دانشکده مهندسی نفت

دانشگاه صنعتی امیر کبیر

سنگ شناسی (رسوبی)

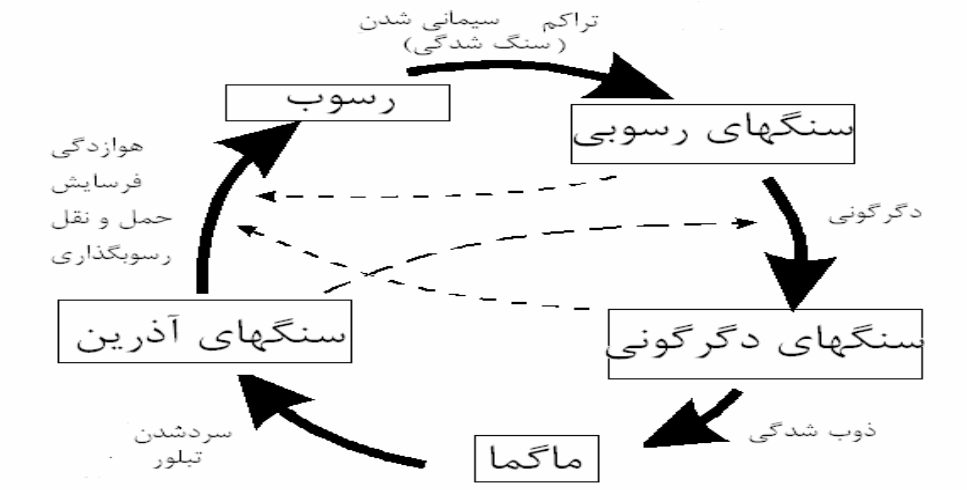
برای دانشجویان مهندسی نفت

دکتر احمدرضا ربانی

(دانشکده مهندسی نفت)

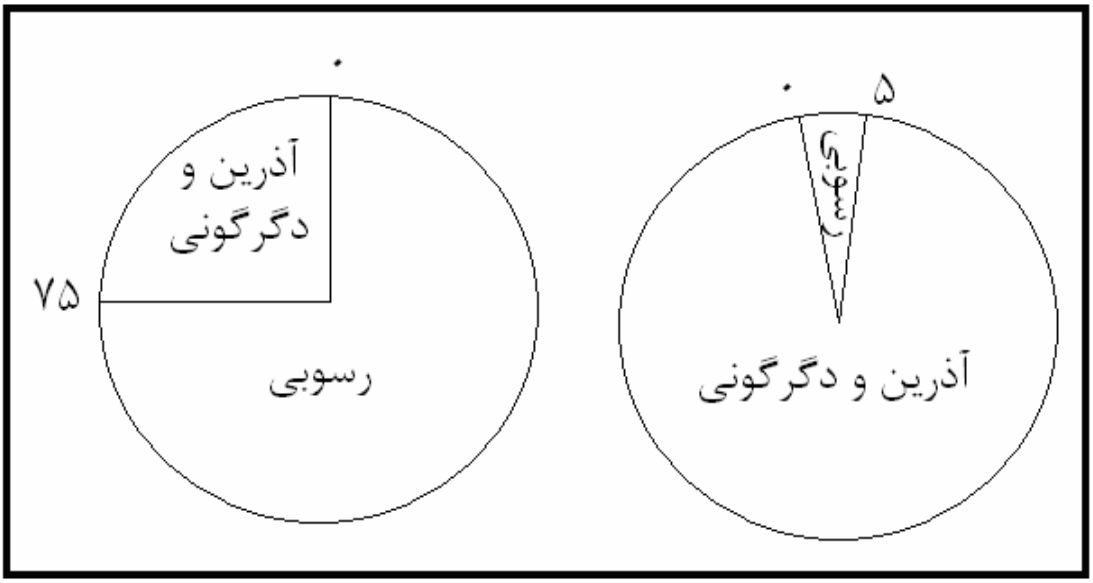
۱۳۸۷

سنگ‌های موجود در پوسته زمین در سه گروه سنگ‌های آذرین، دگرگونی، و رسوبی قرار دارند. این سنگ‌ها از یکدیگر مستقل نبوده و ارتباط نزدیک با یکدیگر دارند. رسوبات در محیط‌های مختلف بصورت لایه‌لایه روی هم ته‌نشین شده وتحت‌تاثیرفرایندسنگ‌شدگی تبدیل به سنگ رسوبی می‌شوند. گاهی اوقات این سنگ‌ها در محیط‌های عمیق تدفین شده و تحت تاثیر حرارت بالا و فشار زیاد قرار می‌گیرند و بتدریج بافت و ترکیب سنگ رسوبی دچار تغییر می‌گردد و تبدیل به سنگ دگرگونی می‌شوند. از ذوب‌بخشی سنگ‌های دگرگونی در اعماق زیاد ماگما تولید شده و از تبلور ماگماهای حاصله سنگ‌های آذرین تشکیل می‌شود. سنگ‌های آذرین به نوبه خود فرسایش‌یافته و از آن رسوب و نهایتاً سنگ‌های رسوبی ایجاد می‌گردد. یا اینکه سنگ‌آذرین در مجاورت حرارت و فشار زیاد قرار گرفته و سنگ‌های دگرگونی از آن تشکیل می‌گیرند. این تغییر و تبدیل سنگ‌های مختلف به یکدیگر را می‌توان بصورت یک سیکل که به آن چرخه یا سیکل سنگ‌شناسی (Rock cycle) می‌گویند، نشان داد.



چرخه سنگ (Rock cycle)

سنگ‌های رسوبی ۵ درصد حجم کل پوسته زمین را شامل می‌شوند ولی ۷۵ درصد قشر خارجی پوسته زمین را می‌پوشانند. سنگ‌های آذرین و دگرگونی از نظر حجمی ۹۵ درصد کل پوسته جامد زمین را تشکیل می‌دهنـد و ۲۵ درصد سطح خارجی زمین را می‌پوشانند.



درصد حجمی سنگ‌های مختلف در کل پوسته جامد زمین

درصد سنگ‌های مختلف در قشر خارجی پوسته زمین

سنگ‌های رسوبی از دو جنبه علمی و اقتصادی دارای اهمیت بالایی می‌باشند.

از نظر علمی مطالعه سنگ‌های رسوبی در مباحث زیر اهمیت بالایی دارد.

ـ شناسایی نوع سنگ

ـ شناسایی محیط رسوبی قدیمه (Paleo enviroment)که در آن سنگ تشکیل شده است.

ـ ارتفاع، آب‌وهوا و فعالیت‌های تکتونیکی ناحیه منشا سنگ

از نظر اقتصادی

قسمت مهمی از کانسارهای اقتصادی نظیر نفت و گاز طبیعی، ذغال، نمک، گوگرد، املاح پتاسیم، ژیپس، آهک، فسفات، اورانیوم، آهن و منگنز در سنگ‌های رسوبی تجمع می‌یابند و مطالعه سنگ‌های رسوبی در اکتشاف این منابع اهمیت بسیاری دارد. سنگ‌های رسوبی در مصارف ساختمانی، تهیه سیمان و غیره کاربرد زیادی دارند.

در تشکیل سنگ‌های رسوبی فرایندهای زیادی نقش دارند که مهمترین آنها عبارتند از:

۱ـ هوازدگی (weathering)

۲ـ حمل‌ونقل (Transportation)

۳ـ ته‌نشست یا رسوبگذاری (Deposition)

٤ـ سنگ‌شدگی (Lithification)

۵ـ بالاآمدگی (Uplifting)

٦ـ هوازدگی و فرسایش دوباره (Reworking)

سنگ‌های مختلف تحت‌تاثیر هوازدگی قرار می‌گیرند فرایند هوازدگی را در دو بخش فیزیکی و شیمیایی می‌توان بررسی کرد. در هوازدگی فیزیکی سنگ‌های مختلف به ذرات در اندازه‌های مختلف تبدیل می شوند و تغییری در ترکیب شیمیایی آن ایجاد نشده ولی در هوازدگی شیمیایی ماهیت سنگ دچار تغییر و تحول شده و تغییرات مختلفی در آن ایجاد می‌گردد.

مهمترین عواملی که در هوازدگی شیمیایی دخالت دارند عبارتند از:

۱ـ **وجود اکسیژن**: اکسیژن سبب اکسیداسیون در سنگ می‌گردد.

۲ـ **وجود انیدرید کربنیک**: سبب ایجاد خاصیت اسیدی در محیط شده و نهایتاً باعث انحلال کربناتها می‌گردد.

$$CaCO_3 + H_2O + CO_2 \rightarrow \underset{\text{بي کربنات محلول}}{2H^- CO_3} + Ca^{++}$$

تحت تاثیر خاصیت اسیدی علاوه بر کربناتها کانیهای سیلیکاته نیز تحت تاثیر قرار می‌گیرند و بعضی از کانیها حل می‌شوند. در فرایند انحلال تمام عناصر تشکیل‌دهنده یک کانی در یک زمان از کانی خارج نمی‌شود. بطور کلی اولین کاتیونی که بصورت محلول یونی از محیط خارج می‌شود کلسیم می‌باشد. سپس سدیم- منیزیم- پتاسیم- سیلیس- آهن و بالاخره آلومینیوم آخرین عنصری است که از محیط خارج می‌شود.

۳- وجود آب که سبب هیدراتاسیون می‌شود

آب به تنهایی باعث انحلال بعضی از مواد می‌شود مولکولهای آب بصورت دوقطبی بوده در یک طرف بیشتر مثبت و در سمت دیگر بیشتر منفی است. وقتی مولکولهای آب در مجاورت بعضی از کانیها قرار می‌گیرند، کاتیونها قطب منفی و آنیونها قطب مثبت آب را جذب می‌کنند، در نتیجه یک جاذبه الکتریکی ضعیفی بین مولکول آب و سطح کانی‌ها ایجاد می‌شود و این جاذبه یونها را از سطح کانی بیرون می‌کشد و در نتیجه کانی حل می‌شود. آب هم چنین بعنوان یک کاتالیزور سبب می‌شود که عوامل دیگر تجزیه شیمیایی نظیر وجود اکسیژن سریعتر عمل نمایند.

موارد اختلاف مابین هوازدگی فیزیکی (تخریب) و هوازدگی شیمیایی (تجزیه) را می‌توان بصورت ذیل بیان کرد.

تخریب	تجزیه
عملی است سریع در زمان کم	**عملی است کند در زمان طولانی**
عملی است مکانیکی	**عملی است شیمیایی**
در مناطق مرتفع بیشتر دیده می شود	**در مناطق پست بیشتر دیده می شود**
در نواحی فعال از نظر کوهزایی بیشتر دیده می‌شود نظیر فلات ایران که در سلسله جبال آلپ قرار گرفته است.	**در نواحی غیرفعال از نظر کوهزایی نظیر فلات عربستان بیشتر دیده می‌شود.**

بعد از فرایند هوازدگی رسوبات ایجاد شده بفرمهای مختلف حمل‌ونقل یافته و وارد محیط رسوبی می‌شوند نحوه حمل‌ونقل ذرات براساس اندازه و انرژی محیط متفاوت می‌باشد. ذرات نامحلول غالباً بفرمهای غلتیدن

(Rolling)، جهیدن (Saltation) سرخوردن و معلق جابجا می‌شوند. ذراتی که بصورت محلول در محیط آبی می‌باشند بصورت محلول‌های حقیقی (Solution) منتقل می‌شوند.

رسوبات پس از حمل‌ونقل در محیط رسوبی ته‌نشین می‌شوند. ترکیب رسوباتی که وارد حوضه رسوبی می‌شوند توسط فاکتورهای ذیل کنترل می‌شود که عبارتند از:

۱ـ **ترکیب سنگ منشا**: از یک سنگ گرانیتی رسوبات حاصل شده غالباً از جنس کوارتز و فلدسپات می‌باشند. در حالیکه از یک میکاشیست غالباً ذرات از جنس فلدسپات و میکا می‌باشند.

۲ـ **آب‌و هوا**: اگر یک سنگ منشا در دو ناحیه با دو آب و هوای مختلف قرار گیرد رسوبات حاصل از این سنگ در این دو ناحیه متفاوت خواهند بود. اگر سنگ منشا یک گرانیت باشد در آب‌وهوای قطبی و نیمه‌قطبی از این گرانیت سنگریزه گرانیتی یا آرن حاصل خواهد شد. تحت شرایط آب‌وهوایی گرم و مرطوب گرانیت تحت تاثیر هوازدگی شدید واقع شده و از آن کانیهای رسی تولید می‌گردد.

۳ـ **وضعیت توپوگرافی ناحیه منشا**: زمانی که ناحیه منشا دارای توپوگرافی بلند و با شیب تند باشد تجزیه شیمیایی سنگ‌های ناحیه منشا کمتر صورت خواهد گرفت و رسوبات بصورت نابالغ فلدسپات‌دار خواهد بود.

٤ـ **وضعیت تکتونیکی ناحیه منشا**: اگر ناحیه از نظر تکتونیکی ناپایدار باشد زمان کافی برای تجزیه شیمیایی کامل سنگ‌های آن ناحیه موجود نخواهد بود. در نتیجه رسوبات فلدسپات‌دار خواهند بود.

۵ـ **طولانی یا کوتاه‌بودن طول مسیر حمل‌ونقل**: درزمانی که مسیر طولانی باشد کانیهای ناپایدار نظیر فلدسپات از مجموعه رسوبی خارج می‌شوند و درصد کانیهای پایدار نظیر کوارتز افزایش می‌یابد.

مکانیسم ته‌نشست یا رسوب مواد جامد و محلول بصورت‌های زیر می‌باشد:

الف: **ته نشست مواد جامد**، رسوب کردن مواد جامد بر طبق قانون نیروی ثقل انجام می‌گیرد که سرعت ته‌نشست یا رسوب کردن به عوامل زیر بستگی دارد.

۱ـ جرم و قطر ذره

ذرات با جرم و قطر بیشتر سریعتر از ذرات با جرم و قطر کمتر رسوب می‌کنند. رابطه بین سرعت رسوب و جرم ذرات توسط فرمول زیر نشان داده می‌شود:

$$\text{سرعت رسوب کردن } V = \frac{G.M}{F}$$

V: سرعت، G: شتاب ثقل، M: جرم ذره و F: نیروی اصطکاک

این فرمول نشان می‌دهد که سرعت رسوب مواد در آب آرام با مقدار نیروی جاذبه زمین و جرم دانه‌ها نسبت مستقیم و با نیروی اصطکاک که توسط غلظت محیط رسوبی ایجاد می‌شود نسبت معکوس دارد.

قطر ذره نیز در سرعت رسوب کردن تاثیر دارد. برای ذرات کوچکتر از ماسه‌ریز سرعت متناسب با توان دوم قطر ذره می‌باشد: $V \approx D^2$ برای ذرات بزرگتر از ماسه‌ریز سرعت متناسب با جذر قطر ذره می‌باشد: $V \approx \sqrt{D}$

۲ـ سرعت جریان

ب: ته‌نشست یا رسوب مواد محلول: در محیط رسوبی ته‌نشست مواد محلول و کلوئیدی غالباً به چهار طریق انجام می‌گیرد.

۱ـ ته‌نشست در اثر تبخیر

در اثر تبخیر و نهایتاً افزایش غلظت یونهای موجود در حوضه رسوبی مواد محلول ته‌نشین می‌شوند. نظیر رسوب نمک، ژیپس و...

۲ـ ته‌نشست در اثر فرایند شیمیایی خالص

در آبهای گرم فشار گاز CO_2 کاهش می‌یابد و بی‌کربنات کلسیم محلول در آب بصورت کربنات کلسیم رسوب می‌کند، و فشار CO_2 را بالا می‌برد.

$$Ca(HCO_3)_2 \rightarrow CaCO_3 + H_2O + CO_2 \uparrow$$

محلول کلسیم کربنات بی

۳ـ ته‌نشست در اثر فرایندهای بیوشیمیایی

گاز CO_2 تحت تاثیر فرایند زیستی نظیر فتوسنتز جذب می‌شود و فشار گاز CO_2 کاهش می‌یابد و طبق رابطه بالا کربنات کلسیم رسوب می‌کند تا جبران نقصان گاز CO_2 در محیط را بنماید.

٤ـ ته‌نشست در اثر فرایندهای حیاتی

مواد محلول و کلوئیدهای آهکی و سیلیسی موجود در آب توسط موجودات زنده جذب شده و بعد از مرگ این موجودات صدف آنها که از جنس مواد آهکی و سیلیسی می باشد آزاد شده و جزء مواد تشکیل دهنده رسوب قرار می گیرد.

بعد از ته‌نشست ذرات رسوبی این مواد تحت تاثیر فرایند **سنگ‌شدگی** (Lithification) قرار میگیرند و تبدیل به سنگ‌های سخت می‌شوند. در فرایند سنگ‌شدگی رسوبات منفصل تحت تاثیر پدیده **فشردگی** (Compaction) و **سیمانی‌شدن** (Cementation) قرار می‌گیرند و تبدیل به سنگ‌های سخت می‌شوند.

سنگ‌های رسوبی ایجاد شده ممکن است تحت تاثیر نیروهای کوهزایی بصورت برجستگی‌ها و کوه درآمده و در معرض رخنمون قرار گیرند و مجدداً تحت تاثیر فرسایش قرار گرفته و پدیده‌های ذکر شده مجدداً تکرار شود. این فرایند تحت عنوان بالاآمدگی (Uplifting) معروف است.

ذرات تشکیل‌دهنده سنگ‌های رسوبی

ذرات تشکیل‌دهنده سنگ‌های رسوبی را می‌توان به سه گروه عمده زیر تقسیم‌کرد:

الف ـ مواد تخریبی یا آواری (Clastic or Terriginous Particle)

ب ـ مواد شیمیایی نابرجا یا آلوکمیکال (Allochemical Particle)

ج ـ مواد شیمیایی برجا یا ارتوکمیکال(Orthochemical Particle)

الف- ذرات تخریبی (Clastic Particle)

تمام ذرات جامد حاصل از فرسایش سنگ‌های دیگر را ذرات تخریبی می‌گویند که خود می تواند شامل مواد غیرآلی و مواد آلی باشد. این ذرات در اثر فرایندهای مختلف نظیر هوازدگی، ریزش ناگهانی سنگها و فعالیت یخچال‌ها از سنگ منشا جدا می‌شوند. ذرات تخریبی ٦٠ تا ٨٠ درصد کل ذرات رسوبی را شامل می‌شود و غالباً شامل:

۱ـ خرده‌های سنگ (Rock fragments)

خرده‌سنگ‌ها ذراتی هستند که خصوصیات قابل تشخیصی از سنگ منشا خود را دارا می‌باشند. عوامل بسیاری در حفظ یا نابودی خرده‌سنگها موثرند. این عوامل شامل نوع سنگ، فاصله سطوح ناپیوستگی از یکدیگر، نوع هوازدگی، فعالیت در حین حمل‌ونقل، هوازدگی پس از رسوبگذاری و نیروهای وارده در حین سیمانی‌شدن در فرایند سنگ‌شدگی می‌باشد.

خرده‌سنگ‌ها غالباً در کنگلومراها و برشها وجود دارند و همچنین ذرات درشت موجود در ماسه‌سنگها را تشکیل می‌دهند. همانطور که خرده‌سنگ‌ها کوچکتر می‌شوند به کانی یا دانه‌های تشکیل‌دهنده خود تفکیک می‌شود. ترکیب خرده‌سنگ‌ها اساساً به سنگ منشا و مقاومت ذرات در طی حمل‌ونقل وابسته ست. در ماسه‌سنگها خرده‌سنگ‌های موجود غالباً شامل خرده‌سنگ‌های رسوبی دانه‌ریز نظیر قطعات گل‌سنگ، شیل و سیلتستون و قطعات سنگ‌های دگرگونی نظیر اسلیت ولکانیکی می‌باشد. خرده‌سنگ‌های چرتی نیز نوع دیگر از خرده‌سنگ‌های رسوبی است که در سنگ‌های رسوبی بفراوانی مشاهده می‌شود. خرده‌سنگ‌ها بعلت داشتن خصوصیات سنگ منشا اولیه خود برای تشخیص منشا رسوبات از اهمیت خاصی برخوردار است، و ۱۰ درصد کل ذرات تخریبی را شامل می‌شود.

۲ـ کوارتز(Quartz)

یکی از مهمترین ذرات تخریبی تشکیل دهنده سنگ‌های رسوبی، کوارتز می‌باشد. در سنگ‌های آذرین و دگرگونی کوارتز تا حداکثر ٤٠ درصد ذرات را تشکیل می دهند این مقدار ممکن است گاهی به ۱۰۰ درصد نیز برسد. در سنگ‌های رسوبی تخریبی میزان کوارتز بالا است و غالباً بصورت کانی غالب در این سنگها دیده می‌شود. بطور متوسط در ماسه‌سنگ‌ها ٦٥ درصد کوارتز وجود دارد و گاهی این مقدار به ۱۰۰ درصد در سنگهایی مانند کوارتزارنایت‌ها می رسد. البته بخاطر این است که کوارتز دارای مقاومت فیزیکی و شیمیایی بالایی است. در طی هوازدگی فلدسپاتها که عمده‌ترین کانی سنگ‌های آذرین و دگرگونی هستند تجزیه شده و به کانیهای رسی تبدیل می‌شوند و به این ترتیب درصد کوارتز افزایش می‌یابد. بیشتر ذرات کوارتز از سنگ‌های آذرین درونی، گنیس‌ها و

شیست‌های اسیدی سرچشمه می‌گیرند. کوارتز دارای ویژگی‌های متفاوتی است و براساس خصوصیات زیر می‌توان منشا اولیه کوارتز را شناسایی کرد.

۱ـ نوع خاموشی

۲ـ انکلوزیونهای جامد و سیال موجود در بلور کوارتز

۳ـ شکل بلوری

٤ـ منوکریستال یا پلی‌کریستال بودن

۵ـ نوع مرز یا کنتاکت بین بلوری در کوارتز پلی‌کریستالین

٦ـ وجود تیغه‌های دگرشکلی (Deformation lamella)

ذرات کوارتز یا بصورت منوکریستال و یا پلی‌کریستال دیده می‌شوند. در حالت منوکریستالی (Q_M) فقط از یک بلور منفرد کوارتز تشکیل شده است. کوارتز پلی‌کریستال (Q_p) ممکن است از دو یا سه بلور کوارتز ($Q_{p۲-۳}$) و یا اینکه از چند بلور کوارتز ($Q_p>۳$) تشکیل شده باشد. همچنین مرز بین بلورهای کوارتز در کوارتز پلی‌کریستال بحالت‌های مختلف دیده می‌شود و ممکن است بصورت مضرس (Suturation contact)، مستقیم (Straight contacts) و نامنظم (Irregular contact) باشد.

مرز نامنظم **مرز مستقیم** **مرز مضرس**

منشا کوارتز:

کوارتز دارای منشاهای متفاوتی است و براساس ویژگی‌های متفاوت موجود در بلور کوارتز می‌توان منشا اولیه آنرا شناسایی کرد.

- **ـ منشا ولکانیکی**

کوارتزی که دارای منشا ولکانیکی است غالباً بصورت یوهدرال و درشت‌بلور می‌باشد دارای خاموشی مستقیم و بصورت تک‌بلور یا منوکریستال دیده می‌شود و دارای خرده‌گیهای خلیج مانند در سطوح کریستالی بوده و فاقد انکلوزیون می‌باشد لذا کاملاً شفاف و بلورین به نظر می‌رسد.

کوارتز با منشا ولکانیکی

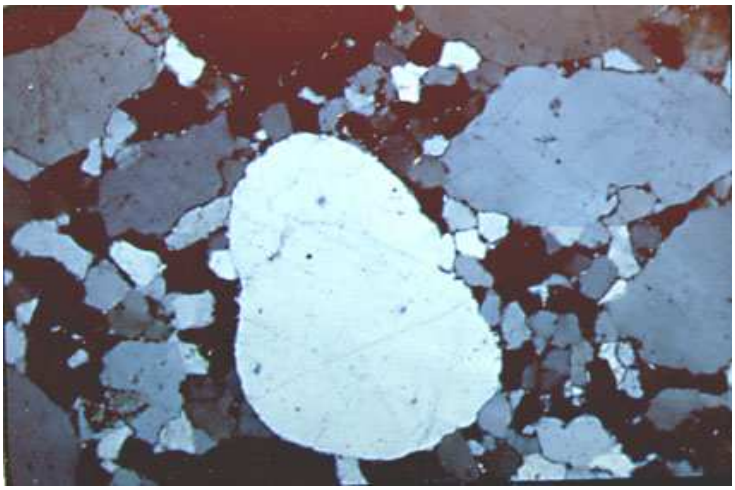
- **ـ منشا پلوتونیکی**

غالباً این قبیل از کوارتزها از گرانیت‌های باتولیتی و یا گرانیت‌های گنیسی منشا می‌گیرند و از فراوانترین انواع کوارتز هستند. دارای خاموشی مستقیم تا موجی (کمتر از ۵ درجه) و بصورت بلورهای تقریباً هم‌بعد

(Subeqent) دیده می‌شوند. بصورت بلورهای منوکریستال و در مواردی بحالت پلی‌کریستال دیده می‌شوند و غالباً فاقد انکلوزیون می‌باشند.

- **ـ منشا دگرگونی**

کوارتزهای حاصل از سنگ‌های دگرگونی دارای خاموشی موجی بوده که خاموشی موجی آنها بیش از۵ درجه است در مواردی نیز خاموشی مستقیم در آنها دیده می‌شود. بصورت پلی‌کریستالین بوده و غالباً بلورهای کوارتز موجود در حالت پلی‌کریستالین دارای جهت‌یافتگی ترجیحی می‌باشند. تعداد بلورهای کوارتز موجود در یک کوارتز پلی‌کریستالین متعلق به درجه دگرگونی کم بیشتر از کوارتزهای متعلق به درجه دگرگونی بالا است. انکلوزیونهایی از کانی‌های دگرگونی را در مواردی می‌توان در این قبیل کوارتزها مشاهده کرد.



کوارتز با منشاء دگرگونی

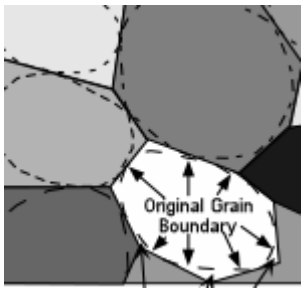
- **ـ منشاء هیدروترمال**

کوارتزهای متعلق به رگه‌های هیدروترمال درشت‌بلور، منوکریستال یا پلی‌کریستال بوده و حاوی انکلوزیون‌های سیال فراوانی است وبعلت فراوانی این انکلوزیون‌های سیال کوارتز دارای رنگ شیری می‌باشد. خاموشی این قبیل از کوارتزها غالباً مستقیم ولی خاموشی موجی هم در آنها دیده می‌شود.

کوارتزهای متعلق به رگه‌های هیدروترمالی

- **ـ کوارتزهای حاصل ازسیکل رسوبی مجدد**

کوارتزهای با منشاءهای متفاوت موجود در داخل سنگ رسوبی ممکن است تحت تاثیر فرسایش و هوازدگی آزادشده و وارد محیط رسوبی و نهایتاً در داخل سنگ رسوبی جدید قرار گیرد. در طول دیاژنز سیمان سیلیسی (siliceouse cement) بصورت رشد ثانویه در حاشیه کوارتزهای موجود در داخل سنگ‌های رسوبی ته‌نشین می‌شود که تحت عنوان سیمان همجور (syntaxial) نامیده می‌شود که دارای تداوم نوری با بلور کوارتز است. هنگامی که سنگ رسوبی تحت تاثیر فرسایش واقع می‌شود و این قبیل کوارتزها آزاد می‌شود تحت تاثیر حمل‌ونقل در محیط رسوبی سیمان سین‌تکسیال یا همجور حاشیه این قبیل کوارتزها دچار فرسایش می‌گردد. سایش در رشد ثانویه اطراف کوارتز نشان‌دهنده سیکل مجدد فرسایش سنگ رسوبی قبلی است.



کوارتز حاصل از سیکل مجدد تخریب

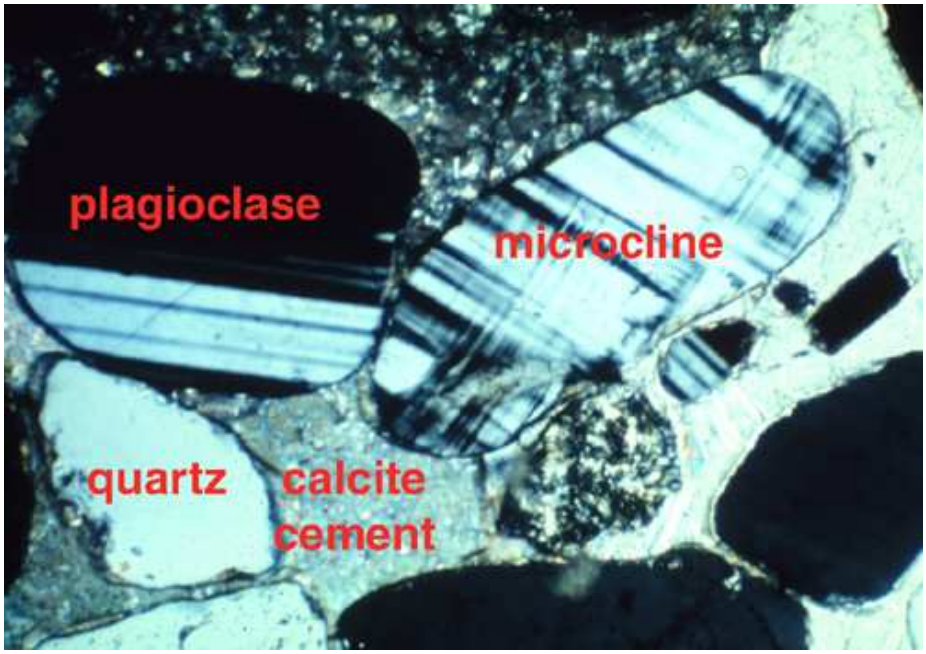
غالباً کوارتز منوکریستال با خاموشی مستقیم بعلت اینکه تحت تاثیر فشار قرار نگرفته پایداری بیشتری در مقایسه با بلورهای کوارتز منوکریستال با خاموشی موجی و همچنین کوارتز پلی‌کریستال دارد و این قبیل از کوارتزها (منوکریستال با خاموشی موجی و پلی‌کریستال) در طی هوازدگی حمل‌ونقل و دیاژنز بطور انتخابی از محیط خارج می‌شوند و نسبت کوارتزهای منوکریستال با خاموشی مستقیم با افزایش انرژی محیط در طول حمل‌ونقل افزایش می‌یابد و درصد بالای این قبیل از کوارتزها نسبت به بقیه کوارتزها نشان‌دهنده بالابودن مچوریتی یا بلوغ می‌باشد و از آن بعنوان اندیسی تحت عنوان اندیس مچوریتی استفاده می‌شود.

$$\text{اندیس مچوریتی} = \frac{\text{کوارتز منو کریستال با خاموشی مستقیم}}{\text{کوارتز منو کریستال با اموشی موجی+ کوارتز پلی کریستال}}$$

۳ـ فلدسپات (Feldspar)

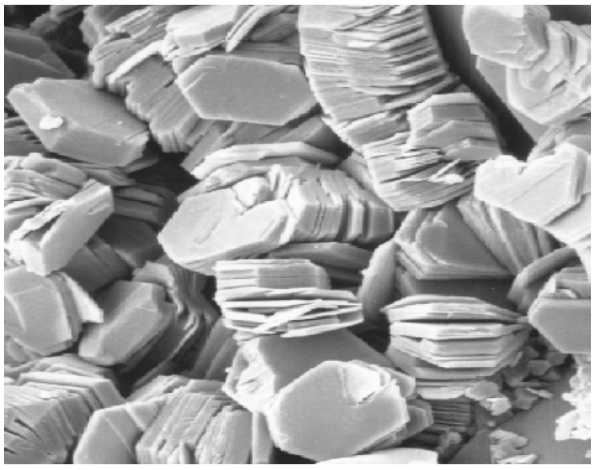
فلدسپاتهای موجود در سنگهای رسوبی ۱۰ تا ۱۵ درصد ذرات تخریبی را شامل می‌شود. این ذرات در سنگ‌های تخریبی از نظر اهمیت در درجه دوم قرار دارند، زیرا بعلت داشتن رخ مقاومت مکانیکی کمتری نسبت به کوارتز در مقابل عمل فرسایش دارند و در اثر عوامل شیمیایی به کانی‌های رسی تجزیه می‌شوند (در مقابل، فلدسپاتها یکی از فراوانترین کانی‌های سنگ های آذرین و دگرگونی می‌باشد). به این دلیل میزان ذرات تخریبی فلدسپات در رسوبات رودخانه‌ای (بویژه سیکل اول) بمراتب بیشتر از ماسه‌های ساحلی و تپه‌های شنی است. همچنین فلدسپات بسادگی تحت تاثیر فرایند هیدرولیز قرار می‌گیرد و دارای پایداری شیمیایی کمی می‌باشد. عمدتاً فلدسپاتها در اثر عوامل شیمیایی تبدیل به کانیهای رسی نظیر سریسیت، کائولینیت و ایلیت می‌شوند. جانشینی فلدسپات توسط کلسیت نیز در طی فرایندهای دیاژنز مشاهده می‌شود. فلدسپات همچنین درمعرض

انحلال قرار می‌گیرد و ممکن است در طول دیاژنز بطور جزئی یا کامل از بین بروند. فلدسپات پتاسیم‌دار (ارتوز- میکروکلین) دارای پایداری شیمیایی بیشتری نسبت به پلاژیوکلازها(فلدسپاتهای دارای سدیم و کلسیم) می‌باشند و به این خاطر در سنگهای رسوبی دارای فراوانی بیشتری در مقایسه با پلاژیوکلازها هستند. همچنین در پی سنگهای قاره‌ای (گرانیت، گنیس‌های اسیدی) که منشا بسیاری از ماسه‌سنگهای موجود در طول تاریخ زمین‌شناسی می‌باشند فلدسپات پتاسیم‌دار بسیار فراوان می‌باشد. پلاژیوکلازها بیشتر در ماسه‌سنگهایی متداول است که از نواحی بالاآمده جزایر قوسی و اقیانوسی که از نظر منشاء اهمیت کمتری دارند سرچشمه می‌گیرد.



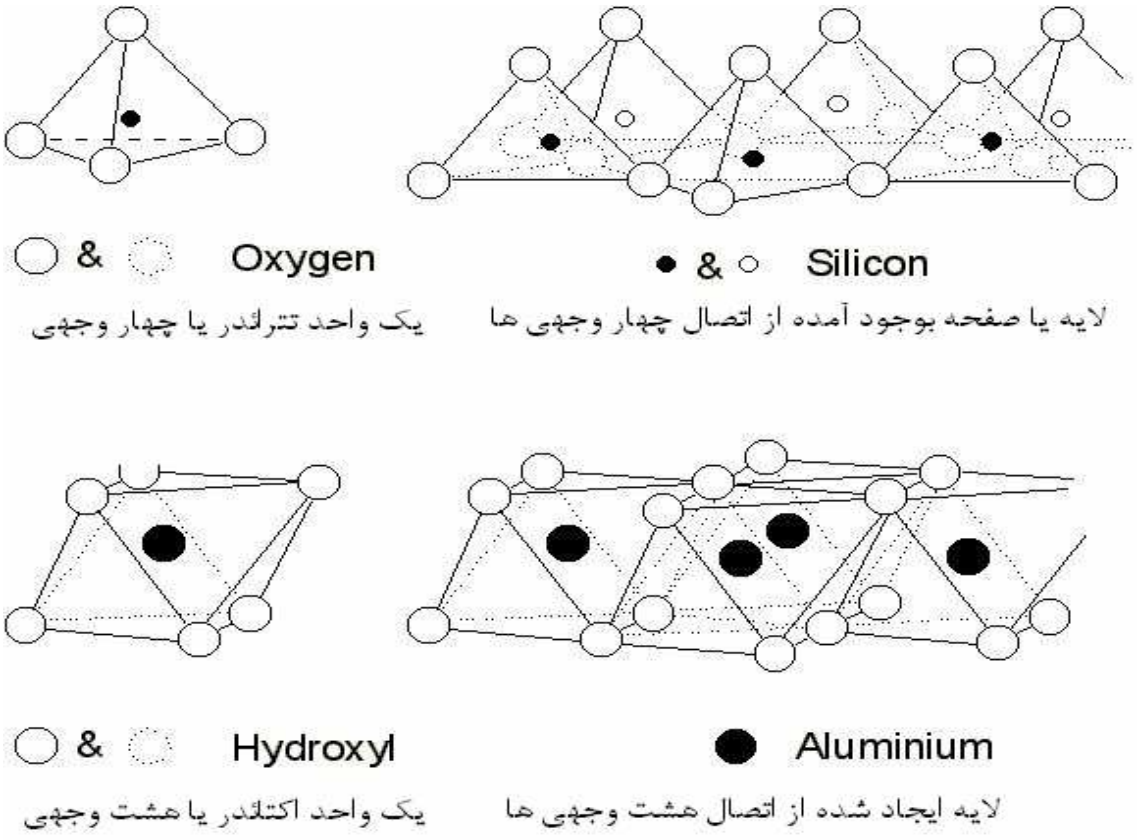
بسیاری از ذرات فلدسپات ماکل یا رخ مشخصی ندارند و در این صورت تشخیص آنها از کوارتز کار مشکلی است غالباً برای تشخیص فلدسپات از کوارتز و برای تفکیک فلدسپات پتاسیم دار از پلاژیوکلاز از روش رنگ‌آمیزی استفاده می‌شود. فلدسپاتها بخاطر تجزیه شدن به کانیهای رسی ظاهر تیره و غبارآلود پیدا می‌کند در حالیکه کوارتز شفافیت بیشتری دارد. معمولاً پلاژیوکلازها را می‌توان توسط ماکلهای درهم و پلی سنتتیک تشخیص داد. آلبیت (غنی از سدیم) فراوانی بیشتری از آنورتیت (غنی ازکلسیم) دارد. زیرا آلبیت یکی ازکانی‌های مهم در سنگهای آذرین بوده و در محیط رسوبگذاری از پایداری بیشتری برخوردار است. همچنین در طول دیاژنز آنورتیت

به آلبیت دگرسان می‌شود. ممکن است بافت بلورهای فلدسپات حاوی نشانه‌هایی ازمنشاء آنها می‌باشد. غالباً حالت‌های مختلفی از زونینگ (zoning) در فلدسپاتها دیده می‌شود که این حالت در فلدسپاتهای با منشا ولکانیک فراوانتر است. میزان فراوانی فلدسپات در داخل سنگ‌های رسوبی و رسوبات علاوه بر سنگ منشا مناسب عمدتاً توسط نرخ فرسایش، آب‌وهوا و توپوگرافی منطقه کنترل می‌شود. در آب‌وهوای مرطوب بعلت بالابودن هوازدگی شیمیایی تخریب و تجزیه فلدسپاتها زیاد می‌باشد در حالیکه در یک ناحیه خشک هوازدگی فیزیکی غالب است و معمولاً فلدسپات در چنین شرایطی باقی می‌ماند.



٤ـ کانی‌های رسی (Clay minerals)

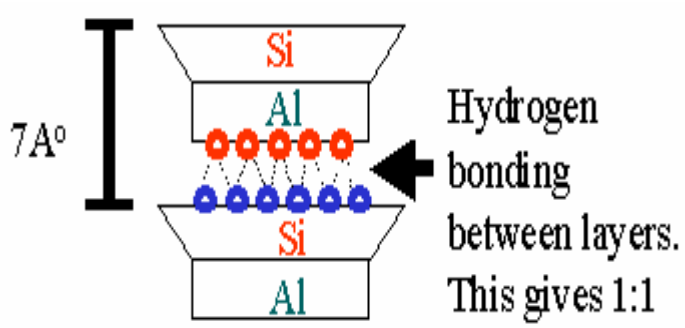
کانیهای رسی ۲۵ تا ۳۵ درصد کانیهای تخریبی را به خود اختصاص می‌دهد .این کانیها بصورت ورقه‌هایی هستند که بر روی یکدیگر قرار می‌گیرند، هر یک از این ورقه‌ها از ترکیب دو واحد اصلی یعنی لایه‌های چهاروجهی و لایه‌های هشت‌وجهی در یک آرایش هگزاگونال ترکیب یافته‌اند. لایه‌های چهاروجهی از بهم‌پیوستن چهاروجهی‌های حاصل از اتصال اکسیژن، سیلیس بوجود آمده و واحد شبکه‌ای آن دارای فرمول $[Si_4O_{10}]^{-4}$ می‌باشد. لایه هشت‌وجهی که یونهای Al و یا Mg با OH و O بصورت هشت‌وجهی با یکدیگر در ارتباط می باشند. آنهایی که حاوی Al هستند تحت عنوان لایه‌های هشت‌وجهی ژیپسیت و آنهایی که حاوی Mg هستند تحت لایه‌های بروسیت معروف می‌باشند.



لایه‌های چهاروجهی از طرفی که راس هرمها آزاد است به لایه هشت‌وجهی اتصال می‌یابد. وضعیت قرارگرفتن لایه‌های چهاروجهی در کنار یکدیگر اساس تقسیم‌بندی رسها به گروههای ذیل می‌باشد.

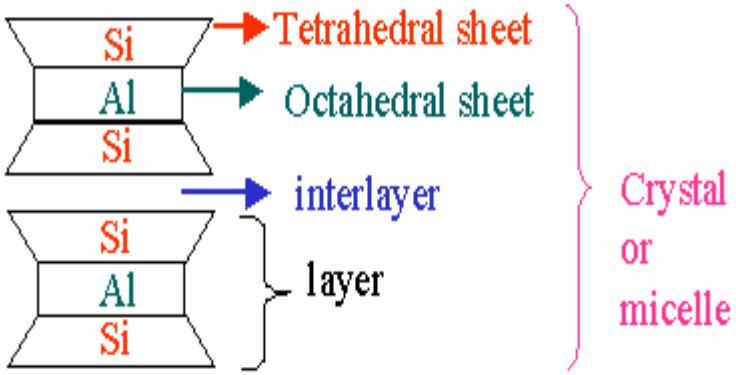
- **ـ کانیهای رسی با آرایش T-O یا ۱ـ۱**

در این گروه از کانیهای رسی هر واحد شبکه‌ای یک لایه چهاروجهی (T) و یک لایه هشت‌وجهی (O) می‌باشد که از این گروه از کانیهای رسی می‌توان از کائولینیت نام برد. فاصله شبکه‌ای در این گروه از کانی‌های رسی در حدود ۷ انگستروم می‌باشد.



- **ـ کانی‌های رسی با آرایش T-O-T یا ۱ـ۲**

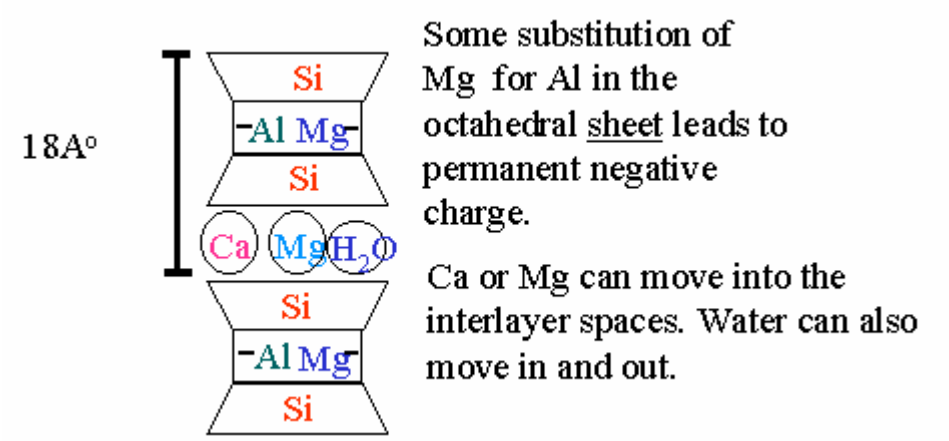
در این گروه از کانیهای رسی هر واحد شبکه‌ای شامل دو لایه چهاروجهی در طرفین و یک لایه هشت‌وجهی در وسط می‌باشد. فاصله شبکه‌ای در حدود ۱۰ انگستروم می‌باشد. از مهمترین کانیهای رسی این گروه می‌توان به کانی رسی ایلیت اشاره کرد. فضای بین طبقات غالباً توسط یونهای K^+ و OH^- و در مواردی توسط Fe و Mg اشغال می‌گردد. کانیهای رسی اسمکتیت و مونتموریونیت نیز به این گروه از کانیهای رسی تعلق دارد که فضای بین طبقات در این قبیل از کانیها توسط آب اشغال می‌شود که در این حالت بعلت انبساط ایجادشده فاصله شبکه‌ای در این کانیها بمراتب بیشتر می‌گردد.

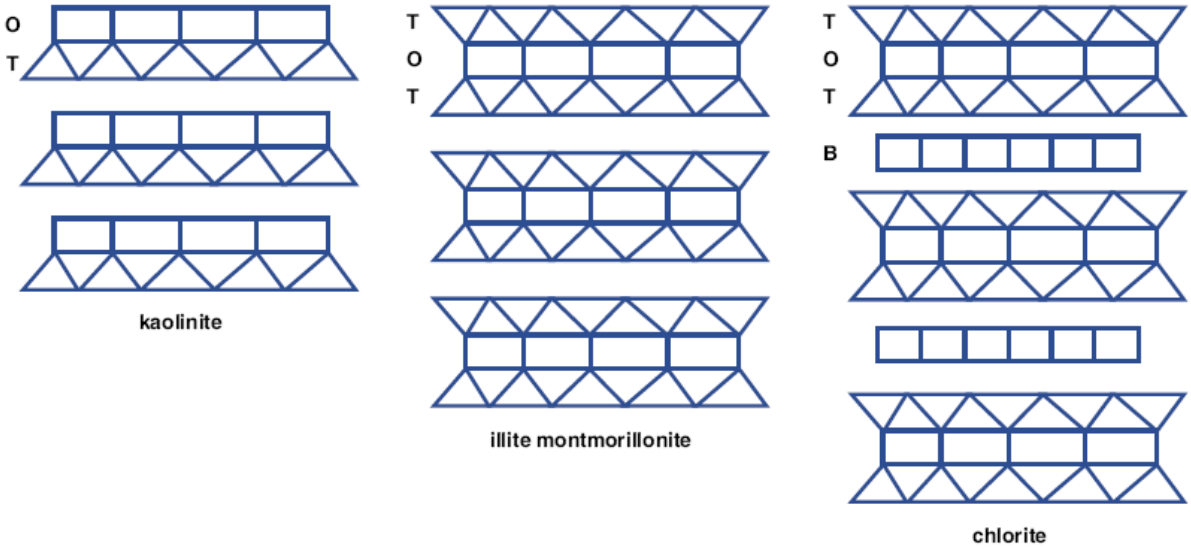


- **ـ کانی‌های رسی با آرایش T-O-T-O یا ۱ـ۱ـ۲**

این گروه ازکانی‌های رسی شامل تناوبی از ورقه‌های سه‌لایه‌ای مذکور در گروه قبلی و یک لایه هشت‌وجهی در سطح بین طبقه‌ای می‌باشد ازمهمترین این کانیها می‌توان به کلریت اشاره کرد. و فاصله شبکه‌ای معادل ۱۸ انگستروم می‌باشد.

در سنگهای رسوبی قدیمه کانیهای ایلیت و کلریت در مقایسه با سایر کانیهای رسی فراوان‌تر می‌باشند. به لحاظ این است که تحت شرایط دیاژنز کانی‌های رسی دیگر به این قبیل کانیها رسی تبدیل می‌شود.





منابع تولید کانیهای رسی

کانیهای رسی هم بصورت آواری و هم بصورت درجازا (Authigenic) می‌باشند. کانیهای رسی دارای منشاءهای متفاوتی است که ازمهمترین آنها می‌توان به موارد زیر اشاره کرد.

- **ـ منشا تخریبی یا وراثتی**

که در اثر تخریب و فرسایش سنگهای رس‌دار قدیمی،کانیهای رسی موجود در آنها آزاد شده و در رسوبات جدید قرار میگیرد.

- **ـ تخریب و تجزیه**

دراثرهوازدگی کانیهای مافیک و فلدسپاتها، کانیهای رسی تشکیل می‌گردند.

- **ـ هوازدگی خاکسترهای آتشفشانی در محیطهای زیردریایی**

در محیطهای دریایی کانیهای اولیه موجود در خاکسترهای آتشفشانی بتدریج مواد قلیائی نظیر ($CaO-Na_2O-K_2O$) و آهن و منیزیم و بالاخره مقداری از سیلیس و آلومین خود را از دست می‌دهد و در عوض مولکولهای آب را جذب نموده و پس از مدتی تبدیل به کانیهای رسی بویژه مونتموریونیت می‌شود.

- **ـ نوشکلی و نئوفورماسیون**

در بعضی شرایط میزان فرسایش و تخریب بحدی است که علاوه بر مواد قلیائی، آهن و منیزیم که از متن کانیهای موجود در سنگ خارج می‌شود سیلیس و آلومین نیز خارج می‌گردد که این یونها بلافاصله تحت شرایط خاص با یکدیگر ترکیب شده و کانیهای رسی را بوجود می‌آورند.

- **ـ دیاژنز زیردریایی**

کانیهای رسی نظیر کائولینیت هنگامی که وارد محیط دریایی می‌شوند در محیط دریایی بعلت وجود یونهای نظیر (Fe-Mg-K) و نفوذ آنها بداخل شبکه کریستالی این کانی، تبدیل به ایلیت و کلریت می‌گردد.

- **ـ دیاژنز درون طبقه‌ای و متامورفسیم**

با تدفین شدن پی‌درپی رسوبات و شدت گرفتن حرارت و فشار کانیهای رسی اولیه موجود در داخل رسوبات نظیر کائولینیت و مونتموریونیت تحول پیدا کرده و در صورت وجود آهن و منیزیم در محیط تبدیل به کلریت و در صورت وجود یون پتاسیم در محیط دیاژنتیکی تبدیل به ایلیت می‌شوند.

۵ـ میکاها

در داخل سنگ‌های آذرین و دگرگونی، کانی میکا (موسکوویتـ بیوتیت و سریسیت) فراوان است. سریسیت حدواسط کانی‌های رسی و میکاها می‌باشد که در اثر افزایش فشار و حرارت به موسکوویت تبدیل می‌شود. در نتیجه فرسایش سنگها (آذرین و دگرگونی)کانیهای میکای موجود در آنها آزاد شده و در محیط رسوبی جزء ذرات تشکیل دهنده سنگ رسوبی ممکن است قرار گیرد. علی رغم فراوانی کمتر کانی موسکوویت، ولی فراوانی آن نسبت به بیوتیت در سنگهای رسوبی زیادتر است. علت آن را معتقدند بخاطر پایداری خیلی زیاد موسکوویت در مقایسه با بیوتیت می‌باشد.

به علت پایداری کانیهای گروه میکا مطالعه آنها در رسوبات ما را به منشا رسوبات راهنمایی می‌کند. مثلاً بیوتیت درسنگهای حدواسط و همچنین سنگهای ولکانیکی فراوانی خیلی بالایی دارند. وجود مجموعه‌ای از کانیهای سریسیتـ موسکوویت و کلریت نشان‌دهنده سنگ منشا دگرگونی درجه پایین می‌باشد. هنگامی که درجه دگرگونی افزایش پیدا کند کلریت جای خود را به بیوتیت می‌دهد و نهایتاً بیوتیت نشان دهنده دگرگونی درجه بالا می‌باشد.

٦ـ کانی‌های سنگین

دارای وزن مخصوص بیشتر از ۲/۹ می‌باشند. در مقایسه با کانیهایی مانند کوارتز و فلدسپات، این کانیها دارای وزن مخصوص بیشتری می باشند. کانیهای سنگین را می توان توسط محلول کلروفورم (۲/۸) ازکانیهای دیگر جدا کرد. مطالعه این کانیها ما را در تعیین سنگ منشاء کمک می‌کند. این کانیها از دو گروه تشکیل شده اند.

۱-**گروه اوپاک** مانند: ایلمنیت و مگنتیت

۲-**گروه شفاف و غیر او پاک** مانند: پیروکسن، آپاتیت روتیل ـ تورمالین ـ اسفن ـ اولیوین . . .

مطالعه این کانیها در بررسی سنگ منشاء که در نتیجه تخریب آنها سنگهای رسوبی تشکیل شده اند مهم می‌باشد. مثلاً وجود کانیهای ***گارنت ـ اپیدوت ـ استارولیت نشان‌دهندهٔ دگرگونی*** بودن سنگ منشاء می‌باشد. وجود کانیهایی مثل ***زیرکن، آپاتیت و تورمالین نشاندهندهٔ سنگ منشاء آذرین*** می‌باشد. وجود کانیهای سنگین ***کرومیت ـ الماس ـ الیوین و پلاتین نشان‌دهندهٔ سنگ منشاء آذرین مافیک*** می‌باشد بخاطر وزن مخصوص بالای کانیهای سنگین اندازه آنها از سایر کانیهای موجود در سنگ کوچکتر است. کانیهای سنگین دارای مقاومت‌های متفاوتی می‌باشند که به ترتیب زیر می‌باشد:

الیوین ـ سیلیمانیت ـ پیروکسن ـ آندالوزیت ـ آمفیبولیت ـ اپیدوت ـ کیانیت ـ استارولیت ـ آپاتیت ـ گارنت ـ زیرکن ـ تورمالین ـ روتیل

پایداری فیزیکی و شیمیایی آنها افزایش می‌یابد

نسبت بین سه‌کانی پایدار تورمالین ـ زیرکن و روتیل در مقایسه با سایر کانیها دریک سنگ نشاندهندهٔ اندیس مچوریتی می‌باشد.

$$\text{اندیس مچوریتی} = \frac{\text{زیرکن + تورمالین + روتیل}}{\text{سایر کانیهای سنگین}}$$

Engineering Group http://www.mohande30.com

هر چه اندیس مچوریتی بیشتر باشد درجهٔ بلوغ سنگ بیشترمی‌باشد و هوازدگی و حمل ونقل شدیدی داشته‌اند و کانیهای ناپایدار مقدارشان کاهش یافته و درصد کانیهای مقاوم و پایدار افزایش یافته است. آنالیز عنصری کانیهای سنگین توسط میکروپروپ (Micro Prop) در مطالعه کانیهای سنگین اهمیت خیلی بالایی دارد و توسط آن می‌توان درصد عنصری ترکیبات (مانند اکسیدتیتانیوم) را شناسایی کرد. مقدار این عناصر کمیاب در واقع نشانگر وضعیت تکنونیک صفحه‌ای خاص است. بعنوان مثال زیرکن هنگامیکه مدت زمان طولانی از تشکیل آن بگذرد در نتیجه بمباران پرتوزائی اشعهٔ آلفا (α) این کانی به رنگ ارغوانی درمی‌آید وغالباً زیرکن‌های مربوط به سنگهای بیش از ۲/۵ میلیارد سال پیش به صورت ارغوانی دیده می شوند. وجود چنین زیرکن‌هایی ما را به سنگ منشاء هدایت می‌کند. در کورولیشن طبقات رسوبی زیرکن‌ها نقش مهمی می‌توانند ایفا نمایند. برای تعیین زمان بالا آمدن سنگهای نفوذی مطالعه کانیهای سنگین بسیار مفید است.

تقسیم‌بندی سنگ منشاء کانیهای سنگین:

منشاء	آذرین		دگرگونی		هیدروترمال	رسوبی
کانی	بازیک	اسیدی	بالا	پائین		
الیوین	×					
روتیل	×					
آپاتیت		×				
آمفیبول	×	×	×		×	
اسفن		×				
تورمالین		×		×	×	
زیرکن		×				
گارنت			×			
توپاز					×	
آندالوزیت			×			
اپیدوت			×	×		
کیانیت			×			
سیلیمانیت			×			
استارولیت			×			
باریت			×		×	
کرومیت	×					

۷-ذرات تخریبی آلی

ـ ذرات جامد تخریبی ـ آلی شامل دو دسته هستند:

- ***ـ مواد کربن‌دارجامد*** . این ذرات از فرسایش مواد آلی مانند ذغال موجود در سازندهای قدیمی‌تر حاصل می شوند
- ***ـ خرده‌های گیاهان امروزی***

ـ مواد کربن‌دار جامد حاصل از فرسایش سازندهای قدیمی‌تر

مواد آلی جامد، حاصل از فرسایش سازندهای قدیمی‌تر حاوی مواد آلی نظیر بیتومین، ذغالسنگ آنتراسیتی، کهربا (Amber) قطعات جامد موم و کروژن است. کروژن نامی است کلی برای تمام مواد آلی جامد غیرمحلول مولد نفت که دارای ساختمان پلیمری پیچیده ای می‌باشند. کروژن فراوانترین و گسترده‌ترین شکل مواد آلی در جهان است که در سنگهای رسوبی وجود دارد. وزن کل کروژن جهان در حدود ۳×۱۰^{۱۵} تن می باشد. این مقدار در حدود ۶۰۰ برابر کل ذخایرذغال‌سنگی جهان است که برابر با ۵×۱۰^{۱۲} تن است. کروژن تحت تاثیر حرارت تبدیل به نفت می‌شود. کروژنها حاصل تجزیه مواد آلی در درجه حرارت زمین گرمایی پایین بوده و کروژنها بسیار پایدار می‌باشند. این مواد در حلالهای آلی یا اسیدها نامحلول بوده و در درجه حرارت معمولی اکسید نمی‌شوند.

ـ خرده‌های گیاهان امروزی

در نواحی دارای باران فراوان و آب‌وهوای گرم یا استوائی گیاهان امروزی سطح زمین را می‌پوشاند در اثر تغییرات فصلی برگ‌های گیاهان ریزش می‌کنند. بخشی از آنها از بین رفته و قسمتی دیگر از رسوبات را تشکیل می‌دهد. سایر بخش‌های گیاهان از قبیل تنه‌ـ شاخه‌ـ گرده و تخم، پس از تخریب و رسوب کردن اگر در محیط مناسبی قرار گیرند و از بین نروند به رسوب تبدیل می‌شوند و ذرات تخریبی گیاهی عهد حاضر را تشکیل می‌دهند.

ب. ذرات رسوبی شیمیایی نابرجا یا آلوکمیکال(Allochemical components)

آلوکم (Allochem) از واژه آلو (Allo) به معنی بیگانه یا غیرعادی و کمیکال (Chemical) به معنی شیمیایی گرفته شده است. آلوکم‌ها موادی هستند که به طریق شیمیایی یا بیوشیمیایی در حوضه رسوبی تشکیل شده و پس از جابجایی در محل دیگری ته‌نشین شده‌اند. مواد آلوکمیکال یکی ازمتشکلین مهم سنگهای آهکی به شمار می‌آید و چهار نوع از آنها مهم است که عبارتند از:

۱ـ انتراکلاست (Intraclasts)

۲ـ اُئید (ooids)

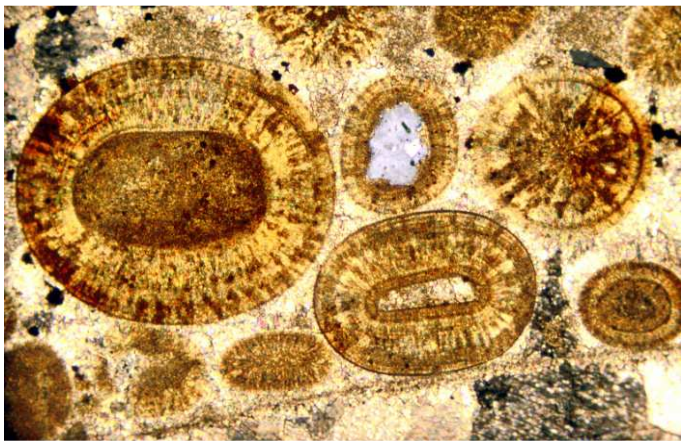
۳ـ فسیل (Fossils)

٤ـ پلت (Pellets)

۱ـ انتراکلاست ها

واژه انتراکلاست به ذرات جامد در حد ماسه و یا بزرگتر اطلاق می‌شود که از نظر بافتی مشابه ذرات خرده‌سنگی بوده و حاصل کنده‌شدن مواد نیمه‌سخت و یا سخت‌شده‌ای است که در درون حوضه رسوبی ته‌نشین شده‌اند. کلمه انترا (Intra) به معنی درون است که در اینجا به معنی تشکیل‌شده در درون حوضه رسوبی است. انتراکلستها دارای اندازه و شکل متنوعی هستند. بسیاری از آنها زاویه‌دار بوده و قطرشان بیشتر از ۲ میلی‌متر می‌باشد و در داخل سنگهای رسوبی آهکی تشکیل می‌شوند. در

مقابل انتراکلست، اکستراکلست نیز وجود دارد، که این قطعات از خارج وارد حوضه رسوبی شده‌اند، ولی بخاطر اینکه جنس آنها شیمیایی آهکی است آنها را از خرده‌سنگها که جنس سیلیسی دارند، تفکیک می‌کنند.



۲ـ اُئیدها (Ooids)

واژه اُئید در زبان یونانی به معنی جسم تخم‌مرغی شکل می‌باشد. چون بعضی از ذرات آهکی شبیه تخم‌ماهی هستند، لذا آنها را اُئید می‌نامند. اُئیدها عموماً از آراگونیت ترکیب یافته و دارای شکل کروی و بیضوی هستند. مقاطعی که از مرکز اُئیدها می‌گذرند، نشان می‌دهند که اُئیدها دارای یک هسته مرکزی هستند که با پوششی احاطه شده است. پوسته دارای ساختمان متحدالمرکز یا شعاعی است. هسته ممکن است از سایر قطعات آهکی نظیر قطعات اسکلتی یک پلت و یا از قطعات غیرآهکی نظیر یک ذره کوارتز تشکیل شده باشد. پوسته اُئیدها مرکب از یک یا چند لایه است. اندازه اُئیدها طبق تعریف کمتر از ۲mm است و ذرات درشت‌تر دارای ساختمان مشابه را پیزولیت (Pisolite) می‌نامند. در بیشتر اُئیدهای امروزی محور طولی بلورهای آراگونیت عموماً مماس با سطح پوسته است. در بعضی از اُئیدها محور طولی بلورها بطور شعاعی قرار می‌گیرد. چنین آرایشی را فابریک شعاعی (Radial Fabric) می‌نامند.

اُئیدهای امروزی با فابریک شعاعی در آبهای بسیار نمکی (Hypersaline) یا در میان پوشش جلبکی (Algal mat) ضخیم حوضچه‌های موجود در حاشیه دریای سرخ و سواحل غربی استرالیا تشکیل می‌گردد. فابریک شعاعی بسیاری از اُئیدهای قدیمی بطور ثانوی بوجود آمده‌اند و حاصل تبلور دوباره می‌باشند. اُئیدها غالباً در محیط‌های پر انرژی نظیر نواحی بین جزرومدی (intratidal) تشکیل می‌شوند. در ضمن در اطراف هسته بلورهای کربنات کلسیم

بصورت آراگونیت و کلسیت کلسیت پرمنیزیم ته‌نشست پیدا می‌کنند. جنس اُاُئیدهای عهد حاضر آراگونیت و کلسیت کلسیت پرمنیزیم است ولی جنس اُاُئیدهای قدیمه از کلسیت کم‌منیزیم می‌باشند.

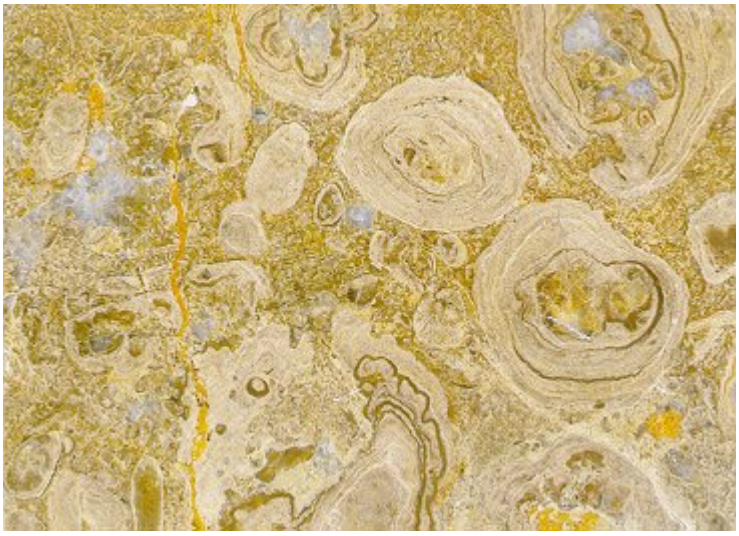
۳ـ پیزولیت‌ها (Pisolites)

پیزولیت‌ها ذرات کروی یا بیضوی هستند که قطر آنها متجاوز از ۲mm است. علاوه بر تفاوت از نظر اندازه پیزولیت‌ها از نظر منشاء نیز با اُاُلیت‌ها اختلاف دارند. پیزولیت‌هایی که صرفاً حاصل رشد بیش از حد اُاُلیت‌ها باشند، چندان زیاد نمی‌باشند. دو نوع پیزولیت عمدتاً یافت می‌شود که به شرح زیر است.

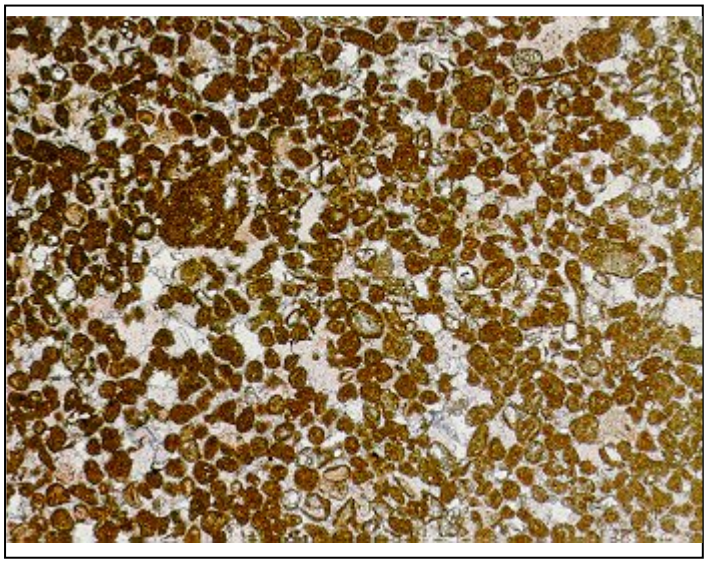
الف. پیزولیت‌های جلبکی (Algal pisolites) که انکولیت (Oncolite) نامیده می‌شود.

ب. پیزولیت کالیچی (Caliche pisolites) که به پیزولیت وادوز نیز موسوم است.

پیزولیت جلبکی در اثر چسبیدن جلبک بر روی ذرات گوناگون بوجود می‌آید. وقتی ذرات رسوبی بویژه قطعات اسکلتی، روی سطح رسوبگذاری می‌غلتند جلبک‌های سبزـآبی خود را به سطح آنها چسبانیده و با ایجاد لایه‌های متناوب متحدالمرکز روی آنها را می‌پوشانند.



پیزولیت‌های وادوز در افق هوازدگی خاک نظیر کالیچی و یا اینکه بر اثر رسوبگذاری کربنات کلسیم در هنگام هوازدگی سنگ‌های آهکی در نواحی خشک تشکیل می‌شوند. اینگونه پیزولیت‌ها در حقیقت به فرم دانه نیستند و بصورت شیمیایی در اثر تبخیر در مناطق نیمه‌خشک تشکیل می‌شوند. تشخیص پیزولیت‌های وادوز از پیزولیت‌های جلبکی به سختی صورت می‌گیرد. معذلک تفسیر این دو در تفسیر محیط رسوبی با اهمیت است. وجود پیزولیت جلبکی در سنگ‌آهک نشانه آن است که سنگ‌آهک در محیط دریایی یا دریاچه نمکی رسوب کرده است. بالعکس پیزولیت وادوز در آب‌وهوای نیمه‌خشک و در افق هوازدگی بر اثر خاصیت لوله‌های موئینه در سطح تخریب یا هوازدگی سنگ آهک تشکیل می‌شوند. پیزولیت‌های وادوز ممکن است در اثر حرکت مجدد، پس از حمل‌ونقل بطور موضعی در محل دیگری انباشته شوند. پیزولیت‌های وادوز عموماً از جنس کلسیت کم‌منیزیم بوده در حالیکه بیشتر پیزولیت‌های جلبکی از جنس کلسیت پرمنیزیم هستند.



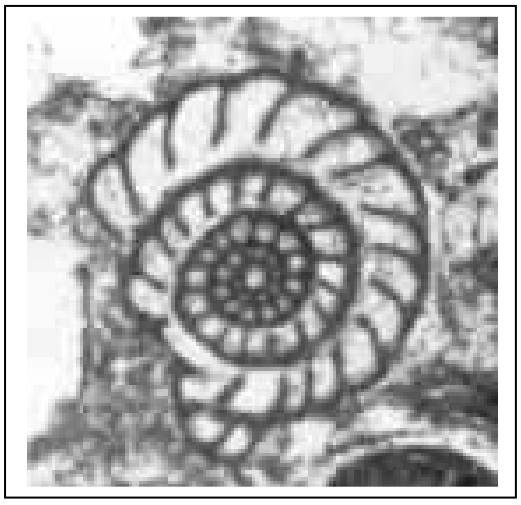
٤ـ پلت‌ها و پلوئیدها (Pellets)

پلت‌ها، ذرات آهکی کروی یا بیضوی در حد ماسه بوده که عموماً همگن و فاقد ساختمان می‌باشند. با آنکه پلت‌ها خود ذرات کوچکی هستند، اما مانند گلوله‌های گلی از تعداد زیادی بلورهای ریز آراگونیتی ترکیب یافته است. بیشتر پلت‌ها توسط موجودات لجن‌خوار (Filter feeding) که از گل تغذیه می‌کنند، ساخته شده‌اند. این موجودات مواد آلی موجود در گل را هضم نموده و گل آهکی هضم‌نشده را بصورت پلت مدفوعی (Fecal pellets) دفع می‌نمایند. در رسوبات آهکی عهد حاضر پلت‌ها از معمولی‌ترین ذرات رسوبی است زیرا یک جانور لجن‌خوار روزانه قادر است هزاران پلت دفع

نماید. این امر بخوبی آنها را توجیه می‌کند. با آنکه پلت‌ها در سنگ‌های آهکی قدیمه نیز فراوانند اما پلت‌های دیرینه در مقایسه با پلت‌های عهد حاضر کمتر می‌باشد. توجیه این مسئله این است که پلت‌ها استحکام زیادی نداشته و قادر به حفظ شکل خود نمی‌باشند.

واژه شبه‌پلت یا پلوئید در مورد ذراتی بکار می‌رود که شبیه پلت بوده اما دارای منشا مشخصی نمی‌باشند. تمام ذرات پلت مانند از منشا مدفوعی نبوده، بلکه بعضی از آنها قطعات حاصل از خشک‌شدن گل‌آهکی می‌باشد. وقتی گل آهکی در معرض هوا قرار گیرد ترکهای حاصل از خشک‌شدن آنها سبب جداشدن پوسته‌هایی از گل‌آهکی می‌گردد. پوسته‌های جداشده پس از فرسایش و گردشدن ذرات پلت‌مانندی را بوجود می‌آورند. شبه‌پلت‌ها از میکرایتی‌شدن سایر قطعات آهکی بر اثر فعالیت‌های جلبکهای سبز نیز بوجود می‌آیند. شبه‌پلت‌ها همچنین از تبلور دوباره سایر قطعات آهکی بوجود می‌آیند. پلت‌ها غالباً دارای اندازه‌ای بین ۰/۱۵mm تا ۰/۰۳mm می‌باشند.

دلیل اینکه در سنگ‌های رسوبی قدیمه تعداد پلت‌ها کم می‌باشد، این است که مقاومت مکانیکی آنها کم است و بر اثر فشار شکل آنها محو و بصورت یکدست خود را نشان می‌دهند.



۵ـ خرده‌های اسکلتی (Skeletal debris)

قطعات فسیلی جزء آلوکم‌ها به شمار می‌آیند. جنس اغلب این قطعات اسکلتی از کربنات کلسیم و سیلیس می‌باشد. بعلت حمل‌ونقل و جابجایی در محیط رسوبی تحت عنوان (آلوکم) نامیده می‌شوند. مرجانها (Coral) یا ساختمانهای حاصل از فعالیت‌های جلبکی که به کف محیط‌زیست خود چسبیده و بی‌حرکت هستند، جزء آلوکم‌ها نبوده و جزء دسته دیگری از سنگها به شمار می‌آیند.

ج. ذرات رسوبی شیمیایی برجا (عادی) (Orthochemical components)

رسوبات شیمیایی برجا یا ارتوکم، شامل تمام رسوبات آهکی است که فاقد آثار حمل‌ونقل بوده و در داخل حوضه رسوبی یا در داخل سنگ تشکیل می‌شوند. مهمترین این دسته از رسوبات عبارتند از:

- ۱ـ گل‌های آهکی
- ۲ـ کلسیت‌شفاف

۱ـ گل‌های آهکی

این نوع آهک از دانه‌هایی ساخته شده که قطر آنها بین ٤ـ۱ میکرون است. فولک این ذرات ریز آهکی را میکرایت نامیده است. میکرایت عمدتاً نیمه‌شفاف بوده و غالباً رنگ قهوه‌ای کم‌رنگی در مقاطع نشان می‌دهد. گل‌های آهکی عهد حاضر از کلسیت منیزیم‌دار یا آراگونیت ساخته شده در حالیکه در رسوبات قبل از پلئیستوسن (Pleistocene) غالباً به کلسیت کم‌منیزیم تبدیل شده است. گل‌های آهکی منشا بسیار متنوعی دارند. بعضی از موجودات زنده ذرات آهکی ریزی ترشح می‌کنند که اکثر گلهای آهکی از آنها ترکیب یافته‌اند. بعضی از گلهای آهکی از خردشدن مکانیکی ذرات در حد ماسه یا بزرگتر حاصل می‌شوند. بطور کلی گل‌های از منشا زیر حاصل می‌شوند:

۱ـ سایش مکانیکی فسیلها که بر اثر سایش ذرات ریزی از آنها خارج و گلهای آهکی را بوجود می‌آورند.

۲ـ تولید سوزنهای آراگونیتی در داخل بافت بدن بعضی از جلبکهای آهکی که پس از مرگ جلبک آزاد می‌شوند.

۳ـ رسوب شیمیایی که در محیط اشباع از کربنات کلسیم بلورهای ریز آراگونیت و کلسیت پرمنیزیم تشکیل و از تجمع آنها گلهای آهکی بوجود می‌آید.

٤ـ فرسایش سنگهای آهکی قدیمی‌تر که از خردشدن سنگهای آهکی قبلی که باعث آزادشدن ذرات کوچکتر از μ ٤ می‌شود.

۲ـ سیمان کلسیتی شفاف (Sparty calcite cement)

این نوع کلسیت ازدانه‌هایی ساخته شده که قطر آنها برابر یا بیشتر از ۱۰ میکرون است و با داشتن بلورهای درشت‌تر و وضوح بیشتر از آهک میکرایتی متمایز می‌گردد.

کلسیت شفاف معمولاً در طی مراحل دیاژنز بصورت سیمان حفرات موجود در رسوبات را پر می‌کند. البته جنس سیمان می‌تواند از سیلیس (دولومیت‌ـ انیدریت) نیز باشد.

مچوریتی (بلوغ) Maturity

یکی از خواص مهم سنگهای رسوبی خاصیت مچوریتی یا رسیدگی است که از دو جنبه مورد بررسی قرار میگیرد.

الف. مچوریتی یا بلوغ کانی‌شناسی یا ترکیبی (Compositional maturity)

ب. مچوریتی یا بلوغ بافتی (Textural maturity)

الف. مچوریتی یا بلوغ کانی‌شناسی یا ترکیبی (Compositional maturity)

مچوریتی کانی‌شناسی یا ترکیبی یعنی اینکه کانیهای موجود در سنگ از نوع کانیهای مقاوم هستند یا از نوع کانی‌های نامقاوم. یک سنگ رسوبی (ایمچور) حاوی مقدار زیادی ذرات رسوبی ناپایدار نظیر خرده‌سنگها از نوع نامقاوم می‌باشد اگر مقدار کوارتز فراوان باشد آنگاه این سنگ تحت عنوان مچور خوانده می‌شود. در جائیکه سنگ کاملاً از کوارتز تشکیل شده باشد واژه (Super mature) بکار برده می‌شود. مچوریتی ترکیبی را می‌توان توسط نسبت دانه‌های (کوارتز+ چرت) به مقدار (فلدسپات+ خرده‌سنگها) بیان کرد. این اندیس در مقایسه ماسه‌سنگهای مختلف مفید می‌باشد.

$$\text{مچوریتی ترکیبی} = \frac{\text{کوارتز} + \text{چرت}}{\text{فلدسپات} + \text{خرده های سنگی}}$$

اساساً مچوریتی ترکیبی منعکس‌کننده فرایندهای هوازدگی در ناحیه منشا و درجه و میزان حرکت مجدد و حمل‌ونقل است. بطور مشخص رسوباتی که از نظر ترکیبی ایمچور هستند در نزدیکی منشا قرار گرفته‌اند. بیشتر رسوبات رودخانه‌ای و یخچالی از جمله این مثالها هستند. رسوبات سوپر مچور محصول هوازدگی شدید بوده و مسیر حمل‌ونقل طولانی بوده است. مچوریتی ترکیبی توسط فاکتورهای چندی کنترل می‌شود که عبارتند از:

- ـ نوع سنگ و ذرات موجود در ناحیه منشا
- ـ آب‌وهوای ناحیه منشا
- ـ طول یا زمان حمل‌ونقل رسوبات از محیط منشا به محیط رسوبی

عقیده بر این است که درجه مچوریتی کانی‌شناسی یا ترکیبی به خصوصیات محیط منشا وابستگی زیاد داشته و به مقدار کمتری در ضمن حمل‌ونقل بهتر می‌شود.

ب. مچوریتی یا بلوغ بافتی (Textural maturity)

مچوریتی بافتی نشان دهنده تغییرات بافتی است که یک رسوب هنگامیکه تحت تاثیر انرژی مکانیکی امواج و حمل‌ونقل قرار می‌گیرد، تحمل می‌کند.

مچوریتی بافتی توسط سه عامل زیر سنجیده می‌شود:

۱ـ وجود یا عدم وجود مواد دانه‌ریز (رس) بصورت ماتریکس در داخل سنگ

۲ـ جورشدگی دانه‌های آواری

۳ـ گردشدگی دانه‌های آواری

همچنانکه رسوبات تحت تاثیر انرژی مکانیکی امواج و جریانات قرار می‌گیرند با افزایش مقدار و تاثیر انرژی ابتدا خمیره رسی از بین ذرات خارج شده سپس دانه‌های فوق جور می‌شوند و در انتها دانه‌ها گرد می‌گردند و به ترتیب مراحل زیر را طی می‌کنند:

۱ـ مرحله نارس یا ایمچور (Immature stage)

رسوبات بیش از ۵٪ ماتریکس تخریبی داشته و ذرات رسوبات جورنشده و زاویه‌دار می‌باشند.

۲ـ مرحله نیمه‌رسیده یا ساب‌مچور (Sub mature stage)

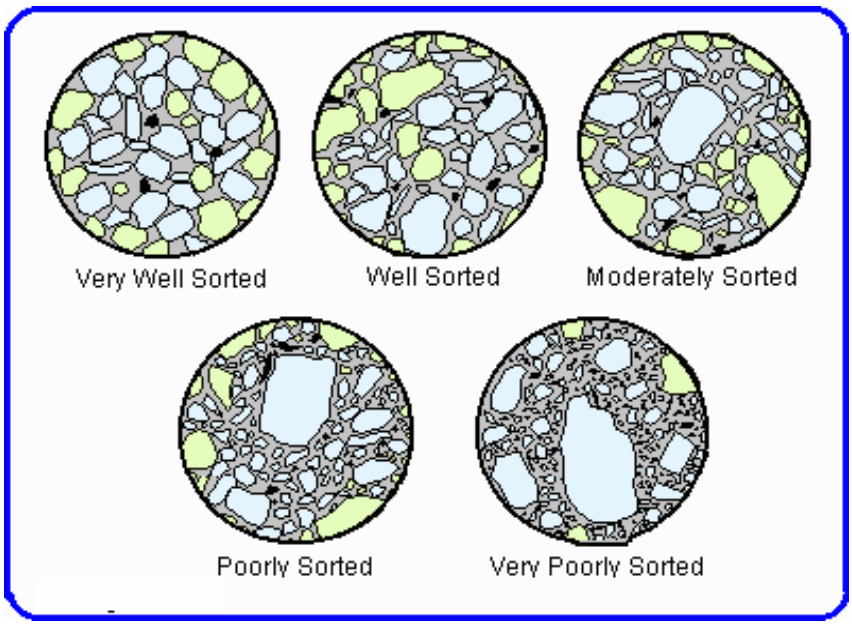
رسوبات کمتر از ۵٪ ماتریکس دارند ولی ذرات رسوبات هنوز جورنشده و گردنشده می‌باشند.

۳ـ مرحله رسیده یا مچور (Mature stage)

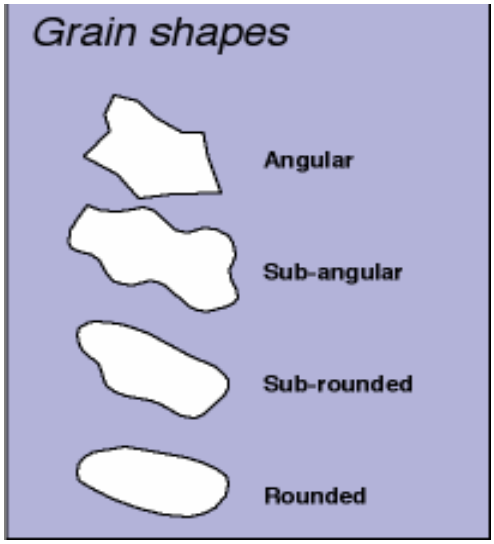
رسوبات حاوی ماتریکس خیلی‌کم ـ ذرات کاملاً جورشده ولی گردشده نیستند.

٤ـ مرحله خیلی رسیده یا سوپر مچور (super mature stage)

رسوبات فاقد ماتریکس هستند و ذرات کاملاً جورشده هستند.



جورشدگی



گرد شدگی

مچوریتی بافتی یکی از بهترین خصوصیات برای نشان دادن شرایط فیزیکی محیط رسوبی است. چون تکامل مچوریتی بافتی بستگی به انرژی مکانیکی دارد که در محیط رسوبی به رسوب وارد می‌شود. در حقیقت مچوریتی بافتی یک مقیاس است برای نشان دادن تاثیر محیط در خارج‌کردن ذرات ماتریکس (رس)، جورشدگی و سایش ذرات تخریبی. انرژی مکانیکی محیط رسوبی و مدت زمانیکه این انرژی بر رسوبات اثر می‌کند عامل مهمی در مچورکردن رسوبات است. مثلاً یک سیل یا جریان توربیدتی ممکن است مقدار زیادی انرژی در ضمن حرکت رسوبات به رسوبات وارد کند. ولی وقتیکه رسوبات بر جای گذاشته می‌شوند، مقدار جورشدگی کم می‌باشد، چونکه حجم رسوبات انباشته شده زیاد بوده ولی برعکس امواج روی ساحل رسوبات را دائماً از ساحل به دریا و از دریا به ساحل و در نتیجه جزرومد و طوفانها و تغییرات فصلی حمل کرده و آنها را جور می‌کنند.

بنابراین درجه بلوغ در هر محیط رسوبی بستگی به مقدار انرژی مکانیکی اعمال شده بر روی رسوبات پس از استقرار نهایی آنها در حوضه رسوبی مذکور دارد. از سوی دیگر انرژی بکار رفته در هنگام حمل‌ونقل رسوب از محل منشا تا حوضه رسوبی نقش چندانی در بلوغ رسوبات ندارد. مثلاً جریانهای سیلابی که ذکر شد. تصور می‌شود که مچوریتی بافتی شرایط محیط رسوبی اولیه را نشان می‌دهد و تغییرات دیاژنتیکی بعدی را بیان می‌کند. بطور کلی رسوبات نابالغ در محیط‌هایی نظیر دشت سیلابی یا محیط‌های مردابی یعنی محیط‌هایی که یا در آن محیط رسوبگذاری به سرعت انجام می‌گیرد و در نتیجه شانسی برای روبروشدن با انرژی مکانیکی، بعد از رسوب‌گذاری ندارند، یا اینکه در محیطی که انرژی محیط پایین است ته‌نشین می‌شوند. رسوبات خیلی بالغ نشان دهنده رسوبگذاری در محیط‌های با سایش خیلی شدید مثل سواحل یا تپه‌های شنی محلی که انرژی دائماً در روی دانه‌ها عمل می‌کند، می‌باشد. یک عامل مهم دیگر که در تعیین درجه مچوریتی بافتی اثر دارد، پایداری یا ناپایداری تکتونیکی است. معمولاً فعالیت‌های تکتونیکی شدید و ژئوسنکلینال‌هایی که بطور سریع فرو می‌نشیند، رسوبات (ایمچور) ایجاد می‌کنند. ولی پایداری تکتونیکی محیط رسوبگذاری باعث ایجاد رسوبات (سوپر مچور) می‌شود.

بنابراین محیط رسوبگذاری و تکتونیک هر دو در تکامل مچوریتی موثرند. ولی به نظر می‌آید که محیط خیلی بیشتر بر روی مچوریتی اثر دارد. در حقیقت محیط رسوبی عامل مستقیم تعیین‌کننده نوع مچوریتی بافتی است و تکتونیک بطور غیرمستقیم تاثیر می‌گذارد. در اصل تکتونیک مشخص می‌کند که چه نوع محیط رسوبی در یک ناحیه بخصوص وجود خواهد داشت.

برای تعیین بلوغ بافتی مراحل زیر انجام می‌گیرد:

۱ـ درصد رس را تعیین می‌کنند در اینجا دو حالت دارد.

الف. مقدار رس بیشتر از ۵٪ باشد رسوبات ایمچور هستند.

ب. کمتر از ۵٪ به مرحله دوم مراجعه می‌کنیم.

۲ـ میزان جورشدگی سنگ را تعیین می‌کنیم.

الف. اگر جورشدگی بسیار خوب نباشد یا بزرگتر از ϕ ۰/۵ باشد، بافت سنگ نیمه‌بالغ یا ساب‌مچور می‌باشد.

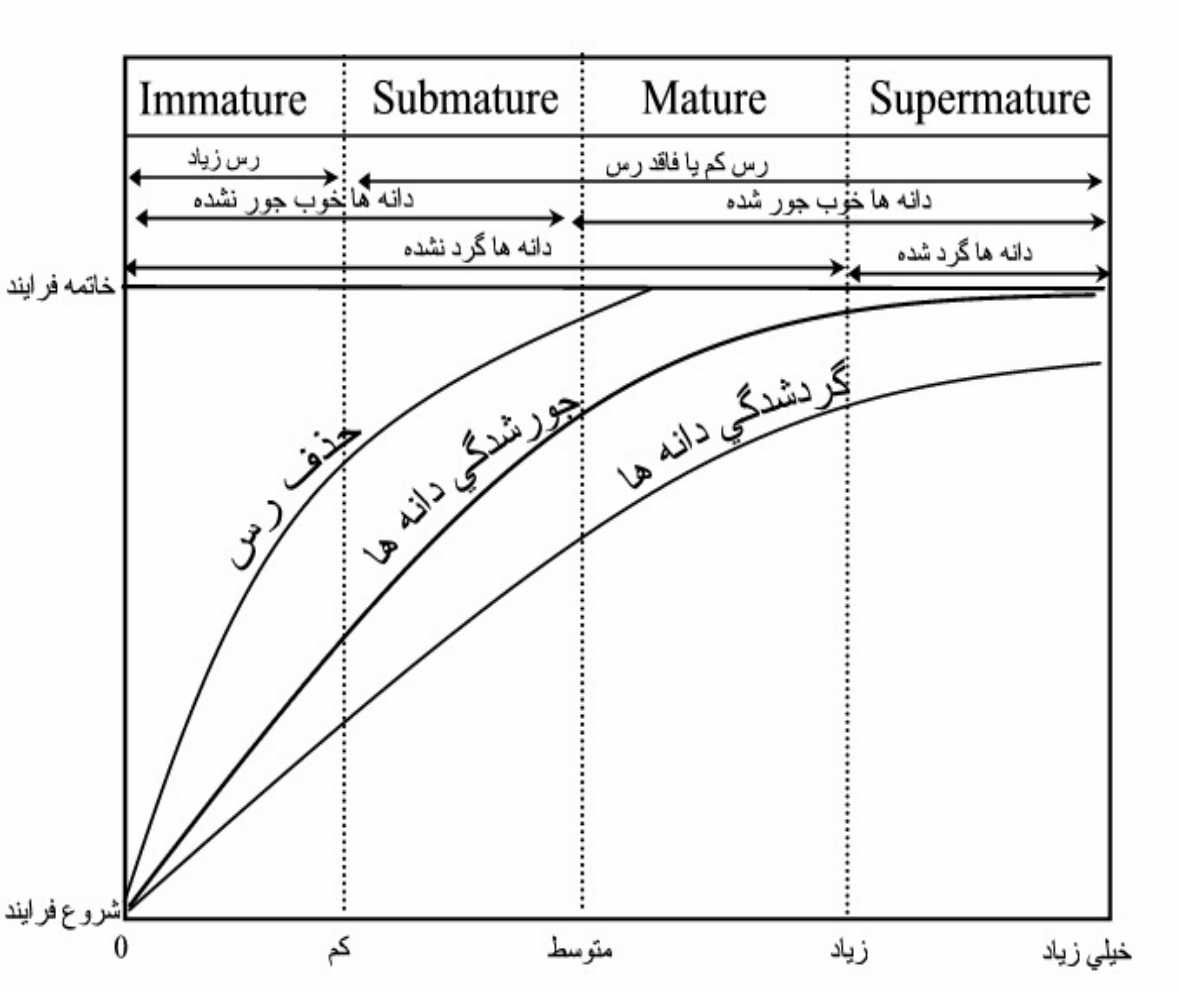
ب. اگر جورشدگی بسیار خوب باشد و مقدار آن کمتر از ϕ ۰/۵ باشد به مرحله بعدی مراجعه می‌کنیم

۳ـ میزان گردشدگی ذرات را اندازه‌گیری می‌کنیم.

الف. اگر دانه‌ها نیمه‌زاویه‌دار تا بسیار زاویه‌دار باشند (کمتر از ϕ۳ در مقیاس پاور باشد) سنگ مچور و بالغ است.

ب. اگر دانه‌ها نیمه‌گردشده تا بسیار گردشده (بزرگتر از ϕ ۳) قسمت عمده سنگ را تشکیل دهد در اینصورت سنگ بسیار بالغ یا سوپرمچور می‌باشد.

بعضی اوقات دیده می‌شود که مسائل بافتی که تاکنون بحث شده در بعضی از سنگها بطور معکوس انجام میگیرد (Textural inversion). مثلاً دانه‌های کاملاً گرد کوارتز در یک ماتریکس رسی قرار دارند، یا اینکه رسوب از دانه‌های خیلی جورنشده ولی کاملاً گردشده تشکیل شده است.



معکوس شدن عوامل بافتی در اثر یکی از عوامل زیر انجام می‌گیرد:

۱ـ موقعی که محصولات در محیط با انرژی‌های متفاوت با هم مخلوط شوند.

مثلاً ذرات گردشده و همچنین جورشده ماسه ممکن است در یک ماتریکس رسی قرار داشته باشد این حالت معمولاً موقعی اتفاق می‌افتد که ذرات ماسه از بارها یا سدهای ماسه‌ای (انرژی بالا) توسط امواج‌ـطوفانها یا باد به لاگون پشت بار حمل شده و با رسوبات کم‌انرژی (رس) این محیط مخلوط شوند.

۲ـ ممکن است رسوبات قدیمی دوباره تخریب شوند، به حرکت درآیند و رسوبات جدید را بسازند. مثلاً ماسه‌های کاملاً گرد از رسوبات قدیمی منشا گرفته و بعد در یک محیط کم‌انرژی همراه با ماتریکس رس ته‌نشست پیدا کنند.

۳ـ فرایندهای مچورکننده که در انرژی خیلی زیاد عمل می‌کنند بعضی اوقات باعث معکوس‌شدن بافتی می‌شوند. کلاً فرایندهای مچورکننده در انرژی متوسط تا زیاد موثر هستند. اگر انرژی زیاد باشد مچوریتی نابود می‌شود. مثلاً تحت انرژی زیاد ممکن است ذرات رسوبی کاملاً گردشده بشکند و ذرات زاویه‌دار بوجود آورند.

طبقه‌بندی سنگ‌های رسوبی

دو نوع طبقه‌بندی در سنگهای رسوبی پیشنهاد می‌شود.

۱ـ طبقه‌بندی توصیفی (Descriptive Classification)

این طبقه‌بندی براساس ترکیب و بافت سنگ بوده، در این نوع تقسیم‌بندی منشا سنگها مد نظر نمی‌باشد.

۲ـ طبقه‌بندی ژنتیکی یا زایشی(Genetic Classification)

این طبقه‌بندی براساس شرایط و محیط تشکیل سنگ می‌باشد. در این طبقه‌بندی باید در مورد منشا، اطلاعات کافی موجود باشد.

اکثر طبقه‌بندیهای ارائه شده، بخش‌هایی از هر دو را دارا می‌باشد. یک تقسیم‌بندی خوب توصیفی باید از عناصر مهم ژنتیکی هم استفاده کند. با استفاده از این خصوصیات تا به حال سه تقسیم‌بندی کلی سنگهای رسوبی توسط سه نفر پیشنهاد شده که عبارتند از:

- الف. طبقه‌بندی گرابو (Grabau) که بیشتر طبقه‌بندی ژنتیکی است.
- ب. طبقه‌بندی کرینین (Krinine) طبقه‌بندی توصیفی.
- ج. طبقه‌بندی فولک (Folk) که طبقه‌بندی ژنتیکی و توصیفی است.

الف : طبقه‌بندی ژنتیکی یا زایشی ابتدا توسط گرابو در سال ۱۹۰٤ ارائه شده است. وی سنگهای رسوبی را بر مبنای طرز تشکیل آنها به دو دسته تقسیم‌بندی کرد:

۱ـ سنگ‌های اگزوژنتیک یا آواری (Exogenetic or Clastic Rocks)

سنگهایی هستند که ذرات تشکیل‌دهنده آنها در اثر حمل و رسوبگذاری به حوضه رسوبی تشکیل شده‌اند و عوامل خارجی (خارج از حوضه رسوبی) در تشکیل این سنگها اثر داشته است. این سنگها بنام آلوژنیک (Allogenic) یا انتقالی نیز نامیده می‌شود.

۲ـ سنگ‌های آندوژنیک یا شیمیایی (Endogenic)

سنگهایی هستند که در حوضه رسوبی در اثر رسوبگذاری مواد محلول در آب بصورت متبلور یا آمورف تشکیل شده‌اند. این دسته از سنگها را بنام اتوژنیک (Autogenic) یا درجا نیز می‌نامند. گرابو این طبقه‌بندی را برای سنگهای آذرین هم بکار برده است و آنها را به دو صورت سنگهای آذرین محلی (مثل گرانیت‌ها) و سنگهای آذرین انتقالی (مثل توف‌ها) تقسیم‌بندی کرده است.

طبقه‌بندی سنگها توسط گرابو (۱۹۰٤)

<table>
<tr><td rowspan="5">سنگهای رسوبی</td><td colspan="3">سنگهای اگزوژنتیک (آلوژنتیک)</td><td rowspan="5">سنگهای آذرین</td></tr>
<tr><td>اپی کلاستیک</td><td>پیروکلاستیک</td></tr>
<tr><td colspan="2">سنگهای آندوژنتیک (اتوژنتیک)</td></tr>
<tr><td>بیوژنیک و شیمیایی
(بیولیت‌ها و تبخیری‌ها)</td><td rowspan="2">پیروژنیک (پیزولیت‌ها)</td></tr>
<tr><td></td></tr>
</table>

هر یک از دو گروه بالا ممکن است تحت شرایط فشار و درجه حرارت کم مجدداً متبلور شده و یا توسط کانیهای دیگر عمل جانشینی در آنها صورت گیرد. در چنین شرایط سنگ را بنام سنگهای دیاژنتیک (Diagenetic) یا اپی‌ژنتیک (Epigenetic) می‌نامند. چنانچه درجه حرارت و فشار زیاد باشد، تغییرات شدید در سنگها صورت می‌گیرد و سنگهای دگرگونی بوجود می‌آید.

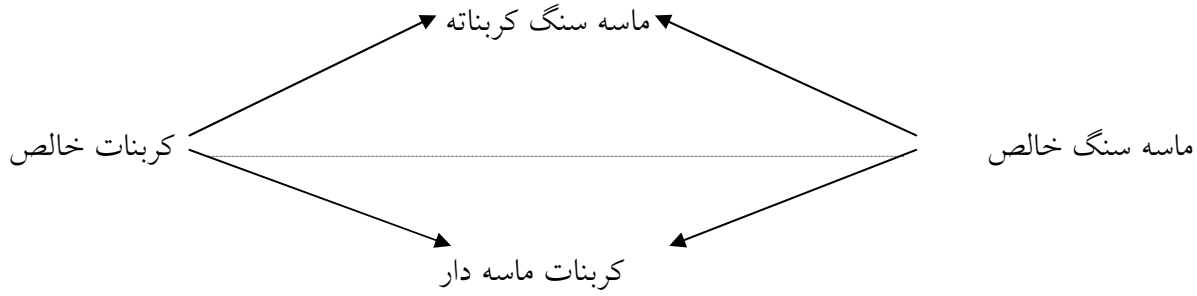
نواقصی در این طبقه‌بندی دیده می‌شود که عبارتند از:

۱ـ سنگها ممکن است دارای چند منشا باشند، مثلاً از نظر منشا دارای بخش‌های اگزوژنتیک، آندوژنتیک یا دیاژنتیک باشد.

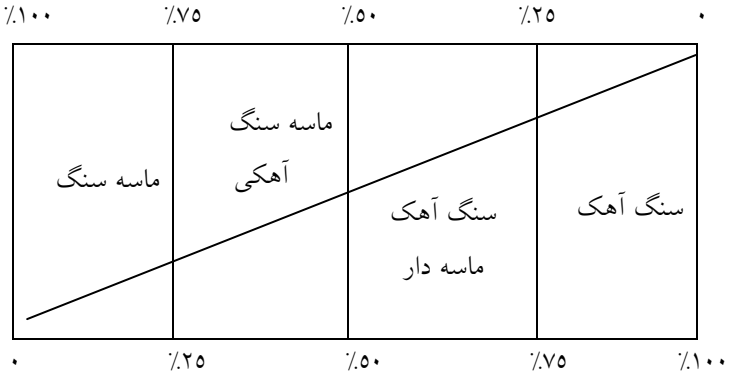
۲ـ سنگهای فسیل‌دار مثل سنگهای آهکی از طریق این طبقه‌بندی جزء سنگهای شیمیایی قرار می‌گیرند در صورتیکه خود این سنگها دو گروه هستند. یک دسته از آنها جزء سنگهای بیوشیمیایی و دسته دیگر جزء سنگهای آواری می‌باشند.

ب. طبقه‌بندی کرینین (Krinine)

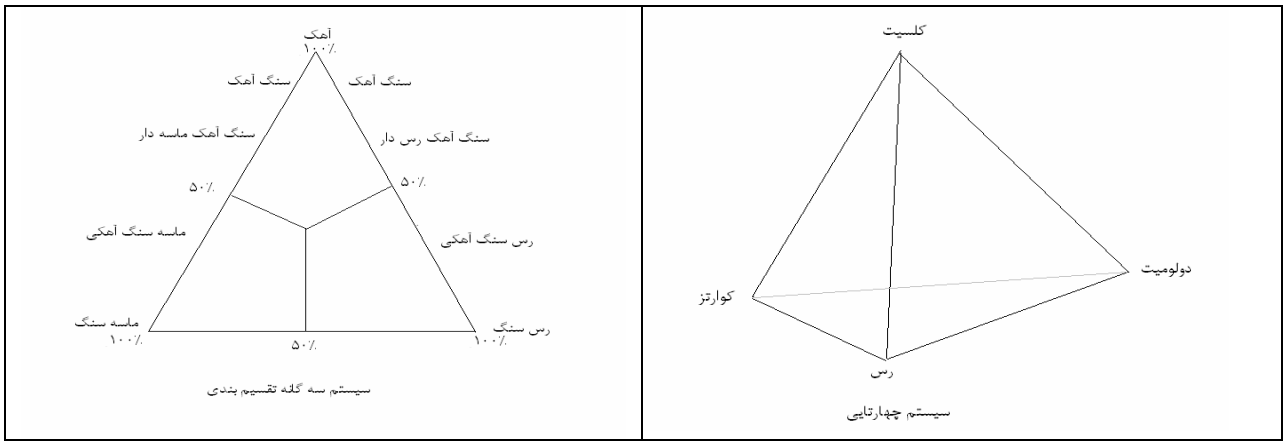
طبقه‌بندی کرینین یک طبقه‌بندی توصیفی است که بر مبنای بافت و ترکیب کانی‌شناسی قرار گرفته است. ایشان معتقد بودند که یک رسوب ممکن است مخلوطی از دو عنصر نهایی باشد. نوع و مقدار درصد این دو عنصر ترکیب و طبقه آن سنگ را معین می‌کند و تغییراتی را که می‌توان در این مثال داشت بصورت زیر است.



بنابراین کرینین می‌گوید که فکر گرابو در تقسیم سنگها به آندوژنیک و اگزوژنتیک درست بوده است ولی در اکثر موارد این نوع رسوبات ممکن است بصورت مخلوط باشد و یک سنگ معمولاً دارای درصدی از هر دو رسوب هستند. وقتی مقدار مواد آواری یک سنگ بیش از ۵۰٪ باشد آن سنگ جزء سنگهای آواری قرار می‌گیرد وقتی کمتر از ۵۰٪ باشد، جزء سنگهای شیمیایی. همچنین در ترکیب یک سنگ ممکن است بیش از یک نوع ماده وجود داشته باشد. براساس ترکیب مواد تشکیل‌دهنده می‌توان تقسیم‌بندیهای دوتایی (Binary)، سه‌تایی (ternary) و چهارتایی (Quaternary) داشت که آنها را توسط قطب‌های مختلف می‌توان نشان داد.



سیستم تقسیم بندی دوگانه



سیستم تقسیم بندی چندگانه

ج. طبقه‌بندی فولک (Folk)

فولک یکی از سنگ‌شناسان بسیار مشهور آمریکایی است و کارهای زیادی در این زمینه عرضه داشته است. در طبقه‌بندی ایشان هم ترکیب مواد تشکیل‌دهنده سنگ و هم منشا آنها را در نظر گرفته است. بنابراین طبقه‌بندی فولک درحقیقت یک طبقه‌بندی توصیفی ژنتیکی است که بر مبنای ترکیب و منشا گذاشته شده است.

بطور کلی فولک (۱۹۵۹) پیشنهاد می‌کند که مواد سازنده یک سنگ رسوبی از سه قسمت تشکیل شده است که به نسبت‌های متفاوت در سنگ وجود دارد.

۱ـ اجزاء تشکیل‌دهنده آواری یا تریجنوس (Terrigenous constituents)

این نوع رسوبات از ذراتی تشکیل شده است که از تخریب و فرسایش مواد خشکی سرچشمه گرفته و پس از حمل در داخل حوضه رسوبی ته‌نشین شده است. نظیر کوارتزـ فلدسپات، کانیهای سنگین و کانیهای رسی و تمام ذراتی که از تخریب سنگهای قدیمی حاصل می‌شوند.

۲ـ اجزاء تشکیل‌دهنده آلوکمیکال (Allochemical constituents)

آلو (Allo) در زبان یونانی به معنی غیرعادی یا بیگانه است و در اینجا عبارتست از رسوباتی که منشاء آنها شیمیایی و بیوشیمیایی بوده و درون حوضه رسوبی ته‌نشین می‌شوند و بعد از ته‌نشین شدن دوباره به حرکت درآمده و رسوب می‌کند. بنابراین غیرعادی بودن آنها بدلیل حرکت مجدد و رسوب‌کردن آنها می‌باشد. نظیر اُالیت، خرده‌های اسکلتی، پلت‌ها و انتراکلاست‌ها.

۳ـ اجزای تشکیل‌دهنده ارتوکمیکال (Ortho chemical constituents)

ارتو (Ortho) در زبان یونانی به معنی عادی و واقعی است و شامل رسوباتی شیمیایی است که در درون حوضه رسوب کرده و بعد از عمل ته‌نشینی هیچگونه حرکت و جابجایی در آن صورت نمی‌گیرد. نظیر سیمان

کلسیتی و سیلیسی و... فولک براساس نسبت درصد اجزاء تشکیل‌دهنده سنگ، سنگهای رسوبی را به ۵ گروه تقسیم کرده‌اند که با علائم اختصاری (O-A-IO-IA-T) نشان داده می‌شود.

T: سنگهای تخریبی یا آواری که ٦۵٪ تا ۷۵٪ ستونهای چینه‌شناسی را تشکیل می‌دهند. نظیر کنگلومراها و ماسه‌سنگها و گل‌سنگها.

A: سنگهای شیمیایی آلوکمیکال که ۸ تا ۱۵٪ ستون چینه‌شناسی را می‌توان به آنها اختصاص داد. نظیر سنگ آهک فسیل‌دار (اُالیت‌دار- پلت‌دار و یا اینتراکلسیت‌دار).

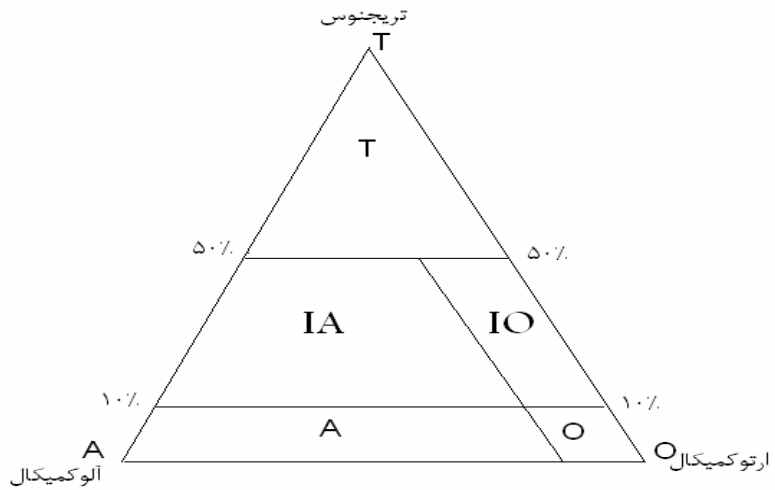
O: سنگهای شیمیایی ارتوکمیکال که ۲ تا ۸٪ ستون چینه‌شناسی را تشکیل می‌دهد. نظیر سنگ‌آهک ریزبلور (میکرایت)- چرت- انیدرید- فسفات.

سنگهای گروه A و O را سنگهای شیمیایی خالص گویند.

IA: سنگهای آلوکمیکال ناخالص یا سنگهای آواری ناخالص که ۱۰ تا ۱۵٪ مقاطع چینه‌شناسی را تشکیل می‌دهند. نظیر سنگ‌آهک فسیل‌دار ماسه‌ای یا ماسه‌سنگهای اُالیتی یا فسیل‌دار. شیل‌های فسیل‌دار

IO: سنگهای ارتوکمیکال ناخالص یا سنگهای شیمیایی ناخالص که ۲ تا ۵٪ مقاطع چینه‌شناسی را تشکیل می‌دهند. نظیر سنگ‌آهک ریزبلور رس‌دار.

سنگهای گروه IA و IO را سنگ‌های شیمیایی ناخالص می‌گویند.



طبقه‌بندی عمومی سنگهای رسوبی

سنگهای رسوبی را می‌توان به ۵ گروه عمده تقسیم‌بندی کرد:

۱ـ سنگهای تخریبی(Terrigenous Rocks)

۲ـ سنگهای کربناته (Carbonate Rocks)

۳ـ سنگهای شیمیایی نظیر چرت ـ سنگهایی که درجا تشکیل می‌شوند(Authigenic rocks)

٤ـ سنگهایی که در داخل آنها کربن وجود دارد. مثل ذغال‌سنگ. (Carbonaceous Rocks)

۵ـسنگهایی آذر آواری که منشا ذرات تشکیل‌دهنده آنها به فعالیت‌های آتشفشانی برمی‌گردد(Pyroclastic Rocks)

این سنگها از نظر ترکیب و همچنین منشا با یکدیگر اختلاف دارند.سنگهای کربناته متشکل از کانیهای کربناته و دولومیت هستند. سنگهای اتوژنیک انواع مختلفی دارند و شامل سنگهای تبخیری نظیر سولفات و نمک و سنگهای شیمیایی دیگرمانند چرت می باشد.

سنگهای (Carbonaceous) مانند ذغال‌سنگ متشکل از مواد کربن‌دار است. سنگهای تخریبی (Terrigenous) متشکل از کانیهای سیلیکاته و ذرات تخریبی دیگر است که از خشکی‌ها مشتق شده‌اند.

سنگ‌های آذر آواری(Pyrocalstic) متشکل از کانیهای سیلیکاته و شیشه‌هایی است که از فعالیت‌های ولکانیکی منشا می‌گیرند.

سنگهایی که ذرات تشکیل‌دهنده آن از درون خود حوضه رسوبی مشتق شده اند، تحت عنوان سنگهای (Intra Basinal Rocks) و سنگهایی که ذرات تشکیل‌دهنده آن از خارج حوضه رسوبی مشتق شده‌اند تحت عنوان (Extra Basinal Rocks) نامیده می‌شوند.

Group	Kind
I- Intra Basinal Rocks	۱- Carbonate Rocks ۲- Authogenic Rocks ۳- Carbonaceous Rocks
II- Extra Basinal Rocks	٤- Terrigenous rocks
III- Pyroclastic Rocks	٥- Pyroclastic rocks

سنگهای با مواد منشاء گرفته از بیرون حوضه رسوبی (Extra Basinal Rocks)

سنگهای خارج حوضه‌ای (Extra basinal) تحت عنوان سنگ‌های آواری یا تخریبی(**or Clastic Terrigenous)** نامیده می‌شوند. در زبان یونانی Terra به معنی خشکی (land) است. ذرات تشکیل‌دهنده این سنگها تحت تاثیر هوازدگی و فرسایش سنگهای موجود در بخشهای خشکی پوسته زمین حاصل می‌شوند. اندازه ذرات تشکیل‌دهنده این سنگها بهترین ملاک جهت گروه‌بندی سنگهای (Terrigenous) یا تخریبی می‌باشد.

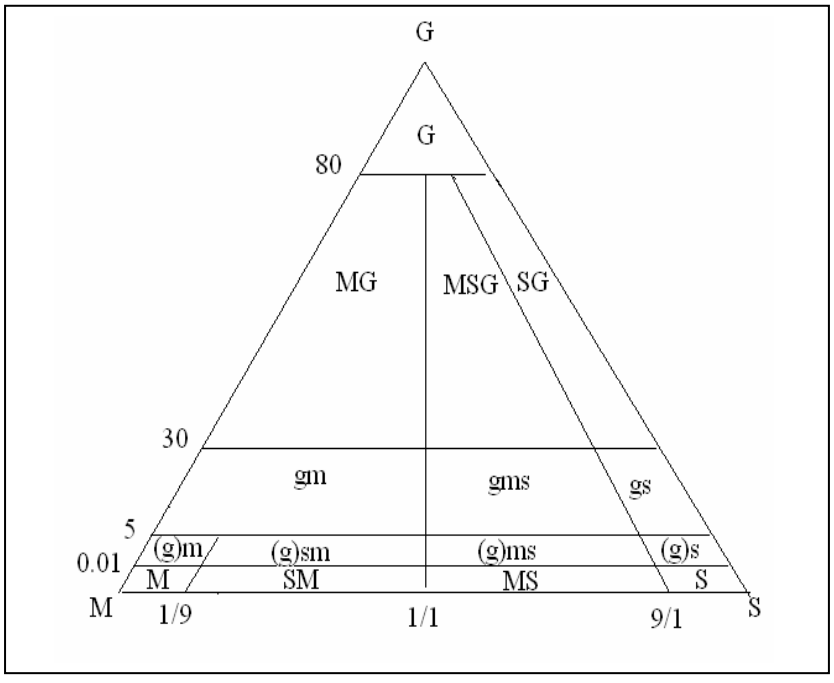
براساس اندازه ذرات تشکیل‌دهنده می‌توان سنگهای رسوبی تخریبی را به انواع زیر تقسیم‌بندی کرد.

۱ـ کنگلومرا یا برش تحت عنوان رُدایت‌ها $>$۲mm.

۲ـ ماسه‌سنگ‌ها یا آرنایت‌ها $2-\frac{1}{16}mm$

۳ـ گل‌سنگ‌ها یا لوتایت‌ها $<\frac{1}{16}mm$

Grain or particle size characteristics of common clastic sedimentary rocks. Note rock names.		
Wentworth Size Scale Wentworth(۱۹۲۲)	***Grain Size Name***	***Rock Name***
>۲۵۶ mm	Boulders	**Conglomerate** (rounded clasts) **Breccia** (angular clasts)
٦٤ - ۲۵٦ mm	Cobbles	
٤ - ٦٤ mm	Pebbles	
۲ - ٤ mm	Granules	
۱ - ۲ mm	Very coarse sand	**Sandstone** (e.g., quartz arenite, arkose, lithic sandstone)
۰،۵ - ۱ mm	Coarse sand	
۰،۲۵ - ۰،۵ mm	Medium sand	
۰،۱۲۵ - ۰،۲۵ mm	Fine sand	
۰،۰٦۲۵ - ۰،۱۲۵ mm	Very fine sand	
۰،۰۰۳۹ - ۰،۰٦۲۵ mm	Silt	**Siltstone**
<۰،۰۰۳۹ mm	Clay	**Shale, Mudstone, Claystone**



G: کنگلومرا

mG: کنگلومرای گلی

mSG: کنگلومرای ماسه‌ای و گل‌دار

gM: گلسنگ کنگلومرایی

gMS: ماسه‌سنگ گلی کنگلومرایی

gS: ماسه‌سنگ کنگلومرایی

(g)SM: گلسنگ ماسه‌ای کمی کنگلومرایی

(g)MS: ماسه‌سنگ گلی کمی کنگلومرایی

(g)S: ماسه‌سنگ کمی کنگلومرایی

M: گلسنگ، SM: گلسنگ ماسه‌ای،

S: ماسه‌سنگ، MS: ماسه‌سنگ گلی

۱ـ کنگلومراها و برش‌ها

در این دسته از سنگ‌ها بیش از ۳۰٪ ذرات بزرگتر از ۲mm است. ذرات تشکیل‌دهنده این سنگها در حد گراول بوده و براساس درجه گردشدگی ذرات به دو دسته کنگلومراها و برش تقسیم می‌شوند. در کنگلومراها برخلاف برشها گردشدگی ذرات خوب می‌باشد. اگر دانه‌های در حد گراول بیش از ۸۰٪ ذرات سنگ را تشکیل دهد این نوع سنگ را کنگلومرا می‌گویند. اگر مقدار گراول کمتر از ۸۰٪ باشد، سنگ را براساس مقدار گراول و نوع ماتریکس به ۳ دسته کنگلومرای ماسه‌ای (ماتریکس دانه‌های ذرات در حد ماسه است). کنگلومراهای ماسه‌ای گلی (ماتریکس ذرات در حد ماسه و گل است) و کنگلومرای گلی (ماتریکس ذرات درحد اندازه گل می‌باشند) نامگذاری می‌کنند.

طبقه‌بندی کنگلومراها و برش‌ها

این سنگ‌ها از جنبه‌های مختلف طبقه‌بندی می‌شوند:

۱ـ تقسیم‌بندی براساس ترکیب قطعات تشکیل‌دهنده

براین اساس این قبیل سنگها را براساس نوع قطعات تشکیل به نام‌های زیر می‌توان نامگذاری کرد.

Ignirudite: هنگامی که جنس ذرات تشکیل دهنده سنگ، آذرین باشد

Phyllorudite: هنگامی که جنس ذرات تشکیل دهنده سنگ، دگرگونی باشد

Sedrudite: هنگامی که جنس ذرات تشکیل دهنده سنگ، رسوبی باشد

۲ـ تقسیم‌بندی براساس یکسان‌بودن یا مختلف‌بودن جنس قطعات تشکیل‌دهنده (مچوریتی ترکیبی)

براین اساس دو دسته کنگلومرا می‌توان تشخیص داد.

الف. کنگلومرای منوژنیک (الیگومیکتایت): Oligo mictic

دراین دسته قلوه‌سنگ‌های تشکیل دهنده همه از یک جنس می‌باشد.

ب. کنگلومرای پلی‌ژنیک (پلی‌میکتایت) Poly mictic

۳ـ تقسیم‌بندی براساس نوع سیمان نظیر کنگلومرای آهن‌دار یا کنگلومرای آهکی

٤ـ تقسیم‌بندی براساس عامل یا محیطی که گراولها در آنها حمل‌ونقل یافته یا در آن محیط انباشته شده‌اند.از این دیدگاه کنگلومراهای زیر شناخته شده است:

الف. کنگلومرای بین‌تشکیلاتی (Intraformational Conglomerate)

قطعات این کنگلومرا به دو طریق ایجاد می‌شوند:

- از طریق کنده‌شدن قطعات رسوبی زیرین خود در اعماق دریا بر اثر جریانهای زیردریایی تشکیل می‌شوند ، به این ترتیب که بر اثر جریانهای زیردریایی رسوبات تشکیل‌شده از جای کنده می‌شوند و با غلتیدن در مکان سائیدگی پیدا می‌کنند. پس از آرامش جریان از نو ته‌نشین و رسوب می‌کنند. جنس قلوه‌سنگهای این کنگلومراها مربوط به سنگ‌های با سختی کم، نظیر سنگ آهک است

– راه دوم برای ایجاد این قطعات بدین صورت است که در بعضی موارد آب بطور موقت پسروی می‌کند و در نتیجه رسوبات نزدیک به ساحل از آب بیرون می‌آیند. درمجاورت هوا خشک شده و در آنها ترکهایی ایجاد می‌شود. با پیشروی آب دریا بر روی لایه‌های ترک‌دار قطعاتی تولید می‌شود که ممکن است این قطعات کمی انتقال یافته و کنگلومرای نازک لایه‌ای ایجاد کند.

ب. کنگلومرای سیلابی، رودخانه‌ای، دریاچه‌ای

این کنگلومراها دارای رسوبات با قطر بیش از ۲mm است و ترکیب قلوه‌سنگ‌ها کاملاً متفاوت می‌باشد. چون ذرات حمل‌ونقل زیادی را متحمل نشده‌اند ، ذرات با مقاومت‌های مختلف را می‌توان در آنها مشاهده کرد. بنابراین کیفیت انتقال در عناصر تشکیل‌دهنده این کنگلومراها به اندازه‌ای کم است که فرصت انتخاب کانی‌شناسی داده نشده است.

ج. کنگلومرای کوهپایه‌ای

این کنگلومراها در دامنه‌های کوهها و در ابتدای مخروط افکنه‌ها دیده می‌شوند و سطح وسیعی را می‌پوشاند و ضخامت قابل ملاحظه‌ای نیز دارند که تحت عنوان **فانگلومرا (Fanglomerate)** نامیده می‌شود.

د. کنگلومرای قاعده‌ای Basal Transgerssive Conglomerate

کنگلومراهایی هستند که لایه زیرین رسوبات دریایی را در نقاطی که پیشروی وجود دارد تشکیل می دهند. این کنگلومراها نشانه خط ساحلی قدیمی هستند که بتدریج متناسب با زمان به سمت خشکی تغییر مکان کرده است. در این دسته کنگلومراها بخاطر اینکه در محیط ساحلی انرژی زیاد حاکم است، دارای استحکام زیاد و قطعات

مرتب شده می‌باشند و قطعات ناپایدار از بین می‌روند و فقط قلوه‌سنگ‌های مربوط به سنگ‌های سخت نظیر کوارتزیت و چرت بیشترین جنس مواد را تشکیل می‌دهند.

ه. کنگلومرا و برش‌های یخچالی

رسوبات یخچالی را تیلیت می‌نامند. تیلیت‌ها دارای قطعات نسبتاً بزرگ هستند که در خمیره رسی قرار دارند. تیلیت‌ها دارای عناصر مختلفی هستند که بزرگی آنها بین قطعات بسیار بزرگ تا دانه‌های بسیار کوچک متغیر است. غالباً در مناطق یخچالی به فراوانی یافت می‌شوند.

۵ـ تقسیم‌بندی کنگلومراها و برش‌ها بر مبنای بافت و ترکیب منشا و محیط ته‌نشست قطعات تشکیل‌دهنده

این تقسیم‌بندی به نظر بهترین تقسیم‌بندی برای سنگ‌های رسوبی دانه‌درشت است. چون یک طبقه‌بندی (توصیفی ـ ژنتیکی) است و بر این اساس کنگلومراها و برش‌ها را می‌توان به ترتیب زیر تقسیم‌بندی کرد:

الف. قطعات در اثر عوامل عادی رسوبی منشا گرفته‌اند

در اینجا تاکید بر روی حمل‌ونقل و تشکیل قطعات رسوبی است. بنابراین تحت تاثیر آب و باد وجابجایی و رسوبگذاری و تحت دیاژنز قرار گرفته و سنگ را تشکیل می‌دهند.

در این دسته فضاهای خالی بین ذرات تشکیل‌دهنده یا توسط ماتریکس پرشده که هم جنس قطعات درشت است ولی اندازه آنها کوچکتر است و یا توسط سیمانی از جنس سیلیس یا کربنات پرشده است. این دسته را بر حسب اینکه در داخل یا خارج حوضه رسوبی منشا گرفته باشند به ترتیب زیر تقسیم‌بندی می‌کنند.

۱ـ قطعات تشکیل‌دهنده کنگلومرا از خارج حوضه رسوبی منشا گرفته‌اند که خود دارای تقسیمات زیر هستند.

A: کنگلومراهایی که دارای چهارچوب متصل هستند و مقدار خمیره کمتر از ۱۵٪ است. یعنی به نسبت بیشتری دارای قطعات قلوه‌سنگ می‌باشند و با برداشتن خمیره چهارچوب سنگ بر هم نمی‌خورد. این دسته از کنگلومراها را کنگلومرای معمولی یا **(Orthoconglomerate)** می‌نامند. این دسته از کنگلومراها توسط جریانهای معمولی آب تشکیل شده‌اند و نشان‌دهنده آبهای متلاطم و پرانرژی با سرعت نسبتاً زیاد، نظیر جریانهای رودخانه‌ای و دریایی هستند.

از نظر مچوریتی ترکیبی اینکه آیا قطعات یک منشایی هستند یا چندمنشایی، این کنگلومراها را تقسیم‌بندی می‌کنند.

A_1: کنگلومراهای الیگومیکتایت (Oligomictic conglomerate)

این دسته از کنگلومراها از یک یا حداکثر، دو نوع قلوه‌سنگ پایدار نظیر کوارتز و چرت تشکیل شده‌اند و اجزای نیمه‌پایدار کمتر از ۱۰٪ است. قلوه‌سنگ‌ها (گردشده، جورشده و تمیز) هستند. بین قطعات را اکثراً سیمان پرکرده است. این دسته از کنگلومراها، معمولاً جزء کنگلومراهای قاعده‌ای ساحلی، دریایی کم‌عمق هستند.

A_2: کنگلومراهای پلی‌میکتیک (Polymictic conglomerate)

کنگلومراهای با قطعات ناپایدار و چندمنشایی هستند، بیش از ۱۰٪ قطعات ناپایدار دارند. قلوه‌سنگ‌ها از جنس‌های متفاوت می‌باشند. مثلاً قلوه‌سنگها مخلوطی از قطعات خیلی درشت از منشا (آذرین درونی، بیرونی، رسوبی، آهکی، دگرگونی) هستند. قلوه‌سنگ‌ها دارای جورشدگی ضعیف تا متوسط و زاویه‌دار هستند. این دسته کنگلومراها نسبت به بقیه فراوانتر هستند. خمیره از ماتریکس رسی و ماسه‌ای است. محیط تشکیل این کنگلومراها بطور کلی محیط‌های رودخانه‌ای و دلتایی هستند. وجود قلوه‌سنگهایی نیمه‌پایدار نشانه شرایط غیرعادی فرسایشی است که دلیل بر بالاآمدگی‌های سریع و وجود برجستگی‌های محلی زیاد در ناحیه منشا است.

B: **کنگلومراها یا برشها دارای چهارچوب منفصل که مقدار ماتریکس در آنها بیش از ۱۵٪ است.** مقدار قطعات قلوه‌سنگهای موجود در آنها کم است. یعنی در حقیقت قلوه‌سنگ‌ها در داخل خمیره شناور هستند و با برداشتن ماتریکس چهارچوب سنگ بهم می‌خورد. در حقیقت این دسته از کنگلومراها، گلسنگ‌هایی هستند که مقداری قلوه‌سنگ در آنها پراکنده است. این دسته از آنها را **پاراکنگلومرا (Para conglomerate)** یا دیامیکتایت یا رس‌سنگها یا گلسنگ‌های کنگلومرایی می‌نامند.

این دسته از کنگلومراها بر حسب اینکه خمیره لامینه‌دار یا بدون لامینه باشد، بصورت زیر تقسیم می‌شود:

B_1: پاراکنگلومرای با ماتریکس لامینه‌دار

این قبیل سنگ‌ها بدین ترتیب بوجود می‌آیند که در محیط‌های آرام و ساکن ذرات سیلت و رس (گل) ته‌نشست می‌یابند و در همین ضمن قلوه‌سنگ‌هایی در داخل این رسوبات می‌افتد.

B_2: پاراکنگلومراها یا دیامیکتایت‌هایی با ماتریکس بدون لامینه

در این دسته ماتریکس از خود لامینه‌ای نشان نمی‌دهد و بر حسب عامل رسوب‌دهنده ذرات این کنگلومراها این دسته به دیامیکتایت‌های یخچالی یا تیلیت‌ها و دیامیکتایت‌های غیریخچالی یا تیلوئیدی تقسیم می‌شوند. دیامیکتایت‌های یخچالی گلسنگ‌هایی هستند که دارای منشا یخچالی هستند. تیلوئیدها تحت تاثیر جریانهای زیرآبی نظیر جریانهای آشفته زیردریایی یا جریانهای توربیدیتی حاصل می‌شوند.

۲ـ قطعات تشکیل‌دهنده کنگلومرا و برش از داخل محیط رسوبی منشا گرفته‌اند.

این دسته از **کنگلومراها در داخل حوضه‌ای (Intra formational)**و همزمان با رسوبگذاری تشکیل می شوند. بدینصورت که قطعات از رسوب تازه تشکیل‌شده، در زیر آب در اثر طوفان یا در اثر جریانهای زیردریایی و

یا در اثر بیرون آمدن از رسوبات از آب و خشک‌شدن رسوبات و تکه‌تکه‌شدن آنها جدا می‌شوند و دوباره رسوب می‌کنند.

ب. قطعات در اثر عوامل غیرعادی رسوبی منشا گرفته‌اند

A: قطعات از شرایط فیزیکوشیمیایی حاکم در محیط نشات گرفته‌اند.

قطعات این دسته بیشتر زاویه‌دار هستند و آنها را برشهای دروغی می‌نامند که در محل تشکیل شده‌اند بدون اینکه در اثر عوامل مکانیکی جابجا شده باشند. عواملی که باعث ایجاد این دسته از کنگلومراها و برش‌ها می‌شوند عوامل برشی‌شدن خودبه‌خودی (Auto breciation) می‌نامند. بیشتر تغییرات دیاژنتیکی ناقص هستند مثل جانشینی کلسیت توسط دولومیت، یا تبلور مجدد. مثلاً وقتی که یک میکرایت در بعضی قسمت‌ها دوباره متبلور شده و تبدیل به اسپارایت می‌شوند و یا در اثر خشک‌شدن ژل کلوئیدی و ترک‌خوردن سنگها در اثر حرارت در شب‌وروز.

B: قطعات در اثر عوامل تکتونیکی ایجاد می‌شوند:

قطعات این دسته نیز زاویه‌دار هستند. در این دسته برشی‌شدن خودبه‌خودی در اثر فشارهای تکتونیکی است. مثلاً برشی‌شدن و خردشدن سنگ‌ها در اثر حرکاتی که در امتداد سطوح گسلی صورت می‌گیرد و یا برش‌های حاصل از چین‌خوردن که از چین‌خوردگی شدید طبقات نازک و شکننده‌ای که بین طبقات نامقاوم پلاستیک قرار گرفته بوجود می‌آید. در حقیقت قطعات در اثر خردشدن و یا میلونیتی شدن سنگ بوجود می‌آیند. برش‌های حاصل از چین خوردن لایه‌ها را برش‌های کاتاکلاستیک (cataclastic brecia) گویند.

C: قطعات در اثر فعالیت‌های ولکانیکی ایجاد می‌شوند:

بر اثر حرکات مواد مذاب بخش فوقانی سرد و بخش درونی ماگما همچنان گرم می‌باشد. به علت حرکت ماگما و مقاومت قسمت فوقانی فشار فوق‌العاده‌ای ایجاد شده (توسط بخش گرم و مایع میانی) قطعات سخت بالایی خرد و برش‌های جریانی را بوجود می‌آورند.

ممکن است ماگمایی که در حال خارج‌شدن است مواد موجود در دهانه را خرد کرده و بشکند و ایجاد برشهای توده‌ای را نماید. برش‌های حاصل را که منشا آذرینی دارند **آگلومرا** گویند.

D: قطعات در اثر برخورد شهاب‌سنگها ایجاد می‌شوند:

در مناطقی که شهاب‌سنگها با سرعت زیاد برخورد می‌کنند و سنگ‌های روی زمین را خرد کرده و خود شهاب‌سنگها نیز خرد می‌شوند و برشهایی را تولید می‌کنند که آنها را برشهای حاصل از برخورد شهابسنگ‌ها (impact brecia) گویند.

E: قطعات در اثر ریزش حاصل شده‌اند:

گاهی اوقات در یک سطح شیبدار قطعاتی از سنگ‌های بالایی شکسته شده و بطرف پایین سقوط می‌کنند که از تجمع آنها در پایین سطح شیبدار، برشهای ریزشی ایجاد می‌شود که برشهای حاصل از ریزش (slump Brecia) خوانده می‌شوند.

F: قطعات بر اثر انحلال لایه‌های تبخیری زیرین حاصل شده‌اند:

این در صورتی است که بین طبقات رسوبی یک لایه تبخیری مثل نمک وجود داشته باشد که بر اثر انحلال نمک فضای خالی ایجاد می‌شود و طبقات رسوبی بالایی به سمت پایین سقوط کرده و ایجاد برش‌هایی می‌کنند که برش‌های حاصل از انحلال خوانده می‌شوند. (Solution-collaps Breccia)

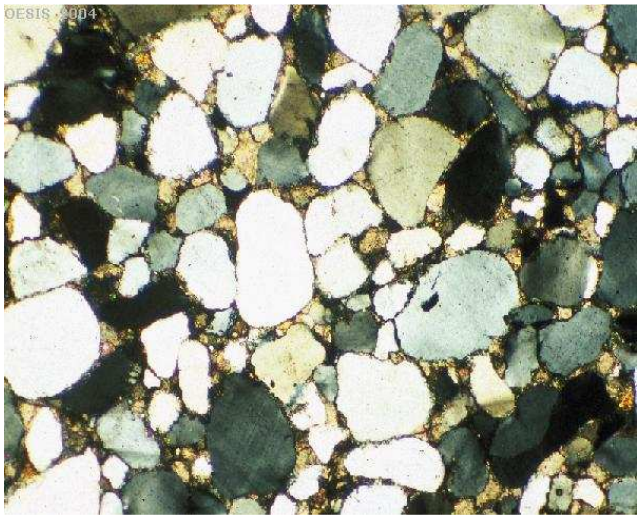
سلی (Selley۱۹۸۸) سنگهای کنگلومرایی را براساس بافت- ترکیب و منشا به صورت زیر طبقه‌بندی می‌کند.

۱. Texture- { -Ortho conglomerate / -Para conglomerate

۲. Composition - { -Poly mictic / -Oligo mictic

۳. Source { -Intra formational / -Extra formational

۲- ماسه‌سنگها (Sand stone)



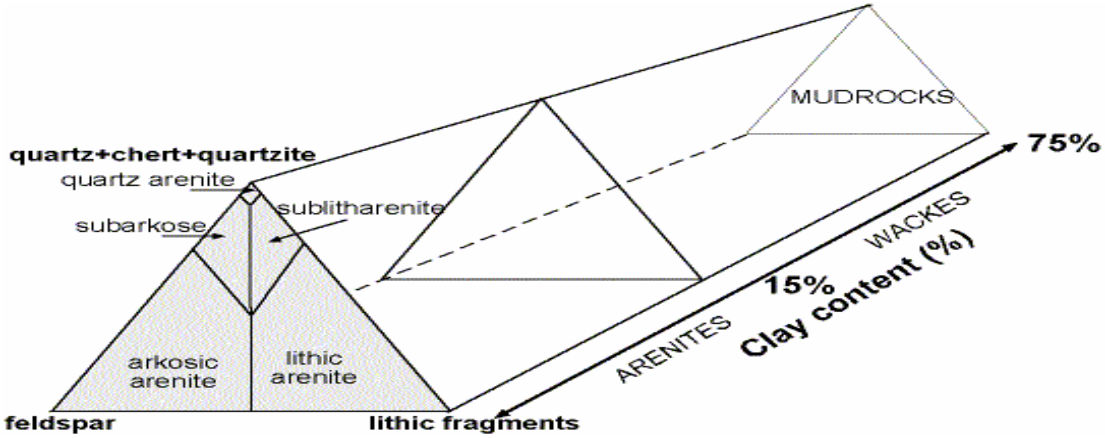
اندازه ذرات تشکیل دهنده این دسته از سنگهای رسوبی در حد ماسه (۰/۶۲۵ تا ۲mm) بوده و بدین جهت آنها را ماسه‌سنگ می‌نامند. فراوانی کانی‌های موجود در سنگ، به سه عامل فراوانی، پایداری مکانیکی و پایداری شیمیایی بستگی دارد.

در ارتباط با ماسه‌سنگها طبقه‌بندی‌های زیادی ارائه شده است. از مهمترین طبقه بندی ماسه سنگها می توان به طبقه بندی آقایان **پتی جان** و **فولک** اشاره کرد.

طبقه بندی پتی جان(۱۹۷۵)

در طبقه‌بندی **پتی‌جان** در سال (۱۹۷۵) بر حسب میزان در صد رس (ماتریکس یا خمیره) دو دسته کلی ماسه‌سنگ تحت عنوان **آرنایت‌ها** با کمتر از ۱۵٪ خمیره یا ماتریکس و **وکها** با بیش از ۱۵٪ خمیره از یکدیگر تفکیک می‌شوند.

در دسته آرنایت سه گروه تشخیص داده می‌شود که عبارتند از:



- ***ـ کوارتز آرنایت‌ها (Quartz arenite) با بیش از ۹۵٪ کوارتز خالص***
- ***ـ آرکوزها (Arkose) بیش از ۲۵٪ فلدسپات که مقدار فلدسپات در آنها بیش از خرده‌سنگ است.***
- ***ـ لیتیک‌آرنایت‌ها (Lithic Arenite) که دارای بیش از ۲۵٪ خرده‌سنگ است.***

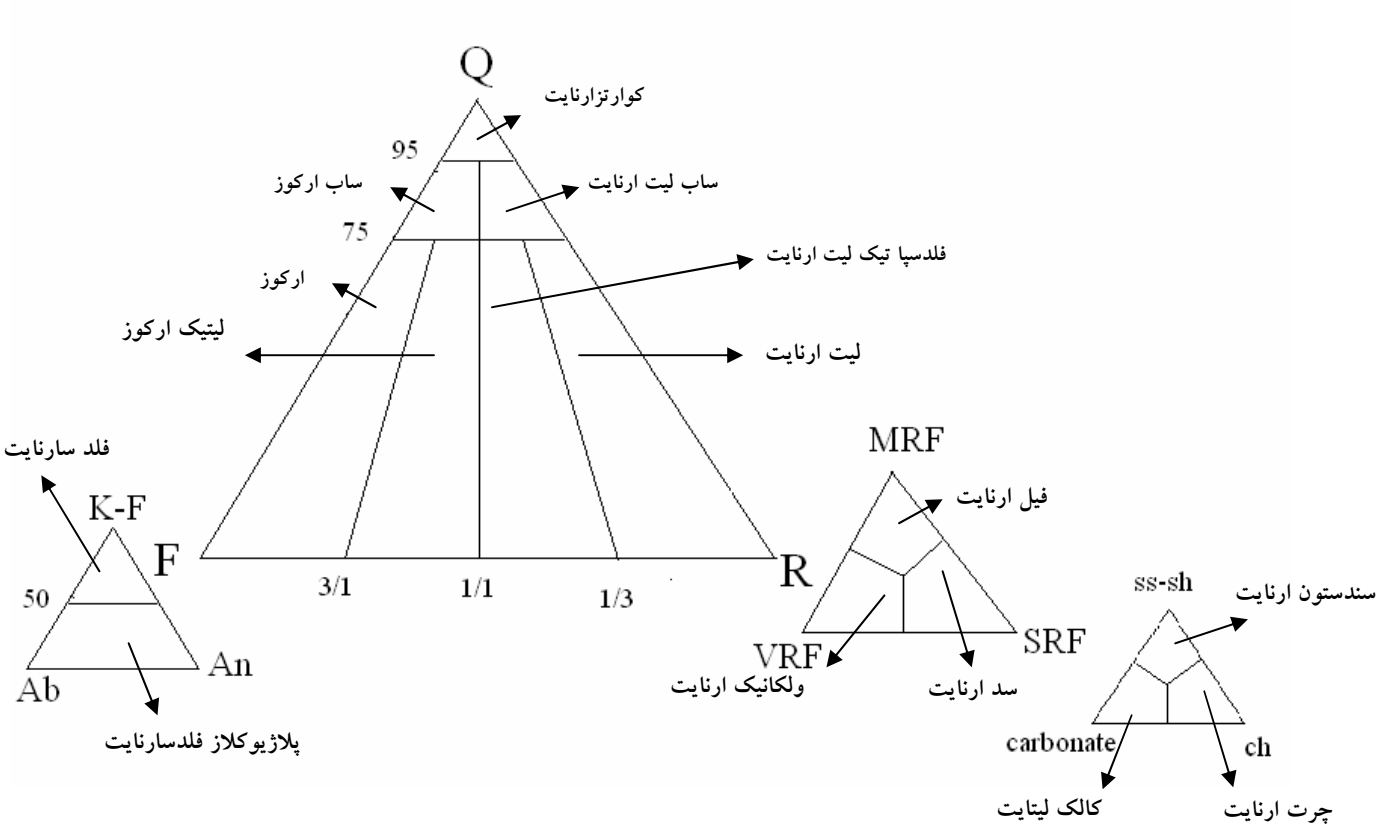
برای تعیین نام و محل گروههای حدواسط در دیاگرام از اسامی حدواسط نظیر لیتیک ارنایت ناخالص (sublithic arenite) یا آرکوز ناخالص (subarkose) استفاده می‌شود.

ماسه‌سنگهای با بیش از ۱۵٪ ماتریکس (وکی‌ها) به گروههای کوچکتری تقسیم می‌شوند که مهمترین آنها ***گری واک‌ها*** هستند که گری واک‌ها به دو دسته تفکیک می‌شوند. یک گروه تحت عنوان، ***گریواک‌های لیتیکی*** (Lithic grewacke) که در آنها مقدار خرده‌سنگها از فلدسپات بیشتر بوده و دیگری ***گری واک‌های فلدسپاتی*** (Feldespatic grewacke) می‌باشند، که در آنها مقدار فلدسپات از خرده‌سنگ بیشتر می‌باشد.

گروه سوم که نسبت به دو گروه قبلی کمیاب‌تر می‌باشد تحت عنوان ***کوارتز وک*** (quartz wacke) می‌باشد که در آن نسبت کوارتز نسبت به دانه‌های دیگر از ۹۵٪ بیشتر است. طبقه‌بندی پتی‌جان نشان‌دهنده محیط‌های رسوبی ماسه‌سنگها نمی‌باشد، برای اینکه ترکیب سنگها را از نظر کانی‌شناسی نشان می‌دهد. برای مثال کوارتز آرنایت ممکن است توسط محیط‌های ساحلی- بادی- رودخانه‌ای انباشته شود و همچنین یک آرکوز چه بسا در محیط‌های مخروط‌افکنه‌ای و یا در سواحل دریاها تشکیل گردد. نوع سیمان در آرنایت‌ها در این طبقه‌بندی تاثیری ندارد. منشاء ماتریکس که از مواد اساسی وکی‌ها است معمولاً مشخص نمی‌باشد، شاید اکثر ماتریکس همزمان با رسوبگذاری دانه‌ها انباشته شده باشد و بخشی از ماتریکس ممکن است حاصل تجزیه دانه‌ها ناپایدار در طول دیاژنز باشد.

طبقه‌بندی فولک (۱۹۶۸)

این طبقه‌بندی براساس درصد کانی‌های تشکیل‌دهنده سنگ است.



قطب Q: شامل انواع مختلف کوارتز می‌باشد، برخلاف بیشتر تقسیم‌بندی‌های قدیمی شامل چرت نمی‌باشد.

قطب F: شامل فلدسپاتهای مختلف و همچنین خرده‌سنگهای گرانیتی و گنیسی است.

قطب R: شامل انواع خرده‌سنگها از قبیل چرت- اسلیت-شیست -خرده‌های ولکانیک، سنگ‌آهک، ماسه‌سنگ و غیره است.

در این طبقه‌بندی که براساس کانیهای اصلی است، درصد ماتریکس- سیمان شیمیایی- گلاکونیت فسفاتها و فسیل‌ها- کانی‌های سنگین، میکا و غیره را در نظر نمی‌گیرند.

بنابراین پس از تعیین مقادیر F-Q و RF در سنگ آنها را به درصد تبدیل کرده و بعد از تعیین درصدها نسبت بین $\frac{F}{R}$ را محاسبه کرده و اسم سنگ را در یکی از هفت گروهی که در مثلث نشان داده شده است بدست آورد.

این هفت گروه عبارتند از:

۱ـ کوارتزآرنایت (Quartz arenite)

مقدار Q (کوارتز) باید بیش از ۹۵٪ ذرات اصلی سنگ باشد.

۲ـ ساب ارکوز (Sub arkose)

اگر بین ۵ تا ۲۵ درصد ذرات اصلی تشکیل دهنده سنگ در قطب F قرار بگیرد، مقدار F بیشتر از R باشد، نام سنگ در این گروه قرار می‌گیرد.

۳ـ ارکوز (Arkose)

ارکوز عبارت از سنگی است که بیش از ۲۵٪ ذرات آن را فلدسپات تشکیل داده و نسبت بین $\frac{F}{R}$ از $\frac{۳}{۱}$ بیشتر است.

٤ـ ساب لیت ارنایت (Sublith arenite)

اگر بین ۵ تا ۲۵ درصد ذرات اصلی تشکیل‌دهنده سنگ از نوع خرده‌سنگها بوده و مقدار آنها از فلدسپاتها بیشتر باشد نام سنگ در این گروه است.

۵ـ لیت ارنایت (Lith arenite)

لیت ارنایت سنگی است که بیش از ۲۵٪ ذرات آن در قطب R بوده و نسبت بین $\frac{F}{R}$از $\frac{۱}{۳}$ کمتر باشد.

٦ـ لیتیک ارکوز (Lithic arkose)

در صورتیکه نسبت $\frac{F}{R}$ بین $\frac{۱}{۱}$ تا $\frac{3}{1}$ باشد، سنگ را لیتیک آرکوز می‌گویند.

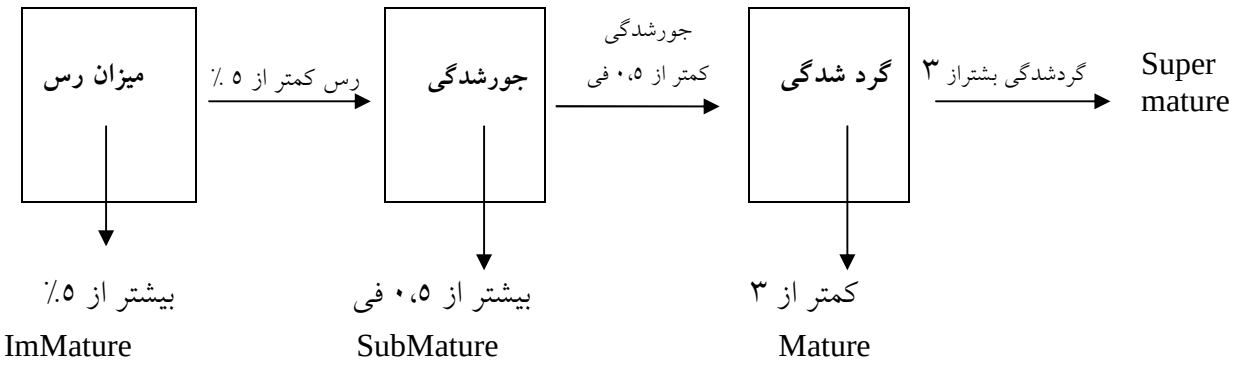
۷ـ فلدسپات لیت ارنایت (Feldspathic litharenite)

این واژه هنگامی بکار می‌رود که $\frac{F}{R}$ بین $\frac{۱}{۳}$ تا $\frac{۱}{۱}$ باشد.

در سنگهای ساب‌لیت ارنایت، بسته به نوع خرده‌سنگ می‌توان مثلث کوچکتری تشکیل داد و برحسب نوع خرده‌سنگ (رسوبی‌ـ ولکانیکی‌ـ دگرگونی) این قبیل سنگها نام‌های مشخص‌تری پیدا می‌کنند. اگر جنس خرده‌سنگها از نوع ولکانیکی باشد سنگ را ***ولکانیک ارنایت*** (Volcanic arenite) و اگر جنس دگرگونی باشد، ***فیل ارنایت*** (Phyll arenite) و اگر رسوبی باشد، ***سدیمنتاری ارنایت*** (sedimentary arenite) یا ***سدارنایت*** (Sed arenite) نامیده می‌شوند. اگر نمونه‌ها از نوع سدارنایت (Sedarenite) باشد می‌توان برحسب نوع خرده‌سنگ رسوبی (چرت‌ـ خرده‌سنگ‌های آهکی‌ـ ماسه‌سنگی و شیلی) مثلث دیگری را ترسیم کرده و برحسب درصد این خرده‌سنگها نامهای مشخص‌تری به آنها داد. اگر بیشتر خرده‌سنگ‌های رسوبی از نوع آهکی باشد تحت عنوان ***کالک لیتایت*** (Calclithite) و اگر از جنس ماسه‌سنگی یا شیلی باشد، ***سنداستون ارنایت*** و یا ***شیل ارنایت*** (Sandstone arenite or Shale arenite) نامیده می‌شوند. در ارکوز، لیتیک آرکوز و ساب‌ارکوز نیز می‌توان مشابه حالت قبل برحسب نوع فلدسپات (فلدسپات پتاسیم‌دار یا پلاژیوکلاز) نام سنگ را مشخص‌تر کرد و تحت عنوان (K- felds arenite) و یا (Plagioclase feldsarenite) سنگ را نامگذاری کرد. انجام طبقه‌بندی جزئی‌تر برای لیت‌ارنایت‌ها و ارکوزها جهت تفسیر منشاء (Provenance) و تاریخ رسوبگذاری مهم می‌باشد.

مسئله بافت زیاد در این طبقه‌بندی مطرح نشده است. آقای فولک مسئله بافت را به شکل دیگری مطرح کرده و به عقیده ایشان بافت تنها نشان‌دهنده وجود یا عدم وجود ماتریکس نمی‌تواند باشد، بلکه نشان‌دهنده قدرت محیط‌ـ میزان شویندگی و غیره نیز می‌باشد و مسئله‌ای بنام مچوریتی یا بلوغ بافتی را مطرح کرد. اگر این واژه را همراه با اسم سنگ بیاوریم مسئله حل خواهد شد مثلاً بگوییم:

(Immature arkose) یا (Submature lith arenite) که مراحل بافتی را نشان می‌دهد. برای تعیین میزان بلوغ بافتی اول باید میزان رس را تشخیص داد. اگر بیشتر از ۵٪ است، سنگ نابالغ (Immature) می‌باشد ولی اگر کمتر از ۵٪ باشد، جورشدگی سنگ تعیین می‌شود که اگر میزان جور شدگی بیشتر از $0/5\phi$ باشد، سنگ نیمه بالغ (Sub mature) می‌باشد و اگر کمتر از $0/5\phi$ باشد، میزان گردشدگی تعیین می‌شود که اگر در مقیاس پاور کمتر از ۳ باشد سنگ بالغ یا (Mature) بوده و اگر بیشتر از ۳ باشد، سنگ در مرحلهٔ بسیار بالغ یا (Super mature) است.



تمرین:سنگی که دارای ٪۱۰ ماتریکس، ٪۲٤ فلدسپات، ۲۰٪ لیتیک، ۵٪ گلوکونیت، ۵٪ فسیل و بقیه دانه‌های کوارتز است، نام سنگ را بیان کنید.

$$\begin{cases} \%\ 36 & \text{کوارتز} \\ \%\ 24 & \text{فلدسپات} \\ \%\ 20 & \text{لیتیک} \end{cases} \Rightarrow 100 \Rightarrow \begin{cases} \%\ 54 & F \\ \%\ 45 & Lithic \end{cases} \Rightarrow \begin{matrix} immature & - & lithic \\ & Arkose & \end{matrix}$$

برای نامگذاری دقیق و توصیف بیشتر ماسه سنگ فولک معتقد است که علاوه بر نام اصلی سنگ باید ٤ خاصیت مهم را در توصیف ماسه سنگها در نظر گرفت تا بتوان آنهارا دقیقاً از یکدیگر تفکیک کرد. این چهار

خاصیت عبارتند از اسم اندازه ذرات تشکیل دهنده سنگ، سیمان یا سیمانهای شیمیایی موجود در سنگ، مچوریتی بافتی سنگ، عناصر فرعی از قبیل گلاکونیت و غیره بعنوان مثال:

۱.Fine sand stone , siliceouse submature glaconitic **quartz arenite**

ماسه سنگ دانه‌ریز کوارتز ارنایت، گلاکونیت‌دار، ساب مچور با سیمان سیلیسی.

۲.Silty very fine sandstone, gypsiferus mature **arkose**

ماسه سنگ خیلی دانه ریز سیلت دار، ارکوز مچور با سیمان ژیپسی

۳. Pebbly medium sandstone , Hematitic bimodal supermature Chert bearing sub**phyll arenite**

ماسه سنگ دانه متوسط پبل دار ساب فیل ارنایت،چرت‌دار- سوپر مچور- بایمدال با سیمان هماتیتی.

تمرین :ماسه سنگ‌های زیر را نام گذاری کنید. (از دیاگرام فولک استفاده نموده و نام کامل آنرا عنوان کنید.)

	کوارتز	پلاژیوکلاز	خرده سنگ کربناته	چرت	خرده	رس	سیمان سیلیسی	سیمان کربناته
A	۳۲	۲۱	-----	۰	۲۰	۱۰	۰	۱۷
B	۱۸	۳	۲٤	۱۰	۱٦	۰	۲۹	۰

A.Calciteic , immature, **Lithic arkose** (Lithic pellagioclase Feldsarenite).

لیتیک آرکوز- ایمچور با سیمان کلسیتی

B. Siliceous , mature , chertbering **Calclithite**.

کالک لیتایت چرت دار- مچور با سیمان سیلیسی

دیاژنز در ماسه‌سنگ‌ها

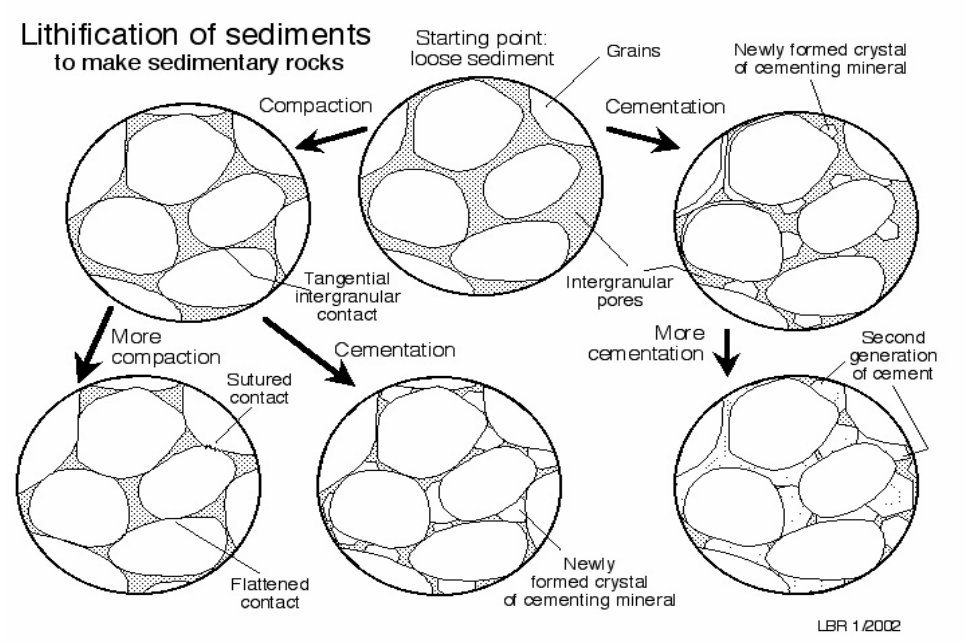
دیاژنز عبارتست از کلیه تغییرات فیزیکی و شیمیایی که در سنگ بعد از رسوبگذاری و قبل از دگرگونی ممکن است اتفاق بیافتد و در طول دیاژنز تغییرات فراوانی را می‌توان در آن مشاهده کرد. دیاژنز را می‌توان به دو بخش ***دیاژنز اولیه*** (Early diagenesis) که در واقع از زمان ته‌نشست و تا محدوده دفن کم‌عمق اتفاق می‌افتد و ***دیاژنز نهایی*** (late diagenesis) که شامل فرایندهایی که در مناطق عمیق‌تر و در مواقع ***بالاآمدگی*** (Uplifting) بر روی رسوبات اثر می‌کند، تفکیک کرد. در همین ارتباط از یک سری واژه‌های زیر نیز استفاده می‌شود.

۱ـ ائوژنز (Eogensis) که معادل دیاژنز اولیه بوده است.

۲ـ مزوژنز (Mesogensis) که معادل دیاژنز دفنی (Burial Diagenesis) می‌باشد.

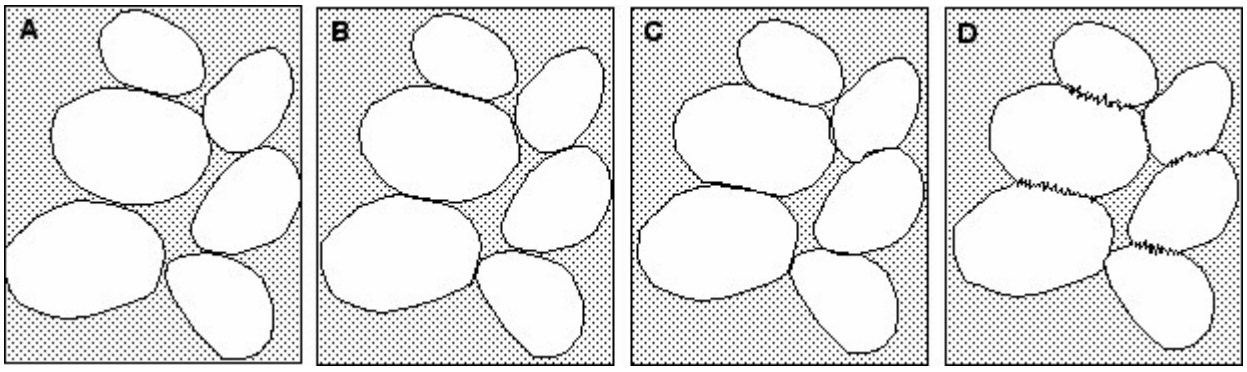
۳ـ تلوژنز (Telogensis) هنگامی که رسوبات بالازده (Up lifting) می‌شود، بکار می‌رود.

در ارتباط با تغییرات حاصل شده در طول مراحل مختلف دیاژنز فاکتورهای شیب زمین‌گرمایی‌ـ عمق تدفین شیمی سیالات حفره‌ای ـ ترکیب کانی‌شناسی و زمان نقش مهمی را ایفا می‌کنند. مهترین تغییرات فیزیکی دیاژنز یا در واقع فرایندهای فیزیکی دیاژنتیکی شامل **فشردگی (Compaction)** و **انحلال حاصل از فشار (Pressur-Solution)** و تغییرات شیمیایی شامل **سیمانی‌شدن (Cementation)**، **انحلال دانه‌های ناپایدار، جانشینی دانه‌ها توسط سایر کانیها و تبلور مجدد** می‌باشد.

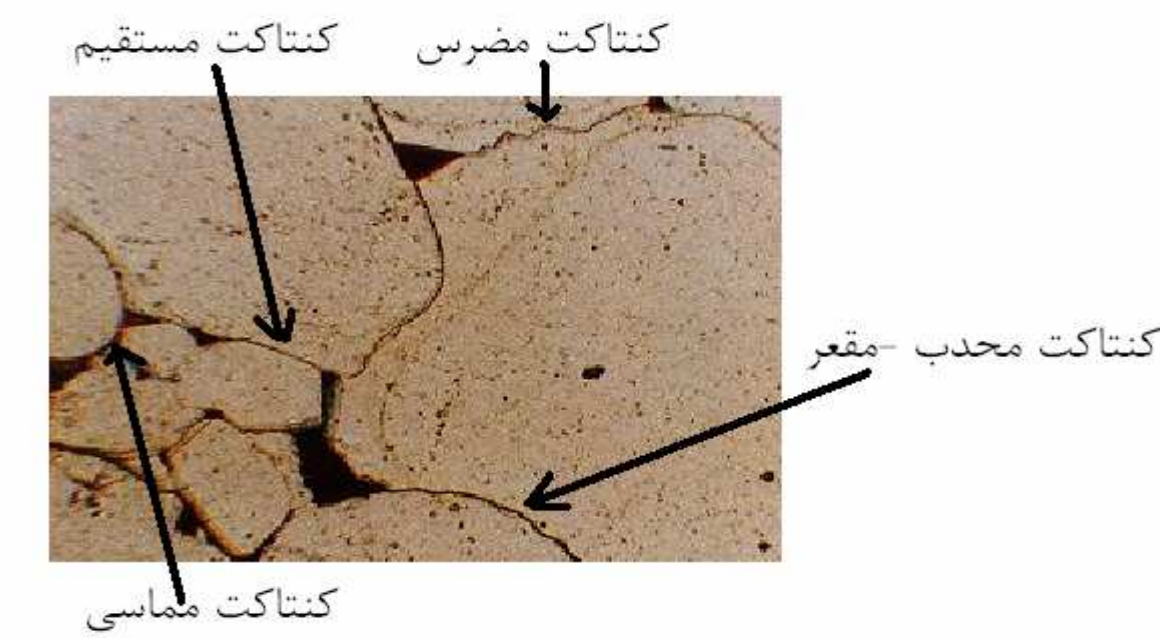


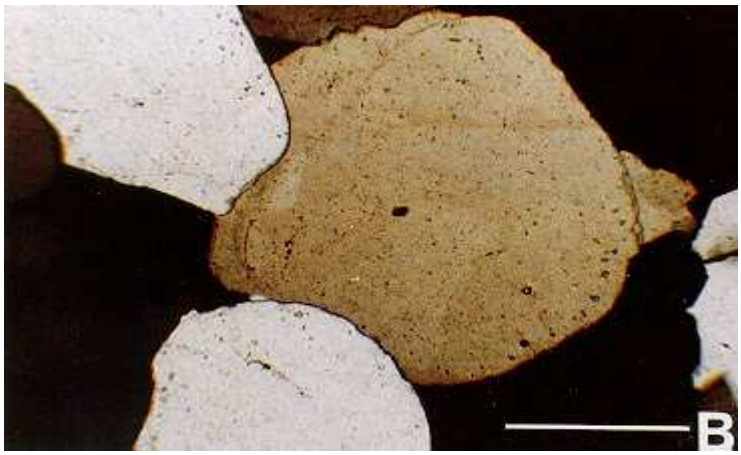
۱ـ فشردگی و انحلال حاصل از فشار (Compaction and Pressure Solution)

در مراحل اولیه فشردگی منجر به خروج آب و آرایش نزدیکتر دانه‌ها می‌شوند. کنتاکت دانه‌ها به حالت‌های متفاوت بیشتر بصورت کنتاکت مماسی، کنتاکت مستقیم، کنتاکت مضرس ، کنتاکت محدبـ مقعر، دیده می‌شود.

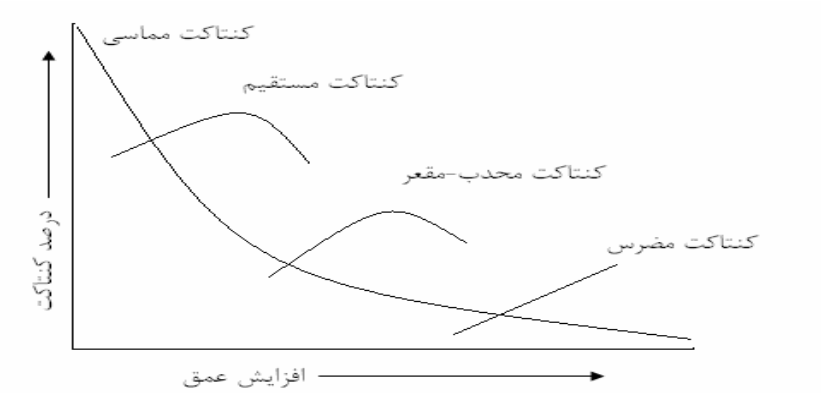


A : کنتاکت مماسی **B**: کنتاکت مستقیم **C**: کنتاکت محدب –مقعر **D**: کنتاکت مضرسی



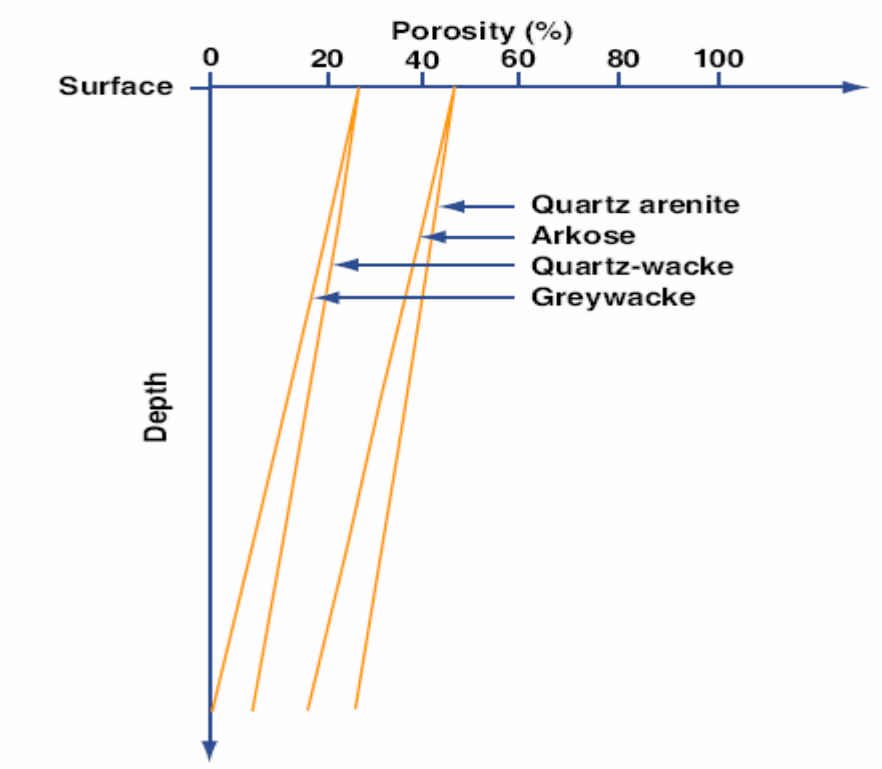


هر چه عمق تدفین رسوبات افزایش می‌یابد، دانه‌ها بیشتر در مجاورت یکدیگر قرار می‌گیرند. میزان فضاهای خالی بین ذرات(تخلخل Porosity)کاهش یافته و نوع کنتاکت‌ها نیز با افزایش عمق غالباً تغییر می‌کند که می‌توان روند تغییرات را بصورت زیر نشان داد.



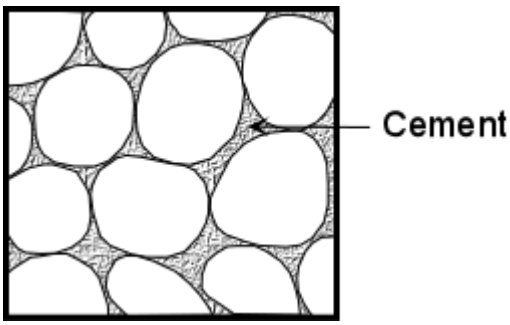
کنتاکت مماسی با افزایش عمق کاهش می‌یابد و کنتاکت مضرسی با افزایش میزان عمق زیاد می‌شود. از مسایل مهم در طی تدفین رسوبات همراه با افزایش عمق و فشار، انحلال دانه‌ها در محل تماس است. اگر دانه‌ها دارای سختی و قابلیت انحلال یکسانی باشند، این حالت تولید تماس مضرسی در بین دانه‌ها می‌کند و اگر یکی از دانه‌ها بطور ترجیحی دارای قابلیت انحلال بیشتر باشد کنتاکت مقعرـ محدب در مرز دانه ها بوجود می اید . فرایند انحلال ذرات در اثر فشار اعمال شده را تحت عنوان فرایند (انحلال‌ـفشاری) می‌گویند. در جائیکه رسوبات در مراحل اولیه و قبل از اینکه در مناطق عمیق‌تر تدفین شود، سیمانی شده باشد، یا اینکه مقدار ماتریکس در بین دانه‌ها زیاد باشد فرآیند (انحلال‌ـفشاری) در بین دانه‌ها به حداقل می‌رسد. فرایند انحلال فشاری در تامین مواد لازم جهت سیمانی‌شدن متن سنگ اهمیت بالایی دارد.

مقاومت کوارتز ارنایت در مقایسه با سنگهای دیگر ماسه سنگی در مقابل فشار بیشتر بوده و میزان تخلخل آن با افزایش فشار که توام با تدفین بیشتر رسوبات در اعماق بشتر است کمتر کاهش می یابد.



۲ـ سیمانی‌شدن (Cementation)

رسوبات سیمان در فضای خالی دانه‌ها تحت تاثیر فرایندهای شیمیایی انجام می‌گیرد. فرایندهای شیمیایی در محیط آبی اتفاق می‌افتد. آب موجود در فضای بین دانه‌ها با افزایش تدفین ترکیب آنها تغییر پیدا می‌کند. جنس و ترکیب شیمیایی دانه‌ها و مواد محلول آبهای درون حفره‌ای تاثیر مستقیم در نوع سیمانی که در فضای بین دانه‌ها رسوب می‌کند، خواهد داشت. ترکیب شیمیایی سیمان در ماسه‌سنگ‌ها متنوع است و شامل سیمان سیلیسی‌ـ سیمان کربناته‌ـ سیمان اکسیدآهن‌ـ سیمان رسی‌ـ سیمان کلریتی و تبخیری و غیره است.



از نظر هماهنگی ترکیب سیمان با ترکیب ذرات سنگ سیمان را می‌توان به دو گروه تقسیم کرد:

ـ سیمان هم‌جنس یا جورسیمان (Compatible cement)

سیمانی است که جنس آن با جنس دانه‌هایی که آنها را بهم متصل می‌کند مشابه است. مثال: سیمانی‌شدن دانه‌های کوارتز توسط سیمان سیلیسی و دانه‌های کربنات توسط سیمان کربناته است.

ـ سیمان غیرهمجنس (Incompatible cement)

که جنس آن با جنس دانه‌ها که آنها را به هم متصل می‌کند، تفاوت دارد. مثال آن سیمانی‌شدن دانه‌های کوارتز توسط سیمان کربناته می‌باشد.

مهمترین سیمان موجود در ماسه‌سنگ‌ها شامل سیمان سیلیسی و سیمان کربناته می‌باشد.

A ـ سیمان سیلیسی

یکی از متداولترین سیمان‌ها در ماسه‌سنگ‌ها سیمان سیلیسی است که سیلیس لازم جهت این تیپ از سیمان‌ها از منابع متعددی می‌تواند تامین شود. محلول‌های درون حفره‌ای غالباً از سیلیس غنی هستند. هنگامیکه بصورت فوق اشباع درآیند می‌توانند بصورت رشد ثانویه در اطراف بلورهای کوارتز ته‌نشین شوند.

فرایند انحلال حاصل از فشار (Pressure Solution) می‌تواند حجم عظیمی از سیلیس لازم برای فرایند سیمانی‌شدن را فراهم نماید. انحلال ذرات ریز سیلیسی که از سایش ذرات دیگر حاصل شده‌اند. انحلال کانی‌های فلدسپات‌ـ آمفیبول و پیروکسن، همچنین تبدیل کانی مونت‌موریونیت به ایلیت و تبدیل کانی فلدسپات به کائولینیت می‌تواند مقدار زیادی سیلیس آزاد نماید. انحلال دیاتومه‌هاـ رادیولرها و سوزن‌های اسنفج نیز منشا دیگر سیلیس شناخته شده‌اند. این اسکلت‌های سیلیسی از جنس اوپال و آمورف می‌باشند که ناپایدار بوده و دارای قابلیت انحلال بیشتری از کوارتز می‌باشد.

می‌توان منابع مختلف تامین‌کننده سیمان سیلیسی را بصورت زیر خلاصه کرد.

۱ـ فرایند انحلال حاصل از فشار (انحلال‌ـ فشاری)

۲ـ انحلال ذرات ریز سیلیس و کانی‌های نظیر فلدسپات و آمفیبول

۳ـ تبدیل کانی رسی مونتموریونیت به ایلیت تحت شرایط تدفینی

٤ـ تجزیه فلدسپات به کانی رسی کائولینیت

٥ـ انحلال اسکلت‌های سیلیسی از جنس اوپال نظیر دیاتومه‌هاـ رادیولرها و سوزن اسفنجها

اغلب آبهای بین‌حفره‌ای موجود در فضای بین ماسه‌سنگ‌ها و آبهای زیرزمینی از سیلیس غنی هستند که با ورود این محلول به داخل ماسه‌سنگ‌های کوارتزی سیمانی‌شدن به صورت رشد ثانویه یا هم محور با ذره (Over growth) انجام می‌گیرد. علاوه بر این سیمان سیلیسی می‌تواند به اشکال دیگری ازجمله فرم میکروکوارتز (Micro quartz) شامل بلورهای هم‌بعد کوارتز با عرض چند میکرونی و مگاکوارتز که اندازه

بلورهای کوارتز به ۵۰۰ میکرون یا بیشتر نیز می‌رسد. کوارتز کلسدونی که نوعی از کوارتز رشته‌ای است که طول بلورهای آن از دهها تا صدها میکرون نیز تغییر می‌کند و غالباً با یک نظم شعاعی قرار می‌گیرند و ساختمان رشدی به فرم اسفرولیتی را تشکیل می‌دهند و همچنین سیمان اوپالی که غالباً بصورت آمورف بوده فضای بین‌دانه‌ها را می‌توانند بصورت سیمان پر نمایند.

ـ *سیمان رشد ثانویه (Over growth)*

ـ *سیمان کوارتزی میکروکریستالین (Micro crystalline)*

ـ *سیمان کوارتزی موزائیکی*

ـ *سیمان کوارتز رشته‌ای (کلسدونی)*

ـ *سیمان سیلیسی آمورف*

B- سیمان کربناته

کلسیت یکی از متداولترین سیمان‌های موجود در ماسه‌سنگ‌ها است. سیمان کربناته در ماسه‌سنگ‌ها غالباً به سه فرم دیده می‌شود:

۱ـ سیمان پویی کیلوتوپیک (Poikilotopic)

۲ـ سیمان کلسیتی اسپاری دروزی (Drusy cement)

۳ـ سیمان بلوکی (Blocky cement)

سیمان پویی کیلوتوپیک حالتی است که سیمان کلسیتی بصورت بلورها درشت و منفرد که تا چندین سانتی‌متر عرض ممکن است داشته باشد چند دانه ماسه را در بر گیرد. در سیمان دروزی بلورهای کلسیت که هم‌اندازه و

کوچک هستند، شبیه موزائیک فضای بین دانه‌ها را پر می‌کند. معمولاً اندازه دانه‌ها به سمت مرکز حفره‌ای که این سیمان‌ها در آن فضا را پر می‌کنند افزایش می‌یابد.

در سیمان بلوکی قطعات درشت سیمان فضای بین ذرات را پر می‌کنند.

رشد سیمان کربناته در فضای بین دانه‌ها ممکن است منجر به جابجایی و جداشدن دانه‌ها از یکدیگر شوند و ممکن است به نظر رسد که دانه‌ها در سیمان شناورند. سیمان کلسیتی می‌تواند جانشین کانیهای دیگری شود. دانه‌های کوارتز و فلدسپاتی که توسط کلسیت به هم سیمانی شده‌اند. معمولاً در حاشیه آنها خوردگی و کندگی وجود دارد، جانشینی فلدسپات توسط کلسیت می‌تواند در طول ماکل در سطوح رخ اتفاق بیفتد و نهایتاً پیشرفت نماید و کل ذرات فلدسپات توسط کلسیت جانشین گردد. سیمان کلسیتی در ماسه‌سنگ‌های آرنایتی نظیر کوارتز آرنایت‌ها- آرکوزها ولیت‌آرنایت‌ها فراوان است. سیمان کلسیتی معمولاً بعد از رسوبگذاری فضای بین دانه‌ها را پر می‌کند و این سیمان از رشد سیمان سیلیسی (رشد ثانویه) (Over growth) که تحت عنوان سین‌تکسیال (Syntaxial) نیز نامیده می‌شود به دور کوارتز و همچنین از دگرسانی فلدسپات به رس جلوگیری می‌کند و سبب از بین رفتن تخلخل و نفوذپذیری سنگ می‌شود.

سیمان کربناته علاوه بر سیمان کلسیتی می‌تواند از کانی‌های کربناته دیگر شامل دولومیت و سیدریت نیز تشکیل شده باشد. سیمان دولومیتی از بلورهای ریز رومبوئدری پرکننده حفرات تا موزائیک‌های درشت‌تر تغییر می‌کند.

سیمان سیدریتی **($FeCO_3$)**: بصورت بلورهای ریز رومبوئدری دیده می‌شود که معمولاً نسبت به بلورهای رومبوئدری دولومیت کشیده‌تر می‌باشد و در محیط‌های احیایی ته‌نشست می‌یابد. سیمان کربناته هنگامی که آب حفره‌ای از کربنات کلسیم اشباع باشد، تشکیل می‌شود که ممکن است در اعماق کم در اثر تبخیر آب بین‌دانه‌ای ولی در اعماق زیادتر با افزایش درجه حرارت و PH محیط حاصل شود. با افزایش عمق میزان حرارت افزایش می‌یابد و شرایط برای تشکیل سیمان کربناته افزایش می‌یابد که این شرایط کاملاً برعکس سیمان سیلیسی می‌باشد.

C- سیمان هماتیتی

خیلی از سنگ‌های آواری به علت وجود هماتیت در آنها قرمز رنگ هستند و در بیشتر اوقات این سنگ‌ها در محیط خشکی (رودخانه- بیابان- دشت سیلابی و مخروط‌افکنه‌ها و غیره) انباشته شده‌اند که به آنها نهشته‌ها یا طبقات قرمز (Red beds) می‌گویند. هماتیت غالباً بصورت یک پوشش نازک در اطراف دانه‌ها دیده می‌شود یا اینکه کانی‌های رسی آواری و کانی‌های اتی‌ژن (رس- فلدسپات- کوارتز) را رنگین می‌کند. هماتیت معمولاً بی‌شکل (آمورف) بوده و یا از بلورهای خیلی ریز که اندازه میکرونی دارند تشکیل شده است. در محل اتصال یا کنتاکت دانه‌ها هماتیت دیده نمی‌شود. بنابراین هماتیت در موقع دیاژنز سنگ ایجاد شده است. هماتیت ممکن است منشا آواری داشته، در این صورت فرسایش ترکیبات آهن‌دار که در محیط گرم و مرطوب تشکیل می‌شوند (laterite) و حمل آن به محیط رسوبی و سپس تبدیل آنها به هماتیت منجر به رنگ قرمز رسوبات می‌شود. راه دیگر تشکیل هماتیت انحلال سیلیکاتهای آواری نظیر هورنبلاند- اوژیت- اولیوین- کلریت و بیوتیت و مگنتیت و آزادشدن آهن می‌باشد در صورتیکه محیط دیاژنتیکی اکسیدکننده باشد. آهن بصورت هماتیت یا اکسیدآهن آبدار (گوتیت زردرنگ) دیده می‌شود، که بعدها تبدیل به هماتیت می‌گردد. مقدار کمی آهن (یکدهم درصد) لازم است که رنگ رسوبات را قرمز کند. آهن در بخش بالایی آبهای زیرزمینی (Vadose) و یا زیر آن (Phreatic) در صورتی که آب زیرزمینی اکسیدکننده و قلیایی باشد تشکیل می‌شود. در صورتی که محیط احیایی باشد آهن به شکل محلول فرو (آهن دوظرفیتی محلول) بوده که ممکن است به جاهای دیگر حمل شود. در مواقعی که آبهایی که خاصیت احیاءکنندگی دارند از رسوبات عبور کند در طول شکافها و درزها و بخشهایی که تخلخل زیاد دارند، هماتیت تجزیه شده و رنگ قرمز سنگ به رنگ سبز، خاکستری و یا سفید تبدیل می‌شود.

D- کانی‌های رسی اتی‌ژن (Authigenic- Clay mineral)

قبلاً تصور می‌شد که تمام کانی‌های رسی در ماسه‌سنگ‌ها منشا آواری دارند. یا اینکه توسط آبهای بین‌دانه‌ای از لایه‌هایی که درصد رس بیشتری دارند، در تخلخل ماسه‌سنگها نفوذ کرده و رسوب می‌نماید. کانی‌های رسی بصورت اتی‌ژن هم می‌توانند تشکیل شوند، که این کانیهای رسی بصورت سیمان رسی در حفرات بین دانه‌ها رسوب می‌کنند، یا اینکه بصورت لایه نازکی سطح خارجی دانه‌های آواری را می‌پوشانند. معمولاً رسوب ورقه نازکی از رس قبل از تشکیل سیمان کلسیتی و سیلیسی ایجاد می‌شود. این ورقه نازک ممکن است که با هماتیت آغشته شود و یا در موقع دیاژنز به کانی‌های دیگر تبدیل شود. وقتی که ورقه رسی روی دانه‌ها ضخیم باشد ممکن است که از سیمانی‌شدن بعدی جلوگیری کند. در اعماق زیاد حرارت و خاصیت قلیایی آبها همراه با وجود عناصر (Si, Al,K)منجر به جانشینی شدن کائولن توسط ایلیت می‌شود. کائولن به آبی که خاصیت اسیدی بیشتری دارد نیازمند است. در مراحل اولیه دیاژنز یا در طول تلوژنز آبهای شیرین که خاصیت اسیدی بیشتری دارند می‌توانند از ماسه‌سنگ‌ها عبور کرده و کائولن تشکیل دهند و در اعماق زیاد خاصیت اسیدی می‌تواند از تجزیه مواد آلی در رسوبات ایجاد شود. کانی‌های رسی همچنین می‌توانند جانشین کانیهای سیلیکاته شوند که اثر مهم این جانشینی ازدیاد ماتریکس بین دانه‌های آواری است که ممکن است مچوریتی بافتی سنگ را کاهش دهد. از آنجاییکه کانیهای رسی بطریق جانشینی ایجاد شده، نرم و ترد هستند و بندرت شکل دانه‌هایی که جانشین آن شده‌اند را حفظ می‌کنند و در اکثر موارد به علت وزن طبقات بالایی (Over Burdon) در بین دانه‌های دیگر به شکل ماتریکس نفوذ می‌کند.

E- فلدسپات اتوژنی

فلدسپات در بسیاری از ماسه‌سنگها به کانیهای رسی تبدیل می‌شوند یا اینکه توسط کلسیت جانشین می‌شوند. در بعضی موارد فلدسپات به فرم رشد ثانویه بر روی دانه‌های آواری فلدسپات رشد می‌کند. این حالت در فلدسپات پتاسیم فراوانتر است.

برای تشکیل فلدسپات (درجازا یا اتوژن) آبهای درون حفره‌ای قلیائی و غنی از Na^{+} و K^{+} و Al^{+3} و Si^{+} موردنیاز است. در محیط‌های عمیق‌تر آلبیتی شدن در پلاژیوکلازها، و فلدسپات پتاسیم‌دار انجام می‌گیرد و احتمالاً Na^{+} موردنیاز از تجزیه اسمکتیت به ایلیت تامین می‌شود.

کانیهای دیاژنتیکی دیگر که اهمیت کمتری دارند و یا فقط بطور محلی یافت می‌شوند نیز گاهی به عنوان سیمان دیده می شوند. نظیر زئولیت ،ژیپس و انیدریت . زئولیت که معمولاً از تجزیه مواد آشتفشانی حاصل می‌شود. ژیپس و انیدریت در بعضی از سنگ‌های ماسه‌ای که در مجاورت سنگ‌های تبخیری وجود دارند، تشکیل سیمان می‌دهند. سلستیت ($SrSO_{٤}$) و باریت بندرت تشکیل سیمان می‌دهند. پیریت در خیلی از ماسه‌سنگ‌ها یافت می‌شود و فقط بصورت کانی فرعی دیاژنتیکی یافت می‌شود. هنگامیکه مقدار دانه‌ها نسبت به سیمان در سنگ کم باشد و دانه‌ها در سیمان شناور باشند غالباً سیمان از نوع کربناته است و تصور می‌شود که سیمان قبل از مرحله دفن عمیق صورت گرفته است و در حالت برعکس اگر میزان دانه‌ها بیشتر باشد، سیمانی‌شدن بعد از دفن عمیق صورت گرفته و بیشتر از نوع سیلیس می‌باشد، بخصوص بصورت رشد اضافی و ممکن است مقداری سیمان کربناته نیز موجود باشد.

در طول مراحل مختلف دیاژنز از نظر کانی‌شناسی و بافتی در رسوبات، تغییراتی انجام می‌گیرد که می‌توان این تغییر را بصورت زیر خلاصه کرد.

^{o}C	کوارتز	فلدسپات	خرده‌های سنگ	(تغییرات دیگر)
Shallow **۱۰۰°C**	تشکیل رشد ثانویه	سریستی‌زاسیون و کائولنیتزاسیون فلدسپاتهای پتاسیم‌دار مونتموریونیتزاسیون پلاژیوکلازها و ته‌نشست رشد اضافی ثانویه در فلدسپاتها	انحلال و تبلور مجدد قطعات خرد سنگی شیشه‌ای	فشرده‌شدن تمام دانه‌ـ تشکیل سیمان ازنوع اوپالـ آراگونیتـ کلسیتـ کوارتز هماتیت و مقداری رس در فضای بین دانه‌ها، جانشینی سیمانها توسط یکدیگرـ افزایش لایه‌های ایلیت در مخلوط لایه‌های ایلیتـ اسمکتیت
Intermediate **۱۵۰°C**	افزایش اندازه دانه‌های چرت، فرایند انحلال، فشاری کوارتز	آلبیتیزاسیون و انحلال فلدسپات و ادامه آلتراسیون فلدسپات پتاسیم‌دار	آلتراسیون قطعات مافیکی ولکانیکی به رس زئولیت و کلسیت	تغییرات بافتی در ماسه‌سنگهای حاوی مقدار زیادی خرده‌سنگهای حاوی لامینه نظیر شیلـاسلیت و... افزایش درصد ایلیت تا ۸۰٪ در مخلوط لایه‌های ایلیتـ اسمکتیت
Deep **۲۰۰°C**	انحلال فشاری کوارتز	آلبیتیزاسیون فلدسپات	قطعات مافیک بطور وسیع تخریب می‌شوند. کلریتی شدن کانی‌های رسی، ظهور کانی‌های زئولیتی لومونیت پرمپله‌ایت و پرهنیت	افزایش تا ۱۰۰٪ ایلیت در لایه‌های مخلوط لایه ایلیتـ اسمکتیت

Engineering Group http://www.mohande30.com

توالی و محیط‌های دیاژنتیکی

محیط‌های دیاژنتیکی را می‌توان به سه بخش تقسیم کرد:

۱- *محیط کم‌عمق و نزدیک سطح (ائوژنیک)،*

۲- *محیط تدفینی عمیق یا مزوژنیک و*

۳- *نهایتاً محیطی که در هنگام (Uplifting) یا بالاآمدگی ، سنگها به سمت بالا حرکت کرده و در سطح قرار می‌گیرند، (محیط تلوژنیک).*

۱ـ محیط دیاژنتیکی نزدیک سطح زمین (ائوژنیک)

سه گروه از این محیط‌ها را می‌توان تشخیص داد که شیمی آبهای درون حفره‌ای وفرایندهای همراه دیگر در هر یک متفاوت است.

A) محیط دریایی

B) محیط غیردریایی گرم و مرطوب

C) محیط غیردریایی خشک و نیمه‌خشک

A) محیط دریایی

در محیط دریایی رسوبات پایدار هستند و فقط دانه‌های ناپایدار تحت تاثیر واکنش‌های مختلف قرار می‌گیرند. اکسیداسیون باکتری‌یایی باعث آزادشدن بی‌کربنات شده که می‌تواند منجر به انحلال دانه‌های ریز شود. باکتری‌های احیاءکننده سولفاتها یونهای بی‌کربنات بیشتری تولید می‌کنند و بر اثر آزادشدن H_2S، pH محیط کاهش می‌یابد. اگر در محیط Fe^{+2} وجود داشته باشد، پیریت ته‌نشین می‌شود. کلسیت و دولومیت ممکن است بصورت محلی

ته‌نشست نماید. کانیهای سیلیکاته ناپایدار ممکن است مقداری کانی‌های رسی تولید نمایند. کوارتز و فلدسپات می‌تواند به فرم رشد ثانویه ته‌نشین شود. در این محیط‌ها رویدادهای اولیه دیاژنتیکی شامل تشکیل رسهای درجازا یا اتوژنی همراه با رشد ثانویه کوارتز و فلدسپات است که به توسط سیمان کربناته دنبال می‌شود. گلاکونیت که از منشاء دریایی است ممکن است در بعضی از ماسه‌ها وجود داشته باشد.

B) محیط غیردریایی گرم و مرطوب

معمولاً آبهای درون حفرات بر اثر تجزیه مواد آلی توسط باکتری‌ها اسیدی می‌شوند. کوارتز به فرم رشد ثانویه ته‌نشست می‌یابد، فلدسپات حل می‌شود و با کاهش بیشتر pH فلدسپات مقداری انحلال پیدا می‌کند. در ماسه‌های حاوی دانه‌های مافیکی انحلال باعث آزاد شدن Fe^{+2} و Mg^{+2} می‌شود. اگر آبهای حفرات احیایی یا فاقد اکسیژن باشد، ممکن است سیدریت و کلریت ته‌نشین شود. در جائیکه ماسه حاوی دانه‌های ولکانیکی باشد یونهای (Mg^{+2}, Ca^{+2}, K^{+}) می‌تواند برای تشکیل اسمکتیت و زئولیت درجازا فراهم گردد.

C)محیط غیردریایی خشک و نیمه‌خشک

آبهای درون حفرات معمولاً اکسیدی بوده، مهمترین پدیده دیاژنتیکی در این سنگ‌ها تشکیل طبقات قرمز می‌باشد. طبقات قرمز بطور تیپیک مربوط به مناطق نیمه‌خشک هستند و بیشتر آنها از طریق آزادشدن آهن از کانی‌های مافیکی در طی تدفین اولیه بوجود می‌آید و به فرم اکسید آهن آبدار که به مرور زمان به هماتیت تبدیل می‌شوند و در اطراف دانه‌ها ته‌نشین می‌شوند. فرایند انحلال فلدسپات و ته‌نشین مجدد آن بصورت رشد ثانویه و تشکیل سیمان ژیپسی و دگرسانی دانه‌های ولکانیکی به زئولیت، از دیگر فرآیندهای دیاژنز این محیط می‌باشد.

۲) محیط دیاژنتیکی تدفینی (مزوژنتیک)

در این شرایط ماسه‌سنگ‌ها تحت تاثیر دفن و فشار بیشتر قرار می‌گیرند. آبهای درون حفره‌ای شورتر می‌شوند. بسیاری از دانه‌های ناپایدار نظیر فلدسپات شروع به حل‌شدن می‌کنند. با افزایش عمق تدفین کانیهای رسی تغییراتی در آنها صورت می‌گیرد، مثلاً اسمکتیت تبدیل به ایلیت می‌شود. این موضوع در سیمانی‌شدن ماسه‌سنگها حائز اهمیت است. زیرا $(Mg^{+2} - Fe^{+2} - Na^{+} - Ca^{+2} - SiO_2)$ آزاد می‌گردد. انحلال فشاری همچنین یونهایی را برای سیمانی‌شدن و کانی‌های درجازا تامین می‌کند. کوارتز به فرم رشد ثانویه ته‌نشین می‌شود. پلاژیوکلازها ممکن است آلبیتی شوند دانه‌های ولکانیکی به زئولیت، بویژه لامونیت دگرسان می‌شود. تبدیل مواد آلی به مواد هیدروکربوری می‌تواند در این اعماق محیط را اسیدی کرده و سیمان کربناته را حل نماید و تخلخل ثانویه ایجاد کند.

۳ـ محیط Uplifting یا تلوژنتیک

هنگامیکه ماسه‌سنگ‌ها در محیط تلوژنیک بالا می‌آیند مجدداً آب و هوا حائز اهمیت می‌شود. چنانچه آب و هوا نیمه‌خشک باشد اکسیداسیون سولفیدها و کربنات‌های آهن‌دار باعث تشکیل اکسیدهای آهن آب‌دار (گوتیت‌ـ لیمونیت) می‌شود که ممکن است بر اثر مرور زمان به هماتیت تبدیل شود و رسوبات قرمز رنگ شود.

در جائیکه رطوبت بیشتر است، انحلال فلدسپاتهاـ کربناتها در نزدیکی سطح زمین انجام می‌گیرد و این عمل تخلخل بالایی ایجاد می‌کند.

پتروگرافی و منشاء انواع اصلی ماسه‌سنگ‌ها

چهار نوع ماسه‌سنگ متداول شامل **کوارتز آرنایت- آرکوز- لیت‌آرنایت و گری‌وک** هستند که هر کدام بصورت تیپیک مربوط به محیط رسوبی خاصی می‌باشند ولی بخاطر اینکه ترکیب این سنگها توسط سنگ منشاء کنترل می‌شود. لذا معمولاً به حوضه‌های رسوبگذاری خاصی محدود نبوده و این سنگ‌ها کم‌وبیش منعکس‌کننده زمین‌شناسی ناحیه منشاء هستند که به هوازدگی و پستی و بلندی و شرایط تکتونیکی ناحیه بستگی دارد.

۱-کوارتز آرنایت‌ها

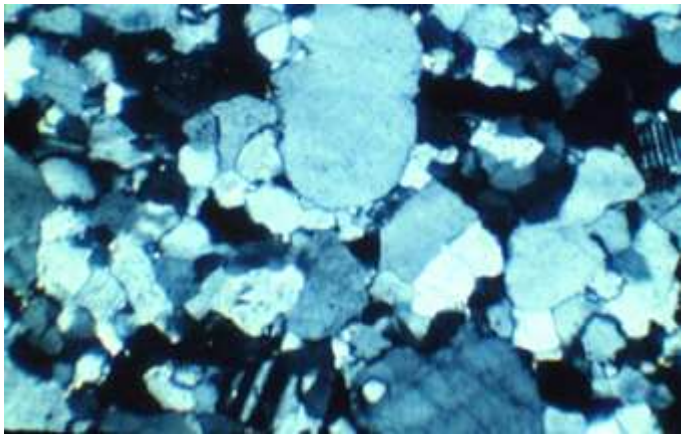
ماسه‌سنگ‌هایی که حداقل ۹۵٪ از ذرات تشکیل‌دهنده آنها از نوع کوارتز است و از جنبه مچوریتی ترکیبی از تمام ماسه‌سنگ‌های دیگر مچورترند و معمولاً ذرات کوارتز موجود در آنها خیلی گرد شده و با جورشدگی خوب هستند و از اینرو مچوریتی بافتی در آنها نیز بالا است. چون سنگ‌های بسیار بالغ را تشکیل می‌دهند این سنگها غالباً فاقد ماتریکس می‌باشند. کوارتز آرنایت‌ها می‌توانند سیمان‌های متفاوتی داشته باشند.

ماسه‌سنگ‌های کوارتزی می‌توانند سیمان مختلف از جمله سیمان سیلیسی- کربناته- سولفاته سیمان اکسید آهن- گلاکونیت و.. داشته باشند. مهمترین سیمان موجود در این سنگ‌ها سیمان سیلیسی است. سیمان سیلیسی ممکن است بصورت بلورهای ریز در بین فضاهای بین‌دانه‌ای سنگ قرار گیرند یا اینکه بصورت رشد ثانویه باشد. سیمان سیلیسی از نوع رشد ثانویه و بصورت هم محور در اطراف ذرات کوارتز بوده و دارای پیوستگی نوری با هسته می‌باشد. در بیشتر موارد شکل اصلی دانه به توسط پوشش نازکی از اکسیدآهن یا رس در بین دانه ها و رشد ثانویه مشخص می‌گردد. در برخی موارد مرز بین دانه و سیمان رشدی را نمی‌توان تشخیص داد. در این موارد دانه‌های کوارتز به نظر می‌آید که بصورت زاویه‌دار بوده و در همدیگر فرو رفته‌اند.

با استفاده از کاتدولومینسانس می‌توان کوارتز را از رشد اضافی آن تشخیص داد. معمولاً رشد ثانویه (over growth) خیلی شفاف و خالص است در صورتیکه دانه‌های تخریبی کوارتز معمولاً شفافیت را ندارد و حاوی انکلوزیون و ناخالصی‌های دیگر است. معمولاً رشد ثانویه بر روی بلورهای منو کریستال دیده می‌شود و در کوارتزهای پلی‌کریستالین بندرت تشکیل می‌گردد.

اگر ذرات کوارتز در اثرتراکم (Compaction) زیاد بهم فشرده شوند و دانه‌ها در یکدیگر فرو روند این بافت را بافت کوارتزیت (Quartzite) می‌گویند.

سیمان کلسیتی نیز در این سنگ‌ها متداول است و فضای بین ذرات کوارتز توسط سیمان کلسیتی پر شده است.خلوص کانی‌شناسی این سنگ‌ها نشان دهنده این است که سنگ‌های منشا تحت تاثیر هوازدگی شدید قرار گرفته‌اند در نتیجه آن تمام کانی‌های ناپایدار سنگ منشا از قبیل فلدسپاتها خرده‌سنگ‌های دگرگونی و غیره از بین رفته‌اند. بعنوان مثال فرسایش گرانیت یا گنیس در آب‌وهوای مرطوب، در تحت شرایط تکتونیکی پایدار و در مدت زمان طولانی است که منجر به ایجاد کوارتز آرنایت می‌شود. شرایط برای تشکیل کوارتز آرنایت را می‌توان با شکل زیر نشان داد.



سنگ منشا یک کوارتز آرنایت می‌تواند سنگ آذرین- دگرگونی یا رسوبی قدیمی‌تر باشد. اگر سنگ منشا یک سنگ آذرین درونی (پلوتونیک) باشد، بعلت بالا بودن درصد فلدسپات این سنگها هوازدگی بسیار شدید در مدت زمان طولانی باید اثر کند و منطقه نیز از نظر تکتونیکی ساکن و مسطح باشد، در نتیجه مسطح بودن منطقه منشا، ورود رسوبات به حوضه رسوبی کاهش می‌یابد. امواج و بادها می‌توانند بر روی ماسه‌ها وارد عمل شده و عمل هوازدگی را انجام دهند و در نتیجه کانی‌های ناپایدار از بین رسوبات خارج شده و در اثر حمل‌ونقل رسوبات در چنین محیط‌هایی(که از نظر انرژی نیز فعال هستند نظیر محیط‌های ساحلی و بادی) و سایش آنها، گردشدگی دانه‌ها و جورشدگی آنها بطور کامل انجام می‌گیرد، در نتیجه رسوبات کوارتز آرنایت سوپر مچور تولید خواهد کرد. در این دسته از کوارتز آرنایت‌ها، درصد کوارتزهای با خاموشی موجی کم است. ذرات چرت رسوبی نیز دیده نمی‌شود و معمولا حاوی کانی‌های سنگین مقاوم نظیر زیرکن و تورمالین هستند. سیمان عمدتاً سیلیسی از نوع رشد ثانویه(over growth) می‌باشد. رنگ این ماسه‌سنگ‌ها سفید بوده و در صورت وجود سیمان اکسیدآهن قرمز رنگ هستند. ماسه‌سنگ‌های سازند لالون (کامبرین زیرین) در البرز مرکزی، عمدتاً از این نوع ماسه‌سنگ‌ها می‌باشد. بعلت اینکه سنگ‌های پلوتونیکی غالباً درصد فلدسپات آنها بالا است. در نتیجه ابتدائاً آرکوز و بعد در اثر فرسایش و هوازدگی بیشتر و کاهش درصد فلدسپات ساب آرکوز و نهایتاً با تداوم روند هوازدگی و فرسایش کوارتز آرنایت حاصل خواهد شد.

- هنگامیکه سنگ منشا کوارتز آرنایت از نوع سنگ‌های دگرگونی است، در این شرایط سکون تکتونیکی لازم است برای اینکه در این شرایط محیط قادر باشد تحت هوازدگی و فرسایش مواد دگرگونی غیر از کوارتز که کانی مقاومی است را از محیط خارج کند این نوع از کوارتز آرنایت‌ها در واقع در اثر تکامل ساب فیل ارنایت‌ها حاصل شده‌اند و در اثر خروج و حذف کانی‌های و خرده‌سنگ‌های دگرگونی ناپایدار ضمن فرسایش طولانی کوارتز باقی مانده و ساب فیل ارنایت تبدیل به کوارتز آرنایت می‌گردد. درصد کوارتزهای با خاموشی موجی و پلی‌کریستالین

دراین دسته از کوارتز آرنایت‌ها زیاد است. از نظر جورشدگی و گردشدگی در حد ماسه‌های بالغ تا بسیار بالغ تغییر می‌کنند. فلدسپات و چرت در آنها دیده نشده و از کانی‌های سنگین دارای مقاومت کمتر نظیر آمفیبول- گارنت و اپیدوت گاهی اوقات در آنها دیده می‌شود. ولی به ازاء افزایش بلوغ، این کانیها نیز بتدریج حذف و درصد نسبی کانی‌های سنگین مقاوم نظیر تورمالین و زیرکن افزایش می‌یابد. دانه‌های درشت آواری به اندازه قلوه‌سنگ‌ها در پاره‌ای از مواقع در این ماسه‌ها دیده می‌شود که از انواع کوارتزهای رگه‌ای و یا متاکوارتزیت است. رنگ آنها معمولاً سفید تا خاکستری و در مواردی نیز قرمز است.

کوارتزآرنایت‌ها همچنین می‌توانند از منشا سنگهای رسوبی قدیمی‌تر باشند. چون این دسته از سنگ‌های منشا قبلاً از دانه‌های کوارتز غنی شده‌اند. در نتیجه تحت هر شرایط تکتونیکی و در هر آب‌وهوایی می‌توانند کوارتز آرنایت ایجاد کنند. بعلت اینکه این دسته از سنگ‌ها در معرض مکانیسم‌های فرسایشی ساحلی و بادی کمی قرار گرفته‌اند. در نتیجه دارای مچوریتی بافتی ضعیف‌تری هستند. کوارتزآرنایت‌های حاصله معمولاً دارای قطعات چرتی فراوان- دارای انواع مختلف کوارتز و در بعضی موارد کوارتز با هاله رشد ثانویه است و حاوی ذرات فلدسپات و میکا نیز می‌باشند. این دسته از ماسه‌سنگ‌ها در حقیقت از رسوباتی هستند که همراه با حرکات کوهزایی شدید (Orogenic) و هوازدگی کوتاه‌مدت از یک سنگ منشا رسوبی قدیمی‌تر ایجاد شده‌اند.

از نظر بافتی این دسته سنگ‌ها حالت‌های متغیر و متناقضی دارند بعنوان مثال در عین حال که ذرات از گردشدگی بالایی برخوردارند. جورشدگی در آنها ضعیف است و یا برعکس در گروهی دیگر ضمن آنکه دانه‌ها یکدست و یک اندازه هستند ولی گردشدگی در آنها متفاوت بوده و از زاویه‌دار تا کاملاً گردشده تغییر می‌کند که این حالت از نوع قبلی متداول‌تر است.ممکن است در این دسته از سنگ‌ها ذرات ریز کاملاً گردشده همراه با دانه‌های بزرگ زاویه‌دار دیده شود. کنگلومراهای متشکل از قلوه‌سنگ‌های چرتی، ماسه‌سنگی، آهکی، کوارتزهای رگه‌ای دگرگونی در میان ماسه‌سنگ‌های موردبحث فراوان است.درصد رس و انواع کانی‌های رسی نسبتاً بالا و

مقدار آنها ۵درصد و گاهی هم بیشتر است. کانی‌های سنگین موجود در این سنگ‌ها متنوع بوده و بیشتر شامل تورمالین و زیرکن گردشده از منشا چرخه دوم رسوبی می‌باشد. رنگ این ماسه‌سنگ‌ها معمولاً سفید یا خاکستری روشن تا تیره است.

۲-آرکوز

آرکوز ماسه‌سنگ دانه درشتی است که عمدتاً از کوارتز و فلدسپات تشکیل یافته است و دارای جورشدگی خوبی است، در مورد میزان درصد فلدسپات آرکوز نظرات متفاوتی بیان شده است. پتی‌جان_۱۹۷۵معتقد است آرکوز سنگی است که دارای بیش از ۲۵٪ قطعات ناپایدار نظیر فلدسپات و خرده‌سنگ بوده که در آن فلدسپات نصف بیشتر این ذرات را تشکیل می‌دهد. طبق این تعریف سنگ حاوی بیش از ۱۲/۵ درصد فلدسپات را هم می‌توان آرکوز به حساب‌آورد. مک براید (۱۹۶۳) و فولک (۱۹۶۸) برای آرکوزها حداقل لازم فلدسپات را ۲۵٪ تعیین کرده‌اند. بر همین اساس چنانچه مقدار فلدسپات به ۵ تا ۲۵ درصد تقلیل یابد تحت عنوان آرکوز ناخالص (Sub Arkose) نامیده خواهد شد. بعضی از این سنگ‌ها همراه طبقات (Red bed) می‌باشند.

آرکوزها معمولاً رنگ صورتی یا قرمز دارند و این بخاطر این است که فلدسپات پتاسیم‌دار معمولاً رنگ صورتی داشته و درصد این فلدسپات در سنگ‌های آرکوز بیشتر از فلدسپاتهای دیگر است، آرکوزها از هوازدگی ناقص سنگ منشا گرانیتی حاصل می‌شوند. و بسته به نوع فلدسپات موجود در آن ممکن است دارای رنگ‌های صورتی_ سفید یا خاکستری باشد. کانی غالب در آرکوزها اکثراً کوارتز است. گاهی درصد فلدسپات بیشتر می‌شود. دانه‌های فلدسپات معمولاً زاویه‌دار و نیمه‌زاویه‌دارند. ارتوز و میکروکلین نسبت به پلاژیوکلازها بیشتر است. کانی فلدسپات در حین رسوبگذاری و دیاژنز تجزیه می‌شود.

مهمترین تغییراتی که در کانی فلدسپات حاصل می‌شود عبارتند از:

۱ـ **کلسیتی شدن فلدسپات**: کلسیت به صورت انکلوزیون‌های ریز و پراکنده‌ای در سطح کانی فلدسپات ظاهر می‌شود و با افزایش تعداد انکلوزیون‌ها و گسترش سطح انکلوزیون‌ها موجب جانشینی کلسیت به جای فلدسپات می‌گردد.

۲ـ **سریسیتی شدن فلدسپات**: بسیاری از فلدسپات‌ها در طول دیاژنز کانی سیریسیت در سطح و یا در امتداد رخهای کانی فلدسپات جانشین می‌شود. با گسترش سریسیتی شدن سطح فلدسپات توسط شبکه درهمی از ذرات ریز سریسیست پوشیده می‌شود بطوری که قسمت‌های کوچک فلدسپات تجزیه نشده ممکن است در لابلای آنها محاط شود. با رشد و ادامه این فرایند ، فلدسپات تماماً به مجموعه‌ای از تیغه‌های ریز سریسیتی با جهت یافتگی مختلف تبدیل می‌شود.

۳ـ **چرتی‌شدن فلدسپات**: فلدسپات می‌تواند به مجموعه دانه‌ریزی از کوارتز تبدیل شود که شبیه چرت یا کوارتزیت خیلی دانه‌ریز است که ممکن است تنها یا بهمراه کلسیت باشند.

٤ـ **کائولینیتی شدن فلدسپات**: فرایند تجزیه در این حالت سبب تشکیل مجموعه نامنظمی از کانی رسی نوع کائولن می‌گردد.

در این سنگ‌ها ماتریکس به مقدار کم ممکن است وجود داشته باشد که از کانی‌های رسی تشکیل شده است. معمولاً این ماتریکس از تجزیه شیمیایی یا مکانیکی فلدسپاتها حاصل می‌شود. سیمان از نوع سیلیسی و کربناته به فراوانی دیده می‌شود. در مواردی که سیمان کربناته است بتدریج از حاشیه درجات متفاوتی از خوردگی (Corrosion) در قطعات فلدسپات و همچنین کوارتز می‌توان مشاهده کرد.

در آرکوزها غالباً می‌توان میکاهای تخریبی دانه‌درشت از نوع مسکوویت و بیوتیت را مشاهده کرد.

فلدسپات کانی اصلی تشکیل‌دهنده آرکوز است. در نتیجه برای اینکه فلدسپاتها تجزیه نشوند و باقی بمانند یا آب‌وهوای ناحیه منشا باید کاملاً خشک یا خیلی سرد باشد. این نوع آرکوزها **را آرکوز آب‌وهوایی** می‌گویند یا

اینکه ناحیه منشا از نظر تکتونیکی ناپایدار باشد و بطور سریع بالاآمدگی پیدا کند این دسته از آرکوزها را **آرکوزهای تکتونیکی** می‌نامند.

- **ـ آرکوز تکتونیکی**

فعالیت‌های تکتونیکی بصورت قطعات گسلی مستقیم در پوسته جامد زمین اتفاق می‌افتد. در اثر این گسل‌ها سنگ‌های گرانیتی و گنیس پی (Basement) از عمق به سطح زمین می‌آید. بر اثر فرسایش سریع این توپوگرافی رسوبات بسیار زیادی توسط رودخانه حمل شده و بسرعت بصورت مخروط آبرفتی در پایین دامنه روی هم انباشته می‌شود و یا اینکه بصورت دلتائی ته‌نشست پیدا می‌کند. این قبیل رسوبات دارای ضخامت خیلی زیاد هستند. این نوع آرکوزها ته‌نشست‌های تازه‌ای هستند. از علائم مشخصه آرکوزتکتونیکی داشتن خمیره رسیـ دارا نبودن سیمان، و رنگ قرمز آنها بعلت داشتن فلدسپاتهای صورتی و نهایتاً داشتن کانی‌های سنگین نامقاوم فراوان نظیر هورنبلندـ گرونا و پیروکسن است.

اگر سنگ منشا از نوع سنگ آذرین درونی قلیایی باشد در اینصورت آرکوز ایجاد شده دارای مقدار زیادی پلاژیوکلاز است. در بعضی موارد نیز گسستگی قطعه‌ای در پوسته زمین آنقدر عمیق نیست که سنگ‌های گرانیتی و گنیسی پی سنگ (Basement) را به سطح زمین بیاورد و سنگ‌های دگرگونی ضعیف‌تر وسطحی‌تر نظیر شیست و متاکوارتزیت به سطح آورده می‌شود. و در نتیجه قطعات سنگ‌های دگرگونی و کانی‌های سنگین مخصوص سنگ‌های دگرگونی نظیر دیستن و سیلیمانیت در ترکیب آرکوز دیده می‌شود و آرکوز ناخالصی را بنام آرکوزـ سیتیک‌دار تولید می‌کند.

- **-آرکوز آب‌وهوایی**

در نواحی که از نظر تکتونیکی پایدار است سکون تکتونیکی ناحیه منشا باعث می‌شود که سواحل گسترده دریا قسمت اعظم محیط رسوبی را تشکیل دهد و حوضه رسوبی فرونشست قابل ملاحظه‌ای نداشته باشد و در نتیجه

پیشروی و پسروی دریاهای وسیع یک ورقه از جنس ماسه گسترده می‌شود اگر آب‌وهوای ناحیه منشا مرطوب باشد این ماسه از جنس کوارتز آرنایت خواهد بود. اگر آب‌وهوا خشک باشد در اینصورت یک نوع آرکوز ایجاد می‌شود که به آن آرکوز آب‌وهوایی می‌گویند. از مشخصات این آرکوز این است که: از نظر بافتی در حد مچور،و سوپرمچور است، بعلت اینکه محیط دارای قدرت سایشی و جورکنندگی زیاد است بنابراین اندازه دانه‌ها به اندازه ماسه ریز و کاملاً گردشده هستند. فلدسپات این نوع آرکوزها تازه است و ممکن است تا ٤٠٪ یا بیشتر از سنگ را تشکیل دهد. کانی‌های سنگین مقاوم نظیر تورمالین و زیرکن در آن دیده می‌شود. این آرکوز ماتریکسی ندارد. بلکه سیمان از جنس سیلیس، آهکی و یا تبخیری خواهد بود.

اگر فرسایش طولانی‌تر شود این نوع آرکوز به ساب‌آرکوز و بالاخره به کوارتز آرنایت تبدیل خواهد شد. علاوه بر دو نوع بالا، فولک (۱۹۸۰) نوع سومی را معرفی می‌کند بنام آرکوز ولکانیکی که در اثر تخریب شدید توده‌های آتشفشانی و انتقال سریع آنها به حوضه رسوبی حاصل می‌شود که تحت عنوان آرکوز ولکانیکی نامیده می‌شود. در هنگام پیشروی دریا بر روی گرانیت، در قاعده رسوبات نهشته شده بر روی گرانیت طبقه‌ای از آرکوز بوجود می‌آید که تحت عنوان آرکوزهای پی (Basal Arkose) نامیده می‌شود. نهشته‌های بزرگ آرکوز معمولاً در نقاطی یافت می‌شوند که بالاآمدگی‌های تند (Sharp uplifts) سبب قرارگیری توده‌های گرانیتی و گنیسی در منطقه فرسایش گردیده است. اگر در مجاورت این توده بالاآمده فرونشینی ((subsidence) صورت گیرد آن وقت نهشته‌های ضخیمی از آرکوز خواهیم داشت و همچنین در شرایط آب‌وهوایی بسیار خشک یا بسیار سرد فرایندهای هوازدگی بسیار کند هستند و در چنین نواحی نیز آرکوز بوجود می‌آید. مطالعه نشان می‌دهد که اهمیت ارتفاع زیاد و فرسایش سریع در تشکیل آرکوز بیشتر از شرایط آب‌وهوایی است. آرکوز در حدود ۱۵٪ ماسه‌سنگ‌ها را تشکیل می‌دهد.

۳-لیت‌آرنایت‌ها (Lithic Arenites)

دو واژه لیت‌آرنایت و لیتیک‌آرنایت در واقع کاملاً مترادف بوده و اختصاص به ماسه‌سنگ‌هایی دارد که معادل یا بیشتر از ۲۵٪ از حجم سنگ شامل خرده‌سنگ‌های متفاوت از انواع رسوبی دگرگونی و آذرین است. معمولاً به رنگ خاکستری روشن یا تیره بوده، در این سنگ‌ها همانطوریکه گفته شد کوارتز و خرده‌سنگ مهمترین کانی تشکیل دهنده و بخش اعظم سنگ را تشکیل می‌دهد. میکاها (بیوتیت و مسکوویت) در این سنگها زیاد دیده می‌شوند ولی مقدار فلدسپات کم است. مقدار ماتریکس یا خمیره تخریبی بسیار کم است، اما ماتریکس دروغی (pseudo matrix) یعنی ذرات شیلی لِه شده یا رس درجازا (Authigenic) ممکن است در آنها موجود باشد. در میان ماسه‌سنگ‌ها لیت‌آرنایت‌ها از نظر کانی‌شناسی و ترکیب شیمیایی بیشترین تنوع را دارد که بعلت فراوانی و تنوع خرده‌سنگهایی است که در این سنگها دیده می‌شود.

اگر مقدار خرده‌سنگ‌ها کم باشد تحت عنوان لیت‌آرنایت‌های ناخالص (sublithic arenites) نامیده می‌شود. خرده‌سنگ‌ها از نظر ترکیب تنوع زیادی دارند که بیشتر آنها شامل قطعات سنگ‌های آتشفشانی- قطعات سنگ‌های دگرگونی درجه پایین نظیر اسلیت (slate)- فیلایت (phyllite) و میکاشیست و قطعات سنگهای رسوبی نظیر قطعات شیلی، سیلتستون، چرت و قطعات آهکی و غیره است. در طبقه‌بندی فولک بر اساس فراوانی ذرات از منشاء مختلف می‌توان این سنگ‌ها را بنام‌های مشخص‌تری نامگذاری کرد. در صورت فراوانی خرده سنگهای دگرگونی این دسته از سنگها را تحت عنوان فیلآرنایت سآب فیل آرنایت- فلدسپاتیک فیل آرنایت در صورت فراوانی ذرات رسوبی واژه سدآرنایت در صورت فراوانی قطعات ولکانیکی واژهٔ ولکانیک آرنایت را می‌توان استفاده کرد.

سدآرنایت‌ها را بر حسب نوع قطعات خرده سنگی می‌توان بنامهای مشخص‌تری بیان کرد. اگر قطعات چرت فراوانتر از بقیه قطعات خرده سنگی باشند و سنگ در حد ساب لیت آرنایت باشدمی‌توان سنگ را تحت عنوان

ساب چرت آرنایت (Sub Chert arenite) نامید. اگر قطعات آهکی که حاصل تخریب سنگهای آهکی قدیمتر هستند و از خارج وارد حوضه رسوبی شده‌اند، اگر(extra clast) فراوانتر از بقیه قطعات خرده سنگی باشد فولک این دسته از لیت آرنایت‌ها را بر حسب فراوانی خرده سنگها تحت عنوان ساب کالک لیتایت- کالک لیتایت و فلدسپاتیک کالک لیتایت می‌نامند. واژۀ کالک لیتایت در این نامگذاری به این علت صورت گرفته است که این قبیل ماسه سنگها را از کالک آرنالیت‌ها (Calc Arenite) یعنی سنگهای آهکی که ذرات آن در اندازه ماسه بوده و در درون حوضۀ رسوبی تشکیل شده‌اند متمایز نماید. در لیت آرنایت‌ها غالباً قطعات شیل- سیلتستون فراوانتر از بقیه هستند و این قطعات دارای مقاومت کمی هستند این ذرات در لابلای ذرات سخت له شده و منظره‌ای را پیدا می‌کند که شبیه منظره‌های خالی پر شده با ماتریکس یا خمیر است که تحت عنوان (Pseudo matrex) خوانده می‌شود. تشخیص چنین خرده سنگهای له شده‌ای اغلب مشکل است. این خرده سنگها فقط بعضی از حفره‌ها را پر می‌کند در حالیکه ماتریکس غالباً تمام حفره‌های موجود در سنگ را اشغال می‌کند همچنین ممکن است ماتریکس کاذب (Pseudo Matrix) اثر لایه‌بندی تغییر شکل یافته‌ای که خاص شیل و سیلتستون است از خود نشان می‌دهد. بعلاوه قطعات آنها از نظر رنگ و بافت همه شکل یکسان ندارند. در حالیکه ماتریکس واقعی در سراسر سنگ شکل همانندی دارند. آرنایت‌های سنگی یا لیت آرنایت‌ها یکی از فراوانترین ماسه سنگها است و در تمام ادوار زمین شناسی مشاهده می شود. **لیت‌آرنایت‌ها در حدود ۲۰ الی ۲۶ درصد کل ماسه سنگها را شامل می‌شود** و فراوانتر از آرکوزها هستند. این سنگها متداولترین سنگهای سکانسهای فلیشی (Flysh sequence) کرتاسه و ترشیاری را تشکیل می‌دهند و در واقع همان نقشی را دارند که گری وکها در رخساره‌های فلیشی قدیمی‌تر دارا هستند، اما این سنگها بر خلاف گری وکها علاوه بر داخل ژئوسنکلینال‌ها در خارج از حوضه‌های ژئوسنکلینالی نیز نظیر محیط‌های ساحلی یا رودخانه‌ای تشکیل می‌شوند تخریب مکانیکی و شیمیایی شدید خرده سنگها بعلت ناپایداری آنها موجب (immaturity) اکثر این سنگها می‌شود.

٤- ماسه سنگهای گری وکی

گری وکها ماسه سنگهایی هستند که از نظر کانی شناسی و بافتی ایمچور هستند و در واقع گری‌وکها نارس‌ترین ماسه سنگها از نظر کانی شناسی و بافتی می‌باشند. بر خلاف آرکوزها که دارای خمیره کائولینیتی و قرمز رنگ هستند، خمیر گری وکها بصورت **کلریتی و سیاهرنگ** است. بنا به نظر بسیاری از پژوهشگران گری‌وکها: سنگهایی برنگ خاکستری تیره یا سیاه و عموماً محکم و بسیار سخت می‌باشند. در مورد میزان حداقل لازم ماتریکس درگری وک‌ها اغلب رسوب شناسان و سنگ شناسان از جمله پتی جان حد ۱۵٪ را در نظر می‌گیرند که اندازهٔ آنها در حد سیلت و رس می‌تواند باشد ذرات تشکیل دهندهٔ گری وکها شامل: کوارتز، فلدسپات و خرده‌های سنگی و مقدار کمی میکای تخریبی است.کوارتز در اندازه و شکل‌های مختلف و بصورت دانه‌های کاملاً زاویه دار و معمولاً دارای خاموشی موجی در این سنگها دیده می شود. در حدود ۵۰٪ ذرات تشکیل دهنده این سنگ را کوارتز و بقیه را فلدسپات و خرده‌های سنگی تشکیل می‌دهند.

فلدسپات اکثراً از نوع پلاژیوکلاز بوده و مقدار پلاژیوکلاز سدیم دار بیش از پلاژیوکلاز کلسیم دار است. در گری‌وکها فلدسپاتهای پتاسیم دار یا به کلی غایب و یا بمقدار کم یافت می‌شود.

معمولا در گری واکها، دانه‌های کوارتز و فلدسپات دارای حاشیه کدر و خورده شده توسط ماتریکس می باشند. خرده‌های سنگی غالباً گل سنگ، شیل، اسلیت، فیلیت و میکاشیست هستند. بر خلاف بسیاری از ماسه سنگها که ذرات آنها توسط سیمان شیمیایی بهم متصل می‌شوند ذرات گری وک توسط خمیره‌ای از مواد کلریتی- سریسیتی و دانه‌های بسیار ریز کوارتز و فلدسپات بهم جوش می‌خوردند.

گری وکها بر حسب فراوانی نسبی فلدسپات و یا خرده سنگ به دو گروه بزرگ **گری وک‌های فلدسپاتی** (Feldespatice Gray wacke) **و گری وک‌های خرده سنگی** (Lithic Gray wacke) تقسیم می‌شوند.

گری وکهای غنی از کوارتزوفقیر از فلدسپات را تحت عنوان **وکی کوارتزی** (Quartz wacke) و گری وکهای غنی از قطعات آتشفشانی را**گری وک‌های آتشفشانی** (Volcanic-gray wacke) نامیده می‌شوند.

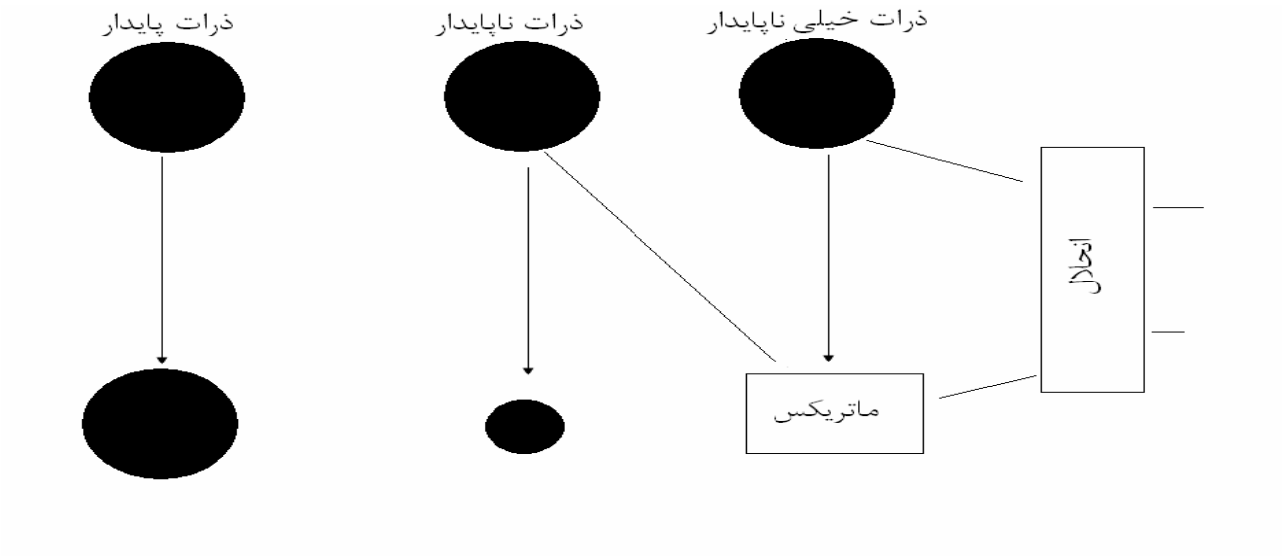
بیشتر گری وکها در فاسیس فلیش (Flysch Facies) پیدا می‌شوند که توسط جریانهای آشفته تور بیدایتی یا آشفته زیر دریایی بطور سریع در عمق رسوب کرده‌اند. بطور کلی فاسیس فلیش یک سکانس رسوبی دریایی است که شامل لایه‌های ضخیم دارای طبقه‌بندی دانه تدریجی از شیل‌های مارنی- شیل‌های ماسه‌ای که بصورت بین لایه‌ای با لایه‌های کنگلومرا و گری وکها قرار گرفته‌اند. این سکانس معمولاً قبل از اینکه یک مرحله کوهزایی (Orogeny) جدید شروع می‌شود. از تخریب سریع بیرون زدگیهای اطراف ایجاد شده و گودی‌های موجود در بزرگ ناودیس‌ها (Geosyncline) را پر می‌کند. بنابراین گری‌وک‌ها، لایه ماسه‌ای سکانس فلیش مناطق فعال تکتونیکی بوده و عموماً دریایی و از ماسه‌های تور بیدایتی هستند و در حدود ۲۰ الی ۲۵٪ کل ماسه سنگها را شامل می‌شوند. غالباً خمیره درگری وکها از منشاء بعد از رسوبگذاری (Post depositional) و از طریق نفوذ Filtration) گل توسط آبهای بین طبقه‌ای تامین می‌شود. بعضی از قسمتهای خمیره یا ماتریکس در این سنگها در اثر واکنش‌های همین مایعات و سایر محلولهای بین ذره‌ای با دانه‌های تخریبی فلدسپات، خرده سنگهای دیگر موجود در سنگ ایجاد می‌شوند بنابراین دیده می‌شود که نحوه تشکیل ماتریکس منحصر به یک طریق خاص نبوده و راههای مختلف برای تشکیل آن وجود دارد. در همین ارتباط انواع مختلف خمیره را پتی جان (۱۹۷۲) بنام‌های Proto matrix , Ortho matrix ، Epimatrix و Pseudo matrix معرفی کرده است.

- Proto mattix: **شامل رس‌های تخریبی که در مجاری و منافذ سنگ محبوس شده است.**
- Ortho matrix: **از مواد تشکیل شده در داخل سنگ تأمین می‌شود.**

- Epi Matrix: **از تغییرات** بعدی (Post depositional) **ماسه‌های تخریبی حاصل می شود .**

ماتریکس موجود در سنگ بتدریج دانه‌ها را می‌خورد و از مقدار دانه‌ها می‌کاهد و به مقدار ماتریکس می‌افزاید.

- Pseudo Matrix :**از خرد شدن سنگهای کم مقاومت نظیر** Slate , Shall و تبدیل آنها به ذرات ریز و رانده شدن این ذرات به لابلای دانه‌های تخریبی ماسه حاصل شده است.



نمایش شماتیک منشاء خمیره Post-depositional **در گری واکها**

۳-گل سنگ: (Mhdstone)

گل سنگها از فراوانترین سنگهای رسوبی بوده، بطوریکه ٦٠٪ سنگهای رسوبی را شامل می‌شوند در حالیکه ماسه سنگها ۲۵٪-۲۰٪ ، سنگهای کربناته ۲۰٪-۱۵٪ و بقیه سنگها فقط ۵٪ را شامل می‌شوند و ذرات تشکیل دهنده آن در حد سیلیت و رس می‌باشد. این سنگها مورد توجه زیادی قرار نگرفته‌اند زیرا:

۱- این سنگها اکثراً از کانیهای رسی تشکیل شده‌اند که با جذب آب حالت پلاستیک پیدا می‌کند و در طول شیب تپه‌ها حرکت می‌کنند و صخره‌هایی که از گل سنگ‌ها درست شده باشند کمیاب هستند.

۲- گل سنگها بی‌نهایت دانه ریزند، بطوریکه در روی زمین فقط می‌توان به رنگ و خاصیت ورقه‌ای آنها اشاره کرد و در مقاطع میکروسکوپی بیشتر مواد متشکله آنها قابل تشخیص نمی‌باشند.

۳- بعلت ریز بودن ذرات، تشخیص آنها در فضای بین کوارتز و فلدسپات امکان پذیر نیست.

٤-کانیهای رسی این سنگها غالباً تغییر شکل یافته و ممکن است به کانیهای دیگر تبدیل شوند و کانی رسی اولیه اغلب تبلور مجدد می‌یابند یا اینکه به کانیهای رسی با ترکیب شیمیایی دیگر تبدیل می‌شود.

اخیرا میکروسکوپهای الکترونی (SEM) با بزرگنمایی ۵۰،۰۰۰ برابر (در مقایسه با میکروسکوپهای پلاریزان با حداکثر بزرگنمایی ۵۰۰) مطالعه این سنگها را آسان نموده، توسعه دستگاه اشعه x(XRF,XRD) برای شناسایی کانیهای رسی همراه با استفاده از (Scanning Electrical Microscpe SEM) در واقع تحول زیادی در توانایی زمین شناسان برای مطالعه گل سنگها ایجاد نموده است بعلت تجمع بیشتر مواد آلی در این دسته از سنگها در مقایسه با بقیه سنگهای رسوبی در زمین شناسی نفت نیز مورد توجه خاص می‌باشند.

مادستون یا گل سنگ یک نام کلی است و به تمام سنگهای رسوبی که اندازه ذرات آن در حد سیلت $(\frac{1}{16}-\frac{1}{256})$ و رس $(<\frac{1}{256})$ تشکیل شده باشد بکار برده می‌شود.

گل سنگها را می‌توان به شیوه زیر تقسیم‌بندی کرد:

-اگر بیش از $\frac{2}{3}$ ذرات تشکیل دهنده گل سنگ در حد سیلت باشد نام سنگ **سیلتستون** می‌باشد و اگر دارای خاصیت تورق باشند تحت عنوان **شیل سیلتی** نامیده می‌شود.

-ولی اگر بیش از $\frac{2}{3}$ ذرات در حد رس باشند نام سنگ تحت عنوان **کلی استون** یا **رس سنگ** (Claystone) و اگر دارای خاصیت تورق باشند تحت عنوان **شیل رسی** (Clay-shale) نامیده می‌شود

-و اگر مقدار سیلت بیشتر از $\frac{1}{3}$ و کمتر از $\frac{2}{3}$ باشد نام سنگ **مادستون** و اگر خاصیت تورق داشته باشد تحت عنوان **شیل- گلی** (Mud-shale) نامیده می‌شود. اگر قطعه‌ای از سنگ رسی را در دهان بین دندانها امتحان کنیم می توانیم احساس کنیم که سنگ بیشتر از دانه‌های سیلتی یا برعکس بیشتر از مواد رسی که در زیر دندان احساس نمی‌شود تشکیل یافته است.

نام گل سنگ	دارای خاصیت تورق	ذرات تشکیل دهنده
سیلتستون Siltstone	شیل سیلتی Silt-shale	**۲/۳ < سیلت**
مادستون(Mudeston)	شیل گلی(Mud-shale)	**۱/۳ < ۲/۳ < سیلت**
کلی استون Claystone	شیل - رسی Clay-shale	**۲/۳ < رس**

معمولاً ذرات کوارتز در گل سنگها همیشه زاویه دار هستند برای اینکه این ذرات بخاطر معلق بودن در آب شکل اولیه خود را که در موقع تخریب از سنگهای منشاء بدست آورده بودند بخاطر عدم سائیدگی در حین حرکت حفظ می‌کنند.

تحت تاثیر فرآیند دگرگونی گل سنگ‌ها تبدیل به اسلیت می‌شوند که سنگهای کلیواژدار هستند. ارژیلیت در واقع حد واسط بین شیل و اسلیت بوده و گل سنگهای خیلی سخت شده می‌باشد.

تقسیم بندی شیل‌ها

شیل‌ها را از روی کانیهای سیلتی موجود در آنها طبقه بندی می‌کنند و از اینرو می‌توان آنها را به چهار دسته تقسیم کرد. در مورد شیل‌های ریز دانه که فاقد دانه‌های سیلتی است، یا تجزیه شیمیایی آنها را مبنای تقسیم بندی قرار می‌دهند و یا این که آنها را از روی طبقات ماسه سنگی که همراه آنها وجود دارد طبقه بندی می‌کنند و اگر بخواهیم آنها را خیلی دقیق طبقه بندی کنیم بایستی بوسیله اشعه ایکس نوع کانی رسی آنها را معلوم کرده از روی آن طبقه بندی نماییم. مهمترین انواع شیل عبارتند از:

●شیل‌های سیلیسی (Quartzose Shale)

قسمت عمده این سنگها از دانه‌های ریز کوارتز که دارای ابعاد سیلت می‌باشد، تشکیل شده است. دانه‌های فلدسپاتی معمولا نادر است ولی سیمان این شیل‌ها ممکن است آهکی ، گلوکونیتی ، آهن‌دار و یا کربن‌دار باشد. رنگ این شیل‌ها معمولا سبز تا خاکستری است و گاهی هم به رنگهای قهوه‌ای، قرمز و سیاه دیده می‌شود. این شیل‌ها معمولا مثل ارتوکوارتزیتهای سیلیسی معرف پیشروی دریاست.

●شیل‌های فلدسپاتی (Feldspathic Shales)

شیل‌های فلدسپاتی که گاهی هم آنها را شیل‌های کائولنیتی می‌نامند همیشه دارای بیش از ۱۰٪ فلدسپات است و ماتریکس آنها از کائولنیت یا کانیهای رسی تشکیل شده است. این شیل‌ها از نظر اندازه در حد سنگها سیلتی ماسه‌ای تا سیلتهای رسی می‌باشند و گاهی هم دانه‌ها درشت تر هستند. این شیل‌ها از نظر اندازه معمولا همراه با آرکوزوها دیده می‌شود. رنگ این سنگها معمولا خاکستری ، سبز ، قرمز و شکلاتی است.

●شیل‌های کلریتی (Chloritic shales)

این سنگها نظیر فیلارنایت‌ها بوده اکثرا همراه آنها دیده می‌شوند. در این شیل‌ها همیشه فلدسپات وجود دارد و مقدار آن ممکن است بیش از کوارتز باشد و کلریت در ماتریکس سنگ دیده شود. این سنگها معرف فرسایش شدید در مناطق کوهزایی هستند.

●شیل‌های کلریتی (Micaceous Shales)

این سنگها نظیر ساب فیلارنایت‌ها هستند و اکثرا هم همراه آنها دیده می‌شود. مقدار زیادی ورقه‌های میکا در این سنگها دیده می‌شود که غالبا با سریسیت همراه است. رنگ این سنگ‌ها معمولا خاکستری یا خاکستری قهوه‌ای است ولی گاهی نیز به رنگهای قرمز و سبز نیز دیده می‌شوند.

●شیل‌ها نفتی Oil Shales

شیل‌های نفتی (Oil Shales) گروه متنوعی از سنگها هستند که دارای مواد آلی بوده و بیشتر در حلالهای آلی غیر قابل حل می‌باشند، ولیکن می‌توان بوسیله حرارت دادن (تقطیر) آنها را استخراج کرد. مواد آلی عمدتا کروژن و بیتومن می باشند .مقدار نفتی که می‌توان استخراج کرد از حدود ٪۴ تا بیش از ۵۰ درصد وزن سنگ در تغییر است، یعنی بین ۱۰ و ۱۵۰ گالن نفت در هر تن سنگ یا ۵۰ تا ۷۰ لیتر در هر هزار کیلوگرم است. شیل‌های نفتی دارای مقادیر قابل توجهی مواد غیر آلی هستند که عمدتا از کوارتز در اندازه سلیت و کانیهای رسی تشکیل شده‌اند. بیشتر مواد آلی در شیل‌های نفتی ، به صورت ذرات پراکنده می‌باشد و به نحوی دگرسان شده‌اند، موجوداتی که آنها را تشکیل داده‌اند قابل تشخیص نیستند. در بسیاری از شیل‌های نفتی بقایای جلبک و اسپورهای جلبکی فراوانند. بنابراین ، فرض بر این است که بیشتر مواد آلی دارای منشا جلبکی باشند. در حال حاضر توجه نسبتا زیادی به شیل‌های نفتی می‌شود چون آنها یک منشا سوخت فسیلی هستند و ممکن است به جایگزینی ذخائر نفتی که انتظار اتمام آن می‌رود، کمک کند. شیل‌های نفتی همچنین پتانسیل سنگهای مولد نفت هستند.

ساختمان‌های رسوبی سنگ‌های آواری دانه ریز

مهمترین ساختمانی که در این سنگها دیده می‌شود ساختمان **لامینه‌ای** و حالت **ورقه‌ورقه** بودن آنهاست. جهت یافتگی ترجیحی کانیهای رسی و میکاها عامل ایجاد این حالت ورقه‌ای (Fissility) می‌باشد که این جهت یافتگی می‌تواند بصورت اولیه و در هنگام رسوبگذاری و همچنین در طی فشردگی (Compaction) ایجاد شود. بعلت وجود مواد آلی در این گل سنگها فعالیت موجودات زنده (Bioturbation) در این سنگها زیاد دیده می‌شود و باعث بهم ریختگی طبقات و از بین رفتن حالت ورق می شود. ساختمان رسوبی دیگر در گل سنگها **لامیناسیون** است.

لامیناسیونها در سنگها، عمدتاً در اثر تغییر در اندازه ذرات و یا تغییر در ترکیب آنها ایجاد می‌شود. سیلتستون، ممکن است ساختمانهای رسوبی مشابه در ماسه سنگهای دانه ریز را دارا باشند. لامیناسیون مورب (Cross-Lamination) که در اثر حرکت ریپل‌های کوچک جریانی ایجاد می‌شوند و همچنین طبقات مسطح با جدایی خطی (Parting- Lineation) طبقه‌بندی فلاسر و عدسی شکل، ساختمانهای فرسایشی- ساختمانهای کنده شده و پر شده در این سنگها زیاد دیده می‌شود. برخی از گل سنگها فاقد ساختمانهای رسوبی بوده و بصورت توده‌ای (Massive) دیده می‌شوند که ممکن است این حالت توده‌ای در نتیجه رسوبگذاری سریع از جریانهای با ویسکوزیته بالا نظیر جریانهای گلی و جریانهای خرده‌دار و یا در اثر بهم ریختگی طبقات توسط موجودات زنده ایجاد شوند.

بسیاری از گل سنگها حاوی ندول و کنگرسیون هستند که بصورتهای مختلف دیده می‌شوند که معمولاً از کلسیت- سیدریت- پیریت- چرت یا از فسفات کلسیم تشکیل شده‌اند که در طی دیاژنز در داخل رسوبات رشد می‌کنند که معمولاً از آب بین دانه‌ای رسوبات منشاء می‌گیرند.

رنگ گل سنگ‌ها: رنگ این سنگها از خاکستری تا سیاه و از قرمز، قهوه‌ای زرد تا سبز تغییر می‌کند. رنگهای خاکستری و سیاه نشانگر وجود مواد آلی و پیریت است. بسیاری از گل سنگهای دریایی و دلتایی در نتیجه وجود مواد آلی و پیریت ریز پراکنده دارای درجات متنوعی از رنگ خاکستری یا حتی سیاه هستند که نشانگر رسوب آنها در محیط‌های فاقد اکسیژن یا کم اکسیژن(محیط‌های احیاء کننده) می‌باشند. این نشان می‌دهد که رسوبات بایستی در محیطی آرام و بدون جریان کافی برای رسیدن اکسیژن به آنها ته نشین شده باشد.

این حالت بستگی به عمق ندارد. اکثر کف اقیانوسها در عمق هزاران متر توسط جریانات سرد زیر دریایی که از نواحی سرد منشاء می‌گیرند توسط اکسیژن اکسید می‌شوند و برعکس مناطق کم عمق و دریاچه‌ای وجود دارند که بخاطر آرام بودن وضعیت احیایی دارند. رنگهای زرد- قهوه‌ای و قرمز به خاطر وجود هیدرواکسید آهن- گوتیت $FeO(OH)_3$ (قهوه‌ای) لیمونیت $FeOOH$ (زرد) و اکسید آهن- هماتیت Fe_2O_3 (قرمز) می‌باشند. هماتیت عمدتاً بصورت پوشش دانه‌ها و آغشته کردن کانیهای رسی در این سنگها دیده می‌شود که این رنگ قرمز بعد از رسوبگذاری تشکیل شده است. گل سنگ‌های سبز رنگ فاقد هماتیت، مواد آلی و سولفیدهای آهن هستند و لیکن این رنگ بخاطر وجود آهن فرو موجود در شبکه کانیهای رسی ایلیت و کلریت بوجود آمده است. رنگ سبز ممکن است اولیه باشد و لیکن در بسیاری از موارد این رنگ در گل سنگهایی که در ابتدا قرمز بوده و در اثر مهاجرت آبهای درون حفره‌ای، هماتیت موجود در آن احیاء شده بوجود می آیند. نقاط و لکه‌های سبز در برخی از گل سنگهای قرمز، محل‌های احیاء آهن در اثر تغیرات موضعی مواد آلی است. بیشتر گل سنگهای غیر دریایی در دریاچه‌های پلایایی دشت‌های سیلابی مناطق خشک دارای رنگ قرمز هستند که منعکس کننده حالت اکسیداسیونی غالب در محیط رسوبی و دیاژنز اولیه است.

کانیهای تشکیل دهنده گل سنگ‌ها:

کانیهای رسی- کوارتز- کانیهای میکائی و فلدسپات مهمترین ذرات تشکیل دهندهٔ این سنگها هستند. کوارتز در گل سنگها عمدتاً در حد سیلت می‌باشد و غالباً زاویه‌دار می‌باشد. برخی از کوارتزهای موجود در گل سنگ‌ها منشاء دیاژنتیکی دارند تا اینکه آواری باشند فلدسپاتها معمولاً بخاطر عدم پایداری مکانیکی و شیمیایی بمقدار کمتری در گل سنگها دیده می‌شوند مسکویت بسیار فراوانتر از بیوتیت در این سنگها دیده می‌شود. گل سنگها ممکن است به گل سنگهای آهکی (مارن) تبدیل شود در این صورت میزان آهک دانه ریز در این سنگها افزایش می‌یابد مواد آلی و پیریت بویژه در شیل های سیاه فراوان است و اگر تمرکز مواد آلی زیاد شود ممکن است منجر به تشکیل شیل‌های نفتی گردد.

کانیهای رسی بخش عمده گل سنگها را شامل می‌شوند و بر حسب شرایط آب و هوایی فراوانی انواع مختلف آن فرق می‌کند. مهمترین کانیهای رسی موجود در این سنگها شامل ایلیت، کائولینیت، مونتموریونیت ،اسمکتیت، کلریت و مخلوط لایه‌ها می‌باشند که منشاءهای متفاوتی می‌توانند داشته باشند و بیشتر در گروههای زیر قرار می‌گیرند:

۱- **موروثی**: inheritance

۲- **نوظهوری**: Neomorphism

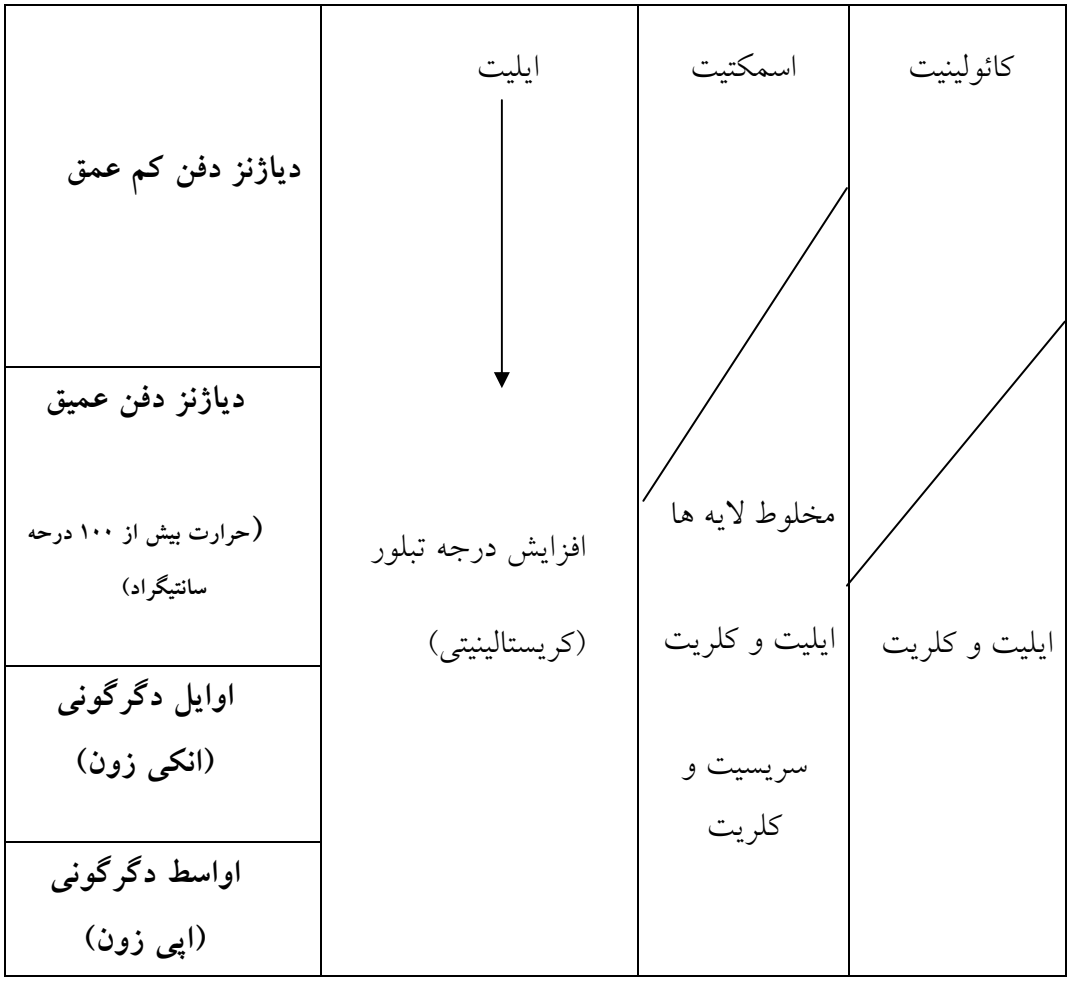
۳- تبدیلی: Transformation

در حالت اول رسها آواری هستند و از تخریب سنگهای رس دار قدیمی حاصل شده‌اند. در حالت دوم رسها بصورت درجا تشکیل شده و از محلول ته نشین شده‌اند یا اینکه از تخریب و تجزیه سایر کانیهای سیلیکاته نظیر فلدسپاتها حاصل می‌شوند. در حالت سوم یک کانی رسی می‌تواند در محیط دیاژنزی به کانی رسی دیگر تبدیل شود. در محیط‌هایی که میزان آب شویی (Leaching) نظیر بسیاری از خاک‌های نواحی معتدل محدود باشد ایلیت و کلریت می‌توانند تشکیل شوند. مونتموریونیت محصول شرایط آب شویی هوازدگی و متوسط است.

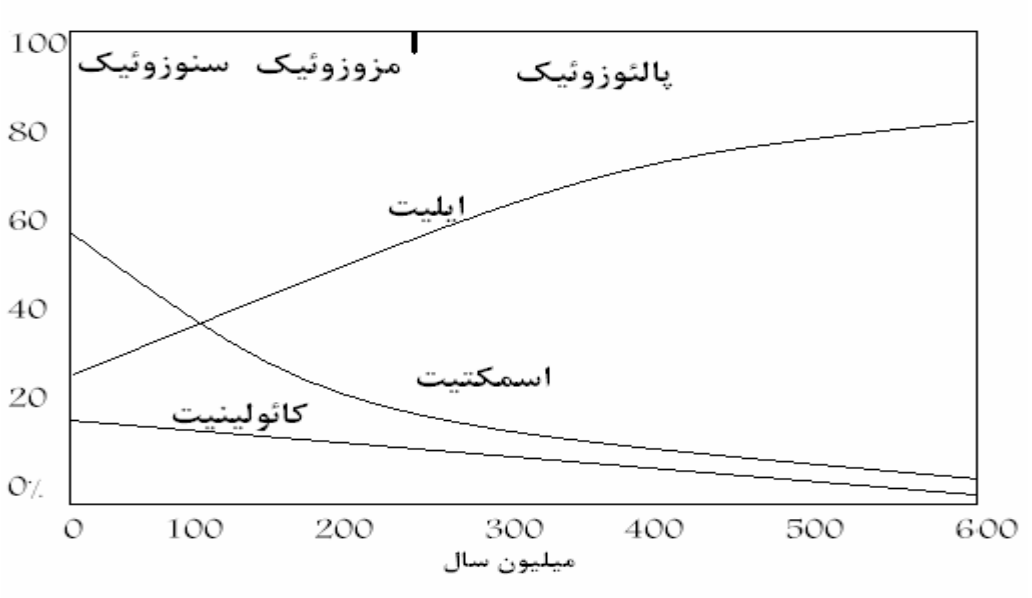
Engineering Group http://www.mohande30.com

کائولینیت از خصوصیات مناطق گرمسیری اسیدی و جائیکه میزان آب شویی زیاد است تشکیل می شود. آب شویی بیشتر خاکهای کائولینیتی و انتقال سیلیس منجر به تشکیل ژیپسیت و سایر هیدرواکسیدهای آلومینیم می‌شود که تشکیل بوکسیت را می‌دهد، در خاکهای غنی از آهن در مناطق گرم و مرطوب لاتریت نیز از طریق هوا زدگی شدید حاصل می‌شود. کانیهای رسی در طی دیاژنز از طریق افزایش حرارت و فشار تحول می‌یابند.

تغییرات اصلی شامل دگرسانی اسمکتیت به کانی رسی ایلیت از طریق مخلوط لایه‌های اسمکتیت – ایلیت می‌باشد. این دگرسانی در ارتباط با اتصال یونهای K^+ به ساختمان اسمکتیت و از دست دادن آب بین لایه‌ای است. این فرایند بیشتر به حرارت وابسته است و درجه حرارتی که اسمکتیت شروع به ناپدید شدن می‌کند. در حدود ۷۰ تا ۹۵ درجه سانتی‌گراد است که غالباً این حرارت در اعماق ۲ تا ۳ کیلومتری دیده می‌شود. در اعماق کمی بیشتر، کائولینیت توسط ایلیت و کلریت جانشین می‌شود. در مرحله کاتاژنز یا مرحلهٔ دگرگونی ابتدایی دگرسایی و جانشینی بیشتری در کانیهای رسی صورت می‌گیرد و کانی رسی ایلیت دارای درجه بلور یافتگی (کریستالینیتی) بیشتری می شود و با افزایش درجه دگرگونی ایلیت توسط سریسیت که نوعی موسکویت ریز بلور است جانشین می‌شود.



کانی شناسی رس‌های موجود در گل سنگ‌ها در طول زمان زمین شناسی تغییر می‌کند بطوریکه گل سنگ‌های پالئوزوئیک زیرین وپرکامبرین عمدتاً از ایلیت و کلریت تشکیل شده، مطالعات نشان می‌دهد با افزایش زمان و نهایتاً در مدت زمان بیشتر قرار گرفتن کانیهای رسی در معرض حرارت و فشار سبب می‌شود که کانیهای رسی اسمکتیت و کائولینیت به ایلیت و کلریت تبدیل شوند. با افزایش زمان میزان کلریت و ایلیت افزایش و از مقدار کانیهای کائولینیت و اسمکیت کاسته می‌شود.



بنتونیت: (Bentonite)

بنتونیت یک نوع خاص از سنگهای رسی (Claystone) است که تقریباً بطور کامل ازکانی مونتموریونیت تشکیل یافته و به احتمال زیاد از تجزیه خاکسترهای آشتفشانی حاصل شده است. کانیهای فرعی نظیر کوارتز، بیوتیت و قطعات شیشه ولکانیکی نیز ممکن است در بنتونیت دیده شود. یک لایه بنتونیت ممکن است نتیجه یک آتشفشان و یا چند عمل آتشفشانی کوتاه مدت باشد. بنتونیت‌ها هر چه از آتشفشان تولید کننده شان دورتر باشند ضخامت کمتری دارند. از نظر چینه شناسی اهمیت بنتونیت‌ها در این است که لایه بنتونیتی ممکن است وسعت زیادی داشته باشد و تمام نقاط آن یک سطح همزمان را نشان دهند. در محیط‌های رسوبی که تغییر رخساره خیلی شدید می‌باشد بنتونیت‌ها تنها وسیله کورولیشن (Corrolation) چینه نگاری می‌باشد. بنتونیت‌ها از نظر اقتصادی نیز اهمیت زیادی دارند. در تولید گل حفاری برای چاههای نفت، در تصفیه نفت، تولید مواد آرایشی و سرامیک سازی و غیره مصرف می‌شود.

لاتریت: (Laterites)

در مناطقی که شدت هوازدگی شیمیایی زیاد است کانیهای سیلیکاته نظیر فلدسپاتها غالباً به کائولن تبدیل می‌شوند و بقیه عناصر موجود در کانیهای سیلیکاته طی فرآیند آب شویی از محیط خارج می‌شوند. در صورتیکه شدت هوازدگی خیلی زیاد باشد بارندگی دائمی و حرارت زیاد تخلخل و تراوایی زیاد رسوب سبب می‌شود که حتی کائولن نیز پایدار نباشد و سیلیس حل شده و بجای دیگری برده شود و آنچه باقی می‌ماند هیدرواکسید آلومینیم $Al(OH)_3$ ، ژیپسیت و هیدرو اکسید آهن خواهد بود. در صورتیکه میزان هیدروکسید آلومینیم زیاد باشد به این خاک باقیمانده لاتریت آلومینیم دار یا بوکسیت می‌گویند و منبع آلومینیم دنیا را تشکیل می‌دهند. چنانچه میزان هیدرواکسید آهن زیادتر باشد خاک یا سنگ حاصل را لاتریت می‌نامند. لاتریتی شدن عبارتست از پدیده‌ای که در نتیجه آن تمام عناصر با پایداری کمتر از Fe,Al نظیر K-Mg-Ca-Na و حتی Si از یک سنگ در اثر هوازدگی شیمیایی خارج شده و هیدروکسید آهن و آلومینیم در سنگ باقی می‌مانند و رسوب می‌کنند و غالبا بصورت پیزولیت در می‌آیند.

گل سنگ‌ها و محیط تشکیل آنها

سه گروه اصلی گل سنگ‌های موجود در دورانهای مختلف زمین شناسی عبارتند از:

۱- آنهایی که در جا و از طریق فرآیندهای همزمان با هوازدگی و تشکیل خاک بر روی سنگهای موجود از قبل و رسوبات تشکیل شده‌اند.

۲- آنهایی که از طریق فرآیندهای رسوبی فرسایشی، حمل و نقل و رسوبگذاری معمولی تشکیل شده‌اند.

۳- آنهایی که از طریق هوازدگی در جا و یا دگرسانی نهایی رسوبات ولکانو کلاسیتک بوجود آمده‌اند.

خاکها و پوشش‌های هوازده‌ای که بر روی سنگ و رسوبات بستر گسترش می‌یابد معمولاً بندرت حفظ می‌شوند و معمولاً قبل از رسوبگذاری لایه‌های رسوبی بعدی فرسایش می‌یابند ولی بطور محلی می‌توان آنها را در داخل طبقات رسوبی مشاهده کرد که تحت عنوان خاکهای قدیمه یا (paleo soil)مشهور هستند.

گل سنگهای نوع دوم یعنی گل سنگهای تخریبی فراوانترین انواع گل سنگ‌ها هستند که در محیط دریایی و غیر دریایی می‌تواند تشکیل شوند.

در حالت سوم از دگرسانی مواد ولکانو کلاستیک حاصل می‌شوند. اگر مونت موریونیت کانی رسی اصلی آن باشد تحت عنوان بنتونیت، اگر کائولینیت بیشتر باشد تحت عنوان تونشتاین شناخته می‌شود.

گل سنگ ممکن است بطور کامل متشکل از کانیهای رسی باشد که همانطور که قبلاً گفته شد تحت عنوان کلی استون یا تحت عنوان ارتوکلی استون (Ortho Claystone) نامیده می‌شود. با افزایش میزان آهک کلی استون به سمت مارن (Marll) حرکت می‌کند و در صورت فزونی آهک به سنگ آهکی میکرایت تبدیل می‌شود که سنگ آهکی خالص است. اگر مواد آلی موجود در گل سنگ افزایش یابد ابتدا شیل ارگانیکی و بعد شیل نفتی و نهایتاً به ساپرولیت تبدیل می‌شود.

سنگ‌های کربناته (Carbonats Rocks)

سنگ‌هایی هستند که دارای بیش از ۵۰٪ ذرات کربناته باشند. این سنگها (سنگ‌های کربناته آهکی و دولومیتی) در حدود ۲۰٪ سنگهای رسوبی را تشکیل می‌دهد. تقریباً همیشه بصورت خالص دیده می‌شوند. فرایندهای بیولوژیکی و بیوشیمیایی مهمترین عوامل تشکیل دهندهٔ سنگهای کربناته است. سنگهای کربناته بعلت اینکه ۵۰٪ سنگهای مخزن نفت و گاز دنیا و حدود ۹۵٪ سنگهای مخزن نفت و گاز ایران را تشکیل می‌دهد و دارای اهمیت اقتصادی فراوانی هستند. هم چنین این سنگها میزبان کانسارهای مختلفی از جمله سرب و روی و آهن و غیره بوده و همچنین در ساختن سیمان و سنگهای تزئیناتی مصارف دارند. رسوبات کربناته غالباً در مناطق کم عمق دریا گسترش زیادی دارند. بعلت فعالیت‌های یخچالی پلیستوسن و پائین آمدن سطح آب دریا در جهان و نهایتاً پسروی دریاهای اپی ریک کم عمق که بر روی قاره‌ها پیش رفته بودند. در حال حاضر رسوبات کربناته گسترش چندانی ندارند ولی در گذشته دریاهای کم عمق شبیه بخش جنوبی خلیج فارس متناوباً بخش وسیعی از زمین را می‌پوشانده که منجر به تشکیل انباشته‌های ضخیمی از سنگهای آهکی شده است. فاکتورهای متفاوتی از جمله: **درجه حرارت شوری- عمق آب- ورود مواد آواری (تخریبی)** تشکیل سنگ‌های آهکی را کنترل می‌کند.

بیشتر رسوبات کربناته در مناطق کم عمق دریای گرم بین مدارهای جغرافیایی 30^o شمالی و جنوبی تشکیل می‌شوند. تقریباً بیشتر سنگهای قدیمی نیز در چنین مناطقی تشکیل شده‌اند. بعلاوه در نقاطی از کف حوضه‌های عمیق اقیانوسی که بین مدارهای 40^o شمالی و جنوبی واقعند دارای آهک‌های پلانکتونیک هستند. نقاطی که عرض جغرافیایی بالاتر از 40^o دارند باستثنای نقاطی که در مسیر جریانهای آب گرم واقعند فاقد این رسوبات می‌باشند.

اکثر موجودات آهک ساز در اعماق کم عمق دریاها جایی که شوری آب طبیعی بوده و نور کافی وجود دارند زندگی می‌کنند. در آبهای صاف و گرم بی مهرگان، صدفهای کلسیتی و آراگونیتی ضخیم‌تری می‌سازند و بسیاری از جلبک‌های آهکی و مرجانهای ریف ساز به چنین محیط‌هایی محدود می‌شوند ذرات غیر اسکلتی کربناته نظیر اائیدها- گل‌های آهکی- پلت‌ها و غیره فقط در آبهای گرم و کم عمق گرمسیری ته نشین می‌شوند. در محیط پلاژیک آبهای عمیق‌از لجن‌های آهکی که عمدتاً از اسکلت‌های موجودات پلاژیک، فرامینیفرها و کوکولیت‌ها که در مناطق نوری زندگی می‌کنند تشکیل شده‌اند. انحلال زیاد کربنات در اعماق چندین کیلومتری سبب می‌شود که تا مقدار کمی کربنات در زیر این عمق رسوب کند در اعماق بیشتر از ٤ کیلومتر اب دریا کربنات کلسیم (بعلت ناپایداری) تشکیل نمی‌شود. در صورتیکه ورود مواد آواری به محیط رسوبی زیاد باشد از تشکیل کربنات کلیسم جلوگیری می‌شود. مثلاً در خلیج فارس، در بخش شمالی و شمال غربی که مواد آواری زیادی وارد محیط می‌شوند کربنات کلسیم بندرت تشکیل می‌شود، در حالیکه در بخش جنوبی آن مانند قطر وابوظبی رسوبات کربناته تشکیل می‌شوند.

در تشکیل رسوب کربنات هر عاملی که سبب خارج شدن گاز کربنیک (CO_2) از آب دریا (PH=٨،٤) گردد می‌توانند یونهای بی‌کربنات را به کربنات تبدیل نماید و باعث رسوب آهک گردد از مهمترین فاکتورهایی که در تشکیل رسوبات آهکی دخالت دارند می‌توان به موارد زیر اشاره کرد:

افزایش درجه حرارت- تبخیر شدید- جریانهای بالا رونده (upwelling current) از نقاط پر فشار به نقاط کم فشار- تولید آمونیاک تحت تأثیر باکتریها- افزایش PH- افزایش غلظت کربنات- جذب گاز CO_2 توسط فتوسنتز

فرآیند فتوسنتز گیاهان میکروپلانکتونیک بویژه در آبهای گرم و آشفته از اهمیت خاصی برخودار است. سبب خروج گاز CO_2 از محیط رسوب گذاری و افزایش PH محیط میگردد.

وجود ذرات معلق سیلت و رس در داخل محیط رسوبی از تولید کربنات کلسیم جلوگیری می‌کند که این کار به دو طریق انجام می‌گیرد:

۱- وجود ذرات سیلت و رس جلوی نور لازم برای فتوسنتز را می‌گیرد و مانع رشد جلبک‌های آهکی(که غشاء آنها منبع اصلی تولید گلهای آهکی از آب دریا است) شده و همچنین با تیره و گل آلود شدن آب موجودات پلانکتون گیاهی رشد کافی نخواهند داشت.

۲- بی مهرگان بنتونیک مقدار زیادی ذرات آهکی در اندازه‌های مختلف بوجود می‌آورند وجود رس معلق در آب منافذ مکانیزم‌های تغذیه‌ای این جانوران را مسدود کرده و مانع از زندگی و رشد آنها می‌شود.

گسترش رسوبات کربناته

رسوبات کربناته در محیط‌های رسوبی تشکیل می‌شوند و می‌توان این محیط را به شرح زیر بررسی کرد:

۱- کربناتهای مناطق عمیق دریایی **۲- کربناتهای مناطق کم عمق**

۳- کربناتهای محیط‌های تبخیری **٤- کربناتهای آب شیرین و چشمه‌ها**

۱- کربناتهای مناطق عمیق دریا: Deep Marine Carbonate

سنگهای کربناته‌ای که در محیط‌های عمیق دریایی تشکیل می شوند را می‌توان در دو گروه بشرح زیر بررسی کرد:

الف- گروه اول آهک‌هایی هستند که از مناطق کم عمق‌تر حوضه رسوبی توسط جریانهای زیر دریایی یا جریانهای توربیدایتی به مناطق عمیق منتقل شده و بتدریج بر حسب اندازه و وزن مخصوص‌شان نهشته شده‌اند. این مواد مربوط به مناطق کم عمق بوده و بیشتر ریز دانه و از بقایا و خرده‌های اسکلتی تشکیل شده اند.

ب: گروه دوم آهک‌هایی هستند که منشأ آنها بیشتر از صدفهای پتروپودهای پلاژیک و فرامینیفرهای پلانکتونیک بویژه گلوبوژرینا است. این رسوبات در عرضهای جرافیایی پائین بسیار فراوان است و گسترش این رسوبات به درجه شوری سطح آبها بستگی دارد این رسوبات در جائیکه درجه شوری سطح آبها به بالاترین حد خود برسد فراوانتر هستند. در اعماق بیشتر از ٤٠٠٠ متر عمل انحلال بیشتر از رسوبگذاری است و در اعماق بیشتر از ٦٠٠٠ متری کربنات دیده نمی‌شود. بنابراین گسترش این رسوبات کربناته در نواحی کمتر از ٤٠٠٠ تا ٦٠٠٠ متر است.

۲- کربنات‌های مناطق کم عمق:

اگر چه کربناتهای مناطق کم عمق دریا در دوره‌های گذشته زمین‌شناسی وسعت زیادی داشته‌اند اما امروزه فقط در چند محل بیشتر یافت نمی‌شود. از مشهورترین این مناطق سواحل باهاما در فلوریدا و دیگری در سواحل جنوبی خلیج فارس و سواحل غربی استرالیا می‌توان نام برد. نهشته‌های کربناته در سواحل خلیج فارس بعلت عمق کم، تبخیر شدید و انرژی زیاد آب از تنوع زیادی برخوردار است که می‌توان ماسه‌های آهکی تشکیل شده از خرده‌های اسکلت و صدف جانوران دریایی، آهک‌های اائیتی، آهک‌های تبخیری و گل‌های آهکی را نام برد.

مناطق کم عمق می‌تواند وسعت زیادی داشته باشد و از بخش‌های بالای ناحیه ساحلی بسمت منطقه شیب قاره گسترش دارند و در بخش‌های متفاوت این محیط رسوبات آهکی با ویژگیهای بافتی متفاوت نهشته می‌شوند.

۳- کربناتهای تبخیری

از رسوبات آهکی مناطق با آب و هوای نیمه خشک یا تبخیری زیاد می‌توان به کالیچی یا کالکریت‌ها اشاره کرد این رسوبات ناخالص در خاکهای مناطق نیمه خشک و خشک یافت می‌شوند. بر اساس خاصیت لوله‌های موئینه آبهای آهک دار به سطح کشیده شده و براثر عمل تبخیر کالیچی سرشار از آهک تشکیل می‌شود. بدلیل اینکه کالیچی‌ها فقط در نواحی با نزولات جوی کم تشکیل می‌شوند از این رو یک شاخص مهم آب و هوایی است.

٤- کربناتهای آب شیرین

در دریاچه‌های آب شیرین رسوبات کربناته رس دار بنام مارن غالباً تشکیل می‌شود. در اطراف چشمه‌ها و بعضی از رودخانه‌ها رسوبات آهکی متخلخل تحت عنوان توفا تشکیل می‌شود که تراورتن حالت سخت شده این رسوبات هستند. رسوبات آهکی را در غارهای آهکی نیز می‌توان مشاهده کرد.

کانی شناسی رسوبات کربناته

ترکیب کانی شناسی سنگهای کربناته بیشتر شامل کربنات کلسیم بصورت آراگونیت و کلسیت و کربنات مضاعف کلسیم و منیزیم (دولومیت) می‌باشد.

آراگونیت بصورت کربنات کلسیم خالص ($CaCo_3$) و در سیستم ارتورومبیک متبلور می‌شود. در مقاطع میکروسکوپی بصورت رشته‌ای (Fibrous) دیده می‌شود. آراگونیت ناپایدار و دارای ثبات شیمیایی بسیار کم می‌باشد. آراگونیت از اجزاء اصلی تشکیل دهنده صدف دو کفه‌ایها، شکم پایان و بعضی از مرجانها است و همچنین گلهای کربناته عهد حاضر عمدتاً از سوزنهای آراگونیتی ریز تشکیل شده اائیدهای عهد حاضر (آهکی) نیز آراگونیتی هستند بخاطر اینکه آراگونیت دارای ثبات شیمیایی کمی است توسط کلسیت یا کانیهای دیگر جانشین می‌شود.

کلسیت ($CaCo_3$) در سیستم تریگونال متبلور می‌شود. بسته به میزان منیزیم موجود در ساختمان کلسیت دو نوع از آنرا می‌توان شناسایی کرد. کلسیت با منیزیم کم Low.Mg.Calcite که میزان Mg موجود در ساختمان کلسیت بین % ۹- ۰ می‌باشد و کلسیت با منیزیم بالا High. Mg.calcite که میزان Mg بین % ۳۵- ۹ می باشد. میزان پایداری کلسیت High.Mg از آراگونیت بیشتر ولی از کلسیت Low.Mg کمتر است و در طول دیاژنز به کلسیت با منیزیم پائین تبدیل می‌شوند.

دولومیت $CaMg(CO_3)_2$، در سیستم رومبوئدر متبلور می شود و در برخی موارد شناسایی آن از کلسیت کار مشکلی است و با استفاده از متد رنگ آمیزی می‌توان آنها را از همدیگر باز شناخت دولومیت معمولاً اولیه نبوده و جانشین کلسیت و آراگونیت می‌شود. در اثر دولومیتی شدن غالباً بافت اولیه سنگ محو می‌شود و شناسایی بافت اولیه قبل از دولومیتی شدن مشکل خواهد بود.

کربنات آهن $FeCo_3$ و کربنات منیزیم و کربناتهای دیگرنیز ممکن است در ترکیب سنگهای کربناته وجود داشته باشد.

ویژگیهای کلی	آراگونیت $CaCo_3$	دولومیت $Ca,Mg(Co_3)_2$	کلسیت $CaCo_3$
سیستم تبلور	ارتورومبیک	رمبوئدر	تریگونال (رومبوئدر)
شکل عمومی	رشته‌ای – منشوری	چند ضلعی‌های رومبوئدری	بی شکل بندرت رومبوئدر
وزن مخصوص	۲/۹۵	۲/۸۵	۲/۷۱
واکنش در اسید	بسرعت در اسید حل می‌شود	با اسید به کندی واکنش می‌دهد	در اسید حل می‌شود
رنگ آمیزی	در کرومات نقره آبی رنگ می‌شود	با کرومات و آلیزارین رنگ نمی‌گیرد	در کرومات نقره آبی و در آلیزارین قرمز، قرمز می‌شود
محیط‌های دیاژنتیکی	دریایی و کولابی	محیط آبهای شور و بسیار شور	در نقاط مختلف محیط دریایی و تدفینی

اجزای تشکیل دهنده سنگ‌های کربناته:

ذرات تشکیل دهنده سنگهای رسوبی را می‌توان در دو گروه ذیل جای داد.

۱- **ذرات آلوکمیکال:** دانه‌های اسکلتی و دانه‌های غیر اسکلتی

۲- ذرات ارتوکمیکال: میکرایت و سیمان

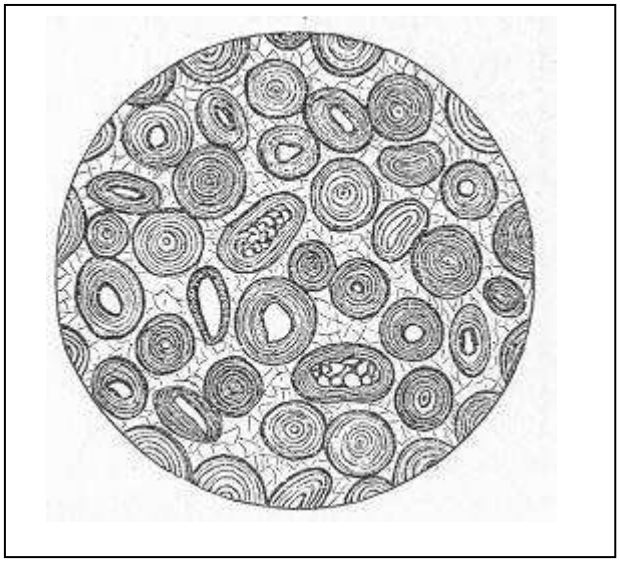
۱- ذرات آلوکمیکال

آلوکم‌ها (Allochem) ذراتی هستند که بطریق شیمیایی یا بیوشیمیایی در حوضه رسوبی تشکیل شده و پس از جابجایی در محل دیگری نهشته شده‌اند و بخش عمده سنگهای آهکی را شامل می‌شوند و شامل ذرات غیر اسکلتی و ذرات اسکلتی می‌باشند.

الف: ذرات غیر اسکلتی

از مهمترین ذرات غیر اسکلتی می‌توان به انواع ذیل اشاره کرد.

اائیدها (Ooids)



ذراتی هستند تقریباً کروی، متحد الشکل با ساختمان شعاعی یا متحد المرکز در اطراف یک هسته که می‌تواند از ذرات مختلف باشد تشکیل شده است. رسوباتی که از اائیدها تشکیل شده است را تحت عنوان اائیت (oolite) می‌نامند. غالباً اندازهٔ این ذرات کوچکتر از ۲mm می‌باشد پوشش اطراف هسته را تحت عنوان Cortex یا پوسته می‌گویند که معمولاً از چند لایه متحد المرکز ساخته شده است. پوسته بعضی از اائیدها فقط از یک لایه تشکیل

شده که در اینصورت آنها را اائیدهای سطحی (Superficial ooids) می‌گویند. ممکن است چند اائید کوچک توسط لایه‌های متحد المرکزی احاطه شود و هسته اائید بزرگتری قرار گیرند که آنرا تحت عنوان اائید مرکب (Composite ooids) می‌نامند. اائیدها در محیط‌های کم عمق(۱ تا ٤ متر) و دارای آب نسبتاً گرم و جریانهای آشفته که میزان رسوبگذاری در آنها زیاد است بوجود می‌آیند.

بیشتر اائیدهای عهد حاضر از بلورهای آراگونیت ساخته شده‌اند و اغلب دارای ساختمان متحد المرکز می‌باشند.کمبود لایه‌های دور هسته می‌تواند به مدت زمانی که اائیدها در محیط رسوبی نقل و مکان پیدا کرده‌اند بستگی داشته باشد. در اائیدهای عهد حاضر بلورهای سوزنی بطور مماسی روی سطح اائیدها قرار می‌گیرد. در نور پلاریزه خاموشی متفاوتی صلیب سیاهرنگ از خود نشان می‌دهد که بلورهای کوچک آراگونیت بطور منظم قرار گرفته‌اند. اائیدها ممکن است مقدار زیادی مواد آلی در ساختمان خود داشته باشند. بدین جهت در مقاطع نازک به رنگ زرد و یا قهوه‌ای دیده می‌شوند.

اائیدهای دوران گذشته زمین شناسی اغلب از نوع کلسیتی بوده و دارای ساختمان شعاعی هستند و در طول دیاژنز آراگونیت به کلسیت تبدیل شده و ساختمان متحد المرکز اائیدها آراگونیتی به ساختمان شعاعی تبدیل می‌شود. البته در طول دیاژنز ممکن است تحت تأثیر فعالیت جلبکهای سبز- آبی به میکرایت تبدیل شوند یا اینکه کاملاً حل شده و سبب افزایش تخلخل گردد.

البته در مواردی در محیط‌های امروزی نیز اائیدهای با فابریک شعاعی در آبهای بسیار نمکی (hyper saline) یا در میان پوشش جلبکی (Algalmat) تشکیل گردد ولی فابریک شعاعی اائیدهای قدیمه حاصل تبلور مجدد می‌باشند.

- انکولیت‌ها (Oncolites)

این دانه‌ها توسط فعالیت جلبک‌های سبز- آبی (Blue-green algaes) و جلبک‌های قرمز (Red-Algaes) در محیط‌های دریایی بوجود می‌آیند ممکن است شبیه اائیدها دارای ساختمان متحد المرکز باشند ولی از نظر اندازه معمولا خیلی بزرگترند. شکل آنها بستگی به اندازه هسته مرکزی که معمولاً فسیل یا خرده‌های فسیلی می‌باشد و همچنین به انرژی محیط رسوبی دارد. اگر انرژی آب زیاد باشد شکل انکولیت‌ها نزدیک به کروی بوده و دوایز متحد المرکز آنها منظم‌تر است. جلبک‌های تشکیل دهنده انکولیت‌ها دارای سطح چسبناکی هستند و بر روی هسته بفرم متحد المرکز رشد می‌کنند. انکولیت‌ها در نمونه دستی و در روی زمین ظاهراً شبیه پیزولیت‌ها هستند ولی از نظر ساختمان داخلی و منشاء بکلی با آنها تفاوت دارند.

- پیزولیت‌ها (Pisolites)

پیزولیت‌ها نظیر اائیدها دارای لایه‌های متحد المرکز بوده و منشاء غیرآلی دارد ولی اندازه آنها از ۲mm بزرگتر می‌باشد. پیزولیت‌ها علاوه بر تفاوت از نظر اندازه با اائیدها از نظر منشاء نیز اختلاف دارند. پیزولیت‌هایی که صرفاً حاصل رشد بیش از حد اائیدها باشند چندان زیاد نیست و غالباً در محیط‌های خشکی و در موقع تشکیل خاک در بالای سفره آب زیر زمینی بخصوص در مناطق استوایی و نیمه استوایی بوجود می‌آیند. پیزولیت‌ها بیشتر حاصل رسوب شیمیایی بر اثر تبخیر در آب و هوای خشک و نیمه خشک است.

- انتراکلست (Intraclast).

اینها قطعات سنگ‌های آهکی هستند که از تخریب رسوبات آهکی نیمه سخت در داخل محیط رسوبی ایجاد می‌شوند. ممکن است در اثر پسروی دریا و بیرون آمدن رسوبات دانه ریز آهکی از آب، این رسوبات در معرض خشکی قرار گیرند و ترک بخورند و به قطعات مختلف در می‌آیند. پس از فرسایش توسط جریانهای آب تبدیل به

اینتراکلست می‌شوند و حتی ممکن است جریانهای زیر دریایی و یا طوفانهای شدید لایه‌های رسوبی نیمه سخت را از جا کنده و پس از خرد کردن و سائیدن آنها را بصورت اینتراکلست در آورند. اغلب اینتراکلست‌ها گرد شدگی خوبی دارند و اندازه آنها از mm ۰،۱۵ بزرگتر است. واژه اینتراکلست در مقابل اکستراکلست قرار دارد که در واقع به قطعات آهکی می‌گویند که از خارج به محیط رسوبی وارد شده‌اند و فولک سنگی که از قطعات اکستراکلست ایجاد شده باشد را تحت عنوان کالک لیتایت نامیده است.

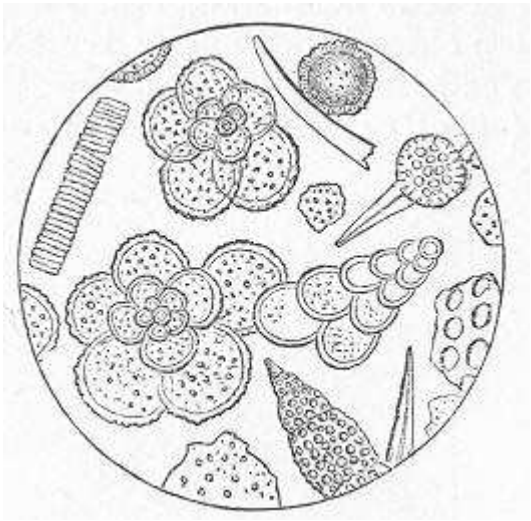
- ***پلت‌ها (Peliods-Pellets)***

ذراتی هستند تقریباً کروی و بیضوی شکل که از ذرات ریز کربناته تشکیل شده‌اند و فاقد ساختمان داخلی هستند و تفاوت آنها با اینتراکلست‌ها در عدم ساختمان داخلی شکل یکنواخت، جور شدگی خیلی خوب و اندازه کوچکتر در پلت‌ها است. دراکثر سنگهای رسوبی اندازهٔ آنها بین سیلت تا ماسه خیلی ریز تغییر می‌کند و فولک به قطعات کوچکتر از ۰،۱۵mm پلت و ذرات درشت‌تر را تحت عنوان اینتراکلست می‌گوید. تصور می‌شود که اکثر پلت هاً فضولات جانوران گل خوار باشد. در ناحیه کم عمق دریا جانوران کرمی شکل در داخل لجن‌های آهکی زندگی می‌کنند که تمام ذراتی را که در مسیر حرکتشان باشد بخاطر وجود مواد آلی و غذایی آن، آنها را می‌بلعند مواد گوارش شده، بالاخره بصورت ذراتی که تجمعی از بلورهای ریز کلسیت است از آنها خارج می‌شود.این ذرات فیکال پلت (Fecal pellet) نامیده می‌شود. پلت‌ها توسط مکانیزم‌های دیگری نیز تولید می‌شوند ذرات کلسیتی فسیلی و غیر فسیلی نظیر اائیدها در ناحیه کم عمق دریا توسط جلبکهایی که در سطح خارجی آنها زندگی می‌کنند از قسمت خارجی تخریب و ساختمان اصلی خویش را از دست می‌دهند این پدیده که میکرایتی شدن (Micritization) نام دارد می‌تواند منجر به تشکیل پلت شود. بعضی از پلت‌ها ممکن است از تخریب سنگهای آهکی قدیمی‌تر حاصل شده که در این صورت به آنها لیتیک پلت(Lithic pellets) می‌گویند. سنگهای آهکی

پلت‌دار (با توجه به فراوانی پلت‌ها در محیط‌های رسوبی عهد حاضر) بنظر می‌رسد که درصد کمتری از سنگهای آهکی قدیمه را شامل شوند به این خاطر است که پلت‌هایی که منشاء جانوری دارند در موقع تشکیل خیلی نرم بوده و با کوچکترین فشاری بهم متصل می‌شوند و شبیه سنگهای آهکی دانه ریز (میکرایت) می‌شوند. در محیط‌های رسوبی عهد حاضر پلت‌ها در رسوبات محیط‌های محدود شده نظیر مردابها و پهنه‌های جزر و مدی فراوانند.

ب: قطعات اسکلتی (Shell fragment or Bioclasts)

فسیل‌ها و خرده‌های اسکلتی در سنگهای آهکی بسیار فراوان است. این ذرات توسط عوامل مختلف حمل و نقل شده و در محیط (محل) دیگر نهشته می‌شوند. موجودات زنده مختلف ساختمانهای آهکی از خود ترشح می‌کنند، در صورتیکه مواد اسکلتی خرد نشده باشند تمایز آنها از هم نسبتاً ساده است ولی اگر به ذرات کوچکتر تبدیل شده باشند در اینصورت کار تشخیص مشکل‌تر خواهد بود و با مطالعه ساختمان داخلی قطعات اسکلتی می‌توان آنها را شناسایی کرد.



. قطعات یک اکینودرم (Echinoderm) از جنس کلسیت بوده و براحتی از بقیه قطعات اسکلتی قابل تشخیص می‌باشد چون از بلورهای منفرد بزرگ تشکیل شده و هر قطعه‌ای خاموشی یکنواخت دارد و در اکثر موارد سیمان کلسیتی بصورت هم محور(Syntaxial) در اطراف خرده‌های اکینودرم رشد می‌کند.

-**دو کفه‌ایها (Bivalves)** از اعضای مهم رسوبات کربناته است. پوسته اکثر دو کفه‌ایها از آراگونیت تشکیل شده است بعضی دارای ترکیب کانی شناسی کلسیتی هم می‌باشند. پوسته دو کفه‌ایها از چندین لایه با ساختمان میکروسکوپی داخلی خاص تشکیل شده است که بلورهای آن در اندازه میکرون هستند و بطور معمول از یک لایه داخلی از صفحات مسطح آراگونیتی و یک لایه منشوری خارجی از منشورهای آراگونیت (یا کلسیتی) تشکیل شده است. هنگامیکه جنس صدف از آراگونیت باشد ساختمان داخلی صدف محو می شود. آراگونیت حل شده و بعداً توسط کلسیت اسپاری دروزی پر می‌شود. ممکن است توسط کلسیت جانشین شود که در این حالت آبشار ضعیفی از ساختمان داخلی ممکن است قابل دیدن باشد. صدفهای دو کفه‌ای که از ابتدا کلسیتی بوده‌اند. معمولاً ساختمان اولیه خود را حفظ می‌کنند.

-**شکم پایان** در محیط‌های آب شور و لب شور نظیر پهنه‌های جزر و مدی و سواحل فراوان هستند. اکثراً دارای پوسته آراگونیتی با ساختمان میکروسکوپی داخلی شبیه به دو کفه‌ایها هستند. ساختمان داخلی میکروسکوپی در قطعات اسکلتی شکم پایان نیز بندرت دیده می‌شود. چون اساساً آراگونیت حل شده و حفره توسط کلسیت پر می‌شود. خرده‌های اسکلتی شکم پایان را می‌توان به راحتی در زیر میکروسکوپ توسط شکل‌شان تشخیص داد.شکم پایان ممکن است به برخی از فرامینیفرها شبیه باشند و لیکن فرامینیفرها معمولاً خیلی کوچتر و از کلسیت میکرایتی تیره تشکیل شده‌اند.

- **بریوزوئرها** در بیشتر سنگهای آهکی فراوانند و اسکلت آنها از آراگونیت یا از کلسیت (عموماً کلسیت با منیزیم بالا)و یا مخلوطی از هر دو تشکیل شده‌اند و ساختمان حجره‌ای آن بسیار مشخص است.

علاوه بر موارد نام برده شده بالا قطعات اسکلتی جلبک‌های مختلف – مرجانها- قطعات اسکلتی تریلوبیت- نرم تنان مختلف- استراکود و غیره در داخل سنگ‌های آهکی وجود دارند که غالباً توسط شکل ظاهری براحتی قابل تشخیص می‌باشند.

۲- ذرات ارتوکم (Orthochems)

اجزاء شیمیایی عادی یا ارتوکم شامل تمام رسوبات آهکی اولیه است که فاقد آثار حمل و نقل بوده و در داخل حوضه رسوبی یا در داخل سنگ تشکیل می‌شود.

مهمترین ذرات ارتوکم موجود در سنگهای کربناته عبارتند از:

- **کربنات کلسیم دانه ریز یا میکرایت (Limemud or Micrite)**
- **کلسیت شفاف (Sparry Calcite)**
- **کانیهای جانشینی یا کانیهای حاصل از تبلور دوباره**

۱- **کربنات کلسیم دانه ریز**: بسیاری از سنگهای آهکی معمولا دارای ماتریکس دانه ریز تیره رنگ هستند که از ذرات ریز که قطر آنها بین ۱ تا ٤ میکرون است تشکیل شده است تحت عنوان میکرایت یا گل آهکی نامیده می‌شوند. میکرایت عموما تیره و غالباً رنگ قهوه‌ای کم رنگی را در مقاطع نازک نشان می‌دهد و در نمونه‌های دستی بسته به ناخالصی‌هایی که ممکن است داشته باشد به رنگهای روشن خاکستری تا سیاه دیده می‌شود. میکرایت‌ها در سنگهای آهکی فراوانی زیادی دارند و بصورت ماتریکس بین دانه‌های تشکیل دهنده را پر می‌کنند و یا اینکه می‌توانند خود به تنهایی تشکیل یک سنگ آهکی را بدهد. مطالعات میکروسکوپ الکترونی نشان می‌دهد که میکرایت از نظر اندازه بصورت همگن نیست بلکه دارای نواحی با بلورهای ریزتر و یا درشت‌تر است و در طول دیاژنز از طریق نئومورفیسم افزایشی (Aggrading Neomorphesm) توسط میکرواسپار که دارای بلورهای

درشت‌تر از میکرایت بوده و اندازه بلورهای آنها به ۵-۱۰ میکرون و یا حتی به ۵۰ میکرون می‌رسد جانشین می‌شوند. میکرایت یا کربنات کلسیم دانه ریز در بسیاری از محیط‌های عهد حاضر از پهنه‌های جذر و مدی و مردابی و نواحی عمیق دریا انباشته می‌شوند و رسوبات میکرایتی عهد حاضر از آراگونیت و کلسیت (High.Mg.Calcite) تشکیل شده‌اند در حالیکه در رسوبات قبل از پلئیستوس (Pleistocene) غالباً به کلسیت(Low.Mg. Calcite) تبدیل شده‌اند.

مکانیزم‌های مختلفی برای تشکیل رسوبات دانه ریز کربنات کلسیم (گلهای آهکی) ذکر شده است که مهمترین آنها به شرح زیر است:

۱-سایش مکانیکی فسیل‌ها توسط جریان آب و یا فعالیت موجودات زنده دریایی.

۲-تولید سوزن‌های آراگونیتی در داخل بافت بدن بعضی از جلبک‌های آهکی که پس از مرگ جلبک‌ها باعث رها شدن این سوزن‌های ریز آراگونیتی می‌شود.

۳-فرسایش سنگ آهک‌های قدیمی‌تر.

٤-رسوبگذاری شیمیایی آراگونیت توسط آب دریا. در محیط‌های گرم سطح آب دریا نسبت به آراگونیت اشباع شده که همراه با پائین آمدن فشار CO_2 در اثر عواملی مانند فتوسنتز ممکن است آراگونیت رسوب کند.

رسوب شیمیایی آهک از طریق افزایش درجه حرارت و خارج شدن گاز کربنیک (CO_2) از محیط توسط دال (Dall-۱۸۹۲) پیشنهاد شده است. آقای وود (wood-۱۹٤۱) اظهار داشت که قسمت اعظم گل‌های آهکی توسط جلبک‌های سبز- آبی تولید می‌شود. این جلبک‌ها با ادامه عمل فتوسنتز و خارج نمودن گاز CO_2 از آب نقش عمده‌ای در رسوب کربناتها دارند.

بیشتر پژوهشگران خرد شدن جلبک‌ها و بقیه خرده‌های فسیلی را منشاء اصلی گلهای آهکی امروزی می‌دانند.

از نظر کانی شناسی گلهای آهکی می‌تواند از نوع کلسیت منیزیم پائین (Low.mg. Calcite) و کلسیت با منیزیم بالا (High-Mg- Calcite) و آراگونیت باشد رسوب این مواد تا حدودی بستگی به میزان $\frac{Mg}{Ca}$ محلول در آب دارد. اگر نسبت $\frac{Mg}{Ca}<1$ باشد کلسیت تشکیل می‌شود این امر بیشتر در محیطهای آب شیرین دیده می‌شود. وقتیکه نسبت $\frac{Mg}{Ca}>1$ باشد آراگونیت و کلسیت (H.Mg) رسوب می‌کند. این شرایط بیشتر در محیطهای کم عمق دریایی دیده می‌شود. گل‌های آهکی با ترکیب کلسیتی (L.Mg) از منشاء شیمیایی احتمالاً کمیابند زیرا وجود یونهای منیزیم در آب دریا یکی از موانع اصلی در جهت تشکیل کلسیت (L.Mg) می‌باشد. رسوبگذاری سریع بالا بودن درجه اشباع و افزایش تبخیر نیز سبب تبلور آراگونیت به جای کلسیت می‌شود.

اسکلت آهکی موجودات نواحی کم عمقی دریا بیشتر از آراگونیت و کلسیت پر منیزیم (High-Mg- Calcite) می‌باشد. در حالیکه صدف موجودات نواحی عمیق دریا نظیر فرامینیفرها و کوکولیت‌ها به استثنای پتروپودا (Ptro poda) از کلسیت کم منیزیم (Low-Mg. Calcite) ساخته شده است. ترکیب کانی شناسی گل‌های آهکی در دیاژنز آنها اهمیت خواهد داشت. آنهایی که مقدار بالایی آراگونیت دارند حساسیت بیشتری به نئومورفیسم و تشکیل میکرواسپار خواهند داشت.

فولک وجود گل آهکی را به عنوان یک معیار جهت شناخت محیطهای کم انرژی می‌داند.

۲- کلسیت شفاف (Sparry Calcite)

سیمان کلسیتی شفاف غالباً اندازهٔ آنها بیش از ۱۵ میکرون است و دارای بلورهای درشت‌تر و وضوح بیشتری از آهک میکرایتی می‌باشند و بطریق شیمیایی از محلولهایی که در آن کربنات کلسیم بصورت اشباع وجود دارد. در بین حفرات و تخلخل بین دانه‌های آلوکم رسوب می‌کنند. بنابراین نشاندهندهٔ انرژی زیاد موجود در محیط رسوبی در موقع تشکیل می‌باشد که توانسته است ذرات ریز آهکی (میکرایت) را شسته و بجای دیگری انتقال دهد در زیر

میکروسکوپ سیمان آهکی بصورت بلورهایی با اندازه های مختلف دیده می شود که فضای بین ذرات فسیلی و غیر فسیلی را پر می‌کند.

فابریک سیمان (Cement Fabric) می‌تواند بصورتهای زیر دیده شود:

-سیمان شعاعی رشته‌ای (Radeal Fibrous)

این تیپ از سیمان بصورت بلورهایی عمود بر سطح دانه می‌تواند دانه‌ها را احاطه کند که تحت عنوان سیمان دندانه‌ای یا سیمان ایزوپکوس Isopachous Cement نیز نامیده می شود و شاخص محیط‌های دریایی است.

-سیمان بلوکی یا قطعه‌ای (Blocky cement)

بصورت بلورهای هم بعد (Equent) بوده و بی‌شکل می‌باشند که بقیه فضاهای بین دانه‌ها را بعد از تشکیل سیمان رشته‌ای پر می‌کند یا خود به تنهایی فضاهای خالی را اشغال کند این تیپ از سیمانها در محیط‌های تدفینی و فراتیک جوی تشکیل می‌شوند.

-سیمان سین تکسیال (syntexial-overgrowth)

این تیپ از سیمانهای روی قطعات آهکی تک بلوری (نظیر قطعات خارداران) تشکیل می‌شود و بر روی حاشیه این قطعات بصورت رشد اضافی هم محور رشد می‌کند. غالباً در طول دیاژنز در محیط‌های تدفینی شکل می‌گیرند و سیمان حاشیه‌ای نیز نامیده می‌شوند.

-سیمان دروزی موزائیک (Drusy Mosaic)

این تیپ از سیمانها بی شکل بوده و اندازه آنها از سطح حفره بطرف داخل بزرگتر می‌شود. این سیمانها حفرات ثانوی را که از انحلال بعضی از قطعات اسکلتی دو کفه‌ایها و شکم پایان و غیره ایجاد می‌شود را نیز پر می‌کند. این تیپ از سیمانها در محیط‌های تدفینی و فراتیک آب شیرین بیشتر دیده می‌شود.

-سیمان فراگیرنده (Poikilotopic)

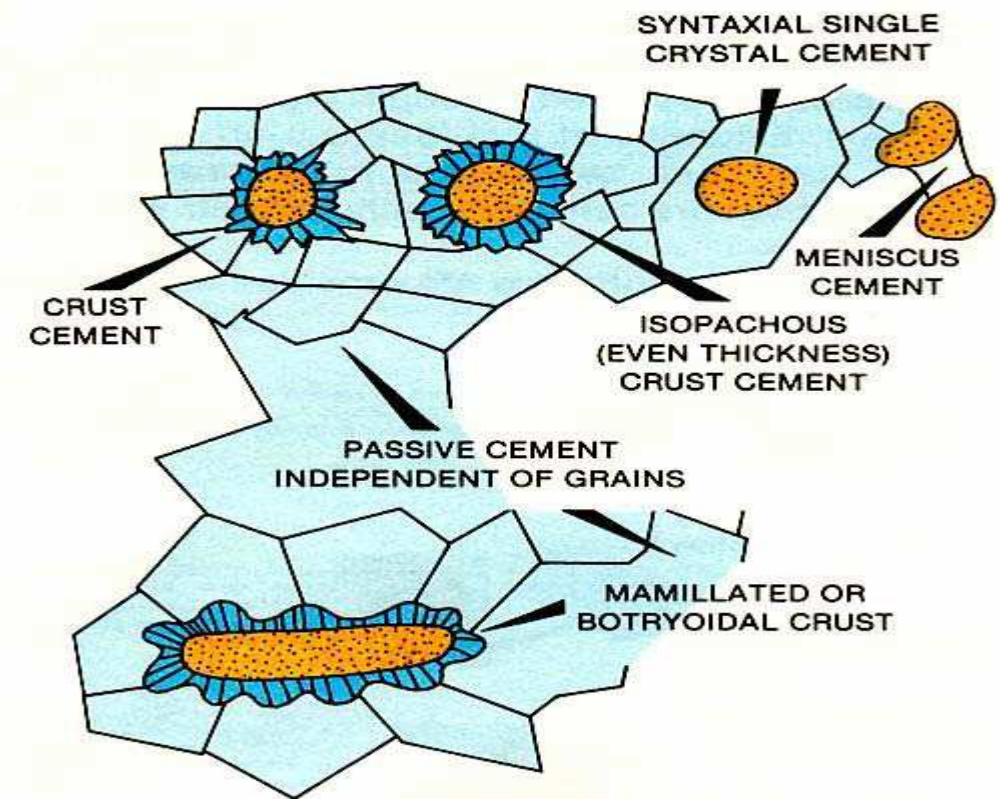
این تیپ از سیمانها دارای بلورهای درشتی است که هر یک از این بلورها تعدادی از آلوکم‌ها را در بر می‌گیرد و در محیط‌های تدفینی و فراتیک شکل می‌گیرند.

-سیمان منیسکوس (Meniscus cement) و سیمان جاذبه‌ای (Gravti Cement)

سیمان منیسکوس در محل اتصال دانه‌ها تشکیل می‌شود و ممکن است با سیمان جاذبه‌ای که در زیردانه‌ها رشد می‌کند همراه باشد این دو نوع سیمان نشاندهنده محیط بالای سفره آب زیر زمینی (vadose) بوده که بعد از بیرون آمدن رسوبات از دریا ایجاد می‌شود.

-سیمان انحلال – فشاری (pressure-solution)

سیمان انحلال- فشاری از حل شدن دانه‌هایی که در تماس با یکدیگر تحت تاثیر فشار تغییر شکل می‌یابند حاصل می‌شوند. این تغییر شکل بصورت انحلال کربنات کلسیم در محل فشار و رسوب مجدد آن در حفره های مجاور دانه‌ها تظاهر می‌کند.



قطعات اسکلتی با ترکیب کانی شناسی آراگونیتی و کلسیت با منیزیم بالا ناپایدار هستند ولی قطعات اسکلتی با ترکیب کلسیتی با منیزیم پائین پایدار هستند و طی دورانهای زمین شناسی بحالت اصلی باقی مانده ولی قطعات اسکلتی با ترکیب آراگونیتی و کلسیت با منیزیم بالا از بین رفته و یا با سیمان پر می‌شود. سیمانی که جای قطعات آراگونیتی حل شده را پر می‌سازد دارای دو نوع بلور هستند: یکی بلورهای ریز دانه‌ای که در حاشیه قرار می‌گیرند و دیگری بلورهای درشت موزائیکی که داخل حفرات خالی را پر می‌سازد این امر را نشان می‌دهد که سیمانی شدن

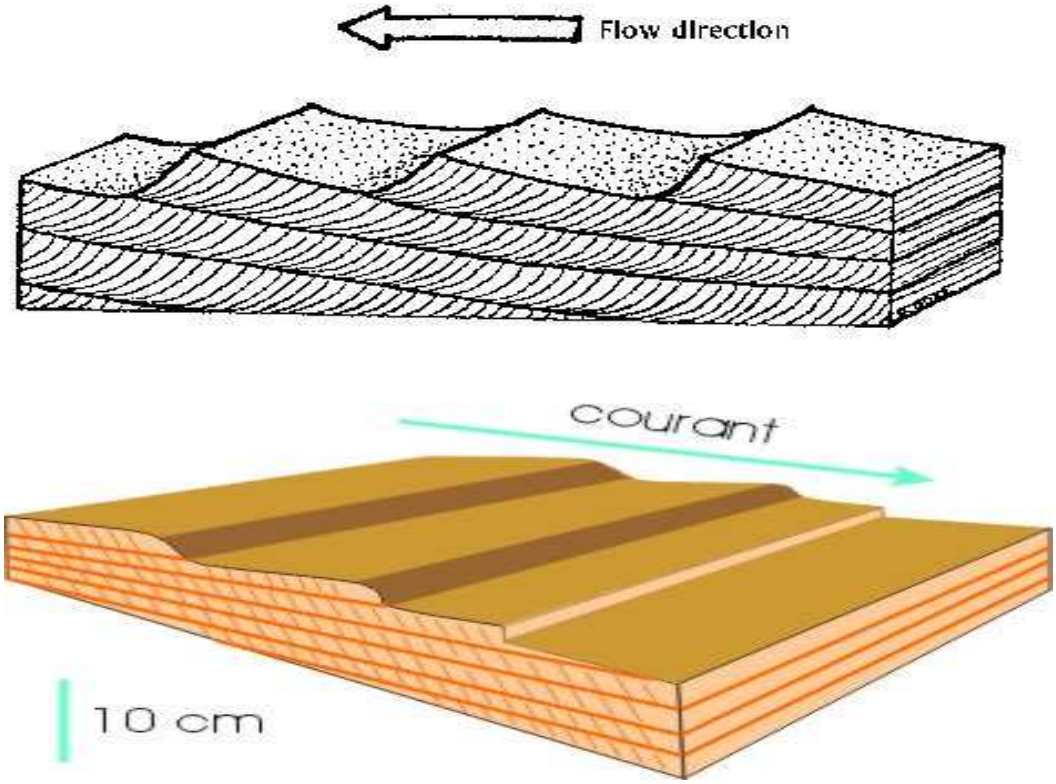
در دو مرحلهٔ جدا گانه صورت گرفته است. مراحل مختلف سیمانی شدن بدین صورت است که: ابتدا پوسته آراگونیتی یک قطعه اسکلتی حل شده و همزمان با انحلال این پوسته یک حاشیه ظریفی از بلورهای ریز کلسیت در امتداد دیواره قبلی ته نشین می‌شود. با ادامه انحلال و رسوبگذاری مجدد تمام سطح قالب فسیل‌ها با بلورهای ریز پوشیده می‌شود مرحلهٔ اول سیمانی شدن با تشکیل این دیوار خاتمه می‌یابد. پایان این مرحله با ایجاد نوعی تخلخل درون دانه‌ای همراه است و بعد از تشکیل شدن مرحله اول سیمانی شدن و فشرده شدن رسوبات براثر فشار حاصل از وزن طبقات رویی و مرحلهٔ دوم سیمانی شدن آغاز می‌گردد. در این مرحله آبهای آهک‌دار به داخل این تخلخل نفوذ می‌کند. و مرحله دوم سیمانی شدن با رسوب بلورهای موزائیکی درشت انجام می‌پذیرد. وقتی پوسته آراگونیتی حل شده و در مرحله اول سیمانی شده بصورت کلسیت دندانه‌ای رسوب می‌کند. چون وزن مخصوص آراگونیت (۲،۹۳) بیشتر از وزن مخصوص کلسیت (۲،۷۱) است.بنابراین، این جانشینی با ۸ درصد افزایش حجم مواد جامد و بهمین ترتیب با ۸ درصد کاهش تخلخل همراه است.

مراحل مختلف سیمانی شدن دو مرحله‌ای صدف آراگونیتی به علت ناپایدار بودن حل شده و جای آن بصورت حفره‌ای باقی می‌ماند که در مراحل مختلف توسط سیمان دندانه‌ای و سیمان موزائیکی پر می‌شود.

ویژگیهای بافتی (Textural Properties)

تعداد، اندازه، گرد شدگی و جور شدگی دانه‌های یک سنگ آهکی و فابریک‌های رسوبی، علاوه بر انواع دانه‌ها از ویژگیهای مهم می‌باشند که به شناسایی محیط‌های رسوبی تشکیل دهنده آنها کمک می‌نماید. اندازهٔ دانه‌ها در سنگهای آواری به شناسایی نوع انرژی محیط رسوبگذاری کمک می‌نماید. ولی استفاده از این فاکتور در تحلیل محیطی در سنگ‌های کربناته کار مشکلی است، بویژه در مورد اکثر دانه‌های فسیلی که در داخل محیط رسوبی حمل و نقل شده‌اند و از انباشته شدن رویهم صدفهای آنها در محل زندگیشان ایجاد شده‌اند معنی و مفهومی ندارد و نمی‌تواند نمایانگر نوع انرژی محیطی باشد. متلاشی شدن قطعات سخت بعضی از موجودات به قطعات کوچکتر پس از مرگشان در اندازه دانه‌ها تاثیر دارد. بعنوان مثال جلبک‌هایی نظیر هالیمدار و جانورانی نظیر لاله و شان (Crinoides) پس از مرگشان بلافاصله به قطعات کوچکتری متلاشی شده و ممکن است چنین تصور شود که در اثر حمل و نقل شدن در محیط رسوبی به اندازه‌های کوچکتر در آمده‌اند. با این وجود با در نظر گرفتن شواهدی مثل ساختمانهای رسوبی، وجود با عدم وجود سیمان در بین دانه‌ها و وجود دانه‌هایی مثل اائیدها (Ooides) که دلیل بر نقل و انتقال در داخل محیط رسوبی بوده، اندازه دانه‌ها می‌تواند در تشخیص نوع محیط رسوبی کمک کند. شکل دانه‌ها می‌تواند تا حدودی اطلاعاتی نظیر نوع و مدت انتقال در محیط رسوبی را بما بدهد. دانه‌های کربناته را نمی‌شود از نظر گرد شدگی با کوارتز قطعات سنگهای آواری مقایسه کرد، برای اینکه این دانه‌ها از نظر مقاومت در مقابل فرسایش مکانیکی و شیمیایی و از نظر شکل اولیه با هم فرق دارند. با این حال چون تغییراتی در شکل دانه‌های کربناته نیز مخصوصاً در اینتراکلست‌ها و فسیل‌ها در اثر سائیدگی در محیط ایجاد می‌شوند شرح گرد شدگی و کرویت می‌تواند بسیار مفید باشد. تفسیر ویژگیهای بافتی نظیر اندازه- جورشدگی- گردشدگی دانه‌ها در یک سنگ آهکی بمراتب مشکل‌تر از یک ماسه سنگ است، برای اینکه تولید اکثر دانه‌های آهکی توسط موجودات زنده کنترل می‌شود. صدف استراکود (Ostracods) که در محل زندگی‌شان در داخل گل و لای آهکی دفن

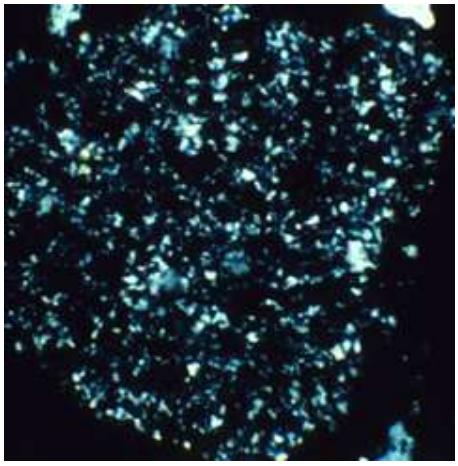
می‌شوند و یا قطعات بدن جلبک‌های آهکی که پس از مرگ بدون حمل و نقل به قطعات کوچکتر تبدیل می‌شوند ممکن است جورشدگی دانه‌ها را نشان دهد ولی این جورشدگی بخاطر جریان آب نمی‌باشد در این حالت هم اندازه آنها و هم جورشدگی آنها منشأ بیولوژیکی دارد. درجه انرژی یک محیط رسوبی کربناته بیشتر توسط وجود با عدم وجود میکرایت مشخص می‌شود. فرض بر این است که آراگونیت بصورت گل آهکی توسط مکانیسم‌هایی که قبلاً شرح داده شده است همیشه در محیط رسوبی بوجود می‌آید. بنابراین اگر یک سنگ آهکی فاقد ذرات دانه ریز آهکی(میکرایت) باشد نشاندهندهٔ آن است که انرژی موجود در محیط رسوبی بالا بوده که توانسته آنها را به جای دیگری حمل نماید اگر سنگی دارای کربنات کلسیم دانه ریز باشدنشان می‌دهد که در محیط آرام رسوب کرده است. علایم دیگر مثل حضور اائیدها و ساختمانهای رسوبی مانند لایه‌بندی متقاطع (Cross bedding) که در محیط پر انرژی ایجاد می‌شوند نظیر نشاندهندهٔ انرژی زیاد در موقع رسوبگذاری است. شکل زیر طبقات رسوبی دارای ساختار لایه بندی متقاطع را نشان می دهد.



کانیهای غیر کربناته

در سنگهای کربناته ممکن است مقداری مواد غیر کربناته نیز وجود داشته باشد اکثراً از نوع کوارتز- رس و چرت می‌باشد. کانیهای رسی و کوارتز از سیلیکاتهایی هستند که در خارج محیط رسوبی و از تخریب سنگهای قدیمی‌تر بوجود می‌آیند و سپس به داخل محیط رسوبی حمل می‌شوند. وجود دانه‌های سیلیکاته آواری نشانگر ورود آبهای شیرین (رودخانه) به محیط دریایی است. اکثر موجوداتی که کربنات کلسیم را جذب و اسکلت آهکی می‌سازند در محیط‌های کم عمق دریا زندگی می‌کنند و نمی‌توانند تغییرات زیاد شوری آب دریا را تحمل کنند. بعلاوه این جانوران در آبهای گل آلودی که رودخانه با خود به دریا می‌آورند نمی‌توانند زندگی کنند و بزودی از بین می‌روند. برای مثال سنگهای آهکی نزدیک دلتای رودخانه می‌سی سی پی در خلیج مکزیک و یا در کناره‌های شمال غربی خلیج فارس، جائیکه اروند وارد دریا می‌شوند و تا فواصل زیادی که مواد گل آلود در دریا پخش می شوند تشکیل نمی‌شوند در حالیکه در سواحل جنوبی خلیج فارس و شرق و جنوب شرقی خلیج مکزیک به وفور یافت می‌شوند.

چرت در واقع نوعی SiO_2 است و به دو صورت در سنگهای آهکی دیده می شود. مقدار کمی بصورت لیتوکلاست از خارج محیط رسوبی منشاءمی‌گیرند ولی تقریباً تمام چرتها و سنگهای آهکی در داخل حوضه رسوبی از تبلور سیلیس بی‌شکل که در پوسته سیلیسی بعضی از جانوران نظیر رادیولرها و اسپیکول اسفنج‌ها وجود دارد و دیاتومه‌ها تولید می‌شوند. در دریاهای کنونی ۸۰٪ چرت توسط دیاتومه‌های دریایی تولید می‌شود. هنگامیکه این موجودات می‌میرند بدنشان تجزیه می‌شود و وزن مخصوص آنها زیاد می‌شود و سپس به ته دریا فرو می‌روند. بعضی از صدفهای سیلیسی در رسوبات آهکی انباشته شده و سپس بعد از انحلال بصورت کوارتز ریز بلور(چرت) متبلور می‌شوند چرت‌هایی که در داخل سنگهای کربناته تشکیل می‌شوند یا بصورت نودول (nodules) در سطح لایه‌ها و مناطق قابل نفوذ و یا بصورت بلورهای خیلی کوارتز (Microcrystaline) دیده می‌شود.



چرت

فابریک و ساختمانهای رسوبی

فابریک اولین بار توسط زمین شناسی بنام Sanders تعریف شده که شامل بافت و ساختمانهای رسوبی می‌شود. از ویژگیهای بافتی این سنگها می‌توان به موارد ذیل اشاره کرد:

فشردگی (Compaction)

در اثر فشاری که روی رسوبات وارد می‌آید دانه‌ها بهم نزدیکتر می‌شوند که باعث کم شدن حجم سنگها و بالاخره منجر به تراکم بیشتر دانه‌ها و انحلال آنها در محل اتصال به یکدیگر می‌گردد. سنگهای رسوبی کربناته موقعی که تحت فشار قرار می‌گیرند فشار را یکسان تحمل نمی‌کنند. ضخامتی در حدود هزار متر شاید برای فشردگی سنگهایی با دانه‌های درشت کافی باشد در حالیکه رسوبات دانه ریز فشار خیلی بالاتری لازم دارند تا فشرده شوند. درجه فشردگی بستگی به سیمانی شدن فوری رسوبات دارد. دولومیتی شدن و یا سیمانی شدن باعث می‌شود که رسوبات یا فشرده نشده و یا بمقدار جزئی تحت تأثیر فشار واقع شوند. ویژگیهایی که فشردگی را نشان می‌دهد عبارتند از خرد شدگی دانه‌ها و صدفهای جانوران،له یا خمیده شدن صدفهای نازک توسط دانه‌های

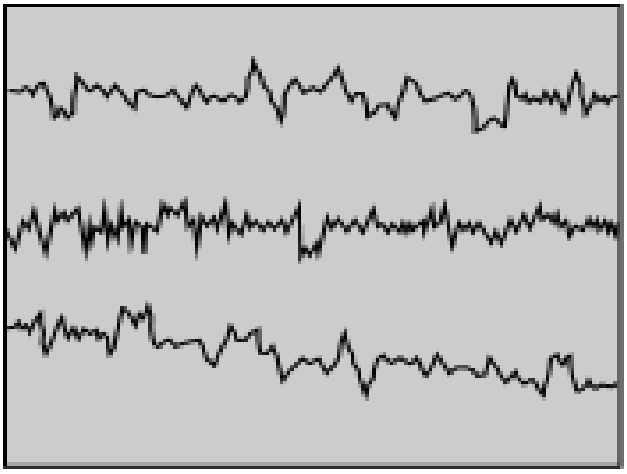
محکم‌تر تداخل دانه‌ها با یکدیگر و تشکیل میکرو استیلولایت (Mocrostylolites) در محل اتصال دانه‌ها بهمدیگر بطوریکه فضای خالی برای سیمان و ماتریکس در بین آنها وجودنخواهد داشت.

فشردگی و تداخل ذرات در سنگ آهکی

استی لولایت (Stylolites)

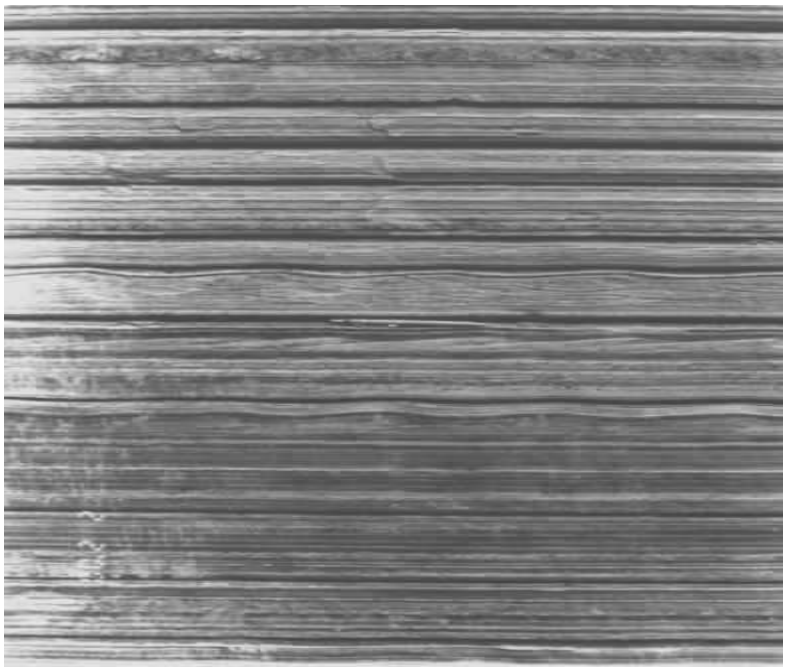
عبارتست از سطوح نامنظم در داخل یک طبقه که با تداخل هر دو سطح در یکدیگر مشخص می‌شوند این سطح بخاطر تجمع مواد نامحلولی نظیر کانیهای رسی و یا مواد آلی دیده می‌شود این سطوح تقریباً موازی لایه‌بندی رسوبات بوده و نشان می‌دهد که اینها توسط همه فشارهایی که باعث اتصال دانه‌ها و در واقع انحلال آنها درمحل تماس تحت تاثیر فشار(pressure-solution) می‌شوند بوجود می آیند. استی لولایت در سنگهای آهکی زیاد دیده می‌شود برای اینکه دانه‌های تشکیل دهنده آنها قابلیت حل شدگی بیشتری نسبت به سنگهای دیگر دارند

وجود استی لولایت در یک سنگ کربناته نشان می‌دهد که مقدار زیادی از آنها بخاطر فشردگی و انحلال از بین رفته‌اند. استی لولایتی شدن می‌تواند هم باعث ازدیاد تخلخل و هم از بین رفتن آن گردد.



فابریک لامینه‌ای (Laminated Fabric).

وجود این فابریک نشانگر آنست که اندازه و نوع ذرات کربناته که در محیط رسوبی انباشته می‌شود، در زمانهای مختلف تغییر می‌کند. این پدیده می‌تواند بعلت تغیرات متناوب انرژی آب و بیرون آمدن قسمتی از رسوبات در موقع جزر در نواحی ساحلی فعالیت جلبکهای سبز- آبی درمحیط‌های دریایی بین جزر و مدی و محیط‌های بالای مد (upper tidal) و عوامل دیگر تشکیل شود. لایه‌بندی نازک موجود در طبقات ممکن است توسط موجودات لجن خوار از بین برود. همانطور که گفته شد جلبک‌های سبز و آبی از رشته‌های نازک چسبناک تشکیل شده‌اند و در سطح رسوبات دیگر بویژه در ناحیه بین جزر و مدی می‌چسبند و رشد می‌کنند. ذرات میکرایتی و درشت‌تر به این رشته‌ها می‌چسبند و تولید فابریک لامینه‌ای می‌کنند که تناوبی از بافت جلبک و رسوبات موجود در محیط زندگی آنها می‌باشد. این ساختمان تحت عنوان استروماتولیت نامیده می‌شود. در رسوبات قدیمی‌تر از هولوسن بافت آلی این لایه ها متلاشی شده و فقط فابریک لامینه‌ای آن حفظ می‌شود.



آشفتگی زیست محیطی (Bioturbated Fabric)

جانوران مختلفی که در نواحی دریایی در داخل لجنهای آهکی زندگی می‌کنند در بهم ریختن مواد آهکی دانه‌ریزی که در نواحی آرام دریا تشکیل می‌شوند فعالیت می‌کنند. اثر این جانوران در داخل سنگها بصورت تغیر رنگ و بافت سنگ اولیه دیده می‌شود و در داخل کانال‌های حرکتی آنها ذرات رسوبی متفاوت با ذرات اصلی سنگ دیده می‌شوند در نواحی مختلف این کانالهای ایجاد شده حالتهای مختلفی دارد. در نواحی کم عمق (جزر و مدی) معمولاً بصورت عمودی یا مورب و در رسوبات پائین‌تر از جزر (Subtidal) بصورت افقی دیده می‌شوند. اهمیت این فابریک در آن است که نشان می دهد رسوبات در محل خود انباشته شده و پس از تشکیل به جای دیگری منتقل نشده‌اند، بعلاوه در شناسایی نوع محیط نیز کمک می‌کند.

عمل سوراخ کردن (boring) یک نوع دیگر از این فابریک را تشکیل می‌دهد که در آن رسوبات اولیه بصورت سخت یا نیمه سخت بوده‌اند. عمل (Boring) توسط ریشه گیاهان و فعالیت جانورانی نظیر جلبک‌ها و بعضی از اسفنج‌ها و دو کفه‌ایها صورت می‌گیرد. که بیشتر در صدف سخت جانوران دیگر حفر شده و باعث متلاشی شدن و

یا تغییر شکل آنها می‌شود. عمل Boring همچنین در زیر آب دریا موقعی که رسوبات موقتاً تشکیل نمی‌شود توسط جانوران مختلف ایجاد می‌شود که نشانگر نبود رسوب گذاری در هنگام تشکیل آنها است.

- فابریک ژئوپتال (Geopetal Fabric):

فسیلهایی که ساختمان داخلی محدب دارند (نظیر دو کفه‌ایها و براکیوپودها) در موقع رسوبگذاری معمولاً طوری قرار می‌گیرند که قسمت مقعر آنها بطرف پائین است. این فسیلها و ذراتی مشابه آنها نظیر پلی روی رسوبات زیرین قرار می‌گیرند که بعداً قسمتی یا تمام فضای زیر آنها می‌تواند توسط رسوبات و یا سیمان شفاف، پر شود. در صورتیکه این ساختمانها کاملاً از رسوب پر نشود فضای خالی بالای آنها از کلسیت دانه درشت اسپاری پر خواهد شد که به ساختمان مذکور فابریک ژئوپتال می‌گویند که در تشخیص قسمت بالا و پائین طبقات بکار می‌آید. این ساختمان در داخل گاستروپودها نیز دیده می‌شود.

- فابریک فنسترال (Fenestral Fabric)

بسیاری از سنگهای آهکی میکرایتی دارای حفرات منظم و یا نامنظم اندک میباشند که در موقع رسوبگذاری یا بعد از آن ایجاد می‌شود. این حفرات توسط رسوبات آهکی دانه ریز سیمان که از طریق شیمیایی رسوبگذاری شده است پر می شود. این نوع ساختمان ممکن است بطور نامنظم یا موازی لایه‌بندی تشکیل شده باشد ساختمان چشم پرنده‌ای (Birds eyestrutural) یا (Fenestral Fabric) نامیده می‌شوند منشاء این ساختمانها که از ویژگیهای محیط‌های بین جزر و مدی (inter tidal) و بالای (supertedal) می‌باشد خروج گازهای ناشی از تجزیه مواد آلی و پر شدن حفرات ناشی از آن توسط سیمان کلسیتی یا رسوبات می‌باشند.

- استرومتکتیس *(Stromatactis)*:

حفراتی هستند که حدود ۵-۱ میلی‌متر ضخامت دارند و طول آن به ۱۰cm یا بیشتر می‌رسد این حفرات دارای قاعده‌ای مسطح هستند که معمولا کف آنها توسط میکرایت لامینه‌ای پر شده است ولی قسمت اعظم آنها توسط کلسیت شفاف دانه پر شده است. سقف این حفرات غیر منظم و دندانه‌ای است. منشاء این ساختمانها مشخص نیست. لیز (۱۹٦٤) معتقد است که این حفره یک ساختمان ریزشی است (Collapse sturcture) است و بر اثر فساد مواد آلی در گل‌های اولیه بوجود آمده است و مخصوص بعضی از برجستگیهای کوچک ریفی است.

در اثر جریان آب در نواحی کم عمق دریا قطعات کربناته می‌توانند تجمع بیابند و تشکیل برجستگی‌هایی را بدهند که غیر ریفی هستند. غالباً در اینها دانه‌های آهکی بصورت شناور در میکرایت هستند که تحت عنوان بر آمدگیهای گل آهکی (Mud Mounds) نامیده می‌شود یا حتی بصورت تجمع‌هایی از ذرات اائید اینتراکلست و غیره دیده می‌شوند که فاقد میکرایت بوده و توسط سیمان بهمدیگر متصل می‌شود و تحت عنوان بار یا سدهای آهکی نامیده می شود.

- ساختمان و فابریک‌های رشدی (استروماتولیت)

اینها ساختمانهایی هستند که دارای فابریک لامینه‌ای بوده و در اثر فعالیت جلبک‌های سبز- آبی و جذب رسوبات آهکی دانه ریز در روی آنها در محیط کم انرژی دریا و مخصوصاً منطقه جزر و مدی (Tidal Flat) تشکیل می‌شوند، بعد از رسوب‌گذاری مواد آلی مربوط به جلبک‌ها از بین می‌رود و فقط فابریک لامینه‌ای باقی می‌ماند.استروماتولیتها از نظر هندسی دارای شکل های متفاوتی هستند که بیشتر به حالتهای زیر دیده می‌شوند

۱- نیمکره‌هایی که در قسمت جانبی بهم وصل می‌شوند.

۲- نیمکره‌هایی که در جهت قائم انباشته شده‌اند.

۳- ساختمانهای کروی یا بیضوی جدا از هم نظیر آنکوئید.

٤- ساختمانهای لامینه‌ای مسطح و یا موجدار.

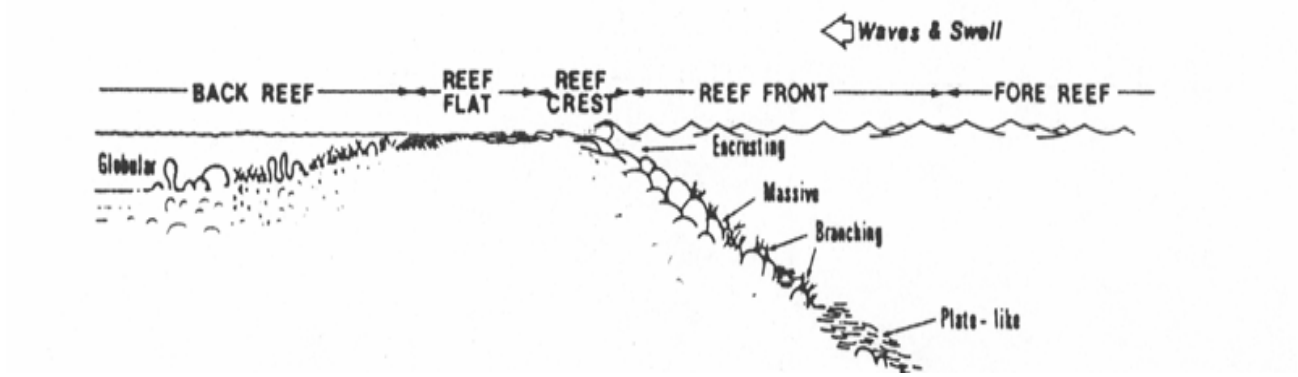
ریف‌ها و برآمدگیهای آهکی میکرایتی(Reef and Mud Mounds)

از آنجائیکه رسوبات آهکی اکثراً توسط موجودات زنده در محل زندگی آنها ایجاد می‌شود بعضی مواقع انباشته‌های ضخیمی که ارتفاع بیشتری نسبت به اطرافشان دارند ایجاد می‌شوند. این ساختمانها ممکن است توسط فسیل‌هایی که چسبیده بهم رشد کرده‌اند و بر آمدگیهای مقاومی را در مقابله با امواج تولید می‌کنند تشکیل شود که **ریف (Reef)** نام دارند. ساختمان داخلی ریفها پیچیده است و به نوع و شکل فسیل‌ها و اکولوژی آنها مربوط می‌شود. غالباً فسیل‌های کامل فراوان بوده و با میکرایت و ذرات درشت‌تری که در فضاهای بین موجودات رسوب کرده‌اند، همراه می‌باشد. ریفی که در حال رشد است به مواد غذایی زیاد و جریان آب شدید نیاز دارد تا گاز کربنیک محلول در آب را خارج کند و PH آب را بالا بیاورد. در محل‌هایی که آب خنک‌تر منطقه عمیق دریا گرم شده وباعث جریان آب و همچنین خروج CO_2 می‌گردد و محلهایی که آب خنک عمیق دریا بالا می‌آید و با خود مواد غذایی فراوان ناحیه عمیق دریا را بهمراه می‌آورد، محلهایی مناسب برای رشد ریف‌ها می‌باشد. این شرایط در محلی که دریا شیب زیاد پیدا می کند (در لبه فلات قاره) یا در حوالی آتشفشانهای داخل اقیانوسها وجود دارد.

ریف‌ها مخازن خوبی برای ذخیره مواد نفت و گاز هستند.

ریف‌ها از سه بخش تشکیل شده‌اند: ۱- پشت ریف (Back Reef) ۲- هسته ریف (Core Reef)

۳- قسمت جلویی ریف(Fore Reef)



طبقه‌بندی سنگ‌های کربناته

طبقه‌بندی سنگ‌های آهکی بخاطر اینکه غالباً ترکیب شناسی یکسانی دارند. بر اساس تغییرات بافتی آنها صورت می‌گیرد. از مهمترین طبقه‌بندیهایی که در ارتباط با سنگهای کربناته انجام شده است می‌توان طبقه‌بندی **گرابو** ، **فولک** ، **دانهایم** و **کاروزی** اشاره کرد. در طبقه‌بندی گرابو سنگهای آهکی بر اساس اندازه ذرات تشکیل دهنده به سه گروه: **کلسی رودایت** (اندازه دانه ۲mm<) **کالک آرنایت** (اندازه ذرات در حد ماسه) و **کلسی لوتایت** (اندازه ذرات در حد سیلت و رس) تفکیک شده‌اند.

فولک(۱۹۵۹) بر اساس فراوانی مقادیر ۱- آلوکم‌ها ۲- میکرایت سیمان کلسیتی سنگ‌های کربناته را طبقه‌بندی کرد. در نامگذاری سنگهای آهکی بایو (Bio) برای فسیلها،پل (PeL) برای پلت‌ها، اینترا (Intra) برای اینترا کلاستها، اوو (oo) برای اائیدها مورد استفاده قرار می‌گیرد و بر اساس نوع آلوکم و اینکه آیا سیمان کلسیتی اسپارایت و یا میکرایت فضای خالی بین آلوکم‌ها را پر کرده باشد سنگ نامهای متفاوتی می‌گیرد.

بعنوان مثال سنگی که آلوکم‌های موجود در آن بیشتر از پلت بوده و میکرایت فضای بر این آلوکم‌ها را پر کرده است. در این طبقه‌بندی تحت عنوان **پل میکرایت** (Pelmictite) نامیده می‌شود و اگر سنگی ذرات تشکیل دهنده آن بیشتر از اائیدها بوده و سیمان کلسیتی فضای بین ذرات را پر کرده باشد سنگ تحت عنوان **ااسپارایت** (Oosparite) نامیده می‌شود. و نامهای **اینترا اسپارایت، بایواسپارایت** ، **پل اسپارایت، اااسپارایت** ، **اینترامیکرایت، بایومیکرایت، پل میکرایت، اامیکرایت** نامهایی است که بر حسب نوع آلوکم وجود سیمان و یا میکرایت به این سنگها داده می‌شود.

یک گروه دیگر نیز در این طبقه بندی وجود دارند که در واقع سنگهای کربناته ارتوکمیکال هستند. در این گروه سنگی که به طور کامل از ذرات دانه ریز کربنات کلسیم تشکیل شده اند. تحت عنوان میکرایت (Micrite) نامیده

می‌شوند و به سنگ میکرایتی که حاوی حفرات است و حفرات آن معمولا با سیمان اسپارایت پر شده است، دیسمیکرایت (Dis Micrite) اطلاق می‌شود. سنگی که در اثر رشد در جای و از اجتماع و بهم چسبیدن موجودات در محل زندگی خود بوجود می‌آید نظیر استروماتولیت‌ها را تحت عنوان بایولیتایت Biolitite نامگذاری می‌شود.

بنابراین در طبقه بندی فولک سنگ‌های آهکی را می‌توان در چهار گروه قرار داد:

سنگ آهک نوع اول:

این نوع سنگ‌های آهکی عمدتاً از آلوکم‌هایی که در داخل سیمان کلسیتی قرار دارند تشکیل شده اند، این سنگها معادل ماسه سنگها یا کنگلومراهای آواری با جور شدگی خوب هستند.

تحت تأثیر انرژی محیط، ذرات دانه ریز کربنات کلسیم (میکرایت) از فضاهای بین آلوکم‌ها خارج شده است و فضاهای بین این ذرات بعداً توسط سیمان شفاف کلسیتی پر می‌گردد نظیر ااسپارایت (oosparite)

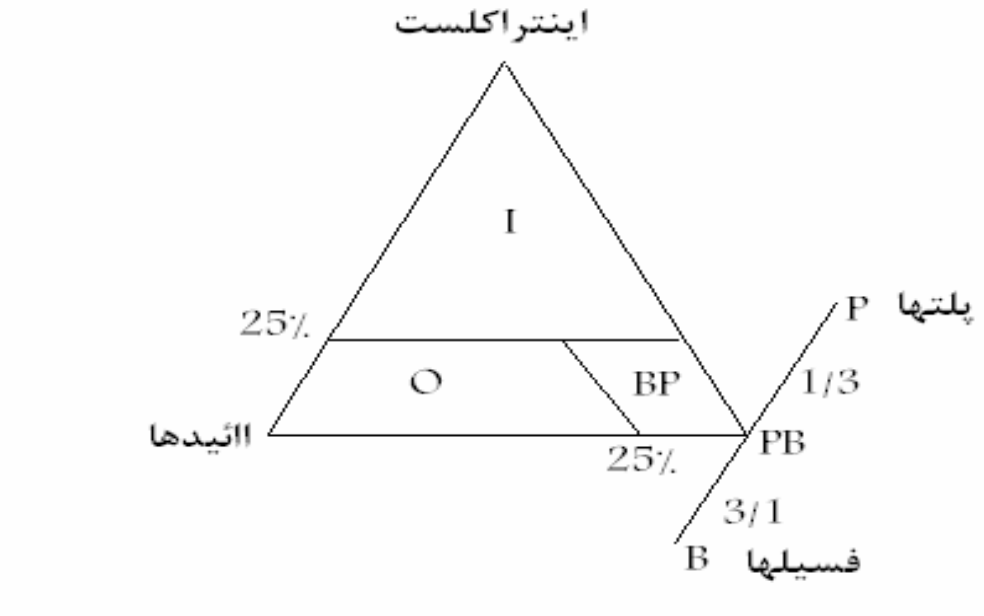
سنگ آهک نوع دوم: در این سنگ‌ها فضاهای بین آلوکم‌ها توسط میکرایت پر شده است. مقدار کلسیت اسپاری در این سنگها خیلی کم است یا اصلاً وجود ندارد این نوع سنگهای آهکی نشاندهنده انرژی پائین محیط می باشند نظیر بایومیکرایت BioMicrite

سنگ آهک نوع سوم: این نوع سنگها که تحت عنوان سنگهای آهکی میکروکریستالین نامیده می شوند کاملاً از میکرایت تشکیل شده‌اند. مقدار آلوکم در آنها یا ناچیز است و یا اصلاً وجود ندارد. این حالت نشاندهندهٔ رسوب سریع ذرات ریز کربنات کلسیم و عدم وجود جریانهای قوی است. گاهی اوقات این سنگها توسط موجودات حفار

یا در نتیجه تغییر شکلهایی که در رسوبات نرم بوجود می‌آید بهم ریخته می‌شوند و بدین ترتیب فضاهایی به وجود می‌آید که توسط کلسیت اسپاری پر می‌شود که این سنگها تحت عنوان dismicrite نامیده می‌شوند.

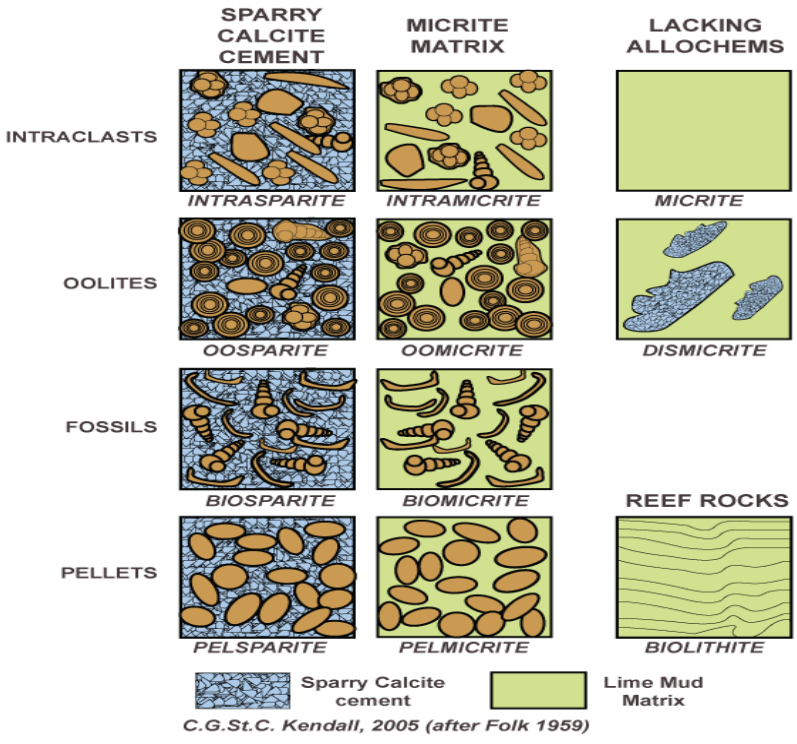
سنگ آهک نوع چهارم: این سنگها که تحت عنوان سنگهای بیوهرم (Bioherm Rocks) مشهورند. از تجمع ساختمانهای آلی که در محل اصلی رشد کرده‌اند تشکیل شده‌اند و این سنگها در طبقه‌بندی فولک تحت عنوان بایولیتایت Biolithete نامیده می‌شوند.

بعضی از سنگهای آهکی آلوکم‌ها ممکن است از چند نوع باشد. در این ارتباط باید بین آلوکم‌ها را تعیین کنیم. اینتراکلسیت‌ها از نظر ژنتیکی بسیار حائز اهمیت هستند (زیرا حاکی از جدا شدن یا کنده شدن سنگ آهکی اولیه بوده و نشاندهندهٔ انرژی بالا است).لذا اگر سنگی حاوی ۲۵٪ اینتراکلست باشد حتی اگر ٦٠ تا ۷۰ درصد فسیل داشته باشد نام اینترا را قبل از نام سنگ و کلمهٔ بایو را قبل از اینترا می‌آوریم. اگر سنگ با زمینه سیمان کلسیتی باشد سنگ تحت عنوان Bio-intra sparite یا Fossileferrous intrasparite نامیده می‌شود.



با توجه به مثلث فوق اگر سنگی دارای ۲۰٪ اائیدها و ۸۰٪ اینتراکلست باشد و دارای زمینه میکرایتی باشد تحت عنوان Oo-Intramicrite یا Oolithic-Intramicrite نامیده می‌شود. یا اگر سنگی حاوی ۸۰٪ ذرات فسیلی و پلت باشد و ۲۰٪ اینتراکلست داشته باشد بسته به نسبت فسیل به پلت نام سنگ فرق خواهد کرد اگر قطعات فسیلی بیش از ۳ برابر پلت‌ها باشند و سنگ مثلاً دارای زمینه میکرایتی باشد سنگ تحت عنوان Intra-Biomicrite و اگر بر عکس ذرات پلت بیش از ۳ برابر قطعات فسیلی باشد تحت عنوان Intra-Pellmicrite یا Intraclastic-Pell Mictite نامیده خواهد شد. و اگر فراوانی پلت و قطعات اسکلتی کمتر از ۳ برابر نسبت به یکدیگر باشد طبق مثلث فوق Pell-BioMicrite خواهد بود. در صورتیکه اندازه متوسط آلوکم‌ها بزرگتر از ۲ میلی‌متر باشد سنگ راکلسی روایت می‌گویند و در چنین شرایطی نام سنگ تغییر می‌کند. مثلاً سنگی که حاوی اینتراکلست با زمینه سیمان و کلسیتی باشد به جای Intra Sprite واژهٔ **Intra Sparudite** و اگر دارای زمینه میکرایتی باشد Intra micrudite را بکار خواهیم برد.

گروههای اصلی سنگهای کربناته در طبقه‌بندی آقای فولک (۱۹۵۹)



سنگهای آهکی ممکن است بطور بخشی یا بطور کامل دولومیتی شوند. در صورتیکه سنگ آهکی بیش از ۱۰ درصد دولومیت جانشینی داشته باشد پیشوند Dolomitized (دولومیتی شده) را قبل از نام اصلی سنگ اضافه می‌کنیم. مثلاً Dolmitized oosparite و ممکن است سنگ بطور کامل دولومیتی شود که دو حالت وجود دارد که ممکن است بافت اولیه و آلوکم‌های موجود در داخل سنگ تحت تاثیر فرایند دولومیتی شدن بطور کامل محو شوند و آثاری از آنها دیده نشود، در این صورت نام سنگ تحت عنوان Dolomite یا Dolostone خواهد بود. در صورتیکه شبحی از آلوکم‌ها و بافت اولیه سنگ قابل تشخیص باشد بر حسب نوع آلوکم می‌توان سنگ را نامگذاری کرد. مثلاً دولومیت اائیددار (Oolithic dolomite)

مچوریتی بافتی را ابتدا فولک (۱۹۵۹) برای سنگهای آواری بکار برد، ولی بعداً فولک در سال (۱۹۶۲) این مشخصه را برای سنگهای آهکی نیز بکار برد که توسط چهار فاکتور میزان شویندگی (وجود یا عدم وجود ماتریکس میکرایتی) جور شدگی ذرات، گرد شدگی ذرات و اندازهٔ دانه‌های یک سنگ آهکی کنترل می‌شود. از این میان میزان شویندگی (winnowing) بهترین عامل برای نشان دادن مچوریتی بافتی است و می‌تواند مورد استفاده قرار گیرد. اگر یک سنگ دارای مقدار درصد زیادی میکرایت باشد این سنگ مچوریتی بافتی نارس دارد و اگر دارای مقدار کمی میکرایت باشد از نظر مچوریتی بافتی رسیده است و در یک محیط پر انرژی رسوب کرده است. درجهٔ شویندگی سنگ آهکی را می‌توان با نسبت اسپارایت به اسپارایت + میکرایت $w = \frac{S}{S+M}$ محاسبه کرد. درجهٔ شویندگی با این محاسبه در شکل زیر نشان داده شده است.

شویندگی خیلی خوب	شویندگی خوب	شویندگی متوسط	بدون شویندگی یا شویندگی کم

صدرصد اسپارایت ← افزایش انرژی محیط → صد در صد میکرایت

Engineering Group http://www.mohande30.com

فولک در سال ۱۹٦۲ بر طبق خصوصیات بافتی سنگهای آهکی آنها را به هشت گروه طبقه‌بندی کرد:

۱- میکرایت ودیسمیکرایت با کمتر از یک درصد دانه

۲- میکرایت فسیل دار با ٪۱۰-۱٪ فسیل(Fossili Ferouse Micrite)

۳- با یومیکرایت با ۱۰ تا ۵۰ درصد فسیل که در آن فسیل‌ها بطور پراکنده در ماتریکس قرار دارند(**Sparce biomicrite**

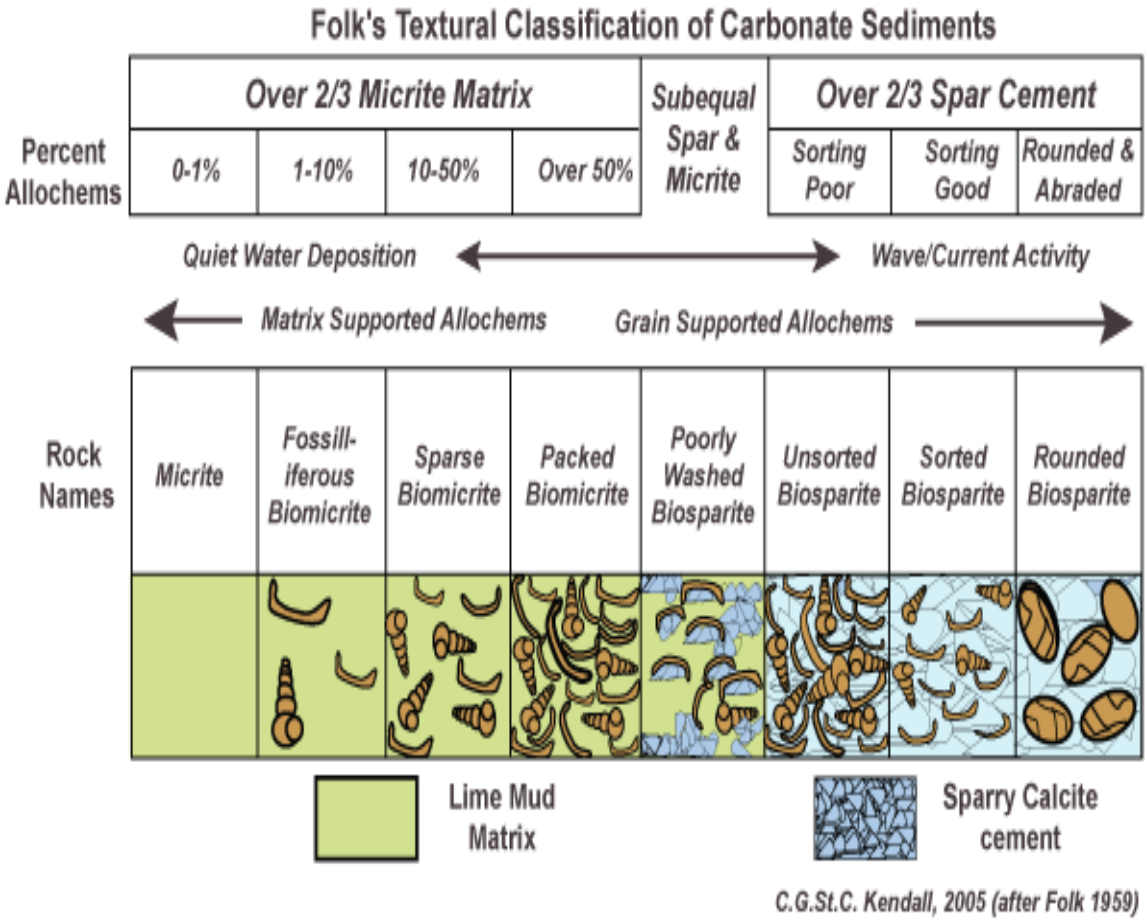
٤- بایومیکرایت که بیشتر از ۵۰ درصد فسیل دارد که تحت عنوان بایومیکرایت متراکم (Packed biomicrite) نامیده میشود.در این چهار حالت میزان ماتریکس میکرایتی در مقایسه با سیمان اسپارایت بیش از $\frac{2}{3}$ است.

۵-هنگامی که میزان میکرایت و سیمان اسپارایت تقریباً برابر باشند واژهٔ (poorly washed) (شسته شدگی ضعیف) قبل از نام سنگ اضافه می‌شود مثلاً (Poorly washed biosparite) .

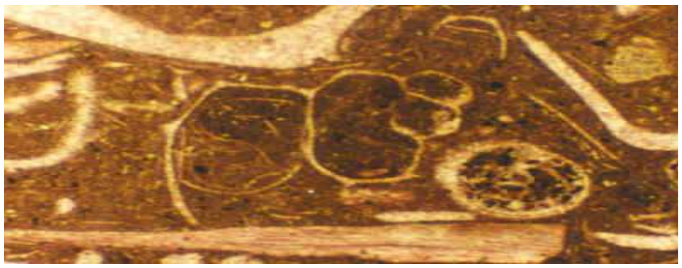
٦-بایواسپارایت جور نشده (unsorted biosparite) که در آن دانه‌ها جور نشده‌اند

۷-بایو اسپارایت جور شده (Sorted biosparite) حالتی است که آلوکم‌ها (در اینجا قطعات فسیلی) دارای جورشدگی می‌باشند ولی فاقد گرد شدگی هستند.

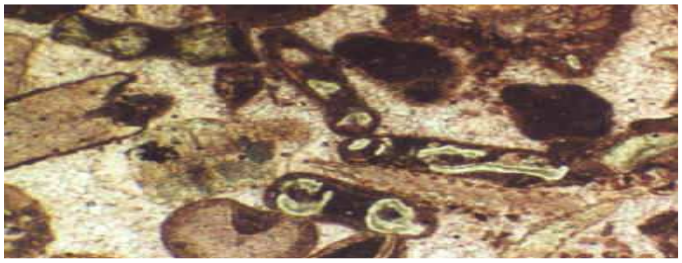
۸-بایو اسپارایت با آلوکم‌های گرد شده (Rounded biosparite) که در این حالت اکثر دانه‌ها دارای گرد شدگی خوبی هستند. در سه حالت آخر (۸،۷،٦) بتدریج میزان سیمان در مقایسه با میکرایت افزایش می‌یابد و میزان سیمان نسبت به میکرایت بیش از $\frac{2}{3}$ است.


Folk's Textural Classification of Carbonate Sediments
Over 2/3 Micrite Matrix
Subequal Spar & Micrite
Over 2/3 Spar Cement
Percent Allochems
0-1%
1-10%
10-50%
Over 50%
Sorting Poor
Sorting Good
Rounded & Abraded
Quiet Water Deposition
Wave/Current Activity
Matrix Supported Allochems
Grain Supported Allochems
Rock Names
Micrite
Fossili-ferous Biomicrite
Sparse Biomicrite
Packed Biomicrite
Poorly Washed Biosparite
Unsorted Biosparite
Sorted Biosparite
Rounded Biosparite
Lime Mud Matrix
Sparry Calcite cement
C.G.St.C. Kendall, 2005 (after Folk 1959)

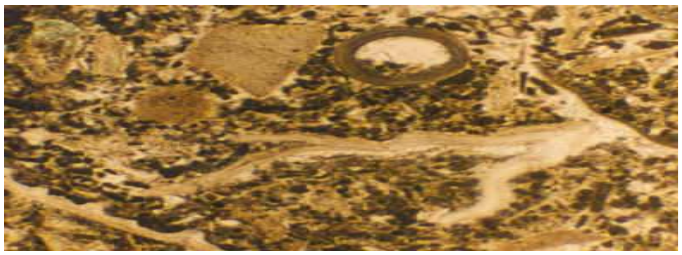
Biomicrite



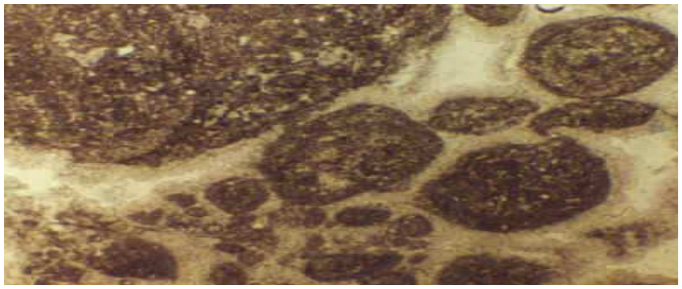
Biosparite



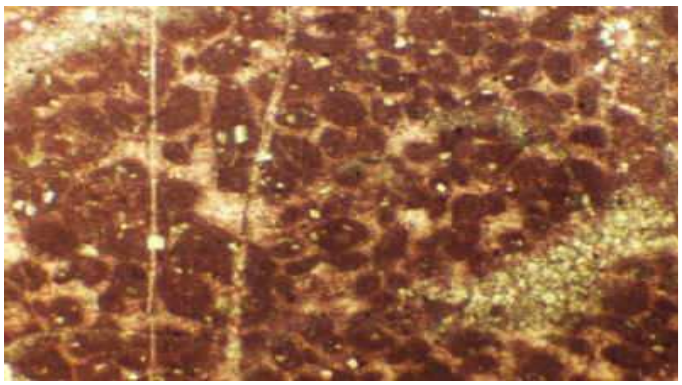
Biopelsparite



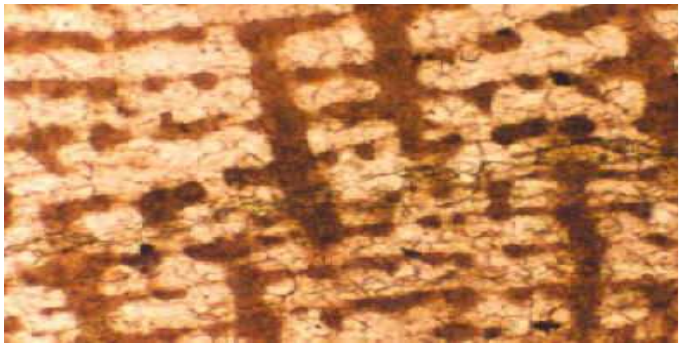
Intrasparrudite



Pelsparrite



Biolithite (stromatoporoid)



طبقه‌بندی دانهایم (Dunham classification)

دانهایم در سال ۱۹۶۲ سنگهای آهکی را بر اساس مشخصات بافتی طبقه‌بندی کرد. در این طبقه بندی سنگهایی که ذرات آلوکم در ماتریکس شناورند و سنگ از جنبه بافتی حالت گل پشتیبان (Mud-supported Fabric) دارد را از حالتیکه سنگ از نظر بافتی حالت دانه پشتیبان (Grain-supported Fabric) دارد و دانه‌ها در اتصال با یکدیگر هستند را از هم تفکیک کرده است. شکل دانه‌ها در شکل فابریک سنگ مؤثر است. برای مثال دانه‌های کروی نظیر اُاُئیدها با حدود ٦٠ درصد دانه فابریک دانه پشتیبان یا اتصالی می‌دهد. در صورتیکه ۲۰ تا ۳۰ درصد دانه‌های کشیده و صفحه‌ای نظیر قطعات اسکلتی لازم است فابریک فوق ایجاد کند.

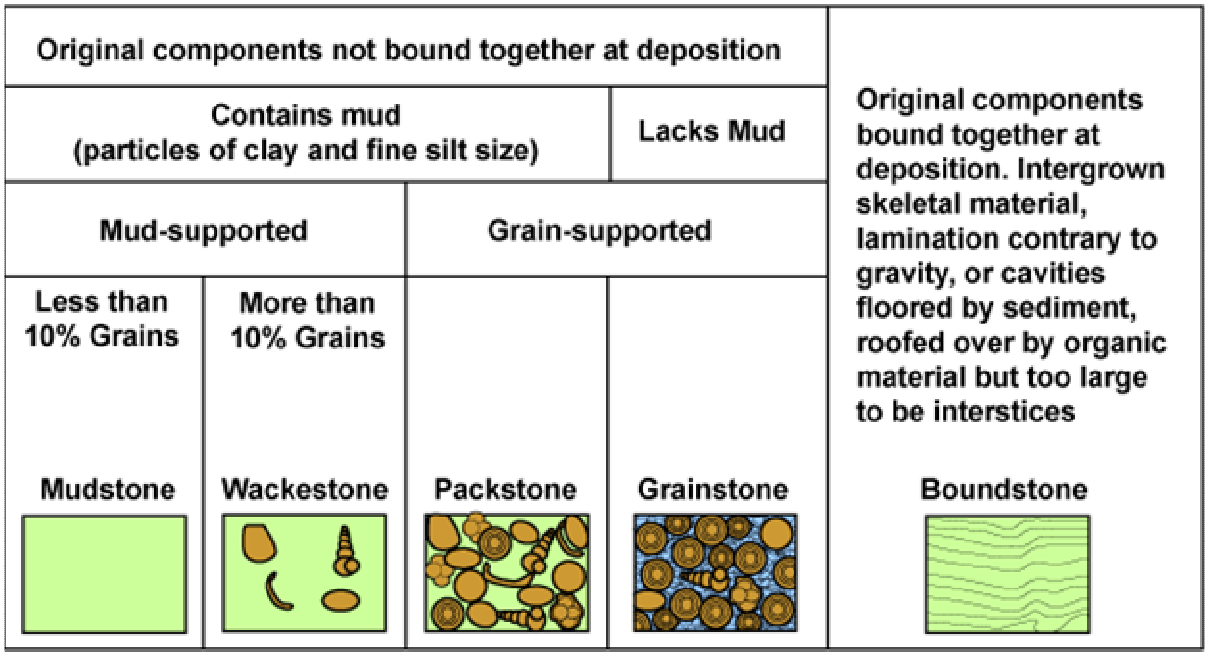
در طبقه‌بندی دانهایم ذرات بزرگتر از ۲۰ میکرون جزو دانه‌ها محسوب می‌شود. در صورتیکه دانه‌ها کمتر از ۱۰ درصد سنگ را تشکیل دهند نام سنگ مادستون (Mudstone) و اگر دانه‌ها بیش از ده درصد باشد بر حسب اینکه بافت سنگ به حالت Mud supported یا Grain supported باشد نام سنگ فرق می‌کند. در حالتی که بافت سنگ بصورت Mud support باشد نام سنگ وکستون (Wackstone) و اگر حالت Grain support داشته باشد بر حسب اینکه زمینه از ماتریکس میکرایتی یا سیمان کلسیتی باشد نام سنگ متفاوت خواهد بود. اگر زمینه از نوع ماتریکس میکرایتی باشد نام سنگ پکستون(Packstone) ولی اگر زمینه از نوع سیمان کلسیتی شفاف باشد نام سنگ گرین استون (Grainstone) خواهد بود. می‌توان نوع آلوکم را هم مشخص کرد. مثلاً (Oolithic Grainstone) یا گرین استون اُاُئید دار یا پکستون فسیل‌دار (Bioclastic packstone) یا وکستون پلتی (Pelleric wackstone)

دانهایم سنگهایی که در نتیجه رشد درجای موجودات زنده بوجود می‌آیند و قطعات اسکلتی در موقع تشکیل بهم متصل بوده نظیر کلنی‌های مرجانی و جلبکی که ساختمانهای ریفی و غیر ریفی را ایجاد می‌کنند را باند ستون (Boundstone) نامگذاری می‌کند.

از آنجایی که این طبقه‌بندی براساس ویژگیهای بافتی در زمان رسوبگذاری است لذا سنگهایی که ساخت و بافت آنها مربوط به بعد از رسوبگذاری و فرآیندهای دیاژنزی است نظیر سنگهای آهکی متبلور را در یک گروه کلی تحت عنوان کربناتهای متبلور یا (Crystalline) قرار می‌دهد. در این طبقه‌بندی نیز اگر سنگی از ۱۰ درصد دولومیتی شده باشد واژهٔ Dolomitized را قبل از نام سنگ اضافه می‌کنیم.

مثلاً Dolomitized oolith grainstone در حالتی که سنگ بطور کامل دولومیتی شده باشد ولی بافت اولیه و آلوکم‌های موجود در سنگ تقریباً مشخص باشند در این حالت کلمه دولومیت قبل از نام سنگ اضافه می‌شود مثلاً Dolomite packstone یا Dolomite grainstone و غیره.

در حالتیکه سنگ بطور کامل دولومیتی شده باشد و بافت اولیه و آلوکم‌ها به هیچوجه قابل تشخیص نباشد و محو شده باشند در این حالت سنگ تحت عنوان دولومیت نامگذاری خواهد شد.



C. G. St. C. Kendall, 2005 (after Dunham, 1962, AAPG Memoir 1)

دیاژنز

دیاژنز به کلیه تغییرات فیزیکی و شیمیایی و بیولوژیکی گفته می‌شود که بر روی رسوبات بعد از نهشته شدن تا قبل از دگرگونی آنها اعمال می‌شود. از عمده‌ترین فرآیندهای دیاژنزی می‌توان به سیمانی شدن ، میکرایتی شدن ، نئومورفیسم ، انحلال، فشردگی و دولومیتی شدن اشاره کرد. محیط‌های دیاژنتیکی در سنگهای کربناته متنوع و شامل محیط‌های ذیل می‌باشند.

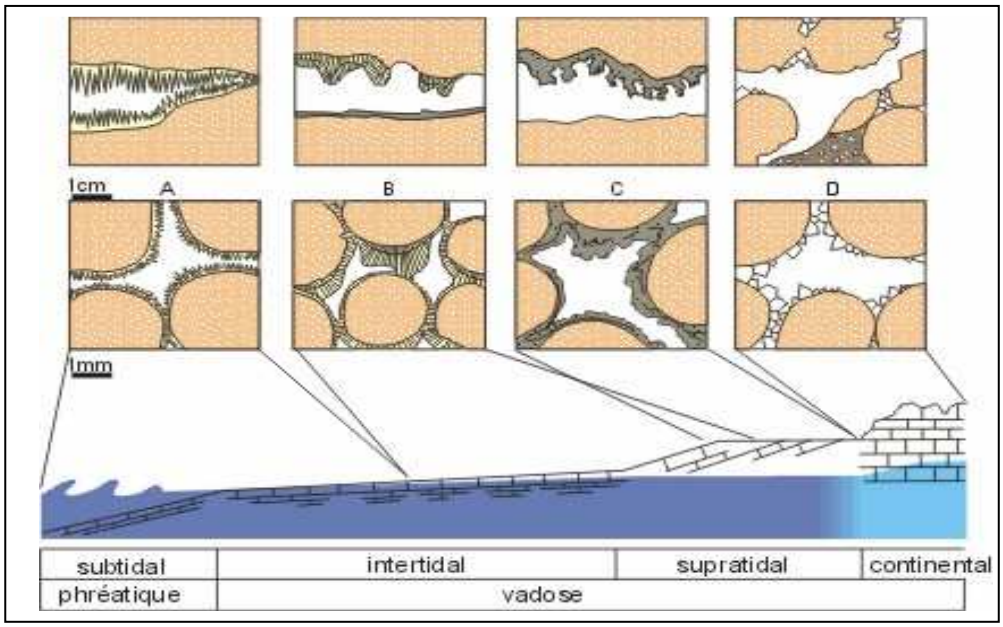
۱- محیط فراتیک دریایی: Marine phreatic environment

۲- محیط وادوز آب شیرین: Fresh water vadoz

۳- محیط فراتیک آب شیرین:Fresh - water phreatic

٤- محیط مخلوط آب شور و شیرین:Mixed marine– Fresh water phreatic

۵- محیط تدفینی: Burial environment



۱- محیط فراتیک دریایی:

محیط دیاژنتیکی است که در آن تمام فضاهای خالی سنگ یا رسوب از آب دریا پر شده است از آنجایی که اکثر سنگهای کربناته درمحیط دریایی رسوب می‌کنند. بهمین علت دیاژنز آنها نیز از همین نقطه شروع می‌شود. محیط فراتیک دریایی به دوزیر منطقه تقسیم می‌شوند:

الف: منطقه فراتیک دریایی فعال (Active marine phreatic zone)

که در بخش فوقانی محیط فراتیک دریایی قرار دارد و آب دریا در حال حرکت و گردش است و حرکت آب همراه با فرآیندهای دیگر سبب رسوب سیمان می‌شود.

ب: منطقه فراتیک دریایی راکد: (Stagnat marine phreathic zone)

که در آن حرکت و گردش آب بسیار ناچیز است و سیمانی شدن صورت نمی‌گیرد. این منطقه در زیر منطقه فراتیک دریایی فعال قرار می‌گیرد.

فرآیندهای دیاژنتیکی محیط‌های فراتیک دریایی

از عمده‌ترین فرآیندهای دیاژنتیکی محیط فراتیک دریایی می‌توان به فعالیتهای ارگانیکی و سیمانی شدن اشاره کرد. فعالیت‌های ارگانیکی غالباً بصورت زیست آشفتگی (Bioturbation) و میکرایتی شدن (Micritization) می‌باشد. در اثر فعالیت موجودات گِل خوار، گلهای کربناته غالباً بهم ریخته می‌شوند و بافت اولیه خود را تحت تاثیر فعالیت از دست می‌دهند. در اثر فعالیت میکروارگانیسم‌ها به ویژه جلبکها و باکتریها در سطح خارجی آلوکم‌ها یک پوشش میکرایتی ایجاد می‌شود. میکرایتی شدن غالباً در زون راکد فراتیک دریایی انجام می‌گیرد. غالباً **میکرایتی شدن سبب محفوظ ماندن شکل آلوکم‌ها بعد از انحلال آنها در طول دیاژنز می‌گردد.**

فرآیند دیاژنزی دیگر این محیط سیمانی شدن (Cementation) می‌باشد. سیمانی شدن در سنگهای کربناته سبب پر شدن فضای خالی بین رسوبات می‌شود و بلورهای سیمان، فضایی را که قبلاً توسط مایعات اشغال شده بود پُر می‌کند. از شرایط سیمانی شدن وجود کربنات کلسیم در حد اشباع در آبهای موجود در داخل فضاهای خالی و همچنین جریان داشتن این آب است که در محیط‌های مختلف دیاژنتیکی اختلاف در کیفیت و کمیت این دو عامل سبب رسوب گذاری سیمانهایی به اشکال مختلف می‌گردد. سیمان موجود در محیط فراتیک دریایی غالباً بصورت سیمان پوشش حاشیه‌ای ایزوپکوس (isopachous rimcement) در اطراف آلوکم‌ها دیده می‌شود. به لحاظ اینکه این تیپ از سیمانها در مراحل اولیه دیاژنز تشکیل می‌شوند از آن تحت عنوان سیمان مرحله اول نام برده می‌شود.

۲- منطقه وادوز آب شیرین:

منطقه دیاژنتیکی وادوز در بالای سطح ایستابی قرار گرفته در این منطقه بخشی از فضاهای خالی موجود در رسوب یا سنگ را آب و قسمت دیگر را هوا اشغال کرده است. آبهای موجود در فضای رسوبات از منشاء جوی یعنی باران تامین می‌شود این آب در ابتدا از نظر $CaCO_3$ زیر اشباع است و حاوی CO_2 بالاست بنابراین هنگامی که وارد رسوبات آهکی می‌شود بتدریج به تعادل می‌رسد. بنابراین انحلال یکی از مهمترین فرآیندهای دیاژنزی منطقه وادوز است. گاز کربنیک حاصل از تجزیه مواد آلی نیز به حل شدن مواد آهکی کمک می‌کند. هنگامیکه آب منطقه وادوز به حالت تعادل و اشباع می‌رسد تبخیر و یا با از دست دادن CO_2 سبب شروع رسوبگذاری سیمان میشود.

منطقه وادوز را می‌توان به دو منطقه یعنی منطقه انحلال (zone of solution) یا منطقه (Soil zone) و منطقه رسوبگذاری (Zone of percipitation) تقسیم کرد. منطقه انحلال بخش فوقانی منطقه وادوز قرار دارد و

بر حسب موقعیت سطح ایستابی و سرعت اشباع آبهای جوی از کلسیم عمق آن به دهها و گاهی به صدها متر نیز می‌رسد. مهمترین فرآیندهای دیاژنز فعال این منطقه انحلال کربنات کلسیم است در این منطقه ذرات آراگونیتی زودتر از ذرات کلسیت حل می‌شود و از محیط خارج می‌شوند. هنگامیکه میزان انحلال زیاد باشد توپوگرافی کارستی ایجاد می شود. رسوبات کالیچی نیز در این افق تشکیل می شود. بتدریج که آب از منطقه وادوز عبور می‌کند کربنات کلسیم را در خود حل کرده و اشباع می‌شود و آب اشباع از کربنات کلسیم در اثر تبخیر و افزایش درجه حرارت یا کاهش فشار بخشی CO_2 شروع به رسوبگذاری می‌کند. منطقه‌ای که در آن عمل رسوبگذاری انجام می‌شود در زیر منطقه انحلال قرار دارد. میزان رسوبگذاری به عواملی چون میزان اشباع شدگی ، مقدار آب عبور کننده از سنگ و زمان بستگی دارد. در منطقه وادوز آب شیرین مقدار کمی آب در محل تماس با بخش‌های تحتانی دانه‌ها باقی می‌ماند و این آب پس از تبخیر و افزایش درجه حرارت و یا کاهش فشار بخشی CO_2 کربنات کلسیم خود را به صورت سیمان منیسکوس (Meniscus) و یا بصورت سیمان جاذبه‌ای یا آویزه‌ای (pendant) در بخش تحتانی ذرات رسوب می‌کنند. این تیپ از سیمانها بصورت هم بُعد و بسیار دانه ریز هستند. نوع دیگر سیمان در منطقه وادوز سیمان سوزنی شکل و کشیده است که حفرات را پر می‌کند و تحت عنوان سیمان ویسکر (wesker cement) معروف می‌باشند.

۳- منطقه فراتیک آب شیرین:

این منطقه در بین مناطق وادوز و مخلوط آب شیرین و دریا قرار دارد. بعلت اینکه در زیر سطح ایستابی قرار گرفته تمام فضاهای خالی سنگ توسط آبهای جوی پر شده است. قسمت بالای منطقه فراتیک به سطح ایستابی و قسمت تحتانی آن بتدریج به آبهای شور دریایی منتهی می‌شود. شکل هندسی این منطقه بشدت متاثر از توپوگرافی، میزان بارندگی و درصد و نحوه توزیع تخلخل و نفوذپذیری سنگها و رسوبات مربوط است. در یک جزیره فرضی،

منطقه فراتیک آب شیرین به شکل یک عدسی زیر سطح ایستابی بالاتر از سطح آزاد دریا قرار دارد بازاء هر مقدار ارتفاع که سطح ایستابی بالاتر از سطح دریا قرار گیرد منطقه فراتیک ۳۲ تا ٤٠ برابر در بخش تحتانی خود پایین‌تر از سطح ایستابی گسترش می‌یابد.

محیط‌های مختلف دیاژنزی رسوبات کربناته در یک پلاتفورم محصور شده، با افزایش عمق میزان اشباع آبهای حفره ای نسبت به $CaCO_3$ افزایش می‌یابد.

فرآیند دیاژنتیک درمحیط‌های فراتیک آب شیرین از پیچیدگی زیادی برخوردار است، زیرا عواملی از قبیل تغییرات سرعت مهاجرت مایعات، درجه اشباع شدگی، ترکیب شیمیایی و جنس سنگ میزبان و شیمی آب هر کدام بنوبه خود فرآیندهای مذکور تحت تاثیر قرار می‌دهد. منطقه فراتیک آب شیرین را می‌توان بر اساس افزایش اشباع آب از کربنات کلسیم به ۵ بخش تقسیم کرد:

۱- منطقه حل شدن کلسیت و آر گونیت:

این مرحله با تشکیل تخلخل قالبی (Moldic) و حفره‌ای (vuggy) مشخص می‌شود.

۲- منطقه انحلال آراگونیت:

این منطقه با تشکیل تخلخل قالبی همراه است.

۳-منطقه حل شدن آراگونیت و رسوب کلسیت:

از ویژگی منطقه نو شکلی دانه‌های آراگونیتی به کلسیت دانه‌ای و رسوب سیمان می‌باشد.

٤- منطقه فاقد انحلال اما دارای رسوب کلسیت:

از مشخصات این منطقه رسوب‌گذاری سریع سیمان کلسیتی است.

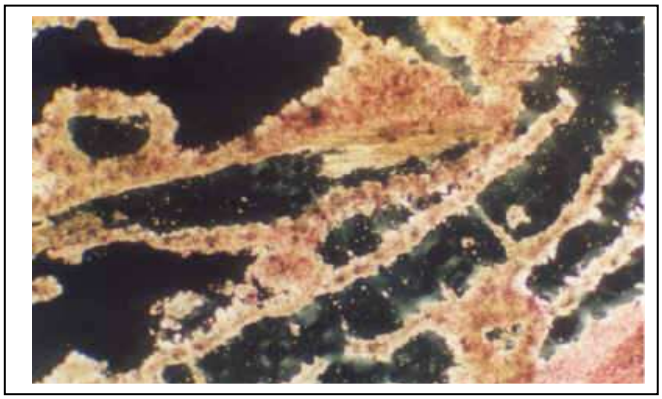
۵-منطقه دارای آب راکد:

این منطقه که اشباع از کربنات کلسیم است با رسوب ناچیز و یا عدم رسوب سیمان مشخص می‌شود نوشکلی آرام دانه‌های آراگونیتی و حفظ بعضی از ساختها از ویژگیهای مهم این منطقه است.

بطور خلاصه این ۵ منطقه را می‌توان بصورت جدول زیر نشان داد.

تقسیمات منطقه‌ای	ویژگیهای دیاژنتیکی
۱- انحلال کلسیت و آراگونیت	گسترش تخلخل از نوع Vuggy و Moldic
۲- انحلال آراگونیت	توسعه و افزایش تخلخل Moldic
۳- انحلال آراگونیت و رسوب کلسیت	نئومورفیسم سریع دانه‌های آراگونیتی به بلورهای کلسیتی هم بعد و سیمانی شدن توسط بلورهای کلسیتی هم بعد
٤- توقف انحلال، و تداوم سیمانی شدن توسط کلسیت	سیمانی شدن سریع توسط کلسیت با ساخت بلورهای هم بعد
۵- از حرکت ایستادن آب اشباع شده از $CaCo_3$	سیمانی شدن محدود ونئومورفیسم آرام و بطئی آراگونیت

انحلال ذرات ناپایدار کربناته



آب وارده از منطقه غیر اشباعی (منطقه وادوز آب شیرین) ممکن است از نظر $CaCO_3$ بشدت زیر اشباع باشد ولی به ازاء نفوذ بیشتر و فرو رفتن در منطقه فراتیک بتدریج درصد اشباع آن افزایش می‌یابد همزمان با این افزایش، رویدادهای دیاژنتیکی متفاوتی اتفاق می‌افتد در بخش فوقانی منطقه فراتیک آراگونیت و کلسیت هر دو حل می‌شوند. پایین تر از این بخش فقط آراگونیت حل می‌شود. پائین‌تر از بخش اخیر قسمتی خواهد بود که انحلال آراگونیت و رسوب کلسیت بطور همزمان صورت می‌گیرد. در بخش چهارم فقط رسوب کلسیت و تشکیل سیمان کلسیتی صورت گرفته و اصولاً هیچگونه انحلالی انجام نمی‌شود. و بالاخره در آخرین بخش نفوذ و حرکت در محیط به کمترین حد خود رسیده و حتی ممکن است متوقف و ساکن شده و محیط کاملاً غیر فعال گردد.

بخش‌های ۱ ، ۲ و ۳ را مجموعاً منطقه زیر اشباع (undersaturated zone) و بخش‌های ٤ را منطقه اشباع فعال و بخش ۵ را منطقه اشباع راکد می‌گویند.

الف- منطقه زیر اشباع(undersaturated zone)

آبهای زیر اشباع پس از عبور از منطقه وادوز به منطقه فراتیک می‌رسند. در زیر سطح ایستابی نیز انحلال ذرات آهکی ادامه می‌یابد تا اینکه آبها بحالت اشباع برسند انحلال ذرات آهکی در این منطقه سبب ایجاد تخلخل قالبی و حفره‌ای می‌شود.

ب- منطقه اشباع فعال (Active saturated zone)

آبهای نافذ از کربنات کلسیم اشباع می‌شود و با از دست دادن CO_2 شروع به رسوب‌گذاری سیمان می‌کند. رسوب سریع و گسترده سیمان از ویژگیهای منطقه اشباع فعال است سیمان تشکیل شده منطقه فراتیک آب شیرین غالباً بصورت هم بُعد (Equent Calcite) بوده و اندازهٔ بلورها به سمت مرکز حفره افزایش می‌یابد (سیمان دروزی – موزائیک (Drusy-Mosaic)). بنابراین به نظر بعضی از پژوهشگران درشت‌تر شدن بلورهای سیمان بطرف مراکز حفرات، خاص سیمان گذاری محیط فراتیک آب شیرین است. در این منطقه سیمان بصورت رشد اضافی هم محور (texial overgrowth) روی قطعات آهکی دانه درشت نظیر قطعات اسکلتی خارپوستان را می‌پوشاند. البته سیمان سین تکسیال در محیط‌های تدفینی نیز می‌تواند تشکیل شود.

بعضی از پروسه‌های دیاژنتیکی منجر به تغییر فابریک رسوبات شده بدون اینکه جنس آنها تغییر کند. این پروسه شامل تغییراتی که بین یک کانی و پلی مورف آن ایجاد می‌شود. بعبارت دیگر تبدیل آراگونیت به کلسیت و یا کلسیت به کلسیت که در مجاورت آب صورت می‌گیرد. نئومورفیسم (Neomorphism) نام دارد.

نئومورفیسم بیشتر شامل تبدیل بلورهای کوچکتر به بزرگتر می‌شود که شامل:

۱- تشکیل اسپارایت دروغی یا میکرواسپارایت
۲- کلسیتی شدن صدفهای آراگونیتی
۳- تبدیل بلورهای سوزنی آراگونیتی به بلورهای رشته‌ای شعاعی کلسیتی می‌باشند.

۱- اسپارایت دروغی یا میکرواسپارایت

کربنات کلسیم دانه ریز (میکرایت) ممکن است به میکرواسپارایت که اندازهٔ آن بین ۵-۱۰ میکرون است و یا سیمان دروغی که اندازه آن بین ۱۰ تا ۵۰ میکرون است تبدیل شود . این نوع سیمان بعلت هم اندازه بودن دانه‌ها- وجود مواد رسی در بین بلورها- نداشتن شکل هندسی منظم، تبدیل تدریجی میکرایت به میکرواسپار و بالاخره با شناور بودن دانه‌های آهکی در سیمان، از سیمان اسپارایت که در بین دانه‌ها قرار می‌گیرد تشخیص داده می‌شود.

۲-کلسیتی شدن قطعات آراگونیتی

قطعات اسکلتی که قبلاً آراگونیتی بوده‌اند اکثراً توسط سیمان اسپاری دروزی که بعد از انحلال آراگونیت ایجاد شده‌اند جانشین می‌شوند بعضی مواقع بدون اینکه قطعه اسکلتی آراگونیتی حل شود و حفره‌ای ایجاد نماید تبدیل به کلسیت می‌گردد، در این صورت شبحی از ساختمان اولیه صدف مشاهده می‌شود و رنگ بلورهای کلسیت بعلت وجود مواد آلی قهوه‌ای روشن خواهد بود.

۳-تبدیل بلورهای سوزنی آراگونیت به کلسیت

بلورهای سوزنی شکل آراگونیت که بطور شعاعی بدور دانه‌های آهکی تشکیل می‌شوند در موقع دیاژنز توسط پدیده نئومورفیسم به بلورهای رشته‌ای کلسیت تبدیل می‌شود. این تغییر گاهی اوقات به شکل بلورهای تیغه‌ای شکل در سطح خارجی دانه‌ها دیده می‌شود که در این حالت بلورهای سوزنی و ریز ایزوپکوس اطراف آلوکم‌ها به سیمان کلسیتی تیغه‌ای ایزوپکوس که اندازه بلورها درشت‌تر و پهن‌تر می‌باشند، تبدیل می‌شود.

ج- منطقه فراتیک آب شیرین راکد (stagnant zone)

در قسمت‌های عمیق‌تر محیط های فراتیک آب شیرین حرکت آب بسیار کند است. آبهای جوی از نظر انحلال و رسوب آهک با رسوبات اطراف خود بحالت تعادل می‌رسند. بنابراین سیمانی شدن کم انجام می‌گیرد. در این محیط نئومورفیسم آرام و بطئی آراگونیت- کلسیت نیز دیده می شود و پس از نئومورفیسم آراگونیت به کلسیت تحت چنین شرایطی ساخت داخلی ذرات آراگونیتی محفوظ می‌ماند.

٤- محیط مخلوط (Mixing zone)

حد فاصل دو محیط اشباعی یعنی فراتیک آب دریا (marine phreatic) و فراتیک آب شیرین

(Fresh-water phreatic) منطقه‌ای است که از آب لب شوریا (Brakish-water) که مخلوطی از آب دریا و آب شیرین است اشباع شده است. توسعه سیمان و سیمانی شدن در این منطقه قابل توجه نبوده و با مشکلاتی روبرو است. محدودیت سیمان در این منطقه احتمالاً می‌تواند بعلت تاثیر و دخالت عوامل زیر باشد.

الف: باریک بودن و محدود بودن این منطقه

ب: محدود بودن گردش و جریان آب در این منطقه

ج: شباهت سیمان mixing zone با سیمانهایی که در سایر مناطق تشکیل می‌گردد.

مهمترین فرآیند دیاژنز در محیط های مخلوط دولومیتی شدن است.

بدیع الزمانی (۱۹۷۳) نشان داده است که ترکیب آب دریا و آب شیرین در نسبت‌های مشخص محلولی می‌سازد که از نظر $CaCO_3$ زیر اشباع و از نظر دولومیت فوق اشباع است و دولومیت در چنین حالتی جانشین کربنات کلسیم می‌شود. بدیع الزمانی این دولومیت‌ها را دولومیت‌های دو رگه (Dorag) نامیده است. برای تشکیل دولومیت‌های در رگ شدت و سرعت مناسب جریان آب در این منطقه حائز اهمیت است.

۵- محیط‌های تدفینی (Burial Environment)

هنگامیکه رسوبات تدفین می‌شوند و از تاثیر فرآیندهای سطحی دور می‌شود دیاژنز تدفینی شروع می‌شود. درجه حرارت محیط بتدریج رو به افزایش گذاشته و فعالیت‌های بیوژنیک بجز فعالیت بعضی از باکتریها کاملاًمتوقف شده و تراکم (Compaction) شروع می‌شود. ترکیب شیمیایی آبهای بین ذره‌ای نقش مهمی در فرآیندهای دیاژنتیکی تدفینی دارد. این آبها دارای شوری بالایی هستند. علاوه بر ترکیب شیمیایی سیالات، مهمترین عاملی که در محیط تدفینی اثر بسزایی دارند فشار و درجه حرارت می‌باشد که با افزایش عمق تدفینی این دو

فاکتور نیز افزایش می‌یابد. افزایش حرارت سرعت واکنش‌های شیمیایی و سرعت انتشار یونی را افزایش می‌دهد و همچنین باعث کاهش حلالیت کربنات شده که این امر برای رسوبگذاری سیمان کربناته و تشکیل دولومیت مناسب است. تاثیر توام درجه حرارت، فشار در طی تدفین یک سری از واکنش‌های کانی شناسی و تغییر فازها را سرعت بخشیده و ممکن است آب و یونهایی را که در فرآیندهای دیاژنزی کربنات در طی تدفین بکار می‌آیند را آزاد کرده و در اختیار این فرآیندها قرار دهد. برای مثال تبدیل ژیپس به انیدریت در اعماق بیشتر از ۱۰۰۰ متر آب قابل ملاحظه‌ای آزاد می‌کند که این آب ممکن است بصورت محلول در فرآیند سیمانزایی و دولومیتی شدن بکار آید. همچنین تبدیل کانی رسی اسمکتیت به ایلیت در اعماق ۲۰۰۰ متری و حرارت 60^{oc} سبب آزاد شدن کاتیون Mg^{+2} می‌گردد که می‌تواند در فرآیند دولومیتی شدن دخالت نماید.

از عمده‌ترین فرآیندهای دیاژنتیکی محیط تدفینی می‌توان به موارد ذیل اشاره کرد:

- الف: تراکم یا فشردگی رسوبات (compaction)
- ب: سیمانی شدن: (cementation)
- ج: دولومیتی شدن: (dolomitization)

الف: تراکم (Compaction)

تراکم تحت تاثیر فشار طبقات فوقانی در سنگهای یا رسوبات زیرین بوجود می‌آید و به دو صورت تراکم مکانیکی یا فیزیکی و تراکم شیمیایی می‌باشد. وقتی رسوبات مدفون می‌گردند تحت تاثیر فشار طبقات فوقانی و قبل از سیمانی شدن دچار تراکم می‌گردند که فضاهای خالی در سنگ در اثر تغییر آرایش ذرات کاهش می‌یابد و در اثر فشار طبقات بالایی ذرات بهم نزدیک می‌شوند و آرایش ذرات و جهت یافتگی آنها دچار تغییر شده و بعضی

از ذرات تحت تاثیر فشار انحناء پیدا کرده و نهایتاً ممکن است بشکنند. تراکم شیمیایی بصورت انحلال حاصل از فشار (Pressure-solution) در رسوبات ظاهر می‌شود که یکی از فرآیندهای مهم دیاژنتیکی است. انحلال ناشی از فشار همراه با سیمانی شدن می‌باشد. که این توسط محلولهای حاصل از انحلال انجام می‌گیرد. فرآیندهای دو جانبه انحلال حاصل از فشار و سیمانی شدن تحت عنوان تراکم شیمیایی نامیده می‌شود. ترکیب کانی شناسی اولیه رسوبات تحت تراکم از عواملی است که تراکم شیمیایی را تحت کنترل خود دارد. رسوبات گل پشتیبان (Mud-Supported) متشکل از کانیهای ناپایدار آراگونیت جهت تراکم شیمیایی و از بین رفتن تخلخل نسبت به کانیهای کلسیت (با حلالیت کمتر) مستعدتر می‌باشند آراگونیت قبل از کلسیت ودولومیت شروع به انحلال می‌کند. فشار سیال حفره‌ای نیز تاثیر زیادی بر روی سرعت تراکم شیمیایی دارد. از عوامل دیگر در تراکم شیمیایی فاکتور تدفین می‌باشد و عمق در حدود ۶۰۰ تا ۹۰۰ متر بعنوان حداقل عمق جهت شروع تراکم شیمیایی در نظر گرفته شده است. سنگهایی که فرآیند سیمانی شدن در آنها زیاد دیده شود شواهد کمتری از انحلال حاصل از فشار را می‌توان در آنها مشاهده کرد. فرآیند انحلال حاصل از فشار در سنگهای آهکی غالباً به دو صورت دیده می‌شوند:

۱- درزه‌های انحلالی (Seam-dissolution)

بصورت درزه‌های انحلالی بسیار باریک و رگه مانند در اطراف و در بین ذرات دیده می‌شود که غالباً بصورت مضرس هستند.

۲- استیلولیتی شدن (stylolitization)

افزایش فشار سبب ایجاد سطوح انحلالی نامنظم با دامنه بزرگتر از اندازه ذرات موجود در متن می‌شود و در طول این سطوح (استیلولایت) مواد نامحلول تجمع می‌کند. در سنگهای آهکی با زمینه میکرایتی شدت این فرآیند بیشتر است. این سطوح غالباً دارای مورفولوژی های متفاوت است که در شکل زیر دیده می‌شود.

ب- سیمانی شدن تدفینی (Burial cementation)

محلولهای ناشی از فرآیند انحلال حاصل از فشار (pressure-solution) در طی تراکم شیمایی می‌توانند در جهت سیمانی شدن فضاهای خالی موجود در سنگ بکار آیند. محلولهای موجود در محیط تدفینی حرکت آهسته‌ای داشته و در تعادل نزدیک با ذرات اطراف خود می‌باشد و در این حالت انحلال و ته نشینی در یک سیستم بسته‌ای انجام می گیرد. در اثر واکنش محلولهای حفره‌ای و ذرات سنگ در محیط تدفینی در یک زمان طولانی غالباً این محلولها غنی از یونهای Fe,Mn،Zn،Pb بوده و نسبت به محلولهای حفره‌ای محیط‌های دیاژنتیکی دیگر شورتر می‌باشند (brine-water) به این خاطر سیمان تدفینی حاصل ته نشینی از این محلولها غنی از Fe,Mn می‌باشد. سیمان تدفینی غالباً درشت بوده و بر خلاف سیمان وادوز محیط فراتیک آب شیرین که اندازه بلورها بسمت مرکز حفره افزایش می یابد. این تیپ از سیمانها هم اندازه می‌باشند و حالت درشت شونده به سمت مرکز در آنها دیده نمی‌شود.(سیمان بلوکی)

در محیط‌های تدفینی سیمان فراگیرنده (Poikilotopic) نیز تشکیل می‌شوند. تیپ دیگر سیمان این محیط دیاژنزی سیمان سین تکسیال است که در اطراف قطعات اسکلتی تک بلور نظیر لاله وشان تشکیل می‌شوند سیمانهای درشت اسپاری که اندازه آنها تا ۳۰۰ میکرون نیز می‌رسد در این محیط تشکیل میشوند

منشاء سیمان می‌تواند از منابع زیر باشد:

الف- از آب بین دانه‌ها که در موقع تشکیل سنگ در فضاهای بین ذرات قرار می‌گیرد یا اینکه بعداً به فضاهای بین ذرات رسوبی وارد و ته نشین می‌شود.

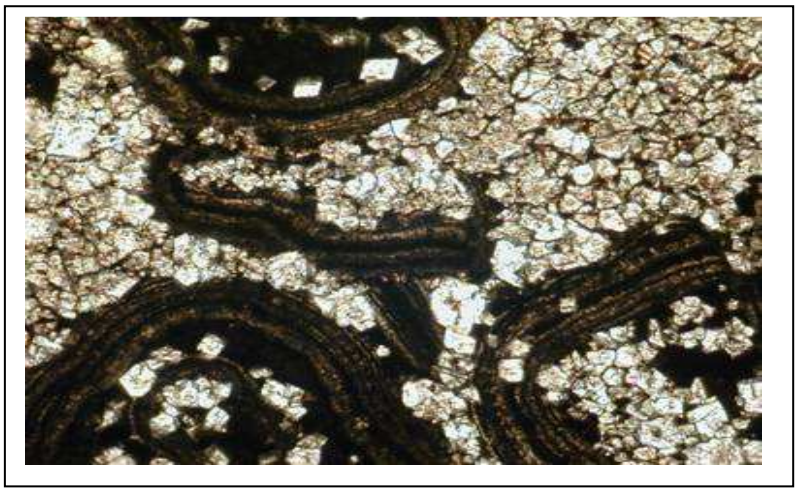
ب- از محلولهای حاصل شده از فرآیند انحلال حاصل از فشار (pressure-sdution)

ج- انحلال قطعات ناپایدار کربنات کلسیم نظیر ذرات آراگونیتی

بنظر می‌رسد که در محیط تدفینی فرآیند انحلال حاصل از فشار نقش مهمی در تشکیل سیمان تدفینی ایفاء می‌نماید.

ج- دولومیتی شدن (Dolimitization)

یکی دیگر از فرآیندهای دیاژنزی محیط تدفینی، دولومیتیزاسیون یا دولومیتی شدن است. بالا رفتن درجه حرارت در طی تدفین، موانع ترمودینامیکی جهت تشکیل دولومیت را کاهش داده و دولومیت بطور گسترده تشکیل می شود.



جانشینی دولومیت به جای بافت کلسیتی ذرات تشکیل دهنده سنگ کربناته

از نظر پتروگرافی سه تیپ عمده از دولومیت‌های تدفینی شناخته شده‌اند:

۱- دولومیت‌های یوهدرال تا ساب هدرالی که در طول سطوح انحلال فشاری (استیلولیت) تمرکز می‌یابند

۲- دلومیت‌های درشت بلور با بافت ان هدرال یا گزنوتوپیک.

۳-دولومیت‌های زین اسبی (Saddle dolomite) که بصورت بلورهای بسیار درشت با خاموشی موجی در طول شکستگی‌ها و حفرات تشکیل می‌شود.

می‌توان فرآیندهای مختلف دیاژنزی متعلق به محیط‌های مختلف دیاژنتیکی را بصورت زیر نشان داد.

فرآیندهای دیاژنزی	فراتیک دریایی	وادوز آب شیرین	فراتیک آب شیرین	مخلوط آب شیرین و دریا	تد فینی
زیست آشفتگی	———				
میکرایتی شدن	———				
سیمان حاشیه‌ای ایزوپکوس	———				
انحلال		———	———		
سیمان مینکوس و آویزه‌ای		———			
سیمان دروزی			———		
سیمان بلوکی درشت					
سیمان تکسیال			———	--------	—— ———
سیمان فراگیرنده					—— ——
تراکمی	-----	———	———	———	—— ——
نئومورفیسم			———	-------	--- -----
استیلولیتی شدن					—— ——
دولومیتهای مرتبط با تراکم شیمیایی					—— ——
دولومیتهای درشت گزنوتوپیک					—— ——
دولومیتهای روشن و دانه شکری				———	

دولومیت و دولومیتی شدن

کانی دولومیت با ترکیب شیمیایی $CaMg(CO_3)_2$ در سیستم رومبوئدر متبلور می‌شود. در ساختمان کریستالی دولومیت لایه‌های کاتیونی Ca^{+2}, Mg^{+2} بطور متناوب قرار گرفته و در بین آنها لایه‌های آنیونی $(Co_3)^{-2}$ قرار می‌گیرد که این لایه‌ها عمود بر جهت محور C کریستا لوگرافی می‌باشد. (شکل زیر)

در حالت ایده‌ال این لایه‌ها کاملاً از هم مجزا و نسبت $\frac{Mg}{Ca}$ بصورت $\frac{50}{50}$ بوده که در این حالت تحت عنوان دولومیت‌های منظم و استیشیومتریک (stochiometry) نامیده می شود. معمولاً دولومیت کمتر بصورت اولیه بوده و اکثراً بصورت ثانویه دیده شده و جانشین کربنات کلسیم می‌شود. با اینکه آب دریا در حدود ۲۰ برابر بیشتر از

کلسیت نسبت به دولومیت فوق اشباع است. به علل‌های متفاوتی این کانی نمی‌تواند براحتی شبیه کانیهای آراگونیتی یا کلسیتی بطور مستقیم تشکیل شود که مهمترین این موانع هیدراته شدن یون منیزیم در محیط و همچنین ساختمان بسیار منظم این کریستال می‌باشد. یکی از مسائل مهم جهت تشکیل دولومیت بصورت اولیه یا ثانویه مسئله منشاء یونهای Mg^{+2} می‌باشد که مهمترین و عمده‌ترین منابع جهت تامین یون Mg لازم جهت تشکیل کانی دولومیت بشرح زیر می‌باشد:

۱- آب دریا

با اینکه دریا تقریباً میزان منیزیم آن سه برابر یون کلسیم است نسبت به دولومیت فوق اشباع است ولی دولومیت رسوب نمی‌کند و این بخاطر هیدراته شدن یون منیزیم و همچنین بخاطر ساختمان منظم کریستال بوده که نیازمند رسوب یکنواخت یونهای منیزیم و کلسیم می‌باشد. بهر حال آب دریا تحت شرایط خاصی یکی از منابع عمده یونهای Mg^{+2} می‌باشد.

۲-کلسیت با منیزیم بالا (Migh.Mg.calcite)

یون منیزیم موجود در قطعات اسکلتی با جنس کلسیت H.Mg می‌تواند بخشی از Mg لازم در فرآیند دولومیتی شدن را تامین کند.

۳- آبهای شور غنی از منیزیم:

در محیطهای شور حاشیه دریاها در مناطق آریدی فرآیند تبخیر سبب رسوب آراگونیت- ژیپس و انیدریت می‌شود که سبب خروج یونهای Ca از حالت محلول می‌شوند و نهایتاً میزان یون Mg^{+2} افزایش می‌یابد و ته نشینی این کانیهای تبخیری سبب ایجاد آبهای شور غنی از منیزیم می‌گردد.

٤- رُسهای غنی از منیزیم:

تغییر و تحول کانیهای رسی نظیر تبدیل اسمکتیت به ایلیت سبب آزاد شدن یون Mg^{+2} می‌گردد.

٥- نمک‌های تلخ (پلی‌هالیت‌ها و کارنالیت‌ها)

این نمک‌ها حاوی مقداری یون منیزیم می‌باشند که در صورت انحلال، منیزیم آنها آزاد شده و می‌تواند در اختیار فرآیند دولومیتیزاسیون قرار گیرد.

مطالعات نشان می‌دهد که فراوانی دولومیت با گذشت زمان افزایش می‌یابد و در سنگهای قدیمی‌تر فراوانتر است. دولومیت‌ها در سنگهای پر کامبرین بیشتر دیده می‌شوند بطوریکه ۲/۳ سنگهای کربناته پر کامبرین، ۳۵ درصد سنگهای پالئوزوئیک ، ۱۰٪ درصد سنگهای مزوزوئیک و ۵ درصد سنگهای کربناته ترشیاری تحت تاثیر فرآیند دولومیتیزاسیون قرار گرفته‌اند.

در هنگام جانشینی دولومیت به جای سنگهای کربناته گاهی فرم و ساختمان داخلی آلوکم‌ها محو میشوند. این نوع جانشینی تحت عنوان جانشینی تقلیدی یا (mimic replacement) نامیده می‌شود. اگر در اثر جانشینی دولومیت، بافت و ساختمان داخلی آلوکم محو شود جانشینی تحت عنوان جانشینی غیر تقلیدی یا (non-mimie replacement) نامیده می‌شود.

تحقیقات انجام شده در ارتباط با قطعات اسکلتی دولومیت شده نشان می‌دهد که:قطعات کرینوئید آلگهای جلبکی و بعضی از فرامینیفرها در هنگام دولومیتی شدن فابریک آنها غالباً بخوبی محفوظ می‌ماند در حالیکه دوکفه‌ایها- گاستروپودها و کورالها در هنگام دولومیتی شدن فابریک آنها تخریب می‌شوند و دولومیتی شدن آنها نیز

سریعتر انجام می‌گیرد و جنس قطعات اسکلتی دو کفه‌ای گاستروپود آراگونیتی است. کلسیت H.Mg و آراگونیت نسبت به کلسیت L.Mg ترجیحاً زودتر دولومیتی می‌شوند.

از نظر بافتی دولومیت‌ها به سه حالت زیر دیده می‌شوند:

A- دولومیت با سطوح غیر مسطح (Non-planar)

کریستالها بصورت ان هدرال (anhedral) بوده و بصورت سطوح کریستالی انحناءدار و بطور غیر منظم و غالباً بطور فشرده در کنار همدیگر قرار گرفته‌اند.

B- **دولومیت با سطوح مسطح خود شکل** (Planar-Euhedral) که غالباً بصورت کریستالهای رمبوئدریک می‌باشد.

C- **دولومیت با سطوح مسطح نیمه خود شکل**(Planar-subhedral) بیشتر کریستالها بصورت ساب هدرال با سطوح کریستالی مسطح هستند و کریستالها در تماس با یکدیگر قرار می‌گیرند.

آقای فریدمن به جای واژهٔ (Non-planar) اصطلاح گزنوتوپیک (xenotopic) را بکار می‌برد که دولومیت کاملاً بی شکل هستند و حالتیکه دلومیت‌ها بصورت یوهدرال و با شکل کریستالی منظم باشد واژهٔ (Idiotopic) و در حالتیکه که دولومیت بصورت ساب هدرال باشد واژهٔ (Hpidiotopic) را بکار برده است. مطالعات نشان می‌دهد که در درجه حرارت کم سطوح کریستالی بصورت منظم بهتر رشد می‌کند بطوریکه کریستالهای دولومیت بصورت یوهدرال تا ساب هدرال است. در حالیکه با افزایش درجه حرارت و همچنین افزایش میزان فوق اشباعی محیط نسبت به دولومیت، کریستالهای دولومیت بصورت اَن هدرال یا گزنوتوپیک خواهد بود که کریستالهای دارای سطوح نامنظم و بی قاعده است. درجه حرارتی که بالاتر از آن بافت کریستال دولومیت بصورت نامنظم در می‌آید.

بین ۵۰ تا ۱۰۰ درجه می‌باشد. علاوه بر درجه حرارت که بر روی شکل دولومیت موثر است درجه اشباع شدگی محلول دولومیتی کننده نیز مهم می‌باشد، که در درجه اشباع شدگی بالا بافت گزنوتوپیک ایجاد می‌گردد. در این حالت دولومیتیزاسیون بصورت گسترده انجام گرفته و تمام متشکله‌های سنگ آهک بدون توجه به کانی شناسی و اندازه کریستالها دولومیتی می‌شوند. هنگامیکه میزان اشباع شدگی محلول دولومیت پائین‌تر باشد در این حالت تنها ترکیبات مستعدتر (آراگونیت و کلسیت H.Mg) دولومیتی می‌شوند بافت گزنوتوپیک در دولومیت‌های قبل از سنوزوئیک به فراوانی دیده می‌شود.

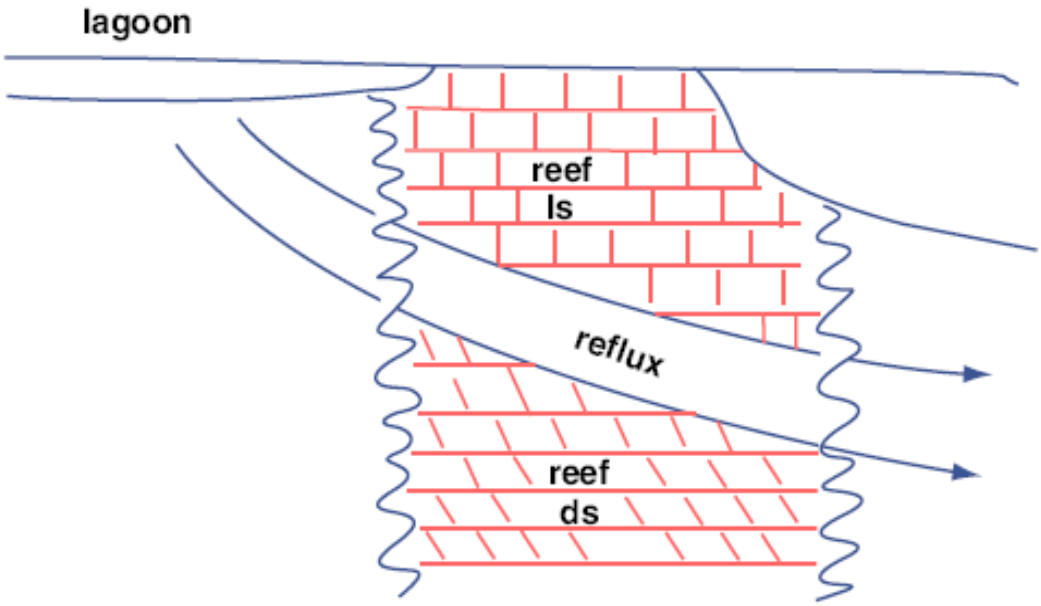
=

مدلهای دولومیتیزاسیون

مدل‌های متعددی جهت توجیه فرآیند دولومیتیزاسیون ارائه شده که مهمترین آنها عبارتست از:

۱- مُدل تراوش (Seepage-Reflux)

مدل تراوش شامل تولید سیالات دولومیتی کننده در اثر تبخیر آبهای لاگون و یا آبهای حفره‌ای پهنه جزر و مدی نفوذ این سیالات به داخل رسوبات کربناته می‌باشد. (مطابق شکل زیر)



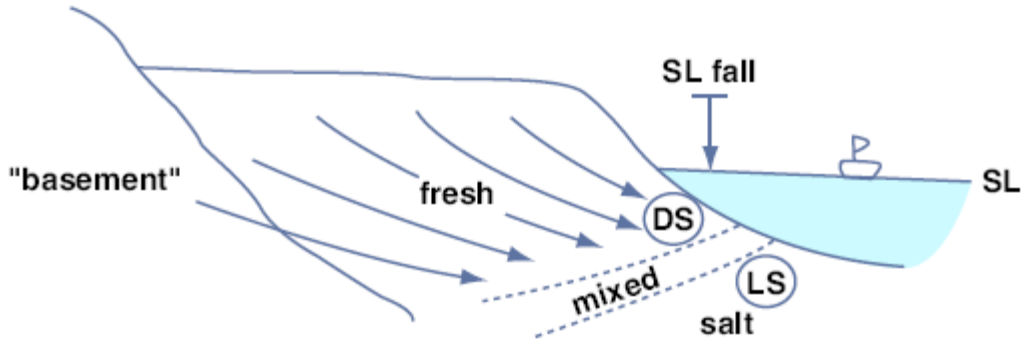
در اثر تبخیر و سپس رسوبگذاری ژیپس نسبت $\frac{Mg}{Ca}$ موجود در سیال افزایش می‌یابد و این امر موجب افزایش دانسیته سیال شده و در اثر سنگینی بطرف پائین در میان رسوبات کربناته نفوذ کرده و سبب دولومیتی شدن آنها می‌گردد. درمناطقی که دارای خلل و فرج زیاد می‌باشد دولومیتی شدن می‌تواند تا عمق چند صد متری اتفاق بیفتد. این نوع دولومیتی شدن می‌تواند در لاگون و دریاچه‌های جدا شده از دریا اتفاق بیفتد آب دریاچه از طریق تغذیه سیلابی آب دریا و یا نفوذ آب دریا از میان خلل و فرج ماسه‌های ساحلی (Seepage) بداخل دریاچه تامین می‌شود وقتی که آب دریاچه در اثر تبخیر و رسوب ژیپس از Mg^{+2} غنی شد، در میان کربناتهایی که در زیر قرار گرفته است نفوذ می‌کند (Reflux) و آنها را دولومیتی می‌کند. معمولاً این دولومیتها همراه با کانیهای تبخیری می‌باشند.

۲-مدل سبخا (Sabkha Dolomitization)

در محیط‌های سبخائی در طول زمستان و بهار و در هنگام جزر و مد و طوفانهای شدید، آب وارد پهنه سوپراتایدال شده و این آب بتدریج به داخل رسوبات به سمت پایین نفوذ می‌کند گرمای شدید موجود در بیشتر ایام سال سبب تبخیر آبهای موجود در بالای سطح ایستابی بر اساس خاصیت موئینه شده و بطور فزاینده در اثر فرآیند تبخیر آبهای حفره‌ای غلیظ می‌شوند که این امر سبب رسوب آراگونیت و ژیپس شده و نهایتاً میزان $\frac{Mg}{Ca}$ در آب شور افزایش می یابد. این سیال هیپرسالین غنی از Mg در زیر سطح سبخا بعنوان سیال دولومیتی کننده عمل می‌کند. مسئله مهمی که در این ارتباط وجود دارد این است که آیا دولومیت بطور مستقیم (اولیه) رسوب می‌کند یا اینکه جانشین رسوب کربناته قبلی می‌گردد. هاردی (۱۹۸۷) Hardie بحثی را در ارتباط با رسوب مستقیم دولومیت در سبخا نسبت به جانشینی ارائه کرده است و معتقد است که مطالعات SEM (میکروسکوپ الکترونی) که بر روی دولومیت‌های سبخایی خلیج فارس انجام گرفته نشان می‌دهد دولومیت بطور مستقیم رسوب کرده و جانشین رسوبات آراگونیتی شده است. دولومیت‌های سبخائی عهد حاضر دانه ریز (کوچکتر از ۵ میکرون) بوده و دارای ساختمان کریستالی غیر منظم بوده و دارای Ca زیاد می‌باشد و همراه با کانیهای تبخیری دیده می‌شود.

۳-مدل اختلاط (Dorag) mixing-zone Dolomitization

مدل ارائه شده در برگیرنده دولومیتیزاسیون حاصل از اختلاط آب شور (دریا) و آب شیرین بوده که آب لب شور حاصل نسبت به کلسیت تحت اشباع بوده ولی نسبت به دولومیت اشباع می‌باشد. این مدل بر اساس کار Handshow(۱۹۷۱) بر روی مخازن آب فلوریدا صورت گرفته است. (۱۹۷۳) بدیع الزمانی با مطالعه بر دولومیت‌های اردوویسین ایالت ویس کانسین آمریکا به این نتیجه رسید که دولومیت ثانویه می‌تواند از مخلوط شدن آب شور و شیرین تولید شود. و طبق داده‌های ترمودینامیکی به این نتیجه رسید که آب دریا و آبهای سطحی مستقلاً قادر به ایجاد دولومیت نمی‌باشد ولی اختلاط این دو به نسبت‌های معین قادر به رسوبگذاری و تغییر $CaCO_3$ به فاز $CaMg(CO_3)_2$ می‌باشد. بدیع الزمانی این پدیده را دو رگ (Dorag) نامید و این عمل نیز (Dorag-Dolomitization) معروف شده است. در مدل دو رگ (Dorag) بدیع الزمانی حد اکثر دولومیتیزاسیون در زون اختلاط جایی صورت می‌گیرد که نسبت آب شیرین به آب دریا ۵/۱ باشد چنین محلولی نسبت به $CaCO_3$ زیر اشباع و نسبت به $Ca\ Mg(CO_3)_2$ فوق اشباع است و تحت تاثیر چنین شرایطی دولومیت جانشین کلسیت می‌شود. غالباً دولومیت‌های مدل دو رگ بصورت بلورهای روشن و ایده آل و با نظم خوب می‌باشد و در این زون سیمان دولومیتی نیز تشکیل می‌شود.



٤- مدل تدفینی (Burila Dolomitization)

مدل تدفینی دولومیتیزاسیون یکی از مدلهای مهمی است که برای توجیه دولومیتیزاسیونهای گسترده ارائه شده است. حرارت بالا در محیط‌های تدفینی از فاکتورهای مساعد کننده فرآیند دولومیتی شدن می‌باشد. آب دریا تنها منشاءیون Mg^{+2} در مدل‌های قبلی بوده است.

ولی در مدل تدفینی یون Mg^{+2} می‌تواند از منابع زیر تامین شود:

۱- آبهای بین حفره‌ای	۲- کانیهای کربناته حاوی Mg زیاد
۳- فرآیند انحلال حاصل از فشار	٤- تحول کانیهای رسی به یکدیگر اسمکتیت ← ایلیت

از نظر پتروگرافی ۳ تیپ عمده از دولومیت‌های تدفینی شناخته شده‌اند که شامل موارد ذیل است:

الف- **دولومیت‌های یوهدرال** که در طول سطوح استیلولیت و سکانسهای انحلالی ناشی از فشار تمرکز می‌یابند.

ب- **دولومیت‌های درشت بلور** با بافت گزنوتوپیک که بطور گسترده دیده می‌شوند و غالباً بصورت موزائیک بهم فشرده دیده می‌شوند.

ج- **دولومیت‌های زین اسبی** که غالباً بصورت پرکننده حفرات می‌باشد و دارای خاموشی موجی است. غالباً دارای اندازه بزرگتر از یک میلی‌متر بوده متصور می‌شود که دولومیت‌های زین اسبی در درجه حرارت بالاتر از ٦۰ تا ۱۵۰ درجه سانتی‌گراد تشکیل می‌گردد. و لذا می‌توان از آن بعنوان یک ژئوترمومتر استفاده کرد. دولومیت‌های زین اسبی در رسوبات عهد حاضر یا در سنگهای کواترنر دیده نشده و غالباً در آخرین مراحل دیاژنز در محیط تدفینی حاصل می‌شود.

مدلهای دیگری نظیر Sea-water Dolomitization و Corrang Model و غیره نیز ارائه شده است.

بطور کلی جهت تشکیل دلومیت باید شرایط ذیل مهیا باشد:

۱- نسبت $\frac{Mg^{+2}}{Ca^{+2}}$ بیش از یک باشد $(\frac{Mg}{Ca} > 1)$

۲- نسبت $\frac{Co_3^{2-}}{Ca^{2+}}$ و همچنین درجه حرارت محیط بالا باشد.

۳- آب دریا نسبت به دولومیت اشباع باشد.

٤- سنگ آهکی که می‌خواهد دولومیتی شود باید خاصیت نفوذپذیری زیاد داشته باشد و به مُدّت زیاد آبی که منیزیم زیاد دارد از آن عبور کند.

Useful Sources of Information on Carbonate Rock Classifications

Folk, R.L., ۱۹۵۹. Practical petrographic classification of limestones. Bulletin American Association Petroleum Geologists, v. ٤۳, p. ۱-۳۸

Folk, R. L., ۱۹٦۲. Spectral subdivisions of limestone types. In: Ham (ed) Classification of Carbonate Rocks. Memoir ۱, American Association of Petroleum Geologists, p. ٦۲-۸٥.

Strohmenger, C. and Wirsing, G., ۱۹۹۱. A proposed extension of Folk's (۱۹٥۹, ۱۹٦۲) textural classification of carbonate rocks. Carbonate and Evaporites, v. ٦, p. ۲۳-۲۸.

Dunham, R, J., ۱۹٦۲. Classification of carbonate rocks according to depositional texture. In: Ham (ed) Classification of Carbonate Rocks. Memoir ۱, American Association of Petroleum Geologists, p. ۱۰۸-۱۲۱.

Embry, A.F. and Klovan, J.E., ١٩٧١. A late Devonian reef tract on northeastern Banks Island Northwest Territories. Bulletin Canadian Petroleum Geologists, v. ١٩, p. ٧٣٠–٧٨١. (Examine the part dealing with modification of Dunham's classification).

Carozzi, A. V., ١٩٨٩. Carbonate rock depositional Models. A microfacies approach. Prentice Hall, Englewood Cliffs, N.J. Advanced Reference Series, ٦٠٤ p.

Folk, Robert ١٩٨٠. Petrology of Sedimentary Rocks. Hemphill Publishing Co. Austin, Texas. (Great book, if you ever get a chance to get one grab it!!!!). **(I have placed the ١٩٧٤ edition of this book on reserve for you in the Randall Library) Online Web Link: http://www.lib.utexas.edu/geo/FolkReady/entirefolkpdf.pdf**

Pettijohn, Potter, & Siever; ١٩٧٣; *Sand and Sandstone*, p. ٦٨–٨٥.

Wentworth, Chester K. ١٩٢٠. Methods of mechanical analysis of sediments. University of Iowa Studies in Natural History, Vol. XI, No. ١١, ٥٢ p. **Wentworth.pdf (٣.٥ mb)**

Wentworth, C.K., ١٩٢٢; A scale of grade and class terms for clastic sediments. Journal of Geology, Vol. XXX, p. ٣٧٧–٣٩٢.

Viard, J.P. and Breyer, J.A., ١٩٧٩; Description and hydraulic interpretation of grain size cumulative curves from the Platt River System. Sedimentology, vol. ٢٦, p. ٤٢٧–٤٣٩.

Dunham, R. J., ١٩٦٢, Classification of carbonate rocks according to depositional texture. In: Ham, W. E. (ed.), Classification of carbonate rocks: American Association of Petroleum Geologists Memoir, p. ١٠٨–١٢١.

Embry, AF, and Klovan, JE, ١٩٧١, A Late Devonian reef tract on Northeastern Banks Island, NWT: Canadian Petroleum Geology Bulletin, v. ١٩, p. ٧٣٠–٧٨١.

Folk, R.L., ١٩٥٩, Practical petrographic classification of limestones: American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. ٤٣, p. ١–٣٨.

METAMORPHIC ROCK CLASSIFICATION

CLASIFICATION OF METAMORPHIC ROCKS BASED ON TEXTURE		
CLASSIFICATION	**ROCK NAME**	**TYPICAL PARENT ROCK**
Foliated	Slate	Shale, sandstone
	Phyllite	
	Schist	
	Gneiss	
Nonfoliated	Quarzite	Quartzose sandstone
	Marble	Limestone, dolomite
	Amphibolite	Shale, basalt

Metamorphism produces changes in the rocks which include the **development of foliation** ("layering"), the **formation of new minerals**, and **an increase in grain size**. The metamorphic rocks are classified according to their texture (whether or not there is a visible foliation) and their composition.

Foliated Rocks

The rocks above are the common foliated metamorphic rocks. They are, from left to right, mica schist, gneiss, and slate. Notice the increasing grain size and increasing thickness of the foliation, these are the characteristics used to distinguish foliated

metamorphic rocks. Sometimes composition adjectives are used to name these rocks. For instance a schist with abundant garnet would be called a "garnet schist".

Slate is commonly metamorphosed shale. Slate is often black or gray and has a distinctive breakage pattern along it's foliation plane. This breakage pattern makes the rock useful as a roofing material, and it was formerly used to make chalkboards.

Schists contain a lot of large micas, which usually break apart easily. They have a very shiny appearance. There are many possibilities for parent rock of schists.

Gneiss is one of the most distinctive metamorphic rocks. Granite, an igneous rock, may be transformed into gneiss. The minerals present in both rocks are the same but the gneiss is notable for it's color bands, giving it a striped appearance.

Nonfoliated rocks

The nonfoliated rocks do not exhibit foliation because of their uniformity of composition, and the shape of their minerals. The texture of nonfoliated rocks is described as granular.

Marble is made of calcium carbonate and its parent rock was limestone. Because of the calcium carbonate, marble will fizz or bubble if a weak acid is splashed on it. Marble is often white, yet the presence of mineral impurities may alter the color.

Quartzite is metamorphosed from quartz-rich sandstone. The rock is usually white or light colored.

Amphibolite is composed, primarily, of amphibole and plagioclase. The parent rock is a mafic rock, usually basalt or gabbro.

IGNEOUS ROCKS

Igneous Rocks:

Igneous rocks (from the Greek word for fire) form from when hot, molten rock (magma) crystallizes and solidifies. The melt originates deep within the Earth near active plate boundaries or hot spots, then rises toward the surface. Igneous rocks are divided into two groups, intrusive or extrusive, depending upon where the molten rock solidifies.

Intrusive Igneous Rocks:

Intrusive, or plutonic igneous rock forms when magma is trapped deep inside the Earth. Great globs of molten rock rise toward the surface. Some of the magma may feed volcanoes on the Earth's surface, but most remains trapped below, where it cools very slowly over many thousands or millions of years until it solidifies. Slow cooling means the individual mineral grains have a very long time to grow, so they grow to a relatively large size. Intrusive rocks have a coarse grained texture.

Extrusive Igneous Rocks:

Extrusive, or volcanic, igneous rock is produced when magma exits and cools outside of, or very near the Earth's surface. These are the rocks that form at erupting volcanoes and oozing fissures. The magma, called lava when molten rock erupts on the surface, cools and solidifies almost instantly when it is exposed to the relatively cool temperature of the atmosphere. Quick cooling means that mineral crystals don't have much time to grow, so these rocks have a very fine-grained or even glassy texture. Hot gas bubbles are often trapped in the quenched lava, forming a bubbly, vesicular texture. Pumice, obsidian, and basalt are all extrusive igneous rocks.

Volcanic Eruptions:

When magma manages to migrate upward onto the surface, the result is volcanism (a volcanic eruption). A volcano forms as molten rock and solidified volcanic debris are ejected onto the surface and accumulate near the eruption site. In addition to rock material, large quantities of water vapor and gases are vented from volcanoes. When magma flows on the surface the material is called lava. The release of pressure during eruptions can produce ash clouds that may travel long distances.

Crystallization:

When magma cools in the subsurface it slowly forms rock through the process of crystallization. The chemical and physical reactions that take place in cooling magma result in the formation of interlocking mineral crystal grains (minerals such as quartz, feldspar, and mica). The mineral grains (crystals) are of a visible size, giving the rock a crystalline texture.

Igneous Rock Classifications:

Igneous rocks are classified by the geologic environment where they formed from the

crystallization of molten material, and perhaps more importantly, by their mineral composition. Intrusive igneous rocks (like granite or gabbro) typically display visible mineral grains that are fairly easy to recognize with a little training. Extrusive rocks are more difficult to clearly identify because the mineral grains are typically invisible. However, the general composition of an extrusive rock is reflected by its color and density characteristics. General composition types include felsic (which is a mnemonic word derived from "feldspar" and "silica"), and mafic (which means rich in magnesium and iron, Fe). Felsic rocks tend to be light colored (white, pink, yellow), and are typically much less dense than mafic rocks that are typically dark (gray, brown, or black).

Mineral Composition:

Rhyolite (a felsic extrusive rock) has the same mineral composition as granite (an intrusive igneous rock) and is composed dominantly of the minerals potassium feldspar (K-spar), quartz, and lesser amounts of plagioclase feldspar, mica, hornblende, and other minerals. Likewise, basalt (a mafic extrusive rock) has the same mineral composition of the mafic intrusive rock, gabbro. This generalized composition of felsic and mafic can be subdivided into intermediate (between felsic and mafic composition), and ultramafic (rocks extremely enriched in magnesium and iron). Rocks of intermediate composition include diorite (intrusive) and andesite (the extrusive equivalent). Ultramafic rocks have special significance, in that they probably are derived from the mantle. They are relatively unstable on the Earth’s surface, and are typically metamorphosed. In nature and in simplistic interpretation, igneous rocks that make up most continental crust typically have a felsic composition (such as rhyolite and granite). The mafic rock basalt is the dominant rock type that makes up most ocean crust. Rocks of intermediate composition are derived from the mixing of continental and oceanic crust.

Batholiths and Other Plutons:

A body of rock formed from magma migrating and solidifying deep in the subsurface is called a pluton or an igneous intrusion. Huge intrusions, covering areas greater than one hundred square kilometers are called a batholith. Batholiths typically contain many separate intrusions that form over a relatively long period of time. Other types of intrusions typically form at shallower crustal depths; these include stocks,dikes,and sills. A stock is smaller than a batholith and typically represents the subsurface passage that fed molten material to a volcano or field of volcanoes over time. Sills and dikes are layers of igneous rock that typically form along fault zones, fractures, or between and parallel to sedimentary layers. A laccolith is a blister-shaped intrusion. Stocks, sills, dikes, laccoliths and other intrusions are remnants of past igneous activity and are exposed at the surface long after erosion has stripped away any ancient volcanoes and other overlying rocks and sediments that may have existed in an area.

IGNEOUS ROCKS and MINERALS

- **Andesite** -- extrusive igneous rock
- **Basalt** -- extrusive igneous rock
- **Dacite** -- extrusive igneous rock
- **Diabase** -- fine-textured igneous rock
- **Diorite** -- intrusive igneous rock
- **Gabbro** -- intrusive igneous rock
- **Granite** -- intrusive igneous rock
- **Granodiorite** -- intrusive igneous rock
- **Obsidian** -- volcanic glass
- **Olivine** -- silicate mineral
- **Pegmatite** -- intrusive igneous rock
- **Peridotite** -- gem quality olivine
- **Pumice** -- light, porous, volcanic rock

- **Rhyolite** -- extrusive igneous rock
- **Tuffs** -- volcanic ash matrix

e). Characteristics of Igneous Rocks

Introduction

As described in some of the previous topics, igneous rocks are produced by the crystallization and solidification of molten magma. Magma forms when rock is heated to high temperatures (between ٦٢٥ and ١٢٠٠° Celsius) beneath the Earth's surface. The exact temperature needed to melt rock is controlled by several factors. Chemistry of the rock material, pressure, presence of gases (like water vapor) all influence when melting occurs. Most of the heat required to melt rock into magma comes from the Earth's central internal region known as the core. Scientists estimate that the temperature of the Earth's core is about ٥٠٠٠° Celsius. Heat moves from the Earth's core towards the solid outer crust by convection and conduction. Convection moves hot plumes of magma vertically from the lower mantle to the upper mantle. Some of these plumes melt through the Earth's solid lithosphere and can produce intrusive igneous features and extrusive igneous features on the surface. Heat can also be generated in the lower lithosphere through friction. The tectonic movement of subducted crustal plates can generate enough heat (and pressure) to melt rock. This fact explains the presence of volcanoes along the margin of some continental plates.

Types of Igneous Rocks

The type of igneous rocks that form from magma is a function of three factors: the chemical composition of the magma; temperature of solidification; and the rate of cooling which influences the crystallization process. Magma can vary chemically in its composition. For example, the amount of silica ($SiO_٢$) found in magma can vary from ٧٥ % to less than ٤٥ %. The temperature of cooling determines which types of minerals are found dominating the rock's composition. Rocks that begin their cooling

at low temperatures tend to be rich in minerals composed of silicon, potassium, and aluminum. High temperature igneous rocks are dominated by minerals with higher quantities of calcium, sodium, iron, and magnesium. The rate of cooling is important in crystal development. Igneous rocks that form through a gradual cooling process tend to have large crystals. Relatively fast cooling of magma produces small crystals. Volcanic magma that cools very quickly on the Earth's surface can produce obsidian (see image link) glass which contains no crystalline structures.

Geologists have classified the chemistry of igneous rocks into four basic types: felsic, intermediate, mafic, and ultramafic. Igneous rocks derived from felsic magma contain relatively high quantities of sodium, aluminum, and potassium and are composed of more than ٦٥ % silica. Rocks formed from felsic magma include granite (see image link), granodiorite (see image link), dacite, and rhyolite (see image link). All of these rock types are light in color because of the dominance of quartz, potassium and sodium feldspars, and plagioclase feldspar minerals (Figure ١٠e-١). Dacite and granodiorite contain slightly more biotite and amphibole minerals than granite and rhyolite. Rhyolite and dacite are produced from continental lava flows that solidify quickly. The quick solidification causes the mineral crystals in these rocks to be fine grained. Granite and granodiorite are common intrusive igneous rocks that are restricted to the Earth's continents. Large expanses these rocks were formed during episodes of mountain building on the Earth. Because granite and granodiorite form beneath the Earth's surface their solidification is a relatively slow process. This slow solidification produces a rock with a coarse mineral grain. Mafic magma produces igneous rocks rich in calcium, iron, and magnesium and are relatively poor in silica (silica amounts from ٤٥ to ٥٢ %). Some common mafic igneous rocks include fine grained basalt (see image link) and coarse grained gabbro (see image link). Mafic igneous rocks tend to be dark in color because they contain a large proportion of minerals rich in iron and magnesium (pyroxene, amphiboles, and olivine). Basalt is much more common than gabbro. It is found in the upper portion of

the oceanic crust and also in vast continental lava flows that cover parts of Washington, Oregon, Idaho, and California. Gabbro is normally found in the lower parts of oceanic crust and sometimes in relatively small intrusive features in continental crust.

Andesite (see image link) and diorite are intermediate igneous rocks that have a chemistry between mafic and felsic (silica amounts between ٥٣ to ٦٥ %). These rocks are composed predominantly of the minerals plagioclase feldspar, amphibole, and pyroxene. Andesite is a common fine grained extrusive igneous rock that forms from lavas erupted by volcanoes located along continental margins. Coarse grained diorite is found in intrusive igneous bodies associated with continental crust.

Ultramafic igneous rocks contain relative low amounts of silica (< ٤٥ %) and are dominated by the minerals olivine, calcium-rich plagioclase feldspars, and pyroxene. Peridotite is the most common ultramafic rock found in the Earth's crust. These rocks are extremely rare at the Earth's surface.

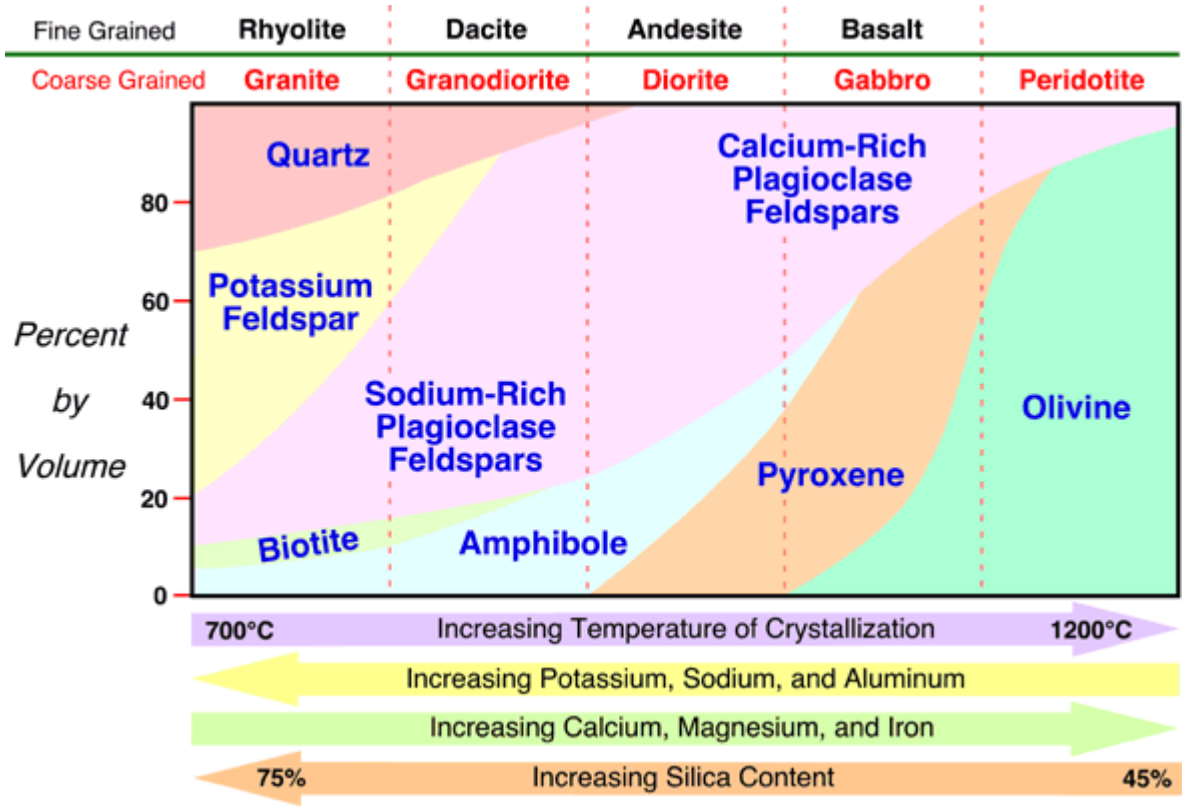
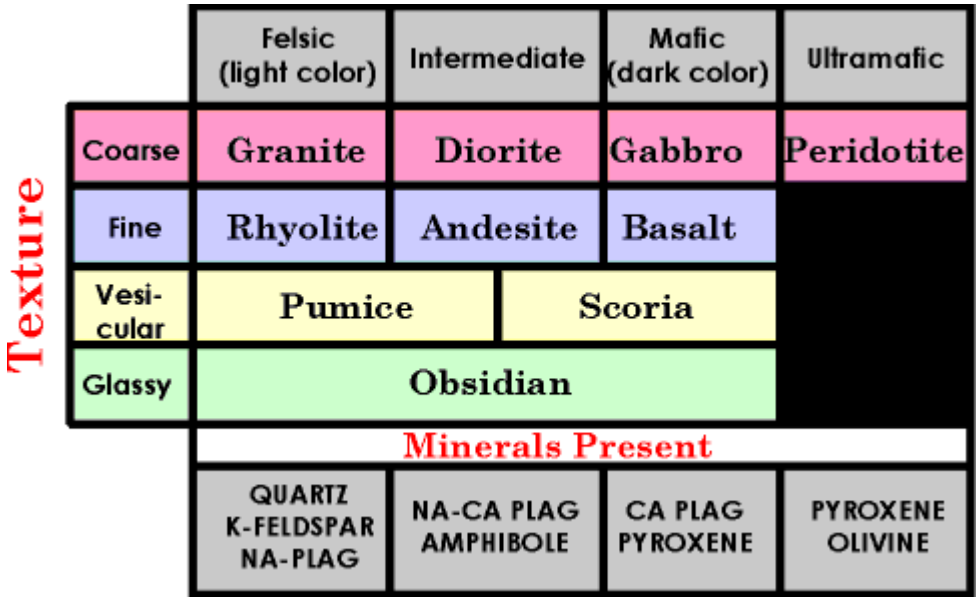


Figure ١٠e-١: The classification of igneous rocks. This graphic model describes the difference between nine common igneous rocks based on texture of mineral grains, temperature of crystallization, relative amounts of typical rock forming elements, and relative proportions of silica and some common minerals.



Igneous Rocks and the Bowen Reaction Series

In the ١٩٢٠s, N.L. Bowen created the following model to explain the origin of the various types of igneous rocks (Figure ١٠e-٢). This model, known as the Bowen reaction series, suggests that the type of igneous rocks that form from magma solidification depends on the temperature of crystallization and the chemical composition of the originating magma. Bowen theorized that the formation of minerals, which make up igneous rocks, begins with two different chemical sequences at high temperatures that eventually merge into a single series at cooler temperatures. One sequence, the *discontinuous series*, involves the formation of chemically unique minerals at discrete temperature intervals from iron and magnesium rich mafic magma. In the other sequence, known as the *continuous series*, temperature reduction causes a gradual change in the chemistry of the minerals that form calcium and sodium rich felsic magma. The discontinuous series starts with the formation of rocks that are primarily composed of the mineral olivine. Continued temperature decreases change the minerals dominating the composition of the rock from pyroxene, to amphibole, and then biotite. The continuous series produces light

colored rocks rich in plagioclase feldspar minerals. At high temperatures, the *plagioclase feldspar* minerals are dominated with the element calcium. With continued cooling, the calcium in these minerals is gradually replaced with sodium. The convergence of both series occurs with a continued drop in magma temperature. In the merged series, the minerals within the crystallizing rock become richer in potassium and silica and we get the formation of first *potassium feldspars* and then the mineral muscovite. The last mineral to crystallize in the Bowen reaction series is quartz. Quartz is a silicate mineral composed of just silicon and oxygen ($SiO^{۲}$).