

رخساره‌های رسوبی و چینه‌نگاری سکانسی توالی کرتاسه-پالئوسن در بلوک یزد، برش چاه‌ترش

سیدمحمدعلی موسوی‌زاده*^۱ و کوورش رشیدی^۲

۱- استادیار گروه زمین‌شناسی، پردیس علوم، دانشگاه یزد، یزد، ایران

۲- دانشیار گروه زمین‌شناسی، پردیس علوم، دانشگاه یزد، یزد، ایران

نویسنده مسئول: moosavizadeh@yazd.ac.ir

دریافت: ۱۴۰۰/۷/۱۹ پذیرش: ۱۴۰۰/۸/۱۲

نوع مقاله: پژوهشی

چکیده

گذر کرتاسه به پالئوسن در عمده قسمت‌های ایران مرکزی به علت عملکرد فاز کوهزایی لازامید به صورت نبود رسوبگذاری است و یا با رخساره تخریبی همراه است. در قسمت جنوبی بلوک یزد تنها رخنمون کوچکی از این رسوبات وجود دارد که به صورت آهک مارنی-ماسه‌ای فسیل‌دار رخنمون دارد. به دلیل اهمیت گذر کرتاسه-پالئوسن در ایران مرکزی، در این مطالعه توالی رسوبی بارمین-پالئوسن در بخش جنوبی بلوک یزد (برش چاه‌ترش) مورد بررسی قرار گرفته است. مطالعه سنگ‌چینه‌ای این توالی، وجود رسوبات کربناته و آواری را در این برش چینه‌شناسی نشان می‌دهد. آنالیزهای رخساره‌ای منجر به شناسایی ۱۵ رخساره رسوبی گردید که در چهار زیر محیط پهنه جزرومدی، لاگون، پشته سدی و ابتدای دریای باز تشکیل شده و در مجموع، بر روی یک رمپ کربناته کم‌عمق ته‌نشین شده‌اند. در این توالی رسوبی تعداد ۴ سکانس رسوبی رده سوم شناسایی شده که توسط مرزهای نوع اول و دوم از یکدیگر تفکیک می‌شوند. مرز بین سکانس رسوبی اول و دوم، یکی از طولانی‌ترین ناپیوستگی‌های رسوبی (آپتین-مئس‌تریشتین) مربوط به خردقاره ایران مرکزی را ثبت کرده است. در مقابل، گذر بین مئس‌تریشتین-پالئوسن که در اغلب نواحی ایران مرکزی با ناپیوستگی رسوبی همراه است در این برش به صورت پیوسته و بدون وقفه رسوبگذاری ثبت شده است. این نتایج می‌تواند در بازسازی شرایط گذشته ایران مرکزی مورد استفاده قرار گرفته و عملکرد گسل‌های ایران مرکزی در این قسمت را به خوبی مورد بررسی قرار داد.

واژگان کلیدی: چینه‌نگاری سکانسی، رخساره، پالئوسن، بلوک یزد، چاه‌ترش

۱- پیشگفتار

ماگمایی شدید بوده است (لارسون و اربا، ۱۹۹۹؛ لکی و همکاران، ۲۰۰۲). بازه زمانی پالئوسن از لحاظ آب و هوایی وضعیت ویژه‌ای دارد، به گونه‌ای که این بازه به عنوان دوره گذر از شرایط گرم و گلخانه‌ای کرتاسه به شرایط سرد و با گسترش یخچال‌ها در زمان نئوژن در نظر گرفته می‌شود (زاخس و همکاران، ۲۰۰۸). علاوه بر این، ساختار پوسته ایران مرکزی از اوایل پالئوژن تغییرات بسیار زیادی داشته است که این تغییرات عمدتاً به دلیل فعالیت‌های ماگمایی مرتبط با فرورانش در قسمت جلویی زون‌های زاگرس، البرز و کپه‌داغ می‌باشد (داوودزاده و همکاران، ۱۹۹۷).

از آنجایی که برش مورد مطالعه یکی از محدود نقاطی است که پیوستگی بین رسوبات کرتاسه-پالئوسن را نشان می‌دهد (شلاگینتویت و رشیدی، ۲۰۱۹)، لذا می‌توان آن را به عنوان قطعه مهمی در بازسازی جغرافیای قدیمه و بررسی روند تغییرات مختلف در این بازه زمانی در نظر

با توجه به فرضیه وجود حوضه اقیانوسی موسوم به اقیانوس سیستان-سبزوار-نابین-بافت در بین ورقه‌های توران و ایران مرکزی و بسته شدن آن در ابتدای پالئوژن (لیندبرگ و همکاران، ۱۹۸۳؛ درکورت و همکاران، ۱۹۸۶؛ فلیپ و فلاکوت، ۲۰۰۰)، بررسی توالی چینه‌شناسی و الگوی رسوبگذاری در این بازه زمانی می‌تواند به عنوان راهنمایی برای روشن شدن تکامل ژئودینامیکی در این خردقاره مفید واقع شود. توالی رسوبات کرتاسه در بلوک یزد به عنوان بخشی از ایران مرکزی شواهد مفیدی جهت درک بهتر روند تکامل این حوضه و حتی خاورمیانه را در خود ثبت کرده است (ویلمسن و همکاران، ۲۰۱۳). در این بین، بازه بارمین-آپتین زمان تغییرات عمده و رخدادهای ویژه در سیستم‌های اقیانوسی-اتمرفری بوده که این رویدادها خود پاسخی به فعالیت‌های تکتونیک صفحه‌ای و

(شکل ۱ ب). در برداشت‌های ابتدایی مشخص گردید که در کوه دوسر و تنگ چنار پیوستگی مابین رسوبات کرتاسه بالایی-پالئوسن وجود ندارد و بیشترین ضخامت رسوبات کربناته پالئوسن در کوه چاه‌ترش قرار دارد. از لحاظ جغرافیای قدیمه و با توجه به بازه سنی توالی مورد مطالعه، این بخش از ایران مرکزی به همراه سایر بخش‌های خردقاره ایران مرکزی در حاشیه شمال خاوری اقیانوس نئوتتیس قرار داشته‌اند (شکل ۲ الف-ب). در ابتدای کرتاسه این خردقاره از ورقه توران جدا شده و توسط حوضه اقیانوسی کوچکی موسوم به اقیانوس سیستان-سبزوار-نابین-بافت احاطه شده است (درکورت و همکاران، ۱۹۸۶؛ فیلیپ و فلاکوت، ۲۰۰۰) و عملاً به عنوان یک واحد رسوبگذاری-تکتونیکی مجزا عمل کرده است (ویلمسن و همکاران، ۲۰۱۸). این اقیانوس نهایتاً در انتهای کرتاسه و ابتدای پالئوژن در اثر حرکت ورقه عربی و بسته شدن اقیانوس نئوتتیس بسته شده است (تیرول و همکاران، ۱۹۸۳؛ استمپفلی و بورل، ۲۰۰۲؛ رزتی و همکاران، ۲۰۱۰).

۳- روش مطالعه

در ابتدا از طریق بررسی نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰۰ بهادران (مجیدی‌فرد و وزیر، ۱۳۷۹) یک برش چینه‌شناسی در کوه چاه‌ترش اندازه‌گیری و توصیف شد. در مجموع تعداد ۲۶۵ نمونه سنگی (آواری و کربناته) با جهت پیمایش عمود بر امتداد لایه‌بندی و به صورت سیستماتیک و همچنین با توجه به تغییرات رخساره‌ای جمع‌آوری گردید. این نمونه‌ها در صحرا بر اساس طبقه‌بندی گرابو (۱۹۰۴) نام‌گذاری شدند و پس از تهیه برش‌های نازک و مطالعه توسط میکروسکوپ پلاریزان رخساره‌های رسوبی از طریق روش دانهام (۱۹۶۲) و امبری و کلوان (۱۹۷۱) نام‌گذاری شدند. به منظور تفکیک کلسیت از دولومیت، برش‌های نازک توسط محلول آلزارین قرمز رنگ و از طریق روش دیکسون (۱۹۶۶) رنگ‌آمیزی شدند و مورد بررسی قرار گرفتند. در نهایت داده‌های رخساره‌ای و چینه‌شناسی بر اساس مدل‌های موجود (ویلسون، ۱۹۷۵؛ رید، ۱۹۸۵؛ بورکت و رایت، ۱۹۹۲؛ فلوگل، ۲۰۱۰) تلفیق شده و شرایط رسوبگذاری در زمان تهنشینی رسوبات ارزیابی شد. انجام مطالعات چینه‌نگاری سکانسی و بررسی تغییرات سطح آب دریا بر اساس مفاهیم

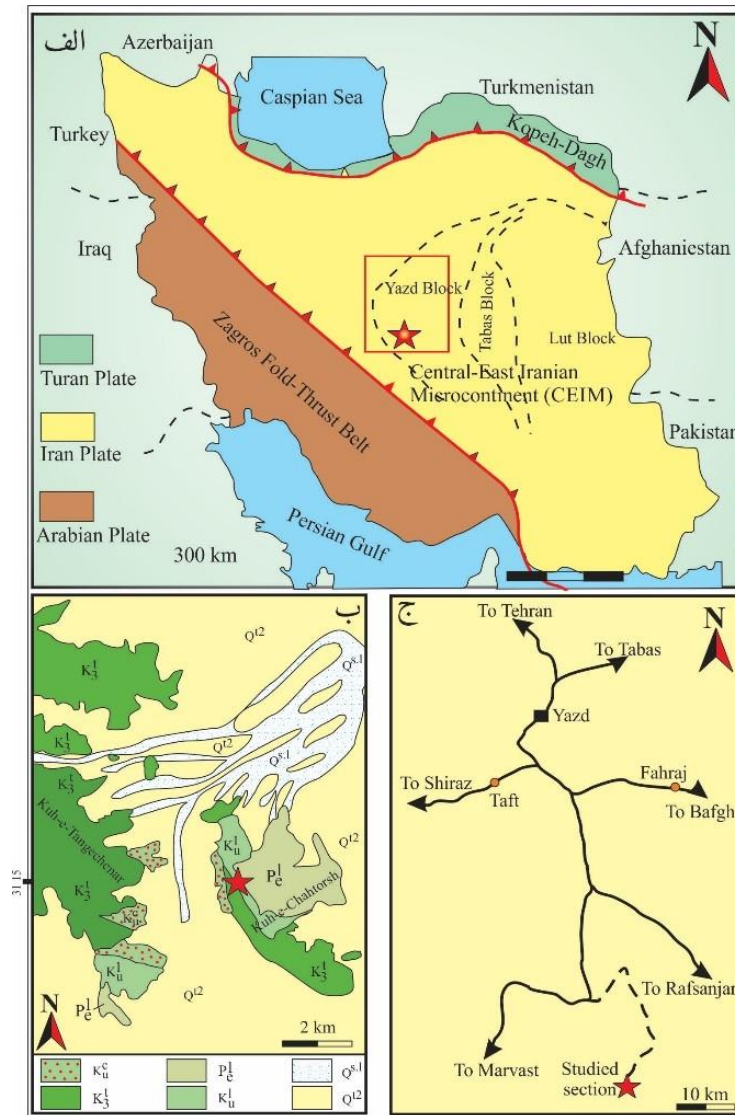
گرفت. این مقاله سعی دارد ویژگی‌های چینه‌شناسی و محیط‌رسوبی مربوط به رسوبات بارمین-پالئوسن را در این قسمت از ایران مرکزی مورد ارزیابی قرار دهد. از طرفی بر اساس سکانس‌های رسوبی تفکیک شده در این توالی، روند تغییرات سطح آب دریا را بررسی نماید. این داده‌ها می‌تواند در بازسازی شرایط گذشته بلوک یزد و یا حتی خردقاره ایران مرکزی در گذر کرتاسه به پالئوژن مورد استفاده قرار گیرد.

۲- زمین‌شناسی منطقه

منطقه مورد مطالعه در بخش جنوب‌باختری خردقاره ایران مرکزی (CEIM) قرار دارد (شکل ۱ الف) این بخش از ورقه ایران از سه بلوک مجزا (لوت، طبس و یزد) تشکیل شده که توسط گسل‌های امتدادلغز با راستای شمالی جنوبی از هم تفکیک شده‌اند و برش مورد نظر در غربی‌ترین بلوک، یعنی بلوک یزد قرار دارد (بربریان و کینگ، ۱۹۸۱؛ داوودزاده و همکاران، ۱۹۹۷). این بلوک توسط گسل درونه به طول حدود ۹۰۰ کیلومتر در شمال، گسل و افیولیت‌های نابین-دهشیر-بافت در باختر و جنوب و در نهایت توسط گسل انار در خاور محدود می‌شود (آقانباتی، ۱۳۸۳). سنگ بستر بلوک یزد مشابه با سنگ بستر پروتروزوئیک عربی (سنگ بستر پان‌آفریکن) است و از کمپلکس دگرگونی تشکیل شده که شامل سنگ‌های ولکانیکی، ولکانیکی کلاستیک و پیروکلاستیک به همراه سنگ مرمر است (حسینی، ۱۹۸۹). توالی کرتاسه در بلوک یزد شامل سازندهای سنگستان، تفت (آهک‌های پلت‌فرمی) و دره زنجیر (شیل‌های سبزرنگ حاوی آمونیت) است که در منطقه خور با معادل‌های سازندهای نقره، شاه‌کوه و بازیاب نام‌گذاری شده‌اند (آیمل و همکاران، ۱۹۹۷؛ ویلمسن و همکاران، ۲۰۱۳؛ ۲۰۱۵). رسوبات پالئوسن در چهار گوش ۱:۲۵۰۰۰۰ یزد و ۱:۱۰۰۰۰۰ بهادران بیرون‌زدگی چندانی ندارند و اغلب با ناپیوستگی فرسایشی بر روی نهشته‌های کرتاسه قرار می‌گیرند ولی در رخنمون کوه چاه‌ترش، این رسوبات با پیوستگی رسوبی بر روی نهشته‌های کرتاسه فوقانی قرار گرفته‌اند. بررسی نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰۰ بهادران (مجیدی‌فرد و وزیر، ۱۳۷۹) نشان می‌دهد در محدوده مورد مطالعه، تنها نهشته‌های مربوط به کرتاسه و پالئوسن به همراهی کنگلومرای نئوژن در کوه چاه‌ترش، کوه دوسر و کوه تنگ چنار بیرون‌زدگی دارند

برش‌نازک عمود بر جهت لایه‌بندی و برای مطالعات فسیل‌شناسی برش‌نازک به ابعاد بزرگ (عمدتاً $10 \times 7/5$ سانتی‌متر مربع) در جهات مختلف (حداقل دو جهت) در آزمایشگاه گروه زمین‌شناسی دانشگاه پیام‌نور واحد اردکان تهیه شدند.

ارایه شده چینه‌نگاری سکansı (کاتونیتو، ۲۰۰۶؛ کاتونینو و همکاران، ۲۰۰۹) صورت گرفته و در نهایت با منحنی تغییرات سطح آب دریای جهانی مقاسیه شد. به همین جهت، محدوده سنی رسوبات مورد مطالعه بر اساس روزن‌بران کفزی موجود در رسوبات مورد مطالعه قرار گرفت در این مطالعات به منظور بررسی‌های رخساره‌ای،



شکل ۱. (الف) موقعیت جغرافیایی منطقه مورد مطالعه در بلوک یزد (اقتباس از زندهمقدم و همکاران، ۲۰۱۶)؛ (ب) نقشه زمین‌شناسی و رخنمون رسوبات کرتاسه در اطراف برش مورد مطالعه (مجیدی‌فرد و وزیری، ۱۳۷۹) و (ج) راه دسترسی به برش مورد مطالعه در جنوب استان یزد.

۴- نتایج

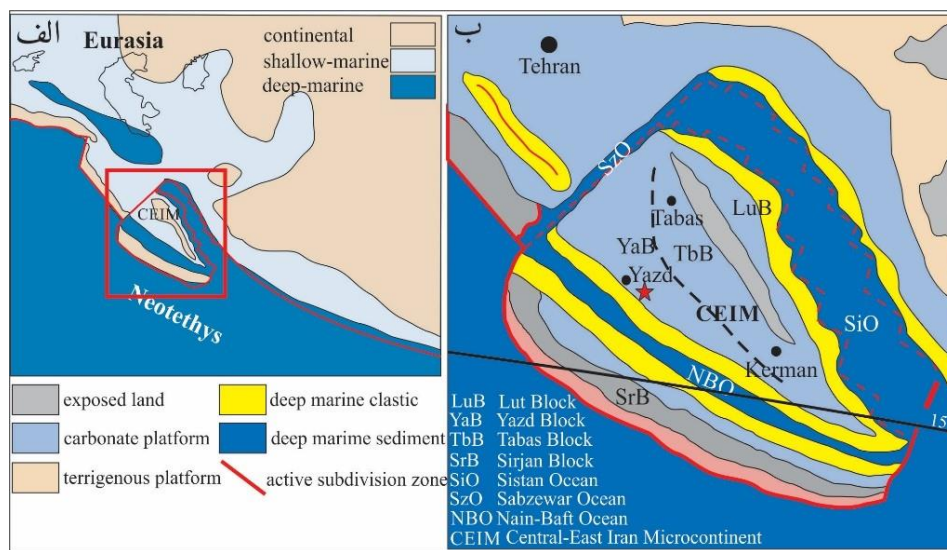
بررسی‌های صحرایی و آزمایشگاهی انجام شده منجر به شناسایی ویژگی‌های چینه‌سنگی و رخساره‌ای مربوط به این رسوبات گردید که در ادامه تشریح می‌شوند.

۴-۱- چینه‌شناسی

ستون چینه‌شناسی مربوط به رسوبات کرتاسه-پالئوسن در کوه چاه‌ترش در شکل ۳ نشان داده شده است. این رخنمون را می‌توان بر اساس ویژگی‌های لایه‌بندی و چینه‌شناسی به چهار واحد چینه‌سنگی تقسیم نمود.

مشاهده نمود. این آهک‌های خاکستری با استناد فسیل‌های موجود متعلق به بارمین تا آپتین هستند. این لیتولوژی با رخمون وسیع در ناحیه و با توجه به نقشه‌های زمین‌شناسی همان سازند تفت است که دارای رخساره اورگونین می‌باشد. سطح بالایی این آهک‌ها فرسوده شده و توسط گنگلومرایبی با ضخامت بیست متر پوشیده شده که این گنگلومرا عمدتاً از قطعات گرد شده تا نیمه زاویه‌دار آهک‌های کرتاسه زیرین تشکیل شده است (شکل ۴ ج). علاوه بر این، دولومیت‌های تریاس و آهک‌های فوزولین‌دار پرمین به صورت پراکنده در این قطعات به چشم می‌خورد.

قدیمی‌ترین توالی شامل آهک‌های خاکستری ضخیم تا توده‌ای اربیتولین‌داری است که قاعده آن‌ها رخمون ندارد و در پایین‌ترین بخش رخمون کوه چاه‌ترش قرار دارند (شکل ۴ الف-ب). ضخامت اندازه‌گیری شده این واحد در برش چینه‌شناسی برداشتی بالغ بر ۱۰۰ متر می‌باشد. این آهک‌ها علاوه بر فسیل‌های فراوان *Orbitolina* sp, *Dictyoconus? pachymarginalis* Schroeder, *Mesorbitolina* gr. *parva* (Douglass)-*texana* (Roemer). می‌توان فسیل‌های جلبک‌های داسی‌کلاداسه از جمله *Psuedoactinoporella* sp *Deloffrella* *quercifoliipora* Granier & Michaud, *Montiella? elitzae* (Bakalova) را به همراهی جلبک‌های سبز-آبی



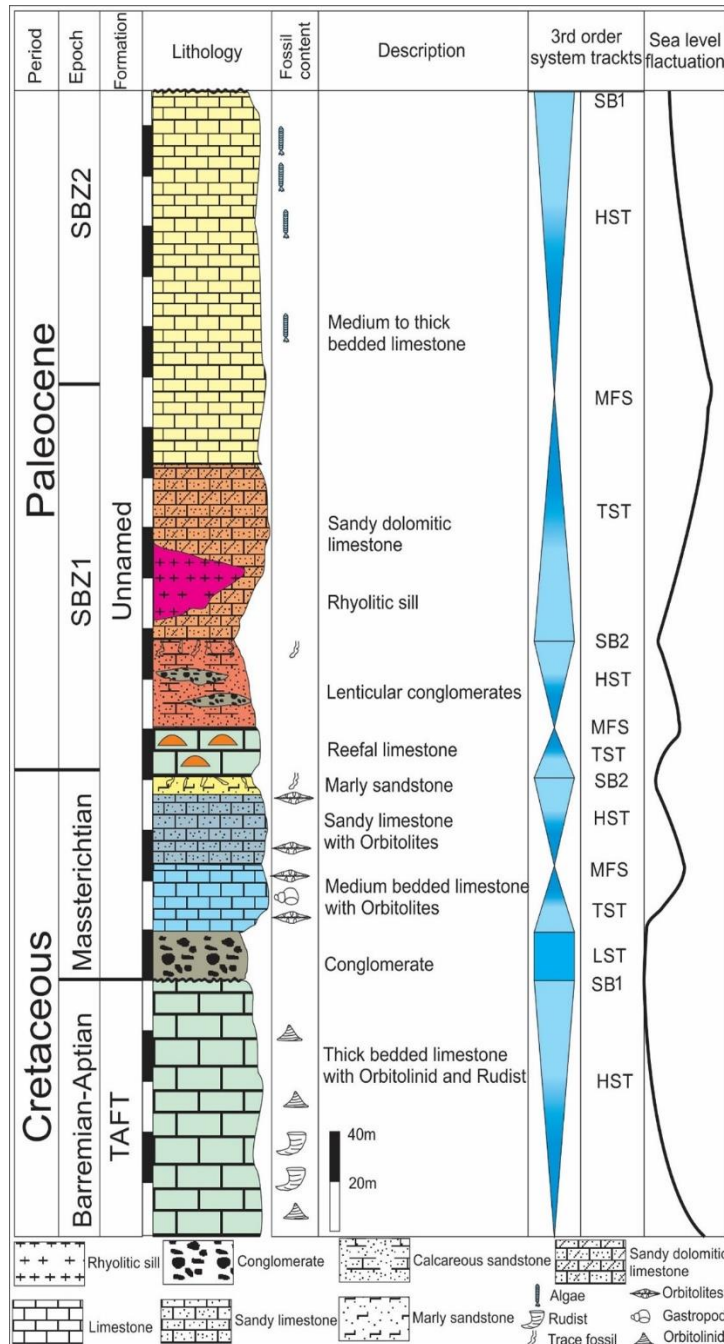
شکل ۲. نقشه جغرافیای قدیمه منطقه مورد مطالعه. (الف) موقعیت خردقاره ایران مرکزی در لبه شمال خاوری اقیانوس نئوتتیس و (ب) موقعیت منطقه مورد مطالعه (ستاره قرمز رنگ) در لبه اقیانوس ناین-بافت. (اقتباس و ترسیم مجدد از ویلمسن و همکاران، ۲۰۱۸).

فراوان بوده و در امتداد سطوح لایه‌بندی، به خصوص در قسمت فوقانی ماسه‌های مارنی-آهکی (شکل ۴ و) و یا ندرتا مایل به لایه‌بندی وجود دارد. در ادامه این واحد رسوبی، رسوبات پالئوسن زیرین با لیتولوژی آهکی وجود داد. این مرز پس از سه بار نمونه‌برداری با فاصله کم و حدود ده سانتی‌متر از یکدیگر مشخص گردید. فوناهای این بخش در قسمت قاعده عمدتاً از تکستولاریده و *Rotorbinella* cf. *detrecta* Hottinger می‌باشد که گویای سن دانین می‌باشد. در فاصله کمی از مرز (بیست تا پنجاه سانتی‌متری) آهک‌های خاکستری نازک تا متوسط وجود دارد که غنی از میلیولید (*Ankarella*, *Haymanella*) و تاکسهای پوسته اگلوتین همانند *Kolchidina paleocenica* (Cushman) وجود

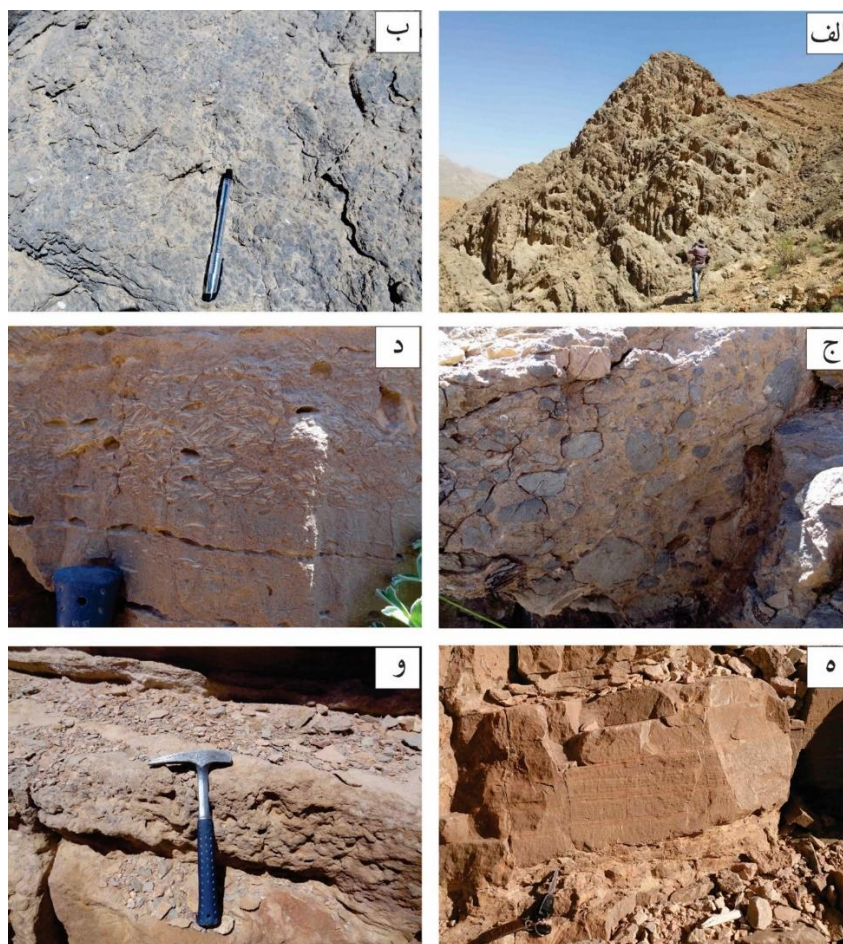
واحد دوم از سنگ‌آهک‌های ماسه‌ای قهوه‌ای نسبتاً روشن تا زرد رنگ حاوی فسیل‌های *Orbitoides gensacicus*, *Orbitoides gruenbachensis* Papp, *Omphalocyclus* و *Sirtina ornata* (Rahaghi), *macroporus* (Lamarck). تشکیل شده که سن این توالی بر اساس فسیل‌های موجود در آن مائس‌تریشین است (شکل ۴ د). در قسمت بالایی این واحد، به تدریج به ورودی‌های آواری اضافه شده و لیتولوژی حالت آهک ماسه‌ای به خود گرفته است که در نهایت به ماسه‌های مارنی-آهکی ختم می‌شود. ساختار لامیناسیون موازی و مورب در بعضی از لایه‌های این قسمت وجود دارد (شکل ۴ ه) اما در بسیاری از لایه‌های دیگر، این توالی توسط فعالیت‌های زیستی به هم ریخته شده که این آثار نسبتاً

می‌شود در قسمت انتهایی آن آثار فسیلی لوله‌ای شکل (شکل ۵ ج) به فراوانی دیده می‌شود. علاوه بر این، عدسی‌هایی از کنگلومرا در این رسوبات وجود دارد که در حدود ۱۰ تا ۱۵ متر طول دارند و ضخامت قسمت مرکزی آن به حدود ۲ الی ۴ متر هم می‌رسد. علاوه بر قلوه‌سنگ‌های آهکی، قطعات دولومیت و چرت نیز در این کنگلومرا به فراوانی وجود دارد (شکل ۵ د).

دارد. در داخل همین آهک‌ها، جلبک‌های سبز چون (*Ovulites moreletti* Elliott, *Terquemella* sp., و *Cymopolia*) وجود دارد. ضخامت این بخش رسوبات دانه‌بین به حدود ده متر می‌رسد که در بالای این بخش علاوه بر فسیل‌های ذکر شده می‌توان کلنی‌های نسبتاً درشت از تجمعات شته‌تیت (Chaetetid) را مشاهده نمود که عمدتاً کریستالیزه شده‌اند (شکل ۵ الف). این رسوبات با یک توالی از جنس ماسه‌سنگ آهکی قرمز (شکل ۵ ب) رنگ دنبال



شکل ۳. ستون چینه‌شناسی توالی کرتاسه-پالئوسن در برش کوه چاه‌ترش که در آن سکانس‌های رسوبی تفکیک شده و نوسانات سطح آب دریا نمایش داده شده است.

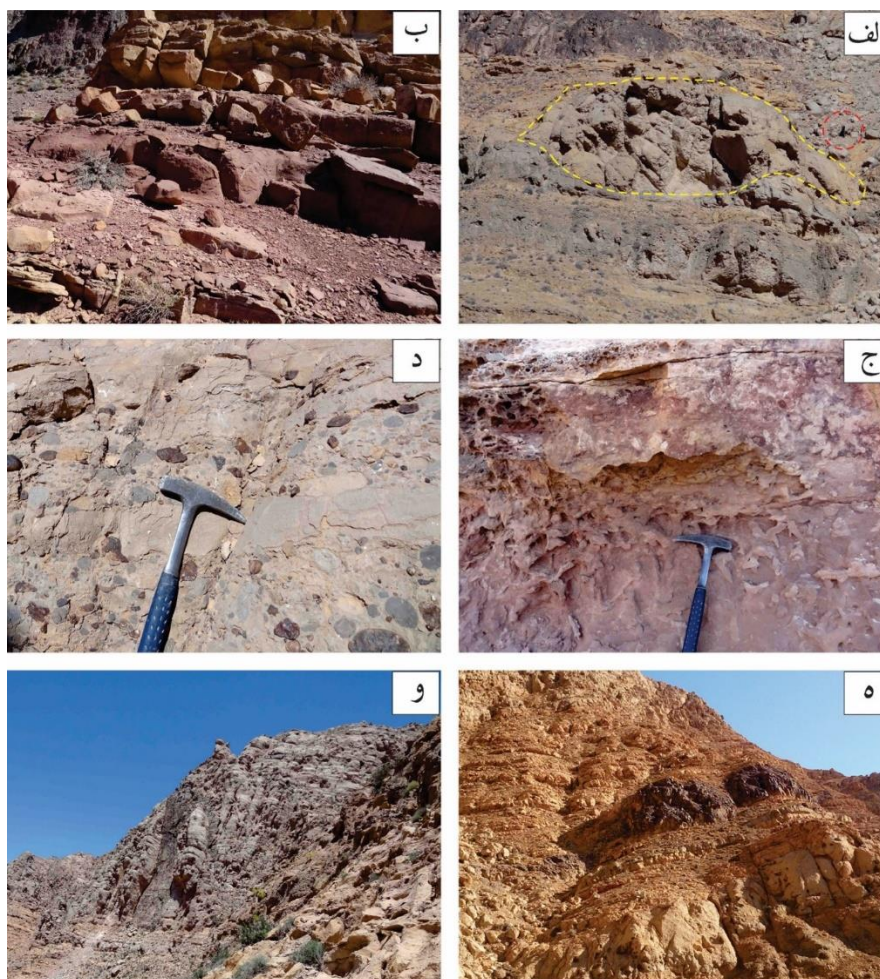


شکل ۴. تصاویر صحرایی رسوبات مورد مطالعه در برش چاه‌ترش. (الف) - توالی کربناته و ضخیم لایه از رسوبات بarmین-آپتین در قاعده برش. (ب) سنگ آهک خاکستری حاوی فسیل اربیتولین. (ج) کنگلومرای ضخیم لایه در قسمت فوقانی توالی آهکی. قلوه‌سنگ‌های موجود در این کنگلومرا عمدتاً از جنس رسوبات زیرین است. (د) روزن‌برهای بنتیک بزرگ (اربیتولیدس) در سنگ آهک‌های کرم‌رنگ متوسط لایه. (ه) لامیناسیون موازی در سنگ آهک ماسه‌ای. (و) آثار مربوط به فعالیت موجودات زنده در قسمت فوقانی ماسه‌سنگ آهکی انتهای مائس‌تریشتین.

Keramosphaerinopsis? cf. *iranicus* (Rahaghi), *Idalina sinjarica* Grimsdale, *Haymanella paleocenica* Sirel, *Serrakielina chahtorshiana* Schlagintweit and Rashidi, *Parahaymanella?* *hakyemezae* Acar, است.

در لایه‌های بالایی این بخش پالئوسن، جلبک‌های داسی‌کلاداسه فراوانی از جمله *Acroporella? anceps* Segonzac, *Clypeina elliotti* Beckmann and Beckmann, *Clypeina socaensis* Deloffre and Radoicic, *Cymopolia mayaense* Johnson and Kaska, *Cymopolia* aff. *barattoloi* Parente, *Dissocladella? Chahtorshiana*, Rashidi and Schlagintewite, *Halimeda? sp.*, *Hamulusella sedalenensis* Elliott in Deloffre and Granier, *Ovulites moreletti* Elliott, *Orioporella malaviae* Pia in Rao and Pia, *Orioporella sinensis* (Yu-Jing), *Rostroporella oviformis* Segonzac, *Sandalia multipora* Dieni, Massari and Radoicic, *Suppiluliumaella? sp.*, *Zittelina sp.** وجود دارد. ضخامت این بخش از رسوبات کربناته پالئوسن ۱۶۵ متر است.

بر روی این بخش فسیل‌دار قاعده پالئوسن، توالی نسبتاً ضخیمی از رسوبات که عمدتاً دولومیت ماسه‌ای، دولومیت، مادستون با ترک‌های گلی را می‌توان مشاهده نمود. در داخل این توالی، سیل نسبتاً ضخیمی با ضخامت بالغ بر سی متر وجود دارد که شاخه‌های آن به بالاترین بخش رخنمون هم میرسد (شکل ۵ ه). ضخامت رسوبات پالئوسن از مرز تشخیصی K/Pa تا این قسمت از پالئوسن ۱۲۴ متر است. بخش بالایی پالئوسن در این ناحیه با توالی از آهک‌های ضخیم تا بسیار ضخیم لایه کرم تا روشن مشخص می‌شود که با توجه به ضخامت زیاد و یکسان بودن لیتولوژی، توپوگرافی بسیار پرشیبی دارند (شکل ۵ و). این لایه‌ها حاوی میکروفسیل‌های *Kolchidina paleocenica*, *Socotraella? yazdiana* Schlagintweit and Rashidi, *Sistanites iranicus* Rahaghi, *Orduella sphaerica* Sirel, *Rotorbinella hensoni* (Smou), *Elazigina* cf. *dienii* (Hottinger), *Miscellanites minutus* (Rahaghi), *Ankaraella trochoidea* Sirel,



شکل ۵. تصاویر صحرایی رسوبات مورد مطالعه در برش چاه‌ترش. الف) ریف‌های کوچک مقیاس در سنگ‌آهک‌های ابتدای پالئوسن. ب-ج) ماسه‌سنگ آهکی قرمز رنگ که در قسمت انتهایی آن آثار فسیلی مربوط به فعالیت موجودات زنده دیده می‌شود. د) عدسی‌های کنگلومرا حاوی قطعات کربناته و چرت. ه) سیل ریولیتی در قسمت میانی برش مورد مطالعه. و) توالی کربناته متوسط تا ضخیم لایه به سن پالئوسن در بخش انتهایی برش مورد مطالعه

۴-۲- رخساره‌های رسوبی

بررسی رخساره‌های رسوبی توالی آپتین-پالئوسن در برش کوه چاه‌ترش بر اساس تلفیق مشاهدات صحرایی نظیر بررسی لایه‌بندی، هندسه چینه‌ها، ساختارهای رسوبی، روندهای تکاملی رخساره‌های سنگی و زیستی و همچنین مطالعات آزمایشگاهی برش‌های نازک میکروسکوپی صورت گرفته است. بر این اساس تعداد ۱۵ رخساره رسوبی شامل ۲ رخساره آواری و ۱۳ رخساره کربناته در این رسوبات تفکیک شده‌اند. رخساره‌های شناسایی شده در ۵ مجموعه رخساره‌ای طبقه‌بندی شدند که از محیط کم‌عمق به طرف بخش عمیق حوضه عبارتند از: مجموعه رخساره A متشکل از کنگلومرای توده‌ای، مجموعه رخساره B شامل ماسه‌سنگ تا مادستون و دولوستون ماسه‌ای و مادستون

فسیل‌دار، مجموعه رخساره C حاوی وکستون تا پکستون دارای روزن‌بران کفزی کوچک و بزرگ، مجموعه رخساره D شامل گرینستون‌های حاوی روزن‌بران کفزی و خرده‌های اسکلتی و در نهایت مجموعه رخساره E تشکیل شده از رودستون‌های حاوی جلبک قرمز و خرده‌های براکیوپود و اکینودرم است. در ادامه هر یک از این مجموعه‌های رخساره‌ای توصیف می‌شوند.

مجموعه رخساره‌ای A

کنگلومرا^۱ (LF1): این مجموعه از یک رخساره به ضخامت حدود ۲۰ متر تشکیل شده است (شکل ۶ الف). در مشاهدات صحرایی این کنگلومرا با مرز کاملاً مشخص و تخریبی بر روی نهشته‌های کربناته بارمین-آپتین قرار

¹ Conglomerate

گرفته می‌شود که بیانگر آغاز توالی پیشروی آب دریا است (زه‌دی و ربانی، ۱۳۹۸). در مقابل رسوبات کنگلومرایی در قسمت میانی توالی که سن پالئوسن برای آنها تعیین شده است دارای هندسه مشخص عدسی شکل بوده که نشان دهنده تشکیل این رسوبات در کانال است. تغییر جانی رسوبات کنگلومرایی به رسوبات کربناته حاوی روزن‌بران کفزی دریایی موید این مطلب است که این کانال‌ها در رسوبات کم‌عمق دریایی و به احتمال زیاد در بخش جزرومدی ایجاد شده‌اند. این مسئله نشان می‌دهد در زمان تشکیل این کانال‌ها، با پسروی آب بخش کم‌عمق پلتفرم از زیر آب بیرون آمده و فرسایش رسوبات باعث انتقال پیل‌های از جنس کربناته به بخش‌های عمیق‌تر شده است.

مجموعه رخساره‌ای B

ماسه‌سنگ قرمز آهکی^۲ (LF2): دانه اصلی تشکیل دهنده این رخساره، ذرات کوارتز در اندازه ماسه ریز تا خیلی ریز (۰/۲ تا ۰/۱ میلی‌متر) (شکل ۶ ج-د) و در برخی موارد در اندازه سیلت درشت هستند. فراوانی دانه‌ها در حدود ۵۵ درصد است. این دانه‌ها در زمینه‌ای از گل آهکی میکریتی پراکنده شده‌اند و با توجه به اینکه این زمینه در نور طبیعی به رنگ قرمز قهوه‌ای دیده می‌شود به نام ماسه‌سنگ قرمز نام‌گذاری شده‌اند. از لحاظ طبقه‌بندی فولک و با توجه به اینکه تقریباً تمامی دانه‌ها کوارتز هستند این رخساره به نام ماسه‌سنگ کوارتزآرنایتی ساب‌مچور ریزدانه با سیمان آهکی در نظر گرفته می‌شود. دانه‌ها دارای جورشدگی خوب بوده ولی گردشدگی ضعیفی دارند. این رخساره در صحرا به صورت توالی ماسه‌سنگی زرد تا قرمز رنگ دیده می‌شود. در این ماسه‌سنگ‌ها ساخت رسوبی لامیناسیون موازی و در برخی موارد لامیناسیون مورب نیز مشاهده شده است و همانطور که در بخش چینه‌شناسی عنوان شد، در مرز بالایی این توالی ماسه‌سنگی، آثار فسیلی دیده می‌شود. سن این ماسه‌سنگ بر اساس جایگاه چینه‌شناسی آن ابتدای پالئوسن است.

مادستون/دولومادستون کوارتزار^۳ (MF1): این رخساره فاقد خرده‌های فسیلی است و تنها از گل آهکی میکریتی حاوی کوارتز در اندازه ریز تا بسیار ریز تشکیل شده است (شکل ۶ ه). فراوانی کوارتز در برخی موارد به حدود ۱۵ درصد هم می‌رسد. رنگ‌آمیزی برش‌های نازک توسط

گرفته است. از لحاظ سنی و بر اساس جایگاه چینه‌شناسی، این رسوبات جوان‌تر از آپتین و قدیمی‌تر از مائس‌تریشتین هستند. با توجه به گل‌پشتیبان بودن این کنگلومرا و درصد زیاد ماتریکس (بیشتر از ۱۵ درصد) در بین دانه‌ها، می‌توان از لحاظ رخساره‌ای آن را به عنوان یک پاراکنگلومرا در نظر گرفت. ماتریکس بین دانه‌ها تماماً از گل کربناته تشکیل شده است. بررسی‌های میکروسکوپی نشان‌دهنده وجود دانه‌های رسوبی فراوان و نبود وجود پیل‌های آذرین و دگرگونی در این کنگلومرا است و به همین دلیل می‌توان آن را از لحاظ ترکیبی، کنگلومرای اولیگومیکتیت معرفی کرد. اندازه پیل‌های تشکیل دهنده متغیر بوده و محدوده از ۵ میلی‌متر تا ۲۵ سانتی‌متر را در شامل می‌شوند، البته قطعاتی تا حد ۴۰ هم به صورت پراکنده دیده می‌شود. عمده قطعات از آهک‌های بارمین-آپتین‌تامین شده‌اند اما می‌توان پیل‌های بزرگی از دولومیت و دلومیت‌های چرتی و آهک‌های فوزولین‌دار پرمین را مشاهده کرد.

این رخساره در بخش میانی برش مجدداً ظاهر می‌شود که البته با تفاوت‌هایی همراه است. در بخش میانی توالی، هندسه لایه‌های کنگلومرا به صورت عدسی بوده در قسمت مرکزی ضخامت بیشتر و در دو طرف ضخامت کمتر را دارند. از طرفی پیل‌های از جنس چرت نیز در کنگلومرای این بخش از رسوبات به فراوانی یافت می‌شود. تفاوت دیگر، مقیاس این رسوبات است که از لحاظ ضخامت در قسمت مرکزی حدود ۲ تا ۴ متر بوده و از لحاظ گسترش جانبی با طول حدود ۱۰ الی ۱۵ متر مشاهده می‌شوند. در این بخش، ساخت رسوبی فلسی یا همان ایمبریکاسیون در بین دانه‌ها دیده می‌شود. جایگاه چینه‌شناسی این کنگلومراها، سنی معادل ابتدای پالئوسن را برای آن‌ها نشان می‌دهد.

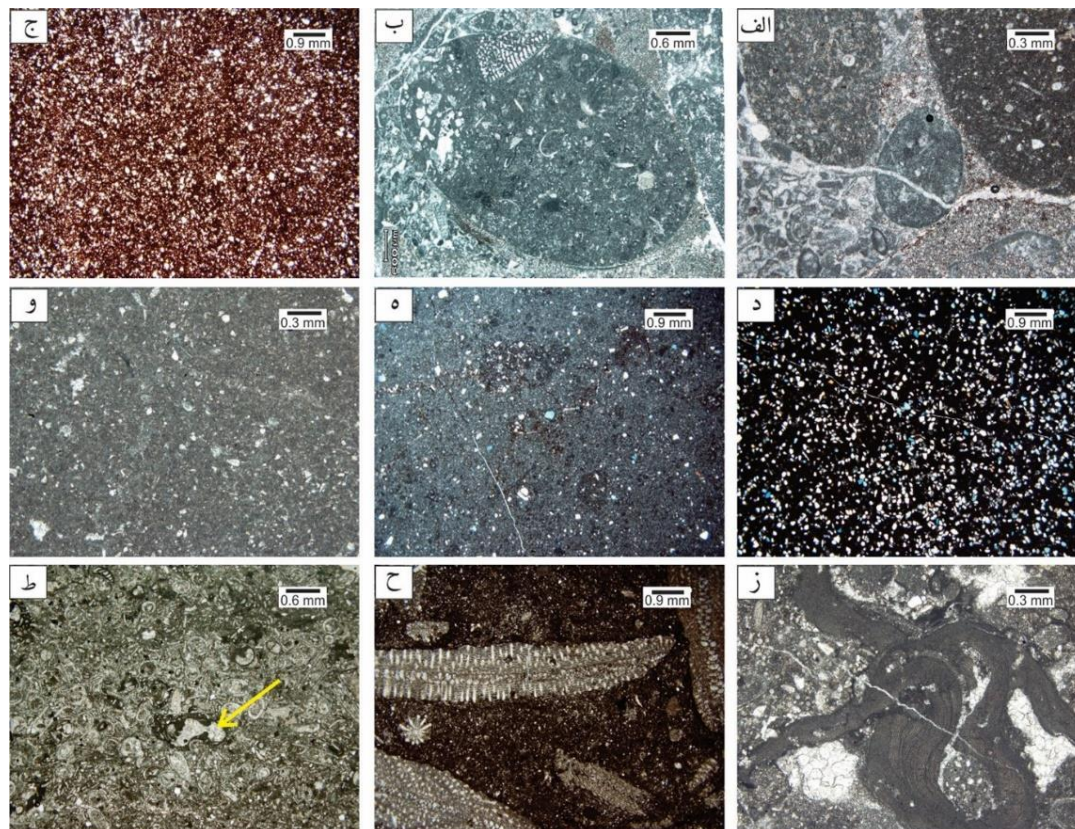
تفسیر: وجود پیل‌های از جنس آهک حاوی روزن‌بران کفزی به سن بارمین-آپتین (شکل ۶ ب) و عدم وجود قطعات ناهمگن نظیر پیل‌های ماسه‌سنگی و یا پیل‌های با سنگ‌شناسی آذرین و دگرگونی بیانگر تامین این دانه‌ها از رسوبات زیرین این لایه کنگلومرایی است. این شرایط نیز به طور معمول نشان دهنده تشکیل کنگلومرا در زمان پیشروی آب دریا بر روی رسوبات بیرون زده از آب است. همانطور که عنوان شد ماتریکس این کنگلومرا از جنس گل کربناته است که با تفسیر ذکر شده همخوانی دارد. چنین کنگلومرایی به عنوان کنگلومرای قاعده‌ای در نظر

³ Mudstone/Dolomudstone with quartz

² Calcareous red sandstone

به همراه فرسایش پوست فیلی به عنوان ویژگی خاص لایه‌های دولومیتی، دیده می‌شود. این رخساره در رسوبات مربوط به پالئوسن مشاهده شده است.

آلیزارین قرمز نشان داده در مواردی زمینه این رخساره از دولومیت‌های بسیار ریز بلور تشکیل شده و عملاً رخساره می‌تواند به عنوان دولومادستون کوارتزار نام‌گذاری شود. در بررسی‌های صحرایی این رخساره به رنگ زرد نخودی و



شکل ۶. تصاویر برش‌های نازک از رخساره‌های رسوبی شناسایی شده در رسوبات مورد مطالعه. الف) کنگلومرای حاوی قطعات کربناته و ماتریکس کربناته (ضخامت ۱۱۰ متری). ب) وجود فسیل به سن بارمین-آپتین در قلوه‌سنگ‌های کنگلومرا (ضخات ۱۱۲ متری). ج-د) ماسه‌سنگ آهکی قرمز رنگ با ماتریکس کربناته (ضخامت ۲۲۰ متری). ه) مادستون کوارتزار که در آن ذرات کوارتزار در حد سیلت و ماسه ریز دیده می‌شود (ضخامت ۱۶۰ متری). و) مادستون فسیل‌دار بدون ذرات آواری (ضخامت ۱۳۵ متری). ز) باندستون جلبکی که در آن جلبک قرمز دیده می‌شود (ضخامت ۱۹۰ متری). ح) فلوتستون لپیداربتویدس‌دار کوارتزار که در آن روزن‌بران کفزی بزرگ دیده می‌شوند (ضخات ۱۴۳ متری). و) وکستون/پکستون جلبک سبزدار پلوییدی حاوی *Hymanella palocenica* (فلش زرد رنگ) (ضخات ۳۶۰ متری)

باندستون جلبکی^۲ (MF3): این رخساره در رسوبات پالئوسن مربوط به بخش میانی و انتهایی توالی مورد مطالعه دیده و به صورت تجمعات پراکنده و کوچک مقیاسی از کلنی‌های جلبک قرمز و شته‌تد دیده می‌شود (شکل ۶ ز). ابعاد این تجمعات در حدود ۳ تا ۳/۵ متری بوده و با هندسه توده‌ای در میان آهک‌های متوسط لایه خاکستری دارای رخساره مادستون فسیل‌دار و وکستون/پکستون روزن‌بردار دیده می‌شوند. برش‌های نازک تهیه شده از این رخساره نشان دهنده اتصال یکپارچه جلبک‌ها و نبود خردشدگی در آن‌ها است و به همین دلیل

مادستون فسیل‌دار^۱ (MF2): خرده‌های اسکلتی مربوط به دوکف‌های و برخی روزن‌بران کفزی کوچک با فراوانی کمتر از ۱۰ درصد تنها آلوکم موجود در این رخساره است (شکل ۶ و). عمده خرده‌های اسکلتی تحت تاثیر فرایند دیاژنتیکی نئومورفیسیم قرار گرفته و به همین دلیل شناسایی دقیق پوسته‌ها امکان‌پذیر نیست. فضای بین دانه‌ها توسط میکریتم تیره‌رنگ پر شده است. این رخساره در مشاهدات صحرایی به صورت توالی متوسط تا بعضاً ضخیم لایه از آهک خاکستری تا خاکستری تیره در رسوبات بخش تحتانی برش به سن بارمین-آپتین دیده می‌شود.

² Algal boundstone

¹ Fossiliferous mudstone

کربناته، این رخساره دارای مقادیر از دانه‌های کوارتز (در حدود ۱۵ درصد) است که در اندازه بسیار ریز تا سیلت درشت دیده می‌شوند. این رسوبات به صورت ضخیم لایه در برش مورد مطالعه دیده شده‌اند. با توجه به محتوی فسیلی، این رخساره در رسوبات مائس‌تریشتین دیده شده است.

وکستون/پکستون جلبک سبزدار پلوییدی^۴ (MF5): این رخساره در رسوبات مربوط باریمن-آپتین دیده می‌شود و ویژگی اصلی این رخساره وجود مقادیر فراوانی جلبک سبز داسی‌کلاداسه^۴ می‌باشد. این خرده‌های اسکلتی در حدود ۲۰ تا ۳۰ درصد فراوانی دارند و عمدتاً به صورت دانه سالم در این رخساره مشاهده می‌شوند (شکل ۶ ط). با توجه به جهت‌های متفاوت برش‌نازک سنگی، اندازه این دانه‌ها از ۰/۲ میلی‌متر در برش عرضی تا حدود ۱ میلی‌متر در برش محوری در تغییر است. علاوه بر جلبک سبز، روزن‌بران کوچک کفزی مانند میلیولید و تکستولاریا با فراوانی حدود ۳ درصد و پلویید با فراوانی حدود ۵ درصد به عنوان آلوم فرعی در این رخساره دیده می‌شود. زمینه این رخساره به طور کامل از گل‌آهکی تشکیل شده است و در آن لامیناسیون‌های موازی به فراوانی دیده می‌شود.

پکستون پلوییدی^۵ (MF6): آلوم اصلی تشکیل‌دهنده این رخساره پلوییدهای در اندازه حدود ۰/۴ میلی‌متر هستند که در زمینه‌ای از گل‌آهکی قرار دارند (شکل ۷ الف). دانه‌ها دارای جورشدگی خوب بوده و گردشگی متوسط تا خوب دارند. بررسی این دانه‌ها نشان می‌دهد درصدی از پلوییدها از میکریتی شدن دانه‌های دیگر نظیر روزن‌بران کفزی کوچک به وجود آمده‌اند زیرا روزن‌بران کوچک کفزی با فراوانی حدود ۱۵ درصد به عنوان دانه فرعی در این رخساره دیده می‌شوند و از طرفی در دانه‌های پلویید آثاری از حجره مربوط به روزن‌بران مشاهده می‌شود. تعدادی اینتراکست میکریتی نیز با فراوانی حدود ۴ درصد در این رخساره وجود دارد. این رخساره هم در رسوبات کرتاسه و هم در رسوبات پالئوسن دیده شده است.

پکستون روزن‌بردار پلوییدی^۶ (MF7): در این رخساره روزن‌بران کوچک کفزی مانند میلیولید و تکستولاریا با فراوانی حدود ۳۵ درصد به عنوان آلوم اصلی در نظر گرفته می‌شوند (شکل ۷ ب). اندازه روزن‌بران موجود از

این رخساره در طبقه‌بندی دانه‌ها به نام باندستون و در طبقه‌بندی امبری و کلوان به نام فریسمتون نام‌گذاری می‌شود.

تفسیر: نبود خرده‌های اسکلتی، فراوانی گل‌آهکی میکریتی و وجود دولومیت‌های ریزبلور اولیه نشان می‌دهد این رخساره در محدوده پهنه جزرومدی تشکیل شده است (برای مثال براسیر و همکاران، ۲۰۱۱؛ آیمنهاوزر و همکاران، ۲۰۱۲؛ زمان‌نژاد و همکاران، ۲۰۱۳)، جایی که چرخش محدود آب شرایط را برای زیست موجودات نامناسب کرده است (الشرحان و کندال، ۲۰۰۳؛ آقای و همکاران، ۲۰۱۳). از طرفی وجود رخساره‌های حدواسط مانند مادستون و دولوستون کوارتزار و همچنین ماسه‌سنگ‌های حاوی ترک گلی در این مجموعه بیانگر مجاورت آن با محیط‌های قاره‌ای و تشکیل این رخساره‌ها در بخش‌های بالایی محیط جزرومدی (هود و والاس، ۲۰۱۲؛ صباغ بجزستانی و همکاران، ۲۰۱۳) است. وجود رخساره‌های باندستون جلبکی که به صورت کومه‌ای در بخش بالایی توالی دیده می‌شوند و به صورت جانبی به رخساره‌های مادستونی تغییر رخساره می‌دهند می‌تواند بیانگر ریف‌های کوچک مقیاس و مجزا باشد که در قسمت زیر جزرومد تشکیل شده‌اند.

مجموعه رخساره‌های C

این مجموعه رخساره‌ای در برگیرنده شش رخساره رسوبی است که با فراوانی روزن‌بران کفزی و وجود گل‌آهکی در بین دانه‌ها مشخص می‌شود. روزن‌بران کفزی کوچک (میلیولید) و بزرگ (منولپیداریتوییدس)، پلویید و جلبک سبز فراوان‌ترین دانه‌های موجود در این رخساره‌ها هستند. **فلوتستون اربتوییدس‌دار کوارتزی^۳ (MF4):** این رخساره دارای آلوم‌هایی از روزن‌بران کفزی بزرگ نظیر لپیداریتوییدس در اندازه‌های حدود ۱/۵ میلی‌متر تا ۲/۵ سانتی‌متر است که در زمینه‌ای از گل‌آهکی پراکنده شده‌اند (شکل ۶ ج). فراوانی این روزن‌بران در حدود ۲۰ تا ۲۵ درصد است و تمامی آن‌ها به صورت اسکلت کامل و نه خردشده دیده می‌شوند. از آلوم‌های فرعی این رخساره می‌توان به روزن‌بران کفزی کوچک در حدود ۸ درصد و پلویید در حدود ۱۰ درصد اشاره کرد. علاوه بر دانه‌های

⁵ Peloidal packstone

⁶ Foraminiferal packstone with peloid

³ Orbitoides floatstone with quartz

⁴ Algal wackestone/packstone with peloid

ریز (۰/۱) میلی‌متر و با فراوانی حدود ۱۵ تا ۲۰ درصد مهم‌ترین آلوکم غیراسکلتی در این رخساره است. فضای بین دانه در این رخساره توسط گل کربناته پر شده است. این رخساره در قسمت میانی برش و در رسوبات به سن مائس‌تریشتین دیده شده است.

تفسیر: در مجموعه رخساره‌ای C وجود مقادیر زیاد گل آهکی و عدم وجود بافت‌ها و ساخت‌های رسوبی مربوط به محیط‌های با انرژی زیاد، نشان دهنده حاکم بودن یک محیط رسوبی کم‌انرژی و آرام است (آدچی و همکاران، ۲۰۰۴). نبود حضور موجودات استنوهالین^{۱۰} و در عین حال گسترش و فراوانی موجودات یوری‌هالین^{۱۱} موید شرایط چرخش محدود آب در محیط‌های محدود لاگونی باشد (مانسینلی، ۲۰۰۶؛ تاسلی، ۲۰۰۶). همچنین وجود اربیتولین‌های مخروطی را می‌توان دلیلی بر حاکم بودن شرایط کم‌عمق دانست (هوینس و همکاران، ۲۰۰۰؛ رنما و ترولسترا، ۲۰۰۱؛ پیت و همکاران، ۲۰۰۲). حضور مقادیر زیادی از انواع روزن‌بران کفزی کوچک با پوسته‌های پوسلانوز نظیر میلیولید و تکستولاریا (وزیری مقدم و همکاران، ۲۰۰۶) و از طرفی فراوانی بالای جلبک‌های سبز داسی‌کلاداسه‌آ در این مجموعه رخساره‌ای، حاکم بودن شرایط لاگونی و چرخش محدود آب را در زمان تشکیل این مجموعه رخساره‌ای تایید می‌کند (گیل، ۲۰۰۰؛ پنی و راسی، ۲۰۰۴؛ بچمن و هایریش، ۲۰۰۶). بنابراین با توجه به مجموع شواهد رایج شده می‌توان محیط تشکیل این مجموعه رخساره‌ای را به صورت یک محیط لاگونی با چرخش محدود آب تفسیر کرد (بهره‌وری و همکاران، ۱۳۹۹؛ فلوجل، ۲۰۱۰). مجموعه رخساره ای C معادل کمر بند رخساره ای شماره ۷ مدل ویلسون (۱۹۷۵) است و در ناحیه Z مدل اروین (۱۹۶۵) قرار می‌گیرد.

مجموعه رخساره‌ای D

گرینستون پلوییدی اربیتولین^{۱۱} (MF10): در این رخساره دانه اصلی پلوییدهای خوب جور شده با گردش‌دگی نسبی تا خوب است که فضای بین آن‌ها توسط کلسیت اسپاریتی اشغال شده است (شکل ۷ ه). این دانه‌ها در حدود ۴۵ تا ۵۰ درصد فراوانی دارند البته بخشی از پلوییدها در واقع

۰/۳ تا ۱/۵ میلی‌متر در تغییر است. فضای بین دانه توسط گل آهکی پر شده است، هر چند در برخی موارد به صورت موضعی شسته شدگی ضعیفی در آن‌ها دیده می‌شود. علاوه بر دانه‌های ذکر شده، پلویید با فراوانی حدود ۱۵ درصد و همچنین قطعات شکسته شده از جلبک سبز در این رخساره مشاهده شده است. در مواردی فراوانی میلیولید در این رخساره نسبت به سایر روزن‌بران چشمگیر شده و با توجه به اندازه به عنوان دانه اصلی مشاهده می‌شود به گونه‌ای که می‌توان رخساره را به صورت پکستون میلیولیددار نام‌گذاری کرد. این رخساره در بخش تحتانی برش مورد مطالعه و در رسوبات بارمین-آپتین مشاهده شده است.

پکستون اربیتولین‌دار^۷ (MF8): اربیتولین‌های مخروطی به عنوان یکی از فراوان‌ترین روزن‌بران کفزی بزرگ در کرتاسه پیشین، آلوکم اصلی این رخساره را تشکیل می‌دهند (شکل ۷ ج). این دانه‌های اسکلتی در اندازه‌های بین ۰/۵ تا ۲ میلی‌متر و با فراوانی حدود ۲۰ تا ۲۵ درصد در زمینه‌ای از گل آهکی قرار گرفته‌اند. روزن‌بران کوچک کفزی نظیر میلیولید و پلویید نیز با فراوانی حدود ۱۰ درصد به عنوان دانه فرعی در این رخساره دیده می‌شود. فرسایش‌های زیستی و حفاری در پوسته اربیتولین‌ها به عنوان یک بستر سخت به فراوانی دیده می‌شود. در موردی دولومیتی شدن انتخابی توسط فابریک بر روی پوسته اربیتولین‌ها تاثیرگذار بوده است. در این رخساره که در رسوبات بارمین-آپتین دیده می‌شود لایمناسیون‌های موازی وجود دارد.

رودستون اربیتولیدس‌دار پلوییدی^۸ (MF9): وجود روزن‌بران کفزی بزرگ با پوسته هیالین در اندازه بزرگ‌تر از ۱۰ میلی‌متر به همراه پلویید ویژگی اصلی این رخساره است (شکل ۷ د). این دانه‌های اسکلتی که متعلق به جنس منولپیداربتوییدس هستند در حدود ۴۰ درصد فراوانی دارند و تقریباً تمامی آن‌ها به صورت دانه‌های سالم و نه خرده اسکلتی دیده می‌شوند. علاوه بر دانه‌های مذکور، خرده‌هایی از پوسته‌های دوکفه‌ای و گاستروپود در اندازه حدود ۱ تا ۱/۵ میلی‌متر و با فراوانی حدود ۱۲ درصد در این رخساره دیده می‌شود، هر چند پوسته تمامی آن‌ها دچار نفومورفیسیم شده است. پلوییدهای در اندازه بسیار

¹⁰ euryhaline

¹¹ Peloidal grainstone with ooid

⁷ Orbitolina packstone

⁸ Orbitoides roadstone with peloid

⁹ stenohaline

فشردگی دانه سبب شده فضای اندکی در بین آن‌ها وجود داشته باشد که این فضا توسط بلورهای کلسیت اسپاریتی اشغال شده است. این رخساره در رسوبات مربوط به مائس‌تریشتین دیده می‌شود. در رسوبات مربوط به توالی بارمین-آپتین، این رخساره به جای منولپیداریتویدس حاوی اریتولین‌های نسبتاً کشیده است که به همراه قطعاتی از پوسته دوکفه‌ای حضور دارند.

تفسیر: بافت دانه‌پشتیبان به همراهی سیمان اسپاریتی نشان‌دهنده حاکم بودن شرایط پر انرژی مثل پشته‌های سدی در زمان رسوبگذاری این مجموعه رخساره‌ای است (جلیلیان، ۱۴۰۰؛ ماسه و همکاران، ۲۰۰۳). وجود لامیناسیون مورب و لایه‌بندی مورب در سنگ‌آهک‌های حاوی این مجموعه رخساره‌ای در مقیاس صحرایی دلیل دیگری بر بالا بودن شرایط انرژی محیط در این رسوبات است (بچمن و هاپریش، ۲۰۰۶؛ ویلمسن و همکاران، ۲۰۱۳). ائیدهای موجود در این رخساره‌ها عمدتاً به صورت مماسی هستند که این ویژگی خود شرایط متلاطم و بالا بودن میزان انرژی محیط را نشان می‌دهد (سندولی و راسپینی، ۲۰۰۴؛ بتزل و همکاران، ۲۰۰۶). جورشدگی نسبتاً خوب دانه‌ها در این مجموعه رخساره‌ای به همراه شواهد عنوان شده موید رسوبگذاری این مجموعه رخساره‌ای در محیط پر انرژی و در بالای خط اثر امواج در پشته‌های سدی است (پالما و همکاران، ۲۰۰۷؛ باورآرنال و همکاران، ۲۰۰۹). این مجموعه رخساره‌ای معادل کمربند رخساره‌ای شماره ۶ در مدل ویلسون (۱۹۷۵) است و در ناحیه Y از مدل اروین (۱۹۶۵) قرار می‌گیرد. محیط‌های عهد حاضر نظیر فلوریدا، خلیج یوکاتان و تخت‌گاه باهاما با محیط تشکیل این مجموعه رخساره‌ای قابل مقایسه هستند (الشرحان و کندال، ۲۰۰۳).

E مجموعه رخساره‌ای E

پکستون/گرینستون جلبک قرمزدار^{۱۵} (MF13): جلبک‌های قرمز سازنده اصلی این رخساره هستند (شکل ۷ ط). اندازه قطعات این رخساره در حدود ۰/۲ تا ۱ میلی‌متر است. زمینه رخساره در برخی قسمت‌ها توسط گل‌آهکی و در مواردی توسط سیمان اسپاریتی پر شده است و می‌توان آن را به عنوان رخساره با شستشوی ضعیف در نظر گرفت. علاوه بر جلبک قرمز قطعات خردشده

روزن‌بران کفزی کوچکی هستند که تقریباً به طور کامل میکریتی شده‌اند. علاوه بر پلوئید در برخی نمونه‌ها دانه‌های کروی پوشش داری مشاهده شده‌اند که قطری در حدود ۰/۳ تا ۰/۷ میلی‌متر دارند (شکل ۷ ز). به نظر می‌رسد هسته این دانه‌ها پلوئید و یا اینتراکست باشند. در نگاه اول، با توجه به وجود انحنا در پوشش اطراف هسته، این دانه‌ها شبیه به آنکوئید به نظر می‌رسند ولی بررسی بیشتر نشان می‌دهد این مسئله به دلیل شکل اولیه هسته دانه است و در ادامه دواپر کاملاً یکنواخت و منظم هستند. نکته دیگر اینکه علاوه بر پوشش کربنات کلسیم به فرم شعاعی، پوشش تیره رنگی در انتها، اطراف دانه را فرا گرفته است که به احتمال زیاد این پوشش لایه میکریتی شده^{۱۲} در سطح دانه است. این رخساره مربوط به رسوبات کرتاسه پیشین به سن بارمین-آپتین است.

گرینستون روزن‌بردار^{۱۳} (MF11): این رخساره از روزن‌بران کفزی کوچک در اندازه ۰/۲ تا ۱ میلی‌متر تشکیل شده‌اند که فراوانی در حدود ۴۵ تا ۵۰ درصد دارند (شکل ۷ ح). جلبک‌های سبز نیز به عنوان یک جزء فرعی با فراوانی حدود ۷ درصد در این رخساره وجود دارند. پلوئید با فراوانی حدود ۱۵ درصد مهم‌ترین دانه غیراسکلتی در این رخساره است، البته در برخی موارد اینتراکست‌های کوچک نیز به این مجموعه اضافه می‌شود. جهت‌یافتگی نسبی در دانه‌ها در رخساره مذکور وجود دارد. در مطالعات صحرایی این رخساره به صورت سنگ‌آهک‌های کرم رنگ حاوی لامیناسیون مورب مشاهده شده‌اند. این رخساره در بخش‌های مختلف برش و در هر دو رسوبات کرتاسه و پالئوسن وجود دارد.

گرینستون بیوکستی پلوئیددار^{۱۴} (MF12): این رخساره حاوی قطعات اسکلتی خرد شده و خوب جور شده در حدود ۵۵ درصد به همراه حدود ۱۵ تا ۲۰ درصد پلوئید است به با فشردگی زیاد در کنار یکدیگر قرار گرفته‌اند (شکل ۷ ط). این خرده‌های اسکلتی شامل قطعات منولپیداریتویدس، براکیوپود و جلبک قرمز است. هر چند در مواردی دانه‌های اسکلتی به صورت کامل دیده می‌شوند ولی در اغلب موارد این دانه به صورت قطعات شکسته شده مشاهده شده‌اند. مقادیر ناچیزی (حدود ۳ درصد) دانه کوارتز در اندازه خیلی ریز در این رخساره وجود دارد.

¹⁴ Bioclastic grainstone with peloid

¹⁵ Red algae packstone/grainstone

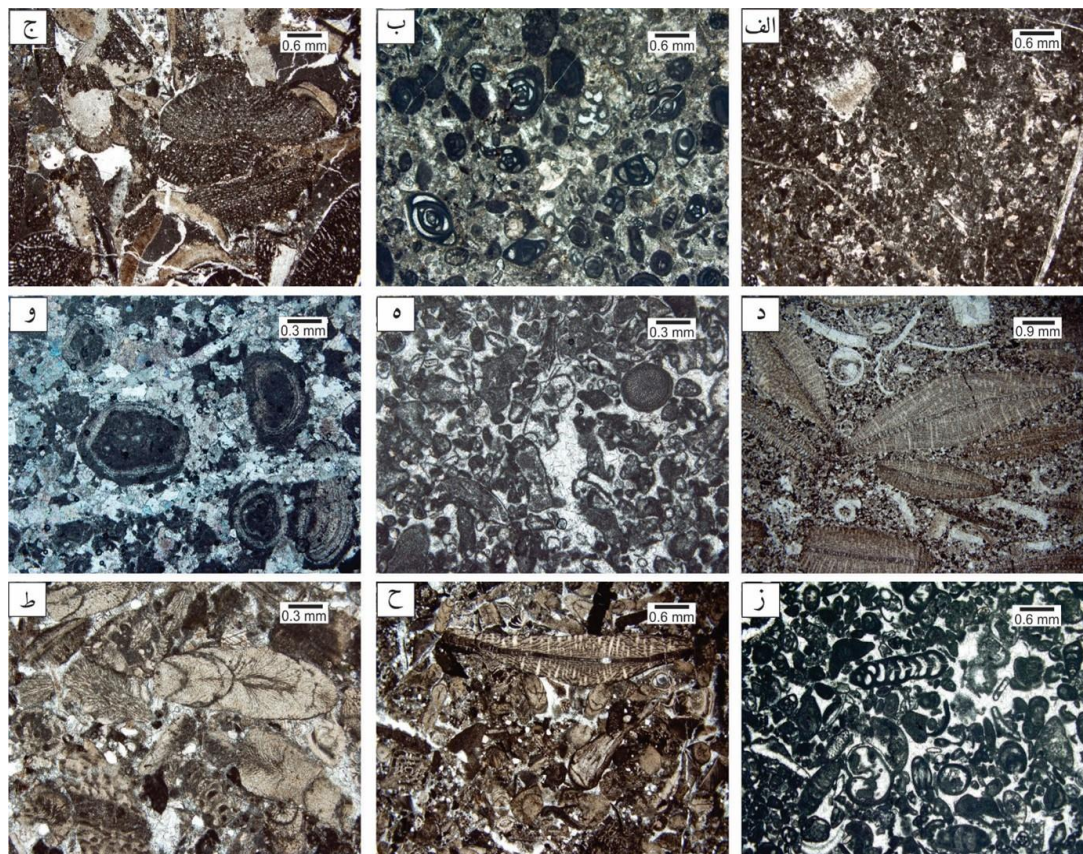
¹² micrite envelope

¹³ Foraminiferal grainstone

ضعیف زمینه این رخساره بیانگر شرایط متوسط انرژی آب است که می‌تواند توسط انرژی امواج بر روی پلت‌فرم کربناته ایجاد شود (باورآرنال و همکاران، ۲۰۰۹). با توجه به چنین شرایطی از انرژی، این رسوبات نشان‌دهنده رسوبگذاری در محدوده‌ای نزدیک به سطح اثر امواج^{۱۶} و بالاتر از سطح اثر امواج توفانی در کمربند رمپ میانی^{۱۷} هستند (کردها و براندون، ۲۰۰۳؛ باسی و نیلسیک، ۲۰۱۰؛ باربیر و همکاران، ۲۰۱۲).

اریتویدس و همچنین دانه‌های پلویید با فراوانی کم در این رخساره دیده می‌شود. این رخساره در رسوبات مائس‌تریشترین و همچنین در رسوبات پالئوسن دیده شده‌اند.

تفسیر: وجود موجودات استنوهالین مانند جلبک قرمز نشان‌دهنده شوری نرمال (فلوگل، ۲۰۱۰) و شرایط محیط دریایی باز و شرایط نرمال آب‌های آزاد است (ربرت و همکاران، ۲۰۱۲؛ پرزلوپز و پرزوالرا، ۲۰۱۲). شستشوی



شکل ۷. الف) پکستون پلوییدی (ضخامت ۹۳ متری). ب) پکستون روزن‌بردار پلوییدی که در آن روزن‌برهای کوچک کفزی نظیر میلیولید دیده می‌شود (ضخامت ۷۸ متری). ج) پکستون اریتولین‌دار که به دلیل فشردگی فرآیند انحلال فشاری در آن ایجاد شده است (ضخامت ۸۱ متری). د) رودستون لپیداریتویدس‌دار پلوییدی (ضخامت ۱۲۳ متری). ه-و) گرینستون پلوییدی اییددار که در آن دانه‌های پوشش‌دار دیده می‌شود (ضخامت ۶۷ متری). ز) گرینستون روزن‌بردار که در آن روزن‌بران کفزی کوچک به فراوانی دیده می‌شوند (ضخامت ۳۵ متری). ح) گرینستون بیوکلستی پلوییددار حاوی قطعات خردشده فسیلی (ضخامت ۱۴۰ متری). ط) پکستون/گرینستون حاوی جلبک قرمز (ضخامت ۲۸۹ متری).

ساخت‌های رسوبی و همچنین ارتباط عمودی و جانبی رخساره‌ها در برش‌های مورد مطالعه، می‌توان محیط رسوبی نهشته‌های بارمین-پالئوسن در منطقه مورد مطالعه را به صورت پلت‌فرم کربناته دریایی کم‌عمق و به طور دقیق‌تر یک رمپ کربناته هموکلینال تا بخش ابتدای دریای باز تفسیر کرد (پومار، ۲۰۰۱؛ پیریایی و همکاران،

۳-۴- شرایط رسوبگذاری

مدل‌های رسوبی، خلاصه‌ای از فرایندهای فعال در محیط رسوبی در زمان ته‌نشینی رسوبات را نشان می‌دهد که این نتایج می‌تواند از طریق شواهد موجود در رسوبات و مقایسه آن‌ها با محیط‌های عهد حاضر حاصل شود (والکر، ۲۰۰۳). در مطالعه حاضر و براساس ویژگی‌های بافتی، نوع دانه‌ها،

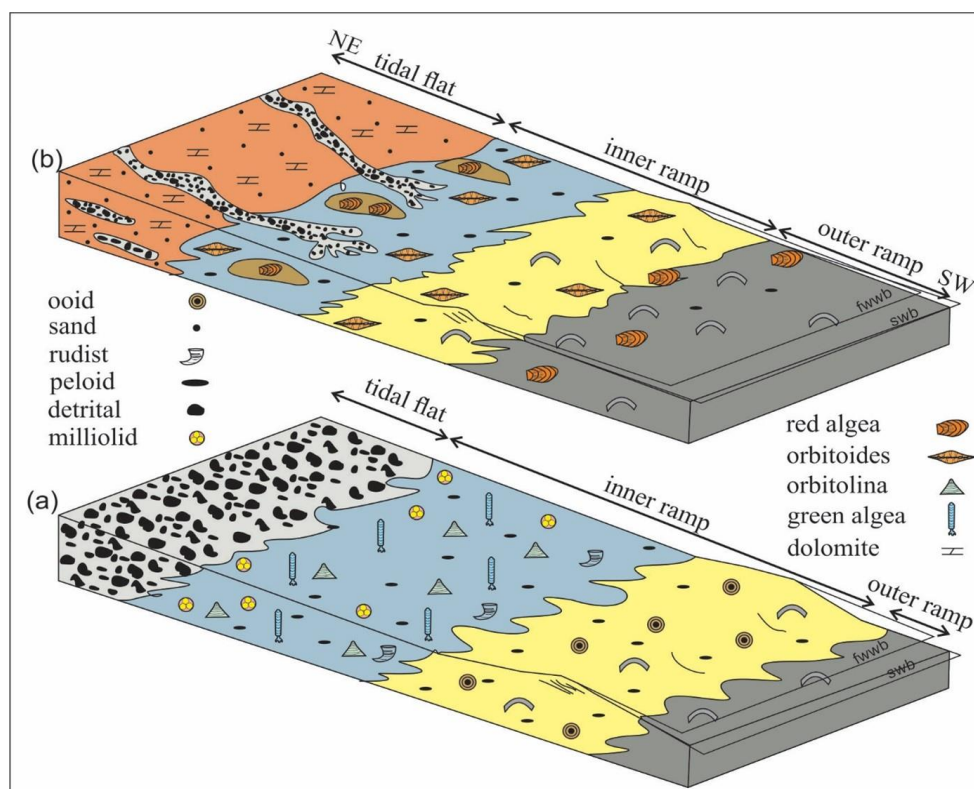
¹⁷ mid ramp

¹⁶ fair weather wave base

آن مشاهده می‌شود. علاوه بر این قطعات دولومیتی به سن تریاس و قطعات آهک فوزولین‌دار به سن پرمین نیز در آن مشاهده می‌شود. تشکیل این کنگلومرا می‌تواند تحت تاثیر جنبش‌های کوهزایی و نوسانات سطح آب دریاها در بازه زمانی آپتین-مئس‌تریشتین باشد. معادل این سطح ناپیوستگی و کنگلومرای رسوبی در ناحیه خور-جندق نیز دیده می‌شود (آقناباتی، ۱۳۸۳). در منطقه خور، نبود رسوبگذاری ردیف‌های تورونین-کنیاسین سبب شده تا سنگ‌آهک‌های تخریبی-زیستی سانتونین با یک سطح ناپیوستگی زاویه‌دار بر روی رسوبات سنومانین قرار گیرند. در ناحیه جندق، سطح ناپیوستگی زاویه‌دار هم در زیر توالی رسوبی سنومانین و هم در مرز فوقانی آن دیده می‌شود که بیانگر دو مرحله از تاثیر فعالیت‌های کوهزایی است. در این منطقه، توالی کنگلومرای هم در قاعده رسوبات سانتونین و هم در قاعده رسوبات مئس‌تریشتین دیده می‌شود. کنگلومرای بالایی را می‌توان معادل کنگلومرای موجود در قاعده توالی مئس‌تریشتین در برش چاه‌ترش در نظر گرفت. بر اساس مطالعات قبلی (آقناباتی، ۱۳۸۳)، ناپیوستگی زاویه‌دار قاعده مئس‌تریشتین در برش‌های دیگر نظیر هفتمون، کوره‌گز و چوپانان نیز قابل مشاهده است. در منطقه مورد مطالعه زاویه مشخصی در این سطح ناپیوستگی مشاهده نشده است که علت را می‌توان فاصله بیشتر از جبهه فعالیت‌های تکتونیکی دانست.

رخساره کنگلومرا در رسوبات ابتدای پالئوسن نیز مشاهده می‌شود که با هندسه عدسی شکل در بین رسوبات آواری-کربناته قرار گرفته است. این رسوبات را می‌توان به عنوان کانال‌هایی در نظر گرفت که در زمان افت سطح آب دریا رسوبات منطقه بیرون زده از آب را به نواحی عمیق‌تر منتقل کرده است. در این رسوبات کنگلومرای ساخت توربیدایتی مشاهده نشده است و بنابراین جریان‌های واریزه‌ای بر روی سطوح با شیب زیاد در این منطقه وجود ندارد. در مجموع ویژگی‌های صحرائی رسوبات مورد مطالعه به همراه تنوع رخساره‌ای آن‌ها و همچنین ارتباط بین رخساره‌های کربناته و آواری موجود در این برش نشان دهنده ته‌نشینی این رسوبات در یک پلت‌فرم کربناته دریایی کم‌عمق است. در شکل ۸ مدل مفهومی از نحوه قرارگیری رخساره‌های شناسایی شده بر روی پلت‌فرم کربناته ترسیم شده است.

۲۰۱۱؛ ون‌بوخم و همکاران، ۲۰۱۰). گسترش مجموعه‌های رخساره‌های B, C و D که روندهای تغییر تدریجی را به صورت عمودی و به صورت جانبی نشان می‌دهند می‌تواند منعکس‌کننده محیط‌رسوبی با شیب کم و یکنواخت باشد، به طوری که هیچ‌گونه شکست و تغییر شیب ناگهانی در توپوگرافی کف حوضه آن وجود ندارد (رید، ۱۹۸۵؛ بورکت و رایت، ۱۹۹۲). در این رسوبات هیچ‌گونه رخساره و یا مجموعه رسوبی که حاکی از وجود ساختارهای ریفی که به عنوان سد و حاشیه (Rim) عمل کرده و منجر به جدایی بخش‌های کم‌عمق حوضه از حوضه اصلی و محصور کردن آن باشد (پومار، ۲۰۰۱؛ غبیشاوی و همکاران، ۲۰۱۰) مشاهده نشده است. همچنین رخساره‌های توربیدایتی و رسوبات واریزه‌ای جلوی ریف (پایروس و پوجالت، ۲۰۰۸) در هیچ‌یک از برش‌های مورد مطالعه وجود ندارد اما وجود رخساره‌های گرینستونی پلوییدی و بیوکستی با گسترش محدود در این رسوبات نشان‌دهنده تشکیل پشته سدی بیوکستی زیر آبی در مقیاس کوچک در زمان تشکیل این رسوبات کربناته است (ماسه و همکاران، ۲۰۰۳؛ پالما، ۲۰۰۷). رخساره‌های لاگونی در منطقه مورد مطالعه ویژگی‌های محیط محدود از لحاظ چرخش آب را نشان می‌دهند ولی این محدودیت در چرخش آب به اندازه محیط‌های کاملاً محصور نیست (غبیشاوی و همکاران، ۲۰۱۰؛ رومرو و همکاران، ۲۰۰۲)، به طوری که ریف‌های کومه‌ای کوچک مقیاسی توانسته‌اند در این بخش از محیط فعالیت داشته باشند. کلیه موارد فوق نشان می‌دهد که این رسوبات در یک پلت‌فرم کربناته کم‌عمق و با تغییرات شیب کم نظیر یک رمپ هموکلینال ته‌نشین شده‌اند. وجود رخساره‌های آواری و حدواسط نظیر ماسه‌سنگ قرمز، مادستون کوارتزار و فلوتستون بیوکستی کوارتزار نشان‌دهنده مجاورت محیط‌های آواری با این رمپ کربناته است. از آنجایی که حتی در رخساره ماسه‌سنگی فضای بین دانه‌ها با گل آهکی پر شده است به راحتی می‌توان این رخساره را در ارتباط کاملاً نزدیک با پلت‌فرم کربناته مورد نظر دانست. در این بین، نهشته‌های کنگلومرای موجود در توالی مورد مطالعه ویژگی خاصی را نشان می‌دهد. این رخساره در قسمت پایین توالی، با یک مرز فرسایشی بر روی رسوبات بارمین-آپتین قرار می‌گیرد. عمده پیل‌های موجود در این کنگلومرا از جنس کربناته بوده که میکروفسیل‌های به سن بارمین-آپتین در



شکل ۸. مدل رسوبی تفسیر شده برای رسوبات مورد مطالعه در برش چاه‌ترش. (a) در این مدل موقعیت رخساره‌ها بر روی رمپ کربناته در انتهای آبتین و گسترش رسوبات کنگلومرایبی (شکل a) و همچنین در زمان پالتوسن (شکل b) در این منطقه مشاهده می‌شود.

(۲۰۰۹) صورت گرفته است. بر این اساس روند عمیق شدن رخساره‌های به عنوان دسته رخساره پیشروی^۶، روند کم‌عمق شدن رخساره‌ها به عنوان دسته رخساره تراز بالای آب^۷ و رسوبات آواری نهشته شده بر روی مرز سکاسی نوع اول به عنوان دسته رخساره تراز پایین آب^۸ در نظر گرفته شده‌اند. تغییر الگوی رخساره از روند عمیق‌شو به کم‌عمق‌شو به عنوان سطح حداکثر غرقابی^۹ و تغییر از روند کم‌عمق‌شو به عمیق‌شو به عنوان مرز سکاسی^{۱۰} محسوب شده‌اند. بر این اساس، و با توجه به بازه سنی واحدهای رسوبی موجود در این برش چینه‌شناسی، ۴ سکاس رسوبی رده سوم در این نهشته‌ها تفکیک شدند که در مجموع از ۸ دسته رخساره تشکیل شده‌اند. این دسته رخساره‌ها توسط دو مرز سکاسی نوع اول (SB1)، یک مرز سکاسی نوع دوم (SB2) و سه مرز حداکثر غرقابی (MFS) از یکدیگر تفکیک گردیده‌اند. در ادامه سکاس‌های رسوبی شناسایی شده در این رسوبات توصیف می‌شوند.

۴-۴- چینه‌نگاری سکاسی

الگوی تغییرات رخساره‌ای و سکاسی در واقع پاسخی به اثر متقابل بین فضای رسوبگذاری^۱ و نرخ رسوبگذاری^۲ است (کاتونینو و همکاران، ۲۰۰۹؛ ۲۰۱۱). فضای رسوبگذاری دریایی توسط تکتونیک حوضه و تغییرات سطح آب در مقیاس جهانی کنترل می‌شود در حالی که نرخ رسوبگذاری خود تلفیقی از روندهای رسوبگذاری مانند پیشروندگی^۳، پسروندگی^۴ و یا انباشتگی^۵ رخساره‌ها است (کاتونینو و همکاران، ۲۰۰۹؛ ۲۰۱۱). با توجه به موارد عنوان شده و به منظور بررسی این تغییرات در منطقه مورد مطالعه، الگوی چینه‌نگاری سکاسی در نهشته‌های برش مذکور مورد بررسی قرار می‌گیرد. وجود فسیل‌های شاخص در این توالی و قابلیت تعیین سن دقیق رسوبات ابزاری موثر در بررسی دقیق‌تر این تغییرات است. همانطور که در بخش روش مطالعه عنوان شد، بررسی‌های چینه‌نگاری سکاسی بر اساس مفاهیم ارائه شده توسط کاتونینو و همکاران

⁶ transgressive system tract: TST

⁷ highstand system tract: HST

⁸ lowstand system tract: LST

⁹ maximum flooding surface: MFS

¹⁰ sequence boundary: SB

¹ accommodation

² sedimentation rate

³ progradation

⁴ retrogradation

⁵ aggradation

پیدا می‌کند. با توجه به اینکه رخساره عمیق‌تری در این سکانس مشاهده نشده است، سطح فوقانی لایه حاوی این رخساره به عنوان سطح MFS و رسوبات نهشته شده بر روی کنگلومرا تا قبل از این سطح، به عنوان دسته رخساره TST در نظر گرفته شده است. در ادامه روند تغییرات رخساره‌ها نسبتاً ثابت بوده ولی به طرف بالای توالی، اضافه شدن دانه‌های کوارتز در حد ماسه ریز به ماتریکس رخساره، سبب تشکیل رخساره فلوئستون منولپیدوربیتوئیدس‌دار حاوی کوارتز می‌شود که این امر نشان‌دهنده روند کاهش در عمق آب و ورود دانه‌های آواری به محیط است. این روند تا تشکیل رخساره مادستون کوارتزار و ماسه سنگ قرمز رنگ با ماتریکس آهکی ادامه پیدا می‌کند. در بخش فوقانی این دسته رخساره توالی نازک لایه‌ای از ماسه‌سنگ مارنی-آهکی و دولومادستون کوارتزار دیده می‌شود که به عنوان کم‌عمق‌ترین رخساره در این سکانس در نظر گرفته شده و مرز فوقانی دسته رخساره HST را تشکیل می‌دهد. وجود آثار فسیل در این سطح بیانگر کاهش نرخ رسوبگذاری و مهیا شدن شرایط محیطی برای حفاری موجودات حفار بوده است. با توجه به وجود ماتریکس آهکی در این ماسه‌سنگ و نبود وجود شواهد فرسایشی در این رسوبات، مرز فوقانی این سکانس به عنوان مرز خروج از آب در نظر گرفته نشده و به عنوان مرز سکانسی نوع دوم محسوب می‌شود. از لحاظ زیست‌چینه‌نگاری توالی، زمان ورود مواد آواری به محیط رسوبی، با مرز مائس‌تیریشترین-پالئوسن منطبق است. دسته رخساره TST در این سکانس ضخامت معادل ۲۸ متر و دسته رخساره HST ضخامت معادل ۳۳ متر دارند.

سکانس رسوبی سوم^{۱۱}: سکانس رسوبی سوم از یک دسته رخساره TST و یک دسته رخساره HST تشکیل شده (شکل ۹) و توسط دو مرز سکانسی نوع دوم در پایین و بالا محدود شده است. پیشروی آب دریا و شکل‌گیری دسته رخساره TST در این سکانس با ته‌نشینی رخساره‌های مادستون فسیل‌دار و وکستون حاوی روزن‌بران کوچک کفزی آغاز شده و در ادامه به پکستون پلوییدی منتهی می‌شود. در قسمت انتهایی این دسته رخساره، ریف‌های کومه‌ای و رخساره مربوط به آن‌ها یعنی باندستون مرجانی دیده می‌شود. در مطالعات صحرایی لایه‌های دربرگیرنده

سکانس رسوبی اول^{۱۱}: سکانس رسوبی اول در واقع یک سکانس قطع شده محسوب می‌شود و از یک دسته رخساره HST تشکیل شده است (شکل ۹). مرز زیرین این سکانس پوشیده بوده و مشخص نیست ولی مرز بالایی آن با یک فرسایشی و ناپیوسته همراه است. همانطور که قبلاً توضیح داده شد این ناپیوستگی هم از طریق ویژگی‌های سنگ‌شناسی و هم از طریق داده‌های فسیل‌شناسی تایید شده است. روند تغییرات رخساره‌ای در این سکانس شرایط نسبتاً پایدار سطح آب را نشان می‌دهد به گونه‌ای که رخساره پکستون حاوی روزن‌بران کوچک کفزی بیشترین بخش‌های این توالی کربناته را به خود اختصاص داده است. البته در مواردی این رخساره به صورت پکستون‌های ضعیف شسته شده مشاهده شده است. به سمت بالای این دسته رخساره، فراوانی آلوکم‌ها کاهش یافته و عمدتاً رخساره‌های وکستون حاوی روزن‌بران تا مادستون‌های فسیل‌دار دیده می‌شود. در بررسی‌های صحرایی این دسته رخساره به صورت سنگ‌آهک‌های توده‌ای خاکستری به ضخامت ۱۰۰ متر دیده می‌شود که نبود وجود لایه‌بندی ظریف و داشت حالت توده‌ای خود دلیلی بر عدم تغییر شرایط رسوبگذاری در زمان تشکیل این دسته رخساره است. سکانس رسوبی اول در قسمت بالا به یک مرز سکانسی نوع اول (SB1) محدود می‌شود.

سکانس رسوبی دوم^{۱۲}: این سکانس در قسمت پایین با مرز سکانسی نوع اول و در قسمت بالا با مرز سکانسی نوع دوم محدود می‌شود. سکانس رسوبی دوم با دسته رخساره تراز پایین سطح آب دریا آغاز می‌شود که شامل توالی کنگلومرای با قله‌سنگ‌ها و ماتریکس آهکی به ضخامت ۲۰ متر است. لایه‌بندی خاصی در این کنگلومرا دیده نمی‌شود و کاملاً حالت توده‌ای دارند. در ادامه، پیشروی آب بر روی این کنگلومرا منجر به تشکیل رخساره‌های کربناته پکستون پلوییدی حاوی جلبک سبز شده است. با پیشروی بیشتر آب دریا و افزایش عمق، رخساره‌های حاوی پلویید و روزن‌بران بزرگ کفزی نظیر فلوئستون منولپیدوربیتوئیدس‌دار دیده می‌شود. در ادامه روند پیشروی سطح آب دریا که با عمیق شدن رخساره‌های رسوبی موجود در این دسته رخساره مشخص می‌شوند تا تشکیل رخساره رودستون منولپیدوربیتوئیدس‌دار ادامه

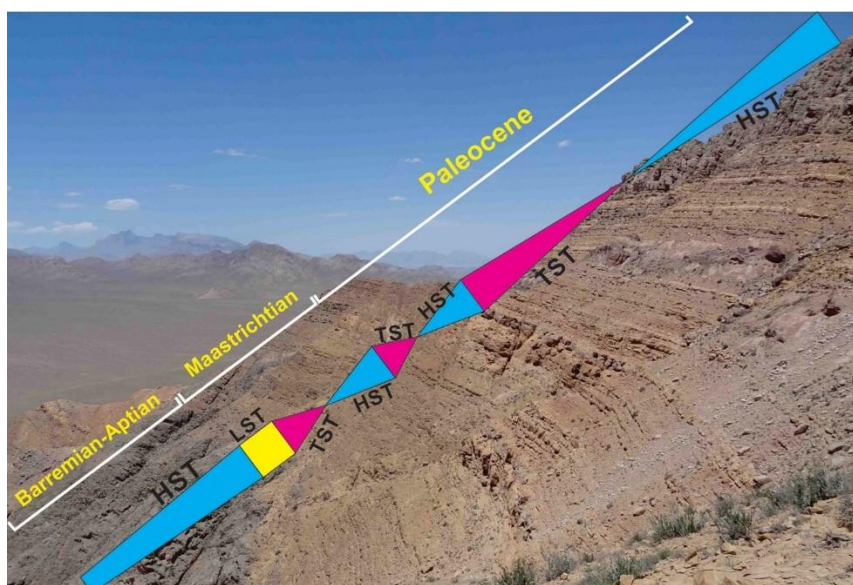
¹³ Paleocene 1

¹¹ Barremian-Aptian

¹² Maastrichtian-Paleocene

رسوبات آواری به بخش‌های عمیق‌تر پلت‌فرم دانست. در این کنگلومرا، علاوه بر قطعات کربناته، قله‌سنگ‌های چرتی به فراوانی دیده می‌شود. در ادامه توالی، رخساره‌ها شرایط کم‌عمق پایدار مربوط به بخش بالایی جزرومدی را نشان می‌دهد که با گسترش رخساره دولومادستون کوارتزار همراه است. سطح فوقانی دولومادستون‌های کوارتزار به عنوان سطح فوقانی دسته رخساره HST و مرز فوقانی سکانس رسوبی سوم در نظر گرفته می‌شود. در این مرز مجدداً آثار فسیلی مشاهده می‌شوند که بیانگر کاهش نرخ رسوبگذاری و افزایش فعالیت موجودات حفار بوده است. در مجموع این سکانس ۵۱ ضخامت دارد که ۱۸ متر مربوط به دسته رخساره TST و ۳۳ متر مربوط به دست رخساره HST است.

این دسته رخساره به صورت سنگ‌آهک‌های خاکستری متوسط لایه دیده می‌شوند که به سمت بالا حالت ضخیم و توده‌ای پیدا کرده‌اند. با توجه به اینکه رخساره باندستون مرجانی عمیق‌ترین رخساره در این سکانس است، سطح فوقانی سنگ‌آهک‌های ریفی به عنوان سطح حداکثر غرقابی در نظر گرفته می‌شود. دسته رخساره HST در این سکانس با گسترش مادستون‌های کوارتزار و ماسه سنگ‌های با ماتریکس گل‌آهکی آغاز می‌شود که به وضوح کاهش سطح آب و افزایش ورودی‌های آواری را نشان می‌دهد. علاوه بر این عدسی‌های کوچک مقیاس کنگلومرای با طول حدود ۱۰ تا ۱۵ متر و ضخامت قسمت مرکزی ۲ تا ۴ متر در این توالی ماسه‌آهکی دیده می‌شوند که می‌توان آن‌ها را کانال‌های کوچک مقیاس انتقال



شکل ۹. توزیع دسته رخساره‌های مربوط به سکانس‌های رسوبی در برش چاه‌ترش به همراه بازه سنی مربوط به هر بخش از رسوبات

وکستون/پکستون حاوی روزن‌بران کوچک کفزی ادامه پیدا می‌کند که نشان‌دهنده افزایش عمق محیط و پیشروی آب دریا است. در نهایت این روند پیشروی به تشکیل رخساره گرینستون بیوکستی پلوییدار منتهی می‌شود. سطح فوقانی لایه حاوی این رخساره گرینستونی در این سکانس، به عنوان مرز MFS در نظر گرفته می‌شود. در ادامه، توالی عمدتاً از پکستون تا وکستون جلبک سبزر تشکیل شده که به سمت انتهای توالی فراوانی جلبک سبز در آن کاملاً دیده می‌شود. در بخش انتهایی توالی نیز مجدداً ریف‌های کومه‌ای مرجانی به صورت کلنی‌های

سکانس رسوبی چهارم^۱: این سکانس با ضخامت معادل ۲۱۴ متر، ضخیم‌ترین سکانس در توالی مورد مطالعه است و از یک دسته رخساره TST (به ضخامت ۹۸ متر) و یک دسته رخساره HST (به ضخامت ۱۱۶ متر) و به طور کامل از سنگ‌آهک‌های متوسط تا ضخیم لایه تشکیل شده است (شکل ۹). مرز پایینی این سکانس از نوع دوم (SB2) بوده ولی مرز فوقانی آن مشخص نیست و بخش‌هایی از آن دچار فرسایش گردیده است. دسته رخساره TST در این سکانس با تشکیل رخساره مادستون و مادستون فسیل‌دار آغاز شده و با گسترش رخساره‌های پکستون جلبک سبزر و

^۱ Paleocene 2

کوچک مقیاس ظاهر می‌شوند. با توجه به قطع شدگی توالی توسط عوامل فرسایشی، این سطح فرسایشی به عنوان مرز سکansı فوقانی در نظر گرفته می‌شود.

بحث

با توجه به داده‌های چینه‌شناسی، فسیل‌شناسی و رخساره‌ای ارزیابی شده می‌توان روند تغییرات سطح آب در نهشته مورد مطالعه را ارزیابی کرده و این روند را با حوادث و رویدادهای محلی و جهانی مقایسه نمود. همانطور که از داده‌های سنی و چینه‌سنگی استنباط می‌شود، مهم‌ترین و بزرگ‌مقیاس‌ترین رویداد ثبت شده در این توالی، نبود چینه‌شناسی رسوبات از آپتین تا مائس‌تریشتین است که بازه زمانی در حدود ۴۸ میلیون سال را در بر می‌گیرد. این نبود چینه‌شناسی با شواهد فسیل‌شناسی در برش مورد مطالعه (شلاگینتویت و رشیدی، ۲۰۱۹) به طور کامل تایید شده است (شکل ۳). علاوه بر داده‌های فسیلی، شواهد صحرایی و سنگ‌شناسی نیز به خوبی به این رویداد اشاره دارد. همانطور که قبلاً توضیح داده شد، محدوده بین رسوبات بارمین-آپتین تا نهشته‌های کربناته به سن مائس‌تریشتین با وجود کنگلومرای آهکی مشخص می‌شود. معادل این رسوبات به صورت ماسه‌سنگ‌های کانال پر شده در رسوبات سازند شاه‌کوه و در برش خور توسط ویلمسن و همکاران (۲۰۱۵) گزارش شده و به عنوان دسته رخساره LST مربوط به دره‌های پر شده تفسیر شده‌اند. همانطور که در بخش محیط‌رسوبی نیز ذکر شد، معادل این سطح ناپیوستگی و کنگلومرای آن در نقاط مختلف ایران مرکزی مثل ناحیه خور و جندق و همچنین در برش‌های چینه‌شناسی در استان یزد گزارش شده است (آقابات، ۱۳۸۳). علاوه بر ایران مرکزی، شواهد مربوط به افت سطح آب دریا در بازه زمانی آپتین پسین به عنوان یک رویداد جهانی در نقاط مختلف دنیا گزارش شده است. به طور مثال این رویداد در حاشیه جنوب باختر اقیانوس نئوتتیس و بر روی ورقه عربی به خوبی نمایان شده است، جایی که شواهد متعدد این رویداد عبارتند از: گسترش رسوبات آواری در بخش‌های بالای پلت‌فرم، کارستی شدن شدید در سطح نهشته‌های کربناته و همچنین پیشروندگی رسوبات بخش بالایی پلت‌فرم به سمت بخش عمیق حوضه و نهشته شدن رسوبات کربناته پلت‌فرمی بر روی شیل‌های پلاژیک حاوی مواد آلی (آیمنهاوزر و همکاران، ۲۰۱۵)؛

هوک و همکاران، ۲۰۱۱؛ موسوی‌زاده و همکاران، ۲۰۱۵). نبود چینه‌شناسی در رسوبات کرتاسه از طریق داده‌های فسیلی در این بخش از ورقه عربی توسط شرودر و همکاران (۲۰۱۰) اثبات شده است. همچنین در پلت‌فرم روسیه، افت شدید سطح آب دریا منجر به فرسایش گسترده رسوبات بخش بالایی پلت‌فرم شده است (سحاقیان و همکاران، ۱۹۹۶). فرسایش‌های گسترده مشابهی به همراه رسوبات دره‌های بریده شده از باختر سیبری گزارش شده است (مدودوف و همکاران، ۲۰۱۱). به طور همزمان، بیرون‌زدگی‌های گسترده‌ای بر روی پلت‌فرم‌های کربناته در کشورهایمانند پرتغال (همیپوفر و همکاران، ۲۰۰۷) و اسپانیا (رودریگز لویز و همکاران، ۲۰۰۸) ثبت شده‌اند. این ویژگی‌ها نشان می‌دهد که پلت‌فرم حاشیه باختری اقیانوس نئوتتیس پس از آپتین در معرض بیرون‌زدگی از آب قرار داشته است (ماورر و همکاران، ۲۰۱۲). مطالعات چینه‌نگاری سکansı و ایزوتوپ پایدار اکسیژن توسط ماورر و همکاران (۲۰۱۲) و موسوی‌زاده (۱۳۹۸) نشان‌دهنده دوره‌هایی از سردشدگی همزمان با افت سطح آب دریاها و بیرون‌زدگی پلت‌فرم‌ها در آپتین پسین در رسوبات کربناته سازند داریان در زون ایذه و حوضه فارس داخلی بوده است. با توجه به این همزمانی، فرایندهای یخچالی و گسترش پوشش‌های یخی به عنوان محتمل‌ترین عامل جهت افت سطح آب دریا عنوان شده است (ماورر و همکاران، ۲۰۱۲). اما در برش مورد مطالعه با توجه به مقیاس وسیع نبود چینه‌شناسی بین رسوبات کربناته آپتین و مائس‌تریشتین، رویداد پسروی آپتین پسین به تنهایی نمی‌تواند عامل ایجاد چنین نبود چینه‌شناسی باشد. بررسی‌های صورت گرفته نشان می‌دهد در بازه زمانی ترونین میانی-کنیاسین پیشین، رویداد تکتونیکی مهمی منجر به خروج از آب این منطقه و گسترش فعالیت‌های فرسایشی بر روی آن شده است. این فعالیت تکتونیکی در شمال یزد و در ناحیه خور نیز توسط ویلمسن و همکاران (۲۰۱۵) گزارش شده است، جایی که سازند هفت‌تومان با ناپیوستگی فرسایشی زاویه‌دار بر روی سازندهای شاه‌کوه، بازیاب و دبرسو قرار می‌گیرد. در این فاز فرسایشی، ضخامتی در حدود ۲۰۰۰ متر از رسوبات فرسایش یافته‌اند. در منطقه نخلک نیز این فاز فرسایشی به صورت نبود چینه‌شناسی در بخش بالایی واحد صدر مشاهده می‌شود و باعث شده که نهشته‌های کربناته به سن سانتونین-کامپانین بر روی رسوبات به سن

همکاران، ۲۰۱۹؛ ژیرالدوگومز و همکاران، ۲۰۲۰) گزارش شده است. به طور کلی منحنی تغییرات جهانی سطح آب اقیانوس‌ها که توسط هک و همکاران (۱۹۸۸) ارائه شده است، افت مشخص سطح آب اقیانوس‌ها (در حدود ۱۰۰ متر) در انتهای مائس‌تریشتین را نشان می‌دهد.

در ایران مرکزی و در بلوک یزد می‌توان این ناپیوستگی را در حدفاصل بین سازندهای فرخی (مائس‌تریشتین) و چوپانان (پالئوسن) به صورت مرز فرسایشی موازی در ناحیه خور مشاهده نمود (ویلسمن و همکاران، ۲۰۱۵). در برش کوه چاه‌ترش این فاز پسروی منجر به خروج از آب و فرسایش رسوبات نشده است و تنها با افزایش ورودی‌های آواری به محیط مشخص می‌شود. در بخش انتهایی نهشته‌های کربناته مائس‌تریشتین، به تدریج ورودی‌های آواری افزایش می‌یابد به طوری که سنگ‌شناسی این نهشته به ماسه‌های آهکی حاوی اربیتولیتس تغییر پیدا می‌کند. بلافاصله بر روی این رسوبات، مارن و آهک‌های ماسه‌ای به سن پالئوسن قرار گرفته‌اند. با توجه به این محتوای فسیلی در رسوبات متوالی، گذر مائس‌تریشتین به پالئوسن در این برش با ناپیوستگی رسوبی همراه نبوده است، هر چند شواهد مربوط به افت سطح آب به وضوح در این رسوبات دیده می‌شود. فاز سوم گسترش رسوبات آواری در این برش مربوط به ابتدای پالئوسن است. در این بخش از توالی، نهشته‌های کنگلومرایی حاوی قطعات چرت به صورت عدسی‌های کوچک مقیاس (طول حداکثر ۱۵ متر و ضخامت حداکثر ۴ متر) دیده می‌شوند. از لحاظ چینه‌شناسی این عدسی‌های کنگلومرایی درون ماسه‌سنگ‌های آهکی قرار گرفته‌اند و به همین دلیل به عنوان کانال‌های زیر آبی در منطقه کم‌عمق زیر جزرومدی معرفی شده‌اند. افزایش ورودی‌های آواری در رسوبات انتهایی مائس‌تریشتین می‌تواند به تکتونیک محلی در این منطقه نیز مرتبط باشد. همانگونه که عنوان شد الگوی رسوبگذاری در خردقاره خاور ایران مرکزی تحت تاثیر فرایندهای تکتونیک ناشی از بسته شدن حوضه اقیانوسی کوچک دربرگیرنده این خردقاره بوده است. با توجه به زمان برخورد ورقه عربی به خردقاره ایران مرکزی که در انتهای مائس‌تریشتین صورت گرفته است، این فرایند منجر به بسته شدن حوضه اقیانوسی سبزوار-نائین-بافت-سیستان و ایجاد بالآمدگی بر روی این پوسته شده است.

سنومانین بالایی به صورت ناپیوستگی فرسایشی قرار گیرند (وزیری و همکاران، ۲۰۱۲). این ناپیوستگی به طور همزمان در حوضه کپه‌داغ نیز مشاهده می‌شود و طی آن سنگ‌آهک‌های گل‌سفید سازند آبدراز به سن تورونین-کنیاسین بر روی ماسه‌سنگ‌های سبزرنگ سازند آیتامیر به سن آلبین-سنومانین قرار گرفته است. همانطور که مشاهده می‌شود، نبود چینه‌شناسی در برش چاه‌ترش بازه زمانی بیشتری را به خود اختصاص داده است به گونه‌ای که نهشته‌های کربناته مائس‌تریشتین بر روی سنگ آهک‌های بارمین-آپتین قرار گرفته است.

پژوهشگرانی مانند باقری و استمپفلی (۲۰۰۸) و یا کلی و وویگت (۲۰۰۸) روند تکاملی رسوبگذاری ایران مرکزی را متأثر از تنش‌های کششی پشت کمانی و چرخه‌های فشارشی می‌دانند که توسط حرکت به سمت شمال‌خاور زون فرورانش نئوتتیس کنترل شده است. علاوه بر این، فرایند باز شدن و بسته شدن حوضه اقیانوسی کوچکی موسوم به اقیانوس سبزوار-نائین-سیستان که در حاشیه خردقاره خاور ایران مرکزی (CEIM) وجود داشته، در این روند تکاملی اهمیت بسزایی دارد. فاز کششی و باز شدن این اقیانوس توسط توالی‌های رسوبی ضخیم کرتاسه پایینی-تورونین اثبات می‌شود و از طرفی بسته شدن این اقیانوس با شواهد مربوط به بالآمدگی و فرسایش رسوبات و همچنین نوار افیولیتی سبزوار-نائین-بافت و فعالیت‌های تکتونیک و دگرگونی‌های فشار بالای زون سبزوار مشخص می‌شود (روزتی و همکاران، ۲۰۱۰). در مجموع حرکت ورقه عربی به سمت ایران مرکزی و بسته شدن اقیانوس نئوتتیس به عنوان عامل اصلی بسته شدن حوضه اقیانوسی کوچک دربرگیرنده خردقاره خاور ایران مرکزی در نظر گرفته می‌شود. رویداد دوم گسترش رسوبات ماسه‌ای در مرز مائس‌تریشتین-پالئوسن در قسمت میانی برش مورد مطالعه است. این مرز در اغلب نقاط جهان و ایران با ناپیوستگی‌های کوچک و بعضاً بزرگ همراه است، به عنوان مثال در حاشیه خلیج مکزیک و در ایالت آلاباما این مرز با وجود سطح فرسایشی و لایه خاک قدیمه در انتهای نهشته‌های مائس‌تریشتین ثبت شده است. در حاشیه جنوبی اقیانوس نئوتتیس، این مرز به صورت فرسایشی و همراه با لایه ماسه‌سنگی و کنگلومرایی در کشور مصر (جین و فاروک، ۲۰۱۷؛ ابوعلی، ۲۰۱۸) و به صورت سطح فرسایشی و نبود چینه‌شناسی در کشور اردن (بیک و

جدول ۱. ویژگی‌های رخساره‌های شناسایی شده در رسوبات مورد مطالعه در برش چاه‌ترش

کد رخساره	نام رخساره	دانه‌های اصلی (آلوکم)		فراوانی دانه (%)	زمینه رخساره	کمبرند رخساره‌ای	سطح انرژی محیط
		اسکلتی	غیراسکلتی				
LF 1	کنگلوما	-	-	۶۰	گل آهکی	پهنه جزرومدی	بالا
LF2	ماسه‌سنگ	-	-	۵۵	گل آهکی	پهنه جزرومدی	پایین
MF1	دولومادستون کوارتزار	-	-	۱۵	دلومیت	پهنه جزرومدی	پایین
MF2	مادستون فسیل‌دار	فرامینیفر کوچک کفزی	پلوئید (خیلی کم)	۱۰	گل آهکی	پهنه جزرومدی	پایین
MF3	باندستون جلبکی	جلبک قرمز	پلوئید	۴۰	گل آهکی	ابتدای لاگون	پایین
MF4	فلوتستون اربیتوئیدس‌دار کوارتزی	اربیتوئیدس، فرامینیفر کفزی کوچک	پلوئید	۳۰	گل آهکی	لاگون	پایین
MF5	پکستون جلبک سیزدار پلوییدی	جلبک سبز، میلیولید	پلوئید	۳۸	گل آهکی	لاگون	پایین
MF6	پکستون پلوییدی	میلیولید، تکستولاریا	پلوئید، اینتراکلت	۵۵	گل آهکی	لاگون	پایین
MF7	پکستون روزن‌بردار پلوییدی	میلیولید، تکستولاریا	پلوئید	۶۰	گل آهکی	لاگون	پایین
MF8	پکستون اربیتولین‌دار	اربیتولین مخروطی، میلیولید	پلوئید	۴۵	گل آهکی	لاگون	پایین
MF9	رودستون اربیتوئیدس‌دار پلوییدی	اربیتوئیدس، تعداد کمی فرامینیفر کفزی کوچک	پلوئید	۴۰	گل آهکی	لاگون	پایین
MF10	گرینستون پلوییدی الییدار	میلیولید	پلوئید، ائید	۵۳	سیمان کلسیتی	پشته سدی	بالا
MF11	گرینستون روزن‌بردار	میلیولید، تکستولاریا	پلوئید	۴۰	سیمان کلسیتی	پشته سدی	بالا
MF12	گرینستون بیوکستی پلوییدار	اربیتوئیدس، براکیوپود، جلبک قرمز	پلوئید	۵۵	سیمان کلسیتی	پشته سدی	بالا
MF13	پکستون/گرینستون جلبک قرمزدار	جلبک قرمز، براکیوپود	پلوئید (خیلی کم)	۴۵	گل آهکی/سیمان کلسیتی	دریای باز	نسبتا بالا

نتیجه‌گیری

بررسی‌های صورت گرفته بر روی رسوبات بارمین-پالئوسن در برش چاه‌ترش نشان‌دهنده وجود ۱۵ رخساره رسوبی شامل ۲ رخساره آواری (کنگلوما و ماسه‌سنگ آهکی قرمز) و ۱۳ رخساره کربناته (مادستون/دولومادستون کوارتزار، مادستون فسیل‌دار، باندستون مرجانی، فلوتستون اربیتوئیدس‌دار کوارتزار، و کستون/پکستون جلبک سیزدار پلوییدی، پکستون پلوییدی، روزن‌بردار پلوییدی، پکستون اربیتولین‌دار، رودستون اربیتوئیدس‌دار پلوییدی، گرینستون پلوییدی الییدار، گرینستون روزن‌بردار، گرینستون بیوکستی پلوییدار و پکستون/گرینستون حاوی جلبک قرمز) شده است. با توجه به روند تغییرات عمودی و جانبی این رخساره‌ها، رسوبات مورد مطالعه بر روی یک پلت‌فرم کربناته کم‌عمق و در ۴ زیرمحیط پهنه جزرومدی، لاگون، پشته سدی و ابتدای دریای باز ته‌نشین شده‌اند. آنالیز چینه‌نگاری سکansı این

رسوبات منعکس‌کننده وجود ۴ سکانس رسوبی رده سوم (شامل ۸ دسته رخساره) است که توسط یک مرز سکansı نوع اول و دو مرز سکansı نوع دوم از یکدیگر تفکیک شده‌اند. بر این اساس، نوسانات سطح آب در این برش سه مرحله افت سطح آب را نشان می‌دهد که مرحله اول منتهی به خروج از آب پلت‌فرم شده و سطح ناپیوستگی فرسایشی ایجاد کرده است. این سطح ناپیوستگی نبود زمانی بین آپتین تا مائس‌تریشتین را نشان می‌دهد که با فعالیت‌های کوهزایی نیز همراه بوده است. مرحله دوم افت سطح آب دریا بر خلاف سایر نواحی ایران مرکزی خروج از آب را به همراه نداشته و تنها منجر به افزایش ورودی‌های آواری دانه ریز به بخش‌های کم‌عمق پلت‌فرم شده است. بنابراین برخلاف سایر نقاط ایران مرکزی مرز کرتاسه-پالئوسن در این برش به صورت پیوسته و بدون انقطاع رسوبی گزارش می‌شود. این مسئله می‌تواند نشان‌دهنده قرارگیری این ناحیه در بخش‌های حاشیه‌ای و نزدیک به

- Egypt. Journal of African Earth Sciences, 149: 170-193.
- Adachi, N., Ezaki, Y., Liu, J (2004) The origins of peloids immediately after the end-permian extinction, Guizhou Province, South China. *Sedimentary Geology*, 164: 161-178.
- Aghaei, A., Mahboubi, A., Moussavi-Harami, R., Heubeck, C., Nadjafi, M (2013) Facies analysis and sequence stratigraphy of an Upper Jurassic carbonate ramp in the Eastern Alborz range and Binalud Mountains, NE Iran. *Facies*, 59(4): 863-889.
- Alsharhan, A. S., and Kendall, C. G. S. C (2003) Holocene coastal carbonates and evaporites of the southern Arabian Gulf and their ancient analogues. *Earth Science Review*, 61: 191-243.
- Bachmann, M., and 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(4): 487-512.
- Bagheri, S., and Stampfli, G. M (2008) The Anarak, Jandaq and Posht-e-Badam metamorphic complexes in central Iran: new geological data, relationships and tectonic implications. *Tectonophysics*, 451(1-4): 123-155.
- Barbier, M., Hamon, Y., Callot, J. P., Floquet, M., Daniel, J. M (2012) Sedimentary and diagenetic controls on the multiscale fracturing pattern of a carbonate reservoir: The Madison Formation (Sheep Mountain, Wyoming, USA). *Marine and Petroleum Geology*, 29(1): 50-67.
- Bassi, D., and Nebelsick, J. H (2010) Components, facies and ramps: redefining Upper Oligocene shallow water carbonates using coralline red algae and larger foraminifera (Venetian area, northeast Italy). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 295(1): 258-280.
- Beik, I (2019). Geological setting and depositional environment of Late Cretaceous-Paleocene oil shales from Jordan. Ruhr-Universität Bochum.
- Berberian, M., and King, G (1981) Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. *Canadian journal of earth sciences*, 18(2): 210-265.
- Betzler, C., Pawellek, T., Abdullah, M., Kossler, A (2006) Facies and stratigraphic architecture of the Korallenoolith Formation in North Germany (Lauensteiner Pass, Ith Mountains). *Sedimentary Geology*, 194: 61-75.
- Bover-Arnal, T., Salas, R., Moreno-Bedmar, J. A., Bitzer, K (2009) Sequence stratigraphy and architecture of a late Early-Middle Aptian carbonate platform succession from the western Maestrat Basin (Iberian Chain, Spain). *Sedimentary Geology*, 219(1): 280-301.
- Brasier, A., Fallick, A., Prave, A., Melezhik, V., Lepland, A., Scientists, F. D (2011) Coastal sabkha dolomites and calcitised sulphates

لبه حوضه رسوبی باشد. در مرحله سوم نیز افت سطح آب دریا منجر به افزایش ورودی‌های آواری شده ولی توقف در رسوبگذاری را به دنبال نداشته است. محدوده مورد مطالعه می‌تواند به عنوان بخش حاشیه حوضه در ابتدای پالئوسن در نظر گرفته شود. در مجموع بررسی تکامل حوضه رسوبی در این بخش از ایران مرکزی و مقایسه آن با سایر بخش‌های حوضه می‌تواند به درک بهتر از شرایط تکامل ژئودینامیکی حوضه ایران مرکزی کمک کند.

تقدیر و تشکر

نویسندگان مقاله مراتب تشکر و قدردانی خود را از آقای ابوالفضل کارگر به خاطر کمک و همراهی در جمع‌آوری نمونه‌های صحرایی و آقای فلیکس شلاگینتویت به خاطر راهنمایی در تشخیص و تایید گونه‌های فسیلی ابراز می‌دارند.

منابع

- آقائاتی، ع (۱۳۸۳) زمین‌شناسی ایران. انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور ۵۸۶ ص.
- بهره‌ور، م، رحیم‌پورناب، ح. و جعفرزاده، ن (۱۳۹۹) ریزرخساره‌ها، محیط‌رسوبی و چینه‌نگاری سکاسی سازند داریان در یکی از میادین خلیج فارس. نشریه رسوب‌شناسی کاربردی. دوره ۸، جلد ۱۵، ص ۱۷۴-۱۹۰.
- جلیلیان، ع (۱۴۰۰) رخساره‌ها، محیط‌رسوبی و چینه‌نگاری سکاسی سازند کژدمی (کرتاسه میانی) در زاگرس مرکزی. رسوب‌شناسی کاربردی، دوره ۹، جلد ۱۷، ص ۶۴-۴۹.
- زهدی، ا، و ربانی، ج (۱۳۹۸) سازوکار تشکیل کنگلومراهای درون حوضه‌ای: مطالعه موردی در تریاس و ژوراسیک منطقه زنجان، نشریه رسوب‌شناسی کاربردی، دوره ۷، جلد ۱۴، ص ۵۷-۷۰.
- مجیدی‌فر، م. و وزیری، ح (۱۳۷۹) نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ بهاداران. سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- موسوی‌زاده، م. ع (۱۳۹۸) بررسی روند تغییرات دمای دیرینه در نهشته‌های کربناته آپتین-آلبین در زون چین‌خورده-رانده زاگرس بر مبنای داده‌های ایزوتوپ اکسیژن. نشریه پژوهش‌های چینه‌نگاری و رسوب‌شناسی. جلد ۳۵، شماره ۱، ص ۵۵-۷۲.
- Abu-Ali, R., El-Kammar, A., Zakaria, A., El-Shafeiy, M., Kuss, J (2019) Paleoenvironmental reconstructions of the upper cretaceous-Paleogene successions, Safaga,

- from the K-Pg boundary interval of Jordan–Climate controlled archives of surface and bottom water conditions in a shelf setting. *Marine and Petroleum Geology*: 104724.
- Grabau, A. W (1904) On the classification of sedimentary rocks. *Amer. Assoc. Petrol. Geolo. Bull.*, 33: 228-247.
- Hamid Vaziri, S., Fürsich, F. T., Kohansal-Ghadimvand, N (2012) Facies analysis and depositional environments of the Upper Cretaceous Sadr unit in the Nakhlak area, Central Iran. *Revista mexicana de ciencias geológicas*, 29(2): 384-397.
- Haq, B. U., Hardenbol, J., Vail, P. R (1988) Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and cycles of sea-level change. *Society of Economic Palaeontologists and Mineralogists Special Publication*, 42: 71-108.
- Heimhofer, U., Hochuli, P. A., Burla, S., Weissert, H (2007) New records of Early Cretaceous angiosperm pollen from Portuguese coastal deposits: implications for the timing of the early angiosperm radiation. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 144(1-2): 39-76.
- Hood, A., and Wallace, M (2012) Syndimentary diagenesis in a Cryogenian reef complex: Ubiquitous marine dolomite precipitation. *Sedimentary Geology*, 255: 56-71.
- Huck, S., Heimhofer, U., Rameil, N., Bodin, S., Immenhauser, A (2011) Strontium and carbon-isotope chronostratigraphy of Barremian–Aptian shoal-water carbonates: Northern Tethyan platform drowning predates OAE 1a. *Earth and Planetary Science Letters*, 304(3): 547-558.
- Husinec, A., Velic, I., Fucek, L., Vlahovic, I., Maticec, D., Ostric, N., Korbar, T (2000) Mid Cretaceous orbitolinid (Foraminiferida) record from the islands of Cres and Losinj (Croatia) and its regional stratigraphic Correlation. *Cretaceous Research*, 21: 155-171.
- Husseini, M. I (1989) Tectonic and deposition model of late Precambrian-Cambrian Arabian and adjoining plates. *AApG Bulletin*, 73(9): 1117-1131.
- Immel, H., Seyed-Emami, K., Afshar-Harb, A (1997) Kreide-Ammoniten aus dem iranischen teil des Koppeh-Dagh (NE-Iran). *Zitteliana*, 21: 159-190.
- Immenhauser, A., Christ, N., Amour, F., Mutti, M., Preston, R., Whitaker, F. F., . . . Agar, S. M (2012) Triassic Latemar cycle tops—subaerial exposure of platform carbonates under tropical arid climate. *Sedimentary Geology*, 265: 1-29.
- Immenhauser, A., Hillgärtner, H., Sattler, U., Bertotti, G., Schoepfer, P., Homewood, P., Droste, H (2004) Barremian-lower Aptian Qishn Formation, Haushi-Huqf area, Oman: a new outcrop analogue for the Kharaib/Shu'aiba reservoirs. *GeoArabia*, 9(1): 153-194.
- preserving the Lomagundi-Jatuli carbon isotope signal. *Precambrian Research*, 189(1-2): 193-211.
- Burchette, T., and Wright, V (1992) Carbonate ramp depositional systems. *Sedimentary Geology*, 79(1): 3-57.
- Catuneanu, O (2006) *Principle of Sequence Stratigraphy*. Elsevier, New York,: 386.
- Catuneanu, O., Abreu, V., Bhattacharya, J., Blum, M., Dalrymple, R., Eriksson, P., . . . Gibling, M (2009) Towards the standardization of sequence stratigraphy. *Earth-Science Reviews*, 92(1): 1-33.
- Catuneanu, O., Galloway, W. E., Kendall, C. G. S. C., Miall, A. D., Posamentier, H. W., Strasser, A., Tucker, M. A (2011) *Sequence Stratigraphy: Methodology and Nomenclature*. *Newsletters on Stratigraphy*, 44(3): 173-245.
- Corde, L., and Brandano, M (2003) Aphotic zone carbonate production on a Miocene ramp, Central Apennines, Italy. *Sedimentary Geology*, 161(1): 55-70.
- Davoudzadeh, M., Lammerer, B., Weber-Diefenbach, K (1997) Paleogeography, stratigraphy, and tectonics of the tertiary of Iran. *Neues Jahrbuch Fur Geologie Und Palaontologie Abhandlungen*, 205: 33-67.
- Dercourt, J., Zonenshain, L., Ricou, L.-E., Kazmin, V., Le Pichon, X., Knipper, A. and Lepvrier, C (1986) Geological evolution of the Tethys belt from the Atlantic to the Pamirs since the Lias. *Tectonophysics*, 123(1-4): 241-315.
- Dickson, J. A. D (1966) Carbonate Identification and geneis as revealed by staining. *Journal of Sedinemntary Petrology*, 36: 441-505.
- 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, 1: 108-121.
- Embry, A. F., and Klovan, J. E (1971) A late Devonian reef tract on northeastern Banks Island, NWT. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, 19(4): 730-781.
- Flügel, E (2010) *Microfacies of Carbonate Rocks: Analysis, Interpretation and Application*. Springer Verlag, Berlin: 984.
- Geel, T (2000) Recognition of stratigraphic sequence in carbonate platform and slope deposits: empirical models based on microfacies analysis of palaeogene deposits in South Eastern Spain. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 155: 211-238.
- Ghabeishavi, A., Vaziri-Moghaddam, H., Taheri, A., Taati, F (2010) Microfacies and depositional environment of the Cenomanian of the Bangestan Anticline, SW Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, 37(3): 275-285.
- Giraldo-Gómez, V. M., Mutterlose, J., Beik, I., Podlaha, O. G., Kolonic, S (2020) Oil shales

- Arabian Plate, Zagros fold-thrust belt, Iran). *Bulletin of Geosciences*, 90(1): 145-172.
- Palma, R. M., López-Gómez, J., Piethé, R. D (2007) Oxfordian ramp system (La Manga Formation) in the Bardas Blancas area (Mendoza Province) Neuquén Basin, Argentina: Facies and depositional sequences. *Sedimentary Geology*, 195(3): 113-134.
- Payros, A., and Pujalte, V (2008) Calciclastic submarine fans: An integrated overview. *Earth-Science Reviews*, 86(1): 203-246.
- Penney, S. J., and Racey, A (2004) Ecology of extant nummulitids and other larger benthic foraminifera: applications in palaeoenvironmental analysis. *Earth-Science Reviews*, 67(3): 219-265.
- Perez-Lopez, A., and Perez-Valera, F (2012) Tempestite facies models for the epicontinental Triassic carbonates of the Betic Cordillera (southern Spain). *Sedimentology*, 59(2): 646-678.
- Philip, J., and Floquet, M (2000) Late Cenomanian (94.7–93.5). In: Dercourt J, Gaetani M, Vrielynck B, Barrier E, Biju-Duval B, Brunet MF, Cadet JP, Crasquin S, Sandulescu M (eds) *Atlas Peri-Tethys palaeogeographical maps. CCGM/CGMW, Paris*. 129–136.
- Piryaei, A., Reijmer, J., Borgomano, J., van Buchem, F (2011) Late Cretaceous tectonic and sedimentary evolution of the Bandar Abbas area, Fars region, southern Iran. *Journal of Petroleum Geology*, 34(2): 157-180.
- Pittet, B., Van Buchem, F. S. P., Hillgärtner, H., Razin, P., Grötsch, J., Droste, H (2002) Ecological succession, palaeoenvironmental change, and depositional sequences of Barremian–Aptian shallow-water carbonates in northern Oman. *Sedimentology*, 49(3): 555-581.
- Pomar, L (2001) Types of carbonate platforms: a genetic approach. *Basin Research*, 13(3): 313-334.
- Read, J. F (1985) Carbonate platform facies models. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 69(1): 1-21.
- Renema, W., and Troelstra, S (2001) Larger foraminifera distribution on a mesotrophic carbonate shelf in SW Sulawesi (Indonesia). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 175: 125-146.
- Rodriguez-Lopez, J. P., Melendez, N., De Boer, P. L., Soria, A. R (2008) Aeolian sand sea development along the mid-Cretaceous western Tethyan margin (Spain): erg sedimentology and palaeoclimate implications. *Sedimentology*, 55(5): 1253-1292.
- Romero, J., Caus, E., Rosell, J (2002) A model for the palaeoenvironmental distribution of larger foraminifera based on late Middle Eocene deposits on the margin of the South Pyrenean Immenhauser, A., Hillgärtner, H., Van Bentum, E (2005) Microbial-foraminiferal episodes in the Early Aptian of the southern Tethyan margin: ecological significance and possible relation to oceanic anoxic event 1a. *Sedimentology*, 52(1): 77-99.
- Irwin, M. L (1965) General theory of epeiric clear water sedimentation. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 49: 445-459.
- Jain, S., and Farouk, S (2017) Shallow water agglutinated foraminiferal response to Late Cretaceous–Early Paleocene sea-level changes in the Dakhla Oasis, Western Desert, Egypt. *Cretaceous Research*, 78: 240-257.
- Kley, J., and Voigt, T (2008) Late Cretaceous intraplate thrusting in central Europe: Effect of Africa-Iberia-Europe convergence, not Alpine collision. *Geology*, 36(11): 839-842.
- Larson, R. L., and Erba, E (1999) Onset of the mid-Cretaceous greenhouse in the Barremian–Aptian: Igneous events and the biological, sedimentary, and geochemical responses. *Paleoceanography*, 14(6): 663-678.
- Leckie, R. M., Bralower, T. J., Cashman, R (2002) Oceanic anoxic events and plankton evolution: Biotic response to tectonic forcing during the mid-Cretaceous. *Paleoceanography*, 17(3): 10-41.
- Lindenberg, H., Gorler, K., Ibbeken, H (1983) Stratigraphy, structure and orogenetic evolution of the Sabzevar Zone in the area of Oryan, Khorasan, NE Iran.
- Mancinelli, A (2006) *Acroporella cairensis* n. sp. (Dasycladales) from the Barremian of Monte Cairo (southern Latium, Italy). *Facies*, 52(3): 411-416.
- Masse, J., Fenerci, M., Pernarcic, E (2003) Palaeobathymetric reconstruction of peritidal carbonates: Late Barremian, Urgonian, sequences of Provence (SE France). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 200(1): 65-81.
- Maurer, F., van Buchem, F. S., Eberli, G. P., Pierson, B. J., Raven, M. J., Larsen, P. H., Vincent, B (2012) Late Aptian long-lived glacio-eustatic lowstand recorded on the Arabian Plate. *Terra Nova*, 25(2): 87-94. doi: doi: 10.1111/ter.12009
- Medvedev, A. L., Lopatin, A.Y. and Masalkin, Y. V (2011) Comparative characteristics of the lithological composition of the incised valley fill and host sediments of the Vikulovo Formation, Kamenny Area, West Siberia. *Lithol. Min. Resources*, 46: 369-381.
- Moosavizadeh, M. A., Mahboubi, A., Moussavi-Harami, R., Kavooosi, M. A., Schlagintweit, F (2015) Sequence stratigraphy and platform to basin margin facies transition of the Lower Cretaceous Dariyan Formation (northeastern

- Tirrul, R., Bell, I., Griffis, R., Camp, V (1983) The Sistan suture zone of eastern Iran. *Geological Society of America Bulletin*, 94(1): 134-150.
- van Buchem, F. S., Baghbani, D., Bulot, L. G., Caron, M., Gaumet, F., Hosseini, A., Vedrenne, V (2010) Barremian-Lower Albian sequence stratigraphy of southwest Iran (Gadvan, Dariyan and Kazhdumi formations) and its comparison with Oman, Qatar and the United Arab Emirates, Barremian–Aptian stratigraphy and hydrocarbon habitat of the eastern Arabian Plate. *GeoArabia Special Publication*, 4: 503-548.
- Vaziri-Moghaddam, H., Kimiagari, M., Taheri, A (2006) Depositional environment and sequence stratigraphy of the Oligo-Miocene Asmari Formation in SW Iran. *Facies*, 52(1): 41-51.
- Wilmsen, M., Berensmeier, M., Fürsich, F. T., Majidifard, M. R., Schlagintweit, F. (2018) A Late Cretaceous epeiric carbonate platform: the Haftoman Formation of central Iran. *Facies*, 64(2): 1-24.
- Wilmsen, M., Fürsich, F. T., Majidifard, M. R (2013) The Shah Kuh Formation, a latest Barremian – Early Aptian carbonate platform of Central Iran (Khur area, Yazd Block). *Cretaceous Research*, 39: 183-194. doi: 10.1016/j.cretres.2012.02.013
- Wilmsen, M., Fürsich, F. T., Majidifard, M. R (2015) An overview of the Cretaceous stratigraphy and facies development of the Yazd Block, western Central Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, 102: 73-91. doi: 10.1016/j.jseae.2014.07.015
- Wilson, J. L (1975) *Carbonate Facies in Geologic History*. Springer, New York: 471.
- Zachos, J. C., Dickens, G. R., Zeebe, R. E (2008) An early Cenozoic perspective on greenhouse warming and carbon-cycle dynamics. *Nature*, 451(7176): 279-283.
- Zamannejad, A., Jahani, D., Lotfpour, M., Movahed, B (2013) Mixed evaporite/carbonate characteristics of the Triassic Kangan Formation, offshore area, Persian Gulf. *Revista mexicana de ciencias geológicas*, 30(3): 540-551.
- Zand-Moghadam, H., Moussavi-Harami, R., Mahboubi, A., Aghaei, A (2016) Lithofacies and sequence stratigraphic analysis of the Upper Jurassic siliciclastics in the eastern Kopet-Dagh Basin, NE Iran. *Journal of African Earth Sciences*, 117: 48–61.
- basin (NE Spain). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 179(1): 43-56.
- Rossetti, F., Nasrabad, M., Vignaroli, G., Theye, T., Gerdes, A., Razavi, M. H., Vaziri, H. M (2010) Early Cretaceous migmatitic mafic granulites from the Sabzevar range (NE Iran): implications for the closure of the Mesozoic peri-Tethyan oceans in central Iran. *Terra Nova*, 22(1): 26-34.
- Rubert, Y., Jati, M., Loisy, C., Cerepi, A., Foto, G., Muska, K (2012) Sedimentology of resedimented carbonates: Facies and geometrical characterisation of an upper Cretaceous calciturbidite system in Albania. *Sedimentary Geology*, 257: 63-77.
- Sabbagh Bajestani, M., Mahboubi, A., Moussavi-Harami, R., AL-Aasm, I., Nadjafi, M (2017) Facies analysis and sequence stratigraphy of the Qal'eh Dokhtar Formation (Middle–Upper Jurassic) in the west of Boshrouyeh, East Central Iran. *Acta Geologica Sinica-English Edition*, 91(5): 1797-1819.
- Sahagian, D., Pinous, O., Olfieriev, A., Zakharov, V (1996) Eustatic curve for the Middle Jurassic-Cretaceous based on Russian platform and Siberian stratigraphy: zonal resolution. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 80: 1433-1458.
- Sandullia, R., and Raspini, A (2004) Regional to global correlation of lower Cretaceous (Hauterivian–Barremian) shallow-water carbonates of the southern Apennines (Italy) and Dinarides (Montenegro), southern Tethyan Margin. *Sedimentary Geology*, 165: 117-153.
- Schlagintweit, F., Rashidi, K (2019) *Serrakielina chahtorshiana* n. gen. et n. sp., and other (larger) benthic Foraminifera from Danian-Selandian carbonates of Mount Chah Torsh (Yazd Block, Central Iran). *Micropaleontology*, 65(4): 305-338.
- Schroeder, R., Van Buchem, F., Cherchi, A., Baghbani, D., Vincent, B., Immenhauser, A., Granier, 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: 49-96.
- Stampfli, G. M., and Borel, G (2002) A plate tectonic model for the Paleozoic and Mesozoic constrained by dynamic plate boundaries and restored synthetic oceanic isochrons. *Earth and Planetary Science Letters*, 196(1-2): 17-33.
- Tasli, K., Özer, E., Koç, H (2006) Benthic foraminifera assemblages of the Cretaceous platform carbonate succession in the Yavca area (Bolkar Mountains, S Turkey): biostratigraphy and paleoenvironments. *Geobios*, 39: 521-533.