

# تاریخچه رسوبگذاری و چینه‌نگاری سکانسی سازند کلات در غرب کپه داغ و مقایسه آن با بخش مرکزی حوضه

رضا موسوی حرمی<sup>(۱\*)</sup>، اسد ا... محبوبی<sup>۲</sup> و امیر کریمیان<sup>۳</sup> طرّبه

۱. استاد گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه فردوسی مشهد

۲. گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه فردوسی مشهد

۳. کارشناس ارشد گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه فردوسی مشهد

تاریخ دریافت: ۸۷/۱۲/۱۱

تاریخ پذیرش: ۸۸/۲/۸

## چکیده

توالی کربناته سازند کلات به سن ماستریشتین فوقانی در حوضه رسوبی کپه داغ قرار دارد. مطالعه پتروگرافی این سازند در دو برش (گرماب و جوزک) در غرب کپه داغ و سه برش چینه‌شناسی (درگز، شمسی خان و کارناوه) در مرکز کپه داغ منجر به شناسایی ۱۰ رخساره سنگی شده است. این رخساره‌ها در یک رمپ کربناتی و در محیط‌های جزرومدی، لاگونی، پشته‌های سدی و دریای باز نهشته شده‌اند. این سازند در برش‌های مورد مطالعه از دو سکانس رسوبی تشکیل شده است که در برش‌های مرکزی شامل مراحل SMW (لبه فلات قاره)، TST (فاز پیشروی) و HST (فاز بالا آمدگی) در سکانس اول و TST و HST در سکانس دوم است و در برش‌های غربی فاقد مرحله SMW است. مرز زیرین سازند کلات در برش‌های مرکزی با سازند نيزار تدریجی (نوع ۲) و در برش‌های غربی با سازند‌های آب دراز و سنگانه فرسایشی و مرز فوقانی آن‌ها با سازند پسته‌لیق از نوع ۱ است. بازسازی جغرافیای دیرینه منطقه مورد مطالعه در زمان ماستریشتین فوقانی نشان می‌دهد که این سازند در طی ۵ مرحله پیشروی و پسروی تشکیل شده است. منحنی تغییرات سطح آب دریا در برش‌های مورد مطالعه قابل انطباق با منحنی جهانی تغییرات سطح آب دریا در ماستریشتین فوقانی است.

**واژه‌های کلیدی:** سازند کلات، چینه‌نگاری سکانسی، رخساره سنگی، محیط رسوبی، ماستریشتین فوقانی.

## روش مطالعه

در این مطالعه پنج برش چینه‌شناسی (شکل ۱) شامل دو برش در گرماب و جوزک در غرب با ضخامت‌های به ترتیب ۱۸ و ۱۸۳ متر و سه برش در درگز، شمسی خان و کارناوه با ضخامت‌های به ترتیب ۳۳، ۸۶ و ۳۰ متر در مرکز حوضه اندازه‌گیری و ۱۷ نمونه سنگی بر اساس تغییرات بافتی، ساختی و محتوای فسیلی برداشت و بررسی شده است. جدول‌های مقایسه‌ای تاکر (Tucker, 2001) و فلوگل (Flugel, 2004) به منظور تعیین درصد اجزاء تشکیل دهنده و روش دانهام (Dunham, 1962) برای نامگذاری رخساره‌های سنگی مورد استفاده قرار گرفته است. چینه‌نگاری سکانسی نیز به روش کاتینو (Catuneanu, 2006) انجام شده است.

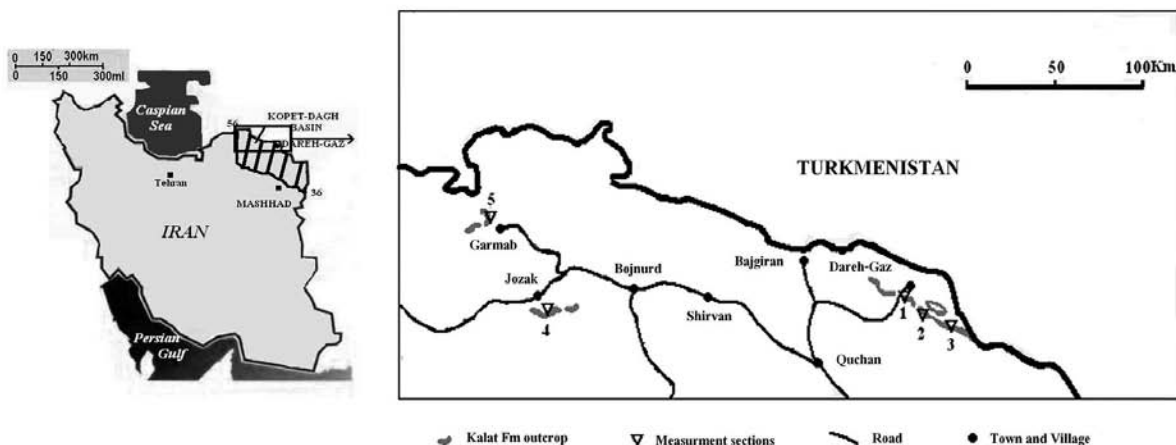
## تحلیل رخساره‌ها

در پتروگرافی سنگ‌های آهکی سازند کلات در ناحیه مورد مطالعه، ۱۰ رخساره سنگی شناسایی شده است که با توجه به اختصاصات میکروسکوپی و صحرایی در چهار کمر بند رخساره ای A، B، C و D قرار گرفته است که از سمت ساحل به طرف دریا عبارتند از:

## مقدمه

حوضه رسوبی کپه داغ در شمال شرقی ایران یکی از حوضه‌های دارای پتانسیل هیدروکربنی است که پس از بسته شدن اقیانوس دیرینه تیتیس و تصادم صفحه ایران (خرد قاره سیمین) و توران (قسمت جنوبی لورازیا) از زمان تریاس و در طی کوهزایی سیمین شکل گرفته است (Berberian and King, 1981; Moussavi-Harami and Brenner, 1992). رسوبات این حوضه از ژوراسیک تا ائوسن به پنج سوپر سکانس پیشرونده و پسرونده تقسیم گردیده است که نتیجه تاثیر تغییرات سطح دریا و فعالیت‌های تکتونیکی است (Moussavi-Harami and Brenner, 1992). سازند کلات در انتهای چهارمین سوپر سکانس، در کرتاسه فوقانی تشکیل شده است (Afshar-Harb, 1979). این سازند در شرق حوضه (برای مثال، محبوبی و همکاران ۱۳۷۶ و Mahboubi et al., 2006) عمدتاً از سنگ‌های آهکی با بین لایه‌هایی از شیل و ماسه سنگ تشکیل شده است. هدف از این مطالعه، تشخیص و تفکیک رخساره‌های سنگی، تفسیر محیط رسوبی، تحلیل چینه‌نگاری سکانسی و در نهایت تفسیر تغییرات سطح آب دریا و جغرافیای دیرینه رسوبات سازند کلات در غرب و مقایسه آن با بخش مرکزی حوضه رسوبی کپه داغ است.

\* نویسنده مرتبط



شکل ۱- موقعیت جغرافیایی برشهای مورد مطالعه برش درگز (۱) برش شمسی خان (۲)، برش کارناوه (۳)، برش جوزک (۴)، برش گرماب (۵).

### تفسیر محیط رسوبی

فراوانی بالای ذرات آواری نیمه زاویه دار با جور شدگی متوسط در کالکرنایت های با طبقه بندی مورب متوسط مقیاس (Nader et al., 2006)، بافت دانه افزون، نبود گل و وجود خرده های اسکلتی و دانه های غیراسکلتی نیمه گرد شده (Olivier 2008) شرایط متوسط تا بالای انرژی را در شرایط ساحلی نشان می دهند. وجود اینتراکلت ها (Sim & Lee, 2006)، جلبک سبز و همچنین فرامینفرهای بنتیک با اندازه بزرگ (Flugel, 2004) در این رخساره نیز نشان از شرایط زیستی در محیط های کم عمق است. بنابراین با توجه به شواهد موجود کمربند رخساره ای A در محیط پهنه جزرومدی (به ویژه بین و زیر جزرومدی) نهشته شده است.

### کمربند رخساره ای B

سه رخساره B<sub>1</sub> - پکستون اینتراکلت دار پلوئیدی (شکل ۲-D) و -گرنستون - پکستون بنتیک فرامینفر دار پلوئیدی (شکل ۲-E) و B<sub>3</sub> - پکستون - گرنستون بیواکلت دار پلوئیدی (شکل ۲-F) در این کمربند شناسایی شده است. رخساره B<sub>1</sub> عمدتاً دارای اینتراکلت (با فراوانی ۲۵ درصد و اندازه ۰/۳ میلیمتر) و پلوئید با فراوانی ۱۰ درصد و اندازه ۰/۱ میلیمتر است. رخساره B<sub>2</sub> با فراوانی اجزاء مختلفی از جمله پلوئید (با فراوانی ۱۰ درصد و اندازه ۰/۱ میلیمتر) و فرامینفرهای بنتیک (شامل سیدرولیتس با فراوانی ۲۰ درصد و اندازه متوسط ۱/۵ میلیمتر، اریتوئید و لپیداریتوئید با فراوانی ۵ درصد و اندازه متوسط ۱/۹ میلیمتر، روتالیا با فراوانی ۵ درصد و اندازه متوسط ۰/۳ میلیمتر و میلیولیده با فراوانی ۵ درصد و اندازه متوسط ۰/۳ میلیمتر) مشخص می شود. رخساره B<sub>3</sub> نیز دارای اجزاء مختلفی از جمله پلوئید با فراوانی ۱۰ درصد و اندازه ۰/۱ میلیمتر و اجزاء اسکلتی از جمله دوکفه ای (با فراوانی ۱۵ درصد و اندازه متوسط ۱/۵ میلیمتر)، براکیوپد (با فراوانی ۵

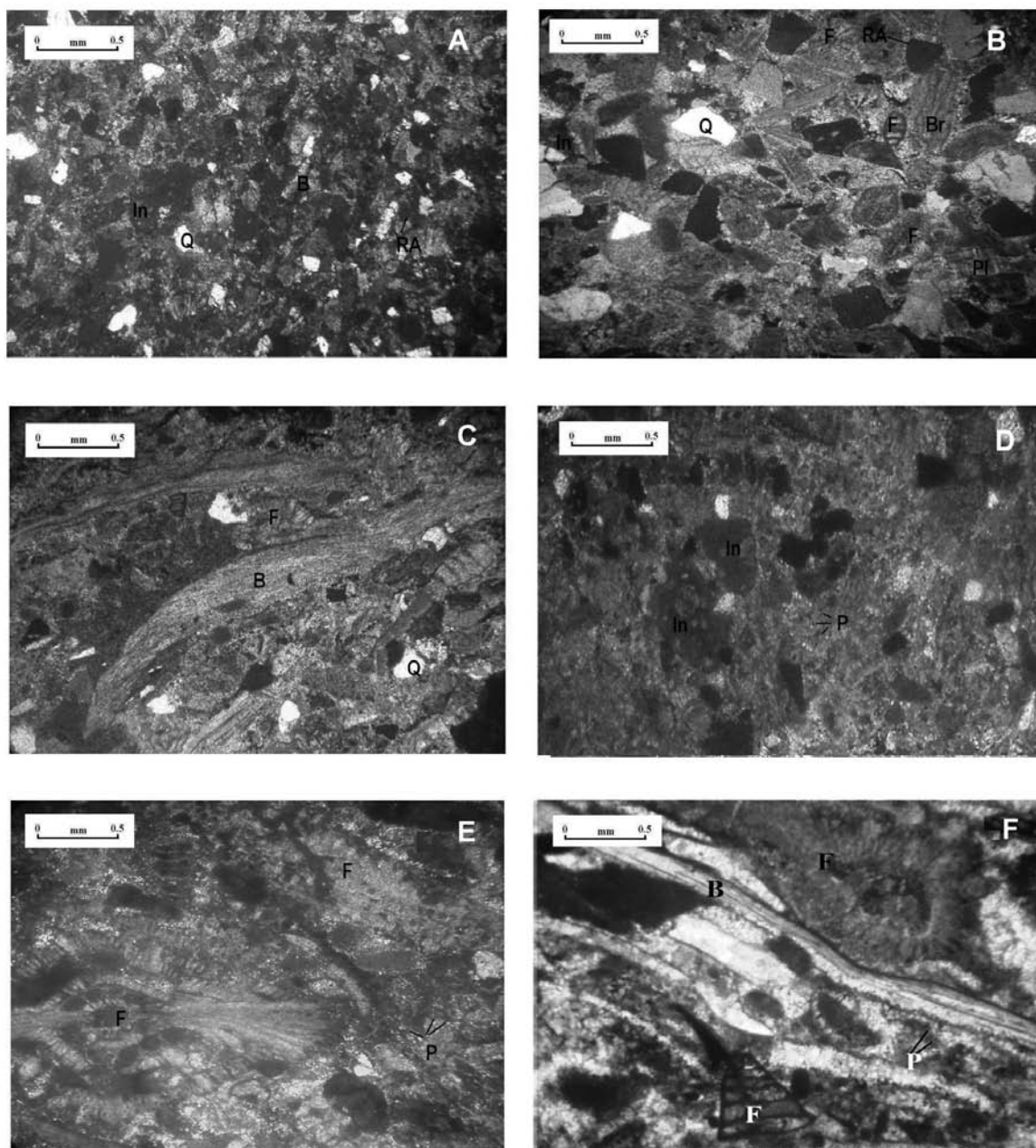
### کمربند رخساره ای A

این کمربند از سه رخساره میکروسکیپی A<sub>1</sub> - پکستون - گرنستون اینتراکلت دار ماسه ای (شکل ۲-A)، A<sub>2</sub> - پکستون - گرنستون بیواکلت دار اینتراکلتی ماسه ای (شکل ۲-B) و A<sub>3</sub> - پکستون - گرنستون بیواکلت دار ماسه ای (شکل ۲-C) تشکیل شده است. رخساره A<sub>1</sub> عمدتاً از اینتراکلت (با فراوانی ۲۵ درصد و اندازه ۰/۴ میلیمتر) و ذرات آواری کوارتز و فلدسپات (با فراوانی ۲۰ درصد و اندازه ۰/۶ میلیمتر) تشکیل شده است. رخساره A<sub>2</sub> از خرده های اسکلتی از جمله فرامینفر بنتیک (سیدرولیتس با فراوانی ۱۰ درصد و اندازه متوسط ۰/۳ میلیمتر، روتالیا با فراوانی ۲ درصد و اندازه ۰/۲ میلیمتر)، بریوزوئر (با فراوانی ۱۰ درصد و اندازه ۱/۵ میلیمتر)، همچنین براکیوپد (با فراوانی ۳ درصد و اندازه در حدود ۱/۴ میلیمتر)، اکنودرم (با فراوانی ۲ درصد و اندازه در حدود ۱/۲ میلیمتر)، جلبک قرمز (با فراوانی ۵ درصد و اندازه ۰/۳ میلیمتر)، گاستروپد (با فراوانی ۲ درصد و اندازه ۰/۵ میلیمتر) و ذرات آواری (کوارتز، فلدسپات، خرده های چرتی و گلاکونیت آواری) با فراوانی ۱۵ درصد و اندازه متوسط ۰/۵ میلیمتر تشکیل شده است. رخساره A<sub>3</sub> نیز عمدتاً از اجزاء اسکلتی اکنودرم (با فراوانی ۱۵ درصد و اندازه ۰/۴ میلیمتر)، بریوزوئر (با فراوانی ۵ درصد و اندازه ۰/۵ میلیمتر)، دوکفه ای (با فراوانی ۱۰ درصد و اندازه ۰/۴ میلیمتر)، فرامینفر بنتیک (سیدرولیتس با فراوانی ۵ درصد و اندازه ۰/۵ میلیمتر، روتالیا با فراوانی ۵ درصد و اندازه متوسط ۰/۵ میلیمتر)، جلبک قرمز (با فراوانی ۱۰ درصد و اندازه ۰/۴ میلیمتر)، جلبک سبز (با فراوانی ۵ درصد و اندازه ۱/۹ میلیمتر) همراه با ذرات آواری (کوارتز، فلدسپات و گلاکونیت آواری) با فراوانی ۱۵ درصد و اندازه متوسط ۰/۴ میلیمتر تشکیل شده است. این سنگها در صحرا به صورت کالکرنایت های با طبقه بندی مورب رخنمون دارند.

### تفسیر محیط رسوبی

حضور پلوئید (Adachi et al., 2004; Cadjenovik et al., 2008). وجود زمینه گل آهکی، خرده‌های اسکلتی نظیر گاستروپد (Wilson, 1975)، فرامینیفرهای بنتیک درشت (Flugel, 2004) به ویژه ملیولیده (Mass et al., 2003; Bachmann & Hirisch, 2006)، جلبک سبز (Aguirre et al., 2007)، ذرات آواری و اینتراکست‌های زاویه دار با جورشدگی ضعیف و همچنین فقدان

درصد و اندازه ۱/۵ میلیمتر)، گاستروپد (با فراوانی ۵ درصد و اندازه ۰/۵ میلیمتر)، فرامینیفر بنتیک سیدرولیتس (با فراوانی ۱۵ درصد و اندازه متوسط ۱/۵ میلیمتر) و جلبک قرمز (با فراوانی ۵ درصد و اندازه ۰/۵ تا ۰/۲ میلیمتر) است. سنگهای رسوبی این مجموعه در صحرا به صورت کالکارنایت‌های دارای لایه بندی نازک تا متوسط و به رنگهای خاکستری تا زرد مایل به خاکستری دیده شده است.



شکل ۲- تصاویر رخساره‌های میکروسکوپی (A)، (XPL) رخساره پکستون - گرینستون اینتراکستی ماسه‌ای، (B) رخساره پکستون - گرینستون بیوکست دار اینتراکستی ماسه‌ای، (C) گرینستون بیوکستی ماسه‌ای، (D) پکستون اینتراکست دار پلوئیدی، (E) پکستون - گرینستون بنتیک فرامینیفر دار پلوئیدی، (F) پکستون - گرینستون بیوکستی پلوئید دار. (علائم اختصاری: Q - کوارتز، In - اینتراکست، RA - جلبک قرمز، B - دوکفه‌ای، F - فرامینیفر بنتیک، P - پلوئید، Br - بریوزوئر، PI - پلاژیوکلاز).

### تفسیر محیط رسوبی

حضور انواع گریستنون‌ها (Mass et al., 2003)، نبود گل، وجود ذرات آواری کوارتز نیمه زاویه دار (Coffey & Read, 2004)، اینتراکست‌های نیمه زاویه دار (Cadjenovik et al., 2008) و همچنین وجود طبقه‌بندی مورب (Bachmann & Hirisch, 2006) نشان دهنده تشکیل مجموعه رخساره‌ای C در یک محیط پراثرژی و تحت اثر امواج پشته است. مشابه این رخساره، در فلات روتنست در جنوب غربی استرالیا (Collins, 1988)، پلتفرم کربناته آپسین فوقانی از جنوب حوضه میسترا در شرق اسپانیا (Thomas et al., 2008) و پلتفرم کربناته آدریاتیک و حوضه بودوا (تریاس پسین تا ژوراسیک پسین) در جنوب مونته‌گرو (Cadjenovik et al., 2008) گزارش شده است.

### کمر بند رخساره‌ای D

رخساره پکستون جلبک قرمز دار پلوئیدی (شکل ۳- D) تنها رخساره این کمر بند است. جلبک قرمز لیتوتامنیوم (با فراوانی ۳۵ درصد و اندازه ۰/۳ میلی‌متر)، پلوئید (با فراوانی ۱۵ درصد و اندازه ۰/۱ میلی‌متر) و سوزن اسفنج (با فراوانی ۲ درصد و اندازه ۰/۲ میلی‌متر) از اجزاء تشکیل دهنده این رخساره هستند. سنگهای این کمر بند رخساره‌ای در صحرا به صورت کلسی لوایت‌های خاکستری تیره تا روشن دیده شده است.

### تفسیر محیط رسوبی

وجود زمینه گلی در بین دانه‌ها (Wilson, 1975; Adachi et al., 2004)، حضور فراوان جلبک قرمز (Thomas et al., 2008)، فراوانی سوزن اسفنج (Flugel, 2004)، همچنین حضور فرامینیفرهای درشت، اکینودرم و بریوزوئر (Wilson, 1975) نشانگر تشکیل رسوبات در محیط کم انرژی و آرام نظیر دریای باز است. مشابه این شرایط از فلات روتنست در جنوب غرب استرالیا (Collins, 1988)، پلتفرم کربناته آپسین فوقانی شرق اسپانیا (Thomas et al., 2008) گزارش شده است.

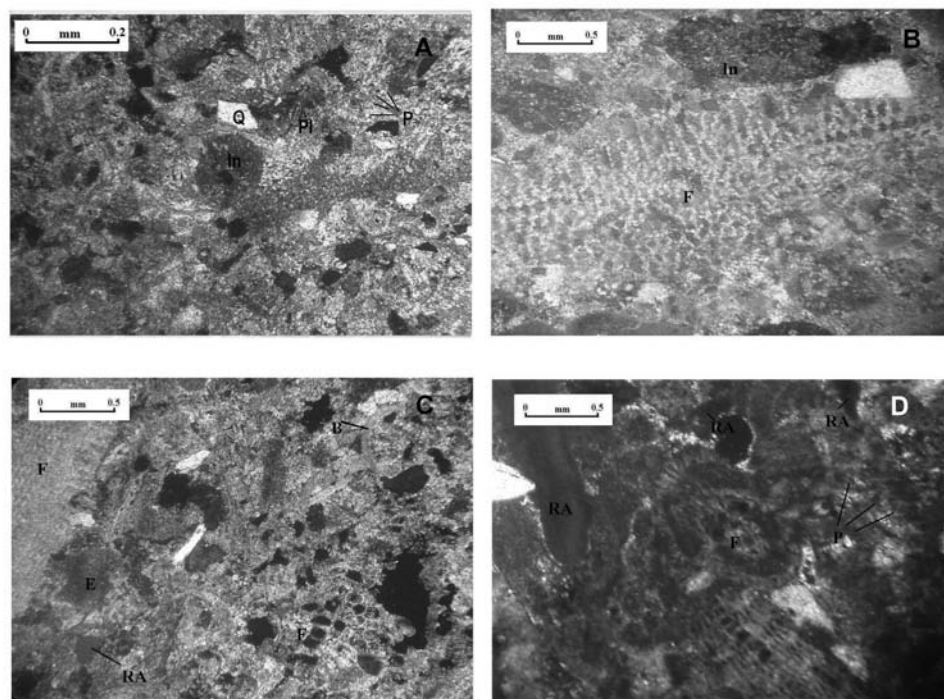
### مدل رخساره‌ای

با توجه به خصوصیات رخساره‌ها و مطالعه تغییرات عمودی و جانبی رخساره‌ها در توالی رخساره‌ای و با توجه به تغییر تدریجی رخساره‌های آب‌های کم عمق، نبود موجودات ریف ساز و همچنین فقدان علائم تغییر ناگهانی شیب، نظیر رسوبات ریزشی و برشی، یک پلتفرم کربناته نوع رمپ هوموکلینال (شکل ۴)، برای رسوبات مورد مطالعه تفسیر می‌شود (Read, 1985; Burchetti & Wright, 1992). توزیع کم ریف‌ها در پلتفرم‌های کربناته نوع رمپ نسبت به پلتفرم‌های کربناته حاشیه‌دار از خصوصیات رمپ‌ها است (Einsele, 2000). فاکتورهای مختلفی نظیر توازن بین نرخ رسوبگذاری و فراهم شدن رسوبات، تغییرات سطح آب دریا، فیزیوگرافی حوضه، موقعیت خط ساحلی، تغییرات آب و هوایی، شرایط تکنونیک و میزان ورود رسوبات سیلیمی آواری در تغییرات رخساره‌ای رمپ‌ها موثرند (Zecchin, 2007; Olivier et al., 2008). چهار کمر بند رخساره‌ای پهنه جزرومدی، لاگون، پشته و دریای باز

ساختمانهای رسوبی حاصل از اثر امواج و جریانها در این کمر بند رخساره‌ای (Keller, 1997) حاکی از تشکیل این رسوبات در محیط کم انرژی و کم عمق نظیر لاگون است. وجود فسیلهای جلبک قرمز، بریوزوئر و اکینودرم که می‌توانند در شرایط دریای باز تشکیل شوند (Wilson, 1975) به همراه فسیلهای مناطق محصور دریایی از قبیل گاستروپد، نشان دهنده چرخش نیمه محصور آب دریا است که احتمالاً در نتیجه فعالیت‌های طوفانی صورت گرفته است (Tucker, 2001). نهشته‌های مشابه با این کمر بند رخساره‌ای از پلتفرم کربناته شرق لوانت (کرتاسه تحتانی) توسط بچمن و هایش (Bachmann & Hirisch, 2006)، از حوضه بودوا واقع در جنوب مونته‌گرو در جنوب بوسنی و هرزگوین توسط کاجنویک و همکاران (Cadjenovik et al., 2008) و پلتفرم کربناته آپسین فوقانی در جنوب حوضه میسترا در شرق اسپانیا توسط توماس و همکاران (Thomas et al., 2008) گزارش شده است.

### کمر بند رخساره‌ای C

این کمر بند از سه رخساره تشکیل شده است که در روی زمین به صورت کالکارنایت با لایه بندی متوسط همراه با طبقه بندی مورب با رنگ زرد نخودی رخنمون دارند. رخساره‌های این مجموعه شامل C<sub>1</sub>-گریستنون اینتراکست دار پلوئیدی ماسه‌ای (شکل ۳-A)، C<sub>2</sub>-گریستنون اینتراکست دار بیوکستی (شکل ۳-B) و C<sub>3</sub>-گریستنون بیوکستی (شکل ۳-C) است. رخساره C<sub>1</sub> دارای اینتراکست (با فراوانی ۱۵ درصد و اندازه متوسط ۰/۴ میلی‌متر)، پلوئید (با فراوانی ۱۰ درصد و اندازه متوسط ۰/۱ میلی‌متر) و ذرات آواری کوارتز، فلدسپات و گلاکونیت آواری (با فراوانی ۲۰ درصد و اندازه متوسط ۰/۴ میلی‌متر) است. رخساره C<sub>2</sub> حاوی اینتراکست (با فراوانی ۱۵ درصد و اندازه متوسط ۰/۴ میلی‌متر)، فرامینیفرهای بنتیک (سیدرولیتس با فراوانی ۱۵ درصد و در اندازه ۰/۸ میلی‌متر، اریتوئید با فراوانی ۵ درصد و در اندازه ۰/۳ میلی‌متر و روتالیا با فراوانی ۵ درصد و اندازه ۰/۲ میلی‌متر)، اکینودرم (با فراوانی ۱۰ درصد و اندازه ۰/۴ میلی‌متر)، بریوزوئر (فراوانی ۵ درصد و اندازه ۰/۳ میلی‌متر)، دوکفه‌ای (با فراوانی ۵ درصد و در اندازه ۰/۴ میلی‌متر)، اینوسراموس (با فراوانی ۲ درصد و اندازه ۰/۳ میلی‌متر)، جلبک قرمز (با فراوانی ۱۰ درصد و اندازه ۰/۳ میلی‌متر) و براکیوپد (با فراوانی ۵ درصد و اندازه ۱/۵ میلی‌متر) است. رخساره C<sub>3</sub> دارای بیوکست‌های مختلفی از جمله فرامینیفرهای بنتیک (سیدرولیتس با فراوانی ۱۰ درصد و اندازه ۰/۴ میلی‌متر، روتالیا با فراوانی ۵ درصد و اندازه ۰/۳ میلی‌متر)، اریتوئید (با فراوانی ۵ درصد و اندازه ۰/۷ میلی‌متر) و لپیداریتوئید (۵ درصد و اندازه ۱/۶ میلی‌متر)، اکینودرم (با فراوانی ۱۰ درصد و اندازه ۰/۳ میلی‌متر)، بریوزوئر (با فراوانی ۱۰ درصد و اندازه ۰/۴ میلی‌متر)، دوکفه‌ای (با فراوانی ۵ درصد و اندازه ۰/۴ میلی‌متر)، اینوسراموس (با فراوانی ۵ درصد و اندازه ۱/۲ میلی‌متر)، جلبک قرمز (با فراوانی ۱۰ درصد و اندازه ۰/۳ میلی‌متر) و براکیوپد (با فراوانی ۵ درصد و اندازه ۰/۴ میلی‌متر) است.

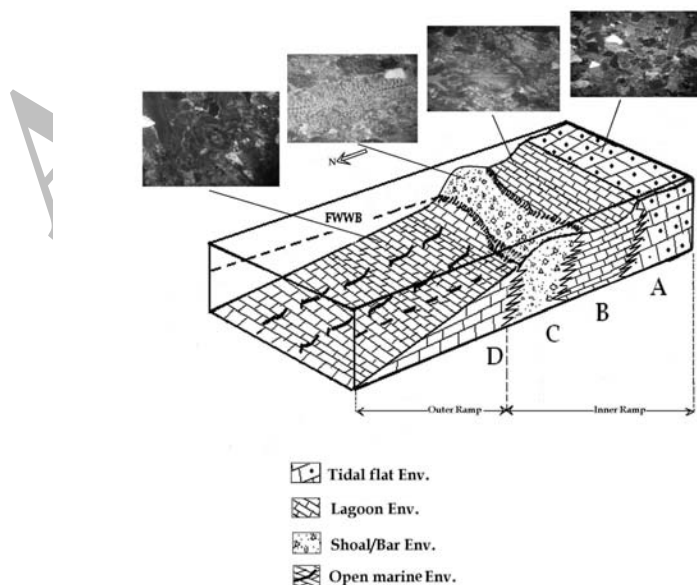


شکل ۳- تصاویر رخساره های میکروسکوپی (A)، (XPL) گرینستون اینتراکلاست دار پلوئیدی ماسه ای، (B) رخساره گرینستون اینتراکلاست دار بیوکلاستی، (C) گرینستون بیوکلاستی، (D) رخساره پکستون جلبک قرمز دار پلوئیدی. (علائم اختصاری: Q- کوارتز، PI- پلاژیوکلاز، In- اینتراکلاست، P- پلوئید، RA- جلبک قرمز، F- فرامینیفر، B- دوکفه ای، E- اکتینودرم).

### چینه نگاری سکانشی

به منظور تعیین الگوی چینه نگاری سکانشی سازند کلات از تغییرات رخساره های رسوبی و چگونگی گسترش آنها استفاده شده است. این سازند در برش های مورد مطالعه از دو سکانش رسوبی رده سوم تشکیل شده است که توسط یک مرز غیر فرسایشی از یکدیگر تفکیک می گردند. این دو سکانش در برش های مرکزی شامل دسته رخساره های

در برش های مورد مطالعه در قسمت های شرقی (Mahboubi et al., 2006) نیز قابل تشخیص است. از مثالهای عهد حاضر رمپ هوموکلینال توصیف شده می توان به خلیج فارس (Purser, 1973)، فلات روتنست (Collins, 1988) و از مثالهای قدیمی آن به گروه هلدربرگ نیویورک (Laporte, 1969) با سن دونین و پلتفرم کربناته آپسین فوقانی در جنوب حوضه میسترا در شرق اسپانیا (Thomas et al., 2008) اشاره کرد.



شکل ۴- مدل شماتیک محیط رسوبگذاری سازند کلات در ناحیه مورد مطالعه در یک رمپ کربناتی.

به عنوان سطح بیشینه پیشروی در نظر گرفته شده است. مرحله HST با پاراسکانس کم عمق شونده حاوی رخساره های لاگونی ( $B_3$ ) و سدی ( $C_3$ ) مشخص می شود. توالی عمیق شونده شامل رخساره های سدی ( $C_1$ ) و دریای باز ( $D$ ) بیانگر مرحله پیشروی آب دریا (TST) است. سطح فوقانی این توالی بیانگر سطح بیشینه پیشروی آب دریا است. پاراسکانس های کم عمق شونده شامل رخساره های دریای باز ( $D$ )، سدی ( $C_1$  و  $C_3$ )، لاگونی ( $B_3$ ) و جزرومدی ( $A_3$ ) بر روی توالی ذکر شده نهشته شده اند که کاهش میزان رخساره های عمیق و افزایش رخساره های کم عمق به سمت قسمت فوقانی این پاراسکانسها نشان از شرایط سکون نسبی و پایین آمدن سطح آب دریا (HST) است (شکل ۵). ضخامت سکانس اول ۱۲۲ متر و سکانس دوم ۶۰ متر است که با توجه به ۴/۵ میلیون سال دوره زمان تشکیل سازند کلات در ماستریشتین فوقانی (Haq et al., 1987) و بدون در نظر گرفتن فشردگی، فرونشینی و نرخ رسوبگذاری به ترتیب در ۳ و ۱/۵ میلیون سال که معادل سیکل های رده سوم (برای مثال، موسوی حرمی و خاوری، ۱۳۸۴) است، تشکیل شده اند.

### چینه نگاری سکانسی در برش های مرکزی

سه برش درگز، شمسی خان و کارناوه برای این منظور مورد بررسی قرار گرفته اند.

#### برش درگز

دو سکانس رسوبی در این برش تشخیص داده شده است. رخساره  $A_1$  (پکستون-گرینستون اینتراکست دار ماسه ای) با طبقه بندی مورب عدسی در قاعده سازند کلات و در ادامه مرحله HST سازند نیزار، به عنوان معادل حاشیه لبه فلات (SMW) در نظر گرفته شده است (Zagrami et al., 2008). در ادامه رخساره  $A_2$  (پکستون-گرینستون بیوکست دار اینتراکستی ماسه ای) برجای گذاشته شده است که رخساره های کم عمق را به عمیق مرتبط می سازد و نشان دهنده شروع مرحله TST است. این رخساره به طور تدریجی به رخساره لاگونی ( $B_1$ ) و سپس به رخساره های سدی ( $C_1$ ) و دریای باز ( $D$ ) تبدیل می شود که نشان دهنده شرایط پیشروی آب دریا است. بیشینه پیشروی دریا با رخساره  $D$  به عنوان عمیق ترین رخساره، مشخص می شود. در مرحله HST پاراسکانسهای کم عمق شونده از رخساره های لاگونی ( $B_1$ )، سدی ( $C_2$ ) و جزرومدی ( $A_2$ ) تشکیل شده اند. در سکانس دوم مرحله TST با رخساره پکستون جلبک قرمز دار پلوئیدی ( $D$ ) که نشان دهنده افزایش عمق است مشخص می شود. پنج پاراسکانس کم عمق شونده به سمت بالا در مرحله HST در بالای مرحله TST تشکیل شده است. این پاراسکانسها از رخساره های دریای باز ( $D$ )، سدی ( $C_3$ )، لاگونی ( $B_2$ )، جزرومدی ( $A_3$ ) تشکیل شده اند که به سمت بالای توالی از میزان رخساره های عمیق کاسته و رخساره های کم عمق تر شکل گرفته اند (شکل ۵). در قسمت فوقانی توالی، آب دریا پسروی و رسوبات سیلیسی آواری سازند پسته لبق نهشته شده اند (Moussavi-Harami, 1993).

SMW (Shelf Margin Wedge) ، TST (Transgressive System Tracts) و HST (Highstand System Tracts) هستند، در صورتی که در برش های غربی رخساره های مرحله SMW شناسایی نشده اند. دسته رخساره های مرحله پیشروی شامل پاراسکانس های عمیق شونده پهنه جزرومدی، لاگونی، سدی و دریای باز است. دسته رخساره های HST از پاراسکانس های کم عمق شونده پهنه جزرومدی، لاگونی و سدی تشکیل شده است.

### چینه نگاری سکانسی در برش های غربی

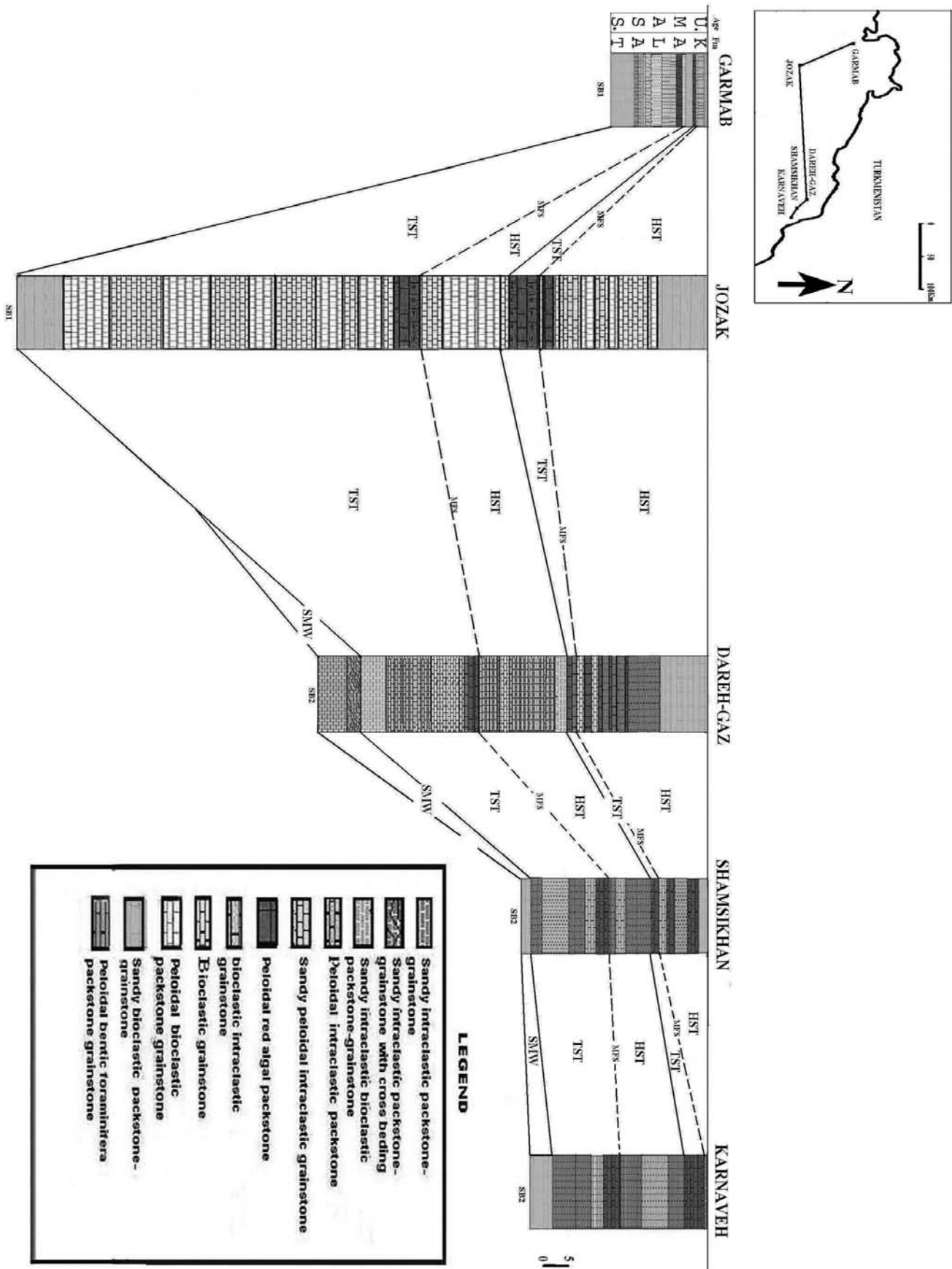
دو برش گرماب و جوزک برای این منظور مورد بررسی قرار گرفته اند.

#### برش گرماب

برش گرماب از دو سکانس رده سوم تشکیل یافته که شامل دسته رخساره های TST و HST است. مرز تحتانی سکانس اول با سازند سنگانه از نوع اول و مرز فوقانی آن غیر فرسایشی و مرز فوقانی سکانس دوم نیز با سازند پسته لبق فرسایشی است. دسته رخساره مرحله پیشروی (TST) سکانس اول با پاراسکانسهای عمیق شونده مشخص می شود که شامل رخساره های جزرومدی ( $A_3$ )، لاگونی ( $B_1$ )، سدی ( $C_3$ ) و دریای باز ( $D$ ) است. قسمت فوقانی لایه حاوی رخساره دریای باز ( $D$ ) به عنوان بیشینه پیشروی در نظر گرفته شده است. مرحله HST شامل پاراسکانس کم عمق شونده حاوی رخساره های لاگونی ( $B_1$ ) و جزرومدی ( $A_3$ ) است. رخساره پکستون جلبک قرمز دار پلوئیدی مربوط به دریای باز ( $D$ ) بر روی رسوبات مرحله HST جای گرفته اند که نشانه پیشروی آب دریا است و سطح فوقانی این لایه به عنوان MFS در نظر گرفته شده است. در دنباله پاراسکانس پسروده مرحله HST شامل رسوبات رخساره های سدی ( $C_1$ ) و جزرومدی ( $A_3$ ) بر جای گذاشته شده اند (شکل ۵). ضخامت سکانس اول ۱۶ متر و سکانس دوم ۲ متر است که با توجه به ۴/۵ میلیون سال دوره زمان تشکیل سازند کلات در ماستریشتین فوقانی (Haq et al., 1987) و بدون در نظر گرفتن فشردگی، فرونشینی و نرخ رسوبگذاری به ترتیب در ۴ و ۱/۵ میلیون سال که معادل سیکل های رده سوم (برای مثال، موسوی حرمی و خاوری، ۱۳۸۴) است، تشکیل شده اند.

#### برش جوزک

برش جوزک نیز از دو سکانس رده سوم تشکیل یافته که شامل دسته رخساره های TST و HST است. مرز تحتانی سکانس اول با سازند آب دراز از نوع اول و مرز فوقانی آن ها غیر فرسایشی و مرز فوقانی سکانس دوم نیز با سازند پسته لبق فرسایشی است. مرحله پیشروی (TST) سکانس اول با پنج پاراسکانس عمیق شونده مشخص می شود که شامل رخساره های جزرومدی ( $A_3$ )، لاگونی ( $B_3$ )، سدی ( $C_3$ ) و دریای باز ( $D$ ) است. سطح فوقانی آخرین پاراسکانس حاوی رخساره دریای باز ( $D$ )



شکل ۵- انطباق برش های مورد مطالعه سازند کلات بر مبنای آنالیز چینه نگاری سکansı.

(B<sub>2</sub>) و سدی (C<sub>3</sub>) است. سکانس دوم با رخساره پکستون جلبک قرمز دار پلوئیدی مربوط به دریای باز (D) آغاز می شود که نشان دهنده مرحله TST بوده و سطح فوقانی این لایه به عنوان MFS در نظر گرفته می شود. رخساره پهنه جزرومدی (A<sub>3</sub>) روی این رخساره قرار گرفته که نشان کم عمق شدن حوضه و مرحله HST است (شکل ۵). ضخامت سکانس اول ۲۵ متر و سکانس دوم ۵ متر است که با توجه به ۴/۵ میلیون سال مدت زمان تشکیل سازند کلات در ماستریشتین فوقانی (Haq et al., 1987) و بدون در نظر گرفتن فشردگی، فرونشینی و نرخ رسوبگذاری، به ترتیب در ۳/۷ و ۰/۸ میلیون سال که معادل سیکل های رده سوم (برای مثال، موسوی حرمی و خاوری، ۱۳۸۴) است، تشکیل شده اند. انطباق چینه نگاری سکانسی پنج برش مورد مطالعه، در شکل ۵ نمایش داده شده است.

### عوامل موثر در تشکیل سکانس ها

همانطور که اشاره شد دو چرخه رسوبی در برش های مورد مطالعه تشخیص داده شده است. با توجه به مدت زمان تشکیل هر یک از چرخه های رسوبی که در بالا ذکر شد، این چرخه ها بخشی از یک چرخه مرتبه سوم را شامل می شوند. پاراسکانسهای کم عمق شونده در این چرخه های رسوبی که عمدتاً در مقیاس کمتر از متر تا چند متر هستند، قابل انطباق با چرخه های چهارم و پنجم ویل و همکاران (Vail et al., 1991) می باشند. مقایسه منحنی تغییرات جهانی سطح آب دریا (Haq et al., 1987; Muller et al., 2008) در ماستریشتین فوقانی با تغییرات رده سوم سطح آب دریا در برش های مورد مطالعه بدون در نظر گرفتن نرخ رسوبگذاری و تراکم (Cotter & Driese, 1998) نشان دهنده تطابق این دو منحنی و تحت تاثیر بودن سیکل ها با تغییرات جهانی سطح آب دریا است (شکل ۶). بنابراین به نظر می رسد که عوامل برون حوضه ای نسبت به عوامل درون حوضه ای دارای تاثیر بیشتری بوده است. تغییرات رده های پایین تر می تواند بر اثر تاثیر فرآیندهای محلی نظیر عوامل تکتونیکی (بالا آمدگی، فرونشینی و گسل خوردگی) باشد.

### جغرافیای دیرینه

در زمان کرتاسه فوقانی حوضه رسوبی کپه داغ در عرض جغرافیایی بین ۲۵ تا ۳۰ درجه شمالی قرار داشته و احتمالاً "درجه حرارت ان حدود ۲۵ تا ۲۷ درجه بوده است (Habicht, 1979). در این زمان فلاتهای با عمق کمتر از ۲۰۰ متر در حوضه مزبور توسعه داشته است (Smith et al., 1994). این حوضه در زمان ماستریشتین زیرین و میانی دچار فرونشینی شده و سطح آب دریا به جز در برخی از قسمت های حوضه رسوبی کپه داغ بالا آمده است (Moussavi-Harami & Brener, 1992). تغییرات رخساره ای به صورت عمودی و جانبی نشان دهنده تغییرات محیطی ناشی از تغییرات نسبی سطح آب دریا است (achmann & Hirsch, 2006). با توجه به تغییرات رخساره ای و جابه جایی خط ساحلی در زمان تشکیل سازند کلات می توان جغرافیای

تغییرات جهانی سطح آب دریا در ماستریشتین فوقانی (Haq et al., 1987; Muller et al., 2008) منطبق با تغییرات چینه نگاری سکانسی توصیف شده می باشد. مرز زیرین و فوقانی سکانس اول از نوع دوم و مرز فوقانی سکانس دوم از نوع اول است. ضخامت سکانس اول ۵۶ متر و سکانس دوم ۳۰ متر است که با توجه به مدت زمان تشکیل سازند کلات (حدود ۴/۵ میلیون سال (Haq et al., 1987) و بدون در نظر گرفتن فشردگی، فرونشینی و نرخ رسوبگذاری به ترتیب در ۲/۹ و ۱/۶ میلیون سال که معادل سیکل های رده سوم است (برای مثال، موسوی حرمی و خاوری، ۱۳۸۴)، تشکیل شده اند.

### برش شمسی خان

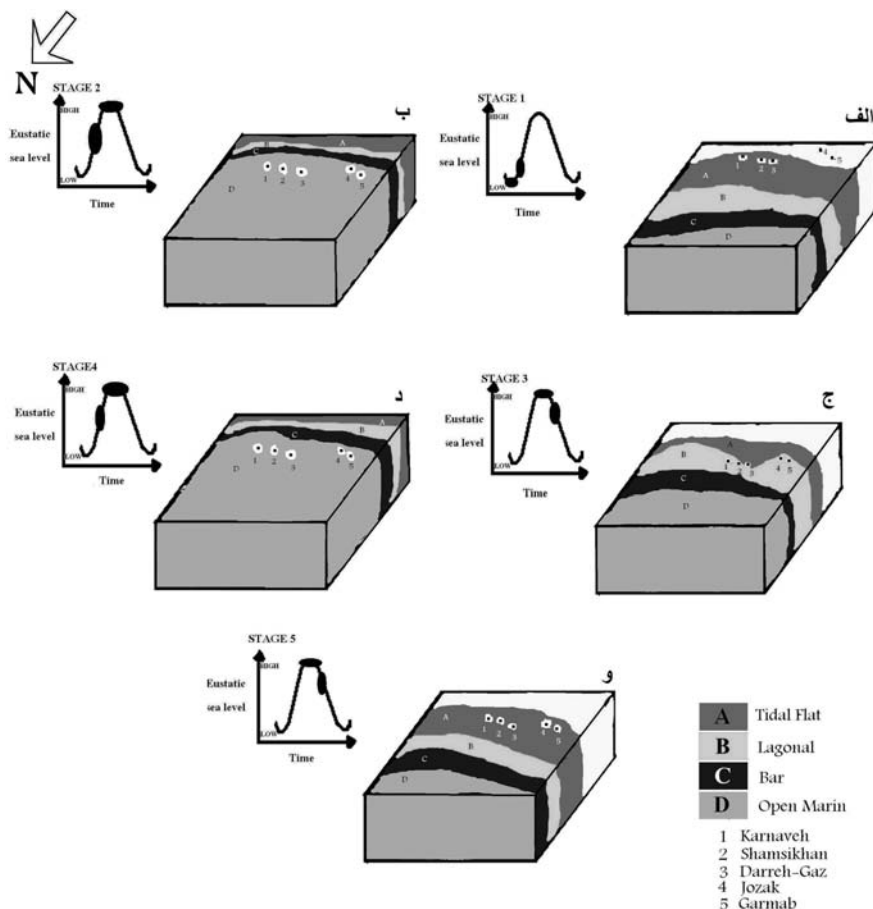
سازند کلات در این برش از دو سکانس رسوبی (رده سوم) تشکیل شده است که در قاعده توسط مرز سکانسی نوع دوم محدود شده است. سکانس اول دارای مرز فوقانی نوع دوم و سکانس دوم دارای مرز فوقانی فرسایشی (نوع اول) است. این دو سکانس نیز از دسته رخساره های TST، SMW و HST تشکیل یافته اند. رخساره مرحله SMW مانند برش اول شامل پکستون - گریستون اینتراکلیست دار ماسه ای (A<sub>1</sub>) است که در ادامه مرحله HST سازند نیز قرار دارد. دسته رخساره های مرحله TST شامل رخساره های لاگونی (B<sub>2</sub>)، سدی (C<sub>2</sub> و C<sub>3</sub>) و عمیق (D) است که به صورت پاراسکانس های عمیق شونده قرار گرفته اند. سطح پیشینه پیشروی در بالای لایه حاوی پکستون جلبک قرمز دار پلوئیدی، دریای باز (D) قرار گرفته است. مرحله HST با پاراسکانس های کم عمق شونده مشخص می شود که شامل رخساره های لاگونی (B<sub>2</sub>) و سدی (C<sub>2</sub>) است. سکانس دوم با رخساره دریای باز شامل پکستون حاوی جلبک قرمز پلوئیدی (D) آغاز می شود. مرز پیشینه پیشروی در بالای لایه مذکور در نظر گرفته شده است. پاراسکانسهای کم عمق شونده حاوی رخساره های دریای باز (D)، سدی (C<sub>3</sub>) و جزرومدی (A<sub>1</sub>) تشکیل دهنده مرحله HST این سکانس است (شکل ۵). ضخامت سکانس اول ۲۳ متر و سکانس دوم ۱۰ متر است که با توجه به مدت زمان تشکیل سازند کلات (حدود ۴/۵ میلیون سال (Haq et al., 1987) و بدون در نظر گرفتن فشردگی و فرونشینی و نرخ رسوبگذاری به ترتیب در ۳/۱ و ۱/۴ میلیون سال که معادل سیکل های رده سوم (برای مثال، موسوی حرمی و خاوری، ۱۳۸۴) است، تشکیل شده اند.

### برش کارناوه

در این برش سازند کلات از دو سکانس رده سوم تشکیل یافته است که شامل دسته رخساره های TST، SMW و HST است. مرز تحتانی و فوقانی سکانس اول غیر فرسایشی و مرز فوقانی سکانس دوم فرسایشی است. مرحله SMW با رخساره سنگ آهک ماسه ای (پکستون-گریستون بیوکلیستی ماسه ای (A<sub>3</sub>)) و در ادامه مرحله HST سازند نیز قرار دارد. دسته رخساره مرحله پیشروی (TST) سکانس اول با رخساره های لاگونی (B<sub>2</sub>)، سدی (C<sub>3</sub>) و دریای باز (D) مشخص می شود. مرحله HST شامل پاراسکانس های کم عمق شونده حاوی رخساره های لاگونی







شکل ۷- بازسازی جغرافیای دیرینه ماستریشتین فوقانی در بخش های مرکزی و غرب کپه داغ، الف) در ادامه مرحله HST سازند نیزار یک پسروری کوتاه مدت و بدنبال ان پیشروی آغاز شده است، ب) پیشروی دریا و تشکیل رسوبات عمیق، ج) تشکیل مرحله بالا آمدگی و پسروری د) شروع پیشروی مجدد و و) تشکیل مجدد مرحله بالا آمدگی و پسروری.

به صورت یک پلتفرم در نظر گرفت که در ابتدای ماستریشتین فوقانی رسوبگذاری در قسمت های مرکزی در شرایط عمیق تر نسبت به برش های غربی و شرقی متداول بوده است. سپس روند رسوبگذاری در برش های شرقی، مرکزی و غربی ادامه یافته اما با گذشت زمان، مناطق مرکزی و غربی به صورت مناطق حاشیه پلتفرم تبدیل شده و در پایان ماستریشتین فوقانی قسمت عمیق حوضه در قسمت های شرقی حوضه بوده است.

### نتیجه گیری

مطالعه سنگهای آهکی سازند کلات در بخش های مرکزی و غرب کپه داغ منجر به شناسایی ۱۰ رخساره سنگی شده است که در یک رمپ کربناتی کم عمق نهشته شده اند. این رمپ کربناته دارای پهنه جزرومدی، لاگون نیمه محصور، پشته های سدی بیوکستی و دریای باز بوده است.

مطالعات چینه نگاری سکانسی سازند کلات در برش های مورد مطالعه نشان داده است که سنگهای رسوبی این برش ها در طی دو سکانس رسوبی رده سوم تشکیل شده اند. مرز تحتانی سازند کلات در برش های مرکزی با سازند نیزار تدریجی و در برش های غربی

رخساره های جزرومدی، سدی، لاگونی و دریای باز مشخص می شود. دریای کم عمق ماستریشتین به سمت غرب-شمال غرب پسروری کرده است.

مطالعه سازند کلات توسط محبوبی و همکاران (Mahboubi et al., 2006) در شرق کپه داغ منجر به تفکیک سه سکانس رسوبی شده است که به سمت غرب به دو سکانس تبدیل شده است که مشابه دو سکانس رسوبی تشخیص داده شده در این مطالعه است. این دو سکانس توسط غالب بودن رخساره حاوی جلبک قرمز و نبود رخساره های آئیدی قابل شناسایی است. مرز تحتانی کلات در برش های شرقی به صورت مرز فرسایشی حاوی پالئوسل است که در برش های هم ارز غربی (جوزک و گرماب) نیز فرسایشی است اما در برش های مرکزی که در موقعیت شمالی تر و عمیق تر قرار دارند این مرز به فرم تدریجی با سازند نیزار است. با توجه به مطالعات جغرافیای دیرینه ماستریشتین فوقانی محبوبی و همکاران (Mahboubi et al., 2006)، پس از پایان رسوبگذاری در سکانس دوم در برش های مرکزی و غربی، رسوبگذاری در برش های شرقی با رخساره های آئیدی در سکانس سوم ادامه داشته است. بنابراین می توان کل حوضه کپه داغ را در زمان ماستریشتین فوقانی

- Bachmann, M. and Hirisch, 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, pp. 487-512.

- Berberian, M. and King, G.C.P., 1981. Toward a paleogeography and tectonic evolution of Iran, *Canadian Journal Earth Sciences*. 18, pp. 210-265.

- Burchette, T.P. and Wright, V.P., 1992. Carbonate ramp depositional systems. *Sedimentary Geology*, 79, 3-57, 18 Figs., 3 Tabs.

- Cadjenovic, D., Kilibarda, Z. and Radulovic, N., 2008. Triassic to Late Jurassic evolution of the Adriatic carbonate platform and Budva Basin, Southern Montenegro. *Sedimentary Geology*, V. 24, pp. 1-17.

- Catuneanu, O., 2006. Principles of Sequence Stratigraphy. Elsevier, Amsterdam, 375p.

- Coffey, B.P. and Read, J.F., 2004. Mixed carbonate-siliciclastic sequence stratigraphy of a Paleogene transition zone continental shelf, Southeastern USA. *Sedimentary Geology*, 166, pp. 21-57.

- Collins, L. B., 1988. Sediments and history of the Rottneest Shelf, southwest Australia: a swell-dominated, non-tropical carbonate margin. *Sedimentary Geology*, V. 60, pp. 15-49.

- Cotter, E., and S. G. Driese, 1998. Incised-valley fills and other evidence of sea level fluctuations affecting deposition of the Catskill Formation (Upper Devonian), Appalachian foreland basin, Pennsylvanian, *Journal of Sedimentary Research*, V. B 68, pp. 347-361.

- Dunham, R.J., 1962. Classification of carbonate rocks according to depositional texture: in W.E. Ham, ed., *Classification of Carbonate Rocks- A Symposium: AAPG, Mem. 1*, pp. 108-121.

- Einsele, G., 2000. *Sedimentary Basin, Evolution, Facies and Sediment Budget*. (2nd edition), Springer-Verlag, 292p.

- Flugel, E., 2004. *Microfacies of carbonate Rocks Analysis Interpretation and Application*. Springer- Verlag, 976pp.

- Habicht, J. K. H., 1979. Paleoclimate, Paleomagnetism and Continental Drift. *American Association of Petroleum Geologists, Studies in Geology*, V. 9, 31p.

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

با سازندهای سنگانه و آب دراز فرسایشی است. مرز فوقانی آنها با سازند پسته لیق نیز به صورت فرسایشی است. سکانس رسوبی اول دارای دسته رخساره های حاشیه لبه فلات (SMW)، پیشروی (TST) و بالا آمدگی (HST) و سکانس رسوبی دوم شامل دسته رخساره های پیشروی (TST) و بالا آمدگی (HST) است. وجود سه سکانس رسوبی در برشهای شرقی که به سمت مرکز کپه داغ دو سکانس قاعده ای آن دیده می شود و همچنین وجود مرز تدریجی در قاعده سازند کلات در برش های مورد مطالعه حاکی از این است که در آغاز ماستریشتین فوقانی مرکز کپه داغ دارای شرایط عمیق تری نسبت به برش های شرقی بوده و در پایان ماستریشتین فوقانی مناطق مرکزی تبدیل به لبه پلاتفرم شده و مناطق شرقی دارای سکانس رسوبی سوم است.

مقایسه منحنی های سطح آب دریا با منحنی های جهانی زمان ماستریشتین فوقانی نشان می دهد که مرزهای سکانسی در برش های مورد مطالعه تقریباً منطبق با منحنی جهانی است و تغییرات جزئی به دلیل فعالیت های محلی (فرونشینی حاصل از بار رسوبی و فعالیت های زمین ساختی) بوده است. بازسازی جغرافیای دیرینه منطقه مورد مطالعه در زمان ماستریشتین فوقانی نیز نشان می دهد که سنگهای رسوبی سازند کلات در طی ۵ مرحله پیشروی و پسروی آب دریا تشکیل شده اند.

## قدردانی

بدینوسیله از معاونت محترم پژوهشی دانشگاه فردوسی مشهد به خاطر حمایت مالی این پروژه در قالب طرح تحقیقاتی شماره ۳۰۷۵۹ و همچنین گروه زمین شناسی دانشکده علوم به خاطر در اختیار قرار دادن امکانات مورد نیاز سپاسگزاری می گردد.

## منابع

- محبوبی، اسد ا...، خزائی، ا. و موسوی حرمی، ر.، ۱۳۷۶. ریف رودیستی کرتاسه فوقانی 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 ۱۸-۲۵.
- موسوی حرمی، ر. و خاوری خراسانی، پ.، ۱۳۸۴. تفسیر تغییر سطح دریا از نگاهت رسوبی. انتشارات واژگان خرد، ۴۲۷ صفحه.
- Adachi, N., Ezaki, Y. and Liu, J., 2004. The origin of peloids immediately after the end Permian extinction, Guizhou Province, South China. *Sedimentary Geology*, 146, pp. 161-178.
- Afshar-Harb, A., 1979. The stratigraphy, tectonics and petroleum geology of Kopet-Dagh region, northern Iran, Unpublished phd thesis, Petroleum Geology Section, Imperial College, London, 316p.
- Aguirre, J., Baceta, J. I., Braga, J. C., 2007. Recovery of marine primary producers after the Cretaceous – Tertiary mass extinction: Paleocen calcareous red algae from the Iberian Peninsula, *Palaeo*. V. 249, pp. 393-411.

- Keller, M., 1997. Evolution and sequence stratigraphy of an Early Devonian Carbonate Ramp, Cantabrian Mountains Northern Spain. *Journal of Sedimentary Research*, 67, pp. 638-652.
- Laporte, L. F., 1969. Recognition of a transgressive carbonate sequence within an epeiric sea- Helderberg Group (Lower Devonian) of New York State. *SEPM, Special Publication 14*, pp. 98-119.
- Masse, J.P., Fenerci, M. and Pernarcic, E., 2003. Palaeobathymetric reconstruction of peritidal carbonates, Late Barremian, Urgonian, Sequences of Provence (SE France). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 200, pp. 65-81.
- Mahboubi, A., Moussavi Harami, R., Mansouri-Daneshvar, P. and Najafi, M., 2006. Upper Maastrichtian depositional environments and sea level history of the Kopet-Dagh Intracontinental Basin, Kalat Formation, NE Iran. *Facies*, V. 52, pp. 237-248.
- Moussavi-Harami, R., 1993. Depositional history and palaeogeography of the Lower Paleocene red beds in the eastern Kopet-Dagh basin north eastern Iran (In English). *Journal of Science, National Center for Scientific Research Islamic Republic of Iran*, 4, pp. 126-143.
- Moussavi-Harami, R. and Brenner, R.L., 1992. Geohistory analysis and petroleum reservoir characteristics of Lower Cretaceous (Neocomian) sandstones, Eastern Kopet-Dagh Basin, northeastern Iran. *AAPG Bull.*, 76, pp. 1200-1208.
- Muller, R. D., Sdrolias, M., Gama, C., Steinberger, B. and Heine, C., 2008. Long-Term Sea-Level Fluctuations Driven by Ocean Basin Dynamics. *Science*, V. 319, pp. 1357-1362.
- Nader, F.H., Abdel-Rahman, A.M. and Haidar, A.T., 2006. Petrographic and chemical traits of Cenomanian platform carbonates (Central Lebanon): implications for depositional environments. *Cretaceous Research*, 27, pp. 689-706.
- Olivier, N., Pittet, B., Werner, W., Hantzpergue, P. and Gaillard, C., 2008. Facies distribution and coral-microbialite reef development on a low-energy carbonate ramp (Chay Peninsula, Kimmeridgian, western France). *Sedimentary Geology*, V. 205, pp. 14-33.
- Purser, B. H., 1973. *The Persian Gulf: Holocene carbonate sedimentation and diagenesis in a shallow epicontinental sea*. Springer, New York, 471p.
- Read, J.F., 1985. Carbonate platform facies models. *AAPG Bull.*, V. 69, pp.1-12.
- Scott, R. W., 1995. Global environmental controls on Cretaceous reefal ecosystems. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*, V. 199, pp. 187-199.
- Sim, M.S. and Lee, Y.I., 2006. Sequence stratigraphy of the Middle Cambrian Daegi Formation (Korea), and its bearing on the regional stratigraphic correlation. *Sedimentary Geology*, V. 191, pp. 151-169.
- Smith, A. G., Smith, D. G. and Funnel, B. M., 1994. *Atlas of Mesozoic and Cenozoic Landmasses*. Cambridge University Press, Cambridge, 99p.
- Thomas, S., Loser, H., Salos, R., 2008. Low- light and nutrient – rich coral assemblages in an Upper Aptian carbonate platform of the Southern Maestrat Basin (Iberian Chain, eastern Spain). *Cretaceous Research*, pp. 1-26.
- Tucker, M.E., 2001. *Sedimentary Petrology*. Third Edition, Blackwell, Oxford, 260 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, pp. 617-659.
- Wilson, V.P., 1975. *Carbonate Facies in Geologic History*. Springer-Verlag, 471p.
- Zagrarni, M.F., Negra, M.H. and Hanini, A., 2008. Cenomanian-Turonian facies and sequence stratigraphy, Bohloul Formation, Tunisia. *Sedimentary Geology*, V. 18, pp.18-35.
- Zecchin, M., 2007. The architectural variability of small-scale cycles in shelf and ramp clastic systems: The controlling factors. *Earth Science Reviews*, V. 84, pp. 21-55.