

---

# PETROGRAFI

---

## Laboratuvar Notları 1 (MAGMATİK PETROGRAFI)



**DOKUZ EYLÜL ÜNİVERSİTESİ  
MÜHENDİSLİK FAKÜLTESİ  
JEOLOJİ MÜHENDİSLİĞİ BÖLÜMÜ**

Araş.Gör. Yalçın ERSOY  
Prof. Dr. Cahit HELVACI



## 1. Bölüm

### Levha Tektoniği Kuramına Göre Magmatik Kayaçların Yerleşimleri

<b>1.1. Levha Tektoniğinin Ana Hatları</b> .....	1
<b>1.2. Yerkürenin İç Yapısı</b> .....	1
1.2.1. Kabuk: .....	2
<i>Kıtasal Kabuk:</i> .....	2
<i>Okyanusal Kabuk:</i> .....	2
1.2.2. Manto: .....	3
1.2.3. Çekirdek: .....	4
<b>1.3. Levha Hareketleri ve Magmatik Aktivite</b> .....	4
1.3.1. Uzaklaşan Levha Sınırları ve Magmatik Aktivite.....	4
1.3.2. Yaklaşan Levha Sınırları ve Magmatik Aktivite.....	6

## 2. Bölüm

### Kayaç Yapıcı Mineraller

<b>2.1. Magmatik Kayaçları Oluşturan Önemli Minerallerin Genel Özellikleri</b> .....	8
<b>2.1.1 Giriş</b> .....	8
A. Birincil (primer) mineraller:.....	8
B. İkincil Mineraller:.....	8
C. Yabancı kökenli mineraller: .....	8
<b>2.1.2. Kayaç Yapıcı Ana Mineral Grupları</b> .....	8
<b>1. Silis Grubu</b> .....	8
<b>2. Feldispat Grubu</b> .....	9
A. Alkali Feldispatlar.....	9
B. Na-Ca Feldispatlar (Plajioklaslar) .....	12
<b>3. Feldispatoid Grubu</b> .....	14
<b>4. Piroksen Grubu</b> .....	15
<b>5. Amfibol Grubu</b> .....	17
<b>6. Mika Grubu</b> .....	18
<b>7. Olivin Grubu</b> .....	19

## 3. Bölüm

### Magmatik Kayaçların Sınıflandırılması

<b>3.1. Kimyasal Sınıflandırma</b> .....	23
<b>3.2. Mineralojik Sınıflama</b> .....	24
<b>3.2.1. Üçgen Diyagramların Kullanılması</b> .....	25
<b>3.2.2. Üçgen Diyagramın Seçimi</b> .....	27
<b>3.1.3. Magmatik Kayaçların Mineralojik Bileşimlerinin Saptanması ve Yüze Tamamlama İşlemleri ile Üçgen Diyagramın Kullanılması</b> .....	28
<b>3.1.4. Magmatik Kayaçların Sınıflandırılmasında Kullanılan Ayrıntılı Üçgen Diyagramlar</b> .....	31
1. Q-A-P Diyagramı (Asidik, Nötr, Alkali Bileşimli Derinlik ve Yüze Kayaçları) .....	31
2. Ol - Opx - Kpx (+P) Diyagramı.....	31
3. Ol - Opx - Kpx Diyagramı.....	33

## 4. Bölüm

### Magmatik Kayaçalarda Gözlenen Doku Tipleri

4.1. Kristallenme Derecelerine Göre Dokular.....	35
4.1.1. Holokristalen (Tümü Kristalli) Doku.....	35
4.1.2. Hipokristalen Doku (Yarı Kristalli Doku) .....	35
4.1.3. Holohyalin (Kristalsız/Camsı Doku) .....	36
4.2. Kristallerin Büyüklüklerine Göre Doku Tipleri.....	36
4.2.1. Faneritik Magmatik Kayaçlar .....	36
4.2.2. Afanitik Magmatik Kayaçlar.....	37
4.2.3. Kriptokristalin Magmatik Kayaçlar.....	37
4.3. Kristallerin Şekillerine Göre Doku Tipleri.....	37
4.4. Derinlik Kayaçlarında Gözlenen Dokular.....	38
4.4.1. Alt Dokular: .....	38
4.4.1.1. Holokristalen Panidiyomorf Doku: .....	38
4.4.1.2. Holokristalen Allotrimorf Doku: .....	38
4.4.1.3. Holokristalen Hipidiyamorf Doku: .....	39
4.4.2. Özgül Dokular: .....	39
4.4.2.1. Grafik Doku .....	39
4.4.2.2. Mirmekitik Doku .....	39
4.4.2.3. Pertit .....	40
4.4.2.4. Antipertit .....	40
4.4.2.5. Poiklitik Doku.....	41
4.4.2.6. Kelifitik Doku.....	41
4.5. Yarı Derinlik (Damar) Kayaçlarında Gözlenen Doku Tipleri.....	41
4.5.1. Ofitik Doku: .....	41
4.5.2. Poligonal Doku (Aplitik Doku) .....	42
4.6. Yüzey (Volkanik) Kayaçlarında Gözlenen Doku Türleri.....	42
4.6.1. Hipokristalen Dokular.....	42
A- Hipokristalen Mikrolitik Doku.....	42
1. Pilotaksitik Doku.....	42
2. Trakitik Doku.....	43
3. Hyalopilitik Doku: .....	43
B- Hipokristalen Felsitik Doku: .....	43
4.6.2. Camsı Dokular: .....	44
4.6.2.1. Perlitik Doku: .....	44
4.6.2.2. Vitrofirik Doku: .....	44
4.6.2.3. Sferolitik Doku: .....	44
4.6.2.4. Gözenekli Doku: .....	45
4.6.2.5. Camsı Akışkan Doku: .....	45
4.6.3. Piroklastik Dokular: .....	46
4.6.4. Yüzey Kayaçlarında Gözlenen Özel Doku Tipleri: .....	46
4.6.4.1. Elek (Sieve) Dokusu.....	46
4.6.4.2. Körfez Yapıları: .....	46
4.6.4.3. Glomerofirik ve Glomeroporfirik Dokular.....	47

## 1. Bölüm

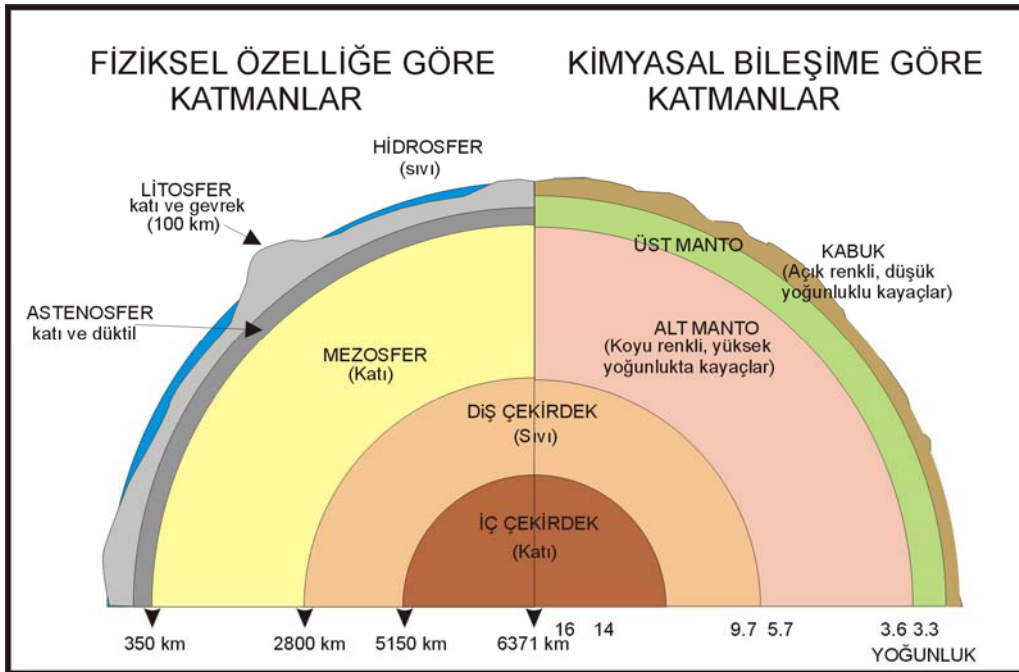
# LEVHA TEKTONİĞİ KURAMINA GÖRE MAGMATİK KAYAÇLARIN YERLEŞİMLERİ

### 1.1. Levha Tektoniğinin Ana Hatları

Özellikle 1915 de Alfred Wegener tarafından geliştirilen, ancak o dönemde kabul görmeyen levha tektoniği kuramına göre kıtalar yerküre üzerinde birbirlerine göre hareket etmekte; uzaklaşmakta ya da yakınlaşmaktadır. Son yüzyılda, gelişen teknoloji yardımı ile (gerek GPS yöntemleri gerekse okyanuslar altında gerçekleştirilen derin sondajlar sayesinde) katı ve gevrek bir davranış sunan "litosferin" (ortalama 100 km) yine katı ancak duktıl bir davranış sunan "astenosfer" üzerinde sürüklendiği bilinmektedir. Ancak yeryüzü alanının sabit kalması gerektiği düşünüldüğünde levha sınırlarında farklı türde olayların geliştiği aklı gelmektedir.

### 1.2. Yerkürenin İç Yapısı

Jeofizik ve jeolojinin çeşitli dallarının yaptığı çalışmalar sayesinde yeryuvarının tekdüze (homojen) bir iç yapı sunmadığı, aksine çeşitli bileşim ve kalınlıklarda farklı katmanlardan oluştuğunu göstermiştir (Şekil 1.1).



Şekil 1.1. Dünyanın fiziksel ve kimyasal bileşimine göre katmanlı iç yapısı.

Yerküresini oluşturan katmanlar fiziksel ve kimyasal bileşimlerine göre farklı şekillerde incelenebilir. Fiziksel özelliklerine göre saptanabilen katmanlar litosfer, astenosfer, mezosfer ve çekirdek; kimyasal bileşimlerine göre ise kabuk, manto ve çekirdektir. Buna göre üst manto litosferin bir kısmı, astenosfer ve mezosferin bir kısmını içerir.

### 1.2.1. Kabuk:

#### Kıtasal Kabuk:

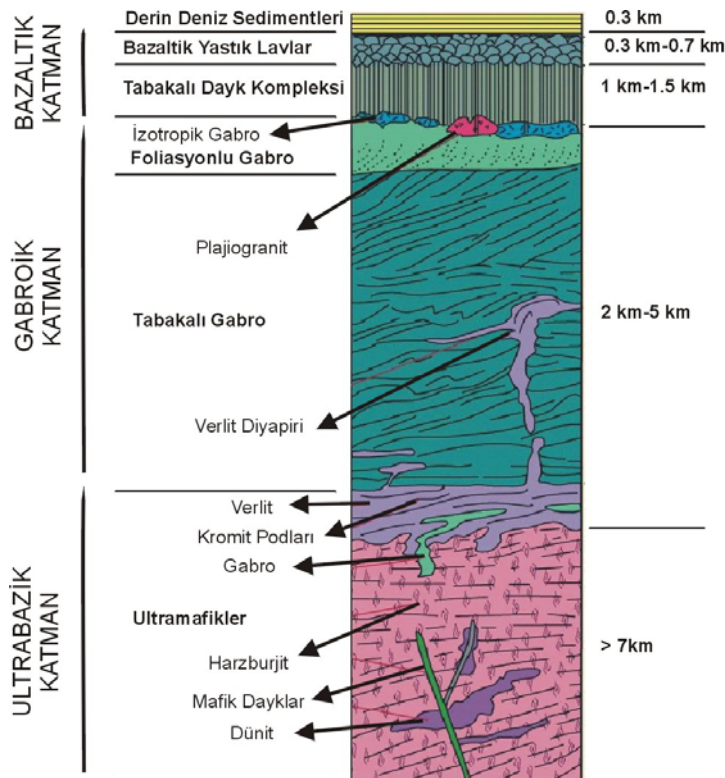
Tüm kıtaları altlayan kıtasal kabuk değişik kalınlıklardadır (10-70 km). Kendi içinde homojen olmayıp üst kesimlerinde (*üst kıtasal kabuk*) asidik (granodiyoritik-tonalitlik) bileşimlere sahip iken alt kesimlerinde (*alt kıtasal kabuk*) daha bazik bileşimlerde dir.

Kimyasal açıdan başlıca SiO<sub>2</sub> ve Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> den oluşur. Mineralojik açıdan ise en çok feldispatlar yaygındır. Bolluk derecelerine göre % 12 kuvars, % 39 plajioklaslar, %12 alkali feldispatlar, % 5 mikalar, % 5 amfiboller, % 11 piroksenler ve % 3 olivinden oluşur.

Alt kabuğun bileşimi için başlıca üç farklı görüş bulunmaktadır: bazaltik (gabroik bileşim); eklojitik bileşim ve granülitik bileşim. Petrografik, petrolojik ve jeokimyasal çalışmalar alt kabuğun granülitik bileşime daha uygun düştüğünü göstermektedir.

#### Okyanusal Kabuk:

Yaklaşık 6-7 km kalınlıktaki okyanusal kabuk başlıca bazaltik bileşimlidir. Gerek bileşim gerek kalınlık bakımından kıtasal kabuğa göre çok daha homojen bir iç yapıya sahiptir. Okyanusal kabuğun genelleştirilmiş kolon kesiti şekil 1.2'de verilmektedir. Kesitten de görüleceği gibi yapısında bazaltik-gabroik bileşimler ağırlıkta olsa da yer yer granitik kayalarda bulunmaktadır. Okyanusal kabuk 6 ayrı katmandan oluşur ve bu istife ofiyolit serisi adı verilir (Şekil 1.2).



Şekil 1.2: Okyanusal kabuğun ayrıntılı kesiti (eksiksiz ofiyolit serisi).

Okyanusal kabukta su kütesinin hemen altında yeralan ilk katman çört, kil gibi derin deniz sedimentlerinden oluşur ve ince bir örtü şeklinde okyanusal kabuğu örter. Daha altta bazaltik yastık lavlar (*pillow lavas*) bulunur. Yastık lav katmanları okyanus ortası sırttan uzaklaştıkça inceler. Yastık lavların hemen altında tabakalı dayk kümesi (*sheeted dykes*) bulunur ve yine bazaltik bileşimlidir. Daha alt kesimde izotrop yapıdaki gabrolara ve daha sonra mafik bileşimli kümülatlara geçilir. Ancak okyanusal kabuğun izotropik gabrolardan daha derin kesimleri sismik verilerle anlaşılabilir. Okyanusal kabuğun bu derin kesimleri ancak orojenik hareketlerle kıtalar üzerine ilerlemiş olan ofiyolit serileri üzerinde yapılan çalışmalarla belirlenebilmektedir. Yaklaşık 6 km derinlikte katmanlı yapıdaki mafik kümülatların hemen altında sismik süreksizlik zonu (*sismik moho*) bulunur ve ultramafik bileşimdeki kümülatlar ile mafik bileşimli kümülatları birbirinden ayırır. Yaklaşık 8 km derinlikten sonra petrolojik bir fark belirir (*petrolojik moho sınırı*) ve peridotit türü ultramafik kayalara geçilir.

### 1.2.2. Manto:

Yerkabuğunun kabuktan itibaren çekirdeğe kadar devam eden bölümüdür. Üst ve alt manto olarak iki kısma ayrılır. Üst manto, Moho süreksizliğinden başlayarak 670 km derine kadar devam eder (Şekil 1.1). Mantonun bu kısmı, litosferin alt kısmını (litosferik manto) ve astenosferi kapsar.

Mantonun mineralojik ve kimyasal bileşimi, henüz örnek alınmanın mümkün olmaması nedeniyle dolaylı verilerle spatlanmaya çalışılmaktadır. Bu veriler:

- jeofiziksel veriler;
- üst mantonun kısmi ergimesi sonucu oluştuğu düşünülen bazaltik magmanın incelenmesi;
- meteoritlerin incelenmesi;
- yüksek basınç deneyleri;
- şok-dalga deneyleri;
- yapay pirolit modelidir.

Üst mantonun büyük bir kısmını oluşturan ultramafik kayalar piroksen, olivin ve granat gibi %70' den daha fazla Fe- ve Mg- zengin minerallerden yapıldıklarıdır. Mafik kayalar bazaltik bileşimdedir ve plajyoklas, piroksen, olivin, amfibol ve granat gibi minerallerden yapıldığıdır.

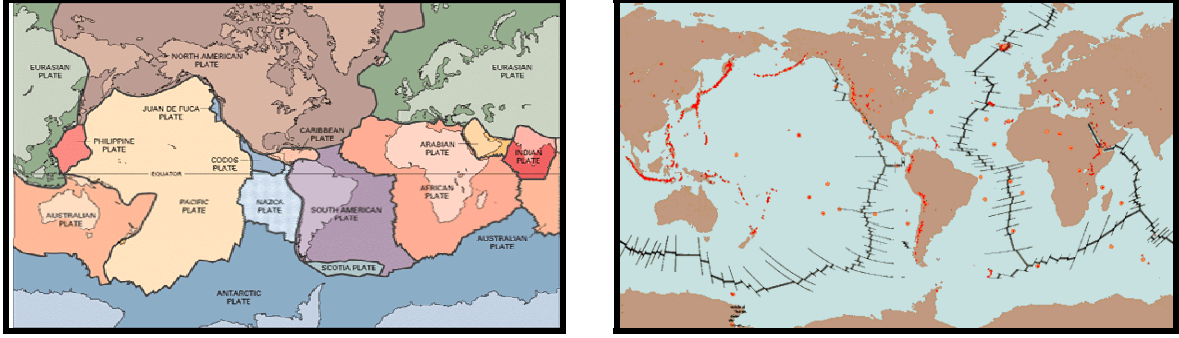
Manto kökenli ultramafik kayalar, ya ofiyolitik komplekslerde olduğu gibi, buldukları yere tektonik olarak itilmişlerdir, ya da hem kıta içi hem de okyanus içi ortamlarda gelişen silise doygun olmayan (aşırı fakir) derin manto kökenli alkalın bazaltlar veya kimberlitler içinde ksenolitler halinde yeryüzüne ulaşmışlardır. Kimyasal ve yapısal olarak en az değişikliğe uğramış olan en az altere ultramafik kayaç örnekleri ksenolitlerden elde edilmiştir. İki tür ultramafik kayaç örneği (manto parçası) bilinmektedir: (1) kimberlitler içinde yüzeye ulaşan granatlı lertzolit ksenolitleri; ve (2) alkalın bazalt veya nefelinitler içinde yüzeye ulaşan spinel-lertzolit ksenolitleri.

### 1.2.3. Çekirdek:

Çekirdeğin iç yapısının belirlenmesinde yine dolaylı kayanaklar ve meteoritler kullanılmaktadır. Demirli ve nikelli meteoritlerin varlığından yola çıkılarak yapılan bütün çalışmaların ortak görüşü, çekirdeğin genel olarak bir demir ve nikel karışımından oluştuğudur. Zira silikatlar ve daha değişik bileşikler üzerinde laboratuarda deneysel olarak oluşturulan manto koşullarında (1000 km derinliğe denk 2100 kb basınç altında) yapılan deneyler sonucunda silikatlar da dahil bütün bileşiklerin kimyasal yapılarının bozularak yoğun metallerle ayrıldıkları belirlenmiştir.

### 1.3. Levha Hareketleri ve Magmatik Aktivite

Yerkabuğunda, aynı zamanda litosferin sınırlarına karşılık gelen (şekil 1.3.a) levhaların birbirlerine göre hareketleri sonucunda üç tipte *levha hareketi* gelişir. Levhalar birbirlerine göre (a) uzaklaşırlar, (b) yaklaşılırlar veya (c) birbirleri sınırları boyunca hareket ederler.



**Şekil 1.3.** (a) Yeryüzündeki başlıca levhaların sınırları ve (b) okyanus ortası yayılma merkezleri.

Daha önce de değinildiği gibi yeryuvarında litosfer, manto ve iç çekirdek katı; yalnızca dış çekirdek sıvı fazdadır. Peki yeryüzünde meydana gelen volkanik aktivitenin kaynağı dış çekirdeğe kadar inebilir mi?

Dış çekirdeğin yeryüzüne olan mesafesi gözönünde tutulduğunda bu yorum anlamını yitirmektedir. Ayrıca, dış çekirdeğin kimyasal bileşimi ile yeryüzünde görülen lavların bileşimi arasında hiçbir benzerlik yoktur. Bir başka deyişle, lavların kimyaları laboratuvar deneylerine göre, dış çekirdek koşullarında (P, T) duraylı kalamamaktadır. Yapılan çalışmalar magmatik aktivitelerin kaynağının en fazla üst mantoya kadar indiğini göstermektedir. Öyleyse magmatik aktiviteyi başlatacak (başka bir deyişle katı olan kabuk veya üst mantonun ergimesine neden olacak) bazı işlemlere gereksinim vardır. Bu işlemler doğrudan tektonizma ile yani levhaların hareketleri ile ilişkilidir.

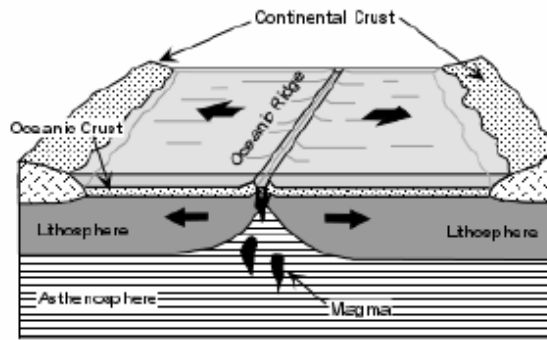
#### 1.3.1. Uzaklaşan Levha Sınırları ve Magmatik Aktivite

Uzaklaşan levha sınırları levhaların birbirlerinden ters yönde ayrılarak hareket ettikleri sınırlardır. Bu tür sınırlar okyanus ortası sırtları (okyanusal yayılma merkezleri) ve kıtasal riftleri içerir. Okyanus ortası sırtlar mantonun konveksiyon



akımlarına bağılı olarak yükseldiği alanlardır. Basınç azalmasına bağılı olarak gelişen ergime (decompression melting) magma meydana getirmekte ve oluşan magma okyanus sırtlarında yeni okyanusal kabuğu meydana getirecek şekilde püskürmekte ve sırtın her iki yanına simetrik olarak eklenmektedir.

Okyanus ortası sırtlar okyanus tabanından yaklaşık 3000 m kadar yükseklikte olabilmektedir. Okyanus tabanlarının haritalanması, bu çok büyük deniz altı dağlarının, 2000 m den daha derin alanları sınırlayan sırtlara sahip olduğunu göstermiştir. 1960'lı yılların başlarında okyanus tabanındaki sıcak akıntılarının araştırılması bu akıntılarının sırtın doruğunda merkezlendiğini ortaya koymuştur. Sismik çalışmalar okyanus ortası sırtların çok sayıda depreme maruz kaldığını göstermektedir. Tüm bu saptamalar okyanus ortası sırtlarda şiddetli bir jeolojik aktivitenin hakim olduğunu göstermektedir.



**Şekil 1.4 :** Okyanus ortası sırtlarda magma oluşumu ile okyanusal kabuk üretimini gösteren blok diyagram.

Okyanus ortası sırtlarda (yayıma merkezleri) gelişen magmatik aktivite sonucu büyük oranda bazaltik magma üretilir. Bunun nedeni direkt üst mantonun yükselerek ergimesi ve sonuçta başka bir malzeme ile karışmamasıdır. Ayrıca magmatik evrim açısından ileri derecede değişime uğramazlar. Bu nedenle bileşimleri üst mantoya yakınlık sunar. Aynı magmatik işlevler sonucunda oluşturulan okyanusal kabuk kesiti (ofyolit serisi) daha önce gösterilmiştir.

Kıtasal Rift Vadileri yada Açılma zonları (Extensional Zones), kıtasal kabukta açılma deformasyonunun geliştiği alanlardır. Bu bölgeler yeni bir yayılma merkezi olabilir ve daha sonra Kızıl Deniz örneğinde olduğu gibi okyanus ortası sırtlara dönüşebilir. Genellikle mantonun, açılma zonu altından yükselmesi ile oluşmaktadırlar. Mantonun yükselmesi basınç azalması ile ergimeye ve kabuksal anateksiye neden olabilir. Kıtasal riftlere en iyi örnek Dođu Afrika Rift Kuşağıdır.

Kıtasal riftlerde gelişen magmatik aktivite sonucunda kimberlit, komatit gibi ultrabazik lavlar, bunun yanında olivin-bazalt, trakit gibi potasik (K içeriği yüksek) lavlar ortaya çıkar. Ayrıca nadir olarak karbonatitler de gözlenebilir.

Görüldüğü bazalt türü kayalar hem okyanusal ortamlarda hem de kıtalarda direkt olarak açılma tektoniğine bağılı olarak gelişmektedir. Ancak bazalt türü kayaların diğer tektonik ortamlarda da meydana geldiği ve yeryüzündeki volkanik kayaların çok büyük bir kısmını oluşturduğu unutulmamalıdır.

### 1.3.2. Yaklaşan Levha Sınırları ve Magmatik Aktivite

Yaklaşan levha sınırlarında yaklaşan levhaların tiplerine göre çeşitli mekanizmalar meydana gelebilmektedir.

İki okyanusal litosferin birbirine yaklaştığı tektonik ortamlarda bir levha diğeri altına dalar ve ergimeye uğrar. Ergimeye uğrayan malzemenin yükselmesi sonucunda diğerk levha kenarında “ada-yayı” olarak isimlendirilen magmatik bir yay gelişir (Şekil 1.5 a). Bu tür ortamlara Japon adaları örnek verilebilir. Tektonik açıdan oldukça aktif olan bu ortamlarda çok yaygın bir volkanik aktivite gelişir. Ada-yaylarında ilk volkanik aktiviteler sırasında (ada-yayı henüz genç iken) bazaltik andezit olarak isimlendirilen volkanik kayalar baskındır. Andezitler ikincil miktarlardadır ve daha ileri evrelerde baskın hale gelir.

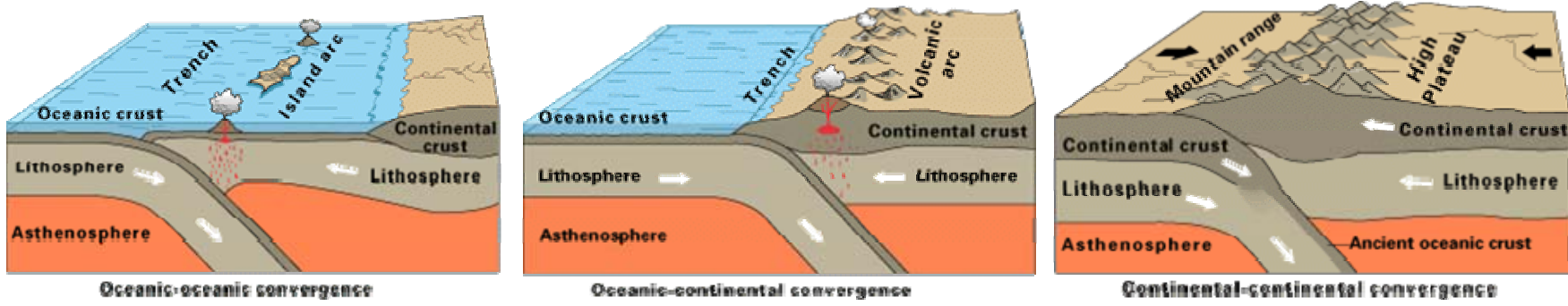
Okyanusal levha ile kıtasal levhanın yaklaştığı sistemlerde ise “kıtasal yay” olarak isimlendirilen volkanik yaylar gelişir (Şekil 1.5 b). Bunlara örnek olarak And Dağ' ları verilebilir. Volkanizma ve magmatizma yine kıtasal levha altına dalan okyanusal levhanın (çünkü daha yüksek yoğunluğa sahiptir) ergimesi ve ergiyen malzemenin yükselmesi sonucu gelişir. Bileşim bakımından daha çok andezitler hakimdir. Bazaltlar ise ikinci plandadır.

Volkanik yayların her iki türünde de volkanizmanın ileri evrelerinde dasit ve riyolit gibi asidik volkanik kayalar meydana gelebilmektedir. Ancak bu kayaların magmatik evrimin işlevlerinden (örneğin magmatik ayrımlaşma) oldukça etkilenmiş oldukları unutulmamalıdır.

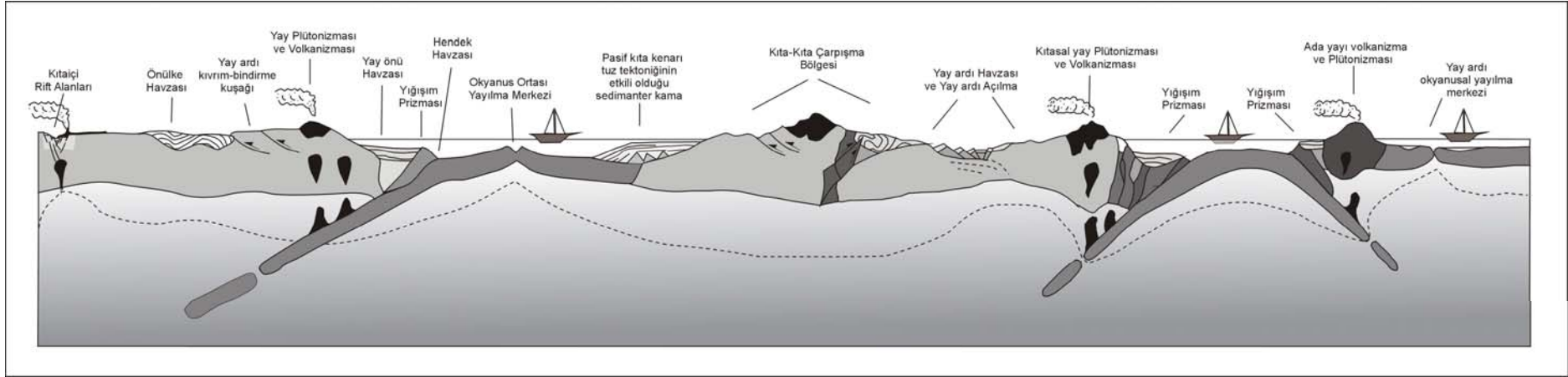
Andezitik ve bazaltik ürünler genellikle lav akımları şeklinde gelişir. Bunlara eşlik eden ve daha felsik bileşimdeki kayalar püskürmeler şeklinde gelişir ve piroklastik çökeller oluşturur. Yay volkaniklerinin değişik oranlarda lav ve kırıntılı malzemeler içeren stratovolkanlar oldukları görülür. Volkanizma oldukça şiddetli gelişir ve dışarı büyük oranda su çıkarılır. Sismik çalışmalar güncel yitim zonlarında magma haznelerinin 50-100 km derinlerde olduğunu göstermektedir. Püskürmeden önce bir kaç aylık periyotlarda 200 km' den derin deprem odaklarının göçü magmaların günde 1-2 km yükseldiğini göstermektedir.

Yay sistemlerinin çekirdeklerini granitik batolitler oluşturmaktadır. Plütonların bileşimleri diyorit-granit aralığında olmasına karşın granodiyoritler baskındır. Granodiyoritlerin baskın plütonik, bazaltik andezit ve andezitlerin ise baskın volkanik ürünler olmasını sağlayan iki önemli faktör görülmektedir. Bunlardan ilki magma viskozitesi, diğeri ise bu magmaların katı fazları arasındaki farklılıktır. Bu nedenlerden dolayı andezitik magmalar yüeye rahat ulaşırken felsik bileşimli magmalar derinlerde soğuma eğilimindedirler.

Yaklaşan levha sınırlarına son örnek iki kıtasal levhanın yaklaşmasıdır. Altındaki mantoya göre daha düşük yoğunlukta olmaları nedeniyle kıtasal levhalar birbiri altına dalamaz ve yaklaşma sonucunda tam bir kıtasal çarpışma meydana gelir. Bu tür ortamlarda kabuğun ergimesi (anateksi) sonucu kabuk kökenli ortaç-felsik bileşimlerde volkanizma ile S-tipi olarak adlandırılan granitoidler gelişir. Dünyadaki en iyi örneği Himalaya dağ kuşağı oluşturmaktadır.



Şekil 1.5: Değişik türde levhaların yaklaşmasına göre gelişen mekanizmalar. (a) Okyanusal levha-okyanusal levha; (b) okyanusal levha-kıtasal levha; (c) kıtasal levha-kıtasal levha yaklaşması.



Şekil 1.6: Levha tektoniğine göre genelleştirilmiş enine kesit.

## 2. Bölüm

### 2.1. Magmatik Kayaçları Oluşturan Önemli Minerallerin Genel Özellikleri

#### 2.1.1. Giriş

Magmatik kayaçları oluşturan silikat mineralleri ancak X- ışınları ile saptanabilen iç yapılarına (structure) göre sınıflandırılırlar. En temel silikat yapısı, merkezde bir Si atomu ile bunu uzayda çevreleyen dört adet O atomlarından (düzgün dörtyüzlü, tetraedr) oluşur (SiO<sub>4</sub>). Silikat türleri de bu tetraedrlerin aralarına değişik atomlar da alarak dizilmesi ile oluşur.

Magmatik kayaçları oluşturan mineraller ve bu minerallerin yer kabuğunu teşkil eden tüm kayaçların bileşimindeki miktarları şu şekildedir:

Feldispatlar.....	%60
Kuvars.....	%12
Amfiboller.....	% 8
Piroksenler.....	% 8
Mika grubu mineralleri.....	% 4
Olivin.....	% 3
Demiroksit mineralleri.....	% 3
Diğerleri.....	% 2

Kayaç yapıcı mineraller çeşitli özelliklerine göre sınıflandırılabilir. Örneğin kayaç içindeki önemleri göz önünde tutularak:

#### A. Birincil (primer) mineraller:

Kayaç oluşumu ile eş yaşlı meydana gelen minerallerdir.

1. *Ana Mineraller:* Kayaç içerisinde en bol miktarlarda bulunarak kayacın esas özelliklerini belirlerler. Kayaç yapıcı ana mineraller 7 grupta toplanır. Her grubun en önemli özelliklerine ve minerallere daha sonra ayrıntılı olarak değinilecektir.
2. *Yan (tali) mineraller:* Apatit, sfen, topaz, ve zirkon gibi kayaç içerisinde çok az miktarlarda bulunan minerallerdir.

B. İkincil Mineraller: Ev sahibi kayacın katılaşmasını yada oluşumu takip eden süreçlerde çeşitli dönüşümler (örneğin alterasyon) sonucu ortaya çıkan mineraller olup kayacın geçirdiği evreler hakkında bilgi verir.

C. Yabancı kökenli mineraller: Kökensel bakımdan kayaç ile ilişkisi olmayan minerallerdir. Lavların içerisinde ksenolit olarak adlandırılan yan kayaçlara ait mineraller bu gruptadır.

#### 2.1.2. Kayaç Yapıcı Ana Mineral Grupları

##### 1. Silis Grubu

Magmatik kayaçlar içerisinde en çok bulunan silis mineralleri kuvars (heksagonal), tridimit (ortorombik) ve kristobalittir (tetragonal). Asidik bileşimli derinlik ve yüzey

kayaçlarında en çok kuvarsa rastlanırken tridimite yüzey kayaçlarında (örneğin bazı trakitler) rastlanır. Kristobalit ise çok yaygın değildir.

Magmatik petrografi laboratuvarı kapsamında incelenecek olan kayaç örneklerinde yalnızca kuvars görülecektir.

Kuvarsın en belirgin özellikleri:

- El örneklerinde genellikle saydam ve grimsi renklere olup buz görünümüne sahiptir.
- Dilinim özelliği olmadığından parlak ve düzgün bir yüzey sunamaz. Bu özellikleri ile feldispatlardan rahatlıkla ayrılabilir.
- Düşük sıcaklıklarda kristalleşip ilk oluşan mineraller arasındaki boşlukları doldurduğu için genelde özşekilsizdir (anhedral). El örneklerinde bu özelliği kullanılarak kendilerine benzerlik sunan feldispatlardan ayırt edilebilir.
- Kayacın çatlak ve gözeneklerinde ikincil mineral olarak büyümüş kalsit mineralinden sertliği yardımıyla ayrılır.
- İnce kesit örneklerinde genelde özşekilsiz, düzensiz çatlaklı, yüzey kayaçlarında bazen kenarlarından itibaren kemirilmiş (körfez yapısı) ve yuvarlatılmış şekillerdedir.
- Gri-sarı tonlarında girişim rengine sahiptir. Tek optik (+) eksenlidir.
- Mikroskop tablası döndürüldüğünde sönmesinin çok ani olduğu görülür.
- Ayrışma sunmadığından paralel nikolde temiz bir yüzey sunması ile feldispatlardan ayırt edilebilir.

## 2. Feldispat Grubu

Feldispatlar potasyum, sodyum ve kalsiyum olmak üzere üçlü sistemde incelenirler. Sodyumlu uç üyeleri Albit (Ab), kalsiyumlu uç üyeleri anortit (An) ve potasyumlu uç üyeleri ortoklasdır (Or) (yada sanidin, mikroklin). Na ve Ca feldispatlar (Na-Ca Feldispatlar) plajioklas serisi olarak tanımlanır. Bu durum Na ve Ca'un feldispatların yapısına her oranda karışarak girebilmelerinden (birbirlerinin yerine geçebilmelerinden) kaynaklanır. K ise Na ile yüksek sıcaklıklarda yer değiştirebilirken Ca'un yerine ise neredeyse hiç geçemez. Buna göre feldispatlar, uç bileşenleri K, Na ve Ca olan üçgen bir bileşim diyagramı çizilerek sınıflandırılabilir (Şekil 2.3). Bundan başka baryumlu feldispatlar (Ba[Al<sub>2</sub>Si<sub>2</sub>O<sub>8</sub>]) "selsiyen" olarak isimlendirilir. Adularya ise damar kayaçlarında görülen bir türüdür.

A. Alkali Feldispatlar.....(K, Na)[AlSi<sub>3</sub>O<sub>8</sub>]:

Ortoklas: [Monoklinik, Ç.O.E. (-)]

Monoklinik sistemde kristallenir. Daha çok derinlik (plütonik) kayaçlarda görülür.

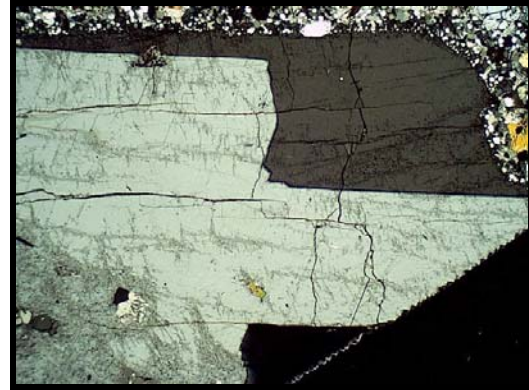
- El örneklerinde kırmızı, pembe, kahverengi ya da beyaz olabilir. Kırmızı tonlarındaki rengi karakteristik olmasına karşın beyaz olanları plajioklas ile karıştırılabilir. Bu durumda ışığa tutulur ve ışığı yansıtması yoluyla karlsbad ikizlerine bakılır.

- //N de renksiz görülür. Pleokrizma göstermez. Ayrışma nedeniyle yüzeyinde gelişen kil mineralleri yüzünden //N de kirli bir görünüm sunar. Bu özelliği ile kuvarstan ayrılabilir.
- Anhedral ve subhedral (yarı özşekilli) kristal şekillerine sahiptir.
- En önemli özelliği karlsbad ikizi sunmasıdır. İkiz bireyleri arasındaki ikiz düzlemi plajoklaslardaki gibi düz bir hat değildir.
- Çift kırınım değeri düşük olup gri-beyaz arasında girişim renklerine sahiptir.
- Rölyefi düşüktür.

Sanidin: [Monoklinik, Ç.O.E. (-)]

Monoklinik sistemde kristallenir. Daha çok volkanik kayalarda görülür.

- Ayrışma sunmaması nedeniyle //N'de ortoklasın aksine temiz bir yüzey sunar. Pleokrizma göstermez.
- Optik eksenleri arasındaki açı daha düşüktür.
- Volkanik kayalarda genelde euhedral (özşekilli) fenokristaller halindedir.
- Düşük çift kırınım değerlerine sahip olup gri-beyaz girişim renkleri sunar.
- Rölyefi düşüktür.



**Şekil 2.1:** Sanidin fenokristaline ait (a) //N ve (b) +N görüntüleri.

Mikroklin: Triklirik sistemde kristalleşen mikroklin alkali feldispatların en düşük sıcaklık mineralidir. El örneklerinde ayırmak mümkün olmadığından ancak mikroskop altında kafes ikizlenmesi özelliği ile tanınır. Granitoid, foyitdit ve siyenitoid türü kayalarda ve pegmatitlerde gözlenir.

- Ayrışma nedeniyle //N' de bulanık bir görünüme sahiptir.
- Anhedral ve subhedral kristaller halinde gözlenir.
- Çift kırınım rengi ve rölyefi diğer feldispatlara benzer.

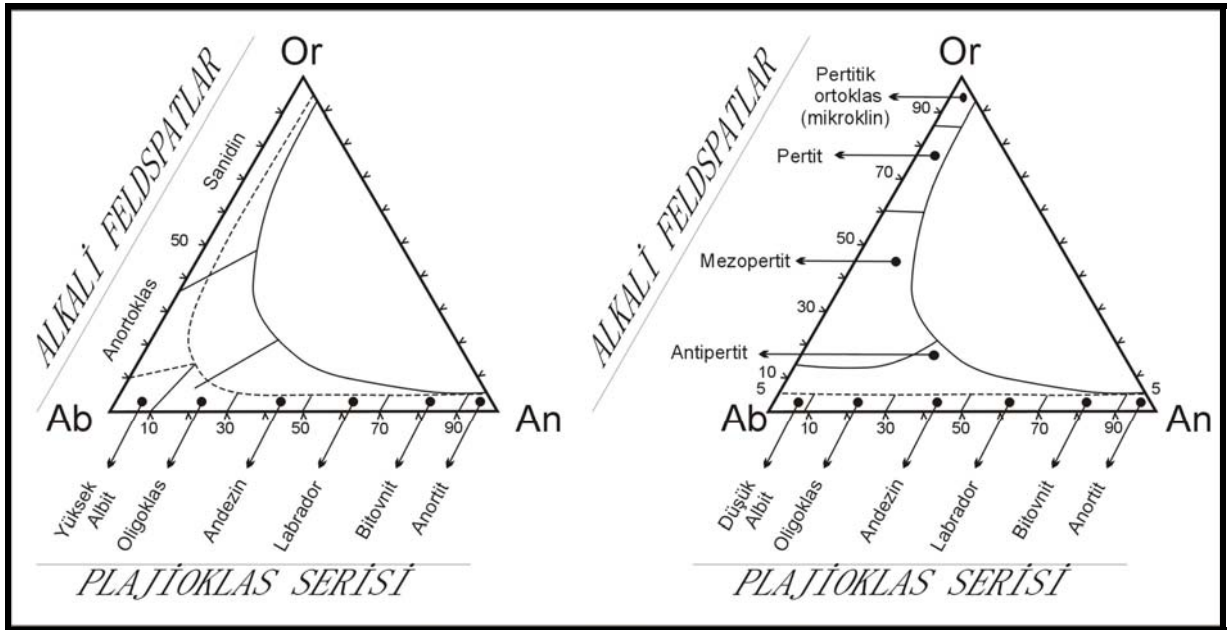


Şekil 2.2: Mikroclin kristaline ait (a) //N ve (b) +N görüntüleri.

Anortoklas: [Triklirik, Ç.O.E. (-)]

Volkanik ve hipabisal (yarı derinlik) kayalarında gözlenir.

- Anhedral yada euhedral kristaller halinde olabilir.
- //N'de renksiz olup pleokrizma göstermez.
- Mikroclin benzeri kafes ikizlenmesi sunsa da ikiz lamelleri çok daha incedir.
- Optik eksenleri arasındaki açının  $50^\circ$  olması ile diğer alkali feldispatlardan ayrt edilebilir.



Şekil 2.3. Feldispatların sınıflama diyagramları: (a) yüksek sıcaklıklarda düzensiz (disordered) feldispatlar; (b) düşük sıcaklıklarda faz ayrılmalarına bağlı ortaya çıkan ve mikroskopta teşhis edilebilen düzenli (ordered) feldispatlar. Kesiksiz çizgi katı çözeltinin gelişebildiği alanı ayırmaktadır.

B. Na-Ca Feldispatlar (Plajioklaslar) .....Na[AlSi<sub>3</sub>O<sub>8</sub>]-Ca[Al<sub>2</sub>Si<sub>2</sub>O<sub>8</sub>]:

Triklirik sistemde kristallenirler. Ç.O.E. (+) veya (-) olabilirler

Na ve Ca uç üyeleri arasında düşük sıcaklıklarda dahi her oranda karışım sunarlar (Şekil 2.3). Bu nedenle Na ve Ca'un her oranda karışımını içeren bir çok ara terime sahiptirler (Albit, oligoklas, andezin, labrador, bitovnit ve anortit).

Na'lu uç üyeleri albit (asidik); Ca'lu uç üyeleri anortittir (bazik). Bir kayaç içindeki plajioklas mineallerinin türleri anortit (yada bazen albit) yüzdesine göre ifade edilir. Örneğin An<sub>40</sub> terimi plajioklasın %40 oranında anortit (yani Ca) ve %60 oranında albit (yani Na) içerdiğini gösterir. Felsik kayaçlardaki plajioklasların An oranı bazik kayaçlara göre düşüktür.

Plajioklasların bileşimleri mikroprop yöntemleri ile belirlenir. Bundan başka optik özelliklerinden (sönme açılarından) yararlanılarak An miktarları saptanabilir. Hem derinlik hem de yüzey kayaçlarında önemli bir bileşendir.

- El örneklerinde mat beyaz renkleri karakteristiktir.
- Dilinim sunmaları nedeniyle makroskopik örneklerinde ışığı tam yansıtması ile görülen düzgün yüzeyler boyunca kırılmışlardır. Gri-beyaz renkli plajioklaslar bu özellikleri ile kuvarstan ayırte diledilir.
- //N'de pleokrizma göstermezler ve renksizdirler. Ancak ayrışma nedeniyle toprağımsı bir görünüm kazanabilirler.
- Düşük rölyefe sahiptirler.
- Anhedral, subhedral ve euhedral kristal şekillerine sahip olabilirler.
- Sunmuş oldukları polisentetik ikizlenme sayesinde kolayca tanınabilirler.
- İkiz düzlemleri oldukça düzgündür.
- Düşük rölyeflidirler.

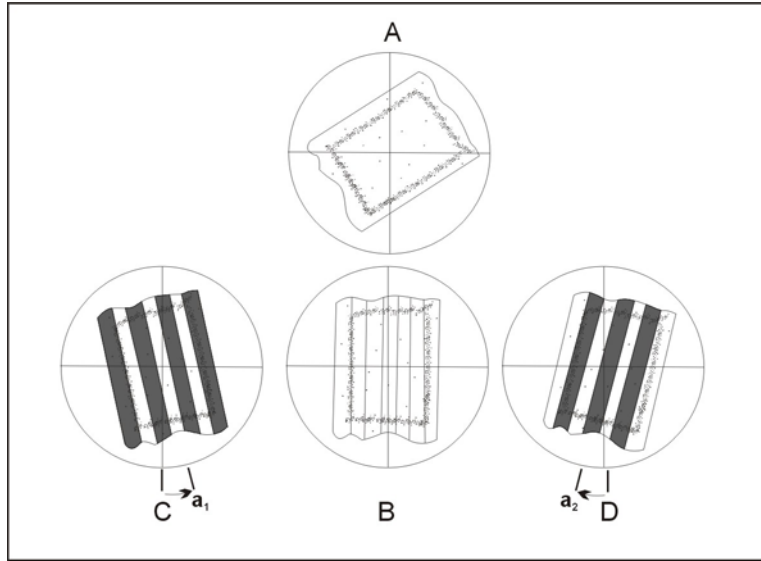
Plajioklasların türleri sönme açılarından yararlanılarak bulunabilmektedir (Şekil 2.5 ve 2.6). Ancak en kesin sonuçlar kimyasal analizler yardımıyla elde edilir. Mikroskop yardımı ile plajioklasların cinsi saptanırken albit yasasına göre ikizlenmiş plajioklasların sönme açıları bulunur. Ancak bu işlem için (010) yüzeyine dik kesitlerin bulunması gerekir. Bu yüzeyler saptanırken dikkat edilmesi gereken özellikler şunlardır:

- İkiz sınırları kesin olmalı ve bir çizgi halinde olmalıdır.
- Kristalin her iki ikiz lamelindeki sönme ikiz sınırlarına göre simetrik ve aynı büyüklükte olmalıdır.
- İkiz sınırları haç kıl ile paralel getirildiğinde mineralde ikizlenme izlerinin kaybolması gerekir. Bu durumda mineral ya tamamen gri yada tamamen açık gri görülecektir.

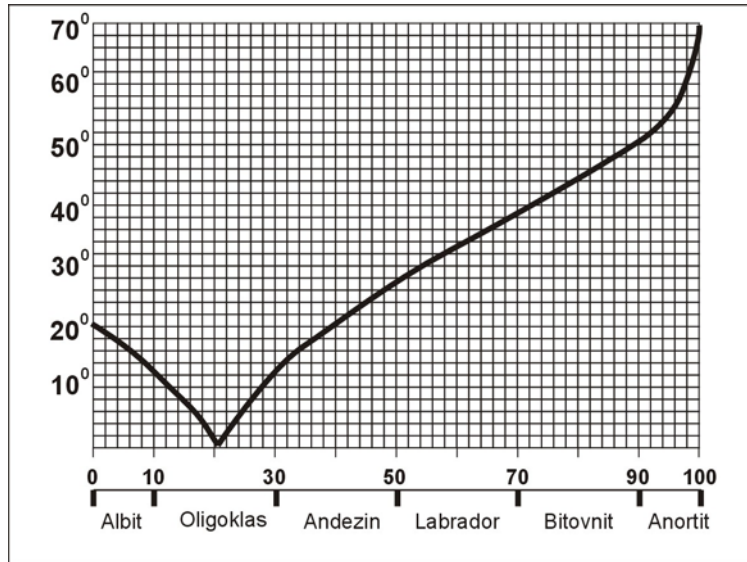
Bu özellikleri sağlayan polisentetik ikizli plajioklas kristalinin Şekil 2.5 (C ve D) de görüldüğü gibi mikroskop tablasının sağa ve sola çevrilmesi yardımıyla a<sub>1</sub> ve a<sub>2</sub> açıları ölçülür. Bu iki açı arasındaki farkın maksimum  $\pm 5^{\circ}$  olması gereklidir. Açılar farkı  $5^{\circ}$  den küçük ise aritmetik ortalamaları alınır. Elde edilen değer ikiz sönme



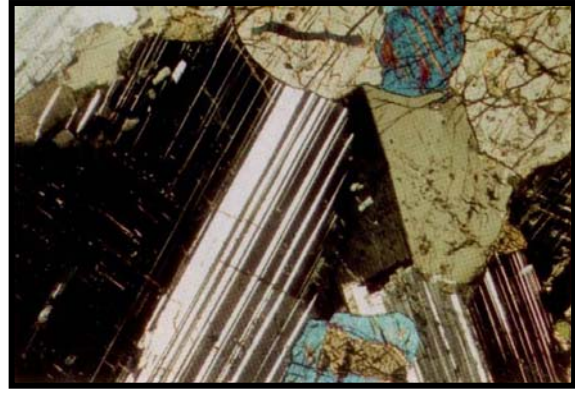
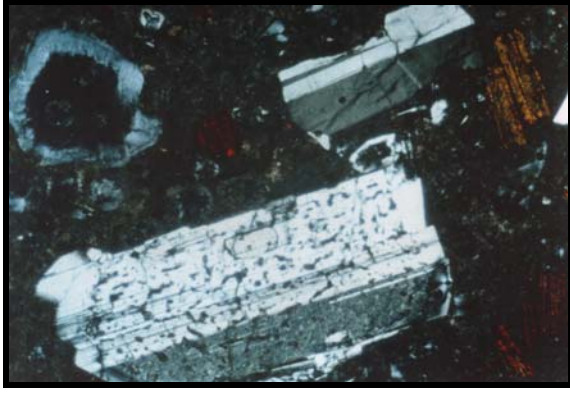
açısıdır. Bu açı şekil 2.6 da gösterilen diyagrama düşürülerek An oranı bulunmuş olur. Diyagramda dikkat edilirse  $20^{\circ}$  ve daha küçük açıların çizgiyi iki noktada kestiği görülür. Eğer mineral Ç.O.E (+) ise diyagramın sol tarafı, Ç.O.E (-) ise sağ tarafı kullanılır.



**Şekil 2.5:** (A) c eksenini ile kıl haç arasında  $45^{\circ}$  lik açı yapacak şekilde normal aydınlanmanın sağlanması. (B) C eksenini ile kıl haçın paralel duruma getirilerek girişim renklerinin aynı olduğu durumun saptanması; (C) Mikroskop tablasının sağa ve sola çevrilerek her iki ikiz lamelindeki sönme açısının saptanması.



**Şekil 2.6:** Plajyoklasların maksimum sönme açılarına göre An içeriğinin saptanmasında kullanılan diyagram.



Şekil 2.7. Cam bakımından zengin hamur içinde (a ve b) polisentetik ikizli plajiolklas fenokristalleri (+N, X40).

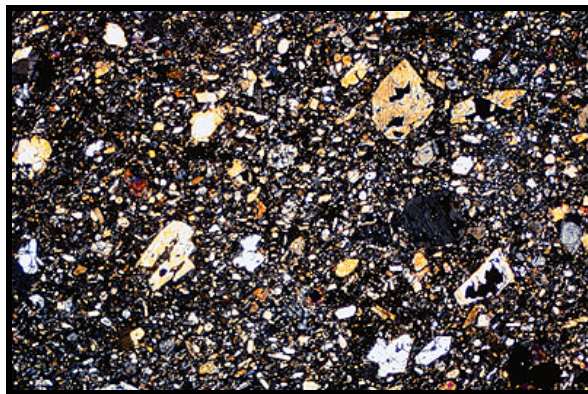
### 3. Feldispatoid Grubu

Silisçe fakir, alkali bileşenlerce zengin magmalardan itibaren kristalleşen feldispatoid grubu mineralleri birincil kuvars ile hiçbir zaman birlikte gözlenmezler.

Nefelin volkanik ve plütonik kayalarda, lösit volkanik kayalarda gözlenir. Feldispatoid grubu mineraller mineralojik benzerliklerinden çok petrografik özellikleri nedeniyle bir grup altında toplanırlar.

Nefelin: [Hegzagonal, T.O.E (-)] ..... $\text{KNa}_3[\text{AlSiO}_4]_4$

- Düşük rölyefi, prizmatik görünümlü euhedral kristal şekilleri, //N'de renksiz oluşları ve koyu gri girişim renkleri ile mikroskopta kolay ayırt edilebilirler.
- Euhedral kristallerin c eksenine dik kesitleri altıgen, paralel kesitleri kareye yakın görünümündedir.
- İkizlenme göstermez. Paralel sönme gösterir.

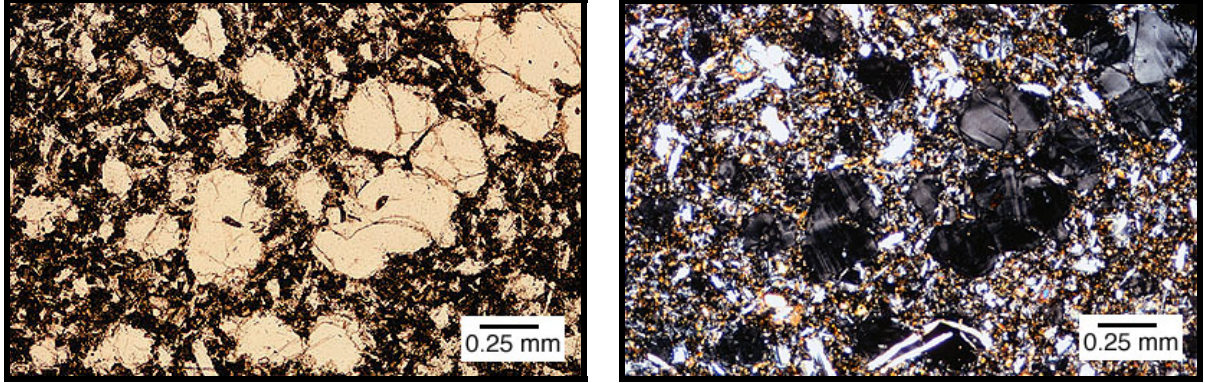


Şekil 2.8: Bazalt içinde görülen nefelin fenokristalleri.

Lösit: [Pseudokübik-tetragonal, İzotrop. (+)] ..... $\text{KAlSi}_2\text{O}_6$

Lösit kristallerine yalnızca tefrit, fonolit, lösitit gibi volkanik kayalarda ve bunların piroklastiklerinde rastlanır. Damar kayalarında ise nadiren görülür. Metamorfik ve plütonik kayalarda gözlenmez.

- Volkanik kayaların makroskopik örneklerinde soluk sarı-krem renklerinde ve özşekilli kristaller şeklinde görülür.
- İnce kesitlerde //N'de renksiz, +N' de izotrop olması nedeniyle her zaman siyah görülür.



Şekil 2.9: Lösit fenokristalleri. +N'de lösit tanelerinin izotropik özellikleri nedeniyle siyah görünmelerine dikkat ediniz.

#### 4. Piroksen Grubu

Piroksenler kayaç yapıcı ferromagnezyen (mafik) minerallerin en önemli topluluğunu oluşturur. Neredeyse magmatik kayaların her tipinde duraylı fazlar şeklinde gözlenir.

Piroksenler hem ortorombik hem monoklinik mineraller şeklinde bulunurlar. Ortorombik mineralleri ortopiroksen olarak adlanır. Bunlar mikroskopta dik (orto) sönmeleri ile tanınır. Klinopiroksenler ise eğik (klino) sönme gösterirler. Ortopiroksenler  $(\text{Mg,Fe})\text{SiO}_3$  şeklinde gösterilen basit kimyasal serilere sahiptir. Monoklinik piroksenler ise son derece karmaşık bir kimyaya sahiptirler. Bir çok klinopiroksen  $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$ - $\text{CaFeSi}_2\text{O}_6$ - $\text{MgSi}_2\text{O}_6$ - $\text{Fe}_2\text{Si}_2\text{O}_6$  uç üyelerinden oluşan dörtlü sistemde incelenir.

##### A) Mg-Fe Piroksenler:

- Ortopiroksenler (Enstatit-Ferrosilit)..... $(\text{Mg,Fe})_2\text{Si}_2\text{O}_6$
- Klinoenstatit-Klinoferrosilit.....  $(\text{Mg,Fe})_2\text{Si}_2\text{O}_6$
- Pijonit..... $(\text{Mg,Fe}^{+2}\text{Ca})(\text{Mg,Fe}^{+2})$

##### B) Ca Piroksenler:

- Diyopsit- Hedenberjit..... $(\text{Ca}(\text{MgFe})\text{Si}_2\text{O}_6$
- Ojit..... $(\text{CaMgFe}^{+2}\text{Al})_2(\text{Si,Al})_2\text{O}_6$

##### C) Ca- Na Piroksenler:

- Omfasit..... $(\text{Ca,Na})(\text{Mg,Fe}^{+2},\text{Fe}^{+3}\text{Al})\text{Si}_2\text{O}_6$
- Ejirin-Ojit..... $(\text{Ca,Na})(\text{Mg,Fe}^{+2},\text{Fe}^{+3})\text{Si}_2\text{O}_6$

##### D) Na Piroksenler:

- Jadeit..... $\text{NaAlSi}_2\text{O}_6$
- Kozmoklor..... $\text{NaCrSi}_2\text{O}_6$

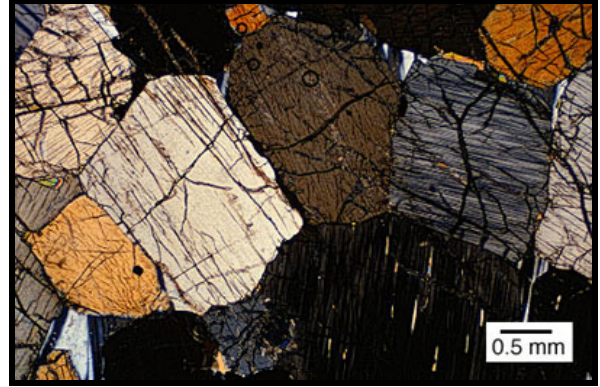
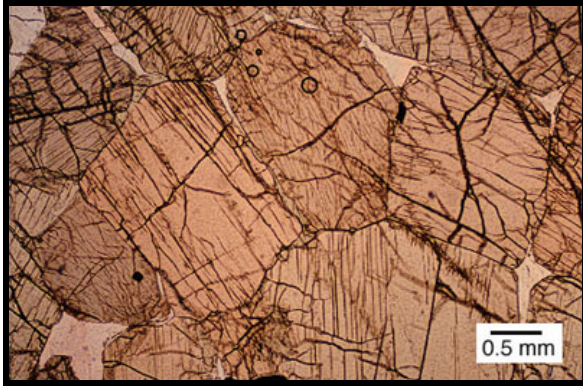
c. Ejirin..... $\text{Na Fe}^3 \text{Si}_2\text{O}_6$

E) Li Piroksenler:

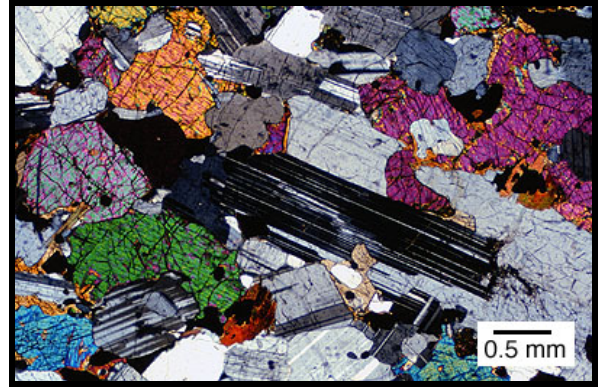
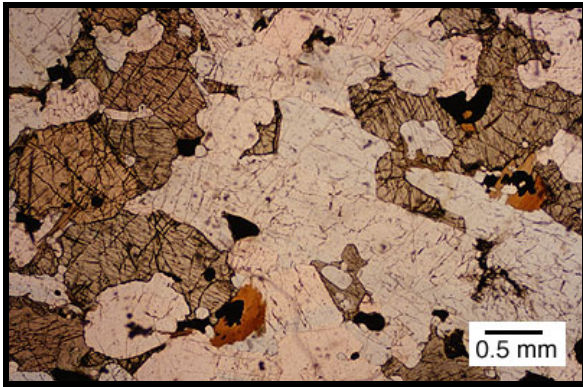
a. Spodumen..... $\text{LiAlSi}_2\text{O}_6$

Piroksenler bazik ve ultrabazik kayalarda (bazen ortaç ve alkali kayalarda) gözlenen mafik bir mineraldir. Bu nedenle koyu renkli kayalarda görülürler.

- El örneklerinde piroksenler koyu yeşil-siyah renklere görülür. Bileşimlerine bağlı olarak değişik renklere de görülebilir.
- Birbirine dik yönde gelişmiş iki yönlü mükemmel dilinimleri sayesinde parlak ve düzgün dilinim yüzeyleri gösterirler.
- //N’de yüksek rölyefi ve kahverengimsi rengiyle kolayca tanınır.
- Kendisine benzeyen amfibol grubu minerallerden c eksenine dik yönde alınmış kesitlerde  $90^\circ$  lik dilinimleriyle ayrılırlar. C eksenine paralel yönlü kesitlerde ise tek yönlü dilinimleri görülür (Şekil 2.10).
- Çift optik eksenli olup + yada - optik işaretli olabilirler.
- Ejirin ve ejirinojit mineralleri diğer piroksenlerden yeşil renkleri, küçük sönme açıları ve ejirinin (-) optik işareti olması ile ayrılır.
- Enstatitler diğer klinopiroksenlerden açık pembeden yeşile değişen pleokrizmaları ile ayrılır.



Şekil 2. 10. Tamamen bronzit minerallerinden oluşan bir piroksenit (ultrabazik bir kayaç) (// ve + N). //N’de yüksek rölyefe dikkat ediniz.



Şekil 2.11. Hipersten, plajyoklas ve opak minerallerden oluşan gabro örneği.

## 5. Amfibol Grubu

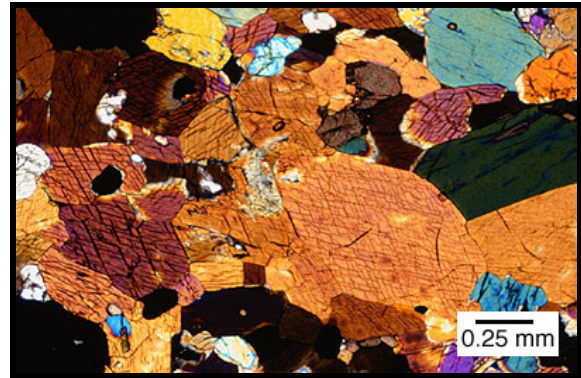
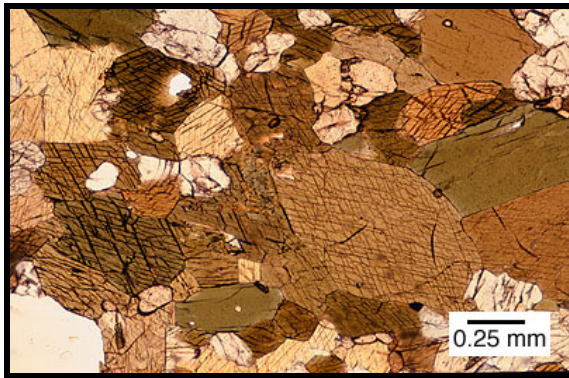
Amfibol grubu mineraller ortaç ve asidik bileşimli derinlik ve yüzey kayalarında görülen mafik minerallerden biridir. Asidik yada ortaç bileşimli kayalar kristallenirken bünyelerinde barındırdıkları en mafik üye amfiboller (biyotit ve bazen piroksenler) olduğundan daha felsik mineraller arasında genellikle euhedral kristaller halinde bulunur. Ancak ayrışmaya karşı olan direnci birlikte bulunduğu diğer minerallere oranla daha düşük olması nedeniyle çabuk ayrışır ve çoğu zaman demir-oksitler tarafından ornatılır. Bu şekilde bazen amfibolün kristal şekline sahip demir-oksit pseudomorfları (yalancı şekilli) oluşur (Şekil 1.13).

Magmatik kayalarda görülen en önemli amfibol grubu mineralleri hornblend (monoklinik) ve lamprobolitdir. Hornblend mineralleri genelde asidik-ortaç kayalarda, lamprobolit (bazik amfibol) mineralleri ise ortaç ve bazik kayalarda görülür. Bunlardan başka metamorfik kayalarda görülen önemli amfiboller tremolit, aktinolit ve gloukofandır.

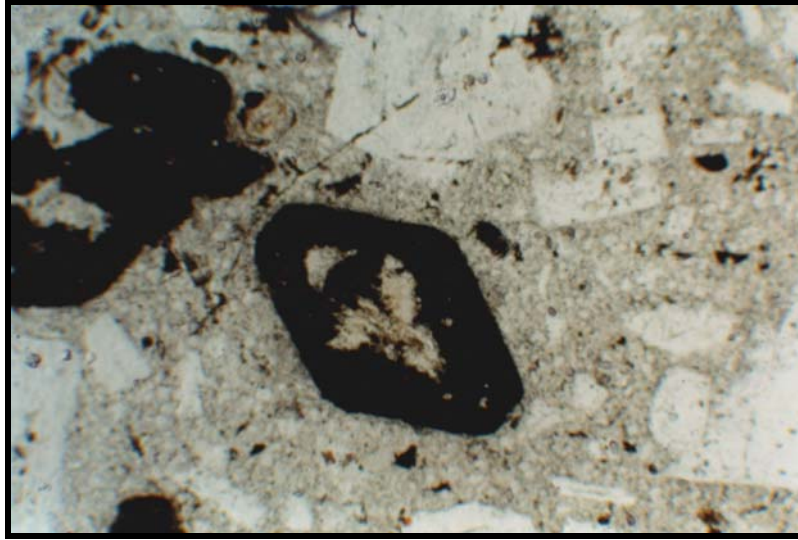
a. *Hornblend* [Monoklinik, Ç.O.E. (-,+)].....(Na,K)<sub>0-1</sub>Ca<sub>2</sub>(Mg,Fe<sup>2+</sup>,Fe<sup>3+</sup>,Al)<sub>5</sub>Si<sub>6-7.5</sub>Al<sub>2-0.5</sub>O<sub>22</sub>(OH)<sub>2</sub>

b. *Lamprobolit*[Monoklinik, Ç.O.E. (-,+)].....(Oldukça değişken)

- El örneklerinde siyah renkli olup ince uzun çubuksu kristaller halinde gözlenirler. Bu özellikleri ile diğer siyah renkli mineral olan biyotitten rahatlıkla ayrılır. Piroksenlerden ise daha ince ve koyu renkli olması ile ayrılır.
- Kristal şekilleri ile ayrılamaması durumunda kendine benzeyen biyotitlerden levhamsı özelliklerinin olmayışı ile ayırtedilebilir.
- İnce kesitlerde hornblendler yeşil (Şekil 2.12), lamprobolitler kahverengi pleokrizma renklerine sahiptir.
- Aralarında 120° bulunan iki yönlü mükemmel dilinimleri sayesinde biyotitlerden ve çift kırınımının birbirine benzediği piroksenlerden rahatlıkla ayrılabilir (Şekil 2.12).



Şekil 1.12: Hornblend mineralleri. Aralarında 120° lik açı bulunan iki yönlü dilinimlere dikkat ediniz.



Şekil 1.13: Tamamen opaklaşmış bir amfibol pseudomorfü.

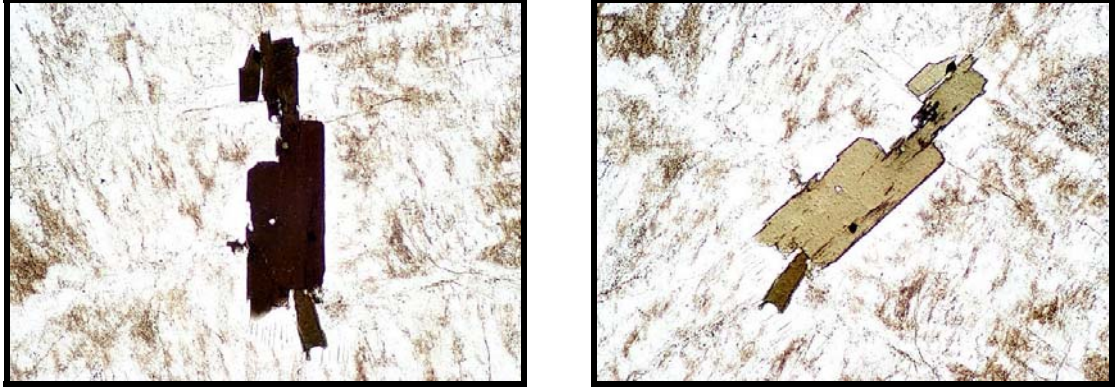
## 6. Mika Grubu

Mika grubu mineralleri fiziksel ve kimyasal özellikleri bakımından oldukça değişenlik sunsa da şekil yapı bakımından tabakalı silikatlar grubuna girmeleri nedeniyle benzer özellikler gösterirler. Tüm mika mineralleri tek yönde mükemmel dilinim gösterirler.

- *Biyotit* [Monoklinik, Ç.O.E. (-)] ..... $K_2(Mg,Fe^{+2})_{6-4}(Fe^{3+}Al,Ti)_{0-2}[Si_{6-5}Al_{2-3}O_{20}](OH,F)_4$

Ortaç ve felsik (asidik) bileşimli kayalarda (ayrıca metamorfik kayalarda da) gözlenen ferromagnezyen (mafik) bileşimli bir mineraldir. Mg'lu uç üyesi flogopit, Fe'li uç üyesi siderofillitdir.

- Makroskopik örneklerde parlak siyah renklere ve özellikle volkanik kayalarda euhedral kristal formlarında (düzgün altıgen şeklinde görülür) görülür.
- Mika minerali olması nedeniyle pul şeklinde ayrılır. Bu özelliği ile kendisine benzeyen amfibollerden kolayca ayırt edilir.
- İnce kesit örneklerinde //N'de görülen kahverengi pleokrizması karakteristiktir (Şekil 2.14 ve 2.15).
- Yüksek girişim renklerine sahiptir ve kedi gözü sönmesi gösterir.
- Tek yönde mükemmel dilinim sunar (Şekil 2.15)
- Mafik mineral olması nedeniyle kolayca altere olur ve tıpkı amfibollerde olduğu opak görümlü bir agregat halini alır. Opasitleşme denilen bu bozunma türü ile çok küçük taneli ojit, olivin, manyezit, spinel ve sanidin meydana gelir.



**Şekil 1.14.** Granit kesitinde (a) //N’de koyu kahverengi renk sunan biyotit (b) 45<sup>0</sup> saat yönünde çevrildiğinde yeşilimsi kahverengi renklerine bürünmekte. Tek yönde gözlenen dilinime dikkat ediniz (X40).



**Şekil 1.15.** Kahverengi pleokrizma sunan ve tek yönde dilinimleri oldukça iyi gözlenen bir biyotit örneği (//N, X40).

## 7. Olivin Grubu

Ortorombik simetride kristalleşen olivin grubu minerallerden (Mg,Fe)-olivinlerde (plajioklasların üyelerinde olduğu gibi)  $Mg_2SiO_4$  (Forsterit, Fo) ve  $Fe_2SiO_4$  (Fayalit, Fa) uç üyeleri arasında tam bir katı çözelti oluştururlar. Ayrıca Fe ve Mn olivinler arasında da sürekli bir seri bulunmaktadır. (Bowen tepkime serilerinde plajioklaslar gibi “kesiksiz tepkime serileri” oluştururlar ve magmada ilk kristalleşen minerallerdir).

Ultrabazik ve bazik kayalarda görülen önemli bir mafik mineraldir. Dünit adı verilen ultrabazik kayalar %90-100 olivinden oluşur (Şekil 2.17). Dolomitik kireçtaşlarının bölgesel ve kontak metamorfizmaları sırasında yüksek dereceli metamorfizma koşullarında forsterit bakımından zengin olivinler oluşur. Olivinlerin kimyasal bileşimleri -plajioklaslarda An (anortit) cinsinden olduğu gibi- içerisinde barındırdığı forsterit (Fo) yüzdesi ile (yada Fa yüzdesi ile) ifade edilir. Örneğin  $Fo_{47}$  şeklindeki bir ifade mineralin % 47 forsteritten, % 53 fayalitten oluştuğunu gösterir.

Olivin [Ortorombik, Ç.O.E. (Fo: +, Fa: -)].....(Mg, Fe)<sub>2</sub>SiO<sub>4</sub>

Dünit ve peridodit gibi ultrabazik kayaların ana bileşenini oluşturan olivinler genellikle Fo<sub>96</sub> ve Fo<sub>87</sub> bileşimlerine sahiptir. Spinel-lerzolitlerde ve granat-peridoditlerde (üst manto kayaları) olivin bileşimi Fo<sub>82</sub> olabilir (Fe bakımından daha zengin). Gabroik kayalardaki olivinler ise Fo<sub>80</sub>-Fo<sub>50</sub> bileşim aralığındadır. Bazik kayalarda demir bakımından daha zengin olivinler bulunur. Ultrabazik bileşimli yüzey kayaları olan komatitik lavlarda ise Fo<sub>94</sub>-Fo<sub>85</sub> gibi magnezyum bakımından çok zengin olivinler gözlenir.

Demirce zengin olivinler çok nadiren de olsa alkali ve asidik bileşimli hem hipabisal (yarı derinlik) hem de plütonik (derinlik) kayalarda görülür. Bazı granitlerde, riyolitlerde obsidyenlerde ve trakitlerde fayalite rastlanmaktadır.

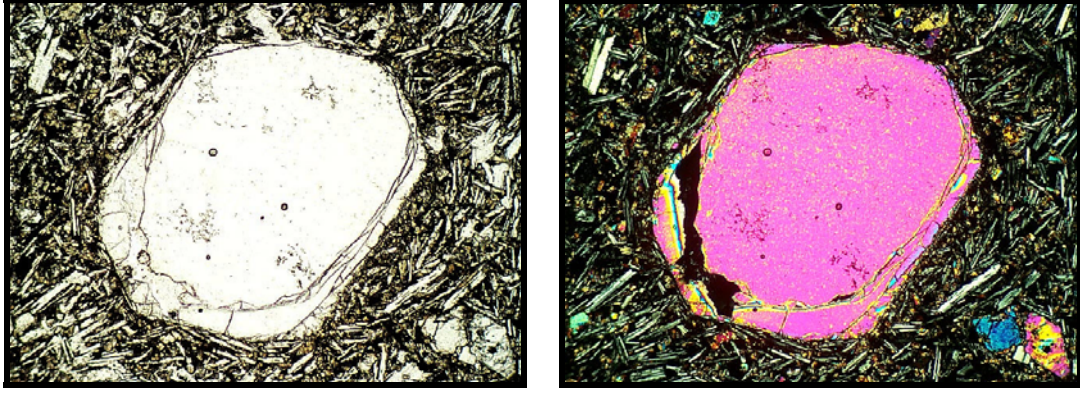
Magmanın soğumasında ilk kristallendiği için çok çabuk bozunmaya uğrar. Hidrotermal alterasyona ve düşük dereceli metamorfizma etkilerine oldukça hassastır. Alterasyon ürünlerinden en önemlileri, serpantin ve iddingsittir. İddingsit, smektit klorit ve götit/hematit karışımı bir agregat olup kırmızımsı kahverengi renklerine sahiptir.

Olivince zengin kayaların metamorfizması sürecinde en önemli ürün serpantindir. Mg bakımından zengin olivinlerin başlıca alterasyon ürünleri lizardit, krizotil ve antigorit (bu mineraller serpantin polimorflarıdır), talk ve karbonatlardır.

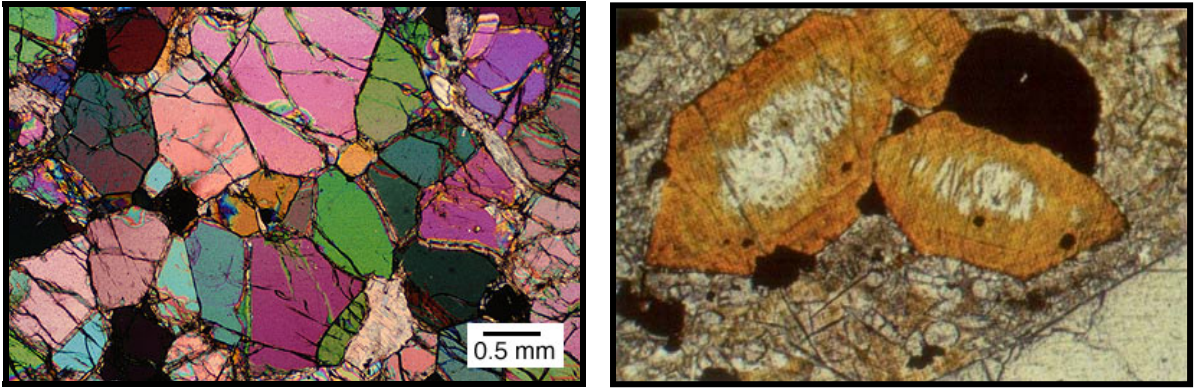
Bazı olivinlerin, magmadan ayrıldıktan sonra silis bakımından zenginleşen magma ile tekrar reaksiyona girerek kenarlarında ortopiroksenler oluşur. Bu durumda çevresi piroksen ancak çekirdeği olivin olan (kalıntı, *relict*) minerallere rastlanır. K bakımından zengin atık çözeltiler ile reaksiyona girerse çevresinde biyotit gelişir. Gabrolarda plajioklaslar ile reaksiyona girerek mineral dokanalarında kelifitik doku gelişir.

- Derinlik kayalarına ait el örneklerinde (örneğin dünit, peridodit, troktolit) yeşil renkli agregatlar şeklinde görülür. Kristal sınırları gözle görülmez. Yüzey kayalarında ise (örneğin olivin-bazalt, Şekil 2.17-a) euhedral fenokristallerinin hamur içinde yüzdüğü rahatça görülür. Bu örneklerde genellikle camsı parlaklıkta ve yeşil renklindedir.
- İnce kesit örneklerinde //N'de genelde renksiz görülür (Şekil 2.16a). Fayalit bakımından zengin olanlar oksidasyon sonucu yeşilimsi sarı renkler sunabilir.
- Özşekilli kristalleri altıgen yada sekizgen şekillere sahiptir (Şekil 2.17-b).
- Rölyefinin çok yüksek oluşu tanınmasında kullanılan önemli bir özelliğidir.
- Çift kırınım değerleri yüksek olup 2. sıranın yeşil ,mavi, turuncu, pembe gibi parlak renklerini sunar (Şekil 2.16 ve 17).
- Mg bakımından zengin olivinler diyopsit ile karıştırılabilir, ancak piroksenlerin iki yönde gelişmiş mükemmel dilinimleri sayesinde ayırt edilebilir.





**Şekil 2.16.** Bazalt içerisinde gözlenen olivin örneği (a) //N’de renksiz ve yüksek rölyefi, (b) yüksek çift kırınım renkleri sunmaktadır.



**Şekil 2.17.** (a) İkincil kalsit oluşumları dışında tamamen olivinden oluşan bir dünit örneği (+N) Yüksek girişim renklerine dikkat ediniz.. (b) kenarlarından itibaren iddingsitleşme sunan euhedral olivin kristalleri. Kesitin sağ alt kesiminde piroksen (titanojit) görülmekte (X375, +N).

### 3. Bölüm

#### MAGMATİK KAYAÇLARIN SINIFLANDIRILMASI

Magmatik kayaçları öncelikle yerleşim derinliğine göre sınıflamak gerekir. Daha sonra hesaplanacak olan mineralojik bileşimler yardımıyla, yerleşim derinliğine göre diyagramlar kullanılarak isimlendirme yapılır.

Magmatik kayaçların yerleşim derinlikleri, göstermiş oldukları dokusal özellikler yardımıyla belirlenir. Bir kayacın doku türü, minerallerin büyüklük, şekil ve dizilme biçimlerini anlatır. Ayrıntılı dokusal sınıflamalara 4. bölümde değinilecektir.

İlk olarak en temel doku türleri ile yerleşim derinliğinin belirlenmesi anlatılacaktır.

Ergiyik haldeki silikat karışımı olan magma soğumaya başladığında Bowen Tepkime Serilerine göre kristallenmeye başlar. Oluşan kristallerin büyüklükleri doğrudan soğuma hızı ile ilişkilidir. Soğuma hızını ise derinlik kontrol eder. Öyleyse derinlerde soğuyup katılan kayaçlar (plütonlar) yavaş soğudukları için iri kristallere sahiptir. Bir diğer önemli özellikleri ise ergiyikteki tüm fazların kristallenebilmesi için yeterli süre bulunduğundan “tümü kristalli” (holokristalen) olmalarıdır. Magma eğer katılaşmadan yeryüzüne çıkma şansı bulursa (volkanizma) kristallenebilmek için yeterli süre bulamadığından (yani hızlı soğuduğundan) küçük kristallere sahip olacak, hatta kristallenmeden katılan cam yada hamura (matris) sahip olacaktır (hipokristalen doku). Çoğu yüzey kayacı, yüzeyde meydana gelen hamur içinde yüzer konumlu iri kristaller içerir. Bu mineraller magmanın derinlerde henüz yeryüzüne çıkmadan önce soğumaya başlaması nedeniyle ortaya çıkan ve yukarı taşınan ilk soğuma ürünleridir. Cam yada hamur içinde fenokristal içeren volkanik kayaçlar iki soğuma evresini yansıtırlar ve gösterdikleri doku “porfirik” olarak isimlendirilir. Yeryüzüne yakın yerlerde kristalleşen kayaçlar ise “yarı derinlik kayacı” (damar kayacı, hipabisal kayaçlar) olarak isimlendirilirler. Bu kayaçlar holokristalen dokuda olsalar bile göstermiş oldukları özgün doku türleri (ofitik ve poligonal dokular) ile kolayca ayırt edilebilirler.

**Tablo 3.1.** Magmatik Kayaçların doku türlerine göre yerleşim derinlikleri.

<b>Doku Türü</b>	<b>Yerleşim Derinliği</b>	<b>Kayaç Örneği</b>
Holokristalen	Derinlik	Granit, Dünit
Hipokristalen	Yüzey	Andezit, Riyolit
Ofitik Doku	Damar kayacı	Diyabaz
Poligonal Doku	Damar Kayacı	Aplit

Bir kayacın kimyasal analizi sayesinde ana (major) element ve iz (trace) element içerikleri elde edilir. Ana elementler kayaç yüzde ağırlık cinsinden ifade edilir (örneğin SiO<sub>2</sub>, K<sub>2</sub>O, CaO vb). % 0.1 den daha düşük konsantrasyona sahip olan iz elementler ise (Th, Cs, La vb) milyonda bir kısım (ppm) cinsinden ifade edilir.

Günümüzde hem ana element oksitlerine göre hem de iz element içeriklerine göre sınıflama yapılmaktadır (örneğin SiO<sub>2</sub>-K<sub>2</sub>O+Na<sub>2</sub>O diyagramı). Sağlıklı adlamalar jeokimyasal verilere göre yapılmasına karşın arazi sınıflandırmaları kimyasal analizin mümkün olmaması nedeniyle mineralojik bileşime göre yapılır.

!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!! **ÖNEMLİ NOT** !!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!

Aynı kimyasal bileşime sahip iki kayaç farklı yerleşim derinlikleri nedeniyle farklı mineralojik bileşim, farklı renk ve farklı dokulara sahip olabilir. Örneğin granit ve riylit aynı kimyada olmalarına karşın mineralojik ve dokusal özellikleri ve böylelikle görünümleri çok farklı olabilir.

### 3.1. Kimyasal Sınıflandırma

Kimyasal analizlere dayanılarak bir çok diyagram geliştirilmiştir ancak bunlara burada değinilmeyecektir. En temel kimyasal sınıflama kayacın "kimyasal bileşimi" olarak da isimlendirilen SiO<sub>2</sub> içeriğine göre yapılan sınıflandırmadır. Magmatik kayalar yüzde ağırlık cinsinden (%wt) silis içeriğine göre:

Asidik	SiO <sub>2</sub> : >%66	} şeklinde sınıflanır.
Ortaç (yada nötr)	SiO <sub>2</sub> : 52-66	
Bazik	SiO <sub>2</sub> : 45-66	
Ultrabazik	SiO <sub>2</sub> : <45	

Silis bakımından (SiO<sub>2</sub> içeriği) fakir olan magmatik kayalar Fe ve Mg içeriklerinin yüksek olması nedeniyle "**mafik**"; SiO<sub>2</sub> içeriği yüksek olan magmatik kayalar ise "**felsik**" olarak isimlendirilir. Mafik yada ultramafik kayalar koyu renkli (siyah, yeşil), felsik kayalar ise açık renklidir. Ancak anortozit olarak isimlendirilen bazı ultrabazik kayalar mafik yada ultramafik değildir. Bu kurala uymayan başka kayaç türleri de vardır.

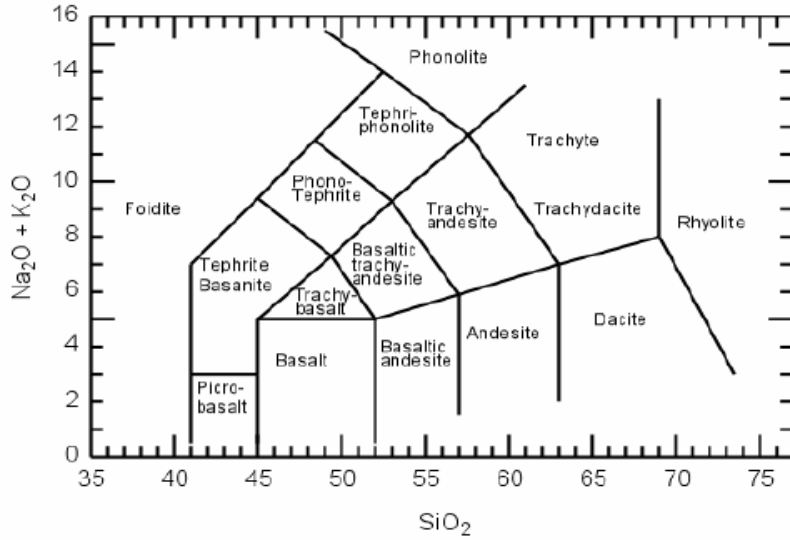
**Tablo 3.2.** Magma tiplerine göre yaklaşık mineral içerikleri.

<b>Magma Çeşitleri ve Yaklaşık Mineral Bileşimi</b>			
Magma Tipi	Kayaç Rengi	Yaklaşık Mineral İçeriği	Örnek Kayaç İsmi
Asidik / Felsik	Beyaz, Kırmızı, Pembe vb	Kuars, ortoklas, plajioklas, biyotit ve amfibol	Granit
Ortaç	Ara renkler	Oligoklas-Andezin türü plajioklas, amfibol, bazen piroksen	Diyorit, Andezit
Bazik / Mafik	Koyu gri, siyah	Piroksen, bazik plajioklas, bazen olivin	Gabro
Ultrabazik / Ultramafik	Siyah, Yeşil	Olivin ve/veya piroksen	Dünit, Harzburjit, Piroksenit

!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!! **ÖNEMLİ NOT** !!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!

Bir kayacın "silis" (SiO<sub>2</sub>) içeriği ile "serbest kuvars" içeriği aynı şey değildir. Kayaç, içerisinde hiç serbest kuvars olmadığı halde %60 (wt) SiO<sub>2</sub> içerebilir. Bu durum kayaç yapıcı diğer minerallerin de SiO<sub>2</sub> içermesinden kaynaklanır. Mineralojik olarak %97 olivin, %2 piroksen ve %1 opak minerallerden yapılabir bir ultrabazik bir kayaç örneğin % 40 (wt) SiO<sub>2</sub> içeriyor olabilir.

Özellikle volkanik kayaları kimyasal olarak adlarken kullanılan diyagramlardan birisi de Le Maitre ve diğ. (1989) tarafından 24,000 altere olmayan kayaç örneğinin analizi yapılarak gerçekleştirilen toplam alkali-silis diyagramıdır (Şekil 3.1).



**Şekil 3.1.** Volkanik kayaların toplam alkali-silis içerikleri temelinde kimyasal sınıflaması (Le Maitre ve diğ., 1989).

### 3.2 Mineralojik Sınıflama

Mineralojik sınıflama ve kimyasal sınıflama aynı şeyler olmasa da yakından ilişkilidir. Bir magmatik kayacın mineralojisini kimyası belirler. Yani bir magma ergiyiğinin eğer kimyasal bileşimi biliniyorsa, bu malzeme katılaştığında kazanacak olduğu mineraloji tahmin edilebilir. Kayacın mineralojik bileşimi, oluştuğu magmanın kimyasına olduğu kadar, yerleşim derinliği (soğuma hızı) gibi diğer bazı faktörlere de bağlıdır.

Arazi gözlemleri sırasında bir magmatik/volkanik kayacın doğru adlandırılabilmesi öncelikle seçilen örneğin taze olmasına (yani alterasyona uğramadan ilksel mineralojisini yansıtmasına) ve ana kayacı temsil etmesine bağlıdır. Daha önce değinilen 7 kayaç yapıcı ana mineral gruplarının her birinin iyi bilinmesi gerekir. Makroskopik olarak bir kayacda dikkati çeken ilk özellik renktir. Kayacın rengi doğrudan mineralojisine bağlıdır\*.

Yukarıda değinildiği gibi bazik ve ultrabazik kayalar içerdikleri olivin ve piroksen gibi koyu renkli minerallerin baskın olması nedeniyle siyah ve yeşil renklere gözlenirler. Kayacın silis miktarı arttıkça felsik mineral oranı da artacağından rengi giderek açılacaktır. Örneğin granit felsik bir kayaç olup açık renklidir. Açık renkli olması plajioloklas, ortoklas ve kuvars gibi minerallerin baskın olmasından kaynaklanır. Neredeyse tamamen olivinden yapılmış dünit ise ultramafik bileşimli olup yeşil renklere gözlenir.

Magmatik kayaların mineralojik sınıflamaları, köşelerinde belirli minerallerin gösterildiği üçgen diyagramlarda yapılır.

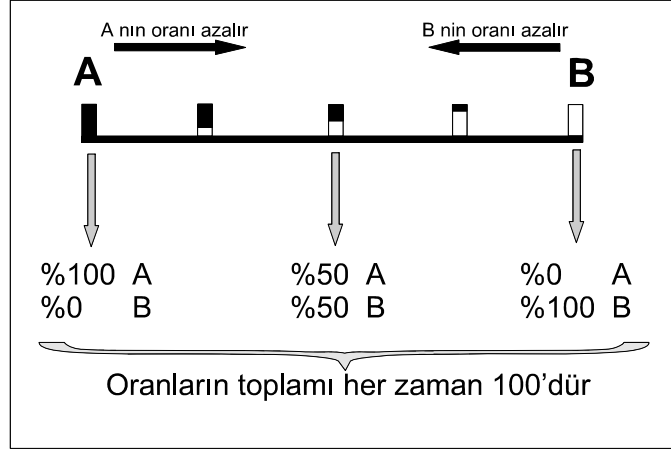
**!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!! ÖNEMLİ NOT !!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!**

\* kayacın rengini belirleyen mineral bileşimidir. Faneritik (tümü kristalli, *holokristalen*) bir kayacın rengi tamamen mineralojisine bağlıdır, ancak afanitik (yarı kristalli, *hipokristalen*) bir kayacın rengini büyük ölçüde hamur (yada matris) belirleyeceği için böyle bir sınıflamaya gitmek doğru olmaz. Siyah matrise sahip andezit mafik yada bazik değildir. Obsidyenlerin çoğu siyah olmasına karşın tamamen asidik ve felsiktir. Bu durumda kayacın yerleşim derinliği tekrar önem kazanmaktadır.

### 3.2.1. Üçgen Diyagramların Kullanılması

Üçgen diyagramlara geçmeden önce iki bileşene sahip karışımların bileşimlerinin nasıl gösterildiğine değinelim.

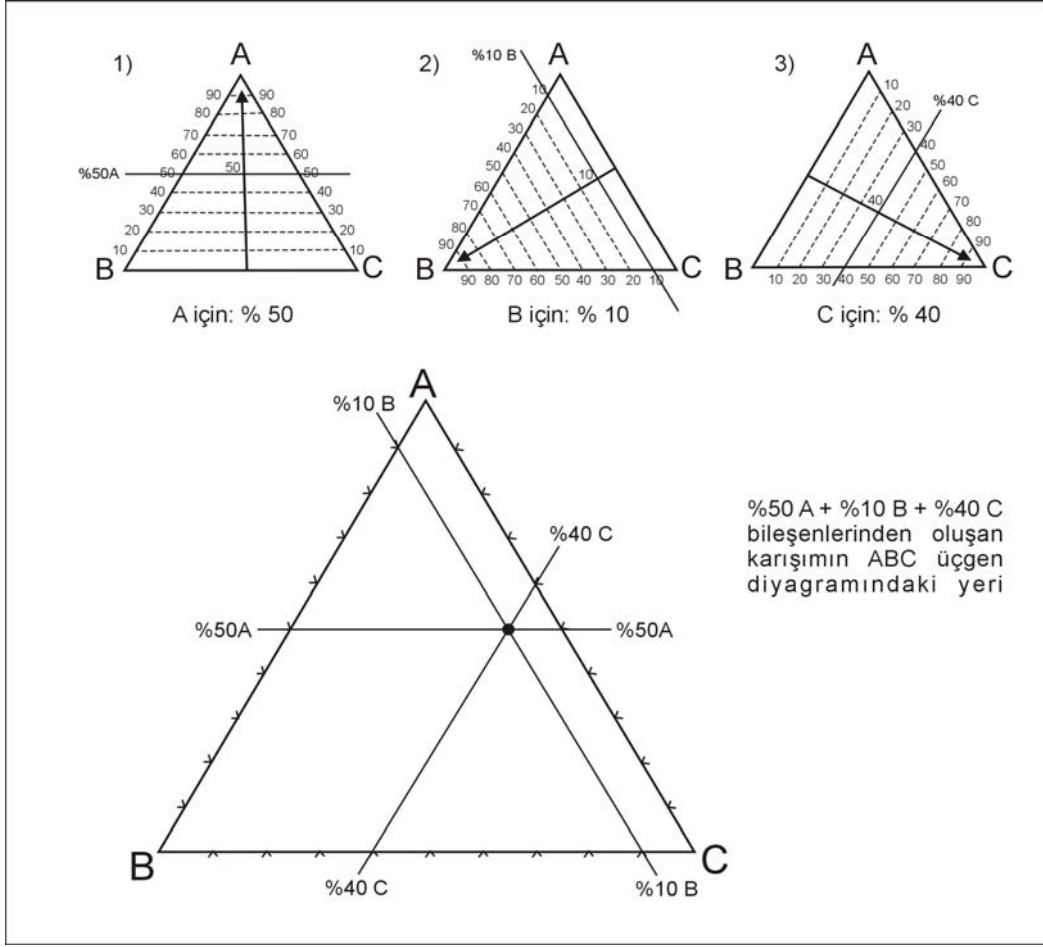
A ve B gibi iki bileşenden oluşan bir karışım iki bileşenli olup bir doğru üzerinde ifade edilebilir. Doğrunun herhangi bir ucuna yaklaşıldığında o ucu simgeleyen bileşenin oranı artar ve sonunda %100 olur. Diğer taraftan diğer bileşen % 0 olacaktır. Ancak dikkat edilmesi gereken husus toplamın her zaman için 100 olmasıdır. Karışımda % 72 A olması demek B bileşenin % 28 oranına sahip olması demektir.



Şekil 3.2. İki bileşenli bir karışıma ait bileşimin grafiksel gösterimi.

Karışım içinde üç bileşen olması halinde üçgen diyagramlar kullanılır. Aynı şekilde, üçgenin her köşesi bir bileşeni simgeler. Üçgen içerisindeki bir noktanın her bir köşeye olan uzaklığı, o köşeye ait bileşenin oranını verir. Köşeye yaklaştıkça oran %100'e yaklaşır.

Bileşimi belli olan bir karışımı üçgen diyagramda, her bileşenin karışımdaki oranı her köşenin karşısındaki kenardan (A noktası için BC kenarı) köşeye doğru artacak şekilde o kenara çizilen paralellerin kesişim noktası simgeler. Üçgenin ağırlık merkezindeki bir noktada her bileşen eşit oranda karışmış demektir. Şekil 2.3. de % 50 A, % 10 B ve % 40 C bileşenlerinden oluşan bir karışım örneği gösterilmiştir. Üçgen diyagramlarda da dikkat edilmesi gereken en önemli hususlardan birisi oranların toplamının 100 olmasıdır. Aksi durumda her bileşen için kenarlara çizilen paraleller bir noktada kesişmeyecek ve üçgen içerisinde bir nokta değil bir üçgen oluşacaktır.

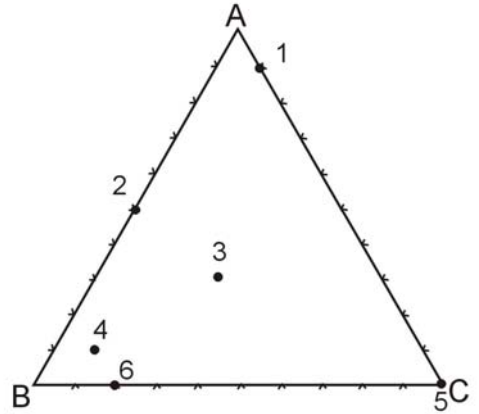


Şekil 3.3. Üçgen diyagramların kullanılması.

**Alıştırma:**

1. Yandaki üçgen diyagramda noktalar ile gösterilen bileşimleri bulunuz.
2. % 20 A + % 80 B;  
 % 75 A + % 1 B + % 24 C;  
 % 100 B;  
 % 80 A + % 20 C;

bileşimlerini üçgen diyagram üzerinde gösteriniz.



## 2.1.2. Üçgen Diyagramın Seçimi

Magmatik kayalar üçgen diyagramlarda sınıflarken üçgenin köşelerine konulacak mineraller kayacın kimyasal bileşimine göre seçilir. Daha önce hazırlanmış olan diyagramların içleri alanlara bölünmüş ve isimlendirilmiştir. Buna göre kayaç hangi alana düşüyorsa o ismi alacaktır.

Asidik, ortaç ve alkali\* bileşimdeki derinlik ve yüzey kayaları için Q-A-P (kuvars, alkali feldispat, plajioklas) üçgen diyagramı kullanılır. Ayrıca feldispatoyid minerallerini içeren alkali kayalar için A-P-F (alkali feldispat, plajioklas, feldispatoyid) diyagramı hazırlanmıştır. Bu iki diyagram ayrı ayrı gösterilebileceği gibi P ve F bileşenlerinin ortak olması nedeniyle A-P-F diyagramının ters çevrilip Q-A-P diyagramı ile birlikte de gösterilebilir (Şekil 2.4).

!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!	ÖNEMLİ	NOT	!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!
* Siyenit ve Monzonit gibi kayalar SiO <sub>2</sub> içerikleri % ..... arasında olmasına rağmen asidik yada ortaç şeklinde değil, alkali içeriklerinin yüksek olması nedeniyle "alkali" olarak nitelendirilir. Aynı şekilde feldispatoyid mineralleri içeren Fonolitoid, Tefritoid ve Foiditoid grubu kayalarda alkali karakterdedir.			

Bazik ve Ultrabazik bileşimli kayalar için ise Ol - Opx - Kpx (Olivin, Ortopyroksen, Klinopyroksen) üçgenleri kullanılır. Ancak bazik bileşimli kayaları ultrabazik bileşimli kayalardan ayıran plajioklas (P) mineralinin varlığı nedeniyle, üçgenin köşeleri Ol+P - Opx+P - Kpx+P şeklinde gösterilir, yada yazım kolaylığı açısından üçgenin yanına "+P" yazılır (Şekil 2.5 ve 2.6).

Çeşitli kayalar için hangi üçgenin seçileceği tablo halinde aşağıda verilmiştir.

**Tablo 3.3.** Mineral içeriklerine bakarak üçgen diyagram seçimi.

Karakteristik Mineraller	Diğer Mineraller	Kayacın karakteri	Kullanılacak Diyagram	Örnek (Yüzey) (Derinlik)	
<b>Q var</b> (> %10) Prx, Ol yok	±P, ±A, ±Biy, ±Amf,	ASİDİK	Q - A - P	Granit Granodiyorit	Riyolit Dasit
<b>Q &lt; %10</b> <b>A yada P çok fazla</b>	±P, ±A, ±Biy, ±Amf, ±opak, ±prx	ORTAÇ	Q - A - P	Diyorit	Andezit
		ALKALİ	Q - A - P	Siyenit	Trakit
Q yok <b>F var</b>	±P, ±A, ±Biy, ±Amf, ±opak, ±prx	ALKALİ	Q - A - F (ters üçgen)	Foyidit	Lösitit
Q yok, <b>P var</b> <b>Prx fazla</b> (Opx / Kpx)	P, Biy, ± Ol	BAZİK	Ol - Opx - Kpx <b>(+Plajioklas)</b>	Gabro	Bazalt
<b>P yok</b> Prx ve/veya Ol	Tamamen Prx, tamamen Ol yada bu iki mineralin farklı oranlarda karışımı	ULTRABAZİK	Ol - Opx - Kpx	Peridotit	Kimberlit

(Q: kuvars; P: Plajioklas; A: Alkali Feldispat; F: Feldispatoyid; Biy: Biyotit; Prx: Piroksen; Opx: Ortopyroksen; Kpx: Klinopyroksen; Ol: Olivin)

!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!! **ÖNEMLİ NOT** !!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!

Bazaltlar ve gabrolar bazik bileşimli kayalar olmalarına rağmen plajioklas içeriklerinin yüksek olması, kuvars ve alkali feldispat içermemeleri nedeniyle Q-A-P üçgeninde P köşesinde çıkarlar. Aynı alanda diyoritler ve andezitler de bulunur.

**Bazaltlar (Gabro) ve Andezitler (Diyorit) Arasındaki Ayrım:**

Bazaltlar genelde siyah renkli olmalarına rağmen bazı örneklerin ilk bakışta andezit mi yoksa bazalt mı olduğunun belirlenmesi kolay olmayabilir. Hem andezitler (diyoritler) hem de bazaltlar (gabrolar) Q-A-P üçgeninde Alkali feldispat ve kuvars içermediklerinden (yada çok az barındırdıklarından) P köşesine yakın yerlerde çıkacaklardır.

Bazalt ve Andezitleri ayırmanın diğer yöntemleri:

- Kimyasal analizlerden elde edilen silis içeriği en sağlıklı ayrımı sağlar.

$SiO_2 > 52 \rightarrow$  ANDEZİT

$SiO_2 < 52 \rightarrow$  BAZALT

- Plajioklasların türleri:

$An > 50$  (~55-60: Labrador)  $\rightarrow$  BAZALT

$An < 50$  (~40: Oligoklas, Andezin)  $\rightarrow$  ANDEZİT

Bu ayrım, plajioklasların zonlu yapı sunmaları gibi nedenlerden dolayı her zaman doğru olmayabilir.

Ancak laboratuvar ve arazi koşullarında bunların belirlenmesinin zor hatta imkansız olması nedeniyle el örneklerinde yada ince kesitlerde piroksen, biyotit ve amfibol içeriklerine bakılır.

**Amfibol + Biyotit > Piroksen  $\rightarrow$  ANDEZİT;**  
**Piroksen > Amfibol + Biyotit  $\rightarrow$  BAZALT**

**3.1.3. Magmatik Kayaların Mineralojik Bileşimlerinin Saptanması ve Yüze Tamamlama İşlemleri ile Üçgen Diyagramın Kullanılması**

Daha önceki konularda üç bileşenli bir karışımın (burada kayacın) bileşimini üçgen grafikte nasıl gösterileceği anlatılmıştı. Magmatik kayalarda ise bileşen sayısı bir olabildiği gibi 5 yada 6 olabilir. Bu durumda bileşenlerden (mineral fazlardan) hangilerinin kullanılacağına karar verilmeli ve diğer mineraller yok sayılarak asıl minerallerin (üçünün) değerleri toplamı yüze tamamlanmalıdır. Bu konuyu örnekler yardımıyla açıklayalım.



## Örnek 1.

### 1. Adım

Kayaç örneğimiz holokristalen (tümü kristalli) doku gösterebilir. Bu durumda yerleşim yeri "derinlik" olacaktır.

### 2. Adım

Kayaç içerisinde kuvars mineralleri gözlenmektedir. Yani kayaç "asidik" bileşimlidir. Kullanılacak diyagram Q - A - P diyagramı olup derinlik kayaçları için adlama yapılacaktır.

### 3. Adım

Mineralojik bileşimi:

<b>Kuvars:</b> .....	%41	}	Toplam %83	}	Toplam %100
<b>Alkali Feldispat (Ortoklas) :</b> ..	%25				
<b>Plajioklas:</b> .....	%17				
Biyotit:.....	% 9				
Amfibol:.....	% 8				

Üçgende kullanılacak minerallerin yüze tamamlanmış değerleri:

$$\begin{array}{rcl} \text{Kuvars:} & 83 & 41 \text{ ise} \\ & 100 & X \end{array} \longrightarrow X = \%50 \text{ (kuvars)}$$

$$\begin{array}{rcl} \text{Ortoklas:} & 83 & 25 \text{ ise} \\ & 100 & X \end{array} \longrightarrow X = \%30 \text{ (ortoklas)}$$

$$\begin{array}{rcl} \text{Plajioklas} & 83 & 17 \text{ ise} \\ & 100 & X \end{array} \longrightarrow X = \%20 \text{ (plajioklas)}$$

Bu değerler Q-A -P diyagramında gösterildiğinde granit alanına düştüğü görülür.

## Örnek 2.

### 1. Adım

Kayaç örneğimiz hipokristalen (yarı kristalli) doku gösterebilir. Bu durumda hamur içerdiği için yerleşim yeri "yüzey" olacaktır.

### 2. Adım

Kayaç içerisinde bol miktarda plajioklas mineralleri gözlenmektedir. Kayaçta kuvars olmadığından ve Biyotit + Amfibol toplam yüzdesi piroksenden az olduğu için kayaç "bazik" bileşimlidir. Bu durumda kullanılacak diyagram Q - A - P yada bazik üçgen diyagramıdır. Adlama yapılırken yüzey kayaçları seçilecektir.

### 3. Adım

Mineralojik bileşimi:

<b>Plajioklas:</b> .....	%40	} Toplam %4	} Toplam %100
<b>Alkali Feldispat (Sanidin) :</b> .....	% 0		
<b>Kuvars:</b> .....	0		
Piroksen:.....	%11		
Amfibol:.....	% 1		
Biyotit.....	% 2		
Hamur.....	%46		

Üçgende kullanılacak minerallerin yüze tamamlanmış değerleri:

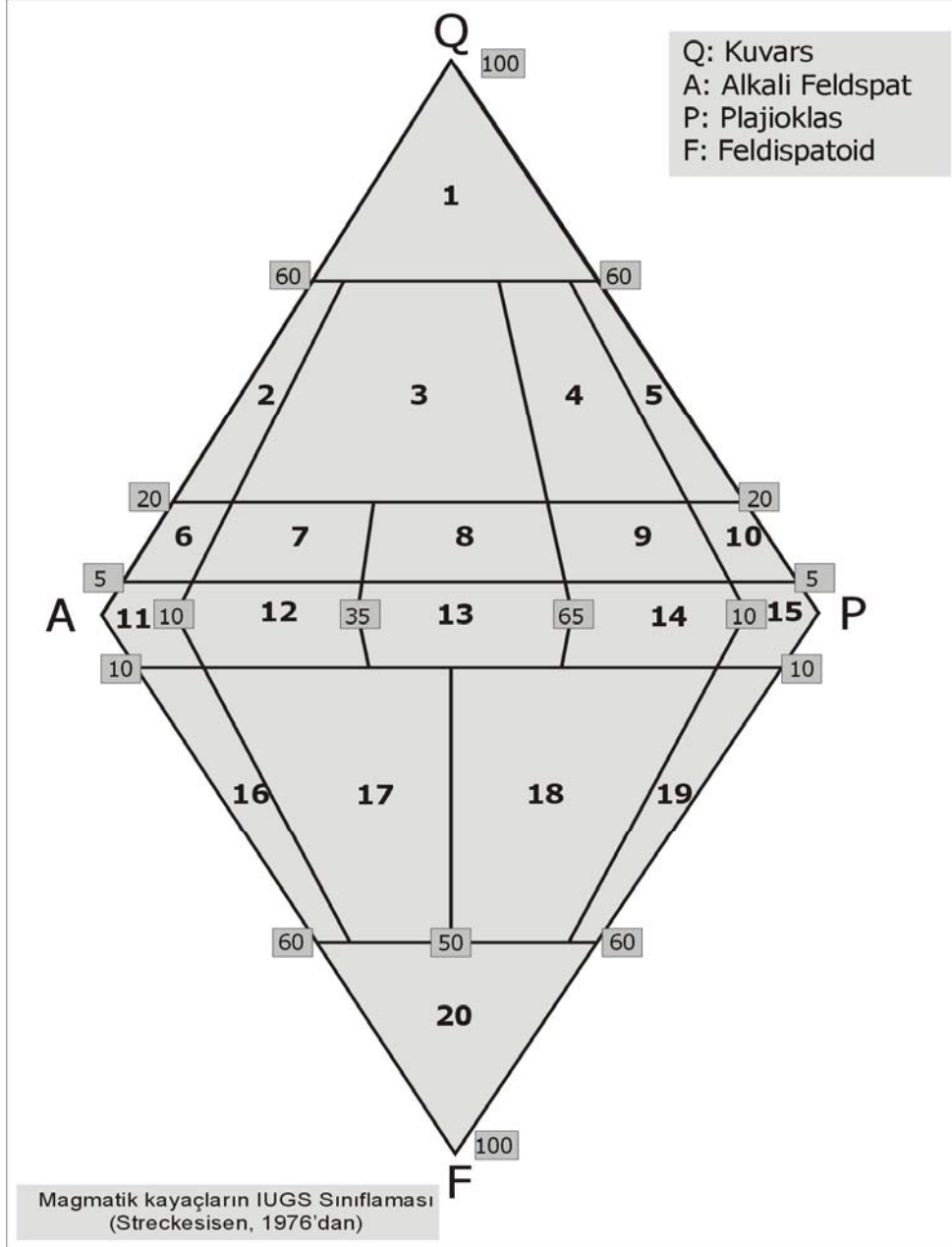
Kuvars:	40	0 ise	→ X = %0 (kuvars)
	100	X	
Ortoklas:	83	0 ise	→ X = %0 (ortoklas)
	100	X	
Plajioklas	83	40 ise	→ X = %100 (plajioklas)
	100	X	

Bu değerler Q-A -P diyagramında gösterildiğinde P köşesinde çıktığı görülür. Kayaç içindeki Piroksen oranı Amfibol + Biyotitten fazla olduğu için kayaç bazalttır.

Bu örnek ayrıca bazik üçgene de düşürülebilir. Olivin içeriği % 0 olduğundan Opx-Kpx çizgisi üzerinde çıkacaktır. Ancak bu işlem, kayaç yüzey kayacı olduğu için tercih edilmez.

### 3.1.6. Magmatik Kayaçların Sınıflandırılmasında Kullanılan Ayrıntılı Üçgen Diyagramlar

#### 1. Q-A-P Diyagramı (Asidik, Nötr, Alkali Bileşimli Derinlik ve Yüzey Kayaçları)



Şekil 3.4. Q-A-P-F diyagramı. Bu diyagram Q-A-P ve A-P-F diyagramı şeklinde ayrı ayrı gösterilebilir.

Açıklama için tablo 3.4.e bakınız.

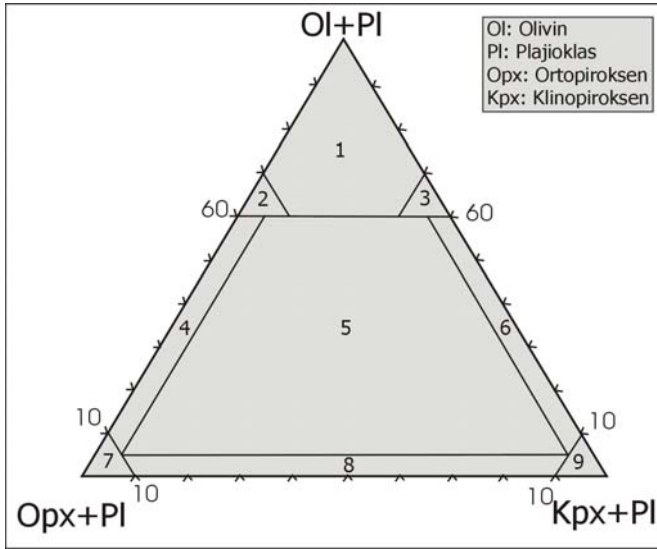
**Tablo 3.4. Q-A-P üçgenindeki alanların açıklamaları.**

Alan Numarası	<b>DERİNLİK KAYAÇLARI</b>		<b>YÜZEY KAYAÇLARI</b>		<b>Silise Doygunluk</b>
<b>1</b>	----		----		Riyolitoidler ve Dasitoidler
<b>2</b>	Alkali feldispat Granit		Alkali Feldispat Riyolit		
<b>3</b>	Granit		Riyolit		
<b>4</b>	Granodiyorit		Dasit		
<b>5</b>	Tonalit				
<b>6</b>	Alkali kuvars-Siyenit		Alkali kuvars-Trakit		Trakitoidler
<b>7</b>	Kuars-Siyenit		Alkali-Trakit		
<b>8</b>	Kuars-Monzonit		Kuars-Latit		
<b>11</b>	Alkali Siyenit		Alkali-Trakit		
<b>12</b>	Siyenit		Trakit		
<b>13</b>	Monzonit		Latit		
<b>9</b>	Kuars Monzodiyorit : An < 50 ----- Kuars Monzogabro : An > 50		Kuars-Latit andezit : An < 50 ----- Kuars-Latit bazalt : An > 50		Andezitoidler ve Bazaltoidler
<b>10</b>	Kuars Diyorit : An < 50 ----- Kuars Gabro : An > 50		Kuars-Andezit : An < 50 ----- Kuars Toleyit : An > 50		
<b>14</b>	Monzodiyorit : An < 50 ----- Monzogabro : An > 50		Latit Andezit : An < 50 ----- Latit bazalt : An > 50		
<b>15</b>	Diyorit : An < 50 ----- Gablo : An > 50		Andezit : An < 50 ----- Bazalt : An > 50		
<b>16</b>	Foyidli siyenit (Foyayit)		Fonolit		
<b>17</b>	Foyidli monzosiyenit (Plajiyofoyayit)		Tefritik Fonolit		
<b>18</b>	Foyidli Monzodiyorit : An < 50 ----- Foyidli Monzogabro : An > 50	Esseksit	Fonolitik Tefrit		Fonolitoidler, Tefritoidler ve Foiditoidler
<b>19</b>	Foyidli Diyorit : An < 50 ----- Foyidli Gabro : An > 50	Teraltit	Tefrit, Bazanit		
<b>20</b>	Foyidit		Lösitit		

Silise Doygun (Silica-saturated) ve Aşırı Doygun (Silica-oversaturated)

Silise Doygun Olmayan (Silica-undersaturated)

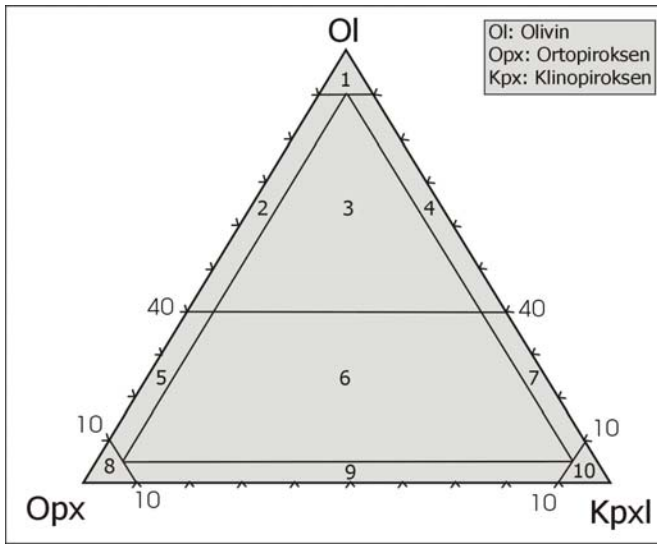
## 2. Ol - Opx - Kpx (+P) Diyagramı (Bazik bileşimli derinlik kayaçları)



Alan	Kayaç İsmi
1	Troktolit
2	Ortopiroksenli Troktolit
3	Klinopiroksenli Troktolit
4	Olivinli Norit
5	Olivinli Gabro-Norit
6	Olivinli Gabro
7	Norit
8	İki Piroksenli Gabro
9	Gabro

Şekil 3.5 Ol-Opx-Kpx (+P) diyagramı.

## 3. Ol - Opx - Kpx Diyagramı (Ultrabazik Derinlik Kayaçları)

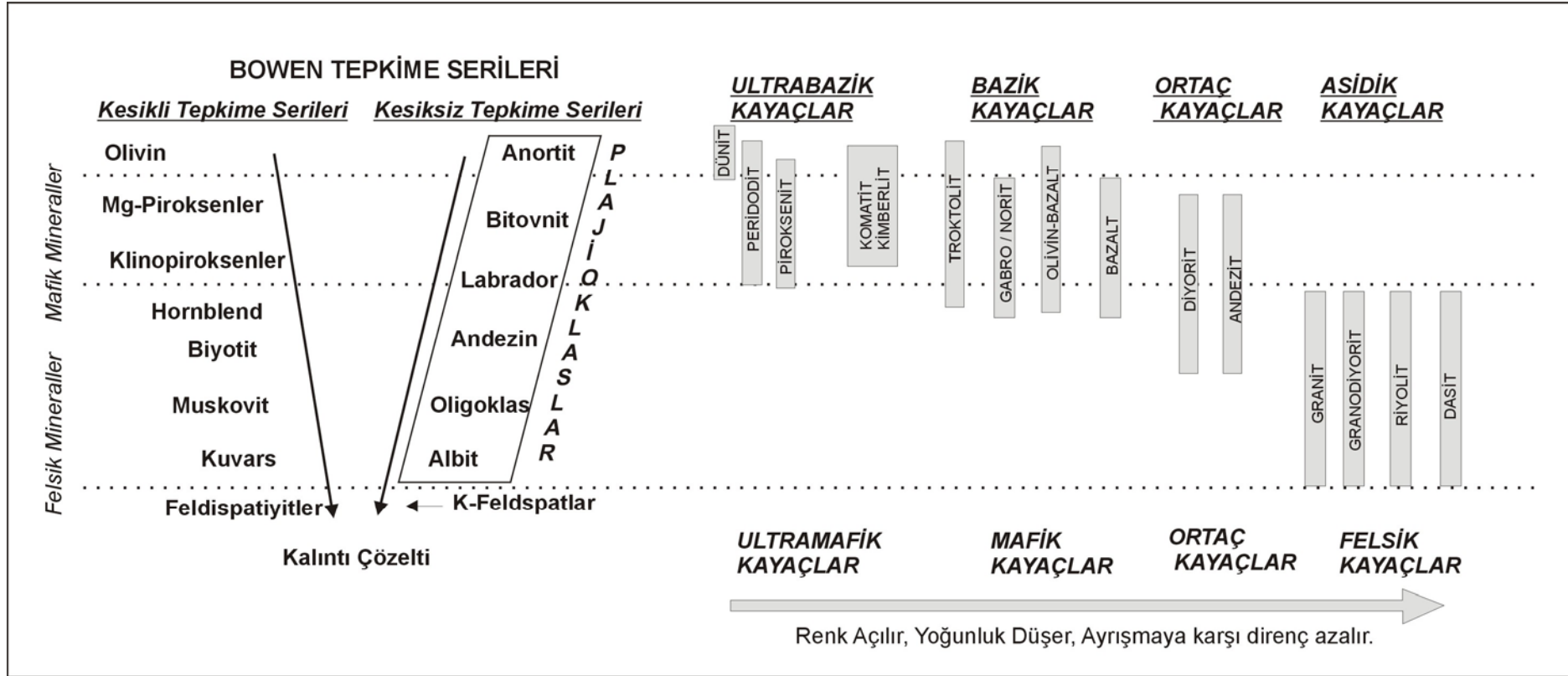


Alan	Kayaç İsmi
1	Dünit
2	Harzburjit
3	Lerzolit
4	Verlit
5	Olivinli Ortopiroksenit
6	Olivinli Vebsterit
7	Olivinli Klinopiroksenit
8	Ortopiroksenit
9	Vebsterit
10	Klinopiroksenit

Şekil 3.6. Ol-Opx-Kpx diyagramı.

Görüldüğü gibi bazik ve ultrabazik kayaçların sınıflandırılması için hazırlanan üçgen diyagramlarda yüzey kayaçları yer almamakta, sadece derinlik kayaçları gösterilmektedir. Bazik bileşimli yüzey kayacı bazalt olarak isimlendirilecektir. Bazı hallerde bazaltlar olivin fenokristalleri içerebilir. Bu durumda kayacın adı "olivin-bazalt" olarak anılmalıdır.

Ultrabazik yüzey kayaçları ise sınıflandırma dışında tutulmaktadır. Çok nadir olarak gözlenen bu kayaçlara örnek olarak elmas içermesi açısından önem taşıyan Kimberlit ve komatit lavları örnek olarak verilebilir.



Şekil 3.7. Bowen tepkime serilerine göre magmatik kayaçların genelleştirilmiş sınıflaması ve genel özellikleri.

## 4. Bölüm

### MAGMATİK KAYAÇLARDA GÖZLENEN DOKU TIPLERİ

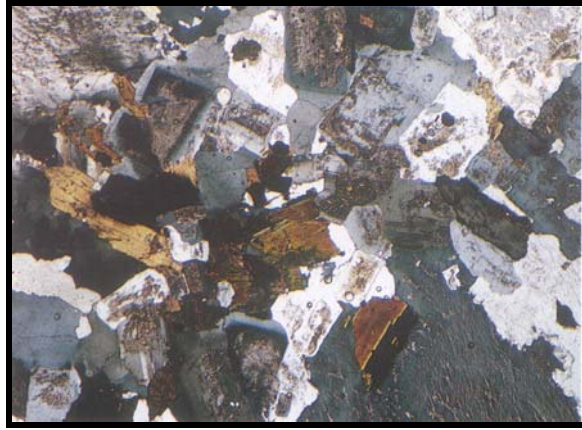
#### 4.1. Kristallenme Derecelerine Göre Dokular

Kristallenme derecesi soğuma süresine ve böylelikle yerleşim derinliğine bağlıdır.

##### Temel Dokular

##### 4.1.1. Holokristalen (Tümü Kristalli) Doku

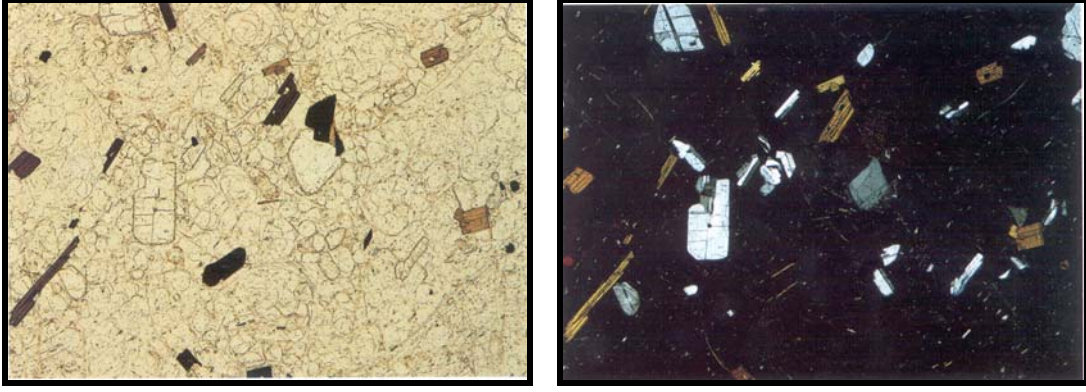
Magmatik kayanın oluştuğu silikat ergiyiği tamamen kristallenebilecek süreyi bulmuştur. Bu tür dokular derinlik kayaçlarında (Plütonlarda) gözlenir. Ayrıca bazı yarı derinlik kayaçları da tümü kristalli olmalarına karşın özgün dokuları ile derinlik kayaçlarından ayrılırlar (Şekil 4.1 ve 4.4).



Şekil 4.1. Holokristalen dokulu granit örneğinin mikroskopta görünümü (X14; +N).

##### 4.1.2. Hipokristalen Doku (Yarı Kristalli Doku)

Volkanik kayaçlarda (yüzey kayaları) görülen bu temel dokuda, soğuma süresinin kısa olması nedeniyle hem kristallenmiş hem de kristallenemeyen kısımlar söz konusudur. Derinlerden yükselen bir magmada soğuma işlemi sürekli olduğu için ilk andan itibaren kristallenme olayı başlar. Kayaçta, hamur içinde gözlenen iri kristaller (fenokristal) derinde oluşan fazlardır. Hamur kısmı ise yüzeyde ani soğuma sonucu kristallenemeyen kesimi ifade eder. Fenokristaller çok iri yada ufak olabilir. İçinde bulunduğu malzeme kriptokristalin (mikroskopta dahi görülemeyecek boyutlardaki kristaller) minerallerden oluşan hamur (yada matris) olabildiği gibi ani soğuma ile tamamen camlaşmış (volkanik cam) bir malzeme de olabilir. Şekil 4.2, 4.5, 4.15, 4.16 ve 4.17'yi inceleyiniz.



**Şekil 4.2.** Hipokristalen dokuda, plajiolklas, biyotit ve opak mineral içeren dasit örneği (X20; //N ve +N). +N’de cam malzemenin izotropik özelliği nedeniyle siyah görüldüğüne dikkat ediniz.

#### 4.1.3. Holohyalin (Kristalsız/Camsı Doku)

Tamamen camdan oluşan bu doku da yüzeydeki lavın ani soğuması sonucu meydana gelen temel bir doku türüdür.



**Şekil 4.3.** Holohyalin dokulu pekştayn (asidik bir lav türü) (X12, //N).

#### 4.2. Kristallerin Büyüklüklerine Göre Doku Tipleri

Magmatik kayalarda, mikroskopla dahi görülemeyecek (kriptokristalin) tanelerden birkaç metreyi bulan tanelere kadar değişen kristal büyüklükleri gözlenebilir. Tane boyutlarına göre:

##### 4.2.1. Faneritik Magmatik Kayalar

Taneleri gözle görülebilen kayalardır. Genelde derinlik kayaları için kullanılır.

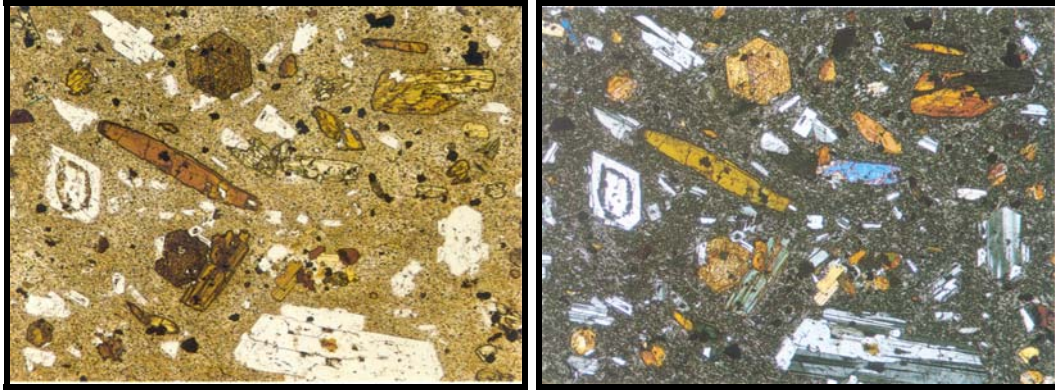


**Şekil 4.4.** Faneritik taneli bir granit el örneği (Aynı zamanda holokristalen dokuludur).



#### 4.2.2. Afanitik Magmatik Kayaçlar

Taneleri mikroskopla görülebilen kayaçları ifade eder. Hamur yada cam içeren yüzey kayaçları için kullanılır.

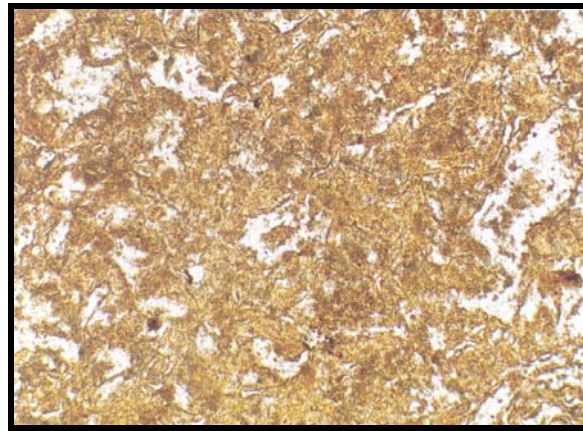


Şekil 4.5. Afanitik dokulu (porfirik dokuda) bir andezit örneğinin mikroskoptaki görünümü (X23, //N ve +N). Kayaçtaki fenokristaller plajiyoklas, amfibol (hornblend) ve piroksen (ojit).

Porfirik Doku: Kristal taneleri aynı büyüklükte olmayan, bir kısmı diğerlerine oranla çok iri olan kayaç dokusudur. Yarı derinlik ve yüzey kayaçlarında görülür.

#### 4.2.3. Kriptokristalin Magmatik Kayaçlar

Kristal Taneleri mikroskopla dahi görülmeyen kayaçları ifade eder.



Şekil 4.6. Kriptokristalin dokulu bir riyolit (X72, //N).

%100 Kristal	%100 Cam
Holokristalen	Hipokristalen
	Holohyalin

#### 4.3. Kristallerin Şekillerine Göre Doku Tipleri

Magma soğumaya başladığında Bowen tepkime serisine göre kristallenmeye başlayacaktır. Yüksek sıcaklıklarda ilk kristalleşen mineraller sıvı faz içerisinde serbest bir ortamda kristallenecekleri için özşekilli biçimde büyüyeceklerdir.

Özşekilli kristallere “idiomorf” (euhedral) kristal adı verilir. İdiomorf kristaller kendilerine özgün geometrik şekilleri (kristal formlarına göre) ile tanınırlar (Şekil 4.5, 4.7 ve 4.13).

Kendine özgün kristal şeklini kısmen gösteren yarı özşekilli kristallere ise “hipidiyamorf” (subhedral) kristal adı verilir (4.5 ve 4.13). Magma kristalleşmesinin son evrelerinde (düşük sıcaklıklarda) oluşan mineraller ise daha önce oluşmuş olan katı fazlar arasındaki boşlukları dolduracaklarından özşekilsiz olacaktır. Bu kristallere “ksenomorf” (anhedral) kristal adı verilir (4.2, 4.12).

#### **4.4. Derinlik Kayaçlarında Gözlenen Dokular.**

##### **4.4.1. Alt Dokular:**

###### **4.4.1.1. Holokristalen Panidiyomorf Doku:**

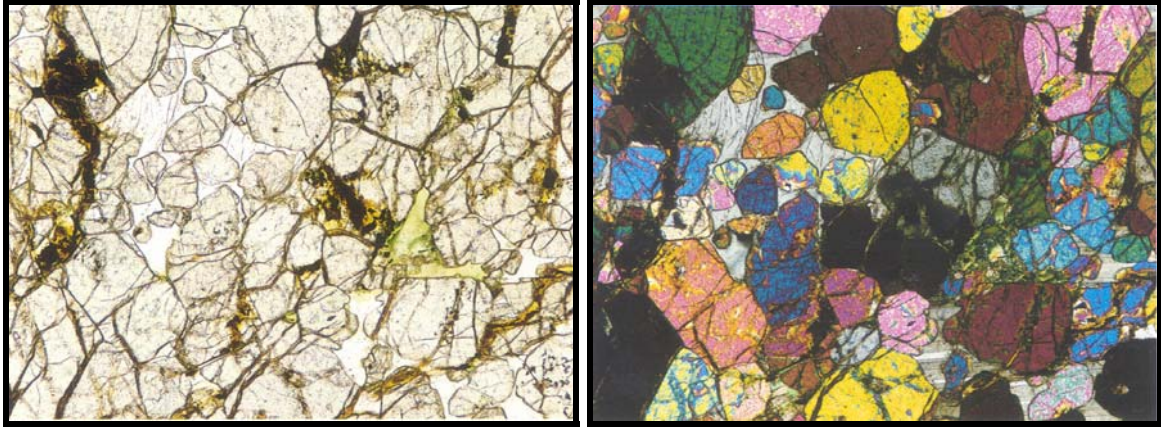
Minerallerin bir çoğunun idiomorf olduğu alt doku türüdür. Nadir bir doku olup lamprofir grubu kayaçlarda gözlenebilir.



**Şekil 4.7.** İdiomorf tanelerden oluşan hornblendit (tamamen hornblentten oluşan bir kaya türü) (X7, //N).

###### **4.4.1.2. Holokristalen Allotrimorf Doku:**

Minerallerin önemli bir kısmının ksenomorf olduğu alt doku türüdür. Ultrabazik derinlik kayaçlarında (örneğin dünit, piroksenit) ve yarı derinlik kayacı olan aplitlerde yaygındır.



Şekil 4.8. Tamamen ksenomorf (anhedral) tanelerden oluşan peridotit örneği (X27, //N ve +N).

#### 4.4.1.3. Holokristalen Hipidiyamorf Doku:

Yavaş soğuma sonucu ortaya çıkan bu dokuda hem idiomorf hem de ksenomorf taneler vardır. Mineraller Bowen tepkime serilerindeki sıralarına göre kristalleşir ve ilk oluşanlar idiomorf tanelerdir. Yaygın olan bu doku asidik derinlik kayaçlarında gözlenir.

#### 4.4.2. Özgül Dokular:

##### 4.4.2.1. Grafik Doku

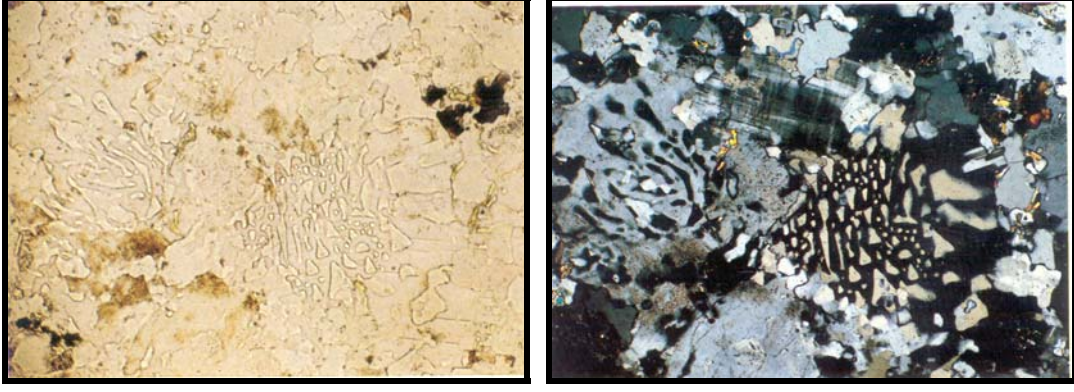
Genelde alkali feldispatlar ile kuvarslar arasında gözlenen bu dokuda alkali feldispatlar içinde aynı optik yönelime sahip kuvars inklüzyonları (kapanım) söz konusudur. El örneklerinde ve mikroskopta gözlenebilir. Granitoidlerde yaygın gözlenir.



Şekil 4.9. Grafik doku, granit (X3).

##### 4.4.2.2. Mirmekitik Doku

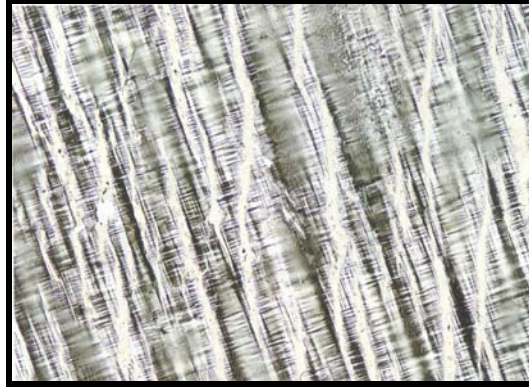
Feldispatlar ile kuvars arasındaki metasomatik (madde alışverişi) olaylar sonucu gelişir. Kuvars kristalleri feldispat içinde solucan görünümlü inklüzyonlar şeklindedir. Granitoidlerde sık rastlanılır.



Şekil 4.10. Mirmekitik doku, granit (X37, //N ve +N).

#### 4.4.2.3. Pertit

Ancak yüksek sıcaklıklarda katı çözeltili oluşturabilen albit (Na-Feldispat) ve ortoklas (K-Feldispat) karışımı soğuduğunda bir kısmı K diğer kısmı ise Na bakımından zengin olan ve kristaleografik olarak birbirine göre yönelmiş iki ayrı feldispat fazına ayrılır (eksolüsyon). Pertit yapıları K-feldispatlar içindeki Na-feldispat (albit) eksolüsyonlarından meydana gelir.



Şekil 4.11. Pertit Dokusu. Mikroklin kristali içinde albit eksolüsyonları, pegmatit (X16, +N).

#### 4.4.2.4. Antipertit

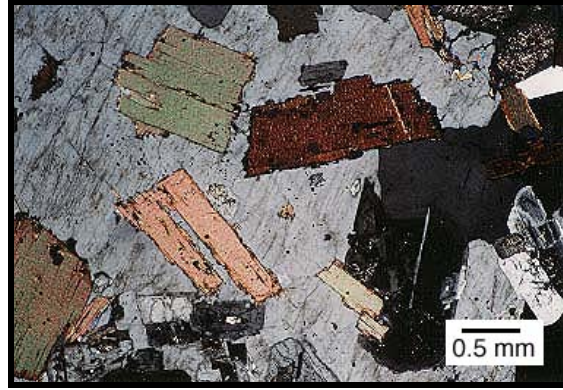
Antipertit yapıları plajioklas kristalleri içindeki potasyumca zengin feldispat eksolüsyonlarından oluşur.



Şekil 4.12. Plajioklas kristalleri içinde alkali feldispat (ortoklas) inklüzyonlarından oluşan antipertit yapısı (Tonalitik Gnays, X20, +N).

#### 4.4.2.5. Poiklitik Doku

Bir minerale ait iri bir kristal içinde başka minerallerin optik yönelimsiz gelişi güzel inklüzyonlar halinde bulunması ile oluşur. Bir çok kayaç türünde görülebilen bu doku kayacın kristallenme sırasının belirlenmesi açısından önem taşır.



**Şekil 4.13.** Euhedral ve subhedral biyotit ve plajioklas kristalleri açık gri renkte görülen K-feldispat tarafından çevrelenmiş durumdadır (+N).

#### 4.4.2.6. Kelifitik Doku

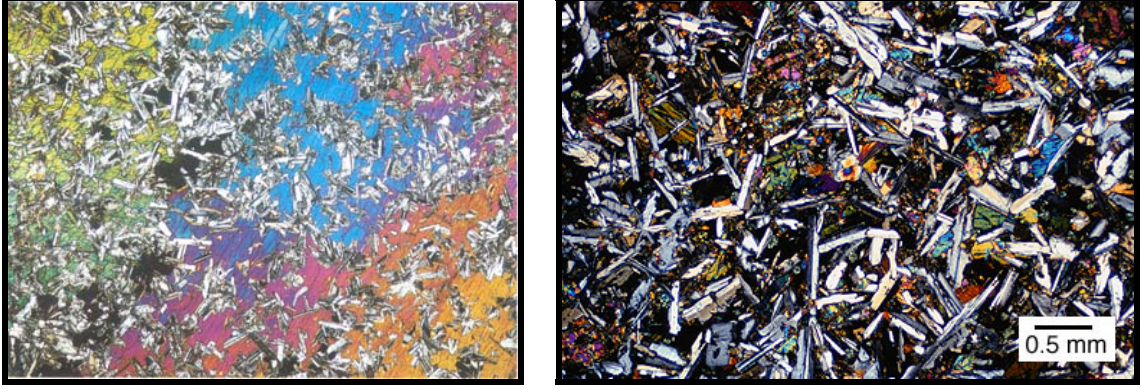
İlksel bir mineral çevresinde, ortam koşullarının (basınç-sıcaklık) değişmesi durumunda oluşan tepkimeler sonucu gelişir. Mineral çevresindeki taş "tepkime kuşağı" olarak isimlendirilir. Örneğin bir olivin minerali çevresinde kendisinden türeyen piroksen, amfibol, spinel ve mika gibi mineraller gözlenebilir. Genellikle bazik kayaçlarda olivin ve plajioklas mineralleri arasında gelişir.

### **4.5. Yarı Derinlik (Damar) Kayaçlarında Gözlenen Doku Tipleri**

Tane boyu açısından yüzey kayaçları ile derinlik kayaçları arasında ara değerlere sahiptirler. Ancak porfir (örneğin granit-porfir) gibi bazı damar kayaçları iri fenokristalli ve bunları çevreleyen daha ince taneli holokristalen dokuda olabilir. Bu durumda iki farklı kristal boyutuna sahip porfirik doku yardımıyla kayacın damar kayacı olduğu söylenebilir. Aynı şekilde bazı bazik bileşimli damar kayaçları da (diyabaz) holokristalen dokuda olmalarına rağmen sunmuş oldukları ofitik doku sayesinde yarı derinlik kayacı oldukları anlaşılır.

#### **4.5.1. Ofitik Doku:**

Oldukça karakteristik olan bu doku türünde dörtgene yakın plajioklas mineralleri gelişigüzel konumda dağılmış olup aralarındaki boşluk piroksen ve diğer mineraller tarafından doldurulmuştur. Bazı el örneklerinde rahatlıkla görülebilmemesine karşın bazı örneklerde mikroskop yardımı ile teşhis edilebilir. Dolerit (mikrogabro) ve diyabazda oldukça yaygındır.



Şekil 4.14. Alkali olivin-dolerit örneğinde gelişigüzel dağılmış konumdaki küçük plajioklas kristalleri arasındaki boşluk piroksenlerce (ojit) doldurulmuş (X11, +N).

#### 4.5.2. Poligonal Doku (Aplitik Doku)

Asidik bileşimli yarı derinlik kayacı olan aplitlerde çok sık gözlenir. Yaklaşık eş boyutlu küçük minerallerden ibarettir.

#### 4.6. Yüzey (Volkanik) Kayaçlarında Gözlenen Doku Türleri

##### 4.6.1. Hipokristalen Dokular

###### A- Hipokristalen Mikrolitik Doku

Volkanik kayaçlarda ancak mikroskop altında ayırt edilebilen ince uzun feldispat tanelerine mikrolit adı verilir. Mikrolitlerin durumuna göre dört tip Mikrolitik doku ayrılmıştır.

###### 1. Pilotaksitik Doku:

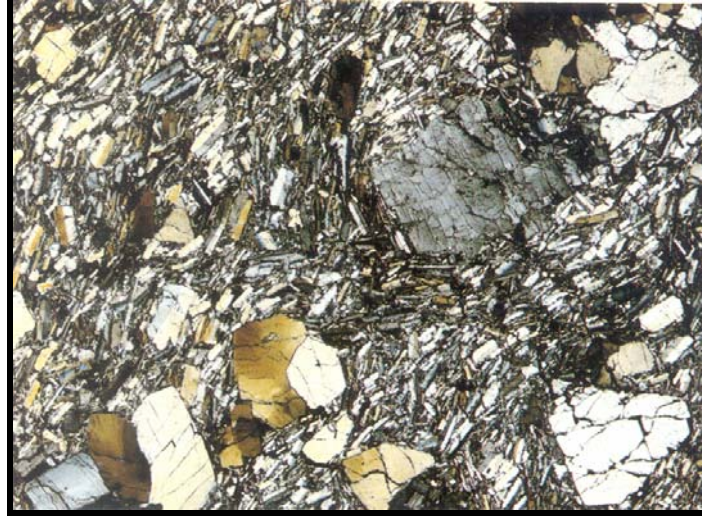
Gelişi güzel dağılmış mikrolitler ve fenokristallerden oluşur. Aradaki hamur malzemesinde cam bulunmaz.



Şekil 4.15. Pilotaksitik dokulu bir bazalt (X43, +N).

## 2. Trakitik Doku:

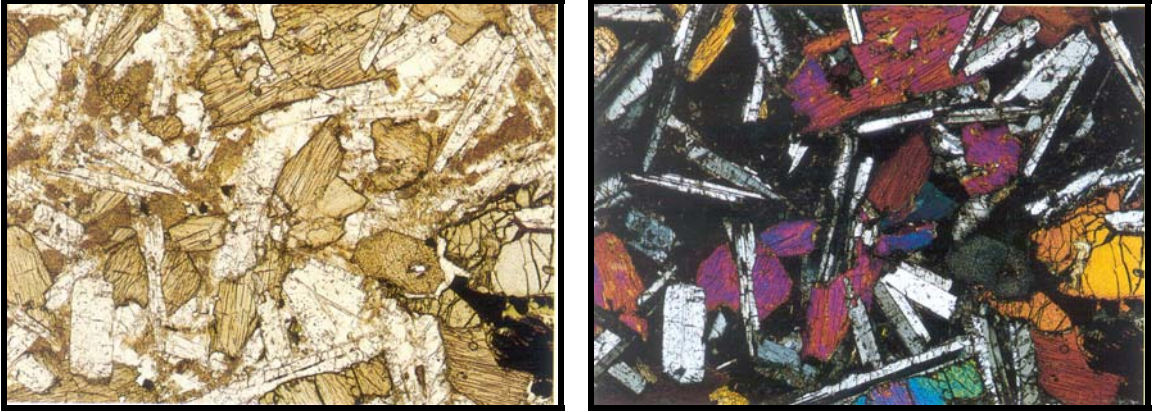
Lavın akması sırasında mikrolitlerin birbirlerine paralel dizilmeleri sonucu oluşan bir dokudur. Arada fenokristaller olağandır. Trakit, fonolit ve andezit gibi lavlarda sık rastlanılır.



**Şekil 4.16.** Trakit içinde gözlenen trakitik doku (X15, +N).

## 3. Hyalopilitik Doku:

Mikrolitler ve fenokristaller gelişigüzel biçimde dağılmış konumdadır. Aradaki cam malzemenin oranı çok yüksek ise hyalopilitik; daha az ise intersertal doku adını alır.



**Şekil 4.17.** Olivin (sağda), plajiyoklas ve piroksenlerden oluşan bir doleritte gözlenen intersertal (hyalopilitik) doku (X23, //N ve +N).

## *B- Hipokristalen Felsitik Doku:*

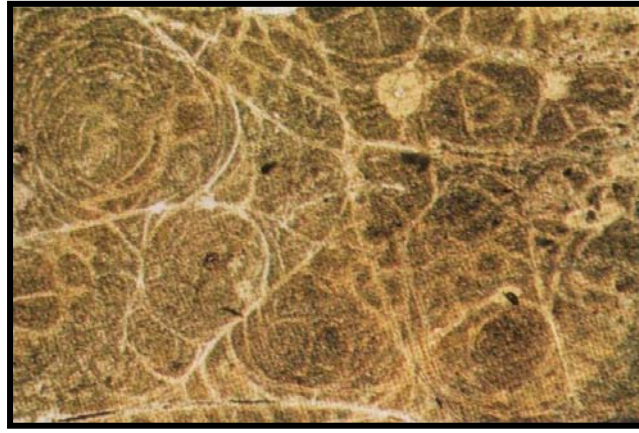
Matrisi oluşturan tanecikler mikrolit değil yaklaşık eş boyutlu çok küçük tanelerdir. Camsı özelliğin yitilmesi sonucu geliştiği için cam her zaman vardır. Fenokristaller ve matris kuvars ve/veya feldispattan oluşur. Özellikle asidik bileşimli yüzey kayalarında gözlenir.

#### 4.6.2. Camsı Dokular:

Volkanik kayalardaki ani soğuma ürünleridir. Volkanik camlar Makroskopik olarak koyu renkli ve yağsı parlaklıkta olup konkoidal kırılımlıdır. Mikroskopta ise haç nikelde kahverengi tonlarında ve izotrop özelliktedir. Asidik bileşimli volkanik camların (obsidyen, perlit) anada balzamınkinden düşüktür. Bazik camlar (taşilit) ise yüksek kırılma indislerine sahiptir.

##### 4.6.2.1. Perlitik Doku:

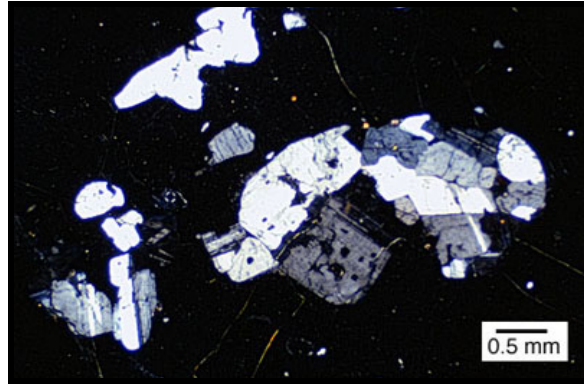
Çabuk soğuma nedeniyle büzülmeden ileri gelen küresel/kavisli çatlaklar içerir.



4.18. Perlitlerde görülen perlitik doku.

##### 4.6.2.2. Vitrofirik Doku:

Cam bakımından çok zengin bir matris içinde yüzen fenokristallerden ibarettir.



Şekil 4.19. Tamamen cam matrisinde yüzen plajyoklas kristallerinden oluşan vitrofirik doku örneği, haç nikelde cam malzemenin siyah görüldüğüne dikkat ediniz.

##### 4.6.2.3. Sferolitik Doku:

Volkanik malzemenin devitrifikasyonu (yeniden camlaşması) sonucu ortaya çıkan sferulitler kuvars ve feldispat minerallerinin ışınal büyümeleri sonucu ortaya çıkar. Çapları 1 mm ile birkaç cm arasında değişir.

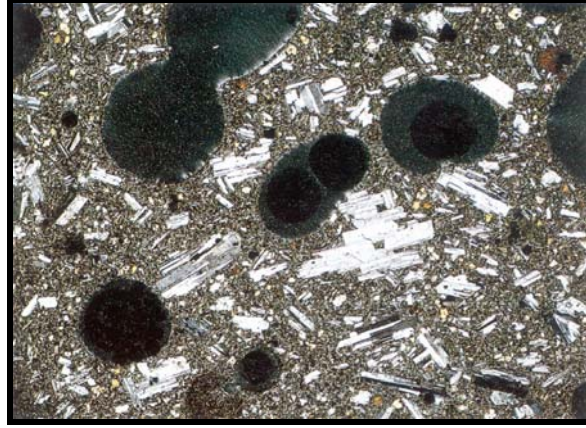




Şekil 4.20. Riyolit içinde gözlenen sferolitik doku (X27, +N)

#### 4.6.2.4. Gözenekli Doku:

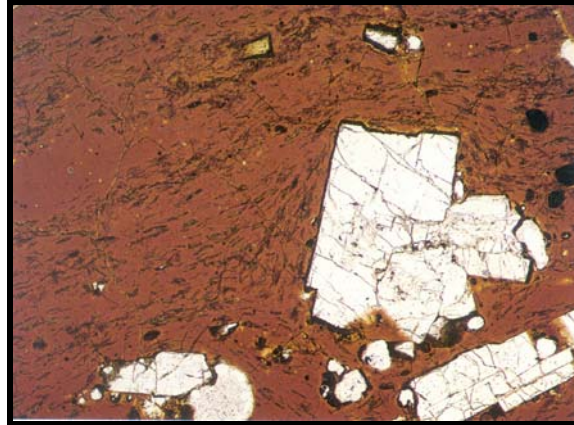
Yüksek viskoziteye sahip lavın içinde çözülmüş halde bulunan gaz fazın atmosferik koşullarda serbest hale geçmesi ve kurtulmasından kaynaklanır. Viskozitelerinin yüksek olması nedeniyle genellikle asidik bileşimli lavlarda gözlenir.



Şekil 4.21. Bazalt içinde gözlenen gözenekli doku (X7, +N).

#### 4.6.2.5. Camsı Akışkan Doku:

Lavın akması sırasında camsı matris içinde bulunan taneciklerin yönlü dizilimleri sonucu oluşur. Riyolitlerde sık rastlanır.



Şekil 4.22. Pekştayn içinde feldispat mikrolitlerini yönlü dizilimi ile oluşmuş akma dokusu (X20, //N).

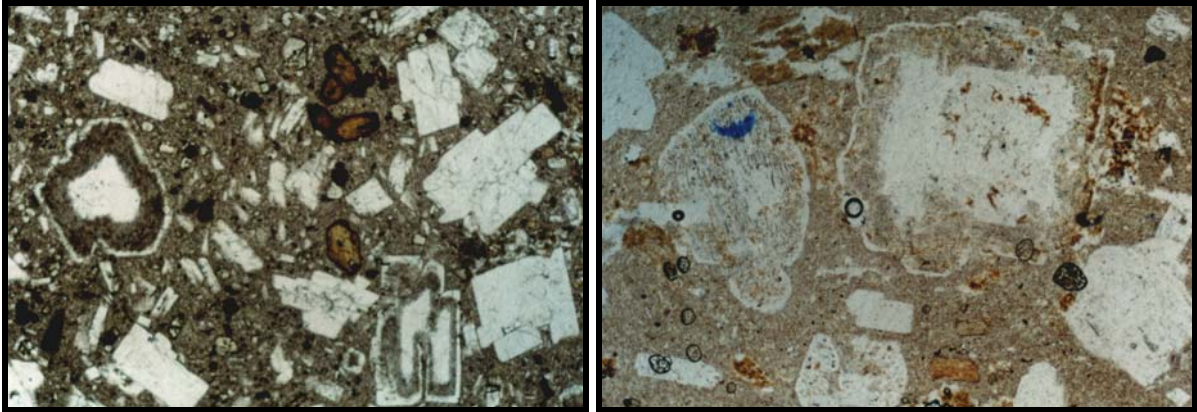
### 4.6.3. Piroklastik Dokular:

Volkanik aktivite sonucunda küllerin, pümeks tanelerinin, daha önce kristallenmiş mineral fazların, lav klastlarının (parçalarının) ve yan kayaç parçalarının birikmesi ile oluşur. Bu tür kayaçlara genel olarak “piroklastik kayaçlar” denilir.

### 4.6.4. Yüzey Kayaçlarında Gözlenen Özel Doku Tipleri:

#### 4.6.4.1. Elek (Sieve) Dokusu:

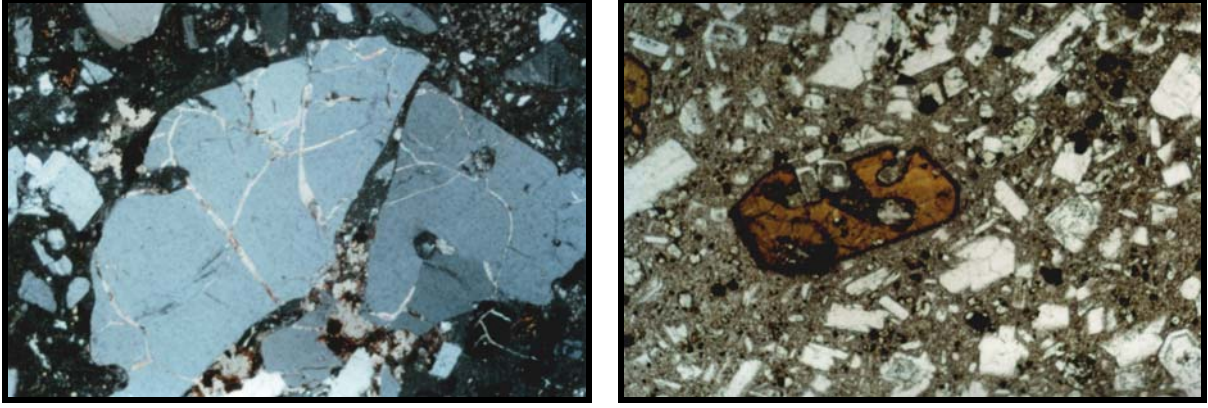
Özellikle plajioklaslarda gözlenen bu doku belli zonlarda yoğunlaşmış küçük, yuvarlak volkanik cam veya benzeri malzeme kapanımlarından meydana gelmektedir (Mackenzie ve diğ., 1988; Shelley, 1993). Bu kapanımlar plajioklasların magma ile reaksiyonu sonucu çözünen kısımlarında oluşmaktadır. Plajioklasların elek dokusu gösteren kısımları anortitce zengin (daha kalsik) bir zon ile çevrelenmiş ise bu durum ilksel plajioklas kristalinin magma ile dengede olmadığına, dolayısı ile magma karışması olayına işaret eder (Tsuchiyama, 1985). Ancak, kristalde bileşimsel bir değişiklik olmadığı durumlarda, aynı doku ani basınç azalması ile de açıklanabilmektedir (Pearce ve diğ., 1987; Nelson ve Montana, 1988 ). Elek dokulu plajioklaslarda temiz bir çekirdek etrafında elek dokulu kenarlar, elek dokulu çekirdek etrafında temiz kenarlar, ya da temiz bir çekirdek etrafında elek dokulu kenar ve tekrar temiz bir dışkenar bulunabilmektedir.



Şekil 4.23. Plajioklaslarda görülen elek dokuları.

#### 4.6.4.2. Körfez Yapıları:

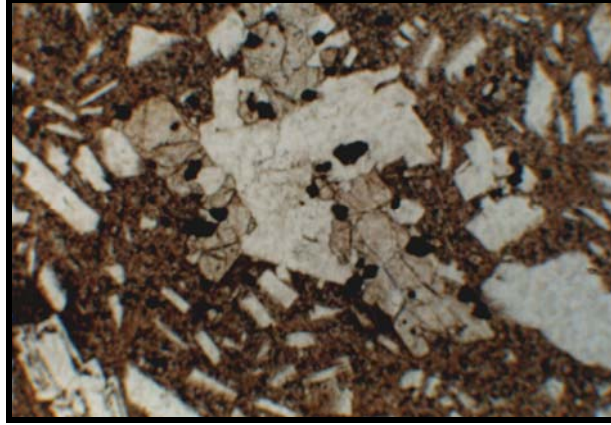
Genelde kuvars kristallerinin kenarlarında gelişen kemirilme yapılarıdır. Mineralin henüz tamamen kristallenmemiş magma ile reaksiyona girmesi ile oluşur. Volkanik kayaçlarda yaygın gözlenen bu yapı türü basıncın ortadan kalkmasına bağlı gelişen dengesiz kristallenme verisi olarak kullanılabilir.



**Şekil 4.24.** Kuvars (solda) ve amfibol (lamprobolit) (sağda) kristallerinde görülen körfez yapıları.  
(+N)

#### 4.6.3.3. Glomerofirik ve Glomeroporfirik Dokular

Bu dokular, volkanik kayalarda çeşitli minerallerin bir araya gelip kümelenmesi ile oluşur. Aynı büyüklükte ise glomerofirik, farklı büyüklükte iseler glomeroporfiritik adını alırlar. Aynı minerale ait kristallerin bir araya gelmesi ile sinosis dokuları gelişir.



**Şekil 4.25.** Plajioklas ve piroksen minerallerinin bir araya gelmesiyle oluşmuş glomeroporfiritik doku  
(bazaltik andezit, //N)