

# تفسیر تاریخچه رسوبگذاری و پس از رسوبگذاری سازند سرچشمه (آپسین زیرین) در ناحیه جنوب آق دربند، شرق حوضه رسوبی کپه داغ - شمال شرق ایران

مریم سادات اخلاقی، اسداله محبوبی، سید رضا موسوی حرمی و مهدی نجفی

گروه زمین شناسی دانشگاه فردوسی مشهد

## چکیده

سازند سرچشمه در جنوب آق دربند در شرقی‌ترین بخش حوضه رسوبی کپه داغ از رخنمون خوبی برخوردار است. این سازند بیشتر شامل سنگ آهک‌های الیتی و فسیل دار همراه با میان لایه هایی از شیل و شیل آهکی است. کنتاکت زیرین این سازند با آهک‌های الیتی و بیوکلستی سازند تیرگان و کنتاکت بالایی آن با شیل‌های خاکستری رنگ سازند سنگانه به صورت همشیب است. از مجموع هشت برش چینه شناسی، ۲۳۵ نمونه از سنگ آهک‌ها و شیل‌ها برداشت شده است. به منظور تعبیر و تفسیر تاریخچه رسوبگذاری و پس از رسوبگذاری سنگ‌های سازند سرچشمه، ۱۹۰ مقطع نازک توسط میکروسکوپیهای پلاریزان و کاتدولومینسانس مطالعه شده است. تغییرات جانبی و عمودی رخساره های سنگی نشان می دهد که سازند سرچشمه بویژه سنگ‌های آهکی آن در محیط‌های پهنه جزر و مدی تا دریای باز و در یک رمپ کربناته کم عمق بر جای گذاشته شده‌اند. پس از رسوبگذاری، این سنگ‌های آهکی تحت تأثیر فرآیندهای دیاژنتیکی مختلفی شامل سیمانی شدن، میکریتی شدن، باروینگ، نئومورفیسم، فشردگی، دولومیتی شدن، سیلیسی شدن، هماتیته شدن، انحلال، و تشکیل رگه‌ها و شکستگی‌ها قرار گرفته است. این فرایندها در محیط دیاژنتیکی دریایی، متئوریک، مخلوط دریایی - متئوریک و تدفینی و در طی سه مرحله انوزن، موزن و تلوزن صورت گرفته است.

واژه‌های کلیدی: سازند سرچشمه، حوضه کپه داغ، آپسین زیرین، دیاژنز

## مقدمه

برش الگو در دماغه شرقی تاقدیس خور بیشتر از شیل و مارن تشکیل شده است (افشار حرب، ۱۳۷۳) که به سمت شرق به سنگ آهک با میان لایه‌هایی از شیل و شیل آهکی تغییر رخساره داده است. ضخامت این سازند

سازند سرچشمه با سن آپسین زیرین در حوضه رسوبی کپه داغ در امتداد شمال غرب - جنوب شرق گسترش دارد (افشار حرب، ۱۳۷۳). این سازند در محل

اساس تغییرات عمودی و جانبی آنها در توالی‌های مورد مطالعه، محیط رسوبگذاری سازند سرچشمه تفسیر و مدل رسوبی ارایه شده است. همچنین با توجه به مطالعات انجام شده با استفاده از میکروسکوپیهای پلاریزان و کاتدو لومینسانس، فرایندهای دیاژنتیکی مورد بررسی قرار گرفته و توالی پاراژنتیکی سنگهای آهک سازند سرچشمه در ناحیه مورد مطالعه تفسیر شده است.

### رخساره‌های سنگی

بر اساس مطالعات انجام شده، ۱۲ رخساره کربناته و یک رخساره سیلیسی آواری (شیل) از یکدیگر تفکیک شده اند. رخساره‌های کربناته بر اساس انواع اجزای تشکیل دهنده اسکلتی و غیر اسکلتی و تغییرات اندازه دانه در جهت عمودی و جانبی (شکل ۲ و ۳) در چهار مجموعه رخساره‌های A, B, C و D دسته‌بندی شده‌اند که از خشکی به سمت دریا عبارتند از:

#### مجموعه رخساره‌ای A

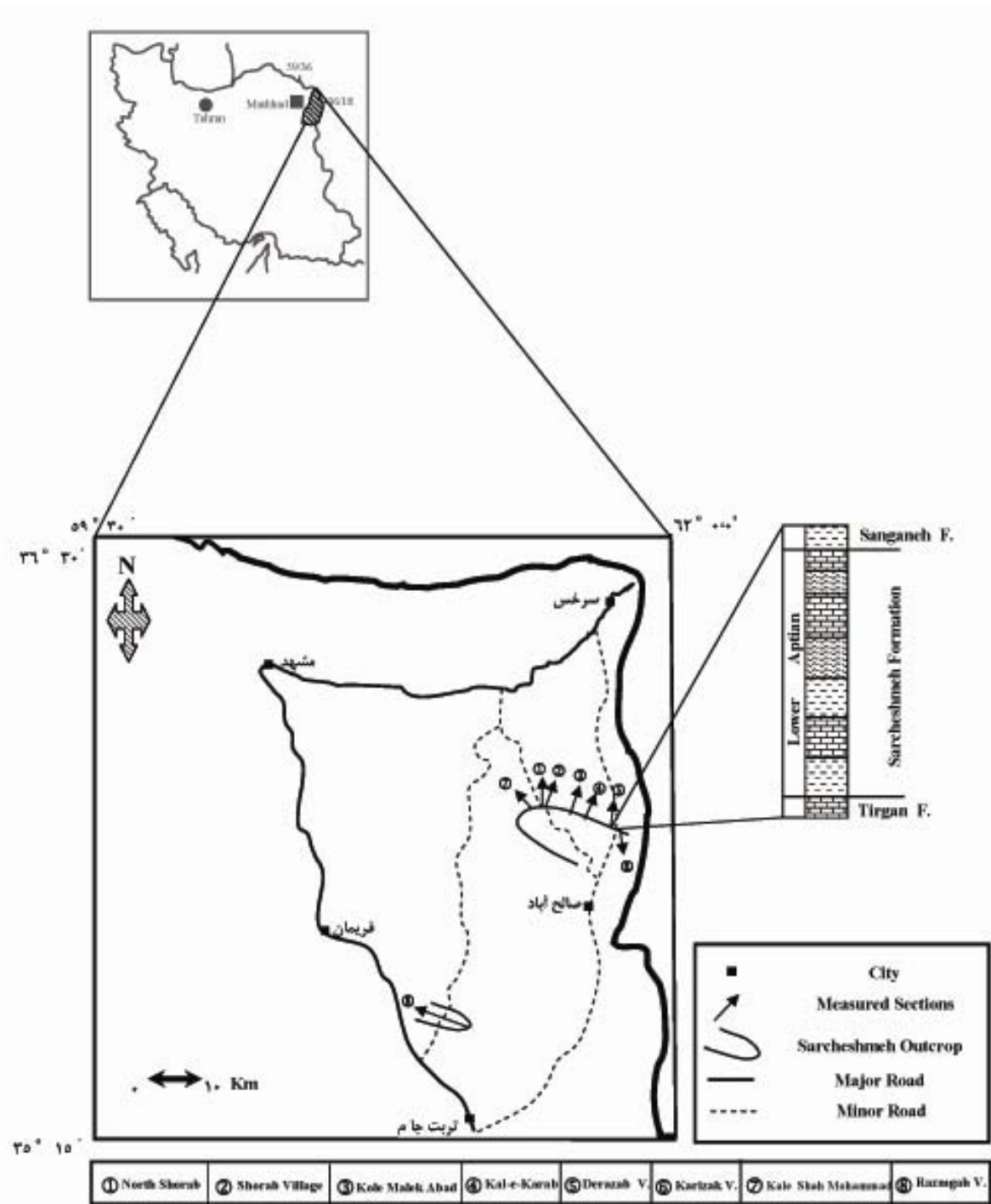
این مجموعه رخساره فقط شامل یک رخساره است که بیشتر از گل آهکی تشکیل شده است. این رخساره فاقد اجزای اسکلتی و غیر اسکلتی است و تنها میزان اندکی کوارتز در اندازه سیلت وجود دارد. علاوه بر این اثراتی از انحلال، تبلور مجدد و حفرات پر شده از کلسیت اسپاری در زمینه گل آهکی به چشم می‌خورد.

#### مجموعه رخساره‌ای B

این مجموعه شامل ۵ رخساره به شرح زیر است:  
B<sub>1</sub>- رخساره پکستون پلتي: در این رخساره پلوئید بیش از ۹۰ درصد ذرات تشکیل دهنده را به خود اختصاص

بندریج از سمت شمال غرب به جنوب شرق کاهش می‌یابد به طوری که از ۳۱۰ متر در برش الگو به ۴۸ متر در روستای کاریزک در شرقی‌ترین نقطه کپه داغ می‌رسد. ناحیه مورد مطالعه در جنوب آق دربند در شرق حوضه رسوبی کپه داغ و بین طولهای جغرافیایی "۳۶/۵، ۳۷'، ۶۰° و "۵۸/۲، ۰'، ۶۱° شرقی و عرضهای "۱۶/۵، ۵۸'، ۳۵° و "۴۳/۶، ۴۹'، ۳۵° شمالی قرار دارد. هدف از انجام این پژوهش، تشخیص و تفکیک رخساره‌های میکروسکوپی، تفسیر تاریخچه رسوبگذاری و بررسی فرآیندهایی است که پس از رسوبگذاری، سنگهای آهک سازند سرچشمه را تحت تاثیر قرار داده‌اند. به این منظور ۸ برش چینه شناسی (شکل ۱) در ناحیه مورد مطالعه انتخاب و پس از اندازه گیری، ۱۹۰ نمونه سنگی برداشت شده است. این برشها شامل برشهای شمال شوراب، روستای شوراب، کل ملک آباد، کال کراب، روستای درازآب، روستای کاریزک، کال شاه محمد و روستای رزمگاه سفلی است. ضخامت سازند در برش کال شاه محمد ۷۴ متر، برش شمال شوراب ۶۹ متر، برش روستای شوراب، ۶۹ متر، برش کل ملک آباد، ۶۳ متر، برش کال کراب، ۷۵ متر، برش روستای درازآب، ۵۷ متر، برش روستای کاریزک، ۴۸ متر و برش روستای رزمگاه سفلی ۱۰۴ متر است. پس از شناسایی اجزای تشکیل دهنده و اختصاصات بافتی، سنگهای آهک به روش دانه‌ام (۱۹۶۲) نامگذاری شده‌اند. همچنین تعداد ۴۵ نمونه شیل پس از شستشو و عبور از الک‌های ۵۰، ۷۰ و ۱۰۰ مش به منظور بررسی محتوی فسیلی توسط میکروسکوپ بینوکولار مطالعه شده‌اند. اندیس تخریبی نیز برای اکینودرم، اینتراکست و ائید به روش کاروزی (۱۹۸۹) محاسبه شده است. با تلفیق مطالعات پتروگرافی و شواهد صحرائی، رخساره‌های سنگی شناسایی و بر

تفسیر تاریخچه رسوبگذاری و پس از رسوبگذاری...



شکل ۱- نقشه ناحیه مورد مطالعه به همراه ستون چینه‌شناسی سازند سرچشمه و محل برشها

عمدتاً از اربیتولین تشکیل شده است. علاوه بر آن دارای مقداری ایتراکلاست گلی در اندازه ماسه متوسط تا ریز و پلویید است. فضای بین دانه‌ها توسط سیمان بلوکی و موزاییکی پر شده است. بخشی از سیمانهای موجود در این رخساره توسط دولومیت‌های متوسط بلور و نیمه شکل دار تا شکل دار جانشین شده‌اند.

C<sub>2</sub> - رخساره گرینستون الیتی: ائید از اجزای اصلی تشکیل دهنده این رخساره است که بیشتر در اندازه ماسه ریز تا متوسط بوده و منجر به جورشدگی خوبی در این رخساره شده است. هسته ائیدها شامل اجزای اسکلتی و غیر اسکلتی است. ائیدها به اشکال گرد، بیضی، کشیده دیده می‌شود. ساختمان داخلی ائیدها کاملاً حفظ شده و فابریک متحدالمرکز و شعاعی را نشان می‌دهند. سیمان دربر گیرنده دانه‌ها از نوع بلوکی، موزاییکی و حاشیه هم ضخامت است.

C<sub>3</sub> - رخساره گرینستون بیوکلستی: این رخساره بیشتر حاوی خرده‌های اسکلتی نظیر براکیوپود، بریوزوئر، اکتینودرم و مقدار کمتری اجزای غیر اسکلتی نظیر ائید، ایتراکلاست و پلویید است. سیمان حاشیه‌ای هم ضخامت در اطراف برخی براکیوپودها و نیز سیمان موزاییکی و بلوکی در فضای خالی بین ذرات تشکیل شده است. در برخی از خرده‌های اسکلتی نظیر براکیوپود پدیده سیلیسی شدن انجام شده است.

C<sub>4</sub> - رخساره گرینستون ایتراکلاستی: ایتراکلاستها با اندازه متوسط ماسه درشت تا گراول ریز شاخص‌ترین دانه تشکیل دهنده این رخساره است. ایتراکلاستها بیشتر زاویه دار و حاوی گل آهکی‌اند و در برخی از نمونه‌ها ایتراکلاستها حاوی خرده‌های اسکلتی نظیر اکتینودرم، بریوزوئر، براکیوپود و فرامینیفرند. در این رخساره سیمان موزاییکی که در بعضی نمونه‌ها به طور جزئی دولومیتی

داده است. علاوه بر این دارای مقدار پراکنده ای از خرده‌های اسکلتی نظیر میلیولیده و دوکفه‌ای (مجموعاً ۱۰ درصد) است. دانه‌ها در خمیره‌ای از گل آهکی قرار دارند. در برخی از نمونه‌ها به مقدار کمی آثار آشفستگی زیستی، رگه‌های نازک کلسیتی و همچنین هماتیستی شدن پلتها دیده می‌شود.

B<sub>2</sub> - رخساره گرینستون پلتی: این رخساره نیز از درصد بالایی پلویید تشکیل شده است و فضای خالی بین دانه‌ها توسط سیمان کلسیت اسپاری متوسط بلور پر شده است. کمتر از ۱۰ درصد کوارتز در اندازه سیلت درشت نیز در این رخساره وجود دارد.

B<sub>3</sub> - رخساره پکستون بیوکلستی: این رخساره بیشتر از خرده‌های اسکلتی شامل دوکفه‌ای، گاستروپود و مقداری ایتراکلاست به همراه پلویید تشکیل شده است. پوسته‌های دوکفه‌ای حاوی پوشش میکریتی هستند.

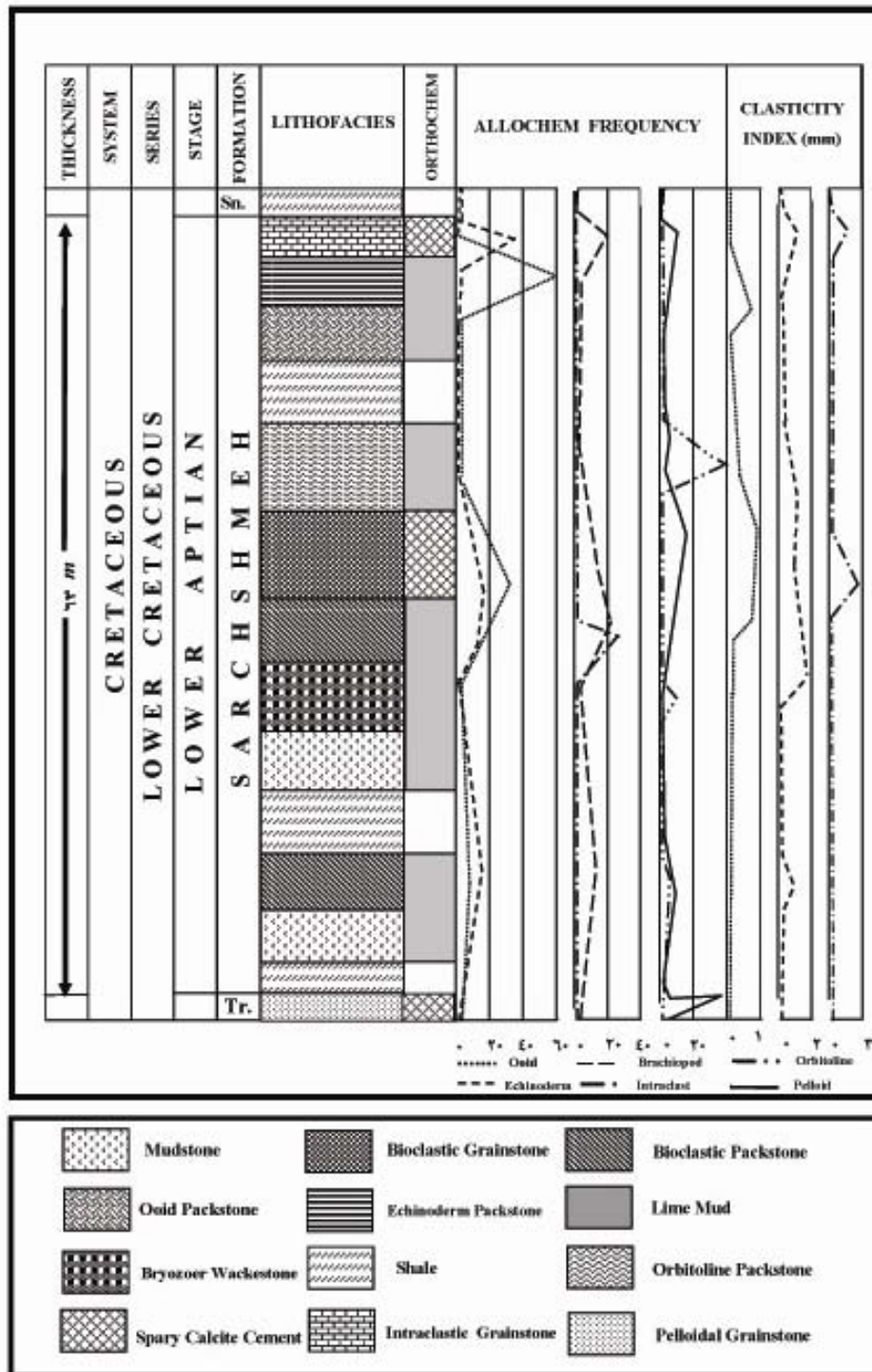
B<sub>4</sub> - رخساره پکستون اربیتولین دار: این رخساره بیشتر از اجزای اسکلتی اربیتولین به همراه مقداری خرده دوکفه‌ای و پلویید تشکیل شده است. در برخی از نمونه‌ها مقدار کمی بریوزوئر نیز مشاهده می‌شود.

B<sub>5</sub> - رخساره پکستون ائیدی: ائید از اجزای اصلی تشکیل دهنده این رخساره است. ائیدها دارای فابریک شعاعی، متحدالمرکز یا ترکیبی از هر دو هستند. کوارتز مونو کریستالین و پلی کریستالین از جمله هسته‌های متداول در ائیدهاست.

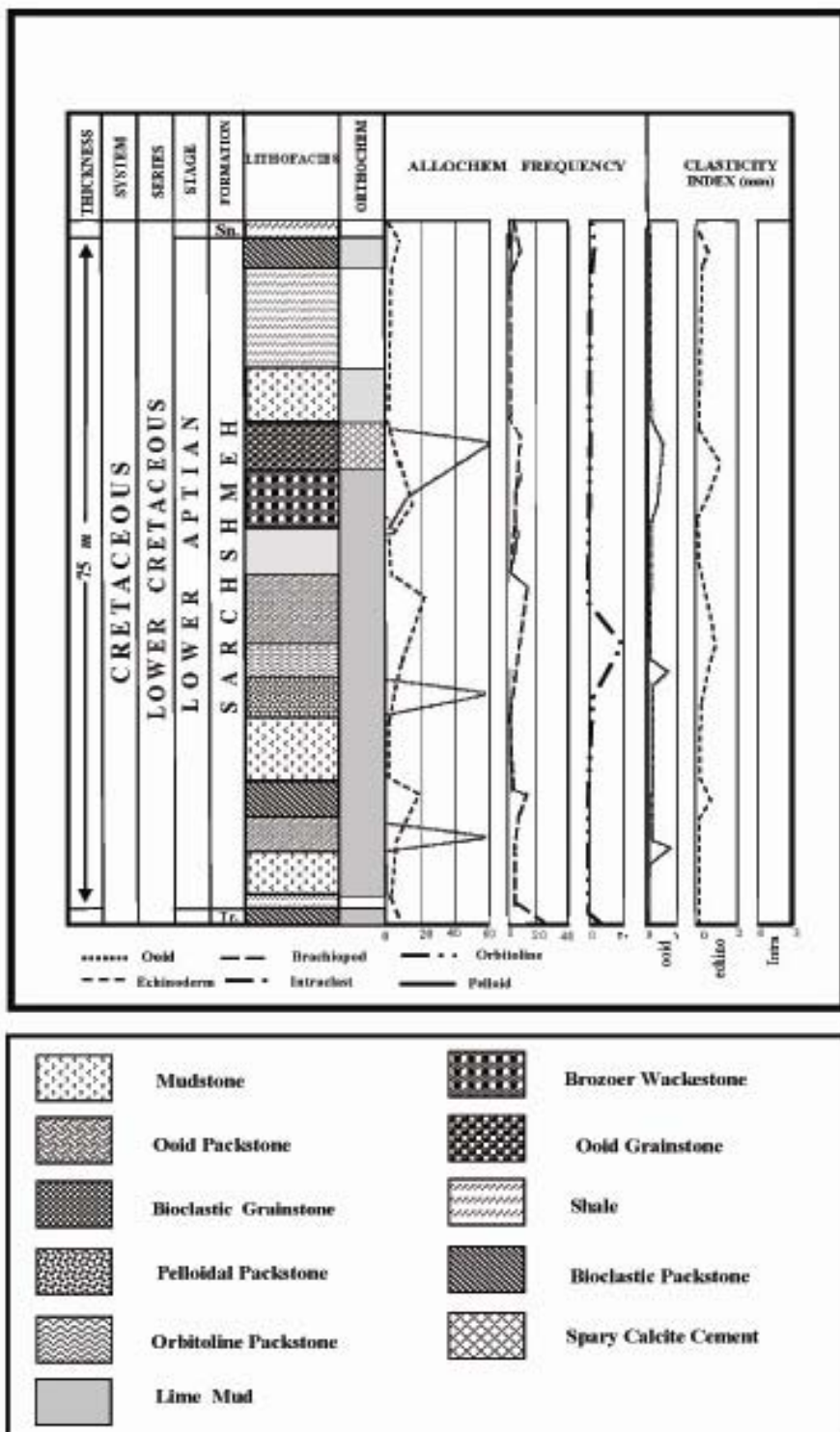
### مجموعه رخساره‌ای C

این مجموعه از ۴ رخساره به شرح زیر تشکیل شده است:

C<sub>1</sub> - رخساره گرینستون حاوی اربیتولین: این رخساره



شکل ۲- ستون تغییرات رخساره‌ای سازند سرچشمه در برش کل ملک‌آباد به همراه فراوانی آلومکها و اندیس تخریبی



شکل ۳- ستون تغییرات رخساره‌ای سازند سرچشمه در برش کال شاه محمد همراه با فراوانی آلوکما اندیس تخریبی

شده‌اند فضای بین اینتراکلیستها را پر کرده است.

## مجموعه رخساره‌ای D

این مجموعه حاوی ۲ رخساره زیر است:

**D<sub>1</sub>** — رخساره پکستون دارای اکینودرم: اکینودرم فراوانترین خرده اسکلتی موجود در این رخساره است. از دیگر اجزای اسکلتی می‌توان به براکیوپود و بریوزویر اشاره نمود. در این رخساره پوشش میکریستی در اطراف اکینودرمها و براکیوپودها تشکیل شده است.

**D<sub>2</sub>** — رخساره وکستون دارای بریوزویر: در این رخساره اجزای اسکلتی از تراکم بالایی برخوردار نبوده و بیشتر شامل بریوزویر و مقدار کمی اکینودرم است. خرده‌های اسکلتی در اندازه ماسه متوسط‌اند.

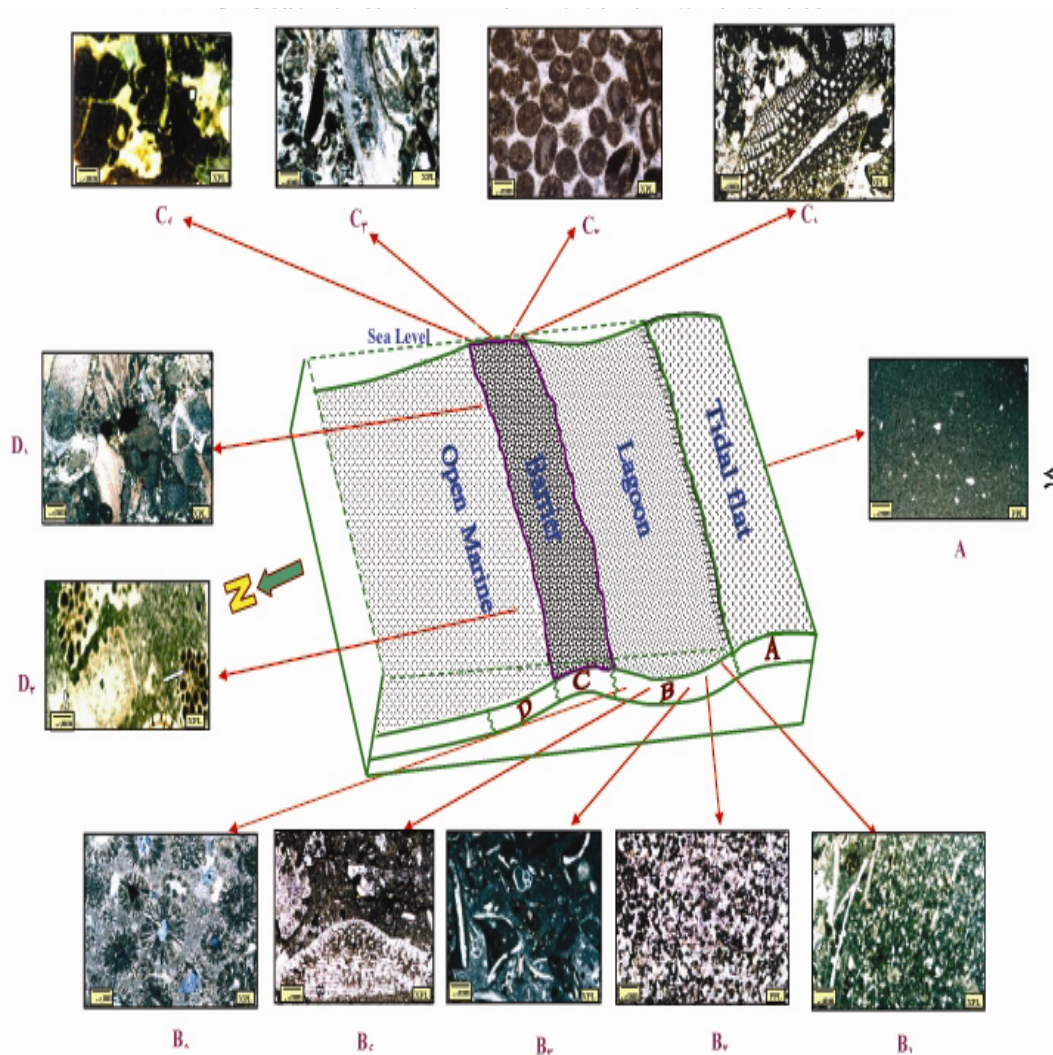
## رخساره سیلیسی آواری

تنها رخساره سیلیسی آواری موجود در سازند سرچشمه رخساره شیل و شیل آهکی است. بررسی نمونه‌های شسته شده شیلی نشان داده است که این رخساره فاقد فسیل بوده و در برخی از نمونه‌ها همراه با کانیهای تبخیری نظیر ژپس است.

## تفسیر محیط رسوبگذاری

رخساره A به دلیل داشتن گل آهکی فراوان، عدم وجود اجزای اسکلتی و غیر اسکلتی و نیز داشتن کوارتز آواری در اندازه سیلت، رسوبگذاری در بخش بالای پهنه جزر ومدی را تأیید می‌کند. فقدان فسیل در این رخساره نشان دهنده چرخش محدود آب و نبود شرایط مناسب برای زیست موجودات است (برای مثال وارن، ۲۰۰۰؛ الشرحان و کندال، ۲۰۰۳). لازم به ذکر است که گل‌های

آهکی در این مجموعه بیشتر به صورت بین لایه‌ای با رخساره‌های شیلی و شیل آهکی رخنمون دارد. از آنجایی که رخساره‌های سیلیسی آواری دانه ریز فاقد فسیل و همراه با پولک‌هایی از ژپس هستند. این رسوبات نیز در بخش بالای پهنه جزر و مدی ته نشین شده‌اند. در مجموعه رخساره‌ای B نیز فراوانی گل آهکی به همراه خرده‌های اسکلتی نظیر اربیتولین، گاستروپود، میلیولیده که در شرایط چرخش محدود آب با انرژی پایین (براجرت و همکاران، ۲۰۰۱) و درجه شوری بالا (کارانانت و همکاران، ۲۰۰۰) زندگی می‌کنند و همچنین فراوانی پلتها، نشان دهنده رسوبگذاری در یک محیط کم انرژی نظیر لاگون است (برای مثال ویلسون، ۱۹۷۵؛ آداجی و همکاران، ۲۰۰۴). در این مجموعه، رخساره‌های نزدیک پهنه جزر و مدی از خرده‌های اسکلتی کمتری برخوردار بوده در صورتی که به سمت دریا میزان اجزای اسکلتی افزایش یافته است. مجموعه رخساره‌ای C در صحرا به صورت کالکارنایتها و کلسی رودایت‌های ائیدی و بیوکستی حاوی طبقه بندی مورب رخنمون دارند و در مطالعات پتروگرافی فاقد گل آهکی می‌باشند. این اختصاصات مؤید رسوبگذاری رخساره‌های مجموعه C در شرایط کاملاً پر انرژی و بالاتر از خط اثر امواج نظیر سد (برای مثال سندرز و هافلینگ، ۲۰۰۰) است. وجود ذرات آواری کوارتز در برخی از نمونه‌های این مجموعه رخساره‌ای به علت افزایش فعالیت‌های تکتونیکی و حمل آنها به داخل حوضه بوده است (کافی و رید، ۲۰۰۴). در برخی از رخساره‌های این مجموعه میزان موجودات استنوهالین (هکل، ۱۹۷۲) نظیر اکینودرم، بریوزوئر و براکیوپود افزایش می‌یابد که نشان دهنده رسوبگذاری در حاشیه رو به دریای سد و اعماق ۳۰ تا ۱۰۰ متری است (جیمز و همکاران، ۲۰۰۱).



شکل ۴- مدل سه بعدی و رسوبگذاری سازند سرچشمه در یک رمپ کربناته که موقعیت تشکیل هر یک از رخساره‌ها بر روی آن نشان داده شده است

جانبی آنها در توالیهای رخساره‌ای مورد مطالعه، بر اساس طبقه‌بندی رید (۱۹۸۵) می‌توان یک پلاتفرم کربناته از نوع رمپ هوموکلینال دارای پشته اییدی - بیوکلستی را پیشنهاد نمود (شکل ۴).

#### دیاژنز

مهمترین فرآیندهای دیاژنتیکی که سنگ‌های آهک

مجموعه رخساره‌ای D به دلیل داشتن خرده‌های اسکلتی نظیر اکینودرم، براکیوپود و بریوزوئر که موجودات حساس به شوری بوده و شرایط مساعد برای حفظ آنها یک محیط دریایی باز می‌باشد (سندرز و هافلینگ، ۲۰۰۰) در شرایط زیر خط اثر امواج بر جای گذاشته شده‌اند. با در نظر گرفتن محیط تشکیل هر یک از مجموعه‌های رخساره‌ای و نیز تغییرات عمودی و



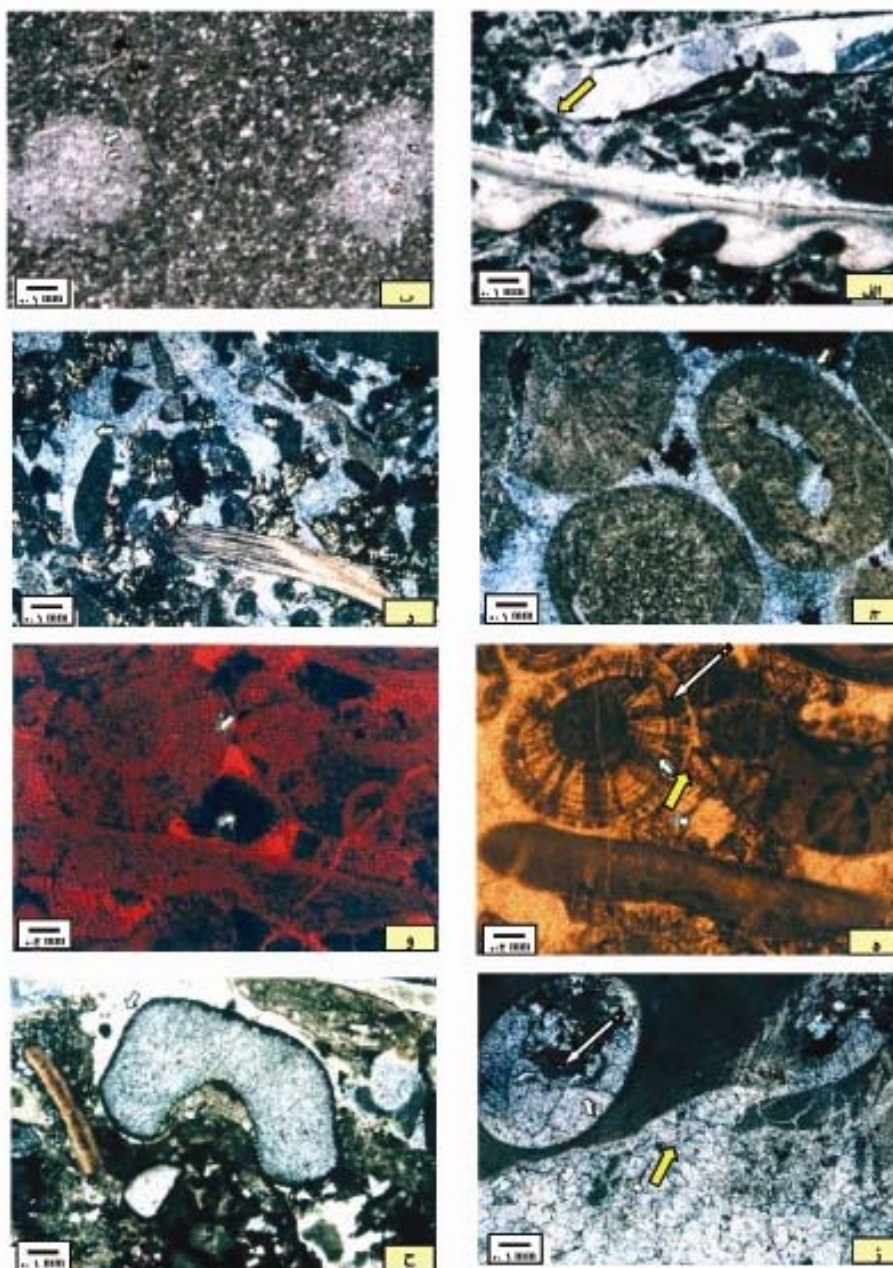
سازند سرچشمه را تحت تاثیر قرار داده است عبارتند از میکریتی شدن، حفاری موجودات در رسوبات (باروینگ)، هماتیستی شدن، فشردگی فیزیکی و شیمیایی، سیمانی-شدن، انحلال، نمورفیسزم، دولومیتی شدن، سیلیسی شدن، تشکیل رگه و شکستگی است.

**الف - میکریتی شدن:** این فرآیند یکی از اولین رویدادهای دیاژنتیکی در نمونه‌های مورد مطالعه است. میکریتی شدن معمولا در آلوکماها به دو صورت بخشی و کامل صورت می‌گیرد (خلیفه، ۲۰۰۵) که در سنگهای آهکی سازند سرچشمه هر دو نوع آن مشاهده می‌شود. در میکریتی شدن بخشی، حجرات خرده‌های اسکلتی تحت تاثیر قارچها و جلبکهای اندولیتیک میکریتی شده‌اند و پوشش میکریتی نیز در اطراف خرده‌های اسکلتی نظیر براکیوپود، دوکفه‌ای، اکتینودرم و فرامینیفرها بوجود آمده است (شکل ۵ الف). در برخی خرده‌های اسکلتی نظیر اکتینودرم و فرامینیفرها و دانه‌های غیر اسکلتی نظیر ائیدها فرآیند میکریتی شدن کامل به خوبی مشاهده می‌شود.

**ب - حفاری موجودات در رسوبات (باروینگ):** این فرآیند در مراحل آغازین دیاژنز دریایی در سنگهای آهک رخ داده است. آشفستگی زیستی اغلب بالاترین بخش رسوبات را تحت تاثیر قرار داده و اثرات آن به سمت پایین کاهش می‌یابد (برای مثال لوشنر و همکاران، ۲۰۰۲). آثار حفاری موجودات بیشتر در رخساره های گلی دیده می‌شود (شکل ۵ ب) که شاید نتیجه فعالیت موجوداتی نظیر اکتینودرمها و دوکفه ایها بوده است (رئیس‌السادات، ۲۰۰۴).

**ج - سیمانی شدن:** در نمونه‌های مورد مطالعه سیمان‌های مختلف با فابریک‌های متفاوت قابل مشاهده

است که معرف دو نسل سیمان می‌باشند. سیمان حاشیه‌ای هم ضخامت که بلافاصله پس از رسوبگذاری تشکیل می‌شود به عنوان سیمان نسل اول و سیمانهای بلوکی، موزائیک هم بعد، پویکیلو تاپیک، هم محور رو رشدی از جمله سیمانهای نسل دوم می‌باشند. سیمان حاشیه‌ای هم ضخامت در اطراف آلوکماهایی چون ائیدها (شکل ۵ ج) و پوسته‌های فسیلی تشکیل شده است. این سیمان به صورت فیبری و تیغه‌ای بوده و بصورت هم ضخامت فضای بین ذرات را پوشش می‌دهند (برای مثال رابرت داد و همکاران، ۲۰۰۴). سیمان‌های بلوکی در نمونه‌های مورد مطالعه به صورت بلورهای درشت نیمه شکلدار تا شکلدار با حاشیه‌های نسبتا مشخص فضای موجود بین آلوکماها را پر کرده‌اند (شکل ۵ د). این نوع سیمان علاوه بر محیط‌های متئوریک در محیط‌های تدفینی نیز تشکیل می‌شود (تاگر، ۲۰۰۱). سیمانهای بلوکی در برخی مقاطع در رنگ آمیزی با فروسیانید پتاسیم رنگ نگرفته‌اند که نشان دهنده نبود آهن در ترکیب آنهاست. سیمانهای بلوکی فاقد آهن شاید قبل از تدفین و در محیط دیاژنز متئوریک تشکیل شده‌اند، زیرا در شرایط اکسیداسیون آهن اکسید شده و نمی‌تواند وارد شبکه کلسیت گردد. همچنین این سیمان‌ها در زیر میکروسکوپ کاتدولومینسانس فاقد لومینسانس می‌باشند (شکل ۵ و). این موضوع نیز مؤید کم بودن میزان عنصر منگنز در شبکه بلوری کلسیت است (شعبان، ۲۰۰۴) و می‌تواند نشان دهنده محیط اکسیدان متئوریک باشد. لازم به ذکر است که برخی از این سیمان‌ها با محلول فروسیانید پتاسیم، آبی رنگ و در زیر میکروسکوپ کاتدولومینسانس، تیره رنگند که به احتمال زیاد این خصوصیات نشان دهنده وجود آهن و تشکیل در شرایط احیایی است. بنابراین سیمانهای بلوکی هم در



شکل ۵- فرآیندهای دیاژنتیکی موجود در سنگهای کربناته سازند سرچشمه: الف - پوشش میکریتی در اطراف پوسته براکیوپود و دو کفه‌ای در رخساره پکستون بیوکلستی (XRL)، ب- آشفستگی زیستی در رخساره پکستون پلنی (PPL)، ج- سیمان حاشیه‌ای هم ضخامت در اطراف ائیدها که با محلول فروسیانید پتاسیم آبی شده‌است. (PPL) د- سیمان بلوکی آهن‌دار در رخساره پکستون بیوکلستی که در رنگ آمیزی با فروسیانید پتاسیم آبی شده‌است. (PPL) ه - سیمان بلوکی بین ائیدها (PPL)، و- همان تصویر در نور CL که سیمان بلوکی دارای لومینسانس تیره (فلش کوچک) و تناوبی از لومینسانس تیره و روشن در کورتکس ائید (فلش بزرگ) مشاهده می‌شود. ز- سیمان موزاییک هم بعد که فضای بین آلوکمها (فلش کوچک) و نیز درون یک پوسته فسیلی (فلش بزرگ) را پر کرده‌است. این سیمان به دلیل داشتن آهن در رنگ آمیزی با فروسیانید پتاسیم آبی شده است. (PPL) ح- سیمان هم محور رو رشدی در اطراف یک خرده اکینودرم، این سیمان در رنگ‌آمیزی با فروسیانید پتاسیم رنگ نگرفته است. (PPL)

محیط دیاژنز متئوریک و هم تدفینی بوجود آمده‌اند. سیمان موزائیک هم بعد در مقاطع میکروسکوپی به صورت پرکننده پوسته‌های فسیلی و نیز پرکننده فضای بین آلوکما دیده می‌شود (شکل ۵ ز). این نوع سیمان در رنگ آمیزی با فروسیانید پتاسیم رنگ آبی به خود گرفته است که نشانه وجود آهن در آنها می‌باشد و به همین دلیل می‌توان آنها را به محیط تدفین نسبت داد. این نوع سیمان نیز فاقد لومینسانس است. سیمان هم محور رو رشدی بر روی خرده‌های اکتینودرم تشکیل شده است (شکل ۵ ح). گلامک و واکر (۲۰۰۲) معتقدند که ته نشینی این سیمان بر روی خرده‌های اکتینودرم در محیط‌های دریایی شروع و در منطقه فعال محیط فراتیک آب شیرین ادامه می‌یابد. این سیمان در نمونه‌های مورد مطالعه نیز مانند سیمانهای بلوکی با توجه به رنگ آمیزی و مطالعات میکروسکوپ کاندولومینسانس در محیط‌های دیاژنز متئوریک و تدفینی تشکیل شده‌اند. سیمان پویکیلو تاپیک از دیگر سیمانهای نسل دوم است که به صورت بلورهای درشت آلوکما را در بر گرفته‌است.

**د - فشردگی:** این فرآیند در حین ته‌نشست و پس از آن نهشته‌های مورد مطالعه را به دو صورت فیزیکی و شیمیایی تحت تاثیر قرار داده است. فشردگی فیزیکی معمولاً بلافاصله پس از رسوبگذاری آغاز شده و باعث تراکم رسوبات، از دست دادن آب بین ذره‌ای، تغییر آرایش دانه‌ها، نزدیک‌تر شدن دانه‌ها به همدیگر و کاهش تخلخل در سنگ‌ها شده است. با افزایش فشار رسوبات فوقانی، شکستگی در یوکلست‌ها، تغییر تماس نقطه‌ای دانه‌ها به تماس خطی و در نهایت تماس محدب - مقعر ایجاد می‌شود (اهرینبرگ و همکاران، ۲۰۰۲). از مهمترین آثار فشردگی فیزیکی در رخساره‌های ناحیه مورد مطالعه می‌توان به شکستگی خرده‌های فسیلی مانند

اکتینودرم، براکیوپود، بریوزوئر و دوکفه‌ایها، خم شدن دانه‌ها، در هم فرورفتگی و تماسهای نقطه‌ای، خطی، محدب - مقعر و مضرس بین ائیدها (شکل ۶ الف)، اینتراکلیستها و در مواردی بین اکتینودرمها اشاره نمود. فشردگی شیمیایی نیز بر اثر وزن طبقات فوقانی، سنگ-های آهکی را در هنگام تدفین تحت تاثیر قرار داده و باعث انحلال فشاری در مرز آلوکما و همچنین تشکیل استیلولیت‌ها شده است (شکل ۶ ب). رگه‌های استیلولیت با اشکال دندانه‌ای و مضرس دیده می‌شوند که دامنه آنها در برخی قسمت‌ها به دلیل اختلاف در قابلیت انحلال دانه‌ها (چوکت و جیمز، ۱۹۹۰) بیشتر است. براساس تقسیم بندی استیلولیت‌ها (الشرحان و سد، ۲۰۰۰)، استیلولیت‌های موجود در سنگ‌های آهک منطقه بیشتر از نوع چند ضلعی با دامنه بالا و به میزان کمتری از نوع موجی شکل هستند. استیلولیت‌ها در صحرا نیز در سطوح لایه بندی دیده می‌شوند.

**ه - هماتیتی شدن:** شواهد هماتیتی شدن بیشتر به صورت هماتیت پرکننده حجرات بریوزوئر‌ها، جانیشینی در دیواره فرامینیفرا، جانشین شدن کامل در خرده‌های اسکلتی مانند اکتینودرمها و آغشته کردن گلهای آهکی در نمونه‌های مورد مطالعه قابل مشاهده است (شکل ۶ ج). هماتیت موجود ممکن است در مراحل اولیه دیاژنز در نزدیکی سطح یا در مراحل بعدی دیاژنز تشکیل شده باشد. منشا آهن می‌تواند حاصل انحلال کانیهای رسی یا انتقال توسط آبهای جوی باشد. با توجه به وجود لایه‌های شیل در سازند سرچشمه منشا آهن شاید از انحلال کانیهای رسی است. به طور کلی جانیشینی هماتیت در حواشی ذرات میکریتی شده در مراحل اولیه دیاژنز بیشتر دیده می‌شود که این امر بدلیل انحلال بالای گل‌های آهکی

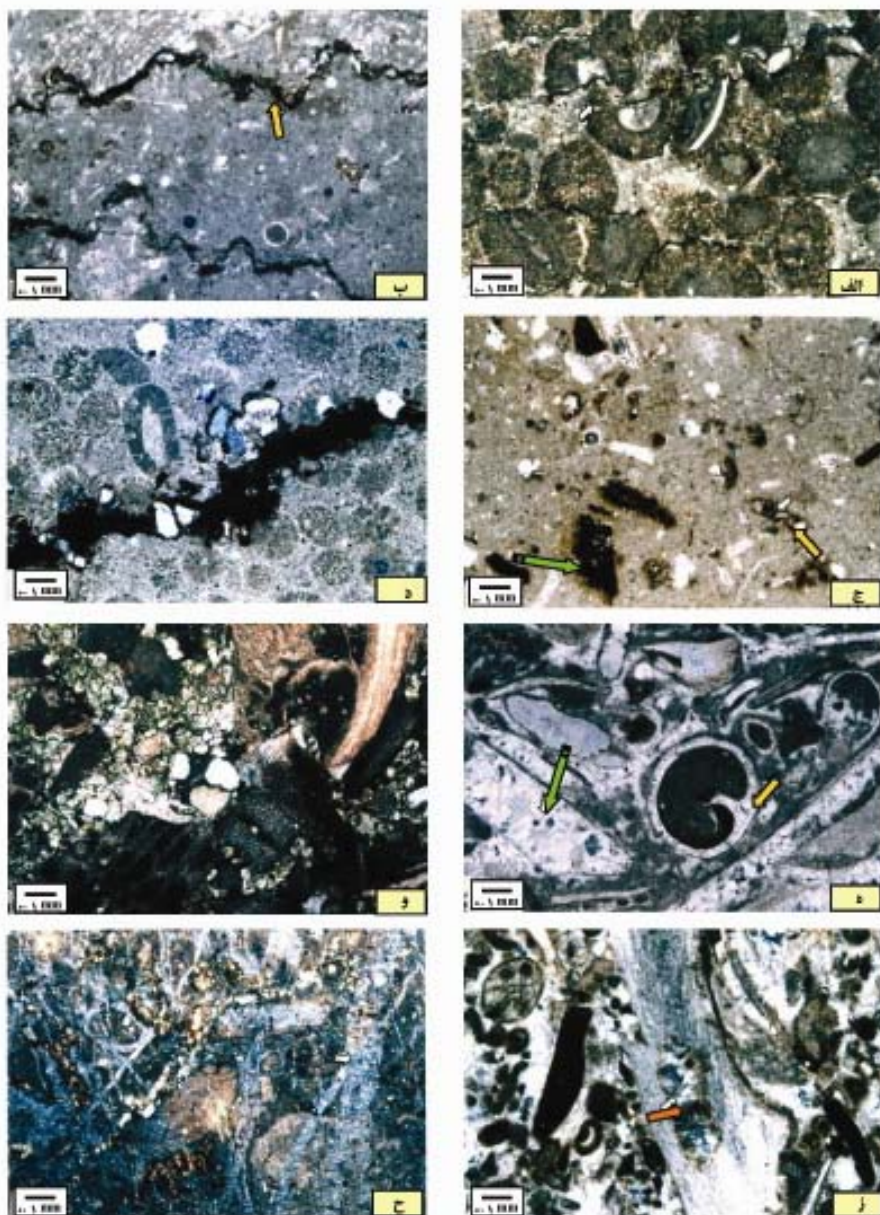
می‌باشد (چوکت و جیمز، ۱۹۹۰). حضور هماتیت نشان دهنده غالب بودن شرایط اکسیدی است (ویبل و فریس، ۲۰۰۴).

**و- انحلال:** یکی دیگر از پدیده‌هایی دیاژنتیکی که سنگهای کربناته سازند سرچشمه را تحت تأثیر قرار داده است انحلال است. در این پدیده بر اثر عبور سیالات از میان سنگهای کربناته قسمت‌های ناپایدارتر و قابل انحلال مانند سیمان، خرده‌های فسیلی و آلوکمه‌های دیگر انحلال یافته و باعث ایجاد تخلخل در سنگها شده است. تخلخل در سنگهای آهک ناحیه مورد مطالعه بیشتر از نوع قالبی، کانالی و حفره ای است. انحلال در خرده‌های اسکلتی نظیر اکینودرم، حجرات اربیتولینها، فرامینفرها، بریوزوئرها و در هسته ائیدها باعث ایجاد تخلخل قالبی شده است. انحلال در زمینه گل آهکی و در سیمان اسپاری نیز باعث ایجاد تخلخل حفره‌ای شده است که فراوان‌ترین نوع تخلخل در سنگهای آهک ناحیه مورد مطالعه است. تخلخل کانالی نیز بیشتر در امتداد استیلولیتها بوجود آمده است (شکل ۶ د).

ز- نئومورفیسم: فرایند نئومورفیسم در نمونه‌های مورد مطالعه بیشتر به فرم افزایشی است و به دو صورت تبدیل گل آهکی به میکرواسپار و اسپار دروغین و پرشدن پوسته‌های فسیلی آراگونیتی توسط کلسیت دیده می‌شود. در فرآیند تبدیل گل‌های آهکی به میکرواسپار و اسپار دروغین، ماتریکس گل آهکی (کمتر از ۴ میکرون) بطور موضعی یا حتی بطور کامل توسط میکرواسپار (اندازه بلورها بین ۴ تا ۱۰ میکرون) و اسپار دروغین (۱۰ تا ۵۰ میکرون) جانشین شده‌اند و حالتی لکه‌دار از میکرو اسپار نئومورفیک در ماتریکس گل آهکی ایجاد نموده‌اند. نئومورفیسم پوسته‌های فسیلی بیشتر در گاستروپودها و دوکفه‌ایها که آراگونیتی بوده و به موزایکهای دروزی

کلسیت اسپاری تبدیل شده‌اند، مشاهده می‌شود (شکل ۶ ه). ساختمان داخلی دیواره صدف در این خرده‌های اسکلتی به طور کامل از بین رفته است اما شکل اولیه آنها حفظ شده است.

**ح - دولومیتی شدن:** دولومیت‌های موجود در سازند سرچشمه بر اساس فابریک به دو نوع تقسیم می‌گردد: نوع اول ریز بلور و بی شکل تا نیمه شکل دار است که به فرم جانشینی در سیمان و زمینه گل آهکی و نوع دوم متوسط بلور، نیمه شکل دار تا شکل دار که به صورت جانشینی در کورتکس ائیدها تشکیل شده‌اند (شکل ۶). هر دو نوع دولومیت پس از رنگ آمیزی توسط فروسیانید پتاسیم آبی و سبز رنگ شده‌اند که نشان دهنده وجود آهن در ترکیب آنهاست. مدل دولومیتی شدن منطقه مخلوط برای تفسیر دولومیت‌هایی که فاقد بلورهای تبخیری همزمان با ته نشینی آنها می‌باشند، به کار رفته است که یکی از خصوصیات آنها تشکیل در مراحل ابتدایی دیاژنز و قبل از فشردگی است (وارن، ۲۰۰۰). در این مدل بر اثر مخلوط شدن آب دریا و آبهای جوی، موانع جنبشی آب دریا از بین می‌رود و این در حالی است که با کاهش قدرت یونی آب دریا، محیط نسبت به کربنات کلسیم تحت اشباع و نسبت به دولومیت اشباع باقی می‌ماند (تاگر و رایت، ۱۹۹۰). چنین دولومیت‌هایی به مرز دمای بحرانی نرسیده و در دمای کمتر از ۶۰-۵۰ درجه سانتیگراد تشکیل گردیده‌اند (مازولو و هریس، ۱۹۹۲). بنابراین با توجه به دمای پایین تشکیل آنها و وجود سیمانهای هم بعد متئوریکی همراه این نوع دولومیت‌ها، می‌توان مدل تشکیل این نوع دولومیتها را به مدل مخلوط شدن آب متئوریکی و آب دریا نسبت داد. منبع تامین منیزیم لازم برای دولومیتی



شکل ۶- تصاویر میکروسکوپی از فرآیند دیاژنتیکی موجود در سنگهای کربناته سازند سرچشمه: الف- شکستگی انیدها در رخساره پکستون انیدی که در اثر تراکم و فشردگی رخ داده است (PPL)، ب- استیلولیتی شدن در رخساره اربیتولین پکستون که بیشتر زمینه گل آهکی را تحت تاثیر قرار داده است (PPL)، ج- هماتیستی شدن در دیواره فرامینفرها (فلش کوچک) و خرده‌های اکتینودرم (فلش بزرگ)، این فرآیند در خرده‌های اکتینودرم باعث از بین رفتن ساختمان داخلی و باقی ماندن شیبی از آن شده است (PPL)، د- تخلخل کانالی در راستای استیلولیت در رخساره پکستون انیدی (XRL)، ه- تئومورفیسم در پوسته دو کفه‌ای (فلش بزرگ) و گاستروپود (فلش کوچک) باعث تبدیل آراگونیت به موزائیکهای دروزی کلسیت اسپاری و از بین رفتن ساختمان داخلی شده است (XRL)، و- دولومیت‌های نوع اول (ریز بلور و بی شکل) که در رنگ آمیزی با محلول فروسیانید پتاسیم به رنگ سبز درآمده‌اند (PPL)، ز- سیلیسی شدن پوسته براکیوپود در رخساره گرینستون بیکلستی (XRL)، ح- خرده‌های اسکلتی در رخساره پکستون بیوکلستی که توسط رگه‌های متعدد قطع شده است. این رگه‌ها در شرایط احیایی توسط کلسیت پر شده و با محلول فروسیانید پتاسیم به رنگ آبی درآمده‌اند (PPL).

لومینسانس می‌باشند بیشتر از آبهای متوریک در شرایط اکسیدان تشکیل شده‌اند.

### توالی پاراژنتیکی

با توجه به مطالعات و بررسی‌های دقیق صحرایی و آزمایشگاهی، توالی پاراژنتیکی سنگهای آهکی سازند سرچشمه تعیین و زمان تأثیر فرایندهای دیاژنتیکی تعبیر و تفسیر شده است (شکل ۷). بر اساس طبقه بندی چوکت و پری (۱۹۷۰) فرایندهای دیاژنتیکی در سه مرحله و در محیطهای زیر رخ داده است.

#### مرحله دیاژنز اولیه (اژونز)

اژونز اولین مرحله تأثیر فرایندهای دیاژنتیکی است که بلافاصله پس از ته نشست و گاهی در هنگام رسوبگذاری و قبل از مرحله تدفین عمیق، رسوبات را تحت تأثیر قرار داده است. در این مرحله رسوبات تحت شرایط آبهای دریایی و متوریک قرار گرفته‌اند.

محیط فریاتیکی دریایی: از مهمترین فرایندهای دیاژنتیکی این محیط که رسوبات سازند سرچشمه را تحت تأثیر قرار داده است می‌توان به میکریتی شدن، تشکیل سیمان حاشیه‌ای هم ضخامت، آشفستگی زیستی (باروینگ) و هماتیتی شدن اشاره کرد.

محیط فریاتیکی متوریک: در این محیط آبهای شیرین متوریک رسوبات را تحت تأثیر قرار داده است. اندازه دانه، کانی شناسی اولیه، تخلخل و نفوذپذیری رسوبات، آب و هوا، توپوگرافی، پوشش گیاهی، موقعیت جغرافیایی و زمان از عوامل مهمی است که در میزان تأثیر فرایندهای دیاژنتیکی دخالت داشته‌اند (برای مثال تاکر و رایست، ۱۹۹۰؛ چوکت و جیمز، ۱۹۹۰). مهمترین

شدن را می‌توان حاصل دگرسانی کلسیت‌های پر منیزیم در هنگام دیاژنز و یا منیزیم‌های موجود در آب دریا در نظر گرفت.

#### ط - سیلیسی شدن: شواهد سیلیسی شدن در

آلومهای اسکلتی از قبیل براکیوپود دیده می‌شود که به صورت بلورهای مگا کوارتز، حفرات حاصل از انحلال را پر کرده است (شکل ۶ ز). به دلیل نبود موجودات سیلیسی در سنگ‌های آهک سازند سرچشمه پدیده سیلیسی شدن با مدل ارایه شده توسط نات (۱۹۷۹) قابل توصیف است. بر اساس این مدل آبهای سطحی حاوی سیلیس توسط جریانهای سطحی از طریق زون وادوز وارد منطقه فریاتیکی جوی شده و منطقه غنی از سیلیس در آنجا تشکیل شده است. ورود آبهای فریاتیکی دریایی به این زون غنی از سیلیس باعث تشکیل یک زون مخلوط و ته نشینی سیلیس در شرایط Ph پایین و شوری بالا شده است.

شکستگی و تشکیل رگه: رگه‌های موجود در سنگهای آهک ناحیه مورد مطالعه بیشتراً توسط کلسیت ریز بلور پر شده‌اند که فابریک کلسیت‌های درون رگه‌ها بیشتر به فرم موزاییکی است. برخی از رگه‌های کلسیتی در رنگ آمیزی با فروسیانید پتاسیم آبی رنگ شده‌اند که نشان دهنده وجود آهن در ترکیب آنها است (شکل ۶ ح). مطالعه کلسیت‌های اسپاری پرکننده شکستگی‌ها توسط میکروسکوپ کاتدولومینسانس نشان داده است که برخی از رگه‌ها دارای لومینسانس نارنجی هستند که شاید در شرایط احیایی در زمان حضور منگنز تشکیل شده‌اند. در رگه‌هایی که بلورهای کلسیت دارای زون بندی تیره و روشن می‌باشند نوسان ترکیب شیمیایی سیالات را در هنگام تشکیل نشان می‌دهد. رگه‌هایی که در رنگ آمیزی با فروسیانید پتاسیم رنگ آبی نگرفته‌اند و فاقد

Time		Early Diagenesis (Near Surface)			Middle Diagenesis	Late Diagenesis
Diagenetic Environments →		Marine	Meteoric	Marine- meteoric mixing zone	Burial	Uplift
Diagenetic Processes ↓						
Micritization						
Borrowing						
Hematitization					-----	
Calcite Cementation	Isopachous rim cement					
	Non- Ferroan blocky calcite cement					
	Non- Ferroan syntaxial cement					
	Ferroan equant mosaic cement					
	Ferroan blocky calcite cement					
	Ferroan syntaxial cement					
	Ferroan poikilotopic cement					
Dissolution						
Dolomitization						
Neomorphism						
Silicification						
compaction	Physical compaction		-----			
	Chemical compaction					
vein filling	Non-Ferroan calcite vein					
	Ferroan calcite vein					
Fracturing						

شکل ۷- توالی پارازنتیکی سنگهای کربناته سازند سرچشمه در برشهای مورد مطالعه

شده‌اند. علاوه بر این بخش‌هایی از شکستگی‌های این سنگ‌ها که تحت تأثیر آبهای متوریک بوده‌اند، توسط بلورهای کلسیتی فاقد آهن (شرایط اکسیدان) پر شده‌اند.

### نتیجه گیری

مطالعات صحرایی و پتروگرافی سنگهای سازند سرچشمه در ناحیه جنوب آق دربند منجر به شناسایی ۱۲ رخساره کربناته و یک رخساره سیلیسی آواری گردیده است. این سنگ‌ها در یک رمپ کم عمق کربناته با پشته‌های الیتی و بیوکلسیتی و در چهار محیط پهنه جزر و مدی، لاگون، سد و دریای باز بر جای گذاشته شده‌اند. مهمترین فرآیندهای دیاژنتیکی که سنگ‌های آهک سازند سرچشمه را تحت تأثیر قرار داده است به ترتیب وقوع زمان عبارتند از: میکریتی شدن، حفاری موجودات (باروینگ)، هماتیته شدن، فشردگی فیزیکی، سیمانی شدن، انحلال، نئومورفیسم، دولومیتی شدن، سیلیسی شدن، فشردگی شیمیایی (استیلولیتی شدن)، تشکیل رگه و شکستگی. فرآیندهای دیاژنتیکی در سنگهای آهک سازند سرچشمه در سه مرحله ائوژن، مزوژن و تلوژن و در چهار محیط دیاژنتیکی دریایی، متوریک، مخلوط دریایی و متوریک و تدفینی نهشته‌های مربوط را تحت تأثیر قرار داده است. در محیط دیاژن دریایی فرآیندهای میکریتی شدن، حفاری موجودات و سیمان از نوع حاشیه‌ای هم ضخامت همراه با پدیده‌های تراکم اولیه و هماتیته شدن رخ داده است. در محیط دیاژن متوریک پدیده‌های انحلال، سیمانی شدن از نوع بلوکی، موزاییک هم بعد و هم محور رو رشدی غیر آهنگار و نئومورفیسم بوجود آمده است. در محیط مخلوط متوریک - دریایی، دولومیتی شدن اتفاق

فرآیندهای دیاژنتیکی متوریک ناحیه مورد مطالعه عبارتند از سیمانی شدن (سیمانهای بلوکی و هم محور رو رشدی فاقد آهن)، انحلال، هماتیته شدن و نئومورفیسم.

محیط مخلوط دریایی - متوریک: از مهمترین فرآیندهای دیاژنتیکی سنگهای آهکی سازند سرچشمه می‌توان به تشکیل دولومیت اشاره نمود. در این محیط در نتیجه اختلاط آبهای دریایی و شیرین محلول مناسبی که نسبت به کلسیت تحت اشباع و نسبت به دولومیت فوق اشباع باشد، بوجود می‌آید.

### مرحله دیاژن میانی (مزوژن)

فرآیندهای دیاژنزی در این مرحله در حین تدفین و در درجه حرارت، فشار و اعماق مختلفی بوجود می‌آیند. از مهمترین فرآیندهای دیاژنتیکی در این مرحله که سنگهای آهکی سازند سرچشمه را در ناحیه مورد مطالعه تحت تأثیر قرار داده می‌توان به تشکیل سیمان هم محور رو رشدی آهن دار، سیمان موزاییکی هم بعد آهن دار، سیمان بلوکی آهن دار، سیمان پویکیلتاپیک آهن دار، فشردگی فیزیکی و شیمیایی (تشکیل استیلولیت) و سیلیسی شدن اشاره کرد.

### مرحله دیاژن نهایی (تلوژن)

تلوژن آخرین مرحله از تأثیر فرآیندهای دیاژنزی بر روی سنگهای آهکی سازند سرچشمه بوده است. در این مرحله در اثر بالا آمدگی سنگهای سازند سرچشمه، شکستگی‌ها و درزه‌های متعددی ایجاد شده است. این شکستگی‌ها حتی تا بخش‌های عمیق نیز امتداد داشته که توسط بلورهای کلسیت آهن دار (شرایط احیایی) پر



غیر آهنگار و شکستگی در سنگها مشخص می‌شود که نشان دهنده تأثیر فرآیندهای تکتونیک بر سنگهای منطقه است.

افتاده است. در محیط تدفین پدیده های تشکیل سیمانهای بلوکی، موزایک هم بعد، هم محور رو رشدی و پویکلو تاپیک آهنگار، نئومورفیسم، سیلیسی شدن، فشردگی شیمیایی (استیلولیتی شدن) رخ داده است و مرحله بالآمدگی با تشکیل رگه های کلسیتی آهنگار و

### منابع

- V.132, P. 89-123.(2000)
7. Carozzi, A.V., Carbonate Rocks Depositional Models: A Microfacies Approach, Prentice-Hall, London, 604 pp. (1989)
8. Choquette, P.W., and James, N.P., Limestones-the burial diagenetic environment, In: I.A. McIlreath and D.W. Morrow (eds.), Diagenesis: Geoscience Canada, Reprint Series, V. 4, P. 75-112.(1990)
9. Choquette, P.W., and Pray, L.C., Geologic nomenclature and classification of porosity in sedimentary carbonates, American Association of Petroleum Geologists Bulletin, V.54, P. 207-250.(1970)
10. Coffey, B. P., and Read, J.F., Mixed carbonate-siliciclastic sequence stratigraphy of a Paleogene transition zone continental shelf, southeastern USA, Sedimentary Geology, V. 166, P. 21-57.(2004)
11. Dunham, R.J., Classification of carbonate rocks according to depositional texture, American Association of Petroleum Geologists Bulletin, V. 1, P. 108-121.(1962)
12. Ehrenberg, S.N., Pickard, N.A.H., Svana, T.A., and Oxtoby, Cement geochemistry of fotozoan carbonate strata (Upper Carboniferous-Lower Permian), Finnmark Carbonate Platform, Brents sea, Journal of Sedimentary Research, V. 72 P.95-115. (2002)
13. Glumac, B., and Walker, K.R., Effect of grand-cycle cessation on the diagenesis of Upper
1. افشار حرب، ع. زمین شناسی کپه داغ، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۲۷۶ صفحه، ۱۳۷۳.
2. Adachi, N., Ezaki, Y., and Liu, J., The origin of peloids immediately after the end-Permian extinction, Guizhou Province, South China, Sedimentary Geology, V. 146, p. 161-178.(2004)
3. Alsharhan, A.S., and Sadd, J.L., Styrolites in Lower Cretaceous carbonate reservoirs, U.A.E., Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication, V. 96, P. 185-207.(2000)
4. Alsharhan, A.S., and Kendall, C.G.ST.C., Holocene coastal carbonates and evaporites of the southern Arabian Gulf and their ancient analogues, Earth Science Review, V.61, P. 191-243.(2003)
5. Brachert, T.C., Hultsch, N., Knoerich, A.C., Krautworst, U.M.R., and Stuchkrad, O.M., Climatic signatures in shallow-water carbonates: high resolution stratigraphic markers in structurally controlled carbonate buildups (Late Miocene, Southern Spain): Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, V. 175, P. 211-237. (2001)
6. Carannante, G., Ruberti, D., and Sirna, M., Upper Cretaceous ramp limestone from the Surrento Peninsula (Southern Apennines, Italy): micro and macro fossil association and their significance in the depositional sequences, Sedimentary Geology,

21. Read, J. F., Carbonate platform facies models, American Association of Petroleum Geologists Bulletin, V. 69, P. 1-21.(1985)
22. RobertDodd, J., Campbell, S., and Nelson, B., Diagenetic comparisons between non-tropical Cenozoic limestones of New Zealand and tropical Mississippian limestones from Indiana, USA: Is the non-tropical model better than the tropical model, Sedimentary Geology, V. 121, P. 1-21. (2004)
23. Sanders, D., and Hofling, R., Carbonate deposition in mixed siliciclastic-carbonate environments on top of an orogenic wedge (Late Cretaceous, Northern Calcareous Alps, Austria), Sedimentary Geology, V.137, P. 127-146.(2000)
24. Shaaban, M.N., Diagenesis of the Lower Eocene Tebes Formation, Gebel Rewagen area, Eastern Desert, Egypt, Sedimentary Geology, V.165 , pp. 53-65.(2004)
25. Tucker, M.E., Sedimentary Petrology, Third edition, Blackwell, Oxford, 26 0P. (2001)
26. Toker, M.E., and Wright, V.P., Carbonate Sedimentology, Black-Well, Oxford, 482p. (1990)
27. Warren, W.J., Dolomite: Occurrence, evolution and economically important association, Earth Science Review, V. 52, P. 1-18.(2000)
28. Weible, R., and Friis, H., Opaque minerals as keys for distinguishing oxidising and reducing diagenetic conditions in the Lower Triassic Bunter Sandstone, North German Basin, Sedimentary Geology, V. , P.1-21. (2004)
29. Wilson, J.L., Carbonate Facies in Geologic History, Springer-Verlag, New York, 471 p. (1975)
30. Cambrian carbonate deposits in the Southern Appalachians, U.S.A, Journal of Sedimentary Research, V.72, no.4, P. 570-586. (2002)
14. Heckle, P.H. Possible inorganic origin for stromatactis in calcilitite mounds in the Tully Limestone, Devonian of New York, Journal of Sedimentary Petrology, V. 42, P. 7-18.(1972)
15. James, N.P., Bone, Y., Collins, L.B., and Kyser, T.K., Surficial sediments of the great Australian Bight: facies dynamics and oceanography on a vast cool-water carbonate shelf: Jour. Sed. Res., V. 71, P.549-568 .(2001)
16. Khalifa, M.A., Lithofacies, diagenesis and cyclicity of Lower Member the of Khuff Formation (Late Permian), Al Qasim Province, Saudi Arabia, Journal of Asian Earth Sciences, V. 78, P. 100-123.(2005)
17. Knauth, L.P., A model for the origin of chert in limestone, Geology, V. 7, P. 274-277 (Tulsa) (1979)
18. Leuschner, D.C., Sirocko, F., Grootes, P.M., and Erlenkeuser, H., Possible influence of Zoophycos bioturbation on radio carbon dating and environmental interpretation, Marine Micropaleontology, V. 46, P. 111-126.(2002)
19. Mazzullo, S.L., and Harris, P. M., Mesogenetic dissolution and its role in porosity development in carbonate reservoirs, American Association of Petroleum Geologists Bulletin, V. 76, P. 607-620. (1992)
20. Raisossadat, N., The ammonite family Deshayesitidae in the Kopet Dagh Basin, northeast Iran, Cretaceous Research, V.25, P. 115-136.(2004)