

## رخساره های سنگی و محیط رسوبگذاری سازند چمن بید در شمال شرق مشهد

مهدی نجفی، سید رضا موسوی حرمی، اسد... محبوبی و محسن یزدان پناه

گروه زمین‌شناسی دانشکده علوم دانشگاه فردوسی مشهد

(دریافت: ۲/۱۰/۷۹؛ پذیرش: ۳/۹/۸۰)

### چکیده

سازند چمن بید (بازوسین فوقانی-آکسفوردین زیرین) در حوضه کپه داغ، بعلت اینکه یکی از سنگ های منشأ گاز در ناحیه خانگیران می باشد، از اهمیت ویژه ای برخوردار است. سازند چمن بید عمدتاً از آهک و مارن آهکی با بین لایه های نازک شیلی، آهک فسیل دار و آهک آنکوئیدی به رنگ خاکستری تیره تا سیاه تشکیل شده است. در این مطالعه بمنظور شناسایی رخساره های سنگی و تفسیر محیط رسوبگذاری سازند چمن بید، دو برش در شمال شرق مشهد مورد بررسی قرار گرفته است. نتایج حاصل از مطالعات میکروسکوپی نشان داده است که رسوبات تشکیل دهنده سازند چمن بید از ۹ رخساره سنگی کربناته و یک رخساره آواری تشکیل شده است که به قرار زیر می باشد: میکریت فسیل دار / مادستون - وکستون همراه با خرده های فسیلی شناور در ماتریکس (رخساره سنگی A<sub>1</sub>)، بیومیکریت / وکستون به همراه مقدار زیادی کلسی اسفر و سوزن اسفنج (رخساره سنگی A<sub>2</sub>)، بیومیکرواسپاریت لامینه ای / وکستون تا پکستون (رخساره سنگی A<sub>3</sub>)، بیومیکریت دارای اینتراکلسیت و آئید / وکستون (رخساره سنگی A<sub>4</sub>)، بیومیکریت اینتراکلسیت دار / وکستون (رخساره سنگی A<sub>5</sub>)، بیومیکریت حاوی اکینودرم / وکستون (رخساره سنگی A<sub>6</sub>)، بیواسپاریت اینتراکلسیت دار حاوی اکینودرم / گرینستون (رخساره سنگی B)، بیومیکرودیت / فلوتستون به همراه قطعات درشت خرده های اسکلتی و اینتراکلسیت (رخساره سنگی C<sub>1</sub>)، بیومیکرودیت / فلوتستون - رودستون دارای آنکوئیدهای درشت با هسته بیوکلست (رخساره سنگی C<sub>2</sub>)، با توجه به ویژگی های رخساره های فوق و نیز درصد فراوانی آلوم های موجود در هر رخساره، یک دریای کم عمق با شیب آرام به عنوان محیط رسوبگذاری سازند چمن بید پیشنهاد می شود بطوریکه رخساره های A<sub>1</sub> تا A<sub>6</sub> مربوط به بخش خارجی فلات (Outer Shelf)، رخساره B مربوط به کمر بند رخساره ای پشته ای (Shoal) و رخساره های C<sub>1</sub> و C<sub>2</sub> مربوط به بخش داخلی فلات (Inner Shelf) می باشد. ترسیم تغییرات عمق سطح آب دریا در ناحیه مورد مطالعه نیز نشان داده است که رسوبات این سازند طی یک سیکل تقریباً کامل پیشرونده و تعدادی سیکل ناقص کم عمق شونده بر جای گذاشته شده است.

واژه های کلیدی: رخساره سنگی، محیط رسوبگذاری، سازند چمن بید، ژوراسیک، کپه داغ.

## مقدمه

حوضه رسوبی کپه داغ در شمال شرق ایران، بخش وسیعی از ترکمنستان و شمال افغانستان را می پوشاند که در هر سه کشور منابع عظیم گازی را در خود جای داده است (افشارحرب، ۱۳۷۳). این حوضه که با بسته شدن اقیانوس پالئوتتیس و در طی کوهزایی تریاس میانی تا بالایی و احتمالاً در ژوراسیک میانی تشکیل شده است (Alavi, 1991, Berberian and King, 1981) دارای ضخامت زیادی از رسوبات کربناته و آواری است که از ژوراسیک تا الیگوسن بر جای گذاشته شده اند (Afshar-Harb, 1979).

یکی از سازندهای تشکیل دهنده این حوضه، سازند چمن بید با سن بازوسین فوقانی - آکسفوردین زیرین (Kalantari, 1969) است که عمدتاً از آهک های لایه نازک، مارن، مارن آهکی تیره رنگ تشکیل شده است. این سازند که یکی از سنگ های منشاء گاز در حوضه کپه داغ محسوب می شود (Afshar-Harb, 1979) در این مطالعه بطور تفصیلی مورد بررسی قرار گرفته است.

هدف از انجام این مطالعه :

- شناسایی، نامگذاری و تفکیک رخساره های سنگی بر اساس اختصاصات بافتی و ساختاری
- بررسی تغییرات عمودی رخساره های سنگی
- تعبیر و تفسیر محیط رسوبگذاری و ارائه مدل رسوبی سازند چمن بید در ناحیه مورد مطالعه

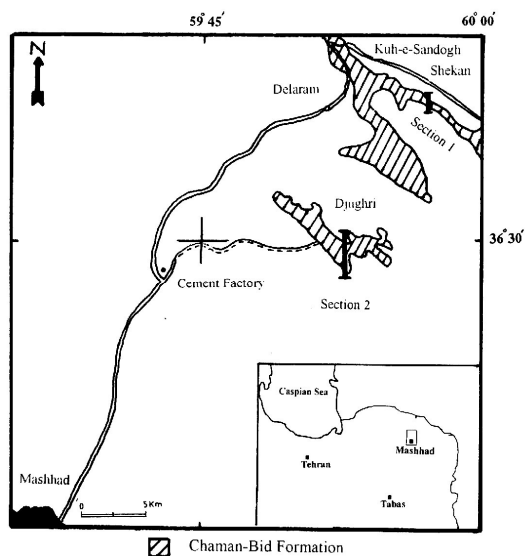
## چینه شناسی سازند چمن بید در منطقه مورد مطالعه

سازند چمن بید ( بازوسین فوقانی - آکسفوردین زیرین) که از کلسی لوتایت های نازک لایه تیره رنگ با بین لایه های شیلی و مقداری مواد آلی تشکیل شده است، عمدتاً در قسمت های غربی و مرکزی حوضه رخنمون داشته و بطور جانبی به سمت شرق از ضخامت آن کاسته شده و به سازند آهکی - دولومیتی مزدوران تغییر رخساره می دهد (Afshar-Harb, 1979). این سازند در ناحیه مورد مطالعه بر روی سازند خانه زو قرار دارد، در حالی که در قسمت های مرکزی و غربی کپه داغ، بر روی سازند باش کلاته (افشارحرب، ۱۳۷۳) و نواحی شرقی بر روی سازند کشف رود قرار می گیرد (آقا نباتی، ۱۳۷۷) که در تمامی موارد به فرم همشیب مشاهده می شود.

سازند چمن بید در تمام قسمت های حوضه رسوبی کپه داغ توسط رسوبات ضخیم لایه کربناته سازند مزدوران بطور هم شیب پوشیده شده است. این سازند به علت اینکه در ناحیه

مورد مطالعه از آهک و مارن آهکی تشکیل شده است، عمدتاً تحت تاثیر فرسایش قرار گرفته و هسته تاقدیس های فرسایش یافته را تشکیل می دهد.

سازند چمن بید در دو برش واقع در شمال شرق مشهد مورد مطالعه قرار گرفته است. برش اول در کوه صندوق شکن واقع در کیلومتر ۵۵ جاده مشهد - کلات نادری به مختصات ۵۹°، ۵۰' تا ۶۰°، ۰۰' طول شرقی و ۳۶°، ۳۲'، ۰۳" تا ۳۶°، ۳۶'، ۰۹" عرض شمالی و برش دوم در روستای جگری واقع در ۴۰ کیلومتری شمال شرق مشهد (مسیر کارخانه سیمان مشهد)، به مختصات ۵۹°، ۴۸'، ۲۰" تا ۵۹°، ۵۲'، ۳۰" طول شرقی و ۳۶°، ۲۸'، ۳۸" عرض شمالی قرار گرفته است (شکل ۱).



شکل ۱- موقعیت جغرافیایی و راههای دسترسی ناحیه مورد مطالعه

ضخامت سازند چمن بید در این دو برش به ترتیب ۴۵۷ متر و ۲۱۷/۳ متر است و از لحاظ سنگ‌شناسی تفاوت چندانی در آن دیده نمی شود و تقریباً از نظر ظاهری شباهت زیادی به یکدیگر دارند، اما بطور کلی می توان آنرا به سه بخش عمده تقسیم کرد: بخش تحتانی، سنگ آهک آنکوئیدی و آهک مارنی متوسط تا ضخیم لایه که نسبت به سایر قسمت های سازند چمن بید سخت تر و صخره ای تر بوده و تحت تاثیر فرسایش کمتری قرار داشته اند. بخش میانی، مارن آهکی و مارن با بین لایه های نازک شیل که قسمت اعظم ضخامت سازند چمن بید را در مناطق مورد مطالعه به خود اختصاص داده است و شدیداً تحت تاثیر فرسایش قرار گرفته اند. این بخش اغلب توسط رسوبات آبرفتی پوشیده شده و توپوگرافی دره سازی

را در ناحیه مورد مطالعه تشکیل داده است. بخش فوقانی از تناوب کلکارنایت های متوسط لایه و فسیلدار (اغلب ساقه کرینوئید) با مارن آهکی و آهک مارنی خاکستری رنگ و متوسط لایه تشکیل شده است، لایه های آهکی فسیل دار در این بخش به علت تفاوت خصوصیات سنگ شناسی با لایه های زیرین و بالایی، برجسته تر دیده می شوند بطوریکه شاخص خوبی برای تشخیص بخش فوقانی سازند چمن بید در مناطق اطراف مشهد می باشد.

### روش مطالعه

مطالعه سازند چمن بید در دو مرحله صحرایی و آزمایشگاهی صورت پذیرفته است. در مطالعات صحرایی، ویژگی های سنگ شناسی و تغییرات عمودی و جانبی رخساره های سنگی مورد بررسی قرار گرفته و براساس تغییرات مشاهده شده مجموعاً تعداد ۱۵۰ نمونه از دو برش برداشت شده است. از نمونه های برداشت شده ۱۰۰ مقطع نازک تهیه و به منظور شناسایی رخساره های سنگی و تفسیر محیط رسوبگذاری مورد مطالعه و بررسی قرار گرفته اند. در مطالعه میکروسکوپی مقاطع نازک، درصد فراوانی عناصر تشکیل دهنده اسکلتی و غیر اسکلتی براساس مقایسه با نمودارهای درصد فلوگل (Flugel, 1982) تعیین گردیده است.

براساس طبقه بندی کربنات ها به روش فولک (Folk, 1962) و دانهام (Dunham, 1962) وامبری و کلوون (Embry and Klovan, 1971) سنگ ها نامگذاری و با توجه به نوع و میزان فراوانی دانه ها و موقعیت رخساره ها و نیز با استفاده از کارهای سایرین از جمله ویلسون (Wilson, 1975) و فلوگل (Flugel, 1982) رخساره های سنگی مشخص و در خاتمه محیط رسوبگذاری تعبیر و تفسیر گردیده است.

### توصیف رخساره های سنگی

در مطالعه رخساره های سنگی سازند چمن بید، با توجه به خصوصیات و ویژگی هر رخساره، مجموعاً ۹ رخساره کربناته و یک رخساره آواری مورد شناسایی قرار گرفته است. بر اساس کمیت و کیفیت آلومک ها و نیز اندازه دانه ها، این رخساره ها متعلق به سه کمربند رخساره ای هستند بطوریکه رخساره های سنگی  $A_1$  تا  $A_6$  در بخش خارجی فلات (Outer Shelf)، رخساره سنگی B در محیط های پشته ای (Shoal) و رخساره های سنگی  $C_1$  و  $C_2$  در بخش داخلی فلات (Inner Shelf) برجای گذاشته شده اند. همچنین رخساره سنگی  $C_2$  شیلی نیز در بخش عمیق تر حوضه نهشته شده است. اینک رخساره های سنگی شناسایی شده به ترتیب از بخش های دورتر از ساحل به سمت مناطق نزدیک به ساحل مورد بررسی قرار می گیرند.

### رخساره سنگی A<sub>1</sub>

این رخساره میکریست فسیل دار/ مادستون تا وکستون با ۵ درصد خرده های اسکلتی است که شامل کلسی اسفر و سوزن اسفنج می باشد. کلسی اسفرها به شکل کروی و با میانگین قطر ۵ تا ۱۰ میکرون وجود دارند. همراه با کلسی اسفرها، سوزن اسفنج به شکل میله ای و تک محوری نیز وجود دارد که در برخی از قسمتها جهت یابی ترجیحی را نشان می دهد. گاهی اوقات تجمع خرده های اسکلتی در یک سطح باعث ایجاد لامیناسیون های ظریفی در این رخساره سنگی شده است (شکل ۲- الف).

دانه های بسیار ریز پیریت در حدود ۱ درصد این رخساره را تشکیل داده که در نور معمولی به رنگ تیره دیده می شوند. اندازه آنها اغلب ۱۰۰ تا ۲۰۰ میکرون است که در زمینه گل آهکی پراکنده اند. هوازدگی سطحی این دانه ها سبب ایجاد اکسید آهن شده و باعث تیره رنگ شدن زمینه گردیده بطوریکه به رنگ قهوه ای دیده می شود.

### رخساره سنگی A<sub>2</sub>

این رخساره بیومیکریست/ وکستون می باشد که ۳۰ تا ۴۰ درصد آن را خرده های اسکلتی تشکیل می دهد. این اجزاء اسکلتی شامل کلسی اسفر، سوزن اسفنج، پوسته های بسیار نازک دو کفه ای و حدود ۱۰ درصد فرامینیفر (از جنس *Lenticulina* و *Paleogaudrina*) است. کلسی اسفر و سوزن اسفنج ها دارای ویژگی های رخساره سنگی A<sub>1</sub> هستند و تنها اختلاف این رخساره با رخساره A<sub>1</sub> میزان فراوانی بیشتر اجزا اسکلتی آن است (شکل ۲- ب).

این رخساره به رنگ تیره است که قطعات و خرده های اسکلتی در آن پراکنده اند. گاهی اوقات به علت تجمع خرده های اسکلتی در سطوحی از آن حالتی شبیه به لامیناسیون دیده می شود. دانه های پیریت ۱ تا ۲ درصد رخساره را تشکیل می دهند و اغلب تحت تاثیر هوازدگی سطحی اکسید شده و رنگ زمینه را تیره کرده اند.

### رخساره سنگی A<sub>3</sub>

این رخساره بیومیکرواسپاریت لامینه ای/ وکستون - پکستون می باشد و در آن خرده های اسکلتی به میزان ۳۰ تا ۴۰ درصد وجود دارد که شامل کلسی اسفر، فرامینیفر و سوزن اسفنج است. دانه پیریت حدود ۱ درصد و دانه های ماسه کوارتزی به میزان ۱ تا ۳ درصد اجزاء فرعی این رخساره را تشکیل می دهند. زمینه این رخساره از گل آهکی نئومورف شده تشکیل شده که به صورت کلسیت های اسپاری ریز بلور به همراه گل مشاهده می شود. تجمع خرده های اسکلتی خصوصاً کلسی اسفر و سوزن اسفنج در بعضی سطوح به این رخساره نیز حالت

لامیناسیون داده است (شکل ۳ - ج). دانه های ماسه کوارتزی اغلب گرد شده اند و اندازه آنها حدود کمتر از ۰/۵ میلی متر است.

#### رخساره سنگی A<sub>4</sub>

این رخساره بیومیکریت دارای اینتراکلیست و آئید/وکستون می باشد و در آن ۳۵ درصد خرده های اسکلتی دیده می شود که شامل خرده های دوکفه ای با پوسته ضخیم، براکیوپود، خارپوست و فرامینیفر از جنس *Lenticulina* است. مقدار آئیدها در این رخساره در حدود ۷ درصد و اندازه آنها از ۰/۱ تا ۰/۳ میلی متر در تغییر است و هسته اغلب این آئیدها را خرده های اسکلتی تشکیل داده که به اشکال دایره ای و بیضوی مشاهده می شوند (شکل ۲-ج). در حدود ۵/۰ درصد پیریت نیز در این رخساره وجود دارد. زمینه این رخساره بطور فراوانی توسط گل آهکی پر شده است که در برخی از پوسته دوکفه ای ها در اثر پدیده سیلیسی شدن دیواره این صدف ها بوسیله کلسدونی جانشین شده است. خرده های خارپوستان نیز عمدتاً با اکسید آهن پوشیده شده و حالت منقوط (Meshwork) دارند، در مرکز آنها کانال مرکزی دیده می شود، همچنین دارای اشکال هلالی، ستاره ای و چند ضلعی اند. بنظر می رسد که آئیدها بدلیل شکستگی، حمل شده بوده و از منطقه دیگری به این منطقه انتقال یافته اند (Wanless and Tedesco, 1993, Carney and Boardman, 1994). اغلب آنها دارای فابریک متحدالمرکز بوده که اطراف هسته را تشکیل می دهد. اینتراکلیست ها دارای گردشگی متوسط و جور شدگی خوبی هستند و به غیر از تعداد محدودی از اینتراکلیست ها که قطر بیش از یک میلیمتر دارند و اکثر آنها بطور متوسط دارای قطر کمتر از ۰/۵ میلیمتر می باشند.

#### رخساره سنگی A<sub>5</sub>

این رخساره بیومیکریت اینتراکلیست دار/وکستون نام دارد و دارای ۳۰ درصد خرده های اسکلتی شامل قطعات دو کفه ای، براکیوپود، گاستروپود، خارپوست، سوزن اسفنج و فرامینیفر است. در این رخساره اینتراکلیست به میزان ۱۰ تا ۱۵ درصد وجود دارد و دانه های پیریت حدود ۰/۵ درصد سنگ را تشکیل می دهند (شکل ۲-د).

پوسته دوکفه ای ها به علت داشتن ترکیب نیمه پایدار آراگونیت به ترکیب پایدار کلسیت اسپاری تبدیل شده و در برخی از موارد نیز توسط کلسدونی جانشین شده اند. اینتراکلیست ها دارای گردشگی نسبتاً خوبی هستند و اندازه آنها بطور متوسط درحد ماسه است که بطور پراکنده دارای ذرات دراندازه گراول نیز می باشند. درون اینتراکلیست ها اغلب خرده های اسکلتی دیده می شود.

دانه های پیریت عمدتاً بعلت هوازدگی سطحی اکسیده شده و رنگ این رخساره سنگی را تیره تر کرده است. تعدادی درزه و شکاف در سنگ های این رخساره وجود دارد که بوسیله کلسیت اسپاری پر شده اند و مربوط به فرآیندهای پس از رسوبگذاری می باشد (شکل ۲-۵). همچنین در برخی از قسمت های این رخساره به علت فشردگی و انحلالی که در بین دانه ها انجام شده، رگه های ظریف استیلولیتی تشکیل شده است.

#### رخساره سنگی A<sub>6</sub>

این رخساره بیومیکریت حاوی اکینودرم/وکستون- پکستون و دارای ۵۰ درصد خرده های اسکلتی شامل خرده های اکینودرم (به میزان ۴۰ درصد)، دوکفه ای، براکیوپود و گاستروپود است. در حدود ۵ درصد اجزاء تشکیل دهنده را اینتراکلسیت ها تشکیل داده اند که اندازه آنها بطور متوسط ۰/۳ میلی متر است. دانه های پیریت به میزان کمتر از ۰/۵ درصد در رخساره پراکنده اند و زمینه رخساره شامل گل آهکی است که فضای بین دانه ها را پر کرده است. قطعات کرینوئید که قسمت عمده این رخساره را تشکیل داده است به اشکال دایره ای، هلالی، مثلثی، ستاره ای و چندضلعی دیده می شود و اغلب توسط اکسید آهن حاصل از هوازدگی سطحی دانه های پیریت پوشیده شده و به حالت شبکه ای منقوط دیده می شوند (شکل ۲و). برخی پوسته های آراگونیتی در دوکفه ای ها بوسیله کلسیت درشت بلور جانشین شده و ساختمان دیواره از بین رفته است و اندازه خرده های اسکلتی بطور متوسط ۰/۲۵ تا ۰/۵ میلی متر است. اینتراکلسیت ها از گردشگی ضعیفی برخوردارند.

#### رخساره سنگی B

این رخساره بیواسپاریت اینتراکلسیت دار حاوی اکینودرم / گرینستون نام دارد که فراوانی اجزاء اسکلتی به حدود ۶۰ درصد می رسد (عمده آن را خرده های اکینودرم تشکیل داده است). همچنین در حدود ۱۰ درصد خرده های دوکفه ای، براکیوپود و گاستروپود در آن دیده می شود. دانه های اینتراکلسیت به میزان ۱۵ تا ۲۰ درصد در این رخساره پراکنده اند و دانه های پیریت در حدود ۰/۵ درصد رخساره را تشکیل می دهند (شکل ۳-الف). قطعات ساقه های کرینوئید به صورت هلالی، دایره ای و مثلثی و چند ضلعی همراه با خارپوست دیده می شود. اندازه اجزا اسکلتی عمدتاً ۰/۲ میلیمتر است و در بعضی موارد اکسید آهن حاصل از هوازدگی سطحی دانه های پیریت موجود در رخساره قطعات اسکلتی را پوشانده و آنها را به رنگ قهوه ای تیره درآورده است. درون بعضی از اینتراکلسیت ها بلورهای ریز کلسیت و دولومیت دیده می شود، اینتراکلسیت ها اغلب زاویه دارند و اندازه آنها ۰/۳ میلیمتر است، بیشتر دانه های پیریت هوازدگی سطحی پیدا کرده اند. فضای بین دانه ها از سیمان اسپاری متشکل از

بلورهای کلسیت پر شده است. در بعضی از سطوح، لامینه های نازکی از گل آهکی در درون سیمان اسپاری دیده می شود و به ندرت در همین سطوح ساخت ژئوپتال در درون صدف دو کفه ای ها یا گاستروپودها به چشم می خورد.

### رخساره سنگی C<sub>1</sub>

این رخساره بیومیکرودیت / فلوتستون نام دارد که حاوی ۶۰ درصد خرده های اسکلتی شامل قطعات ساقه کرینوئید خرده های دو کفه ای و براکیوپود است. همچنین به همراه این اجزا پوسته های استراکود به مقدار کمی نیز وجود دارد. مقدار ۱۰ درصد اینتراکلاست و ۱ درصد دانه های پیریت در این رخساره دیده می شود. قطعات اسکلتی در اندازه های درشت و تا حدود ۱ سانتی متر دیده می شوند پوسته دوکفه ای ها و براکیوپودها اکثراً ضخیم و خشن و با خطوط شعاعی برجسته می باشند (شکل ۳-ب) و اینتراکلاست ها دارای گرد شدگی ضعیف و به اندازه متوسط ۱ میلی متر دیده می شوند.

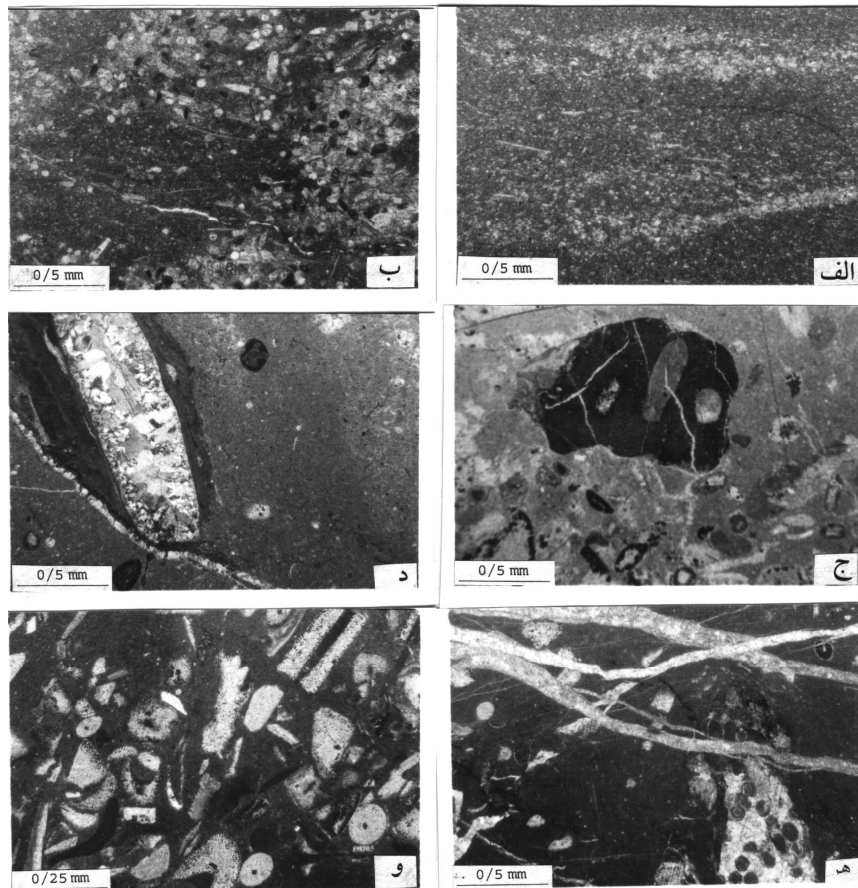
### رخساره سنگی C<sub>2</sub>

این رخساره بیومیکرودیت آنکوئیددار / فلوتستون- رودستون نام دارد و در آن قطعات اسکلتی به میزان ۲۰ تا ۳۰ درصد وجود دارد که شامل خار پوست، دو کفه ای، گاستروپود، استراکود و فرامینیفرهای بنتیک است اندازه قطعات اسکلتی این رخساره از ۰/۵ میلیمتر تا چند سانتی متر در تغییر است در حدود ۱ درصد از اجزا اسکلتی را کلسی اسفرد تشکیل می دهد که احتمالاً به وسیله امواج به این منطقه حمل شده اند. فراوانی آنکوئیدها در حدود ۲۵ تا ۳۰ درصد است که عمدتاً به صورت کروی و بیضوی بوده و خرده های اسکلتی هسته آنها را تشکیل می دهند اندازه آنکوئیدها بطور متوسط ۲ میلیمتر و در برخی از موارد تا ۱ سانتیمتر در تغییر است (شکل ۳-د). آنکوئیدها بر اثر رشد جلبک های آهکی بر روی هسته هایی از خرده های اسکلتی تشکیل شده اند.

### رخساره سنگی شیلی

سازند چمن بید در مناطق مورد مطالعه، بخصوص در بخش میانی و فوقانی، در بین لایه های آهک مارنی، مارن آهکی و آهک فسیل دار متوسط تا ضخیم لایه از لایه های نازک شیل سیاه رنگ تشکیل شده است که عمدتاً هوازدگی سطحی شدیداً بر روی آنها تاثیر گذاشته و باعث فرسایش آنها شده است. گاهی اوقات شیل های نازک لایه بر اثر هوازدگی بصورت شیل های مدادی درآمده و لایه های دیگر را می پوشانند. این لایه ها به علت اینکه از مقدار زیادی هیدروکربور تشکیل شده اند، بویی شبیه به بوی لجن از خود متصاعد می کنند. وجود هیدروکربورهای این رخساره سنگی باعث تیره رنگ شدن آن شده است.





شکل ۲

الف- میکريت فسيلدار/ مادستون - وکستون (A1). در اين رخساره سوزن های اسفنج و خرده های کلسی اسفر در زمينه گل آهکی بصورت تقريباً پراکنده ای دیده می شود.

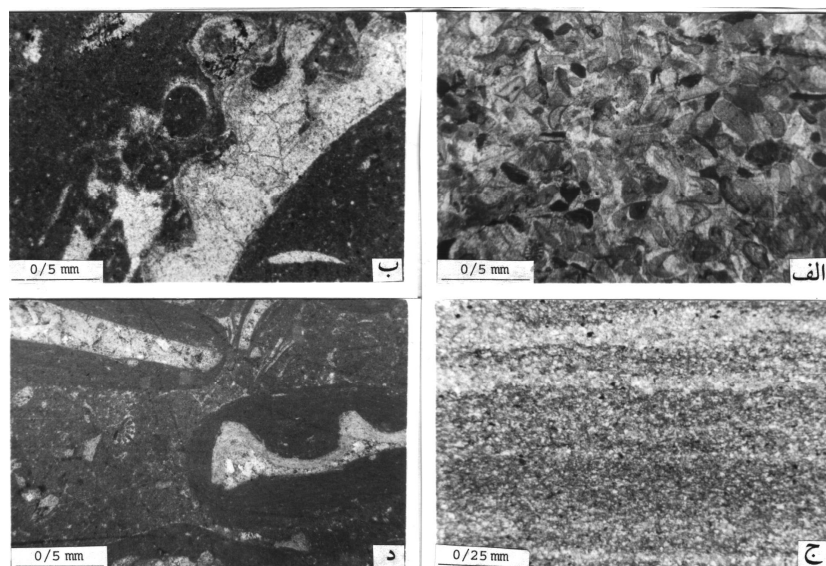
ب- بیومیکريت/ وکستون (A2) دارای مقدار زیادی کلسی اسفر و فرامینیفر.

ج- بیومیکريت حاوی اینتراکلت و آئید/ وکستون (A4). به اینترا کلت تیره رنگ درشتی که در مرکز عکس دیده می شود و نیز آئیدهای حمل شده توجه شود.

د- بیومیکريت اینتراکلت دار/ وکستون (A5). در این تصویر یک پوسته دو کفه ای دیده می شود که توسط کلسدونی جانشین شده است.

ه- بیومیکريت اینتراکلت دار/ وکستون (A5). شکستگی های زیادی در این عکس دیده می شود که همدیگراقطع نموده و نشان می دهد که ایجاد درزه در چندین مرحله صورت گرفته است و این شکستگی ها بعداً توسط کلسیت اسپاری متوسط تا درشت بلور پر شده است.

و- بیومیکريت حاوی اکینودرم/ وکستون - پکستون (A6). که دارای مقدار زیادی خرده های اکینودرم به حالت منقوط می باشد، علاوه بر این خرده های دو کفه ای نیز در این تصویر دیده می شود. پوسته دوکفه ای به دلیل داشتن ترکیب اولیه آراگونیتی ، ساختمان دیواره آن در هنگام تبدیل شدن به کلسیت اسپاری از بین رفته است.



شکل ۳

الف- بیواسپاریت اینتراکلت دار حاوی اکینودرم/ گریستون (B). به همراه مقدار زیادی خرده های اکینودرم و اینتراکلت که در اطراف اکثر اکینودرم ها سیمان سین تکسیال تشکیل شده است.  
 ب- بیو میکرو دیت (C<sub>1</sub>). در این رخساره قطعات درشت دو کفه ای که در مرکز عکس دیده می شود وجود دارد.  
 ج- بیو میکرواسپاریت لامینه ای (A<sub>3</sub>). به شکل لامیناسیون که به علت تجمع خرده های فسیلی ایجاد شده توجه کنید.  
 د- بیومیکرو دیت آنکوئیددار/ وکستون - پکستون (C<sub>2</sub>). در این تصویر یک آنکوئید با هسته براکیوپود در سمت راست و یک آنکوئید با هسته دو کفه ای در سمت چپ دیده می شود.

### تفسیر محیط رسوبگذاری

بر اساس شناسایی و تفکیک رخساره های سنگی موجود در سازند چمن بید در ناحیه مورد مطالعه و با توجه به کمیت و نوع اجزا اسکلتی و غیراسکلتی آنها و نیز با بررسی تغییرات عمودی اجزا (نوع و اندازه) در توالی های مطالعه شده محیط رسوبگذاری و شرایط تشکیل هر یک از این رخساره ها تفسیر شده است. رخساره های A<sub>1</sub> و A<sub>2</sub> که دارای مقادیر زیادی از خرده های اسکلتی کلسی اسفر و سوزن های اسفنج هستند به دلیل نوع خرده های اسکلتی (Flugel, 1982, Heckel, 1972) موجود و نیز مقادیر زیادی گل کربناته در عمیق ترین قسمت این حوضه (انرژی کم و نرخ رسوبگذاری پائین) تشکیل شده اند. همچنین وجود ذرات در اندازه سیلت و ماسه ریز و نیز لایه بندی بسیار نازک که در روی زمین بصورت کلسی لوتایت های تیره رنگ رخنمون دارند نیز موید شرایط تشکیل آنها در دورترین نقطه نسبت به خط ساحلی

می باشد. رخساره  $A_3$  نیز کاملاً شرایط مشابهی با رخساره های  $A_1$  و  $A_2$  داشته و تنها به دلیل کم شدن عمق و افزایش انرژی محیطی، دارای مقدار بیشتر ذرات آواری کوارتز می باشد در رخساره های  $A_4$  و  $A_5$  تدریجاً اندازه ذرات تشکیل دهنده نظیر خرده های اسکلتی و اینتراکلسست ها افزایش یافته که موید کاهش عمق است البته به دلیل اینکه ذرات درشت، فراوانی زیادی ندارند و ضمناً رخساره های مزبور حاوی گل فراوانند می توان چنین گفت که این دو رخساره نیز در زیر خط اثر امواج بر جای گذاشته شده اند. بنابراین با توجه به نوع دانه ها و ماتریکس فراوانی که در این رخساره ها وجود دارد می توان به نشست رخساره های  $A_1$  تا  $A_6$  را به یک محیط با انرژی بسیار آرام دورتر از ساحل نظیر بخش خارجی فلات (Walker & James, 1992, Tucker & Wright, 1990, Read, 1985, Flugel, 1982) نسبت داد.

موقعیت تشکیل این رخساره های سنگی در این بخش از محیط رسوبی را می توان با در نظر گرفتن اندازه قطر ذرات تشکیل دهنده به این ترتیب در نظر گرفت که ریزترین رخساره ( $A_1$ ) در عمیقترین و دورترین نقطه نسبت به خط ساحل و رخساره  $A_6$  با داشتن ذرات نسبتاً درشتتر در فاصله نسبتاً نزدیکتری به ساحل و در زیر خط اثر امواج بر جای گذاشته شده است. علاوه بر این وجود دانه هایی از رسوبات سیلیسی آواری بسیار ریز دانه مادستونی و شیلی که بطور متناوب در بین رخساره ها نهشته شده است موید این موضوع است که شرایط تشکیل کربنات ها در تمام مدت در محیط رسوبی وجود نداشته و در برخی از اوقات بدلیل فعالیت تکتونیکی در منطقه آق در بند واقع در جنوب شرقی منطقه مورد مطالعه (Moussavi-Harami and Brenner, 1992) ورود رسوبات سیلیسی آواری دانه ریز از تشکیل رسوبات کربناته جلوگیری نموده و به جای کربنات، واحدهای لایه نازک سیلیسی آواری تشکیل شده است. لازم به ذکر است که فعالیت های تکتونیکی آنقدر زیاد نبوده که منجر ورود رسوبات سیلیسی آواری دانه درشت در اندازه ماسه و گراول به منطقه مورد مطالعه شده باشد، لذا صرفاً رسوبات دانه ریز در اندازه گل به این منطقه رسیده اند. وجود فسیل های پلاژیک که قبلاً توسط کلانتری (Kalantari, 1987) گزارش گردیده است موید این است که این رسوبات در مناطق دورتر از ساحل و در محیطی آرام و در نواحی عمیق تر فلات قاره برجای گذاشته شده اند.

در رخساره B، میزان خرده های اسکلتی و نیز اندازه دانه ها تدریجاً افزایش یافته است که در بین آنها اینتراکلسست های زاویه دار نیز دیده می شود. مقدار گل آهکی کاملاً کاهش یافته و سیمان کلسیت اسپاری فزونی دارد. با توجه به این اختصاصات این رخساره احتمالاً در محدوده

خط اثر امواج رسوبگذاری کرده است. وجود سیمان کلسیت اسپاری نیز موید این موضوع است که گل کربناته در اثر افزایش انرژی از محیط شسته شده و فضای خالی توسط سیمان پر شده است. این رخساره پر انرژی ترین رخساره سازند چمن بید در مناطق مورد مطالعه بود که بصورت پشته هایی با خرده های اسکلتی فراوان بر روی فلات کربناته تشکیل شده است. وجود موجودات استنوهالین نظیر اکینودرم (Heckel, 1972) نیز موید این مطلب است که این پشته ها کاملاً با دریای باز در ارتباط بوده اند. این رخساره نیز در روی زمین بصورت کالکارنایت حاوی خرده های اسکلتی و با لایه بندی متوسط مشاهده می شود.

رخساره C<sub>1</sub> نیز دارای خرده های اسکلتی درشتی نظیر رخساره B است با این تفاوت که بجای سیمان کلسیت اسپاری، دارای مقادیر زیادی گل کربناته است. بنابراین با توجه به تشابه نوع ذرات تشکیل دهنده به احتمال زیاد این رخساره نیز در کنار رخساره قبلی و بطرف خشکی بر جای گذاشته شده است. در رخساره C<sub>2</sub> تدریجاً مقدار خرده های اسکلتی کاهش یافته بطوریکه وجود جلبک های آهکی در اطراف پوسته های فسیلی منجر به تشکیل مقادیر فراوانی آنکوئید شده که به همراه گل فراوان موید کاهش عمق و انرژی بوده است. ضمناً عمق تشکیل این رسوبات در منطقه نوری (Photic Zone) قرار داشته بطوریکه جلبک های آهکی قادر به ادامه حیات بوده اند (Tucker and Wright, 1990, Flugel, 1982). بنابراین با توجه به نوع رخساره ها می توان چنین اظهار داشت که رخساره های سنگی C<sub>1</sub> و C<sub>2</sub> در قسمت عقب پشته ها و در بخش های داخلی فلات (Inner Shelf) بر جای گذاشته شده اند.

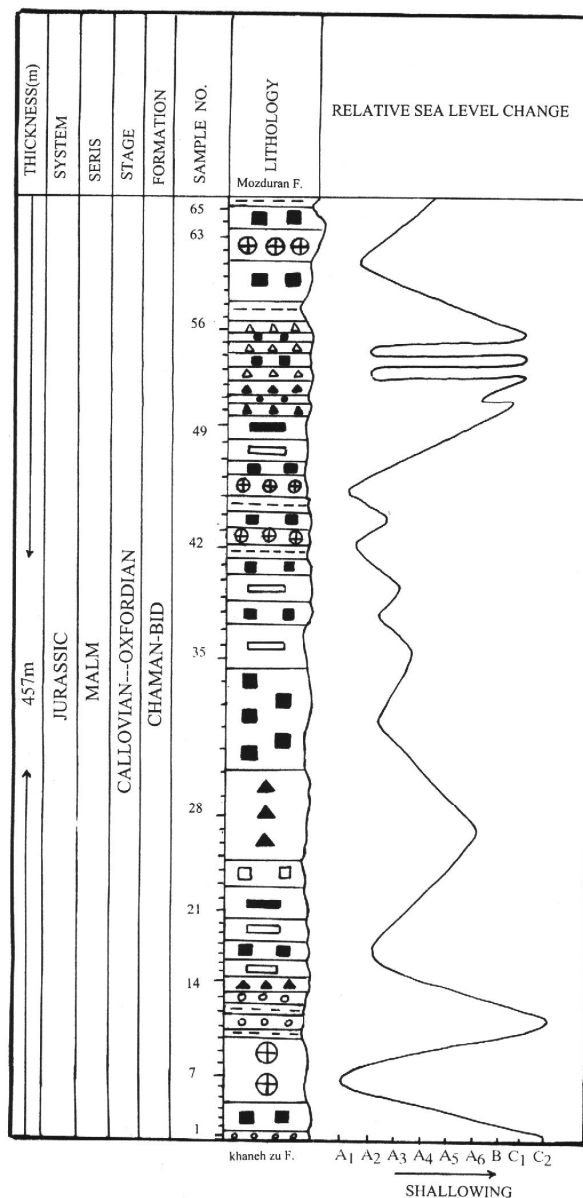
ضمناً از آنجائیکه این واحد سنگی در شرایط احيائي برجا گذاشته شده و منجر به تولید هیدروکربور شده است (Afshar-Harb, 1979) لذا این شرایط به احتمال زیاد باعث تشکیل مقادیر پراکنده ای بلور پیریت در رخساره های سازند چمن بید شده است.

ستون تغییرات عمودی این رخساره ها و رسم منحنی تغییرات سطح آب دریا (اشکال ۴ و ۵) نشان می دهد که رسوبات سازند چمن بید در مناطق مورد مطالعه با یک سیکل تقریباً کامل پیشرونده و عمیق شونده (رخساره های C<sub>2</sub> تا A<sub>1</sub>) آغاز شده و در ادامه از چندین سیکل ناقص کم عمق شونده تشکیل شده است. سیکل های ناقص تشکیل شده از نظر تغییرات عمودی رخساره ای با یکدیگر متفاوتند بطوریکه در برخی از این سیکل ها تغییرات عمدتاً مربوط به بخش خارجی فلات (A<sub>1</sub> تا A<sub>6</sub>) بوده در صورتی که در برخی دیگر از این سیکل ها تغییرات رخساره ای در محدوده محیط پشته و بخش داخلی فلات (B تا C<sub>2</sub>) را نشان می دهد. بنابراین سیکل تقریباً کامل پیشرونده در قسمت پائینی توالی و سیکل های ناقص عمدتاً در قسمت بالاتر قرار دارد که این وضعیت در هر دو توالی مشاهده شده مشهود است. با توجه به این

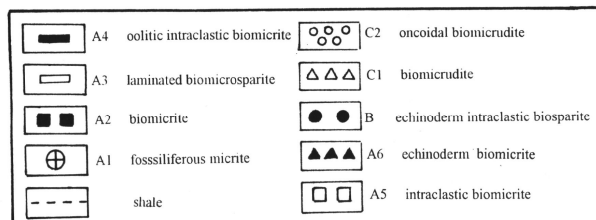
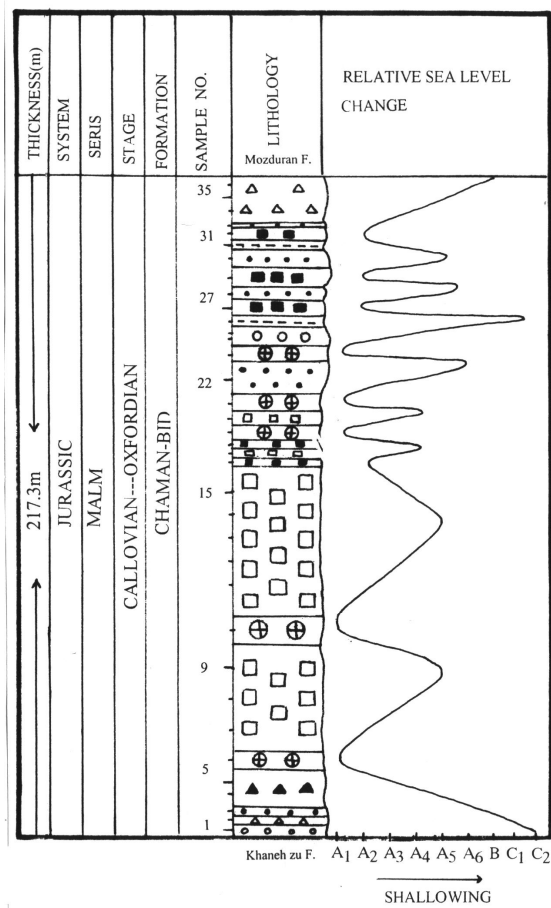
تغییرات می توان چنین استنباط کرد که به احتمال زیاد علاوه بر تاثیر عوامل جهانی فاکتور های ناحیه ای و منطقه ای نیز بر روی تغییرات سطح آب دریا در زمان تشکیل رسوبات چمن بید در حوضه رسوبی کپه داغ موثر بوده که منجر به تشکیل تعداد زیادی سیکل به طرف بالا کم عمق شونده شده است. همچنین مقایسه منحنی تغییرات سطح آب دریا در دو برش مطالعه شده از سازند چمن بید نیز نشان داده است که تغییرات عمودی این نواحی تقریباً با یکدیگر قابل انطباق می باشند.

بنابراین از آنجائیکه به طور کلی توالی های رخساره ای کربناته حاصل تغییرات محیطی در طی زمان هستند (Tucker & Wright, 1990) لذا می توان با شناسایی رخساره های سنگی و موقعیت تشکیل آنها، محیط رسوبگذاری را تفسیر و مدلی برای ته نشست این رسوبات ارائه نمود. برای ارائه مدل رسوبی رخساره های کربناته سازند چمن بید در منطقه مورد مطالعه از تغییرات عمودی و جانبی آنها در توالی های رسوبی برداشت شده، اختصاصات محیط ته نشست هر یک از آنها و نیز با بررسی کارهای سایرین (Carozzi, 1989, Flugel, 1982, Wilson, 1975, Tucker & Wright, 1990, Reading, 1996, Nichols, 1999, Walker & James, 1992) و نیز مطالعات محیط های عهد حاضر بهره گرفته شده است.

بر اساس این اطلاعات برای رسوبات سازند چمن بید می توان یک فلات کربناته پیشنهاد نمود که دارای شیبی آرام بوده و در قسمت هایی از آن پشته هایی مملو از خرده های اسکلتی اकिनودرم به همراه سیمان اسپاری که نشان دهنده یک محیط پر انرژی است تشکیل شده است. بنظر می رسد که این پشته ها بطور ممتد گسترش نداشته و بصورت تکه هایی بر روی فلات مورد نظر بوجود آمده است (شکل ۶). تشکیل این پشته ها (رخساره سنگی B) منجر به تفکیک فلات به دو بخش خارجی (رخساره های  $A_1$  تا  $A_6$ ) و داخلی (رخساره های  $C_1$  و  $C_2$ ) شده است. ضمناً شرایط تشکیل رخساره های کربناته نیز بطور مستمر فراهم نبوده و در برخی از زمانها بدلیل وجود رسوبات سیلیسی آواری دانه ریز واحدهای سنگی شیلی در بخش های عمیق تشکیل شده است.



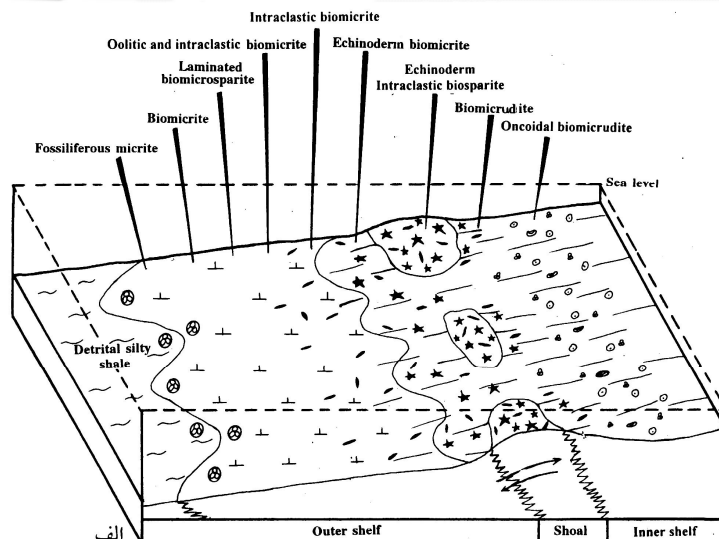
شکل ۴ - ستون تغییرات عمودی رخساره‌های سنگی و منحنی تغییرات سطح آب دریا در سازند چمن‌بید (برش صندوق شکن)



شکل ۵ - ستون تغییرات عمودی رخساره های سنگی و منحنی تغییرات سطح آب دریا در سازند

چمن بید (برش جغری). علائم رخساره‌های سنگی که در ستون‌های تغییرات عمودی رخساره‌ای در شکل پایین نشان داده شده است.





A1	A2	A3	A4	A5	A6	B	C1	C2
	Calcisphere							
	Sponge spicula							
	Pelagic Foraminifera							
							Brachiopod	
							Gastropod	
							Pelecypod	
							Echinoderm	
	Benthic Foraminifera							Ostracod
							Intraclast	Oncoid
				Pyrite grain				
	Detrital quartz							

ب

- ⊕ Benthic foraminifera
- ⊗ Pelagic foraminifera
- ⊙ Ostracod
- ★ Echinoderm
- Intraclast
- ⊖ Oncoid
- ⊕ Calcareous marls
- rare
- abundant

شکل ۶- الف : مدل و محیط های رسوبی سازند چمن بید در منطقه مورد مطالعه، ب : گسترش و فراوانی عناصر تشکیل دهنده رخساره های سنگی سازند چمن بید در منطقه مورد مطالعه

## نتیجه گیری

بررسی های پتروگرافی و صحرایی رسوبات کربناته سازند چمن بید (بازوسین فوقانی- اکسفوردین زیرین) در شمال شرق مشهد در حوضه رسوبی کپه داغ نشان داده است که این رسوبات از ۹ رخساره سنگی کربناته و یک رخساره سنگی آواری شیلی و مادستونی تشکیل شده است. رخساره های A<sub>1</sub> تا A<sub>6</sub> بعلت داشتن مقادیر فراوانی خرده های اسکلتی نظیر کلسی اسفر و سوزن های اسفنج و نیز مقادیر کمتری دو کفه ای فرامینیفر با قطر کوچک و نیز گل کربناته در یک محیط بسیار آرام و دور از ساحل نظیر بخش خارجی فلات نهشته شده اند. رخساره B که بصورت کالکرنایت های حاوی خرده های اسکلتی در روی زمین رخنمون داشته و عمدتاً حاوی گرینستون های حاوی اکینودرم هستند در یک محیط پر انرژی نظیر پشته ها برجای گذاشته شده اند و بالاخره رخساره های C<sub>1</sub> و C<sub>2</sub> نیز بعلت داشتن مقادیر زیادی خرده های اکینودرم و نیز آنکوئید های فراوان در محیط کم عمق و کم انرژی نزدیک به ساحل نظیر بخش داخلی فلات ته نشین شده اند. تغییرات منحنی سطح آب دریا نیز نشان داده است که رسوبات سازند چمن بید در ناحیه مورد مطالعه در طی یک سیکل تقریباً کامل پیشرونده و عمیق شونده و تعدادی سیکل ناقص کم عمق شونده بر جای گذاشته شده اند. همچنین مقایسه منحنی تغییرات سطح آب دریا در دو برش مطالعه شده از سازند چمن بید نیز نشان می دهد که تغییرات عمودی این مناطق تقریباً با یکدیگر قابل انطباق اند.

## Reference

- Afshar-Harb, A., (1979), *The Stratigraphy, Tectonics and Petroleum Geology of the Kopet Dagh Region. Northern Iran*: Doctoral Imperial College of Science and Technology, University of London, London, England.
- Alavi, M., (1991), *Sedimentary and structural characteristics of Paleo-Tethys remnants in northeastern Iran*, Bulletin of Geological Society of America, **103**, 983-992.
- Berberian, M. and King G.C.P., (1981) *Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran*, Canadian Journal of Earth Science, **18(2)**, 210-265.
- Carney, C., and Boardman, M. R., (1994) *Trends of sedimentary microfabrics of ooid tidal channels and deltas*: In, Rezak, R. and Lavore, D. L., (eds.) Carbonate Microfabrics, Frontiers in Sedimentary Geology, Springer-Verlag, New York, p.29-39.
- Dunham, R.J., (1962) *Classification of carbonate rocks according to depositional texture*, In: W. E. Ham (ed.) Classification of Carbonate Rocks. A symposium: Am. Assoc. Petr. Geol: Mem. **1m**, 108-121.

- Embry, A. F. and Klovan, J. E., (1971) *A late Devonian reef tract on Northeastern Banks Island*, Northwest territories, Bull. Can. Petrol. Geol. **19**, 730-781.
- Flügel, E., (1982) *Microfacies Analysis of Limestone*, Springer-Verlag, Berlin, 633p.
- Folk, R. L., (1962) *Spectral subdivision of limestone types*, In: W. E. Ham (ed.), Classification of Carbonate Rocks, A Symposium: A. A. P. G. Mem: **1**, 62-84.
- Heckel, P. H., (1972) *Recognition of ancient shallow marine environment*. in J. K., Rigby and K., Hamblin (eds.), Recognition of Ancient Sedimentary Environments, S.E.P.M, Special publication **16**, 226-286
- Kalantari, A., (1969) *Foraminifera From the Middle Jurassic Cretaceous Successions of Kopet Dagh Region* (N.E.Iran, Tehran, N.I.O.C, Geol. Laboratories, publication No.3, Ph.D. thesis, London.Univ.
- Kalantari, A., (1987) *Biofacies Relationship of the Kopet-Dagh Region*, National Iranian Oil Company, Exploration and Production, Tehran, 1 Sheet.
- Moussavi-Harami, R. and Brenner, R.L., (1992) *Geohistory analysis and petroleum reservoir characteristics of Lower Cretaceous (Neocomian) Sandstone, Eastern Kopet-Dagh Basin, NE Iran*, AAPG Bull, **76(8)**, 1200-1208.
- Nichols, G., (1999) *Sedimentology and Stratigraphy*, Blackwell Science, Oxford, 355pp.
- Read, J.F., (1985) *Carbonate platform facies models*, A.A.P.G. Bulletin, **69**, 1-21.
- Reading, H.G., (ed) (1996) *Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy*, Blackwell Science, Oxford, 688p.
- Tucker, M.E., and Wright, V.P., (1990) *Carbonate Sedimentology*, Blackwell, Oxford, 482pp.
- Walker, R.G., and James, N.P., (3rd edition) (1992) *Facies Models: Response to Sea Level Change*, Geological Association of Canada, Reprint Series **1**, 409 pp.
- Wanless, H.R., and Tedesco, L.P., (1993) *Comparison of oolites sand bodies generated by tidal vs. wind-wave agitation in: Keith, B. D. and G. W. Zuppann (eds.)*, Mississippian Oolites and Petroleum Reservoirs in the United State A.A.P.G. Studies in Geol, **35**, 199-225.
- Wilson, J.L., (1975) *Carbonate Facies in Geologic History*, Springer-Verlag, New York, USA, 471p.
- افشارحرب، ع.، (۱۳۷۳)، زمین شناسی کپه داغ، انتشارات سازمان زمین شناسی، طرح تدوین کتاب، شماره ۱۱، ۲۷۵ صفحه.
- آقا نباتی، ع.، (۱۳۷۷)، چینه شناسی ژوراسیک ایران، انتشارات سازمان زمین شناسی کشور، طرح تدوین کتاب، شماره ۶۵، ۷۴۶ صفحه.