نقش و تأثیر استیلولیت‌ها و استیلوموتل‌ها در نفوذپذیری و ریزتخلخل‌های سنگ‌های کربناته

بیژن یوسفی‌یگانه[1*]، سیدمحمدرضا امامی‌میبدی[2]، صفورا یاسبلاغی‌شراهی[3] و مصطفی صداقت‌نیا[4]

۱ و ۲- استادیار گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم‌پایه، دانشگاه لرستان، خرم‌آباد

۳- دانشجوی دکترا، دانشکده علوم‌پایه، دانشگاه لرستان، خرم‌آباد

۴- دانشجوی دکترا، دانشکده علوم‌پایه، دانشگاه بوعلی‌سینا، همدان

نویسنده مسئول: *Bizhan.yeganeh@gmail.com*

دریافت: ۹۸/۱۲/۲۵ **پذیرش: ۹۹/۳/۳** **نوع مقاله: پژوهشی**

چکیده

این پژوهش به منظور بررسی نقش استیلولیت‌ها و استیلوموتل‌ها در تغییرات بافتی سنگ‌های کربناته و نقش آن‌ها در نفوذپذیری و ریزتخلخل‌های شکل گرفته در آن‌ها صورت گرفته است. مطالعه بر روی بیش از ۱۵۰۰ مقطع نازک از سنگ‌های کربناته با سنگ‌شناسی و بافت‌های متفاوت نشان داد که استیلولیت‌ها منجر به تغییرات بافتی متعددی در سنگ‌های کربناته می‌شوند. از جمله این تغییرات بافتی می‌توان به انحلال دانه‌ها، چرخش تلسکوپی دانه‌ها، جابجایی دانه‌ها، جابجایی استیلولیت‌ها نسبت به هم، جابجایی انواع رگه‌ها و رگچه‌ها، تأثیر استیلولیت برروی حاشیه دانه و تجمع مواد نامحلول در آن، تغییر رنگ و فرم استیلولیت‌ها اشاره نمود. گسترش تخلخل در طول استیلولیت‌ها اغلب به علت انقطاع در استرس و گسترش ترک‌های ورقه‌ای در اطراف استیلولیت‌ها، طی یک فاز کششی است. عبور سیالات از این فضاها می‌تواند موجب انحلال و گسترش بیش‌تر تخلخل گردد. مطالعات دقیق‌تر بر روی ۵۰ نمونه از مقاطع نازک تحت میکروسکوپ نوع روبشی نشان داد که در مقیاس‌های بسیار ریز استیلولیت‌ها دارای تخلخل و نفوذپذیری می‌باشند که اغلب عمود بر سطح آن‌ها گسترش می‌یابند. استیلوموتل‌ها مجراها و مسیرهای بسیار مهمی برای عبور سیالات (آب و نفت) می‌باشند. این مجراها می‌توانند در طی دیاژنز تدفینی عمیق سیالات دیاژنزی (خصوصا سیالات دلومیت‌ساز) را از میان خود عبور دهند و ماهیت سنگ را تغییر داده و آن را دولومیتی کنند این پدیده باعث کاهش تخلخل می‌شود. شبکه استیلوموتل‌ها می‌توانند میزان تراوایی سنگ‌ها را نیز تغییر دهند به گونه‌ای که در رخساره‌های گل‌پشتیبان که تراوایی سنگ پایین می‌باشد این استیلوموتل‌ها می‌توانند مجراهایی برای عبور سیالات باشند.

واژه‌های کلیدی: استیلولیت، استیلوموتل، تخلخل، نفوذپذیری، سنگ‌های کربناته، تغییرات بافتی

۱- پیشگفتار

واژه استیلولیت از دو کلمه یا واژه یونانی *Stylos* به معنای ستون و *Lithos* به معنی سنگ است. سنگ‌های کربناته در بین سنگ‌های رسوبی مستعد بیش‌ترین تغییر بعد از تشکیل هستند که از آن جمله می‌توان به کاهش ضخامت آن‌ها طی تدفین اشاره کرد. علاوه بر این گاهی این سنگ‌ها چنان دچار تغییر می‌شوند که لایه‌بندی‌های اولیه حذف و لایه‌بندی‌های کاذب (ثانویه) در آن‌ها پدید می‌آید. هم‌چنین بر اثر فشار انحلالی با کاهش تخلخل و نفوذپذیری در این سنگ‌ها مواجه می‌شویم. استیلولیت‌ها محصول فشار انحلالی در محل تماس دانه‌ها هستند که به صورت دندانه‌ای و با گسترش جانبی در سنگ‌های کربناته دیده می‌شوند و بیانگر تنش موضعی در سنگ‌های کربناته هستند. از آنجا که استیلولیت‌ها روی جریان سیال اثر دارند همیشه مورد توجه بوده‌اند. استیلولیت‌ها عوارض دندانه‌ای شکل و نتیجه فشار انحلالی بین دانه‌ها هستند (کرویز و همکاران، ۲۰۱۳). استیلولیت‌ها در برخی موارد حتی می‌توانند تا *1Km* هم طول داشته باشند (سفریکس و داویسون، ۲۰۰۵). نقش آن‌ها روی جریان سیال در زمین‌شناسی مهندسی، علوم نفتی و زمین‌شناسی ساختمانی مورد توجه بوده است. استیلولیت‌ها حاصل اتصال افقی و عمودی رگچه‌های فشار انحلالی متعدد هستند (ننا و آیدین، ۲۰۱۳). استیلولیت‌هایی که مقدار فراوانی کانی نامحلول را به همراه دارند از پتانسیل و توان بیش‌تری برای ایجاد سد در مقابل عبور جریان سیال بهره‌مند هستند، این کانی‌های نامحلول به سنگ میزبان مربوط است نظیر کانی‌های ورقه‌ای. استیلولیت‌ها حاصل فرآیندهای

فیزیکوشیمیایی هستند که در اثر فشردگی دفنی یا فشردگی‌های تکتونیکی پدید آمده‌اند. سه عارضه حاصل از فشار انحلالی استیلولیت‌ها، رگچه‌های انحلالی و فابریک دانه به دانه است (باکستون و سیبلی، ۱۹۸۱). روی شکل‌شناسی استیلولیت‌ها و ناهمواری‌های آن‌ها نیز کار شده و مدل‌سازی‌هایی در این راستا انجام شده است (ابنر و همکاران، ۲۰۱۰). از مسائل پیچیده در مورد استیلولیت‌ها این است که آیا در تشکیل آن‌ها کانی‌های رسی نقش مثبت دارند یا نقش آن‌ها منفی است. در مخازن نفتی به سبب اینکه استیلولیت‌ها تخلخل و نفوذپذیری را کم می‌کنند اثری شبیه به پرشدگی شکستگی‌های تکتونیکی دارند (نلسون، ۱۹۸۱). برای شروع استیلولیتی شدن در مخازن کربناته حوضه نفتی *Bab oil* در امارات متحده عربی (دانینگتون، ۱۹۶۷) عمق ۶۰۰ تا ۹۰۰ متری را معرفی کرده است. استیلولیت‌ها علاوه بر سنگ‌های کربناته در چرت‌ها، ماسه‌سنگ‌ها و مرمرها نیز دیده می‌شوند. در مطالعات زمین‌شناسی نفتی مطالعه بر روی فرآیندهای دیاژنزی سنگ‌های کربناته اغلب جهت پی بردن به کیفیت مخزنی آن‌ها بسیار مهم و ضروری می‌باشد. از جمله پژوهش‌هایی که بر روی دیاژنز مخازن نفتی و بررسی تخلخل آن‌ها صورت گرفته است می‌توان به کارهای انجام گرفته توسط (بهرامی و همکاران، ۱۳۹۳ و فرشی و همکاران، ۱۳۹۶) اشاره نمود.

۲- مواد و روش‌ها

در این بررسی بیش از ۱۵۰۰ نمونه مقطع نازک از سنگ‌های کربناته سازندهای زاگرس که شامل تعداد ۵۰۰ نمونه سازند آسماری، ۱۵۰ نمونه سازند سروک، ۲۵۰ نمونه سازند گورپی، ۱۰۰ نمونه سازند تله‌زنگ، ۳۰۰ نمونه سازند ایلام، و تعداد ۲۰۰ نمونه سازند گرو می‌باشد مورد مطالعه پتروگرافی توسط میکروسکوپ پلاریزان (نوع *Olympus* واقع در دانشگاه لرستان) قرار گرفته است. در نهایت این بررسی‌ها منجر به شناسایی و تقسیم‌بندی انواع مختلف عوارض فیزیکی و شیمیایی و نقش آن‌ها در تغییرات تخلخل و نفوذپذیری شد. هم‌چنین تعداد ۵۰ نمونه استیلولیت جهت آنالیز *SEM* نیز انتخاب گردید. نمونه‌ها توسط دانشگاه لرستان آزمایشگاه مرکزی شماره ۱ مورد تصویربرداری قرار گرفتند.

۳- بحث

فشردگی فیزیکی و شیمیایی

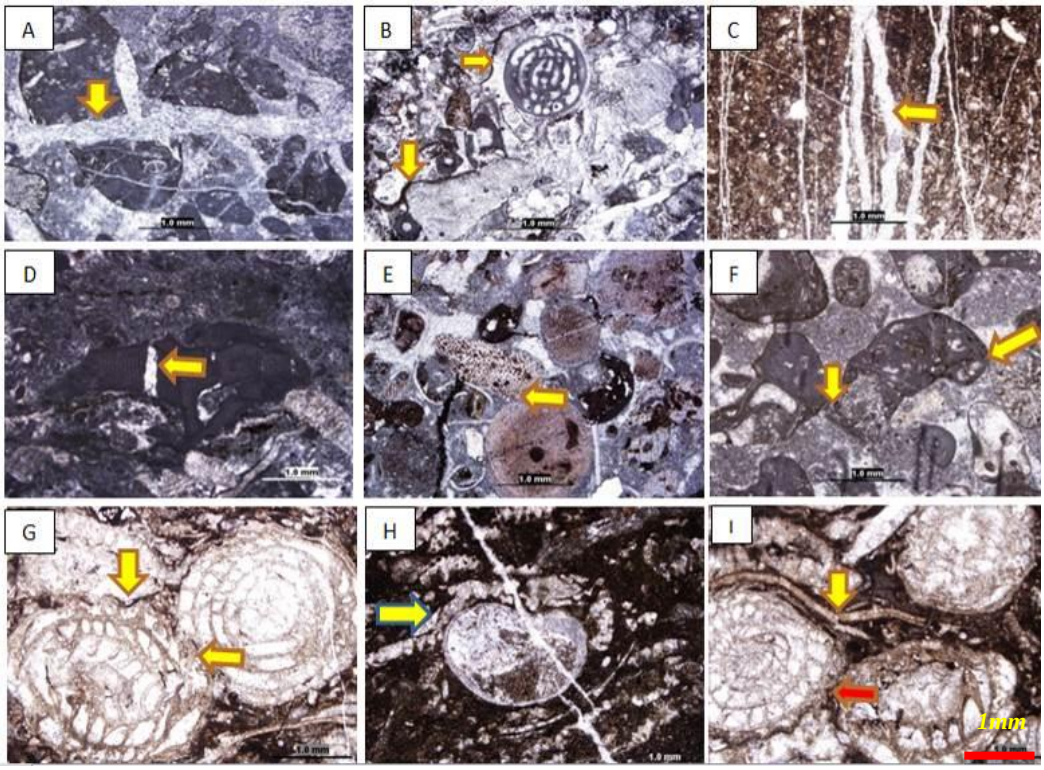
فرآیند تراکم مکانیکی منجر به ایجاد شکستگی در ذرات و توده‌سنگ، تغییر شکل ذرات یا به عبارتی له شدن آلوکم‌ها، و تشکیل آرایش نزدیک به هم آن‌ها می‌شود. فشردگی فیزیکی عمدتا در رخساره‌های دانه‌پشتیبان (پکستون و گرینستون) دیده می‌شود که باعث آرایش متراکم‌تر ذرات غیراسکلتی، شکستگی بیوکلست‌ها یا خمش دانه‌های نرم‌تر و انواع تماس‌هاس نقطه‌ای، طولی، محدب- مقعر و انواع دگرشکلی‌ها می‌شود (شکل ۱). تراکم مکانیکی در عمق کم و مراحل اولیه دیاژنز تدفینی صورت گرفته و با فشرده شدن و نزدیک شدن دانه‌ها به یکدیگر مشخص می‌شود (رحیم‌پوربناب و همکاران، ۲۰۱۴). این فرایند، عمدتا با فرآیند انحلال- فشار همراه می‌باشد. شروع ویژگی‌های فشردگی مکانیکی اغلب در حدود عمق تدفین ۵۰۰ متری انجام می‌گیرد (ریلسبک، ۱۹۹۳؛ نیکولایدس و والاس، ۱۹۹۷).

با در نظر گرفتن تقسیم‌بندی ساخت‌های انحلال فشاری از (باکستون و سیبلی، ۱۹۸۱) و نیز (بترست، ۱۹۸۷) محصولات انحلال فشاری به دو دسته شامل رگچه‌های انحلالی و استیلولیت‌ها قابل تفکیک هستند. درزه‌های انحلالی اغلب دانه‌ها را دور زده و بدون قطع آن‌ها گسترش پیدا می‌کنند. درزه‌های انحلالی بر اساس تقسیم‌بندی لوگان و سمنیوک، ۱۹۷۶، به انواع دسته‌های نازک آناستوموسینگ[1]، واگرا یا همگرا و به شکل دم‌اسبی[2] تفکیک می‌شوند. استیلولیت‌ها که در اعماق بیش‌تری نسبت به درزه‌های انحلالی شکل می‌گیرند (تاکر و رایت، ۱۹۹۰). در سنگ‌های کربناته به صورت میکرواستیلولیت‌ها (با دامنه حدود ۲۰۰ میکرون) مشاهده می‌شوند و حاوی مواد تجمعی تیره‌ی باقیمانده از انحلال[3] بوده و در تغییر شکل و انحلال بخشی از آلوکم‌ها نقش دارند. شواهد فشردگی شیمیایی (انحلال فشاری) به صورت فابریک درهم، رگچه‌های انحلال فشاری و استیلولیت می‌باشد (شکل ۲). فشردگی شیمیایی به ویژه در رخساره‌های دلومادستون و وکستون دیده می‌شود. در فابریک درهم فشرده سطوح بین دانه‌ها منحنی، صفحه‌ای

[1] *Anastomosing wispy seams*
[2] *Horse – tail*
[3] *Stylocumulates*

یا اندکی مضرسی است. رگچه‌های انحلال فشاری سطوح صاف و مواجی هستند که مرحله اولیه فشردگی شیمیایی را نشان می‌دهند (باکستون و سیبلی، ۱۹۸۱). فرآیند فشار - انحلال موجب تولید و تشدید سطوح لایه‌بندی در سنگ‌های آهکی می‌گردد. بدین ترتیب در بسیاری از آهک‌های کم عمق و عمیق، سطوح لایه‌بندی، واقعی نبوده و در طی تدفین ایجاد شده‌اند ضخامت لایه‌های آهکی طی فشردگی شیمیایی ۲۰ تا ۳۵ درصد کاهش پیدا می‌کنند و مواد لازم برای تشکیل سیمان‌های دفنی را فراهم می‌کنند (لامبرت و همکاران، ۲۰۰۶).

استیلولیت‌ها در اعماق متوسط تا زیاد تشکیل می‌شوند و یکی از شواهد خاص محیط‌های دیاژنزی دفنی هستند (تاکر، ۱۹۹۳ و بود و همکاران، ۲۰۰۰). هم‌چنین در اثر انحلال فشاری (طی دیاژنز تدفینی) استیلوموتل نیز تشکیل می‌شود (لوگان و سمنیوک، ۱۹۷۶). فرآیند انحلال نقش اساسی در ایجاد تخلخل در سنگ‌ها ایفا کرده و منجر به ایجاد استیلوموتل‌ها می‌شود. گذر بین فشردگی فیزیکی و مکانیکی به کانی‌شناسی، خصوصیات پتروفیزیکی رسوب، عمق تدفین و تغییرات دمایی بستگی دارد (نیگارد و همکاران، ۲۰۰۴).

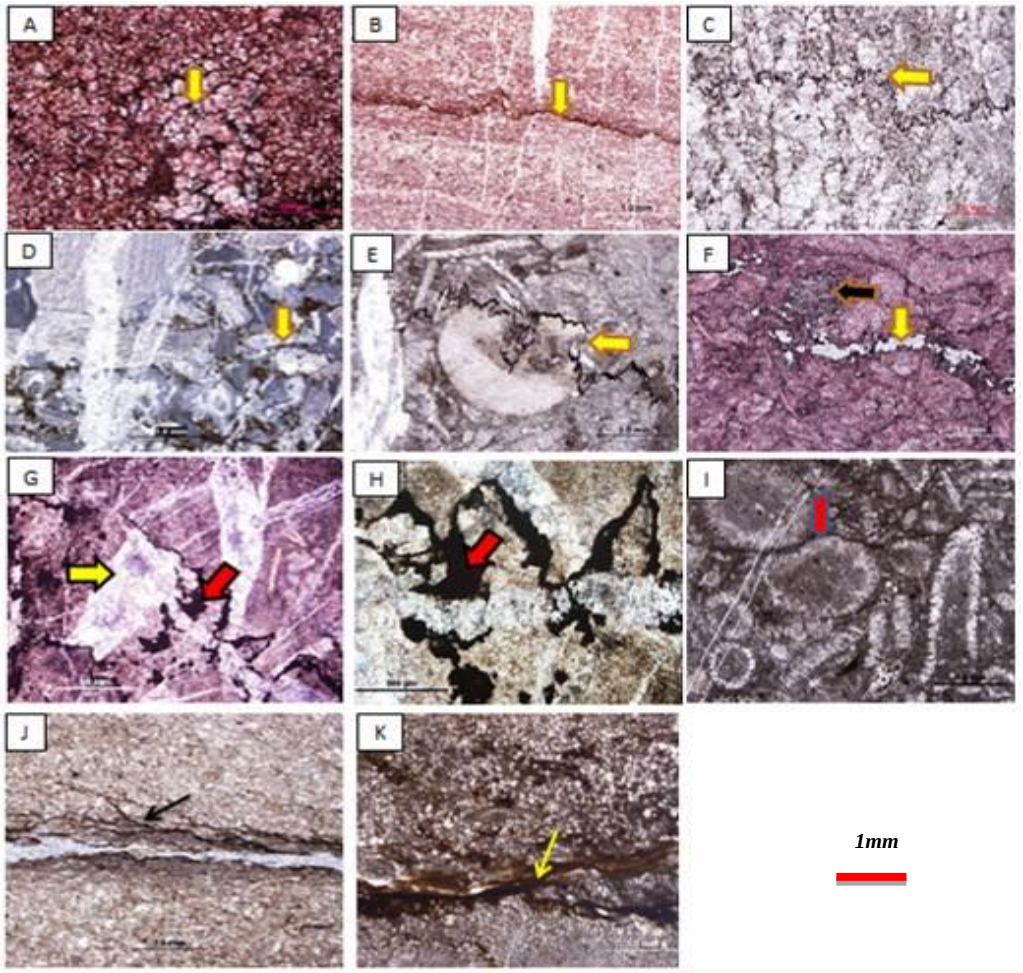


شکل ۱. *A*: شکستگی فیزیکی در یک اینتراکلست که با سیمان کلسیت‌اسپاری در مراحل دیاژنزی بعدی پر شده است. *B*: تماس محدب – مقعر بین دانه‌ها، *C*: شکستگی‌های انتشاری که با سیمان پر شده‌اند. *D*: خردشدگی در یک جلبک قرمز، *E*: تماس طولی بین دانه‌ها، *F*: تماس نقطه‌ای بین دانه‌ها، *G*: تماس مضرسی (میکرواستیلولیت‌ها) محدود به مرز دانه‌ها، *H*: خمیدگی و تغییر شکل در دانه‌های آلوکم ناشی از تراکم فیزیکی، *I*: تماس مضرسی بین دانه‌ها (پیکان قرمز) و در مرکز تصویر یک قطعه صدف دچار خردشدگی مکانیکی شده است (پیکان زرد).

فرآیند انحلال‌فشاری به اشکال استیلولیت[1] و درزه‌های انحلالی[2] مشخص می‌شوند (لانگمن، ۱۹۸۰) استیلولیت‌ها سطوح نامنظمی در داخل یک طبقه می‌باشند که با تداخل هر دو سطح در یکدیگر مشخص می‌شوند. این سطوح توسط تجمع مواد نامحلولی مانند کانی‌های رسی، مواد آلی یا ترکیبات آهن‌دار مشخص می‌شوند. این سطوح تقریبا موازی سطوح لایه‌بندی بوده و به دلیل تغییرات جانبی در میزان حلالیت رسوبات ایجاد می‌شوند. استیلولیت می‌تواند به عنوان یک شکستگی غیر ساختمانی ناشی از تراکم و انحلال فشاری در طول دیاژنز در نظر گرفته شود. سطح استیلولیت همواره بر سطح بیش‌ترین تنش عمود است (تاکر،

[1] *Stylolite*
[2] *Solution seams*

۱۹۹۳). این فابریک مختص فرآیندهای دیاژنتیکی محیط تدفینی هستند که در تمامی رخساره‌های مادستونی، وکستونی، پکستونی و گرینستونی مشاهده می‌شوند. استیلولیت‌ها را بر اساس عوامل متعددی طبقه‌بندی نموده‌اند، از جمله طبقه‌بندی‌های مهم انجام شده در مورد استیلولیت‌ها طبقه‌بندی ارائه شده توسط (فلوگل، ۱۹۸۲) می‌باشد که آن‌ها را بر اساس ویژگی‌های ساختاری و بافتی طبقه‌بندی نموده است (شکل‌های ۳ و ۴).

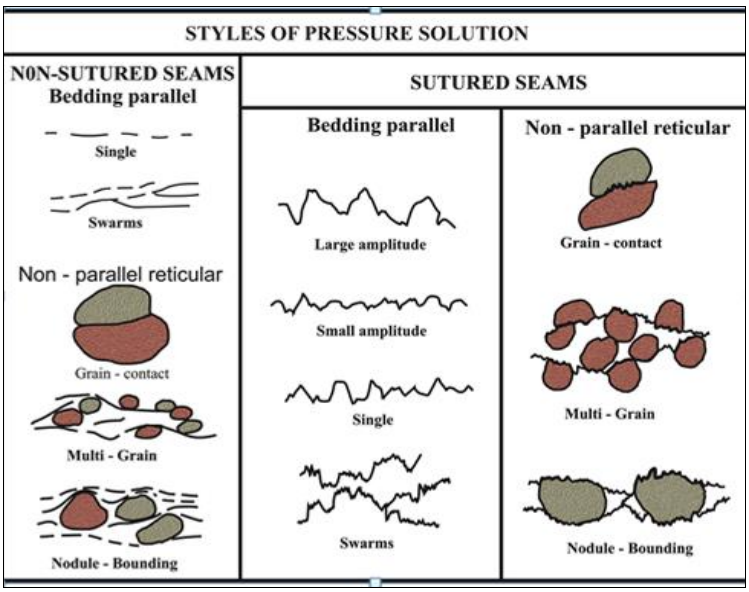


شکل ۲. *A*: رشد بلورهای دولومیت سبب محو شدن استیلولیت شده است. *B*: تشکیل استیلولیت در یک رخساره دلومادستونی، *C*: قطع شدن بلورهای دولومیت توسط استیلولیت، *D*: ایجاد فابریک درهم در یک پکستون بایوکلستی، *E*: قطع‌شدگی دانه و ماتریکس بر اثر تشکیل استیلولیت (دانه مورد نظر یک قطعه خارپوست می‌باشد)، *F*: تشکیل استیلوموتل در یک رخساره دولومیتی (پیکان زرد) و تشکیل بلورهای دولومیت در این مجراها (پیکان سیاه) که دلالت بر عبور سیالات دولومیت‌ساز از این مجراها دارد، *G*: تشکیل استیلولیت نامنظم با تجمع اکسید آهن در امتداد آن (پیکان قرمز) به قطع‌شدگی گسل کاذب که از فرآیندهای انحلال فشاری است توسط استیلولیت توجه شود (پیکان زرد)، *H*: تمرکز اکسیدهای آهن در امتداد استیلولیت‌ها که مربوط به دیاژنز تدفینی می‌باشد (پیکان قرمز)، *I*: رگچه‌های انحلالی که دانه‌ها را دور می‌زنند (برخلاف استیلولیت‌ها)، *J*: تشکل رگچه‌های انحلالی شاخه‌ای، *K*: تشکیل رگچه‌های انحلالی (رسی) با دامنه بزرگی زیاد حاصل از تجمع مواد نامحلول.

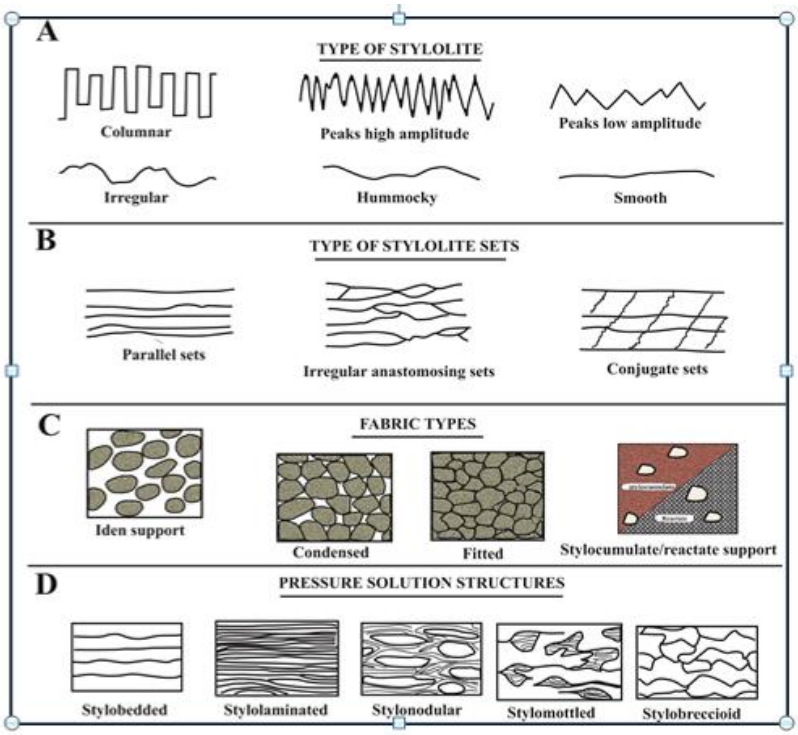
سطح اولیه که در امتداد آن انحلال آغاز می‌گردد، اغلب به موازات سطح لایه‌بندی است، اگرچه در برخی مواقع حتی این سطح عمود بر سطح لایه‌بندی است، عامل کنترل‌کننده اصلی، جهت‌یابی محور تنش خطی است که عموما قائم بوده و حاصل فشار روباره است (بترست، ۱۹۷۵) (شکل ۵). سطوح ایجاد شده در استیلولیت‌ها می‌تواند به صورت ستونی، قله‌هایی با دامنه بزرگی زیاد و کم، سطوح نامنظم، سطوح پشته‌ای و صاف باشد (شکل ۶). از نظر بزرگی دامنه استیلولیت‌ها را به قله‌هایی با دامنه بزرگی زیاد (بیش‌تر از ۱ میلی‌متر) و استیلولیت‌هایی با قله‌هایی با دامنه بزرگی کم (کمتر از ۱

میلی‌متر) تقسیم می‌کنند (سد و الشرهان، ۲۰۰۰). دامنه استیلولیت‌ها اغلب در گرین‌استون و پکستون بیش‌تر از مادستون و وکستون است و نیز در آهک‌ها این دامنه نسبت به دولومیت‌ها بیش‌تر است (ریلسبک، ۱۹۹۳). دامنه استیلولیت‌ها نیز به فراوانی کانی‌های رسی هم وابسته است (آندرسون و ریلسبک، ۱۹۹۷). استیلولیت‌ها هم‌چنین به صورت دسته‌های موازی، دسته‌های مزدوج، دسته‌های نامنظم، شاخه‌ای و ندولی نیز شکل می‌گیرند (شکل ۷).

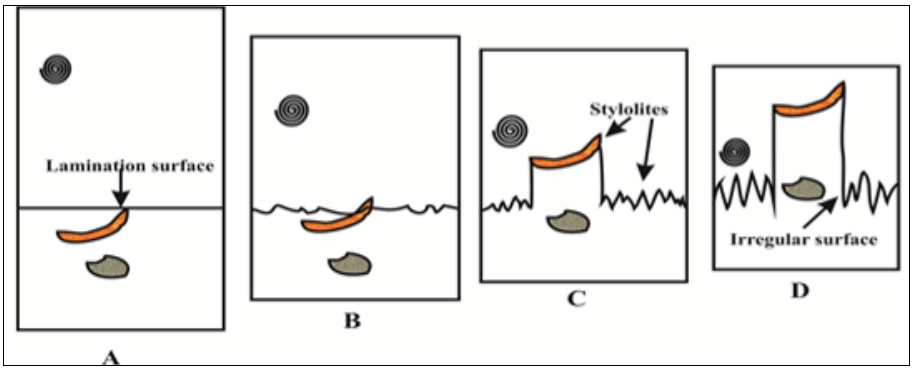
از بافت‌های متداول در استیلوموتل‌ها می‌توان به بافت‌های گرهکی، برشی، لکه‌ای و بافت فشرده اشاره کرد. استیلوموتل‌ها مجراها و مسیرهای بسیار مهمی برای عبور سیالات (آب و نفت) می‌باشند. این مجراها می‌توانند در طی دیاژنز تدفینی عمیق سیالات دیاژنزی (خصوصا سیالات دولومیت‌ساز) را از میان خود عبور دهند و ماهیت سنگ را تغییر داده و آن را دولومیتی کنند این پدیده باعث کاهش تخلخل می‌شود.



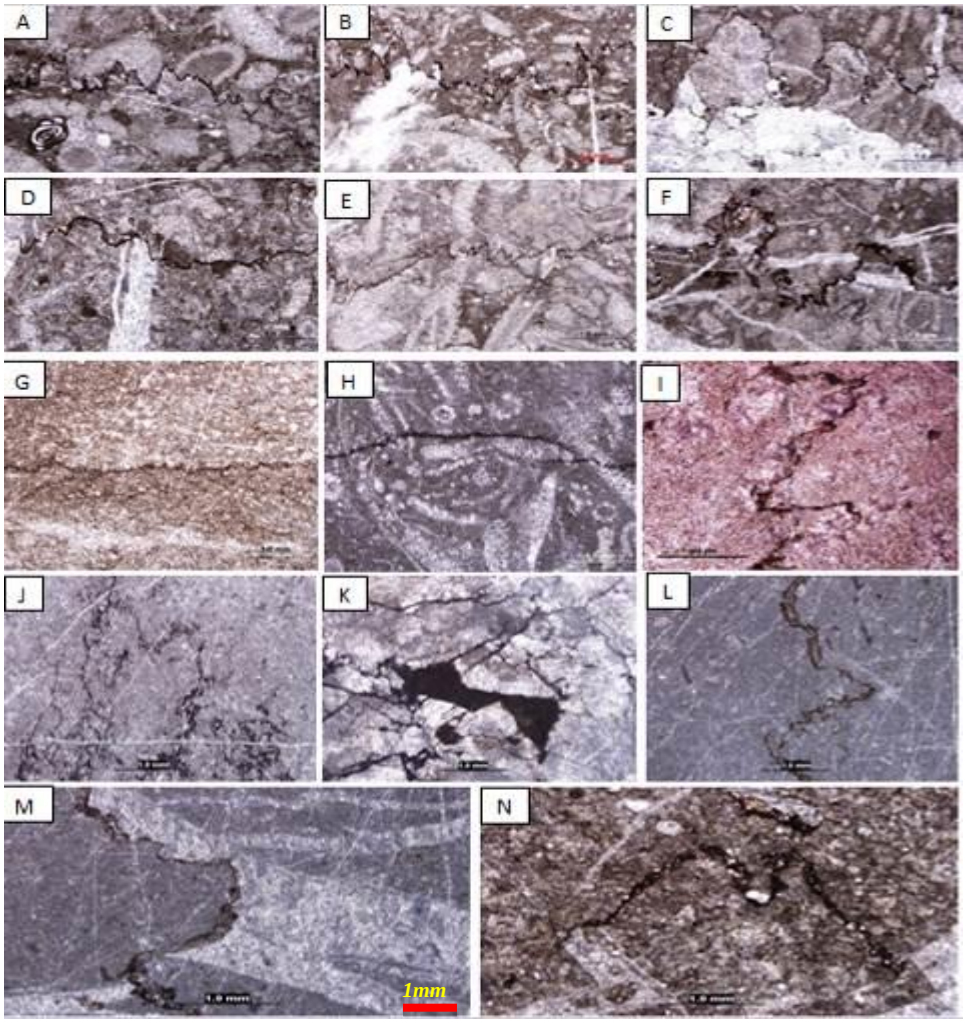
شکل ۳. انواع فرآیندهای انحلال فشاری (فلوگل، ۱۹۸۲)



شکل ۴. انواع استیلولیت‌ها، ساختارها و بافت‌های حاصل از آن‌ها (فلوگل، ۱۹۸۲)

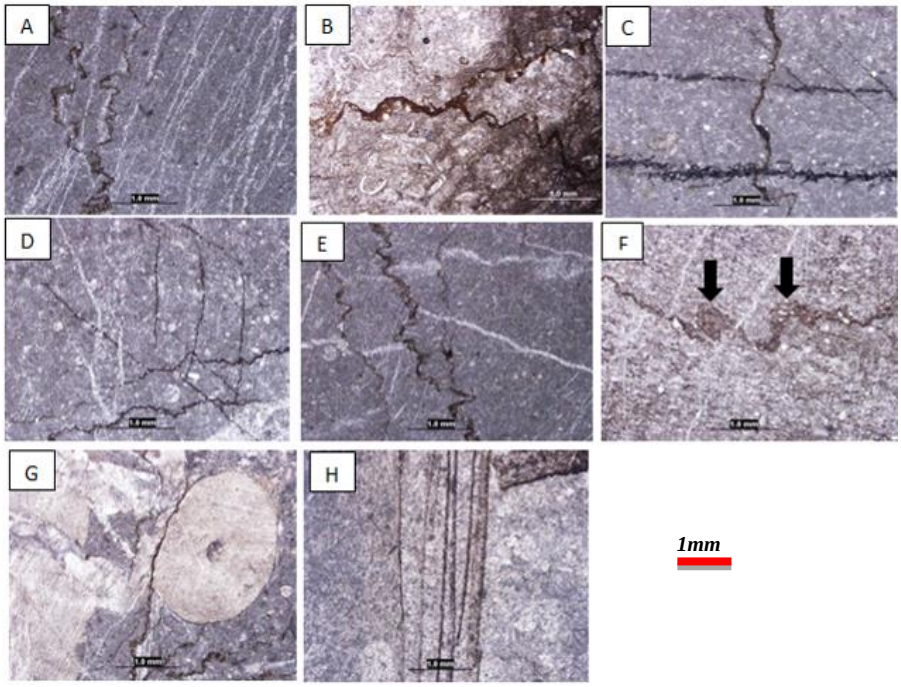


شکل ۵. *A* تا *D*: نحوه‌ی تشکیل و گسترش یک استیلولیت از یک سطح لایه‌بندی، در طی گسترش استیلولیت قطعه‌ی شکمپا (بالا سمت چپ) به طور مرتب به قطعات فسیل‌های بازوپا و خاردار نزدیک‌تر می‌گردد. قطعه بازوپا به علت داشتن کانی‌شناسی و ساختمان پایدار در امتداد جبهه پیشرفت استیلولیت (در راس ستون‌های انحلالی استیلولیت) حفظ می‌گردد (بترست، ۱۹۷۵).

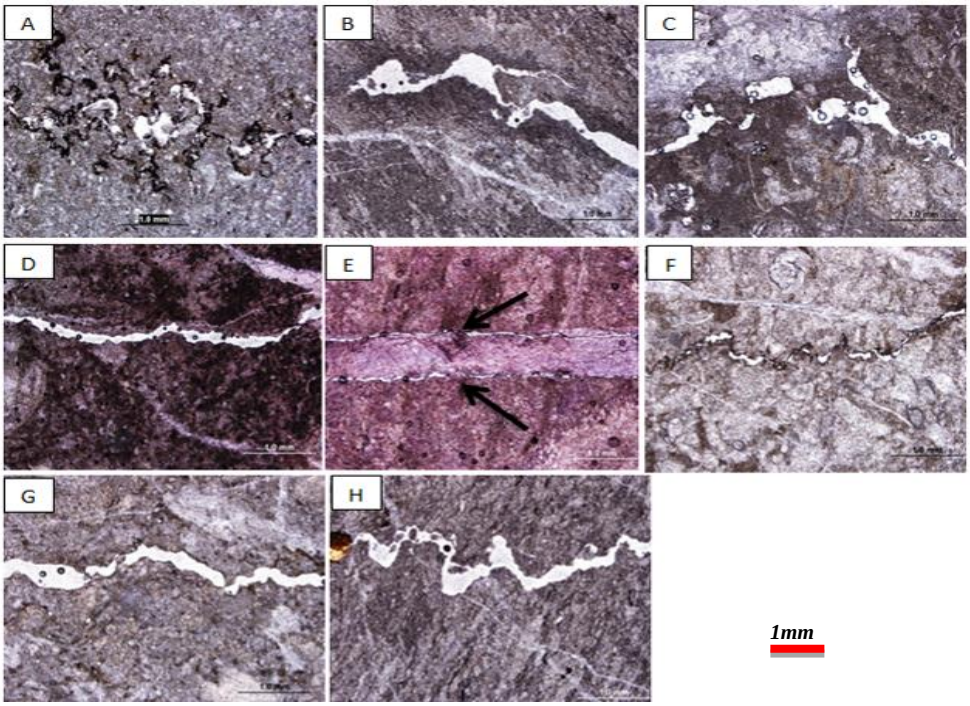


شکل ۶. *A*: استیلولیت قله‌ای با دامنه بزرگی متوسط، *B*: استیلولیت قله‌ای با دامنه بزرگی زیاد، *C*: استیلولیت ستونی با دامنه بزرگی بالا، *D*: استیلولیت ستونی با دامنه بزرگی کوچک، *E*: استیلولیت با دامنه تضاریس کم، *F*: استیلولیت نامنظم، *G*: استیلولیت خطی یا صاف، *H*: استیلولیت پشته‌ای، *I*: تشکیل استیلولت با دامنه بزرگی زیاد در یک رخساره دولومیتی و تشکیل دولومیت‌های آهن‌دار در امتداد آن، پیکان زرد (مقطع با آلیزارین قرمز و فروسیانید پتاسیم رنگ‌آمیزی شده است). *J*: استیلولیت نامنظم با دامنه بزرگی زیاد، *K* : تشکیل درزه‌های انحلالی محدود به مرز بلورهای سیمان (این پدیده به علت انحلال بلورهای سیمان و تجمع مواد نامحلول در مرز بین آن‌ها رخ می‌دهد (سیمان مورد نظر یک سیمان بلوکی است). *L*: استیلولیت با دامنه بزرگی زیاد (بیش از ۱ میلی‌متر)، *M*: استیلولیت ستونی با دامنه بزرگی زیاد که سبب قطع شدگی شکستگی نیز شده است. *N*: استیلولیت با دامنه بزرگی زیاد و تضاریس ملایم و تشکیل دانه‌های کوارتز در امتداد آن (پیکان زرد).

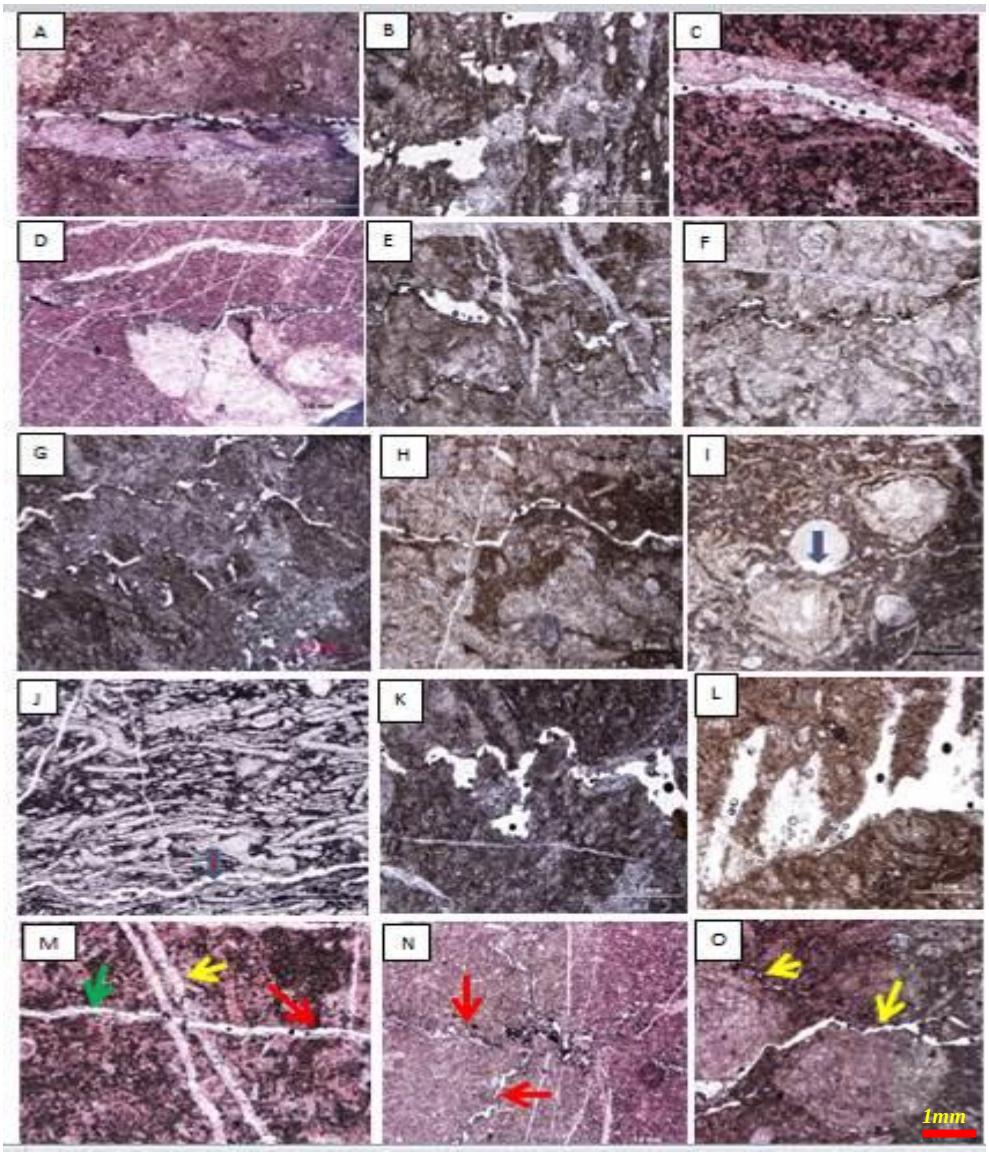
شبکه استیلوموتل‌ها می‌توانند میزان تراوایی سنگ‌ها را نیز تغییر دهند به گونه‌ای که در رخساره‌های گل پشتیبان که تراوایی سنگ پایین می‌باشد این استیلوموتل‌ها می‌توانند مجراهایی برای عبور سیالات باشند (شکل‌های ۸ و ۹). تمرکز بلورهای دولومیت در مجاری و حواشی استیلولیت‌ها نشان‌دهنده این است که آن‌ها از سیال‌های ناشی از انحلال فشاری در آخرین مراحل تدفین به وجود آمده‌اند (هود و همکاران، ۲۰۰۴).



شکل ۷. *A*: استیلولیت شاخه‌ای، *B*: استیلولیت شاخه‌ای با تمرکز مواد نامحلول در امتداد آن، *C*: استیلولیت مزدوج، *D*: استیلولیت مزدوج، *E*: دسته استیلولیت موازی، *F*: تمرکز مواد نامحلول در راس قله استیلولیت‌ها که ایجاد بافت ندولی کرده است (پیکان سیاه)، *G*: استیلولیت شاخه‌ای با دامنه تضاریس کم که سبب قطع‌شدگی دانه خارپوست شده است، *H*: دسته استیلولیت صاف و موازی.



شکل ۸. *A*: استیلوموتل نامنظم، *B*: استیلوموتل لکه‌ای، *C*: استیلوموتل لکه‌ای، *D*: استیلوموتل صاف، *E*: دسته استیلوموتل کوچک صاف تشکیل شده در امتداد شکستگی، *F*: استیلوموتل قله‌ای با دامنه بزرگی کوچک، *G*: استیلوموتل پشته‌ای، *H*: استیلوموتل قله‌ای با دامنه بزرگی زیاد.



شکل ۹. *A*: استیلوموتل صاف، *B*: استیلوموتل برشی بزرگ، *C*: استیلوموتل در داخل شکستگی (رخساره دولومیتی)، *D*: استیلوموتل نامنظم با قطع‌شدگی آلوکم و تشکیل بلورهای دولومیت در این سطح، *E*: استیلوموتل شاخه‌ای، *F*: استیلوموتل قله‌ای با دامنه بزرگی کوچک، *G*: استیلوموتل برشی کوچک، *H*: استیلوموتل پشته‌ای، *I*: استیلوموتل قله‌ای با دامنه بزرگی کوچک (عبور سیالات دیاژنزی در طول این عارضه سبب انحلال بخشی از قطعه خارپوست شده و به صورت تخلخل باقی مانده است (پیکان قرمز)). *J*: تشکیل استیلوموتل پشته‌ای به موازات سطح لامینه‌بندی در یک رخساره پکستون استروماتولیتی، *K*: استیلوموتل نامنظم با بازشدگی متوسط، *L*: استیلوموتل قله‌ای با دامنه بزرگی خیلی زیاد، *M*: تشکیل استیلوموتل صاف (پیکان سبز) که در مرحله دیاژنز تدفینی، شکستگی‌ها (پیکان زرد) و سیمان دولومیتی (پیکان قرمز) را قطع کرده است، *N*: استیلوموتل‌های مزدوج با دامنه بزرگی کوچک که با یکدیگر زاویه ۹۰ درجه تشکیل داده‌اند. *O*: رگچه‌های استیلوموتلی که از بین دانه‌ها عبور کرده‌اند.

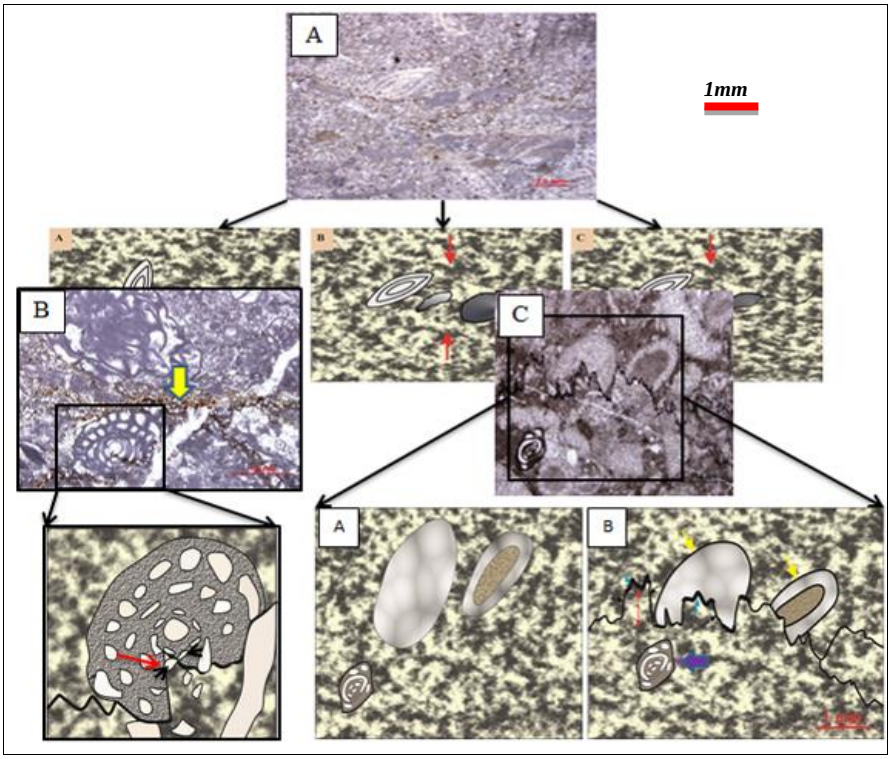
تغییرات بافتی ناشی از عوارض فشار – انحلال

از جمله تغییرات بافتی ناشی از عوارض فشاری - انحلالی می‌توان به انحلال دانه‌ها، چرخش تلسکوپی دانه‌ها، جابجایی دانه‌ها، جابجایی استیلولیت‌ها نسبت به هم، جابجایی انواع رگه‌ها و رگچه‌ها، تأثیر استیلولیت برروی حاشیه دانه و تجمع مواد نامحلول در آن، تغییر رنگ و فرم استیلولیت‌ها اشاره نمود (شکل ۱۰ الف و ب)

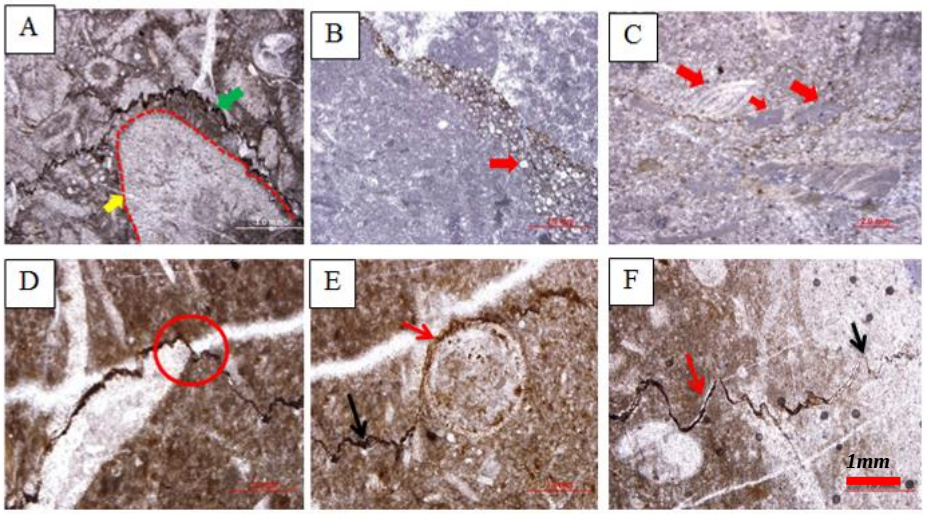
ریزتخلخل‌ها و نفوذپذیری در استیلولیت‌ها

دیدگاه کلی در مورد استیلولیت‌ها این است که روی تخلخل و نفوذپذیری سنگ میزبان اثر داشته و آن‌ها را کاهش می‌دهند و نیز سدی مقابل جریان سیال هستند (الشرهان و سد، ۲۰۰۰). البته، علیرغم تأثیر منفی آن‌ها روی کاهش تخلخل و نفوذپذیری مطالعات دیگری نشانگر بخش‌هایی با نفوذپذیری بالا در امتداد دامنه‌ها و

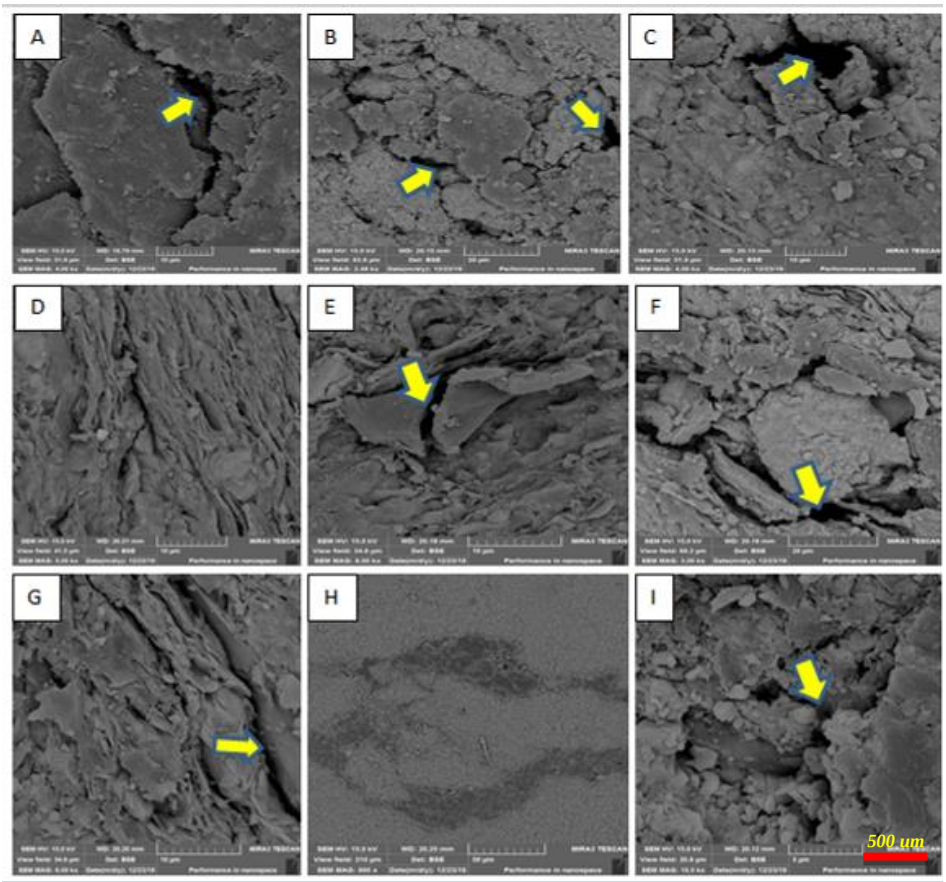
قله استیلولیت‌ها است (برای مثال: ون جت و همکاران، ۲۰۰۰؛ هریس، ۲۰۰۶). مطالعات (لیند و همکاران، ۱۹۹۴) در نمونه‌های گل‌سفید با تخلخل بالا نشان داد که استیلولیت‌ها اثر چندانی روی کاهش تخلخل نداشته مگر در بخش‌هایی که شکستگی همراه استیلولیت دیده می‌شود. ماهیت دندانه‌ای و مضرسی استیلولیت‌ها و دامنه متوسط تا زیاد آن‌ها سبب تولید تخلخل ثانویه وابسته به فابریک می‌شود (ماروزی و وونبرجن، ۱۹۸۷). استیلولیت‌ها به طور خاص در بخش‌هایی با تخلخل و نفوذپذیری بالا شکل می‌گیرند (بریث ویت، ۱۹۸۹). استیلولیت‌های ضخیم، ساختمان داخلی پیچیده دارند و از این‌رو از نفوذپذیری و تخلخل بین‌دانه‌ای بهره‌مند هستند و این خود دلیلی است که نشان می‌دهد که چرا برخی استیلولیت‌ها در برابر جریان به عنوان معبر عمل می‌کنند. اغلب استیلولیت‌ها در مقابل جریان سریال به عنوان مانع عمل می‌کنند ولی در مسیرهای موازی با آن‌ها، سیال تحت فشار می‌تواند عبور کرده و جابجا شود (بریث ویت، ۱۹۸۹). جهت‌گیری استیلولیت‌ها در خصوصیات سنگ مخزن مهم است زیرا در جهت عمود بر آن‌ها نفوذپذیری کم می‌شود (نلسون، ۱۹۸۱). فاصله‌بندی بین استیلولیت‌ها روی نرخ جریان سیال اثرگذار است. حرکت سیال در مواجه موازی با استیلولیت صورت می‌گیرد ولی در برخورد زاویه‌دار با آن، کند شده و یا متوقف می‌شود. (کوهن و همکاران، ۲۰۱۶) رفتار دوگانه برای استیلولیت در نظر می‌گیرد هم می‌توانند سیال را عبور دهند هم مانع عبور آن شوند. مواد نامحلول همراه استیلولیت‌ها کانی‌های رسی، بیتومین، کوارتز، دولومیت، پیریت و فلوریت هستند (پارک و اسکوت، ۱۹۶۸). کانی‌هایی با قابلیت انحلال کمتر در رأس استیلولیت قرار می‌گیرند و دندانه‌ای بودن این بخش از استیلولیت نیز به همین علت است (ریلسبک، ۱۹۹۳). مطالعات دقیق‌تر برروی استیلولیت‌ها توسط میکروسکوپ نوع روبشی نشان داد که این عوارض دارای ریزتخلخل‌ها و نفوذپذیری‌هایی می‌باشند که در میکروسکوپ نوع پلاریزان قابل روئیت نمی‌باشند (شکل ۱۱).



شکل ۱۰. الف) *A*: مراحل مختلف ایجاد چرخش تلسکوپی در دانه‌ها، *B*: تغییر بافت بر اثر جابجایی دانه‌ها و قرارگیری آن‌ها کنار هم (قطعه‌ای از یک بلور سیمان (پیکان قرمز) بر اثر جابجایی استیلولیت در کنار یک حجره روزن‌دار قرار گرفته است. دولومیت‌هایی که در امتداد این استیلولیت‌ها متمرکز شده‌اند از مکانی دیگر به این قسمت وارد شده‌اند (پیکان زرد)، *C*: انحلال آلوکم‌ها توسط استیلولیت نشانه‌ای از یک نوع تغییر بافت در سنگ‌های کربناته می‌باشد. *A*: مرحله قبل از استیلولیتی شدن، *B*: مرحله تشکیل استیلولیت، در شکل *B* آلوکم‌ها (پیکان زرد) توسط استیلولیت حل شده‌اند. آلوکمی که با پیکان بنفش نشان داده شده است به اندازه دامنه استیلولیت (پیکان قرمز با دامنه ۰/۸ میلی‌متر) به سمت بالا به آلوکم‌ها نزدیک شده است. در راس استیلولیت‌ها تجمع مواد نامحلول (پیکان آبی) بیش‌تر از دامنه آن‌ها می‌باشد (پیکان تیره).



شکل ۱۰. ب) *A*: میکرواستیلولیت (پیکان سبز) که از حاشیه دانه (پیکان زرد) تبعیت می‌کند و در سطح آن تجمع متنوعی از کانی‌های رسی ایجاد شده است، *B*: دولومیتی شدن به عنوان یک تغییر بافت در سنگ‌های کربناته، بلورهای رمبوئدر دولومیت در تصویر به خوبی مشخص می‌باشند (پیکان قرمز)، *C*: چرخش تلسکوپی که نمونه‌ای از یک تغییر بافت در سنگ‌های کربناته می‌باشد. (جهت چـرخش دانه‌ها با پیکان‌های قرمز نشان داده شده است) *D*: تغییر بافت ناشی از جابجایی رگه اسپارایتی توسط استیلولیت، *E*: تغییر بافت ناشی از تاثیر حاشیه دانه بر روی تجمع مواد نامحلول، *F*: برخورد استیلولیت با سیمان اسپارایت (پیکان تیره) و مواد دانه ریز (پیکان قرمز) این عمل سبب تغییر رنگ و فرم استیلولیت شده است.



شکل ۱۱. تصاویر الکترونی: *A, B, C*: گسترشش انواع ریزتخلخل‌ها و نفوذپذیری در سطوح استیلولیت‌ها، *D*: تشکیل کائولینیت به فرم کتابی در امتداد استیلولیت‌ها، *E*: تخلخل حاصل از شکستگی کانی‌های رسی، *F*: تخلخل و نفوذپذیری در بخش فروافتاده استیلولیت، *G*: تشکیل تخلخل و نفوذپذیری در امتداد کانی‌های ورقه‌ای، *H*: تمرکز مواد نامحلول در قله و بخش فروافتاده استیلولیت، *I*: تشکیل ریزتخلخل‌ها در بین کانی‌های رسی.

نتیجه‌گیری

گسترش تخلخل در طول استیلولیت‌ها اغلب به علت انقطاع در استرس و گسترش ترک‌های ورقه‌ای در اطراف استیلولیت‌ها، طی یک فاز کششی است. عبور سیالات از این فضاها می‌تواند موجب انحلال و گسترش بیش‌تر تخلخل گردد. تمرکز مواد نامحلول در امتداد استیلولیت‌ها اغلب می‌تواند به عنوان یک سد دیاژنتیکی نفوذناپذیر عمل کند. عبور سیالات دیاژنزی (سیالات دولومیت‌ساز) در امتداد استیلوموتل‌ها اغلب سبب گسترش و توسعه فرآیند دولومیتی شدن می‌شود و این موضوع سبب کاهش تخلخل در سنگ می‌شود. در سنگ‌هایی که تراوایی پایینی دارند نظیر رخساره‌های گل پشتیبان گسترش استیلوموتل‌ها می‌توانند تراوایی سنگ را بالا ببرند، این موضوع در مخازن کربناته از اهمیت بالایی برخوردار است. بررسی‌های صورت گرفته بر روی انواع استیلولیت‌ها با استفاده از میکروسکوپ نوع روبشی نشان داد که در مقیاس‌های بسیار ریز استیلولیت‌ها دارای تخلخل و نفوذپذیری می‌باشند وجود تخلخل و نفوذپذیری به صورت عمود بر سطح استیلولیت‌ها مشاهده شد که برخی از این تخلخل‌ها ناشی از شکسته شدن کانی‌های رسی می‌باشند. این نوع از تخلخل‌ها می‌توانند بیانگر نقش آن‌ها در عبور سیالات دیاژنزی از این فضاها می‌باشد.

تشکر

نویسندگان از سردبیر محترم مجله رسوب‌شناسی کاربردی دانشگاه بوعلی‌سینا همدان و ریاست محترم انجمن رسوب‌شناسی ایران به‌خاطر راهنمایی‌های علمی ارزنده که منجر به غنای بیش‌تر مقاله حاضر گردیده است، کمال تشکر و قدردانی را دارند.

منابع

بهرامی، ف.، موسوی‌حرمی، س، ر.، خانه‌باد، م.، محمودی‌قرائی، م، ح.، صادقی، ر (۱۳۹۳) رخساره‌ها محیط‌رسوبی و عملکرد فرآیندهای دیاژنزی موثر بر کیفیت مخزنی سازند آسماری در میدان نفتی رامین. دوفصلنامه رسوب‌شناسی کاربردی، دوره ۲، شماره ۴، ص ۱۶-۲۶.

فرشی، م.، موسوی‌حرمی، س، ر.، محبوبی، الف.، خانه‌باد، م (۱۳۹۶) رخساره‌ها و فرآینده‌های دیاژنزی و تاثیر آن‌ها بر توزیع ویژگی‌های پتروفیزیکی و کیفیت مخزنی سازند آسماری در میدان نفتی گچساران. دوفصلنامه رسوب‌شناسی کاربردی، دوره ۵، شماره ۹، ص.۴۰-۵۰.

Alshahran. A., Sadd., J. L (2000) Stylolites in Lower Cretaceous carbonate reservoirs, U. A. E: Society for Sedimentary Geology Special Publication, 69: 185-207.

Andrews, L, M., Railsback, L. B (1997) Controls on stylolitic development: Morphologic, Lithologic, and temporal evidence from bedding-parallel and transverse stylolites from the US Apalachians. Journal of Geology, 105(1): 59-73.

Bathurst, R. G. C (1975) Carbonate sediments and their diagenesis, Developments in Sedimentology, Elsevier Science, Amsterdam 658 p.

Bathurst, R. G. C (1987) "Diagenetically enhanced bedding in argillaceous platform limestones: stratified cementation and selective compaction", Sedimentology, 34(5): 749-778.

Braithwaite, C. J. R (1989) Stylolites as open fluid conduits. Marine and Petroleum Geology, 6(1): 93-96.

Budd, D. A., Hammes, U., and Ward, W. B (2000) Cathodoluminescence in calcite: New insights on Mn-activation, Fe-quenching, and sensitizing by Pb and Zn using synchrotron X-ray fluorescence. Journal of Sedimentary Petrology, 70: 217-226.

Buxton, T. M. and Sibley, D. F (1981) Pressure solution features in a shallow buried limestone, Journal of Sedimentary Petrology, 51: 19–26.

Carozzi, A. V., Vonbergen, D (1987) Stylolitic prosity in carbonates a Critical Factor for Deep Hydrocarbon Production. Journal of Petroleum Geology, 10(3): 267-282.

Croize, D., Renard, F., Gratier, J, P (2013) Chapter 3- Compaction and prosity reduction in carbonates: A review of observations: theory and experiments: Advances in Geophysics, 54: 181-238.

Dunnington, H. V (1967) Aspects of diagenesis and shape change in stylolitic limestone reservoirs, Proc. World pet. Congr. 7th, Mexico, 2: 339-352

Ebner, M., Piazolo, S., Renard, F. and Kohen, D (2010) Stylolites interfaces and surrounding Matrix material: Nature and role of heterogeneities in roughness and microstructural development. Journal of Structural Geology, 32(8):1070-1084.

Flügel, E (1982) Microfacies analysis of limestones. – 633 pp., Berlin (Springer).

Harris, N. B (2006) Low – Prosity Halos at stylolites in the Feldspathic Upper Jurassic Ula Sandstone, Norwegian North Sea: An Integrated Petrographic and Chemical Mass – Balance Approach. Journal of Sedimentary Research, 76 (3): 444-459.

Hood, S. D., Nelson, C. S. and Kamp, P. J. J (2004) Burial dolomitization in a non tropical carbonate petroleum reservoir: the Oligocene Tikorangi, Taranaki Basin, New Zealand, Sedimentary Geology, 172: 117 – 138.

Koehn, D., Rood, M, P., Beaudoin, N., Chung, P., Bons, P, D., and Gomez-Rivas, E (2016) A new stylolite classification scheme to estimate compavtion and local permeability variations. Sedimentary Geology, 346, pp. 60-71.

Lambert, L., Durlet, C., Loreau, J. P. and Marnier, G (2006) Burial dissolution of micrite in Middle East carbonate reservoirs (Jurassic Cretaceous), keys for recognition and timing, Marine and Petroleum Geology, 23: 79–92.

Lind, I., Nykjaer, O., Priisholm, S., Springer, N (1994) Permeability of stylolite – bearing chalk: Journal of Petroleum Technology, 46: 986-993.

Logan, B. W. and Semeniuk, V (1976) Dynamic metamorphism, processes and products in Devonian carbonate rocks Canning Basin. Special Publication Geological Society of Australia, Western Australia, 6, 113.

Longman, M. W (1980) Carbonate diagenetic textures from nearsurface diagenetic environments, American Association Petroleum Geology, 64/4: 461-487.

Nelson, R. A (1981) Significance of fracture sets associated with stylolite zones: Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull, 65: 2417-2425.

Nenna, F, A., Aydin, A (2011) the formation and growth of pressure solution seams in clastic rocks: A field and analytical study. Journal of Structural Geology, 33: 633- 643.

Nicolaides, S., Wallace, M. W (1997) Submarine cementation and subaerial exposure in Oligo-Miocene temperate carbonates, Torquay Basin, Australia. Journal of Sedimentary Research, 67 (3): 397–410.

Nygard, R., Gutiereez, M., Gauta, R., and Hoeg, K. (2004) Compaction behavior of argillaceous sediments as function of diagenesis., Marine and petroleum Geology, 21: 349-362.

Park, W, C., and Schot, E. H (1968) Stylolites: their nature and origin. Journal of Sedimentary Petrology, 38 (1): 175- 191.

Rahimpur-Bonab, H., Enayati-Bidgoli., A. H., Navidtalab, A., Mehrabi, H (2014) "Appraisal of intra reservoir barriers in the Permo-Triassic successions of the central persian gulf, offshore iran", Geological Acta, 12(1): 87-107.

Railsback, L. B (1993) Lithologic controls on morphology of pressure-dissolution surfaces (stylolites and dissolution seams) in Paleozoic carbonate rocks from the mideastern United States. Journal of Sedimentary Research, 63 (3): 513–522.

Sadd, J., Alsharhan. A (2000) Stylolites in lower cretaceous carbonate reservoir, U.A.E. SEPM Special publication, 69: 185-207.

Safaricz, M., Davison, I (2005) Pressure solution in chalk. AAPG Bulletin, 89(3): 383-401.

Tucker, M. E., and Wright, V. P (1990) Carbonate sedimentology. Blackwell Scientific Publications, 482 p.

Tucker, M. E (1993) Carbonate diagenesis and sequence stratigraphy, In, V. P. Wright (editor), Sedimentology Review, Blackwells, Oxford, p.51-72.

Van Geet, M., Swennen , R., Wevers, M (2000) Quantitative analysis of reservoir rocks by microfocus X- ray computersied tomography: Sedimentary Geology, 132: 25-36.