

تفسیر توالی پاراژنتیکی رسوبات کربناته کرتاسه فوقانی در شمال شرق بجنستان

اسداله محبوبی^۱، رضا موسوی حرمی^{۱*}، محمد حسین محمودی قرایی^۱، پرویز منصوری دانشور^۲، محمد خانه باد^۱^۱ گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه فردوسی مشهد، ایران^۲ شرکت ملی حفاری ایران، اهواز، ایران* مسئول مکاتبات - آدرس الکترونیکی: harami@science1.um.ac.ir

(دریافت: ۸۶/۸/۲۸؛ پذیرش: ۸۷/۲/۲۲)

چکیده

منطقه بجنستان در جنوب غرب خراسان رضوی قرار دارد و جزئی از واحدهای تکتونیکی- رسوبی ایران مرکزی محسوب می‌گردد. سنگ‌های آهکی کرتاسه فوقانی به فرم صخره ساز در بخشهای مختلفی از منطقه رخنمون دارد و عمدتاً حاوی کالکرنایت و کلسی رودایت 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 فوقانی 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: بجنستان، دیاژنز کربنات، خراسان، کرتاسه فوقانی، ایزوتوپ پایدار.

مقدمه:

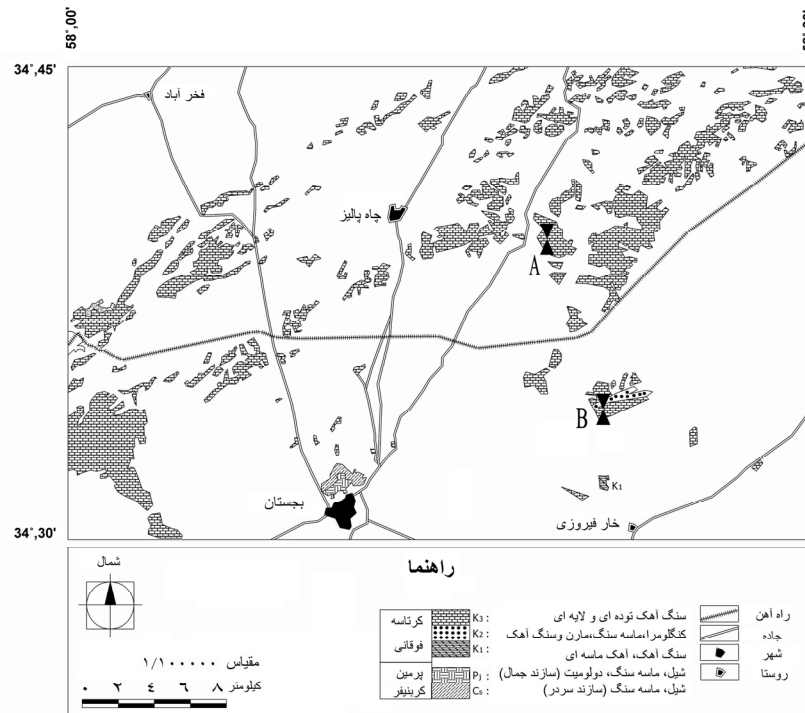
نامگذاری و رخساره‌های سنگی از یکدیگر تفکیک شده‌اند. در این مطالعه علاوه بر تعیین کیفی و کمی اجزاء اسکلتی و غیر اسکلتی، کلیه فرایندهای دیاژنتیکی مورد شناسایی قرار گرفته است. تعداد ۴۰ نمونه نیز با استفاده از میکروسکوپ کاتدولومینسانس به منظور شناسایی فاز های مختلف سیمان و نیز پرشدگی کلسیت ها مطالعه شده است. این میکروسکوپ از نوع Technosyn cold (Model 8200Mk3) و نمونه ها 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 تهیه پودر جهت آنالیز ایزوتوپ های کربن و اکسیژن به دانشگاه توکیو 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 ایزوتوپ کربن ± 0.05 و برای ایزوتوپ اکسیژن ± 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 فوقانی بجنستان تفسیر شده است.

منطقه بجنستان در جنوب غرب خراسان رضوی قرار دارد و جزئی از واحدهای تکتونیکی- رسوبی ایران مرکزی محسوب می‌گردد. سنگهای آهکی کرتاسه فوقانی به فرم صخره ساز در بخشهای مختلفی از منطقه رخنمون دارد (شکل ۱) و عمدتاً حاوی کالکرنایت و کلسی رودایت 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 فوقانی 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 بجنستان (چاه چولی به ضخامت ۸۶/۵ متر و آینه کوه به ضخامت ۷۴متر)، که از رخنمون خوبی برخوردار است، برداشت و تعداد ۱۶۰ نمونه جمع آوری گردید (شکل ۱). مقاطع نازک تهیه شده پس از رنگ آمیزی توسط محلول آلزارین قرمز و فروسیانید پتاسیم به روش دیکسون (Dickson 1966) (برای تشخیص کلسیتها یا دولومیتهاى آهنگار و فاقد آهن)، بر اساس طبقه بندی دانهام (۱۹۶۲) و امبری و کلوان (۱۹۷۱)



شکل ۱: بخشی از نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ بجهستان (عاشوری 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 گریستونی از یکدیگر تفکیک شده‌اند:

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

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

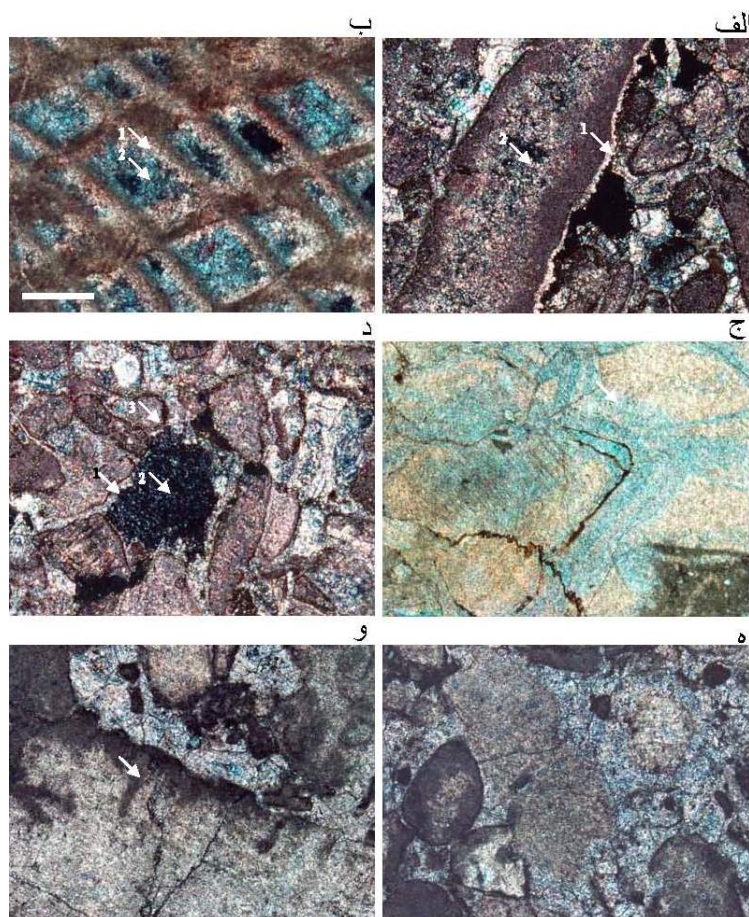
به نظر می رسد که با توجه به آرایش غیر متراکم رخساره ها، سیمان

رخساره‌های سنگی

مطالعات پتروگرافی و صحرایی منجر به شناسایی ۱۱ رخساره سنگی و ۳ مجموعه رخساره آهکی شده است. مجموعه A شامل رخساره‌های پکستون ائیدی (A₁)، پکستون اینتراکستی حاوی میلیولیده (A₂)، پکستون اینتراکستی حاوی میلیولیده (A₃)، باندستون رودیستی (A₄) و پکستون رودیستی حاوی پلت (A₅) است. مجموعه B حاوی رخساره‌های گریستون ائیدی (B₁)، رودستون رودیستی (B₂) و گریستون کریئونیدی حاوی اینتراکست (B₃) و مجموعه C شامل رخساره‌های پکستون پلتي حاوی کوارتز (C₁)، وکستون براقیپودی حاوی کلسی اسفرد (B₂) و مادستون (B₃) است. این رخساره‌ها در یک رمپ کربناته در کمربندهای رخساره‌ای لاگونی (مجموعه رخساره‌ای A، سدی (مجموعه رخساره‌ای B) و دریای باز (مجموعه رخساره‌ای C) بر جای گذاشته شده‌اند.

شواهد دیاژنتیکی

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



شکل ۲: شواهد دیاژنتیکی سنگهای آهکی کرتاسه فوقانی بجنستان (خط مقیاس = ۰/۵ میلیمتر). الف - سیمان کلسیت رشته ای (۱) و فرایند نئومورفیسم (۲) - رخساره XPL- B3. ب - سیمان دانه ای هم بعد فاقد آهن (۱) و سیمان دانه ای هم بعد آهن دار (۲) - رخساره XPL- A6. ج - زونهای متناوب آهن دار و فاقد آهن در سیمان بلوکی داخل پوسته رودیست و تشکیل استیلولیت رخساره PPL- A4. د - تشکیل سیمان دانه ای هم بعد فاقد آهن (۱)، سیمان بلوکی آهن دار (۲) و اکسید آهن (۳) در اطراف دانه ها (رخساره XPL- (B3). ه - سیمان رورشدی سین تکسیال حاشیه ای اطراف کرینوئید - رخساره PPL- B1. و - میکریتی شدن و پدیده بورینگ در اطراف پوسته رودیست - رخساره PPL- B1.

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) مویذ نوسانات شرایط شیمیایی در هنگام تشکیل سیمان است. زون های مات بدلیل بالا بودن شرایط احیایی و ورود یون آهن به داخل بلورهای کلسیت است در صورتیکه زون های روشن مربوط به شرایط احیایی پایین تر و احتمالاً در زمانی بوده است که تنها یون منگنز توانایی ورود به سیستم بلوری کلسیت 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 آهن دار بوده و بصورت رورشدی 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

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

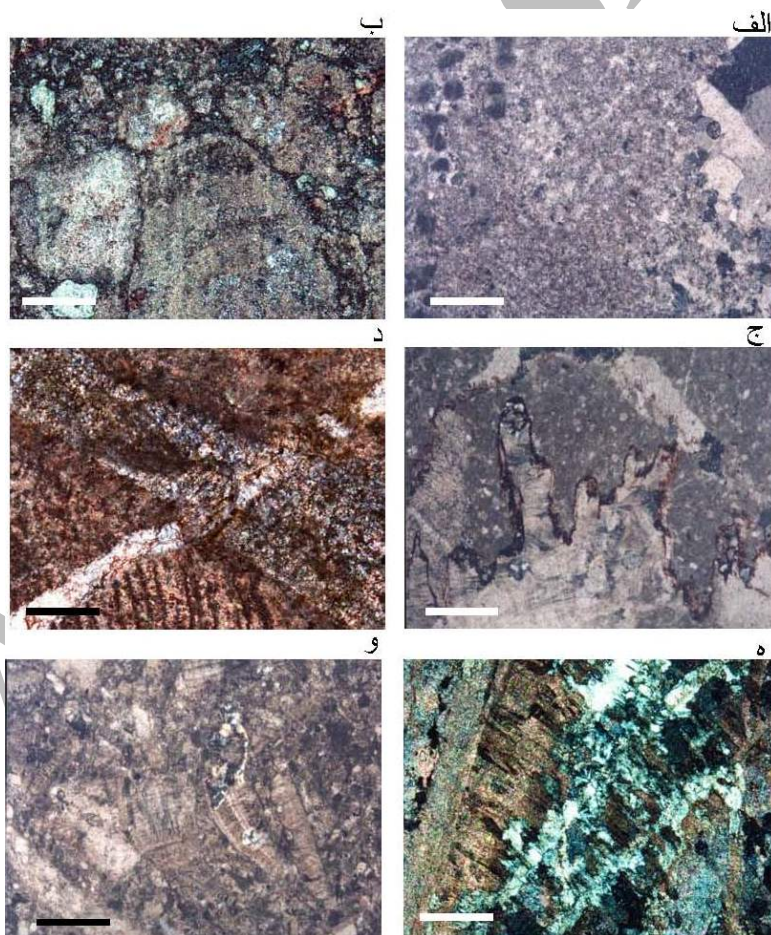
سیمان دانه ای آهن دار نیز به احتمال زیاد در هنگام تدفین و زمانی که شرایط غیر اکسیدی حاکم بوده است و امکان ورود آهن دو ظرفیتی به ساختمان کلسیت بوجود آمده است ته نشین شده است.

ج - سیمان بلوکی: اندازه سیمانهای بلوکی بین ۰/۵ تا ۴ میلیمتر در تغییر بوده و عمدتاً در رخساره های سدی و لاگونی 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 نشاندهنده

بورینگ: در پوسته های رودیستی رخساره های سدی و لاگونی 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.
نئومورفیسیم: 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 نئومورفیسیم افزایشی و تبدیل آنها به کلسیت های درشت بلور تر دیده می شود (شکل ۳-الف). بطور کلی 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).

قبیل گاستروپود، رودیست و سایر دوکفه ایها در بیشتر نمونه ها دارای پوشش میکربیتی می باشند. این پوشش میکربیتی موجب شده است که در بعضی موارد شکل اصلی فسیل بعد از نئومورفیسیم 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). میکربیتی شدن یکی از فرایندهای اولیه دریایی است که همزمان با ته نشینی خرده 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 گسترده بودن فرایند میکربیتی شدن در رخساره های کم عمق سنگ آهکهای بجزستان، احتمالاً سیانوباکتری ها سهم زیادی در میکربیتی شدن اجزاء کربناته داشته اند.



شکل ۳: فتومیکروگراف از فرایند های دیاژنتیکی مجموعه رخساره ای A (خط مقیاس = ۰/۵ میلی متر). الف- نئومورفیسیم افزایشی در رخساره A4 که در آن تبدیل تدریجی گل آهکی به کلسیت اسپاری دیده می شود- PPL. ب- فشردگی 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 آهن دار قطع شده است (رخساره A)- XPL. ه- جانشینی سیلیس گرانولار در پوسته رودیست که از فابریک اولیه تبعیت کرده است (رخساره A4)- XPL. و- جانشینی سیلیس کلسدونی در یک خرده 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 ۰/۱ تا ۰/۲ میلی‌متر بوده و از فابریک پیروی می‌کنند (شکل ۳-۵) در صورتیکه کوارتز کلسدونی دارای فابریک شعاعی 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 ۳-۵).

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 (هس ۱۹۸۹؛ بورلکی و اگبرگ ۱۹۹۳؛ مک براید ۱۹۸۹).

دولومیتی شدن: در رنگ‌آمیزی مقاطع نازک، بلورهای دولومیت در اندازه ۰/۰۵ تا ۰/۲ 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 آهنی و آهن‌دار بودن آنها احتمال تشکیل دولومیت‌های آهن‌دار در شرایط احیایی تدفینی زیاد است. بطور کلی درجه حرارت بالا عامل اصلی از بین رفتن موانع کنتیکی برای تشکیل دولومیت در محیط دیاژنز تدفینی است. منشاء منیزیم برای دولومیت‌هایی 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؛ نیکولایدیس ۱۹۹۷). علاوه بر این حضور بین لایه‌های شیلی، تراکم آنها در هنگام تدفین و دیاژنز کانی‌های رسی نیز می‌تواند منبع دیگری جهت تامین سیال مورد نظر برای تشکیل دولومیت باشد (ماکل و آندرسون ۱۹۸۹).

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

هماتیتی شدن

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

ب- تبدیل آراگونیت به کلسیت در خرده‌های اسکلتی: در این فرایند پوسته‌های اسکلتی آراگونیتی از قبیل گاستروپود و دوکفه‌ای در اثر فرایند نئومورفیسم به بلورهای کلسیتی تبدیل شده و ریز ساخت‌های آراگونیتی اولیه به طور کامل از بین رفته‌اند (شکل ۲-الف).

فشردگی: فرایند فشردگی در سنگ‌های آهنی بجنستان 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 مرزهای خطی و تشکیل آرایش متراکم در سنگهای آهنی ناحیه مورد مطالعه اشاره نمود (شکل ۳-ب).

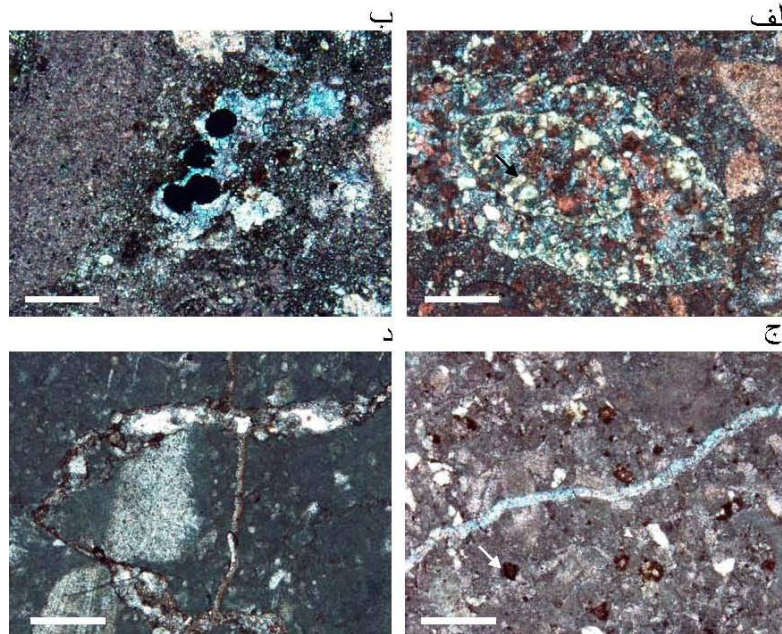
ب- فشردگی شیمیایی: استیلولیتها که حاصل فرایند فشردگی شیمیایی می‌باشند در سنگهای آهنی به فراوانی دیده می‌شوند که در آنها رس‌ها و اکسیدهای آهن نامحلول بر جای مانده‌اند. در این سنگها رگه‌های استیلولیتی بصورت مضرس و دندان‌های دیده می‌شوند که در برخی از نقاط بدلیل اختلاف زیاد در قابلیت انحلال دانه‌ها (مثلاً 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 آنجائیکه 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

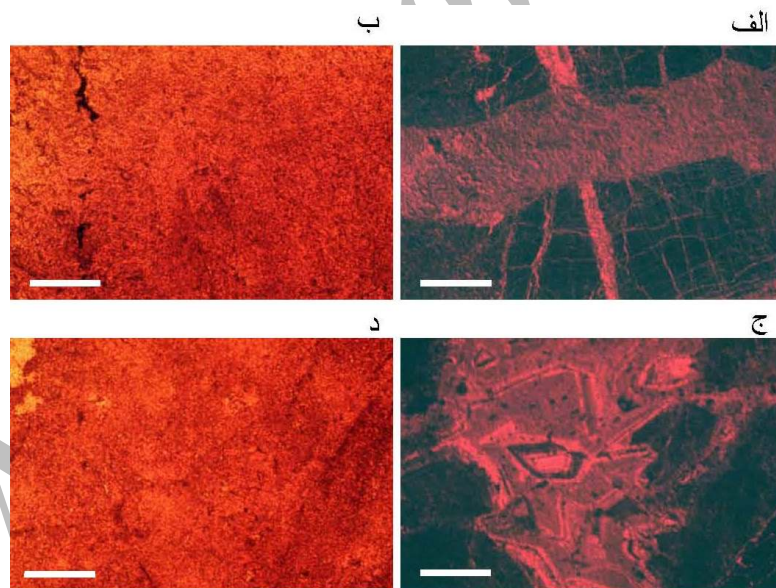
شواهد تشکیل رگه‌های مختلف کلسیتی در سنگهای آهنی قابل مشاهده است. این رگه‌ها در چندین فاز مختلف بوجود آمده‌اند بطوری که برخی از آنها همدیگر را قطع کرده‌اند (شکل ۳-د). برخی از این رگه‌ها دارای سیمان کلسیتی آهن‌دار بوده و برخی دیگر فاقد آهن می‌باشند. رگه‌های کلسیتی آهن‌دار در مراحل اولیه بالا آمدگی و در زمانی که رسوبات تحت فشار طبقات فوقانی بوده‌اند بوجود آمده‌اند. که دلیل اصلی تشکیل بلورهای کلسیتی در این شرایط احتمالاً پدیده از دست دادن گاز CO₂ 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 آهنی کرتاسه فوقانی بجنستان به سه حالت سیلیسی شدن، دولومیتی شدن و هماتیتی شدن دیده می‌شود.

سیلیسی شدن: بلورهای سیلیس بصورت جانشینی و به دو فرم گرانولار و کلسدونی، رودیست‌های موجود در سنگهای آهنی سدی و



شکل ۴: شواهد دیاژنتیکی سنگهای آهکی کرتاسه فوقانی بجزستان (خط مقیاس= $5/0$ میلیمتر). الف- تشکیل دولومیت آهندار در فضای داخلی یک فرامینیفر بنتیک (رخساره A5)-XPL. ب-تشکیل پیریت بصورت کنکرسونی بعد از سیمان آهندار. در این تصویر سیمانهای دولومیتی آهندار به رنگ سبز دیده می شوند (رخساره A5)-PPL. ج-تشکیل پیریت یوهدرال(علامت پیکان) در رخساره A2 که در برخی موارد اکسید 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 بجزستان در میکروسکوپ کاتدولومینسانس و پلاریزان. (خط مقیاس= $5/0$ میلیمتر). الف- رگه های کلسیتی که در طی مراحل مختلف شکستگی و پرشدگی در داخل سیمان بلوکی تشکیل شده است (رخساره A3). ب-تصویر الف در PPL. ج- فتومیکروگراف از زون بندی با لومینسانس های درخشانده و مات در سیمان با فابریک بلوکی که نشاندهنده تغییر شرایط شیمیایی در زمان تبلور کلسیت است. د- تصویر ج در PPL که هیچگونه تغییری مشاهده نمی شود.

در نمونه های رنگ آمیزی نیز این موضوع را تأیید می کند.

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 سولفات ها) 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 رنگ های آبی

می‌تواند بوجود آید. با اینحال بدلیل همراه بودن با پدیده استیلولیتی شدن (شکل ۴-۵) می‌توان آن را به محیط دیاژنز تدفینی نسبت داد. انحلال در محیط تدفینی بواسطه افزایش فشار CO₂ خروج کربن از مواد آلی در اثر حرارت و بالاخره تاثیر آبهای اسیدی (ایجاد شده در طی احیاء سولفاتها) یا تاثیر سیالات هیدروترمال بر روی سنگهای آهکی صورت می‌گیرد (برای مثال تاگر و رایت ۱۹۹۰). همچنین بخشهایی از انحلال کربناته‌ها نیز در پایان مرحله بالا آمدگی در سنگهای آهکی روی داده است.

ژئوشیمی سنگهای آهکی کرتاسه فوقانی بجنستان

نتایج آنالیز ایزوتوپیهای پایدار اکسیژن و کربن و عناصر اصلی (Mg, Ca) و فرعی (Sr, Na, Mn, Fe) سنگهای آهکی در جدول ۱ ارائه شده است. مقدار ایزوتوپ اکسیژن از ۸.۵۵۵٪- تا ۲٪- PDB و میزان ایزوتوپ کربن از ۰.۸۴٪ PDB تا ۳.۷۲۷٪ PDB در تغییر است. درصد وزنی کلسیم از ۳۶/۹۷ تا ۳۹/۵۵ و منیزیم از ۰/۱۰۹ تا ۰/۶۹۷ در تغییر است. در این آنالیز مقدار سدیم از ۶۲۰ تا ۲۱۹۸۰ پی پی ام، استرانسیم از ۱۹۰ تا ۱۰۹۰ پی پی ام، آهن از ۱۸۰ تا ۴۶۳۰ پی پی ام و منگنز از ۴۰ تا ۴۹۰ پی پی ام است.

آهن دو ظرفیتی یا سه ظرفیتی (حاصل از احیای باکتریایی Fe⁺³) تشکیل می‌شود (تیلور و مک کوکر 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 پوسته‌ها 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 کوکر ۲۰۰۰). پیریت یوهدرال از آب‌های حفره‌ای منشأ می‌گیرد 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 بدلیل این که بعد از تشکیل سیمانهای آهن‌دار کلسیتی ته نشین شده‌اند احتمالاً در محیط‌های احیایی مراحل انتهایی تدفین بوجود آمده‌اند.

انحلال

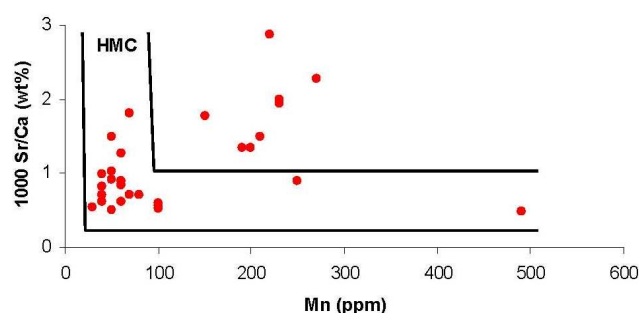
شواهد انحلال عمدتاً به فرم انتخاب نشده توسط فابریک در سنگهای آهکی دیده می‌شود. اشکال انحلالی در تمام محیطهای دیاژنتیکی

جدول ۱- نتایج آنالیز ایزوتوپی و عنصری سنگ آهکهای کرتاسه فوقانی بجنستان.

Sample No.	Ca (Wt%)	Mg (Wt%)	Na(ppm)	Sr(ppm)	Fe(ppm)	Mn(ppm)	‰ δ ¹³ C PDB	‰ δ ¹⁸ O 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

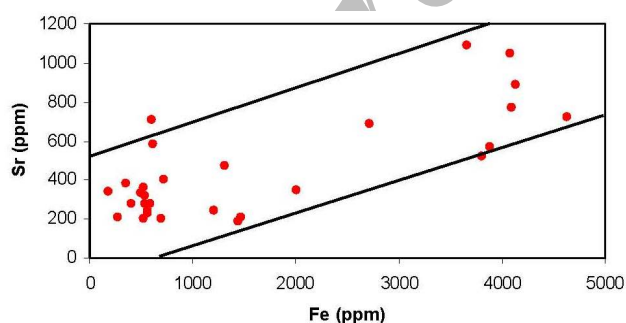
بحث

دیاژنتیکی سنگ های آهکی آراگونیت (A)، کلسیت پر منیزیم (HMC) و کلسیت کم منیزیم (LMC) توسط برند و وایزر (۱۹۸۰) ارائه شده است. نسبت $1000\text{Sr}/\text{Ca}$ در سنگ آهکهای کرتاسه فوقانی منطقه بجزستان بین $0/512$ تا $2/86$ است. در سیستمهای دیاژنتیکی 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 نسبتا 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 دیاژنز 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.

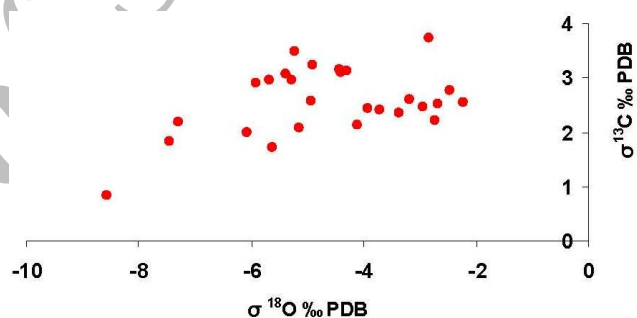
نمودارهای پراکندگی عناصر استرانسیم در مقابل آهن (شکل ۹) و منگنز مقابل استرانسیم (شکل ۱۰) نیز یک روند مثبتی نشان می دهند که با توجه به نمودارهای مارشال (۱۹۹۲) و واینفیلد و همکاران (۱۹۹۶) شرایط دیاژنز دفنی را تأیید می کنند.



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

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 مکزی 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 بجزستان حدود $6/5$ 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 محبوبی و همکاران (۲۰۰۲) از رسوبات کربناته پالتوسن پسین حوضه رسوبی کپه داغ شده است.



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

در مطالعات سنگهای آهکی نیز عمدتاً از مقدار عناصر کلسیم، منیزیم، سدیم، استرانسیم، منگنز و آهن استفاده می شود (بندر ۱۹۹۵، راثو 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 رسوبی، دمای آب، شرایط اکسیداسیون و احیا، مقدار فشار دی اکسید کربن و درجه شوری است (آدابی و راثو ۱۹۹۱؛ راثو ۱۹۹۶). علاوه بر این می توان براساس روند تغییرات این عناصر تغییرات دیاژنتیکی و محیط بعد از رسوبگذاری را برای سنگ های آهکی و دولومیتی مورد تفسیر قرار دارد (برای مثال، مارشال ۱۹۹۲).

روند تغییرات دیاژنتیکی سنگهای آهکی بجزستان 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

δw : میزان ایزوتوپ اکسیژن آب دریا براساس SMOW محاسبه دمای تشکیل سنگ آهک به دو طریق انجام شده است. یک بار برای ایزوتوپ اکسیژن آب دریا $\% PDB 1/2$ - (شکلتن و کنت، ۱۹۷۵) و بار دیگر صفر معادل مقدار ایزوتوپ اکسیژن آبهای عهد حاضر (SMOW) در نظر گرفته شده است. برای کلسیت نیز از نمونه ای با حداقل دگرسانی یعنی دارای سنگین ترین ایزوتوپ اکسیژن و کمترین مقدار آهن و منگنزا استفاده شده است ($\% PDB -2.227$). با توجه به این داده ها، معادله فوق الذکر و تصحیحات لازم به منظور تاثیر میزان کربنات منیزیم در تفریق ایزوتوپی کلسیت پر منیزیم (آندرسون و آرتور، ۱۹۸۳)، دمای آب دریا در زمان تشکیل سنگهای آهکی کرتاسه فوقانی بجنستان به ترتیب ۲۱ و ۲۶/۵ 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 ۲۶/۵ درجه سانتیگراد با آب و هوای گرم این ناحیه در زمان کرتاسه فوقانی انطباق بیشتری دارد.

توالی پاراژنتیکی

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

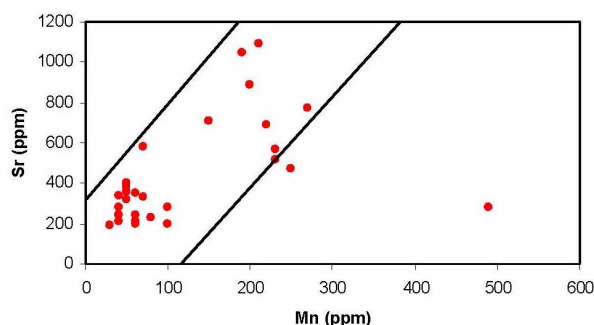
Diagenesis stages	Eogenetic	Mesogenetic	Telogenetic
Diagenetic environment	Marine	Burial	Meteoric
Diagenetic processes			
Micritization	_____		
Cementation	Equant calcitic cement	_____	
	Blocky cement	_____	
	Rim syntaxial cement	_____	
	Boring	_____	
Neomorphism		_____	
Compaction	Physical	_____	
	Chemical	_____	
Ferroan vein filling		_____	
Replacement	Silicification	_____	
	Dolomitization	_____	
	Hematitization		_____
Pyritization	_____		
Dissolution		_____	
Fracturing and Non ferroan vein filling		_____	

شکل ۱۳: توالی پاراژنتیکی سنگهای آهکی کرتاسه فوقانی منطقه بجنستان

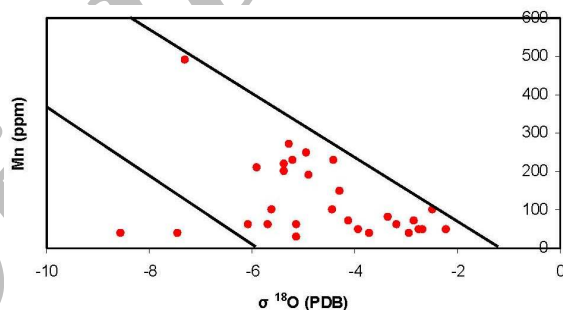
الف - مرحله دیاژنز اولیه

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

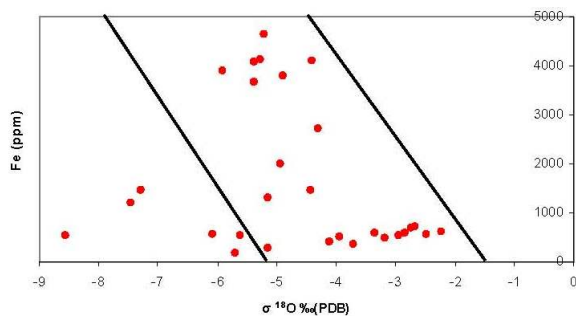
روند منفی و وجود لومینسانس های درخشنده دلیل دیگری از دیاژنز دفنی و شرایط احیایی در هنگام تشکیل سیمان ها بوده است.



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 تهی شدن میزان $\delta^{18}O$ نمونه ها در مقابل افزایش نسبی مقدار Mn آنهاست.



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

دمای تشکیل کلسیت

برای اندازه گیری دمای تشکیل کلسیت در زمان رسوبگذاری سنگ آهکهای کرتاسه فوقانی بجنستان از رابطه شکلتن و کنت (۱۹۷۵) استفاده شده است.

$$T = 16.9 - 4.34(\delta c - \delta w) + 0.1(\delta c - \delta w)^2$$

T: دما بر حسب درجه سانتیگراد

δc : میزان ایزوتوپ اکسیژن محاسبه شده در کلسیت براساس PDB

جانشینی (سیلیسی شدن، دولومیتی شدن)، پیریتی شدن و انحلال است. وجود سیمان ها و دولومیت های آهندار، آرایش متراکم رخساره‌های با دانه فراوان و تغییرات زیاد ایزوتوپ اکسیژن ($1/55$ - تا $2/23$ - در هزار PDB) و تغییرات کم ایزوتوپ کربن ($0/85$ + تا $3/49$ + در هزار PDB) از شواهد مهم تاثیر افزایش دما در طی دیاژنز تدفینی است. وجود زون بندی های با لومینسانس درخشنده 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 دهند. دمای آب در هنگام تشکیل سنگهای آهکی کرتاسه فوقانی بجزستان در حدود $26/5$ درجه سانتیگراد تخمین زده شده 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.

قدردانی

بدینوسیله از معاونت محترم پژوهشی دانشگاه فردوسی مشهد به خاطر حمایت مالی این پروژه در قالب طرح تحقیقاتی شماره ۳۰۹۶۹ و 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 دهند 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 آمده‌اند. این فرایندها شامل سیمان بلوکی کلسیتی، سیمان سین تکسیال حاشیه ای، نئومورفیسیم، 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 بجزستان نشان داده است که این رسوبات در یک رمپ کربناته در محیطهای لاگونی، سدی و دریای باز نهشته شده‌اند. مهمترین فرایندهای دیاژنتیکی که این سنگ ها را تحت تاثیر قرار داده است شامل سیمانی شدن، میکریتی شدن، بورینگ، نئومورفیسیم، فشردگی، شکستگی و پر شدگی رگه ها،

منابع:

- عاشوری ع، کریمپور م. ح، سعادت س. زیر چاپ: نقشه زمین شناسی بجزستان، 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 (Mozduran 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., Klovon 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 Reviews*. **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.
- Marshall 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 Arthor 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.
- Rasser M.W., Fenniger A. 2002: Palaeoenvironmental 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 H₂S oxidation of iron (II) monosulfide in aqueous solutions between 25 and 125°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, Paleoclimatology Paleoecology*. **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.