پژوهش‌های چینه نگاری و رسوب شناسی
سال بیست و نهم، شماره پیاپی ۵۰، شماره اول، بهار ۱۳۹۲
تاریخ وصول: ۱۳۹۰/۷/۲۰ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۲/۲/۲۴
صص ۲۴-۱

بازسازی محیط‌رسوبی سازند گورپی به کمک رخساره‌های پالینولوژیکی و مقایسه آن با مطالعات صحرایی و ریز رخساره‌های رسوبی در شمال‌شرق ایذه

بیژن بیرانوند، *دانشجوی دکتری پژوهشگاه صنعت نفت* *

ابراهیم قاسمی‌نژاد، *استاد گروه زمین‌شناسی دانشگاه تهران*

چکیده

این مطالعه تلفیقی است از داده‌های جامع سطح‌الارضی مشتمل بر سنگ‌شناسی، ساختارهای رسوبی، اثر رخساره‌ها، سطوح چینه‌شناسی و نگار گامای طبیعی با آنالیز دقیق ریزرخساره‌های رسوبی و رخساره‌های پالینولوژیکی که به جهت شناسایی محیط‌رسوبی سازند گورپی در شمال شرق ایذه بکار برده شده‌است. در این بررسی مجموعاً ۱۴۸ نمونه جهت تهیه اسلایدهای پالینولوژیکی (۸۰ نمونه) و مقاطع نازک (۶۸ نمونه) مورد استفاده قرارگرفته‌است. نتیجه مطالعات سطح‌الارضی و ریز رخساره‌های رسوبی مبین استیلای یک سیستم رسوبی کربناته کم انرژی و آرام، کم اکسیژن یا بی‌اکسیژن در یک محیط دریایی باز نسبتاً عمیق در زمان نهشته‌شدن سازند گورپی است که تا حدودی تحت تأثیر رسوبات ورودی از خشکی بوده‌است. بررسی رخساره‌های پالینولوژیکی نشان می‌دهد که مواد آلی رسوبی متشکله این سازند عمدتاً شامل مواد آلی بی‌شکل، فیتوکلاست، پالینومورف‌های دریایی (داینوسیست‌ها) و درصد ناچیزی پوسته آلی روزنبران و سایر عناصر پالینولوژیکی می‌باشد. به این ترتیب، بر اساس فراوانی عناصر اصلی پالینولوژیکی و با استفاده از دیاگرام مثلثی تایسون در نمایش داده‌ها، سه منطقه رخساره‌ای پالینولوژیکی تشخیص داده شد. به طوریکه شرایط کم اکسیژن تا بی‌اکسیژن منطقه شلف جلویی تا عقبی را نشان می‌دهد. علاوه براین، حضور داینوسیست‌های شاخص دمایی در این رسوبات حاکی از محیط نهشتگی شلف بیرونی در شرایط آب و هوایی گرم و معتدل عرض‌های نیمه استوایی دریای تتیس در کرتاسه پسین-پالئوسن است.

واژه‌های کلیدی: سازند گورپی، رخساره‌های پالینولوژیکی، ریزرخساره‌های رسوبی، محیط رسوبی، ایذه.

* نویسنده مسؤول: ۰۹۱۲۷۹۷۳۳۸۶

Email: biranvandb@ripi.ir

مقدمه

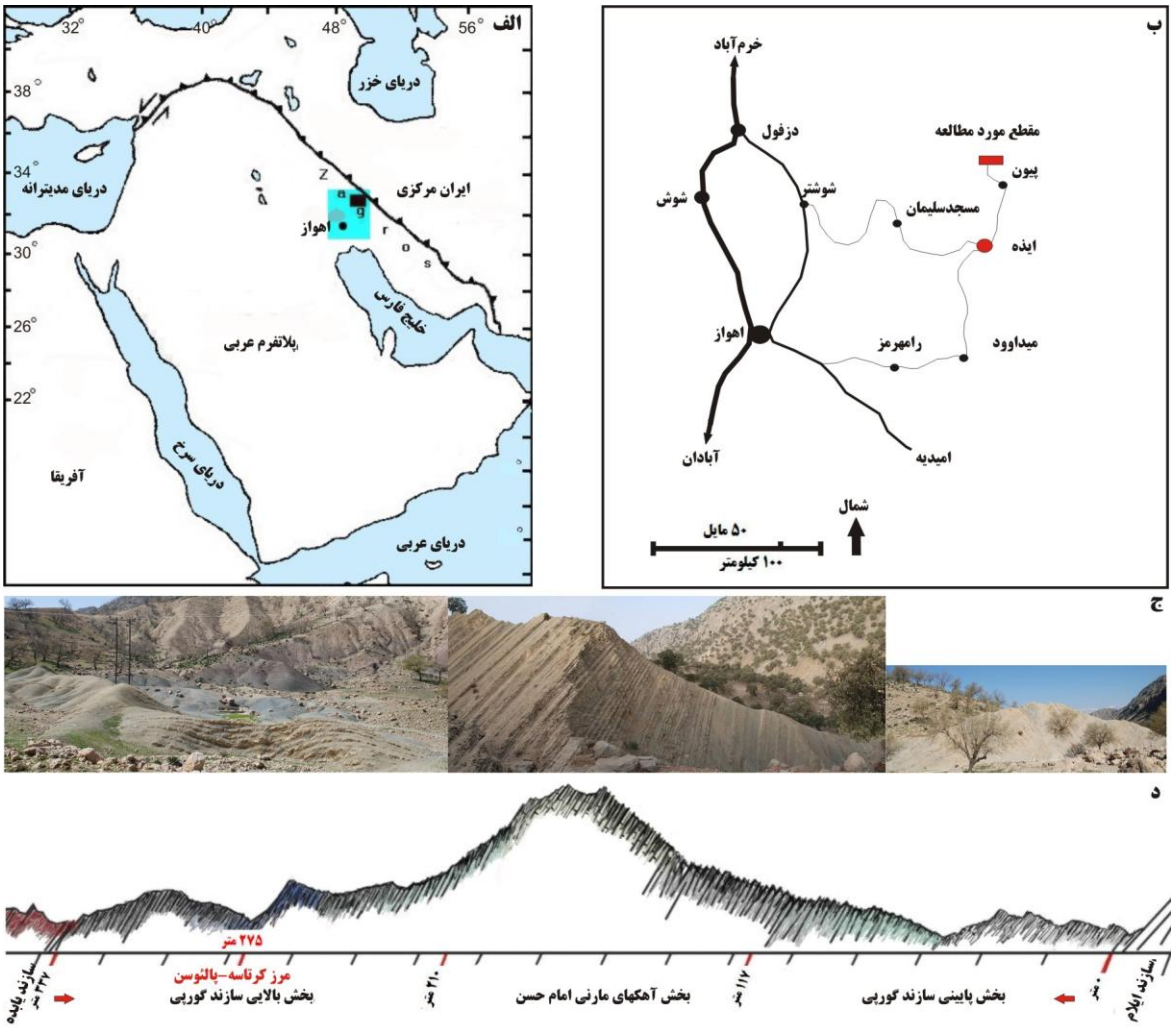
واژه رخساره پالینولوژیکی اولین بار توسط کمباز (Combaz 1964) ارائه و به مجموعه ای از مواد آلی همراه هم اطلاق گردید که در مقابل اسید کلریدریک و اسید فلوریدریک مقاوم بوده و طی فرآیندهای آنالیز پالینولوژیکی جهت مطالعه با میکروسکوپ از رسوبات و سنگ‌های رسوبی استخراج می‌گردند. اگرچه رخساره پالینولوژیکی بطور عمومی تحت عنوان روش بررسی کمی و کیفی مطالعه پالینولوژیکی مجموعه مواد آلی همراه هم بکار برده شده است اما دارای کاربردهای ارزنده‌ای نظیر تشخیص شرایط محیط انبایش و ایجاد مدل‌های دقیق رخساره‌ای، پالئواکولوژی و ارزیابی توان هیدروکربورزایی سنگ‌های منشأ می‌باشد. در رابطه با کاربرد این نوع رخساره‌ها در شناسایی محیط رسوبی و تغییرات سطح آب، پژوهش‌های فراوانی انجام گرفته‌است که از آن جمله می‌توان به (Downie et al. 1971; Goodman 1979; Partridge 1976; Eshet et al. 1988, 1992; Habib and Miller 1989; Gorin and Steffen 1991; Gregory and Hart 1992; Habib et al. 1992; Moshkovitz and Habib 1993; Steffen and Gorin 1993; Blondel et al. 1993; Tyson 1993, 1995; Bombardiere and Gorin, 2000; Carvalho et al. 2006) اشاره نمود.

تجزیه و تحلیل پالینولوژیکی رخساره‌ها شامل تشخیص جداگانه پالینومرف‌ها، قطعات گیاهی و ترکیبات آلی بی‌شکل، بررسی فراوانی مطلق و نسبی این عناصر متشکله، مطالعه طیف تغییرات اندازه و حالت‌های حفظ شدگی آنها است (Combaz 1964, 1980). ارزیابی درجه رنگ پالینومرف‌ها جهت بررسی میزان بلوغ مواد آلی نیز اگرچه امروزه به‌طور جداگانه و تحت یک موضوع مستقل انجام می‌گردد اما در آغاز در مفهوم اولیه رخساره پالینولوژیکی در نظر گرفته شده بود. بررسی موفقیت آمیز رخساره‌های پالینولوژیکی به انجام درست مطالعات پالینولوژیکی، رسوب‌شناسی و ژئوشیمی آلی مربوطه وابسته است. به‌طوریکه بعدها تلفیق تکنیک‌های کمی ژئوشیمی آلی و نیمه کمی میکرسکپی و رخساره‌های پالینولوژیکی منجر به ایجاد و توسعه مفهوم رخساره آلی به معنی ارزیابی توان هیدروکربن‌زایی یک واحد سنگی صرفاً بر مبنای متشکلین آلی آن گردید (Dow 1977; Cornford et al. 1980; Rogers 1980; Peters et al. 1981; Jones 1987; Jacobson 1991). به این ترتیب رخساره پالینولوژیکی در واقع روش ارائه رخساره آلی با استفاده از میکرسکوپ نوری است. بعبارت ساده‌تر می‌توان گفت آنچه رخساره آلی با استفاده از آنالیز عنصری یا پیرولیز به صورت کمی نشان می‌دهد در رخساره پالینولوژیکی به کمک میکرسکپ نوری و به‌صورت نیمه کمی و توصیفی مورد بررسی قرار می‌گیرد.

در این مطالعه سعی شده‌است تا محیط رسوبی سازند گورپی که از سنگ‌های منشاء احتمالی در حوضه رسوبی زاگرس قلمداد می‌گردد با استفاده از رخساره‌های پالینولوژیکی شناسایی گردد. به این منظور برش کاملی از این سازند که تاکنون تحت هیچ‌گونه مطالعه رسوب‌شناسی، دیرینه شناسی و پالینولوژیکی قرار نگرفته‌است در شمال شرقی شهرستان ایذه انتخاب و بررسی گردید. این مقاله بخشی از یک پژوهش جامع تحت عنوان تحلیل حوضه رسوبی سازندهای پابده و گورپی است. بنابراین کلیه مطالعات تکمیلی اعم از رسوب شناسی، دیرینه شناسی، پالینولوژی و ژئوشیمی انجام گردیده و نتایج آن در بررسی اخیر استفاده شده است.

برش مورد مطالعه در ۲ کیلومتری شمال‌غرب دهکده کل‌چنار واقع در ۱۲ کیلومتری شمال غرب پیون واقع می‌باشد. بخش پیون در ۲۵ کیلومتری شمال غرب ایذه

قرار دارد. مطابق شکل ۱ دسترسی به سادگی و توسط خودرو تا قاعده برش امکان‌پذیر است. مختصات جغرافیایی قاعده سازند گورپی در این برش عبارت است از: N 32°, 25′, 10″ ، E 49°, 18′, 4″ .



شکل ۱- موقعیت جغرافیایی (الف)، راههای دسترسی (ب)، تصویر (ج) و شماتیکی از نمای رو به شمال مقطع مورد مطالعه.

موقعیت زمین‌شناسی و چینه‌شناسی سازند گورپی در منطقه

کرتاسه پسین در حوضه زاگرس و خاورمیانه با یک پیشروی عمومی آغاز شده و در اغلب نقاط این سواحل کربناتی با سن سانتونین به علت پیشروی دریا به محیطی عمیق‌تر تبدیل شده و بوسیله رسوبات شیلی- مارنی سازند گورپی پوشیده شده‌اند (مطیعی ۱۳۷۲). از طرفی، در خلال ماستریشتین در لبهٔ شمال شرقی حوضهٔ زاگرس، ساحل کربناتی با ریف‌های آهکی توسعه یافته و این سازند توسط سازند تاربور جایگزین می‌گردد. به

طور کلی رسوب‌گذاری در کرتاسه پسین- پالئوسن پیشین تمامی حوضه زاگرس، خلیج فارس، عراق، کویت، عمان و قسمت اعظم حجاز را تحت تأثیر خود قرار داده و تغییرات رخساره‌ای حاکی از کم عمق شدگی عمومی حوضه در امتداد شرقی-غربی است (مطیعی ۱۳۷۲). سازندهای شیرانیش و گورپی به ترتیب در نواحی عراق و ایران، آروما و سیمسیما درکشورهای کویت، عربستان سعودی، امارات متحد عربی و سازند فیقا در امارات متحد عربی و عمان حاصل این رسوب‌گذاری می‌باشند. این رسوبات در داخل یک حوضه فورلندی فشارشی به صورت ناپیوسته غالباً روی افیولیت‌های مربوط به تورونین میانی نهشته شده‌اند. اگرچه یک ناپیوستگی در بخش میانی تورونین (۹۲ میلیون سال پیش) با نبود چینه‌ای در حدود ۴ تا ۱۵ میلیون سال تشخیص داده شده است (Koop and Stoneley 1982) اما در منطقه مورد مطالعه و بخش‌های عمیق‌تر حوضه مانند لرستان این ناپیوستگی مشاهده نشده و در حوضه لرستان باعث فرسایش و ایجاد بار رسوبی در ناحیه شده و نهشته‌های فلیشی امیران را به‌وجود آورده است. نهشته شدن این رسوبات در یک حوضهٔ پیش‌ژرفا حاصل فرارانش اوفیولیت‌ها در امتداد مسیر فرورانش و بسته شدن نئوتتیس در امتداد شمال‌غرب- جنوب شرق می باشد (Ziegler 2001). تغییرات رخساره و ضخامت در امتداد روند اخیر امری است طبیعی، به طوری که ضخامت سازند گورپی به شکل قابل توجهی به سمت شمال شرقی افزایش پیدا می‌کند (Sepehr and Cosgrove 2004). ضمناً وجود رسوبات مربوط به مناطق کم عمق در بخش‌های عمیق حوضه در انتهای شمالی صفحه عربی نشان از وجود جریانات خرده‌دار در اثر ناپایداری شیب است.

سازند گورپی در حوضه زاگرس دارای دو بخش رسمی به نام‌های بخش آهکی امام حسن و بخش آهک‌های لوفادار سیمره و یک بخش غیر رسمی به نام آهک منصوری است. بخش غیررسمی آهک منصوری متشکل از آهک‌های نریتیک و منفصل خاص غرب خوزستان بوده و بخش آهکی سیمره نیز تنها در حوضه لرستان دیده شده است (مطیعی ۱۳۷۲). اما بخش آهکی امام حسن که برش الگوی آن در تنگ امام حسن واقع در ۳۵ کیلومتری جنوب شرقی قصرشیرین شامل ۱۱۴ متر آهک‌های رسی ضخیم لایه، ریز دانه و خاکستری رنگ همراه با میان لایه‌هایی از مارن‌های متراکم خاکستری رنگ است گسترش چینه‌شناسی وسیع‌تری داشته و در برش مورد مطالعه نیز با سنگ‌شناسی مشابه با برش الگو شناسایی شده است (شکل ۲-ب).

توصیف سنگ‌شناسی سازند گورپی در برش مورد مطالعه

سازند گورپی در برش مورد مطالعه شامل ۳۳۷ متر مارن و شیل‌های خاکستری رنگی است که به صورت فرعی شامل لایه‌های نازک از آهک رسی می‌باشد. سازند گورپی در این محل تنها دارای بخش رسمی آهک‌های رسی امام حسن است. ماهیت زودفرسای این سازند در بخش‌های بالایی و پایینی باعث ایجاد توپوگرافی پست (شکل ۲-الف و د) و برعکس آن در امتداد بخش امام حسن به خاطر مقاومت بیشتر در مقابل فرسایش به‌صورت توپوگرافی برجسته مشخص است (شکل ۲-ب). در این محل سازند گورپی بدون هیچ‌گونه آثار فرسایشی مشخص بر روی سازند ایلام و به صورت پیوسته (پیوستگی سنگ‌شناسی و زیست‌چینه‌ای، شکل

۳) در زیر سازند پابده قرار گرفته‌است. سازند گورپی در برش اخیر دارای چهار رخساره سنگی متمایز است. رخساره سنگی شماره ۱ که ۲۶ متر قاعده‌ای برش را در بر می‌گیرد شامل مارن‌های خاکستری تیره تا سیاه‌رنگ با لایه‌های نازکی از آهک‌های مارنی کمی روشن‌تر است. این رخساره در قاعده به‌طور ناپیوسته و همشیب به‌صورت واضح و ناگهانی بدون وجود شواهد خروج از آب بر روی آهک و آهک‌های مارنی روشن رنگ سازند ایلام قرار گرفته است. نتیجه مطالعات پتروگرافی بر روی نمونه‌های این بخش نشان می‌دهد که لیتولوژی غالب این رخساره مارن و مارن‌های رسی است. وفور دانه‌های پیریت درجازا به صورت پرکنندهٔ حجرات روزنبران و حفرات تشکیل شده در حین رسوب‌گذاری، اکسیدهای آهن، فسفات و مواد آلی رسوبی (شکل ۳، A–B) که همگی حاکی از غلبه محیط عمیق و احیایی است از ویژگی‌های شاخص این رخساره می باشد. رخساره سنگی دوم این سازند با ضخامت ۱۹ متر (در فاصله ۲۶ متری تا ۴۵ متری از قاعده برش) در برش مرجع شامل مارن‌های خاکستری با لایه‌های نازکی از آهک‌های مارنی است. این رخسارهٔ سنگی از طریق رنگ روشن‌تر، بافت دانه درشت‌تر و وفور اثر رخسارهٔ زئوفیکوس(شکل ۳، C–F) از رخساره سنگی اول قابل تفکیک است. محدوده بین نمونه شماره ۱۷ در فاصله ۴۵ متری تا نمونه شماره ۳۱ در فاصله ۸۴ متری از قاعده برش با ضخامت ۳۹ متر نیز متشکل از رخساره سنگی شماره ۱ می‌باشد. شواهد و قرائن (ریز رخساره‌ها و رخساره‌های پالینولوژیکی، شکل ۳) حاکی از عمق نسبتاً کمتر رخساره سنگی شماره ۱ در این محدوده نسبت به محدوده اول است. از طرفی نیز محدوده بین نمونه‌های شماره ۳۱ و ۳۸ به ترتیب در فواصل ۸۴ متری و ۱۰۰ متری از قاعده برش شامل رخساره سنگی شماره ۲ می‌باشد. محدوده حد واسط بین نمونه شماره ۳۸ در فاصله ۱۰۰ متری تا نمونه شماره ۴۸ در فاصله ۱۲۲ متری از قاعده برش مرجع با ضخامت ۲۲ متر نیز متشکل از رخساره سنگی شماره ۱ می‌باشد. البته شواهد رخساره‌ای (شکل ۳، G) حاکی از عمق کمتر این رخساره سنگی نسبت به آن در محدوده اول است. رخساره سنگی شماره ۳ سازند گورپی با ضخامت ۸۸ متر (در فاصله ۱۲۲ متری تا ۲۱۰ متری از قاعده برش) شامل آهک‌های رسی خاکستری روشن با بین لایه‌هایی از مارن‌های خاکستری بخش امام حسن است (شکل ۳). ویژگی‌های سنگ شناسی این رخساره رسوبی از رخساره‌های سنگی زیرین و زبرین آن متمایز بوده و مقاومت نسبتاً زیاد آن در مقابل عوامل فرسایشی باعث برجستگی توپوگرافیکی آن در سطح زمین شده‌است. بررسی‌های پتروگرافیکی انجام شده نشان می دهد که لیتولوژی غالب در این رخساره آهک مارنی و مارن است. وفور دانه‌های اکسید آهن ناشی از اکسیداسیون پیریت در بخش پایینی این رخساره و اثر رخسارهٔ زئوفیکوس در بخش بالایی حاکی از غلبه محیط عمیق و احیایی بی‌اکسیژن در پایین و محیط کم اکسیژن‌تر در بالا می‌باشد. رخساره سنگی شماره ۴ با ضخامت ۳۲ متر (در فاصله ۲۱۰ متری تا ۲۴۲ متری از قاعده برش) شامل آهک‌های مارنی و مارن‌های رسی تیره رنگ است. این رخساره سنگی مقاومت فرسایشی کمتری نسبت به رخساره شماره ۳ داشته و برجسته‌تر از رخساره‌های شماره ۱و ۲ می‌باشد. محدوده بین فواصل ۲۴۲ تا ۳۳۷ متری از قاعده برش با ضخامت ۹۵ متر آخرین بخش از سازند گورپی را شامل شده و متشکل از رخساره سنگی شماره ۱ با ترکیب سنگ شناسی مارن‌های رسی است. این رخساره سنگی با یک توپوگرافی ملایمتر نسبت به

بخش امام حسن آغاز می‌گردد که غالباً سرشار از گلوکونیت و فسفات می‌باشد (شکل ۳، K–L) که حاکی از عمیق شدگی و احیایی شدن محیط نهشته شدن آن است. در ادامه رخساره سنگی شماره ۱ غالب شده و بنابراین به دلیل فرسایش پذیری بالا ملایم‌ترین توپوگرافی را در سازند گورپی ایجاد می‌کند. اگرچه رنگ واقعی این رخساره سنگی خاکستری تیره تا سیاه است اما ظاهری متمایل به سبز در قسمت پایین و آبی تیره در قسمت بالا از خود نشان می‌دهد (شکل ۲–د).

شکل ۲- نمای کلی از سه بخش اصلی سازند گورپی در برش مورد مطالعه.

روش‌های انجام تحقیق

مطالعات صحرایی مشتمل بر تعیین ضخامت، شیب و امتداد لایه‌ها ، توصیف زمین شناسی و چینه‌شناسی طبقات، ساختارهای رسوبی و مرزهای سکانسی انجام گردید. نمونه برداری به صورت سیستماتیک و متناسب با تغییرات رخساره‌ای و سکانسی انجام شد. سپس نمونه‌های برداشت شده جهت انجام سایر مطالعات نظیر سنگ‌شناسی، رسوب‌شناسی و پالینولوژی مورد استفاده قرار گرفت. مجموعاً ۱۴۸ نمونه شامل شیل‌های آهکی، مارن‌های شیلی، مارن و آهک‌های مارنی از این برش انتخاب و جمع‌آوری گردید. از این تعداد ۶۸ نمونه مارنی و آهک مارنی جهت تهیه مقطع نازک و به منظور کسب اطلاعات سنگ‌شناسی، رسوب‌شناسی و رخساره‌های رسوبی مورد استفاده قرار گرفت. بقیه

نمونه‌ها جهت تهیه اسلایدهای پالینولوژیکی و انجام مطالعات مربوطه استفاده شد. آماده سازی اسلایدها بر طبق روش استاندارد تراورس (Traverse 2007) انجام گردید. به طوری که ترتیب که ۸۰ نمونه از قسمت‌های مختلف و محل تغییرات رخساره‌ای انتخاب و ۵۰ گرم از هر نمونه پس از خرد کردن (در حد دانه‌های عدس) و شستشوی اولیه به منظور حذف ترکیبات کربناته توسط اسید کلریدریک صنعتی (۳۰٪) خیسانده شد. پس از شستشو و خنثی سازی کامل ترکیب حاصل از مرحله نخست، ترکیبات سیلیکاته نمونه نیز با اضافه نمودن اسید فلوریدریک حذف گردید. مجدداً نمونه جهت خنثی‌سازی کامل چندین بار شستشو گردید. مواد آلی برجای مانده ابتدا از الکی با قطر منفذی ۳۶۰ میکرون گذرانده شد تا ذرات بسیار درشت نظیر چوب و غیره حذف شوند و سپس با سانتریفیوژ کردن نمونه در محلول سنگین کلرید روی، مواد و کانی‌های سنگین حذف و غلظت پالینومرف‌ها افزایش داده شد. از مواد باقی مانده پس از طی این مراحل اسلایدهای پالینولوژی (به تعداد ۵ اسلاید از هر نمونه) تهیه گردید. لازم به ذکر است با توجه به اینکه از اسلایدهای پالینولوژی برای تعیین پالینوفاسیس استفاده شده است، از افزودن رنگ و یا مواد اکسیدان جهت روشن‌تر کردن رنگ پالینومرف‌ها خودداری شده است. جهت مطالعه رخساره‌های پالینولوژیکی، از هر نمونه حداقل ۲۰۰ عنصر پالینولوژیکی شمارش شده و درصد هر یک از گروه های سه گانه پالینومرف‌های حمل شده از خشکی (فیتوکلاست)، مواد آلی بی‌شکل و پالینومرف‌های دریایی تعیین گردید.

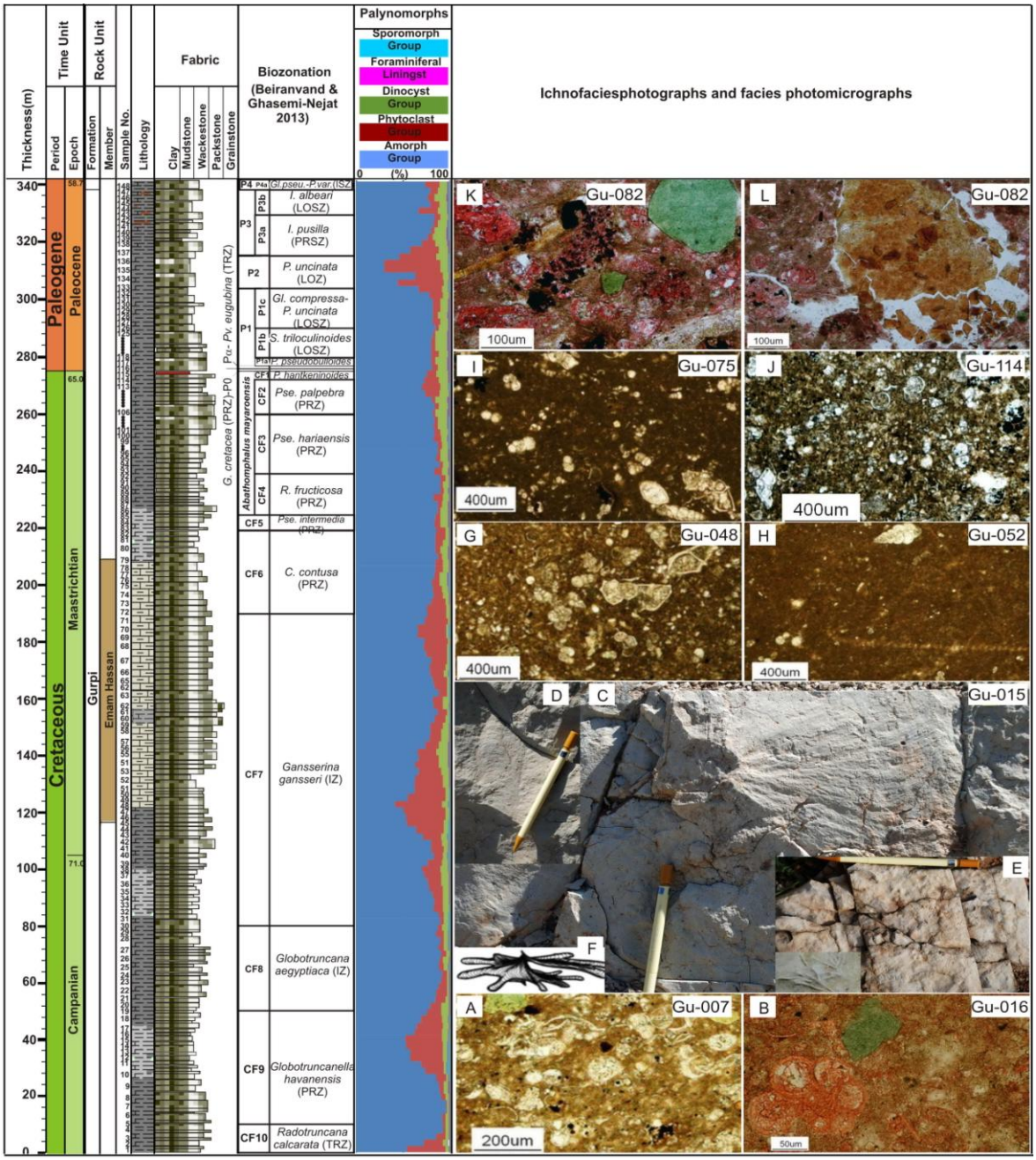
اثر رخساره‌ها

اثر رخساره‌ها گروه مهمی از پدیده‌های رخساره‌ای قابل شناسایی در صحرا هستند. این آثار بازتاب الگوهای رفتاری موجودات پدیدآورند بوده و مبین عوامل کنترل‌کنندهٔ اکولوژیکی محیط دیرینه در زمان ته‌نشست رسوبات می‌باشند. حضور چنین رخساره هایی می‌تواند حکایت از پیدایش ناپیوستگی‌ها، انقطاع یا کاهش رسوب‌گذاری، (Taylor and Gawthrope 1993)، سطوح سکانسی (Mac Eachern 1990)، تشخیص سیستم‌ترکت‌ها (Mac Eachern et al. 1999) و پاراسکانس‌ها (Martin and Pollard 1996, Buatois and Magano 2000) باشد. البته استفاده از چنین آثاری در تفسیر توالی‌های رسوبی، محیط رسوبی و چینه نگاری سکانسی مستلزم بکارگیری مجموعه آنها در تعداد و تراکم کافی (ایکنوفاسیس‌ها و ایکنوفابریک‌ها) است. زیرا برخی ایکنوجنس‌ها می‌توانند در محیط‌ها و شرایط متفاوت ظاهر شوند. به‌عنوان مثال ایکنوجنس زئوفیکوس که در مقطع مورد مطالعه نیز از فراوانی بالایی برخوردار است هم از رسوبات مناطق کم عمق و هم در مناطق عمیق گزارش شده است (Frey et al. 1990; Olivero and Gaillard 1996; Uchman and Demircan 1999). بنابراین چنین آثاری را همواره می بایست در بافت و رخساره خاص آن تفسیر نمود. یکی از مهمترین اثر رخساره‌های شناسایی شده اثر رخساره زئوفیکوس متشکل از سه ایکنوجنس کندریتس، ریزوکورالیوم و زئوفیکوس است. حضور ایکنوجنس‌های اخیرا با فراوانی‌های متفاوت در کنار یکدیگر می‌تواند مبین شرایط محیطی متفاوت باشد (Uchman 2004). ایکنوجنس کندریتس در دسته آثار فسیلی قرار دارد که دلالت بر روش تغذیه تولیدکنندگان این اثر در رسوبات دارد. از آنجائی‌که جانوران سازنده کندریتس برای تغذیه از باکتری‌های احیا کننده سولفید هیدروژن موجود در آب منفذی استفاده می‌کنند لذا ایکنوجنس اخیر می تواند شاخص مناسبی برای نشان دادن شرایط کم اکسیژن یا

بی‌اکسیژنی حاکم بر محیط باشد(Bromely and Ekdale 1984; Fu 1991; Seilacher 2007). از طرفی نیز ایکنوجنس نامبرده بازگو کننده شرایط انرژی کم در آب‌های عمیق (Podhalanska 2007) بوده و در محیط‌های امروزی صرفاً در رسوبات دریاهای عمیق یافت می‌شود. اگر چه ایکنوفاسیس‌ها به‌طور دقیق قادر به تعیین عمق نمی‌باشند اما در هر حال عده‌ای معتقدند اثررخساره زئوفیکوس با غلبه ایکنوجنس کندریتس اعماق بیشتری را نشان می‌دهد. ریزوکورالیوم‌ها به‌عنوان دومین ایکنوجنس شاخص اثررخساره زئوفیکوس جزو آثار تغذیه‌ای هستند که توسط رسوب خواران به وجود می‌آیند. این ایکنوجنس دارای اسپرئیت است. اسپرئیت‌ها می‌توانند در عکس‌العمل به نرخ رسوب‌گذاری و فرسایش ایجاد شوند. به این ترتیب که در حین رسوب‌گذاری سریع، موجود خود را به سطح می‌کشاند و وقتی نرخ رسوب‌گذاری پایین باشد موجود می‌تواند به راحتی در رسوبات پیش برود. اثر این رفت و آمد به صورت خطوطی در رسوبات حفظ می‌شود که اصطلاحاً اسپرئیت نامیده می شود. ایکنوجنس سوم در اثر رخساره مورد بحث زئوفیکوس است. ایکنوجنس اخیر نیز دارای اسپریت است. گاهی اسپریت‌ها ساده و با عرض کم و گاهی نیز پیچیده، بزرگ و لوب‌دار هستند (شکل۵-۳۴) زئوفیکوس‌های لوب‌دار منظم (شکل ۳) در پایان کرتاسه ظاهر شده و در رسوبات سنوزوییک گسترش می یابند (Miller and d'Alberto 2001; Bromely and Hankeen 2003). ایکنوجنس زئوفیکوس در زمره آثار فسیلی بسترهای نرم محسوب شده و مشخصه آب‌های عمیق است (Uchman 2004). محدودهٔ حضور این اثر فسیلی در زیر حداکثر سطح تأثیر امواج تا آب‌های عمیق و در جایی است که جریانات شدید بستر یا توربیدایت‌ها وجود نداشته باشند (Seilacher 2007; MacEachern et al. 2007). اگرچه برخی اوقات زئوفیکوس را در محیط‌های کم عمق نیز مشاهده کرده‌اند ولی در حالت کلی زئوفیکوس از ایکنو جنس‌های شاخص دریایی می‌باشد (Hakes 1976, 1985; Miller and Knox 1985, Ranger and Pemberton 1988; Miller and Woodrow 1991). ایکنوجنس زئوفیکوس هرگز در نهشته‌های دریاهای کم عمق سنوزوئیک یافت نشده است (Seilacher 2007). در هر حال، اگرچه در اثررخساره زئوفیکوس تنوع پایین است اما فراوانی ایکنوجنس‌های یکسان بسته به شرایط عمقی و تغییرات سطح آب بالا می باشد (e.g. Mac Eachern et al. 1994, 1995).

ریز رخساره‌های رسوبی

یکی از روش‌های دقیق شناسایی محیط رسوبی، مطالعه و بررسی ریزرخساره‌ها در مقاطع نازک میکروسکپی است. در این رابطه نوع زمینه، اجزاء و قطعات کربناته (آلوکم و ارتوکم)، غیر کربناته و نحوهٔ قرارگیری و آرایش (بافت وفابریک) دانه‌ها عوامل اصلی شناسایی ریزرخساره‌ها به شمار می‌آیند. با توجه به آنچه در رابطه با سنگ‌شناسی، نوع سیستم رسوبی حاکم و عمق حوضه رسوبی سازند گورپی می‌دانیم، در اینجا با رخساره‌های کربناته پلاژیک و همی‌پلاژیک متشکل از عناصر زیستی غالباً شناوری مواجهیم که بر اساس ریز رخساره های استاندارد فلوگل (Flugel 2004) قابل نامگذاری و طبقه‌بندی می‌باشند (شکل ۳). از اجزاء اصلی غیر کربناته در این ریز رخساره‌ها نیز عمدتاً می‌توان به اکسیدهای آهن، پیریت، گلاکونیت، فسفات و مواد آلی اشاره نمود که غالباً به‌صورت کانی، ذرات و دانه‌های بی‌شکل، قطعات اسکلتی و یا مواد پرکنندهٔ فضاهای خالی و حجرات روزنبران مشاهده می‌شوند.



شکل ۳- نمایش ستون چینه‌شناسی برش مورد مطالعه در کنار ستون سنگ‌شناسی، زون‌های زیستی روزنبران شناور، درصد فراوانی عناصر پالینولوژیکی، ریز رخساره‌ها و اثر رخساره‌ها. درصد فراوانی عناصر پالینولوژیکی حاصل یک کار آماری دقیق و زمانبر بر روی کلیه اسلایدهای پالینولوژیکی است. اثر رخساره زئوفیکوس متشکل از دو ایکنوجنس کندریتس (E) و زئوفیکوس آتشفشانی (C و D) در محدوده نمونه‌های شماره ۱۵ و ۱۶ در فاصله ۴۰ تا ٤٤ متری از قاعده سازند و عمدتاً ایکنوجنس زئوفیکوس در آخرین لایه‌های بخش امام حسن قابل تشخیص است. ریز رخساره‌های اصلی سازند گورپی در برش اخیر نیز شامل: Pelagic Foraminifera Mudston (H، Pelagic Foraminifera Mudston/Wackestone (I؛ Pelagic Foraminifera Wackeston (G؛ Pelagic Foraminifera Wackeston/Packstone (A، Pelagic Foraminifera Packstone (J و K-L) رخساره غنی از گلوکونیت، فسفات و مواد آلی رسوبی در نمونه‌هایی از مقاطع نازک آهک‌های مارنی.

رخساره‌های پالینولوژیکی

حضور و ترکیب مواد آلی در رسوبات و سنگ‌های رسوبی حاکی از تأثیر متغیرهای محیطی گوناگون در جهت تولید، انتقال و نهشتگی آنها در حوضه رسوبی است (Bless et al. 1981; Parrish and Curtis 1982; Sladen and Batten 1984; Klinkhammer and Lambert 1989). زمان، آب و هوا، تکتونیک، تغییرات سطح آب دریا و جریان‌های رو به بالا در مقیاس جهانی و عواملی نظیر نرخ انباشتگی، تنوع پوشش گیاهی مناطق مجاور، ترکیب شیمیایی آب و رسوبات و فعالیت‌های زیستی در مقیاس محلی به عنوان عوامل موثر بر تولید اولیه، حفظ شدگی مواد آلی و گسترش شرایط بی اکسیژنی مهمترین نقش را در فراوانی مواد آلی رسوبی ایفا می‌کنند (Jewell 1993; Bertrand and Lallier-Verges 1993). در این بین اگرچه تولید اولیه بالا شرط لازم برای فراوانی بیشتر مواد آلی رسوبی است اما وقوع این پدیده در سطح آب و در مناطق تحت تأثیر جریان‌های رو به بالا باعث می‌گردد تا بخش زیادی از آن در همان منطقه مورد نفوذ نور تخریب شده و از بین برود (Cole et al. 1987; Lochte and Turley, 1988; Mann 1988). بنابراین مقدار اکسیژن محلول در آب، عمق محیط و اندازه ذرات رسوبی عوامل اصلی کنترل کننده میزان حفظ شدگی مواد آلی بوده و با آن نسبت عکس دارند (Demaison and Moore, 1980; Arthur and Sageman, 1994).

مواد آلی رسوبی شامل دو گروه اصلی قاره‌ای (نابرجا) و دریایی (برجا) هستند (Gorin and Steffen 1991; Tyson 1995; Jaramillo 1995; Bombardier and Gorin 2000). گروه اول شامل فیتوکلاست‌ها و اسپورومورف و گروه دوم مواد آلی بی شکل، پوسته فیتوپلانکتون‌های دریایی و آستر آلی می‌باشند. بر این اساس یارامیلو در سال ۱۹۹۵ چهار رخساره پالینولوژیکی اصلی را تعریف نمود. رخساره اول که عمدتاً از مواد آلی بی‌شکل تشکیل شده و مبین محیط‌های عمیق دور از ساحل است (شکل ۴ الف–ب) . رخساره دوم که اساساً شامل قطعات و خرده های نسبتاً شکیل بافت‌های چوبی وگرده و هاگ گیاهان خشکی به علاوه درصد ناچیزی از پوسته شکیل و مقاوم موجودات ریز دریایی می‌باشد نشان دهنده محیط شلف داخلی است. رخساره سوم نیز که به طور کلی از مواد آلی با منشأ خشکی تشکیل گردیده نشان‌دهنده محیط‌های حد واسط، دشت‌های ساحلی و داخلی‌ترین قسمت شلف می باشد. اما رخساره چهارم که عمدتاً از پوسته شکیل و مقاوم موجودات ریز دریایی و مقدار کمی هم مواد آلی با منشأ خشکی تشکیل شده بیانگر یک محیط شلف داخلی تا میانی است. اما کاملترین و دقیقترین تقسیم‌بندی مواد آلی رسوبی که امروزه مبنای اصلی تفسیر رخساره‌های پالینولوژیکی قرار می‌گیرد توسط تایسون در همین سال انجام گرفت. وی مواد آلی بی شکل را به سه زیر گروه AOM، رزین و ژل هومیک و مواد آلی شکیل را نیز به دو زیر گروه اصلی پالینومورف‌ها و خرده‌ها و قطعات ناشی از جانوران و گیاهان خشکی و آبی رده‌بندی نمود. وی همچنین برای اولین بار و به منظور ارزیابی ترکیب و کیفیت کروژن در یازده نوع رخساره شیلی از دیاگرام مثلثی جهت تفسیر رخساره‌های پالینولوژیکی استفاده نمود.

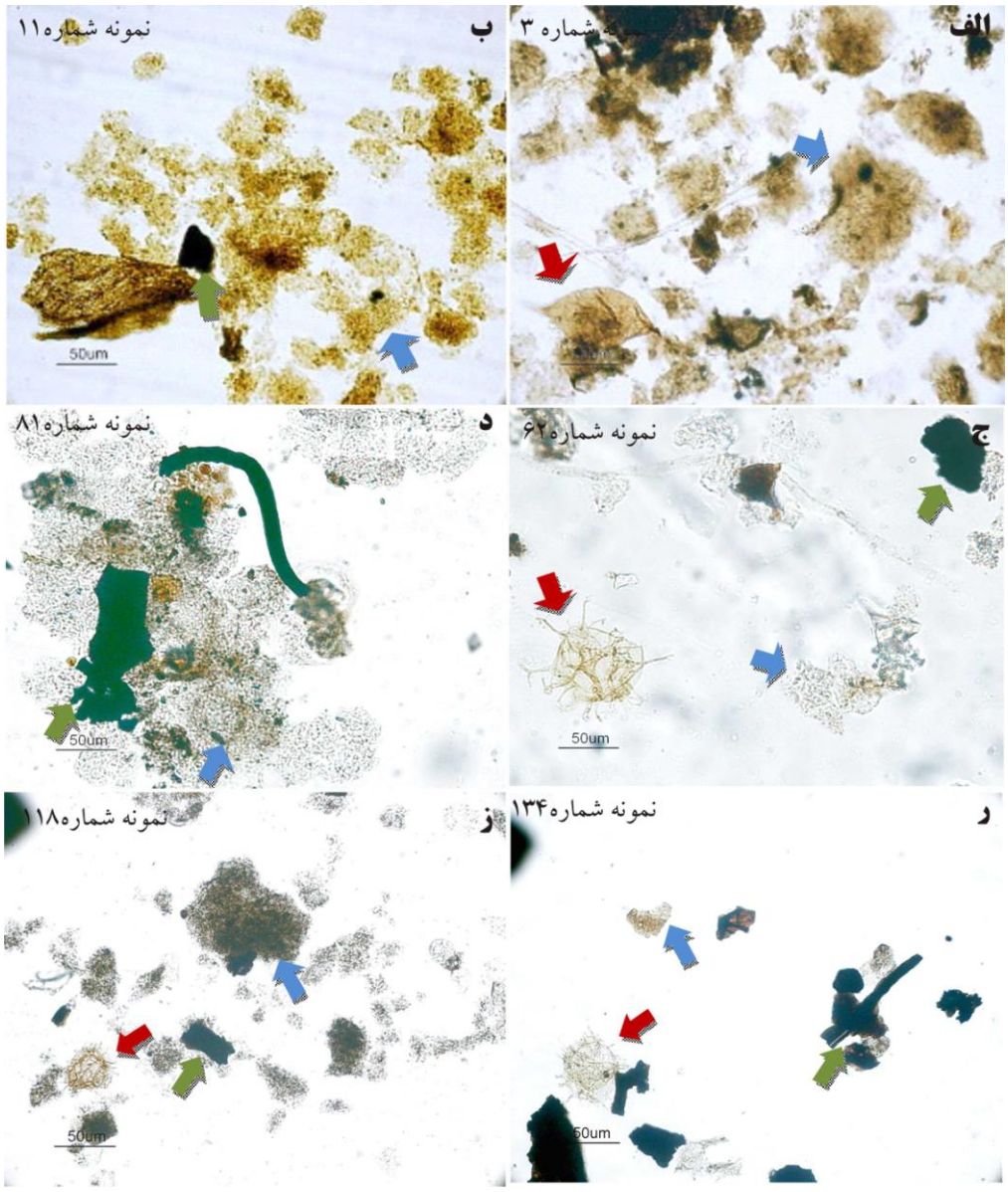
به این ترتیب مطالعه دقیق رخساره‌های پالینولوژیکی شامل تعیین منشأ بیولوژیکی، شواهد اکولوژیکی، شرایط حفظ شدگی و رفتار هیدرودینامیکی اجزاء و قطعات متشکله، تشخیص ترکیباتی با توان هیدروکربورزایی مناسب و هرعامل دیگری (مانند سن زمین شناسی یا درجه بلوغ مواد آلی) که به نوعی قطعات را از یکدیگر متمایز کند، می‌باشد. براین اساس عوامل و فاکتورهای اصلی تعیین کننده نوع رخساره‌های پالینولوژیکی را می‌توان درصد فیتوکلاست‌ها، مواد آلی بی شکل و پالینومورف‌ها دانست. طبیعتاً منشأ بخش اعظم فیتوکلاست‌ها گیاهان خشکی هستند. بنابراین بالا بودن درصد این عناصر می‌تواند گویای شرایط خاصی مانند بالا بودن میزان ورودی مواد به حوضه رسوبی، شرایط

حفظ شدگی مناسب از نظر عمق و میزان اکسیژن محیط و نرخ رسوب‌گذاری مناسب باشد. اگرچه این عناصر پالینولوژیکی در بخش‌های مختلف حوضه رسوبی به مقادیر متفاوت قابل مشاهده می‌باشند، اما غالباً بیشترین مقدار را در دهانه رودخانه ها و قسمت بالای دلتاها منطبق بر زمان‌های افت سطح آب و یا ناحیه عمیق و دور از ساحل دریا در جائی‌که جریان‌های توربیدیتی شدیدی حاکم است نشان می‌دهند (Rupke and Stanley 1974; Habib 1982; Tyson 1984; Summerhayes 1987). در حالت اخیر قطعات ریز چوب پس از طی مسیر طولانی و تحمل تغییرات زیاد به صورت کاملاً مات و غیر شفاف نهشته می شوند. در چنین حالاتی معمولاً مقدار ماده آلی کل رسوب مورد نظر پایین است. از طرفی نیز درصد بالای فیتوکلاست‌ها را می‌توان مبین شرایط اکسیدی بالا یعنی جاییکه به دلیل مقاومت بالای طبیعی لیگنین تنها مواد آلی باقیمانده قطعات چوب هستند جستجو کرد. علاوه براین افزایش درصد فیتوکلاست‌ها می‌تواند ناشی از تعادل هیدرودینامیکی آنها باشد. این عامل باعث می‌گردد تا قطعات چوب به عنوان بزرگترین و چگالترین ذرات فیتوکلاستی در رسوباتی در حد سیلت و ماسه‌های متوسط دانه ته نشست کنند (Hennessee et al. 1986). از طرف دیگرمواد آلی بی شکل که معمولاً به یکی از حالات لخته‌ای، دانه‌ای، اسفنجی، نیمه کلوئیدی، پلیکولار و یا ژله‌ای دیده شوند (Combaz 1980) به دلیل مقاومت زیاد بافت‌های ساختمانی (به ویژه انواع با منشأ خشکی) و فراوانی بالا (مواد آلی بی‌شکل با منشأ باکتریایی و جلبکی)، بخش اصلی مواد آلی رسوبی را تشکیل می‌دهند (Summerhayes 1987; Tyson 1987; Ferguson 1988). گروهی از محققین (Masran and Pocock 1981; Batten 1983; Masran 1984) این مواد را بر اساس رنگ و بافت آنها و در نظر گرفتن نقش سایر عوامل دیرینه‌شناسی و رسوب‌شناسی از یک‌طرف و عوامل حرارت‌زا از سوی دیگر به سه دسته اصلی تقسیم‌بندی کرده و بین این ویژگی‌ها و محیط تشکیل آنها روابطی را تعریف نموده‌اند. گروه اول شامل مواد آلی نیمه بی شکل قهوه‌ای تا زرد رنگی است که دارای بافت دانه‌ای بوده و عمدتاً حاصل تخریب زیستی مواد آلی خشکی می‌باشد. دسته دوم مواد آلی کاملاً بی شکلی هستند که اگر منشأ خشکی داشته باشند به رنگ نارنجی تا قهوه‌ای (شکل ۴-الف-ب) و چنانچه دارای منشأ دریایی باشند به رنگ سبز تا زرد دیده می‌شوند. مواد آلی بی‌شکل با منشأ خشکی غالباً در محیط‌های کم اکسیژن مربوط به رسوبات رودخانه‌ای، دلتایی و یا حتی توربیدایت‌ها نهشته می‌شود (Batten 1983; Tyson 1984, 1987; Duncan and Hamilton 1988; Stemmerik et al. 1990). نهایتاً گروه سوم شامل آندسته از مواد آلی بی شکل خاکستری رنگ هستند که شدیداً تخریب حاصل نموده و حاکی از شرایط کاملاً احیایی می‌باشند (شکل ۴-د). گروه اخیر که غالباً همراه با کانی‌های رسی هستند در رخساره‌های پالینولوژیکی دیده می‌شود (Teichmuller 1982). در هر حال فراوانی مواد آلی بی‌شکل حتی با منشأ خشکی (AOMT) به روشنی حکایت از شرایط کم اکسیژن و احیایی زیر مناطق با توانایی تولید بالا دارد (Davey and Rogers 1975; Tissot and Pelet 1981; Summerhyes 1983). ضمناً حضور پیریت یکی از شاخص‌های کانی‌شناسی شرایط بی‌اکسیژنی در محیط‌های دریایی غنی از مواد آلی بی‌شکل با منشأ جلبکی است (مانند آنچه در دو بخش پایینی و بالایی سازند گورپی دیده می‌شود). این کانی حاصل فعالیت باکتری‌های بی‌هوازی احیا کننده سولفات در نزدیکی سطح رسوبات و به‌ویژه در محیط‌هایی احیایی است که نرخ رسوب‌گذاری در آنها پایین می‌باشد (Berner 1978, 1981, 1984).

گروه سوم از عناصر پالینولوژیکی پالینومورف‌های دریایی هستند. این عناصردر برش مورد مطالعه نه تنها

فراوانی کمتری نسبت به مواد آلی بی شکل و فیتوکلاست‌ها دارند بلکه فراوانی نسبی آنها نیز تحت کنترل این دو گروه است. با این وجود شرایط حفظ شدگی آنها مغایر با مواد آلی بی شکل بوده و در شرایط تقریباً اکسیژن دار دیده می‌شوند. از طرفی نیز در محیط‌هایی‌که شرایط تولید و انتقال فیتوکلاست‌ها در آنها ضعیف باشد فراوانترند. علاوه براین، بر خلاف فیتوکلاست‌ها، تفاسیر انجام شده بر مبنای پالینومورف‌ها بیشتر به نوع عناصر متشکله و فراوانی آنها بستگی دارد تا به اندازه و چگالی این عناصر، زیرا اغلب آنها از لحاظ هیدرودینامیکی در حد دانه‌های ریز تا متوسط سیلت هستند. پالینومورف‌های دریایی دارای انواع متفاوتی هستند که از آن جمله می‌توان به آکریتاکها، کیتینوزوآها، اسکولوکودونت‌ها، داینوفلاژله‌ها، جلبک‌ها، قارچ‌ها، پوسته‌های آلی روزنبران و غیره اشاره نمود. اما متناسب با محدوده زمان زمین‌شناسی و شرایط فیزیک و شیمیایی محیط رسوبی سازند گورپی پوسته‌های آلی روزنبران و به ویژه داینوسیست‌ها اشکال اصلی این گروه از پالینومورف‌ها می‌باشند. فراوانی داینوسیست‌ها حکایت از مناطق با توانایی تولید اولیه بالا (مناطق حاشیه‌ای در مجاورت جریان‌های رو به بالا) و فقیر از نظر میزان فیتوکلاست‌ها دارند.

بنابراین با توجه به اینکه عناصر اصلی متشکله رخساره‌های پالینولوژیکی سه گروه مشخص با فراوانی قابل ملاحظه می‌باشند، مناسب‌ترین روش تجزیه و تحلیل داده‌های حاصل را می‌توان استفاده از دیاگرام‌های مثلثی دانست. زیرا این نوع داده‌ها دارای کلیه شرایط لازم (تنوع و تعدد عناصر متشکله با ویژگی‌های متفاوت) جهت نمایش توسط دیاگرام‌های مثلثی می‌باشند. به این ترتیب، متناسب با نوع و درصد فراوانی عناصر پالینولوژیکی و ویژگی‌های شاخص آنها می‌توان پارامترهای متفاوتی نظیر تغییرات عمق حوضه رسوبی، دوری و نزدیکی به خط ساحلی، پیشروی و پسروی آب دریا، شرایط اکسید و احیایی محیط و کمیت و کیفیت مواد آلی موجود در رسوبات را مورد بررسی قرار داد. از طرفی نیز تعدد پارامترهای قابل مطالعه در رخساره‌های پالینولوژیکی باعث گردیده تا انواع مختلفی از این دیاگرام‌ها در راستای آنالیز رخساره‌های پالینولوژیکی ارائه گردد. اما در این مطالعه با توجه به اهداف تعیین شده، نوع رسوبات و شرایط نهشتگی، میزان و محتوای مواد آلی موجود، عناصر پالینولوژیکی غالب و گسترش زمانی توالی مورد بررسی چنین به نظر می‌رسد که مناسبترین نمودار مثلثی جهت تعبیر و تفسیر محیط رسوبی، شرایط اکولوژی دیرینه و ارزیابی کمی و کیفی کروژن، نمودار مثلثی متشکل از مواد آلی بی شکل، فیتوکلاست‌ها و پالینومورف‌های دریایی باشد. چنانچه در شکل۵ دیده می شود در این نمودار سه عنصر پالینولوژیکی فیتوکلاست، ماده آلی بی شکل و پالینومورف دریایی بترتیب در رئوس بالایی، پایین سمت چپ و پایین سمت راست قرار گرفته و فضای مثلثی شکل محدود به این سه رأس به ده منطقه تقسیم شده است. مبنای این زون‌بندی در واقع رخساره های شیلی متنوعی است که تایسون (Tyson 1989) به منظور ارزیابی کیفیت کروژن در آنها مورد استفاده قرار داده است. به این ترتیب با مطالعه رخساره‌های پالینولوژیکی و تعیین عناصر سه گانه می‌توان محیط رسوبی هر رخساره را شناسایی نمود. بر این اساس و با توجه به اینکه رخساره‌های شاخص سازند گورپی (شکل۴) در منطقه مورد مطالعه عمدتاً از سه نوع رخساره پالینولوژیکی VI، VIII و IX هستند. بنابراین در ادامه تنها رخساره‌های اخیر معرفی و مورد بحث قرار می‌گیرند.



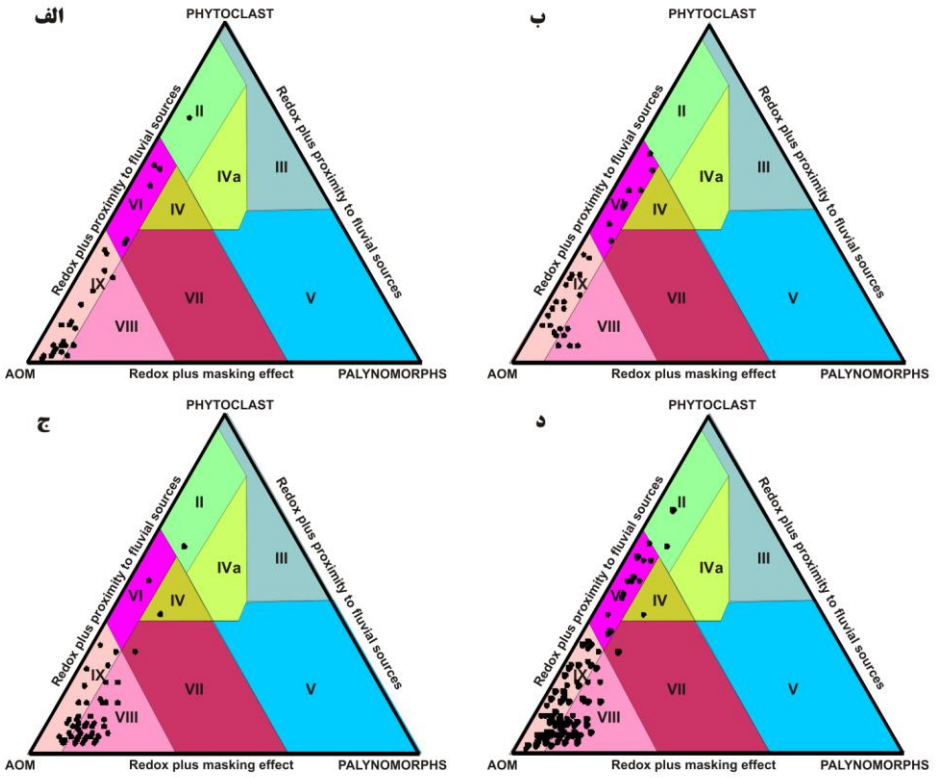
شکل ٤- نمایش فراوانی سه عنصر اصلی (مواد آلی بی‌شکل، فلش آبی- پالینومرف، فلش قرمز- فیتوکلاست، فلش سبز) رخساره‌های پالینولوژیکی مربوط به منطقه IX (الف- ب)، منطقه VI (ج- د) و منطقه VIII (ر- ز) از بخش‌های پایینی، میانی و بالایی سازند گورپی در برش مورد مطالعه.

بحث

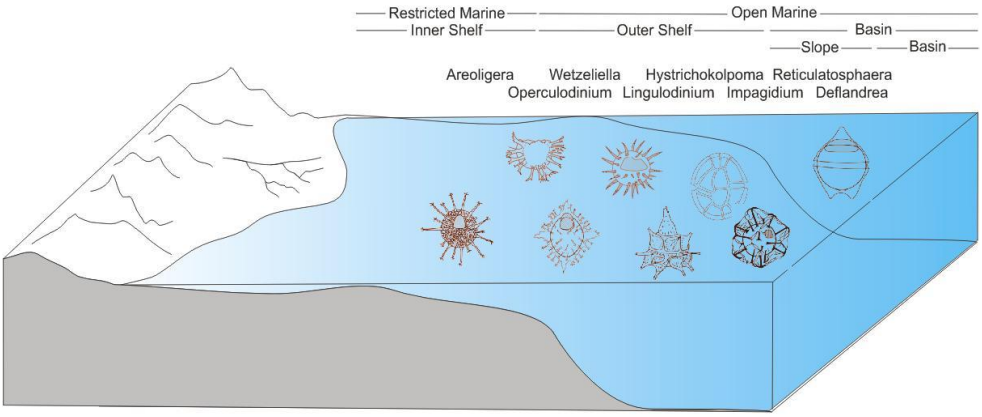
مطالعات صحرایی انجام شده بر روی برش مورد نظر و همچنین بررسی دقیق نمونه‌های گردآوری شده نشان می‌دهد که ترکیب سنگ شناسی کلی توالی مورد بحث عمدتاً شامل رسوبات مارنی و مارن‌های رسی تیره رنگ، آهک‌های مارنی و طبقات آهکی بوده و حاکی از

استیلای یک سیستم رسوبی کربناته طی مدت زمان ته نشست این رسوبات است. بنابراین با آگاهی از سیستم رسوبی حاکم می‌توان روش‌های مناسب جهت شناخت و نامگذاری رخساره‌ها، پالئواکولوژی، عمق سنجی دیرینه و محیط‌های رسوبی را مورد بررسی قرار داد. رخساره‌های سنگی (ذکر شده در بخش توصیف سنگ‌شناسی سازند گورپی) شناسایی شده و پراکندگی آنها در کل سازند حاکی از حضور رخساره‌های پلاژیک و دریایی باز است. شناخت جزئیات بیشتر این رسوبات نیازمند مطالعات کامل صحرایی و تکمیل آن با بررسی‌های دقیق رخساره‌ای است. مطالعه و بررسی اثر رخساره‌ها از جمله مهمترین بخش مطالعات صحرایی است که می‌تواند اطلاعات دقیق‌تری از شرایط رسوب‌گذاری ارائه نماید. در همین رابطه می‌توان مهمترین اثر رخساره شناسایی شده در توالی‌های مورد مطالعه را اثر رخساره زئوفیکوس متشکل از سه ایکنوجنس کندریتس، ریزوکورالیوم و زئوفیکوس دانست (شکل ۳). این اثر رخساره در بخش‌پایینی سازند گورپی با غلبه ایکنوجنس کندریتس و در بخش میانی (بخش آهک‌های مارنی امام حسن) با فراوانی ایکنوجنس زئوفیکوس همراه است. بنابراین، بر اساس آنچه در مبحث اثر رخساه‌ها به تفصیل در مورد تک تک ایکنوجنس‌های این رخساره و شرایط محیطی آنها ذکر گردید، می‌توان حضور آن را مبین شرایط محیطی کم انرژی و آرام، کم اکسیژن یا بی‌اکسیژن و احیایی دانست.

بررسی دقیق مقاطع نازک سازند گورپی در ناحیه مورد مطالعه نشان می‌دهد که رخساره غالب این توالی رسوبی کربنات‌های پلاژیکی هستند که عموماً متشکل از عناصر زیستی شناور بوده و بر اساس ریز رخساره‌های استاندارد فلوگل (Flugel 2004) قابل نامگذاری و طبقه بندی می‌باشند. از اجزاء اصلی غیر کربناته در این ریز رخساره‌ها عمدتاً می‌توان به اکسیدهای آهن، پیریت، گلاکونیت، فسفات و مواد آلی اشاره نمود که غالباً به صورت کانی، ذرات و دانه‌های بی‌شکل، قطعات اسکلتی و یا مواد پرکنندهٔ فضاهای خالی و حجرات روزنبران مشاهده می‌شوند. بنابراین در این رابطه نتایج حاصل از مطالعات میکروسکپی منجر به شناسایی ریز رخساره‌های Pelagic Foraminifera Mudstone، Pelagic Foraminifera Mudstone/Wackestone، Pelagic Foraminifera Wackeston، Pelagic Foraminifera Wackestone/Packstone و Pelagic Foraminifera Packstone گردیده‌است (شکل۳). این ریز رخساره‌ها که اجزاء و قطعات اصلی متشکله آنها در یک زمینه میکریتی غوطه‌ورند معادل با رخساره شماره ۳ از رخساره‌های استاندارد فلوگل (Flugel 2004) بوده و در کمربند رخساره‌ای شماره ۲ قرار می‌گیرند. ریزرخساره‌های اخیر شاخص محیط عمیق حوضه دریای باز بوده و تفاوت بافتی آنها عموماً به دلیل تغییرات سطح آب می‌باشد. تنها در یک مورد می‌توان به طور آشکار استثنا قائل شد و آن اینکه در شرایط بافتی یکسان، رخساره‌ای که عناصر پلاژیک آن اغلب از نوع روزنبران کیل‌دار باشند شرایط عمیق‌تری (بیش از ۱۰۰ متر) را نشان می‌دهند. از طرفی نیز در ریزرخساره‌های نامبرده از مادستون به سمت پکستون به تدریج شرایط احیایی و فقدان اکسیژن ناشی از احیای سولفات در محیط‌های دریایی به سمت محیط‌های با اکسیژن بیشتر تعدیل می‌گردد. بنابراین در این بین می‌توان ریزرخسارهٔ مادستونی را عمیق‌ترین رخساره و ریزرخسارهٔ پکستونی را کم عمیق‌ترین رخساره موجود دانست.



شکل ۵ : دیاگرام مثلثی تایسون (Tyson 1995) و پراکندگی اطلاعات مربوط به درصد فراوانی عناصر پالینولوژیکی سه گانه برای هر یک از نمونه‌ها در برش مورد مطالعه. اطلاعات مربوط به الف) بخش پایینی، ب) بخش میانی، ج) بخش بالایی و د) کل سازند گورپی.



شکل ٦- نمایش سه بعدی محیط ته نشست سازند گورپی با توجه به پراکندگی اشکال شاخص داینوسیست‌های موجود.

پوسته آلی روزنبران به عنوان یکی از عناصر موجود در رخساره‌های پالینولوژیکی حاکی از حضور روزنبران به ویژه اشکال کفزی در محیط بوده و فراوانی نسبتاً کمتر آنها در مقایسه با پالینومورف‌ها را می‌توان سنگینتر بودن و همچنین عدم توانایی همه روزنبران شناور در ایجاد پوسته آلی دانست. در هر حال علیرغم این کمبود، حضور آنها در محیط نشانگر شرایط دریایی نرمال است (Muller 1959; Hoffmeister 1960; Tschudy 1969; Martinez-Hernandes et al. 1980; Courtinant 1989; Oboh 1992). پوسته‌های اخیر همراه با مواد آلی بی شکل در رخساره‌های پالینولوژیکی گویای سیستم رسوبی کربناته دریای باز بوده (Traverse and Ginsburg 1966; Powell et al. 1990) و می‌توانند نشان‌دهندهٔ جریان‌های رو به بالا باشد (Cross et al. 1966; Melia 1984). کاهش فراوانی پوسته‌های اخیر با افزایش عمق آب در بخش‌های مختلف سازند گورپی مؤید این است که این پوسته‌ها غالباً مربوط به اشکال کفزی روزنبران باشند (Melia 1984; Tyson 1995). بنابراین عناصر پالینولوژیکی اخیر که به ندرت از حوضه‌های کم عمق و محیط‌های نزدیک به ساحل گزارش شده‌اند (Lister and Batten 1988)، شاخص قابل اعتمادی برای محیط‌های فلات قاره و شیب قاره بوده و چنین شرایطی را برای سازند گورپی نشان می‌دهند.

اگرچه هر یک از فاکتورهای مذکور به نوعی در شناسایی محیط دیرینه سازند گورپی مؤثرند اما آنچه بیش از همه در این بررسی حائز اهمیت می‌باشد نقش رخساره‌های پالینولوژیکی و تعبیر و تفسیرهای حاصل از آنها در تعیین شرایط رسوب‌گذاری و محیط ته‌نشست این سازند است. برای این منظور نیز همان‌طوری که قبلاً ذکر گردید اساس تفسیر رخساره‌های پالینولوژیکی استفاده از دیاگرام مثلثی تایسون (شکل ۵) می‌باشد. این دیاگرام بر اساس درصد فراوانی عناصر پالینولوژیکی سه گانه (مواد آلی بی شکل، فیتوکلاست‌ها و پالینومورف‌های دریایی) استوار بوده و فضای محدود بین آنها به ده منطقه تقسیم شده است. از طرفی باتوجه به اینکه مبنای این زون‌بندی رخساره‌های شیلی مشخص از نقاط مختلف دنیا است لذا طی مطالعات انجام شده بر روی رخساره‌های پالینولوژیکی و بر اساس درصد فراوانی این عناصر سه گانه می‌توان با نمایش نتایج حاصل بر روی این دیاگرام مناطق تحت پوشش را به خوبی مشخص نمود. حاصل این بررسی شناسایی سه منطقه اصلی تحت پوشش رخساره‌های پالینولوژیکی سازند اخیر است که عبارتند از منطقه VI، منطقه VIII و منطقه IX (شکل ۵).

منطقه VI از دیاگرام مثلثی تایسون با بیش از ۳۵ درصد مواد آلی بی شکل، کمتر از ۱۰ درصد پالینومورف و حدود ۴۰ تا ۶۵ درصد فیتوکلست مشخص می‌گردد. حفظ شدگی مواد آلی بی‌شکل در این رخساره به دلیل شرایط احیایی حاکم بسیار خوب بوده، فراوانی فیتوکلاست‌ها به سبب آشفته بودن محیط و نزدیکی به منشأ، بالا و میکروپلانکتون‌های موجود در آن کم و بیش از نوع داینوسیست هستند. این رخساره پالینولوژیکی که عموماً در مادستون‌های تیره رنگ با بهم خوردگی زیستی بالا در ناحیه کم اکسیژن تا بی اکسیژن منطقه پروکسیمال شلف دیده می‌شود در بخش میانی و پایینی سازند گورپی با ویژگی‌های مشابه رخساره غالب را تشکیل می‌دهد (شکل ۵-الف-ب). با این وجود اگرچه کروژن غالب در این رخساره از نوع II بوده و دارای قدرت تولید نفت می‌باشد اما در برش مورد مطالعه سازند گورپی تنها در بخش پایینی تا حدودی این ویژگی به چشم می‌خورد. از طرفی دیگر منطقه VIII از دیاگرام مثلثی تایسون با بیش از ۶۵ درصد مواد آلی بی شکل، کمتر از ۳۰ درصد فیتوکلست و بین ۱۰ تا ۳۵ درصد پالینومورف مشخص می گردد. این رخساره با غلبه مواد آلی بی شکل همراه

بوده و پالینومورف‌های موجود عموماً از نوع داینوسیست هستند. رخساره اخیر عموماً در شیل‌ها و مارن‌های شیلی تیره رنگ شلف‌های کم اکسیژن ناحیه پروکسیمال شلف بیرونی دیده می‌شود. کروژن غالب این رخساره از نوع III و تاحدودی نوع II می‌باشد. رخساره پالینولوژیکی اخیر نیز با شرایط مشابه عمدتاً در بخش بالایی سازند گورپی دیده می‌شود (شکل ۵-ج).

محدوده رخساره پالینولوژیکی نوع IX نیز در دیاگرام مثلثی تایسون با کمتر از ۱۰ درصد پالینومورف، ۳۵ درصد فیتوکلست و بیشتر از ۶۵ درصد مواد آلی بی شکل مشخص می‌گردد (شکل ۵). حفظ شدگی مواد آلی بی‌شکل در این رخساره خوب بوده، فراوانی اسپورها پایین و میکروپلانکتون ها در آن غالباً از نوع داینوسیست هستند. این رخساره پالینولوژیکی عموماً در مارن‌های تیره رنگ با به هم خوردگی زیستی نسبتاً بالای ناحیه کم اکسیژن تا بی‌اکسیژن منطقه دیستال شلف دیده شده و سرشار از مواد آلی بی‌شکل است. میزان بالای پوسته‌های آلی روزنبران (حدود ۱۰٪) از یک‌طرف و درصد پایین (حدود ۱٪) پالینومورف‌های جابجا شده از طرف دیگر می‌تواند تأییدی بر توان تولید نسبتاً بالای این رخساره باشد. کروژن غالب در این رخساره از نوع II بوده و بنابراین دارای قدرت تولید نفت می باشد. رخساره پالینولوژیکی اخیر تقریباً در هر سه بخش اصلی سازند گورپی به یک نسبت دیده شده و این خود حاکی از شرایط تقریباً یکسان کم اکسیژن تا بی اکسیژن منطقه دیستال شلف برای این سازند است.

چنانچه قبلاً نیز اشاره گردید داینوسیست‌ها مهمترین گروه پالینومورف های دریایی را در سازند گورپی تشکیل می‌دهند. از طرفی تنها تعداد معدودی از داینوفلاژله‌های اقیانوسی نواحی استوایی به ویژه مناطق با جریان‌های رو به بالای فصلی قادر به تولید سیست‌هایی با دیواره آلی و قابلیت فسیل شدن هستند که فراوانی آنها به سمت مناطق دور از ساحل افزایش می یابد. بنابراین، بیشترین تنوع داینوسیست‌ها (۴۰ تا ۷۰ گونه) را می‌توان مربوط به آب‌های گرم (Wall et al. 1977) اواخر مزوزوئیک و اوایل ترشیاری در رخساره‌های دریایی ریزدانه بخش بالای شیب قاره (مشابه شرایط ته‌نشست سازند گورپی، شکل ۶) در زمان‌های بالا آمدن سطح آب دانست (Bujak and Williams 1979; Goodman 1987). البته نقش شکل ظاهری داینوسیست‌ها را در استفاده از آنها به عنوان شاخص‌های محیطی نیز نبایستی نادیده گرفت. به‌طوری‌که باید داینوسیست‌های با پوسته ضخیم را شاخص محیط‌های ناپایدار و نزدیک به ساحل و داینوسیست‌های با پوسته نازک و زائده های بلندتر را نشانه رخساره های دور از ساحل دانست (Vozzhennikova 1965; Riley 1974). به این ترتیب افزایش داینوسیست‌های کوریت در سازند گورپی را می‌توان نشانه غلبه رخساره های دور از ساحل و کم انرژی دانست.

نتایج

مطالعات صحرایی، اثر رخساره‌ها و ریز رخساره‌های رسوبی سازند گورپی حاکی از استیلای یک سیستم رسوبی کربناته در زمان نهشته شدن این سازند در منطقه مورد مطالعه است. اطلاعات رخساره‌ای مذکور گویای یک محیط عمیق حوضه دریای باز مربوط به بخش میانی تا بیرونی شیب قاره می‌باشند.

آنالیز رخساره‌های پالینولوژیکی سازند گورپی در این مقطع و نمایش آن بر روی نمودار مثلثی تایسون حاکی از غلبه سه منطقه رخساره‌ای VI، VIII و IX بوده و نشان‌دهنده رخساره‌های دریایی بخش بالای شیب قاره (منطقه پرکسیمال تا دیستال شلف) با شرایط نسبتاً آرام

و کم اکسیژن تا بی‌اکسیژن و احیایی با حضور جریان‌های رو به بالاست.

تنوع و فراوانی داینوسیست‌ها بعنوان مهمترین گروه پالینومورف‌های دریایی شاخص رخساره‌های دور از ساحل با شرایط آب و هوای گرم استوایی تا نیمه استوایی در زمان ته نشست سازند گورپی می‌باشد.

منابع

مطیعی، ه.، ۱۳۷۲، زمین شناسی ایران، چینه شناسی زاگرس: سازمان زمین شناسی کشور، ۵۳۶ ص.

Arthur, M.A. and B.B. Sageman, 1994, Marine black shales: depositional mechanisms and environments of ancient deposits: Annual Review of Earth and Planetary Sciences, **v.** 22, P. 499–551.

Batten, D.J., 1983, Identification of amorphous sedimentary organic matter by transmitted light, in Petroleum Geolochemistry and Exploration of the Europe (Ed. J. Brooks): Geological Society of London Sppecial Publication, **v.** 12, p. 275-87.

Beiranvand, B. and E., Ghasemi-Nejat, 2013, High resolution planktonic foraminiferal biostratigraphy of the Gurpi Formation with respect to the K/Pg boundary in the Izeh Zone, SW Iran: Accepted by Revista Brasileira de Paleontologia, volume 16, number 1, under printing.

Berner, R.A., 1978, Sulfate reduction and the rate of deposition of marine sediments: Earth and Planetary Science Letters, **v.**37, p. 492-8.

Berner, R.A., 1981, A new geochemical classification of sedimentary environments: Journal of Sedimentary Petrology, **v.** 51, p. 359-65.

Berner, R.A., 1984, Sedimentary pyrite formation: an update: Geochimica et Cosmoch-imica Acta, **v.** 48, p. 605-616.

Bertrand, P. and E. Lallier-Vergès, 1993, Past sedimentary organic matter accumulation and degradation controlled by productivity: Nature, **v.** 364, p. 786-788.

Bless, M.J.M., P. Boonen, J. Bouckaert, C. Brauckmann, R. Conil, M. Dusar, P.J. Felder, H. Gokdag, F. Kockel, M.Laloux, H.R. Langguth, C.G. van der Meer Mohr, J.P.M.Th. Meessen, F. ophet Veld, E. Paproth, H. Pietzner, J. Plum, E poty, A. Scherp, R. Schulz, M. Streel, J. Thorez, P. van Rooijen, M. Vanguestaine, J.L. Vieslet, D.J. Wiersma, C.F. Winkler-Prins and M. Wolf, 1981, Preliminary report on Lower Tertiary-UpperCretaceous and Dinantian-Famennian rocks in the boreholes Heugem-1/1a and Kastanjelaan-2 (Maastricht, the Netherlands)-Meded. Rijks Geol. Dienst, **v.** 35, p. 333-415.

Blondel, J., P.C. Dias, M. Maistre, and M. Perret, 1993, Habitat heterogeneity and life-history variation of Mediterranean Blue Tits (Parus caeruleus): Auk, **v.** 110, p. 511-520.

Bombardiere, L., G.E. Gorin, 2000, Stratigraphical and distribution of sedimentary organic matter in Upper Jurassic carbonates of SE France: Sedimentary Geology, **v.** 132, p. 177-203.

Bromley, R. G. and A. A. Ekdale, 1984, Chondrites: a trace fossil indicator of anoxia in Sediments: Science, **v.** 224, p. 872-874.

Bromley, R. G. and N. M. Hanken, 2003, Structure and function of large, lobed Zoophycos, Pliocene of Rhodes, Greece: Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, **v.** 192, p. 79-100.

Brusca, C. and G. J. Brusca, 2002, Invertebrates, Sinauer associates, Sunderland, MA, USA, 880 p.

Buatois, L.A. and M.G. Ma´ngano, 2000,

Cross, A.T., G.C. Thompson, and J.B. Zaitzeff, 1966, Source and distribution of palynomorphs in bottom sediments, southern part of Gulf of California: Marine Geology, **v.** 4, p. 467-524.

Davey, R.J. and J. Rogers, 1975, Palynomorph distribution in recent offshore sediments along two traverses off South West Africa: Marine Geology, **v.** 18, p. 213-225.

Demaison, G. and G.T. Moore, 1980, Anoxic environments and oil source bed genesis: American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 64, 1179-205 (slightly mod-ified version of 1980 paper of same title published in Organic Geochemistry, **v.** 2, p. 9-31.

Dow, W.G., 1977, Kerogene studies and geological interpretations: Journal of Geochem-ical Exploration, **v.** 7, p. 79-99.

Downie, C., M.A. Hussain, and G.L. Williams, 1971, Dinoflagellate cysts and acritarch associations in the Paleogene of Southeast England: Geosci. Man, **v.** 3, p. 29-36.

Duncan, A.D. and R.F.M. Hamilton, 1988, Paleolimnology and organic geochemistry of the Middle Devonian in the Orcadian basin. In Lacustrine Petroleum Source Rocks, (Ed. A. J. Fleets, K. Kelts and M.R. Talbot): Geol.Soc. Spec. Pub., **v.** 40, p. 173-201.

Eshet, Y., Y. Druckman, H.L. Cousminer, D. Habib, and W.S. Drugg, 1988, Reworked palynomorphs and their use in the determination of sedimentary cycles: Geology, **v.** 16, p. 662-665.

Eshet. Y., S. Moshkovitz, D. Habib, C. Benjamin, and M. Mogaritz, 1992, Calcareous nannofossil and dinoflagellate stratigraphy across the Cretaceous/Tertiary boundary at Hor Hahar, Israel: Mar. Micropaleontology, **v.** 18, p. 199-228.

Ferguson, J., 1988, Oil generation and migration within marine carbonate sequences- a Icnologı´a: aplicaciones de la icnologı´a en prospeccio´n de hidrocarburos y caracterizacio´n de reservorios. en la geologı´a sedimentaria y la industria petrolera: Boletin de Informaciones Petroleras, **v.** 62, p. 64-85.

Bujak, J.P. and G.L. Williams, 1979, Dinoflagellate diversity through time: Marine Micropaleontology, v. 4, p. 1-12.

Carvalho, M.A., J.G.M. Filho, and T. R. Menezes, 2006, Palynofacies and sequence stratigraphy of the Aptian–Albian of the Sergipe Basin, Brazil: Sedimentary Geology, **v.** 192, p. 57-74

Cole, D.R., M.L. Mottl, and H. Ohmoto, 1987, Isotopic exchange in mineral-fluid systems. II. Oxygen and hydrogen isotopic investigation of the experimental basalt-seawater system: Geochimica et Cosmochimica Acta, **v.** 51, p. 1523-1538.

Combaz, A., 1964, Les palynofacies: Revue de Micropaleontologie, **v.** 7, p. 250-18.

Combaz, A., 1980, Les kerogenes vus au microscope, in kerogen: Insoluble Organic Matter From Sedimantary Rocks (Ed. B. Durand), Editions Technip, Paris, p. 55-111.

Cornford, C., J. Rullkötter, and D. Welte, 1980, A synthesis of organic petrographic and geochemical results from DSDP sites in the eastern central North Atlantic. In Douglas, A.G., and Maxwell, J.R. (Eds.), Advances in Organic Geochemistry 1979: Oxford (Pergamon Press), **v.** 12, p. 445-453.

Courtinant, B., 1989, Les organoclastes des formations lithologiques du Malm dans le Jura Meridional. Systematique, biostratigraphie et elements d'interpretion paleoecologie: Documents de Laboratoire Geologique Lyon, **v.** 105, 361p.

Palaeoclimatology, Palaeoecology, **v.** 74, p. 23-47.

Habib, D., S. Moshkovitz, and C. Kramer, 1992, Dinoflagellate and calcareous nannofossil response to sea level change in Cretaceous-Tertiary boundary sections: Geology, **v.** 20, p. 165-168.

Hakes, W. G., 1976, Trace fossils and depositional environment of four clastic units, Upper Pennsylvanian megacyclothems, northeast Kansas: The University of Kansas Paleontological Contributions, **v.** 63, p. 1- 46.

Hakes, W. G., 1985, Trace fossils from brackishmarine shales, Upper Pennsylvanian of Kansas, U. S. A. In: Curran, H. E. (Ed.), Biogenic Structures—Their Use in Interpreting Depositional Environments. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication, **v.** 35, p. 21- 35.

Hennessee, E.L., P.J. Blakeslee, and J.M. Hill, 1986, The distributions of organic carbon and sulfur in surficial sediments of the Maryland portion of Chesapeake Bay: Journal of Sedimentary Petrology, **v.** 56, p. 674-83.

Hoffmeister, W.S., 1960, Palynology has important role in oil exploration. World Oil, **v.** 140, p. 101-104.

Jacobson, S.R., 1991, Petroleum source rocks and organic facies, in Source and Migration Processes and Evaluation Techniqes (Ed. R.K. Merrill), Treatise of Petroleum Geology, Handbook of Petroleum Geology: American Association of Petroleum Geologists, Tulsa, p. 3-11.

Jaramillo, C., 1995, Dinoflagellate Cyst Biostratigraphy and Palynofacies of the Late Eocene–Early Oligocene in Southern Mississippi and Alabama, U.S. Gulf Coast. MS. Thesis, Univ. of Missouri–Rolla, Rolla, MO, 97 p.

review: Journal of Petroleum Geology, **v.** 11, p. 389-402.

Flugel, E., 2004, Microfacies of Carbonate Rocks. Analysis, Interpretation and Application: Springer, 976 p.

Frey, R.W., S.G. Pemberton, and T.D.A. Saunders, 1990, Ichnofacies and bathymetry: a passive relationship: Journal of Paleontology, **v.** 64, p. 155–158.

Fu, S., 1991, Funktion, Verhalten und Einteilung fucoider und lophocteniider Lebenspuren, Courier Forschungsinstitut Senckenberg. Senckenbergische Naturforschende Gesells-chaft Frankfurt a. M., 179 p.

Goodman, D.K., 1979, Dinoflagellate communities from the Lower Eocene Nanjemoy Formation of Maryland, USA. Palynology, **v.** 3, p. 169-90.

Goodman, D.K., 1987, Dinoflagellate cysts in ancient and modern sediments. In: Taylor, F.J.R. (Ed.), The Biology of Dinoflagellates: Botanical Monographs, **v.** 21, p. 649-722.

Gorin, G. and D. Steffen, 1991, Organic facies as a tool for recording eustatic variations in marine fine-grained carbonates – example of the Berriasian stratotype at Berrias (Ardeche, SE France): Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, **v.** 85, p. 303-20.

Gregory W. and G.F. Hart, 1992, Towards a predictive model for the palynologic response to sea-level changes: Palynos. Society of Sedimentary Geology: **v.** 7, p. 3-33.

Habib, D., 1982, Sedimentary supply origin of North Atlantic Cretaceous black shales, in Nature and Origin of Cretaceous Carbon-Rich Facies (Eds S.O. Schlamger and M.B. Cita): Academic Press, London, 113 p.

Habib, D. and J. A. Miller, 1989, Dinoflagellate species and organic facies evidence of marine transgression and regression in the Atlantic coastal plain: Palaeogeography,

Jewell, P. W., 1993,Water-column stability, residence times, and anoxia in the Cretaceous North American seaway: Geology, **v.** 21, p. 579-582.

Jones, R.W., 1987, Organic facies, in Advances in Petroleum Geochemistry 2 (Eds J. Brooks and D. Welte) Academic Press, London, 90 p.

Klinkhammer, G. P., and C. E. Lambert, 1989, Preservation of organic matter during salinity excursions: Nature, **v.** 339, p. 271–274.

Koop, W.J. and R. Stoneley, 1982, Subsidence History of Middle East Zagros Basin, Permian to Recent phil. Trans. R. Soc London, A-306, p. 149-157

Lister, J.K. and D.J. Batten, 1988, Stratigraphy and palaeo-environmental distribution of Early Cretaceous dinoflagellate cysts in the Hurlands Farm Borehole, West Sussex, England: Palaeontographica, **v.** 210, p. 9-89.

Lochte, K., and T.M. Turley, 1988, Bacteria and cyanobacteria associated with phytodetritus in the deep sea: Nature, **v.** 333, p. 67-69.

MacEachern, J. A., 1990, Theophilus Stewart and the Plight of the Micmac: The Island Magazine, **v.** 28, p. 3-11.

MacEachern, J. A. and S. G. Pemberton, 1994, Ichnological character of incised valley fill systems from the Viking Formation of the Western Canada Sedimentary Basin, Alberta, Canada. In: Dalrymple, R., Boyd, R., and Zaitlin, B. (Eds.), IncisedValley Systems: Origin and Sedimentary Sequences: Society of Economic Palaeontologists and Mineralogists, Special Publication, 51, p. 129-157.

MacEachern, J. A., S. G. Pemberton, and B. A. Zaitlin, 1995, A late lowstand to early transgressive coarsegrained tongue from the Viking Formation of the Joffre Field, Alberta: embayment complex or shoreface wedge? In: Swift, D. J. P., Snedden, J. W., and Plint, A. G. (Eds.), Tongues, Ridges and Wedges: Highstand Versus Lowstand Architecture in Marine Basins: Society of Economic Palaeontologists and Mineralogists Research Conference, Powder River and Bighorn Basins, Wyoming, June, p. 24-29.

MacEachern, J. A., C.R. Stelck, and S.G. Pemberton, 1999, Marine and marginal marine mudstone deposition: Paleoenvironmental interpretations based on the integration of ichnology, palynology and foraminiferal paleoecology, in Bergman, K.M., and Snedden, J.W., (Eds.), Isolated Shallow Marine Sand Bodies: Sequence Stratigraphic and Sedimentologic Interpretation: SEPM, Special Publication 64, p. 205–225.

MacEachern, J. A., S. G. Pemberton, K.G. Murray, and K.L. Ban, 2007, The Ichnofacies Paradigm: A Fifty-Year Retrospective. in: Miller, W. (Ed), Trace Fossils. Concepts, Problems, Prospects. Elsevier, Amsterdam.

Mann, S.D., 1988, Subaqueous evaporates of the Buckner Member, Haynesville Formation, northeastern Mobile County, Alabama: Gulf Coast: Association of Geological Societies Transactions, **v.** 38, p. 187-196.

Martin, M. A., and J. E. Pollard, 1996, The role of trace fossil (ichnofabric) analysis in the development of depositional models for the Upper Jurassic Fulmar Formation of the Kittiwake Field (Quadrant 21 UKCS). In: Hurst, A. (Ed.), Geology of the Humber GroupCentral Graben and Moray Firth, UKCS: Geological Society, Special Publication, 114, p. 163-183.

Martinez-Hernandez, E., L. Almeida-Lenero, M. Reyes-Salas, and Y. Betancourt-Aguilar, 1980, Estudio palinologico para la

Stratigraphy and Depositional Environments of the Hamilton Group, New York State, Part II. New York State Museum Bulletin, vol. 469: 153-168.Molina, E., Arenillas, I., Arz A., 1996. The Cretaceous/Tertiary boundary mass extinction in planktonic foraminifera at Agost, Spain: Revue de Micropale Âontologie, **v.** 22, p. 225-243.

Moshkovitz, S. and D. Habib, 1993, Calcareous nannofossil and dinoflagellate stratigraphy of the Cretaceous-Tertiary boundary, Alabama and Georgia: Micropaleontology, **v.** 39, p. 167-191.

Muller, J., 1959, Palynology of recent Orinoco delta and shelf sediments: Micropaleontology, v. 1, p. 1-32.

Oboh, F.E., 1992, Middle Miocene palaeoenvironments of the Niger Delta: Palaeo geography, Palaeoclimatology, Plalaeoecology, **v.** 92, p. 55-84.

Olivero, D. and C., Gaillard, 1996. Palaeoecology of Jurassic Zoophycos from southeastern France. Ichnos, 4,249–260.

Parrish, J.T. and R.L. Curtish, 1982, Atmospheric circulation, upwelling, and organic-rich rocks in the Mesozoic and Cenozoic eras. Paleogeography, Palaeoclimatology Paleoecology, **v.** 40, p. 31-66.

Partridge, A.D., 1976, The geological expression of Eustacy in the Early Tertiary of the Gippsland Basin. APEA J1, **v.** 16, p. 73–79

Peters, K.E., B.G. Rohrback, and LR. Kaplan, 1981, Geochemistry of artificially-heated humic and sapropelic sediments—I. Proto-kerogen. Am. Assoc. Pet. Geol. Bull, **v.** 65, p. 688-705.

Podhalańska, T., 2007, Ichnofossils from the Ordovician mudrocks of the Pomeranian part of the Teisseyre-Tornquist Zone (NW Poland): Palaeogeography, palaeo-climatology, Palaeoecology, **v.** 245, p. 295-305.

Powell, A. J., J. D. Dodge, and J. Lewis, 1990, determinacion de ambiente en la Cuena Fuentes-Rio Escondido (Cretacico Superior), Region de Piedras Negras, Coahulia: Revista Instituta de Geologia, Universidad Nacional Autonoma de Mexico, **v.** 4, p. 167-85.

Masran, T.C., 1984, Sedimentary organic matter of Jurassic and Cretaceous samples from North Atlantic Deep-Sea drilling sites: Bulletin of Canadian Petroleum Geology, **v.** 32, p. 52-73.

Masran, T.C. and S.A.J. Pocock, 1981, The classification of plant-drived particulate organic matter in sedimentary rocks, in Organic Maturation Studies and Fossil Fuel Exploration (Ed. J. Brooks): Academic Press, London, 76-145 p.

Melia, M.B., 1984, The distribution and relationship between palynomorphs in aerosols and deep-sea sediments off the coast of northwest Africa: Marine Geology, **v.** 58, p. 345-71.

Miller, W. and L. d'Alberto, 2001, Palaeoethologic implications of Zoophycos from Late Cretaceous and Palaeocene limestones of the Venetian Prealps, northeastern Italy: Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, **v.** 166, p. 237-247.

Miller, M. F., and L. W. Knox, 1985, Biogenic structures and depositional environments of a Lower Pennsylvanian coalbearing sequence, northern Cumberland Plateau, Tennessee, U. S. A. In: Curran, H. E. (Ed.), Biogenic Structures—Their Use in Interpreting Depositional Environments: Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication, **v.** 35, p. 67-97.

Miller, M. F. and D. L. Woodrow, 1991, Shoreline deposits of the Catskill Deltaic Complex, Schoharie Valley, New York. In: Landing, E., Brett, C. E. (Eds.), Dynamic

Recherches Exploration-Production Elf-Aquitaine, **v.** 17, p. 235-247.

Stemmerik, L., F.G. Christiansen, and S. Piasecki, 1990, Carboniferous lacustrine shale in East Greenland-additional source rock in northern North Atlantic?, in Lacustrine Basin Exploration: case Studies and Modern Analogs (ed. B.J. Katz): American Association of Petrleum Geologists Memoir, **v.** 50, p. 277-86.

Summerhayes, C. P., 1983, Sedimentation of organic matter in upwelling regime. In Suess, E., and Thiede, J. (Eds.), Coastal Upwelling:Its Sedimentary Record (Part B): New York (Plenum), p. 29-72.

Summerhayes, C.P., 1987, Organic-rich Cretaceous sediments from the North Atlantic, in Marine Petroleum Source Rocks (Eds J. Brooks and A.J. Fleet): Geological Society of London Special Publication, **v.** 26, p. 301-16.

Taylor, A.M. and R.L. Gawthorpe, 1993, Application of sequence stratigraphy and trace fossil analysis to reservoir description: examples from the Jurassic of the North Sea. In: Parker, J.R. (Ed.): Petroleum geology of Northwest Europe: proceedings of the 4th conference, London: Geological Society, p. 317–335.

Teichmuller, M., 1982, Origin of the petrographic constituents of coal, in Stach's Textbook of Coal Petrography (Eds E. Stach, M.T. Mackowsky, M. Teichmuller, G.H. Taylor, D. Chandra, R. Teichmuller, D.G. Murchison and F. Zierke): Gebruder Borntraeger, Berlin, p. 219-94.

Tissot, B. and R. Pelet, 1981, Sources and fate of organic matter in ancient sediments: Oceanologica Acta, Special Issue, Actes 26th Congres International de Geologie, Colloque Geologie des Oceans, Paris 1980, p. 97-103.

Late Neogene to Pleistocene Palynological facies of the Peruvian continental margin upwelling, Leg 112: Proceedings of the Ocean Drilling Project, Scientific Results, **v.** 112, p. 297-321.

Ranger, M.J. and S.G. Pemberton, 1988, Marine influence in the McMurray Formation in the Primrose area, Alberta.In: James, D.P., Leckie, D.A.(Eds.), Sequences, Stratigraphy, Sedimentology: Surface and Subsurface: Canadian Society of Petroleum Geologists Memoir, **v.** 15, p. 439- 450.

Riley L.A., 1974, Miospore from Upper Jurassic of Cabo. Esphichel. Portugal, Symposium as stratigraphical palynology: Birbal Sahni Inst. Palaeobot. Sp. Pub., **v.** 3, p. 33-40.

Rogers, M.A., 1980, Application of organic facies concepts to hydrocarbon source rock evaluation, in Proceedings of the 10th World Petroleum Congress: Bucharest 1979, Heyden, London, **v.** 2, p. 23-30.

Rupke, N.A., and D.J. Stanley 1974, Distinctive Properties of Turbiditic and Hemipelagic Mud Layers in the Algero-Balearic Basin, Western Mediterranean Sea Smithsonian Contributions to the Earth Sciences, **v.** 13, 40 p.

Seilacher, A., 2007, Trace Fossil Analysis: Springer, 238 p.

Sepehr, M. and J. W. Cosgrove, 2004, Structural framework of the Zagros Fold–Thrust Belt, Iran: Marine and Petroleum Geology, **v.** 21, p. 829-843.

Sladen, C.P. and D.J. Batten, 1984, Source-area environments of late Jurassic and Earl Cretaceous sediments in southest England: Proceedings of the Geological Association, **v.** 95, p. 149-163.

Steffen, D., and G.E. Gorin, 1993, Palynofacies of the Upper Tithonian–Berriasian deep-sea carbonates in the Vocontian Trough (SE France): – Bulletin des Centres de

Palaeoenvironmental and Stratigraphic Analysis: Geological Society of London, Special Publication, **v.** 228, p. 125-139.

Uchman, A. and H. Demircan, 1999, A Zoophycos group trace fossil from Miocene flysch deposits of the Istria peninsula: Croatia and Slovinia. Ichnos, **v.** 5, p. 1–22.

Vozzhennikova, T.T., 1965, Introduction to the study of peridinian alge: Boston spa., U.K.National library for Science and Technology, 231p.

Wall, D., B. Dale, G.P. Lohmann, and W.K. Smith, 1977, The environmental and climatic distribution in modern marine sediments from regions in the North and South Atlantic oceans and adjacent seas: Mar. Micropaleontology, **v.** 2, p. 121–200.

Ziegler, M.A., 2001, Late Permian to Holocene Paleofacies Evolution of the Arabian Plate and its Hydrocarbon: GeoArabia, **v.** 6, p. 445-505.

Traverse, A., 2007, Paleopalynology, Springer, 813 p.

Traverse, A. and R.N. Ginsburg, 1966, Palynology of the surface sediments of Great Bahama Bank, as related to water movement and sedimentation. Marine Geology, **v.** 4, p. 417-59.

Tschudy, R.H., 1969, Relationship of palynomorphs to sedimentation, in Aspects of palynology (Eds R.H. Tschudy and R.A. Scott), Wiley, New York, p. 79-96.

Tyson, R.V., 1984, Palynofacies investigation of Callovian (Middle Jurassic) sediments from DSDP Site 534, Blake-Bahama Basin, western Central Atlantic: Marine and Petroleum Geology, **v.** 1, p. 3-13.

Tyson, R.V., 1987, The genesis and palynofacies characteristics of marine petroleum source rocks, in Marine Petroleum Source Rock (Eds . Brooks and A.J. Fleet): Geological Society Special Publication, **v.** 26, p. 47-67.

Tyson, R.V., 1989, Late Jurassic palynofacies trends, Piper and Kimmeridge Clay Formations, UK onshore and offshore, in Northwest European Micropaleontology and Palynology (Eds D.J. Batter and M.C. Keen): British Micropalaeontological Society Series, Ellis Horwood, Chichester, p. 135-72.

Tyson, R.V.,1993, Palynofacies analysis. In: Applied Micropaleontology, Jenkins, D.G. (Ed.): Kluwer Academic Publishers. The Netherlands, Amsterdam, p. 153–191.

Tyson, R.V., 1995, Sedimentary Organic Matter: Organic Facies and Palynofacies: Chapman and Hall, London. 615 p.

Tyson, R. V., T. H. Pearson, 1991, Modern and Ancient Continental Shelf Anoxia: Geological Society of Special Publication, **v.** 58, p. 1–24

Uchman, A., 2004, Phanerozoic history of deepsea trace fossils.In: McIlroy, D. (Ed.), The Application of Ichnology to