

زیست چینه نگاری، ریزرخساره‌ها و محیط رسوبی سازند تیرگان در شرق حوضه کپه‌داغ بر اساس پالینومورفها و روزن‌داران کفزی

الهام داوطلب^{۱*}، ابراهیم قاسمی نژاد^۲، محمد وحیدی‌نیا^۳، علیرضا عاشوری^۴

۱- دانشجوی دکتری چینه‌شناسی و فسیل‌شناسی، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه فردوسی مشهد، مشهد، ایران

۲- استاد دانشکده زمین‌شناسی، پردیس علوم، دانشگاه تهران، تهران، ایران

۳- دانشیار گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه فردوسی مشهد، مشهد، ایران

۴- استاد گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه فردوسی مشهد، مشهد، ایران

*پست الکترونیک: vahidinia@ferdowsi.um.ac.ir

تاریخ پذیرش: ۹۳/۱۰/۲۸

تاریخ دریافت: ۹۳/۳/۴

چکیده

دو برش چینه‌شناسی گله‌وار و باغک (شرق حوضه رسوبی کپه‌داغ) از سازند تیرگان برای مطالعات زیست‌چینه‌نگاری و محیط رسوبی انتخاب گردید. مطالعات پالینولوژی در این سازند برای نخستین بار انجام شده و با نتایج حاصل از بررسی روزن‌داران آن انطباق داده شده است. مطالعه داینوفلاژله‌ها سن انتهای بارمین پسین - آپتین پیشین را برای این سازند در شرق حوضه کپه‌داغ پیشنهاد می‌کنند که با بایوزون *Paleorbitolina lenticularis* (بارمین پسین - آپتین پیشین) مطابقت نشان می‌دهد. با توجه به چهار نوع پالینوفاسیس شناسایی شده در این برشها، محیط رسوب گذاری سازند تیرگان با یک محیط کم عمق نزدیک ساحل شروع و در نهایت به محیط عمیق تر (در شیل‌های انتهایی) منتهی می‌شود. با توجه به ریزرخساره‌های شناسایی شده، مدل رسوبی سازند تیرگان در ناحیه مورد مطالعه را می‌توان به صورت یک پلاتفرم کربناته کم عمق نوع رمپ تفسیر کرد که سنگ آهک‌های آن در چهار کمرند رخساره‌ای پهنه جزرومدی، لاگون، پشته سدی و دریای باز بر جای گذاشته شده‌اند. نتایج حاصل از مطالعه پالینوفاسیسیها و رخساره‌های رسوبی در این برشها همخوانی خوبی با یکدیگر نشان می‌دهند.

واژه‌های کلیدی: کپه‌داغ؛ سازند تیرگان؛ کرتاسه پیشین؛ پالینومورف؛ روزن‌داران؛ محیط رسوبی.

مقدمه

الیگوسن تقریباً به صورت پیوسته ادامه داشته است (افشارحرب ۱۳۷۳؛ 1969, Afshar-Harb, 1982). این منطقه در یک راستای WNW تا ESE از خاور دریای خزر آغاز و پس از عبور از ترکمنستان و ایران وارد خاک افغانستان می‌شود (آقانباتی، ۱۳۸۳).

سازند تیرگان، در حوضه رسوبی کپه‌داغ عمدتاً از

پهنه ساختاری - رسوبی کپه‌داغ در شمال شرق ایران، شمال افغانستان و بخش‌های بزرگی از ترکمنستان یک حوضه درون قاره‌ای به شمار می‌رود که پس از بسته شدن اقیانوس پالئوتتیس و در اثر کوهزایی سیمیرین پیشین در تریاس میانی تشکیل شده است (Ruttner, 1993). رسوب‌گذاری در این حوضه رسوبی از ژوراسیک تا

ریوندی و همکاران (۱۳۸۹)، چینه نگاری زیستی سازند تیرگان را در دو ناحیه جوزک و چمن بید مطالعه و بر اساس روزن‌داران کفزی و جلبکهای آهکی سبز سن سازند تیرگان را در غرب حوضه کپه‌داغ را بارمین - آپتین پیشین (بدولین) تعیین کرده‌اند.

جوانبخت (۱۳۹۰) تاریخچه رسوب‌گذاری و چینه‌نگاری سکانسی سازند تیرگان را در نواحی غربی و مرکزی کپه‌داغ مطالعه و معتقد است رخساره‌های کربناته این سازند در یک رمپ هم‌کلین و چهار کمر بند دریایی باز، سد، لاگون و پهنه جزرومدی نهشته شده‌اند.

باقر نژاد و همکاران (۱۳۹۲) و محمدی (۱۳۹۲) با مطالعه سازند تیرگان در شمال شرق حوضه رسوبی کپه‌داغ، محیط رسوبی این سازند را به صورت یک رمپ کربناته هم‌کلینال تفسیر کرده‌اند.

موقعیت جغرافیایی و چینه‌شناسی عمومی

در این بررسی، دو برش چینه‌شناسی گله‌وار و باغک از سازند تیرگان جهت مطالعات زیست‌چینه‌نگاری، ریزرخساره‌ها و محیط رسوبی بر اساس پالینومورفها و روزن‌داران کفزی انتخاب و مورد مطالعه قرار گرفت. برش گله‌وار با ستبرای ۴۰ متر در $37^{\circ} 54' 37''$ طول شرقی و $36^{\circ} 06' 05''$ عرض شمالی در شمال شرق مشهد و در مسیر جاده مشهد - سرخس در فاصله ۱۰ کیلومتری گردنه مزدوران قرار گرفته است (شکل ۱). برش باغک با ستبرای ۳۷ متر، در $37^{\circ} 32' 45''$ طول شرقی و $36^{\circ} 03' 26''$ عرض شمالی و در فاصله ۲۵ کیلومتری از برش گله‌وار در مسیر جاده فرعی سد دوستی واقع شده است (شکل ۱).

در هر دو برش مرز زیرین سازند تیرگان با سازند شوربچه به صورت هم‌شیب و احتمالاً همراه با ناپیوستگی رسوبی است. قاعده سازند تیرگان در این برشها شامل تناوب شیل و سنگ آهک ماسه‌ای است و اجزای اسکلتی محدودی در

سنگ آهکهای ضخیم لایه تا توده‌ای اووئیدی و بیوکلستی با میان‌لایه‌های نازکی از سنگ آهکهای مارنی، مارن و شیل آهکی تشکیل شده است. این سازند در شرق کپه‌داغ، دارای کم‌ترین ضخامت (۲۰ متر) است، ولی به سمت غرب، ضخامت آن افزایش می‌یابد (افشارحرب، ۱۳۷۳).

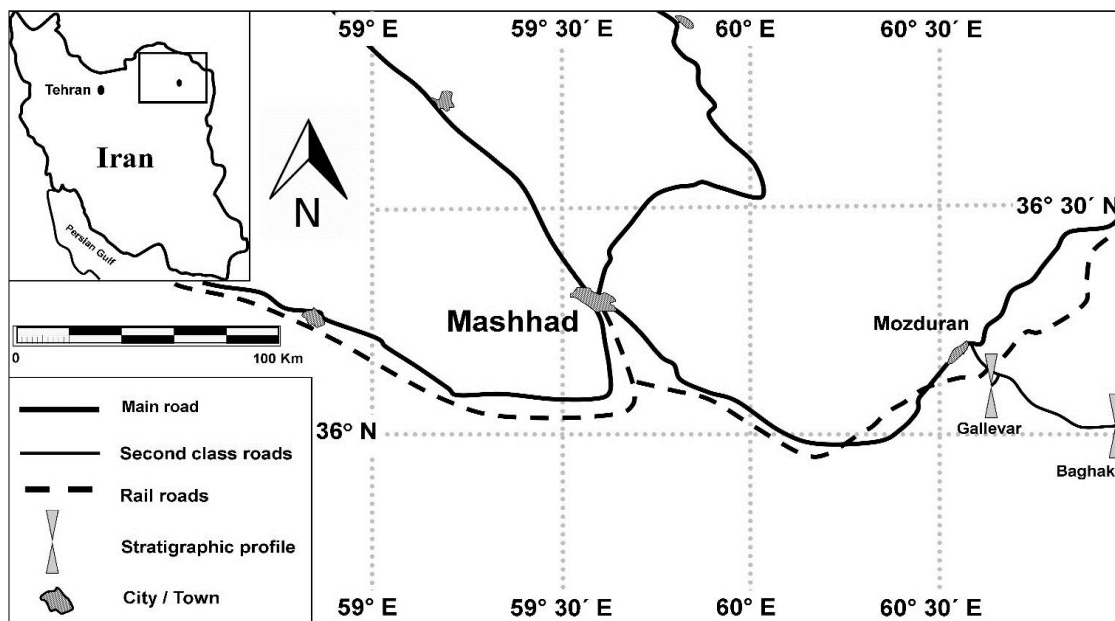
مطالعات پیشین

از جمله مطالعات انجام شده در مورد دیرینه‌شناسی سازند تیرگان می‌توان به مطالعات (Rahaghi, Kalantari, 1969)، سیل (1976)، سیل (۱۳۷۵)، هاشمیان کاخکی (۱۳۸۵)، جلالی (۱۳۸۶)، طاهرپور خلیل آباد (۱۳۸۷) و ... اشاره کرد.

بررسیهای چینه‌سنگی و زیست‌چینه‌نگاری سازند تیرگان در برش مرجع (ریوندی، ۱۳۸۶) نشانگر سن بارمین - آپتین پیشین برای این سازند بوده و نشان می‌دهد که در این محل مرز زیرین سازند تیرگان با سازند شوربچه به صورت تدریجی و هم‌شیب و مرز بالایی آن با سازند آب‌دراز یک مرز گسلی است. Taherpour Khalil Abad et al. (2010, 2011, 2012) بر اساس روزن‌داران کفزی بزرگ سن بارمین پسین تا آپتین پیشین و بر اساس جلبکها و اکیئودرمها سن بارمین تا آپتین را برای سازند تیرگان پیشنهاد می‌کنند. مطالعات خدائی (۱۳۷۰) نشان می‌دهد سازند تیرگان، از شرق به غرب حوضه اغ‌جدا از تغییرات ضخامت، تغییر رخساره نیز می‌دهد به طوری که در شرق حوضه مؤید رخساره‌های کربناته و گسترش وسیع رخساره‌های سیلیسی آواری است. در بخش مرکزی، این سازند عمدتاً از سنگ آهکهای اووئیدی (کباری، ۱۳۸۷) و در غرب از سنگ آهکهای کالک‌آرنایت و کلسی‌لوتایت و سنگ آهک دولومیتی تشکیل شده است (موسوی زاده، ۱۳۸۶). در نتیجه از شرق به غرب حوضه از میزان رسوبات آواری کاسته شده و بر میزان نهشته‌های کربناته افزوده می‌گردد.

تا متوسط لایه حاوی اووئید و خرده‌های اسکلتی با میان‌لایه‌های شیلی دیده می‌شود. مرز بالایی با سازند سرچشمه به صورت هم شیب است که به واسطه اختلاف در سنگ شناسی از هم جدا می‌گردند.

آنها دیده می‌شود. بر روی این واحد، شیل‌های آهکی - مارنی حاوی اووئید و خرده‌های اسکلتی قرار دارند. این واحد نازک تا متوسط لایه بوده و به رنگ خاکستری تیره مشاهده می‌شود. بر روی آن سنگ آهک‌هایی نسبتاً ضخیم



شکل ۱: موقعیت جغرافیایی و راه‌های دسترسی برشهای مورد مطالعه

پالینومورفها از عناصر سنگین و سایر مواد جدا شدند. از هر نمونه تعداد ۴ تا ۵ اسلاید پالینولوژیکی ساخته شد و با مطالعه آنها زیر میکروسکپ نوری با بزرگ‌نمایی ۲۵ تا ۶۵، ضمن شناسایی پالینومورفها، پالینوفاسیسها و خصوصیات عناصر پالینولوژیکی در هر اسلاید مورد توجه قرار گرفت.

برای شناسایی و تفکیک ریزرخساره‌های رسوبی و نیز بررسی روزن‌داران، تعداد ۶۰ نمونه برداشت شده و مقاطع نازک تهیه شده از آنها مورد مطالعه قرار گرفت. مقاطع نازک پس از رنگ آمیزی با آلزارین قرمز به روش Dunham (1962) نام‌گذاری شده‌اند.

زیست چینه نگاری

فسیل‌های موجود در برشهای مطالعه شده عمدتاً شامل روزن‌داران کفزی خانواده اریتولینیده و پالینومورفهای

روش مطالعه

به منظور تهیه اسلایدهای پالینولوژیکی تعداد ۲۰ نمونه انتخاب و تعدادی از آنها به روش Traverse (1988) آماده‌سازی شدند. از هر نمونه حدود ۱۰۰ گرم انتخاب و پس از شست و شو و خرد کردن به منظور انحلال ترکیبات کربناته به مدت ۲۴ ساعت (گاهی بیشتر) در اسید کلریدریک ۳۷٪ قرار داده شدند. پس از خنثی‌سازی به مدت ۲۴ ساعت، نمونه‌ها در اسید فلوریدریک ۳۰٪ قرار داده شد تا ذرات سیلیسی آنها نیز حل شوند. پس از خنثی کردن اسید فلوریدریک و جوشاندن نمونه‌ها در اسید کلریدریک ۱۰٪ و عبور از الکهای ۲۰۰ میکرون، نمونه‌ها با استفاده از محلول کلرید روی^۱ با وزن مخصوص ۱/۹ تا ۲، سانتریفیوژ شده (با سرعت ۲۰۰۰ دور در دقیقه) و

زیر می‌باشند:

Canninginopsis colliveri, *Cassiculosphaeridia reticulata*, *Cerbia tabulata*, *Circulodinium distinctum*, *Cleistosphaeridium multispinosum*, *Cleistosphaeridium* sp., *Cribroperidinium orthoceras*, *Cribroperidinium edwardsii*, *Cribroperidinium Tenuiceras*, *Cyclonephelium* sp., *Cyclonephelium distinctum*, *Gonyaulacysta* sp., *Hystrichosphaerina schindewolfii*, *Kiokansium palytes*, *Leptodinium millioudii*, *Muderongia siciliana*, *Muderongia* sp., *Muderongia staurota*, *Odontochitina operculata*, *Oligosphaeridium complex*, *Ovoidinium* sp., *Palaeperidinium cretaceum*, *Prolixosphaeridium parvispinum*, *Pseudoceratium pelliferum*, *Pseudoceratium retusum*, *Pterodinium cingulatum*, *Spiniferites ramosus*, *Spiniferites* sp., *Subtilisphaera* sp., *Surculosphaeridium* sp., *Systematophora* sp.

بر اساس مطالعات Oosting et al. (2006)، Skupien & Vašiček (2002) و Torricelli (2000)، گونه‌های *Pseudoceratium* و *Cribroperidinium tenuiceras* *pelliferum* مرز بارمین - آپتین را نشان می‌دهند.

با توجه به نتایج حاصل از مطالعه روزن‌داران و داینوفلاژله‌ها، دو گروه فسیلی نام برده سن بارمین پسین - آپتین پیشین را برای سازند تیرگان در برشهای مورد مطالعه تأیید می‌نمایند که با سایر مطالعات انجام شده (ریوندی ۱۳۸۹) همخوانی دارد. Taherpour Khalil Abad et al. (2010, 2011, 2012) بر اساس روزن‌داران کفزی بزرگ سن بارمین پسین تا آپتین پیشین و بر اساس جلبکها و اکتینودرمها سن بارمین تا آپتین را برای سازند تیرگان پیشنهاد می‌کنند) در مورد سن سازند تیرگان انطباق مناسبی را نشان می‌دهد.

پالینوفاسیس و محیط رسوبی

محتوای روزن‌داران و پالینومورفهای یک نمونه می‌تواند به عنوان پایه‌ای برای تفسیر آب و هوا و محیط رسوبی قدیمه

متنوعی با حفظ شدگی نسبتاً خوب نظیر داینوفلاژله‌ها، اسپور، پولن و پوسته داخلی روزن‌داران می‌باشد که در این بررسی برای نخستین بار مورد مطالعه و شناسایی قرار گرفته‌اند.

اریتولینیدها، روزن‌داران بزرگ کفزی مخروطی شکل با پوسته آگلوتینه هستند که بیشترین تنوع آنها در کرتاسه پیشین - میانی بوده است. این گروه فسیلی در پلاتفرمهای کربناته کم عمق کرتاسه پیشین بسیار رایج بوده‌اند و با ارزش‌ترین میکروفسیلها برای زیست‌چینه‌نگاری پلاتفرمهای کربناته کرتاسه پیشین تا میانی مناطق تیس می‌باشند (Schroeder et al., 2010). اریتولینیدها در محدوده گسترده‌ای از پلاتفرمهای کرتاسه تیس، از لاگون تا نواحی عمیق‌تر فراوان بوده‌اند (Pittet et al., 2002) و بنابراین برای تفسیر زیست‌چینه‌ای چنین پلاتفرمهایی مهم هستند (Bachmann & Hirsch 2006).

Schroeder et al. (2010) بر اساس اریتولینیدهای صفحه عربی، زون بندی جدیدی را ارائه داده‌اند که بر مبنای داده‌های قبلی و مطالعات جدید انجام شده بر روی توالیهای غنی از اریتولینید در محیطهای پلاتفرم کربناته کم عمق و حواشی حوضه بوده است. در این زون بندی ۶ بایوزون و سه زیرزون برای توالی بارمین - آپتین پیشنهاد شده است.

بر اساس مطالعه روزن‌داران و داینوفلاژله‌ها در برشهای گله‌وار و باغک، داوطلب و همکاران (۱۳۹۳) سن بارمین پسین - آپتین پیشین را برای سازند تیرگان در این برشها پیشنهاد نموده‌اند

برای مطالعه و شناسایی پالینومورفهای سازند تیرگان، تعداد ۸ نمونه از برش باغک شست‌وشو داده شد که از میان آنها ۵ نمونه دارای داینوفلاژله بودند. از برش گله‌وار نیز تعداد ۱۰ نمونه شست‌وشو داده شده که از میان آنها ۷ نمونه داینوفلاژله داشتند. داینوفلاژله‌های شناسایی شده (پلیت ۱) در هر دو برش شباهت زیادی با یکدیگر داشته و به شرح

(مربوط به ستبرای ۳۵/۵ متری از قاعده برش در محدوده شیلهای انتهایی) مربوط به این پالینوفاسیس می‌باشد.

پالینوفاسیس II

در این پالینوفاسیس، محتوای اسلایدها شامل مسرالها (حدود ۴۰ تا ۶۵ درصد)، مواد آلی بی‌شکل (حدود ۳۵ تا ۶۰ درصد) و پالینومورفهای دریایی (صفر تا ۱۰ درصد) می‌باشد. بر اساس نمودار Tyson (1993) این پالینوفاسیس، محیط Proximal suboxic-anoxic shelf را نشان می‌دهد. در این رخساره میزان پالینومسرال متوسط تا بالا، میزان AOM متوسط تا بالا بوده و میزان پالینومسرالهای هم بعد تقریباً سه تا چهار برابر پالینومسرالهای تیغه‌ای می‌باشد. این شرایط نشان دهنده کاهش عمق حوضه است. همچنین میزان پالینومورفهای دریایی (داینوسیستها) در این پالینوفاسیس کم و میزان اسپور و پولن متغیر (کم تا متوسط) بوده که نشان دهنده شرایط محیطی کم عمق و نزدیک ساحل می‌باشد.

در برش باغک، نمونه‌های T211 و T213 (مربوط به افق ۳/۶ تا ۵/۵ متری از قاعده برش، در محدوده شیلهای میانی) و T217 (مربوط به ستبرای ۸ متری از قاعده برش در محدوده شیلهای میانی) مربوط به این پالینوفاسیس می‌باشند. در برش گله‌وار نمونه‌های T105 و T108 (مربوط به فاصله ۰/۵ تا ۱/۸ متری از قاعده برش، در محدوده شیلهای ابتدایی) و T111 (مربوط به فاصله ۳ متری از قاعده برش در محدوده شیلهای میانی) مربوط به این پالینوفاسیس می‌باشند.

پالینوفاسیس III

در این پالینوفاسیس، محتوای اسلایدها از مسرالها در حدود ۱۰ تا ۴۰ درصد، مواد آلی بی‌شکل ۶۰ تا ۹۰ درصد و پالینومورفهای دریایی صفر تا پنج درصد تشکیل شده است. بر اساس نمودار Tyson (1993) محیط این پالینوفاسیس Distal suboxic-anoxic basin می‌باشد.

مورد استفاده قرار گیرد (Al-Saad & Ibrahim, 2005). مهمترین اجزای موجود در اسلایدهای پالینولوژیکی که برای تعیین محیط رسوبی مورد استفاده قرار می‌گیرند شامل سه گروه اصلی خرده‌های آلی یعنی پالینومورفها، فیتوکلستها (پالینومسرالها) و مواد آلی بی‌شکل (AOM) می‌باشند.

پس از تهیه اسلایدهای پالینولوژیکی و مطالعه آنها، برای تشخیص نوع پالینوفاسیس، اجزای مختلف شمارش، درصدگیری و تقسیم بندی شدند (جدولهای ۱ و ۲). انطباق اجزای شناسایی شده (پالینومورفها، فیتوکلستها و مواد آلی بی‌شکل) در نمودار Tyson (1993) به شناسایی چهار نوع پالینوفاسیس مختلف منجر گردید (شکل‌های ۲ و ۳).

پالینوفاسیس I

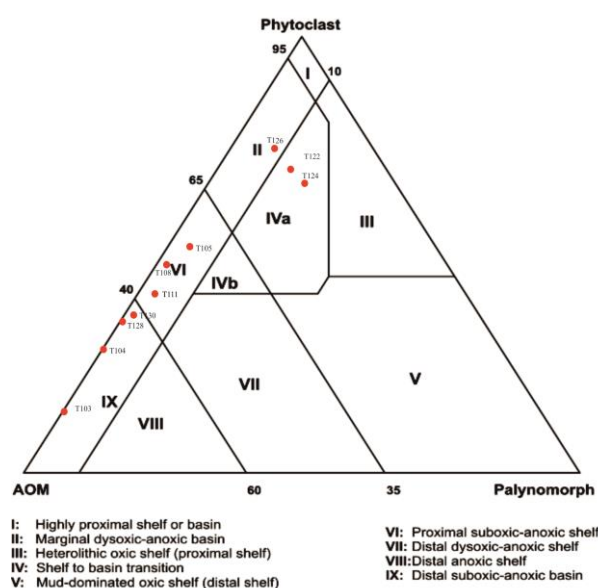
در این پالینوفاسیس مسرالها در حدود ۶۵ تا ۹۰ درصد، مواد آلی بی‌شکل ۱۵ تا ۳۰ درصد و پالینومورفهای دریایی صفر تا ۱۰ درصد محتوای اسلایدها را تشکیل داده‌اند. در این پالینوفاسیس میزان پالینومسرالهای هم بعد تقریباً سه برابر پالینومسرالهای تیغه‌ای می‌باشد. بالا بودن نسبت پالینومسرالها و وجود اسپور و پولن در نمونه‌های این پالینوفاسیس نشان دهنده محیطی با انرژی متوسط و رسوب گذاری نزدیک به ساحل و کم عمق است. بر اساس نمودار Tyson (1993)، این پالینوفاسیس محیط Marginal dysoxic-anoxic basin را معرفی می‌کند که نشان دهنده محیط حاشیه حوضه با اکسیژن کم می‌باشد. وجود آستر داخلی روزن‌داران در این پالینوفاسیس نشان دهنده آن است که شرایط کاملاً فاقد اکسیژن نبوده است (Van der Zwan, 1990). در برش باغک نمونه‌های T208 (مربوط به فاصله یک متری از قاعده برش، در محدوده شیلهای ابتدایی) و T225 (مربوط به فاصله ۳۴/۵ متری از قاعده برش در محدوده شیلهای انتهایی) مربوط به این پالینوفاسیس می‌باشد و در برش گله‌وار نمونه T126

جدول ۱: فراوانی (درصد) ذرات آلی در نمونه‌های مطالعه شده در برش گله‌وار

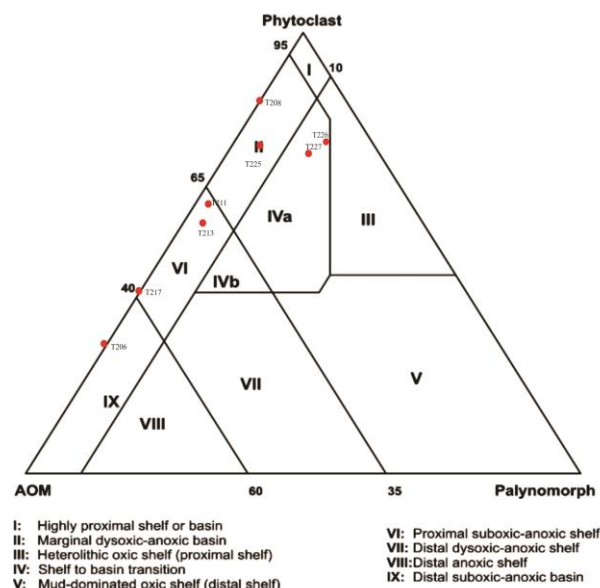
Sample No.	PM هم بعد	PM تیغه‌ای	SOM T	SOM Op	MP	SOM	PM
T103	97.56	2.44	75.71	24.29	0	85.37	14.63
T104	93.55	6.45	79.22	20.78	0.3	71.3	28.4
T105	68.52	31.48	68.42	31.58	3.88	44.19	51.93
T108	76.8	23.2	78.83	21.17	1.84	50.36	47.8
T111	95.83	4.17	68.57	31.43	3.17	55.56	41.27
T122	81.3	18.7	79	21	13	17	70
T124	77.4	22.6	75	25	17.72	15.75	66.53
T126	87.82	12.18	19.15	80.85	8.06	17.22	74.72
T128	82.61	17.39	42.04	57.96	0	64.71	35.29
T130	85.5	14.5	19.6	80.4	1.5	62	36.5

جدول ۲: فراوانی (درصد) ذرات آلی در نمونه‌های مطالعه شده در برش باغک

Sample No.	PM هم بعد	PM تیغه‌ای	SOM T	SOM Op	MP	SOM	PM
T206	67.39	32.61	3.51	96.49	0	71.25	28.75
T208	88.73	11.27	92.3	7.7	0	14.94	85.06
T211	83	17	100	0	2.38	36.31	61.31
T213	75	25	96.8	3.2	3.8	39.4	56.8
T217	80.6	19.4	37.74	62.26	0	58.56	41.44
T225	72.88	27.12	83.49	16.51	5	20	74.4
T226	69.67	30.33	100	0	19.4	4.92	75.5
T227	71.8	28.2	90.2	9.8	15	12.3	72.5



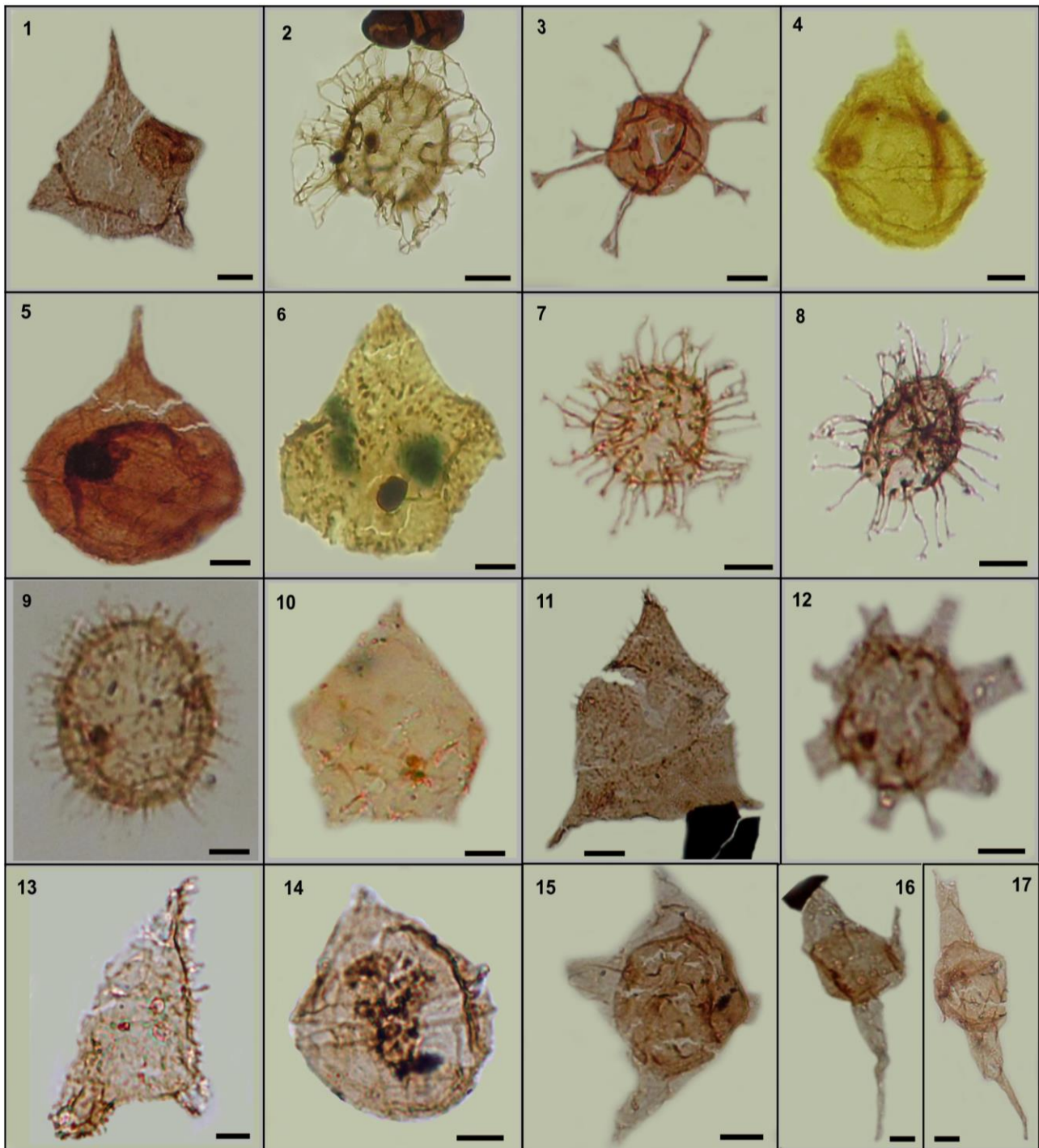
شکل ۳: جایگاه نمونه‌های مورد مطالعه در برش گله‌وار بر روی نمودار Tyson (1989) بر اساس نسبت درصد سه گروه اصلی پالینولوژیکی



شکل ۴: جایگاه نمونه‌های مورد مطالعه در برش باغک بر روی نمودار Tyson (1989) بر اساس نسبت درصد سه گروه اصلی پالینولوژیکی

پالینوفاسیس اغلب روشن بوده و اکسید نشده هستند. بنابراین، محیط دیستال بدون اکسیژن تا نیمه اکسیژن دار می‌باشد (AOM شفاف حفظ شدگی خوب را تحت شرایط احیا منعکس می‌کند). در این پالینوفاسیس پایین آمدن نسبی و دوره‌ای سطح آب دریا اتفاق افتاده است.

فراوانی مواد آلی بی‌شکل و کمبود پالینومورفهای دریای در این پالینوفاسیس نشان دهنده تغییر میزان اکسیژن محیطی و نرخ رسوب گذاری می‌باشد. اکسیژن به عنوان یک عامل ممانعت کننده از حفظ شدگی خوب مواد آلی در این سازند می‌باشد در حالی که ذرات AOM در این



Scale bar 0.05 mm

Plate 1

1. *Pseudoceratium retusum*, Brideaux 1977; 2. *Hystrichosphaerina schindewolfii* Alberti 1961; 3. *Oligosphaeridium complex* (White 1842) Davey & Williams 1966; 4. *Cribroperdinium edwardsi* (Cookson & Eisenack, 1958) Davey 1969; 5. *Cribroperdinium orthoceras* (Eisenack) Sarjeant, 1985; 6. *Cyclonephleium distinctum* (Deflandre & Cookson 1955); 7. *Systematophora* sp.; 8. *Kiokansium polypes* (Cookson and Eisenack, 1962) Below 1982; 9. *Circulodinium distinctum*, (Deflandre and Cookson 1955) Jansonius 1986; 10. *Palaeperidinium cretaceum*, Pocock 1962; 11. *Pseudoceratium retusum*, Brideaux 1977; 12. *Conosphaeridium* sp.; 13. *Pseudoceratium pelliferum*, Gocht 1957; 14. *Cribroperidinium? tenuiceras*, (Eisenack 1958); 15. *Muderongia staurota* Sarjeant, 1966; 16-17. *Odontochitina operculata* (Wetzel 1933) Deflandre & Cookson 1955.

زوائد طولیل بوده و فرمهای کویت^۲ نسبت به سایر فرمها افزایش چشمگیری نشان می‌دهند. حضور جنسهای *Odontochitina* و *Muderongia*، *Subtilisphaera* در این اسلایدها می‌تواند نشان دهنده شرایط لاگون و حضور جنس‌هایی از قبیل *Circulodinium*، *Canningia* و *Pseudoceratium* در این اسلایدها نشان دهنده شرایط ساحلی می‌باشد. جنس‌های *Apteodinium* و *Cribroperidinium* نشان دهنده محیط نرتیک داخلی و جنس‌های *Cleistosphaeridium*، *Oligosphaeridium* و *Spiniferites* و مربوط به محیط نرتیک می‌باشند (Leereveld, 1995; Jaramillo, 2006). با توجه به حضور جنسهای مختلف که بیانگر محیطهای متفاوتی می‌باشند، داینوفلاژله‌های این اسلایدها مورد شناسایی و درصدگیری جنس‌های آنها قرار گرفت، در نتیجه با توجه به فراوانی داینوفلاژله‌ها که شاخصی برای افزایش عمق حوضه رسوبی بوده و نیز درصد بالای نمونه‌های با زوائد طولیل و فرمهای کویت، این محدوده در هر دو برش محیط نرتیک داخلی تا میانی را نشان می‌دهد. مطالعه پالینوفاسیسهای این اسلایدها نیز تأیید کننده شرایط دریایی باز (ولی با عمق کم) در این قسمت‌ها می‌باشد. مطالعات صحرایی و سنگ چینه‌ای انجام شده نیز تأیید کننده محیط دریایی باز برای این بخش از برشها می‌باشد.

با توجه به مطالعه پالینوفاسیسهای چهارگانه شناسایی شده در این برشها، محیط رسوب گذاری سازند تیرگان با یک محیط کم عمق نرتیک ساحل شروع و در نهایت به محیط عمیق تری (در شیل‌های انتهایی) منتهی می‌گردد.

رخساره‌های رسوبی

جهت تفکیک رخساره‌ها و تفسیر محیط رسوب گذاری، خصوصیات فسیل شناسی و بافتی شامل فراوانی دانه‌های

این پالینوفاسیس شرایط تقریباً بی‌هوایی حاکم برحوضه رسوب گذاری را نشان می‌دهد.

در برش باغک نمونه شماره T206 (شیل‌های ابتدای شروع سازند تیرگان) مربوط به این پالینوفاسیس می‌باشد. در برش گله‌وار نمونه‌های شماره T103 و T104 (مربوط به شیل‌های ابتدای شروع سازند تیرگان) و T128 و T130 (مربوط به شیل‌های انتهای سازند تیرگان و ابتدای سازند سرچشمه) مربوط به این پالینوفاسیس می‌باشد.

پالینوفاسیس IV

در این پالینوفاسیس، محتوای اسلایدها شامل مسرالها (حدود ۵۰ تا ۷۵ درصد)، مواد آلی بی‌شکل (در حدود ۲۰ تا ۳۰ درصد) و پالینومورفهای دریایی (در حدود ۱۰ تا ۳۰ درصد) می‌باشد. فراوانی فیتوکلاستها در این پالینوفاسیس نزدیکی محیط رسوبی به منشأ را نشان می‌دهد. در این پالینوفاسیس، فراوانی و تنوع داینوسیستها نسبت به پالینوفاسیسهای قبلی بیشتر شده و شرایط مناسب‌تر و تنوع حفظ شدگی داینوسیستها بهتر است. این پالینوفاسیس در محیط دریایی باز (ولی با عمق کم) قرار دارد. در برش باغک نمونه‌های T226 و T227 (مربوط به شیل‌های انتهای برش) و در برش گله‌وار نمونه‌های T122 و T124 (مربوط به سستبرای ۳۲ تا ۳۵ متری از قاعده برش، در محدوده شیل‌های انتهایی) مربوط به این پالینوفاسیس می‌باشد.

برای شناسایی محیط رسوبی قدیمه می‌توان از شکل داینوسیستها نیز استفاده نمود. سیستهای که دارای زواید طولیل می‌باشند، شاخص محیط‌های دور از ساحل و فرمهایی با زوائد کوتاه یا فاقد زوائد در محیط‌های ساحلی و نزدیک به ساحل فراوان هستند.

در دو برش مطالعه شده، در قسمت‌های شیلی انتهایی بیشترین داینوفلاژله‌ها مشاهده شده‌اند که در برش باغک در سستبرای ۳۲ تا ۳۶ متری و در برش گله‌وار در سستبرای ۳۴ تا ۳۹ متری وجود دارند. در این محدوده از برشها، بیشتر نمونه‌ها دارای

تفسیر مجموعه رخساره‌ای A: در مجموعه رخساره A وجود گل آهکی فراوان به همراه دانه‌های کوارتز نشانگر کم عمق شدن حوضه و ایجاد شرایط سوپراتایدال است (Shine, 1983). فراوانی کوارتز در رخساره‌های کربناته نشان دهنده رسوب‌گذاری در محیط‌های کم عمقی است که مدتی تحت تأثیر ورود ذرات آواری و مدتی نیز در شرایط تکتونیک پایدار و انرژی متوسط و رسوب‌گذاری کربناته بوده است (Hariri, 2008). عاری بودن رخساره‌ها از اجزای اسکلتی بیانگر تشکیل آنها در در پهنه‌های جزرومدی و تحت تأثیر عملکرد امواج می‌باشد (Tucker, 2001). کم عمق شدن تدریجی رمپ، سبب شدت عمل امواج در پهنه‌های ساحلی و بین جزرومدی شده و باعث تشکیل سنگ آهکهای ماسه‌ای می‌شود (موسوی حرمی و خاوری، ۱۳۸۴). در تشکیل رخساره‌های شیلی ابتدای برشها که با سنگ آهکهای ماسه‌ای در تناوب است، معمولاً فعالیت امواج و جریانات جزرومدی باعث ورود ماسه به محیط شده و موجب ایجاد چنین تناوبی شده است. مجموعه این شواهد بیانگر تشکیل مجموعه رخساره (A) در یک محیط جزرومدی است. این مجموعه رخساره‌ای در هر دو برش باغک و گل‌هوار وجود دارد و بیشترین فراوانی آن در بخشهای ابتدایی هر دو برش دیده می‌شود (شکل ۵ و ۶).

مجموعه رخساره‌ای B: از ۳ زیررخساره B1 تا B3 تشکیل شده است:

رخساره B1 (وکستون پلوئیدی) که حدود ۳۰ درصد از ذرات تشکیل دهنده آن را پلوئید به خود اختصاص داده است. اندازه پلوئیدها از ۰/۵ میلی‌متر تجاوز نمی‌کند. علاوه بر این، در این رخساره مقدار پراکنده‌ای خرده‌های دوکفه‌ای (حدود ۲ درصد) و ۵ درصد کوارتز در اندازه سیلت وجود دارد (شکل ۴پ).

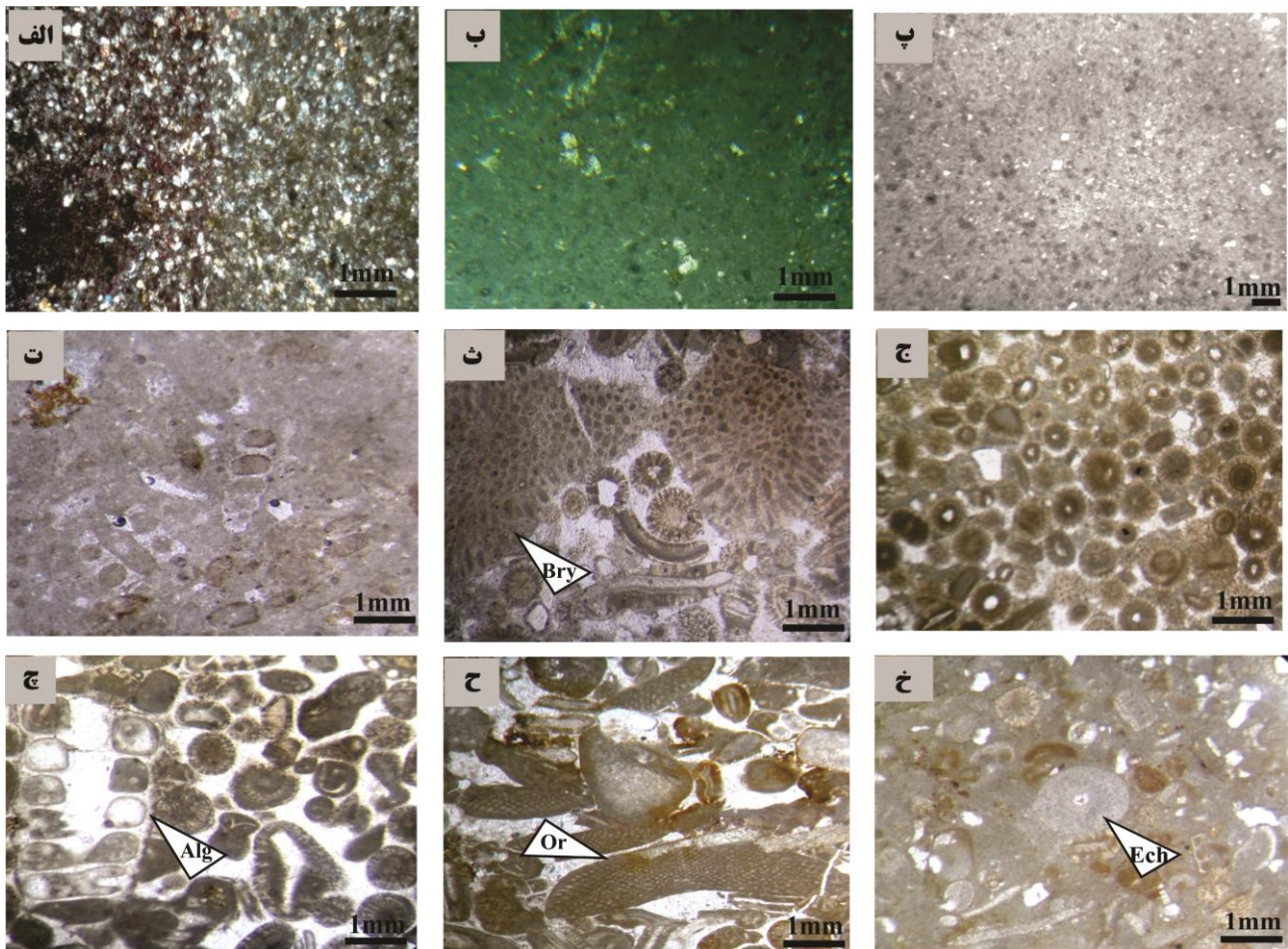
اسکلتی و غیراسکلتی، مقدار سیمان و ماتریکس بین دانه‌ها و ذرات آواری مورد بررسی قرار گرفته است. پس از شناسایی سنگها و نام‌گذاری آنها به روش Dunhum (1962)، رخساره‌های رسوبی با توجه به نوع دانه‌های اسکلتی و غیراسکلتی دسته بندی شده‌اند که نشان دهنده محیط‌های رسوب‌گذاری متفاوت هستند. نحوه جای‌گیری رخساره‌ها نشان دهنده تغییرات کوچک و بزرگ در الگوهای محیطی نظیر آب و هوا، شدت جریان آب و یا تغییرات در سطح نسبی آب دریاست (Bachmann & Hirsch, 2006). آنالیز رخساره‌ها، به شناسایی ۴ مجموعه رخساره‌ای A، B، C و D در برشهای مورد مطالعه منجر گردید که در زیر به تفصیل شرح داده شده‌اند:

مجموعه رخساره‌ای A: شامل ۳ رخساره است:

رخساره A₁ در برداشتهای صحرایی در ابتدای هر دو برش بوده و به صورت شیل‌های آهکی خاکستری رنگ رخمنون دارد و فاقد اجزای اسکلتی می‌باشد. با توجه به نبود اجزای اسکلتی و جایگاه این شیلها بر روی سازند شوربچه و همچنین در توالی ریزرخساره‌های مربوط به محیط جزرومدی، به نظر می‌رسد که این شیلها در محیط نزدیک به ساحل نهشته شده باشد.

رخساره A₂ (مادستون ماسه‌ای) حاوی ۲۰ درصد کوارتز در اندازه ماسه ریز تا متوسط با جورشدگی ضعیف می‌باشد (شکل ۴الف). این رخساره بیشتر در بخشهای ابتدایی سازند مشاهده می‌گردد.

رخساره A₃ (مادستون) عمدتاً متشکل از گل آهکی بوده و حاوی ۲ درصد پلوئید با حداکثر اندازه ۰/۵ میلی‌متر و به میزان کمتر از ۵ درصد ذرات کوارتز در اندازه سیلت است. علاوه بر این اثراتی از انحلال و حفرات پر شده از کلسیت اسپاری در زمینه گل آهکی آن نیز دیده می‌شود (شکل ۴ب).



شکل ۴: الف) رخساره پهنه جزرومدی مادستون ماسه‌ای (زمینه در اثر رنگ‌آمیزی با محلول آلیزارین رنگی شده است) (xpl): ب) رخساره پهنه جزرومدی مادستون (xpl): پ) رخساره پهنه جزرومدی وکستون پلوئیدی؛ علاوه بر پلوئید مقدار پراکنده‌ای قطعات دوکفه‌ای و کوارتز در اندازه سیلت نیز وجود دارد (xpl). ت) رخساره پهنه جزرومدی وکستون بیوکستی؛ در تصویر خرده‌هایی از شکم‌پا و جلبک سبز مشخص است (xpl). ث) رخساره لاگونی پکستون اووئیدی بیوکلاست‌دار (xpl): ج) رخساره سدی گرینستون اووئیدی (Qt: کوارتز)؛ هسته اووئیدها غالباً از کوارتز تشکیل شده است (ppl). چ) رخساره سدی گرینستون اووئیدی بایوکلاست‌دار (Bry: بریوزوئر، Or: اربیتولینید و Alg: جلبک)؛ ائید اجزای اصلی این رخساره است (ppl). ح) رخساره سدی گرینستون بایوکلاستی اربیتولینید و اووئیدار؛ Or: اربیتولینید؛ اربیتولینیدها بیوکلاست اصلی و از نوع دیسکی شکل هستند که با حضور اووئیدهای مماسی شرایط پرانرژی را نشان می‌دهند (xpl). خ) رخساره دریای باز پکستون اووئیدی بیوکلاست و اربیتولینیدار (xpl).

درصد اووئید با اندازه ۰/۵ تا ۱ میلی‌متر، ۵ درصد بریوزوئر با حداکثر اندازه ۵ میلی‌متر، ۲ درصد اکتینودرم با حداکثر اندازه ۱ میلی‌متر و ۲ درصد بازویا با حداکثر اندازه ۴ میلی‌متر است (شکل ۴). فابریک اووئیدها از نوع شعاعی و هسته آنها اغلب گل‌آهکی و برخی نیز کوارتز و اکتینودرم است.

تفسیر مجموعه رخساره‌ای B: این مجموعه در اولین بخش از محیط زیر جزرومد کم عمق واقع شده است که توسط نبود شکل‌های خروج از آب، فراوانی بایوکلاست‌های

رخساره B2 (وکستون بیوکستی) که مقدار فراوانی از گل همراه با حدود ۱۵ درصد خرده‌های اسکلتی و غیراسکلتی در آن دیده می‌شود. این میزان آلوکم شامل ۲٪ اووئید با اندازه ۰/۵ تا ۱ میلی‌متر، ۵٪ اکتینودرم با اندازه متوسط ۰/۵ میلی‌متر، ۵٪ بریوزوئر با اندازه متوسط ۲ میلی‌متر، ۱ درصد قطعات دوکفه‌ای، ۱ درصد روزن‌داران اربیتولینیدی با اندازه متوسط ۲ میلی‌متر و کمتر از ۱ درصد شکم‌پا و جلبک سبز است (شکل ۴).

رخساره B3 (پکستون اووئیدی بیوکلاست‌دار) که شامل ۲۰

اغلب اووئیدها میکریتی شده‌اند. در صورت فراوان شدن بریوزوئرها نام ریزرخساره به گرینستون اووئیدی بریوزوئردار تغییر می‌کند.

رخساره C³ (گرینستون بایوکلستی اووئید و اوربتولینیدار) که بیشتر حاوی خرده‌های اسکلتی نظیر اریتولینید، بریوزوئر، اکینودرم و بازوپا است. اریتولینیدها فراوان‌ترین خرده‌های اسکلتی بوده و از نوع دیسکی شکل هستند. فراوانی اریتولینیدها به میزان ۲۵ درصد با اندازه ۲ تا ۳ میلی‌متر، بازوپایان ۱۰ درصد با اندازه ۳ تا ۴ میلی‌متر، بریوزوئرهای ۵ درصد با اندازه ۳ تا ۴ میلی‌متر، اکینودرمها ۲ درصد با متوسط اندازه ۰/۷۵ میلی‌متر و جلبک سبز به میزان کمتر از ۱ درصد با متوسط اندازه ۲ میلی‌متر می‌باشد. علاوه بر این، در میان خرده‌های غیراسکلتی اووئید با فراوانی حدود ۳۰ درصد و با اندازه متوسط ۰/۷۵ میلی‌متر وجود دارد. اغلب اووئیدها فابریک مماسی دارند (شکل ۴ح).

تفسیر مجموعه رخساره‌ای C: حضور فراوان اووئیدهای مماسی در این مجموعه نشانه تشکیل در آبهای گرم کم‌عمق، آشفته و فوق اشباع نسبت به کربنات کلسیم می‌باشد. عموماً اووئیدها شاخص رسوب‌گذاری در آبهای آشفته و کم‌عمق هستند (Milliman, 1974). محیط پرانرژی تحت تأثیر جریانهای قوی جزرومدی طی فرآیند شکل‌گیری پلاتفرم رمپ کربناته، برای تشکیل اووئیدهای پرانرژی مطلوب می‌باشد (Reeder & Rankey, 2008). نبود گل آهکی و تراکم زیاد آلو کمها نشانگر شرایط محیطی پرانرژی است. به باور Mass *et al.* (2003)، حضور انواع گرینستون حاکی از ته‌نشست رسوبات در محیطهای پرانرژی مانند پشته‌های سدی می‌باشد. اووئیدهای با فابریک مماسی در رخساره‌های گرینستون اووئیدی، گرینستون بایوکلستی اووئیددار و گرینستون اووئیدی بایوکلست‌دار حضور دارد. این نوع اووئید بیشتر در محیط پرانرژی ایجاد می‌شود (Tucker, 2001). علاوه بر این،

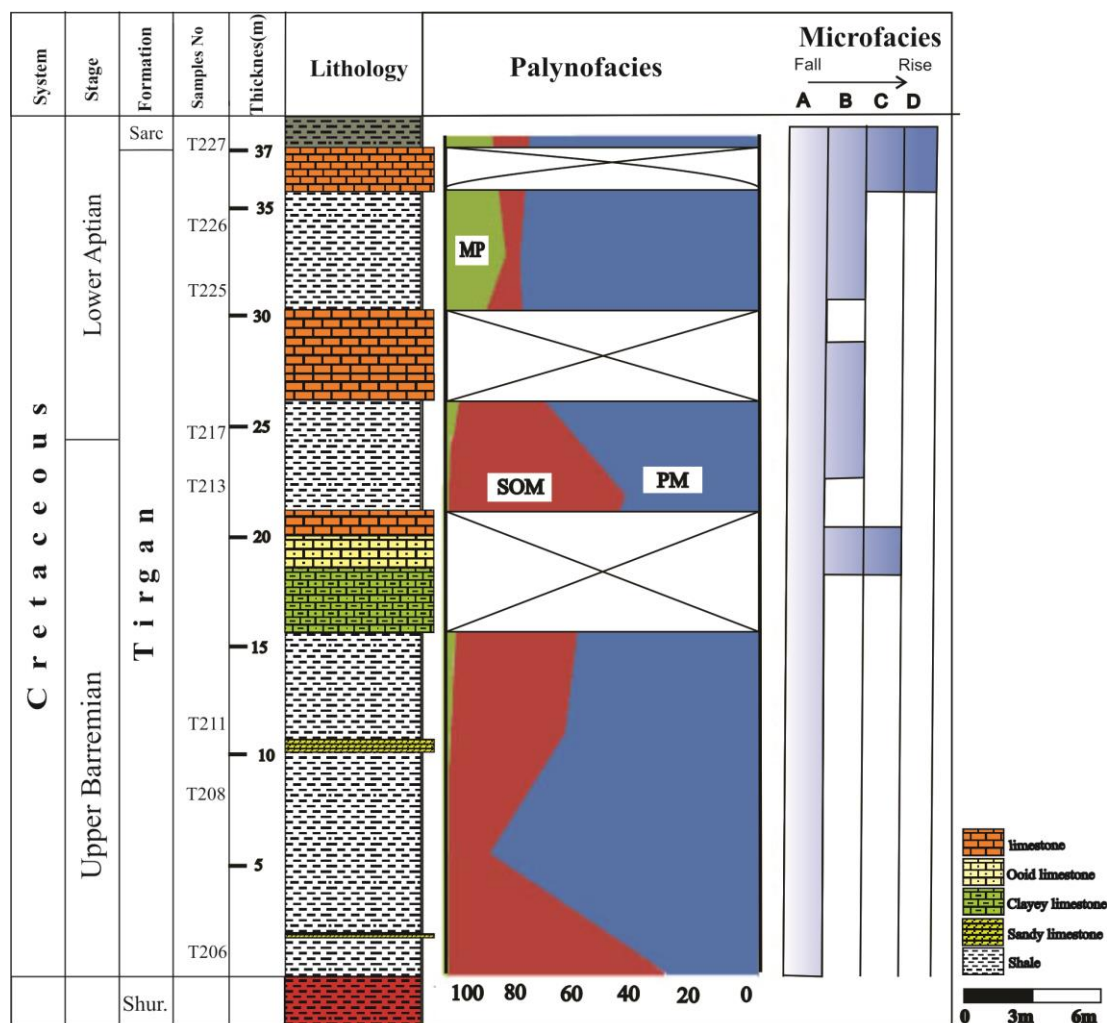
لاگونی و قرارگیری در بین رسوبات ساحلی تر و حاشیه پلاتفرم، مشخص می‌شود (Lasemi, 1995). در این مجموعه فراوانی پلوئیدها، نشان دهنده رسوب‌گذاری در یک محیط کم انرژی نظیر لاگون است (Wilson, 1975)؛ (Adachi *et al.*, 2004).

فراوانی آلو کمهایی نظیر اووئید و بایوکلستهای دریای باز نزدیک شدن به محیط سدی را نشان می‌دهد. اووئیدهای با فابریک شعاعی فراوان‌ترین نوع اووئیدها را در این مجموعه تشکیل می‌دهند که نشان دهنده شرایط دریایی کم عمق با آشفستگی کم و انرژی نسبتاً کم است (Flugle, 2010)؛ (Tucker, 2001). مجموعه این شواهد بیانگر تشکیل مجموعه رخساره B در یک محیط لاگون می‌باشد. این مجموعه رخساره‌ای در هر دو برش مورد مطالعه وجود دارد، اما فراوانی آن در برش گله‌وار بیشتر است (شکل‌های ۵ و ۶).

مجموعه رخساره‌ای C: از ۳ رخساره C¹ تا C³ تشکیل شده و عبارتست از:

رخساره C¹ (گرینستون اووئیدی) که اووئیدها تا ۷۰٪ آن را تشکیل می‌دهند. اندازه اووئیدها ۰/۵ تا ۱ میلی‌متر و به شکل‌های کروی، بیضوی و کشیده دیده می‌شوند و اغلب از نوع میکریتی شده می‌باشند. خرده‌های اسکلتی همراه شامل ۱٪ بریوزوئر با متوسط اندازه ۲ میلی‌متر، ۱٪ بازوپا با اندازه متوسط ۱/۵ میلی‌متر و ۱٪ اکینودرم با حداکثر اندازه ۰/۷۵ میلی‌متر می‌باشد (شکل ۴ج).

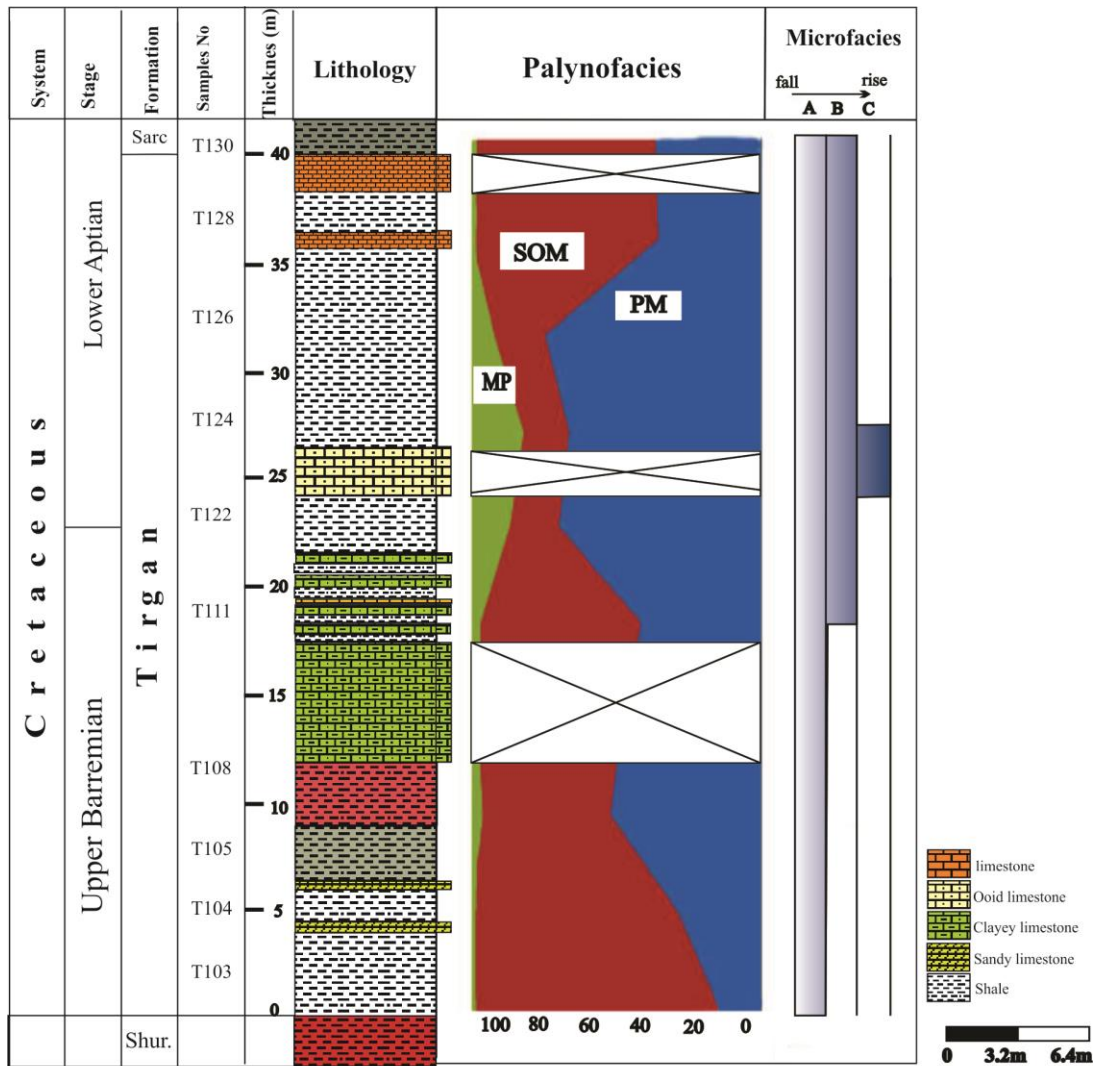
رخساره C² (گرینستون اووئیدی بایوکلست‌دار) که حاوی ۴۰٪ اووئید با اندازه ۰/۵ تا ۱ میلی‌متر، ۵ درصد اریتولینید با اندازه متوسط ۲ میلی‌متر، ۱٪ اکینودرم با متوسط اندازه ۰/۷۵ میلی‌متر، ۵٪ بریوزوئر و حدود ۱٪ جلبک سبز با اندازه متوسط ۲ میلی‌متر می‌باشد (شکل ۴چ). اندازه بریوزوئرهای در مقطع طولی گاهی به ۵ میلی‌متر هم می‌رسد.



شکل ۵: تفکیک پالینوفاسیسها بر مبنای چگونگی تغییرات ذرات آلی در طول ستون چینه شناسی و مقیسه آن با پراکندگی رخساره‌ها در برش باغک

نیز درگیر می‌باشد (Bachmann & Hirsch, 2006). حضور قابل توجه فرمهای دیسکی شکل و کشیده اریتولینیدی در رخساره گرینستون بایوکلستی اووئیددار که معمولاً در اعماق بیشتر گسترش می‌یابند (Simmons *et al.*, 2000) نیز نشان‌دهنده رسوب‌گذاری این رخساره در حاشیه رو به دریای سد می‌باشد. با توجه به این شواهد، می‌توان گفت شرایط محیط پراثری پشته سدی نیز در زمان رسوب‌گذاری نهشته‌های سازند تیرگان در دو برش مطالعه شده حاکم بوده است. این مجموعه رخساره‌ای در هر دو برش مورد مطالعه شناسایی شد، اما در بین رخساره‌های موجود دارای کمترین فراوانی است. پراکندگی این ریزخساره‌ها در دو برش گله‌وار و باغک در شکلهای ۵ و ۶ نشان داده شده است.

اووئیدهای با فابریک شعاعی-متحدالمرکز نیز در رخساره‌های گرینستون اووئیدی و گرینستون بایوکلستی اووئیددار مشاهده شده‌اند. هسته اووئیدها را عمدتاً کوارتز تشکیل می‌دهد که نشان می‌دهد ذرات آواری تا رخساره سدی هم پیش‌روی کرده‌اند. وجود لایه‌بندی مورب نیز بیانگر بالا بودن انرژی محیط در زمان تشکیل این مجموعه رخساره‌ای است (Bachmann & Hirsch, 2006). وجود گرینستون همراه با حضور انواع موجودات استنوهالین نظیر اکینودرم، بریوزوئر و بازوپا (Heckle, 1972) نشان‌دهنده رسوب‌گذاری در حاشیه رو به دریای سد می‌باشد (James *et al.*, 1999). تفاوت در شکل پوسته اریتولینیدها (مخروطی یا دیسکی شکل) به محیط بستگی دارد (Pittet *et al.*, 2002) که در تفسیر رخساره‌ای



شکل ۶: تفکیک پالینوفاسیسها بر مبنای چگونگی تغییرات ذرات آلی در طول ستون چینه شناسی و مقایسه آن با پراکنندگی رخساره‌ها در برش گله‌وار

است و در برخی نیز خرده‌های اسکلتی بریوزوئر و شکم‌پا هستند (شکل ۴خ).

تفسیر مجموعه رخساره‌ای D: این مجموعه به سبب وجود موجودات حساس به شوری نظیر اکتینودرم، بازوپا، بریوزوئر و همچنین حضور اوریتولینیدهای دیسکی شکل در یک محیط دریای باز نهشته شده است. وجود مقادیر فراوان گل آهکی بیانگر شرایط پایین انرژی محیط (Adachi et al., 2004) و نهشته شدن آن در زیر خط اثر امواج عادی است. تفاوت این ریزرخساره با ریزرخساره B3 در وجود اوریتولینیدهای دیسکی شکل شاخص دریای باز می‌باشد. این مجموعه ریزرخساره‌ای تنها در برش

مجموعه رخساره D

DI (پکستون اووئیدی بیوکلاست و اوریتولینیددار) که فراوانی اووئید در آن ۳۰ درصد بوده و اندازه آنها بین ۰/۵ تا ۱ میلی‌متر است. علاوه بر این، این رخساره حاوی اینتراکلاست و بیوکلاست می‌باشد. خرده‌های اسکلتی شامل ۱ درصد اکتینودرم با اندازه متوسط ۰/۷۵ میلی‌متر، ۲ درصد اوریتولینید با متوسط اندازه ۲ میلی‌متر، ۳ درصد بریوزوئر با اندازه متوسط ۳ میلی‌متر، حدود ۳ درصد نیز اینتراکلاست با اندازه متوسط ۱/۵ میلی‌متر می‌باشند. اووئیدها اغلب فابریک شعاعی دارند و برخی نیز شعاعی - متحدالمرکز هستند. هسته‌های تشکیل دهنده اووئیدها، عمدتاً گل آهکی

باغک در قستهای انتهایی سازند تیرگان و ابتدایی سازند سرچشمه شناسایی شد و در برش گله‌وار وجود ندارد (شکل ۵ و ۶).

مدل رخساره‌ای

با توجه به تغییر تدریجی رخساره‌ها، نبود رخساره‌های ریفی و نبود نشانه‌های وجود رخساره‌های ریزشی تغییرات ناگهانی شیب محیط رسوبی (Tucker & Wright, 1990؛ Flugle, 2010) مدل رسوبی سازند تیرگان در ناحیه مورد مطالعه را می‌توان به صورت یک پلاتفرم کربناته کم عمق از نوع رمپ تفسیر کرد که سنگهای آهکی آن در چهار کمر بند رخساره‌ای پهنه جزرومدی، لاگون، پشته سدی و دریای باز بر جای گذاشته شده‌اند. مطالعه حاضر با مطالعات پیشین صورت گرفته در مورد محیط رسوبی سازند تیرگان (موسوی زاده و همکاران ۱۳۸۷؛ جوانبخت و همکاران ۱۳۹۰؛ باقرنژاد و همکاران ۱۳۹۲؛ محمدی، ۱۳۹۲) انطباق خوبی نشان می‌دهد. از دلایلی که باعث جلوگیری از رشد ریفها شده، تأمین ذرات آواری از خشکی است که در برخی رخساره‌های سازند تیرگان در دو برش مورد مطالعه وجود دارد. کم عمق شدن تدریجی رمپ، سبب شدت عمل امواج در زونهای ساحلی و بین جزرومدی شده و باعث تشکیل سنگ آهکهای ماسه‌ای (مانند منطقه مورد مطالعه) می‌شود.

ریزرخساره‌های ارائه شده با نتایج حاصل از بررسی پالینوفاسیسه‌های سازند تیرگان در برشهای مورد مطالعه همخوانی و مطابقت خوبی نشان می‌دهد.

برش باغک با رخساره‌های مربوط به پهنه جزرومدی و پالینوفاسیسه‌های ۱ و ۳ مربوط به محیط حاشیهای آغاز می‌شود و در ادامه با نوسان سطح آب نهشت رخساره‌های مربوط به پشته سدی صورت می‌گیرد. متأسفانه به دلیل گسترش رسوبات آهکی، شواهد پالینولوژیکی از این

قسمت از برش باغک در دست نیست. یک سوم پایانی این برش با افزایش سطح آب همراه است به طوری که رخساره‌های لاگونی به رخساره‌های دریای باز تبدیل می‌شوند. شواهد پالینولوژیکی (افزایش میزان MP به همراه گسترش پالینوفاسیس شماره ۴) نیز این افزایش سطح آب در انتهای برش را تأیید می‌کند (شکل ۵).

برش گله‌وار نیز با رخساره‌های پهنه جزرومدی آغاز می‌شود که مطابق با پالینوفاسیسه‌های ۲ و ۳ متعلق به محیط کم عمق نزدیک به ساحل و فراوانی زیاد SOM می‌باشد. عمیق ترین بخش سازند تیرگان در برش گله‌وار در قسمت‌های میانی آن قرار دارد که با نهشته شدن رخساره پشته سدی همراه است. از نظر پالینولوژیکی نیز این بخش از برش با پالینوفاسیس شماره ۴ و فراوانی زیاد MP همراه است. در قسمت‌های انتهایی این برش افت مجدد سطح آب روی داده به طوری که رخساره‌های لاگونی در این بخش غالب هستند. وجود پالینوفاسیس شماره ۳ و افزایش فراوانی SOM نیز گویای پایین آمدن سطح آب در یک سوم انتهایی برش گله‌وار می‌باشد (شکل ۶).

نتیجه گیری

سازند تیرگان در دو برش گله‌وار و باغک (شرق حوضه رسوبی کپه داغ) عمدتاً شامل تناوب شیل و سنگ آهک ماسه‌ای، شیل‌های آهکی - مارنی حاوی اووئید و خرده‌های اسکلتی و سنگ آهک نسبتاً ضخیم تا متوسط لایه حاوی اووئید و خرده‌های اسکلتی با میان لایه‌های شیلی می‌باشد. تعداد ۶ گونه از اربیتولینیداها و ۱۶ گونه از داینوفلاژله‌ها در این دو برش شناسایی گردید که بر اساس این دو گروه فسیلی، سن انتهای بارمین پسین - آپتین پیشین برای این سازند در شرق حوضه رسوبی کپه‌داغ پیشنهاد می‌شود. نتایج حاصل از مطالعه پالینوفاسیسه‌ها و رخساره‌های رسوبی در این برش‌ها مطابقت خوبی نشان می‌دهند. با توجه به

با رخصاره‌های دریایی باز خاتمه می‌یابند، اما رخصاره‌های انتهایی برش گله‌وار نشان دهنده محیط لاگونی می‌باشند. وجود رخصاره‌های دریایی باز در برش باغک و نبود آنها در برش گله‌وار و نیز گسترش فراوان رخصاره‌های پهنه جزرومدی، لاگون و سد در این برش نسبت به رخصاره‌های برش باغک نشان دهنده کم عمق تر بودن نسبی برش گله‌وار نسبت به برش باغک است. فراوانی بیشتر داینوفلاژله‌های موجود در برش باغک نسبت به برش گله‌وار نیز مؤید این موضوع می‌باشد.

سپاس‌گزاری

نگارندگان از همکاری سرکار خانم فاطمه ذبیحی زوارم و سرکار خانم بهناز کلنات (دانشجویان دکتری زمین شناسی دانشگاه فردوسی مشهد) تشکر و قدردانی می‌نمایند.

اجزای موجود در اسلایدهای پالینولوژیکی، چهار نوع پالینوفاسیس شناسایی گردید. با توجه به پالینوفاسیسهای چهارگانه شناسایی شده در این برشها، محیط رسوبی سازند تیرگان با یک محیط کم عمق نزدیک ساحل شروع و در نهایت به محیط عمیق تری (در شیل‌های انتهایی) منتهی می‌گردد. آنالیز ریزرخساره‌ها نیز به شناسایی ۴ مجموعه رخصاره‌های A، B، C و D در بخشهای کربناته سازند تیرگان منجر گردید. با توجه به رخصاره‌های شناسایی شده، مدل رسوبی سازند تیرگان را می‌توان به صورت یک پلاتفرم کربناته کم عمق نوع رمپ تفسیر کرد که سنگهای آهکی آن در چهار کمر بند رخصاره‌ای پهنه جزرومدی، لاگون، پشته سدی و دریایی باز بر جای گذاشته شده‌اند. در هر دو برش، بخشهای ابتدایی با رخصاره‌های پهنه جزرومدی آغاز می‌شوند. در برش باغک بخشهای انتهایی

منابع

- آقاباتی، ع.، ۱۳۸۳. زمین شناسی ایران. سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۵۸۶ ص.
- افشارحرب، ع.، ۱۳۷۳. زمین شناسی ایران: زمین شناسی کپه‌داغ. سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۲۷۶ ص.
- باقرنژاد، س.، محبوبی، ا.، محمودی قرایی. م. ح.، خانه باد، م.، ۱۳۹۲. رخصاره‌ها و چینه نگاری سکانسی سازند تیرگان در برشهای آبگرم و سیرزار در شمال شرق حوضه رسوبی کپه‌داغ. دیرینه شناسی، ۱(۱): ۱-۱۸.
- جلالی، ع.، ۱۳۸۶. بایواستراتیگرافی و لیتواستراتیگرافی سازند تیرگان در کپه‌داغ خاوری و باختری. پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه آزاد اسلامی واحد تهران شمال، ۲۱۵ ص.
- جوانبخت، م.، ۱۳۹۰. تاریخچه رسوب گذاری و پس از رسوب گذاری سازند تیرگان در نواحی مرکزی و غربی حوضه رسوبی کپه‌داغ. رساله دکتری، دانشگاه آزاد اسلامی واحد شمال تهران، ۲۶۳ ص.
- خدائی، م. ع.، ۱۳۷۰. مطالعه رخصاره‌های رسوبی و محیط رسوبی سازند تیرگان واقع در شمال شرق ایران. پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تربیت معلم، ۱۹۵ ص.
- داوطلب، ا.، قاسمی نژاد، ا.، وحیدی نیا، م.، عاشوری، ع.، ذبیحی، ف.، ۱۳۹۳. زیست چینه نگاری سازند تیرگان براساس پالینومورفها و روزن‌داران کف زی در شرق حوضه کپه‌داغ. هشتمین همایش انجمن دیرینه شناسی ایران، صص ۴۴-۴۸.
- ریوندی، ب.، ۱۳۸۶. چینه نگاری سکانسی سازند های تیرگان و سرچشمه در ناودیس خور واقع در شمال شرق مشهد. پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه فردوسی مشهد، ۱۷۵ ص.
- ریوندی، ب.، نجفی، م.، موسوی حرمی، ر.، محبوبی، ا.، وحیدی نیا، م.، ۱۳۸۹. چینه نگاری زیستی سازند تیرگان در دو ناحیه

- جوزک و چمن بید واقع در غرب حوضه رسوبی کپه داغ. پژوهشهای چینه نگاری و رسوب شناسی دانشگاه اصفهان، ۴۱ (۴): ۸۹-۱۱۰.
- سبیل، ف.، ۱۳۷۵. بررسی میکرواستراتیگرافی کرتاسه زیرین در بخشی از کپه داغ (جنوب شرقی و شمال قوچان). پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه شهید بهشتی، ۱۲۵ ص.
- طاهرپورخلیل آباد، م.، ۱۳۸۷. بررسی میکروپالئونتولوژی و میکروفاسیس سازند تیرگان در برش ارکان، جنوب باختری بجنورد و مقایسه آن با رخساره اورگونین در اروپا. پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه آزاد اسلامی مشهد، ۲۵۲ ص.
- کباری، ر.، ۱۳۸۷. تفسیر تاریخچه رسوب گذاری و پس از رسوب گذاری و چینه نگاری سکانسی سازند تیرگان در بخش مرکزی حوضه رسوبی کپه داغ (منطقه چناران). پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه فردوسی مشهد، ۲۱۴ ص.
- لاسمی، ی.، ۱۳۷۹. رخساره ها، محیط رسوبی و چینه نگاری سکانسی نهشته سنگهای پرکامبرین بالایی و پالئوزوئیک ایران. سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۱۸۰ ص.
- محمدی، م.، ۱۳۹۲. چینه نگاری سکانسی سازندهای تیرگان در ناحیه بزنگان. پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه فردوسی مشهد، ۸۴ ص.
- موسوی زاده، م. ع.، ۱۳۸۶. تاریخچه رسوب گذاری و پس از رسوب گذاری سازند تیرگان در غرب روستاهای چمن بید و جوزک. پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه فردوسی مشهد، ۱۵۸ ص.
- موسوی زاده، م. ع.، محبوبی، ا.، موسوی حرمی، ر.، نجفی، م.، ۱۳۸۷. رخساره های رسوبی و چینه نگاری سکانسی سازند تیرگان در برشهای جوزک و چمن بید واقع در غرب حوضه رسوبی کپه داغ و انطباق با نواحی شرق حوضه. پژوهشهای چینه نگاری و رسوب شناسی دانشگاه اصفهان، ۳۲ (۳): ۳۴-۵۶.
- موسوی حرمی، ر.، خاوری خراسانی، پ.، ۱۳۸۴. تفسیر تغییر سطح دریا از نگاهت رسوبی. واژگان خرد، ۴۲۷ ص.
- هاشمیان کاخکی، ن.، ۱۳۸۵. تحول زمین شناسی و بررسی چینه شناسی و میکروفاسیس اورگونین سازند تیرگان در حوضه کپه داغ. پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه آزاد اسلامی مشهد، ۱۴۹ ص.
- Adachi, N., Ezaki, Y., & Lin, J., 2004. The origins of peloids immediately after the end-permain extinction, Guizhou Province, South China. *Sedimentary Geology*, 164: 164-178.
- Afshar-Harb, A., 1969. A brief history of geological exploration and geology of Sarakhs area and Khangiran gas field (in Persian). *Bulletin of Iranian Petroleum Institute*, 37: 86-96.
- Afshar-Harb, A., 1982. Geological Map of Dareh-Gaz, 1:250000 scale. *Geological Survey & Mineral Exploration of Iran*.
- Al-Saad, H., & Ibrahim, M., I.A., 2005. Facies and palynofacies characteristics of the upper Jurassic Arab D reservoir in Qatar, *Revue de Paleobiologie*, 24 (1): 225-241.
- Bachmann, M., & Hirsch, F., 2006. Lower Cretaceous carbonate platform of the eastern Levant (Galilee and the Golan Heights): stratigraphy and second-order sea-level change. *Cretaceous Research*, 27: 487-512.
- Dunham, R.J., 1962, Classification of carbonate rocks according to depositional texture. In: Ham, W.E. (ed.), Classification of carbonate rocks. *American Association of Petroleum Geologists Memoir*, pp 108-121.
- Flügel, E., 2010. Microfacies of carbonate Rocks Analysis Interpretation and Application. *Springer-Verlag*, 976 p.
- Hariri, T.Y., 2008. Depositional Environment and petrophysical studies on subsurface Devonian Sediments from Faghur-1x well at North Western Desert, Egypt. *Journal of Applied Sciences Research*, 4 (1): 65-75.
- Heckle, P.H., 1972. Possible inorganic origin for stromatolites in calcilitite mounds in the Tully Limestone,

- Devonian of New York. *Journal of Sedimentary Petrology*, 42: P. 7-18.
- James, N.P., Collins, L.B., Bone, Y., & Hallock, P., 1999. Rottnest Shelf to Ningaloo Reef cool-water to warm-water carbonate transition on the Continental Shelf of Western Australia. *Journal Sedimentary Research*, 69: 1297-1321.
- Jaramillo, C.A., 2006. Cenozoic plant diversity in the Neotropics. *Science*, 311: 1893-1896.
- Kalantari, A., 1969. Foraminifera from the middle Jurassic-Cretaceous successions of Kopet Dagh region (NE-Iran). *National Iranian Oil Company, (N.I.O.C.), Exploration and Production, Geological Laboratory, Tehran, (Ph.D. thesis, London University)*, Publication 3: 1-298.
- Lasemi, Y., 1995. Platform carbonate of Upper Jurassic Mozduran Formation in the Kopet-Dagh basin, NE Iran, facies, paleoenvironments and sequences. *Sedimentary Geology*, 99: 151-164.
- Leereveld, H., 1995. Dinoflagellate cysts from the Lower Cretaceous Rio Argos succession (SE Spain). *PhD thesis, Laboratory of Palaeobotany and Palynology, Utrecht University*, 175 p.
- Mass, J.P., Fenerci, M., & Pernarcic, E., 2003. Palaeobathymetric reconstruction of peritidal arbonates, Late Barremian, Urgonian, Sequences of Provence (SE France). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 200: 65-81.
- Milliman, J.D., 1974. Marine Carbonates. *Springer-Verlag, Berlin*, xv: 1-375.
- Oosting A.M., Leereveld H., Dickens G.R., Henderson R.A., & Brinkhuis H., 2006. Correlation of Barremian-Aptian (mid-Cretaceous) dinoflagellate cyst assemblages between the Tethyan and Austral realms. *Cretaceous Research*, 27: 792-813.
- Pittet, B., van Buchem, F.S.P., Hillgartner, H., Razin, P., Grottsch, J., & Droste, H., 2002. Ecological succession, palaeoenvironmental change, and depositional sequences of Barremian-Aptian shallow-water carbonates in northern Oman. *Sedimentology*, 49: 555-581.
- Rahaghi, A., 1976. Contribution a l'É tude de quelques grands foraminifères de l'Iran. *Société National Iranienne des Pétroles Laboratoire de Micropaléontologie*, 6: 1-79.
- Reeder, S.L. & Rankey, E.C., 2008. Interactions between tidal flows and oolite shoals, Northern Bahamas. *Journal Sedimentary Research*, 78: 175-186.
- Ruttner, A.W., 1993. Southern borderland of Triassic Laurasia in northeast Iran. *Geologische Rundschau*, 82: 110-120.
- Schroeder, R., van Buchem, F.S.P., Cherchi, A., Baghbani, D., & Vincent, B., 2010. Revised orbitolinid biostratigraphic zonation for the Barremian-Aptian of the eastern Arabian Plate and implications for regional stratigraphic correlations. *GeoArabia Special Publication*, 4(1): 49-96.
- Shine, E.A., 1983. Tidal flat environment. In: Scholle, P.A., Bebout, D.G., & Moore, C.H. (eds.), Carbonate Depositional Environments. *American Association of Petroleum Geologists Memoir*, 33: 172-210.
- Simmons, M.D., Whittaker, J.E., & Jones, R.W., 2000. Orbitolinids from Cretaceous sediments of the Middle East-a revision of the F.R.S. Henson and Associated Collection. In: Hart, M.B., Kaminski, M.A., & Smart, C.W., (eds.), *Proceedings of the Fifth International Workshop on Agglutinated Foraminifera, Grzybowski Foundation, Special Publication*, 7: 411- 437.
- Skupien P., & Vašíček Z. 2002. Barremian and Aptian integrated biostratigraphy (ammonites and non-calcareous dinocysts), paleoenvironment and paleoclimate in the deposits of the Silesian nappe in the Czech Republic's territory (Outer Western Carpathians). *Geologica Carpathica*, 53: 1-11.
- Taherpour Khalil Abad, M., Conrad, M.A., Aryaei, A.A., & Ashouri, A.R. 2010. Barremian-Aptian dasycladalean algae, new and revisited, from the Tirgan Formation in the Kopet Dagh, NE Iran. *Carnets de Géologie - Notebooks on Geology*, Art 2010/05 (CG2010_A05): 1-13.
- Taherpour Khalilabad M., Aryaei A.A., Ashouri A.R., & Ghaderi A., 2011. Introducing some echinoderms from the Tirgan Formation, Kopeh-Dagh Basin, NE of Iran. *Geopersia*, 1 (1): 83-94
- Taherpour Khalil Abad, M., Schlagintweit F., Vaziri S.H., Aryaei A.A., & Ashouri A.R., 2013. *Balkhania balkhanica* Mamontova, 1966 (benthic foraminifera) and *Kopetdagaria sphaerica* Maslov, 1960 (dasycladalean alga) from the Lower Cretaceous Tirgan Formation of the Kopet-Dagh mountain range (NE Iran) and their paleobiogeographic significance. *Facies*, 59: 267-285
- Toricelli S., 2000. Lower Cretaceous dinoflagellate cyst and acritarch stratigraphy of the Cismon APTICORE (Southern Alps, Italy). *Review of Palaeobotany and Palynology*, 108: 213-266.
- Traverse A., 1988. Paleopalynology. *Unwin Hyman*, Boston, 600 p.
- Tucker, M.E., 2001, Sedimentary Petrology (3rd edition). *Blackwell*, Oxford, 260 p.

- Tucker, M.E., & Wright, V.P., 1990. Carbonate Sedimentology. *Black-Wells*, Oxford, 482 p.
- Tyson R., 1993. Palynofacies analysis. *Applied Micropaleontology*, pp. 153-191.
- Van der Zwan, C.J. 1990. Palynostratigraphy and palynofacies reconstruction of the Draugen Field Offshore Mid Norway. *Review of Paleobotany and Palynology*, 62: 157-186.
- Wilson, J.L., 1975. Carbonate Facies in Geological History. *Springer- Verlag*, 471p.

Biostratigraphy, Facies and sedimentary environment of Tirgan Formation in eastern parts of Kopeh- Dagh Basin, based on palynomorphs and foraminifera

Davtalab, E. ^{1*}, Ghasemi-Nejad, E.², Vahidinia, M.³, Ashouri, A.⁴

1-PhD Student in Stratigraphy & Paleontology, Department of geology, Faculty of Science, Ferdowsi University of Mashhad, Mashhad, Iran.

2- Professor, Department of Geology, University College of Science, University of Tehran

3- Associate Professor, Department of Geology, Faculty of Science, Ferdwosi University of Mashhad, Mashhad, Iran.

4- Professor, Departement of Geology, Faculty of Science, Ferdwosi University of Mashhad, Mashhad, Iran.

*E-mail: Vahidinia@ferdowsi.um.ac.ir

Introduction

The Kopet-Dagh sedimentary basin was formed in northeast Iran, southwestern Turkmenistan and north Afghanistan after closure of the Paleotethys Ocean following the Middle Triassic orogeny (Ruttner, 1993). Tirgan Formation, in Kopeh-Dagh basin consists of thick-bedded orbitolinid limestones, limy shale – marl with thin intercalation of limestone.

Materials and Methods

20 rock samples were selected for palynology and 60 for foraminiferal studies. Palynological preparation procedures followed those of Traverse (1988). Removal of carbonates and silicates were done with HCL and HF, then remaining samples sieved with 200 μ m and 20 μ m mesh (nylon sieve), using zinc chloride (ZnCl₂) (separation of organic material). The prepared slides were scanned and their palynological contents were identified and counted. The identified specimens were grouped in dinoflagellate cysts and sporomorphs. Moreover, 60 thin sections of Chalky limestone and limy marl have been prepared and studied. Thin sections were stained using Alizarin red and studied using standard petrographic microscopic techniques. Carbonate rocks were classified according to Dunham's carbonate classification (1962).

Discussion

This study led to identification of 16 species of dinocysts and six benthic foraminifera (Orbitolinids). Of the 20 rock samples prepared for palynology eight sample were from Baghak and 10 sample from Gallehvar sections. Some samples have good preservation and diversity of dinocysts. Based on the obtained biostratigraphy data, a late Barremian-early Aptian age is suggested for these deposits.

According to Palynological studies of Oosting *et al.* (2006), Skupien & Vašiček (2002) and Torricelli (2000), Barremian- Aptian boundary have been identified by presence of *Pseudoceratium pelfiferum*, *Cribroperidinium tenuiceras*. Palynological contents of the slides were used for environmental interpretations. These include of three main organic groups: Marine Palynomorphs (MP), Amorphous Organic Matter (AOM) and palynomacerals or Phytoclasts (PH). Palynofacies are related to the composition and state of preservation of organic content of a rock unit or loose sediments (Batten, 1996). Based on Tyson diagram (1993), four palynofacies have identified for both sections: II: Marginal dysoxic-anoxic basin. IV: Shelf to basin transition. VI: Proximal suboxic-anoxic shelf. IX: Distal suboxic-anoxic basin. According to the quantitative palynological studies of the Tirgan Formation, depositional environment of the formation starts with a shallow, near shore environment and eventually leads to deeper environments (in the terminal shales).

Microfacies characteristics allow interpretations of lateral and vertical shifts in facies zones that reflect major and minor variations in environmental patterns, such as climate, water circulation, and siliciclastic input or sea-level fluctuations (Bachmann *et al.*, 2006). Based on petrographic and washed samples, four lithofacies (A, B, C and D) have been identified in the Tirgan Formation. Petrographic studies were carried out to describe the microfacies and interpret the depositional environments. Therefore, 4 facies associations were identified.

Facies association A: This association is composed of 3 microfacies A₁, A₂, A₃ (Mudstone and Sandy Mudstone). Abundant carbonate mud with quartz grains in this association represent shallowing parts of the

basin and indications of the supratidal conditions (Shine, 1983). This facies association has been observed in both sections (Baghak and Gallehvar) and most abundant in the lower parts of the sections.

Facies association B: This facies association includes 3 microfacies B₁, B₂ and B₃ (Peloidal Wackstone, Bioclastic Wackstone and Bioclastic Oolitic Wackstone). Abundant of Peloids in this association show deposition in low energy condition such as lagoon (Adachi *et al.*, 2004). The evidences represent formation of this facies association in a lagoon environment. This association has been observed in both sections but its frequency is in Gallehvar section.

Facies association C: This facies association contains 3 microfacies C₁, C₂ and C₃ (Oolitic grainstone, Biocalstic Oolitic grainstone and Orbitolina Oolitic grainstone). Presence of abundant tangential ooids in this association represent formation in the shallow, warm, agitated and calcium carbonate supersaturated conditions. Generally, ooids are index for sedimentation in shallow turbulent waters (Milliman, 1974). Presence of cross-stratification represents high-energy conditions during the formation of this facies (Bachmann & Hirsch, 2006). Abundant discoidal and elongated orbitolina in the oolitic grainstone show formation of this facies in the seaward margin of the shoal. Given this evidence, it can be said that high-energy conditions of shoal prevailed in both studied sections.

Facies association D: This facies association is mainly composed of Orbitolina Oolitic Packstone. Due to existence of stenohaline organisms such as Echinoderms, Brachiopods, Briozoers and discoidal Orbitolina, this association have been deposited in an open marine environment. Presence of abundant mud lime in this association represents low energy conditions (Adachi *et al.*, 2004) and deposition under the normal waves. The facies model of Tirgan Formation in the studied area can be interpreted as a shallow carbonate platform of ramp type where carbonate rocks have been deposited in four facies belt: tidal flat, lagoon, shoal and open marine. One the reasons that prevented the reef formation is, supply of siliciclastic particles from the land that are seen in some of the facies in both studied sections. The results of the palynofacies study can also support the interpretation of sedimentary facies in these sections.

Keywords: Kopeh Dagh; Tirgan Formation; Lower Cretaceous; Palynomorphs; Foraminifera; sedimentary environments.

Reference

- Adachi, N., Ezaki, Y., & Lin, J., 2004. The origins of peloids immediately after the end-permain extinction, Guizhou Province, South China. *Sedimentary Geology*, 164: 164-178.
- Bachmann, M., & Hirsch, F., 2006. Lower Cretaceous carbonate platform of the eastern Levant (Galilee and the Golan Heights): stratigraphy and second-order sea-level change. *Cretaceous Research*, 27: 487-512.
- Batten, D.J., 1996. Palynofacies and paleoenvironmental interpretation. In: Jansonius, J., McGregor, D.C., (Eds.), Palynology: principles and applications. *American Association of Stratigraphic Palynologists, Foundation, Dallas, Texas*, 3: 1011-1064.
- Dunham, R.J., 1962. Classification of carbonate rocks according to depositional texture. In: Ham, W. E. (ed.), Classification of carbonate rocks. *American Association of Petroleum Geologists Memoir*, pp. 108-121.
- Milliman, J.D., 1974. Marine Carbonates. *Springer-Verlag, Berlin*, xv: 1-375.
- Oosting A.M., Leereveld H., Dickens G.R., Henderson R.A., & Brinkhuis H., 2006. Correlation of Barremian-Aptian (mid-Cretaceous) dinoflagellate cyst assemblages between the Tethyan and Austral realms. *Cretaceous Research*, 27: 792-813.
- Ruttner, A.W., 1993. Southern borderland of Triassic Laurasia in northeast Iran. *Geologische Rundschau*, 82: 110-120.
- Shine, E.A., 1983. Tidal flat environment. In: Scholle, P.A., Bebout, D.G., & Moore, C.H. (eds.), Carbonate Depositional Environments. *American Association of Petroleum Geologists Memoir*, 33: 172-210.
- Skupien P., & Vašíček Z. 2002. Barremian and Aptian integrated biostratigraphy (ammonites and non-calcareous dinocysts), paleoenvironment and paleoclimate in the deposits of the Silesian nappe in the Czech Republic's territory (Outer Western Carpathians). *Geologica Carpathica*, 53: 1-11.
- Toricelli S., 2000. Lower Cretaceous dinoflagellate cyst and acritarch stratigraphy of the Cismon APTICORE (Southern Alps, Italy). *Review of Palaeobotany and Palynology*, 108: 213-266.
- Traverse A., 1988. Paleopalynology. *Unwin Hyman, Boston*, 600 p.