

چینه نگاری سکانسی و تاریخچه تغییرات سطح آب دریا در سنگهای آهکی

سازندکلات (ماستریشین بالایی) در شمال مشهد

نوشته: دکتر اسداله محبوبی*، دکتر رضا موسوی حرمی*، مهدی نجفی*، پرویز منصوری دانشور*

Sequence Stratigraphy and Sea Level History of the Kalat Formation (Upper Maastrichtian) Limestones, North of Mashad

By: Dr. A. Mahboubi*, Dr. R. Moussavi-Harami*, M. Nadjafi* & P. Mansouri-Daneshvar*

چکیده

حوضه رسوبی کپه داغ در شمال خاوری ایران، به صورت یک حوضه درون قاره‌ای تشکیل شده و رسوبگذاری نسبتاً پیوسته‌ای از ژوراسیک تا میوسن در آن انجام شده است. مطالعه سنگ نگاری سنگهای آهکی سازند کلات (ماستریشین بالایی) در سه برش چینه شناسی (دهانه ورودی ناودیس کلات، روستای خشت و تنگ چهچهه) منجر به شناسایی ۱۶ رخساره سنگی شده است. این رخساره‌ها در یک رمپ کربناتی در محیطهای لاگونی محصور، سدهای لاگونی، لاگونهای نیمه محصور، پشته‌های سدی و دریای باز تشکیل شده‌اند. تحلیل رخساره‌های سنگی نشان داده است که بیشترین حد پیشروی در ناحیه تنگ چهچهه (برش ۳) انجام گرفته است.

تحلیل چینه نگاری سکانسی نشان می‌دهد که این سازند در برشهای ۱ و ۲ از دو سکانس رسوبی و در برش ۳، از سه سکانس رسوبی تشکیل شده است. در تمام برشها، مرز زیرین سازند کلات با سازند نیزار (لایه دیرینه خاک) و مرز بالایی با سازند پسته لیق (رسوبات قاره‌ای) از نوع ۱ است، در صورتی که مرزهای سکانسی درون سازند کلات، از نوع ۲ می‌باشد. مقایسه منحنی سطح آب دریا در ماستریشتین پسین با منحنی جهانی نشان می‌دهد که مرزهای سکانسی نوع ۱ با یکدیگر قابل انطباق است. اما برخی اختلافها احتمالاً در ارتباط با شرایط زمین ساختی حوضه کپه داغ بوده که در اثر فرو نشینی در امتداد گسلهای طولی شمال خاور - جنوب باختر (عمدتاً در برشهای ۱ و ۲) و بار رسوبی ایجاد شده است. بازسازی جغرافیای دیرینه منطقه مورد مطالعه در زمان ماستریشتین پسین نیز نشان می‌دهد که سنگهای رسوبی سازند کلات در طی ۶ مرحله پیشروی و پسروی تشکیل شده است. این اطلاعات می‌تواند در درک بهتر جغرافیای دیرینه ماستریشتین کل حوضه در شمال خاور ایران کمک کند.

کلید واژه‌ها: کپه داغ، ماستریشتین پسین، سازند کلات، چینه نگاری سکانسی، رمپ کربناتی

Abstract

The Kopet-Dagh sedimentary basin, formed as an intracontinental basin in the northeast of Iran, is characterized by a relatively continuous sedimentation that occurred during the Jurassic to Miocene. Petrographic study of Kalat Formation limestones (Late Maastrichtian) in three measured stratigraphic sections (Kalat Syncline entrance, Khesht Village and Tang-e-Chahchaheh) led to the identification of 16 lithofacies. It could be interpreted that these lithofacies were deposited in a carbonate ramp in restricted lagoon, lagoonal bar, semirestricted lagoon, barrier bank and open marine environments. It is also suggested, based on lithofacies analysis that the maximum transgression was occurred in Tang-e-Chahchaheh area (section 3). Sequence stratigraphic analysis revealed two depositional sequences in sections 1 and 2 and three depositional sequences in section 3. In all sections, the lower boundary of Kalat Formation with Neyzar Formation (paleosol layer) and its upper boundary with Pestehligh Formation (continental deposits) are type 1 sequence boundary; while other boundaries within the Kalat Formation are type 2. Correlation of interpreted sea level curve of the Late Maastrichtian time with the worldwide curve shows the type 1 sequence boundaries are comparable with each other. However, some differences can probably be related to

regional tectonic setting of the Kopet-Dagh basin due to subsidence along the northeast-southwest longitudinal faults (mostly in sections 1 and 2) and sediment loading. Paleogeographic reconstruction of the Late Maastrichtian time shows that the sedimentary rocks of Kalat Formation were formed in six stages of transgression and regression. This information can help in better understanding of the Maastrichtian paleogeography of the entire basin in NE Iran.

Keywords: Kopet-Dagh, Late Maastrichtian, Kalat Formation, Sequence Stratigraphy, Carbonate Ramp

مقدمه

استفاده شده است. همچنین نمونه‌های شیلی سازند کلات پس از شستشو و عبور از غربالهای مختلف با میکروسکوپ دوچشمی بررسی شده‌اند. در نهایت، به منظور انجام مطالعات چینه‌نگاری سکانسی سازند کلات، از روش چینه‌نگاری سکانسی برای رخنمونهای سنگی (Van Wagoner et al., 1988, 1990) استفاده شده است.

رخساره‌های سنگی

مطالعه سنگ‌نگاری سنگهای آهکی سازند کلات در ناحیه مورد مطالعه منجر به شناسایی ۱۶ رخساره گردیده که با توجه به اختصاصات صحرایی، نوع اجزای اسکلتی و غیراسکلتی، سیمان و زمینه، آنها را می‌توان در ۵ مجموعه رخساره‌های A, B, C, D, E قرار داد. این مجموعه‌های رخساره‌ای از سمت ساحل به طرف دریا به شرح زیر است:

الف) مجموعه رخساره‌های A

این مجموعه رخساره‌ای از سه رخساره، A_1 (Very fine sandy pelmicrite)، A_2 (Sparse biomicrite) و A_3 (Silty benthic foraminifera biomicrite) تشکیل شده است. ذرات عمده موجود در رخساره A_1 (شکل ۲-الف) شامل پلت جلبکی (با فراوانی ۳۵-۴۰ درصد و اندازه ۰/۵-۰/۲ میلی‌متر) و کوارتز آواری (با فراوانی ۲۵-۲۰ درصد و اندازه ۰/۱-۰/۲ میلی‌متر) است. رخساره A_2 (شکل ۲-ب) شامل خرده‌های اسکلتی شکم‌پایان (با فراوانی ۵ درصد و اندازه حدود ۰/۴-۰/۸ میلی‌متر) همراه با ذرات اینوسراموس، استراکود، کرینویید و جلبک سرخ (با فراوانی ۵ درصد و اندازه حدود ۰/۴-۰/۸ میلی‌متر)، و رخساره A_3 (شکل ۲-ج) متشکل از ذرات فراوان اسکلتی روزن داران کف‌زی از نوع گامبیلینا و گاولینلا (در اندازه حدود ۰/۲ تا ۰/۴ میلی‌متر و فراوانی ۳۰ درصد)، پوسته‌های اویستر (با فراوانی حدود ۱۰ درصد و اندازه ۱/۶-۰/۵ میلی‌متر) و کوارتز آواری (با فراوانی ۱۵-۱۰ درصد در اندازه سیلت) می‌باشد. این سنگها در صحرا به صورت کلسی لوتایت تا کالک آرنایت‌های آهکی خاکستری رنگ رخنمون دارند.

ب) مجموعه رخساره‌های B

مجموعه رخساره‌ای B شامل دو رخساره B_1 و B_2 است. رخساره B_1 (Unsorted silty oyster biomicrudite) از پوسته‌های اسکلتی

حوضه رسوبی کپه داغ که بخش وسیعی از آن در شمال خاوری ایران واقع شده و جزو حوضه‌های رسوبگذاری اصلی موجود در جنوب سکوی توران است (Lyberis & Manby, 1999)، به صورت یک حوضه درون قاره‌ای، پس از بسته شدن اقیانوس دیرینه تیتس به وجود آمده است (Berberian & King, 1981; Ruttner, 1993).

رسوبگذاری در بخشهای خاوری این حوضه از ژوراسیک تا میوسن به صورت نسبتاً پیوسته و در طی پنج ابرتوالی پیشرونده و پسرونده انجام گرفته است (Moussavi-Harami & Brenner, 1992). ستبرای این رسوبات در بخش ایرانی کپه داغ، حدود ۸ کیلومتر است (افشار حرب، ۱۳۷۳)، در صورتی که در بخشهای شمالی آن (در ترکمنستان) از ۱۵ کیلومتر نیز فراتر رفته است (Lyberis et al., 1998). سازند کلات به سن ماستریختین پسین (Kalantari, 1987)، عمدتاً از سنگهای آهک با بین لایه‌هایی از شیل و ماسه سنگ تشکیل شده است (افشار حرب، ۱۳۷۳، محبوبی و همکاران، ۱۳۷۴). این سازند به طور هم شیب بر روی سازند نیزار و زیر سازند پسته لیتی قرار گرفته است (شکل ۱-الف). هدف از این تحقیق، تشخیص و تفکیک رخساره‌های سنگی، تفسیر محیط رسوبی، مطالعه چینه‌نگاری توالی و بالاخره تفسیر تغییرات سطح آب دریا و جغرافیای دیرینه سازند کلات در شمال مشهد است.

روش مطالعه

برای انجام این مطالعه، سه ستون چینه‌شناسی از برشهای دهانه ورودی ناودیس کلات (برش ۱-۱۴۵ کیلومتری شمال مشهد)، روستای خشت (برش ۲-۷/۵ کیلومتری شمال شهر کلات) و تنگ چهجه (برش ۳، ۱۱ کیلومتری جنوب خاوری روستای چهجه) (شکل ۱-ب) اندازه‌گیری و ۱۸۲ نمونه سنگی بر اساس تغییرات بافتی، ساختی و محتوای فسیلی برداشت و از نظر سنگ‌نگاری مطالعه شده است. مقاطع نازک پس از رنگ آمیزی با محلول آلینازین سرخ و فروسیانید پتاسیم به روش دیکسون (Dickson, 1966)، از نظر نوع و مقدار عناصر اسکلتی و غیر اسکلتی، سیمان و ماتریکس تحلیل شده است.

برای تعیین درصد فراوانی اجزای تشکیل دهنده از جدولهای مقایسه‌ای و برای نامگذاری رخساره‌های سنگی از روش فولک (Folk, 1959, 1962)

کمتری از دانه‌های ائولیت (با فراوانی ۵ درصد و اندازه متوسط ۰/۲-۰/۳ میلی‌متر) و ذرات کوارتز آواری (با فراوانی ۵ درصد و اندازه متوسط ۰/۳-۰/۱۵ میلی‌متر) است.

د) مجموعه رخساره‌های D

این مجموعه رخساره‌ای شامل سه رخساره D_1 (Bioclastic oosparite)، D_2 (Rounded redalgal rotalia biosparite) و D_3 (Crinoid bryozoan biosparudite) است که از ویژگی‌های مهم آنها می‌توان به وجود خرده‌های اسکلتی گرد شده، ائولیت، بیوکلستهای درشت دانه و همچنین عدم وجود گل آهکی اشاره کرد. سنگهای آهکی این مجموعه نیز در روی زمین به صورت کالک‌آرنایت تا کلسی رودایت‌های دارای لایه‌بندی متوسط تا ستر حاوی لایه‌بندی مورب بزرگ مقیاس است (شکل ۴-الف). رخساره D_1 دارای ائولیت‌های شعاعی (شکل ۳-الف) (در اندازه ۰/۲۵ تا ۰/۵ میلی‌متر و فراوانی ۴۵ درصد)، قطعات جلبک سرخ، اویستر و کرینویید (با اندازه متوسط ۰/۷ میلی‌متر و فراوانی ۲۵-۱۵ درصد) است. رخساره D_2 (شکل ۳-ب) دارای ذرات اسکلتی فراوان با گرد شدگی و جور شدگی خوب از قبیل روتالیا (با فراوانی ۲۵ درصد و اندازه متوسط ۰/۴-۰/۶ میلی‌متر) و کرینویید (با فراوانی ۱۰ درصد و اندازه متوسط ۰/۶ میلی‌متر) به همراه مقادیری ذرات کوارتز آواری است. رخساره D_3 (شکل ۳-ج) عمدتاً شامل ذرات بریوزوا (با فراوانی ۲۰ درصد و اندازه ۱-۶ میلی‌متر) و خرده‌های کرینویید (با فراوانی ۲۰-۱۵ درصد و اندازه ۲-۱ میلی‌متر) همراه با مقادیری اویستر، جلبک سرخ، بازوپایان، ائولیت قشری و کوارتز آواری است.

ه) مجموعه رخساره‌های E

به طور کلی رخساره‌های مربوط به این مجموعه رخساره‌ای دارای فسیلهای برجای رودیست، جلبک سرخ و مرجان و نیز مقادیر فراوانی از خرده‌های رودیست، جلبک سرخ، بریوزوا و کرینویید است. سنگهای رسوبی این مجموعه رخساره‌ای در روی زمین به صورت کالک‌آرنایت تا کلسی رودایت‌های دارای لایه‌بندی نازک تا ستر بوده و لایه‌بندی مورب بزرگ مقیاس در رخساره‌های غیربیولیتایی قابل مشاهده است. مجموعه رخساره‌ای مزبور شامل ۵ رخساره زیر است:

رخساره E_1 (Unsorted sandy redalgal rudist biosparudite) (شکل ۳-د) که از خرده‌های درشت رودیست در اندازه ۰/۸-۱۲ میلی‌متر و فراوانی ۲۵ درصد، جلبک سرخ در اندازه متوسط ۰/۳-۰/۲ میلی‌متر و فراوانی ۲۰ درصد، کرینویید با اندازه متوسط ۰/۳ میلی‌متر و فراوانی ۱۰ درصد و کوارتز آواری با فراوانی ۱۵-۱۰ درصد تشکیل شده است.

اویستر از نوع اگزوزیراهای کامل و خرد شده در اندازه ۰/۳-۳۰ میلی‌متر و فراوانی ۳۵ درصد، کوارتز آواری در اندازه سیلت با فراوانی حدود ۱۵ درصد و مقادیر ناچیزی میلیولیده، روتالیا، بریوزوا و کرینویید تشکیل شده است (شکل ۲-د).

رخساره B_2 (Very fine sandy oyster biopelmicrudite) نیز از ذرات اسکلتی اویستر نسبتاً کامل و درشت دانه با اندازه متوسط ۷ میلی‌متر و فراوانی حدود ۳۵ درصد، پلت جلبکی با فراوانی ۳۰ درصد، اینتراکلیست گلی حاوی پلت‌های جلبکی با فراوانی حدود ۱۰ درصد، کوارتز آواری بسیار ریز دانه با فراوانی ۱۵ درصد و مقادیر کمی کرینویید تشکیل شده است (شکل ۲-ه).

سنگهای رسوبی این مجموعه در صحرا به صورت کلسی رودایت‌های دارای لایه‌بندیهای متوسط تا ستر به رنگهای قهوه‌ای تا زرد نخودی و خاکستری همراه با لایه بندی مورب دیده می‌شوند.

ج) مجموعه رخساره‌های C

سه رخساره سنگی در این مجموعه رخساره‌ای تشخیص داده شده است که مهم‌ترین ویژگی‌های آنها، وجود خرده‌های اسکلتی متنوع و نسبتاً فراوان است. سنگهای رسوبی این مجموعه در روی زمین به صورت سنگ آهک‌های کالک‌آرنایتی تا کلسی رودایتی با لایه بندی نازک تا متوسط رخنمون دارند. رخساره‌های این مجموعه رخساره‌ای شامل C_1 (Poorly washed intraclast milliolidae biosparite)، C_2 (Poorly washed biosparite) و C_3 (Bryozoan oyster biomicrudite) است. رخساره C_1 (شکل ۲-و) دارای فسیلهای میلیولیده (در اندازه ۰/۸-۰/۲ میلی‌متر و فراوانی ۲۵ درصد)، خرده‌های اینوسراموس، جلبک سرخ، کرینویید، بریوزوا، اویستر، شکم پایان و روتالیا (با فراوانی مجموع ۱۰ درصد) و ذرات اینتراکلیست گلی (با فراوانی ۲۰ درصد و اندازه ۰/۲-۰/۶ میلی‌متر) است. رخساره C_2 (شکل ۲-ز) حاوی دو کفه‌ای (با فراوانی ۱۰ درصد و اندازه ۱-۰/۶ میلی‌متر)، شکم پایان (با فراوانی ۱۰ درصد و اندازه ۲-۰/۴ میلی‌متر)، جلبک سرخ (با فراوانی ۵ درصد و اندازه ۰/۶-۰/۳ میلی‌متر) و شواهد مواد آلی در اطراف دانه‌ها و زمینه سنگ است، رخساره C_3 (شکل ۲-ح) دارای ذرات اویستر (با فراوانی ۲۵ درصد و اندازه ۱۴-۳ میلی‌متر)، بریوزوا (با فراوانی ۱۵ درصد و اندازه ۱/۸-۱ میلی‌متر)، کرینویید (با فراوانی ۱۰ درصد و اندازه ۲/۵-۰/۸ میلی‌متر) و جلبک سرخ (با فراوانی ۵ درصد و اندازه ۰/۴-۰/۲ میلی‌متر) به همراه مقادیر

شده‌اند.

تفسیر رخساره‌ها

بر اساس اطلاعات سنگ نگاری و صحرایی هر یک از مجموعه‌های رخساره‌های A, B, C, D و E به ترتیب شرایط رسوبگذاری از سمت خشکی به دریا در کمربندهای رخساره‌ای لاگونهای محصور، پشته‌های سدی لاگونی، لاگونهای نیمه محصور، پشته‌های سدی و دریای باز تشکیل شده‌اند که تفسیر هر یک از کمربندهای رخساره‌ای مزبور به شرح زیر است:

الف) محیط رسوبگذاری کمربند رخساره‌ای لاگونهای محصور (مجموعه رخساره‌ای A):

وجود گل آهکی فراوان و پلت جلبکی در مجموعه رخساره‌ای A نشان دهنده شرایط کم انرژی محیط تشکیل آنها بوده و خرده‌های اسکلتی از قبیل بازوپایان و اویستر نیز نشانگر شرایط چرخش محدود آب دریاست (Wilson, 1975; Flügel, 1982). افزون بر آن، اگرچه وجود روزن داران کف زی فراوان به عوامل متعددی وابسته است، اما ستبرای کم پوسته‌های روزن داران کف زی موجود در این مجموعه رخساره‌ای، نشان دهنده پایین بودن انرژی محیط یا نفوذ کم نور است (Kuile and Erez, 1984). بنابراین، مجموعه رخساره‌ای A در شرایط محیطی کم ژرفا و کم انرژی لاگونهای محصور تشکیل شده است. از سوی دیگر، رخساره‌های شیلی موجود در سازند کلات که افزون بر روزن داران کف زی فسیلهای اویستر نیز دارد، در توالیهای قائم در کنار مجموعه رخساره‌ای A قرار داشته که مؤید تشکیل در شرایط لاگونهای محصور و در هنگام ورود ذرات سیلیسی آواری دانه ریز است. با توجه به رنگ سبز آنها و وجود بقایای گیاهی نامشخص، به نظر می‌رسد که این رخساره در بخشهای احیایی لاگون محصور ته نشین شده باشد.

ب) محیط رسوبگذاری کمربند رخساره‌ای پشته‌های سدی لاگونی (مجموعه رخساره‌ای B):

رخساره‌های این مجموعه دارای تجمعات فسیلهای دوکفه‌ای از نوع اویستر است که در شرایط چرخش محدود آب دریا نهشته شده‌اند. به دلیل وجود لایه‌بندی مورب در برخی از لایه‌های این رخساره، انرژی محیط تشکیل آن نسبتاً بالا بوده است. بنابراین، این رخساره در شرایط کم ژرفا و نسبتاً پراانرژی تشکیل شده که به دلیل وجود فسیلهای مناطق محصور لاگونی و کمبود فسیلهای دریای باز، در پشته‌های سدی لاگونی نزدیک به خشکی و در کنار کمربند رخساره‌ای لاگونهای محصور برجای گذاشته شده است.

رخساره E2 (Sandy redalgal biosparite) (شکل ۳-ه) حاوی خرده‌های جلبک سرخ با فراوانی ۲۵ درصد و اندازه ۰/۲-۰/۳ میلی‌متر و کرینویید با فراوانی ۱۰ درصد و اندازه ۰/۲۵-۰/۳۵ میلی‌متر، کوارتز آواری با فراوانی ۱۵ درصد و مقادیری ذرات پلت جلبکی است که در روی زمین لایه بندی مورب بزرگ مقیاس و آثار فسیلی از نوع تالاسینوئیدها در آن دیده می‌شود.

رخساره E3 (Rudistid biolithite) (شکل ۳-و) دارای رودیستهایی است که همانند مقطع تیپ (محبوبی و همکاران، ۱۳۷۶) عمدتاً از نوع هیپوریتیده و رادیولیتیده است. این رودیستها در روی زمین به شکل استوانه‌ای با مقطع عرضی حدود ۱۰ سانتی‌متر و بافت متراکم دیده می‌شوند، به طوری که بسیاری از آنها با یکدیگر در تماس بوده ولی بر خلاف مقطع تیپ، بر اساس رده بندی اسکلتون و گیلی (Skelton & Gili, 1991)، دارای مورفوتیپهای خوابیده هستند (شکل ۴-ب). در زیر میکروسکوپ نیز شواهد بورینگهای مشخص و خرده‌های زاویه دار رودیست که احتمالاً در نتیجه فرسایش زیستی رودیستها به وجود آمده‌اند (Carannante et al., 1993) دیده می‌شوند. آلوکمهایی که در این رخساره تشخیص داده شده‌اند شامل ذرات جلبکسرخ، شکم پایان، کرینویید، بازوپایان و اینوسراموس با فراوانی ۱۵ درصد همراه با مقادیری از ذرات اینتراکلت گلی است.

رخساره E4 (Coral biolithite) (شکل ۳-ز) نیز متشکل از کلنی مرجانی درجا با سپتاهای مشخص و مقطع عرضی بین ۴-۵/۴ میلی‌متر می‌باشد که حجره‌های درونی آنها از بلورهای کلسیت اسپاری و دولومیت‌های درشت بلور پر شده است. همچنین قطعات جلبک سرخ با اندازه متوسط ۱ میلی‌متر همراه با خرده‌های دوکفه‌ای، روتالیا، کرینویید، بازوپایان و پلت جلبکی از دیگر اجزای تشکیل دهنده آن می‌باشند.

رخساره E5 (Redalgal biolithite) (شکل ۳-ح) حاوی جلبکهای سرخ آرکتولیتوتامنیوم درجا با اندازه ۱۰-۰/۶ میلی‌متر است که به دلیل حفظ شدگی خوب آنها، حجره‌های جنینی و دیگر قسمت‌ها به خوبی دیده می‌شوند. دیگر اجزای تشکیل دهنده این رخساره شامل ذرات بریوزوا، بازوپایان، اینوسراموس، پلت جلبکی و اینتراکلت گلی است که با گل آهکی احاطه شده‌اند.

رخساره‌های شیلی

این رخساره‌ها در توالیهای قائم به طور عمده در کنار رخساره‌های مجموعه رخساره‌ای A و B به رنگهای خاکستری و سبز دیده شده‌اند و به دلیل وجود مواد آلی و آثار گیاهی، بعضی از آنها به رنگهای خاکستری تیره هستند. پس از شستشوی کامل و مطالعه آنها با میکروسکوپ دو چشمی، ذرات اسکلتی روزن داران کف زی مانند مارسونلا، میلیولیده و گامبلینا همراه با مقادیری از پوسته‌های دو کفه‌ای از نوع اویستر در آنها یافت

موجوداتی مانند میگوهای تالاسینید عامل اصلی تشکیل این آثار فسیلی در محیطهای قدیمی (پس از دوره ژوراسیک) هستند (Myrow, 1995). در سازند کلات رخساره‌های برج‌ها که شامل بیولیت‌های رودیستی به همراه بیولیت‌های جلبک سرخ و مرجان هستند عمدتاً به صورت مجموعه‌های همراه در زونهای بیرونی سکو و در شرایط دریای باز تشکیل شده‌اند، به گونه‌ای که تجمعات رودیستی اغلب در بخشهای بالای خط اثر امواج و در محیطهای کم ژرفاتری نسبت به مرجانها و جلبکهای سرخ به وجود آمده‌اند (Masse & philip, 1981; Scott, 1995; Götz, 2003). از سوی دیگر میزان انرژی محیط در بیولیت‌های رودیستی به دلیل وجود مورفوتیپهای خوابیده بالا بوده است (Riding, 2002).

مدل رسوبی

با در نظر گرفتن محیط تشکیل هر کدام از مجموعه‌های رخساره‌ای، مطالعه تغییرات قائم و جانبی آنها، یک سکوی کربناتی از نوع رمپ (شکل ۵) را می‌توان برای سازند کلات در نظر گرفت، به طوری که رسوبات مناطق کم ژرفا از قبیل پشته‌ها و پهنه‌های اسکلتی یا پشته‌های انولیتی بدون تغییر مهمی در شیب بستر با رسوبات ژرف‌تر در ارتباط هستند (Burchette & Wright, 1992). ژرفای این رمپ در برش تنگ چپ‌چپه بیشتر بوده و احتمالاً با ژرفای مجموعه‌های رودیستی - مرجانی دریای باز در زمان کرتاسه که در حدود ۵۰ متر بوده، قابل انطباق است (Scott, 1995).

بر اساس رده‌بندی رمپها (Read, 1985)، یک رمپ دارای پشته سدی با ذرات بیوکلتستی (رخساره D2) را می‌توان برای سکوی سازند کلات در برشهای ناودیس کلات (برش ۱ و ۲) در نظر گرفت. وجود لایه بندی مورب بزرگ مقیاس در قسمت اعظمی از توالیهای سنگی برشهای ناودیس کلات نیز به دلیل عدم وجود رخساره‌های ریفی بوده است، زیرا وجود این رخساره‌ها یکی از عوامل جلوگیری کننده از گسترش تأثیر امواج در رمپهای کربناتی است. از مثالهای عهد حاضر آن می‌توان به خلیج شارک (Shark Bay) و از مثالهای قدیمی به گروه هلدربرگ (Helderberg Group) نیویورک در زمان دونین اشاره کرد (Read, 1985). رمپ کربناتی موجود در برش تنگ چپ‌چپه نیز به دلیل دارا بودن رخساره‌های انولیتی و رخساره‌های ریفی مجزا با رمپهای دارای تجمعات اسکلتی در بخشهای کم ژرفا و ژرف قابل انطباق است که از مثالهای عهد حاضر آن می‌توان به خلیج فارس و از مثالهای قدیمی به سنگ آهکهای راکدل و افنا (Rockdell & Effna Limestones) ویرجینیا در زمان اردوین میانی اشاره کرد (Read, 1985).

در این کمربند رخساره‌ای مقادیر جزئی از فسیلهای دریای باز نیز وجود دارد که احتمالاً تحت تأثیر امواج شدید به این محیط حمل شده‌اند.

ج) محیط رسوبگذاری کمربند رخساره‌های لاگونهای نیمه محصور (مجموعه رخساره‌های C):

وجود مخلوطی از فسیلهای متنوع و فراوان مناطق محصورمانند شکم پایان، اویستر و میلیولیده و فسیلهای دریای باز مانند جلبک سرخ، کرینویید و بریوزوا، از ویژگیهای اصلی مجموعه رخساره‌های C است. این امر نشان دهنده وجود شرایط چرخش نیمه محدود آب دریاست. لازم به ذکر است که اگرچه وجود میلیولیده به طور معمول نشان دهنده محیطهای محصور دریایی است، اما برخی از محققان شواهد زیادی را مبنی بر وجود این فسیل در محیطهای باز با درجه شوری عادی نیز ارائه کرده‌اند (برای مثال Hallock, 1983).

د) محیط رسوبگذاری کمربند رخساره‌های پشته‌های سدی (مجموعه رخساره‌های D):

وجود مقادیر زیادی از انولیت‌های قشری و نیز شعاعی به همراه روزن داران نوع روتالیا با پوسته ستبر و نبود گل آهکی نشان دهنده تشکیل این رخساره‌ها در محیطهای بسیار پر انرژی و مناطق کم ژرفا با نفوذ زیاد نور است (Kuile & Erez, 1984; Flügel, 1982). همچنین وجود لایه بندی مورب بزرگ مقیاس نیز نشان دهنده انرژی بالای محیط و فعالیت شدید امواج می‌باشد (Nichols, 1999). بنابراین با توجه به این مطالب، مجموعه رخساره‌های D در پشته‌های سدی و در شرایط انرژی بالا به وجود آمده است.

ه) محیط رسوبگذاری کمربند رخساره‌های دریای باز (مجموعه رخساره‌های E):

رخساره‌های مجموعه رخساره‌های E به دو قسمت رخساره‌های برج‌ها (Authochtonous) و نابرجا (Allochthonous) قابل تفکیک است. رخساره‌های نابرجا (E_1, E_2) به دلیل داشتن مقادیر فراوانی از خرده‌های اسکلتی استنوهالین مانند جلبک سرخ، کرینویید و بریوزوا در محیط دریای باز با درجه شوری عادی بر جای گذاشته شده‌اند. از سوی دیگر، وجود لایه بندی مورب بزرگ مقیاس و میزان پایین گل آهکی نشان دهنده تشکیل آنها در بالای خط اثر امواج و محیطهای نسبتاً پر انرژی است. در برخی از این رخساره‌ها، آثار فسیلی از نوع تالاسینویید به فراوانی دیده می‌شوند که در شرایط محیط اکسیدی و عمدتاً در محیطهای دریایی عادی تشکیل می‌شوند (Zhicheng et al., 1997). لازم به ذکر است که

چینه‌نگاری سکانسی

به منظور مطالعه چینه‌نگاری سکانسی رسوبات سازند کلات از روش چینه‌نگاری سکانسی برای رخنمون‌ها استفاده شده است (Van Wagoner et al., 1988, 1990; Vail et al., 1991; Emery & Myers, 1996). در این روش ابتدا لایه‌های رسوبی و مجموعه‌های لایه‌ای با رخنساره‌های یکتواخت تشخیص و سپس پاراسکانسها (Parasequences) تعیین شده‌اند. افزون بر آن، سطوح بیشینه پیشروی دریا (Maximum flooding surface) که تغییرات رخنساره‌ای آنها نشان‌دهنده افزایش سریع ژرفای آب است، الگوهای تجمعی (Stacking patterns) و مرز سکانسها در سازند کلات تشخیص داده شده‌اند. با توجه به این اطلاعات، سکانس‌های رسوبی (Depositional sequences) از یکدیگر تفکیک و دسته رخنساره‌های پیشروی (Transgressive systems tracts: TST)، سکون نسبی و پیشروی (Highstand systems tracts: HST) و پایین بودن سطح آب دریا (Lowstand systems tracts: LST) در هر یک از سکانسها مشخص شده است. در پایان، منحنی تغییرات سطح آب دریا در ناحیه مورد مطالعه رسم و با نمودارهای جهانی مقایسه شده است.

سکانسهای رسوبی

در سنگهای آهکی سازند کلات با انجام مطالعات چینه‌نگاری سکانسی و تشخیص مرزهای سکانسی نوع ۱ (شکل ۶) و نوع ۲ (Van Wagoner et al., 1990) دو سکانس رسوبی در برشهای شماره ۱ و ۲ و سه سکانس رسوبی در برش ۳ از یکدیگر تفکیک شده است. ویژگیهای هر یک از این سکانسها به شرح زیر است (شکل‌های ۷ و ۸):

الف) سکانس رسوبی ۱ (DS₁)

مرز زیرین این سکانس به دلیل وجود یک لایه دیرینه خاک (شکل ۶-الف) به صورت مرز سکانسی نوع ۱ است که براساس تعاریف جدید (Emery & Myers, 1996)، چنین مرزی نشان‌دهنده تغییر محل خط ساحلی در اثر پایین آمدن سطح آب دریا بوده و در مرحله LST به وجود آمده است. مرز بالایی سکانس نیز به دلیل نبود شواهد خروج رسوبات از آب دریا بر مبنای اطلاعاتی که بعداً ارائه خواهد شد، به صورت مرز سکانسی نوع ۲ است.

ستبرای این سکانس در برشهای دهانه ورودی ناودیس کلات (برش ۱)، روستای خشت (برش ۲) و تنگ چهچهه (برش ۳) به ترتیب حدود ۶۷/۵ متر، ۴۱ متر و ۵۶ متر است. در برش ۱، یک چرخه پیشرونده به ستبرای تقریبی ۳۷/۴ متر در قسمت زیرین سکانس رسوبی بر روی لایه دیرینه خاک قابل تشخیص است. این چرخه به ترتیب شامل رخنساره‌های لاگونی محصور (A1) و دریای باز (E2) است که در مرحله TST تشکیل شده است.

این سکانس در برش ۳ (شکل ۷) دارای یک سری پاراسکانسهای پیشرونده به ستبرای ۱۷/۷ متر است که الگوی تجمعی آنها به دلیل وجود رخنساره‌های ژرف‌تر و افزایش میزان آنها در پاراسکانسهای بالایی به صورت مجموعه پیشرونده خشکی (پیشرونده دریا) (Backstepping or Retrogradational stack) بوده و بدین جهت نشان‌دهنده تشکیل دسته رخنساره‌های پیشرونده (Van Wagoner et al., 1990; Emery & Myers, 1996) می‌باشد.

پس از تشکیل این پاراسکانسها، رخنساره دریای باز (E₂) به ستبرای ۱۰/۱ متر در بالای آنها دیده می‌شود که احتمالاً به دلیل پیشروی و ژرف بودن دریا، فاقد پاراسکانسهای پیشرونده است.

پس از تشکیل رخنساره‌های مرحله TST، یک سری پاراسکانسهای پیشرونده دیگر دیده می‌شوند (شکل ۷) که الگوی تجمعی آنها به دلیل کاهش میزان رخنساره‌های ژرف و وجود رخنساره‌های کم ژرف‌تر در بخشهای بالایی به صورت مجموعه پیشرونده دریایی (Progradational stack) است. این حالت از ویژگیهای مرحله سکون نسبی و پایین آمدن سطح آب دریا (HST) است.

ب) سکانس رسوبی ۲ (DS₂)

مرز زیرین و بالایی این سکانس در برش ۳ به دلیل نبود شواهد خروج رسوبات از آب دریا از نوع ۲ است ولی مرز بالایی آن در برشهای دیگر از نوع ۱ است. این مرز منطبق با مرز بین سوپرسکانسهای ۴ و ۵ در توالی

پاراسکانس پسرورنده دیده می‌شوند. این پاراسکانسها دارای رخساره‌های لاگونی محصور (A_1 و شیل) بوده و ستبرای کلی آنها در حدود ۱۱/۶ متر است. با توجه به مطالعات انجام شده، سکانسهای رسوبی موجود در برشهایدانه ورودی ناودیس کلات و روستای خشت همزمان با سکانسهای رسوبی ۱ و ۲ برش تنگ چهچهه تشکیل شده‌اند. بنابراین سکانسهای مزبور با یکدیگر قابل انطباق هستند. با این حال سکانس رسوبی ۳ در برش تنگ چهچهه هنگامی که بخش باختری ناحیه مورد مطالعه از آب خارج بوده تشکیل شده است. ارتباط جانبی این سکانسها در شکل ۸ ارائه شده است.

تفسیر منحنی تغییرات سطح آب دریا در ناحیه مورد مطالعه

همانطور که قبلاً اشاره شد، سه چرخه رسوبی در ناحیه مورد مطالعه تشخیص داده شده است که تمامی آنها در برش تنگ چهچهه قابل تشخیص‌اند. بدون در نظر گرفتن فرایندهایی مانند فشردگی و کاهش آهنگ رسوب گذاری که باعث کاهش ستبرای آنها می‌شود و همچنین با در نظر گرفتن اینکه کل ستبرای سازند کلات در برش مذکور در طی محدوده زمانی ماستریشتین پسین (۴/۵ میلیون سال) به وجود آمده است، مدت زمان تشکیل DS_1 در حدود ۱/۷۳ میلیون سال، DS_2 حدود ۱/۶۹ میلیون سال و DS_3 در حدود ۱/۰۸ میلیون سال برآورد می‌شود که هر یک بخشی از یک چرخه مرتبه ۳ را شامل می‌شوند. از سوی دیگر پاراسکانسهای کم ژرفا شونده در سازند کلات که عمدتاً در مقیاس کمتر از متر تا چند متر هستند، قابل انطباق با چرخه‌های مرتبه ۴ یا ۵ ویل و همکاران (Vail et al., 1991) است.

مقایسه منحنی تغییرات سطح آب دریا در این برش با منحنی جهانی در زمان ماستریشتین پسین (Haq et al., 1988) نشان می‌دهد که تمامی مرزهای نوع ۱ در برشهای مورد مطالعه با مرزهای سکانسی نوع ۱ موجود در منحنی جهانی در زمان ماستریشتین پسین قابل انطباق است، اما تعداد سکانسهای رسوبی مرتبه ۳ در ناحیه مورد مطالعه با منحنی جهانی یکسان نیست. این امر احتمالاً می‌تواند در اثر عوامل محلی مانند فعالیت گسلهای طولی در زمان ماستریشتین پسین (افشار حرب، ۱۳۷۳) و نیز فرونشینی حوضه در اثر بار رسوبی باشد.

جغرافیای دیرینه

در زمان کرتاسه پسین حوضه رسوبی کپه داغ در عرض جغرافیایی بین ۲۵ تا ۳۰ درجه شمالی قرار داشته و احتمالاً دمای آن در حدود ۲۵ تا ۲۷ درجه سانتی گراد بوده است (Habicht, 1979). بر طبق نقشه جغرافیایی دیرینه ارائه شده توسط اسمیت و همکاران (Smith et al., 1994) در این زمان فلاتهای با ژرفای کمتر از ۲۰۰ متر در این حوضه توسعه داشته است.

رسوبی خاور حوضه کپه داغ (Moussavi-Harami & Brenner, 1992) است که در آن سنگهای آهکی سازند کلات توسط رسوبات قاره ای سازند پسته لیق پوشیده شده‌اند.

ستبرای این سکانس در برشهای ۱، ۲ و ۳ به ترتیب ۹۹ متر، ۵۵/۱ متر و ۷۹/۱ متر است. در برش ۱ قسمت زیرین آن دارای رخساره دریای باز (E_2) است که بر روی رخساره سدی (D_2) موجود در سکانس رسوبی قبلی قرار گرفته و به همین دلیل نشان دهنده پیشروی آب دریا است.

به طور کلی این رسوبات که در مرحله TST تشکیل شده‌اند، ستبرایی در حدود ۳۶/۹ متر دارند و تعداد پاراسکانس پس از آن تشکیل شده است. این پاراسکانسها که حاوی رخساره‌های دریای باز (E_1 , E_2)، سد لاگونی (B_1) و لاگونهای محصور (A_3 و شیل) می‌باشند در بخش انتهایی سازند کلات به ستبرای کلی ۶۲/۱ متر بر جای گذاشته شده‌اند.

در برش ۲، قسمت زیرین آن دارای یک چرخه پیشرونده به ستبرای ۲۳/۸ متر است که بر روی رخساره لاگونی نیمه محصور (C_3) سکانس قبلی در مرحله TST تشکیل شده است. این چرخه حاوی رخساره دریای باز (E_2) بوده و مرز بالایی آن پیش از تشکیل لایه‌های حاوی شواهد سیلیسی شدن جزئی که منطبق با مدل ناوت (Knauth, 1979) بوده و نشان دهنده تشکیل آنها در نزدیکی آبهای خشکی است، در نظر گرفته شده است. پس از آن تعداد ۶ پاراسکانس پسرورنده قابل تشخیص است که شامل رخساره‌های E_1 , E_2 , B_1 و شیل با ستبرای کلی ۵۶/۳ متر می‌باشد.

در برش ۳، ستبرای این سکانس در حدود ۵۵/۱ متر است و بخش زیرین آن دارای یک سری پاراسکانسهای پسرورنده است که الگوی تجمعی مجموعه آنها نیز به دلیل افزایش رخساره‌های ژرف تر به طرف بالا نشان دهنده تشکیل دسته رخساره‌های پیشرونده است. پس از تشکیل رخساره‌های مرحله مزبور، یک رخساره شیل لاگونی به ستبرای ۳۱/۵ متر وجود دارد که در قسمت بالایی آن دو پاراسکانس حاوی رخساره‌های شیلی و A_1 دیده می‌شوند.

ج- سکانس رسوبی ۳ (DS_3)

این سکانس تنها در برش ۳ تشکیل شده است و ستبرای آن در حدود ۳۵/۳ متر است. مرز زیرین آن به دلیل نبود شواهد خروج رخساره‌ها از آب دریا به صورت مرز سکانسی نوع ۲ بوده ولی مرز بالایی آن از نوع ۱ (شکل ۶- ب) است. این مرز منطبق با مرز بین سوپر سکانسهای ۴ و ۵ در توالیهای رسوبی خاور حوضه کپه داغ است. سازند سیلیسی آواری پسته لیق نیز در شرایط رودخانه‌ای بر روی این مرز تشکیل شده است (موسوی حرمی، ۱۹۹۳). در قسمت زیرین این سکانس یک چرخه پیشرونده حاوی رخساره‌های دریای باز (E_3)، سدی (D_1)، و لاگونی محصور (A_1) به ستبرای ۲۳/۷ متر وجود دارد که پس از تشکیل آن دو

سنگهای آهکی سازند کلات، رسوبات سیلیسی آواری سازند پسته لبق در یک محیط رودخانه‌ای تشکیل شده است.

نتیجه‌گیری

مطالعه سنگهای آهکی سازند کلات (ماستریشتین پسین) در برشهای دهانه ورودی ناودیس کلات، روستای خشت و تنگ چهچهه منجر به شناسایی ۱۶ رخساره شد که همه آنها در یک رمپ کربناتی کم ژرفا تشکیل شده‌اند. رمپ کربناتی مذکور در برش ۱ و ۲ به صورت رمپ دارای پشته‌های سدی بیوکستی و در برش ۳ بصورت رمپ دارای تجمعات اسکلتی در بخشهای کم ژرفا و ژرف است به طوری که بیشترین ژرفای آن در برش ۳ بوده است.

مطالعات چینه‌نگاری سکansı سازند کلات در برشهای مورد مطالعه نشان داده است که سنگهای رسوبی در برشهای ۱ و ۲ در طی دو سکانس رسوبی و در برش ۳ طی سه سکانس رسوبی تشکیل شده‌اند. سکانسهای موجود در برشهای دهانه ورودی ناودیس کلات و روستای خشت با سکانسهای رسوبی ۱ و ۲ برش تنگ چهچهه قابل انطباق بوده و سکانس رسوبی ۳ برش تنگ چهچهه در هنگامی که برشهای دیگر از آب خارج شده است، به وجود آمده‌اند.

در تمام برشها، مرز سازند کلات با سازند نيزار (به دلیل وجود لایه دیرینه خاک) و سازند پسته لبق (به دلیل تشکیل در شرایط رودخانه‌ای) به صورت مرز سکansı نوع ۱ بوده و سایر مرزهای سکansı از نوع ۲ می‌باشند. هر کدام از سکانسهای مزبور دارای دسته رخساره‌های پیشرونده (TST) و پسرونده (HST) هستند که به ترتیب در شرایط پیشروی و پسروی آب دریا تشکیل شده‌اند. وجود پاراسکانسهای پسرونده در مرحله TST یکی از ویژگیهای رخساره‌های موجود در دو سکانس زیرین برش تنگ چهچهه است که با وجود پسرونده بودن هر کدام از آنها، الگوی تجمعی پسروی خشکی یا پیشروی دریا را نشان می‌دهند.

مقایسه منحنیهای سطح آب دریا با منحنی جهانی زمان ماستریشتین پسین نیز نشان می‌دهد که مرزهای سکansı نوع ۱ در ناحیه مورد مطالعه با مرزهای نوع ۱ منحنی جهانی قابل انطباق است، با این حال تنها یک سکانس رسوبی در طی این مدت در منحنی جهانی وجود دارد اما تعداد سکانسهای آنها با یکدیگر تفاوت دارند که به احتمال زیاد ناشی از فعالیتهای زمین‌ساختی و نیز فرونشینی حاصل از بار رسوبی بوده است. بازسازی جغرافیای دیرینه منطقه مورد مطالعه در زمان ماستریشتین پسین نیز نشان می‌دهد که سنگهای رسوبی سازند کلات در طی ۶ مرحله پیشروی و پسروی آب دریا تشکیل شده‌اند.

با توجه به نتایج حاصل از مطالعات چینه‌نگاری سکansı، وضعیت جغرافیای دیرینه و تغییرات سطح آب دریا در زمان ماستریشتین پسین، در طی ۶ مرحله زیر قابل تفسیر است. در مرحله اول پیشروی آب دریا باعث تشکیل یک چرخه پیشرونده بر روی افق خاک قدیمی شده و منجر به رسوب گذاری رخساره‌های لاگونی و دریای باز شده است. با توجه به ستبرای بیشتر رسوبات دریای باز این مرحله در برشهای ۱ و ۲ (واقع در باختر منطقه مورد مطالعه) و همچنین به دلیل وجود پاراسکانسهای کم ژرفا شونده حاوی رخساره‌های لاگونی در برش تنگ چهچهه، می‌توان چنین اظهار کرد که در این مرحله پیشروی دریا از شمال باختر و باختر حوضه آغاز شده است.

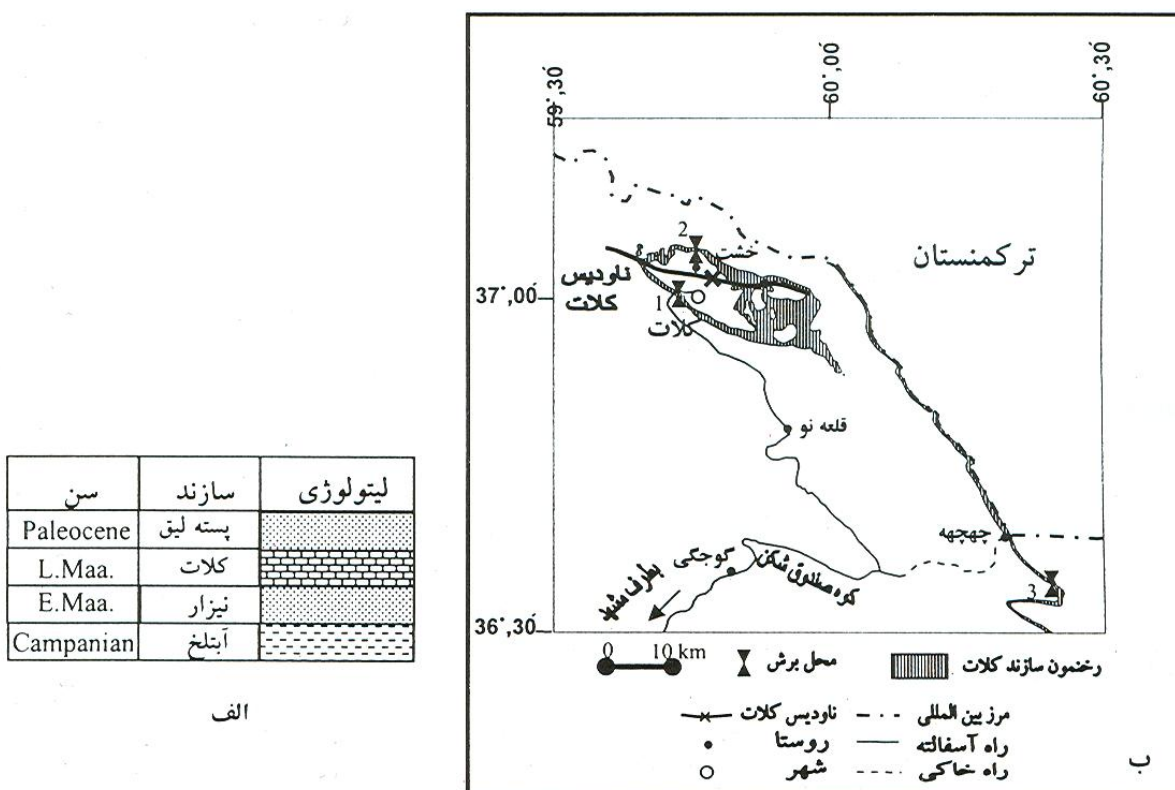
در مرحله دوم رخساره‌های مربوط به مرحله پسروی دریا دیده می‌شوند که در برشهای ۱ و ۲ باعث تشکیل رخساره‌های لاگونی نیمه محصور و پشته‌ای در انتهای مرحله پسروی شده است همچنین در برش ۳ که در بخشهای خاوری منطقه مورد مطالعه قرار دارد رخساره‌های کم ژرفا تر لاگونی محصور بر جای گذاشته شده‌اند. بنابراین می‌توان چنین نتیجه گرفت که در این مرحله برش ۳ کم ژرفا تر از دیگر برشها بوده و بیشتر دچار پسروی شده است.

پیشروی دریا در مرحله سوم همراه با تشکیل ژرف‌ترین رخساره‌های دریای باز (رخساره‌های بیولیتایی) در برش ۳ بوده است، اما در برشهای ۱ و ۲ همزمان رخساره‌های کم ژرفا تر دریای باز (رخساره E₃) نهشته شده است. این شواهد نشان می‌دهد که ژرفای دریا در این مرحله به طرف خاور (برش تنگ چهچهه) افزایش یافته است.

پس از بیشینه پیشروی دریا در مرحله سوم، پسروی دریا در مرحله چهارم آغاز شده است. در این مرحله در برش ۳ شیلهای لاگونی و به طور همزمان در برشهای ۱ و ۲ تناوب شیلهای لاگونی، رخساره‌های لاگونی محصور و سدهای لاگونی بر جای گذاشته شده است.

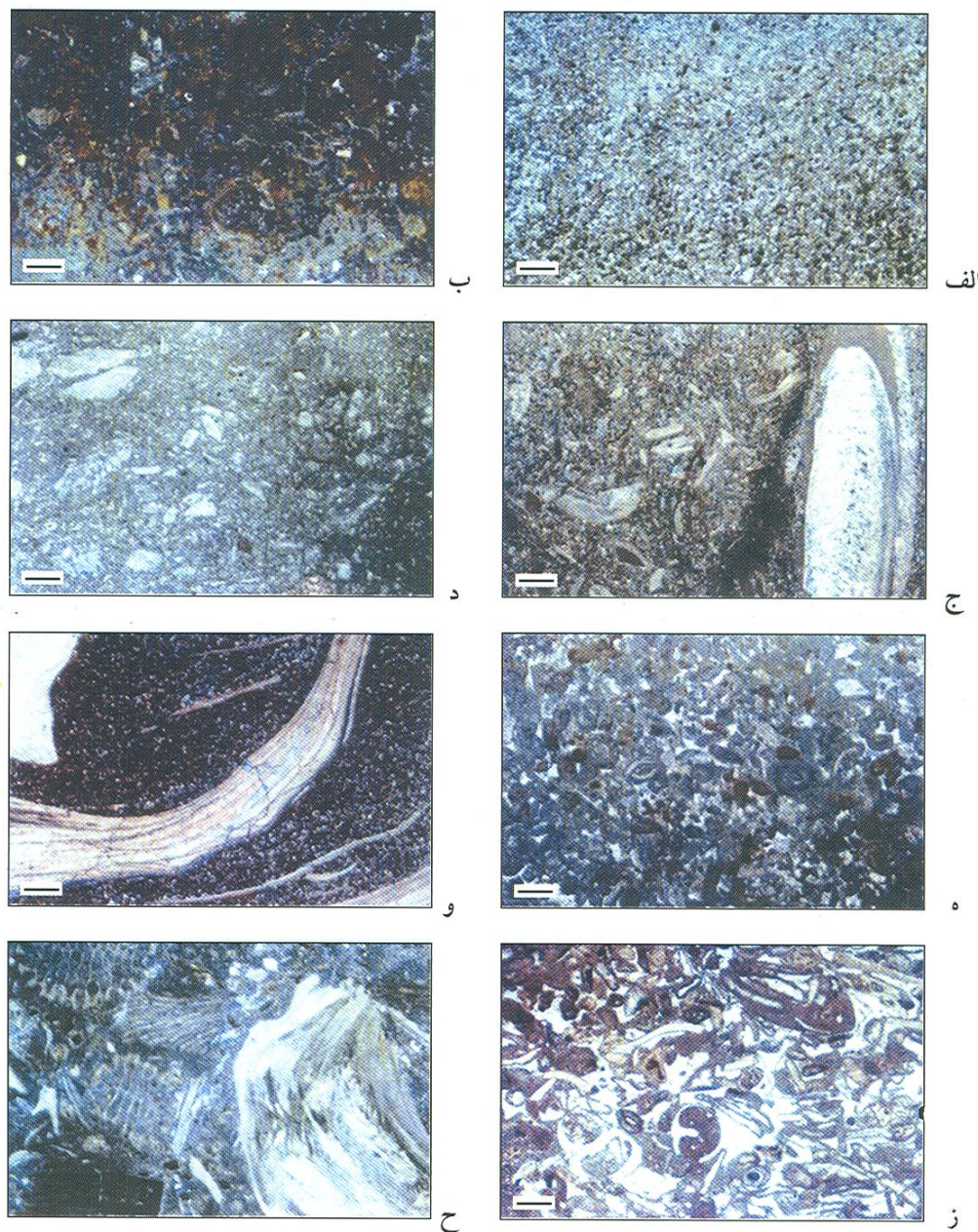
در مرحله پنجم، دریا بار دیگر پیشروی کرده و رخساره‌های لاگونی، پشته‌ای و بیولیتایتهای دریای باز بر جای گذاشته شده است. این شواهد تنها در برش ۳ مشاهده می‌شود و برشهای ۱ و ۲ در زمان تشکیل این رسوبات از آب خارج بوده‌اند.

مرحله ششم نیز تنها در برش ۳ وقوع پیوسته است. رخساره‌های این مرحله که مربوط به کم‌ریند رخساره‌ای لاگونهای محصور هستند به صورت یک چرخه پسرونده در طی پسروی کلی آب دریا در بخش انتهایی برش مذکور مشاهده می‌شوند. در پایان، برش تنگ چهچهه نیز در بخش خاوری از آب خارج شده و به طور کلی ناحیه مورد مطالعه در انتهای ماستریشتین پسین در شرایط قاره‌ای قرار گرفته است به گونه‌ای که بر روی



شکل ۱- موقعیت جغرافیایی برشهای مورد مطالعه (الف) و موقعیت چینه‌شناسی سازند کلات در حوضه رسوبی کپه داغ

(ب) ۱- دهانه ورودی ناودیس کلات ۲- خشت ۳- تنگ چهچه



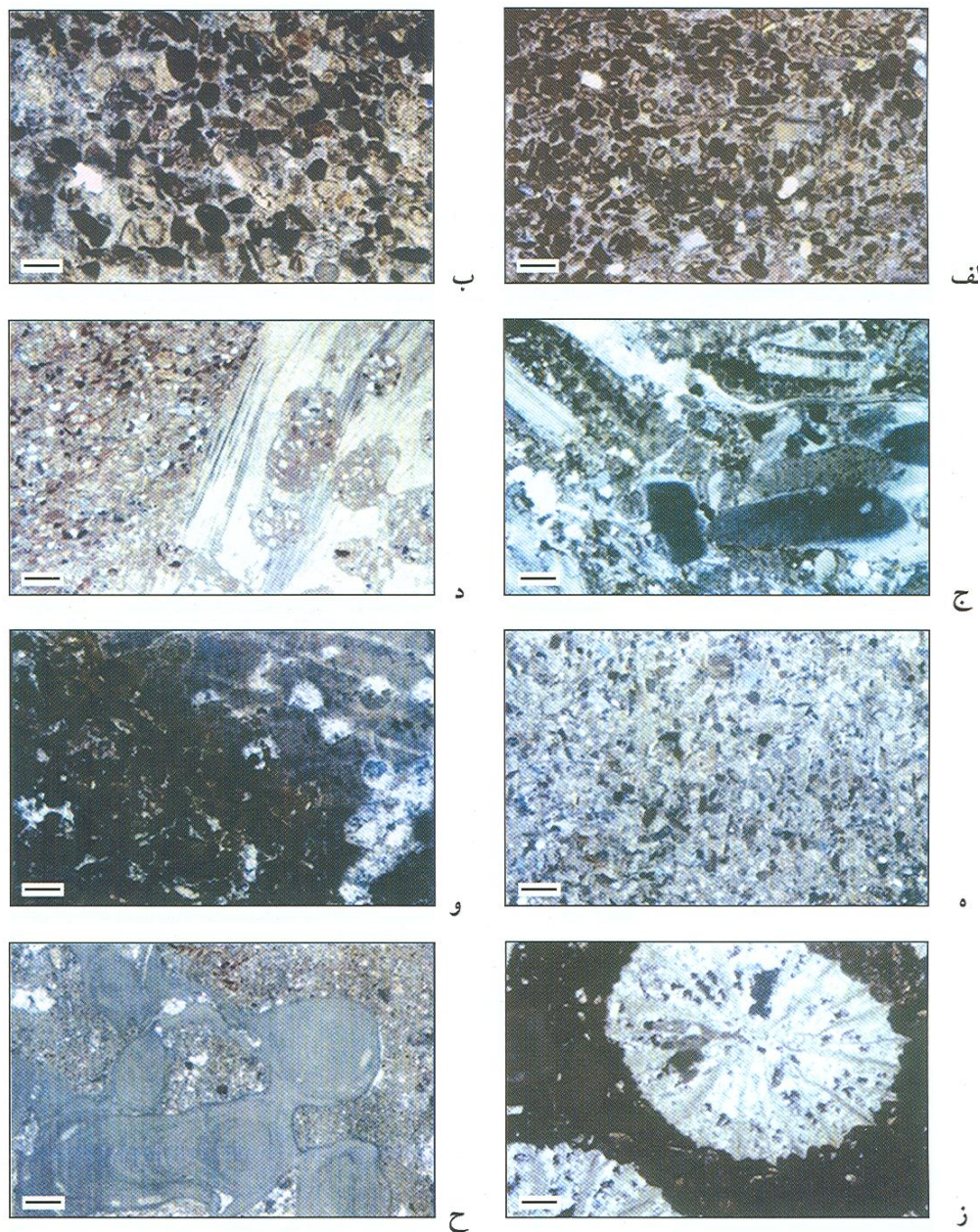
شکل ۲- تصاویر میکروسکوپی مجموعه‌های رخساره‌های A، B و C (اندازه خط مقیاس = ۰/۵ میلی‌متر):

الف) رخساره A₁ (Very fine sandy pelmicrite) ب) رخساره A₂ (Sparse biomicrite)

ج) رخساره A₃ (Silty benthic foraminifera biomicrite) د) رخساره B₁ (Unsorted silty oyster biomicrudite)

ه) رخساره B₂ (Very fine sandy oyster biopelmicrudite) و) رخساره C₁ (Poorly washed intraclast millioliidae biosparite)

ز) رخساره C₂ (Poorly washed biosparite) ح) رخساره C₃ (Bryozoan oyster biomicrudite)



شکل ۳ - تصاویر رخساره‌های سنگی میکروسکوپی در مجموعه‌های رخساره‌های D و E (اندازه خط مقیاس = ۰/۵ میلی‌متر):
 الف) رخساره D₁ (Bioclastic oosparite) ب) رخساره D₂ (Rounded redalgal rotalia biosparite)
 ج) رخساره D₃ (Crinoid bryozoan biosparudite) د) رخساره E₁ (Unsorted sandy redalgal rudist biosparudite)
 ه) رخساره E₂ (Sandy redalgal biosparite) و) رخساره E₃ (Rudistid biolithite) ز) رخساره E₄ (Coral biolithite)
 ح) رخساره E₅ (Redalgal biolithite)



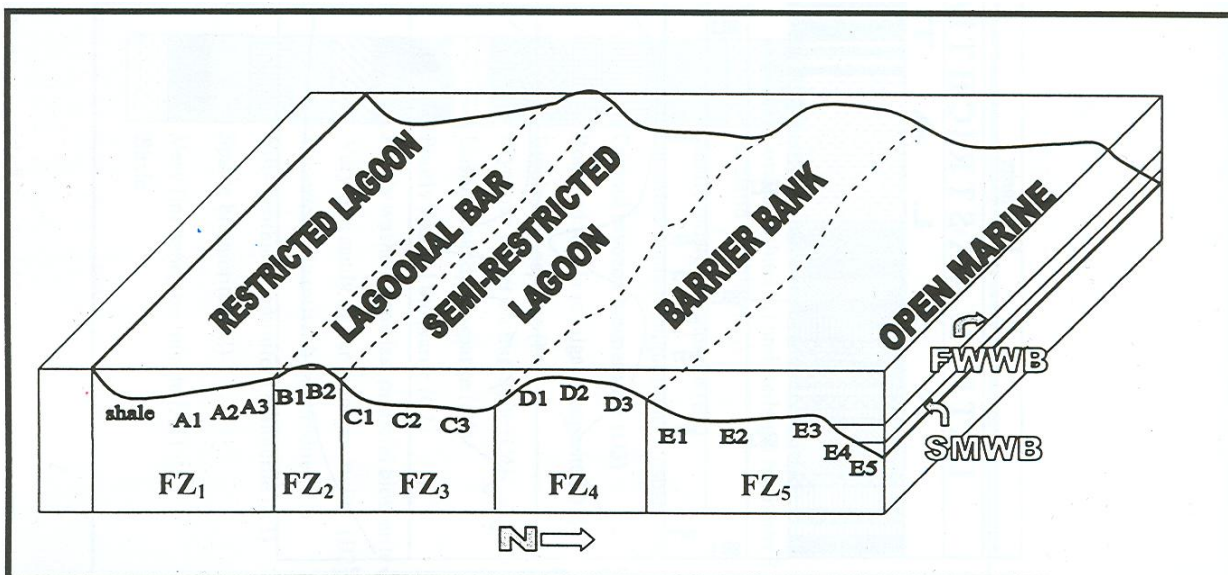
ب



الف

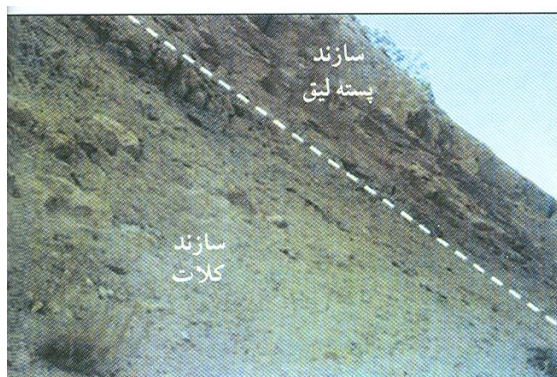
شکل ۴ - عکسهای صحرایی از سنگهای آهکی سازند کلات:

الف) لایه بندی مورب بزرگ مقیاس در برش روستای خشت ب) سنگ آهک رودیست‌دار با مورفوتیپهای خوابیده در برش تنگ چهچه



شکل ۵ - مدل شماتیک محیط رسوبگذاری سازند کلات در یک رمپ کربناتی

کمر بند رخساره ای FZ= خط اثر امواج در شرایط آرام FWWB= خط اثر امواج در شرایط توفانی SMWB=

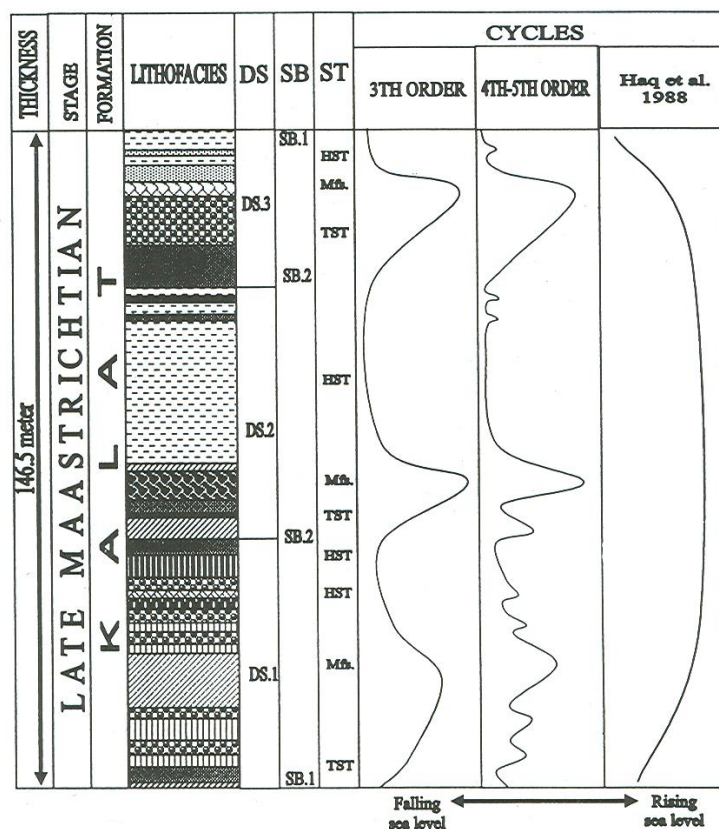


ب

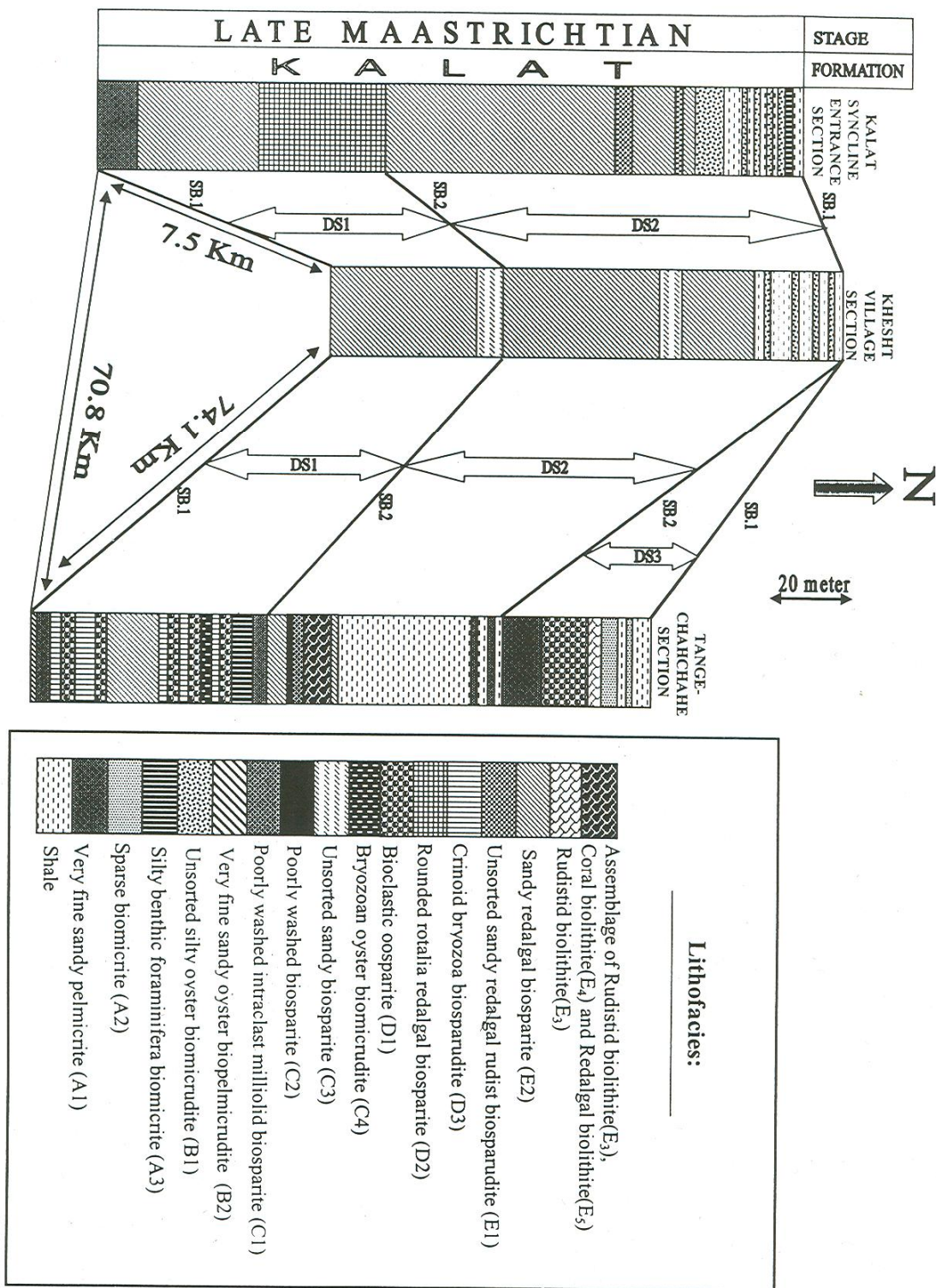


الف

شکل ۶- عکسهای صحرایی از مرزهای زیرین و بالایی سازند کلات که مرز فرسایشی نوع ۱ را نشان می‌دهد:
 الف) تصویری از لایه دیرینه خاک موجود در مرز بین سازند کلات با سازند سیلیسی آواری نیزار (برش روستای خشت)
 ب) تصویری از مرز بالایی سازند کلات با سازند سیلیسی آواری سرخ رنگ پسته لیتق (برش تنگ چهچهه)



شکل ۷- ستون تغییرات قائم رخساره‌های سازند کلات در برش تنگ چهچهه (برش ۳). در این شکل منحنی تغییرات سطح آب دریا در ناحیه مورد مطالعه با منحنی جهانی آن مقایسه شده است (برای علائم به شکل ۸ مراجعه شود).



شکل ۸- ارتباط جانبی توالیهای رسوبی، مرزهای توالیها و رخساره‌های سنگی در برشهای مورد مطالعه سازند کلات

کتابنگاری

افشار حرب، ع.، ۱۳۷۳- زمین شناسی کپه داغ، انتشارات سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، شماره ۱۱، ۲۷۶ صفحه.
محبوبی، ا.، خزاعی، ا. و موسوی حریمی، ر.، ۱۳۷۶- ریف رودیستی کرتاسه پسین در پلاتفرم کم عمق کربناته در شرق حوضه کپه داغ، مجله علوم زمین، انتشارات سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، سال ششم، شماره ۲۵ تا ۲۶، صفحات ۱۸ تا ۲۵.
محبوبی، ا.، لاسمی، ی. و موسوی حریمی، ر.، ۱۳۷۴- آنالیز رخساره ها و محیطهای رسوبی سازند کلات (کرتاسه پسین) در شرق حوضه کپه داغ، شمال شرق ایران، مجله علوم، دانشگاه تهران، جلد ۲۱، شماره ۱، صفحات ۲۴ تا ۳۷.

References

- Berberian, M. and King, G.C.P., 1981- Towards a paleogeographic and tectonic evolution of Iran, Canadian Journal of Earth Sciences, 18, 210-265.
- Bromley, R.G. and Ekdale, A.A., 1984-Trace fossil preservation in flint in the European chalk, Journal of Paleontology, 58, 298-311.
- Burchette, T.P. and Wright, V.P., 1992- Carbonate ramp depositional systems, Sedimentary Geology, 79, 3-57.
- Dickson, J.A.D. (1966) Carbonate identification and genesis as revealed by staining, Journal of Sedimentary Petrology, 36, 491-505.
- Emery, D. and Myers K., 1996- Sequence Stratigraphy, Blackwells, Oxford, 297p.
- Flügel, E., 1982- Microfacies Analysis of Limestones, Springer-Verlag, Berlin, 610p.
- Folk, R.L., 1959- Practical petrographic classification of limestones, American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 43, 1-38.
- Folk, R.L., 1962- Spectral subdivision of limestone types, In: W.E. Ham (editor), Classification of Carbonate Rocks, American Association of Petroleum Geologists, Memoir 1, 62-84.
- Götz, S., 2003- Biotic interaction and synecology in a Late Cretaceous coral-rudist biostrome of southern Spain, Paleogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 193, 125-138.
- Habicht, J.K.H., 1979- Paleoclimate, Paleomagnetism and Continental Drift, American Association of Petroleum Geologists, Studies in Geology, 9, 31 p.
- Hallock, P., 1983- Larger foraminifera as depth indicators in carbonate depositional environments, American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 67, 477-478.
- Haq, B.U., Hardenbol, J. and Vail, P.R., 1987- Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic, Science, 235, 1156-1167.
- Howard, J.D., 1972- Tracefossils as criteria for recognizing shorelines in the stratigraphic record, In: J.K. Rigby and W.K. Hamblin (editors), Recognition of Ancient Sedimentary Environments, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication, 16, 215-225.
- Kalantari, A., 1987- Biofacies relationship of the Kopet-Dagh region, National Iranian Oil Company, Exploration and Production Group, Tehran, 1 sheet.
- Knauth, L.P., 1979- A model for the origin of chert in limestone, Geology, 7, 273-277.
- Kuile, B. Ter., Erez, J., 1984- In situ growth rate experiments, on the symbiont-bearing foraminifera Amphistegina lobifera and Amphisorus hemprichi, Journal of Foraminiferal Research, 14, 262-276.
- Lyberis, N. and Manby, G., 1999- Oblique to orthogonal convergence across the Turan Block in the Post Miocene, American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 83, 1135-1160.
- Lyberis, N., Manby, G., Poli, J.T., Kalugin, V., Yousouphocae, H. and Ashirov, T., 1998- Post Triassic evolution of the southern margin of the Turan plate, Comptes Rendus de l'Academie des sciences, Paris, 326, 137-143.
- Masse, J.P. and Philip, J., 1981- Cretaceous coral – rudistid buildups of France. In: D.F. Toomey (editor), European Fossil Reef Models, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication, 30, 399-426.
- Moussavi-Harami, R., 1993- Depositional history and paleogeography of the Lower Paleocene red beds in eastern Kopet-Dagh basin northeastern Iran, (in English), Journal of Sciences, National Center for Scientific Research, Islamic Republic of Iran, 4/2, 126-143.
- Moussavi-Harami, R. and Brenner, R.L., 1992- Geohistory analysis and petroleum reservoir characteristics of Lower Cretaceous (Neocomian) sandstone, eastern portion of Kopet-Dagh basin, northeast Iran, American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 76, 1200-1208.
- Myrow, P.M., 1995- Thalassinoides and the enigma of Early Paleozoic open framework burrow systems, Palaios, 10, 58-74.
- Nichols, G., 1999- Sedimentology and Stratigraphy, Blackwells, 355 p.
- Read, J.F., 1985- Carbonate platform models, American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 69, 1-21.
- Riding, R.W., 2002- Structure and composition of organic reefs and carbonate mud mounds: concepts and categories, Earth-Science Reviews, 58, 163-231.



- Scott, R.W., 1995- Global environmental controls on cretaceous reefal ecosystems, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 119, 187-199.
- Smith, A.G., Smith, D.G. and Funnel, B.M., 1994- *Atlas of Mesozoic and Cenozoic Landmasses*, Cambridge University Press, Cambridge, 99 p.
- Vail, P.R., Audemart, F., Bowman, S.A., Eisner, P.N. and Perez Cruz, G., 1991- The stratigraphic significances of tectonics, eustasy and sedimentology- an overview., In: G. Einsele, W. Ricken and A. Seilacher (editors), *Cycles and Events in Stratigraphy*, Springer-Verlag, Berlin, 617- 659 p.
- Van Wagoner, J.C., Posamentier, H.W., Mitchum, R.M., Vail, P.R., Sarg, J.F., Loutit, T.S. and Hardenbol, J., 1988- An overview of the fundamentals of sequence stratigraphy and key definitions, In: C.K. Wilgus, B.S. Hastings, C.G. St.C. Kendall, H.W. Posamentier, C.A. Ross and J.C. Van Wagoner (editors), *Sea-Level Changes: An Integrated Approach*, Society of Economic paleontologists and Mineralogists, Special Publication, 42, 39-45p.
- Van Wagoner, J.C., Mitchum R.M., Jr. Campion, K.M. and Rahmanian V.D., 1990- *Siliciclastic sequence Stratigraphy for High Resolution Correlation of Time and Facies*. American Association of Petroleum Geologists, Methods in Exploration series, Tulsa, 7, 55 p.
- Wilson, J.L., 1975- *Carbonate Facies in Geologic History*, Springer-Verlag, 471 p.

* گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه فردوسی مشهد

*Department of Geology, Faculty of Sciences, Ferdowsi University of Mashhad