



دانشگاه صنعتی اصفهان

دانشکده مهندسی معدن

سنگ شناسی



محمد رضا ایران نژادی

فهرست

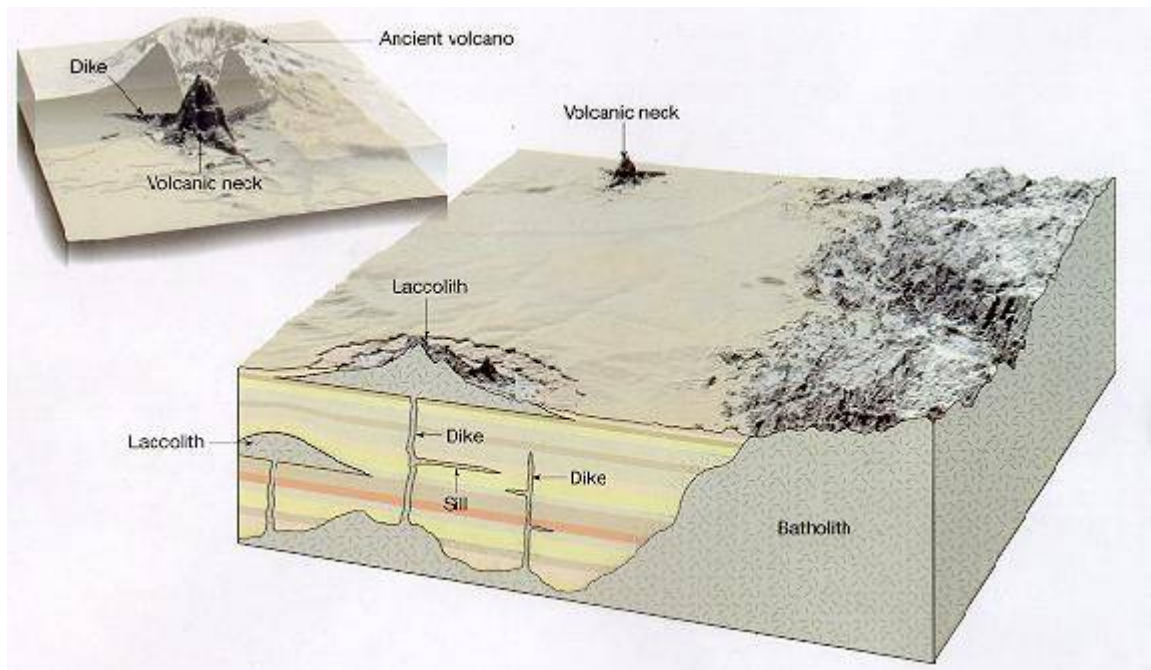
صفحه

۳	بخش اول: سنگ شناسی آذرین
۴	مقدمه
۴	پترولوژی و پتروگرافی
۴	مقدمه ای بر سنگهای آذرین
۴	خصوصیات ماگما
۷	تبلور ماگما
۱۳	مراحل انجماد ماگما
۱۵	سنگهای آذرین پلوتونیک
۱۸	سنگهای آذرین آتش فشانی
۲۱	شکلهای آتش فشانهای زمین
۲۴	بافتهای سنگهای آذرین
۲۸	تقسیم بندی کلی سنگهای آذرین
۳۵	تقسیم بندی کلی شیمیایی
۳۶	ساختمان زمین و منشاء ماگماها
۳۶	ساختمان درونی زمین
۳۷	منشاء ماگماها
۴۲	ماگماتیسیم و پلیت تکتونیک
۴۷	تحولات ماگمایی
۴۹	سری های ماگمایی
۵۱	بخش دوم: سنگ شناسی رسوبی
۵۳	فصل اول: کلیات و بحثهای مقدماتی
۵۷	فصل دوم: بررسی بافتی سنگهای رسوبی - اجزاء بافتی
۶۰	فصل سوم: سنگهای تخریبی
۶۰	سنگهای تخریبی دانه درشت - کنگلومراها و برشها
۶۵	فصل چهارم: ماسه سنگها
۶۵	الف: کانی شناسی و ترکیب شیمیایی ماسه سنگها
۷۰	ب: تقسیم بندی ماسه سنگها
۷۶	فصل پنجم: سنگ شناسی گروه های مختلف ماسه سنگی
۸۰	فصل ششم: سنگهای رستی (شیلها، آرژیلیتها و سیلتستون ها)
۸۵	فصل هفتم: سنگ های آذری تخریبی
۸۷	فصل هشتم: سنگهای کربناته
۸۷	بخش اول: گسترش کربنات ها و ترکیب شیمیایی آنها
۸۹	بخش دوم: بافت شناسی و تقسیم بندی سنگهای کربناته
۱۰۵	فصل نهم: سنگ های سیلیسی، چرت و سایر رسوبات سیلیسی

۱۰۸	فصل دهم: رسوبات آهن دار
۱۱۱	فصل یازدهم: سنگ های تبخیری، نمک و سایر تبخیریها
۱۱۵	فصل دوازدهم: فسفریتها و سایر رسوبات فسفات دار
۱۱۷	بخش سوم: سنگ شناسی دگرگونی
۱۱۸	فصل اول: دگرگونی، اصول و تعاریف
۱۲۵	فصل دوم: دگرشکلیها
۱۲۹	فصل سوم: اقسام دگرگونی
۱۳۶	فصل چهارم: مجموعه کانیها (پاراژنز)
۱۴۵	فصل پنجم: زونهای دگرگونی
۱۵۲	فصل ششم: بافت، ساخت و فابریک سنگهای دگرگونی
۱۶۱	فصل هفتم: اقسام سنگهای دگرگونی

بخش اول

سنگ شناسی آذرین



مقدمه

پترولوژی و پتروگرافی

پترولوژی (petrology) شاخه ای از زمین شناسی است که به بررسی منشاء، مظهر، ساختمان، و تاریخ سنگها می پردازد.

پتروگرافی (petrography) شاخه ای از زمین شناسی است که به بررسی توصیف و تقسیم بندی سیستماتیک سنگها، بویژه با مطالعه میکروسکپی مقاطع نازک، می پردازد. پتروگرافی زیرشاخه ای از پترولوژی است.

مقدمه ای بر سنگهای آذرین

سنگهای آذرین (igneous rocks) شامل هر سنگ متبلور یا شیشه ای می شوند که از سرد شدن یک **ماگما** (magma) بوجود می آیند.

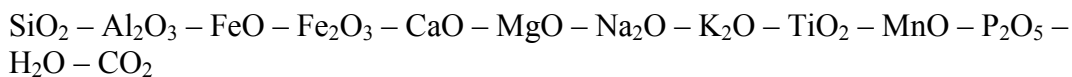
قسمت اعظم **ماگما** از ماده سنگی مایع تشکیل می شود، اما ممکن است حاوی بلورهایی از کانیهای مختلف باشد، و نیز ممکن است حاوی یک فاز گازی باشد، که می تواند در مایع حل شده یا به صورت یک فاز گازی مجزا حضور داشته باشد.

ماگما می تواند سرد شود تا یک سنگ آذرین تشکیل دهد. این عمل یا در سطح زمین رخ می دهد - که در این مورد یک **سنگ آتشفشانی** (volcanic rock) یا **سنگ آذرین خروجی** (extrusive igneous rock) می سازد - یا در زیر سطح زمین - که در این مورد یک سنگ آذرین **پلوتونیک** (plutonic) یا **نفوذی** (intrusive) را تشکیل می دهد.

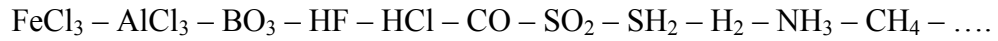
خصوصیات ماگما

ترکیب شیمیایی ماگما

اکسیدهای عمده سازنده ماگماها عبارتند از:



علاوه بر این اکسیدها، ترکیبات زیر نیز در ماگماها دیده شده اند:



انواع ماگما

انواع ماگما بوسیله ترکیب شیمیایی ماگما مشخص می شود. سه نوع کلی تشخیص داده شده اند، اما انواع دیگری نیز هستند که ما بعداً به آنها می پردازیم:

۱. **ماگمای بازالتی** (basaltic magma) -- ۴۵-۵۵ wt% SiO_2 ، غنی در Fe، Mg، Ca،

فقیر در K، Na

۲. **ماگمای آندزیتی** (andesitic magma) -- ۵۵-۶۵ wt% SiO_2 ، حد واسط در Fe،

K، Na، Ca، Mg

۳. **ماگمای ریولیتی** (rhyolitic magma) -- ۶۵-۷۵ wt% SiO_2 ، فقیر در Fe، Mg، Ca،

غنی در K، Na

در زیر، ترکیب متوسط ماگماهای گرانیتی و بازالتی آمده است.

درصد اکسیدها	ترکیب متوسط ماگمای گرانیتی	ترکیب متوسط ماگمای بازالتی
SiO_2	۶۸/۶۵	۴۹/۱۲
Al_2O_3	۱۴/۵۰	۱۳/۸۵
Fe_2O_3	۱/۷۱	۱/۷۵
FeO	۱/۲۳	۹/۶۲
MgO	۰/۸۲	۸/۶۶
CaO	۱/۹۸	۱۰/۱۵
Na_2O	۳/۲۱	۲/۰۴
K_2O	۴/۱۵	۰/۶۸
TiO_2	۰/۲۴	۱/۹۵
MnO	۰/۱۱	۰/۱۸
P_2O_5	۰/۴۱	۰/۳۴
H_2O	۱/۵۷	۰/۶۱
CO_2	۰/۹۸	۰/۷۲
سایر مواد فرار	۰/۴۴	۰/۳۳
جمع	۱۰۰/۰۰	۱۰۰/۰۰

گازها در ماگما

در عمق زمین تقریباً تمام ماگماها دارای گاز حل شده در مایع می باشند. هنگامی که فشار کاهش می یابد (همانطور که ماگما به سطح زمین نزدیک می شود)، گاز یک فاز بخار مجزا می سازد. این مسئله شبیه نوشابه های کربناته است که با فشار بالا در بطریها جا داده شده اند. فشار بالا گاز را به صورت محلول در مایع نگه می دارد. اما هنگامی که فشار کاهش یابد، مانند موقعی که شما در نوشابه را باز می نمایید، گاز از حالت محلول خارج شده و یک فاز گازی مجزا می سازد که شما آن را به صورت حبابهایی می بینید. گاز باعث خصوصیت انفجاری ماگماها می گردد، زیرا همانطور که فشار کاهش می یابد حجم گاز زیاد می شود. ترکیب گازهای درون ماگما شامل این مواد هستند:

- اکثراً H_2O (بخار آب) بامقداری CO_2 (دی اکسید کربن)
- مقادیر کمی گازهای گوگرد، کلر، و فلوئور

درجه حرارت ماگماها

اندازه گیری درجه حرارت ماگماها مشکل است (به خاطر خطر موجود)، اما اندازه گیری آزمایشگاهی و مشاهده محدود صحرایی، نشان می دهد که درجه حرارت فوران ماگماهای مختلف به قرار زیر است:

- ماگمای بازالتی - ۱۰۰۰ تا ۱۲۰۰ درجه سانتیگراد
- ماگمای آندزیتی - ۸۰۰ تا ۱۰۰۰ درجه سانتیگراد
- ماگمای ریولیتی - ۶۵۰ تا ۸۰۰ درجه سانتیگراد

گرانروی ماگما

گرانروی یا **ویسکوزیته** (viscosity) مقاومت در برابر جریان است (برخلاف سیالیت (fluidity)). گرانروی عمدتاً به ترکیب ماگما و درجه حرارت بستگی دارد.

- ماگماهای با محتوی SiO_2 (سیلیس) بیشتر، گرانروی بیشتری نسبت به ماگماهای دارای محتوی SiO_2 پایینتر دارند (گرانروی با زیاد شدن غلظت SiO_2 در ماگما افزایش می یابد).
- ماگماهای درجه حرارت پایینتر گرانروی بیشتری نسبت به ماگماهای درجه حرارت بالاتر دارند (گرانروی با افزایش درجه حرارت ماگما کاهش می یابد).

بنا بر این ماگماهای بازالتی تمایل دارند که نسبتاً به صورت مایع (گرانروی پایین) باشند، اما گرانروی آنها هنوز ۱۰۰۰۰ تا ۱۰۰۰۰۰ برابر گرانروی آب است. ماگماهای ریولیتی مایلند حتی گرانروی بالاتری نشان دهند، که بین ۱ میلیون تا ۱۰۰ میلیون برابر گرانروی آب تغییر می کند. گرانروی یک خاصیت مهم در تعیین رفتار فورانی ماگماها می باشد.

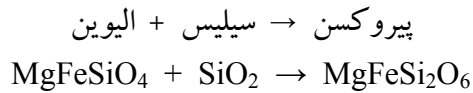
تبلور ماگما

قوانین اساسی تبلور ماگما به کمک تحقیقات آزمایشگاهی نیکولا باون (N. Bowen, ۱۹۲۸) زمین شناس معروف و شاگردانش تدوین شده است. شناخت این قوانین برای پی بردن به روابط بین سنگهای آذرین لازم است.

در طول سرد شدن ماگما، تمام سیلیکات ها در یک زمان متبلور نمی شوند، بلکه به ترتیب و طی سرد شدن از حرارت ۱۵۰۰ درجه تا ۵۵۰ درجه سانتیگراد تبلور حاصل می نماید. مثلاً در یک ماگمای بازالتی، ابتدا اولیوین، بعد پیروکسن و فلدسپات های پلاژیوکلاز غنی از آنورتیت، سپس آمفیبول، میکاها و پلاژیوکلازهای فقیر از آنورتیت و در پایان فلدسپات های آلکالن و بالاخره کوارتز متبلور می گردد. بتدریج که ماگما سرد می شود و کانیها به ترتیب متبلور می گردند، ماگمای باقی مانده از لحاظ عناصری که در ساختمان کانیهای دارای نقطه انجماد بالا شرکت نموده اند فقیر می شود و در مقابل از عناصری که در ساختمان کانیهای دارای نقطه انجماد پایین وارد می شوند غنی می گردد. مثلاً در نتیجه تبلور اولیوین، پیروکسن، آمفیبول و پلاژیوکلازهای غنی از کلسیم، مقدار زیادی از عناصر منیزیم، آهن و کلسیم که در ساختمان این کانیها به کار می روند از ماگما گرفته می شود. در نتیجه ماگمای باقی مانده از لحاظ این عناصر فقیر می گردد و آنچه که در ماگمای باقی مانده درصد بیشتری پیدا می کند عبارتست از سیلیسیم، سدیم، پتاسیم، عناصر کمیاب و مواد فرار. این قاعده موقعی رعایت می شود که کانیها به محض تشکیل از ماگمای باقی مانده جدا بشوند. این عمل را **تبلور بخشی** (fractional crystallization) می گویند، و در صورتی که کانیهای تشکیل شده از ماگمای باقی مانده جدا نشوند، در شرایط بعدی تحول و تغییر خواهند یافت. تحولات کانیها را در شرایط ثانوی، **واکنش زنجیری** (chain reaction) یا **سری واکنشی باون** (Bowen's reaction series) می گویند که در زیر شرح داده می شود:

واکنش زنجیری در ماگمای غنی از سیلیس

سیلیکات ها در شرایطی پایدارند که در آن شرایط متبلور شده اند. بنابر این اگر شرایط فیزیکی شیمیایی محیط تبلور سیلیکات تغییر یابد بلور سیلیکات نیز تغییر و تحول خواهد یافت. بدین ترتیب که سیلیکات حرارت بالا در درجات پایین حرارت، در ماگمای باقی مانده حل شده، عناصر مشکله آن وارد ساختمان کانیهای جدید می شوند. به عنوان مثال الیوین که در حرارتهای بالا پایدار است در حرارتهای پایین و در ماگمای باقی مانده غنی از سیلیس ناپایدار شده، با مقداری سیلیس ترکیب و به پیروکسن تبدیل می شود.



باز هم در حرارت‌های پایینتر، پیروکسن در ماگمای غنی از مواد فرار به آمفیبول و سپس به میکای سیاه (بیوتیت) تبدیل می‌گردد. این تغییر و تحول سیلیکات‌ها را در شرایط جدید (ماگمای باقی مانده) واکنش زنجیری می‌گویند.

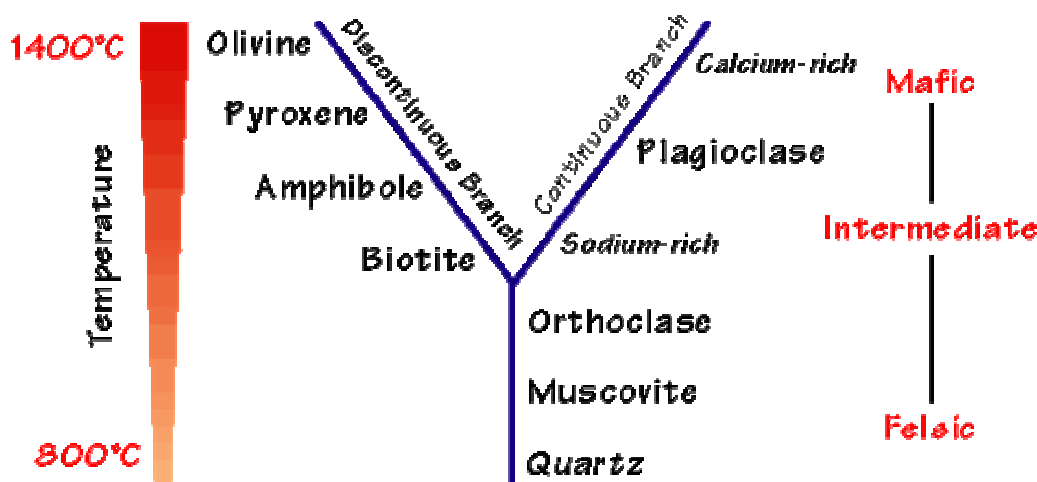
در فلدسپات‌های پلاژیوکلاز نیز واکنش زنجیری وجود دارد، و این در صورتی است که ماگما به آرامی سرد شود. در این توالی، ابتدا فلدسپات پلاژیوکلاز بازیک (غنی از کلسیم و فقیر از سیلیس) متبلور می‌گردد. به تدریج که ماگما از لحاظ کلسیم فقیر و از سدیم و سیلیس غنی می‌گردد، فلدسپات‌های پلاژیوکلاز حد واسط و بالاخره فلدسپات پلاژیوکلاز اسیدی (غنی از سدیم و سیلیس) متبلور می‌گردد.

در شرایطی که انجماد ماگما به کندی صورت می‌گیرد، فلدسپات‌های پلاژیوکلازی که بعداً تشکیل می‌شوند با فلدسپات‌های پلاژیوکلازی که ابتدا تشکیل شده‌اند همگن می‌گردند. همگن شدن این دو نوع پلاژیوکلاز از طریق انتشار یونی و در حالت جامد انجام می‌گیرد.

در انجماد سریع، پلاژیوکلازهای بعدی (اسیدی‌تر) بصورت طبقات متحدالمرکز به دور پلاژیوکلازهای قبلی (بازیک) تشکیل می‌گردند و در نتیجه پلاژیوکلازهای دارای ساختمان منطقه‌ای ساخته می‌شوند. محصول نهایی واکنش زنجیری تبلور کوارتز می‌باشد. در سنگهای آذرین اسیدی بلورهای کوارتز از تبلور سیلیس اضافی که نتوانسته در ساختمان سیلیکات‌ها وارد شود بوجود می‌آیند.

لازم به تذکر است که واکنش زنجیری موقعی صورت می‌گیرد که ماگما به کندی سرد شود. در غیر این صورت، کانیهای حرارت بالا در ماگمای باقی مانده فرصت تحول نخواهند یافت و با همان ترکیب قبلی در ماگمای باقی مانده که به سرعت منجمد می‌شود باقی خواهند ماند.

Bowen's Reaction Series



ترتیب تبلور کانیها در ماگمای اشباع از سیلیس و واکنش زنجیری آنها

واکنش زنجیری در ماگماهای فقیر از سیلیس

اگر ماگما از لحاظ سیلیس فقیر باشد، یکی از این دو حالت اتفاق می افتد:

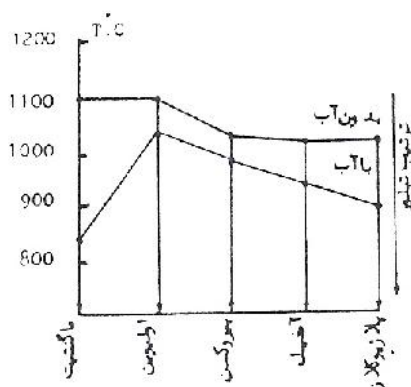
- اگر ماگما از لحاظ سیلیس کمبود زیادی نداشته باشد، بلکه مقدار سیلیس در سنگ به اندازه ای باشد که برای ساختن سیلیکات ها لازم است، در آن صورت کانیهای حرارت بالا، در حرارت های پایین تر نیز در ماگمای باقی مانده پایدار خواهند ماند و واکنش زنجیری فوق الذکر صورت نخواهد گرفت.
- اگر ماگما از لحاظ سیلیس خیلی کمبود داشته باشد، در آن صورت به جای تبلور فلدسپات ها، شبه فلدسپات ها که سیلیس کمتری برای ساخته شدن آنها مصرف می شود تشکیل می گردند. در این صورت، سنگ آذرین یا دارای فلدسپات و شبه فلدسپات و یا دارای فقط شبه فلدسپات خواهد بود.

تبلور در ماگمای آبدار

طبق تجارب آزمایشگاهی، مقدار درصد آب ماگماها بر روی نقطه تبلور و ترتیب تبلور کانیها اثر می گذارد. اصولاً موقعی آب بر روی نحوه تبلور ماگما اثر می گذارد که ماگما تحت فشار قرار گرفته باشد (توده های آذرین نفوذی). در غیر این صورت آب و سایر مواد فرار از ماگما جدا شده و متصاعد

می گردند. در ماگما های آبدار تحت فشار، نقطه ذوب کانیها کمتر از نقطه ذوب آنها در شرایط معمولی (فشار یک اتمسفر) است. مثلا کوارتز در آزمایشگاه و در محیط بدون آب در ۱۷۱۳ درجه سانتیگراد متبلور و یا ذوب می شود، در حالیکه تحت فشار آب، نقطه ذوب این کانی تا ۶۵۰ درجه نیز تنزل حاصل می کند.

نمودار زیر نشان می دهد که تا چه اندازه وجود و یا عدم وجود آب در ماگما در تقدم و تأخر تبلور منیتیت نسبت به سیلیکات ها مؤثر است. طبق این نمودار، در ماگماهای بدون آب، منیتیت همزمان با الومین متبلور می شود در حالی که تحت فشار بخار آب و فشار بخشی کم اکسیژن، منیتیت حتی بعد از پلاژیوکلاز تبلور حاصل می نماید.



ترتیب تبلور چند کانی در غیاب و در حضور آب

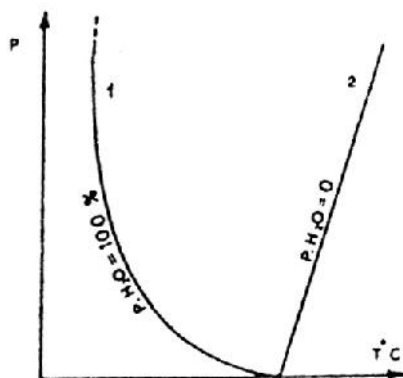
وجود آب در ماگما، نه تنها سبب پایین آمدن نقطه انجماد ماگما و تغییر در ترتیب تبلور کانیها می شود، بلکه موجب می گردد کانیهایی که در شبکه تبلور آنها آب مورد استفاده است متبلور گردند.

تأثیر فشار بر ترتیب تبلور کانیها

فشار نیرویی است که بر ماگما وارد می آید. در حالتی که ماگما در یک جا ثابت است، یعنی در حال صعود نیست، فشار خارجی وارد بر ماگما (فشار لیتوستاتیک (lithostatic pressure)) با فشار درونی ماگما برابر است. این فشار شامل وزن ضخامتی از طبقات زمین است که مانع انبساط و بالا آمدن ماگما می شود. فشار درونی یا داخلی ماگما، عکس العمل ماگما است در مقابل فشار لیتوستاتیک که بخشی از آن را فشار سیالات تشکیل می دهد. هر گاه فشار ماگما به حدی باشد که فشار لیتوستاتیک نتواند تمام آن را در ماگما به حالت محلول در آورد، می گویند فشار کلی مساوی است با فشار آب. ولی اگر مقدار آب موجود در ماگما کمتر از مقداری باشد که ماگما قادر به حل آن است، به عبارت دیگر

ماگما از آب اشباع نگردد، در آن صورت می گویند فشار بخشی آب، و این بدان معنی است که آب بخشی از فشار وارد بر ماگما را تشکیل می دهد. در این صورت فشار کلی مساوی است با فشار جامدات به علاوه فشار سیالات. واضح است که فشار سیالات خود شامل دو بخش است. یکی فشار آب که از اهمیت فراوان بر خودار است و دیگری فشار سایر مواد فرار، که در میان آنها گاز کربنیک و اسیدها شایان توجه می باشند.

نمودار صفحه بعد منحنی ذوب و انجماد یک جسم را در فشار و حرارت‌های مختلف نشان می دهد. منحنی اول منحنی ذوب و تبلور جسمی است که نقطه ذوب یا تبلور آن با افزایش فشار کاهش می یابد (مثلاً آب). این گونه منحنی‌ها را منحنی منفی می نامند. منحنی دوم به اجسامی تعلق دارد که با افزایش فشار نقطه ذوب آنها بالا می رود.

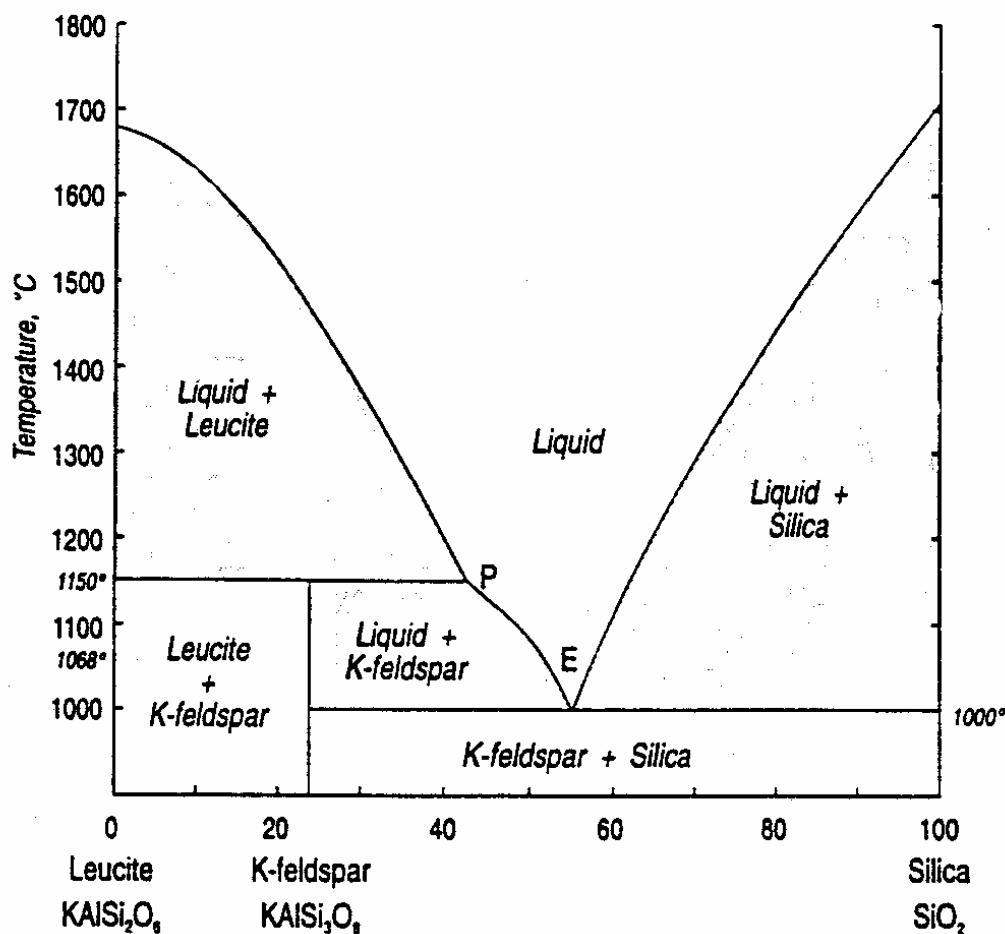


منحنی ذوب و انجماد منفی (1) و مثبت (2)

بعلاوه، افزایش فشار ممکن است سبب وارونه شدن ترتیب تبلور کانیها نیز بشود. تجارب آزمایشگاهی نشان می دهد که در یک ماگمای حد واسط (آندزیتی) و تحت فشار بخار آب، در فشارهای پایین پلاژیوکلازها قبل از هورنبلند متبلور می گردند، در حالیکه در فشارهای بالا تبلور هورنبلند مقدم بر فلدسپات‌های پلاژیوکلاز می باشد.

یکی دیگر از مثالهایی که نشان می دهد تغییرات فشار موجب تغییر در ترتیب تبلور می گردد، ذوب یا تبلور ارتوز می باشد. هرگاه ارتوز را تحت فشار بخار آب بین صفر تا ۲/۵ کیلو بار ذوب کنیم، این کانی به یک مذاب دارای ترکیب ارتوز خالص تبدیل نمی شود، بلکه در مذاب حاصل بلورهای ریز لوسیت نیز مشاهده می گردند. پس از اتمام بلورهای لوسیت، ترکیب مذاب ترکیب ارتوز خواهد بود.

حال اگر مذاب ارتوز را به آرامی دوباره منجمد نماییم، ابتدا بلورهای لوسیت که به تدریج رشد خواهند کرد متبلور می گردند و مذاب تدریجا از سیلیس غنی خواهد شد. بالاخره زمانی خواهد رسید که مذاب غنی شده از سیلیس، با لوسیت واکنش انجام داده، تمام بلورهای لوسیت را به ارتوز تبدیل سازد. اگر این ذوب یا تبلور در فشارهای بالای بخار آب (بیش از ۲/۵ کیلو بار = ۱۰ کیلومتر عمق) صورت گیرد، نتیجه ذوب ارتوز مستقیما مایعی خواهد بود با ترکیب ارتوز. همچنین تبلور ارتوز مذاب مستقیما به تشکیل بلورهای ارتوز خواهد انجامید.



مراحل انجماد ماگما

ماگماها در درون زمین طی مراحل متبلور می گردند که به شرح زیر می باشند :

مراحل مختلف انجماد در سنگهای درونی

۱. **مرحله ارتوماگماتیک (orthomagmatic)** - در این مرحله سیلیکات هایی که جسم سنگ آذرین را می سازند متبلور می گردند، به طوری که تمام سیلیکات ها از کانیهای درجه حرارت بالا تا کوارتز تشکیل می شوند. در پایان، مایع باقی مانده بسیار غنی از سیلیس، آلومین، فلزات قلیایی و مواد فرار به صورت پرده ای بسیار نازک و پر فشار فضای بین بلورهای سیلیکاته را پر می کند.

۲. **مرحله پگماتیتیک (pegmatitic)** - باقی مانده ماگما در فضای بین بلورها کم کم جمع شده و به سمت بالا و مناطق کم فشار به حرکت در می آید. در نهایت این مواد در شکافهای خود توده و یا در سنگهای در بر گیرنده به صورت رگه هایی متشکل از بلورهای درشتی مانند ارتوز، آلپیت، کوارتز و موسکویت متبلور می گردند. آپلیت (aplite) نیز در این مرحله تشکیل می گردد ولی دانه ریز است.

۳. **مرحله پنوماتولیتیک (pneumatolytic)** یا **دوتریک (deuteric)** - در این مرحله چیزی که باقی مانده است فقط گازها و بخارات پر حرارت است که آخرین درزها و حفره های سنگ را پر کرده است و نقش تخریب در تجزیه سیلیکاتها را به عهده دارد. مثلاً B و F بر فلدسپات ها اثر کرده و تورمالین به جای فلدسپات تشکیل می شود. Cl بر فلدسپات ها اثر کرده و آن را به ورنریت (اسکاپولیت) مبدل می سازد. گاز بر فلدسپات ها اثر کرده و مجموعه ای از کوارتز و موسکویت بنام **گرینزن (greisen)** تشکیل می دهد.

۴. **مرحله گرمایی یا هیدروترمال (hydrothermal)** - در این مرحله آب داغ با حرارت پایینتر از نقطه بحرانی، همراه گازها بخصوص CO_2 ، آخرین باقی مانده ماگما است که فعالیت دارد. این آب حالت مایع را دارد، اما با وزن مخصوص متغیر. آب داغ روی کانیهایی که قبلاً متبلور شده اند اثر کرده و تغییراتی ایجاد می کند که تعدادی از آنها در اینجا ذکر می گردند :

فلدسپات پتاسیم ← کائولینیت یا سریسیت

پلاژیوکلاز ← سریسیت، آلپیت، کلسیت، کوارتز، کلریت، اپیدوت (مجموعاً به نام سوسوریت

معروف هستند).

بیوتیت ← کلریت و اکسید آهن

آمفیبول ← کلریت یا بیوتیت

پیروکسن ← آمفیبول (اورالیت)
پیروکسن ← کلریت و کلسیت و اکسید آهن
الیون ← سرپانتین، کلریت و گاهی ایدنگسیت

مراحل مختلف انجماد در سنگهای آتش فشانی

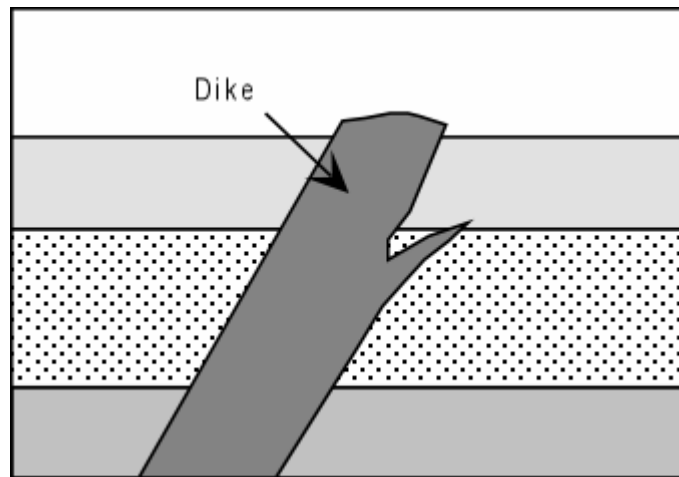
۱. **مرحله انتراتلوریک (intratelluric)** - در این مرحله که در اعماق زمین رخ می دهد، کانیهای دارای نقطه انجماد بالا متبلور می گردند. در این موقع ماگما به صورت نیمه مذاب (مخلوطی از جامد و مایع) در می آید. هر قدر مدت توقف ماگما در مخزن ماگمایی بیشتر باشد بر تعداد و حجم این بلورها اضافه می شود.
۲. **مرحله افوزیو (effusive)** - به محض خروج گدازه، درجه حرارت آن بالا می رود (به علت اشتعال و اکسیداسیون بعضی گازها). مرحله فوران گدازه و اشتعال گازها را **ولکانیسم (volcanism)** می نامند. پس از این مرحله اکسیداسیون، که مدت آن چندان طولانی نیست، حرارت گدازه پایین می آید و گدازه شروع به انجماد می کند. در این موقع است که کانیهای دارای نقطه انجماد پایین به صورت بلورهای ریز ولی به تعداد زیاد تشکیل می گردند. این کانیها خمیره ای ریز بلور در بین بلورهای درشتی که در اعماق زمین تشکیل شده اند می سازند. در آخر، اگر مذاب باقی مانده فرصت تبلور نداشته باشد به صورت شیشه منجمد می شود. مواد فراری که در حفرات و شکستگیهای توده باقی مانده است، مرحله پنوماتولیتیک و هیدروترمال را، به صورت بسیار خفیف، ایجاد می کنند. به این ترتیب که گاز داغ در شکافها و حفرات سنگهای آتش فشانی، بلورهای بسیار زیبای پاره ای از کانیها، نظیر پیروکسن، آمفیبول، هماتیت، تریدیمیت، گرونا، اپیدوت و اسکاپولیت را بوجود می آورد (مرحله پنوماتولیتیک). بتدریج که سنگ آتش فشانی سرد می شود، بخار آب همراه با مواد محلول، در حفرات سنگ به مایع تبدیل می گردد (مرحله هیدروترمال). تشکیل کلریت، زئولیت، کلسیت، آراگونیت و کوارتز در داخل حفرات سنگهای آتش فشانی خاص مرحله هیدروترمال است. در ادامه مرحله هیدروترمال، بخارات و گازهای سرد که درجه حرارتشان کمتر از ۹۰ درجه می باشد و شامل آب، گاز کربنیک و گاهی بخارات اسیدی هستند، از طریق شکستگیهای سنگهای دهانه آتشفشان به آرامی خارج می گردند. این گازها را موفت (mofette) می نامند. چشمه های آب گرم آخرین تظاهرات یک دوره از فعالیت آتش فشانی هستند.

سنگهای آذرین پلوتونیک

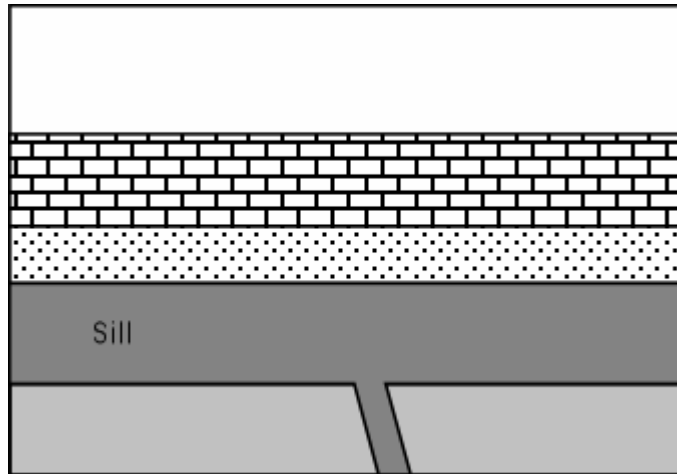
نفوذیهای نیمه عمیق

نفوذیهایی که در اعماق کم پوسته در سنگها نفوذ می کنند، **نفوذیهای نیمه عمیق** (hypabyssal intrusions) نامیده می شوند. کم عمق معمولاً به اعماقی کمتر از یک کیلومتر اطلاق می گردد. نفوذیهای نیمه عمیق همیشه ارتباطات همبری تیز و مشخصی را با سنگهایی که در آنها نفوذ می کنند نشان می دهند. چندین نوع شناخته شده اند:

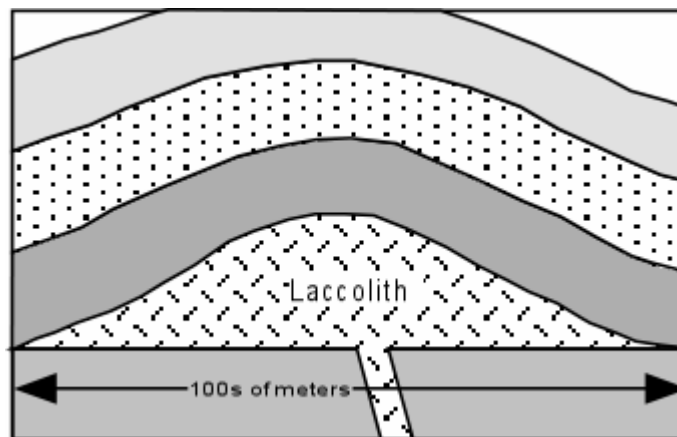
- **دایک ها** (dikes) نفوذیهای کم عمق کوچکی ($> 20m$ پهنا) هستند که ارتباط **ناهماهنگ** (discordant) با سنگهایی که در آنها نفوذ کرده اند نشان می دهند. ناهماهنگ یعنی اینکه آنها ساختمانهای موجود از قبل را قطع می کنند. ممکن است آنها به صورت پیکره های مجزایی وجود داشته باشند، یا ممکن است به صورت گروههایی از دایک ها باشند که از یک پیکره نفوذی بزرگ در عمق سرچشمه می گیرند.



- **سیل ها** (sills) نیز نفوذیهای کم عمق کوچکی ($> 50m$ ضخامت) هستند، که یک ارتباط **هماهنگ** (concordant) با سنگهایی که در آنها نفوذ کرده اند نشان می دهند. سیل ها معمولاً به وسیله دایک ها تغذیه می شوند، اما ممکن است شواهد اینها در صحرا بیرون زدگی نداشته باشند.



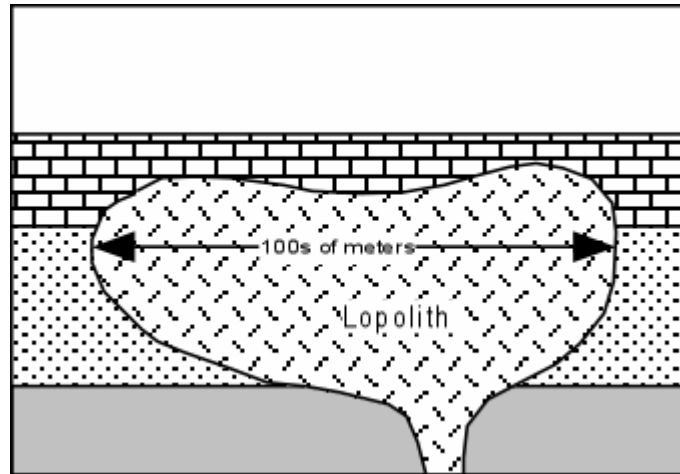
- **لاکولیت ها (laccoliths)** نفوذیهای تا حدودی بزرگ هستند، که باعث بالازدگی و چین خوردگی سنگهای موجود قبلی که در بالای آنها قرار دارند، می شوند. آنها نیز از انواع هماهنگ نفوذیها می باشند.



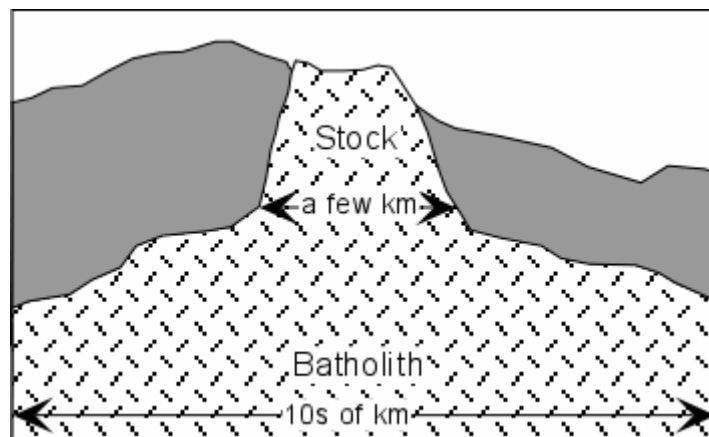
پلوتون ها

پلوتون ها عموماً پیکره های نفوذی بسیار بزرگتری هستند که در اعماق بسیار بیشتر پوسته نفوذ کرده اند. هرچند ممکن است پلوتون ها همبریهایی تیزی با سنگهای دربر گیرنده، که این پلوتون ها در آنها نفوذ کرده اند، نشان دهند، در اعماق بیشتر پوسته همبریهها اغلب تدریجی می باشند.

- **لوپولیت ها (lopoliths)** پلوتون های نسبتاً کوچکی هستند که معمولاً سطح بالایی آنها مقعر می باشد. ممکن است این شکل از کاهش حجمی که هنگام تبلور ماگما رخ می دهد، حاصل شده باشد. وزن سنگهای فوقانی نیز، باعث پایین آمدن آنها به درون فضایی که قبلاً توسط ماگما اشغال شده بود می شود.



- **باتولیت ها** (batholiths) پیکره های نفوذی بسیار بزرگی هستند، که معمولاً آنقدر بزرگ می باشند که کف آنها به ندرت بیرون زدگی دارد. بعضی وقتها آنها از چندین نفوذی کوچکتر تشکیل شده اند.
- **استوک ها** (stocks) پیکره های کوچکتری هستند که احتمالاً از باتولیت های اعماق بیشتر تغذیه می گردند. ممکن است استوکها تغذیه کننده های فورانهای آتش فشانی باشند. اما از آنجایی که فرسایش زیادی لازم است تا یک استوک یا باتولیت نمایان شود، سنگهای آتش فشانی همراه آنها به ندرت بیرون زدگی دارند.



سنگهای آذرین آتش فشانی

فورانه‌های آتش فشانی

- به طور کلی، ماگماهایی که در عمق زمین تولید می‌گردند، شروع به بالا آمدن می‌نمایند، زیرا آنها چگالی کمتری نسبت به سنگهای جامد اطراف دارند.
- همانطور که آنها بالا می‌آیند، ممکن است به عمقی یا فشاری برسند که گاز حل شده دیگر نتواند به حالت محلول در ماگما نگه داشته شود، و گاز شروع به تشکیل یک فاز مجزا می‌کند (یعنی حبابهایی می‌سازد، درست مثل یک بطری نوشابه کربناته هنگامی که فشار کاهش می‌یابد).
- وقتی یک حباب گاز تشکیل می‌گردد، همانطور که فشار کاهش می‌یابد، به رشد خود ادامه می‌دهد و گاز بیشتری از حالت محلول خارج می‌گردد. به عبارت دیگر حبابهای گاز شروع به بزرگتر شدن می‌نمایند.
- اگر بخش مایع ماگما گرانیروی پایینی داشته باشد، گاز نسبتاً به سادگی انبساط می‌یابد. هنگامی که ماگما به سطح می‌رسد حباب گاز به راحتی می‌ترکد، و گاز به سادگی به فشار اتمسفر می‌رسد، و یک فوران غیر انفجاری رخ خواهد داد، که معمولاً به صورت **جریان گدازه** (lava flow) می‌باشد (گدازه اسمی است که ما به یک ماگما در روی سطح زمین می‌دهیم).
- اگر بخش مایع ماگما گرانیروی بالایی داشته باشد، گاز قادر نخواهد بود به سادگی انبساط یابد. بنا بر این فشار در درون حبابهای گاز زیاد می‌گردد. هنگامی که ماگما به سطح می‌رسد، حبابهای گاز فشار درونی بالایی خواهند داشت که باعث خواهد شد آنها در هنگام رسیدن به فشار اتمسفر به صورت انفجاری بترکند. این امر باعث ایجاد یک فوران آتش فشانی انفجاری خواهد شد.

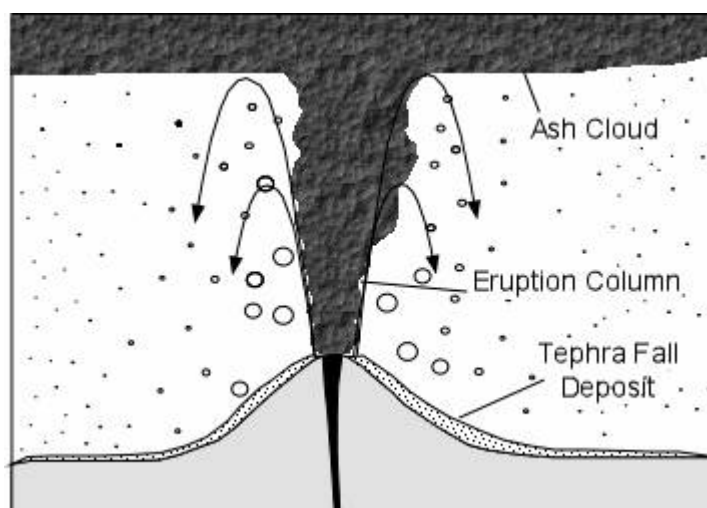
فورانه‌های انفجاری

- فورانه‌های انفجاری در هنگام بالا بودن محتوای گاز و بالا بودن گرانیروی (ماگماهای آندزیتی تا ریولیتی) اتفاق می‌افتند.
- ترکیدن انفجاری حبابها ماگما را به لخته‌هایی از مایع قطعه‌قطعه خواهد کرد، که همانطور که از میان هوا به پایین می‌افتند، سرد می‌گردند. این اجزای جامد به صورت **پیروکلاستها** (pyroclasts) (یعنی قطعات داغ) و **تفرا** (tephra) یا **خاکستر آتش فشانی** (volcanic ash) در می‌آیند.

- **بلوک ها** (blocks) قطعات زاویه داری هستند که در هنگام پرتاب شدن جامد بوده اند.
- **بمب ها** (bombs) یک شکل آئرودینامیک دارند، که بیانگر مایع بودن در هنگام پرتاب می باشد.
- **بمب ها و لاپیلی هایی** (lapilli) (به جدول زیر رجوع نمایید). که اساسا حاوی **حبابهای** (vesicles) گاز هستند، قطعات کم چگال بسیار حفره داری را ایجاد می نمایند، که **پامیس** (pumice) نامیده می شوند.

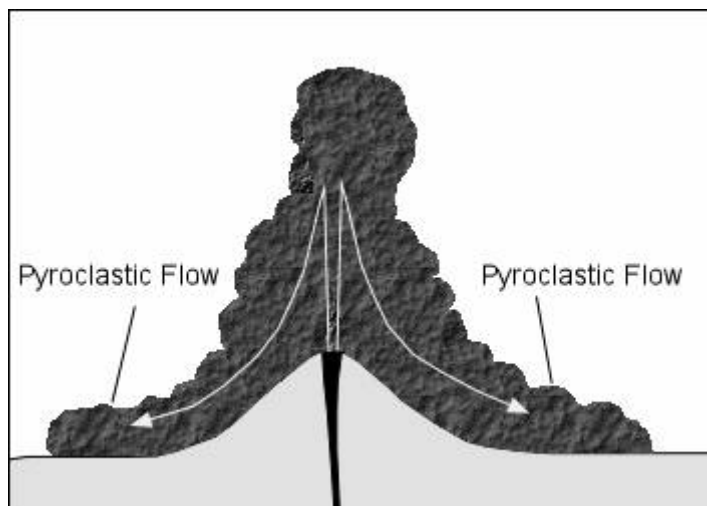
تفرا و سنگهای پیروکلاستیک		
اندازه متوسط دانه (mm)	ماده استحکام نیافته (تفرا)	سنگ پیروکلاستیک
$64 <$	بمب یا بلوک	آگلومرا
$2 - 64$	لاپیلی	لاپیلی توف
$2 >$	خاکستر	توف خاکستر

- ابرهای گاز و تفرا که به بالای یک آتش فشان صعود می کنند، یک **ستون فورانی** (eruption column) تولید می نمایند، که می تواند تا ۴۵ km در اتمسفر بالا رود. نهایتا تفرای موجود در ستون فورانی بوسیله باد برداشته شده، تا مسافتی حمل شده و سپس به صورت **ریزش تفرا** (tephra fall) یا **ریزش خاکستر** (ash fall) به طرف سطح زمین خواهد افتاد.



- اگر ستون فورانی ریزش کند، یک **جریان پیروکلاستیک** (pyroclastic flow) بوجود خواهد آمد، که در آن گاز و تفرا با سرعت زیاد از روی پهلوهای آتش فشان به سمت پایین

هجوم خواهند برد. این خطرناکترین نوع فوران آتش فشانی است. اگر نهشته‌هایی که تشکیل می‌گردند حاوی پامیس باشند، **ایگنیمبریت** (ignimbrite) نامیده می‌شوند و اگر حاوی بلوک‌های غیر حفره‌دار باشند، **نهشته‌های جریان‌های پیروکلاستیک** (pyroclastic flow deposit) نامیده می‌شوند.



فورانهای غیر انفجاری

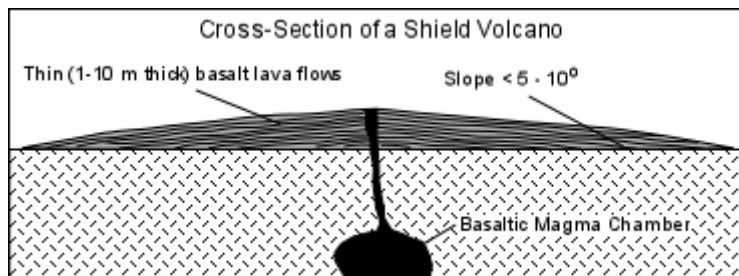
ماگماهای دارای گاز کم و گرانی پایین (ماگماهای بازالتی و آندزیتی) تمایل دارند فورانهای غیر انفجاری ایجاد نمایند.

- جریانهای گدازه‌ای که در اثر فورانهای زیر آب تولید شده اند **گدازه‌های بالشی** (pillow lava) نامیده می‌شوند.
- اگر گرانی پایین و بالا ولی محتوی گاز کم باشد، گدازه در روی دهانه آتش فشان مجتمع گشته و یک **گنبد گدازه‌ای** (lava dome) یا **گنبد آتش فشانی** (volcanic dome) می‌سازد.

شکل‌های آتش فشان‌های زمین

آتش فشان‌های سپری

- یک **آتش فشان سپری** (shield volcano) دارای شیب‌های ملایم در بالا (حدود ۵ درجه) بوده و در پایین کمی پرشیتر (حدود ۱۰ درجه) می باشد.

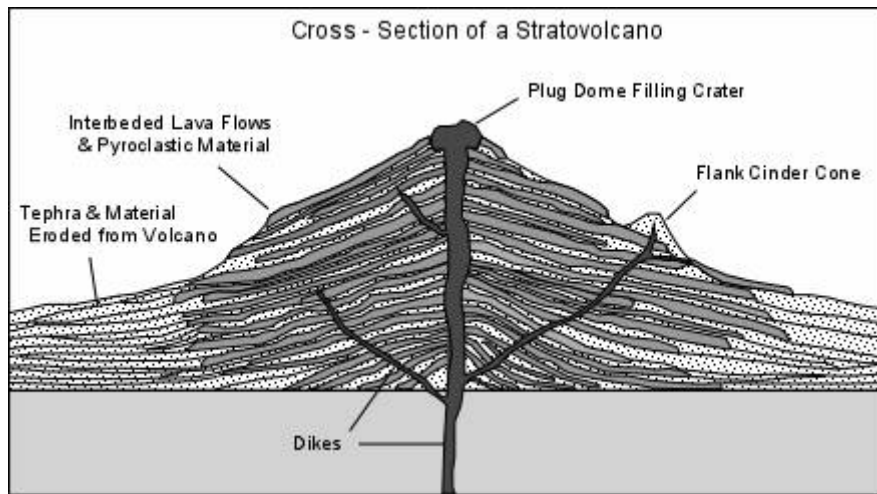


- آتش فشان‌های سپری تقریباً به طور کامل از جریان‌های نازک گدازه ترکیب یافته اند که در روی یک دهانه مرکزی تشکیل شده اند.
- اکثر سپرها توسط ماگمایی بازالتی با گرانیوی پایین تشکیل می شوند، که به راحتی در روی شیب، از یک دهانه قله ای به سمت پایین جریان می یابد.
- گرانیوی پایین ماگما به گدازه اجازه میدهد که در روی یک شیب ملایم به سمت پایین حرکت کند. اما همانطور که سرد می شود و گرانیوی آن افزایش می یابد، ضخامتش در قسمت‌های پایینتر شیب افزایش یافته و باعث می شود که قسمت‌های پایینتر آتش فشان شیب بیشتری داشته باشند.
- در نگاه به نقشه ها، اکثر آتش فشان‌های سپری یک شکل تقریباً دایره ای یا بیضی مانند دارند.
- مقدار بسیار کمی ماده پیروکلاستیک در یک آتش فشان سپری یافت می شود، به غیر از نزدیک دهانه های فورانی که در آنجا مقادیر کوچکی از ماده پیروکلاستیک در اثر خروج فواره ای مواد آتشین جمع می گردد.

آتش فشان‌های مطبق

- **آتش فشان های مطبق** (stratovolcanoes) شیب‌های بیشتری نسبت به آتش فشان‌های سپری دارند، با شیب‌های ۱۰-۶ درجه در پهلوها و ۳۰ درجه در نزدیک قله.
- شیب تند نزدیک قله در اثر جریان‌های گدازه ای کوتاه **گرانرو** (viscous) که از دهانه زیاد دور نمی گردند، ایجاد می شود.

- شیبهای آرامتر نزدیک قاعده به دلیل تجمع مواد فرسایش یافته از آتش فشان و مواد پیروکلاستیک می باشد.

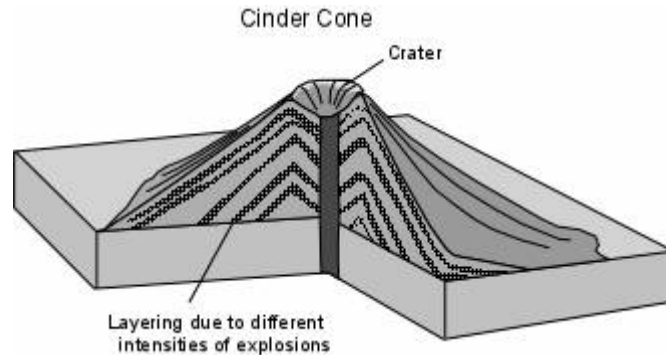


- آتش فشانه‌های مطبق لایه بندی درونی از جریانهای گدازه و مواد پیروکلاستیک نشان می دهند. به همین دلیل است که گاهی **آتش فشانه‌های مرکب** (composite volcanoes) نامیده می شوند. مواد پیروکلاستیک می توانند بیش از ۵۰٪ حجم یک آتش فشان مطبق را تشکیل دهند.
- گدازه ها و پیروکلاستیک ها معمولا ترکیب آندزیتی تا ریولیتی دارند.
- به دلیل گرانبوی بالاتر ماگماهایی که از این آتش فشانهها فوران یافته اند، آنها معمولا انفجاری تر از آتش فشانه‌های سپری هستند.
- گاهی آتش فشانه‌های مطبق دارای یک **کراتر** (crater) در قله می باشند، که به وسیله خروج انفجاری مواد از یک **مجرای مرکزی** (central vent) تشکیل می شوند. گاهی کراترها به وسیله جریانهای گدازه یا **گنبد‌های گدازه** (lava domes) و گاهی با یخ یخچالی پر شده اند و پر شدگی با آب کمتر معمول می باشد.
- دوره های طولانی آرامش (زمانهای غیر فعال بودن) به مدت صدها یا هزاران سال این نوع از آتش فشان را به طور خاصی خطرناک می سازد، زیرا زمانهای زیادی آنها هیچ فعالیت تاریخی نشان نداده اند و مردم میل ندارند به هشدارهای در مورد فورانهای احتمالی اعتنا نمایند.

مخروطهای تفرآ

- **مخروطهای تفرآ** (tephra cones) مخروطهای کم حجمی هستند، که عمدتاً از تفرآ تشکیل شده اند. آنها معمولا شامل مواد بازالتی تا آندزیتی می باشند.

- آنها عمل **نهشته های ریزشی** (fall deposits) هستند، که در اطراف مرکز فوران تشکیل شده اند.



- شیبهای این مخروطها به وسیله **زاویه آسایش** (angle of repose) (زاویه شیب پایدار برای مواد استحکام نیافته) کنترل می شود و معمولاً بین ۲۵ و ۳۵ درجه می باشد. به دلیل تغییرات شدت انفجاراتی که اندازه های مختلفی از پیروکلاستیک ها را نهشته می نماید، مخروطهای تفرامعمولاً یک ساختمان درونی لایه ای نشان می دهند.

کراترها و کالدرها

- کراترها فرورفتگی های مدوری هستند، که معمولاً کمتر از یک کیلومتر قطر داشته و در اثر انفجاراتی که گاز و تفرار خارج می سازند تشکیل می گردند.
- **کالدرها** (calderas) فرورفتگی های بسیار بزرگتری هستند، که شکل دایره وار تا بیضی وار دارند و قطرهای آنها از ۱ km تا ۵۰ km تغییر می کنند. کالدرها در اثر فروریزش یک ساختمان آتش فشانی ایجاد می شوند. فروریزش در اثر تخلیه **حجره ماگمایی** (magma chamber) قرار گرفته در زیر آتش فشان رخ می دهد.

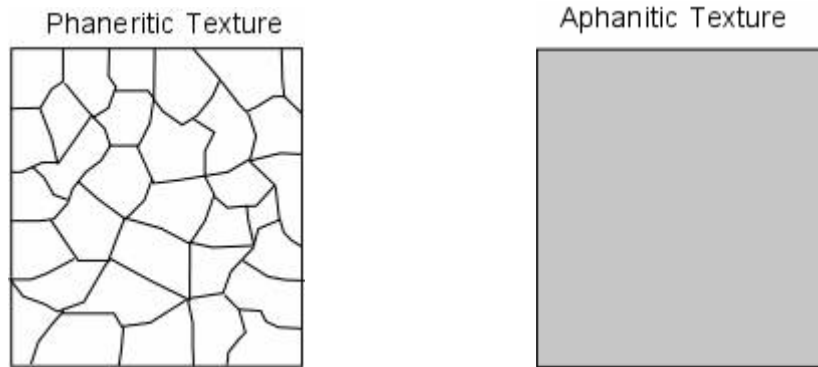
بازالت های جلگه ای یا بازالت های طغیانی

- **بازالت های جلگه ای** (plateau basalts) یا **بازالت های طغیانی** (flood basalts) بیرون ریزیهای با حجم بسیار زیاد ماگمای بازالتی با گرانیروی پایین از **مجراهای شکافی** (fissure vents) می باشند. این بازالت ها مناطق عظیمی با شیب کم را پوشانده و جلگه هایی را تشکیل می دهند.

بافتهای سنگهای آذرین

عامل اصلی که **بافت** (texture) یک سنگ آذرین را تعیین می کند نرخ سرد شدن (dT/dt) می باشد.

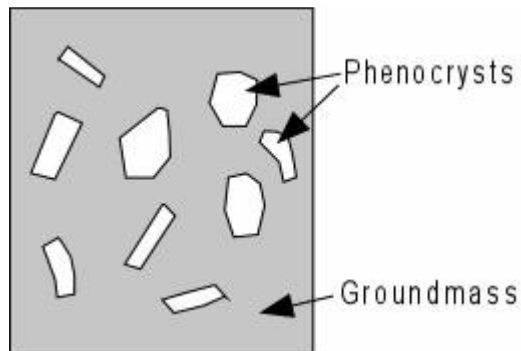
- اگر سرد شدن به کندی صورت گیرد، بلورها قادر خواهند بود تا اندازه های نسبتاً درشت رشد نمایند و یک بافت **دانه درشت** (coarse grained) ایجاد خواهد شد، که به آن بافت **فانریتیک** (phaneritic) می گویند. در بافت فانریتیک بلورها با چشم غیر مسلح یا با یک ذره بین دستی قابل تشخیص می باشند.
- اگر اندازه دانه ها چنان کوچک باشد که نتوان بلورها را با یک ذره بین دستی تشخیص داد، به بافت مزبور **آفانیتیک** (aphanitic) می گویند.



- اگر سرد شدن با سرعت بسیار زیادی رخ دهد، بافت **شیشه ای** (glassy یا hyaline) ایجاد می نماید، که مقدار کمی بلور ریز که **میکرولیت** (microlite) نامیده می شوند، در بین شیشه ها یافت می گردند. یک بافت کاملاً شیشه ای بافت **هولوهایالین** (holohyaline) نامیده می شود. دو مرحله سرد شدن یعنی سرد شدن آهسته به طوری که چند بلور بزرگ تشکیل شوند و پس از آن سرد شدن سریع که منجر به رشد بلورهای بسیار کوچکتر می گردد، یک بافت **پورفیریتیک** (porphyritic) ایجاد می کند. در یک بافت پورفیریتیک دانه های درشتتر **فنو کریست** (phenocryst) نامیده می شوند و به مواد دربر گیرنده **فنو کریست** **هائزمینه** (groundmass) یا **خمیره** (matrix) گفته می شود.



بافت پورفیریتیک



فنوکریست و زمینه در بافت پورفیریتیک

در سنگی با بافت فانریتیک که در آن تمام دانه ها تقریباً یک اندازه می باشند، از اندازه های زیر برای توصیف بافت استفاده می نمایم.

۱ mm >	دانه ریز (fine grained)
۱ - ۵ mm	دانه متوسط (medium grained)
۵ mm - ۳cm	دانه درشت (coarse grained)
۵ cm <	خیلی دانه درشت (very coarse grained)

در یک سنگ با بافت پورفیریتیک از جدول زیر برای توصیف فنو کریست ها استفاده می نمایند.

۰/۰۳ - ۰/۳ mm	میکروفنو کریست (microphenocryst)
۰/۳ - ۵ mm	فنو کریست (phenocryst)
۵ mm <	مگافنو کریست (megaphenocryst)

به جنبه دیگر بافت، به ویژه در سنگهای متوسط تا دانه درشت، **فابریک** (fabric) اطلاق می گردد. فابریک به ارتباط متقابل فی مابین دانه ها گفته می شود. سه نوع فابریک بیشتر مورد استفاده قرار می گیرند:

۱. اگر اکثر دانه ها **یوهدرال** (euedral) - یعنی آنها به وسیله سطوح بلوری که شکل هندسی خوبی دارند محصور شده اند - باشند، به فابریک آن **ایدیومورفیک گرانولار** (idiomorphic granular) می گویم.

۲. اگر اکثر دانه ها **سابهدرال** (subedral) باشند - یعنی فقط به وسیله تعداد کمی سطوح با شکل خوب محدود شده باشند - به فابریک آن **هیپیدیومورفیک گرانولار** (hypidiomorphic granular) اطلاق می گردد.

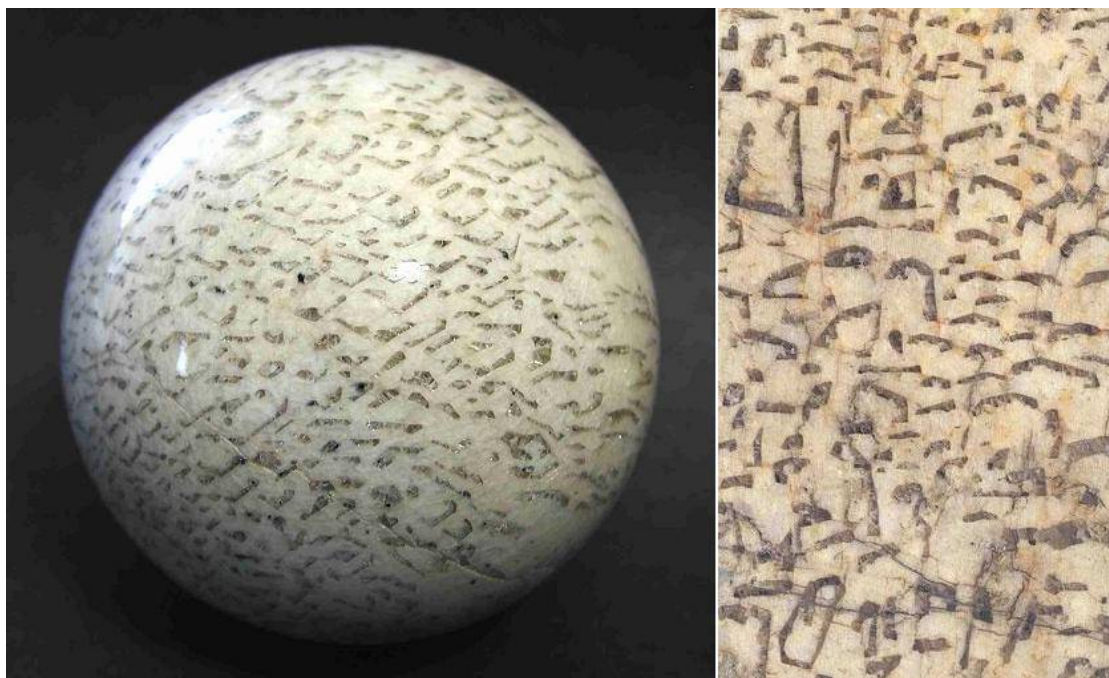
۳. اگر اکثر دانه ها **آنهدرال** (anhedral) باشند - یعنی آنها عمدتاً به وسیله سطوح بلوری محدود نشده اند - به فابریک آن **آلوتریومورفیک گرانولار** (allotriomorphic granular) گفته می شود.

اگر دانه ها شکلهای توصیفی ویژه ای داشته باشند، توصیف دانه های منفرد آن یک کار اساسی می باشد. بعضی شکلهای دانه ای معمول بدین شرح می باشند:

- **تخته ای** (tabular) - اصطلاحی برای توصیف دانه هایی با شکلهای تخته ای مستطیلی.
- **هم اندازه** (equant) - اصطلاحی برای توصیف دانه هایی که مرزهای آن با یکدیگر فاصله تقریباً برابری دارند.
- **فیبری** (fibrous) - اصطلاحی برای توصیف دانه هایی که به صورت فیبرهای طویل یافت می گردند.
- **منشوری** (prismatic) - اصطلاحی برای توصیف دانه هایی که فراوانی در سطوح منشوری نشان می دهند.

اصطلاحات دیگری ممکن است برای موقعیتهای ویژه بکار روند و اگر در یک سنگ یافت شوند می بایست به آنها اشاره کرد.

- **حفره ای (vesicular)** - اگر سنگ حاوی حفرات زیادی باشد که زمانی به وسیله یک فاز گازی اشغال شده بوده اند، این اصطلاح به توصیف بافتی سنگ اضافه می گردد.
- **بادامکی (amygdular)** - اگر حفرات با موادی (معمولا کلسیت، کالسدونی یا کوارتز) پر شده باشند اصطلاح بادامکی بایستی به توصیف بافتی سنگ اضافه گردد. یک **بادامک (amygdule)** به عنوان یک حفره پر شده تعریف می گردد.
- **گرافیک (graphic)** - بافتی شامل **رشته های درهم (intergrowths)** کوارتز و فلدسپات آلکالی که در آن جهت یافتگی دانه های کوارتز شبیه خط میخی است. این بافت اکثرا در پگماتیت ها مشاهده می شود.



تقسیم بندی کلی سنگهای آذرین

تقسیم بندی سنگهای آذرین یکی از گیج کننده ترین جنبه های زمین شناسی است. قسمتی از این امر به دلایل تاریخی، قسمتی از آن به خاطر طبیعت ماگماها و قسمتی به دلیل شواهد متنوعی که به طور بالقوه می توانند برای تقسیم بندی سنگها بکار روند می باشد.

- به دلایل تاریخی اسامی زیادی به سنگها داده شده است، که بایستی سعی گردد از اسامی منسوخ استفاده نگردد.
- ماگماهایی که از آنها تمام سنگهای آذرین مشتق می گردند، محلولهای مایع پیچیده ای هستند. به خاطر اینکه آنها محلول می باشند، ترکیب شیمیایی آنها می تواند در یک محدوده ای از ترکیبات به طور پیوسته ای تغییر نماید. به دلیل تغییر پیوسته در ترکیب شیمیایی، هیچ راه ساده ای برای قرار دادن محدوده هایی در یک طرح طبقه بندی وجود ندارد.
- شواهد مختلفی وجود دارند که می توانند برای طبقه بندی سنگهای آذرین مورد استفاده قرار گیرند. از میان آنها می توان به موارد زیر اشاره کرد:

۱. کانیهای حاضر در سنگ (مد (mode)). کانیهای حاضر و مقادیر نسبی آنها در یک

سنگ، به مقدار زیاد به ترکیب شیمیایی ماگما بستگی دارد. این امر برای طرح تقسیم بندی مناسب است به شرطی که همه کانیهایی که می توانستند به طور بالقوه از ماگما متبلور گردند، چنین کرده باشند، که معمولا سنگهای آذرین پلوتونیک اینگونه اند. اما سنگهای آتش فشانی معمولا دارای گسیختگی تبلور به وسیله فوران و سرد شدن سریع در سطح زمین می باشند. در چنین سنگهایی اغلب شیشه یا کانیهایی وجود دارند، که برای تشخیص، بیش از حد کوچکند. بنا براین چنین تقسیم بندیهایی دارای اشکالاتی می باشند.

۲. بافت سنگ. بافت سنگ تا حد زیادی به تاریخ سرد شدگی ماگما بستگی دارد. بنا بر این

سنگهایی با ترکیب شیمیایی مشابه و کانیهای مشابه می توانند بافتهای مختلف گسترده ای را دارا باشند. در حقیقت ما از شواهد بافتی برای تقسیم بندی ریزتر سنگهای آذرین به انواع پلوتونیک (معمولا دانه متوسط تا دانه درشت) و آتش فشانی (معمولا دانه ریز، شیشه ای یا پورفیریتیک) استفاده می نمایم.

۳. رنگ. رنگ یک سنگ به کانیهای حاضر در آن و اندازه دانه های آنها بستگی دارد.

عموما سنگهایی که مقادیر زیادی فلدسپات و کوارتز دارند، روشن رنگ هستند و سنگهایی که مقادیر زیادی پیروکسن، الیوین و آمفیبول (کانیهای فرومنیزین) دارند، تیره رنگ می باشند. اما رنگ می تواند گمراه کننده باشد، هنگامی که برای سنگهایی بکار رود

که دارای ترکیب یکسان اما اندازه دانه متفاوت باشند. برای مثال یک گرانیت حاوی مقادیر زیادی کوارتز و فلدسپات می باشد و معمولاً روشن رنگ است. اما یک سنگ آتش فشانی سریع سرد شده با همان ترکیب گرانیت می تواند کاملاً شیشه ای و تیره باشد (یعنی یک ابسیدین). با این حال ما می توانیم سنگها را به طور کلی به **سنگهای فلیسیک** (felsic rocks) (دارای مقادیر زیادی فلدسپات و کوارتز) و **سنگهای مافیکی** (mafic rocks) (دارای مقادیر زیادی کانیهای فرومنیزین) تقسیم نماییم. اما برای یک طرح تقسیم بندی دارای جزئیات زیاد این نامها بکار نمی روند.

۴. **ترکیب شیمیایی**. ترکیب شیمیایی سنگهای آذرین مشخص کننده ترین خصوصیت می باشد.

- ترکیب شیمیایی معمولاً ترکیب ماگما را منعکس می سازد و بنا براین اطلاعاتی در مورد منشاء سنگ به دست می دهد.
- ترکیب شیمیایی را نمی توان در صحرا تعیین کرد. بنا براین در کارهای صحرائی این تقسیم بندی غیر عملی است.

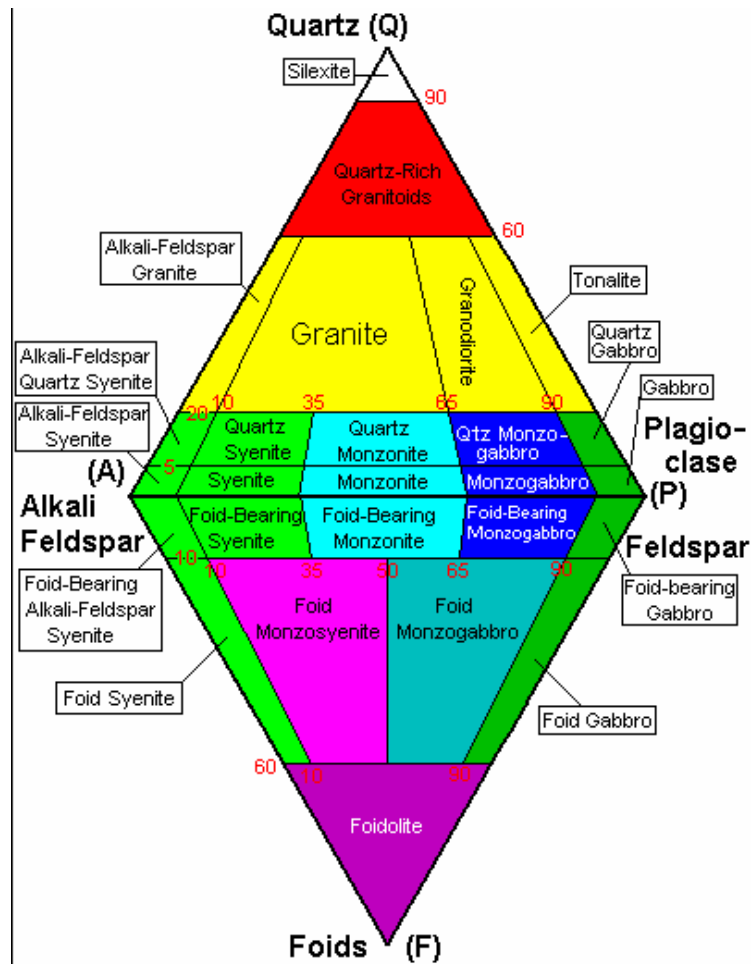
به خاطر محدودیتهای شواهد مختلف که برای تقسیم بندی سنگهای آذرین می توانند مورد استفاده قرار گیرند، زمین شناسان روشی را بر مبنای اطلاعات قابل دسترس در مراحل مختلف آزمایش سنگ بکار می برند.

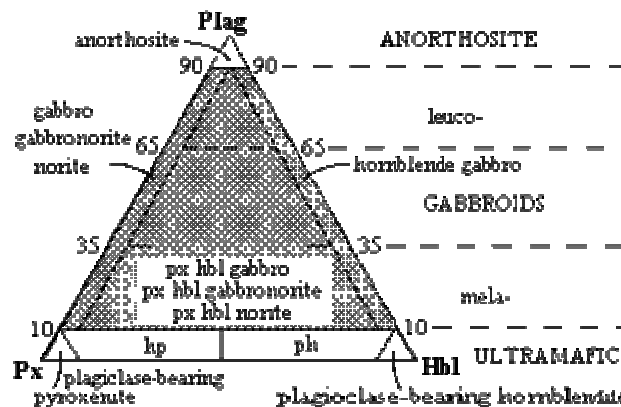
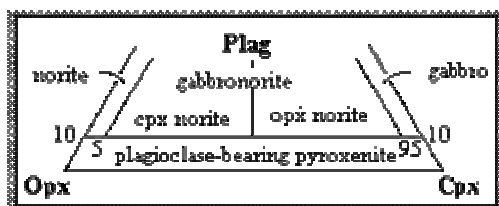
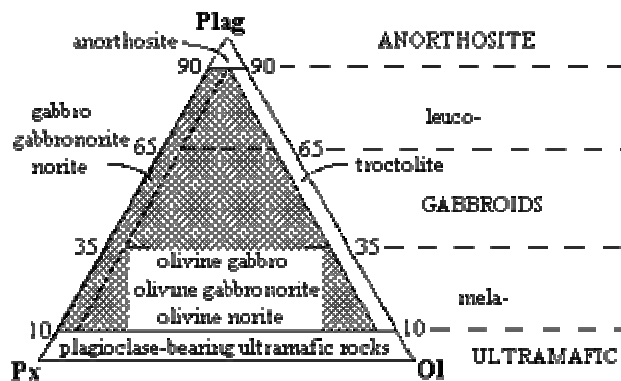
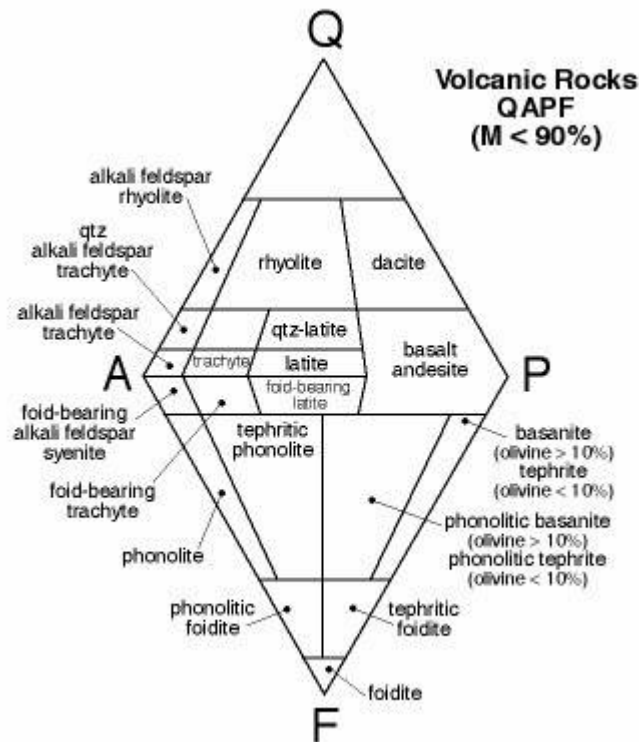
۱. در صحرا می بایست یک طبقه بندی مبتنی بر کار صحرائی مورد استفاده قرار گیرد. این طبقه بندی معمولاً بر مبنای محتوای کانی شناسی و بافت می باشد. برای سنگهای پلوتونیک می توان از سیستم طبقه بندی IUGS استفاده کرد. برای سنگهای آتش فشانی می توان از جدول صفحه بعد استفاده کرد.

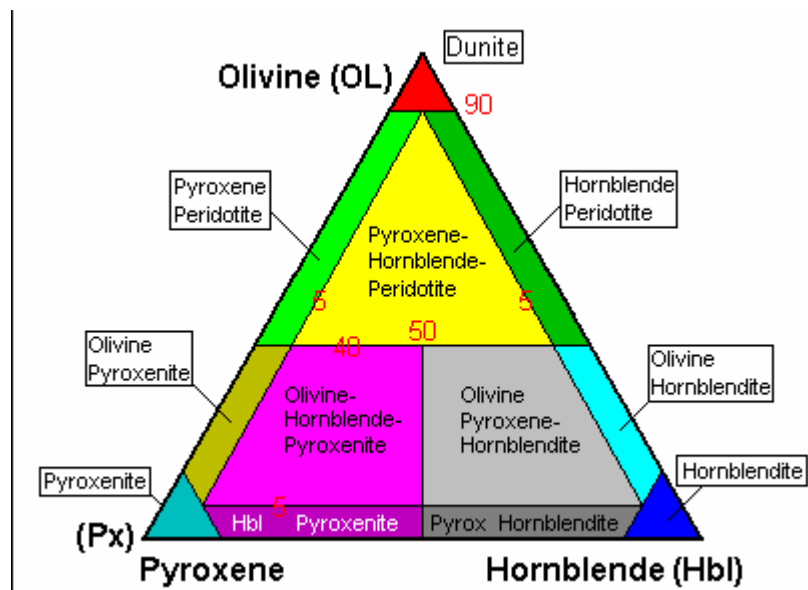
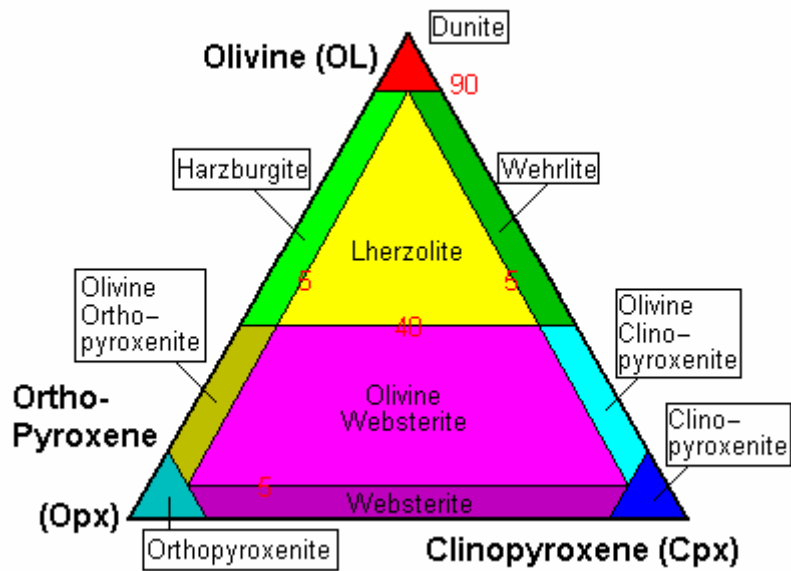
تقسیم بندی صحرائی ساده سنگهای آتش فشانی		
نام سنگ	کانیهای * اصلی	سایر کانیها (ممکن است حضور داشته یا نداشته باشند.)
بازالت	الیوین	Plag, Opx, Cpx

آندزیت	الیون ندارد، پلاژیو کلاز فراوان	Cpx، Opx، هورنبلند
تواریت	سانیدین + پلاژیو کلاز	Na-Cpx، هورنبلند، بیوتیت
داسیت	پلاژیو کلاز + هورنبلند	Cpx، Opx، بیوتیت
ریولیت	کوارتز	سانیدین، بیوتیت، Plag.، هورنبلند، Cpx، Opx
* به طور کلی، مقدار شیشه، از بالا به طرف پایین این جدول، افزایش می یابد.		

۲. وقتی که سنگها به آزمایشگاه برده شوند و مقاطع نازک تهیه گردد، می توان محتوی کانی شناسی آنها را به طور دقیقتری تعیین کرد و نیز می توان در مورد طبقه بندی کانی شناسی و بافتی آنها با دقت بیشتری نظر داد.







در بعضی از کتابها از جداول زیر برای نامگذاری سنگها استفاده می شود :

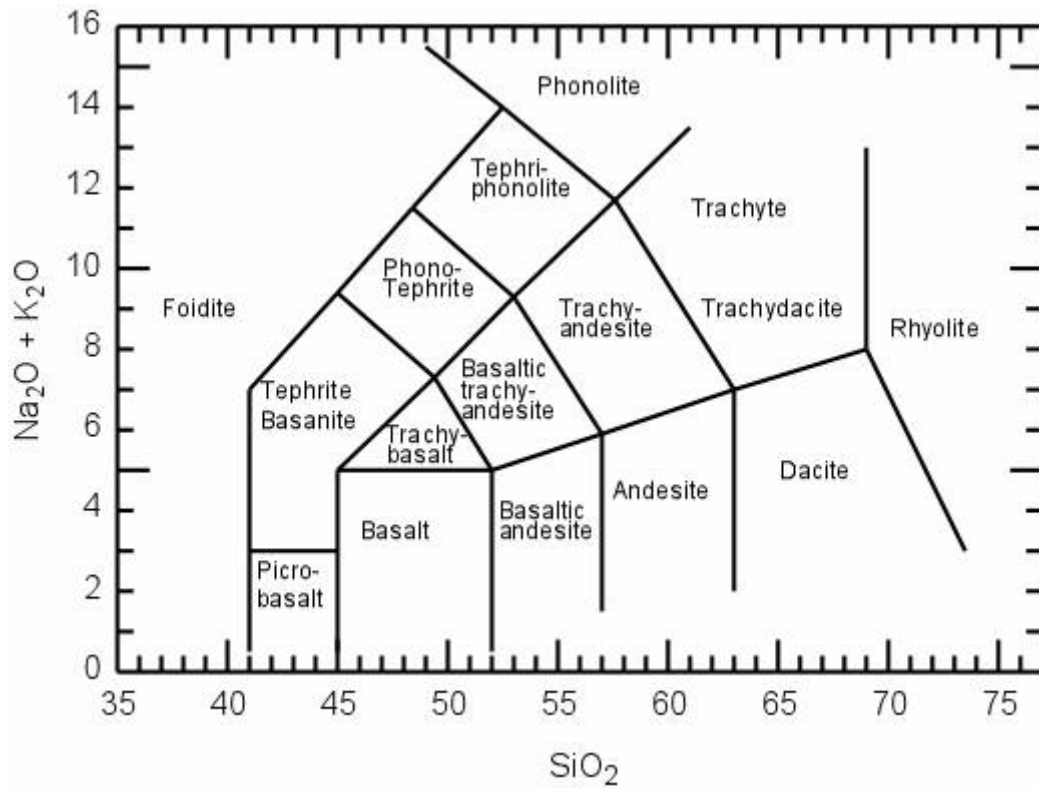
رده بندی سنگهای آذرین درونی

سنگهای دارای کانیهای سفید							
سنگهای دارای کوارتز و فلدسپات		سنگهای دارای فلدسپات و بدون کوارتز	سنگهای دارای فلدسپات و فلدسپاتوئید	سنگهای دارای فقط فلدسپاتوئید			
سنگهای دارای آلکان و پلاژیوکلاز	الکان	گرانیت آلکان	سینیت آلکان	سینیت نفلین دار	دارای نفلین	دارای لوسیت	دارای ملیت
	سنگهای دارای فلدسپات آلکان و پلاژیوکلاز	گرانودیوریت گرانیت مونزونیتی	مونزونیت سینودیوریت	مونزونیت نفلین دار			
سنگهای دارای پلاژیوکلاز	الگوکلاز : دارای آندزین	دیوریت کوارتز دار تونالیت	دیوریت	اسکیت	ایزولیت		
	لابرادور، بیتونیت، آنورتیت	گابروی کوارتز دار	گابرو	ترالیت			
		دارای آمفیبول	دارای سربانتین	دارای پیروکسن	دارای الیوین	سنگهای بدون کانیهای سفید	
		آمفیبولولیت	سربانتینیت	پیروکسنولیت	پریدوتیت		

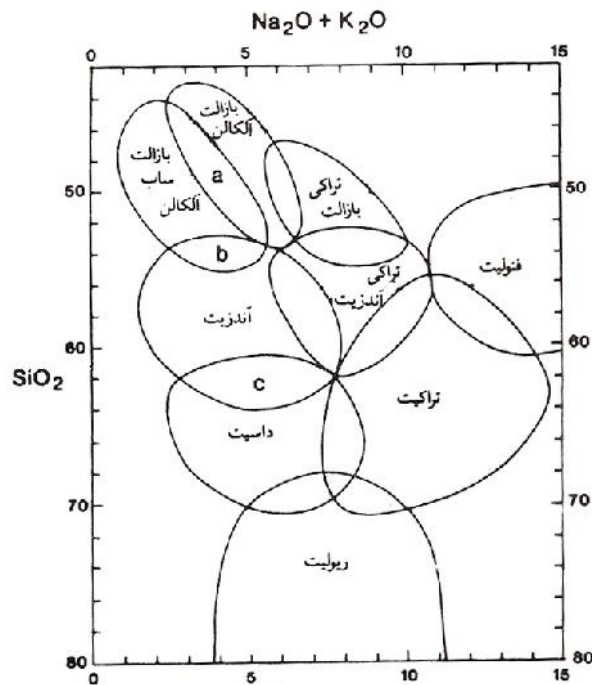
رده بندی سنگهای آتش فشانی

سنگهای دارای کانیهای سفید							
سنگهای دارای کوارتز و فلدسپات		سنگهای دارای فلدسپات و بدون کوارتز	سنگهای دارای فلدسپات و فلدسپاتوئید	سنگهای دارای فقط فلدسپاتوئید			
سنگهای دارای آلکان و پلاژیوکلاز	آلکان	ریولیت آلکان	تراکیت آلکان	فولیت آلکان	دارای نفلین	دارای لوسیت	دارای ملیت
	سنگهای دارای فلدسپات آلکان و پلاژیوکلاز	ریوداسیت	تراکی آندزیت لانیت	فولیت تفریتی تفریت فولیتی			
سنگهای دارای پلاژیوکلاز	الگوکلاز : دارای آندزین	داسیت	آندزیت	تفریت	نفلیت	لوسیت	ملیت
	لابرادور، بیتونیت، آنورتیت	بازالت تولیتی	بازالت	بازانیت			

۳. تجزیه شیمیایی را می توان مورد استفاده قرار داد و یک طبقه بندی شیمیایی مثل طبقه بندی لوباس و همکاران (LeBas et al.) یا طبقه بندی شیمیایی IUGS برای سنگهای آتش فشانی (بر مبنای نمودار آلکالی های کل $[Na_2O + K_2O]$ در مقابل SiO_2 که در شکل صفحه بعد نشان داده شده است) را بکار برد.



رده بندی شیمیایی لوپاس و همکاران



طبقه بندی شیمیایی و اسامی سنگهای آتشفشانی معمولی (می دلموست، ۱۹۸۷)

تقسیم بندی کلی شیمیایی

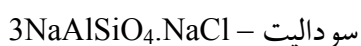
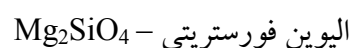
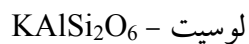
محتوی SiO₂

- < ۶۳ wt% - اسید
- ۵۲-۶۳ wt.% - حد واسط
- ۴۵-۵۲ wt.% - بازیک
- > ۴۵ wt% - اولترابازیک

اشباع بودن از سیلیس

اگر ماگمایی از لحاظ سیلیس فوق اشباع باشد، یک کانی سیلیسی مثل کوارتز، کریستوبالیت، تریدیمیت، یا کوئرتزیت باید از ماگما متبلور گردد و در سنگ حاضر باشد. از طرف دیگر اگر یک ماگما، از لحاظ سیلیس تحت اشباع باشد. یک کانی سیلیسی نباید از ماگما متبلور گردد و بنا بر این نباید در سنگ حاضر باشد. بنا بر این می توان مفهوم اشباع بودن از سیلیس را برای تقسیم سنگها به **تحت اشباع از سیلیس (silica undersaturated)**، **اشباع از سیلیس (silica saturated)** و **فوق اشباع از سیلیس (silica oversaturated)** بکار برد.

- سنگهای تحت اشباع از سیلیس - در این سنگها ما باید کانیهای پیدا کنیم که به طور کلی با کوارتز ظاهر نمی شوند. کانیهای زیر از این جمله اند:



اگر نورم CIPW را محاسبه کنیم، کانیهای نورماتیوی که در سنگهای تحت اشباع از سیلیس ظاهر می شوند، نفلین یا لوسیت خواهند بود.

- سنگهای فوق اشباع از سیلیس - این سنگها در محاسبه نورم CIPW دارای کوارتز نورماتیو هستند و ممکن است در واقع نیز این کانی را داشته باشند.
- سنگهای اشباع از سیلیس - این سنگها درست به اندازه ای سیلیس دارند که کوارتز ظاهر نمی شود و کانیهای تحت اشباع از سیلیس نیز در آنها وجود ندارد. در نورم CIPW، این سنگها دارای اولیوین یا هیپرستن + اولیوین، اما بدون کوارتز، بدون نفلین و بدون لوسیت هستند.

ساختمان زمین و منشاء ماگماها

ماگماها در هر جایی در زیر سطح زمین نیستند و تشکیل نشده اند. این امر از نگاه به توزیع جهانی آتش فشانها آشکار می باشد. بنا بر این ماگماها باید شرایط ویژه ای برای تشکیل لازم داشته باشند. قبل از اینکه در مورد چگونگی و مکان تشکیل ماگماها صحبت کنیم، ابتدا نگاهی به ساختمان درونی زمین می اندازیم.

ساختمان درونی زمین

لایه های دارای ترکیب شیمیایی مختلف

- **پوسته (crust)** - پوسته ضخامت و ترکیب متغیری دارد.
- پوسته قاره ای با $70 - 10$ km ضخامت زیر تمام مناطق قاره ای قرار داشته و ترکیب متوسط آندزیتی دارد.
- پوسته اقیانوسی $10 - 8$ km ضخامت داشته و در زیر تمام حوضه های اقیانوسی قرار دارد. ترکیب متوسط آن بازالتی می باشد.
- **جبه (mantle)** - جبه 3488 km ضخامت دارد و از سنگی بنام پریدوتیت (الیوین + Opx + Cpx) ساخته شده است. شواهد این امر از سرعت امواج لرزه ای، آزمایشات تجربی و گزنولیت های پریدوتیتی بدست می آیند. شواهد تجربی نشان می دهند که کانی شناسی پریدوتیت با عمق (یا فشار) تغییر می کند.
- **هسته (core)** - شعاع هسته 2883 km است و از Fe و مقدار کمی Ni ساخته شده است. شواهد این امر از سرعت های امواج لرزه ای، تجربیات آزمایشگاهی و ترکیب **سنگهای آسمانی آهنی (iron meteorites)** بدست آمده اند. تصور می شود سنگهای آسمانی بقایای سیارات تفریق یافته دیگری باشند که در اثر تصادم، شکسته و متلاشی شده اند.

لایه های دارای خواص فیزیکی مختلف

- **لیتوسفر (lithosphere)** - حدود 100 km (در زیر قاره ها تا 200 km) ضخامت داشته، بسیار شکننده است و در درجات حرارت پایین، شکستگیهای زیادی در آن قابل تشخیص هستند. توجه نمایید که لیتوسفر هم از پوسته و هم از بخش بالایی جبه تشکیل شده است.

پلیت ها (plates, صفحات) که در **پلیت تکتونیک (plate tectonics زمین - ساخت صفحه ای)** در باره آن صحبت می کنیم، از لیتوسفر ساخته شده اند و روی آستنوسفر زیرین شناور می باشند.

- **آستنوسفر (asthenosphere)** - حدود ۲۵۰ km ضخامت دارد. آستنوسفر سنگ جامد است، اما نرم بوده و به سادگی جریان می یابد (داکتیل (ductile)).
- **مزوسفر (mesosphere)** - حدود ۲۵۰۰ km ضخامت داشته و سنگ جامد است، اما هنوز قابلیت جریان دارد.
- **هسته بیرونی (outer core)** - ۲۲۵۰ km ضخامت داشته و مایع است.
- **هسته درونی (inner core)** - شعاع آن ۱۲۳۰ km است و جامد می باشد.

ماگماها از کجا می آیند؟

این احتمال نمی رود که ماگماها از تنها بخش مایع زمین یعنی هسته بیرونی بیایند. زیرا ترکیب شیمیایی آنها با یکدیگر تفاوت بسیار دارد. هسته بیرونی بیشتر از Fe و مقداری Ni تشکیل شده، در صورتی که ماگماها مایعات سیلیکاته هستند.

در حوضه های اقیانوسی، ماگماها از ذوب پوسته اقیانوسی حاصل نمی شوند، زیرا اکثر ماگماهای فوران کرده در حوضه های اقیانوسی بازالتی هستند. برای تولید ماگماهای بازالتی به وسیله ذوب پوسته بازالتی اقیانوسی، لازم است ۱۰٪ ذوب صورت گیرد، که این امر محتمل نیست.

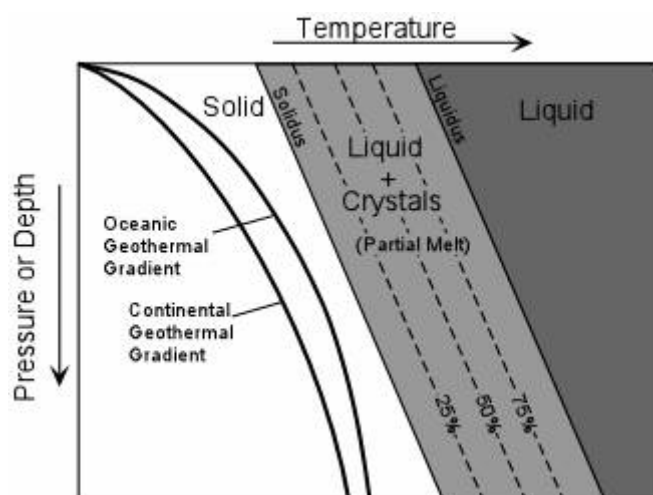
در قاره ها هم ماگماهای بازالتی و هم ریولیتی فوران نموده و نفوذ می کنند. محتمل نیست که ماگماهای بازالتی از پوسته قاره ای آمده باشند، زیرا ترکیب متوسط پوسته قاره ای سیلیس بیشتری دارد. اما ماگماهای سیلیسی (آندزیتی - ریولیتی) از ذوب پوسته قاره ای به وجود می آیند. ماگمایی بازالتی بایستی از جبهه زیرین بیایند.

بنا بر این به استثنای قاره ها، ماگماها بیشتر از جبهه و از ذوب پریدوتیت جبهه ای حاصل می شوند.

منشاء ماگماها

برای تشکیل ماگماها شرایط ویژه ای لازم است. درجه حرارت با عمق یا فشار در طول **درجه زمین گرمایی (geothermal gradient)** در درون زمین تغییر می کنند. درجه زمین گرمایی عادی در زیر اقیانوسها، حداقل در اعماق کم، تا حدودی بیشتر از زیر قاره ها می باشد. اگر درجه های زمین گرمایی عادی را با **نمودارهای فازی (phase diagrams)** پریدوتیت حاوی مقدار کمی آب یا دی اکسید

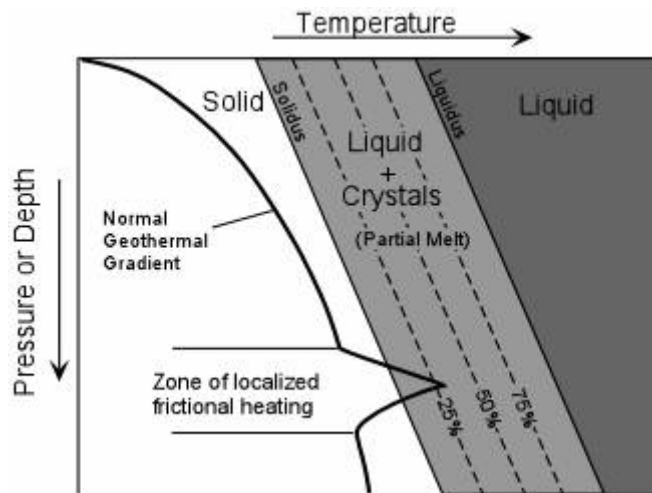
کربن، که به طور تجربی بدست آمده اند، مقایسه نماییم، در می یابیم که درجه حرارت سولیدوس پریدوتیت در همه جا بالاتر از درجه های زمین گرمایی عادی می باشد. بنا بر این همانطور که از شواهد لرزه ای دریافته ایم، تحت شرایط عادی، جبه جامد است.



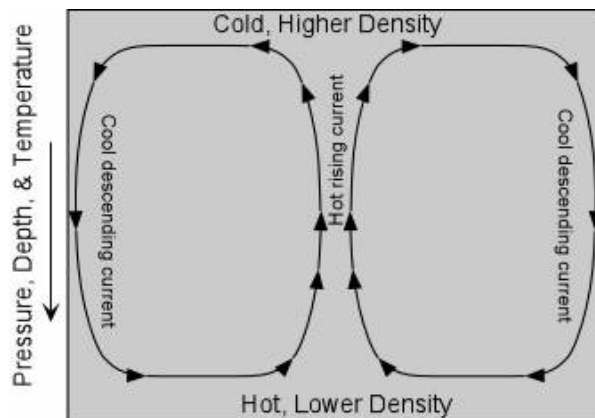
بنا بر این برای تولید یک مذاب یا باید راهی برای افزایش درجه زمین گرمایی پیدا کنیم به طوری که بالاتر از سولیدوس پریدوتیت باشد، یا درجه حرارت سولیدوس پریدوتیت را کاهش دهیم. ذوب بخشی محتملترین مورد است، زیرا افزایش درجه حرارت کمتری را لازم دارد، یا کاهش کمتری در سولیدوس پریدوتیت نیاز می باشد. همین که ذوب بخشی اتفاق افتاد، بخش مایع می تواند به سادگی از جامدهای باقی مانده جدا گردد، زیرا مایعات متحرکتر هستند و عموماً چگالی کمتری نسبت به جامدات دارند.

افزایش درجه زمین گرمایی

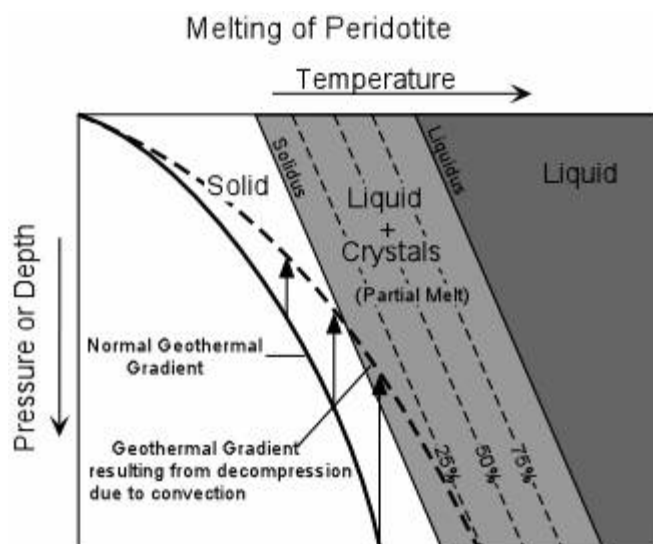
- **حرارت رادیواکتیو** - عناصری مثل U، Th، K و Rb ایزوتوپ های رادیواکتیو دارند. تلاشی آنها ایجاد حرارت می کند. اگر این حرارت نتواند انتقال یابد، درجه حرارت افزایش خواهد یافت.
- **حرارت اصطکاکی** - در مناطقی که سنگها به یکدیگر مالیده می شوند، مثل قاعده لیتوسفر در روی زونهای فرورانش، حرارت می تواند به وسیله اصطکاک حاصل شود. اگر این حرارت نتواند سرعت انتقال یابد، می تواند باعث افزایش محلی درجه حرارت در محلی گردد که مالش یا **شیرینگ** (shearing) رخ می دهد.



- **دکمپرسیون (decompression)** در اثر **همرفت (convection)** - در جبهه جریانات همرفتی وجود دارد که می تواند مواد داغ را به سمت بالا بیاورد و به جای آن مواد سردتر به سمت پایین حرکت می کنند. این امر می تواند باعث افزایش درجه حرارت در نقاط خاصی گردد. حرکت پلیت ها در پلیت تکتونیک به دلیل همین کنوکسیون می باشد.



همانطور که مواد داغ به سمت فشارهای پایینتر در نقاط کم عمقتر حرکت می کنند (دکمپرسیون) تا حدودی سرد خواهند شد، اما هنوز درجه حرارت بالاتری نسبت به مواد دربرگیرنده شان دارند. بنا بر این دکمپرسیون باعث افزایش محلی درجه زمین گرمایی می شود. اگر این درجه زمین گرمایی جدید به درجه حرارتهایی بالاتر از سولیدوس پریدوتیت برسد، ذوب بخشی و تولید ماگما می تواند رخ دهد. به این مکانیسم، **ذوب دکمپرسیونی (decompression melting)** اطلاق می شود.

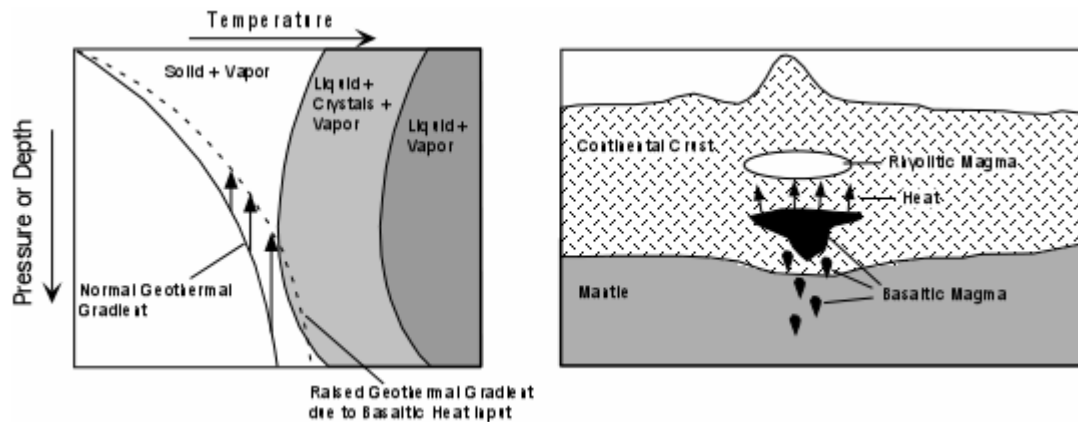


کاهش درجه حرارت سولیدوس

مخلوطهایی از **تشکیل دهنده ها** (components) عمل ذوب را در درجات حرارت پایینتری نسبت به تشکیل دهنده های خالص شروع می کنند. در یک **سیستم دو تشکیل دهنده** (two component system)، افزودن تشکیل دهنده سوم، هم درجه حرارت سولیدوس و هم درجه حرارت لیکیدوس را کاهش می دهد. بنا بر این اگر چیزی بتواند به جبهه اضافه شود، می تواند باعث کاهش درجه حرارت های سولیدوس و لیکیدوس گردد، تا حدی که سولیدوس بتواند پایینتر از درجه زمین گرمایی قرار گرفته و ذوب بخشی صورت گیرد، بدون اینکه نیازی به افزایش درجه زمین گرمایی باشد. چنین مکانیسم ذوبی را، **ذوب جریانی** (flux melting) می نامند. تصور اینکه چگونه تشکیل دهنده های جامد بتوانند به جبهه افزوده گردند مشکل است. اما تشکیل دهنده های **فرار** (volatile)، برای مثال H_2O و CO_2 ، به دلیل تحرک بالا، به ویژه در زون های فرورانش، می توانند به جبهه افزوده گردند.

- پوسته اقیانوسی در تماس با آب دریا است. بنا بر این آب می تواند در پوسته اقیانوسی وجود داشته باشد، هم به دلیل هوازدگی که تولید کانیهای آبداری مثل کانیهای رسی می نماید، و هم در فضاهای حفره ای در درون سنگ.
- رسوبات اقیانوسی که در روی پوسته بازالتی وجود دارند، شامل کانیهای رسی (که دارای آب هستند) و کانیهای کربناته (که حاوی دی اکسید کربن هستند) می باشند.
- همانطور که لیتوسفر اقیانوسی به طرف داخل جبهه در یک زون فرورانش پایین می رود، در اعماق زیادتر، به درجات حرارت بالاتری می رسد. این امر باعث دگرگونی بازالت و رسوبات می شود و در نتیجه H_2O و CO_2 به صورت یک فاز مایع از کانیها جدا می گردند.

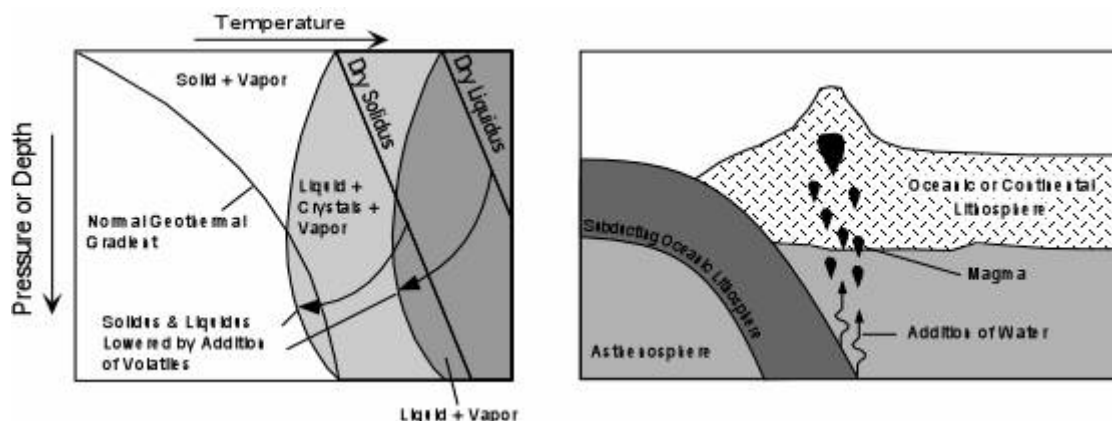
- افزودن این فاز مایع به لیتوسفر فرورانده شده، یا به جبهه روی آن، می تواند درجات حرارت سولیدوس و لیکیدوس را به اندازه کافی پایین بیاورد تا منجر به ذوب بخشی شود.



آناکسی پوسته ای

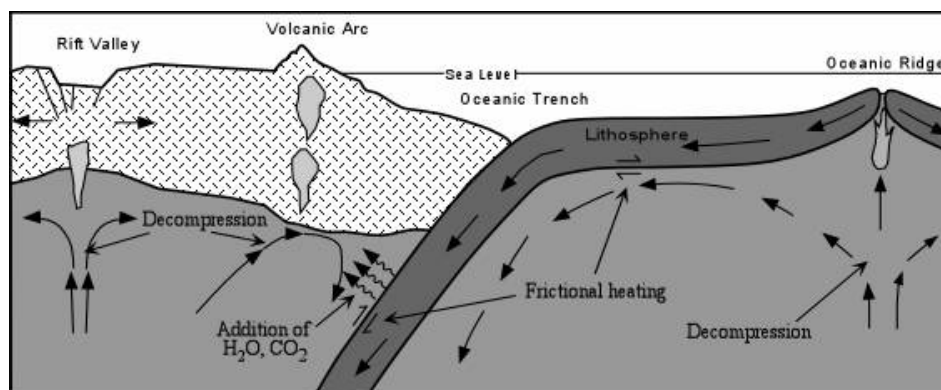
هرچند کانیهای آبدار و کربناته در بسیاری از سنگهای قاره ای وجود دارند، انتظار نمی رود که درجه ژئوترمال عادی در پوسته قاره ای به اندازه کافی بالا باشد تا باعث ذوب گردد. بعلاوه به دلیل اینکه سنگهای قاره ای دارای درجات حرارت کم و گرانیروی بسیار بالا هستند، رخ دادن دکمپرسیون همرفتی محتمل نیست. با این حال همانطور که خواهیم دید شواهدی وجود دارند که سنگهای پوسته قاره ای گاهی ذوب می شوند. به این امر **آناکسی پوسته ای** (crustal anatexis) گفته می شود. سناریوی زیر مکانیسمی است که به وسیله آن آناکسی می تواند رخ دهد.

- ماگماهای بازالتی که به وسیله ذوب جریان، ذوب دکمپرسیونی یا حرارت حاصل از اصطکاک ایجاد شده اند، به داخل پوسته وارد شده، با خود حرارت حمل می کنند.
- به دلیل اینکه مایعات بازالتی چگالی بالاتری نسبت به پوسته دارند، ممکن است نتوانند تا سطح زمین برسند، بلکه به جای آن نفوذ نموده و در اعماق به کندی سرد می شوند.
- در طول سرد شدن ماگمای بازالتی حرارت آن به پوسته منتقل می گردد و درجه زمین گرمایی را بالا می برد (افزایش درجه حرارت محلی).
- نفوذهای پشت سر هم ماگماهای مشتق از گوشته به یک ناحیه خاص از پوسته، می تواند موجب افزایش بیشتر درجه حرارت گردد و نهایتاً باعث شود که درجه زمین گرمایی از سولیدوس مواد پوسته ای بالاتر رود و منجر به ذوب بخشی پوسته گردد.



ماگماتیسیم و پلیت تکتونیک

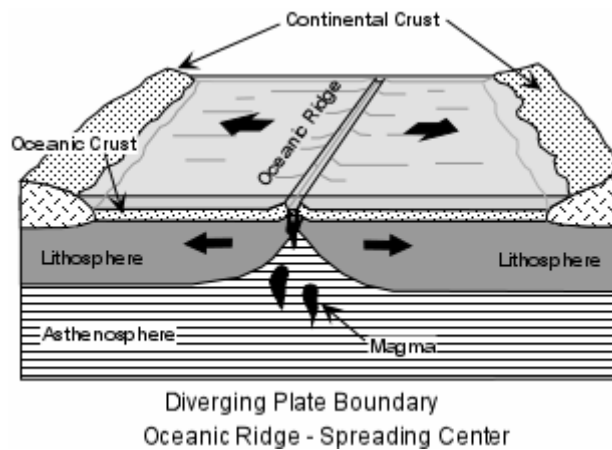
از بحث فوق باید آشکار باشد که ماگماتیسیم ارتباط نزدیکی با پلیت تکتونیک دارد. نمودار زیر مکانیسم هایی را نشان می دهد که در اثر پلیت تکتونیک رخ می دهند و ممکن است مسئول تولید ماگماها در موقعیت های پلیت تکتونیکی مختلف، مثل **پشته های اقیانوسی (oceanic ridges)**، نزدیک زونهای فرورانش و **دره های ریفتی (rift valleys)** باشند.



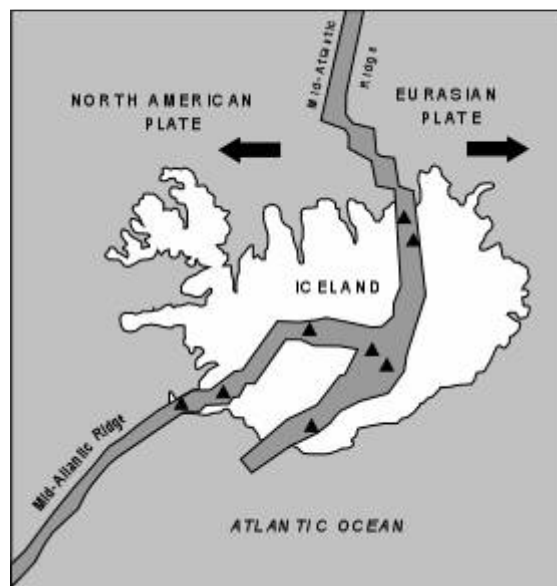
مرزهای پلیتی واگرا

مرزهای پلیتی واگرا (diverging plate boundaries) جاهایی هستند که صفحات از یکدیگر دور می شوند. اینها شامل پشته های اقیانوسی یا **مراکز گسترش (spreading centers)** و دره های ریفتی می شوند.

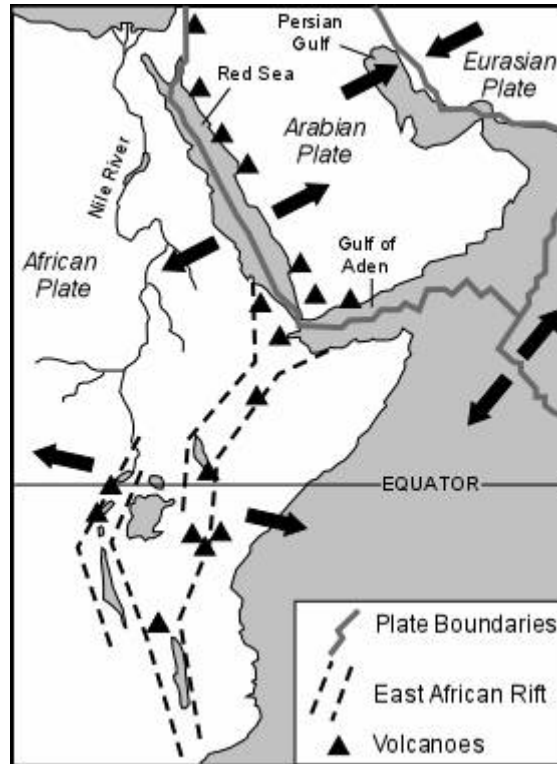
- پشته های اقیانوسی مناطقی هستند که در آنجا به دلیل جریانات همرفتی صعود کننده، جبهه به طرف بالا می آید. ذوب دکمپرسیونی می تواند رخ دهد، که تولید ماگماهایی می نماید که در پشته های اقیانوسی نفوذ نموده و فوران می نمایند تا پوسته اقیانوسی جدید تولید شود.



ایسلند یکی از چند ناحیه ای است که ماگماتیسم به اندازه کافی حجیم بوده که پشته اقیانوسی را در بالای سطح آب ایجاد کرده است.



- دره های ریفی قاره ای یا **زونهای اکستانسیون** (extentional zones)، مناطقی هستند که معمولاً در پوسته قاره ای، در جاهایی که تغییر شکل اکستانسیون رخ می دهد، قرار دارند. این مناطق ممکن است مراکز گسترش اولیه باشند و ممکن است نهایتاً به صورت پشته های اقیانوسی تکامل یابند، مانند آنچه که در منطقه دریای سرخ رخ داده است. یک مثال خوب از یک دره ریفی قاره ای دره ریفی شرق آفریقا می باشد.



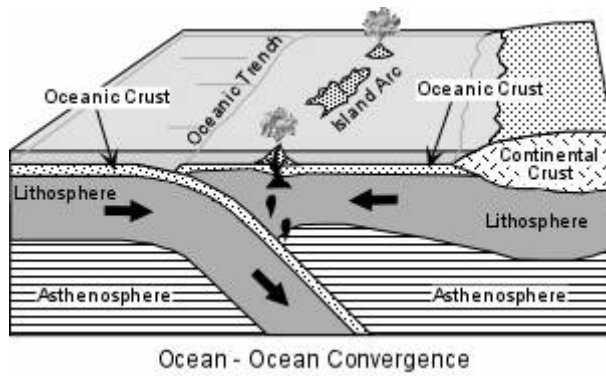
مرزهای پلیتی همگرا

مرزهای پلیتی همگرا جاهایی هستند که پلیت ها به طرف یکدیگر حرکت می کنند. معمولترین نوع آنها جاهایی هستند که لیتوسفر اقیانوسی فرورانش می کند. چندین مکانیسم می توانند در تولید ماگماها در این محیط مشارکت داشته باشند:

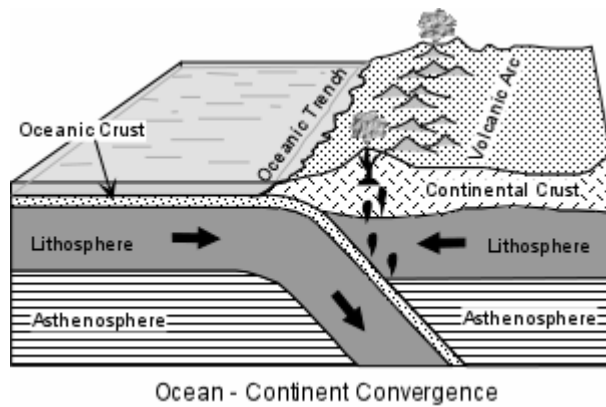
۱. حرارت زایی اصطکاکی احتمالا در طول مرز بین پلیت فرورانده شده و لبه جبهه ای که در روی آن قرار دارد رخ می دهد.

۲. ذوب جریانی لیتوسفر فرو رانده شده یا لبه جبهه ای روی آن، می تواند در اثر آزاد شدن مواد فرار رخ دهد. همانطور که پلیت فرورانده شده گرم می شود و دگرگون می گردد، آب و یا دی اکسید کربن تولید می کند.

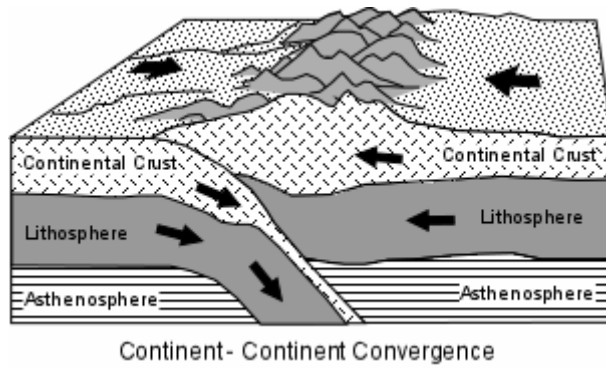
• اگر یک پلت لیتوسفری اقیانوسی به زیر یک پلیت لیتوسفری اقیانوسی دیگر فرورانده شود، **جزایر قوسی (island arcs)** در روی سطح، در بالای زون فرورانش، ایجاد می گردند.



- اگر یک پلیت اقیانوسی به زیر یک پلیت متشکل از لیتوسفر قاره ای فرورانده شود، **قوسهای حاشیه قاره ای** (continental margin arcs) ایجاد می شوند. اگر ماگمای تولید شده، در نزدیک زون فرورانش در پوسته نفوذ نموده و سرد شود، می تواند منجر به آاناتکسی پوسته ای گردد.

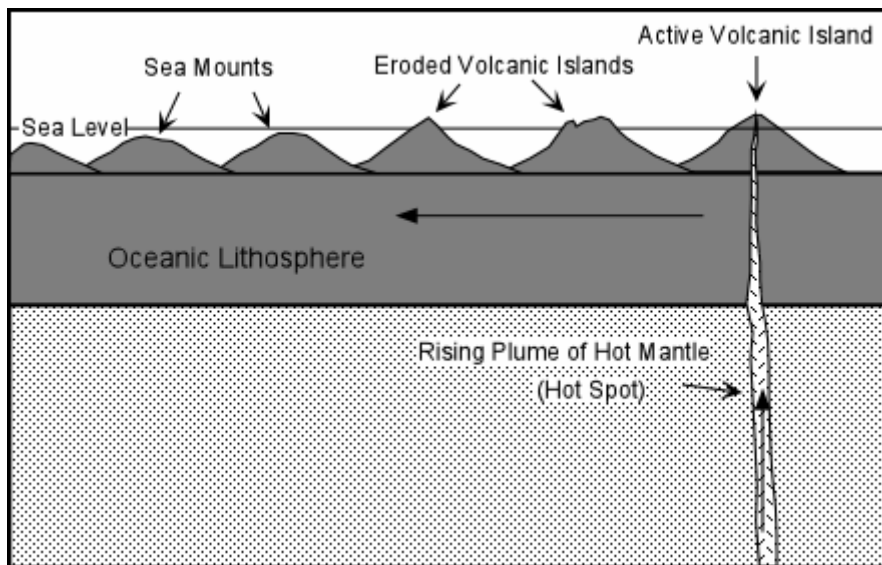


- در مناطقی که دو پلیت لیتوسفری قاره ای همگرایی می کنند، رشته کوههای **چین-تراستی** (fold-thrust) در نتیجه کمپرسیون گسترش می یابند. اگر سنگهای پوسته ای آبدار، به سطوح عمیقتر، جایی که درجه حرارتها بالاتر می باشند، فرستاده شوند، ممکن است آاناتکسی پوسته ای نتیجه شود.



ماگماتیسم درون پلیتی و نقاط داغ

چند ناحیه هستند که ماگماتیسم در ارتباط با مرزهای پلیتی همگرا یا واگرا رخ نمی دهند. این مناطق در وسط پلیت ها، معمولاً دور از مرزهای پلیتی وجود دارند. به این پدیده **ماگماتیسم درون پلیتی** (intraplate magmatism) اطلاق می گردد. تصور می شود ماگماتیسم درون پلیتی به وسیله نقاط داغ (hot spots) ایجاد می شوند. وقتی **پلوم های** (plumes) از ماده جبه ای در طول زون های باریکی، از اعماق جبه به بالا می آیند، نقاط داغ تشکیل می شوند. نقاط داغ در جبه ثابت می مانند. درحالی که پلیت ها در روی نقاط داغ حرکت می کنند. ذوب دکمپرسیونی که در اثر بالا آمدن پلوم ایجاد می شود، ماگماهایی تولید می کند، که یک آتش فشان روی کف دریا در بالای نقطه داغ بوجود می آورند. این آتش فشان تا زمانی فعال می ماند که روی نقطه داغ قرار داشته باشد. اما نهایتاً، حرکت پلیت منجر به حرکت آتش فشان به سمت دور از نقطه داغ می گردد و آتش فشان خاموش شده و شروع به فرسایش می کند.



تحولات ماگمایی

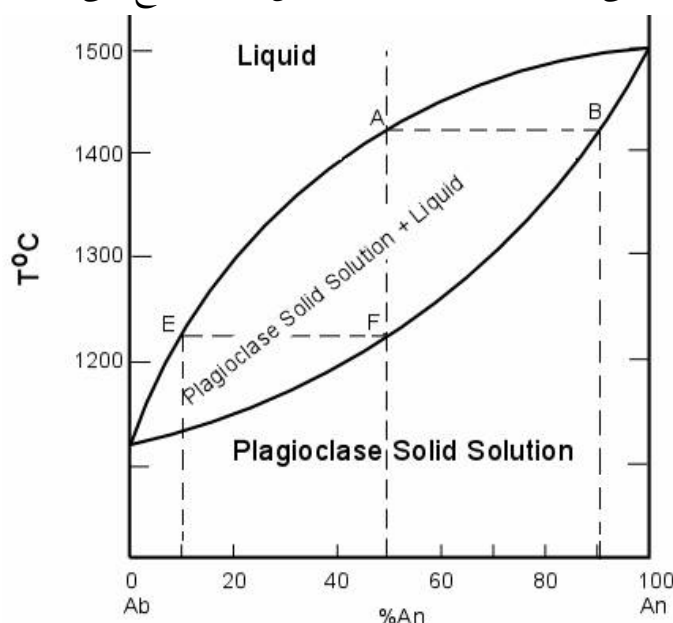
معمولاً مجموعه سنگهای آذرین یک منطقه متشکل از گونه های مختلف سنگ آذرین به طور اتفاقی گرد هم نیامده اند، بلکه این گونه ها با یکدیگر رابطه کانی شناسی و شیمیایی کاملاً مشخص دارند. این تجمع طبیعی خانواده های سنگهای آذرین را **مشارکت ماگمایی** (magmatic association) می نامند.

جدایش ترمهای مختلف از یک ماگما، ناشی از تحولاتی است که در ماگما رخ می دهد. این تحولات عبارتند از **تفریق ماگمایی** (magmatic differentiation) و **آلایش ماگمایی** (magmatic contamination)، اما ممکن است که تنوع سنگهای آذرین یک مجتمع نتیجه شرایط فیزیکوشیمیایی متفاوت ذوب یک سنگ مادر نیز باشد، که اگر با فرایندهای تحولات ماگمایی در هم آمیزد، تحقیق و تشخیص بسیار مشکل خواهد شد.

تفریق ماگمایی

ماگما ابتدا همگن (هموژن) است، اما به تدریج ناهمگن (هتروژن) می گردد. تعدادی از مکانیسم های این تغییرات شامل موارد زیر می گردند:

- **تفریق به طریق جدایش بلورها** - هنگامی اتفاق می افتد که بلورها پس از تشکیل از مایع جدا شوند که در این صورت مذاب باقی مانده دارای ترکیبی متفاوت با مذاب اولیه خواهد بود. سیستم آل بیت - آنورتیت نشان می دهد که بلورهای پلاژیوکلاز اولیه خیلی کلسیک تر از مایعی هستند که از آن متبلور می شوند و در نتیجه جدایش این بلورها، مایع باقی مانده آل بیتی تر می شود.



- **تفریق به طریق انتشار حرارتی** – منظور از **انتشار حرارتی** (thermal diffusion) این است که مواد تشکیل دهنده ماگما از یک افق با درجه حرارت مشخص به افق دیگری با دمای کمتر یا بیشتر مهاجرت کنند. در آزمایشی به مدت ۲۱۹ روز، روی یک مایع بازالتی به ضخامت ۸ mm در یک محل که یک طرف آن نسبت به طرف دیگر ۲۶۵ درجه سانتیگراد اختلاف دما داشت، مشخص شد که قطب داغتر این بازالت غنی از سیلیسیم، سدیم و پتاسیم و قطب کم حرارت آن غنی از تیتان، آهن، منیزیم و کلسیم شده است.
- **تفریق در اثر انتشار ثقلی** – در یک مایع هموزن آنها تمایل زیادی به یافتن یک آرایش مجدد متناسب با وزن اتمی خود و نیروی ثقل دارند. تراکم زیاد H_2O و K_2O ، Na_2O ، SiO_2 در بخشهای بالایی و فراوانی FeO ، MgO ، CaO و TiO_2 در قسمتهای پایینی مخزن ماگمایی را می توان تا اندازه ای ناشی از تفریق در اثر پدیده انتشار ثقلی دانست.
- **تفریق در نتیجه پالایش فشاری** – **پالایش فشاری** (filter pressing) به معنی جدایش مکانیکی بخش مایع ماگما از بخش متبلور شده آن از طریق فضاهای بین بلوری است. بدین ترتیب که نیروهای کمپرسیونی می توانند بلورها را به هم فشرده و مایع بین آنها را خارج کنند.
- **تفریق به علت نا آمیختگی مایعات** – **نا آمیختگی مایعات** (liquid immiscibility) باعث جدا شدن دو مایع از یک مایع هموزن می گردد، مثل جدا شدن آب از محلول سیلیکاته.

آلایش ماگمایی

- تغییرات کانی شناسی و شیمیایی ماگماها را که در نتیجه اختلاط با مواد خارجی (جامدات، مایعات و گازها) بوجود می آیند، آلایش ماگمایی می گویند.
- **آلایش ماگما توسط سنگ درونگیر** – برای مثال اگر سنگ درونگیر آبدار باشد، H_2O یا CO_2 به داخل ماگما نفوذ کرده و ترکیب ایزوتوپی کربن و اکسیژن ماگما را به سنگ درونگیر نزدیک می کند. به این آلایش ماگمایی **واکنش سنگ دیواره** (wall-rock reaction) گفته شده است.
 - **آلایش ماگما توسط گزنولیتها** – **گزنولیتها** (xenolites) یا **آنکلاوها** (enclaves) در اثر تبادل مواد با ماگمای در بر گیرنده، چه در حالتی که ذوب شده باشند و چه در حالتی که جامد باشند، موجب آلایش ماگمایی گردند.
 - **آلایش ناشی از اختلاط دو ماگما** – اختلاط ماگما با ماگما را اصطلاحاً **هیبرید/اسیون** (hybridation) و سنگ حاصل را **هیبرید** (hybride) یا **دورگه** می گویند.

ویژگیهای پتروگرافی سنگهای آلاش یافته

• در مقیاس ماکروسکپی :

- وجود پومیس های لایه بندی دار که لایه ها یا عدسی های بازیک دارند
- وجود گزنولیت که بایستی با احتیاط تفسیر شود

• در مقیاس میکروسکپی

- وجود انکلوزیون های بازیک در سنگهای اسیدی
- اجتماع فنو کریست های نامتعادل مثل الیون و کوارتز
- توزیع نامتعادل عناصر در فنو کریست ها، مثل زون بندی معکوس Fe-Mg در الیون و پیروکسن
- وجود کانیه های دگرگونی در سنگهای آذرین

سری های ماگمایی

یک سری ماگمایی مجموعه ای از سنگهای مختلف ماگمایی است که دارای ترکیب شیمیایی مختلف بوده، اما از یک ماگمای بازیک مادر در نتیجه تفریق حاصل شده باشند. ذوب سنگ مادر هم می تواند موجب تنوع سنگهای آذرین شود.

کونو (Kuno) نمودار زیر را برای سه سری معروف ارائه داد :

• **سری تولییتی (tholeiitic)**

- سدیم و پتاسیم کمتری نسبت به سری های دیگر دارد.
- سیلیس بیشتری از سری های دیگر دارد. این سیلیس به صورت کوارتز حقیقی، یا به صورت هیپرستن نورماتیو ظاهر می شود.
- ترمهای حدواسط آن نسبت به سری های دیگر از آهن غنی تر می باشند.
- پیژئونیت یکی از کانیهای است که در تولییت ها دیده می شود.
- اگر الیون وجود داشته باشد، به صورت درشت بلور با حاشیه واکنشی دیده می شود.

• **سری کالکوآلکان**

- مثل تولییتی دارای ترمهای غنی از سیلیس است.
- $Al_2O_3 < 17\%$
- در نمودار $Na_2O + K_2O / SiO_2$ بین تولییتی و آلکان قرار دارد، اما همیشه $Na > K$ می باشد.
- در نمودار AFM ترمهای حدواسط آهن کمتری نسبت به سری تولییتی دارند.
- کانیهای شاخص آن ارتوپروکسن ها می باشند. پیژئونیت نیست یا نادر است.
- در ترمهای بازیک و متوسط آن الیون با حاشیه واکنشی دیده می شود.
- آمفیبول و بیوتیت نیز در ترمهای حدواسط دیده می شوند.

• **سری آلکان**

- نمودار $Na_2O + K_2O / SiO_2$ وسیله تشخیص آن است.
- الیون پایدار و بدون حاشیه واکنشی است (هم فنوکریستال و هم میکروکریستال)
- شبه فلدسپات (نفلین، آنالسیم، لوسیت) دارد.
- ارتوپروکسن و پیژئونیت ندارد.
- فقیر از سیلیس است، در نتیجه در نورم مقداری الیون و شبه فلدسپات بدست می آید.

بخش دوم

سنگ شناسی رسوبی



بخش دوم

سنگ شناسی رسوبی



فصل اول

کلیات و بحثهای مقدماتی

۱- مقدمه:

سنگهای رسوبی بیش از ۸۰٪ سطح پوسته جامد زمین را تشکیل می دهند (فولک، ۱۹۸۰). تمام اطلاعات ما در زمینه استراتیگرافی و قسمت اعظم دانسته های ما در مورد تکتونیک و زمین شناسی ساختمانی بر پایه مطالعه و شناخت سنگهای رسوبی استوار است. درصد قابل ملاحظه ای از کانسارهای معدنی دنیا در سنگ های رسوبی گسترش دارند. این واقعیت به مقدار زیاد کاربرد اقتصادی این سنگ ها را مشخص می سازد. مطالعه رسوبات و نقش سنگ های رسوبی در مقایسه ها و تجزیه و تحلیل های استراتیگرافیک، بسیار حائز اهمیت است.

۲- ویژگیهای سنگهای رسوبی و منشاء آنها:

بر حسب تعریف، سنگهای رسوبی، مجموعه های رسوبی سخت شده ای هستند که نزدیک سطح زمین در شرایط حرارت و فشار کم جمع و متراکم گردیده اند، (گرابو ۱۹۰۴). سنگهای رسوبی را بر مبنای صفات و مشخصات فیزیکی و شیمیایی آنها تقسیم بندی نموده اند. بر این اساس، سنگهای رسوبی توسط وی به دو گروه آگروژنتیک (exogenetic) و آندوژنتیک (endogenetic) تقسیم گردیده اند.

سنگهای آگروژنتیک، شامل سنگ های آواری-تخریبی است که عناصر تشکیل دهنده آنها به صورت دانه ها و قطعات از پیش ساخته شده، در متن سنگ وارد شده و در آنجا تثبیت گردیده اند. منشاء این قطعات، سنگهای قدیمی است که در فواصل دور یا نزدیک از محل فعلی سنگ، قرار داشته اند. سنگهای آندوژنتیک بر خلاف گروه اول هم به شکل متبلور و هم به صورت بی شکل یا آمورف از محلولهای مختلف رسوب کرده اند. این گروه شامل سنگهای تبخیری و انواع سنگهای آهکی و همچنین سنگهای سیلیسی می شود.

۳- ساخت یا فابریک سنگهای رسوبی:

در بافت سنگهای آذرین و متامورفیک، کانیها و اجزاء تشکیل دهنده سنگ، به گونه ای به یکدیگر متصل و چسبیده اند که نه تنها هیچگونه فضای خالی در بین آنها و در متن سنگ باقی نمی ماند، بلکه کانیها الزاماً در اثر تحمل فشار زیاد در امتداد فصول و دیواره های مشترک در هم فرو رفته و حد فاصل آنها غالباً به صورت مضرس در آمده است. در مقابل، در سنگهای رسوبی کانیها و دانه های تشکیل دهنده، در متن سنگ پراکنده و اتصال آنها به یکدیگر، در امتداد سطوح و یا رئوس و زوایا، به صورت ناقص انجام می گیرد. به همین جهت بخشی از حجم سنگ به فضاهای خالی بین دانه ای اختصاص می یابد. بنابراین ساخت یا فابریک سنگهای رسوبی شامل دو بخش است: دانه ها یا ذرات اصلی که با اتصالشان به یکدیگر اسکلت یا فریم ورک (Framework) سنگ را تشکیل می دهند و فضاهای خالی بین دانه ها که به اندازه و اشکال مختلف بوده و موجبات ذخیره شدن مایعات و تراوایی سنگ را فراهم می کنند. فضاهای خالی در سنگهای رسوبی محل عبور یا ذخیره مایعات و محلولهای مختلف است. بین این محلولها و اجزاء تشکیل دهنده اسکلت، واکنشهای مختلف مرتباً در حال وقوع می باشد. قسمتی از این واکنشها، به صورت فعل و انفعالات شیمیایی و قسمتی دیگر به صورت انتقال مواد از محیط خارج به داخل سنگ و یا از داخل سنگ به خارج خواهد بود.

بدین ترتیب ملاحظه می شود که ساخت عمومی سنگهای رسوبی متشکل از دو بخش اسکلت و فضای خالی است و صرف نظر از استثنائاتی نظیر سنگهای آهکی متبلور، مرمرهای رسوبی، سنگهای تبخیری نظیر گچ و نمک و انواع مشابهی از این قبیل، در مورد بقیه انواع سنگهای شیمیایی قابل تعمیم است.

۴- ترکیب شیمیایی سنگهای رسوبی:

ترکیب شیمیایی سنگ های رسوبی نسبت به سنگهای آذرین از تنوع بیشتری برخوردار است. همچنین بر خلاف سنگهای آذرین، پاره ای از سنگ های رسوبی، فقط از یک کانی تشکیل یافته اند و به عبارت دیگر شامل یک ترکیب شیمیایی واحد می باشند. ترکیب اصلی شیمیایی این نوع سنگها از طریق شسته شدن، هوازدگی، فرسایش و آسیاب شدن طبقات قدیمی و رسوب مجدد آنها تامین می گردد. ماسه های سیلیسی طبقات رسی و لایه های آهکی که بیش از ۹۰ درصد ساختمان آنها به ترتیب از سیلیس، سیلیکات آلومینیوم و کربنات کلسیم تشکیل گردیده است را می توان به عنوان مثال ذکر کرد.

از نظر منشاء و محل تشکیل، کانیهایی که درجایی دیگر به وجود آمده و به وسیله عوامل مکانیکی به داخل رسوبات و یا در ساخت سنگ وارد شده اند، اصطلاحاً کانیهای نابر جا یا آلوزنیک (allogenic) نامیده می شود. در مقابل، کانیهایی که در همان محلی که وجود دارند تشکیل شده اند و جابجائی در آنها اتفاق نیافتاده است، کانیهای بر جا یا اتیزنیک (authigenic) نام دارند. تجزیه های شیمیایی سنگ های رسوبی اساساً با تجزیه های سنگ های آذرین متفاوت هستند. تجزیه های سنگ های رسوبی معمولی محدوده ی تغییرات بسیار وسیعتری را نسبت به محدوده ی تغییرات سنگ های آذرین معمولی نشان می دهند. برای مثال فرایندهای رسوبی در جدا کردن عناصر معینی مثل سیلیسیم و کلسیم بسیار کارآمد هستند و در نتیجه آن سنگهای با ترکیبات متفاوت گسترده ای تشکیل می دهند.

جدول (۱-۱): ترکیب شیمیایی تعدادی از سنگ های رسوبی شاخص

	(1)	(2)	(3)	(4)	(5)	(6)
SiO ₂	74.14	78.14	99.14	58.10	55.02	7.61
TiO ₂	0.15	-	0.03	0.55	1.00	0.14
Al ₂ O ₃	10.17	11.75	0.40	16.40	22.17	1.55
Fe ₂ O ₃	0.56	1.23	0.12	4.02	8.00	0.70
FeO	4.15	-	-	2.45	-	1.20
MgO	1.43	0.19	Nil	2.44	1.45	2.70
CaO	1.49	0.15	0.29	3.11	0.15	45.44
Na ₂ O	3.56	2.50	0.01	1.30	0.17	0.15
K ₂ O	1.36	5.27	0.15	3.24	2.32	0.25
H ₂ O ⁺	2.66	0.64	0.17	5.00	2.76	0.38
H ₂ O ⁻	2.66	0.64	0.17	5.00	2.10	0.30
CO ₂	0.14	0.19	-	2.63	-	39.27
C	-	-	-	0.80	-	0.09

۱- گری وک شاخص ۲- آرکوز شاخص اتوریدونین اسکاتلند

۳- کوارتزیت دونین بسیار خالص ۴- رس سیلتی ۵- رس باقیمانده از هوازدگی گنایس ۶- آهک آلومیکال
 یک خصوصیت ویژه رسوبات نسبت به سنگهای آذرین عمومی بالای K_2O/Na_2O آنها می باشد، در اکثر
 سنگهای آذرین Na_2O بیشتر از K_2O می باشد و در مواردی که این چنین نیست، برای مثال گرانیتها، افزون بودن
 K_2O نسبت به Na_2O چشمگیر نیست، در مقابل اکثر رسوبات (جدول ۱-۱)، فزونی قابل ملاحظه K_2O نسبت به
 Na_2O را نشان می دهند که به علت پایداری نسبی فلدسپاتهای پتاسیک در بخش مقاوم سنگ، به همراه گرفتن پتاسیم
 توسط کانیهی رسی (برای مثال به محتوی بالای پتاسیم در تجزیه های ۴ و ۵ توجه کنید) است. فلدسپاتهای سدیم دار
 در فرآیندهای هوازدگی زود تجزیه می شوند و بیشتر سدیم به صورت محلول به خارج حمل می شود تا در دریا تجمع
 کند.

فرق دوم بین سنگهای آذرین و رسوبات، مقدار کلسیم پائین عمومی سنگهای رسوبی است. هوازدگی ناکامل در منشاء
 و در طی حمل ممکن است باعث نگهداری مقداری کلسیم در بخش مقاوم برای مثال در هورنبلند و پلاژیوکلاز، در
 سنگهای نابالغی مثل گری وک گردد (تجزیه ۱) اما معمولاً فروپاشی اولیه پلاژیوکلاز کلسیک، هورنبلند و اوژیت،
 زدودن بیشتر کلسیم اولیه را حتمی می کند. کلسیم بعداً به صورت کربنات رسوب می کند تا سنگهای آهکی را تشکیل
 دهد (تجزیه ۶) یا ممکن است با مخلوط شدن رسوب با دیگر سازنده ها در سنگ های دیگری شرکت جوید، مثلاً رس
 سیلتی کلسیم و CO_3 دار (تجزیه ۴). سیلیس در رسوبات به مقدار زیاد به صورت کوارتز نگهداری می شود، در
 صورتی که آلومینیم در کانیهی رسی و فلدسپاتها تمرکز می یابد. بنابراین در سنگهایی با محتوی رس کم، نسبت
 SiO_2/Al_2O_3 به طور گسترده ای به نسبت کوارتز فلدسپات بستگی دارد، و بنابراین می تواند به عنوان یک شاخص
 بلوغ شیمیایی در نظر گرفته شود. به همین ترتیب در سنگهای عاری از کربنات، محتوی کلسیم نشانه ای از بلوغ بدست
 می دهد. نسبت Na_2O/K_2O نیز در این زمینه مفید است. می توان مشاهده کرد که گری وک (تجزیه ۱) علائمی از
 نابالغی عمومی از هر سه نظر نشان می دهد.

۵- انواع سنگهای رسوبی و طبقه بندی آنها:

شاید یکی از جالبترین تقسیم بندیهای ارائه شده در مورد سنگهای رسوبی، روشی است که فولک (۱۹۷۴ و ۱۹۸۰) برای
 تفکیک سنگهای رسوبی ارائه داده است، در این طبقه بندی که در حقیقت بر مبنای منشاء و طرز تشکیل رسوبات،
 تدوین شده است، ترکیب شیمیایی و ویژگیهای کانی شناسی سنگ ها نیز، ملحوظ گردیده است. بر این اساس رسوبات
 به طور کلی، از سه دسته مواد اصلی یا مواد تعیین کننده (endmembers) که به نسبتهای مختلف با یکدیگر مخلوط و
 ممزوج شده اند، تشکیل می گردند. این سه دسته مواد اصلی عبارتند از:

- مواد تخریبی یا آواری (terrigenous components)
- مواد شیمیایی نابر جا یا آلومیکال (allochemical components)
- مواد شیمیایی بر جا یا ارتو کمیکال (orthochemical components)

مواد تخریبی یا آواری:

مواد حاصل از فرسایش و تخریب سرزمینها و خشکیهای اطراف حوضه های رسوبی به صورت ذرات و مواد محمول به
 حوضه های مذکور وارد شده اند. این مواد، بخش ذرات جامد این حوضه ها را تشکیل می دهند، به عنوان مثال ماسه

های کوارتزی یا فلدسپاتی، کانیهای سنگین، کانیهای رسی و خرده سنگهایی از جنس چرت و سنگ آهک را در این مورد می توان ذکر کرد.

مواد شیمیایی نابر جا یا آلو کمیکال:

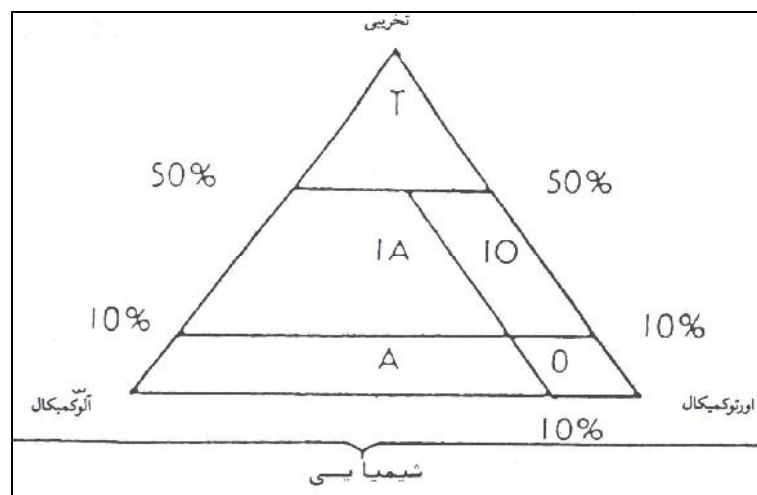
لغت «آلو» به لاتین به معنای خلاف معمول و غیرمتعارف هست، این مواد از آب، در حوضه های رسوبی نهشته شده اند، به آن جهت به آنها مواد شیمیایی آلو کمیکال گویند که: بعد از نهشتگی، متعاقباً به صورت ذرات و مواد جامد به نقاط دیگر حوضه منتقل شده اند. در تشکیل این دسته از رسوبات، ارگانیسرها و فعالیتهای زیستی آنها نسبت به فرآیندهای ساده شیمیایی، مشارکت و دخالت بیشتری دارند. خرده ها و قطعات صدف، ائولیتها، پلت های آهکی، خرده سنگهای کربناته که به صورت مواد تخریب یافته همزمان با رسوب گذاری در اندازه ماسه، گرانول و شن گسترش دارند را می توان نام برد.

مواد شیمیایی بر جا یا ارتو کمیکال:

لغت «ارتو» در لاتین به معنای واقعی و مطابق عرف است. این مواد به مفهوم واقعی، رسوباتی هستند که به روشهای متداول شیمیایی رسوب کرده و هیچگونه آثار حرکت و جابجایی در آنها دیده نمی شود، مثل کلسیت میکرو کریستالین، سنگ آهک دولومیتی، دولستون، انواع گلهای کربناته و رسوبات تبخیری.

با آشنائی با مواد سه گانه فوق، به ازاء درصد مشارکت هر یک از این مواد، پنج گروه سنگهای رسوبی را می توانیم تشخیص دهیم در یک دیاگرام مثلثی (شکل ۱-۱)، نشان داده می شود.

شکل (۱-۱) تقسیم بندی سنگهای رسوبی بر اساس میزان مشارکت اجزاء اصلی تشکیل دهنده (اقتباس از فولک، ۱۹۸۰).



T: سنگهای تخریبی

A: سنگهای آلو کمیکال خالص

O: سنگهای ارتو کمیکال خالص

IA: سنگهای آلو کمیکال ناخالص

IO: سنگهای ارتو کمیکال ناخالص

فصل دوم:

بررسی بافتی سنگهای رسوبی - اجزاء بافتی

۱- مقدمه:

در بررسی و مطالعه دقیق بافتهای رسوبی، سنجش و اندازه گیری کمی پارامترهایی چون اندازه دانه ها و جور شدگی یا میزان یکدست بودن آنها، ضروری است. بدیهی است که برای این کار انتخاب مقیاس و روش اندازه سنجی، از اهمیت و اولویت خاصی برخوردار است. به همین نظر، طرق مختلفی برای اندازه گیری ارائه شده که در میان آنها، استفاده از مقیاسهای نسبی کاربردی، از اقبال بیشتری نسبت به مقیاسهای ریاضی برخوردار است.

Size in mm of class boundary	Class term	Grain size terms for rock	
256	boulders	rudite rudaceous rock conglomerate breccia	
64	cobbles		
4	pebbles		
2	granules		
1	very coarse sand	arenite arenaceous rock sandstone	
0.5 ($\frac{1}{2}$)	coarse sand		
0.25 ($\frac{1}{4}$)	medium sand		
0.125 ($\frac{1}{8}$)	fine sand		
0.0625 ($\frac{1}{16}$)	very fine sand		
0.0312 ($\frac{1}{32}$)	coarse silt	siltstone	argillite argillaceous rock mudstone mudrock shale
0.0156 ($\frac{1}{64}$)	medium silt		
0.0078 ($\frac{1}{128}$)	fine silt		
0.0039 ($\frac{1}{256}$)	very fine silt		
	clay	claystone	

جدول (۱-۲): طبقه بندی اندازه دانه رسوبات

موضوع نقش و اهمیت اندازه دانه های رسوبی را به اینصورت می توان خلاصه کرد که: «در مجموعه های رسوبی، با تقلیل انرژی معمولاً عامل انتقال دهنده تضعیف و دانه های رسوبی، ریزتر می گردند.» (پتی جان، ۱۹۷۵)

در مواد مقاوم دانه درشتتر با افزایش حمل، کاهشی از لحاظ اندازه و کاهشی در زاویه دار بودن دانه ها رخ می دهد. در موارد زیادی سائیدگی، که خراش، انحلال، لب پدیدگی، و شکافتن دانه ها می باشد، علت اساسی این تغییرات می باشد. بنابراین آبهای متلاطم دارای جریان سریع احتمالاً دانه های رسوبی را سریعتر از آبهای آرام می ساینند. کاهش در اندازه

دانه نیز مربوط به مقاومت مواد حمل شده است. برای مثال قطعات آهکی که در شرایط یکسان سریعتر از پیل های کوآرتز سائیده می شوند.

اثر مهم دیگر مربوط به حمل مواد رسوبی، جورشدگی (Sorting) اجزاء بر حسب شکل، وزن مخصوص، یا اندازه آنها است. در حملهای طولانی بسیاری از رسوبات مورد جورشدگی از لحاظ اندازه (Size sorting) قرار می گیرند که گرایش به تشکیل اندازه دانه نسبتاً یکسانی دارند. مشخص کردن چگونگی تغییرات اندازه دانه ها و همچنین تجزیه های مکانیکی مجموعه های رسوبی تخریبی، کاربرد های مختلفی دارد. از جمله می توان مقایسه طبقات و سازند های چینه شناسی یا واحد های لیتواستراتیگرافیک را بر اساس اندازه دانه ها و تغییرات آنها، انجام داد. همچنین بر مبنای رابطه تخلخل و نفوذ پذیری با اندازه دانه ها و حجم فضاهای خالی بین دانه ای می توان از روی جهت و روند تغییر اندازه دانه ها جهت حرکت نفت و گاز و مایعات دیگر را در سنگهای مخزن مشخص کرد.

۲- شکل شناسی یا مرفولوژی دانه ها:

در چهار چوب مطالعه شکل دانه های رسوبی تخریبی حداقل چهار خاصه مختلف مورد بررسی قرار می گیرد که تقریباً به اهمیت عبارتند از شکل یا فرم، کرویت (sphericity)، گردشدگی (roundness)، و شکل سطوح (surface Features).

شکل یا فرم:

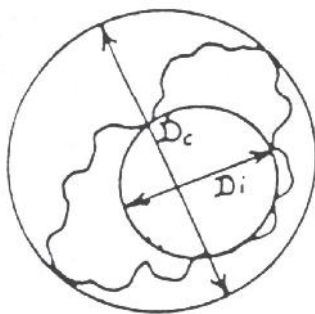
عبارت است از رابطه بین سه بعد (طول، عرض و ضخامت) یک جسم است. بنابراین ذرات و دانه های تخریبی را می توان به طور کیفی به «مکعبی» که در آنها ابعاد تقریباً برابر است. (equidimensional) کشیده یا میله ای شکل (elongated) و مسطح (Platydisc Like) تقسیم نمود. گروههای حد واسط بین اشکال ذکر شده نیز وجود دارند.

کرویت (sphericity):

کرویت یا اسفیریستی به طرق مختلف اندازه گیری می شود و آن رابطه کمی سه بعد هر جسم است. بدین معنی که درجه کرویت اجسام به ازااء نزدیک بودن اندازه ابعاد سه گانه آنها، تعیین می شود. کرمباین (Krumbein) جهت محاسبه

کرویت دانه ها، فرمول $\sqrt[3]{\frac{LIS}{L^3}}$ را پیشنهاد کرده است که در آن بترتیب S.I.L، اقطار اطول، متوسط و اقصر دانه ها است. هنگام مطالعه مرفولوژی دانه ها در مقاطع نازک، برای تعیین میزان کرویت دانه ها، بررسی دو بعد آنها کافی است. بدین معنی که با اندازه گیری قطر کوچکترین دایره محیطی (Dc) و قطر بزرگترین دایره محاطی (Di) هر دانه و

محاسبه ریشه دوم نسبت ایندو $\sqrt{\frac{Di}{Dc}}$ می توان اسفیریستی آنها را تعیین کرد.



شکل (۱-۲): دواير محيطي و محاطي در دانه هاي تخريبي

گردشگي:

منظور از گردشگي تبديل زواياي تيز دانه ها به لبه هاي گرد شده با انحنای مختلف است شکل زیر میزان گردشگي و زاويه دار بودن را در دانه هاي با کروييت بالا و کروييت کم نشان مي دهد.

5. Well-rounded	4. Rounded	3. Subrounded	2. Subangular	1. Angular	0. Very angular	
						LOW SPHERICITY
						HIGH SPHERICITY

شکل (۲-۲): رده بنديهاي گردشگي براي دانه هاي با کروييت پايين و کروييت بالا (اقتباس از پتي جان، ۱۹۷۳)

فصل سوم:

سنگهای تخریبی دانه درشت - کنگلومراها و برشها

۱- مقدمه:

منظور از سنگهای تخریبی دانه درشت (rudaceous rocks)، کنگلومراها و برشها هستند که متوسط اندازه دانه های تشکیل دهنده آنها بزرگتر از ۲ میلیمتر است. واژه انگلیسی «رادای شس» مشتق از کلمه رودایت است (rudite) و معمولاً به سنگهایی اطلاق می گردد که دانه های تشکیل دهنده آنها از اندازه و شکل معینی برخوردار نیستند. کارووزی (1980, carozzi) کنگلومراها را دسته ای از سنگهای تخریبی متشکل از دانه های گرد شده و برشها را متشکل از دانه های زاویه دار معرفی می کند.

۲- ساخت، بافت و ترکیب گراول و کنگلومرا:

فابریک یا ساخت اکثر گراولها از دو بخش اسکلت (Framework) و حفرات (Voids) تشکیل می یابد. چهار چوب یا اسکلت، شامل دانه های گراولی (شن، ریگ و قلوه سنگ)، حفرات هم عبارت از فضاهای بین این دانه ها است. این فضاها در گراولها و کنگلومراها غالباً به وسیله مواد تخریبی ریزتر چون ماسه و سیلت و رس و یا مواد شیمیایی، پر می شود. وجود مواد درشت و ریز یا به طور کلی توزیع فراوانی دانه ها، در دو اندازه مختلف ساخت دو گانه یا بی مودال (Bimodal) به گراولها می دهد. بافت گراولها از نظر نحوه توزیع فراوانی اندازه دانه ها (پراکندگی دانه ها بر اساس اندازه) بسیار متغیر است. بعضی گراولهای شسته شده فقط از شن و ریگ تشکیل یافته اند. در مقابل در بعضی دیگر، فضاهای بین دانه ای آنها تقریباً از مواد ریزتر، مثل ماسه و سیلت و رس پر شده است. تنوع اندازه دانه ها در یک مجموعه رسوبی نظیر گراول معمولاً شدید بوده و طیف تغییرات آن بین دو حد ماکزیمم و مینیمم، بسیار وسیع است.

ترکیب سنگهای درشت دانه اعم از گراول، کنگلومرا و برش به جنس و فراوانی عوامل تشکیل دهنده اسکلت آنها بستگی دارد. این امر به مقدار زیاد بر مبنای جنس سنگهای منشاء، براساس آذرین، رسوبی و یا دگرگونی بودن آنها تعیین می گردد. ولی نظر به اینکه میزان مقاومت فیزیکی و شیمیایی این سنگها یکسان نیست، لذا موجب می گردد که ترکیب نهائی گراول، کنگلومرا و برش علاوه بر جنس منشاء، تحت تاثیر عوامل دیگری نظیر هوازدگی و یا فرسایشهای بعدی نیز قرار داشته باشد.

۳- انواع کنگلومراها و تقسیم بندی آنها:

اصولاً کنگلومراها و برشها بدلیل تنوع زیاد به طرق مختلف تقسیم بندی شده اند، به طوری که گاهی اوقات بر مبنای ویژگیهای بافتی به عنوان مثال کنگلومرای شنی (Pebble conglomerate) و یا کنگلومرای قلوه سنگی (Cobble conglomerate) یا بر مبنای ترکیب و جنس قطعات و دانه های تشکیل دهنده نظیر کنگلومرای آهکی، کنگلومرای

چرتی و سرانجام، برحسب ترکیب شیمیایی و نوع سیمان، نظیر کنگلومراهای آهن دار و کنگلومراهای کربناته انجام شده است.

لازم به ذکر است که با وجود شباهت ساختمانی و سنگ شناسی بین کنگلومراها و برشها، ولی بعلاوه اختلاف اساسی آنها در منشاء و نحوه تشکیل این سنگها، قرار دادن آنها در یک مجموعه و تفکیک آنها به گروه های مشترک تا حدی مشکل است؛ لذا، خاصه در تقسیم بندیهایی که ناظر بر منشاء و نحوه تشکیل این سنگها باشد، بهتر آن است که هر یک از دو گروه کنگلومراها و برشها مستقلاً طبقه بندی شوند. به طور کلی کنگلومراها بر حسب منشاء و نحوه تشکیل به دو دسته اصلی تقسیم می گردند:

- کنگلومراهای برون حوضه ای: (Extra Formational):

کنگلومراهائی که از تخریب سنگهای قدیمی، و در خارج از حوضه های رسوبی تشکیل گردیده، به کنگلومراهای برون حوضه ای یا اکسترافرمیشنال معروفند چهار چوب و اسکلت این سنگها را گراولهای تخریبی آواری یا تری جینوس (terrigenous) که از منشاء خشکی یا قاره ای هستند، تشکیل می دهند.

- کنگلومراهای درون چینه ای: (Intraformational):

دسته ای از کنگلومراها را شامل می شوند که در داخل حوضه رسوبی، همزمان با نهستگی و رسوب گذاری آن طبقات بوجود آمده اند. هر یک از این دو دسته فوق به دسته ها و گروه های کوچکتری تقسیم می گردند که تفصیل آن به قرار زیر است.

کنگلومراهای برون حوضه ای: این دسته به نوبه خود، شامل دو گروه عمده:

کنگلومراهای عادی یا ارتوکنگلومرا و کنگلومراهای غیر عادی یا پاراکنگلومراها می باشند.

۱- ارتوکنگلومراها:

ارتوکنگلومراها یکی از فراوانترین و متداولترین انواع شناخته شده از سنگهای مورد بحث می باشند. ارتوکنگلومراها مربوط به محیط آبهای جاری (Fluvial) هستند. چهارچوب یا اسکلت آنها کاملاً به هم فشرده و سخت شده است و این به علت به هم پیوستگی شدید دانه ها می باشد که قسمت اصلی و بخش اعظم سنگ را تشکیل می دهند. دانه ها اکثراً در حد گرانول و شن هستند که بوسیله سیمان به یکدیگر متصل و مربوط شده اند. همانطور که اشاره گردید این کنگلومراها در آبهای جاری و متلاطم و پرانرژی تشکیل می گردند. ارتوکنگلومراها بنوبه خود در دو نوع مشخص، یکی کنگلومراهای ارتو کوآرتزیتیک و دیگری کنگلومراهای پترومیکتیک گسترش دارند.

- کنگلومراهای ارتو کوآرتزیتی: (Orthoquartzitic):

این نوع کنگلومراها دارای ترکیب ساده بوده و متشکل از دانه ها و خرده سنگهای مقاوم در مقابل فرساینده و هوازگی، نظیر کوآرتز، چرت و کوآرتزیت می باشد، کوآرتز موجود در این سنگها بیشتر از تخریب و تجزیه توده های بزرگ آذرین و متامرفیک حاصل شده است. دانه های تشکیل دهنده اسکلت معمولاً در اندازه های بزرگ نبوده و ابعاد آنها حداکثر از چند سانتیمتر تجاوز نمی کند. اندازه متداول دانه ها حدود یک سانتیمتر و در اکثر قریب به اتفاق موارد کاملاً گرد شده می باشند. کنگلومراهای ارتو کوآرتزیتیک هرگز در ضخامت های زیاد ظاهر نشده و معمولاً بخش یا

قسمت کوچکی از سازندی را که در آن قرار گرفته اند، تشکیل می دهند محل تجمع و توسعه آنها در حواشی بستر رودخانه ها و سواحلی که در معرض امواج و حرکات مکانیکی آب دریا قرار دارند، می باشد.

-کنگلومرالهای پترومیکتیک: (Petromictic):

کنگلومرالهای پترومیکتیک دانه درشت و از نظر جنس و ترکیب دانه ها، مشابه و قابل مقایسه با ماسه سنگهای لیتیک و آركوزیک است. با وجود تنوع زیاد در ترکیب شیمیایی آنها، عموماً متشکل از خرده سنگهای سخت در اندازه های شن و قلوه

سنگ از جنس آذرین، رسوبی و متامورفیک است ولی در بسیاری از موارد دیده شده که خرده های یک نوع سنگ خالص، مثلاً گرانیت، ماسه سنگ و ... عمومیت داشته و حالت غالب و تعیین کننده در سنگ دارند. قسمت اعظم کنگلومرالهای قدیمی از نوع پترومیکتیک هستند که به صورت طبقات ضخیم در حاشیه حوضه های رسوبی توده های عظیمی را تشکیل می دهند. از نظر بافتی همانطور که عنوان گردید، این نوع کنگلومرالها به درشت دانه بودن مشخص هستند.

۲- پاراکنگلومرالها:

پاراکنگلومرال نوعی کنگلومرال است که مقدار خمیره یا ماتریکس در آن به مراتب بیش از دانه ها است. به علت فراوانی و غالب بودن ماتریکس رستی در این کنگلومرالها، تعیین محل مناسب برای آن در جداول تقسیم بندی، همیشه از نظر محققین مورد سوال بوده است، تا اینکه پتی جان (۱۹۷۵) واژه پاراکنگلومرال را پیشنهاد و توصیه کرد، و آن نوعی کنگلومرال است که تشکیل آن به روشهایی که برای سایر سنگهای رسوبی متداول و معمول است، صورت نگرفته است. اینها محصول جریانهای آبی معمولی نیستند بلکه توسط روشهای خاص حمل مواد مانند لغزشهای توربیدیتی زیر آبی و یخچالها رسوب گذاری شده اند. از مشخصات آنها این است که اسکلت گراولی درهم گسیخته ای دارند (سنگها عموماً با یکدیگر کنتاکت ندارند) و اغلب لایه بندی ندارند.

تیل و تیلیت:

تیل اولین بار به توده های مجتمع و فاقد ساختار مطبق و لایه لایه اطلاق گردیده که دارای قطعات و خرده سنگهایی در حد و اندازه شن و قلوه سنگ که تقریباً زاویه دار هستند، می باشند. تیلیت حالت سخت شده و تحجیر یافته تیل می باشد. تشکیل تیل مستقیماً در ارتباط با حرکت های یخچالی است. بنابراین از ویژگیهایی که برای معرفی تیل لازم است ذکر شود، افزون بر مشخصات بافتی بالا، منشاء یخچالی آن است که حائز اهمیت است. به علت نقش تعیین کننده ای که خرده ها و قطعات سنگها در ساختمان تیل دارند، زمین شناسان در مطالعات صحرائی و بررسی بیرون زدگیها، با وجود درصد غالب و نسبت قابل ملاحظه مواد ریزدانه نظیر ماسه، سیلت و رس، تیل و تیلیت را جزء کنگلومرالها منظور می نمایند. ترکیب شیمیایی تیلها بسیار متنوع است.

تیلیت از نظر وضعیت ظاهر و ترکیب کانی شناسی، بسیار مشابه گری وک است. در مقاطع ماکروسکوپی و میکروسکوپی از قطعات زاویه دار کوارتز و فلدسپات و خرده های سنگهای قدیمی تشکیل یافته که در خمیره ای بسیار دانه ریز و سیاه رنگ جا گرفته اند. خمیره تیل و تیلیت، همانطور که اشاره شد، نزدیک و مشابه خمیره گری وک بوده و معمولاً ترکیب رستی دارد که به مقدار زیادی دارای عناصری چون آهن آلومینیم و فلزات قلیایی خاکی است. تیلهای مربوط به مناطق آهکی، بالطبع دارای ترکیبات کربناته بوده و از عواملی چون CaO ، MgO و CO_3 غنی هستند.

-کنگلومرهای درون حوضه ای یا درون چینه ای:

کنگلومرهای درون حوضه ای یا درون چینه ای دسته ای از کنگلومرها را شامل می شوند که تشکیل آنها همزمان با تشکیل طبقات دربرگیرنده آنهاست. به عبارت دیگر این کنگلومرها به موازات تشکیل توالیهای رسوبی ای که در آن قرار گرفته اند. بدون وقفه عمده در رسوب گذاری، تشکیل گردیده اند و وجود آنها دلیل بر انفصالیهای رسوبی مهم نیست. مواد اولیه کنگلومرهای درون چینه ای، ضمن خردشدگی و شکستگی بخشهای سطحی یک طبقه و متعاقب آن، رسوب مجدد مواد تخریب یافته، تامین می گردد. تمام این مراحل در واقع بخشی از یک تسلسل رسوبی منظور شده که همچنان در زیر آب انجام گرفته است.

دو نوع متداول کنگلومرای درون چینه ای را در زیر مورد مطالعه قرار می دهیم:

-کنگلومرای درون چینه ای آهکی:

کنگلومرای درون چینه ای آهکی در واقع در طبقات آهکی تشکیل گردیده و شامل خرده ها و قطعات گرد شده و یا زاویه دار سنگهای آهکی و دولومیتی می باشند. اندازه دانه ها در ابعاد گرانول، شن و قلوه سنگ بوده که خمیره یا سیمانی از نهشته های آهکی آنها را به یکدیگر متصل نموده است. این نوع کنگلومرها معمولاً می توانند حاصل تخریب و خرد شدن طبقات آهکی در داخل دریا و یا حوضه های رسوبی مشابه باشند که در اثر جریانهای زیردریایی و یا حرکات خفیف تکتونیکی خرد و متلاشی گردیده و مجدداً به وسیله مواد خمیره ای یا سیمانی، موجبات الصاق و به هم پیوستن آنها، فراهم شده است.

-کنگلومرهای درون چینه ای شیلی:

دومین نوع از کنگلومرهای درون چینه ای نوعی است که اسکلت آن از خرده های سیلتستون و شیل تشکیل یافته و به صورت خرده ها و قطعات مسطح و نازک لایه از سنگ های مذکور در خمیره ماسه ای قرار گرفته اند. همانطور که اشاره گردید چنین نتیجه می شود که کنگلومرهای درون چینه ای یا درون حوضه ای، علیرغم گسترش وسیع، وجودشان در ستونهای چینه شناسی در اغلب موارد، دلیل بر انفصال و قطع طولانی رسوبگذاری نبوده است. همچنین ویژگیهایی از قبیل دانه های تخریبی مسطح و نازک، محدود بودن جنس دانه ها به سیلت و شیل و آهک و ندرتاً ماسه سنگ و بالاخره ارتباط ژنتیکی آنها با سطوح ترک خورده و ترکهای گلی (mud cracks) از مشخصات تعیین کننده برای آنهاست. تقسیم بندی کلی کنگلومرها مطابق با شرحی که گذشت، در جدول (۳-۱) خلاصه گردیده است.

۴- برش:

برش به گروه متنوعی از سنگهای تخریبی گفته می شود که از دانه ها، قطعات و خرده سنگهای تیز و زاویه دار تشکیل گردیده است. مطابق نظر پتی جان (۱۹۷۵)، برش شامل انواع سنگهای تخریبی دانه درشت است که از دانه ها و قطعات زاویه دار طی فرآیندهای بعد از رسوب گذاری (post depositional) بوجود آمده است.

-برشهای پیروکلاستیک:

تشکیل و ساختمان برشهای پیروکلاستیک در ارتباط مستقیم بافعالتهای آتشفشانی و توده های آذرین است. صرفنظر از اندازه دانه ها و با توجه به اشتراک مشخصات و تشابه سنگ شناسی بین این برشها با سایر سنگهای آذرین تخریبی، لذا خاصه های سنگ شناسی آنها در مبحث سنگهای و لکانو کلاستیک در این کتاب بحث و بررسی خواهد گردید.

جدول (۳-۱): تقسیم بندی کنگلومرها

دسته	گروه	نوع سنگ
	کنگلومرهای عادی (orthoconglomerates)	کنگلومرای ارتوکوارتزیتیک مواد ناپایدار کمتر از ۱۰ درصد
	با کمتر از ۱۵ درصد خمیره	کنگلومرای پترومیک تیک نظیر Limestone Cong. Granite Cong.
کنگلومرهای برون حوضه‌ای (extraformational)	کنگلومرهای غیر عادی (Paraconglomerates)	کنگلومرها از نوع مادستون مطبق یا آریلیت خمیره با ساخت مطبق (laminated matrix)
	با بیش از ۱۵ درصد خمیره	تیل و تیلت از منشاء یخچالی تیل گونه (tilloid) از منشاء غیر یخچالی خمیره با ساخت غیر مطبق (nonlaminated matrix)
	کنگلومرهای درون حوضه‌ای یا درون چینه‌ای (Intraformational)	

-برشهای کاتاکلاستیک:

این نوع برشها در اثر تخریب شدید و یا جابجایی قطعات بزرگ سنگها با یکدیگر و در نتیجه خرد شدن آنها، بوجود می آید، لذا تشکیل آنها غالباً در ارتباط مستقیم با گسل خوردگی ها و چین خوردگی ها و شکستگیهاست. محل توسعه و گسترش آنها نیز در اطراف محل وقوع همین رویداد های تکتونیکی است. به همین نظر انواع برشهای گسلی (Fault breccia)، برشهای چین خوردگی (fold breccia) و برشهای شکستگی (crushed breccia) معرفی و مطالعه شده اند.

فصل چهارم

ماسه سنگها

الف: کانی شناسی و ترکیب شیمیایی ماسه سنگها:

۱-مقدمه:

ماسه ها که عبارت از دانه های به هم ناپيوسته ای هستند، در بدو تشکیل، شامل دو بخش می باشند: چهار چوب یا اسکلت با ماهیت تخریبی و دیگری حفره ها و روزنه های بین آنها. بخش اخیر که کل فضاهای درون اسکلتی را تشکیل می دهد، در مجموع تخلخل اولیه (primary porosity) نامیده می شود. قسمتی یا تمام تخلخل اولیه در ماسه ها، به مرور و به وسیله مواد شیمیایی یا تخریبی پر شده و موجب الصاق و به هم پیوستن دانه ها می گردد به این ترتیب، با افزوده شدن ثبات و استحکام اسکلت، ماسه ها به ماسه سنگها تبدیل می گردند. اسکلت در ماسه سنگها از دانه ها و ذرات ماسه که اندازه آنها از $1/16$ تا ۲ میلیمتر تغییر می کند، تشکیل یافته است. خمیره مواد تخریبی دانه ریزی است که در لابه لای دانه های اسکلت پراکنده شده است. اندازه دانه های خمیره مشخص نبوده و در ماسه سنگها به هر حال کوچکتر از $1/16$ میلیمتر است. مقدار خمیره اگر به ۱۵ درصد حجم کل سنگ برسد ماسه سنگها را اصطلاحاً (وک) می نامند (wacke) (پتی جان، ۱۹۷۵)، که ماسه سنگ گری وک (gray wacke) مثال بارزی از آن است. بعضی از مولفین حداقل لازم خمیره در وکها را ۱۰ درصد تعیین کرده اند. (ویلیامز و دیگران، ۱۹۵۴)، که اینجا نظر اول یعنی ۱۵ درصد مورد استفاده قرار گرفته است.

۲-کانی شناسی ماسه سنگها:

در سنگهای آذرین، تعداد کانیهای تشکیل دهنده سنگ، بسیار است و هریک از کانیها هم، در تشکیل و هویت سنگ، نقش مهمی را ایفا می کنند. ولی در سنگهای رسوبی، فقط معدودی از کانیها به عنوان کانی تشکیل دهنده سنگ دخالت و مشارکت دارند.

افزودن بر این، در سنگهای آذرین، تمام کانیها طی یک فرآیند فیزیکی شیمیایی، تشکیل شده و به شکل نهائی در آمده اند. بدون آنکه هیچ گونه انتقالی و سایشی در آنها صورت گرفته باشد.

حال آنکه در رسوبات، یکی از بررسیهای بسیار مهم، تشخیص منشاء کانیها است، که آیا از منشاء تخریبی-آواری هستند، یا آنکه به طور شیمیایی به یکی از دو صورت برجا و یا نابرجا، تشکیل گردیده اند. افزون بر این، کانیهای شیمیایی برجا یا ارتو کمیکال هم به نوبه خود ممکن است که در اثر تحول و جانیشینی کانیهای قدیمی، ضمن رسوب گذاری مستقیم، بوجود آمده باشند. بنابر این بدلیل تنوعی که در مکانیسم تشکیل کانیهای رسوبی وجود دارد، هر کانی به اشکال متفاوتی دیده می شود.

۳- کوارتز:

کانی کوارتز با ترکیب شیمیایی (SiO_2) و بدون ترکیبات ایزومری مشخص می شود. کوارتز در اصل تک محوری هست ولی ممکن است در اثر فشار به دو محوری با زاویه $2V=5^\circ$ تبدیل شود. در اکثر دانه های کوارتز، حفره هائی به نام واکوئل (vacuoles) به صورت انکلوزیونهای نهائی (inclusions) دیده می شود که از گاز و یا مایعات مختلف پر شده اند. واکوئل های دارای مایع، قهوه ای رنگ و با برجستگی زیاد دیده شده و در نور منعکس نقره ای دیده می شوند، در مقابل واکوئل های دارای گاز از برجستگی منفی برخوردار بوده و تاریک هستند. به طور کلی انکلوزیونهای مورد بحث در هر دو حالت، از منشاء هیدروترمال می باشند (کاروزی، ۱۹۸۰). یکی از وجوه تشخیص کوارتزهای متامورفیک، از انواع ولکانیک خاموشی موجی است، که در گروه اول فراوان و در گروه دوم دیده نمی شود.

علل فراوانی کوارتز:

کوارتز ۳۵ تا ۵۰ درصد رسوبات تخریبی را در ستونهای چینه شناسی تشکیل می دهد. فراوانی کوارتز به دو عامل اساسی مقاومت فیزیکی و دیگری پایداری شیمیایی آن بستگی دارد.

مقاومت فیزیکی کوارتز:

کوارتز بدلیل سختی زیاد و فقدان کلیواژ مشخص، از جمله مقاومترین کانیها به شمار می رود. برای گرد شدن یک دانه تخریبی کوارتز، زمان بسیار طولانی لازم است. به همین نظر در اغلب موارد کوارتز در رسوبات با زوایای نسبتاً تند دیده می شود.

پایداری شیمیایی کوارتز:

کوارتز در هر شرایطی در سطح زمین، حالت بسیار پایدار دارد. میزان حل شونده کوارتز در اثر هوازدگی بسیار ناچیز است. مع هذا انحلال کوارتز در مناطق استوایی در اثر خوردگی دانه ها و همچنین انحلال خفیف آن در اثر واکنشهای ارگانیکی در خاک، گزارش شده است. در محیط های زیر زمینی و عمیق، در شرایط فشار و حرارت ملایم حل شدن کوارتز تقریباً باسانی عملی می شود.

انواع کوارتز:

مطالعه انواع کوارتز یکی از مهمترین و جالبترین بررسی ها در سنگ شناسی رسوبی است. تنوع زیاد دانه های کوارتز، فرع و حاصل منشاءهای مختلف است. بنابراین تعیین نوع و منشاء این کانی، نقش مهمی را در بررسیهای پالئوژئوگرافی و مقایسه های استراتیگرافی، ایفا می کند.

کرینین (krynine, 1948) دانه های کوارتز را به سه گروه آتشفشانی، دگرگونی و رسوبی تقسیم نموده است.

کوارتزهای منو کریستالین و پلی کریستالین:

در مطالعه مقاطع نازک سنگها به این مسئله توجه می شود که کوارتزها به صورت بلورهای منفرد (منو کریستالین)، و یا متشکل از تعدادی بلور با جهتهای مختلف هستند. به مجموعه های بلوری که در آنها هر کدام از بلورها دارای جهت نوری خاص خود می باشند پلی کریستالین گویند.

۵- فلدسپاتها:

کانی فلدسپات در رسوبات تخریبی هم به جهت کمی و هم به لحاظ کیفی، اهمیت زیاد داشته و راهنمای مناسبی برای مطالعات آب و هوای دیرینه (paleo climate) بشمار می رود.

وجوه تمایز و تشخیص فلدسپاتها در مقایسه با کوارتز:

پلاژیو کلازها و میکروکلین با سیستم مشخص ماکلی که دارند، به خوبی از کوارتز تمیز داده می شوند. ولی تشخیص ارتوزاز کوارتز بدلیل خاصه های مشابه، مشکل است. در بزرگنمایی بالا، حاشیه بک در ارتوز از کانادا بالزام پایین تر و از کوارتز بالاتر است. رنگ ارتوز در نور عادی کرم و قهوه ای کمرنگ است. در حالی که کوارتز بیرنگ و یا کمی متمایل به خاکستری است. اکثر دانه های ارتوزویا سایر فلدسپاتها دارای کلیواژ مشخص هستند، در صورتیکه کوارتز بدون کلیواژ است. بی رفرنزانس در فلدسپاتها کاملاً پایین تر از کوارتز هست، که این خود عامل تشخیص مهم دیگری است. ارتوز، کانی دو محوری منفی با زاویه $2V$ بزرگ است، در صورتی که کوارتز تک محوری مثبت است.

فراوانی نسبی فلدسپاتها:

فلدسپاتها ۵ تا ۱۵ درصد حجم سنگهای تخریبی عادی را تشکیل می دهند. فلدسپاتها با وجود آنکه فراوانترین کانی سنگهای آذرین هستند، بعلت مقاومت کم و تاثیر سریع هوازدگی نسبت آنها در رسوبات بسیار پایین است. میکروکلین و پلاژیو کلازها از این نظر به ترتیب مقامات بعدی را دارا می باشند.

پایداری فلدسپاتها:

به طور کلی پایداری فیزیکی و شیمیایی فلدسپاتها کمتر از کوارتز است. هوازدگی فلدسپاتها می تواند به سرعت انجام شود. و میکاها و کانیهای رسی را ایجاد نماید. در میان فلدسپاتهای مختلف، میکروکلین و ارتوز، در مقابل هوازدگی به ترتیب پایدارترین انواع مربوطه هستند. پلاژیو کلازهای سدیک، ظاهراً از سایر انواع فلدسپاتها ناپایدارتر هستند.

۶- خرده سنگها و انواع آنها:

منظور از خرده سنگها، قطعات رسوبی و یا غیر رسوبی خیلی ریزی (در حد اندازه ماسه) هستند که خصوصیات بافتی و مینرالوژیک سنگ مشاء در آنها هنوز باقی و قابل تشخیص است. خرده سنگها به سه دسته تقسیم می شوند: خرده سنگهای آتشفشانی، دگرگونی و رسوبی.

خرده سنگهای آتشفشانی:

خرده سنگهای آتشفشانی یکی از عناصر تشکیل دهنده بسیار معمول و متداول رسوبات تخریبی هستند که به اندازه ماسه و از جنس سنگهای آذرین درونی و بیرونی می باشند. این خرده سنگها به آسانی تجزیه شده و حاصل آنها انواع کانیهای رسی خاصه مونت مورینیت و کانیهای فرومینزین خواهد بود.

خرده سنگهای دگرگونی:

خرده سنگهای دگرگونی قطعاتی به اندازه دانه های ماسه، از سنگهایی نظیر اسلیت، فیلیت، شیست و گنایس می باشد که در فیل آرنایتها فراوانند و خرده های اسلیت در رسوبات گاهی اوقات در اندازه سیلت ها ظاهر می شوند، که در این صورت تشخیص آنها مشکل خواهد بود به طور کلی خرده سنگهای دگرگونی ۵ تا ۱۵ درصد رسوبات تخریبی را تشکیل می دهند. و چون از سنگهای جهت یافته و چین خورده حاصل شده اند، معمولاً طویل و صفحه ای شکل می باشند.

خرده سنگهای رسوبی:

خرده سنگهای رسوبی قدیمی تر عموماً در کنگلومراها مشاهده می گردند. بعضی از ماسه ها نیز دارای خرده هائی از سیلتستون، شیل، سنگ آهک و ماسه سنگهای ریزتر می باشند. به طور کلی این خرده سنگها، مقاوم نبوده و حضور مقدار زیاد آنها در رسوبات نمایانگر نقل و انتقال محدود و کوتاه رسوبات دربرگیرنده است.

میکاها:

میکاها کمتر از ۱ تا ۲ درصد رسوبات تخریبی را تشکیل می دهند و منشاء آنها از توده های گرانیتی، پگماتی و سنگهای آتشفشانی و دگرگونی است. روی هم رفته بیوتیت در سنگهای منشاء فراوانتر از مسکویت می باشند. ولی در رسوبات تخریبی، مسکویت از درصد بیشتری برخوردار است، به نحوی که نسبت بین آنها ۴ به ۱ است ($\frac{M}{B} = \frac{4}{1}$) که این امر به ناپایداری شیمیایی بیوتیت مربوط است.

کلریت:

کلریت به صورت اتیژن هم در رسوبات کف دریا و هم در امتداد سطوح گسلی در اثر متامرفیسمهای ضعیف تشکیل می شود. این مکانیسم در مورد بیوتیت و مسکویت هم مصداق دارد.

۶- رس و کانیهای رسی:

اصولاً رس و کانیهای رسی در سنگهای رسوبی، از نظر ویژگیهای کانی شناسی و ترکیب شیمیایی آنها مورد مطالعه و بررسی قرار می گیرد.

کانی شناسی رس ها:

به طور کلی، ذرات کوچکتر از ۴ میکرون (۰/۰۰۴ میلیمتر)، صرف نظر از ترکیب شیمیایی آنها، جزو ذرات و کانیهای رسی محسوب می گردند. چنانچه کوارتز، کلسیت، پیریت و یا هر ذره دیگر که از ۴ میکرون کوچکتر باشد بر مبنای تعریف فوق در زمره کانیهای رسی منظور خواهند شد.

«رس» از نظر کانی شناسی و ترکیب شیمیایی، اسم عامی است که سیلیکاتهای آبدار آلومینیم از گروه های کائولن، مونت موریلونیت و ایلیت را در بر می گیرد. کانیهای دیگری نظیر مسکویت، کلریتهای ریزدانه (کوچکتر از ۴ میکرون) و حتی اکسیدهای آلومینیم آبدار مانند بوکسیت هم جزو مجموعه کانیهای رسی منظور می گردند.

رسها سیلیکات‌هائی با ساخت مولکولی ورقه ای هستند (مانند میکاها)، تقریباً همه رسها متبلور می‌باشند. اندازه کانیهای رسی اکثر از ۲ میکرون (۰/۰۰۲ میلیمتر) کمتر است. همین امر است که مطالعه میکروسکوپی آنها را مشکل کرده است و لذا تشخیص کانی شناسی رسها در غالب موارد فقط با کمک اشعه X انجام می‌گیرد. مع هذا کلریت با رنگ روشن و مونت موریونیت با برجستگی کمتر از کانادا بالزام مشخص می‌شوند.

ترکیب شیمیایی:

رسها ترکیب شیمیایی متفاوتی دارند: چنانچه مقدار K_2O مسکویت، به بیش از ۱۲ درصد می‌رسد، در حالی که مقدار آن در ایلیت ۷ درصد و در مونت موریونیت کمتر از ۱ درصد است. همچنین ایلیت دارای درصد بالائی آهن (Fe^{++})، مونت موریونیت غنی از منیزیم (Mg)، و کلریت دارای مقدار زیادی Fe و Mg و مقدار کمی Si است. معمولاً رسها، خاصه بعضی از آنها، از آهن غنی هستند.

منشاء کانیهای رسی و اهمیت آنها:

رسها ۲۰ تا ۲۵ درصد بخش تخریبی را تشکیل می‌دهند. معمولاً کانیهای رسی موجود در یک سنگ رسوبی، به یکی از طرق زیر تشکیل شده اند:

۱- فرسایش و تخریب سنگهای رس دار قدیمی

۲- هوازگی سیلیکاتهای آلومینیم و کانیهای مافیک:

اکثر رسها در اثر هوازگی و تجزیه های شیمیایی کانیهای مادر، خاصه فلدسپاتها حاصل می‌شوند. کانیهای رسی به علت سطح وسیعی که در شبکه مولکولی آنها وجود دارد، واکنشهای شیمیایی با شدت بیشتری روی آنها صورت می‌گیرد.

۳- هوازگی خاکسترهای آتشفشانی:

تجزیه خاکسترهای آتشفشانی در محیط های زیردریائی، منجر به تولید مونت موریونیت و گاهی اوقات هم ایلیت می‌شود.

۴- دیاژنهای زیردریایی:

فرآیندهای دیاژنتیک که در کف دریا صورت می‌گیرد منجر به تجزیه کانیهای رسی شده و بلافاصله از زمانی شروع می‌شود که این کانیها بوسیله آبهای شیرین به محیط های دریائی غنی از یونهای سدیم، پتاسیم و منیزیم (Mg^{++}) منتقل می‌گردند. فراوانی یون آزاد پتاسیم (K^+) در محیط، موجب می‌گردد که کسری پتاسیم در ایلیت جبران شده و مجدداً به ایلیت واقعی تبدیل گردد. چنانچه همان ایلیت بجای پتاسیم، منیزیم (Mg^{++}) جذب کند تبدیل به کلریت خواهد شد.

۵- دیاژن درون طبقه ای و متامورفیسم

۶- کانیهای سنگین:

کانیهای سنگین بدلیل وزن مخصوص زیاد آنها (بیش از ۲/۸۵) از سایر کانیها در مجموعه های رسوبی تخریبی متمایز می‌گردند. برای تفکیک آنها از مایعات سنگین مثل بروموفرم استفاده می‌شود. این کانیها که معمولاً ۰/۱ تا ۰/۵ درصد کانیهای تخریبی یک مجموعه رسوبی را تشکیل می‌دهند، در مطالعه منشاء و تاریخچه هوازگی و فرسایش و مراحل پالئوژئوگرافی رسوبات، بسیار مفید و حائز اهمیت اند. این کانیها نسبت به کوارتز سختی کمتری داشته و از نظر شیمیایی هم، ناپایدارتر هستند، بنابر این طی جابجایی نقل و انتقالات به مرور اندازه آنها تقلیل می‌یابد (باستثنای زیرکن و

تورمالین). این کانیها عموماً وزن مخصوص بین ۳ تا ۵ دارند. به طور کلی کانیهای سنگین در ۴ گروه اصلی مطالعه می شوند که به ترتیب عبارتند از: کانیهای اوپک، میکاها، کانیهای سنگین بسیار پایدار و نیمه پایدار.

کانیهای سنگین تیره یا اوپک:

غالباً این کانیها در مقاطع صیقلی شده و در نور منعکس مطالعه شده و به علت درصد بالای آهن، وزن مخصوص آنها به طور نسبی زیاد است. می توان آنها را در زیر گروه های ذیل مطالعه نمود:

- منیتیت (Fe_3O_4) و ایلمنیت ($TiFeO_3$)

- پیریت (FeS_2)

- هماتیت (Fe_2O_3) و لیمونیت ($FeO(OH), nH_2O$)

- لوکوکسن: لوکوکسن به صورت مجموعه ای از کانیهای اسفن، روتیل یا آاناتاز خیلی ریز دانه بوده و معمولاً حاصل تجزیه ایلمنیت هست.

کانیهای سنگین بسیار پایدار: (ultra-stable):

این کانی ها شامل زیرکن، تورمالین و روتیل می باشند.

کانیهای سنگین نیمه پایدار: (metastable):

شامل انواع کانیهای الیون، آپاتیت، هورنبلند و پیروکسن، گارنت، کیانیت، سیلیمانیت، آندالوزیت و استرولیت (Kyanite, Silimanite, andalusite, Staurolite) میکاها.

ب: تقسیم بندی ماسه سنگها

۱- مقدمه:

آشنائی به جزئیات سنگ شناسی ماسه سنگ ها، با توجه به ویژگی های ژنتیکی و ساختاری آنها، مستلزم تبیین چند عامل اساسی است که عبارتند از:

(۱)- منشاء و منبع ماسه سنگ ها (provenance):

ماسه ها عمدتاً از تجزیه سنگهای پلوتونیک خاصه گرانیت ها حاصل می شوند، همچنین دو کانی کوارتز و فلدسپات نیز که مهمترین اجزاء ماسه سنگها را تشکیل می دهند هم، از تجزیه شیمیایی و مکانیکی همین سنگها تامین می گردند. سومین بخش تشکیل دهنده ماسه ها یعنی خرده سنگها (rock Fragments) از سایر انواع سنگهای آذرین، سنگهای رسوبی قدیمی تر و سنگهای دگرگونی حاصل می شوند.



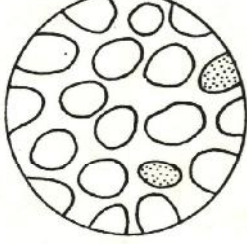

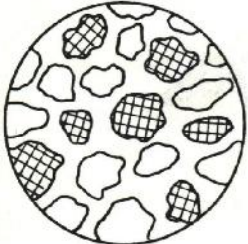



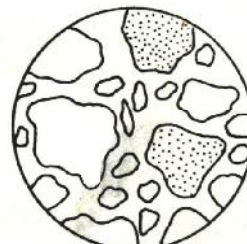



(۲)- بلوغ (maturity): تغییرات شکلی و مینرالوژیک:

تغییرات کانیها و مواد اولیه و تبدیل آنها به عناصر و اجزاء انتهائی (end members) در ماسه سنگها، در قالب تحولات فیزیکی (شکل و اندازه) و شیمیایی (ترکیب شیمیایی و کانی شناسی) صورت می گیرد که در نهایت منجر به

شکل و وضعیت امروزی ماسه سنگ می گردد، که به این وضعیت مرحله بلوغ ماسه سنگ می گویند. حاصل و نتیجه بلوغ در واقع، تبدیل ماسه های اولیه به ماسه های کوارتزی خالص یا ماسه های شسته شده (clean sand) است در میان کانیهای تشکیل دهنده سنگهای مادر، فقط کوارتز در مقابل تخریبهای فیزیکی و شیمیایی مقاومت کرده و نهایتاً در حجم های وسیع جمع و متراکم می گردد. به همین نظر است که میزان بلوغ کانی شناسی ماسه ها و یا ماسه سنگها بر مبنای درصد نسبی کوارتز آنها تعیین می شود. افزایش درصد نسبی کوارتز مترادف با تقلیل درصد نسبی فلدسپاتها در مواد تخریبی اولیه است به عبارت دیگر این تقلیل با پیشرفت بلوغ در ماسه ها، رابطه مستقیم دارد. این مسئله را پتی جان (۱۹۷۵) تحت عنوان رابطه نسبی بین کوارتز و فلدسپات ($\frac{Q}{F}$) توضیح داده است، شکل (۴-۱).

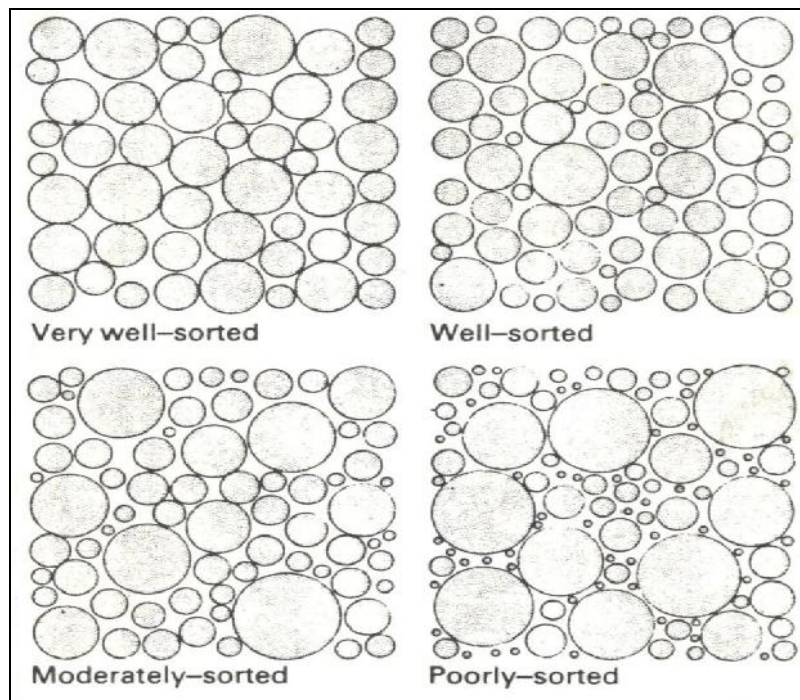
(۳) - جور شدگی و یکدست بودن دانه ها:

جورشدگی دانه ها و کانیهای تشکیل دهنده ماسه سنگها، عمدتاً تابع پاره ای از مشخصات فیزیکی محیط های رسوبی از قبیل چگالی و گرانیروی (viscosity) آنهاست. جورشدگی اغلب به معنای گسترش توزیع اندازه دانه بکار می رود. جورشدگی یکی از مفیدترین پارامترهاست زیرآنشانه ای از کارائی وسیله رسوب گذاری، در جداسازی دانه های دارای رده های مختلف به دست می دهد. شکل ۴-۲ در صفحه بعد نمایشی از تخمین جورشدگی رسوبات در مقطع نازک است.

گرویواک. کوارتز به علاوه بیش از ۲۵ درصد خرده سنگهای دگرگونی و میکا	آرکوز. کوارتز به علاوه بیش از ۲۵ درصد کانیهای فلسیات	کوارتزیت. بیش از ۹۵ درصد کوارتز به اضافه چرت	
			نمونه کاملاً بالغ با گروندگی خوب
			نمونه بالغ با گروندگی خوب
			نمونه تقریباً بالغ با گروندگی ضعیف
			نمونه نابالغ بدون چسبندگی و خروج فرات ریز (زنده)



شکل (۱-۴) سه نوع ماسه سنگ و مراحل مختلف بلوغ آنها



شکل (۲-۴) جورشدگی در مقاطع نازک (پتی جان ۱۹۷۳)

۲- تقسیم بندی ماسه سنگها:

(۱)- تقسیم بندی مینرالوزیک ماسه سنگها:

فولک (۱۹۸۰) آخرین سیستم تقسیم بندی ماسه سنگها را براساس مینرالوژی ، معرفی کرد که در آن در قطب (Q) فقط کوارتر قرار گرفته (شکل ۴-۳) و تمام خرده سنگها صرف نظر از منشاء آنها ؛ به قطب (RF) منتقل گردیده اند. در این روش منشاء یا (provenace) هریک از اجزاء انتهایی سه گانه ظاهراً اهمیت و نقشی در طبقه بندی ایفا نمی کنند. برای جبران این نقیصه ، خرده سنگها و یا فلدسپاتها روی مثلث های فرعی کوچکتر تقسیم و توزیع می گردند. مثلثهای فرعی به ازاء نسبت (خرده سنگهای ولکانیک ، رسوبی و متامورفیک) تنظیم شده اند.

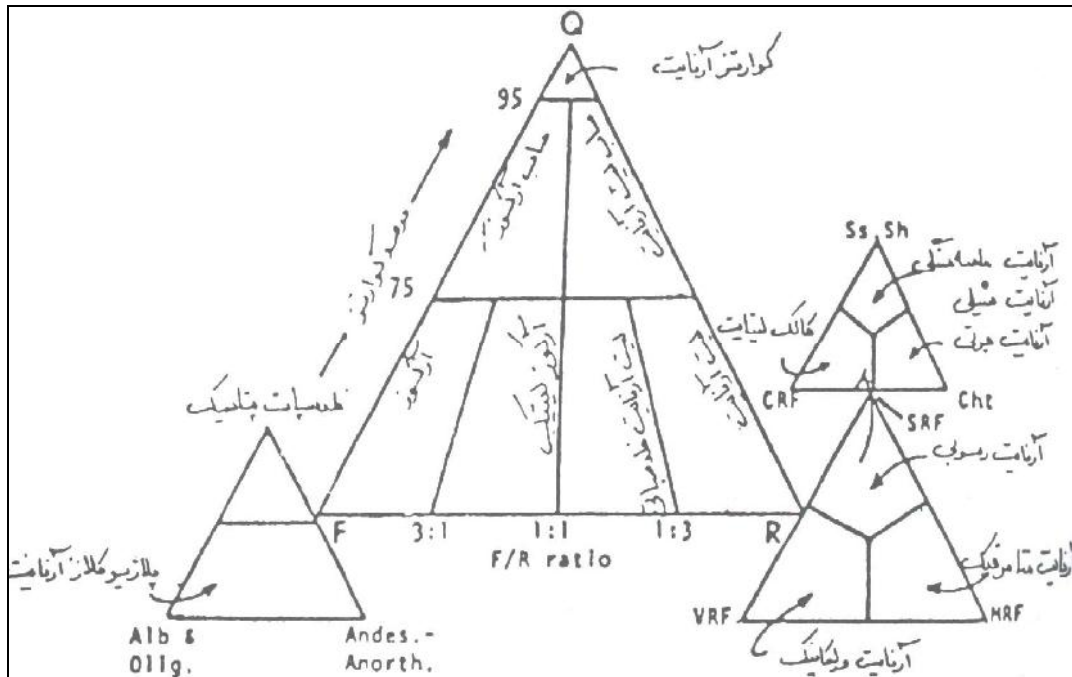
تفصیل تقسیم بندی بنابر نظر فولک (۱۹۸۰) به قرار زیر است:

I- قبل از هر چیز اجزائی نظیر ماتریکس (از جمله دانه های کوچکتر از ۳ میکرون میکا) سیمان ، گلوکونیت ، کانیهای سنگین ، فسفات و فلسهای میکا و غیره را ندیده انگاشته و مجموع عناصر اصلی تشکیل دهنده اسکلت سنگ را به طور یکجا معادل ۱۰۰٪ در نظر گرفته و هر کدام را به تفکیک در یکی از قطبهای سه گانه به شرح ذیل قرار داده است:

قطب Q - تمام انواع کوارتز (ولی نه چرت) را شامل می شود.

قطب F- شامل تمام انواع فلدسپاتها (پتاسیک و کالکوسدیک) و افزون بر این ، خرده های گرانیت و گنایس می شود.

قطب RF - بقیه خرده سنگهای ریز از جمله چرت، اسلیت، شیست، خرده سنگهای آتشفشانی، سنگهای آهکی، ماسه سنگ، شیل و غیره را شامل می شود. با تعیین در صد هر یک از سه جزء اصلی فوق می توان محل نمونه های مورد مطالعه را در داخل مثلث طبقه بندی ماسه سنگها تعیین کرد.



شکل (۳-۴) طبقه بندی ماسه سنگها بر اساس ویژگیهای مینرالوژیک آنها اقتباس از (فولک، ۱۹۸۰). توضیح اینکه شکل سمت چپ به مقیاس رسم نشده است. چنانچه نمونه مورد مطالعه در محدوده ماسه سنگهایی نظیر ساب لیت آرنایت، لیت آرنایت و یا لیت آرنایت فلد سپاتی قرار گیرد، تشخیص مراحل بعدی ضروری است:

II- کل خرده سنگهای ریز موجود در بافت نمونه مورد مطالعه را در نظر می گیریم، آنها را روی مثلث فرعی مربوط به خرده سنگها، منتقل و تفکیک می کنیم به این ترتیب مشخص می گردد که آیا سنگ، آرنایت و لکانیکی آرنایت رسوبی و یا یک آرنایت است در صورتی که نمونه در دست مطالعه آرنایت رسوبی باشد تعیین یک خاصه مهم دیگر ضرورت دارد.

III- با در نظر گرفتن کل خرده سنگهای رسوبی در حدود ۱۰۰٪ می توان مثلث SRF را مطابق شکل ۴-۳ ترسیم و در صد هر یک از اجزاء رسوبی چرت، سنگ آهک و ماسه سنگ را تعیین نمود. حاصل آنکه یکی از انواع آرنایت ها آرنایت چرتی، آرنایت آهکی و یا آرنایت ماسه سنگی را خواهیم داشت. بدیهی است که اگر استفاده از مثلث های فرعی مورد نظر باشد. طبقه بندی و نامگذاری ماسه سنگها از سهولت و سادگی زیادتری برخوردار خواهد شد و در مورد خرده سنگ های رسوبی، فقط به ذکر نام نوع غالب سنگ مورد مطالعه، از فراوانی نسبی بیشتری برخوردار است بسنده می گردد.

(۲) - تقسیم بندی بر اساس خاصه های بافتی و مینرالوژی ماسه سنگها:

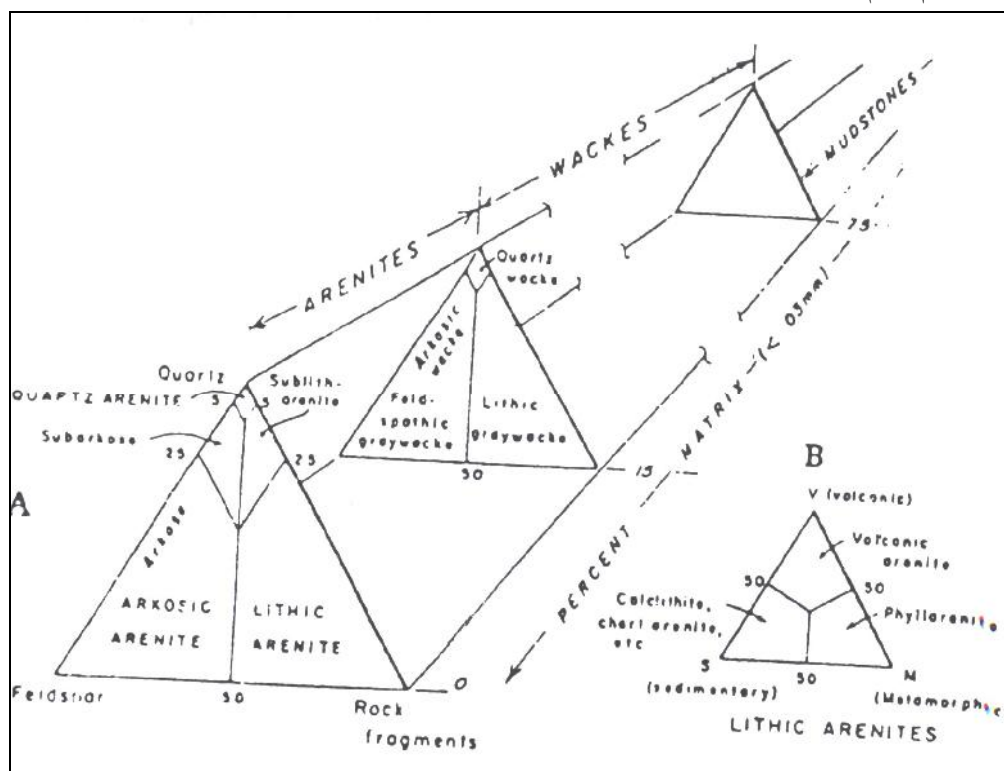
حضور ماتریکس به صورت سیلت و رس، آنهم در پاره ای مواقع به مقدار زیاد، موجب خواهد شد که تقسیم بندی ماسه سنگها بر اساس سه عضو انتهائی (کوارتز، فلدسپات و خرده سنگ) جامعیت لازم را نداشته باشد، لذا، با توجه به اهمیت ماتریکس، هم از نظر کمی که بخش قابل ملاحظه ای از حجم کل ماسه سنگها را به خود اختصاص می دهد و هم از نظر نقش آن در ماهیت بافتی سنگ، مناسب و بجا خواهد بود که ماتریس را بعنوان «بعد چهارم» در طبقه بندی ماسه سنگها ملحوظ کنیم.

بر مبنای میزان و درصد ماتریکس دو دسته کلی آرنایت ها با کمتر از ۱۵ درصد خمیره و کک ها با بیش از ۱۵ درصد خمیره، از یکدیگر تفکیک می شوند (شکل ۴-۴. A).

ماسه سنگهای واجد بیش از ۱۵ درصد خمیره یا وک ها، همانطور که در شکل (۴-۴. A) نشان داده شده به تقسیمات کوچکتری تفکیک می گردند که مهمترین و معروفترین آنها گری و کها هستند.

دو گروه از این ماسه سنگها در مقاطع استراتیگرافی بیشتر دیده می شوند. یکی گری و کهای لیتیک که در آنها مقدار خرده سنگها از فلدسپاتها بیشتر و دیگری گری وک های فلدسپاتی که مقدار فلدسپات در آنها افزون بر خرده سنگها است.

گروه سومی هم به نام کوارتز وک ها وجود دارد که نسبت به دو گروه دیگر بسیار نادر و کمیاب است.



شکل (۴-۴) تقسیم بندی ماسه سنگهای که خمیره رسی در آنها نقش تعیین کننده داشته و در واقع از چهار عضو اصلی، کوارتز، فلدسپات، خرده سنگها و رس تشکیل یافته اند.

فصل پنجم

سنگ شناسی گروه های مختلف ماسه سنگی

۱- سنگ شناسی آرکوز و سنگهای وابسته:

آرکوزها و سنگهای وابسته به آنها، شامل کلیه ماسه سنگهایی است که فلدسپاتها در آنها بخش مهمی از اسکلت سنگ را تشکیل می دهند. در میان فلدسپاتها پلاژیوکلازها و میکروکلین، در آرکوزها فراوانتر و متداولترند. به طور کلی از مشخصات عمومی آرکوزها این است که اسکلت آنها از دانه های نسبتاً درشت با جورشدگی خوب، تشکیل یافته است. امروزه اختصاص حداقل ۲۵ درصد فلدسپات برای این سنگها تا حد زیادی مورد قبول اکثر متخصصین واقع شده است. منشاء آرکوزها عمدتاً توده های گرانیتی و گنیسی است. لذا بر حسب رنگ فلدسپاتهایی که در ساختمان این سنگها مشارکت دارند، به رنگهای صورتی، خاکستری و سفید دیده می شوند.

گسترش و مکانیسم تشکیل آرکوزها:

انباشت های آرکوزی، یا به صورت طبقات و لایه های نازک و طبقات رسوبی و در بالای توده های گرانیتی تشکیل شده یا به صورت توده های ضخیم به شکل گوه، با لایه بندی متناوب با کنگلومراهای گرانیتی درشت دانه و همچنین رسوبات سیلت و رس دیده می شود.

نظر به بی ثباتی و مقاومت کم فلدسپاتها در مقابل هوازدگی، چنانچه در هر مجموعه رسوبی، فلدسپات به مقدار زیاد و گسترده وجود داشته باشد، بررسی علل و اسباب این فراوانی، حائز اهمیت زیادی خواهد بود.

۲- شرایط حفظ فلدسپاتها در رسوبات در برگیرنده:

آب و هوای بسیار خشک یا بسیار سرد که تحقق هر گونه هوازدگی در آن ممکن نبوده و در نتیجه فلدسپاتهای موجود در رسوبات میزبان، دست نخورده و بدون تجزیه شیمیایی باقی می مانند. منطقه منشاء تحت تاثیر بالا آمدگی و فرسایش سریع قرار گرفته و به همین مناسبت فرصت و زمان کافی برای اعمال تاثیر هوازدگی وجود نداشته است.

۲- سنگ شناسی لیت آرنایت و سنگهای وابسته:

واژه لیت آرنایت و لیتیک آرنایت در واقع کاملاً مترادف بوده و اختصاص به ماسه سنگهایی دارد که معادل و یا بیشتر از ۲۵ درصد حجم آنها از خرده سنگها تشکیل یافته است. گروه های حد واسطی که بین ۱۰ تا ۲۵ درصد خرده سنگ داشته باشند، توسط مک براید و فولک، ساب لیت آرنایت (sublitharenite) نامیده شده اند چنانچه نسبت F/R بین ۱:۳ تا ۱:۱ یعنی مقدار فلدسپات به تنهایی بین ۲۵ تا ۵۰ درصد تغییر کند، لیت آرنایت فلدسپات دار و در صورتیکه فلدسپات کمتر از ۲۵ درصد و مقدار خرده سنگ بیشتر از ۷۵ درصد باشد لیت آرنایت خالص خواهیم داشت.

ویژگی های عمومی لیت آرنایتها:

این سنگها معمولاً به رنگ خاکستری روشن و یا تیره دیده می شوند. کوارتز و خرده سنگهای رسوبی از نوع خفیف (low grade metamorphic rock) مهمترین اجزاء اصلی و بخش اعظم این سنگها را تشکیل می دهند، میکاها، خاصه بیوتیت و مسکویت زیاد ولی در مقابل، فلدسپاتها مقدارشان جزئی است. جورشدگی نسبتاً خوب است و دانه های ماسه به وسیله سیمان سیلیسی و یا کربناته به یکدیگر ملصق شده اند. رس تخریبی بسیار کم و از نظر کمی قابل ذکر نیست ولی خمیره کاذب (pseudomatrix) به صورت ورقه ها و پولکهای بسیار ریز شیل که از تخریب دانه های بزرگتر و قدیمی که در اسکلت سنگ وجود داشته و همچنین ذرات ریز رس که از تخریب رسهای ایتژن بوجود آمده تشکیل شده اند، در بافت این سنگها بسیار دیده می شود. بخش خرده سنگ لیت آرنایتها، افزون بر فراوانی و درصد بالا، از تنوع زیاد برخوردار است، به طوریکه خرده انواع سنگها را می توان در آن تشخیص داد.

گسترش لیت آرنایت ها:

لیت آرنایت ها یکی از فراوان ترین انواع ماسه سنگها هستند که به وسیله رودخانه های بزرگ حمل شده و در دشت های آبرفتی و یا پهنه های دلتائی جمع و انباشته گردیده اند. و به مرور زمان در اثر فشردگی و نیروی ثقل طبقات رویی تحجیر حاصل کرده اند.

۳- سنگ شناسی گری وک ها:

رابطه ژنتیک بین گری وک ها و ماسه سنگهای لیتیک، خواه ناخواه شباهتهای زیادی را بین این دو گروه بوجود آورده است. از جمله صفات ممیزه این سنگها، رنگ خاکستری تیره، درصد بالای فلدسپات و خرده سنگها، نبودن سیمان عادی در فضای خالی و سرانجام وجود خمیره ای از نوع سیلت متشکل از کوارتز و فلدسپات است، و رس هم به صورت سریسیت و کلریت در آنها وجود دارد. در مورد میزان حداقل لازم خمیره در گری وک ها اغلب رسوب شناسان و سنگ شناسان حد ۱۵ درصد را برای سقف مقدار خمیره تعیین کرده اند.

ساخت و کانی شناسی گری وک ها:

به طور کلی گری وک ها، همانطور که اشاره شد، تیره رنگ و مایل به سیاه بوده که از سختی نسبتاً زیاد و منظره ماسه سنگهای درشت دانه (خشن و زبر) برخوردارند در مقاطع میکروسکوپی، از دانه های زاویه دار کوارتز، فلدسپات و خرده سنگهایی تشکیل شده که در خمیره ای در برگرفته شده اند. مقدار این خمیره معمولاً مساوی بخش درشت دانه های تخریبی اسکلت بوده و در برخی از نمونه ها از آن هم بیشتر است. این خمیره یک مجموعه ای از کوارتز، فلدسپات، سریسیت و کلریت است که در بعضی نقاط توسط کربنات ها، عمدتاً کربنات کلسیم جایگزین شده است. ترکیب شیمیایی و کانی شناسی گری وک ها بر حسب میزان مشارکت کانیهای مختلف، متغیر و متفاوت هست. معمولاً کوارتز متداولترین و فراوانترین کانی ها را تشکیل می دهد. فلدسپاتها معمولاً از نوع پلاژیوکلازهای سدیم دار نظیر آل بیت می باشند. خرده سنگها در ساخت و کانی شناسی گری وک ها، هم از نظر مقدار و هم از نظر تنوع قابل توجه و حائز اهمیت بوده و به طور متوسط ۲۶ درصد مجموع بخش اسکلت (دانه های ۱/۱۶ تا ۲ میلیمتر) سنگ را تشکیل می دهند. این

خرده سنگها شامل انواع سنگهای آذرین اعم از اسیدی و یا قلیایی، بعضی سنگ های دگرگون شده خفیف مانند کوارتزیت و میکاشیست، شیست های معمولی و سنگ های رسوبی است.

گسترش گری وک ها:

اکثر قریب به اتفاق گسترشهای گری وکی مربوط به زمانهای بسیار قدیم زمین شناسی از قبیل پالئوزوئیک و یا قبل از آن است. معمولاً توسعه و گسترش گری وک ها با چین خوردگیها و فعالیت های کوه زایی ارتباط زیاد دارد. منشاء آنها معمولاً مربوط به حوضه های عمیق و فعال رسوبی نظیر ژئو سنکلینال ها است. اصولاً گری وک ها در زمره ماسه های دریائی و از انواع ماسه های توریدیتی معرفی شده اند ولی این خاصه در همه موارد عمومیت ندارد.

سنگ شناسی کوارتز آرنایتها و سنگهای وابسته:

کوارتز آرنایت ها، ماسه سنگهایی هستند که منحصراً از کوارتز و چرت تشکیل شده اند. این ماسه سنگها برای اولین بار توسط کرینین (۱۹۴۰)، کوارتزیت نامگذاری شد. بعدها پتی جان (۱۹۴۹) به منظور تفکیک آنها از سنگهای متامورفیک مشابه، واژه ارتوکوارتزیت را پیشنهاد نمود. سرانجام واژه کوارتز آرنایت برای نامیدن ماسه سنگهای خالص کوارتزی توسط گیلبرت و مک براید (۱۹۶۲)، فولک (۱۹۶۸) و پتی جان (۱۹۷۵) معرفی شده است که هم اکنون نیز مورد استفاده سنگ شناسان و رسوب شناسان می باشد. کوارتز آرنایت ها به طرق مختلف ممکن است تشکیل شوند. خلوص فراوان آنها ایجاب می کند که این سنگها در زمان طولانی در معرض اصطکاک و سائیدگی و یا هوازدگی بوده باشد که نهایتاً منجر به خالص شدن آنها از تمام عناصر ناپایدار نظیر رس، فلدسپات، خرده سنگها و غیره شده است. کوارتز آرنایت ها ممکن است مستقیماً از گرانیت و یا گنیس گرانیتی در آب و هوای مرطوب و در شرائط تکنونیک پایدار بوجود آمده باشند. در آب و هوای خشک هم، توده های گرانیتی طی دوره های آرامش طولانی و تاثیر مستمر فرسایشهای ساحلی و بیابانی، مستقیماً به کوارتز آرنایت تبدیل می گردد. چنانچه ناحیه منشاء از سنگهای رسوبی قدیمی تر تشکیل شده باشد در این صورت برای تشکیل کوارتز آرنایتها به زمان طولانی نیاز نخواهد بود.

۴- دیاژنز یا فرآیند های بعد از نهشتگی در ماسه سنگها:

بعد از نهشتگی ماسه ها در اثر رویدادهای مختلفی که در اطراف دانه های تخریبی صورت می گیرد، بسیاری از خاصه های ماسه ها تغییر کرده و خاصه های جدیدی در آنها پدید می آید. حاصل آنکه ماسه های به هم ناپیوسته قبلی، طی رویدادهای بعد از نهشتگی که در اطراف دانه های تخریبی صورت می گیرد، بسیاری از خاصه های ماسه ها تغییر کرده و خاصه های جدیدی در آنها پدید می آید. حاصل آنکه ماسه های بهم ناپیوسته قبلی، طی رویدادهای بعد از نهشتگی که در اطراف دانه های آنها اتفاق می افتد، تحجیر یافته و به مجموعه سخت شده ای به نام ماسه سنگ تبدیل می گردند. این تغییرات گاهی مکانیکی ولی عمدتاً شیمیایی است. فرآیندهای نظیر انحلال (solution)، رسوب مجدد (yeprecipitation) تجزیه های شیمیایی و واکنشهای بین دانه ای از جمله موارد قابل ذکر در این زمینه است. توزیع و جابجائی موادی نظیر محلولهای سیلیس از محلی به محل دیگر که در نهایت منجر به تشکیل و توسعه سیمان در فضاها خالی بین دانه ای می گردد موجب کاهش تخلخل ماسه سنگها خواهد شد.

آندسته از اجزاء اسکلت سنگ که از پایداری کمتری برخوردارند، به تدریج خرد و خرد تر شده و سرانجام یا به صورت خمیره به لابه لای دانه های درشت و با ثبات منتقل می شوند و یا از ساخت سنگ حذف می گردند. حاصل نهائی تمام

این تحولات و عوارض، تغییر کلی ساخت و فابریک سنگ، تقلیل فاحش و قابل ملاحظه تخلخل، تغییر بافت اصلی و تبدیل سنگ به مجموعه ای از کانیهای پایدار است. تغییرات فوق الذکر در مورد همه ماسه ها یکسان نبوده و بر حسب نوع ماسه ها، تفاوت می کند. این تغییرات در مجموع دیاژنز گفته می شود.

سیمان در ماسه سنگها:

رسوب مواد جدید طی فرآیندهای شیمیایی در فضاهای خالی ماسه ها و ماسه سنگها، منجر به تشکیل و توسعه سیمان در این رسوبات می گردد. مهمترین کانیهای که به عنوان سیمان در ماسه سنگها بکار رفته و موجب اتصال دانه ها و سختی سنگ می گردند عبارتند از: ترکیبات سیلیسی نظیر کوارتز، اوپال و کالسدون، ترکیبات کربناته نظیر کلسیت و دولومیت، و از سولفاتها گچ و باریتین قابل ذکر می باشند. از میان انواع سیمانها، کوارتز، کلسیت و دولومیت، متداولترین نوع سیمان در ماسه سنگها به شمار رفته و بقیه، جز در مواد خاص، دیده نمی شوند. رشد کوارتز روی دانه های تخریبی کوارتز یک پدیده متداول و شناخته شده ای در اکثر ماسه سنگهای سیلیسی است که حتی در آزمایشگاه نیز تولید می گردد. از آنجا که تشکیل سیمان سیلیسی به صورت ایتزینیک، الزاماً روی هسته های انجام می شود که خود از ساخت مولکولی مشخص برخوردار هستند. لذا طبق قوانین ترمودینامیک در شرایط آزمایشگاهی، ایجاب می کند که آرایش مولکولی قسمتهای رشد یافته نیز از همان ساخت هسته، تبعیت کند. حاصل آنکه بخشهای رشد یافته با هسته میزبان در حالت تداوم کریستالوگرافیک خواهد بود. گاهی اوقات، این تداوم مشخصاً با هسته موجود مشاهده نمی گردد. علت آنست که چه بسا بخشهای رشد یافته، مربوط به هسته های باشد که خارج از مقطع نازک قرار گرفته و در حین مقطع گیری بریده و حذف شده است. (شکل ۵-۱)



شکل (۵-۱) دانه های کوارتز تخریبی در یک فتومیکروگراف، که به وسیله سیمانی از کوارتز رشد یافته در امتداد محور کریستالوگرافیک C به یکدیگر متصل شده اند. حد بین دانه های تخریبی و سیمان به وسیله خطوط تیره رنگی مشخص شده اند (پتی جان ۱۹۷۵).

فصل ششم

سنگهای رستی

شیلها، آرژیلیت ها و سیلتستون ها

۱- تعاریف و کلیات:

سنگهای رستی (argillaceous rocks) دانه ریزترین رسوبات تخریبی هستند. این سنگها عمدتاً از خرده سنگهای سیلیکاته تشکیل یافته اند که اندازه آنها در حد سیلتهای ریز دانه (Fine silts) و رس (clay) بوده و همچنین شامل دانه های کوچکتر از یک و یا دو میکرون می باشند. این دسته از سنگها فراوانترین انواع سنگهای رسوبی هستند ولی در عین حال به علت بافت بسیار ریز دانه آنها، مطالعه پتروگرافیک این دسته از سنگها چندان با اقبال مواجه نبوده است. از انواع مهم سنگهای رستی: رس، شیل، سیلت و آرژیلیت را می توان نام برد.

رس:

عبارت از خاک نرم و پلاستیکی است که از سیلیکاتهای آبدار آلومینیم یا انواع کانیهای رسی و دانه های رسی (دانه های کوچکتر از ۱/۲۵۶ میلیمتر و معمولاً کوچکتر از ۲ میکرون) تشکیل یافته است. حداقل لازم کانی های رسی برای تخصیص رسوب مورد مطالعه به رس، ۱/۳ کل کانیهای موجود است. رس سخت شده و تحجیر یافته، کلیستون (clay stone) نامیده می شود. چنانچه سیستم لایه بندی در کلیستون بحدی نازک و ظریف گردد که منظره تورق پیدا کند، تبدیل به شیل خواهد شد.

شیل:

برحسب تعریف حالت تحجیر یافته تر و سخت شده تر کلیستون است و همانطور که گفته شد سنگ متورق و بسیار نازک لایه ای است که در اکثر موارد محدود به رسوبات پوشیده شده قدیمی می گردد.

گل سنگها (mud stones):

گل سنگها عبارت از کلیستونهای بیشتر تحجیر یافته ای است که شدت سنگ شدگی در حد ایجاد تورق در آنها پیشرفت نکرده و به صورت توده ای (massive) و حجم های بدون لایه بندی دیده می شود. اغلب مولفین و سنگ شناسان هم واژه کلیستون را اختصاص به سنگهایی داده اند که از نظر ذرات و ترکیب کانی شناسی مشابه شیل ولی فاقد ساخت متورق باشند.

سیلت:

سیلت شامل دانه های با اندازه بین ۱/۲۵۶ تا ۱/۱۶ میلیمتر بوده که در مجموع بیش از ۵۰ درصد رسوبات مورد مطالعه را تشکیل می دهند حالت سخت شده و تحجیر یافته سیلتها را سیلتستون (silt stone) می نامند. دانه های تخریبی در این

سنگها، معمولاً به وسیله مواد شیمیایی که به صورت سیمان در لابه لای آنها وارد گردیده، به هم ملصق و پیوسته شده اند.

آرژیلیت:

آرژیلیت به سنگهایی اطلاق می گردد که در واقع از همان عناصر تشکیل دهنده سیلتستون و شیل تشکیل یافته ولی تحجیر در آن شدیدتر صورت گرفته و در نتیجه به مراتب سخت تر از این سنگها شده است. بنابراین از نظر ساخت ظاهری آرژیلیت ها حد واسطی بین شیل رسوبی و اسلیت (slate) متامورفیک می باشد.

۲- کانی شناسی و ترکیب شیمیایی سنگهای رستی:

ترکیب شیمیایی سنگهای رستی، بر خلاف بافت ریزدانه و به ظاهر همگن آنها در نمونه های دستی، بسیار متنوع و پیچیده است. کانیهای تشکیل دهنده سنگهای رستی را از نظر منشاء می توان به گروه های زیر تقسیم نمود: ۱- کانیهای حاصل از هوازدگی ۲- کانیهای که از تاثیر هوازدگی مصون و محفوظ مانده اند. ۳- کانیهای از منشاء شیمیایی و ایتیژنیک، و سرانجام ۴- مواد آلی یا ارگانیک

در ضمن هوازدگی، کانیهای جدیدی در اثر تجزیه کانیهای دیگر خاصه فلدسپاتها و سیلیکاتهای فرومنیزین بوجود می آیند. از مهمترین این کانیها، سری کائولن و مونت موریونیت و همچنین ترکیب ئیدراکسید آلومینیم و آهن سه ظرفیتی نظیر بوکسیت و لیمونیت را می توان نام برد. این کانیها در واقع بخش اعظم و اساس رسوبات رستی را تشکیل می دهند. نمایش ساختمان فیلوسیلیکاتها در شکل ۶-۱ آمده است. دسته دیگر، کانیهای باقیمانده یا رلیک (relic) هستند. این کانیها نظیر کوارتز، فلدسپات و میکا، همراه کانیهای رستی از سنگ های مادر و منشاء اولیه سنگهای رستی بر جای مانده اند. از جمله کانیهای رلیک در رستها، ایلیت حائز اهمیت بیشتری است.

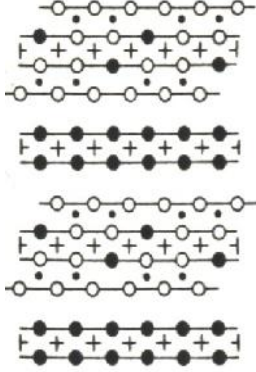

از جمله کانیهای ایتیژنیک در رسوبات رستی، کلسیت، دولومیت، اوپال، کالسدون، پیریت، گلوکونیت، کلریت و ایلیت را باید نام برد.

مواد ارگانیک از لحاظ کیفی و کمی، چندان حائز اهمیت نبوده به طوریکه در بعضی از سنگهای رستی حضور داشته و در برخی دیگر یافت نمی شوند.

بنابراین نظریه ویلیامز و همکاران (۱۹۷۵) حداقل لازم کانیهای رستی برای تعیین این دسته از سنگها، ۵۰ تا ۶۰ درصد است. افزایش درصد سیلتهای دانه درشت و ماسه در این رسوبات آنها را کم کم به طرف ماسه سنگهایی از نوع لیتیک وک و کوارتز وک سوق خواهد داد.

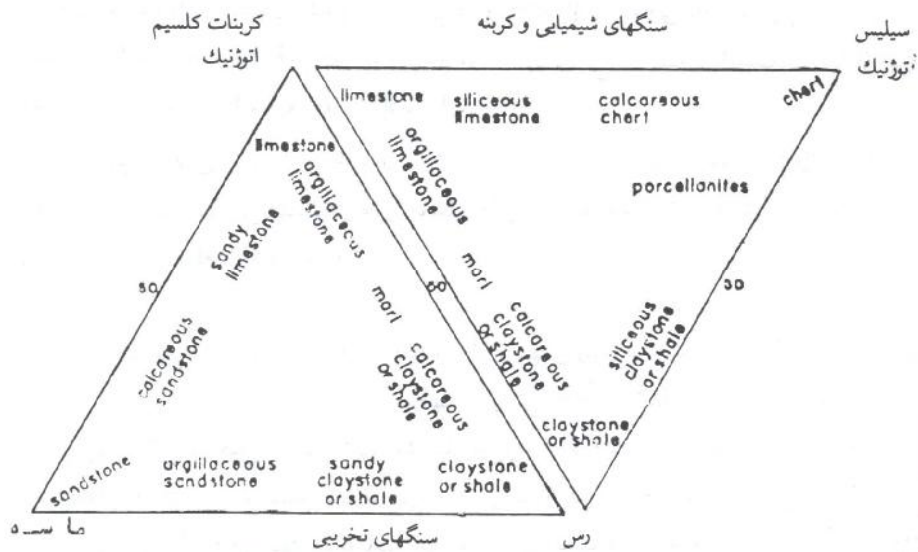
شکل (۶-۱) نمایش شماتیک ساختمانی یونی در فیلسیلیکاتها، شامل کانیهای رسی اصلی

		تری اکتاهدرا		دی اکتاهدرا
لایه های اکتاهدرا منفرد	بروسیت: $Mg_3(OH)_6$			ژیپسیت: $Al_2(OH)_6$
یک لایه تراهدرا که به یک لایه اکتاهدرا وصل شده	آنتی گوریت: (سرپانتین) $Mg_3Si_2O_5(OH)_4$			کانولینیت: $Al_2Si_2O_5(OH)_4$
شبکه ثابت بدون کاتیونهای بین لایه ای	تالک: $Mg_3Si_4O_{10}(OH)_2$			پروفیلینت: $Al_2Si_4O_{10}(OH)_2$
شبکه ثابت با K^+ بین لایه ای	بیونیت: $K(Mg,Fe)_3AlSi_3O_{10}(OH)_2$			مسکویت: $KAl_2AlSi_3O_{10}(OH)_2$
یکی لایه اکتاهدرا که بین دو لایه تراهدرا قرار گرفته است.	ساپونیت: $Mg_3(AlSi)_4O_{10}(OH)_2$ بعلاوه آب بین لایه ای و کاتیونهای قابل تعویض	اسمکتیت		مونت مورینیت: $Al_2Si_4O_{10}(OH)_2$ بعلاوه آب بین لایه ای و کاتیونهای قابل تعویض. ترکیب این کانی همیشه با فرمول تئوریک بالا فرق می کند، زیرا مقداری جانشینی Mg یا Fe به جای Al اکتاهدرا و کمی جانشینی Al به جای Si وجود دارد. کاتیونهای هیدراته قابل تعویض که بین لایه ها جذب می شوند عدم تعادل باری را که توسط جانشینهای ایجاد شده جبران می کنند.
	شبکه باردار قابل انبساط با آب و کاتیونهای قابل تعویض بین لایه ها.			

لایه های متناوب تالک و بروسیت	کلریت: $(Mg,FeAl)_6(AI,Si)_4O_{10}(OH)_8$	کلید: فرمولهای شیمیایی: خطهای منفرد که در زیر فرمولها کشیده شده اند، کاتیونهای در کوئوردیناسیون اکتاندرال را نشان می دهند. خطهای دوتایی که در زیر فرمولها کشیده شده اند کاتیونهای در کوئوردیناسیون تتراهدرال را نشان می دهند.
	 <p> O^{2-} $(OH)^-$ K^+ Si^{4+} در کوئوردیناسیون تتراهدرال Al^{3+} در کوئوردیناسیون تتراهدرال کاتیون در کوئوردیناسیون اکتاندرال نیم کاتیون در کوئوردیناسیون اکتاندرال </p>	

همچنین در اثر افزایش درصد کانیهای فرعی ایتزینیک نظیر کلسیت و آراگونیت در آنها، به انواع رسوبات شیمیایی کربناته مثل مارل (marl) و آهکهای رستی (argillaceous limestone) تبدیل خواهند گردید. (شکل ۶-۲)

ضمن آنکه سنگهای مربوط به خانواده های اصلی رسوبی را نشان می دهد انواع حد واسط تخریبی - شیمیایی که در واقع در اثر تغییر مقدار نسبی عناصر و مواد تخریبی و یا شیمیایی در بافت اولیه سنگهای اصلی حاصل می شوند را نیز مشخص می سازد.



شکل (۶-۲) اساس تقسیم بندی سنگهای رسوبی. یک سنگ تخریبی مخلوطی از ماسه و رس و یک سنگ شیمیایی مخلوطی از سنگهای سیلیسی و کربناته است که بر حسب مقدار مشارکت هریک از این دو عامل، نامهای مختلفی پیدامی کند. حد تفکیک سنگهای شیمیایی از سنگهای تخریبی، نصاب ۵۰٪ است. (شکل از ویلیامز و دیگران، ۱۹۷۵)

۳- دیاژنز شیلها:

شیلها مانند اکثر رسوبات، در معرض بسیاری از تغییرات فیزیکی و شیمیایی بعد از نهشتگی قرار می گیرند مهمترین نوع تغییرات فیزیکی فشردگی یا کمپکشن (compaction) واهم تغییرات شیمیایی شامل تحولات شامل تحولات کانی شناسی در عوامل تشکیل دهنده سنگ است.

کمپکشن یا فشردگی طبقات، بلافاصله بعد از نهشتگی نهائی شروع شده و طی زمان بسیار طولانی ادامه می یابد و در نهایت منجر به قرار گرفتن قطعات رس در راستای موازی با سطوح لایه بندی می گردد. ترکیب و ساختار کانیهای رستی بامدفون شدن آنها در رسوبات دیگر تغییر خواهد کرد. به طوریکه مونت مورینیت و کائولینیت در اثر افزایش ضخامت طبقات روئی از بین رفته و کانیهایی از گروه ایلیت و کلریت جای آنها را خواهند گرفت.

۴- سایر انواع سنگهای رستی:

افزون بر شیل و رس و به طور کلی انواع ذکر شده از سنگهای رستی بعضی دیگر مثل مارنها و سیلتها را نیز می توان نام برد که ذیلاً معرفی مختصری از آنها به عمل آمده است:

مارل یا مارن (marl):

شیلها درصد محدودی از کربنات کلسیم در ترکیب خود دارند (متوسط ۶ درصد). با افزایش کربنات کلسیم درجه تورق شیل تقلیل یافته و به تدریج به شیلهای آهکی تبدیل می گردند. مارن ها مخلوطی از رس و کربنات کلسیم با تحجیر ناقص هستند و زمانیکه سخت شدگی و تحجیر در آنها پیشرفت نماید واژه مارلستون به آنها اطلاق می گردد. مقدار کربنات کلسیم در مارنها ۲۵ تا ۶۵ درصد گزارش شده که به همان نسبت مقدار رس آنها متغیر خواهد بود.

سیلت و سیلتستون:

در مورد این واژه ها در صفحات قبل جملاتی آورده شدند. سیلتها اگرچه در ترکیب رسوبات محیط های مختلف از جمله دلتاها، سواحل پست و همراه رسوبات بادی زیاد دیده می شوند ولی به اهمیت و فراوانی ماسه سنگها و شیلها نیستند. گسترش جغرافیایی سیلتستون ها به صورت خالص و مستقل، محدود است. در مقابل در ساخت و ترکیب شیلها دخالت زیاد داشته، به طوریکه ۱/۳ تا ۱/۲ حجم شیلها را مواد سیلتي تشکیل می دهند.

از نظر ترکیب شیمیایی سیلت و سیلتستون، حد واسطی از شیل و ماسه سنگ است. کوارتز مهمترین و فراوانترین کانی را در این سنگها تشکیل داده و عناصر آلومینیوم و پتاسیم نسبت به شیل درصد کمتری دارند. در مقابل از نظر میکا و رستهای میکادار نسبت به ماسه سنگها، بسیار غنی تر هستند.

فصل هفتم

سنگهای آذری تخریبی

۱- تعاریف و کلیات:

سنگهای پیروکلاستیک، از موادی تشکیل شده اند که طی فورانهای آتشفشانی از دهانه آتشفشان خارج شده و بعد از پخش در فضا، برحسب وزن مخصوص، در سطح زمین رسوب کرده اند. سنگهای ولکانو کلاستیک بنا بر تعریفی که فیشر (Fisher, 1961) ارائه داده است، شامل کلیه سنگهای آذرآواری است که طی فرآیندهای مختلف در هر محل ممکن (خشکی و یا آب) رسوب کرده و به نسبتهای متفاوت با مواد تخریبی دیگر مخلوط شده اند. این تعریف در عین دقت لازم از جامعیت کافی هم برخوردار بوده، به طوری که طیف وسیعی از سنگهایی از این گروه را شامل می شود. برای میزان و درصد نسبی مواد آذرین و غیر آذرین در این سنگها عدد و رقم مشخص توسط سنگ شناسان اعلام نگردیده ولی به طور کلی برای سنگهای تخریبی که مواد تشکیل دهنده آذرین و رسوبی، هردو در ساختمان آنها مشارکت کرده و نقش تعیین کننده داشته باشند، واژه های توف (tuff)، ماسه های توف دار (tuffaceous sands)، رسهای توف دار (tuffaceous clays)، توفهای ماسه ای (sandy tuffs) و توفهای رسی (clayey tuffs) مورد استفاده قرار می گیرند.

۲- ساخت و بافت سنگهای ولکانو کلاستیک:

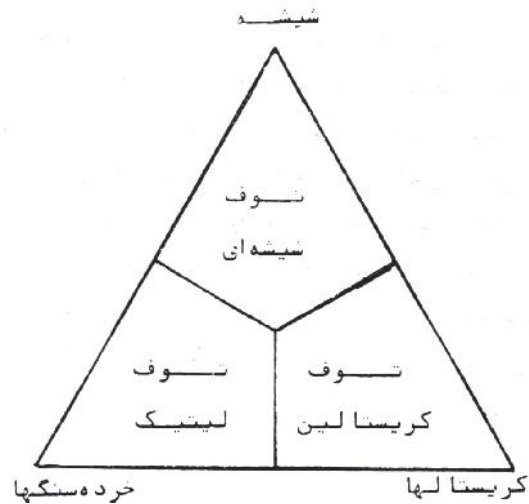
اندازه خرده ها و قطعات تشکیل دهنده سنگهای ولکانو کلاستیک متغیر و متفاوت است. به همین نظر واژه هایی برای معرفی ساختهای مختلف در این سنگها، توسط سنگ شناسان ارائه شده است: قطعات بزرگتر از ۳۲ میلیمتر، تحت عنوان «بلوک» (Block) نامیده شده اند. این قطعات در واقع بخشهای شکسته و جدا شده از گدازه های سخت شده بوده که به داشتن شکل مسطح و گوشه های تیز مشخص می باشند. در مقابل، از مواد گدازه ای در حین فوران، بخشهای جدا شده و در اثر حرکت دورانی، به شکل دوک، جامد و سخت می گردند این قطعات را اصطلاحاً بمب (bomb) می گویند بنابراین بلوک و بمب از نظر اندازه در یک گروه قرار می گیرند. قطعات بین ۲ تا ۶۴ میلیمتر را لاپیلی (Lapilli) و مجموعه های رسوبی متشکل از آنها را توفهای لاپیلی (Lapilli tuffs) می نامند.

دانه های بین ۱/۱۶ تا ۲ میلیمتر، خاکسترهای درشت و کوچکتر از ۱/۱۶ میلیمتر، خاکسترهای ریز نامیده می شوند. به همین ترتیب رسوبات مربوطه نیز، توفهای درشت و توفهای ریز نامیده می شوند. یکی از خاصه های مهم در ساخت سنگهای ولکانو کلاستیک تنوع و تغییرات جورشدگی در این سنگها است، به طوری که بعضی انواع این سنگها از جورشدگی خوب و یکدست بودن اندازه قطعات دانه ها برخوردارند. در مقابل برخی دارای جورشدگی بسیار ضعیف می باشند.

۳- تقسیم بندی:

رسوبات و سنگهای ولکانو کلاستیک از نظر اندازه دانه های تشکیل دهنه آنها با بافتهای مختلف مشخص شده و به همان ترتیب هم نامهای متفاوت پیدا می کنند. زمانی که دانه ها در بزرگترین حد و اندازه یعنی به صورت بلوک یا بمب

باشند، برش ولکانیکی (volcanic breccia) و یا آگلومرا (agglomerate) و دانه های متوسط و ریز هم انواع توفها را تشکیل می دهند. لازم به ذکر است که برای اینکه نهشته هائی را آگلومرا بنامیم وجود بمبهای آتشفشانی در آنها ضروری است. برحسب درصد نسبی و میزان مشارکت شیشه، کریستالها و خرده های سنگی می توان توفها را تقسیم بندی کرد (شکل ۷-۱).



شکل (۷-۱) تقسیم بندی و نامگذاری توفها (اقتباس از پتی جان، ۱۹۷۵)

فصل هشتم

سنگهای کربناته

بخش اول: گسترش کربناتها و ترکیب شیمیایی آنها

۱- مقدمه و کلیات:

سنگهای کربناته، به دارا بودن بیش از ۵۰ درصد کانیهای کربناته ممتاز و مشخص می شوند که در میان آنها کلسیت (کربنات کلسیم) و دولومیت (کربنات مضاعف کلسیم و منیزیم) از سایر کربناتها، حائز اهمیت بسیار بیشتری هستند. واژه سنگ آهک (limestone) به سنگهای کربناته ای اختصاص دارد که کربناتهای تشکیل دهنده آنها عمدتاً کلسیت و آراگونیت می باشند.

اصطلاح «دولومیت» (dolomite) برای سنگهایی بکار می رود که عمدتاً از کانی دولومیت تشکیل یافته و دولومیت در آنها حالت کاملاً تعیین کننده و غالب دارد. کربناتهای دیگری که احياناً در سنگهای آهکی دیده می شوند، عمدتاً آراگونیت، سیدریت و منیزیت هستند که هیچ گاه از نظر اهمیت به کلسیت و دولومیت نمی رسند. در مواقعی که آراگونیت و کلسیت با هم وجود داشته باشند، به ندرت قابل تشخیص خواهند بود. آراگونیت نسبت به کلسیت از ثبات و پایداری بسیار کمتری برخوردار است. به همین جهت بزودی بعد از رسوب کردن در آبهای کمی اسیدی، حل و به کلسیت تبدیل می گردد.

سنگهای آهکی از نظر ژنتیکی و نحوه تشکیل به دو گروه عمده و بزرگ آهکهای برجا (autochthonous) و آهکهای نابرجا (allochthonous) تقسیم می شوند.

گروه آهکهای برجا یا اتوکتونوس شامل کلیه سنگ آهکهای می گردد که طی فرآیندهای شیمیایی و بیوشیمیایی در محلی که وجود دارند، تشکیل گردیده اند.

گروه آهکهای نابرجا یا آلوکتونوس کلیه سنگ آهکهایی را شامل می گردد که از نظر بافتی به سنگهای کلاستیک شباهت داشته ولی از نظر منشاء، تشکیلشان کاملاً مربوط به فرآیندهای شیمیایی است.

۲- رسوبات کربناته جدید و شکل گسترش آنها:

محیط های تشکیل رسوبات کربناته جدید را می توان در دو گروه بزرگ: محیط های عمیق و کم عمق مطالعه نمود. هریک از این گروهها به نوبه خود به زیر گروههای کوچکتری تقسیم می شوند.

کربنات‌ها در محیط‌های عمیق:

گروه اول:

آهک‌هایی هستند که از مناطق کم عمق تر حوضه رسوبی توسط جریان‌های زیر دریایی یا جریانهای توربیدیته به مناطق عمیق منتقل شده و به تدریج برحسب اندازه و وزن مخصوصشان، رسوب کرده‌اند. بنابراین مواد تشکیل دهنده و محتوی آنها مربوط به مناطق کم عمق خواهد بود.

گروه دوم:

آهک‌هایی هستند که منشاء آنها، صدف و پوسته فرامینیفرها و پلانکتون‌هایی نظیر گلوبیجرینا می‌باشند بدین معنی که این مواد در اعماق حدود ۲۰۰۰ متر به صورت گلهای آلی به نام لجنهای گلوبیجرینا ته‌نشین می‌شوند. درصد مواد کربنات‌ه این گلهای آلی به طور متوسط ۶۵ درصد است. لازم به ذکر است که تشکیل لجنهای گلوبیجرینا در اعماق زیادتر یعنی حدود ۴۰۰۰ متر به پایین به علت ناپایداری پوسته آهکی، فرامینیفرها و حل شدن آنها در آب دریا، متوقف می‌گردد. اصولاً از این عمق به پایین سرعت انحلال مواد کربنات‌ه نسبت به رسوب گذاری آنها غالب بوده به طوری که در اعماق بیش از ۶۰۰۰ متر اصولاً رسوبات کربنات‌ه تشکیل نمی‌شوند.

کربنات‌ها در محیط‌های کم عمق:

رخساره‌های کربنات‌ه کم عمق به زمانهای گذشته زمین‌شناسی در نقاط مختلف دنیا گسترش زیادی دارند، ولی رخساره‌های کربنات‌ه کم عمق مربوط به محیط‌های رسوبی عهد حاضر، در دو منطقه جغرافیایی در دو دهه اخیر به تفصیل توسط افراد و گروههای تحقیقاتی مختلف مورد مطالعه قرار گرفته است. یکی سواحل باهاما در فلوریدا در دریای کارائیب و دیگری در سواحل غربی خلیج فارس در شیخ نشینهای دویی، ابوظبی، قطر و بحرین است. معمولاً محیط‌های کم عمق، در حاشیه و سواحل دریا‌های آزاد گسترش داشته و این سواحل محل مناسبی برای تشکیل انواع آهک‌های مربوط به این محیط‌ها هستند.

۳- کانی‌شناسی و ترکیب شیمیایی سنگهای کربنات‌ه:

ترکیب شیمیایی سنگهای کربنات‌ه، معمولاً از کربنات کلسیم و گاهی اوقات هم از کربنات مضاعف کلسیم و منیزیم (دولومیت) تشکیل یافته است. دولومیت یکی از اجزاء مهم در سری ترکیبات ایزومری است که منیزیم آن به آسانی با آهن استخلاف شده و در نتیجه کربنات دیگری به نام آنکریت $(Ca(Fe, Mg, Mn)(CO_3)_2)$ تولید می‌گردد. دولومیتی که در اکثر سنگهای کربنات‌ه یافت می‌شود در واقع تا حدودی آنکریتی است، آراگونیت $(CaCO_3)$ ، سیدریت $(FeCO_3)$ و منیزیت $(MgCO_3)$ کربنات‌های دیگری هستند که ممکن است در ترکیب سنگهای کربنات‌ه وجود داشته باشند. آراگونیت از آن نظر اهمیت دارد که کربنات کلسیم موجود در صدف و اسکلت ارگانیس‌های جانوری را تشکیل می‌دهد و همچنین گلهای آهکی نیز اکثراً در بدو نهشتگی آراگونیتی می‌باشند. آراگونیت در مقاطع میکروسکوپی معمولاً بشکل رشته‌ای (Fibrous) و در نمونه‌های دستی به صورت منشورهای دراز و کشیده دیده می‌شود. مهمترین خاصه آراگونیت، ناپایداری و بی‌ثباتی شیمیایی آن است.

دیگر از موادی که معمولاً در ترکیب شیمیایی سنگهای آهکی دخالت دارد اکسید منیزیم (MgO) است که اگر مقدار آن از چند درصد تجاوز کند، موجب تشکیل انواع کلسیت‌های منیزیم دار در سنگ می‌شود بدین معنی که بر حسب درصد املاح منیزیم کلسیت‌های کم منیزیم (LMC)(low magnesian calcite) و پرمنیزیم (high magnesian

(HMC)(calicite) خواهیم داشت. لازم به تاکید است که مقدار منیزیم در حد تشکیل کلسیت‌های فوق‌الذکر، هنوز برای تشکیل دولومیت در سنگ آهکی میزان کافی نبوده و لذا آهکهای منیزیم دار به معنی آهکهای دولومیتی نخواهد بود. وجود ترکیبات سیلیسی در مقادیر قابل ملاحظه در سنگهای کربناته، مؤید وجود مواد تخریبی قدیمیتری نظیر سیلت و رس، در گذشته این سنگهاست. همچنین درصد بالای املاح آلومینیم نیز مربوط به ترکیبات سیلیکاته از نوع مواد رسی است که به نحوی در ترکیب سنگهای کربناته اولیه وارد شده‌اند. در موارد خاص بعضی از سنگ آهکها از نظر ترکیبات فسفر، اکسید آهن، ترکیبات سولفوروسولفات بویژه سولفات کلسیم به صورت گچ و یا انیدریت هم غنی می‌باشند.

به طور کلی ترکیبات شیمیایی غیر از CaCO_3 در سنگهای آهکی، تابعی از منشاء تحولات بعد از رسوب گذاری آنهاست. چنانچه آهکهای از منشاء بیوشیمیایی و یا آهکهای تشکیل یافته از خرده‌ها و قطعات اسکلت جانوران، ترکیبی مشابه با انواع موجودات زنده و یا شرایط محیطی که در آن می‌زیسته‌اند، دارند. مثلاً جلبکهای آهکی از نظر MgO غنی‌تر از نرم‌تان، و در مقابل، صدف و پوسته سخت پوستان دارای ترکیبات فسفاتی بیشتری می‌باشند. همچنین صدف جانورانی که در آبهای گرم می‌زیسته‌اند، و یا در شرایط گرم‌تر حفظ شده‌باشند، دارای محتوای MgO بالاتری می‌باشند.

بخش دوم: بافت شناسی و تقسیم بندی سنگهای کربناته

۱- بافت و ویژگی‌های ساختی سنگهای کربناته:

در دسته‌ای از سنگهای آهکی عناصر و اجزای تشکیل دهنده، به صورت ذرات و خرده‌هایی توسط عواملی از قبیل باد، جریانهای سطحی یا زیر دریایی و امواج، از جایی دیگر به محل تشکیل سنگ منتقل و به این ترتیب به ساخت آن اضافه شده‌اند. لذا از نظر ساختی و عناصر بافتی تفاوتی بین این سنگها و سنگهای آهکی هم از دو بخش اسکلت (Framework) و فضاهای خالی تشکیل می‌یابد، با این تفاوت که فضاهای خالی در اینجا، عمدتاً به وسیله سیمان پر شده‌اند.

دسته دیگر از سنگهای آهکی، در محل و یا در جا (in-situ) تشکیل گردیده و در آنها آثار انتقال و جابجایی ذرات و عناصر تشکیل دهنده دیده نمی‌شود. در این سنگها، نشانه‌هایی از جورشدگی و یا خاصه‌هایی از این قبیل که مربوط به سیستمهای جریانی است، مشاهده نشده و لایه بندی در آنها چندان توسعه نیافته است.

ساخت سنگهای آهکی اعم از انواع نابر جا و تخریبی و یا آهکهای بر جا شامل بعضی یا تمام بخشهای زیر است:

۱- دانه‌های تخریبی از منشاء شیمیایی یا آلوکهما (alochems)

۲- مواد پرکننده بسیار دانه ریز به صورت گل کربناته (carbonate mud) که فضاهای خالی بین دانه و درون دانه‌ها را پر کرده است.

۳- سیمان کربنات کلسیم که اغلب قریب به اتفاق موارد کلسیتی است و بعد از نهشتگی تشکیل می‌گردد. این نیز نقش پرکننده فضاهای خالی بین و درون دانه‌ها را ایفا می‌کند.

ذیلاً اجزاء بافتی سنگهای آهکی بترتیب و با تفصیل بیشتر معرفی گردیده‌اند:

۱- آلوکم ها:

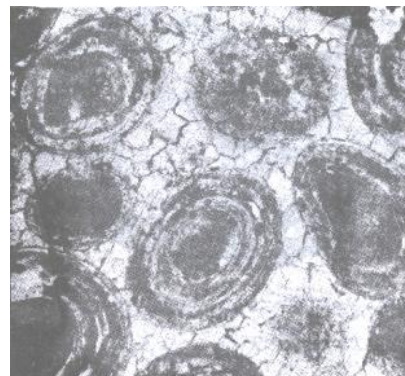
در آهکهای تخریبی، دانه ها در عین حال که ماهیت تخریبی دارند ولی منشاء و محل تشکیلشان در همان حوضه رسوبی بوده و به عبارت دیگر درون حوضه ای (intra basinal) هستند. تشکیل این دانه ها به طرق معمول شیمیایی انجام نگرفته است لذا تحت عنوان کلی «آلوکم ها» آورده می شوند. «allo» به معنی غیر معمول و «chem» هم مخفف شیمی و شیمیایی است. آلوکم به معنی «شیمیایی غیر عادی» است. این واژه اولین بار توسط فولک (۱۹۶۲) برای دانه های کربناته در سنگهای آهکی به منظور احتراز از واژه هایی نظیر دانه ها (grains)، ذرات (particles) و خرده سنگها (fragments) بوده که بیشتر اختصاص به بافتهای ماسه سنگی دارد، پیشنهاد گردید. آلوکم ها در سنگهای آهکی شامل چهار نوع مختلف بوده که عبارتند از: ائولیتها (ooliths)، فسیلها و خرده های صدف و اسکلت جانوران، اینتراکلاستها (intraclast) و پلت ها (pellets)، که شرح هر یک از آنها به قرار زیر است:

۱-۱- ائولیت ها:

ائولیتها دانه های کروی یا شبه کروی به قطر ۰/۲۵ تا ۲ میلیمتر هستند، ولی معمولاً اندازه آنها بین ۰/۵ تا ۱ میلیمتر تغییر می کند. اگر اندازه آنها از ۲ میلیمتر تجاوز کند به آنها پیزولیت (pisolith) می گویند. اگرچه ائولیتها از نظر شکل و اندازه بسیار متغیرند ولی در یک سنگ خاص، از یک دستی یا جور شدگی زیادی برخوردارند. ائولیت ها در مقاطع میکروسکوپی با ساختمان متحدالمرکز و یا شعاعی مشخص می شوند. رشد ائولیت ها از داخل به خارج و معمولاً یک هسته تخریبی از جنس کوارتز و یا یک خرده صدف شروع می شود. ائولیت ها از نظر کانی شناسی، از جنس آراگونیت و یا کلسیت هستند. ائولیتهای آراگونیتی مربوط به رسوبات عهد حاضر و ائولیت های کلسیتی در رسوبات قدیمی دیده می شوند. از نظر ساختمانی داخلی بعضی ائولیتها دارای هر دو ساختمان متحدالمرکز و شعاعی می باشند.



ب



الف

شکل (۸-۱) الف: ائولیتهای آراگونیتی با ساختمان متحدالمرکز که در زمینه ای از کریستالهای درشت کلسیت در بر گرفته شده اند
ب: ائولیتهای آهکی با ساختمان شعاعی و هسته سیلیسی که در زمینه ای از کلسیت میکروکریستالین در بر گرفته شده اند.

(۲-۱) - فسلیها و خرده صدفها:

فسلیها، خرده های صدفها و خرده های اسکلت جانوران به فراوانی در هر نوع از سنگهای آهکی یافت می شوند. این ذرات بوسیله عوامل مختلف به محل تشکیل رسوبات آهکی منتقل شده و یا در اثر جریانهای دریایی در یک محل جمع و مترکم می شوند. جلبکهای آهکی، فرامینفرها، بخش های سخت اکتینودرم ها، کرینوتیدها، صدف براکیوپودها، دوکفه ای ها و مرجانها را به عنوان مثال می توان نام برد.

(۳-۱) - اینتراکلاستها:

واژه اینتراکلاست، اولین بار توسط فولک در (۱۹۵۹) برای ذرات و دانه های کربناته ای بکار گرفته شد که از کف حوضه رسوبی در حالی که هنوز نرم بوده و کاملاً تحجیر نیافته و به هم پیوسته نشده اند، از محل اصلی خود کند شده و در محل دیگری، در همان حوضه در همان تشکیلات، رسوب کرده اند. بدین ترتیب ملاحظه می شود که عمل تخریب و کنده شدن از کف حوضه و رسوب به صورت کلاست در داخل همان نهشته ها، تقریباً به طور همزمان صورت می گیرد. اینتراکلاستهای آهکی از نظر ساخت داخلی، دارای بافت میکرو کریستالین و از نظر اندازه معمولاً در حد ماسه های ریز (۱/۸ تا ۱/۴ میلیمتر) هستند ولی در بعضی مواقع اینتراکلاستهای بزرگتر از ۲ میلیمتر هم در داخل رسوبات کربناته دیده می شوند.

از خاصه های مهم اینتراکلاستهای آهکی، شکل مسطح آنهاست که گاهی اوقات با لایه بندی بسیار ظریفی همراه است.

(۴-۱) - پلت ها:

پلتها دانه های کوچک کروی و یا تخم مرغی شکلی هستند که از گلها و لجنهای آهکی بسیار دانه ریز (microcrystalline calcite ooze) بوجود آمده و فاقد هرگونه ساخت داخلی می باشد. پلت ها در هر سنگ خاص، افزون بر هم اندازه بودن، از شکل واحدی نیز برخوردارند. اندازه آنها از ۰/۰۳ تا ۰/۱۵ میلیمتر تغییر کرده و اندازه متوسط آنها از ۰/۰۵ تا ۰/۱ میلیمتر است وجه تشخیص پلتها از ائولیتها، فقدان هرگونه ساختمان داخلی از قبیل آرایش شعاعی یا متحدالمرکز بودن این دانه ها و همچنین همسانی و جورشدگی آنها از نظر شکل و اندازه است.

طی بعضی از فرآیندهای دیاژنتیکی لکه های تیره رنگ و بسیار دانه ریزی در زمینه بافت درشت بلور کلسیتی احاطه می گردد. این لکه ها دارای دیواره مشخص نبوده ولی در صورت هم شکل و هم اندازه بودن، می توان آنها را آثار و بقایای پلت های قدیمی در نظر گرفت. تشخیص پلت ها و بافتهای پلتی در نمونه های دستی بسیار مشکل است. اغلب نمونه های دستی که روی زمین به نام آهکهای پلتی معرفی می شوند و در واقع آهک های اینتراکلاستی هستند. سنگ آهکهای پلتی در اکثر موارد، در نمونه های دستی بسیار دانه ریز و هموزن، شبیه سنگ آهکهای میکریتی به نظر می رسند.

(۲) - گلها و لجنهای آهکی یا میکریت: (micrite):

رسوبات کربناته بسیار دانه ریز که به نام گلها یا لجنهای آهکی نامیده می شوند، متشکل از دانه های بین ۱ تا ۴ میکرون (۰/۰۰۱ تا ۰/۰۰۴ میلیمتر) می باشند این گلها بعد از سخت شدن آهکهای بسیار ریز بلور یا میکرو کریستالین را تشکیل می دهند که اصطلاحاً به آنها میکریت (میکرایت) می گویند.

در نمونه های دستی این آهکها، با رنگ های روشن و تیره کرم-قهوه ای خاکستری و سیاه مشخص می شوند که بلورهای بسیار ریز آنها حتی با ذره بینهای دستی با بزرگنمایی (X ۲۰) هم قابل تشخیص نیستند. بافت میکرو کریستالین منظره ای یکنواخت و هموژن به سنگ می دهد، به همین جهت در برخی از سیستمهای نام گذاری به آنها آهکهای «لیتوگرافیک» نیز گفته شده است.

(۳) - کلسیت های درشت بلور یا اسپار (spar):

کریستالهای کلسیت در سنگهای آهکی در ابعاد و اندازه های مختلف دیده می شوند. کلسیت های درشت بلور را اصطلاحاً «اسپار» گویند. به تعریف ساده تر اسپار بلورهای درشت و قابل تشخیص هستند که با دیوارهای مشخص از یکدیگر جدا شده و در جمع، آرایش موزائیکی دارند، فولک (۱۹۶۲) که خود مبتکر و پیشنهاد کننده این واژه برای درشت بلورهای کلسیت است، در توضیحات خود می افزاید که اسپار غالباً به صورت سیمان در داخل حفرات و فضاهای خالی سنگها تشکیل شده و آنها را پر می کنند.

اندازه کریستالهای اسپار به دو عامل: یکی اندازه حفره و دیگری شدت و سرعت تبلور بستگی دارد. در اغلب سنگهای آهکی کریستالها از ۰/۰۲ تا ۰/۱ میلیمتر (۲۰ تا ۱۰۰ میکرون) تغییر می کند، هر چند که بلور های تا ۱ میلیمتر و یا بیشتر هم زیاد دیده می شوند. بطور کلی اسپار به بلورهایی گفته می شود که ۰/۰۰۵ میلیمتر یا بیشتر قطر داشته باشند. بنابر توضیحاتی که در مورد نحوه و مکانیسم تشکیل گلهای ریز دانه آهکی (میکرایت) و سیمان دانه درشت کلسیتی (spary calcite cement) عنوان گردید، می توان نتیجه گرفت که تشکیل کریستالهای کربنات کلسیم در هر دو مورد، طی فرآیندهای شیمیایی انجام می گیرد، با این تفاوت که اولی در حین و همزمان با رسوب گذاری و دومی بعد از رسوب گذاری و حتی بعد از تحجیر رسوبات اولیه، تشکیل گردیده است. به عبارت دیگر، اولی حاصل یک فرآیند رسوبی و دومی محصول بعد از رسوب گذاری و دیاژنزی است.

تقسیم بندی سنگهای کربناته:

تشکیل و تکوین سنگهای مورد مطالعه، از یک منشاء واحد صورت نگرفته و عوامل تشکیل دهنده آنها از منابع مختلف تامین می شود. به همین نظر تقسیم بندی سنگهای کربناته که اصولاً مبتنی بر منشاء آنهاست به جهت پولی ژنتیک (poly genetic) بودن آنها پیوسته با پاره ای از اشکالات مواجه بوده است. یکی از مهمترین مشکلات تقسیم بندی سنگهای کربناته وجود سیستمهای چند گانه تقسیم بندی است که در عین حال هر کدام از اهمیت و جامعیت خاصی برخوردار است.

از نظر منشاء و عوامل تشکیل دهنده، گروهی از سنگهای کربناته متشکل از دانه ها و قطعاتی هستند که به صورت مکانیکی در متن و ساخت سنگ وارد شده اند. این دانه ها در ابعاد گراول، ماسه و سیلت از جنس کربنات کلسیم خالص بوده و بظاهر هریک بافت کلاستیکی را در سنگهای مورد بحث موجب می گردند. منشاء تمام این آلوکم ها از درون همان حوضه رسوبی ای می باشد که سنگهای کربناته در آنها تشکیل یافته اند. برخلاف رسوبات تخریبی که دانه های آنها از تخریب منشاء و انتقال از خارج به داخل حوضه تامین می گردد، دانه های کربناته از منشاء درون حوضه ای می باشند. این سنگ آهکها از یک بافت تخریبی خاص برخوردارند و آنها را آهکهای نابرجا و یا آلوکتونوس می نامند. (واژه ماسه های آهکی یا کالک آرنایت (calcarenite) اولین بار توسط گرابو برای آهکهای تخریبی و ماسه ای بکار رفت که هنوز هم توسط اکثر سنگ شناسان مورد استفاده قرار می گیرد.)

دومین نوع مهم سنگهای آهکی، انواعی هستند که تشکیلشان در همان محل تجمعشان طی مکانیسمهای شیمیایی و بیوشیمیایی صورت گرفته است. بنابراین اولین مشخصه ظاهری آنها، نبود چینه بندی و لایه بندی آشکار در آنها است. لازم به تذکر است که: ساخت مطبق (stratified) را در بسیاری از انواع بیوشیمیایی، نظیر آهکهای استروماتولیتی، نباید با سیستم لایه بندی چینه ای اشتباه نمود. این نوع آهکها را به طور کلی در مقابل دسته اول، برجا یا اتوکتنوس می نامند. از همین دسته انواعی از منشاء شیمیایی نظیر تراورتن (travertine) هستند که در همان محل تشکیل، تجمع یافته اند. بعد از رسوب گذاری و نهشتگی، هر یک از آهکهای نابرجا و یا برجا، تحت تاثیر یک سری پدیده های دیاژنزی قرار می گیرند که مهمترین آنها، انحلال و رسوب گذاری مجدد ترکیبات کربناته در قالب بافت و ترکیب شیمیایی جدید است که در مجموع نوعی جابجایی (replacement) است. این فرآیندها را بعضی از مولفین و رسوب شناسان به تبلور مجدد (recrystallisation) تعبیر و تفسیر نموده اند. دامنه تاثیر این قبیل فرآیندها گاهی اوقات به حدی می رسد که ترکیب شیمیایی قبلی کاملاً تجزیه و ترکیب شیمیایی جدیدی جایگزین گردیده و بافت سنگ نیز کاملاً تغییر می کند، به طوری که تعمیم هیچ یک از انواع سنگ آهکهای فوق الذکر، به انواع جدید توجیه پذیر نخواهد بود. این قبیل سنگهای یکی از انواع مهم سنگهای کربناته و در واقع انواع مستقل و یا گروه سوم آنها را تشکیل می دهند. دولومیت مثال بسیار بارزی از انواع اخیر است. بنابراین در این قبیل جابجایی ها، کربنات کلسیم می تواند به وسیله کربنات مضاعف کلسیم و منیزیم یا دولومیت و یا ترکیبات دیگری نظیر: سیلیس، فسفات، هماتیت و کانیهای از این قبیل جایگزین شود. لذا با توجه به توضیحات فوق، نوع سوم، سنگهای کربناته: سنگهایی هستند که به علت بافت و ساخت آنها که از بلورهای مختلف و ریز و درشت، طی فرآیندهای بعد از رسوب گذاری تشکیل گرفته اند، به نام سنگهای کربناته متبلور (crystalline carbonate rocks) معرفی شده اند.

تقسیم بندی معروف فولک که کاری واقعاً با ارزش است بر مبنای دو متغیر آلوکم ها از یک سو و سیمان و خمیره تواماً از سوی دیگر، بنا شده است. بدین معنی که تغییرات نوع و مقدار درصد آلوکم ها را روی محور طولها و نسبت سیمان

به خمیر ($\frac{\text{سیمان}}{\text{خمیر}}$) را روی محور عرضها نشان داده است. (جدول ۸-۲)

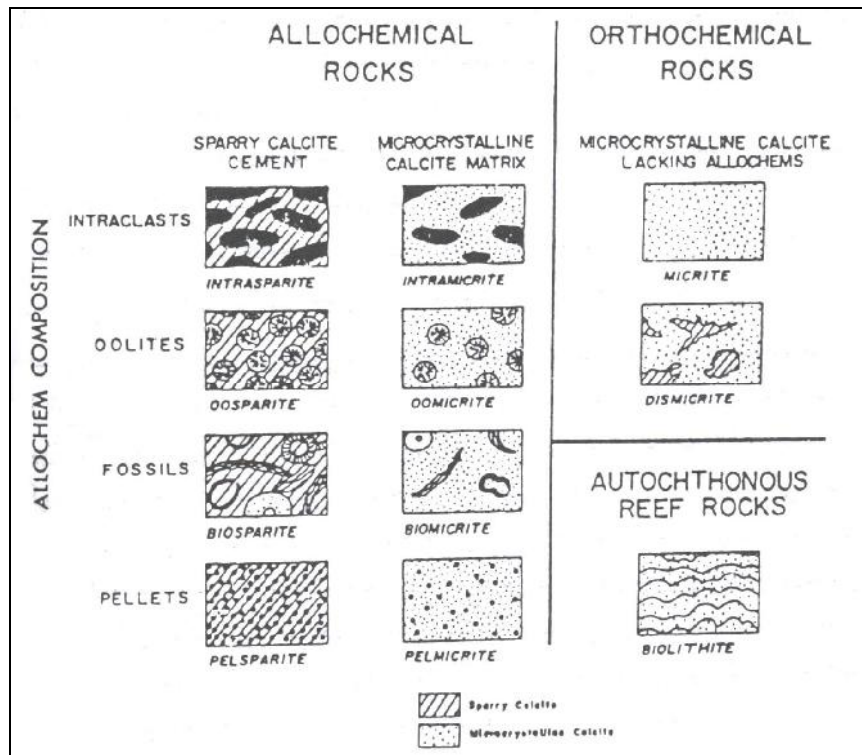
جدول (۸-۲): تقسیم بندی سنگهای کربناته (سنگهای آهکی و دولومیتها) بنا بر پیشنهاد R.L.Folk (۱۹۶۲)

لايم ستونها، لايم ستونهای دولومیتی (Partly dolomitized) دولومیت‌های اولیه						Non "clastic" limestones Class IV	Replacement dolomites Class V					
← Percent allochems →												
Over 10% allochems ("clasts")				← 10% →								
				← Cement matrix ratio →								
Spar > matrix Class I		Spar < matrix Class II		Microcrystalline Rocks class III		Allochem ghosts		No allochem ghosts				
Allochem composition ↑	>25% Intra clasts	Intra sparrudite		Intra micrudite		Biohermite	Intraclastic dolomite		Coarse, medium, fine crystalline dolomite			
		Intra sparite		Intra micrite								
	>25% Oolites	Oosparrudite		Oomicrudite								
		Oosparite		Oomicrite								
	3:1	Biosparrudite		Biomicrudite			Micrite and dolomierite			Oolitic dolomite		
		Biosparite		Biomicrite								
3:1 to 1:3	Biopelsparudite		Biopelmicrudite						Biogenic dolomite			
	Biopelsparite		Biopelmicrite									
1:3	Pelsparite		Pelmicrite				Pellet dolomite					
<25% intra clasts		Fossil-pellet-ratio		<25% oolites								

فولک در تقسیم بندی خود افزون بر انواع قبلی دو نوع دیگر از سنگهای کربناته که با مشخصات خاص از انواع دیگر کربناتها متمایز می گردند را، معرفی نموده است که یکی، آهکهای برج از منشاء بیوژنیک، و دیگری آهکهای دیاژنزی می باشند.

گروه اول بدون تقسیمات فرعی بوده ولی گروه بعدی، برحسب آنکه بخشی از ساخت و بافت سنگ اولیه در ترکیب جدید باقی مانده و یا کاملاً از بین رفته باشد، به دو گروه کوچکتر تقسیم می گردد. بدین ترتیب یک سنگ کربناته از جنس کلسیت با محتوای منیزیم بالا، طی فرآیندهای دیاژنزی از جمله دولومیتی شدن، ممکن است به یک سنگ دولومیتی که آثار و بقایایی از ساخت یا فابریک سنگ کلسیتی اولیه هنوز در آن باقی است و یا به یک دولومیت خالص

که هیچ گونه اثری از ساخت قبلی نمانده است، تبدیل گردد. در شکل (۲-۸) بافت و فابریک انواع مختلف سنگهای کربناته که در جدول (۲-۸)، معرفی گردیده اند، به طور شماتیک نشان داده شده اند.



شکل (۲-۸). نمایش شماتیک تقسیم بندی سنگهای کربناته بر مبنای جدول فولک (۱۹۶۲)

فولک بر همین اساس، برای نام گذاری و معرفی گونه ها و زیر گونه های سنگهای کربناته، واژه ها و اسامی مرکب استفاده کرده است. بدین معنی که پیشوند هر اسم، مشخص کننده نوع و جنس آلوکم، بخش میانی، وضعیت سیمان و یا ماتریکس را بیان کرده است و پسوند آن، اندازه دانه ها و یا بافت سنگ را روشن می نماید. چنانچه سنگ آهکی به نام «بیواسپارودایت» (biosparrodite) متشکل از آلوکم هایی از نوع اسکلت و یا صدف جانوران، سیمانی از جنس کریستالهای درشت کلسیت و بالاخره بافتی درشت دانه است. واژه های دیگری از این قبیل، که توسط فولک در جدول (۲-۸) و شکل (۲-۸) معرفی گردیده اند با کمی ممارست و تمرین، بخوبی قابل تطبیق و تعمیم در مقاطع میکروسکوپی هستند. روشهای تقسیم بندی دیگری که توسط سنگ شناسان و رسوب شناسان مختلف ارائه شده است، اکثراً بر مبنای همان اصول و مبنائی است که در تقسیم بندی فولک ملحوظ گردیده است و موارد اختلاف چندان حائز اهمیت نمی باشد. یکی دیگر از روشهای معروف و مهم تقسیم بندی سنگهای کربناته، طبقه بندی است که توسط دان هام (۱۹۶۲) ارائه گردید که آن هم از حسن شهرت و معروفیت تمام برخوردار بوده و مورد استفاده و کاربرد اکثر محققین و مولفین است. در این تقسیم بندی سنگهای کربناته بر اساس مشخصات بافتی و شرایط محیط رسوبی، به پنج گروه یا دسته خاص، تقسیم می شوند. این پنج گروه شامل سنگهایی است که ساخت و بافت آنها کاملاً منعکس کننده ویژگیها و شرایط رسوبی ذریبط است به عبارت دیگر: جهت طبقه بندی سنگهای کربناته به روش اخیر فقط شرایط رسوبی مدنظر بوده و رویدادهای دیاژنتیکی اصولاً ملحوظ نمی باشد.

تقسیم بندی دان هام بر مبنای دو عامل مهم یکی دانه ها (grains) که در واقع همان آلوکم ها هستند. و دیگری خمیره یا گل (mud)، به عنوان فاکتورهای تعیین کننده، طراحی گردیده است. مقدمتاً تفکیک این دو عامل، براساس اندازه ۰/۰۲

میلیمتر یا ۲۰ میکرون است به طوریکه دانه ها، بزرگتر از ۰/۰۲ میلیمتر بوده و ذرات کوچکتر از ۰/۰۲ میلیمتر، گل را تشکیل می دهند.

سنگهای کربناته در اکثر مواقع از ترکیب این دو، به نسبتهای مختلف تشکیل یافته اند به طوری که تغییرات مقدار نسبی گل و دانه ها در یک طیف وسیع از چند درصد تا حدود ۹۰ درصد قرار می گیرد. به همین جهت، برحسب فراوانی نسبی دو متغیر دانه و گل، گروههای مختلفی از سنگهای کربناته را به شرح زیر می توان تشخیص داد.

براساس فراوانی نسبی دانه و گل، سه حالت کلی، قابل تشخیص می باشد. در معمولی ترین حالت، مقدار دانه ها نسبت به گل هر چند که در بعضی مواقع از ده درصد بیشتر است، مع هذا به علت عدم اتصال آنها به یکدیگر، از پایداری فیزیکی در داخل گل، برخوردار نیستند. در این صورت این دسته از سنگها را دان هام تحت عنوان «سنگهای گلی» (mud supported)، در یک دسته بزرگ قرار داده است. در این دسته از سنگها بر حسب آنکه مقدار دانه ها کمتر از ۱۰ درصد و یا بیشتر از آن باشند، دو گروه مهم مادستونها (mud stones) و وکستونها (wacke stones) را تشخیص می دهیم.

در دومین دسته بزرگ سنگهای کربناته، مقدار دانه ها به قدری فراوان است که دانه ها به یکدیگر متصل و مرتبط بوده و در واقع اسکلت به هم پیوسته و پایداری را بوجود می آورند. این دسته از سنگها را دان هام «سنگهای دانه ای» (grain-supported) نام گذارده که آن نیز بر حسب فراوانی دانه ها، به دو گروه پکستونها (pack stones) و گرینستونها (grain stones) تقسیم می گردد، جدول (۸-۳)

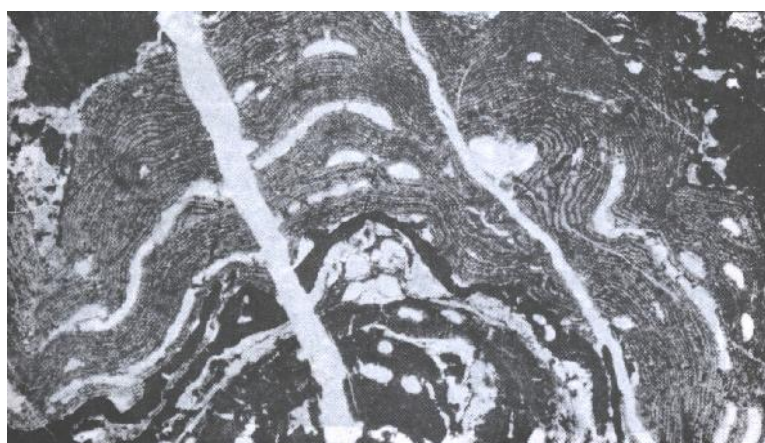
مهمترین امتیاز تقسیم بندی دان هام، تفکیک مطمئن و نسبتاً آسان بین انواع سنگهای گلی و سنگهای دانه ای در مقاطع نازک میکروسکوپی است. چنانچه یک سنگ دانه ای مملو از خرده ها و ذرات تخریبی است در حالی که گروه دیگر یعنی انواع سنگهای گلی دارای چنین ساخت و بافتی نیستند. با توجه به مطالب عنوان شده و تفکیک دو دسته اصلی، سنگهای کربناته به پنج گروه مختلف در طبقه بندی دان هام تقسیم می شوند. با توجه به چهار گروه نامبرده شده قبل گروه پنجم یا باندستونها (bound stones)، شامل سنگهای کربناته ای می شوند که در حین رسوب گذاری به هم پیوسته شده اند. معمولاً لایه بندی ظریفی که در اینگونه سنگها مشاهده می شود به علت پیوستگی گسترده در سنگ می باشد.

(اشکال ۸-۳ و ۸-۴)

بافتهای رسوبی قابل تشخیص				بافت رسوبی غیر قابل تشخیص
Component های اصلی در حین رسوبگذاری به هم متصل و پیوسته نشده اند		Component های اصلی در حین رسوبگذاری به هم چسبیده اند		کربناته‌های کریستالین (زیر گروهها بر مبنای مشخصات فیزیکی یا دیاژنتیکی تعیین می شود)
حاوی گل (دانه های به اندازه سیلت ریز و Clay)		فاقد گل		باند ستون
Mud-supported		Grain-supported		
کمتر از ۱۰ درصد	بیش از ۱۰ درصد	پکستون	گرینستون	
مادستون	وکستون			

جدول (۸-۳): تقسیم بندی سنگهای آهکی بر اساس بافت آنها، بنا بر پیشنهاد (Dunham, ۱۹۶۲)

لازم به ذکر است: از آنجا که این روش تقسیم بندی ناظر به شرایط محیط رسوبی بوده و بر مبنای رابطه بافتی سنگهای کربناته و ویژگی های محیطی استوار است، لذا انواع سنگهای کربناته ای که ساخت و بافت آنها مربوط به بعد از رسوب گذاری و فرآیندهای دیاژنتزی است، نظیر سنگهای آهکی متبلور با بافت موزائیکی را در بر نمی گیرد.



شکل (۸-۳) سنگ آهک جلبکی (Algal limestone) یا نمونه ای از باند ستون جلبکی (شرکت ملی نفت ایران، ۱۹۸۶)



شکل (۴-۸) سطح صیقلی نمونه دستی سنگ آهک از نوع باندستون استروماتولیتی (پتی جان، ۱۹۷۵)

۲- دولومیت و سنگهای دولومیتی

دولومیت:

«دولومیت» به سنگهای کربناته ای که از کربنات مضاعف کلسیم و منیزیم تشکیل شده اند اطلاق می گردد.

دولومیتها در واقع انواعی از سنگهای آهکی هستند که بیش از ۵۰ درصد حجم آنها را کربناتها و افزون بر نیمی از آنها را هم کربنات توام کلسیم و منیزیم یعنی دولومیت تشکیل می دهد. به علت وجود دولومیت ها، هم به صورت کانی و هم به صورت سنگ، برحسب قرارداد، کلمه دولومیت برای کانی و دولستون (dolostone) برای سنگ مربوط در نظر گرفته می شود. مع هذا عادتاً همچنان «دولومیت» برای هر دو مورد بکار گرفته می شود. در یک روش ساده تر سنگهای آهکی خالص و یا نسبتاً خالص را که دارای بیش از ۹۵ درصد کربنات کلسیم هستند اصطلاحاً «سنگهای آهکی پرکلسیت» می نامند. در صورتیکه مقدار منیزیم تا حدود ۱۰ درصد حجم سنگ افزایش یابد، «آهک منیزیم دار» و بالاخره اگر مقدار دولومیت در سنگ به طور قابل ملاحظه افزون گردد، به ترتیب سنگ آهک دولومیتی، دولومیت کلسیتی و نهایتاً دولومیت، نامگذاری خواهد شد، شکل (۵-۸).

درصد کلسیت

100	90	50	10	0
سنگهای آهکی پر کلسیت	آهک منیزیم دار	سنگ آهک دولومیتی	دولومیت کلسیتی	دولومیت
0	10	50	90	100
درصد دولومیت				

شکل (۵-۸) تقسیم بندی ترکیبات مختلف کلسیتی و دولومیتی (پتی جان، ۱۹۷۵)

اگر محتوای منیزیم در کلسیت کم و ناچیز باشد. این عنصر در قالب ترکیب $MgCO_3$ به صورت خالص در کلسیت وجود دارد که حداکثر مقدار آن، جز در خرده های صدف و اسکلت بعضی از نرم تنان از ۱ و یا ۲ درصد افزون نخواهد شد.

همانطور که در جدول (۴-۸) مشاهده می شود و قبلاً نیز اشاره گردید مقدار MgO تا حدود ۲ درصد در کلسیت، به صورت ناخالصی هیچ گونه نقشی در دولومیتی شدن آن ندارد. دیگر آنکه وجود منیزیم در سنگ آهک منیزیم دار، به معنی وجود دولومیت در آن سنگ نیست.

درصد تقریبی $MgCO_3$	درصد تقریبی MgO	درصد دولومیت	نوع کربنات
۰-۲/۳	۰-۱/۱	۰-۱۰	سنگ آهک منیزیم دار
۲/۳-۴/۴	۱/۱-۲/۱		
۴/۴-۲۲/۷	۲/۱-۱۰/۸	۱۰-۵۰	سنگ آهک دولومیتی
۲۲/۷- ۴/۱	۱۰/۸-۱۹/۵	۵۰-۹۰	دولومیت کلسیتی
۴۱-۴۵/۴	۱۹/۵-۲۱/۸	۹۰-۱۰۰	دولومیت

جدول (۴-۸): طبقه بندی و نامگذاری کربناتهای کلسیتی و دولومیتی.

☆ ترکیب شیمیایی دولومیتها:

دولومیتها از نظر ترکیب شیمیایی بسیار مشابه سنگهای آهکی هستند، با این تفاوت که MgO در آنها یک عامل اصلی و تعیین کننده است. بعضی از دولومیتها، در اکثر موارد همراه کانیهای تبخیری از قبیل انیدریت و ژپس هستند. ترکیبات کربناته آهن در دولومیت (نه در کلسیت) به صورت ناخالصی (solid solution) در پاره ای از مواقع وارد می شود. ترکیبات آهن حتی در مقادیر کم، در دولومیتها، در اثر هوازدگی و اکسیداسیون، به رنگ قهوه ای تیره، رنگین شده که این تیرگی رنگ، به تمام متن سنگ تعمیم می یابد. همین امر یعنی تیرگی نسبی رنگ، در نمونه های دستی و بیرون زد گیها، یکی از وجوه تشخیص دولومیت از کلسیت است.

☆ بافت و ساخت دولومیتها:

دولومیتها در دو بافت مختلف، یکی ریز بلور و دیگری درشت بلور ظاهر می شوند. مبنای تفکیک این دو، مرز ۲۰ میکرون یا ۰/۰۲ میلیمتر است. دولومیتها فوق العاده ریز بلور یا بنابر نظر فولک «دل میکرایتها» (dolmicrites) معمولاً در لایه های نازک با ساختهایی از قبیل ریبیل مارک و ویژگی های گلی مشخص می شوند. در این دسته از دولومیتها هیچگونه آثاری از بقایای فسیلها و اتولیت ها و موادی از این قبیل دیده نمی شود. در مقابل دولومیتهای درشت بلور یا دولومیتهای شکری، با آثار و نشانه های زیادی از جابجایی های دیاژنزی در سنگهای آهکی، مشخص می گردند. گروه اول احتمالاً از منشاء دیاژنزی بلافاصله بعد از رسوب گذاری تشکیل گردیده اند و گروه دوم از منشاء دیاژنزی مؤخر هستند.

مقدمه:

بنابر تعریف فرهنگ زمین شناسی (A.G.I.Glossary of Geology) (۱۹۸۰) «دیاژنز شامل کلیه تغییرات شیمیایی، فیزیکی و بیولوژیکی است که در رسوبات، بلافاصله بعد از استقرار نهایی در حوضه های رسوبی، و در حین و یا بعد از تحجیر آنها بوقوع می پیوندد.» این تغییرات شامل رویدادهایی از قبیل سیمانی شدن، شستگی (leaching)، آب از دست دادن (dehydration)، فشردگی فیزیکی (compaction) و ترک خوردگی گردیده و فرآیندهایی نظیر هوازدگی و متامورفیسهای خفیف اولیه را در بر نمی گیرد، بعدها بسیاری از دانشمندان از جمله لانگمن (۱۹۸۲)، انواع هوازدگی نظیر نئومورفیسهای سطحی، کارستی شدن و غیره را هم نوعی دیاژنز معرفی کرده و بدین ترتیب دامنه تعریف فوق را بیشتر توسعه دادند.

سنگهای کربناته و در میان آنها سنگهای آهکی، بیش از هر دسته از سنگهای رسوبی دیگر، چه قبل و چه بعد از سخت شدن در معرض تغییرات دیاژنزی قرار دارند. این تغییرات در برخی از سنگهای آهکی، در قالب جابجائی هائی مثل دولومیتی شدن، منجر به تغییر ترکیب شیمیایی سنگ می گردد.

در برخی دیگر فقط شامل تغییر آرایش و نظم بلوری کانیهای تشکیل دهنده خواهد شد. در هر صورت هریک از تغییراتی از این قبیل مترادف است با تبدیل رسوبات نرم و متخلخل به رسوبات سرد و کم تخلخل.

☆فرآیندهای دیاژنتیکی در سنگهای کربناته:

دیاژنز سنگهای کربناته عمدتاً در قالب انحلال کربنات کلسیم در آبهای فرورو یا آبهای زیرزمینی و رسوب مجدد آن به صورت کلسیت صورت می گیرد. حاصل انحلال کربنات کلسیم ایجاد حفره ها و فضاهای خالی جدید در سنگ است که در نهایت موجب افزایش تخلخل سنگ مورد نظر می گردد. در حالی که رسوب مجدد کربنات کلسیم به شکل سیمان انجام می شود که در هر حال تقلیل دهنده تخلخل است. افزون بر دو مورد فوق، ولی همچنان در قالب انحلال و رسوب مجدد کربنات کلسیم، گاهی اوقات کانیهای جدید و یا کریستالهای کلسیت با مشخصات بافتی و مینرالی متفاوت، تشکیل می شوند، که به آن جابجائی مینرالی می گویند، که در واقع تشکیل فرم جدیدی از همان کانی قبلی است. در ذیل هریک از فرآیندهای فوق الذکر جداگانه، با تفصیل بیشتر تشریح گردیده اند.

انحلال:

سنگهای کربناته، بسیار زیاد در معرض انحلال قرار می گیرند. حاصل و نتیجه این عمل، گسترش و توسعه بازشدگی های قدیمی و یا ایجاد تخلخل و فضاهای خالی جدید است. بدین معنی که با انحلال و از بین رفتن بخشهای بی ثبات و حل شونده نظیر قطعات اسکلت و خرده های صدفها و آلوکم هایی از این قبیل، حفراتی ایجاد می گردد که به آنها حفرات انحلال می گویند. متعاقباً تمام یا قسمتی از این حفرات به وسیله سیمان و یا مواد پرکننده دیگر نظیر گلهای آهکی که مستقیماً در آب دریا رسوب می کنند پر می شود. در واقع قطعات و خرده صدفهای فوق الذکر به صورت قالبهایی عمل می کنند که از روی شکل و فرم آنها آرایش و اندازه حفرات ایجاد شده شکل خواهد گرفت. اهمیت کمی و کیفی فضاهای خالی در سنگهای کربناته خاصه از نظر ظرفیت مخزنی آنها برای ذخیره آب و نفت است.

-تخلخل: طرز تشکیل و انواع آن در سنگهای کربناته:

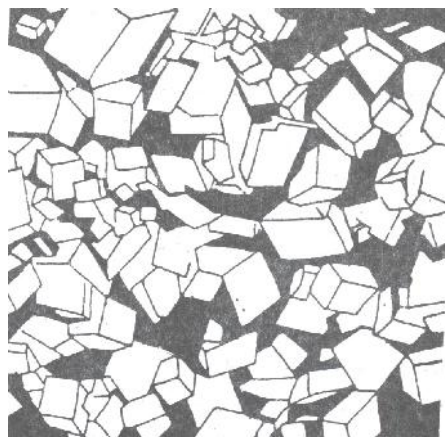
تخلخل حاصل بعضی از فرآیندهای مهم دیاژنتیکی در سنگهای کربناته است که امروز در صنعت نفت، بسیار مورد توجه زمین شناسان و کارشناسان اکتشاف و استخراج نفت است. توضیح بعضی از انواع مهم آن به شرح زیر است:

تخلخل درون دانه ای:

تخلخلی است که همراه اسکلت جانوران مثل حجرات داخل صدف گاستروپدها و ... وارد مجموعه های رسوبی در برگیرنده می شوند. تخلخل درون دانه ای در میان انواع تخلخلهای موجود در سنگهای کربناته خاصه اگر به صورت بسته و غیر مفید باشد، از نظر ذخیره نفت در مقایسه با سایر انواع تخلخل، از اهمیت کمتر برخوردار است.

تخلخل بین بلوری:

فضاهای بین بلوری در سنگهای کربناته که غالباً یک اندازه هم هستند، مربوط به کریستالهایی است که درجا تشکیل شده و رشد یافته اند، نظیر دولومیتها، تبخیری ها و بعضی کربناتهای دارای بافت درشت بلور، (شکل ۸-۶)



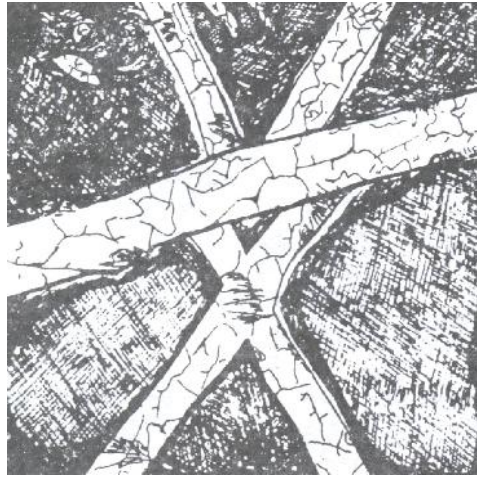
شکل (۸-۶) نمایش شماتیک تخلخل بین بلوری که بین rhomb های دولومیت با رنگ سیاه مشخص است.

تخلخل قالبی:

تخلخلی است که در اثر جابه جا شدن و یا انحلال دسته و یا گروه خاصی از دانه ها و آلوکم ها در سنگ، بوجود می آید. بنابراین شکل و ابعاد تخلخل حاصل مطابق شکل و اندازه آلوکم مربوط خواهد بود که در حال حاضر فقط قالبی از آن در داخل سنگ باقی مانده است. متداولترین نوع تخلخل قالبی در سنگهای کربناته، در اثر انحلال دانه های آراگونیتی نظیر اسکلت و صدف جانورانی از قبیل گاستروپدها و یا آلوکم های دیگر نظیر ائولیت ها و پلت ها می باشد.

تخلخل به صورت درز و شکاف:

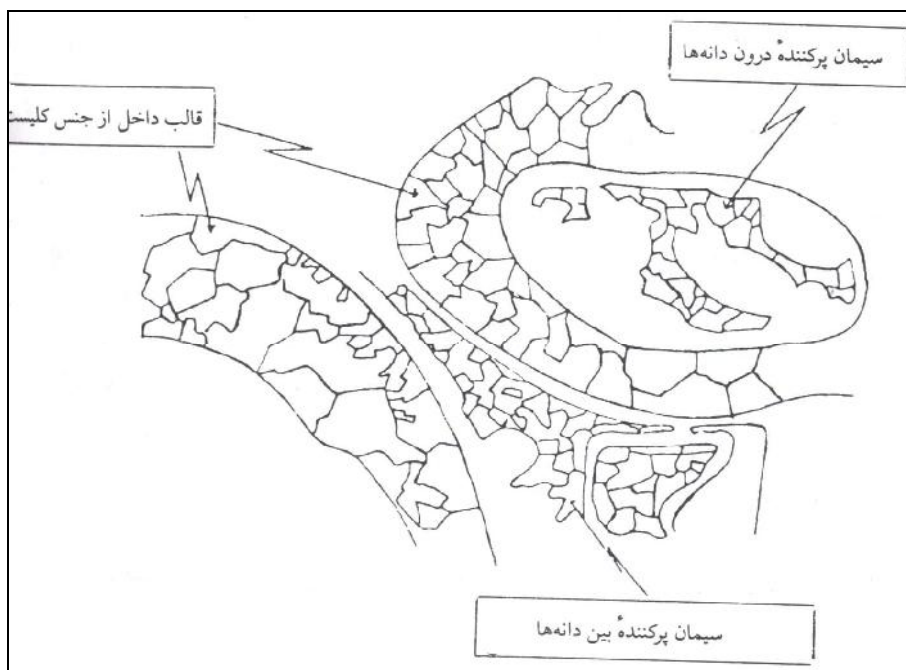
این نوع تخلخل در اثر چین خوردگی، گسل خوردگی، انحلال طبقات زیرین که منجر به افتادگی طبقات روئی می شود و یا به علت مایعات طبقه ای فوق العاده تحت فشار در سنگها بوجود می آید. ترکهای ایجاد شده، گاهی به سرعت سیمانی شده به طوری که هیچگونه مشارکتی در انتقال و یا ذخیره سیالاتی مثل نفت نخواهد داشت. (شکل ۸-۷)



شکل (۷-۸) ترک خوردگی، در حالیکه تمام فضای باز شده ترک، توسط سیمان کلسیتی پر شده.

سیمان کربنات کلسیم و خاصه های پتروفابریک آن:

سیمان، نهشته های شیمیایی در فضاهای خالی سنگها است که بعد از استقرار نهایی رسوبات و شروع دیاژنز، به عنوان یک فرآورده دیاژنزی، تشکیل می گردد. سیمان در رسوبات کربناته نقش عامل الصاق دهنده آلوکم ها را داشته که در حفره ها و فضاهای خالی سنگهای قدیم و جدید نهشته شده و در نهایت از حجم تخلخل سنگ خواهد کاست. سیمان کلسیتی از ساختمانهای متفاوت برخوردار است. گاهی اوقات با آرایش موزائیکی متشکل از بلورهای ریز یا درشت، فضاهای خالی بین دانه ها و یا درون دانه ها را پر می کند. در اینصورت، اولی را سیمان پرکننده بین دانه ای و دومی را سیمان پرکننده درون دانه ای می نامند، (شکل ۸-۸)



شکل (۸-۸) نمایش شماتیک انواع مختلف سیمان پرکننده حفرات بین و درون دانه ای. سیمان کربنات کلسیم به صورت آراگونیت، در آرایشهای مختلف در سنگها دیده می شود که اهم آنها عبارتند از:

- سوزنهای کشیده آراگونیت که در داخل حفرات با پراکندگی نامنظم و یا شعاعی به طرف مرکز حفره رشد می کنند.
 - بلورهای رشته ای و شعاعی آراگونیت با بافت اسفرولیتی در داخل حجرات صدف گاستروپدها که موجب اتصال این صدفها به یکدیگر هم می شود.
- سیمان آراگونیتی در اکثر موارد بعد از گذشت زمان، در ستونهای استراتیگرافیک، به کلسیت تبدیل می شود.
- معمولاً سیمانی شدن در مراحل مختلف صورت می گیرد. در مرحله اول بلورهای ریز کلسیت بلافاصله روی دیواره حفره و یا سطح آلوکم به شکل لایه ای آسترگونه تشکیل می شود.
- در مراحل بعدی کریستالهای درشت کلسیت با منظره موزائیکی به طرف مرکز حفره رشد می کنند.

جابجایی مینرالوژیک در سنگهای آهکی:

سنگهای کربناته بدلیل ناپایداری شیمیایی، در سطح و یا زیر زمین به آسانی با کانیهای دیگر جابجا می گردند. این جابجایی، هم با انواع پلی مورفهای کربنات کلسیم و هم با کانیهای دیگر نظیر سیلیس و آهن و غیره صورت می گیرد. به همین جهت به علت گستردگی موضوع، فرآیند جابجایی کربنات کلسیم با کانیهای مختلف را جداگانه و به طور تفکیک شده ذیلاً بررسی می کنیم:

جابجایی کلسیت با یکی از پلی مورفهای آن یا نئومورفیسم:

یکی از مکانیسم هایی که از دیرباز در سنگ شناسی کربناتها مورد استفاده بوده، فرآیند «تبلور مجدد» است که اولین بار در ۱۸۶۰ توسط سوربی (Sorby) معرفی شده است. مراد وی از تبلور مجدد تشکیل عناصری با آرایش و فرم بلوری جدید در فلزات و سنگهای متامورفیک بوده است. بعدها در مورد مفهوم و کاربرد صحیح این واژه نظرات مختلف و متناقضی ارائه شده است.

کانی کلسیت ممکن است از رسوب مستقیم محلول اشباع کربنات کلسیم، درفضاهای خالی سنگها تشکیل گردیده، و یا در اثر جابجا شدن با آراگونیت اولیه بوجود آمده باشد. سرانجام ممکن است که جایگزینی دو کانی کلسیت با خاصه های شیمیایی و ویژگی های کریستالوگرافیک متفاوت انجام پذیرد.

نئومورفیسم شامل کلیه جابجائی های شیمیایی است که بین اشکال مختلف یک کانی و به عبارت دیگر، پلی مورفهای آن صورت می گیرد. همچنین نئومورفیسم در برگرنده تغییراتی که منجر به ایجاد تفاوتی در شکل و اندازه کانیهای جدید گردد نیز می باشد. لذا فرآیندهایی از قبیل: تبدیل آراگونیت با بافت رشته ای در صدف دو کفه ای ها به موزائیکی از کلسیت درشت در قالبی از همان صدف، تبدیل گلهای کربناته به آهکهای میکرایتی یا آهکهای لیتوگرافیک، تبدیل کلسیت سوزنی در صدف پراکیوپودها به مجموعه ای از کریستالهای چند ضلعی، و بالاخره تبدیل خارکلسیتی کرینوئیدها به ساختی متشکل از کریستالهای ریز، همه و همه مثالهایی از موارد مختلف نئومورفیسم است.

جابجایی کلسیت یا سیلیس و اکسید آهن:

معمولاً سیلیس (SiO_2) و اکسید آهن (Fe_2O_3) بیشتر از سایر کانیها و ترکیبات شیمیایی، در سنگهای آهکی وارد می شوند. در غالب موارد مقدمات جابجایی کانیهای مذکور با کلسیت، به تدریج فراهم می گردد. بدین معنی که هر قدر

محیط کربناته از ترکیبات فوق غنی تر باشد، این جابجایی کاملتر و گسترده تر خواهد بود، SiO_2 از جمله ترکیباتی است که معمولاً به صورت ناخالصی و در قالب محلولهای کلوئیدی بداخل سنگهای آهکی وارد می شود. این ترکیبات به مرور با کربنات کلسیم میزبان جایگزین گردیده است و نهایتاً به صورت نودولهای سیلیسی از نوع چرت و یا فلینت در داخل حجم سنگ پراکنده می گردد.

جابجایی کلسیت با کربنات منیزیم (دولومیتی شدن):

یکی از مهمترین و متداولترین نوع جابجایی در سنگهای آهکی، جایگزینی کربنات کلسیم و کربنات منیزیم و تشکیل دولومیت است. دولومیتی شدن سنگهای آهکی فرآیندی است که هم به جهت کیفی و هم به جهت کمی از اهمیت و گستردگی زیادی برخوردار است.

در مورد منشاء دولومیت تحقیقات و مقالات زیادی، خاصه در دو دهه اخیر، منتشر شده است. در حال حاضر، تقریباً مشخص گردیده که دولومیت به طرق و روشهای مختلف بوجود می آید و به عبارت دیگر این کانی دارای ماهیت پلی ژنتیک است. مع هذا، اکثر دولومیتها حاصل فرآیند جابجایی یونهای کلسیم و منیزیم در سنگهای آهکی هستند. نتیجه این جابجایی، ایجاد بلورهای منظم دولومیت است که با خطوط و حواشی کاملاً مشخص از کلسیت تمیز داده می شوند. شکل و فرم منظم بلورهای دولومیت حتی در مقایسه با کریستالهای کوارتز نیز، کاملاً مشخص است. نداشتن فسیل، و اصولاً فقدان بافتهای بیوکلاستیک و یا ائولیتیک در دولومیتها خود شاهدی بر منشاء ثانوی و تحقق فرآیند جابجایی در سنگهای آهکی است.

یکی دیگر از دلایل روشن در مورد منشاء ثانوی برای دولومیتها این است که هیچ موجود زنده ای از خود دولومیت ترشح نمی کند، حال آنکه بخش قابل ملاحظه ای از رسوبات کلسیتی از منشاء بیوشیمیایی است.

فرآیندهای جایگزینی در داخل دولومیتها بر حسب شرایط محیطی با کاتیونهای دو ظرفیتی دیگر نظیر Ca^{+2} و Fe^{+2} هم میسر است، بدین معنی که حاصل جانشینی کلسیم با منیزیم، تبدیل مجدد دولومیت به کلسیت است. این عمل را دولومیت زدایی (dedolomitization) می گویند. در اثر جانشینی Fe^{++} با Mg^{++} آنکریت (ankerite) به فرمول شیمیایی $\text{Ca}(\text{Fe}, \text{Mg}, \text{Mn})(\text{CO}_3)_2$ تشکیل می گردد.

فشرده‌گی رسوبات یا کمپکشن:

یکی دیگر از فرآیندهای دیاژنزی در سنگهای کربناته، تغییراتی است که در اثر تحمل فشاری خاصه نیروی ثقل طبقات رویی حاصل می شود و نتیجه آن فشرده شدن رسوبات مورد بحث است. فشرده شدن رسوبات کربناته از جمله مسائلی است که همه ابعاد آن هنوز بخوبی روشن نگردیده است، ماسه های کربناته، نظیر ماسه های سیلیسی به دلیل ویژگیهای بافتی چندان فشار پذیر نبوده و لذا فشار زیادی را تحمل نمی کنند. در صورتی که کربناتهای دانه ریز مثل گلهای آهکی بر خلاف ماسه های آهکی می توانند در اثر نیروی وزن طبقات رویی به هم فشرده شده و سخت گردند. به عبارت دیگر رسوبات کربناته مورد بحث نسبت به ماسه ها، فشار پذیرتر می باشند. در نهایت می توان چنین نتیجه گیری کرد که: رسوبات کربناته هم از نظر مشخصات بافتی و هم به جهت تغییرات دیاژنتیکی اولیه و سیمانی شدن سریع، اصولاً چندان فشار پذیر نمی باشند. ولی انواع گلهای آهکی و سنگهای آهکی بسیار دانه ریز که تحت تاثیر دیاژنز اولیه قرار نگرفته باشند، چه بسا از این امر مستثنی گردند.

فصل نهم

سنگهای سیلیسی، چرت و سایر رسوبات سیلیسی

۱- کلیات تقسیم بندی:

چرت (Chert) و فلینت (Flint) معمولترین انواع سنگهای رسوبی شیمیایی سیلیسی هستند. چرت یک سنگ بسیار سختی است که از چند نوع سیلیس آمورف نظیر اوپال، کالسدونی و یا کوارتز بسیار ریز بلور تشکیل یافته است. چرت دارای شکستگیهای تیز بوده و به رنگهای مختلف سفید، خاکستری، سبز، صورتی، قرمز، قهوه ای و سیاه دیده می شود. فلینت واژه ای است که هم به عنوان مترادف چرت و هم به عنوان یکی از انواع آن، مورد استفاده قرار می گیرد. سیلکسیت (Silicite) واژه فرانسوی معادل چرت، خاصه نوع سیاه و کربن دار آن است. نواکولیت (Novaculite) نوع دیگری از سنگهای سیلیسی است که افزون بر سختی زیاد از بافت یکنواخت و میکرو کریستالین و رنگ روشن نیز برخوردار است. نواکولیت در اصل یک چرت لایه لایه متشکل از کوارتز میکرو کریستالین است. همه انواع سنگهای سیلیسی سخت و خشن نیستند. بعضی ها هم شکننده و متخلخل می باشند. اینها خاکهای سیلیسی از جمله دیاتومیت و خاکهای رادیولاریتی بوده که متشکل از پوسته ها و ورقه های بسیار نازک و فلس مانند اسکلت دیاتومه ها و رادیولرها است، که از جنس اوپال می باشند.

۲- کانی شناسی و ترکیب شیمیایی چرتها:

کانیهای اصلی سنگهای شیمیایی سیلیسی، اوپال، کالسدونی و کوارتز است. کانیها و یا ترکیبات دیگری که همراه کانیهای مذکور در سنگها و در رسوبات مجاور یافت می شوند، در زمره کانیهای اصلی نبوده و جزء ترکیب اضافی و یا ناخالص های چرتها منظور می شوند.

ترکیب و ساختمان کریستال شیمی کانیهای سیلیسی از پیچیدگی های زیادی برخوردار است. اوپال با فرمول $\text{SiO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ در اصل یک سیلیس آمورف با مقداری آب است.

کالسدونی مهمترین کانی تشکیل دهنده چرت ها بوده و یک نوع سیلیس طبیعی با بافت رشته ای و آرایش مولکولی کوارتز است.

چرتها طبیعتاً از نظر سیلیس (SiO_2) بسیار غنی هستند. متوسط مقدار سیلیس طی تجزیه شیمیایی ۸ نمونه مختلف، ۸۲ درصد تعیین شده که بین دو حد ۴۳ و ۹۹ درصد تغییر می کند (پتی جان، ۱۹۸۰). حضور اکسید فلزات دیگر از جمله آلومینیم، آهن، منگنز، منیزیم، کلسیم، سدیم و پتاسیم هر چند در مقادیر بسیار جزئی و متغیر مع هذا قابل ذکر است.

۳- تشکیل و گسترش چرتها:

چرتها به عنوان فراوانترین انواع سنگهای سیلیسی از منشاء شیمیایی، در طبیعت هم به صورت نودول و هم به صورت لایه و طبقه همراه سایر رسوبات گسترش دارند. نودولهای چرتی یا فلینت، توده های سخت و فاقد هرگونه ساختمان یا آرایش داخلی هستند که با بافت میکرو کریستالین و شکل ظاهری نامنظم مشخص می شوند در مواردی که نودولها به صورت کشیده در می آیند، به تبعیت از سطوح طبقه بندی و به موازات آنها قرار خواهند گرفت. نودولهای چرت به

طور گسترده در طبقات مختلف رسوبی از جمله طبقات کربناته، متعلق به تمام ادوار زمین شناسی باستانای عهد حاضر یافت می شوند.

پتی جان (۱۹۷۵) و بلات و همکاران (۱۹۸۱) گسترش چرت را از نظر محیط رسوبی و شرایط تشکیل آنها در سه گروه طبقه بندی کرده اند:

گروه اول: چرت قاره ای (shelf area):

چرت‌هایی هستند که همراه سنگهای آهکی محیط های کم عمق و کوارتز آرنایتها بوده و به طور کلی مربوط به مناطق و پهنه های کم عمق می باشند.

گروه دوم: چرت‌های ژئوسکلینالی:

آنهايي هستند که اصولاً در بخشهای عمیق حوضه های رسوبی همراه شیل های سیاه رنگ سیلیسی تشکیل می گردند. نظر اکثر محققین و رسوب شناسان در مورد این دسته از چرتها، بر آنست که محل تشکیلشان در قسمت‌های خیلی عمیق، در محل تشکیل و گسترش لجنها و گل‌های رادیولاریتی و دیاتومه ای می باشد.

گروه سوم:

چرت‌هایی هستند که همراه رسوبات تبخیری و یا حداقل در آبهای بسیار شور توسعه دارند.

۴- منشأ چرتها:

«منشأ چرتها» از جمله مسائلی است که در مورد آن اتفاق نظر وجود نداشته و به همین نظر موضوع، هنوز بخوبی روشن نشده است. مع هذا نظر اکثریت دانشمندان و محققین در این زمینه بر آنست که نودولهای چرت و فلینت که غالباً در سنگهای آهکی دیده می شود از منشأ ثانوی و در اثر جابجایی، تشکیل گردیده اند. شواهد زیادی بر این نظر وجود دارد که خلاصه اهم آنها به ترتیب به قرار زیر است:

- ۱- شکل بسیار نامنظم اکثر نودولهای چرت
- ۲- وجود تکه ها و بخشهای کربناته در داخل نودولهای چرت
- ۳- وجود فسیلهای سیلیسی شده.
- ۴- حفظ و آثار و بقایایی از ساختهای رسوبی بویژه سطوح لایه بندی در داخل بعضی از نودولهای چرتی
- ۵- گسترش و حضور نودولهای چرت فقط در بعضی از قسمت‌های تشکیلات آهکی و عدم توزیع و پراکندگی منظم آن در تشکیلات میزبان.

ملاحظات مختلف و بررسی های ژئوشیمیایی اخیر، تشکیل مستقیم ژلهای سیلیسی از آب دریا را تایید نمی کند پایین بودن مقدار سیلیس آب دریا بیش از هر چیز به علت جذب آن توسط ارگانیس‌مهایی نظیر دیاتومه ها، رادیولرها و اسفنجهای سیلیسی است.

منشأ سیلیسی که به صورت نودولهای پراکنده چرت در یک طبقه سنگ آهک جمع و متراکم شده، از آب دریا تامین گردیده است. بدین معنی که همزمان با تشکیل مستقیم لایه های کربنات، SiO_2 آب دریا توسط ارگانیس‌مهایی نظیر رادیولرها، دیاتومه ها و اسفنجهای سیلیسی جذب و رسوب کرده است. این مواد سیلیسی رسوبی طی یکبار انحلال و

رسوب مجدد، این بار به صورت نودولهای چرت رسوب کرده و در لابه لای طبقات مذکور پراکنده شده است. بنابراین به بیان ساده تر، سیلیس مورد نیاز برای تشکیل نودولهای چرت، در قالب فرآیندهای شیمیایی و بیوشیمیایی، از آب دریا جذب و ضمن رویدادهای دیاژنزی از جمله جابجایی های شیمیایی معمولاً در امتداد سطوح طبقه بندی نهشته شده و متراکم گردیده است. نتیجه آنکه کشیدگی نودولها هم معمولاً به موازات سطح طبقه بندی بوده که مشاهدات صحرایی نیز موید این نظر است.

تشکیل چرت افزون بر شکل نودول به صورت لایه ها و طبقات رسوبی نیز دیده می شود. از آنجا که طبقات چرت از منشاء اولیه و مستقیماً از آب دریا، در رسوبات عهد حاضر دیده نشده است، لذا تشکیل این قبیل طبقات از طریق جابجایی های شیمیایی و فرآیندهای ژئوشیمیایی بیشتر قابل توجه می باشد.

فصل دهم

رسوبات آهن دار

۱- تعاریف و کلیات:

آهن یکی از فراوانترین عناصر پوسته جامد زمین است و فقط معدودی از سنگها از ترکیبات آهن عاری می باشند. به عنوان مثال شیلهای معمولی، به طور متوسط ۶/۴۷ درصد FeO و Fe_2O_3 دارند. مع هذا رسوبات آهن دار به رسوباتی اطلاق می گردد که مقدار آهن آنها، به مراتب بیش از مقدار عنوان شده فوق باشد. سازنده های آهن دار یا سنگهای آهن طیف وسیعی از رسوبات آهن دار که از مشخصات بافتی و کانی شناسی ویژه ای برخوردار هستند را شامل می شود. این واژه مفهوم چندان روشنی نداشته و فقط رسوباتی را در بر می گیرد که مقدار آهن آنها از رسوبات معمولی، به مراتب بیشتر است، بعضی از مولفین از جمله پتی جان (۱۹۸۰)، بلات و دیگران (۱۹۸۱) حداقل مقدار لازم برای سنگ آهن را، ۱۵ درصد که معادل ۲۱/۳ درصد Fe_2O_3 و یا ۱۹/۴ درصد FeO است تعیین کرده اند.

از جمله رسوبات غنی از آهن، لاتریت (Laterite) و رسهای آهن دار را می توان نام برد. لاتریتها محصول هوازدگی رسوبات آهن داری از قبیل بوکسیت هستند.

۲- کانی شناسی و تقسیم بندی رسوبات آهن دار:

رسوبات آهن دار، همانطور که اشاره شد، به مناسبت اهمیت و فراوانی بیش از معمول یک یا چند کانی آهن در آنها، مشخص و ممتاز می گردند. تشخیص اینکه آیا این کانیها از منشاء «اولیه رسوبی» یا فرآیندهای «دیاژنزی» یا محصول «متامرفیسم» و یا نتیجه «هوازدگی» هستند، حائز اهمیت است. کانیهای آهن در چهار گروه، اکسیدها، کربناتها، سیلیکاتها و سولفورها طبقه بندی می شوند، جدول (۱-۱۰).

۳- منشاء رسوبات آهن دار:

منشاء رسوبات آهن دار یکی از موضوعات بسیار مورد بحث و گفتگو در سنگ شناسی رسوبی است. با وجود آنکه امروزه تمام رسوبات آهن دار با ترکیبات مختلف کانی شناسی، در حال تشکیل بوده و فرآیندهایی که به هر شکل منجر به تشکیل این رسوبات می گردد، چه بسا بتواند راهگشایی برای حل مساله منشاء آنها در گذشته باشد، هنوز الگوی قابل قبولی برای چگونگی نهشتگی و یا تشکیل رسوبات آهن دار در گذشته ارائه نگردیده است.

ترکیب شیمیایی	نام شیمیایی	گروه
FeS ₂	Pyrite پیریت	سولفورها
FeS ₂	Marcasite مارکاسیت	اکسیدها
FeO(OH), nH ₂ O	Limonite لیمونیت	
HFeO ₂	Goethite گوتیت	
Fe ₂ O ₃	Hematite هماتیت	
Fe ₃ O ₄	Magnetite مانیتیت	
KMg(Fe Al)(SiO ₃) ₆ , 3H ₂ O	Glauconite گلوکونیت	
3(Fe Mg)O, (Al, Fe) ₂ O ₃ , 2SiO ₂ , n H ₂ O	Chamosite شاموزیت	کربناتها
FeSiO ₃ , nH ₂ O	Greenalite گرین آلیت	
FeCO ₃	Siderite سیدریت	
Ca(Mg, Fe)(CO ₃) ₂	Ankerite آنکریت	

جدول (۱۰-۱): اهم کانیهای آهن در رسوبات آهن‌دار

درباره منشاء آهن، از میان نظریات مختلف، دو فرضیه مناسبتر به نظر می‌رسد: یکی نظریه «از پایین» (From below) و دیگری نظریه «از بالا» (From above) است طبق نظریه اول، آهن (و سیلیس در رسوبات چرتی)، از یک منشاء آذرین، یا در اثر انجماد و تحول گازها و آبهای از منشاء آذرین و یا در اثر ریزشهای ولکانیکی و فورانهای زیردریایی، تامین می‌گردد. بنابر فرضیه دوم که واقع بنیانه تر هم به نظر می‌رسد، فرآیندهای سطحی برای خارج کردن، انتقال و تجمع آهن از سرزمینهای مجاور بسیار موثر و کافی می‌باشد. طبق نظریه دیگری بنام «از داخل» (From Within) که توسط کایق در ۱۹۰۹ پیشنهاد گردید، آهن از آب دریا گرفته شده، از آنجا در داخل رسوبات توزیع گشته و تجمع می‌کند این عمل طی فرآیندهای دیاژنزی صورت می‌گیرد. در این مدل، آهن در رسوبات آهکی اولیه بوده که بتدریج از آنها جدا شده و به رسوبات چرخه دوم و سوم منتقل می‌شود.

۴- دیاژنز رسوبات آهن دار:

تغییرات بعد از نهشتگی یا دیاژنتیک منجر به تغییرات بافتی و کانی شناسی در رسوبات آهن دار می‌گردد. از جمله سیدریتی شدن فسیلهای هماتیتی شده و کلسیت‌های جابجا شده با ترکیبات آهن را می‌توان نام برد. اکسیداسیون کانیهای آهن که نتیجه آن تولید اکسیدهای مختلف فرو و فریک است معمولاً طی جابجایی مرحله ای صورت می‌گیرد، به طوری که در شرایط ایده آل به عنوان مثال لیمونیت پس از تشکیل متعاقباً با مانیتیت و یا هماتیت جابجا خواهد شد. همچنین در همین ارتباط، می‌توان از تبدیل و جابجا شدن شاموزیت به وسیله سیدریت و در بعضی از مواد بوسیله هماتیت نام برد. در میان کانیهای آهن و رسوبات آهن دار، گلوکونیت (سیلیکات هیدراته آهن) بیشتر از سایر انواع مشابه حائز اهمیت است. گلوکونیت فقط در محیط‌های دریایی با شوری متوسط و در شرایط بسیار ضعیف اکسید کننده و یا احیا کننده تشکیل می‌گردد. پتی جان (۱۹۷۵) به نقل از دیگران منشاء گلوکونیت را از بیوتیت وقتی که تحت تاثیر نوعی هوازدگی در زیر دریا قرار می‌گیرد دانسته و مناسبترین محل برای تحقق این تغییرات را عمق ۱۸ متری

معرفی می کند. در تایید این نظر می توان گسترش ماسه های گلوکونیتی همراه ماسه های بیوتیتی در کف دریاها را در عمق ذکر شده عنوان کرد.

فصل یازدهم

سنگهای تبخیری: نمک و سایر تبخیرها (باستثنای کربناتها)

۱- تعریف و کلیات:

رسوبات نمکی (Saline deposits) از نهشته شدن نمک در محلولهای تغلیظ یافته و اشباع شده که اصطلاحاً براین (brine) نامیده می شوند، حاصل شده است، لذا به آنها در مجموع رسوبات یا سنگهای تبخیری (evaporites) اطلاق می گردد.

این رسوبات شامل انواع مختلفی از سنگهای تبخیری می شوند که معروفترین آنها گروه سولفاتها و کلورورها هستند. از سولفات ها، ژپس و انیدریت و از کلورورها، نمک طعام بیش از سایر انواع قابل ذکر می باشد. اکثر کربناتها نظیر کلسیت، دولومیت، و تراورتن هم در واقع از منشاء تبخیری هستند که جداگانه مورد بررسی قرار گرفته اند.

۲- رسوبات تبخیری جدید:

مطالعه رسوبات تبخیری جدید از نظر الگو و مدلی که برای محیط های رسوبی و شرایط تشکیل آنها را ارائه می دهند حائز اهمیت است. چنانچه مطالعه محیط های تبخیری جدید در دهه های ۱۹۶۰ و ۱۹۷۰ در نقاط مختلف دنیا از جمله حاشیه عربی خلیج فارس جزایر اندروس در دریای کارائیب و خلیج فلوریدا در آمریکا از این نظر بسیار روشنگر و مفید بوده است.

چون تبخیری ها در محیط هایی تشکیل می شوند که شدت تبخیر آب بر میزان نزولات اتمسفری فزونی دارد به عبارت دیگر مقدار آب از دست رفته، افزون بر آب استحصالی است، لذا به «مناطق خشک» اختصاص می یابند. محیط های تبخیری انواع مختلف دارند. بعضی از آنها به صورت دریاچه های آب شور دائمی هستند، بطوری که همیشه دارای آب شور غلیظ و اشباع شده می باشند. دریاچه ارومیه و دریاچه بزرگ نمک (در ایالت یوتا در آمریکا) و بحرالمیت (بین آسیا و آفریقا)، از این قبیل می باشند. گروهی دیگر دریاچه های موقتی هستند. به ترتیبی که در بعضی از ایام سال آبدار و در بقیه ایام بی آب و خشکند. این قبیل حوضه ها را پلایا (playa) می نامند. دریاچه های آب شور نظیر دریاچه حوض سلطان قم و دریاچه مهارلو در فارس، از این قبیلند.

یکی دیگر از محیط های تبخیری پهنه های موازی دریا به نامهای مارش (marsh) و سابخا (sabkha) معروف هستند. در این پهنه ها، مکانیسم تبخیر آب شبیه پلایاهای قاره ای است، بدین معنی که آب شور در اثر کشش مویینه ای به سطح رسیده و در اثر تبخیر شدید سطحی نمک خود را در پهنه های مارش یا سابخا به جای می گذارد. این محیط ها اولین بار در حاشیه عربی خلیج فارس مطالعه گردید و بعدها مورد توجه زیاد قرار گرفت و در سایر نقاط ذکر شده در فوق ادامه یافت. در مواقعی رسوبات تبخیری در اثر تبخیر مستقیم آب دریا، به علت ارتباط ناقص و محدود آیندو با یکدیگر تبخیر و تراکم می گردد به این کولاب ها (طاوه های نمک) (salt pans) می گویند. از مثالهای بارز و بسیار جالب توجه این طاوه های نمک کولاب قره بغار در شرق بحر خزر است. ارتباط این کولاب با دریای خزر از طریق دهانه ای نسبتاً تنگ

و به طور ناقص انجام می شود. میزان نمکی که از قره بغاز توسط روسها بهره برداری می گردد به حدود ۱۴۰ میلیون تن در سال می رسد.

۳- ترکیب شیمیایی رسوبات تبخیری:

انواع گسترده و مشهور کانهای تبخیری دریایی عمدتاً در سه گروه کلورورها، سولفاتها و کربناتها مطالعه می شوند، مثالهایی از انواع مهم در هر گروه در جدول (۱۱-۱) آمده است.

NaCl KCl K, MgCl ₃ .6H ₂ O	Halite Sylvite Carnallite	کلورورها
CaSO ₄ K ₂ Mg ₂ (SO ₄) ₃ K ₂ Ca ₂ Mg(SO ₄) ₆ .H ₂ O CaSO ₄ .2H ₂ O KMg(SO ₄)Cl.3H ₂ O	Anhydrite Langbeinite Polyhalite Gypsum Kainite	سولفاتها
CaCO ₃ MgCO ₃ CaMg(CO ₃) ₂	Calcite Magnesite Dolomite	کربناتها

جدول (۱۱-۱): کانهای مهم تبخیری دریایی و ترکیب شیمیایی آنها

هیچ یک از کانهای تبخیری نظیر نمک، ژپس و ایندریت به صورت خالص در طبیعت یافت نمی شوند. ناخالصیهای این کانها را می توان از طریق تغییر مقدار مواد غیر محلول در طبقات نمکی تا حد زیادی تعیین کرد. به عنوان مثال نمک طعام در گندهای نمکی در لوئیزیانای آمریکا، دارای ۵ تا ۱۰ درصد ناخالصی به صورت مواد غیر محلول در آب می باشند.

۴- سنگ شناسی تبخیرها:

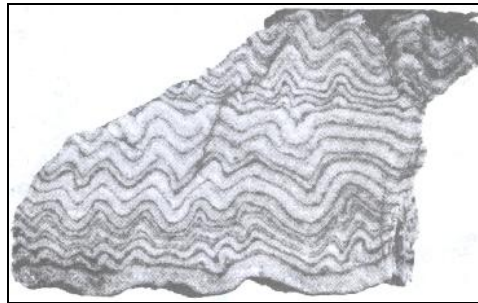
سنگ گچ به فرمول شیمیایی CaSO₄.2H₂O از نظر بافت میکروسکوپی دارای طیف وسیعی از بلورهای ریز دانه تا درشت است. شکل ماکروسکوپی و فرم گسترش ژپس هم بسیار متفاوت است. به طوری که از لایه های نازک تا طبقات ضخیم با سیستم لایه بندی منظم و گاهی اوقات به صورت نودول همراه تشکیلات کربناته، خاصه سنگ آهک، دولومیت و مگنیزیت (MgCO₃) دیده می شود. تنوع شکل گسترش ژپس عمدتاً به منشاء رسوبی و یا منشاء دیاژنتیک آن بستگی دارد. در بعضی از بیرون زدگیها، کریستالهای بزرگ و پرسیماتیک ژپس در متنی از ریز بلورهای دیگر (غالباً ژپس و احیاناً کانهای دیگر) قرار گرفته اند. این شکل تجمع بلوری و بافت ماکروسکوپی ژپس را اصطلاحاً بافت پرفیری کاذب گفته اند (psudoporphyritic). در مقابل گاهی کریستالهای درشت و مسطح در فرمهای پیناکوئیدی، دانه های کوچک و یوهدرال ژپس را در بر می گیرند که به این نحو تجمع بلوری هم افیتیک کاذب گفته اند (psudoophitic) گفته اند. بطور کلی در مقاطع میکروسکوپی، درشت بلورهای ژپس از ریز بلورهای آن فراوانتر و متداولتر هستند. آرایش رشته ای که با کریستالهای کشیده و باریک و متقاطع مشخص می شود از جمله اشکال متداول در ساخت ژپسها می باشد. چنانچه ایندریت آب جذب کند، یا به عبارت دیگر ایندریت پس از جذب آب به ژپس تبدیل می گردد. در بعضی موارد عمل هیدراتاسیون با ۳۰ تا ۵۰ درصد افزایش حجم همراه است که توام با ایجاد تورم در ساخت داخلی ژپس و تولید چینهای کوچک پلیسه ای است (شکل ۱۱-۲).

نتیجه تبدیل ژپس به ایندریت و یا برعکس با ایجاد ساخت های مجازی که اصطلاحاً پسدومورف (psudomorph) نامیده می شوند همراه است. بنابراین هر یک از این کانها در عین حال که در قالب دیگری تشکیل گردیده اند، ولی چه

بسا آثار و باقیمانده هایی از کانی میزبان در محل اصلی خود باقی مانده باشد که در این صورت به آن ساختهای باقیمانده (relic structure) گویند.



شکل (۱۱-۱) تجمع و همنشینی بلورهای انیدریت و دولومیت. سنگ را می توان انیدریت دولومیتی و یا دولومیت انیدریتی نامید. کریستالهای پریسماتیک انیدریت با منظره دسته جارویی و شعاعی در متنی از دولومیت جای گرفته اند (کاروزی ۱۹۸۵).



شکل (۱۱-۲) نمونه ای از ژیبسهای لایه لایه با ساخت چینهای کوچک پلیسه ای (پتی جان ۱۹۷۵). سنگ نمک توده های رسوبی متبلوری هستند متشکل از کریستالهای درشت نمک که در پاره ای از موارد به صورت مطبق و لایه لایه نیز دیده می شوند. در این صورت معمولاً لایه های نمک با لایه های انیدریت و یا دولومیت به طور متناوب قرار خواهند گرفت. نمک غالباً سفید رنگ است ولی انواع خاکستری و دودی رنگ آن نیز متداول است. نمک در سیستم کوییک متبلور می گردد. کریستالهای کوییک نمک کاملاً مشخص و غالباً دارای سطوح کامل می باشند. محلولهای اشباع شده نمک در حرارت ۳۲-۴۸ درجه سانتیگراد متبلور می گردد. نمک در اثر حرارت و فشار جریان می یابد، در این صورت نظیر مایعات منتقل و جابجا خواهد شد. این حرکت را جریان پلاستیکی (Plastic Flow) نامیده اند.

۵- منشأ سنگهای تبخیری:

نمک و سایر رسوبات مشابه از تبخیر آبهای شور تغلیظ یافته حاصل شده اند. منشأ اولیه این آبها هم چیزی جز آب دریا نبوده است.

آب دریا از نظر وزنی دارای ۳/۵ درصد مواد محلول است که ۴/۵ آنها را کلرور سدیم تشکیل داده. متوسط درصد وزنی مواد محلول در آب دریا در جدول (۱۱-۲) ذکر شده است.

درصد	نوع سنگ
۷۷/۷۶	NaCl
۱۰/۸۸	MgCl ₂
۴/۷۴	MgSO ₄
۳/۶۰	CaSO ₄
۲/۴۶	k ₂ SO ₄
۰/۳۵	CaCO ₃
۰/۲۱	MgBr ₂
جمع ۱۰۰/۰۰	

جدول (۱۱-۲): ترکیب املاح آب دریا و درصد آنها

آزمایشهای مختلف نشان داده اند که به ازاء تبخیر ۵۰ درصد آب دریا، کربنات کلسیم و اکسید آهن (در صورت وجود)، رسوب خواهند کرد. چنانچه حجم آب دریا به ۱/۵ حجم اولیه خود برسد ژپس تشکیل می شود. با رسیدن به ۱/۱۰ حجم اولیه بلورهای کلرور سدیم تشکیل می گردد. بالاخره تبخیر بیشتر منجر به رسوب سولفات و کلرور منیزیم شده و در آخرین مرحله، بلورهای برمات سدیم (NaBr) و کلرور پتاسیم (KCl) ظاهر می شوند.

اگر کل املاح موجود در ستونی از آب دریا به ضخامت ۳۰۵ متر (۱۰۰۰ فوت) ته نشین گردند، مجموعه رسوبی به ضخامت ۴/۶ متر (۱۵ فوت) تشکیل خواهد شد، که به ترتیب متشکل از ۰/۱۵۰ متر سولفات کلسیم، ۳/۶ متر کلرور سدیم و ۰/۸۵ متر املاح پتاسیم و منیزیم می باشد. بنابراین لازمه تشکیل رسوباتی از این نوع با ضخامت ۱۰۰ متر تبخیر مقدار بسیار بیشتری از آب دریا است. لازم به ذکر است که با توجه به مطالب فوق، آبهای عمیق به ندرت و فقط در شرایط بسیار خاص شیمیایی تحت تاثیر تبخیر قرار می گیرند.

همراه بودن طبقات تبخیری و لایه های نمکی با ساختهای استروماتولیتی، ترکهای گلی و ریپل مارکها همه دلیل بر عمق بسیار کم تشکیلات تبخیری است.

فصل دوازدهم

فسفریتها و سایر رسوبات فسفات دار

۱- کلیات:

ترکیبات فسفردار تقریباً در تمام رسوبات وجود دارند. در برخی موارد مقدار آنها کم و ناچیز و در مواردی هم در مقادیر قابل ملاحظه و با ارزش اقتصادی یافت می شوند. در حالت اخیر به طور کلی رسوبات فسفاتیک نامیده می شوند، نظیر آهکهای فسفاتیک و یا شیلهای فسفاتیک. سنگهای آهکی معمولی حدود ۰/۰۴ در صد و شیلهای معمولی هم نزدیک ۰/۱۷ در صد فسفات (P_2O_5) دارند. قسمت اعظم ترکیبات فسفات، در اسکلت ارگانوسمهای نظیر انواع خاصی از براکیوپدها و سخت پوستان و استخوان و دندان مهره داران وجود دارد.

سنگهای محتوی بیش از ۱۹/۵ درصد (P_2O_5) (تقریباً معادل ۵۰ درصد آپاتیت) به نام فسفریت معروفند. اگر همان سنگها بیش از ۷/۸ درصد P_2O_5 (معادل حدود ۲۰ درصد آپاتیت) داشته باشند، به نام ترکیبات فسفاتی نامیده می شوند. کانیهای فسفاتی یا به صورت سیمان برای کانیهای دیگر، در سنگهای تخریبی گسترش می یابند و یا به صورت ترکیبات فسفاتی همراه و داخل کانیهای دیگر، در سنگهای تخریبی وارد می شوند. سرانجام رسوبات فسفات دار به دو گروه: ۱- سنگهایی که از ابتدا به مقدار زیاد فسفاتی بوده اند و ۲- سنگهایی که بعداً فسفاتیزه شده اند، تفکیک می گردند. به عنوان مثال طبقات فسفات دار و همچنین نودولهای فسفات در داخل طبقات دربرگیرنده را می توان ذکر کرد.

۲- کانی شناسی و ترکیب شیمیایی رسوبات فسفات دار:

مطالعه کانی شناسی ترکیبات فسفات دار، به علت فوق العاده ریز بودن کریستالهای مربوط و همچنین امتزاج با کانیهای دیگر به صورت ناخالص آن هم با درصدهای پائین اصولاً با مشکلات زیادی همراه است به همین نظر با وجود آنکه حدود ۲۰۰ کانی فسفردار مختلف با بیش از یک درصد P_2O_5 شناخته شده است ولی اطلاعات کانی شناسی در مورد آنها بسیار محدود و ناقص است. متداولترین و معمولترین کانیهای فسفردار، فسفات کلسیم با فرمول $CaPO_4$ یا آپاتیت است که انواعی از آن را که در واقع ایزومرهای آپاتیت بوده و همراه عناصر مختلف دیگر به عنوان اجزاء اصلی تشکیل دهنده به شمار می روند، می شناسیم.

آپاتیت خود یک کانی اولیه است ولی از اهم مشتقات آن که در رسوبات بیشتر یافت می شوند: ساختهای اسکلتی از جمله انواع براکیوپدهای فسیل که کاملاً فسفاتیزه شده اند، افزون بر منشاء دریایی این ترکیبات، گویای یک رابطه نزدیک بین آنها و مواد آلی است. از سوی دیگر رنگ سیاه و توام بودن این ترکیبات با مواد نیدروکربوری دلیل بر تشکیل آنها در محیط های احیاء کننده و غیر هوازی می باشد. بلات و دیگران (۱۹۷۲-۱۹۸۱) و پتی جان (۱۹۸۰) نظر داساکوف (Dusakov) را مبنی بر دریایی بودن منشاء فسفریتها و رسوبات حدفاصل بین محیط های کم عمق و عمیق یعنی در اعماق بین ۳۰ تا ۵۰۰ متر ذکر کرده اند.

نحوه تشکیل:

منظور از نحوه تشکیل فسفات‌ها تعیین زمان و بررسی روند مکانیسم تشکیل آنهاست. بدین معنی که آیا این ترکیبات، مستقیماً از آب دریا به صورت اولیه و مستقل از کانیه‌های دیگر رسوب کرده‌اند یا اینکه تشکیل آنها طی جابجایی‌های دیاژنزی، بعد از نهشتگی رسوبات اولیه صورت گرفته است.

در حال حاضر جهت گیری و اعتقاد کلی اکثر محققین بر شکل اول یعنی رسوب گذاری مستقیم و اولیه قرار دارد. زیرا هنوز به عنوان مثال طبقات آهکی یا لایه‌های شیلی که فسفاتیزه شده باشند دیده شده است. در همین زمینه نقش فعال عوامل بیوژنیک نظیر بعضی از جلبکها در رسوب دادن ترکیبات فسفات از آب دریا و مکانیسمهای زیربط، توسط محققین بررسی و روشن شده است.

بخش سوم

سنگ شناسی دگرگونی



فصل اول

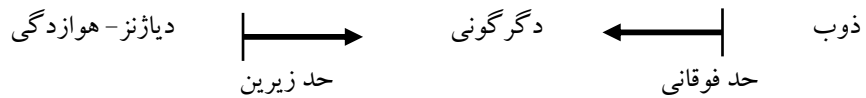
دگرگونی، اصول و تعاریف

مقدمه:

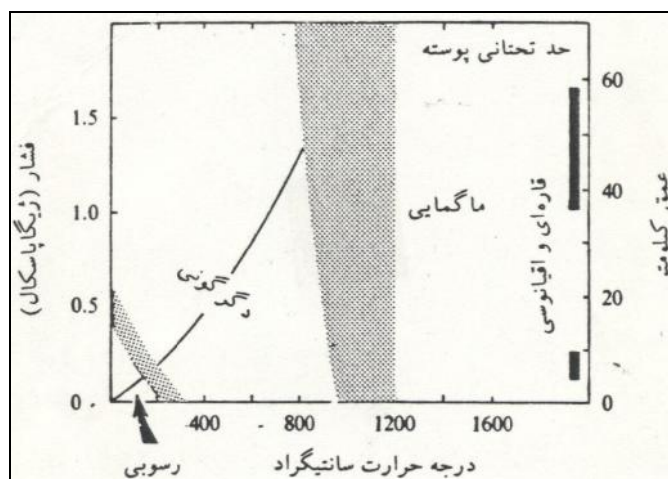
بنابه تعریف، سنگهای دگرگونی سنگهایی هستند که از تغییر شکل سنگهای قبلی به علت تغییر شرایط فیزیکی (فشار-دما) یا شیمیایی و در حالت جامد بوجود می آیند. باید در این تعریف تجدید نظر به عمل آید. زیرا چنانچه خواهیم دید هر سنگ در شرایط مختلفی حتی در سطح زمین به صورت بسیار متفاوتی تغییر شکل و ماهیت می دهد. می دانیم که سنگهای آذرین در درجات حرارت زیاد بین ۶۵۰ تا ۱۲۰۰ درجه سانتیگراد و رسوبها هم در شرایط سطح زمین یعنی در حد تغییرات متعارف هیدروسفر و آتمسفر بوجود می آیند و در طی عمل دیاژنز به سنگهای رسوبی تبدیل می شوند. اگر این سنگها در طی فرآیندهای زمین شناسی در شرایط دمای حد واسطی قرار گیرند که مغایر با دمای تشکیل آنها باشد بسیاری از کانیهای موجود در این سنگها در شرایط تازه در حال تعادل نبوده و در نتیجه تغییراتی در آنها ایجاد می شود که به آن می توان دگرگونی گفت. این مسئله در مورد فشار نیز صادق است. بنابراین، اگرچه در دیاژنز رسوبات و یا هوازدگی سنگها در سطح زمین کانیهای جدیدی در حالت جامد بوجود می آید و یا بر اثر پدیده تبلور دوباره، کانیها ممکن است رشد و نمو نمایند ولی چون تغییرات مزبور در درجات حرارت کم (کمتر از ۱۵۰ درجه سانتیگراد) انجام می شوند لذا جز فرآیندهای دگرگونی به حساب نمی آیند. دگرگونی عبارت از پاسخی است که هر سنگ در مقابل تغییرات محیط فیزیکی یا شیمیایی از خود بروز می دهد و این پاسخ به صورت تجدید تبلور کانیهای قدیمی به دانه های جدید و یا پایدار شدن کانیهای نوظهور و تخریب بعضی دیگر تجلی می کند.

حد دگرگونی

مطابق طرح زیر دگرگونی را می توان در حد بین دیاژنز-هوازدگی و ذوب قرار داد:



در شکل (۱-۱) حد زیرین و حد فوقانی دگرگونی مشخص شده است. با توجه به تعریف دگرگونی که شامل کلیه تغییراتی است که در حالت جامد بر سنگها وارد می آید لذا باید حد و مرز آن با فرآیندهای هوازدگی و دیاژنز که تعریف مشابه دگرگونی دارند دقیقاً مشخص گردد. در تعیین حد فوقانی درجات دگرگونی نیز با همین مشکل روبرو هستیم.

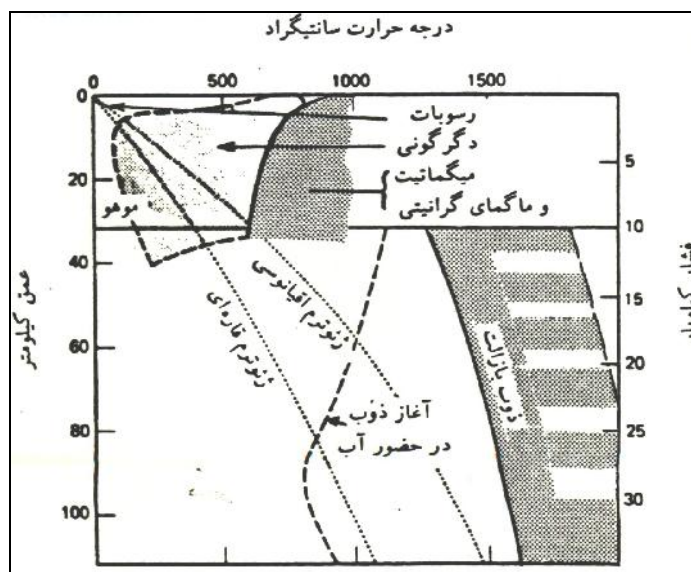


شکل (۱-۱) شرایط تشکیل و قلمرو پایداری سه دسته از سنگهای رسوبی، دگرگونی و آذرین در دیاگرام تغییرات درجات حرارت و فشار. در این شکل تغییرات درجات زمین گرمایی نشان داده شده است. خطوط ضخیم تیره سمت راست هم حد تحتانی پوسته قاره ای و اقیانوسی را مشخص می کند. حد مزبور در مناطق مختلف متفاوت است. با آغاز دگرگونی دیاژنز خاتمه می یابد ولی لازم است این سوال مطرح شود که فرآیند دگرگونی از کجا شروع می شود؟

پترولوژیستها ظهور کانیهای که فقط در محیط دگرگونی بوجود می آیند، نظیر لومونتیت، لائوسونیت، گلوکوفان و پاراگونیت را شروع دگرگونی محسوب می نمایند، ولی چون شرایط تشکیل کانیهای مزبور با هم یکسان نیست به این دلیل تنها ظهور لومونتیت و لائوسونیت را که در حداقل شرایط ممکن بوجود می آیند، مورد توجه قرار می دهند درجه تشکیل لومونتیت در حدود ۱۷۵ درجه سانتیگراد و در فشار نسبتاً زیاد (3 ± 0.5 کیلوبار) و لائوسونیت نیز در کمترین درجه حرارت (۱۵۰ درجه سانتیگراد) بوجود می آید ولی می دانیم که شرایط شیمیایی تشکیل این دو کانی همیشه فراهم نمی باشد لذا خاطر نشان می کنیم که:

- ۱- تنها بعضی از سنگها می توانند در تعیین آغاز دگرگونی مفید باشند.
- ۲- با آغاز دگرگونی، دیاژنز خاتمه می یابد ولی حدود آغاز دگرگونی در سنگهای مختلف متفاوت بوده و به ترکیب سنگ اولیه بستگی دارد.

حد فوقانی دگرگونی در شکل (۱-۲) مشخص شده است. مطابق شکل مذکور این حد با تولید مایعات مذاب در شرایط پوسته زمین تطبیق می کند.



شکل (۱-۲) حد فوقانی دگرگونی. در این شکل حد تولید مایعات مذاب در شرایط پوسته دیده می شود. به علاوه محدوده تشکیل مناطق دگرگونی عمومی برحسب تغییرات درجات و فشار را ملاحظه می کنیم. علت تغییر مکان منطقه ذوب از پوسته به گوشته، مربوط به مقدار آبی است که در پوسته زمین وجود داشته در حالی که در گوشته با شرایط خشک سر و کار داریم. اگر در گوشته آب وجود داشت در امتداد منحنی خط چین (در محل تقاطع منحنی با درجات زمین گرمایی) باید گوشته کاملاً مذاب داشته باشیم ولی به علت بی آبی این امر اتفاق نمی افتد.

مثالهایی از تغییر و تبدیل در کانیها و سنگها

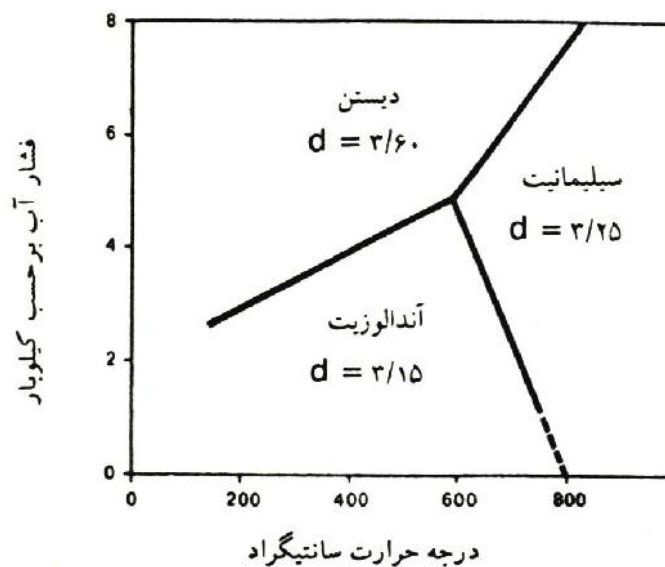
مثال ۱- چند شکلی یا پلی مورفیسم (polymorphism):

پلی مورفیسم پدیده ای است که به موجب آن یک ماده ممکن است تحت شرایط فیزیکی متفاوت به بیش از یک شکل متبلور دیده شود. اهمیت پلی مورفیسم در آن است که با پیدا شدن یکی از اشکال پلی مورف در سنگ می توان لااقل به شرایط فشار و دمایی که سنگ تحت آن تشکیل شده است واقف شد، ولی این کار همیشه به آسانی انجام نمی شود زیرا:

تغییر و تبدیل از یک شکل پلی مورف به شکل دیگر بازاء تغییرات فشار و درجه حرارت ممکن است سریع یا کند، برگشت پذیر یا برگشت ناپذیر باشد. بعضی از تغییر و تبدیلهای هم با حضور بعضی از کاتالیزورها انجام شدنی است. لذا در تشکیل بعضی از پلی مورفها علاوه بر شرایط فیزیکی باید شرایط محیط شیمیایی هم در نظر باشد.

اگر با تغییر درجه حرارت و فشار، یک کانی بدون آنکه شکل خارجی آن تغییر کند، به کانی دیگر تبدیل شود به آن پارامورفیسم می گویند (مثل تغییر شکل کوآرتز β به کوآرتز α).

تعداد پلی مورفها زیاد است و متداولترین آنها در سنگهای دگرگونی، سه پلی مورف (Al_2SiO_5) است که بنامهای آندالوزیت (کانی فشار کم-درجه حرارت کم)، دیستن یا کیانیت (کانی فشار زیاد-درجه حرارت کم) و سیلیمانیت (کانی فشار و درجه حرارت زیاد) معروفند (شکل ۱-۳) و در سنگهای سرشار از آلومین آنها را می توان یافت.



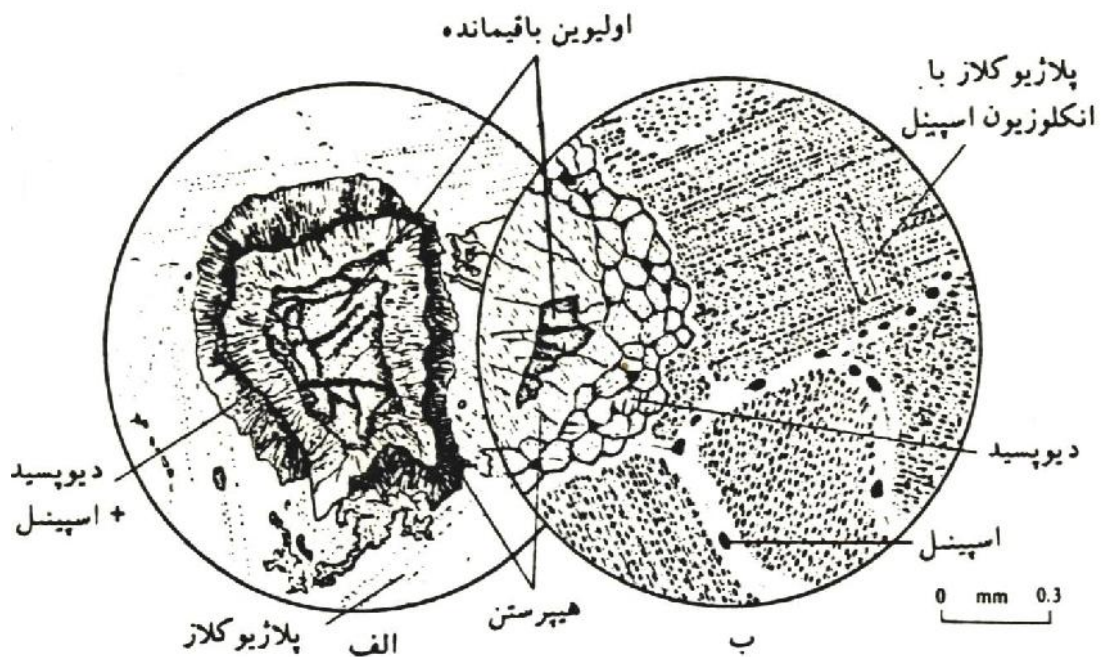
شکل (۳-۱) قلمرو پایداری سیلیکات آلومینیوم در شرایط حرارت و فشار متفاوت.

مثال ۲- واکنشهای ناکامل در حالت جامد:

این قبیل واکنشها را می توان در بعضی از سنگها به صورت هاله واکنشی ملاحظه نمود (شکل ۱-۴). در این حالت کانی ناپایدار در هاله ای از کانیهای پایدار قرار می گیرد. کانیهای اخیر نیز در نتیجه واکنش بین کانیهای مجاور بوجود می آیند.

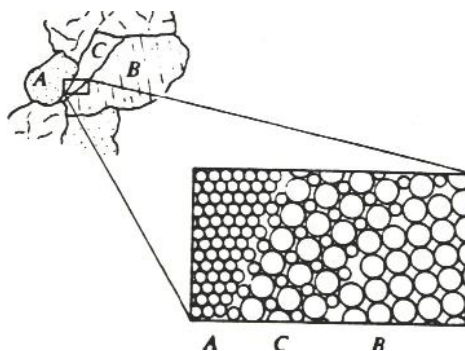
در شکل (۳-۱)، یک بلور اولیوین را ملاحظه می کنیم که در تماس با پلاژیوکلاز وجود داشته ولی بعداً در هاله ای از هیپرستن و دیوپسید محاط شده است. زیادی منیزیم و آهن الیوین هم بصورت اسپینل در حد بین بلورهای پلاژیوکلاز پراکنده شده اند. کلسیم حاصل از تخریب پلاژیوکلاز هم در جهت مخالف به طرف الیوین مهاجرت نموده و دیوپسید ایجاد کرده است. مسلماً پلاژیوکلاز مزبور در طی واکنش سدیم دارتر شده است.

افزایش درجه حرارت موجب پیدایش کانیهای نوظهور با حجم بزرگتر و افزایش فشار موجب پیدایش کانیهای جدید با وزن حجمی بیشتر یعنی حجم کمتر می گردد.



شکل (۴-۱) هاله واکنشی در یک متاگابرو (گابرو دگرگون شده).

در اطراف بلورهای اولیون، هاله ای از کانیهای هیپرستن، دیوپسید، اسپینل بوجود آمده و بلورهای الیون فوق در تماس با پلاژیوکلاز کلسیم دار قرار داشته است (شکل الف). شکل (ب) مرحله پیشرفته تری از هاله واکنشی است. دیوپسید بافت گرانوبلاستیک پیدا کرده و اسپینل در حد بین بلورهای پلاژیوکلاز یا در بین تیغه های ماکل آن جای گرفته است. بعضی از دانه های اسپینل نیز در بین بلورهای دیوپسید دیده می شوند.



شکل (۵-۱) واکنش شیمیایی بین کانی A و B در حالت جامد منجر به تشکیل کانی C در حد بین آنها شده است به نحوی که:



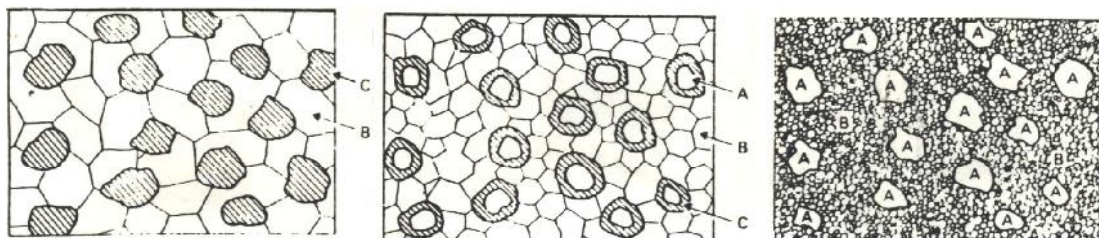
تبادل دگرگونی

بعضی از سنگهای دارای ترکیب کانی شناسی نسبتاً ساده بوده و در آن یک، دو، سه یا چهار نوع کانی اصلی یافت می شود. به عبارت دیگر تعداد کانیها محدود می باشد. در اینجا کانیهای فرعی (مانند آپاتیت یا زیرکن که به علت وجود فسفر و زیرکیم در سنگ دیده می شوند) در نظر گرفته نشده اند. سادگی کانی شناسی مزبور نشان می دهد که سنگ در طی دگرگونی از نظر ترمودینامیکی به حالت تعادل رسیده است.

اگر سنگی (یعنی در حالت جامد) در زمان نسبتاً طولانی تحت تاثیر درجات حرارت و فشار زیاد قرار داشته باشد ممکن است مجموعه کانیهای جدیدی در سنگ بوجود آید که در شرایط تازه پایدار می باشند. این کانیهای نوظهور در شرایط دگرگونی واجد کمترین انرژی پتانسیل شیمیایی هستند.

در شکل (۶-۱) مراحل تغییر و تبدیل یک سنگ رسوبی فرضی را به معادل دگرگونی آن نشان داده ایم و فرض می کنیم که تدریجاً شرایط تعادل ترمودینامیکی برقرار شده است. ضمناً سنگ فرضی فوق دارای ترکیب شیمیایی ساده بوده و در هر مرحله تنها ۲ یا ۳ نوع کانی در آن وجود دارد. مطابق شکل الف، فرض می کنیم که قبل از دگرگونی در این سنگ ۲۵ درصد کانی A و ۷۵ درصد کانی B موجود باشد. در حالت ب و ج، سنگ مزبور تحت تاثیر فشار و درجه حرارت فزاینده قرار گرفته و در نتیجه دو کانی A و B نسبت به هم حالت پایدار نداشته و بر اثر واکنش شیمیایی بین خود کانی C طبق رابطه روبرو بوجود آمده است: $A+B=C$

کانی C دارای انرژی پتانسیل شیمیایی کمتر در درجات حرارت و فشار دگرگونی نسبت به $A+B$ می باشد ولی کانی B در شرایط جدید حالت پایدار دارد زیرا واکنش شیمیایی تا جایی که A وجود داشته باشد ادامه یافته و زیادی مقدار B در سنگ به رشد و تبلور دوباره نائل آمده است. در تشکیل کانی C، مقدار معینی از کانی A و B (بر حسب وزنی) بکار رفته است و اگر معادله شیمیایی هر واکنش مشخص باشد می توان تغییرات حجمی هر یک از واکنشها را تعیین کرد.



ج - فشار و درجه حرارت زیاد و مداوم موجب تکمیل واکنشها شده است.

ب - سنگ به درجات حرارت و فشار زیاد برده شده ولی واکنشها ناکامل است.

الف - رسوبات اولیه

شکل (۶-۱) مراحل تبدیل کانیهای یک رسوب اولیه به مجموعه کانیهای دگرگونی در نتیجه واکنشهای شیمیایی. در شکل ب (۶-۱) حالت تعادل وجود ندارد زیرا تمام کانی A با کانی B وارد واکنش نشده و در نتیجه قسمتی از آن مصرف نشده است، ولی شکل ج، نشانه ای از حالت تعادل در شرایط دگرگونی است که در آن تنها مجموعه کانیهای B+C دیده می شوند. این قبیل مجموعه های تعادلی را اصطلاحاً مجموعه های کانی (Mineral assemblages) می گویند. بعضی از سنگ شناسان بجای آن از کلمه پاراژنز (Paragenesis) استفاده می کنند و عبارت از مجموعه کانیهایی است که شرایط تشکیل و پایداری آنها مشابه هم بوده و از نظر شیمیایی و ترمودینامیکی با هم در تعادل می باشند. هر مجموعه کانی بصورت زیر نوشته می شود و بین آنها علامت + وجود دارد مثلاً:

دیوپسید + گرونا + آنورتیت + کوارتز

و یا در مثال فرضی شکل (۱-۶)، در حالت ج، مجموعه کانیهای B+C. روش ساده ای که بر اساس آن بتوان ادعا نمود که مجموعه کانیها در یک سنگ دگرگونی به حالت تعادل رسیده اند وجود ندارد. بعضی از بافتها غالباً با تعادل همراه هستند (مانند بافت گرانوبلاستیک) ولی سنگهای بدون آن نیز ممکن است دارای تعادل کانی شناسی باشند. ر.میسون (۱۹۸۳)، در یک سنگ دگرگونی روابط بافتی زیر را به عنوان تعادل پاراژنتیکی در نظر می گیرد:

- ۱- هر یک از کانیهای یک مجموعه پاراژنتزی باید دارای حد و مرز مشخص نسبت به کانی مجاور باشد.
- ۲- بافت باید در نتیجه تبلور دوباره در سنگ بوجود آید. قطعه قطعه شدن (Fragmentation) در طی دگرگونی دینامیکی یا تبلور یک ماده مذاب را نمی توان تعادل دگرگونی دانست.
- ۳- در کانیها نباید نشانه های زونینگ شیمیایی دیده شود.
- ۴- در کانیها نباید حالت جانیشینی وجود داشته باشد مانند حالت واکنشی یا علائم دگرسانی در طول شکستگیهای سنگ.

مسلماً در تشخیص موارد فوق باید شخص تجربه کافی داشته باشد.

فصل دوم

دگر شکلی سنگها

مقدمه:

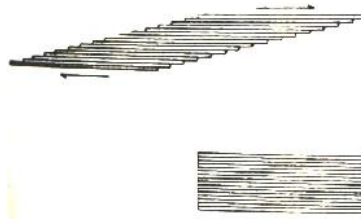
می دانیم که مواد سازنده لیتوسفر زمین یعنی سنگها قابلیت تغییر شکل دارند. در پوسته زمین دگر شکلی رخ می دهد، دگر شکلی مذکور ممکن است با تغییر حجم سنگ، تغییر شکل یا هر دو همراه باشد. هر گاه جسمی تحت تاثیر نیرویی قرار گیرد در مقاطع مختلف آن نیروهای موسوم به نیروهای داخلی بوجود می آید که شدت آنها استرس (Stress) یا تنش خوانده می شود. واحد استرس مانند واحد فشار از جنس نیرو بر سطح است با این تفاوت که فشار شدت نیرو را در سطح خارجی جسم و استرس شدت نیرو را در سطوح داخلی جسم نشان می دهد. در ساده ترین تعریف می توان استرس را نیرو بر واحد سطح دانست که سبب دگرشکلی سنگ می شود و استرین (Strain) عبارت از تغییر شکل نسبی است که بر اثر عمل استرس بوجود می آید. بنابر این بر اثر استرس ماده جامد تغییر شکل می دهد. پس از رفع استرس ممکن است جسم تغییر شکل یافته به حالت اول باز گردد و یا به همان حالت باقی بماند. اگر ماده بدون تغییر حجم تغییر شکل دهد، دگر شکلی را لغزشی یا برشی (Shear deformation) می گویند، مانند لغزش یک دسته ورق بر روی هم که در نتیجه فشار جانبی ایجاد می شود. در این حالت حجم ثابت می ماند ولی شکل آن تغییر می کند (شکل ۱-۲)

اقسام دگرگونی

- با توضیحات فوق می توان نتیجه گرفت اگر جسم تحت تاثیر نیرویی یا نیروهایی قرار گیرد سه حالت پیش می آید:
- ۱- با افزایش نیرو، ابتدا جسم حالت ارتجاعی از خود نشان می دهد و اگر استرس برداشته شود جسم شکل و اندازه اولیه خود را بدست می آورد. این دگرشکلی از نوع الاستیکی (Elastic) است.
 - ۲- وقتی مقدار نیرو از حد خاصی تجاوز کند جسم به حالت اولیه خود باز نمی گردد. در این موقع از دگر شکلی پلاستیک (Plastic) (یا خمیره ای) صحبت می شود. حدی که بازاء آن جسم خاصیت برگشت پذیری خود را حفظ می کند حد الاستیکی می نامند.
 - ۳- اگر نیرو بطور دائم افزایش یابد جسم می شکنند و دچار دگرشکلی می شود. بیشترین مقدار استرسی که سنگ قبل از شکستن تحمل می نماید (مقاومت نهایی) «Ultimate Strength» آن نامیده می شود.

انواع استرس

- انواع مختلف نیروهایی که بر واحد سطح تاثیر می گذارند (استرس) متفاوتند و عبارتند از:
- ۱- نوع کششی که باعث افزایش حجم ماده می شود (Tension)
 - ۲- فشردگی که موجب کاهش حجم می گردد (compression)
 - ۳- لغزشی که موجب تغییر در شکل ظاهری جسم می شود ولی تغییری در حجم آن بوجود نمی آید (شکل ۱-۲)



شکل (۱-۲) دگر شکلی لغزشی یا برشی

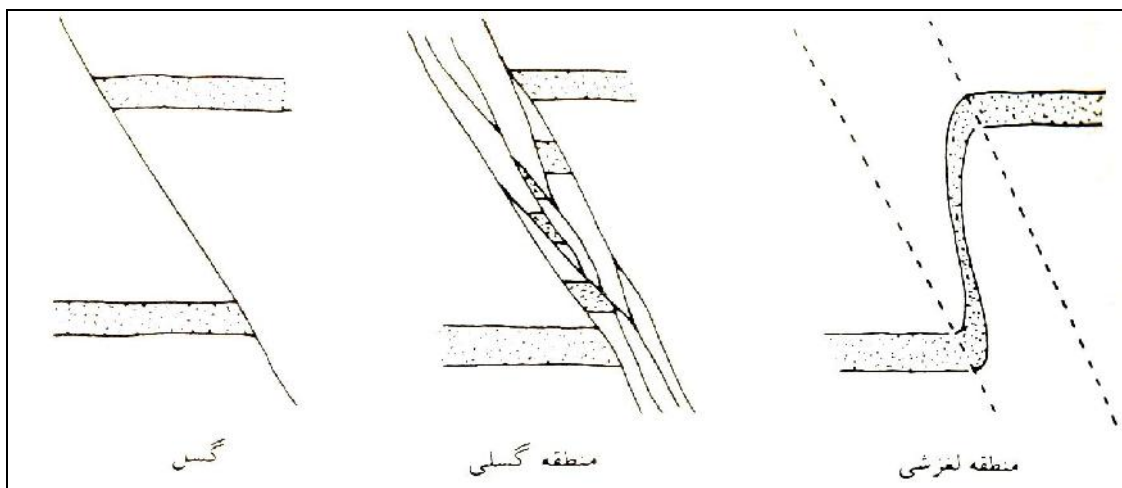
نوع کششی:

اگر نیروهای وارد بر یک سنگ از نوع کششی باشند، ابتدا در نتیجه کشش، سنگ نازک می شود و سپس می شکند. اشکال حاصل شبیه سوسیس است لذا به آن ساخت سوسیسی یا بودین (Boudine) می گویند.

نوع فشردگی:

اگر نیروها از نوع فشردگی (کمپرسیونی) باشد سنگ چین خوردگی پیدا می کند. چین خوردگی نوعی جریان پلاستیک است که موجب تغییر شکل کانیهای سنگ در مقیاس میکروسکوپی و شبکه تبلور می شود. خاطر نشان می کنیم که مقاومت سنگ در مقابل کشش کمتر از مقاومت آن در مقابل فشردگی است.

با افزایش همه جانبه (مثلاً در اعماق پوسته زمین)، سنگها تدریجاً از حالت شکنندگی (Brittle) خارج و بصورت شکل پذیر (Ductile) در می آیند. این همان جریان یافتن است که در بالا به آن اشاره شد. بطور کلی، هر قدر فشار همه جانبه افزایش یابد، تغییر شکل بیشتر بصورت پلاستیک (شکل پذیر) بوده و جسم میل به چین خوردگی دارد. این عمل را می توان در ایجاد گسلها و چینها در مناطق سطحی و نزدیک به سطح زمین مقایسه نمود (شکل ۲-۲). ایجاد میلیونیت در سنگها و مشاهده چین ها در سنگهای دگرگون شده مثالهای طبیعی دگر شکلی های شکننده و شکل پذیر محسوب می شوند.



شکل (۲-۲) در این شکل به ترتیب یک گسل، یک منطقه گسلی و منطقه زون لغزشی نشان داده شده است. در طول گسل یا زونهای گسلی که نزدیک به سطح زمین اتفاق می افتد تغییر شکل از نوع شکننده است. ولی در اعماق زیادتر، سنگها مانند خمیری غلیظ جریان می یابند بنابراین شکل از نوع پلاستیک است.

عوامل موثر در تغییر شکل سنگها

بطور کلی عواملی که در تغییر شکل سنگها موثر هستند عبارتند از:

فشار:

با افزایش فشار همه جانبه، مقدار جریان جامد و مقاومت شکنندگی سنگ زیادتر می شود. این همان حالتی است که در سنگهای مدفون شده در اعماق پوسته زمین رخ می دهد. در اینحالت فشار همه جانبه باعث افزایش قدرت سنگ می شود.

درجه حرارت:

افزایش درجه حرارت باعث تسریع تغییر شکل سنگها می شود.

زمان:

هر قدر نیروی وارد بر سنگها کم ولی در زمان طولانی اثر نماید مقاومت سنگها زیادتر می شود و اگر نیروها ناگهانی باشد موجب شکنندگی سنگ می گردد. برای نشان دادن عامل زمان در زمین شناسی از اصلاح کریپ (خزش) استفاده می کنند که عبارت از تغییر شکل آهسته و مداوم سنگ در طول زمان است.

محلولا:

وجود خلل و فرج در سنگها که حاوی مواد محلول هم باشند موجب سهولت تغییر شکل می شود. عمل محلولا عبارت از انحلال بعضی از کانیها و یا جابجایی و تبادل بعضی از یونهای سازنده آنها و نهایتاً ایجاد کانیهای جدید و یا تغییر شکل کانیها است.

عامل غیر یکنواختی سنگ:

سنگهایی که در سه جهت فضایی، ساختمان یکسان داشته باشند مانند اجسام ایزوتروپ عمل می کنند. ولی اگر سنگهای لایه لایه تحت اثر استرس قرار گیرند در سه جهت فضایی بطور ناهماهنگ عمل می کنند و موجب تغییر شکل می شوند. علاوه بر مواردی که گفته شد لازم است خاطر نشان کنیم که تغییر شکل شکننده به نوع و ترکیب شیمیایی سنگ و مقاومت آنها بستگی دارد.

تغییر شکل کانیهای سنگ:

می دانیم که در هر بلور اتمها با تنظیم و ترتیب خاصی رویهم چیده شده اند و در حالت تعادل نیروی جاذبه و دافعه بین آنها در حد صفر است به نحوی که می توان گفت حالت تبلور، حالت کمترین انرژی یک جسم جامد است. در تغییر شکل الاستیک، ردیف های اتمی تغییر شکل پیدا می کنند و فاصله بین اتمی آنها کوچکتر یا بزرگتر می شود (شکل ۳-۲ ب) ولی اگر فشار جهت دار از حد مقاومت الاستیک سنگ تجاوز کند ردیف های اتمی ممکن است بطور متقارن، در امتداد جهات بلورشناسی خاصی شکسته شده و یا پیچ و تاب بردارد که با حذف استرس، وضعیت تعادلی جدیدی در اتمها ایجاد می شود. این همان دگرشکلی پلاستیک در مقیاس اتمی است (۲-۳ ج) و هنگامی اتفاق می افتد که یا فشار همه جانبه بحد کافی زیاد باشد و امکان گسیختگی شکننده در بلور بوجود آید یا درجه حرارت آنقدر بالا باشد که آرایش مجدد اتمها را آسان نماید.

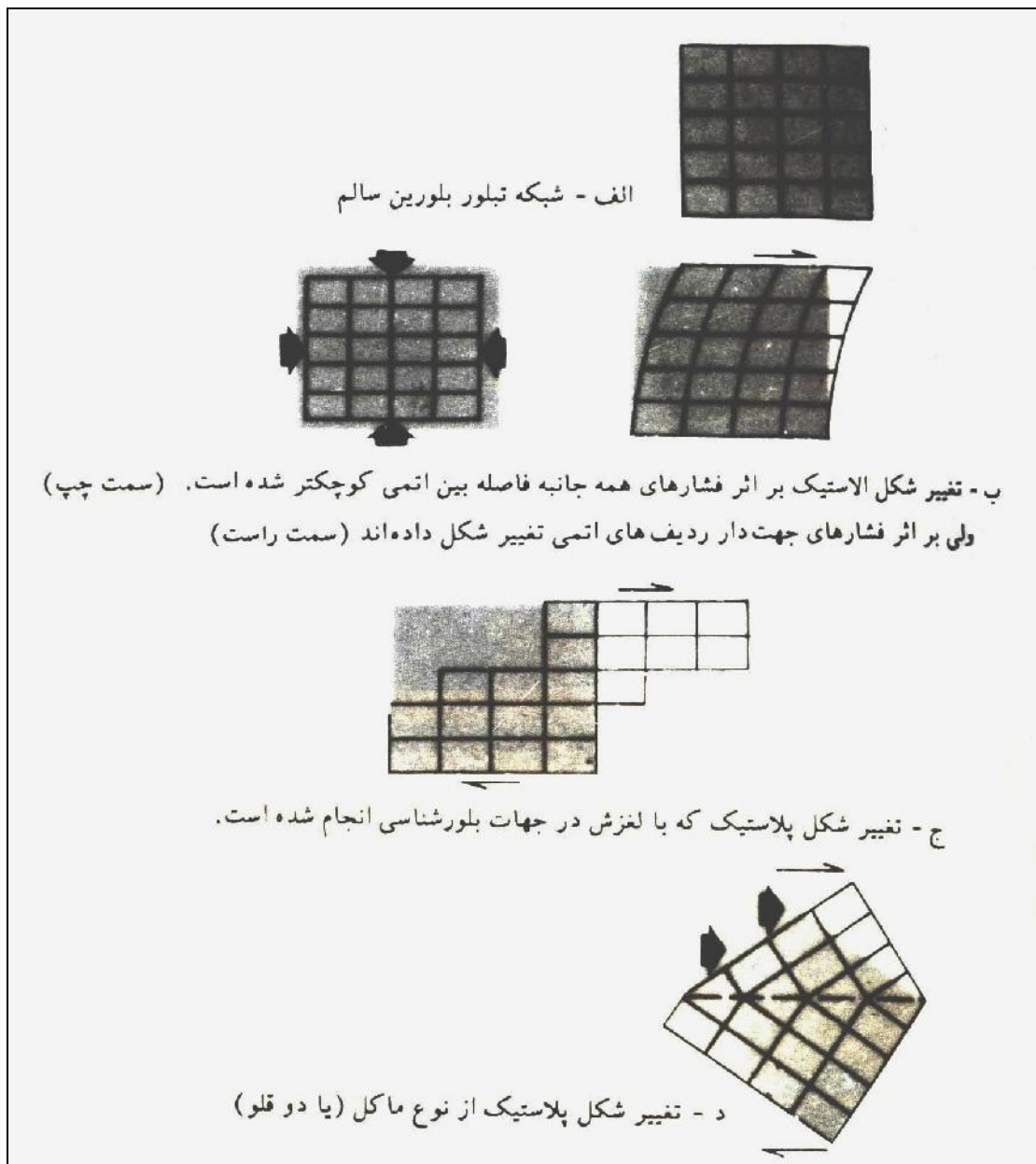
دگر شکلی پلاستیک در یک بلور ممکن است تحت تاثیر دو مکانیزم زیر و در امتداد جهات بلورشناسی مناسب بوجود آید:

۱- لغزش انتقالی

۲- لغزش دوقلو یا ماکل

۱- لغزش انتقالی یا به عبارت ساده لغزش (Slip) عبارت از جابجایی اتمها در جهات بلورشناسی خاص است که در نتیجه آن شکل خارجی بلور تغییر می نماید (شکل ۲-۳ ج) ولی کانی جدید بوجود نمی آید.

۲- در لغزش دوقلو یا ماکل که گاهی به آن دگرشکلی دوقلو یا دوقلوی مکانیکی هم گفته می شود، بخشی از ساختمان نسبت به بخش مجاور جابجا می شود ولی نسبت به آن همانند تصویر در آینه به حالت متقارن باقی می ماند. بعضی از پلاژیوکلازها و کربناتها که دارای ماکل پلی سنتتیک (ماکل تکراری) ولی با یالهای منحنی دیده می شوند در نتیجه همین نوع لغزش مکانیکی بوجود آمده اند.



شکل (۲-۳) فوق بین تغییر شکل الاستیک و تغییر شکل پلاستیک در مقیاس شبکه تبلور. خط چین در شکل در سطح ماکل است.

فصل سوم

اقسام دگرگونی

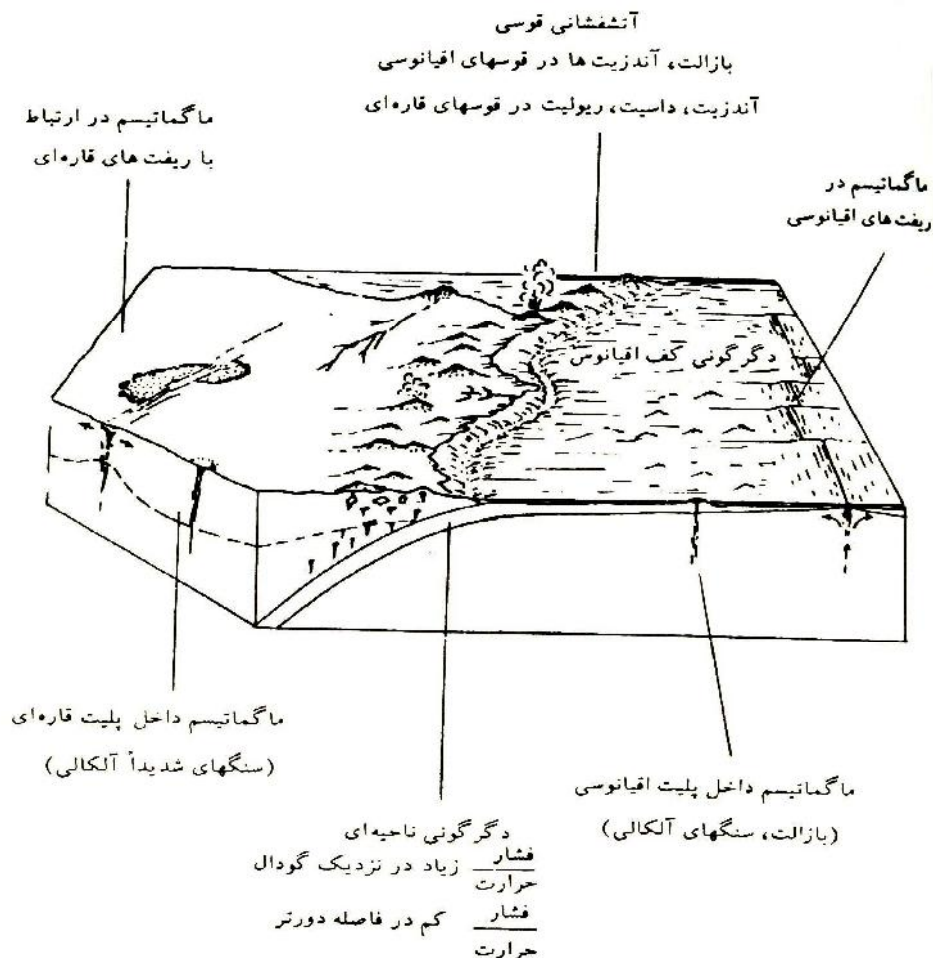
مقدمه:

در مطالعات صحرایی دو نوع دگرگونی را می توان از هم جدا کرد که تنها از نظر مقیاس با هم متفاوتند:

۱- انواعی که دارای ابعاد محدود بوده و به یک منطقه خاص وابسته اند مانند دگرگونیهایی که در حاشیه یک توده آذرین (دگرگونی مجاورتی) دیده می شود و یا دگرگونیهایی که در نتیجه اصابت و برخورد سنگهای آسمانی به سطح زمین بوجود می آیند.

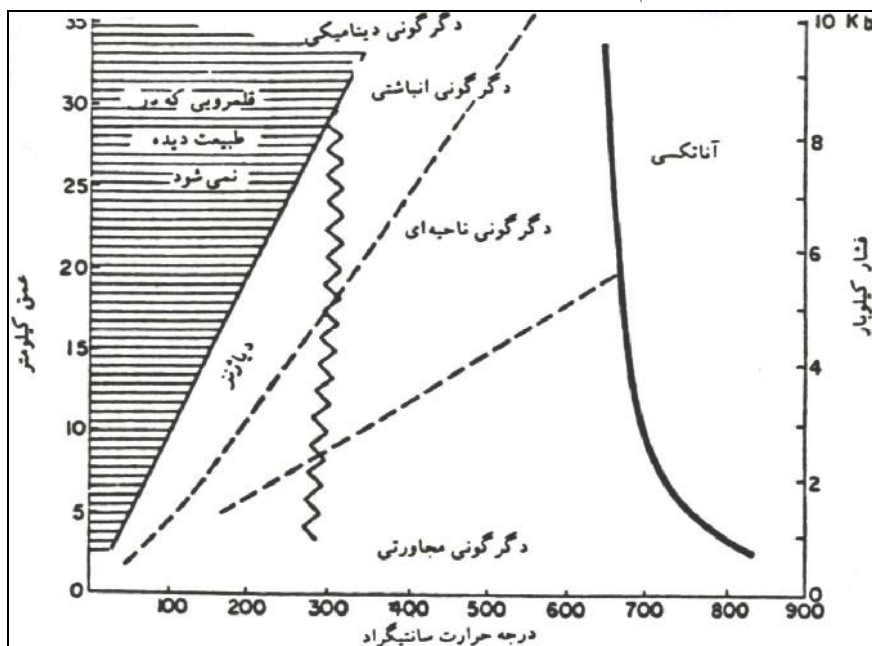
۲- دگرگونیهایی که در مقیاس بزرگ وجود داشته و قابل نقشه برداری می باشند. این نوع دگرگونی را دگرگونی ناحیه ای یا عمومی گویند که خود شامل دیناموترمال متامرفیسم و دگرگونی تدفینی (انباشتی) است. در زیر اقیانوسها نیز دگرگونی دیگری در مقیاس بزرگ رخ می دهد که در چند سال اخیر به کمک دوربینهای فیلمبرداری و نمونه برداریهای دقیق بوجود آن پی برده اند.

بجز دگرگونیهای اصابتی، سایر اقسام دگرگونی با همدیگر و با حرکات صفحات لیتوسفری زمین در ارتباط می باشند. شکل (۱-۳). رابطه پلیت تکتونیک و انواعی از سنگها را نشان می دهد.



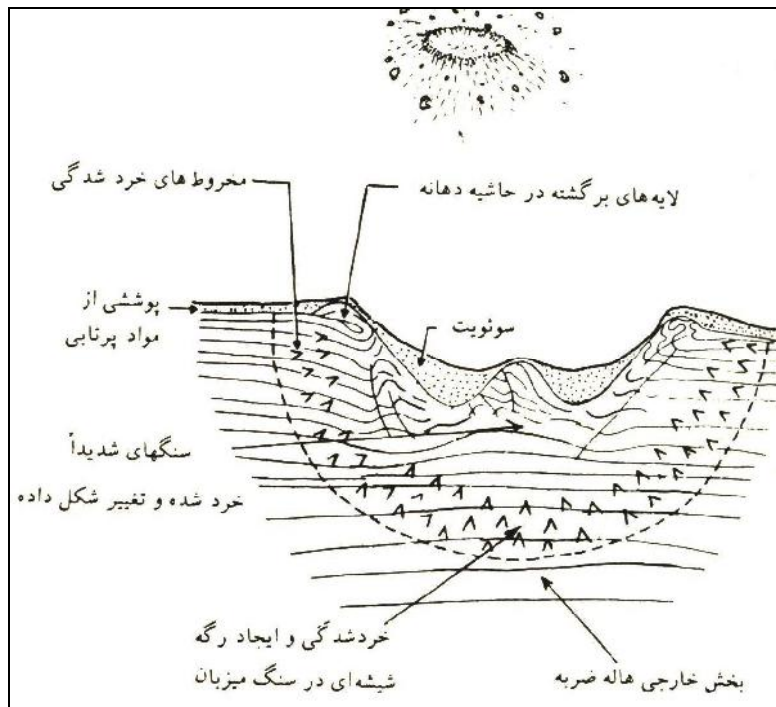
شکل (۱-۳) پلیت تکتونیک و انواع سنگهایی که در مناطق مختلف به آن وابسته اند. به محل وقوع دگرگونیهای ناحیه ای، دگرگونیهای مجاورتی و دگرگونیهای زیر کف اقیانوس توجه شود.

همچنین در شکل (۲-۳) می توان اقسام دگرگونی را در قلمرو تغییرات درجه حرارت و فشار با یکدیگر مقایسه کرد.



شکل (۲-۳) اقسام دگرگونی و محل آنها در قلمرو تغییرات درجات حرارت و فشار. منحنی پر رنگ، منحنی ذوب گرانیت است.

۱- دگرگونی اصابتی و دگرگونی ضربه ای (Impact or shock metamorphism) این دگرگونی را باید نوعی دگرگونی دینامیکی محسوب داشت که به صورت ساختمانهای دایره ای شکل یافت می شوند (شکل ۳-۳). ساختمانهای مزبور اساساً در نتیجه برخورد و اصابت سنگهای آسمانی (متئوریت) و یا در نتیجه انفجارهای هسته ای زیرزمینی بوجود می آیند انرژی جنبشی متئوریت مستقیماً به امواج ضربه ای (Shock waves) تبدیل می شود که در محل برخورد، اثرات آن شدید و با دور شدن، از اثرات آن سریعاً کاسته می شود. این امواج ضربه ای در فاصله هزارم ثانیه، فشار بسیار زیاد (حدود چندین هزار بار) و گرمای شدید تولید می کند که موجب خرد شدن سنگها به شکل مخروط می شود (مخروطهای خردشدگی). در محل انفجارهای زیرزمینی بر اثرات شدت تشعشع قسمتی از سنگهای اطراف ذوب یا به بخار تبدیل می شوند. چنانچه مخروطهای خردشدگی بین ۵ تا ۱۰ کیلو بار فشار و سنگهای ذوب شده در حدود ۶۰ کیلو بار فشار (ناشی از ضربه) پدیدار می شوند. در حد بین آنها، اقسام کانیهای فشار بالا مانند کوئزیت و استی شوویت (در حدود ۱۶ کیلو بار) بوجود می آیند.



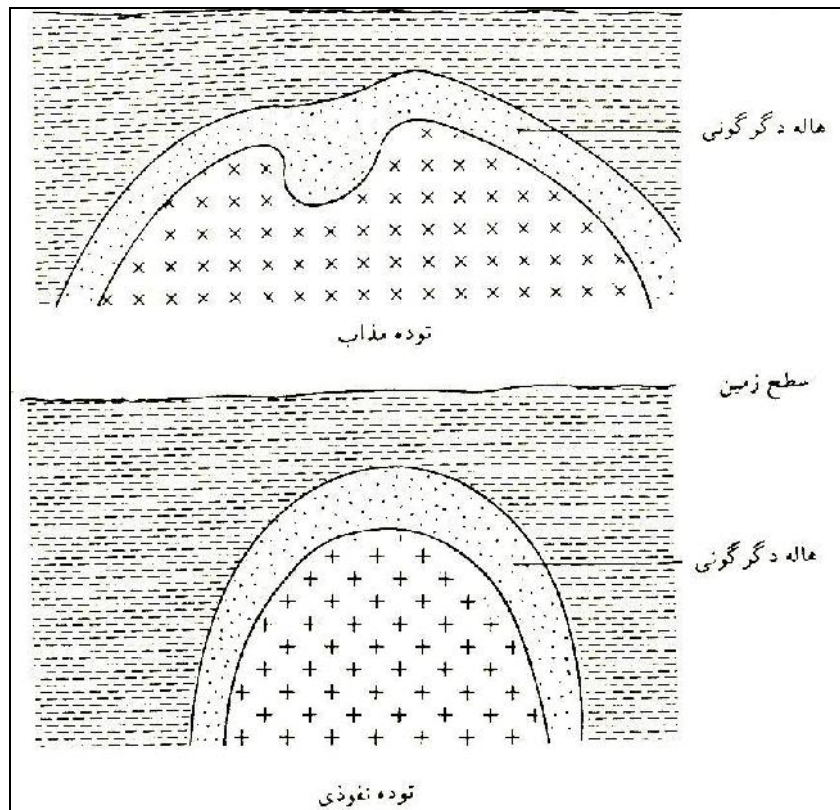
شکل (۳-۳) در شکل الف- برخورد و اصابت یک سنگ آسمانی بزرگ بر روی زمین و ایجاد دهانه مدور. در شکل ب- مقطعی از یک دهانه برخوردی متوریت دیده می شود. ساختمان عمقی کاملاً فرضی ترسیم شده است. بخش بر آمده وسط را می توان به بالا آمدن آب که بر اثر برخورد یک قطره آب در استخر پدید می آید تشبیه نمود.

۲- دگرگونی مجاورتی یا دگرگونی حرارتی (Contact metamorphism) این دگرگونی دارای دامنه محدود بوده و منجر به تشکیل سنگهای دگرگونی در پیرامون توده های نفوذی می شود. در این نوع دگرگونی دما نقش اساسی دارد ولی ترکیب شیمیایی توده نفوذی و سنگهای در برگیرنده و نوع سیالاتی که از ماگما متصاعد می شود هم باید مد نظر باشد. غالباً در دگرگونیهای مجاورتی هورنفلس بوجود می آید که به علت فقدان استرس، کانیها بدون نظم و ترتیب و بطور اتفاقی قرار می گیرند. گاهی ممکن است بر اثر ورود توده های نفوذی تغییر شکلهایی در سنگهای مجاورتی بوجود آید. در این حالت بافت آن تا اندازه ای به بافت سنگهای دگرگونی ناحیه ای شباهت پیدا می کند. هنگامی که سنگهای رسوبی در مجاورت گرمای گدازه آتشفشانی قرار گیرند ابتدا آب از دست می دهند. و تدریجاً پخته می شوند و شبیه آجر می گردند. در فاصله کمی زیادتر از توده مذاب، تدریجاً حالت پختگی محو می گردد. تاثیر گدازه بر سنگهای آذرین و دگرگونی چندان زیاد نیست.

هاله های دگرگونی اطراف توده آذرین معمولاً منطقه ای هستند.

ضخامت هاله دگرگونی در حول و حوش یک توده نفوذی:

الف- بستگی به وضع هندسی (شکل الف و ب ۳-۴)، حجم، نوع توده مذاب و عمق استقرار (شکل ۳-۴) آن دارد.
ب- در سنگهای میزبان به نوع، دما، وضع لایه بندی، سیالات یا آب موجود در آن و تراوایی آن بستگی دارد.



شکل (۳-۴) ضخامت هاله دگرگونی مجاورتی، ارتباط آن با مقدار سطح تماس و تغییرات آن در اطراف توده نفوذی. حجم توده های نفوذی عامل مهمی در ضخامت هاله محسوب می گردد.

دگرگونی دینامیکی یا دگرگونی کاتاکلاستیک

دگرگونی دینامیکی در ارتباط با سطوح گسلی بزرگ و یا روراندگیهای مهم مشاهده می شوند. می دانیم که در سطوح فوقانی پوسته زمین سنگها شکننده اند. بنابراین وقتی تحت تاثیر حرکات مکانیکی شدید قرار می گیرند خرد می شوند که حتی در مقیاس نمونه دستی یا کوچکتر از آن قابل تشخیص می باشند. ولی در سطح عمیق تر که درجه حرارت زیادتر است ممکن است حرکات با تبلور دوباره همراه باشد و در حالت استثنایی حتی ممکن است پدیده ذوب اتفاق افتد (ذوب مالشی یا اصطکاکی).

قطعه قطعه شدن شدید در سطوح گسلها یا روراندگیها، باعث ایجاد برش گسلی می شود که قطعات درشت تر در بین قطعات ریزتر دیده می شوند. نوع سنگ میزبان حول و حوش گسل (یا روراندگی) در ایجاد دگرگونی دینامیکی نقش مهمی دارد:

- اگر سنگهای میزبان توده ای شکل و مقاوم باشند (مانند کوارتزیت، سنگهای گرانیتی و در بعضی حالات سنگهای آهکی) به سنگی بسیار دانه ریز تبدیل می شود (میلونیت، Mylonite) که عبارت از سنگی است که در آن قطعات عدسی شکل درشت تر سنگ میزبان (پورفایروکلاست) در بین خمیری بسیار دانه ریز وجود دارند. در این حالت محور بزرگ عدسیها در امتداد خط گسل قرار می گیرند. برخلاف برش گسلی، میلونیت ها در برابر عوامل فرسایش مقاومت زیادتری از خود بروز می دهند.

- اگر سنگ میزبان از نوع شیل، اسلیت، یا شیست باشد که در آنها کانیهای فیلسیلیکات (ورقه ای) حضور دارد، در اینحالت به صورت قطعات ظریف و به موازات سطوح گسلی ورقه ورقه می شوند و به اسلیت تکنونیکي تبدیل می گردند که به آن فیلونیت (Phylonite) می گویند.

۳- دگرگونی ناحیه ای یا دیناموترمال متامورفیسم (Dynamothermal metamorphism) دگرگونی ناحیه ای دارای گسترش زیاد و خاص نوارهای کوهزایی است. در مناطقی که دو صفحه لیتوسفر به هم می رسند یعنی در تمام نوارهای بزرگ کوهزایی جهان می توان حجمهای عظیم آنرا مشاهده نمود. این دگرگونی کمابیش با ماگماتیسم همراه است و در آن توده های نفوذی گرانیت، دیوریت نیز یافت می شود. در ایران مجموعه های دگرگونی نوار سنندج سیرجان مثال بارز آن است که در حاشیه فعال کوچک قاره ایران مرکزی و به موازات روراندگی زاگرس امتداد دارد.

حد این دگرگونی بسیار وسیع و از چند صد تا هزار کیلومتر گسترش دارد و بر خلاف دگرگونی های مجاورتی و دینامیکی فرآیندها این دگرگونی چندان واضح و آشکار نمی باشد. عامل اصلی ایجاد آن، فشارهای جهت دار است که مسلماً دما نیز در آن نقش دارد. میزان دما در این دگرگونی گاهی به ۷۰۰ تا ۸۰۰ درجه سانتیگراد و مقدار فشار نیز بین ۲۰۰۰ تا ۱۰۰۰۰ بار می رسد، به همین دلیل در درجات شدید آن پدیده ذوب بخشی اتفاق می افتد. به علت دامنه وسیع تغییرات فشار، این دگرگونی را به انواع فشار کم، فشار متوسط یا زیاد تقسیم بندی می نمایند که در مبحث مربوط به رخساره های دگرگونی راجع به آن صحبت خواهیم نمود.

فشار جهت دار موجب جهت یافتگی کانیها می شود. به همین دلیل در این قبیل دگرگونیها از جهت یافتگی برتر صحبت می شود. اصولاً نیروهای کوهزایی در لایه های سطحی زمین موجب خردشدگی، چین خوردگی و روراندگی می شود ولی در ترازهای زیرین موجب جابجایی و تبلور مجدد کانیها در حالت جامد شده و فابریک آنیزوتروپی مانند کلیواژ اسلیتی، فولیاسیون و لینه اسیون بوجود می آید و در نتیجه فابریک اولیه سنگ دستخوش تغییر می شود. به همین دلیل این دگرگونی را گاهی دگرگونی سن تکتونیک هم گفته اند.

مطالعات صحرایی نشان می دهند که در این قبیل دگرگونی ها می توان از سنگهای دگرگون نشده تا انواع شدیداً دگرگون شده حالات حد واسط و تدریجی ملاحظه نمود که در آن بر اساس اندازه دانه ها (کانیها) در صحرا به اثبات رسانید زیرا ثابت شده است هر قدر اندازه دانه ها درشت تر باشند درجه دگرگونی شدیدتر است. در درجات بسیار شدید آن نیز ذوب بخشی رخ می دهد و تدریجاً رگه های گرانیت و پگماتیت فراوان تر می گردد. در بعضی مناطق می توان افزایش درجات دگرگونی را به کمک کانیهای ردیاب (Index mineral) مشخص و حتی نقشه برداری نمود و به این ترتیب زونهای دگرگونی را مجزا ساخت. این کار اولین بار بوسیله بارو (Barrow) انجام شد و بنام روش بارو هم گفته می شود. توالی زونهای پیشنهادی بارو در سنگهای پلیتی که بعداً بوسیله (Tilley) اصلاح گردید به ترتیب از درجات ضعیف به درجات شدید عبارتند از:

- زون کلریت
- زون بیوتیت
- زون گرونا
- زون استروئید
- زون دیستن
- زون سیلیمانیت

در هر زون به جای کانی قبلی کانی جدید بوجود می آید که معرف زونهای دگرگونی جدید است. مناطقی که رگه های گرانیته و پگماتیت فراوان تر می شوند زون سیلیمانیت محسوب می شود.

۴- دگرگونی انباشتی یا تدفینی (Burrial metamorphism)

هنگامی که سری ضخیمی از رسوبات یا سنگهای آتشفشانی رویهم انباشته می شوند دما و فشار افزایش می یابد و دگرگونی انباشتی بوجود می آید. بنابراین در بعضی شرایط این دگرگونی را می توان دنباله دیاژنز در نظر گرفت. در این قبیل دگرگونی ساخت اولیه سنگ عموماً محفوظ مانده و تنها ترکیب کانی شناسی آن تغییر می کند بنحوی که از نظر کانی شناسی نمی توان مجموعه کانیهای دگرگونی انباشتی را از انواع دگرگونی ناحیه ای درجات ضعیف جدا نمود.

فقدان ساخت جهت دار و فابریک آنیزوتروپی نشان می دهد که فشارهای جهت دار در آن وجود نداشته یا قابل صرف نظر کردن است زیرا در این دگرگونی از هر سو فشارهای یکسان بر سنگ وارد می شود. بسیاری از پترولوژیستها عقیده دارند که تاثیر و اهمیت درجه حرارت در دگرگونی بیش از تغییرات فشار است. اگر چنین موضوعی صحت داشته باشد باید قبول نماییم، مجموعه کانیهایی که در این دگرگونی بوجود می آیند بیشتر بر اثر افزایش دما ایجاد می شوند نه فشار. با حفاری در مناطقی که تغییرات درجات زمین گرمایی شدید داشته ثابت شده است که دگرگونی های تدفینی در اعماق کم یعنی تقریباً در عمق ۲ کیلومتری بوجود آمده است و بین ترکیب کانی شناسی سنگها و درجه حرارت اندازه گیری شده تطابق کامل برقرار بوده است. گاهی بجای دگرگونی تدفینی از دگرگونی استاتیک صحبت می شود. در این حالت فشار جهت دار دخالت نداشته و این دگرگونی در درجات حرارت و فشار سیالات بوجود می آیند.

۵- دگرگونی زیر کف اقیانوسها (sub-sea-floor metamorphism)

این نوع دگرگونی در مجاورت ریفتهای داخل اقیانوسی یعنی جائیکه گدازه بازالتی به کف اقیانوس می رسد دیده می شود. وسعت و پراکندگی آن نیز به دلیل گسترش شکافهای عظیم اقیانوسی زیاد می باشد (طول شکافهای وسط اقیانوسی امروزی در حدود ۶۰ هزار کیلومتر است).

در این محلها آب دریا با دمای دو درجه سانتیگراد و ph نزدیک به ۸ به داخل شکستگیها نفوذ می کند، پس از گرم شدن به جوش می آید و دمای آن تا ۴۰۰ درجه سانتیگراد می رسد. با انحلال گازهای آتشفشانی منجمله SO_2 و ... تدریجاً خاصیت اسیدی پیدا می کند در چنین حالتی قادر است تغییراتی در سنگهای مسیر و معبر بوجود آورد و کانیهای آنرا دگرسان کند و در عین حال عناصری از آنرا در خود حل نموده و به حالت محلول به آب دریا وارد نماید. در مناطق ریفتی فعال، افزایش درجه زمین گرمایی سریع بوده و تقریباً ۵ تا ۸ برابر مناطق دیگر سطح زمین است. بنابراین دگرگون شدن سنگهای کف اقیانوس عمل درجه حرارت همراه با حضور سیالات بویژه آب حائز اهمیت بوده و عملکرد فشار ناچیز است.

۶- دگرگونی یا دگرسانی هیدروترمال (Hydrothermal)

۷- منظور از دگرگونی هیدروترمال عبارت از فعل و انفعالهایی است که بین سیالات داغ (بصورت محلولهای مایع یا گاز) با سنگهای اطراف انجام می شود و به موجب آن بعضی از مواد این سیالات به سنگهای مجاور وارد و بعضی دیگر از آن خارج می شوند. این سیالات ممکن است از آشیانه های ماگمایی نشأت گیرند که در حین انجماد مواد مذاب، برحسب شرایط بصورت گاز یا مایع می توانند با هم و یا مستقل از هم محیط انجماد را ترک کنند. همانطور که در دگرگونی زیر کف اقیانوس مشاهده کردیم، سیالات ممکن است منشأ ماگمایی نداشته باشند. ورود و نفوذ

آبهای جوی به درون زمین و سرانجام گرم شدن و تبخیر آن، می تواند سیالات دگرسان کننده ای بوجود آورد که توده آذرین در آن نقش ندارد. در محلولهای ماگمایی، مواد فرار و بسیاری از عناصر فلزی وجود داشته و معمولاً به طرف بالا یعنی بسوی مناطق کم فشار به حرکت در می آیند. محلولهای مزبور نقش واسطه را بازی می کنند و در ضمن عبور و نفوذ در طول شکستگیها، در سطح مجاور بین سنگهای مختلف مواد به مهاجرت خود ادامه می دهند. مهاجرت مزبور ممکن است به دو طریق انجام گیرد:

۱- مواد سازنده در بین حفره های ساکن در جهتی که تمرکز آن کم باشد منتشر می شود. یعنی مهاجرت از راه انتشار رخ می دهد. این حالت را متاسوماتیسم انتشاری می گویند.

۲- مواد در حفره ها بصورت محلول حرکت نمود و در سنگهای اطراف نفوذ می کند. یعنی فرآیند مهاجرت از راه تراوش صورت می گیرد (متاسوماتیسم تراوشی). مسلماً بین این دو حالت، حالات حد واسطه زیادی وجود دارد.

پدیده متاسوماتیسم انتشاری از حدود چند متر تجاوز نمی کند در حالی که در حالت تراوشی عناصر محلولها از خلال شکستگیها می تواند به فواصل بسیار دورتر مهاجرت نمایند.

اتوماتیسم

هنگامی که یک توده ماگمایی در حضور سیالات خود انجماد یابد تغییرات و تحولات خاصی نظیر تشکیل کانیهای آبدارتر، تغییر در شکل و فرم کانیها و سرانجام در ترکیب آنها رخ می دهد که به آن اتوماتیسم یا خود دگرگونی می گویند.

پلی متامرفیسم یا چند دگرگونی

پلی متامرفیسم بر دو نوع است:

- دگرگونی پیشرونده (Prograde metamorphism)، یا دگرگونی (هایی) که در آن شدت دگرگونی در مراحل بعدی زیادتر باشد.

- دگرگونی پسرونده (Retrograde metamorphism) یا قهقرایی یا دیافتورز (Diaphtorese)

اگر شدت دگرگونی بعدی، کمتر از دگرگونی اول باشد تعیین مراحل دگرگونی معمولاً به آسانی امکان پذیر است. زیرا در بسیاری از حالات، آثار کانی شناسی و ساختمان دگرگونی اول را می توان تشخیص داد. بطور کلی در دگرگونی های پیشرونده، واکنشها با خروج تدریجی آب از محیط مشخص می شوند. بنابراین وجود آب برای برقراری دگرگونیهای پسرونده (قهقرایی) الزامی است. تغییر و تحولات قهقرایی اساساً در مناطق خرد شده و گسل خورده با سهولت بیشتری انجام می شود، زیرا امکان گردش آب و تماس آن با کانیها، در این نواحی به بهترین وجهی فراهم است. در این قبیل مناطق، ضخامت دگرگونی های پسرونده کم و از چند متر تجاوز نمی کنند، زیرا در جوار مناطق مزبور اگرچه تغییرات شرایط فیزیکی ممکن است مانند مناطق فوق باشد ولی فقدان مواد سیال که در واکنشها الزامی است مانع انجام تحولات قهقرایی می شود.

فصل چهارم

مجموعه کانیها (پاراژنز)

نمایش مجموعه های پاراژنری

بر اساس قوانین ترمودینامیک و تعیین حد پایداری مجموعه کانیها به شرط آنکه حالت تعادل برقرار باشد می توان واکنشهای ممکن در سیستم دگرگونی را به ازای تغییرات درجات و فشار شناسایی کرد و اگر ترکیب شیمیایی ثابت باشد مجموعه کانیها را به کمک دیاگرامهای مثلثی تعیین نمود.

استفاده از قانون فازها

اگر حالت تعادل در محیط دگرگونی برقرار باشد می توان تعداد فازها (کانیها) را از قانون گیبس بدست آورد:

$$V=C-P+2$$

که در آن V تعداد متغیر یا واریانس، C تعداد تشکیل دهنده و P تعداد فازهای موجود در تعادل است. در محیط های دگرگونی $V=2$ و عبارت از فشار و درجه حرارت است لذا فرمول فوق بصورت:

$$2=C-P+2$$

در می آید و از آنجا $C=P$ است. یعنی تعداد کانیها (فازها) با تعداد تشکیل دهنده ها تقریباً برابر است. بنابراین با تعیین تعداد تشکیل دهنده ها می توان تعداد کانیهای یک سنگ دگرگونی را بدست آورد و به این ترتیب از مجموع کانیها (یا پاراژنز کانیها) با اطلاع شد. در حالت کلی، اکسیدهای (تشکیل دهنده های) سازنده یک سنگ دگرگونی عبارتند از:

SiO ₂	۱.
Al ₂ O ₃	۲.
Fe ₂ O ₃	۳.
FeO	۴.
CaO	۵.
MgO	۶.
K ₂ O	۷.
Na ₂ O	۸.
P ₂ O ₅	۹.
TiO ₂	۱۰.
MnO	۱۱.

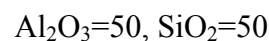
با توجه به اینکه ردیفهای ۹ تا ۱۱ در سنگهای دگرگونی کمیاب می باشند می توان از آن صرف نظر کرد. ضمناً براساس جانشینهایی که از عناصر می دانیم غالباً عناصر ردیف ۲ و ۳ و عناصر ردیف ۴ و ۶ و عناصر ردیفهای ۷ و ۸ بجای هم در ساختمان کانیها وارد می شوند، لذا می توان برای سهولت کار از دیاگرامهای مثلثی یعنی سیستمهای سه تایی استفاده کرد. این دیاگرامها برای نشان دادن پاراژنهای دگرگونی مورد استفاده قرار می گیرند.

نحوه استفاده از دیاگرامهای سه تایی

۱- سیستم سه تایی CaO-Al₂O₃-SiO₂: ابتدا کانیهایی را در نظر مجسم می کنیم که اکسیدهای سازنده آنها سه یا کمتر از سه باشد مانند ولاستونیت، گروسولر، سیلیمانیت، کوارتز و کورندون، که از هر یک از سه اکسید فوق با

نسبتهای مختلف تشکیل شده اند. با محاسبه درصد مولکولی هریک از این اکسیدها (نه درصد وزنی) می توان محل آنها را در دیاگرام مثلثی شکل (۱-۴) بدست آورد.

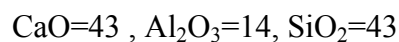
۱- سیلیمانیت از دو اکسید SiO_2 و Al_2O_3 به نسبت مولکولی یک به یک تشکیل یافته و در نتیجه: $CaO=0$



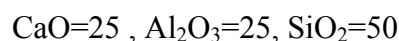
۲- کوارتز: $CaO=0, Al_2O_3=0, SiO_2=100$

۳- ولاستونیت: $CaO=50, Al_2O_3=0, SiO_2=50$

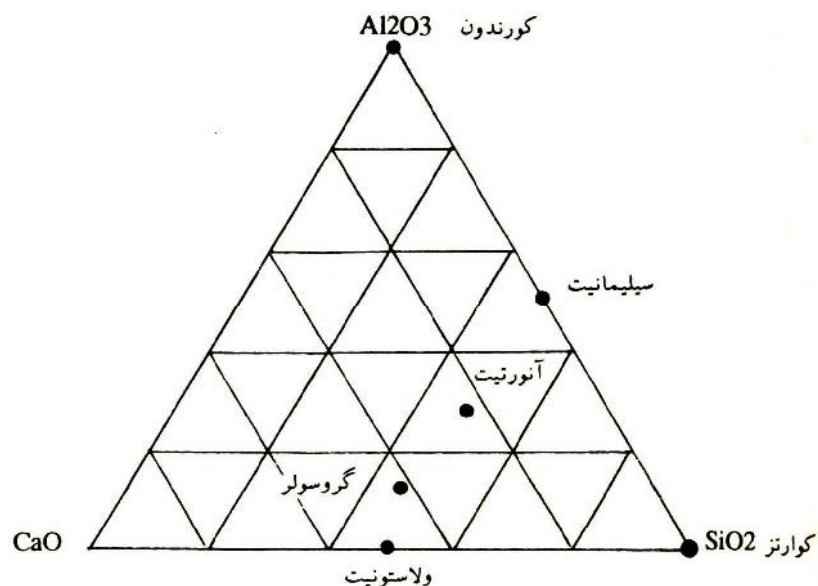
۴- گروسولر با فرمول $3CaO, Al_2O_3, 3SiO_2$



۵- آنورتیت با فرمول $CaO, Al_2O_3, 2SiO_2$



حال تمام این داده ها را در دیاگرام $CaO-SiO_2-Al_2O_3$ پیاده می کنیم و به این ترتیب محل هرکانی در دیاگرام مزبور بدست می آید (شکل ۱-۴)

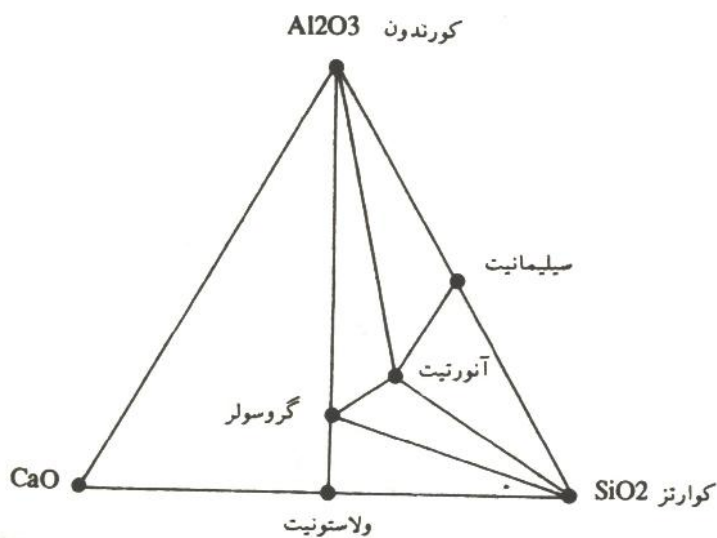


شکل (۱-۴) محل بعضی از کانیها بر اساس ترکیب شیمیایی آنها در دیاگرام سه تایی $CaO-Al_2O_3-SiO_2$

همانطور که اشاره شد تعداد کانیها در این دیاگرام مثلثی طبق قانون فازها باید مساوی یا کمتر از تعداد تشکیل دهنده باشد. بنابراین می توان نقاط معروف کانیهای همزیست را به وسیله خطوط اتصال بهم متصل نمود و به این ترتیب از اتصال خطوط سه کانی همزیست (یعنی کانیهایی که می توانند با هم در تعادل باشند) مثلثهای مختلف الاضلاع (شکل ۲-۴) بدست می آید مانند سیلیمانیت-آنورتیت-کوردون و آنورتیت-گروسولر-کوارتز و غیره ...

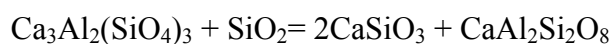
نقاطی که در داخل مثلثهای فرعی قرار می گیرند معرف کانیهایی هستند که در سه راس مثلث فرعی می تواند با هم در تعادل بوده و همزیست باشند. سه کانی گروسولر، ولاستونیت و کوردون نمی توانند با هم وجود داشته باشند زیرا زیادی Al_2O_3 ترکیب نقطه را بین گروسولر-ولاستونیت قرار می دهد و به همین دلیل می توان ناهمزیستی سه کانی

کورندون-سیلیمانیت-کوارتز را توجیه نمود. در شکل هم می توان به آسانی دریافت که سه کانی سیلیمانیت-آنورتیت-ولاستونیت نمی توانند با هم وجود داشته باشند.

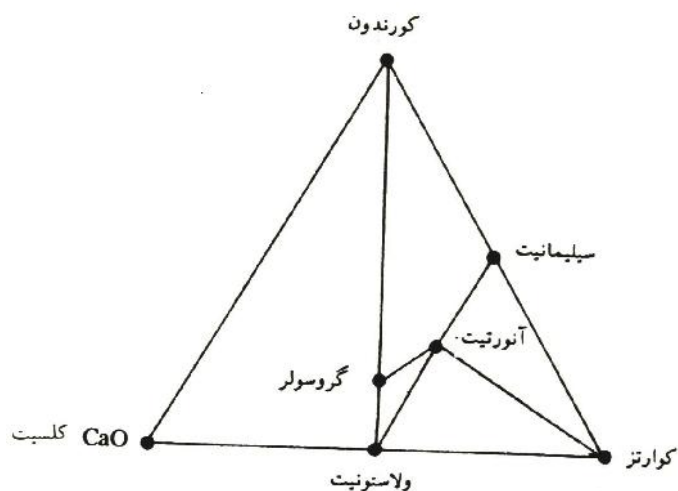


شکل (۲-۴) پاراژنز کانیهای همزیست در سیستم سه تایی $\text{CaO-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2$

شکل (۲-۴) معرف پاراژنز کانیهایی است که می توانند در فشار و درجه حرارت معینی پایدار باشند ولی اگر فشار و درجه حرارت بیشتر شود مجموعه گروسولر و کوارتز پایدار نخواهد بود و بجای آن مجموعه ولاستونیت - آنورتیت پایدار می گردد، یعنی خط اتصال اولی از بین رفته و خط اتصال جدیدی اعتبار خواهد داشت. در واقع این تغییر معرف واکنش زیر است: (شکل ۳-۴)



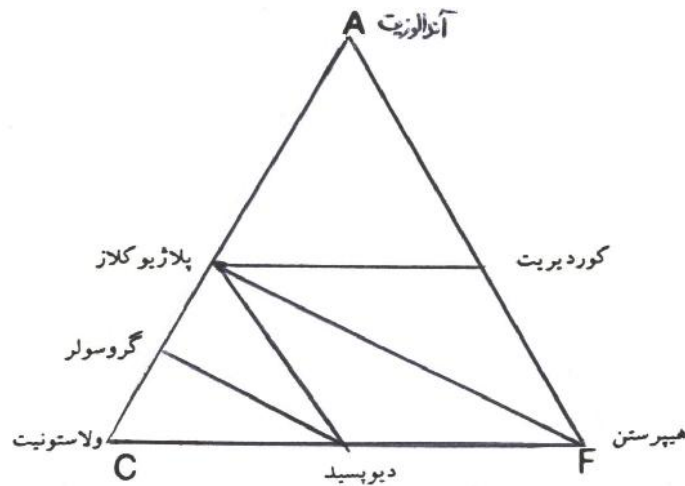
آنورتیت + ۲ ولاستونیت = کوارتز + گروسولر



شکل (۳-۴) پاراژنزی کانیهای همزیست در سیستم سه تایی $\text{Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2\text{-CaO}$ و کمی بالاتر از درجه حرارت شکل قبل

۲- دیاگرام ACF:

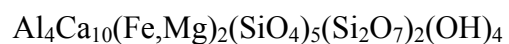
در این دیاگرام مثلثی، (شکل ۴-۴)، راس A، قطب آلومینیم دار بوده و شامل اکسید آلومینیومی است که با عناصر آلکالن ترکیب نشده باشد. بعلاوه، چون Fe^{3+} می تواند به آسانی در ساختمان کانیها جانشین Al شود لذا مجموع، $Fe_2O_3 + Al_2O_3$ مورد توجه قرار می گیرد. راس دوم یعنی C مقدار CaO و راس سوم یعنی F جمع مقادیر $FeO + MgO + MnO$ می باشد.



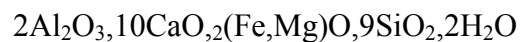
شکل (۴-۴) دیاگرام ACF

الف- در مورد کانیها:

برای آنکه محل هر کانی در دیاگرام ACF معلوم باشد لازم است عملیات ساده ای انجام شود. به عنوان مثال در اینجا ایدوگراز با فرمول پیچیده زیر را مورد توجه قرار می دهیم:



یا به صورت نسبتهای مولکولی:



در این فرمول Fe_2O_3 و آلکالن وجود ندارد، لذا طبق فرمول نسبتهای مولکولی عبارت است از:

$$A = Al_2O_3 + Fe_2O_3 - (Na_2O + K_2O) = 2$$

$$C = CaO + 10$$

$$F = FeO + MgO + MnO = 2$$

$$A + C + F = 2 + 10 + 2 = 14$$

و از آنجا A, C و بر حسب درصد بصورت زیر است:

$$A = 14 \quad C = 72 \quad F = 14$$

بین راس C و F کلینوپیروکسنهای سری دیوپسید-هدنبرژیت قرار می گیرند که در آنها

$$A = 0 \quad C = 50 \quad F = 50$$

است. در این دیاگرام بعضی از کانیها مانند آلپیت $(6SiO_2, Al_2O_3, Na_2O)$:

$$A = 1 - 1 = 0 \quad C = 0 \quad F = 0$$

را نمی توان نشان داد. بعلاوه چون این دیاگرام مخصوص کانیهای سرشار از سیلیس است لذا الیون در آن جایی ندارد.

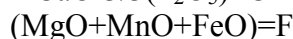
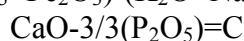
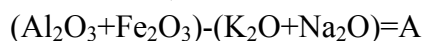
ب- در مورد سنگها:

به پیشنهاد اسکولا چنین عمل می کنیم:

- ۱- از سنگ تجزیه شیمیایی کامل به عمل می آوریم.
- ۲- درصد کانیهای فرعی را به روش آنالیز مودال و یا اشعه X بدست می آوریم.
- ۳- درصد کانیهای فرعی را به طریق زیر از تجزیه شیمیایی کسر می نماییم:
 - به میزان ۵۰ درصد وزنی ایلمنیت از مقدار FeO تجزیه شیمیایی
 - به میزان ۷۰ درصد وزن مانیتیت از Fe₂O₃
 - به میزان ۳۰ درصد وزن مانیتیت از FeO
 - به میزان ۳۰ درصد وزن اسفن از CaO
 - به میزان مساوی وزن همانیت از Fe₂O₃
- ۴- نسبتهای مولکولی اکسیدهای مختلف را محاسبه کنیم (در این کار به CaO، SiO₂ و H₂O توجهی نداریم) برای تعیین نسبتهای مولکولی چنین عمل می کنیم:
 - درصد وزن اکسیدهای مختلف حاصل از تجزیه شیمیایی را به وزن مولکولی تقسیم می نماییم. مثلاً اگر ۱۵/۴ درصد Al₂O₃ در تجزیه شیمیایی موجود باشد نسبت مولکولی آن ۰/۱۵ است یعنی:

$$\text{نسبت مولکولی} = \frac{۱۵/۴ = \text{درصد وزن اکسید}}{۱۰۲ = \text{وزن مولکولی Al}_2\text{O}_3} = ۰/۱۵$$

و پس از محاسبه نسبت مولکولی سایر اکسیدها، عملیات زیر انجام می شود:



سپس آنرا به ۱۰۰ می رسانیم و بدین ترتیب ترکیب هر سنگ در دیاگرام ACF بدست می آید. در بسیاری از کارها، ترکیب کلی را به دیاگرام وارد می کنند و از تصحیحات فوق پرهیز می نمایند. خاطر نشان می کنیم که روش محاسبه فوق در مورد سنگهایی که فاقد بیوتیت، موسکوویت و یا پاراگونیت باشند بکار برده می شود، ولی چون اغلب سنگهای دگرگونی دارای کانیهای فوق می باشند لذا در کارهای دقیق باید تصحیحات دیگری انجام شود:

اگر بیوتیت در سنگ موجود باشد پیش از محاسبه نسبتهای مولکولی باید در تجزیه شیمیایی تصحیحاتی به عمل آید زیرا بیوتیت مانند سایر کانیهای پتاسیم دار نمی تواند در دیاگرام ACF، نمایانده شود. بنابراین باید اولاً مقدار Al₂O₃ موجود در بیوتیت را همانند Al₂O₃ آلپیت و فلدسپات پتاسیم دار از Al₂O₃ تجزیه شیمیایی کسر کرد. ثانیاً چون بیوتیت کانی آهن و منیزیم دار است لذا باید مقدار MgO و FeO آنرا از درصد تجزیه شیمیایی کسر نمود. به این نکته باید توجه داشت که در بیوتیت پتاسیم هم وجود دارد ولی چون تقریباً معادل مولکولی آن Al₂O₃ هم در

ترکیب بیوتیت دیده می شود لذا از K_2O موجود در بیوتیت صرف نظر می شود بشرط آنکه موسکویت و یا پاراگونیت در سنگ وجود نداشته باشد.

موسکویت از کانیهای مهم در سنگهای دگرگونی است. در تجزیه شیمیایی موسکویت مقدار ناچیزی FeO ، MgO وجود دارد که معمولاً از آن صرف نظر می شود، ولی در موسکویت Al_2O_3 و K_2O به نسبت سه به یک وجود دارد. بنابراین حتماً باید مقدار موسکویت معلوم باشد تا به کمک آن بتوانیم وزن درصد K_2O را که در موسکویت وجود دارد به صورت نسبت مولکولی تبدیل کنیم. پس از محاسبه دو برابر مقدار آن را از A کسر می نماییم زیرا یکبار قبلاً معادل مولکولی K_2O از مقدار A کسر شده است. عین همین محاسبات را می توان در مورد پاراگونیت انجام داد. با ترتیب فوق نقطه معرف ترکیب یک سنگ در دیاگرام ACF مشخص می شود. با این ترکیب شیمیایی می توان پاراژنز کانیهای که در شرایط معینی در سنگ بوجود می آیند پیش بینی کرد.

دیاگرام AFK

در دیاگرام ACF نمی توان محل موسکویت ($K_2O, 3Al_2O_3, 6SiO_2, 4H_2O$)، بیوتیت، فلدسپات پتاسیم و استیلپنوملان را نشان داد لذا:

برای نمایش این کانیها از دیاگرام AFK استفاده می شود که در آن نیز اکسیدها به صورت نسبت مولکولی محاسبه می شوند به نحوی که:

$$A = (Al_2O_3 + Fe_2O_3) - (Na_2O + K_2O + CaO)$$

$$K = K_2O$$

$$F = (FeO + MgO + MnO)$$

مثلاً در مورد موسکویت که فرمول آن در بالا نوشته شده محاسبات چنین هستند:

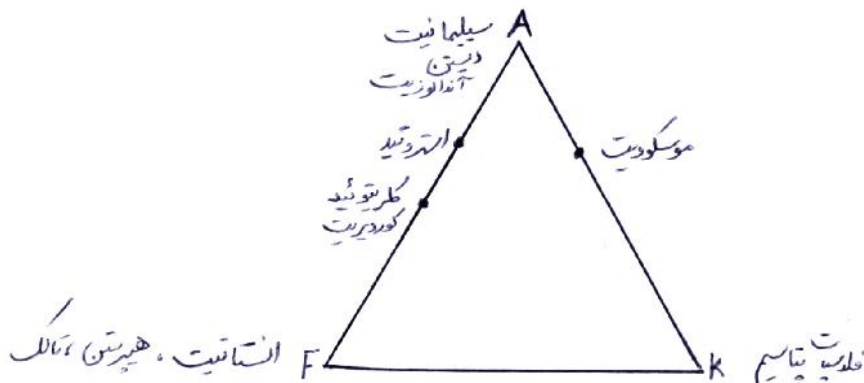
$$A = 3 - 1 = 2 \quad K = 1 \quad F = 0$$

که به درصد، مقادیر زیر بدست می آیند:

$$A = 66/6 \quad K = 33/3 \quad F = 0$$

بنابراین نقطه نمایش آن در ضلع AK است و به همین ترتیب محل فلدسپات پتاسیم خود نقطه K می باشد، (شکل ۴-۵):

$$A = 0 \quad K = 100 \quad F = 0$$



شکل (۴-۵) دیاگرام AFK و موقعیت تعدادی از کانیها در آن

هر گاه یکی از کانیهای کلسیم دار نظیر گروسولر، آندرادیت، هورنبلند و غیره ... در ترکیب سنگ وجود داشته باشند چون نسبت $\text{CaO}:\text{Al}_2\text{O}_3$ در این کانیها از مقدار نسبی آنها در آنورتیت متفاوت است لذا باید، درصد وزنی این کانیها تعیین شود. درصد وزنی CaO و در نتیجه نسبت مولکولی آنها بدست آید.

نحوه استفاده از دیاگرامهای ACF و AFK

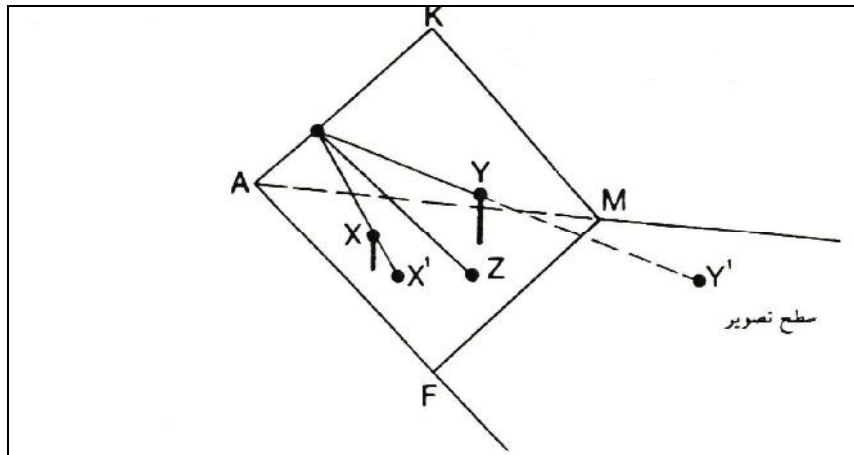
دیاگرامهای ACF و AFK در مورد بسیاری از شرایط دگرگونی بر مبنای شواهد سنگ شناسی ترسیم شده اند و نشان دهنده پاراژنهای هستند که ممکن است در شرایط مخصوص، در سنگهایی با ترکیب شیمیایی مختلف بوجود آیند. باید خاطر نشان کرد که دیاگرامهای مزبور هیچگونه اطلاعی راجع به کانیهای فرعی نظیر منیتیت، همتایت، آپاتیت، ایلمنیت، اسفن و روتیل را بدست نمی دهند و باید توجه داشت که علاوه بر پاراژنهایی که در دیاگرام از آن نام برده شد کانیهای دیگری نیز ممکن است در سنگ وجود داشته باشند. در این دیاگرام کانیهای سدیم دار نظیر آلپیت نشان داده نمی شوند در حالی که آلپیت چه بصورت کانی مستقل و چه بصورت مشارکت در ساختمان پلاژیوکلاز در بسیاری از سنگها وجود دارد، بعلاوه سنگهای فاقد Na_2O بسیار نادرند. در سنگهای Na_2O دار، اگر آنورتیت وجود نداشته باشد، آلپیت بطور، مستقل تشکیل می شود، ولی با حضور آنورتیت، آلپیت بصورت محلول جامد در ساختمان پلاژیوکلاز به زوئیزیت تبدیل می گردد در حالیکه آلپیت به شکل کانی مستقل باقی می ماند. به این ترتیب، درجات دگرگونی ضعیف آلپیت وجود دارد. اگر آنورتیت یا پلاژیوکلازهای غنی از آنورتیت در دیاگرام ACF نیامده باشند مفهوم آن این است که آلپیت بصورت کانی مستقل در سنگهای سدیم دار وجود دارد. بعلاوه در بعضی از سنگهای دگرگونی درجه شدید نیز آلپیت حضور دارد و این در صورتی است که مقدار Ca و Al برای ساختن پلاژیوکلاز کافی نباشد.

در بسیاری از موارد از دیاگرام ACF استفاده می شود و برای پرهیز از نتیجه گیریهای غلط از دیاگرام AFK نیز استفاده می گردد.

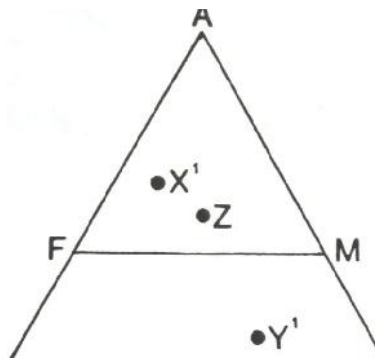
دیاگرام AFM

این دیاگرام در نمایش مجموعه کانیهای سنگهای دگرگونی مشتق از رسوبات پلیتی، شیلها و ماسه های شیلی بسیار مفید بوده و به علت فراوانی این قبیل رسوبات در طبیعت، اهمیت آن در مطالعه سنگهای دگرگونی دو چندان است. در این دیاگرام ۷ تشکیل دهنده در نظر گرفته می شود که عبارتند از: SiO_2 , K_2O , MgO , FeO , Fe_2O_3 , Al_2O_3 , H_2O می توان از آب صرف نظر کرد ولی می دانیم که در سنگهای پلیتی معمولاً مقداری کوارتز و موسکویت وجود دارد و مقدار کوارتز بیش از حد نیاز جهت تشکیل سایر کانیهای سیلیکاته است. بنابراین در دیاگرام AFM همیشه در مجموعه کانیهای حاضر باید کوارتز و موسکویت به صورت یک فاز (کانی) اضافی در نظر گرفته شوند. ضمناً اکسیدهایی مانند TiO_2 , Fe_2O_3 , P_2O_5 که در تجزیه شیمیایی وجود دارند باید به صورت ایلمنیت $\text{P}_2\text{O}_5:(\text{TiO}_2\text{FeO})$ بصورت آپاتیت و Fe_2O_3 بصورت مانیتیت در نظر گرفته می شوند. بنابراین سیستم بصورت چهار تشکیل دهنده K_2O , MgO , FeO , Al_2O_3 و به شکل چهاروجهی در می آید (شکل ۴-۶). کانیهایی که فاقد K_2O باشند در سطح قاعده شکل مزبور (یعنی در صفحه $\text{Al}_2\text{O}_3\text{-MgO-FeO}$) قرار می گیرند مانند کلریت، کلریتوئید، پیروفیلیت و سیلیکات آلومینیم گروه آندالوزیت و ... کانیهای پتاسیم دار در داخل چهاروجهی و موسکویت و فلدسپات پتاسیم دار روی ضلع $\text{Al}_2\text{O}_3\text{-K}_2\text{O}$ قرار می گیرند. برای سهولت کار، ترکیباتی را که در داخل چهاروجهی قرار می گیرند با روش

خاصی در سطوح قاعده تصویر می کنیم و به این ترتیب دیاگرام مثلثی AFM تامپسون (Thompson) بدست می آید، (شکل ۴-۶).



الف - چهاروجهی AKFM که بر روی سطح AFM تصویر شده است.



ب- مثلث AFM که بر اساس تصویر شکل الف بدست آمده است.

شکل (۴-۶) چهاروجهی AKFM و نحوه تبدیل آن به دیاگرام مثلثی AFM

در دیاگرام مزبور، A به عنوان تشکیل دهنده Al_2O_3 ; F به عنوان FeO و M نیز معرف MgO است. اگر تجزیه شیمیایی کانی یا سنگ را در دست داشته باشیم اعداد حاصل از تجزیه شیمیایی را به وزن مولکولی هریک از اکسیدها تقسیم می کنیم و در نتیجه نسبت مولکولی بدست می آید. فرض می کنیم سه ترکیب X, Y, Z را در اختیار داریم و آنها را در داخل چهاروجهی (شکل ۴-۶) قرار داده ایم. با توجه به نزدیکی و دوری هر نقطه می توان گفت که X از Al_2O_3 نسبتاً غنی است، Y فقیر از Al_2O_3 ولی سرشار از K_2O است و در Z نیز K_2O وجود ندارد. بنابراین X, Y داخل چهاروجهی و Z در سطح قاعده قرار می گیرند. حال از محل ترکیب موسکویت خالص که محل آن روی ضلع AK ولی نزدیک به A می باشد خطوطی به ترکیبات X, Y ترسیم می کنیم تا قاعده چهاروجهی یعنی سطح AFM را قطع کند، نقاط X, Y بدست می آیند که محل آنها را در شکل (ب) دیاگرام مثلثی ملاحظه می کنیم. این همان

دیاگرام مثلثی AFM تامپسون است که بعضی از ترکیبات (در اینجا Y) خارج از محدوده قرار می گیرند. برای استفاده صحیح از دیاگرام مزبور به توضیحات زیر باید توجه شود:

پس از محاسبه نسبتهای مولکولی تصحیحات زیر باید انجام شوند:

الف- چون قسمتی از FeO در ترکیب ایلمنیت (FeO, TiO₂) و مانیتیت (FeO, Fe₂O₃) وارد شده است لذا باید محاسبه F بصورت زیر باشد:

$$F = (\text{FeO}) - (\text{TiO}_2) - (\text{Fe}_2\text{O}_3)$$

(فرمولهای داخل کروشه معرف نسبت مولکولی آنها می باشند)

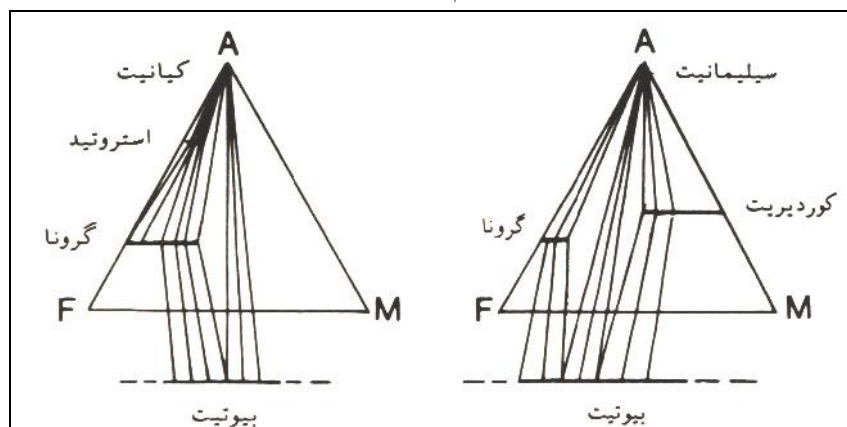
ب- همانطور که در بالا ذکر شد چون در فرمول موسکویت مقداری K₂O وجود دارد برای آنکه موسکویت و یا ترکیبات پتاسیم را بتوان در مثلث AFM تصویر کنیم باید در محاسبه A، سه برابر نسبت مولکولی از (Al₂L₃) کسر

$$A = (\text{Al}_2\text{O}_3) - 3(\text{K}_2\text{O})$$

نماییم یعنی:

ج- مقدار نسبت مولکولی MgO را تغییر نمی دهیم: $M = (\text{MgO})$

پس از تصحیح فوق سه مقدار A, F, M را با هم جمع می کنیم و نسبت آنها را در ۱۰۰ بدست می آوریم. خاطر نشان می کنیم گاهی مقدار (MnO) را با (FeO) جمع می کنند، مخصوصاً اگر مقدار آن زیاد باشد. زیرا فرض بر این است که قسمتی از MnO بجای آهن دو ظرفیتی در ساختمان سیلیکات وارد شده است. هرگاه فرمول بیوتیت را محاسبه کنیم در مورد مقدار A به عدد منفی می رسیم. بنابراین در داخل مثلث متساوی الاضلاع AFM قرار نمی گیرد ولی با امتداد دادن اضلاع AF, AM, محل آن همانند Y در خارج قرار می گیرد (شکل ۴-۷) برای محاسبه اعداد منفی در حاصل جمع A+F+M مقدار قدر مطلق عدد را محاسبه می کنیم.



شکل (۷-۴) دیاگرامهای AFM برای مجموعه کانیهای بیوتیت+دیستن+استروتید (زون دیستن) و مجموعه سیلیمانیت+گرونا+بیوتیت (زون سیلیمانیت). در هر دو شکل بیوتیت در خارج از مثلث است. خطوط فشرده معرف ترکیبات متفاوت کانیها بر اثر جانشینی های Fe, Mg است.

فصل پنجم

زون های دگرگونی

رخساره های دگرگونی

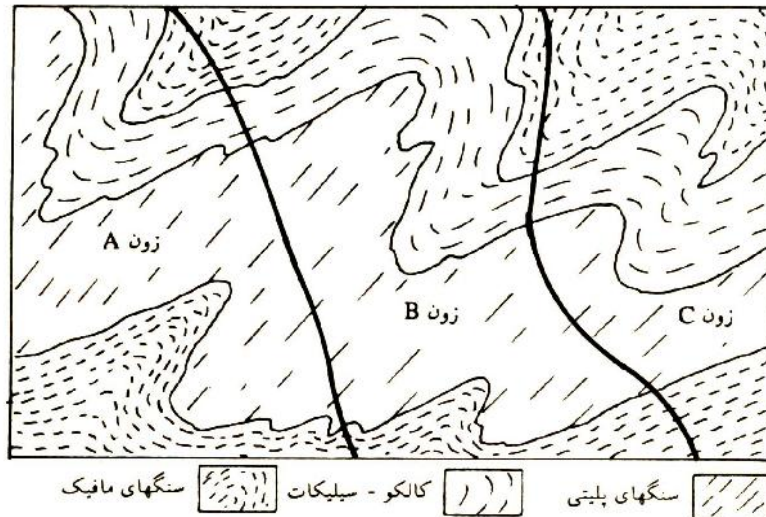
از آغاز قرن بیستم مطالعه پدیده های دگرگونی با مساعی محققین نامداری مانند گلداشمیت (۱۹۱۱)، گروبنمن، بک (۱۹۱۳ و ۱۹۱۰)، اسکولا، (۱۹۱۵ و ۱۹۲۱ و ۱۹۳۷)، تروگر (۱۹۳۶)، وینکلر (۱۰۶۵ و ۱۹۷۶)، ترنوور هوگن (۱۹۶۵)، میاشیرو (۱۹۶۰ و ۱۹۷۳) و ... وارد مرحله جدیدی گردید. رخساره های دگرگونی وضع گردیدند، زون های (مناطق) دگرگونی در سرزمین های دگرگون شده و به این ترتیب، درجات (ایزوگرادهای) دگرگونی و ایزوگرادها برقرار گردید. این فصل به بحث و بررسی یافته های فوق و نتایج حاصل از آن اختصاص دارد.

درجه دگرگونی یا گراد

در دگرگونی از درجات (گرا) دگرگونی صحبت می شود که در سنگهای دگرگونی با درجات ضعیف، متوسط، شدید، ... مشخص می گردد. عموماً در درجات دگرگونی ضعیف، مجموعه کانیها عمدتاً آبدار بوده و اگر سنگ واجد کربنات باشد کانیهای کربناته نیز در آن دیده می شوند، ولی در مجموعه های شدیدتر آب و CO_2 یا وجود ندارند و یا بسیار اندک می باشند. قابل توجه آنکه، هر قدر سنگ، درجه دگرگونی بیشتری متحمل شود کانیهای آن دانه درشت تر هستند، زیرا در دمای زیادتر، انتشار مواد در حد بین دانه ها (کانیها) با سرعت و سهولت بیشتری انجام می شود.

مناطق یا زونهای دگرگونی

در اوایل قرن اخیر با مطالعه سنگهای دگرگونی ناحیه اسکاتلند ابتدا بارو و سپس تیلی نشان دادند که افزایش درجات دگرگونی در سنگهای پلیتی موجب ظهور و یا محو کانیهای کلریت، بیوتیت، آلماندن، استروتید، دیستن و سیلیمانیت می گردد. به عقیده این محققین هر یک از کانیهای مذکور مشخص درجات دگرگونی خاصی می باشد و توالی آنها نشان دهنده، افزایش درجه تغییر و تبدیل است. کانیهای مذکور که بنام کانیهای ردیاب یا (اندکس مینرال Index mineral) نامیده می شوند در مناطقی که درجات دگرگونی می باشند. با ظهور هر یک از کانیهای ردیاب می توان خطوط هم شدت تغییر و تبدیل یعنی ایزوگراد را رسم کرد. ایزوگراد عبارت از خطوطی روی نقشه اند و از اتصال بدست می آیند که کانی یا مجموعه خاصی از کانیها در آن نقاط ظاهر و یا ناپدید می شوند. خطوط ایزوگراد، معرف حد خارجی زون یا منطقه دگرگونی است که در کانیهای ردیاب در آن پدیدار و یا محو می شوند. ایزوگرادها را در جهت شدت ازدیاد تغییر و تبدیل ترسیم می نمایند و آن را با علامت مثبت یا منفی مشخص می کنند. ظهور هر کانی را با علامت مثبت و ناپدیدن را با علامت منفی نشان می دهند.



شکل (۵-۱) در این شکل خطوط پر رنگ همان ایزوگرادهای دگرگونی هستند که مناطق دگرگونی A, B, C را از هم جدا کرده اند. در هر یک از این مناطق، ممکن است سنگهای متفاوتی وجود داشته باشند.

زونهای پیشنهادی بارو در سنگهای پلیتی از درجات ضعیف به شدید دگرگونی عبارتند از زون کلریت - زون بیوتیت - زون گرونا - زون استروتید - زون دیستن - زون سیلیمانیت.

در اینجا لازم است خاطر نشان کنیم که مثلاً زون بیوتیت دار بارو و تیلی از یک سمت به ایزوگراد بیوتیت + محدود می شود که آن را از زون کلریت متمایز می نماید و در سمت دیگر به ایزوگراد آلماندون + ختم می شود نه با ایزوگراد بیوتیت - (منفی). این بدان معنی است که بیوتیت در زون آلماندون، استروتید ... سری دالرادین اسکاتلند وجود دارد. وقتی از زونهای دگرگونی بحث می شود باید بخاطر داشت که زون بندی بر اساس عمق نیز در دگرگونی وجود دارد (اپی زون، مزوزون، کاتازون که قبلاً توضیح داده شده اند). در این رده بندی ترکیب شیمیایی سنگها چندان مورد توجه قرار نمی گیرد. بعلاوه بین مقدار دما و فشارهای مختلف و عمق رابطه ای دیده نمی شود.

رخساره های دگرگونی

مفهوم رخساره های دگرگونی اولین بار بوسیله اسکولا (۱۹۱۵) بکار گرفته شد. طبق تعریف وی، رخساره دگرگونی، گروهی از سنگها را مشخص می کند که کانیهای آن در شرایط دگرگونی ویژه ای تشکیل شده و ترکیب کانی شناسی این سنگها تابع ترکیب شیمیایی آنها است.

بطور کلی در مورد رخساره های دگرگونی می توان گفت:

- یک رخساره، شامل تعداد سنگهای زیادی است که هر یک، مجموعه کانیهای مختلفی را شامل می گردد.
- ترکیب کانی شناسی هر سنگ دگرگونی در رخساره معینی به ترکیب شیمیایی سنگ اولیه در ارتباط است.
- تغییر از یک رخساره به رخساره دیگر با تغییر ترکیب کانی شناسی سنگهای دگرگونی مشخص می شود که خود با واکنشهای بین کانیهای مختلف سنگ در ارتباط است.
- یک رخساره دگرگونی، شامل سنگهایی با ترکیب شیمیایی متفاوت است که طی دگرگونی، تحت شرایط فیزیکی یکسان به تعادل رسیده اند.

جدول (۵-۱): اقسام رخساره های دگرگونی

نام رخساره	ترکیب کانی شناسی	
دگرگونی تدفینی	۱- زئولیتی	زئولیتها بویژه لومونتیت و هولاندیت و همچنین آنالسیم. مجموعه کانیها عبارتند از کوارتز + لومونتیت + کلریت
	۲- پرهنیت-پوميله ایت	پرهنیت + پوميله ایت + کوارتز اصلی هستند (بدون زئولیت یا گلوکوفان یا لاسونیت)
	۳- شیبست گلوکوفان - لاسونیت یا شیبستهای آبی	گلوکوفان + لاسونیت و همچنین ژادئیت + کوارتز + آراگونیت
دگرگونی ناحیه ای	۴- شیبست سبز	آلیت + اپیدوت + اکتینوت + کلریت + کلسیت در سنگهای مافیک و پیروفیلیت در سنگ های پلیتی
	۵- آمفیبولیت	هورنبلند + پلاژیوکلاز (درصد آنورتیت بیش از ۲۰ درصد) در سنگهای بازیک و دیستن در سنگهای پلیتی
	۶- گرانولیت	اوژیت + ارتوپروکسن + پلاژیوکلاز و همچنین گروناهی آهن و منیزیم دار
	۷- کلوژیت	مجموعه کانیهای بدون فلدسپات با حضور کلینو پروکسن سرشار از زاده ایت و گروناهی سرشار از پیروپ در سنگهای بازیک
دگرگونی مجاورتی	رخساره های مجاورتی	مشابه با رخساره های شیبست سبز و آمفیبولیت بوده ولی تنها در مجاورت توده آذرین نفوذی دیده می شوند. در سنگهای پلیتی آندالوزیت هم بوجود می آید.

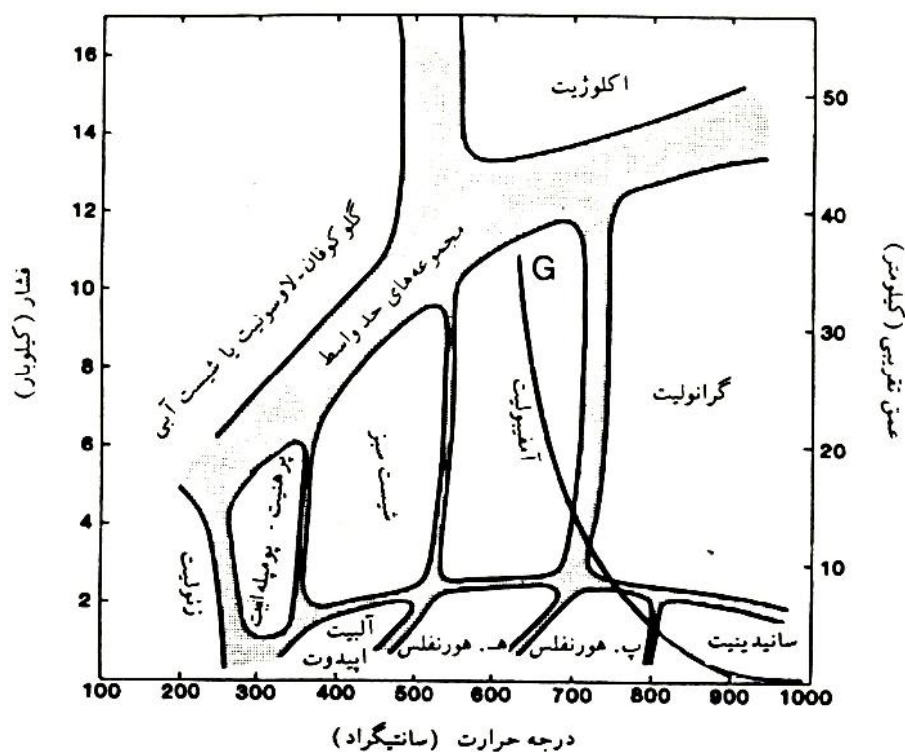
۱- رخساره های دگرگونی مجاورتی با توجه به افزایش درجات حرارت شامل انواع زیر است:

۱- رخساره آلیت - اپیدوت هورنفلس

۲- رخساره هورنبلند هورنفلس

۳- رخساره پروکسن هورنفلس

۴- رخساره سانیدینیت



شکل (۵-۲) نمایش اقسام رخساره های دگرگونی در دیاگرام درجه حرارت و فشار. منحنی G منحنی ذوب گرانیت است.

به عقیده وینکلر (۱۹۷۶)، درجات دگرگونی رابطه مستقیم با درجه حرارت دارد. به این ترتیب نامبرده بدون توجه به مقدار و نوع فشار، سنگهای دگرگونی را بر حسب مقدار دمای موثر به انواع زیر تقسیم بندی نمود:

۱- دگرگونی دمای خیلی پایین یا دگرگونی خیلی خفیف یا خیلی کم شدت

۲- دگرگونی دمای پایین یا دگرگونی خفیف یا دگرگونی کم شدت

۳- دگرگونی دمای متوسط یا دگرگونی شدید

مرز بین دگرگونی خیلی خفیف و خفیف (بین حالت ۱ و ۲) با آغاز رخساره شیست سبز مطابقت دارد. مرز بین درجه پایین و متوسط نیز با آغاز رخساره آمفیبولیت اسکولا تطبیق می کند. ضمناً بخش بالایی رخساره آمفیبولیت به عنوان حد بین درجات متوسط و شدید در نظر گرفته شده است که در واقع با حضور فلدسپات و سیلیکات آلومینیوم و یا آلماندن و کوردیریت مشخص می باشد. حد نهایی دگرگونی درجات شدید نیز با ظهور میگماتیت (هنگامیکه، بخار آب در محیط وجود داشته باشد) و یا ظهور رخساره گرانولیت مشخص می گردد.

زیر رخساره ها

با مطالعه سنگهای دگرگونی یک ناحیه محدود می توان مشاهده نمود که هر یک در شرایط فیزیکی خاصی بوجود می آید که با رخساره های شناخته شده بطور کامل تطبیق نمی کند. مثلاً در رخساره پیروکسن هورنفلس با پاراژنز هیپرستن + پلاژیوکلاز + دیوپسید گاهی مجموعه ارتو آمفیبول + پلاژیوکلاز + هورنبلند و گاهی هیپرستن + پلاژیوکلاز + هورنبلند ظاهر می شود. دو مجموعه اخیر به رخساره پیروکسن هورنفلس تعلق داشته و برای تمایز، آنها را زیر رخساره

نامیده اند که اولی را زیر رخساره ارتو آمفیبول و دومی را زیر رخساره ارتوپروکسن گفته اند. با توضیحات فوق در هر زیر رخساره مجموعه کانیهای یافت می شود که موجب تقسیم بندی رخساره به دستجات کوچکتر می گردد. لازم به تذکر است که تعداد زیر رخساره ها روز بروز زیادتر می شود و بعضی از محققین برقراری و استفاده از آن را قبول ندارند.

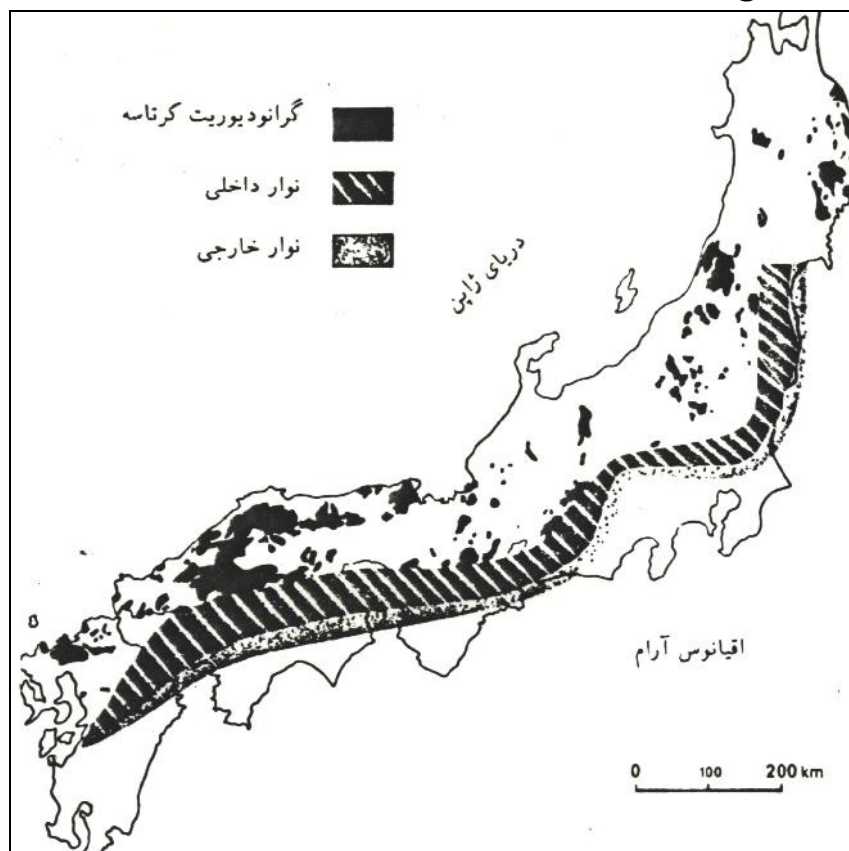
تیپ های دگرگونی

در سال ۱۹۶۵، وینکلر، تیپ های دگرگونی را معرفی کرد. وی دگرگونی حرارتی را بجای دگرگونی مجاورتی، دگرگونی انباشتی (تدفینی) را بجای سری های گلوکوفان دار نامیده و در مورد دگرگونی ناحیه ای معمولی، دو نوع در نظر گرفت یکی نوع ابوکوما (Abukuma type metamorphism) و دیگری نوع بارو (Barrovia type metamorphism).

دگرگونی نوع ابوکوما معرف مناطقی با درجه زمین گرمایی زیاد و فشار نسبتاً کم است و به همین دلیل گاهی اختصاصات دگرگونی مجاورتی در آن بروز می کند. دگرگونی نوع بارو معرف فشار و درجه حرارت متوسط است که بوسیله بارو و سپس تیلی در اسکاتلند مطالعه گردید و سری دالرآدین هم به آن گفته شده است.

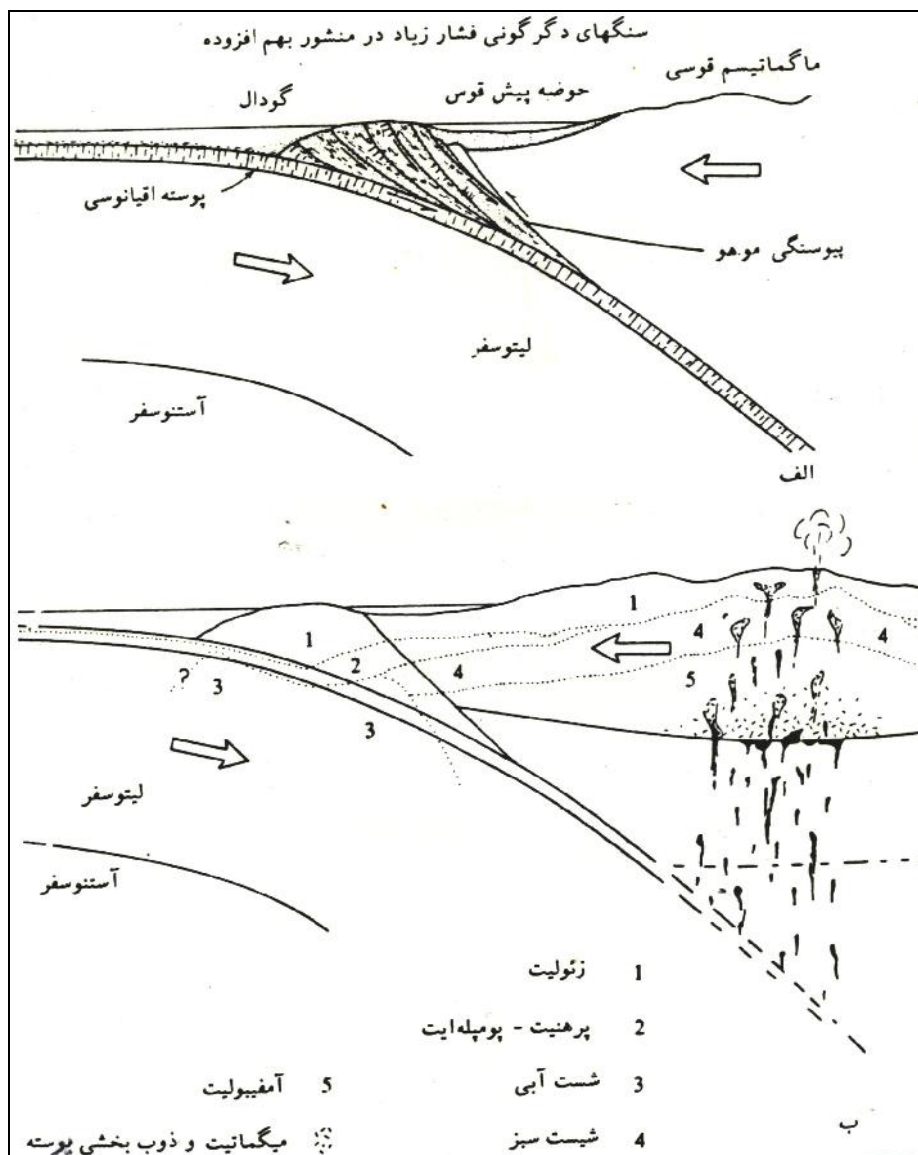
نوارهای دگرگونی دوگانه یا مزدوج

بین پدیده های دگرگونی و پلیت تکتونیک روابط انکار ناپذیری وجود دارد که یکی از مهمترین آنها پیدایش نوارهای دگرگونی دوگانه یا مزدوج (Paired metamorphic belts) در لبه حاشیه های مخرب است شکل (۵-۳).



شکل (۳-۵) نوارهای دگرگونی دوگانه در حاشیه صفحات مخرب در غرب اقیانوس آرام که نمونه بارز آن در ژاپن است.

می دانیم که در محل فرورانش لیتوسفر اقیانوس به زیر لیتوسفر قاره ای درازگودالی (Trench) بوجود می آید که عموماً فاقد رسوب است. فقدان رسوبات در این نواحی را می توان هم به فرورفتن پوسته اقیانوسی و رسوبات موجود در سطح آن به زیر حاشیه قاره ها مربوط دانست و هم بخشی از آن در قسمت قدامی قاره ها روی هم فشرده می شود که منشورهای بهم افزوده را بوجود می آورد شکل (۳-۵). در همین منشورهای بهم افزوده است که دگرگونی فشار زیاد حرارت کم را می توان مشاهده کرد و کمی بطرف داخل یعنی بسمت قاره، نوار دگرگونی مزدوج نامیده می شوند. این نوارها در حاشیه اقیانوس آرام وجود داشته و در ژاپن بوسیله میاشیرو (۱۹۶۱، ۱۹۷۳) به نحو شایسته ای تفسیر و تعبیر شده است.



شکل (۴-۵) مقاطع فرضی از محل برخورد دو لیتوسفر اقیانوسی و قاره ای. در محل فرورانش منشورهای بهم افزوده بوجود می آید (شکل الف) که تحت تاثیر دگرگونی فشار زیاد - حرارت پایین قرار می گیرد. در شکل (ب)، توزیع

تقریبی رخساره های مختلف دگرگونی در مشوره های بهم افزوده (نوار خارجی) و سنگهای دگرگونی همراه با ذوب بخشی را در نوار داخلی ملاحظه می کنیم.

ابی زون، مزوزون، کاتازون

قبل از استفاده از رخساره های دگرگونی که بوسیله اسکولا در سال ۱۹۱۵ معرفی شد برای تعیین درجات شدت، ابتدا گروبنمن (۱۹۰۳، Grubnmann) و سپس نیگلی (Niggli) و گروبنمن (۱۹۲۳) عمق را مبنا قرار دادند و سه منطقه یا زون دگرگونی مشخص نمودند که به نامهای اپی زون، مزوزون و کاتازون نامیده می شوند. هر یک از زونهای مزبور با درجه حرارت، فشارهای هیدروستاتیک و جهت دار مشخص معرفی می شوند در نتیجه سنگها و درجات دگرگونی متفاوتی در هر زون ظاهر می گردد. مشخصات کلی هر زون عبارت است از:

۱- اپی زون یا زون سطحی - بالاترین زون دگرگونی را شامل می شود. درجه حرارت آن کم تا متوسط (کمتر از ۳۰۰ درجه سانتیگراد) فشار هیدروستاتیک کم ولی فشارهای جهت دار گاهی شدید و موجب خردشدگی (دگرگونی مکانیکی) می شود. فعالیت های دگرسانی شیمیایی در آن با حضور آب زیاد است و در نتیجه سیلیکاتهای آبدار و کربنات ایجاد می شود. سنگهای اصلی در این زون اسلیت، فلیت، سیرسیت شیسست و کلریت شیسست هستند. سطح تماس توده های آذرین با سنگهای مجاور بسیار مشخص است و با زون برشی یا خرد شدگی همراه است.

۲- مزوزون یا زون میانی - عمق این منطقه متوسط است و درجات حرارت در حدود ۳۰۰ تا ۵۰۰ درجه سانتیگراد، فشار هیدروستاتیک متوسط، فشار جهت دار در حد متوسط است. بسیاری از شیسستها و بعضی از آمفیبولیتها در این زون بوجود می آیند. سطح تماس توده های آذرین با سنگهای مجاور ممکن است ناگهانی تا تدریجی باشد.

۳- کاتازون یا زون عمقی - پایین ترین عمق دگرگونی است که در داخل زمین وجود دارد. درجه حرارت در آن زیاد (۵۰۰ تا ۷۰۰ درجه سانتیگراد)، فشار هیدروستاتیک زیاد و حرکات خردشدگی کم یا هیچ است. سطح تماس توده های آذرین با سنگهای مجاور وجود ندارد و یا نامشخص است. آثار دگرگونی وسعت زیاد دارد. فعالیت متاسوماتیسم در آن کم و یا هیچ است. سنگهای حاصل عبارتند از آمفیبولیتهای درجه شدید، گنیس ها، گرانولیتها و اکلوزیتها.

لازم به ذکر است که با بررسی های اسکولا و معرفی رخساره های دگرگونی که امروزه بطور وسیعی از آن استفاده می شود. تقسیم بندی زونهای دگرگونی که در بالا به آن اشاره شد مفهوم خود را تقریباً از دست داده است.

فصل ششم

بافت، ساخت و فابریک سنگهای دگرگونی

بافت و ساخت در سنگهای دگرگونی

اصطلاح فابریک (Fabric) بیشتر در مورد سنگهای دگرگونی بکار برده می شود و عبارت از بررسی شکل هندسی و ترکیب فضایی کانیهای هر سنگی است که شکل اولیه خود را از دست داده و دگرگون شده است. این اصطلاح شامل بافت، ساخت و جهت یافتگی ترجیحی سنگ هم می باشد. بر خلاف سنگهای آذرین کاربرد اصطلاحات بافت و ساخت در سنگهای دگرگونی استعمال زیادی ندارد و اکثراً از اصطلاح فابریک استفاده می شود. مثلاً واژه فولیاسیون عبارت از فابریک لایه لایه در سنگ و گاهی شامل موازی قرار گرفتن لایه هایی از سنگ است که اولی شامل بافت و دومی شامل ساخت می باشد. اصولاً فابریک سنگهای دگرگونی تابع عوامل زیر است:

- فابریک سنگ اولیه
- رشد و نمو بلورها در حالت جامد
- فرآیندهای تغییر شکل سنگها در طی دگرگونی
- نوع استرس (همه جانبه یا غیر همه جانبه)
- ترکیب کانی شناسی سنگ

در مطالعه فابریک سنگهای دگرگونی از اصطلاحاتی استفاده می شود که بعضاً در ذیل آورده شده اند:

بلاست:

این اصطلاح ممکن است به صورت پیشوند یا پسوند بکار رود. پیشوند بلاست در سنگهای دگرگونی برای مشخص کردن بافت قدیمی سنگ والد مورد استفاده قرار می گیرد. مثلاً بلاستوپورفیری عبارت از سنگ آذرینی است که بافت پورفیری داشته و پس از دگرگونی، بافت مزبور قابل تشخیص باشد. اگر کلمه بلاست بصورت پسوند بکار می رود معرف بافتی است که بر اثر دگرگونی در سنگ بوجود آمده است. مثلاً اصطلاح پورفیروبلاستی نشان دهنده، بافتی از سنگ بوجود آمده است. مثلاً اصطلاح پورفیروبلاستی نشان دهنده، بافتی از سنگ دگرگونی است که درشت بلورها (پورفیرها) در زمینه ای دانه ریز قرار داشته و خود در نتیجه دگرگونی بوجود آمده است.

کریستالوبلاست:

بلور هر کانی است که در نتیجه دگرگونی بوجود آید و خود شامل انواع زیر است:

ایدیوبلاست (Idioblast)

یا بلاستهای خود شکل و عبارت است از بلاستها (بلورها)یی (در سنگهای دگرگونی) که شکل هندسی داشته باشند.

هیپیدیوبلاست (Hypidioblast)

یا بلاستهای نیمه خود شکل عبارت است از بلاستهایی که در جهاتی فاقد شکل هندسی باشند.

گزنوبلاست (Xenoblast)

نیز بلاستهایی هستند که شکل هندسی خاصی در آنها دیده نمی شود.

نماتوبلاست (Nematoblast)

بلاستهای خود شکل یا نیمه خود شکل هستند که مانند سوزن طویل شده باشند. کانیهای تشکیل دهنده سنگهای دگرگونی در هر سیستمی که متبلور شده باشند دارای سه بعد فضایی می باشند و بر اساس آن می توان انواع بلورها را با اصطلاحات زیر مشخص ساخت:

منشوری:

وقتی که یک بعد کانی از دو بعد دیگر آن بزرگتر باشد مثلاً امتداد C آن ۳ تا ۵ برابر امتداد a و b باشد.

سوزنی:

شبه منشوری ولی اختلاف ابعاد فوق در آن خیلی زیادتر است.

تیغه ای:

حالتی است که بلور دارای سه بعد متفاوت بوده و یکی از ابعاد بزرگتر از دو بعد دیگر باشد.

صفحه ای:

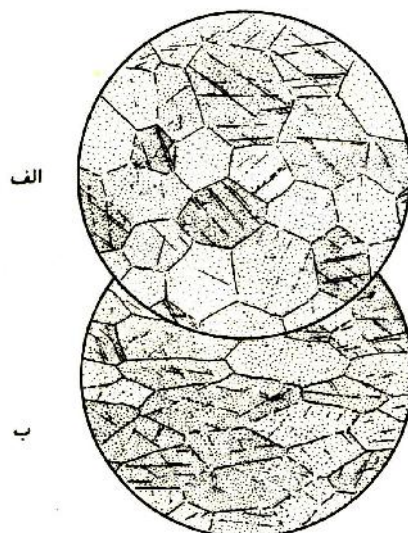
وقتی دو بعد بلور خیلی بزرگتر از بعد سوم آن باشد، فراوانی کانیهای صفحه ای (مانند میکا، تالک، کلریت، گرافیت) موجب جهت یافتگی موازی می شود که به آن لپیدوبلاست می گویند.

عدسی:

بلورها عدسی شکل هستند یعنی در وسط ضخیم تر و در کنار نازکتر می باشند.

متساوی البعد:

ابعاد بلورها در جهات مختلف مساوی و یا تقریباً مساوی است.



شکل (۱-۶) فابریک ایزوتروپی (الف) و فابریک آنیزوتروپی (ب) در مقیاس میکروسکوپی

می توان این دو شکل را فابریک کریستالوبلاستی نامیده که هر بلور ایدیوبلاست می باشد. شکل الف، مثال کامل یک فابریک گرانوبلاستی را نیز شامل می شود. توجه داشته باشید که در محل اتصال سه کانی، سه زاویه تقریباً ۱۲۰ درجه بوجود آمده است.

اقسام فابریکهای دگرگونی

فابریکهای دگرگونی را می توان به دو دسته تقسیم کرد:

الف- فابریک سنگهایی که فاقد جهت یافتگی برتر می باشند:

این فابریک در سنگهایی که از تک کانی تشکیل شده باشند دیده می شود، مانند مرمر، کوارتزیت، دونیتهای دگرگون شده و یخ یخچالهای طبیعی. بلورها ممکن است جهت یافتگی خاصی نشان دهند ولی در مقایسه با انواع جهت یافته می توان آنها را نادیده گرفت. اقسام مهم این فابریک عبارتند از:

۱- فابریک موزائیکی:

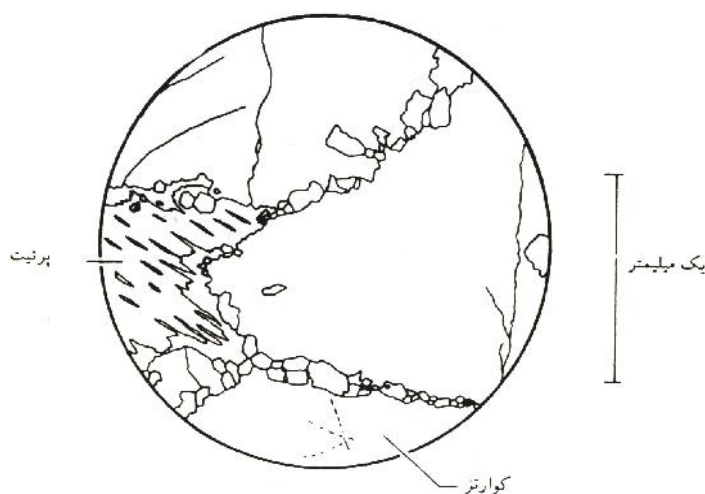
همانند موزائیک هایی است که در کنار هم چیده شده باشند. اندازه دانه ها در این فابریک مساوی و دانه ها متساوی البعد و مرز بین آنها مستقیم الخط است (شکل ۱-۶ الف) یا کمی انحناء دارد. این فابریک را گرانوبلاستی هم می گویند.

۲- فابریک در هم رفته یا مضرس:

عبارت از فابریکی متشکل از دانه های مساوی هم و متساوی البعد و گاهی عدسی است. مرز دانه های مجاور غیر منظم و مضرس و در هم رفته اند.

۳- فابریک میلونیتی:

سنگ از اجتماع قطعات دانه ریزی تشکیل شده که خود در نتیجه خرد شدن مکانیکی سنگها - بدون آنکه تبلور مجدد در کانیهای اولیه آن صورت گیرد - بوجود آمده است. معمولاً قطعات خرد شده در نوعی سیمان بسیار دانه ریز بهم متصل اند. اگر دانه های سنگ نامساوی باشند در اینصورت عموماً دو نوع دانه های درشت و ریز با هم دیده می شوند. این حالت ممکن است یا در نتیجه تجدید تبلور مجدد سنگهایی بوجود آید که از دو یا چند کانی متفاوت تشکیل شده باشند یا در نتیجه خرد شدن مکانیکی ناقص سنگها است که در پیدایش قطعات دانه درشت در زمینه ریز موثر بوده است. در این حالت به آن بافت ساروجی (Mortar) می گویند، (شکل ۶-۲).



شکل (۶-۲) گرانیت با بافت ساروجی

۴- فابریک کریستالوبلاستی:

فابریکی از یک سنگ دگرگونی تجدید تبلور یافته است و می توان آن را در مورد بسیاری از سنگهای دگرگونی بکار برد. سری کریستالوبلاستی معرف درجه خود شکلی کانیهای یک سنگ دگرگونی است و بصورت زیر نوشته می شود که در آن کانیهای سری بالا نسبت به کانیهای سری پایین میل بیشتر به خود شکلی (ایدیومورفی) از خود بروز می دهند.

سری های کریستالوبلاستی	خود شکلی بیشتر
اسفن، روتیل، پیریت	
گرونا، سیلیمانیت، استروتید، تورمالین	
اپیدوت، مانیتیت، ایلمنیت	
آندالوزیت، پیروکسن، آمفیبول	
میکاه، کلریت، دولومیت، دیستن (کیانیت)	
کلسیت، ایدوکراز، اسکاپولیت	
پلاژیوکلاز، کوارتز، کوردیریت	
	خود شکلی کمتر

باید در نظر داشته باشیم که استثنائاتی هم در این قانون دیده می شود. مثلاً اسفن در شیستهای کلریت دار معمولاً به صورت دانه های کروی دیده می شود، در صورتی که محل آن در ابتدای سری کریستالوبلاستی است.

۵- فابریک پورفیروبلاستی:

در بعضی از سنگهای دگرگونی، بلورهای بزرگ، یعنی پورفیروبلاست یا متاکریست (Metacryst) در زمینه ای از کانی های کوچکتر و دانه ریزتر قرار دارند.

۶- فابریک پوئی کیلوبلاستی (Poikiloblastic):

گاهی در داخل پورفیروبلاستها انکلوزیونهایی از کانیهای کوچکتر دیده می شود. در این حالت تصور می شود که بلور درشت، در محیط ریز بلورها رشد کرده و آنها را در خود وارد نموده است. گاهی ممکن است انکلوزیونهای مزبور قبل از آغاز دگرگونی در کانی درشت تر وجود داشته باشد. در بعضی حالات، انکلوزیونها ممکن است از دگرسانی کانی اصلی بوجود آید مانند سریستی شدن فلدسپاتها یا کلریتی شدن گروناها که در حالت اخیر اصطلاح پوئی کیلوبلاست را نباید بکار گرفت.

۷- فابریک کاتاکلاستی یا اتوکلاستی (Cataclastic or Autoclastic):

نوعی فابریک است که در نتیجه خرد شدگی سنگها در طی دگرگونی دینامیکی بوجود می آید. بنابراین جهت یافتگی خاصی در آن دیده می شود. می توان فابریک میلونیتها را کاتاکلاستی نامید. اگر در یک سنگ دگرگونی، درشت بلورهای (پورفیرها) خرد شده در متن ریز دانه قرار داشته باشند به آن پورفیروکلاست می گویند.

ب- سنگهایی که دارای جهت یافتگی برتر و مشخص می باشند.

ب-۱- جهت یافتگی یا فابریک صفحه ای

جهت یافتگی صفحه ای را شیستوزیته یا فولیاسیون می گویند و عبارت از ساخت صفحه ای موازی در سنگهای دگرگونی است که موجب تورق نسبتاً آسان سنگ در همین امتداد می شود. در اکثر سنگهایی که بر اثر دگرگونی دینامیکی و یا ناحیه ای تغییر شکل یافته شیستوزیته قابل ملاحظه است. حالات مختلف جهت یافتگی صفحه ای عبارتند از:

- لیناژ (Litage):

عبارت از تناوب لایه هایی با ترکیب کانی شناسی متفاوت است که در طی دگرگونی از یک تورق موضعی حاصل می شود.

- کلیواژ شکستگی یا کلیواژ درزه ای:

در نتیجه لغزش مکانیکی، سنگ بصورت ورقه ای ظریف در می آید در این حالت توازی کانیها وجود نداشته و تنها شکستگی های بسیار ریز و بهم فشرده موجب تورق سنگ شده است مانند حالتی که در میلونیتها دیده می شود.

- کلیواژ اسلیتی:

این کلیواژ در سنگهای آفانتیک (سنگهایی که دانه های آن با چشم دیده نشوند) بروز می کند و بعلت قرار گرفتن کانیهای ورقه ای بموازات سطح کلیواژ جلای خاصی در این سطح بوجود می آید. این کلیواژ نیز در نتیجه عوامل مکانیکی در سنگهای دگرگونی ظاهر می شود و فاصله بین سطوح تورق بسیار کم و در مقیاس میکروسکوپی است.

- کلیواژ جریان (Flow):

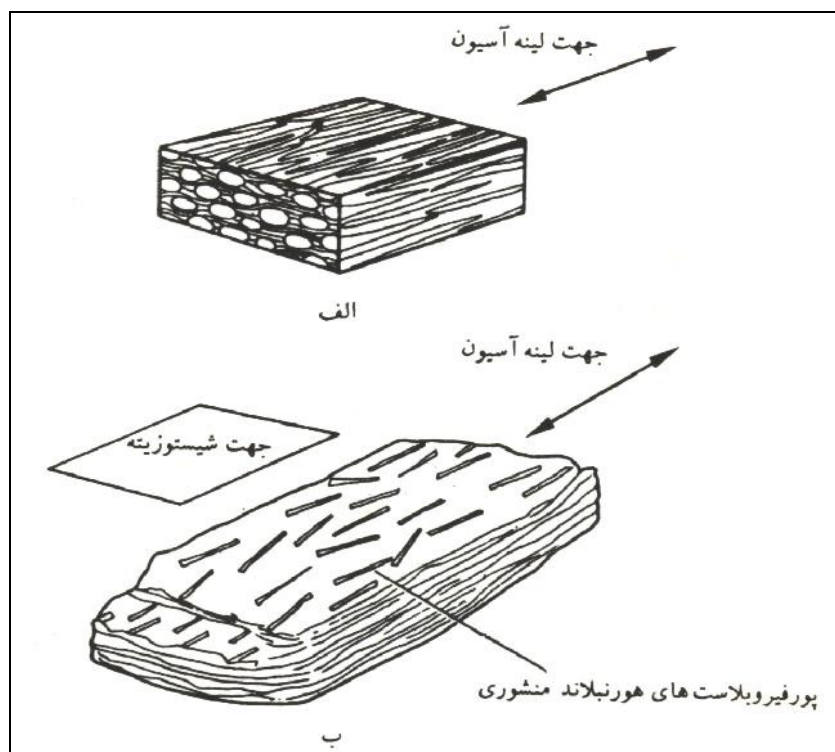
در واقع باید آنرا کلیواژ اسلیتی نامید و فرق آن با کلیواژ اسلیتی تورق آسانتر در امتداد سطوح کلیواژ است. بعلاوه می توان توازی کانیهای میکایی را با چشم غیر مسلح ملاحظه نمود که نشان دهنده پهن شدگی کانیهای سنگ در سطوح تورق است. به دو کلیواژ اخیر، کلیواژ قبل از تبلور هم می گویند.

- کلیواژ لغزشی (Slip):

در این حالت در امتداد سطح تورق جابجایی نیز صورت گرفته است و کانیهای ورقه ای در امتداد و بموازات سطح کلیواژ قرار دارند.

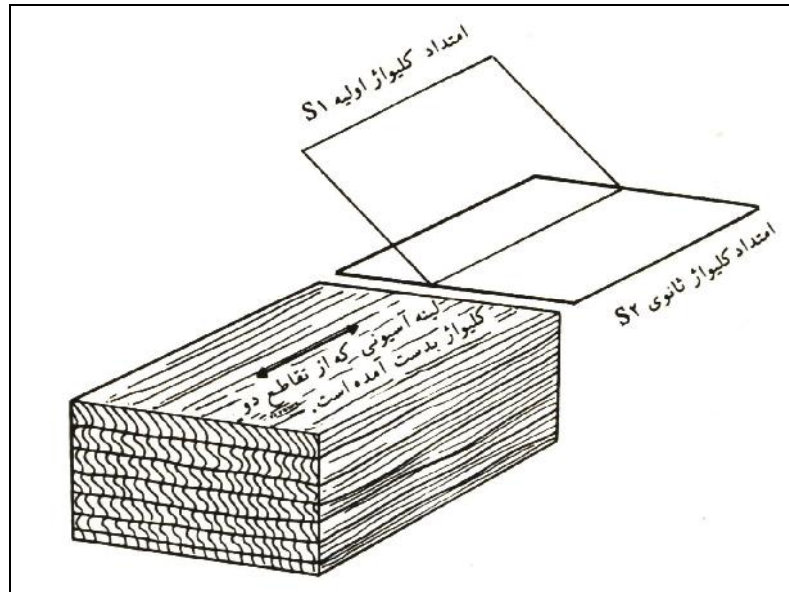
- کلیواژ خطی (Linear):

کلیواژی است که در نتیجه آن سنگ بصورت بخشهای قطعات باریک ولی طویل ظاهر می شود (لینه آسیون)، علت ایجاد آن نیز تقاطع دو امتداد کلیواژ (شکل ۶-۳) یا تقاطع یک امتداد کلیواژ با سطح لایه بندی است و یا ممکن است از توازی کانیهای سوزنی بوجود آید (شکل ۶-۳).



شکل (۶-۳) الف- لینه آسیون فرضی در یک گنیس گرانیتی

ب- ترکیبی از شیبستوزیته و لینه آسیون، این لینه آسیون در نتیجه توازی کانیهای منشوری بوجود آمده است.



شکل (۴-۶) لینه آسیونی که تقاطع دو کلیواژ S1 قدیمی و کلیواژ بعدی S2 بوجود آمده است.

شیستوزیته یا فابریک شیستی

همانطور که ذکر شد شیستوزیته ساختی از سنگ است که خرد شدن و شکستن در آن بصورت ورقه ها و صفحات موازی به آسانی انجام می شود. این عمل اصولاً در نتیجه عملکرد فشارهای جهت دار انجام می گیرد. کلیه حالاتی که از کلیواژ (به استثناء کلیواژ خطی یا لینه آسیون) ذکر کردیم شیستوزیته بوده ولی اصولاً این کلمه را در مورد شیست ها بکار می برند و آن عبارت از فابریک صفحه ای شکلی است که در سنگهای فانریتی (یعنی انواعی که با چشم غیر مسلح کانیهای آن قابل رویت است) در نتیجه توازی کانیهای صفحه ای، منشوری یا عدسی شکل ایجاد می شود. در این سنگها کانیهای ورقه ای مانند میکاها، کلریتها، تالک، گرافیت، هماتیت و ... بصورت موازی قرار میگیرند و در نتیجه شیستوزیته بوجود می آید.

کلمه فولیاسیون را در اکثر موارد معادل شیستوزیته بکار میرود ولی اصولاً هنگامی که از کلمه فولیاسیون استفاده می شود منظور نوعی شیستوزیته جریان یافته است که در پی افزایش درجه حرارت با تبلور مجدد کانیها همزمان باشد در این حالت کانیهای جهت یافته ای بوجود می آیند که غالباً در امتداد سطوح بزرگ خود در جهت شیستوزیته قرار می گیرند. بنابراین سنگ از انتظام ورقه های متناوب کانیها برخوردار است و اصطلاح بلور لایه نیز همین مفهوم را در بر دارد. بنابراین لااقل با کلیواژ شکستگی متفاوت است.

ب-۲- فابریک نواری

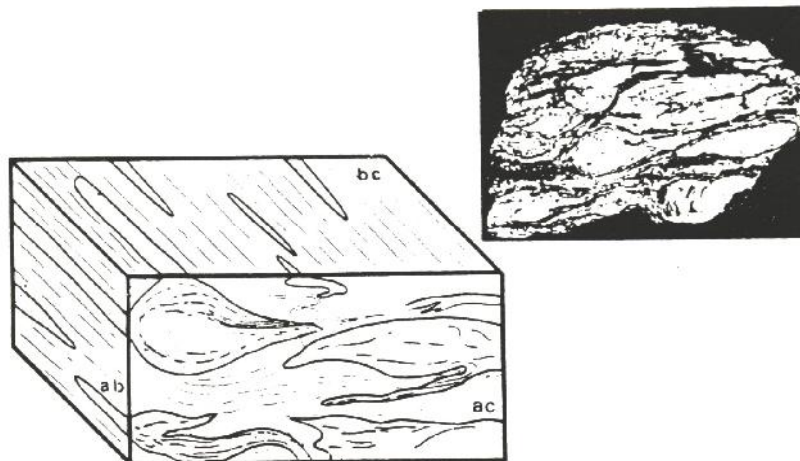
در این فابریک، سنگ بصورت نوارهای موازی ظاهر می شود که ترکیب کانیهای هر نوار نسبت به نوار مجاور متفاوت است. این عمل ممکن است در نتیجه تفریق دگرگونی، رشد بلورهای دانه ای و اختلاف در ترکیب لایه های سنگ مادر باشد و انواع آن عبارتند از:

فابریک گنسی:

نوعی فابریک نواری است که از نوارهای متناوب روشن و تیره رنگ تشکیل شده باشد. این سنگها دانه درشت بوده و در نمونه دستی و مقاطع میکروسکوپی به آسانی قابل تشخیص می باشند. نوارهای روشن معمولاً از کانیهای کوارتز و فلدسپات تشکیل شده و فابریک موزائیکی دارند. در صورتی که نوارهای تیره ممکن است از نوع پیروکسن (در گنسههای پیروکسن دار)، آمفیبول و یا میکا (در گنسههای معمولی) باشند. ضخامت نوارها متغیر است و ممکن است در حد میلیمتر تا حد متر و یا بیشتر باشد.

ب-۳- فابریک چشمی (Augen):

این فابریک که در گنسهها و سنگهای دگرگونی فولیاسیون دار دیده می شود فابریکی است که در آن بعضی کانیها نظیر فلدسپات، کوارتز یا گرونا بصورت اشکال عدسی مانند (یا بیضی) در می آیند و در مقاطع شبیه چشم می باشند. چشمها معمولاً نسبت به دانه بندی سنگ درشت تر بوده و بصورت موازی در داخل کانیهای جهت یافته دانه ریز قرار دارند، (شکل ۵-۶)



شکل (۵-۶) چشمهای بلاستی یا فابریک چشمی، در اینجا چشمها از تغییر شکل فلدسپات بوجود آمده اند.

ب-۳- فابریک فلیزر (Flaser):

این فابریک در سنگهایی که تحت تاثیر دگرگونی دینامیکی قرار گرفته باشند دیده می شود. در این حالت بعلت جریان یافتن سنگ، توده های عدسی شکل یا لایه اولیه و یا کانیهای دانه ای نسبتاً سالم سنگ در خمیره ای از قطعات شدیداً خرد شده محاط می گردند. قطعات درشت را چشمهای کلاستی و مجموعه را فابریک فلیزر می گویند. فرق آن با فابریک چشمی در آن است که سیمان و قطعات درشت از نوع کلاستی هستند. خاطر نشان می کنیم که مراحل حد واسط بین فابریک کاتا کلاستی و فلیزر وجود دارد.

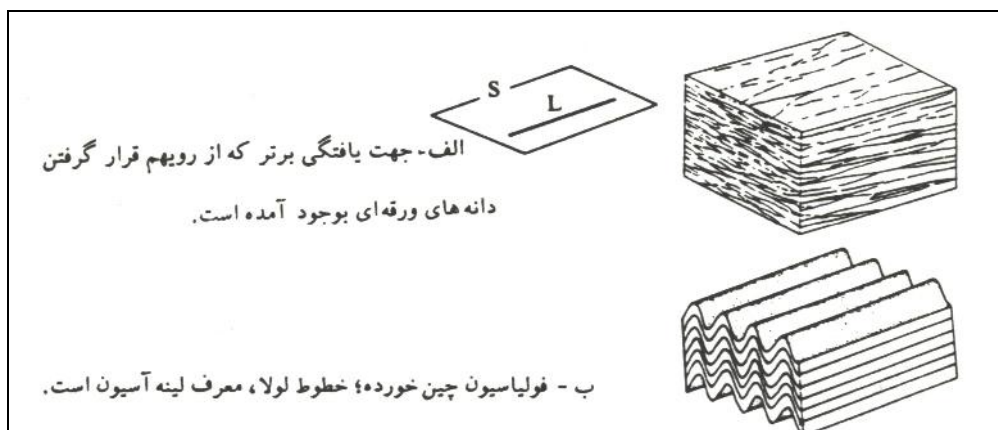
ب-۵- بودیناز یا فابریک سوسیسی:

به فابریکی گفته می شود که ستونهای موازی با مقاطع عدسی شکل (که معمولاً بهم پیوستگی مختصری دارند) در سنگ ظاهر شود. این فابریک وقتی بوجود می آید که سنگی مقاوم در داخل طبقات نا مقاوم قرار گیرد و مجموعاً تحت تاثیر نیروهای کششی واقع شوند.

لینه آسیون (Lineation)

لینه آسیون یک اصطلاح کلی است و عبارت از موازی قرار گرفتن عوامل خطی در سنگ های دگرگونی می باشد. حالاتی که منجر به تشکیل لینه آسیون می شود عبارتند از:

- در نتیجه رشد کانیهای طویل (مثلاً بلورهای منشوری یا سوزنی) در امتداد و بموازات هم (شکل ۶-۳).
- از تقاطع دو سطح در سنگ دگرگونی بوجود آید، این دو سطح ممکن است یکی سطح شیستوزیته و دیگری سطح لایه بندی باشد یا از تقاطع دو سطح شیستوزیته بوجود آید (شکل ۶-۳) و این همان لینه آسیون متقاطع است.
- محل لولاهای یک چین کوچک و بسیار ریز که موازی هم بوده و در نمونه های دستی قابل تشخیص باشد خطوطی تشکیل می دهند که می توان آن را لینه آسیون نامید (شکل ۶-۶ ب).



شکل (۶-۶) در بالا ترکیبی از فولیاسیون S و لینه آسیون L با جهت یافتگی برتر، در نتیجه موازی قرار گرفتن کانیهای ورقه ای بوجود آمده است.

در پایین، فولیاسیون چین خورده ای ملاحظه می شود. خطوط لولای این چینها، لینه آسیون را مشخص می کند.

فصل هفتم

اقسام سنگهای دگرگونی

مقدمه

برای مطالعه و شناسایی سنگهای دگرگونی ابتدا آنها را از نوع دگرگونی به گروههای زیر تقسیم می‌کنیم:

الف- سنگهای دگرگونی مجاورتی

ب- سنگهای دگرگونی دینامیکی

ج- سنگهای دگرگونی ناحیه ای

د- سنگهای دگرگونی اصابتی یا ضربه ای

ه- سنگهای دگرگونی زیر کف اقیانوسها

و- سنگهای دگرگونی هیدروترمال

با توجه به اینکه نوع سنگ دگرگونی تابع ترکیب شیمیایی کانی شناسی سنگ مادر و درجات دگرگونی است، لذا تا حد امکان، ترکیبات مختلفی را که در سنگهای رسوبی و ماگمایی سراخ داریم انتخاب می‌کنیم و آنها را در درجات مختلف دگرگونی مورد مطالعه قرار می‌دهیم و به این ترتیب اقسام سنگهای دگرگونی را بررسی می‌نماییم. در عین حال، با توجه به شرایط، بعضی از دگرگونیها را بطور جداگانه مرور می‌کنیم.

الف- سنگهای دگرگونی مجاورتی

در این دگرگونی، سنگهای حاصل هورنفلس ها و در صورتی که ترکیب سنگ میزبان مناسب باشد شیستهای لکه دار بوجود می‌آیند. هورنفلس ها سنگهای سخت، دانه ریز، متراکم با شکستگی صدفی بوده و از دگرگونی مجاورتی بسیاری از سنگها بوجود می‌آیند. انواع هورنفلس ها به درجه حرارت توده های نفوذی و فاصله ای که نسبت به آن داشته باشد وابسته است. گاهی درجه حرارت در مجاورت توده های نفوذی زیاد بوده و رخساره پیروکسن هورنفلس بوجود می‌آید. مسلماً هر قدر از محل تماس دورتر شویم درجه حرارت کمتر شده و رخساره هورنبلند هورنفلس و در بخش خارجی، سنگهای دگرگونی به صورت شیست ها و اسلیت‌های لکه دار ظاهر می‌شوند. گاهی هورنفلسها دارای ترکیب کانی شناسی غیر عادی می‌باشند که نشانه دگرگونی درجه حرارت بسیار زیاد و فشار ناچیز است (رخساره سانیدینیت).

بافت هورنفلس

بعضی از کانیهای اصلی هورنفلس ها مانند کوارتز، فلدسپات، پیروکسن، گروسولرو کلسیت معمولاً به صورت دانه های متساوی البعد ظاهر می‌شوند حتی میکاها و آمفیبولها نیز که در سنگهای آذرین به صورت ورقه ای یا سوزنی دیده می‌شوند، غالباً حالت معمول خود را از دست داده و جهت یافتگی خاصی نشان نمی‌دهند یا کمتر به این حالت ظاهر می‌شوند.

بطور کلی در بیشتر هورنفلس ها، دانه ها هم اندازه، فاقد جهت یافتگی و به اصطلاح بافت موزائیکی دارند و از نظر فابریک می‌توان به آنها گرانوبلاستیک یا هورنفلسی گفت. بعضی از کانیهای دگرگونی مجاورتی بویژه آندالوزیت و

کوردیریت اکثراً بصورت پورفیروبلاست دیده می شوند که در آنها انکلوزیونهای کوچکی نیز وجود دارد. کانیهای دیگر نظیر بیوتیت، موسکویت، تورمالین، گروسولر، ایدوکراز و اسکاپولیت هم ممکن است گاهی بحالت پورفیروبلاست در آیند. بنابر این بعضی از هورنفلس ها دارای فابریک دو گانه گرانوبلاستی و پورفیروبلاستی می باشند دگرشکلی های ناشی از فشار جهت دار در تکامل هورنفلس ها نقش قابل توجهی ندارند. به همین دلیل در آنها بقایای بافت اولیه گاهی قابل تشخیص است.

انواع هورنفلس ها

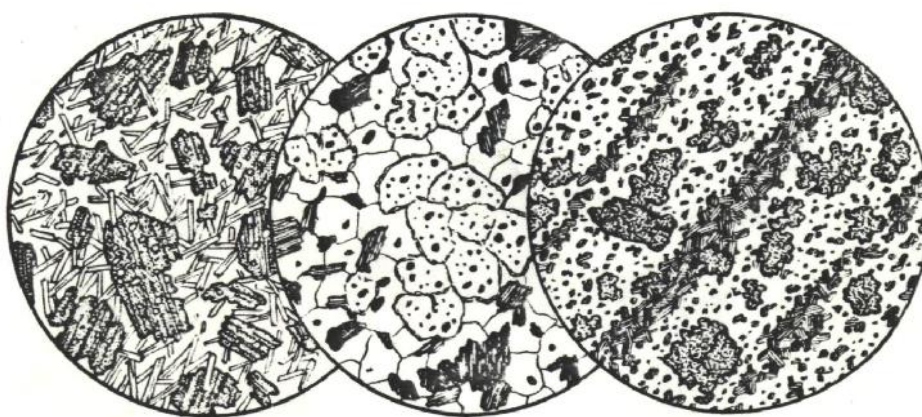
بر حسب نوع سنگ ما در انواع هورنفلس ها عبارتند از:

۱- هورنفلس های پلیتی و سنگهای وابسته:

اغلب هورنفلس های پلیتی واجد Al_2O_3 نسبتاً زیاد می باشند. این امر موجب تبلور آندالوزیت یا کوردیریت (و یا هر دو) در سنگ می شود که به صورت پورفیروبلاستهایی در زمینه دانه ریز گرانوبلاستی متشکل از کوارتز + فلدسپات + میکا + گرافیت، دیده می شوند. بر حسب نوع کانیهایی که در زمینه سنگ یافت می شود می توان رخساره دگرگونی را تعیین کرد.

بطور کلی در تمام هورنفلس های پلیتی، بیوتیت قرمز قهوه ای دیده می شود ولی موسکویت تنها در رخساره هورنبلند هورنفلس ظاهر می گردد. وجود مقداری بور در سنگ مادر موجب تبلور تورمالین خواهد گردید. در هورنفلس هایی که بجای آندالوزیت، سیلیمانیت وجود داشته باشد (بصورت دستجات رشته مانند یا خوشه ای) نشانه درجه حرارت شدیدی است که به سنگ وارد آمده و این عمل تنها در نزدیکی توده های ماگمایی درجه حرارت بالا امکان پذیر است.

کمی دورتر از هاله دگرگونی، اگر سنگ اولیه از نوع اسیلیت یا فیلیت باشد بر اثر دگرگونی مجاورتی، دانه هایی در سنگ ظاهر می شود که به آن لکه (Spot) یا غده (Knot) می گویند. این سنگها شیشه های لکه دار پلیتی نامیده می شوند.



ج

ب

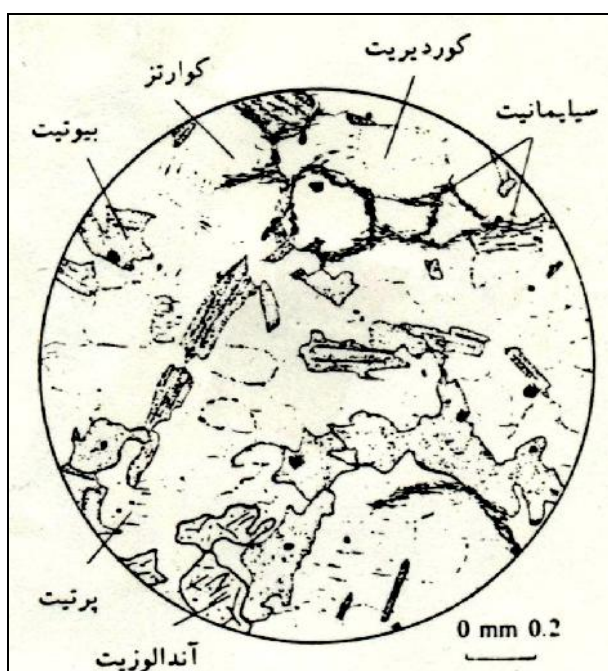
الف

شکل (۱-۷) هورنفلس های پلیتی (قطر دایره ها سه میلیمتر است)

الف- کوردون + بیوتیت + کوردیریت هورنفلس؛ لایه بندی مربوط به سنگ اولیه است.

ب- کوردیریت + بیوتیت + کوارتز هورنفلس؛ در کوردیریت انکلوزیونهای فراوانی دیده می شود.

ج- بیوتیت + موسکویت + کوارتز هورنفلس.



شکل (۷-۲) هورنفلس با بافت گرانو بلاستی.

آندالوزیت در حال از بین رفتن و سیلمانیت در حال شکل گرفتن است. این حالت نشانه توقف دگرگونی است که در سنگ ثبت شده است.

رخساره سانیدینیت را تنها هنگامی که سنگهای پلیتی به صورت آنکلا و در گدازه های بازالتی قرار گرفته باشند می توان مشاهده نمود. بعلت آنکه سنگهای پلیتی مزبور سرشار از آلومینیوم اند لذا در درجات حرارت معادل رخساره سانیدینیت، کانیهای کوردندون و یا اسپینل در آنها ظاهر می شود. اگر بخشی از آنکلا و مزبور ذوب گردد، سنگی حد واسط آذرین - دگرگونی بوجود می آید که به آن بوکیت (Buchite) می گویند. در بوکیتهای پلیتی می توان کوردیریت، اسپینل، مولیت و گاه شیشه هم مشاهده نمود.

آدینول (Adinol) عبارت از آلیتی شدن رسوبات رسی است که خود در نتیجه دگرگونی مجاورتی در حاشیه یک توده نفوذی مافیک سرشار از سدیم بوجود می آید.

آرژیلیت سنگی است آفانتیک، با رنگ تیره، بدون جهت یافتگی و غالباً دارای شکستگی صدفی می باشد. درجه دگرگونی آن ضعیف و بر اثر تبلور دوباره مادستون بوجود می آید.

۲- هورنفلس های کوارتز فلدسپاتی:

می دانیم که کوارتز، پلاژیوکلاز و فلدسپات پتاسیم دار از کانیهای عمده ماسه سنگها و سنگهای آذرین سیلیس دار (مانند ریولیت و داسیت، ...) به حساب می آیند. این کانیها در درجات حرارت پیروکسن هورنفلس و هورنبلند هورنفلس پایدار می باشند. بنابراین هورنفلس های حاصل از این قبیل سنگها اساساً بافت موزائیکی گرانوبلاست داشته و در آن کوارتز و فلدسپات وجود دارد. مجموعه کانیهای این قبیل هورنفلس ها در حالت کلی عبارتند از: کوارتز + فلدسپات پتاسیم + بیوتیت + آندالوزیت + پلاژیوکلاز بطور کلی در هورنفلس های کوارتز و فلدسپات دار همیشه مقداری بیوتیت وجود دارد و در انواع رخساره پیروکسن هورنفلس کوردیریت هم دیده می شود.

کوارتزیت ها:

کوارتزیتها تنها از دگرگونی سنگهای رسوبی مانند ماسه سنگهای کوارتزی، گریوکههای کوارتزی، کنگلومراهای کوارتزی و چرت ها بوجود می آیند ولی استثنائاً ممکن است رگه های قدیمی کوارتز نیز به کوارتزیتها تبدیل شوند. با توجه به قلمرو پایداری وسیع کوارتز باید پذیرفت که کوارتزیت در بسیاری از شرایط دگرگونی (به استثنای رخساره سانیدینیت) پایدار است. کوارتزیت سنگی است متراکم، سخت، با بافت موزائیکی و در هنگام شکستن با لبه های تیز شکسته می شود. در زیر میکروسکپ می توان رشد بلورهای کوارتز را مشاهده نمود به نحوی که بلورهای حاشیه ای شفافتر از بخش مرکزی است و در حد فاصل بین آنها لکه های کوچک قهوه ای یا تیره رنگ دیده می شود. کوارتزیتها هم در دگرگونی مجاورتی و هم در دگرگونی ناحیه ای بوجود می آیند. در بعضی حالات کوارتزیت ممکن است در نتیجه متاسوماتوز حاصل شود. به عبارت دیگر کاتیونهای اضافی یک محیط سیلیسی بر اثر ترکیب با محلولهای هیدروترمال از محیط شسته شده و خارج گردد، و به این ترتیب کوارتزیت بوجود آید. فرق یک کوارتزیت ناشی از دگرگونی ناحیه ای با کوارتزیتهایی که در دگرگونی مجاورتی بوجود می آیند ایجاد فولیاسیون در کوارتزیتهای ناحیه ای است که بلورهای کوارتز، در حالت کشیده هستند.

کانیهای فرعی در کوارتزیتها متفاوت هستند و تابع مواد ناخالصی سنگ مادر می باشند و بر همین اساس کوارتزیتها را به انواع زیر تقسیم بندی می کنند.

- کوارتزیتهای خالص
- کوارتزیتهای میکادار
- کوارتزیتهای فلدسپات دار
- کوارتزیتهای گرونادار
- کوارتزیتهای اکتینوت دار
- کوارتزیتهای ریبیکیت دار

در خاتمه باید خاطر نشان کرد که وجود پیریت و لیمونیت در کوارتزیتها امری عادی است. اسفن در کوارتزیتهای کربنات دار و روتیل در کوارتزیتهای بدون کلسیم ظاهر می شوند.

۳- هورنفلس های آهکی:

دگرگونی مجاورتی درجات شدید موجب تبدیل آهکها و دولومیتها به مرمرهای آهکی می شود و عبارت از سنگهایی است که اساساً از دانه های موزائیکی و متساوی البعد کلسیت تشکیل شده، سیلیس و سیلیکات آلومینیوم ناخالصی های فرعی این قبیل سنگها بشمار می آیند. بافت این سنگها گرانو بلاستیک است. اگر سنگ مادر مرمرهایی که در دگرگونی مجاورتی بوجود می آیند سرشار از سیلیس باشند، کانیهای مانند ولاستونیت، ترمولیت، دیوپسید و تالک پدید می آیند. در صورتی که در محیط سیلیس کافی نباشد، کانیهای مانند هومیت، پریکلاز، بروسیت و اسپینل پدیدار می شوند. با توضیحات فوق، در دگرگونی مجاورتی آهکها، باید انتظار تشکیل مرمرهای فورستریت دار مرمرهای پیروکسن دار و آمفیبول دار را داشته باشیم.

۴- هورنفلس های کالک - سیلیکات یا اسکارنها (Skarns):

سنگهای این گروه عبارت از هورنفلس هایی هستند که عمدتاً از دگرگونی آهکهای رس دار و مارنها بوجود می آیند. به این قبیل سنگها، هورنفلس های کالکوسیلیکات نیز گفته شده است که سنگی دانه ریز و بدون فولیاسیون است. از اقسام مهم آن تاکتیت (Tactite) و اسکارنها را می توان نام برد.

تاکتیت:

سنگی با ترکیب پیچیده است که خود از دگرگونی مجاورتی و متاسوماتیسم سنگهای کربناته بوجود می آید. این سنگ بافت دانه درشت و موزائیکی داشته و در آن گرونا، پیروکسنهای آهن دار، اپیدوت، ولاستونیت و اسکاپولیت دیده می شوند

د. بسیاری از محققین این سنگ را برای معادل اسکارن می دانند.

اسکارن:

اسکارن اصطلاح معدنچیان سوئدی است که در گذشته برای نامگذاری سنگهای باطله کانسارهای مانیتیت بکار می رفت. اسکارن سنگهای متاسوماتیتی هستند که از آهک، آهن سه ظرفیتی و سیلیکاتهای منیزیم ترکیب یافته و در نتیجه دخالت محلولهای ماگمایی و واکنش بین کربناتها با محلولهای فوق بوجود می آید. اسکارنها در محل تماس توده های نفوذی پرحرارت با سنگهای آهکی مجاور بوجود می آیند. به همین دلیل به نهشته های اسکارن، دگرگونی مجاورتی و پیرومتاسوماتیک هم گفته می شود. به علت نحوه انتشار و نفوذ محلولها، در محل تماس بین گرانیتوئیدها و آهک، زونهای متوالی با ترکیب متفاوت بوجود می آید. این همان زونالیته متاسوماتیک است که از مشخصات بارز اسکارنها بشمار می رود. زونهای مزبور از نظر کانی شناسی و ترکیب شیمیایی نسبت بهم متفاوتند. با توجه به ترکیب سنگهای آهکی دو نوع اسکارن قابل تشخیص است:

- اسکارنهای منیزیم دار که سنگ مجاور از نوع دولومیت است.

- اسکارنهای آهکی که سنگ مجاور از نوع کربنات کلسیم است.

مجموعه کانیها در هر یک از موارد فوق متفاوت است. چنانکه در اسکارنهای منیزیم دار مجموعه کانیها شامل:

فورستریت + اسپینل + دیوپسید + فلوگوپیت + لودوویژیت + لازوریت است. در حالیکه در اسکارنهای آهکی مجموعه کانیها عبارتند از: دیوپسید + هدرنژیت + گروسولر + آندرادیت + ولاستونیت + ایدوکرز + شلیت و سایر کانیهای کلسیم دار.

اسکارنها از نظر پیدایش کانسارهای فلزی (منیزیم، آهن، مس، سرب و روی، مولیبدن، تنگستن و میکاهای فلوگوپیت) ارزش اقتصادی دارند. بعلاوه اسکارنها از نظر کانسارهای بیسموت و طلا نیز با ارزشند.

۵- هورنفلس های بازیک:

اگر سنگهای بازیک (بازالت و انواع مشابه) در معرض دگرگونی درجات شدید حرارتی قرار گیرند به هورنفلس متراکم و تیره رنگی تبدیل می شوند که در زیر میکروسکپ با بافت گرانوبلاست موزائیکی خود مشخص می باشند و در آن لابرادور، دیوپسید، هیپرستن و کانیهای فرعی نظیر آپاتیت، مانیتیت و اسفن هم یافت می شود.

ب- سنگهای دگرگونی دینامیکی

همانطور که قبلاً گفته شد دگرگونی دینامیکی با دگرشکلی سنگها و تبلور مجدد ناشی از استرس مشخص بوده و معمولاً با کاهش اندازه کانیه‌های سنگ همراه است. هنگامی که سنگ اولیه (رسوبی، آذرین یا دگرگونی) تحت تاثیر دگرگونی دینامیکی قرار گیرد فابریک آن هم درهم می‌ریزد. به همین دلیل در نامگذاری سنگهای حاصل از دگرگونی دینامیکی در مقایسه با سنگهایی که از دگرگونی مجاورتی یا ناحیه‌ای بوجود می‌آیند ترکیب کانی شناسی نقش مهمی ندارد و آنچه که برای تمیز انواع آنها حائز اهمیت است فابریک این سنگها است. اقسام مهم سنگهای دگرگونی دینامیکی عبارتند از:

۱- میلونیت:

میلونیتها از دگرشکلی کاتاکلاستیک شدید سنگها تا حد خرد شدن بوجود می‌آیند. در این حالت ترکیب شیمیایی سنگ اولیه تغییر نمی‌کند ولی تحت تاثیر نیروهای شدید تکتونیکی (مانند حرکتی که در طول یک گسل در سنگهای دو طرف آن پدید می‌آید) سنگ خرد میگردد و به قطعات کوچکتر تقسیم می‌شود. قطعات مزبور بوسیله سیمانی از مواد خرد شده دانه ریزتر بهم متصل اند. میلونیتها غالباً بسیار دانه ریزند و در آن معمولاً چشمهایی از سنگهای خرد نشده اولیه در سیمانی از کانیه‌های خرد شده بطور پراکنده دیده می‌شود.

در زیر میکروسکپ، در حاشیه دانه‌ها، نشانه‌های خرد شدگی واضحی ملاحظه می‌کنیم. بسیاری از کانیه‌ها خاموشی موحی دارند. علیرغم شرایط خاصی که در تشکیل آن دخالت می‌کنند میلونیتها سنگهای سخت و بهم پیوسته بوده و این مسئله نشان می‌دهد که خرد شدن ذرات در شرایط فشار شدید انجام شده است.

در میلونیت‌هایی که خرد شدگی بسیار شدید باشد به پسود و تاکی لیت (Pseudotachylite) تبدیل می‌شوند که ظاهری شیشه‌مانند و تیره‌رنگ داشته و بصورت رگه‌های ناپیوسته در بعضی از میلونیتها دیده می‌شوند. عموماً تشکیل پسودوتاکی لیت را به ذوب سنگهای خرد شده در درجات حرارت زیاد ناشی از گرمای اصطکاک مربوط می‌دانند، ولی بررسی‌های اشعه ایکس و تعیین ضریب شکست ثابت نموده است که بعضی از پسودوتاکی لیتها مخفی بلورند و از خرد شدن بعضی از سنگها مانند گرانیت بوجود می‌آیند، بدون آنکه عمل ذوب رخ داده باشد.

بسیاری از میلونیتها بافت ورقه‌ای دارند که اندازه دانه‌ها، رنگ و یا ترکیب کانی شناسی هر ورقه نسبت به ورقه مجاور متفاوت است. این حالت در نتیجه جریان یافتن سنگ (مسلماً در حالت جامد) حاصل می‌شود. بعلاوه محور طویل شدگی کانیه‌ها (حتی کوارتز) نیز منطبق با جهت جریان است. اولترامیلونیت میلونیت‌های شدیداً خرد شده‌ای می‌باشند که پورفیروکلاست‌های بسیار اندک داشته و یا فاقد پورفیروکلاست هستند. در حالتی که پورفیروکلاست دیده شود حاشیه و اطراف آن به شدت خرد شده و کانی حالت مدور پیدا کرده است. (شکل ۷-۳).



شکل (۳-۷) پورفایروکلاست های فلدسپات پتاسیک در زمینه ای از موسکویت + کوارتز در یک سنگ اولترا میلونیت

۲- هارت شپفر (Hartschiefer):

سنگی بسیار سخت، متراکم و دانه ریز با ساخت نواری است. این نوارها ظریف و موازی هم بوده و از نظر ترکیب شیمیایی و کانی شناسی با هم فرق دارند. این قبیل سنگها در نتیجه دگرشکلی شدید اولترامیلونیت بوجود می آیند و با سایر سنگهای میلونیتی همراه می باشند.



شکل (۳-۷) گنیس چشم میلونیتی (قطره دایره ۶ میلیمتر است).

بعضی از گنیسهای چشمی منشاء میلونیتی دارند. در این تصویر اشکال تخم مرغی فلدسپات در زمینه موسکویت، کوارتز و کلریت دیده می شود.



شکل (۷-۵) مرمر کاتاکلازیت (قطر دایره ۲/۵ میلیمتر است) حاشیه بعضی از بلورها خرد شده و سنگ ظاهری جهت یافته دارد.

۳- کاتاکلازیت (Cataclasite):

اصطلاح کاتاکلازیت معمولاً در سنگ‌هایی بکار می‌رود که اختصاصات دگرشکلی کاتاکلاستیک در آنها ظاهر می‌شود ولی حد نهایی دانه‌ای شدن (ریز دانه) که مشخص می‌لونیته‌ها است در آن دیده نمی‌شود، به نحوی که به آسانی می‌توان کانیها و بافت سنگ مادر را از روی قطعات موجود تشخیص داد. بعضی از کاتاکلازیتها ممکن است از سنگهای رسوبی بوجود آیند. چنانکه کلسیت در سنگهای آهکی، تغییر شکل داده و سنگ به مرمر کاتاکلازیت تبدیل می‌شود (شکل ۷-۵).

۴- فیلونیت (Phyllonite):

فیلونیت‌ها یا فیلیت‌های میلونیتی سنگ‌هایی شبیه فیلیت‌ها بوده (در نمونه دستی) و در نتیجه دگرشکلی شدید سنگهای دانه ریز مانند اسلیت، شیست یا دانه درشت نظیر گرانیت، گنیس و گری وک بوجود می‌آید. کاهش در اندازه دانه‌ها، نتیجه جریان یافتن سنگ در حال جامد است که ممکن است با تبلور دوباره کانیهای مانند کوارتز و کلسیت و یا رشد سایر کانیها که به آن کانیهای نوظهور می‌گویند (مانند میکا، کلریت، آلبیت و اپیدوت) همراه باشد. یکی از مشخصه‌های مهم در تکامل فیلونیتها، حرکت ناهم‌هنگ دانه‌ها در سطح لغزش است که سنگ ظاهری شیستی به خود می‌گیرد و به این ترتیب در آن چین‌های کوچک در مقیاس میکروسکوپی بوجود می‌آید. محصول نهایی این فرآیند ایجاد فیلونیت است که از نظر کانی‌شناسی و ساختمانی شبیه فیلیت ولی از نظر منشاء و ساخت با آن متفاوت است. کانیهای سازنده فیلونیت، همان انواعی هستند که در فیلیت دیده می‌شوند و از نظر رخساره هم رخساره شیست سبز محسوب می‌گردد.

ج- سنگهای دگرگونی ناحیه‌ای

اصولاً دگرگونی ناحیه‌ای، همزمان با چین خوردگی آغاز می‌شود، اما مدت زمان آن همیشه طولانی‌تر از چین خوردگی است، زیرا در حالت دگرگونی باید دو نوع تعادل برقرار شود: تعادل تکتونیکی و تعادل کانی‌شناسی. بنابراین اگر چه بخش مهمی از دگرگونی ناحیه‌ای می‌تواند همزمان با تکتونیک باشد ولی بعد از حادثه تکتونیکی نیز راه آن ادامه دارد.

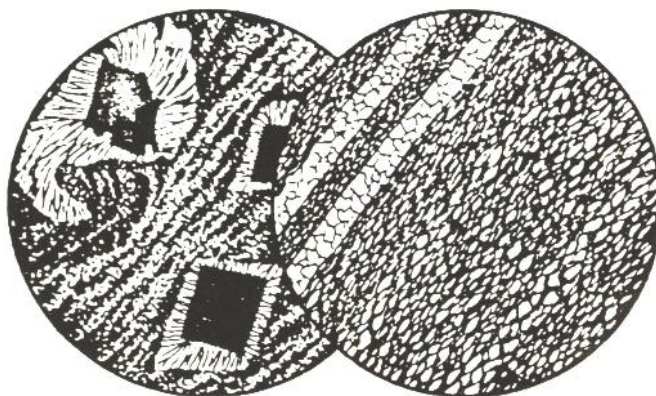
چنانکه شیستوزیته همزمان با چین خوردگی رخ می دهد ولی تبلور کانیها، بخصوص رشد پورفیروبلاست ها، بعد از چین خوردگی نیز دوام دارد. سنگهای این گروه واجد شیستوزیته (یا فولیاسیون) بوده و نشان دهنه دگرشکلی مهمی است که در طی دگرگونی بر آنها وارد آمده است. انواع درجات ضعیف آن، عمدتاً در بخشهای فوقانی و بیرونی مناطقی که تحت تاثیر دگرگونی ناحیه ای شدیدتر قرار گرفته باشد دیده می شوند و انواع درجات شدید نیز خاص مناطق داخلی و درونی اند که اصولاً با میگماتیت ها همراه می باشند.

اقسام سنگهای دگرگونی ناحیه ای

۱- اسلیت ها (Slates)

اسلیت ها سنگهای دانه ریز بوده و خود از دگرگونی رسوبات دانه ریزتر بوجود می آیند که عادی ترین آنها رسوبات پلیتی است. میکای سفید کلریت، کوارتز و در بعضی حالات در آن لکه های تیره رنگ گرافیت هم دیده می شود. کانیهای فرعی نیز عمدتاً تورمالین، روتیل، اپیدوت، اسفن و اکسیدهای آهن است. حضور تورمالین در اسلیتها ممکن است تنها از منشاء سیالات ماگمایی نباشد زیرا بور در بسیاری از گلهای دریایی یافت می شود که در نتیجه دگرگونی ممکن است به تورمالین بدل شود. اپیدوت اصولاً فقط در اسلیت های سبز رنگی که خود از دگرگونی توفهای رسوبی بوجود می آیند فراوان می باشد و ممکن است با آلپیت همراه باشد. ترکیبات آهن ممکن است به صورت هماتیت در سنگ دیده شود. به همین دلیل، رنگ اسلیتها متفاوت است. چنانکه اسلیت های سبز رنگ معرف آهن دو ظرفیتی و اسلیت های قرمز و ارغوانی معرف وجود آهن سه ظرفیتی و اسلیت های پیریت دار نیز سیاه رنگ هستند. وجود مواد آلی هم ممکن است رنگ اسلیت را سیاه نماید.

از اختصاصات مهم اسلیت، تورق آسان آن است که به آن کلیواژ اسلیتی هم می گویند و عبارت از قرار گرفتن کانیهای بسیار دانه ریز ورقه ای (میکا و کلریت) به موازات و در امتداد سطوح شیستوزیته است. کلیواژ اسلیتی را می توان سطوح شیستوزیته بسیار منظمی دانست که اکثراً نسبت به لایه بندی اولیه سنگ متقاطع بوده و همانطور که قبلاً گفته شد تا اندازه ای با سطح محوری چین موازی است. گاهی رگه های نازک کوارتز، کلیواژ اسلیتی را مشخص تر می کند (شکل ۶-۷ الف). تشخیص لایه بندی سنگ اولیه در اسلیت حائز اهمیت است که به کمک تغییر رنگ و بافت و گاهی خوابیدگی فسیل در سطح لایه ها می توان این مشکل را حل کرد. آردواز - در فرانسه به جای اسلیت، کلمه آردواز (Ardoise) را بکار می برند که در فارسی به آن سنگ لوح گفته شده است.



ب

الف

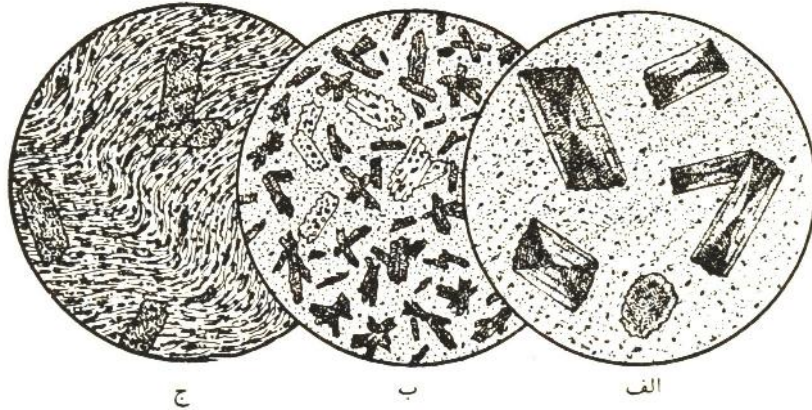
شکل (۶-۷) الف: اسلیت پلیتی. این مقطع بر سطح شیستوزیته عمود است و در آن کوارتز، میکای سفید، کلریت و اکسید آهن وجود دارد. رگه های کوارتز به موازات شیستوزیته قرار دارند. عرض مقطع ۳ میلیمتر است.
 ب: اسلیت پیریت و گرافیت دار. در اطراف پورفیروبلستهای پیریت، رشته های کوارتز و کلریت در سایه بلور پیریت، متبلور شده اند. انحنای رشته های کوارتز در بخش زیرین و راست، چرخش پورفیروبلاست را نشان می دهد. عرض مقطع ۳ میلیمتر است.

۲- فیلیت ها (Phyllites)

با افزایش درجه دگرگونی، گاهی به علت درجه حرارت زیادتر، مداومت شرایط دگرگونی یا تداوم فعالیت سیالات، اسلیت ها به فیلیت تبدیل می شوند. از نظر کانی شناسی، فیلیت ها مشابه اسلیت ها می باشند ولی از آنها دانه درشت ترند. فیلیت های دگرگونی در زیر اسلیت ها یا آردوازاها و به عبارت دیگر، در منطقه داخلی تر از آن بوجود می آیند و حاوی سربیسیت، کلریت و کوارتز می باشند به نحوی که ورقه های میکای آن در امتداد سطوح پهن خود بر سطح شیستوزیته یا تورق قرار می گیرند و سنگ منظره ابریشمی پیدا می کند. گاهی در فیلیت ها، بیوتیت نیز دیده می شود که نشانه افزایش درجه حرارت برای ظهور این کانی است. حضور کانی های دانه درشت در فیلیت ها موجب می شود تا فیلیت ها را از نظر درجه دگرگونی بین اسلیت و میکاشیست در نظر بگیریم. معمولاً چین های کوچک باعث ایجاد لینه آسیون در فیلیت می شود.

در بعضی از فیلیت ها، پورفیروبلستهای قابل رویتی از گرونا، بیوتیت، کلریتوئید، مانیتیت، پیریت و یا کربناتها وجود دارد.

فیلیت ها معرف رخساره شیست سبز بوده و کانیهای گرونا می باشد در فیلیت از نوع منگنزدار است. اگر در فیلیت، آندالوزیت و کوردیریت دیده شود در اینحالت به زون دگرگونی مجاورتی نزدیک شده ایم. این همان اسلیت لکه دار است که قبلاً راجع به آن صحبت کرده ایم.



شکل (۷-۷) الف: فیلیت کلریتوئیدار - پورفیروبلاست کلریت در زمینه ای از کوارتز + موسکویت + اکسید آهن - تیتان

ب: فیلیت کلریتوئید و آندالوزیت دار در زمینه ای از کوارتز + موسکویت + کمی بیوتیت.
ج: فیلیت کلریتوئید موسکویت - گرافیت - کلریت دار. پورفیروبلاستهای کلریتوئید بعد از دگر شکلی متبلور شده و در نتیجه انکلوژیونهای موازی متن سنگ در آن دیده می شود. قطره دایره ها ۳/۵ میلیمتر است.

۳- شیست ها

برای انگلیسی زبانان، شیست، سنگ دگرگونی فولیاسیون دار است که کانیهای آن با چشم قابل تشخیص اند (فرق آن نسبت به فیلیت ها). بنابراین درجه دگرگونی آن شدیدتر از فیلیت است در فرانسه شیست سنگ متورقی است که از سخت شدگی رسوبات پلیتی بوجود می آید. در این حالت معادل کلمه شیل انگلیسی زبانان است. ما در اینجا از اصطلاح انگلیسی زبانها استفاده می کنیم و شیست ها را سنگهای دگرگونی ناحیه ای محسوب می داریم.

شیستها فراوانترین سنگهای دگرگونی به حساب می آیند. وجود شیستوزیته و یا لینه آسیون از مشخصات اساسی آنها است. در شیستهای درجه ضعیف، کانیهای ورقه ای فراوانتر هستند، ولی با افزایش درجه حرارت، نسبت کانیهای میکایی آن به علت تبدیل به کانیهای دیگر (که اکثراً متساوی البعد هستند) کم می شود و در نتیجه شیستوزیته آن ضعیف تر می گردد و تدریجاً به فابریک گنیسی نزدیک می شود.

شیستها را بر اساس فراوانی نوع کانیهای برتر نامگذاری می کنند مانند میکاشیست، سریسیت شیست، گلوکوفان شیست، تالک شیست و سرپانتین شیست. بعلاوه، بر حسب نوع سنگ مادری که شیستها از آن بوجود می آیند می توان آنها را به چهار گروه زیر تقسیم بندی کرد:

- شیستهایی که از دگرگونی رسوبات رسی و یا کوارتز - فلدسپاتی بوجود می آیند مانند اقسام میکا شیست ها.
- شیستهایی که از دگرگونی سنگهای آذرین حد واسط تا بازیک نتیجه می شوند مانند شیست های سبز.
- شیستهایی که منشاء کربناته دارند یا کالک شیست ها.
- شیستهایی که از دگرگونی سنگهای اولترا بازیک بوجود می آیند مانند شیستهای منیزیم دار.

۳-۱- شیست هایی که از دگرگونی رسوبات رسی بوجود می آیند.

در این قبیل شیستها اصولاً بسیار فراوان است که عموماً در امتداد سطوح فولیاسیون قرار می گیرد. این موجب تورق آسان سنگ می شود. فراوانی میکا در این سنگها را می توان هم به ترکیب شیمیایی محیط (مخصوصاً فراوانی آلومینیم)

و هم به شرایط تشکیل و پایداری میکاها مربوط دانست. موسکویت کانی مشخص دگرگونی درجه ضعیف و متوسط است و با مجموعه های گوناگون یافت می شود. موسکویت در درجات شدیدتر به فلدسپات تبدیل می گردد و سنگ تورق آسان خود را از دست می دهد. موسکویت همچنین در واکنشهای متعددی شرکت می کند که از ذکر آنها صرف نظر شده است.

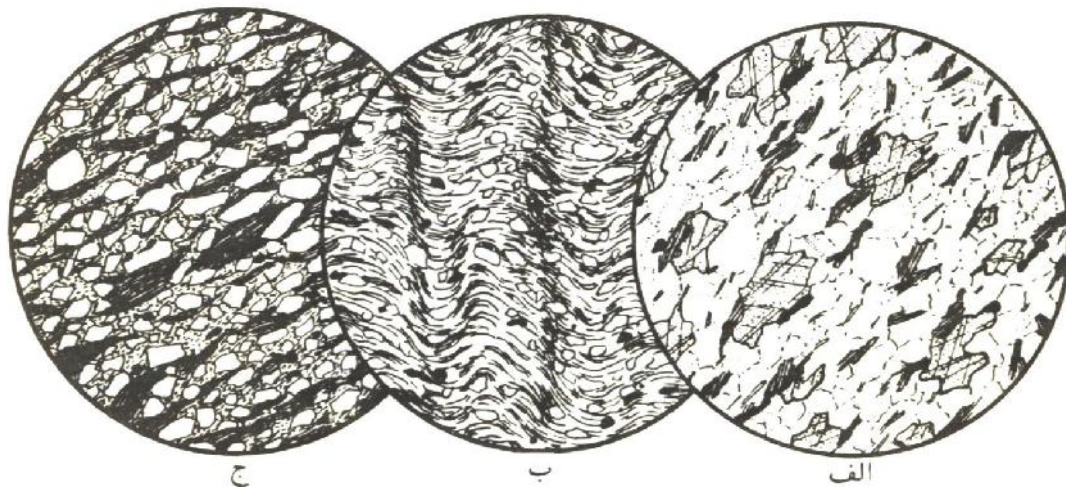
کلریت از کانیه های عادی میکاشیست ها می باشد. در سنگهای شیستی، با افزایش درجه دگرگونی، ابتدا کلریت دانه درشت تر می گردد ولی به تدریج از مقدار آن کاسته می شود و به بیوتیت و سپس به آلماندن تبدیل می شود. بیوتیت نیز از کانیه های مهم میکاشیست ها محسوب می شود ولی در شرایط درجات شدید بر ابعاد آن اضافه می گردد و به فلدسپات تبدیل می شود. کلریتوئید در مراحل اولیه دگرگونی از تغییر و تبدیل سنگهای رسی آلومینیم و آهن دار ولی کم پتاسیم بوجود می آید و تا شدت متوسط دگرگونی پایدار مانده و سپس به استروئید تبدیل می شود که حضور آن معرف آهن نسبتاً زیاد در محیط است.

استروئید در درجات دگرگونی شدیدتر به آلماندن و دیستن بدل می گردد. گرونای نوع آلماندن فراوانترین کانی دگرگونی درجه متوسط سنگهای رسی است. با افزایش شدت دگرگونی مقدار منیزیم گرونا زیادتر می شود و به پیروپ تبدیل می گردد. اساساً گروناها به صورت پورفیروبلاست ظاهر می شوند و ممکن است در آن آثار حرکات چرخشی به صورت ساختار حلزونی مشاهده شود.

دیستن، معرف درجه دگرگونی شدید است و معمولاً از موسکویت بوجود می آید. با افزایش درجه حرارت دیستن به سیلیمانیت تبدیل می شود ولی در فشار زیاد تنها دیستن پایدار می باشد.

مقدار فلدسپات در شیستها بسیار متغییر است. در تمام میکا شیست ها، فلدسپات به صورت دانه های ریز وجود دارد ولی با چشم قابل تشخیص نمی باشد.

با افزایش شدت دگرگونی بلورهای آن درشت تر می شود. در این حالت به قلمرو گنیس وارد می شود.



شکل (۷-۸) شیست های دگرگونی درجه ضعیف (قطره دایره ها ۲/۵ میلیمتر است).

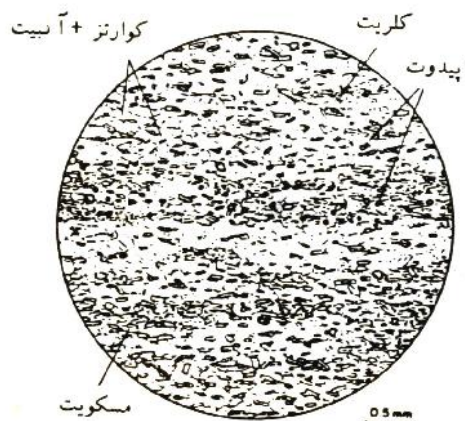
الف: کلریت + آلپیت + کلسیت شیست

ب: موسکویت + کلریت + کوارتز شیست که شیستوزیته آن بعداً به چین های کوچک تبدیل شده است.

ج: سمی شیست که در آن دانه های کوارتز در زمینه ای از شیستوزیته دیده می شوند.

۲-۳- شیبست هایی که از دگرگونی سنگهای کوارتز و فلدسپاتی بوجود می آیند.

این قبیل شیبستها اساساً از دگرگونی رسوبات آرنی و سنگهای آذرین در درجات دگرگونی ضعیف تا متوسط تشکیل شده اند. کانیهای تشکیل دهنده آن همان انواعی هستند که در شیبست های ناشی از رسوبات رسی دیده می شوند، ولی در این قبیل شیبست ها، کوارتز و آلپیت فراوان تر و درصد اپیدوت نیز زیادتر می باشد. در ضمن مقداری میکای سفید و کلریت آنها کمتر است. شیبستوزیته و لینه آسیون و تناوب لایه بندی (لایه های کوارتز و فلدسپات) در بسیاری از شیبست های این گروه وجود دارد.



شکل (۷-۹) شیبست دگرگونی درجه ضعیف که در آن مجموعه موسکویت + کوارتز + آلپیت + کلریت + اپیدوت دیده می شود و از دگرگونی ناحیه ای سنگهای آتشفشانی اسید بوجود آمده است.

۳-۳- کالک شیبست ها یا شیبست هایی که منشاء کربناته دارند.

کالک شیبست ها از دگرگونی شیلهای غنی از کلسیم، سنگهای آهکی و دولومیتی رس دار بوجود می آیند. از دگرگونی ناحیه ای این قبیل سنگها ممکن است کانیهایی مانند کوارتز، آلپیت، موسکویت، اپیدوت، اسفن و کلریت ملاحظه کنیم که وجود آنها معرف ناخالصی های سنگ آهک اولیه از سیلیس و رس است. نوع کانیهای رسی، تعیین کننده نوع کانیهای میکایی و در نتیجه معرف درجه دگرگونی سنگ است.

در درجات دگرگونی ضعیف و متوسط، دولومیت نیز مانند کلسیت به صورت مرمر در می آید به شرط آنکه سیلیس در محیط وجود نداشته باشد، زیرا حتی در درجات نسبتاً کم دگرگونی، دولومیت با سیلیس ترکیب می شود و ترمولیت، دیوپسید و یا گروسولر بوجود می آید.

بطور کلی آن دسته از سنگهای آهکی که از کربنات کلسیم خالص تشکیل شده باشند در دگرگونی اهمیت چندانی ندارند، زیرا تنها اندازه دانه های سنگ درشت تر می شود و شرایط دگرگونی مشخص نمیگردد بجز در حالتی که کلسیت به آراگونیت تبدیل می شود و این تغییر شکل در شرایط کاملاً استثنایی امکان پذیر است. ولی اگر در رسوب اولیه کوارتز، دولومیت، رس وجود داشته باشد، کانیهای نظیر تالک، بروسیت، اپیدوت، گرونا، آمفیبول، اسکاپولیت، ولاستونیت، دیوپسید و ایدوکراز پدیدار می شوند که به کمک آنها می توان هم درجه دگرگونی را مشخص ساخت و هم نوع سنگ مادر را معین نمود. در کالک شیبست ها و مرمر می توان فولیاسیون مشخص را به اثبات رسانید.

۳-۴- شایست های سبز

شایست های سبز از دگرگونی ناحیه ای سنگهای بازیک و نیمه بازیک در درجات حرارت کم بوجود می آیند. این سنگها را می توان سنگهای سبز رنگ متورقی دانست که رنگ سبز آن معلول حضور کانیهای سبز رنگ نظیر کلریت، اپیدوت، اکتینوت، در سنگ است. گاهی کانیهای سبز رنگ فوق با لایه های سفید رنگ سرشار از آلپیت بطور متناوب قرار می گیرند.

بر حسب فراوانی هر یک از کانیها، کلریت شایست، اپیدوت شایست و اکتینوت شایست بوجود می آید که هر سه جزو شایست های سبز محسوب می شوند. گاهی بجای اکتینوت، ترمولیت سبز کم رنگ ظاهر می گردد. در بسیاری از شایستهای سبز بلورهای مانیتیت، اسفن و گاهی آپاتیت به صورت فرعی دیده می شوند. بلورهای کوارتز چندان زیاد نیستند ولی اگر سنگ والد از نوع توف باشد بلورهای کوارتز زیاد و با بیوتیت همراه می باشد. استیلپنوملان گاهی در شایستهای سبز به حد وفور یافت می شود. از کانیهای دیگر شایستهای سبز می توان پومیله ایت و گرونای اسپسارتیت را ذکر کرد.

پرازینیت (Prasinite) نوعی شایست سبز است که در آن سه کانی تشکیل دهنده اکتینوت یا هورنبلند سبز، کلریت و اپیدوت با نسبت تقریباً مساوی وجود داشته باشد. این سنگ تقریباً فاقد کوارتز است ولی کمی آلپیت در آن وجود دارد.

۳-۵- شایست های منیزیم دار

پریدوتیت ها و سایر سنگهای اولترابازیک در درجات حرارت کم و متوسط ممکن است در محیط آبدار و خشک دگرگون شوند. در محیطهای خشک، بلورهای اولیوین و انستاتیت پریدوتیت ها خرد می شوند و تبلور مجدد پیدا می کنند. در محیط های آبدار وجود SiO_2 و CO_2 حتی در درجات حرارت کم، موجب دگر شکلی آنها می شود و محصولات نهایی این تغییر و تبدیل ایجاد شایست های آنتی گوریت دار، شایست های اکتینوت - تالک دار، سنگ صابون (یا سنگ کربنات - تالک) و سنگ کوارتز - کربنات است. کانی سرپانتین تمام شایست های منیزیم دار از نوع آنتی گوریت است که ظاهری ورقه مانند (شبه میکا) داشته و دارای رخ (۰۰۱) می باشد. آمفیبول عمده شایست های منیزیم دار اکتینوت سبز کم رنگ یا ترمولیت بی رنگ است. تالک شایست ها ممکن است از دگرگونی سنگهای منیزیم دار و یا دگرسانی هیدروترمال حرارت پایین هم بوجود آیند. در این حالت با ورود منیزیم به داخل سنگهایی که ترکیب متفاوت داشته باشند (مثلاً آمفیبولیت یا مونزونیت کوارتزدار) تالک شایست بوجود می آید.

۳-۶- شایست های گلوکوفان دار

در شایست های گلوکوفان دار، کانیهایی مانند آمفیبول سدیم دار (از سری گلوکوفان - ریکیت) یا پیروکسن سدیم دار دیده می شود که با تعدادی از کانیهای دگرگونی هم همراه می باشند. کانیهای مزبور همان انواعی هستند که در رخساره شایست سبز و یا رخساره درجات ضعیف آمفیبولیت موجودند. شایست های گلوکوفان دار از دگرگونی سنگهای متنوعی مانند دیاباز، بازالت، ماسه سنگ و چرت های آهن دار بوجود می آیند بطوری که نمی توان، ترکیب کانی شناسی شایست های گلوکوفان دار را نه به ترکیب سنگ مادر مربوط دانست، نه به شرایط خاص فیزیکی (درجات حرارت و فشار) محیط تشکیل آن ولی مطالعات صحرایی نشانه هایی از فعالیت متاسوماتوز محلولهای آبدار (مخصوصاً نوع سدیم دار) را در درجات حرارت کم تا متوسط به اثبات می رساند.

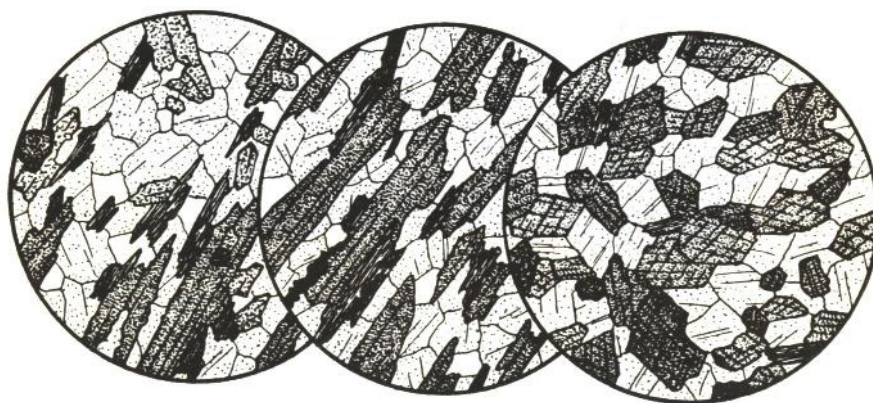
۳-۷- شیبست های آبی (Blueschists)

از دگرگونی گری وک ها، بازالت های زیردریایی و سنگهای سری افیولیتی که همگی با گودالهای اقیانوسی در ارتباط هستند سنگهای استثنایی بنام شیبست های آبی بوجود می آیند که به علت وفور آمفیبول سدیم دار و آبی رنگ (گلوکوفان)، به آن شیبست های آبی و گلوکوفان شیبست (همان شیبست های گلوکوفان دار فوق الذکر) می گویند. مجموعه کانیهای آن عبارتند از:

گلوکوفان + ژادیت + لاوسونیت + آراگونیت + اپیدوت + پومپله ایت + اسفن حضور کانیهای فشار بالا و چگال مانند گلوکوفان، ژادیت، لاوسونیت و آراگونیت نشانه آن است که شیبست های آبی در شرایط فشار زیاد و حرارت کم بوجود می آیند و به همین دلیل آنها را محصول رخساره های تدفینی و یا مناطق پر فشار تکتونیکی (یعنی در مناطق در حال فرورانش) محسوب می کنند.

۴- آمفیولیت ها

آمفیولیت ها سنگ های دگرگونی فولیاسیون داری هستند که اساساً از هورنبلند و پلاژیوکلاز تشکیل شده و یکی از انواع شاخص رخساره آمفیولیت به شمار می آیند. این سنگها در دگرگونی های ناحیه ای درجه متوسط تا شدید بوجود می آیند. بافت آنها نماتوبلاستیک و گاهی گرانوبلاستیک است. آمفیولیت ممکن است از دگرگونی سنگهایی با ترکیب مختلف، به خصوص انواع سنگهای بازیک تا حد واسط، آهکها و دولومیت های ناخالص، مارنها و حتی از آهکهای خالصی که تحت تاثیر متاسوماتیسم سیلیسی، منیزیوم و آهن قرار گرفته باشند بوجود آید. از کانیهای فرعی این سنگها بیوتیت، اسفن، کوارتز و گاهی پیروکسن و گروناي سرشار از آلماندن را می توان ذکر کرد. همچنین اپیدوت و دیوپسید نیز در بعضی از انواع آن وجود دارند. آمفیولیت شیبستی عبارت از سنگ دگرگونی هورنبلند - پلاژیوکلازداری است که فولیاسیون ظریف شیبست ها در آن دیده می شود.



الف ب ج
شکل (۷-۱۰) آمفیولیت (قطره دایره ها ۲/۵ میلیمتر است)

الف: آمفیولیت. هورنبلند خود شکل و پلاژیوکلاز غیر خود شکل همراه با کمی بیوتیت و اسفن. این مقطع به شیستوزیته و لینه آسیون عمود است.

ب: همان آمفیولیت که مقطع نازک در امتداد شیستوزیته و لینه آسیون انتخاب شده و در آن چند بلور کوارتز هم وجود دارد.

ج: آمفیبولیت اپیدوت دار. در شکل تعدادی بلوریت در زمینه اولیگوکلاز و هورنبلند سبز دیده می شود. در قسمت پایین هم اسفن قابل ملاحظه است.

۵- گنیس ها

گنیس ها سنگهای دگرگونی فلدسپات دارای هستند که با داشتن فولیاسیون مشخص می باشند. کانیهای سازنده آنها ممکن است میلیمتری تا سانتیمتری باشند. وجود کوارتز در گنیس الزامی نیست. با توضیحات فوق از هر نوع سنگ ماگمایی یا رسوبی که در آن فلدسپات وجود داشته باشد، و یا در شرایطی قرار گیرد که در آن فلدسپات به مقدار قابل توجه به وجود آید و رشد و نمو کند، و به شرط آنکه عوامل دینامیکی بتوانند در آن فولیاسیون ایجاد کنند گنیس تشکیل می گردد. بنابراین گنیس ممکن است از دگرگونی بسیاری از سنگهای ماگمایی مانند گرانیت، ریولیت، سینیت، تراکیت، سینیت های نفلینی و یا رسوبی مانند ماسه سنگهای فلدسپات دار، گری وک و حتی گنیس بوجود آید. بعلاوه در هریک از رخساره هایی که فلدسپات در آن حالت پایدار باشد، گنیس تشکیل می شود. به همین دلیل گنیسها را می توان فراوانترین سنگهای دگرگونی بعد از انواع شیستها دانست. با توجه به دانه بندی و ترکیب کانی شناسی دو نوع گنیسهای هموزن و هتروژن را می توان از هم مشخص نمود.

در گنیسهای هموزن پراکندگی دانه ها در سنگ حالت تقریباً یکنواخت دارد، ولی در گنیسهای هتروژن این حالت دیده نمی شود.

از اقسام گنیسهای هتروژن، گنیسهای چشمی و گنیسهای نواری قابل ذکر است. در گنیسهای چشمی فلدسپات، یا کوارتز و فلدسپات، به صورت چشمها یا عدسی های درشت تر در متن سنگ دیده می شوند. در گنیس نواری، لایه های کوارتز - فلدسپات یا فقط فلدسپات با لایه های سرشار از میکا، کلریت، آمفیبول، پیروکسن و غیره ... به طور متناوب قرار می گیرند.

گنیسها اقسام مختلف دارند که خود هم به ترکیب سنگ والد و هم به شرایط دگرگونی در ارتباط است و شامل:

۵-۱- گنیس کورندون دار که از دگرگونی سنگهای بوکسیتی یا لاتریتی بوجود می آید و در آن کورندون - مانیتیت و سیلیمانیت نیز دیده می شود.

۵-۲- گنیس دیستن دار که معرف فشار زیادتر و درجه حرارت کمتر نسبت به گنیسهای سیلیمانیت دار است.

۵-۳- گنیس کوردیریت دار که معرف درجه شدید دگرگونی سنگهای رسی غنی از کلریت و مونت موریلونیت است و غالباً همراه با سیلیمانیت دیده می شود. کوردیریت خود یک سیلیکات آلومینیوم - منیزیم دار بوده بنابراین عموماً با آمفیبولهای منیزیم دار مانند آنتوفیلیت همراه می باشد.

۵-۴- گنیس گرونادار - در بسیاری از گنیسها گرونا یافت می شود که غالباً از نوع آلماندن - پیروپ اند.

۵-۵- گنیس گرافیتی که در بعضی حالات از تبدیل شیستهای گرافیتی بوجود می آید و چون محیط احیا کننده را مشخص می کند لذا در آن می توان پیریت یا پیروتین هم ملاحظه نمود.

۵-۶- گنیس کلسیت، عبارت از سنگهای کلسیت فولیاسیون داری است که در آن کانیهایی مانند دیوپسید، گروسولر و پلاژیو کلاز کلسیم دار، یافت می شود.

۵-۷- گنیس پیروکسن دار که از دگرگونی سنگهای آذرین بازیک در رخساره گرانولیت بوجود می آید و حاوی کانیهای بی آب ولی دارای فولیاسیون و بافت گرانوبلاستی است. آن را گرانولیت بازیک هم می گویند.

۸-۵- گنیس تزریقی که معرف تزریق و نفوذ مواد مذاب به داخل سنگ است که در حاشیه بعضی از باتولیتها دیده می شود. در حالت خاص، به صورت گنیس نواری از آن یاد می شود.

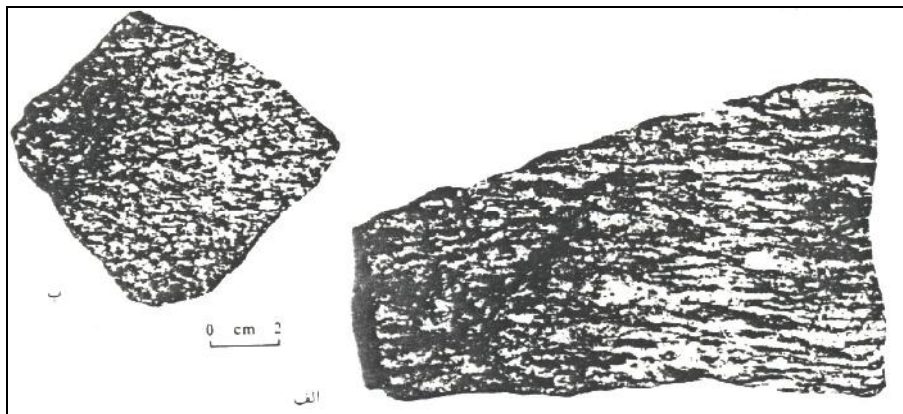
۹-۵- گنیس دو میکادار - این سنگ از تغییر و تحول میکا شیستهای بیوتیت و موسکویت دار به وجود می آید. به نحوی که با افزایش درجات دگرگونی، کانیها رشد نموده و فولیاسیون گنیسها پدیدار می شود. فلدسپات درشت تر شده و بخشی از موسکویت نیز به فلدسپات پتاسیم دار تبدیل می شود. زیادی سیلیکات آلومینیوم نیز به سیلیمانیت تبدیل می شود:

موسکویت + کوارتز = ارتوز + سیلیمانیت

بنابراین مجموعه کانی شناسی آن عبارتند از:

کوارتز + فلدسپات پتاسیک + پلاژیوکلاز + بیوتیت + موسکویت همراه با آمفیبول + سیلیمانیت + گرونا.

۱۰-۵- گنیس بیوتیت و سیلیمانیت دار - همانطور که در رابطه بالا ذکر شد ممکن است تمام موسکویت به ارتوز و سیلیمانیت تبدیل شود. بنابراین درجه دگرگونی آن زیادتر از گنیس دو میکادار بوده و در آن به جای موسکویت، سیلیمانیت به صورت رشته های دسته علفی، فراوانتر می شود.



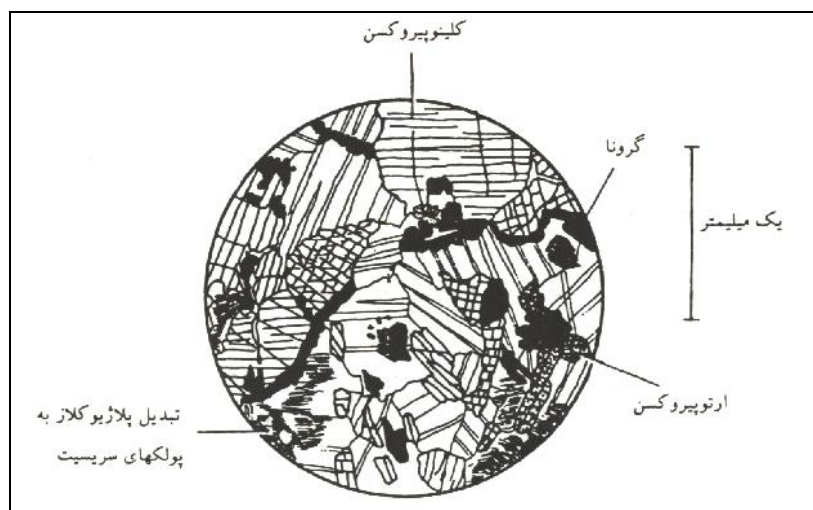
شکل (۷-۱۱) گنیس بیوتیت داری که لینه آسیون و فولیاسیون ضعیفی در آن قابل مشاهده است. در شکل الف، عکس، به موازات لینه آسیون است که خود در نتیجه تجمع بیوتیت های تیغه مانند به وجود آمده است. در شکل ب، عکس، بر لینه آسیون عمود است.

۶- گرانولیت ها (Granulites)

اصطلاح گرانوفلس (Granofels) را گاهی در مورد سنگهای توده ای شکل با فابریک گرانوبلاستی بکار می برند. این قبیل سنگها درجه دگرگونی شدید داشته، کانیهای تشکیل دهنده آنها هم اندازه، فاقد فولیاسیون و از دگرگونی سنگهای پلیتی بوجود می آیند. مجموعه کانیهای سازنده آن عبارتند از کوارتز و فلدسپات و در آن پیروکسن و گاهی گرونا نیز وجود دارد. چنین سنگی که مشخصات یک مجموعه بی آب را نشان می دهد و در رخساره گرانولیت متبلور می گردد به نام گرانولیت گفته می شود. در زبان فرانسه به آن لپتینیت (Leptinite) می گویند.

می توان دو نوع گرانولیت را از هم متمایز کرد و به جای کلمه گرانولیت از این دو نام استفاده کرد:

الف- انواعی که از نظر ترکیب معادل سنگهای آذرین بازیک بوده، با کانیهای بی آب و ساخت گنیسی مشخص می باشند ولی بافت آنها گرانوبلاستیک است. به این گروه غالباً گنیس های پیروکسن دار می گویند.



شکل (۷-۱۲) یک گنیس پیروکسن دار که از دگرگونی سنگهای بازیک بوجود آمده است.

ب- انواعی که ترکیب شیمیایی آنها معادل سنگهای آذرین اسیدی، ولی واجد کانیهای بی آب است. به این قبیل سنگها، گنیس شارنوکی می گویند. تعریف اخیر به لپتینیت نزدیک تر است و خود عبارت از گنیسی است که فاقد کانیهای میکایی بوده و از دگرگونی سنگهای ماگمایی کوارتز و فلدسپات دار (یا آركوزهای حاصل از تخریب این قبیل سنگها) دانه ریز و فقیر از کانیهای آهن و منیزیم به وجود می آید. با توضیحات فوق، به طور خلاصه، گرانولیت سنگی است دگرگونی با بافت گرانوبلاستی و نسبتاً دانه درشت، که در شرایط حرارت و فشار زیاد (در رخساره گرانولیتی) به وجود می آید و در آن تا اندازه ای فابریک گنیسی دیده می شود.

۷- اکلوزیت ها (Eclogites)

اکلوزیت ها سنگهایی هستند که به صورت قطعات بیگانه (گزنولیت) در کیمبرلیت و یا در بعضی از بازالتها دیده می شوند. از نظر کانی شناسی، اکلوزیت ها اساساً از دو کانی: گرونا قرمز تیره (آلماندن - پیروپ) و پیروکسن امفاسیت (Omphacite) سبز تیره تشکیل شده است. پیروکسن مزبور یکی از انواع سری دیوپسید - ژادئیت است. دیستن سومین کانی تشکیل دهنده مهم در بعضی از اکلوزیتها است. روتیل نیز همیشه به صورت کانی فرعی یافت می شود. تمام کانیهای سازنده اکلوزیت بی آب بوده و در شرایط بی آب بوجود می آیند. اکلوزیت سنگی است دانه درشت و علیرغم دانه درشتی، بافت گرانوبلاستی دارد که گرونا با حالت پورفیروبلاستی در آن مشخص می باشد. از نظر ترکیب شیمیایی، اکلوزیت را باید معادل گابرو و بازالت دانست.

درباره منشاء اکلوزیتها اختلاف نظر وجود دارد (آذرین یا دگرگونی). یک مایع بازالتی، اگر در شرایط گوشته فوقانی متبلور شود به صورت اکلوزیت در می آید و اگر بازالت جامد یا گابروی به این اعماق (پوسته زیرین و گوشته فوقانی) برده شود باز هم اکلوزیت ایجاد می شود.

د- سنگها و آثار دگرگونی اصابتی

آثار دگرگونی ناشی از برخورد و اصابت در درجات حرارت تقریباً ۱۰۰۰ درجه سانتیگراد ولی در فشار زیاد مثلاً ۱۰ کیلو بار بروز می کند. مقدار فشار ممکن است بسیار زیاد تر و حتی تا ۱۰۰ کیلو بار نیز برسد. آثار دگرگونی اصابتی در

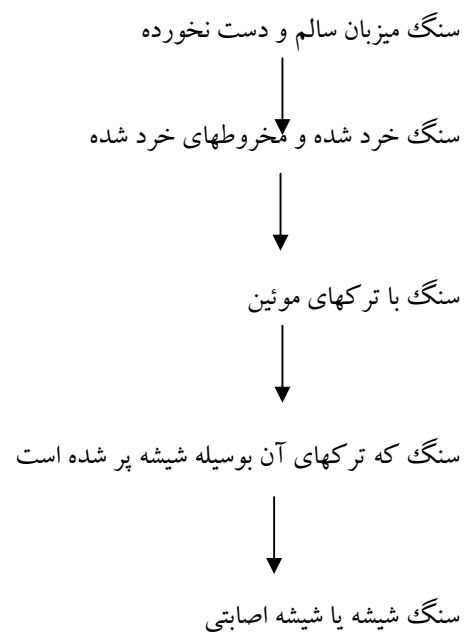
سطح زمین بسیار محدودند و همانطور که در فصل سوم گفته شد اثرات آن تابع جرم و سرعت سنگهای آسمانی است و به اختصار عبارتند از:

- ۱- مخروطهای خرد شدگی
- ۲- در بلورهای کوارتز و فلدسپات، شکافها و ترکهای بسیار ریز به فواصل چند میکرون بوجود می آید.
- ۳- در سنگهای کربن دار، الماس بوجود می آید.
- ۴- در سنگهای سیلیسی و ماسه سنگها، بجای کوارتز، فرم فشار زیاد آن یعنی کوئزیت و استی شوویت ظاهر می شوند.
- ۵- سوئیت (Suevite) سنگی است که در نتیجه برخورد و دگرگونی ضربه ای بخشی از سنگ ذوب شده و سیمانی تشکیل می دهد که بخش ذوب نشده را (به صورت قطعات زاویه دار) بهم وصل می کند (شکل ۷-۱۳).
- ۶- اگر سنگ بطور کامل ذوب شده باشد در این حالت شیشه هایی بوجود می آید که برای تمیز از سایر انواع شیشه های طبیعی، بهتر است به آن شیشه اصابتی اطلاق گردد.



شکل (۷-۱۳) مقطع نازک یک سوئیت، مقیاس یک میلیمتر است.

۷- در شرایطی که شدت ضربه بسیار زیاد باشد سنگ محل اصابت حتی به بخار تبدیل می شود. بین سنگ میزبان سالم و سنگهای اصابتی، مراحل زیر وجود دارد:



ه- سنگهای دگرگونی زیر کف اقیانوسها

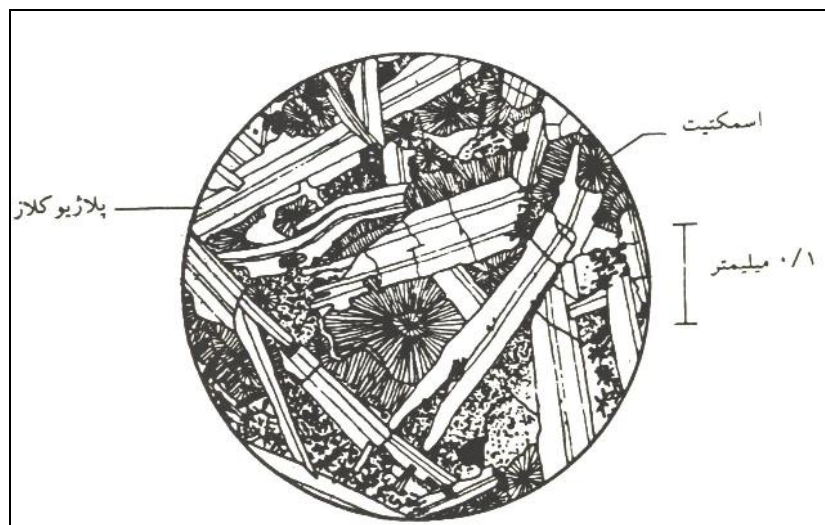
در فصل سوم در مورد این نوع دگرگونی صحبت شد. با توجه به اهمیتی که افیولیت ها (یا ملانژهای افیولیتی) در کشور ما بعهده دارند مختصری از دگرگونی پوسته اقیانوسی را که خود بخشی از یک مجموعه افیولیتی است ذیلاً شرح می دهیم:

۱- سنگهای دگرگونی درجه خیلی ضعیف

این سنگها در بخش سطحی قرار داشته و نمونه برداری از بازالتهایی که دارای ساخت پیلولاوایی بوده اند انجام شده است.

در زیر میکروسکپ (شکل ۷-۱۳)، پلاژیو کلازهایی را ملاحظه می کنیم که مستقیماً از ماگما متبلور شده و بطور سالم و دست نخورده باقی مانده اند. بین بلورهای مزبور شیشه دویتریفه ای (Devitrified) (از حالت شیشه خارج شده) را ملاحظه می کنیم که به صورت بلورهای شعاعی اسمکتیت (Smectite) در آمده و همراه با اکسیدهای اپاک فضای بین بلورها را پر کرده است.

اسمکتیت نوعی کانی رسی از خانواده مونت موریونیت است که تنها به کمک اشعه ایکس قابل تشخیص می باشد. در این قبیل سنگها، حفرات بادامی شکل که بوسیله زئولیت پر شده باشد دیده نمی شود. وجود اسمکتیت به جای خمیره شیشه ای در بازالت مشخص ضعیف ترین درجه دگرگونی است.



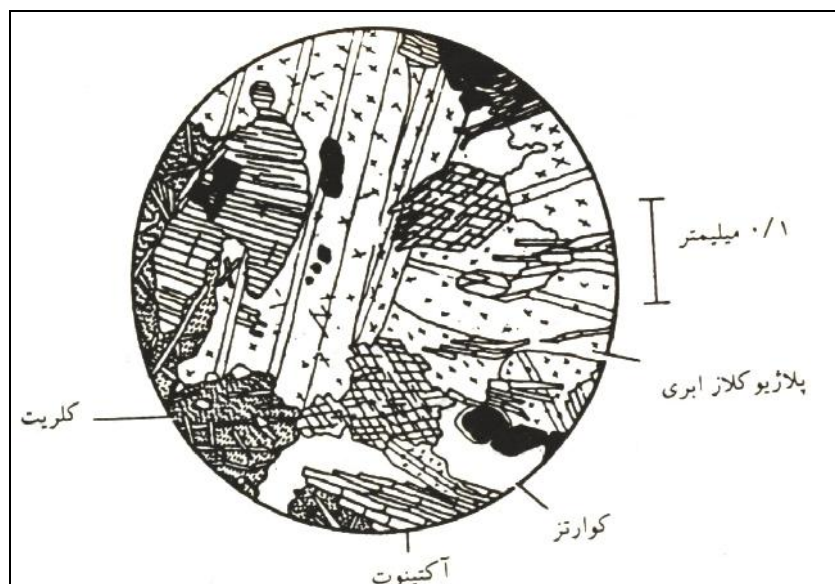
شکل (۷-۱۴) مقطع میکروسکپی یک بازالت پیلولاوایی که درجه دگرگونی بسیار ضعیف بخود دیده است.

۲- سنگهای دگرگونی درجه ضعیف

در اعماق کمی پایین تر از محلی که بازالت های پیلولاوایی در کف اقیانوس دیده می شوند یعنی در افقهایی که دایکهای صفحه ای وجود دارند به علت افزایش درجه حرارت، درجه دگرگونی بیشتر از حالت قبل است زیرا به جای اسمکتیت، کوارتز و کلریت دیده می شود. فلدسپات پلاژیو کلاز حالت ابر مانند بخود گرفته و به صورت مجموعه ای تخریب شده ظاهر می شود. کمی پایین تر از این افق (بخش میانی دایکهای صفحه ای)، اپیدوت و اکتینوت نیز در سنگ ظاهر می شود (شکل ۷-۱۵). در اینصورت مجموعه کانیها عبارتند از:

پلاژیو کلاز + اکتینوت + کلریت + کوارتز + کانیهای اوپاک.

گرینستون در این شرایط بوجود می آید. (Greenstone)



شکل (۷-۱۵) مقطع میکروسکوپی یک نمونه از دایکهای صفحه ای که درجه دگرگونی ضعیف در آن دیده می شود.

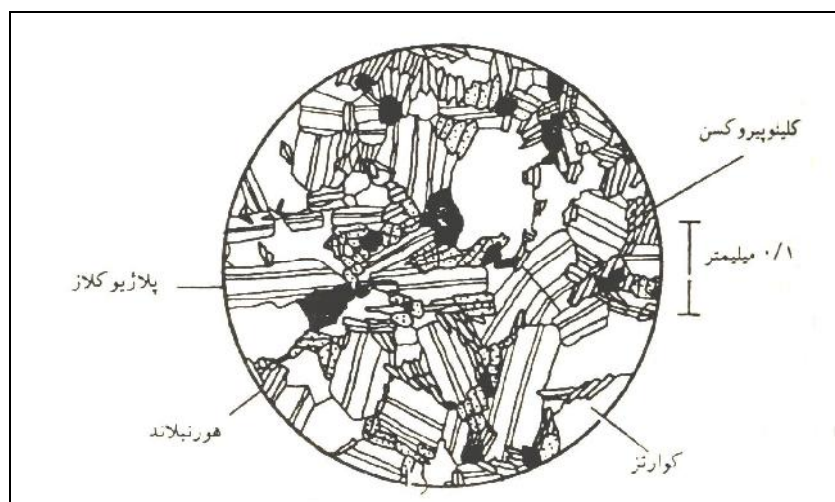
۳- سنگهای دگرگونی درجه متوسط

با افزایش عمق، درجه حرارت افزایش می یابد. در نتیجه هورنبلند جای اکتینوت را می گیرد، کلریت محو می شود و کلینوپروکسنی با ترکیب نزدیک به دیوپسید به این مجموعه اضافه می شود (شکل ۷-۱۶). در این صورت مجموعه کانیها عبارتند از:

پلاژیوکلاز + کوارتز + هورنبلند + دیوپسید + کانیهای اوپاک.

مجموعه فوق در تحتانی ترین بخش دایک های صفحه ای ظاهر می شوند. اگر سنگ آفانتیک باشد به آن گرینستون و اگر دانه های آن قابل تشخیص باشد (فانریتیک)، آمفیبولیت بوجود می آید.

حفره های اولیه گدازه های بازالتی ممکن است بوسیله کربنات وزئولیت پر شود و بادامکهایی بوجود آید.



شکل (۷-۱۶) مقطع میکروسکوپی بازالت که از دایک صفحه ای برداشت شده و درجه دگرگونی آن متوسط است.

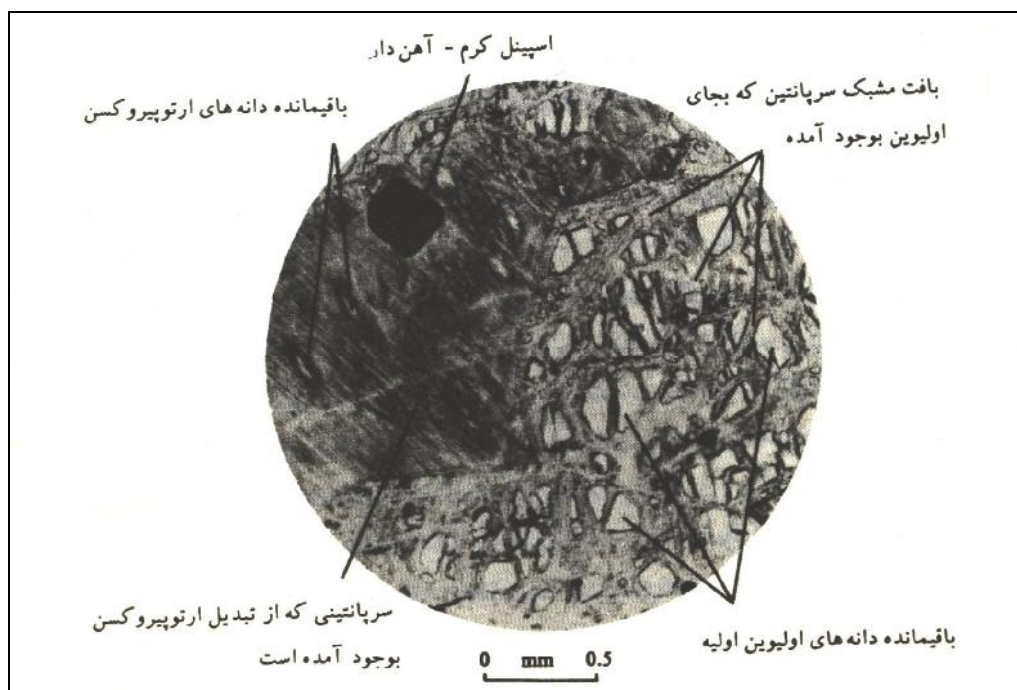
۴- اسپیلیت (Spilite)

اسپیلیت را می توان یک گریستون محسوب داشت که در آن منظره بافت بازالتی در زیر میکروسکپ قابل تشخیص می باشد، به علاوه واجد کانیهای دگرگونی درجه ضعیف نظیر آلپیت، کلریت، اکتینوت، اسفن، کلسیت، سیلیکاتهای آبدار آلومینیوم - کلسیم (مانند اپیدوت، پرهنیت، لومونتیت) و آثاری از پیروکسن سنگ اولیه است. از نظر شیمیایی، اسپیلیت ها با بازالتها و انواع تفریق یافته آنها مشابه بوده ولی اصولاً دارای سدیم بیشتر و کلسیم کمتر است.

در مورد نحوه تشکیل اسپیلیت ها اتفاق نظر وجود ندارد. در سالهای اخیر تصور می کنند که ابتدا بر اثر دخالت آب دریا در سنگهای بازالتی نزدیک به ریفت های اقیانوسی، محلولهای هیدروترمال سنگهای بازالتی را دگرسان می کنند و این سنگها در مرحله رورانش (Obduction) به روی پوسته های قاره ای دگرگون شده و اسپیلیت بوجود می آید.

۵- سرپانتینیت ها

سنگهای مجموعه افیولیتی (پریدوتیت، دونیت، هارزبورژیت) با درجات متفاوت بر اثر پدیده سرپانتینی شدن با درجات متفاوت به سرپانتینیت تبدیل می شوند. کانی سرپانتین خود از سه کانی بنام آنتیگوریت (Antigorite)، لیزاردیت (Lizardite) و کریزوتیل (Chrysotile) ساخته شده است که نسبت به هم از نظر شیمیایی و ساختمانی متفاوتند، چنانکه دو کانی اول مانند میکاها از نوع ورقه ای و کانی سوم رشته ای و مانند آزبست است. در سرپانتینیت ها علاوه بر سه کانی فوق مقداری بروسیت (در صورتی که ماده کم سیلیس باشد)، تالک (اگر مقدار سیلیس کمی زیادتر باشد)، مانیسیت های ثانوی و کربنات هم دیده می شود.

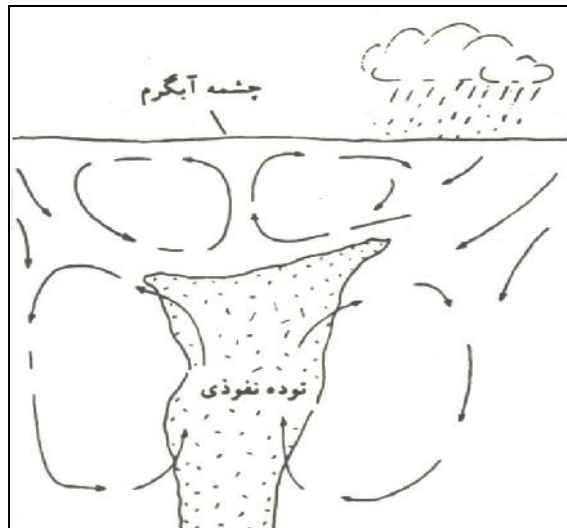


شکل (۷-۱۷) پریدوتیت سرپانتینی شده. در این شکل سرپانتین جانشین اولیون و ارتوپروکسن شده است.

شیست های سرپانتینی شده عبارت از سنگهای اولترا بازیکی است که در آن به علت فشارهای جهت دار، سنگ دارای شیستوزیته شده و در عین حال کانیهای آن سرپانتینی شده اند. تصور می شود که ملائزهای سرپانتینی ابتدا در طول گسلهای ترانسفورم و نزدیک به ریفتهای اقیانوسی در نتیجه دخالت آب دریا بوجود می آیند، سپس در هنگام استقرار بر روی قاره ها و یا تغییر شکلهای بعدی به صورت ملائز در می آیند و دگرگون می شوند.

و- دگرگونی هیدروترمال و سنگهای ناشی از آن

به کلیه تغییرات شیمیایی - کانی شناسی که تحت اثر آبهای ماگمایی یا هیدروترمال در سنگها ایجاد می شود دگرگونی یا دگرسانی هیدروترمال می گویند. در دگرگونی هیدروترمال فاز سیال نقش مهمی دارد. سیال مزبور ممکن است محلولهای پس ماگمایی (Postmagmatic) باشد و از توده آذرین به خارج نشت نماید و یا ممکن است مطابق شکل (۷-۱۸)، آبهای زیرزمینی داغی باشد که در اطراف توده های نفوذی در بین شکستگیها جریان پیدا می کند.



شکل (۷-۱۸) مقطع فرضی یک توده نفوذی و جریانهای جابجایی آبهای زیرزمینی در داخل شکستگیهای حول و حوش آن.

سنگهای دگرگونی هیدروترمال

بعضی از سنگهای دگرگونی هیدروترمال را دگرگونی های مجاورتی و دگرگونیهای زیر کف اقیانوسها (به نام های گرینستون، آمفیبولیت، سرپانتینیت) ذکر کرده ایم. با توجه به اهمیتی که دگرگونی های هیدروترمال در پیدایش کانسارهای فلزی به عهده دارند و از آن تحت عنوان دگرسانی یا آلتراسیون هیدروترمال صحبت می شود، در اینجا بطور مختصر به آن اشاره می کنیم.

۱- آلبیت

سنگهایی از دسته متاسوماتیت هستند که بر اثر عملکرد محلولهای پس ماگمایی سدیم دار - ناشی از گرانیتوئیدها - در ساختمان و ترکیب سنگ، تغییراتی بروز می کند. تاثیر این محلول ها بیشتر به بخش قله ای گرانیتوئیدها محدود بوده،

موجب پیدایش آلبيت، میکای لیتیم دار و سایر کانیهای با ارزش نظیر کلمبیت، پیروکلر، زیرکن، بریل و کانیهای عناصر خاکهای نادر است. گاهی وفور آلبيت در سنگ به حدی است که به آن آلبيت گفته اند.

۲- آدینول

در دگرگونی مجاورتی از آن صحبت شده است.

۳- اپیدوتیت یا اپیدوزیت (Epidotite or Epidosite)

سنگی است سبز رنگ و اساساً از اپیدوت تشکیل یافته و ممکن است در آن کمی کلریت و بلورهای کوارتز هم دیده شود. بافت این سنگ عمدتاً افیتی است و معمولاً از دگرگونی بازالتها و یا گابروها بوجود می آید. به این پدیده اپیدوتی شدن نیز گفته شده است.

۴- پروپیلیتی شدن

این پدیده در حد رخساره شیست سبز اتفاق می افتد و عمدتاً سنگهای آتشفشانی بویژه آندزیتها که در معرض محلولهای هیدروترمال قرار داشته باشند به مجموعه ای از کوارتز + آلبيت + کلریت + اپیدوت + کلسیت + کانیهای رسی تبدیل می شوند و سنگ به رنگ سبز در می آید. این همان پورفیرهای سبز است که در اکتشاف کانسارهای مس و مولیبدن آن را ردیابی می کنند.

۵- سریستی شدن

این دگرسانی با خروج عناصر سدیم، کلسیم و منیزیم سیلیکاتها مشخص می گردد و بر اثر آن آلومینوسیلیکاتها بویژه پلاژیوکلازها از بین رفته و به جای آن میکاهای دانه ریز و گاه فیبری (سریست) جایگزین می شوند. این پدیده در درجات حرارت ۳۰۰-۳۵۰ درجه سانتیگراد رخ می دهد.

۶- آرژیلی شدن

این پدیده در محیطهای اسیدی رخ می دهد و به موجب آن عناصر آلکالین سیلیکاتها مثلاً سدیم، پتاسیم و کلسیم فلدسپاتها از محیط خارج می شوند و به جای آن کانیهای رسی بوجود می آیند.

۷- دگرسانی پتاسیک

اصولاً در مجاورت توده های نفوذی و با دخالت محلولهای پتاسیم دار، بعضی از کانیهای سنگ به ارتوز تبدیل می شوند. با توجه به شرایطی که از تشکیل کانیهای نوظهور فوق می دانیم وجود رگه هایی مانند زئولیت، کربنات، کلریت، سیلیس و حتی اپال در داخل سنگها را می توان به دگرگونی هیدروترمال وابسته دانست. ضمناً وجود سرپانتینیت ها، پیدایش مجموعه های تالک + سرپانتین و رگه های آزبست در مجموعه های افیولیت ملانژ ایران همگی به دگرگونی هیدروترمال مربوط می باشند که از توضیح مجدد آنها صرف نظر می کنیم.

ز- سنگهای درجات دگرگونی بسیار شدید

۱- میگماتیت ها

میگماتیت عبارت است از سنگی مرکب و ناهمگن که قسمتی از آن رنگ روشن و ظاهر گرانیتی دارد و قسمت دیگر از نوع گنیسی و از کانیهای تیره تشکیل شده است. حد بین بخش گرانیتی با بخش دگرگونی ممکن است ناگهانی یا تدریجی باشد. حدود هر یک از بخشها ممکن است در ابعاد چندین سانتیمتر یا حتی متر باشد. به همین دلیل میگماتیت ها را باید در مقیاس بزرگ یعنی در کارهای صحرایی تشخیص داد. در حد نمونه های دستی فقط به شرط آنکه مقیاس اختلاط در حد مناسبی باشد می توان آن را باز شناخت.

به بخش گرانیتی و روشن سنگ، منقول (Mobilisat) یا مجموعه روشن یا لوکوسم (Leucosome) می گویند. به بخش گنیس که از ذوب مصون مانده و از ترکیبات دیرگداز ساخته شده رستیت (Restite) (باقی مانده) یا مجموعه تیره (ملانوسم، Melanosome) می گویند و با توجه به برجای ماندن و مقاومت، به آن پالئوسم (Paleosome) هم گفته شده است.

درباره نحوه تشکیل میگماتیتها نظرات مختلفی ابراز شده است که اهم آنها به اختصار چنین است:

۱- تزریق ماگمای مذاب گرانیتی به داخل سطوح شیستوزیته (گنیس تزریقی)

۲- لایه گرانیتی بر اثر تزریق ماگما ایجاد نشده بلکه از ذوب بخشی و درجا، در درجات شدید دگرگونی ایجاد شده است.

۳- حالت نواری در نتیجه مهاجرت بعضی از ترکیبات در طی دگرگونی باشد (تفریق دگرگونی).

۲- آاناتکسی و گرانیت های آاناتکسی

کلمه آاناتکسی (Anatexis) معرف دگرگونی ناحیه ای شدید است که با ذوب کامل یا بخشی از سنگ همراه باشد (آاناتکسی یعنی ذوب). ماده حاصل از ذوب در فرآیندهای سنگ زایی مجدد یعنی تولید ماگمایی پالین ژنتیک یا گرانیتهایی که از ذوب رسوبات بوجود می آیند دخالت می کند. سنگ شناسان با ذکر مثالهای متعدد نشان دادند که بسیاری از گرانیتها منشاء رسوبی دارند و معمولاً رسهای شیستی سرشار از کوارتز، گری وک و آركوز را به عنوان مولد گرانیت در نظر می گیرند.

آاناتکسیت

کلیه سنگهایی که بر اثر آاناتکسی (ذوب) بوجود می آیند آاناتکسیت نامیده می شوند و چون سنگهای گرانیتی، دارای کمترین نقطه ذوب هستند لذا آاناتکسیتها عمدتاً ترکیب گرانیتی دارند. مسلماً تشخیص آاناتکسیتها هنگامی امکان پذیر است که بخش گرانیتی (روشن) و بخش گنیسی (تیره) در کنار هم قرار داشته باشند. در غیر این صورت تنها به کمک آزمایشهای دقیق ژئوشیمیایی و بررسی های صحرایی می توان آنها را شناسایی کرد (مثلاً در یک دگرگونی ناحیه ای، از خارج به داخل که درجات دگرگونی تدریجاً زیاد می شود ممکن است ابتدا گنیس، سپس لپتینیت، پس از آن میگماتیت و در هسته گرانیت داشته باشیم. به احتمال زیاد این گرانیت را باید از منشاء آاناتکسی یعنی از نوع آاناتکسیت دانست).

گرانیتهای آاناتکسی کلیه گرانیتهایی هستند که منشاء آاناتکسی داشته باشند.

منابع:

در تهیه بخش سنگ شناسی آذرین از کتاب سنگ شناسی آذرین تألیف آقای دکتر حسین معین وزیری (انتشارات دانشگاه تربیت معلم) و از سایت <http://www.tulane.edu/~sanelson/> استفاده شده است.

در تهیه بخش سنگ شناسی رسوبی از کتاب سنگ شناسی رسوبی تألیف آقای دکتر فریدون سحابی (۱۳۷۱)، از انتشارات دانشگاه تهران) استفاده زیادی شده است. همچنین از منابع زیر استفاده گردیده است.

- Petrography, Anintroduction to the study of rocks in thin sections Howel, Williams, Francis.J.Turner, Charls M.Gilbert (1982)
- Atlasof sedimentary rocks under the microscope A.E. adams, W.S. mackenzie and C.Guliford (1984)
- The practical study of crystals, minerals and rocks Cox, Price and Harte (1988)
- شناسایی سنگهای رسوبی نوشته علی بابا چهارازی (۱۳۵۸)، از انتشارات دانشگاه آزاد ایران).

در تهیه بخش سنگ شناسی دگرگونی از کتاب سنگ شناسی دگرگونی نوشته دکتر علی درویش زاده از انتشارات دانشگاه پیام نور) استفاده شده است.