصر اسکلتی فرعی شامل قطعات خرد شدهٔ کرینوئید، قطعات دوکفه‌ای، فرامینیفرهای بنتیک با پوسته هیالین (همانند Rotalid and Gavelinopsis) می‌باشد. دانه‌های کوارتز متوسط دانه در حد ۲ تا ۵ درصد به‌صورت نیمه گرد شده به همراه مقادیری اینتراکلست در این رخساره وجود دارند. نوع آلوکم‌های موجود در این رخساره به‌ویژه فراوانی اسکلت موجودات ریف ساز مانند رودیست، جلبک قرمز، بریوزوئر و کرینوئید به همراه ویژگی بافتی دانه پشتیبان آن حاکی از محیط رسوبی پشته‌های ماسه‌ای با انرژی بالا است (Flügel، 2010). این رخساره از فراوانی متوسطی برخوردار است و در داخل سنگ‌آهک‌های ضخیم تا بسیار ضخیم لایهٔ به رنگ کرم روشن تا صورتی در بخش‌های پایین و راس سازند کلات شناسایی شده است.

کمربند رخساره‌ای D (ریف)

کمربند رخساره‌ای ریف شامل پهنه ریف و جبهه ریف دارای ۲ رخساره D1 و D2 به شرح زیر است:

D1- رودیست باندستون/بافلستون

چهارچوب اصلی این رخساره از اسکلت برجای رودیست‌ها تشکیل شده است (شکل ۵- ث و ج). از دیگر اجزای اسکلت ساز موجود بین آن‌ها می‌توان به جلبک قرمز، بریوزوئر و کرینوئید اشاره کرد. قطعات رودیستی در این میکروفاسیس دارای ساختمان میکروسکوپی مشبک هستند. بافلستون‌های رودیستی نشانگر تجمع بیوژنیکی درجا هستند (در محل رشد) که در محیط‌های کم‌عمق حاشیه پلاتفرم تشکیل شده‌اند. این ساختار ستون مانند در میان خود باعث به دام افتادن گل‌های آهکی شده است. پیکره سنگی پیوسته‌ای که از رشد رودیست‌ها به همراه دیگر موجودات برجا به وجود می‌آید، در محیط ریف با انرژی بالا تشکیل شده است (Flügel، 2010). این رخساره در سنگ‌آهک‌های ضخیم تا بسیار ضخیم لایهٔ خاکستری و صورتی رنگ بخش میانی سازند کلات مشاهده شده است.

D2- رودیست رودستون (Rudist Rudstone)

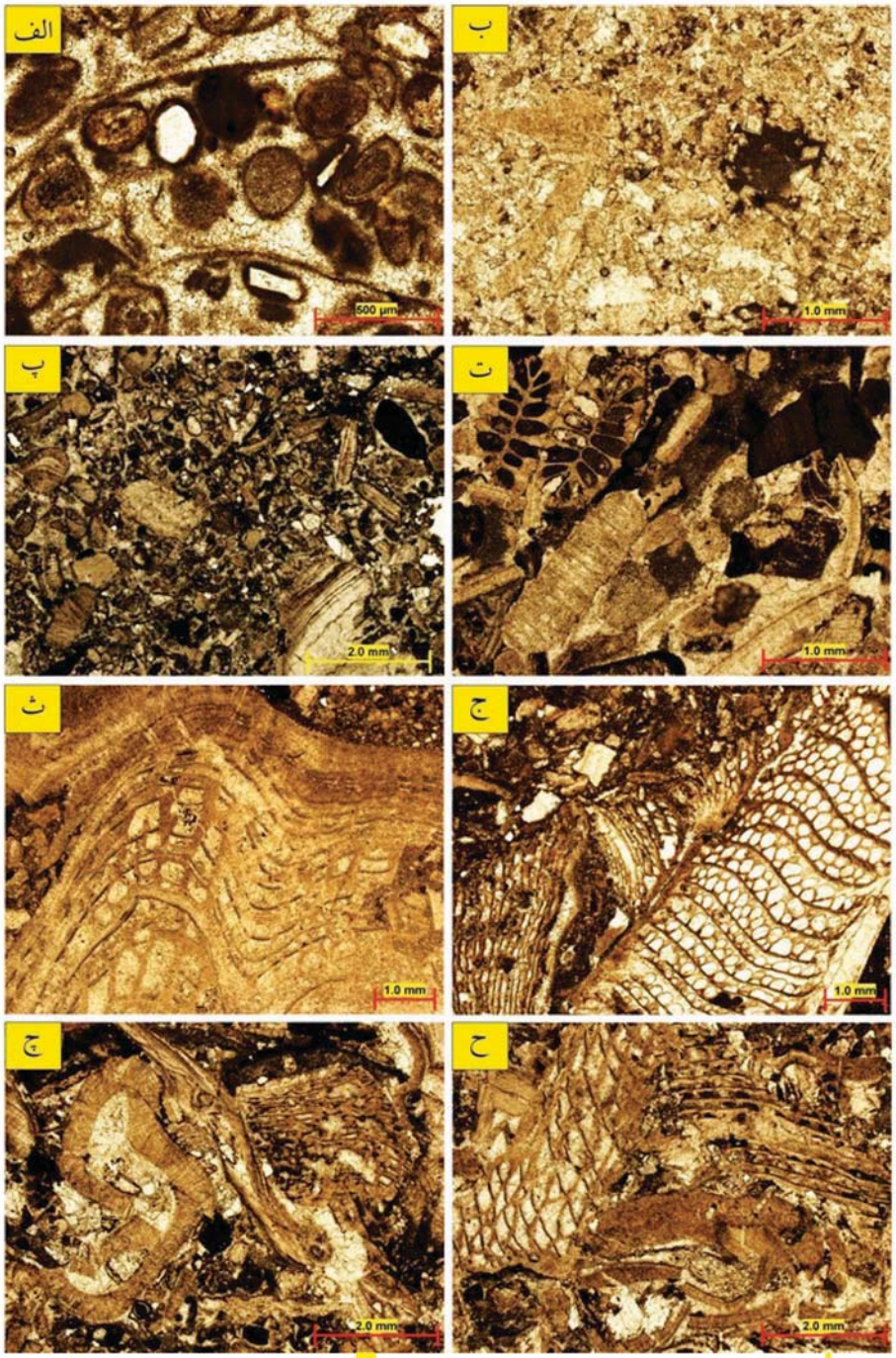
در این رخساره قطعات بزرگ رودیست با اندازه‌ای بیشتر از دو میلی‌متر به‌صورت فشرده در یک سیمان اسپاریتی قرار گرفته‌اند (شکل ۵-چ و ح). قطعات جلبک قرمز، بریوزوئر و کرینوئید نیز به مقدار کم در این رخساره مشاهده می‌شوند. گاه این قطعات دولومیتی شده‌اند. در برخی مقاطع مقدار بسیار کمی ماتریکس میکریتی نیز در زمینه مشاهده می‌شود. تجمع قطعات بزرگ صدف رودیست‌ها و به میزان کم‌تر دیگر موجودات ریف ساز به همراه ویژگی‌های بافتی و دانه پشتیبان این رخساره حاکی از ته‌نشست آن در محیط پهنهٔ ریف با انرژی نسبتاً بالا است (Burchette، 1993؛ Flügel، 2010؛ Ghabeishavi et al.، 2010). این رخساره از فراوانی نسبتاً بالایی برخوردار است و در سنگ‌آهک‌های ضخیم لایهٔ صورتی رنگ بخش میانی سازند کلات شناسایی شده است.

کمربند رخساره‌ای E (جلوی ریف)

این کمربند رخساره‌ای دارای ۴ رخساره E1 تا E4 به شرح زیر است:

E1- جلبک قرمز رودیست بایوکلاست رودستون (Red algal -Rudist Bioclast Rudstone)

در این رخساره اجزا بایوکلاستی به‌ویژه قطعات درشت رودیست و همچنین جلبک‌های قرمز فراوان‌ترین آلوکم را تشکیل می‌دهند (شکل ۶- الف و ب). از دیگر قطعات بایوکلاستی می‌توان از دوکفه‌ای‌ها با فراوانی نسبتاً بالا، بریوزوئر، جلبک‌های میکریتی شده، کرینوئید، اینوسراموس، براکیوپود، فرامینیفر بنتیک و استراکد نام برد که به‌طور متصل در زمینهٔ میکریتی قرار دارند و در پاره‌ای از موارد دولومیتی شده‌اند. از آلوکم‌های غیر اسکلتی پلوئید به میزان پنج تا ۱۰ درصد وجود دارد. دانه‌های کوارتز ریز تا متوسط دانه نیمه گرد شده تا نیمه زاویه‌دار نیز وجود دارد. ویژگی‌های بافتی و نوع آلوکم‌های موجود در این رخساره نشانگر ته‌نشست آن در محیط جلوی ریف می‌باشد (Flügel، 2010). این رخساره فراوان‌ترین رخساره شناسایی شده در سازند کلات می‌باشد و در سنگ‌آهک‌های ضخیم لایهٔ کرم روشن تا صورتی بخش‌های میانی و بالایی این سازند مشاهده‌شده است.



شـــکل ۵. ریزخساره‌های شناسایی شده در پشته‌های ماســـه‌ای و ریف الف: بایوکلاست اایید گرینستون، ب) بایوکلاست گرینستون دولومیتی شده، پ) رودیست بایوکلاست گرینستون، ت) بریوزوئر جلبک قرمز رودیست گرینستون، ث و ج) رودیست بافلستون چ و ح رودیست رودستون

E2- بایوکلاست رودستون (Bioclast Rudstone)

اصلی‌تریـــن و فراوان‌ترین آلوکم در این رخســـاره اجزای بایوکلاســـتی می‌باشـــد که در زمینـــه‌ای میکریتی به‌طور متصل قرار گرفته‌اند (شـــکل ۶-پ و ت). بیش از ۱۰ درصد آلوکم‌ها اندازه‌ای بزرگتـــر از دو میلی‌متر دارند. در بین این اجزا قطعات دوکفه‌ای دارای فراوانی بالایی هســـتند. دیگر اجزای بایوکلاستی موجود شامل رودیست، بریوزوئر، جلبک قرمز و اکینوئید با فراوانی) تقریباً مشابه می‌باشند. از اجزای

غیر اسکلتی در حد پنج درصد دانه کوارتز ریزدانه نیز در زمینه وجود دارند. فراوانی خرده‌های بایوکلاستی ریف ساز به همراه ویژگی بافتی نشان‌دهندهٔ ته‌نشست این رخساره در محیط جلوی ریف می‌باشد (Flügel، 2010). این رخساره در سنگ‌آهک‌های متوسط تا ضخیم لایهٔ به رنگ کرم روشن بخش پایین سازند کلات و بخش راس سازند چخماقلو شناسایی شده است.

E3- جلبک قرمز رودیست پکستون (Red algal Rudist Packstone)

آلوکم‌های اصلی در این رخساره به ترتیب فراوانی شامل رودیست و جلبک قرمز است. آلوکم‌های اسکلتی دیگر فرامینیفرهای بنتیک با پوستهٔ هیالین، قطعات کرینوئید، براکیوپود به همراه مقداری استراکد و الیگوستژینید می‌باشند که در زمینهٔ گلی به‌طور متصل قرار دارند (شکل ۶-ث).

در برخی از مقاطع حدود ۱۰ تا ۱۲ درصد کوارتز ریز تا متوسط تا دانه، نیمه زاویه‌دار تا نیمه گرد شده در این رخساره مشاهده می‌شود که نام رخساره را به جلبک قرمز رودی است پکستون ماسه‌ای (Sandy Red algal Rudist Packstone) تغییر می‌دهد. نوع آلوکم‌های موجود به‌ویژه وجود کرینوئید، جلبک قرمز، براکیوپود و خرده‌های فرامینیفرهای پلانکتونی به همراه دیگر ویژگی‌های بافتی این رخساره حاکی از ته‌نشست آن در محیط جلوی ریف می‌باشد (Flügel، 2010). این رخساره در مقایسه با دیگر رخسارهٔ این کمربند کمیاب می‌باشد و در سنگ‌آهک‌های متوسط تا ضخیم لایهٔ به رنگ کرم روشن تا صورتی در بخش پایینی سازند کلات مشاهده شده است.

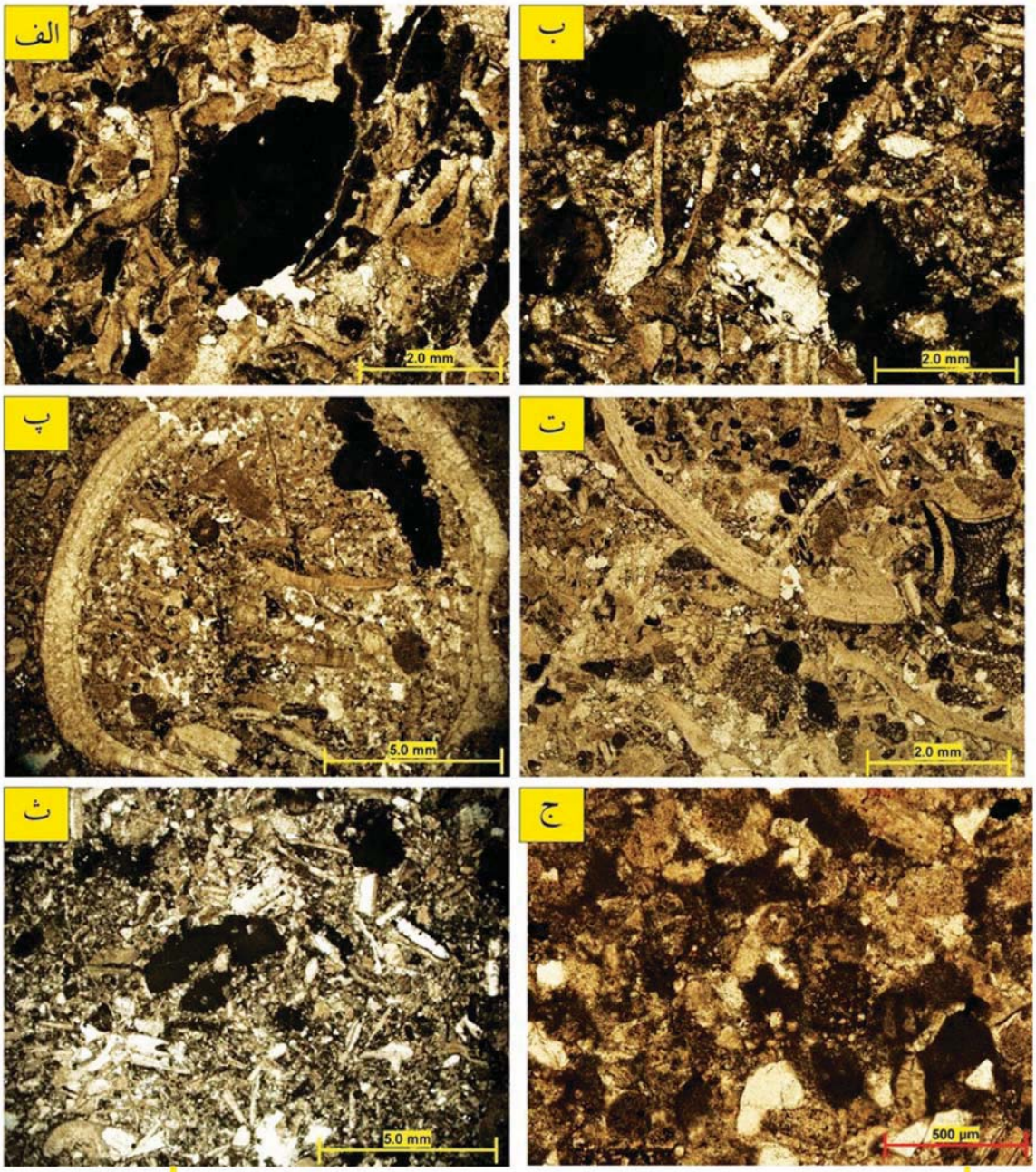
E4- پلوئید بایوکلاست پکستون (Peloid Bioclast Packstone)

در این رخسارهٔ دانه پشتیبان آلوکم‌ها عمدتاً از میکروبایوکلاست‌های خرد شده که شامل دوکفه‌ای‌ها، فرامینیفر بنتیک با پوستهٔ هیالین، اکینودرم‌ها، رودیست، بریوزوئر، جلبک قرمز و براکیوپود می‌باشد، تشکیل شده است (شکل ۶- ج). در برخی از مقاطع آشفتگی زیستی دیده می‌شود. فرامینیفرهای بنتیک مانند تکستولاریا و گاولینلا، قطعات خرد شده فرامینیفرهای پلانکتونی به همراه الیگوستژینید و استراکد هم به مقدار کم مشاهده می‌شود. از آلوکم‌های غیر اسکلتی ۱۰ تا ۱۵ درصد دانه‌های کوارتز در حد ماسهٔ دانه‌ریز و یا سیلت دانه‌درشت نیمه گرد شده تا نیمه زاویه‌دار، که نام رخساره را به پلوئید بایوکلاست پکستون ماسه‌ای- سیلتی تغییر می‌دهد، به همراه پلوئیدها هستند. در برخی از موارد زمینه میکریتی در اثر نئومورفیسم افزایشی به میکرو اسپار تبدیل شده است. وجود آلوکم‌های بنتیک به همراه قطعات پلانکتونی نشان‌دهندهٔ ته‌نشست آن در محیط جلوی ریف می‌باشد (Flügel، 2010). این رخساره که از فراوانی بالایی برخوردار می‌باشد تنها در داخل سنگ‌آهک‌های بسیار ضخیم لایهٔ کرم روشن تا صورتی بخش پایین سازند کلات شناسایی شده است.

در شکل ۷ ستون چینه‌شناسی به همراه تغییرات رخساره‌ای و محیط رسوبی و در شکل ۸ مدل رسوبی و نحوهٔ توزیع آلوکم‌های نهشته‌های مایستریشتین در برش چینه‌شناسی جربت آمده است.

بحث

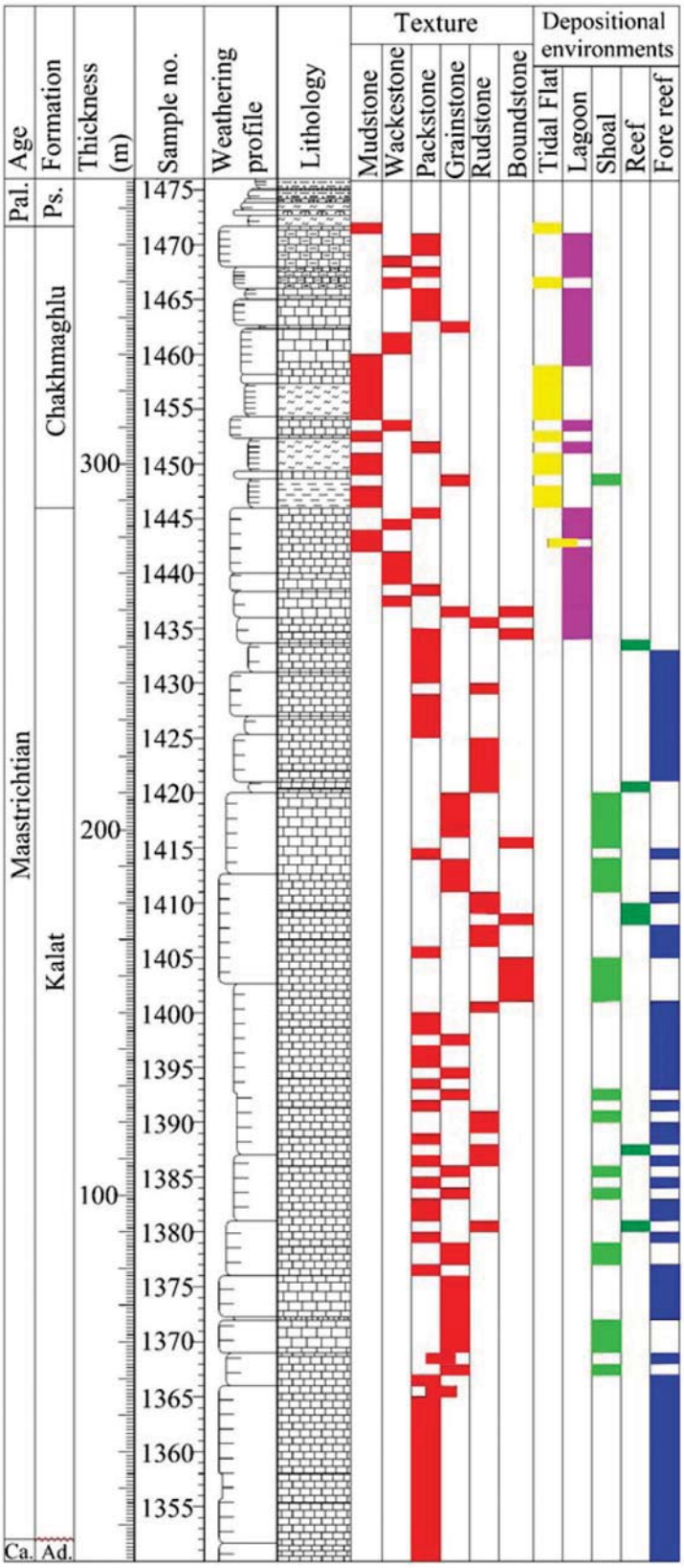
نهشته‌های کرتاسه در حوضه کپه‌داغ ستبرای بسیار زیادی دارند. در اواخر ژوراسیک یک فروافتادگی با روند تقریباً شرقی- غربی در این حوضه به وجود آمده و در تمام طول کرتاسه فعال بوده است (افشار حرب، ۱۳۷۳). بررسی تغییرات رخساره‌ای و ضخامت واحدهای سنگی مختلف، نشان‌دهنده نقش اساسی گسل‌های پی‌سنگی با روند تقریباً شرقی- غربی و گاه شمال شرقی- جنوب غربی در کنترل رسوب‌گذاری حوضه است. گسل‌های پی‌سنگی که در زمان رسوب‌گذاری فعال بودند، با ایجاد هوراست و گرابن موجب تغییرات رخساره‌ای و نبودهای رسوبی شده‌اند (افشار حرب، ۱۳۷۳). گسل‌های پی‌سنگی جاجرم، قلی و نابیا از گسل‌های مهم در جنوب این حوضه می‌باشند. عملکرد این گسل‌ها در تغییر ضخامت و نوع رخساره‌های سنگی به‌ویژه رسوبات کرتاسه بالایی نقش به سزایی داشته است (افشار حرب، ۱۳۷۳)، به‌طوری‌که نهشته‌های واقع در جنوب این گسل (بلوک‌های جاجرم- قلی- نابیا) تفاوت زیادی با شمال آن (بلوک‌های کورخود، تکل‌کوه و مراوه‌تپه) دارند. از نظر افشار حرب (۱۳۷۳) گسل پی‌سنگی جاجرم، مرز جنوبی



شـــکل۶. ریزخساره‌های شناسایی شـــده در کمربند جلوی ریف الف و ب) جلبک قرمز رودیست بایوکلاســـت رودستون، پ و ت) بایوکلاست رودستون، ث) جلبک قرمز رودیست پکستون، ج) پلوئید بایوکلاست پکستون

بلـــوک نابیا- جاجرم را در زمان کرتاســـه و همچنین بلوک قلی- جاجرم را در زمان ترشـــیری تشکیل می‌داده است. در زمان کرتاسه، رسوب‌گذاری در نواحی شمالی حوضه کپه‌داغ تداوم بیشـــتری نســـبت به نواحی جنوبی کـــه در آن زمان حاشیه حوضه را تشـــکیل می‌داده، داشته است، به همین دلیل ضخامت رســـوبات کرتاسه در نواحی شمالی بیشتر از نواحی جنوبی کپه‌داغ بوده است. مطالعات انجام شده نشان می‌دهد که در غرب حوضه کپه‌داغ در زمان رســـوب‌گذاری سازند کلات، حرکت بلوک‌ها تغییر یافته و حرکت معکوس داشته و این سازند در بلوک‌های جنوبی نسبت به بلوک‌های شمالی گسترش قابل ملاحظه‌ای دارد (افشار حرب، ۱۳۷۳).

در زمان مایستریشـــتین دریای کم‌عمقی ناحیهٔ مزبور را



شکل ۷. ستون چینه‌شناسی برش جربت به همراه تغییرات رخساره‌ای و محیط رسوبی سازندهای کلات و چخماقلو، (Ca: Campanian، Ad: Abderaz، Pal: Paleocene and Ps: Pesteligh)

در برمی‌گیرد و ســـازند کلات رسوب‌گذاری می‌کند. سازند کلات در این ناحیه از سنگ‌آهک‌های زیست‌آواری ماسه‌ای تشکیل شده است. در این سازند، خرده‌ها و گاه صدف‌های برجای رودیســـتی به‌وفور مشـــاهده می‌شـــود. رودیست‌ها از دوکفه‌ای‌هـــای چســـبیده به بســـتر بوده و جز راســـته Hippuritoida هســـتند. این موجودات ریف‌ساز از انتهای ژوراسیک ظاهر شده و یکی از سازندگان اصلی ریف‌ها در دورهٔ کرتاسه محسوب می‌شوند (Ross and Skelton، 1993). در ابتدای مایستریشتین این موجودات به حداکثر شکوفایی و گسترش خود رسیده و در انتهای کرتاسه منقرض شدند. با توجه به این‌که رودیســـت‌ها از ذرات معلق موجود در آب به‌ویژه فیتوپلانکتون‌ها تغذیه می‌کردند، بنابراین مشـــخصهٔ محیط‌های یوتروفیک هستند (Gili et al.، 1995؛ Riding، 2002). یکی از معیارهای کنترل‌کنندهٔ ساختارهای ریفی، وجود یک شلف لبه‌دار اســـت، جایی که ساختارهای ریفی در یک کمربند باریک در حاشـــیهٔ حوضه گســـترش دارند (Sadooni، 2005). بیشترین گسترش و فراوانی مربوط به هر دو گروه رودیست‌ها یعنی Caprinidae و Radiolitidae در شـــلف بیرونی و میانی اســـت (وزیری مقدم و همکاران، ۱۳۹۲). اســـکلت این موجودات در حاشـــیه‌های شـــلف، توده‌های عظیمی از ماسه‌های بایوکلاستی رودیستی را ایجاد می‌کند. بر اساس مطالعات انجام شده توسط Ruberti and Toscano (2002) دو اجتماع مهم رودیســـتی معرفی شده است. در حالت اول تجمع صدف به‌صورت اولیه[1] است. در این حالت تجمع صدف‌ها به‌صورت درجا و در محل زندگی و رشد موجود باقیمانده است. در حالت دوم تجمع صدف‌های رودیستی به‌صورت هیدرولیک[2] است. این نوع تجمع، تحت تاثیـــر فرآیندهای هیدرولیکی و به‌صـــورت خرده‌های رودی اســـت حمل شده، در بالای قاعدهٔ سطح اثر امواج در مواقع طوفانی مشخص می‌شوند.

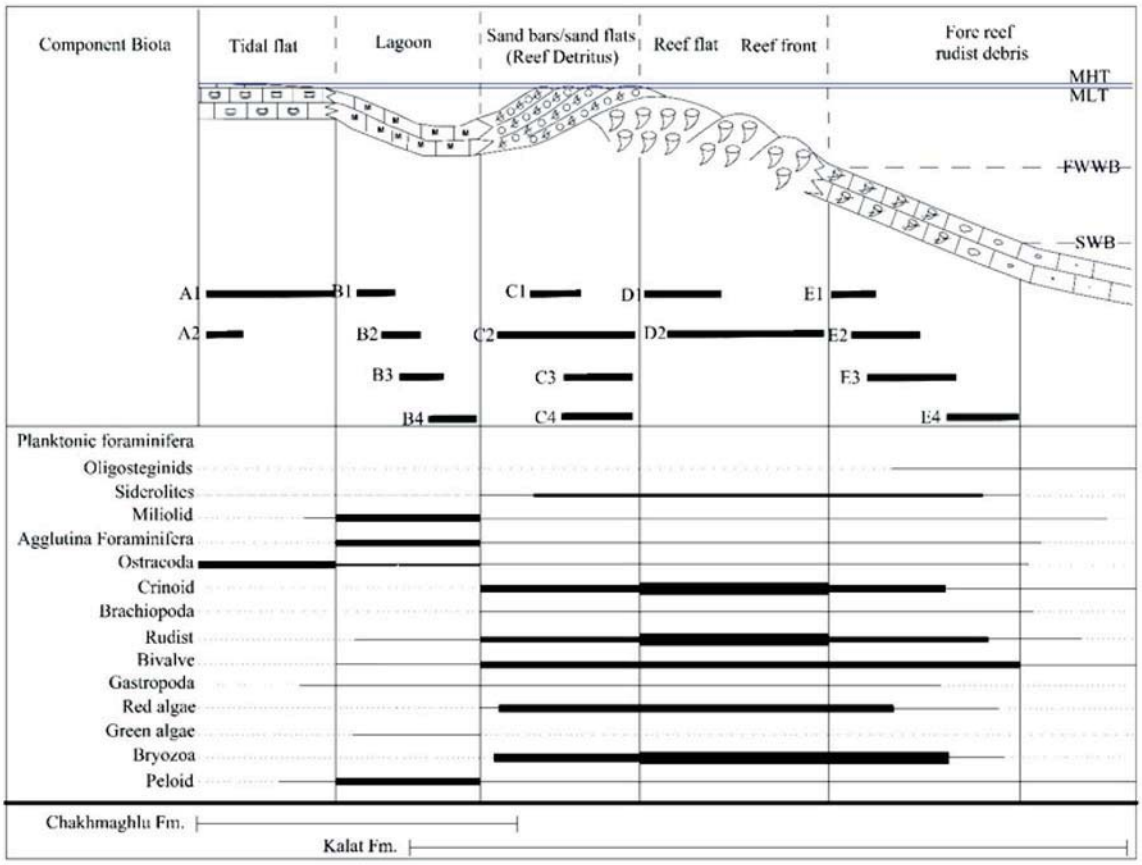
حمل مجدد بایوسترم‌ها توسط امواج طوفانی به همراه فرسایش زیستی موجب تشـــکیل این‌گونه سنگ‌آهک‌های رودیستی بایوکلاستی شده است. رودیست‌ها نیز در رسوباتی که از تخریب پیکرهٔ خود آنها ایجاد شـــده نیز رشد می‌کردند و به‌طور جانبی به لایه‌های دارای کلاســـت‌های رودیســـتی درشت تا ریزدانه تبدیل می‌شده‌اند، بنابراین می‌توان نتیجه گرفت که انرژی محیط نقش مهمی در تکامل ســـاختاری و پیکربندی آن‌ها ایفا نموده اســـت (وزیری مقدم و همکاران، ۱۳۹۲). مطالعه ریز رخساره‌های رودیستی بیانگر این مطلب است که برخی از تاکســـون‌های رودیست‌ها توانایی زندگی در محیط‌های بین‌کشندی را داشـــته (Skelton، 1991)، اما بیشـــتر گونه‌ها، زندگی در بخش‌هـــای مختلف محیط ساب‌تایدال را ترجیح می‌دادند(Sanders and Pons، 1999). محیط‌های ساب‌تایدال حاوی رودیست‌ها که توسط تجمعات با تنوع بالا از جلبک‌های ســـبز و روزنبران کف‌زی مشخص می‌شـــوند به دو بخش کم‌ژرفا و ژرف‌تر یـــا دریای باز قابل تقســـیم‌بندی هســـتند (Carannante et al.، 2000). در محیط‌های ســـاب‌تایدال کم‌ژرفا، روزنبران کف‌زی همراه با رودیست‌ها بیشـــتر شامل میلیولیدها است (وزیری مقدم و همکاران، ۱۳۹۲)، درحالی‌که در محیط‌های ســـاب تایدال با شوری نرمال می‌توان همراه با رودیست‌ها، تنوع بالایی از روزنبران کف‌زی، مرجان‌ها، شکم‌پایان و جلبک‌های سبز و همچنین به مقدار کمتر کلسیسفرها و روزنبران پلانکتونی را مشـــاهده کرد که به‌خوبی بیانگر شرایط دریایی با میزان نور خوب و محتوای اکسیژن و شوری عادی است (Carannante et al.، 2000). بـــر طبـــق مطالعـــات آدابـــی و همکاران (Adabi et al.، 2006) بایوســـترم‌های رودیستی در شرق حوضهٔ کپه‌داغ در آب‌های گرم و نسبتا شور تشکیل شده‌اند.

بخش قابل توجهی از سازند کلات در برش چینه‌شناسی جربت از ماسه‌های بایوکلاستی حاوی رودیست تشکیل شده است. خرده‌های رودیستی تحت تاثیر عملکرد امواج همراه با دیگر سازندگان ریفی از جمله بریوزوئر، جلبک قرمز و کرینوئید به‌صورت ماسه‌های بایوکلاستی در بخش کم‌عمق حوضه و به‌ویژه در حاشـــیهٔ شلف تجمع حاصل نموده‌اند. در کمربند رخســـاره‌ای جلوی ریفی قطعات درشـــت حاصل از تخریب ریف‌ها به همراه دیگر موجودات مربوط به نواحی با شـــوری نرمال دریایـــی به‌ویژه جلبک‌های قرمز، بریوزوئر، کرینوئید و براکیوپود و همچنین مقادیر بسیار ناچیزی فرامینیفر بنتیک

1. Primary shell concentrations
2. Hydraulic Shell Concentrations

با پوستهٔ هیالین، الیگوستژینید و فرامینیفرهای پلانکتونی دیده می‌شود. رخسارهٔ غالب این کمربند رخساره‌ای رادستون حاوی خرده‌های رودیستی می‌باشد. این رخساره‌ها به سمت نواحی عمیق‌تر دانه ریزتر شـــده و به رخساره‌های پکستونی دارای رودیســـت و در نواحی عمیق‌تر پکســـتون‌های دارای بایوکلاست‌های بسیار ریز (میکروبایوکلاست) تبدیل می‌شود. در ایـــن مناطق میـــزان الیگوســـتژینیده و فرامینیفرهای پلانکتونی افزایش می‌یابد (شکل ۸).

در برش چینه‌شناسی چربت ریز رخساره‌های مربوط به کمربند رخساره‌ای ریفی که به‌صورت برجا در حاشیهٔ شلف تشکیل شـــده‌اند دارای گســـترش کمتری هستند. این ریز رخســـاره به‌صورت باندستون/بافلستون رودیستی مشاهده می‌شـــود. در این کمربند رخساره‌ای خرد شدن رودیست‌ها و دیگر عناصر ســـازندهٔ ریـــف در یک محیط پرانرژی موجب تشکیل زیر رخسارهٔ رودیست رادستون (با سیمان اسپاریتی) شده است.



شکل ۸. بازسازی محیط رسوبی و نحوهٔ توزیع عناصر اسکلتی و غیر اسکلتی نهشته‌های مایستریشتین در برش چینه‌شناسی چربت

بخش زیادی از توده‌های عظیم بایوکلاســـتی حاصل از تخریب ریف‌ها به‌صورت ماســـه‌های بایوکلاستی در نواحی سدی حاشیهٔ شلف تجمع حاصل می‌نمایند. ریز رخساره‌های مربوط به نواحی ســـدی از قطعات گرد شـــده با جورشدگی خوب تا بســـیار خوب تشکیل شده‌اند. این بایوکلاست‌ها در یک زمینهٔ اسپاریتی به‌صورت رخسارهٔ گرینستونی مشاهده می‌شوند. افزون بر رودیست‌ها، اجزای اسکلتی دیگر شامل جلبک قرمز، خارپوست و فرامینیفرهای بنتیک می‌باشند که اکثراً گرد شده تا بسیار گرد شده هستند. گاه بایوکلاست‌ها در محیط‌های پشت سد دارای قشر نازک میکریتی (کورتوئید) هستند.

کمربنـــد رخســـاره‌ای تـــالاب در این برش بـــا فراوانی فرامینیفرهای با پوســـتهٔ پورســـولانوز به‌ویـــژه میلیولیدها مشخص می‌شود. در این کمربند رخساره‌ای میزان خرده‌های

رودیست کمتر می‌شـــود و فرامینیفرهای با پوستهٔ اگلوتینه (به‌ویژه اگلوتیناى دانه‌درشت)، گاستروپود، استراکد، پلوئید و مقدار ناچیزی جلبک ســـبز نیز در این کمربند مشـــاهده می‌شود. به سمت نواحی کم‌عمق‌تر یعنی محیط‌های پهنهٔ جزر و مدی از میزان بایوکلاســـت‌ها به‌شـــدت کاسته شده و اغلب بایوکلاســـت‌ها خرد شـــده و حمل شده می‌باشند. از فراوان‌ترین عناصر اســـکلتی در این کمربند رخساره‌ای، استراکدها هســـتند. این رخساره‌ها به‌صورت بین لایه‌ای با شیل‌های رسی و کلی ستون‌ها مشاهده می‌شوند.

نتیجه‌گیری

سازند کربناته کلات در برش چینه‌شناسی جربت مانند دیگر بخش‌هـــای جنوبی کپه داغ غربـــی و برخلاف بخش شمالی این ناحیه، از ضخامت زیادی برخوردار است و عمدتاً از سنگ‌آهک‌های زیست‌آواری و ریفی رودیستی تشکیل شده است. در این برش چینه‌شناســـی بر روی سازند کلات یک واحد غیررسمی سنگ چینه‌ای به نام سازند چخماقلو با سن مایستریشتین پسین که دارای لیتولوژی کربناته و آواری است و هم‌ارز سازند غیررســـمی نفته در شرق کپه داغ می‌باشد، قرار دارد. مطالعات پتروگرافی توالی این دو ســـازند منجر به شناســـایی ۱۶ ریز رخساره شـــامل دو ریز رخساره مربوط به کمربند رخساره‌ای پهنهٔ جزر و مدی، چهار ریز رخساره مربوط به کمربند لاگون، چهار ریزرخســـاره مربوط به پشـــته‌های ماســـه‌ای، دو ریز رخساره مربوط به کمربند ریفی و چهار ریز رخساره مربوط به کمربند جلوی ریف شده است. این رسوبات در یک پلاتفرم کربناته که به‌شـــدت تحت تاثیر عوامل زمین ساختی بوده، نهشته شده‌اند. مقایسهٔ سازند کلات در برش جربت با نهشـــته‌های مشابه در بلوک‌های هم‌جوار بیانگر آن اســـت که ایجاد توپوگرافی متفاوت در اثر عملکرد گسل‌های پی‌سنگی، عامل اصلی تغییر ضخامت و همچنین تغییرات شدید رخساره‌ای به‌ویژه در راستای جنوب-شمال می‌باشد.

قدردانی

از مدیریت اکتشـــاف شـــرکت ملی نفت ایران و مدیریت پژوهش و فناوری به جهت حمایت و فراهم نمودن بسترهای لازم جهت همکاری در انجام این کار تحقیقاتی تشکر می‌شود.

منابع

- افشـــار حـــرب، ع.، ۱۳۷۳. زمین‌شناســـی ایران، زمین‌شناسی کپه داغ، ســـازمان زمین‌شناسی کشور، طرح تدوین زمین‌شناسی ایران، ۲۷۵.

- وزیری مقدم، ح.، صفری، ا.، شهریاری گرائی، س.، خزاعی، ا. ر.، و طاهری، ع.، ۱۳۹۲. زیســـت چینه نگاری و بوم‌شناسی دیرینهٔ نهشته‌های مایستریشتین (سازندهای تاربور و گورپی) در ناحیهٔ گرد بیشـــه (جنوب بروجن). مجلهٔ علوم زمین، ۸۷، ۱۴۳-۱۶۲.

- جمالـــی، ا. م.، ۱۳۹۰. بایوســـتراتیگرافی و لیتوستراتیگرافی نهشته‌های کرتاسه زیرین در شرق کپه‌داغ. دانشگاه شهید بهشتی، پایان‌نامهٔ دکتری، ۴۴۸ .

- موسوی حرمی، ر.، محبوبی، ا. و کریمیان طرقبه، ا.، ۱۳۸۸. تاریخچه رسوب‌گذاری و چینه نگاری سکانسی سازند کلات در غرب کپه داغ و مقایسه آن با بخش مرکزی حوضه. فصلنامه زمین‌شناسی ایران، ۹، ۶۷-۸۷.

- Adabi, M.H., Moussavi-Harami, R., Mahboubi, A. and Shemirani, A., 2006. Petrography, elemental and isotopic variation of rudist biostrome of Maastrichtian platform in East Kopet Dagh Basin, NE Iran. Journal of Geological Society of Iran, 1, 1-10.

- Adabi, M.H. and Asadi Mehmandosti E., 2008. 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.

- Adabi, M.H., Salehi, M.A. and Ghabeishavi, A., 2010. Depositional environment, sequence stratigraphy and geochemistry of Lower Cretaceous carbonates (Fahliyan Formation), southwest Iran. Journal of Asian Earth Sciences, 39, 148-160.

- Adabi, M.H., Kakemem, M., Sadeghi, A., 2015. Sedimentary facies, depositional environment, and sequence stratigraphy of Oligocene-Miocene shallow water carbonate from the Rig Mountain, Zagros basin (SW Iran). Carbonates

Evaporites 31, 1, 22.

- Berberian, M. and King G.C.P., 1981. Towards a paleogeographic and tectonic evolution of Iran. Canadian Journal Earth Science, 18, 210-265.

- Bozorgnia, H. and Narani, H., 1965. Geology of east Kopet-Dagh (National Iranian Oil Company), unpublished report-Gr 278.

- Burchette, T., P., 1993. Mishrif Formation (Cenomanian-Turonian), Southern Arabian Gulf: Carbonate Platform Growth along a Cratonic Basin Margin. American Association of Petroleum Geologists, 56, 156-200.

- 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 signifcance in the depositional sequences. Sedimentary Geology, 132, 89-123.

- Dunham, R.J., 1962. Classification of carbonate rocks according to depositional texture. Memoir American Association of Petroleum Geologists 1, 108-121.

- Embry, A.F. and Klovan, J.E., 1971. A late Devonian reef tract on northeastern Banks Island, NWT. Bulletin of Canadian Petroleum Geology, 19, 730-781.

- Flügel, E., 2010. Microfacies of Carbonate Rocks, Analysis Interpretation and Application. Berlin, Heidlberg, New York: Springer-Verlag, Berlin, 976 .

- Gili, E., Masse, J. P. and Skelton, P. W., 1995. Rudists as gregarious sediment dwellers, not reef-builders, on Cretaceous carbonate platforms. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 118, 245-267.

- Folk, R.L., 1974. Petrology of Sedimentary Rocks. Austin, Texas, Hemphill Publishing Company, 182.

- Ghabeishavi, A., Vaziri-Moghaddam, H., Taheri, A., and Taati, F., 2010. Microfacies and depositional environment of the Cenomanian of the Bangestan anticline, SW Iran. Journal of Asian Earth Sciences, 37, 275-285.

- Geel, T., 2000. Recognition of stratigraphic sequence in carbonate platform and slope: empirical models based on microfacies analysis of Paloogene deposits in southeastern Spain. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 155, 211-238.

- Hadavi, F. and Notghi Moghaddam, M., 2014. Nannostratigraphy, nannofossil events, and paleoclimate fluctuations in the lower boundary of Kalat formation in East Kopet Dagh (NE Iran). Arabian Journal of Geosciences, 7, 1501-1515.

- Hollingsworth, J., Jackson, J., Walker, R., Gheitanchi, M. and Bolourchi, M., 2006. Strike slip faulting, rotation, and along-strike elongation in the Kopet-Dagh mountains, NE Iran. Geophysical Journal International, 166, 1161-1177.

- Mahboubi, A., Moussavi Harami, R., Mansouri-Daneshvar, P., Nadjafi, M. and Brenner, R. L., 2006. Upper Maastrichtian depositional environments and sea-level history of the Kopet-Dagh Intracontinental Basin, Kalat Formation, NE Iran. Facies, 52, 237-248.

- Moheghy, M.A., Hadavi, F. and Rahimi, B., 2013. Investigation of the boundary between Abderaz and Kalat formations based on calcareous nannofossils in West Kopet-Dagh (NE IRAN). Open Journal of Geology, 3, 178-186.

- Notghi Moghaddam, M., Hadavi, F., Moheghy, M.A., 2013. Nannostratigraphy and paleoenvironmental study of the lower boundary of the Kalat Formation in East and West of Kopet-Dagh, Northeast Iran. Geopersia 3, 99-116.

- Reading, H. G., 1996. Sedimentary Environment and Facies. Blackwell Science Publication, 615 .

- Riding, R., 2002. Structure and composition of organic reefs and carbonate mud mounds: concepts and categories. Earth-Science Reviews, 58, 163-231.

- Ross, D. J. and Skelton, P.W., 1993. Rudist formation of the Cretaceous: a Paleoecological, Sedimentological and Stratigraphical review In: Wright V.P., Sedimentology Review: Blackwell Sc. Pub. Oxford, 1, 73-91.

- Ruttner, A.W., 1993. Southern borderland of Triassic Laurasia in north-east Iran. Geologische Rundschau, 82, 110-120.

- Ruberti, D. and Toscano, F. 2002. Microstratigraphy and Taphonomy of Rudist Shell Concentrations in Upper Cretaceous Limestones, Cilento Area (Southern Italy). Geobios, 24, 228-240.

- Sadooni, F.N., 2005. The nature and origin of Upper Cretaceous basin-margin rudist buildups of the Mesopotamian Basin, southern Iraq, with consideration of possible hydrocarbon stratigraphic entrapment. Cretaceous Research, 26, 213-224.

- 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, 249-284.

- Skelton, P. W., 1991. Morphogenetic versus environmental cues for adaptive radiations. In: N., Schmidt-Kittler and K., Vogel (Editors), Constructional Morphology and Evolution. Springer, Berlin, 375-388.

- Soheili, M. and Sahandi, M.R., 1999. Geological map of Sankhvast (1/100000). Geological Survey of Iran.

- Tomašových, A., 2004. Microfacies and depositional environment of an Upper Triassic intra-platform carbonate basin: the Fatric Unit of the West Carpathians (Slovakia). Facies, 50, 77-105.

- Tucker, M.E. and Wright, V. P., 1990. Carbonate Sedimentology: Cambridge, Blackwell Science, 482.

- Tucker, M.E., 2001. Sedimentary Petrology: An Introduction to the Origin of Sedimentary Rocks, 3rd edition, Oxford: Blackwell Science, 262.

- Wilmsen, M., Fürsich, F., Seyed-Emami, K., Majidifard, M. and Zamani-Pedram, M., 2010. Facies analysis of alarge-scale Jurassic shelf-lagoon:the Kamar-e-Mehdi Formation of east-central Iran. Facies, 56, 59-87.

- Wilson, J. L., 1975. Carbonate Facies in Geologic History. Springer-Verlag, Berlin, 471.

- Zamagni, J., Mutti, M., and Košir, A., 2008. Evolution of shallow benthic communities during the Late Paleocene-earliest Eocene transition in the Northern Tethys (SW Slovenia). Facies, 54, 25-43.