



جزوه باما

دانلود جزوات، نمونه سوالات
و پروپونته های دانشگاهی

Jozvebama.ir



پترولوژی

PETROLOGY



دانشگاه پیام نور مرکز شیراز

تعداد واحد درسی: 3 واحد

منبع: پترولوژی

تالیف: دکتر درویش زاده

تهیه کننده: دکتر سیروس اتردی

فصل اول

کلیات

هدف کلی

دانشجو در پایان این فصل با کلیاتی در باره پترولوژی و نقش و اهمیت آن در زمین شناسی آشنا خواهد شد.

هدفهای رفتاری

پس از پایان این فصل دانشجو باید بتواند:

پس از پایان این فصل دانشجو باید بتواند :

1. مفاهیم جدید را تعریف کند .
2. ارتباط بین سیستم و انرژی را بیان کند .
3. رابطه ی بین انواع انرژی و تبدیل آن به یکدیگر را توضیح دهد و آن ها را با فرآیند های زمین شناسی تطبیق دهد .
4. علت افزایش دما در اثر افزایش عمق را با استفاده از فرآیند های زمین شناسی و جریان انرژی بیان کند .
5. راههای مختلف انتقال گرما را نام ببرد و به طور خلاصه هر یک را توضیح دهد و مهمترین عامل انتقال گرما در درون زمین را بیان کند .
6. روند تغییر حالات در یک سیستم را از نظر کمی و کیفی با استفاده از حداقل دو مثال ساده بیان کند .
7. عوامل موثر در تغییر ترکیب شیمیایی سنگ ها را نام ببرد .
8. درجه حرارت ذوب و تبلور را توضیح دهد .
9. فرق میان ذوب متناقض و ذوب کامل را توضیح دهد .
10. نقش فوگاسیته در محیط های مذاب در حال انجماد را توضیح دهد .
11. فشار هیدرواستاتیک و لیتواستاتیک را تعریف کند و چگونگی عملکرد آن ها را در زمین شناسی توضیح دهد .

مفاهیم جدیدی که در این فصل خواهید آموخت

- پترولوژی
- ذوب متناقض
- پتروژنز
- سوبلیماسیون
- پاراژنز
- فشار ژئواستاتیک یا لیتواستاتیک
- وهیدرواستاتیک
- سیستم (باز ، بسته مستقل، آدیاباتیک)
- فشار سیال
- انرژی (جنبشی، پتانسیل، هسته ای ، گرمایی ، الکتریکی ، صوتی ، نورانی ، شیمایی)
- فوگاسیته
- درجه پلی مریزاسیون
- مقیاس فون کوبل
- پایداری و تعادل
- سورفوزیون
- سیستم کندانه

تعریف پترولوژی

ازنظر هلمس(1928) ، پترولوژی عبارت است از مطالعه تاریخ تشکیل هر سنگ است که شامل منشأ، شرایط تشکیل و سرانجام فرسایش و تخریب آن می شود .

ازنظر هوانگ(1962)، پترولوژی شاخه ای از زمین شناسی است که در آن از منشأ، ترکیب سنگها و تاریخچه تشکیل آنها(به ویژه آذرین و دگرگونی) صحبت می شود.

از نظر بست(1982)، هر توده سنگی ویژگیهای متفاوتی(از نظر فیزیکی، شیمیایی، مکانی و زمانی) دارد و هدف پترولوژی مطالعه این خصوصیات است.

در سال های اخیر ، پترولوژی را شامل پتروگرافی (علم توصیف و رده بندی سنگ یا سنگ شناسی) و شرایط تشکیل سنگ ها در نظر می گیرند که شرایط تشکیل کانسنگها را هم باید به آن اضافه کرد.

بنابراین پترولوژی علمی است که در آن از منشاء، ترکیب و تاریخچه تشکیل سنگها صحبت به میان می آید.

با توجه به تعریف فوق باید حد و مرز واژه های پتروژنز، پاراژنز و سرانجام لیتولوژی مشخص شود.

پتروژنز: بخشی از پتروولوژی است که در آن از شرایط تشکیل سنگ ها و کانسنگ ها
صحبت می شود

پاراژنز : مجموعه ای از کانی ها است که شرایط تشکیل آن ها مشابه و از نظر شیمیایی و ترمودینامیکی با هم در تعادل باشند .
مجموعه های مختلف قابل تبدیل به هم هستند و به دنبال هم تشکیل می شود

لیتولوژی : اختصاصات ظاهری یک سنگ است که معمولاً در روی زمین و یا تا حدّ میکروسکوپی معلوم می شود .

سیستم: هر بخشی از عالم که جهت مطالعه مورد بررسی قرار می گیرد سیستم نامیده می شود.

سیستم مستقل یا منفرد: در یک سیستم مستقل، هیچ نوع انتقال ماده یا انرژی از خارج به سیستم یا از سیستم به خارج صورت نمی گیرد.

سیستم بسته : سیستمی است که در آن فقط تبادلات انرژی با محیط خارج وجود داشته باشد
بسیاری از دگرگونی های دینامیکی مانند سیستم بسته عمل می کنند .
سیستم باز : سیستمی است که در آن تبادل انرژی و ماده با محیط خارج وجود داشته باشد .
پدیده های اسکارن و متاسوماتیسم مثال های جالبی از سیستم باز محسوب می شوند .
سیستم **آدیاباتیک** : در این حالت سیستم از محیط خارج نه حرارت دریافت می کند و نه به آن
پس می دهد . این سیستم را بی دررو هم گفته اند .

محیط: آنچه که در خارج از سیستم است ولی به طور مستقیم بر رفتار سیستم اثر می گذارد

انرژی و اقسام آن

انرژی : ظرفیت یا قابلیت انجام کار است .

انرژی جنبشی

انرژی گرمایی انرژی حرارتی.

انرژی پتانسیل

انرژی هسته ای انرژی الکتریکی :

انواع دیگر انرژی شامل انرژی گرمایی ، انرژی صوتی ، انرژی نورانی یا تابشی و انرژی شیمیایی است .

سه بیان مختلف از قانون بقای انرژی :

هنگامی که انرژی از یک صورت به صورت دیگر تبدیل می شود ، مقدار آن همواره ثابت می ماند
انرژی از هیچ به وجود نمی آید و از بین نمی رود .

کل انرژی موجود در جهان همواره ثابت است . در یک سیستم منفرد رابطه ی روبرو صادق است :

$$E = E_P + E_C$$

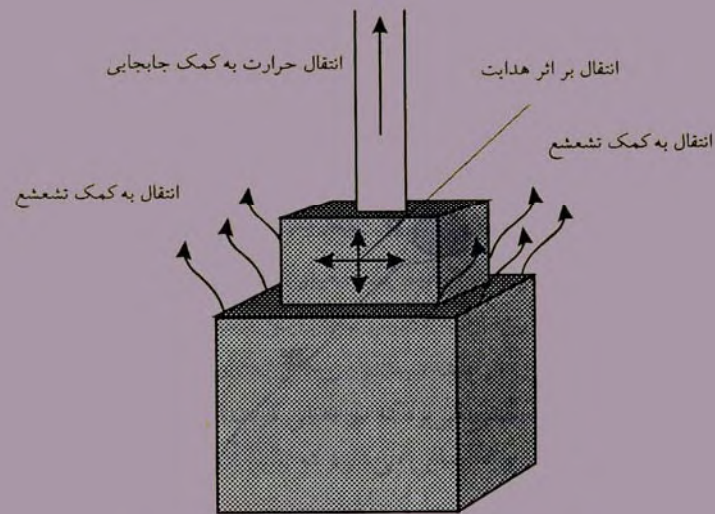
اگر سیستم از لحاظ مکانیکی منفرد نباشد یا به عبارت دیگر از خارج بر آن نیرو وارد شود انرژی

$$\Delta E = E_2 - E_1 = W_f \text{ . مکانیکی در آن ثابت نمی ماند .}$$

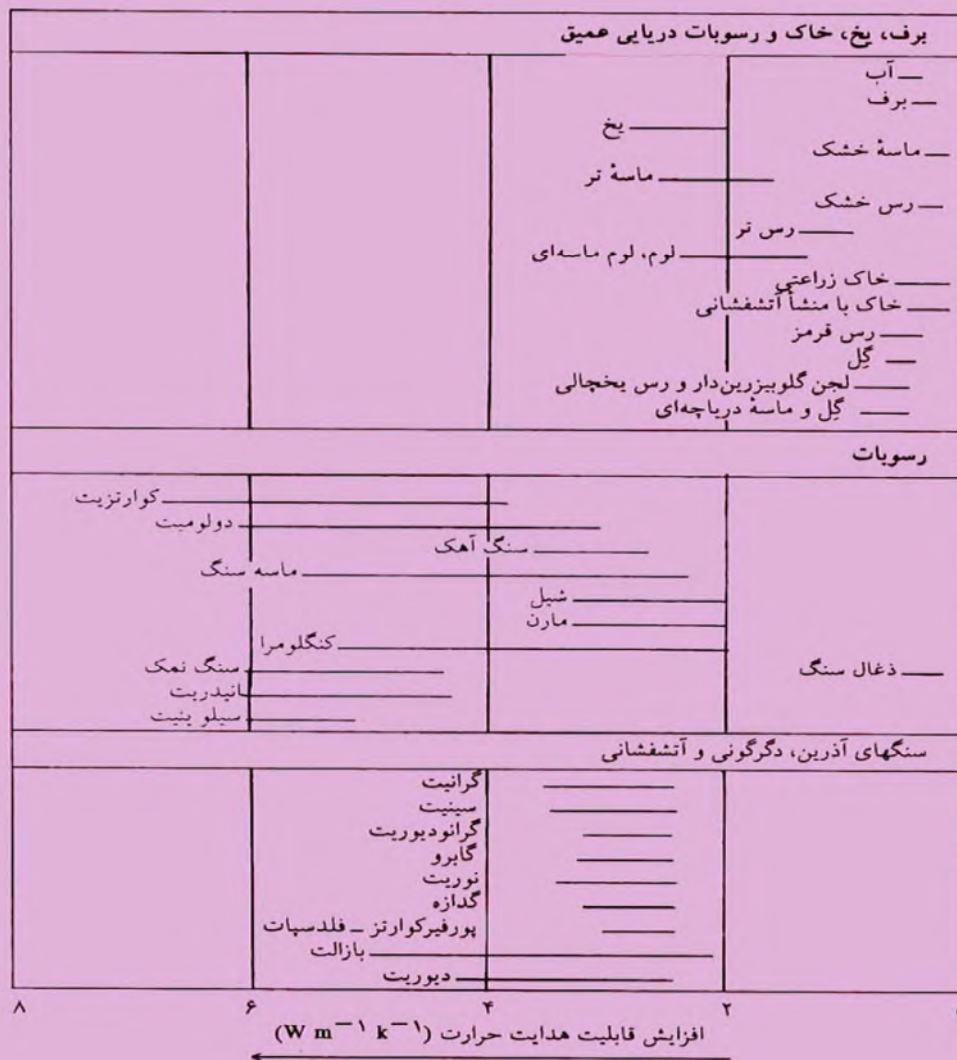
نحوه ی انتقال گرما :

نحوه ی انتقال گرما در مواد مختلف متفاوت است و در حالت های مختلف ماده به گرمای ویژه ی جسم بستگی دارد .

به طور کلی گرما به سه طریق هدایت ، جابجایی و تشعشع منتقل می شود .



شکل ۱-۲ نحوه انتقال سه گانه گرما در یک بخاری داغ



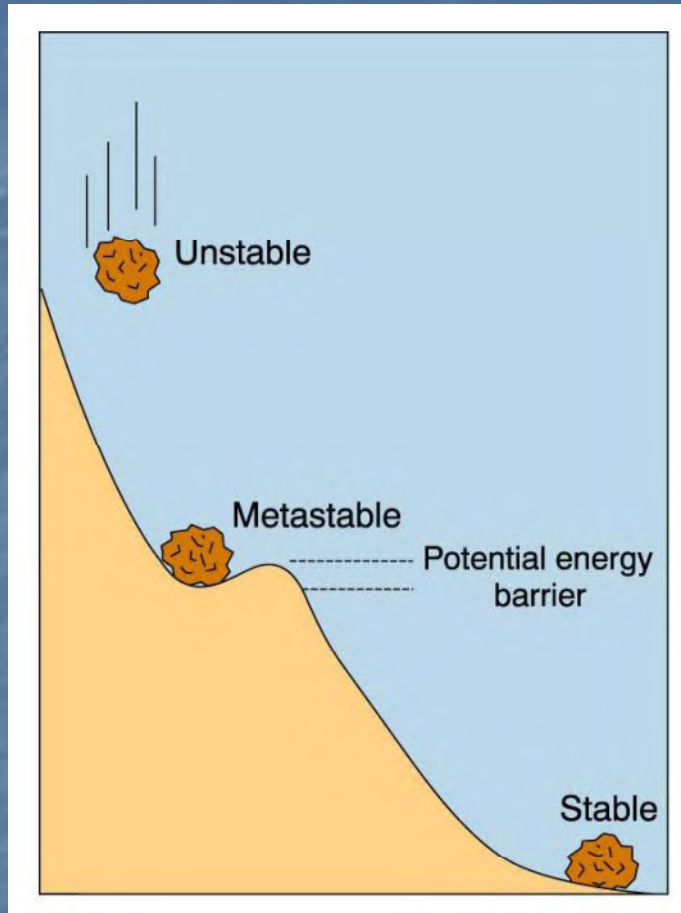
شکل ۱-۱ توان هدایت حرارتی در انواع مختلف سنگها. خطوط افقی، حد قابلیت حرارتی را نشان می‌دهند. همانطور که ملاحظه می‌شود قابلیت هدایت حرارتی در سنگهای مختلف متفاوت است.

بیشترین توان هدایت حرارتی در رسوبات از آن کوارتزیت و کمترین آن مربوط به زغال سنگ است. در درون زمین، احتمالاً مهمترین عامل انتقال گرما، جریان جابجایی است.

روند تغییر حالت در یک سیستم :

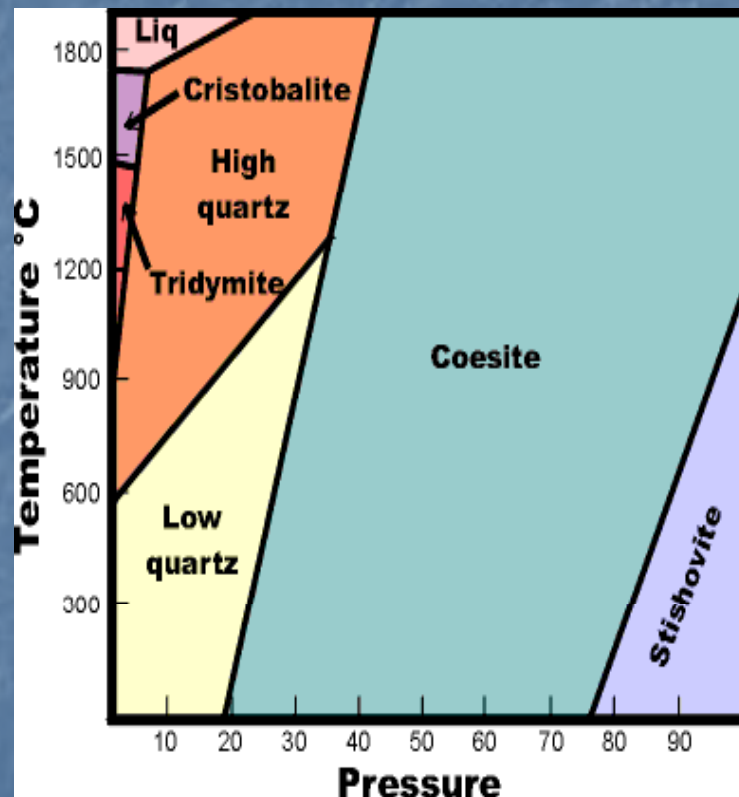
الف) پایداری و تعادل :

هر جسی که پایداری بیشتری داشته باشد دارای کمترین مقدار انرژی است .
سیستمی در حال تعادل است که نتیجه ی عملکرد نیرو ها در آن صفر باشد .
شرایط کلی تعادل ترمودینامیکی هنگامی به وجود می آید که هر سه نوع تعادل مکانیکی ، شیمیایی و حرارتی فراهم شود .



ب) اصل لوشاتلیه:

به موجب اصل مزبور ، در یک سیستم در حال تعادل ، تغییر در هر یک از عوامل مشخص کننده ی تعادل ، آن را به جهتی می برد که در خنثی کردن این تغییر موثر است.
مثال : اگر سیستم از نظر مکانیکی تحت فشار فرض شود با افزایش فشار ، کوئزیت (چگال تر) بیشتری به وجود می آید و مقداری کوارتز از بین می رود کوئزیت $\rightarrow$ کوارتز



ج) انرژی داخلی :

انرژی داخلی ، عبارت است از تفاضل بین مقدار نهایی E_f و مقدار اولیه انرژی E_i قانون اول ترمودینامیک : در هر تغییر ، انرژی محفوظ می ماند .

قانون دوم ترمودینامیک : در یک سیستم مستقل (منفرد) ، اگر هیچ نوع انرژی نتواند به داخل سیستم راه یابد ، هر فرآیند خود به خود ، باعث افزایش درجه ی بی نظمی سیستم می شود . و یا اگر فرآیند های طبیعی به حال خود رها شوند سرانجام سبب از بین بردن تمرکز انرژی و یکنواختی آن می شوند .

(د) آنتروپی :

آنتروپی را با حرف S نشان می دهند که یعنی هر قدر بی نظمی ذرات بیشتر باشد آنتروپی نیز زیاد تر می شود .
در فرآیندهای خود به خودی برگشت ناپذیر یک سیستم منفرد ، آنتروپی افزایش می یابد و حالت پایدار یک سیستم ،
دارای حداکثر آنتروپی است .

در هر فرآیند برگشت پذیر ، کوچکترین تغییر در مقدار آنتروپی یعنی dS با مقدار گرمای اخذ شده توسط سیستم
رابطه مستقیم و با درجه حرارت آن رابطه ی عکس دارد یعنی $dS=dq/T$

در هر فرآیند برگشت ناپذیر خود به خودی ، dS بزرگتر از مقدار بالا است ، که معادله آن چنین است
 $dS>dq/T$.

ه) انرژی آزاد گیبس

$$dG = v dP - S dT$$

$$G = \text{انرژی آزاد گیبس}$$

در حدّ اشباع ، dG مساوی صفر خواهد بود .

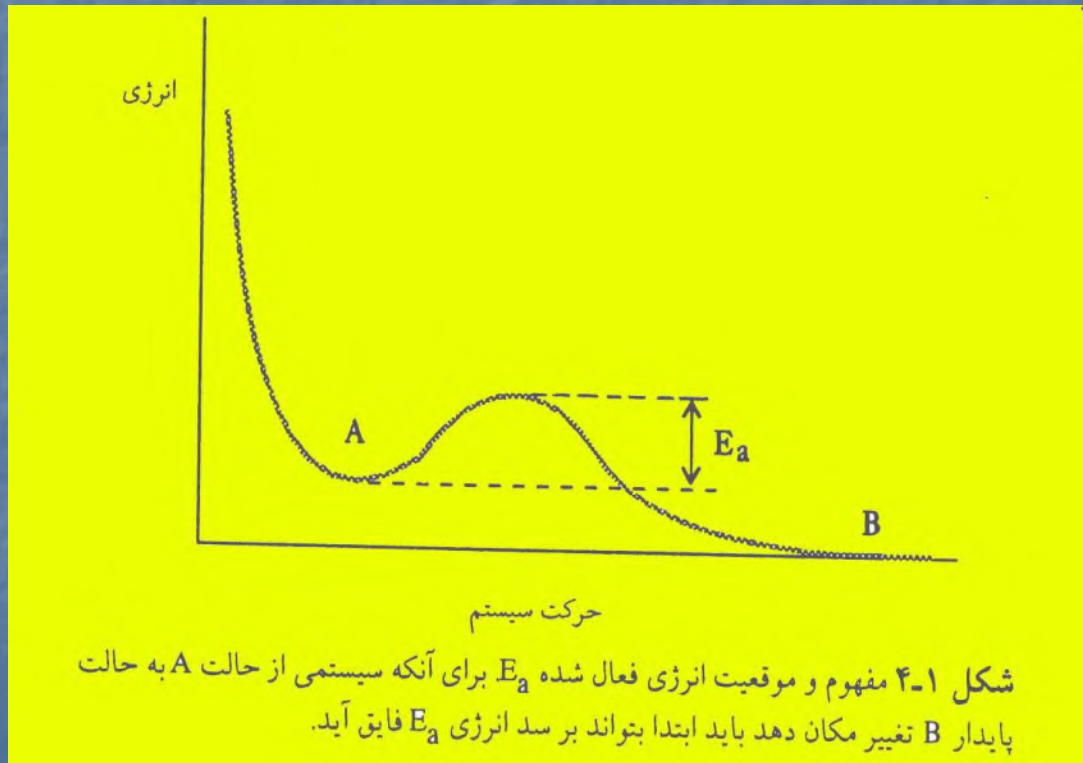
اگر dG منفی و بزرگ باشد ، نشاندهنده ی تحت اشباعی بودن محلول بوده و در نتیجه ، تمایل زیاد به انحلال بیشتر جامد وجود دارد ولی اگر dG مثبت باشد ، نشانه ای از فوق اشباع بودن محلول است . در حالت منفی واکنش مطابق جهت فلش از چپ به راست و در حالتی که dG مثبت باشد واکنش از راست به چپ انجام می شود .

(مایع) $S \rightarrow I$ (جامد)

مسلماً با افزایش درجه ی حرارت (با توجه به اینکه $S dT$ منفی است) واکنش فوق از چپ به راست ادامه پیدا می کند

انرژی فعال شده یا انرژی سدّی :

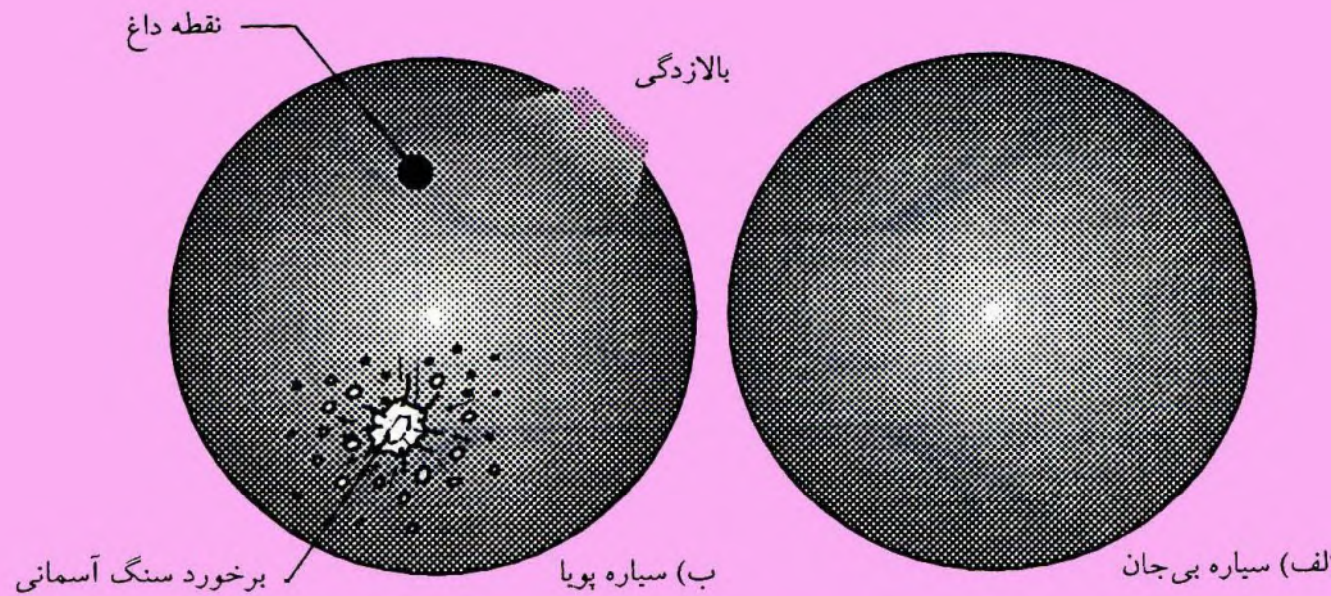
اصولاً قبل از آنکه تغییری در سیستم بروز کند باید از سدّ یک انرژی که به آن انرژی فعال شده هم می گویند بگذرد .
فرآیند های شیمیایی در درجات حرارت بالاتر سریعتر انجام می شوند . زیرا در این حالت ، تحرّک زیادتر اتم ها به آسانی از انرژی فعال شده ی سدّی برتری می یابد .



تغییر حالات و پیدایش سنگ ها :

تمام فرآیند های زمین شناختی با انتقال انرژی و جنبش ماده همراه است که باعث تغییر حالت سیستم زمین شناختی می شود .

در فرآیند های غیر تعادلی و برگشت ناپذیر ، حالت های موقتی تعادل را فقط می توان به طور محلی مشخص کرد . طبق اصول کلی ترمودینامیک ، حالت تعادل یک سیستم به وسیله ی متغیر های اصلی یعنی X , P , T مشخص می شوند.



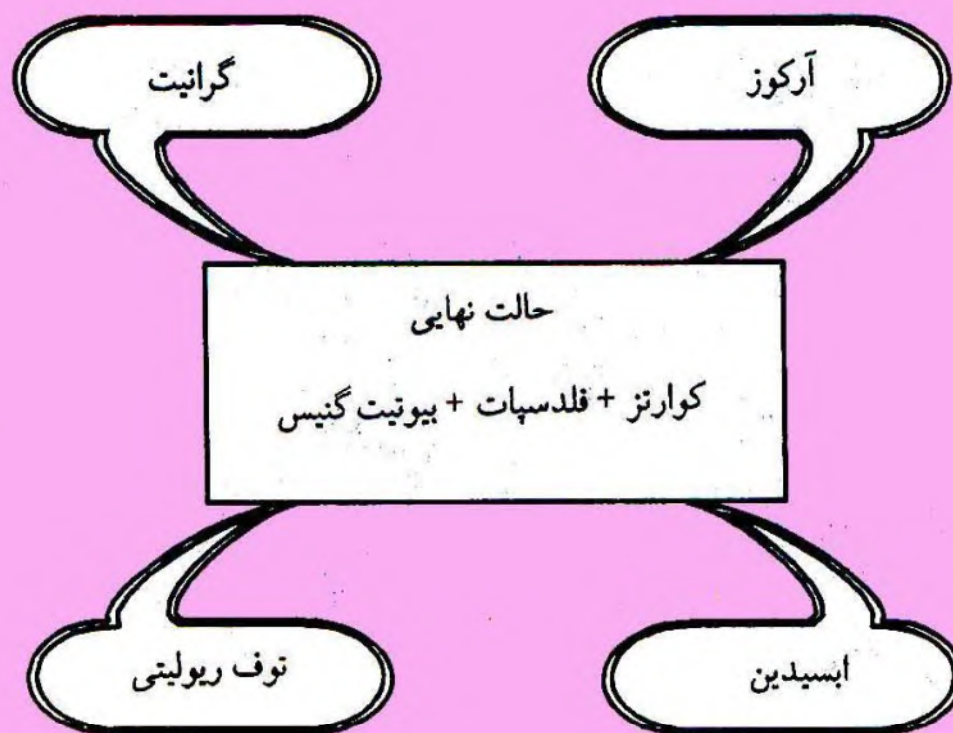
شکل ۵-۱ مقایسه یک سیاره بیجان (الف) و سیاره پویا (ب). در سیاره پویا، به علت توزیع نابرابر انرژی، فرآیندهای تشکیل سنگ انجام شدنی است و در سیاره بیجان تغییری در حالت ماده به وجود نمی آید.

برای بررسی تاریخ تشکیل یک سنگ باید به نشانه های مهمی توجه داشت که عبارتند از:

(1) فابریک سنگ (2) روابط صحرایی (3) ترکیب شیمیایی

فابریک :

فابریک ویژگی های داخلی سنگ را مشخص می کند و خود شامل بافت (تکستور) و ساخت (استروکتور) است .



شکل ۱-۶ براساس ترکیب کانی شناسی در حالت نهایی (در اینجا کوارتز + فلدسپات + بیوتیت در یک گنیس) غیر ممکن است حالتهای اولیه سیستم را تعیین کنیم. برای این منظور چهار حالت ممکن را در اینجا نشان داده ایم. همان طور که ملاحظه می شود حالت نهایی می تواند از هر یک از چهار حالت اولیه حاصل شده باشد.

برخی از مشخصه های بافت های سنگ های آذرین :
دانه های بزرگتر نشان دهنده ی کاهش آرام درجه حرارت است .
بلور های به دام افتاده درون شیشه های طبیعی ، نشانه تبلور دو مرحله ای یعنی سرد شدن کند و خروج سریع انرژی یا گاز از
ماگما است .
وجود آمفیبول های منشوری در یک آندزیت در امتداد هم نشان دهنده ی حرکت ماگمای حاوی آمفیبول های مزبور است و اگر
آمفیبول های مزبور دارای حاشیه ی تیره و به اصطلاح سوخته باشد نشانه اکسیداسیون و ازدیاد انرژی حرارتی در هنگام بیرون
ریزی آن است .

رابطه های صحرایی :

شکل ، اندازه و ابعاد ، سنّ نسبی و سطح تماس آن با سنگ های مجاور رابطه های صحرایی می گویند .
نشانه های ترکیب شیمایی هر سنگ به صورت درصد وزنی اکسید های آن مشخص می شود و آن را ترکیب شیمایی سنگ کل می گویند . ترکیب کانی شناسی ، درصد کانی های موجود در سنگ است . فراوانی نسبت هر یک از تشکیل دهنده های شیمیایی ، ترکیب کانی شناسی سیستم را تعیین می کند .
ژاده ایت کانی فشار بالا است . اگر فشار سیستم افزایش یابد چون حجم مولی ژاده ایت کوچکتر از حجم آل بیت + نفیلین است ، به جای دو کانی اخیر ، ژاده ایت به وجود می آید (مثلاً در نواحی سابد اکشن)
نفیلین + آل بیت = ژاده ایت

نوع کانی های یک سنگ تابع X, P, T است .
حالات حد واسط نشانه ی آن است که اولاً سیستم به طور کامل به تعادل جدید نرسیده است و ثانیاً
فرآیند های زمین شناسی آنچنان شدید نبوده اند تا فابریک سنگ قبل را از بین ببرند ولی ترکیب مکان
شناسی سنگ تغییر کرده است . در سنگ های دگرگونی ، این پدیده را می توان به بهترین وجه نشان
داد .
در یک سیستم در حال تعادل که متغیر های آن X, P, T باشد نمیتوان حالت اولیه سیستم و یا مسیر
تحول آن از حالت قبلی به حالت نهایی را تعیین کرد .

"درجه حرارت ذوب و تبلور"

ذوب و تبلور کانی :

اگر تعادل برقرار نباشد ماده مذاب تا درجات حرارت پایینتر از حد تبلور ، ممکن است به حالت مذاب باشد این حالت را سورفوزیون می گویند و از انجماد آن ، ماده غیر بلوری یا شیشه به وجود می آید .

ساده ترین حالت عدم تعادل ، سرد کردن سریع ماده مذاب است .

وجود ناخالصی ، حتی به مقدار ناچیز ، درجه حرارت تبلور یک کانی را در شرایط یکسان ، کاهش می دهد .

در حالت کلی ، وقتی یک کانی را گرم کنند در درجه حرارت ذوب خود مایع مذابی تولید می کند که ترکیب آن شبیه ماده جامد است (

ذوب کامل) ولی استثنائاً ، بعضی از کانی ها ، هنگامی که به درجه ذوب خود برسند مایع و جامدی از خود تولید می کنند که

ترکیب شیمیایی هیچ یک از آن ها با کانی اولیه شباهت ندارد (ذوب متناقض)

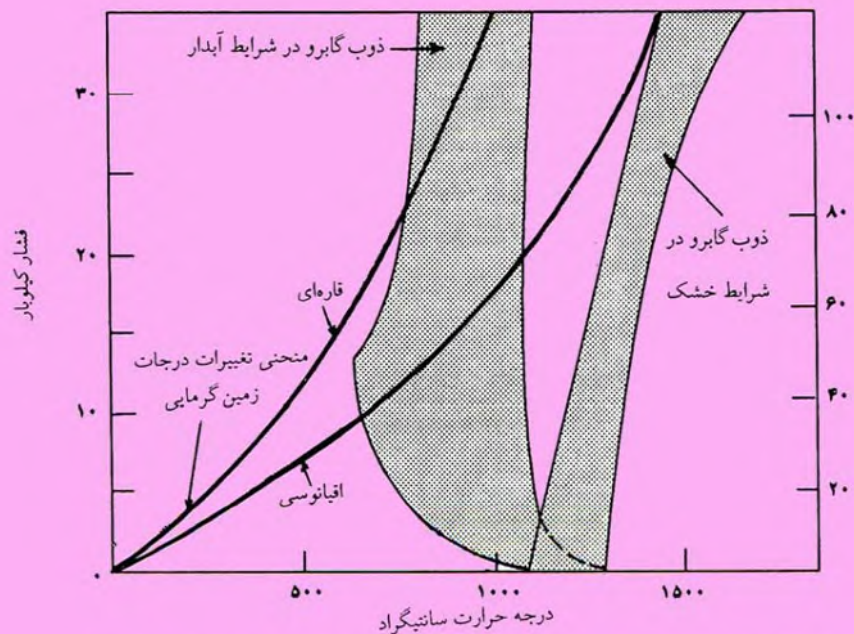
چند مثال از ذوب متناقض :

سیلیس (مایع) + الیوین (جامد) → (انستاتیت (جامد)

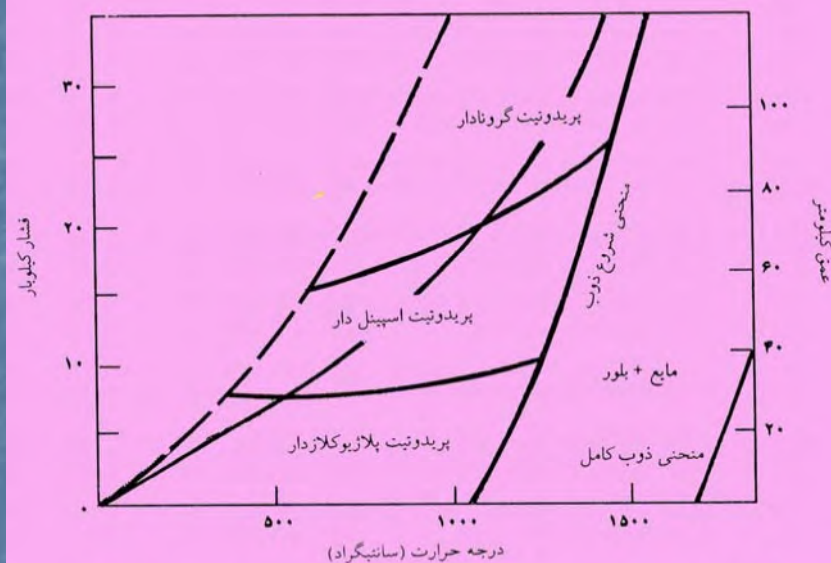
سیلیس (مایع) + لوسیت (جامد) → (فلدسپات پتاسیک)

2- ذوب سنگ ها :

بین شروع و خاتمه ذوب ، اختلاف درجه حرارت وجود دارد . هر قدر کانی های تشکیل دهنده سنگ ناجوری بیشتری داشته باشند اختلاف مزبور بیشتر می شود . در سنگ های رسوبی خالص این اختلاف کمتر است .



شکل ۹-۱ شرایط شروع و خاتمه ذوب گابرو در شرایط آبدار و خشک. خط چینها، منحنی تغییرات درجات زمین گرمایی (ژئوترم) در مناطق اقیانوسی و قاره‌ای است.



شکل ۱۰-۱ شرایط شروع و خاتمه ذوب پریدوتیت برحسب تغییرات درجات حرارت و فشار. ضمناً شرایط پایداری پریدوتیت‌های گرونادار، پریدوتیت‌های اسپینل دار و پریدوتیت پلاژیوکلازدار در این شکل دیده می‌شود.

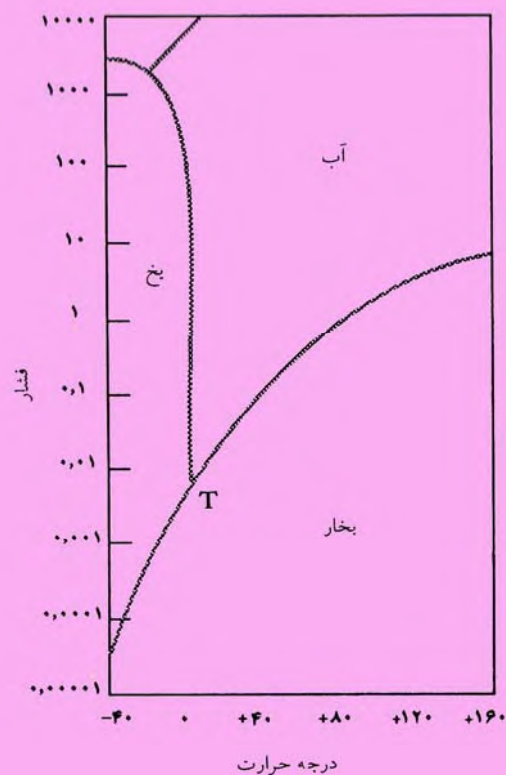
وضعیت استثنائی آب :

در قانون فاز ها ، آب را به عنوان یک تشکیل دهنده در نظر می گیریم . آب در شرایط مختلف فشار و درجه حرارت سه فاز (جامد — مایع — گاز (بخار)) از خود نشان می دهد .

حوزه ی پایداری این فاز ها به وسیله ی مرز پایداری از هم جدا می شود . بر روی هر یک از این منحنی ها دو فاز با هم به حالت تعادل وجود دارند . فقط در یک نقطه است که هر سه فاز با هم دیده می شود . این نقطه را با حرف T نشان داده ایم و آن را نقطه ی سه گانه (تریپل پوینت) می گویند .

منحنی بین آب و یخ را منحنی ذوب و منحنی بین فاز بخار و یخ را منحنی سوبلیماسیون و منحنی بین فاز بخار و آب مایع را هم منحنی جوش می گویند .

در نقطه ی بحرانی ، تغییرات فاز بین حالت گاز (بخار) و مایع (آب) مشخص نیست .

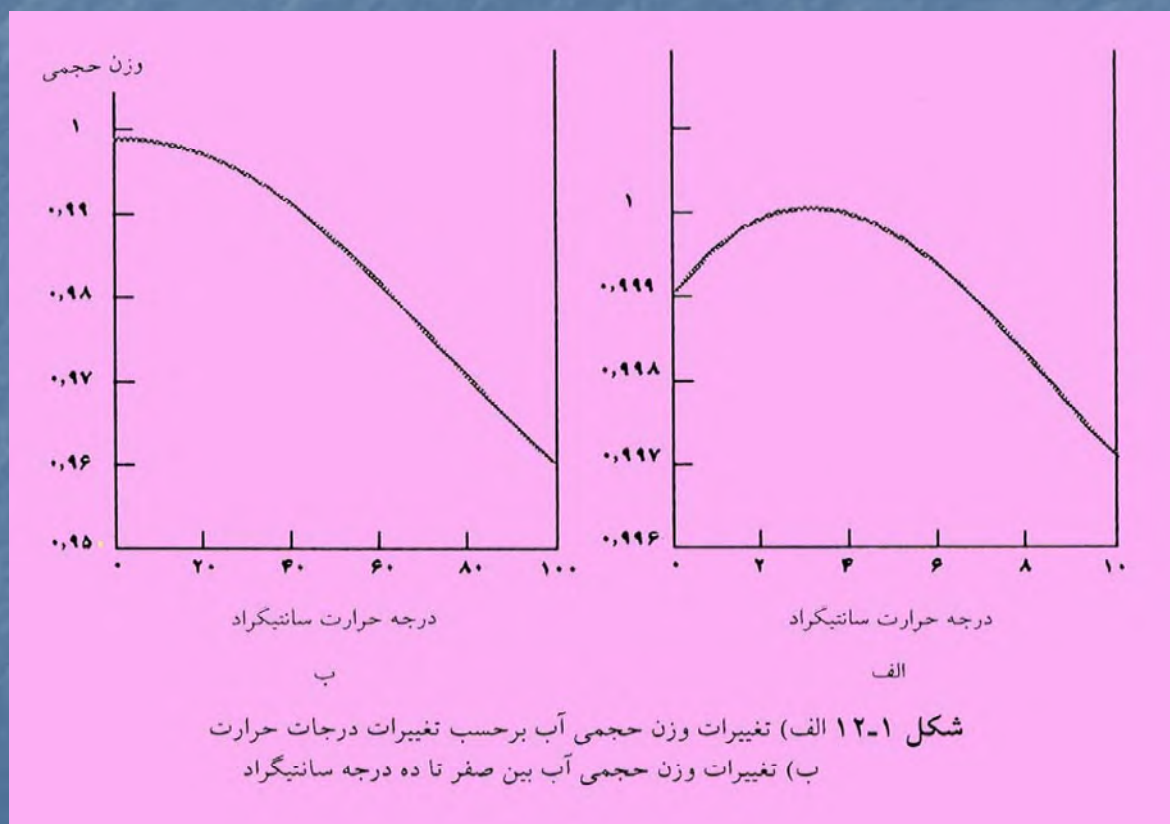


شکل ۱۱-۱ حالات مختلف آب برحسب تغییرات درجات حرارت و فشار.

با ازدیاد فشار خشک ، درجه حرارت ذوب بالاتر می رود . تنها استثنا آب است . یعنی با ازدیاد فشار ، درجه حرارت ذوب یخ کاهش می یابد .

وزن حجمی یخ کمتر از آب است .

در بالاتر از 4 درجه سانتی گراد ، با افزایش دما آب منبسط می شود ، وزن حجمی آن کم می شود و در عین حال بین 4 تا صفر درجه سانتی گراد باز هم منبسط می شود و از وزن حجمی آن کاسته می شود . بیشینه وزن حجمی آن در 4 درجه سانتیگراد است که معادل یک می باشد .

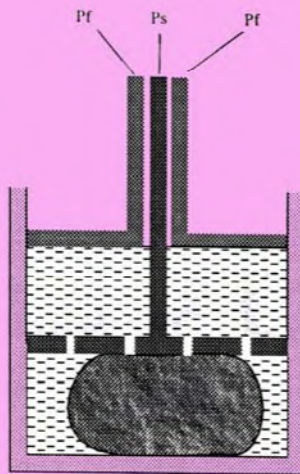


فشار و انواع موثر آن در زمین شناسی

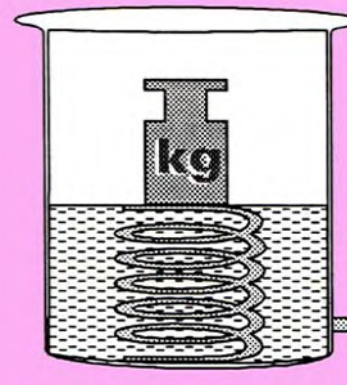
در شکل (1-13) هر گاه آب ، فشار وزنه را متحمل شود نشان دهنده ی فشار هیدروستاتیک است و در حالتی که فنر ، شار وزنه را متحمل شود نشان دهنده ی فشار لیتواستاتیک یا ژئواستاتیک و یا فشار بار است که عبارت از فشار وزن سنگ ها است .

P_f یا فشار هیدروستاتیک در تمام جهات یکسان _ ایزوتوپ) است.

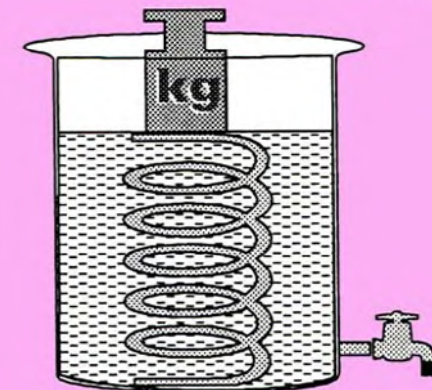
مقدار P_s یا فشار لیتواستاتیک در هر عمقی از زمین با این فرمول محاسبه می شود ، $P = dgh$ مقدار فشار هیدروستاتیک در هر عمق تقریباً معادل $3/1$ فشار لیتواستاتیک است . میلونیکی شدن یکی از مهمترین آثار فشار جهت دار است .



شکل ۱۴-۱ فشار هیدروستاتیک P_f فشاری است که به سیال وارد می‌آید و فشار لیتواستاتیک P_s مقدار فشاری می‌باشد که به جامد (سنگ) وارد آمده است.



(ب) شیر باز است



(الف) شیر بسته است

شکل ۱۳-۱ مشخصات فشار هیدروستاتیک (حالت الف) و فشار لیتواستاتیک (حالت ب).

فشار بخار آب :

فشار سیال (P_f) ، عبارت است از مجموع فشار های تشکیل دهنده های فرّار . نقش فشار آب یا فشار بخار آب ، پایین آوردن درجه حرارت ذوب کانی های و در نتیجه سنگ ها در شرایط پوسته زمین است . در اعماق خیلی زیاد (هنگامی که فشار از 20 کیلو بار تجاوز نماید) ، فشار آب باعث بالا رفتن درجه حرارت ذوب سنگ ها می شود . در این حالت ، آب مانند حالت خشک یعنی فشار لیتواستاتیک عمل می کند . یعنی ماده را متراکم و وزن حجمی و استحکام کلی و سختی ماده را زیاد می کند و موجب سریعتر شدن عبور امواج زلزله می شود . درجه حرارت ذوب کانی ها و سنگ ها را افزایش می دهد و موجب انحلال بسیاری از کانی ها می شود .

نقش گاز کربنیک :

گاز کربنیک در تولید ماگمای آکالن و هیپر آکالن ، در تشکیل ماگمای کربناتیت ، در واکنش های دگرگونی ، در تولید اپی سینیت ها و کانسار های اورانیم و در رسوبات آهکی بخار ها و چشمه های آهک ساز نقش مهمی دارد .

نقش فوگاسیته ی اکسیژن :

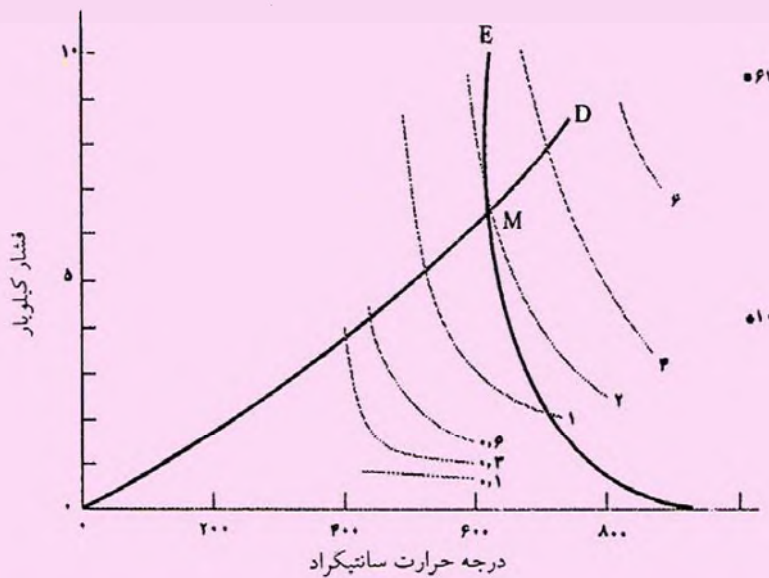
در مورد گاز های ناکامل ، بین فشار و فوگاسیته رابطه $f=gf.P$ بر قرار است که در آن gf ضریب فوگاسیته نامیده می شود .
در فشار کم که P به سمت صفر میل می کند و گاز به حالت ایده آل نزدیک می شود ، gf به سمت یک میل می کند .
اصولاً فوگاسیته به معنی پراکندگی و فرّایت گاز است .

فراوانی اکسید های آهن (هماتیت ، مانیتیت و حتّی ایلمنیت) در سنگ های اسید را می توان با فراوانی و پراکندگی زیاد اکسیژن در محیط مذاب در ارتباط دانست .

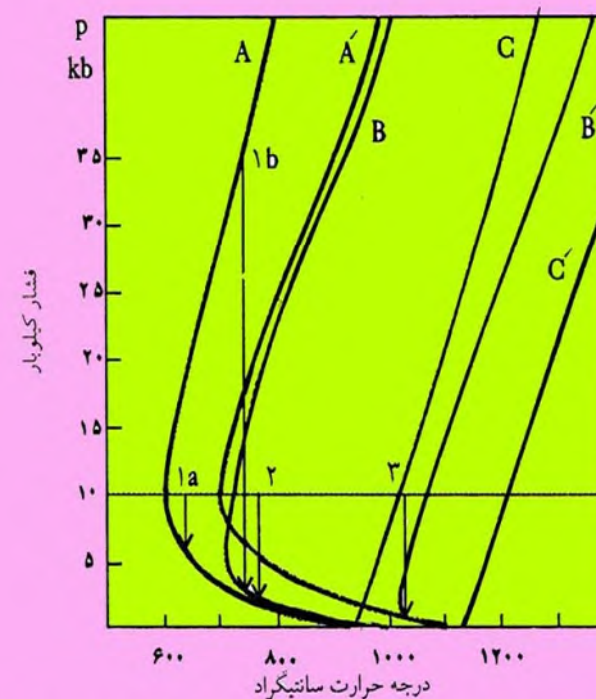
شرایط انحلال کوارتز:

کوارتز در آب خالص، محلول است ولی هرگاه درجه حرارت و فشار بخار آب محیط افزایش یابد، درجه انحلال کوارتز در آب بیشتر می شود.

در هر حال کوارتز در آب های اسیدی کمتر از فلدسپات ها حل می گردد.



شکل ۱۶-۱ میزان انحلال کوارتز در آب (برحسب درصد وزنی) که رابطه مستقیم با افزایش درجه حرارت و فشار دارد. منحنی D، منحنی درجه زمین گرمایی و منحنی E، منحنی ذوب گرانیت در شرایط شکل است.



شکل ۱۵-۱ منحنیهای انجماد (سولیدوس) و ذوب (لیکیدوس) گرانیت و سترلی در شرایط متفاوت درجه حرارت و فشار.

اسیدیته :

اسیدیته یک کانی و یا سنگ عبارت از نسبت درصد تعداد سیلیسیم به تعداد کل کاتیون هایی است که در ترکیب آن وجود دارد .

به کانی های و یا سنگ هایی که اسیدیته بیش از 60 درصد دارند ، اسید یا اشباع از سیلیس و به انواعی که اسیدیته بین 50 تا 60 درصد دارند خنثی و سر انجام کمتر از 50 درصد را غیر اشباع می گویند .

اسیدیته	کانی
۱۰۰ درصد	کوارتز (SiO_2)
۶۰ درصد	ارتوز $\text{K} [\text{Si}_3\text{AlO}_8]$
۵۰ درصد	پیروکسن $\text{Mg}_2 [(\text{SiO}_3)_2]$
۵۰ درصد	لابرادور $\text{CaNa} [\text{Si}_5\text{Al}_3\text{O}_{16}]$
۴۰ درصد	آنورتیت $\text{Ca} (\text{Si}_2\text{Al}_2\text{O}_8)$
۳۳/۳ درصد	الیوین $\text{Mg}_2 [\text{SiO}_4]$
۳۳/۳ درصد	نفلین $\text{Na} [\text{SiAlO}_4]$

تقسیم بندی سنگ های ماگمایی :

الف) بر اساس کانی های اشیاعی و غیر اشیاعی :

ب) تقسیم بندی بر مبنای درصد وزنی SiO_2 :

ج) تقسیم بندی بر مبنای مقدار نسبی مولکول های آکالن ($\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$) نسبت به Al_2O_3 و SiO_2

الف) بر اساس کانی های اشباعی و غیر اشباعی :
اگر سنگی دارای کوارتز باشد ، به آن سنگ فوق اشباع می گویند .
اگر سنگی دارای کانی ها غیر اشباع یعنی نفلین ، الیوین و لوسیت باشد ، به آن سنگ غیر اشباع یا زیر اشباع می گویند .
اگر سنگی کوارتز و کانی غیر اشباعی نداشته باشد ، آن سنگ از دسته اشباعی است .

ب) تقسیم بندی بر مبنای درصد وزنی SiO_2 :

$\text{SiO}_2 > 66\%$ سنگ اسیدی

$52\% < \text{SiO}_2 < 66\%$ سنگ حدّ واسط

$45\% < \text{SiO}_2 < 52\%$ سنگ بازیک

$\text{SiO}_2 < 45\%$ اولترابازیک

اصولاً اولترابازیک ها را باید به دو دسته تقسیم کرد:

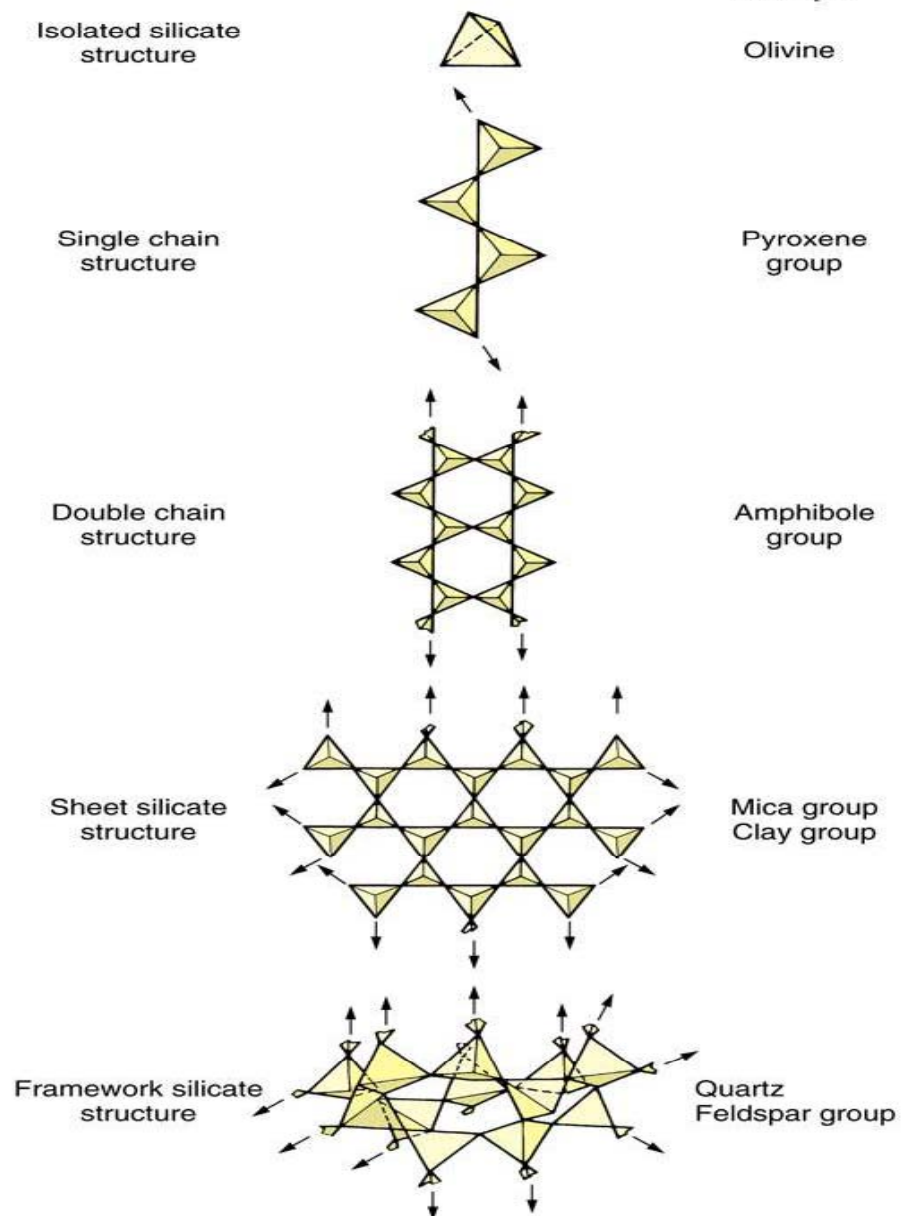
1) اولترامافیک (که اصولاً تیره رنگند) 2) اولترابازیک (فاقد کانی های تیره است).

ج) تقسیم بندی بر مبنای مقدار نسبی مولکول های آکالین ($K_2O + Na_2O$) نسبت به SiO_2 و Al_2O_3
اگر $n Na_2O + n K_2O > n Al_2O_3$

و
 $n Na_2O + n K_2O > 1/6 n SiO_2$

باشد ، آن سنگ را آکالی می نامند .
اگر سنگی آکالی نامیده نشود ، آن سنگ خود به خود غیر آکالی است.
به کار بردن کلمات بازیک و اسید کاملاً نسبی است .

Example



تقسیم بندی ساختمانی سیلیکات ها :

با شناختن ساختمان سیلیکاته به کمک اشعه ی ایکس رده بندی سیلیکات ها به صورت جدیدی در آمد .
رده بندی و اقسام متعدّد آن ها و طرز اتّصال تترائدر ها اساس کانی شناسی سیلیکات ها را تشکیل می دهد .

درجه پلی مریزاسیون :

درجه ی پلی مریزاسیون یک کانی عبارت است از تعداد اکسیژن هایی (با نعداد راس های تترائدری) که یک تترائدر با تترائدر مجاور به اشتراک می گذارد .

هر قدر درجه ی پلی مریزاسیون یک کانی کوچکتر باشد آن کانی در درجه حرارت بالاتری تشکیل می گردد.

کانیها	درجه پلی مریزاسیون	درجه حرارت تشکیل
فورستريت	۰	۱۶۹۰ درجه سانتیگراد
دیوپسید	۲	۱۳۹۰ درجه سانتیگراد
لابرادوریت	۴	۱۲۷۶ درجه سانتیگراد

قانون گلدیش :

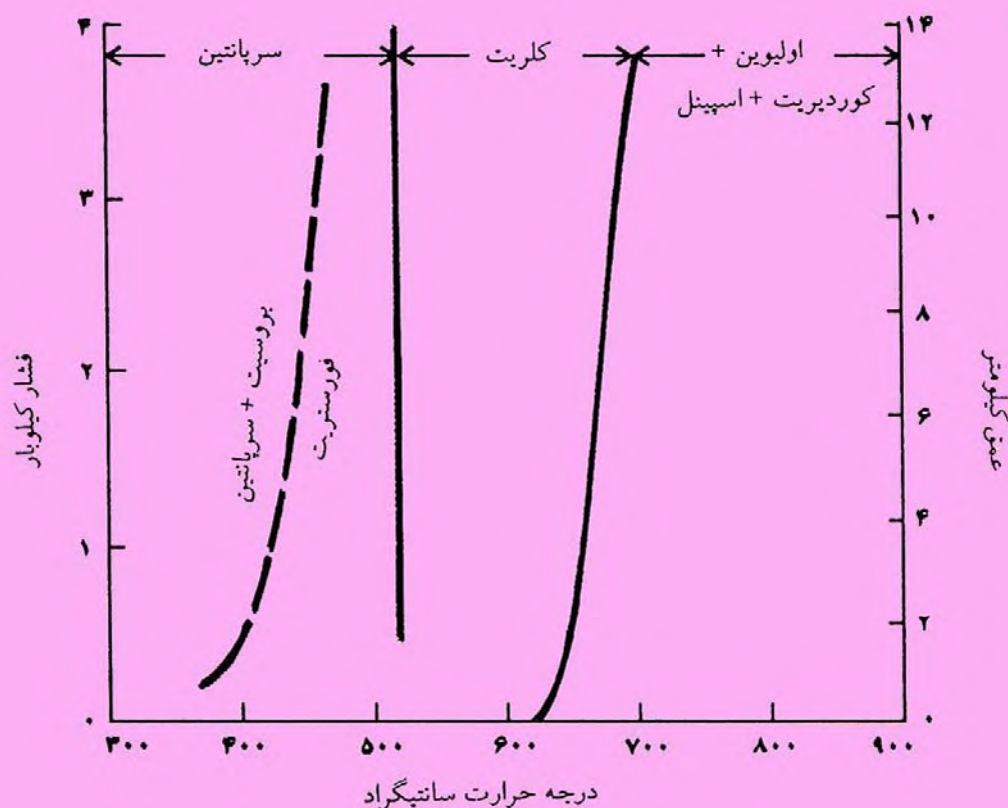
کانی هایی که شرایط تشکیل آن ها با شرایطی که در سطح زمین حکمفرماست خیلی فرق داشته باشد به آسانی تجزیه می شوند .
طبق جدول زیر ناپایدارترین کانی ها در بالا و پایدارترین کانی ها در پایین قرار دارند .

الیوین	پلاژیوکلاز های کلسیم دار
اوژیت	پلاژیوکلاز های کلسیم سدیم دار
آمفیبول	پلاژیوکلاز های سدیم کلسیم دار
بیوتیت	پلاژیوکلاز های سدیم دار
ارتوز	پلاژیوکلاز های سدیم دار
موسکویت	پلاژیوکلاز های سدیم دار
کوارتز	

شرایط پایداری سرپانتین :

الیوین غالباً به سرپانتین تجزیه می شود.

سرپانتین به سنگ های هلوملانوکرات (هیپر ملانوکرات) مانند پریدوتیت های سرپانتین شده (تعلق دارد . الیوین در محیط خشک ابتدا به کلریت و سپس به سرپانتین تبدیل می شود و در محیط آبدار مستقیماً به سرپانتین تبدیل خواهد شد .



شکل ۱-۱۷ شرایط تشکیل سرپانتین از الیوین در محیط خشک (خط پر) و در محیط آبدار (خط چین).

شرایط پایداری لوسیت :

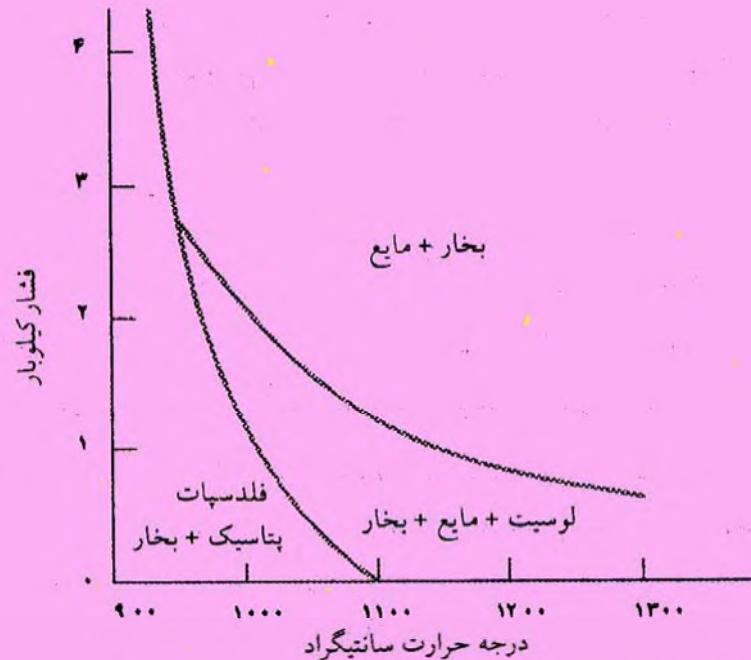
در فشار کم و درجه حرارت زیاد پایدار است .

در سنگ هایی پایدار است که کمبود سیلیس در آن آشکار و محیط مذاب غنی از مواد آکالین باشد . لوسیت به گدازه های آتشفشانی و یا ماگمایی که نزدیک به سطح زمین سرد شده باشد اختصاص دارد . این کانی در محیط سرشار از پتاسیم و در درجه حرارت زیاد به وجود می آید (سنگ های آتشفشانی) در درجات حرارت کمتر ، اگر در محیط ، سیلیس وجود داشته باشد لوسیت مطابق رابطه زیر به سانیدین تبدیل می شود .

سانیدین → سیلیس + لوسیت

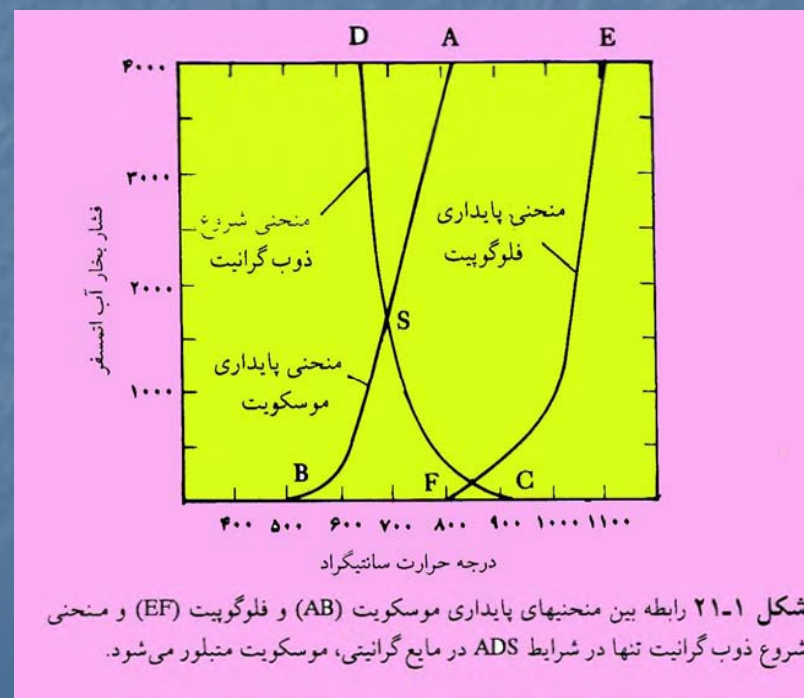
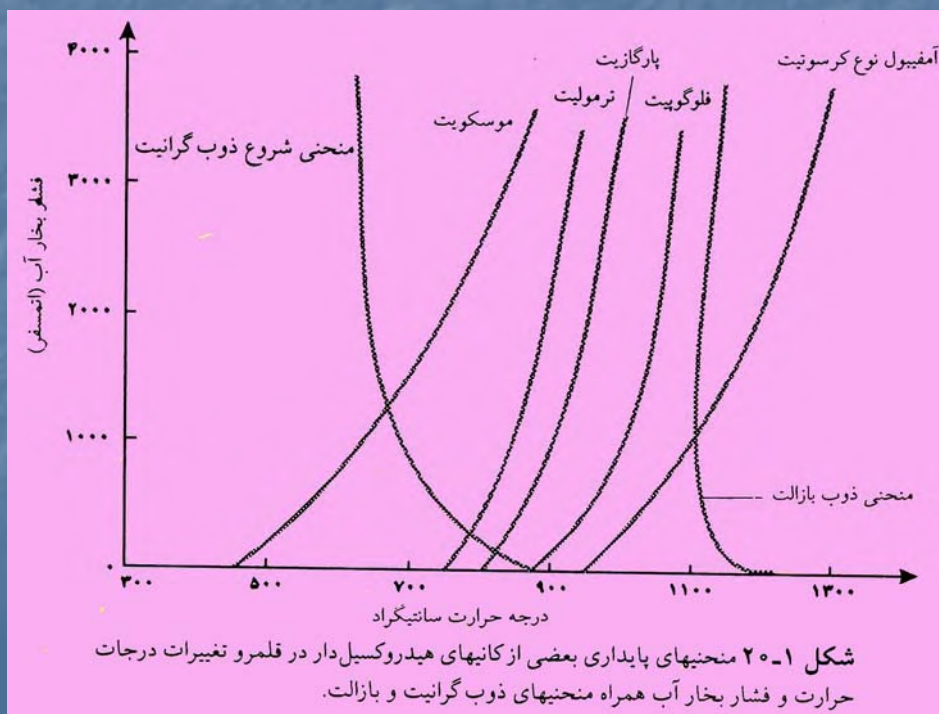
اگر به جای پتاسیم ، سدیم در محیط وجود داشته باشد ، در شرایط یکسان ، نفلین متبلور خواهد شد .

فلدسپات پتاسیم دار + نفلین → مایع سدیم دار + لوسیت

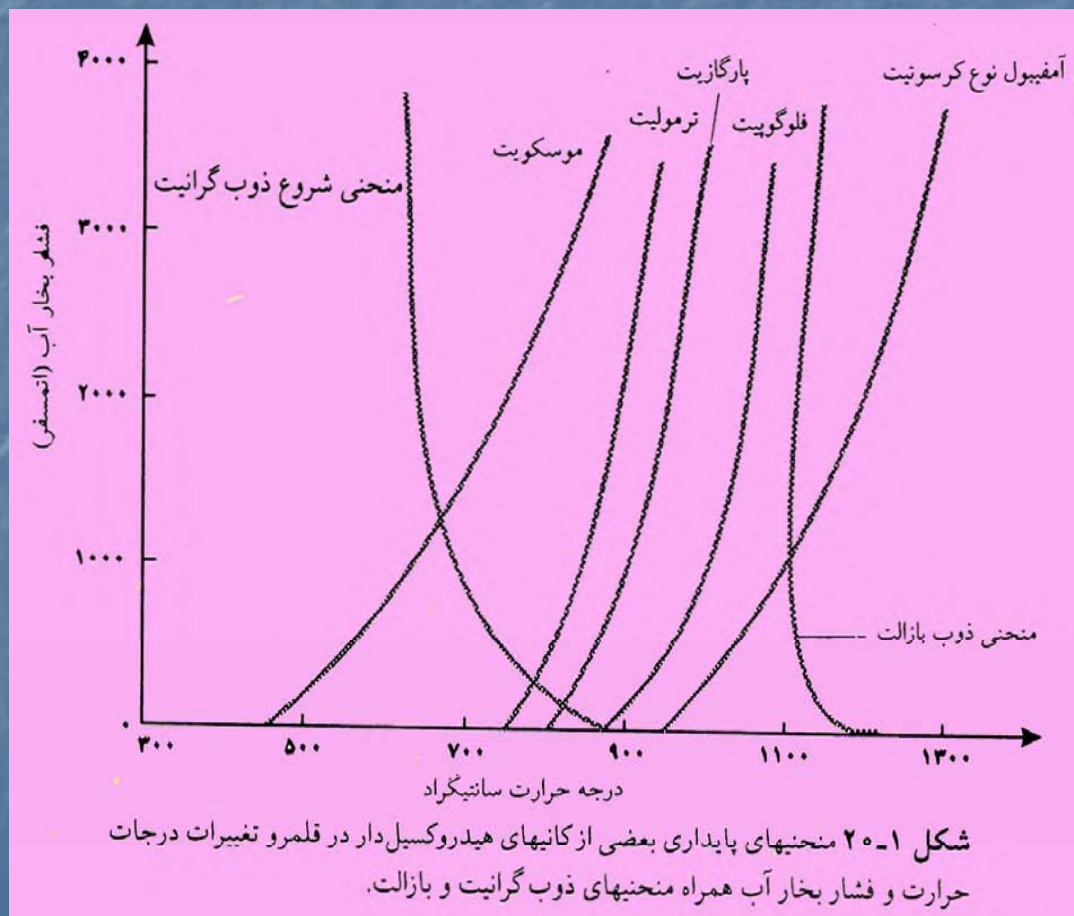


شکل ۱۸-۱ قلمروی پایداری لوسیت در سیستم $\text{Si}_3\text{AlO}_8\text{-K}_2\text{O-Al}_2\text{O}_3\text{-H}_2\text{O}$. آب.

شرایط تشکیل کانی هایی که عامل هیدروکسیل (OH) در ترکیب خود دارند : یکی از شرایط تبلور این کانی ها _ نظیر آمفیبول ها و میکا ها) ، فشار بخار آب است . طبق شکل (1-20) موسکویت وقتی می تواند در مایع گرانیتی متبلور شود که درجه حرارت آن در حدود 700 درجه و فشار بخار آب در حدود 2000 اتمسفر و کمتر از آن باشد در پایینتر از این شرایط ، چون منحنی پایداری موسکویت منحنی ذوب گرانیت را قطع می کند ، یعنی گرانیت منجمد شده است و بنابراین موسکویت نمی تواند متبلور شود . به همین دلیل در سنگ های آتشفشانی که در فشار معمولی سرد می شوند موسکویت وجود ندارد . در مذاب گرانیتی موسکویت جامد در حدود 700 درجه سانتی گراد و فشار بیش از 1500 بار به وجود می آید . موسکویت کانی معمولی سنگ های گرونی و آکالن است .



وضعیت آمفیبول کرسوتیت در بازالت ها کم و بیش شبیه موسکویت در گرانیتها است . و تنها آمفیبولی که ممکن است در بازالت دیده شود همین نوع هورنبلند تیتان دار یعنی کرسوتیت است ، به شرط آنکه در فشار 1500 بار به طریق انفجاری به سطح زمین پرتاب شود ، در غیر این صورت در بازالت تحلیل می رود



اثر درجه حرارت بر سنگ ها :
چنانچه از روی درجه حرارت ذوب کانی ها را تقسیم بندی کنیم مقیاسی که برای آن به کار می برند مقیاس فون کوپل نام دارد و دارای 7 درجه است .

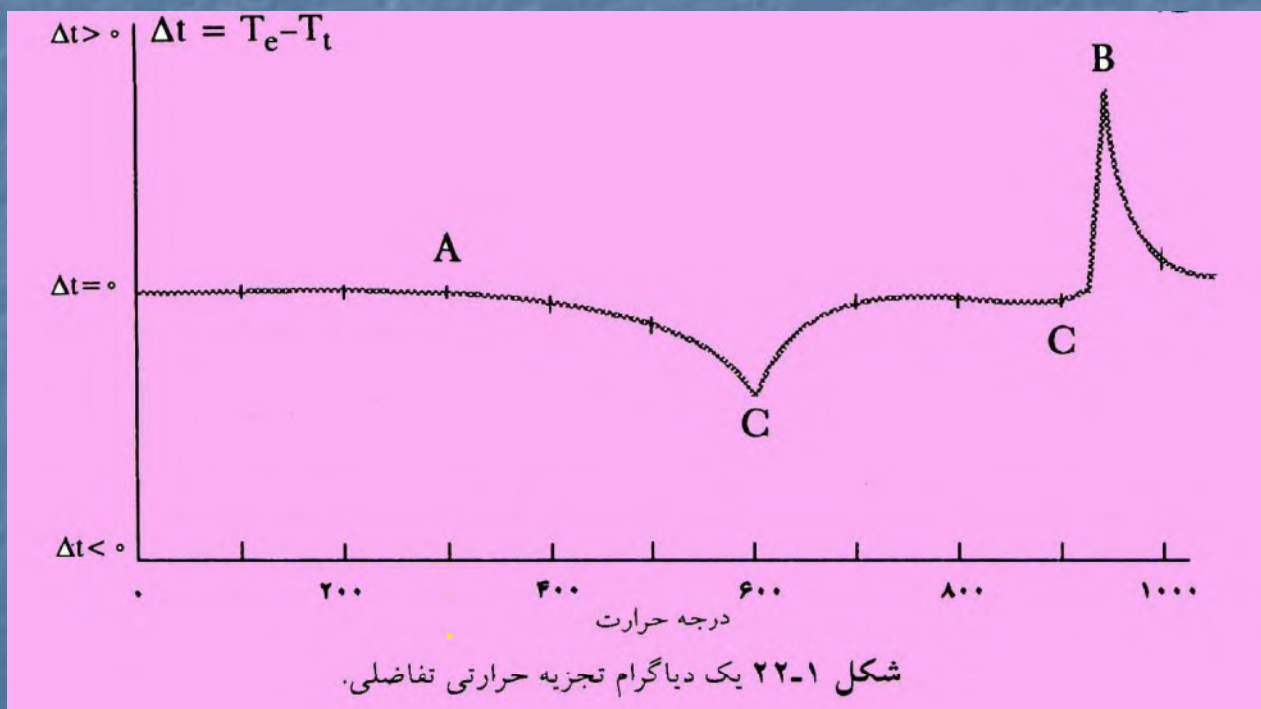
درجه حرارت ذوب	نام کانیها	
۵۴۶ سانتیگراد	استی بین ^۱ یا سولفور آنتیموان	درجه ۱
۸۰۰ سانتیگراد	کالکوپیریت	درجه ۲
۱۰۵۰ سانتیگراد	گرونا (آلماندن)	درجه ۳
۱۲۰۰ سانتیگراد	آکتینوت	درجه ۴
۱۴۲۰ سانتیگراد	ارتوز	درجه ۵
۱۵۷۷ سانتیگراد	پیروکسن برنزیت	درجه ۶
۱۷۱۰ سانتیگراد	کریستوبالیت	درجه ۷

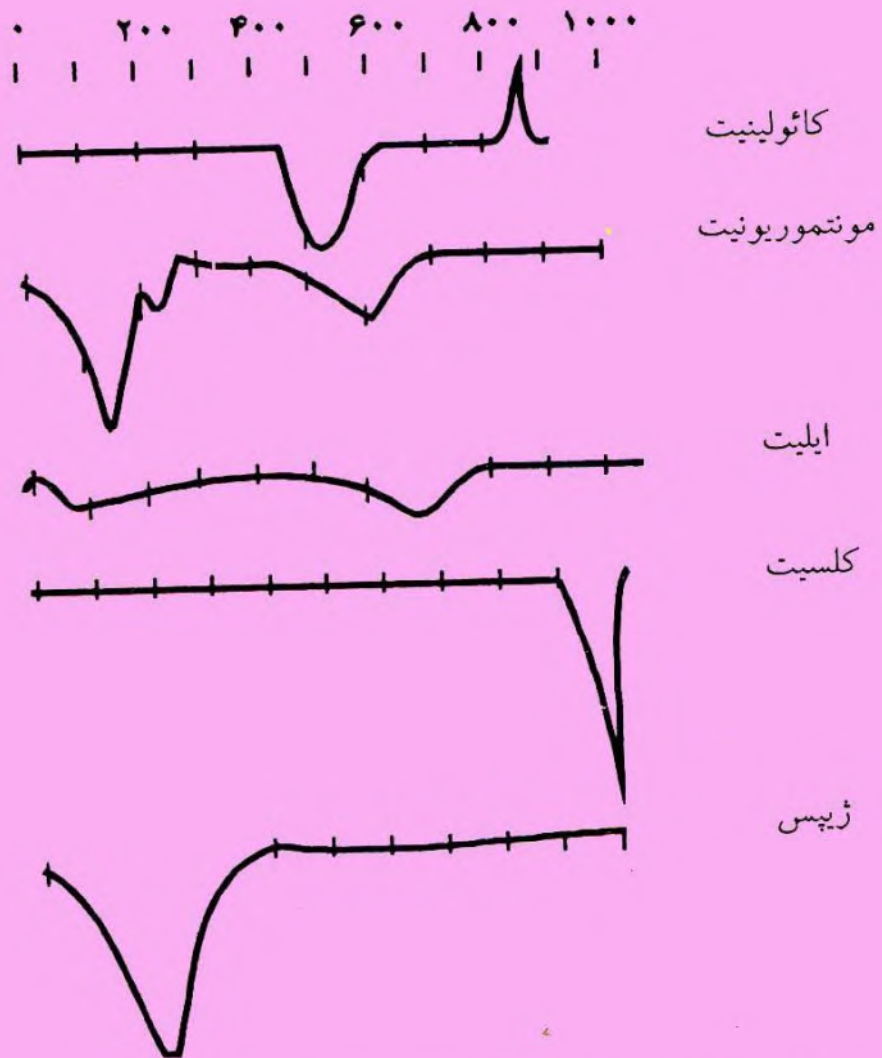
هنگامی که یک کانی را گرم می کنند ممکن است وارد واکنش های گرمازا _ اگزوترمیک (یا گرما گیر) آندوترمیک (شود و ترکیب و یا ساختمان آن تغییر کند .

اساس تجزيه ی حرارتی یا آنالیزترمیک :
اگر با ازدیاد درجه حرارت کاهش وزن تدریجی یک نمونه را بررسی کنند ، به آ» روش ترموپندرال می گویند . این نوع تجزیه به نام آنالیز ترموگراویمتری موسوم است .
اگر انبساط تدریجی یک کانی را در حین افزایش دما بررسی کنند به آن روش ترمودیلاتوتتری می گویند .
در آنالیز ترمودیفرانسیل اختلاف درجه حرارت بین دو جسم را که با هم تدریجاً گرم می شوند اندازه می گیرند .

در شکل (22-1) در نقاط C ، $\Delta t < 0$ و نوک منحنی به طرف پایین است و این خود یک واکنش آندوترمیک را نشان می دهد . این قبیل واکنش در حالات زیر انجام می شود :

- 1- از دست دادن آب رطوبت
- 2- از دست دادن آب ساختمانی
- 3- از دست دادن گاز کربنیک یا SO_2
- 4- واکنش تبدیل





شکل ۱-۲۳ دیاگرامهای A.T.D در چند کانی رسوبی.

"فصل دوم"

"قانون فازها"

هدف کلی

دانشجو در پایان این فصل ضمن فراگیری رابطه بین بلور، مایع مذاب و مواد فرار، قوانین فیزیکو-شیمیایی این ارتباط را خواهد آموخت.

هدف های رفتاری

پس از مطالعه این فصل دانشجو باید بتواند :

- 1- مفاهیم جدید را تعریف کند .
- 2- چگونگی تبلور مواد مذاب و عوامل موثر در این فرایند را توضیح دهد .
- 3- تغییرات آنتروپی در تبلور مذاب را با منحنی تعادل نشان دهد .
- 4- نقش آب در ذوب کانی ها و تغییر شکل مرزهای پایداری را به طور خلاصه بیان نماید .
- 5- پایداری کانی ها را با توجه به قوانین ترمودینامیک توضیح دهد .
- 6- تعداد فاز های موجود در یک سیستم در حال تعادل را مشخص نماید .
- 7- پلی مورفیسم و حالات مختلف آن را به طور خلاصه توضیح دهد .

مفاهیم جدیدی که در این فصل خواهید آموخت

- تبلور ماده مذاب
- فاز
- حالت تعادل
- قانون فاز یا قانون گیبس
- محلول های جامد
- پلی مورفیسم یا آلوتروپی
- آنانسیوتروپیسم
- منوتروپیسم

تبلور ماده مذاب :

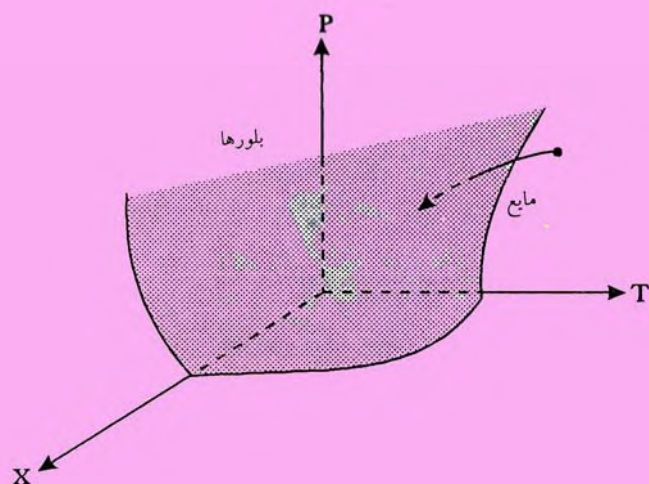
انواع تغییر حالت ها به صورت های زیر رخ می دهند :

الف) فقط حرارت تغییر کند فشار و ترکیب ثابت فرض شود (یعنی ذوب یا تبلور در شرایط ایزوبار و ایزوشیمایی رخ دهد) .

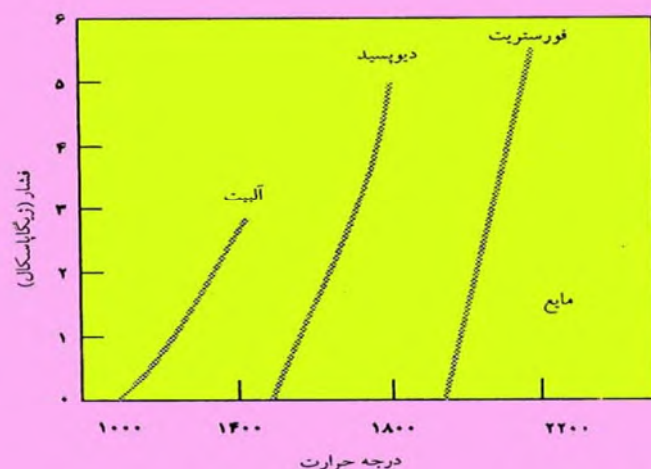
ب) فقط ترکیب تغییر کند (یعنی ذوب و تبلور در شرایط ایزوبار و ایزوترم رخ دهد) .

ج) فقط فشار تغییر کند (ذوب و تبلور در شرایط ایزوترم و ایزوشیمایی اتفاق می افتد) .

طبق اصل لوشاتلیه ، در فشار های زیاد ، حجم های کوچک مولی پایدار تر است . و در دمای زیاد نیز بی نظمی (آنتروپی بالا) ، پایداری بیشتری دارد .



شکل ۱-۲ قلمرو پایداری مایع و بلورها در دیاگرام تغییر فشار P ، درجه حرارت T و ترکیب X که در آن قلمرو پایداری مایع به وسیله منحنی از قلمرو بلورها جدا شده است.

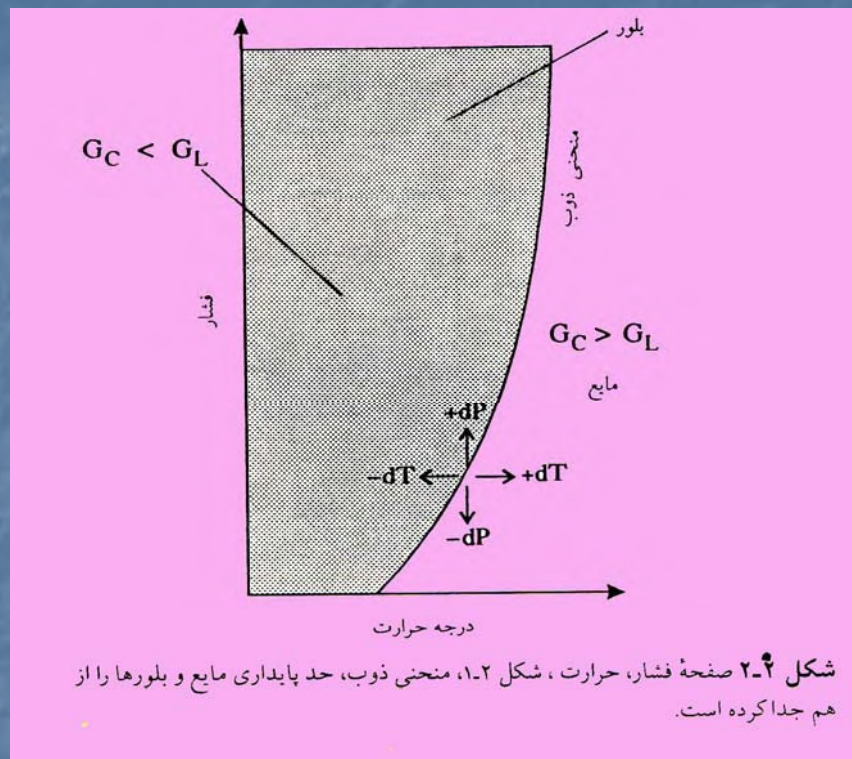


شکل ۳-۲ منحنی ذوب بعضی از کانیها که همگی دارای شیب مثبت اند.

هر تغییر حالت در روی منحنی ذوب که با افزایش دما همراه باشد ، سیستم را به سوی قلمرو پایداری مایع می کشاند .

به استثنای چند مورد ، عموماً منحنی ذوب دارای شیب مثبت است .

اگر درجه حرارت ثابت باشد ولی فشار کاهش یابد ، جسم جامد شروع به ذوب می کند .
اصولاً تراکم یک ماده محلول تا زمانی که بلوری در آن تشکیل نشود کمتر از حد اشباع است ولی با کاهش درجه حرارت ، می توان همان محلول را به حد اشباع رسانید .



شیب منحنی های تعادل :

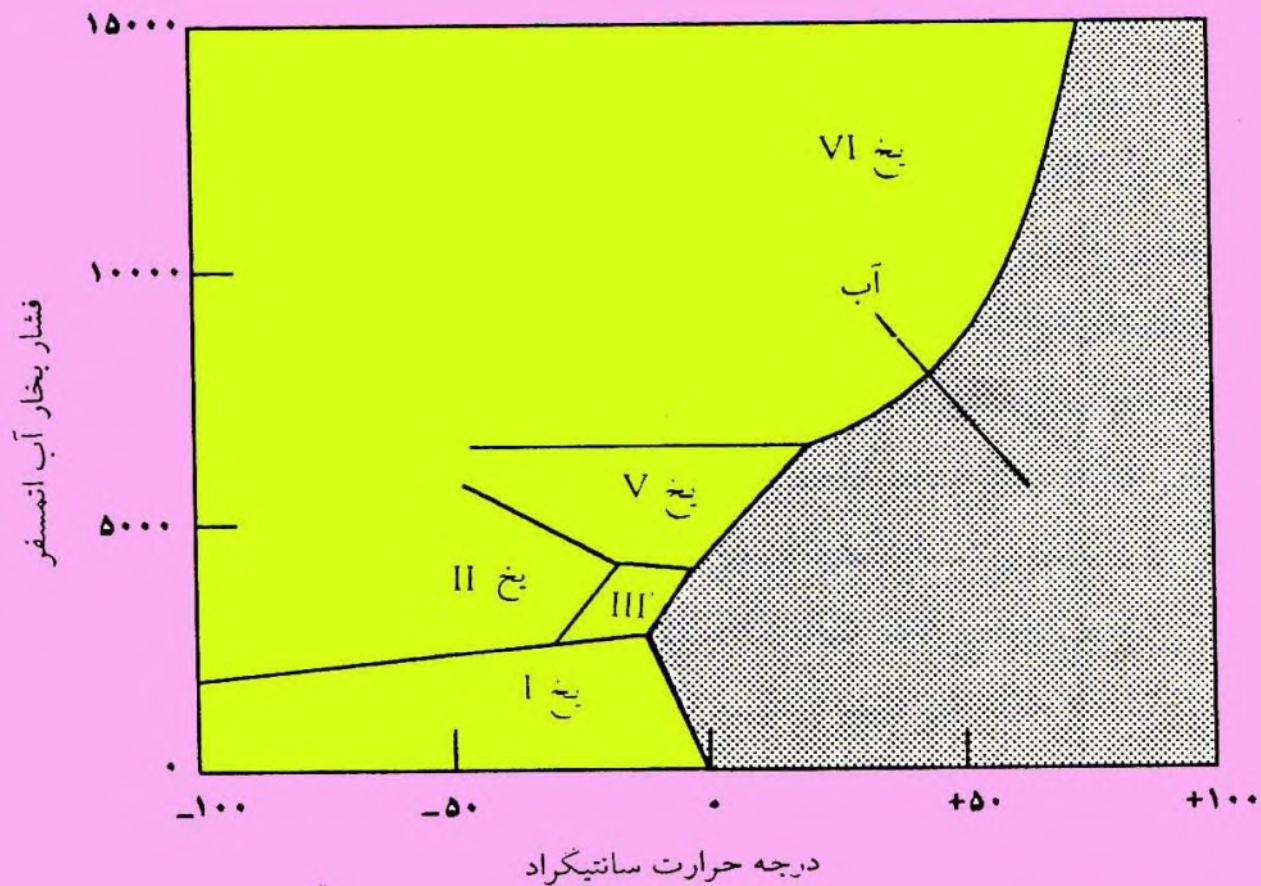
هر سیستم وقتی پایدار تر است که در درجه حرارت و فشار ثابت ، شانس کمتری برای تبدیل داشته باشد و انرژی آزاد آن کوچکتر باشد .

رابطه ی کلاپرون

$$dP/dT = \Delta S / \Delta V$$

به کمک این رابطه می توان شیب حد مرز بین آب و یخ را با توجه به تغییر آنتروپی (ΔS) و حجم (ΔV) تعیین کرد .

در فشار کم ، مرز بین آب و یخ دارای شیب منفی است .
 در کمتر از 2000 بار فشار ، شیب بر عکس و مثبت می شود و نشان می دهد که اشکال مختلف آب جامد
 در فشار های زیاد ، وزن حجمی بیشتری نسبت به آب مایع دارند .

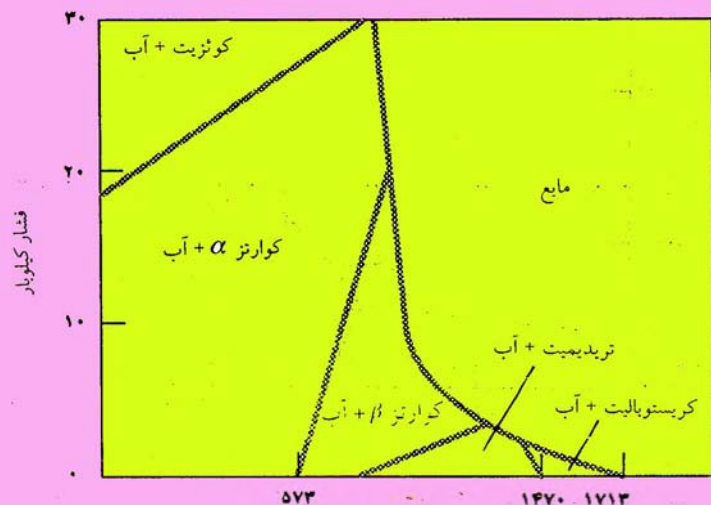


شکل ۲-۴ آب و یخ. به اقسام یخ در درجات حرارت و فشار مختلف توجه شود.

تأثیر آب در ذوب و تغییر شکل مرز های پایداری :
در سیستم سیلیس ، ازدیاد فشار آب ، درجه حرارت ذوب را پایین می آورد و در نتیجه مرز پایداری بلور و مایع منفی می شود و نتیجه کلی ، کوچکتر شدن میدان پایداری تریدیمیت و مخصوصاً کریستوبالیت است .

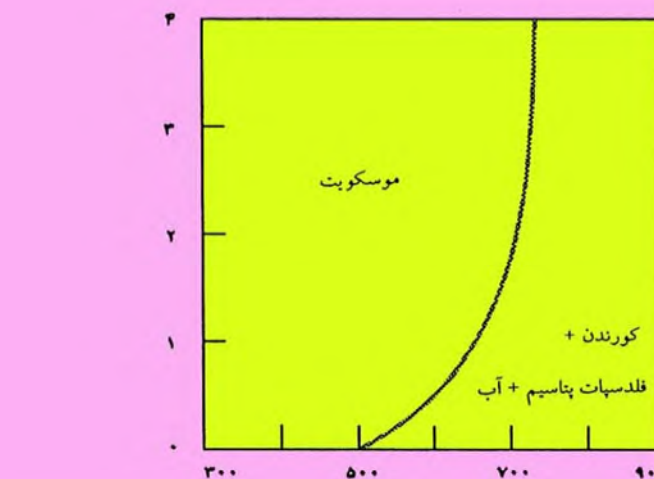
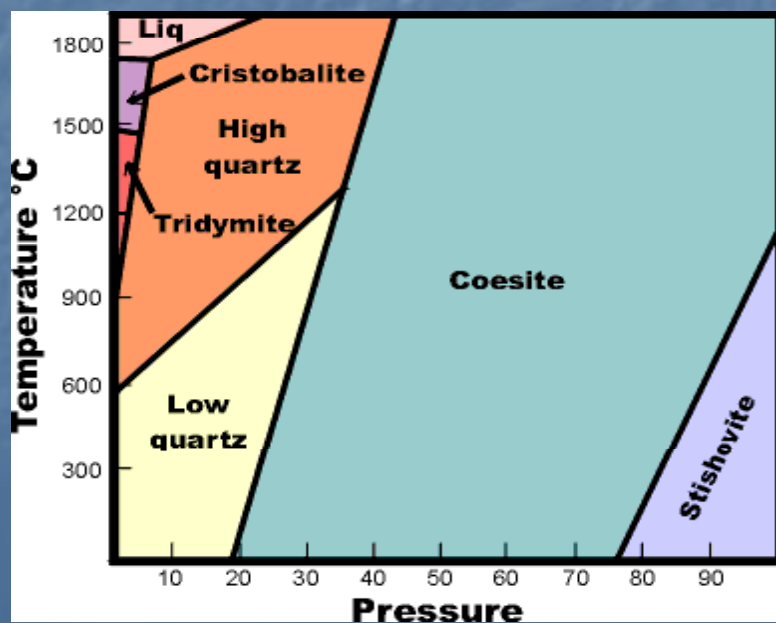
با افزایش فشار ، حجم فاز سیال کاهش می یابد ، بنابراین $\Delta S/\Delta V$ زیاد می شود و بر شیب dP/dT افزوده می شود .

در فشار های زیاد آب یعنی در حدود 20 کیلو بار ، انحنای منحنی ها تغییر کرده و شیب مثبت شده است .
در فشار های زیاد ، عملکرد فشار بخار آب همانند فشار خشک است.



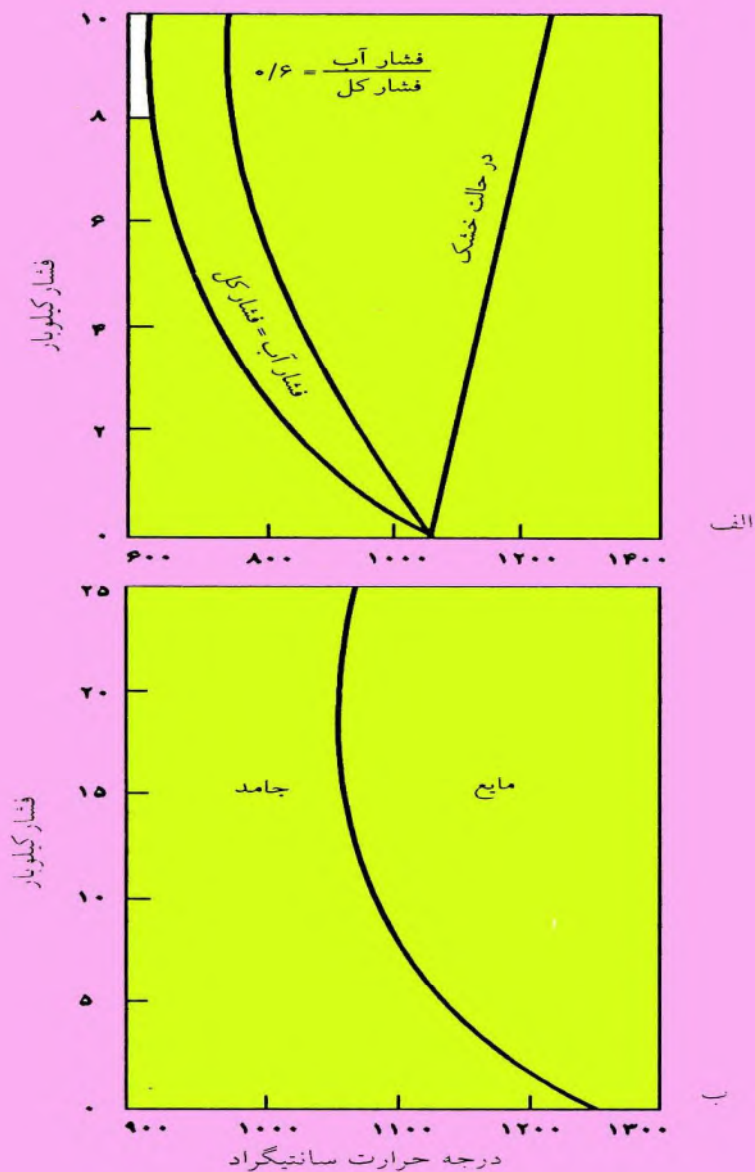
درجه حرارت سانتیگراد

شکل ۵-۲ سیستم سیلیس + آب. به قلمرو پایداری کریستوبالیت و تریدیمیت توجه شود.



درجه حرارت سانتیگراد

شکل ۶-۲ مرز پایداری موسکوویت و شیب مثبت آن در تبدیل به فلدسپات پتاسیم دار + کورندوم + آب ملاحظه می شود.



شکل ۷-۲ شرایط ذوب بازالت تولی ایت الیوین دار در محیطهای با آب متعیر (الف) شرایط ذوب همین بازالت در محیط سرشار از آب (ب). در فشارهای زیاد (زیادتر از ۲۰ کیلو بار)، شیب منحنی مثبت است.

پایداری کانی از نظر ترمودینامیک :
پایداری هر کانی تابع شرایط
محیطی است که در آن یافت می
شود .

از نظر پایداری کانی ، یا کانی های
همزیست سه حالت وجود دارد :
پایدار ، نا پایدار و نیمه پایدار .
در شکل (2-7) و در فشار های کم
تر از 10 کیلو بار هر چه فشار
بخار آب بیشتر باشد دمای ذوب
کمتر می شود ولی در فشار های
بالا تر ، دیگر به این صورت نیست
. و در فشار های زیاد تر از 20 کیلو
بار ، شیب منحنی مثبت است .

فاز:

فاز مجموعه فیزیکی همگن و یکنواخت است که بتوان آن را به طریق مکانیکی از سیستم جدا کرد. به طور کلی در یک سنگ، هر یک از کانی های تشکیل دهنده، یک فاز جداگانه تشکیل می دهند ولی باید خاطر نشان کنیم که تمام فاز ها کانی نیستند.

حالت تعادل :

حالت تعادل واقعی حالتی است که بتوان از هر سو و از هر تبدیل به آن دست یافت .

از لحاظ ترمودینامیک یک تعادل موقعی عملی می شود که انرژی ذخیره ای یا انرژی پتانسیل سیستم برای مقادیر مشخص از متغیر ها در کمترین حد باشد .

اگر آب خالص را با احتیاط های لازم سرد کنند ، ممکن است تا حرارت 5- درجه به حالت مایع باقی بماند . این آب در یک حالت تعادل نیمه پایدار است .

در مورد یک تعادل نیمه پایدار ، اگر عوامل تعادل به اندازه بی نهایت کمی تغییر کند ، تغییر بزرگی روی می ده ، دستگاه به تعادل واقعی می رسد .

قانون فاز ها یا قانون گیبس :

قانون فاز یا قانون گیبس بیانی از هر سیستم در حال تعادل است که در آن «تعداد فاز های موجود به اضافه درجه آزادی ، مساوی

تعداد تشکیل دهنده به اضافه عدد 2 باشد یعنی $V+P=C+2$

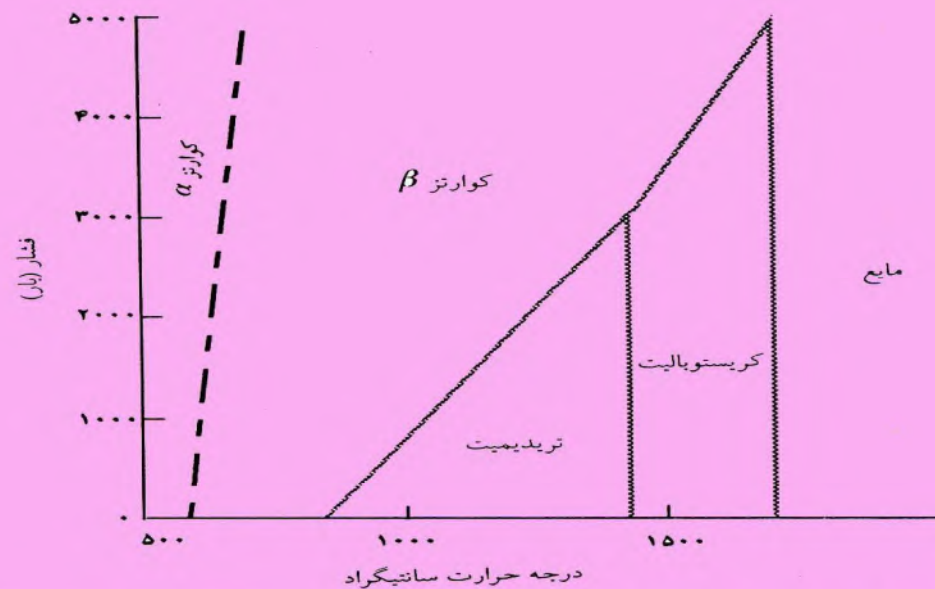
C =تعداد تشکیل دهنده مستقل P =تعداد فاز های موجود

V =تعداد درجه آزادی یا متغیر یا واریانس، که عبارت از تعداد عوامل تغییرات مستقل یک سیستم و شامل درجه حرارت ، فشار و تراکم است .

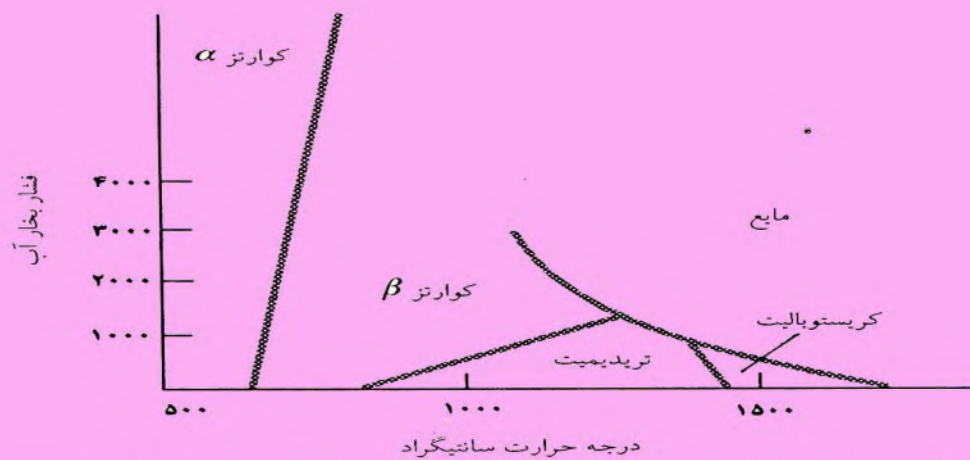
سیستم کندانسه :

برای راحتی کار ، در بسیاری از حالت ها ، از فاز بخار صرفنظر می کنند یعنی سیستم را در محفظه های باز ، تحت فشار اتمسفر مطالعه می کنند . چنین سیستم را که در آن فاز بخار مورد توجه نباشد سیستم کندانسه می گویند و برای چنین سیستمی قانون فاز ها به صورت زیر نوشته می شود :

$$F=C-P+1$$



شکل ۸-۲ الف) دیاگرام پایداری انواع متبلور سیلیس در قلمرو تغییرات درجات حرارت و فشار.



شکل ۸-۲ ب) دیاگرام پایداری انواع مختلف سیلیس به ازای تغییرات درجات حرارت و فشار بخار آب. فرق این دو شکل در چیست؟ مقیاس دو شکل یکسان انتخاب شده‌اند.

در هر سیستم ، حداکثر تعداد فاز هنگامی است که تعداد درجه آزادی به حداقل برسد .
در پارائنز سنگ های دگرگونی ، برای آنکه تعداد کانی ها شناخته شود می توان از قانون فاز ها استفاده کرد .
در یک میدان یا قلمرو و درجه آزادی 2 است.
اگر تعداد تشکیل دهنده C فرض شود که تحت تاثیر شرایط محیط (V یا واریانس) قرار داشته باشد ، تعداد کانی ها از فرمول
$$\phi = C + 2 - (R + V)$$
 به دست می آید .

مثال هایی از فاز ، درجه آزادی و تشکیل دهنده ها :

* اگر در رسوباتی از NaCl و K₂SO₄ داشته باشیم :

P=4 که عبارت است از محلول ، بخار و بلور های NaCl و K₂SO₄ و چون C=3 می باشد پس $V=3-4+2=1$ و این متغیّر تراکم است .

* در یک واکنش متعادل تعداد تشکیل دهنده (C) عبارت است از تعداد ترکیباتی که در واکنش هستند منهای تعداد واکنش .

* در سیستم نفلین - آلبیت - کوارتز : آلبیت → کوارتز + نفلین

دو تشکیل دهنده ی مستقل وجود دارد که عبارت اند از نفلین و کوارتز .

* اصولاً در یک سیستم ، تشکیل دهنده ها عبارت از واحد های شیمیایی مستقل هستند که ترکیبات تمام فاز ها با آن مشخص می شود .

محلول های جامد :

بعضی از کانی ها ترکیب شیمیایی ثابتی ندارند و در آن ها یک عنصر جانشین عنصر دیگری شده است . این پدیده اولین بار محلول جامد یا بلور های مختلط نامیده شد و به صورت حضور مولکول های ایزومورف محلول جامد ، تغییر ترکیب شیمیایی عبارت از جانشین شدن اتم هایی است که حجم اتمی و شعاع یونی مشابه هم داشته باشد . در درجات حرارت بالا ، پلاژیوکلاز ها سری محلول جامد پیوسته و کاملی تشکیل می دهند ولی در درجات حرارت پایین ، دو سری قابل تشخیص به وجود می آورند . با مقایسه ساختمان های بلورین ، دو نوع محلول جامد تشخیص می دهند :

1) محلول های جامد بین ذره ای

2) محلول جامد حذف شده یا ناقص

زیادی گوگرد در پیرو تیت مربوط به فقدان و غیبت بعضی از اتم های آهن (سر جای خود) در داخل شبکه است ، نه مربوط به زیادی S.

محلول جامد در تمام سیلیکات ها (به جز خانواده سیلیس) دیده می شود

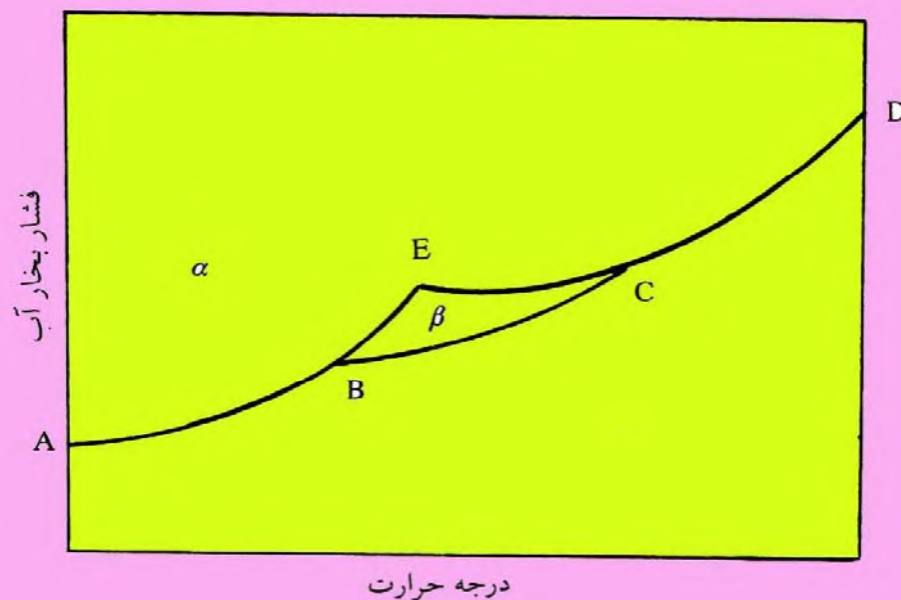
پلی مورفیزم یا چند شکلی یا آلوتروپی :

هنگامی که یک عنصر یا یک ماده بتواند در شرایط مختلف بیش از یک شکل تبلور داشته باشد آنرا پلی مورف می گویند .
به درجه حرارتی که یک فرم به فرم دیگر تبدیل می شود **نقطه تحول** یا **نقطه تبدیل** می گویند .
پلی مورفیزم دو حالت دارد یعنی تغییرات در نقطه تحول ممکن است **انانسیوتروپی** یا **منوتروپی** باشد.

انانسیوتروپیسیم :

در شکل (9-2) دو فرم متبلور α و β دیده می شود که تحت حرارت و فشار یکی به دیگری تبدیل شده و تحت همین دو عامل به صورت مایع در می آید .

به عبارت دیگر در شرایطی که تعادل برقرار باشد تغییرات از جسم α به جسم β یا بالعکس در نقطه ی مثال این حالت پایداری گوگرد است .

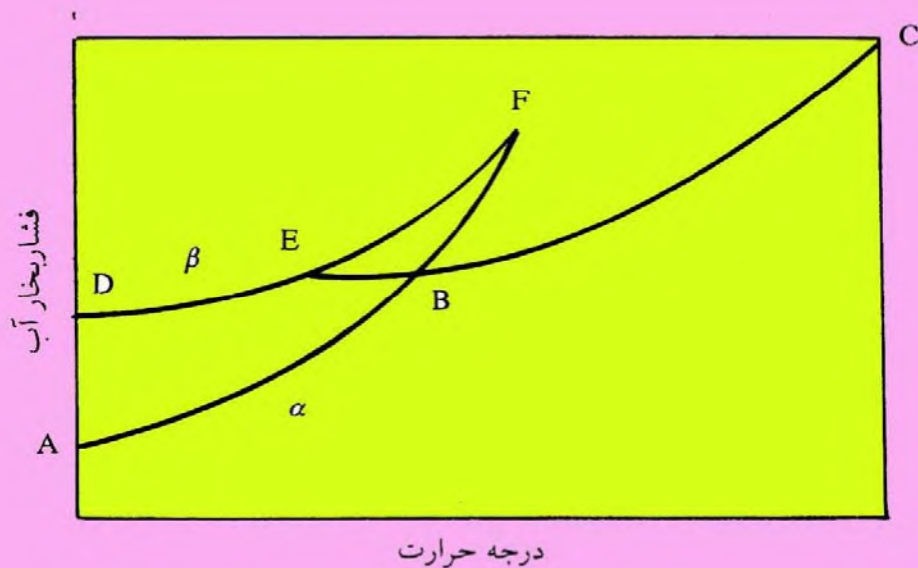


شکل ۹-۲ انانسیوتروپی

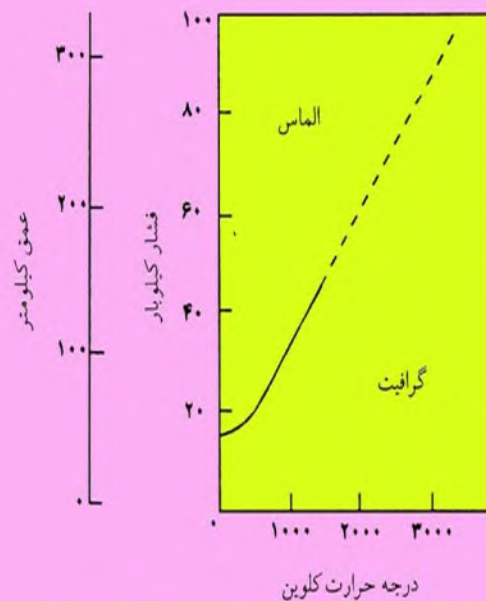
منوتروپیسیم :

منوتروپی حالتی از پلی مورفیسم است که طبق شکل (10-2) جامد α مستقیماً ذوب و در نقطه ی B به مایع تبدیل می شود . در هیچ شرطی دو شکل α و β با هم در تعادل نیستند و همچنین تغییر شکل فقط در یک جهت امکان دارد . (چند مثال : آراگونیت $\leftarrow$ کلسیت مارکسیت $\leftarrow$ پیریت) ولی رابطه ی بین الماس با گرافیت از نوع انانسیوتروپی است .

الماس $\leftrightarrow$ گرافیت)



شکل ۱۰-۲ منوتروپیسیم



شکل ۱۱-۲ منحنی تعادل بین گرافیت الماس که تا ۱۲۰۰ درجه کلون محاسبه شده است.

فرم حرارت بالا به علت آنکه همیشه دارای عناصر تقارن بیشتری نسبت به فرم حرارت پایین است قابل تشخیص است .
گاهی حضور ماده حلال ممکن است سرعت تبدیل را زیاد تر کند . این نوع تغییر و تبدیل ها را تغییر و تبدیل دوباره ساز می گویند .
امکان تشکیل پلی مورف های ناخالص حرارت بالا وجود دارد و این ناخالصی ها باعث پایداری آن حتی در پایین تر از شرایط عادی تبدیل ماده خالص است .
فرم پلی مورفی ، پایدارتر است که دارای انرژی آزاد مینیمم باشد . بنابراین تبدیل یک فرم به فرم دیگر ، رسیدن به کمترین انرژی آزاد در شرایط مفروض است .

"فصل سوم"
"فاز دیاگرام ها"

هدف کلی

دانشجو در پایان این فصل ضمن بررسی و فراگیری مراحل ذوب مجموعه ای از کانی ها یا انجماد آنها از یک مایع مذاب، قوانین حاکم بر آن را فرا خواهد گرفت.

هدف های رفتاری

پس از اتمام این فصل دانشجو باید بتواند :

- 1- مفاهیم جدید را تعریف کند .
- 2- تعادلات ناهمگن و روش های مطالعه تجربی آن را توضیح ده .
- 3- واکنش بین اجسام به حالت جامد را تعریف کند و عوامل موثر در آ» را نام ببرد .
- 4- سیستم های یک تشکیل دهنده و چند تشکیل دهنده (دو ، سه و چهار تشکیل دهنده) را با حداقل دو مثال از هر یک توضیح دهد .
- 5- مراحل تبلور و ذوب جامدات ، بدون محلول جامد_ دارای محلول جامد را تعریف کند و هر یک را توضیح دهد .
- 6- حالات مختلف ذوب و تبلور را نام ببرد و هر یک را توضیح دهد .
- 7- در سیستم های مختلف محل نمایش ترکیب را نشان دهد .
- 8- چگونگی استفاده از قانون فازها در دگرگونی را توضیح دهد .

مفاهیم جدیدی که در این فصل خواهید آموخت

- منحنی های لیکیدوس و سولیدوس ○ تبلور جزء به جزء
- دیاگرام ایزوترم ○ ذوب جزء به جزء
- سیستم های یک تشکیل دهنده ○ تبلور متعادل
- سیستم های دو تشکیل دهنده ○ ذوب متعادل
- نقطه اتکتیک ○ تبلور جزء به جزء کامل
- سیستم های سه تشکیل دهنده ○ ذوب جزء به جزء کامل
- سیستم های چهار تشکیل دهنده ○ ذوب بخشی
- سیستم گرانیقی ○ سیستم بازالتی

مطالعات تجربی تعادلات ناهمگن :
این نوع مطالعات در درجات حرارت زیاد روی اجسامی صورت می گیرد که سرعت واکنش آن ها کند و ضعیف است .

قبل از مطالعه سیستم های تعادلی و تشریح اقسام آن ، لازم است نحوه کار و وجود بعضی از مشکلات مورد توجه قرار گیرد .

1-روش گرم کردن و سپس سرد کردن یا روش ذوب و تبلور :

این روش عبارت از مشخص نمودن درجه حرارت خاتمه ذوب یک سیستم (یا لیکیدوس) در شرایط تعادل است .

2-روش ذوب همراه با آزمایش های اپتیک :

امروزه این روش در سیستم های سیلیکاتی چندان مورد استفاده قرار نمی گیرد .

3-روش هیدروترمال :

این روش عبارت است از ساختن سیلیکات ها یا مطالعه رفتار آن ها در محیط آبدار یا در هر سیستمی که آب و سیلیکات موجود باشد .

4-روش خیس کردن :

در سیستم های سیلیکاته این روش کاربرد زیادی دارد.

5-روش تغییر شکل مخلوط:

این روش ، بسیار قدیمی و دارای نارسائی های متعدد است .

چون با شروع ذوب شکل پودر که معمولاً در موقع ریختن به حالت مخروط است تغییر می کند به همین دلیل به این روش تغییر شکل مخروط می گویند .

واکنش بین اجسام به حالت جامد :

واکنش به حالت جامد در سنگ های دگرگونی که در آن چندین فاز جانند در کنار هم قرا دارند اهمیت بسیار دارد و نباید آن را با تغییر شکل یک ماده مشخص به ازای تغییر درجه حرارت مربوط دانست .

تنها مجاورت شرط کافی و لازم برای انجام واکنش نیست بلکه لازمه این کار تداخل مولکولی از یکی به دیگری دانست .

عواملی که در واکنش به حالت جامد موثرند عبارت اند از :

(1) مجاورت (2) فشار (3) درجه حرارت (4) تاثیر یک عنصر خارجی

اقسام سیستم ها :

الف) سیستم های یک تشکیل دهنده :

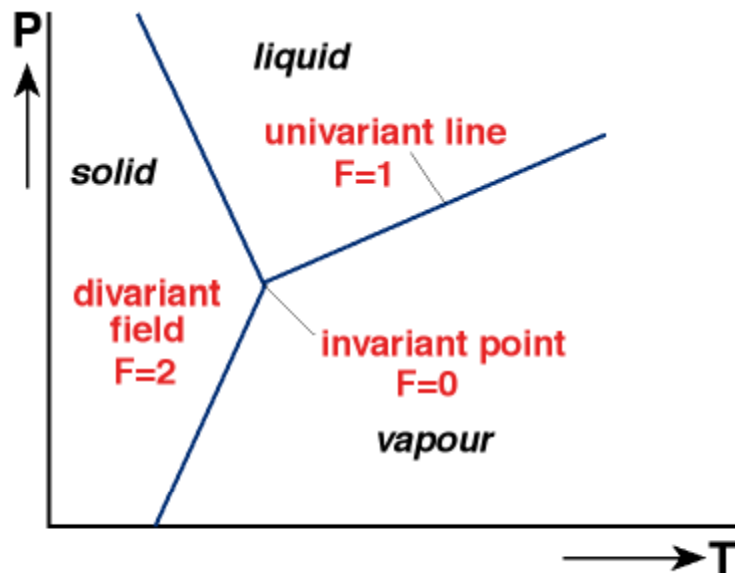
ساده ترین سیستمی است که تمام فاز های آن ترکیب یکسان دارد .

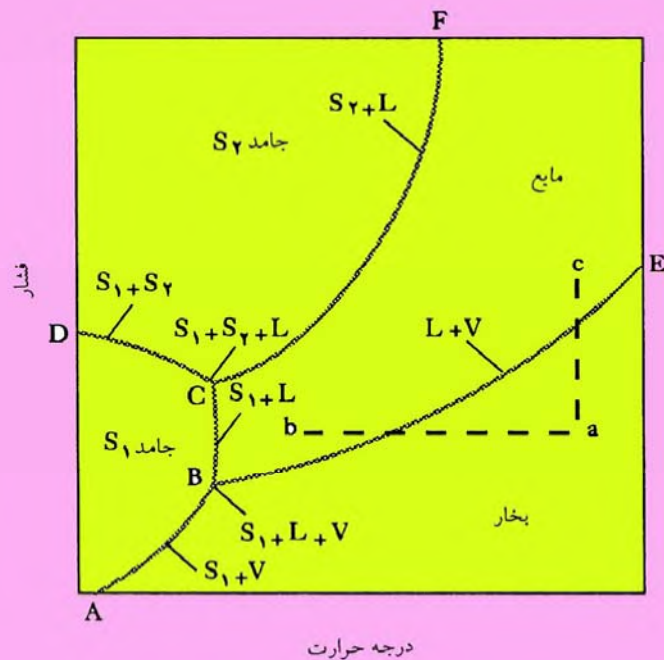
ترکیب تمام ثابت و یکنواخت است (در غیر این صورت سیستم از نوع یک تشکیل دهنده محسوب نمی شود) .

دیاگرام فشار و درجه حرارت در سیستم های یک تشکیل دهنده شامل میدان های پایداری ، مرز های پایداری و نقاط تقاطع است .

درجه آزادی عموماً شامل درجه حرارت ، فشار و تراکم ماده است .

One component phase diagram $C=1$





شکل ۱-۳ روابط بین فازها در سیستم یک تشکیل دهنده
 L = مایع؛ V = بخار؛ جامدهای پلی مورفیک S_1 و S_2

در شکل 1-3 در منطقه ی بخار اگر فشار و درجه حرارت به طور مستقل تغییر کند فاز بخار از بین نمی رود و یا به مایع تبدیل نمی شود .

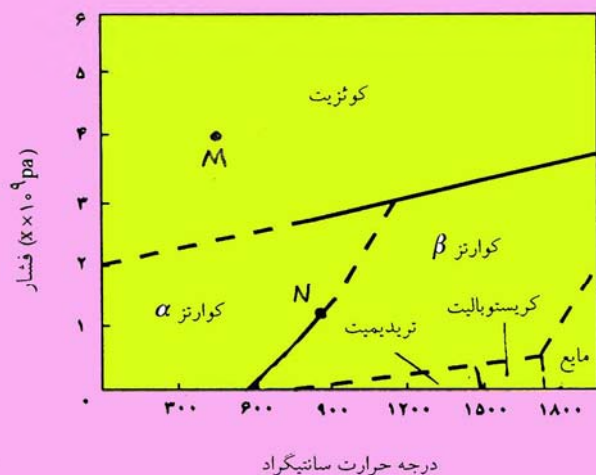
در همین شکل ملاحظه می کنیم که در سیستم مزبور و در حالت تعادل هیچگاه چهار فاز به هم دیده نمی شوند . و در حالت تعادل جامد S_2 هیچ گاه با بخار همراه نیست .

پلی مورف های متااستابل معمولاً در از خارج از منطقه پایداری (در قلمرو حرارت و فشار) یافت می شوند .

سیستم سیلیس :

در شکل (2-3) قلمرو پایداری 5 فرم سیلیس جامد (پلی مورف) و سیلیس مایع نشان داده شده است. در نقطه ی سه گانه $V=0$ است.

کوئزیت فرم فشار زیاد سیلیس است و به حالت متااستابل در محل برخورد متئوریت ها با سنگ های کوارتزدار به وجود می آید. کریستوبالیت و تریدمیت در فشار کم و در دمای زیاد در سنگ های آتشفشانی دیده می شوند. در سنگ هایی که سریعاً سرد شده اند ممکن است به جای کوارتز α ، تریدمیت و کریستوبالیت دیده شوند.

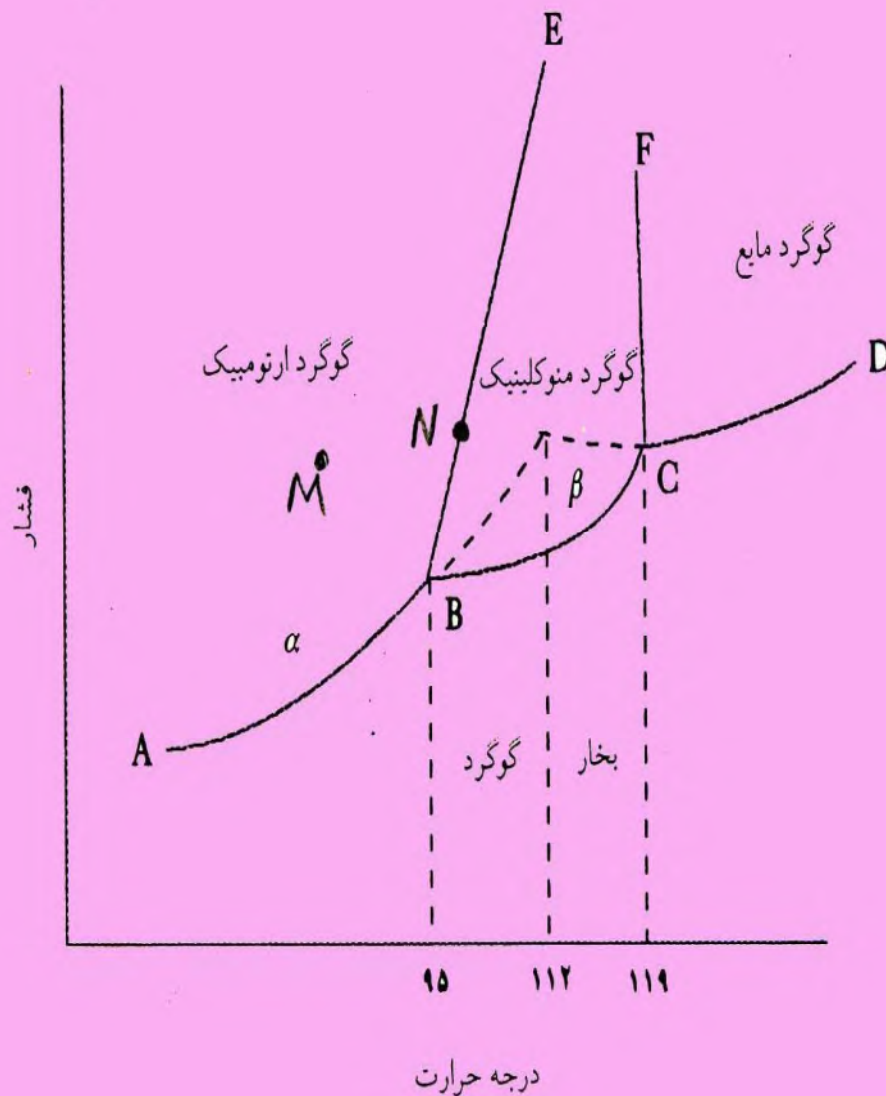


شکل ۲-۳ سیستم SiO_2 . اشکال مختلف سیلیس در قلمرو تغییرات درجات حرارت و فشار.

سیستم گوگرد:

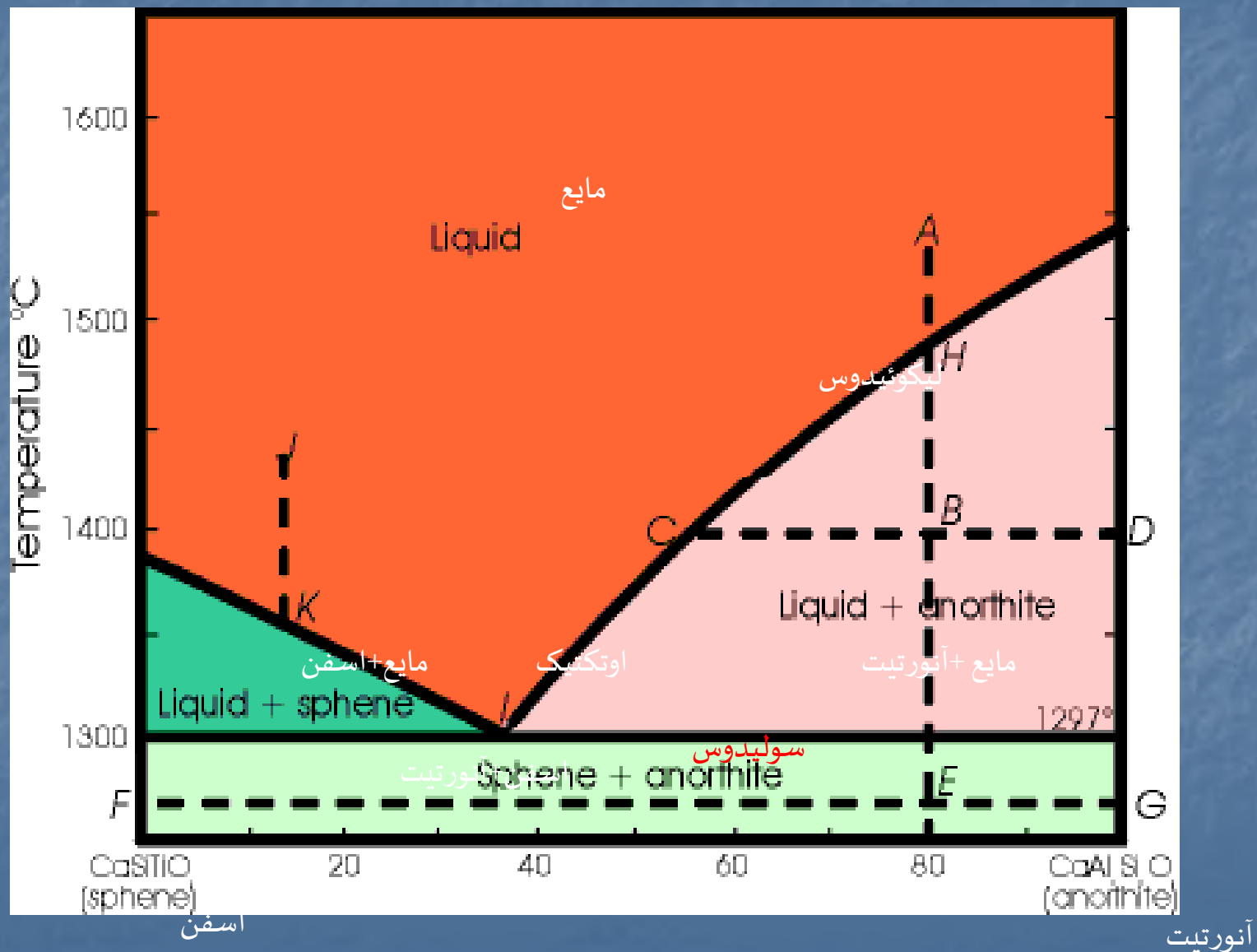
در شکل (3-3) رابطه بین فازها در سیستم یک تشکیل دهنده گوگرد که دارای حالت پلی مورف هست دیده می شود.

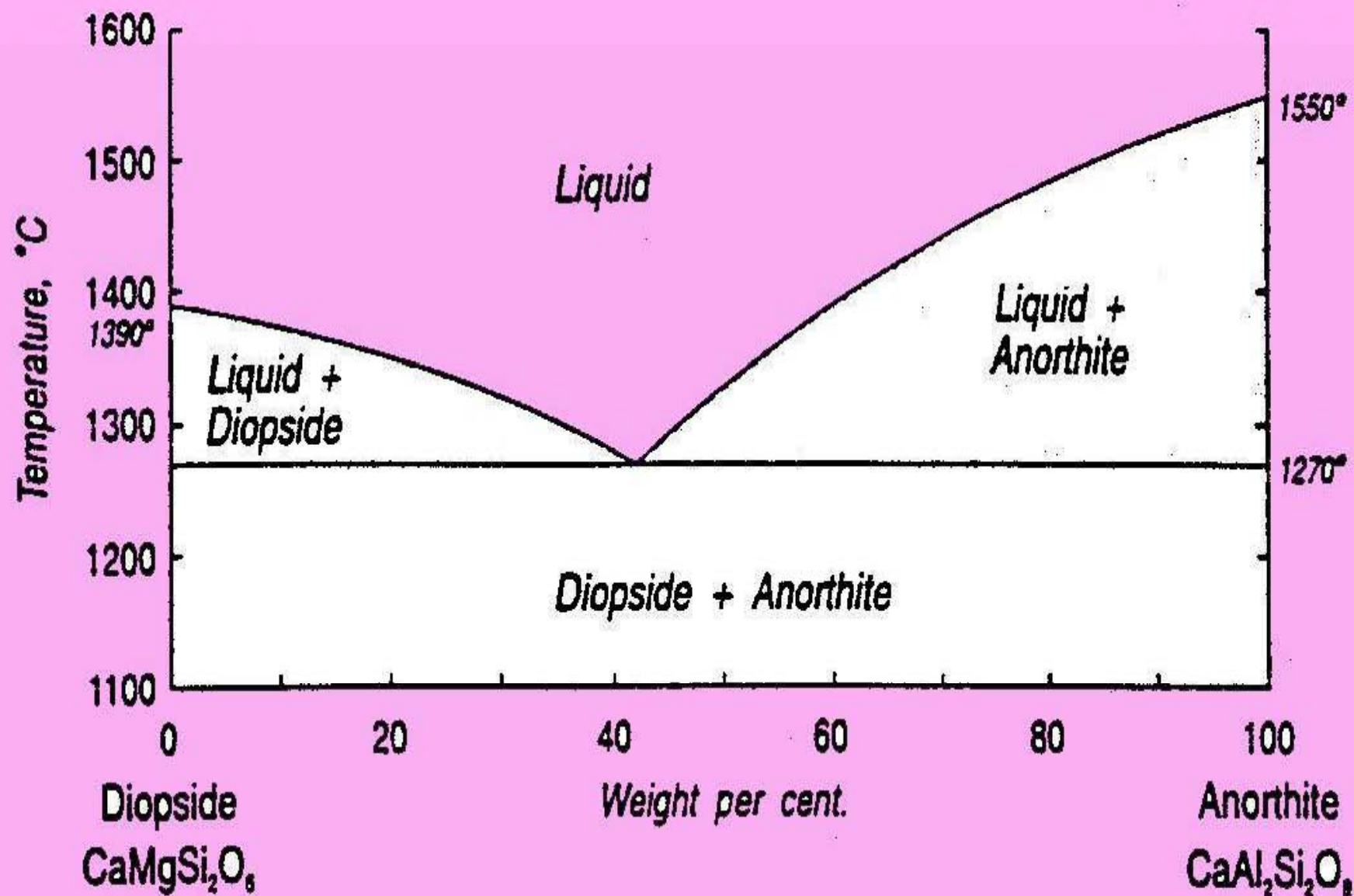
B نقطه سه گانه است که در آن جامد α و β و بخار در تعادل است تنها در این حالت سیستم نا متغیر است. هر نقطه دلخواه در شکل به شرط آنکه روی منحنی قرار نداشته باشد دو متغیره است.



شکل ۳-۳ شرایط پایداری گوگرد در حرارت و فشار مختلف.

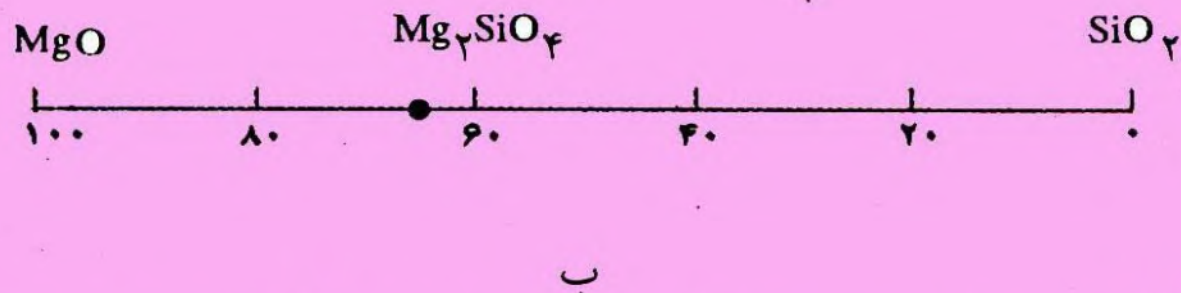
سیستم های دو تشکیل دهنده :





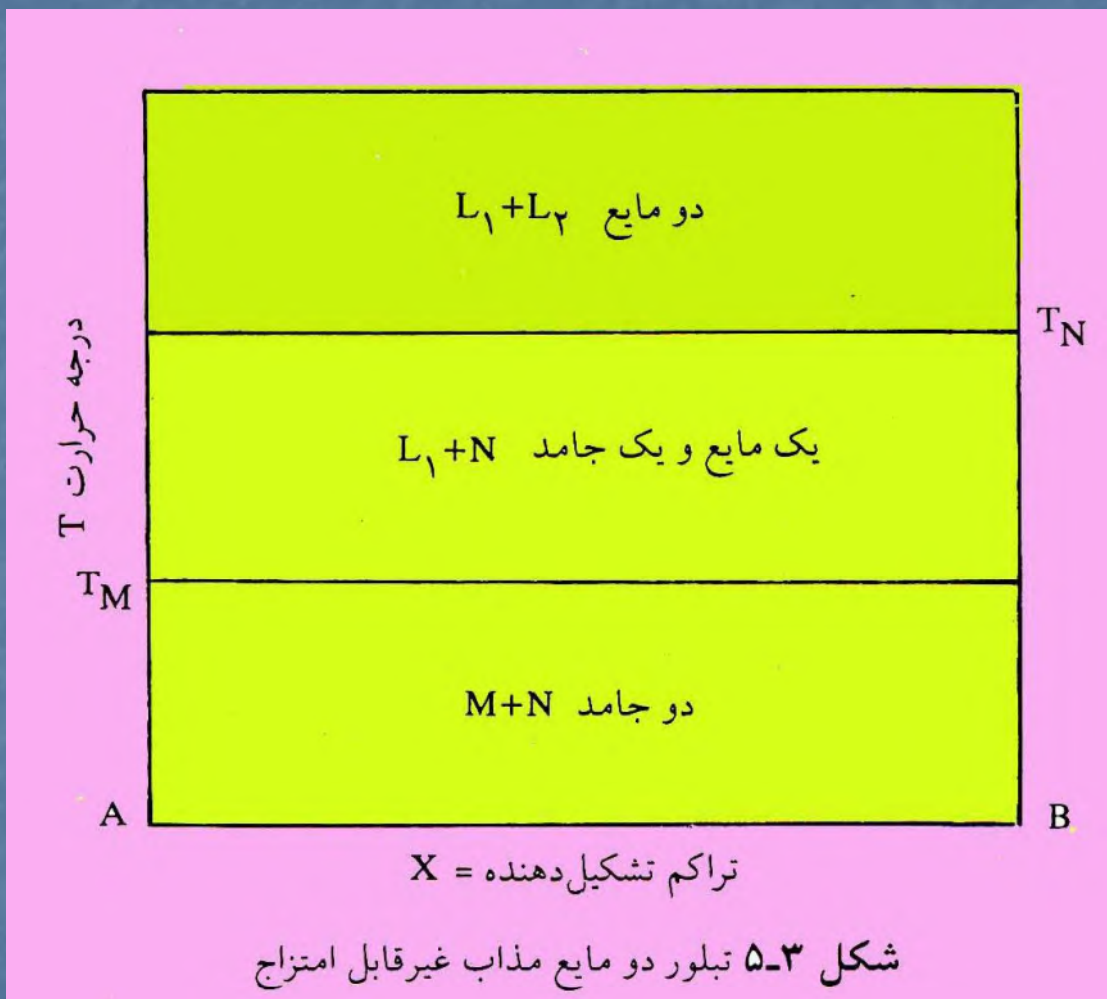
در یک سیستم دو تایی اجزا تشکیل دهنده مجموعاً 100 درصد سیستم را تشکیل می دهند. همانطور که در شکل (3-4) دیده می شود تغییرات نسبت هر یک از تشکیل دهنده ها به کمک نقطه روی خط مستقیم نشان داده می شود.

برای نمایش چنین سیستم ها یک دیاگرام سه بعدی مورد نیاز است که یک بعد آن ترکیب ، بعد دوم درجه حرارت و بعد سوم فشار مشخص شده باشد . در سیستم کندانسه از بعد فشار صرفنظر می شود .

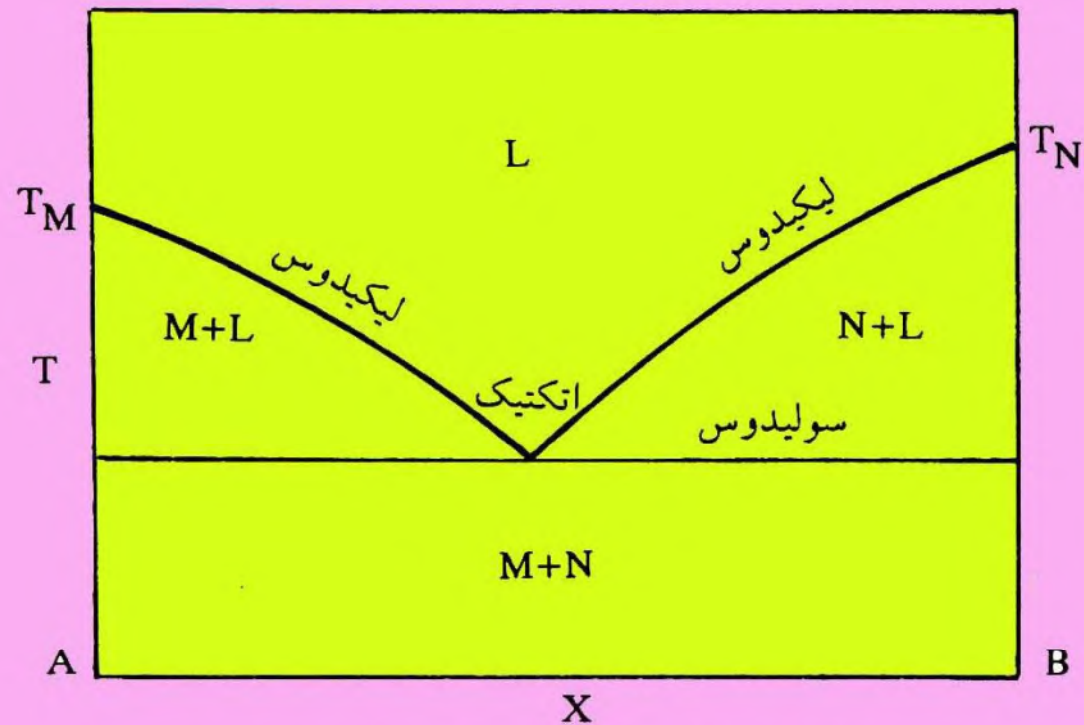


شکل ۳-۴ نمایش یک سیستم دو تشکیل دهنده. الف) محل Mg_2SiO_4 بر حسب درصد وزنی نشان داده شده است (یعنی با نسبت های $\frac{80}{140}$ و $\frac{60}{140}$ و چرا؟) ب) محل Mg_2SiO_4 بر حسب نسبت مولی نشان داده شده است (به نسبت $\frac{1}{3}$ و $\frac{2}{3}$)

در شکل (5-3) ساده ترین حالت یک سیستم دو تشکیل دهنده نشان داده شده است .



حالت اول-مایعاتی که بلور های آن محلول جامد تشکیل نمی دهند (شکل 3-6):



شکل ۳-۶ سیستم دو تشکیل دهنده که در حالت مایع کاملاً هم‌مزوج می‌شوند ولی در حالت جامد دو نوع بلور از دو تشکیل دهنده به وجود می‌آید. (بدون محلول جامد)

یک چنین فاز دیاگرامی دارای سه منطقه پایداری است ، که در یکی فقط فاز های جامد پدیدارند $M+N$ () ، در دیگری فقط مایع و در سومی یک مایع وجود دارد .

V در نقطه اتکتیک برابر با صفر ، در روی منحنی ها برابر با 1 و در هر کدام از میدان ها برابر با 2 است .
منحنی لیکیدوس : نشان دهنده بالاترین درجه حرارتی است که بلور ها و مایع در حالت تعادل هستند . در حالت تعادل هر ترکیب مشخص در بالاتر از منحنی مزبور فاقد فاز جامد است .
منحنی سولیدوس : نشان دهنده پایین ترین درجه حرارتی است که بلور ها و مایع با هم دیده می شوند . در پایین تر از این منحنی ، هر ترکیب مشخص به شرط آنکه در حال تعادل باشد فاقد مایع است .
نقطه اتکتیک : نقطه ای نا متغیر (یعنی بدون درجه آزادی) است که در آن دو تشکیل دهنده در کمترین درجه حرارت با مایع در حال تعادل است و خود از تقاطع منحنی های لیکیدوس و سولیدوس به دست می آید .

چند نکته :

در سیستم های دو تشکیل دهنده تعداد سازندگان در نقطه اتکتیک 2 و در نقطه مینیمم برابر با 1 است .
تعداد فازها در نقطه ی اتکتیک برابر 3 ، بر روی خط کتکتیک 3 و در نقطه ی مینیمم 2 است .
درجه آزادی در سیستم های یک و دو تشکیل دهنده در قلمرو میدان 2 ، بر روی خط 1 و در نقطه ی سه گانه صفر است .
در سیستم های دوتایی محصولات پایانی تبلور را می توان با نگاه کردن به محدوده سولیدوس هر ترکیبی مشخص کرد .
ذوب هر ترکیبی از نقطه اتکتیک شروع می شود و خاتمه ی تبلور ترکیبات از نقطه ی اتکتیک است .

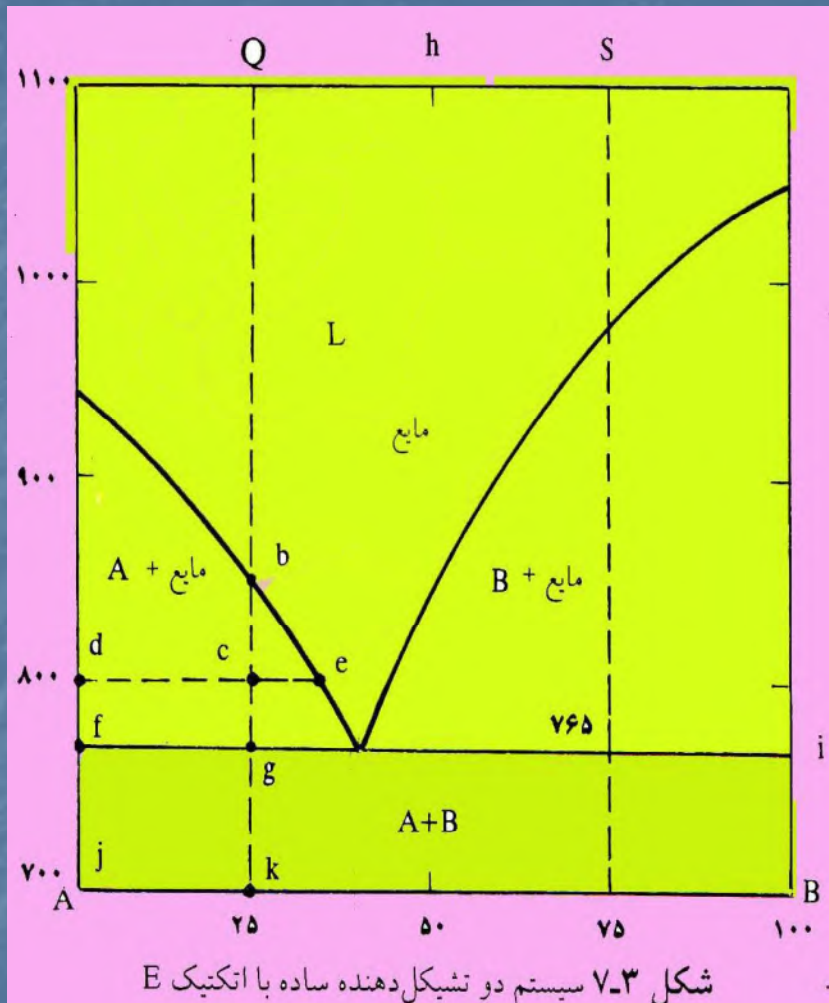
قانون اهرم :

اگر بخواهیم میزان مایع و جامد (بلورهای تشکیل شده) را در نقطه ای بدست آوریم از قانون اهرم استفاده می کنیم .
مثلاً برای بدست آوردن میزان بلورهای تشکیل شده از نقطه K تا S از نقطه ی S خطی به موازات منحنی سولیدوس می کشیم و سپس از فرمول های زیر استفاده می کنیم :

(ابتدا فاصله های TS و TN و NS را با خط کش اندازه می گیریم)

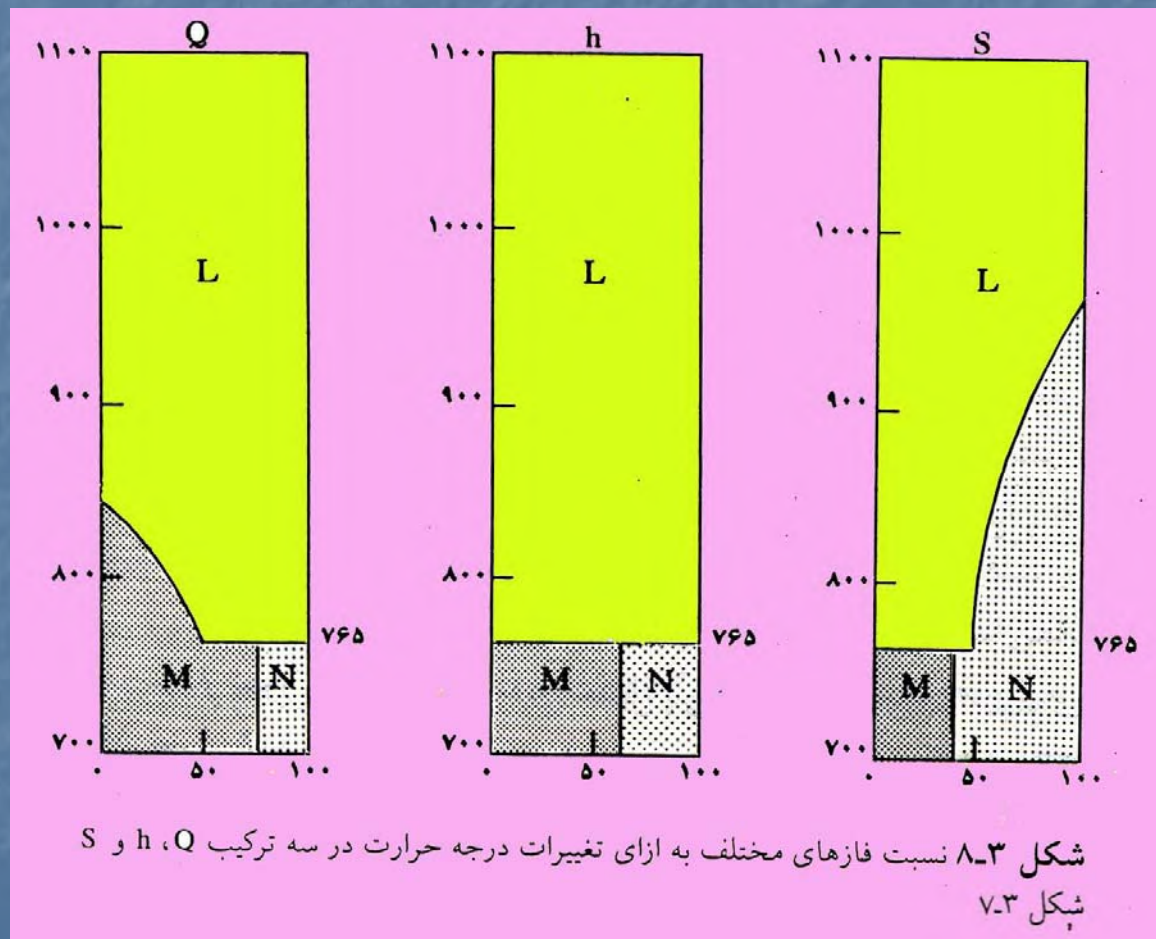
$NS/TS \times 100 =$ میزان بلورهای تشکیل شده از K تا S

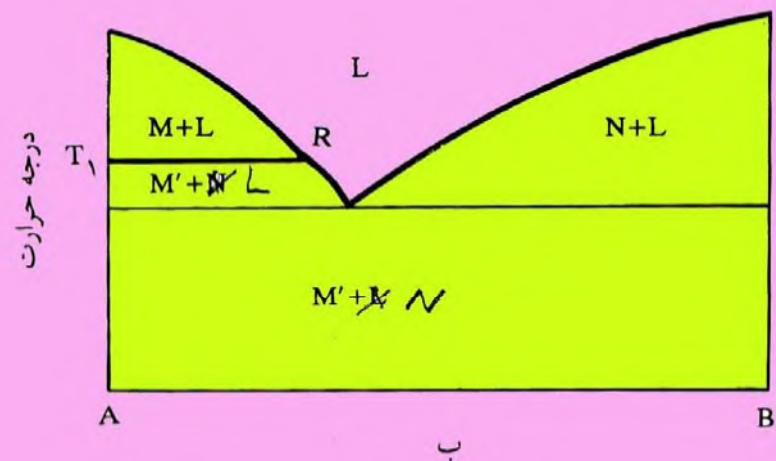
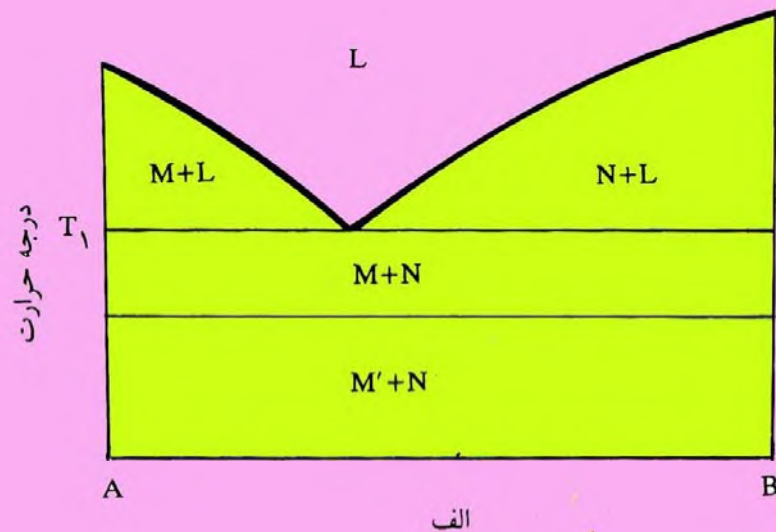
$TN/TS \times 100 =$ میزان مایع باقی مانده



اگر مطابق شکل (7-3) نقطه ای مانند Q را در نظر بگیریم که در ترکیب آن $A=75$ درصد و $B=25$ درصد و در درجه حرارت 1100 درجه سانتی گراد باشد، نقطه مزبور به حالت مایع است. با سرد کردن مایع و در واقع با کاهش درجه حرارت در 850 درجه ی سانتی گراد (نقطه b)، منحنی لیکیدوس را قطع می کند و بلور های M تشکیل می شوند که در واقع از نوع A خالص است. با کاهش بیشتر درجه حرارت بلور های M بیشتری متبلور می شوند و در مایع باقی مانده تدریجاً میزان A کم و میزان B زیاد تر می شود. لذا ترکیب در امتداد منحنی لیکیدوس (be) به طرف B کشیده می شود. وقتی به نقطه ی اتکتیک می رسیم M و N با هم از مایع باقی مانده متبلور می شوند تا مایع به کلی تمام شود، در این حالت درجه حرارت ثابت می ماند. (مراحل گرم کردن هم به همین صورت ولی بر عکس است)

در شکل (8-3) نسبت فاز های مختلف به ازای تغییرات درجه حرارت در سه ترکیب Q , h و S شکل (8-3) دیده می شود .





شکل ۹-۳ وجود پلی مورفها در حالتی که دو بلور M و N در نقطه اتکتیک متبلور شده اند و در درجه حرارت T_1 ، M به M' تبدیل شده است (شکل الف). در شکل ب، درجه حرارت نقطه تبدیل، بالاتر از درجه حرارت از نقطه اتکتیک است.

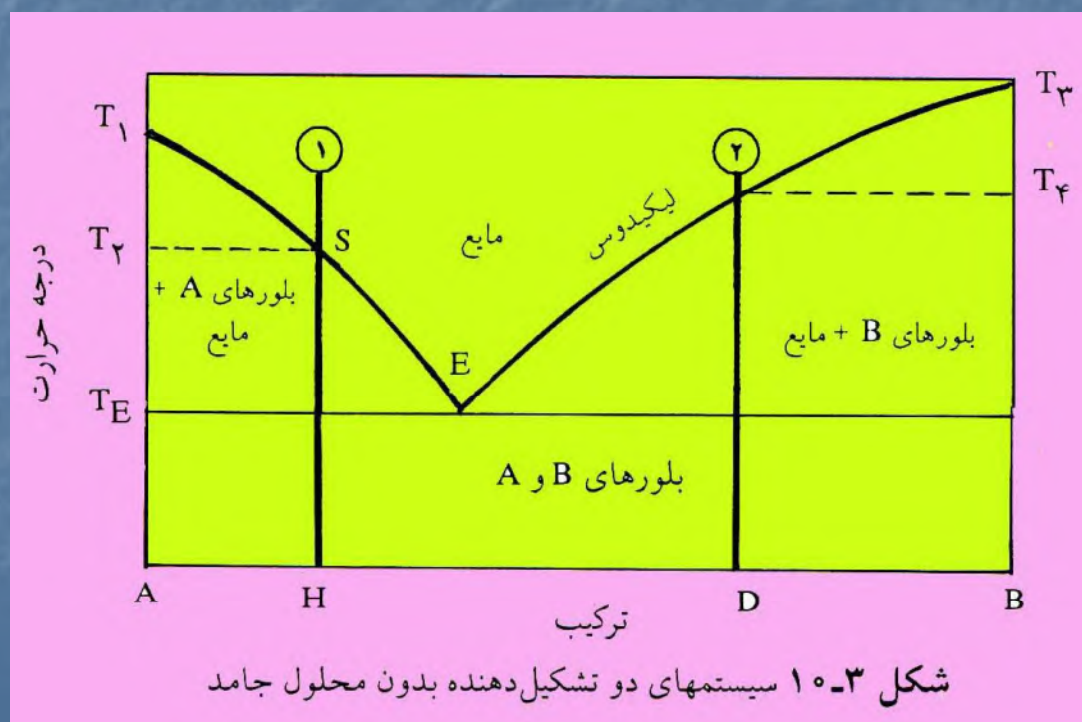
در شکل (9-3) الف وجود پلی مورف ها در حالتی که دو بلور M و N در نقطه اتکتیک متبلور شده اند در درجه حرارت T_1 ، M به M' تبدیل شده است. و در شکل (9-3) ب درجه حرارت نقطه ی تبدیل بالاتر از درجه ی حرارت نقطه اتکتیک است. خطی که در مسیر آن ترکیب ثابت است، خط ایزوپلت نام دارد.

در شکل 10-3 E را نقطه اتکتیک و TE را درجه حرارت اتکتیک می گویند و در نقطه E مخلوط اتکتیک موجود است .

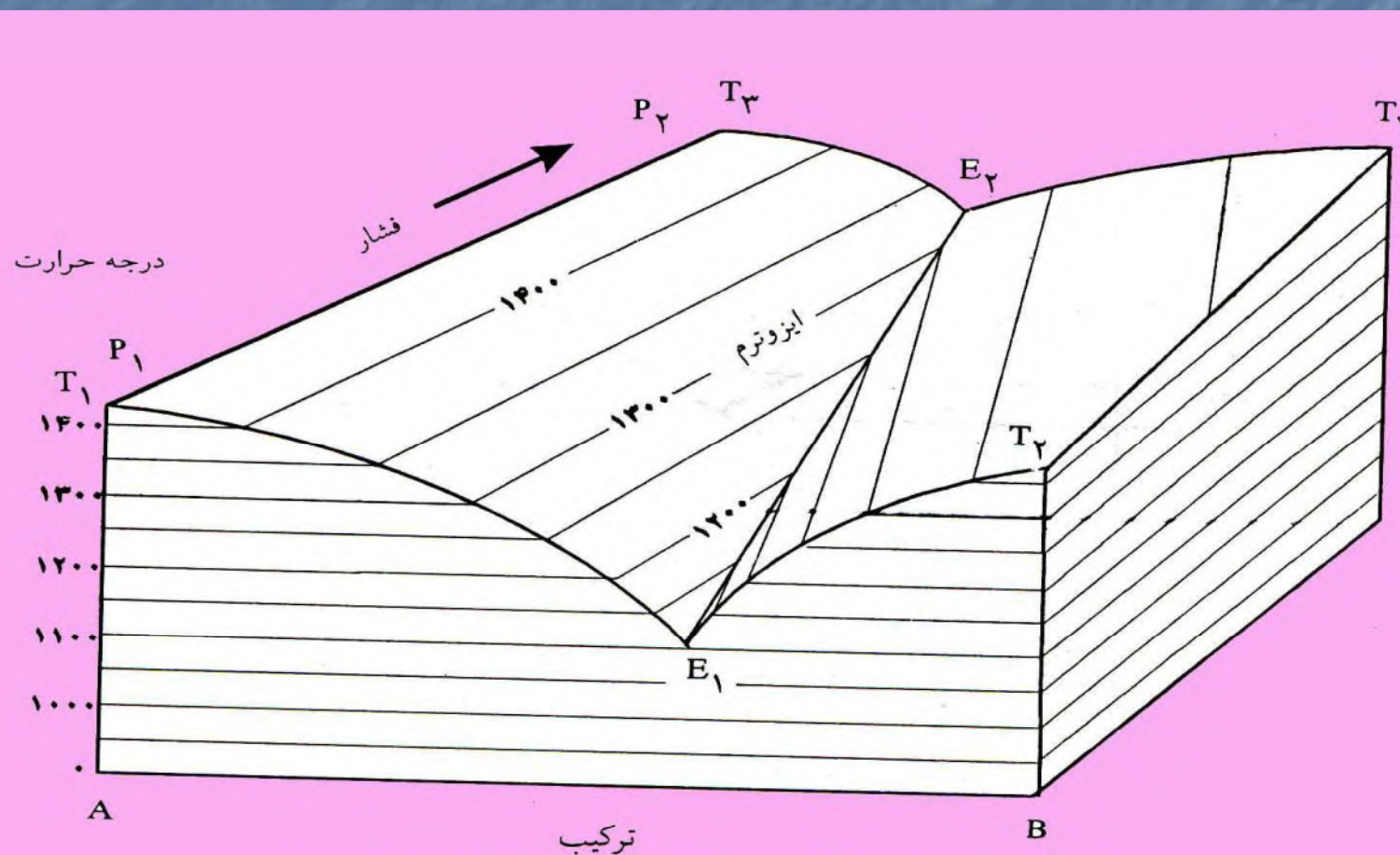
مقدار کاهش درجه حرارت در هر نقطه را از رابطه زیر بدست می آورند $\Delta t = (RT^2 / L) \times X$
 R = عدد ثابت گاز ها T = درجه حرارت مطلق L = درجه حرارت ذوب
 X = نسبت مولکولی ناخالص

در نقطه اتکتیک به دلیل نا خالص بودن مایع که هر دو تشکیل دهنده در آن وجود دارد دمای تبلور و یا ذوب پایین تر از دمای ذوب یا تبلور جسم خالص است .

در شکل (10-3) در پایین تر از نقطه TE بلور های A و B در تعادل هستند و نسبت بلور های A و B مثل نسبت BH به AH است .



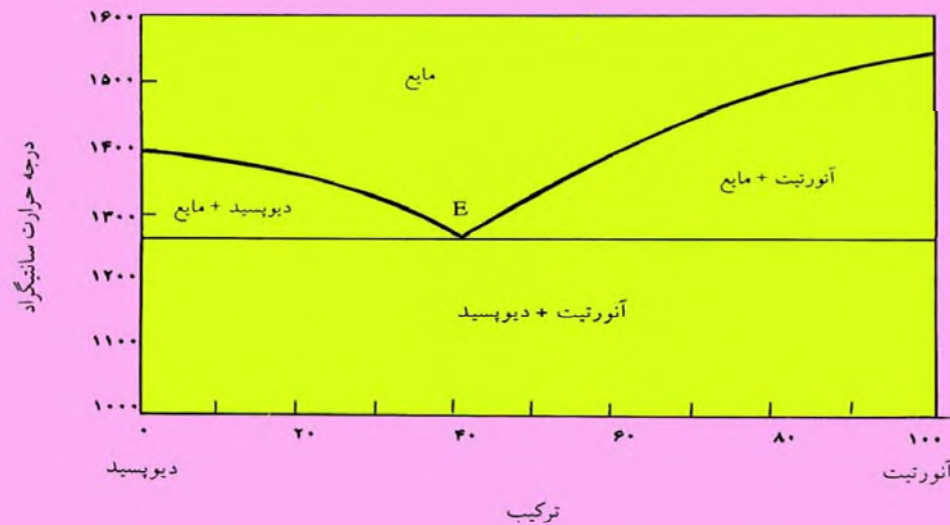
در شکل (3-11) درجه حرارت E_2 زیادتر از نقطه E_1 است ، زیرا معمولاً فشار (فشار خشک) باعث بالا رفتن درجه ذوب تشکیل دهنده ها و مخلوط آن ها می شود . در این تصویر سه بعدی ، سطح $P_1P_2E_2E_1$ و سطح $T_2T_4E_2E_1$ را سطح های لیکیدوس و منحنی هایی واقع بر این سطح را ایزوترم می نامند .



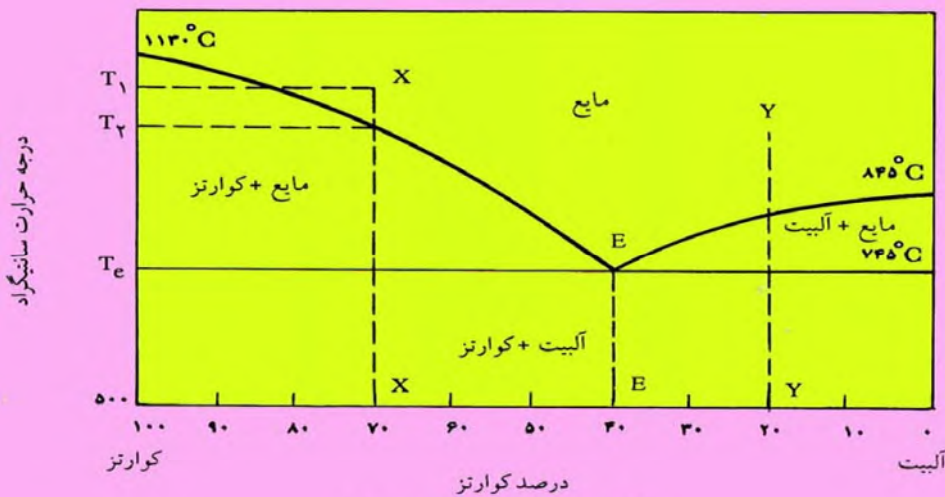
شکل ۳-۱۱ تأثیر فشار در تغییر نقطه اتکتیک در سیستمهای دوتایی.

سیستم آلپیت-سیلیس :

شکل 3-13 معرف سیستم آلپیت-سیلیس است .
در نقطه اتکتیک ، آلپیت ، کوارتز و مایعی حاصل ترکیب
نقطه ی E را خواهد داشت . این کیفیت در مورد تمام
ترکیبات دیگر نیز صدق می کند . نسبت تشکیل دهنده
های X و Y در ترکیب مایع اتکتیک تاثیر ندارد .
در نقطه ی اتکتیک نسبت کوارتز به آلپیت 40 به 60 است

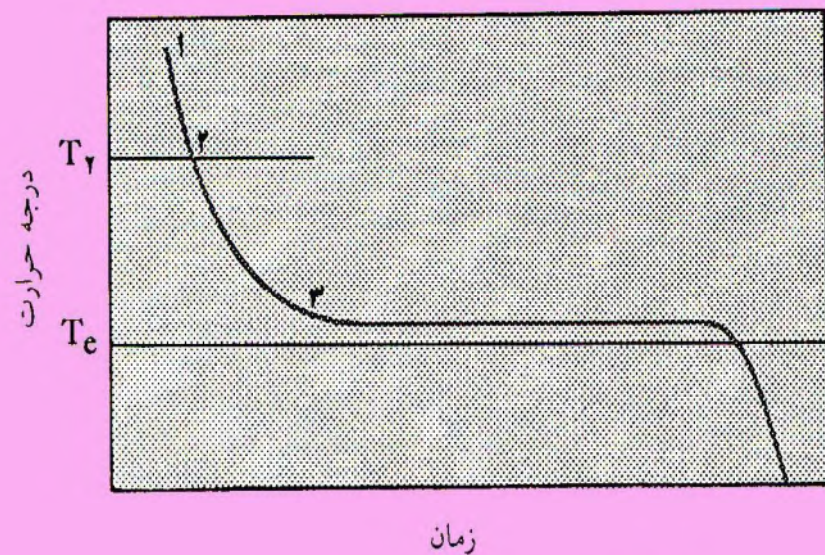


شکل ۳-۱۲ سیستم دوتایی آنورتیت - دیوپسید. آیا می توانید مراحل تبلور و ذوب نقطه ای با ۷۰ درصد دیوپسید را توضیح دهید.

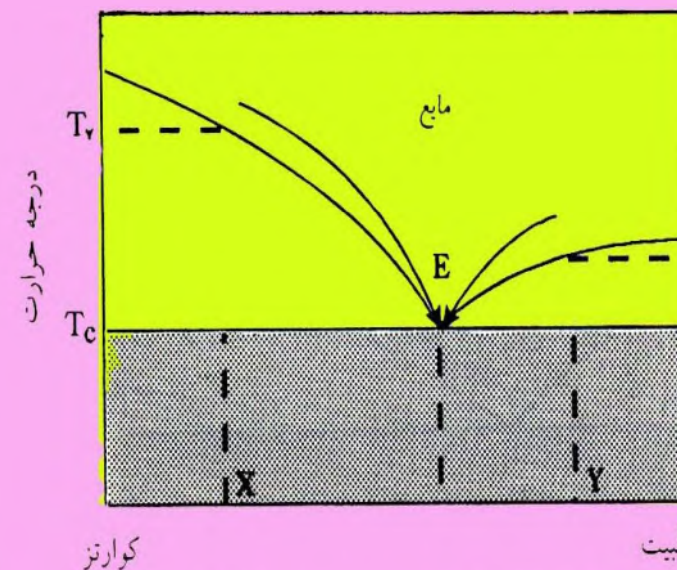


شکل ۳-۱۳ سیستم آلپیت - سیلیس

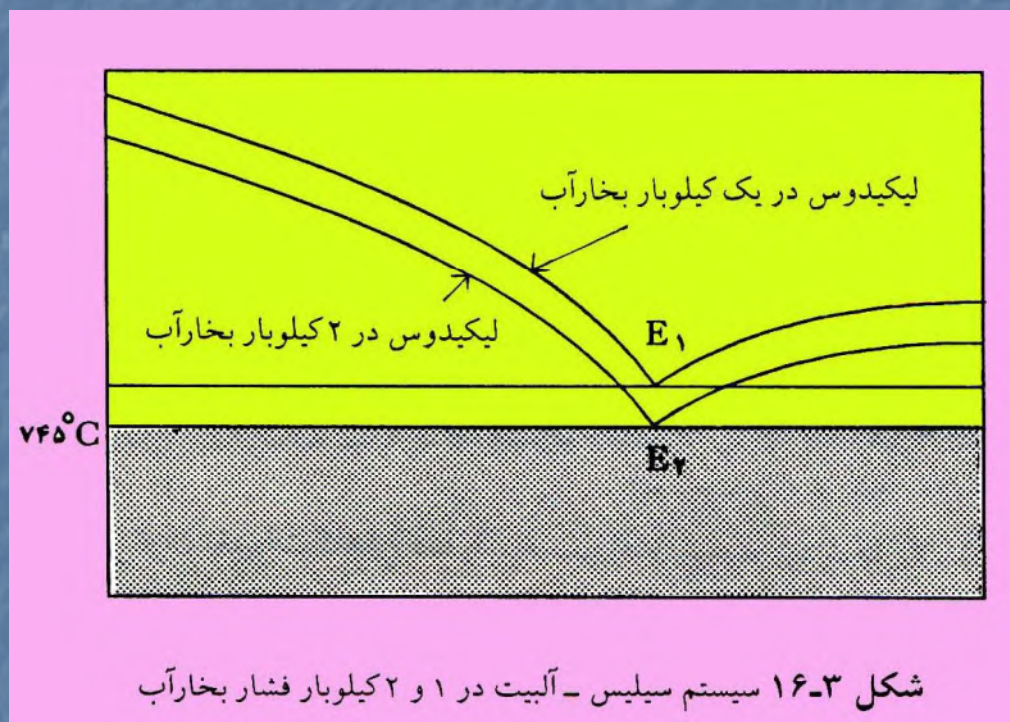
شکل (3-15) تغییرات دما را بر حسب زمان ترسیم کرده است .
 فشار خشک با درجه حرارت ذوب رابطه ی مستقیم دارد .
 فشار آب با درجه حرارت رابطه ی عکس دارد .



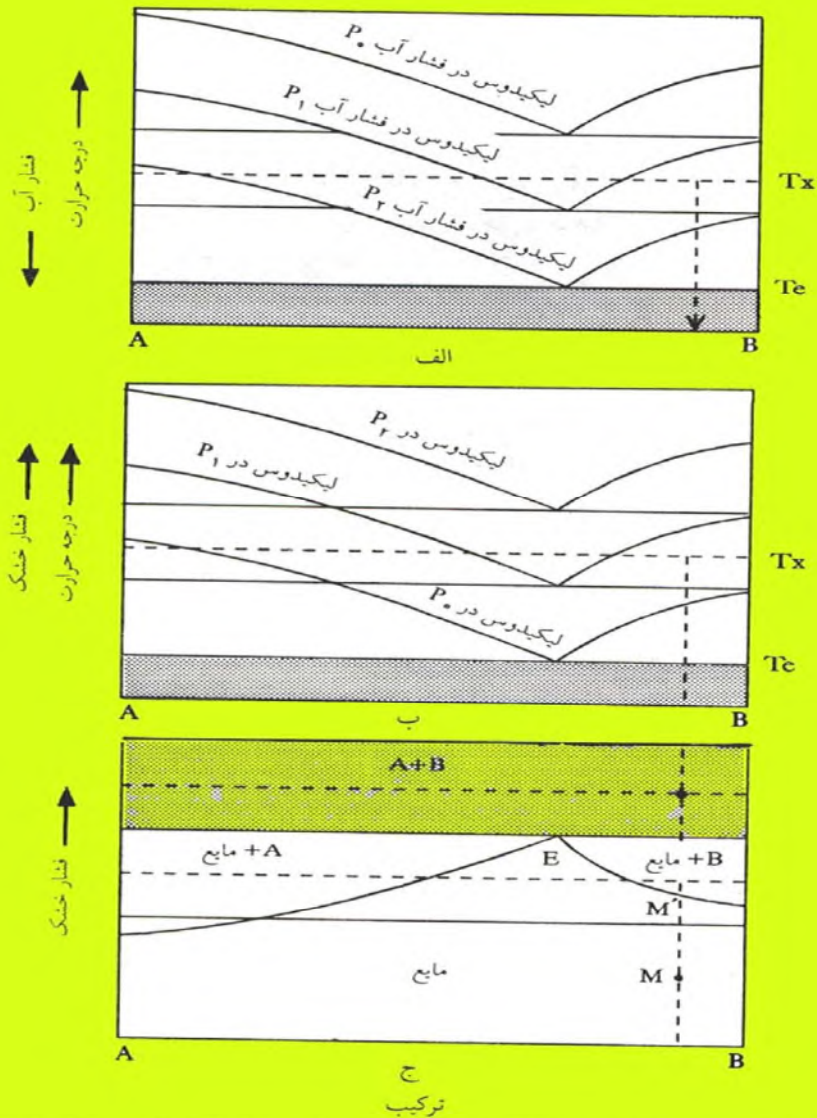
شکل ۳-۱۵ تغییرات درجه حرارت تبلور بر حسب زمان



شکل ۳-۱۴ نمایش مراحل ذوب در سیستم دوتایی کوارتز - آلیت



همان طور که در شکل (3-17-ج) دیده می شود اگر درجه حرارت ثابت و فشار کاهنده متغیر باشد، منحنی های لیکیدوس و نقطه اتکتیک معکوس می شود.

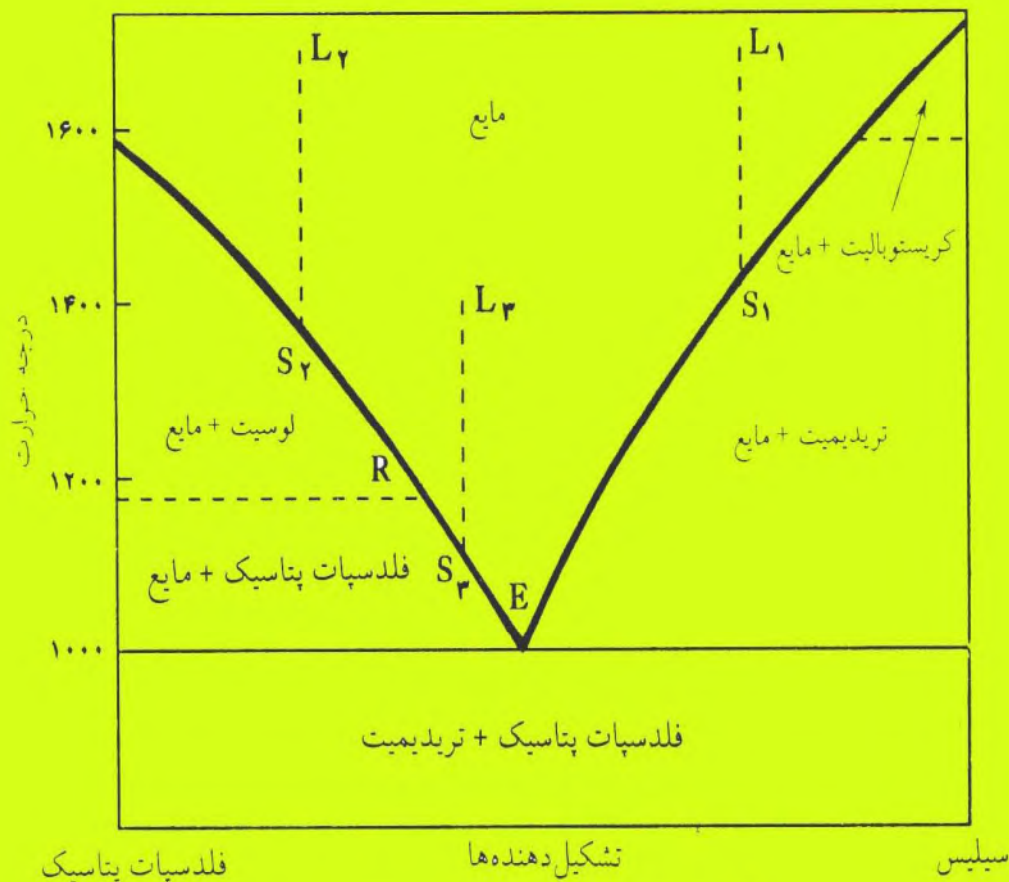


شکل ۳-۱۷ در الف) تغییرات لیکیدوس و درجه حرارت نقطه اتکتیک در حالتی که فشار آب تغییر کند. در ب) همان تغییرات وقتی که فشار بدون حضور آب و به اصطلاح فشار خشک باشد. در ج) اگر درجه حرارت ثابت و فشار متغیر باشد، منحنی های لیکیدوس و نقطه اتکتیک معکوس می شود.

حالات استثنایی :

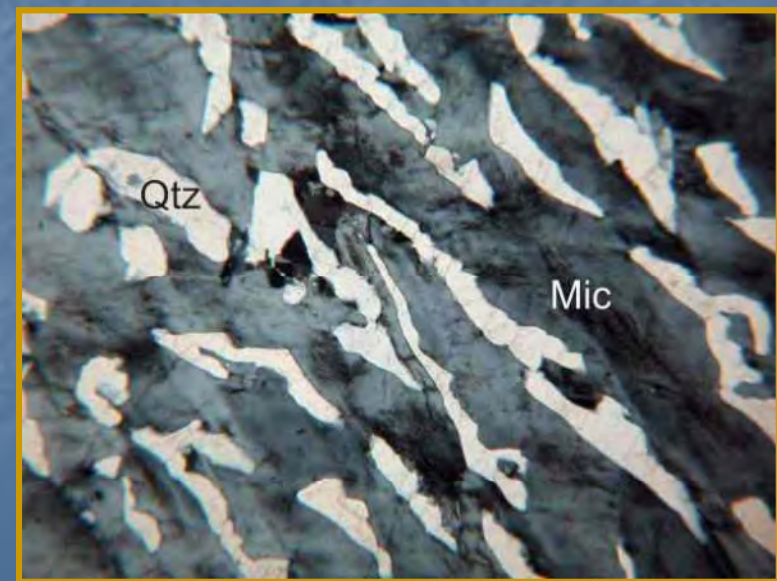
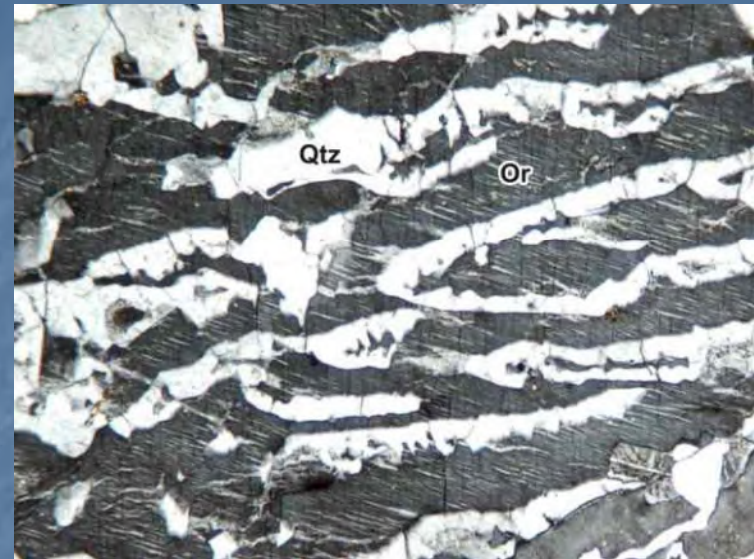
در سیستم های دو تایی بدون محلول جامد ، استثنائاتی وجود دارد که تفسیر آن ها با کمی پیچیدگی همراه است موارد مهم آن ها عبارت اند از :
الف) حضور یک فاز جامد اضافی در درجه حرارت های زیاد :

در درجه حرارت های زیاد ، در سیستم دو تشکیل دهنده سیلیس-ارتوز مطابق شکل (3-18) لوسیت به وجود می آید .

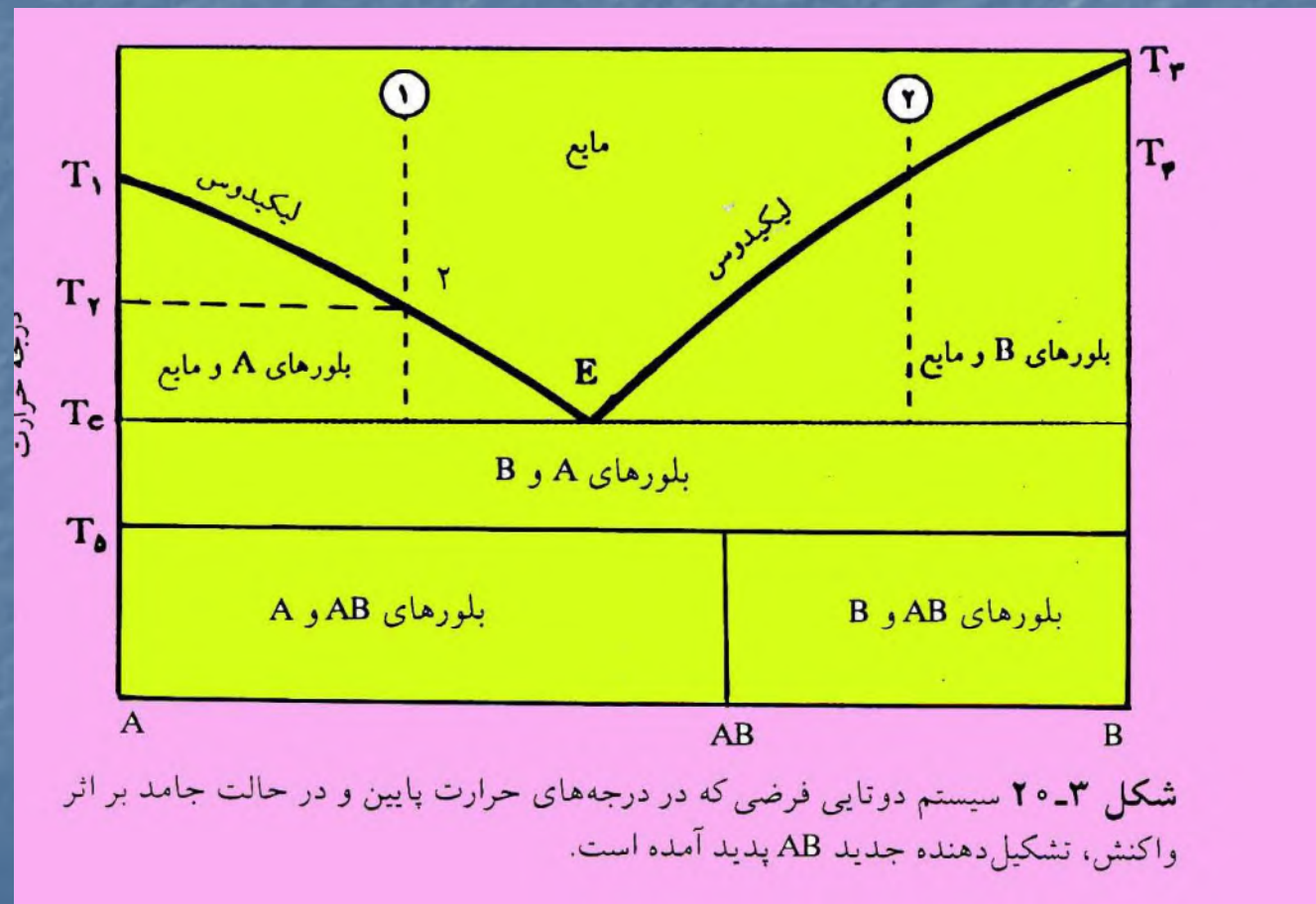


شکل ۳-۱۸ سیستم دو تایی ارتوز - سیلیس

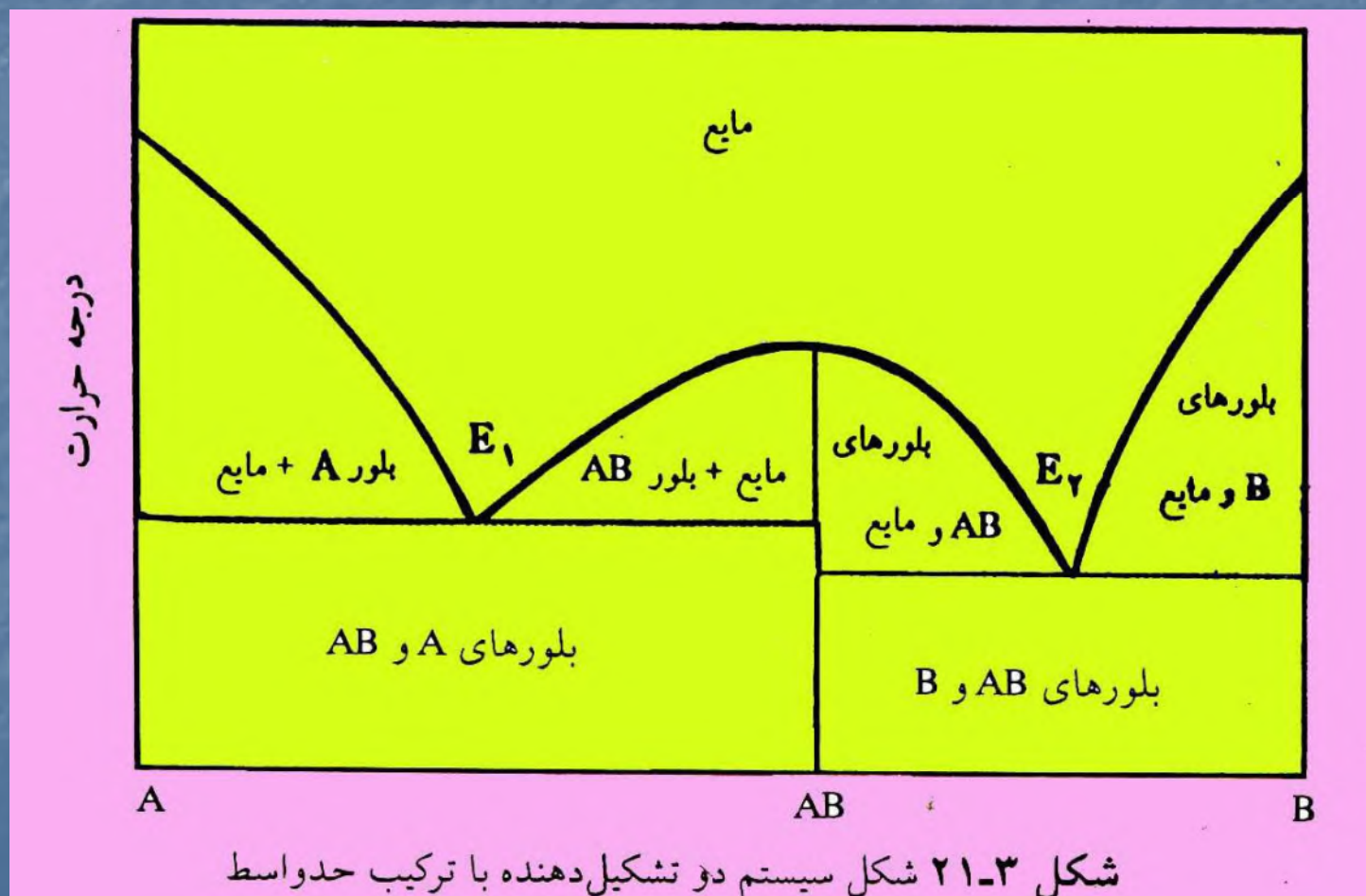
گرافیت گرافیت ، نشانه ای از تبلور همزمان کوارتز و اورتز در نقطه اتکتیک دوتایی است .



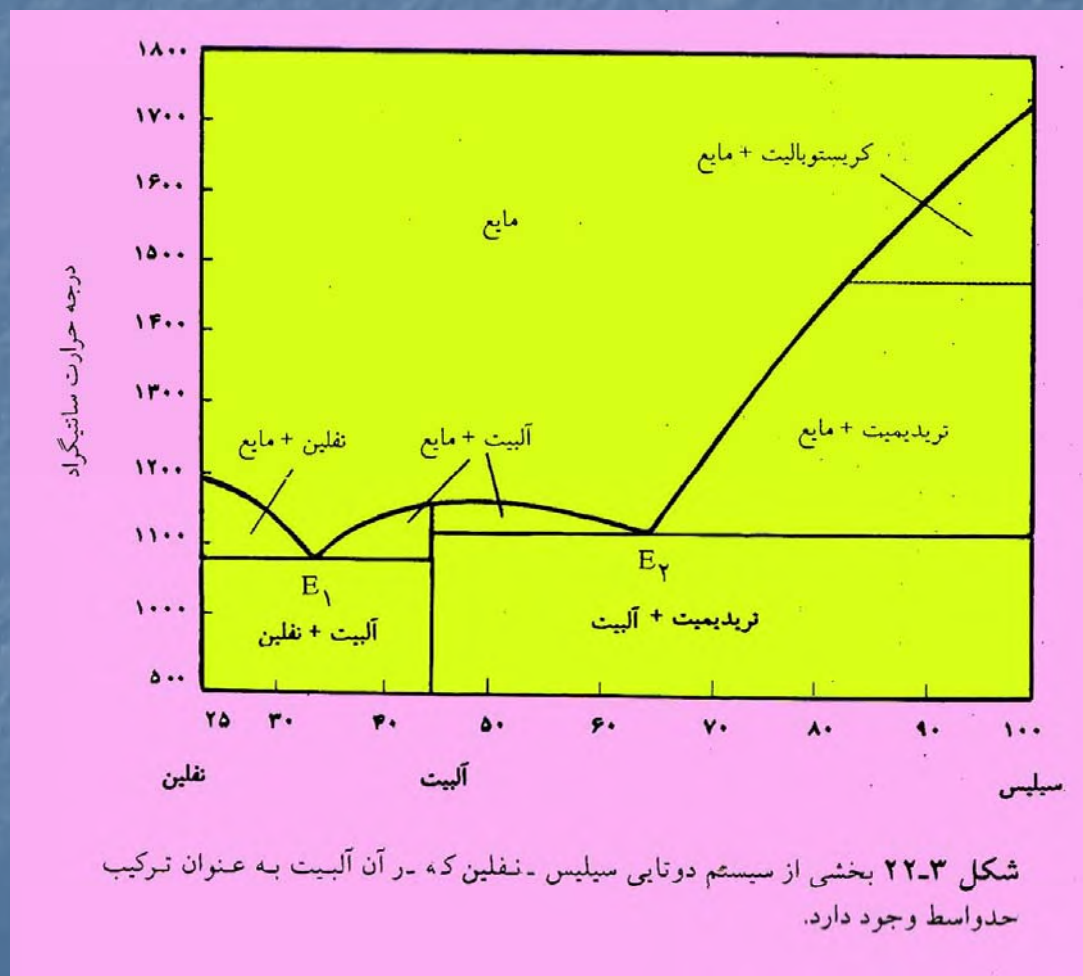
ب) واکنش بین بلورها در درجات حرارت کم:
 شکل (3-20) سیستم دو تایی فرضی را نشان می دهد که در درجه های حرارت پایین و در حالت جامد بر اثر واکنش ، تشکیل دهنده جدید AB پدید آمده است .

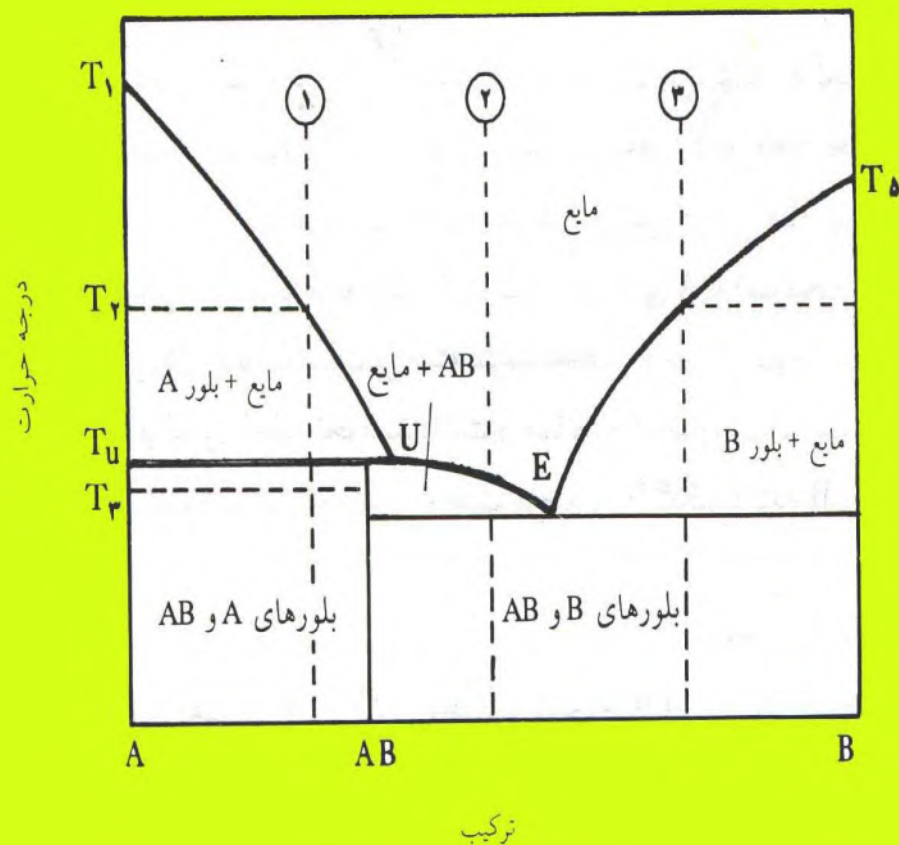


ج) سیستم هایی که دارای تشکیل دهنده حد واسط هستند :
 چنانچه در شکل 21-3 می بینیم هر یک از این سیستم های فرعی دارای یک نقطه اتکتیک ویژه هستند .



مثال واقعی این حالت را می توان در مورد سیستم دوتایی سیلیس-نفلین ملاحظه کرد که بین این دو ترکیب حدّ واسط آلیت وجود دارد (شکل ۳-۲۲)
 $100 \times (\text{جرم ملکولی آلیت} / \text{جرم ملکولی سیلیس}) = \text{درصد سیلیس اضافه شده به نفلین برای ساختن آلیت}$





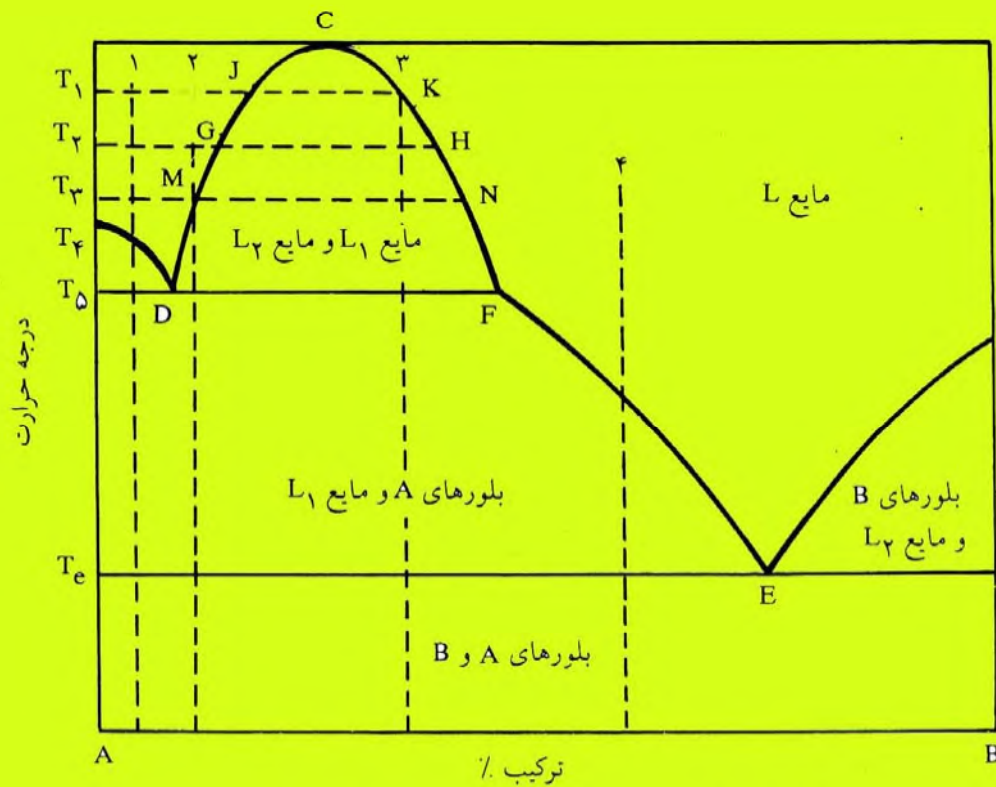
د) سیستم دو تشکیل دهنده با حد واسط و ذوب متناقض:

در شکل (3-23): (سرد کردن 1) در نقطه U تبلور A قطع می شود و مایع با بلورهای موجود (یعنی A) وارد واکنش می شود و تدریجاً آن ها را به AB تبدیل می کند. نقطه U را نقطه تحوّل، نقطه واکنش، نقطه پری تکتیک و یا نقطه اوبرگنگ می گویند.

اگر بلورهای AB را گرم کننده پدیده ذوب متناقض رخ می دهد.

نقطه Tu را دمای ذوب متناقض می گویند یعنی درجه حرارتی که فاز جامد به فاز جامد دیگر و مایع تبدیل می شود در حالی که ترکیب هریک از این دو، با جامد اولیه فرق دارد.

ه) سیستم دو تشکیل دهنده ای که در آن دو فاز مایع موجود باشد:



شکل ۲۴-۳ سیستم دوتایی با حالت عدم اختلاط دو مایع

در بعضی از سیستم ها ، در شرایط خاصی از درجه حرارت و ترکیب شیمیایی ، مایع اولیه به دو مایع مختلف تفکیک می شود که نسبت به هم حالت عدم اختلاط نشان می دهند شکل (24-3) سیستم Na_2O و SiO_2 . به هر نسبت با هم قابل اختلاط اند ولی وجود آب در محیط تبلور باعث عدم اختلاط آن ها شده است و آن را به دو مایع که یکی سرشار از Na_2O و دیگری سرشار از SiO_2 است تفکیک می کنند .

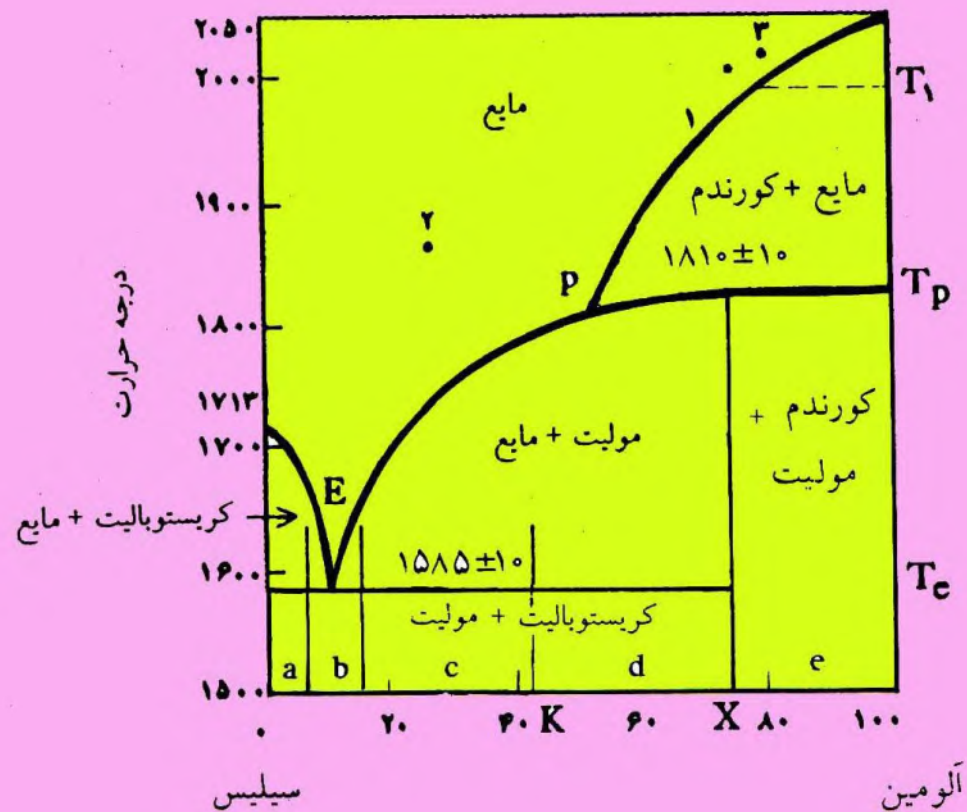
عوامل عدم اختلاط عبارت اند از : 1) درجه حرارت متفاوت دو مایع 2) اختلاف ترکیب شیمیایی دو مایع در هنگام عدم اختلاط دو مایع ، قطرک هایی از مایع رقیق تر (و در نتیجه داغتر) در مایع دوم به وجود می آید . امروزه تشکیل کرسیت را نتیجه ی عدم اختلاط دو مایع می دانند .



شکل ۳-۲۵ کرسیت، نوعی دیوریت یا گابرو که در آن بلورهای روشن و تیره به صورت لایه‌های متحدالمرکز کروی قرار می‌گیرند و نشانه‌ای از عدم اختلاط در مایع مذاب سیلیکاته است.

سیستم سیلیس-آلمین :

بین این دو ترکیب حد واسط مولیت قرار دارد .
برای ساختن نوع آجر نسوز باید درصد ترکیبات و درجه
حرارت ذوب در تمام شرایط مشخص باشد . مثلاً درجه
ذوب مخلوط ، مخلوط مولیت - کورندوم بسیار زیاد تر
از مخلوط سیلیس - مولیت است .
در شکل (3-26) از تبلور نقطه ی 3 می توانیم مخلوطی
مناسب و نسوز را تولید کنیم که از نظر اقتصادی به
صرفه است .



شکل ۳-۲۶ سیستم سیلیس - آلمین در فشار یک بار

سیستم سیلیس-لوسیت :

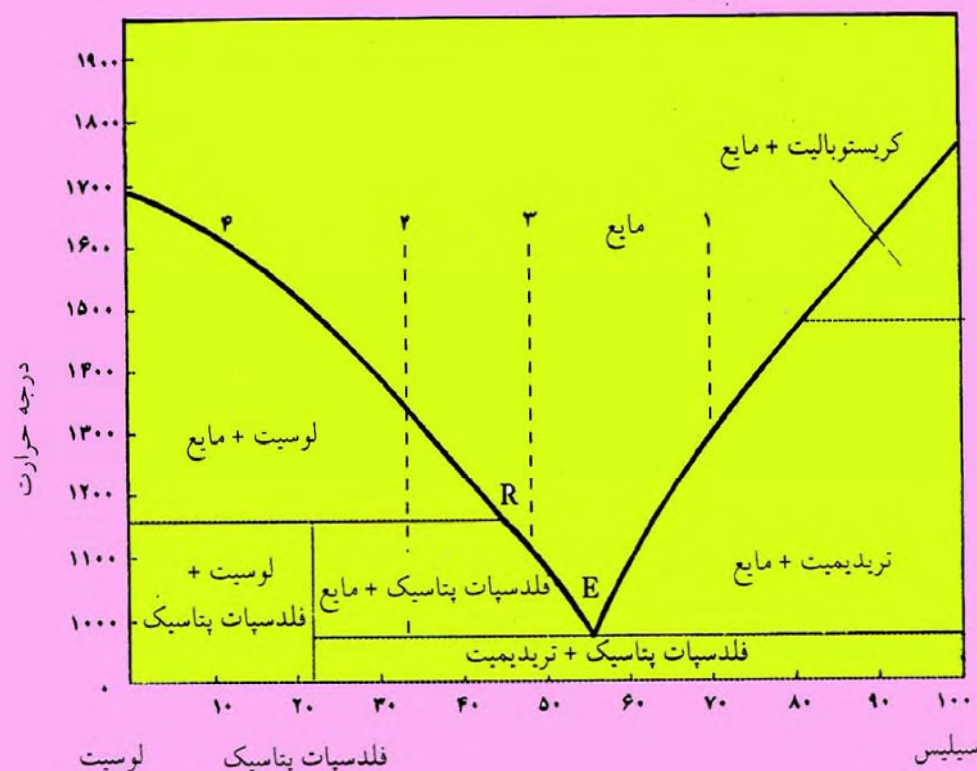
در این سیستم فلدسپات پتاسیم ترکیبی حد واسط است. (شکل 3-27)

از ترکیب 3 ، مستقیماً ارتوز متبلور می شود سپس ترکیب مایع به طرف E کشیده می شود و در این نقطه سیلیس و ارتوز با هم متبلور می شوند .

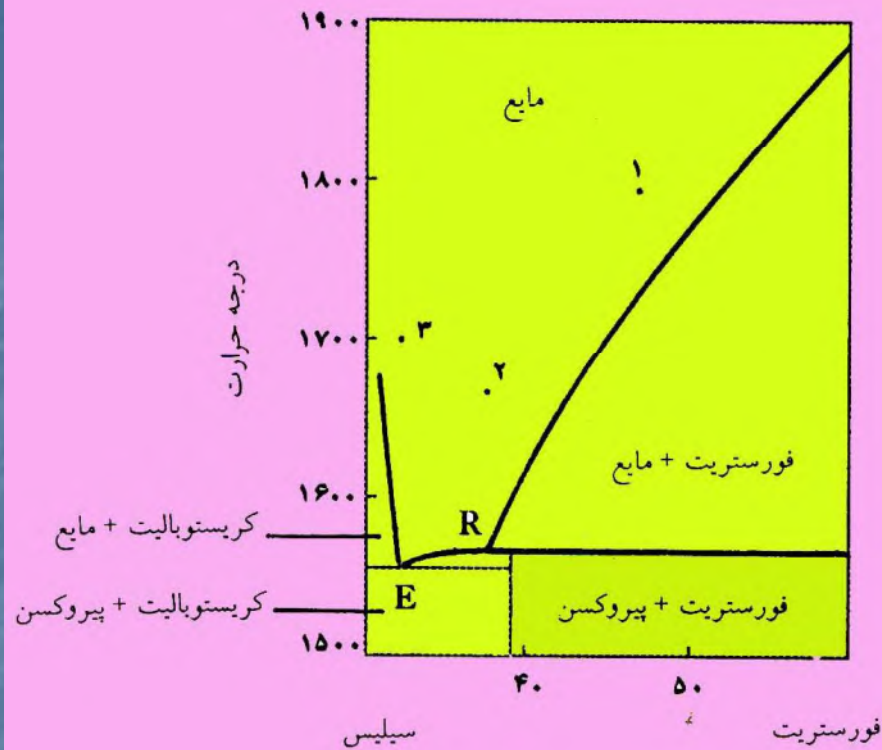
از ترکیب 2 ، در نهایت ارتوز و سیلیس با هم متبلور می شوند .

اگر مایعی با ترکیب 4 را سرد کنیم در خاتمه لوسیت و ارتوز خواهیم داشت .

هر گاه مجموعه بلور های حاصل از انجماد ترکیب 2 را گرم کنیم ، ابتدا در E ، سیلیس و کمی ارتوز ذوب می شوند و ترکیب از E تغییر می کند . در R ارتوز وارد مرحله ی ذوب متناقض می شود و با ذوب آن مایع سیلیس و بلور های لوسیت به وجود می آید .



شکل 3-27 سیستم سیلیس - لوسیت



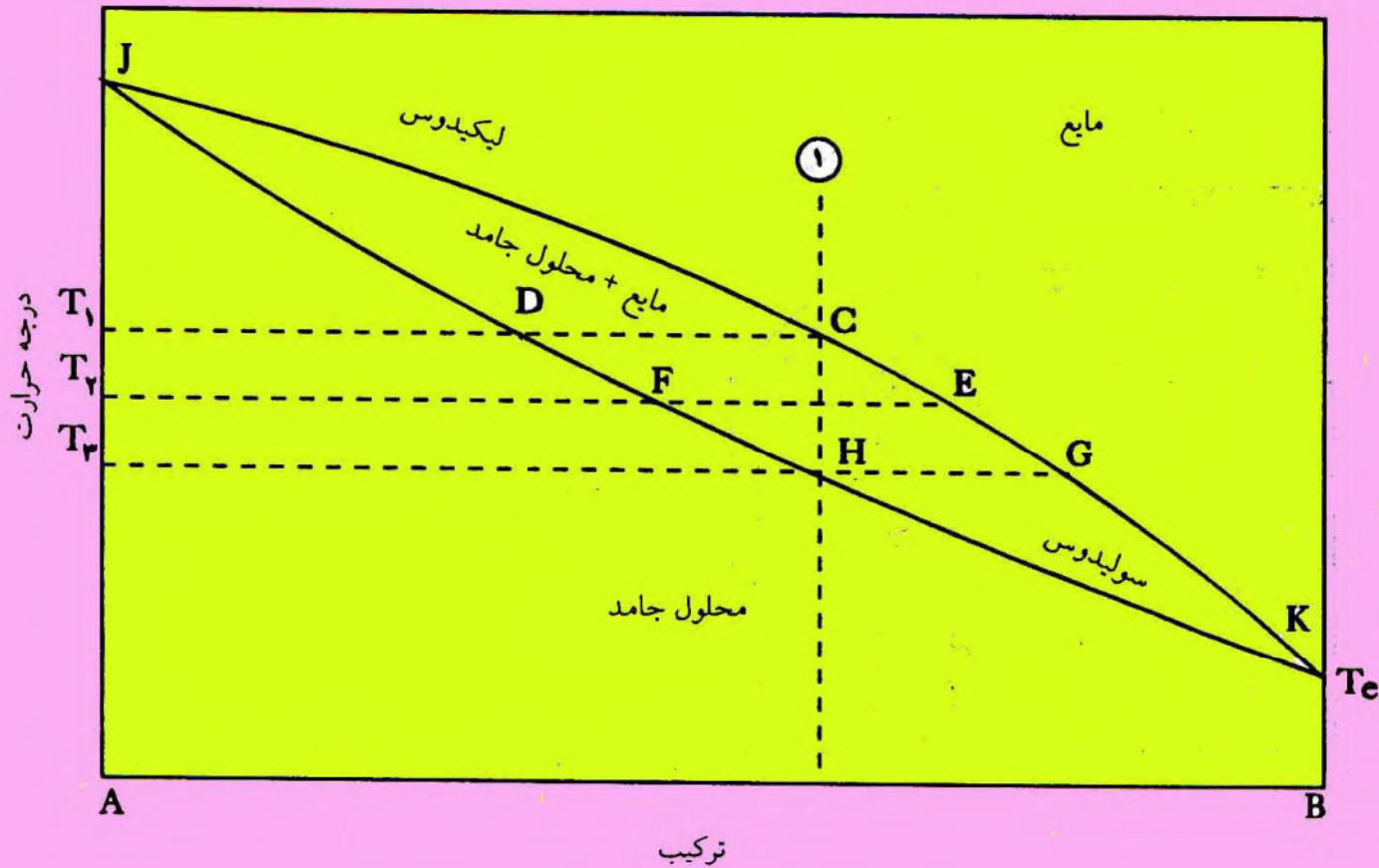
شکل ۲۸-۳ بخشی از سیستم دوتایی سیلیس - فورستريت

سیستم فورستريت - سیلیس :
 بین این دو انستاتیت به عنوان ترکیب حد واسط وجود دارد .
 انستاتیت ذوب متناقض از خود نشان می دهد .
 انستاتیت ، هم در سنگ های سرشار از سیلیس و هم در محیط
 فقیر از سیلیس وجود دارد . در ترکیب هر مایع که بیش از 41
 درصد فورستريت وجود داشته باشد (مثلاً نقطه 1 در شکل 3-
 28) ابتدا فورستريت متبلور می شود و ترکیب مایع به طرف نقطه
 R تغییر می کند ، در نقطه R و در درجه حرارت ثابت با تبلور
 فورستريت و پيروکسن تمام مایع خشک می شود .

حالت دوّم — مایعات دو تشکیل دهنده که بلورهای آن محلول
جامد (سولیدسولسیون) تشکیل می دهند:

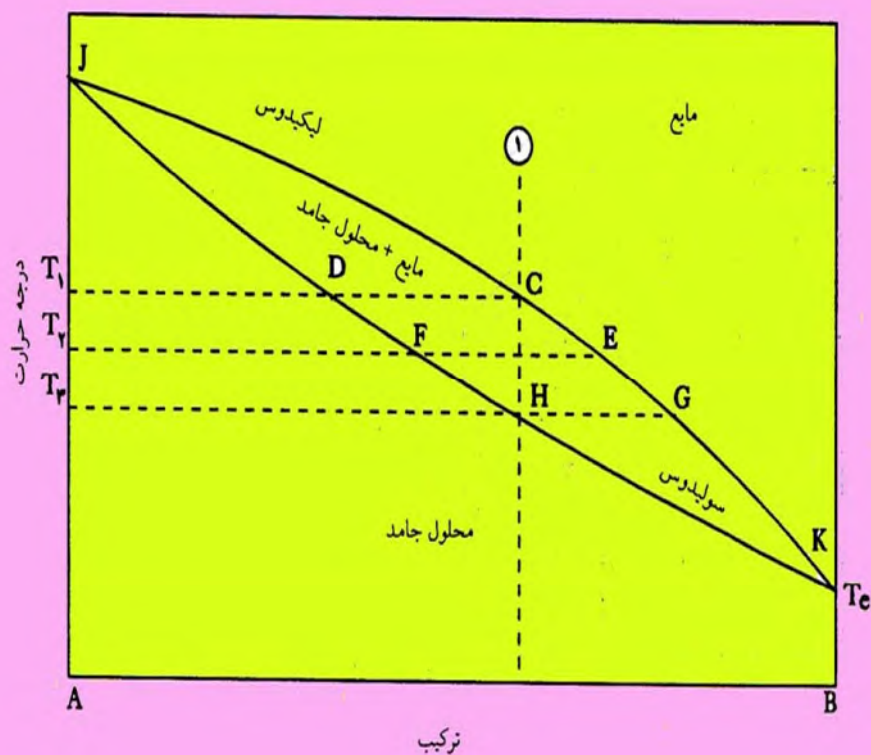
الف) حالت کلی :

در شکل (3-29)، حالت کلی یک سیستم دو تشکیل دهنده با محلول جامد را ملاحظه می کنیم. مثال هایی از این سیستم عبارتند از سیستم آلومین - آنورتیت و یا فورستريت - فایالیت.

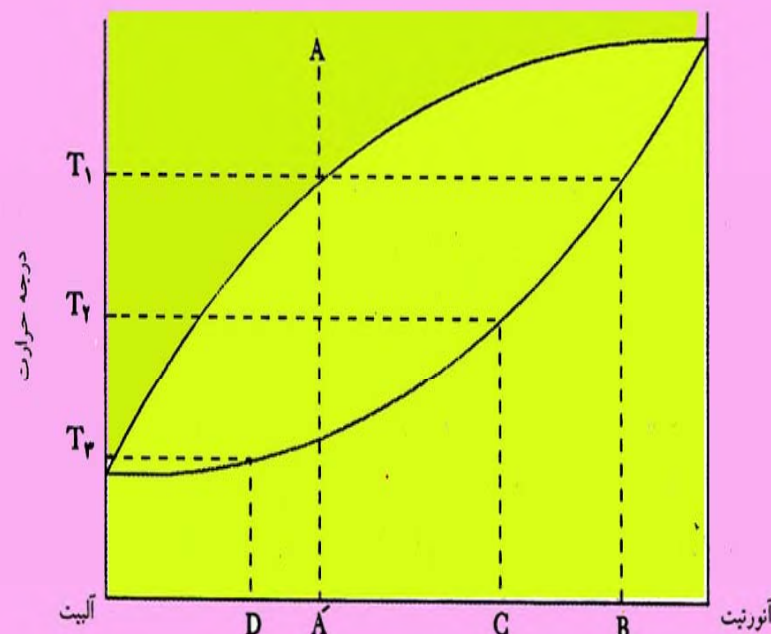


شکل ۳-۲۹ سیستم دو تشکیل دهنده با محلول جامد

در این حالت خطوط به صورت منحنی هستند و تشکیل حلقه می دهند . و در ضمن فاقد اتکتیک دوتایی هستیم . وجود بخار آب در محیط تبلور حتی به مقدار کم ، درجات حرارت سولیدوس و لیکیدوس را به نحو بارزی کم می کند . در شکل (3-29) اگر مایعی با ترکیب (1) در امتداد خط ایزوپلت خود به کندی سرد شود ، در درجه حرارت T_1 مایع ترکیب C خواهد داشت . از این مایع بلور هایی با ترکیب D تولید می شوند . این بلور ها در سری محلول جامد A و B قرار دارند .

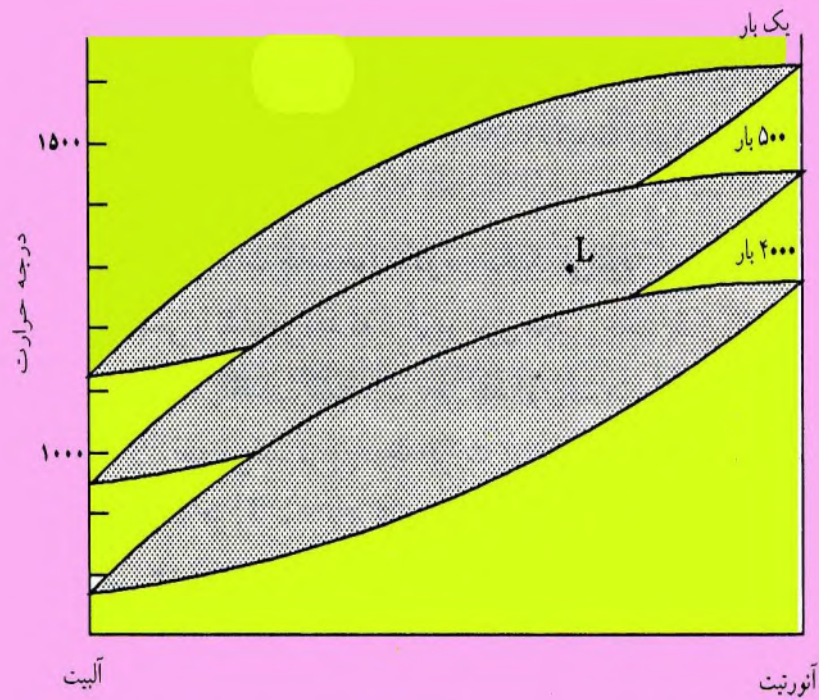


شکل ۳-۲۹ سیستم در تشکیل دهنده با محلول جامد

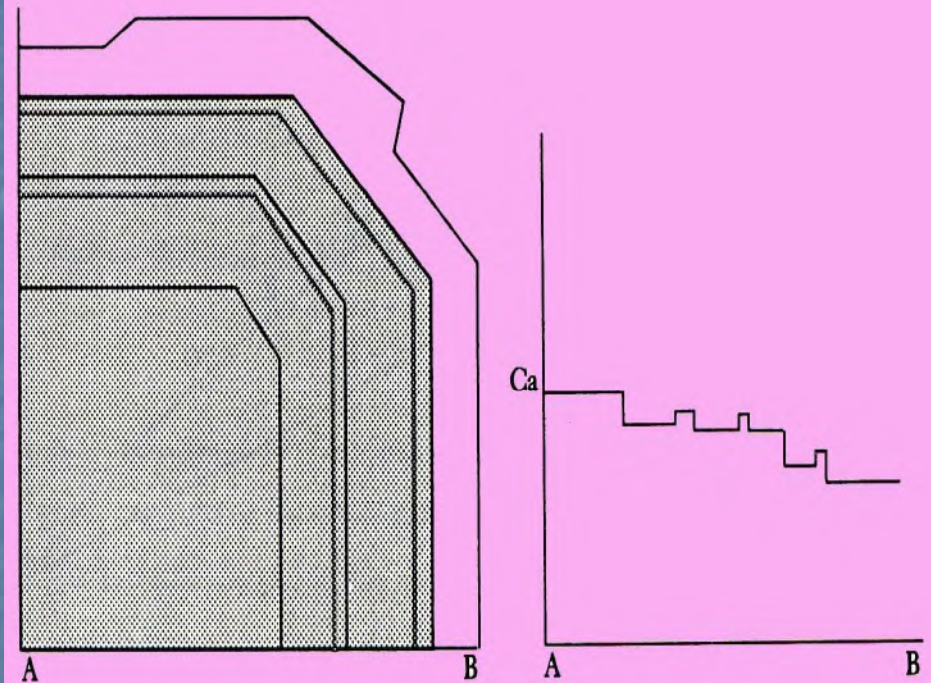


شکل ۳-۳۰ تبلور پلازیوکلازا در درجه حرارت T_1 ، ترکیب مایع A و ترکیب جامد B است. آخرین بلور محلول جامد پلازیوکلازی با ترکیب A' است. در حالت نامتعادل، ترکیب مایع ممکن است تا T_3 برسد و جامدانی با ترکیب D داشته باشیم.

در فشار زیاد بخار آب تبلور پلاژیوکلاز قطع می شود و حتی قشر خارجی آن ممکن است ذوب شود و در این حالت بر اساس شکل (3-32) هر گاه مجدداً پلاژیوکلاز متبلور شود درصد آنورتیت آن بیشتر خواهد بود.



شکل ۳-۳۲ اثر فشار بخار آب در پایین آوردن منحنیهای لیکیدوس و سولیدوس. نقطه L در چه شرایطی مایع و در چه شرایطی جامد است؟



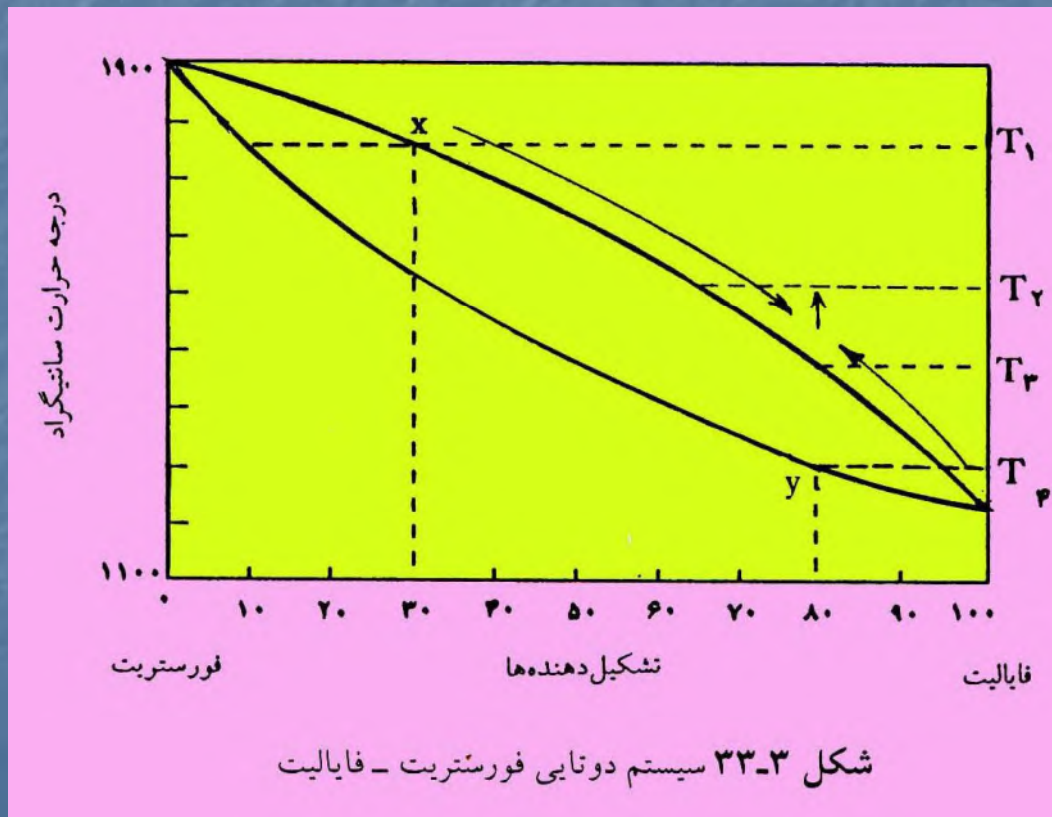
شکل ۳-۳۱ زونینگ در یک پلاژیوکلاز (سمت چپ) و تغییرات مقدار کلسیم از مرکز به حاشیه بلور (سمت راست). نوسانات را چگونه توجیه می کنید؟

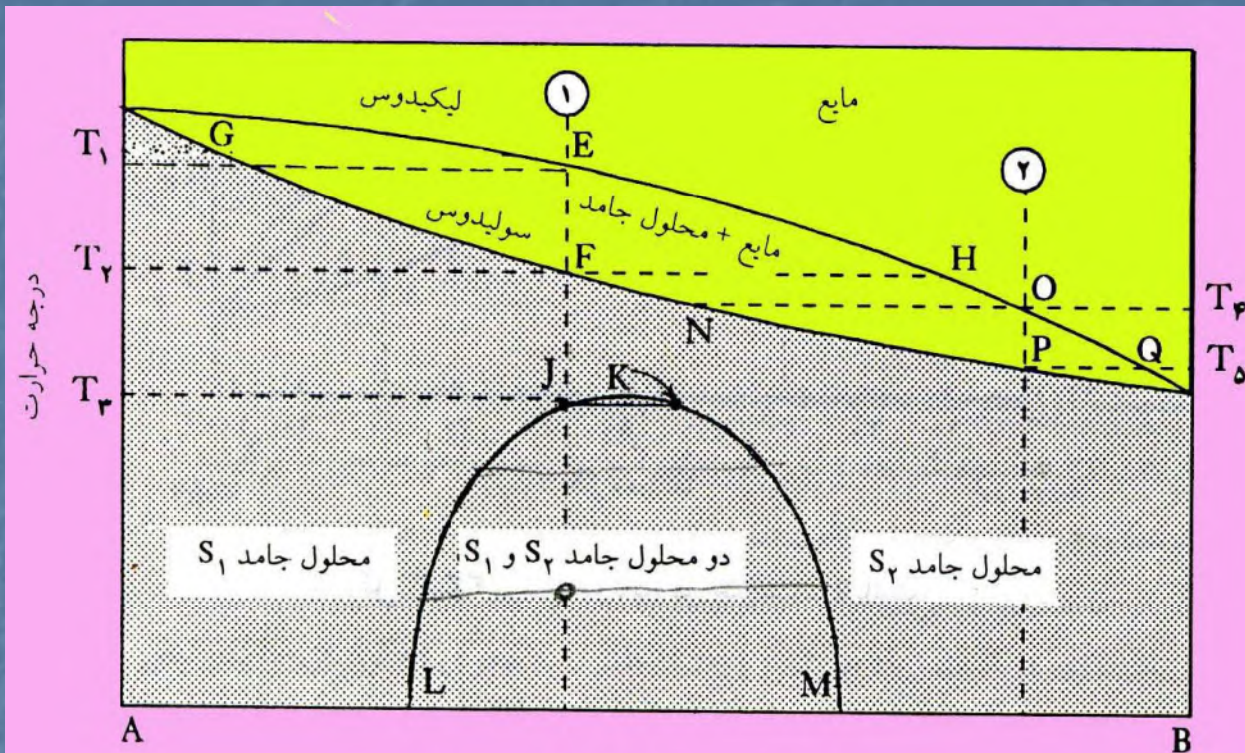
ب) سیستم فورستريت - فاياليتيا نحوه تبلور بلور های اليوين :

شکل (33-3) نماینده تبلور بلور های اليوين است .

اگر تبلور در حال تعادل انجام شود ، بلور های حاصل همگن هستند .

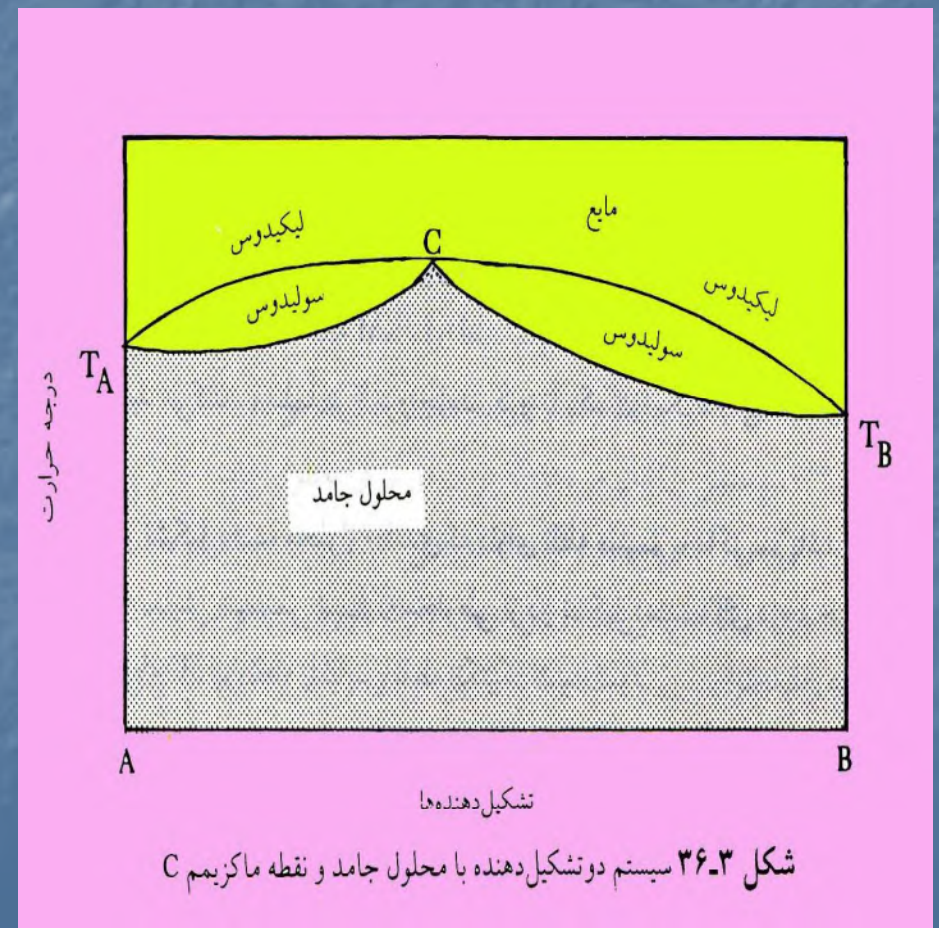
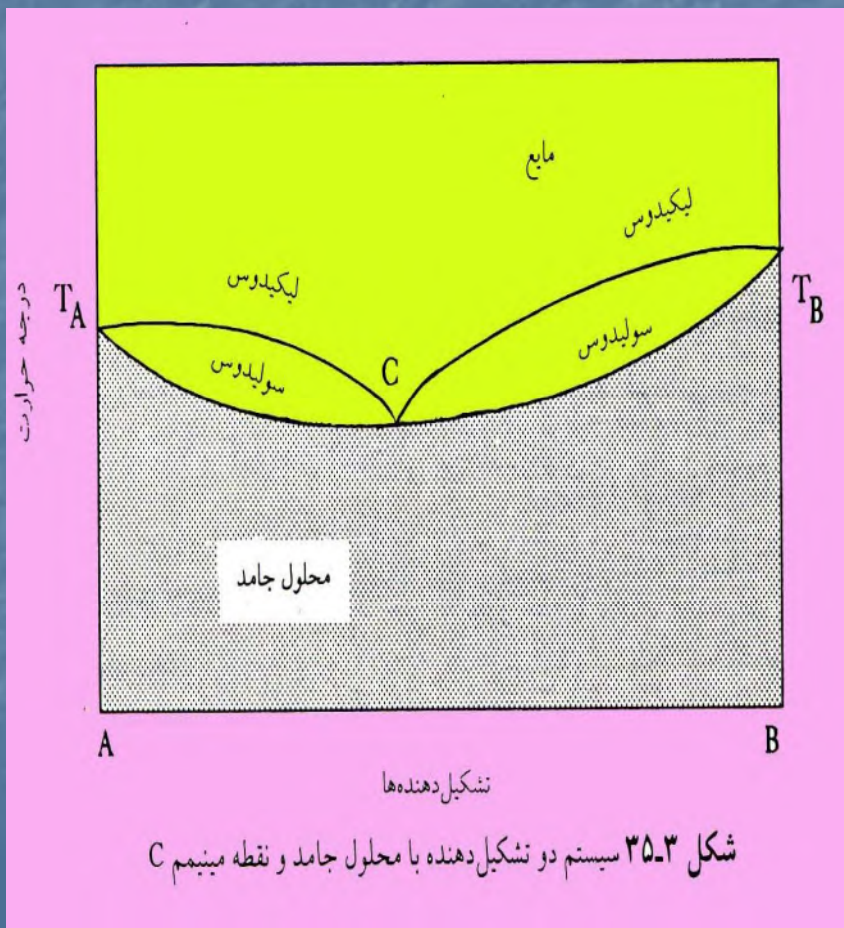
باید به خاطر داشت که در این قبیل سیستم ها اولاً ترکیب مایع حاصل از ذوب ، نسبت به جامدی که از آن به وجود می آید متفاوت است ؛ ثانیاً هر جامد دارای درجه حرارت ذوب خاصی است و مایع حاصل مطابق آنچه که روی شکل دیده می شود با ترکیب جامد متناسب است (بر خلاف ترکیبات اتکتیک) .





ج) محلول جامدی که در حالت جامد خود به فاز تفکیک می شود: شکل (3-34)، سیستمی را نشان می دهد که در آن دو سری محلول جامد S_1 و S_2 وجود دارد. منحنی $LJKM$ را منحنی **سولوس** می گویند. هر خط که خانه $LJKM$ را قطع نماید دو محلول جامد با دو ترکیب متفاوت S_1 و S_2 تولید می کنند. مسلماً در قلمرو جامد S_1 یا S_2 ، تنها یک فاز حضور دارد.

(د) سیستم دو تشکیل دهنده محلول جامدی که دارای نقطه مینیمم یا ماکزیمم باشد :
 شکل (3-35) نمایش سیستمی است که مخلوطی از دو تشکیل دهنده دارای درجه حرارت تبلور مینیمم از (نقطه C). این نقطه را نباید با نقطه اتکتیک اشتباه نمود ، زیرا در اینجا بلور های محلول جامد به وجود می آیند .



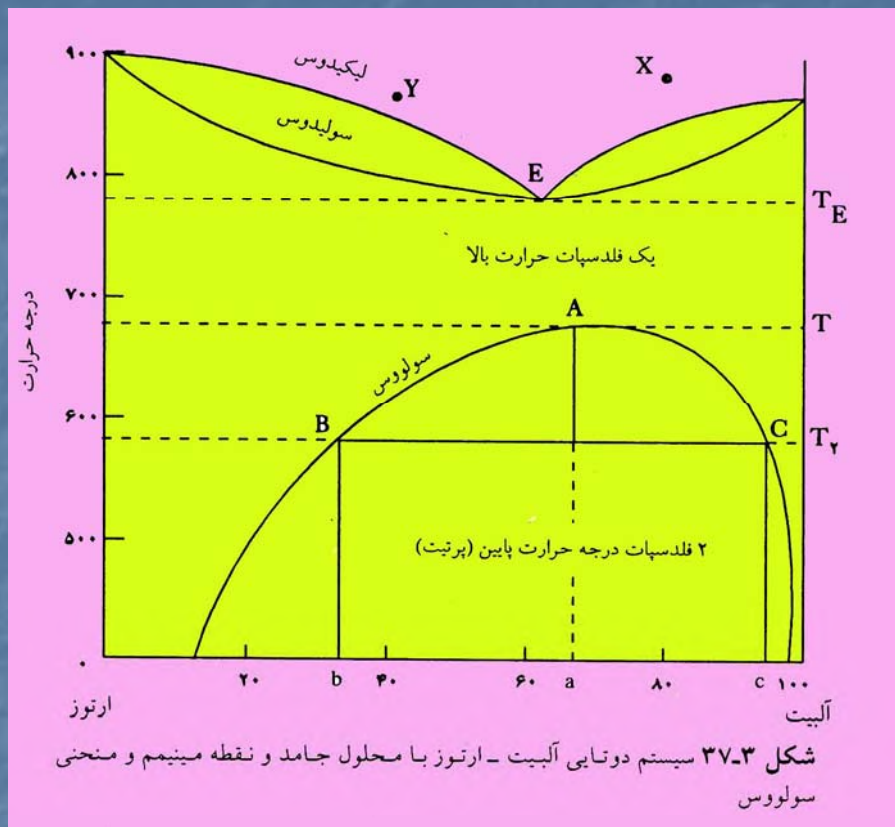
سیستم مزبور ظاهراً خود از دو سیستم جداگانه محلول جامد تشکیل شده است .

مثال (سیستم آلپیت-ارتوز : ؛ سیستم دوتایی با محلول جامد و نقطه مینیم و سولوس :

در اینجا عملکرد نقطه مینیم تا اندازه ای شبیه نقطه اتکتیک می شود . شکل (3-37) درجه حرارت نقطه مینیم و منحنی های سولیدوس و لیکیدوس در حضور فشار آب پایین می آید .

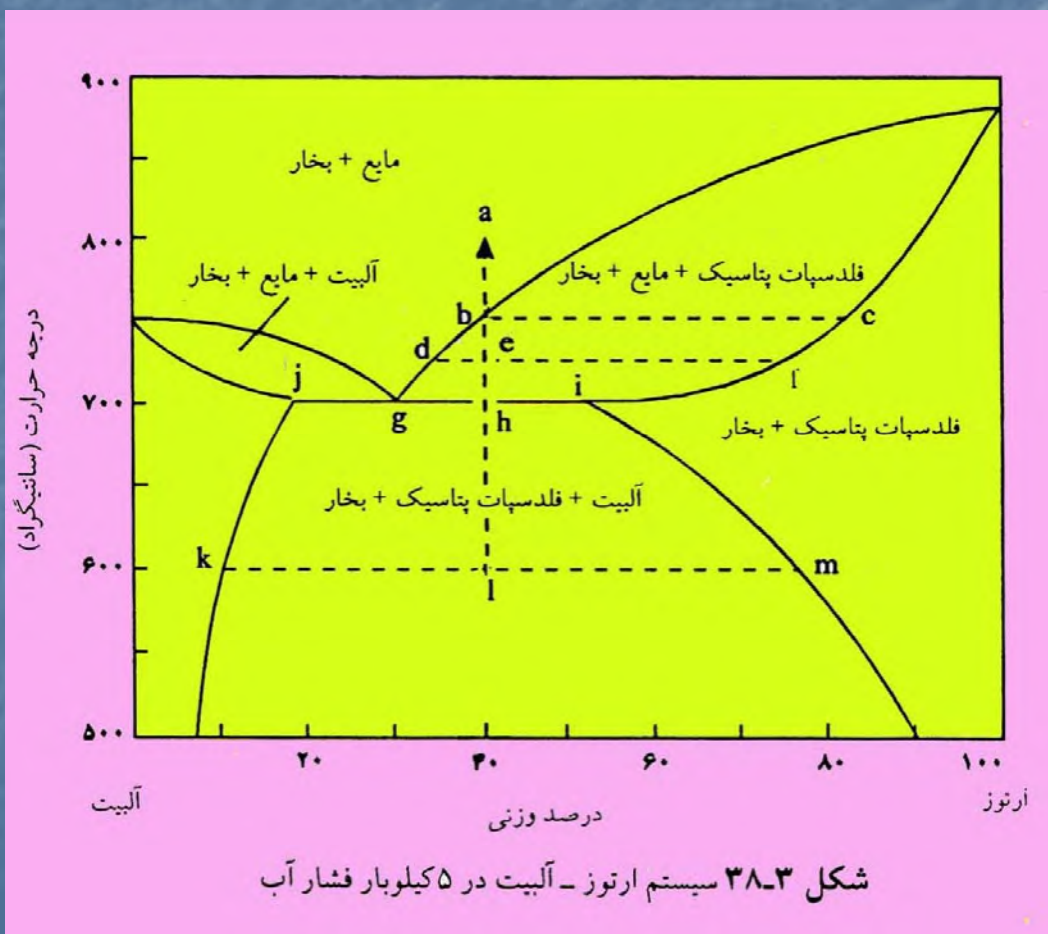
هر قدر فشار بیشتر شود ، قله منحنی سولوس به تدریج بالاتر می رود .

در نقطه سولوس قلمرو پیوسته حرارت بالا و سری ناپیوسته حرارت پایین را از هم جدا می کند .



پرتیت عبارت از ارتوز یا میکروکلینی است که به عنوان میزبان ، تیغه های آل بیت را در خود جای می دهد و اگر میزبان آل بیت باشد و تیغه های ارتوز یا میکروکلین در آن وجود داشته باشد آن را آنتی پرتیت می گویند .

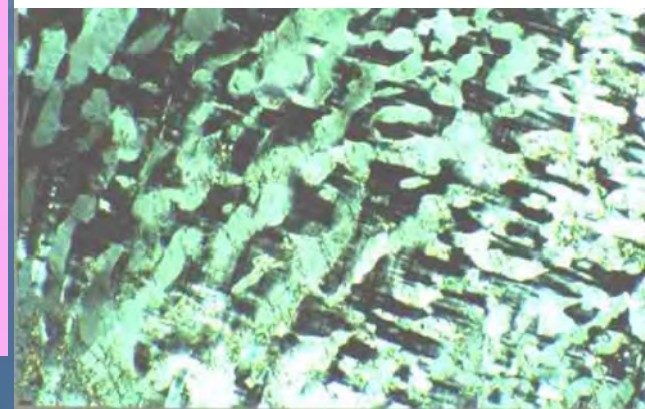
اگر در شکل (38-3) فلدسپات آلکانی به وجود آید که ترکیب آن معادل C باشد . با سرد شدن بیشتر مایع (مثلاً نقطه e) مایع دارای ترکیب d و فلدسپات پتاسیک ترکیب f را خواهد داشت .

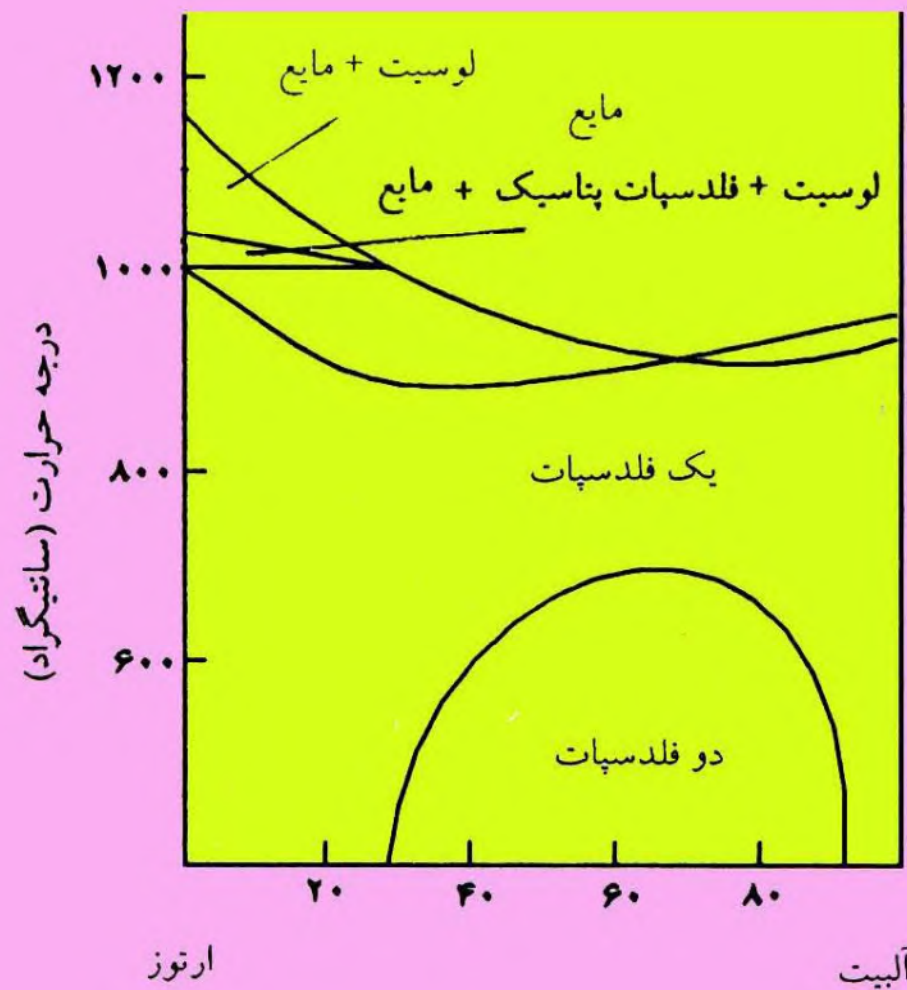


orthoclase perthite

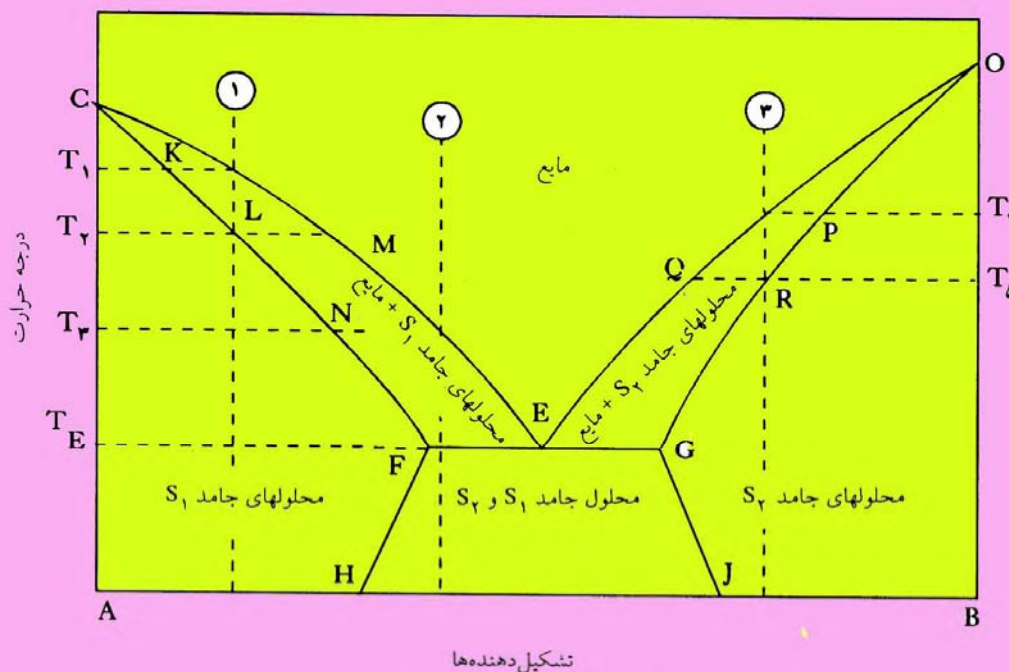


microcline antiperthite





شکل ۳-۳۹ وضعیت منحنیهای سولیدوس، لیکیدوس و نقطه مینیم فلدسپاتهای آلکالن در یک کیلو بار فشار آب



تشکیل دهنده‌ها

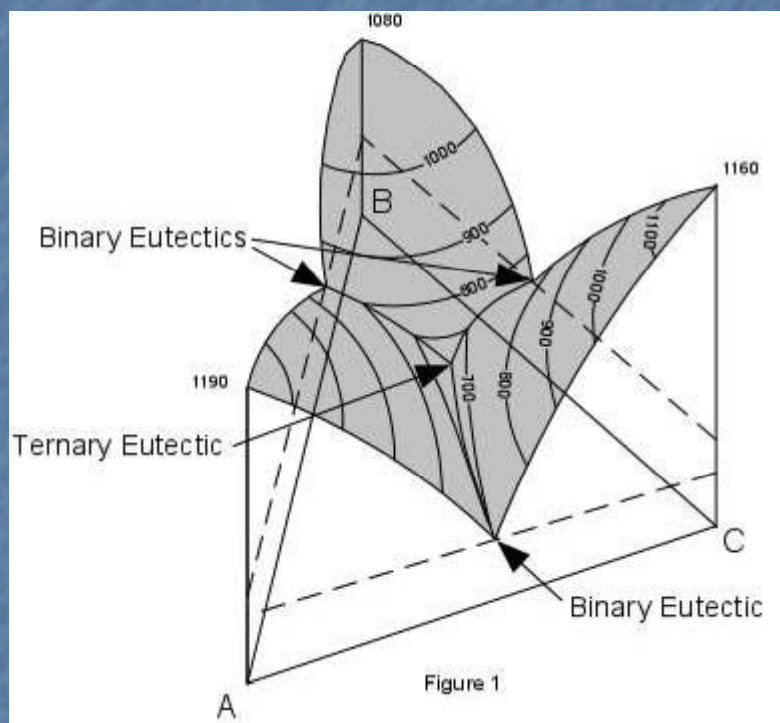
شکل ۳-۴۰ سیستم دو تشکیل دهنده با دو محلول جامد

هر سیستم دوتایی با تعادل دو محلول جامد :
در شکل (3-40) سیستمی با دو سری محلول جامد نشان داده شده است .

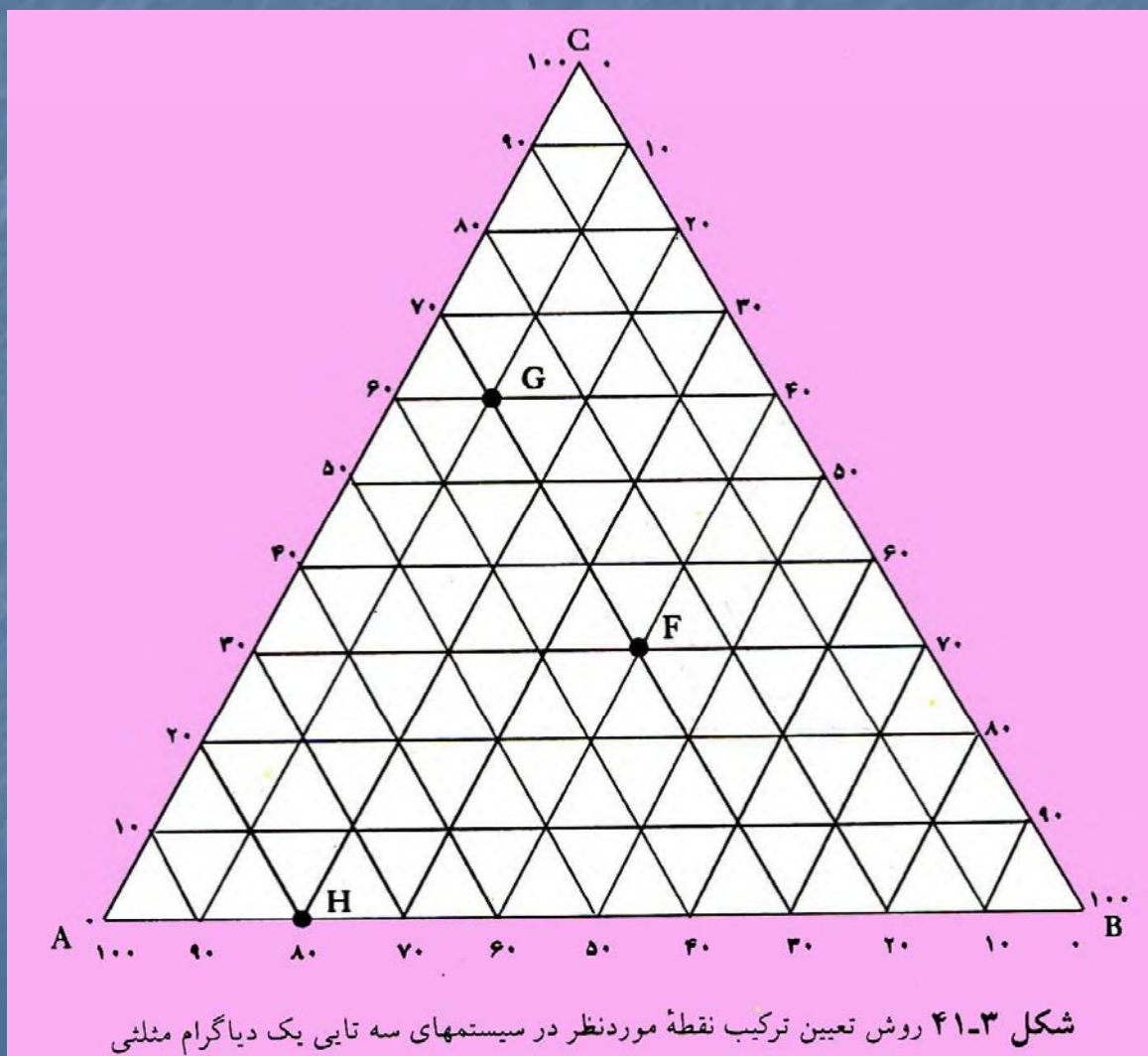
اگر ترکیب 1 سرد شود ، در درجه حرارت T_1 بلور هایی با ترکیب K ایجاد می کند و آخرین قطره مایه ، بلورهای محلول جامد L را تولید می کند . در پایین تر از درجه حرارت T_2 بلور های L به صورت محلول جامد همگن S_1 باقی می ماند .

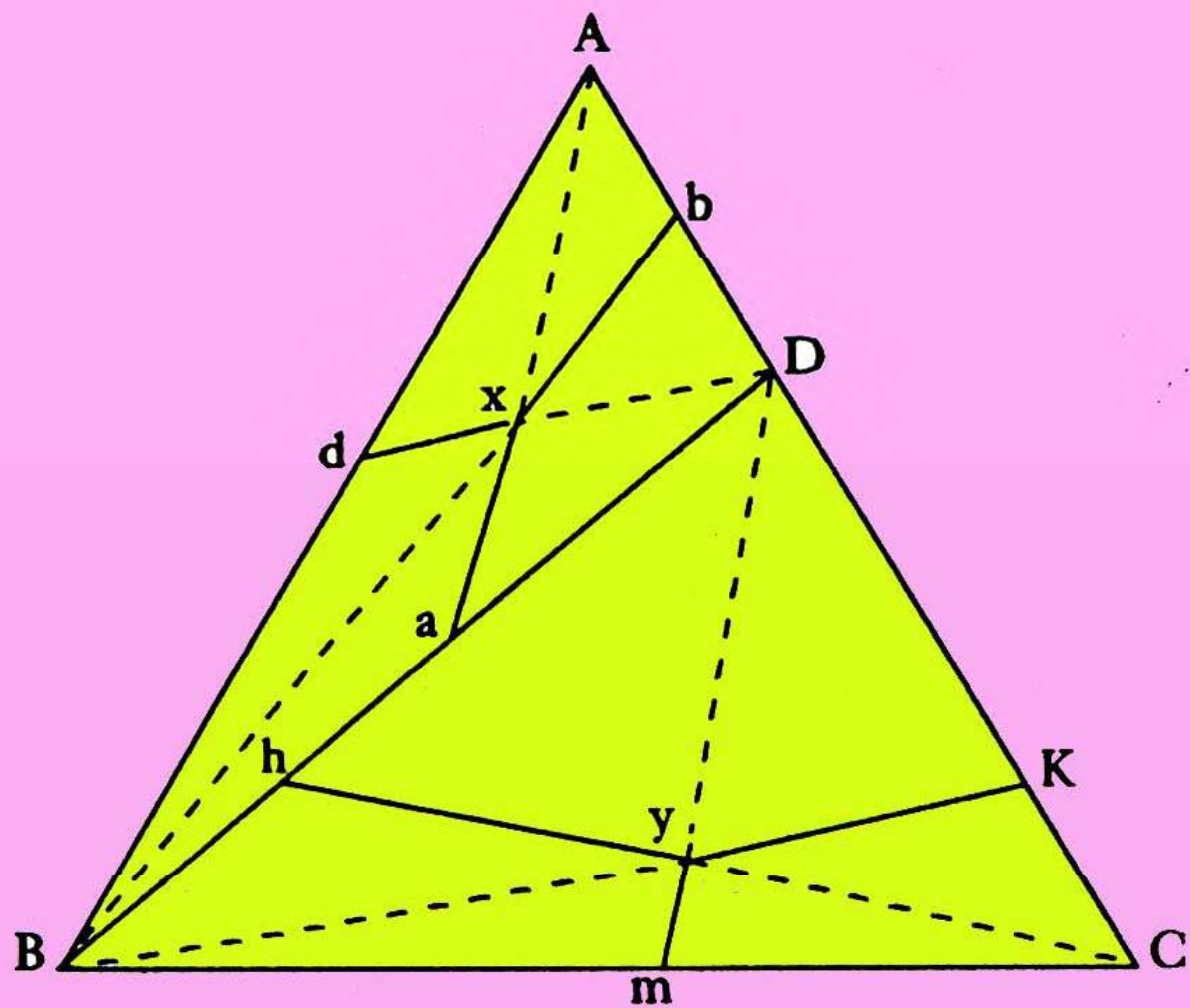
اگر ترکیبی مانند (2) را داشته باشیم و آنرا سرد کنیم در پایین تر از درجه حرارت (T_E) دو محلول جامد S_1 و S_2 متبلور می شوند . در اینجا E نقطه اتکتیک است و تعریف نقطه اتکتیک در آن صدق می کند .

سیستم های سه تشکیل دهنده :

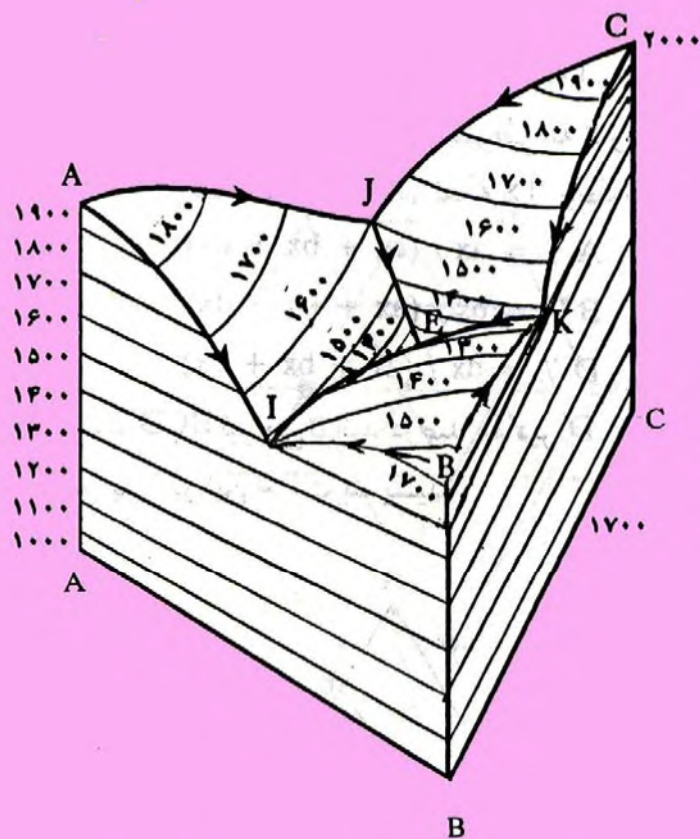


می دانیم فاصله هر نقطه در داخل مثلث (شکل 3-41) عبارت از خط عمودی است که به ضلع مجاور فرود می آید .
تعداد تشکیل دهنده در هر نقطه از داخل مثلث 3-C ؛ در هر ضلع مثلث 2-C ؛ در هر گوشه مثلث 1-C است .





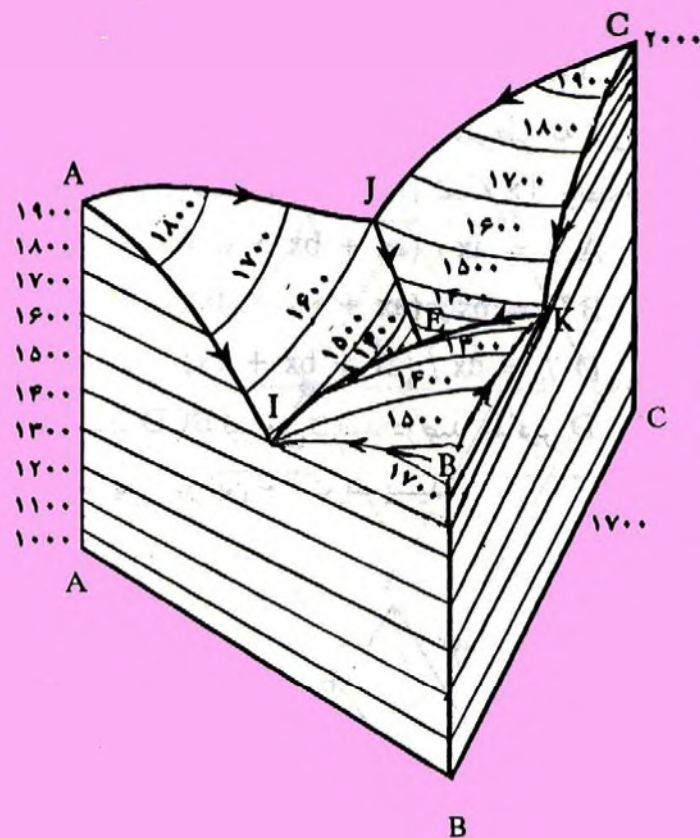
شکل ۴۲-۳



در شکل (3-43) هر یک از اضلاع AB ، BC و AC یک سیستم دو تشکیل دهنده هستند که هر کدام به طریق اتکتیک ساده متبلور می شود . E نقطه ی اتکتیک سه تایی است سطوح مؤرب $AJEI$ ، $IEKB$ و $JEKC$ سطوح لیکیدوس هستند . خطوط حد (یا خطوط کوتکتیک) در شکل فوق عبارتند از : IE و JE و EK ؛ در امتداد این خطوط دو فاز جامد و یک مایع حضور دارد .

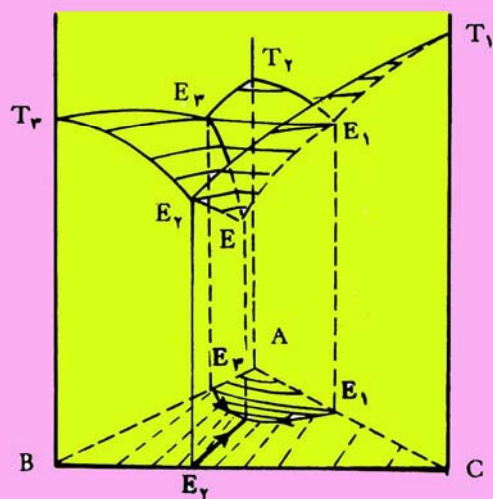
شکل ۳-۴۳ نمایش به طرق بلوک دیاگرام سیستمهای سه تایی که در آن سطوح لیکیدوس و منحنیهای ایزوترم به خوبی دیده می شوند.

سیستم هایی که دارای سه تشکیل دهنده هستند ، معمولاً به صورت کندانسه مطالعه می شوند . تعادل مایع - جامد را به طریق دیاگرام مثلثی نشان می دهیم . در چنین دیاگرام هایی ترکیب یک مایع و یا جامد به صورت یک نقطه نشان داده می شود مشخص می شود (شکل 3-43) .



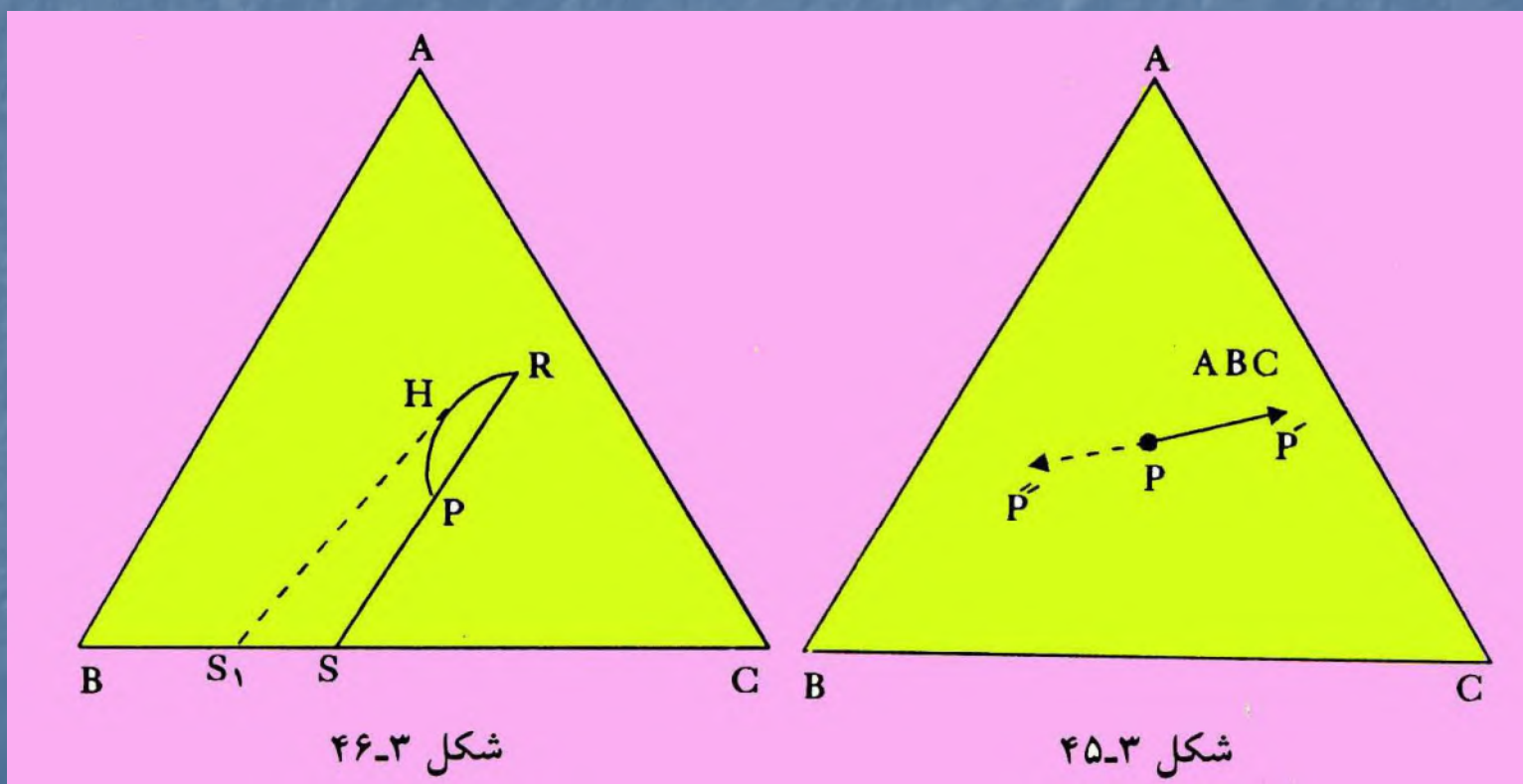
شکل ۳-۴۳ نمایش به طرق بلوک دیاگرام سیستمهای سه تایی که در آن سطوح لیکیدوس و منحنیهای ایزوترم به خوبی دیده می شوند.

برای اینکه بتوانیم مراحل مختلف تبلور را در سیستم های سه تایی تعقیب کنیم آنها را به صورت مثلث نشان می دهیم . (شکل 3-44)



شکل ۳-۴۴ سیستم سه تایی بدون محلول جامد که به صورت تصویر افقی و قائم نشان داده شده است. نقاط T مربوط به هریک از تشکیل دهنده های خالص است. E نقاط اتکتیک است. منحنیهای ایزوترم در هر دو دیده می شوند.

در دیاگرام های سه تایی هنگامی که مخلوط مشخصی را اضافه و یا کم کنیم ، نقطه نمایش ترکیب در امتداد خطّ راست تغییر می کند . (مثل سیستم دیوپسید و آنورتیت) ولی در سیستم هایی که سه تشکیل دهنده وجود دارد با تبلور بلور ها ترکیب مایع تغییر خواهد کرد ، اصولاً تغییر ترکیب مایع در سیستم های سه تایی در امتداد خطّ منحنی است مانند منحنی PHR که نمایش دهنده ترکیب تدریجی مایع ضمن تبلور است (شکل 3-46 و شکل 3-45) . در واقع مسیر حالت محلول جامد به صورت منحنی است .

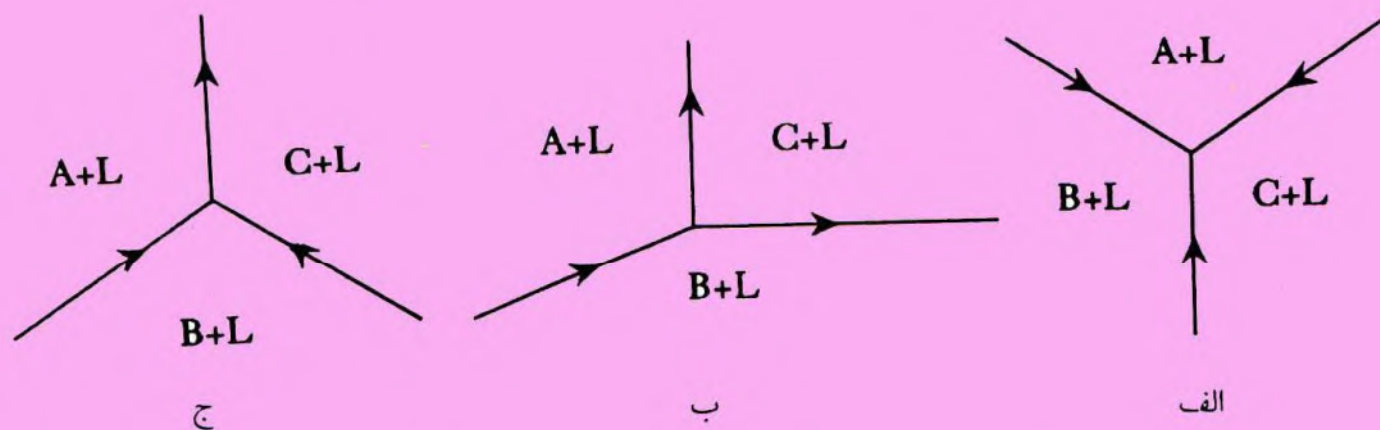


در امتداد خطوط یا منحنی های حد که به آن خط کوتکتیک هم می گویند شرایطی برقرار است که در آن ها سه فاز (2 جامد و یک مایع متعادل با آن) وجود دارند. تبلور در امتداد این منحنی ها را تبلور کوتکتیک می گویند. چون خطوط کوتکتیک به طرف کمترین درجه حرارت (مطابق فلش موجود) پیش می روند لذا در داخل مثلث همدیگر را قطع می کنند در محل تقاطع سه حالت اتفاق می افتد که در شکل (3-47) نشان داده شده است.

الف) نشانه ی اتکتیک سه تایی است.

ب) یکی از فاز های A یا B در مایع حل می شوند و C در محل تقاطع متبلور می شود.

ج) نشانه ی نقطه ی واکنش است. در این حالت فاز B در مایع تحلیل می رود.



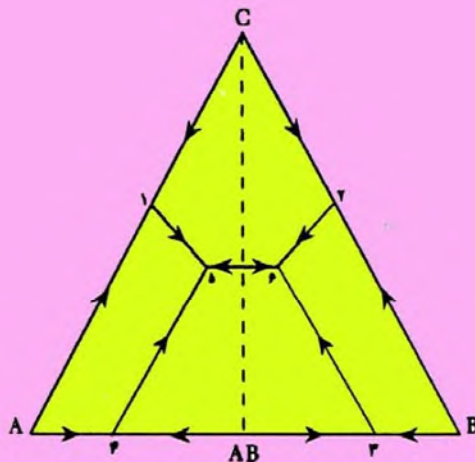
شکل ۳-۴۷ حالات مختلف خطوط کوتکتیک، الف) نقطه اتکتیک سه تایی؛ ب) حذف جامد؛ ج) نقطه پری تکتیک

حالت اول - سیستم سه تایی بدون محلول جامد:

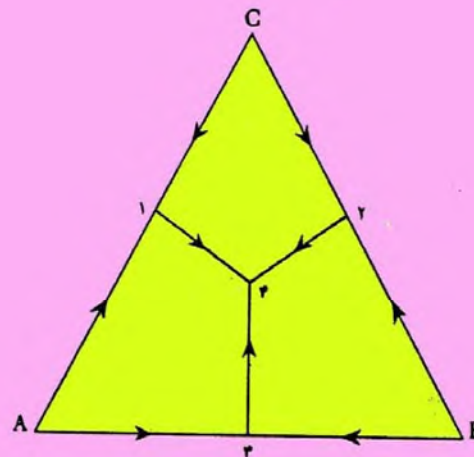
بر حسب نوع قلمرو تشکیل دهنده های مرکب یا حد واسط ، چهار حالت وجود دارد که در شکل (3-48) نشان داده شده است .

شکل (الف) ، حالت کلی سیستم سه تایی بدون محلول جامد است .

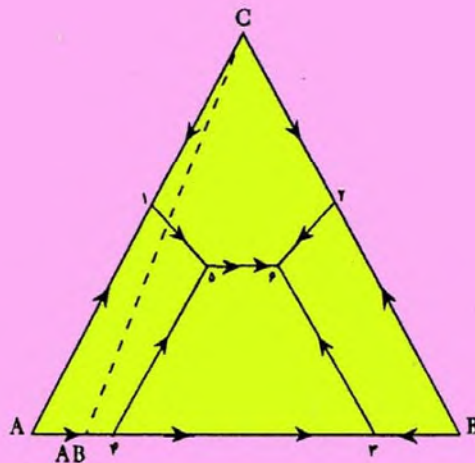
در شکل (ب) محل تقاطع خط اتصال C-AB و منحنی 5-6 رامی توان یک نقطه اتکتیک ماده دو تایی در نظر گرفت .
در شکل (ج) و شکل (د) فقط نقطه ی 6 یک نقطه ی اتکتیک سه تایی است .



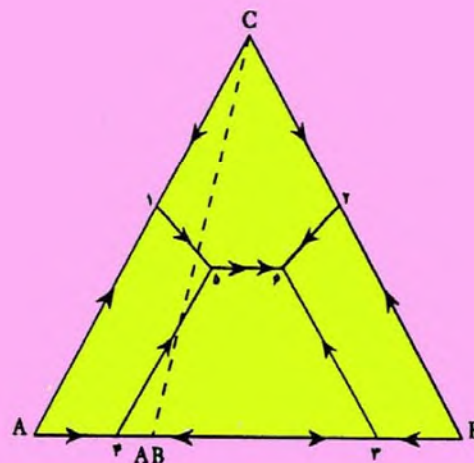
ب



الف

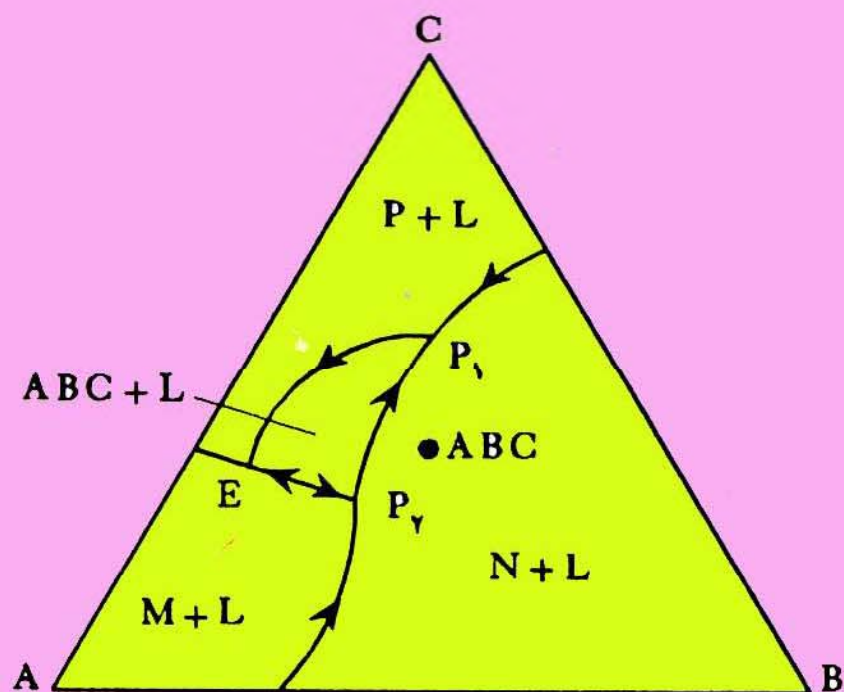


د

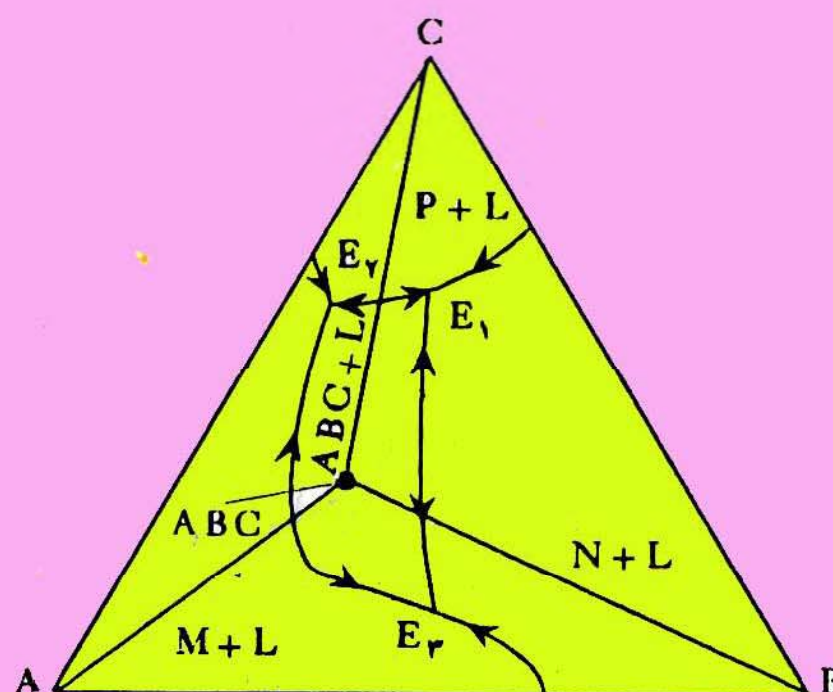


ج

شکل ۳-۴۸ چهار حالت کلاسیک از سیستم سه تایی با نقطه اتکتیک سه تایی.

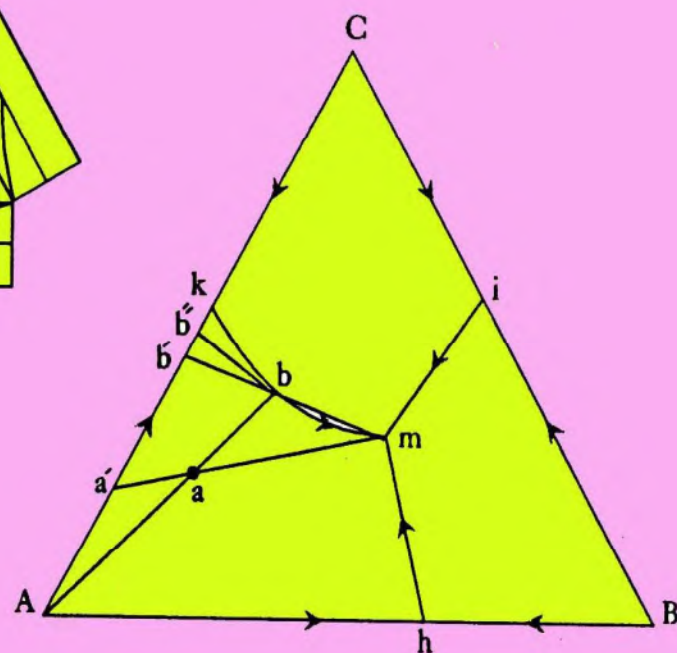
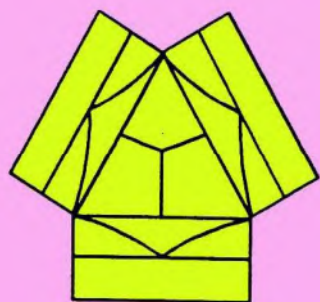


ب



الف

شکل ۴۹-۳ واکنش بین تشکیل دهنده‌های اصلی و ایجاد تشکیل دهنده چهارم ABC .

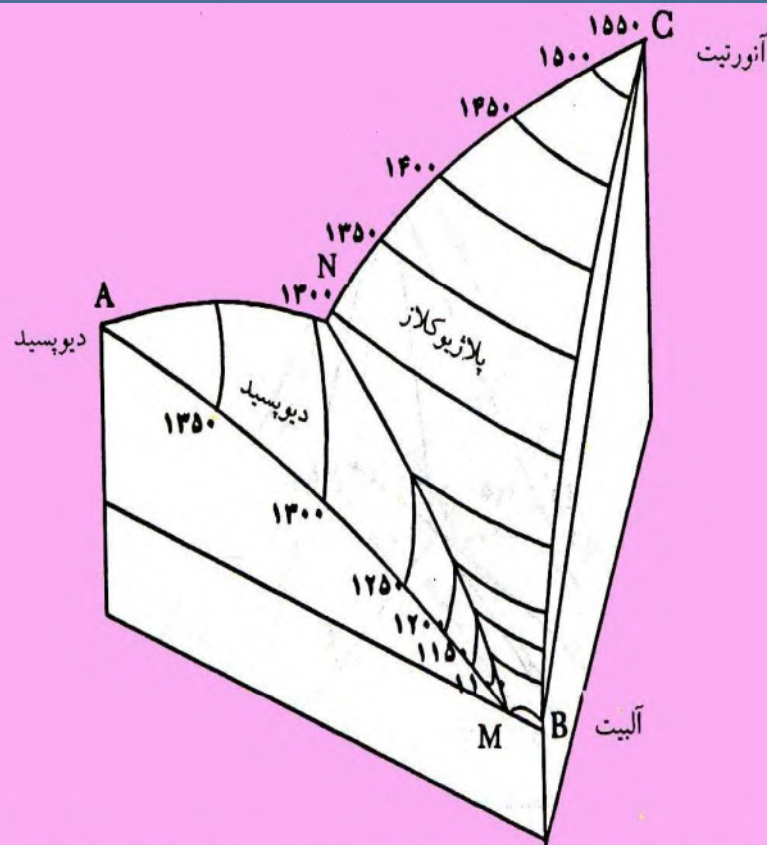


شکل ۳-۵۰ تبلور در سیستم ساده سه تایی بدون محلول جامد (از آندرسن ۱۹۱۵)

تمرین ۱ - سیستم سه تایی بدون حالات حدّ
واسط: (شکل ۳-۵۰)

مراحل تبلور ماده مذابی با ترکیب a که در قلمرو A قرار دارد چنین است: خط راست که از a و A می گذرد منحنی حد را در نقطه b قطع می کند از a تا b بلورهای A ایجاد می شوند. با تبلور A ترکیب مایع از A دور می شود و در امتداد خط ab به طرف b تغییر می کند. در نقطه b ماده C شروع به تبلور می کند و A و C به طریق کوکتیک با هم متبلور می شوند و ترکیب مایع در امتداد خط bm تغییر می کند، در نقطه m تشکیل دهنده های A ، B و C در درجه حرارت ثابت با هم متبلور می شوند و این تبلور آنقدر ادامه دارد تا مایع به کلی از بین برود.

حالت دوم — سیستم سه تایی با محلول جامد :
در سیستم هایی که محلول جامد (سولسیون سولید) وجود دارد جریان تبلور در قلمرو محلول جامد به صورت خط غیر
مستقیم یا منحنی است .



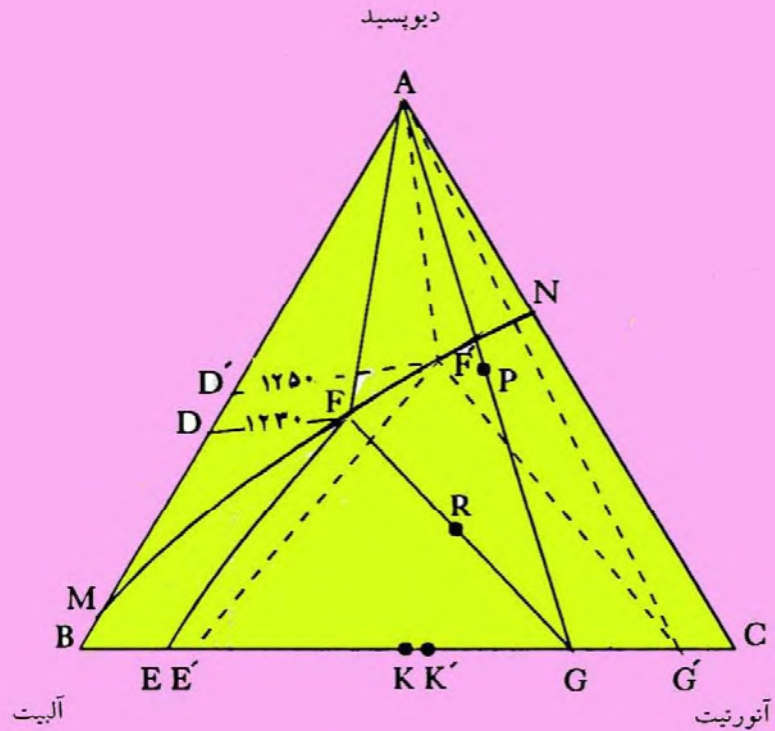
شکل ۵۱-۳ نمایش به طریق بلوک دیاگرام در سیستم سه تایی دیوپسید - آلبیت - آنورتیت، بین آنورتیت و آلبیت محلول جامد (سولسیون - سولید) وجود دارد.

مثال 1 - سیستم آلبیت - آنورتیت - دیوپسید : (شکل 3-51)

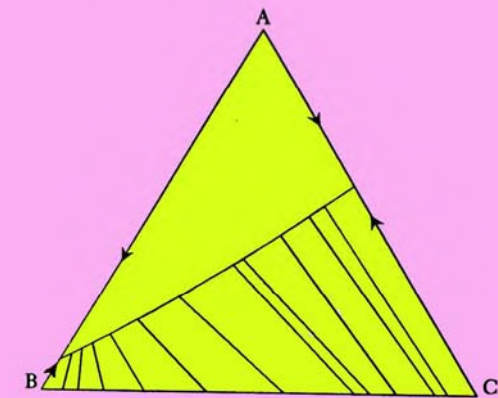
می دانیم که آلبیت و آنورتیت سیستم دو تایی با محلول جامد تشکیل می دهند ولی آنورتیت با دیوپسید و آلبیت با دیوپسید سیستم های دوتایی ساده با اتکتیک دوتایی تشکیل می دهند . در سیستم سه تایی مذکور اتکتیک سه تایی وجود ندارد .

در این سیستم دو قلمرو تبلور وجود دارد (1) دیوپسید (2) پلاژیوکلاز و در نتیجه سطح لیکیدوس در آن به دو قسمت تقسیم شده است . بین آلبیت و آنورتیت نقطه ی اتکتیک دوتایی نداریم . M و N نقطه ی اتکتیک دوتایی هستند (در شکل 3-51) .

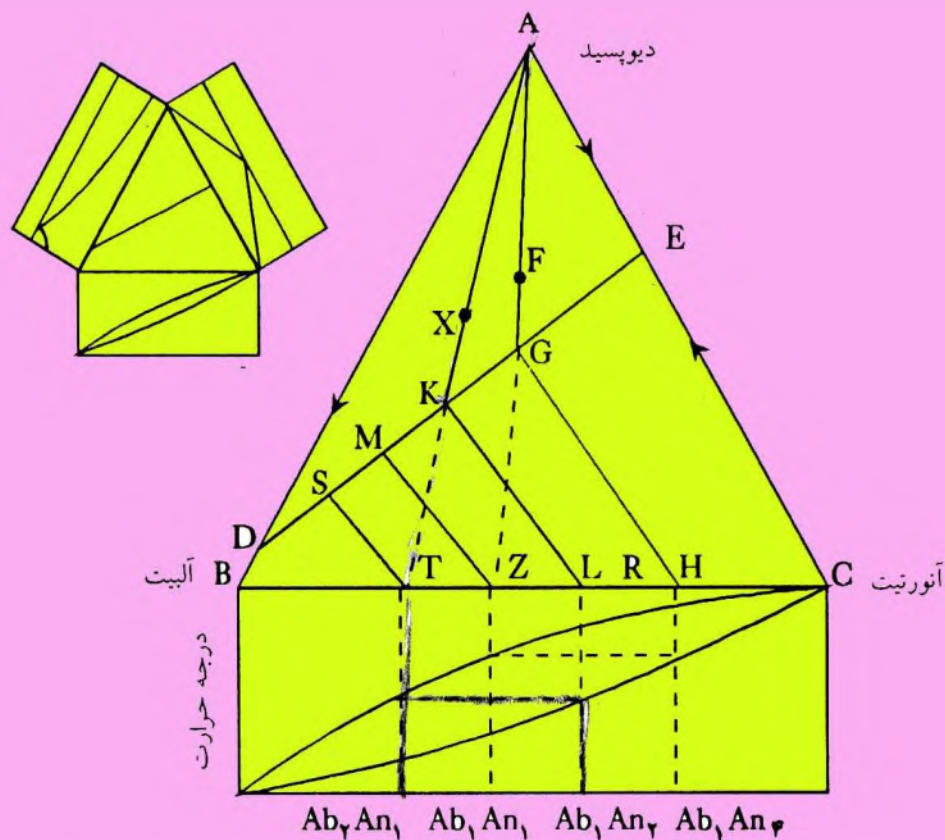
در شکل (3-52)
خط منحنی MN
منحنی حد بین
دیوپسید و
پلاژیوکلاز است.



شکل ۳-۵۲ حدود فازها جامد و مایع در ۱۲۳° و ۱۲۵° درجه سانتیگراد در سیستم سه تایی آل بیت - آنورتیت - دیوپسید.



شکل ۳-۵۳ منحنی حد و مرزهای سه فاز در سیستم آل بیت - آنورتیت - دیوپسید

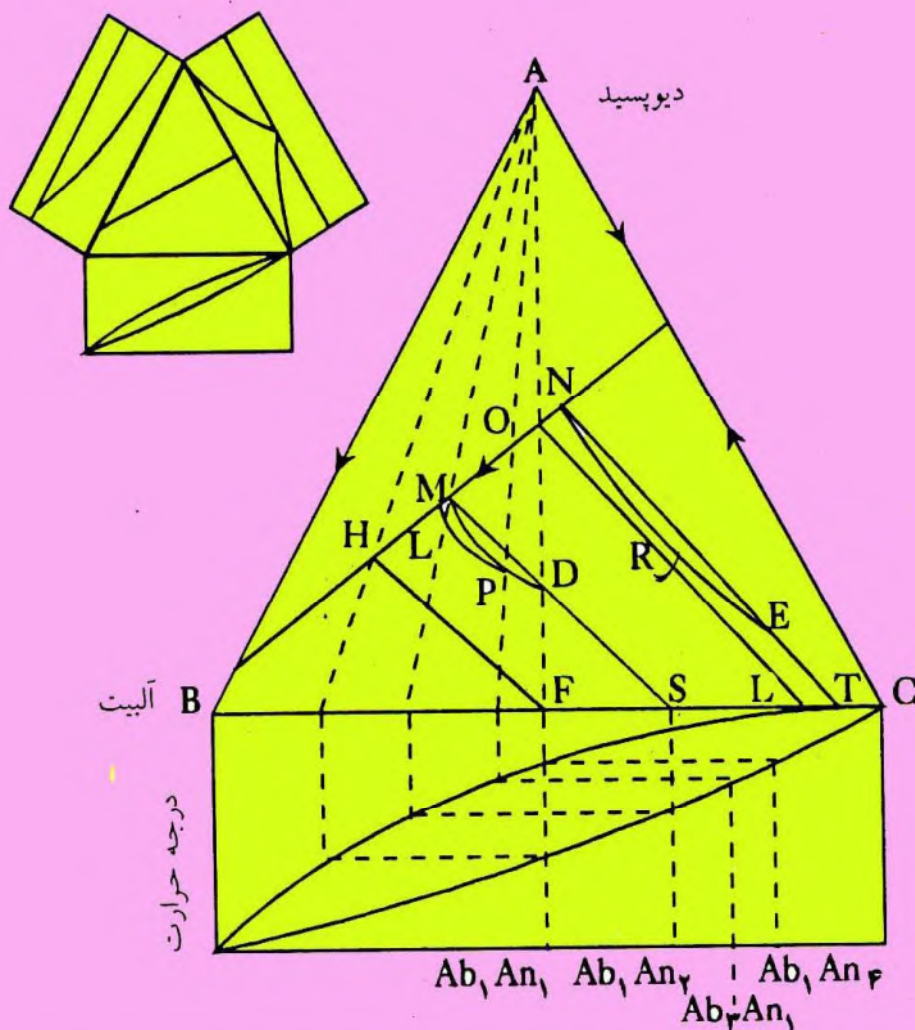


شکل ۵۴-۳ مراحل تبلور در قلمرو دیوپسید در سیستم سه تایی آلبیت - آنورتیت - دیوپسید.

الف) تبلور مایعی که در قلمرو دیوپسید قرار دارد:

آخرین قطره ی مایع برای F در M و برای X در S خشک می شود. (شکل 3-54) GH و KL و MZ و ST مرزهای سه فاز هستند.

مثال: اگر مایعی با ترکیب X فرض شود. با کاهش درجه حرارت ترکیب مایع در امتداد AXK تغییر می کند. در 1218 درجه سانتی گراد، مایع ترکیب K و پلاژیوکلاز دارای ترکیب L ($Ab_{10}An_{90}$) در نقطه ی S تمام مایع از بین می رود و پلاژیوکلازی با ترکیب 1 حاصل می شود. آخرین بلورها دارای ترکیب مایع اولیه هستند و از دیوپسید و پلاژیوکلاز تشکیل شده اند.



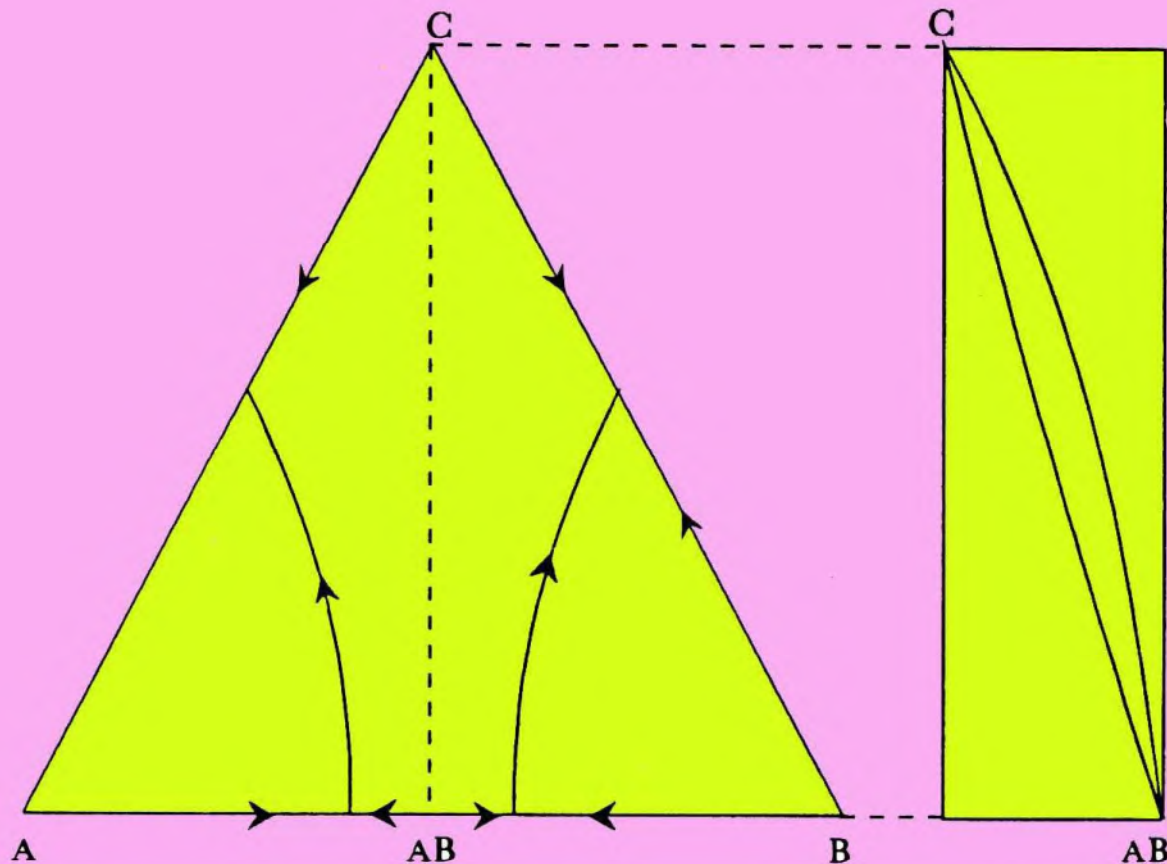
شکل ۳-۵۵ تبلور در قلمرو پلاژیوکلاز از سیستم سه تایی آل بیت - آنورتیت - دیوپسید

(ب) تبلور مایعی که در قلمرو پلاژیوکلاز قرار دارد (در حال تعادل):

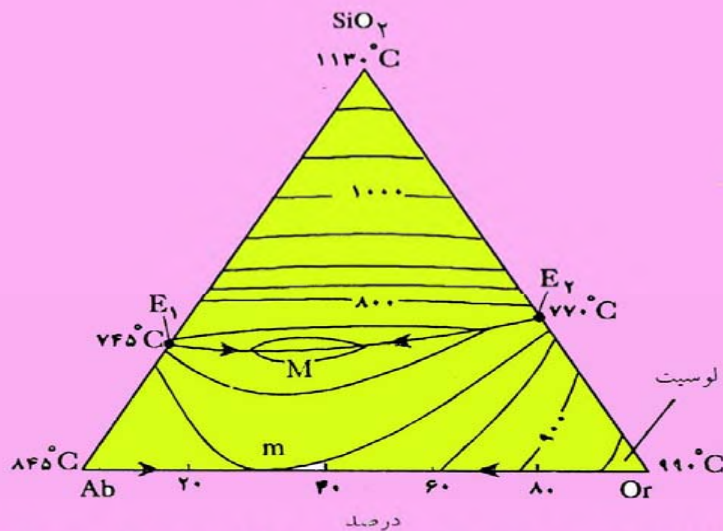
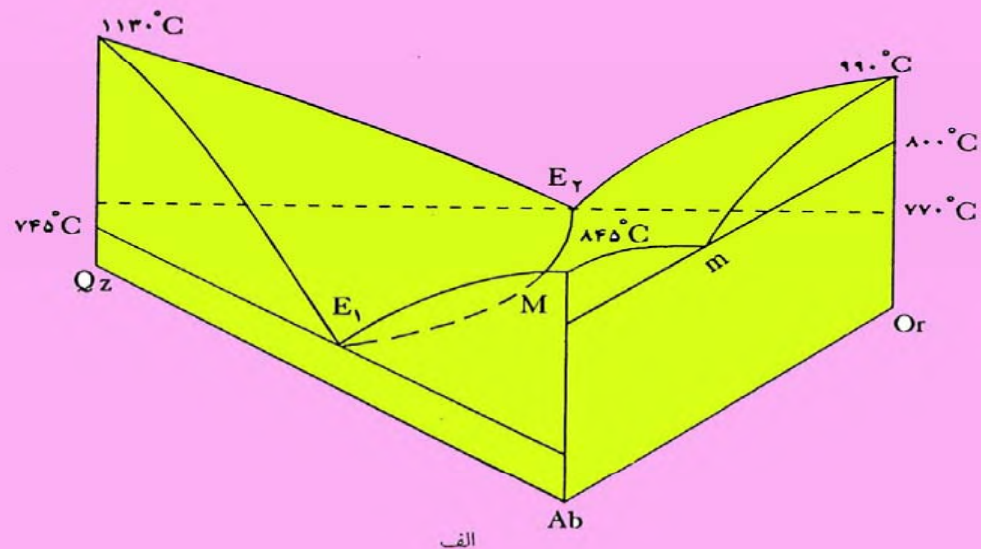
(شکل 3-55)

هر مایع که در این قلمرو فرض شود اولین بلوری که از آن حاصل می شود پلاژیوکلاز است و ترکیب مایع در امتداد یک خط منحنی به طرف منحنی حد تغییر می کند.

مثال 2) سیستم سه تایی با حد واسطی که دارای محلول جامد است :
 شکل (3-56) حالتی از سیستم سه تایی است که در آن بین دو تشکیل دهنده A و B حد واسط AB وجود دارد و در عین حال بین تشکیل دهنده سوم یعنی C و AB محلول جامد پیوسته و کاملی وجود دارد .

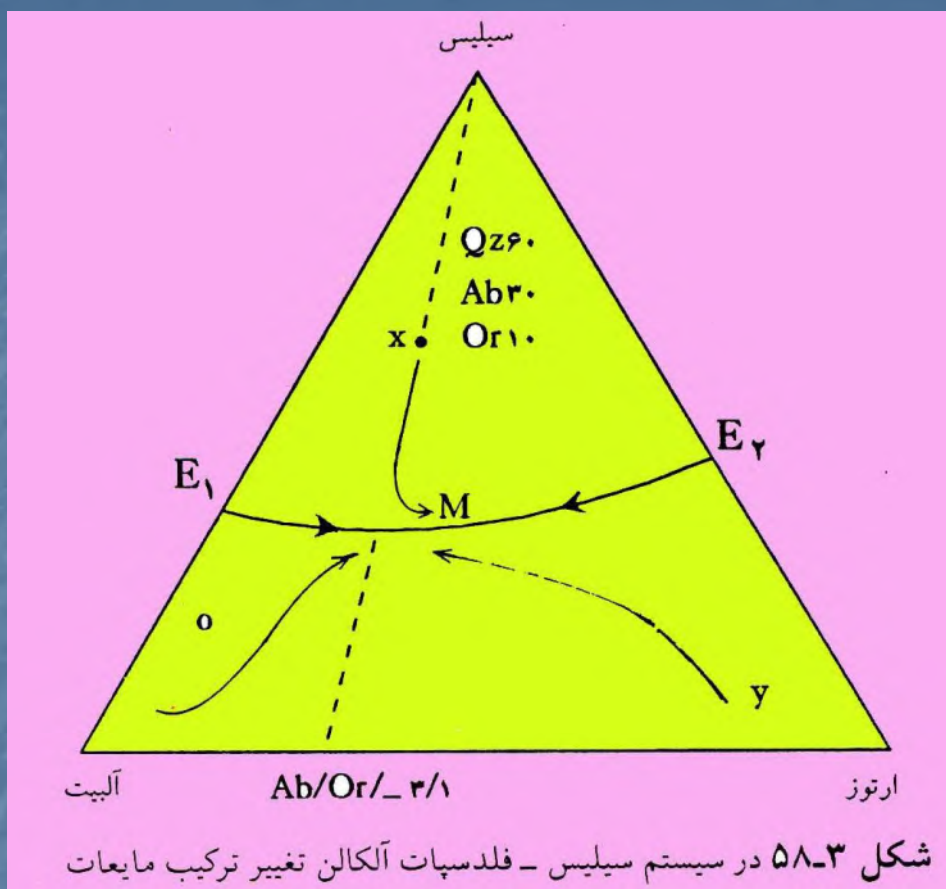


شکل ۳-۵۶ سیستم سه تشکیل دهنده ای که بین A و B فرم حد واسط AB وجود داشته و بین AB و تشکیل دهنده سوم یعنی C حالت محلول جامد برقرار می کند.



شکل ۳-۵۷ الف) سیستم سیلیس - آلپیت-ارتوز در دو کیلو بار فشار آب - محل نقطه مینیمم و اتکتیکهای دوتایی را مشخص کنید، در شکل ب) تصویر افقی همان سیستم.

مثال 3) سیستم سیلیس - آلپیت - ارتوز :
در این سیستم بین ارتوز و آلپیت محلول جامد
با نقطه مینیمم و سولوس وجود دارد (شکل
3-57) برای درک این سیستم ، آن را به صورت
برجسته نمایش داده ایم _ شکل 3-57)



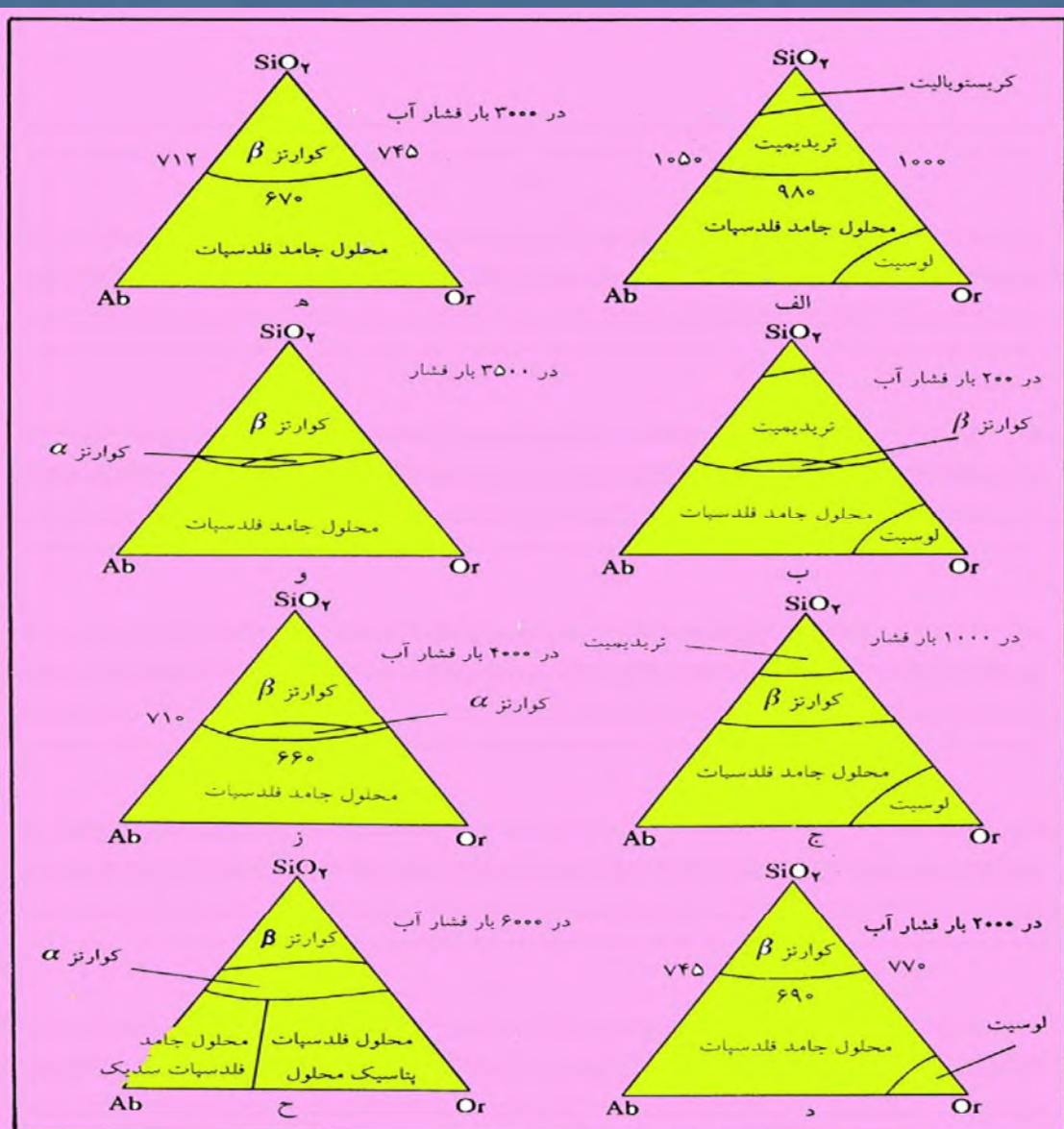
گودی ای که با حرف M نشان داده شده است یک مینیمم حرارتی است. با شناختی که از سیستم های دوتایی سیلیس-آلبیت، سیلیس - ارتوز و سرانجام ارتوز - آلبیت داریم می توانیم مراحل تبلور سیستم سه تایی فوق را توضیح دهیم تبلور در نقطه مینیمم کوارتز-فلدسپات آلکالن و تشکیل سنگ میکرو پگماتیت را در شکل (3-59) مشاهده می کنیم.

در شکل (3-58) از تبلور در قلمرو فلدسپات ها مثلاً در نقطه ی Y، مشاهده می شود که قبل از اینکه ترکیب مایع معادل نقطه M شود خشک می شود و جامدی با ترکیب گرانیت ایجاد می شود.



شکل ۵۹-۳ تبلور در نقطه مینیمم کوارتز - فلدسپات آکالن: وجود تیغه‌های کوارتز در داخل فلدسپات، تبلور همزمان آنها را ثابت می‌کند ولی در درجات حرارت پایینتر، تیغه‌های آلبیت از فلدسپات پتاسیم‌دار جدا شده، منجر به تشکیل پرتیت گردیده است. به این سنگ میکروپگماتیت اطلاق می‌کنیم (۱۵ برابر).

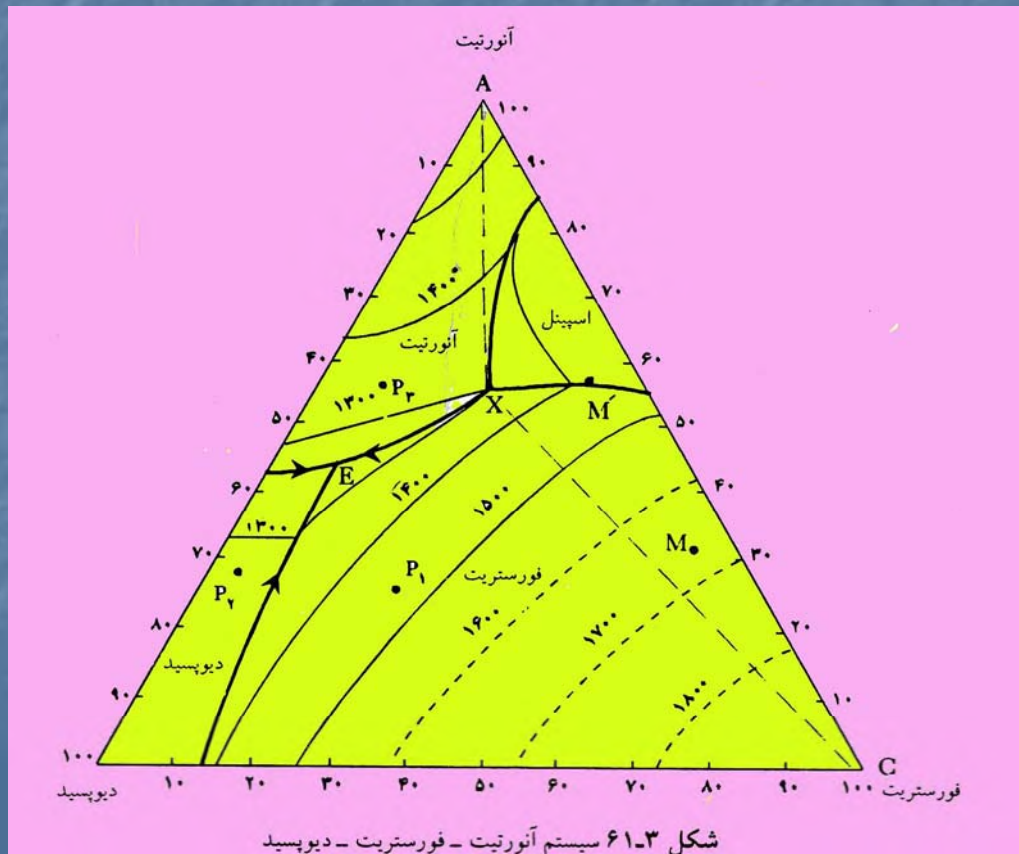
در شکل (3-60) قلمرو پایداری کانی ها در سیستم سیلیس-آلبیت-ارتوز-آب (با توجه به فشار متفاوت آب) نشان داده شده است.



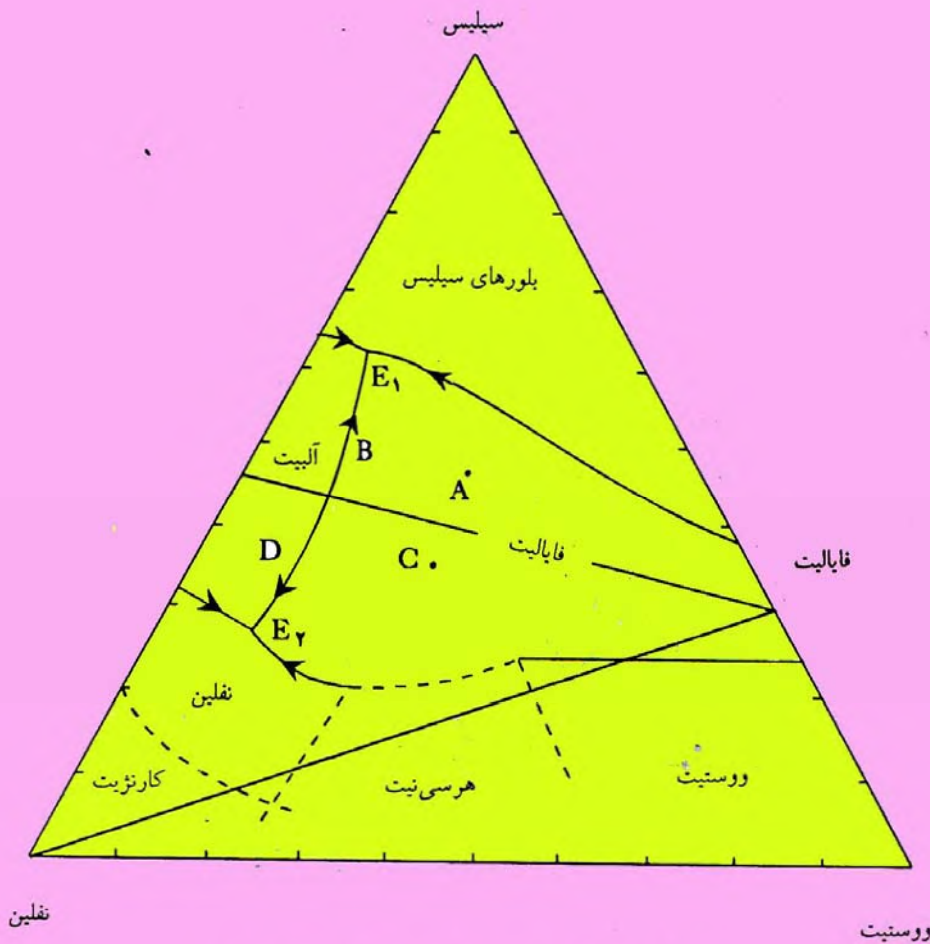
شکل ۳-۶۰ قلمرو پایداری کانیها در سیستم سیلیس-آلبیت-ارتوز-آب (با توجه به فشار متفاوت آب). مقایسه حالت هشتگانه مخصوصاً درجات حرارت مینیمم و فاز کانیها در فشارهای مختلف جالب توجه است.

مثال 4) سیستم آنورتیت - فورستريت - دیوپسید :
در شکل (3-61) نقطه ی E اتکتیک سه گانه است .

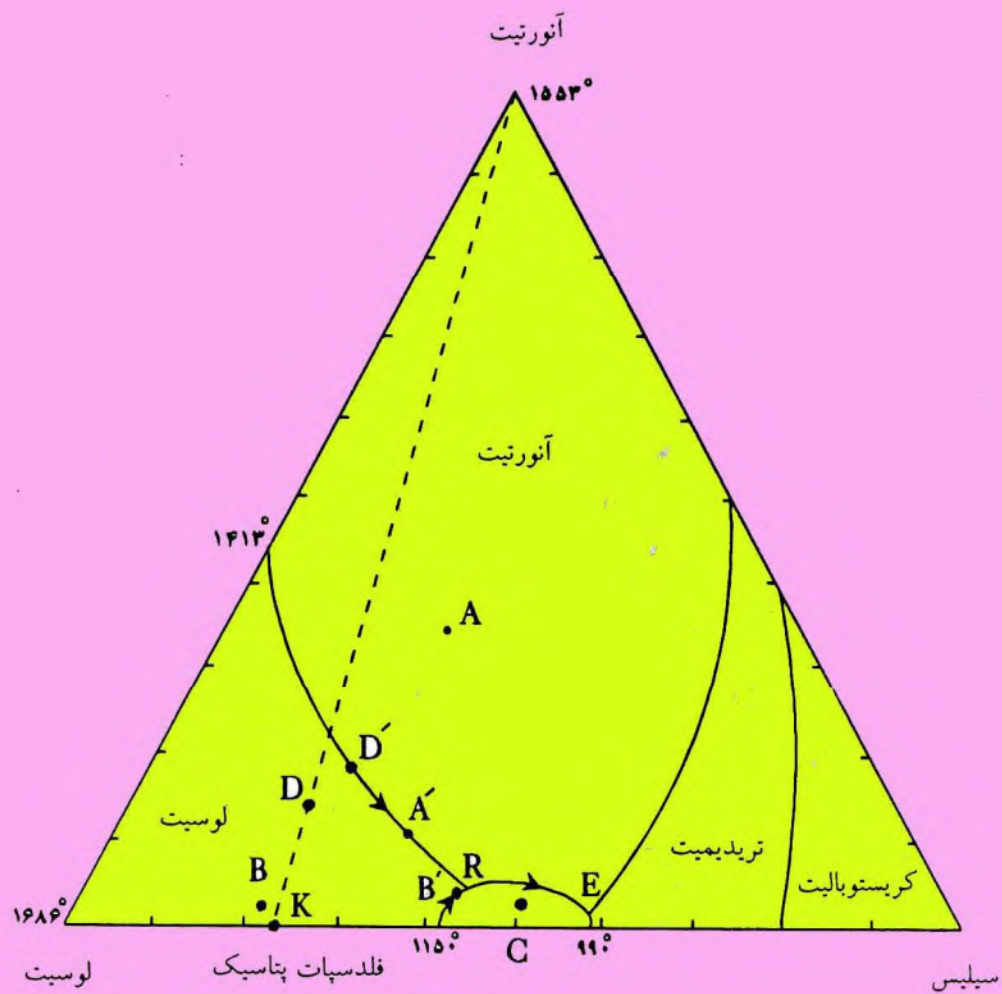
برای دنبال کردن مراحل تبلور نقطه ای مانند M که در خانه ی فورستريت قرار دارد، ابتدا خطی از C به M وصل کرده تا به $\bar{M}$ برسد . از M تا $\bar{M}$ فورستريت متبلور می شود . سپس در نقطه ی X تمام بلور های اسپینیلی که از M' تا X ایجاد شده بودند با مایع باقی مانده واکنش می دهند و از بین می روند و به جای آن آنورتیت و فورستريت با هم متبلور می شوند . در E ، دیوپسید هم همراه آن ها متبلور می شود. X نقطه ی واکنش است (شکل 3-61)



مثال 5) سیستم سیلیس - نفلین - ووستیت :
 در این سیستم (شکل 3-62) اولاً بین سیلیس -
 ووستیت (FeO) ، ترکیب حدّ واسطه فایالیت
 (Fe_2SiO_4) و ثانیاً بین سیلیس و نفلین
 (NaAlSiO_4) ترکیب حدّ واسطه آل بیت وجود
 دارد . بنابراین دارای دو خط اتصال آل بیت -
 فایالیت و نفلین - فایالیت است .



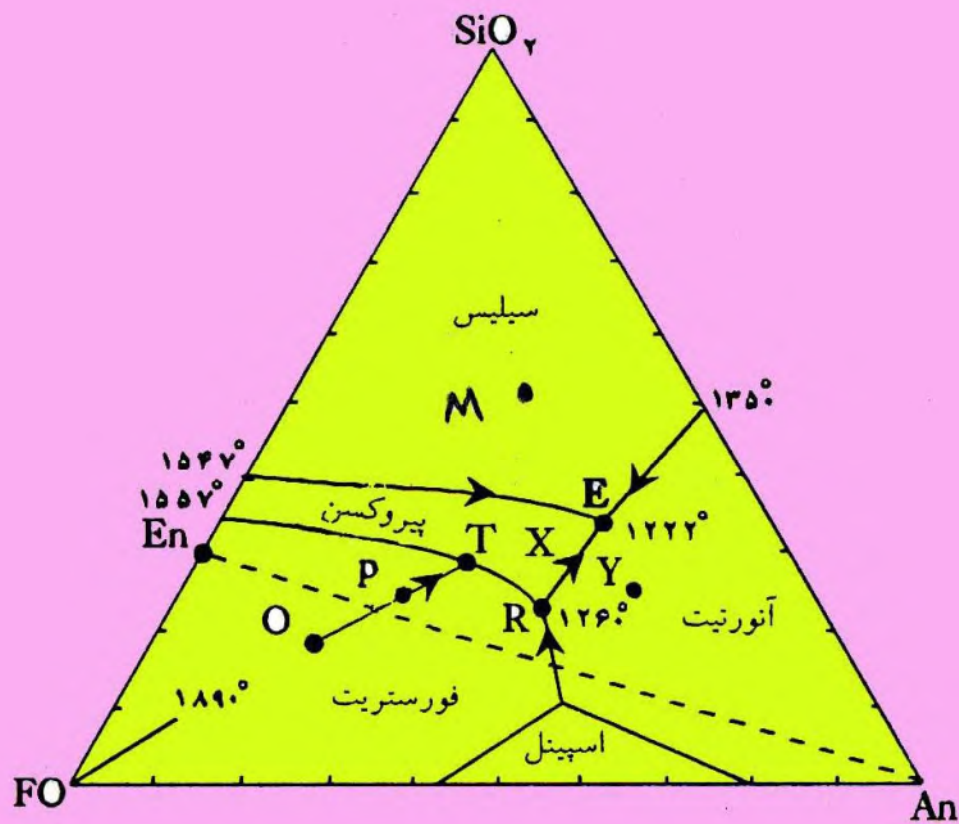
شکل ۳-۶۲ سیستم سیلیس - نفلین - ووستیت



شکل ۳-۶۳ سیستم آنورتیت - لوسیت - سیلیس

مثال 6) سیستم آنورتیت - لوسیت - سیلیس :
در این سیستم نیز مطابق شکل (3-63) بین
لوسیت و کوارتز ، ترکیب حد واسط فلدسپات
پتاسیم دار وجود دارد . بنابراین دارای خط
اتصال آنورتیت - فلدسپات پتاسیم است . هر
ترکیبی که بر روی این خط چین قرار گیرد ،
محصول حاصل از سرد کردن آن ، در نهایت
مقداری لوسیت خواهد داشت . و اگر در سمت
راست خط چین باشد در نهایت لوسیت نخواهد
داشت .

مثال :) برای مایعی که نهایتاً فاز هایش لوسیت
و فلدسپات پتاسیک و آنورتیت است ترکیب
اولیه نقطه B بوده است .



شکل ۳-۶۴ سیستم آنورتیت An - فورستریت FO - سیلیس SiO_2

مثال 7) سیستم آنورتیت - فورستریت - سیلیس:

به کمک این سیستم می توان مراحل تبلور بازالت ها و تا اندازه ای اقسام مختلف آن ها را توضیح داد. (شکل 3-64).

بین سیلیس و فورستریت (FO) ترکیب حد واسطه انستاتیت (En) و در نتیجه خط حد واصل An-En وجود دارد.

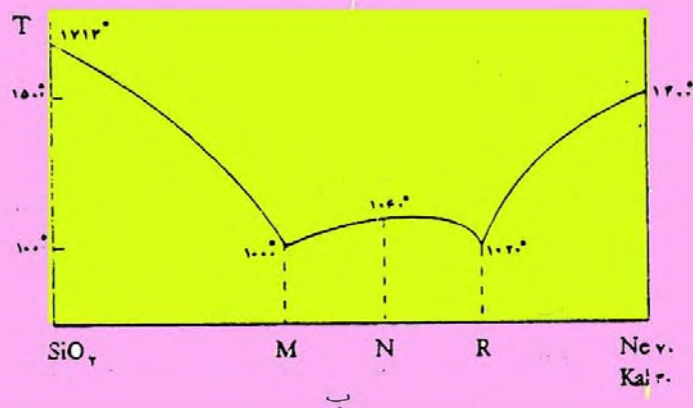
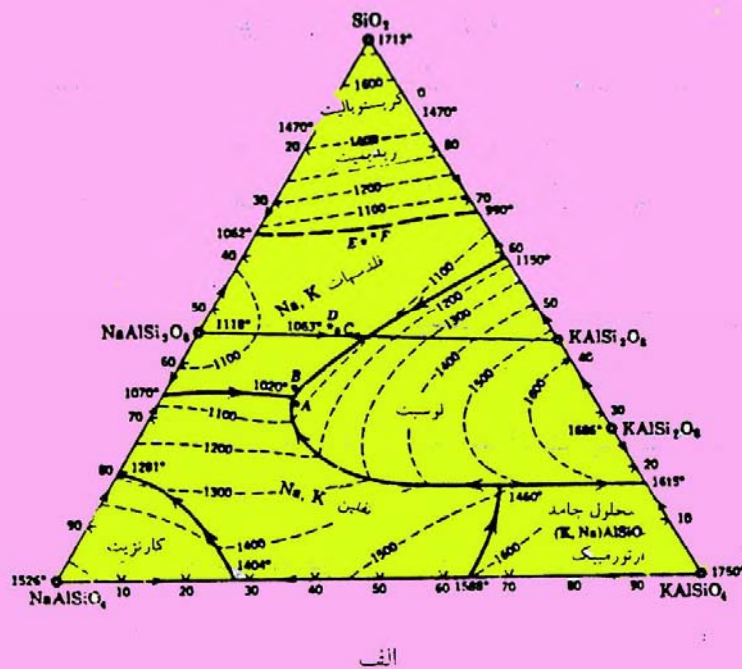
در هر قلمرو که باشیم ابتدا ترکیب همان قلمرو متبلور می شود.

هر گاه در هنگام تبلور نقطه ی O قسمتی از بلور های الیوین را جدا کنیم - در طبیعت به وسیله ی ته نشین شدن بلور ها) به تدریج ترکیب به مقطه E نزدیک می شود. و در آخرین مرحله ماگمایی سیلیس دار بر جا می ماند.

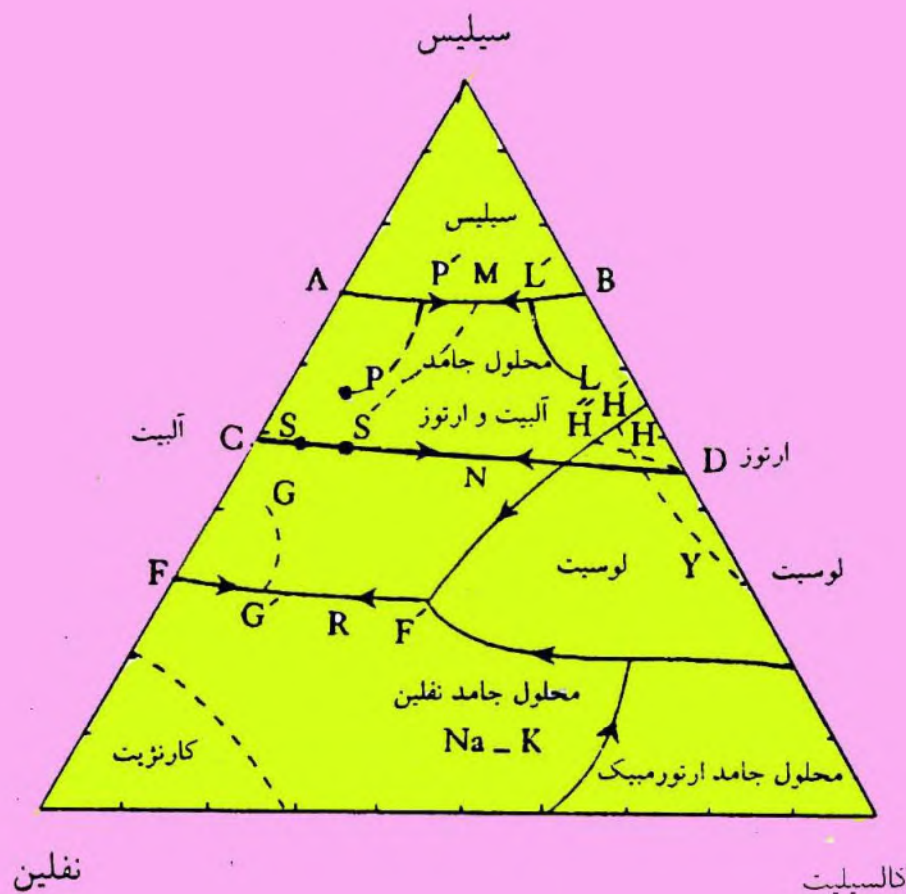
سیستم سیلیس - نفلین - کالسیت:

این سیستم را سیستم

باقیمانده هم می گویند ، زیرا تمام ترکیبات بازالتی پس از تبلور و تفکیک در مراحل پایانی به این ترکیب منتهی می شوند .
بین سیلیس و نفلین ، ترکیب حد واسط آلبیت و بین سیلیس و کالسیت ترکیب حد واسط ارتوز وجود دارد لذا سیستم مزبور دارای ترکیب حد واسط و خط اتصال بین آلبیت و ارتوز است . (شکل های 3-65 و 3-66)
روی این خط سینیت و یا تراکیت داریم .



شکل ۳-۶۵ سیستم سیلیس - کالسیت - نفلین یا سیستم باقیمانده الف) روابط تعادلی در سیستمهای ماگمایی آکالن باقیمانده، ب) مقطع قائم از داخل همین سیستم

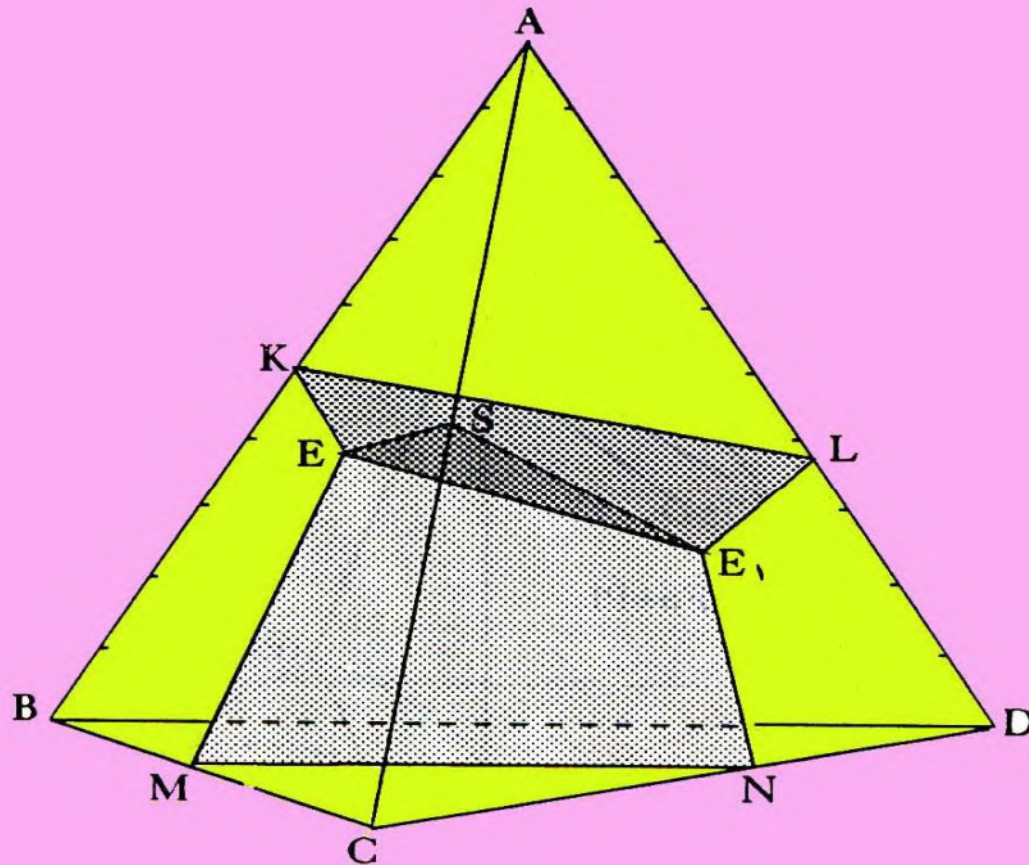


از تبلور نقاطی با ترکیب
 L, P, M و H (در شکل
 66-3) سنگ های سرشار از
 سیلیس (مثلاً گرانیت یا
 ریولیت) تولید می شود .
 مسلماً هر نقطه که روی
 خط اتصال CD قرار
 داشته باشد ، بلور های
 فلدسپات آلکالن از آن
 تولید می شود ، این حالت ،
 تشکیل سنگ های سینیتی و
 یا تراکیتی است . به این
 ترتیب می توان دلیل کمیابی
 سنگ های اخیر را توضیح
 داد .

شکل ۳-۶۶ مراحل تبلور در سیستم سیلیس - نفلین - کالسیت از هامیلتون^۱ و مک کنزی^۲
 (۱۹۶۵)

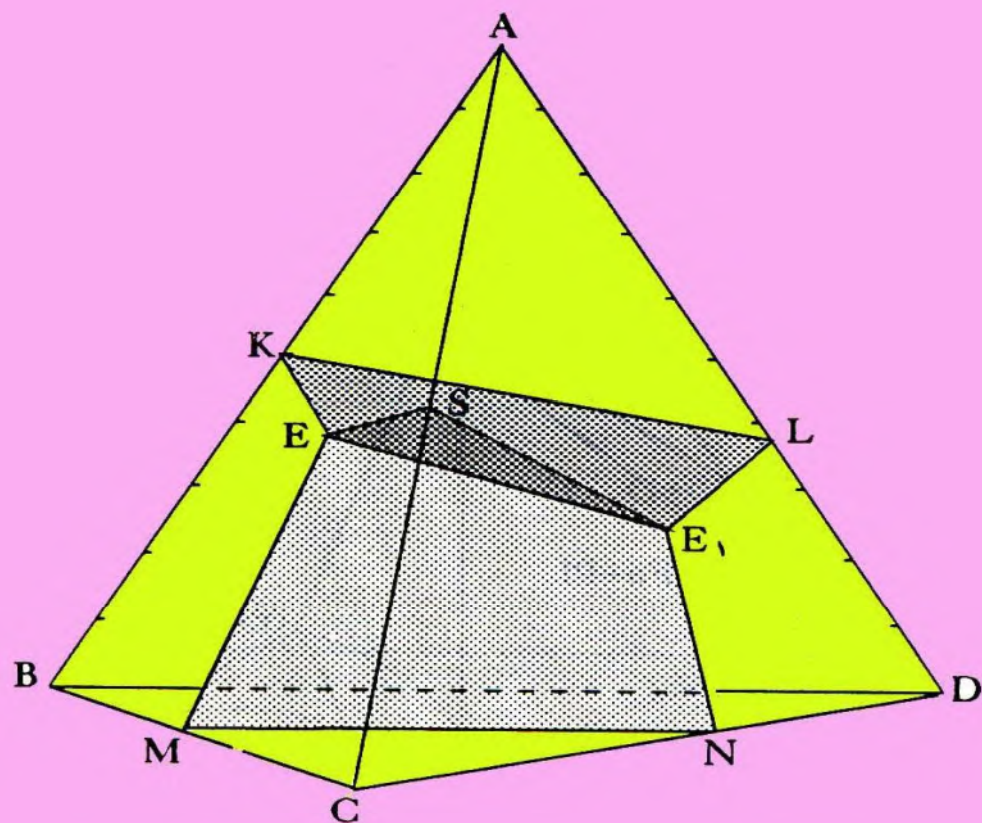
سیستم های چهار تشکیل دهنده :

سیستم های چهار تشکیل دهنده را اصولاً به صورت چهار وجهی (تتراهدر) نشان می دهند که هر یک از کنج های آن محل یکی از تشکیل دهنده هاست .



شکل ۳-۶۷ سیستم چهارتایی فرضی A و B ، C ، D .

با یک دید کلی می توان این نوع سیستم ها را که شامل شش سیستم دوتایی (شش یال چهار وجهی) به شمار می روند ، چهار سیستم سه تایی ، که سطوح جانبی چهار وجهی را تشکیل می دهند ، مشخص نمود .

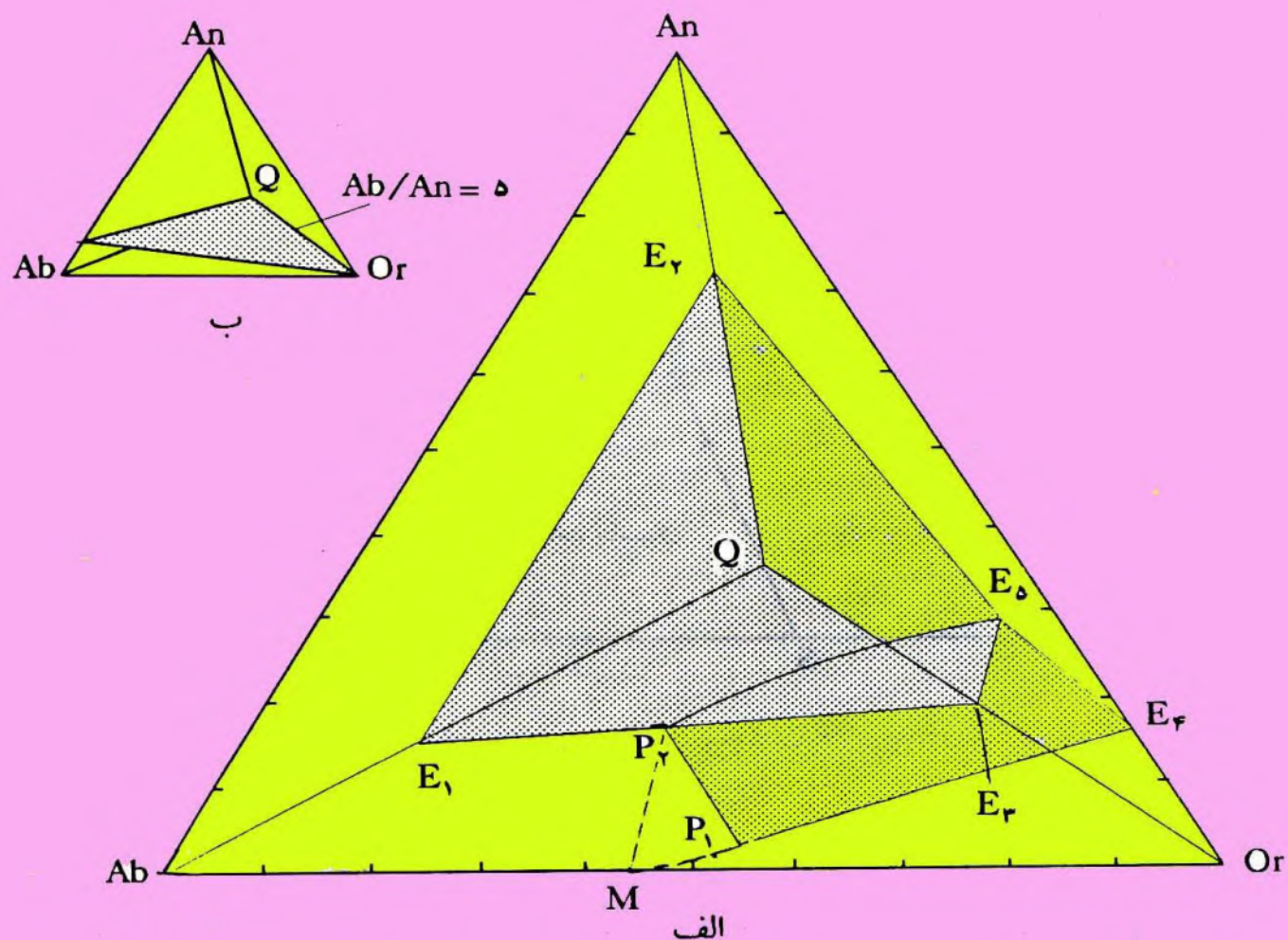


شکل ۶۷-۳ سیستم چهارتایی فرضی A و B، C، D.

کمترین درجه حرارت در امتداد خطوط کوتکتیک واقع است و خود به نقطه اتکتیک ختم می شود.

در شکل 3-67، پنج نقطه ی اتکتیک دوتایی و دو اتکتیک سه تایی وجود دارد، چون که در اینجا محلول جامد داریم.

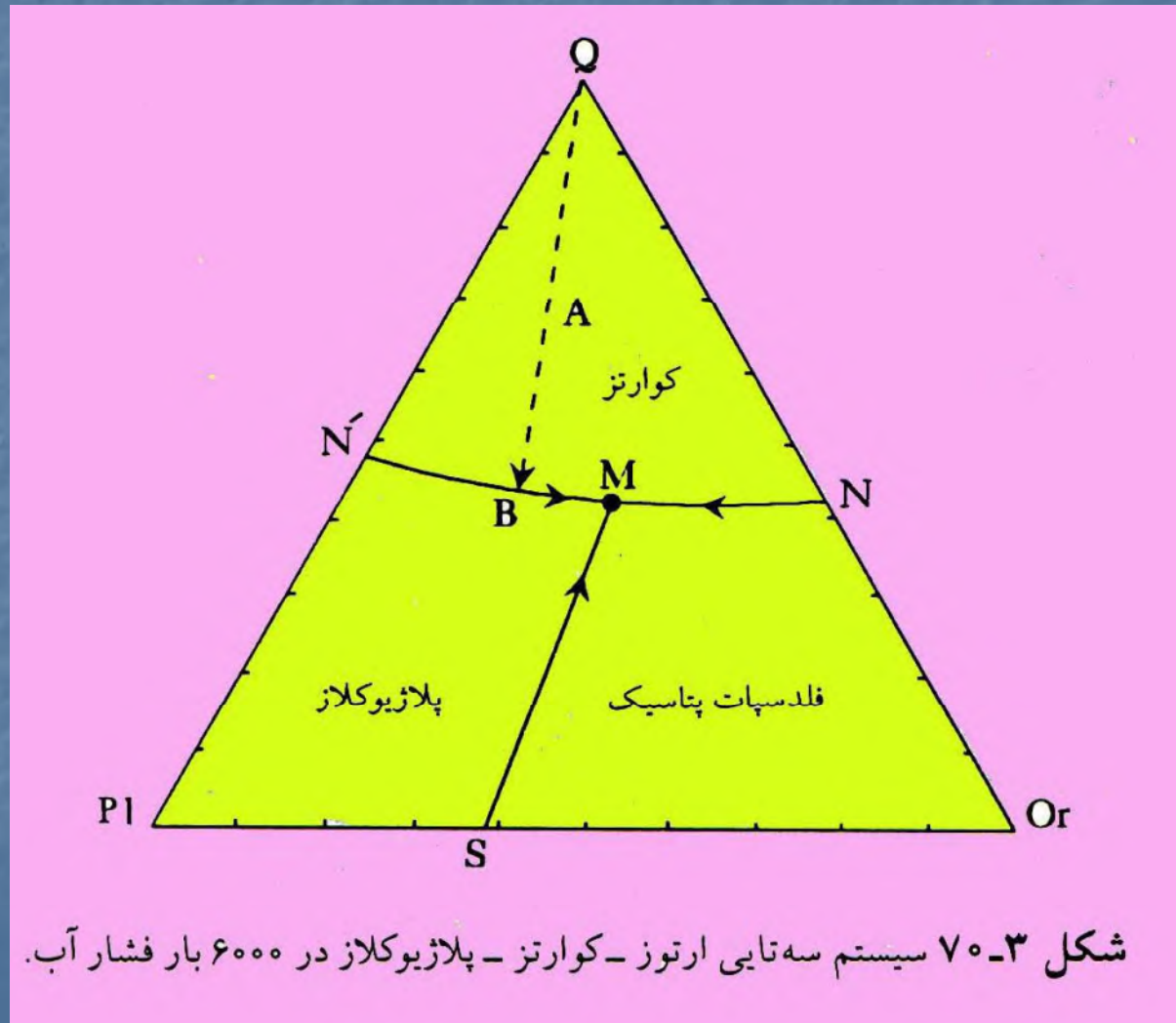
سیستم چهار تایی کوارتز-ارتوز-آلبیت - آنورتیت یا سیستم گرانی:



خط P2E5
، خط
کوتکتیک
چهار تایی
است. (شکل
69-3).

شکل ۶۹-۳ سیستم چهار تایی کوارتز - ارتوز - آلبیت - آنورتیت. الف) نمایش سطوح
کوتکتیک، ب) مقطعی از چهار وجهی که در آن Or, Q و با نسبت $\frac{Ab}{An} = 5$ تطبیق می نماید.

شکل (3- 70) برای فشار 6000 بار رسم شده است و در آن سه خط کوتکتیک همدیگر را در نقطه M قطع می کنند . منحنی حد NN' در نقطه ی M دارای مینیمم سه تایی است.

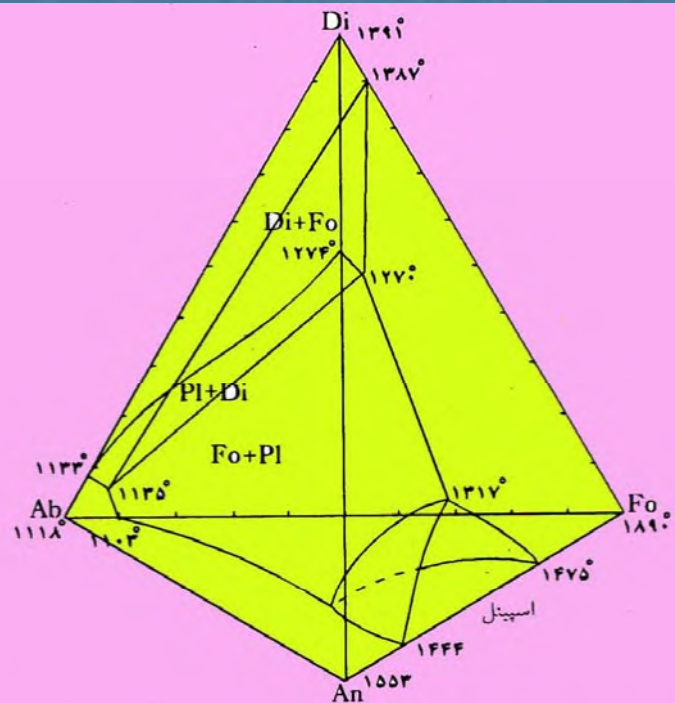


در فشارهای کمتر خط MS از بین می رود.

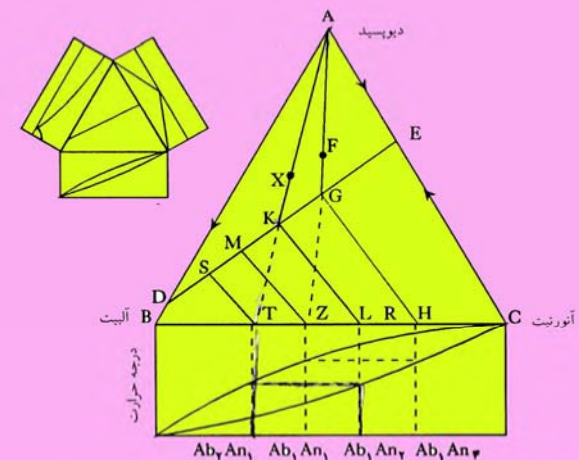
در شکل بین ارتوز و پلاژیوکلاز
محلول جامد وجود دارد و نقطه
S کمترین درجه حرارت (نقطه
مینیمم دوتایی) است.

سیستم چهار تایی آل بیت - آنورتیت-دیوپسید - فروسیلیت یا سیستم بازالتی

با اضافه کردن فرو سیلیت $\text{Fe}(\text{SiO}_3)$ به عنوان یک تشکیل دهنده چهارم به سیستم سه تایی آل بیت ، آنورتیت ، دیوپسید (شکل 3-54) سیستم چهار تایی بازالتی یا گابرویی به دست می آید (شکل 3-68) . زیرا کانی های اساسی تشکیل دهنده بازالته ها ، یعنی پلاژیوکلاز ، پیروکسن و الیوین در آن حاضرند .



شکل ۳-۶۸ سیستم چهار تایی آنورتیت - آل بیت - فورستریت - دیوپسید (بازالتی بدون ترکیب آهن دار).

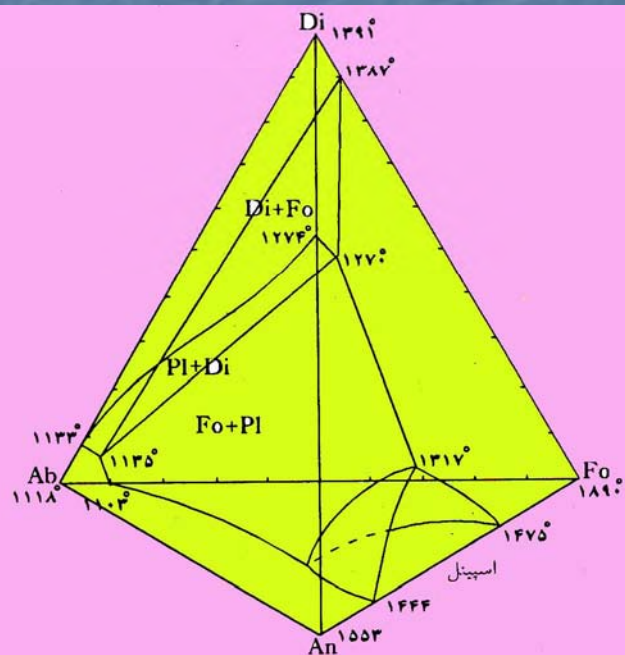


شکل ۳-۵۴ مراحل تبلور در قلمرو دیوپسید در سیستم سه تایی آل بیت - آنورتیت - دیوپسید.

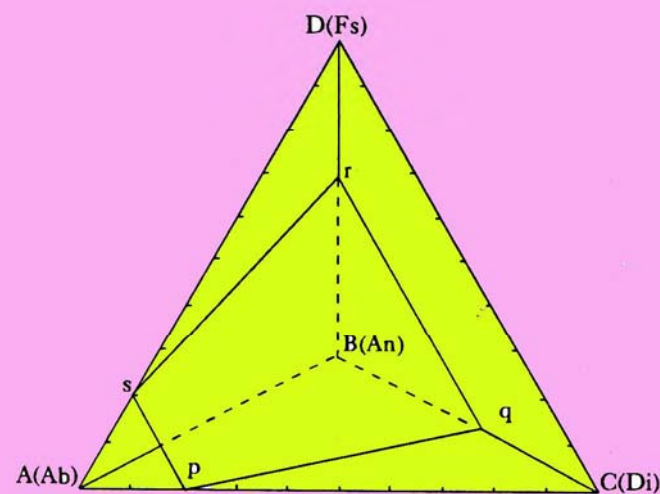
سیستم چهار تایی آل بیت - آنورتیت-دیوپسید - فروسیلیت یا سیستم بازالتی : (شکل 3-68)

این سیستم دارای دو سری محلول جامد است : یکی پلاژیوکلاز پیروکسن .

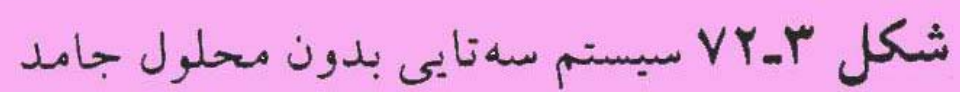
در حالت نا متعادل (تبلور بخشی یا فراکسیونه) اولین بلور های پلاژیوکلاز سرشار از آنورتیت و آخرین بلور های آن سرشار از آل بیت خواهد بود که در مورد پیروکسن ها بلور های اولیه سرشار از دیوپسید و بلور های آخری سرشار از فروسیلیت می باشند .

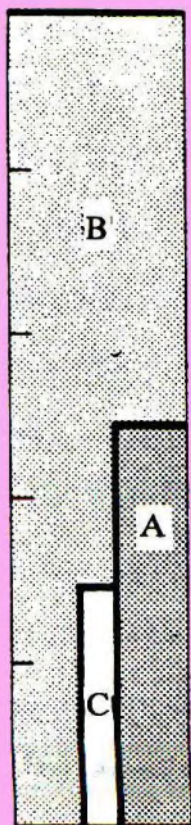


شکل ۳-۶۸ سیستم چهار تایی آنورتیت - آل بیت - فورستریت - دیوپسید (بازالتی بدون ترکیب آهن دار).

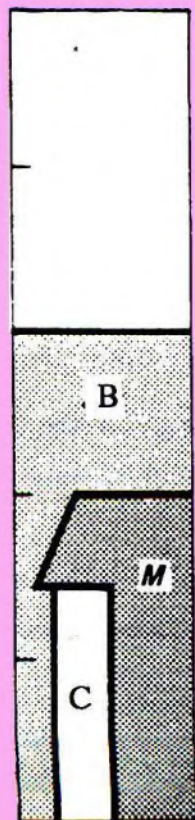


شکل ۳-۷۱ سیستم چهار تایی که معرف ترکیب تقریبی گدازه های بازالتی است. سطح pqrs سطحی را نشان می دهد که در یک طرف آن ابتدا پیروکسن و در طرف دیگر آن ابتدا پلاژیوکلاز به عنوان اولین بلور از گدازه متبلور خواهد شد.





ج



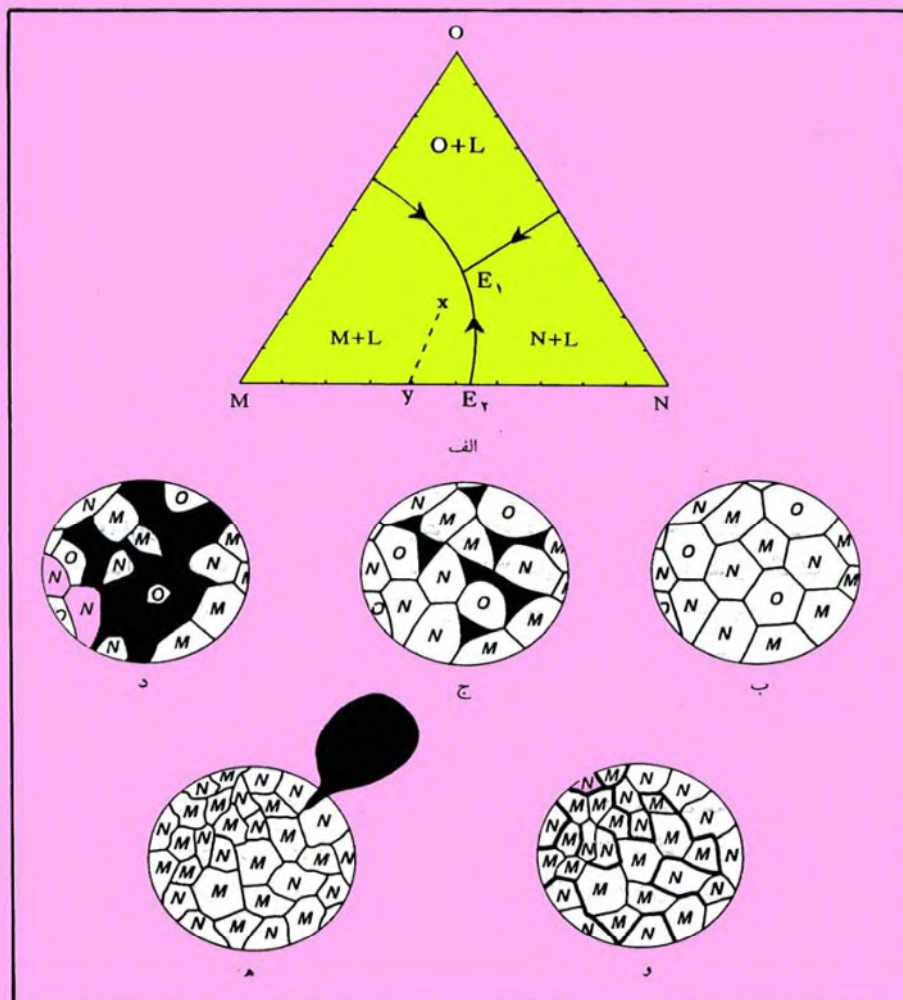
ب



الف

در شکل (3-73) یک سیستم سه تایی با اتکتیک سه تایی یعنی بدون محلول جامد نشان داده شده است که حالات چهار گانه فوق را می توان روی آن نشان داد. در مدل تبلور جز به جز کامل، بلورها پس از تشکیل سریعاً از مایعی که از آن به وجود آمده اند جدا می شوند. ابتدا بلورها با ترکیب B به وجود می آید، سپس بلورها دارای ترکیب $Y_2=Y_1$ و سرانجام ناگهان از Y_2 به t تغییر می کند. از ذوب جز به جز، مایعاتی به وجود می آیند که ترکیب آن ها نسبت به تبلور بخشی، تبلور متعادل و ذوب متعادل محدود تر است.

شکل ۳-۷۳ نسبت فازهای مختلف موجب تغییرات درجات حرارت و براساس شکل ۳-۷۲. الف) تبلور و ذوب متعادل ب) تبلور جزء به جزء، فاصله نسبتها مقدار بلورهای حاصل از تبلور در هر درجه حرارت را نشان می دهد. ج) ذوب جزء به جزء، فاصله نسبت فازهای جامد باقیمانده در هر درجه حرارت دیده می شود.



شکل ۷۴-۳ طرح فرضی از یک ذوب بخشی الف) سیستم سه تایی بدون محلول جامد؛ ب) مجموعه کانیهای با ترکیب X در درجه حرارت کمتر از نقطه انکتیک E₁؛ ج) شروع ذوب بخشی در نقطه انکتیک مایعی با ترکیب انکتیک به وجود می آورد (رنگ سیاه)؛ د) ذوب پیشرفته تر در نقطه E₁؛ ه) بعد از ذوب کامل کانیهای Q، مایع از سیستم خارج شده و جامد باقیمانده دارای ترکیب Y (یعنی مجموعه ای از M+N) است؛ و) ذوب بخشی مجدد در نقطه انکتیک دوتایی E₂.

ذوب بخشی :

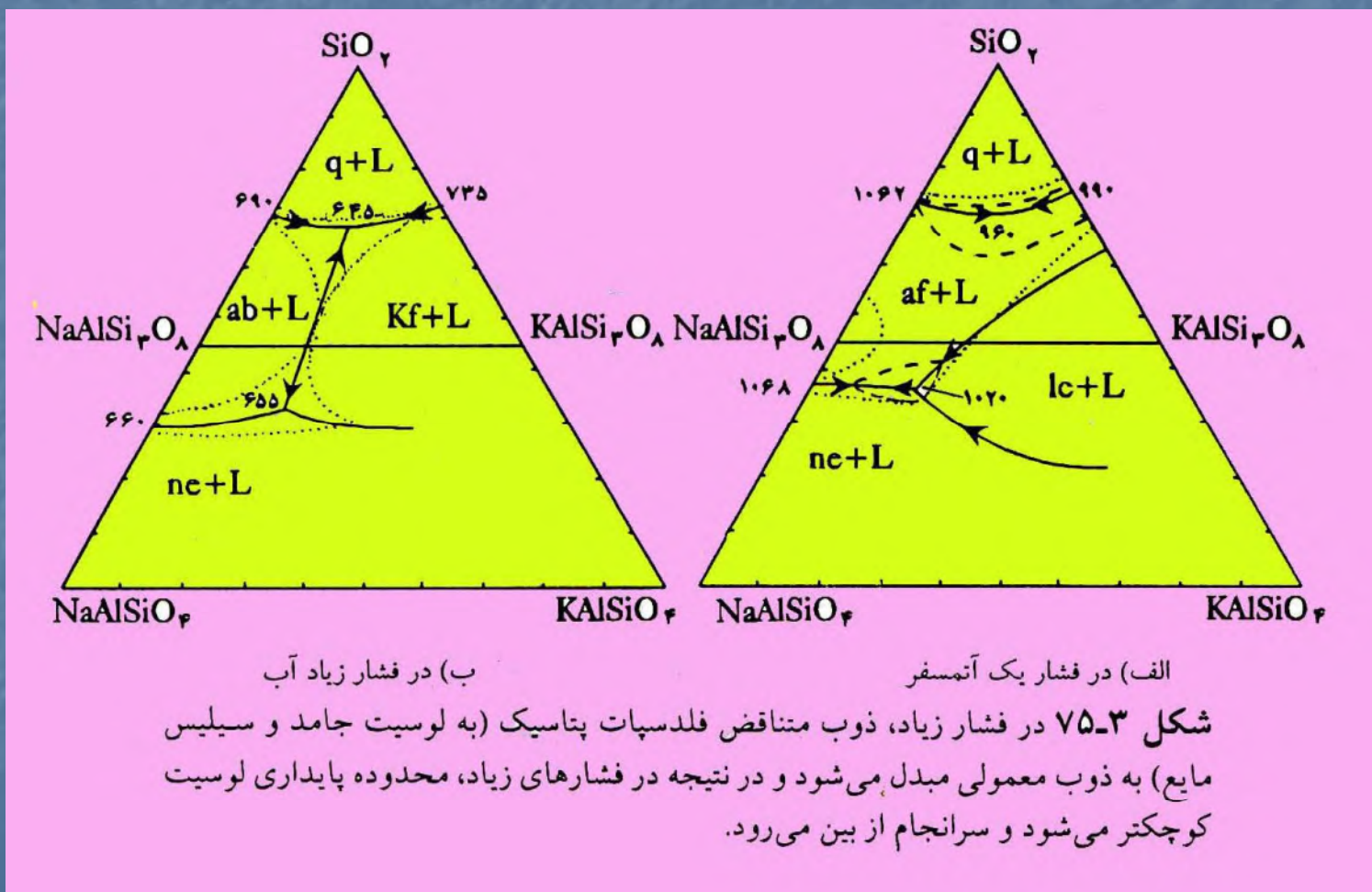
در شروع ذوب مقداری کمی مایع به وجود می آید که ترکیب آن به شکل منحنی های سولیدوس و مسلماً به ترکیب جامد بستگی دارد .
در شکل 74-3 طرحی فرضی از یک ذوب بخشی دیده می شود .

در نقطه اتکتیک سه تایی ، سه جامد M ، N و O وجود دارند که در شروع ذوب ، مایعی با همین ترکیب نقطه اتکتیک به وجود می آید .
اگر مایع با کانی در حال تعادل باشند ، گوشه های تیز کانی ها از بین می رود (شکل 74-3 ج) .

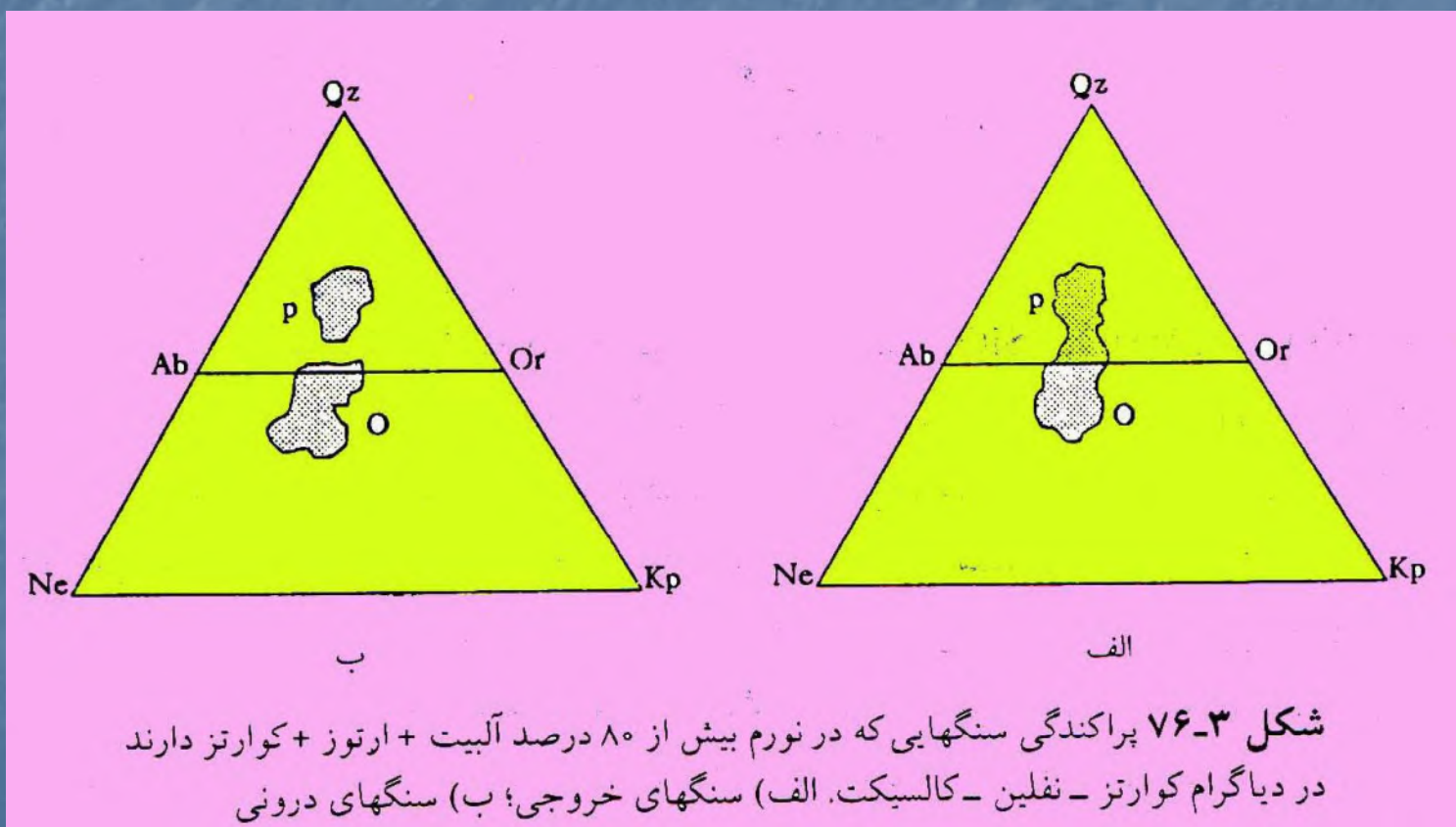
ذوب بخشی در گوشته فوقانی :

سنگ های گوشته فوقانی اساساً از مجموعه کانی های الیوین + ارتوپروکسن + کلینوپروکسن و یک کانی آلومینیوم دار (اسپینل یا گرونا که خود به ازدیاد فشار یا عمق بستگی دارد) تشکیل شده است .
از علل تنوع بازالت ها می توان به تنوع سنگ منشا ، شرایط و نحوه ذوب در گوشته تغییراتی که طی صعود ماگما به مناطق کم فشار رخ می دهد ، اشاره کرد .

ذوب بخشی در پوسته قاره ای :
 ترکیب بسیاری از سنگ ها آذرین قاره ای در محدوده سیستم SiO_2 ، KAlSi_3O_8 و $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ قرار می گیرد. (شکل 3-75) این سیستم را سیستم باقی مانده می گویند .



در شکل (3-76) سنگ هایی را که در ترکیب نورمی خود بیش از 80 درصد آل بیت + ارتوز + کوارتز یا نفلین دارند وارد کرده ایم. مکان سنگ های خروجی و درونی در شکل ها نشان داده شده اند به ترتیب (3-76 الف و ب) به احتمال قریب به یقین، سنگ های سیالی فوق اشباع از سیلیس در مقایسه با سنگ هایی که در نورم خود نفلین دارند بیشتر از ذوب بخشی سنگ های پوسته قاره ای به وجود می آیند. زیرا ترکیب متوسط سنگ های پوسته قاره ای بیشتر از نوع سیلیس دار است و انواع نفلین دار به ندرت یافت می شوند.



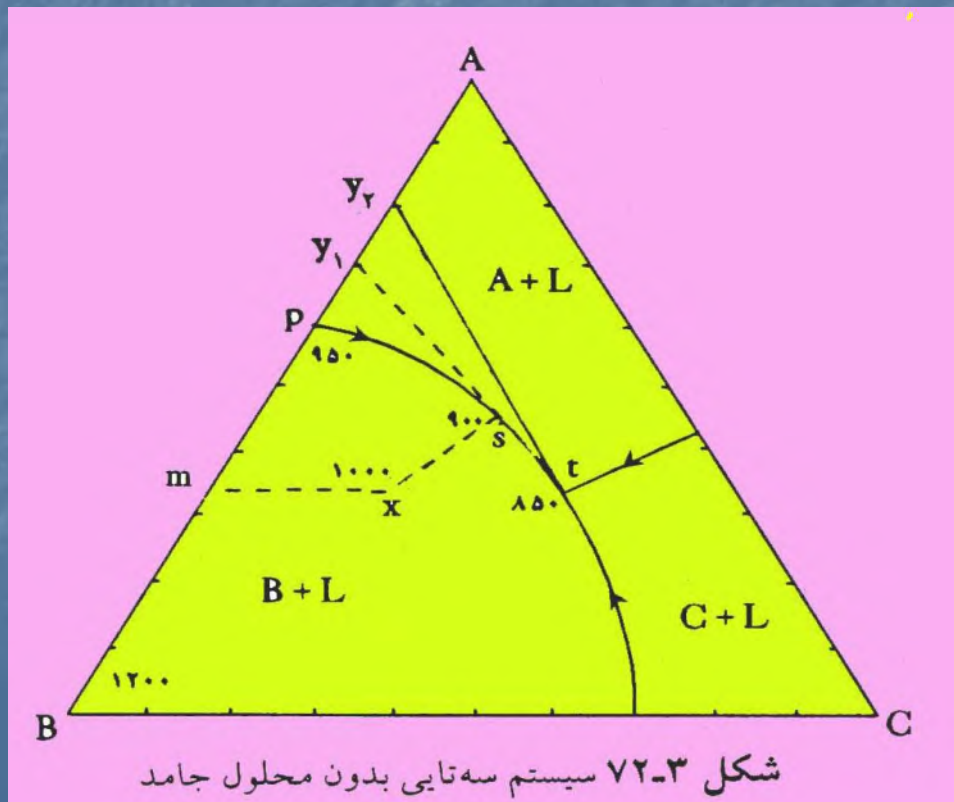
حالات مختلف ذوب و تبلور و جزء به جزء و متعادل :

تبلور متعادل : با کاهش گرما ، بلور ها تشکیل می شوند . این بلور ها با مایع باقیمانده به طور دائم در حال واکنش هستند .

ذوب متعادل : افزایش گرما ، موجب پیدایش مایعی می شود که به طور دائم با بلور های موجود وارد واکنش می شود و ترکیب آن نیز با توجه به نسبت مقدار ذوب بلور ها دائماً تغییر می کند .

تبلور جزء به جزء : بلور ها به محض تشکیل از مایع جدا می شوند .

ذوب جزء به جزء : مایع به محض تشکیل از کانی های باقیمانده جدا هیچ واکنشی با آن انجام نمی دهد



استفاده از قانون فاز ها در دگرگونی :

در سنگ های دگرگونی ، حداقل تعداد فاز از

رابطه ی روبرو بدست می آید $P=C+2-(R+V)$

که R تعداد واکنش مستقل در بین

انواع فاز ها است .

در یک سنگ در حال تعادل ، تعداد فاز های (

کانی ها) موجود بیش از تعداد تشکیل دهنده

های مستقل نخواهد بود (قانون گلداشمیت)*

در حالت اضافی سیلیس ، کوارتز حضور دارد و

در حالت نقصان آن ، الیوین و یا گرونا متبلور

می شود .

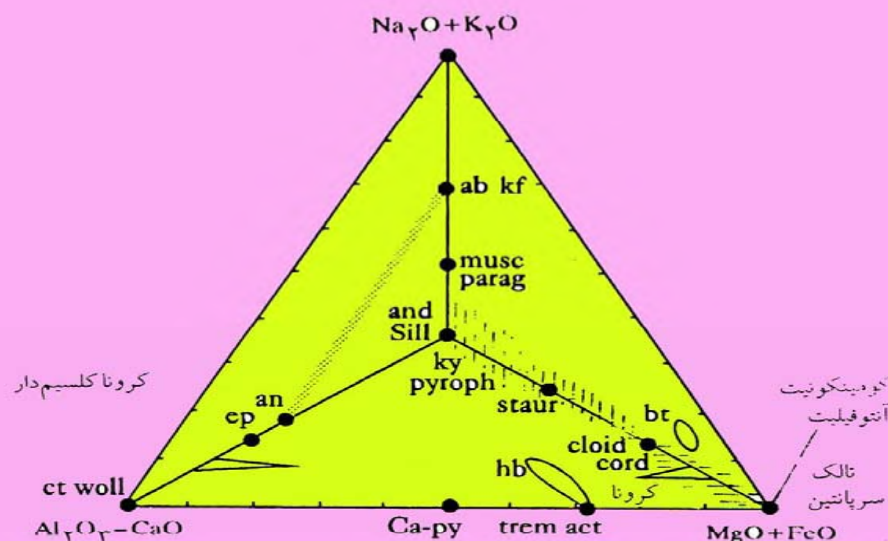
با اضافه شدن یک تشکیل دهنده ، فاز جدید به

وجود می آید و این همان قانون فاز های کانی

شناسان است که به موجب آن ، تعداد کانی هایی

که به آزادی با هم در حال تعادل باشند مساوی

تعداد تشکیل دهنده ها خواهند بود .



شکل ۷۷-۳ سیستم چهاررایی $\text{MgO}+\text{FeO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{CaO}-\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ و محل بعضی از کانیه در آن. علائم اختصاری عبارت اند از:

آنورتیت = an ؛ آلبیت = ab ؛ اپیدوت = ep ؛ فلدسپات پتاسیک = kf ؛ کلسیت = ct ؛ موسکویت = musc ؛ ولاستونیت = woll ؛ پاراگونیت = parag ؛ استروتید = staur ؛ آندالوزیت = and ؛ هورنبلند = hb ؛ سیلیمانیت = sill ؛ ترمولیت = trem ؛ کینایت = ky ؛ آکتینوت = act ؛ پیروکسن کلسیم دار = ca-py ؛ پیروفیلیت = pyroph ؛ کلریتونید = clord ؛ بیوتیت = bt ؛ کوردیریت = cord ؛ هیپرستن = hy ؛ الیوین = ol .

بعضی از محققین، در قانون فاز ها تجدید نظر نموده و ادّعا می کنند که : تعداد کانی ها برابر یا کمتر از تعداد تشکیل دهنده است . و در مقابل برخی عقیده دارند که با جانشین شدن آهن به جای منیزیم ، وقتی فاز جدیدی به وجود نیاید نباید آهن را به عنوان یک تشکیل دهنده اضافی جدید به حساب آورد که به نظر معقول تر می آید .

"فصل چهارم"

"پترولوژی و ساختمان زمین"

هدف کلی

دانشجو در پایان این فصل ضمن آشنایی با ساختمان زمین، چگونگی ارتباط آن با پترولوژی را فرا خواهد گرفت.

هدف های رفتاری

پس از مطالعه این فصل دانشجو باید بتواند :

- 1- مفاهیم جدید را تعریف کند .
- 2- انرژی زمین و منشأ آن را بیان کند .
- 3- علت اختلاف در میزان تولید حرارت در گذشته و حال را توضیح دهد .
- 4- ساختمان گوشته و دلایل تغییر وزن حجمی آن را توضیح دهد .
- 5- درجه حرارت درون زمین و تغییرات آن را در قسمت های مختلف توضیح دهد .
- 6- قسمت های مختلف ساختمان درون زمین را نام ببرد و ویژگی های اصلی هر یک را توضیح دهد .

مفاهیم جدیدی که در این فصل خواهید آموخت

- واحد جریان حرارت
- تفریق نخستین
- دینامیک درونی در زمین
- مرز تغییر و تبدیل
- اکلوتیت
- پریدوتیت
- هترومورفی
- مرز موهو
- انفصال فیزیکی
- انفصال شیمیایی
- پیرولیت
- عدم اختلاط
- متئوریت

مقدمه :

ضخامت پوسته زمین در زیر اقیانوس ها به طور متوسط 8 کیلومتر و در زیر قاره ها 35 کیلومتر است که پس از آن نا پیوستگی موهو با ویژگی های خاص خود قرار دارد . به علاوه گوشته نیز به وسیله نا پیوستگی گوتنبرگ – ویشرت از هسته جدا می شود.

جدول ۱-۴ بیان انرژی حرارتی زمین

مقدار جریان حرارتی بر حسب UFT	مناطق
میانگین اقیانوسها ۱/۴۲	۱/۲۹ اقیانوس اطلس
	۱/۴۷ اقیانوس هند
	۱/۷۹ اقیانوس آرام
میانگین قاره‌ها ۱/۴۱	۱/۲۰ قاره آفریقا
	۱/۴۹ قاره آسیا
	۲/۲۱ ژاپن
	۱/۷۵ استرالیا
	۱/۶۲ اروپا
	۱/۱۹ امریکای شمالی
	۱/۸۲ شکاف میان اقیانوسها
	۰/۹۹ گودالهای اقیانوسی
	۱/۳۶ جزایر قوسی

انرژی در سیستم زمین :

در واقع انرژی زمین منشأ حرارتی دارد .
جریان های حرارتی از اقیانوس اطلس
به طرف هند و اقیانوس آرام افزایش می
یابد .

پشته های برآمده وسط اقیانوس ها
دارای جریان حرارتی زیادتری است ولی
در دامنه های آن این مقدار به سرعت
کاهش می یابد .

در امتداد گودال های اقیانوسی ،
جریان حرارتی به حداقل می رسد)
(شکل ۹-۴

این مقدار گرما از کجا تامین می شود :

گوشته ، محل انتقال گرماست .

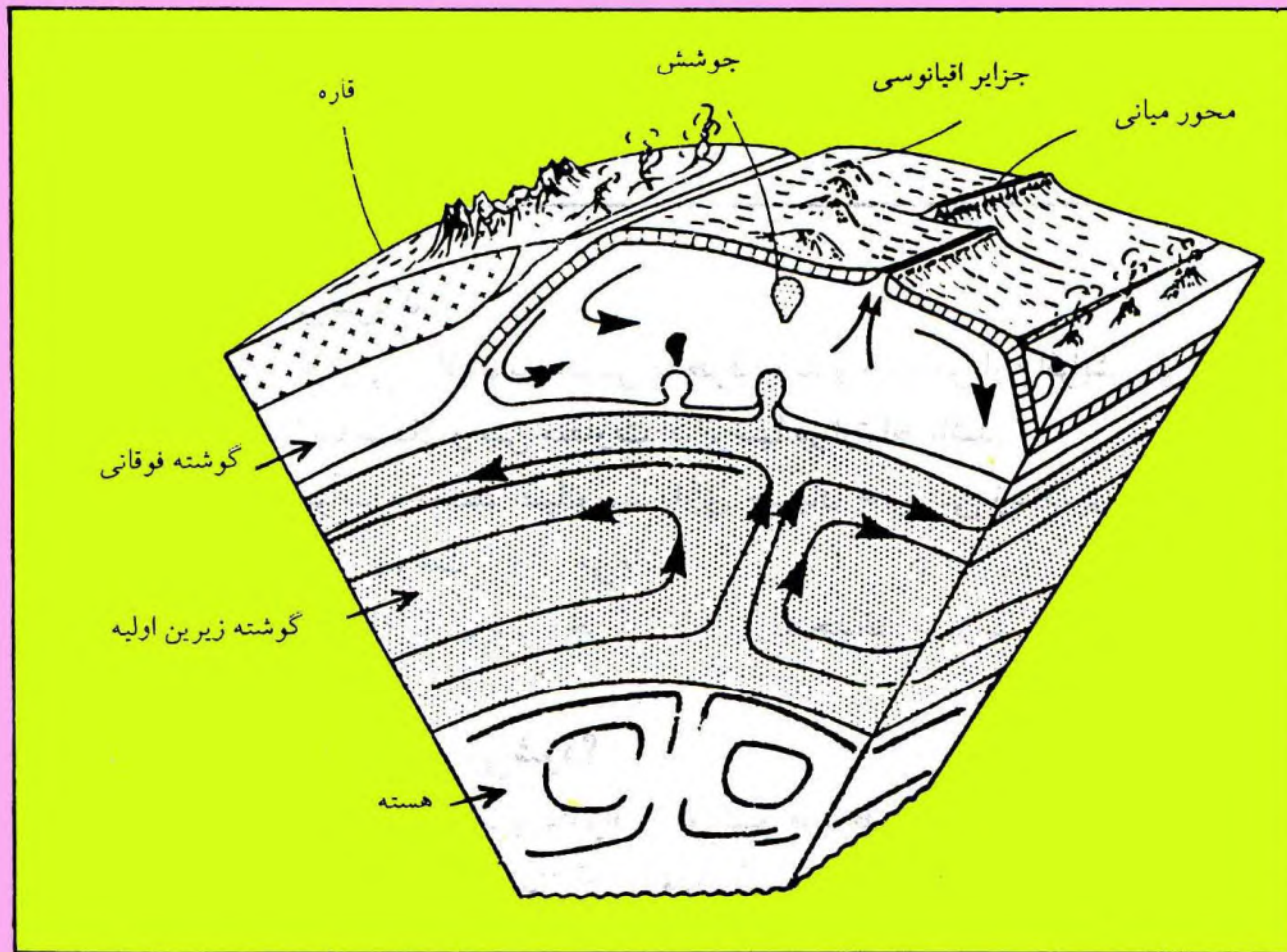
منشا انرژی حرارتی زمین را باید هسته دانست .

هسته حرکت جابجایی گوشته زیرین را موجب می شود و حرکت گوشته زیرین هم سبب حرکت در گوشته فوقانی و در نتیجه حرکت صفحات لیتوسفری می شود (شکل 4-1) .

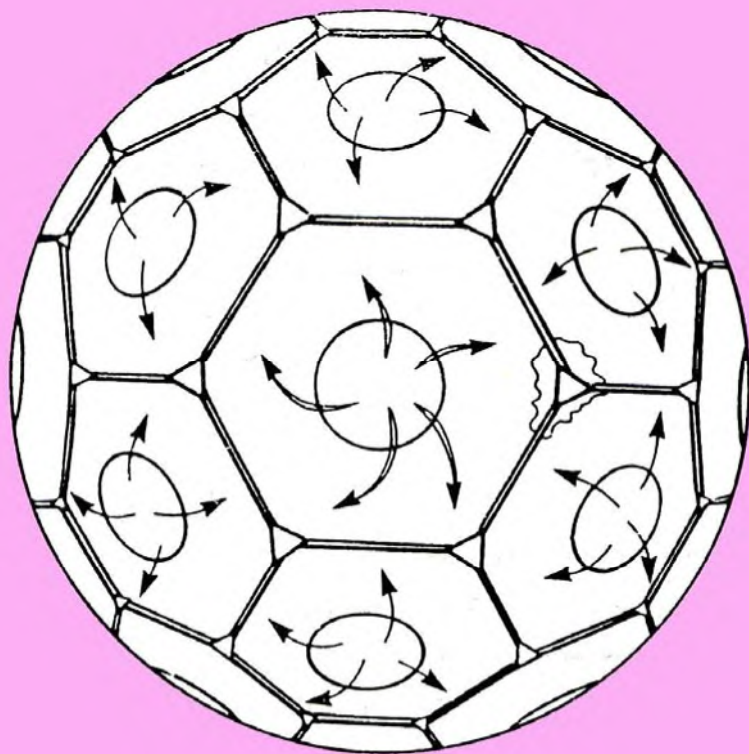
تولید حرارت در گذشته به مراتب بیش از زمان حال بوده است .

صفحات لیتوسفری در گذشته با سرعت بیشتری جابجا می شده اند .

عواملی هم به طور محلی در تغییر جریان های حرارتی موثرند از جمله گردش آب در درون زمین ، تائید توپوگرافی ، بالا زدگی و فرسایش ، یخچال ها و یخبندان های عهد حاضر و



شکل ۱-۴ مقطعی فرضی از زمین که در آن عوامل دینامیک درونی امروزی به نمایش گذاشته شده است. هسته خارجی باعث حرکات جابجایی گوشته زیرین می شود که خود موجب حرکت گوشته فوقانی و در نتیجه حرکت صفحات لیتوسفر می گردد (از آلگر ۱۹۸۵).



شکل ۲-۴ طرح فرضی از منظره سطح زمین در حدود ۴/۳ میلیارد سال قبل (آلگر ۱۹۸۵)

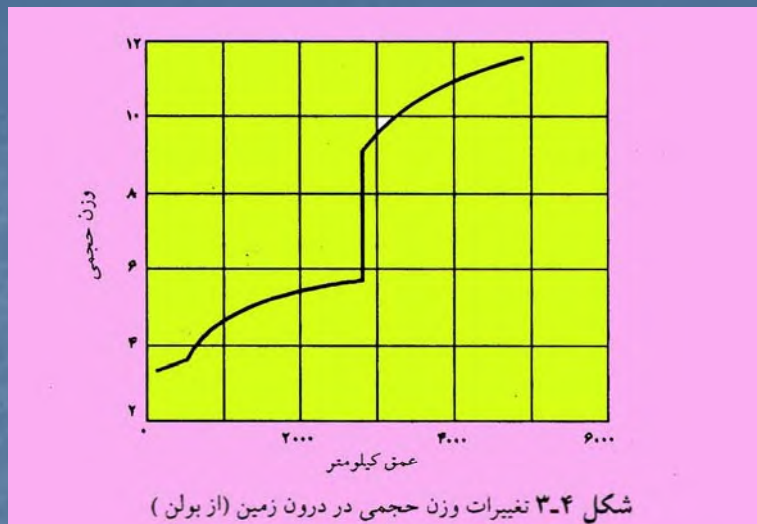
تجسی از زمین اولیه :

در ابتدا ، اقیانوسی از ماگما در سطح زمین وجود داشته است . جریان کنوکسیون شدیدی در زمین برقرار بوده است . در سطح سیاره بر اثر تشعشع حرارت از دست می رفت و در عین حال عناصر آهن و نیکل و سولفور آهن به مرکز زمین متوجه می شدند .

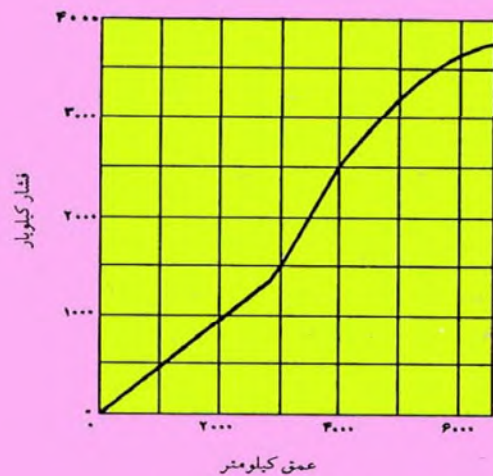
شکل سلول جابجایی نسبت به امروز هم تفاوت داشت و احتمالاً به صورت شش گوش و به حالت لانه زنبور بود و در مرکزش محور برآمده و اطراف شش گوش ها محل زیر راندگی واقع بوده است . (شکل ۲-۴)

از این زمین پر از آتش و دو ، اولین قطعات قاره ای در ۳.۸ میلیارد سال پیش شکل گرفت .

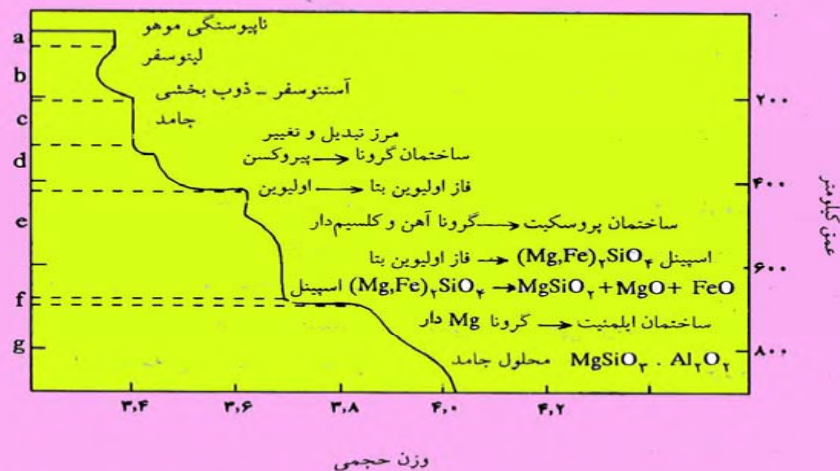
این رشد و نمو تا ۱۰۰۰ میلیون سال قبل ادامه داشت و از آن تاریخ ، قطعات قاره ای ، حرکات تعادلی خاصی را دنبال می کنند که امروزه با نام تکتونیک صفحه ای توجه و تفسیر می شود .



ویژگی های فیزیکی درون زمین و نتایج حاصل از آن :
 تغییرات وزن حجمی در درون زمین :
 باید در اعماق زمین مواد سنگینتری وجود داشته باشند تا
 عدد متوسط در حدود 5.5 بدست آید .



شکل ۴-۴ تغییرات فشار در اعماق مختلف زمین



شکل ۵-۴ مدلی از ساختمان گوشته فوقانی زمین. در این شکل فازهای مختلف کانیهای سازنده برحسب ازدیاد عمق و چگالی مشخص می‌باشند.

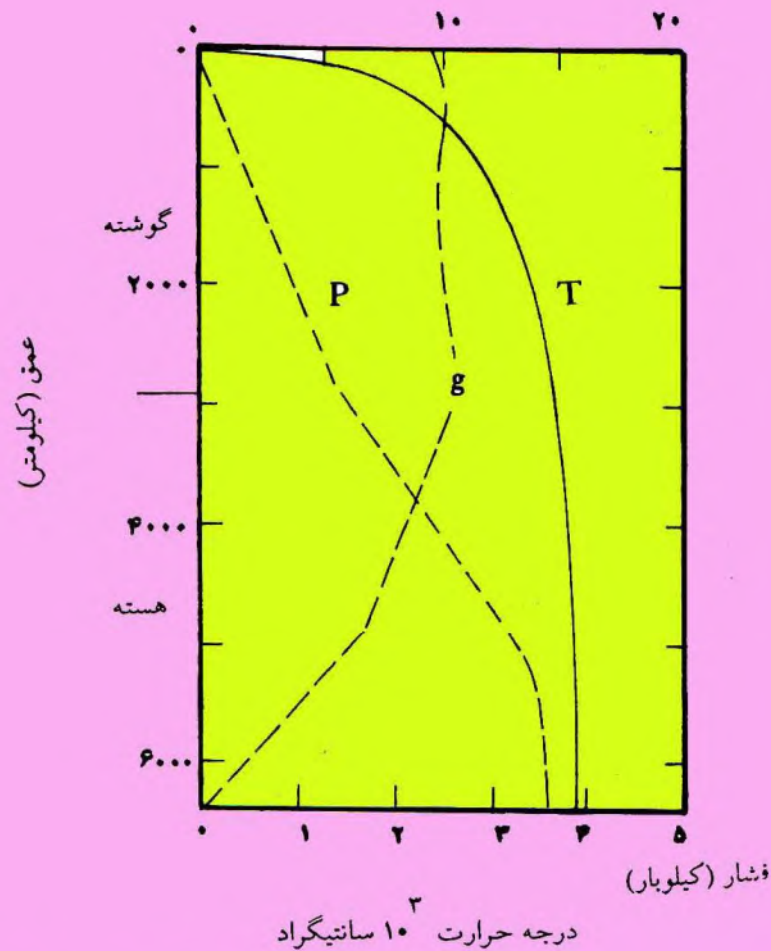
بولن فشار وارد بر مرکز زمین را بیش از 3000000 اتمسفر بدست آورد .

سرعت امواج P و S زلزله بستگی به وزن حجمی و حالت ارتجاعی ماده ای که امواج از آن عبور می کنند دارد . ساختمان گوشته فوقانی و دلیل تغییرات وزن حجم آن در شکل (4-5) نشان داده شده است .

بخش a همراه با پوسته ، لیتوسفر نامیده می شود . تنها فرق مناطق a و b در اختصاصات فیزیکی است .

گوشته فوقانی از نظر ترکیب و ساختمان ناهمگن است .

در تمام مناطق گوشته ، ترکیب شیمیایی کلی ثابت است و تنها حالت فیزیکی ماده تغییر می کند .

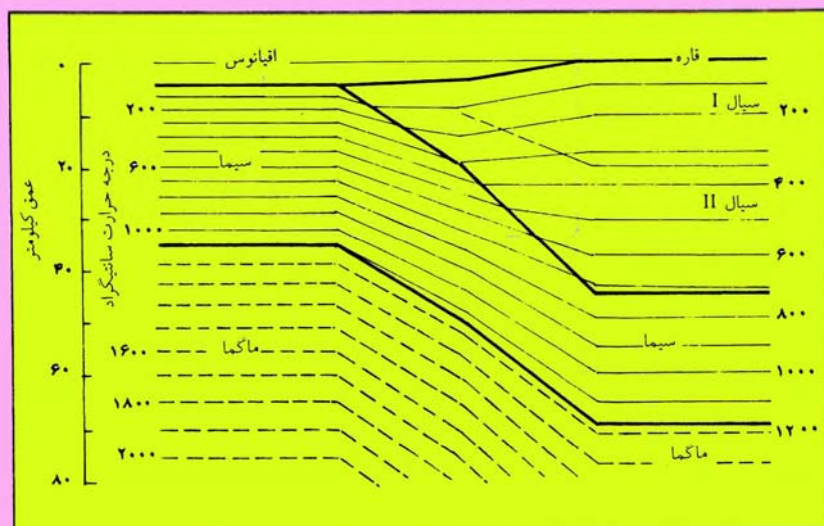


شکل ۴-۶ منحنی تغییرات درجه حرارت T، فشار P و شتاب ثقل g در اعماق زمین. تغییرات شتاب ثقل در پوسته و گوشته زمین اندک ولی در مرز گوشته و هسته به حداکثر خود می‌رسد و از آنجا تا مرکز زمین به صفر می‌رسد.

تغییرات درجه حرارت در درون زمین :
افزایش درجه حرارت با افزایش عمق نسبت مستقیم دارد (شکل ۴-۶) ولی ازدیاد درجه حرارت در تمام یکسان نیست.

در اعماق بین 10 تا 50 کیلومتر میزان متوسط تغییرات درجات حرارت در هر کیلومتر 30 درجه سانتی گراد است .

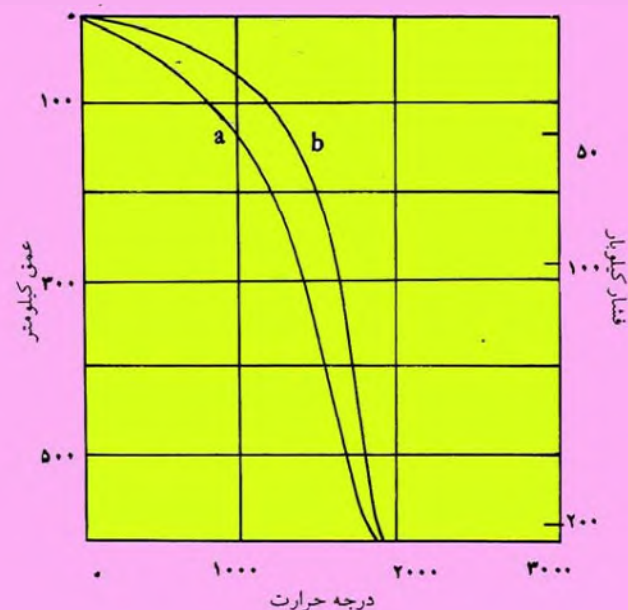
میانگین جریان حرارتی در اقیانوس ها تقریباً مشابه آن در قاره ها و یا کمی بیشتر از آن است (شکل های 4-7 و 8) پوسته اقیانوسی تقریباً فاقد مواد رادیو اکتیو است .
افزایش درجات حرارت در اقیانوس ها زیاد تر از قاره هاست. سیال در قاره شامل دو بخش است ولی در اقیانوس ها وجود ندارد . محل تولید ماگما اقیانوس ها به سطح زمین نزدیکتر است .



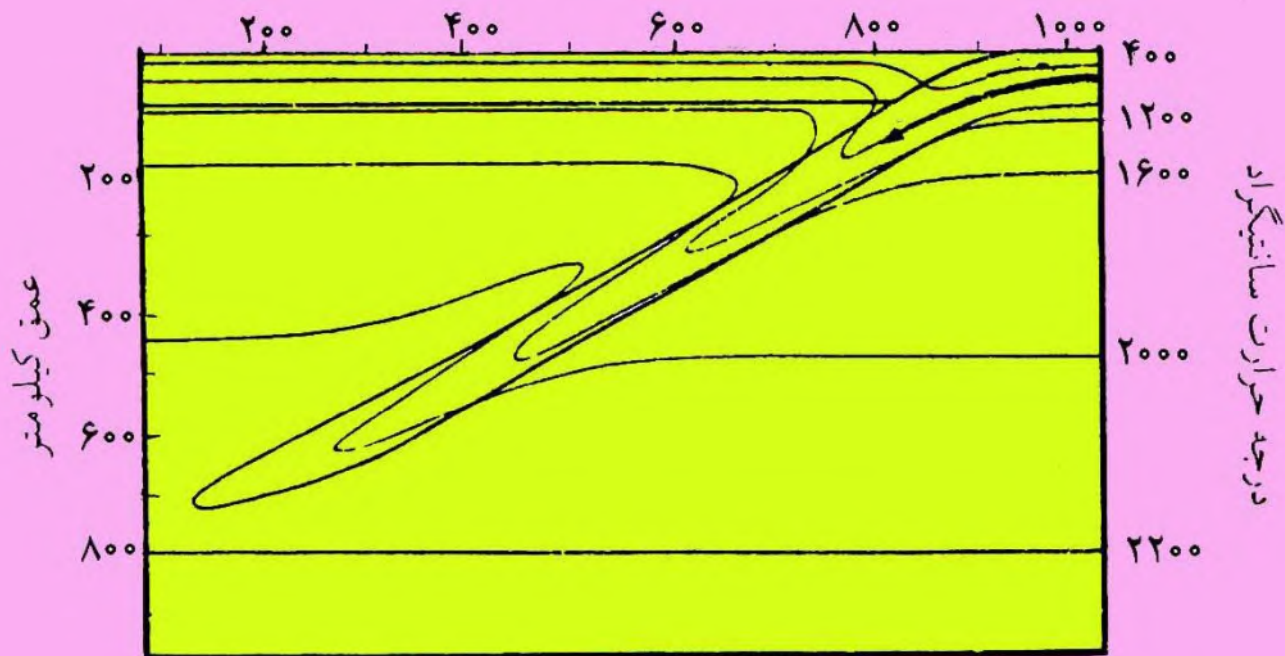
شکل ۴-۷ اقیانوسها ژئوترم و تفاوت ساختمان پوسته در قاره ها و اقیانوسها (ریتمن ۱۹۶۳).

چنانکه ملاحظه می کنیم:

- افزایش درجات حرارت در اقیانوسها زیادتر از قاره هاست.
- سیال در قاره ها شامل دو بخش است ولی در اقیانوسها وجود ندارد.
- محل تولید ماگما در اقیانوسها به سطح زمین نزدیکتر است.



شکل ۴-۸ منحنیهای زمین گرمایی و شیب آن در اقیانوسها (b) و قاره ها (a) در عمق کمی بیش از ۶۰۰ کیلومتر این تفاوتها از بین می رود.

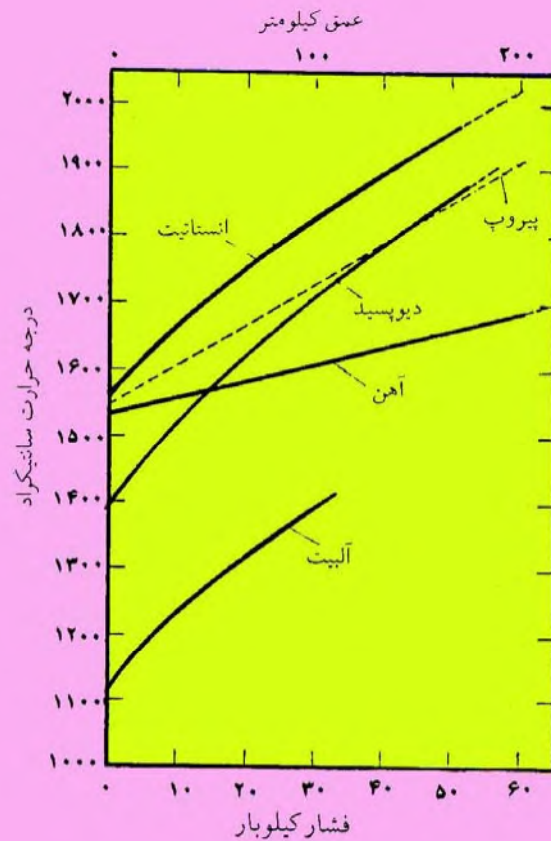


شکل ۹-۴ منحنیهای هم‌دما در مناطق فرورانش به سرعت کاهش می‌یابند.

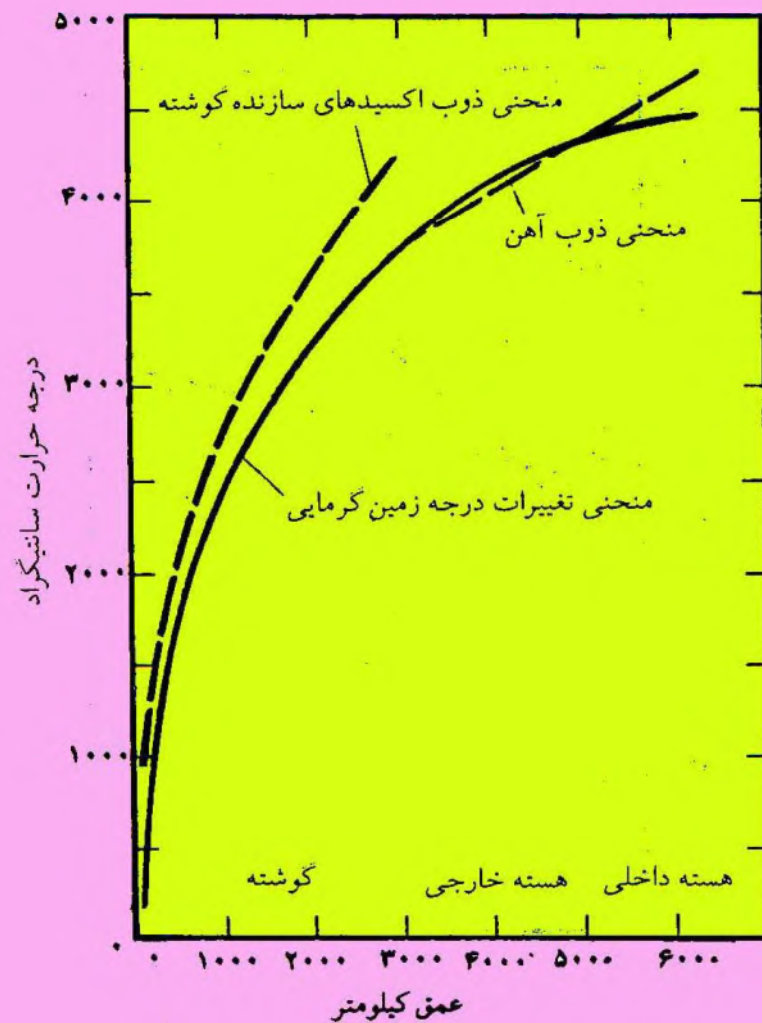
قسمت اعظم گرمای کف اقیانوسی توسط جریان سلول های جابجایی حرارت گشته به سطح زمین می رسد دامنه تغییرات درجه حرارت در گشته به ان میزان نیست تا باعث ذوب مواد سازنده گشته شود .

سنگ های پوسته قاره ای تنها در 30 تا 50 درصد جریان حرارتی قاره ها شرکت دارند و مقدار بقیه را از گشته دریافت می کنند .

نقطه ذوب سیلیکات ها در اعماق زیاد کمتر از حدی است که با ترسیم و امتداد منحنی ها به آن اشاره شده است (شکل 4-10)



شکل 4-10 شرایط ذوب بعضی از کانیها برحسب ازدیاد درجه حرارت و فشار.



شکل ۴-۱۱ دامنه تغییرات درجات زمین گرمایی و امکان ذوب مواد سازنده گوشته و هسته در این شکل نشان داده شده است.

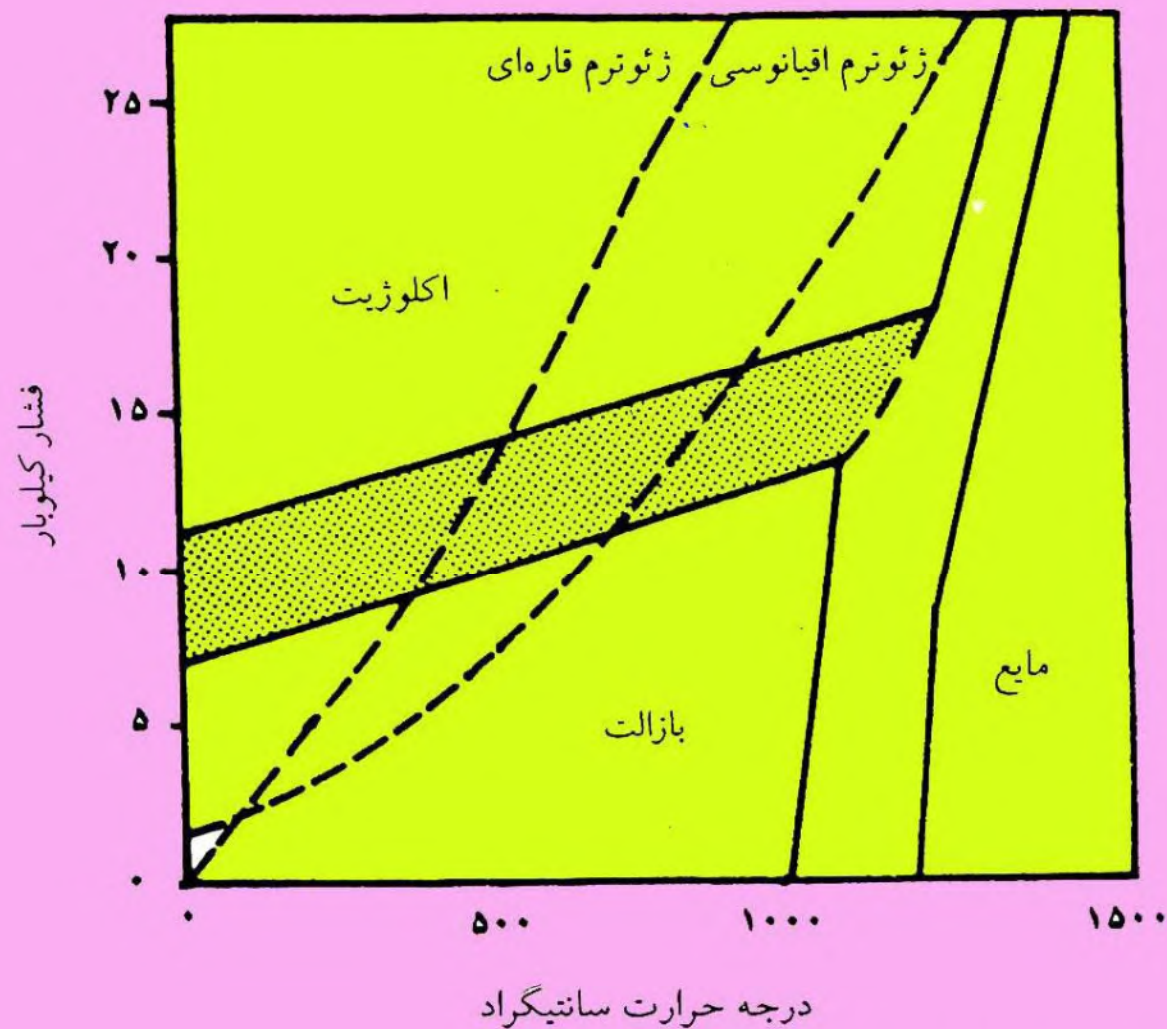
درجه ی زمین گرمایی برتر از نقطه ذوب آهن است و می تواند دلیلی بر مایع بودن هسته خارجی هسته خارجی باشد (شکل 4-11)

ساختمان درون زمین :

عمیق ترین چاه دنیا که در شبه جزیره کولا در شمال روسیه (در سپر بالتیک) است از 12 کیلومتر تجاوز نکرده است .
موهو یک مرز شیمیایی است .
در سال های اخیر علم ژئوفیزیک پیشرفت زیادی در حل مسائلی درونی زمین کرده است . برای آن که اطلاعات خود را درباره ترکیب شیمیایی و کانی شناسی درون زمین کامل کنیم از داده هایی می توانیم استفاده کنیم . مثلاً : 1) موادی که از خارج از زمین به سطح زمین رسیده اند 2) داده های فیزیکی و مدل های ژئوشیمیایی درباره منشا منظومه شمسی و سیاره زمین . 3) مطالعه اولترامافیک ها و بازالت هایی که از گوشته زمین منشا می گیرند و ...

جدول ۲-۴ درصد فراوانی انواع سنگهای عمده در ساختمان پوسته زمین

رسوبی	ماسه و ماسه سنگ رس و شیل کربناتها (و رسوبات نمکی)	۱/۷ درصد ۴/۲ درصد ۲ درصد	۷/۹ درصد
آذرین	گرانیتها گرانودیوریت، دیوریت سینیت بازالت، گابرو، آمفیبولیت، اکلوژیت دونیت، پریدوتیت	۱۰/۴ درصد ۱۱/۲ درصد ۰/۴ درصد ۴۲/۵ درصد ۰/۲ درصد	۶۴/۷ درصد
دگرگونی	گنیس شیست مرمر	۲۱/۴ درصد ۵/۱ درصد ۰/۹ درصد	۲۷/۴ درصد



شکل ۴-۱۲ شرایط پایداری بازالت، اکلوژیت و منطقه تغییر و تبدیل (نقطه نقطه) و سرانجام شرایط تشکیل مایع با ترکیب بازالتی برحسب تغییرات درجات حرارت و فشار.

بررسی بخش های مهم ساختمانی زمین از دیدگاه پترولوژی :

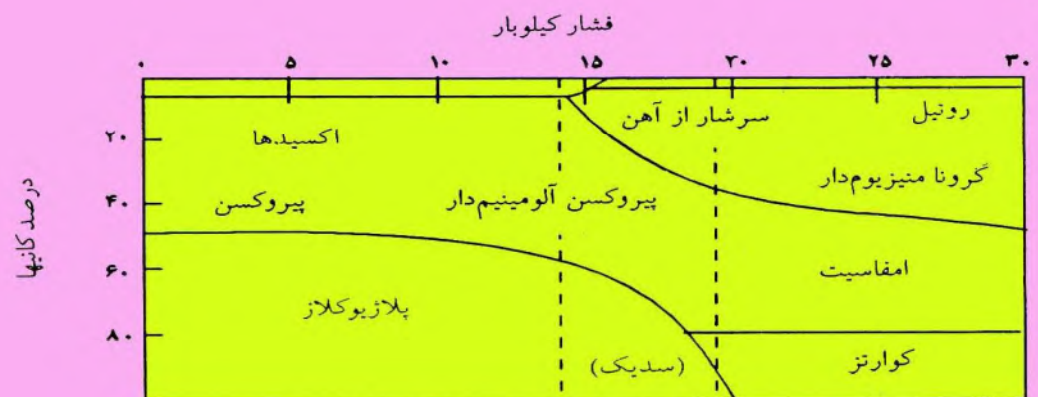
(1) پوسته زمین :

پوسته ساختمانی ناهمگون دارد .

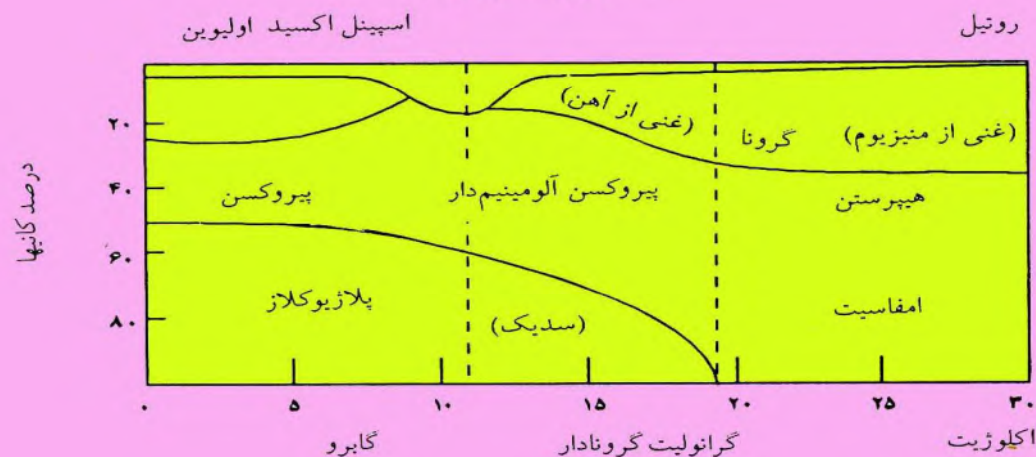
در مناطق قاره ای ضخامت متوسط پوسته 35 کیلومتر (تا 60 کیلومتر در مناطق کوهستانی) است و شامل دو بخش اصلی است که شامل سیال (سیلیکات های آلومینیوم) و سیمما (سیلیکات های منیزیم) است . سیال که در بالا قرار دارد از ترکیبات گرانیات یا گرانودیوریتی تشکیل شده است .

سنگ های آذرین سازنده پوسته اساساً شامل

الف) گرانیت ، گرانودیوریت ، دیوریت و
ب) بازالت ، گابرو ، آمفیبولیت ، اکلوتیت و یا معادل دگرگونی آن ها ست . شرایط فشار و درجه حرارت در اعماق پوسته به نحوی است که با حضور گابرو و ناسازگار است .
محققین حضور لایه بازیک در پوسته زیرین را رد می کنند و به جای آن مجموعه ای از سنگ های اسید و حدّ واسط با رخساره اکلوتیتی (شرایط تبلور حرارت بالا و فشار زیاد) را در نظر می گیرند به عقیده بعضی از محققین ، در اعماق پوسته به جای موادی آب و خشک ، مجموعه آبدار آمفیبولیتی وجود دارد .
ترکیب پوسته نخستین زمین ، گرانودیوریت است . (لا اقل در چاه کولا در سپر بالتیک)

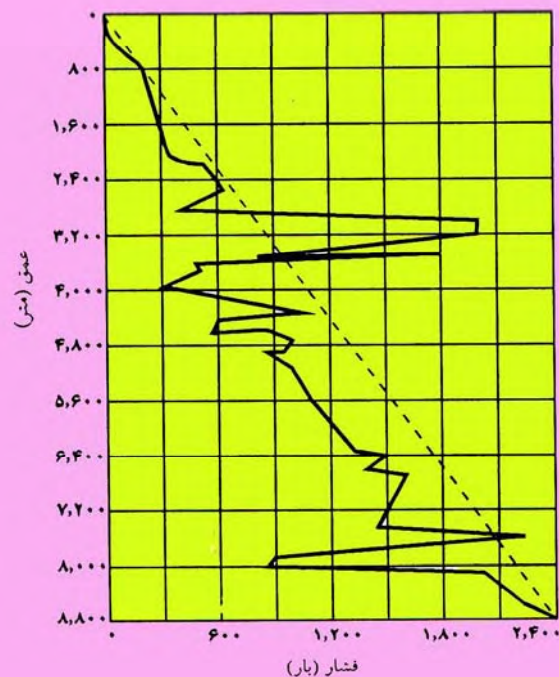


الف - تولی ایت کوارتزدار



ب - بازالت آکالن

شکل ۴-۱۳ مثالی از هترومورفی در بازالتها. در درجه حرارت ثابت ۱۱۰۰ درجه سانتیگراد و در فشار بین صفر تا ۳۰ کیلو بار از تولی ایت کوارتزدار (الف) و بازالت آکالن (ب) کانیهای مختلفی به ظهور می رسد و در نتیجه سنگهای متفاوتی تشکیل می شود. در این شکل شرایط تشکیل و ظهور کانیها برحسب افزایش فشار دیده می شود. در ستون قائم می توان درصد تقریبی هریک از کانیها را مشخص کرد. برحسب افزایش فشار (مسلماً در درجه حرارت ثابت ۱۱۰۰ درجه سانتیگراد) سنگهای گابروی، گرانولیت گرونادار و اکلوژیت تشکیل می شوند. (ویلی ۱۹۷۱)



شکل ۴-۱۴ فشار وزن سنگها (خط پرننگ و شکسته) که براساس اندازه گیری سرعت امواج صوتی در سنگهای اطراف دیواره چاه به دست آمده به نحو بارزی با افزایش خطی فشار بر حسب عمق (خط چین) انحراف دارد. در ژرفای ۳۲۰۰ متری، منطقه پرفشار و غیرعادی وجود دارد که نشان دهنده وزن حجمی زیاد لایه های نفوذناپذیر در این ژرفاست. کاهش فشار در اعماق ۴۰۰۰ و ۸۰۰۰ متری وجود منطقه ای از سنگهای خرد شده را مشخص می کند (کوزلوفسکی ۱۹۸۴).

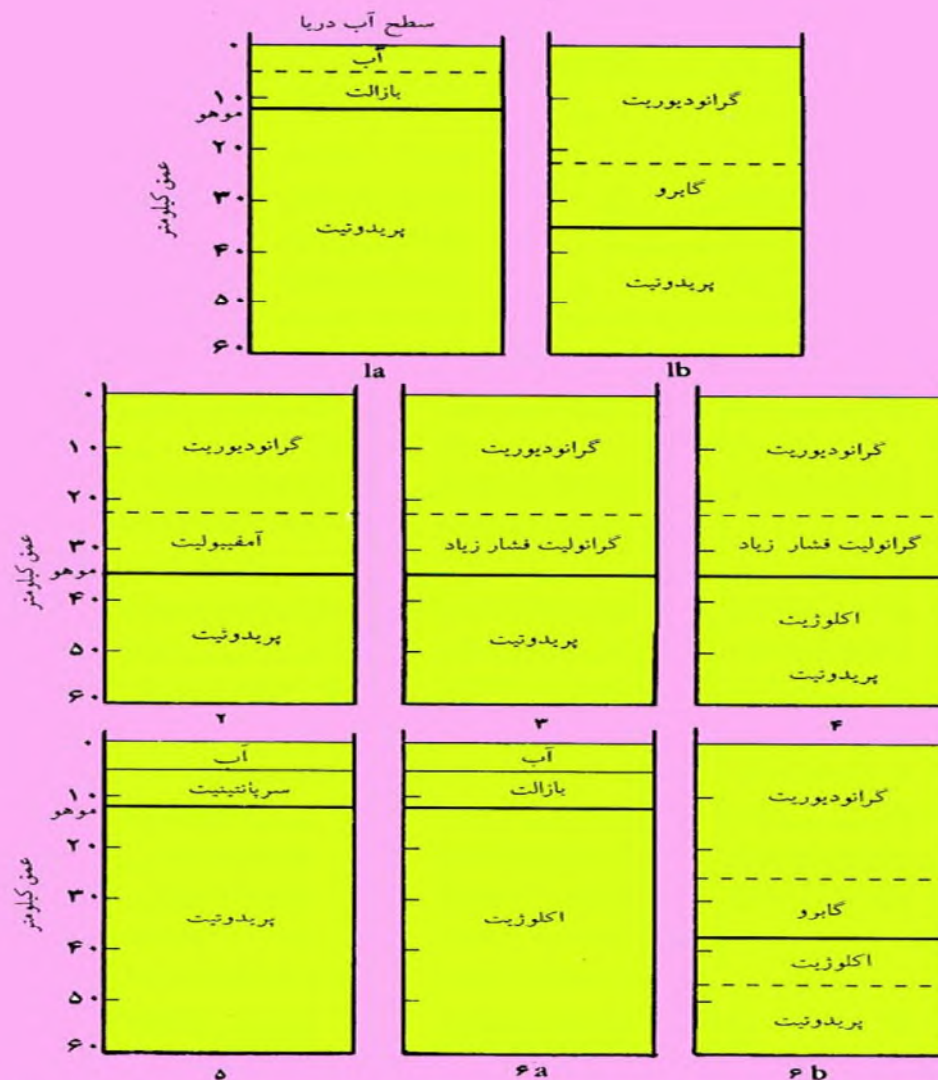
سرعت عبور امواج زلزله در عمق 8000 متری ناگهان تغییر می کند (شکل 4-14) . افزایش ناگهانی در سرعت امواج زلزله که در نقاط مختلف جهان در بخش میانی پوسته وجود داشت به **ناپیوستگی کنراد** موسوم است .

مقدار آب موجود در ترکیب سنگ تا عمق 450 کیلومتری از سطح زمین در حدود 4 درصد است و در این عمق از مقدار آب یکباره کاسته شد و به 2.1 درصد کاهش یافت .

مرز موهو:

موهو بین بازالت — پریدوتیت است که در واقع یک مرز تغییر ترکیب شیمیایی است .
گوشته فوقانی دارای سنگ هایی با وزن حجمی 3.2 گرم بر سانتی متر مکعب است و سرعت انتشار امواج P در گوشته ی فوقانی در حدود 8.1 Km/S است .
از امواج صوت در حین عبور از پریدوتیت در امتداد جهات مختلف بلور های سازنده آن با سرعت متفاوت عبور می کنند .
پریدوتیت و اکلوژیت هترومورف هستند . گوشته فوقانی از کانی های سیلیکاته یعنی سنگ تشکیل یافته ولی نوع آن پریدوتیت است ، نه اکلوژیت.

حد بین پوسته و گوشته یعنی موهو ،
مرزی شیمیایی است . مرز موهو مرز
تغییر و تبدیل است و به کمک سرعت
عبور امواج زلزله ثابت شده است که
ضخامت آن ممکن است گاهی تا بیش از
5 کیلومتر باشد و این تصور قدیمی که
موهو یک خطّ فرضی است باید کنار
گذاشته شود .



شکل ۴-۱۵ در مدل‌های ۱ تا ۴ ناپیوستگی موهو به عنوان مرز شیمیایی در نظر گرفته شده است و در آنها ترکیب پوسته زیرین متفاوت است. در مدل ۵ و ۶ ناپیوستگی موهو به صورت مرز تغییر و تبدیل در نظر گرفته شده است. (از ویلی ۱۹۷۱)

گوشته زمین :

گوشته زمین در حد بین پوسته و هسته زمین قرار دارد . از نظر وزنی ، گوشته 67.2 درصد و از مظر ، حجمی 90 درصد زمین را تشکیل می دهد .

از نظر شیمیایی ، گوشته به منبع پوسته قاره ای و هسته است ؛ در عین حال منشأ بخشی از اتمسفر هم به شمار می آید . از نظر دینامیک ، منشأ حرکات لیتوسفر (که به آن تکتونیک صفحه ای اطلاق می شود) از گوشته زمین است .

مطالعه گوشته به دو طریق ژئوفیزیکی و پترولوژی امکان پذیر است .
گوشته در تمام حجم خود ترکیب یکسان و یکنواخت ندارد .
گوشته از دو لایه ی فوقانی و زیرین تشکیل شده است .
علّت وجود لایه ی استنوسفر در زیر لیتوسفر را می توان مربوط به ذوب بخشی مواد سازنده گوشته در شرایط مساعد مربوط دانست.

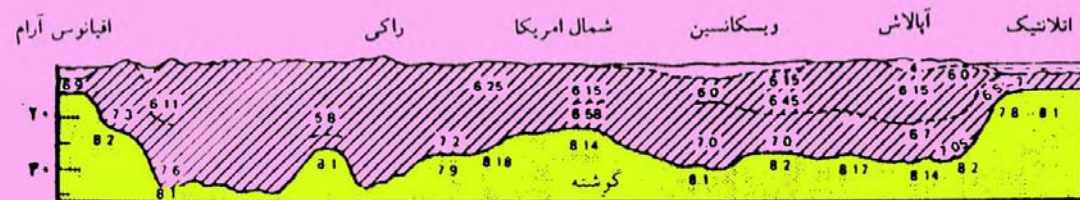
ماهیت گوشته به وسیله رینگوود مورد نظر قرار گرفت . وی گوشته فوقانی را اولترابازیک خاصی به نام پیرولیت در نظر می گیرد که مخلوطی از یک بخش بازالیتی و سه بخش دونیتی است .

در گوشته تعدادی مناطق تغییر و تبدیل وجود دارد (به شکل 4-5 مراجعه شود).

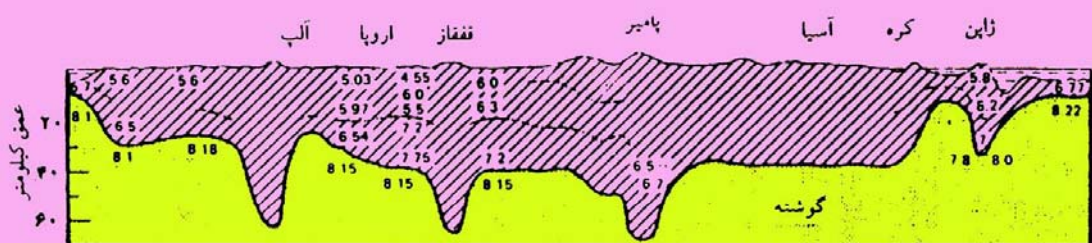
اولین بار برنال اعلام نمود که انفصال بین گوشته فوقانی و تحتانی (یعنی منطقه تغییر و تبدیل) مربوط به تشکیل پلی مورف الیوین در فشار و در درجه حرارت زیاد است .

وزن حجمی گوشته زیرین زیاد است و این مسئله ممکن است مربوط به دو عامل باشد : الف) افزایش نسبت Fe/Mg ب) افزایش فشار ، کانی های متراکم تری به وجود می آورد و ممکن است و هر دو حالت فوق با هم دخالت داشته باشند .

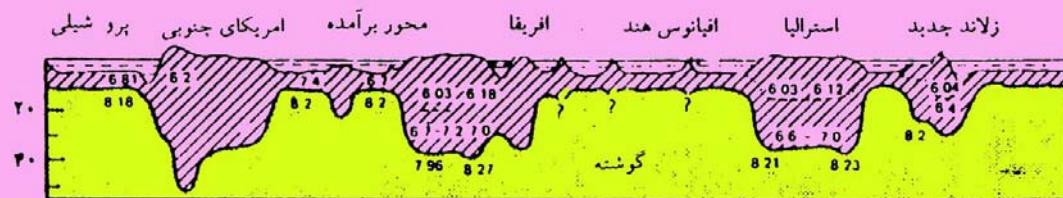
مرز بین گوشته و هسته یک مرز شیمیایی است که با فراوانی آهن ، نیکل و گاهش سیلیس مشخص می شود . این مرز دارای برآمدگی و فرورفتگی های بسیار است .



الف

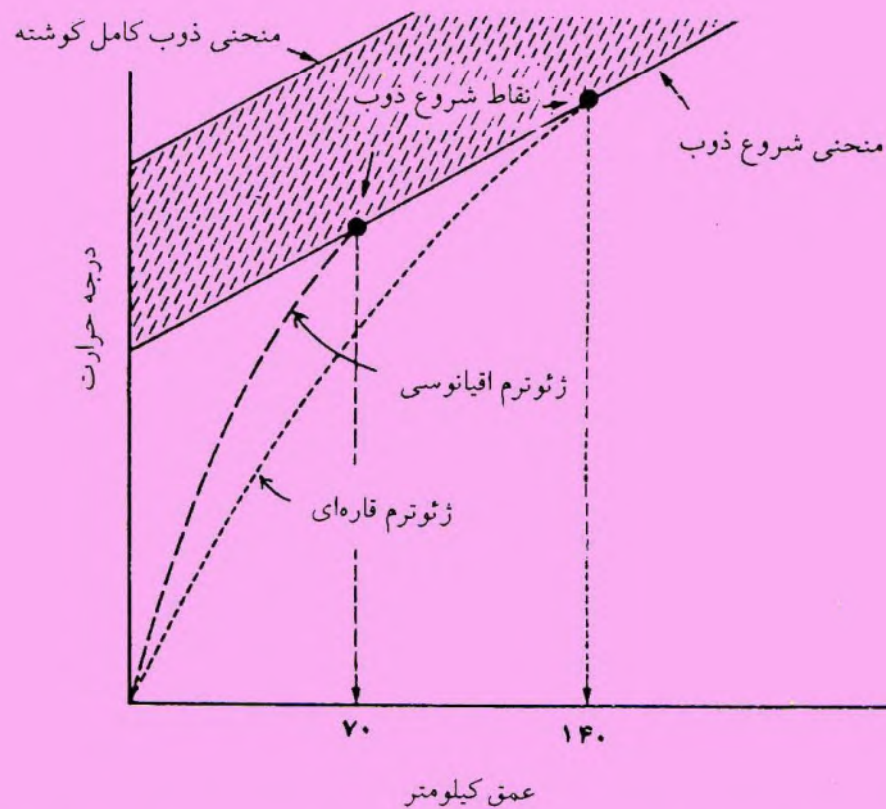


ب



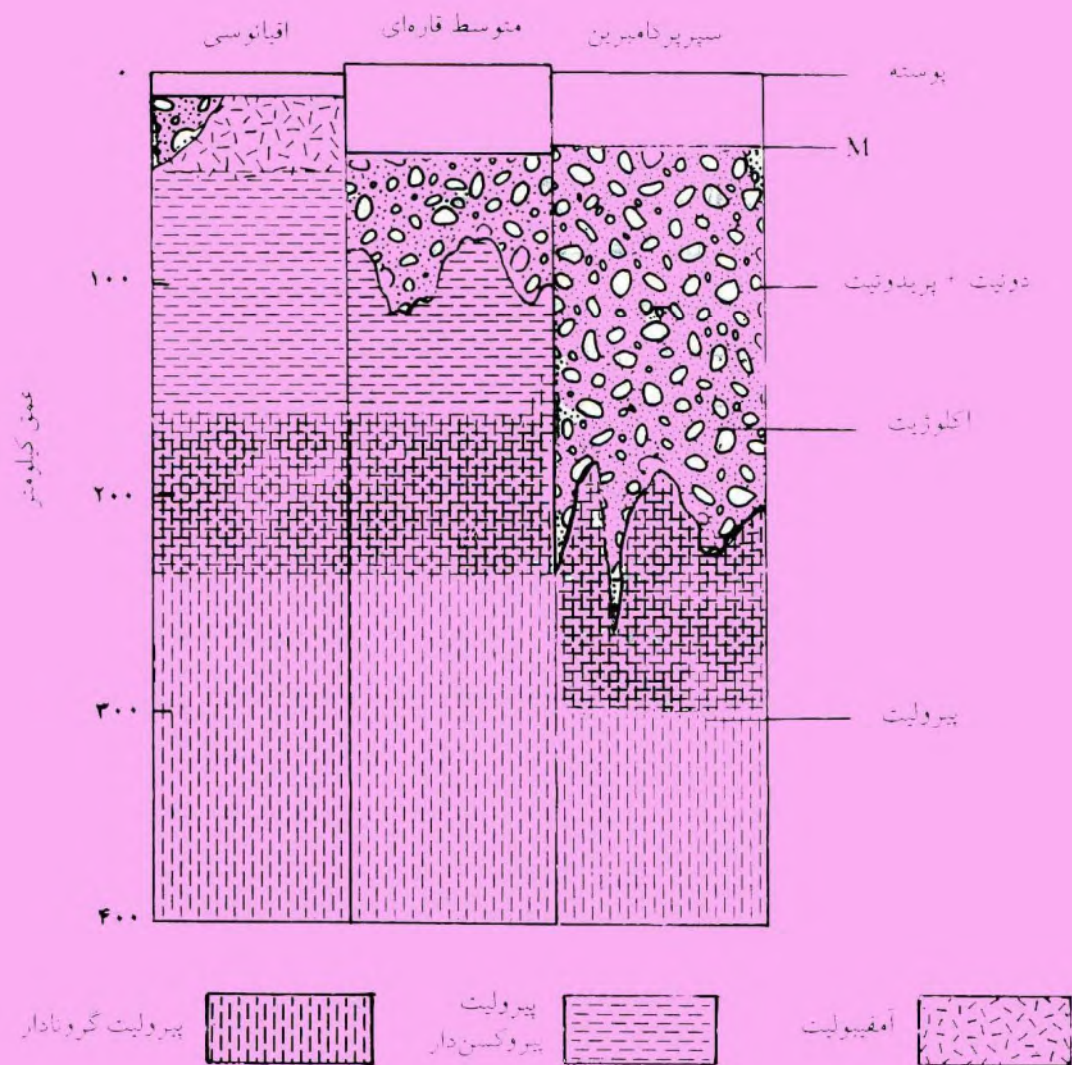
ج

شکل ۱۶-۴ مقاطعی از پوسته زمین که بر اساس عبور امواج زلزله در مناطق مختلف ترسیم شده است. در این اشکال، اعداد معرف سرعت عبور امواج P زلزله برحسب کیلومتر در ثانیه‌اند. مرز ناپیوستگیها در هر جا که مشخص بوده با خطوط پررنگ نشان داده شده است. ضخامت بعضی از لایه‌های رسوبی در مناطق مختلف به صورت نقطه نقطه دیده می‌شود.



شکل ۴-۱۷ در این شکل تغییرات درجه زمین گرمایی در زیر اقیانوسها و قاره‌ها (ژئوترم) و منحنی شروع ذوب و ذوب کامل پریدوتیت برحسب عمق دیده می‌شود. با توجه به انحنای ژئوترمها ذوب سنگهای سازنده گوشته کامل نیست و در نتیجه تصور می‌شود در محل تقاطع این دو منحنی با منحنی آغاز ذوب پریدوتیت، تغییراتی در اختصاصات فیزیکی ماده سازنده زمین (نظیر کاهش سرعت امواج زلزله، کاهش وزن حجمی) پدید می‌آیند که وجود لایه آستنسفر نشانه آن است. (الگر ۱۹۸۳)

نام سنگ	کانیها
آمفیبولیت	الف) الیوین + آمفیبول
پلاژیوکلاز پیرولیت	ب) الیوین + پیروکسن فقیر از آلومینیم + پلاژیوکلاز
پیروکسن پیرولیت	ج) الیوین + پیروکسن سرشار از آلومینیم + اسپینل
گرونا پیرولیت	د) الیوین + پیروکسن فقیر از آلومینیم و گرونا



شکل ۴-۱۸ مدل پترولوژیکی از گوشته فوقانی زمین به موجب فرضیه کلازک وریسگوود
(۱۹۶۴) M - ناپیرستگی موهو است.

هسته زمین :

هسته در عمق 2900 کیلومتری از سطح زمین قرار دارد .

مرکز زمین دارای مغزه جامدی است که اطراف آن را هاله ای از مایع در برگرفته است . این دو بخش ، هسته زمین را تشکیل می دهند که اساساً از نیکل و آن ساخته شده است و به همین دلیل به آن **نیف** یا **نیفه** می گویند .

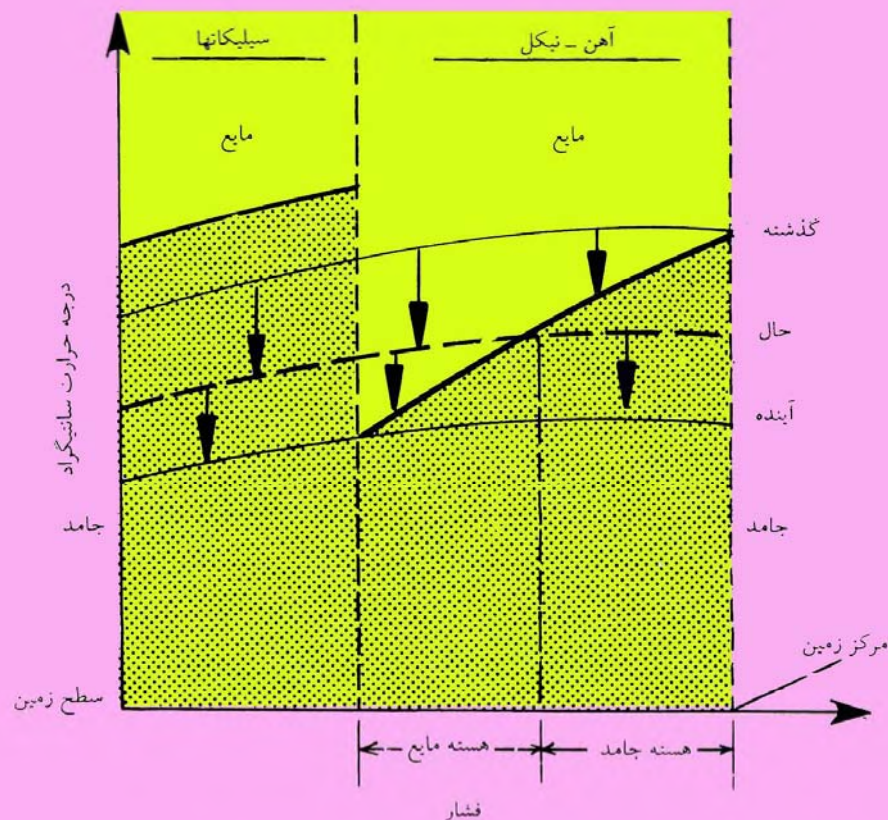
منشا میدان مغناطیسی زمین ممکن است مربوط به حرکات هسته باشد .

می دانیم که آهن از سیلیکات سنگین تر است . جدایی و تفکیک هسته آهنی و استقرار آن در مرکز زمین ، با توجه به قوانین فیزیک ، امروزه امری طبیعی است (نظریه ی السالسر) .

ترکیب هسته :

ترکیب اصلی هسته زمین ، آلیاژی از آهن و نیکل است . امروزه تصوّر می کنند که 10 تا 15 درصد هسته از سولفور و اکسید تشکیل شده است . علت جدا شدن هسته از گوشته را مربوط به عدم اختلاط ترکیب آهن و نیکل فلزی از سیلیکات می دانند .

در آینده نیز از میزان انرژی حرارتی هسته کاهش خواهد یافت (شکل 4-19) سرانجام تمام هسته به حالت جامد در خواهد آمد که به نوبه خود باعث نابودی خاصیت مغناطیسی زمین در حرکات لیتوسفر می شود .



شکل ۴-۱۹ وجود هسته خارجی مایع را می توان با شکل فوق توضیح داد: منحنی ذوب سیلیکاتها و آلیاژ آهن - نیکل با خط پررنگ نشان داده شده است. ملاحظه می کنیم که درجه حرارت ذوب کانیها با فشار (یا عمق) افزایش می یابد. منحنی درجه زمین گرمایی (به صورت خط چین) در پایینتر از نقطه ذوب سیلیکاتها یعنی در منطقه جامد آنها قرار دارد درحالی که، منحنی مزبور، منحنی ذوب آهن - نیکل را قطع می کند و در نتیجه هسته را به دو بخش تمایز مایع و جامد تقسیم می کند. هر قدر زمین سردتر شود منحنی درجه زمین گرمایی «پایینتر» می آید. بنابراین حجم هسته جامد افزایش می یابد. چنانکه ملاحظه می کنیم (مطابق شکل) در گذشته دور، هسته به کلی حالت مایع داشته و در آینده هم تمام هسته حالت جامد خواهد داشت.

متئوریت ها :

به آن دسته از سنگ هایی که منشا غیر زمین دیده می شوند شهاب سنگ یا سنگ های آسمانی یا متئوریت می گویند . شهاب سنگ ها در کل به سه دسته سنگی ، آهنی و سنگی – آهنی (لیتو سیدریت) قابل تقسیم اند . مرکز زمین را مانند متئوریت های آهنی از جنس آهن و نیکل و تصوّر می کنند . خواص مغناطیس ممکن است تایید کننده نظر فوق باشد .

"فصل پنجم"

"پترولوژی و ژنز ماگما"

هدف کلی

دانشجو در پایان این فصل ضمن آشنا شدن با انواع ماگما، ترکیب و چگونگی تشکیل آن، فرایندهایی را که موجب تشکیل انواع سنگهای درونی اسیدی، بازیک و حدواسط می شود فرا خواهد گرفت.

هدف های رفتاری

پس از مطالعه این فصل دانشجو باید بتواند :

- 1- مفاهیم جدید را تعریف کند .
- 2- فاز های مختلف ماگما را نام برد .
- 3- راه های مختلف اشباع مواد فرار در ماده مذاب و عبور از حالت غیر اشباع به حالت فوق اشباع را با ذکر یک مثال توضیح دهد .
- 4- منشأ گرانیت ها را توضیح دهد .
- 5- منشأ ماگمای بازالتی را بر اساس ذوب لایه های اکلوزیتی ، پریدوتیتی و پیرولیتی توضیح دهد .
- 6- با توجه به منشأ و ماگمای اولیه بازالتی ، 5 گروه بازالتی را نام ببرد .
- 7- ماگمای حد واسط را توضیح دهد و پدیده هایی که در تشکیل آن نقش دارند نام ببرد .
- 8- مکانیسم های مختلف تفریق برای تشکیل ماگمای حد واسط را نام ببرد .
- 9- مکانیسم ها جدا شدن بلور از مایع در فرایند تفریق را نام ببرد و هر یک را با مثال ساده توضیح دهد .
- 10 مکانیسم های جدا شدن مایع و گاز را طی تفریق نام ببرد
- 11- علت فراوانی بازالت ها نسبت به گرانیت ها را توضیح دهد.

مفاهیم جدیدی که در این فصل فرا خواهید گرفت

- ماگما
- ترکیب ماگما
- گرانیته پالین ژنتیک
- گرانیته شدن
- ذوب بخشی
- نودول
- گزنولیت
- ماگمای حد واسط
- فیلترپرس
- مهاجرت یون
- هضم
- اقسام ماگما
- مواد فرار ماگما
- گرانیته ماگمایی
- میگماتیت
- دیاپیر
- انکلاو
- چهار وجهی بازالتی
- تفریق
- تفریق پنوماتولیتی
- تفریق جریان
- اختلاط ماگمایی

مقدمه :

ماگما ماده مذاب سیلیکاته متحرک و داغی است که از انجماد آن سنگ های ماگمایی به وجود می آید . نزدیک به سطح زمین درجه حرارت ماگمایی اسید و بازیک به ترتیب 700 تا 1200 درجه متغیر است . به طور کلی مواد مذاب غنی از سیلیس و فقیر از آب بیشتر پلیمریزه می شوند و از این جهت غلظت آن ها زیاد و حرکت آن ها کند و بطنی است .
با بررسی ماگما و سنگ های ماگمایی می توان : 1) از ترکیب شیمیایی درون زمین آگاه شد و به شرایط فیزیکی حاکم در پوسته و گوشته فوقانی پی برد .

ترکیب ماگما :

آب و مواد فرّار درجه حرارت ذوب را تغییر می دهند .

فاز هایی که در ماگما می توان به اثبات رسانید عبارتند از : 1) مواد مذاب که ترکیب سیلیکات ها را دارند و پس از انجماد ، سنگ تشکیل می دهند 2) عناصر فرّار که ابدأ در ساختمان سنگ شرکت نمی کنند مثل گاز های آمونیاک و اسید کلریدریک 3) قسمتی از بخار آب موجود در ماگما در ترکیب سیلیکات های آبدار مانند میکا ها و آمفیبول ها به صورت F و OH وارد می شود ، بخشی از آن نیز ممکن است به صورت انکلوزین های گازی در کانی ها حبس شود . 4) گاز های دیگری که در ایجاد رگه های معدنی نقش عمده دارند مانند : فلوئور ، کلر ، گوگرد ، فسفر و

رفتار مواد فرّار در ماگما :

برای اینکه یک ماده مذاب غیر اشباع از مواد فرّار به حالت فوق اشباع برسد (حالت غلیان) دو راه وجود دارد : 1) دما کم و بیش ثابت باشد (شرایط ایزوترمال) ولی فشار همه جانبه کاهش یابد 2) فشار ثابت باشد (شرایط ایزوبار) ولی حرارت کاهش یابد .

$$S = 8.4 - .00034t$$

(S=مقدار انحلال مواد فرّار در آب t =درجه حرارت) این فرمول نشان می دهد که با کاهش درجه حرارت قابلیت انحلال افزایش می یابد .

نوعی از غلیان را که در اثر تبلور به وجود می آید ، غلیان قهقرایی می گویند ، زیرا در شرایطی انجام می شود که از نظر حرارتی عکس غلیان های معمولی است .

جدول ۱-۵ ترکیب شیمیایی بعضی از اقسام سنگهای آذرین ایران

ماگماهای بازیک		ماگماهای حدواسط		ماگماهای اسید		اکسیدها
گابرو	بازالت	دیوریت	آندزیت	گرانیت دوران	ریولیت آسفوردی	
ملایر	دماوند	سدکرج	ترود	زنجان	بافق	SiO _۲
۴۷/۱۰	۴۳/۶۰	۵۵/۲۰	۵۳/۵۰	۷۰/۴۵	۷۲/۴	
۱۳/۲۵	۱۲/۹۰	۱۲/۴۵	۱۳/۴۰	۱۶/۳۰	۱۲/۲	Al _۲ O _۳
۳/۳۵	۵/۴۰	۳/۱۰	۶/۴	۰/۵۵	۰/۵۴	Fe _۲ O _۳
۵/۸۰	۲/۳۰	۴/۴۰	۱/۲۰	۱/۱۰	۰/۱۴	FeO
۱۰/۵۰	۸/-	۸/۳۰	۷/۵۰	۰/۸۰	۰/۹۴	MgO
۱۲/۳۰	۱۱/۱۰	۷/۸۰	۷/۲۵	۰/۷۵	۲/۸۰	CaO
۲/۴۰	۴/-	۲/۷۰	۳/۲	۲/۹۰	۰/۱۳	Na _۲ O
۲/۸۰	۱/۶۰	۳/۲۵	۲/۲۵	۶/۲۰	۹/۳۸	K _۲ O
۱/۱۰	۱/۹۰	۱/۸۵	۱/۱۰	۰/۲۵	۰/۱۴	TiO _۲
۰/۶۰	۱/۳۵	۱/۱۵	۰/۵۵	۰/۰۵	۰/۰۱	P _۲ O _۵
۰/۲۰	۰/۱۵	۰/۱۵	۰/۲۵	۰/۱۰	۰/۰۶	MnO
۰/۶۰	۳/۶۰	۱/۵۰	۰/۷۰	۱/۰۵	۲/۶۸	H _۲ O

اقسام ماگما :

ماگما از نظر شیمیایی به 3 دسته تقسیم می شود :

(1) ماگما های اسید که مقدار سیلیس در این ماگما بیش از 66 درصد است (2) ماگمای بازیک : مقدار سیلیس آن تقریباً از 43 تا 52 درصد است (3) ماگمای حد واسط که درصد سیلیس آن در حدود 52 تا 66 درصد است . 95 درصد از سنگ های پلوتونیک را گرانیت و گرانودیوریت ها تشکیل می دهند و 98 درصد از سنگ های آتشفشانی شامل بازالت و آندزیت های پیروکسن دار است . به همین دلیل مدل سنگ شناسی پوسته زمین را عمدتاً گرانیت و بازالت در نظر می گیرند .

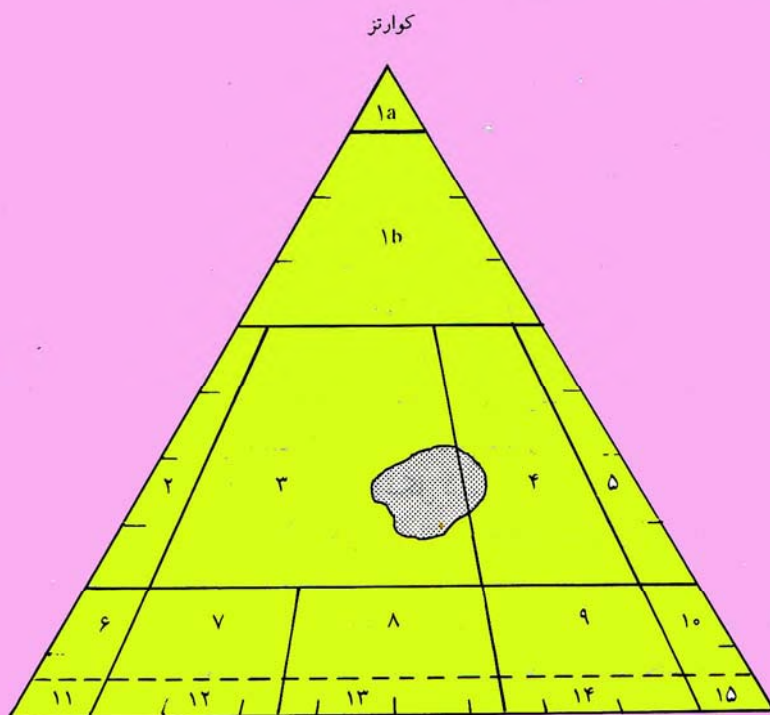
منشا ماگما :

برای تولید ماگما سه مکانیسم مختلف پیشنهاد شده است که بر حسب موقعیت ممکن است هر یک از آن ها در ایجاد ذوب موثر باشد : 1) افزایش دما در فشار ثابت 2) کاهش فشار در دمای ثابت 3) ازدیاد مواد فرار نظیر آب که خود در کاهش دمای ذوب سنگ ها موثر است .

منشا گرانیت :

در حدود 95 درصد از بیرون زدگی های آذرین درونی سطح زمین را گرانیت تشکیل می دهد . وزن مخصوص گرانیت 2.6 تا 2.7 است . ترکیب شیمیایی گرانیت ها معادل ترکیب شیمیایی رسوبات پلیتن است . یک درصد وزن گرانیت ها را هم آب تشکیل می دهد . "بوون" و همکارانش در سال 1956 اعلام داشتند که : " به احتمال ضعیف ماگمای گرانیقی از ذوب رسوبات سیلیکو-آلومینیوم دار هم به وجود می آید ."

نظریه بوون در مورد تشکیل تمام سنگ های آذرین از یک ماگما ، امروزه قابل قبول نیست



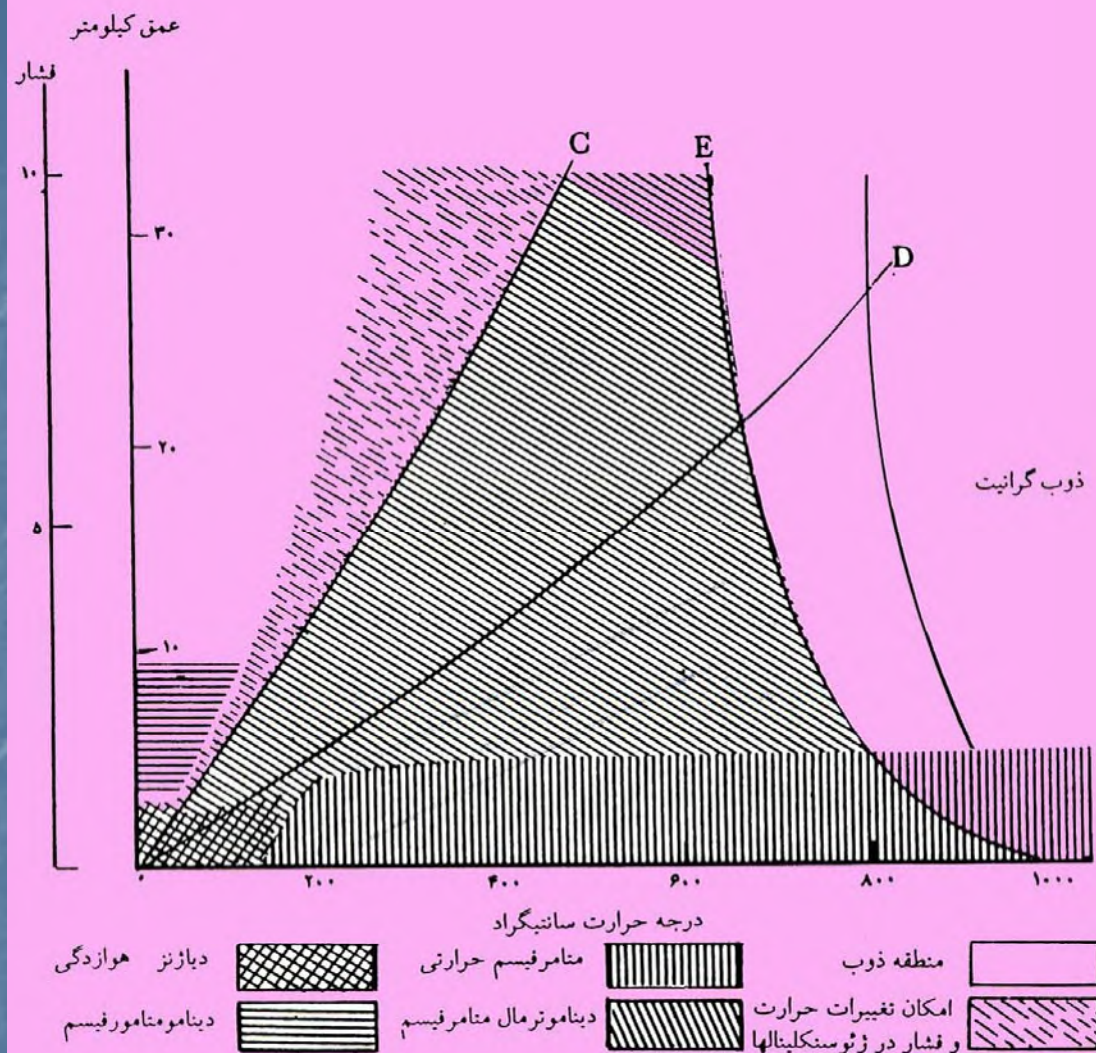
پلاژیوکلاز
فلدسپاتهای سرشار از پتاسیم
آلکالی فلدسپات (پرتیت)

شکل ۱-۵ رده بندی سنگهای گرانیقی براساس درصد کانیهای کوارتز - پلاژیوکلاز و فلدسپات غنی از پتاسیم. تقریباً نیمی از گرانیتهای دنیا در محدوده نقطه نقطه قرار می گیرند که بیش از ۸۰ درصد ترکیب آنها کوارتز + آلپیت + ارتوز است. سنگهای مناطق ۲، ۳، ۴ و ۵ را گرانیتهای می گویند.

۱۵ کوارتزولیت (سیلکسیت)؛ ۱۴ کوارتزولیت سرشار از کوارتز؛ ۱۳ آلکالی فلدسپات گرانیق؛ ۱۲ گرانیق؛ ۱۱ گرانودیوریت؛ ۱۰ تونالیت؛ ۹ آلکالی فلدسپات سینیت کوارتزدار؛ ۸ سینیت کوارتزدار؛ ۷ مونزونیت کوارتزدار؛ ۶ کوارتز مونزونیت و کوارتز مونزوکابرو؛ ۵ کوارتز دیوریت، کوارتز گابرو، کوارتز آنورتوزیت؛ ۴ سینیتهای فلدسپات پتاسیم دار؛ ۳ سینیت؛ ۲ مونزونیت؛ ۱ مونزودیوریت، مونزوکابرو؛ ۱۵ دیوریت، گابرو، آنورتوزیت.

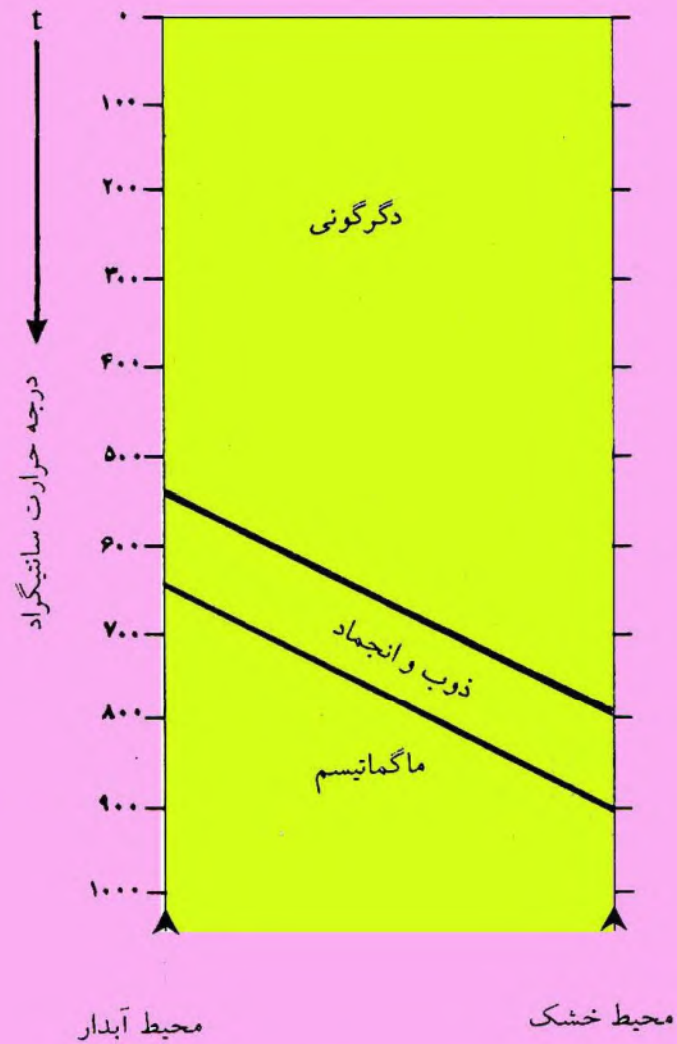


امروزه برای تشکیل گرانیت عقیده دارند که :
گرانیت ممکن است از انجماد مواد مذاب سیلیکاتی یعنی سنگ آذرینی که حالت مایع را پشت سر گذاشته است به وجود آید .
(2) از تبلور مجدد و تغییر و تبدیل ترکیبات مساعد ، بدون آنکه از مرحله مایع عبور کرده باشد . این همان حالتی است
که با نام گرانیتی شدن معرّفی شده است .
منشا گرانیت های پالین ژنتیک و میگماتیت ها :



شکل ۳-۵ رابطه اقسام دگرگونی و آناتکسی برحسب فشار و حرارت. در این شکل، حدود تقریبی اقسام دگرگونی قابل مشاهده است.

کلمه ی آناتکسی معرفّ دگرگونی ناحیه ای شدید است که با ذوب کامل یا بخشی سنگ همراه باشد. برحسب نوع فلدسپات اقسام گرانیت ها را به شرح زیر خواهیم داشت: (1) گرانیت که در آن مقدار ارتوز معادل و یا زیادتر از پلاژیوکلاز نوع الیگوکلاز است. (2) گرانودیوریت (3) مونزونیت کوارتز دار (4) تونالیت اصولاً مجموعه های بزرگ گرانیتی و میگماتیت ها در داخل قلمرو سنگ های شدیداً دگرگون شده قرار دارند.



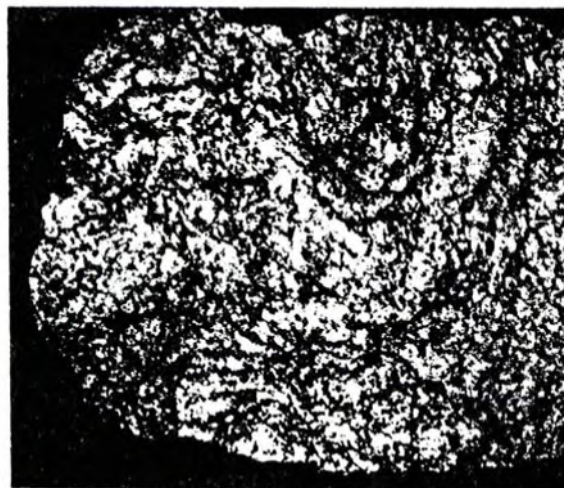
شکل ۴-۵ رابطه بین دگرگونی و ماگماتیسیم و اثر آب در عمل ذوب

میگماتیت ها :

بین سنگ های دگرگونی درجات شدید و مایع مذاب محض ، سنگ های حدّ واسطی وجود دارد که به آن میگماتیت می گویند . در میگماتیت ها عموماً کانی ها زودگداز (روشن) با کانی های دیرگداز (تیره) به صورت لایه لایه و متفاوت قرار می گیرند . در حالت اخیر ، کانی شناسی بخش روشن باید در حول و حوش نقطه مینیمم یعنی اتکتیک سه تایی سیستم کوارتز - ارتوز پلاژیوکلاز باشد .



الف



ب

شکل ۵-۵ دو نوع ساخت در میگماتیت: الف) میگماتیت نوع آگماتیسی یا نوع برشی
ب) میگماتیت نوع نیولیت (نوده مانند)

آزمایش 1:

سنگ شناسان با ذکر مثالهای متعدد خاطرنشان می کنند که منشأ گرانیات از ذوب رسوبات است و معمولاً رس های شیبستی سرشار از کوارتز ، گریواک و آرکوز را به عنوان سنگ های رسوبی مؤلد گرانیات در نظر می گیرند . در ابتدا یک رس ایلیت — کوارتز دار سرشار از کائولینیت (A) و دورس ایلیتی — کوارتز داریکی سرشار از منیزیم (B) و دیگری سرشار از آهن (C) انتخاب شد . ترکیب مایعات حاصل از ذوب بخشی این سه را در جدول (3-5) ملاحظه می کنیم .

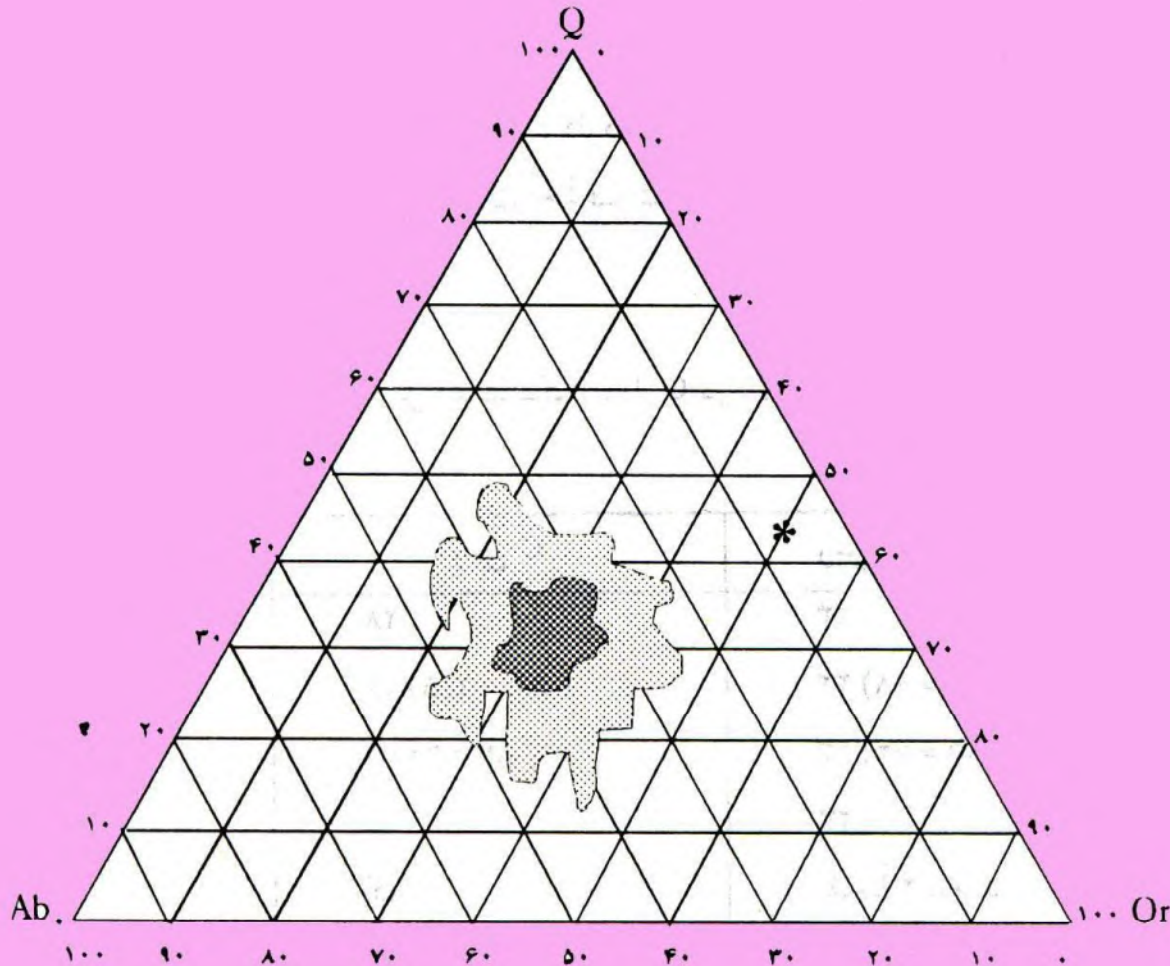
جدول ۳-۵ ترکیب مایعات حاصل از ذوب بخشی

درصد کوارتز	درصد فلدسپات پتاسیم	درصد آل بیت	درصد وزنی ماده مذاب در ۷۲۵ درجه سانتیگراد
رس کالولینیتی A	۴۴	۴۹	۷
رس ایلیتی B	۴۲	۵۰	۸
رس ایلیتی C	۴۲-۴۳	۴۹-۵۰	۸

جدول ۲-۵ کانیهای حاصل از دگرگونی سه رس A، B و C در ۲۰۰۰ بار فشار آب و ازدیاد درجه حرارت

کانیها	نمونه A رس کائولینیتی	نمونه B رس ایلیتی منیزیم دار	نمونه C رس ایلیتی آهن دار
ترکیب	کوارتز	۲۰	۲۴
کانی شناسی	ایلیت	۷۰-۷۵	۶۰
رسوب	کائولینیت	کم	۶-۱۰
اولیه	کلریت	—	کم
	مون مورینیت	—	کم
	مواد آلی	—	۳
درجه حرارت دگرگونی به سانتیگراد			
ترکیب	کوارتز	۲۰	۲۸
کانی شناسی	فلدسپات آلکالن	۲۵-۳۰	۱۹
پس از	پلاژیوکلاز (آلبیت)	کم	۵
دگرگون	کوردریت	۲۱	۲۵
شدن	بیوتیت	—	کم
	مولیت - سیلیمانیت	۱۰	۹
	هماتیت ایلمنیت	خیلی کم	۳-۵ درصد
	آب ترکیبی	۷	۵
درجه حرارت ذوب آناتکسی			
	۶۹۵ درجه	۷۲۵ درجه	۷۱۵ درجه

اگر مقادیر کانی های فوق را به
 دیاگرام سیستم کوارتز-0 ارتوز-
 آل بیت که در فشار 2000 بار آب
 انجام شده منتقل کنیم ، ملاحظه
 می کنیم که ترکیبات مایعات مذاب
 حاصل روی خط کوتکتیک و نزدیک
 به ضلع کوارتز-ارتوز این سیستم
 قرار دارند (شکل 5-6) تا این مرحله
 ، مایع مذاب حاصل ترکیب آپلیتی
 دارد .



شکل ۵-۶ موقعیت ترکیبات حاصل از ذوب (در ۷۲۵ درجه سانتیگراد) سه رس A، B و C در دیاگرام کوارتز - آل بیت - ارتوز که با علامت ستاره مشخص است.

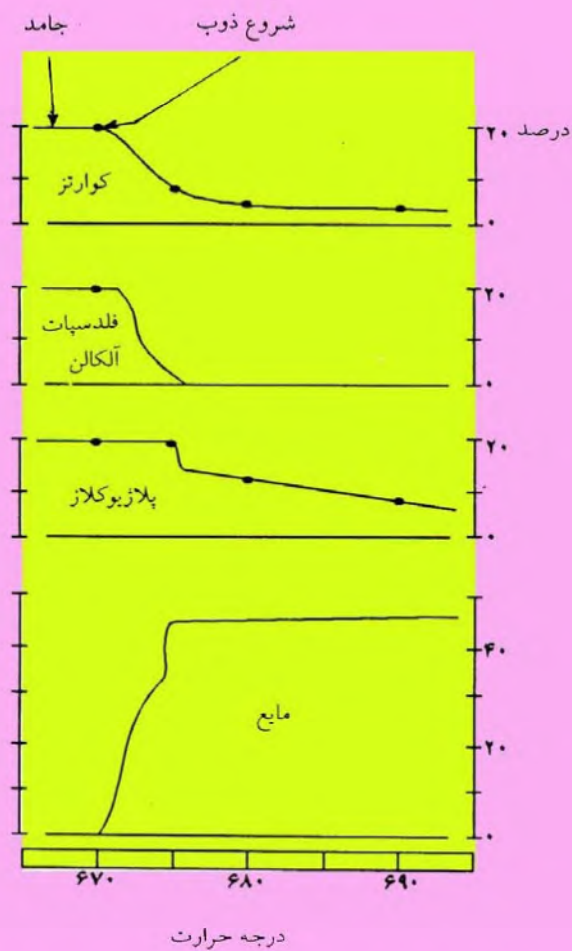
آزمایش 2 رس های سرشار از سدیم :

چنانچه در آزمایش قبل ذکر شد در درجات دگرگونی شدید ، رس به گنیس کردیریت و سلیمانیت دار تبدیل می شد که در آن کمی پلاژیوکلاز وجود دارد . ولی با اضافه کردن NaCl اولاً بر مقدار پلاژیوکلاز افزوده شد ، در حالی که سلیمانیت حذف شد و ثانیاً مقدار کوارتز هم کاهش یافت (جدول 4-5)

جدول ۴-۵ مقایسه ترکیب کانی شناسی رس ایلیت - کوارتزار C در بالاتر از ۶۶۵ درجه سانتیگراد قبل و بعد از اضافه کردن ۳٪ NaCl

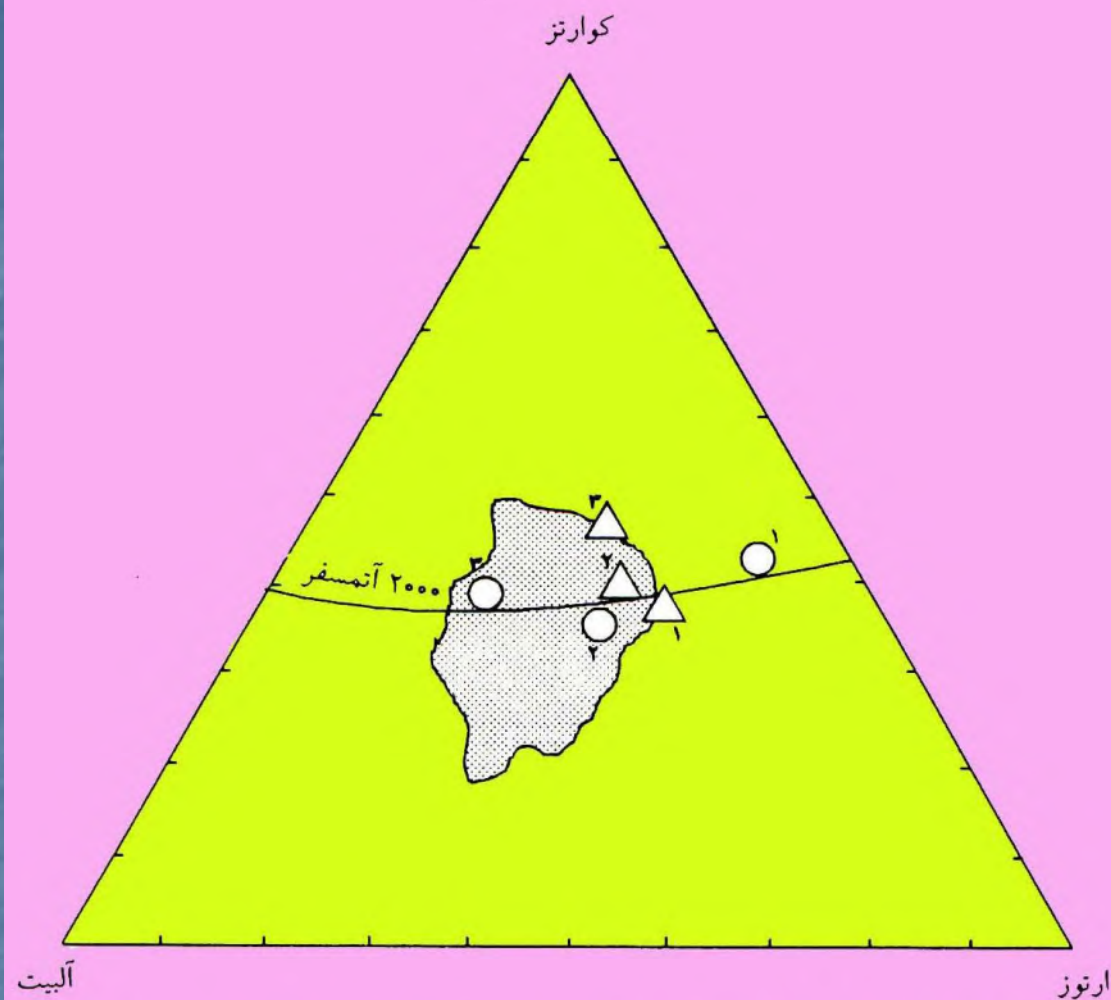
رس C + ۳ درصد NaCl	رس C	
۲۳	۲۸	کوارتز
۲۲ (Ab = ۱۸)	۱۹ (Ab = ۲/۵)	فلدسپات آلکالن
۲۳ (Ab = ۷۴)	۵ (Ab = ۴۱)	پلاژیوکلاز
۲۳	۲۵	کوردیریت
تقریباً ۲ درصد	کم	بیوتیت
—	۹	مولیت - سیلیمانیت
۴	۵	هماتیت - ایلمنیت
۳	۵	بقیه

در شکل (5-7) مراحل ذوب گنیس کوردیریت دار سرشار از سدیم ملاحظه می شود.



شکل ۵-۷ مراحل ذوب گنیس کوردیریت دار سرشار از سدیم؛ با افزایش تدریجی درجه حرارت، درصد کانیهای ذوب می شوند و مقدار مایع، ملاحظه می شود.

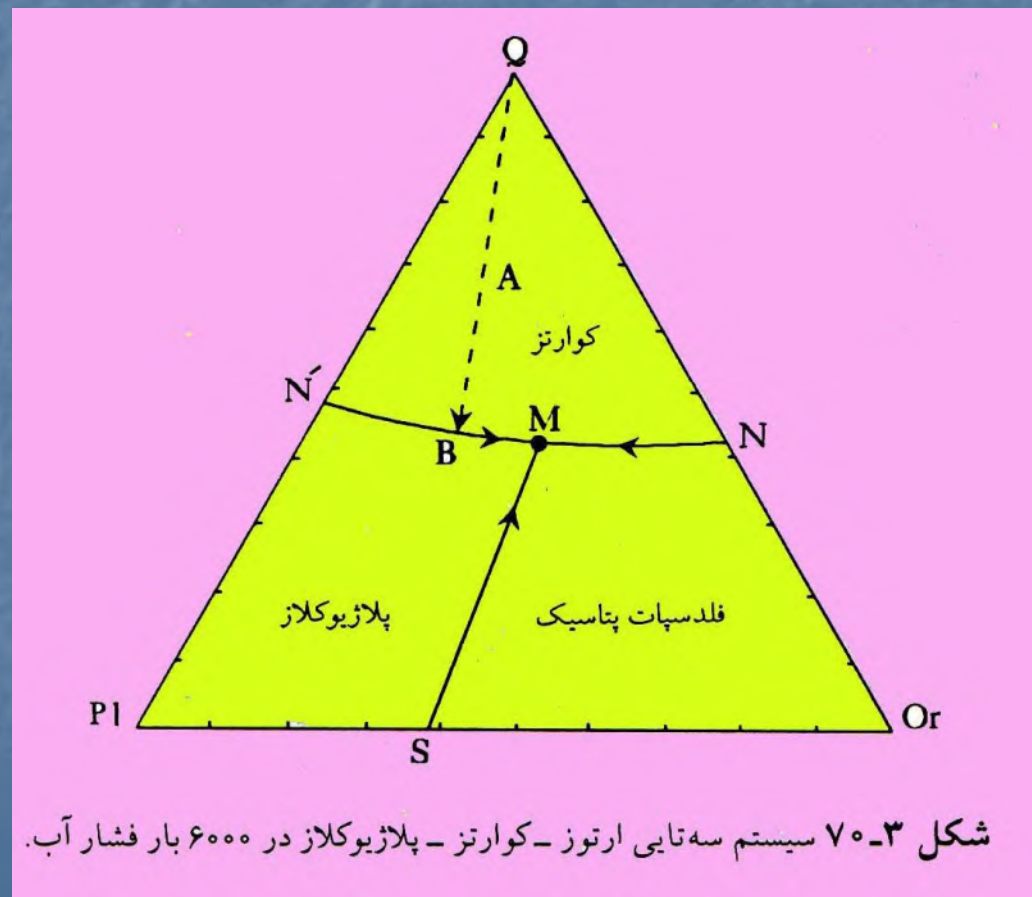
با افزایش بیشتر درجه حرارت (بیش از 675 درجه) ترکیب مایع مذاب چندان تغییر نمی کند. فقط کمی پلاژیوکلاز و کوارتز و کانی های تیره به صورت مایع در می آید ولی مذاب حاصل از محدوده ترکیب گرانیت خارج نیست (شکل 5-8)



شکل ۵-۸ ترکیب مایعات مذاب حاصل از ذوب رس ایلیت دار با ۳ درصد نمک طعام در سیستم کوارتز - ارتوز - آلبیت. دایره ها در دماها کمتر و مثلثها در درجه حرارت بیشتری به دست آمده اند.

عوامل موثر در ذوب بخشی :

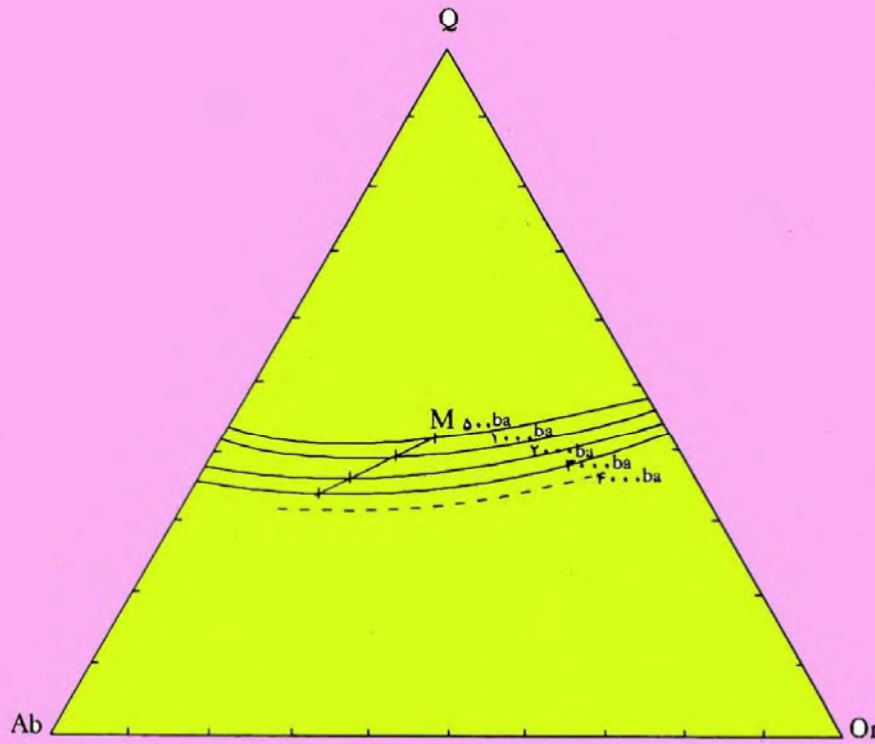
با استفاده از دیاگرام شکل (3-70) می توان ثابت کرد که در پالین ژنتیک ، ذوب به صورت بخشی است و ترکیب مایع مذاب هم تابع درجه حرارت ، ترکیب جامد آغازی ، ترکیب شیمیایی و محیط است . در طبیعت ذوب آناتکسی از گنیس حاصل می شود .



ترکیب مایع مذابی که در نقطه اتکتیک یا مینیمم به وجود می آید تابع عوامل زیر است :

1- تغییرات نقطه مینیمم M بر حسب تغییرات فشار :

هر قدر مقدار فشار بیشتر شود اتکتیک M به طرف قطب پلاژیوکلاز متمایل و از کوارتز دور می شود (شکل 9-5).



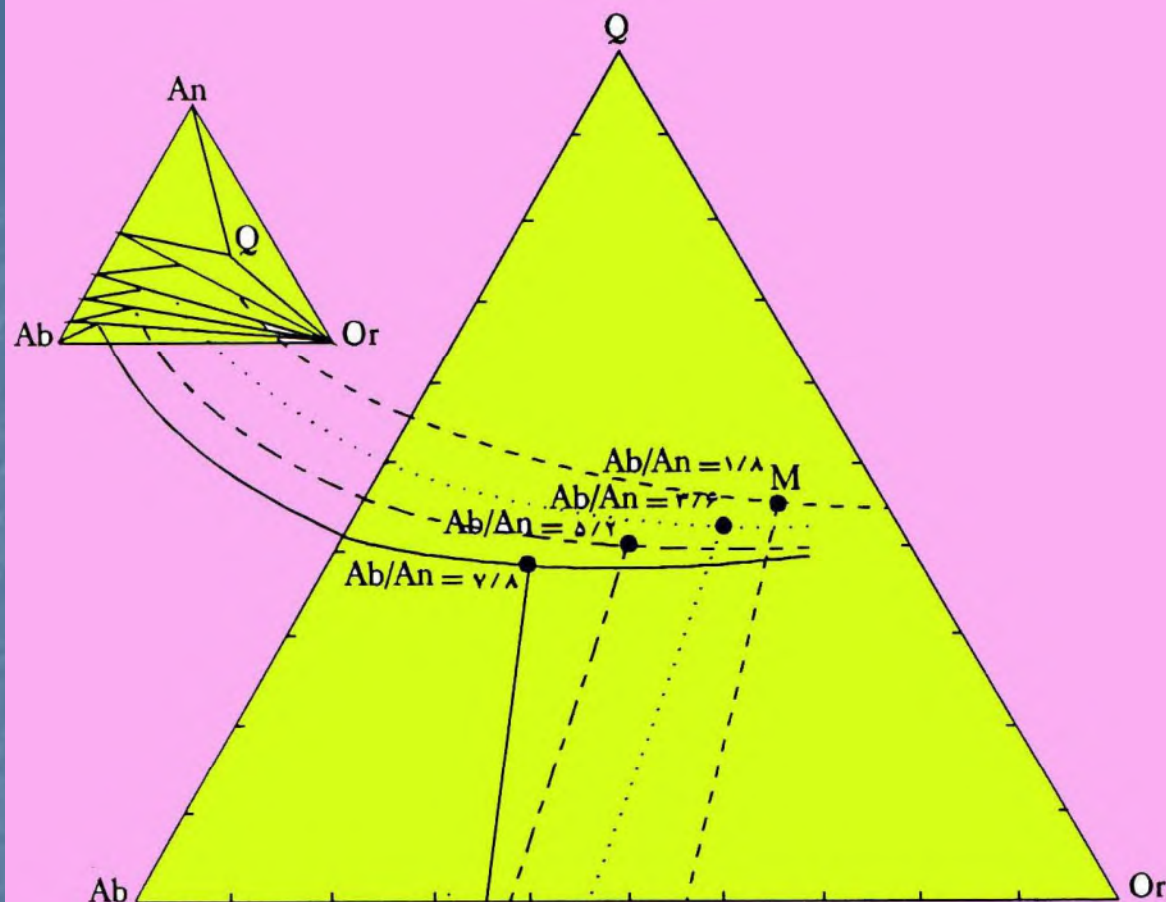
شکل ۹-۵ تغییرات نقطه مینیمم M و خطوط کوتکتیک بر حسب فشار بخار آب، در سیستم کوارتز - آل بیت - ارتوز.

2-تغییرات مینیمم M بر حسب نوع مواد اصلی :

در روی جدول (5-5) مشاهده می کنیم که مایعات حاصل از ذوب در درجه حرارت تقریباً ثابت ، ترکیب متغیری دارند

جدول ۵-۵

نسبت		ترکیب نقطه M درصد			درجه حرارت نقطه اتکتیک به سانتیگراد
Ab/An	Ab:An	کوارتز	آلبیت	ارتوز	
∞	۱۰۰:۰	۳۴	۴۰	۲۶	۶۷۰
۷/۸	۸۹:۱۱	۴۰	۳۸	۲۲	۶۷۵
۵/۲	۸۴:۱۶	۴۱	۳۰	۲۹	۶۸۵
۷/۸	۷۹:۲۱	۴۳	۲۱	۳۶	۶۹۵
۱/۸	۶۴:۳۶	۴۵	۱۵	۴۰	۷۰۵



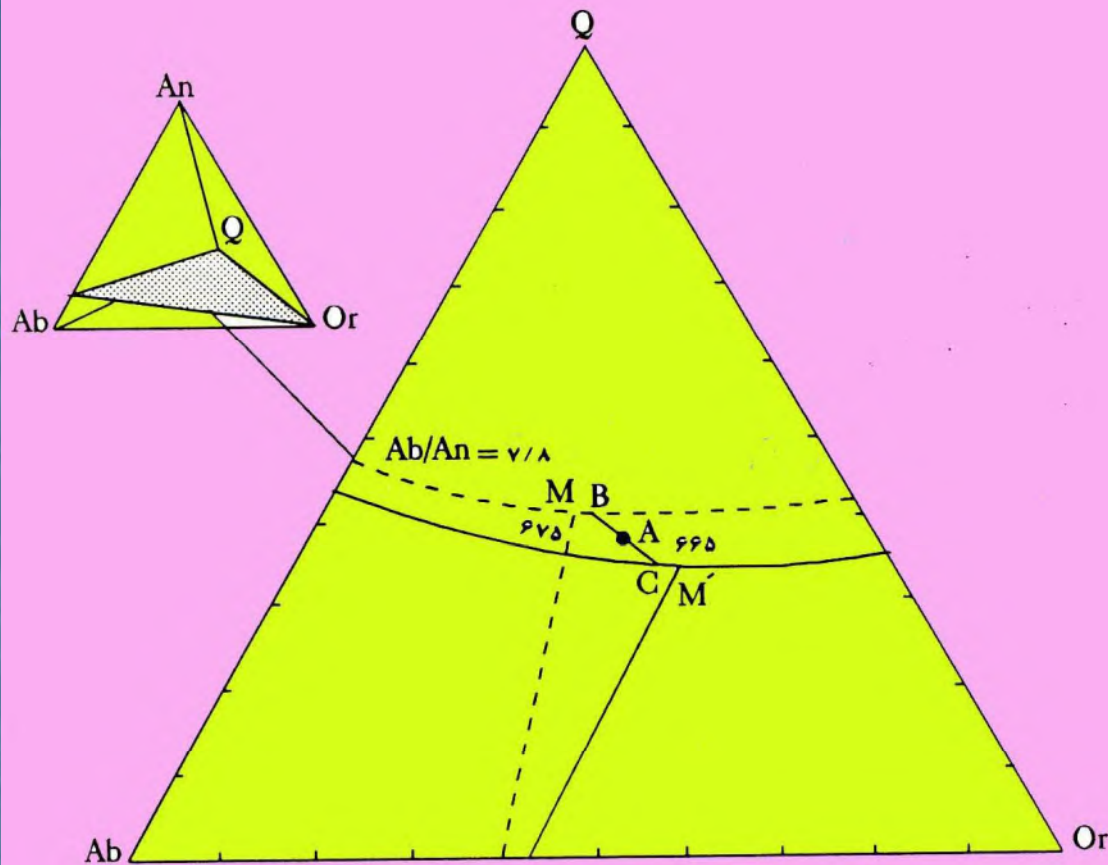
شکل ۵-۱۰ تغییرات نقطه اتکتیک M و خطوط کوتکتیک نسبت به تغییرات $\frac{\text{آبیت}}{\text{آنورتیت}}$ ، در ۲۰۰۰ بار فشار بخار آب (نقل از فون پلاتن ۱۹۶۵).

هر قدر مقدار کلسیم سنگ بیشتر باشد عمل ذوب در درجات حرارت بیشتر انجام می شود. وانگی هر قدر نسبت Ab/An کوچکتر باشد یعنی مقدار Ca و در نتیجه آنورتیت در سنگ بیشتر باشد مقدار پلاژیوکلاز در نقطه اتکتیک کم می شود و در عوض در مایع مذاب کوارتز و ارتوز بیشتر می شود. (به شکل ۵-۱۰) توجه شود.

3- تغییرات مینیمم M بر حسب ترکیب محیط :

در شکل (5-11) مراحل تبلور ماده مذابی از اسیدین در 2000 بار فشار بخار آب، در محیط اسیدی و محیط بدون اسید کلریدریک نشان داده شده است.

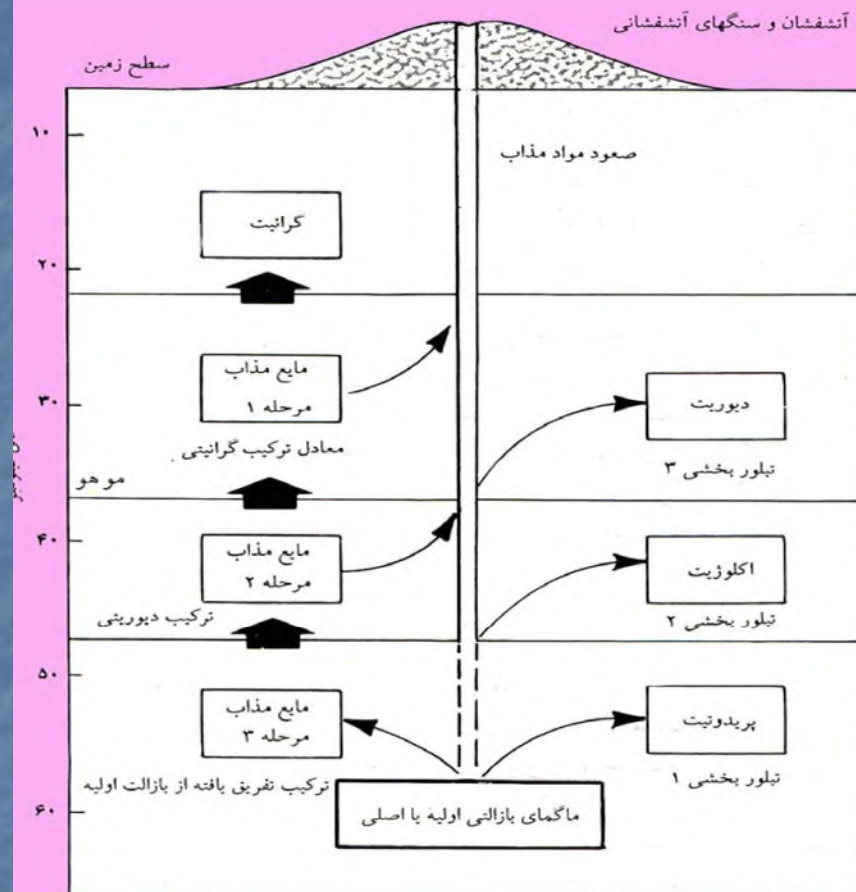
اگر ذوب بخشی، در محیط اسیدی انجام شود، مایع مذاب از ارتوز غنی تر است.



شکل ۵-۱۱ مراحل تبلور ماده مذابی از اسیدین در ۲۰۰۰ بار فشار بخار آب، اسیدکلریدریک نقطه اتکتیک M' و در محیط بدون اسید نقطه اتکتیک M است. (نقل از فون پلاتن ۱۹۶۵).

گرانیت های ماگمایی یا ژوونیل :

در شرایط تعادل ، ابتدا الیوین و پس از آن پلاژیوکلاز های کلسیم دار و پیروکسن (اوژیت) متبلور می شوند . با سرد شدن تدریجی ، شرایط تبلور کوارتز ، فلدسپات و میکا در مایع مذاب باقیمانده با ترکیب گرانیتی ، فراهم می شود و گرانیت به وجود می آید . این گرانیت را ماگمایی یا ژوونیل می گویند . (شکل ۵-۱۲) .



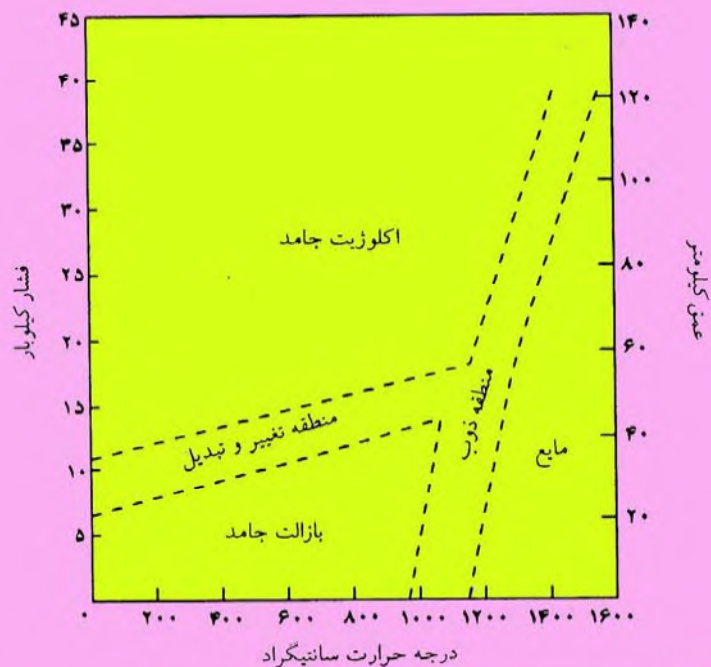
شکل ۵-۱۲ طرح کاملاً فرضی از مراحل مختلف تفریق یک ماگمای بازالتی در حین صعود و رسیدن به سطح زمین محل هر یک از سنگها با توجه به ترکیب شیمیایی، وزن حجمی و هماهنگی آن با عمق انتخاب شده است. باید خاطر نشان کرد که تبلور مایعات مذاب ممکن است تا نزدیکی سطح زمین (سنگهای عمقی و نیمه عمقی) و یا همانطور که جهت فلش نشان می دهد تا سطح زمین ادامه داشته باشد و اقسام سنگهای آتشفشانی را به وجود آورد. باید توجه داشت که فرآیند تفریق پیچیده تر از آن است که در این شکل نشان داده شده است.

گرانیتی شدن :

ترانسفورمیست ها عقیده داشتند که در دگرگونی های عمیق ، گرانیت از تبلور رسوبات پلیتی و رشد بلور های کوارتز ، فلدسپات و میکا و بدون عبور از حالت مایع به وجود می آیند ، دقیقاً مانند حالتی که یک گنیس شکل می گیرد . امروزه این نظریه به کنار گذاشته شده است . در مقابل ترانسفورمیست ها ، طرفداران ماگماتیسم به بحث و مناظره می پرداختند .

منشا ماگمایی بازالتی :

تولید بازالت ها از عمق بیش از 50 تا 70 کیلومتر لازم به نظر می رسد .
یودر و تیل مطابق شکل (5-13) عقیده دارند که در اعماق 40 تا 60 کیلومتری زمین یک منطقه ی تغییر و تبدیل وجود دارد (مربوط به ناپیوستگی موهروویچیک در زیر قاره ها) که در این بخش از گوشته فوقانی که ترکیب آن اکلوژیت یا پریدوتیت است کانون های تولید ماگمایی بازالتی قرار دارند .



شکل ۵-۱۳ شرایط پایداری بازالت و اکلوژیت و تشکیل مایع بازالتی برحسب فشار و حرارت. در این شکل: اولاً هترومورفی بازالت - اکلوژیت و شرایط پایداری هریک مشخص است. ثانیاً تولید مایع یکسان از آنها، برحسب ازدیاد حرارت و فشار دیده می شود.

الف) تولید ماگمای بازالتی از ذوب اکلوژیت:

در منطقه که اکلوژیت وجود دارد، ازدیاد حرارت می تواند به طور محلی سبب ذوب شود و ماگمای بازالتی ایجاد کند.

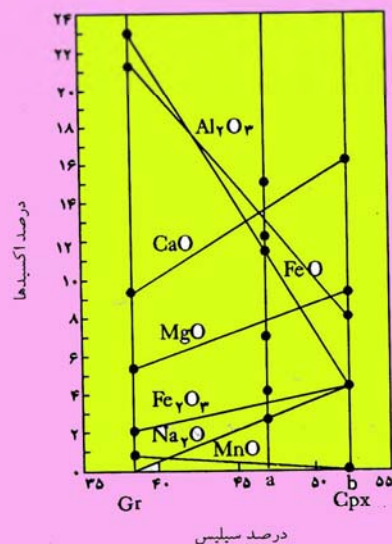
بازالت‌ها انواع مختلفی دارند و از نظر پترولوژی سه نوع آن دارای اهمیت فوق العاده هستند که عبارتند از :

تولئی لیت ها : یا بازالت هایی که مقدار آلکالن کم و در عین حال کلسیم فراوان دارند .

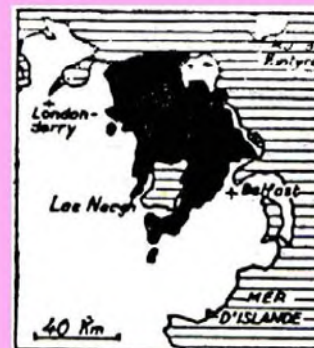
بازالت های الیوین دار : در این نوع بازالت ها الیوین و مواد آلکالن زیاد است .

بازانیت ها : یا بازالت غیر اشباع از سیلیس که در نورمشان همیشه نفلین و یا لوسیت دارند .

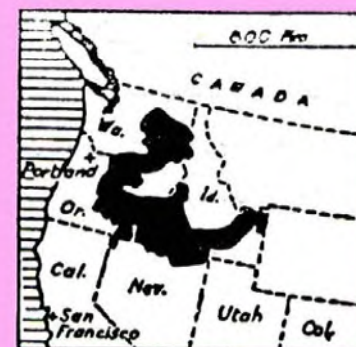
در فشارهای زیاد ماگمای کم سیلیس و غیر اشباعی یعنی بازانیت ، در اعماق کم ماگمای اشباعی از سیلیس یعنی تولئی ایت ها و در حدّ بین این دو بازالت الیوین دار به وجود می آید . بنابراین عمقی که ماگمای تولئی ایتی تولید می شود کمتر از عمقی است که بازالت الیوین به وجود می آید .



شکل ۵-۱۴ در محور قائم درصد اکسیدهای مختلف و در محور افقی درصد وزنی، سیلیس گرونا (a) و امفاسیت (b) دیده می‌شود. ذوب مخلوطی از این دو کانی بازالتی با ترکیب (c) به وجود می‌آورد. برحسب مقدار ذوب هریک از کانیهای مذکور، ترکیب بازالت به طرف آلکالن و یا به طرف تولتی‌ایت میل می‌نماید.



۲



۱



۳



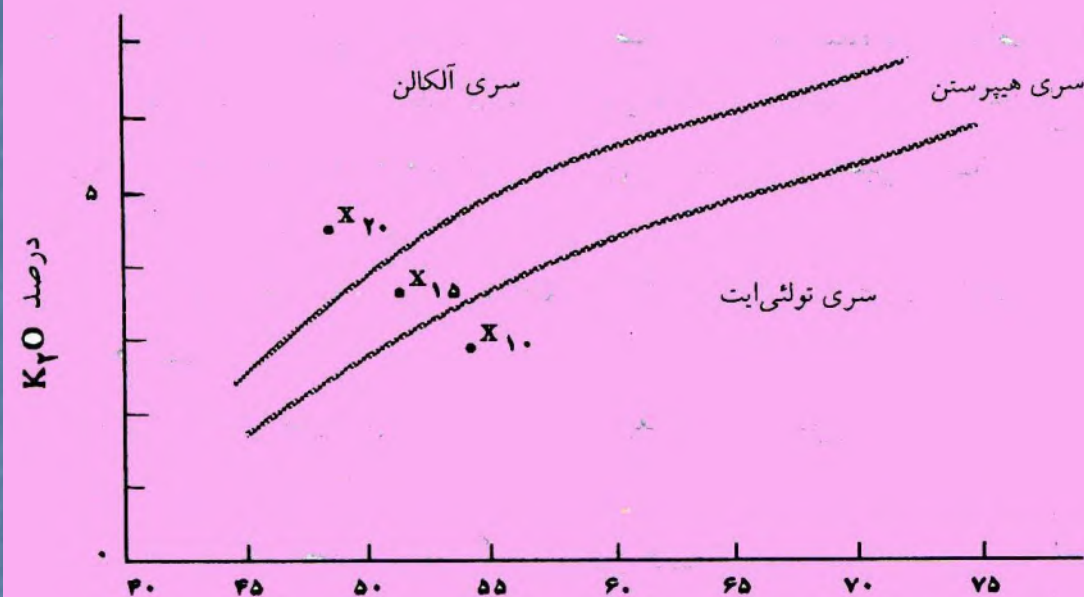
۴

شکل ۵-۱۵ بیرون‌زدگیهای عظیم فلاتهای بازالتی در سطح زمین. اشکال از راست به چپ و از بالا به پایین به ترتیب عبارت‌اند از:
 ۱. بازالت‌های کلمبی‌ریور؛ ۲. بازالت‌های آنتریم^۱ (ایالات متحده)؛ ۳. بازالت‌های میوسن ایالت توله^۲ (شمال اقیانوس اطلس)؛ ۴. تراپهای دکن (هندوستان). این بازالت‌ها از نوع تولتی‌ایتی هستند و مساحت وسیعی که در سطح زمین اشغال کرده‌اند حاکی از عمق کم تشکیل، سیالیت زیاد و وفور گدازه آنهاست.

ب) تولید ماگمای بازالتی از ذوب پریدوتیت :

بازالت ها از ذوب بخشی پریدوتیت ها به وجود می آیند زیرا:

- 1- پریدوتیت ها سنگ هایی هستند که از بازالت ها دیرگدازترند .
- 2- تغییر سرعت امواج P در حد بین پوسته و گوشته ناگهانی است و بیانگر تغییر ترکیب ماده سازنده گوشته فوقانی در زیر موهو است.
- 3- محدود بودن درجه حرارت آغاز و پایان ذوب کانیهای بازالتی نشان می دهد که ماگمای بازالتی باید از ذوب بخشی سنگ های دیگر حاصل شده باشد.
- 4- در بازالت های آکالن و در بازانیت هایی که به سطح زمین می رسند نودول های پریدوتیت فراوان هستند. در حالیکه تولی آنها وجود ندارند.
- 5- در نودول های پریدوتیت حضور برخی کانی ها نظیر الیوین با 92 درصد فورستريت و... که با ماگمای بازالتی بیگانه اند



شکل ۱۷-۵ سربهای سنگهای آتشفشانی بر حسب درصد آلکالن به سیلیس

مایع حاصل از ذوب پریدوتیت اگر به سطح برسد ، بازالت تولید می کند . مطابق دیاگرام کونو اقسام بازالت ها به سه دسته ی **سری آلکالن ، سری تولئی ایت و سری هیپرستن** تقسیم می شوند (شکل ۱۷-۵)

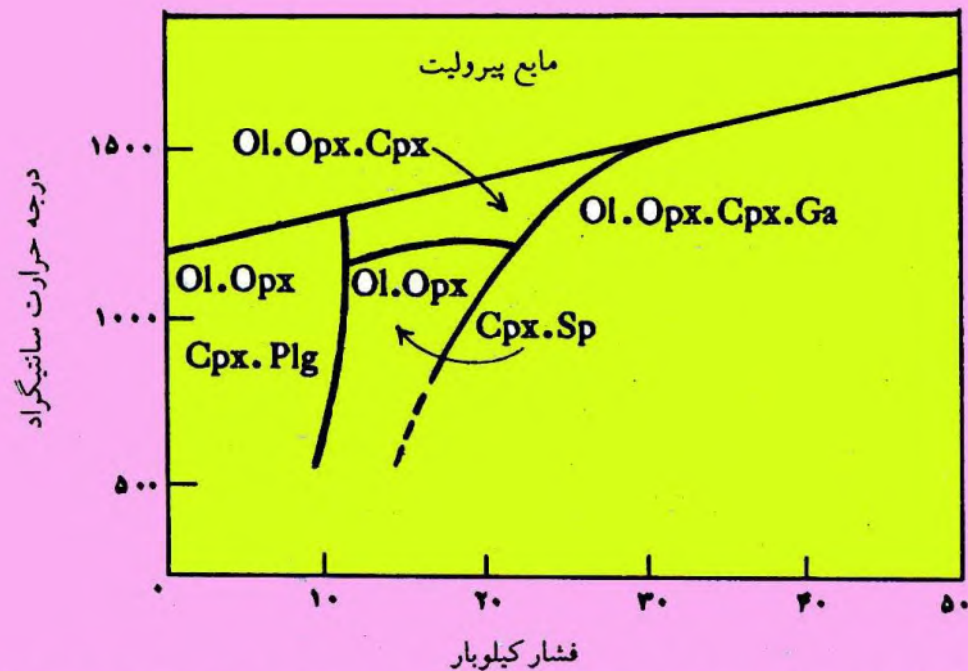
مایع حاصل از ذوب پریدوتیت ، در فشار کم مایع بازالتی با ترکیب تولئی ایتی ، در فشار متوسط با ترکیب کالکو آلکالن و در فشار زیاد با ترکیب آلکالن تولید می کند .

ج) تولید ماگمای بازالتی از ذوب پیرولیت :

گوشته فوقانی ، شامل یک قسمت بازالت و سه قسمت پریدوتیت است که به آن پیرولیت گفته اند یعنی سنگی که از پیروکسن و الیوین تشکیل شده است .

از ویژگیهای بارز این مایع پیرولیتی قابلیت تبلور آن در شرایط حرارت و فشار مختلف گوشته است (شکل 5-18) است.

اکسیدها	درصد
SiO ₂	۴۵/۱۶
TiO ₂	۰/۷۱
Al ₂ O ₃	۳/۵۴
Fe ₂ O ₃	۰/۴۶
MnO	۰/۱۴
FeO	۸/۴۰
MgO	۳۷/۴۷
CaO	۳/۰۸
Na ₂ O	۰/۵۷
K ₂ O	۰/۱۳
Cr ₂ O ₃	۰/۴۳
NiO	۰/۲۰
P ₂ O ₅	۰/۰۶



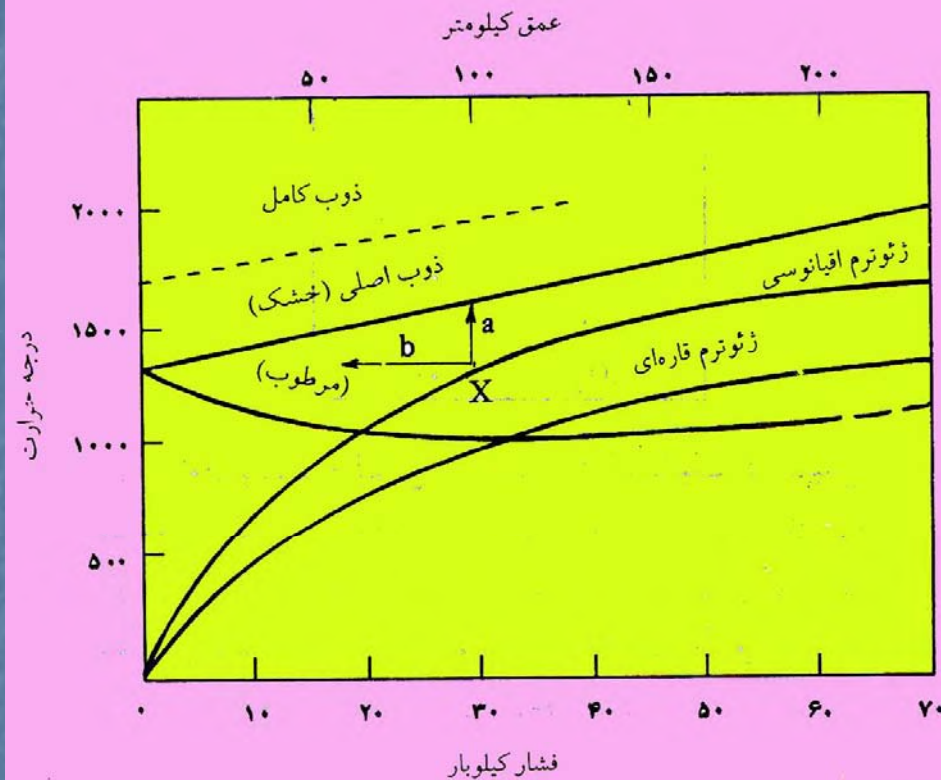
شکل ۵-۱۸ قلمرو پایداری مجموعه کانیهای پیرولیتی برحسب فشار و درجه حرارت. ترکیب آمفیولیت در این دیاگرام نشان داده نشده است.

ذوب در گوشته فوقانی :

در شکل (5-19) شرایط ذوب پریدوتیت در محیط های آبدار و خشک و نقش درجه ی زمین گرمایی در ذوب گوشته فوقانی را مشاهده می کنیم .

امروزه فرآیند انتقال مواد جامد گوشته را به صورت دیپایر ، در ایجاد ماده مذاب بازالتی موثر می دانند و آن را به جریان های کنوکسیونی ارتباط می دهند .

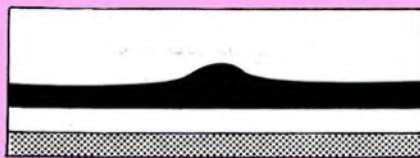
اگر مایع حاصل از ذوب ، از باقیمانده جامد جدا شود مایعاتی به وجود می آید که ترکیب شیمیایی آن تابع فشار و به خصوص تابع درصد ذوب بخشی است .



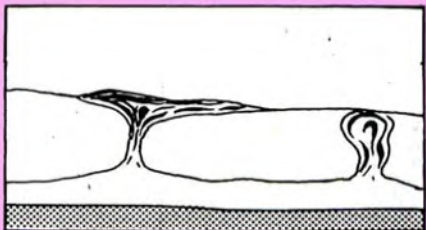
شکل ۵-۱۹ شرایط ذوب پریدوتیت در محیطهای آبدار و خشک و نقش درجه زمین گرمایی (ژئوترم) در ذوب گوشته فوقانی.



ب



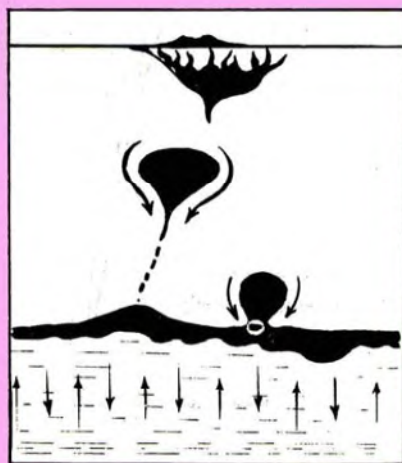
الف



د



ج

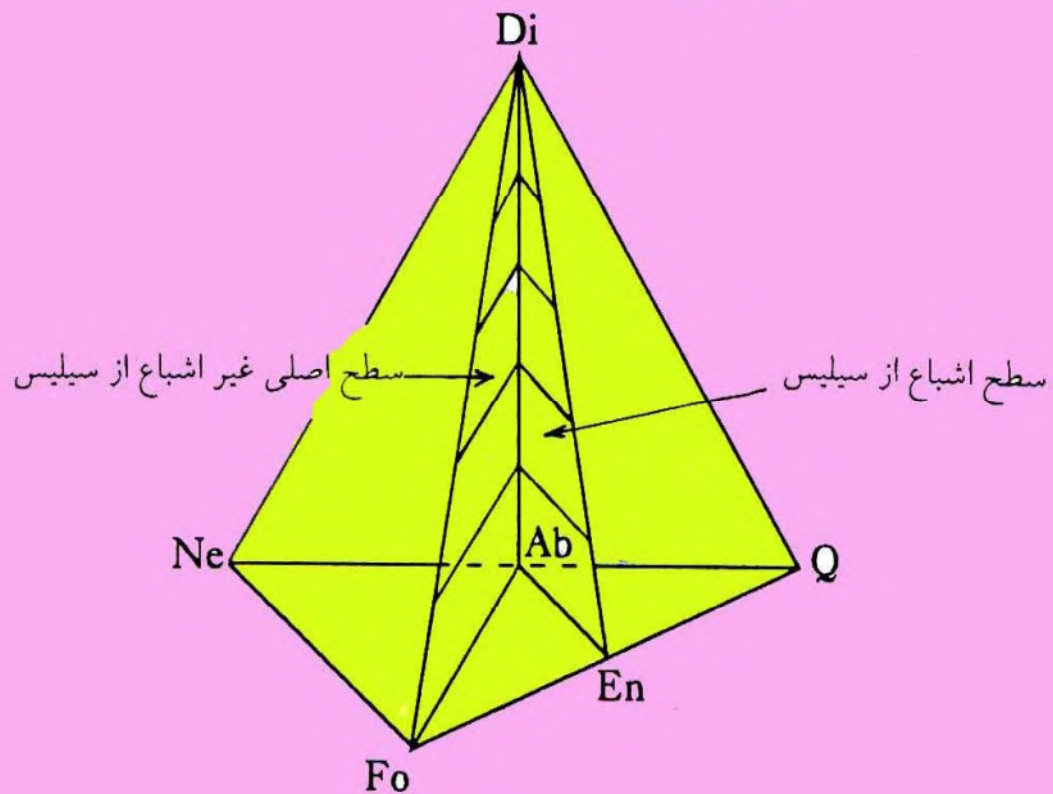


هـ

شکل ۵-۲۰ بعضی از مدل‌های رامبرگ در توجیه نفوذ و اشکال مختلف توده‌های نفوذی. رامبرگ برای توجیه استقرار توده‌های مذاب در ترازهای فوقانی، اختلاف چگالی را مطرح می‌کند. برای اینکار نامبرده لایه‌هایی از مواد با چگالی متفاوت (سیلیکون، بتونه، رس) رویهم قرار دارد. سپس آنها را ۶ تا ۱۵ دقیقه سانتریفوژ کرد و به این طریق اشکالی از لاکولیت، گنبد، دایک و سیل به دست آورد. الف) ایجاد برآمدگی، ب، ج، د و ه نفوذ و نشست در ترازهای فوقانی با درهم ریختگی لایه‌ها و ایجاد اشکال ساقه مانند. (از کتاب لامر ۱۹۸۶).

اقسام بازالت ها و ماگمای اولیه بازالتی :

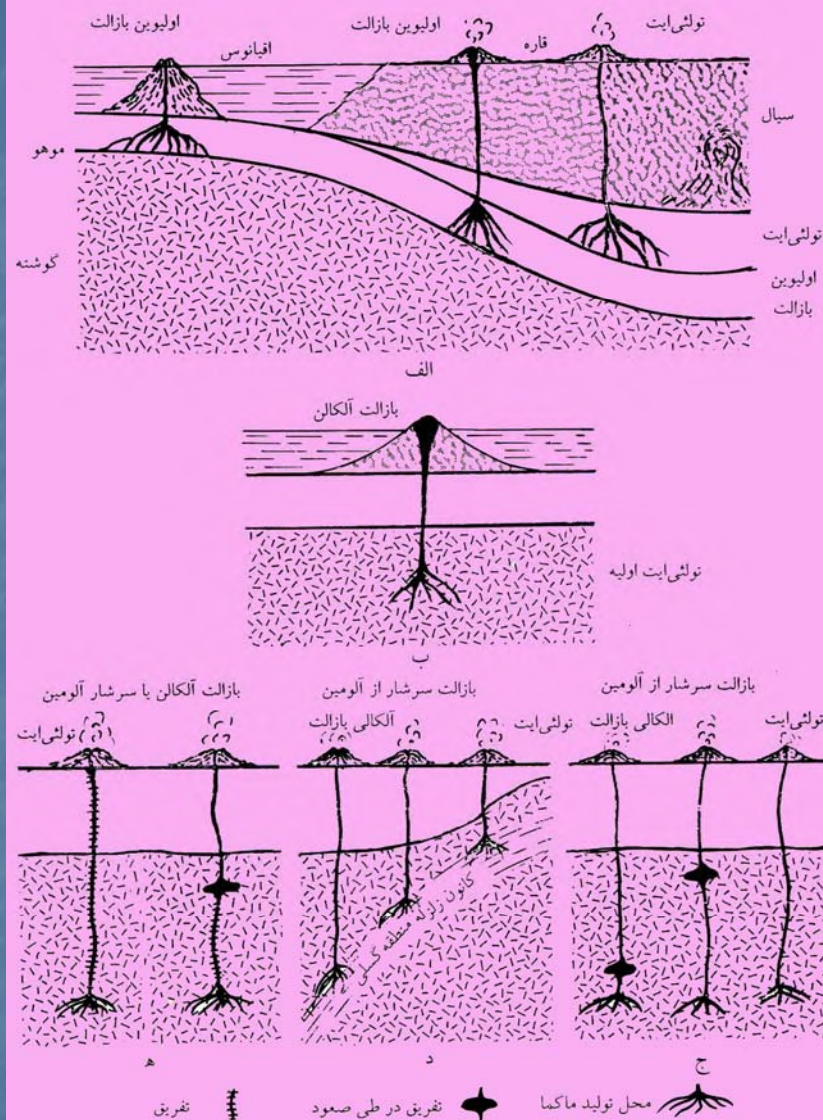
در نمودار چهار وجهی بازالتی Di-Fo-Ne-SiO₂ اقسام سنگ های بازالتی را نشان داده ایم (شکل ۵-۲۲). سطح Di-Ab-En را سطح اشباع از سیلیس و سطح Di-Ab-Fo را سطح اسامی غیر اشباع از سیلیس می گویند .



شکل ۵-۲۲ نمودار چهار وجهی بازالتی $Di-Fo-Ne-SiO_2$

به عقیده کونو (1966) ، سه نوع ماگمای بازالتی به عنوان اصلی و اولیه وجود دارند که هر یک مستقیماً از ذوب پوسته اقیانوسی در فشارهای متفاوت به وجود می آیند .

در مناطق فرورانش ، پوسته مزبور به زیر صفحه قاره ای کشیده شده است و بر حسب افزایش عمق از ذوب آن به ترتیب ماگمای بازالتی تولئی ایتی ، بازالت سرشار از آلومین ، بازالت آلكالن به وجود می آیند (شکل 5-24-د) .



شکل ۲۴-۵ مدلهایی متفاوت از تولید ماگمای بازالتی و تفریق آن در پوسته و گوشته (از ویلی ۱۹۷۱).

(الف) مدل کندی؛ (ب) مدل انگل؛ (ج) مدل بودر و نیلی؛ (د) مدل کونو؛ (ه) مدل اوهارا

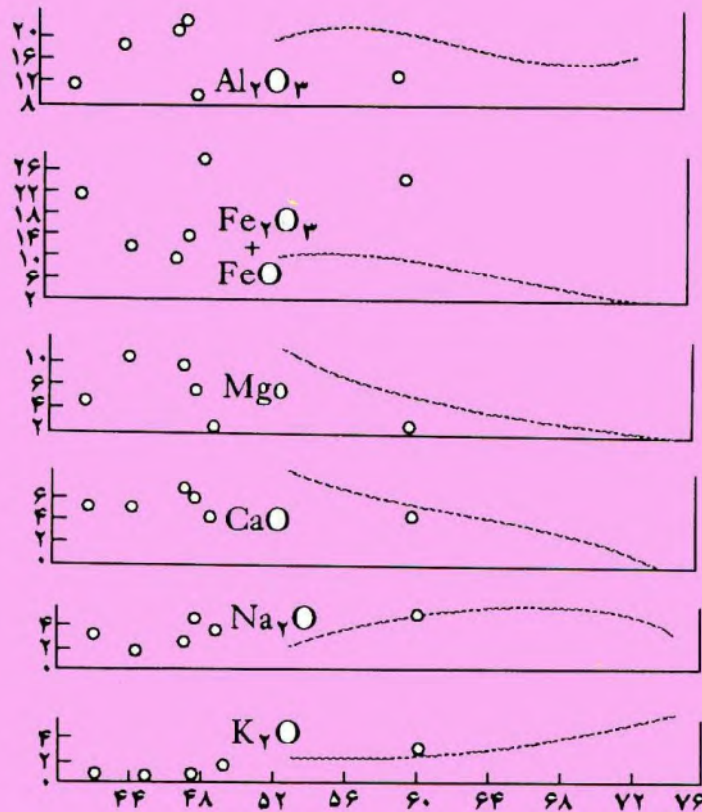
ماگماهای حدّ واسط :

پدیده هایی که در تشکیل ماگمای حدّ واسط نقش دارند عبارتند از :

(1) تفریق و تفکیک (2) هضم (3) اختلاط ماگما

1- تفریق یا دیفرانسیاسیون :

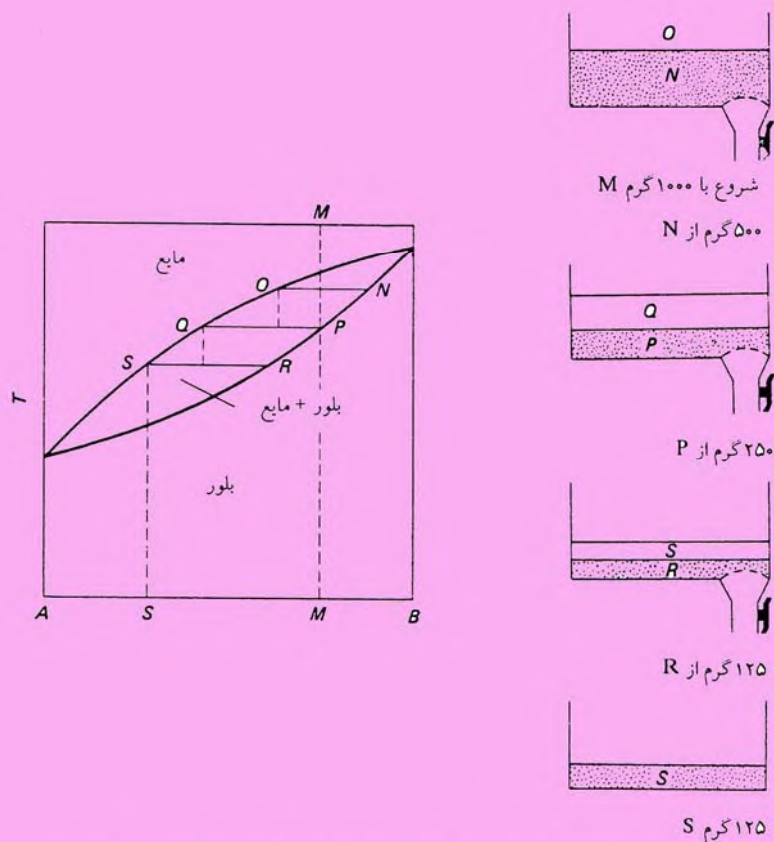
در شکل 5-25 نمونه ای از تفریق ژئوشیمیایی در سنگ های ماگمایی نشان داده شده است .



شکل ۵-۲۵ نمونه ای از تفریق ژئوشیمیایی در سنگهای ماگمایی. به روند دیاگرامها، توجه شود.

برای بیان مکانیسم تفریق نظریه های مختلفی پیشنهاد شده است :

الف — **جدا شدن بلور ها از مایع** : برای جدا شدن بلور از مایع چندین مکانیسم مورد تایید قرار گرفته است که عبارتند از:

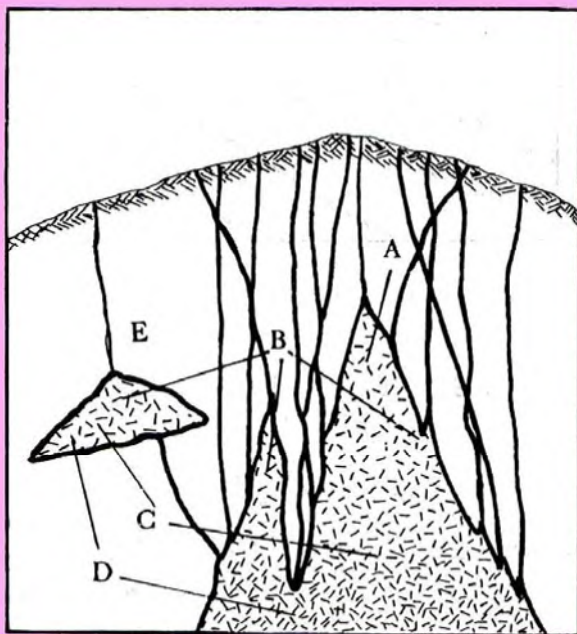


شکل ۲۶-۵ چهار مرحله از تبلور جزء به جزء در هر مرحله نیمی از مایع متبلور شده است.

جدا شدن بر اثر قوه ثقل : با این فرضیه می توان تشکیل سنگ های ماگمایی لایه لایه را که کانی های آن وزن مخصوص متفاوت دارند توجیه کرد . تفریق ثقلی تنها در شرایط نزدیک به سطح زمین امکان پذیر است و از عمق بیش از 40 کیلومتر ، سرعت سقوط قابل توجه نخواهد بود حتی اگر زمان در مقایسه با عمر زمین باشد .

جدول ۵-۵

عمق به کیلومتر	فشار (آتمسفر)	سرعت سقوط (سانتیمتر)	زمان لازم برای سقوط ۱۰ متر
۳/۳	۱۰۰۰	$2/1 \times 10^{-3}$	تقریباً ۵۵ روز
۱۶	۵۰۰۰	$1/8 \times 10^{-5}$	یکسال و ۹ ماه
۳۳	۱۰۰۰۰	$1/4 \times 10^{-10}$	۶۰۰۰۰ سال
۵۰	۱۵۰۰۰	$9/5 \times 10^{-15}$	۳۳ میلیارد سال
۶۵	۲۰۰۰۰	$5/5 \times 10^{-20}$	۶۰ میلیارد سال



شکل ۲۷-۵ شکل فرضی از امکان تشکیل گدازه‌های کم و بیش همزمان با ترکیب متفاوت که همگی با یک آشیانه ماگمایی در ارتباط هستند.
A = آندزیت؛ B = بازالت؛ C = بازالت الیوین دار؛ D = پیکریت؛ E = تراکیت

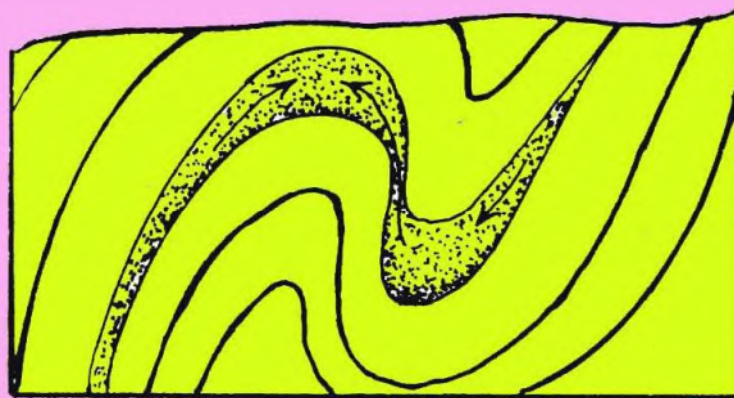
در حالت نادر تفریق بر اثر قوه‌ی ثقل سبب بالا آمدن بلورهای سبک می‌شود چنانکه لوسیت با وزن مخصوص 2.45 به طرف بالا مهاجرت می‌کند به نحوی که اجتماع آن‌ها در جنوب ایتالیا سنگ‌های لوسیتی خالصی را تولید کرده است که واشنگتن به آن‌ها ایتالیت گفته است. تفریق ثقلی در توده آذرین سدّ کرج باعث شده است که بخش تحتانی آن گابرو و بخش فوقانی آن مونزونیت دیوریتی باشد.



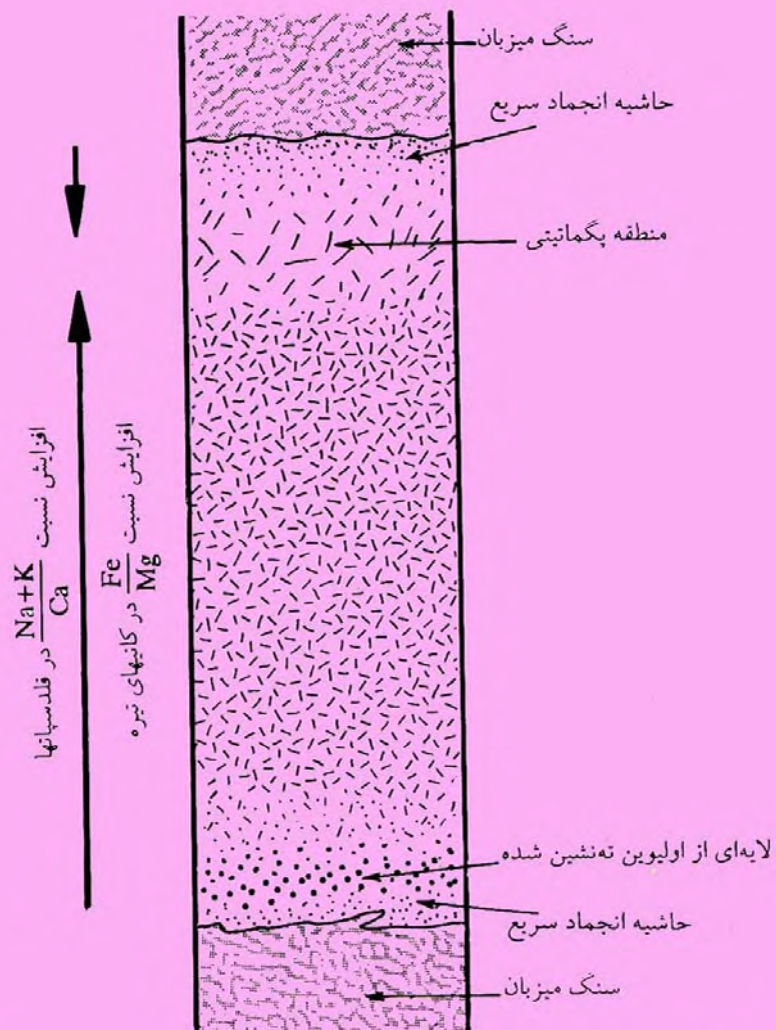
شکل ۲۸-۵ تفریق ثقلی در یک سیل

اثر فیلتر پرس :

با ته نشین شدن بلور ها ، فضایی را که مایع در قسمت های تحتانی توده مذاب اشغال می کند رفته رفته کوچکتر و محدود تر می شود و در نتیجه مایع مذاب به طرف سقف توده ماگمایی کشیده می شود به این کیفیت اثر فیلتر پرس می گویند .
اثر فیلتر پرس با اعمال تکتونیکی تشدید می شود .



شکل ۵-۲۹ تفریق بر اثر فیلتر پرس در یک سیل



شکل ۵-۳۰ مقطع عرضی یک سیل مافیک فرضی تفریق یافته. در قسمت زیرین لایه‌ای از الیون وجود دارد، ولی در سقف به پگماتیت تبدیل شده است. به حاشیه انجماد سریع آن توجه شود.

ب) جدا شدن مایعات و گازها:

۱) جدا شدن مایع:

با کاهش درجه حرارت کانی‌های سنگین زودتر از کانی‌های روشن و سبک متبلور می‌شوند. اصولاً حاشیه خارجی توده‌های ماگمایی در تماس با سنگ‌های اطراف به دلیل عدم تعادل حرارتی زودتر سرد می‌شود و باعث ایجاد ساخت‌های استثنایی "حاشیه انجماد سریع" می‌شود.

2- جدا شدن گاز یا تفریق پنوماتولیتیک :

با کاهش فشار ، حلالیت گاز های ماگمایی کاهش می یابد و تبلور کانی های بی آب نیز در افزایش و خروج گاز های مزبور دخالت می کند . تفریق پنوماتولیتیک شامل دو مرحله است : 1) مرحله ی اول در اعماق 2) مرحله ی دوم در قسمت های سطحی . تفریق پنوماتولیتی هنگامی رخ می دهد که مسیر و معبر مجازی ماگمایی باز بوده و جریان های کنوکسیون در آن برقرار باشد به نحوی که گاز ها بتوانند به آرامی از محیط خارج شوند . بنابراین تفریق گازی بیشتر در سنگ های خروجی دیده می شود .

ج) مهاجرت یون ها از داخل مایع مذاب :

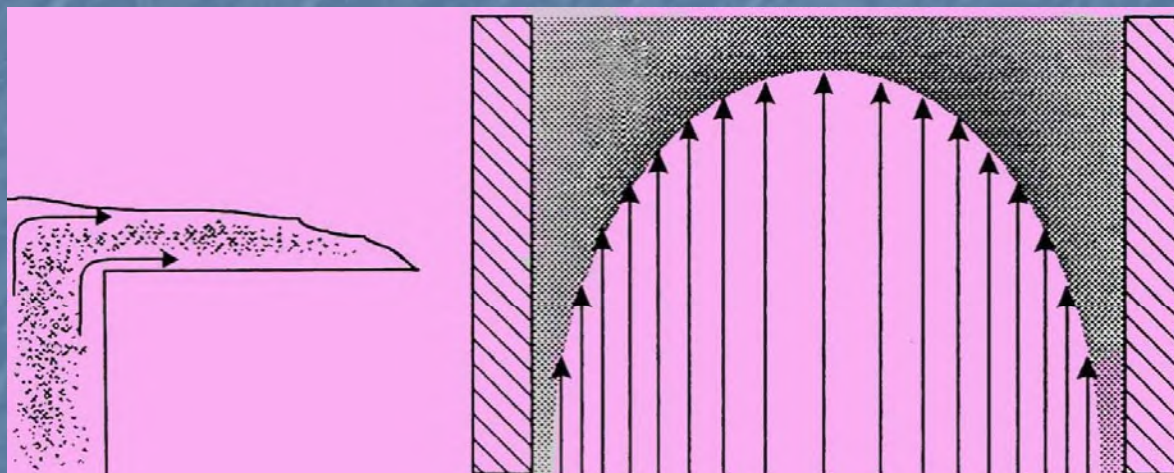
بر اثر سکون طولانی ماگما در آشیانه های زیرزمینی ، یون های آن به حرکت در می آیند . میزان این حرکت مسلماً تابع فشار و درجه حرارت است ولی در شرایط فیزیکی یکسان درجه انتشار یون ها به وزن مخصوص آن ها بستگی دارد .

(د) تفریق جریانی :

در اینجا ماگما دارای حرکت است .

قسمت های میانی ماگما سریعتر حرکت می کنند . در مجاری قائم ، اجزا معلق در مرکز تمرکز بیشتری دارند و اگر مجرا حالت افقی داشته باشد تمرکز مواد به سمت کف متمایل می شود .

مسلماً هر قدر مواد معلق کمتر و قطر مجرا نیز کوچکتر باشد این تفریق با سهولت بیشتری انجام می شود (قطر مجرا باید کمتر از 100 متر باشد) .



ب

الف

شکل ۳۱-۵ تفریق جریانی در یک مجرای قائم و افقی. الف) سرعت حرکت در واحد زمان را با طول بردارها مقایسه کنید. لذا سرعت انجماد و غلظت در کناره ها بیشتر و مواد در سمت مرکز مهاجرت می کنند. ب) در یک مجرای افقی، مواد معلق به کف نزدیک می شوند.

2- هضم

هضم اصولاً پدیده‌ی شیمیایی است نه کاملاً حرارتی .
هضم عبارت از ورود و تحلیل مواد بیگانه جامد در ماگما است .
مایع مذابی که در حال تبلور باشد تنها قادر است کانی‌ها و سنگ‌هایی را هضم کند که درجه حرارت تبلور و انجماد آن‌ها کمتر از مایع مذاب مزبور باشد .
با انجام عمل هضم واکنش‌هایی در محل تماس رخ می‌دهد و کانی‌هایی به وجود می‌آیند که با ماگما در تعادل است و به صورت قشری محافظ عمل هضم را متوقف می‌کند .

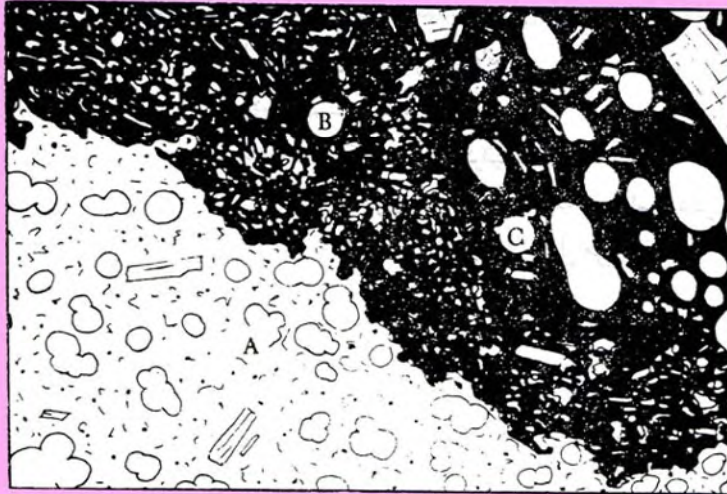
اختلاط ماگمایی:

نتیجه‌ی عمل اختلاط ماگمایی، تشکیل مایع مذاب حدّ واسطی است که به آن ماگمای هیبرید (دورگ) و این عمل را هیبریداسیون می‌گویند.

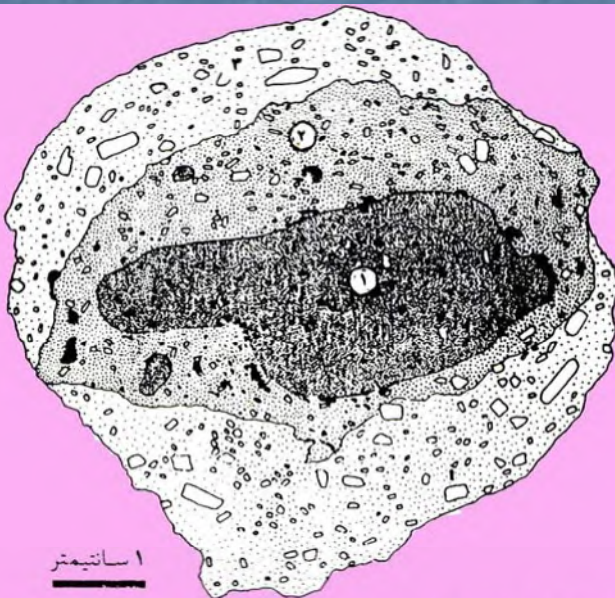
امروزه مساله‌ی اختلاط ماگمایی در مورد تمام مسیرهای ماگمایی کم و بیش به اثبات رسیده است.

1-شواهد تجربی صحرایی:

انکلاو هم منشأ که دارای هسته‌ای ریز بلور در مرکز و حاشیه واکنشی در کنار است از شواهد اختلاط ماگمایی باشد که بر اثر انفجارات آتشفشانی به وجود می‌آید.



شکل ۳۲-۵ منظره میکروسکوپی از محل تماس ماگمای بازیک (C) با اسید (A) و پیدایش حاشیه حد واسط (B). حفره‌ها در بخش حاشیه‌ای کوچکتر از سایر مناطق هستند.



شکل ۳۳-۵ انکلاو هم منشأ که با بافت ریز بلور در مرکز (۱) و حاشیه واکنشی (۲) در تماس با زمینه داسیتی (۳)

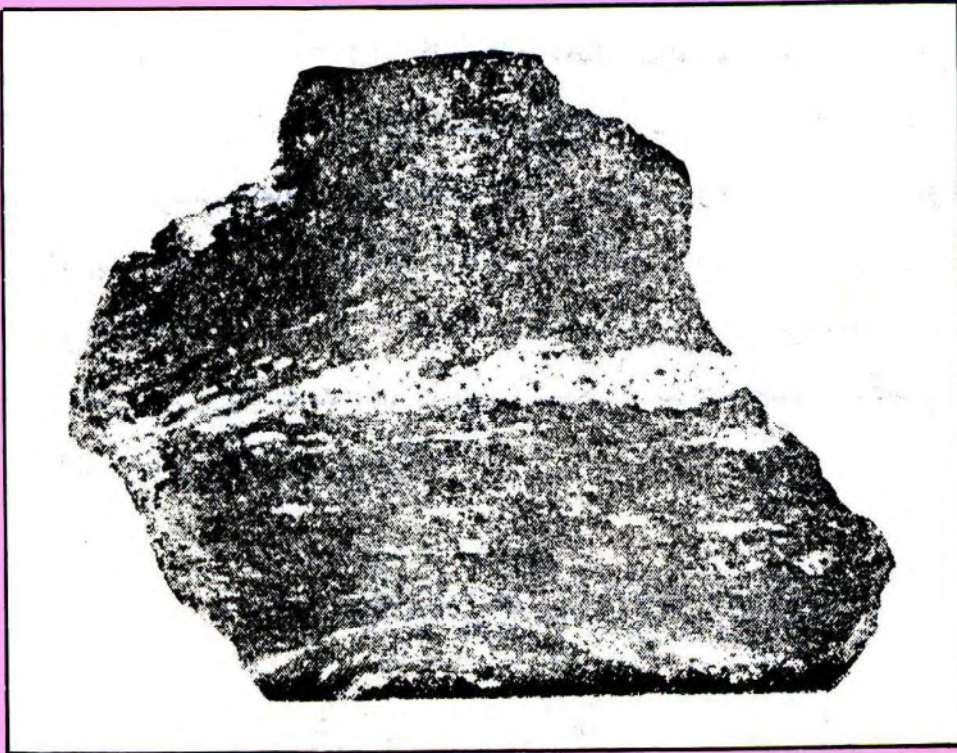
2- شواهد آزمایشگاهی :

در آزمایشگاه با بررسی موارد زیر می توان اختلاط ماگمایی را اثبات کرد :

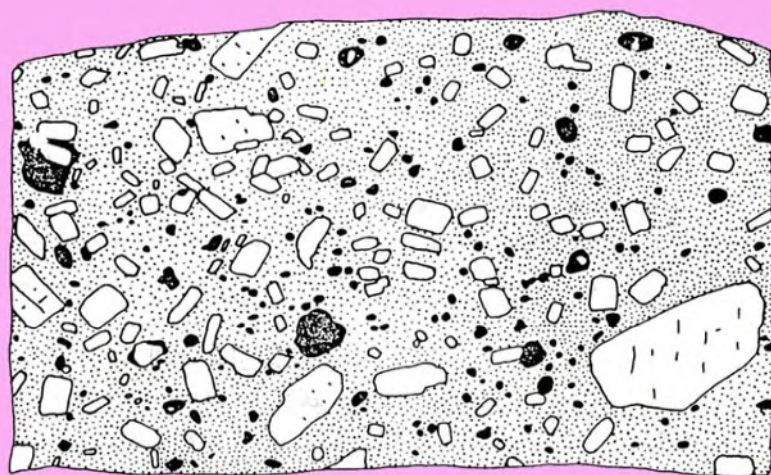
الف) ظهور حالت امولسیون و نواری

پس از اختلاط مکانیکی ، انکلاو های هم منشا قطعه قطعه به صورت کره های کوچک میلیمتری یا کوچکتر از آن در می آیند (شکل 5-35).

و در نتیجه مایع مذاب ممکن است به طور محلی حالت امولسیون داشته باشد . پس از مرحله ، انکلاو های کوچک در مسیر جریان ، حالت نواری به خود می گیرد (شکل 5-36)

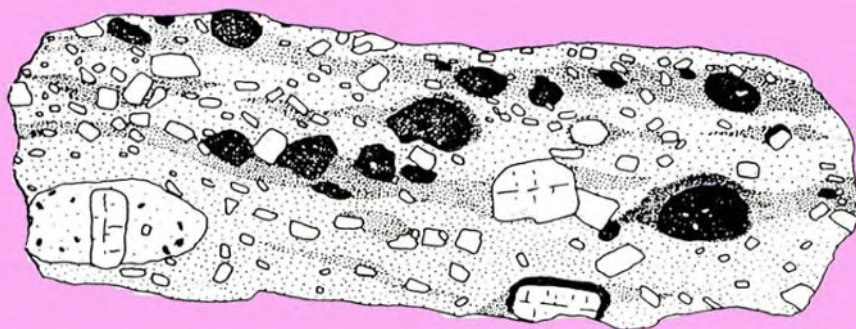


شکل ۵-۳۴ پیدایش حالت نواری



۱ سانتیمتر

شکل ۳۵-۵ مرحله دوم پیدایش حالت امولسیون؛ گلبولهای بازیک تیره در زمینه اسید پراکنده شده‌اند.



۱ سانتیمتر

شکل ۳۶-۵ گلبولهای تیره در جهت جریان قرار گرفته و حالت نواری آشکار شده است. در حاشیه بعضی از بلورهای محیط اسید لکه‌های تیره بازیک دیده می‌شود.

2) وقتی درشت بلورهای محیط اسید به محیط بازیک وارد می شود به علت اختلاف درجه حرارت ابتدا در آن تحلیل می روند. بنابراین شکل آنها گرد می شود. سپس بلورهای جدید در اطراف آن رشد می کنند. در کانی های منطقه ای، زونینگ معکوس به وجود می آید چنانچه در پلاژیوکلازها هسته مرکزی از نوع سدیم دار و قشر خارجی به قطب آنورتیت نزدیک است.



ج) با دخول مکانیکی درشت بلورهای محیط بازیک به محیط اسید ، رشد و نمو آن ها متوقف می شود ، قشری محافظ در اطراف آن به وجود می آید .

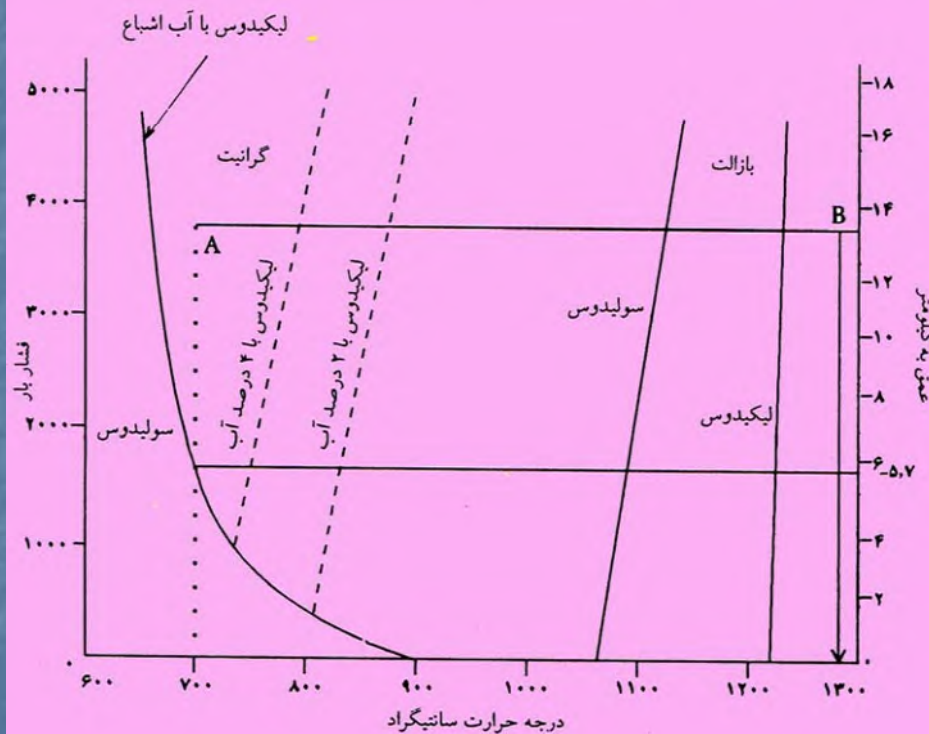
3- شواهد ژئوشیمیایی :

در انواع اسید ، ترکیب تقریباً ثابت و یکنواخت است ولی ترکیب شیمیایی سایر سنگ ها دارای نوسان است .

چرا بازالت ها و گرانیت ها فراوان تر اند ؟

یک ماگما هنگامی می تواند نفوذ کند که به صورت مایع باشد یا به عبارت بهتر وقتی که درجه حرارت آن از منحنی سولیدوس بیشتر باشد. در شکل (5-37) می بینیم هر قدر فشار کمتر باشد درجه حرارت سولیدوس گرانیت ها به تدریج افزایش می یابد و این بر عکس درجه حرارت سولیدوس بازالت ها است.

درجه حرارت ماگمای اسید	حداکثر سطحی که خواهد رسید
۶۶۵	۱۱ کیلومتر
۷۰۰	۵/۷ کیلومتر
۷۴۰	۳/۱ کیلومتر
۷۸۰	۱/۷ کیلومتر
۸۴۰	۹۰۰ کیلومتر
۸۶۰	۵۰۰ کیلومتر



شکل ۳۷-۵ لیکیدوس و سولیدوس ماگمای گرانیتی و بازالتی

یک ماگمای اسید در اعماق متبلور می شود و هر قدر درجه حرارت آن پایین تر باشد تبلور آن زود تر به وقوع خواهد پیوست . ماگمای گرانیتی آبدار است و آب درجه حرارت ذوب را کاهش می دهد .

ریولیت ها کمیاب و انفجاری هستند در حالی که از نظر منشا با گرانیت تفاوتی ندارند . به طور کلی ماگمای گرانیتی ماگمای دوباره تولید شده است و در حدّ نهایی دگرگونی سنگ های پلیتی و گروواک ها به وجود می آید و ماگمای بازالتی بکر است و برای اولین بار به سطح زمین می رسد . این ماگما محصول ذوب سنگ های دانه ای (مانند اکلوژیت یا پریدوتیت) است که در حرارت و فشار زیاد پدیدارند .

"فصل ششم"
"بافت سنگ ها"

هدف کلی

در شناخت منشأ سنگ ها ، بافت سنگ و موارد مربوط به آن دارای اهمیت اساسی می باشد . دانشجو در پایان این فصل خواهد آموخت که چگونه اطلاعات بافتی را در تقسیم منشأ سنگ به کار گیرد .

هدف های رفتاری

پس از مطالعه این فصل دانشجو باید بتواند

- 1- مفاهیم جدید را تعریف کند .
- 2- بافت و ویژگی های آن را در سنگ ها توضیح دهد و عواملی را که در تغییر آن موثر است بیان کند .
- 3- قوانین روزن برش را بیان کند .
- 4- سری بوون و شرایطی را که در آن کاربرد ندارد توضیح دهد .
- 5- کانی های اصلی تشکیل دهنده سنگ های آذرین را از نظر شرایط تشکیل دسته بندی کند و مراحل مختلف تبلور ماگما را توضیح دهد .

جدول ۱-۶ فراوانترین عناصر سازنده پوسته زمین

عنصر	فراوانی برحسب وزن	ظرفیت عادی	شعاع یونی
O	۴۶۶/۰۰۰	-۲	۱/۳۲
Si	۲۷۷/۲۰۰	+۴	۰/۴۸
Al	۸۱/۳۰۰	+۳	۰/۶۱
Fe	۵۰/۰۰۰	+۳	۰/۷۳
		+۲	۰/۸۶
Ca	۳۶/۳۰۰	+۲	۱/۰۸
Na	۲۳/۳۰۰	+۱	۱/۱۰
K	۲۵/۹۰۰	+۱	۱/۴۶
Mg	۲۰/۹۰۰	+۲	۰/۸۰
Ti	۴/۴۰۰	+۴	۰/۶۹
H	۱/۴۰۰	+۱	—
P	۱/۰۵۰	+۵	۰/۳۵
Mn	۹۵۰	+۲	۰/۹۱
S	۲۶۰	-۲	۱/۷۲
C	۲۰۰	+۴	۰/۱۶
Cl	۱۳۰	-۱	۱/۷۲
جمع ppm ۹۹۴/۲۹۰ یا ۹۹/۴۳ درصد وزنی			

جدول ۲-۶

چند وجهی	نسبت شعاعها	عدد کوردیناسیون
مثلث	۰/۲۲ - ۰/۱۵۵	۳
چهار وجهی	۰/۴۱ - ۰/۲۲	۴
هشت وجهی	۰/۷۳ - ۰/۴۱	۶
مکعب	۱ - ۰/۷۳	۸
حجم بسته	۱	۱۲

ترکیب و ساختمان کانی ها :

در جدول (1-6) ، فراوان ترین عناصر سازنده پوسته زمین نشان داده شده است. تنها هشت عنصر ، تقریباً 98 درصد پوسته زمین را تشکیل می دهند که در راس آن ها اکسیژن قرار دارد .

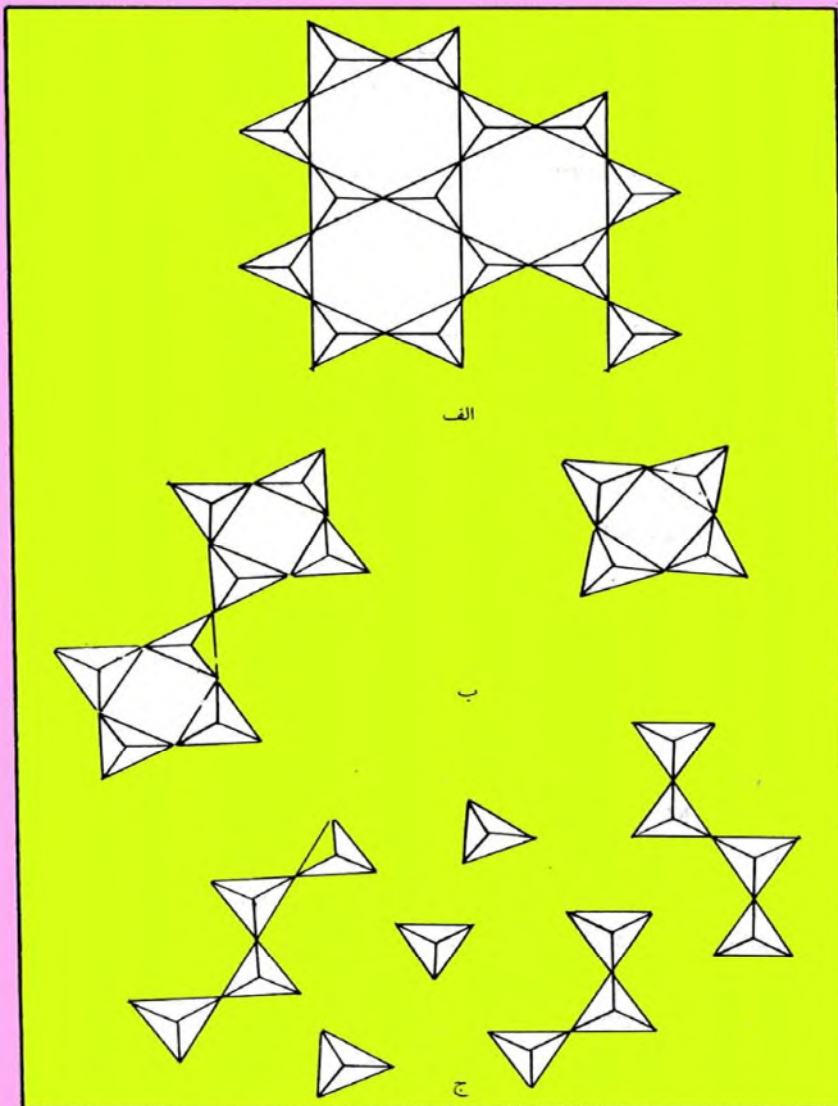
نسبت شعاع یونی یک کاتیون به شعاع یونی آنیون ، تعیین کننده نوع چند وجهی کوردیناسیون است (جدول 2-6).

هر کاتیون با بار $P+$ توسط m آنیون احاطه می شود که در اینجا m عدد کوردیناسیون است . میزان بار هر آنیون معادل p/m است .
علاوه بر بار و شعاع یونی ، فراوانی عنصر در محیطی که کانی در آن در حال تبلور باشد و انرژی لازمه جهت آزاد شدن عنصر از مکان مورد نظر ، جانشینی یک عنصر به جای عنصر دیگر در ساختمان اتمی را مشخص می کند .

تبلور:

تبلور عبارت از نظم و ترتیب در اتصال اتم هاست و عبور از حالت مایع به حالت بلورین در یک ماگمای مذاب به کندی انجام می شود .
هر قدر درجه حرارت کاهش یابد ، درجه اتصال چهار وجهی ها (درجه پلیمره شدن) بیشتر می شود .

مایعات سرشار از کوارتز ، ارتوز ، آلبیت یا نفلین
 ساختمان های پلیمریزه تقریباً کاملی دارند و از حلقه
 هایی تشکیل یافته اند که هر حلقه خود از اتصال 6
 تترائدر ساخته شده است . (شکل 1-6 الف)
 در شکل (1-6) اشکال فرضی از تصاویر دو بعدی
 ساختمان مایعات سیلیکاته ملاحظه می شود .



شکل ۱-۶ اشکال فرضی از تصاویر دو بعدی ساختمان مایعات سیلیکاته.
 الف) کوردیناسیون چهارتایی که در آن حلقه هایی از ۶ تترائدر وجود دارد و خاص شیشه های
 سرشار از کوارتز، آلبیت، ارتوز و نفلین است. ب) شیشه های مربوط به مایعات سرشار از
 آنورتیت و دیوپسید. ج) شیشه های مربوط به مایعاتی که از الومین و هیدروکسیل غنی باشد.

گرانروی تابع درجه حرارت و ترکیب است .

در درجه حرارت ثابت ، افزایش Al و Si موجب افزایش گرانروی می شود ولی با افزایش مقدار آب ، ویسکوزیته کاهش می یابد .

در درجه حرارت ثابت ، با افزایش فشار ، ویسکوزیته مایعاتی که درجه پلیمریزه شدن آن ها زیاد باشد کم می شود اما در مایعات آبدار و انواعی که درجه پلیمریزه شدن آنها کوچک باشد افزایش فشار موجب ازدیاد ویسکوزیته می شود .

ویسکوزیته یا گرانروی :

مایعاتی که تقریباً از سیلیس خالص ساخته شده باشند گرانروی بسیار زیاد دارند .
ولی هر قدر سازندگانی از گروه $Mg+2, Fe+2$ و ... در ترکیب آن زیاد تر باشد مقدار گرانروی کم می شود .

پایان



جزوه باما

دانلود جزوات، نمونه سؤالات
و پروپونته‌های دانشگاهی

Jozvebama.ir

