

تاریخچه پس از رسوب‌گذاری نهشته‌های سازند آسماری با استفاده از داده‌های پتروگرافی و ایزوتوپ‌های کربن و اکسیژن در برش‌های حیدرآباد و رباط نمکی، شمال خرم‌آباد

اکبر حیدری

استادیار گروه زمین‌شناسی نفت و حوضه‌های رسوبی، دانشگاه شهید چمران اهواز، اهواز، ایران

نویسنده مسئول: A.heidari@scu.ac.ir

دریافت: ۱۴۰۰/۱۲/۹ پذیرش: ۱۴۰۱/۲/۱۰

نوع مقاله: پژوهشی

چکیده

در نواحی شمالی خرم‌آباد سازند آسماری به سن الیگوسن انتهایی-میوسن آغازین رخنمون یافته است. در این مطالعه از داده‌های پتروگرافی و ایزوتوپ‌های پایدار اکسیژن و کربن برای درک بهتر شرایط پس از رسوب‌گذاری استفاده شده است. مطالعه سیمان‌های تشکیل شده در حفرات و شکستگی‌های سنگ‌های کربناته نشان می‌دهد که گاهی تفاوت‌هایی در محتوای ایزوتوپی اکسیژن و کربن بخش‌های حاشیه‌ای و مرکزی سیمان‌ها دیده می‌شود. فرایندهای دیاژنتیک متعددی نظیر سیمانی شدن کلسیتی (سیمان هم‌محور، سیمان رورشدی ایزوپکوس، سیمان موزاییک اسپار، سیمان بلوکی و سیمان گرانولار)، سیمان اکسید آهن، پیریتی شدن، دولومیتی شدن محدود، میکرایتی شدن، آشفستگی زیستی، شکستگی‌ها و پرشدگی‌ها و انحلال، نئومورفیسم افزایشی، تراکم فیزیکی و شیمیایی (استیلولیت و استیلوموتل) سنگ‌های آهکی سازند آسماری را در ناحیه مورد ارزیابی تحت تأثیر خود قرار داده است. برخی از این فرایندها در چندین محیط دیاژنتیک ممکن است رخ دهند که امکان تفکیک دقیق آن‌ها صرفاً با مطالعه ی پتروگرافی ممکن نیست. بنابراین از ابزارهای کاتدلومینسانس و ایزوتوپ‌های پایدار اکسیژن و کربن برای تفکیک و ردیابی هر یک از فازهای دیاژنتیک استفاده شده است. سیمان‌های تشکیل شده در بخش‌های مختلف سنگ آهک با لومینسانس‌های متفاوت مورد آنالیز ایزوتوپی قرار گرفته است. در نهایت با ادغام داده‌های پتروگرافی، کاتدلومینسانس و ایزوتوپی محیط‌های دیاژنتیک مختلف نظیر دریایی، متئوریک اولیه، دفنی، بالآمدگی و متئوریک ثانویه شناسایی گردید و توالی پاراژنتیکی توالی‌های الیگومیوسن در منطقه مورد مطالعه ترسیم گردید. امید است با استفاده از این اطلاعات بتوان چشم‌انداز دقیق‌تری از شرایط پس از رسوب‌گذاری حوضه رسوبی ترسیم نمود.

واژگان کلیدی: دیاژنز، آسماری، کاتدلومینسانس، ژئوشیمی، زاگرس

۱- پیشگفتار

دارای برونزد سازند را شامل می‌شود. فرایندهای دیاژنتیک بلافاصله پس از آنکه رسوبات در محیط‌های رسوبی نهشته می‌شوند، شروع به ایجاد تغییراتی در رسوب می‌کنند. فرایندهای دیاژنتیک می‌توانند میلیون‌ها سال و در انواعی از محیط‌های دیاژنتیک مختلف با خصوصیات دما، فشار، Eh، pH و سیالات با ترکیب‌ها مختلف بر رسوبات اثر بگذارند (مور، ۱۹۸۹؛ تاکر و بثرست، ۲۰۰۹؛ فنتل و همکاران، ۲۰۲۰). یکی دیگر از عوامل بسیار مؤثر بر فرایندهای دیاژنتیک، تغییرات سطح آب دریا و چین‌نگاری سکانسی است. چین‌نگاری سکانسی بویژه در رده‌های چهارم و کوچک‌تر با نوسانات زیاد سطح آب دریا همراه هستند و تعداد وقوع آن‌ها زیاد است (شی و همکاران، ۲۰۲۰). فرایندهای متعددی پس از آنکه رسوب ته‌نشین

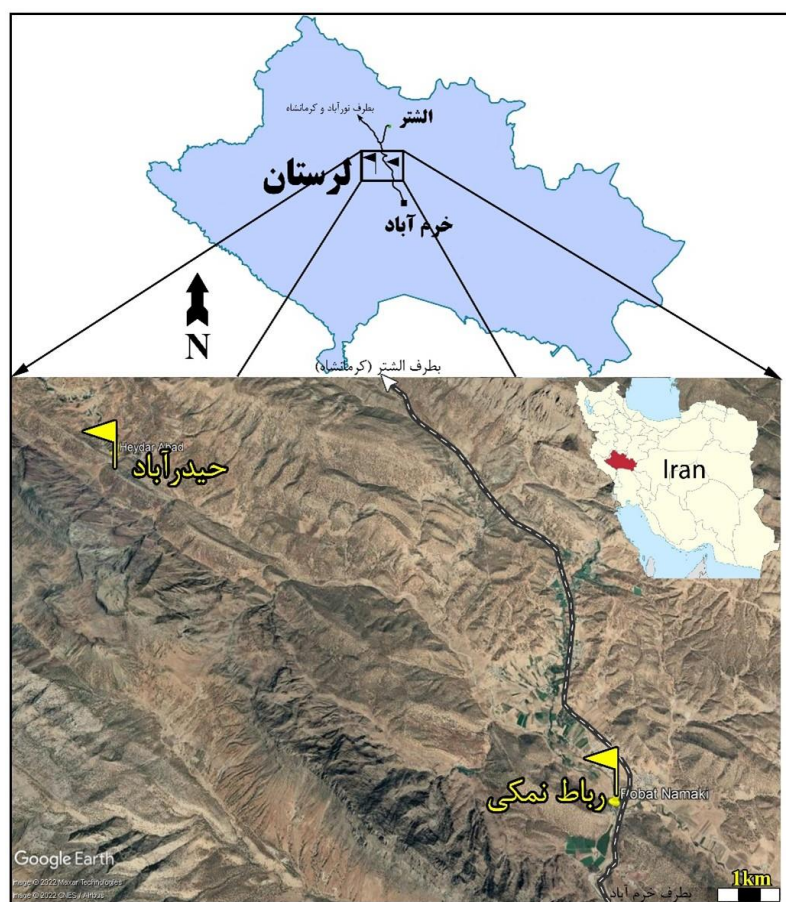
سازند آسماری یکی از مهم‌ترین توالی‌های هیدروکربوری ایران است که عمدتاً از سنگ‌های آهکی و ماری و گاهی همراه با بخش‌ها ماسه‌سنگی و تبخیری تشکیل شده است (اسدی‌مهماندوستی و همکاران، ۱۳۹۸). این سازند در اغلب مناطق حوضه رسوبی زاگرس از شمال‌باختر حوضه تا جنوب باختر کوه‌های زاگرس تشکیل شده است (فضلی و رضایی‌پرتو، ۱۴۰۱). بیشتر مطالعات انجام شده در مناطقی از حوضه رسوبی زاگرس انجام شده است که دارای اهمیت مخزنی هستند. سازند آسماری در سایر نواحی مانند منطقه مورد بررسی (شکل ۱) کمتر مورد توجه بوده است. بررسی سازند مورد بررسی در ناحیه مورد مطالعه، بدین لحاظ نیز حائز اهمیت است که شمالی‌ترین نواحی

۲- رنگ‌آمیزی برش‌ها؛ ۳- مطالعه کاتدلومینسانس و ۴- بررسی محتوای ایزوتوپ‌های پایدار اکسیژن و کربن بهره گرفته شده است. مطالعه پتروگرافی برش‌های نازک توسط میکروسکوپ پلاریزان المپوس در آزمایشگاه فسیل‌شناسی گروه زمین‌شناسی دانشگاه شهید چمران اهواز انجام شده است. برخی از برش‌های نازک جهت تفکیک کانی‌های کلسیت و دولومیت و همچنین تشخیص حضور آهن به روش دیکسون (۱۹۶۶) با محلول آلزارین قرمز و فورسیانید پتاسیم رنگ‌آمیزی شدند. بررسی لومینسانس برخی از سنگ‌های آهکی مورد مطالعه در آزمایشگاه کاتدلومینسانس سازمان زمین‌شناسی کانزاس انجام شده است. با استفاده از نقشه راهنمایی که از تصاویر کاتدلومینسانس حاصل گردید، نقاط مناسب جهت ارزیابی محتوای ایزوتوپ‌های پایدار اکسیژن و کربن در آزمایشگاه ایزوتوبی دانشگاه کانزاس آمریکا شناسایی و مورد نمونه‌برداری قرار گرفت.

می‌شود تغییراتی را ایجاد می‌کنند که به‌طور کلی شامل فرایندهای فیزیکی، شیمیایی و زیستی هستند (مور، ۱۹۸۹؛ تاکر و بثرست، ۲۰۰۹). همچنین به لحاظ زمانی فرایندهای دیاژنتیک را می‌توان به دسته‌ها بلافاصله پس از رسوب‌گذاری، اولیه، میانی و تأخیری تقسیم نمود (مور، ۱۹۸۹). در این مطالعه سعی شده است که زمان‌بندی وقوع هر یک از فرایندهای دیاژنتیک با کمک ابزارهای پتروگرافی، کاتدلومینسانس و ایزوتوپ‌های پایدار اکسیژن و کربن تعیین شده و در نهایت محیط‌های دیاژنتیک اثرگذار بر سازند مورد بررسی و توالی پاراژنتیک آن بازسازی گردد.

۲- روش مطالعه

جهت مطالعه فرایندهای دیاژنتیک و ترسیم توالی پاراژنتیک توالی‌های سنگ‌آهکی باز زمانی الیگومیوسن در منطقه مورد مطالعه از چند روش شامل: ۱- مطالعه پتروگرافی؛



شکل ۱. نقشه دسترسی و تصویر ماهواره‌ای (Google Earth) منطقه مورد مطالعه. مقیاس خطی گوشه سمت راست شکل معادل ۱ کیلومتر است.

۳- نتایج

۳-۱- پتروگرافی

مطالعه پتروگرافی برش‌های نازک تهیه شده از سنگ‌های کربناته سازند آسماری در برش‌های حیدرآباد و رباط نمکی منجر به شناسایی برخی از فرایندهای دیاژنتیک نظیر میکریستی‌شدن، سیمانی‌شدن (سیمان حاشیه‌ای هم‌ضخامت، سیمان رورشدی هم‌محور، سیمان موزاییک هم‌بعد، سیمان بلوکی، سیمان اکسید آهن)، جانیشینی (جانیشینی دولومیت به جای کلسیت)، تراکم فیزیکی و شیمیایی، نئومورفیسم، انحلال، سیلیسی‌شدن، پیریتی‌شدن، شکستگی و پرشدگی شده است. برخی از فرایندهای مذکور ایجاد کننده تخلخل و افزایش دهنده کیفیت مخزنی هستند و برخی دیگر از آن‌ها مخرب تخلخل و کاهش دهنده کیفیت مخزنی هستند که در ادامه هر یک مورد بحث قرار خواهند گرفت.

میکرایتی‌شدن: در ناحیه مورد مطالعه این فرایند به صورت جامع در سنگ‌های کربناته سازند آسماری رخ نداده است، بلکه اغلب به صورت انتخابی در پوسته‌های فسیلی، به ویژه پوسته‌های براکیوپودها دیده می‌شود. هم‌چنین اغلب آئیدهای موجود در سنگ‌های مطالعه شده میکرایتی شده‌اند (شکل ۲A). میکرایتی‌شدن پوسته براکیوپودها به صورت سطحی ایجاد شده و حالت میکرایت پاکتی^۱ را ایجاد نموده است. در حالی که میکرایتی‌شدن دانه‌های آئیدی به صورت کامل رخ داده و فابریک اولیه دانه‌ها را از بین برده است.

سیمانی‌شدن: یکی از فرایندهای دیاژنتیک که در اغلب محیط‌های دیاژنزی اتفاق می‌افتد، فرایند سیمانی‌شدن است. سیمان‌ها به لحاظ ترکیب و فابریک دارای تفاوت‌هایی هستند، که این تفاوت‌ها در تعیین محیط تشکیل هر سیمان دارای نقش بسزایی می‌باشد. در سنگ‌های کربناته سازند آسماری به لحاظ ترکیبی دو نوع سیمان شامل سیمان کلسیتی و سیمان اکسید آهن دیده می‌شود. به لحاظ فابریک نیز سیمان کلسیتی قابل تقسیم به چهار نوع است که در زیر هر یک از آن‌ها مورد بحث قرار خواهد گرفت.

سیمان حاشیه‌ای هم‌ضخامت: این نوع سیمان فراوانی نسبتاً کمی را در نمونه‌های مطالعه شده دارد و اغلب تنها در حاشیه برخی از دانه‌ها مانند پوسته فرامینیفرها دیده

می‌شود. با وجود فراوانی کم، این نوع سیمان به سبب زمان تشکیل حائز اهمیت است. این نوع سیمان معمولاً توسط سیمان‌های نسل بعد نظیر سیمان‌های بلوکی و موزاییک هم‌بعد پوشیده شده است که با استفاده از اختلاف خاموشی در نور پلاریزان به خوبی از آن‌ها قابل تفکیک است. نسبت محورهای بلند به کوتاه این نوع سیمان در مقایسه با انواعی که در نمونه‌های آراگونیتی عهد حاضر دیده می‌شود کوچک‌تر است. اندازه بلورهای این نوع سیمان در بعد طولی بین ۲۰۰ تا ۳۰۰ میکرون و در عرض آن‌ها بین ۱۵۰ تا ۱۶۰ میکرون است (شکل ۲A).

سیمان رورشدی هم‌محور: این نوع از سیمان غالباً در اسکلت و خرده‌های اکتینوئیدها دیده می‌شود. به طبع گسترش قطعات اکتینوئیدی در رخساره‌های مرتبط با دریای باز، این نوع از سیمان شدگی نیز اغلب در رخساره‌های دریای باز دیده می‌شود. اغلب همراه با این نوع سیمان مقدار متغیری بین ۲۰ تا ۳۰ درصد از تخلخل اولیه درون دانه‌ای (چوکت و پری، ۱۹۷۰) دیده می‌شود که با کمک تیغه ژپس در نور پلاریزه بخوبی قابل تشخیص است. این نوع سیمان معمولاً بصورت کدر و غیر شفاف دیده می‌شود که با کل قطعه اکتینوئیدی دارای خاموشی یکسان و مستقیم است (شکل ۲B).

سیمان بلوکی: این نوع سیمان نیز در برخی از حفرات انحلالی، حجرات آلوم‌های اسکلتی مانند فرامینیفرها و استراکودها گسترش یافته است. اندازه بلورهای این نوع سیمان بین ۲۰۰ تا ۳۰۰ میکرون متغیر بوده و مرز آن‌ها بصورت کاملاً مشخص دیده می‌شود. هم‌پنین باید به این نکته اشاره نمود که اغلب بلورهای سیمان بلوکی بدون شکل مشخص بوده و ظاهر آن‌ها بصورت کاملاً شفاف و روشن دیده می‌شود (شکل ۲C).

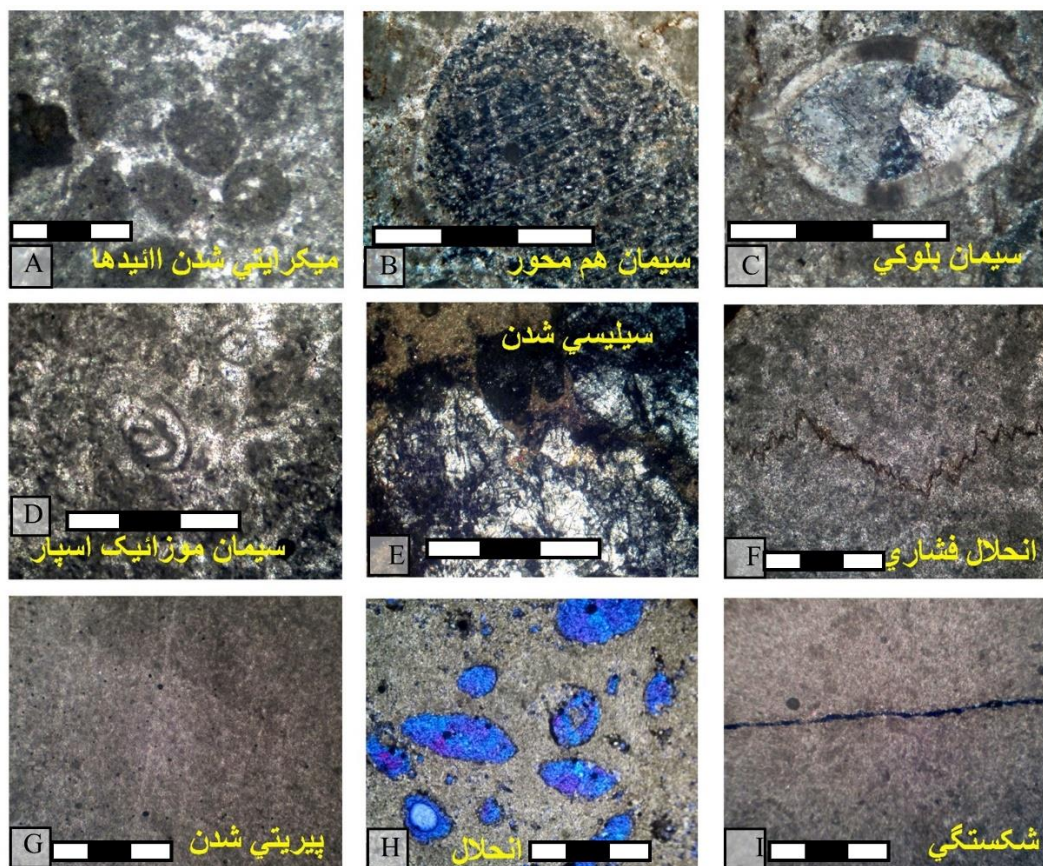
سیمان موزاییک هم‌بعد: این نوع سیمان اغلب در حفرات انحلالی زمینه، حجرات برخی از آلوم‌های اسکلتی نظیر فرامینیفرها و استراکودها و در برخی از شکستگی‌ها گسترش یافته است. اندازه اغلب بلورهای این نوع از سیمان در دامنه‌ای از ۱۵۰ تا ۲۰۰ میکرون بوده و فرم بلورها بصورت بی‌شکل اما مرز آن‌ها کاملاً مشخص است. ظاهر بلورها بصورت واضح و روشن دیده می‌شود (شکل ۲D).

سیمان اکسید آهن: این نوع سیمان اغلب در شکستگی‌ها و در موارد کمتری در برخی از حفرات انحلالی تشکیل شده

¹ Micrite Envelope

بلورهای دولومیت اغلب بصورت ریزبلور و در اندازه ۵۰ تا ۶۰ میکرونی در زمینه‌ای از گل آهکی دیده می‌شوند که پس از رنگ‌آمیزی توسط ترکیب آلزارین قرمز و فری‌سیانید پتاسیم بصورت بی‌رنگ باقی می‌ماند. اغلب دولومادستون‌های ملاحظه شده همراه با حفرات فنسترالی هستند که توسط بلورهای کلسیت بلوکی پر شده‌اند. همچنین رخساره حاوی این دولومیت‌ها بدون هر گونه اجزای اسکلتی و غیراسکلتی است.

است. این نوع سیمان در نور معمولی و پلاریزه با رنگ قهوه‌ای تیره مشخص می‌شود. در برخی موارد این نوع سیمان سایر فرایندهای دیاژنتیک نظیر میکرایتی‌شدن، برخی سیمان‌ها و پیریتی‌شدن را قطع نموده که این امر نشان‌دهنده تأخر نوع سیمان نسبت به فرایندهای مذکور است. این نوع سیمان همچنین در نمونه‌های دستی بصورت لکه‌های تیره دیده می‌شود. جانیشینی: عارضه غالب این فرایند دیاژنتیک، دولومیتی‌شدن و جایگزینی کلسیت توسط بلورهای دولومیت است.



شکل ۲. فرایندهای دیاژنتیک غالب در سنگ‌های آهکی سازند آسماری در منطقه مورد مطالعه. (A) دانه‌های آئید که در اطراف آن‌ها نسل اول سیمان حاشیه‌ای هم‌ضخامت تشکیل شده است، بافت داخلی اغلب دانه‌های آئیدی بر اثر میکرایتی‌شدن از بین رفته است؛ (B) سیمان هم‌ضخامت که بر روی قطعات فسیلی اکیونیدی تشکیل شده است؛ (C) سیمانی‌شدن از نوع سیمان بلوکی که فضای داخلی پوسته فسیلی استراکود را پر نموده است؛ (E) فرایند سیلیسی‌شدن که در آن حفره موجود در سنگ آهک توسط سیمان سیلیسی پر شده است؛ (F) فرایند انحلال فشاری (استیلولیتی‌شدن) که با توجه به موازی بودن با لایه‌بندی توسط فشار ناشی از تدفین ایجاد شده است؛ زمینه سنگ میکرایتی است که فرایند نئومورفیسم افزایشی باعث تشکیل بلورهای کلسیتی در زمینه شده است؛ (G) دانه‌های تیره‌رنگ و بی‌شکل پیریت به‌صورت پراکنده در زمینه سنگ‌آهکی میکرایتی در حال نئومورفیسم افزایشی دیده می‌شود؛ (H) فرایند انحلال باعث از بین رفتن پوسته‌های فسیلی و برخی دانه‌های آئیدی شده است؛ (I) شکستگی ایجاد شده در زمینه سنگ آهکی. طول مقیاس خطی ۲ میلی‌متر است.

جمله فرایندهای دیاژنتیک فیزیکی شناسایی شده می‌توان به مجموعه‌ای از عارضه‌ها نظیر کج‌شدگی دانه‌ها، له‌شدگی پلوییدها، شکستگی پوسته‌های فسیلی مانند دوکفه‌ای‌ها و براکیوپودها و در نهایت تماس متراکم اجزای سنگ اشاره

تراکم: این فرایند از اندکی پس از رسوب‌گذاری شروع شده و تا مراحل دیاژنز تدفینی عمیق ادامه می‌یابد. بطور کلی فرایند تراکم در نمونه‌های مطالعه شده سازند آسماری به دو صورت تراکم فیزیکی و شیمیایی ملاحظه می‌شود. از

گسترش دارند بلکه بسیاری از دانه‌های اسکلتی و غیراسکلتی و سایر عارضه‌های دیاژنتیک را قطع نموده‌اند. بیشتر شکستگی‌های ملاحظه شده، بصورت عمود بر لایه‌بندی و برخی نیز بصورت موازی با لایه‌بندی دیده می‌شوند (شکل ۲۱). تعدادی از شکستگی‌ها بصورت خالی باقی مانده‌اند اما بیشتر آن‌ها توسط سیمان کلسیتی نوع بلوکی و برخی نیز با فراوانی کمتر با سیمان اکسید آهن پر شده‌اند.

۲-۲- ژئوشیمی

همبستگی مثبت بین مقادیر ایزوتوپ‌های پایدار کربن ($\delta^{13}\text{C}$) و اکسیژن ($\delta^{18}\text{O}$) در سنگ‌های کربناته، به شناسایی روچاپ^۱ ایجاد شده توسط دیاژنز متئوریک در نمونه‌های مورد مطالعه کمک شایانی می‌کند. البته الزاماً همیشه نشانگر اثرات دیاژنز متئوریک نمی‌باشد (سوارت و اولرت، ۲۰۱۸). از زمان‌های گذشته تا کنون تفسیر محیط‌های دیاژنتیک بر مبنای تغییرات ایزوتوپ‌های پایدار کربن ($\delta^{13}\text{C}$) و اکسیژن ($\delta^{18}\text{O}$) بر این مبناست که حداکثر نفوذ آب‌های شیرین در اعماق ۶۵ و ۱۰۰ متر زیر کف بستر دریا رخ می‌دهد. پایین‌تر از این اعماق، یک همبستگی مثبت بین ایزوتوپ‌های پایدار کربن ($\delta^{13}\text{C}$) و اکسیژن ($\delta^{18}\text{O}$) وجود دارد که بعنوان زون اختلاط شناخته می‌شود. روند متغیر ($\delta^{13}\text{C}$) و ($\delta^{18}\text{O}$) حاصل فرایندهای دیاژنتیک موجود در حدفاصل زون‌های فریاتیکی و ویدوز است. از تغییرات نسبت‌های ایزوتوپی کربن ($\delta^{13}\text{C}$) در سنگ‌های کربناته برای درک چرخه‌های جهانی کربن استفاده می‌شود (ویزر و همکاران، ۱۹۹۹؛ زکوس و کامپ، ۲۰۰۵؛ مک‌دونالد و همکاران، ۲۰۱۰). البته بیشتر پژوهشگران ترجیح می‌دهند که از نسبت‌های ایزوتوپ پایدار کربن ($\delta^{13}\text{C}$) پوسته‌های اسکلتی فسیل‌های موجود در توالی‌های سنگی نهشته‌شده در اقیانوس‌های گذشته استفاده کنند. تا حد زیادی امروزه پذیرفته‌شده است که مقادیر منفی نسبت‌های ایزوتوپی کربن ($\delta^{13}\text{C}$) در کربنات‌ها به سبب اثر سیالات متئوریک است (برای مثال امیلیانی، ۱۹۵۵؛ ویزر، ۱۹۹۹؛ حیدری و همکاران، ۲۰۱۴ و ۲۰۱۵؛ سوارت و اولرت، ۲۰۱۸).

در این مطالعه با استفاده از تصاویر میکروسکوپ کاندولومینسانس، نقشه‌هایی جهت نمونه‌برداری نمونه‌های

نمود. همچنین از عارضه‌های تراکم شیمیایی می‌توان انحلال فشارشی بین دانه‌های کربناته و انحلال فشارشی سنگ کربناته (استیلولیت) ذکر نمود. گسترش استیلولیت‌ها به دو صورت عمود بر لایه‌بندی و موازی با آن دیده می‌شود.

سیلیسی شدن. این فرایند گسترش زیادی در نمونه‌های مورد مطالعه نداشته و تنها بصورت جزئی در برخی از حفرات انحلالی ته‌نشین شده است. بلورهای سیلیس تشکیل شده در حفرات مذکور بی‌شکل هستند (شکل ۲۲). انحلال: این پدیده بطور گسترده‌ای در رخساره‌های مادستونی و دولومادستونی متعلق به محیط‌های بالای جزرومدی رخ داده است. این فرایند در برخی موارد تا ۵۰ درصد سنگ را دچار انحلال نموده است. همچنین عارضه دیگری که در ارتباط با پدیده انحلال است، بازشدگی ناشی از انحلال در استیلولیت‌ها می‌باشد که سبب تبدیل آن‌ها به استیلوموتل شده است (شکل ۲۳، H, F) (برای مثال احمد و همکاران، ۲۰۰۶).

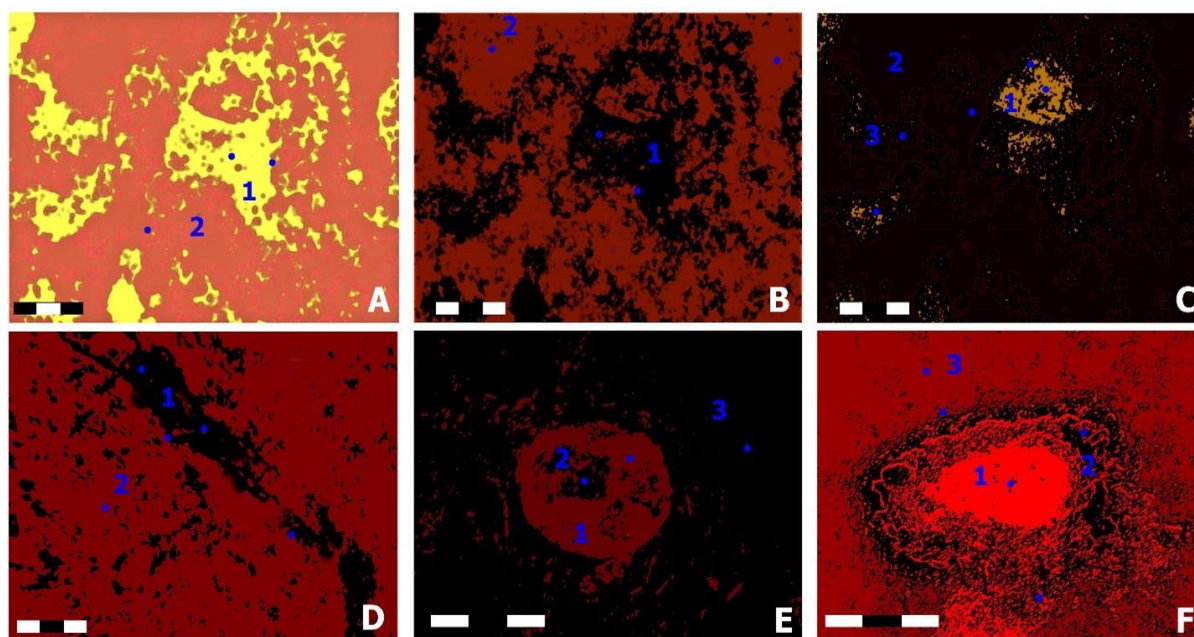
پیریتی شدن: این فرایند نیز گسترش نسبتاً کمی داشته و در زمینه برخی از سنگ‌های آهکی بصورت پراکنده دیده می‌شود. بلورهای پیریت تشکیل شده بصورت بی‌شکل و گاهی بصورت لخته‌ای و خوشه‌ای دیده می‌شوند. پیریت تشکیل شده در سنگ‌های مطالعه شده در حفرات انحلالی و یا حفرات فسیل‌ها دیده نمی‌شود (شکل ۲۴).

نئومورفیسم. بطور کلی فرایند نئومورفیسم در سنگ‌های کربناته مطالعه شده سازند آسماری به دو شکل تغییر بلورهای ریز گل آهکی به بلورهای بزرگ‌تر کلسیت (نئومورفیسم افزایشی) و تغییر بلورهای کلسیتی و آراگونیتی پوسته دوکفه‌ای‌ها به بلورهای منشوری درشت کلسیت دیده می‌شود. در بسیاری از نمونه‌های مطالعه شده یک تبلور مجدد رخ داده و زمینه گل آهکی برخی از سنگ‌ها را به کلسیت با بلورهای متوسط در اندازه ۵۰ تا ۶۰ میکرونی تغییر داده است. همچنین نئومورفیسم پوسته‌های فسیلی کاملاً بصورت انتخابی در پوسته‌های دوکفه‌ای رخ داده و در سایر اجزا دیده نمی‌شود (شکل‌های ۲۴، G).

شکستگی و پرشدگی: این فرایند بصورت تصادفی در برخی از نمونه‌های مطالعه شده دیده می‌شود. در اغلب موارد شکستگی‌های ایجاد شده نه تنها در زمینه سنگ

کربن سنگین و اکسیژن سبک را نشان دادند (جدول‌های ۱ و ۲ و شکل ۴). بلورهای کلسیتی که شکستگی‌ها را پر نموده‌اند و بدون لومینسانس هستند، مقادیر کربن سبک و اکسیژن نسبتاً سنگین را نمایش دادند (جدول‌های ۱ و ۲ و شکل ۴). داده‌های ایزوتوپی همچنین نشان داد که سیمان‌های با لومینسانس روشن که بین اجزای سنگ کربنات را پر کرده‌اند، مقادیر ایزوتوپی کربن سنگین و اکسیژن سبک دارند (جدول‌های ۱ و ۲ و شکل ۴). رسوبات آهکی زمینه‌ی سنگ با دارای لومینسانس روشن نیز حاوی ایزوتوپ کربن سنگین و ایزوتوپ اکسیژن سبک بودند (جدول‌های ۱ و ۲ و شکل ۴). در مقابل رسوبات زمینه بدون لومینسانس، دارای ایزوتوپ‌های کربن و اکسیژن سنگین هستند. یکی دیگر از انواع سیمان بررسی شده، سیمان‌های حاشیه‌ی حفرات با لومینسانس منطقه‌بندی بودند که در آن‌ها مقادیر ایزوتوپ کربن سنگین و اکسیژن مقدار کمی سبک هستند (جدول‌های ۱ و ۲ و شکل ۴).

مناسب مطالعه ایزوتوپی تهیه شده است (شکل ۳). نقاطی که مورد نمونه‌برداری ایزوتوپی قرار گرفته، به لحاظ موقعیت و نوع کاتدلومینسانس دسته‌بندی شده‌اند. در مجموع تعداد هفت دسته شامل: ۱- حفرات پر شده با کلسیت با لومینسانس تیره؛ ۲- حفرات پر شده با کلسیت با لومینسانس روشن؛ ۳- شکستگی‌های پر شده با کلسیت با لومینسانس تیره؛ ۴- سیمان بین اجزا با لومینسانس روشن، ۵- زمینه سنگ‌آهک با لومینسانس روشن؛ ۶- زمینه سنگ‌آهک با لومینسانس تیره و ۷- سیمان اطراف حفره با لومینسانس منطقه‌بندی جهت نمونه‌برداری تفکیک گردید. بر این اساس روندهایی از همبستگی مثبت و منفی ایزوتوپ‌های پایدار اکسیژن و کربن ملاحظه شد که هر یک نشان‌دهنده یک محیط دیاژنتیک متفاوت است. سیمان‌های پرکننده‌ی حفرات بدون لومینسانس، دارای مقادیر ایزوتوپ اکسیژن سنگین و کربن سبک هستند (جدول‌های ۱ و ۲ و شکل ۴). حفرات پر شده با کلسیت که دارای لومینسانس روشن هستند اغلب مقادیر ایزوتوپ

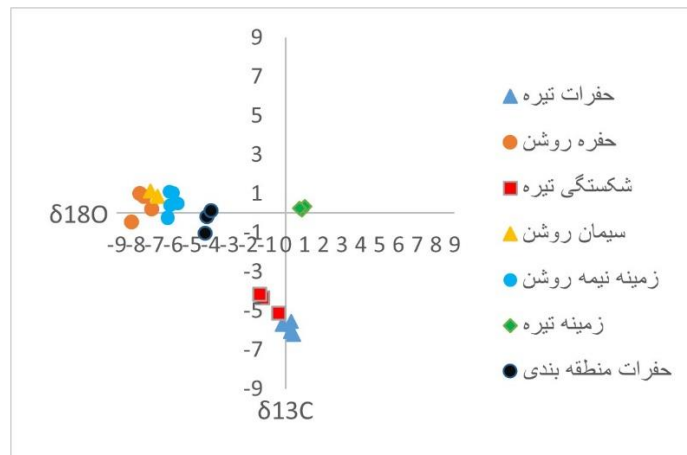


شکل ۳. تصاویر کاتدلومینسانس نمونه‌های سنگ‌آهکی سازند آسماری در منطقه مورد مطالعه. (A) تصویر از پیکره مرجانی که بخش‌های تیره از بدنه مرجان فسیل و بخش‌های روشن سیمان پرکننده فضای بین مرجان‌ها را نشان می‌دهد؛ (B) تصویر دیگری از پیکره مرجان‌ها که بخش‌های تیره سیمان بین مرجان‌ها و بخش‌های روشن‌تر بدنه مرجان فسیل را نشان می‌دهد؛ (C) تصویر از سنگ‌آهک که در آن حفرات با رنگ لومینسانس روشن که توسط سیمان پر شده است مشخص است، زمینه سنگ بدون لومینسانس بوده و از جنس میکرایت می‌باشد؛ (D) تصویری از سنگ‌آهکی حاوی شکستگی که در آن شکستگی پر شده با سیمان بدون لومینسانس است و زمینه سنگ دارای لومینسانس کدر ضعیف و کد است؛ (E) تصویری از حفره پر شده با سیمان آهکی که با لومینسانس روشن‌تر از زمینه مشخص است اما در مجموع دارای لومینسانس ضعیف است؛ (F) تصویر از حفره پر شده با سیمان آهکی که اطراف حفره دارای لومینسانس منطقه‌بندی و بخش مرکزی آن دارای لومینسانس روشن است، زمینه سنگ نیز دارای لومینسانس متوسط رو به تاریک است.

جدول ۱. داده‌های ایزوتوپ‌های پایدار اکسیژن و کربن و موقعیت نمونه برداری روی نمونه سنگ و چگونگی کاتدلومینسانس سیمان

مورد نظر

ردیف	مشخصات لومینسانس و موقعیت نقطه مورد آنالیز	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^{13}\text{C}$
۱	لومینسانس تیره، پرکننده حفره انحلالی	0.28	-5.54
۲	لومینسانس تیره، پرکننده حفره انحلالی	0.43	-6.21
۳	لومینسانس تیره، پرکننده حفره انحلالی	-0.18	-5.69
۴	لومینسانس تیره، پرکننده حفره انحلالی	0.25	-6.05
۵	لومینسانس روشن، پرکننده حفره انحلالی	-7.14	0.22
۶	لومینسانس روشن، پرکننده حفره انحلالی	-8.22	-0.43
۷	لومینسانس روشن، پرکننده حفره انحلالی	-7.76	1.03
۸	لومینسانس روشن، پرکننده حفره انحلالی	-7.55	0.86
۹	لومینسانس تیره، پرکننده شکستگی	-0.36	-5.11
۱۰	لومینسانس تیره، پرکننده حاشیه شکستگی	-1.23	-4.34
۱۱	لومینسانس تیره، پرکننده حاشیه شکستگی	-1.39	-4.15
۱۲	لومینسانس روشن، سیمان بین اجزا	-7.21	1.13
۱۳	لومینسانس روشن، حاشیه سیمان بین اجزا	-6.83	0.85
۱۴	لومینسانس نیمه روشن، زمینه سنگ	-6.21	1.11
۱۵	لومینسانس نیمه روشن، زمینه سنگ	-6.03	1.07
۱۶	لومینسانس نیمه روشن، زمینه سنگ	-5.76	0.52
۱۷	لومینسانس نیمه روشن، زمینه سنگ	-6.17	0.43
۱۸	لومینسانس نیمه روشن، زمینه سنگ	-6.29	-0.23
۱۹	لومینسانس نیمه روشن، زمینه سنگ	-6.32	-0.19
۲۰	لومینسانس تیره، زمینه سنگ	0.87	0.18
۲۱	لومینسانس تیره، زمینه سنگ	1.01	0.36
۲۲	لومینسانس تیره، زمینه سنگ	0.72	0.27
۲۳	پینسانس منطقه بندی، پرکننده حاشیه حفرات انحلا	-4.31	-1.01
۲۴	پینسانس منطقه بندی، پرکننده حاشیه حفرات انحلا	-4.21	-0.18
۲۵	پینسانس منطقه بندی، پرکننده حاشیه حفرات انحلا	-3.98	0.13



شکل ۴. نمودار تقاطعی ایزوتوپ‌های اکسیژن و کربن. در این نمودار نمونه‌های مربوط به سیمان‌های مختلف با لومینسانس متفاوت از همدیگر تفکیک شده‌اند.

۴- بحث

۴-۱- پتروگرافی

محتوای غذایی درون صدف انجام می‌شود. این فرایند گاهی بصورت آثار منقوط و گاهی بطور یکنواخت بصورت پوشش میکرایتی در پوسته‌های فسیلی رخ می‌دهد (لوپزکویروس و همکاران، ۲۰۱۶). بر اساس مطالعات سندبرگ (۱۹۷۵ و ۱۹۸۳) و در ادامه ویلکینسون و همکاران (۱۹۸۵) در زمان الیگومیوسن دریا‌های آراگونیتی

میکرایتی شدن یکی از فرایندهای دیاژنتیک است که اندکی پس از مرگ موجود زنده، همزمان با رسوب‌گذاری در محیط دیاژنتیک دریا و اغلب با فعالیت میکروبی شروع می‌شود. میکرایتی‌شدن در بستر دریا برای رسیدن به

گسترش نئومورفیسم به اشکال مختلفی گردد که در نمونه‌های سازند آسماری ملاحظه شده‌اند. در مراحل تدفینی عمیق‌تر فشار بسیار زیاد ناشی از بار رسوبات بالاتر باعث ایجاد و گسترش فرم‌های انحلال فشاری مانند استیلولیت می‌شود (باگوانی و همکاران، ۲۰۱۶).

سیمان‌های نوع موزائیک هم‌بعد و سیمان بلوکی که بصورت پرکننده شکستگی‌ها دیده می‌شوند مربوط به فاز پس از بالآمدگی هستند (هرلی و لومن، ۲۰۰۶؛ حیدری و همکاران، ۲۰۱۴، ۲۰۱۵). همچنین در فاز پس از بالا آمدگی سیمان اکسید آهن نیز در برخی موارد شکستگی‌ها و حفرات موجود در سنگ را پر می‌کند. تشکیل سیلیس در سنگ‌های کربناته نیازمند تأثیر سیالات اسیدی است که این شرایط در فازهای متئوریک بویژه پس از بالآمدگی محیا می‌باشد. این سیالات اسیدی هم‌زمان با گسترش سیلیس باعث انحلال کربنات نیز می‌شوند.

۴-۲- ژئوشیمی

نمونه‌های با لومینسانس تیره و محتوای ایزوتوپی اکسیژن و کربن سنگین (شکل ۴ و جدول ۱، با عنوان زمینه تیره) که از بخش‌های میکرایتی زمینه سنگ‌های آهکی مورد بررسی گرفته شده‌اند، معرف شواهد مربوط به محیط‌های دریایی اولیه هستند. لومینسانس تیره در سیمان‌های دریایی اولیه را می‌توان به شرایط اکسیدان محیط دریا و عدم امکان مشارکت آهن سه‌ظرفیتی در ساختار کانی‌شناسی کلسیت نسبت داد. بر اساس مطالعات میکروسکوپ کاتدلومینسانس و ایزوتوپ‌های کربن و اکسیژن بخش‌های ارزیابی شده به محیط‌های دیاژنتیک مختلف نسبت داده شدند. بدین ترتیب ۱- حفرات پر شده با کلسیت با لومینسانس تیره در محیط‌های متئوریک؛ ۲- حفرات پر شده با کلسیت با لومینسانس روشن در محیط‌های دیاژنتیک تدفینی؛ ۳- شکستگی‌های پر شده با کلسیت با لومینسانس تیره در محیط‌های پس از بالآمدگی و چین‌خوردگی؛ ۴- سیمان بین اجزا با لومینسانس روشن در محیط‌های تدفینی؛ ۵- زمینه سنگ‌آهک با لومینسانس روشن در محیط‌های تدفینی؛ ۶- زمینه سنگ‌آهک با لومینسانس تیره در محیط‌های دریایی و ۷- سیمان اطراف حفره با لومینسانس منطقه‌بندی در محیط‌های فریاتیک و دفنی کم عمق تشکیل شده‌اند.

گسترش داشته‌اند که میکرایتی‌شدن آئیده‌های موجود در سازند آسماری با همین سن را می‌توان در ارتباط با ترکیب اولیه آراگونیتی دانست. نسبت منیزیم به کلسیم در سیالات سیمان‌ساز اثرات بسیار مؤثری بر مورفولوژی سیمان دارد. سیمان‌های با طول محور C بسیار بلند مانند سیمان‌های الیافی که در اطراف دانه‌ها بصورت هم‌ضخامت نشان‌دهنده ته‌نشینی در نسبت‌های بالای Mg/Ca هستند که چنین شرایطی در درون آب دریا و فازهای آغازین دیاژنز می‌تواند محیا باشد (سامی و جیمز، ۲۰۰۸؛ لویز-کوپروس و همکاران، ۲۰۱۶). همچنین در برخی موارد نیز گزارش شده است که سیمان‌های هم‌محور نیز در فاز دیاژنز اولیه و محیط دریایی ممکن است تشکیل گردند (برای مثال احمد و همکاران، ۲۰۰۶؛ حیدری و همکاران، ۲۰۱۵). همچنین دولومیت‌های ریزبلور تشکیل شده در مناطق بالای جزرومدی را که بدون هر گونه فسیل هستند و همراه با ساختارهای رسوبی مانند فنسترال و چشم پرنده‌ای دیده می‌شوند را می‌توان مرتبط با فازهای اولیه دیاژنز و محیط مخلوط دریایی-متئوریک در نظر گرفت. گسترش فرایند دیاژنتیک انحلال در زمینه این نوع دولومیت‌ها را می‌توان مرتبط با تأثیر سیالات متئوریک اولیه و پیش از تدفین دانست. پیریتی‌شدن فرایندی است که در دامنه وسیعی از محیط‌های رسوبی تا محیط‌های دیاژنتیک اولیه و تأخیری ممکن است رخ دهد. تشکیل پیریت در نمونه‌های مطالعه شده را به سبب پراکندگی در زمینه و فقدان شکل تبلوری و وجود اشکال خوشه انگوری و عدم گسترش در حفرات انحلالی می‌توان در ارتباط با محیط دیاژنتیک دریایی دانست. در مراحل آغازین تدفین تراکم فیزیکی از فرایندهای اصلی است که سبب آرایش فشرده‌تر دانه‌ها تا اعماق بیشتر خواهد شد. در مسیر تدفین یکی از تغییرات اصلی محیط دیاژنتیک، تغییر سیالات منفذی است. مقدار پایین‌تر نسبت Mg/Ca در این مرحله تدفین سبب ایجاد سیمان‌هایی با فابریک تقریباً هم‌بعد می‌شود. از جمله این سیمان‌ها می‌توان به سیمان موزائیک هم‌بعد و سیمان بلوکی اشاره نمود که در سنگ‌های کربناته مورد مطالعه گسترش یافته‌اند. بر اساس موقعیت تشکیل انواعی از این نوع سیمان‌ها که در حجرات فسیلی و حفرات انحلالی تشکیل شده‌اند در فاز تدفینی ته‌نشین شده‌اند (هارلی و لومن، ۲۰۰۶). تأثیر سیالات دیاژنتیک با ترکیب متفاوت از آب دریا در طی تدفین همچنین می‌تواند سبب

جدول ۲. مقایسه مقادیر ایزوتوپ‌های اکسیژن و کربن، محیط دیاژنتیک هر یک از سیمان‌ها و مقایسه این مطالعه با سایر مطالعات

وضعیت لومینسانس	محیط دیاژنز	Allan and Matthews (1982); Veizer, 1999	این مطالعه	همبستگی بین $\delta^{18}\text{O}$ و $\delta^{13}\text{C}$
تیره	متئوریک	سبک‌شدگی مشخص در $\delta^{13}\text{C}$ و سنگین‌شدگی در $\delta^{18}\text{O}$	سبک‌شدگی مشخص در $\delta^{13}\text{C}$ و سنگین‌شدگی در $\delta^{18}\text{O}$	منفی
تیره	دریایی	مقادیر $\delta^{18}\text{O}$ و $\delta^{13}\text{C}$ نسبتاً مثبت هستند که نشان دهنده آب دریاست	مقادیر $\delta^{18}\text{O}$ و $\delta^{13}\text{C}$	مخلوط
نیمه‌تیره و منطقه‌بندی	دفن کم‌عمق	سبک‌شدگی در $\delta^{18}\text{O}$ و سنگین‌شدگی در $\delta^{13}\text{C}$	Allan and Matthews, 1999 تفاوتی نشان نمی‌دهند	منفی متوسط
روشن	دفن عمیق	سبک‌شدگی شدید در $\delta^{18}\text{O}$ و سنگین‌شدگی در $\delta^{13}\text{C}$	Allan and Matthews, 1999 تفاوتی نشان نمی‌دهند	منفی شدید

اکسیدان محیط‌های متئوریک و عدم مشارکت آهن و منگنز در ساختار بلوری و کانی‌شناسی سیمان‌های کلسیتی باشد (شکل ۳).

۵- تفسیر محیط‌های دیاژنتیکی

فرایند دیاژنز هم‌زمان با رسوب‌گذاری در بستر دریا با فعالیت موجودات زنده شروع شده و تا زمان پس از بالآمدگی و در معرض آب‌های جوی ادامه می‌یابد. مطالعه فرایندها و عارضه‌های دیاژنتیک امکان تشخیص و تمایز محیط‌های دیاژنتیک مختلف شامل محیط‌های دریایی، متئوریک اولیه، تدفین کم عمق، تدفین عمیق و متئوریک ثانویه یا پس از بالآمدگی را فراهم می‌کند. محیط‌های مذکور در سه فاز ائوزنز (آغازین)، مزوزنز (میانی)، تلوزنز (تأخیری) قابل تقسیم هستند.

۵-۱- دیاژنز اولیه (ائوزنز)

میکرایی‌شدن برخی از اجزا در مراحل اولیه دیاژنز رخ می‌دهد که به لحاظ موقعیت انجام این فرایند در اطراف دانه‌ها بطرف مرکز دانه تأثیرات چندانی بر نفوذپذیری ندارد اما می‌تواند موجب بسته شدن تخلخل‌های درون دانه‌ها گردد. این فرایند در سنگ‌های کربناته مورد مطالعه چندان گسترده‌گی زیادی ندارد اما با این‌وجود دانه‌های آلیید که فراوانی کمی دارند را بطور کامل میکرایی‌تی نموده است

نمونه‌هایی که در شکل ۴ و جدول ۱ با عناوین ۱- حفرات منطقه‌بندی، ۲- زمینه نیمه‌روشن، ۳- سیمان روشن و ۴- حفره روشن نام‌گذاری شده‌اند همگی دارای خصوصیات ایزوتوپی و لومینسانس مشابه است که مؤید تهنشست در محیط‌های دیاژنتیک تدفینی هستند. از این خصوصیات می‌توان به نسبت‌های ایزوتوپی کربن نسبتاً سنگین و اکسیژن نسبتاً سبک و لومینسانس روشن اشاره نمود. در بین چهار نوع نمونه مورد اشاره سبک‌ترین مقادیر ایزوتوپی اکسیژن مربوط به نمونه‌های سیمان‌های با لومینسانس روشنی است که برخی از حفرات را پر نموده‌اند. لذا این گروه را می‌توان مرتبط با عمیق‌ترین عمق تدفین در نظر گرفت. از طرفی نمونه‌ها با عنوان حفرات منطقه‌بندی به سبب عمق تدفین کم در ارتباط با سیالات دوگانه تدفینی- متئوریک هستند که باعث سنگین‌تر شدن ایزوتوپ اکسیژن و لومینسانس دوگانه روشن و تیره شده است.

نمونه‌های با لومینسانس تیره و محتوای ایزوتوپی اکسیژن سنگین و کربن سبک (شکل ۴ و جدول ۱) که تحت دو عنوان حفرات تیره و شکستگی تیره نام‌گذاری شده‌اند نشان‌دهنده شرایط متئوریک هستند که با توجه به سایر شواهد از جمله قطع کردن سایر عارضه‌های دیاژنتیک، مربوط به شرایط متئوریک پس از چین‌خوردگی و بالآمدگی توالی‌های سنگ‌آهکی سازند آسماری هستند. لومینسانس تیره در آن‌ها نیز می‌تواند به سبب شرایط

محسوب شده و نقش مثبتی در افزایش کیفیت مخزنی را بازی می‌کنند (شکل ۲).

۵-۲- دیاژنز فاز میانی (مزوژنز)

در مراحل آغازین تدفین تراکم فیزیکی از فرایندهای اصلی است که سبب آرایش فشرده‌تر دانه‌ها تا اعماق بیشتر خواهد شد. در مسیر تدفین یکی از تغییرات اصلی محیط دیاژنتیک، تغییر سیالات منفذی است. مقدار پایین‌تر نسبت Mg/Ca در این مرحله تدفین سبب ایجاد سیمان‌هایی با فابریک تقریباً هم‌بعد می‌شود. از جمله این سیمان‌ها می‌توان به سیمان موزاییک هم‌بعد و سیمان بلوکی اشاره نمود که در سنگ‌های کربناته مورد مطالعه گسترش یافته‌اند. بر اساس موقعیت تشکیل انواعی از این نوع سیمان‌ها که در حفرات فسیلی و حفرات انحلالی تشکیل شده‌اند در فاز تدفینی تهنشین شده‌اند (هارلی و لومن، ۲۰۰۶). تأثیر سیالات دیاژنتیک با ترکیب متفاوت از آب دریا در طی تدفین همچنین می‌تواند سبب گسترش نئومورفیسیم به اشکال مختلفی گردد که در نمونه‌های سازند آسماری ملاحظه شده‌اند. در مراحل تدفینی عمیق‌تر فشار بسیار زیاد ناشی از بار رسوبات بالاتر باعث ایجاد و گسترش فرم‌های انحلال فشاری مانند استیلولیت می‌شود (پاگونونی و همکاران، ۲۰۱۶).

۵-۳- دیاژنز فاز تأخیری (تلوژنز)

در مراحل تأخیری دیاژنز که توالی‌های سنگی حوضه رسوبی زاگرس در ناحیه مورد مطالعه چین‌خورده و سنگ‌ها از اعماق با نزدیک سطح و سطح رسیده‌اند برخی از فرایندهای دیاژنتیک نظیر شکستگی‌ها رخ داده و برخی از این شکستگی‌ها توسط سیمان‌های مختلف پر شده‌اند. اگر بالآمدن و توسعه شکستگی‌ها تا حد رخنمون یافتن ادامه نیابد، شکستگی‌ها تأثیر بسیار زیادی بر گسترش تخلخل مفید سازندهای کربناته دارند اما سیمان‌های پرکننده آن‌ها در زمینه کیفیت مخزن دارای نقش منفی هستند. برخی از انواع سیمان‌های شناسایی شده نظیر سیمان موزاییک هم‌بعد و سیمان بلوکی که شکستگی‌ها را پر نموده‌اند به سبب گسترش شکستگی‌ها در فازهای مربوط به چین‌خوردگی و بالآمدن سازند مربوط به فاز پس از بالآمدگی هستند (هارلی و لومن، ۲۰۰۶؛ حیدری و همکاران، ۲۰۱۴ و ۲۰۱۵). یکی دیگر از سیمان‌هایی که

که علت آنرا می‌توان مرتبط با گسترش دریا‌های آراگونیتی در زمان سنوزویک دانست (سندبرگ، ۱۹۷۵، ۱۹۸۳ و ویلکینسون، ۱۹۸۵). بررسی دولومیت‌های ریزبلور در اسپانیا (کن‌اوراس، ۱۹۹۶) نشان داد که نبود شواهد کافی از دولومیت‌های درشت بلور نشان دهنده این امر است که موقعیت نزدیک به سطح ممکن است رخ دهد. در حقیقت تدفین لازم و یا حرارت بالا برای تشکیل بلورهای زنوناپیک دولومیتی متوسط و درشت بلور (ارائه شده توسط گرگ و سیلی، ۱۹۸۴) وجود نداشته است. در ارتباط با دولومیت‌های سازند آسماری نیز به سبب وجود دولومیت‌های ریزبلور می‌توان تفسیری مشابه در نظر گرفت و مرحله تشکیل آن‌ها را بیشتر بصورت اولیه و در فاز ائوژنز دانست. سیمان‌های اولیه دریایی نظیر سیمان‌های ریف‌های مرجانی و سیمان حاشیه‌ای هم‌ضخامت با وجود اندکی کاهش تخلخل، در خلال تدفین و افزایش روباره سنگ‌های سازند نقش مؤثری در جلوگیری از فشرده و بسته شدن حفرات و تخلخل‌های اولیه ایفا می‌کند. همین امر سبب شده است که ریف‌های مرجانی در ارزیابی مخازن به‌عنوان زون‌های تولیدی و مستعد در نظر گرفته شوند. از طرفی برخی از سیمان‌های اولیه که با فراونی متوسط در سازند آسماری نیز دیده می‌شوند نظیر سیمان‌های هم‌محور که بر روی اجزای خارپوستان تشکیل می‌گردند، بسرعت سبب کاهش تخلخل اولیه نوع درون دانه‌ای موجود در این اجزا می‌گردند.

برخی از فرایندهای رسوبی نیز به‌عنوان حد واسط فاز ائوژنز و مزوژنز هستند که از جمله آن‌ها می‌توان به انحلال ناشی از افت سطح آب دریا و نفوذ سیالات متثوریک اولیه اشاره نمود که در ناحیه مورد مطالعه نیز بخوبی گسترش یافته‌اند. در نمونه‌های مربوط به دوره افت سطح دریا که به لحاظ رخساره‌ای اغلب مربوط به کمر بند بالای جزر و مدی بوده و متشکل از مادستون آهکی و دولومادستون‌هایی هستند که بطور غیر معمول انحلال حفره‌ای و کانالی (چوکت و پری، ۱۹۷۰) در آن‌ها گسترش یافته است. همچنین گسترش ساختارهای رسوبی چشم‌پرنده‌ای و فنسترال در مراحل افت سطح آب دریا (Late HST و LST) رخ می‌دهند که بعنوان یک فاز بین اولیه و میانی دیاژنز محسوب می‌گردند. در طبقه‌بندی تخلخل ارائه شده توسط آرچی (۱۹۵۲) انحلال‌های نوع حفره‌ای، کانالی، چشم‌پرنده‌ای و فنسترال از نوع انحلال‌های متصل

پرشده با کلسیت با لومینسانس تیره؛ ۲- حفرات پرشده با کلسیت با لومینسانس روشن؛ ۳- شکستگی‌های پرشده با کلسیت با لومینسانس تیره؛ ۴- سیمان بین اجزا با لومینسانس روشن، ۵- زمینه سنگ‌آهک با لومینسانس روشن؛ ۶- زمینه سنگ‌آهک با لومینسانس تیره و ۷- سیمان اطراف حفره با لومینسانس منطقه‌بندی، تقسیم‌بندی شدند. محتوای ایزوتوپی این هفت دسته راهنمای مناسبی برای تفکیک محیط‌های دیاژنتیک و تفسیر تاریخچه پس از رسوب‌گذاری نهشته‌های آهکی سازند آسماری در منطقه شمال خرم‌آباد بود.

سپاسگزاری

در این بخش بر خود لازم می‌بینم که از معاونت محترم پژوهشی و ارتباط با مردم دانشگاه شهید چمران اهواز جهت تأمین مالی این مقاله سپاسگزاری کنم. این مقاله از طرح پژوهشی داخلی دانشگاه شهید چمران اهواز با شماره طرح ۸۲۷ استخراج شده است.

منابع

- فضلی، ل.، رضایی‌پرتو، ک (۱۴۰۱) آنالیز رخساره‌ها، شرایط رسوبی و فرایندهای دیاژنتی می‌مخزن آسماری در میدان نفتی قلعه‌نار، نشریه رسوب‌شناسی کاربردی، دوره ۱۰، شماره ۱۹، ص ۲۳۲-۲۴۶.
- اسدی‌مهماندوستی، الف.، معلمی، س.، ع.، دانشیان، ج.، لشگری، س (۱۳۹۸) تعیین هندسه ساختاری سازند آسماری و بررسی روند تغییرات آن در حوضه رسوبی زاگرس با استفاده از روش مدل‌سازی چینه‌ای رو به جلو، نشریه رسوب‌شناسی کاربردی، دوره ۷، شماره ۱۴، ص ۱-۱۴.
- Ahmad, A. H. M., Bhat, G. M. and Khan, M. H. A (2006) Depositional environments and diagenesis of the kuldhar and Keera Dome carbonates (Late Bathonian–Early Callovian) of Western India. *Journal of Asian Earth Sciences*, 27(6): 765-778.
- Cañaveras, J. C., Sánchez-Moral, S., Calvo, J. P., Hoyos, M. and Ordóñez, S (1996) Dedolomites associated with karstification. An example of early dedolomitization in lacustrine sequences from the Tertiary Madrid Basin, Central Spain. *Carbonates and Evaporites*, 11(1): 85-103.
- Choquette, P. W. and Pray, L. C (1970) Geologic nomenclature and classification of porosity in sedimentary carbonates. *AAPG bulletin*, 54(2): 207-250.

درون شکستگی‌ها گسترش یافته است سیمان اکسید آهن است که این نوع سیمان را نیز می‌توان مرتبط با فازهای تأخیری دیاژنز و پس از چین‌خوردگی و بالا آمدن سازند دانست. تشکیل سیلیس در سنگ‌های کربناته نیازمند تأثیر سیالات اسیدی است که این شرایط در فازهای متئوریک بویژه پس از بالا آمدگی محیا می‌باشد. این سیالات اسیدی همزمان با گسترش سیلیس باعث انحلال کربنات نیز می‌شوند.

۶- نتیجه‌گیری

در این مطالعه از داده‌های پتروگرافی و ایزوتوپ‌های پایدار اکسیژن و کربن برای درک بهتر شرایط پس از رسوب‌گذاری استفاده شده است. همچنین تلاش شده است که نشانه‌ها و ردیاب‌هایی از هر یک از مراحل اثرگذاری دیاژنز شناسایی و تفکیک گردد. مطالعه سیمان‌های تشکیل شده در حفرات و شکستگی‌های سنگ‌های کربناته نشان می‌دهد که گاهی تفاوت‌هایی در محتوای ایزوتوپی اکسیژن و کربن بخش‌های حاشیه‌ای و مرکزی سیمان‌ها دیده می‌شود که البته این تغییرات در بیشتر موارد زیاد نیست. فرایندهای دیاژنتیک متعددی نظیر سیمانی شدن کلسیتی (سیمان هم‌محور، سیمان رورشدی، سیمان موزایک‌اسپار، سیمان بلوکی و سیمان گرانولار)، سیمان اکسید آهن، پیریتی شدن، دولومیتی شدن محدود، میکرایتی شدن، آشفستگی زیستی، شکستگی‌ها و پرشدگی‌ها و انحلال، نئومورفیسم افزایشی، تراکم فیزیکی و شیمیایی (استیلولیت و استیلوموتل) سنگ‌های آهکی سازند آسماری را در ناحیه مورد ارزیابی تحت تأثیر خود قرار داده است. برخی از این فرایندها در چندین محیط دیاژنتیک ممکن است رخ دهند که امکان تفکیک دقیق آن‌ها صرفاً با مطالعه‌ی پتروگرافی که یک ابزار کیفی است میسر نیست و می‌بایست که از ابزارهای نیمه کمی (کاتدلومینسانس) و کمی (نظیر مطالعه ایزوتوپ‌های پایدار اکسیژن و کربن) برای تفکیک و ردیابی هر یک از فازهای دیاژنتیک استفاده نمود. در این مطالعه با استفاده از تصاویر کاتدلومینسانس جهت ایجاد نقشه‌ای برای نمونه‌برداری برای آنالیز ایزوتوپی استفاده شده و نمونه‌های مناسب برداشت شده است. نمونه‌های مورد ارزیابی ایزوتوپی با توجه به جایگاه تشکیل در سنگ و همچنین نوع لومینسانس به هفت دسته شامل - حفرات

- Sandberg, P. A (1975) New interpretations of Great Salt Lake ooids and of ancient non-skeletal carbonate mineralogy. *Sedimentology*, 22(4): 497-537.
- Sandberg, P. A (1983) An oscillating trend in Phanerozoic non-skeletal carbonate mineralogy. *Nature*, 305(5929): 19-22.
- Shi, P., Tang, H., Wang, Z., Sha, X., Wei, H. and Liu, C (2020) Carbonate diagenesis in fourth-order sequences: A case study of yingshan formation (Lower Ordovician) from the yubei area-Tarim Basin, NW China. *Journal of Petroleum Science and Engineering*, 195:107756.
- Veizer, J., Ala, D., Azmy, K., Bruckschen, P., Buhl, D., Bruhn, F., Carden, G. A., Diener, A., Ebner, S., Godderis, Y. and Jasper, T (1999) $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ evolution of Phanerozoic seawater. *Chemical geology*, 161(1-3): 59-88.
- Wilkinson, B. H., Owen, R. M. and Carroll, A. R (1985) Submarine hydrothermal weathering, global eustasy, and carbonate polymorphism in Phanerozoic marine oolites. *Journal of Sedimentary Research*, 55(2): 171-183.
- Zachos, J. C. and Kump, L. R (2005) Carbon cycle feedbacks and the initiation of Antarctic glaciation in the earliest Oligocene. *Global and Planetary Change*, 47(1): 51-66.
- Dickson, J. A. D (1966) Carbonate identification and genesis as revealed by staining, *Journal of Sedimentary Petrology*, 36: 441-505.
- Emiliani, C (1955) Pleistocene temperatures. *The Journal of geology*, 63(6): 538-578.
- Fantle, M. S., Barnes, B. D. and Lau, K. V (2020) The role of diagenesis in shaping the geochemistry of the marine carbonate record. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 48: 549-583.
- Gregg, J. M. and Sibley, D. F (1984) Epigenetic dolomitization and the origin of xenotopic dolomite texture. *Journal of Sedimentary Research*, 54(3): 908-931.
- Heidari, A., Gonzalez, L. A., Mahboubi, A., Moussavi-Harami, R., Ludvigson, G. A. and Chakrapani, G. J (2014) Diagenetic model of carbonate rocks of Guri Member of Mishan Formation (lower to middle Miocene) SE Zagros Basin, Iran. *Journal of the Geological Society of India*, 84(1): 87-104.
- Heidari, A., Shokri, N., Ghasemi-Nejad, E., Gonzales, L. and Ludvigson, G (2015) Application of petrography, major and trace elements, carbon and oxygen isotope geochemistry to reconstruction of diagenesis of carbonate rocks of the Sanganeh Formation (Lower Cretaceous), East Kopet-Dagh Basin, NE Iran. *Arabian Journal of Geosciences*, 8(7): 4949-4967.
- Hurley, N. F. and Lohmann, K. C (1989) Diagenesis of Devonian reefal carbonates in the Oscar Range, Canning Basin, Western Australia. *Journal of Sedimentary Research*, 59(1): 127-146.
- López-Quirós, A., Barbier, M., Martín, J. M., Puga-Bernabéu, Á. and Guichet, X (2016) Diagenetic evolution of Tortonian temperate carbonates close to evaporites in the Granada Basin (SE Spain). *Sedimentary Geology*, 335: 180-196.
- Macdonald, F. A., Schmitz, M. D., Crowley, J. L., Roots, C. F., Jones, D. S., Maloof, A. C., Strauss, J. V., Cohen, P. A., Johnston, D. T. and Schrag, D.P (2010) Calibrating the cryogenian. *science*, 327(5970):1241-1243.
- Moore, C. H (1989) Carbonate diagenesis and porosity. Elsevier.
- Paganoni, M., Al Harthi, A., Morad, D., Morad, S., Ceriani, A., Mansurbeg, H., Al Suwaidi, A., Al-Aasm, I.S., Ehrenberg, S.N. and Sirat, M (2016) Impact of stylolitization on diagenesis of a Lower Cretaceous carbonate reservoir from a giant oilfield, Abu Dhabi, United Arab Emirates. *Sedimentary Geology*, 335: 70-92.
- Sami, T. T. and James, N. P (1996) Synsedimentary cements as Paleoproterozoic platform building blocks, Pethei Group, northwestern Canada. *Journal of Sedimentary Research*, 66(1).