



تاریخچه دیاژنز زوج لایه‌های گل سفید - مارن آهکی در سازند آب‌دراز، شرق حوضه کپه‌داغ

لیلی فاتح بهاری^{۱*}، اسداله محبوبی^۲، محمد حسین محمودی قزایی^۳، رضا موسوی حرمی^۴

۱- دانشجوی دکتری رسوب شناسی و سنگ شناسی رسوبی، گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه فردوسی مشهد، مشهد، ایران

۲- دانشیار گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه فردوسی مشهد، مشهد، ایران

۳- استادیار گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه فردوسی مشهد، مشهد، ایران

۴- استاد گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه فردوسی مشهد، مشهد، ایران

*پست الکترونیک: amahboobi2001@yahoo.com

تاریخ پذیرش: ۸۹/۱۰/۵

تاریخ دریافت: ۸۹/۳/۱۰

چکیده

فرآیندهای دیاژنزی زوج لایه‌های گل سفید - مارن آهکی سازند آب‌دراز در شرق حوضه کپه‌داغ در دو برش حمام قلعه و پادها مورد مطالعه قرار گرفته است. این مجموعه تحت تأثیر فرآیندهای دیاژنتیکی متفاوتی قرار گرفته‌اند که مهمترین آنها سیمانی شدن، انحلال، فشردگی، نئومورفیسم افزایشی، پیریتی شدن، آشفستگی زیستی و ایجاد درزه و شکستگی است. وجود رس و همچنین نبود چارچوب دانه‌ای در میان لایه‌های مارن آهکی سبب انحلال و فشردگی بیشتر و مقدار کمتر رس و وجود دانه‌های بیشتر در طبقات گل سفیدی باعث تأثیر بیشتر سیمانی شدن شده است. تفسیر توالی پاراژنتیکی سازند آب‌دراز نشان دهنده تأثیر فرآیندهای دیاژنزی در محیطهای دریایی، تدفینی و بالاآمدگی است.

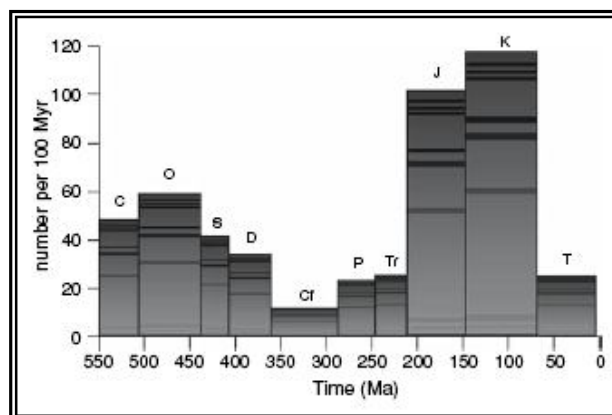
واژه‌های کلیدی: دیاژنز، سازند آب‌دراز، گل سفید، کپه‌داغ، حمام قلعه، پادها.

مقدمه

تورونین - سانتونین (کلانتیری، ۱۹۸۷) در شرق حوضه رسوبی کپه‌داغ عمدتاً از شیل و مارنهای خاکستری روشن تا خاکستری مایل به سبز به همراه واحدهای سنگ آهک گل سفیدی تشکیل شده است. مرز زیرین آن با سازند آیتامیر ناپيوسته و مرز بالایی آن با سازند آب‌تلخ پیوسته و در هر دو به صورت هم شیب است (افشار حرب، ۱۳۷۳). سازند آب‌دراز در برشهای مورد مطالعه در این پژوهش (حمام قلعه و پادها) دارای ۳ واحد سنگ آهک گل سفیدی

دیاژنز تمام فرآیندهای شیمیایی، فیزیکی و بیولوژیکی مؤثر بر رسوبات را بعد از رسوب گذاری تا آغاز مرحله دگرگونی دربر گرفته و در سه محیط دریایی، متئوریک و دفنی صورت می‌گیرد (تا کر و رایت، ۱۹۹۰). تناوب گلهای آهکی در گستره وسیعی از محیطهای رسوبی شامل لاگون تا همی‌پلاژیک و در طول فانروزوئیک به ویژه در دوره کرتاسه مشاهده شده است (شکل ۱). سازند آب‌دراز به سن

و سه بخش شیلی و مارنی است که به طور متناوب با یکدیگر قرار دارند. واحدهای سنگ آهک گل سفیدی در سازند آب دراز تناوب منظمی از لایه‌های سنگ آهکی گل سفید با رنگ روشن و میان لایه‌هایی از مارن آهکی تیره‌تر هستند. این زوج لایه‌ها دارای مقدار متفاوتی کربنات که می‌تواند ناشی از تغییرات محیطی در زمان رسوب‌گذاری و یا تحت تأثیر فرآیندهای دیاژنتیکی باشد. هدف از انجام این تحقیق شناسایی فرآیندهای دیاژنتیکی مؤثر بر گلهای آهکی در سازند آب‌دراز در شرق کپه‌داغ و تأثیر آنها بر زوج لایه‌های سنگ آهک گل سفیدی و مارن آهکی و بالاخره تفسیر توالی پاراژنتیکی است.



شکل ۱: توزیع تناوب گلهای آهکی در طول زمان (وستفال و مونک، ۲۰۰۲؛ وستفال و همکاران ۲۰۰۸)

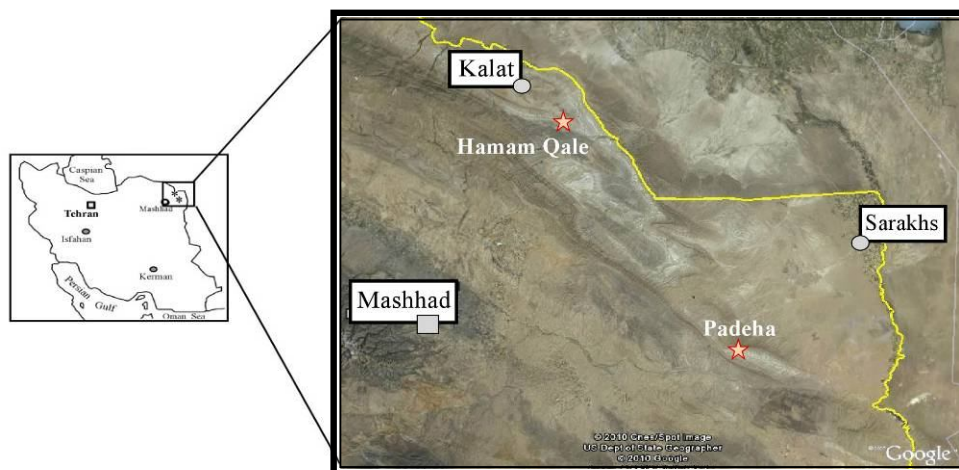
روش مطالعه

در این پژوهش دو برش سطح الارضی حمام‌قلعه به ضخامت ۵/۳۴ متر و پادها به ضخامت ۵/۶۴۰ متر اندازه‌گیری و برداشت شده است (شکل ۲). ۷۱ نمونه گل سفیدی از نظر پتروگرافی مطالعه و در توصیف اندازه از واژه‌های میکربت، میکرواسپار و اسپار (فولک، ۱۹۶۵) استفاده شده است. با توجه به ریز بودن نمونه‌ها و به منظور مطالعه دقیق فرآیندهای دیاژنتیکی از SEM استفاده شده است. ۶ نمونه سنگ آهک گل سفیدی، مارن آهکی و مارن توسط میکروسکپ الکترونی (LEO 1450VP) آزمایشگاه مرکزی

دانشگاه فردوسی مورد مطالعه قرار گرفته است. علاوه بر این، ۱۵۰ نمونه از تناوبهای گل سفید - مارن آهکی در هر دو برش به روش وزنی کلسی‌متری شده و با اسید کلریدریک ۱۰٪ شست و شو داده شده‌اند تا میزان کربنات و مقدار مواد غیر قابل حل (IR) آنها مشخص گردد. ۲۵ نمونه از مواد غیر قابل حل گل سفید - مارن آهکی، برای تعیین اندازه ذرات و همچنین تعیین مقدار فراوانی رس و سیلت به وسیله Particle Analaizer دانه سنجی شده است. این آنالیز در آزمایشگاه رسوب شناسی بخش زمین شناسی دریایی سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی (مرکز ساری) انجام شده است.

بحث

سازند آب‌دراز از دو رخساره کربناته و سیلیسی آواری (شیلی - مارنی) تشکیل شده است. ضخامت رخساره کربناته در مقایسه با ضخامت کل برش کم است (بین ۱۵ تا ۴۰ متر) در حالی که مارنها ۵۰ تا ۳۰۰ متر ضخامت دارند. رخساره کربناته شامل واحدهای گل سفیدی است که به فرم متناوب با مارن آهکی و به ضخامتهای ۲۵ سانتی‌متر تا ۱ متر در تغییر است (شکل ۳). اجزای اسکلتی این رخساره شامل روزن‌داران پلانکتونیک و بنتونیک، استراکود و خرده‌های اسکلتی اینوسراموس، اکینودرم، بریوزوئر، کلسی‌اسفر و نانوپلانکتونهای آهکی است. نمونه‌های گل سفیدی حاوی ۸۰ تا ۹۵ درصد و بین لایه‌های آنها (نمونه مارن آهکی) ۶۵ تا ۸۰ درصد کربنات دارند (شکل ۴). طبقات گل سفیدی به دلیل داشتن کربنات بیشتر، سخت‌تر و به رنگ سفید تا خاکستری روشن رخنمون دارند در صورتی که مارنهای آهکی از سیلت و رس بیشتری برخوردار بوده و لذا سست‌ترند و به رنگ خاکستری تیره مشاهده می‌شوند.



شکل ۲. موقعیت ناحیه مورد مطالعه در شرق کپه‌داغ

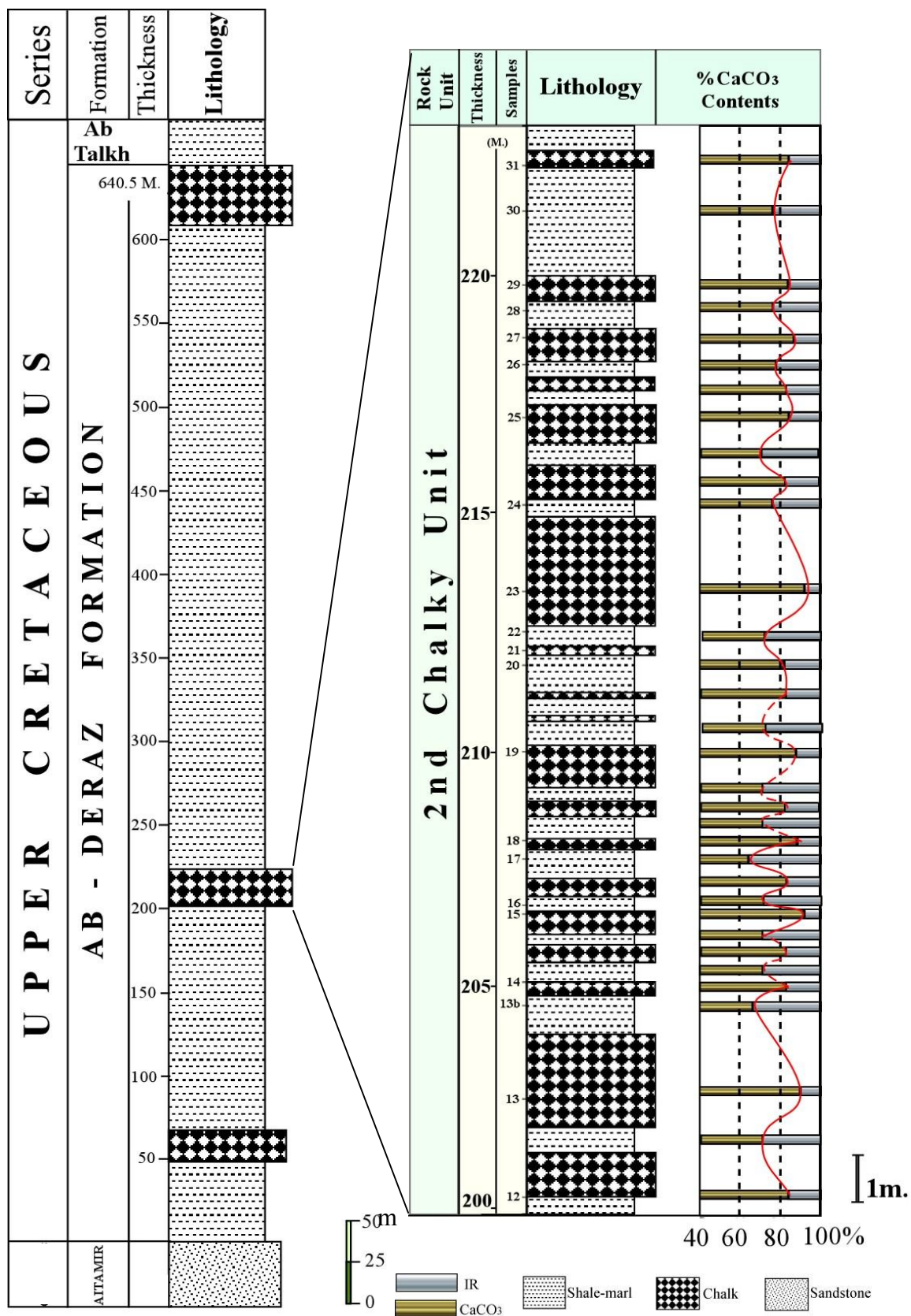


شکل ۳: نمای دور و نزدیک از تناوب زوج لایه‌های گل سفید - مارن آهکی سازند آبدراز در برش پادها. لایه‌های گل سفیدی به رنگ روشن و مارن آهکی به رنگ تیره مشاهده می‌شوند.



زیستی و بالاخره ایجاد درزه و شکستگی شده است که کربناتهای گل سفیدی و بین لایه‌های آنها را تحت تأثیر قرار داده و به شرح زیر است:

مطالعات انجام شده منجر به شناسایی فرآیندهای دیاژنزی سیمانی‌شدن، انحلال، فشردگی، نشومورفسم، پرشدگی حفرات اولیه و ثانویه توسط کربنات و پیریت، آشفستگی



شکل ۴: ستون چینه‌شناسی سازند آبدراز در برش پادها. در این شکل تغییرات زوج لایه‌ها و درصد کربنات در دومین واحد سنگ آهک گل سفیدی نشان داده شده است.

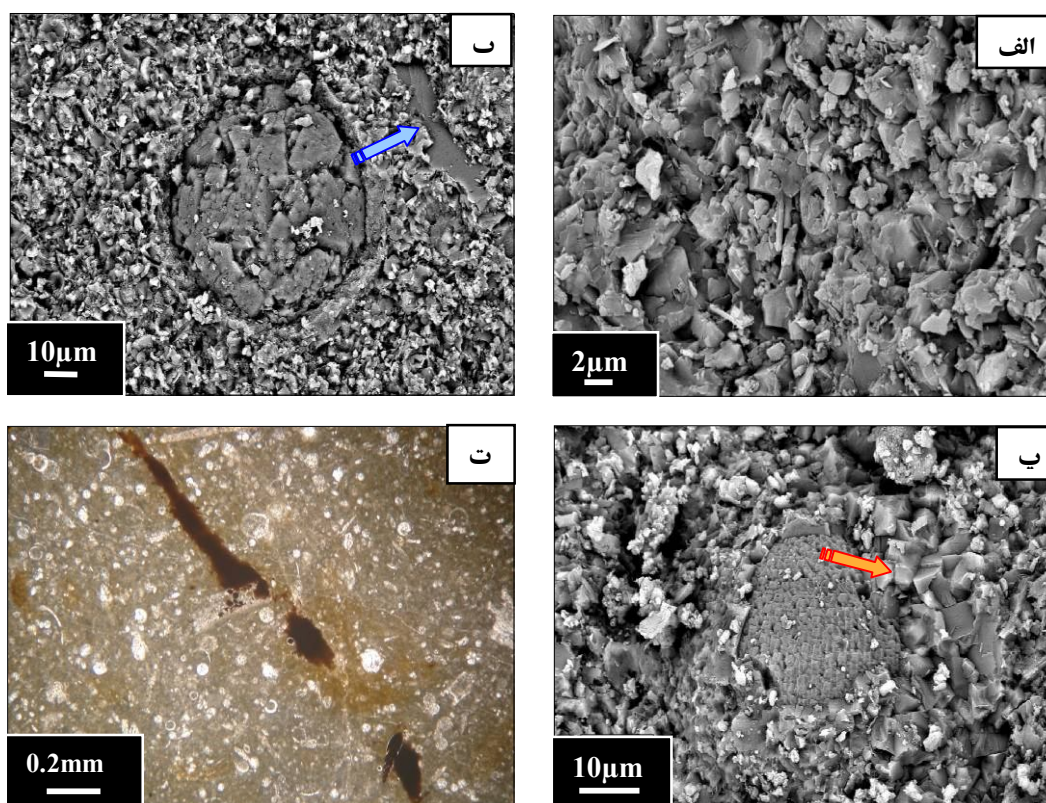
سیمانی شدن

چنان که قبلاً ذکر شد، بر اساس نتایج کلسی‌متری، طبقات گل سفیدی بین ۸۰ تا ۹۵ درصد و مارنهای آهکی بین ۶۵ تا ۸۵ درصد کربنات دارند. آنالیز اندازه ذرات نشان می‌دهد که مقدار رس در نمونه‌های مارن آهکی بیشتر از طبقات گل سفیدی است. بنابراین این زوج لایه‌ها دارای ساختارهای درونی متفاوتی هستند که می‌تواند عامل مهمی در سخت‌شدگی آنها محسوب گردد (وستفال و همکاران، ۲۰۰۰). به طور کلی سطح مخصوص توسط مقدار کربنات و کانی‌شناسی اجزای غیر کربناته کنترل شده و نسبت عکس با نفوذپذیری دارد. کلسیت سطح مخصوص پایین‌تری نسبت به اجزای غیر کربناته تشکیل دهنده گل سفیدی و مارن آهکی مانند سیلیس و کانیهای رسی دارد. کاهش مقدار کربنات در طبقات مارن آهکی، سطح مخصوص را افزایش داده و سبب کاهش نفوذپذیری می‌شود. بنابراین به نظر می‌رسد که جریان سیال در طبقات گل سفیدی بر خلاف طبقات مارن آهکی نفوذپذیری بیشتری داشته و به سیمانی شدن آنها منجر شده است، درحالی‌که در مناطق با سطح مخصوص بالاتر (بین لایه‌های گل سفیدی) و با نفوذپذیری کمتر، میزان سیمانی شدن نیز کم بوده است (لت‌هچولر، ۲۰۰۷). از طرف دیگر وجود رس می‌تواند پتانسیل سیمانی شدن در کربناتهای پلاژیک را کاهش دهد (متر، ۱۹۷۴). بنابراین سیمانی شدن در نمونه‌های با رس بیشتر، کمتر انجام شده است (تاکر و رایت، ۱۹۹۰). در مقاطع مورد مطالعه، دو نوع سیمان کلسیتی و اکسید آهن قابل تشخیص است. شکل ۵ الف تصویر میکروسکپ الکترونی فرآیند سیمانی شدن در نمونه گل سفیدی را نشان می‌دهد که بلورهای سیمان کلسیتی در آن به صورت میکرواسپارهای شکل دار تا نیمه شکل دار تشکیل شده‌اند. تشکیل سیمان در گل سفید به صورت تکه‌ای (patchy) است به طوری که بلورهای سیمان

در داخل گل آهکی به صورت پراکنده بوده و در برخی از قسمتها، تخلخل بین دانه‌ای ماتریکس را نیز کاهش داده است (شکلهای ۵ ب و پ). فابریک طبقات مارن آهکی با داشتن مقدار رس بیشتر نسبت به طبقات گل سفیدی متفاوت است. پولکهای رسی صفحه‌ای بین ذرات کلسیت پخش و توزیع شده و موازی با لامیناسیون قرار گرفته و باعث سیمانی شدن نامنظم و بدون قاعده در مارن آهکی شده است. سیمان اکسید آهن نیز به صورت هماتیت سطح دانه‌ها و زمینه را پوشانده است (شکل ۵ - ت). سوجکوسکی (۱۹۵۸) و بترست (۱۹۷۵) نیز اشاره می‌کنند که لایه‌های سنگ آهکی و طبقات بین لایه ای آنها دیاژنز متفاوت را تحمل می‌کنند به طوری که سنگ آهکها سیمانی می‌شوند درحالی‌که مارنهای آهکی کمتر سیمانی شده و عمدتاً تحت تأثیر فرآیندهای انحلال قرار می‌گیرند. به این ترتیب طبقات سنگ آهکی در سازند آبدراز دیاژنز متفاوتی را نسبت به میان‌لایه‌های مارن آهکی تحمل کرده‌اند.

انحلال و فشردگی

از دیگر فرآیندهای مهم دیاژنتیکی در این زوج لایه‌ها انحلال و فشردگی است. رس موجود در سنگ فشردگی مکانیکی و شیمیایی و تغییرات فابریک سنگ را کنترل نموده به طوری که سنگ آهکهای گل سفیدی با ایجاد یک چارچوب دانه‌ای در مقابل فشردگی مقاوم بوده‌اند (فابریسیوس، ۲۰۰۳). فشردگی مکانیکی در طبقات گل سفیدی اهمیت کمتری داشته و بدین ترتیب اسکلت موجودات در این طبقات، شکل خود را حفظ کرده‌اند (شکل ۶ الف). در مقاطع میکروسکپی نیز شکستگی حاصل از فشردگی مشاهده نمی‌شود (شکل ۶ ب). این در حالی است که میان لایه‌های مارن آهکی با رس بیش‌تر، مستعد



شکل ۵: تصاویر SEM نمونه سنگ آهک گل سفیدی؛ الف) میکریته به صورت شکل دار تا نیمه شکل دار (قطر کمتر از ۴ میکرون)، ب) پیکان نشان دهنده سیمان کلسیت اسپاری به صورت پراکنده (قطر بیشتر از ۱۰ میکرون)، پ) سیمان کلسیت میکرواسپار کاملاً شکل دار توسط پیکان نشان داده شده است (قطر بین ۴ تا ۱۰ میکرون)، ت) فتومیکروگراف رخساره پکستون - وکستون دارای کلسی اسفر که سیمان اکسید آهن در فضای خالی و همچنین پراکنده در زمینه دیده می‌شود.

فرم انتخابی انحلال یافته و به کاهش حجم و افزایش فشردگی منجر می‌شود در حالی که سیمانی شدن اولیه طبقات سنگ آهکی مانع از هرگونه فشردگی قابل توجه در این رسوبات می‌گردد (وستفال، ۲۰۰۶) (شکل ۹).

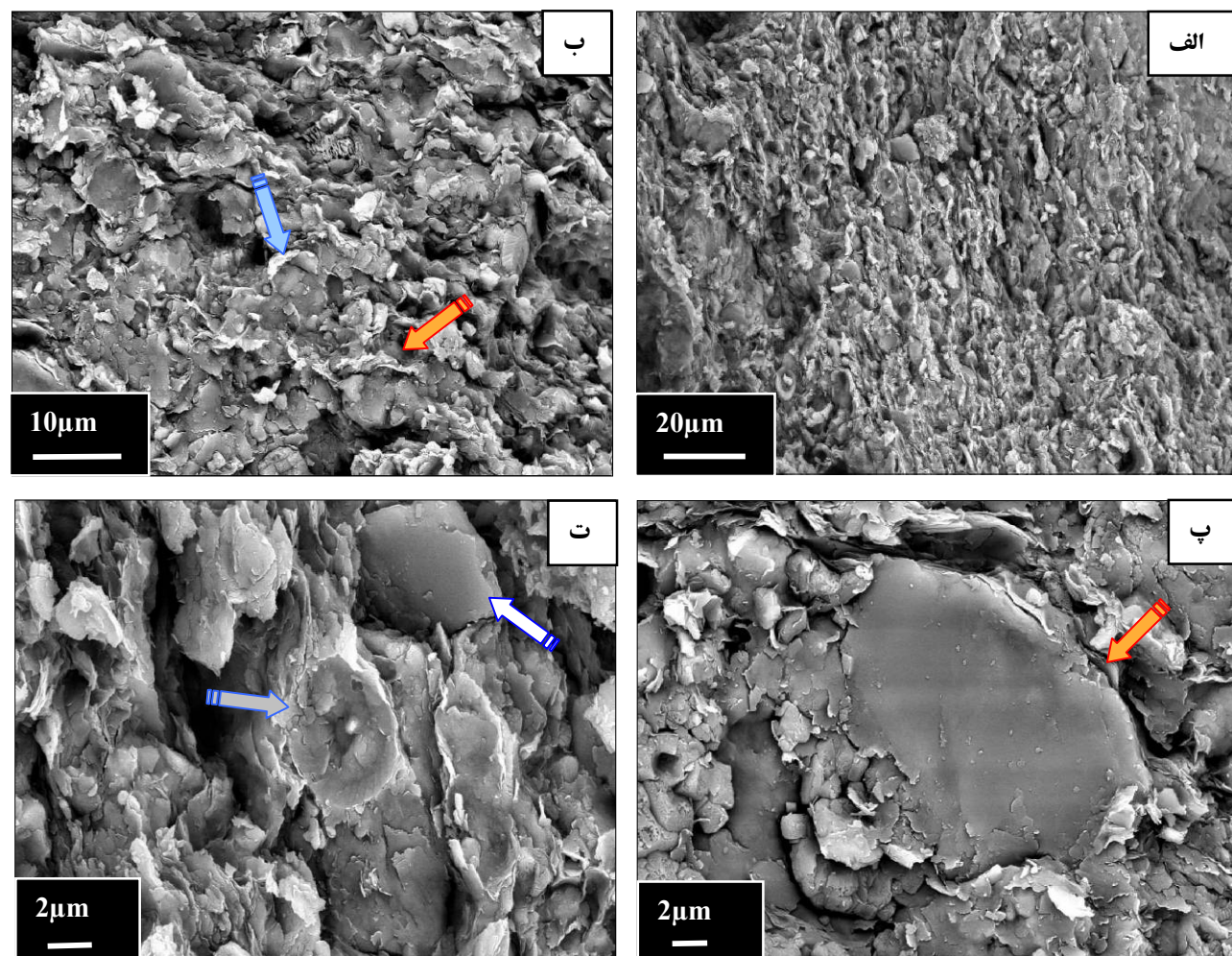
طبقات گل سفیدی در سازند آبدراز و بین لایه‌های آنها با این مدل مطابقت داشته (شکل ۱۰) و همان طور که بترست (۱۹۷۵) بیان می‌کند طبقات گل سفیدی دریافت کننده کربنات "receiver" و بین لایه‌های آنها، خارج کننده کربنات "donor" خواهند بود. انتقال مقادیر قابل توجهی کربنات کلسیم حل شده از میان لایه‌های مارن آهکی طی فرآیند انحلال و فشردگی و سپس رسوب گذاری مجدد آنها در طبقات سنگ آهکی به تغییراتی در مقدار کربنات اولیه رسوبات می‌انجامد.

فرآیندهای دیاژنتیکی انحلال و فشردگی هستند (شکل ۷). حضور کانیهای رسی در طبقات مارن آهکی از شکل گیری چارچوب دانه‌ای جلوگیری کرده بنابراین در این طبقات فشردگی، انحلال و سیمانی شدن نامنظم تأثیر گذار است (شکل ۷ الف و ب). اثر فشردگی در این طبقات به صورت جهت یافتگی اجزای تشکیل دهنده به فرم موازی با طبقه بندی و اثر انحلال به صورت لبه‌های خرده شده و نامنظم در بلورهای سیمان و کوکولیتها مشاهده می‌شود (شکل ۷ پ و ت). در حالی که در طبقات گل سفیدی جهت یابی وجود ندارد و اثرات انحلال نیز به ندرت به صورت حفره‌ای (شکل ۸) دیده می‌شود.

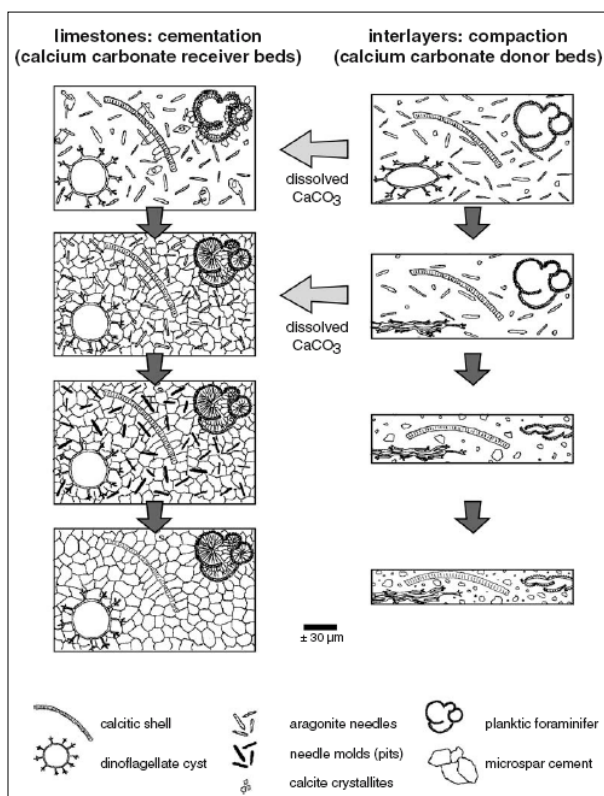
ملیم و همکاران (۲۰۰۲) معتقدند در محیطهای دیاژنز تدفینی، آراگونیت در اثر کاهش اسیدیته آبهای حفره‌ای به



شکل ۶: الف) حفظ شدگی کامل اینوسراموس در واحد سنگ آهک گل سفیدی، ب) عدم شکستگی فسیلها در مقاطع میکروسکوپی نشان دهنده عدم فشردگی در طبقات گل سفیدی.



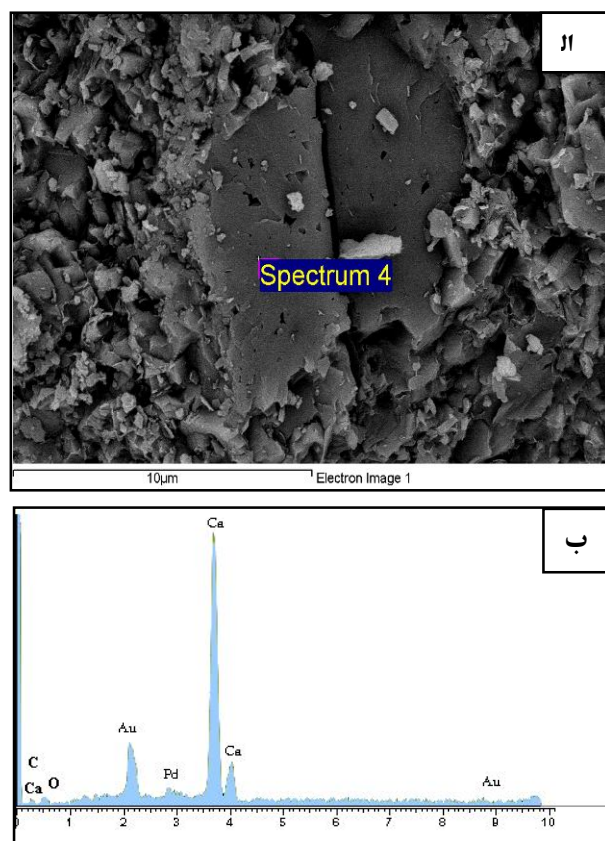
شکل ۷: تصاویر SEM از بین لایه‌های گل سفیدی در برش حمام قلعه (نمونه مارن آهکی): الف) فشردگی و جهت‌یافتگی دانه‌ها به دلیل حضور رس بیشتر، ب) حضور پولکهای رسی در سنگ و فشردگی (پیکانها); پ) بلور سیمان کلسیتی با لبه‌های انحلال‌یافته (پیکان); ت) خوردگی بلور سیمان (پیکان سفید) و لبه کوکولیت (پیکان خاکستری) در اثر انحلال.



شکل ۹: دیاژنز متفاوت در طبقات سنگ آهکی و بین لایه‌های آنها. طبقات سنگ آهکی به صورت اولیه سیمانی و پایدار شده‌اند درحالی‌که میان لایه‌های آنها فشرده شده و باعث انحلال آراگونیت شده است (وستفال، ۱۹۹۸؛ وستفال و همکاران، ۲۰۰۰).

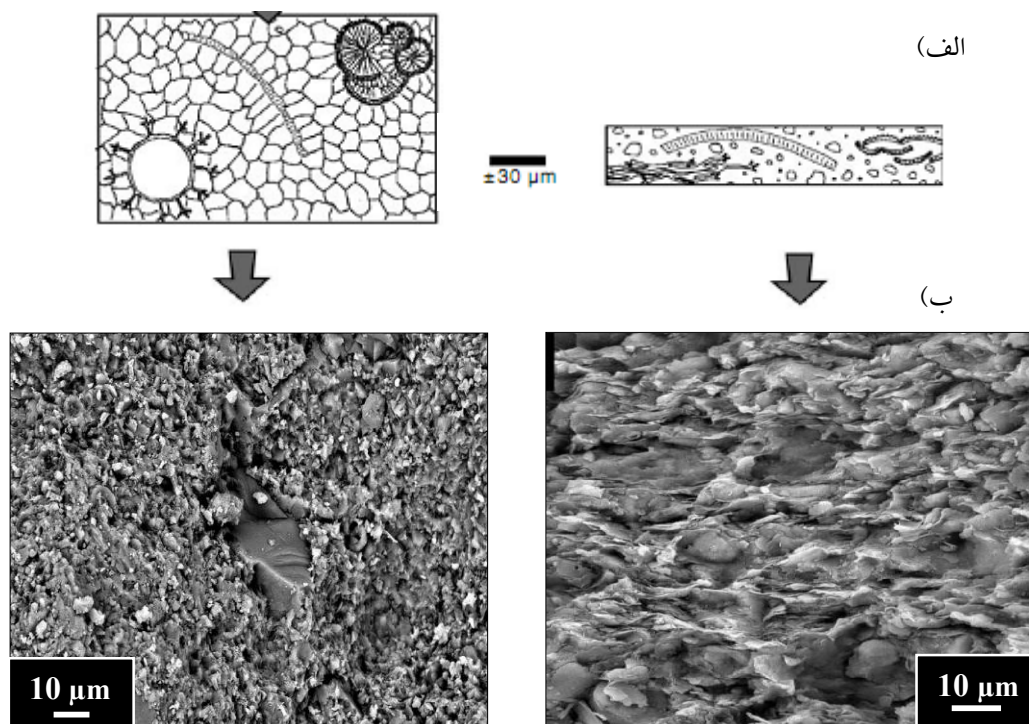
تخلخل

تخلخل اولیه در گلهای آهکی بالاست (۷۵ تا ۸۰ درصد) و مقدار زیادی سیمان برای پرکردن فضاهای خالی آن لازم است، اما نفوذ پذیری این رسوبات نیز بسیار پایین و مانع از جریان یافتن سیالات است (وستفال، ۲۰۰۶). لذا تخلخل اولیه و میکروسکوپی حفظ می‌شود. در سازند مورد مطالعه نیز تخلخل اولیه در رسوبات گل سفیدی دیده شده و توزیع آن نامرتب است (شکل ۱۰ الف) در حالی که فشردگی در رسوبات مارن آهکی عمدتاً باعث کاهش تخلخل شده است. اگر چه تخلخل درون دانه‌ای در حجره‌های بیوکستی در رسوبات گل سفیدی دیاژنتیکی نبوده، اما طی دیاژنز در اثر هسته سازی بلورهای درشت تر کلسیت و یا پیریتی شدن به کاهش تخلخل کل منجر شده است (شکل ۱۱ ب و ث).



شکل ۸. الف) سیمان کلسیتی در نمونه گل سفیدی، پیکان نشان‌دهنده آثار انحلال سیمان کربناته (pitted) است. ب) آنالیز EDS سیمان کلسیتی در شکل الف (Au و Pd پوشش نمونه مورد مطالعه در SEM است).

به این ترتیب طبقات سنگ آهکی از نظر مکانیکی در نتیجه سیمانی شدن اولیه پایدار می‌شوند و در همان زمان بین لایه‌ها به مقدار زیادی فشرده شده و غیر سیمانی باقی می‌مانند (ریکن و هملبن، ۱۹۸۲). این تغییرات دیاژنتیکی، تفاوت‌های منظم و سیستماتیکی را بین طبقات سنگ آهکی و میان لایه‌های آنها ایجاد می‌کنند. بنابراین نه تنها شرایط متفاوت در زمان ته نشست رسوبات متناوب سنگ آهک - مارن آهکی، بلکه تأثیر متفاوت فرآیندهای دیاژنتیکی نیز به تغییر مقدار کربنات در این زوج لایه‌ها انجامیده است (برای مثال: رینهارد و همکاران، ۲۰۰۰؛ وستفال و همکاران، ۲۰۰۰). لازم به ذکر است که تفکیک میزان کربنات در هر یک از مراحل اولیه و دیاژنتیکی به راحتی انجام پذیر نیست (وستفال و همکاران، ۲۰۰۴؛ بیرناکا و همکاران، ۲۰۰۵).



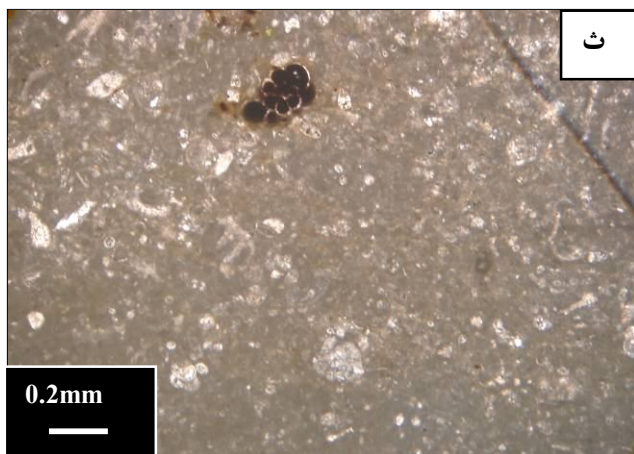
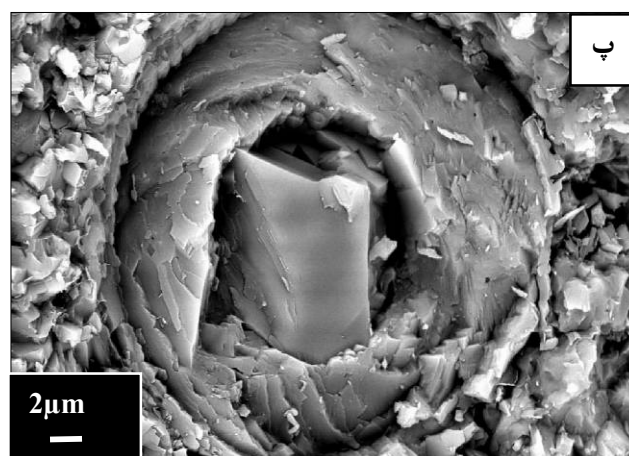
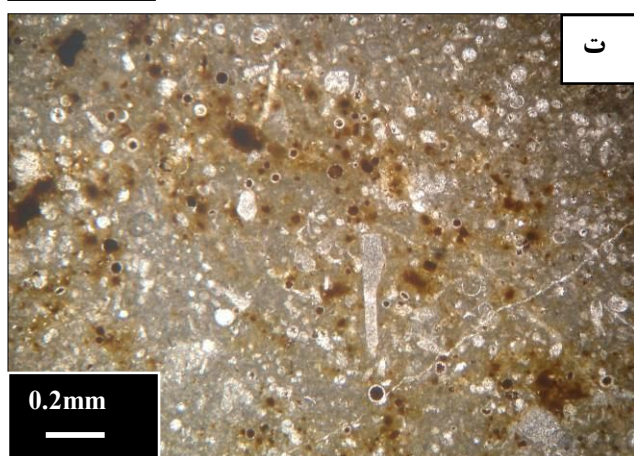
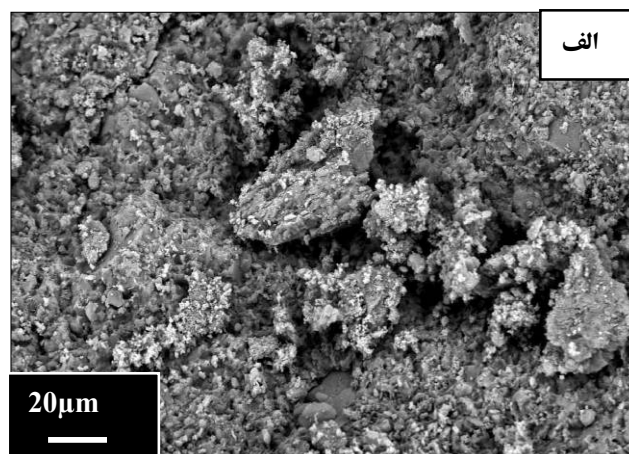
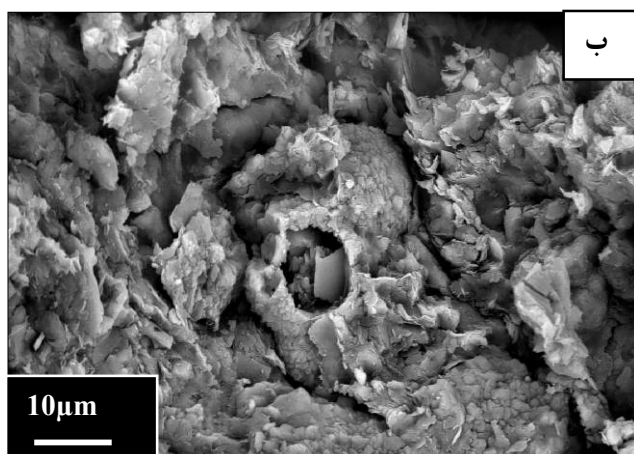
شکل ۱۰: الف) مدل دیاژنتیکی طبقات سنگ آهکی و میان لایه‌های مارن آهکی آنها. طبقات سنگ آهکی سیمانی شده و میان لایه‌ها تحت تأثیر فشردگی قرار گرفته‌اند (وستفال، ۱۹۹۸؛ وستفال و همکاران، ۲۰۰۰). ب) طبقات گل سفیدی (سمت چپ) و میان لایه‌های مارن آهکی (سمت راست) در سازند آبدراز که به ترتیب سیمانی شدن و فشردگی را تحمل کرده‌اند

شکستگی و پرشدگی

تشکیل و گسترش شکستگیها در سنگ تابع عوامل مختلفی از جمله خصوصیات سنگ، ضخامت لایه‌ها و ویژگیهای چینه‌شناسی است (کوک و همکاران، ۲۰۰۶). فرآیندهای تکتونیک نیز می‌توانند در مرحله نهایی دیاژنز و در هنگام بالا آمدگی شکستگیها را افزایش دهند (فلوگل، ۲۰۰۴). شکستگی در سازند آبدراز در مقیاسهای متفاوت ماکروسکپی و میکروسکپی قابل مشاهده است که احتمالاً در طی فاز نهایی آلپ (درویش‌زاده، ۱۳۷۰) تشکیل شده است. در اغلب موارد شکستگیها با کلسیت پر شده‌اند و تنها در بعضی نمونه‌ها در مقیاس میکروسکپی، فضای حاصل از شکستگی به صورت تخلخل باقی مانده است (شکل ۱۲ الف و ب).

پیریتی شدن

پیریت در مقاطع مورد مطالعه به فراوانی یافت شده و عمدتاً به فرم اگرگاتهای کروی شکل در اندازه میکرون است. این پیریتها به صورت خوشه‌های پراکنده و گرد شده درون سنگ آهک گل سفیدی و مارن آهکی و همچنین داخل حجره‌های فسیلی روزن‌داران و کلسیاسفرها مشاهده می‌شود (شکل ۱۳ الف، ب و پ). فراوانی پیریت اتورژنیک در رسوبات دریایی به وجود یونهای سولفات، آهن و همچنین کربن آلی بستگی دارد. حضور مقادیر فراوان یون سولفات و آهن در آب دریا و نیز حضور مواد آلی اجزای بیورژنیک شرایط لازم را برای تشکیل پیریت اتورژنیک در این سازند فراهم کرده است (گلدهابر، ۲۰۰۴؛ شولز و زابل، ۲۰۰۶). پیریت با سیمای دانه تمشکی مرتبط با مراحل اولیه دیاژنز است (القالی و همکاران، ۲۰۰۶).

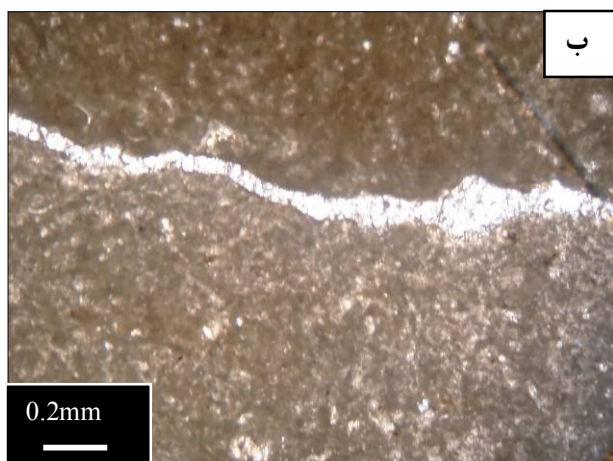


شکل ۱۱: الف) تخلخل میکروسکوپی در نمونه گل سفیدی مورد مطالعه، ب) تخلخل درون ذره‌ای در اجزای بیوژنیک و پرشدگی آنها توسط کلسیت میکروکریستالین، پ) کلسیت میکرواسپار، ت) پرشدگی کلسی-اسفر توسط پیریت و کاهش تخلخل کل ث) پرشدگی تخلخل درون ذره‌ای اجزای بیوژنیک و کاهش تخلخل کل توسط پیریت در یک روزندار

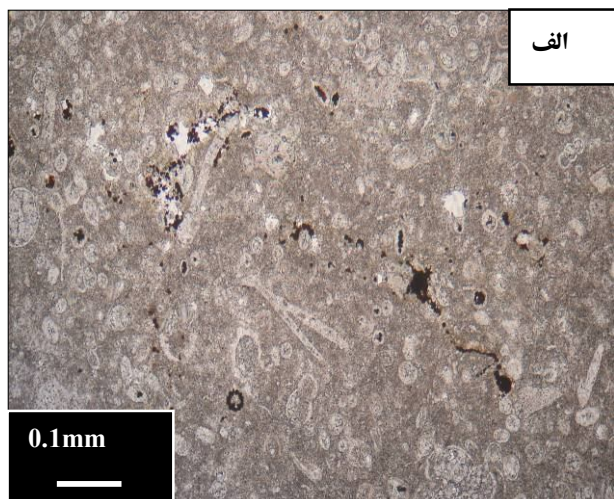
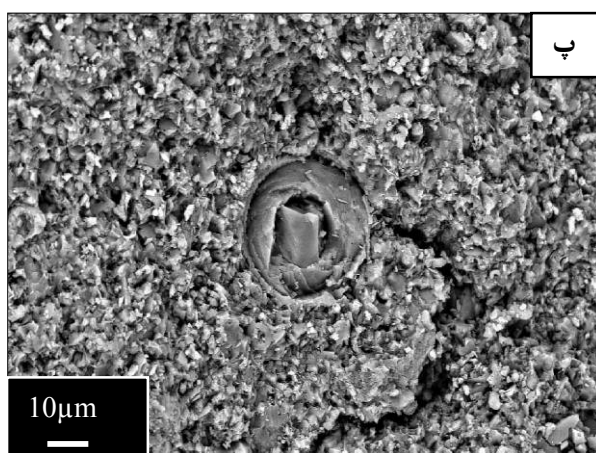
نئومورفیسم

به تمام تغییرهای بین یک کانی با خودش و یا با پلی-مورف آن به صورت تبدیل و یا تبلور مجدد، نئومورفیسم گفته می‌شود (فولک، ۱۹۶۵). نئومورفیسم عمدتاً به صورت افزایشی بوده که منجر به تشکیل بلورهای درشت‌تر می‌شود. کربنات کلسیم مورد نیاز برای این عمل توسط انحلال بلورهای کلسیت و آبهای بین ذره‌ای تأمین می‌شود (تاکر، ۲۰۰۱). این فرآیند در رسوبات سازند آب‌دراز از نوع افزایشی است

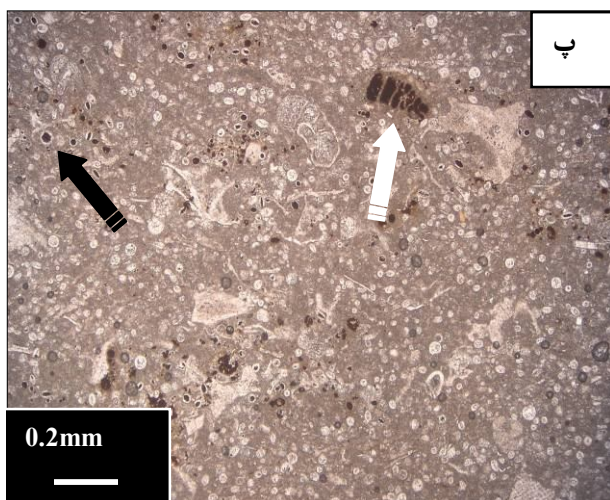
و به مقدار بسیار کم رخساره کربناته این سازند را تحت تأثیر قرار داده است. در طی این فرآیند کلسیت‌های ریز بلور پرکننده حجره‌های فسیلی تدریجاً به سمت مرکز به کلسیت‌های میکرواسپار و اسپار تبدیل شده‌اند (شکل ۱۴).

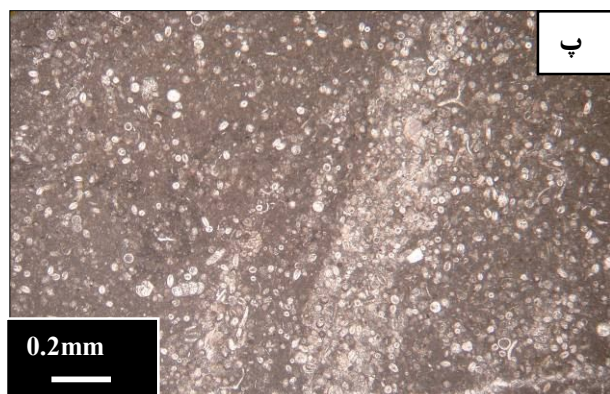
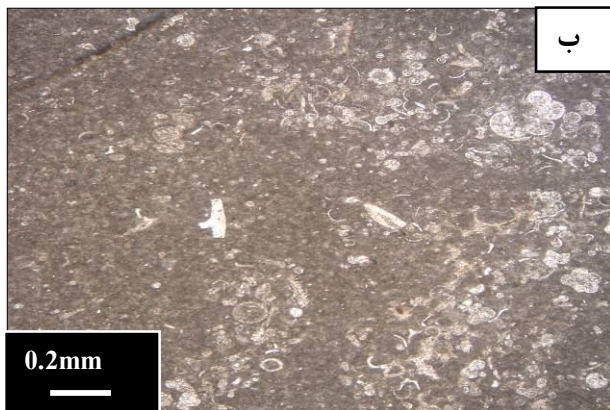
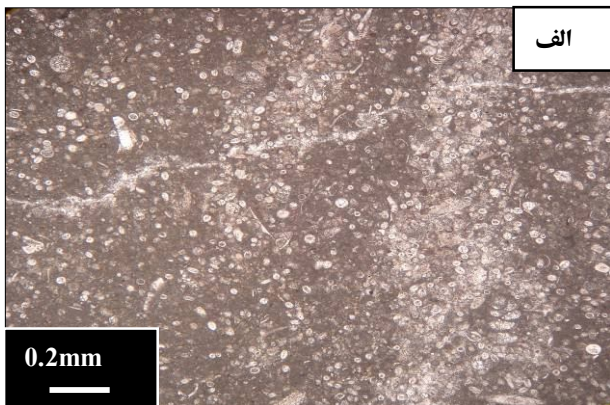


شکل ۱۲: الف) شکستگیهای ماکروسکوپی در سازند آبدراز، ب) شکستگیهای میکروسکوپی که توسط کلسیت پر شده‌اند، پ) تصویر SEM تخلخل حاصل از شکستگی.

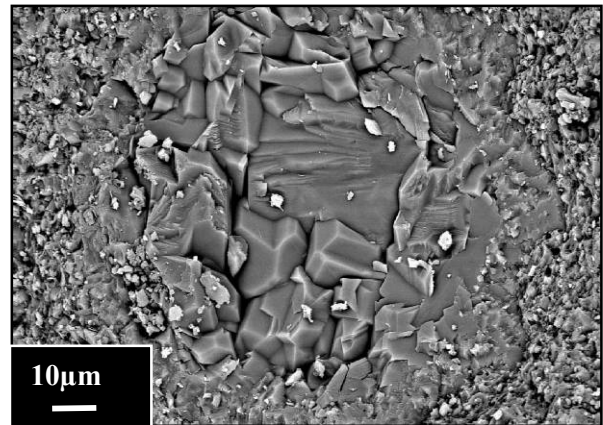


شکل ۱۳: الف) پیریت دانه تمشکی در کلسی‌اسفر، ب) نمای نزدیکتری از تصویر الف، پ) شکل‌گیری پیریت در حجره اجزای بیورژنیک (پیکان سفید روزن‌دار و پیکان سیاه کلسی‌اسفر).





شکل ۱۵: الف و ب) نمایش بافت‌های دوگانه که در اثر باروینگ در سنگ آهک گل سفیدی به وجود آمده است، پ) باروینگ، ت) پیکان، بورینگ در پوسته فسیلی در سنگ آهک گل - سفیدی را نشان می‌دهد.



شکل ۱۴: بلورهای کلسیت درشت شونده در داخل یک پوسته فسیلی

آشفته‌گی زیستی (Bioturbation)

این گونه ساختارها می‌توانند با افزایش مجراهایی برای عبور آب‌های منفذی سیمانی شدن را به خصوص در مناطقی که رسوبات آهکی نهشته شده‌اند، افزایش دهند. این فرآیند توسط موجودات گل‌خوار در بستر نرم به وجود آمده و در سازند مورد مطالعه یافت می‌شود. در سنگ آهک‌های وکستونی ناحیه مورد مطالعه، قسمت‌های دارای آشفته‌گی زیستی بافت متفاوتی نسبت به قسمت‌های فاقد آن نشان می‌دهند. به طور مثال وکستونها در اثر آشفته‌گی زیستی به پکستون تبدیل شده‌اند (شکل ۱۵ الف، ب و پ). این فرآیندها در اولین مراحل دیاژنز دریایی اتفاق افتاده و از جمله فرآیندهای معمول در رخساره کربناته محیط‌های دریایی عمیق و کم‌عمق است (البرانت و همکاران، ۱۹۷۸). علاوه بر این، در نمونه‌های گل سفیدی اثر فعالیت زیستی به شکل بورینگ بر روی پوسته‌های فسیلی مشاهده می‌شود که در مرحله بعد توسط گل آهکی پر شده است (شکل ۱۵ ت).

توالی پاراژنتیکی

تفسیر توالی‌های پاراژنتیکی در یک ناحیه بیان‌گر زمان تأثیر فرآیندهای دیاژنتیکی و تقدم و تأخر آنهاست. به طور کلی فرآیندهای دیاژنتیکی، رسوبات سازند آب‌دراز را در ناحیه

مورد مطالعه در سه مرحله دیاژنز اولیه (ائوژنز)، حد واسط (مزوژنز) و نهایی (تلوژنز) به شرح زیر تحت تأثیر قرار داده است (شکل ۱۶).

دیاژنز اولیه (ائوژنز)

این مرحله از دیاژنز شامل فرآیندهایی است که رسوبات را حین ته نشست و یا بلافاصله پس از ته نشست تحت تأثیر قرار می‌دهد (تاکر و رایت، ۱۹۹۰). اغلب رسوبات کربناته تا

حدی تحت تأثیر فرآیندهای دیاژنزی در بستر دریا قرار می‌گیرند. بلافاصله بعد از رسوب گذاری، دیاژنز در بستر دریا آغاز می‌شود. انحلال پوسته موجودات، سوراخ شدن صدف توسط موجودات حفار یا بورینگ، باروینگ، تشکیل پیریت دانه تمشکی، تشکیل سیمان کلسیتی اولیه بسیار ریز بلور و فشردگی فیزیکی اندک به دلیل بار رسوبی در این مرحله صورت گرفته است.

DIAGENETIC PROCESSES		EOGENESIS	MESOGENESIS	TELOGENESIS
Cementation	Calcite			
	Fe Oxide		---	
Compaction (Physical)			---	
Dissolution				---
Burrowing & Boring				
Neomorphism		---		
Pyritization		---		
Porosity destruction			---	
Fracture filling				

شکل ۱۶. توالی پاراژنتیکی سازند آبدراز

دیاژنز میانی (مزوژنز)

در این مرحله رسوبات تحت تأثیر فشار و دمای ناشی از تدفین در اعماق مختلف قرار می‌گیرند و این شرایط تا آستانه دگرگونی ادامه می‌یابد. عمق تدفین (دما، تنش و فشار) تنها یکی از عوامل کنترل کننده دیاژنز است و سایر عوامل از جمله مقدار رس و سیلیس (روگن و فابریسیوس،

۲۰۰۲؛ فابریسیوس و بور، ۲۰۰۷؛ استرن و همکاران، ۲۰۰۷)، شیمی آب حفره‌ای (فابریسیوس و بور، ۲۰۰۷)، تکتونیک منطقه (میرن، ۱۹۷۷؛ کلایتون، ۱۹۸۳؛ هنکوک، ۱۹۹۰)، اندازه و شکل اجزای گل سفیدی (نوبگاور، ۱۹۷۴ و ۱۹۷۵) و طریقه رسوب گذاری (شول و همکاران، ۱۹۹۸؛ دامهولت

و سورلیک، ۲۰۰۴) نیز می‌تواند تأثیرگذار باشد. شناخت تأثیر هر یک از این متغیرها بر روی دیاژنز آسان نیست (لت‌هچولر، ۲۰۰۷). از فرآیندهای دیاژنزی مرتبط با این مرحله در سازند آبدراز می‌توان به ته‌نشینی سیمان کلسیتی در بین منافذ ریز باقی مانده، انحلال و فشردگی اشاره کرد.

دیاژنز نهایی (تلوژنز)

فرآیندهای مرتبط با این مرحله در سازند آبدراز شامل ایجاد شکستگی و درزه در رسوبات و تشکیل سیمان اکسید آهن است. به احتمال زیاد در هنگام بالا آمدن رسوبات یونهای آهن توسط آبهای جوی و از طریق شکستگیها به داخل رسوبات نفوذ کرده و در شرایط اکسیدی، اکسید آهن آبدار تشکیل و به مرور زمان به هماتیت تبدیل شده است.

نتیجه‌گیری

زوج لایه‌های گل سفید - مارن آهکی سازند آبدراز به صورت لایه‌های تیره و روشن در صحرا از برجسته‌ترین

اشکال رسوب‌گذاری در کرتاسه محسوب می‌شوند. فرآیندهای دیاژنزی مؤثر بر این سازند شامل سیمانی شدن، انحلال، فشردگی، تئومورفیسم، پرشدگی حفرات توسط کربنات و پیریت، آشفستگی زیستی، درزه‌ها و شکستگیها می‌باشند که رسوبات سازند آبدراز در ناحیه مورد مطالعه را در سه محیط ائوژنز، مزوژنز و تلوژنز تحت تأثیر قرار داده‌اند. از نظر سنگ شناسی، ساختارهای درونی متفاوت در زوج لایه‌ها، به تفاوتی در سخت‌شدگی آنها منجر شده است. طبقات گل سفیدی در نتیجه سیمانی شدن اولیه پایدارتر شده و به صورت غیر فشرده هستند در حالی که بین لایه‌های مارن آهکی فشرده شده و موازی با لایه‌بندی جهت‌یابی شده‌اند. وجود چارچوب دانه‌ای و مقادیر کمتر رس در طبقات گل سفیدی و در مقابل نبود چارچوب دانه‌ای و وجود مقادیر بیشتر رس در میان لایه‌های مارن آهکی باعث ایجاد فابریک متفاوت در زوج لایه‌های گل سفید - مارن آهکی شده است.

منابع

- افشار حرب، ع.، ۱۳۷۳. زمین شناسی ایران، زمین شناسی کپه‌داغ. سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۲۷۵ص.
- درویش‌زاده، ع.، ۱۳۷۰. زمین شناسی ایران، نشر امیرکبیر، ۸۰۷ص.
- Ahlbrandt, T.S., Andrews, S., & Gwynne, D.T., 1978. Bioturbation in eolian deposits. *Journal of Sedimentary Petrology*, 48 (3): 839-848.
- Bathurst R.G.C., 1975. Carbonate Sediments and Their Diagenesis: Developments in Sedimentology. 2nd edition, Elsevier, Amsterdam, 12: 658 p.
- Biernacka, J., Borysiuk, K., & Raczynski, P., 2005. Zechstein (Ca1) limestone-marl alternations from the North-Sudetic Basin, Poland: depositional or diagenetic rhythms? *Geological Quarterly*, 49 (1): 1-14.
- Clayton, C.R.I., 1983. The influence of diagenesis on some index properties of chalk in England. *Géotechnique*, 33 (3): 225-241.
- Cooke, M.L., Simo, J.A., Underwood, C.A., & Rijken, P., 2006. Mechanical stratigraphic controls on fracture patterns within carbonate and implications for groundwater flow. *Sedimentary Geology*, 184: 225-239.
- Damholt, T., & Surlyk, F., 2004. Laminated-bioturbated cycles in Maastrichtian chalk of the North Sea: oxygenation fluctuations within the Milankovitch frequency band. *Sedimentology*, 51: 1323-1342.

- El-Ghali, M.A.K., Tajori, K.G., Mansurbek, H., Ogle, N., & Kalin, R.M., 2006. Origin and timing of siderite cementation in upper ordovician glauconitic sandstone from the Murzuk basin, SW Libya. *Marine and Petroleum Geology*, 23: 459-471.
- Fabricius, I.L., 2003. How burial diagenesis of Chalk sediments controls sonic velocity and porosity. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 87: 1755-1778.
- Fabricius, I.L., & Borre, M., 2007. Stylolites, porosity, depositional texture, and silicates in chalk facies sediments. Ontong Java Plateau – Gorm and Tyra fields, North Sea. *Sedimentology*, 54: 183-205.
- Folk, R.L., 1965. Some aspects of recrystallization in ancient limestones. In: Pray, L.C., & Murray, R.C., (eds.), Dolomitisation and Limestone Diagenesis-a Symposium, *SEPM Special Publication*, 13: 14-48.
- Flügel, E., 2004. Microfacies Analysis of Carbonate Rocks: Analysis, Interpretation and Application. *Springer Verlag*, Berlin, 976 p.
- Goldhaber, M.B., 2004. Sulfur-rich sediments, In: Mackenzie F.T., (ed.), Sediments, Diagenesis, and Sedimentary Rocks, Treatise on Geochemistry. *Elsevier*, Amsterdam, pp. 257-288.
- Hancock, J.M., 1990. Cretaceous. In: Glennie, K.W., (ed.), Introduction to the Petroleum Geology of the North Sea. *Blackwell Scientific Publications*, Oxford, pp. 255-272.
- Kalantari, A., 1987. Biofacies Relationship of the Kopet-Dagh Region. *National Iranian Oil Company, Exploration and Production Group*, Tehran, 1 sheet.
- Leth Hjuler, M., 2007. Diagenetic variations of Upper Cretaceous onshore and offshore chalk related to engineering properties of chalk. *Institute of Environment & Resources. Technical University of Denmark* (Unpublished Ph.D. Thesis).
- Matter, A., 1974. Burial diagenesis of pelitic and carbonate deep sea sediment from the Arabian Sea. *Init. Repts. DSDP* 23: 421-470.
- Melini, L.A., Westphal, H., Swart, P.K., Eberli, G.P., & Munnecke, A., 2002. Questioning carbonate diagenetic paradigms: evidence from the Neogene of the Bahamas. *Marine Geology*, 185: 27-53.
- Mimran, Y., 1977. Chalk deformation and large-scale migration of calcium carbonate. *Sedimentology*, 24 (3): 333-360.
- Neugebauer, J., 1974. Some aspects of cementation in chalk. In: Hsü, K.J., Jenkyns, H.C., (eds.), Pelagic Sediments on Land and under the Sea. *Special Publication of the International Association of Sedimentologists, Blackwell Scientific Publications*, pp. 149-176.
- Neugebauer, J., 1975. Fossil-Diagenese in der Schreiekreide: Coccolithen. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Monatshefte*, 8: 489-502.
- Reinhardt E.G., Cavazza, W., Patterson, R.T., & Blenkinsop, J., 2000. Differential diagenesis of sedimentary components and the implication for strontium isotope analysis of carbonate rocks. *Chemical Geology*, 164: 331-343
- Ricken, W., & Hemleben, C., 1982. Origin of marl-limestone alternation (Oxford 2) in Southwest Germany. In: Einsele, G., (eds.), Cyclic and event stratification. *Springer*, pp 63-71.
- Rogen, B., & Fabricius, I.L., 2002. Influence of clay and silica on permeability and capillary entry pressure of chalk reservoirs in the North Sea. *Petroleum Geoscience*, 8: 287-293.
- Scholle, P.A., Albrechtsen, T., & Tirsgaard, H., 1998. Formation and diagenesis of bedding cycles in uppermost Cretaceous chalks of the Danish Field, Danish North Sea. *Sedimentology*, 45 (2): 223-243.
- Schulz, H.D., & Zabel, M., (eds.), 2006. Marine Geochemistry, 2th Edition., *Springer*. 594 p.
- Strand, S., Hjuler, M.L., Torsvik, R., Pedersen, J.I., Madland, M.V., & Austad, T., 2007. Wettability of chalk: Impact of silica, clay content and mechanical properties. *Petroleum Geoscience*, 13: 69-80.
- Sujkowski, Z.L., 1958. Diagenesis. *Geological Society of America Bulletin*, 42: 2692-2717.
- Tucker, M.E., 2001. Sedimentary Petrology. 3rd Edition, *Blackwell*, Oxford, 260 p.
- Tucker, M.E., & Wright, V.P., 1990. Carbonate Sedimentology. *Blackwell Scientific Publication*, Oxford, pp. 1-482.
- Westphal, H., 1998. Carbonate platform slopes: a record of changing conditions, the Pliocene of the Bahamas. *Lecture Notes in Earth Science*, 75, 1-197.
- Westphal, H., 2006. Limestone-marl alternations as environmental archives and the role of early diagenesis: a critical review. *International Journal of Science (Geology Rundsch)*, 95: 947-961.
- Westphal, H., & Munnecke, A., 2003. Limestone-marl alternations-a warm-water phenomenon? *Geology*, 31: 263-266.

- Westphal, H., Head, M.J., & Munnecke, A., 2000. Differential diagenesis of rhythmic limestone alternations supported by palynological evidence. *Journal of Sedimentary Research*, 70: 715–725.
- Westphal, H., Munnecke, A., Pross, J., & Herrle, J.O., 2004. Multiproxy approach to understanding the origin of cretaceous pelagic limestone–marl alternations (DSDP Site 391, Blake-Bahama Basin). *Sedimentology*, 51: 109–126.
- Westphal, H., Munnecke, A., Böhm, F., & Bornholdt, S., 2008. Limestone-marl alternations in epeiric sea settings – witnesses of environmental changes, or of rhythmic diagenesis? *In*: Holmden, C., Pratt, B.R., (eds.), *Dynamics of Epeiric Seas: Sedimentological, Paleontological and Geochemical Perspectives. Geological Association of Canada Special paper*, 48: 389-406.