

MADEN YATAKLARI

GİRİŞ

Maden yatağı denilince cevher mineralleri yatağı anlaşılır. Mineraller yerkabuğunda bulunan anorganik kimyasal maddeler olup hemen hemen her tarafından aynı fiziksel ve kimyasal özellikleri gösterirler. Metal üretimi yapılabilen minerallere ise cevher denir. Kendisinden metal üretimi yapılabilen minerallerin yerkabuğunda buldukları ortalama değerden çok fazla bir değerde konsantre olmalarından maden yatağı oluşur. Eğer bu mineraller topluluğundan gerek rezerv, gerek tenör ve bunun gibi ekonomikliğini ilgilendiren diğer şartlar yüzünden metal üretimi yapılamıyorsa o zaman maden yatağı değil bu topluluğa maden zuhuru diyebiliriz. Maden yatakları ekseriyetle küçük hacimli oluşuklardır. Kayaç ise yer küreyi oluşturan elemanlar arasında en yaygın olanı olup ihtiva ettikleri minerallerden metal üretimi yapılamaz. Yani bazı sınırlı alanlar dışında kendilerinden ekonomik bir fayda sağlanamaz. Ancak mineral oluşumlarıyla kayaç oluşumları tabiatta iç içedirler ve bu oluşumlar bazı fizikokimyasal kanunlar çerçevesinde meydana gelirler. Bu yüzden gerek petrografik ve gerekse minerallerle ilgili araştırma ve incelemeler yapılırken magmanın fizikokimyasal özelliklerinin belirlenmesi ve bu özelliklerin yorumuyla sonuçlara varılması gerekmektedir. Bir maden yatağının araştırılması ve incelenmesi demek, o yatağın jeolojik, mineralojik ve oluşumuna yönelik incelemelerin yapılması demektir. Bu da kayaçların ve minerallerin oluşum mekanizmalarına ve yerleşmelerine bağlı olan kanunların iyi anlaşılmasıyla mümkündür. Yerküreyi oluşturan 100'ü aşkın elementin özellikle litosferdeki dağılımlarının ve özelliklerinin bilinmesi bu bakımdan önem kazanmaktadır.

1.BÖLÜM

1.1. MADEN YATAKLARI NIN SINIFLANDIRILMASI

Lilley (1926) Sınıflaması kullanım alanlarına göre yapılmış bir sınıflamadır.

A. METALLER

a. Demirli

-Demir: Demir, Manganez, Kromit

-Demirli Alaşımlar: Molibden, Nikel, Kobalt, Volfram, Vanadyum

b. Demirsiz

-Hafif: Alüminyum, Magnezyum, Titanyum

-Kıymetli: Altın, Gümüş, Platin

-Nadir: Radyum, Berilyum

B. METAL OLMAYANLAR

a. Yakıtlar

-Akıcı: Petrol (Sıvı), Tabii Gaz (Gaz)

-Katı: Taşkömürü, Linyit, Bitümlü Şeyl, Borat, Uranyum

C. DİĞER METAL OLMAYANLAR

a. Yapı malzemeleri: Kum ve Çakıl Taşları, Çimento Malzemeleri, Kükürt

b. Kimya maddeleri: Tuz, Kromit, Pirit, Borat

c. Gübre maddeleri: Fosfat, Potas, Nitrat

d. Seramik maddeleri: Kil, Silis, Feldspat

e. Refrakter maddeler: Silis, Kil, Kromit

f. Aşındırıcı maddeler: Kumtaşı, Korendon, Gröna, Elmas

g. İletken olmayan maddeler: Asbest, Mika, Magnezyum

h. Boya maddeleri: Okr, Kil, Diatomit, Barit

ı. Kıymetli ve yarı kıymetli taşlar: Elmas, Zümrüt, Yakut

Modern sınıflamada cevherin kökenine ilişkin kuramlar veya cevherin çökelme ve oluşum ortamları esas alınmaktadır. Bu sınıflamalar üç çeşittir.

1. Jenetik Sınıflama

2. Jeolojik Sınıflama

3. Doğal Sınıflama

1. Jenetik Sınıflamalar: Niggli (1929), Lindgren (1933), Schneiderhun (1941) sınıflaması.

1.1.1. NİGGLİ SINIFLAMASI

I. Plütonik veya İntruzif

A. Ortomagmatik

1. Elmas, Platin, Krom
2. Titanyum, Demir, Nikel

B. Pnömatolitik-Pegmatitik

1. Ağır Metaller, Toprak Alkaliler, Fosfor, Titanyum
2. Silisyum, Alkaliler, Flour, Bor, Kalay, Molibden, Volfram

C. Hidrotermal

1. Demir, Bakır, Altın, Arsenik
2. Kurşun, Çinko, Gümüş
3. Nikel, Kobalt, Arsenik
4. Karbonat, Oksit, Sülfat, Fluorit

II. Volkanik veya Ekstürizif

- A. Kalay, Gümüş, Bizmut
- B. Ağır Metaller
- C. Altın, Gümüş
- D. Antimon, Civa
- E. Nabit Bakır
- F. Denizel volkanik ve biyokimyasal çökeller

1.1.2. SCHNEİDERHÖHN SINIFLAMASI

I. İntruzif ve Likit magmatitik

II. Pnömatolitik Yataklar

- a. Pegmatitik yataklar
- b. Pnömatolitik Damarlar ve İçirmeler
- c. Kontak Pnömatolitik Ornatmalar

III. Hidrotermal yataklar

A. Altın ve Gümüş Birlikleri

1. Hipabisal Birlikler

- a. Katatermal altınlı kuvars damarları
- b. Silikatlı kayalarda altınlı içirmeler
- c. Karbonatlı kayalarda altınlı ornatımlar
- d. Mezotermal altın kuvars selenyum yatakları

2. Yarı Volkanik Birlikler

- a. Epitermal propillitli altınlı kuvars ve gümüşlü altın damarları

- b. Epitermal altın tellür damarları
 - c. Epitermal altın selenyum damarları
 - d. Alünitli altın yatakları
 - e. Epitermal gümüş yatakları
- B. Pirit ve Bakır Birlikleri
 - C. Kurşun, Gümüş, Çinko Birlikleri
 - D. Gümüş, Kobalt, Nikel, Bizmut, Uranyum Birlikleri
 - E. Kalay, Gümüş, Volfram Birlikleri
 - F. Antimon, Civa, Arsen, Selenyum Birlikleri
 - G. Sülfür olmayan birlikleri
 - H. Metal olmayan birlikler.

1.1.3. LİNDGREN SINIFLAMASI

I. Yığışımın kimyasal olaylarla gerçekleştiği yataklar (sıcaklık ve basınç çok geniş sınırlar içindedir).

A. Magma içinde ayrılımlarla oluşmuş

1. Magmatik yataklar (Sıcaklık 700-1500 °C, Basınç çok yüksek)

2. Pegmatitler (Sıcaklık çok yüksek orta, basınç çok yüksek)

B. Kayaçlar içine yerleşmiş

1. Kayaca yabancı maddelerin girmesiyle oluşan yığışım (Ard oluşumlu).

a. Kor kayaç yerleşmesine bağlı yataklar

i. Doğrudan magmatik gaz yayılımları ile

a. Volkanik olaylardan (Sıcaklık: 100-600 °C, Basınç: atm-orta)

b. Orta derinlikteki yığışım (Sıcaklık: 500-800 °C, Basınç: çok yüksek)

ii. Magmatik gazlarla yüklü yukarı çıkışlı sıcak sularla

a. Hipotermal yataklar (Sıcaklık: 300-500 °C, Basınç: çok yüksek)

b. Mezotermal yataklar (Sıcaklık: 200-300 °C, Basınç: çok yüksek)

c. Epitermal yataklar (Sıcaklık: 50-200 °C, Basınç: orta)

d. Teletermal yataklar (Sıcaklık ve Basınç düşük)

e. Ksenotermal yataklar (Sığ derinlikte fakat yüksek sıcaklıkta)

b. Kor kayaç olaylarından bağımsız yataklar.

2. Jeolojik bir kütle içinde bulunup da sonradan oluşa gelen yığışım.

a. Dinamik ve bölgesel başkalaşım ile oluşan yığışım (Sıcaklık 400 °C üzerinde basınç yüksek)

b. Derin dolaşımly yer altı suyu etkisiyle oluşan yığışım (Sıcaklık: 0-100 °C, Basınç: orta)

c. Yüzey veya yüzeye yakın ayrışma ile oluşan kalıntı yığışım (Sıcaklık: 0-100 °C, Basınç: atm-orta).

C. Yüzev suları içinde oluşın yataklar

1. Eriyiklerin birbirine etkisiyle (Sıcaklık: 0-70 °C, Basınç: orta)

a. Anorganik reaksiyonlar ile

b. Organik reaksiyonlar ile

2. Çözeltilerin buharlaşması ile (Sıcaklık: 100-600 °C, Basınç: atm-orta)

II. Yığılımların mekanik olaylarla gerçekleştiği yataklar.

1.1.4. JEOLJİK SINIFLAMA

Raguin sınıflaması: Aşınma, tortullaşma, volkanizma ve dağ oluşumu gibi olaylar (jeolojik olaylar) rol oynamaktadır.

A. Magmatik Yataklar

B. Kontak Yataklar

C. Peribatolitik Yataklar

D. Volkanik Yataklar

E. Yer Altı Sularının Derinde Dolaşımıyla Oluşmuş Yataklar

F. Sedimanter Olmayan Epikontinental Yataklar

G. Alüvyoner Yataklar

H. Lagüner Yataklar

1.1.5. DOĞAL SINIFLAMA

1. Yüzeysel Ayrışmalara Bağlı Maden Yatakları

2. Tortullaşma ve Tortul Kayaçlara Bağlı Maden Yatakları

3. Granitler ve Graniteleşmeye Bağlı Maden Yatakları

4. Volkanizma, Yarı Volkanik ve Volkanik Kayaçlara Bağlı Maden Yatakları

5. Bazik ve Ultrabazik Taneli Kayaçlara Bağlı Maden Yatakları

6. Başkalaşım ve Başkalaşmış Serilere Bağlı Maden Yatakları

2.BÖLÜM

2.1. CEVHERLEŞME VE YAN KAYAÇ İLİŞKİLERİ

Cevher kütlelerinin yan kayaç ile ilişkileri denilince;

1. Geometrik ilişkiler (Yataklanma şekilleri)
2. Cevher yerleşmesi ile ilgili ilişkiler.
3. Yaş ilişkileri

2.1.1. GEOMETRİK İLİŞKİLER (YATAKLANMA ŞEKİLLERİ)

Maden yataklarının şekilleri ve yan kayaçla ilgilerinin incelenmesi maden yatağı incelemelerinde bilhassa ekonomik değerlendirilmesinin yapılabilmesi ve oluşumuna yaklaşılabilmesi açısından çok önemlidir. Tabiatta çok çeşitli yataklanma şekilleri vardır. Ayrıca birçokları tarafından değişik şekillerde sınıflandırılmışlardır. Mesela yataklanma şekilleri;

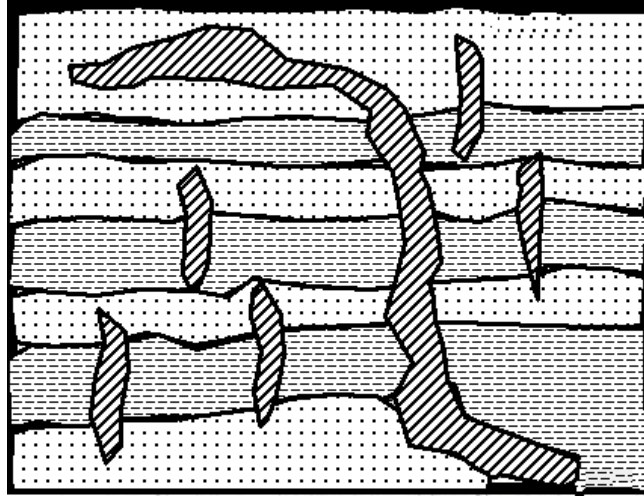
- a) Düzenli yataklanmalar (Katman ve katmanımsı yataklar, damarla, merccekler)
- b) Yarı düzenli yataklanmalar (pipo şekilli yataklar, bacalar)
- c) Düzensiz yataklanmalar (Dissemine yataklar, stoklar)

Şeklinde sınıflandırıldığı gibi;

- a) İzometrik şekilli yataklar (Maden yatağının her yönde olan uzunlukları yaklaşık birbirine eşittir; stoklar, stokvörkler gibi)
- b) Plaka şekilli yataklar (tabaka ve bantlar, damarlar)
- c) Boru şekilli yataklar

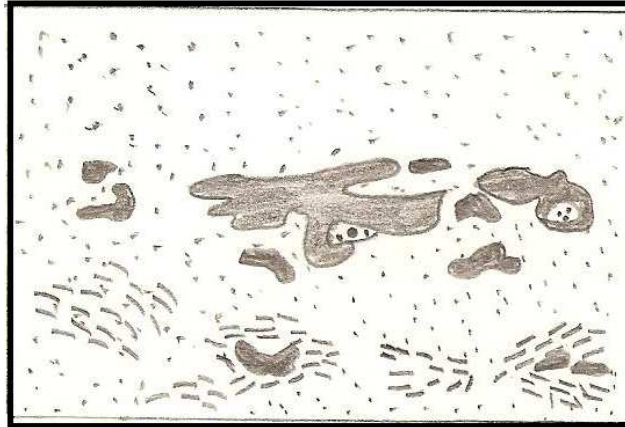
Şeklinde de sınıflandırılmıştır. Bu yatak şekillerini kesin kes birbirinden ayırmak zordur. Yani birbirine geçişler gösterirler. Oldukça karmaşık şekilli oldukları bilinen bu yataklanma şekillerini daha anlaşılır bir gruplandırılmayla şöyle sınıflandırabiliriz.

2.1.1.a. Stoklar: İntrüzif kayaçlarda olduğu gibi yan ve örtü kayaçlarını delerek sokulum yaparak oluşan ve yan taşla düzgün olmayan sınırlar gösteren bir yataklanma şeklidir (Şekil 2.1) Genel olarak tektonik yarık ve çatlaklara bağlıdır. Bu tip yataklanmada cevherin geliş yollarının bilinmesi cevherleşme ve yan kayaç ilişkilerinin daha kolay tespit edilmesini sağlar. Stok oluşumu ile birlikte diğer tip yataklanmalarda görülebilir. Bilhassa subvolkanik çözeltilerin tüf ve volkanik breş gibi yantaşlardaki yataklanmalarında stoklar yanında baca, hortum, damarcık ağı gibi yataklanma şekilleri de görülür.



Şekil 2.1. Stok şeklinde yataklanma (Gümüş 1979)

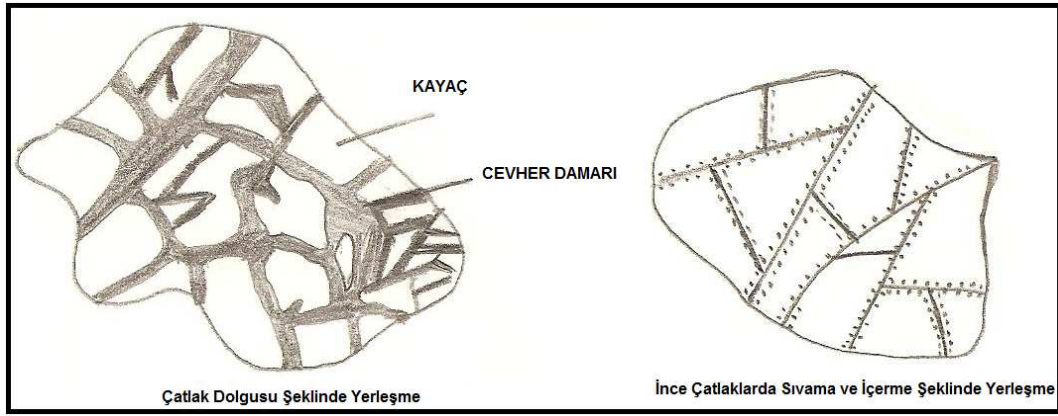
2.1.1.b. Dissemine tip: Büyük kayaç kütleleri içinde düşük tenörlü minerallerin dağılmış olmasından oluşan tiptir. Şiliren ve mercek tipleri en alışılmış şekillerdir (Şekil 2.2)



Şekil 2.2. Peridotitler içinde kromit şilirenleri (Vogt'a göre).

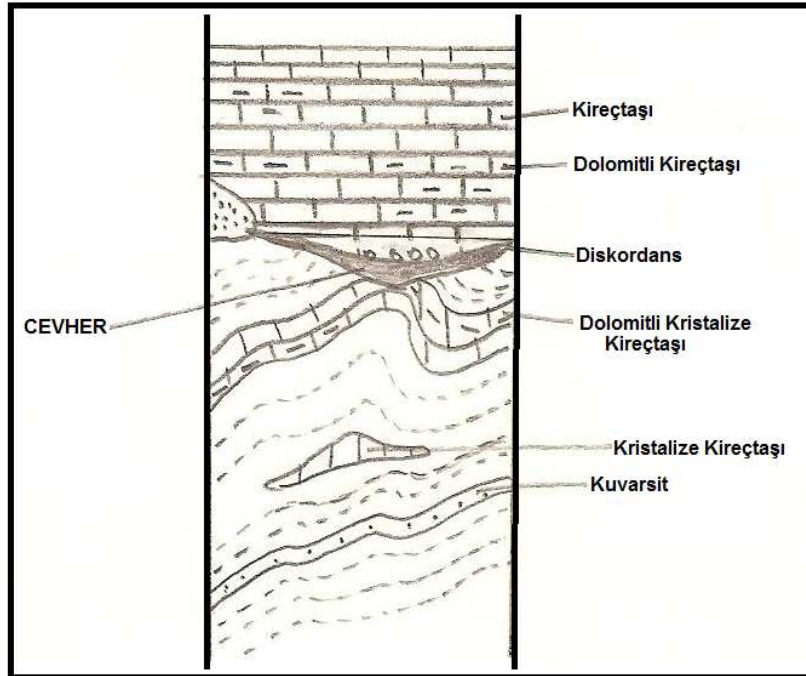
Bir çok peridotit ve serpantin masifleri inklüzyonlar şeklinde kromit ihtiva edebilirler. Bu inklüzyonlar toplanarak mercek şeklinde şilirenleri oluşturabilir. Şiliren şeklindeki mineralizasyonlar bantlı ya da zonlu bir şekil gösterebilirler.

Stokvörk tipi: Birbiriyle irtibatlı çok ince damarcık ağı şeklinde olup damarların kalınlıkları cm'den dm'ye kadar değişebilir. Çok kırıklı kayalarda bu boşlukları cevherli çözlülerin doldurması sonucu oluşurlar (Şekil 2.3). Granit masiflerinin çevresinde kasiterit (Sn) stokvörklerine çok sık rastlanır. Stokvörkler damarlar halinde değil kütlenin tamamı alınarak işlenebilir. Genellikle düşük tenörlü olurlar.

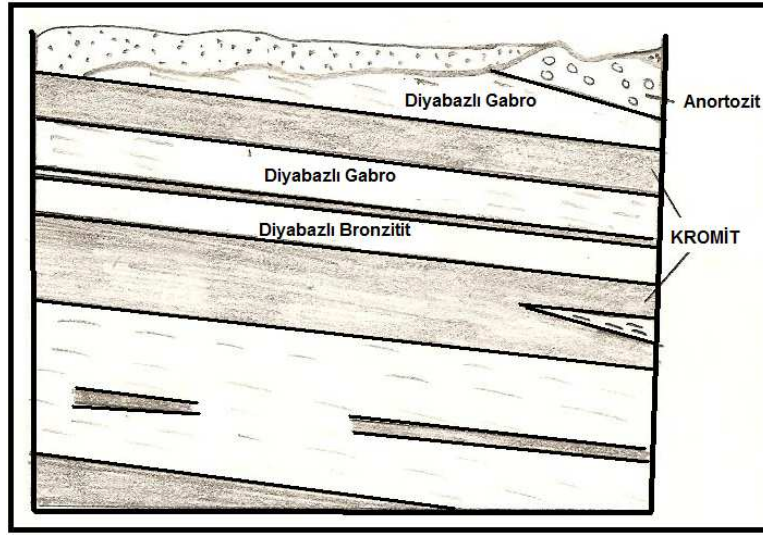


Şekil 2.3: Stokvörk tipi cevherleşme (Gümüş 1979).

2.1.1.c.Tabakalar: Mineral konsantrasyonu tabakalanma yüzeylerine paralel, diğer boyutlarına göre kalınlığı az, stratigrafik seriler içinde yer alan cevherleşme şekilleridir. Bu yataklanma şekilleri mercek ve yığın şeklindeki yataklara geçiş gösterebilirler. Birçok hallerde yassılaőmış mercek şekilleri ile ve tabakalar arasına giren filonlarla karıştırılabilir. Tabaka şekilli cevherleşmeler sedimanter yataklarda görülür (Şekil 2.4). Bazı oluşum biçimlerinde aslında tabakalı olmayıp ta tabakalı ya da katmanımsı görülen şekiller vardır. Mesela pirometasomatik yataklarda ya da bazik veya ultrabazik kayalarda psödostratigrafik şekiller görülür. Şekil 2.5 'de görüldüğü gibi burada kromit oluşumları birer ayrımlaşma yüzeyleri halinde gelişmişlerdir.



Şekil 2.4 Tabaka şekilli Gazipaőa Pb-Zn yatakları (Gümüş 1979).



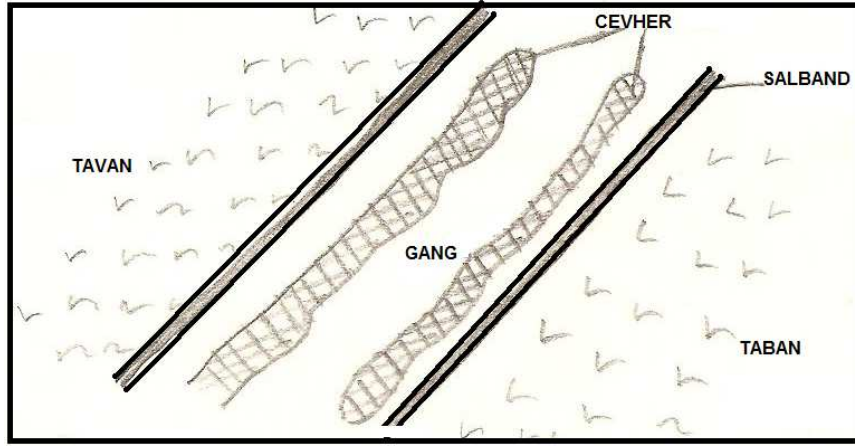
Şekil 2.5 Bushveld masifinde kromit tabakalanması

Mercek Şekli: Çeşitli büyüklükte mercek şeklindeki yataklar sedimanter oluşumlarda ve magmatik ayrışma ve yer alma olaylarının rol oynadığı oluşum evrelerinde meydana gelebilirler. Ayrıca hidrotermal yataklarda tespih şeklinde mercek tipleri de görülebilir.

2.1.1.d. Damarlar: Diğer boyutlarına göre kalınlığı az, çeşitli istikametlerde uzanan oldukça paralel yüzeyleri olan yan kayacı kat etmiş cevherleşme şeklidir. Bunlar epijenetik yataklardır. Damar yan kayacın tabakalanması ve şistozitesi (yapraklanma) ile uyumlu ise buna *Filon* denilir. Tabakalar arasına girerek yerleşmiş bu tip yataklar tabakalı tiplerle karıştırılabilir. Oysa filonlar epijenetiklerdir. Filonun yerleşmesiyle yantaş alterasyona uğrar. Kalınlıkları birkaç cm'den 100 cm'ye kadar olabilir.

Damarlar esas itibariyle tektonik yapıya uygun olarak fay ve çatlakların dolmasıyla meydana gelirler. Bazen fay boşluğuna düşen kaya parçaları cevherleşmenin içinde kalır ve cevherleşmeye breşik görüntü kazandırır. Bu durumda bir mineral öncesi fay olduğu sonucu çıkar. Mineral öncesi meydana gelen fay boşlukları ekseriyetle tek bir zamanda değil, çeşitli zamanlarda olabilir. Ayrıca fay boşlukları zamanla açılabilir. Mineral sonrası faylar ise cevherleşmeyi yerinden oynatır. Fakat aynı fay mineral öncesi olarak cevher yerleşimine sebep olduğu gibi daha sonrada harekete geçerek cevheri ezikli hale getirir ya da yerinden oynatır.

Damar ile yan kayacın kantağındaki yan kayaç bölmesine çeper denir. Damarın altındaki çepere taban, üzerindeki tavan denir. Taban ve tavan arasını dolduran malzemeye damar dolgusu denir. Damar dolgusu ile çeperler arasında kalan sınırdaki bir killeşme meydana gelir ki buna da *Salband* denir (Şekil 2.6).

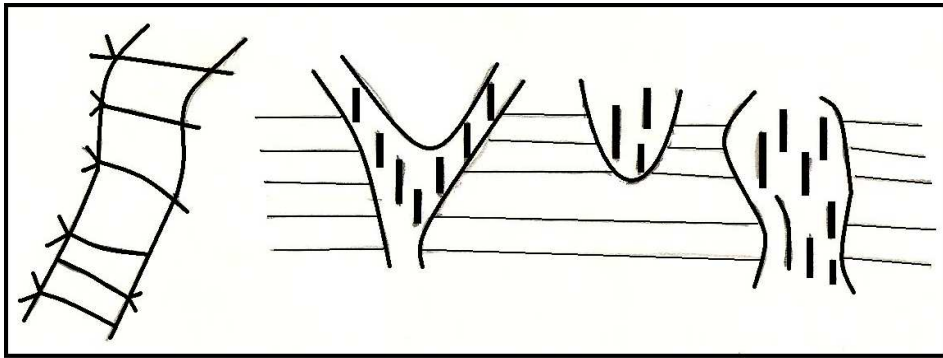


Şekil 2.6. Bir damarın ayrıntısı.

Cevherleşme damar içinde homojen bir şekilde dağılmaz. Genellikle cevher sütunları denilen çeşitli zenginleşmiş zonları kapsar. Cevher sütunları çeşitli şekillerde oluşabilir. Mesela damar arakesitlerinde cevher zenginleşmesi olabilir. Bu o yan kayacın etkisiyle olur. Böyle oluşan minerallere *Topomineraller* denir. Bu şekilde bir altınlı kuvars damarı genellikle piritli ve kömürlü şistlerden geçerken (Au) bakımından zenginleşebilir (Avusturalya'da Ballarat damarı).

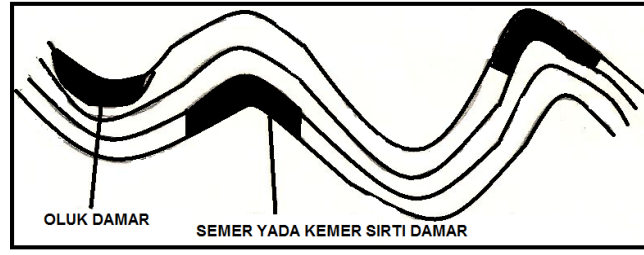
Damar Çeşitleri

Damarlar her zaman büyük fay zonları ve yönlü basınç kırılmaları vasıtasıyla oluşmazlar. Daha küçük çaplı, küçük hareketlerin sonunda meydana gelen çatlak ve yarıklarda da damarlar oluşabilir. Böyle ortamlarda görülen damar tipleri merdiven ve basamak tipleridir (Şekil 2.7).

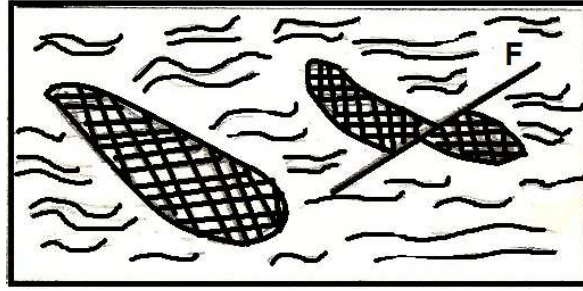


Şekil 2.7. Merdiven ve basamaklı damarlar (Gümüüş 1979).

Antiklinalin hemen alt ve üst kısımlarındaki boşluklarında kemer sırtı damarları oluşur. Senklinallerde ise oluk şeklinde damarlar görülür (Şekil 2.8). Metamorfik şistler içinde ise genellikle merceksi damarlar oluşur. Bunlar cevherli eriyiklerin basınçla açılmış şistli kayac veya esnemiş boşluklarının dolmasıyla oluşur (Şekil 2.9).



Şekil 2.8 Kıvrımlarda damar şekilleri (Gümüş 1979).



Şekil 2.9. Şistlerde mercek şekilli damarlar (Gümüş 1979).

2.1.1.e. Diğer Tipler: Pipo ve baca şeklindeki yarı düzenli yataklardır.

Pipo şeklinde yataklar: Piponun tütün konulan kısmına benzeyen bu şekillerin yatay kesitleri ovaldir. İçerisinde yan kayacın köşeli çakıllarının bulunuşu bu tiplerin bir çöküntü sonucu meydana geldiğini gösterir. Cevher çöküntüye sebep olan kırıklara ve piponun içine diğer malzemelerin arasını dolduracak şekilde yerleşir. Böylece breşik bir görüntü hasıl olur. Ayrıca silisleşme görülür.

Baca şeklinde yataklar: Bunlar tüp şeklinde oluşmuş ve kesitleri daha yuvarlağımsı ve ovaldir. Bacalar yan kayaç içindeki eski düşey boşlukların dolmasıyla oluşmuş hidrotermal veya pirometozomatik (ornatımla yerleşmiş) yataklardır. Ancak volkan bacalarının dolmasıyla da bu tip cevherleşmelere rastlanır. Örnek olarak G. Afrika'daki kimberlit bacaları verilebilir ki, bu bacalardan elmas üretilmektedir. Metasomatik yataklar kireçtaşları içindeki bacalarda görülen polimetalik yataklardır. 700-1000 m derinliğe ulaşabilirler.

2.2. CEVHERİN YERLEŞME ŞEKLİ:

2.2.1. Dolgu (Remplissage): Cevher taşıyan solüsyonların yan kayaçlarda önceden gelişmiş boşlukları doldurması şeklindedir. Daha çok damar şeklindeki yataklarda görülen bu yerleşmede çeperlerin birbirine paralel ve düzlemsel oluşu en belirgin özelliğidir.

2.2.2. Yerini Alma (Ramplasman): Metasomatik bir olaydır. Yerleşme ile birlikte hem kimyasal hem de şekil değişikliği meydana gelir. Bu tür damarların kalınlıkları çok değişik, kontaklar çok düzensiz ve net olmayıp yan taşa tedrici olarak geçer. Çoğu zaman dolgu ve ramplasman birlikte cereyan eder. Bu durumda dolgu özelliği az çok bozulmaya uğrar. Ramplasman olayı belli bir istikamette ve her doğrultuda aynı hızla gelişirse, kontaklar belirli ve net olur. Damar şeklinde olmayan yatak tiplerinde de ramplasman olayı ile yerleşim olmaktadır.

2.2.3. İçirme (İmpregnasyon): Yan kayaçta bulunan gözeneklerin cevher eriyikleri tarafından doldurulması olarak tarif edilir. Burada sınırlı olmakla beraber ramplasman olayları da görülür.

2.2.4. Yenilenme (Rejenerasyon): Aynı yataklarda yapılan incelemelerde değişik yaşların hesaplanması cevherleşmelerde yenilenme olaylarının bulunduğunu açıklar. Bir cevherleşmenin ölçülebilen bir jeolojik zaman aralığında tekrar harekete geçerek yenilenmesi olayıdır. Eğer önceki yataktan daha sıcak minerallerin oluşması söz konusu ise buradaki sıcaklık artışı dikkate alınarak *Tazelenme (Rejüvenasyon)* terimi kullanılır. Aynı mineralin sonraki zonlarda görülmesi tekrarlanması veya mineral süksesyonunun birçok defa ardalanması olaylarına ise *Rekürens* denir. Cevher yatakları çoğu zaman birden fazla süksesyon gösterir. Oluşum sıcaklığına göre sıralanan mineraller arasına eğer yüksek sıcaklıkta oluşan bir mineral girerse işte bu *Rejüvenasyon* olayıdır. Mesela; kuvars, siderit, kalkopirit ve galen şeklinde tekrarlanan süksesyonlardan biri pirotin ile başlayabilir. Pirotin yüksek sıcaklıkta oluşan bir mineraldir.

2.3. CEVHERLEŞME-YAN KAYAÇ YAŞ İLİŞKİLERİ:

Stratigrafide olduğu gibi oransal ve salt olmak üzere iki tip yaş ilişkisi vardır.

2.3.1. Salt Yaş: Radyoizotop yöntemleriyle belirlenen yaş olup özellikle U/Pb yöntemi kullanılmaktadır. Ancak bu yöntemlerde belirlenen yaşların jeoloji bilgileriyle elde edilen yaşlarla kontrol edilmesi gerekir. Çünkü farklı radyoizotop yöntemlerle farklı yaşlar bulunabilmektedir.

2.3.2. Oransal Yaş: Cevher yaşının içinde bulunduğu jeolojik birimlerle ilişkisine göre eş oluşumlu (sinjenetik) ya da ard oluşumlu (epijenetik) olduğunun belirlenmesi gerekir. Önceden yan kayaç içine serpili olup sonradan kırık zonlarına göç eden oluşumlar ve damar oluşumları epijenetiktir. Magmanın ayrımlanması sonucunda oluşan cevherleşmeler, tortullaşma ve tortul kayaçlarla aynı şartlar altında çökelmiş yataklar sinjenetiktir.

3.BÖLÜM

3.1. CEVHER YAPI VE DOKULARI

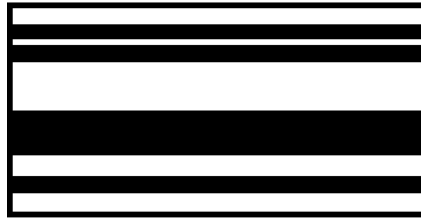
3.1.1. Doku (Tekstür): Bir cevheri veya kayacı oluşturan minerallerin ve diğer bileşenlerin birbirleriyle gösterdikleri ilişkiler, hacmi doldurma şekilleri, hacimdeki dizilişleri ve dağılımlarını açıklar. Dokuların çoğunu gözle görmek mümkün iken yapıların incelenmesi süksesyonların tayini için genellikle maden mikroskopik etüt gereklidir.

3.1.2. Yapı (Strüktür): Mineral agregatlarında minerallerin şekil, büyüklük ve birbirleriyle büyüme biçimleri olarak anlaşılır. Aynı zamanda bir mineralin kendi bünyesinin özelliklerini belirtmek için de strüktür terimi kullanılır.

3.1.1.1. Doku Çeşitleri

3.1.1.1.a. Masif Doku: Hacim boşluksuz olarak doldurulmuştur. Mineraller belli kısımlarda konsantr olmamışlar her yönde gelişmişlerdir. Bu doku yüksek sıcaklıkta oluşmuş yatakları temsil eder. Kromit yataklarında, granit plütonlarına bağlı hipotermal yataklarda daha sık rastlanır.

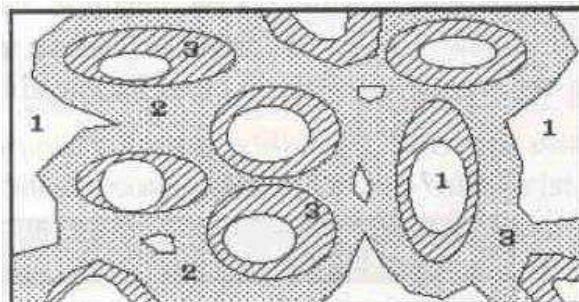
3.1.1.1.b. Bantlı Doku: Mineraller band veya şerit şeklinde çeperlerden mineralize kütlelerin eksenine doğru sıralanarak yer alır. Bir çok hipotermal damarda bu tipe rastlanır. Bu sıralanma simetrik olabildiği gibi asimetrik te olabilir. Eksenin iki yanında aynı mineral oluşumları bulunursa simetrik, farklı mineral oluşumları bulunursa asimetrik damar denilir (Şekil 3.1).



Şekil 3.1. Bantlı Doku

3.1.1.1.c. Kokard (Konsantrik) Doku): Değişik bileşimli mineral zonlarının halkalar halinde birbirini sarmasıyla oluşur. Kristalleşme içteki bir odaktan itibaren dışa doğru gelişir. Odak bazen bir çakıl taşı olabilir (Şekil 3.2).

3.1.1.1.d. Kolloform Doku: Yumru ve böbreği andıran konsantrik halkalar boşlukların çeperlerinden itibaren gelişir. Düşük oluşum sıcaklıklarına işaret eden kolloform doku, jel haldeki malzemenin ritmik çökmesiyle oluşur. Opal, limonit, götit vb. gibi minerallerde çok görülür.



Şekil 3.2. Kokard doku (1.Kayaç parçası, 2.Gang, 3.Cevher)

3.1.1.1.e. Breşik Doku: Yan kayaçtaki boşluklara yine bu yan kayacın köşeli parçaları düşebilir. O zaman cevherleşme breşik bir görüntü kazanır (Şekil 3.3).



Şekil 3.3. Breşik Doku

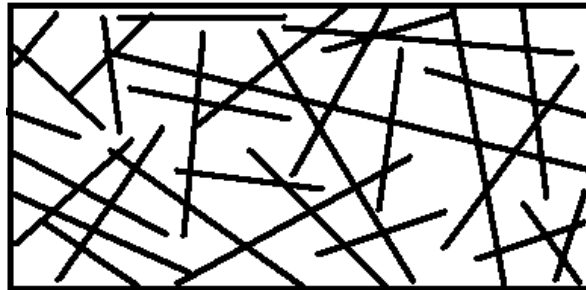
3.1.1.1.f. Gözenekli (Kovuklu) Doku: Cevher mineralleri arasında düzensiz, irili ufaklı boşluklar bulunur. Bu doku oksidasyon zonlarında, metasomatik olayların geliştiği hidrotermal yataklarda rastlanır. Madde değişmesi anında hacimdeki farklılıklardan kaynaklanmaktadır.

3.1.2.1.Yapı Çeşitleri

Çökmesi aynı zamanda başlayan ve biten mineraller çağdaş ya da eş zamanlı yapı gösterirler. Bu durum tabiatta oldukça seyrekdir. Daha çok görülen durum minerallerin oluşumları arasında zaman farkının bulunduğu durumdur. Yani bir mineral çökeldiği zaman bir diğeri çökmeye başlayabilir. Veya biri çökelerken diğeri de çökmeye başlayabilir. Bu oluşumların dışında bir de oluşum şartlarının birbirinden çok farklı olduğu mineral birlikleri vardır. Bu zamanla aynı ortamda fiziko-kimyasal şartların değiştiğini gösterir. Yani çok farklı yaşlarda oluşan minerallerin meydana getirdiği bir süksesyon söz konusudur.

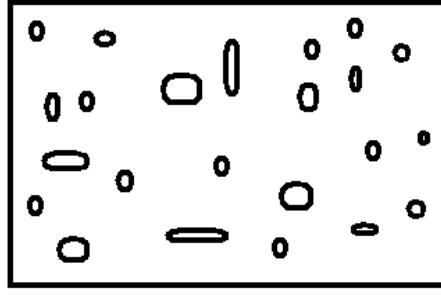
Yapıların incelenmesinde oluşum zamanlarının ve süksesyonun tespiti önemlidir.

3.1.2.1.a.Izgara ve Kafes Yapıları: Bir mineral içine yerleştiği mineralin kristalografik doğrultularında bulunuyorsa bu tip yapılar meydana gelir. Kristalografik doğrultularda dizilmiş bulunan mineraller iğne veya lamel (levha) biçimindedir. Likit magmatik yataklarda magnetit ile ilmenit arasında hidrotermal yataklarda bornit-kalkopirit ve kalkopirit-kubanit arasında görülürler. Genelde yüksek sıcaklığa işaret ederler (Şekil 3.4). Bu tip yapıların çoğunun eksolüsyon olayları ile meydana geldiği bilinir (Katı eriyik fazında sıcaklığın düşmesi ile belli bir dereceden sonra ikinci ve farklı bir bileşimin kristalleşmesi olayıdır).



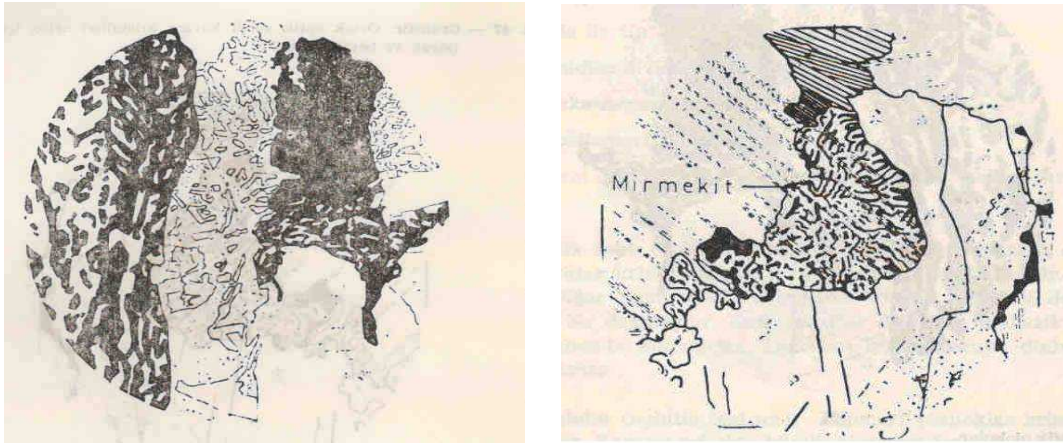
Şekil 3.4. Izgara ve Kafes Yapıları

3.1.2.1.b. Kapanımlı Yapılar: Bir mineral içinde gelişigüzel ya da kristalografik doğrultularda dizilmiş başka minerallere ait kapanımların (inklüzyon) bulunmasıyla oluşur (Şekil 3.5). Kapanımlar katı, sıvı veya gaz halindeki kapalı kalmış yabancı oluşlardır. Çeşitli şekillerde oluşabilirler. Örneğin eksolüsyonla entmişüng kapanımları, ornatım artığı kapanımlar, büyüme kapanımları, cam inklüzyonları.



Şekil 3.5. Kapanımlı Yapıları

3.1.2.1.c. Grafik ve Mirmekitik Yapılar: Grafik yapıları magma kristalleşmesinde ve hidrotermal oluşumlarda yaygındır. İki mineral birbiri içinde İbrani harfleri şeklinde birbiri içine geçmişlerdir. Mirmekitik yapı ise; minerallerin kontaklarında karşılıklı teşekkül eden apofiz gibi girintili çıkıntılı şekillerdir (Şekil 3.6).



Şekil 3.6. Grafik ve Mirmekitik Yapıları (Çoğulu 1976)

3.1.2.1.d. Ornatım (Ramplasman) Yapıları: Ornatım olayında daima bir ayrışma (çözünme) ve meydana gelen boşluğa yer değiştirme ile başka bir mineralin dolması işlemi vardır. Çözünmeyle meydana gelen boşluğu dolduran yeni minerale *konuk* mineral denir.

Ornatım Çeşitleri

Konuk mineralin ev sahibi mineralin şeklinde görülmesi olayı psödomorfoz'dur. Mesela monoklin arsenopiritin kübik sistemde kristalleşen galenitle ramplasmanında galenit arsenopiritin içini doldurur ve onun şeklini alır. Hatta onun dilinim izlerini muhafaza edebilir. Başlıca ornatma şekilleri şunlardır.

Fligran Şekli: Çok ince damarcık ağı şeklinde ev sahibi mineral içine konuk mineralin uzantılar salması şeklinde olur.

İskelet Yapıları: Kristalografik doğrultularda gelişmiş ornatmadır. Ornatılan kristalin sadece kristalografik doğrultuları kalmıştır.

Bunlardan başka hücreli, kafes şeklinde grafik şeklinde, adacıklar ve yarım adacıklar şeklinde de ornatım şekilleri vardır.

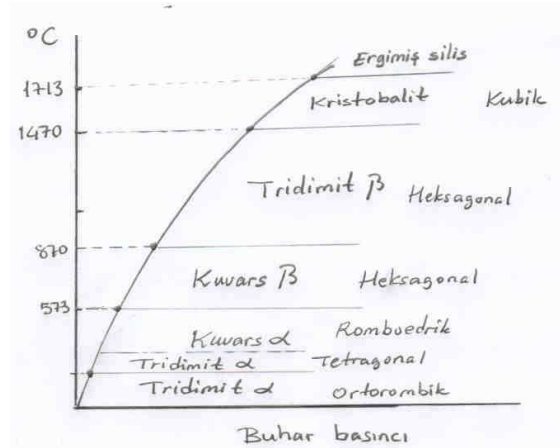
4. BÖLÜM

4.1. JEOLJİK TERMOMETRE

Bir maden yatağının oluşum sıcaklığı araştırılırken belli oluşum sıcaklıkları ve başkalaşma sıcaklığı olan mineraller önemli rol oynarlar. Bulunuşları ile bir maden yatağının oluşum sıcaklığı hakkında bilgi veren böyle minerallere *Jeolojik Termometre* denir. Jeolojik termometre olarak sadece mineraller kullanılmaz. Ayrıca erime noktaları modifikasyon değişimleri, tipomorf fasiyesler, eksolüsyon yapıları, süksesyon ve sıvı kapanımlar da jeolojik termometre olarak kullanılırlar.

4.1.a.Erime: Jeolojik termometre olarak az kullanılır. Çünkü bir mineralin erimesini içinde bulunduğu sistemin diğer üyeleri ve konsantrasyonları etkiler. Bu yüzden ergime sıcaklıkları oluşma sıcaklıklarından çok yüksek olmaktadır. Her şeye rağmen bilhassa az maddeli sistemlerde yapılan deney sonuçlarına göre ortamın sıcaklığına yaklaşılabılır. Örnek olarak, şelit ve volframit içindeki damla şekilli bizmut oluşum sıcaklığının 271 °C 'nin altında olduğunu gösterir.

4.1.b.Modifikasyon değişimi: Çeşitli sıcaklık derecelerinde farklı kristalleşen aynı kimyasal bileşimli mineraller jeolojik termometre olarak elverişlidir (Şekil.4.1.).



Şekil 4.1. Kuvarın modifikasyon değişimleri.

Silis grubu mineraller buna en uygun örneklerdir. Bir başka örnek olarak granat grubu minerallerden andradit genellikle granitlerin kontak zonlarında yer alır ve optik olarak anizotropdur. Fakat 800 °C'ye çıkan sıcaklıkta andraditler izotrop hale geçer. Demek ki, anizotropi gösteren andraditler 800 °C'nin altında kristalleşmişlerdir. Genel bir ifade ile bir mineral anormal bir anizotropi gösteriyorsa (özellikle sülfürlerde) bu yüksek sıcaklıktaki kristal şeklinin düşük sıcaklıktaki kristal şekline dönüşmüş olduğuna işaret eder.

4.1.c.Tipomorf Fasiyesler: Minerallerin kristal şekil ve biçimlerdeki değişiklikler ve özel sıcaklıkları karakterize eden mineraller de jeolojik termometre olarak kullanılır. Bazı mineraller çeşitli sıcaklık ve basınç şartlarına göre değişik *biçim (habitus)* ve *şekil (tracht)* gösterirler.

Biçim (Habitus): Mineralin genel görünüşü olan habitus, kristal yüzeylerinin büyük, küçük, geniş, dar, uzun, kısa gibi şekillerini ifade eder. Habituslar levhamsı, iğnemsî ya da prizmatik olabilir. Mesela kovellin ince levhamsî kristaller halinde zinkenit ise sadece ışımsal agregatlar halindedir.

Şekil (Tracht): Kristali oluşturan yüzeylerin kombinasyonuna *Şekil (Tracht)* denir.

Kristallerin bu yapıları çok dikkatli olarak değerlendirilmelidir. Yapı ve dokuların bir kısmının oluş sebebi tamamen açıklanamamasına rağmen bu özellikler oluşum yorumlarına götürebilir. Renk, biçim ve bileşimleri oluşum şartlarına göre değişen minerallere *Tipomorf* mineraller denir. Başlıcaları: turmalin, topaz, beril, fluorit, kasiterit, mineralleridir. Mesela granitik plütonlar içinde veya hemen sınırlarında oluşmuş kalay yataklarında kasiterit kısa ve basık prizma şeklinde bulunur. Volkanik ve subvolkanik oluşumlarda çok küçük veya iğne şeklinde kristalli daha üst seviyelerde oksidasyon zonunda ise iç içe geçmiş konsantrik kabuk şeklinde (kolloform) görülür.

Yakın zamana kadar tipomorf olmayan her şartta oluştuğu düşünülen bazı minerallerin de belirli tipomorf özellikleri taşıdığı tespit edilmiştir. Örnek olarak kalkopirit içindeki sfalerit yıldızcıklarının yüksek sıcaklıktaki hidrotermal oluşlar için tipomorf bir eksolüsyon yapısı olduğunun kesinleşmesi gösterilebilir.

4.1.d.Eksolüsyon yapıları: Eksolüsyon sıcaklığı mineral birliğinin çökmesi için gerekli sıcaklığın alt sınırını verir. Deneysel incelemelerden anlaşılmıştır ki katı çözeltilerden eksolüsyon ve bozulma yapılarının meydana gelebilmesi için sıcaklığın ağır ağır düşmesi gerekmektedir. Ani düşen sıcaklıkta homojen madde oluşmaktadır. Yani bir eksolüsyon yapısının izlenmesi daha önce yüksek sıcaklıkta bir katı çözeltinin var olduğunu, sonradan bu minerali oluşturan bileşenlerin müstakil mineraller haline geçtiğini gösterir. İlmenit içindeki eksolüsyon kapanımları büyüklüklerine göre daha önce 500-700 °C’de bir katı çözeltinin mevcut olduğunu gösterir. Kalkopiritte kübanit lamellerinin görülebilmesi için sıcaklığın yaklaşık 250-450 °C olduğu iddia edilmiştir. Bornit ile kalkopiritden oluşan mişkristalin oluşum sıcaklığı da kalkopirit konsantrasyonuna göre % 6 ise, 320 °C, % 12 ise 430 °C’dir.

4.1.e. Süksesyon: Ortamın jeolojik, fiziksel ve kimyasal özelliklerine göre parajenezdeki minerallerin oluşum sırasına süksesyon denir. Mineral oluşumlarında bir genelleme yapılırsa bu sıra; **1) Silikatlar, 2) Oksitler, 3) Sülfürler, 4) Kıymetli metaller** olarak söylenebilir. Ancak bu sırada çeşitli düzensizlikler gözlenir. Mesela altın sülfürlerden sonra oluşur. Fakat pirit ve kalkopirit gibi sülfürler içinde bulunduğu onlarla aynı yaşta olmaktadır. Genelleştirilmiş bir süksesyon sırası Şekil 4.2’de görülmektedir.

Ortomagmatik	Pegmatitik	Pirometa- zomatik	Hipotermal	Mezotermal
	Volframit			
	Kassiterit			
Magnetit	Magnetit	Magnetit		
Hematit	Hematit	Hematit		
İlmenit	İlmenit	Magnetit		
Rutil				
Lölenjit	Lölenjit			
Ramelsberjit				
Mispikel	Mispikel		Mispikel	Pirit
Pirit	Pirit	Pirit	Pirit	Mispikel
				Co ve Ni
				arseniyür
Pirotin	Pirotin	Pirotin	Pirotin	Pirotin
Pentlandit			Pentlandit	
Kübanit		Kübanit		
Kalkopirit	Kalkopirit	Kalkopirit	Kalkopirit	
Blend	Blend	Blend	Blend	Blend
			Stannin	Enarjit -
				Tenantit
				Panabaz
			Gri Bakır	Bornit
Bornit		Bornit		Kalkopirit
				Galen
Galen	Galen	Galen	Galen	Arjantit
				Altın
				Ag ve Au
				Sülfosel

Şekil 4.2. Genelleştirilmiş bir süksesyon sırası (Gümüş, 1979).

Süksesyonun jeolojik termometre olarak kullanılması yüksek sıcaklık şartlarında mümkündür. Yani likit magmatik, pegmatitik, pnöymatolitik ve hipotermal yataklarda kullanılabilir. Düşük sıcaklıklarda bir süksesyon sırası vermek mümkün değildir. Çünkü böyle ortamlarda sıcaklık değişimi çok fazladır.

4.1.f. Sıvı kapanımlar (Likid İnküzyonlar): Sıvı kapanımlar cevherleşmelerin oluşum sıcaklıklarının tespitinde yaygın olarak kullanılmaktadır. Bunun için dondurma hücresi veya ısıtma hücresi takılmış mikroskoplar kullanılır. Ancak 2000 büyütme mikroskop altında bu kapanımlar görülebilir. Sıvı kapanımlar çok değişik yollarla meydana gelebilir.

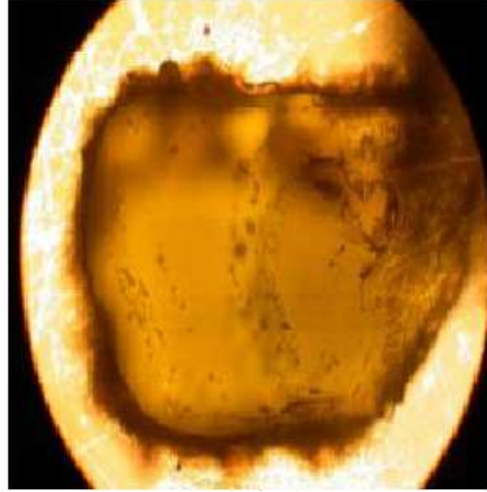
i. Dalı budaklı bir büyümeyi takip eden düzenli büyüme: İlk evrede meydana gelen boşlukların ikinci evrede etrafının sarılmasıyla içinde cevher taşıyıcı eriyiklerinin hapsediği bir kapan meydana gelebilir.

ii. Mineral büyümesini engelleyen etkiler: Herhangi bir mineral tanesi karışmaz bir sıvı damlacığı veya gaz kabarcığı kristalizasyonu engeller ve orada bir kapanım meydana getirir.

Meydana gelen bu primer kapanımlar oluşumun tamamlanmasıyla dış etkilerden tamamıyla korunabilir. Primer kapanımlar içinde buldukları kristal ile birlikte oluşurlar ve kristalleri oluşturan cevherli eriyiğin bir parçası olduklarından bir fosil gibi bilgi taşırlar. Kristallerde sekonder kapanımlar da vardır. Bunlar oluşum sonrası kırık ve çatlakların tamir edilmesi esnasında meydana gelirler. Sekonder kapanımlar kristalleşmeden sonra ortamın ikinci bir sıvıyla dolmasından dolayı olurlar ve kırık hattını doldurduklarından paralel yüzeyler halinde bir veya birden çok kristali katedebilirler.

Sıvı kapanımlar tamamen sıvı olabildikleri gibi sıvı+gaz fazında da olabilmektedirler. Ayrıca daha çok NaCl bileşiminde katı maddeler ve çeşitli opak mineraller bulunabilirler (Şekil 4.3). Sıvı+gaz fazlı bir primer kapanım kapsayan kristal ısıtıldığında sıvı buharlaşır ve içindeki gaz kabarcığı kaybolur. Tekrar soğutma işlemi ile minerallerin kristalleşme derecesine gelindiğinde gaz kabarcığı ortaya çıkar. İşte bu sıcaklıktan jeolojik termometre olarak faydalanılır. Ancak bu sıcaklık yer altındaki doğal sıcaklığı vermez. Çünkü basınç altındaki sıcaklık daha yüksektir.

Sonuç olarak kapanımlar maden yataklarının oluştuğu fizikokimyasal şartlar ve madde göçü hakkında bilgi veren önemli oluşuklardır.



Şekil 4.3. Klinopiroksen içindeki sıvı kapanımlar

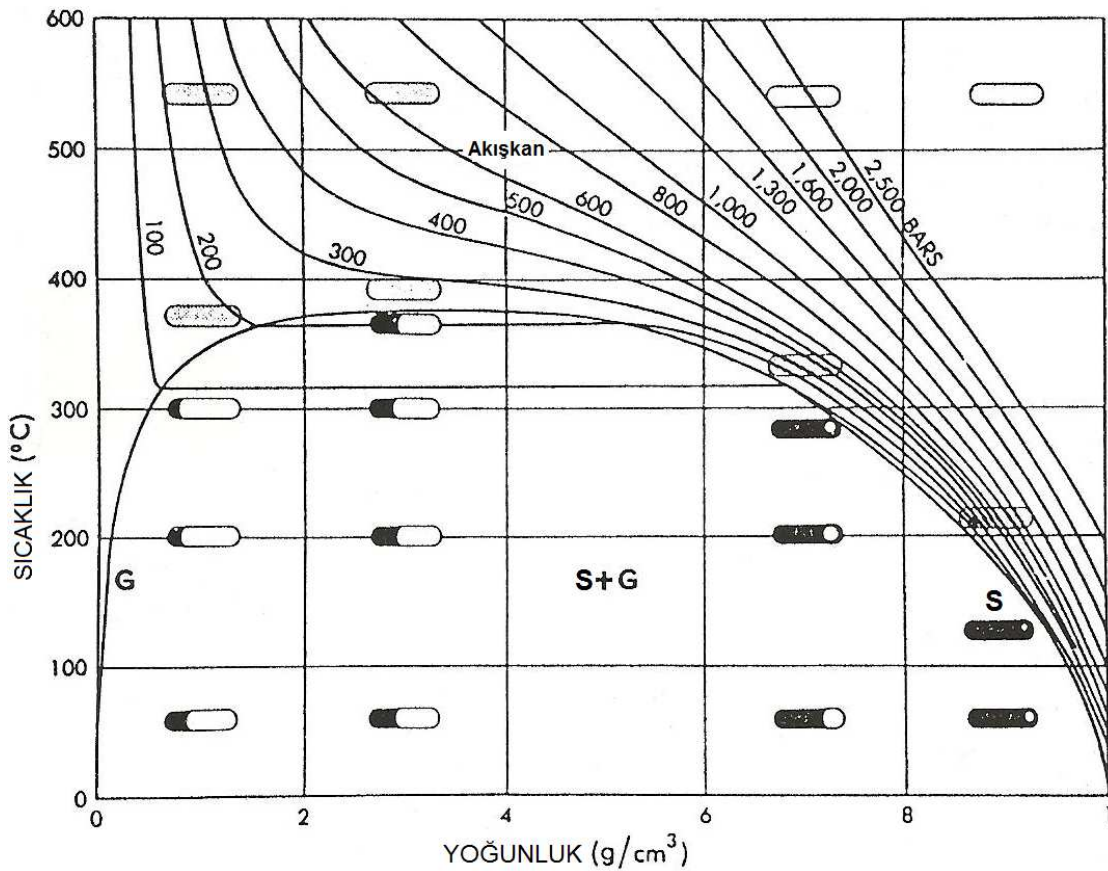
4.2. SIVI KAPANIM YÖNTEMİ İLE ELDE EDİLEN BİLGİLER

Bir çok konuda kendisinden yararlanan “sıvı kapanımlar”ın maden yataklarında ve özellikle hidrotermal çözeltilerin fizikokimyasal özelliklerinin belirlenmesinde yaygın olarak kullanıldığı bilinmektedir.

Sıvı kapanımlar geçmişteki oluşum şartlarını bugüne taşıyan önemli bir veri deposudur. Minerallerin içinde çok küçük hacimlerde yer alan bu veri deposu yaklaşık 160 yıldan beri bilinmektedir. Ancak en büyük gelişmeler son 30-40 yıl içinde olmuştur. Son yıllarda petroloji, mineraloji ve ekonomik jeoloji disiplinlerinde geniş uygulama alanları bulan sıvı kapanımlar cevher taşıyıcı çözeltilerin kaynağı, fizikokimyasal özellikler gibi konularda bilgi sağlarlar. Bu özellikler sıcaklık, basınç, yoğunluk ve bileşim olarak sayılabilir.

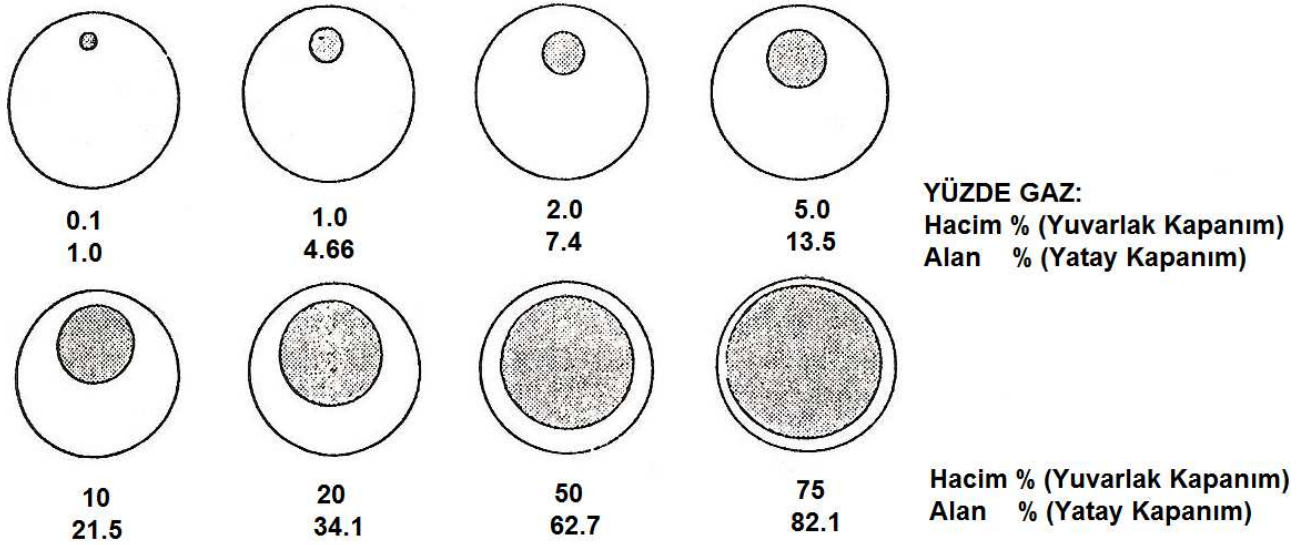
4.2.a. Sıcaklık: Sıvı kapanımlar en güvenilir jeolojik termometreler olarak bilinmektedir. Kristallerle sıvıların genişleme katsayıları farklı olduğu için kapanımın ilk oluştuğu andan oda sıcaklığına kadar soğuması evresinde farklı oranlarda büzülürler. Kristal, içindeki sıvıya oranla daha az büzülme gösterir. Bundan dolayı da sıvı kapanımların içinde bir gaz kabarcığı oluşur. Çünkü sıvı işgal ettiği hacim içerisinde küçülmüştür. Bu soğumayla meydana gelen bir durumdur. Eğer sıvı kapanım ısıtılırsa o zaman sistem tersine yürüyecek ve belli bir sıcaklıkta kabarcık kaybolacaktır. İşte kabarcığın kaybolduğu bu sıcaklığa homojenleşme sıcaklığı denir.

4.2.b. Basınç: Sıvı kapanımlar jeobarometre olarak kullanılabilir. Homojenleşme sıcaklıklarındaki basınç (NaCl-H₂O sisteminde) gerçek basınç değildir. Bu basınç oluşum basıncının alt sınırına karşılık gelmektedir. Alt sınır NaCl-H₂O sisteminin faz diyagramındaki Basınç, Hacim, Sıcaklık verilerinden ve donma noktası değerlerinden elde edilen ortalama bileşimlerden hesaplanabilir (Şekil 4.4). Eğer bir sıvı kapanımın homojenleşme sıcaklığı oluşum sıcaklığına eşitse, sıcaklık ve yoğunluk değişimleri karşısında kapanımda bir değişiklik olmadığı anlaşılır. Bu yüzden basınç düzeltmesine gerek yoktur. Basınç sadece kaynama eğrisinin üzerindeki oluşumlarda söz konusudur. Yani buhar veya gaz fazı ile eriyiğin denge halinde bulunduğu P-T şartlarında geçerlidir. Kapanım bu şartlarda oluşmuşsa basınç ve sıcaklık kaynama eğrisine kadar düşmüş demektir. Aksi takdirde kabarcık oluşmaz. Bundan dolayı ölçülen homojenleşme sıcaklıkları gerçek oluşum sıcaklığından ve böylece bulunan basınçlarda gerçek basınçlardan daha düşüktür. Sıcaklıklardaki bu farklılık basınç düzeltmesidir ve gerçek oluşum sıcaklığının bulunması için homojenleşme sıcaklığına ilave edilmelidir. Düzeltme yaparken hata yapılmaması için sıvı kapanımın bileşimi de bilinmeli ve NaCl konsantrasyonlarına göre hesaplanmış değerler eklenmelidir. Bu değerler tablo haline getirilmiştir. Tabloda NaCl yüzdesi, sıcaklık ve basınç değişimine karşı gelen sıcaklık düzeltme değerleri yer almaktadır. Örneğin %5 NaCl, 200 °C ve 250 bar şartlarında 25 °C'lik bir düzeltme yapılmalıdır. Kaynama olayının olduğu durumlarda homojenleşme sıcaklığındaki basınçlar gerçek oluşum basıncını verir.



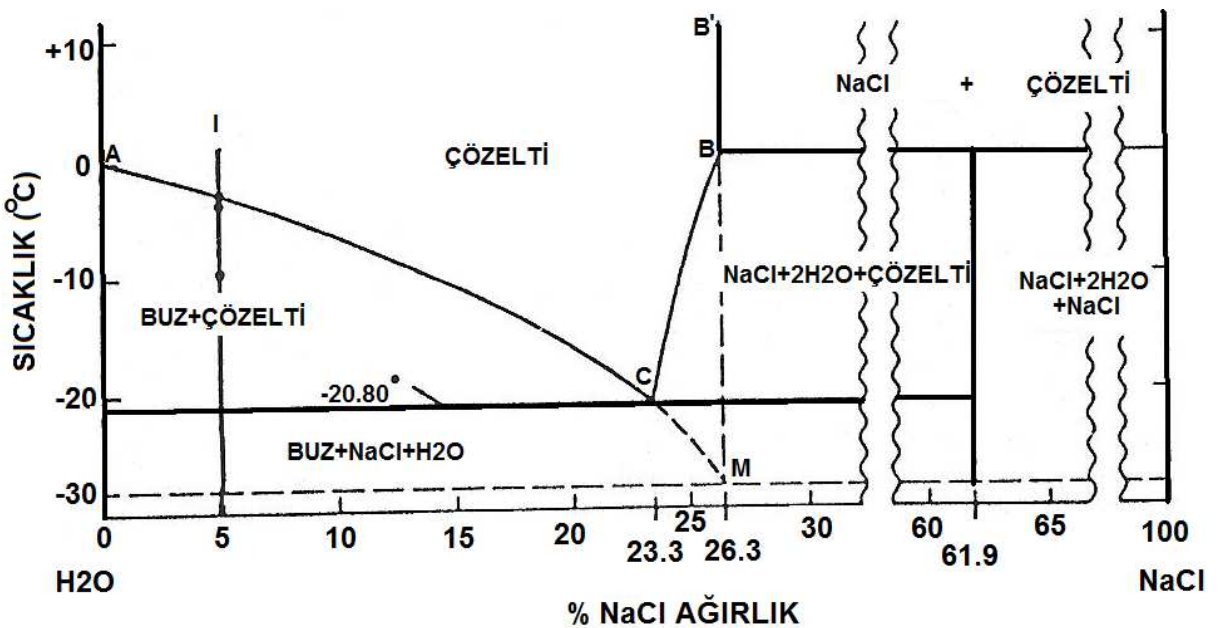
Şekil 4.4: H₂O için hazırlanmış olan sıcaklık-yoğunluk- basınç diyagramı. Kalın çizgi H₂O için kaynama eğrisi. (MTA Altın semineri, 1992)

4.2.c. Yoğunluk: Cevher oluşturan ilk eriyiğin yoğunluğu sıvı kapanımların hacimleri kullanılarak tayin edilebilir. Çünkü buradaki yoğunluk hacimle doğru orantılıdır. Eğer sıvı kapanımlar fazların (katı, sıvı, gaz) bağıl hacimlerini tayin edebilecek şekilde (geometrik olarak düzgün ve tüp şekilli) elde edilirse Şekil 4.5'den yararlanarak bir tayin yapılır.



Şekil 4.5: Değişik minerallerde gaz fazı içeren küresel kapanımlardaki hacim ilişkileri.

4.2.d. Bileşim: Sıvı kapanımlar Na, K, Ca gibi iyonların tuzlarını içerir. Bu içerik genelde NaCl olarak kabul edilir ve NaCl-H₂O sisteminde incelenir. NaCl suyun donma noktasını düşürür. Bu yüzden %NaCl değeri kapanım içindeki eriyiğin donma noktasını etkiler. Kapanımların içindeki sıvının donduğu daha sonra çözülerek içindeki tüm kristallerin eridiği nokta DONMA NOKTASI olarak ölçülür. Bu ölçüm sonucunda elde edilen donma noktaları NaCl-H₂O sistemine göre hazırlanan faz diyagramlarına taşınır ve %NaCl yani tuzluluk elde edilir (Şekil 4.6).

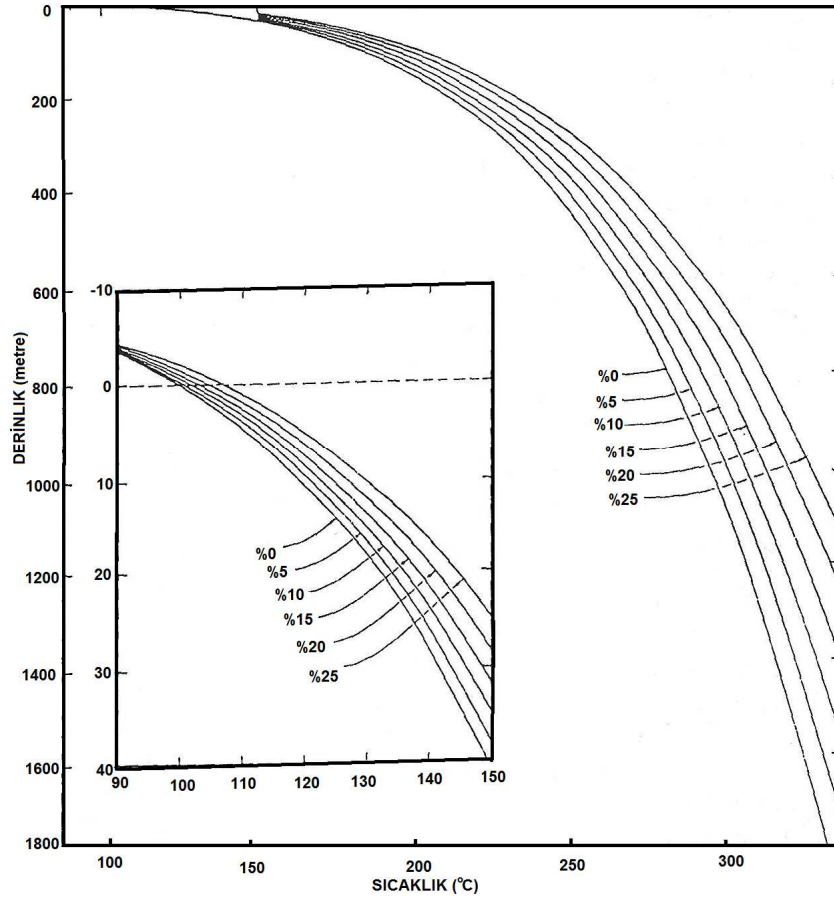


Şekil 4.6: NaCl-H₂O sisteminin düşük sıcaklıktaki bileşimlerini gösteren faz diyagramı.

Örnekler

% NaCl	Yatak Tipi
% 15-20	Mississippi Vadi Tipi Yataklar
% 1,5-8,5 (Ortalama 3)	Kuruko Tipi (Meteorik Su+Denizsuyu Karışımı)
% 30-70	Porfiri Bakır
%0-14 (Ortalama 5)	Epitermal (Meteorik Sular Hakim)

4.2.Oluşum Derinliği: Bileşimleri (%NaCl) bilinen tuzlu eriyiklerin kaynama noktası eğrileri ile oluşum derinliği arasındaki ilişkiyi yararlanılarak cevherleşmenin oluşum derinliği tayin edilebilir (Şekil 4.7).



Şekil 4.7: Bileşimleri (% NaCl eşdeğeri) bilinen tuzlu eriyiklerin kaynama noktası eğrileri ile oluşum derinliği arasındaki ilişki. Küçük kare 100° – 150 ° arasının büyütülmüştür (Haas, 1971).

4.3. SIVI KAPANIMLARIN KULLANIM ALANLARI

- 1) Meteorit ve ay taşı özelliklerinin incelenmesi.
- 2) Süs taşı incelemelerinde (gemoloji): Özellikle doğal olanla sentetik olanların ayrılmasında yararlanır.
- 3) Stratigrafi ve sedimentolojide: Kırıntılı bileşenlerle kaynak kayaların ilişkisinin çözümünde.

- 4) Sokulum ve başkalaşım (intrüzif ve metamorfik) bölgelerinde sıcaklık ve basınç değişimleri tayin edilebilir.
- 5) Petrol aramalarında: Havzaların sıcaklık ve basınç evrimleri hakkında bilgi verir.
- 6) Kökeni bilinmeyen ve yüksek basınçlı gaz kapanımları içeren tuz domlarında.
- 7) Aktif jeotermal sahalarda, karotların içerdiği kapanımlar derinlerdeki şartlar hakkında bilgi verir.
- 8) Sıvı kapanımlar yardımıyla mevcut fayların en hareketli olduğu zamanlar tayin edilmektedir. Özellikle nükleer santrallerin yer seçiminde yardımcı olmaktadır.
- 9) Maden yataklarının oluşum şartlarını belirlemede. En önemli uygulama alanı budur.

4.4. SIVI KAPANIM ÇALIŞMALARI İÇİN ÖRNEK ALIMI

Bu yöntem ancak saydam minerallerde uygulanabilir. Bunlar kuvars, barit, florit, kalsit, sölestin, sfalerit, turmalin vb.dir. Seçilen minerallerin cevherleşmeyle birincil ilişkili olması gerekir. Kristal boyutları iri olanlar seçilir.

5. BÖLÜM

5. YERKABUĞUNDA MADDE DÖNGÜSÜ VE MADEN YATAKLARI

Yerkabuğunda maddenin çeşitli fazlarda çeşitli gruplar halinde belli kurallar ışığında hareket ettikleri bilinmektedir. Maddenin belirli kurallar çerçevesindeki bu döngüsü yer kabuğunda cereyan ettiği yerlere göre esas itibariyle Yer içi olaylar (Endojen Olaylar), Yerüstü olayları (Eksojen olaylar) olmak üzere iki ana bölümde incelenmektedir.

5.1. YER İÇİ OLAYLAR:

5.1.1. Magma Olayları ve Maden Yatakları

5.1.1.1. Magma Olayları

Magmalar kendi kendine hareket yeteneğine sahip karmaşık bileşimli doğal eriyiklerdir. Bileşimlerinde silikatlar, oksitler, sülfürler ve uçucu elemanlar vardır. Magmanın yer kabuğu içinde ve yüzeyindeki faaliyetlerinin tümüne *Magmatizma* denir. Magmalar kendilerini örten kalın kayaç tabakalarının altında oldukları sürece bileşimlerinde önemli değişimler olmaz. Fakat jeolojik olaylar neticesi bu basınç azalır o zaman yer kabuğunun üst seviyelerine doğru yükselirler. Bünyelerinde bulunan süspansiyon halindeki kristaller hareket yeteneklerini fazla etkilemezler. Esas etkiyi su ve uçucu bileşenler yapar. Bunlar magmanın vizkozitesini azaltarak onlara büyük bir akıcılık ve hareket gücü verirler. Böylece bir kısım magmalar yeryüzüne kadar ulaşarak volkanik kayaçları meydana getirirler. Katılaştırmış olarak yeryüzünde görülen geniş magmatik kayaçlar buldukları yere ya kuvvetli bir enjeksiyon neticesi yerleşmişler veya yan kayaçları kısmen eriterek ve hazmederek yavaş yavaş yollarını açarak (stoping) yerleşmişlerdir.

Laboratuar incelemeleri ve arazi gözlemlerinden hareketle iki tip magma varlığı kabul edilmektedir. Bunlardan biri granit magması olup, bu magma silis tenörü % 60'dan fazla olan magmalardır. Yerkabuğunun derin zonlarındaki çeşitli kayaçların kısmi ergimesinden veya palinjenez ile oluşurlar. K, Na, Al'ca zengin fakat Fe, Mn, Mg, Ca bakımından fakirdirler.

Bazalt bileşimli magmalar granitik magmalara göre silis bakımından daha fakir olup genellikle %50'nin altında SiO₂ içerirler. Bazaltik magmalar Fe, Mg ve Ca'ca zengindirler. Günümüzde bazalt magmalarının üst mantodan doğmuş olabilecekleri fikri hakimdir. Bu magmalardan oluşan kayaçlar yani granit ya da gabro eritilirse tekrar magma oluşmaz. Çünkü magmanın bileşiminde bulunan bir çok element bu kayaçlarda bulunmaz. Mesela granitik bir magma %8, bazaltik bir magma % 4 H₂O içerir. Magmalar erime ve kaynama noktaları çok yüksek olan zor uçucu elemanlara sahip oldukları gibi daha düşük erime ve kaynama noktalı kolay uçucu elemanlara da sahiptirler. Yerkürenin derinliklerindeki yüksek basınçtan dolayı SiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃ gibi oksitler kolay uçucu elemanların eriyiği içinde çözülmüş halde bulunurlar. Basıncın azalması veya kristalizasyon yüzünden kolay uçucu elemanlar gaz fazına geçerler. Magmalar %10 civarında kolay uçucu madde bulundururlar. Uçucu elemanlarca doygun magmalara *Piromagma*, doygun olmayanlara ise *Hipomagma* denir. Magmalardaki uçucu elemanlar magmanın

hareketini sağlayan önemli sebeplerden biridir. Magmaların hareketlerine sebep olan belli başlı etkenler arasında řu faktörler sayılabilir:

- 1) Magma haznelerini örten kalın kayaç tabakalarının ağırlığından doğan basınç.
- 2) Orojenik kuvvetler
- 3) Uçucu elemanlar
- 4) Yan taşların magma tarafından hazmedilmesi.

5.1.1.2. Uçucu elemanların magma hareketi üzerindeki etkileri:

a) Yükselen magmaların üst ve kenar zonları, su ve diğer uçucu elemanlarca daha zenginleşir. Çünkü dış zonlarda hakim olan basınç-sıcaklık şartları, merkezi kısımlara göre daha düşüktür. Bu durum uçucu elemanların birikmesini sağlar.

b) Uçucu elemanlar minerallerin kristalleşme sıcaklığını düşürürler. Bu yüzden magmaların üst ve kenar zonları iç kısımlara oranla daha düşük derecelerde katılaşıır.

c) Uçucu elemanlar minerallerin kristalleşmelerini kolaylaştırır ve onların daha büyük kristaller halinde oluşmalarına yardımcı olurlar. Bir çok granit masifinin kenar zonlarında iri kriatallerin bulunuşu bu yüzdendir.

d) Üst zonlarda magmanın eritebileceğinden daha fazla su ve diğer eleman birikimi olursa, iç basınç-dış basıncı geçer ve magma kendi kendine kaynamaya başlar. Bu olay magmaların yükselmesi ve volkanik faaliyetlerin oluşumunda önemli rol oynar.

e) Yükselen magmalar içinde denge halinde kalabilecek uçucu eleman miktarı gittikçe azalır. Böylece magmalar yükseldikçe aşırı doygun hale geçerler. Bu durum magma hareketini daha da kolaylaştırır.

Fakat su ve diğer uçucu elemanlarca fakir olmalarına rağmen bazaltik magmalar yer yüzüne kolayca ulaşmaktadırlar ve geniş platolar halinde yayılmaktadır. Bazaltik magmanın bu özelliği başka etkenlerle açıklanmaktadır.

Granit magmanın yükselmesi esnasında sıvı fazın korunabilmesi için daha yüksek sıcaklıklara ihtiyaç vardır. Halbuki bazalt magmalarında durum bunun aksidir. Örneğin 14000 m derinlikte ve sıcaklık 700 °C iken bir granit magmasından söz edilebilir. Ancak bu magma 5700 m derinliğe ulaştığında tamamiyle kristalleşmiş olacaktır. Yeryüzüne ulaşabilmesi için en azından 960 °C olması gerekir ki, bu şart anateksik magmalar için imkansızdır. Aynı derinlikte ve 1275 °C olan bazalt magmasını düşünürsek; bu magmanın sıcaklığının kolayca yeryüzüne ulaşılabilir olduğu görülmektedir. Bu yönden granit magmaları yeryüzüne ulaşmadan derinlerde mecburen katılaşıır. Riyolit ve asit bileşimli volkanitlere doğada daha az rastlanır.

5.1.1.3. Magmanın Kristalleşmesi ve Diferansiyasyonu

Başlangıçta homojen olan magmanın çeşitli sebep ve şekillerle kimyasal ve mineralojik bakımlardan çok farklı kısımlara bölünmesine *Magma Ayrımlaşması* veya *Magmatik Farklılaşma (Diferansiyasyon)* denir.

Diferansiyasyon sebepleri ve şekilleri hakkında bildiklerimiz teorilere dayanmaktadır. Bazı model diferansiyasyon teorileri sıvının sıvıdan veya kristallerin sıvıdan ayrılmasına temin eden mekanizma vasıtasıyla farklı kayaç tipleri veren yaklaşık tek tip ilksel bir magmanın varlığını kabul etmektedirler. Geniş ölçüde benimsenmiş bir teoriyle fraksiyonel kristalizasyon veya kristal fraksiyonasyonu şeklinde adlandırılan işlemler ile kristallerin sıvıdan ayrıldığı kabul edilmektedir. Ayrışmaya sebep olan başlıca etkenler şunlardır:

- a) İyonların ayrılması
- b) Gazlarla taşınma
- c) Termo-difüzyon
- d) Sıvı halde karışmazlık (likit karışmazlığı).
- e) Kristalleşme ve yer çekimi ile farklılaşma
- f) Sıkışma ve süzülme ile ayrılım

5.1.1.4. Sıvı Karışmazlığı

Başlangıçta homojen olan bir magma belli bir sıcaklığın altında birbirleriyle karışmayan iki sıvı kısma ayrılabilir. Deneysel çalışmalarda demir sülfürlerin silikatlı eriyikler içindeki erime miktarlarının sıcaklıkla arttığı tespit edilmiştir. Sıcaklığın düşmesi ve ortamdaki SiO₂, Al₂O₃, CaO, Na₂O vb. oksitlerin artması demir sülfürün erime kabiliyetini de azaltmaktadır. Yerkabuğu içinde yerleşen magmalarda, sıcaklığın azalması ve yan taşlardan gelen oksitlerin de etkisiyle, demir oksitler veya demir sülfürler eriyik fazında kalamazlar ve silikatlı eriyikten ayrılarak tabana çökerler. Böylece taban ile üst kısımlarda ayrı bileşimde iki magmatik sıvı faz oluşur. Eğer sıcaklık daha da düşerse taban zonlarda şilirenler halinde veya tabakalı metalik yataklar oluşur. Bazen tektonik sebeplerle, bu cevher konsantrasyonları yantaşlar içine enjekte olarak filonlar veya kompakt cevher zuhurları meydana gelir.

5.1.1.5. Fraksiyonel Kristalleşme

Kristalleşme ayrılmaya (diferansiyasyona) neden olan en önemli olaylardan biridir. Magmanın bileşiminde bulunan çeşitli silikat, oksit vb. gibi elemanlar sadece sıcaklığın azalmasıyla kristalleşmezler. Kristalleşme derecesi ve tenörlerine bağlı olarak bütün mineraller sırayla kristalleşir. Örnek olarak bazalt bileşimli bir magmada önce olivin görülür. Onu sırayla piroksen, amfibol, Ca'lu plajiyoklaz, biyotit, alkali plajiyoklaz ve nihayet kuvars takip eder. Bu olaya fraksiyonel kristalleşme denir. Kristalleşme devam ettikçe magmanın geriye kalan sıvı kısımları ilk kristalleşen minerallerin bileşimine girmeyen elementlerce zenginleşir (Si, Al, K, Na gibi hafif elementler). Sıvı karışmazlığı ve fraksiyonel kristalleşmenin yanında ayrılmaya çeşitli ölçülerde sayılan diğer etkenler de katılır.

5.1.1.6. Magmatik Katılaşma Evreleri

Magmanın katılaşma esnasında geçen olayları anlayabilmek için fiziksel ve kimyasal özelliklerini hatırd tutmak gerekir. Magmalar yüksek sıcaklık ve basınç altında bulunan ve bileşimi çok karışık olan doğal eriyiklerdir. Silikatların yanında oksitler sülfürler ve tenörleri %10'u bulan uçucu elemanları içerirler.

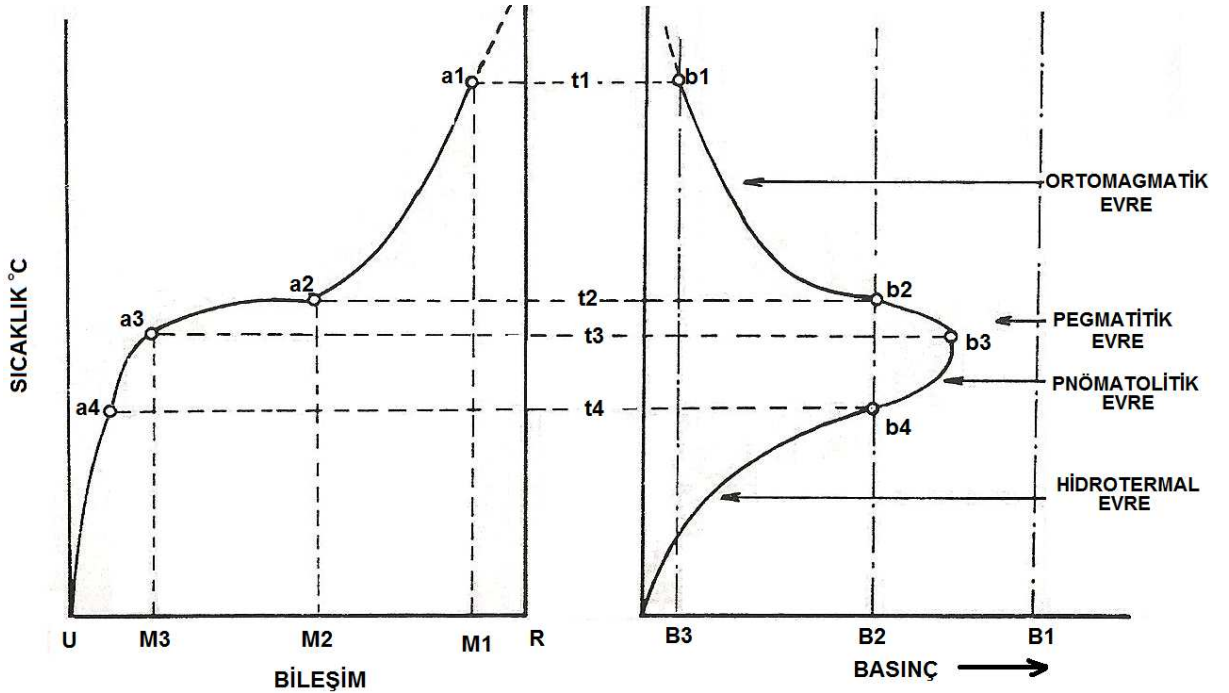
Sıcaklığın azalmasıyla mineraller, konsantrasyon miktarına ve ötektik kanunlarına uygun olarak sırayla kristalleşirler.

Kristalleşme ilerledikçe artık magma sıvılarında iki büyük gelişme görülür.

- Artık magma silis, alümin ve alkalilerce zenginleşir.
- Başlangıçta bütün magma haznesi içine dağılmış bulunan uçucu elemanlar katılaşmamış kısımlarda konsantre olarak tenörleri artar. Bu durum magmanın iç basıncını da yükseltir. Bazı durumlarda uçucu eleman birikimi o kadar fazladır ki artık magma, ana maddesini kondanse olmuş uçucu elemanlar teşkil eder ve çeşitli metalleri kapsayan ergiyikler haline dönüşür. Yüksek iç basınç nedeniyle, bu ergiyikler daha önce katılaşmış magma kütlesi veya yan taşlar içine sızarak beraberlerinde getirdikleri muhtelif metal yahut silikat minerallerini çökeltirler ve aynı zamanda oralarda ayrışım olaylarına sebebiyet verirler.

5.1.1.6.1. Katılaşma Evreleri

Magmanın katılaşması dört evrede olur (Şekil 5.1).



Şekil 5.1. Niggli diyagramı.

5.1.1.6.1.a. Ortomagmatik Evre (veya asıl magmasal evre): Magmasal kayaçların asıl kütlesinin katılaşığı evredir. 1000 °C ile 700 °C sıcaklık aralığında oluşur. Sürekli ve süreksiz mineral serilerinin bütün mineralleri bu evrede sırasıyla kristalleşirler. Evre sonunda magmanın büyük bir kütlesi katılaşmış ve geriye silis, alümin, alkaliler ile uçucu elemanlarca zenginleşmiş artık eriyikler kalmıştır. Bu bakımdan ortomagmatik evreden sonraki evrelere post-magmatik evreler de denir.

5.1.1.6.1.b. Pegmatitik Evre: Sıcaklığın düşmesiyle bakiye eriyikler katılarak *Pegmatit* denilen iri kristalli kayaçları oluştururlar. Bu evrede uçucu elemanların tenörü yükselmiş olduğundan etkileri de büyüktür. Uçucu elemanlar artık magmanın viskozitesini azaltır ve ona büyük bir akıcılık verirken,

minerallerin kristalleşme imkanını da artırır. Böylece geniş çapta kristalleşmeler ve iri boyutlu kristaller meydana gelir. Bu esnada bazı nadir elementlerin de konsantrasyonu büyük ölçüde artarak kristalleşmeye katılmaları mümkün olur. Dolayısıyla ortomagmatik evrede oluşmasına imkan bulunmayan mineraller (örneğin nadir toprak mineralleri) ortaya çıkar.

5.1.1.6.1.c. Pnömatolitik Evre: Bu evrede artık magma, ana maddesi uçucu elemanlardan oluşan bir eriyik haline gelmiştir. Bu eriyiğin iç basıncı çok yüksektir. Aynı zamanda büyük bir eritme gücü ve reaksiyon kabiliyetine sahiptir. İçinde yüksek oranda metal klorür, flüorür, oksit ve sülfürler, çeşitli silikatlar v.s. vardır. Pnömatolitik adı verilen bu eriyikler katılaştırmış magma kütesinin içine çatlaklar veya mineral sınırları boyunca nüfuz ederek ayrışım olaylarına ve yeni mineralleşmelere sebebiyet verirler (turmalinleşme, greyzenleşme gibi). Bazı hallerde pnömatolitler magma sınırlarını aşarak yan taşlara süzülürler ve oralarda kontakt başkalaşımı meydana getirirler. Pirometazomatik (kontakt pinomatojen) maden yatakları bu şekilde oluşmuşlardır. Pegmatitik ve pnömatolitik evreler 700 °C ile 400 °C sıcaklık aralığında oluşmaktadır.

5.1.1.6.1.d. Hidrotermal Evre: Sıcaklığın 400 °C'nin altına düşmesiyle başlar ve 100 °C'ye inmesine kadar devam eder. Uçucu elemanlarla ihtiva ettikleri çeşitli maddeler daha önce kristalleşmiş olduklarından artık magma su bakımından zengin eriyikler haline dönüşmüştür. Bu eriyikler içinde, kristalleşme noktası düşük bir çok mineral erimiş halde bulunur. Hidrotermal sıvılar gerek magmasal kayacın ve gerekse yantaşların içine sızarak iki önemli oluşuma sebep olurlar.

- 1) Au, Ag, Cu, Pb, Zn, Sb, Hg gibi çeşitli maden yatakları oluşur.
- 2) Kayaçlar hidrotermal ayrışımına maruz kalırlar ve çoğu kez hidratlı mineraller ortaya çıkar.
 - a) Piroksenler Amfibole Çevrilir (Uralitleşme)
 - b) Feldspatlar Kaolene Dönüşür (Kaolenleşme)
 - c) Mikalar Kloritleşir (Kloritleşme)
 - d) Olivin Serpantin olur (Serpantinleşme)
 - e) Propillitleşme sonucunda bazı kayaçlar yeşil renkli ve gevrek bir kayaca dönüşürler. Propillitleşme olayına içinde serisit, epidot, klorit, kalsit, albit gibi mineraller vardır. Propillitleşme olayına genellikle sülfürlü cevherleşmeye neden olmuş bölgelerde rastlanır.

5.1.1.6.2. Magmanın Kristalleşme Seyri

Magmaların katılma evreleri arasında kesin bir sınır çizmek mümkün değildir. Bir kayacın oluşumu için mutlaka dört evreden geçmesi gerekmez. Zira magmasal kayaçların çoğu ortomagmatik evrede katılmışlardır. Pegmatit gibi damar kayaçları sadece pegmatitik evrede kristalleşirler.

Magmanın kristalleşme seyri çok karışık olmasına rağmen genel hatlarıyla iki bileşenli bir silikat sisteminin kristalleşme seyrine benzetilebilir. Bir uçucu eleman ile (U), uçucu olmayan diğer elemanlardan (R) oluşan sistemin katılması *Niggli* tarafından etüd edilmiş ve Şekil 5.1'de verilen diyagramda elde edilmiştir. Magmaların 4 evrelik gelişimini daha iyi anlayabilmek için bileşimi M1 olan

bir sıvı düşünelim. Sıvı % 90 R ile %10 U'dan müteşekkil olup bu oranlar doğal magmalardaki uçucu ve uçucu olmayan elemanların oranına yakındır.

t1 sıcaklığından itibaren kristalleşmeler başlar ve bir kısım R kristalleri sıvıdan ayrılarak artık sıvının U bakımından zenginleşmesine sebep olurlar. Böylece sistemin kristalleşme noktası daha da düşer. R kristalleşmesinin devamıyla sistemin bileşimi a1a2 eğrisi boyunca değişmeye başlar. t2 sıcaklığında bakiye sıvı hemen hemen eşit miktarda U ve R ihtiva etmektedir. (Diyagramda a2'ye ait M2 noktasına bakınız).

Kristalleşme diyagramının a1a2 arası yüksek sıcaklıklara tekabül eder ve bu kısmın eğimi büyüktür. Zira R ağır ağır kristalleşir, artık sıvı da U bakımından yavaş yavaş zenginleşerek vizkozitesi gittikçe azalır. Diyagramın a2a3 arasındaki eğimi azdır. Sıcaklığın çok az düşmesine mukabil R geniş çapta kristalleşerek sıvıdan ayrılır. Bu esnada artık sıvının U tenörü de hızla artar. Demek ki t2 ve t3 sıcaklıkları arasında magmaların bileşiminde hızlı değişiklikler olmaktadır. Fakat t3 sıcaklığından daha düşük derecelerde kristalleşmeler tekrar yavaşlar ve eğrinin eğimi fazlaşır.

Görüldüğü gibi bu diyagram bileşimi çok daha karışık olan magmalara da tatbik edilebilir. O zaman diyagramın a1a2 bölümü silikatların büyük bir kısmının kristalleştiği ve derinlik kayaçlarının katılaştığı ortomagmatitik evreye tekabül eder. Bu evrede önce silikat eriyiği içinde çözünürlülük sınırını aşmış olan sülfid eriyiği ayrılır. Daha sonra kristalizasyon başlar ve Fe, Ti ve Cr oksitler ve Fe, Mg silikatlar oluşur. a2a3 bölümü uçucu eleman oranının hızla arttığı pegmatitik evredir. Bu evrede magmatik kayaçları oluşturan silikatların kristal yapılarına girmeyen bazı elementler birikir. Bunlar Li, Be, Cs, B, F, Rb, NTE, Zn, Hf, Ta, U olup ayrıca kısmen Sn, Mo, W ve Au'da bulunur.

a3a4 eğrisi uçucu elemanların maksimum konsantrasyona ulaşarak mühim rol oynadıkları pnömatolitik evredir. Bu evrenin en karakteristik elementleri Sn, W ve Mo'dir. Bunlar cevher minerali olarak başlıca kasiterit, volframit ve molibdeniti oluştururlar. Nihayet a4 noktasından sonra bakiye magma su bakımından çok zenginleşir ve bir çok mineralleri eriyik halinde ihtiva edebilir. Zira laboratuvar araştırmaları esnasında süperkritik haldeki su buharının çok eritici olduğu 450 °C ve 30 kg/cm² basınç altında bol miktarda silisi eritebildiği tespit edilmiştir. Hidrotermal çözeltilerde bulunan en tipik elementler Au, Ag, Cu, Pb, Zn, Hg, As, Bi, Ni, Co vb. elementlerdir. Bu elementler çok düşük erime sıcaklığı olan ağır metal Na çift tuzları vasıtasıyla solüsyonda kalarak taşınır ve uygun fizikokimyasal şartlarda kristalleşerek çeşitli cevher minerallerini oluştururlar.

Demek ki ortomagmatik evreden sonra magmaların artık sıvıları, uçucu elemanları, nadir elementleri ve bazı minerallerce çok çok zenginleşirler. Bu durum onların akıcılıklarını, reaksiyon kabiliyetlerini ve eritme güçlerini çok artırır. Uygun şartlar altında bu sıvılardan itibaren güzel teşekkül etmiş kristaller ve çeşitli maden yatakları oluşur. Bundan dolayı pnömatolitik ve hidrotermal evrelerin bakiye eriyiklerine mineralizatör adı verilmiştir. Basınç ilişkisine gelince, ana kristalizasyon evresinde (orto+likit magmatik evre) kristalizasyonu takiben magmanın iç basıncı artar. Bu basınç pegmatitik ve pnömatolitik

evrelerde en yüksek değere ulaşır. Hidrotermal evrede giderek azalır. Bu evrede sıcaklıkla birlikte basınçta düşmektedir.

5.1.1.6.3. Postmagmatik Evre

Magmalar yer kabuğu içinde yükselirken yavaş yavaş sıcaklıklarını kaybeder ve birbirini takip eden bir seri evreden geçerek katılaşırlar. Bu evrelerden ilki ve en önemlisi ortomagmatik evredir. Buna asıl magmasal evre de denebilir. Çünkü derinlik kayaçlarının büyük bir kısmı bu evre esnasında oluşur.

Ortomagmatik evreden sonra gelen evrelerin tümüne post-magmatik evreler de denir. Post-magmatik evrelerin uçucu elemanlar, nadir elementler ve bazı metallere zengin artık sıvıları gerek katılmış kütle ve gerekse yan taşları içine girerek, oralarda yeni kristalleşmelere ve ayrışım olaylarına sebebiyet verirler. Sıcaklığın azalmasıyla bu sıvıların bileşimi de yavaş yavaş değişir. Önceleri pegmatitik karakter taşıırken sonra pnömatolitik ve nihayet hidrotermal özellik kazanırlar.

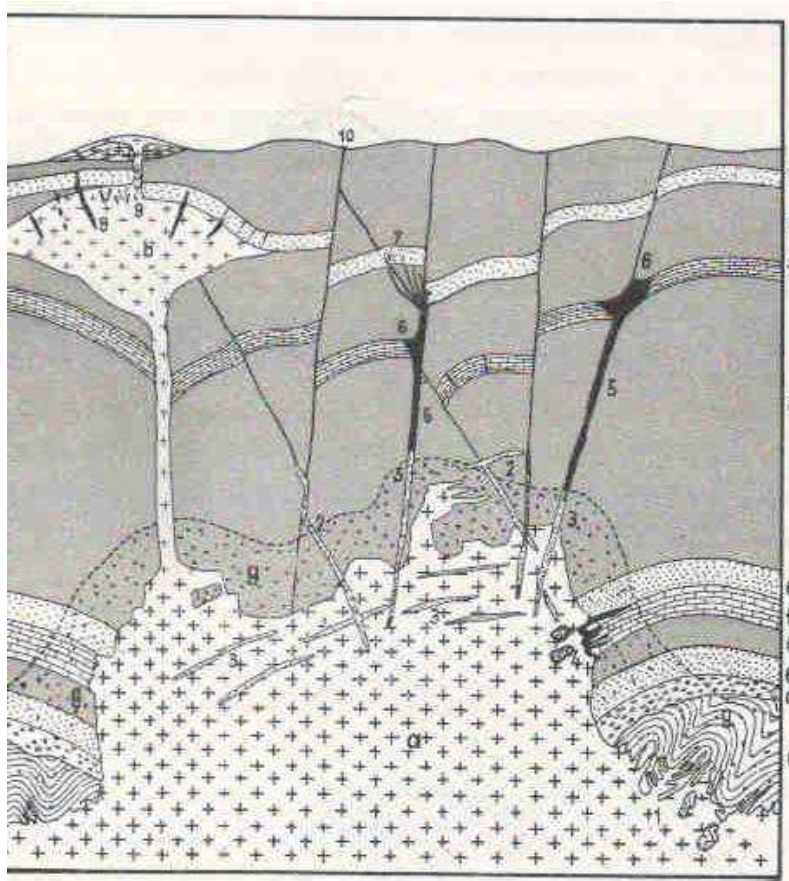
Post-magmatik evrelerde meydana gelen ayrışım olaylarına döterik ayrışım (döterik alterasyonlar) denir. Döterik ayrışım sebebiyle, ortomagmatik evrede kristalleşmiş minerallerin yerini başka mineraller alır (otometamorfizma). Bu minerallerin çoğu hidratlı bir bileşime sahiptir. Döterik ayrışım olaylarının başlıcaları şunlardır: Greyzenleşme, skapolitleşme, kaolenleşme, serizitleşme, silisleşme, albitleşme, zeolitleşme.

5.1.1.6.4. Yerleşme Derinliğinin Magmatik Eriyik ve Çözeltiler Üzerindeki Etkileri

Magmalar yer kabuğu içinde çeşitli derinliklere yerleşebilir ve batolitlerden yeryüzündeki lav akıntularına kadar çok çeşitli kayaçları oluştururlar. Derinliğe göre yantaşların sıcaklığı ve ortamın basıncı farklı değerlere sahiptir. Aynı magmanın çeşitli derinliklerde oluşturdukları kayaçların yapı ve mineralojik bileşimleri aynı değildir. Derinliklerden itibaren yükselen magma yan taşları ısıtırlar ve kontakt metamorfizmaya sebebiyet verirler. Böylece kendi sıcaklıkları da yavaş yavaş azalır.

Magmatik kayaçlar, belirli bir süre içinde oluşurlar ve sıcaklık düştükçe birbiri ardına kristalleşen minerallerden ibarettirler. Bir magma yeryüzüne ne kadar yakın yerdeyse soğuma derinlere göre daha hızlıdır. Bu hızla soğumadan dolayı zonlu kristaller yahut reaksiyon kabukları oluşur. Kayaçların dokusu daha ince taneli olur.

Magmatik faaliyetlerin derinliğe bağlı olarak değişmesi ve cevher oluşumları Cizzarz tarafından şematize edilmiştir (Şekil 5.2).



- a) Plüton
b) Subvolkanik intr. kütle
c) Şistler
d) Konglomera
e) Kumtaşı
f) Kalker
g) Termik Kontak zonu
- 1- Enjeksiyon zonu
2- Pegmatik
3- Pnömatolitik damarlar ve impregnasyonlar
4- Kontak-pnömatolitik maden y.
5- Plütonik-hidrotermal damarlar
6- Plütonik-hidrotermal metasomatik maden y.
7- Plütonik-hidrotermal impregnasyon y.
8- Subvolkanik-hidrotermal damarlar
9- Subvolkanik-hidrotermal impregnasyon maden y.
10- Termal kaynaklar

Şekil 5.2. Magmatik yerleşme derinlikleri ve magmatik evrelere göre maden yataklarının oluşum şekilleri (Cissarz, 1965)

1. Abisal Derinlik: Yerkabuğunun 15 km'den fazla derinliklerine abisal derinlikler denir (Şekil 5.3). Bu derinliklerde yerleşmiş magmalarda dış basınç iç basınçtan daha fazladır. (Şekil 5.1'de B basıncı). Abisal derinliklerde uçucular magmadan kolaylıkla ayrılamazlar. Kolay uçucu elemanların oluşturduğu buharlar yan taşa çok az miktarda bulabildikleri çatlaklara ve gözeneklere sızabilirler. Soğumanın çok yavaş oluşu yüzünden uçucuların taşıdığı elementler yan kayada belirli yerlerde konsantre olamayıp çok geniş bölgelere dağılır. Bu bölgelerde maden yatağı oluşturabilecek ortamlar sınırlı olduğundan cevherleşmeler de sınırlıdır. Burada daha çok likit magmatik oluşumlar söz konusudur.

	Likid Magmatik Grup	Pegmatik-Pnömatolitik Grup	Hidrotermal Grup
YÜZEY			
SUBVOLKANİK YÜKSEK PLÜTONİK			
DERİN PLÜTONİK			
ABİSAL			

Şekil 5.3. Plütonun yerleşim derinliğine bağlı olarak gelişen maden yatakları (Cissarz, 1965).

2. Hipabisal Derinlikler: Yerkabuğunun 5-15 km arasında kalan derinliklerine hipabisal derinlik denir. Bu derinliğin bir kısmında likit magmatitik evre görülebilir. Fakat Şekil 5.1’de görüldüğü gibi sıcaklık t₂’den daha aşağı düştüğünde iç basınç dış basınçtan büyük olmaktadır. Çünkü bu evrede magmada uçucu eleman miktarı çok fazlalaşmıştır. Pegmatitik ve pinöymatolitik evrelerin gerçekleştiği hipabisal derinliklerde uçucu elemanların artmasıyla ve dolayısıyla iç basıncın dış basınçtan büyük değerlere ulaşmasıyla yan taşlarda çatlak ve kırıklar oluşacaktır. Böylece magma soğuyabileceği ortamları bulmuş olacak ve cevherleşmelere sebebiyet verecektir. Kolay uçucuların magmadan ayrılması ile magmadaki zor uçucular da kristalleşme fırsatı bulurlar. Bunun sonucunda pegmatitik ve pinöymatolitik oluşumlar meydana gelir. t₄ sıcaklığından itibaren daha düşük sıcaklıklara doğru iç basınç azalır ve dış basıncın daha büyük olduğu bir ara zon geçilir. Bu yüzden bu zonda artık magma solüsyonlarının intrüzyon kabiliyeti kalmamıştır. Eğer bu solüsyonlar kristalleşebilecekleri bir ortam bulurlarsa ya da ancak yan kayaç ile metasomatik reaksiyonlarla cevherleşmelere sebebiyet verebilirler.

3. Subvolkanik Derinlikler: Yerkabuğunun 5 km derinliklerine kadar olan kesimlerinde magmanın iç basıncı hızlı soğumadan dolayı çabucak dış basınç değerine ulaşır. Uçucularını kaybettiği için basınç yavaş yavaş azalarak iç ve dış basınçlar önce eşit seviyeye gelir. Henüz iç basıncın dış basınçtan büyük olduğu derinliklerde kolay uçucu elemanlar eriyikten ayrılır. Uçucuların ayrılış durumuna göre patlamalı olarak da cereyan edebilir. Kolay uçucu elemanların çözünürlüğü de sifıra iner ve dolayısıyla bu evrede pegmatitik pinöymatolitik maden yatağı oluşumlarına çok az rastlanılır ya da rastlanmaz.

4. Yüzeysel Derinlikler: Bu derinliklerde artık iç basınç dış basınçtan çok büyüktür. Lavlar atmosferik basınç altında katılaşırlar ve uçucu elemanlarını kolayca atmosfere bırakırlar. Bu zonda pegmatitik evre görülmez. Pinöymatolitik ve hidrotermal evre ise soğumuş lavların gözenek ve çatlaklarında bazı mineralleşmeleri yaparlar. Önce pinöymatolitik karakterdeki uçucu elemanlar bu çatlak ve gözeneklerde kristobatolit, tridimit, olijist gibi minerallerin oluşmasını sağlarlar. Daha sonra hidrotermal karakter kazanınca eriyikler yüzünden yine lav boşluklarında zeolit, klorit, kalsit gibi düşük sıcaklık mineralleri meydana gelir.

5.1.1.7. Magma Katılma Evrelerine Maden Yatakları

Magmanın katılma evrelerine bağlı olarak endojen maden yataklarını şu başlıklar altında inceleyebiliriz.

- 1) Ortomagmatik Maden Yatakları
- 2) Pegmatitik Maden Yatakları
- 3) Pinöymatolitik Maden Yatakları
- 4) Hidrotermal Maden Yatakları

5.1.1.7.1. Ortomagmatik Maden Yatakları: Magmanın katılma evrelerinde kayaç oluşumları ile metal konsantrasyonları arasında sıkı bir ilişki bulunur. Her magmatik evrenin kendine has metal zenginleşmeleri vardır. Ortomagmatik evrede, en yüksek basınç ve en yüksek sıcaklıkların egemen olduğu ve yine bu evrede, vizkozitesi yüksek silikat eriyiğinin kristallendiği önceki bölümlerde

anlatılmıştı. Ortomagmatik evrede derinlik kayaçlarının katılaşmaları esnasında yalnızca bazik veya ultrabazik kayaçlara bağlı olarak metal zenginleşmesi olmaktadır. Bazik ve ultrabazik kayaçlar bol miktarda Fe ve Mg içeren gabro, norit, anartzit, piroksenit, peridotit, serpantinit gibi kayaçlardır. Bu tür zenginleşmelerin ekonomik büyüklükte yatak oluşturmaları sınırlıdır. Bunların bazıları Cr ve Pt gibi minerallerin kaynağı olabilecek cevherleşmeleri oluştururlar. Bazik ve ultrabazik magmatik kayaçlar dışındaki kayaçlarla ilgili cevherleşmeler, ekseriyetle ortomagmatik evrenin dışında meydana gelmektedir. Ortomagmatik evrede C, Ti, Fe, Cr, Pt, Cu, Ni, Co gibi elementler maden yatakları oluşturmaktadır. Bu yataklar magma ayrılaşması sürecinde erken ve geç magmatik olarak alt evrelere ayrılabilir. Ortomagmatik evrede cevher oluşumunun birkaç şekli vardır. Erken magmatik evre olarak da bilinen bu evredeki oluşum tiplerini üçe ayırabiliriz. Bunlar;

a) Saçılma (Disseminasyon)

b) Ayrılma (Segrasyon)

c) Enjeksiyon

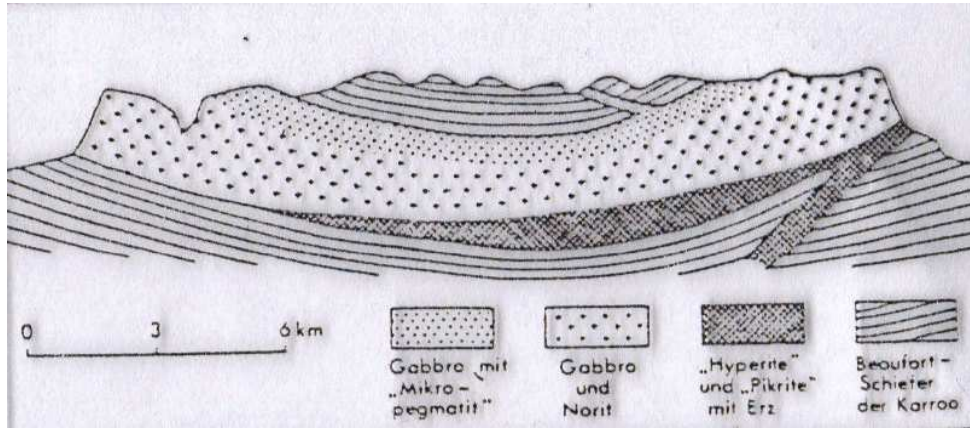
a) Saçılma: Derinlerde yer alan bir magma ocağında soğumayla kayaç oluşurken cevher mineralleri de kristalleşir ve ana kayaç içinde dağılmış olarak bulunurlar. Eğer böyle kristaller bol ve değerli iseler cevher yatağından bahsedilebilir. Bu tip oluşuma örnek olarak G. Afrika'daki elmas bacaları gösterilebilir. Elmaslar kimberlit kayacının içinde dağılmış olarak bulunurlar. Aynı oluşum metalik olmayan kıymetli minerallerin iri kristaller halinde derinlik kayacının içinde dağılması şeklinde de görülebilir. Bu tip yataklar dayk, baca veya küçük stoklar halindedir.

b) Ayrılma: Magma içinde ilk kristallenen mineraller arasında bulunan cevher mineralleri, ağır oluşları nedeniyle gravitatif olarak sıvı magmadan ayrılırlar ve küçük hacimlerde birikerek cevher yatağı oluştururlar. Bu şekilde gravitatif ayrılımla kromit, platin ve titanomagnetit yatakları oluşturmaktadır. Genellikle mercer ya da katmanimsı biçimde oluşurlar. Örnek olarak güney Afrika'da görülen Bushveld kompleksini verebiliriz. Burada bazik kayaçlarla ilişkili ve tabaka şekilli kromit bantları görülür. Kilometrelerce uzanan kromit bantları arasında ekonomik miktarda Pt kristalleri içeren seviyelerde bulunmaktadır. Geç magmatik süreçte silikatların kristallenmesinden sonra cevherleşme olur. Cevherli eriyikler silikatların boşluklarını dolduracak şekilde yerleşir ve cevherleşmeleri oluştururlar. Bu süreçte daha çok sıvı halde ayrılaşmalar görülür. Bu yüzden geç magmatik evreye likit magmatik evre de denilir. Geç magmatik evrede “artık sıvı ayrılanmaları” ve “artık sıvı enjeksiyonları” biçiminde yataklar oluşur. Özellikle Ni, Cu gibi sülfidler ve bazı platin zenginleşmeleri bu şekilde oluşurlar.

c) Enjeksiyonlar: Magmatik kristalizasyonu takip eden birikimden sonra oluşan mineraller ilk oluştuğu yerde kalmayarak yan kayaç içine enjekte olurlarsa bu tip yataklar meydana gelir. Enjeksiyon neticesinde çökelen mineral oluşumları yan kayacın yapılarını keserler, kayaç parçaları ihtiva ederler. Burada enjeksiyona uğrayan cevherli magmanın erken kristalizasyon ile ayrılmış minerallerin tekrar erimesi ve ortamın kolay uçucularla zenginleşmesiyle özel bir magma haline gelmesi söz konusu

olmaktadır. Bu özel magma daha sonra tektonik sıkışmalarla yan kayacın zayıf zonlarından enjekte olarak bu tip oluşumları ve çatlak dolgularını meydana getirir. Örnek olarak Kiruna (İsveç) demir yatağı verilebilir (Şekil 5.4).

Enjeksiyon oluşumları magmanın erken kristalizasyonunu takiben uçucularla zenginleşerek bir kalıntı magma özelliği göstermesi yüzünden tartışmalıdır. Likit magmatik kabul edildiği gibi pegmatitik oluşumlara bir geçiş olarak ta düşünülebilmektedir.



Şekil 5.4: İnsizva da intrüzif kütlelerin temelinde cevher zenginleşmesi. Likit magmatik (Evans, 1988).

5.1.1.7.2. Pegmatitik Maden Yatakları: Niggli diyagramında (Şekil 5.1) gördüğümüz gibi likit magmatik kristalizasyon sonunda “artık magma”da kolay uçucu bileşenler çok fazlalaşır. “Artık eriyikler” içinde H₂O, HF, HCl, H₂S, CO₂ vb. yanında atom çaplarının büyüklükleri ve kimyasal özellikleri yüzünden silikatların yapısına giremeyen bütün elementler bulunur. Pegmatitik evrede kristallenme devresine giren elementler her şeyden önce küçük ya da büyük iyon yarıçaplı olan elementlerdir. Bunlardan küçük iyon yarıçaplı olanlar Li, Be, B, F, Rb, Cs, büyük iyon yarı çaplı olanlar ise nadir toprak elementleri (NTE), Zr, Hf, Nb, Ta, U gibi özel önemleri olan elementlerdir.

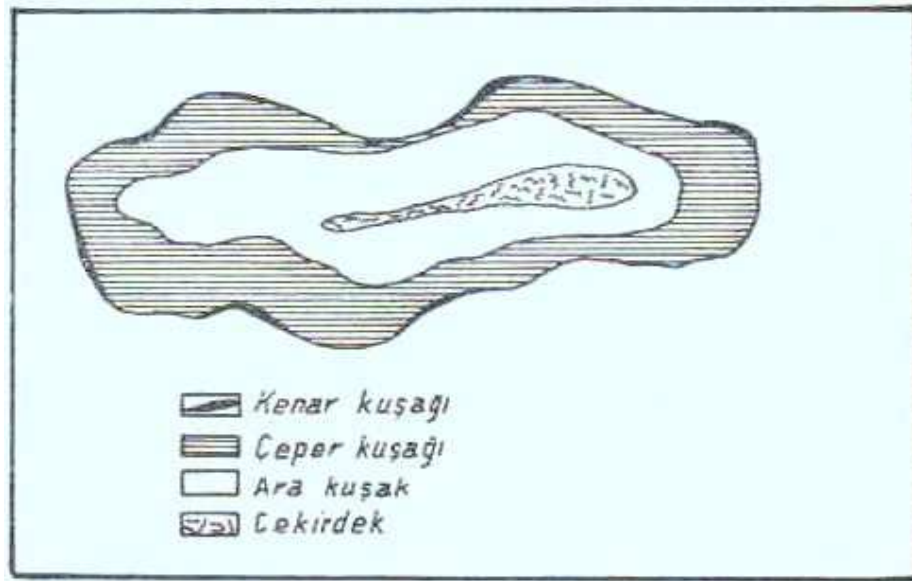
Bu evredeki kristallenme tıpkı nadir elementlerin oluşturduğu minerallerdeki gibi iri kristalleşme şekilleri gösterir. Granitlerden meydana gelen pegmatitler esas bileşenler olarak feldspatlar, muskovit ve kuvars, refakatçi bileşenler olarak turmalin, topaz, beril ve Li mineralleri kapsayabilirler. Ultramafik magmalardan kaynaklanan gabro pegmatitler, feldspat, bronzit, titanomagnetit minerallerini içerirler. Bazen karbonat ve sülfid mineralleri yer alabilir. Asidik alkali masiflere ait olan alkali pegmatitler mikroklin, nefelin apatit, kolumbit, tantalit ve nadir toprak mineralleri içerir. Mafik pegmatitler granitik pegmatitlere göre daha az bulunurlar ve ekonomik değerleri pek yoktur.

Pegmatitler uçucu maddelerce zenginleşmiş artık magmalardan türediklerinden yüksek basınçlı şartlar altında oluşmuşlardır. Uçucu bileşikler halinde taşınan maddeler ya damarlar (tabaka yüzeylerini veya kırık zonlarını takip eden) ya da mercek veya oval şekilli stoklar halinde oluşurlar. Yani oluşum yerleri

kapalı haznelerdir. Bu tip bir magma yeryüzüne çıkabilseydi, uçucuların taşıdığı elementler atmosferde dağılırlardı. Bu yüzden volkanik kayalara bağlı pegmatitler oluşamaz.

5.1.1.7.2.1. Pegmatitlerde Zonlanma

Derinlerde kapalı sistemlerde oluşan pegmatitlerde özellikle mercek ya da oval şekilli stoklar şeklinde oluşan pegmatitlerde konsantrik zonlu bir yapı görülür. En dış zon mikaca zengin bir kuşaktır. İçte doğru bu kuşağı feldspat ağırlıklı bir zon izler. En içteki çekirdek kısmında ise kuvars ve nadir elementler oluşturur (Şekil 5.5). Damar şeklindeki pegmatitlerde ise zonlu yapı yerine yollu damar yapıları görülür. Zonlu yapıda dıştan içte doğru kristal büyüklüğünde bir irileşme olur. Mesela en dış zonlarda ince taneli doku görülürken, içte doğru iri taneli dokular görülür. Dıştaki mikalı zona göre çekirdeğe kadar olan feldspatlı kuşak daha kalındır. Mikalı dış zon ile çekirdekte metalik minerallere rastlanmaz. İçte doğru gidildiğinde önce daha çok plajiyoklas, pertit, kuvars, muskovit, turmalin, biyotit, beril apatit, ve granat olan bir kesim gelir ki, bu kesimde metalik mineraller de bulunabilir. Özellikle mika ve beril ekonomik önemde olabilir. Çekirdeğe yakın kesimlerde feldspat, kuvars, mika ve U, Th, Li, Cs, Nb, Ta vb. oluşumlar da görülebilir. İri kuvars kristallerinden ibaret olan çekirdekte ayrıca turmalin, spodumen ve feldspat mineralleri yer alır.



Şekil 5.5. Düzensiz merceksi bir pegmatitin iç zonları (Gümü, 1979)

5.1.1.7.2.2. Pegmatitlerdeki Zonaliteyi Açıklayan Görüşler

Pegmatitlerdeki zonaliteyi açıklayan başlıca üç görüş bulunmaktadır. Bu görüşlerden ilk ikisi daha çok benimsenmektedir.

1) Pegmatitlerde zonlanma magmanın kısmi diferansiyasyonu ile ilgilidir. Magmada oluşan kristaller ile kristalleşmemiş artık sıvı arasındaki reaksiyonlar devam ettiği için yani tamamlanmadığı için değişik bileşimli kuşaklar (zonlar) ortaya çıkmaktadır. Bu görüş Bowen'ın ortaya koyduğu reaksiyon sırasına uygunluk gösterir.

- 2) Magmatik diferansiyasyon devam ederken bileşimde sürekli değişiklikler meydana gelmektedir. Bileşimleri değişen bu eriyiklerin geçtiği hacimlerin çeperleri boyunca meydana gelen çökeltmeler bir zonaliteye neden olmaktadır. Bu zonlaşmada önceki görüşte etkin olan kısmi kristalleşme ve ortamın dengesizliğinin bir önemi yoktur. Burada asıl olan magmatik eriyiklerin bileşimindeki sürekli değişimdir. Bileşim değişikliğine yan kayaçların asimilasyonu ve eriyiklerin geçtiği hacimler boyunca çeperlere bulaşması gibi etkenler de sebep olmaktadır.
- 3) Bu görüşe göre magmatik eriyiklerden pegmatit oluşmakta daha sonra oluşan bu pegmatitin içinden geçen hidrotermal eriyikler pegmatiti kısmen ya da tamamen ornatmaktadır. Böylece zonlu yapı oluşmaktadır.

5.1.1.7.2.3. Pegmatitlerin Jeolojik Dağılımı ve Cevher Yatakları

Pegmatit oluşumları granit, gnays ve mika şistler içinde görülürler. Gnays ve mika şistlere daha çok Antekambriyen kalkanlarda rastlanılmaktadır. Bu nedenle pegmatitlerde genellikle bu Antekambriyen kalkanlarda görülürler. Hersiniyen ve daha genç orojenik kuşaklarda da rastlanılabilir.

Pegmatitik yataklarda başlıca şu cevherler elde edilir:

Feldspatlar: Seramik yapımında ve yumuşak aşındırıcılar olarak kullanılırlar.

Kuvars: Piezoelektrik kuvarlar pegmatitlerden elde edilir. Ayrıca bazı tipleri kıymetli taş olarak da kullanılabilir.

Beyaz Mika: Pegmatitlerden elde edilen beyaz mika saydam elastik, ısıya ve ayrışmaya dayanıklı oluşu ve özellikle yalıtkanlık özelliği ile ekonomiktir.

Lityum: Lepidolit ve spodümen (Al-silikat) mineralleri içinde %4-10 arasında Li bulunur. Spodümen kristallerinin çapları 1-2 m olabilmektedir.

Beril: Pegmatitlere has bir mineraldir. Berilyum elementi için işletilir. Cu, Al, Mg ile yapılan alaşımları aşınmaya dayanıklılık kazandırmaktadır. Boyları 5-5,5 m olan kristallerine ABD’de rastlanılmıştır.

Kolumbit ve Tantalit: Niyobiyum ve Tantalyum elementleri bu minerallerden elde edilmektedir. Niyobiyum ve tantalyum elementleri elektrik ampulu, elektrotlar, tıpla ilgili gereç yapımında kullanılırlar. Bu mineraller kaynağı pegmatitler olan plaserlerden üretilmektedir.

Nadir Toprak Elementleri: Ce, Pr, Nd, Pm, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy gibi elementler özellikle pegmatitlerde oluşan minerallerden elde edilirler. Torit ve Monazit mineralleri bu tip minerallerden olup daha çok plaserlerde ve plajlarda rastlanmaktadır.

Kıymetli Taşlar: Kıymetli taşlar pegmatitik evrede kayaç boşluklarında iri kristaller halinde bulunurlar. Zümrüt, Akuamarin, Topaz, Turmalin ve Yakut gibi taşlar bunlardandır.

Sayılan bu cevherler dışında ekonomik olmayan spekülait, magnetit, ilmenit, ancak plaserlerde önem kazanan kassiterit (bazen W eşlik edebilir), tek tük rastlanan Molibdenit, nadiren kriyolit (bir holoid) minerallerine de bu evrede rastlanılabilir.

5.1.1.7.3. Pinöymatolitik Maden Yatakları

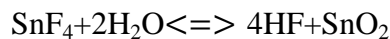
Teorik açıklamalarda (Niggli Diyagramı; Şekil 5.1) magmanın özellikle pinöymatolitik evrede uçucu bileşenlerce (gaz fazında) çok zengin olduğu belirtilmiştir. Magmanın belirli şartlarda büyük bir gaz potansiyeline sahip olduğu bir çok volkanlardan çıkan fümarollerin incelenmesiyle ortaya konulmuştur. Örnek olarak Vesüv ve Etna volkanlarından çıkan fümarollerde birbirini takip eden safhalarda sırasıyla şu bileşikler tespit edilmiştir:

1. KCl, NaCl, MnCl₂
2. NH₄Cl, H₂O
3. HCl, SO₂, H₂O, FeCl₂, CuCl₂
4. HCl, SO₂, H₂S, CO₂
5. H₂O

Bu fümarollerde belirlenen maksimum sıcaklık 650 °C'dir. Gaz çıkışının görüldüğü volkanik alanlarda yerin derinliklerinde de rastlanılan birtakım minerallere rastlanılmıştır. Vesüv'de galenit, kalkopirit, pirit ve bir çok kloritler bulunmuş, Katmai volkanında ise hematit, magnetit, pirit, galenit ve sfalerit mineraline rastlanmıştır. Özellikle hematit volkanların devamlı tekrarlanan bir mineralidir. Çünkü bu hematit ekshalasyon yapan demir kloritlerin su buharıyla yaptığı reaksiyon vasıtasıyla ortaya çıkar. Bu bilgiler ışığında fümarollerden oluşan mineralizasyon ile pinöymatolitik cevherleşme olarak tanınan ve magmanın derinliklerindeki gaz bileşenlerince oluşturulan cevherleşmeleri birbiriyle karşılaştırmak mümkündür. Çünkü gazlardan oluşan volkanik mineralleşme yeryüzünde atmosfer basıncı altında oluşurken, magma gazının yüksek basınç yüzünden tutulduğu ve kolay uçucu bileşenlerin genellikle kritik sıcaklığın üzerinde bulunduğu ortamlarda yani derinlik kayacı boşluklarında etkin olan pinöymatolitik ortamlarda basınç yüksektir. Metallerin gaz fazında kolayca taşınmaları üzerinde çok değişik fikirler bulunmaktadır. Gaz fazında zor uçucu bileşen oluşması için geç magmatik sıcaklık çok düşüktür. Muhtemelen metaller magmadan yükselen ve bünyesinde metal halojenleri bulunduran CO₂, H₂O ve HCl gibi gazlar tarafından taşınır. Buna gazlarla transfer denir. A. Ringwood'a göre metal halojenitler, gaz fazında ayrılabilmesi için gerekli yükseklikte kısmi basınca sahip değildir. Bu yüzden Ringwood, eriyiklerin ihtiva ettiği gazlı metal bileşiklerinin doğal flotasyon olaylarıyla yüzdüklerini düşünmektedir.

5.1.1.7.3.1. Pinöymatolitik Evreye Ait Cevherleşmeler

Pinöymatolitik yataklar granitlere bağlı olarak bulunurlar. Bu evrenin en tipik oluşumu Kalay (Kasiterit= SnO₂) cevherleşmesidir. Ayrıca volfram ve arsen, molibden, bizmut, hematit ile magnetit oluşumları bu evrede sık görülürler. Kalay oluşumu deneysel olarak şu eşitlikle ortaya konulmuştur:



Pinöymatolitik yataklar olarak ekonomik önemi olan başlıca oluşumlar, kalay-wolfram çifti olarak görülür. Bu ikiliye molibdenit ve bizmutinit daha çok kassiteritle birlikte yer alır. Hepsinin bir arada olduğu örneklerde vardır (Meymac Fransa).

Kasiterit ile wolframit bir çok yatakta birlikte bulunmalarına rağmen ekonomik olarak yalnız biri işletilir. Zonlanmada wolframit kasiteritten daha dış kısımlarda yer alır. Cevherleşmenin parajenezi ve oluşum şekilleri, granitik kayaç ile yan kayacın kimyasal bileşimleri ile kırıklı-çatlaklı yapılarına bağlıdır. Örnek olarak en önemli pinöymatolitik mineralleşme olan kalay “kalay graniti denilen” özel bir granite (fluorit, monazit, apatit, aksinit, turmalin, ilmenit içerikli) bağlıdır. Şekil olarak damar, stokvörk ve pipo şekilleri karakteristiktir.

Gang minerali olarak kuvars birinci sırayı alır. Kuvars 600 °C'nin altında bir sıcaklığa işaret eder. Kalaylı damarlarda kuvarsın yanında genellikle ortoz bulunur. Bundan başka pinöymatolitik damarlarda florlu, borlu, lityumlu ve fosfatlı olan ganglar ayırtmandır.

Pinöymatolitik oluşumların diğer bir karakteristiği yatak kontaklarında oluşan değişikliklerdir. Özellikle kalay yataklarında greyzenleşme (granitik kayaçın feldispatları altere olur ve yalnız kuvars ve lityumlu mikadan ibaret bir kayaç oluşur), turmalinleşme (turmalin ve kuvarstan oluşan bir kayaçtır) ve kaolenleşme (granitik kayacın feldispatının altere olarak kaolinit haline geçmesidir) şeklinde alterasyonlar görülür.

5.1.1.7.3.2. Kontak Pinöymatolitik Yataklar

Kontak pinöymatolitik yataklar pinöymatolitik ile hidrotermal cevher oluşumları arasında, magmatik buharların kondanse olmaya başladıkları esnada gelişen bir geçiş oluşumudur. Pinöymatolitik ve hidrotermal oluşumların yan yana bulunduğu bu cevher oluşumları granitik kayaç kontakları yakınlarında yer alırlar.

Kontak pinöymatolitik yataklara, ortamda yüksek sıcaklıkta metasomatizma olayları olduğu için kontak pirometasomatik yataklar da denir. Metasomatizma (yer alma) olaylarında üç faz vardır. Fazlardan ikisi katı olup diğer faz sıvı ya da gaz olabilir. Gaz veya sıvı faz cevherleşmeyi sağlayan fazdır. Katı fazların biri yan kayaçta yeri alınan mineral, ikincisi ise onun yerini alan yeni mineraldir. Metasomatik olaylar sonucu reaksiyona katılan yan kayacın dokusu (mineral düzeni) genellikle ilk halini korur. Yan kayaçlarda etkili olan metasomatizma olayları çok yaygın değilse, yani kayacın çeşitli yerlerinde oluşmuş ise porfiroblastlar şeklinde kristallenmeler görülür. Oluşan kristaller cevher minerali olursa dissemine (saçılmış) cevher şekilleri meydana gelir.

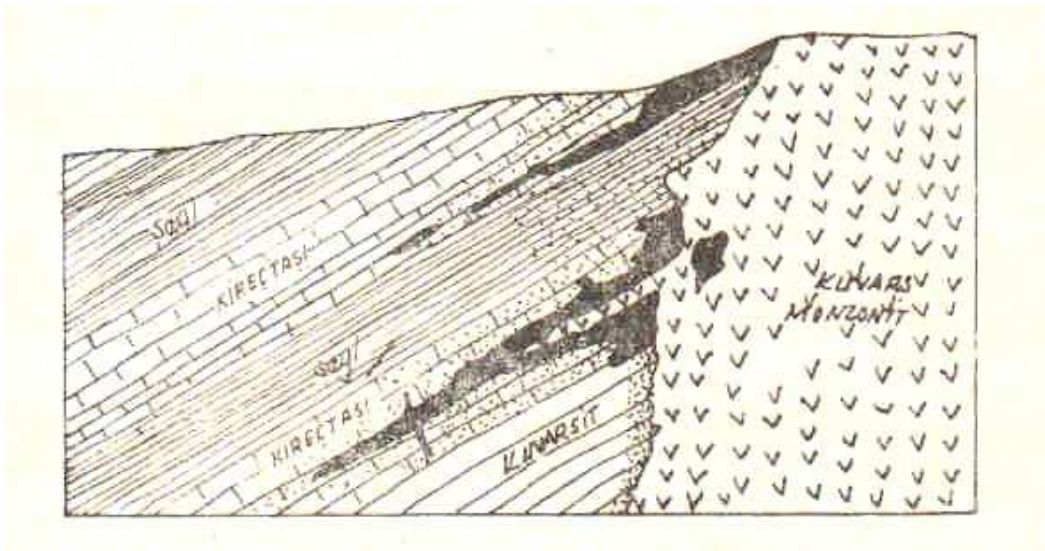
Pirometasomatik yataklar granodiyorit, kuvarslı diyorit, monzonit ve kuvarslı monzonit gibi kayaçların kontaklarında gelişir. Normal granitler ve siyenitler cevherleşmede daha az etkindirler. Bazik kayaçlarda yüzey kayaçlarının kontaklarında bu tür zenginleşmelere rastlanmaz.

Kontak pinöymatolitik şartların tipik oluşumları skarn kayaçları olarak tanınır ki, bunlar kireçtaşı ve dolomitlerin dönüşüm ürünleri olup genellikle cevherleşmelerle birlikte bulunurlar. Burada görülen skarn

kayaçları diyopsit, tremolit, vollastonit, kalk-granatlar (yeşil grossular, kahverenkli ve demir içerikli andradit) vezüvian, epidot ile flor ve nadir toprak elementleri içeren çeşitli minerallerden oluşurlar. Skarn minerallerine volfram, demir, molibden ve kalay mineralleri eşlik eder. Ayrıca bakır, kurşun, çinko, altın ve gümüş mineralleri bu evrede oluşabilmektedir.

Çevre kayaçlara ince sızmalar yapan, karbonatik ve silikatik yan kayaçları değişikliğe uğratan komprime gazlar ve yüksek sıcaklıktaki akıcı eriyiklerin, yüksek reaksiyon yetenekleri olmasından dolayı cevherleşmeler ortaya çıkar. Bu duruma uygun olarak kontak pinöymatolitik cevher yataklarına impregnasyonlar (içirim), dissemine cevherler, stoklar ve karbonatlı yan kayaçların içinde kütleler halinde rastlanır. Granit masiflerinin en yüksek kesimlerinde ve çatı kısmında damar şeklinde kalay oluşumları yer alır. Cevherleşmeler özellikle gazların ve eriyiklerin girebileceği boşluklara sahip kırıklı kayaçlarda meydana gelebilmektedir. Örnek olarak Uludağ şelit yatağı bu şekilde çok kırıklı bir kayaç boşluklarında cevherleşmiştir.

Kontak metasomatik olaylarla kontak metamorfizma olaylarını kesin hatlarla birbirinden ayırmak güçtür. Fakat kontak metamorfizmada boynuztaşı, mermer ve Ca-silikatların oluşumu ile yeniden kristalleşme olayı tipiktir. Kontak metasomatizmada ise yan kayacın değişime uğraması ve özellikle gaz ve sıvıların taşıdığı elementlerle yeni bileşenlerin oluşması söz konusudur (Şekil 5.6).



Şekil 5.6: Kontak Pinöymatolitik cevherleşmeler (Gümüş 1979).

5.1.1.7.4. Hidrotermal Maden Yatakları

Kaynağı ve oluş biçiminde bazı farklı görüşlerin bulunduğu “hidrotermal eriyikler” in çeşitli hacimlerde çökelttiği cevher yataklarıdır. Hidrotermal eriyiklerin kaynağının magma olduğuna şüphe yoktur. Ancak bu eriyiklere yüzey sularının da katıldığı bir gerçektir. Maden ve mineral çökelten yüksek sıcaklıktaki eriyiklerin birçoğunun magmatik özelliklerinden şüpheye düşülmesine ilave olarak çevre kayaçlardan metal çözünmesi ve metallerin yeniden çökelmelerinin ortaya konması, hidrotermal eriyiklerin yalnızca

magmanın diferansiyasyonunu takiben oluşmuş eriyikler olmadığını işaret etmektedir. Çözücü etkenin derinlerde dolaşan ve volkanik ocakların tesiriyle sıcaklaşan kloritli sular olduğu kabul edilmektedir. Burada bir genelleştirme yapılırsa; hidrotermal solüsyonları oluşturan sular hem jüvenil hemde vadoz sularından oluşmaktadır. Ancak vadoz suların etkisi oldukça azdır.

Hidrotermal solüsyonların magma ocağından ayrılışları konusunda da farklı görüşler vardır. Bazıları (Pay, Allen, Fener, Petraschek, Pohl) magmadan uzaklaşma olayının gaz fazında olduğunu ve daha sonra bu gaz fazının yoğunlaşarak sıvı hale geldiğini, bazıları (Lindgren, Graton) ise uzaklaşmanın sıvı fazda geliştiğini iddia etmişlerdir. Her iki olayın birlikte geliştiğini düşünenler de bulunmaktadır.

Hidrotermal eriyikler Fe, Co, Ni, Mn, Ag, Au, Pb, Zn gibi elementleri taşıyabilmekte ve uygun ortamlarda çökeltmek cevher yataklarının oluşmasını sağlamaktadır. Bir çok sıcak su kaynağının incelenmesinde bu elementlerin varlığı tespit edilmiştir. ABD’de, (Güney Kaliforniya), 1963 yılında yapılan bir sondajda tesadüfen rastlanan suyun sıcaklığı 270 °C’de olup, bu sıcak su bakır ve gümüş sülfidleri çökeltmiştir. Aynı şekilde Kaliforniya’nın genç volkanik alanlarında yapılan jeotermal sondajlarda 360 C sıcaklığında 500 ppb Zn, 90 ppb Pb, 6 ppb Cu metali içerikli tuzlu sulara rastlanılmıştır. Burada çökelen silisli kabuklar bakırca zengindirler. Bu oluşumlarda sülfidik bileşenler az olmakla birlikte, magmatik kaynağa işaret eden S (kükürt) izotopları ihtiva etmektedir. Nevada’da bir kaynaktan (Steamboat Springs) yine Hg, Sb, Cu, Pb- sülfidli bir silis çökeliği görülmüştür. Montana’daki benzer ince silis çökelişleri tonda 1,5 gr’a kadar Au ve 12,4 gr’a kadar Ag içermektedir. Kamçatka ve Kuril sıcak su kaynaklarının çökelleri de Cu, Pb, Zn ve As’li bileşikler ihtiva etmektedir.

Bütün bu örneklerden anlaşıldığı gibi kaynağı magmatik olan tuzlu solüsyonların cevherli bileşenler taşıdıkları konusunda şüphe yoktur. Bu durumun ispatını mümkün kılan bir veri de Rodoplarda bir cevher damarında yer alan iri kristalli galenit kristallerinde tespit edilen sıvı kapanımların %4 oranında tuzluluk ve önemli miktarda mangan içermekte oluşudur. Bu tip hidrotermal damarlar yüksek metamorfik alanlarıyla Tersiyer magmatik kayaç bölgelerinde görülmüş olup bu bölgelerde derin deniz çökellerinin yer almadığı bilinen bir konudur. Manganın bu şekilde sıvı kapanımlarda yer alışı özellikle Ege bölgesi için karakteristiktir. Bu veri hidrotermal getirmenin magma kaynaklı olduğunu açıklayan bir veridir. Magmadan ayrılan eriyiklere yüze yakın kesimlerde vadoz suların karışması beklenen bir olaydır. Ancak hidrotermal solüsyonların oluşmasında bu tür suların etkinliği çok azdır.

Hidrotermal eriyikler bünyelerinde bulundurdukları metalleri plütonik kütlede uzaklara doğru taşıyabilirler. Plütondan uzaklaştıkça sıcaklıklarında azalma olacağından plütona yakın kesimlerde yüksek sıcaklık minerallerini daha sonrada orta ve düşük sıcaklık minerallerini oluştururlar. Hidrotermal eriyiklerin kaynağından çökmesine kadar bütün hareketler kayaçlardaki boşlukların durumuna göre seyreder. Kayaçların boşluklu yapısı kayaç oluşumuyla paralel şekillenebilir. Bu tip boşluklara örnek olarak gözenekler, kristal ağı boşlukları, gaz boşlukları, lav tünelleri, soğuma çatlakları, volkanik breş boşlukları ve katman yüzeyleri verilebilir. Kayaç oluşuktan sonra pek çok boşluk meydana gelebilir.

Örneğin çeşitli çatlak ve kırıklar, kıvrımlanma boşlukları, erime ve ayrışma boşlukları ve volkan bacaları bu tip boşlulardandır.

5.1.1.7.4.1.Cevherleşmenin Yatak Şekilleri

Hidrotermal cevherleşmelerin ortaya çıkabilmesi her şeyden önce metal taşıyıcı bir eriyiğin bulunmasına bağlıdır. Buna paralel olarak cevher taşıyan eriyiğin hareket edebileceği ve metallerin çökeltebileceği boşlukların bulunması gerekmektedir. Hidrotermal oluşumlar için en karakteristik yatak şekli damarlardır. Damarlar özellikle kırık tektoniğinin imkan verdiği cevherleşme şekilleridir. Bunun yanında stokvörk (damar ağı) ve impregnasyon (içirme) şeklinde yataklanmalar da görülür. Sıcaklığın yüksek olduğu plütonik kayaç yakınlarında ise ornatma ile oluşmuş cevherleşmeler ortaya çıkabilir.

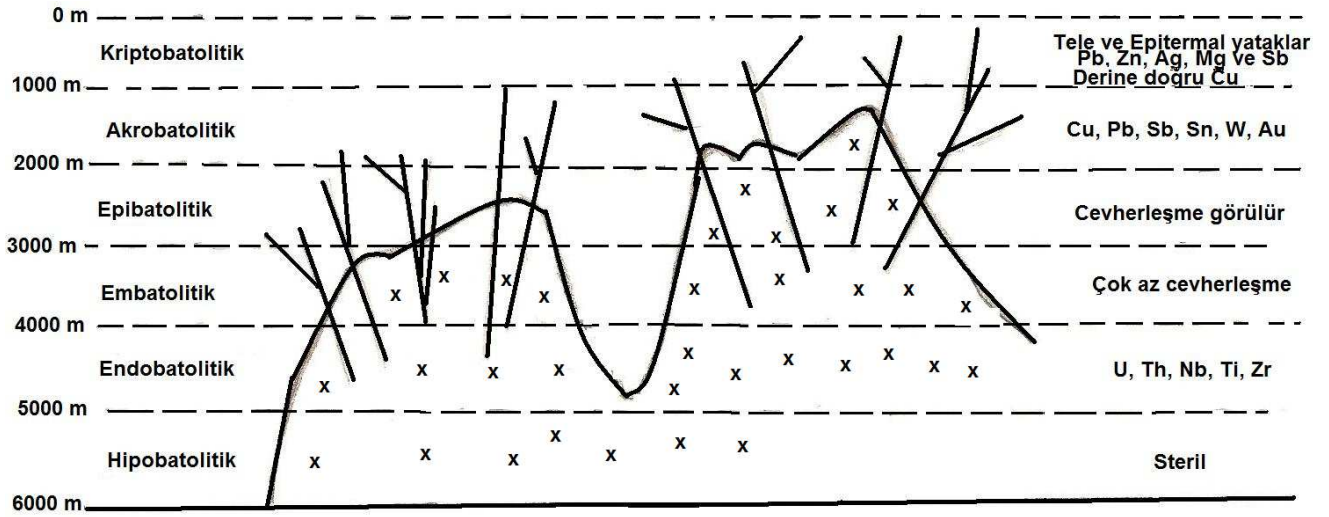
5.1.1.7.4.2. Hidrotermal Yatakların Sınıflandırılması

Hidrotermal yataklar oluşum sıcaklığına göre bazı alt sınıflara ayrılmıştır. Bu farklı sıcaklıklara göre parajenez ile yapı ve dokularda da farklılıklar ortaya çıkar. Yapılan sınıflandırmalarda sıcaklık aralıklarında değişiklikler olmasına rağmen temel hepsinde aynıdır.

	Lindgren	Schneidehöhn	Fersman
Hipotermal	300-400 °C	350-400 °C	300-400 °C
Mesotermal	200-300 °C	200-350 °C	200-300 °C
Epitermal	50-200 °C	50-200 °C	100-200 °C

Hipotermal yatakları Schneidehöhn katatermal olarak tanımlamıştır. Ayrıca katatermal terimi Amerikalılar tarafından mesotermal sıcaklığın üstündeki sıcaklıklardaki evreleri (hipotermal, pegmatitik, pnömatolitik) belirtmek için kullanılmaktadır.

Hidrotermal yataklarda cevherleşmeler sıcaklık derecelerine göre farklıdır. Ortalama 300 °C'nin üzerinde oluşan başlıca cevherleşmeler Fe, As, Au cevherleşmeleri halindedir. 200-300 °C arasındaki mesotermal şartlarda Ag, Co, Ni, Bi, U, Pb, Zn, Cu cevherleşmeleri, düşük sıcaklıklardaki epitermal şartlarda ise As, Hg, Sb, Mn cevherleşmeleri görülür. Hidrotermal damarlarda işletilen metal veya metal gruplarına göre de sınıflandırma yapılabilir. Altın damarı, bakır ve pirit damarı, Cu-Pb-Zn damarı gibi. Burada cevherleşmeye verilen isim o metalin çokluğunun ya da hakimiyetini belirtmez. İsimlendirilmeye esas olan konu hangi metalin işletildiğidir. Örneğin Au damarı dediğimiz bir hidrotermal yatakta, altından daha çok miktarda Fe ve As elementleri bulunabilmektedir (Altınlı arsenopirit damarı).

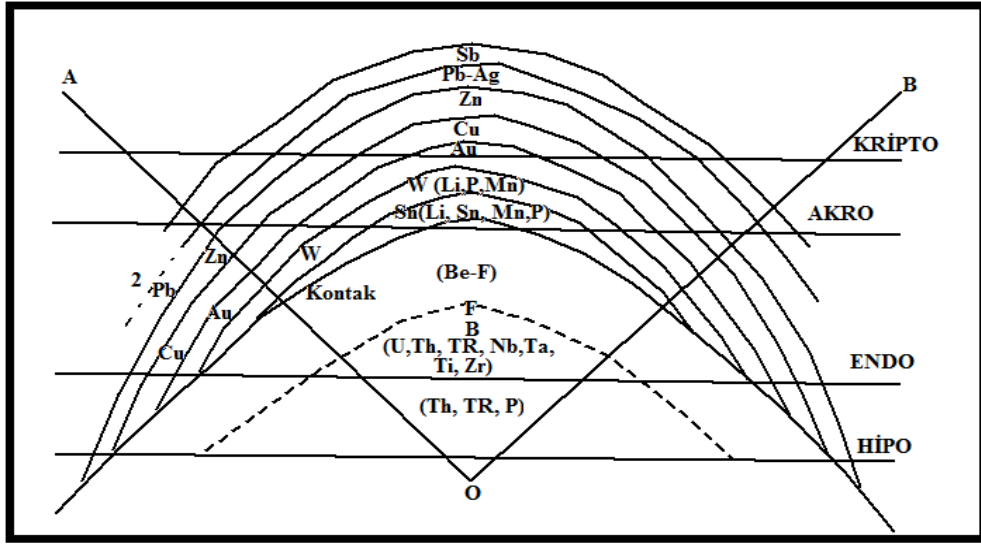


Şekil 5.8: Batolitlerin çeşitli derinliklere göre isimlendirilmesi (Gümüş 1979).

1. **Kriptobatolitik Derinlik:** Plüton tamamen örtü altında bulunur. Batolitin çevresinde daha çok hidrotermal filonlar teşekkül eder. Düşük sıcaklıklı bu tele ve epitermal yataklarda genellikle Pb, Zn, Ag, Hg ve Sb cevherleşmeleri, daha derinlerde ise Cu cevherleşmeleri görülür.
2. **Akrobatolitik Derinlik:** Kriptobatolit derinliğinden sonra (1000 m'den itibaren) gelen derinlik olup batolitin çıkıntı ve çatı kesimleri mostra verir. Metal zenginleşmeleri için en elverişli zon olup Sn, W ve Au elementleri tipiktir. Üst kesimlere doğru Cu, Pb, Sb oluşumları görülür.
3. **Epibatolitik Derinlik:** Batolitin daha büyük bir kısmı ortaya çıkmıştır. Cevherleşme görüldüğü bir derinliktir.
4. **Embatolitik Derinlik:** Batolitin çok daha büyük bir kısmı ortaya çıkmıştır. Cevherleşmenin ancak bazı kalıntı çatı kısmında görülebilir.
5. **Endobatolitik Derinlik:** Bu derinlik erozyonla ortaya çıkan 4000-5000 m'lik kısımdır. Bu derinlikte U, Th, Nb, Ti ve Zr gibi elementler, yüzeye doğru ise B, F elementleri zenginleşebilir.
6. **Hipobatolitik Derinlik:** Erozyon o kadar etkili olmuştur ki artık bölgede tamamen plütonik kayalar görülür. Bu derinlik batolitin çok sınırlı olarak cevherleşme içerebildiği ölü derinliktir.

5.1.1.8. Zonalite ve Teleskopik

Yerkabuğu içine yerleşen plütonun çevresinde çeşitli sıcaklık derecelerinde, soğumaya bağlı olarak zonlu bir mineralleşme meydana gelir. Zonalite olarak adlandırılan bu sıralama Şekil 5.9'de görüldüğü gibi plütondan uzaklaştıkça farklı kuşaklarda farklı metal birikimleri şeklinde görülmektedir. Zonalitede bir bozukluk varsa yani minerallerin oluşum zonlarında bir içi içe girme varsa bu girişim olayına teleskopik denir. Bu olay ortamın fizikokimyasal şartlarında bir değişikliği belirtir. Subvolkanik olaylarda fizikokimyasal şartların kısa mesafelerde değişmesi, eriyiklerin aldıkları yolların plütonik eriyiklerdeki gibi uzun olmaması yüzünden teleskopik haleleri çok görülür.



Şekil 5.9. Plütonun çevresinde çeşitli sıcaklık derecelerinde, soğumaya bağlı olarak zonlanması (Cissarz, 1965).

5.1.2. Başkalaşım (Metamorfik) Olayları ve Maden Yatakları

Metamorfizma kayaçların yüksek sıcaklık ve basınç altında mineral bileşim ve yapılarını değiştiren olayların tümü olarak tanımlanır. Metamorfizma sonucunda kayaçların genel kimyasal bileşimi değişmez ancak su kaybı olur. Genel olarak 20-1000 MPa aralığında basınç ve 200-1000 °C aralığında sıcaklık şartlarında başkalaşım gerçekleşir. Daha yüksek sıcaklık ve basınç şartları ya gelişmez ya da anateksi olayı başlar. Başkalaşım ile mineraller başka bileşimli minerallere dönüşebilir. Örneğin killi kayaçların granatlı, distenli, andaluzitli şistlere dönüşmesi gibi. Kayaç minerallerinde olduğu gibi cevher minerallerinde de değişimler gözlemlenir. Demir oksitler ve karbonatlar magnetit ve hematite dönüşür. Başkalaşmış minerallerin yoğunlukları yüksek, fakat kapladıkları hacim küçük olur. Mineral ve kayacın önceki yapı ve dokusunda önemli değişiklikler olur. Yapraklı ve dilinimli yapılar, yönlenmeler en tipik özellikleridir.

Başkalaşım olayına bağlı yataklar ikiye ayrılabilir;

- 1) Varolan yatağın başkalaşması: Başkalaşmış bir yatağın bileşiminde köklü değişiklikler olmaz. Sadece cevher kütlelerinin şekli minerallerin yapı ve dokuları değişime uğrar.
- 2) Başkalaşım sürecinde oluşan yataklar: Minerallerini daha çok başkalaşıma uğrayan kayaçlardan alan yataklardır. Bu tip yataklanmaların tümünün veya bir kısmının metamorfik süreçlerden kaynaklanan minerallerden olduğunu belirlemek güçtür. Metamorfizma öncesi kayaçlar içinde dağılık bulunan cevher minerallerini bir araya toplama rolü oynamış da olabilir.

5.1.2.1. Başkalaşım ile Ortaya Çıkan Değişiklikler

- 1) Minerallerin değişikliğe uğraması
- 2) Yeni minerallerin ortaya çıkması
- 3) Yapı ve dokusal değişimler
- 4) Cevher kütlesi şekillerinin değişmesi

Bir cevherleşmenin mineral bileşimi, yapı ve dokusu, birlikte bulunduğu kayaçların başkalaşım özelliklerini gösteriyorsa bu cevherleşme başkalaşıma uğramıştır.

Bazı mineraller hem magmatik hem de başkalaşım süreciyle meydana geldiğinden bunlar başkalaşım ile ortaya çıkan tipik mineraller değildir. Örneğin olivin grubu, granat, piroksen, amfibol, mika, feldspat, epidot, vezüvyanit, andradit, disten, sillimanit, staurolit, klorit ve antigorit gibi silikat mineralleri ve hematit, magnetit, korund, diaspor, spinel grubu ve bir kısım Mn-oksitler gibi oksitler başkalaşım için ayırt edici mineraller değildir.

Sülfürlerden olan pirotine başkalaşmış seriler içinde tortul çökellerden daha çok rastlanır. Pirit ise başkalaşım ile çatlar, kırılır ve ezilir. Kalkopirit ve galen daha çok plastik bir şekil değişikliği gösterirler. Galen küp yüzeyleri, kalkopirit piramit yüzeyleri, boyunca kaymalar gösterir. Ayrıca yeni ikiz oluşumları gösterir. Sfalerit diğer minerallerin çatlaklarına hareket eder ve demirini kaybederek yeniden kristalleşme (rekristalizasyon) eğilimi gösterir. Ayrıca oktaeder yüzeylerine göre kaymalar olur.

Başkalaşım sırasında sıcaklığın artmış olmasıyla minerallerin yüksek sıcaklıktaki şekillerine dönüşümler olur. Başkalaşım ile minerallerin yapı ve dokularında değişimler ortaya çıkar. Örneğin ilk cevherin çok ince yollu ve veya kuşaklı (kolloform) dokusu yeniden kristalleşme sırasında kaybolur. Başkalaşım derecesi yükseldikçe taneler irileşir. Manyetit ve hematit buna örnek verilebilir. Buna karşılık homojen ve izotrop bir cevher kütlesi başkalaşım ile yollu ve anizotrop nitelik kazanabilir.

Cevherin yataklanma şekilleri de başkalaşım sürecinde tamamen değişir. Damarlar ile yan kayaç arasındaki uyumsuzluk ortadan kalkar. Cevher sucuk yapısı kazanabilir. Kıvrımların semer ve oluklarında toplanan cevher kanatlarda inceler. Cevher kayacın yapraklanmasına uygunluk gösterir. Dislokasyon metamorfizmasıyla oluşan deformasyon etkisiyle kristal yüzeyleri dilinimler, ikizler, eksolüsyon lamelleri, bantlar vb. doğrusal ya da düzlemsel yapılar, bükülme ve dallanma gösterir. Galendeki üçgen boşluklar genellikle deformasyonun bir ölçüsü olarak kabul edilir. Birincil mineral bantlarının kıvrımlanması veya dallanması hem mikro hem de makro seviyedeki deforme cevherlerde sık rastlanan bir durumdur.

5.1.2.2. Tortul Cevherleşmelerin Başkalaşımı (Metamorfizması)

Tortul cevherleşmeler değme (kontak), veya bölgesel (rejyonel) başkalaşıma uğrayabilirler.

5.1.2.2.1. Değme Başkalaşımı (Kontak Metamorfizma): Granitik plütonların kontağında sıcaklığın etkisiyle meydana gelir. Granitik plütonun oluşturduğu sıcaklıkla demiroksit ve hidroksitler, hematit ve manyetite dönüşür. Ayrıca fayalit ve şamozit te oluşur. Oluşan lamellerde irileşme meydana gelir. Boksit cevheri önce diyaspora sonra zımpara taşına dönüşür. Bu parajenezde korund, spinel, manyetit, andaluzit, margarit ve kloritoid bulunur. Demir, bakır ve çinko sülfürlerde taneler irileşir ve başka minerallere dönüşür. Pirit daha çok pirotine, Fe ve Cu sülfürler katı çözelti ve eksolüsyonlar haline geçerek bornit, valerit ve kübanit serisine dönüşürler. Başlangıçta Cu, Ni ve organik maddelerle birlikte çökelen V, granit kayacın kontağında vanadyumlu silikatlara dönüşür.

5.1.2.2.2. Bölgesel Başkalaşım (Rejyonel Metamorfizma): Ortaya çıkan cevherleşmelere daha çok eski (Antekambriyen) kalkanlarda rastlanılır. Polimetamorfik oluşumlu olan bu cevherleşmelerde mineral oluşum sıcaklığı yüksektir. Ancak bu parajenezleri asit Plütonlara bağlı parajenezlerden ayırmak zordur. Bunun için elde güvenilir ölçütler yoktur. Örneğin başkalaşım geçirmiş arazilerde yerleşmiş hidrotermal cevherleşmeleri metamorfik yataklardan ayırmak zordur. Ancak hidrotermal alterasyonlar çözüm için yardımcı olabilir. Metamorfik yataklarda hidrotermal alterasyon kuşakları görülmez. Bölgesel başkalaşım ile oluşmuş yataklara örnek olarak itabiritik yataklar (jaspilitler, demirli kuvarsitler) verilebilir. Metamorfizma sırasında açığa çıkan çözeltiler, kayaçların içinde düşük konsantrasyonlarda bulunan metal bileşiklerin çözülüp taşınmasına ve yataklanarak yeni cevherleşmelerin ortaya çıkmasına sebep olabilir. Ancak bu çözeltilerin yüksek sıcaklıklı olması durumunda bilinen hidrotermal yataklara geçiş gösterir ve bunları magmatik hidrotermal yataklardan ayırmak oldukça zordur. Çözeltilerin düşük sıcaklıklı olması halinde yanıl-göç (lateral segregasyon) yatakları ortaya çıkar.

Metamorfizma süreçlerine bağlı olarak birçok endüstriyel hammadde yatağı oluşmaktadır. Bunların başında grafit, korund, zımpara taşı, andaluzit, sillimanit, disten, apatit, granat ve elmas yatakları gelir. Metamorfizma geçiren bazı yatakların kalitesi artar. Mesela linyit yatakları taşkömürü ve antrasitlere kil yatakları şifertona, kireçtaşı ve dolomitler mermerlere dönüşür.

5.2. YERÜSTÜ OLAYLARI:

Bu olaylar çeşitli jeolojik devirlerde gelişen, litosfer tabakasının en üst seviyeleri ile hidrosfer arasındaki olaylardır. Bu daha çok kıtalardan aşınma, çözünme ve denizlere çeşitli şekillerde taşınma, orada uygun ortamlarda çökerek katılaşmaları şeklinde devam eden olaylar zinciridir.

Goldschmidt eksojen olayları iki alt bölüme ayırmıştır;

5.2.1. Kayaç ve minerallerin değişmesi, bozunması (alterasyonu)

5.2.2. Taşınma ve çökeltme

Her iki bölümdeki olaylar doğada birbirini içine girmiş durumdadır.

Bu zincirin ilk halkası şüphesiz malzemelerin taşınabilecek hale gelmelerini sağlayan olaylardır. Bazı fiziksel ve kimyasal olaylar sonucunda katı malzeme, ideal çözelti ya da koloidal çözelti haline geçer.

1) İdeal Çözelti: Bileşiklerin sıvı içinde iyon veya moleküllerine ayrılmalarıyla ideal çözeltiler oluşur.

Bu iyon ve moleküller su içinde gazlara benzer tarzda düzensiz dağılmışlardır. Örnek olarak iyonlar halindeki çözeltilerde tuzlar, moleküller halindeki çözeltilerde şeker verilebilir. Her iki durumda da sulu çözeltiler oluşur. Çözelti seyreltik ise iyonlar su içinde hareket halinde kalırlar. Çözeltide iyonlar veren madde çoğaltılırsa yani çözelti belli bir doygunluğa erişirse iyonlar bileşik halinde çökler. Çözünürlük sıcaklık ve basınç ile değişebilen bir özelliktir. Sıcaklık ve basıncın artmasıyla çözünürlük artar.

2) Kollaidal Çözeltiler (Soller): İdeal çözeltilerde çözünen madde iyon ya da molekül halindeyken, kollaidal çözeltilerde katı madde sıvı içinde çok küçük parçacıklar halinde dağılmış durumdadır.

Kolloidler, aynı cins iyonları absorbe etmeleri veya etraflarını su moleküllerinin sarması (yani hidrotasyonu) ile çözültide kalırlar. Aynı cins iyonları absorbe eden kolloidlere hidrofob kolloidler, hidratasyonla çözültide kalanlara ise hidrofil kolloidler denir. Kolloidal çözültilerin yavaş yavaş su kaybetmesi veya çökelmeleri ile meydana gelen pelte şeklindeki oluşuklara jel denir. Başlangıçta şekilsiz olan jeller zamanla kristalleşebilirler. Bu kristaller genel olarak çok küçük boyutta olur. Jeller kabuk, böbrek ve üzüm şeklinde bazen de topraksı bir yapıya sahiptirler. Örnek olarak psilomelan, opal, limonit ile jel halinde kristalize olmuş pirit ve sfalerit mineralleri verilebilir.

Çözünürlüğü sıcaklık, basınç faktörleriyle birlikte ortamın pH ve Eh'sı da etkiler.

Eh ve pH Kavramları

Bir çözültinin yükseltgenme ve indirgenme özelliği Eh kavramıyla açıklanır. Eh ortamda yer alan iyonların yük değerlerinin değişimiyle ilgili olarak elektron alışverişi sonucu ortaya çıkan voltajın değeridir. Buna yükseltgene-indirgenme potansiyeli (oksidoreduksiyon potansiyeli) veya redoks potansiyeli de denir. Eh (+) veya (-) değerlerde olabilir. Yüksek (+) değerler yükseltgenme, (-) değerler ise indirgenme şartlarına işaret eder. Ancak bu değerlendirme hidrojen reaksiyonuna ($H_2 \leftrightarrow 2H^+ + 2e$) göredir. (-) işaretli bir Eh değeri her zaman bir indirgenmeyi ya da (+) işaretli bir Eh değeri her zaman bir yükseltgenmeyi göstermeyebilir. Çözültilerin redoks potansiyeli (Eh) sıcaklık ve konsantrasyona bağlı olarak değişir. Eh ve pH değerleri mineral oluşumunda birbirleriyle sıkı ilişkidirler. pH bir çözültinin asitlik veya alkalilik özelliği olup; çözültideki H^+ veya OH^- iyonları konsantrasyonunun niceliksel ölçüm değeridir. pH matematiksel olarak $pH = -\log_{10}(H^+)$ şeklinde ifade edilir ve 0'dan 14'e kadar değerler alabilir. pH= 7 değeri H^+ ve OH^- iyonlarının eşit olduğu nötr değerdir. pH<7 olan değerler H^+ 'nın yüksek olduğu asit ortamı, pH>7 olan değerler ise OH^- iyonunun daha yüksek olduğu bazik ortamı gösterir. Genellikle tabiatta bir yükseltgenme-indirgenme reaksiyonu için gerekli Eh değeri ortamın pH'sı yükseldikçe azalır. Yani ortamda asitlikten bazikliğe doğru bir değişme varsa Eh değeri azalır.

5.2.1. Minerallerde Değişme, Bozunma ve Taşınma

Çeşitli etkenlerle kayaç ve minerallerde alterasyonlar gelişir. Kayaçların cinsi, arazinin engebeli olup olmaması ve iklim başlıca etkenlerdendir. Özellikle iklim fiziksel ve kimyasal alterasyonlarda en önemli etkileyicidir. Fiziksel değişme sıcaklık farkları, donma, çözülme, su, buz, rüzgar gibi etkenlere bağlı olarak değişmektedir. Kayaçlar bu etkilerle çeşitli büyüklükte parçalara ayrılır ve ufalanır. Kimyasal değişimi sağlayan esas etken yağmur sularındır. Yağmur sularında oksijene ek olarak azot ve daha önemlisi oldukça kuvvetli asit özellik gösterebilen CO_2 çözülmüştür.

Sedimanter maden yataklarının oluşumunu sağlayan malzemelerin ortamlarda birikmesi çevredeki mevcut kayaçlarla ve iklim şartlarıyla yakından ilgilidir. Burada yıkanma olaylarına sebep olan zenginleşmeler oldukça önemli bir yer tutar.

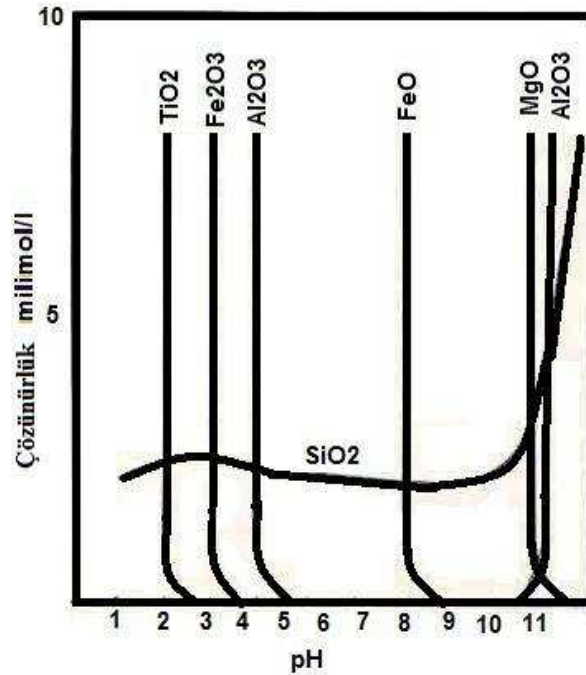
Kayaçlar su ve atmosferik etkilerle fiziksel ve kimyasal ayrışmaya uğrarlar. Bunu sonucu minerallerin bir kısmı toprakta kalır, diğer kısmı ise sular tarafından iyonlar, moleküller ya da kolloidler halinde taşınırlar.

Değişik bileşimdeki taşlar bu olaylarla ortama değişik elementler verirler. Mesela feldispatlı ve alüminyumlu taşlar; kil mineralleri ve Na, K, Ca ve Mg gibi elementleri; bazı derinlik taşları ise P, B gibi elementleri, bazik derinlik kayaları ve bazı sedimanter ve metamorfik taşlar ise Fe’i verir.

5.2.1.1.Sedimanter Yatakları Meydana Getiren Başlıca Eriyikler

- Karbonatlı sular: Özellikle Fe, Mn, P, Ca, Na ve K gibi elementlerin etkili çözücüsüdür.
- Hümitik ve organik asitler: Bitkilerin ayrışmasından meydana gelen bu asitler çok miktarda Fe’yi çözebilirler.
- Sülfatlı solüsyonlar: Pirit mineralinin oksidasyonu sonucu meydana gelirler. Fe, Mn ve Cu’ı çözebilen solüsyonlardır.

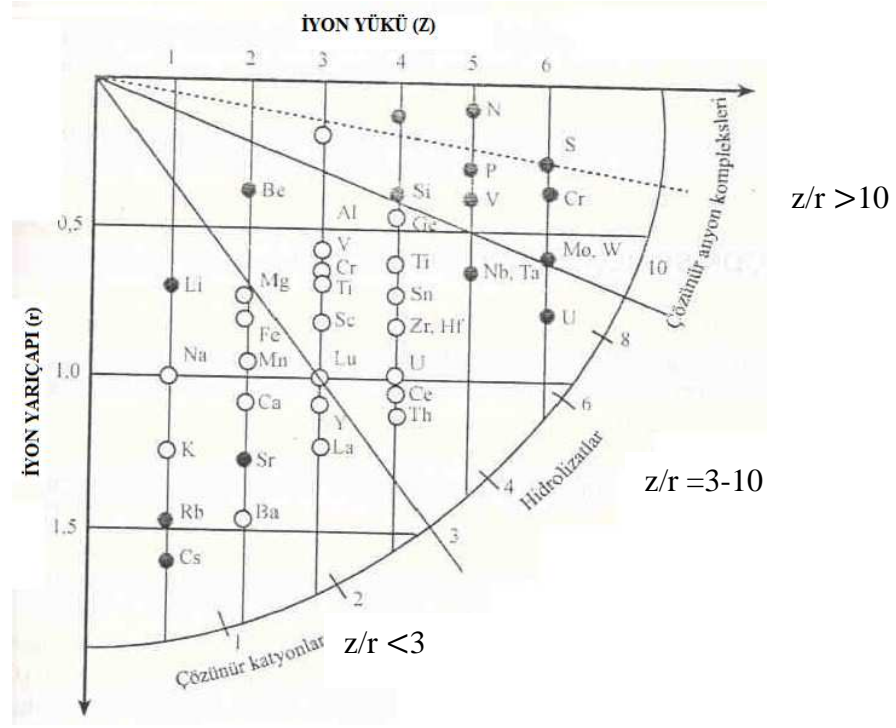
Araştırmalara göre (Moore ve Maynar) sedimanter yataklar içinde bulunan demir, solüsyon haline geldikten sonra organik kolloidler tarafından stabilize edilerek, hidratlaşmış demir-oksit halinde taşınmaktadır. Demirin kolloidler halinde Mn ile birlikte taşınması genelde kabul görmüş bir fikirdir. Al ve Si kationlarının çözünmesi ise iyonlar ve tuzlar halinde olmaktadır. Bu çözünmeyi ortamın pH değeri kontrol eder. pH değerinin çözünmeye etkisi Şekil 5.10’de görülmektedir.



Şekil 5.10. Si, Al ve Fe'nin çözünürlüğü (Cissarz, 1965).

5.2.1.2.Elementlerin Çözünürlüğünde İyon Potansiyelinin Rolü:

Silikatların ayrışmaları ile elementler iyon çözeltilerini kendilerine çeker. Belli bir iyonun çevresinde toplanan su moleküllerinin sayısı, bu iyonun büyüklüğüne bağlıdır. İyon ne kadar büyükse o kadar çok su molekülü birikir. Su molekülünün birikmesi iyon büyüklüğü yanında iyon yüzeyindeki elektrik yükünün yoğunluğuna da bağlıdır. İyon potansiyeli Goldschmidt tarafından Z/r oranı ile ifade edilmiştir (Z =Hidratasyon yükü; r = iyon yarıçapı). İyonların iyon potansiyeline göre kimyasal davranışı Şekil 5.11’de gösterilmiştir.



Şekil 5.11: İyonların Z/r'e göre kimyasal davranışları (Akçay, 2002).

- Bölge:** İyon potansiyelinin 3'den küçük olduğu bölge: bunlar çözülebilen katyonlardır. Bu katyonlar pH'ın büyük değerlerinde çözelti halinde kalırlar. Bu elementler K, Na, Ca, Mg, Ni, Co, Fe ve Mn.
- Bölge:** İyon potansiyeli 3-10 arasında olan bölge: bunlar hidrolizle çökelek hasil ederler. Bu iyonlar hidroksil grupları (OH) ile birlikte bulunurlar. Fe, Mn, Al, Ti, Ta, Hf, Nb gibi elementler bu gruba girerler. Çökelekler çok az taşınabilirler. Hemen hemen hepsi yerinde kalır (kalıntı yataklar böyle oluşur). Lateritlerdeki Fe ve Al beraberliği bu yüzdendir.
- Bölge:** İyon potansiyelinin 10'dan büyük olduğu bölge. Bu bölgedeki iyonlar oksijenle kompleks anyonlar yaparlar. Genel olarak çözelti oluştururlar. S, P, N, C, B gibi iyonlar bu gruptadır. Si, iki bölge sınırında bulunmaktadır. Çünkü silisin davranışı iklime göre değişir. Tropikal iklimlerde çok çözünür ve ortamdan uzaklaşır. Ilık iklimlerde az çözünür, killerin oluşumu sırasında yerinde kalır.

5.2.1.3. İklim ve Topoğrafya'nın Etkisi

Mineralde değişme, bozunma ve taşınma olayları iklim ve topoğrafyaya bağlı olarak gelişmektedir.

5.2.1.3.1. Sıcak ve engebenin az olduğu bölgelerde :

Böyle bölgelerde bitki örtüsü de gelişir, yıkanma ve göç olayları ile lateritik toprak oluşur. Bu lateritleşme esas yerli kayaya da tesir eder ve orada da çözünmelere yol açar. Öncelikle alkali, toprak alkali elementleri Na, K, Mg, Ca, P solüsyon haline geçerek taşınır. Al ve Fe-oksitler, Mn, Ti ve diğer ağır metaller, kuvars ve alterasyon sonucu oluşan kaolinit mineralleri yerinde kalır. Taşınan elementlerce zenginleşmiş ortamlarda meydana gelen kayalar Fe ve Al bakımından daha fakir, SiO₂, CaO, MgO bakımından zengindir. Bunlar kireçtaşı, dolomit, kimyasal oluşumlu çört (sileks) ve bazı kil mineralleri (Al'ca fakir, Mg'ca zengin olan montmorillonit, sepiyolit, attapulgit)'dir. Fosfat anyonu

zenginleşmesinden dolayı da fosforit (CaPO_4) meydana gelir. Ancak fosforit oluşumu diğerlerine göre oldukça azdır. Kreçtaşları organizmaların yaşayabildiği hareketli sularda, sepiyolit ve attabuljit gibi killer ise organizmasız sakin, hareketsiz sularda oluşur. Killer kıyılarda montmorillonit, açığa doğru attabuljit ve en son olarak sepiyolit yer alır. Bu (Al) tenörünün kıyılardan derinlere doğru gittikçe azalarak kaybolduğunu gösterir. Ancak deniz hareketli ise (Al) daha açıklara kadar dağılabilir ve montmorillonit cinsi kile ortamın her tarafında rastlanır. Killerin teşekkül mekanizması fosfat ve stratiform maden yataklarının aranmasında önemli rol oynar.

5.2.1.3.2. İklimin değiştiği ve engebenin arttığı bölgelerde:

Toprak kolaylıkla erozyona uğrar, bitki örtüsü azalır. Böylece erozyon ana kayaca kadar etkili olur. Daha önce meydana gelen lateritik topraktaki kaolinit, kuvars, demir, alüminyum ve bitki artıkları bu evrede ortamı doldurur. Meydana gelen kayaçlar kumtaşı, kıltaşı, killi kumtaşıdır. Demir gelişigüzel olarak sedimanlar içinde yer alarak killeri renklendirir, bazı kumtaşlarının çimentolarını oluşturur ve bazen de müstakil seviyeler halinde konsantre olarak yataklar meydana getirir. Biriken bitki artıkları ise kömürleşmeye neden olur. Toprak ve bitki örtüsünün tamamen ortadan kalktığı evrede erozyon ana kayacıkta etkili olarak onun parçalanmasına ve ortamlara taşınmasına sebep olur. Bu evrede ortamlarda detritik kayaçlar oluşur. Bahsedilen bu evreler ideal durumları göstermekte olup tabiiatta şartların değişmesiyle daha karışık oluşuklar meydana gelir.

5.2.2. Depolanma

Sedimanter havzalarda depolanma çeşitli şekillerde olur

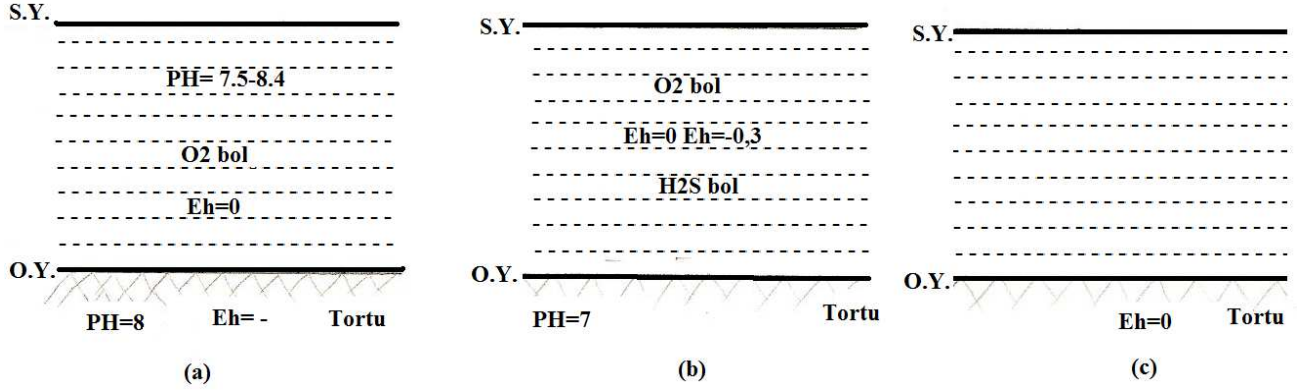
- a) Biyojeokimyasal depolanma: Bu tür depolanma özellikle demir ve mangan yataklarında önemlidir. Denizel ortamlarda yaşayan bakteriler demir ve mangan çökeltirler. Fosfor ve kükürt de bakteriler tarafından çökeltilmektedir.
- b) Kolloidal depolanma: Kolloidler halinde taşınan elementler denizel ortama gelince depolanırlar. Mesela taşınan demir denizel ortama gelince elektrolit olayı ile hemen demir-oksit halinde çökeler.
- c) Evaporasyonla depolanma: Çeşitli tuz ve potas yataklanmaları evaporasyonla olur. Bu tür yataklar deniz suyundan, tuzlu göl sularından ve yüzeye yakın yer altı sularından meydana gelirler.
- d) Fiziksel depolanma: Erozyon ve akarsular tarafından denizlere taşınan malzemenin kıyıdan itibaren depolanmalarıyla oluşurlar.

5.2.2.1. Depolanma Ortamı

Başlıca sedimanter ortamlar; deniz, lagün, göl, bataklık ve akarsulardır. Denizlerin tabanlarında eşik zonlarıyla ayrılmış açık denizle irtibatlı olan havzalara lagün denir. Sedimanter maden yataklarının oluşumu için en elverişli ortamlar iç denizlerdir. Böyle ortamlarda demir, mangan, fosfat gibi yataklar meydana gelir. Açık denizlerde ise daha çok karbonat tuzları, killer ile bir miktar silikatlı mineraller (Fe ve Mn-silikatlar gibi) oluşmaktadır. Denizin kara içine sokulduğu arid iklim bölgelerinde evaporit yatakları, bataklık ve bitki artıklarının toplandığı göl ve lagüner ortamlarda kömür oluşmaktadır.

Krumbein ve Garrels tarafından üç türlü ortam açıklanmıştır (Şekil 5.12).

- a) Normal ve dolaşıma açık ortam
- b) Sınırlı hümid ortam
- c) Sınırlı arid ortam



Şekil 5.12: Krumbein ve Garrels'e göre ortamlar (SY: Su Yüzeyi, OY: Ortak Yüzey).

- a) Bu tip ortamda; tuzluluk % 35, pH=7.5-8.4 (hafif alkalın), Eh= sıfıra yakın küçük pozitif değerdedir. Müşterek yüzey tortu ile suyun temas ettiği yüzeyi olup burada Eh=0'dır. Oksijeni bol olduğundan oksitleyici bir ortamdır. Bu tür ortama suda bulunan elementler Fe, Si, Mn, P, N, Na, Mg, Cl ve SO₄ anyonudur. Ortak yüzeyin altında pH= 8 civarında, Eh ise negatif olmaktadır.
- b) Sınırlı Hümid Ortam: Suyun hareketi ve homojenliği sınırlıdır. Dipteki su durgun olup yüzeye yakın su ile net bir sınırı vardır. Yüzeyden dibe doğru H₂S ve tuz miktarı artar. Eh=0 olan kısımlar tortu yüzeyinden biraz daha üst taraflardadır. H₂S'li ortamlara doğru Eh azalır ve -0,3 değerine kadar iner. Ortak yüzeyin altında pH=7'dir. Bu tür ortamlarda ince taneli detritik mineraller kalsit, kalsiyum fosfat, pirit, organik maddeler ve silis teşekkül eder.
- c) Sınırlı Arid Ortam: Evaporasyonun su geliminden fazla olduğu ortamlardır. Kızıldeniz böyle bir ortamdır. Burada evaporasyondan dolayı yüzeydeki suyun yoğunluğu artar. Yoğunluk farkından dolayı konveksiyon akıntıları oluşur. Ortamın açık denizden ayrıldığı eşik alçak ise yoğunluğu artan sular açık denizlere doğru akarken yoğunluğu düşük deniz suyu ortama doğru akar. Eşik yüksekse yoğunluğu artan su ortamda kalır. Bu ortamlarda Eh:0 yüzeyi ortak yüzeyin biraz altına inebilir. Evaporitler, jips, kaya tuzu, polihalid, silvin yatakları ve dolomit oluşumları görülür.

Eğer iklimde bir değişiklik olursa (hümid iklime geçiş olursa) evaporitlerin üzerine siyah şeyller gelir.

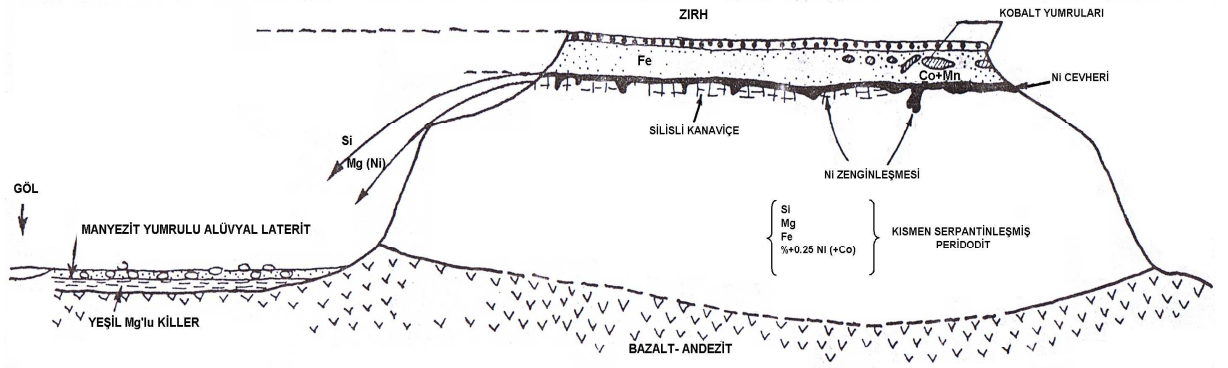
5.2.2.2. Yerüstü Olaylara Bağlı Maden Yatakları

- 1) Kalıntı yataklar (Kayaç ve madenlerin alterasyonu ile oluşurlar)
- 2) Kırıntı yataklar
- 3) Kimyasal ve biyokimyasal yataklar
- 4) Oksidasyon-sementasyon zonu yataklar (primer sülfürlü cevherleşmelerden alterasyonla oluşurlar)
- 5) Karstlaşma ile ilgili yataklar.

5.2.2.2.1. Kalıntı Yataklar

- Lateritik Fe, Ni, Co, Mn cevherleşmeleri: Ultrabazik kayalarda serpantinlerin yüzeysel alterasyonları sonucunda oluşurlar (Şekil 5.13).
- Si ve Fe'ce fakir Al'ca zengin silikatlı kayaların alterasyonu ile oluşan boksit yatakları: Bu tip boksit oluşumları için elverişli kayalar feldspatlı ve feldispatoidli kayalardır. Bunlar nefelinli siyenitler, bazalt veya doleritler, granitler, şistler, kumtaşları ve gabrolar gibi kayalardır.
- Karbonatlı boksitler: Kireçtaşı ve dolomitler üzerinde bulunurlar. Bu boksitler kayalarda yerinde oluşabilirler ya da burada taşınmış olabilirler. Bir çok Akdeniz ülkesinde özellikle Türkiye'de de bulunurlar. Kireçtaşı üzerinde alterasyon ürünü Al'lu killere Terra Rosa adı verilir. Karstik bir alanda iseler düzensiz cepler halindedirler. Genelde üzerlerinde bir tavan örtüsü vardır.

Platforma bitişik jeosenklinallerin çukur kesimlerindeki karbonat ve killi tortularla birlikte lateritik kabuklardan buraya taşınarak gelmiş alüminin ikinci kez çökmesiyle oluşan sedimanter oluşuklar bulunur.



Şekil 5.13. Yeni Kaledonya Peridotitlerinin Ayrışması ve Demirli Laterit oluşumu (Gümüş, 1979)

5.2.2.2.2. Kırıntı yataklar

Kırıntılı yatakların gelişimi iki evrede gerçekleşir.

- Ayrışmaz mineraller içinde buldukları kayalardan serbest hale geçerler
- Serbest kalan mineraller su veya diğer etkenlerle taşınarak birikir.

Bu tür minerallerin özellikleri

- 1) Yüksek yoğunluk
- 2) Kimyasal ayrışmaya dayanıklılık
- 3) Sertlik veya dövülebilme yeteneği

Başlıca mineralleri; nabit altın, nabit platin, kasiterit, magnetit, ilmenit, kromit, zirkon, monazit, elmas, zümrüt, beril, topaz.

Kırıntı yataklar iki tiptir;

- a. Elüvyal yataklar (Yamaç molozu şeklinde biriken zenginleşmeler)
- b. Alüvyal yataklar (Akarsuların uygun kesimlerinde biriken yataklar).

5.2.2.2.3. Kimyasal ve Biyokimyasal Yataklar (Tortul kayaçlar içinde katmansı yataklar)

Çeşitli bileşikler halinde çözelti oluşturabilen cevher elementlerinin sedimanter bir ortamda çökelmeleriyle oluşurlar. Bu cevherleşmelere ortama uygun tortul kayaçlar eşlik eder. Bunlar katman ya da katmansı seviyeler halindeki yataklanmalardır.

Önemli ekonomik metal yatakları:

- a. Oksit-silikat ve karbonatlar şeklinde Fe-Mn yatakları
- b. Oksit uranat ve vanadat şeklinde uranyum ve vanadyum yatakları
- c. Sülfür şeklinde Cu, Zn, Pb yatakları

Metalik olmayan yataklar:

-Fosfor

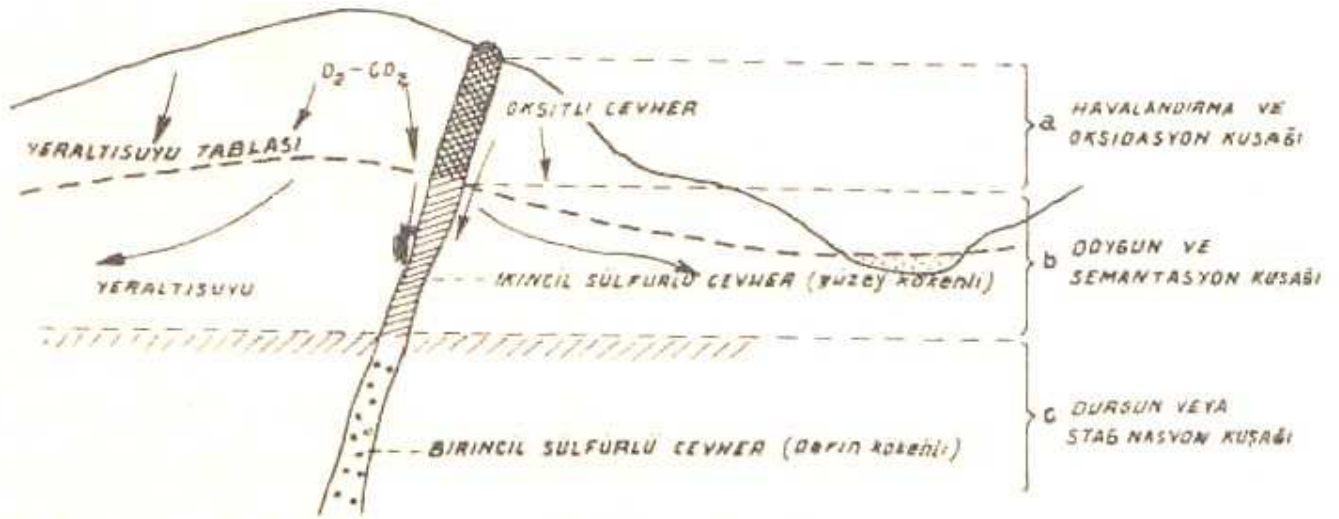
-Barit

Genel Özellikleri

1. Az derin, duraylı epikontinental çökeltme bölgelerinde oluşurlar (sürekli çöken derin havzalar metal birikimi için elverişli değildir)
2. Genellikle kendilerine has gang mineralleri yoktur.
3. Cevher yan kayacından ayrı bir kütle özelliği göstermez (Fe ve Mn hariç).
4. Mineral parajenezleri çeşitli değildir.
5. Eser element içerikleri magmatiklere göre azdır.
6. Minerallerin yapı ve dokuları tortul ortamdaki diğer minerallerinkine benzer.
7. Kıyıdan derine doğru zonlanma görülür.
8. Eş oluşumludurlar (Sinjenetik).
9. Katman ve katmanımsıdırlar.

5.2.2.2.4. Oksidasyon-Sementasyon Zonu Yatakları (Primer Sülfürlü Cevherleşmelerden Alterasyonla Oluşurlar):

Primer cevher bozunmasında yüzey ve yer altı suları, iklim, mineral bileşimleri ve yan taşlar etkili olur. Bütün sülfidler ve çok sayıdaki oksitler H_2O , CO_2 ve O_2 'ne karşı duraysızdırlar. Oksidasyon ve sementasyon kuşakları özellikle bileşiminde kükürt bulunan ve ayrışma ile sülfat verebilen cevherlerde görülen bir oluşum şeklidir (Şekil 5.14)



Şekil 5.14: Oksidasyon ve sementasyon zonları

Çeşitli etkilerle maden yatağının bir bölümünde çözümler olur ve akan ya da yerin derinliklerine doğru sızan sularla taşınırlar. Diğer bir bölümü ise yerinde kalır. İklim şartlarına göre yerinde kalan veya taşınan madde miktarında değişimler olur. Mesela hümit iklim bölgelerinde bu olaylarda kolayca çözüntüye geçebilen sülfat ve klorit şeklinde Cu ve Zn'nun bir bölümünün sularla taşındığı bilinir. Derinlere doğru O₂ miktarında ve metal tuzlarının çözünme kabiliyetlerinde bir azalma olur. Buna karşılık CO₂ miktarı ve çözülmüş madde miktarı artar. Nihayet süzünü suları, kayaç boşlukları su ile dolu ve oksijenin pratik olarak bulunmadığı yer altı suyu bölgesine ulaşır. Yer altı suyunun bu bölgede mineralleri çözme kabiliyeti hemen hemen hiç yoktur.

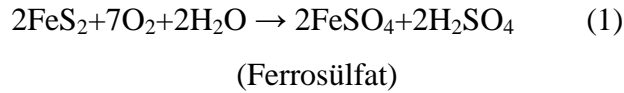
Sızıntı suyunun bileşimindeki bu değişikliğe göre yüzeyden yer altı su seviyesine kadar çeşitli zonlar ve kimyasal şartlar ortaya çıkar.

1. Oksidasyon Zonu: En üstteki zona denir. Burada oksijen fazlalığı vardır. Ayrıca götit (FeO(OH)) hakimiyetinden dolayı demir şapka olarak adlandırılır. Bu zon oksit, hidroksit, karbonat, sülfat, fosfat ve metalleri ihtiva eder.
2. Sementasyon Zonu: Oksidasyon zonunun altındaki bu zonda O₂ azlığı ve birikmiş sülfid fazlalığı bulunmaktadır. Oksidasyon kuşağından taşınan elementler sementasyon zonunda çok geniş çapta çökelirler. Sementasyon zonu bu özelliğinden dolayı ekonomik değer taşır. Türkiye'de Ergani demir yatağında böyle bir zenginleşme görülmüştür.
3. Durgun Kuşak: Kayaçların su muhtevasının çok azaldığı bir zondur. Dolayısıyla su hareketli olmadığı için bu zonda primer cevher değişikliğe uğramaz. Ancak bazı durumlarda bu zonlarda bazı değişiklikler meydana gelir. Değişiklikleri aşağıdaki özellikler etkiler:
 - a) Yan kayacın heterojen oluşu: Çeşitli seviyelerde geçirimsiz tabakalar ve buna bağlı yer altı suları varsa, o zaman bir çok oksidasyon ve sementasyon zonları oluşur.

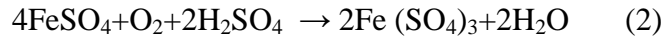
- b) Yan kayacın fazlaca kırıklı bir yapıda oluşu sızıntı suyunun çok derinlere süzülmesini sağlamaktadır.
- c) Mevsimlere göre iklim değişikliklerinden dolayı su tablası yüzeyinin aşağı yukarı hareketli oluşu zonlarda iç içe girmelere sebep olur.
- d) Erozyonun ayrışmadan daha etken olduğu hallerde primer cevher mostra verebilir. Bu daha çok dağlık kesimler ile yakın geçmişte örtülü vaziyette bulunmuş olan sahalarda mümkündür.

5.2.2.2.4.1.Oksidasyon Zonu Tepkimeleri

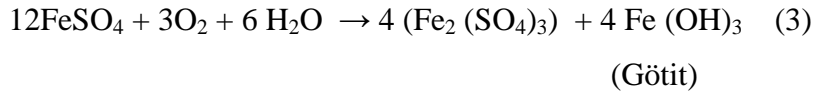
Sülfid yataklarının ayrışmasında mineral oluşumunu sağlayan olaylarla özellikle H. Schneiderhöhn ve W. Smirnow meşgul olmuşlardır. Oksidasyon zonunda hem çözülme hem de tekrardan çökelme olayları yer alır. Bilhassa üst kısımlarda genel olarak çözelti fazı hakimdir. Hemen hemen bütün sülfidik yataklarda pirit (FeS_2), markazit ve kalkopirit (CuFeS_2) bulunur. Süzülme suyunun oksitleyici etkisi altında şu reaksiyon oluşur.



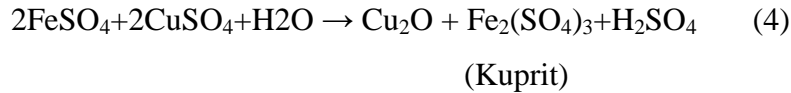
Oluşan ferrosülfat (2 değerli demir) tabiatta çok hızlı bir şekilde ferrisülfat (3 değerli demir) haline geçer.



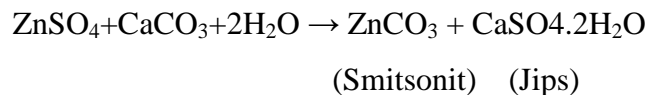
Daha sonra oksidasyon olaylarında ortamın asitliğine göre iki durum söz konusudur. Nötr veya hafif asit ortamlarda çeşitli elektrolitlerin etkisiyle üç değerli demirhidroksit jel halinde çöker. Jel hemen hemen suyunun tamamını kaybederek götite dönüşür.



Bu sülfidler için aynı reaksiyonlar geçerlidir. Bu değişim reaksiyonları çeşitli sülfat çözüntüleri arasında da oluşabilir. Ferrosülfatın ferrisülfat şeklinde dönüşümü çerçevesinde bir başka sülfat (CuSO_4) sonucu şu reaksiyon meydana gelir.



Bu reaksiyonlarla primer cevherlerde bulunan metallerin sülfatları oluşmuş olur. Biraz daha derin zonlarda serbest oksijen kullanılır. Bu zonlarda CO_2 mevcuttur. Yine konsantrasyonu iyice artmış metalsülfat eriyikleri de bu zonda yer alır. Burada bu zondaki sülfatlar eriyikten tekrar ayrılabilir. Yalnız bu oluşum daha çok arid iklim bölgelerinde gerçekleşebilir. Diğer iklim bölgelerinde sülfatlar tekrar çözülür ve muhtemelen mevcut CaCO_3 'larla reaksiyona girerler.



Jips oluşumları çoğunlukla eski cevher kalıntılarını işaret eder. Karbonatlı yan kayaçlar, yıkama zonunda ağır metal karbonatlarının olduğu bir çökeltme zonu oluşturabilirler. Bazen da eriyikler bu yan taşlara enjekte olarak taşıdıkları metalleri oralara bırakarak çökelmelerine sebep olurlar.

5.2.2.2.4.2. Sülfatların Taşınması:

Sülfatların büyük bir kısmı çözelti halinde taşınırlar. Bu soğuk ve seyreltik çözeltiler cevher yatağında aşağıya doğru inerler ve alt kesimlerde metallerini tekrar bırakırlar. Böylece oksidasyon zonunun üst kısımları yıkanarak aşınmış olur. Çeşitli sülfatların çözünmeleri farklı dercelerde olduğundan bunların metalsülfatlar halinde taşınmaları ve aşağı seviyelerde tekrar çökelmeleri de aynı zamanda olmaz.

Sülfatlar	Çözünme (gr/lt)	Sıcaklık (°C)
ZnSO ₄	513	18
CuSO ₄	172	20
FeSO ₄	157	0
PbSO ₄	0,04	18

Çözelti halinde taşınan sülfatlar sementasyon zonunda tekrar çökerek cevher zenginleşmelerine sebep olurlar.

5.2.2.2.4.3. Sementasyon Zonu

Yer altı suyu seviyesi yakınlarındaki sementasyon zonlarında O₂ ve serbest asitler kullanılmış ve tüketilmiştir. Artık çözeltiler nötr ya da bazik olmuştur. Bu çözeltiler sementasyon sonunda çöklerler. Bu zonda cevher çökelimleri çeşitli şekillerde olur:

- 1) Çözeltilerin yan kayaçlarla veya primer sülfidlerle yaptığı reaksiyonlar.
- 2) Çözeltilerin diğer çözelti ya da gazlarla yaptığı reaksiyonlar.
- 3) Arid iklimlerde çözeltilerin buharlaşma ile yoğunlaşması.
- 4) Hidroliz olayı ile.
- 5) Jel haline geçmesi ile
- 6) Başka bir jel tarafından (en önemlisi birincidir).

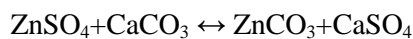
Bu çökeltim şekillerinden en önemlisi şüphesiz birincisidir.

5.2.2.2.4.4. Yan kayaçlarla ve Primer Sülfidlerle olan Reaksiyonlar:

Çözelti ne kadar asit ise çözme yeteneği de o kadar fazladır. Dolayısıyla çökeltme olayı çözeltilerin bazikleşmesi ile ilgili olup, bu karbonatlı gang mineralleri ile mümkün olmaktadır. Kalsit, dolomit ve siderit aktif minerallerdir. Sülfatlı çözeltiler bu minerallerle temas edince önce Fe₂(SO₄)₃ ve H₂SO₄ nötralize olur ve bu nötr ortamda şu reaksiyon cereyan eder:

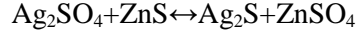


Eğer reaksiyona giren sülfat ZnSO₄ ise ZnCO₃ yani simitsonit meydana gelir.

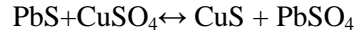


(Simitsonit)

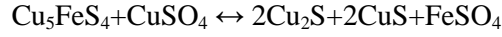
Sülfat çözeltileri ile primer sülfürlü mineraller arasında ise şu reaksiyonlar görülür:



(Arjantit)



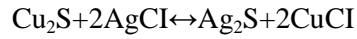
(kovellin) (Anglezit)



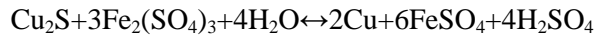
(Bornit)

(Kalkosin)

Arid iklimlerde ise, sülfat çözeltileri yerine klorit çözeltileri oluşur ve sülfürlü cevherle temasta şu reaksiyonu verirler:

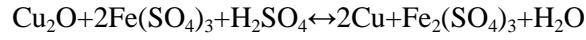


Nabit metaller ya sülfürlerin oksidasyonu ile;



(Nabit bakır)

ya da bir oksidin indirgenmesi ile meydana gelirler;



(Nabit bakır)

5.2.2.2.4.5. Ayrışmaz Mineraller:

Altın, platin, kasiterit, kromit, rutil gibi nabit ve oksitli mineraller ayrışmaz, ya da hemen hemen ayrışmaz. Bu mineraller oksidasyon kuşağında önemli bir değişiklik göstermezler ve buldukları yerde kalırlar. Böylece buldukları ortamda mekanik olarak veya kalıntı şeklinde zenginleşerek ekonomik bir yatak oluşturabilirler.

Ayrışır Mineraller:

Sülfürler, arsinüürler, antimonüürler ve sülfotuzları oksidasyon kuşağında kolaylıkla ve değişik reaksiyonlarla ayrışır. Sülfürlerden çok azı oksidasyon zonunda ayrışmadan kalabilir (Örnek; Molibdenit).

5.2.2.2.4.6. Oksidasyon ve Sementasyon Zonu Parajenezleri

ZONLAR		Başlıca Mineraller
Oksidasyon Zonu	Üst Seviye	Limonit, pirolusit oksitler, amorf silis, klorarjirit, malakit karbonatlar, seruzit, azurit, smitsonit.
	Alt Seviye	Jarozit, kalkantit, demir vitroil, anglesit, kuprit, klorarjinit, nabit altın, nabit Ag ve Cu
Sementasyon Zonu		Kalkosin, kovellin, arjantit ve derin kökenli mineraller
Primer Zonu		Kuvars, barit, blend, pirit, galen, kalkopirit, ankerit, serisit

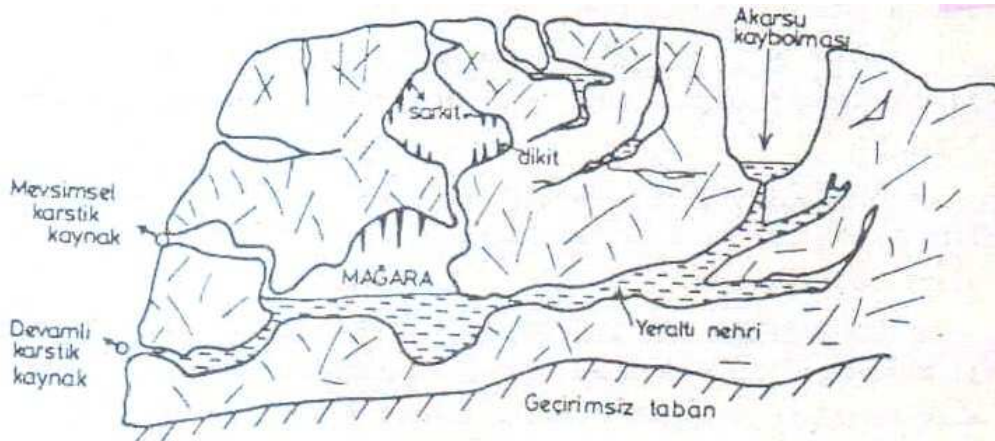
5.2.2.2.5. Karstlaşma İle İlgili Yataklar

Bunlar kayalarda düşük konsantrasyonlarda bulunan veya birincil cevherleşmelerdeki mineral ya da elementlerin yüzeydeki bozuşmalar (alterasyonlar) neticesinde serbest kalıp, sular tarafından taşınarak yeraltındaki karstik boşluklarda birikmeleri ile oluşan yataklardır. Hem kırıntılı (detritik) hem de kimyasal çökelmelerle metal zenginleşmeleri mümkündür. Bazı araştırmacılar bu tür yatakların magmatik-hidrotermal çözeltiler tarafından da oluşturulabileceğini ileri sürmektedirler. Karstik boşluklar için en elverişli kayalar kireçtaşları olup bunlar hem yüzey hem de derinlerden gelen jüvenil sular tarafından hazırlanabilir. Kireçtaşlarındaki çatlak, kırık ve faylar yeterli geçirimsizliği sağlar. Asitli sular bu kayaları kolayca çözer ve boşluklar oluşur. Oluşan boşlukların çökmemesi için kireçtaşlarının mukavemeti yeterlidir. Evaporitlerde de karstlaşmalar oluşur, fakat bunların mukavemetleri olmadığından kısa sürede çökmeler başlar ve tahrip olurlar. Bu yüzden cevher oluşumunda önemsizdirler.

5.2.2.2.5.1. Gelişme Derecelerine Göre Karstlar

Karstik boşluklar gelişme derecelerine göre genç, olgun ve yaşlı sistemler olarak sınıflandırılabilir. Genç karstlarda yüzeyden derine doğru düşey ve düşeye yakın boşluklar oluşur. Bu boşluklar yer altı su tablasına kadar iner. Olgun karstlarda yer altı su tablasının içinde yatay veya yataya yakın mağaralar ortaya çıkar. Bu mağaralar topografik konumuna göre yüzeye irtibatlanır. Böylece karstik yapının içinde su döngüsü (sirkülasyonu) tamamlanabilir (Şekil 5.15).

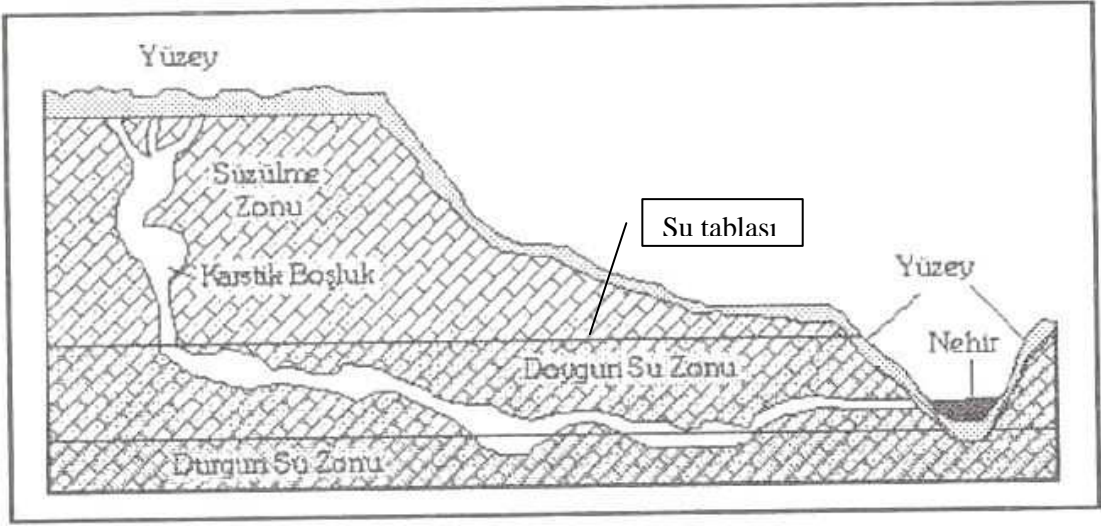
Yaşlı karstlarda ise boşluk ve mağaralar tavanlarını ve duvarlarını taşıyamayacak kadar genişlediklerinden çökmeler başlar. Böylece karstik boşlukların içi breşlerle doldurulmuş olur.



Şekil 5.15: Karstlaşmanın ilerlemesiyle kireçtaşlarında kanal akımları gelişmesi (Şahinci, 1991)

5.2.2.2.5.2. Karst sisteminde hidrodinamik kuşaklar ve cevherleşmeler:

Karstik süreçlerle önemli Zn, Pb, Cu, Ba ve F yatakları ortaya çıkar. Ayrıca detritik sedimanların içinde başta altın, olmak üzere ağır mineral zenginleşmeleri bulunabilir. Oksidasyon-sembentasyon kuşaklarında olduğu gibi olgun bir karst sisteminde de süzülme doygun su ve durgun su olmak üzere üç kuşak bulunur (Şekil 5.16).



Şekil 5.16: Olgun bir karst sisteminde kuşaklar (Temur, 2000).

5.2.2.5.2.1. Süzülme Kuşağı: Yüzeiden su tablasına kadar olan kısımdır. Asitli suların kırıklı ve çatlaklar boyunca kayaçları çözümlenerek oluşturdukları düşey boşlukların bulunduğu zondur. Burada suyun akış hızı yüksektir. Bu yüzden mekanik parçalanma kimyasal ayrışmadan daha etkilidir. Karbonatlı kayaçlarla su arasındaki reaksiyon giderek asitlik derecesini düşürür. Karst sedimanlarında kaba kırıntılılar hakimdir. Kimyasal yolla oksitli ve karbonatlı mineraller çökelir.

5.2.2.5.2.2. Durgun Su Kuşağı: Yer altı su tablasının altında gelişen ve yatay veya yataya yakın boşlukların bulunduğu zondur. Burada mekanik parçalanmaya göre kimyasal ayrışmalar daha fazladır. İnce detritikler ve kimyasal çökelim hakimdir. Tavan çökmelerinden dolayı çöküntü birleşleri oluşur. Sular bazik özellikte, Eh değeri çok zayıf indirgendir. Karbonatlı ve oksitli minerallerle birlikte ikincil sülfütlü mineraller de bulunur.

5.2.2.5.2.3. Durgun Su Kuşağı: Su tablasının altında yatay veya yataya yakın boşlukların bulunduğu zondur. Suların hareketi yok denecek kadar yavaştır. İndirgen ortam şartları hakimdir. Kükürt oksitleyici mikroorganizmalar mineral çökeliminde önemli rol oynar. Böylece kolloidal sedimanlarla birlikte ikincil sülfütlü minerallerin oluşumu gerçekleşir.

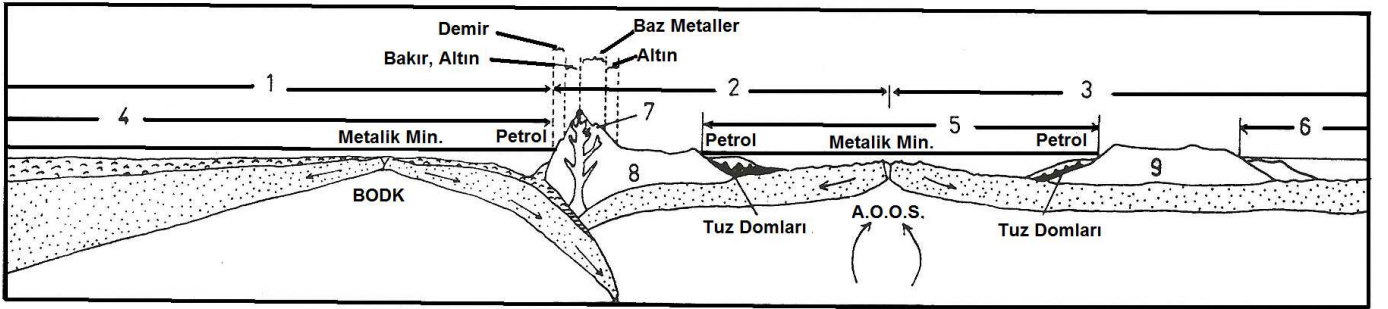
6. BÖLÜM

6.1. LEVHA TEKTONİĞİ VE MADEN YATAKLARI

Günümüzde ekonomik değeri olan yegane denizaltı maden yatakları birçok kıta sahanlıkları (kontinental shelf) ve kıta yamaçları (kontinental slop) altında bulunan büyük petrol ve doğal gaz depoları, kıta sahanlıkları üzerindeki çakıl, kum ve plaser yatakları, kıta sahanlığı altına gömülmüş ve komşu kıta kenarlarındakilerle özel ilişkili, çeşitli diğer mineraller ve derin deniz tabanının geniş alanlarını örten mangan nodülleridir (Rona, 1973).

Örnek olarak Amerika kıtasının batısında ve güneybatı pasifikte bulunan bakırlı porfirilerin batmakta olan levha kenarlarında oldukları bilinmektedir. Porfirli kayalara bağlı olarak daha başka maden yatakları vardır. Bakır yatakları aramasında işte bu porfirli kayalar klavuzluk edebilmektedir.

Geçmişte değişik jeolojik yapılar bazı maden yatakları için kılavuzluk etmiştir. Jeolojik bilgilerin ilerlemesine paralel olarak maden yatakları ilmi de gelişmiştir. Şimdi ise önceki jeolojik bilgilere levha tektoniğinin getirdiği yenilikler eklenmiştir. Artık levha hareketleri ve oluşun sınırların özellikleri maden yatakları için önemli klavuzlar olmaktadır (Şekil 6.1).



Şekil 6.1: Bütün levha sınırları. Mineral yataklarının birikiminde plaka kenarlarının oynadığı rolü gösteren şekil (Rona, 1973). 1. Büyük Okyanus Plakası, 2. Amerika Plakası, 3. Afrika Plakası, 4. Büyük okyanus, 6. Atlas Okyanusu, 7. And dağları, 8. G. Amerika, 9. Afrika, B.O.D.K: Büyük Okyanus Doğu Kabartısı, A.O.O.S: Atlas Okyanusu Ortası Sırtı.

Konuya bu açıdan bakılırsa, levha tektoniğinde önceki bir aşama olan kıtaların birliği görüşüyle karşılaşırız. Günümüzde jeolojik özellikleri birbirinin aynı fakat birbirlerinden çok uzakta bulunan elmas yatakları (Brezilya-Angola), Seylan ve Batı Avusturalya'da bulunan grafit yatakları gibi.

Endojenik mineral konsantrasyonlarının oluşumu büyük bir çoğunlukla benioff zonlarında meydana gelen magmalarla ilgilidir. Benioff zonuyla sonuçlanan plaka hareketleri kıta-okyanus kabuğu ve adayayı-okyanus kabuğu sınırlarında olabilmektedir.

İki levhanın birbirine doğru hareketleriyle meydana gelen benioff zonlarında görülen maden yataklarına örnek olarak Japonya'da bulunan Kuroko yataklarını verebiliriz (Şekil 6.2). Ayrıca Filipin'lerdeki, Amerika'daki (Kayalık ve And dağlarında) metalik sülfid yatakları, genellikle sülfid yataklarıyla birlikte

bulunan altın yataklarını örnek olarak verebiliriz. Batı Afrika, Alaska, Rodezya ve Batı Avusturalya da bulunan altın yatakları bu tip yataklardandır.

Kıtalaradaki ekonomik önemi olan maden yataklarının çoğu sülfidler olup, bunlar çeşitli metallerin hidrotermal eriyiklerden çökerek kükürtle bileşimlerinden oluşurlar. Bu hidrotermal eriyikler mantoya dalan ve orada eriyen litosferik levhalardan oluşan mineral taşıyıcı eriyiklerdir.

Okyanus ortası sırtlardaki yani birbirinden uzaklaşan levha sınırlarındaki cevher yataklarına örnek olarak Kızıldeniz ve Kıbrıs adası verilebilir (Şekil 6.3). Kızıldeniz Afrika levhasıyla Avrasya levhasının birbirinden uzaklaşmasıyla meydana gelmiş olup, bugüne kadar bilinen en zengin denizaltı metalik sülfid yataklarında bulunan metallerin hepsini eriyik halinde kapsayan tuzlu sular bulunmaktadır ki, bu tuzlu sulara cevherleşmeyi sağlayan hidrotermal eriyikler olarak bakılmaktadır.

Iraksayan levha kenarlarının en ilerlemiş aşamasında okyanus ortası sırt sistemi gelişir. Kızıldeniz bu gelişimin en eski aşamasını yani bir kıtanın ikiye ayrılma aşamasını temsil etmektedir.

Okyanus ortası sırtlarından çıkan ısı dağılımının ölçülmesi ve sırttaki kayaların kimyasal alterasyon dağılımları sayesinde deniz suyunun yarıklar içine işleyip, sırtlar altındaki kayalarda bulunan mineralleri çözüp bunları konsantre yataklar şeklinde çökeltten hidrotermal bir eriyik oluşturduğu görülür. Aktif okyanus ortası sırtlar üzerindeki çökeller genellikle demir, manganez, bakır, nikel, kurşun, krom, kobalt, uranyum, civa ve az miktarda da vanadyum, kadmiyum ve bizmutça zenginleşmiştir. Okyanus ortası sırtlar üzerinde geniş alanlar kaplayan çökeller için tipik olan metal konsantrasyonları ekonomik değildir. Fakat yersel olarak çok yüksek konsantrasyonlar da vardır (Rona, 1973).

Iraksayan iki levha sınırında gelişen olaylar dikkate alındığında ve meydana gelen yarığı dolduran eriyiklerin mineral konsantrasyonları kapsamaları halinde sırttan kıta kenarına doğru ilerleyen maden yataklarının oluşması beklenir.

Kıbrıs türü maden yatakları ofiyolitlerle ilgilidir. Ofiyolitler tektonikle yerleşmiş okyanus kabuğu veya üst manto parçası olarak kabul edilmektedir. Troodos masifi okyanusal bir kabuk parçası olup deniz dibi yayılmasıyla oluşmuş ve sonradan bir kara parçası üzerine itilmiş ve bugünkü konumunu almıştır. Buradaki sülfid cevherleşmesinin oluşumu ya karaya itilmeden önce ya da sonra olmuştur.

Rona (1973) cevherleşmenin volkanik kayalarla ilişkilerine değinerek bu kayalarla ara tabakalı demirce ve manganezce zengin çökellerin aktif okyanus sırtlarında bulunan metalce zengin çökeller ile kimyasal bakımdan eşdeğer olduklarına dikkati çekmiş ve bu metalce zengin çökellerle esas cevher gövdelerinin hidrotermal işlemlerle oluştuğunu belirtmiştir.

Iraksayan levha hareketleriyle ilgili metal sülfidlere Hint okyanusu sırtında da rastlanılmıştır. Buradan alınan örneklerde metalik sülfidlerle birlikte saf bakır damarcıkları da bulunmuştur. Yine Atlantik ortası sırttan alınan örneklerde görülen manganez, bileşimi, şekli ve kalınlığı itibarıyla hidrotermal bir oluşuma işaret etmiştir.

Plaka tektoniği ilkelerinin yorumu metalik maden yataklarının oluşumu ve dağılımı hakkında çeşitli bilgiler verdiği gibi petrol yataklanması hakkında da önemli bilgiler vermektedir.

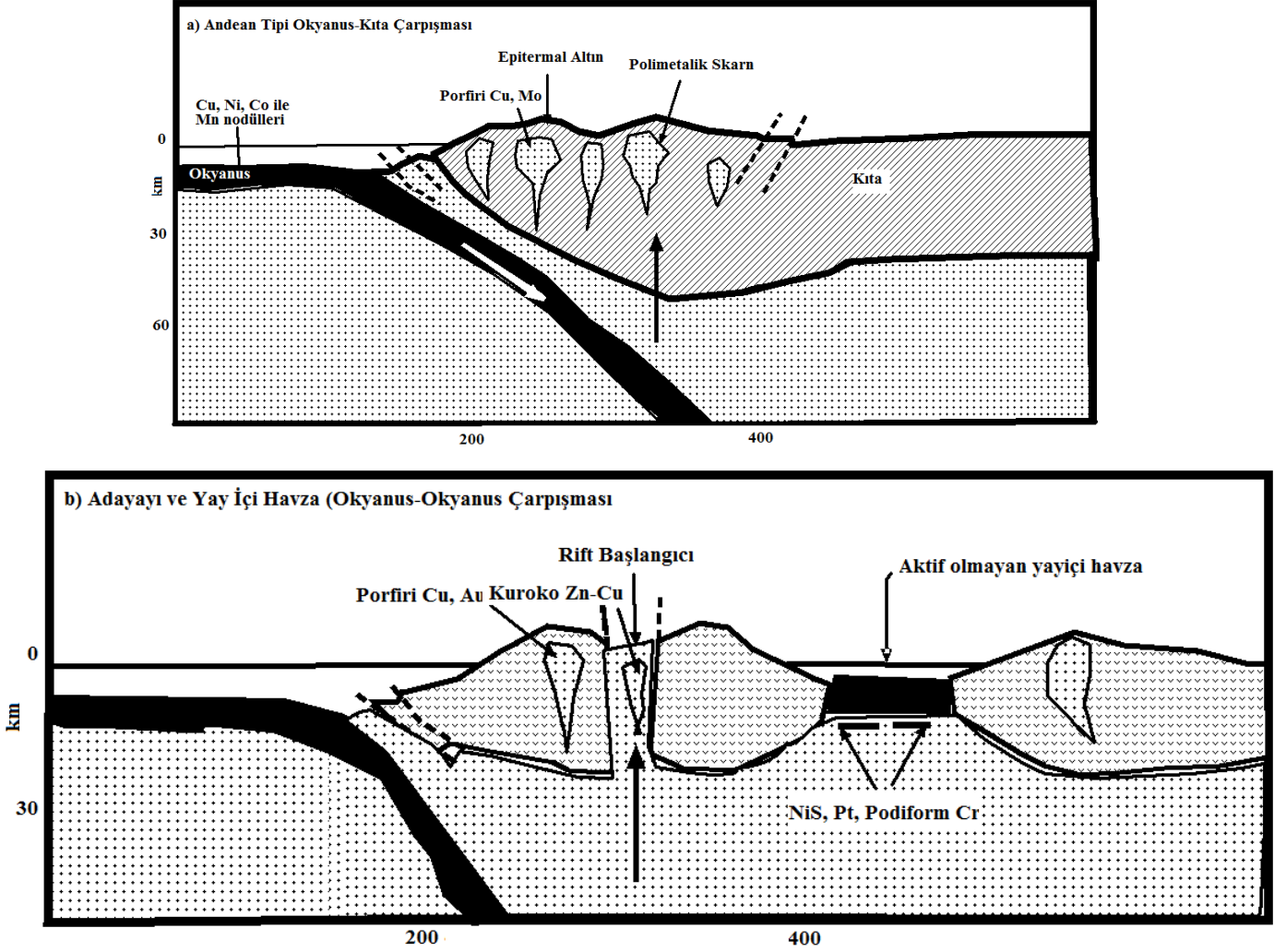
Bitki ve hayvan kalıntılarında türemiş bir hidrokarbon olan petrolün oluşması için organik malzemenin korunabileceği hayat için zehirli ve oksijensiz bir ortam gereklidir.

Yakınsayan levha kenarları, küçük okyanus havzaları ve kıtalara komşu olan derin deniz hendekleri petrolün birikmesine uygun ortamlar oluştururlar. Ayrıca ıraksayan levha kenarları, kıta sahanlıkları ve kıta yokuşu altında petrol birikimine uygun ortamlar meydana getirir. Yakınsayan levha kenarlarına iyi bir örnek Kuzey ve Güney Amerika'nın batı kıyılarıdır. Burada Büyük okyanus litosferi, kıtanın altına dalmakta ve büyük bir hendek sistemi oluşturmaktadır. Bazı yakınsayan levha kenarlarında hendekle kıta arasında volkanik adalar dizisi yer alır. Büyük okyanus batı kenarında, Aleut, Kuril, Japon, Ryukyus, Filipinler ve Endonezya'yı kapsayan bu tür bir çok volkanik ada kuşağı vardır (Rona 1973). Ada kuşaklarıyla kıta arasında küçük kapalı ortamlar meydana gelir. Bu ortamlar organik maddelerin birikmesine uygun ortamlar olup buralarda okyanus suyunun sirkülasyonu engellenebilir. Böylece oksijensiz bir ortamda biriken çökellerde gelişen jeolojik olaylar sonucu petrol için iyi bir kapan olabilir. ıraksayan levhalar arasında da organik malzemenin korunabileceği bir deniz oluşur. Şekil 6.2'de kıta altında oluşan bir ıraksama ve iki kıta parçası arasında oluşan deniz görülmektedir. Eğer bu ortama gelen su miktarı buharlaşma miktarından az olursa organik malzemeyle birlikte tuz tabakaları da çöker. ıraksamanın devamıyla okyanus haline gelen ortamda organik malzeme ve tuz tabakaları üzerine sedimanlar çöker. Daha sonra organik malzeme petrol haline dönüşür ve tuz petrolü kapanlayan dom şeklinde kütleleri meydana getirir.

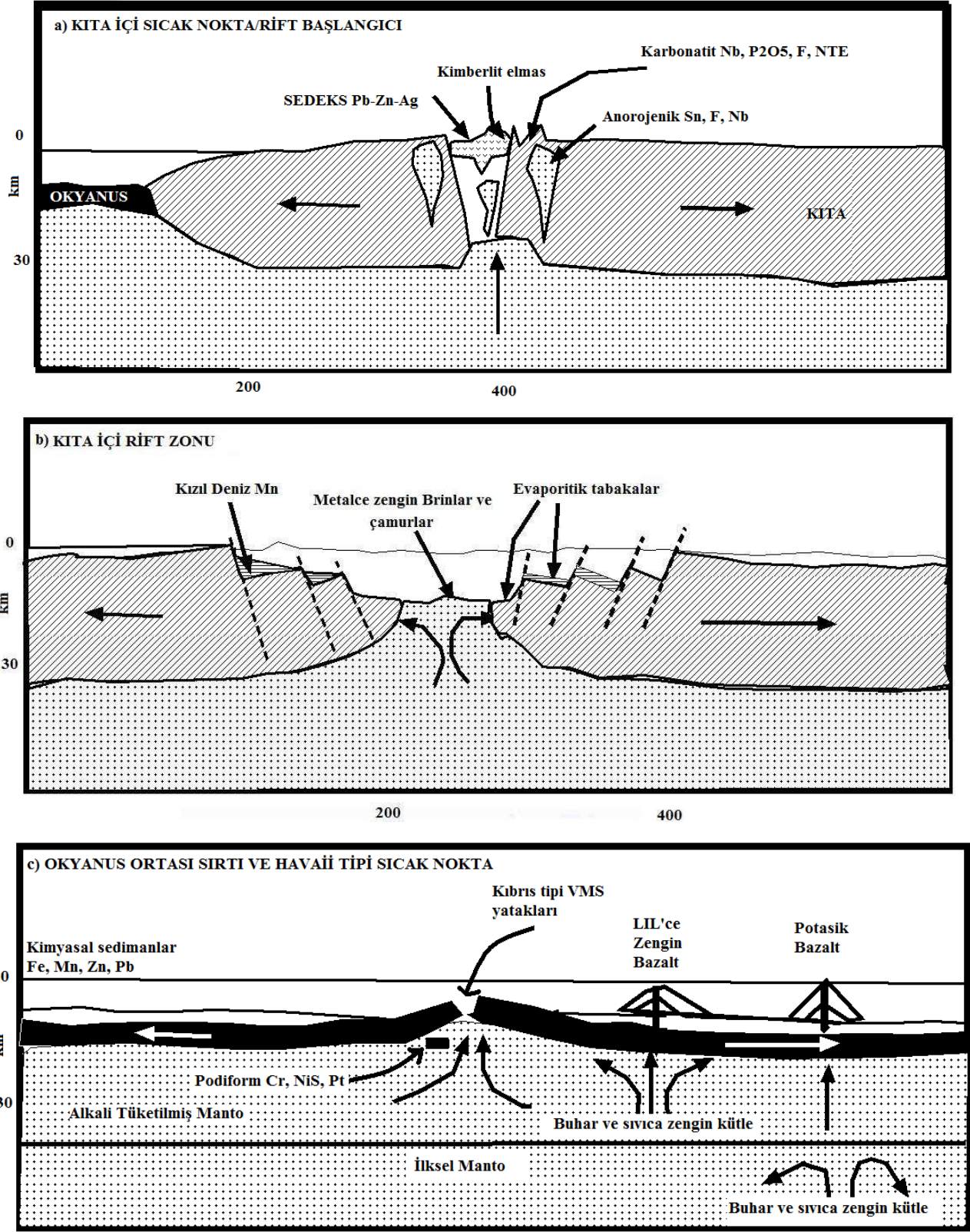
Kızıldeniz bu olaylar dizisinin erken aşaması olarak kabul edilmektedir. Arabistan'ın Afrikadan ayrıldığı bu ortamda 5100 m kalınlıkta kayatuzu ve organik çamur tabakaları bulunmuştur.

Atlas okyanusu ise ıraksamanın okyanus oluşumuna eriştiği bir ortamdır. Bugün bu ortamda tuz domlarının bulunuşu eski durumu hakkında bilgiler vermektedir. Bütün bu fikirler ışığında atlas okyanusunun her iki kıyısında kıta sahanlığı, kıta yamacı ve 5400 m su derinliğindeki kıta yokuşu altında petrol vardır denilebilir. Bu sonucun aynı şekilde gelişen ortamlar için geçerli olduğu da açıktır.

ÇARPIŞMA ORTAMI



Şekil 6.2: Yaklaşan levha sınırlarındaki cevherleşmeler (Mitchell ve Garson, 1981).



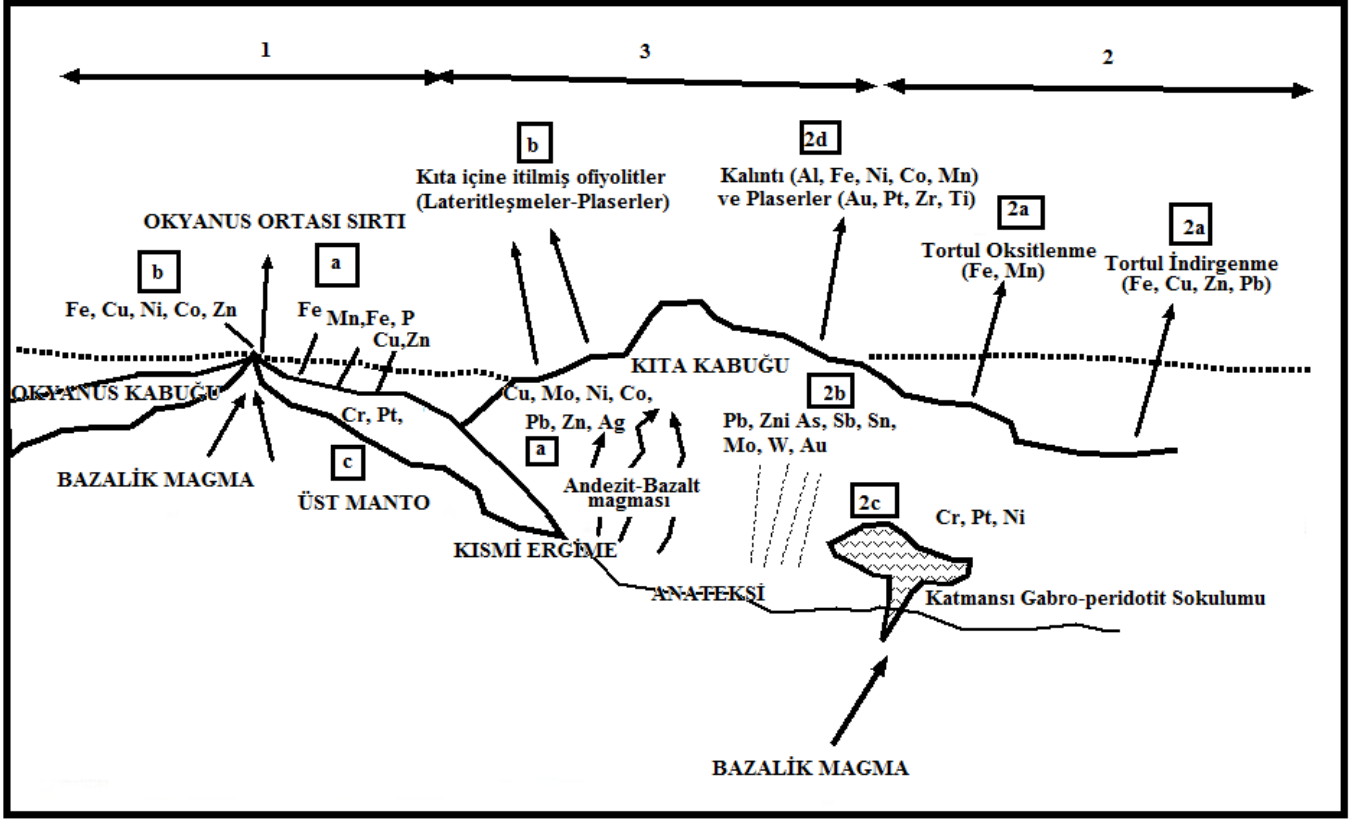
Şekil 6.3: Genişlemeli tektonik ortamlarında gelişen başlıca cevher yataklarının basitleştirilmiş şekli (Mitchell ve Garson, 1981).

7. BÖLÜM

7. 1. METALOJENEZ VE METALOJENİK PROVENS

Matalojenik provens, oluşumları belli ve büyük çaptaki jeolojik olaylarla ilişkili olarak gerçekleşen cevherleşmelerin bulunduğu yayıldığı bölge olarak tarif edilebilir. Bu bölge jeolojik özellikler ve bilhassa tektonik birimlerin özellikleri itibariyle birbirine benzeyen alanlar olmaktadır.

Metalojenez ise; bir matolojenik provens içinde bir grup mineral veya metallerin oluşumunu kapsar.



Şekil 7.1: Jeotektonik ortamlara göre metalojenik provensler.

Metalojenik Provensler dikkate alınarak yapılan sınıflama;

- 1) Okyanusal kabuk metalojenik provensi:
 - a) Okyanusal kabuk çökeltileriyle eş oluşumlu tortul cevherleşme ; Mn, Fe, P, yumruları, Cu, Fe, Zn sülfidleri.
 - b) Okyanusal kabuğun iç kökenli (endojen) ard oluşumlu cevherleşmeleri Fe, Cu, Ni, Co, Zn, küçük Cu, Pb, Zn, damarları, diyabaz ve spilitik kayalardaki Cu, Zn yatakları.
 - c) Üst manto cevherleşmeleri: Cr, Pt sinjenetik oluşumlar.
- 2) Kıtasal Kabuk Metalojenik Provensi:
 - a) Kıtasal kabukta sığ sularda tortul cevherleşmeler: Oksitleyici ortamlarda Fe, Mn oksitleri derin sularda indirgeyici ortamlarda ise Fe, Cu, Zn, Pb zenginleşmeleri.
 - b) Kıta kabuğunun üst manto sınır bölgelerinde ergimeyle oluşan anateksi magmalardan türeyen cevherleşmeler: Sn, W, Mo, Au, Zn, Pb, Ag, Sb, Cu, Ni (granitik kayalara bağlı).

- c) Üst mantoda yükselen bazalt magmasına bağlı yataklar: Cu, Ni, Pt, Cr, Ti birincil olarak oluşur. Eğer bu magmanın yükselmesi sırasında bulaşma veya karışma olursa Pb-Zn, Ag ve diğerleri oluşuma katılabilir.
- d) Kıta kabuğu üzerinde alterasyon sonucu oluşan kalıntı yataklar: Al, Fe, Mn, Co, Ni; plaserlerde ise Au, Pt, Zr, Ti.
- 3) Dalma-Batma kuşaklarında kıta kenarlarındaki cevherleşmeler:
 - a) Derinlerde bulaşma ve karışma ile birlikte kısmi ergime olaylarıyla oluşmuş cevherleşmeler porfiri Cu-Mo yatakları ve Pb-Zn-Cu, Ag yatakları.
 - b) Kıta kabuğuna itilmiş ultramafitlere ilişkin cevherleşmeler: Lateritik oluşumlar Fe, Ni, Co ve plaserlerde Pt.