

Mineraloji-Petrografi Dersi 3

Aşağıdaki açıklamalar beraberinde verilen sunum dosyası ile birlikte çalışılmalıdır.

MAGMATİK KAYAÇLARIN SINIFLANDIRILMASI (devamı)

Geçen haftaki dersimizin konu başlıkları:

Magmatik kayalar:

***Yerleşim derinliğine göre**

Plütonik, volkanik

***Rengine göre**

Mafik, ortaç, felsik

***Dokusuna göre**

Faneritik, porfirik, afanitik, camı

idi.

Magmatik kayaların sınıflandırmasını yerleşim derinliği, renk ve dokusuna göre işlemiştik. Bu hafta sınıflandırmada kaldığımız yerden devam edeceğiz.

Bugünkü dersimizin konu başlıkları:

***Magmatik Kayaçların mineralojik ve kimyasal sınıflandırılmaları (devamı)**

***Yer'in İç Yapısı ve Sismik Dalgalar**

***Kısmi Ergime ve Magmanın Kökeni**

***Magmatizma ve Levha Tektoniği**

İlk konu başlığımızla ilgili yeterli ve detaylı bilgileri 39. slayta kadar bulabilirsiniz. Aşağıdaki açıklamaları 39. slayttan itibaren takip ederek okuyunuz.

Kısmi Ergime ve Magmanın Kökeni

Geçen haftaki dersimizde magmanın kimyasal kompozisyonunun geniş bir yelpazede farklılıklar sergilediğini ve bu farklılığın sistematik olduğunu öğrenmiştik. Peki bir volkandan diğerine bu tekrarlanan sistematik niçin ve nasıl vardır? Geçtiğimiz yüzyılda pek çok çalışma, bu ve benzeri soruları yanıtlamak için yapılmıştır. Artık bu konuda yani magmanın evrimi, kimyasal değişimi konusunda yeterli bilgiye de sahip olunmuştur ve bunu kontrol eden iki proses ileri sürülüp açıklanmıştır. Bu prosesler:

1. Kısmi Ergime
2. Fraksiyonel Kristalizasyon'dur.

Kısmi ergime, magma derinlerde ilk oluştuğunda, ilksel magmanın kompozisyonunu kontrol eder. Fraksiyonel kristalizasyon ise magmanın derinlerden yeryüzüne doğru yükselirken kompozisyonundaki değişimleri kontrol eder. Dolayısıyla bugünkü dersimizin konu başlıklarından biri olan "Kısmi Ergime ve Magmanın Kökeni" konu başlığı altında bu iki önemli proses üzerinde duracağız.

Magmanın yerkabuğunun derinliklerinde oluştuğunu, ama her yerinde oluşmadığını önceki dersimizde bahsetmiştik. Bunun en güzel kanıtı yeryüzünde volkanik aktivitelerin kuşaklar boyunca belirli bölgelerde gözleniyor olmasıdır (Slayt 41). Böylece magmaların oluşumu için özel koşullara ihtiyaç duyulduğu anlaşılır. Ancak, magmanın nasıl ve nerede oluştuğunu anlatmadan önce, Yer'in iç yapısını, bu defa farklı bir açıdan ve daha detaylı olarak tekrar hatırlamamız gerekiyor. Daha sonra magmanın kısmi ergime ve fraksiyonel kristalizasyon prosesleri konusuna geçeceğiz.

Yer'in İç Yapısı

Sismolojik veriler bize Yer'in katmanlı bir yapıya sahip olduğunu söyler. Depremlerle ya da volkanik aktivitelerle gelişen sismik dalgalar Yer'in içinde farklı hızlarla seyahat ederler. Sismik dalgaların hızları, sismik dalgaların türüne ve seyahat ettikleri materyalin fiziksel özelliklerine göre değişir.

Sismik Dalgaların Türleri

1. Cisim dalgaları

*P dalgaları

*S dalgaları

Cisim dalgaları Yer içinde tüm yönlerde hareket ederler. P dalgaları, birincil dalgalardır. Hızları, seyahat ettikleri kayaçların elastik özelliklerini bağlıdır. Elastik özellikler kayacın rijitliği ve yoğunluğu ile ilişkilidir. P dalgaları, ses dalgaları gibidir. Materyal boyunca materyali sıkıştırarak hareket eder. Sıkıştırdıktan sonra materyal yayılır ve dalgalar hareketine devam eder. Böylelikle dalgaların hızları materyalin ne kadar kolay sıkıştığı, materyalin rijitliği ve yoğunluğu ile ilgilidir. P dalgaları, sismik dalgalar içinde en hızlı olanı olduğundan sismograflara ilk ulaşan dalgalardır.

S dalgaları ikincil dalgalardır. Makaslama (shear) dalgaları olarak da bilinir. Hızları materyalin rijitliğine ve yoğunluğuna bağlıdır. S dalgaları, yayılma yönlerine dik yönde materyalin şeklini değiştirirler. Materyalin makaslamaya karşı gösterdiği direnç, materyalin rijit özelliğinden gelmektedir. Sıvıların rijit özelliği yoktur. Dolayısıyla S dalgalarının hızı sıvı materyal içinde sıfırdır (Bu bilginin önemi ilerleyen satırlarda daha iyi anlaşılacak). S dalgalarının hızı, P dalgalarının hızından daha yavaştır.

2. Yüzey dalgaları

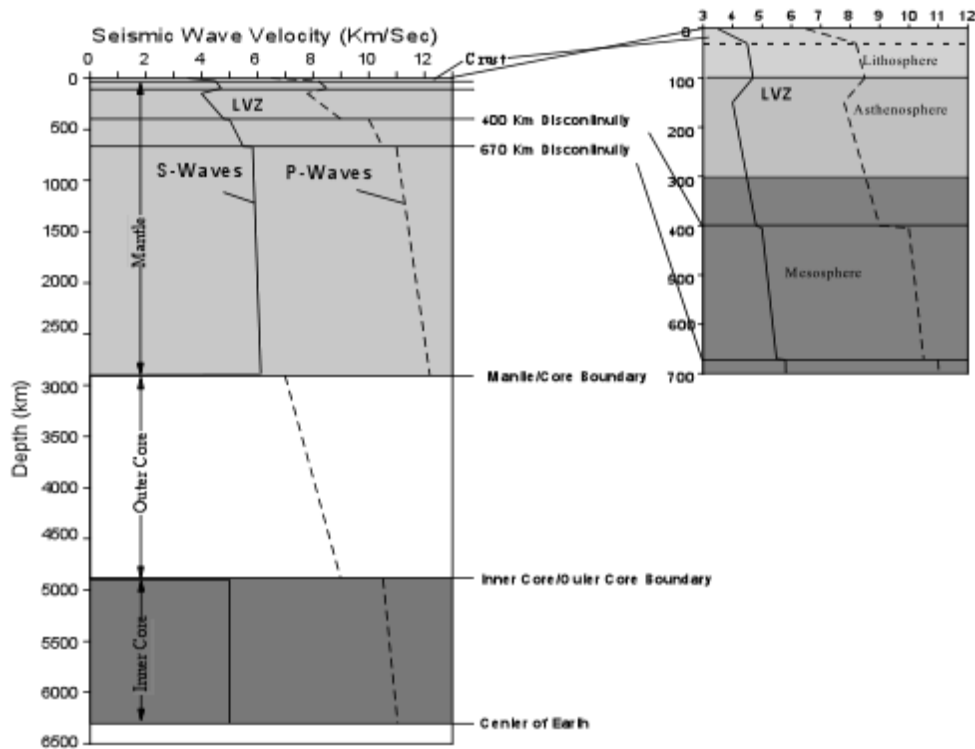
*Rayleigh dalgaları

*Love dalgaları

Yüzey dalgalarının, cisim dalgalarından farkı Yer içinde seyahat etmemesinden kaynaklanır. Yeryüzüne neredeyse paralel olacak şekilde Yer'in yüzeyinde hareket ederler. Yüzey dalgaları, S-dalgaları gibi davranış sergileyerek yukarı ve aşağı ile bir yandan diğer yana hareket edebilirler. Ancak S-dalgalarından farkı, onlardan daha yavaş olmalarıdır. Böylece yüzey

dalgaları, Yer'in derinliklerindeki kayaçlar hakkında değil ama yüzeydeki kayaçlar hakkında bilgi verebilecek dalgalardır.

Kayaçların fiziksel özelliklerinin değiştiği sınırlarda sismik dalgalar farklı yansır ve kırılırlar. Dalgaların bu yansıma ve kırılmaları sırasındaki yollarını takip ederek Yer'in farklı katmanlarını görebiliriz. Bu bize, fiziksel özelliklerdeki farklılıktan kaynaklanan Yer'in katmanlı yapısı hakkında bize bilgi verir. Şunu hatırlayalım, yoğunluk derinlikle birlikte artmalı, çünkü kıtasal kayaçların ortalama yoğunluğu 2.7 g/cm^3 tür ve Yer'in ortalama yoğunluk değeri 5.2 g/cm^3 tür. Burada o formülleri vermedik ama dalgaların hız hesaplamaları için kullanılan formüllere bakılacak olursa yoğunluk arttıkça, dalga hızının da yavaşladığı görülür. Yani kayacın yoğunluğu ile dalgaların hızları arasında ters bir bağıntı vardır. Dolayısıyla, kayacın ya da materyalin diğer özellikleri, sıkıştırılabilirlik ve rijitidite Yer'in derinliklerine doğru, yoğunluğun artışından daha büyük bir oranda artış göstermelidir.



Sismik dalgaların Yer içindeki hızları hakkında genel bir bilgi sahibi olduktan ya da genel bilgilerimizi hatırladıktan sonra şimdi farklı materyaller üzerinde yapılan deneyleri inceleyebilir, kimyasal kompozisyonun ne olduğu hakkında tahminlerin nasıl yapıldığına bakabiliriz.

Farklı Kimyasal Kompozisyonlu Katmanlar

Kabuk

Değişen kalınlıklara ve kompozisyona sahiptir.

- Kıtasal kabuğun kalınlığı 10-70 km arasında değişir. Tüm kıtasal alanların temelini oluşturur. Ortalama kompozisyonu andezitik yani ortaça karakterlidir.
- Okyanusal kabuğun kalınlığı 8-10 km arasında değişir. Tüm okyanusların tabanını oluşturur. Ortalama kompozisyonu bazaltik yani mafik karakterlidir.

Manto

Yaklaşık 3488 km kalınlığındadır. Peridotit (olivin+ortopiroksen+klinopiroksen). Manto hakkındaki bilgiler sismik hız, deney ve magmayla yüzeye getirilen peridotit ksenolitlerinden elde edilen verilerden gelmektedir. Deneysel çalışmalardan elde edilen veriler peridotitlerin mineralojisinin derinlikle (dolayısıyla basınçla) değiştiğini göstermektedir. Düşük basınçlarda, mineral topluluğu

olivin + klinopiroksen + ortopiroksen + plajiolklas tır. Bu tür peridotitler Plajiolklas Peridotitler olarak da adlandırılır.

Daha yüksek basınçlarda mineral topluluğu

olivin + klinopiroksen + ortopiroksen + spinel olarak değişir. Bu tür peridotitler Spinel Peridotitler olarak da bilinir.

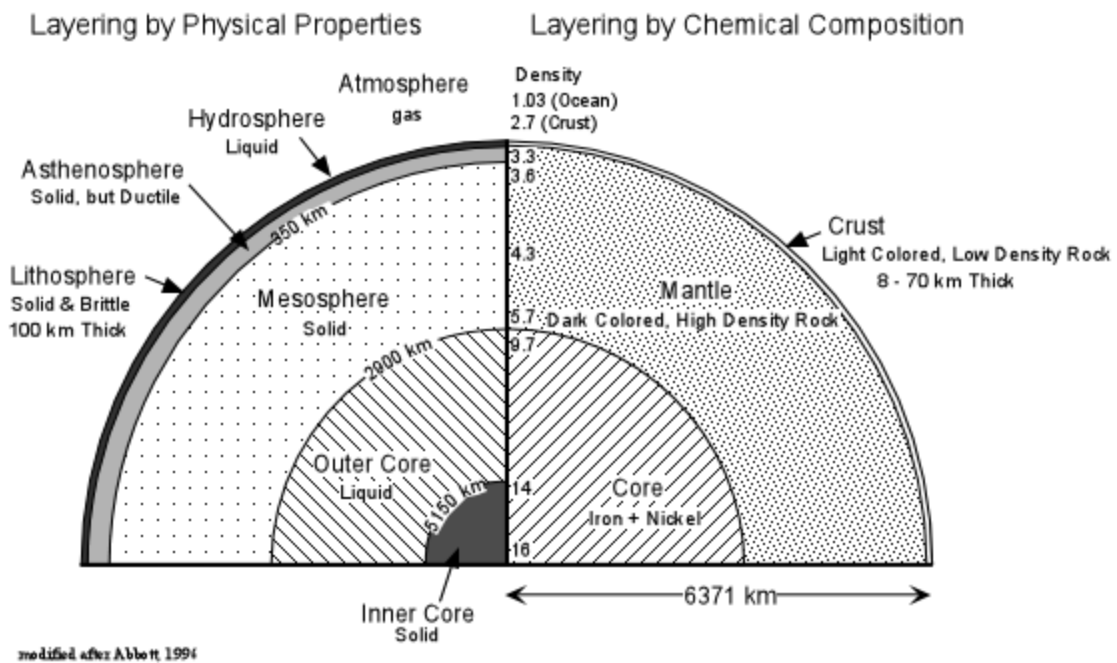
30 kbar'ın üstündeki basınçlarda (Yer'in 90 km derinliklerine tekabül eder) bu mineral topluluğu

olivin + klinopiroksen + ortopiroksen + granat olur. Bu tür peridotitler Granat Peridotitler olarak da bilinir. Basıncın artışıyla gerçekleşen bu değişim Al'nin koordinasyonunun değişmesi ve böylelikle Al'nin dengesi yeni mineraller oluşturularak sağlanır.

Daha derinlerde, 400 km ve 670 km süreksizlikleri gibi, olivin ve piroksen yüksek basınç polimorflarına dönüşür. Mineral bileşimindeki bu değişimlere rağmen, majör element kompozisyonu bakımından mantonun kimyasal kompozisyonunun fazla değişmediği gözlenir.

Çekirdek

2883 km yarıçapında, Demir (Fe) ve az miktarda Nikel (Ni)'den yapıldır. Sismik dalga hızlarından, deneysel çalışmalardan ve demir kompozisyonuna sahip meteoritlerden elde edilen bilgiler eşliğinde çekirdek ile ilgili bilgi sahibi olunmuştur.



Farklı Fiziksel Özellikli Katmanlar

Litosfer

Yaklaşık 100 km kalınlığındadır. Kıtalarda kalınlığı 200 km ye kadar çıkar. Okyanus ortası sırtlarda ve rift vadilerinde inceler. Düşük sıcaklıklarda çok gevrek (brittle) ve kolaylıkla kırılır. Yukarıdaki şekilde, litosferin hem kabuğu hem de üst mantonun bir kısmını kapsadığına dikkat edelim. Levha tektoniği kapsamında adını verdiğimiz levhalar litosferden meydana gelmektedir ve astenosferin üzerinde yer almaktadır.

Astenosfer

Yaklaşık kalınlığı 250 km dir. Katı kayaktan oluşmasına rağmen yumuşaktır ve sünek (ductile) bir akıcılığı vardır. Astenosferin üst kısmı Düşük Hız Zonu (Low Velocity Zone-LVZ) olarak adlandırılır. Çünkü hem P hem de S dalgalarının hızları litosfer içindekinden daha düşüktür. Ama ne P ne de S-dalgalarının hızları sıfıra doğru gitmez. Dolayısıyla LVZ tümüyle sıvı değildir.

Mezosfer

Yaklaşık kalınlığı 2500 km dir. Katı kayaç malzemeden oluşur. Ancak sünek akıcı özelliği vardır.

Dış Çekirdek

Kalınlığı 2250 km dir. Dış çekirdek sıvıdır. Bunu biliyoruz çünkü, S-dalgalarının hızları çekirdeğin dış katmanında sıfırdır.

İç Çekirdek

1230 km yarıçaplıdır ve katıdır.

Magmalar nereden gelir?

Magmalar Yer'in tek bir belirli katmanından gelmez. Çünkü tek bir katmana ait olabilecek bir kimya kompozisyonu sergilemez. Örneğin dış çekirdek, neredeyse Fe ve Ni den yapıldır. Oysa ki magmaların kompozisyonu büyük oranda silisiktir.

Okyanusal havzalarda, magmanın okyanusal kabuktan geldiğini yani okyanusal kabuk kaynaklı olduğunu söylemek pek mümkün değil. Çünkü okyanuslarda püsküren magmanın çoğunluğu bazaltiktir. Okyanusal kabuk bazaltik bileşimli olduğu için ilk bakışta, bazaltik magmanın okyanusal kabuğun ergimesinden meydana gelebileceği düşünülebilir. Ancak bu durumda okyanusal kabuktan bazaltik bileşimli magmanın oluşabilmesi için okyanusal kabuğun neredeyse %100'ünün ergimesi gerekir ki, bu pek de imkan dahilinde değildir.

Kıtalarda, hem bazaltik hem de riolitik kompozisyona sahip magmalar yerkabuğunun derinliklerine yerleşir ya da püskürürler. Bazaltik magmalar kıtasal kökenli olamaz. Çünkü kıtasal kabuğun ortalama kompozisyonu daha silislidir. Fakat andezitik - riolitik gibi daha silisçe zengin magmalar kıtasal kabuğun ergimesinden meydana gelebilir. Bu durumda bazaltik magma, kıtasal kabuğu altlayan mantonun ergimesinden meydana gelebilir.

Böylece kıtalar istisna olmak üzere magmaların genel olarak peridotit bileşimli mantonun ergimesi ile meydana geldiğini söyleyebiliriz.

Magmaların Kökeni

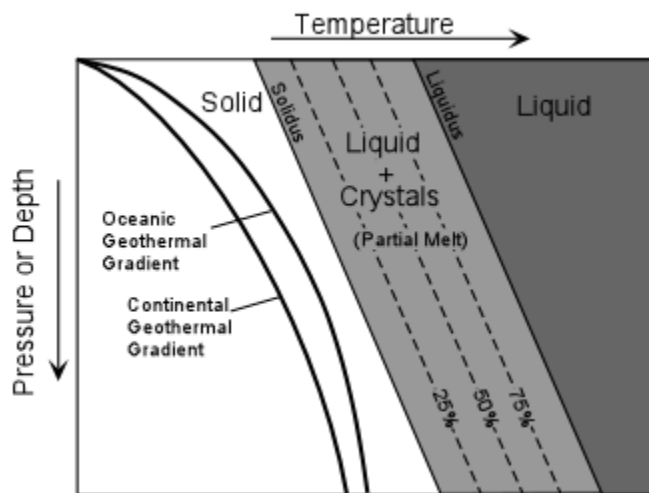
Tekrar belirtelim! Magmalar yeryüzünün altında her yerde oluşmazlar. Oluşumları için özel koşullara ihtiyaç vardır.

Öncelikle jeotermal gradyan tanımını yapalım ve devam edelim.

Jeotermal Gradyan (Geothermal Gradient): Yeraltına inildikçe, yer sıcaklığını 1°C derece arttıran derinlik miktarıdır. Normal jeotermal gradyan 33 metredir. Yani yer altına inildikçe her 33 metrede 1°C derece sıcaklık artışı olması beklenir.

Normal jeotermal gradyan okyanuslarda, kıtalardakinde olandan daha yüksektir, en azından sığ derinlikler için. Normal jeotermal gradyanı deneysel yollarla

tanımlanmış ve biraz su ya da CO_2 içeren peridotitin solidus sıcaklığı ile karşılaştıralım. Bunun için aşağıdaki diyagramı da bir taraftan inceleyelim. Diyagramda sıcaklık ve basınç doğruları üzerinde peridotitin katı (solid), sıvı+kristal (liquid + crystal) ve sıvı (liquid) oldukları alanlar yer almaktadır. Bu diyagramda Okyanusal jeotermal gradyanın kıtasal jeotermal gradyandan yüksek olduğu anlaşılır. Aynı diyagramdan yararlanarak, peridotitin katı sıcaklığı (solidus temperature) her yerde normal jeotermal sıcaklıktan yüksektir, denebilir. Bundan, normal koşullar altında mantonun katı kalacağı sonucunu çıkarabiliriz. Yani kısmi ergime aşağıdaki diyagramda belirtilen koşullarda gerçekleşmez. Normal jeotermal gradyanlar (Okyanusal ve kıtasal jeotermal gradyan) diyagramın sağına ötelenerek hareket ettirilebilirse, peridotitin katı sıcak eğrisini keser ve işte o zaman peridotitte kısmi ergime başlar. Sanırsam çok iyi anlaşılmadı. Panik yok! Açıklamaya devam ediyoruz. Tüm dikkatinizle okumaya devam edin. Şu halde, ergimenin gerçekleşebilmesi için öyle bir yol bulmalıyız ki, jeotermal gradyan peridotit katı sıcaklığı eğrisi üzerine gelmeli ve böylelikle peridotit katı sıcaklığı düşürülmeli. Umarım en azından burası anlaşılmıştır.



Bir kez ergimenin oluşumu sağlandığında, ergiyen kısım çevresindeki katı kayaç malzemesinden yoğunluk bakımından daha düşük olacağı için, ergiyik yukarı doğru yükselme eğilimi göstermeye başlar.

Şimdi sürekli dikkatinizi çektiğimiz, ergimenin gerçekleşebilmesi için ihtiyaç duyulan “özel koşulların” neler olduğuna göz atmaya. Bunlar:

1. Jeotermal Gradyanı yükseltmek
2. Katı sıcaklığını azaltmak
3. Basıncı azaltmak

(Slayt 46'dan itibaren takip edin)

Ergime nedir?

Katı halde kayaç, minerallerden oluştuğu için kristalin bir iç yapıya sahiptir. Kayacın sıcaklığını artırırsak, iç yapıyı oluşturan moleküller arası bağlar kopar ve ergime gerçekleşir. Sonuçta likit bir malzeme elde edilir.

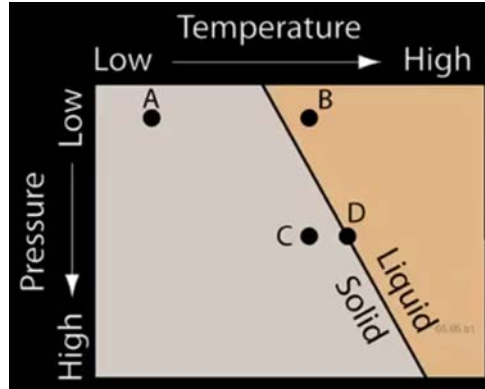
Yüzeyde, yüzey basıncının hâkim olduğu koşullarda, elimizdeki kayacı nasıl ergitiriz? En kolay akla gelen yol, kayacı ergime derecesine kadar ısıtmak olur. Bu bir anlamda jeotermal gradyanı yükseltmek anlamına gelir. Jeotermal gradyan belirli bir derinlikte ortamın sıcaklığını temsil eder. Sıcaklık artışı buradaki jeotermal gradyanın yükselmesi anlamına gelir.

Kayacı ergitmenin diğer bir yolu basıncı azaltmaktır. Belirli bir basınç altında iç yapıyı oluşturan moleküller arasındaki bağlar basınç azaldığında duraysızlaşır, kopar ve ergime gerçekleşir.

Diğer bir yol ise, ortama su eklemektir. Su, kayacı oluşturan kristallerin ergime derecelerini düşürür ve hali hazırda bulundukları ortamın jeotermal gradyanında ergime gerçekleşir. Bunun için en iyi örnek şudur: tencereye şeker koyalım ve

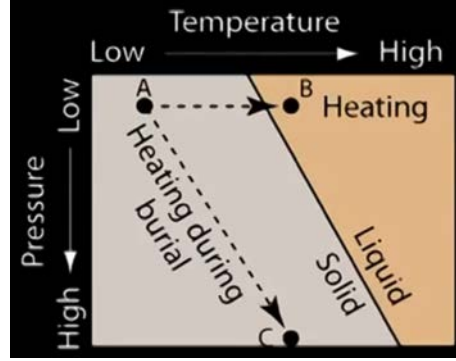
ısıtmaya başlayalım. Şeker ne zaman ergimeye başlar? Bir hayli beklememiz gerekecektir sanırım. Şekerin ergime derecesi için yeterli sıcaklık koşullarının sağlanmasını beklemek gerekir. Bir de şekere bir miktar su ekleyip ısıtalım. Bu kez o kadar beklemeyiz. Çünkü eklediğimiz su, şekerin ergime sıcaklığını düşürür, dolayısıyla kuru şekerin ergime derecesinden daha düşük sıcaklıklarda şeker ergir.

Aşağıdaki diyagramda (Slayt 50) sıcaklık sağa doğru artmakta. Basınç ise yerkabuğunun derinliklerine inildikçe artmaktadır. Bu durumda A noktasındaki kayaç yüzeye yakın, soğuk bir kayaçtır. B noktasındaki kayaçta, A ile aynı derinliktedir, yüzeye yakındır. Ama ergimiş, likit bir malzemedir. C ve D noktalarındaki kayaçlar yerkabuğunun oldukça derinliklerinde, yüksek basınç altındadırlar. C katı halde iken, D ergime süreci içindedir.

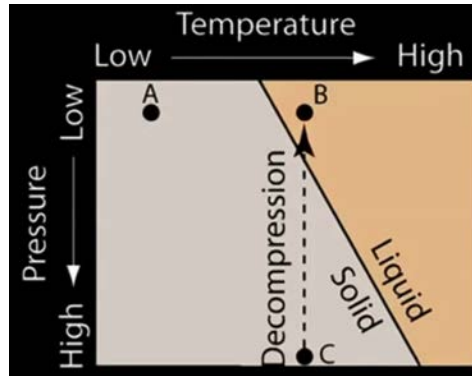


Şimdi de aşağıdaki diyagramı (Slayt 51) inceleyelim. A noktasındaki kayaç yüzeye yakın ve soğuk. Basınçta hiçbir değişiklik olmaksızın A noktasındaki kayaç, sıcaklık artışı sağlanarak B noktasına getirilirse ergime gerçekleşir. Buna rağmen, A noktasındaki kayaç, diyelim ki bir yitim zonu boyunca daha derinlere C noktasına taşınsa bile diyagramdan ergimeyeceğini görebiliriz. Bir miktar sıcaklık artışı var, ancak basınç da arttığı için ergime gerçekleşmiyor. Sıcaklık

artışı ile moleküller arası bağlar kopmak istese bile artan basınç moleküllerin bir arada tutunmasını sağladığından ergime gerçekleşmiyor.

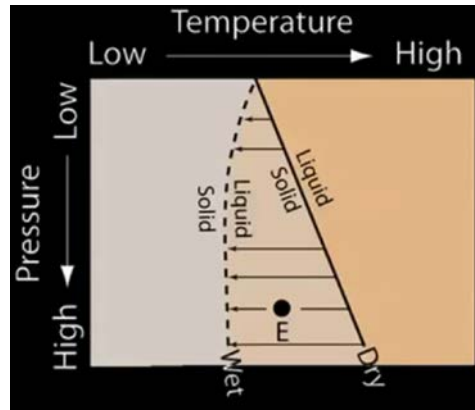


Aşağıdaki diyagrama geçelim. C noktasındaki kayacı B noktasına getirerek ergitebilmek için yapmamız gereken tek şey, C noktasındaki kayacı sıcaklıkta hiçbir değişiklik yapmaksızın derinlerden yüzeye taşımaktır. Yani basıncı azaltmaktır.



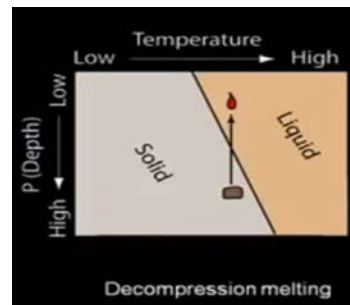
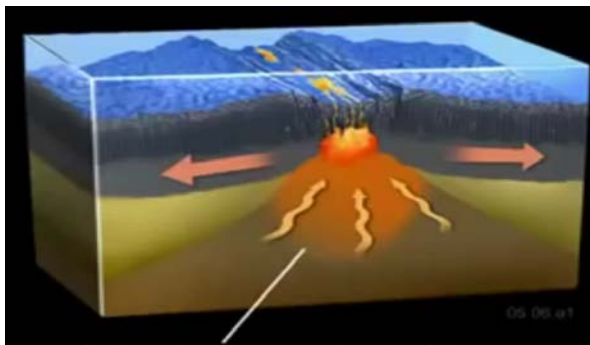
Aşağıdaki diyagramda da ortama su eklenmesiyle ergimenin nasıl gerçekleştiği anlatılmaktadır. Bu diyagramda iki solid sıcaklığı vardır: biri kuru solid, diğeri sulu solid eğrisi. Kuru solid eğrisi, ortamda su olmadığında (tenceredeki kuru şeker gibi) kayacın ergime derecesini gösterir. Sulu solid ise, ortamda su bulunduğu (tencerede şeker+su olması gibi) kayacın ergime derecesini temsil eder. Diyagramdan da anlaşılacağı üzere sulu solid eğrisi, kuru solid eğrisine göre

daha düşük sıcaklıklarda yer alır. Dolayısıyla, diyelim ki E noktasındaki kayaç, sulu solid alanında yer aldığından, kuru solid eğrisine göre daha düşük sıcaklıklarda ergimeye başlar.



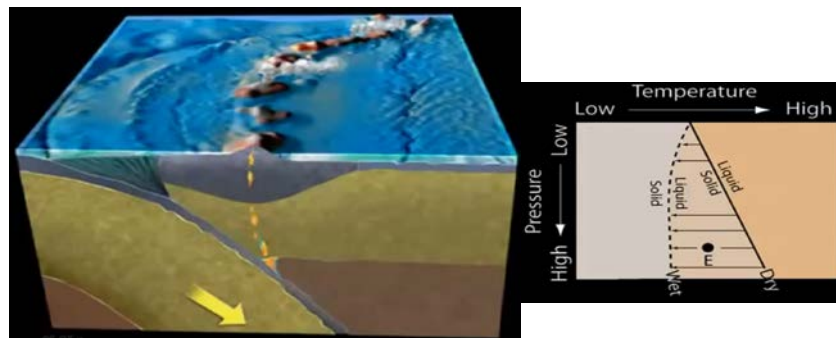
Niçin uzaklaşan levha sınırlarında (okyanus ortası sırt) ergime gözlenir?

Uzaklaşan levha sınırlarında, iki levha birbirinden uzaklaştıkça üstte açılan boşluğu doldurmak üzere derinlerdeki katı ya da neredeyse katı olan astenosfer, boşluğu doldurmak üzere yukarı doğru yükselir. Yüzeye yaklaştığında üzerindeki basınç azaldığı için yükselen malzeme ergimeye başlar. Dolayısıyla okyanus ortası sırtlardaki ergimenin gerçekleşmesi yani magmanın oluşumu basıncın azalması ile oluşur.



Niçin okyanus-okyanus yaklaşan levha sınırlarında (yitim zone) ergime gözlenir?

Dalan okyanusal litosfer, yer kabuğunun derinliklerine doğru indikçe, daldıkça sıcaklığı artar. Ancak derine indiğinden dolayı basınç da artar. Dolayısıyla artan basınç, artan sıcaklığın ergime yönünde etkin olabilecek hareketini baskılamış olur. Yani dalan soğuk litosfer derine indikçe sıcaklığı artar ve yakınındaki astenosferin sıcaklığını artırmasına rağmen ergime gerçekleşmez. Ancak yiten okyanusal litosfer hem kayacın gözeneklerinde hapsedilen hem de kayadaki minerallerde var olan suyu derinlere doğru taşır. Sıcaklığın artmasıyla bu su astenosfer içine serbest kalan su, astenosferin ergime derecesini düşürür ve katı kayacın ergimesine neden olur. Bu tür tektonik ortamlar suyun eklenip kayacın ergime derecesini değiştirerek magma oluşumunu sağlayan ortamlara örnektir. Oluşan magma yüzeye ulaştığında volkanik ada yayı zincirleri meydana gelir.



Niçin okyanus-kıta yaklaşan levha sınırlarında (yitim zonu) ergime gözlenir?

Tabii ki yukarıdaki yitim zonunda etkin olan aynı sebepten dolayı. Ortama suyun eklenmesi ergimeye neden olur. Ancak burada mantonun ergimesi ile oluşan bazaltik kopmpozisyonlu magma kıta kabuğu alt sınırına geldiğinde kabuğu da ertir, magmanın bileşimi değışir. Sonuçta yüzeyde genellikle felsik ve ortağ karakterli bir volkanizma gözlenir.

Kıta-kıta yaklaşan levha sınırlarında ergime gözlenir mi?

Pek fazla gözlenmez. Magma oluşumu yitimin bitip çarpışmanın başlamasıyla sona erer. Kıtasal kabuğun gömülmesi ve sıcaklığın artması ile belki ve sadece felsik magma gelişebilir. Ancak gelişen bu felsik magma yüzeye ulaşmadan derinlerde soğuyarak plütonik kayalar oluşturur. Bu yüzden kıta-kıta çarpışma zonlarında volkanizma pek gözlenmez.

Sıcak nokta magmatizması (Slayt 58)

Magma oluşumu mantodaki sıcak noktalarla da ilişkilendirilir (Slayt 58). Çekirdek-manto sınırında sorguç (plume) adı verilen sıcak kayaç kütleleri yukarı doğru yükselir. Astenosfer-Litosfer sınırına ulaştıklarında, litosferin tabanında basınç azalmış olduğu için yükselen kayaç kütlesi ergimeye başlar. Üstte okyanusal kabuk varsa, yükselen ve yüzeylenen magma okyanusal adayı meydana getirir (Hawaii adaları gibi). Eğer sıcak nokta kıtasal bir kabuğun altında ise, o zaman farklı bir magma oluşumu ile karşı karşıya kalırız. Bazaltik magma yüzeye geldiğinde çok geniş alanlara yayılan bazalt akmaları gerçekleşir. Ancak bu sıcak magma, kıtasal kabuğun sıcaklığını artırarak ergimesine neden olabilir. Kıtasal kabuğun ergimesi ile patlamalı volkanik aktiviteler, kaldera ve çok büyük volkanlar meydana gelebilir.

Kristalizasyon miktarı solidus ve likidus arasında sıcaklıkla ilişkilidir. Magma, su gibi tek bir ergime derecesine sahip basit bir likit değildir. Daha karmaşık yapılıdır. 1200°C'de tümüyle ergidiğini söyleyebiliriz. Bu durumda likidus alanında yer alır. Soğumaya başlar başlamaz hemen kayaca dönüşmez. Sıcaklık düştükçe farklı donma noktalarına sahip mineraller kristallenir. Ne zaman ki magma 1000°C'ye ulaşır, o zaman tümüyle kristalize olmuş demektir. Katı hale geçmiş olur. Bu mineraller silisik mineraller olup kristallenirken belirli bir sırayı takip ederler. Buna Bowen Reaksiyon Serisi denir ve bu konu gelecek dersimizin konusudur.

Kaynaklar:

1. <http://www.indiana.edu/~volcano/notes/handout2.pdf>
2. http://www.tulane.edu/~sanelson/eens212/earths_interior.pdf
3. <https://www.youtube.com/watch?v=muu2DeXmJAU>