پالینواستراتیگرافی و پالینوفاسیس سازند سنگانه در برش دهانه غلامان در کپه‌داغ مرکزی

شیوا نوری[1*]، ابراهیم قاسمی‌نژاد[2] و محمودرضا مجیدی‌فرد[3]

[1]دانشجوی کارشناسی ارشد، پژوهشکده علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران، ایران

[2]استاد، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه تهران، تهران، ایران

[3]استادیار، پژوهشکده علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران، ایران

تاریخ دریافت: ۲۶/ ۰۵/ ۱۳۹۵ تاریخ پذیرش: ۱۱/ ۰۸/ ۱۳۹۵

چکیده

سازند سنگانه یکی از واحدهای سنگی کرتاسه پیشین در حوضه رسوبی کپه‌داغ است که در برش دهانه‌غلامان در شمال شهرستان بجنورد با ستبرای ۹۰۰ متر به‌طور همشیب روی سازند سرچشمه و زیر سازند آیتامیر قرار گرفته است. سنگ‌شناسی سازند نیز در برش یاد شده بیشتر شامل مارن، شیل و سنگ‌آهک است. بر پایه مطالعات پالینولوژیکی صورت گرفته، در پایان ۲۱ جنس و ۳۱ گونه از دینوفلاژله‌های متعلق به آپتین پسین و آلبین شناسایی شد که سازند سنگانه را در این برش به زون *Odontochitina operculata* وابسته می‌سازند. همچنین با مطالعه و شمارش عناصر پالینولوژیکی مختلف در مجموع دو پالینوفاسیس (II و IV) تشخیص داده شد. پالینوفاسیس II که بخش قابل توجهی از نمونه‌های سازند را دربرمی گیرد؛ بیانگر حوضه‌ای حاشیه‌ای باشرایط احیایی تا نیمه‌احیایی است و پالینوفاسیس IV نیز نمایانگر محیط دریایی باز و کم‌ژرفاست.

کلیدواژه‌ها: کپه‌داغ، سازند سنگانه، پالینولوژی، دینوفلاژله، پالینوفاسیس.

***نویسنده مسئول:** شیوا نوری

E-mail: Shiva_noori@yahoo.com

۱- پیش‌نوشتار

پهنه زمین‌شناسی کپه‌داغ یکی از ایالت‌های رسوبی- ساختاری ایران است که در شمال خاور کشور قرار دارد. نبود فعالیت‌های زمین‌ساختی سبب شده است تا بیشتر واحدهای سنگی کپه‌داغ (از دوره لیاس تا اوایل الیگوسن) در دریایی کم‌ژرفا نهشته شوند تا آنجا که گاه ستبرای آنها به ۶۰۰۰ متر نیز می‌رسد (افشارحرب، ۱۳۷۳). چنین ستبرای زیادی از سنگ‌های رسوبی دریایی به همراه نبود تکاپوهای آذرین، کپه‌داغ را پس از زاگرس مناسب‌ترین حوضه برای تشکیل و تجمع هیدروکربن ساخته است (آقانباتی، ۱۳۸۳).

سازند سنگانه با ستبرای ۷۴۰ متر در برش الگو (در ۴ کیلومتری شمال باختر روستای سنگانه و ۷۰ کیلومتری شمال خاور مشهد) یکی از سازندهای این پهنه زمین‌شناسی است که همواره به عنوان یک سنگ منشأ مورد بحث قرار می‌گیرد. از دید سنگ‌شناختی، این سازند به‌طور کلی از شیل‌های خاکستری تیره تا سیاه تشکیل شده است و در برخی نقاط لایه‌های نازک و جزیی ماسه‌سنگ نیز در قاعده سازند دیده می‌شود.

در این مطالعه پالینولوژی، پالینواستراتیگرافی و پالینوفاسیس سازند سنگانه در برش دهانه‌غلامان که در شمال شهرستان بجنورد (شکل ۱) جای دارد، بررسی می‌شود.

۲- موقعیت جغرافیایی

برش دهانه‌غلامان در محدوده طول جغرافیایی ´۱۲ °۵۷ خاوری و عرض جغرافیایی ´۰۶ °۳۸ شمالی، در شمال شهرستان بجنورد در ناحیه کپه‌داغ (پهلوی جنوبی تاقدیس غلامان) جای دارد (شکل ۱). از دیدگاه چینه‌شناسی سازند سنگانه در این برش با ستبرای ۹۰۰ متر به‌طور همشیب روی سازند سرچشمه و زیر سازند آیتامیر قرار گرفته است. سنگ‌شناسی سازند نیز بیشتر مارن، شیل و سنگ‌آهک است.

۳- بحث و روش پژوهش

همان‌گونه که گفته شد؛ امروزه سازند سنگانه به عنوان سنگ منشأ، اهمیتی بیش از پیش یافته است و در همین راستا نیز مطالعات فراوانی به منظور تعیین سن دقیق سازند صورت گرفته است. از جمله Immel et al. (1997) و Raisossadat (2004) بر پایه آمونیت‌ها سن آپتین میانی تا بالایی را برای آن پیشنهاد کرده‌اند. خسروی (۱۳۸۶) با بررسی پالینومورف‌های دریایی در برش قلعه‌نو سن این سازند را آپتین معرفی کرده است. علامه و همکاران (۱۳۸۷) پالینولوژی و محیط رسوبی سازند سنگانه را در برش قره‌سو بر پایه دینوفلاژله‌ها مطالعه و سن آپتین- آلبین را برای این سازند تعیین کردند. ترجانی صالحانی (۱۳۹۳) پالینواستراتیگرافی سازند سنگانه در چاه توس را مطالعه و بر این اساس سن آپتین پسین را برای این سازند پیشنهاد کرده است.

در این پژوهش به منظور مطالعات پالینولوژیکی، از مجموع ۵۰ نمونه برداشت شده از سازند بر پایه روش استاندارد Traverse (2007) ۵۰ اسلاید پالینولوژیکی تهیه و با استفاده از میکروسکوپ با نور عبوری به دقت مطالعه شد.

۴- پالینولوژی و پالینواستراتیگرافی

دینوسیست‌ها گروه چیره پالینومورفی سازند دریایی سنگانه هستند. این گروه از پالینومورف‌ها گرچه در ابتدای دوره کرتاسه، گوناگونی چندانی نداشتند (Stower et al., 1996)؛ ولی در اشکوب والانژینین گوناگونی و فراوانی جنس *Oligosphaeridium* به تدریج افزایش می‌یابد و اولین حضور گونه‌هایی از جنس‌های *Pseudoceratium*، *Phoberocysta* و *Muderongia* دیده می‌شود. مرز بارمین- آپتین را نیز می‌توان با یک تغییر مشخص در اجتماعات دینوفلاژله‌ها تعیین کرد که همراه با حذف گونه‌های خاصی از آنهاست (Costa and Davey, 1992). حضور چیره گونه‌های *Oligospaheridium complex*، *Spiniferites ramosus* همراه با گونه‌های شاخصی چون *Kiokansium polypes* و *Pseudoceratium polymorphum* نشان‌دهنده اجتماعی خاص از دینوسیست‌ها متعلق به اشکوب آپتین است. در ادامه اشکوب آپتین و همچنین در اشکوب آلبین گونه‌های جدیدی از جنس‌های *Florentinia*، *Hystrichosphaeridium* و *Kleithrasphaeridium* حضور دارند. این گوناگونی بالای دینوفلاژله‌ها در طول اشکوب‌های آپتین- آلبین را به عنوان بازتابی از پیشروی محیط‌های دریایی در نظر می‌گیرند (Stower et al., 1996).

در مطالعه حاضر، پس از مطالعه دقیق اسلایدهای تهیه شده مجموعه پالینومورفی زیر شناسایی شد که شامل ۲۱ جنس و ۳۱ گونه از دینوفلاژله‌هاست:

Achomosphaera sp., *Achomosphaera neptuni*, *Achomosphaera ramulifera*, *Cerbia tabulata*, *Circulodinium* sp., *Circulodinium distinctum*, *Cleistosphaeridium polytrichum*, *Coronifera oceanica*, *Cribroperdinium* sp.,

Cribroperidinium edwardsii, *Cribroperdinium orthoceras*, *Cribroperidinum globatom*, *Dinopterygium tuberculatum*, *Florentinia* sp., *Florentina cooksoniae*, *Florentina objuncta*, *Homotryblium* sp., *Hystrichodinium* sp., *Hystrichodinium pulchrum*, *Hystrichosphaerina* sp., *Hystrichosphaerina schindewolfii*, *Kiokansium* sp., *Kiokansium polypes*, *Kleithriasphaeridium* sp., *Kleithriasphaeridium eonoides*, *Kleithriasphaeridium fasciatum*, *Muderongia* sp., *Muderongia pariata*, *Odontochitina operculata*, *Oligosphaeridium* sp., *Oligosphaeridium complex*, *Oligosphaeridium pulcherrimum*, *Oligosphaeridium albertense*, *Paleoperidinium* sp., *Paleoperidinium cretaceum*, *Pterospermella* sp., *Pseudoceratium anaphrissum*, *Pseudoceratium polymorphum*, *Pseudoceratium pelliferum*, *Pseudoceratium securigerum*, *Pseudoceratium* sp., *Spiniferites* sp., *Spiniferites ramosus*, *Spiniferites dentatus*, *Subtilisphaera* sp., *Subtilisphaera perlucida*.

بر پایه ریخت‌شناسی می‌توان گروه‌های زیر را در دایونوسیست‌های شناسایی شده تعیین کرد (شکل ۳):

– گروه دایونوسیست‌های پروکسیمیت:

Cribroperidinium edwardsii; *Cribroperidinium orthoceras*; *Paleoperidinium cretaceum.*

– گروه دایونوسیست‌های کوریت:

Coronifera oceanica; *Kleithriasphaeridium fasciatum*; *Kleithriasphaeridium eoinodes*; *Florentina abjuncta*; *Florentinia cooksoniae*; *Florentinia mantellii*; *Hystrichodinium pulchrum*; *Hystrichodinium ramoides*; *Hystrichosphaerina schindewolfii*; *Kiokansium polypes*; *Oligosphaeridium complex*; *Oligosphaeridium albertense*; *Oligosphaeridium tatum*; *Surculosphaeridium* sp.

– گروه دایونوسیست‌های کویت:

Muderongia pariata; *Muderongia siciliana*; *Muderongia simplex*; *Odontochitina operculata*; *Pseudoceratium anaphrissum*; *Pseudoceratium polymorphum*; *Pseudoceratium securigerum*; *Subtilisphaera perlucida.*

– گروه دایونوسیست‌های پروکسیموکوریت:

Achomosphaera neptunii, *Achomosphaera ramulifera*, *Circulodinium distinctum*, *Spiniferites ramosus*

با توجه به اجتماع پالینولوژیکی شناسایی شده و بر پایه حضور دایونوسیست‌هایی همچون *Achomosphaera ramulifera*, *Cerbia tabulata*, *Coronifera oceanica*, *Hystrichosphaerina schindewolfii*, *Kleithriasphaeridium eonoides*, *Muderongia pariata*, *Oligosphaeridium albertense*, *Pseudoceratium anaphrissum*, *Pseudoceratium polymorphum*, *Pseudoceratium pelliferum*, سن سازند سنگانه در برش دهانه‌غلامان، آپتین پسین– آلبین پیشنهاد می‌شود.

Haq et al. (1987) و Costa and Davey (1992) ظهور گونه *Odontochitina operculata* را در مرز هوتروین– بارمین تعیین کرده‌اند و Harding (1990a and b) ظهور این گونه را به بارمین بالایی نسبت می‌دهد. Helby (1987) بیوزون *Odontochitina operculata* را به عنوان بخشی از سوپرزون Muderongia در نظر می‌گیرد که در قاعده با ظهور جنس *Odontochitina operculata* مشخص می‌شود و پایان آن منطبق بر ظهور *Pseudoceratium turneri* است. Morgan (1980) سن زیست‌زون یاد شده را آپتین تعیین کرده است. Helby et al. (2004)، Helby and McMinn (1992) و Ooisting et al. (2006) با مطالعه زون *Odontochitina operculata* دربخش‌های مختلفی از رسوبات استرالیا سن آپتین را برای آن پیشنهاد کرده‌اند.

با توجه به حضور گونه‌های شاخصی مانند *Odontochitina operculata*, *Spiniferites ramosus*, *Kiokansium polypes*, *Paleoperidinium cretaceum*, *Achomosphaera neptuni*, *Coronifera oceanica*، در طول ستون چینه‌شناسی پیشنهاد می‌شود که همه چینه‌های مربوط به سازند سنگانه در برش مورد مطالعه، متعلق به زیست‌زون *Odontochitina operculata* Oppel Zone باشند. برخی از این گونه‌های پالینومورفی در در پلیت ۱ نمایش داده شده‌اند.

۵– پالینوفاسیس

به جز تعیین سن و زیست‌چینه‌نگاری، بازسازی محیط دیرینه از دیگر کاربردهای مطالعات پالینولوژیکی است که در اصطلاح به آن پالینوفاسیس گفته می‌شود و نخستین بار توسط Combaz (1964) مطرح شد. امروزه واژه پالینوفاسیس را می‌توان در مورد همه تجمعات مواد آلی مقاوم در برابر اسید به کار برد (Tyson, 1989) و باید توجه داشت که ویژگی‌های هر پالینوفاسیس به شدت تحت تأثیر منشأ و سطح تجزیه زیستی قرار دارد؛ زیرا میزان کمیت و کیفیت تجمعات مواد آلی در رسوبات به‌طور مستقیم به تولید اولیه، روندهای زیستی، تجزیه و شرایط رسوب‌گذاری بستگی دارد (Demaison and Moore, 1980). از دیگر عامل‌های مؤثر بر تجمعات مواد آلی موجود در اسلایدهای پالینولوژیکی می‌توان به فاصله با خشکی، میزان رسوب وارد شده، نرخ رسوب‌گذاری، حضور گیاهان در نواحی نزدیک ساحل، ترکیب شیمیایی آب، ژرفای آب و تغییرات نسبی سطح آب دریا، اقلیم، فرونشست حوضه و زمین‌ساخت منطقه، اندازه ذرات و میزان اکسیژن موجود اشاره کرد. از آنجا که مواد آلی مانند رسوبات در محیط حمل وته‌نشست می‌شوند؛ نتایج حاصل از پالینوفاسیس را باید با نتایج حاصل از مطالعات رسوب‌شناسی تلفیق کرد (Del Papa et al., 2002).

برای آسان کردن و سرعت بخشیدن به روند انجام کار پالینوفاسیس باید ابتدا عناصر پالینولوژیکی را دسته‌بندی کرد. در همه تقسیم‌بندی‌هایی که برای این عناصر پیشنهاد شده است؛ سه گروه اصلی خرده‌های آلی یعنی پالینومورف‌های دریایی، فیتوکلاست‌ها (پالینوماسرال‌ها) و موادآلی بی‌شکل مورد توجه قرار گرفته‌اند (Tyson, 1989).

– پالینومورف‌های دریایی: در اینجا منظور از پالینومورف، دینوفلاژله‌ها، آکریتارک‌ها، آسترهای داخلی پوسته روزن‌بران و اسکولوکودونت‌هاست که معمولاً فراوانی بالایی در محیط‌های دریایی دارند. پالینومورف‌ها در بازسازی شرایط دیرینه محیطی ابزار مهمی به شمار می‌روند (Tyson, 1995)؛ برای نمونه برخی از پژوهشگران با استفاده از چگونگی فراوانی نسبی دینوفلاژله‌ها در مقایسه با اسپور و پولن‌ها، روزن‌بران پلانکتونیک و نانوفسیل‌ها میزان دوری یا نزدیکی محیط رسوب‌گذاری را از ساحل مشخص می‌کنند. گفتنی است که فراوانی نسبی پالینومورف‌ها با میزان فراوانی نسبی فیتوکلاست‌ها و مواد آلی بی‌شکل رابطه وارون دارد.

– فیتوکلاست‌ها: ذرات آلی دارای ساختمان مشخص با منشأ خشکی که پس از حمل‌ونقل وارد حوضه رسوب‌گذاری می‌شوند و شامل اسپور و پولن‌های مربوط به گیاهان، خرده‌های چوب، خرده‌های برگ، ریشه و کوتیکول هستند. این گروه از دید شفافیت به دو گروه فیتوکلاست‌های قهوه‌ایی و انواع تیره (اپک) و از دید ابعاد نیز به دو گروه هم‌بعد و تیغه‌ای تقسیم می‌شوند. پالینوماسرال‌های قهوه‌ایی نشانگر یک محیط نزدیک به ساحل هستند؛ در حالی که پالینوماسرال‌های تیره یک محیط نیمه‌احیایی و نیمه‌آرام را نشان می‌دهند که معمولاً در بخش‌های دور از ساحل رایج و فراوان هستند.

– مواد آلی بی‌شکل (Amorphous Organic Matter= AOM): این دسته شامل مواد آلی بدون ساختمان یا بی‌شکل یا آمورفوژن است که در محیط‌های احیایی دور از ساحل افزایش می‌یابند (Demaison and Moore, 1980). به‌طور کلی مواد بی‌شکل خود به دو دسته شفاف و تیره (Eshet and Hoek, 1996) تقسیم می‌شوند.

AOM شفاف بر اثر عملکرد باکتری‌های بی‌هوازی و کمی پایین‌تر از سطح

رسوب در یک محیط بدون اکسیژن به وجود می‌آیند. در چنین محیطی در اثر شرایط احیایی، باکتری‌های بی‌هوازی مواد آلی را به نیترات و سولفات تجزیه می‌کنند. اگر نرخ رسوب‌گذاری بالا باشد؛ این دسته از میکروب‌ها زمان کافی برای تخریب کامل مواد آلی نخواهند داشت (Zonneveld et al., 1997; Oboh-Ikuenobe and de Villiers, 2003; Tyson,1993). درصد بالای این نوع AOM نشان‌دهنده حفظ‌شدگی خوب تحت شرایط احیایی است.

AOM تیره نتیجه فعالیت باکتری‌های هوازی هستند. باکتری‌های هوازی با استفاده از اکسیژن محلول در آب پالینومورف‌ها را تجزیه می‌کنند و اگر شدت تجزیه بالا باشد؛ مواد آلی یاد شده، همه اکسیژن و هیدروژن خود را از دست می‌دهند و در نتیجه تنها کربن باقی می‌ماند. به همین دلیل رنگ تیره چیره می‌گردد که بیانگر شرایط اکسیدان است. AOM تیره حفظ‌شدگی بالایی ندارند و بیشتر تجزیه شده‌اند. اگر در اسلایدهای پالینولوژیکی مورد مطالعه نسبت مقدار AOM شفاف به تیره بیش از یک باشد نشانگر شرایط احیایی است (Waveren and Visscher, 1994; Bombardier and Gorin, 2000). در سنگ‌های منشأ AOM بخش چیره مواد آلی را تشکیل می‌دهد (Ercegova and Kostic, 2006).

Tyson (1993) با استفاده از یک نمودار مثلثی‌شکل که سه رأس آن را، سه جزو اصلی عناصر پالینولوژیکی یعنی فیتوکلاست، AOM و پالینومورف تشکیل می‌دهد، ۹ پالینوفاسیس مختلف را معرفی کرده است که هر پالینوفاسیس دامنه معینی از اجزای تشکیل‌دهنده دارد (شکل ۴).

به منظور انجام مطالعه پالینوفاسیس و دست‌یابی به شرایط محیط رسوب‌گذاری دیرینه، در مورد هر نمونه آماده‌سازی شده، هر یک از عناصر پالینومورف‌های دریایی، فیتوکلاست و مواد آلی بی‌شکل در ۵ میدان دید با بزرگنمایی ۱۰ شمارش شد و سپس درصد هر کدام از این سه گروه اصلی در محیط Excel به دست آمد (جدول ۱). سپس با استفاده از نرم‌افزار Triplot و انتقال آن به نمودار Tyson (1993) در مجموع دو رخساره پالینولوژیکی تشخیص داده شد که طبق نمودار Tyson (1993) مربوط به ناحیه‌های II و IV هستند.

در شکل ۵ نیز چگونگی توزیع این سه گروه پالینولوژیکی در مقایسه با یکدیگر در طول ستون چینه‌شناسی نمایش داده شده است.

۵– ۱. پالینوفاسیس II

در این رخساره فیتوکلاست‌ها فراوانی بالایی در حدود ۶۰ تا ۹۵ درصد دارند. مواد آلی بی‌شکل فراوانی در حدود ۳ تا ۳۳ درصد و پالینومورف‌های دریایی فراوانی بسیار کمتری (۱ تا ۱۰ درصد) نسبت به دو عنصر پیشین دارند (Tyson, 1993). با توجه به نمودار Tyson (1993) از میزان فراوانی عناصر یاد شده می‌توان نتیجه گرفت که این پالینوفاسیس در یک حوضه حاشیه‌ای نیمه‌احیایی تا احیایی نهشته شده است و بر پایه مطالعه حاضر بخش قابل توجهی از نمونه‌های سازند سنگانه در برش دهانه‌غلامان را دربر می‌گیرد (شکل ۶). در صورت توان هیدروکربن‌زایی رسوبات این پالینوفاسیس به دلیل بالا بودن میزان فراوانی فیتوکلاست و نبود میکروپلانکتون‌ها مستعد تولید گاز است.

۵– ۲. پالینوفاسیس IV

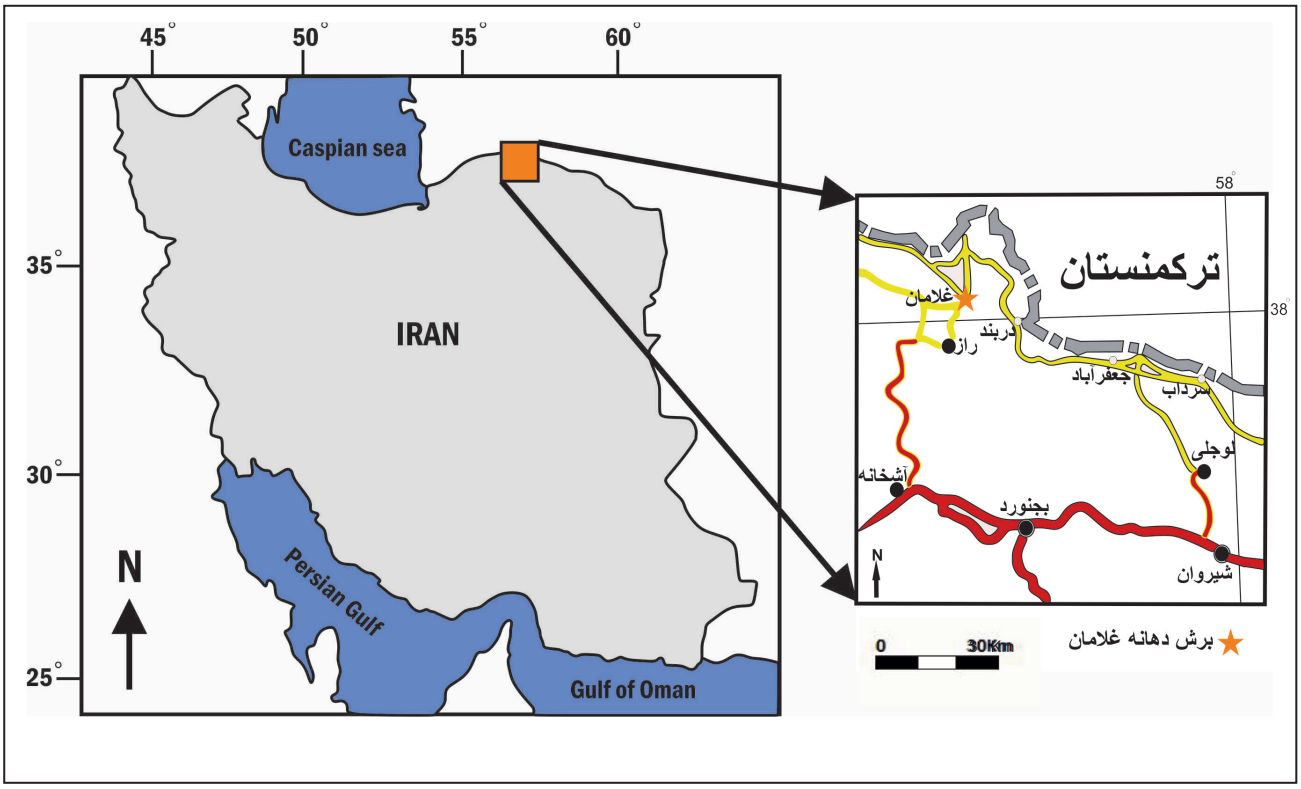
در این پالینوفاسیس گوناگونی و فراوانی پالینومورف‌های دریایی نسبت به رخساره پیشین بیشتر و در حدود ۱۰ تا ۲۲ درصد است که نشانه شرایط مناسب‌تری برای فراوانی و گوناگونی داینوفلاژله‌ها و همچنین افزایش میزان حفظ‌شدگی سیست‌های آنها در محیط است. فراوانی فیتوکلاست‌ها در این رخساره نسبت به رخساره پیشین با توجه به افزایش فاصله از منشأ کمی کاهش یافته و چیزی در حدود ۴۵ تا ۶۸ درصد است. همچنین فراوانی عناصر آلی بی‌شکل حدود ۲۰ تا ۳۵ درصد است (شکل ۷). این پالینوفاسیس در یک محیط دریایی باز و کم‌ژرفا ته‌نشست شده و نشان‌دهنده یک زون انتقالی به بخش‌های ژرف‌تر حوضه است. همچنین گفتنی است این پالینوفاسیس را می‌توان بر پایه درصد فیتوکلاست‌ها به دو بخش IVa و IVb تقسیم کرد؛ به این صورت که اگر درصد فیتوکلاست‌ها بیشتر از ۶۵ درصد باشد، در بخش IVa و چنانچه درصد فیتوکلاست‌ها کمتر از ۶۵ درصد باشد در بخش IVb قرار می‌گیرند.

به‌طور کلی بر پایه تغییرات محیطی از دید ژرفا می‌توان سازند سنگانه را به سه بخش تقسیم کرد؛ بخش ابتدایی از قاعده سازند آغاز می‌شود و با ستبرایی در حدود ۲۰۱ متر ادامه می‌یابد. شرایط محیطی در این بخش به‌طور چیره حاشیه حوضه است. بخش دوم شامل ۴۲۹ متر رسوب بوده که یک زون انتقالی میان نواحی کم‌ژرفا (شلف) به نواحی ژرف حوضه است. اگر چه نوسان‌های شدیدی در بخش‌های قاعده‌ای این بخش دیده می‌شود؛ از انتهای این بخش که در ژرفای ۶۶۴ متری قرار می‌گیرد تا رأس سازند در ژرفای ۸۸۶ متر با ستبرایی در حدود ۲۲۲ متر، دوباره شرایط کم‌ژرفای حاشیه حوضه حاکم می‌شود (شکل ۵).

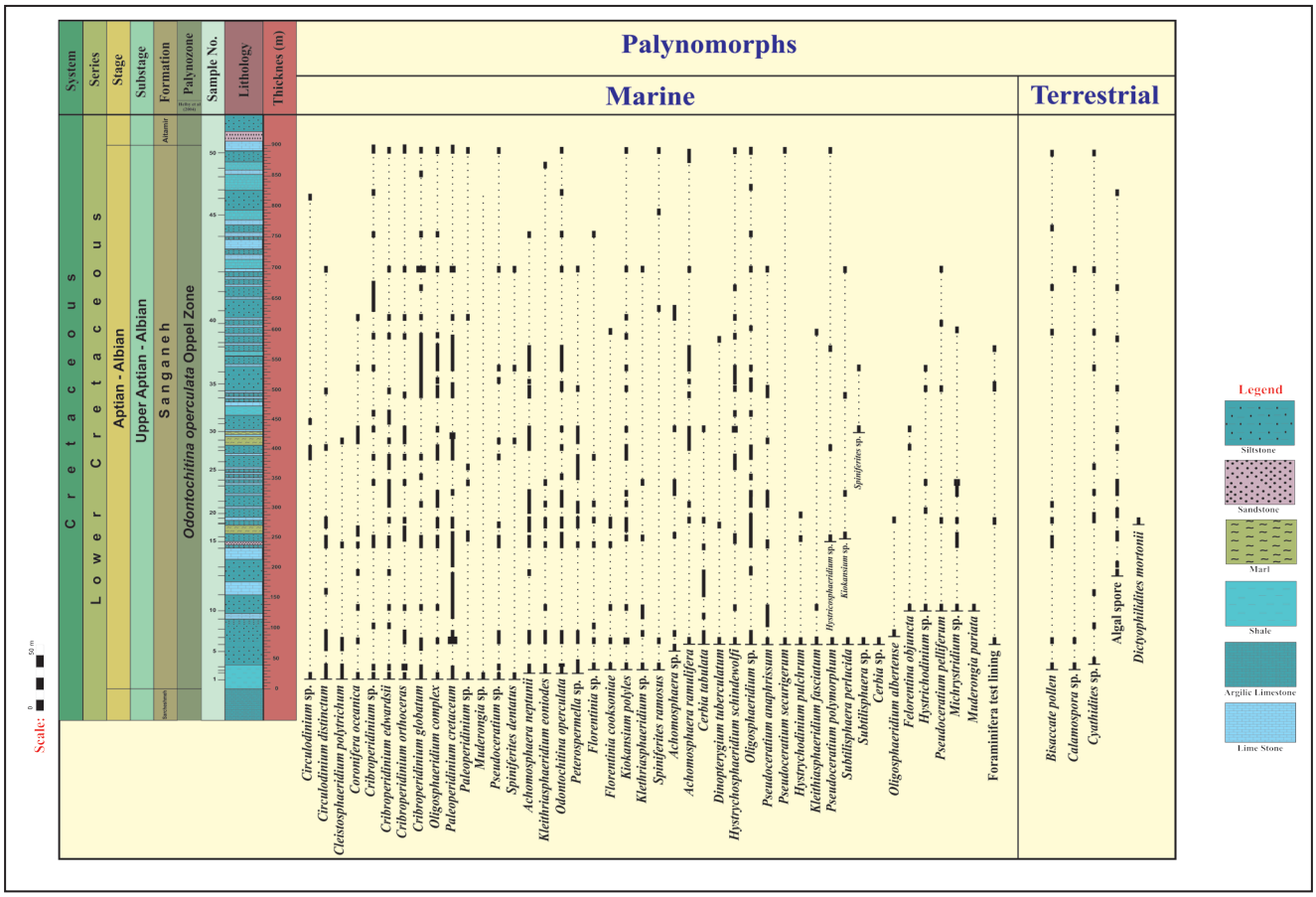
۶– نتیجه‌گیری

در این مطالعه با بررسی دقیق اسلایدهای پالینولوژیکی تهیه شده از ۵۰ نمونه، ۲۱ جنس و ۳۱ گونه از پالینومورف‌های دریایی شناسایی شد. بر پایه وجود گونه‌های شاخص همچون *Achomosphaera ramulifera*, *Cerbia tabulata*, *Coronifera oceanica*, *Hystrichosphaerina schindewolfii*, *Kleithriasphaeridium eonoides*, *Muderongia pariata*, *Oligosphaeridium albertense*, *Pseudoceratium anaphrissum*, *Pseudoceratium polymorphum*, *Pseudoceratium pelliferum*. سن آپتین پسین– آلبین برای این سازند پیشنهاد شد. همچنین حضور و گسترش زمانی پالینومورف‌های دریایی یافت شده در چینه‌های یاد شده مانند *Odontochitina operculata, Paleoperidinium cretaceum, Oligospaheridium complex, Spiniferites ramosus, Kiokansium polypes, Pseudoceratium polymorphum* تعلق آنها به زون *Odontochitina operculata* را مشخص می‌کند.

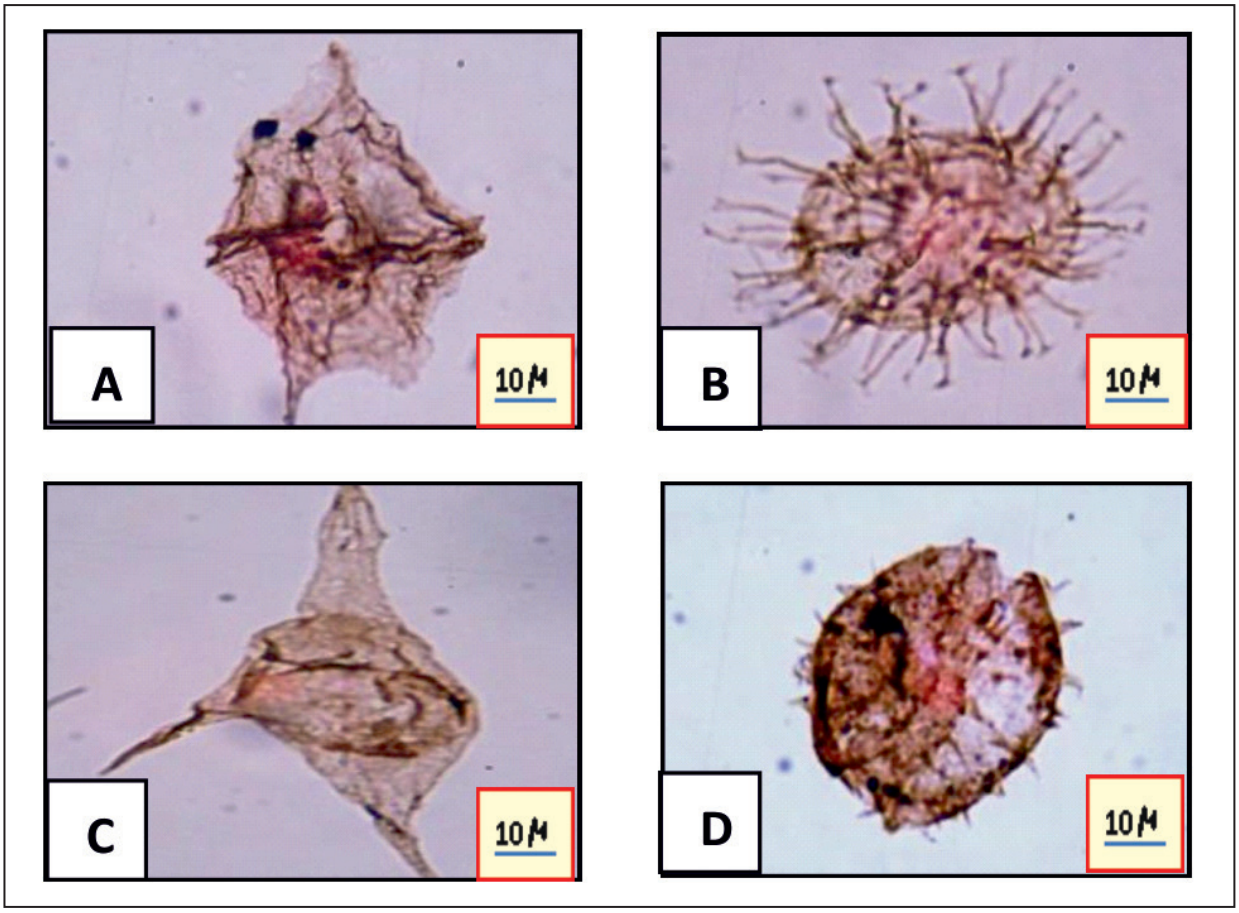
به منظور انجام مطالعات پالینوفاسیس و دست‌یابی به شرایط محیط رسوب‌گذاری دیرینه، در مجموع دو رخساره پالینولوژیکی تشخیص داده شد که بر پایه نمودار Tyson (1993) مربوط به نواحی II و IV هستند. پالینوفاسیس II که بخش قابل توجهی از سازند را دربرمی‌گیرد؛ بیانگر حوضه‌ای حاشیه‌ای با شرایط احیایی تا نیمه‌احیایی است. پالینوفاسیس IV در یک محیط دریایی باز و کم‌ژرفا ته‌نشست شده و نشان‌دهنده یک زون انتقالی به بخش‌های ژرف‌تر حوضه است. همچنین این پالینوفاسیس بر پایه درصد فیتوکلاست‌ها به دو بخش IVa و IVb تقسیم می‌شود. بر پایه تغییرات محیطی از دید ژرفا می‌توان سازند سنگانه را در این برش به سه بخش تقسیم کرد؛ بخش ابتدایی از قاعده سازند آغاز می‌شود و با ستبرایی در حدود ۲۰۱ متر ادامه می‌یابد. شرایط محیطی در این بخش به‌طور چیره حاشیه حوضه است. بخش دوم شامل ۴۲۹ متر رسوب بوده که یک زون انتقالی میان نواحی کم‌ژرفا (شلف) به نواحی ژرف حوضه است. هر چند که نوسان‌های شدیدی در بخش‌های قاعده‌ای این بخش شاهد دیده می‌شود؛ از انتهای این بخش که در متراژ ۶۶۴ متری قرار می‌گیرد تا رأس سازند در متراژ ۸۸۶ متر با ستبرایی در حدود ۲۲۲ متر، دوباره شرایط کم‌ژرفای حاشیه حوضه حاکم می‌شود. همچنین اسلایدهای مطالعه شده بیانگر این است که از ستبرای ۲۳۴ تا ۶۶۴ متری که دربر گیرنده پالینوفاسیس IV و مربوط به بخش‌های ژرف‌تر حوضه است؛ گونه‌هایی از داینوفلاژله‌های شاخص محیط‌های ژرف همچون *Achomosphae*ra, *Oligosphaeridium*, *Spiniferites*, *Florentinia* فراوانی بالایی دارند. همچنین در ۲۰۱ متری ابتدای سازند و در ۲۲۲ متری انتهای سازند که پالینوفاسیس II حاکم است؛ گونه‌هایی مربوط به نواحی کم‌ژرفای حاشیه حوضه همچون *Cribroperidinium, Ciculodinium* حضور دارند.



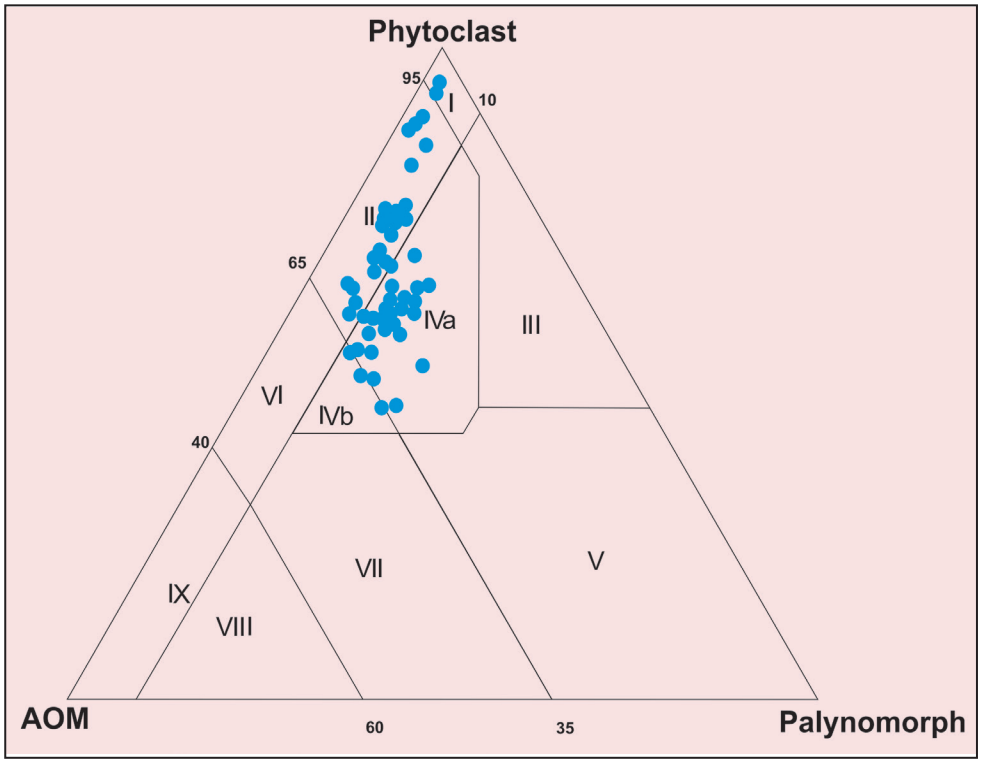
شکل ۱- موقعیت جغرافیایی و راه‌های دسترسی به برش چینه شناسی دهانه‌غلامان در پهنه کپه‌داغ (مؤسسه گیتاشناسی، ۱۳۹۵).



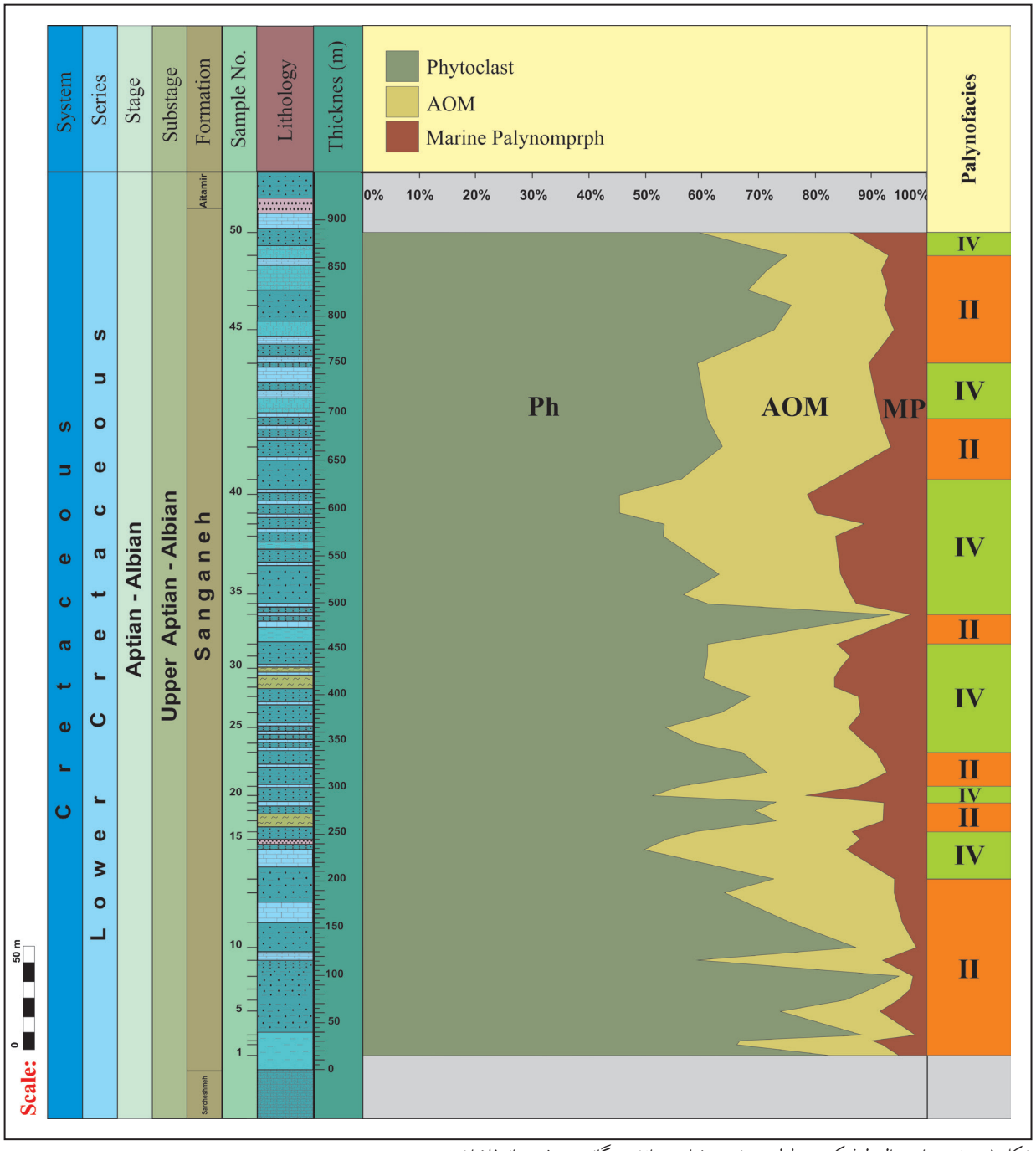
شکل ۲- چگونگی پراکنش پالینومورف‌ها در ستون چینه‌شناسی دهانه غلامان.



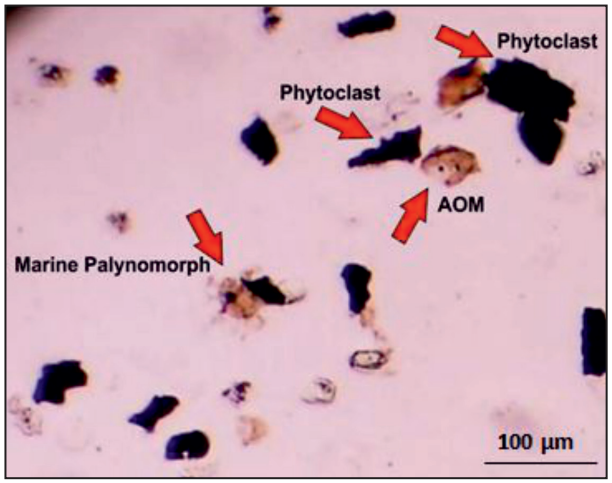
شکل ۳- انواع مورفولوژی سیست‌دینوفلاژله‌ها: A) پروکسیمیت؛ B) کوریت؛ C)کویت؛ D) پروکسیموکوریت.



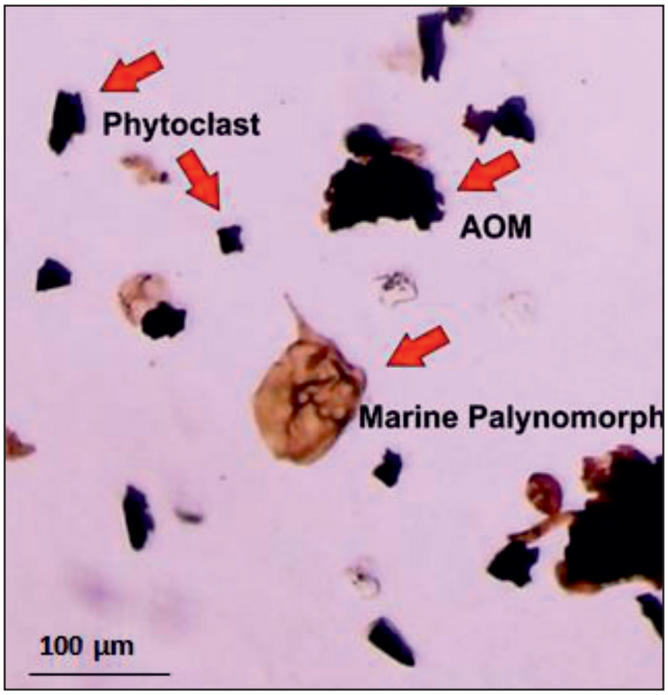
شکل ۴- پالینوفاسیس‌های موجود در نمونه‌های برش دهانه‌غلامان بر پایه نمودار مثلثی Tyson (1993).



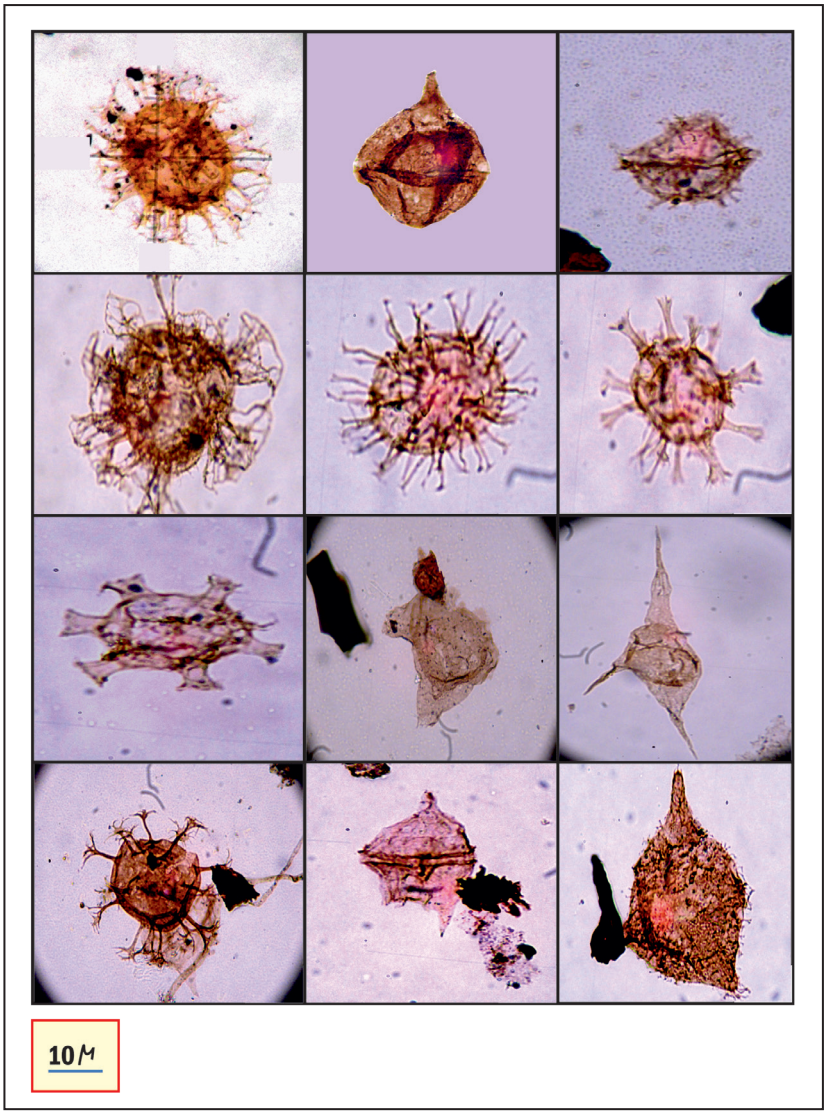
شکل ۵- توزیع عناصر پالینولوژیکی در طول ستون چینه‌شناسی سازند سنگانه در برش دهانه‌غلامان.



شکل ۶- تصویری از پالینوفاسیس نوع II در سازند سنگانه در برش دهانه غلامان.



شکل ۷- تصویری از پالینوفاسیس نوع IV در سازند سنگانه در برش دهانه غلامان.



پلیت ۱- برخی از گونه‌های پالینومورف شناسایی شده از سازند سنگانه در برش دهانه غلامان.

جدول ۱- داده‌های آماری پالینوفاسیس‌های موجود در نمونه مورد مطالعه.

Sample number	Thickness	Palynological Elements Percent		
		Phytoclast%	AOM%	Marine Palynomorph%
50	886	59.57	27.03	13.39
49	861	75.11	18.06	6.83
48	846	71.57	20.77	7.67
47	825	68.09	25.00	6.91
46	810	75.95	16.76	7.30
45	785	72.92	21.30	5.78
44	750	59.01	30.81	10.18
43	694	60.85	31.06	8.09
42	664	63.51	30.18	6.32
41	630	56.25	27.34	16.41
40	615	45.33	33.64	21.03
39	595	45.07	35.47	19.47
38	584	53.35	35.57	11.08
37	570	49.57	34.48	15.95
36	530	63.31	21.57	15.12
35	510	56.95	29.59	13.46
34	500	61.14	26.27	12.60
33	486	93.10	4.14	2.76
32	455	61.21	22.84	15.95
31	441	60.93	25.40	13.67
30	429	59.95	25.03	15.02
29	419	59.68	23.90	16.42
28	409	63.65	20.07	16.27
27	399	68.45	19.41	12.13
26	380	63.29	25.12	11.59
25	365	53.38	32.78	13.84
24	349	58.52	30.49	10.99
23	339	66.96	24.03	9.01
22	316	71.53	21.43	7.04
21	301	56.48	31.62	11.90
20	291	51.38	26.78	21.83
19	285	73.33	19.67	7.00
18	275	68.88	23.87	7.24
17	265	73.02	19.39	7.59
16	253	59.15	27.59	13.26
15	245	53.83	34.34	11.83
14	234	49.72	35.89	14.39
13	201	72.87	21.50	5.63
12	187	63.85	30.42	5.73
11	155	75.66	19.87	4.47
10	130	87.43	10.68	1.88
9	115	59.29	32.71	8.00
8	100	94.65	2.88	2.47
7	85	89.63	7.69	2.68
6	74	85.40	9.41	5.20
5	61	73.62	18.10	8.28
4	36	88.46	9.31	2.23
3	30	66.67	23.67	9.66
2	25	66.03	26.06	7.91
1	15	82.28	12.69	5.03

کتابنگاری

آقانباتی، ع.، ۱۳۸۳- زمین‌شناسی ایران، انتشارات زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران، ۵۸۶ ص.

افشارحرب، ع.، ۱۳۷۳- زمین‌شناسی ایران، زمین‌شناسی کپه داغ، انتشارات زمین‌شناسی کشور، تهران، شماره ۱۱، ۲۷۶ ص.

ترجانی صالحانی، م.، ۱۳۹۳- پالینواستراتیگرافی، پالینوفاسیس و پالئواکولوژی سازند سنگانه در چاه توس ۱، کپه‌داغ، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تهران، دانشکده زمین‌شناسی.

خسروی، ر.، ۱۳۸۶- پالینواستراتیگرافی سازند سنگانه در برش قلعه‌نو، شرق کپه‌داغ، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تهران، دانشکده زمین‌شناسی.

علامه، م.، آریانی، ع.، وزیری، م. و مرادیان، ف.، ۱۳۸۷- بررسی تغییرات نسبی اکسیژن و نرخ رسوبگذاری سازند سنگانه براساس مطالعات پالینولوژیکی، چهارمین همایش زمین‌شناسی و محیط زیست، اسلامشهر، دانشگاه آزاد اسلامی واحد اسلامشهر.

مؤسسه گیتاشناسی، ۱۳۹۵- اطلس راه‌های ایران، انتشارات گیتاشناسی، واحد پژوهش، ۳۱۱ ص.

References

Bombardier, L. and Gorin, G. E., 2000- Stratigraphical and lateral distribution of sedimentary organic matter in Upper Jurrasic carbonate of Southeast France, Sedimentary Geology, Vol. 132, pp. 177-203.

Combaz, A., 1964- Les palynofacies̀. Revue de Micropaleòntologie, Vol.7, pp. 205-218.

Costa, L. I. and Davey, R. J., 1992- Dinoflagellates cysts from the cretaceous System, In: Powell, A.J. (Ed.), A Stratigraphic Index of Dinoflagellate Cysts. British Micropaleontological Society Publication Series/Kluwer Academic Publishers, pp. 99-154.

Del Papa, C., Garcia, V. and Quattrocchio, M., 2002- Sedimentary facies and palynofacies assemblages in an Eocene perennial lake, Lumbrera formation, Northwest Argentina. Journal of South American Earth Sciences, Vol. 15, pp. 553-569.

Demaison, G. J. and Moore, G. T., 1980- Anoxic environments and oil source bed genesis. The ASPG Bulletin. Vol. 64 (8), pp. 1179-1209.

Ercegova, M. and Kostic, A., 2006- Organic facies and palynofacies: Nomenculture, classification and applicability for petroleum source rock, International Journal of Coal Geolgy, Vol. 68, pp. 70-78.

Eshet, Y. and Hoek, R., 1996- Palynological processing of organic – rich rocks, or how many time have you called a palynoferous. Sampler barren? Review of Palaeobotany and Palynology, Vol. 94, pp. 101-109.

Haq, B. U., Hardenbol, J. and Vail, P. R., 1987- Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. Science, Vol. 235, pp.1156-1167.

Harding, I. C., 1990a- A dinocyst calibration of the European Boreal Barremian; Palaeontographica Abteilung B, Vol. 218, pp.1-76, Plate 1-31.

Harding, I. C., 1990b- A brackish-water peridinincan dinoflagellate from the Early Cretaceous; pp. 18-35, Plate 1-3.

Helby, R. and McMinn, A., 1992- A Preliminary report of Early Cretaceous Dinocyst Floras from site 765, Argo Abyssal Plain, Northwest Australia. Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results, Vol. 123.

Helby, R., 1987- Muderongia and related dinoflagellates of the latest Jurassic to Early Cretaceous of Australia. In: Jell, P.A. (Ed.), Studies in Australian Mesozoic Palynology. Memoirs of the Association of Australian Palaeontologists, Vol. 4, pp. 297-336.

Helby, R., Morgan, R. and Partridge, A. D., 2004- Updated Jurassic and Early Cretaceous dinocyst zonation NWS Australia. Geoscience Australia Publication.

Immel, H., Seyed-Emami, K. and Afshar-Harb, H., 1997- Kreide Ammoniten aus dem iranischen teil des Koppeh-Dagh (NE Iran). Zitteliana, Vol. 21, pp.159-190.

Morgan, R., 1980- Palynostratigraphy of the Australian Early and Middle Cretaceous. Memoirs of the Geological Survey of N.W.S. Palaeontolgy, Vol. 18, pp. 1-153.

Oboh-Ikuenobe, F. E. and de Villiers, S. E., 2003- Dispersed organic matter in samples from the western continental shelf of Southern Africa: palynofacies assemblages and depositional environments of Late Cretaceous and younger sediments. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, Vol. 201, pp. 67-88.

Ooisting A. M., Leereveld H., Dickens G. R. and Henderson, R. A., Brinkhuis, H., 2006- Correlation of Barremian-Aptian (Mid-Cretaceous) dinoflagellates cyst assemblages between the Tethyan and Austral realms. Cretaceous Research, Vol.27, pp. 792-813.

Raisossadat, S. N., 2004- The ammonite family Deshayesitidae in the Kopet Dagh Basin, NE Iran. Cretaceous Resaerch, Vol. 25, pp. 115-136.

Stover, L. E., Brinkhuis, H., Damassa, S. P., de Verteuil, L., Helby, R., Monteil, E., Partridge, A. D., Powell, A. J., Riding, I. B., Smelror, M. and Williams, G. L., 1996- Mesozoic-Tertiary Dinoflagellates, Acritarchs and Prasinophytes. American Association of stratigraphic Palynologists Foundation, Vol 2, pp. 641-750.

Traverse, A., 2007- Paleopalynoloy. Second Edition. Springer. 813 pp.

Tyson, R. V., 1989- Late Jurassic palynofacies trend, Piper and Kimmerdgian clay Formations, UK onshore and Northern sea, in Batten D. J. and Keen, M. C., (eds), Northwest European Micropaleontology and Palynology, pp. 135-172.

Tyson, R. V., 1993- Palynofacies analysis. Applied Micropaleontology, pp. 153-191

Tyson, R. V., 1995- Sedimentary organic matter, organic facies and palynofacies. Chapman and Hal, London, 616 p.

Waveren, I. and Visscher, H., 1994- Analysis of the composition and selective preservation of organic matter in surfical deep-sea sediment from a high-productivity area (Bandasa, Indonesia). Palaeogeography, Palaeoclimatology, palaeoecology, Vol. 112, pp. 85-111.

Zonneveld, K., Versteegh, G. and Larnge, G., 1997- Preservation of organic walled dinoflagellate cysts in different oxygen regims: A 1000 year natural experiment. Marine Micropaleontology, Vol. 29, pp. 393-405.

Palynostratigraphy and palynofacies studies of the Sanganeh Formation at the Dahaneh Gholaman section, Central Koppeh-Dagh

Sh. Nouri[1*], E. Ghaseminejad[2] and M. R. Majidifard[3]

[1]M.Sc. Student, Research Institute For Earth Sciences, Geological Survey, Tehran, Iran
[2]Professor, Department of Geology, Faculty of Science, Tehran University, Tehran, Iran
[3]Assistant Professor, Research Institute For Earth Sciences, Geological Survey, Tehran, Iran

Received: 2016 August 16 Accepted: 2016 November 01

Abstract

Dolomitic limestone and dolomite comprise the most part of Ghorban member of the Sachun Formation (Paleocene-early Eocene) in Ghareh Anticline section in southeast Shiraz. Geochemical and petrographic studies of these deposits indicate that these dolomites have formed in marine, meteoric and burial diagenetic environments. According to these studies, three types of dolomites have been recognized including dolomicrite (less than 16 µm), dolomicrosparite (16-62 µm) and dolosparite (more than 62 µm). Evidences such as fenestral porosity, evaporate minerals (gypsum and anhydrite), intraclast and lack of fossil show that dolomicites have been deposited in supratidal environment. Dolomicrosparites which been formed due to recrystalization of dolomicrites and replacement of micrite, have higher amount of Fe and Mn, and lower amounts of Na, Sr and Mg. Quantities and contributions of the above mentioned elements are related to more diagenetic effect on dolomicrites and formation of these dolomites in medium to deep burial diagenesis environment. Dolosparites have been seen in three forms. The first form includes euhedral crystals of dolomite that have been replacement of red algae and micrite. Second form of dolosparites that consist of crystals with syntexial overgrowth, luminescence with zones consisting of light and dull bands and fluids inclusion are pore filling cements which form in burial diagenetic environment. Euhedral-subhedral, porous, destructive fabric with sucrose texture Dolosparites (the third form) in Sachun-Jahrum formations boundary have been interpreted as meteoric-marine mixing zone environment product.

Keywords: Koppeh-Dagh, Sanganeh Formation, Palynology, Dinoflagellate, Palynofacies.

For Persian Version see pages 103 to 112

*Corresponding author: Sh. Nouri; E-mail: Shiva_noori@yahoo.com

Created with nitroPDF professional
download the free trial online at nitropdf.com/professional