

## تفسیر توالی پاراژنتیکی رسوبات کرتاسه فوقاری در شمال شرق بجستان

اسدالله محبوبی<sup>۱</sup>، رضا موسوی حرمی<sup>\*</sup><sup>۱</sup>، محمد حسین محمودی قرایی<sup>۱</sup>، پرویز منصوری دانشور<sup>۲</sup>، محمد خانه باد<sup>۱</sup>

<sup>۱</sup> گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه فردوسی مشهد، ایران

<sup>۲</sup> شرکت ملی حفاری ایران، اهواز، ایران

\* مسئول مکاتبات- آدرس الکترونیکی: [harami@science1.um.ac.ir](mailto:harami@science1.um.ac.ir)

(دریافت: ۸۶/۸/۲۸؛ پذیرش: ۸۷/۲/۲۲)

### چکیده

منطقه بجستان در جنوب غرب خراسان رضوی قرار دارد و جزئی از واحدهای تکتونیکی- رسوبی ایران مرکزی محسوب می‌گردد. سنگهای آهکی کرتاسه فوقاری به فرم صخره ساز در بخش‌های مختلفی از منطقه رخنمون دارد و عمدتاً حاوی کالکارنایت و کلسی رودايت های اسکلتی و بین لایه هایی از شیل آهکی است. این سنگها با یک مرز مشخص بر روی شیل های قرمز رنگ با بین لایه های تبخیری قرار دارد و لی مرز فوقاری آنها فرسایش یافته است. رسوبات آهکی این ناحیه تاکنون به طور تفصیلی و از دیدگاه رسوب شناسی مورد مطالعه قرار نگرفته است لذا هدف از انجام این تحقیق شناسایی عملکرد فرایند های دیاژنتیکی و تفسیر توالی پاراژنتیکی بر اساس شواهد پتروگرافی و آنالیزهای ژئوشیمیایی است.

واژه‌های کلیدی: بجستان، دیاژنز کربنات، خراسان، کرتاسه فوقاری، ایزوتوب پایدار.

نامگذاری و رخدارهای سنگی از یکدیگر تفکیک شده‌اند. در این مطالعه علاوه بر تعیین کیفی و کمی اجزاء اسکلتی و غیر اسکلتی، کلیه فرایند های دیاژنتیکی مورد شناسایی قرار گرفته است. تعداد ۴۰ نمونه نیز با استفاده از میکروسکوپ کاتدولومینسانس به منظور شناسایی فاز های مختلف سیمان و نیز پرشدگی کلسیت ها مطالعه شده است. این میکروسکوپ از نوع cold Model 8200Mk3 (Technosyn cold) با ولتاژ ۱۲ کیلوولت، شدت جریان ۱۹۵-۱۶۰ میکرو آمپر و در شرایط ۰/۱۵ تور خلاء بررسی شده‌اند (برای مثال مارشال، ۱۹۸۸؛ فرانک و همکاران، ۱۹۹۵).

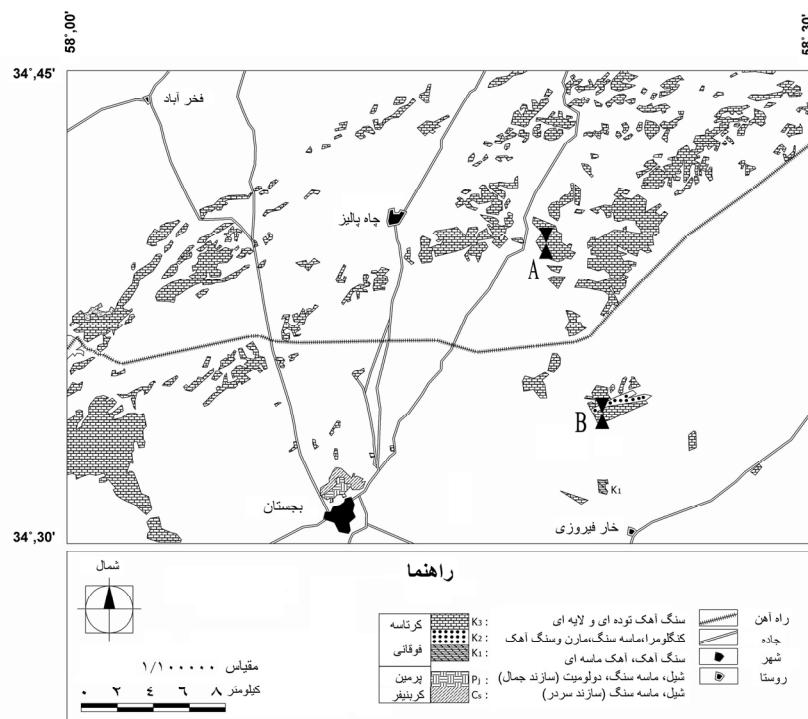
در مطالعات ژئوشیمیایی تعداد ۲۹ نمونه از سنگهای آهکی پس از تهییه پودر جهت آنالیز ایزوتوب های کربن و اکسیژن به دانشگاه توکیوی ژاپن ارسال شده است. آنالیز توسط دستگاه اسپکترومتر جرمی مدل MAT 252 Spectrometer و براساس استاندارد PDB و بر حسب قسمت در هزار صورت گرفته است. دقت اندازه گیری برای ایزوتوب کربن  $\pm 0.05$  و برای ایزوتوب اکسیژن  $\pm 0.02$  قسمت در هزار بوده است. مقدار عناصر (Ca, Mg, Na, Sr, Fe, Mn) همین نمونه ها توسط دستگاه جذب اتمی مدل شیماتزوی گروه شیمی دانشکده علوم دانشگاه فردوسی مشهد اندازه گیری شد. نمونه های مورد استفاده در این مطالعه کمتر از ۱۰ درصد مواد غیر محلول (Insoluble residue) داشته اند. در خاتمه با تلفیق اطلاعات پتروگرافی و ژئوشیمیایی توالی پاراژنتیکی سنگ های آهکی کرتاسه فوقاری بجستان تفسیر شده است.

### مقدمه:

منطقه بجستان در جنوب غرب خراسان رضوی قرار دارد و جزئی از واحدهای تکتونیکی- رسوبی ایران مرکزی محسوب می‌گردد. سنگهای آهکی کرتاسه فوقاری به فرم صخره ساز در بخش‌های مختلفی از منطقه رخنمون دارد (شکل ۱) و عمدتاً حاوی کالکارنایت و کلسی رودايت های اسکلتی و بین لایه هایی از شیل آهکی است. این سنگها با یک مرز مشخص بر روی شیل های قرمز رنگ با بین لایه های تبخیری قرار دارد و لی مرز فوقاری آنها فرسایش یافته است. رسوبات آهکی این ناحیه تاکنون به طور تفصیلی و از دیدگاه رسوب شناسی مورد مطالعه قرار نگرفته است لذا هدف از انجام این تحقیق شناسایی عملکرد فرایند های دیاژنتیکی و تفسیر توالی پاراژنتیکی بر اساس شواهد پتروگرافی و آنالیزهای ژئوشیمیایی است.

### روش مطالعه

در این مطالعه دو برش چینه شناسی در محدوده شمال شرق بجستان (چاه چولی به ضخامت ۸۶/۵ متر و آینه کوه به ضخامت ۷۴ متر)، که از رخنمون خوبی برخوردار است، برداشت و تعداد ۱۶۰ نمونه جمع آوری گردید (شکل ۱). مقاطع نازک تهییه شده پس از رنگ آمیزی توسط محلول آلیارین قرمز و فروسیانید پتابسیم به روش دیکسون (Dickson 1966) (برای تشخیص کلسیتها یا دولومیتها آهندار و فاقد آهن)، بر اساس طبقه بندی دانهام (1962) و امبری و کلووان (1971)



شکل ۱: بخشی از نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ بجستان (عاصوری و همکاران، زیر چاپ) که محل برشهای برداشت شده (A: چاه چولی و B: آینه کوه) بر روی آن نشان داده شده است.

سیمانی شدن: بر اساس فابریک، چهار نوع سیمان کلسیتی در رخساره‌های گرینستونی از یکدیگر تفکیک شده‌اند:

**الف-** سیمان کلسیت رشته‌ای: این سیمان در مقاطع مطالعه شده بصورت فابریکهای تیغه‌ای هم ضخامت و در اندازه کمتر از ۰/۰۵ میلیمتر تشکیل شده‌اند. بلورها به حالت موازی و به فرم نردۀ ای (Palisade) اولین نسل سیمان را در رخساره‌های سدی و دریایی باز بوجود آورده است (شکل ۲-الف). رنگ قرمز سیمان کلسیت رشته‌ای پس از رنگ آمیزی موید عدم وجود آهن و تشکیل در محیط اکسیدی است (تاکر و رایت ۱۹۹۰).

**ب-** سیمان دانه‌ای هم بعد: این سیمان بصورت بلورهای دانه‌ای هم بعد در اندازه ۰/۰۵ تا ۰/۲ میلیمتر عمدهاً در رخساره‌های سدی و لاغونی بصورت بین دانه‌ای یا پرکننده حفرات درون دانه‌ای دیده می‌شود. سیمان دانه‌ای در مقایسه با سیمان رشته‌ای از فراوانی بیشتری برخوردار است. پس از رنگ آمیزی مقاطع نازک توسط محلول آلیزارین قرمز و فروسیانید پتابسیم دو نوع سیمان دانه‌ای هم بعد کلسیتی آهندار و فاقد آهن قابل تشخیص است. سیمان دانه‌ای هم بعد فاقد آهن در اطراف دانه‌ها (شکل ۲- ب و د) و سیمانهای دانه‌ای هم بعد آهندار با فراوانی بیشتری در قسمت مرکزی فضای بین دانه‌های اسکلتی و غیر اسکلتی تشکیل شده است (شکل ۲- ب).

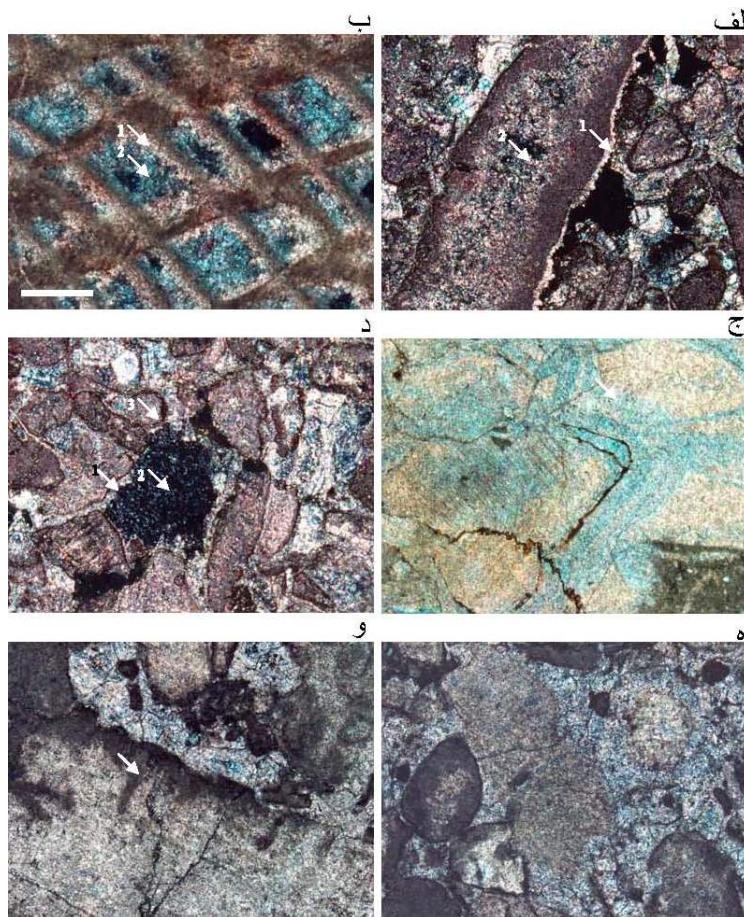
به نظر می‌رسد که با توجه به آرایش غیر مترافق رخساره‌ها، سیمان

### رخساره‌های سنگی

مطالعات پتروگرافی و صحرایی منجر به شناسایی ۱۱ رخساره سنگی و ۳ مجموعه رخساره آهکی شده است. مجموعه A شامل رخساره‌های پکستون الیدی (A<sub>1</sub>)، پکستون اینتراکلسی حاوی میلیولیده (A<sub>2</sub>)، پکستون اینتراکلسی حاوی میلیولیده (A<sub>3</sub>)، باندستون رودیستی (A<sub>4</sub>) و پکستون رودیستی حاوی پلت (A<sub>5</sub>) است. مجموعه B رخساره‌های گرینستون الیدی (B<sub>1</sub>)، رودستون رودیستی (B<sub>2</sub>) و گرینستون کرینوئیدی حاوی اینتراکلس (B<sub>3</sub>) و مجموعه C شامل رخساره‌های پکستون پلتی حاوی کوارتز (C<sub>1</sub>)، وکستون برائیوپودی حاوی کلسی اسفر (B<sub>2</sub>) و مادستون (B<sub>3</sub>) است. این رخساره‌ها در یک رمپ کربناته در کمربندهای رخساره‌ای لاغونی (مجموعه رخساره‌ای A)، سدی (مجموعه رخساره‌ای B) و دریایی باز (مجموعه رخساره‌ای C) بر جای گذاشته شده‌اند.

### شواهد دیاژنتیکی

مطالعات پتروگرافی نشان داده است که سنگهای آهکی کرتاسه فوقانی بجستان در هنگام دیاژنز تحت تاثیر فرایندهای مختلف میکریتی شدن، سیمانی شدن، بورینگ، نومورفیسم، فشردگی، شکستگی، تشکیل رگه، جانشینی (سیلیسی شدن، دولومیتی شدن و همانیتی شدن)، پیریتی شدن و انحلال قرار گرفته اند که در زیر مورد بحث و بررسی قرار خواهد گرفت.



شکل ۲: شواهد دیاژنتیکی سنگهای آهکی کرتاسه فوکانی بجستان (خط مقیاس = ۵ میلیمتر). الف- سیمان کلستیت رشته ای (۱) و فرایند نئومورفیسم (۲)- رخساره B3-XPL. ب- سیمان دانه ای هم بعد فاقد آهن (۱) و سیمان دانه ای هم بعد آهندار (۲)- رخساره A6-XPL. ج- زونهای متناوب آهندار و فاقد آهن در سیمان بلوکی داخل پوسته رودیست و تشکیل استیلویلت رخساره PPL-A4. د- تشكیل سیمان دانه ای هم بعد فاقد آهن (۱)، سیمان بلوکی آهندار (۲) و اکسید آهن (۳) در اطراف دانه ها (رخساره B3-XPL). ه- سیمان رورشی سین تکسیال حاشیه ای اطراف کرینوئید-رخساره B1-PPL. و- میکریتی شدن و پدیده بورینگ در اطراف پوسته رودیست-رخساره B1-PPL.

نسبت Mg/Ca پایین در محلولهای سیمان ساز است (پورسر ۱۹۷۸). وجود زون بندی که در مطالعات کاتدولومینسانس نیز مشاهده می شود (شکل ۲-ج) موید نوسانات شرایط شیمیایی در هنگام تشکیل سیمان است. زون های مات بدلیل بالا بودن شرایط احیایی و ورود یون آهن به داخل بلورهای کلستیت است در صورتیکه زون های روشن مربوط به شرایط احیایی پایین تر و احتمالا در زمانی بوده است که تنها یون منگنز توانایی ورود به سیستم بلوری کلستیت را داشته است. این سیمانها می توانند در محیط های دیاژنز متئوریک فریاتیک یا تدفینی تشکیل شوند.

د- سیمان سین تکسیال حاشیه ای: این سیمان آهندار بوده و بصورت رورشی در اطراف پوسته های کرینوئید دیده می شوند (شکل ۲-ه). وجود آهن در این سیمان نیز نشان دهنده محیط احیایی است که می تواند در شرایط دیاژنز متئوریک فریاتیک یا تدفینی ایجاد شود. میکریتی شدن: بسیاری از ذرات تشکیل دهنده سنگهای آهکی از

دانهای فاقد آهن قبل از تدفین رسوبات و در زمان بالا بودن میزان اکسیرن ته نشین شده است. چنین شرایطی منجر به تشکیل اکسید آهن و جلوگیری از ورود آهن به ساختمان بلوری کلستیت شده، بطوری که آثار اکسید آهن در اطراف دانه ها بخوبی مشاهده می گردد (شکل ۲-د).

سیمان دانه ای آهندار نیز به احتمال زیاد در هنگام تدفین و زمانی که شرایط غیر اکسیدی حاکم بوده است و امکان ورود آهن دو ظرفیتی به ساختمان کلستیت بوجود آمده است ته نشین شده است.

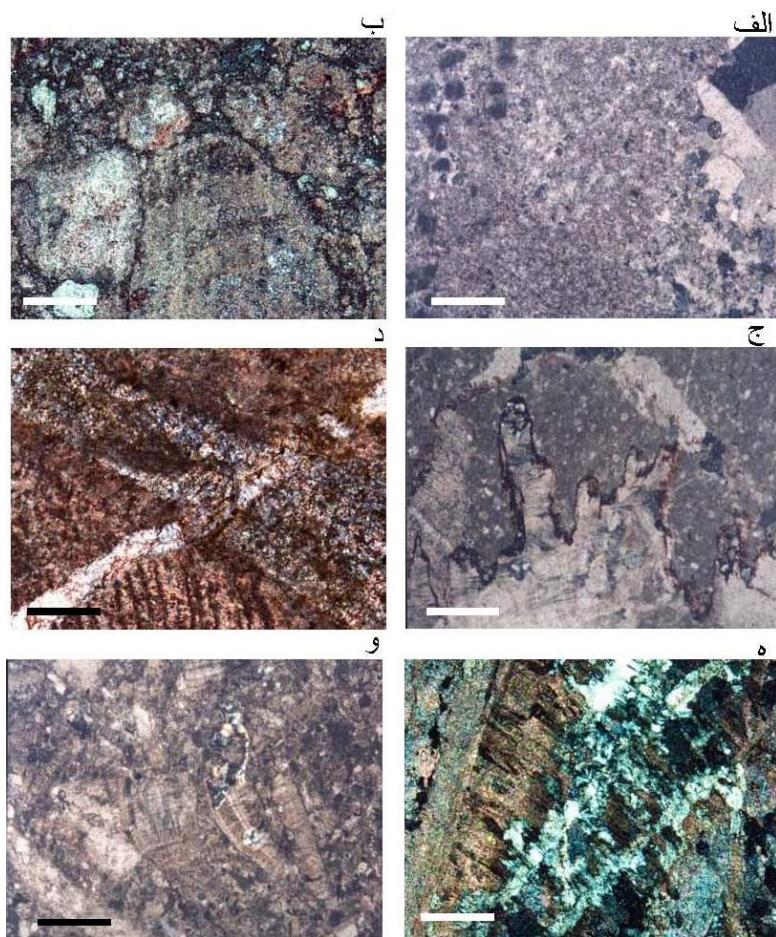
ج- سیمان بلوکی: اندازه سیمان های بلوکی بین ۰/۵ تا ۴ میلیمتر در تغییر بوده و عمدها در رخساره های سدی و لاغونی بصورت بین دانه ای یا پرکننده حفرات درون دانه ای دیده می شوند. این نوع سیمان در برخی از رخساره ها به طور کامل دارای آهن هستند (شکل ۲-د)، در حالیکه در برخی دیگر دارای زون بندی از سیمان با آهن و فاقد آهن است (شکل ۲-ج). بطور کلی توسعه سیمانهای بلوکی نشاندهند

**بورینگ:** در پوسته های رودیستی رخساره های سدی و لاغونی حفره های بزرگی دیده می شود که در اثر فعالیت موجودات حفار تشکیل شده است (شکل ۲-و). وجود این فرایند می تواند نشان دهنده پائین بودن نرخ رسوبگذاری و فعالیت موجودات حفار باشد.

**نئومورفیسم:** این فرایند به دو شکل در مقاطع مورد مطالعه مشاهده می گردد:

**الف- تبدیل تدریجی گل های آهکی به کلسیت های اسپاری درشت بلور:** در رخساره های گلی فرایند نئومورفیسم افزایشی و تبدیل آنها به کلسیت های درشت بلور تر دیده می شود (شکل ۳-الف). بطور کلی  $\text{CaCO}_3$  مورد نیاز برای انجام این فرایند از انحلال بلورهای در حد زیر میکرون و آبهای روزنه ای در حال جریان مشتق می شود (تاکر ۲۰۰۱).

قبل گاستروپود، رودیست و سایر دوکفه ایها در بیشتر نمونه ها دارای پوشش میکریتی می باشند. این پوشش میکریتی موجب شده است که در بعضی موارد شکل اصلی فسیل بعد از نئومورفیسم محفوظ باقی بماند (شکل ۲-الف و و). حفرکربنات ها در مقیاس میکروسکوپی توسط قارچ، جلبک های سبز و قرمز و سیانوباکتری ها صورت می گیرد. سیانوباکتری ها در بخش های کم عمق دریا، جلبک های سبز و قرمز در آب های عمیق تر با نور کافی فعال اند در حالیکه قارچ ها به نور وابسته نیستند (گارسیا- پیچل ۲۰۰۶). میکریتی شدن یکی از فرایندهای اولیه دریابی است که همزمان با ته نشینی خرد های اسکلتی و در شرایط نرخ رسوبگذاری آرام انجام می گیرد (فیلیپ و گری ۲۰۰۵). با توجه به کمبود جلبک های سبز و قرمز و گستردگی بودن فرایند میکریتی شدن در رخساره های کم عمق سنگ آهکهای بجستان، احتمالاً سیانوباکتری ها سهم زیادی در میکریتی شدن اجزاء کربناته داشته اند.



شکل ۳: فتو میکروگراف از فرایندهای دیازنتیکی مجموعه رخساره ای A (خط مقیاس=۵/۰ میلیمتر). الف- نئومورفیسم افزایشی در رخساره A4 که در آن تبدیل تدریجی گل آهکی به کلسیت اسپاری دیده می شود- PPL. ب- فشرده‌گی دانه ها در رخساره A3 که منجر به ایجاد مرز خطی و میکرو استیلولیت شده است- PPL. ج- تشکیل استیلولیت با دامنه بزرگ در رخساره A3. به عدم انحلال بخش سیلیسی شده پوسته توجه شود- XPL. د- تشکیل رگه فاقد آهن که توسط رگه آهنendar قطع شده است (رخساره A4)- XPL. ه- جانشینی سیلیس گرانولار در پوسته رودیست که از فابریک اولیه تبعیت کرده است (رخساره A4)- XPL. و- جانشینی سیلیس کلسیدونی در یک خرد رودیستی که از فابریک اولیه تبعیت نشده است (رخساره A4)- XPL.

لاگونی ناحیه مورد مطالعه را تحت تاثیر قرار داده‌اند. کوارتز گرانولار در بخش داخلی پوسته و به سمت خارج گسترش یافته است. این بلورها در اندازه  $0.1 \times 0.2$  میلیمتر بوده و از فابریک پیروی می‌کنند (شکل ۳-۵) در صورتیکه کوارتز کلسیدونی دارای فابریک ساعی بوده و از مرکز پوسته آغاز و به سمت حاشیه گسترش یافته است. در اثر این فرایند فابریک اولیه پوسته‌ها به طور کامل از بین رفته است (شکل ۳-۶).

یکی از مدل‌های احتمالی در فرایند سیلیسی شدن، انحلال کربنات و ته نشینی سیلیس در یک لایه نازک بین این دو فاز است. بر اساس این مدل انحلال کربنات و ته نشینی سیلیس به طور همزمان صورت می‌گیرد که منجر به حفظ اثراتی از فابریک اولیه شده است. این لایه نازک باید فوق اشباع از سیلیس و تحت اشباع از کربنات باشد (مالیوا و سیور ۱۹۸۸). به احتمال زیاد سیلیس لازم برای فرایند سیلیسی شدن از انحلال کوارتزهای آواری و دگرسانی کانی‌های رسی موجود در شیل‌ها تامین است (حس ۱۹۸۹؛ بورلکی و اگبرگ ۱۹۹۳؛ مک براید ۱۹۸۹).

**دولومیتی شدن:** در رنگ امیزی مقاطع نازک، بلورهای دولومیت در اندازه  $0.05 \times 0.2$  میلیمتر به رنگ سبز دیده می‌شوند که بدلیل دارا بودن آهن است. این بلورها عمدتاً در مراحل ابتدایی تدفین و قبل از تشکیل سیمانهای کلسیتی آهندار بوجود آمده‌اند (شکل ۴-الف و ب). با توجه به وجود شواهد فشردگی در سنگهای آهکی و آهندار بودن آنها احتمال تشکیل دولومیتهاي آهندار در شرایط احیایی تدفینی زیاد است. بطور کلی درجه حرارت بالا عامل اصلی از بین رفتن موائع کنتیکی برای تشکیل دولومیت در محیط دیاپنز تدفینی است. منشاء منیزیم برای دولومیتهايی که در مراحل ابتدایی تدفین ایجاد شده‌اند احتمالاً می‌تواند آب‌های دریایی باشد که در زمان تدفین ترکیب شیمیایی آنها جهت دولومیتی شدن تغییر یافته است (برای مثال، مازولا و همکاران ۱۹۹۵؛ نیکولاپدیس ۱۹۹۷). علاوه بر این حضور بین لایه‌های شیلی، تراکم آنها در هنگام تدفین و دیاپنز کانی‌های رسی نیز می‌تواند منبع دیگری جهت تامین سیال مورد نظر برای تشکیل دولومیت باشد (ماکل و آندرسن ۱۹۸۹).

لازم به ذکر است که شیل‌های بخش پایینی برش A و شیل‌های قرمز رنگ زیر سنگهای آهکی در ناحیه مورد مطالعه در تامین منیزیم احتمالاً موثر بوده‌اند.

#### هماتیتی شدن

هماتیت در رخساره‌های ناحیه مورد مطالعه عمدتاً در اطراف دانه‌های آهکی و رگه‌ها تشکیل شده است (شکل ۲-۵ و ۴-۵). یکی از فرایند هایی که می‌تواند منجر به تشکیل هماتیت گردد، دگرسانی و

ب- تبدیل آراغونیت به کلسیت در خرده‌های اسکلتی: در این فرایند پوسته‌های اسکلتی آراغونیتی از قبیل گاستروپود و دوکفه‌ای در اثر فرایند نومورفیسم به بلورهای کلسیتی تبدیل شده و ریز ساختهای آراغونیتی اولیه به طور کامل از بین رفته اند (شکل ۲-الف).

**فسردگی:** فرایند فشردگی در سنگ‌های آهکی بجستان در بسیاری از نمونه‌های سنگی مشاهده می‌شود که به فرم فیزیکی و شیمیایی و به شرح زیر این رسوبات را تحت تاثیر قرار داده‌اند:

**الف- فشردگی فیزیکی:** از مهمترین شواهد فیزیکی می‌توان به شکستگی دانه‌ها، ایجاد مزه‌های خطی و تشکیل آرایش متراکم در سنگهای آهکی ناحیه مورد مطالعه اشاره نمود (شکل ۳-ب).

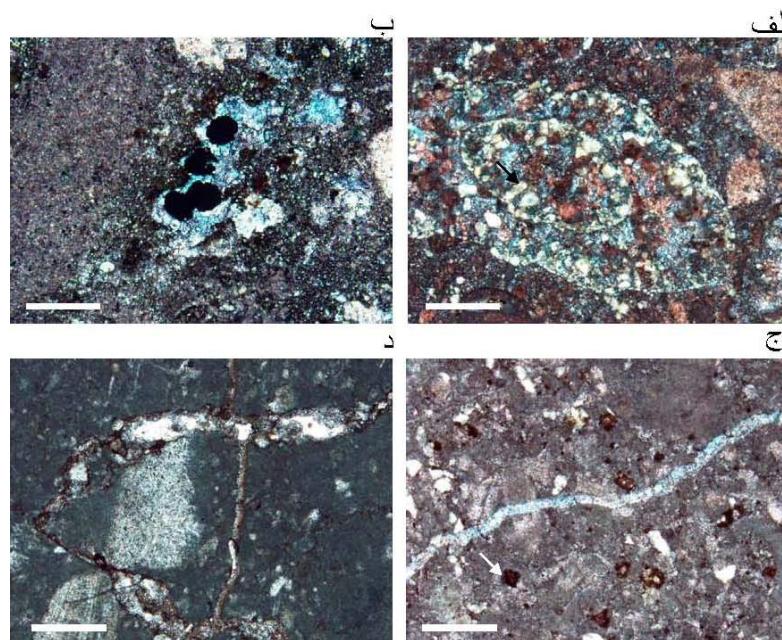
**ب- فشردگی شیمیایی:** استیلولیتها که حاصل فرایند فشردگی شیمیایی می‌باشند در سنگهای آهکی به فراوانی دیده می‌شوند که در آنها رس‌ها و اکسیدهای آهن نامحلول بر جای مانده‌اند. در این سنگها رگه‌های استیلولیتی بصورت مضرس و دندانه‌ای دیده می‌شوند که در برخی از نقاط بدلیل اختلاف زیاد در قابلیت انحلال دانه‌ها (مثلاً دانه‌های سیلیسی و کربناته)، دامنه نوسان آنها بیشتر است بطوری که می‌توان آنها را بعنوان استیلولیت تجمعی (aggregate stylolite) در نظر گرفت (شکل ۳-ج). از آنجاییکه استیلولیتها در رسوبات سیمانی شده نیز دیده می‌شوند (شکل ۲-ج) بنابراین به احتمال زیاد در مراحل انتهایی تدفین ایجاد شده‌اند.

#### شکستگی و تشکیل رگه

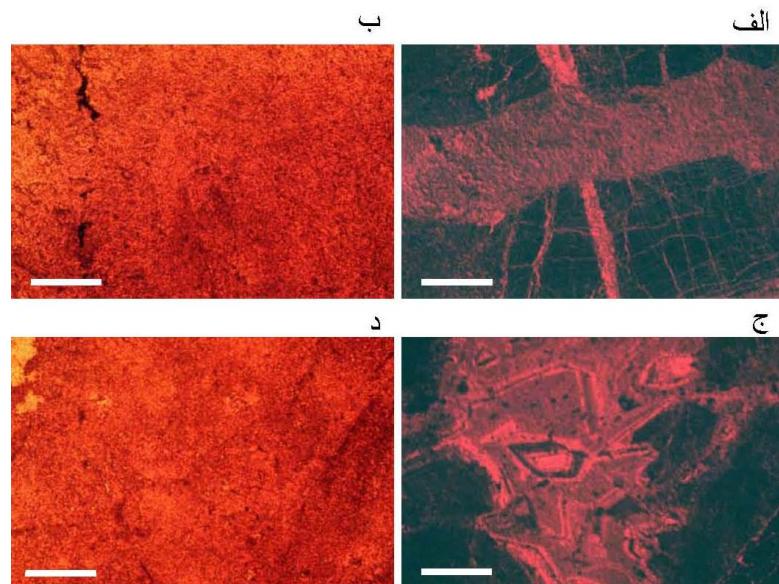
شواهد تشکیل رگه‌های مختلف کلسیتی در سنگهای آهکی قابل مشاهده است. این رگه‌ها در چندین فاز مختلف بوجود آمده‌اند بطوری که برخی از آنها همدیگر را قطع کرده‌اند (شکل ۳-د). برخی از این رگه‌ها دارای سیمان کلسیتی آهندار بوده و برخی دیگر فاقد آهن می‌باشند. رگه‌های کلسیتی آهندار در مراحل ابتدایی تدفین ایجاد شده که رسوبات تحت فشار طبقات فوقانی بوده اند بوجود آمده‌اند. که دلیل اصلی تشکیل بلورهای کلسیتی در این شرایط احتمالاً پدیده از دست دادن گاز  $\text{CO}_2$  بوده است. وجود لومینسانس روشن در آنها نشان‌دهنده وجود شرایط احیایی است با اینحال برخی از رگه‌ها بدلیل وجود مقادیری عنصر آهن درخشندگی کمتری دارند (شکل ۵-الف). رگه‌های کلسیتی فاقد آهن نیز بعد از آنها در اثر نیروهای کششی وارد بر سنگها و احتمالاً با نفوذ آبهای جوی بوجود آمده‌اند.

**جانشینی:** جانشینی در سنگ‌های آهکی کرتاسه فوکانی بجستان به سه حالت سیلیسی شدن، دولومیتی شدن و هماتیتی شدن دیده می‌شود.

**سیلیسی شدن:** بلورهای سیلیس بصورت جانشینی و به دو فرم گرانولار و کلسیدونی، رودیست‌های موجود در سنگهای آهکی سدی و



شکل ۴: شواهد دیاژنتیکی سنگهای آهکی کرتاسه فوقانی بجستان (خط مقیاس=۵/۰ میلیمتر). الف- تشکیل دولومیت آهندار در فضای داخلی یک فرامینیفر بننیک (رخساره A5-XPL). ب- تشکیل پیریت بصورت کنکرسیونی بعد از سیمان آهندار. در این تصویر سیمانهای دولومیتی آهندار به رنگ سبز دیده می‌شوند (رخساره A5-PPL). ج- تشکیل پیریت یوهدرال (علامت پیکان) در رخساره A2 که در برخی موارد اکسیده شده اند-PPL. د- انحلال در طول یک رگه میکرواستیلولیتی که احتمالاً در شرایط متئوریک بوجود آمده است-رخساره A3-PPL.



شکل ۵: تصاویری از سنگهای آهکی بجستان در میکروسکوپ کاتدولومینسانس و پلاریزان. (خط مقیاس=۵/۰ میلیمتر). الف- رگه‌های کلسیتی که در طی مراحل مختلف شکستگی و پر شدگی در داخل سیمان بلوکی تشکیل شده است (رخساره A<sub>3</sub>). ب- تصویر الف در PPL. ج- فتومیکروگراف از زون بندی لومینسانس‌های درخشندۀ و مات در سیمان با فابریک بلوکی که نشانده‌نده تغییرشرايط شیمیایی در زمان تبلور کلسیت است. د- تصویر ج در PPL که هیچگونه تغییری مشاهده نمی‌شود.

در نمونه‌های رنگ آمیزی نیز این موضوع را تأیید می‌کند.  
پیریتی شدن

تشکیل پیریت در رسوبات غنی از مواد آلی متداول است. این کانی در مرحله دیاژنز اولیه و از واکنش سولفید (حاصل از احیای سولفات‌ها) با

اکسیداسیون کانیهای پیریت (شکل ۴-ج) است. همانطور که قبلاً نیز ذکر اشاره گردید میزان بالای اکسیژن در محیط دیاژنز دریایی موجب اکسیداسیون آهن موجود در محیط شده که از ورود آن به ساختمان بلوری کلسیت ممانعت نموده است. فقدان لومینسانس و رنگ‌های آبی

می‌تواند بوجود آید. با اینحال بدليل همراه بودن با پدیده استیلولیتی شدن (شکل ۴-د) می‌توان آن را به محیط دیاژنز تدفینی نسبت داد. انحلال در محیط تدفینی بواسطه افزایش فشار  $\text{CO}_2$ , خروج کربن از مواد آلی در اثر حرارت و بالاخره تاثیر آبهای اسیدی (ایجاد شده در طی احیاء سولفاتها) یا تاثیر سیالات هیدرولترمال بر روی سنگهای آهکی صورت می‌گیرد (برای مثال تاکر و رایت ۱۹۹۰). همچنین بخشهایی از انحلال کربناتها نیز در پایان مرحله بالا آمدگی در سنگهای آهکی روی داده است.

#### ژئوشیمی سنگهای آهکی کرتاسه فوکانی بجستان

نتایج آنالیز ایزوتوپهای پایدار اکسیژن و کربن و عناصر اصلی ( $\text{Mg}$ ,  $\text{Ca}$  و فرعی ( $\text{Sr}, \text{Na}, \text{Mn}, \text{Fe}$ ) سنگهای آهکی در جدول ۱ ارائه شده است. مقدار ایزوتوپ اکسیژن از  $-8.555\text{\textperthousand}$  تا  $-2\text{\textperthousand}$  PDB و میزان ایزوتوپ کربن از  $0.84\text{\textperthousand}$  تا  $3.727\text{\textperthousand}$  PDB در تغییر است. درصد وزنی کلسیم از  $36/97$  تا  $39/55$  و منیزیم از  $10/9$  تا  $10/0$  در تغییر است. در این آنالیز مقدار سدیم از  $620$  تا  $21980$  پی ام، استرانسیم از  $10/0$  تا  $10/90$  پی ام، آهن از  $180$  تا  $4630$  پی ام و منگنز از  $40$  تا  $490$  پی ام است.

آهن دو ظرفیتی یا سه ظرفیتی (حاصل از احیای باکتریایی ( $\text{Fe}^{+3}$ ) تشکیل می‌شود (تیلور و مک کواکر ۲۰۰۰). در مقاطع مطالعه شده پیریت عمدتاً در فضای بین ذرات گل آهکی بصورت یوهدرال (شکل ۴-ج) و نیز در فضای حاصل از انحلال پوسته ها و یا بعد از تشکیل سیمانهای آهندار کلسیتی بصورت کنکرسیونی ته نشین شده است (شکل ۴-ب).

بلورهای ریز یوهدرال پیریت یکی از اشکال متداول پیریت است که در مرحله دیاژنز اولیه به وجود می‌آید (پاسیر و همکاران ۱۹۹۷؛ تیلور و مک کواکر ۲۰۰۰). پیریت یوهدرال از آب‌های حفره‌ای منشأ می‌گیرند که فوق اشباع از پیریت ولی تحت اشباع نسبت به مونو سولفیدهای آهن است (ریکارد ۱۹۹۷). کلمن و رایس ول (۱۹۹۵) معتقدند که پیریت یوهدرال می‌تواند در حین تدفین بوجود آید. همچنین پیریت‌های کنکرسیونی بدليل این که بعد از تشکیل سیمانهای آهندار کلسیتی ته نشین شده‌اند احتمالاً در محیط‌های احیایی مراحل انتهایی تدفین بوجود آمده‌اند.

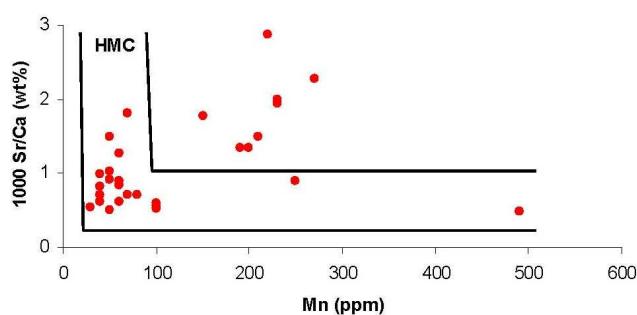
#### انحلال

شواهد انحلال عمدتاً به فرم انتخاب نشده توسط فابریک در سنگهای آهکی دیده می‌شود. اشکال انحلالی در تمام محیط‌های دیاژنتیکی

جدول ۱- نتایج آنالیز ایزوتوپی و عنصری سنگ آهکهای کرتاسه فوکانی بجستان.

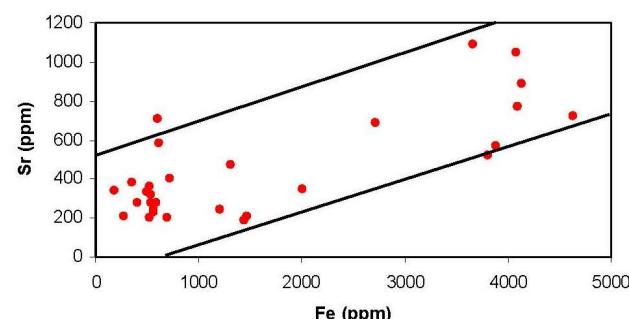
Sample No.	$\text{Ca} (\text{Wt}\%)$	$\text{Mg} (\text{Wt}\%)$	$\text{Na} (\text{ppm})$	$\text{Sr} (\text{ppm})$	$\text{Fe} (\text{ppm})$	$\text{Mn} (\text{ppm})$	$\text{‰} \delta^{13}\text{C}_{\text{PDR}}$	$\text{‰} \delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$
B1	36.97	0.516	990	720	4630	230	3.488	-5.213
B2	39.08	0.454	1140	520	3800	190	3.229	-4.894
B3	37.54	0.499	1000	1050	4080	200	3.067	-5.381
B5	39.23	0.589	830	890	4130	270	2.944	-5.268
B 6	38.75	0.627	900	770	4100	230	3.085	-4.414
B7	38.43	0.697	2240	570	3890	210	2.904	-5.912
B8	38.09	0.388	2100	1090	3660	220	3.072	-5.380
B9	39.17	0.385	1030	690	2710	150	3.118	-4.292
B9.1	39.23	0.192	1270	710	600	70	3.727	-2.839
B10	39.09	0.404	1070	580	620	50	2.541	-2.227
B11	39	0.262	1800	400	720	50	2.501	-2.674
B12	39.55	0.281	620	360	520	50	2.428	-3.929
B13	38.18	0.274	1470	380	360	40	2.404	-3.702
B14	39.01	0.194	740	280	590	80	2.334	-3.356
B15	38.9	0.217	2210	230	570	100	2.749	-2.473
B16	39.46	0.192	1520	280	410	70	2.128	-4.109
B17	39.15	0.211	2990	330	500	60	2.59	-3.176
B18	38.84	0.174	3170	240	570	60	1.993	-6.070
B19	37.84	0.187	21980	200	530	100	1.698	-5.611
B20	39.05	0.257	1890	200	690	50	2.219	-2.740
B21	38.62	0.245	2270	320	540	40	2.451	-2.945
B22	39.09	0.2	1580	210	280	30	2.082	-5.144
A1	39.42	0.229	540	190	1450	490	2.17	-7.293
A11	39.03	0.165	3410	280	540	40	0.84	-8.555
A15	38.54	0.109	13710	240	1210	40	1.811	-7.449
A*15	38.19	0.22	22310	340	180	60	2.959	-5.689
A16	39.26	0.275	2220	350	2010	250	2.553	-4.932
A21	37.29	0.255	2950	470	1310	60	2.082	-5.144
A33	38.07	0.2925	6500	210	1470	100	3.138	-4.436

دیازنتیکی سنگ های آهکی آراغونیت (A)، کلسیت پر منیزیم (HMC) و کلسیت کم منیزیم (LMC) توسط برند و وایزر (۱۹۸۰) ارائه شده است. نسبت ۱۰۰۰Sr/Ca در سنگ آهکهای کرتاسه فوقانی منطقه بجستان بین ۰/۵۱۲ تا ۲/۸۶ است. در سیستمهای دیازنتیکی باز (open system) با افزایش واکنش بین سنگ و آب، میزان نسبت Sr/Ca کاهش می یابد و در سیستمهای نیمه بسته این تغییرات چندان محسوس نمی باشد. با توجه به نمودار شکل ۸ و کاهش نسبتاً کم این نسبت در نمونه های مورد مطالعه به احتمال زیاد کانی شناسی این سنگ ها در محدوده HMC قرار داشته که تا حدودی تحت تاثیر فرایند دیازنز متئوریکی در یک سیستم نیمه بسته قرار گرفته اند.



شکل ۸- نمودار پراکندگی نسبت مقادیر Sr/Ca در مقابل Mn که کانی شناسی اولیه سنگ آهکهای کرتاسه فوقانی را کلسیت با منیزیم زیاد نشان می دهد.

نمودار های پراکندگی عناصر استرانسیم در مقابل آهن (شکل ۹) و منگنز مقابل استرانسیم (شکل ۱۰) نیز یک روند مثبتی نشان می دهند که با توجه به نمودار های مارشال (۱۹۹۲) و واینفیلد و همکاران (۱۹۹۶) شرایط دیازنز دفنی را تائید می کنند.

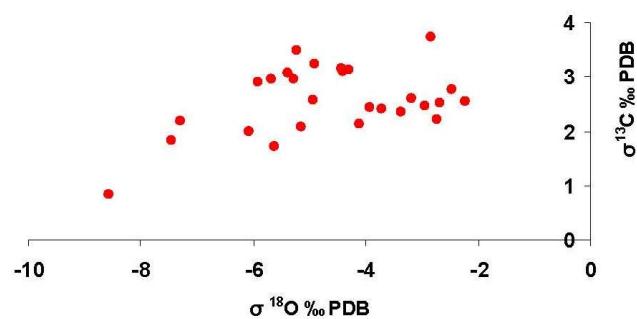


شکل ۹- نمودار تغییرات عنصر Fe در برابر Sr که دارای یک روند خطی مثبت است.

علاوه بر این با ترسیم مقدار آهن و منگنز در مقابل ایزوتوپ اکسیژن (شکل های ۱۱ و ۱۲) نیز نشان می دهد که سبک شدن مقدار ایزوتوپ اکسیژن همراه با افزایش مقدار عناصر آهن و منگنز بوده است. این

## بحث

تفسیر داده های ایزوتوپی معمولاً بر اساس تغییرات ایزوتوپ های کربن در مقابل اکسیژن بررسی می گردد (برای مثال هادسون ۱۹۷۷، اندرسون و ارتور ۱۹۸۳، مورس و مکنزی ۱۹۹۰، وایزر و همکاران ۱۹۹۷، راسر و فنیگر ۲۰۰۲، مک و کل ۲۰۰۵). همان طور که در شکل ۷ مشاهده می شود، دامنه تغییرات مقدار ایزوتوپ های اکسیژن در نمونه های سنگ آهک بجستان حدود ۶/۵ و ایزوتوپ های کربن نزدیک به ۳ در هزار است. بنابراین تغییرات ایزوتوپ اکسیژن در مقایسه با ایزوتوپ کربن خیلی بیشتر است. این شرایط می تواند در اثر افزایش عمق تدفین به همراه افزایش دما باشد که منجر به تخلیه ایزوتوپ اکسیژن شده است. مشابه چنین تغییراتی توسط نلسون و اسمیت (۱۹۹۶) از رسوبات کربناته سنوزوئیک زلاند نو و محبوی و همکاران (۲۰۰۲) از رسوبات کربناته پالئوسن پسین حوضه رسوی کپه داغ شده است.



شکل ۷- نمودار تغییرات ایزوتوپ پایدار اکسیژن در برابر ایزوتوپ کربن که روند دیازنز دفنی را نشان می دهد.

در مطالعات سنگهای آهکی نیز عمدتاً از مقدار عناصر کلسیم، منیزیم، سدیم، استرانسیم، منگنز و آهن استفاده می شود (بنر، ۱۹۹۵، رائو، ۱۹۹۶، واینفیلد و همکاران ۱۹۹۶، بالوگ و همکاران ۱۹۹۹). مقدار این عناصر در نمونه های کربناته می تواند در اثر اختلاف کانی شناسی و نیز اجزا اسکلتی و غیر اسکلتی موجود در سنگ متفاوت باشد. این موضوع در سنگهای کربناته راهنمایی جهت شناخت کانی شناسی، محیط رسوی، دمای آب، شرایط اکسیداسیون و احیا، مقدار فشار دی اکسید کربن و درجه شوری است (آدابی و رائو، ۱۹۹۱؛ رائو، ۱۹۹۶). علاوه بر این می توان براساس روند تغییرات این عناصر تغییرات دیازنتیکی و محیط بعد از رسویگذاری را برای سنگ های آهکی و دولومیتی مورد تفسیر قرار دارد (برای مثال، مارشال، ۱۹۹۲).

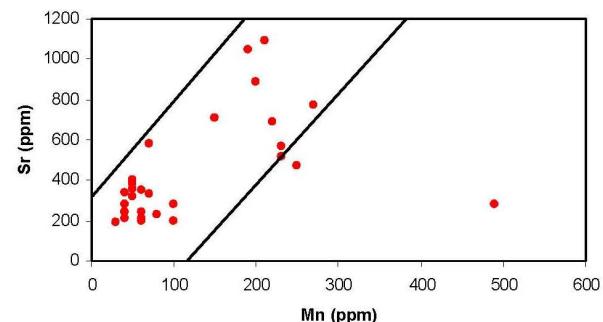
روند تغییرات دیازنتیکی سنگهای آهکی بجستان نیز بر اساس آنالیز عنصری ۲۹ نمونه بررسی شده است. نمودار نسبت Sr/Ca در مقابل Mn در شکل ۸ نشان داده شده است. در این نمودار محدوده تغییرات

SMOW: میزان ایزوتوب اکسیژن آب دریا براساس  $\delta^{18}\text{O}$  محاسبه دمای تشکیل سنگ آهک به دو طریق انجام شده است. یک بار برای ایزوتوب اکسیژن آب دریا  $\delta\text{PDB} = 1/2$  (شکلتون و کنت، ۱۹۷۵) و بار دیگر صفر معادل مقدار ایزوتوب اکسیژن آبهای عهد حاضر (SMOW) در نظر گرفته شده است. برای کلسیت نیز از نمونه ای با حداقل دگرسانی یعنی دارای سنگین ترین ایزوتوب اکسیژن و کمترین مقدار آهن و منگنز استفاده شده است ( $\delta\text{PDB} = -2.227\%$ ). با توجه به این داده ها، معادله فوق الذکر و تصحیحات لازم به منظور تاثیر میزان کربنات منیزیم در تفیریق ایزوتوبی کلسیت پر منیزیم (آندرسون و آرتور، ۱۹۸۳)، دمای آب دریا در زمان تشکیل سنگهای آهکی کرتاسه فوکانی بجستان به ترتیب  $21^\circ\text{C}$  و  $26/5$  درجه سانتیگراد محاسبه شده است. مقایسه این اعداد با نقشه های تفسیر عرض جغرافیایی و آب و هوایی (هابیش، ۱۹۷۹)، نشان می دهد که دمای  $26/5$  درجه سانتیگراد با آب و هوای گرم این ناحیه در زمان کرتاسه فوکانی انطباق بیشتری دارد.

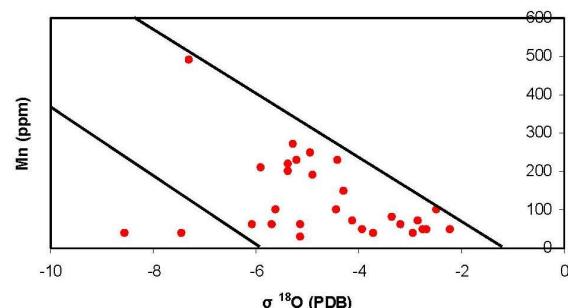
### توالی پاراژنتیکی

شناسایی فرایند های دیاژنتیکی حاصل از مطالعات پتروگرافی و تلقیق آنها با داده های رئوشیمیابی، نشان می دهد که سنگ های آهکی بجستان سه مرحله دیاژنر اولیه، میانی و نهایی را متحمل شده اند. اختصاصات هر یک از این مراحل در شکل ۱۳ ارائه شده و به شرح زیر است:

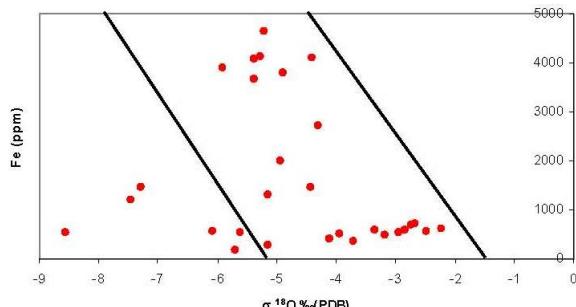
رونده منفی و وجود لومینسانس های درخشنده دلیل دیگری از دیاژنر دفی و شرایط احیایی در هنگام تشکیل سیمان ها بوده است.



شکل ۱۰- نمودار پراکندگی عناصر استرانسیم و منگنز که نشانه همبستگی مثبت بین آنهاست.



شکل ۱۱- نمودار تغییرات عنصر منگنز در برابر استرانسیم که بیانگر تمهی شدن میزان  $\delta^{18}\text{O}$  نمونه ها در مقابل افزایش نسبی مقدار Mn آنهاست.



شکل ۱۲- تغییرات مقدار آهن در مقابل ایزوتوب اکسیژن در سنگهای آهکی ناحیه مورد مطالعه که مشابه تغییرات Mn ، بیانگر کاهش  $\delta^{18}\text{O}$  همراه با افزایش مقدار Fe نمونه هاست.

### دمای تشکیل کلسیت

برای اندازه گیری دمای تشکیل کلسیت در زمان رسوبگذاری سنگ آهکهای کرتاسه فوکانی بجستان از رابطه شکلتون و کنت (۱۹۷۵) استفاده شده است.

$$T = 16.9 - 4.34 (\delta c - \delta w)^2$$

T: دما بر حسب درجه سانتیگراد

$\delta c$ : میزان ایزوتوب اکسیژن محاسبه شده در کلسیت براساس PDB

شکل ۱۳: توالی پاراژنتیکی سنگهای آهکی کرتاسه فوکانی منطقه بجستان

### الف- مرحله دیاژنر اولیه

مهمترین فرایند های دیاژنتیکی این مرحله شامل فرایندهای تشکیل سیمان هم بعد کلسیتی، میکریتی شدن، بورینگ و بخشهایی از

جانشینی (سیلیسی شدن، دولومیتی شدن)، پیریتی شدن و انحلال است. وجود سیمان ها و دولومیت های آهندار، آرایش متراکم رخسارهای با دانه فراوان و تغییرات زیاد ایزوتوپ اکسیژن (۸/۵۵-۸/۴۹ تا +۳-۲/۲۳ در هزار (PDB) و تغییرات کم ایزوتوپ کربن (۰/۸۵-۰/۴۹ تا +۳ در هزار (PDB) از شواهد مهم تاثیر افزایش دما در طی دیاژنز تدفینی است. وجود زون بندی های با لومینسانس درخششده در سیمان های بلوکی شرایط احیایی را در هنگام تدفین تائید می نماید. آنالیز عنصری سنگ های مورد مطالعه نیز شرایط دیاژنز تدفینی را تائید می نماید بطوریکه مقدار عناصر منگنز، آهن و استرانسیم افزایش نشان می دهد. دمای آب در هنگام تشکیل سنگهای آهکی کرتاسه فوقانی بجستان در حدود ۲۶/۵ درجه سانتیگراد تخمین زده است که نشاندهنده آب و هوای گرم است. ضمناً رابطه بین نسبت استرانسیم به کلسیم و منگنز نشان می دهد که به احتمال زیاد کانی شناسی اولیه از نوع کلسیت با منیزم زیاد بوده است.

### قدرتانی

بدینوسیله از معاونت محترم پژوهشی دانشگاه فردوسی مشهد به خاطر حمایت مالی این پژوهه در قالب طرح تحقیقاتی شماره ۳۰۹۶۹ همچنین گروه زمین شناسی به خاطر در اختیار قراردادن امکانات مورد نیاز سپاسگزاری میگردد.

فرایندهای پیریتی شدن، هماتیتی شدن و فشردگی فیزیکی است. این شواهد نشان می دهد که رسوبات آهکی ناحیه مورد مطالعه در اولین مرحله تحت تاثیر آب های دریایی قرار گرفته اند.

### ب- مرحله دیاژنز میانی

فرایندهای دیاژنتیکی این مرحله در حین تدفین رسوبات و افزایش فشار و حرارت بر آنها بوجود آمدند. این فرایندها شامل سیمان بلوکی کلسیتی، سیمان سین تکسیال حاشیه ای، نئومورفیسم، فشردگی فیزیکی و شیمیایی، سیلیسی شدن، دولومیتی شدن، تشکیل رگه های آهندار و بخشی از فرایند پیریتی شدن و انحلال سنگها می باشد.

### ج- مرحله دیاژنز نهایی

در این مرحله در اثر بالا آمدن سنگهای آهکی، رگه های کلسیتی، شکستگیها، گسلها و بخشهایی از پدیده های انحلال و هماتیتی شدن موجود در سنگهای آهکی تشکیل شده است. این فرایندها عمدتاً تحت تاثیر محیط دیاژنز متئوریک بوجود آمده است.

### نتیجه گیری

مطالعه سنگ های آهکی کرتاسه فوقانی شمال بجستان نشان داده است که این رسوبات در یک رمپ کربناته در محیطهای لagonی، سدی و دریایی باز نهشته شده اند. مهمترین فرایندهای دیاژنتیکی که این سنگ ها را تحت تاثیر قرار داده است شامل سیمانی شدن، میکریتی شدن، بورینگ، نئومورفیسم، فشردگی، شکستگی و پر شدگی رگه ها،

### منابع:

- عاشوری ع، کریمپور م.ح، سعادت س. زیر چاپ: نقشه زمین شناسی بجستان، مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰. سازمان زمین شناسی و اکتشاف مواد معدنی ایران.
- Adabi H., Rao C.P. 1991: Petrographic and geochemical evidence for original aragonite mineralogy of Upper Jurassic carbonate (Mozdurian Formation), Sarakhs area, Iran. *Sedimentary Geology*. **72**: 253-267.
- Anderson T.F. Arthur M.A. 1983: Stable Isotope of oxygen and carbon and their application to sedimentologic and paleoenvironmental problems, In: M.A., Arthur, T.F., Anderson, I.R., Kaplan, J., Viezer and L. Land (Eds), Stable Isotopes. *Sedimentary Geology, SEPM Short Course 10 Section*. **1.1**: 1-151.
- Balog A., Read F.J., Haas J. 1999: Climate –controlled early dolomite, Late Triassic cyclic platform carbonate, Hungary. *Journal of Sedimentary Research*. **69**: 267-282.
- Banner J.L. 1995: Application of the trace element and isotope geochemistry of strontium to studies of carbonate diagenesis. *Sedimentology*. **42**: 805-824.
- Bjorlykke K., Egeberg P.K. 1993: Quartz cementation in sedimentary basins. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*. **77**: 1538-1548.
- Brand U., Veizer J. 1980: Chemical diagenesis of multicomponent carbonate system, I: Trace Elements. *Journal of Sedimentary Petrology*. **50**: 1219-1236.
- Coleman M., Raiswell R. 1995: Source of carbonate and origin of zonation in pyritiferous carbonate concretions: evaluation of a dynamic model. *American Journal of Science*. **295**: 282-308.
- Dickson J.A.D. 1966: Carbonate identification and genesis as revealed by staining. *Journal of Sedimentary Petrology*. **36**: 491-505.
- Dunham R.J. 1962: Classification of carbonate rocks according to depositional texture, In: W.E. Ham (ed.), Classification of Carbonate Rocks. *AAPG Mem*. **1**: 108-121.
- Embry. A.F., Klovan J.E. 1971: A Late Devonian reef tract on northeastern Banks Islands, Northwest Territories. *Bull. Can. Petrol. Geol.* **19**: 730-781.
- Frank T.C., Lohmann K.C., Meyers W.J. 1995: Chronostratigraphic significance of cathodoluminescence zoning in syntaxial cement: Mississippian Lake Valley Formation, New Mexico. *Sedimentary Geology*. **105**: 29-50.

- Garcia-pichel F. 2006: Plausible mechanisms for the boring on carbonates by microbial phototrophs. *Sedimentary Geology*. **185**: 205-213.
- Habicht J.K.H. 1979: Palaeoclimate, Paleomagnetism and Continental Drift. *AAPG studies in Geology*. **9**: 31p.
- Hesse R. 1989: Silica diagenesis: Origin of inorganic and replacement cherts. *Earth Science Rewievs*. **26**: 253-284.
- Hudson J.D. 1977: Stable Isotopes and limestone lithification. *Journal of Geological Society of London*. **133**: 637-660.
- Mack G.H., Cole D.R. 2005: Geochemical model of O of pedogenic calcite versus latitude and its application to Cretaceous paleoclimate. *Sedimentary Geology*. **174**: 115-122.
- McBride E.F. 1989: Quartz cements in sandstone: a review: *Earth Sci. Rev.* **26**: 69-112.
- Machel H.G., Anderson J.H. 1989: Pervasive subsurface dolomitization of the Nisku Formation in central Alberta. *Journal of Sedimentary Petrology*. **59**: 891-911.
- Mahboubi A., Moussavi-Harami R., Brenner R.L., Gonzalez L.A., 2002: Diagenetic history of Late Paleocene potential carbonate reservoir rocks, Kopet-Dagh Basin, NE Iran. *Journal of Petroleum Geology*. **25**: 465-484.
- Maliva R.G., Siever R., 1988: Mechanism and controls of solidification of fossils in limestones. *Journal of Geology*. **96**: 387-398.
- Marsha J.D. 1988: Cathodoluminescence of Geological Materials. Unwin-Hyman. London. 146p.
- Marshal J.D. 1992: Climatic and oceanographic isotope rock record and their preservation. *Geological Magazine*. **129**: 143-160.
- Mazzullo S.J., Bischoff W.D., Teal C.S. 1995: Holocene shallow-subtidal dolomitization by near-normal seawater, northern Belize. *Geology*. **23**: 341-344.
- Morse J.W., Mackenzie F.T. 1990: Geochemistry of Sedimentary Carbonates. Developments in Sedimentology 48. Elsevier. New York. 707p.
- Nelson C.S., Smith A.M., 1996: Stable Oxygen and Carbon isotope compositional fields and diagenetic components in New Zealand Cenozoic nontropical carbonate sediments and limestones: a synthesis and review. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*. **39**: 93-107.
- Nicolaides S. 1997: Origin and modification of Cambrian dolomites (Red Heart Dolomite and Arthur Creek Formation), Georgian basin, central Australia. *Sedimentology*. **42**: 249-266.
- Passier H.F., Middelburg J.J., de Lange G.J., Bottcher M.E. 1997: Pyrite contents, microtextures, and sulfur isotopes in relation to formation of the youngest eastern Mediterranean sapropel. *Geology*. **25**: 519-522.
- Philip J.M., Gari J. 2005: Late Cretaceous heterozoan carbonates: Palaeoenvironmental setting, relationship with rudist carbonates (Provence, south-east France). *Sedimentary Geology*. **175**: 315-337.
- Purser B.H. 1978: Early diagenesis and the preservation of porosity in Jurassic limestones. *Journal of Petroleum Geology*. **1**: 83-94.
- Rao C.P. 1996: Modern Carbonates, Hobart, University of Tasmania, Australia. 206p.
- Rassner M.W., Fenniger A. 2002: Paleoenvironmental and diagenetic implications of O and C isotope ratios from Upper Jurassic Plassen limestone (Northern Calcareous Alps, Austria). *Geobios*. **35**: 41-49.
- Rickard D. 1997: Kinetics of pyrite formation by the  $\text{H}_2\text{S}$  oxidation of iron (II) monosulfide in aqueous solutions between 25 and  $125^{\circ}\text{C}$ : the rate equation. *Geochemical and Cosmochimica Acta*. **61**: 115-134.
- Shackleton N.J., Kennett J.P. 1975: Paleotemperature history of the Cenozoic and the initiation of Antarctic glaciation: oxygen and carbon isotope analysis in DSDP sites 277-279 and 281. *Init. Rep. DSDP XXIX*: 743-755.
- Taylor K.G., Macquaker J.H.S. 2000: Early diagenetic pyrite morphology in a mudstone-dominated succession: the Lower Jurassic Cleveland Ironstone Formation, eastern England. *Sedimentary Geology*. **131**: 77-86.
- Tucker M.E. 2001: Sedimentary Petrology. Third edition. Blackwells. Oxford. 260 p.
- Tucker M.E., Wright V.P. 1990: Carbonate Sedimentology. Blackwells. Oxford. 482 p.
- Viezer J., Bruckschen P., Pawellek F., Diener A., Podlaha O.G., Carden G.A.F., Jasper T., Korte C., Strauss H., Azmy K., Ala D. 1997: Oxygen isotope evaluation of Phanerozoic seawater. *Paleogeography, Paleoceanography and Paleoclimatology*. **132**: 159-172.
- Winefield P.R., Nelson C.S., Hodder P.W. 1996: Discriminating temperate carbonates and their diagenetic environments using bulk elemental geochemistry: a reconnaissance study based on New Zealand Cenozoic limestones. *Carbonates and Evaporites*. **11**: 19-31.