Petrografi

PETROGRAFİ (=Kayaç bilimi), kayaçların tanımlamasını yapan bir bilim dalıdır. Kayaçların mineralojik bileşimlerini, yapı ve dokularını inceleyen, kayaçları oluşum şekillerine, kimyasal ve mineralojik bileşimlerine, yapı/doku ilişkilerine göre tanımlamaya ve adlandırmaya çalışan bir bilim dalıdır.

PETROLOJİ, Kayaçların oluştuğu jeolojik ortamları ve oluştukları fiziko-kimyasal koşulları irdeler, modellemeler aracılığıyla kökenleri hakkında yaklaşımlarda bulunur.

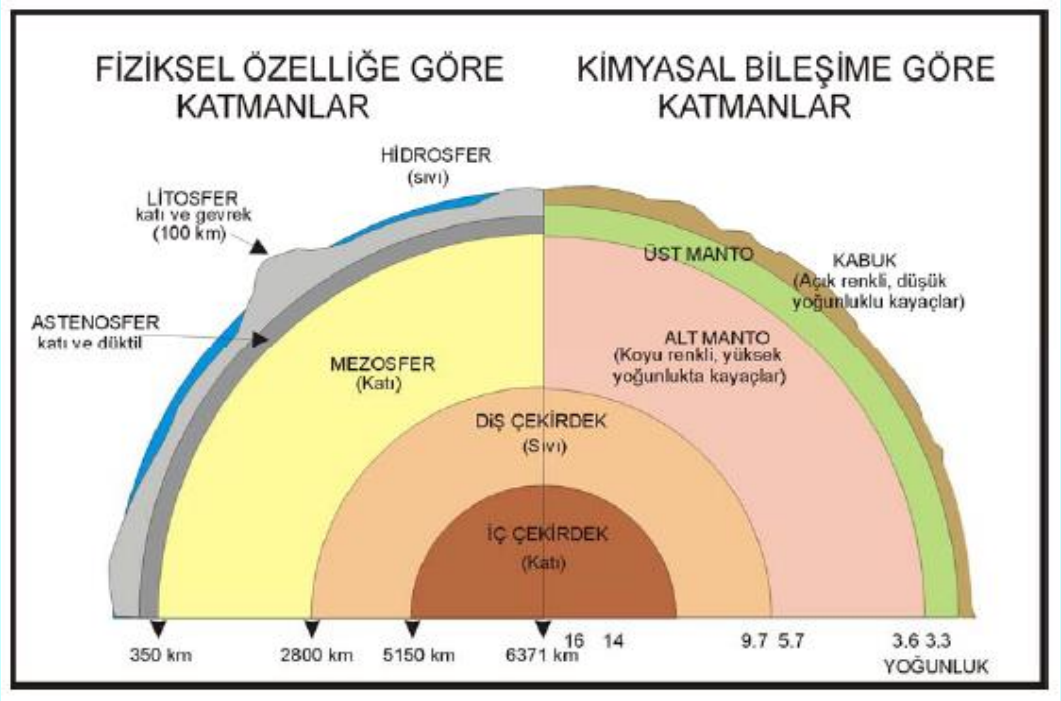
Petrografi, jeolojinin diğer dalları ile sıkı bir ilişki halindedir ve özellikle mineralojinin temel ilkelerinin bilinmesini şart koşar. Ayrıca, fizikokimya, kimya hakkında da bilgi sahibi olmak ister.

Petrografi ve Petrolojinin temel gereci **KAYAÇ**'lardır.
Kayaç yada kaya basitçe, mineral yığışımlarından oluşan doğal gereçlerdir.
Mineral yığışımları tek bir mineralden oluşabildiği gibi, farklı minerallerden ve/veya tamamen kristallenmemiş elemanlardan oluşabilir.

Yerkürenin Genel Yapısı ve Yerkabuğu

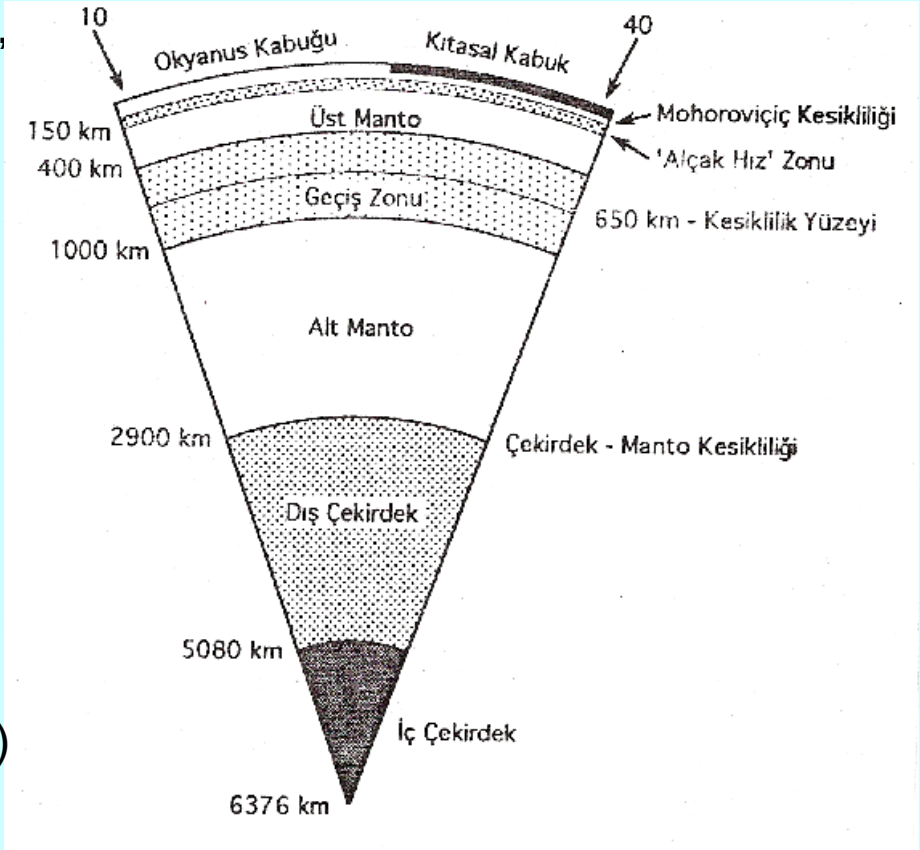
- Yerkürenin bileşimi ve katı olan dış kabuğun altında bulunan malzeme hakkında genel bilgiler özellikle magmatik kayaçların incelenmesi ile elde edilmiştir. Jeolojik arazi gözlemleri, deprem dalgalarının yerkürede yayılma hızlarının analizi ve jeofizik yorumlamalar, laboratuvarlarda doğadaki koşullara benzer koşullar yaratılarak yapılan deneysel çalışmalardan elde edilen veriler, yerkürenin yapısının ve oluşumunun anlaşılmasına büyük katkılar sağlamıştır.

- Yerküreyi basitçe çok büyük bir magmatik kütle olarak kabul etmek mümkündür. Dış kısmında çok ince bir kabuk, bu kabuğun altında da çok yüksek sıcaklığa sahip magma bulunmaktadır.



Şekil . Dünyanın fiziksel ve kimyasal bileşimine göre katmanlı iç yapısı

Yerküre dıştan içe doğru **kabuk** (crust), **manto** (mantle) ve **çekirdek** (core) şeklinde bölümlenmekte, bu bölümler arasında deprem dalgalarının yerküredeki yayılım hızlarındaki değişimlerle belirlenen bazı kesiklilik (discontinuity) yüzeyleri bulunmaktadır.

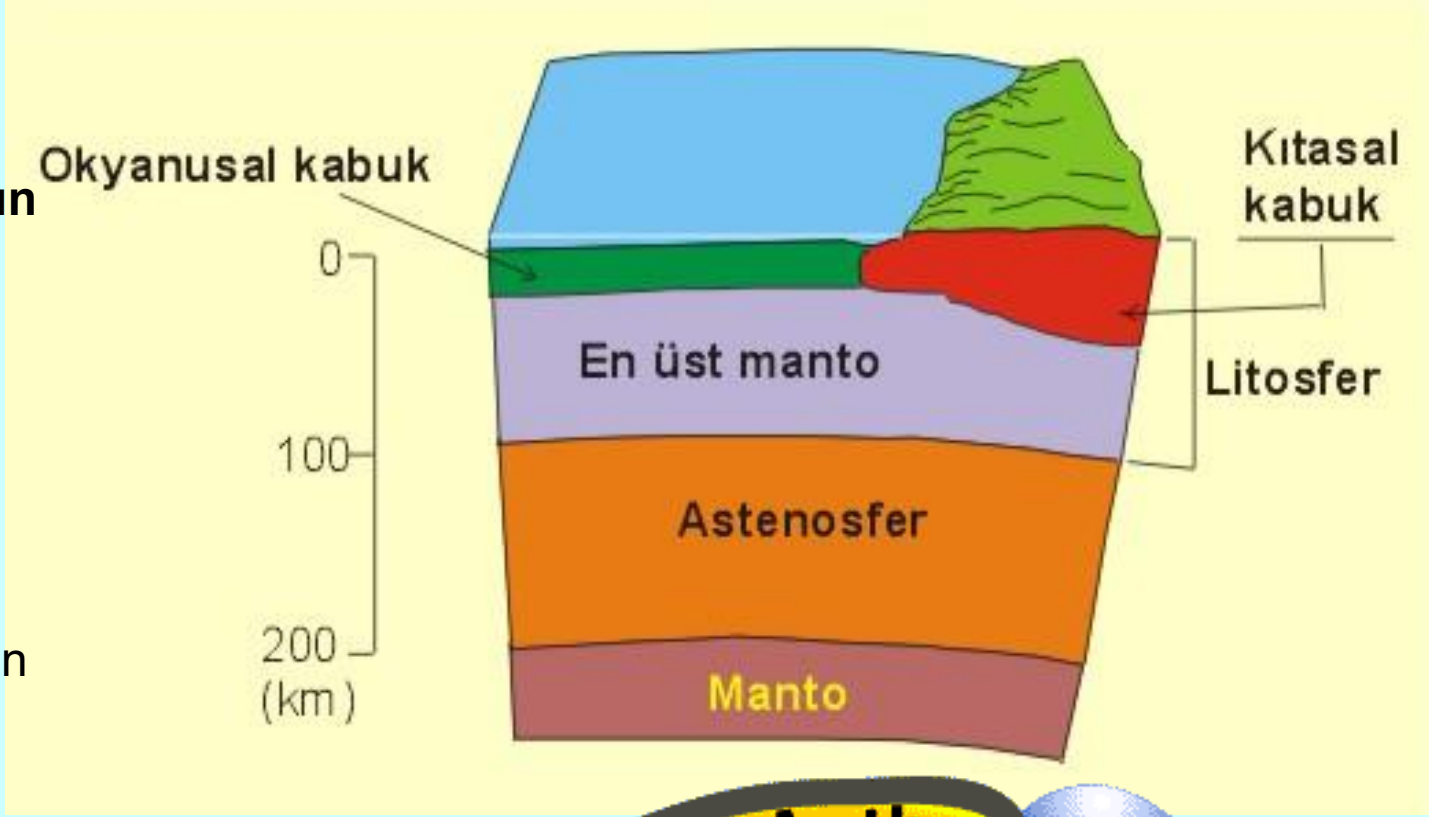


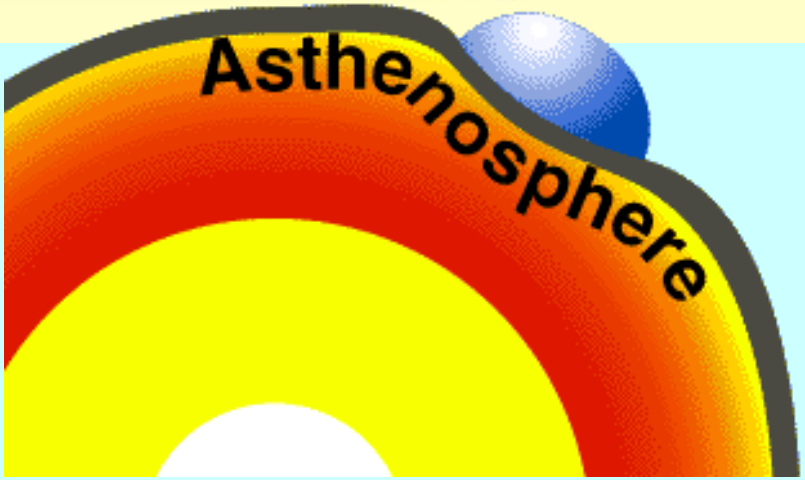
Şekil . Yerkürenin iç yapısı (Ringwood,1979).

Kabuk yeryüzünden "**Moho Kesiklik Yüzeyi**"ne kadar devam etmekte ve birbirinden farklı kalınlıklara sahip **kıtasal kabuk** (~ 25-75 km kalınlıkta) ve **okyanus kabuğu** (~ 5-7 km kalınlıkta) şeklinde ikiye ayrılmaktadır.

Kıtasal kabuk da ayrıca varlığı her yerde belirlenemeyen ve yaklaşık 15-25 km derinliklerde yer alan "**Condrad Kesiklik Yüzeyi**" ile "**Üst Kabuk**" ve "**Alt Kabuk**" şeklinde bölümlenmektedir.

Gözlemler, jeofizik incelemeler ve yorumlamalar **kıtasal üst kabuğun granitik** bileşimde olduğunu göstermektedir. Başlıca Si ve Al elementlerinden oluşan bu bölüm eski literatürde **sial** şeklinde adlandırılan bölüme karşılık gelmektedir.

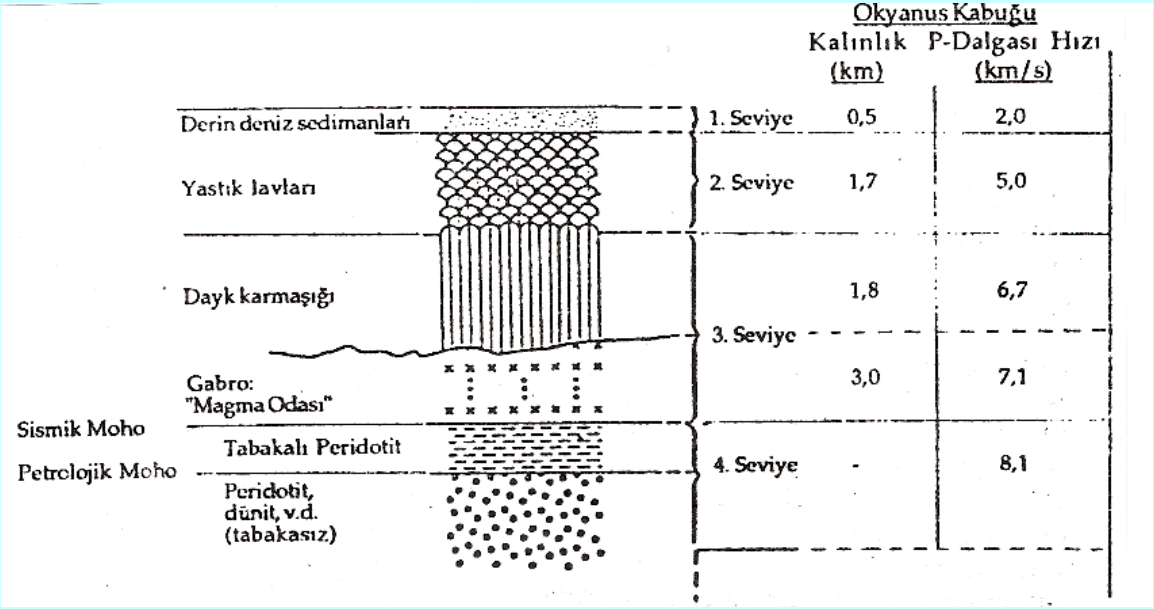




Kıtasal alt kabuk ise **bazalt/gabro** bileşimindedir. Geniş ölçüde Si, Al ve Mg elementlerinden oluştuğu için eski tanımlamalara göre **sialsima** şeklinde adlandırılan bölüme karşılık gelmektedir. Orojenik bölgelerde yaklaşık 75 km'ye kadar ulaşabilen, genellikle 30-50 km derinliklerde bulunan **Moho Kesiklik Yüzeyi**, kabuk ve üst manto arasındaki sınırı çizmektedir.

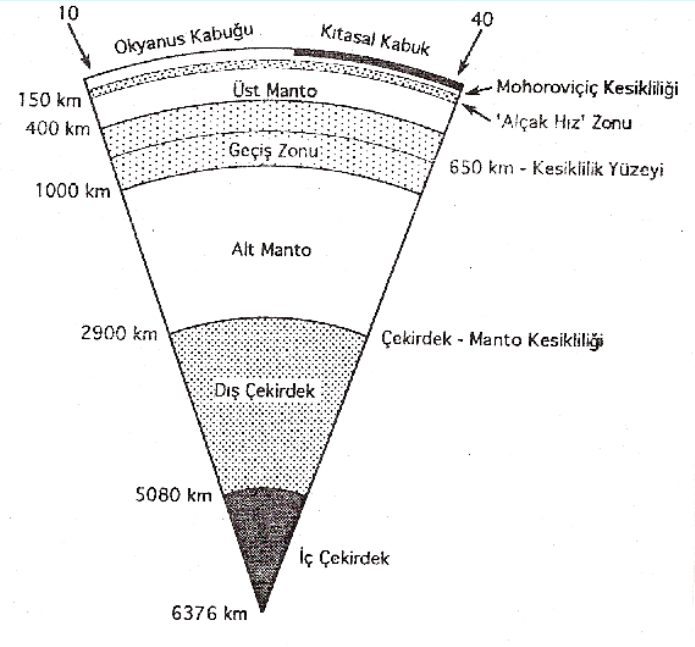
Okyanus Kabuğu kıtasal kabuktan çok farklı bir bileşim ve yapıya sahiptir. Üst manto sınırını teşkil eden Moho Kesiklilik Yüzeyine kadar olan kalınlığı yaklaşık ortalama 6 km dolayındadır. Okyanus kabuğu kıtasal kabuğa göre yaşça daha gençtir.

Bir çökelme ortamı oluşturan ve ortalama derinliği yaklaşık 4400 m olan okyanus tabanı üzerinde kalınlığı ortalama 500 m kadar olabilen, pekişmemiş derin deniz sedimanlarının varlığı, bunların altında da şematik olarak Şekil.2' de görülen kayaç istifinin bulunduğu kabul edilmektedir.

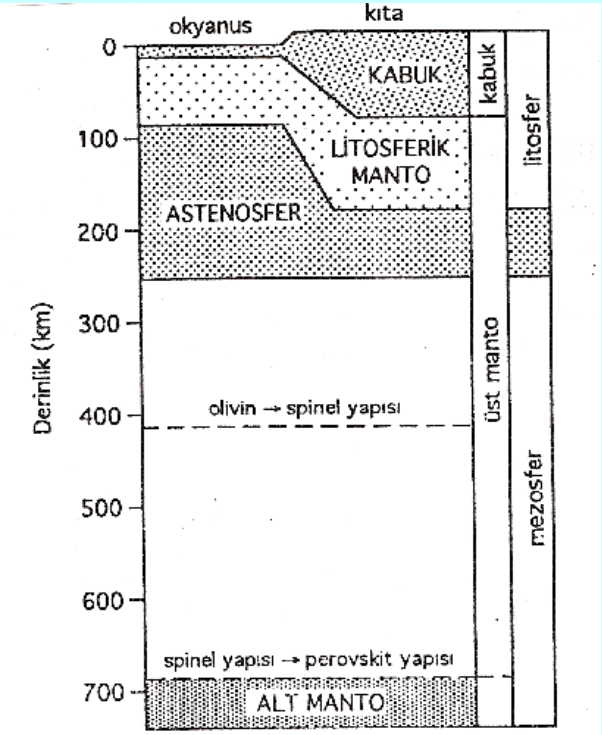


Şekil . Ofiyolitik istifli okyanus kabuğunun şematik kesiti (Brown ve Mussett, 1981; Matthes, 1990).

Kabuk altında yaklaşık 400 km derinliğe kadar uzanan **üst manto** yer almakta, üst mantodan da 400-900 km arasında kalınlığa sahip bir “geçiş zonu” (transition zone) ile yaklaşık 2900 km’ye kadar uzanan **alt manto’**ya geçilmektedir. Kabuk ile etkileşim içinde bulunan **üst manto**, Moho Kesikliliğinden itibaren başlamakta ve yaklaşık 400 km derinliğe kadar uzanmaktadır. Üst mantonun 75-225 km arasında uzanan üst kısmı, P ve S deprem dalgalarının hızlarında belirgin bir azalma görülmesi nedeniyle “**alçak hız zonu**” (low-velocity zone) şeklinde adlandırılmaktadır.



Yerkürenin dış kısmını oluşturan “katı/rijit” özellikteki kabuğun bu özelliği derinlere doğru giderek azalmakta, yüksek sıcaklık ve basınç altında kayaçların “akma veya plastik deformasyon” özelliği gösterdikleri üst mantoya geçilmektedir. Alçak hız zonunun, manto malzemesinde kısmi erimelerin başladığı bölge olduğu kabul edilmektedir.

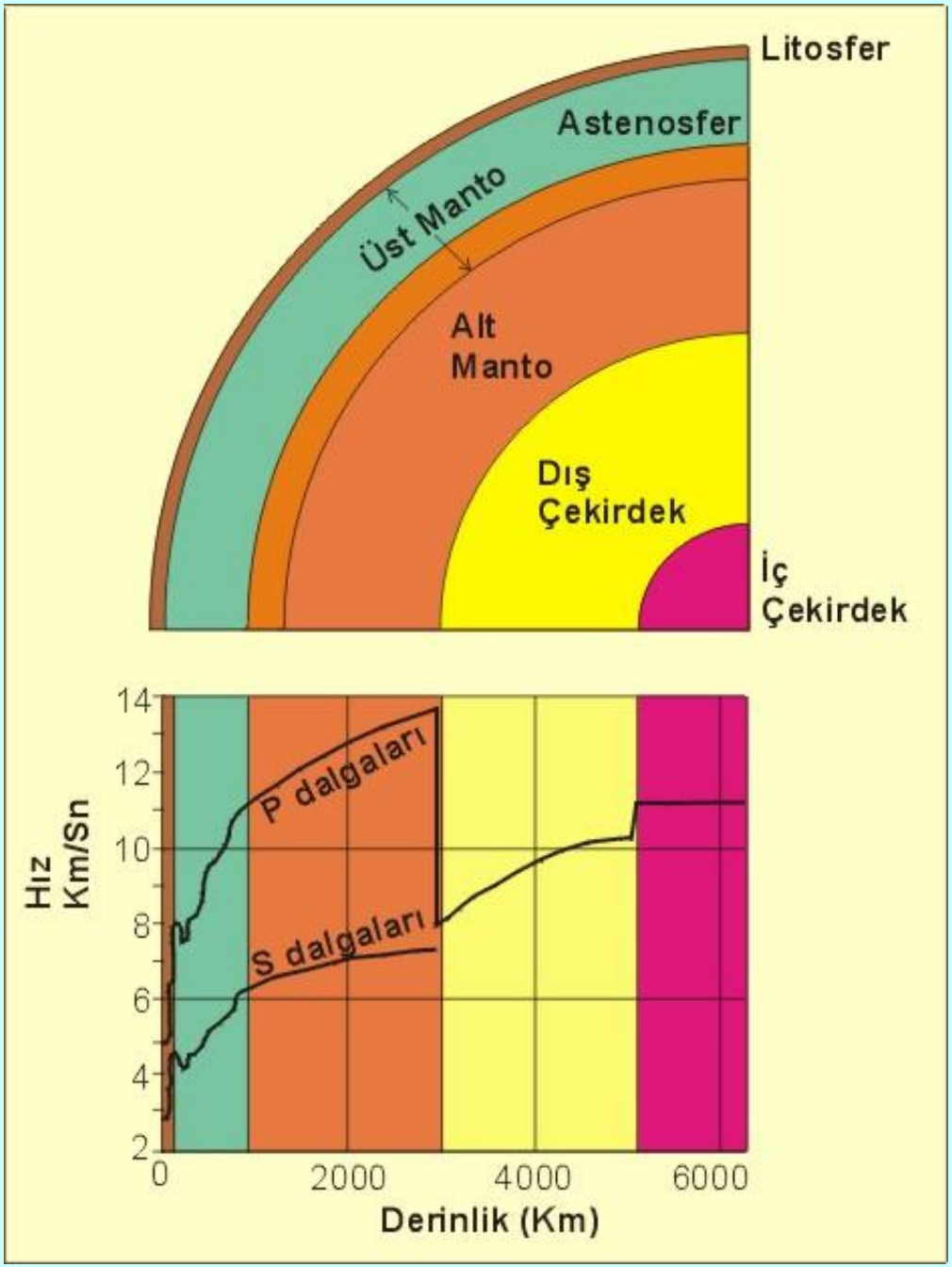


Üst manto **peridotit** bileşimindedir ve yer yer eklojitik blok veya seviyeler içermektedir

Çekirdek, 2900-5080 km arasında "dış çekirdek" ve 5080-6376 km arasında "iç çekirdek" şeklinde adlandırılmaktadır.

•İç çekirdek katı'dır ve egemen olarak Fe ve Ni'den oluşur. Dış çekirdekten Lehmann süreksizliği ile ayrılır. Dış çekirdek sıvıdır ve Fe ve %10 kadar sülfürden oluşur. Manto dış çekirdekten Gutenberg süreksizliği ile ayrılır ve egemen olarak Mg, Fe, Al, Si, O'li silikat bileşiklerinden oluşmaktadır. Manto 1000°C'nin üzerindeki sıcaklıklarda katıdır. Ancak, oldukça yavaş, plastik bir davranış sergiler.

Yer katmanları ve S, P dalgalarının bu katmanlar boyunca davranışı



Kayaçlar;

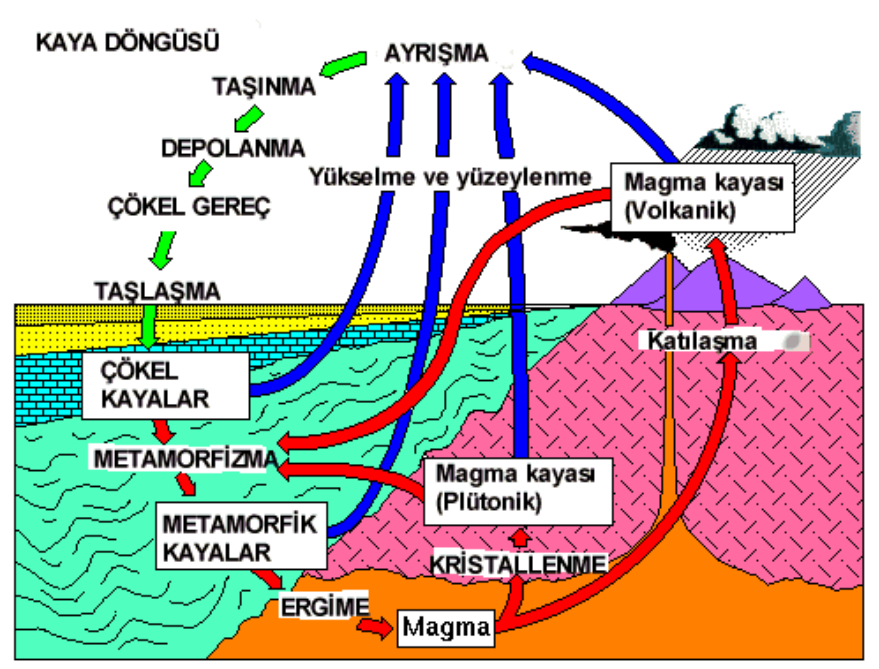
Magmatik kayaçlar, magmadan soğuma / katılaşma yolu ile oluşurlar.
Bunlar yerkabuğunun farklı derinliklerinde yerleşirler.
Bu nedenle farklı özellikler sergiler. 3 farklı isim altında tanınırlar;
1) **Plütonik kayaçlar** (derinlik kayaları),
2) **Yarıderinlik kayaçları** (Hipabisal-subvolkanik kayalar),
3) **Yüzey kayaçları** (Volkanik kayalar).

Metamorfik kayaçlar; varolan kayaçların belirli ısı (T=temperature) ve basınç (P=pressure) etkisi altında kalmalarıyla oluşurlar.
Magmatik ve Metamorfik kayaçlar bu dersin ana konularını oluşturmaktadır.

Sedimanter Kayaçlar, daha önceden var olan kayaçların aşınması-taşınması ve uygun alanlarda biriktirilmesi ile oluşmaktadır.

Kayaç Döngüsü

- Magma ergimiş haldeki silikat bileşiklerinden oluşur.
- Kristallenme ile magmatik kayalar oluşur. Bunlar, derinde plütonik, yüzeyde volkanik kayaçları oluşturur.
- Yüzeylenip mostra veren mevcut kayaçlar ayrışır, aşınır, taşınarak uygun alanlarda biriktirilir. Taşlaşarak sedimanter kayaçları oluşturur.
- Bu kayalar belli P/T koşullarında doku ve mineralojik değişimlere uğrayarak Metamorfik kayaçları meydana getirir.
- Aşırı derine gömülen kayaçlar yüksek P/T koşullarında kısmi ergimeye maruz kalarak yeniden MAGMA'yı oluşturur.



Yerkabuğunda kayaçlar değişik oranlarda temsil edilirler.

Kayaçların yerkabuğunda hacimca bulundukları miktar ile yeryüzünde kapladıkları alan arasında önemli bir fark mevcuttur;

Sedimanter kayaçlar yerkabuğunun **hacimca** **%5,**
magmatik ve metamorfik kayaçlar ise **%95'ini** meydana getirirler.

Yeryüzünde kapladıkları **alan** bakımından ise bu oran sedimanter kayaçlarda **%75**, magmatik ve metamorfik kayaçlarda **%25** şeklindedir.

Kayaçları Oluşturan Mineraller

Mineraller, doğada bulunan, belirli kimyasal bileşimi ve muntazam atomik düzeni olan homojen ve çoğunlukla katı cisimlerdir. Minerallerden civa ve su gibi birkaçı sıvı halde silis camı ve opal ($SiO_2.n\ H_2O$) gibi bazıları da amorf (şekilsiz) dir. Minerallerin çoğunluğu kristal durumundadır.

Doğada sayıları çok fazla olan minerallerin ancak çok az bir kısmı kayaçların oluşumuna katılırlar. Magmatik kayaçları oluşturan mineraller ve bu minerallerin yerkabuğunu teşkil eden tüm kayaçların bileşimindeki miktarları,

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

MİNERALLER, kayaçta bulunma oranlarına göre;

ANA MİNERAL;kayacın bileşimine % 5 den fazla giren ve kayacı karakterize eden, kayacın tanımlanmasında, mineralojik olarak sınıflandırılmasında esas teşkil edreler.

TALİ MİNERAL; kayacın bileşiminde % 5 den az bulunur. Nefelin içeren olivin bazalt.

AKSESUAR MİNERAL; kayacın bileşiminde % 1 den az bulunan minerallerdir. Apatit, Zirkon

MİNERALLER renklerine göre;

-AÇIK RENKLİ (SİALİK) (FELSİK) MİNERALLER:

- ALKALİ FELDİSPAT GR. MİNERALLER
  (Ortoklaz, Mikroklin, Sanidin, Anortoklaz ve Adularya)

- PLAJİYOKLAZ GR. MİNERALLER'den Albit içeriği % 50'den fazla olanlar:
  (Albit, Oligoklaz, Andezin)

-MİKA GR. MİNERALLER'den MUSKOVİT

-KOYU RENKLİ (MAFİK) (MAFİT) MİNERALLER:

- MİKA GR. MİNERALLER'den BİYOTİT

- AMFİBOL GR. MİNERALLER

- PİROKSEN GR. MİNERALLER

- OLİVİN GR. MİNERALLER

- PLAJİYOKLAZ GR. MİNERALLER'den Albit içeriği % 50'den az olanlar:
  (Labrador, Bitovnit, Anortit)

Petrografik Çalışma yöntemleri

Arazi Çalışması: Arazide yapılan çalışmalar makroskopik ve mezoskopik ölçekte yapılan çalışmalardır. İnceleme ve değerlendirme sonuçları mostra ve harita ölçeğindeki özellikleri kapsıyor ise makroskopik inceleme, el örneğinde gözle veya lupla ayırt edilebilen özellikleri kapsıyor ise mezoskopik inceleme söz konusudur.

Laboratuvar Çalışması: Kayaçları oluşturan mineraller genellikle makroskopik olarak tanınamayacak kadar küçüktür. Bunların tanınmaları için mikroskop altında ve gerekirse diğer yöntemlerle incelemeler yapmak gerekir.

Kayaçlar mikroskopta incekesit, parlatma veya tane preparatı hazırlanarak incelenirler. Kayaç **incekesiti** polarizan mikroskopta incelenir. Opak olan minerallerin incelenmesi için ise parlatma yapılır. Bunlar mikroskopta üstten gönderilen ışık altında incelenerek (maden mikroskopu) yansıyan ışıkta gösterdikleri özellikler saptanır.

Polarizan mikroskop dışında kayaç oluşturan minerallerin türlerinin ortaya çıkarılmasında, kimyasal bileşimlerinin saptanmasında, yüzey özelliklerinin incelenmesinde X-ışınları difraktometresi (XRD), elektron mikroskopu (SEM) v.d. cihazlar da kullanılır.

2. MAGMATİK KAYAÇLARIN OLUŞUMU

2.1. Magma ve Özellikleri

- Magmatik kayaçlar magmadan itibaren oluşurlar. Yunanca “hamur” anlamına gelen magma, yerkabuğunun derin kısımlarında bulunan, çok karmaşık bir kimyasal bileşime ve jeolojik bir bütünlüğe sahip çok yüksek basınç ve sıcaklık koşulları altında bulunan, bir moleküler çözelti olarak tanımlanır.

- Magma, bileşiminde katı ve sıvı silikatlar, oksit, sülfür ve uçucu elementler bulunan, akışkanlık özelliğine sahip karmaşık bileşimli doğal ergiyiklere verilen isimdir.

- Magmanın ana bileşenleri; SiO_2, Al_2O_3, FeO, Fe_2O_3, CaO, Na_2O, K_2O, MgO, MnO, TiO_2, P_2O_5’tir. Bu ana bileşenler magmanın yaklaşık % 95’ini oluşturur. Tali bileşenler; Rb, Ba, Sr, Y vb… gibi iz elementlerdir. Bunlar ençok %1-2 gibi bir orana sahiptir. Uçucu bileşenleri ise; H_2O, CO_2, SO_2, N_2, Cl_2, SO_3, CO, H_2, Ar, S_2 olarak sıralanabilir.

- **Uçucular magmaya akışkanlık ve hareket yeteneği kazandırır**. Dolayısıyla susuz veya uçucularca fakir magmalar yerkabuğu içinde fazla yükselemez ve derin kesimlerde katılaşır.

Magmalar SiO_2 miktarına göre;

“asit magma”	(>%66),
“ortaç (intermediyer) magma”	(% 55-66),
“bazik magma”	(%45-55),
“ultrabazik magma”	(<%45)

olarak adlandırılmaktadır.

Magmanın sıcaklığını da doğrudan doğruya belirlemek mümkün değildir. Volkanlarda ve lav göllerinde yapılan direkt ölçümlerde 800-1200ºC arasında değişen sıcaklıklar bulunmuştur. Magma sıcaklığı indirekt yolla ve jeolojik termometre olarak adlandırılan bazı mineraller yardımıyla belirlenebilir. Örneğin; düşük sıcaklık kuvarsının 573ºC de yüksek sıcaklık kuvarsına dönüşümü bazı minerallerin kimyasal bileşiminde bulunan elementlerin miktarı ve kristal boşluklarında bulunan sıvı kapanımların incelenmesi bu mineralleri içeren kayaçları oluşturan magma sıcaklığı hakkında bir fikir verebilir.

Magmanın sıcaklığı ve bileşimi magmanın viskozitesine doğrudan doğruya etki yapar. Viskozite, akmaya karşı direnç gösteren maddenin iç özelliğidir. Bazik magmanın alçak, asidik magmanın yüksek bir viskoziteye sahip oldukları jeolojik incelemelerle belirlenmiştir. Bazik lavlar son derece akıcıdır. Asit lavlar ise çok yavaş bir şekilde akarlar veya bir akma hareketi gösteremeyecek kadar ağdalıdırlar.

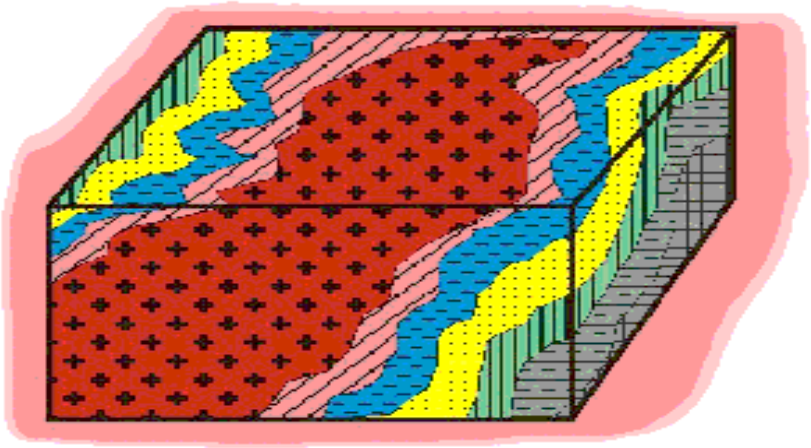
Magmanın yerleşme biçimleri

- Magmanın yerleşme biçimleri, magmanın yerkabuğu içinde nereye, hangi derinliğe yerleştiğine bağlıdır. Kabuk içinde, derinde ve sığda yerleşen magmaların kazandığı şekiller farklı olmaktadır.
- Magma derinde yerleşmişse yöre kayalar ile arasında çok büyük enerji farkı yoktur. Böyle ortamlar amfibolit-gnays gibi metamorfik kayalarla temsil edilirler. Bu tür ortamlara yerleşen magmalar, yöre kayalarının içine, onlarla uyumlu (konkordan) olacak şekilde yerleşirler.
- Kabukta sığ derinliklere yerleşen magmalar ise, yöre kayaların yapısal unsurları (katman vb) ile uyumsuz (diskordan) şekilde yerleşirler.
- Yüzeye ulaşan magmalar, kimyasal bileşimlerine ve yüzeye ulaşma şekillerine bağlı olarak çeşitli formlarda görülürler.

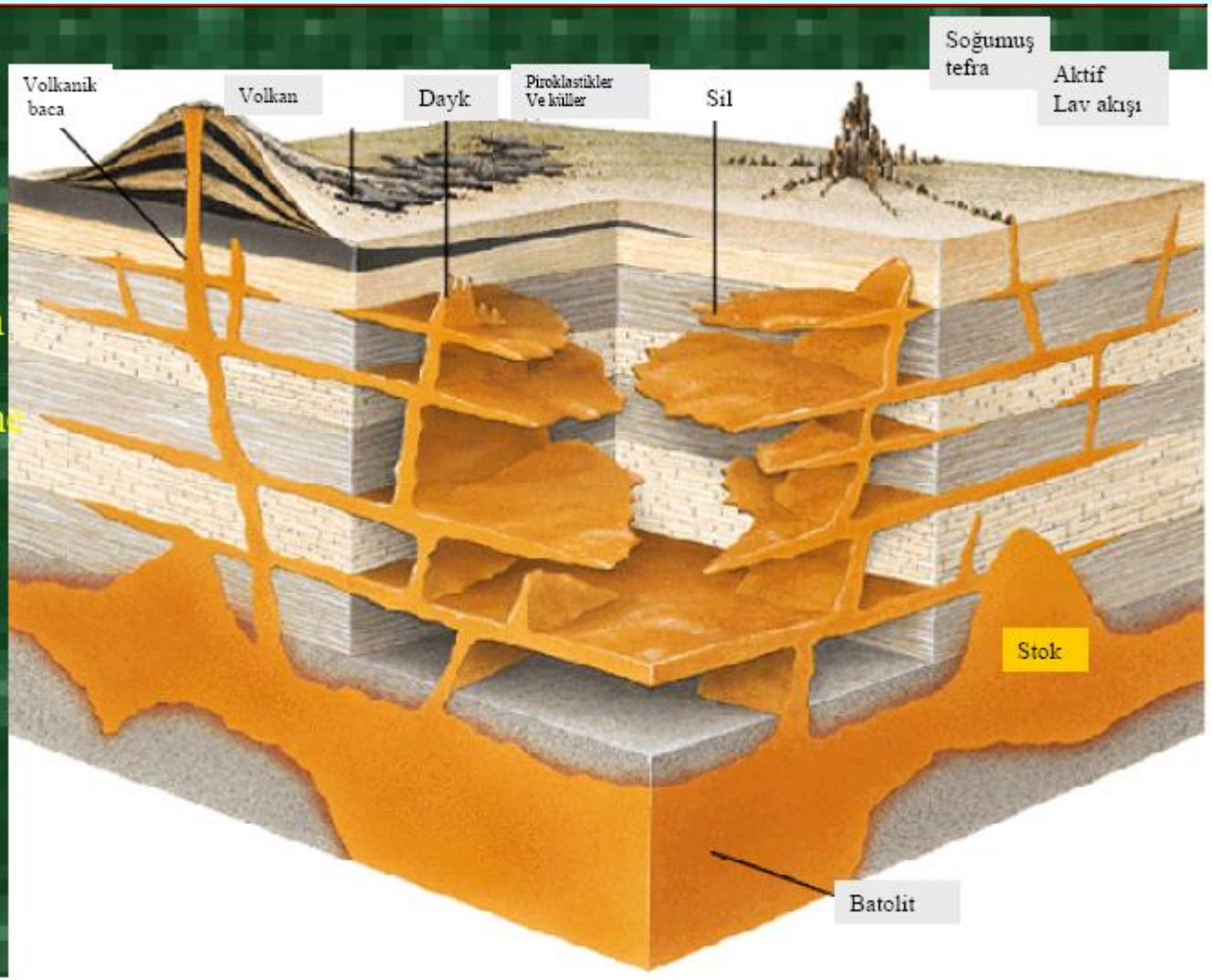
Uyumlu magmatik gövdeler

- Magmatik kütle ile yöre kayalarının katman, yapraklanma gibi elemanla birbirleriyle uyumludur.

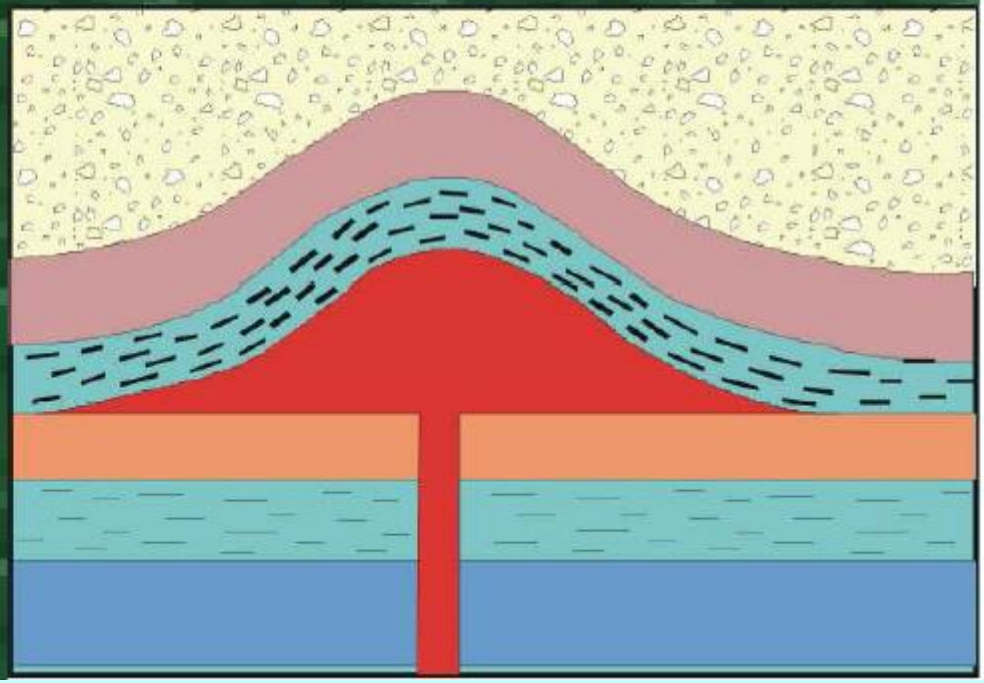
- Başlıcaları;
  - **Lopolit**
  - **Lakolit**
  - **Fakolit**
  - **Sil**



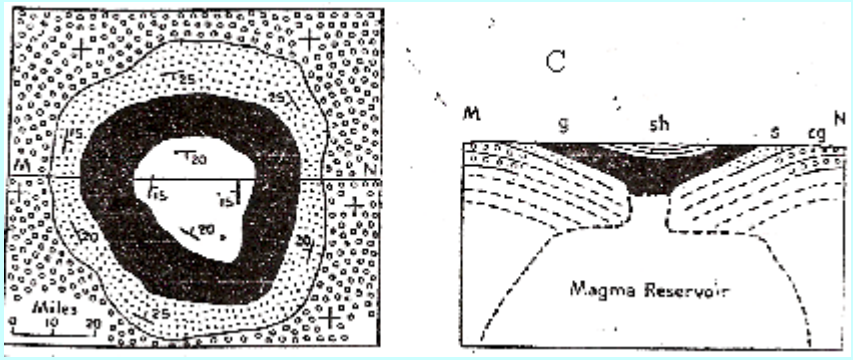
- SİL
- Yan kayaçların tabaka yüzeylerine paralel olarak yerleşmiş kütledir



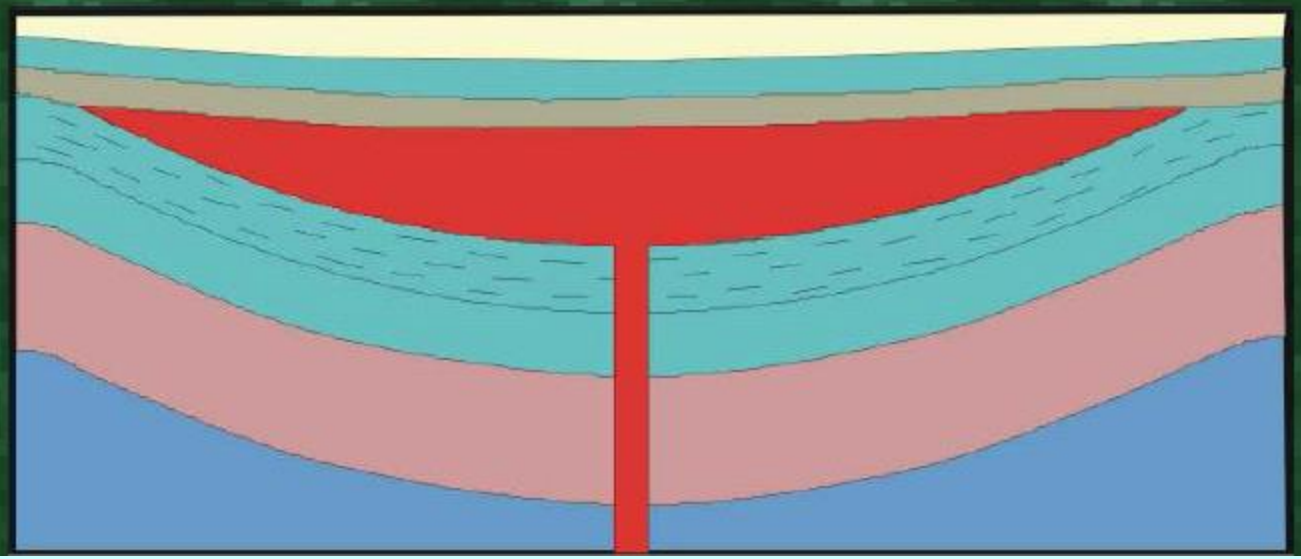
- Lakolit
  - Tabakalar arasına mantar şeklinde sokulmuş ve yan kayaçları kabartmış magmatik kütlelerdir



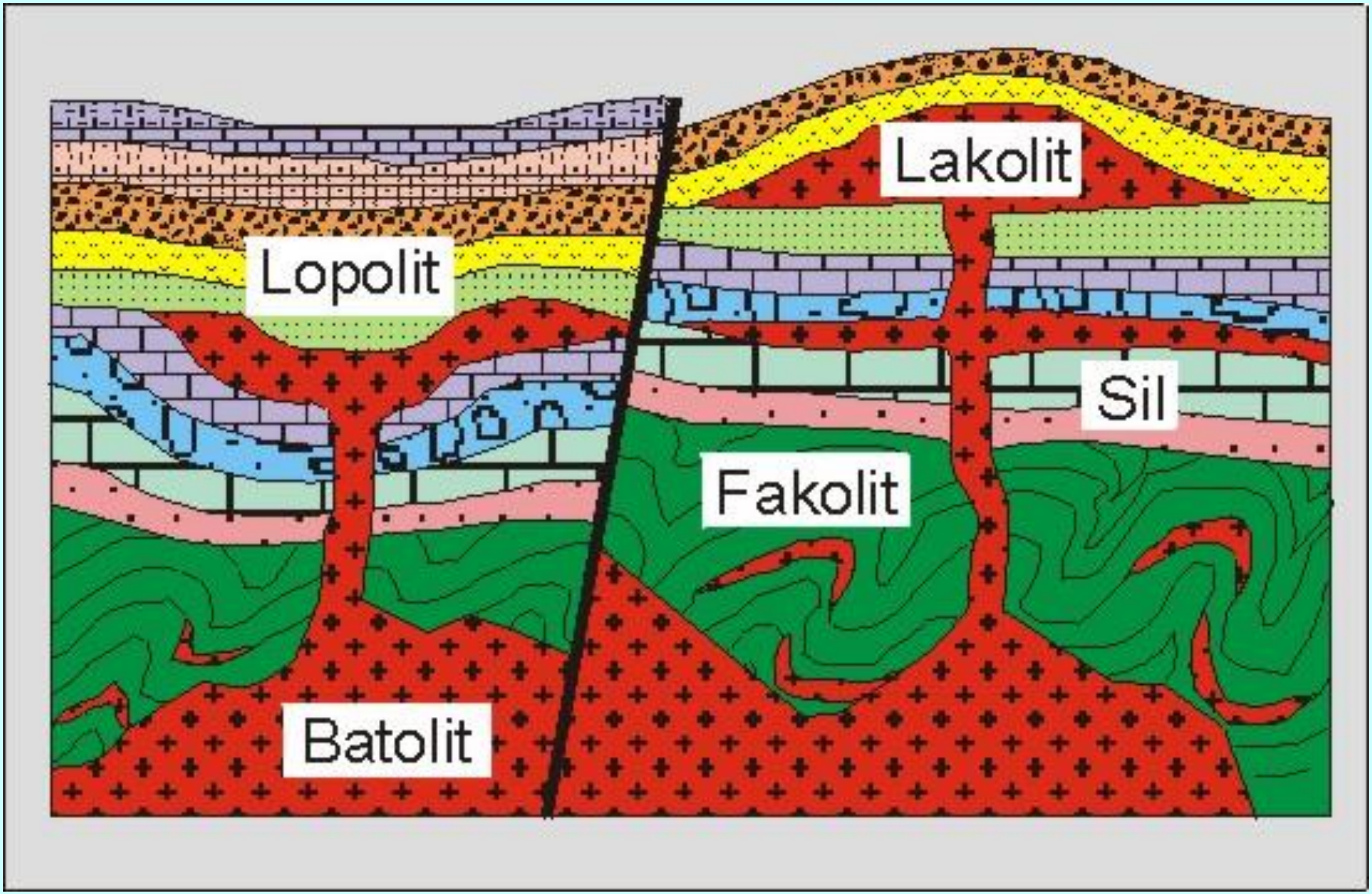
LOPOLİT: Yöre kayalarının aralarına, onlarla uyumlu olarak yerleşmiş, ağırlığı-yoğunluğu nedeniyle orta kısmı aşağı çökmüş tabak şekilli, büyük magma gövdeleridir. Genellikle bazik bileşimli magmalarda görülür. Çapları 100km'yi aşabilir.



- Fakolit: Kıvrımlı oluşumların aralarına girmiş olan kütlelerdir

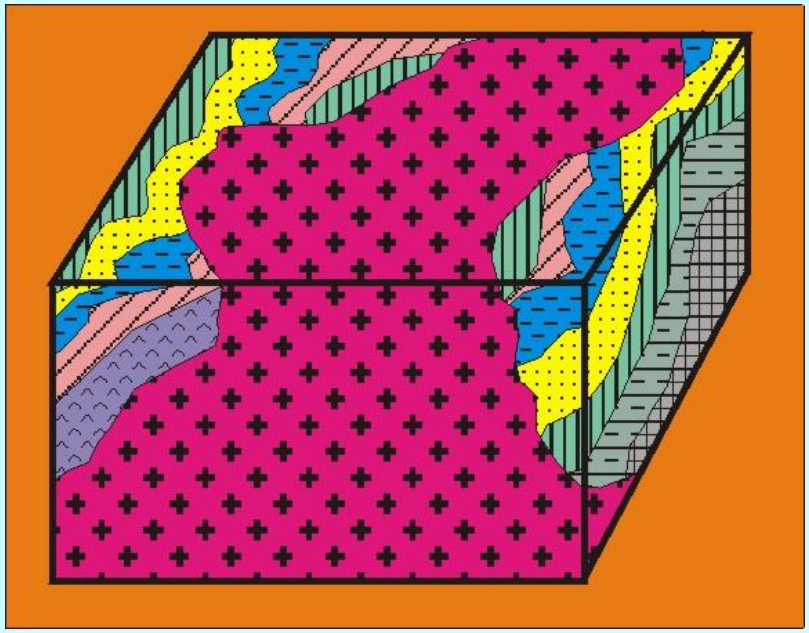


Magmanın yerleşme şekilleri



Uyumsuz magmatik gövdeler

Bu tür magma gövdeleri ile yöre kayalarının katman, dokanak vb gibi unsurları birbirleriyle uyumsuzdur.



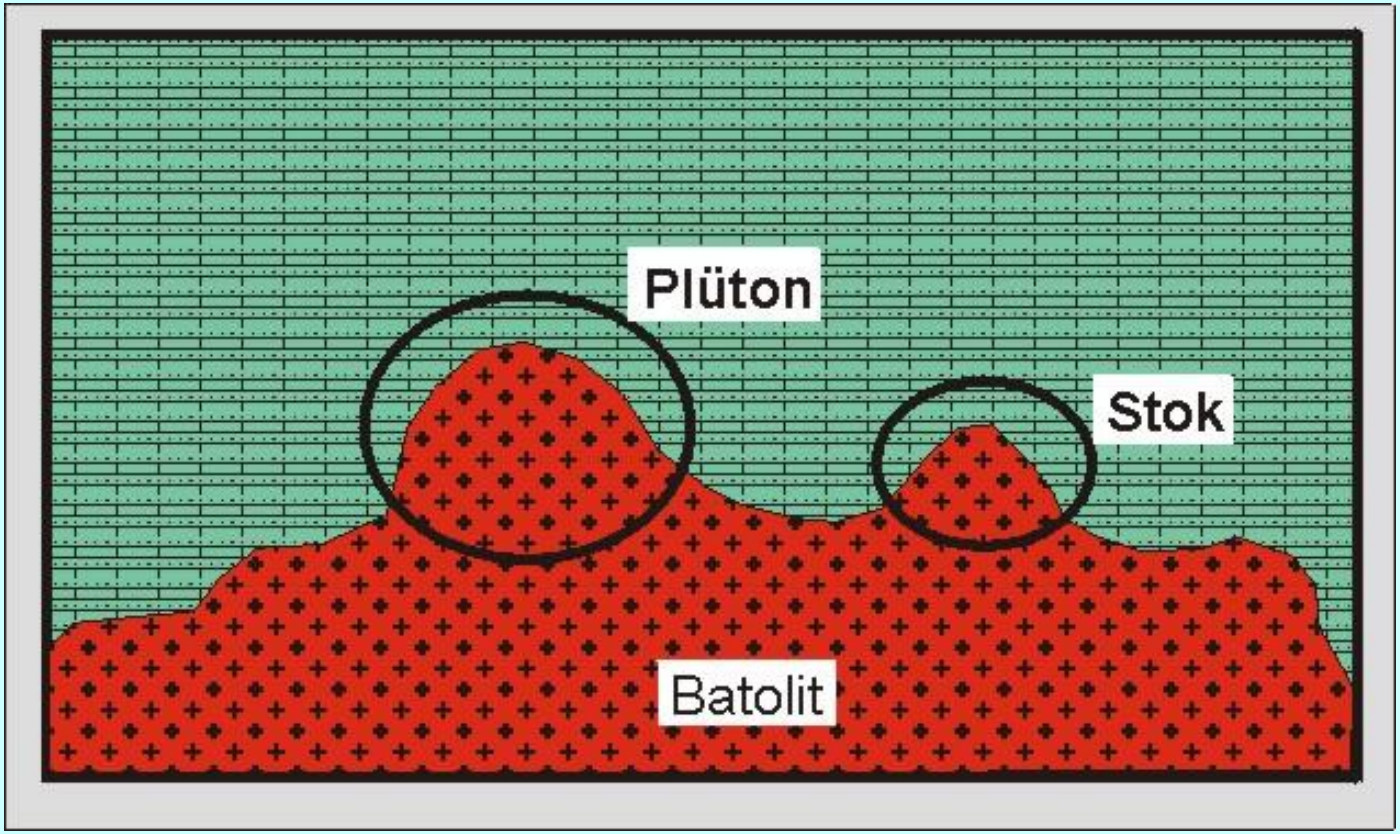
Başlıcaları;

- **Batolit**
- **Plüton**
- **Stok**
- **Dayk**
  - Radyal
  - Koni levhaları

UYUMSUZ MAGMA GÖVDELERİ

BATOLİT - PLÜTON - STOK

“Batolit” dipsiz anlamına gelir. Derinde yerleşmiş, çok büyük magma gövdeleridir. 100 km^2’den daha geniş olmaktadır. Aşağıya doğru giderek genişleyen kütlelerdir. “Stok” ve “Plüton” batolitlerin üst kesimlerini temsil eder. Az-çok damla biçimlidirler. 40km^2’den büyük olanlar için PLÜTON, 40km^2’den küçük olanlar için ise STOK terimi kullanılır.

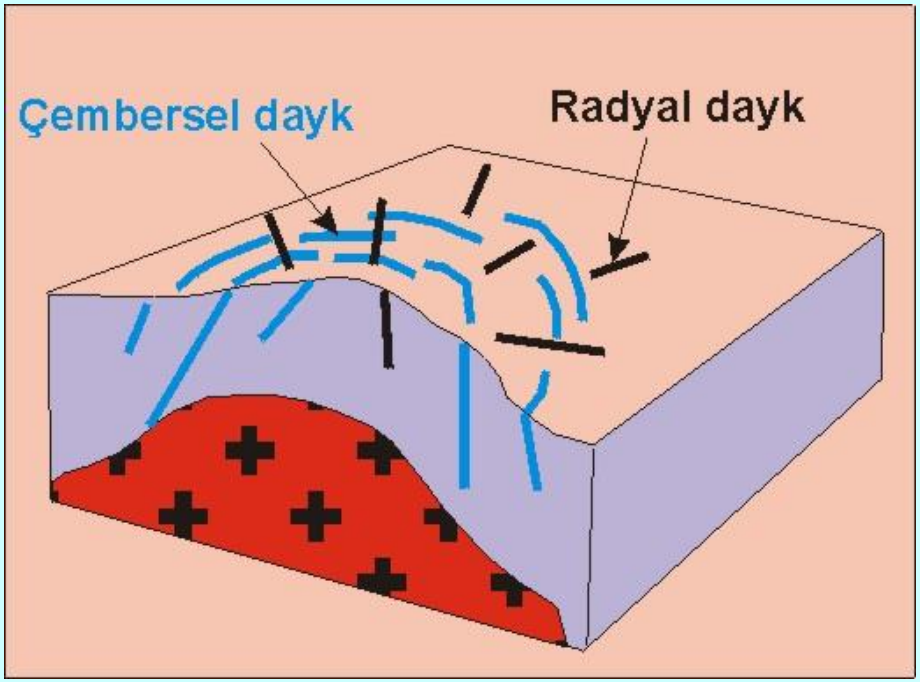


Dayklar

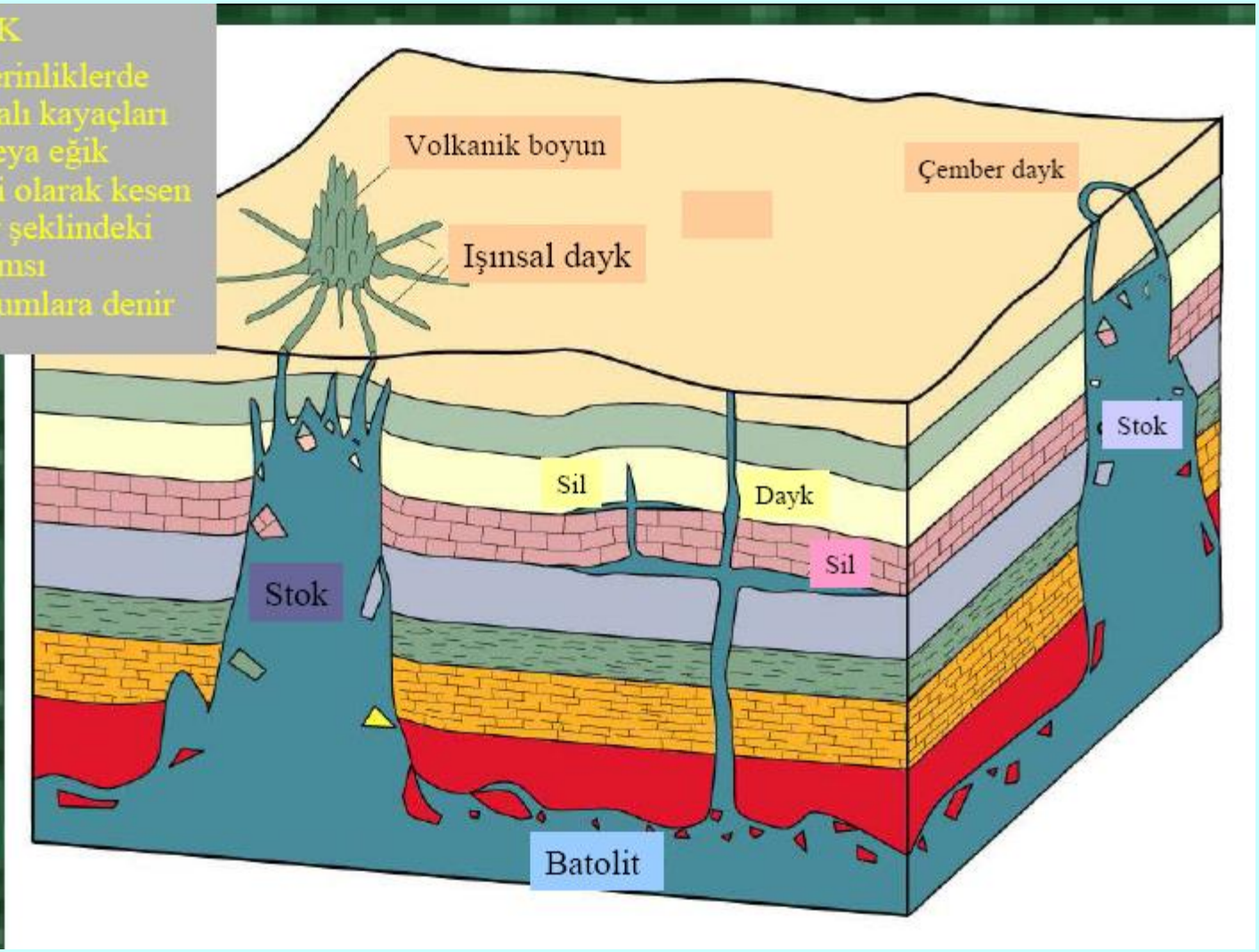
Yöre kayalarının kırık ve çatlak sis-temlerine yerleşmiş ve onları dik veya verev kesen düzlemsel mag-ma kütleleridir. Harita üzerinde ve kesitlerde sergiledikleri özel-liklerine göre;

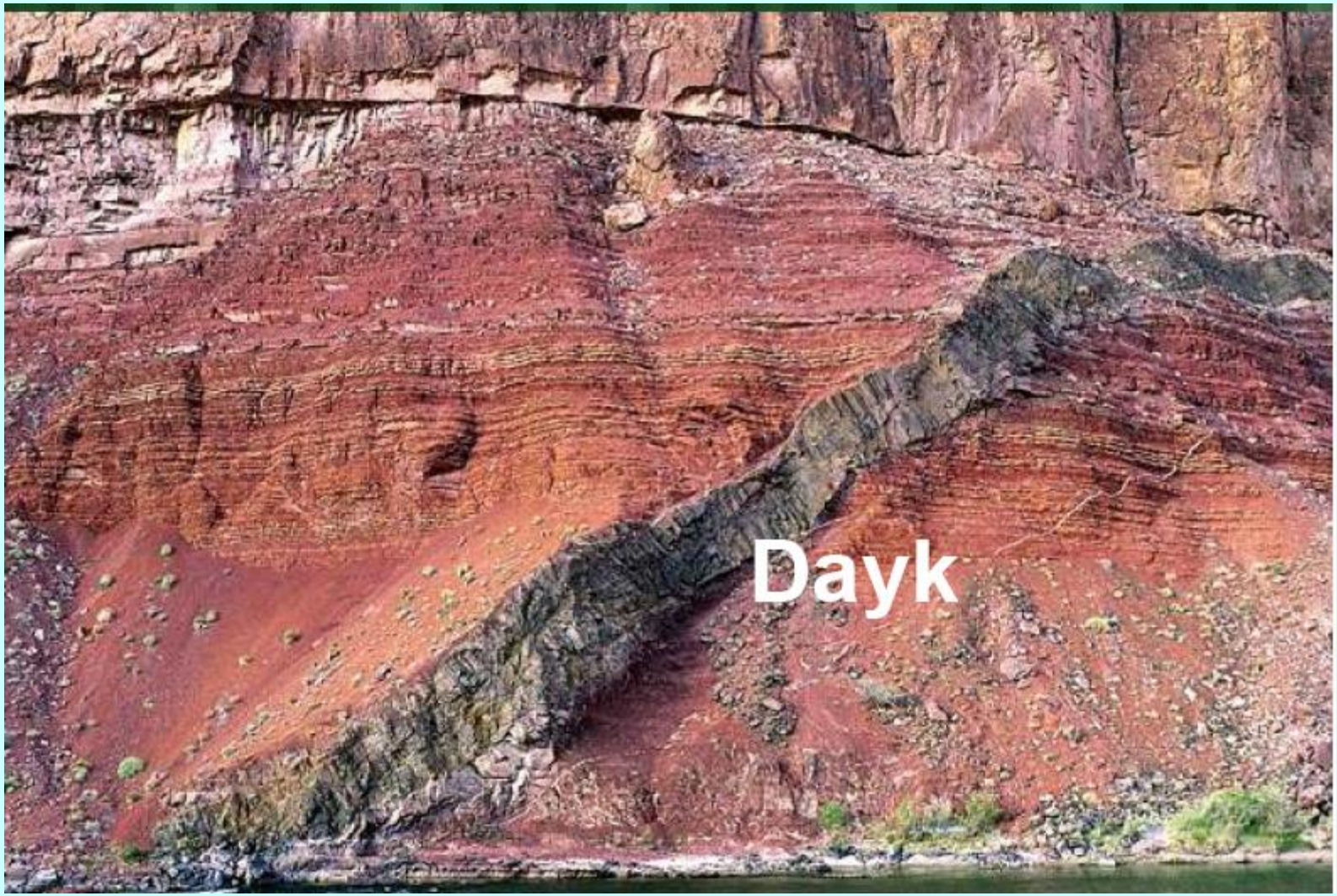
a- **Çembersel dayklar**, b- **Radyal (ışınsal) dayklar**, c- **levha int-rüzyonları** ve d- **koni levhaları** olarak ayırdedilirler.

Magma gövdesi kabukta derinlerden yukarıya yükselirken yöre kayala-rını omuzlar ve kemerlendirir. Bu sırada, radyal ve konsantrik kırık sistemleri gelişir. Bu kırıklara yer-leşen magma gövdeleri, radyal ve çembersel



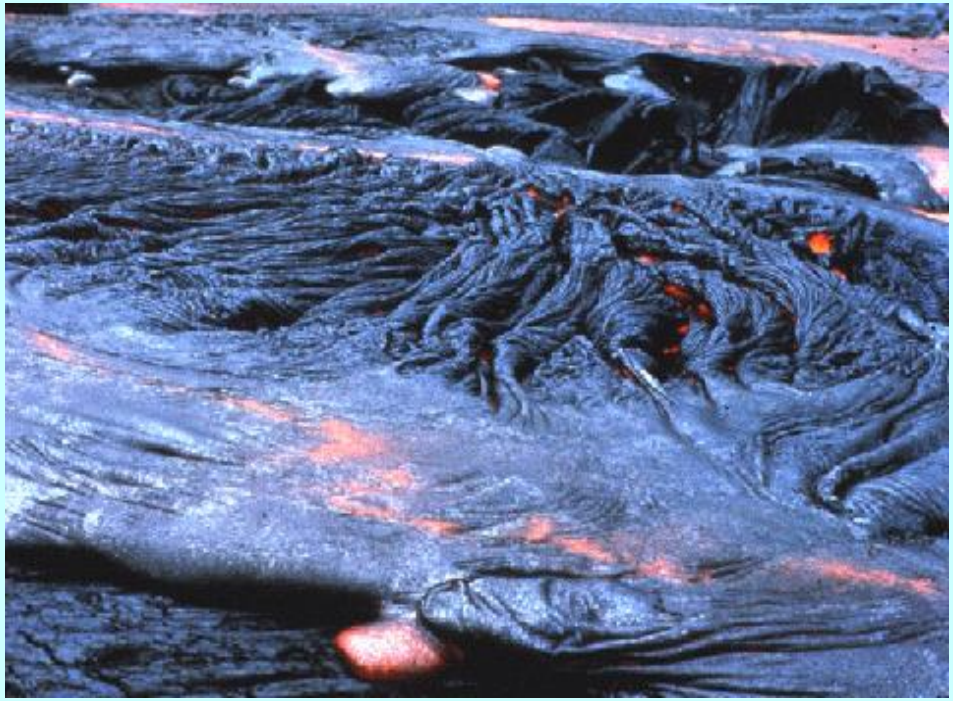
- DAYK
- Az derinliklerde tabakalı kayaçları dik veya eğik şekilli olarak kesen duvar şeklindeki levhamsı sokulumlara denir




Dayk

Volkanik kayalarda başlıca lav akma yüzeyleri: bunların en tipik olanları "**pahoehoe lav yüzeyi**", "**aa lav yüzeyi**", "**soğuma kolonları**" ve "**pillow lavlar" (yastık lavlar)**dır.

Pahoehoe lav yüzeyi (halatımsı lav yüzeyi), lav akıntısının yüzeyi kalınca bir halat kangalını andırır.



Yastık yapılı lavlar Bazaltik lavların deniz altında akmalarıyla oluşur. Üst üste istiflenmiş yastıkları andırır. Bunların çapları birkaç 10cm olabilir. Yastıkların iç zonları tipik bazalt dokusuna sahiptir, ancak, dış çeperleri, hızlı

soğuma sonucunda kristallenmeye fırsat bulam

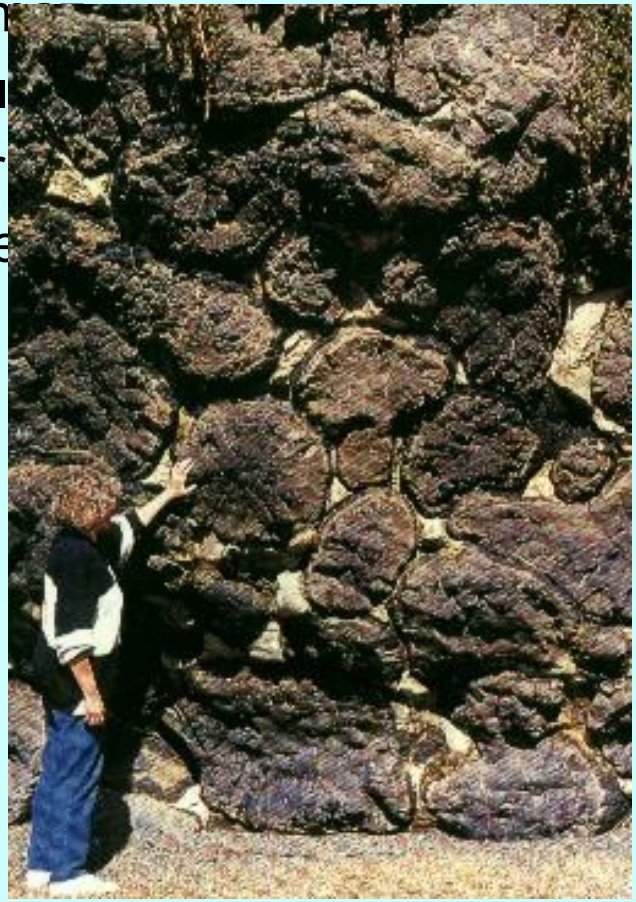
ve cam halinde katılaşır. Üst üste dizilen yastı

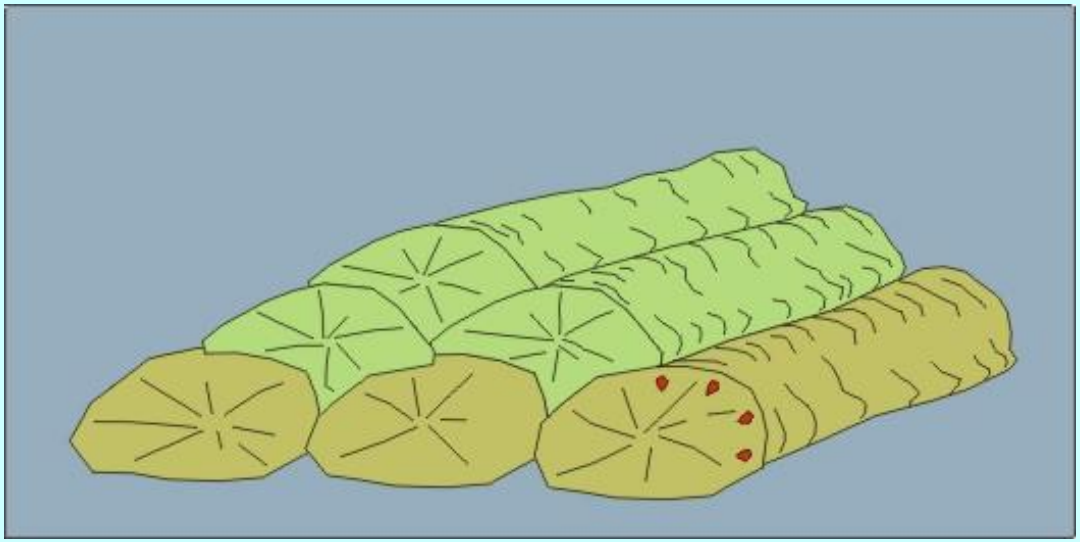
larda, üsttekiler altta bulunan yastıkların aralar

doldurur. Bu nedenle uçları aşağıya doğru ince

Yastıklarda ışınsal çatlaklar, dış çepere doğru

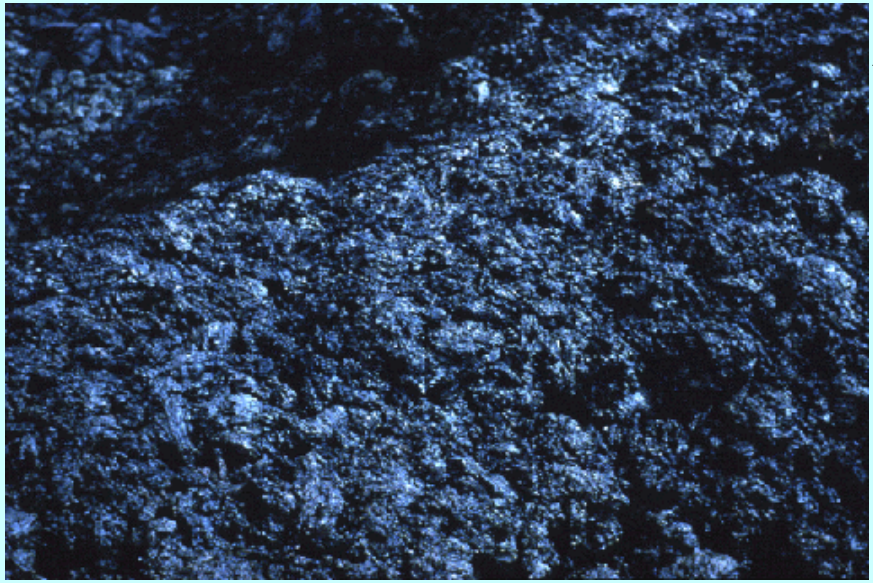
vesiküller gözlenir.





Aa lav yüzeyi (bloklu lav yüzeyi), asidik kayalarda gelişir. Lav akıntısının yüzeyi bloklu bir kabuk ile kuşatılmıştır.

Soğuma kolonları (kolonlu eklem sistemi), akışkanlığı yüksek olan lavlarda (bazik) gözlenir. Lav akıntısı 6gen şeklinde sütunlara sahiptir. Sütunlar lavın akma yönüne -kabaca- diktir.



Aa lav yüzeyi

soğuma kolonları

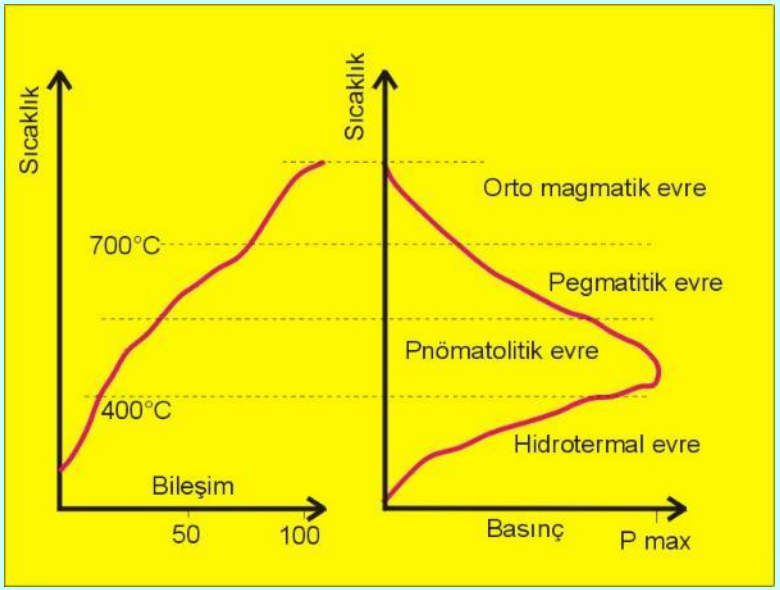
Magmanın Katılaşma Evreleri

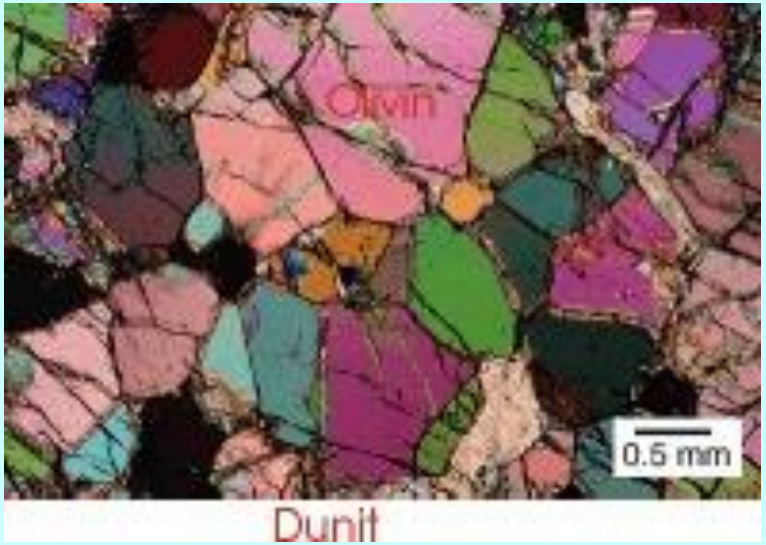
Magmanın katılaşması/kristalleşmesi oldukça karmaşık bir süreçtir. Kayaçların ve minerallerin gösterdikleri yapısal/dokusal özelliklerin incelenmesi ile magmadaki kristalleşme sırası hakkında bir fikir edinilebilir. **Magmadan ilk kristalleşen mineraller yüksek sıcaklıklarda ve uçucu bileşen bakımından fakir bir magmadan itibaren oluşurlar**. Bu minerallere ***pirojenetik mineraller*** adı verilmektedir. Bazik bileşimli magmatik kayaçları oluşturan olivin, piroksen, Ca-plajiyoklaz gibi bu pirojenetik minerallerin ayrılması ile arta kalan magma H2O ve diğer uçucu bileşenler bakımından giderek zenginleşecektir. Magmanın bu kısmından da bileşiminde hidroksil bulunan ve alkalilerce zengin amfibol, mika gibi ***hidrojenetik mineraller*** ayrılacaktır.

Magmanin kristallenme evreleri

Magmadan kristallenme başlıca 4 evrede olmaktadır;

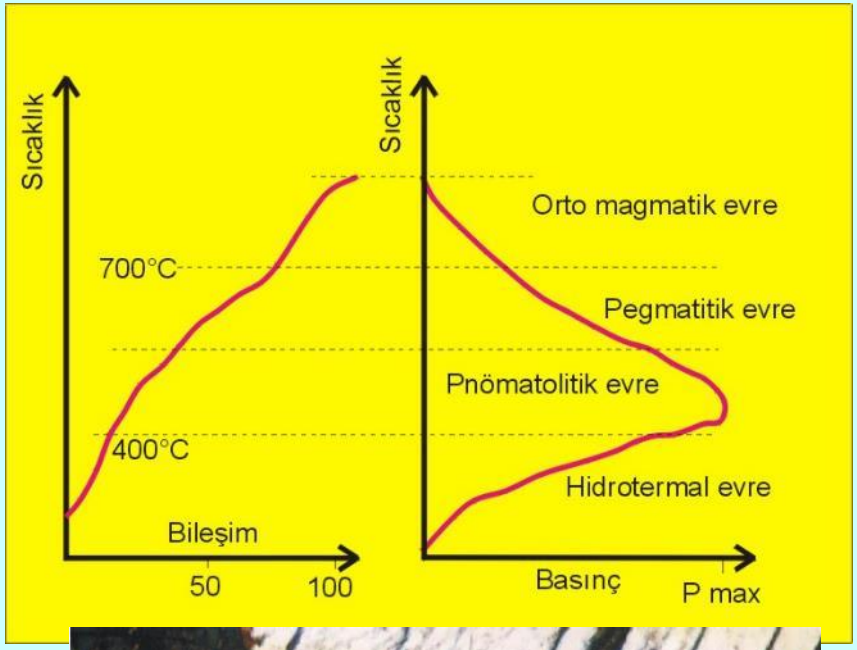
1- ORTOMAGMATİK EVRE: (1200-700°C) Magmatik kayaçların oluştuğu evredir. Bu evredeki ilk kristalleşmelerle (1200-900^{0}C) pirojenetik mineraller ayrılır; peridotit, piroksenit, gabro gibi ultrabazik-bazik bileşimli plütonik kayaçlar ve ayrıca kromit, ilmenit gibi mineraller içeren ekonomik değere sahip maden yatakları oluşur. Sıcaklığın daha da düşmesi ile (900-700^{0}C) hidrojenik mineraller ayrılır ve böylece ortaç ve asit bileşimli, diyorit, siyenit, granit gibi plütonik kayaçlar oluşur.

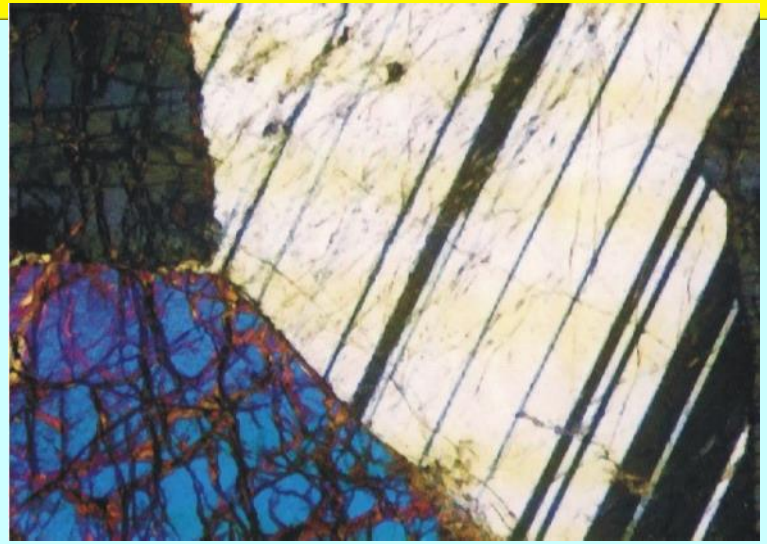




Magmanin kristallenme evreleri

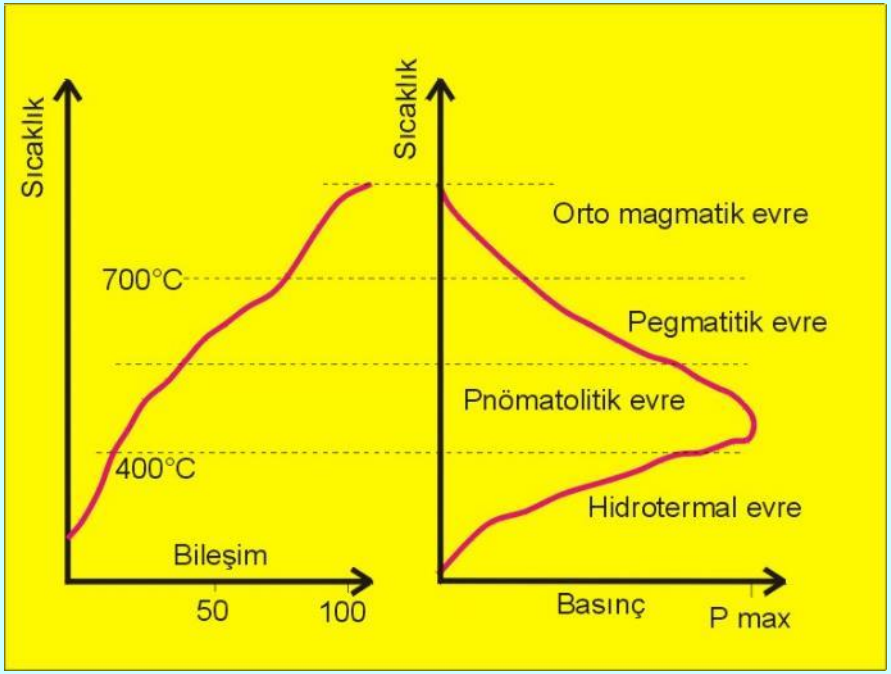
2- PEGMATİTİK EVRE: (700-500°C) Ortomagmatik evreden geriye kalan sıvı ve uçucular taşların çatlaklarına girer ve burada iri ortoz, kuvars, muskovit, turmalin gibi kristalleri oluşturur. Böylece PEGMATİT denen iri taneli kayalar gelişir.





Magmanin kristallenme evreleri

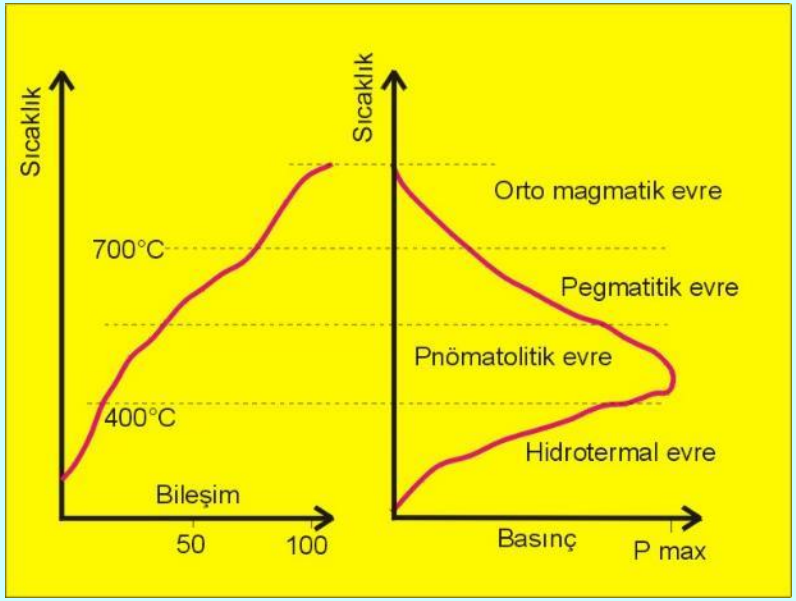
3- PNÖMATOLİTİK EVRE:
(500-400°C) Bu evrede katı kristaller arasında hareketli olan yalnızca gazlardır. Bunlar taşın çatlakları boyunca dolaşarak bozucu rol oynarlar. Magmatik kütleyi çevreleyen yöre kayalarında volfram, molibdenit, fluorit ve topaz gibi cevher yatakları oluşur.



Magmanin kristallenme evreleri

4- **HİDROTERMAL EVRE:** (400°C ve altı) Bu evrede kalıntı eriyik su buharı bakımından çok zengindir. Yine de içinde 400°C'nin altında kristallenen bazı mineraller vardır. Sıcaklığın 400°C'nin altına düş-mesiyle bunlar da kristallenir. Geriye kalan sıvı, katılaşmış kayaların kırık, çatlak gibi süreksizlik düzlemleri boyunca dolaşarak "HİDROTERMAL ALTERASYON" adı verilen bozuşmaları meydana getirir.

- Etkili sıcaklık derecelerine göre bu evreyi ***katatermal*** (400-300^{0}C), ***mezotermal*** (300-200^{0}C), ***epitermal*** (200-100^{0}C) ve **teletermal** (<100^{0}C) şeklinde alt evrelere ayırmak da mümkündür.
- Hidrotermal evre ile magmanın katılaşması sona erer ve bundan sonra yerkabuğunda yalnız magmadan arta kalan suların (jüvenil su) ve magmanın ısıttığı suların dolaşım faaliyeti mevcut olabilir.



Magmanın Evrimi

Saha ve laboratuvar çalışmaları, ilksel/birincil magmanın yerkabuğuna yerleşmesi/sokulumu esnasında, bileşiminde çok önemli değişikliklerin meydana geldiğini, başlangıçta belirli ve homojen bir bileşime sahip *"ana magma"*nın katılaşma süreci içinde, farklı bileşimdeki magmatik kayaçların oluşumuna yol açacak şekilde bilimsel değişikliklere uğradığını göstermektedir. Ana magmanın bileşiminde değişikliklere neden olan, dolayısıyla jeolojik tarihçe içinde tek bir magmatik faaliyete bağlanabilen, **değişik türde magmatik kayaçların oluşumuna yol açan süreçler,**

1) *Magmatik farklılaşma (magmatik diferansiyasyon)*

2) *Özümleme (asimilasyon)*

3) *Magmaların birbirleri ile karışması*

a)*Magma mixing*

b)*Magma migling*

şeklinde üç büyük grup altında toplanmaktadır.

Magmanın Farklılaşması

- Magmatik farklılaşma (diferansiyasyon) süreci, başlangıçta homojen bileşime sahip olan bir ana magmadan farklı kimyasal bileşimlere sahip magmatik kayaçların oluşmasına yol açan dört alt süreci kapsar. Bunlar *likuasyon, fraksiyonel kristalleşme, uçucu bileşenlerin etkisi/gazla taşınma ve termogravitasyonel diffüzyon* alt süreçleridir.
- ***Likuasyon,*** magmanın fiziksel olarak, su ve yağın birbirinden ayrılmasına benzer şekilde, farklı özellikler gösteren kısmi sıvılara ayrılması sürecine denir. Bu süreç bazaltik magmadan bazı sülfür eriyiklerinin ve muhtemelen karbonat bakımından zengin sıvıların ayrılmasında önem taşıyabilir.
- ***Gazla taşınma*** (gaseous transfer) ise farklılaşmada muhtemelen tali bir süreç şeklinde etkili olmaktadır. Gazların/uçucu bileşenlerin (volatiles) magma odasının bir kısmından kaçarak başka bir kısmında birikmesi/toplanması, bu esnada bazı elementleri de beraberinde sürüklenmesi ve böylece magma odası içinde değişik bileşime sahip bölümlerin ortaya çıkması şeklinde ifade edilen bir süreçtir.
- ***Termogravitasyonel diffüzyon*** ise magma kütlesinde soğumaya bağlı olarak gelişen sıcaklık farklılıklarından dolayı bazı elementlerin diffüzyon ile diğerlerinden ayrılması ve magmada farklı bileşime sahip kısımların ortaya çıkması şeklinde tanımlanabilen bir süreçtir.
- ***Fraksiyonel kristalleşme,*** sıvı fazdan kristallerin devamlı olarak ayrılması ve uzaklaştırılması, bu ayrılma nedeni ile sıvı fazın kimyasal bileşiminin devamlı olarak değişmesi şeklinde gelişir ve magmatik farklılaşma süreçleri içinde en önemlisini teşkil eder.

Fraksiyonel Kristalleşme

Fraksiyonel kristalleşme kavramı **Bowen** tarafından silikat eriyikleri üzerinde üzerinde yapılan deneysel çalışmalarda elde edilen kristalleşme özelliklerine dayanılarak geliştirilmiştir. Bu kavram *"magmanın belirli ve tek bir sıcaklık derecesinde kristalleşmediği/katılaşmadığı, kristalleşmenin bir sıcaklık aralığı içinde geliştiği ve meydana gelen mineral çeşitlerinin ve dolayısıyla minerallerin kimyasal bileşimlerinin sıcaklığın azalması ile devamlı olarak değiştiği"* görüşüne dayanmaktadır.

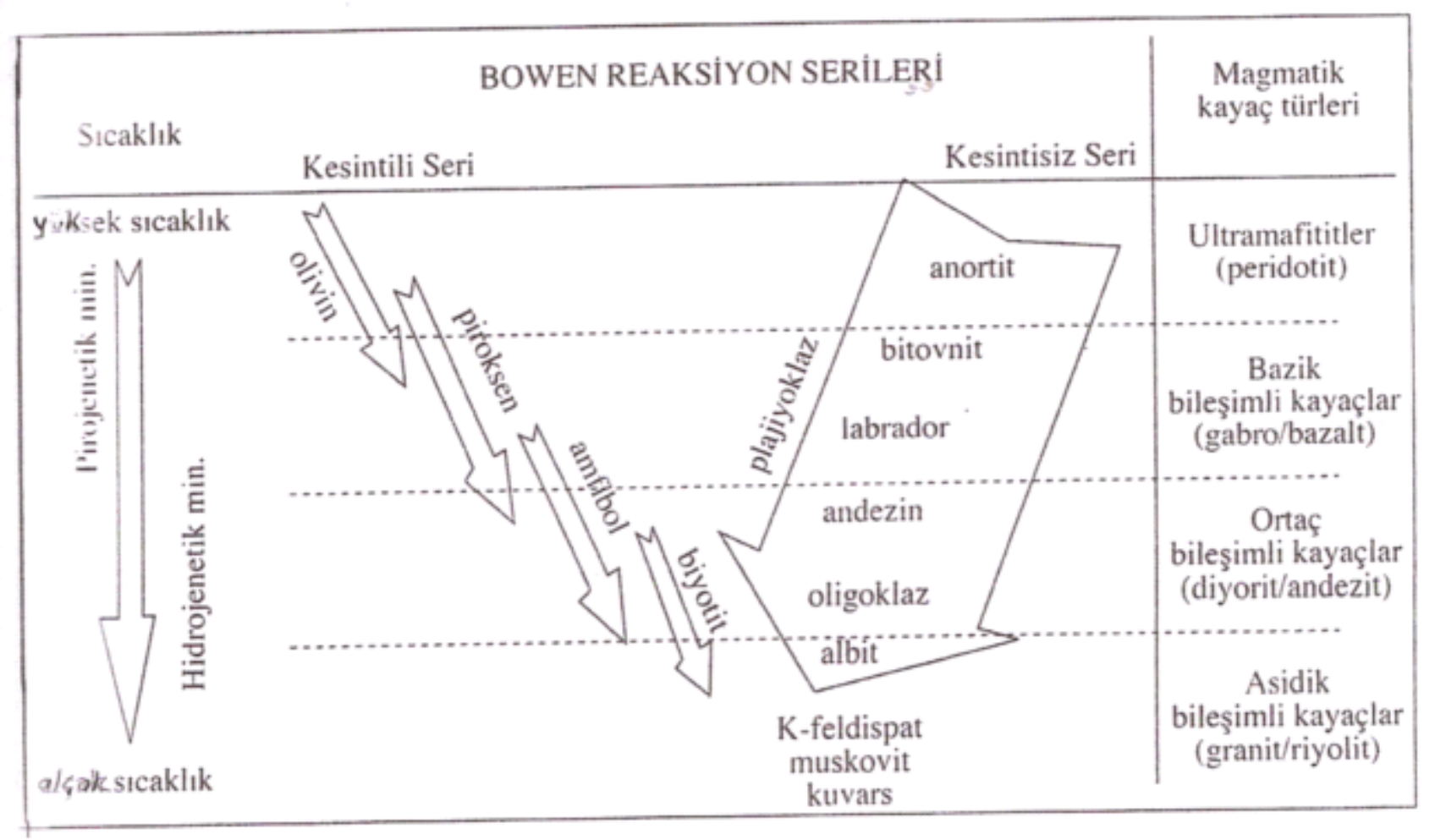
Kristaller ile magma arasında cereyan eden reaksiyonlar bazı karakteristik *mineral topluluklarının* veya *mineral antipatilerinin* (beraber bulunmama özeliğinin) ortaya çıkmasına neden olurlar. Daha açık bir ifade ile, bir magmatik kayaç içinde yalnız belirli bazı mineraller bir arada bulunabilirler; çok özel koşullar altında ve ender olarak beraber bulunabilirler. Bazı tipik mineral toplulukları ve mineral antipatileri aşağıda belirtilmektedir:

Mineral Toplulukları:

Kuvars + K.feldispat + albit/oligoklaz + biyotit
Oligoklaz/andezin + hornblend biyotit
Labrador/bitovnit + Ca/Mg-piroksen + olivin

Mineral Antipatileri:

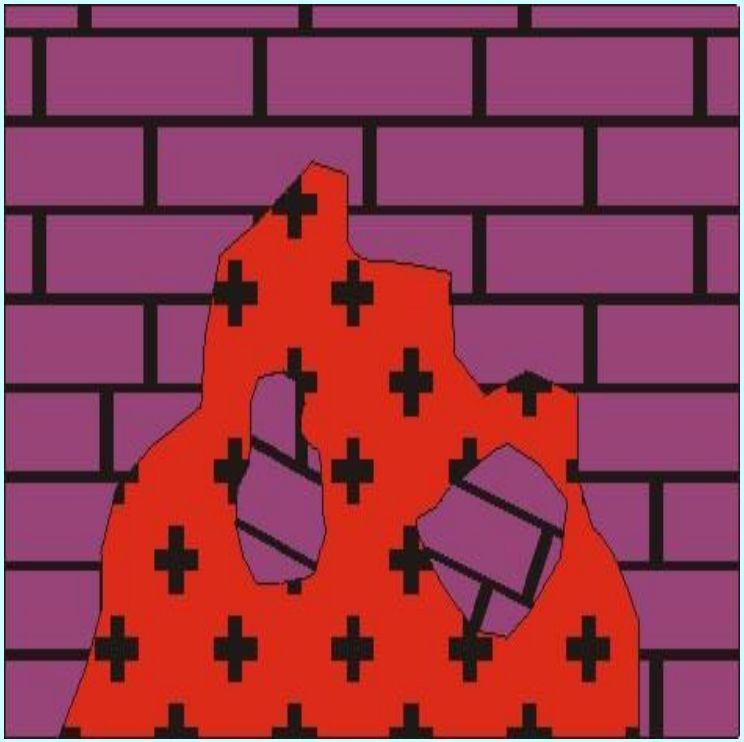
Kuvars – olivin
Kuvars – feldispatoyidler
Kuvars – labrador/bitovnit/anortit
Labrador/bitovnit/anortit – K.feldispat
Labrador/bitovnit/anortit – bol miktarda biyotit
Olivin – K.feldispat



Magmadan kristalleşme sırasını gösteren Bowen Reaksiyon Serileri

Özümseme (asimilasyon) ile magmanın bileşiminin değişmesi

Magmanın dokanakta olduğu yan kayaçları kopararak içine alması, eritmesi ve sindirmesi sonucunda ortaya çıkar. Yöre kayalardan magmaya katılan anklav, ksenolitler ile magma arasındaki bileşim farkı dengelenene kadar malzeme alışverişi olur. İki kütle arasındaki bileşim farkı nekadar çok ise (ve ısı farkı ne kadar fazlaysa) özümseme o kadar hızlı olur. Örneğin; bir granit magması, peridotiti çok çabuk, bir kumtaşı parçasını ise çok yavaş sindirir.

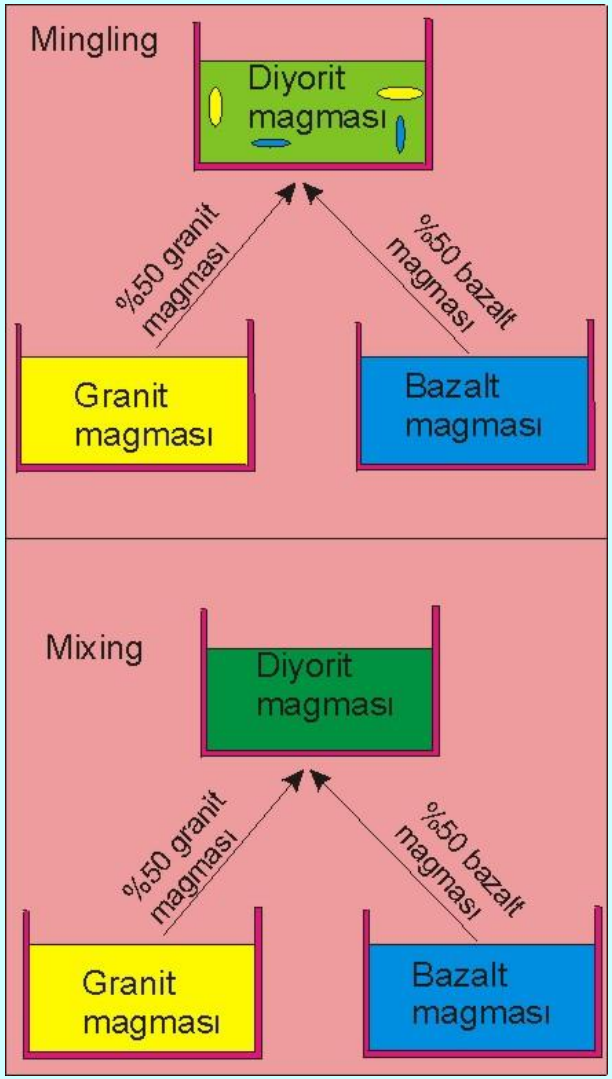


Özümsemenin en tipik örneği kireçtaşı Ile olan reaksiyondur. Asit magmalarda; $CaCO_3 + SiO_2 \longrightarrow CaSiO_3 + CO_2$ reaksiyonu gelişir. Ortaya vollastonit veya Ca'lu piroksenler çıkar. Dolayısıyla bir biyotit granitin kireçtaşı ile dokanağında amfibol ve piroksenli bir granit gelişir. Eğer başlangıçtaki kaya diyorit ise, yersel olarak gabro'ya dönüşür.

Magmaların karışmasıyla bileşim değişimi

- Farklı bileşimlerdeki magmaların sıvı veya yarı katı halde karışmaları ile bileşimleri değişmektedir. Örneğin, asit bir magma ile (granit) bazik bir magma (bazalt) karışırsa nötr (diyorit) bir magma ortaya çıkar.

- Eğer iki magma tamamen, homojen bir şekilde karışırlarsa buna **mixing**, heterojen olarak karışmışlarsa buna da **mingling** adı verilir.



MAGMATİK KAYALARIN DOKULARI

EL ÖRNEĞİ BOYUTUNDAKİ DOKULARI

Tanelerin gözle görülüp görülmemesine göre kayaçlar iki gruba ayrılırlar.

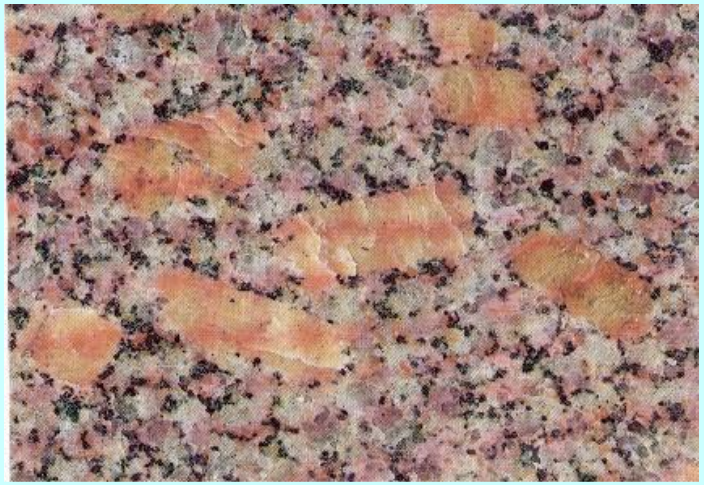
FANERİTİK DOKU: Kristal taneleri gözle (lup dahil) ayırt edilebilecek büyüklükte ve yaklaşık eşit boydaki tanelerden oluşan dokudur (Şekil 1).

Şekil 1.Faneritik Doku

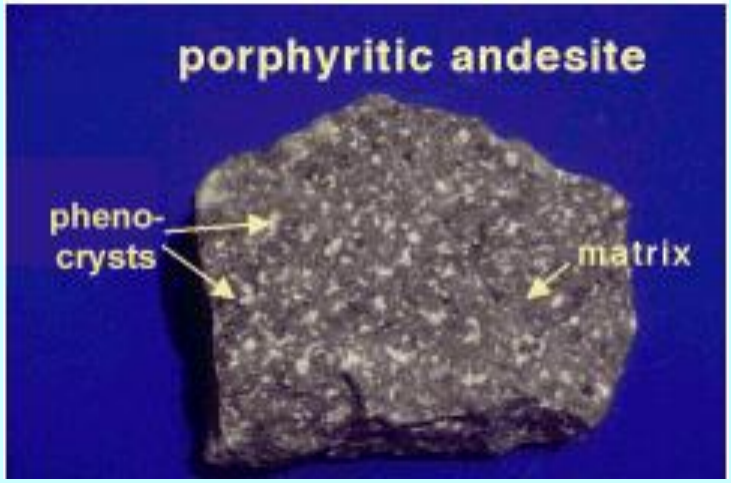
Şekil 2. Afanitik Doku

AFANİTİK DOKU: Bileşenleri gözle veya lup ile ayırt edilemiyecek derecede küçük kristallerin ve/veya volkan camının oluşturduğu dokudur (Şekil 2).

PORFİROFANERİTİK DOKU: Tüm kristallerin gözle ayırt edilebildiği ancak bazı kristallerin diğerlerinden dikkati çeker ölçüde daha büyük olduğu (fenokristaller) dokudur (Şekil 3).



Şekil 3. Porfirofaneritik Doku



Şekil 4. Porfiroafanitik Doku

PORFİROAFANİTİK DOKU: Gözle veya lupla tanınabilir bazı minerallerin (fenokristaller) dışında diğer kristallerin (volkan camının) gözle ayırt edilemediği dokudur (Şekil 4).

CAMSI DOKU: Yeryüzüne ulaşan magmanın ani veya hızlı soğumasından dolayı kristallenmeye fırsat bulamadan amorf madde halinde (volkan camı) katılaşmasıyla oluşan cam görünümlü dokudur (Obsidiyen ve perlit'te gözlenir) (Şekil 5).

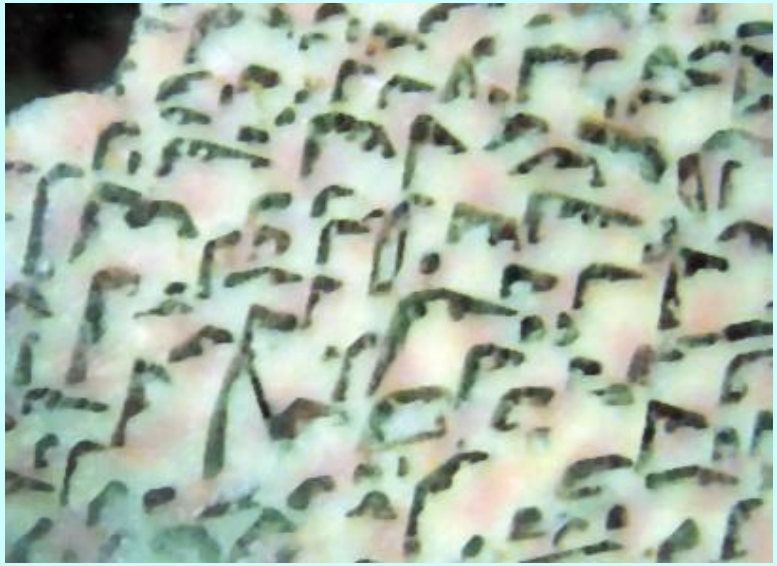
Şekil.5. Camsı doku

2. Tane Boyu Büyüklüğüne Göre:

Tane Boyu	Adlandırma
>3cm	Çok Kaba Taneli
1-3 cm	Kaba Taneli
1mm-10mm	Orta Taneli
<1mm	İnce Taneli

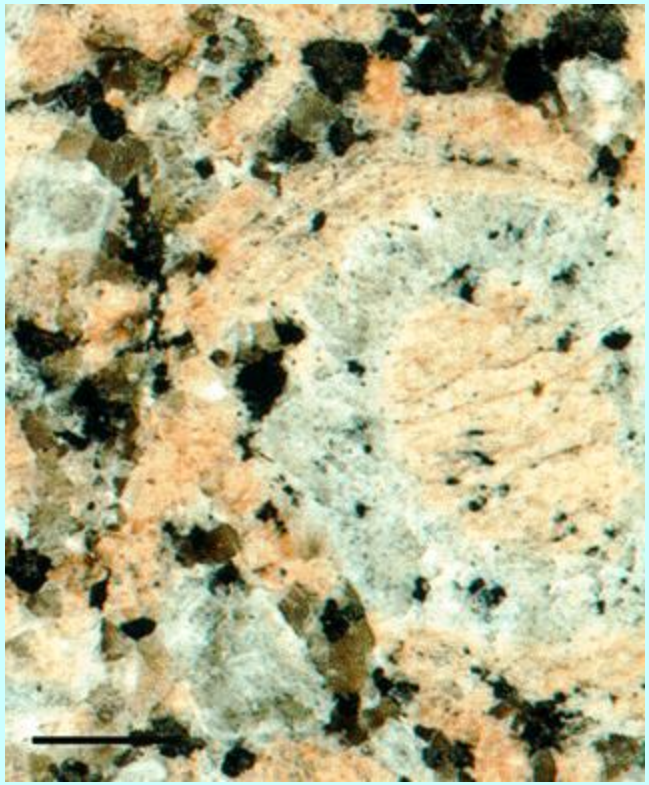
3. Diğer Dokular:

GRAFİK DOKU (YAZI GRANİTİ): Makroskobik olarak ayırt edilebilen ve tipik olarak bazı granitlerde görülen bir dokudur (Şekil 6). Köşeli ve ince-uzun çubuk şeklinde kuvars kristallerinin alkali feldispat içinde dizilmiş durumda olması ile karakterize edilir. Bu görünüm yazıya benzediği için bu dokuya **Yazı Graniti** adı da verilir.



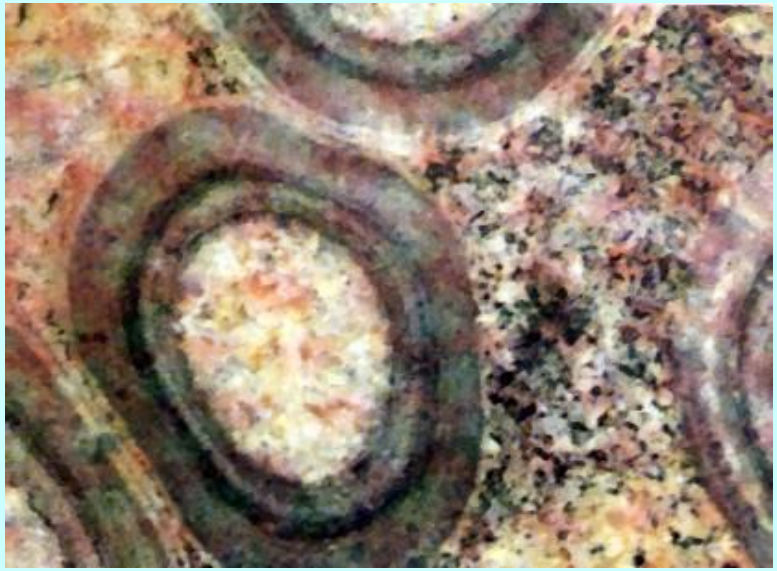
Şekil 6. Grafik doku

RAPAKİVİ DOKUSU : K-feldispatların etrafında Na'ca zengin plajiyoklazların oluşturduğu dokudur (Şekil 7).



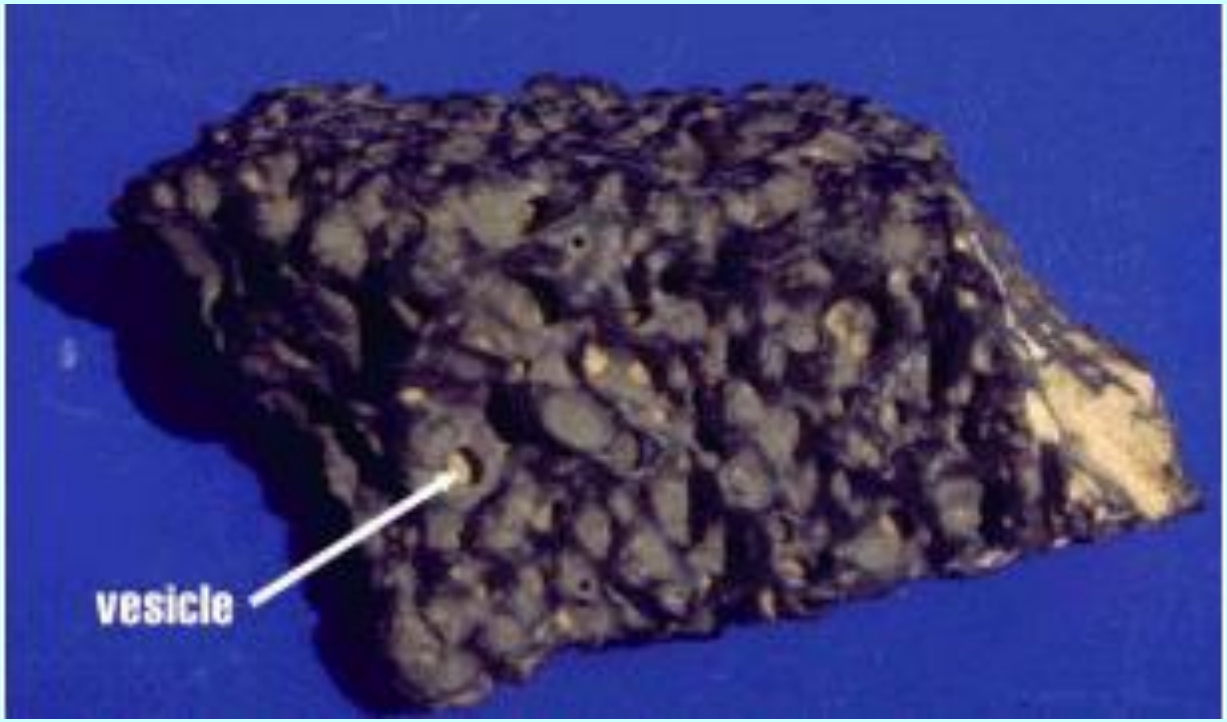
Şekil 7. Rapakivi doku

ORBIKÜLER DOKU : Farklı özellikte çekirdek ve bunu kuşatan çok sayıdaki koyu renkli bandların yuvarlak orbikül'lerden oluştuğu bir doku türüdür (Şekil 8). Matriks normal granitik dokuludur. Çekirdek, ya normal granitik bileşimli bir parça, yada bir magmatik anklav parçası veya yöre kayalardan koparılıp granitin içine alınmış bir parçadan oluşur.



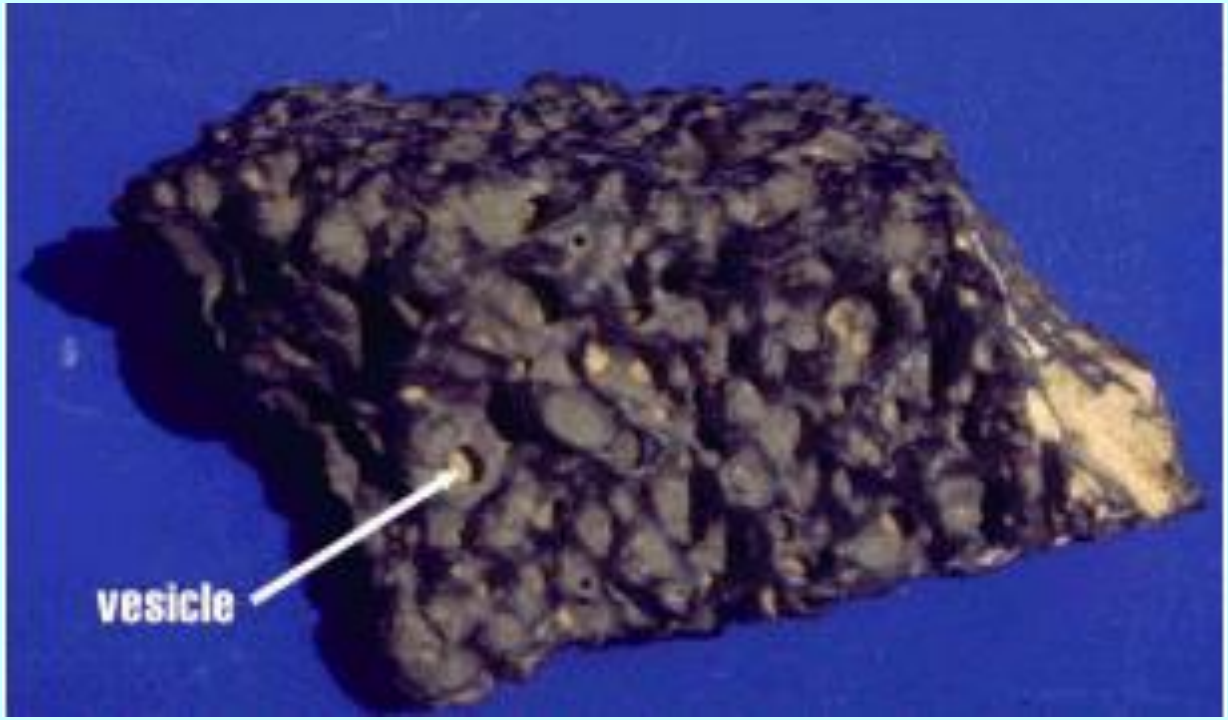
Şekil.8. Orbiküler doku

VESİKÜLER DOKU : Kayaç oluşumu sırasında magmadan çıkan gazların oluşturduğu yuvarlak, elipsoidal biçimli, düzensiz şekillİ gaz boşluklarının oluşturduğu dokudur (Şekil 9).



Şekil 9. Vesiküler Doku

AMİGDALOİDAL DOKU: Gaz boşluklarının (vesiküler boşlukların) sonradan değişik çözeltilerden itibaren kristalleşen minerallerle (kalsit, zeolit, kuvars, kalsedon gibi) doldurulması ile oluşan dokudur.



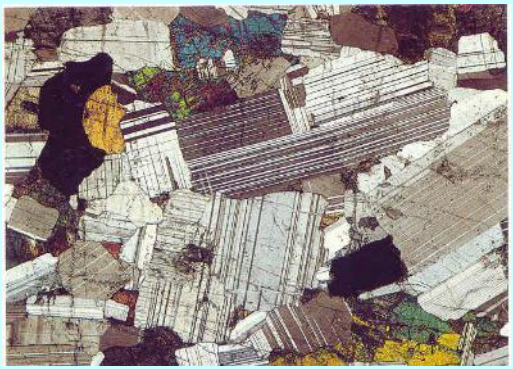
MİKROSKOBİK BOYUTTAKİ DOKULAR

1. Kayacın Kristallenme Derecesine Göre:

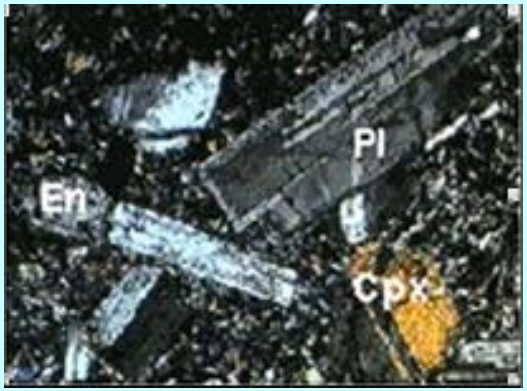
a) **Holokristalin doku*:*** Tane boyu büyüklüğüne dikkat edilmeksizin, kayacın incekesitte tamamının kristallerden oluştuğu dokudur (Şekil 10). Plütonik kayaçlarda (granit, siyenit v.b. gibi) ve kısmen damar kayaçlarında (aplit, pegmatit v.b. gibi) görülen bir dokudur.

b) **Hipokristalin veya Hipohiyalin doku*:*** Kayacın hem kristallerden hem de volkancamından oluşması durumunda ortaya çıkan dokudur. Kristallerin fazla miktarda bulunması halinde **hipokristalin**, volkancamının fazla olması halinde ise **hipohiyalin** şeklinde bir ayrım yapılır (Şekil 11, 12). Volkanik kayaçların büyük bir kısmında (riyolit, andezit v.b.) ve ayrıca kısmen damar kayaçlarında (bazı lamporfir türlerinde) görülen bir dokudur.

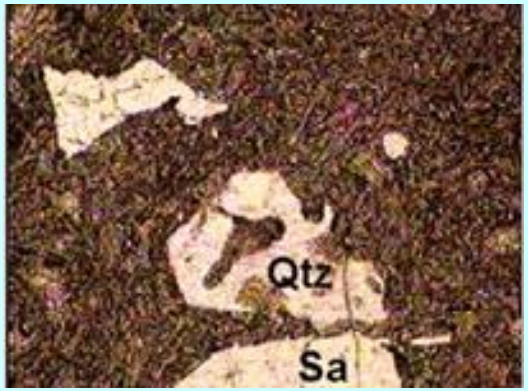
c) **Holohiyalin:** Kayaç tamamen volkancamından oluşmuş olarak gözlenmesiyle oluşan dokudur. Volkanik kayaçların belirli bir grubunda (obsidyen, perlit v.d.) görülür.



Şekil 10. Holokristalin Doku



Şekil 11. Hipokristalin Doku



Şekil 12. Hipohiyalin Doku

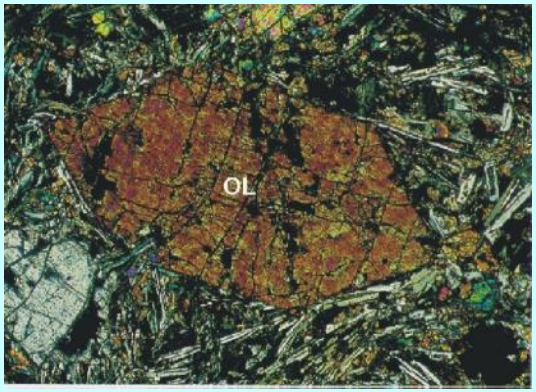
2. Kayacı Oluşturan Minerallerin Şekline Göre:

A. Yüzey Gelişimlerine Göre

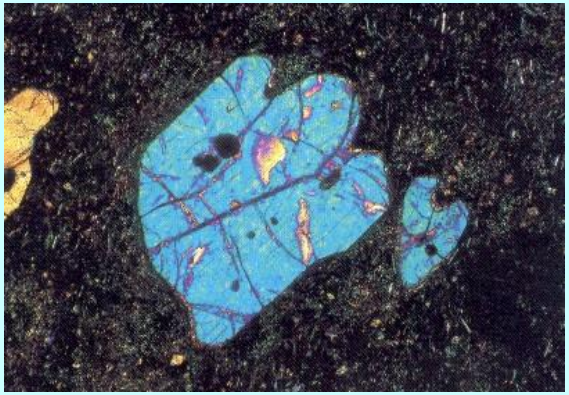
a) ÖHEDRAL (ÖZŞEKILLI): Mineraller ideal kristal şekline sahiptir. Kristalin tamamı kendi karakteristik yüzeylerini oluşturarak gelişmiştir (Şekil 13).

b) SUBHEDRAL (YARI ÖZŞEKILLI): Kristalin sadece bazı kısımları, karakteristik yüzeylerini oluşturarak gelişmiştir (Şekil 14).

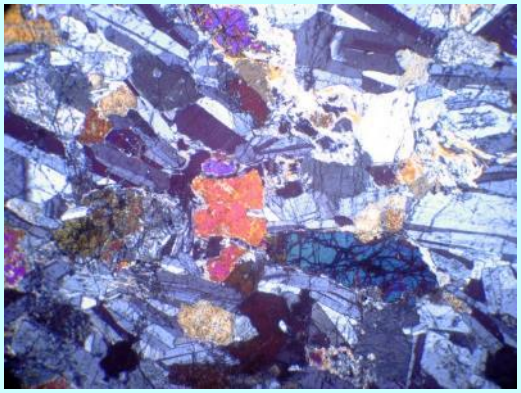
c) ANHEDRAL (ÖZŞEKILSIZ): Kristalin herhangi bir karakteristik yüzeyi yoktur (Şekil 15).



Şekil 14. Özşekilli



Şekil 15.Yarı özşekilli



Şekil 16.Özşekilsiz

B . Özel Şekillerine Göre:

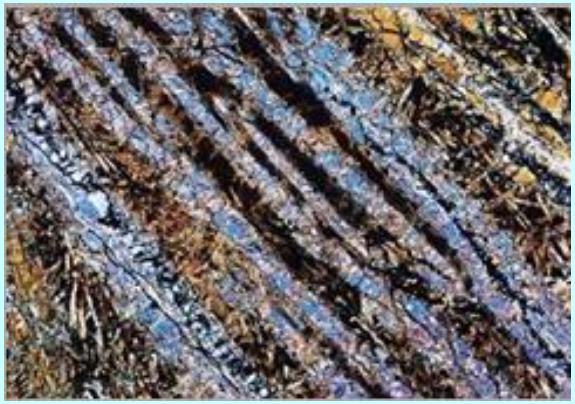
İskelet Dokusu: Kenar kısımları nisbeten korunmuş olan kristallerin oyuklu ve boşluklu olmasıyla oluşan dokuya denir (Şekil 16).

Dentritik Doku: Magmanın hızlı soğuması sonucu minerallerin tam anlamıyla kristalleşememesi ve kenar ile iç kısımlarında magmanın etkisiyle boşluklu yapıların gelişmesidir.

Şekil 16. İskelet Doku

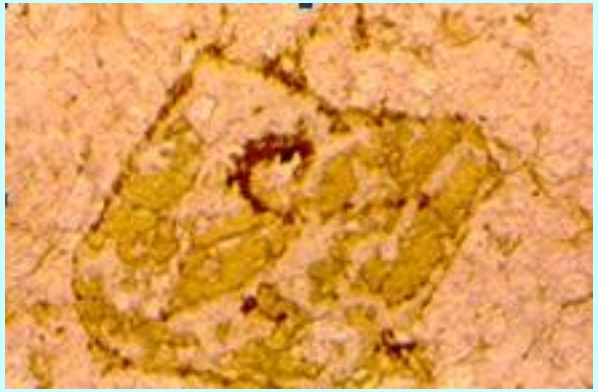
Paralel Gelişmiş Kristaller Dokusu: Aynı tür minerallerin uzun eksenlerine paralel olarak dizilmesiyle oluşan dokudur (Şekil 17).

Uzunlamasına Gelişmiş, Kıvrılmılş ve Dallanmış Kristaller Dokusu: Uzunlamasına gelişmiş kristallerin dallanıp bükülmeye uğramasıyla oluşan dokulardır.



Şekil 17. Paralel Gelişmiş Kristaller dokusu

Yalancı Şekiller (Pseudomorflar): Kristal şekli belli bir minerale benzeyen kristalin içerisinde başka bir mineralin bulunmasıyla oluşan dokudur (Şekil 18). Eğer pseudomorflar orijinal kristal bileşimine sahip ise buna paramorf denir (Örneğin tridimit içerisinde kuvarsın bulunması gibi).

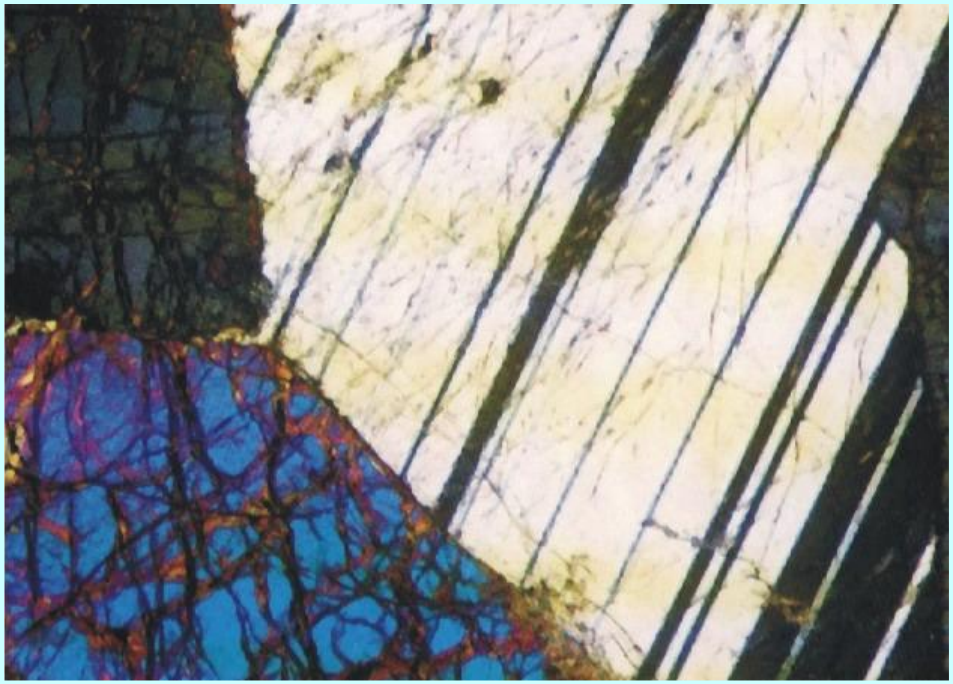


Şekil 18. Yalancı Şekiller

3.Kayacı Oluşturan Minerallerin Tane Boyuna Göre:

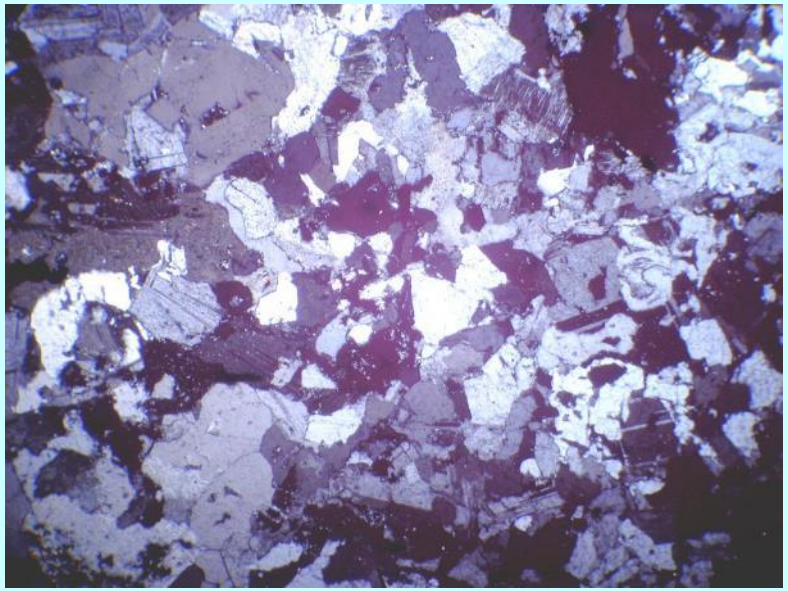
Makrokristalin: Bileşenleri gözle ayırt edilebilecek kadar büyüktür.

Kaba Taneli: Tane boyu 5 mm.'den daha büyük olan minerallerin oluşturduğu bu doku mikroskopta iri taneler halinde görülür (Şekil 19).



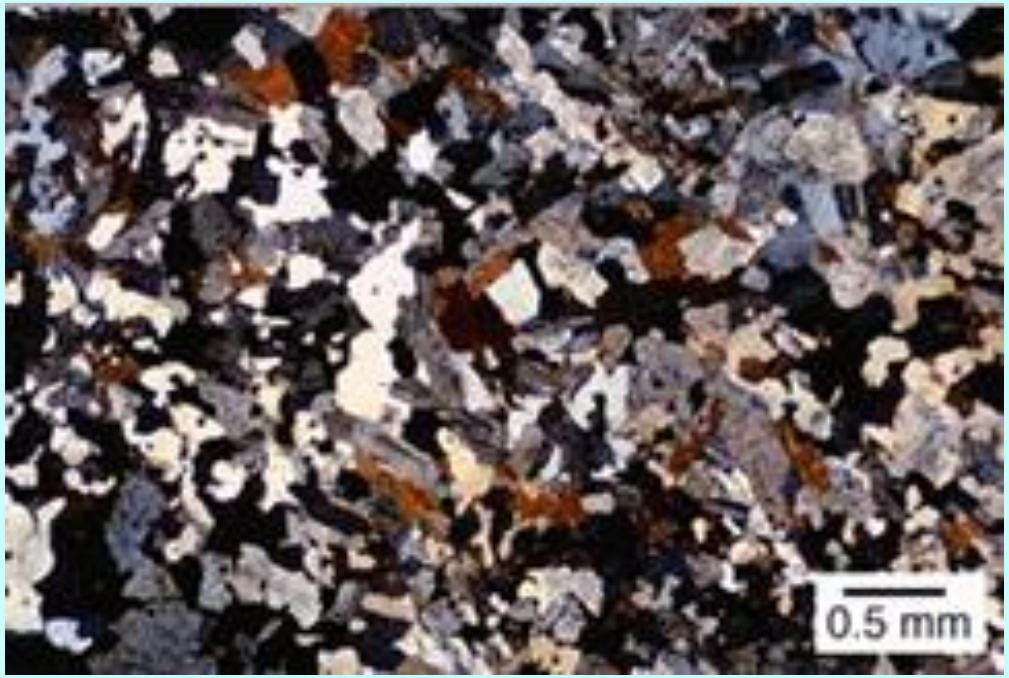
Şekil 19. Kaba Taneli

Orta Taneli: Tane boyu 1-5 mm. arasında olan ve orta boyutlu tanelerden oluşan kayacın dokusudur (Şekil 20).



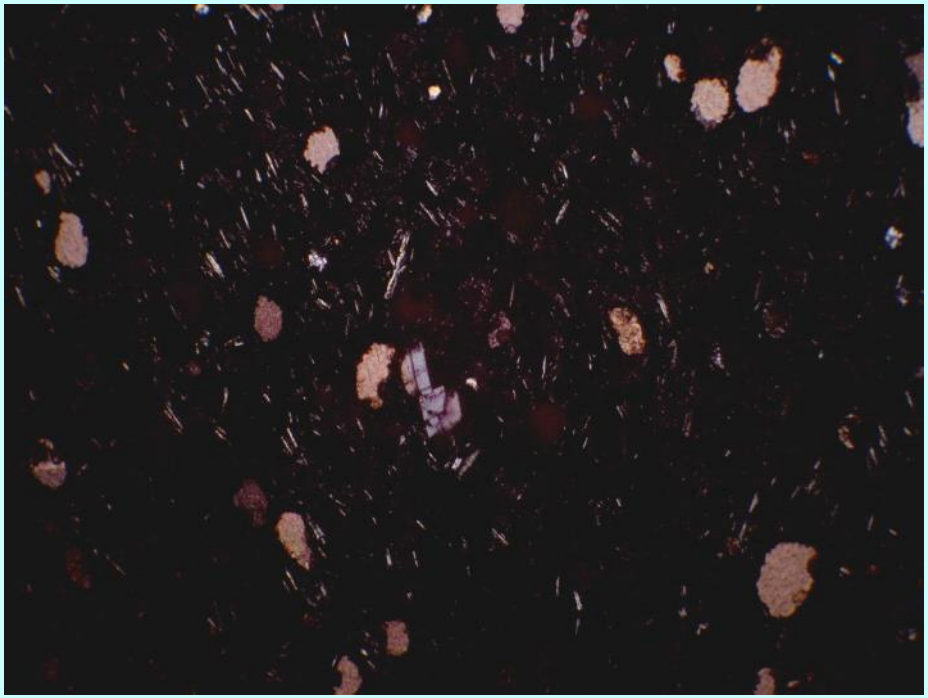
Şekil 20. Orta Taneli

İnce Taneli: Tane boyu 1 mm.'den daha küçük olan tanelerin oluşturduğu dokudur (Şekil 21).



Şekil 21. İnce Taneli

Mikrokristalin: İnce - uzun şekillere sahip ve mikroskop altında ancak bazı optik özelliklerinin belirlenebilmesine yetecek büyüklükte olabilen çok küçük kristallere mikrolit denir ve kayanın dokusu mikrokristalin Olarak adlandırılır (Şekil 22).



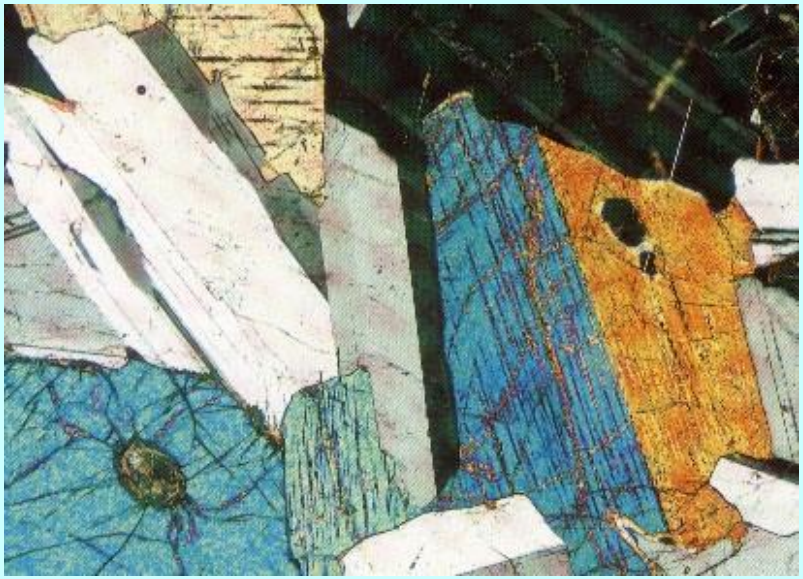
Şekil.22. Mikrokristalin

Kriptokristalin: Mikrolitlerden daha küçük olan ve kristalleşme başlangıcını gösteren mikroskop altında optik özellikleri tanınamayacak kadar küçük kristalciklere kristalit ve oluşturdukları dokuya da kriptokristalin doku denir (Şekil 23).

Şekil.23. Kriptokristalin

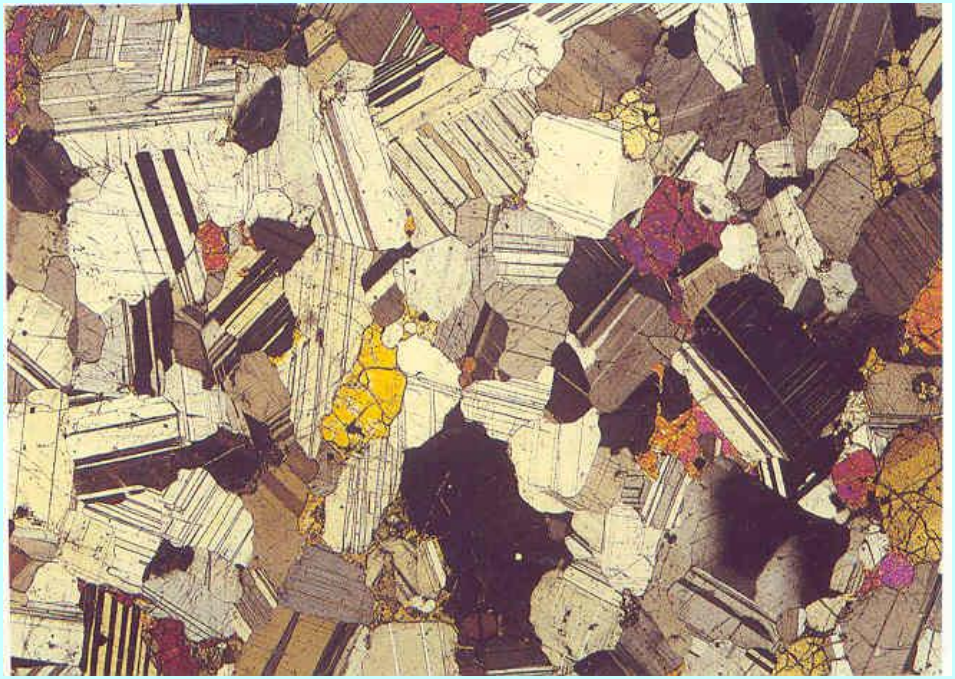
4. Kristallerin Bağıl Büyüklüklerine (Oransal Boyutlarına) ve Birbirleri ile Olan Ortak İlişkilerine Göre:

4.1. Tanesel Doku : İncekesitte (el örneğinde de) kayacı oluşturan minerallerin yaklaşık aynı boyutta bulunması ile oluşan dokudur (Şekil 24).



Şekil 24. Tanesel Doku

-Özşekilli Tanesel (Öhedral Granüler= Panidiyomorf Tanesel):
Tümü kristallerden oluşan bir kayacı oluşturan mineraller ince kesitte çoğunluğu nun özşekilli kristallerden oluşmasıyla ortaya çıkan dokudur (Şekil 25).

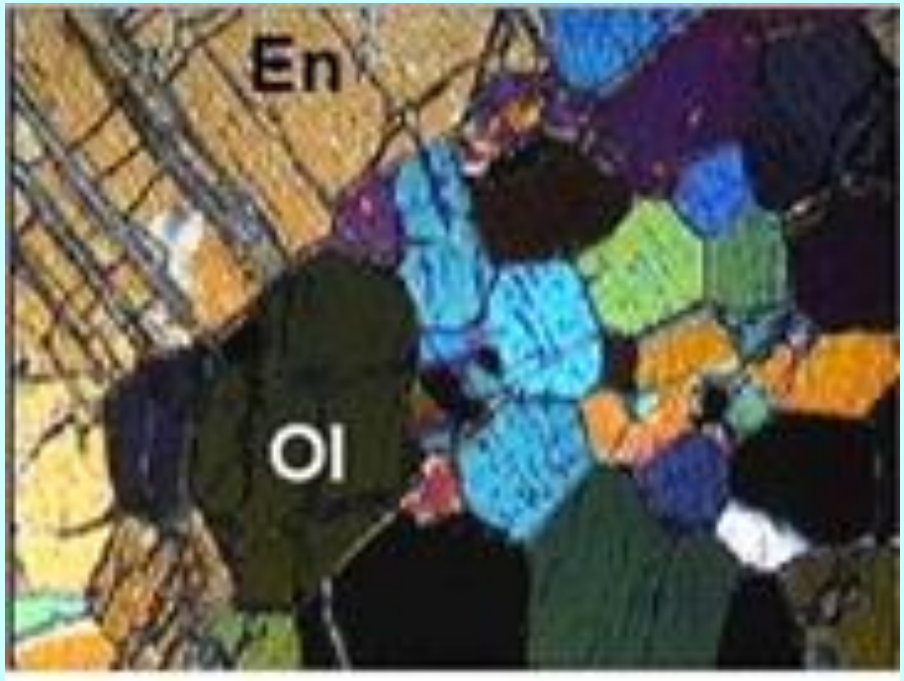


Şekil.25. Panidiyomorf (Özşekilli tanesel)

-Yarı özşekilli tanesel (Subhedral granüler=Hipidiyomorf Tanesel):
Tümü kristalin olan bir kayada minerallerin çoğu yarı özşekilli kristallerden oluşmuşsa kayanın dokusuna yarı özşekilli tanesel doku adı verilir (Şekil 26).

Şekil.26. Yarı Özşekilli Tanesel

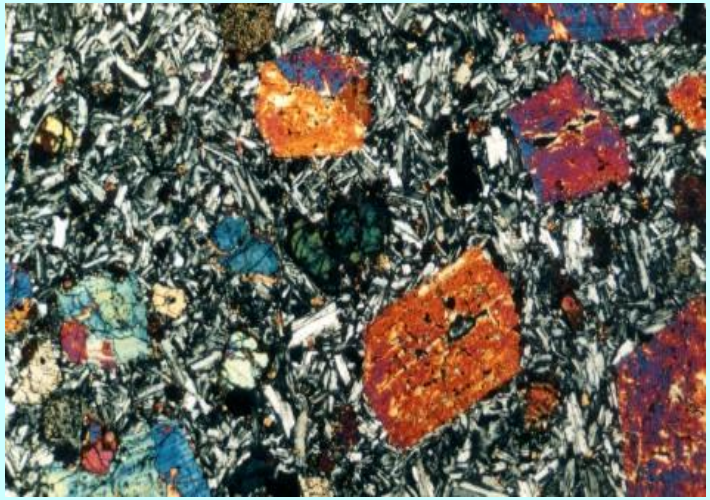
-Özşekilsiz Tanesel (Anhedral Granüler=Allotriyomorf Tanesel):
İncekesitte tüm kristalleri özşekilsiz olan kayanın dokusuna verilen addır (Şekil 27).



Şekil 27. Özşekilsiz Tanesel (Allotriyomorf Tanesel)

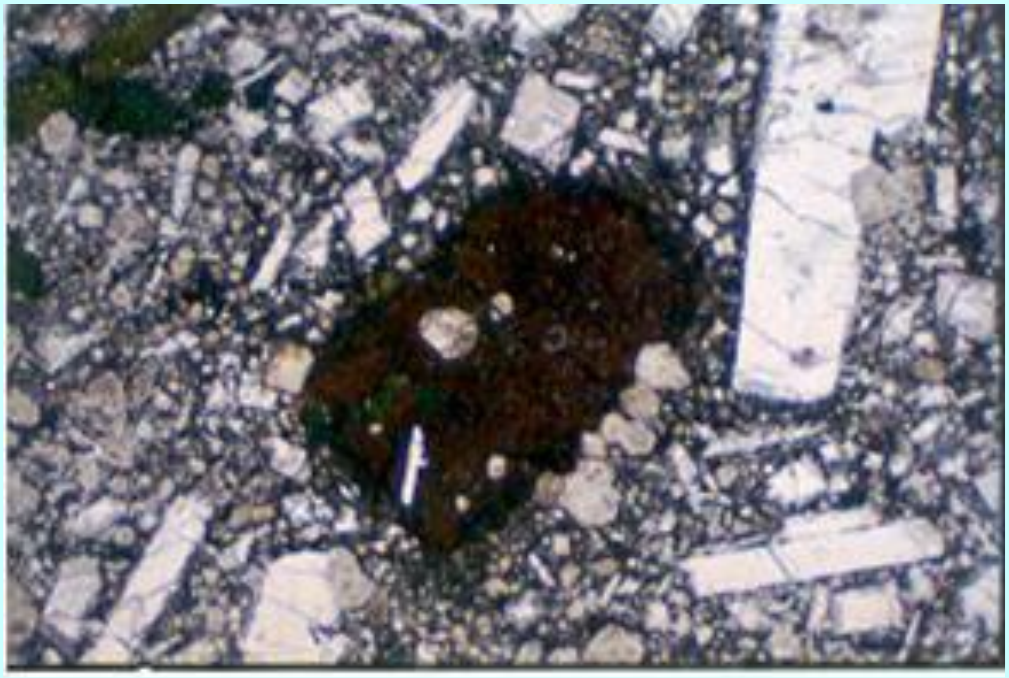
4.2.Eş Taneli olmayan Doku: İncekesitte minerallerin farklı boyutlarda bulunmasıyla oluşan dokudur.

Porfirik Doku: Kayacın bileşenleri farklı büyüklüğe sahiptir. Bu durum aynı mineralin iki ayrı evrede oluştuğunu ifade eder. Büyük olanlara *"**fenokristal**"* denir. Özellikle volkanik kayalarda fenokristallerin etrafındaki hamurun daha ince taneli, mkrokristalin, kriptokristalin ve/veya camdan oluşmasıyla meydana gelen bir dokudur(Şekil 25).



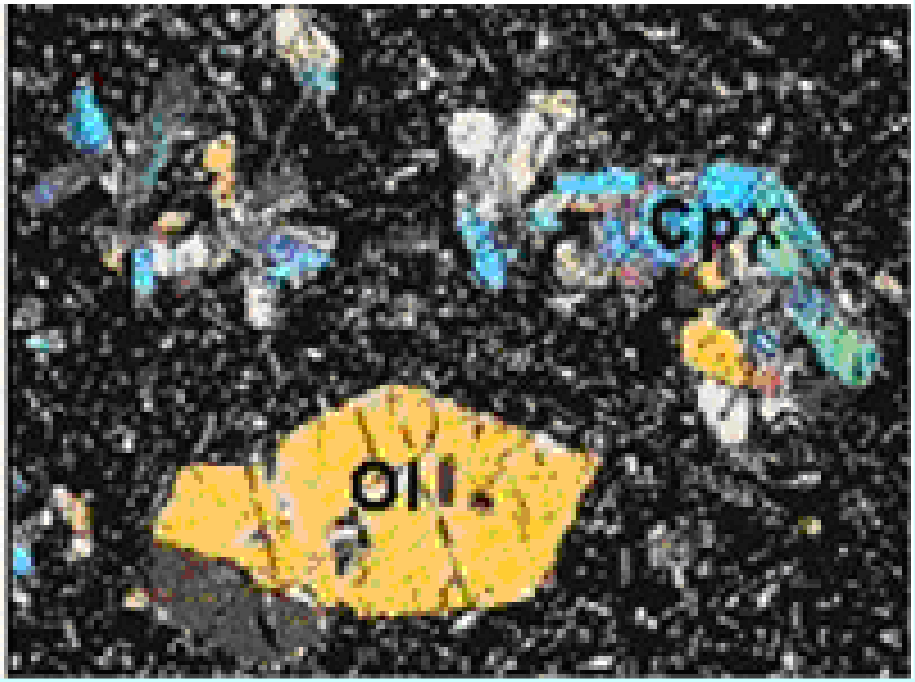
Şekil 28. Porfirik doku

-Seriate: Aynı tür minerallerin matriks içerisinde farklı büyüklüklerde görülmesiyle oluşan doku çeşididir (Şekil 29).



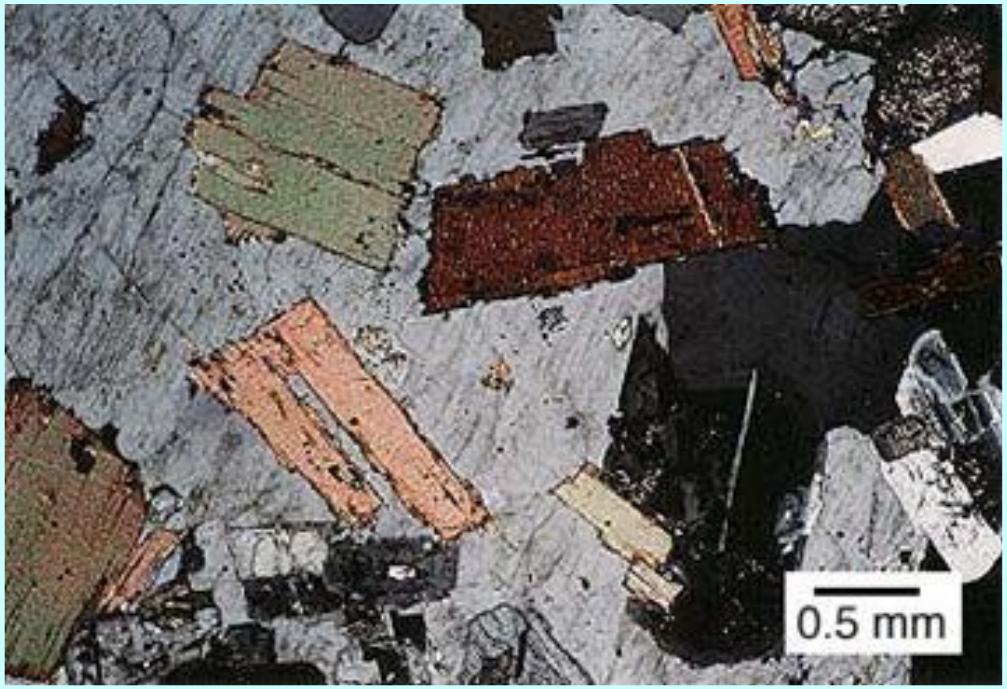
Şekil.29. Seriate

-Glomeroporfirik: Porfirik dokunun bir türlü olup, fenokristallerin bir araya toplanarak kümelenmesiyle, etrafında yer alan matriks içinde bulunmasıyla oluşan dokudur (Şekil 30).



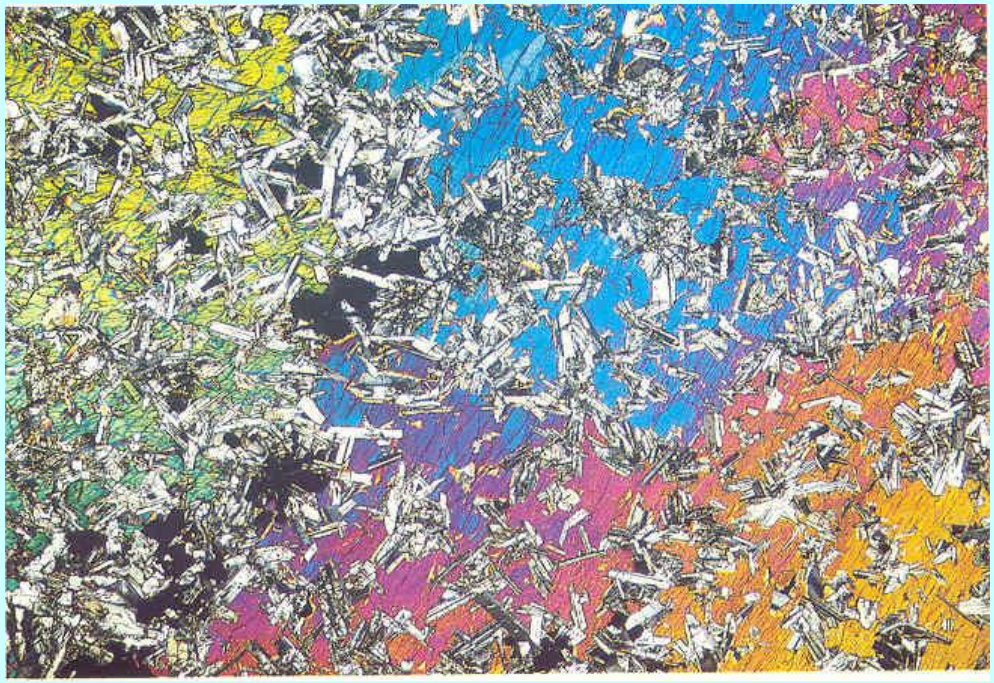
Şekil.30. Glomeroporfirik

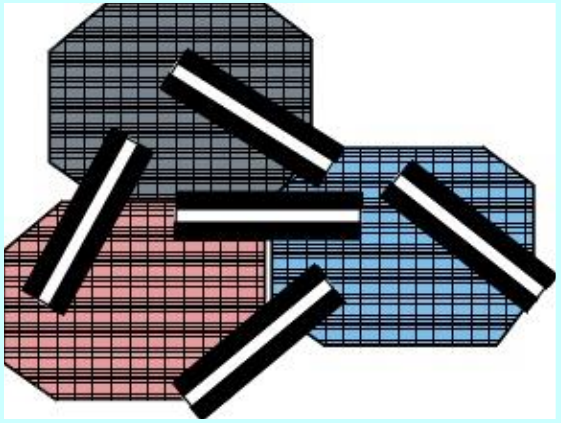
-**Poikilitik:** İri taneli minerallerin içinde bir veya birkaç türden küçük -minerallerin kapanlanmasıyla oluşan dokudur (Şekil 31).



Şekil.31. Poikilitik

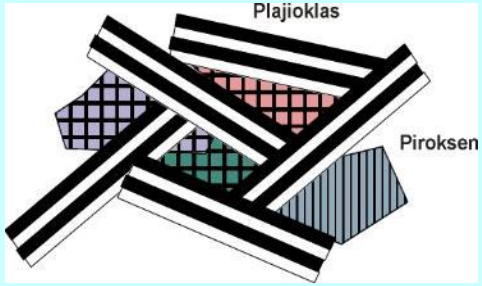
-**Ofitik Doku:** Poikilİtik dokunun özel bir türü olup, öz veya yarı özşekilli
-plajiyoklaz minerallerinin arasını, özşekilsiz piroksen veya olivin
- minerallerinin sarmasıyla ortaya çıkan bir dokudur (Şekil 32).





Şekil. 32. Ofitik Doku

-**Subofitik Doku:** Ofitik dokuya benzeyen ancak plajiyoklazları
- kapanlayan piroksenlerin, plajiyoklazların tamamını değil de bir
-kısmını kapanlamasıyla oluşan bir dokudur (Şekil 33).



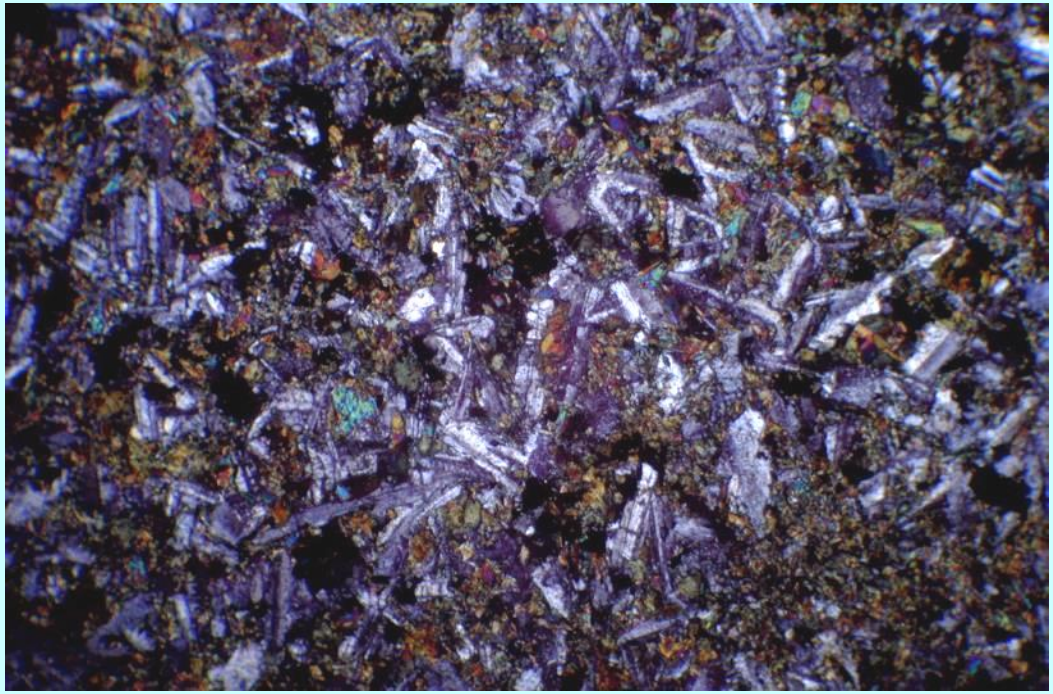
Şekil. 33. Subofitik Doku

-**İntersitisiyal Doku:** Feldispat çubukları ve onların arasını dolduran bir materyalin oluşturduğu dokudur. Dolduran malzemenin durumuna göre 2'ye ayrılır:

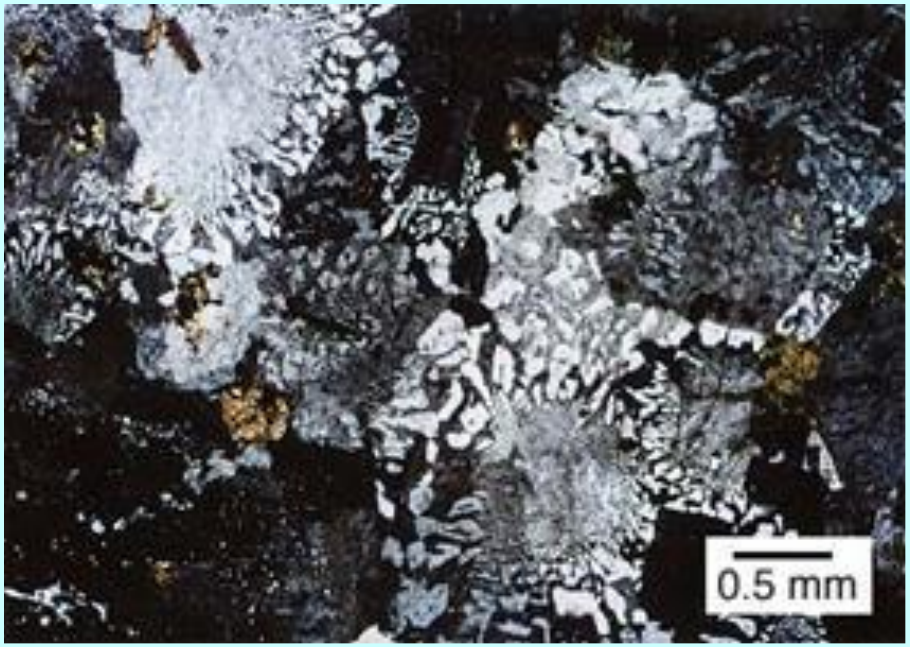
-**İntersertal doku:** Plajiyoklaz çubukları arasındaki kama şekilli, çok küçük boşlukların tamamının veya bir kısmının volkan camıyla veya hipokristalin materyallerle doldurulmasıyla oluşan dokudur (Şekil 34). Buradaki cam ilksel olabilir veya klorit, analsim ve kil mineraallerine dönüşmüş olabillir. Eğer volkan camı yeterince genişse ve pek çok plajiyoklazı kapanlıyorsa bu doku **Hiyaloofitik Doku** olarak tanımlanır.

Şekil. 34. İntersertal Doku

-İntergranüler doku: Plajiyoklaz çubukları arasındaki boşlukların bir veya daha fazla piroksen, olivin ve opak mineral tanesi tarafından doldurulmasıyla oluşan dokudur (Şekil 36).

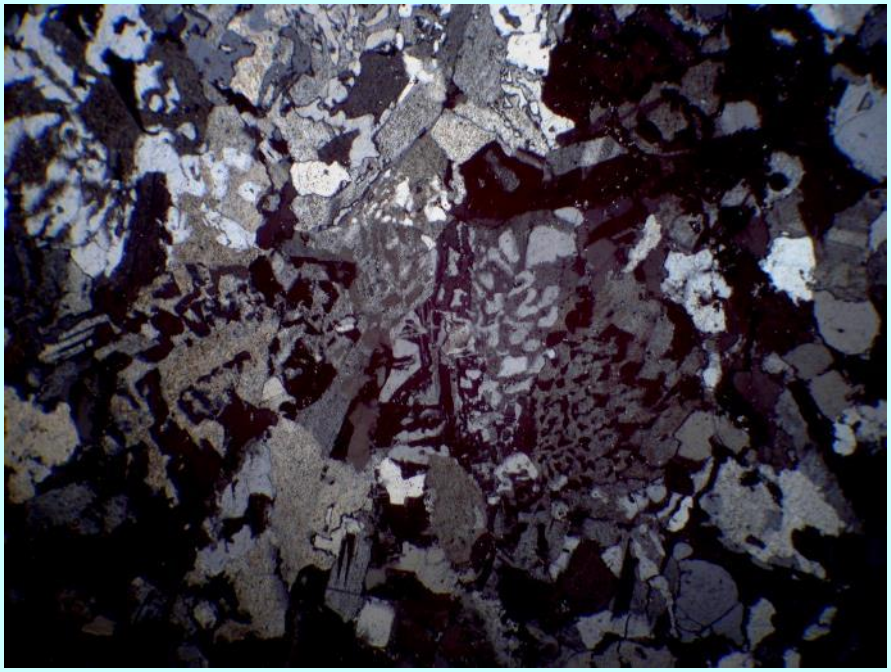


Şekil.36. İntergranüler



Şekil.37. Grafik

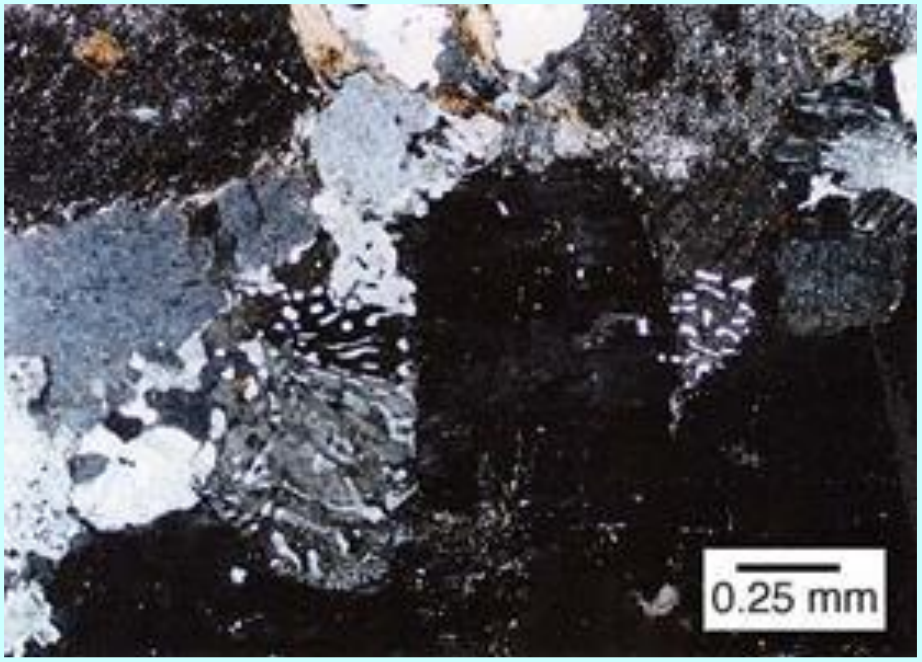
Grafik Doku (Mikro grafik) :
İki mineral arasında gelişmiş, çivi yazısı veya grafik şeklinde görülen dokudur. En iyi örneği; kuvars, alkali feldispat içerisinde küçük kurtçuklar halinde görülür (Şekil 37). Bu doku aynı zamanda **mikropegmatitik doku** olarak da bilinir



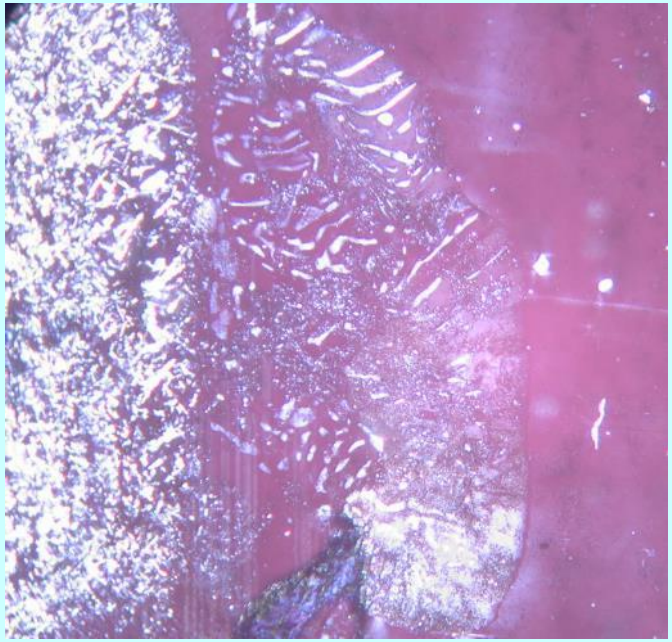
Şekil.38. Granofirik

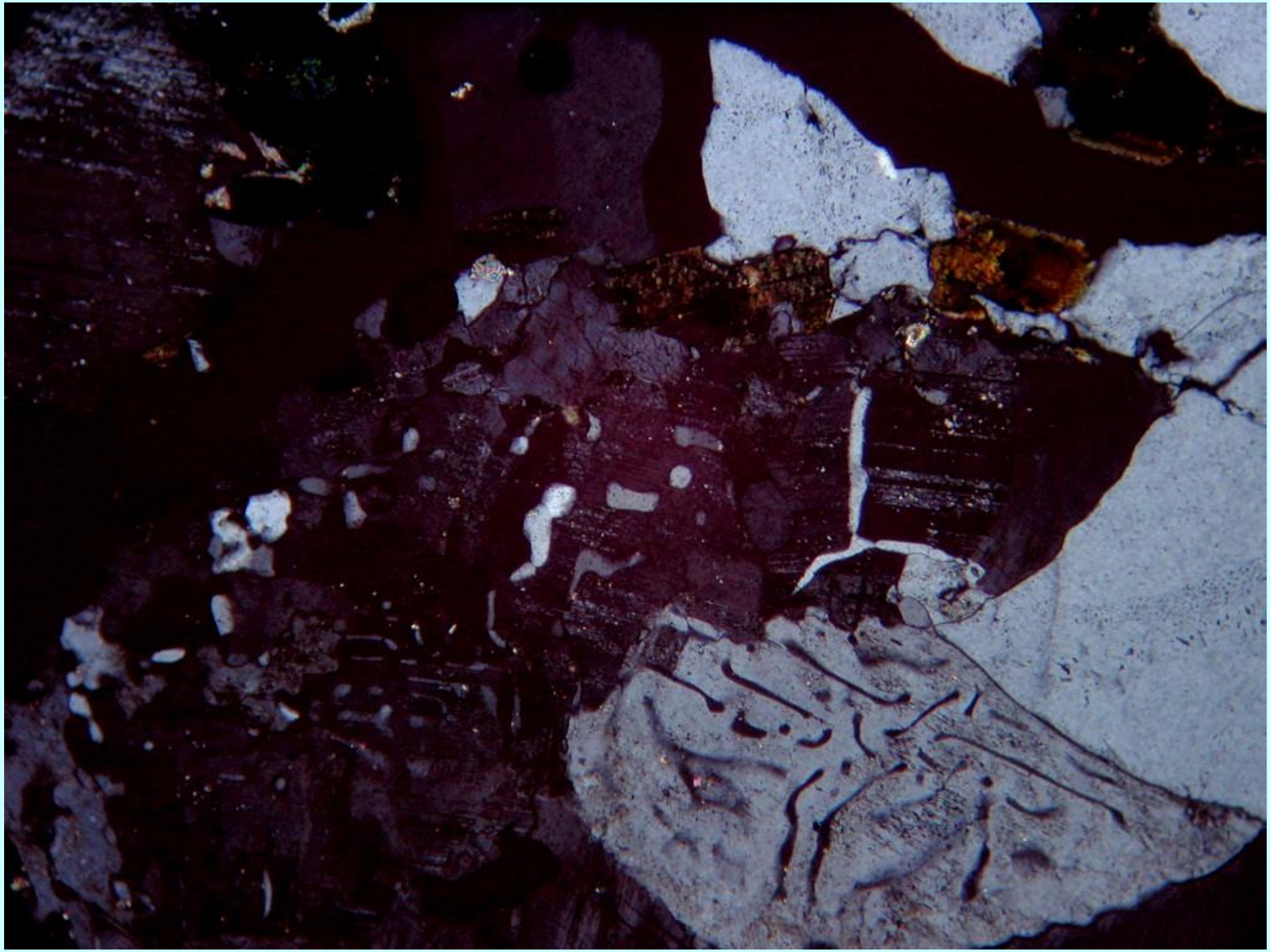
Granofirik Doku: Bir tür mikrografik dokudur. Grafik dokudan hem biraz daha düzensiz hem de ışınsallık göstermesi ve daha fazla alanlar kaplamasıyla ayrılır (Şekil 38).

Mirmekitik Doku: Kuvarsla birlikte gelişen plajiyoklaz kristallerinden oluşur. Bu doku genelde plajiyoklaz ve alkali feldispat kristallerinin arasında gelişir (Şekil 39). Plajiyoklaz içinde kuvars kurtçuklarının yer almasıyla oluşur.



Şekil.39. Mirmekitik

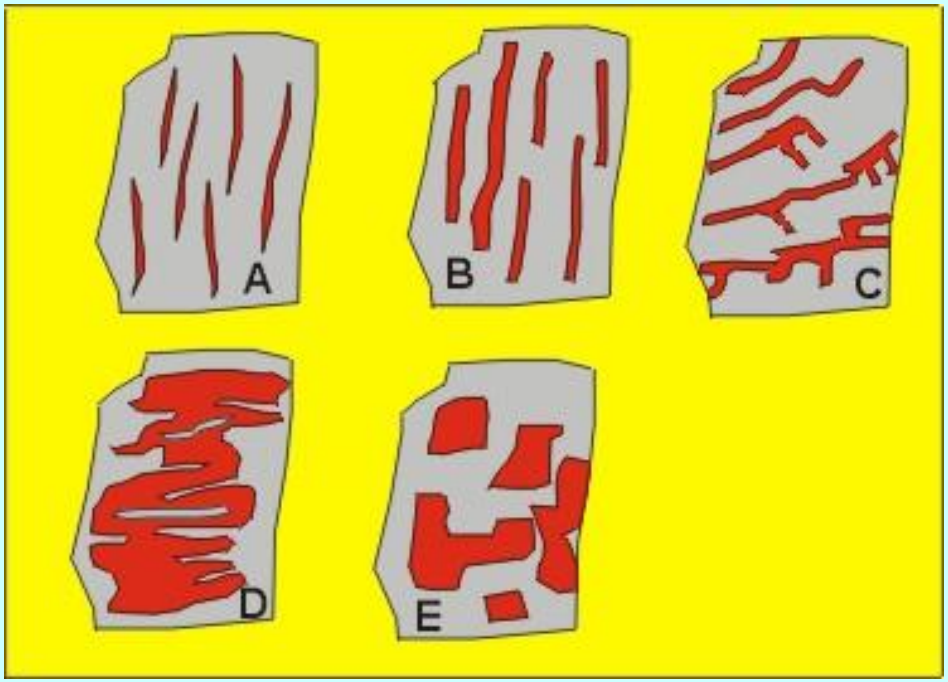


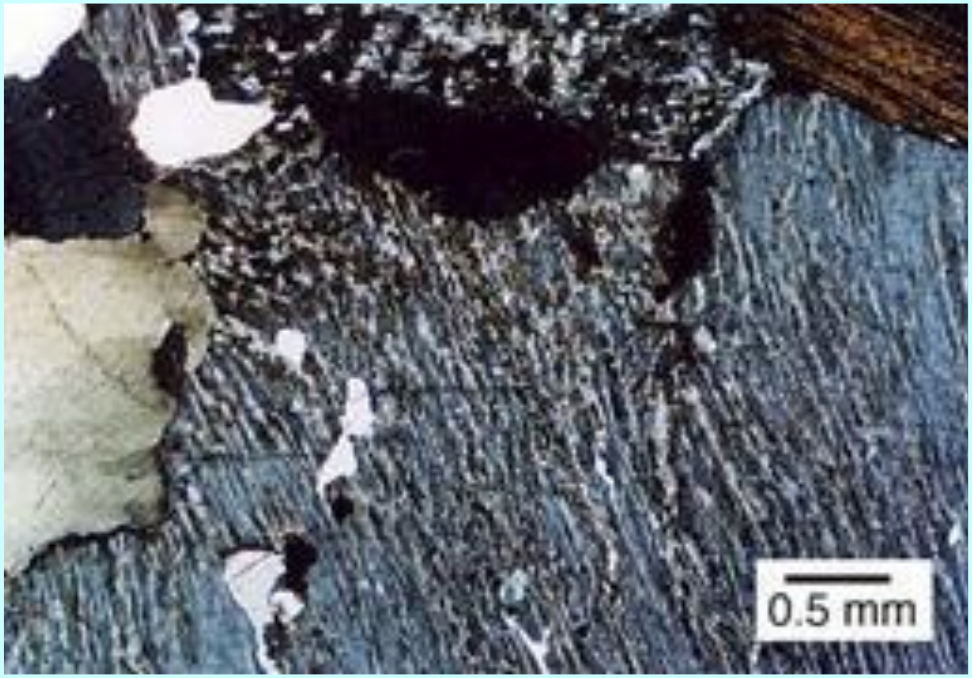


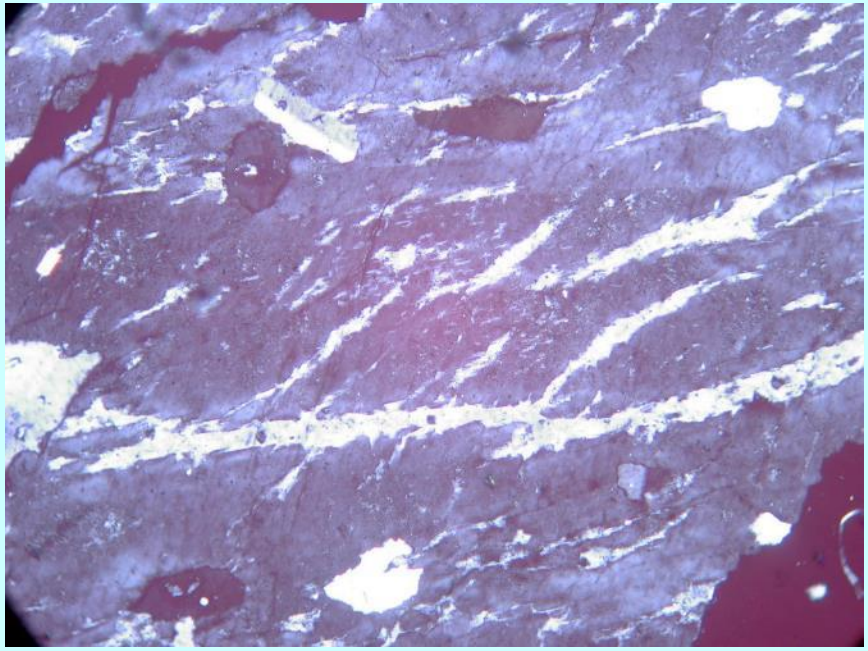
Şekil 40: Grafik ve mirmekitik doku

Pertitik Doku: K-feldispat (ortoklaz) içinde Na'ca zengin plajiyoklazların (albit) lamelli, ipliksi, yamamsı şekillerde bulunmasıyla oluşur (Şekil 41).

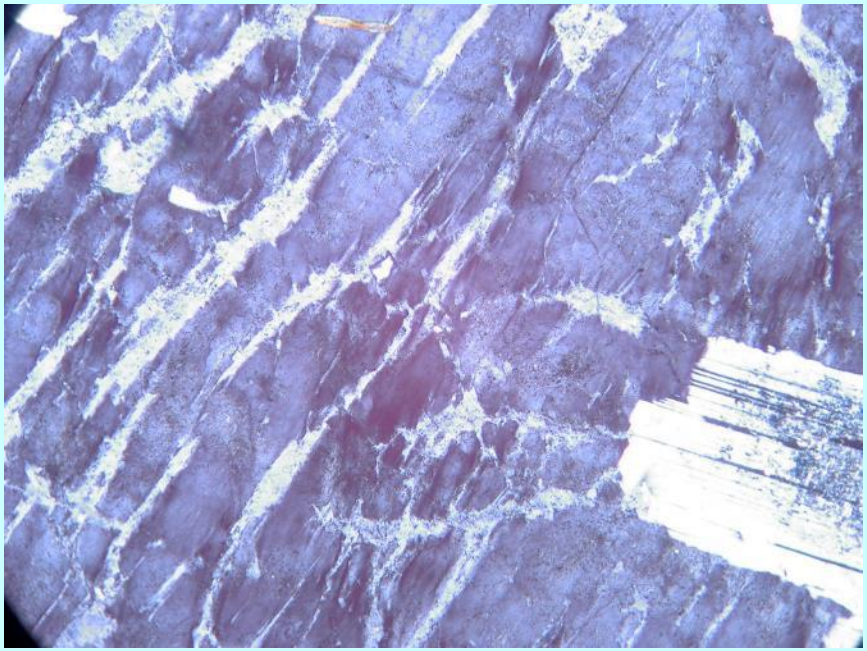
Pertit tipleri; A: İpliksi pertit, B: Çubuksu peritit, C: Şerit pertit, D: Damar pertit, E: Yama pertit (Kırmızı renkli olan kesimler Albit, Griler ise ortoz'dur).

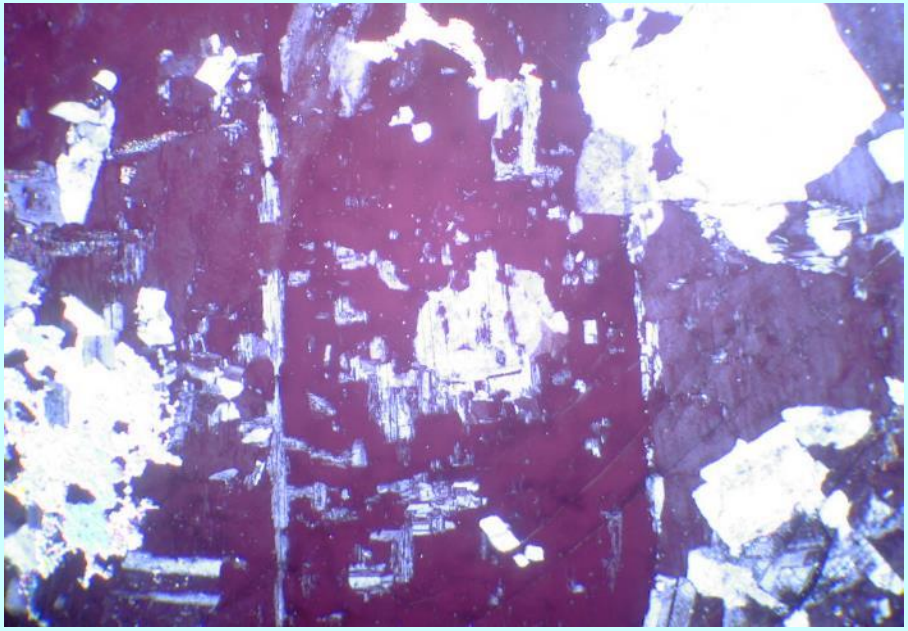






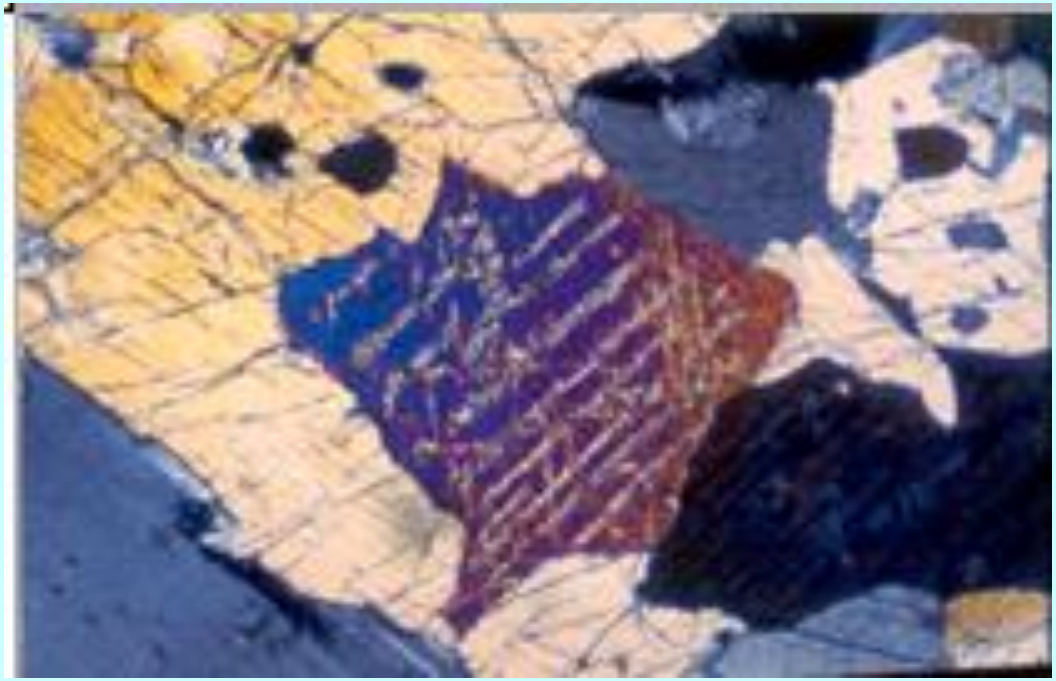
Şekil.41. Pertitik





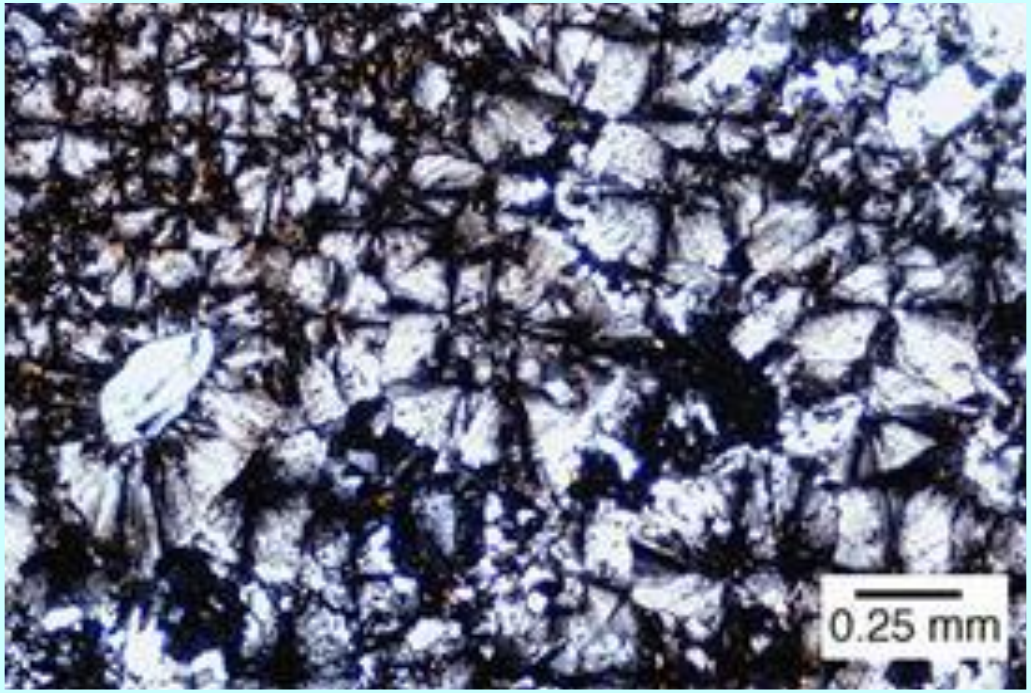
Şekil.42. Antipertit

ANTİPERTİT; Pertit'in tersine, ana kristal plajioklas, içinde bulunan ise ortoz'dur.



Lamelli Doku: Aynı optik özelliğe sahip bir mineralin paralel lamelleri ve küçük kapanımlar şeklindeki taneleri başka bir mineral içinde kapanlanır (Şekil 43). Örneğin katı çözelti içindeki ilmenit lamelleri, plajiyoklaz içindeki demir oksit (opak) çubuklar, piroksen içindeki plajiyoklaz ve amfibol lamelleri.

Şekil.43. Lamelli Doku

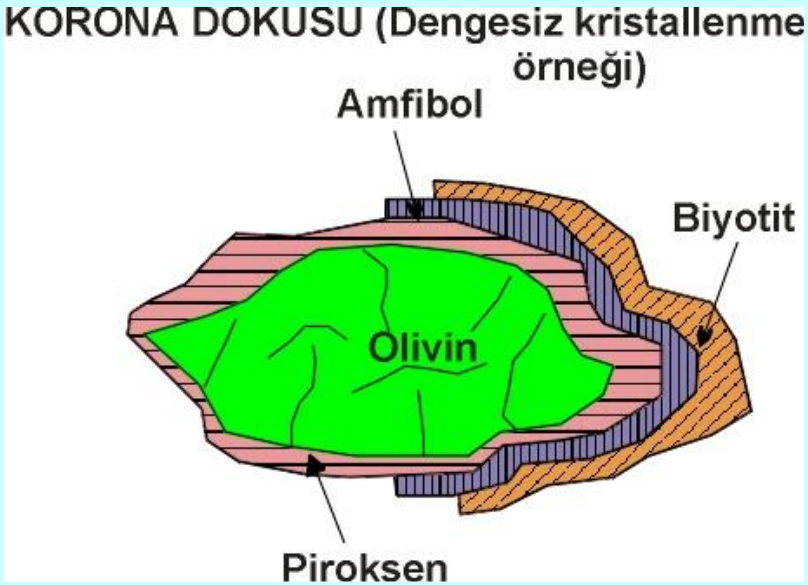


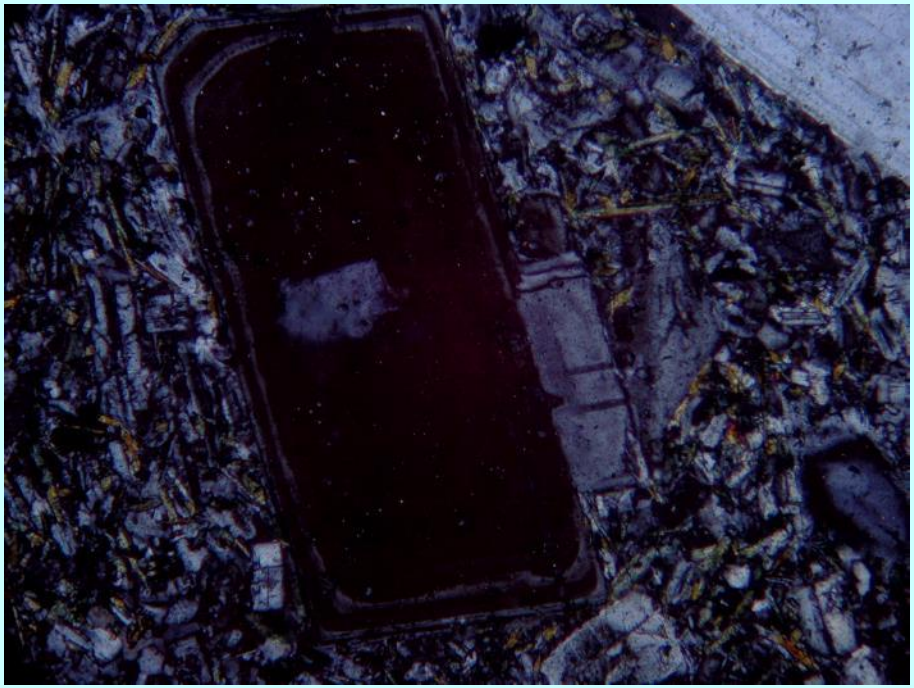
Şekil.44. Sferulitik

Sferulitik Doku: Sferulitler, bir kaya içindeki, küre şeklindeki kütlelerdir. Bunlar bir merkezden ışınsal olarak gelişen bir veya daha fazla minerallerin toplanması sonucu oluşur.
En yaygın olarak; volkan camı içinde iğnemsi alkali feldispat veya plajiyoklaz, biyotit birlikteliğiyle oluşur (Şekil 44).

Korona (reaksiyon kuşağı) Dokusu: Bir kristalin kenarlarının, başka bir mineral tarafından çevrilmesiyle oluşur (Şekil 45). Ortopiroksenlerce etrafı çevrilen olivinler bu dokuya örnektir.

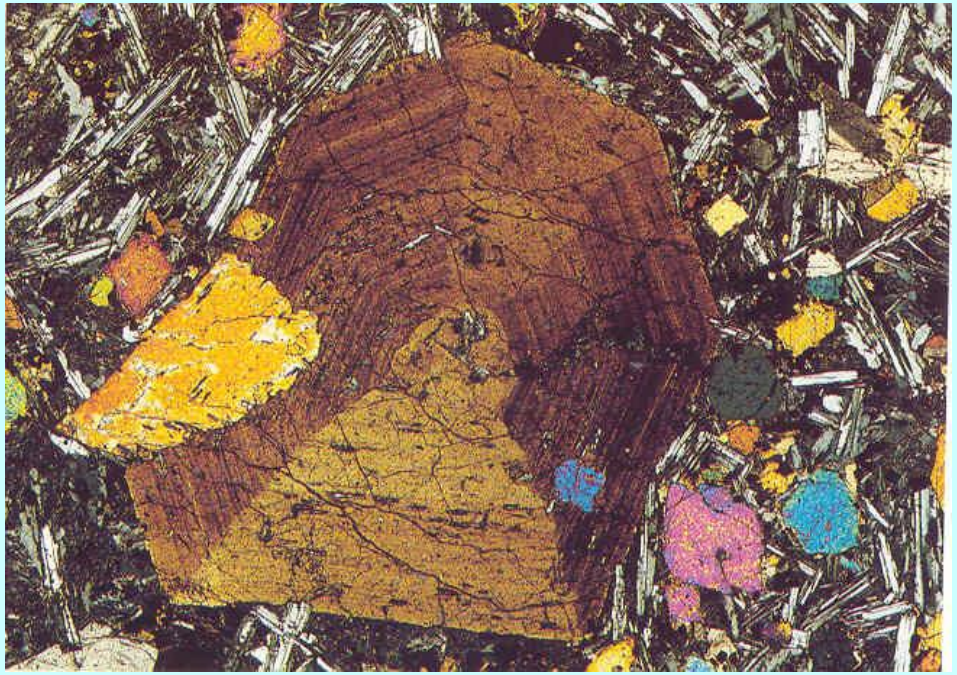
Şekil 45. Korona





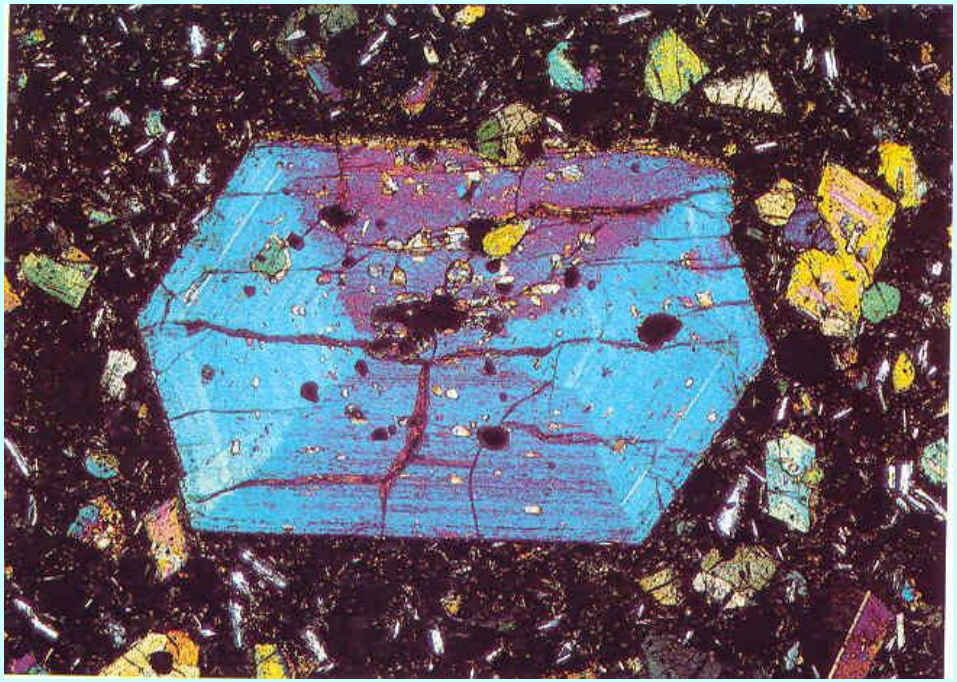
Zonlu Doku: Tek bir kristal içindeki bir veya daha fazla konsantrik bantlar tarafından veya kapanım hatlarıyla veya kristalin katı çözelti içindeki ani veya dereceli değişimiyle ayrılır ve zonlu doku oluşur (Şekil 46).

Şekil.46. Zonlu



Salınımlı Zonlu Doku: Eğer zonlar ritmik bir tekrarlanma gösteriyorsa o zaman bu doku oluşur (Şekil 47). Burada her bir zon kendi içinde tek düzelik gösterebilir veya farklı bileşimde olabilir.

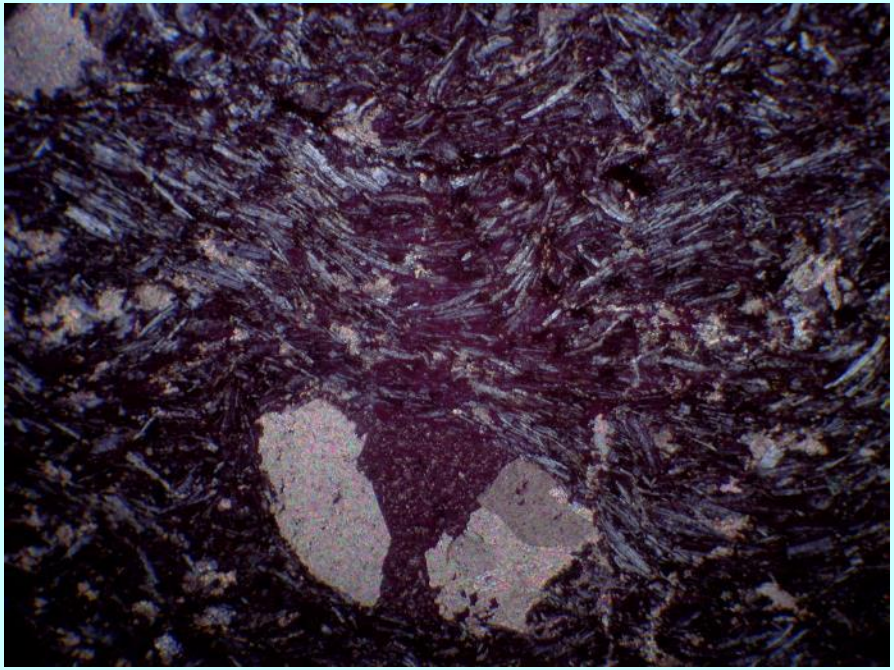
Şekil 47. Salınımlı Zonlu Doku



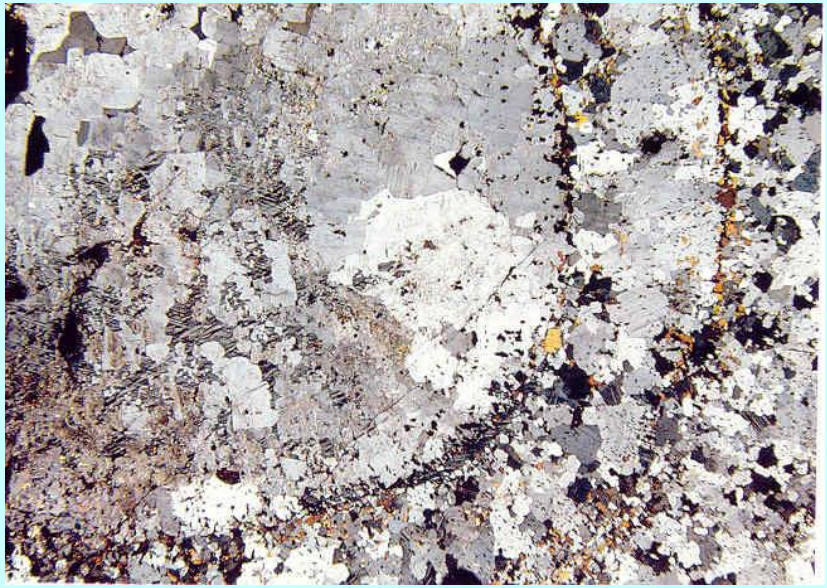
Şekil.48. Sektörel Zonlu Doku

Sektörel Zonlu Doku: Kristal içinde düzenli veya düzensiz belli kesimlerin kendi içlerinde kimyasal açıdan aynı bileşimi göstermesiyle oluşur (Şekil 48). Her sector homojen olabilir veya devamlı, devamsız, salınımlı, normal veya ters zonlanma gösterebilir. Üç boyutlu düşünüldüğünde bu kesimler piramite benzer. Sektörel zonlanma alkalice zengin bazik ve ultrabazik kayalardaki piroksenlerde yaygın olarak görülür.

Trakitik Doku: Holokristalin ve hipokristalin bir kayanın çubuk şeklindeki mikrokristalin feldispatlarının yarı paralel olarak dizilmesiyle oluşan dokudur (Şekil 49).
Mikrolit şeklindeki feldispatların arasındaki malzemenin kristalli veya camsı olmasına göre 2'ye ayrılır:
- **Pilotaksitik doku:** Fenokristal+mikrolit
- **Hiyalopilitik doku:** Volkan camı+ fenokristal+mikrolit

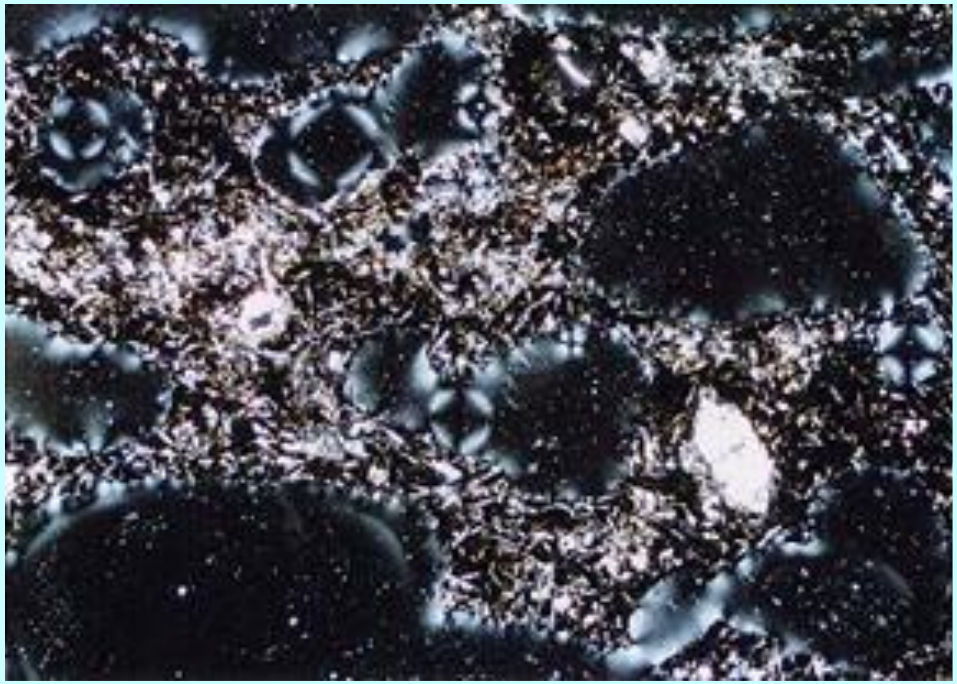


Şekil 49. Trakitik



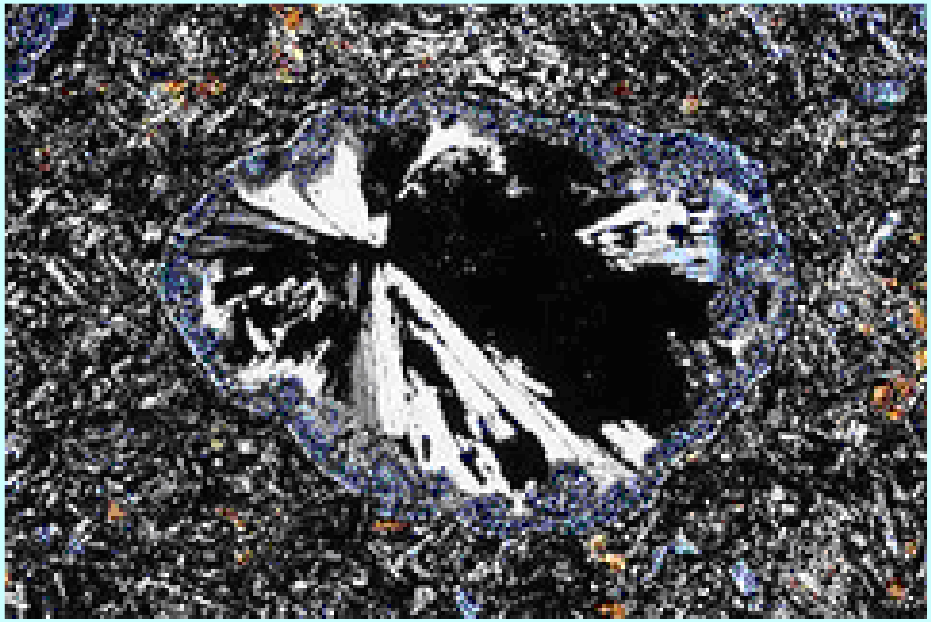
Orbiküler Doku: Ritmik olarak ardalanan mineral oluşumunun konsantrik zonlarından oluşur (Şekil 50).

Şekil 50. Orbiküler Doku

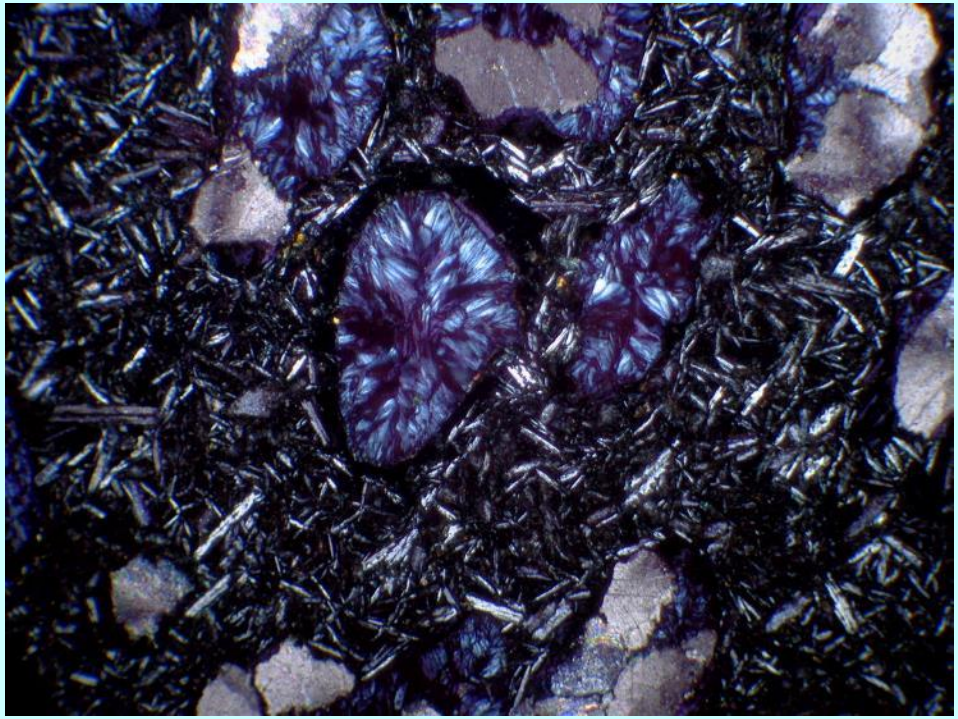


Şekil 51. Vesiküler

Vesiküler Doku: Kaya oluşumu sırasında, magmadan çıkan gazların oluşturduğu yuvarlak ve düzensiz gaz boşluklarının oluşturduğu dokudur (Şekil 51).



Amigloidal Doku: Daha önce oluşmuş vesiküler boşlukların, kayaç katılaştıktan sonra minerallerce doldurulmasıyla oluşan dokudur (Şekil 52).

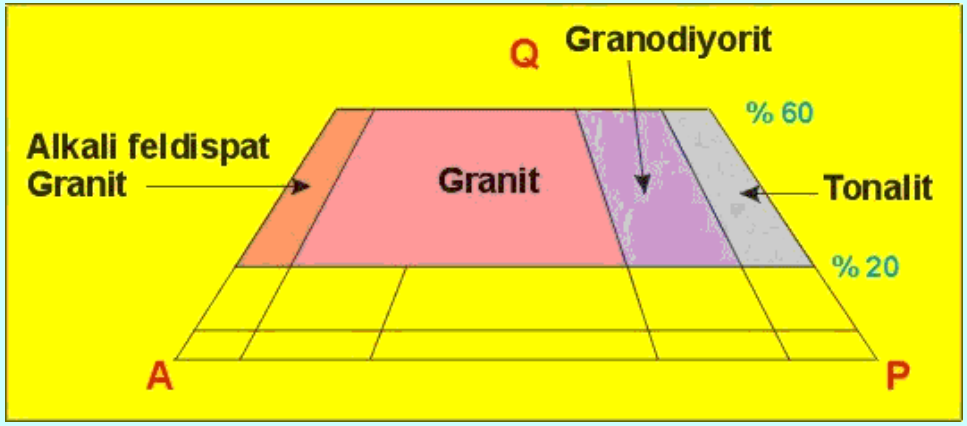


Şekil.52. Amigdaloidal

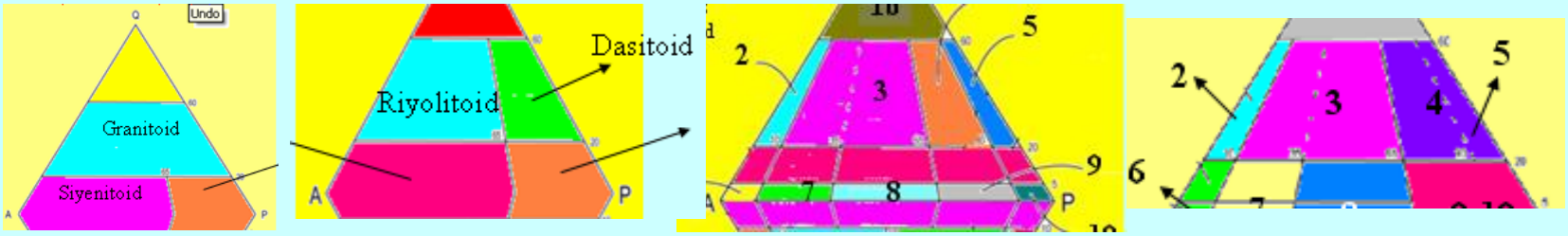
Granit

- Granitler SiO_2 içeriği bakımından **ASİDİK** kayalar grubuna girer (**SiO2> % 66**). Bu nedenle her zaman % 20'nin üstünde serbest **KUVARS** içerirler.
- Granitler Si, K, Na bakımından zengin, Ca, Mg ve Fe bakımından fakir kayalardır.
- Renk indisine göre **LÖKOKRAT-HOLOLÖKOKRAT** kaya grubuna

Jeokimyasal terim	SiO2 içeriği	Renk indisi	Arazi tanımı
Asit	>65	5-25	Lökokratik veya felsik
Ortaç	52-65	25-55	Mezokratik
Bazik	45-52	55-85	Melanokratik veya mafik
Ultrabazik	<45	85-100	Ultramafik

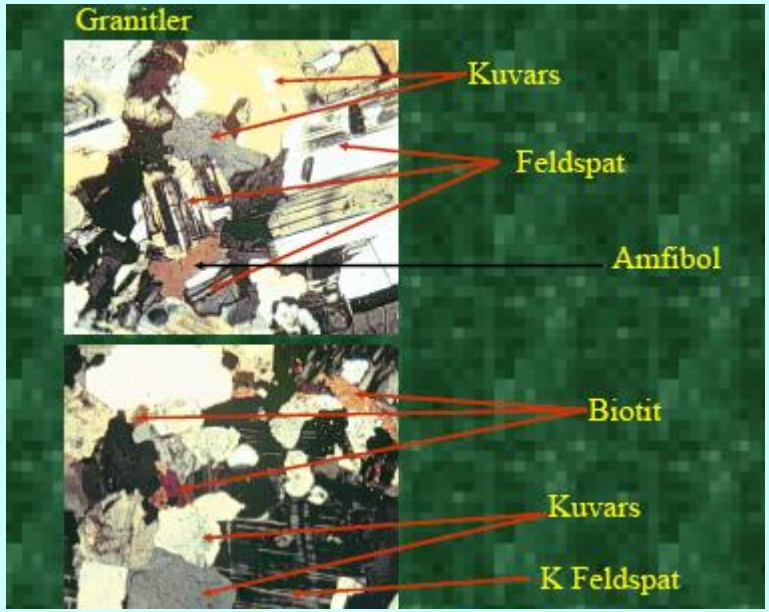


- QAP üçgen diyagramında kuvars'ın % 20 ile % 60 arasında olduğu tüm alanlar, genel olarak "**GRANİTOİD**" alanı olarak bilinir.



- Granit ailesinin derinlik kayası **Alkali feldispat Granit, Granit, Granodiyorit, Tonalit**'tir.
- Yarı derinlik kayaları, **Mikrogranit (granit ve kuvars porfir), Mikrogranodiyorit (granodiyorit porfir), Mikrotonalit (tonalit porfir)**'dir. Dayk ve damar sistemlerini temsil eden **Aplit** ve **Pegmatit**'ler de bu gruba dahildir.
- Yüzey eşdeğerleri ise **Riyolit, Riyodasit, Dasit**'tir.

Mineralojik Bileşim



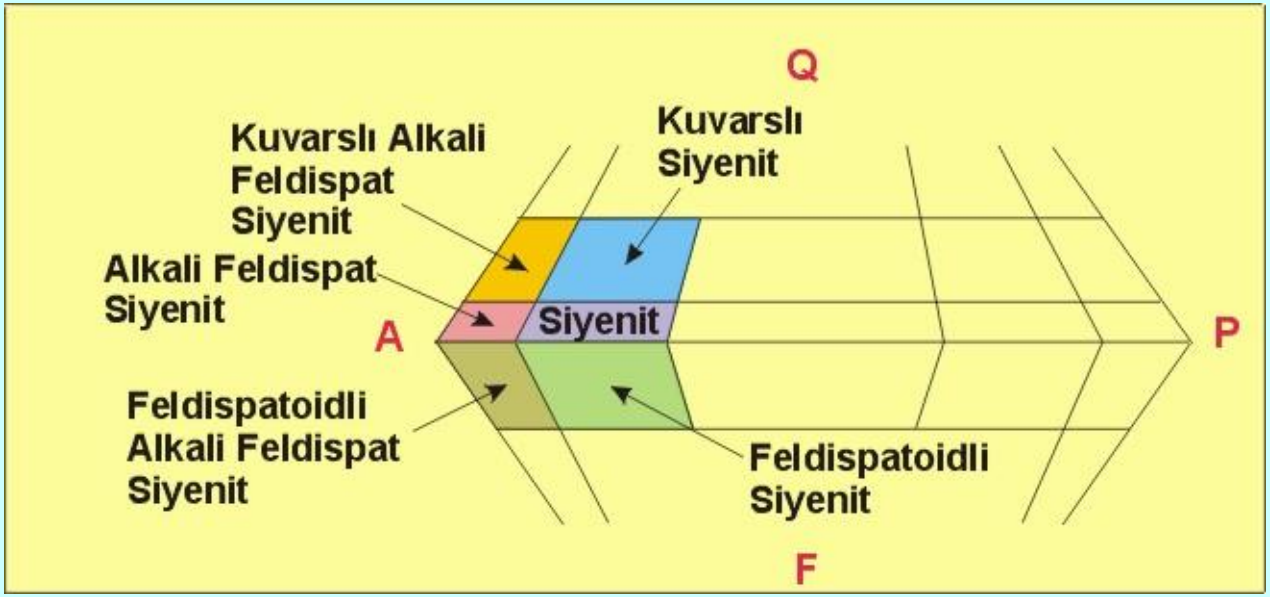
- Granitik kayalar, bol kuvars içeren feldispatlı kayalardır. Genel mineralojik bileşimleri; kuvars + alkali feldispat (ortoz, mikroklin) + plajioklaz (albit, oligoklaz) ± pertit-antipertit ± biyotit ± muskovit ± hornblend şeklindedir.
- Aksesuar mineralleri olarak, sfen, rutil, apatit, zirkon, epidot (allanit), korund, granat, kordiyerit bulunabilir.
- Alkali granitlerde sodyumca zengin amfibol (ribekit), piroksen (egirin), monazit ve fluorit görülebilir.

Granitik Kayalarda Doku

- **Kristallenme derecesine göre;** HOLOKRİSTALEN
- **Kristal formuna göre;** İDİYOMORFİK (özşekilli), HİPİDİYOMORFİK (yarı özşekilli), KSENOMORFİK (özşekilsiz)
- **Tanelerin bağıl boy ilişkisine göre;** GRANÜLER, PORFİRİK
- Yukarıdaki kriterlerin kombinasyonu ile, örneğin, holokristalen hipidiyomorfik granuler doku gibi tanımlamalar yapılabilir.
- **Granitik kayalarda (bazı) ÖZEL DOKU türleri; Orbiküler doku, Rapakivi dokusu, Grafik ve Mirmekitik doku**.
- **Tek kristal içinde gözlenen dokular:** Pertitik doku, antipertitik doku.

Siyenit

- SiO_2 oranı % 55-66 arasındadır.
- Lökokrat - Hololökokrat özelliktedir.



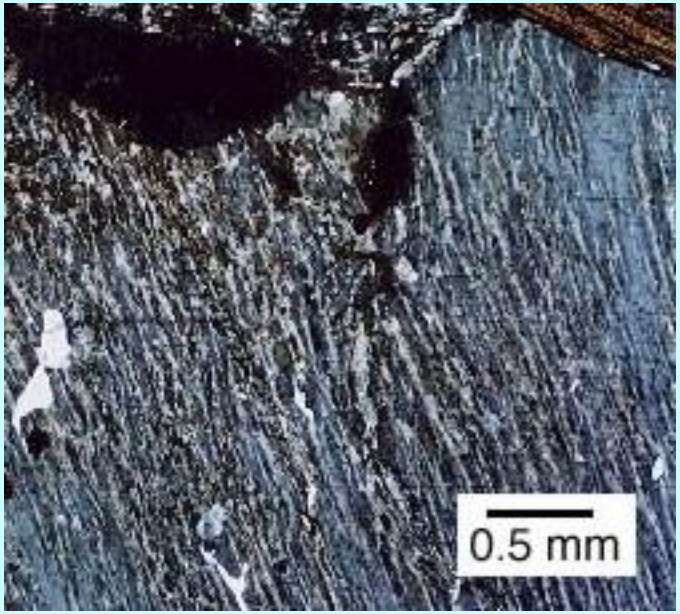
Pratik olarak kuvarssız, feldispatlı (feldispatın egemen olduğu) kayalardandır. Derinlik kayası **siyenit**, yarı derinlik kayası **mikrosiyenit-siyenit porfir** ve yüzey kayası **trakit**tir.

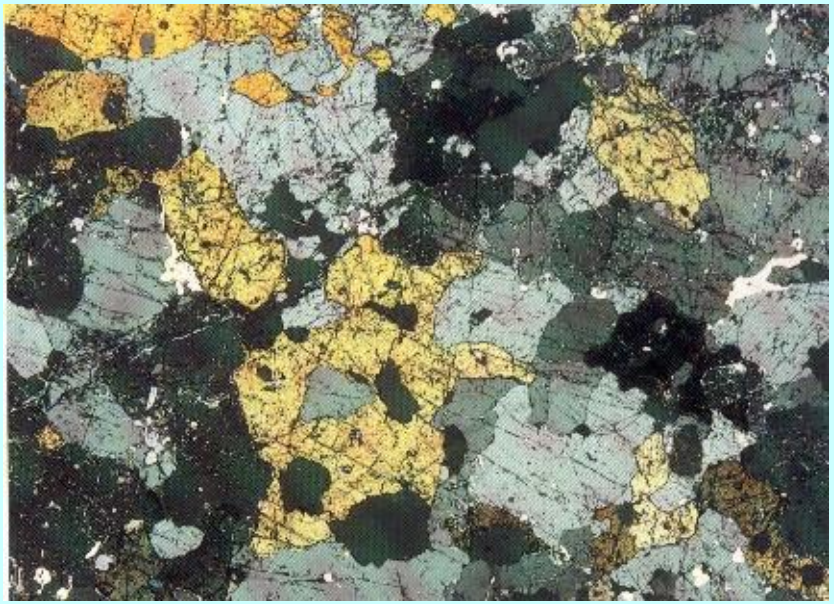
- Genel olarak mineralojik bileşimleri; Alkali feldispat (tüm feldispatların en az % 65'ini oluşturur) + plajiyoklaz (albit-oligoklaz) ± biyotit ± yeşil hornblend ± piroksen (egirin) ± kuvars ± feldispatoid (nefelin, pseudo lösit) ± olivin ± aksesuar mineralleri (sfen, apatit, magnetit, zirkon, rutil vb.).

Siyenit

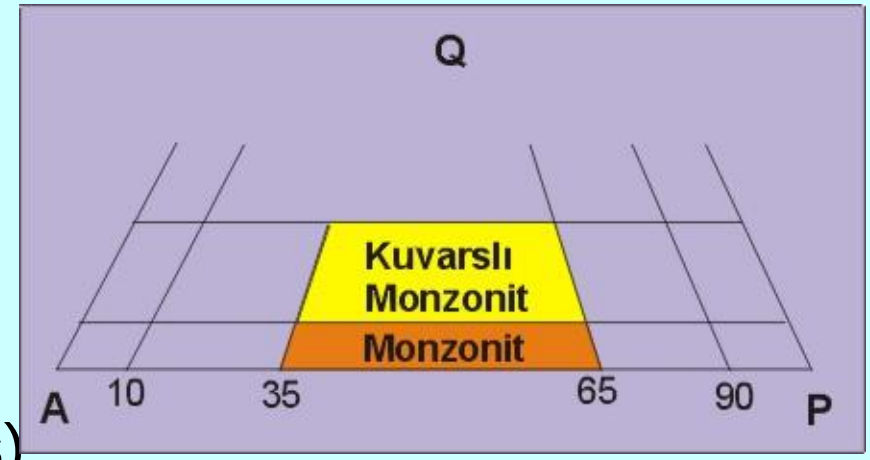
Siyenitlerde doku;

- Siyenitlerin dokusu çoğunlukla holokristalen hipidiyomorfik-idiyomorfik granuler ve poikilitik’tir. Ayrıca yaygın olarak pertit-antipertitik dokuya da rastlanır.



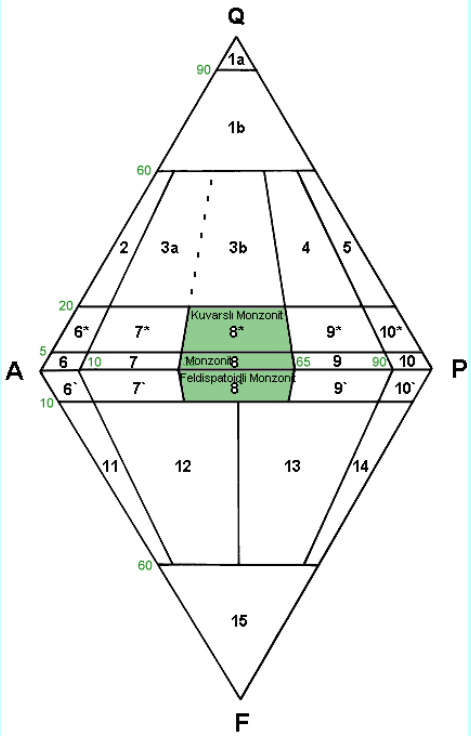


Monzonit



- Siyenit ile diyorit arasındaki geçiş kayalarını temsil eder. Genellikle serbest silis (kuvars) içeren kayalardır. Renk indisi % 35 civarındadır.

Derinlik kayası **Monzonit**, yarı derinlik kayası **Mikromonzonit** veya **Monzonit porfir**, yüzey kayası da **Latit**'tir.



- Monzonit, başlıca alkali feldispat, plajiyoklaz, ojit, biyotit, hornblend ve kuvars'tan oluşur.

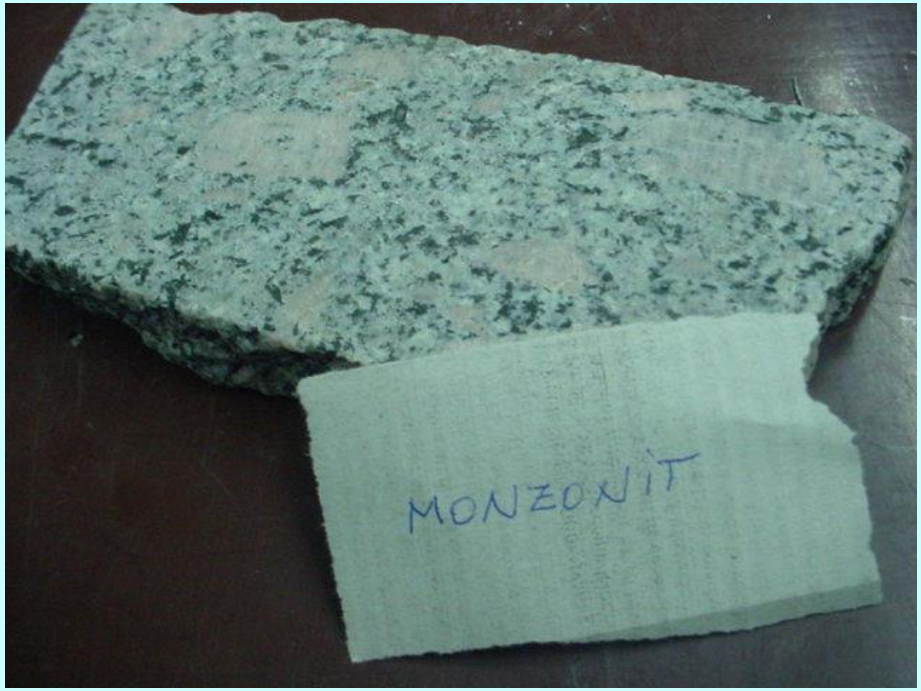
- Aksesuar (tali) mineralleri apatit, zirkon, magnetit ve sfendir.

- Kayanın yaklaşık olarak 2/3'si feldispatlardan oluşur. Bunlar; Plajiyoklaz=Andezin (-Oligoklaz) (An<50) ve alkali feldispat= Ortoz özelliğindedir. Kuvars yaklaşık % 2.5 kadar bulunabilir. Eğer kuvars % 5'ten fazla ise (% 5-20) kaya **Kuvarslı Monzonit** adını alır.

- Özel bir koşul olarak, eğer, kuvars, alkali feldispat ve plajioklaz oranları eşit olursa, kaya **Adamellit** (özel bir tür granit) adını alır.

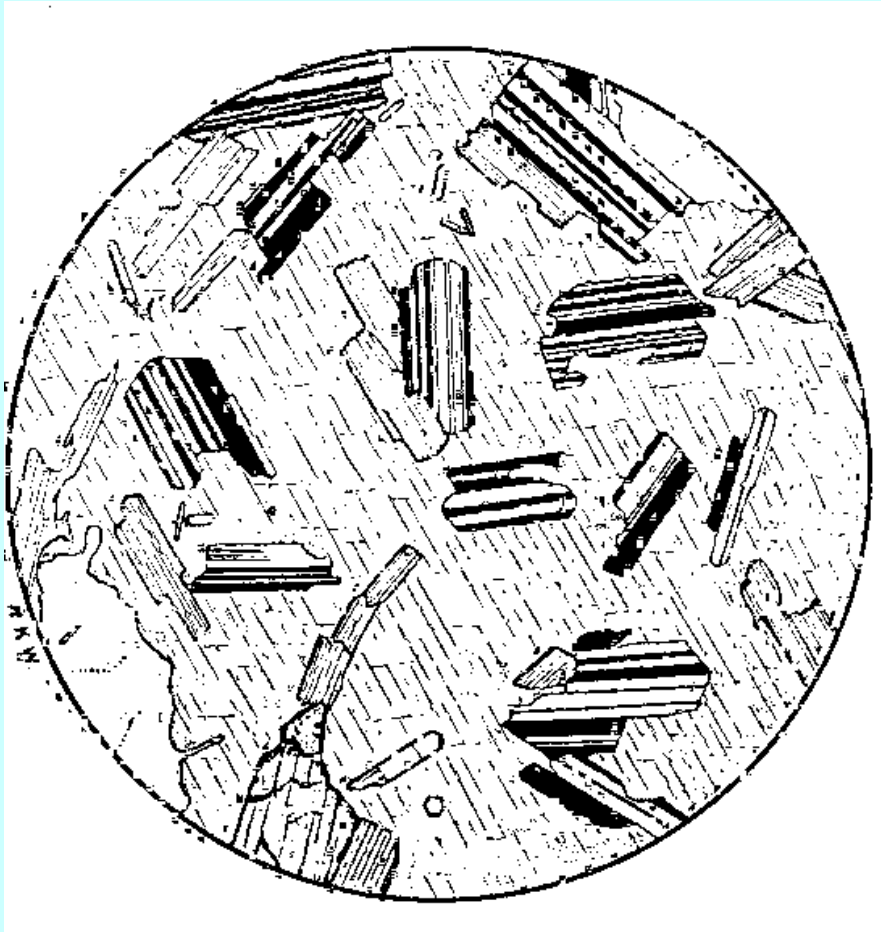
- Doku hipidiyomorfik tanesel veya poikilitik'tir. Doku tanesel olduğu zaman, kuvars genellikle diğer kristaller arasını dolduran ara dolgu niteliğindedir.

Monzonitler tipik hipidiyomorf - tanesel bir doku gösteren holokristalin kayaçlardır. Bu kayaçta görülen idiyomorf veya hipidiyomorf plajioklaz kristallerinin allotriyomorf ortoklaz kristalleri tarafından çevrilmiş olduğu dokuya monzonit doku adı verilir.Monzonitlerin el örnekleri faneritik doku gösterirler.


MONZONIT

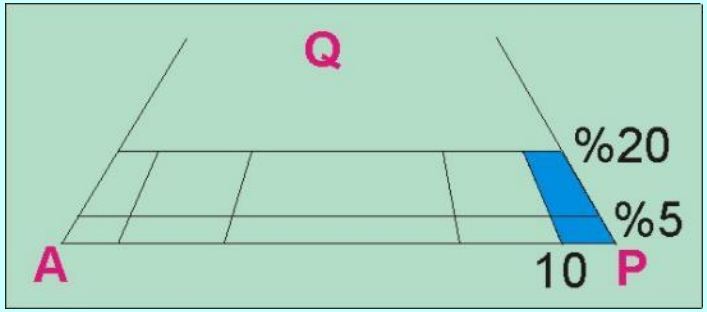
Hipidiyomorfik tanesel dokulu monzonit

Poikilitik dokulu monzonit



Diyorit

DİYORİT



- **SiO_2 : % 52-66 (Nötr),**
- **Renk indisi** bakımından **mezokrat,**
- Kayanın feldispatlarını başlıca **An<50 olan plajiyoklaz**ın oluşturduğu derinlik magma kayasıdır.

Gabro-Diyorit ayrımı

Gabro	Diyorit
• **Plajioklaz:** Labrador, bitovnit (An>%50) • **Mafik mineral:** Piroksen, olivin • **Renk indisi:** Melanokrat • **SiO_2:** %45-52 • **Feldispat oranı:** Böyle bir orana gerek yok	• Andezin (<%50) • Hornblend, biyotit • Mezokrat • %52-66 • Toplam feldispatın 1/8 kadarını alkali feldispat veya % 65'ini plajioklas oluşturur

Diyorit

- **Mineralojik bileşim:** Plajiyoklaz (andezin, oligoklaz) + hornblend ± biyotit ± K. Feldispat ± piroksen ± kuvars
- **Aksesuar mineraller:** Sfen, apatit, magnetit
- **Doku** genellikle holokristalin hipidiyomorfik taneseldir.

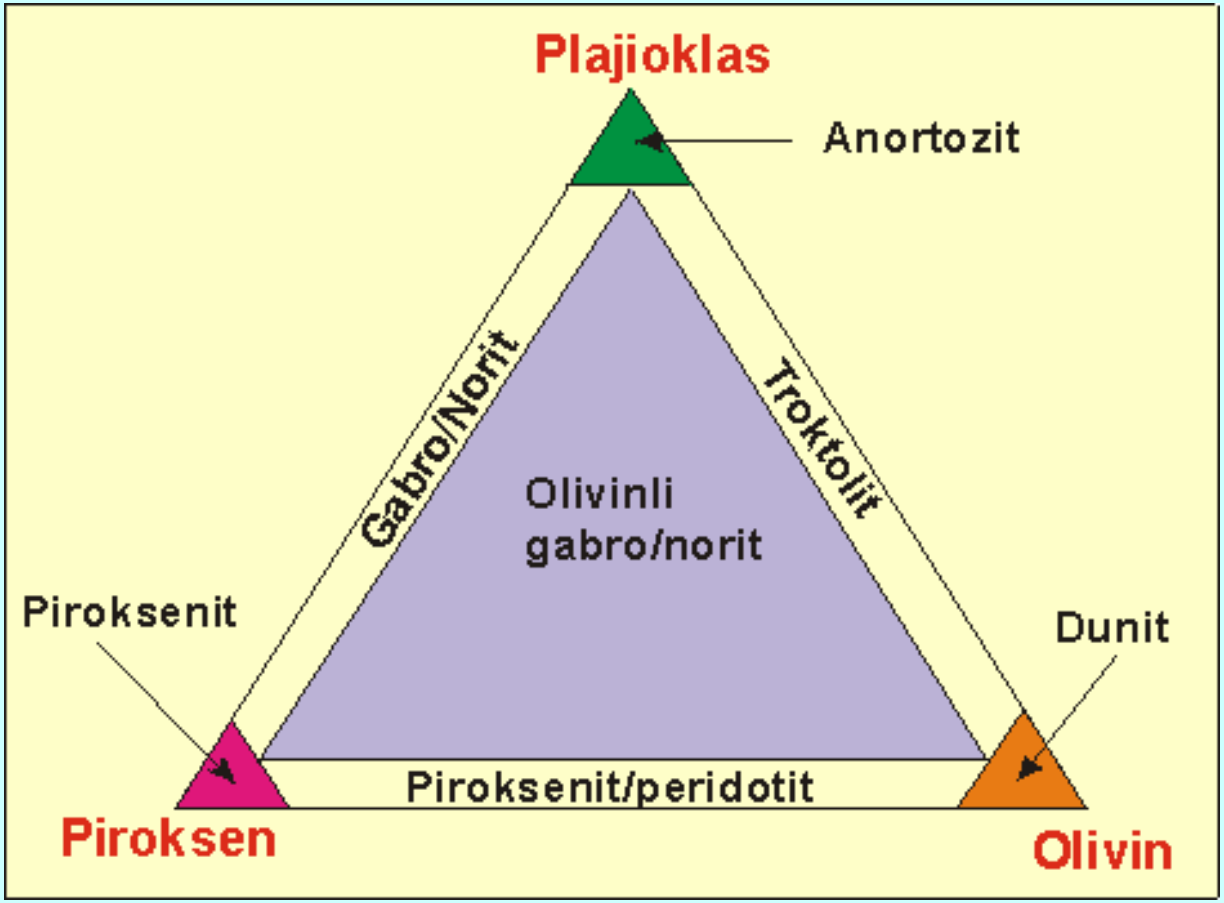
  Plajioklaz genellikle zonludur. Bol kapantı içerebilir. Bunlar; apatit, magnetit ve sfen gibi ilk kristallenen minerallerdir. Diyoritin alkali feldispatı ortoklaz (ortoz)'dır. Kayada, genellikle geç kristallendiği için plajiyoklaz, hornblend gibi minerallerin aralarındaki boşlukları doldurur. Eğer varsa, kuvars da aynı şekilde bulunur. Kuvars ayrıca, alkali feldispat ile içiçe büyüyerek grafik-mikrografik dokuyu oluşturur.

Diyorit

Gabro

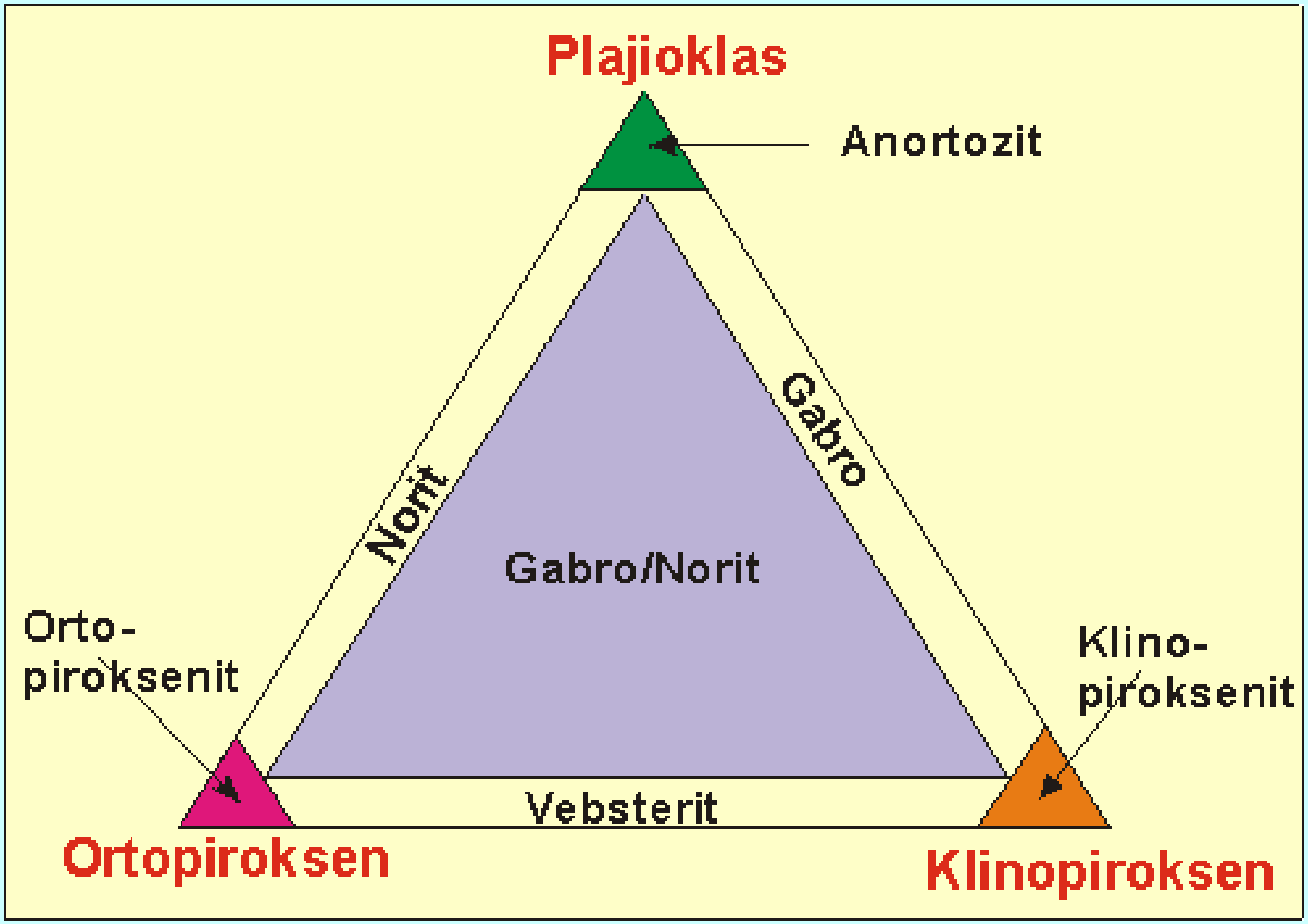
- Bazik magma kayasıdır (SiO_2~ 45-52 %)
- Renk indisi %40'tan fazladır. Melanokrat ve/veya mezokrat kaya grubuna girer.
- Ofiyolit dizisinin bir bölümünü oluşturur.
- Derinlik kayası GABRO, yarıderinlik kayası DİYABAZ/DOLERİT, yüzey kayası ise BAZALT'tır.
- Mineralojik olarak Plajiyoklaz + Piroksen + Olivin'den oluşur.

Gabro sınıflaması



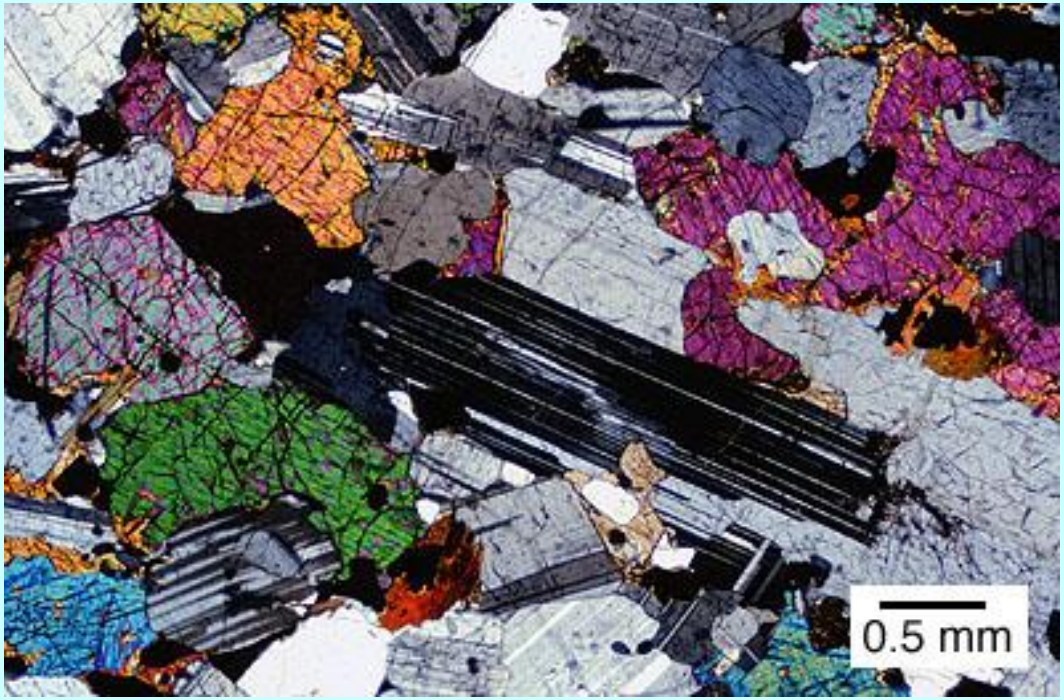
- Mineralojik sınıflama:
- Plajiyoklas - Piroksen - Olivin üçgeninde

Plajioklas - Ortopiroksen - Klinopiroksen üçgen diyagramında Gabro ile Norit ayrımı

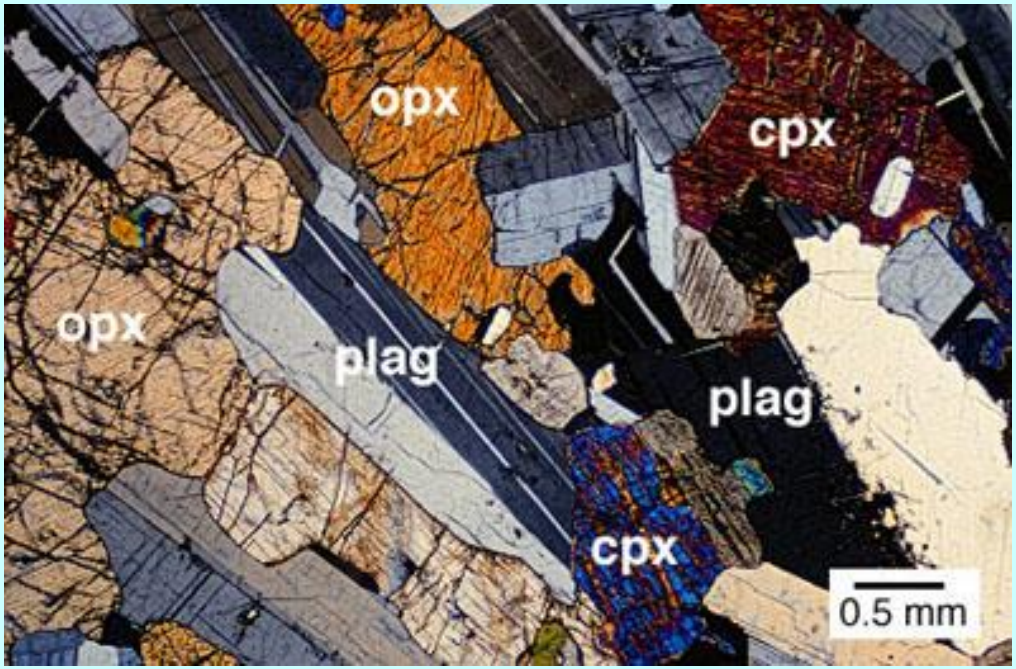


Gabro ve Norit'in Mineralojisi

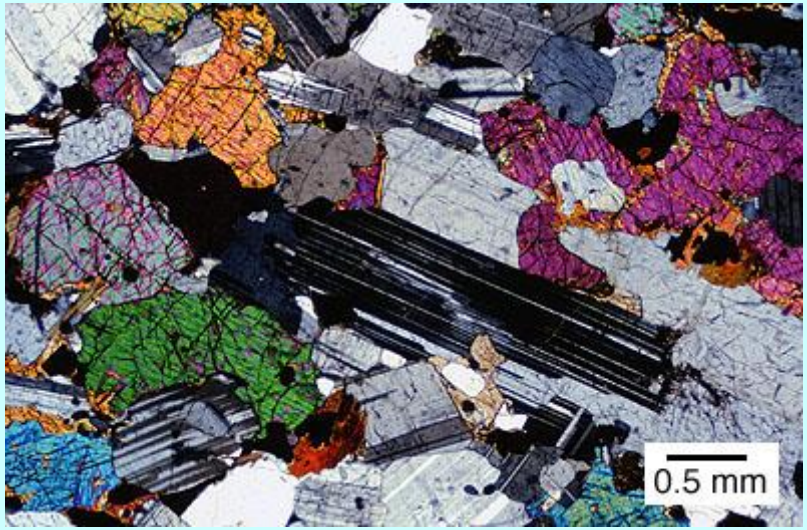
- Genel Mineralojik bileşim: Plajiyoklas + Klinopiroksen + Ortopiroksen + Olivin şeklindedir.
- Plajioklasın anortit içeriği >%50'dir. Yani Labrador ve Bitovnit ile temsil edilir. Alterasyon ile epidot, kalsit, serisit ve albit'e dönüşür.
- Klinopiroksen çoğunlukla Ojit ve bunun bir türü olan Diallag, yada zayıf pleokroizmalı Titanojittir. (Foto: Gabro)

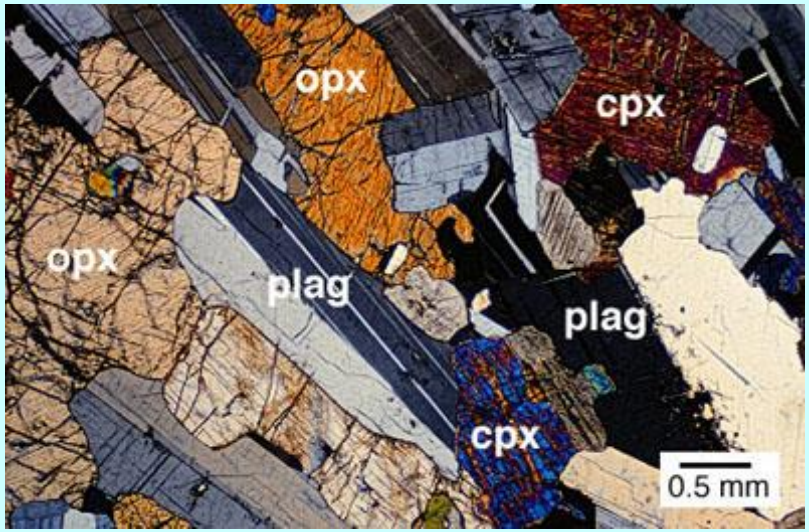


- Ortopiroksen Hipersten veya Bronzit'tir. Pleokroyiktirler. Bazan eksolüsyon lamelleri halinde klinopiroksenlerin içinde görülürler.
- Her iki piroksen türü (opx-cpx) alterasyon ile amfibol (uralitleşme), klorit + kalsit ve kalsit + epidot'a dönüşürler.
- Olivin çok kolay ayrışarak İddingsit ve Serpentin'e yerini bırakır.
- Aksesuar mineralleri magnetit ve İlmenit'tir. (Foto: Norit)



Gabro/Norit'in Dokusal Özellikleri

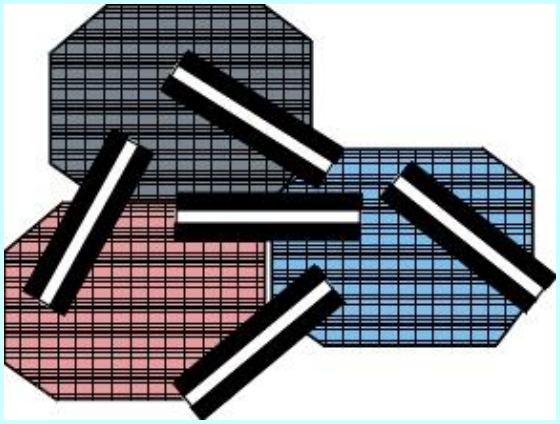




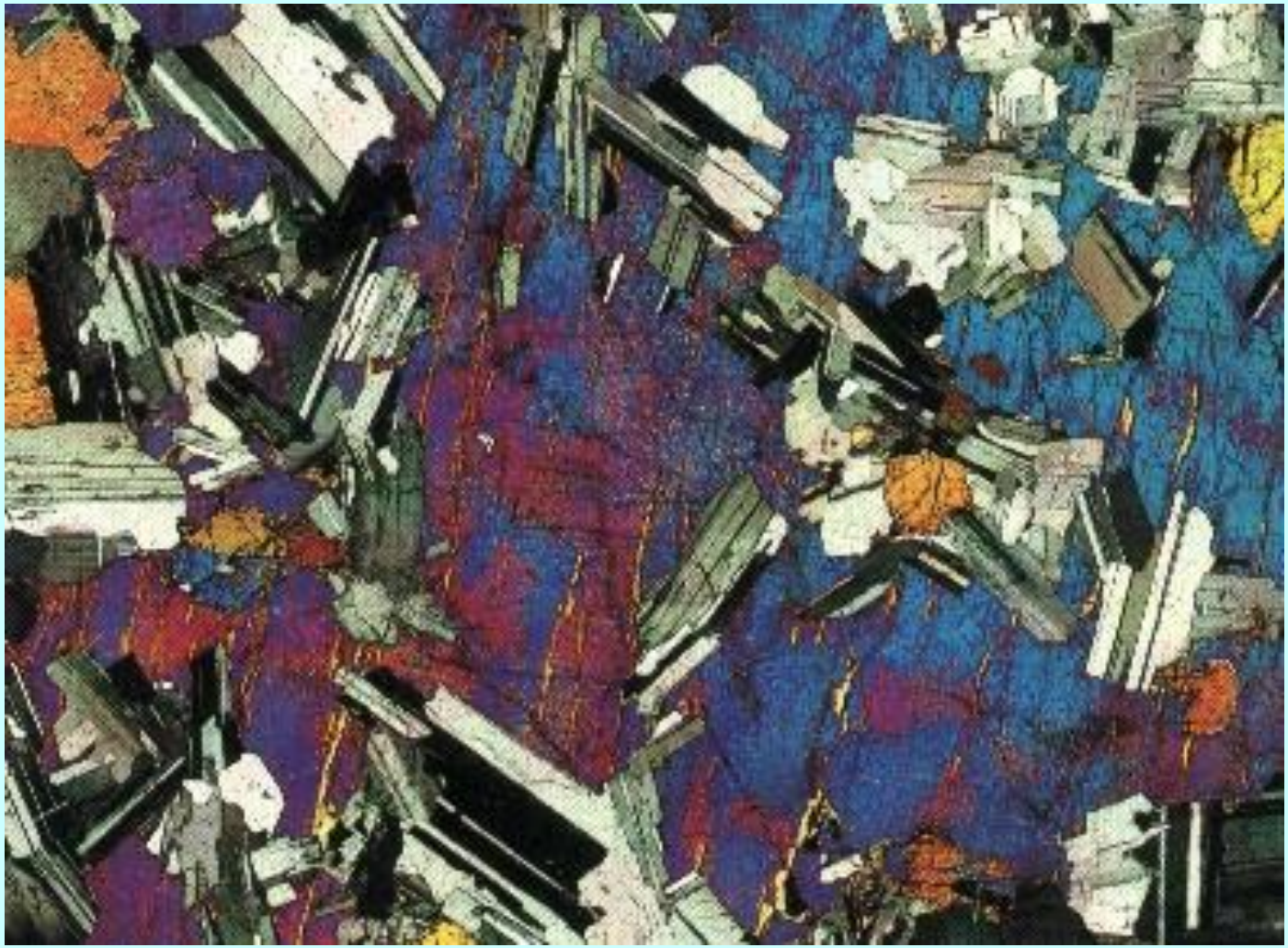
- Ofitik doku
- Tanesel doku
- Korona dokusu
- Simplektik doku

Ofitik Doku

- Plajioklas ile piroksenlerin içiçe kristallenme dokusudur. Bu doku örneğinde, nispeten küçük plajioklas kristalleri daha iri piroksenler içinde yeralır.

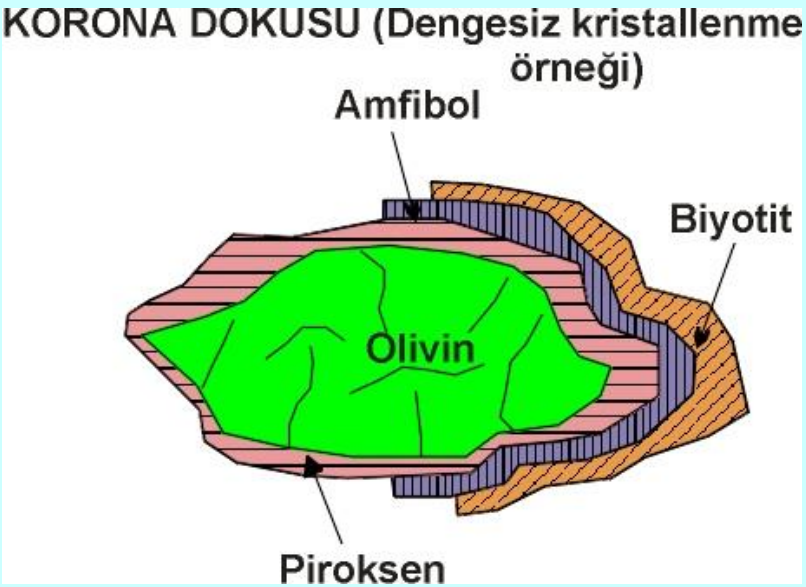


Ofitik Doku



Korona Dokusu

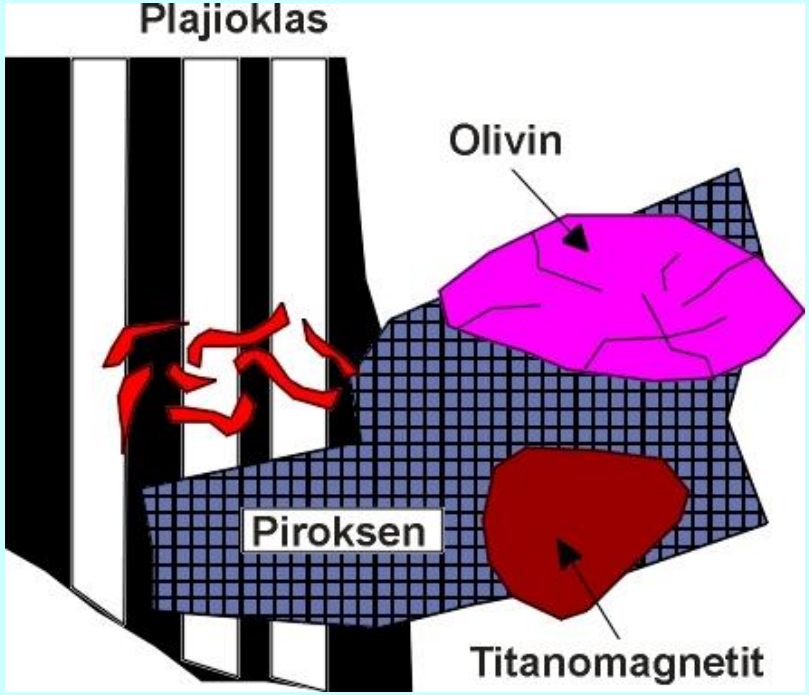
- Korona dokusunda, ilk kristallenen mineral, içinde bulunduğu ergiyik ile denge halinde olmadığı için, sıvı ile bir dizi reaksiyonlar yaparak BOWEN'in kristallenme dizisini andıran değişik mineraller oluşturur. Bunlar, ilk oluşan mineralin çeperleri boyunca gelişim gösterir.



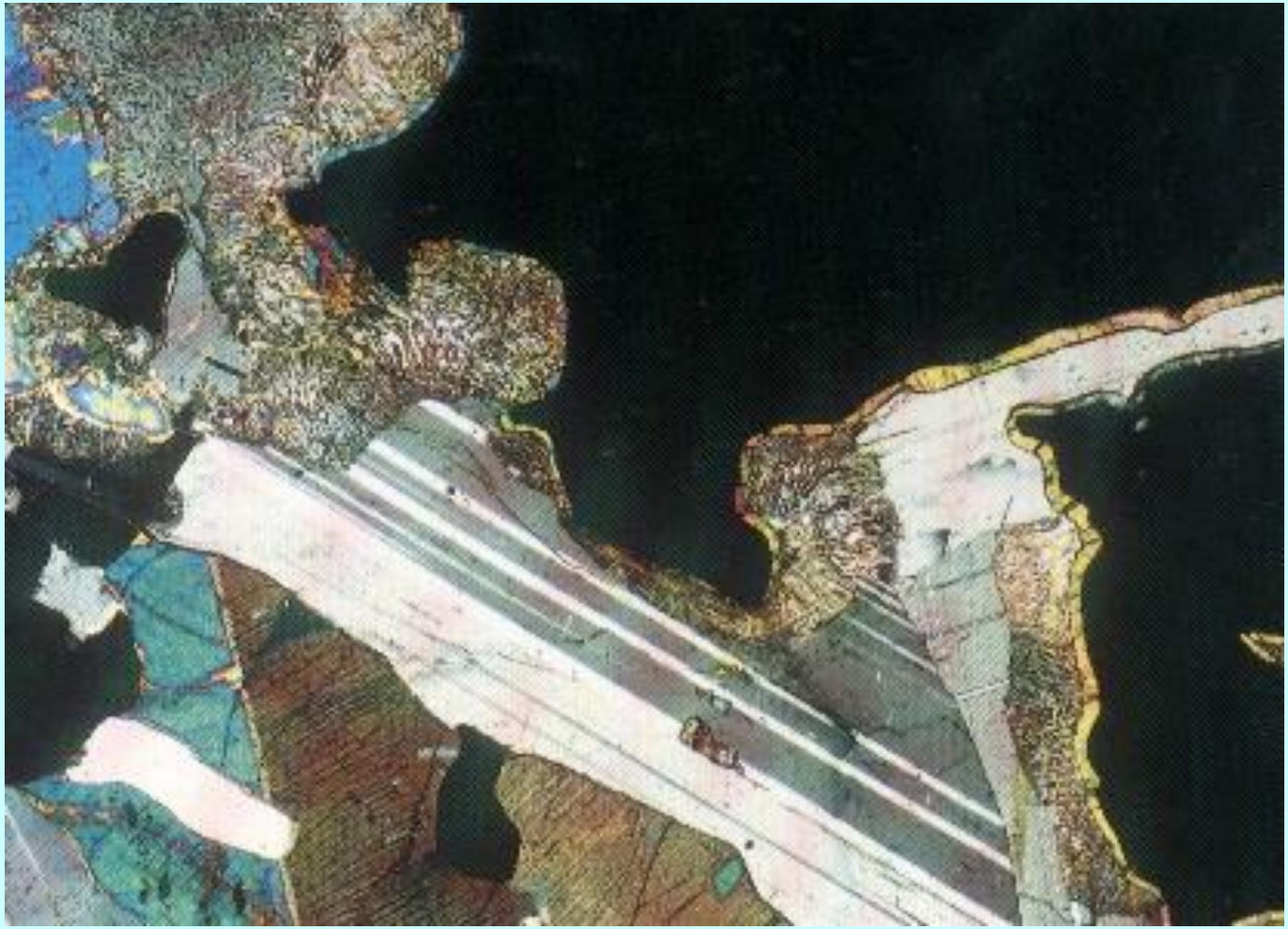
Korona dokusu

Simplektik doku

- Norit’te plajioklas ve ortopiroksenin içiçe, solucan şekilli büyümeleri şeklinde gözlenen reaksiyon dokusu simplektik doku olarak bilinir. Plj+opx büyümesi, olivin veya titanomagnetitten plajioklasa doğru bir gelişim göstermektedir.

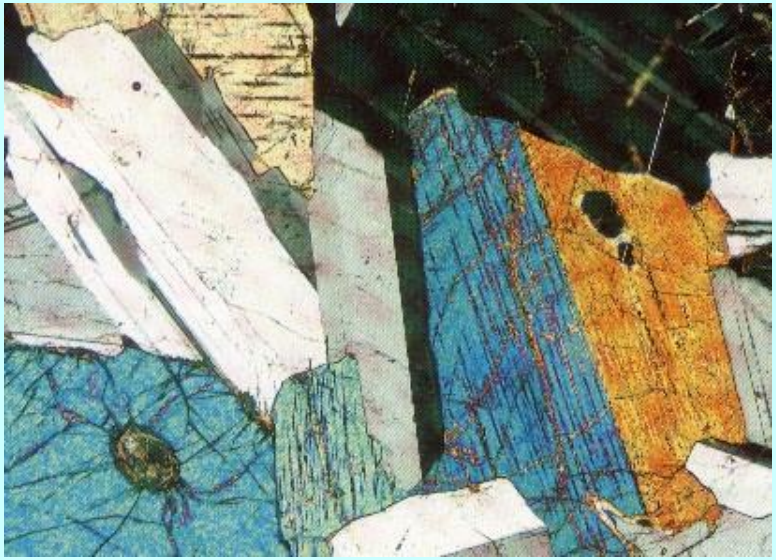


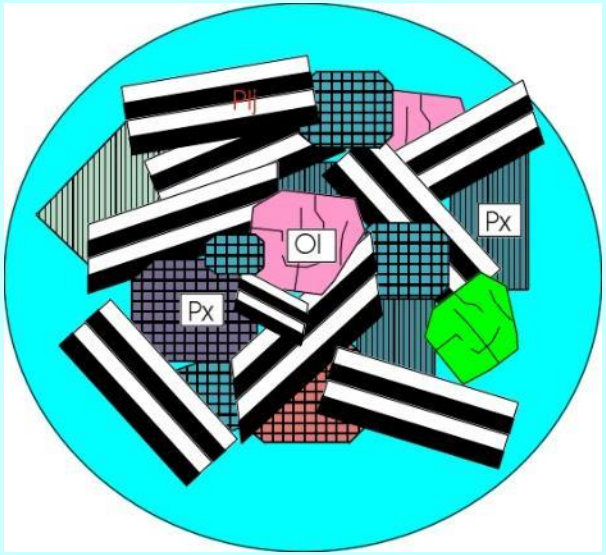
Simplektik doku



Tanesel (Granüler) doku

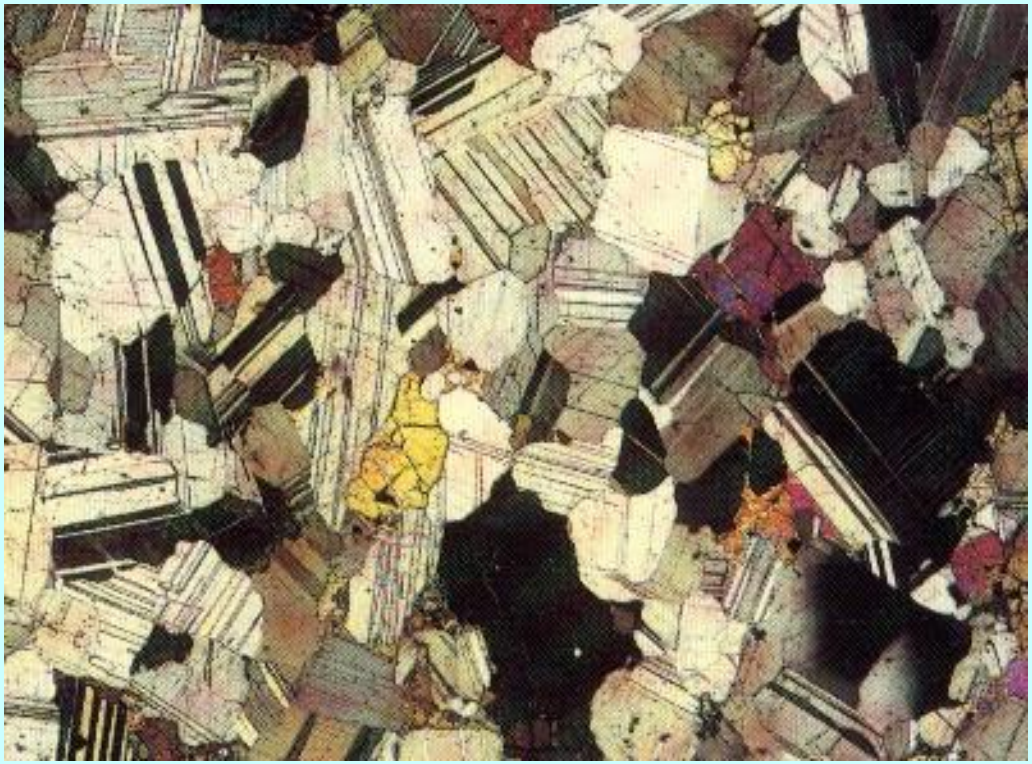
- Bu doku türünde, kayayı oluşturan mineraller az çok eşit boylardadır. Tanelerin şekline göre; idiyomorfik, hipidiyomorfik ve ksenomorfik granuler dokular ayırdedilir.





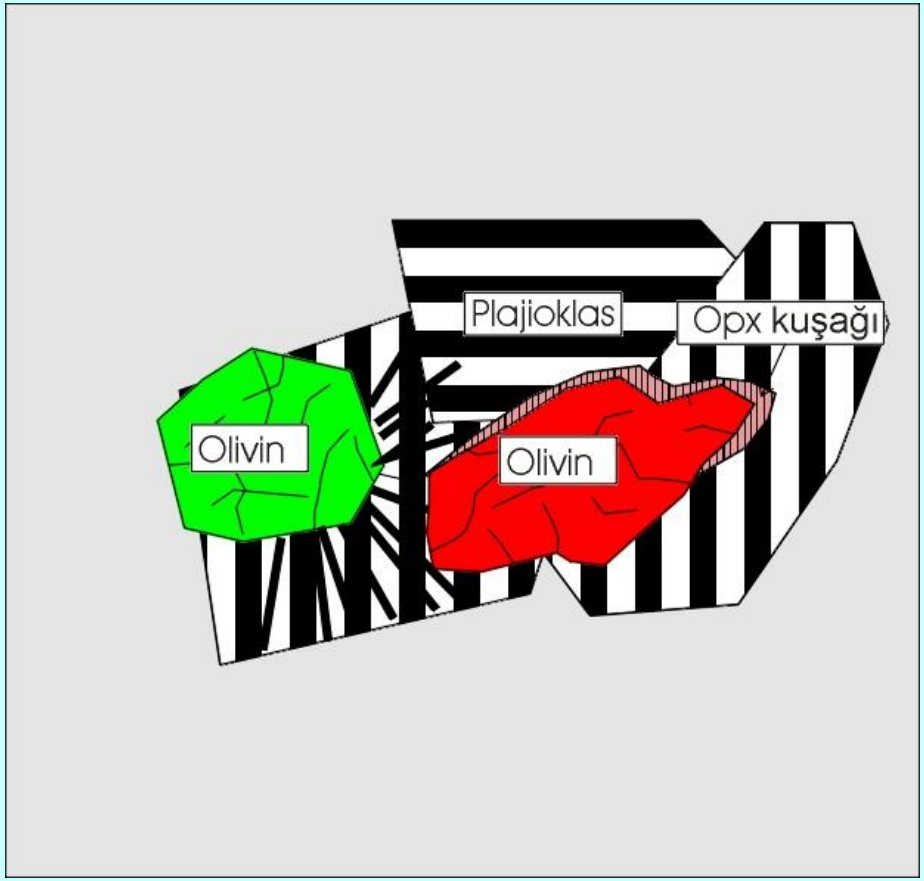
Troktolit

- Başlıca mineralleri Plajioklas ve Olivin'dir. Olivin genellikle ayrışmış olarak bulunur. Ayrışma sonucu kaya, gri bir matriks içinde siyah, kahve-kırmızı benekli bir görünüm kazanır. Matriks gibi görünen kesim plajioklas, diğerleri ise alterasyona uğramış olivindir. Doku genellikle TANESEL'dir.



Troktolit

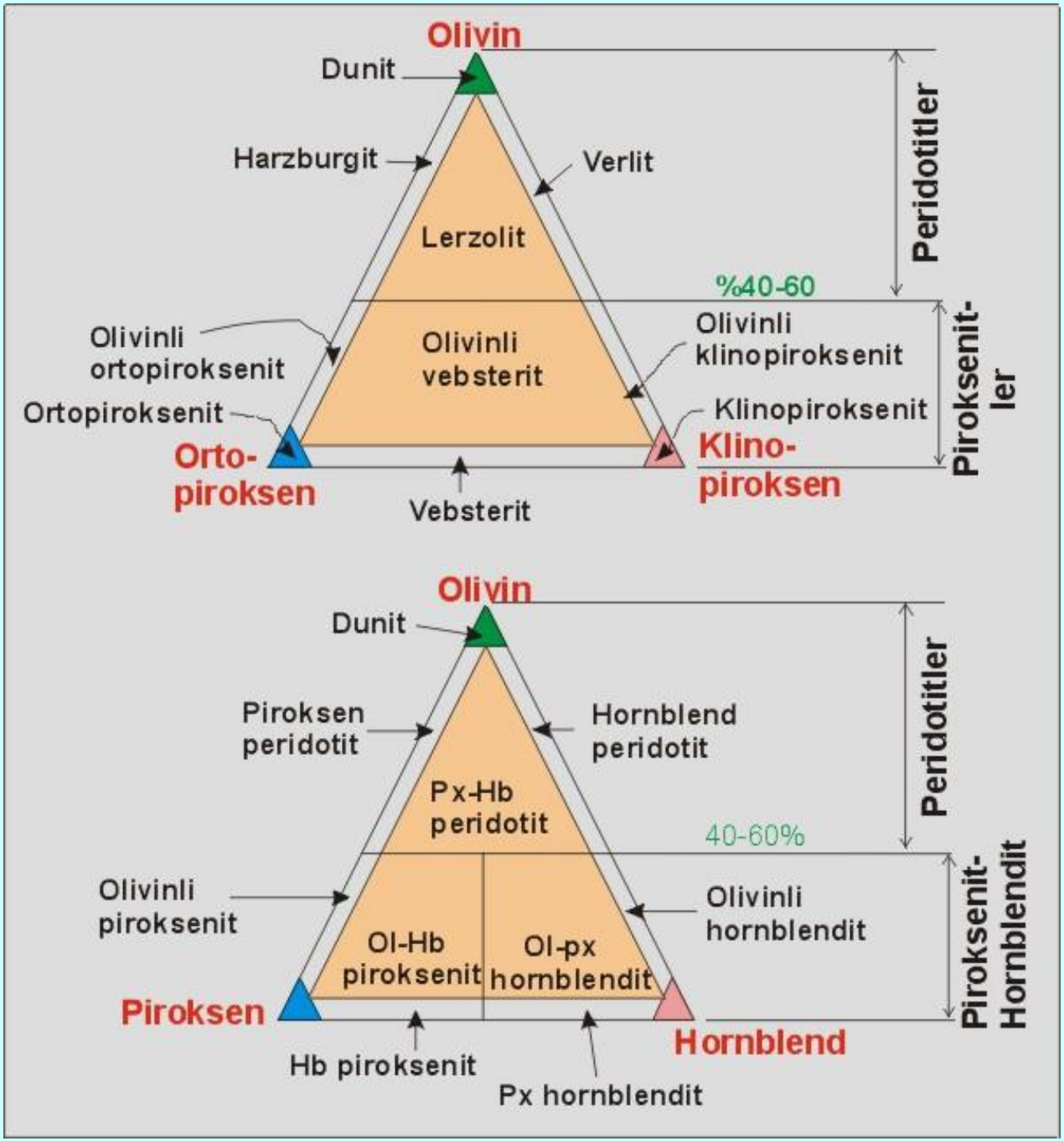
- Bazı durumlarda olivinler plajiyoklazdan ortopiroksenli bir reaksiyon kuşağı ile ayrılır. Eğer olivinler serpantinleşirse, hacim genişlemesinden dolayı, olivinden plajioklasın içine doğru çatlaklar gelişir.



Ultramafik-ultrabazik kayalar

- SiO_2 miktarı < 45%'dir (**ultrabazik**).
- Koyu renkli minerallerce çok zengindir (**holomelanokrat-ultramafik**)
- Ofiyolit topluluğunun ultramafit tektonit ve ultramafik kümülat kesimlerini oluştururlar.
- Egemen mineral türüne göre 3'e ayrılırlar
  - **1. Peridotitler**
  - **2. Piroksenitler**
  - **3. Hornblenditler.**
- Egemen minerallerine göre, olivin-ortopiroksen-klinopiroksen ve olivin-piroksen-hornblend üçgen diyagramlarında sınıflandırılırlar.

Ultramafik kaya sınıflamaları



DUNİT

PERİDOTİT

PİROKSENİT

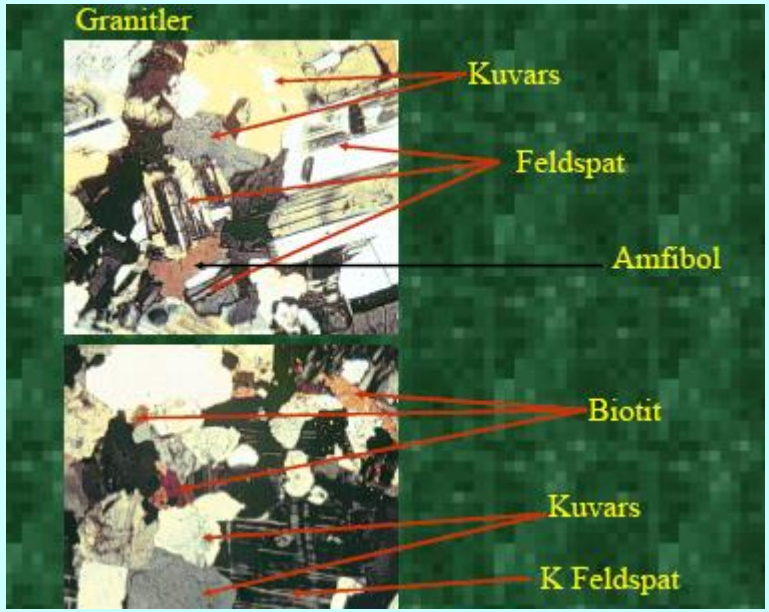
Tali mineraller

- Kromit, magnetit, ilmenit, pirit, pirotin, platin grubu mineraller, pirop, perovskit, bazen anortit ve bitovnit gibi bazik plajiyoklazlar (plajiyoklaz oranı % 5 -10 olursa o zaman kayacın adı *plajiyoklazlı peridotit* olur.)

DAMAR KAYAÇLARI

- Granit’in yarı derinlik kayaları, **Mikrogranit (granit ve kuvars porfir), Mikrogranodiyorit (granodiyorit porfir), Mikrotonalit (tonalit porfir)**’dir. Dayk ve damar sistemlerini temsil eden **Aplit** ve **Pegmatit**’ler de bu gruba dahildir.

Mineralojik Bileşim



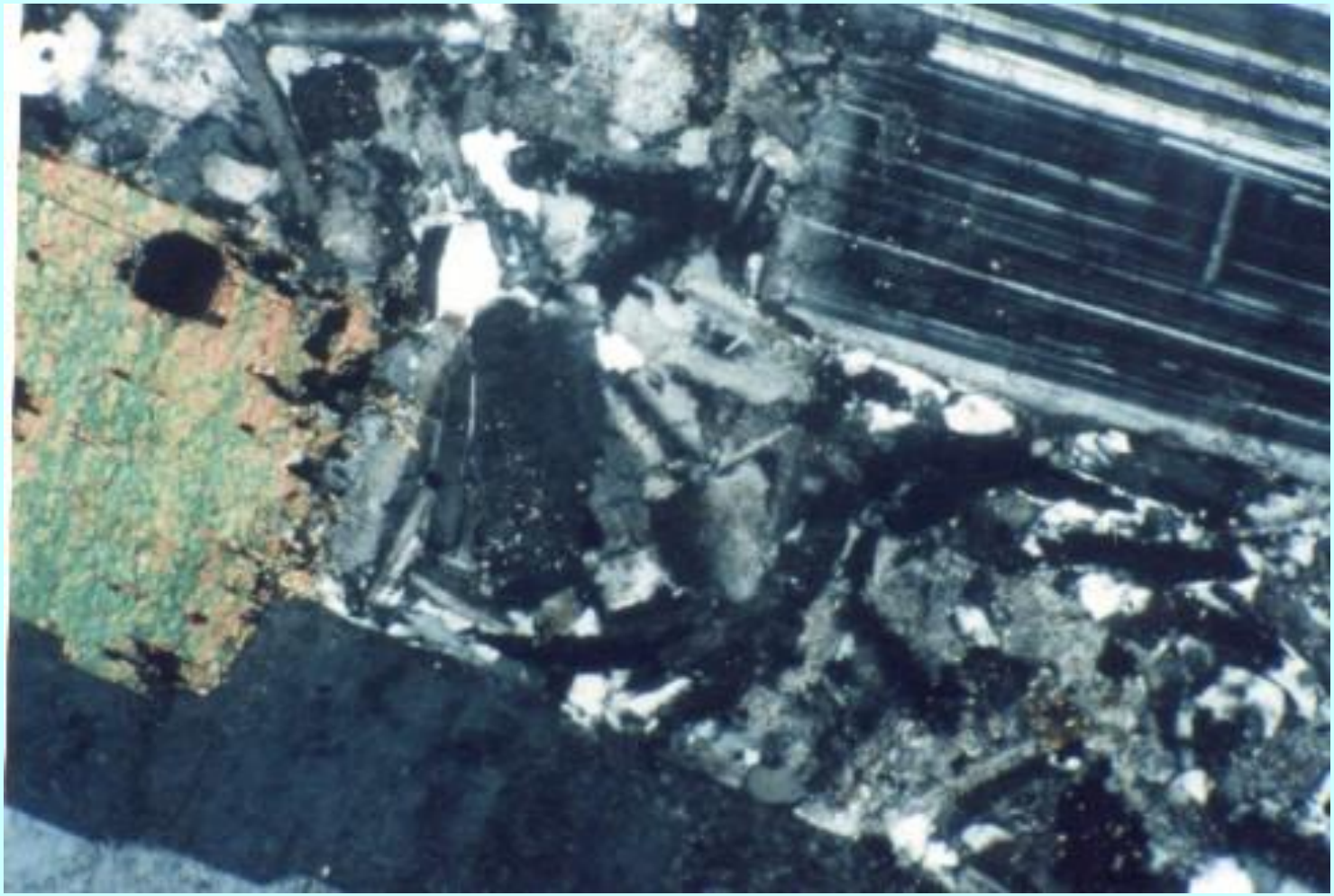
- Granitik kayalar, bol kuvars içeren feldispatlı kayalardır. Genel mineralojik bileşimleri; kuvars + alkali feldispat (ortoz, mikroklin) + plajioklaz (albit, oligoklaz) ± pertit-antipertit ± biyotit ± muskovit ± hornblend şeklindedir.
- Aksesuar mineralleri olarak, sfen, rutil, apatit, zirkon, epidot (allanit), korund, granat, kordiyerit bulunabilir.
- Alkali granitlerde sodyumca zengin amfibol (ribekit), piroksen (egirin), monazit ve fluorit görülebilir.

- **Aplit**ler ince-çok ince taneli, genellikle felsik (açık renkli) minerallerden (başlıca kuvars, alkali feldispat ve plajioklas) oluşan granitik bir kayadır. Aplitlerin dokusu APLİTİK DOKU olarak bilinir. Aplitik doku, granuler dokunun ince taneli eşdeğeridir.

- **Pegmatit**ler ise, aplitlerin tersine olağandan daha iri tanelidir. Genellikle kuvars, mika (biyotit-muskovit), alkali feldispat, plajioklas ve magmanın kristallenmesinde pegmatitik evrede gelişen fluorit, turmalin, topaz vb. gibi mineralleri içerir. Pegmatitlerin iri taneli dokusu PEGMATİTİK DOKU olarak adlandırılır.

- **Siyenitin** yarı derinlik kayası mikrosiyenit ve siyenit porfir’dir. Bunlar, dokusal özellikleri dışında siyenit ile aynı özelliklere sahiptir.
- Mikrosiyenitlerde; mikrotanesel porfirik doku,
- Siyenit porfirlerde ise, holokristalen porfirik ve granofirik dokular gözlenir.

Siyenit porfir (Karacık, 1995'den)



- Monzonitin ince taneli ve/veya porfirik olan yarıderinlik eşdeğerlerine **Mikromonzonit** veya **Monzonit porfir** adı verilir. Genellikle küçük boyutlu intrüzyonlar ve damarlar halinde bulunurlar. Monzonitten doğada bulunuş şekli ve dokularıyla ayırdedilir. Doku; Mikrogranuler ve holokristalen mikrogranuler porfiriktir.

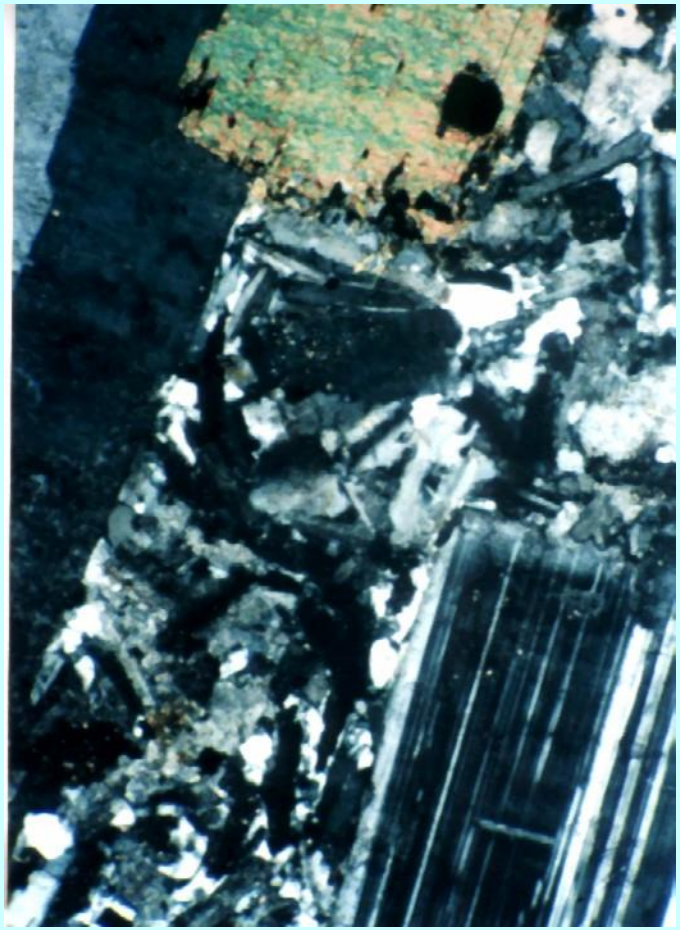
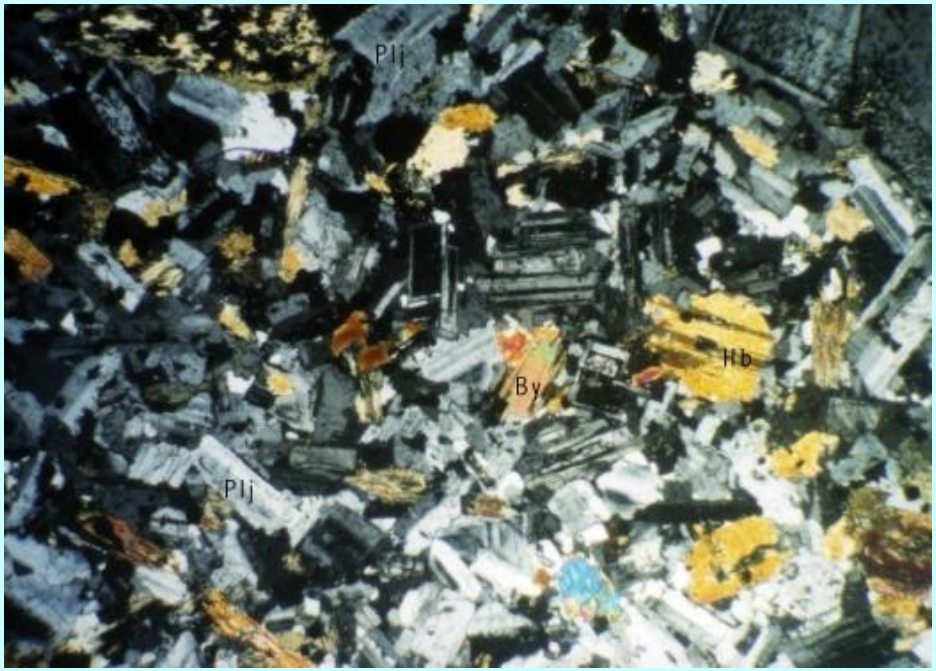


Foto Karacık (1995)'den alınmıştır.

Mikrodiyorit-diyorit porfir

- Diyorit'in ince taneli ve bazan porfirik olan yarı derinlik (hipabisal) kayasıdır.
- Mineralojik bileşimleri diyorit ile aynıdır, ancak dokusal olarak onlardan ayrılır.
- Doku, çoğunlukla mikrotanesel, holokristalen mikrotanesel porfirik'tir.
- Diyoritik plütonlara bağlı, subvolkanik sokulumlar, dayk/damar sistemleri, levha intrüzyonları ve koni levhaları halinde bulunurlar.

Mikrodiyorit



Diyorit porfir

Diyabaz / Dolerit

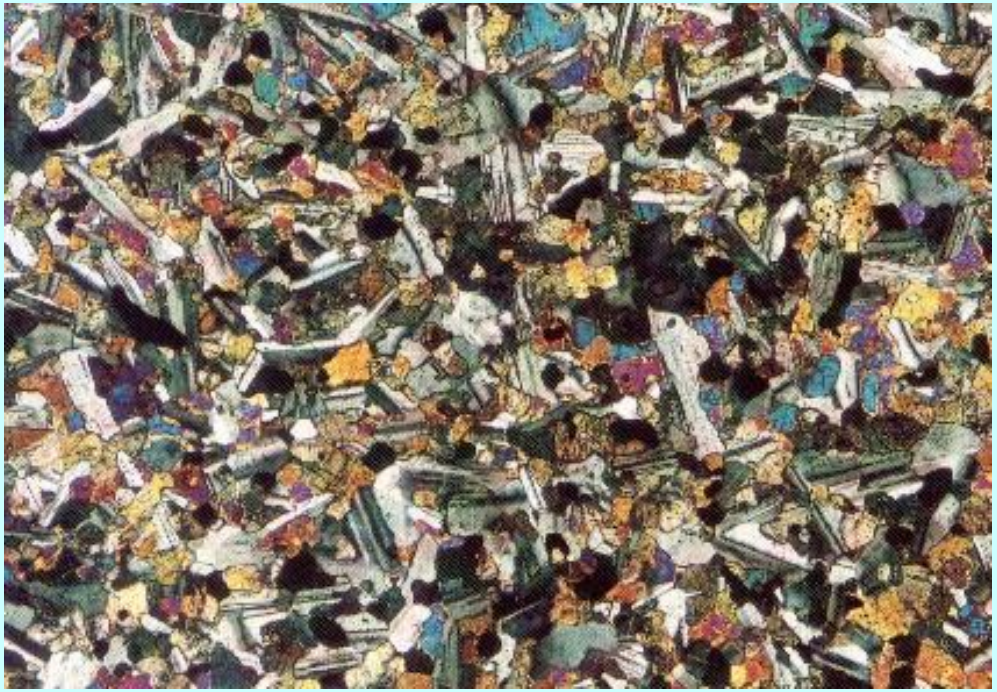
- Gabro - Bazalt ailesinin yarıderinlik kayasıdır.

- Bileşim olarak gabro ile aynı özellikleri sergiler. Başlıca plajiyoklas + piroksen + olivin'den oluşur. Subofitik dokusu ile gabro'dan ayrılır.

- Diyabaz ve Dolerit aynı anlamdadır, fakat genellikle taze olanlara DOLERİT, altere olanlara DİYABAZ denilmektedir.

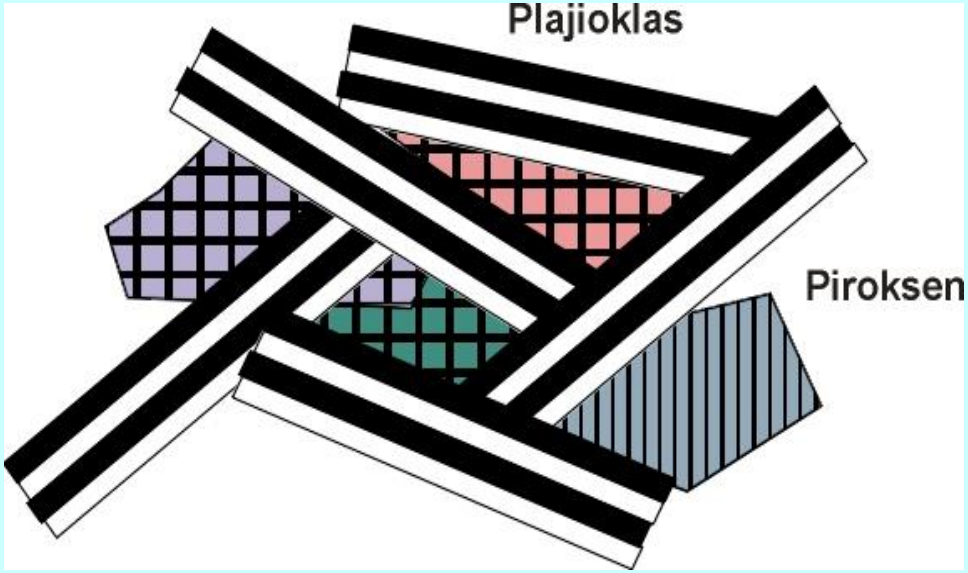
Subofitik Doku

- Ofitik dokuya benzer. Ancak, piroksenlerin daha küçük olması ve plajiyoklaz latalarının daha bol olup, birbirleriyle temas etmeleri ile ondan ayrılır.



Subofitik Doku

- Ofitik dokuya benzer. Ancak, piroksenlerin daha küçük olması ve plajiyoklaz latalarının daha bol olup, birbirleriyle temas etmeleri ile ondan ayrılır



Diyabaz- Subofitik doku

RİYOLİT

- Granitin yüzey kayaları RİYOLİT, RİYODASİT ve DASİT'tir. Bukayaların camsı eşdeğerleri ise OBSİDYEN, PITCHSTONE ve PERLİT'tir.

Riyolitler

Alkali Riyolit Riyolit	Kalkalkali
1-Potasik Riyolitler	1-Subalkali Riyolit
2- Sodik Riyolitler	2-Latitik Riyolit
	3-Riyodasit

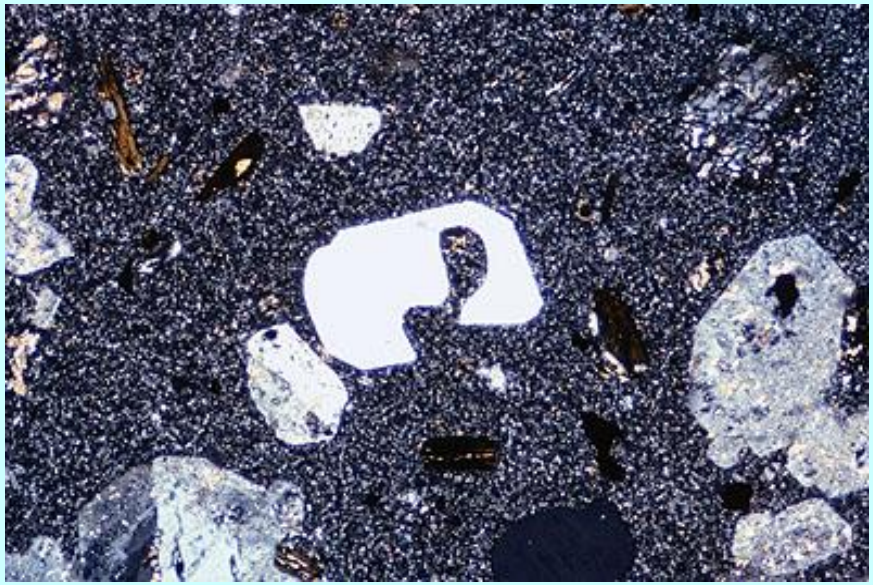
şeklinde sınıflandırılır.

- Riyolitlerin mineralojik bileşimleri:

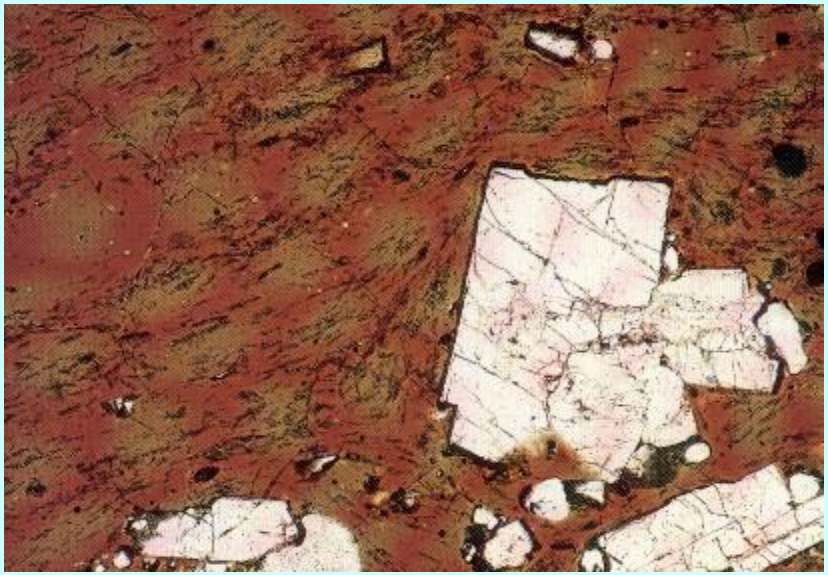
Kuvars + Alkali feldispat + Plajioklas ± Biyotit ± Hornblend ± Sodik piroksen-Amfibol ± Magnetit ± Apatit ± Zirkon

- **Kuvars** kayada ya korozyona uğratılmış fenokristaller halinde, veya kayanın matriksinde amorf silis halinde bulunur. Riyolitlerde kuvars genellikle ′ Kuvars halinde, bazan da Tridimit, hatta Kristobalit modifikasyonları olarak yeralır.
- **Alkali feldispat** Sanidin'dir. **Plajioklas**, Albit veya Oligoklas ile temsil edilir.
- Potasik riyolitlerdeki mafik (koyu renkli) mineraller hornblend ve biyotit'tir. Sodik riyolitlerin mafik mineralleri sodik piroksen ve amfibol türleri olan Egirin ve Ribekit'tir.
- Riyolitlerin dokusu hemikristalen porfirik, vitrofirik ve sferulitik olabilir. Camsı (vitrofirik) olanlarda, volkanik camın amorf durumdan kristal haline geçmeye başladığı özel bir doku türü de gözlenebilir. Buna DEVİTRİFİKASYON dokusu adı verilir.

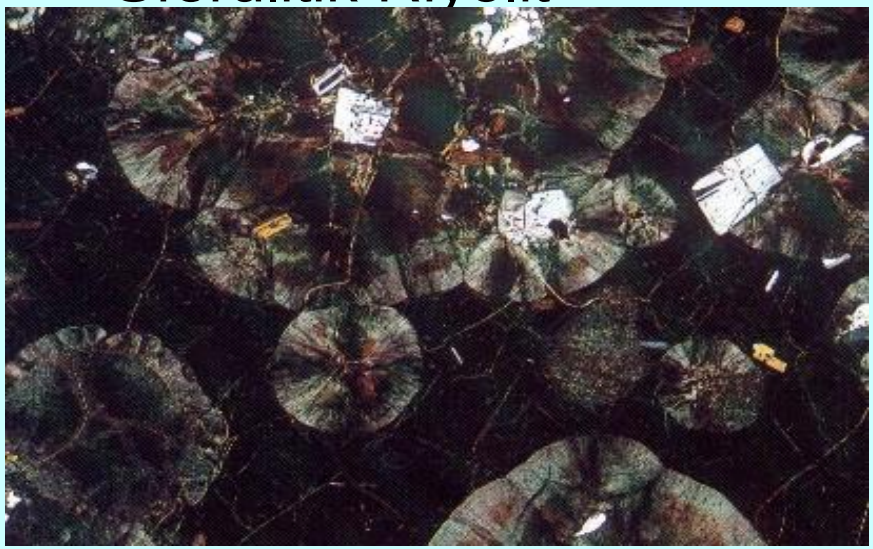
- Hemikristalen Riyolit



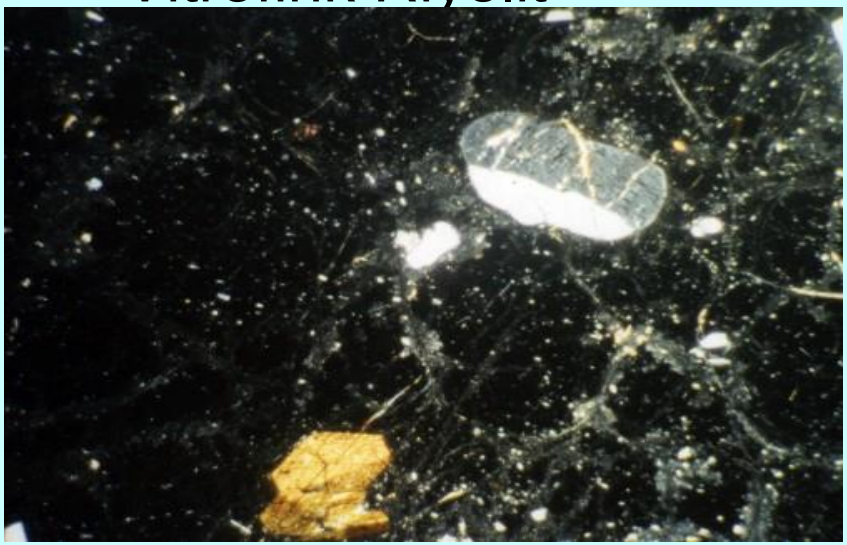
Hyalopilitik Riyolit



- Sferulitik Riyolit



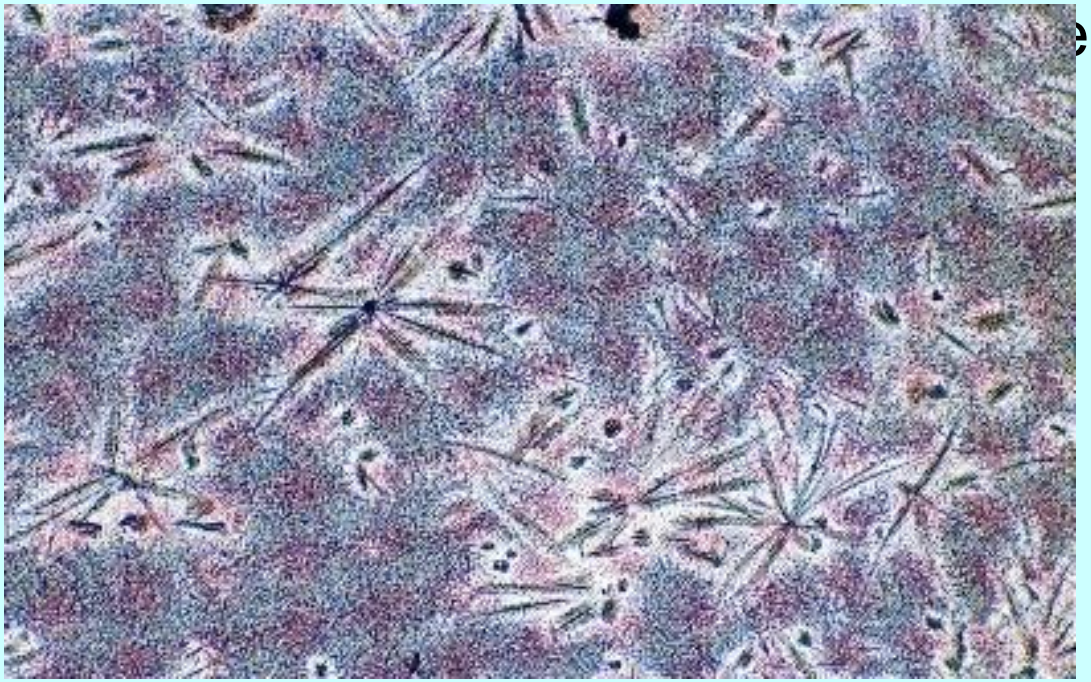
Vitrofirik Riyolit



Riyolitlerin camsı eşdeğerleri (obsidyen, pitchstone, perlit)

Obsidyen: Holohyalin (tüm camsal), ve hemen hemen hiç su içermeyen asidik volkanik cam'dır. Nadiren kristal ve kristalit içerir.

Kristalit: Cam halinden kristal heline geçerken ortaya



eki küçük kristaller.

kristalit içeren

stone-

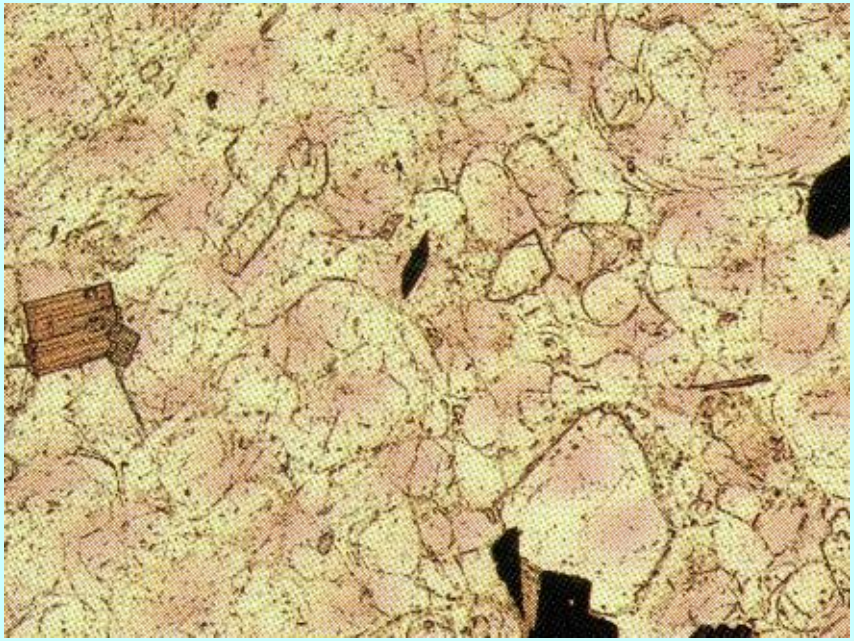
Pitchstone: Holo-

hyalin, seyrekçe

kristal ve bol

krista-

Perlit: Su alarak genleşmiş, konsantrik/yuvarlak kırık ve çatlaklar [**Perlitik doku**] içeren riyolitik volkan camı.



Obsidyen, Pitchstone ve perlitlerde cam'dan kristal haline geçişin (devitrifikasyon dokuları) her tü örnekleri görülebilir.

- Granit ailesinin diğer yüzey kayası eşdeğerleri, Riyodasit ve Dasit'lerdir.
- Riyodasit, granodiyoritin, Dasit ise Tonalit'in yüzey karşılıklarıdır.
- Riyolitten dasite doğru kayanın plajioklas (oligoklas, bazan andezin) içeriği artar.
- Riyodasitte alkali feldispat kabaca plajioklas miktarına eşittir.
- Dasitte plajioklas fazladır. Kuvars miktarının azalmasıyla, dasitten kuvarslı andezit ve andezitlere geçilir. Dasitin SiO_2 oranı riyolite oranla biraz daha düşüktür (literatürde, % 68 SiO_2 oranının üstü riyolit, altı ise dasit olarak verilmektedir).

Trakit

- Siyenitin yüzey kayası **TRAKİT**'tir. Trakitler, akıcılıkları düşük oldukları için geniş alanlara yayılamazlar. Çıkış yerlerinin yakınlarında, kısa mesafeli lav akıntıları veya dom'lar halinde bulunurlar.

- Genellikle yarı kristalli (hipokristalin) porfirik, camsı (holohiyalin) ve mikrolitik dokular, lav akıntılarında, özel bir doku türü olan akıntı dokusu (trakitik doku) sergiler.

Trakit’te faklı dokular.

Yarı kristalli porfirik doku

Akıntı (trakitik)

LATİT

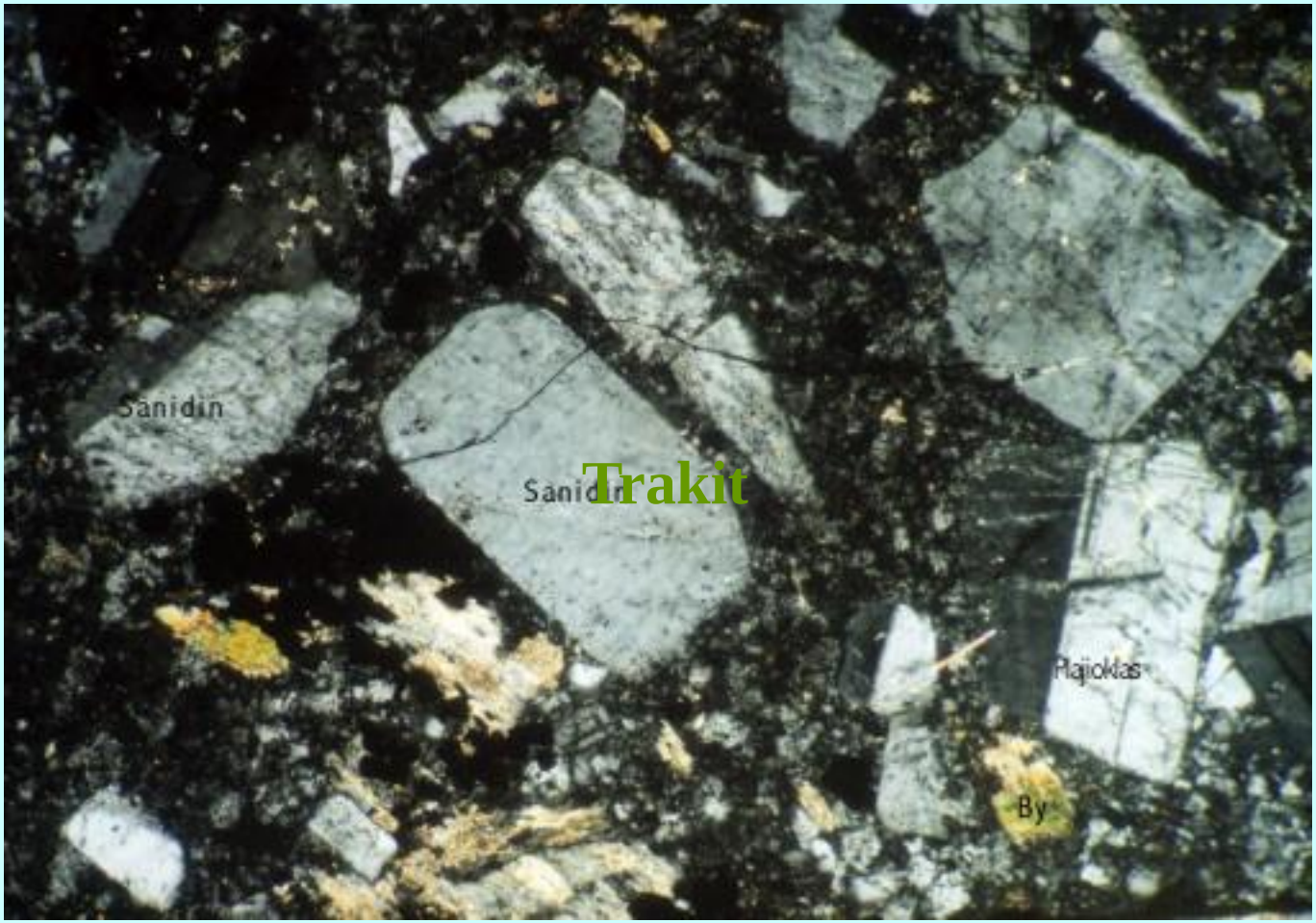
- Monzonit ailesinin yüzey kayası **Latit**'tir. Latitin mineralojik bileşimi Monzonit ile aynı olmakla birlikte, alkali feldispatının sanidin olması ve dokusal özellikleriyle, ailenin diğer kayalarından ayırdedilir.

- Mineralojik bileşim; Feldispat grubu (**plajiyoklaz**-oligoklaz / andezin; **alkali feldispat**-sanidin) ± **hornblend ± biyotit ± piroksen ± kuvars** şeklindedir.

- Plajiyoklas çoğunlukla fenokristaller halinde bulunur. Bu durumda, alkali feldispat, a) hamurda mikrolit halinde, b) plajiyoklazın çeperinde geç evrede gelişmiş zarflar halindedir. Eğer alkali feldispat (sanidin) fenokristal olarak gelişmişse, bu kez plajioklaz kayanın hamurunda mikrolitler halinde yeralır.

- Latitlerde hipokristalin (yarı kristalli) porfirik, camsı ve mikrolitik dokular gözlenir.

Latit

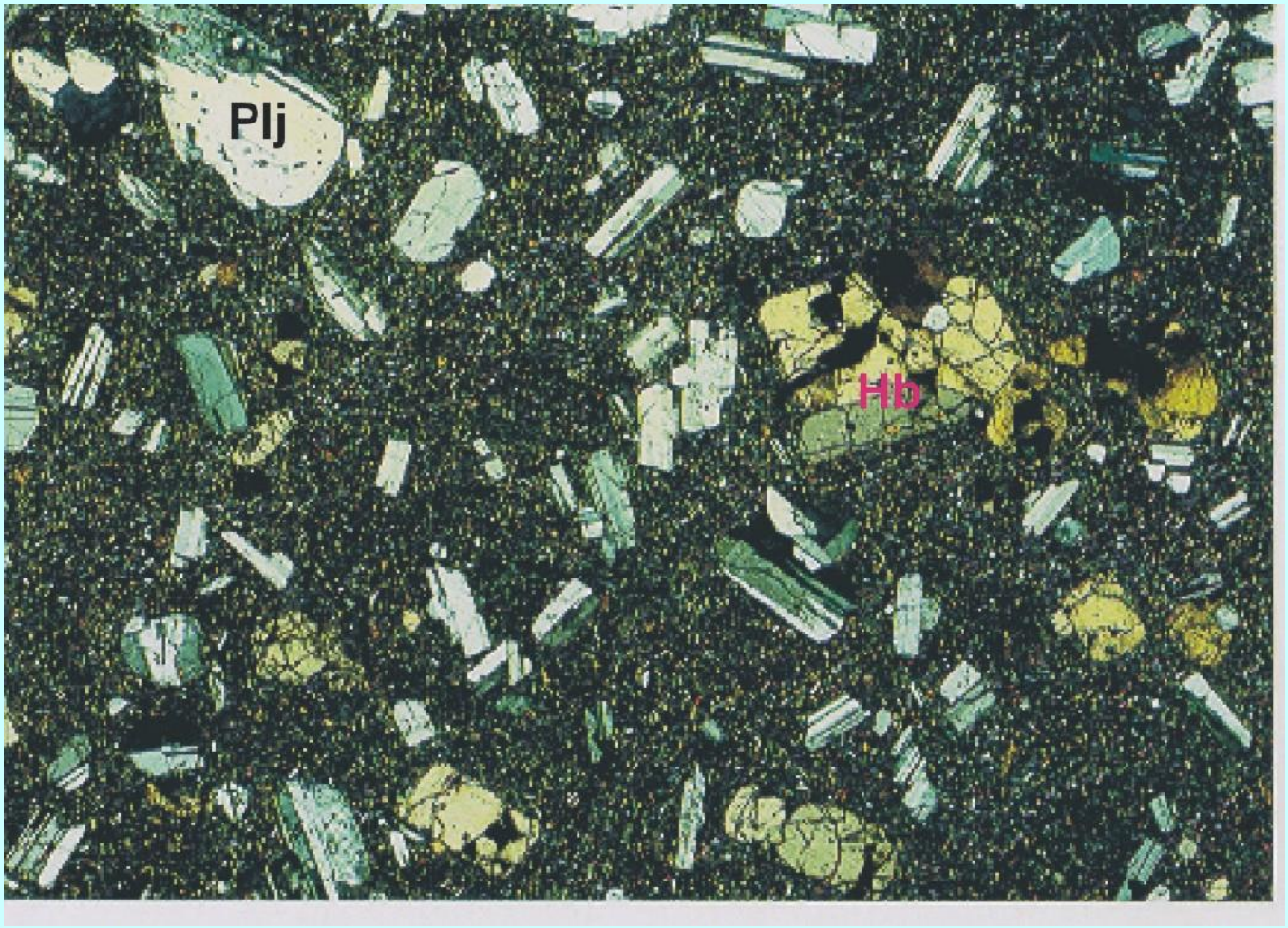


Trakit

Andezit

- Diyorit'in yüzey kayasıdır.
- Mikrodiyorit ve/veya diyorit porfirden tanelerinin daha ince olması, hamurunda volkanik cam ve bolca mikrolit içermesiyle ayrılır.
- Mineralojik bileşim diyorit ile aynıdır: Hornblend + plajiyoklaz (andezin) ± piroksen (ojit, hipersten) ± kuvars ± biyotit ± magnetit ± ilmenit
- Plajiyoklaz hem hamurda mikrolitler halinde, hem de hamur içinde fenokristaller halinde yeralır. Mikrolitler fenokristallere göre daha sodiktir. Hornblendin çeperi bazen opak bir zarf ile çevrili olabilir.

Andezit



Doku

- Andezitlerde **mikrolitik,**
  - pilotaksitik
  - intersertal
  - hyalopilitik
  - trakitik
- **Mikrolitik-porfirik** ve **vitrofirik** dokular görülür.
- Andezitler genellikle koyu renkli mineralinin cinsine göre adlandırılır;
  - Piroksen andezit,
  - Hornblend andezit vb. gibi

Bazalt

- **Gabro ve Norit'in yüzey kayasıdır.**
- Renk indisi 40-50 arasında değişir.
- Mineralojik bileşim Gabro ve Norit ile aynıdır; başlıca **plajiyoklaz + piroksen ± olivin'den** oluşur. Aksesuar mineralleri olarak; magnetit, titanomagnetit, apatit, sfen bulunabilir.
- Taze iken siyah, ince taneli, afanitik ve camsıdır. Alterasyon sonucu kahverengi, mor, kırmızımsı ve yeşil renk kazanır. Kloritik alterasyon kayayı yeşil, demirli alterasyon kırmızı, zeolitik alterasyon da kahverengi yapar.
- Alterasyon ile; **Plajiyoklaz** → Albit, serisit, epidot; **Piroksen** → klorit+kalsit veya kalsit+epidot; **Olivin** → Serpentin, talk, iddingsit ve kalsit'e dönüşür. Plajioklas ve diğer kalsik minerallerden geriye kalan Ca, kayanın çatlak ve boşluklarında yerleşir.

BAZALT IN MİNEROLOJİK ÖZELLİKLERİ

Bazaltlar başlıca kalsiyum-sodyum feldspat ile ojitten oluşur. Tali olarak manyetit (Fe_3O_4) ve ilmenit ($FeO. TiO_2$) gibi demir cevherleri de bulunmaktadır. Birçok bazalt türü mevcuttur. Çoğu olivin $(MgFe)_2 SiO_4$ ihtiva eder ki bunlar olivin bazaltları olarak bilinir. Daha nadir olarak kuvars, kahverengi mika vs. mineraller ihtiva eden bazaltlar da vardır.

EL ÖRNEĞİ

Yapı bakımından ince kristallerden kaba kristal kütlelere kadar tiplerde bulunurlar. Genel olarak koyu siyah renkli ufak kristalli camsı kütlelerdir. Yalnız olivin minerali mikroskobsuz (gözle) fark edilebilir.

Bazalt lavları volkanlardan çıkarken içerlerindeki gazlar da uçar ve taşın içinde boşluklar husule gelir. Bunlara boşluklu bazalt veya dişi bazalt denir. Bu boşluklar sonra çeşitli mineraller (kalsit, kalseduvan veya zeolit) ile dolar. Bunlara da zeolitli bazalt adı verilir.

Bazaltlarda doku

- El Örneklerinde;
  - **Afanitik**
  - **Camsı**
  - **Porfirik**
  - **Vesiküler**
  - **Amigdaloidal**

- İnce Kesitlerde;
  - **Mikrolitik**
    - Pilotaksitik
    - İntersertal
    - Hyalopilitik
    - Trakitik
  - **İntergranuler**
  - **Variyolitik**

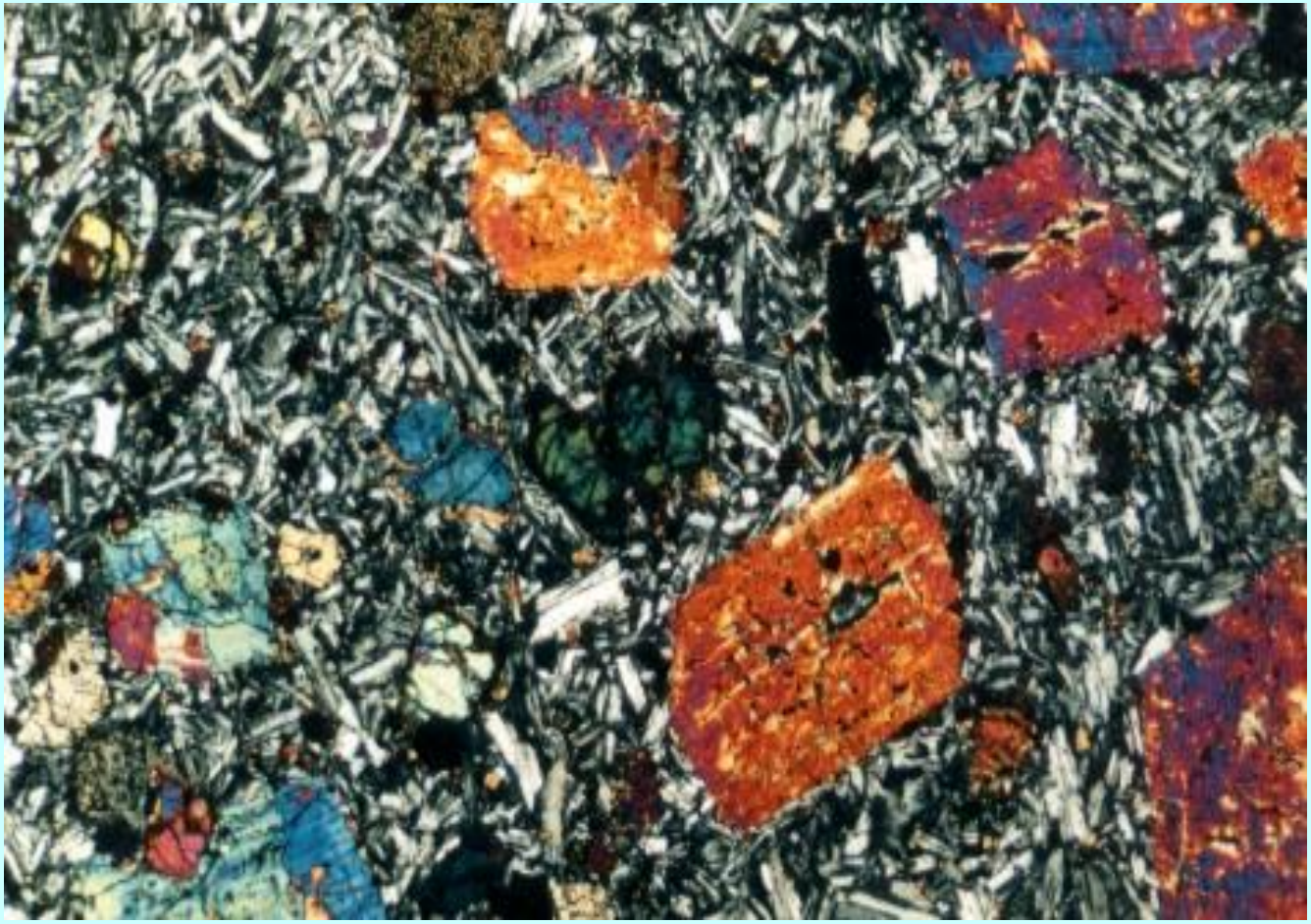
Bazalt dokuları

- **Afanitik doku:** Taneleri gözle görülemeyecek kadar küçük bazaltların dokusudur.

- **Camsı doku:** Tümüyle camsı bazaltların dokusudur. Kristal hiç yoktur veya çok az oranda vardır. Kayanın geri kalan kısımı volkanik cam'dır.

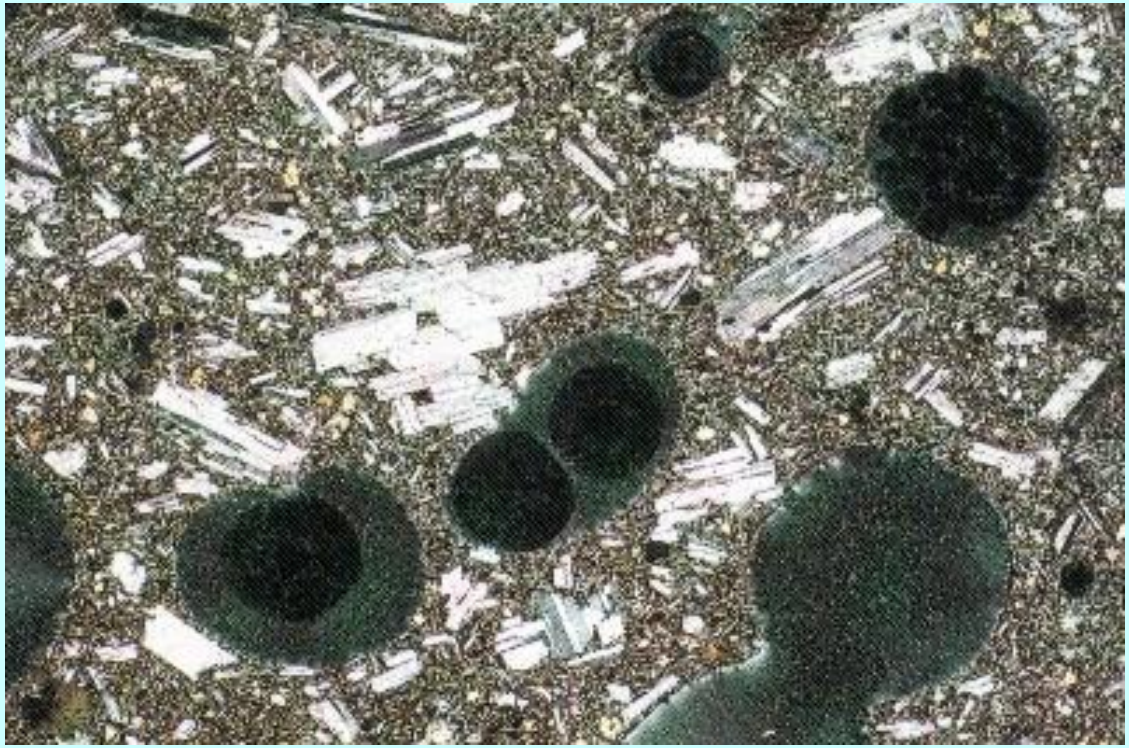
Porfirik doku

- Kristallenmemiş veya mikrokristalli bir hamur ve bunun içinde bulunan farklı boylardaki fenokristallerden oluşur.



Vesiküler doku

- Kayanın katılaşması sırasında, kaçan gaz ve uçucuların kayayı terketmeleri ile gelişen delikli-boşluklu dokudur.



Amigdaloidal doku

- Vesiküler dokuda sözedilen boşlukların, kalsit, feldispat, kuvars, zeolit gibi ikincil minerallerle doldurulmasıyla gelişen dokudur.

Mikrolitik dokular

- **Mikrolit:** Küçük, iğnemsi kristal anlamındadır.
- Hamurunda yaygınca mikrolit içeren kaya dokularına genel olarak **mikrolitik doku**'lar denir. Mikrolitik doku, kayada volkanik cam'ın bulunup, bulunmaması, varsa hangi oranlarda bulunduğuna göre faklı isimler alır;

Volkanik cam	Mikrolit	Doku Adı
yok veya pek az	bol	**Pilotaksitik**
Az	bol	**İntersertal**
çok	az	**Hyalopilitik**
çok bol	çok az	**vitrofirik (Tüm camsı)**

Pilotaksitik doku

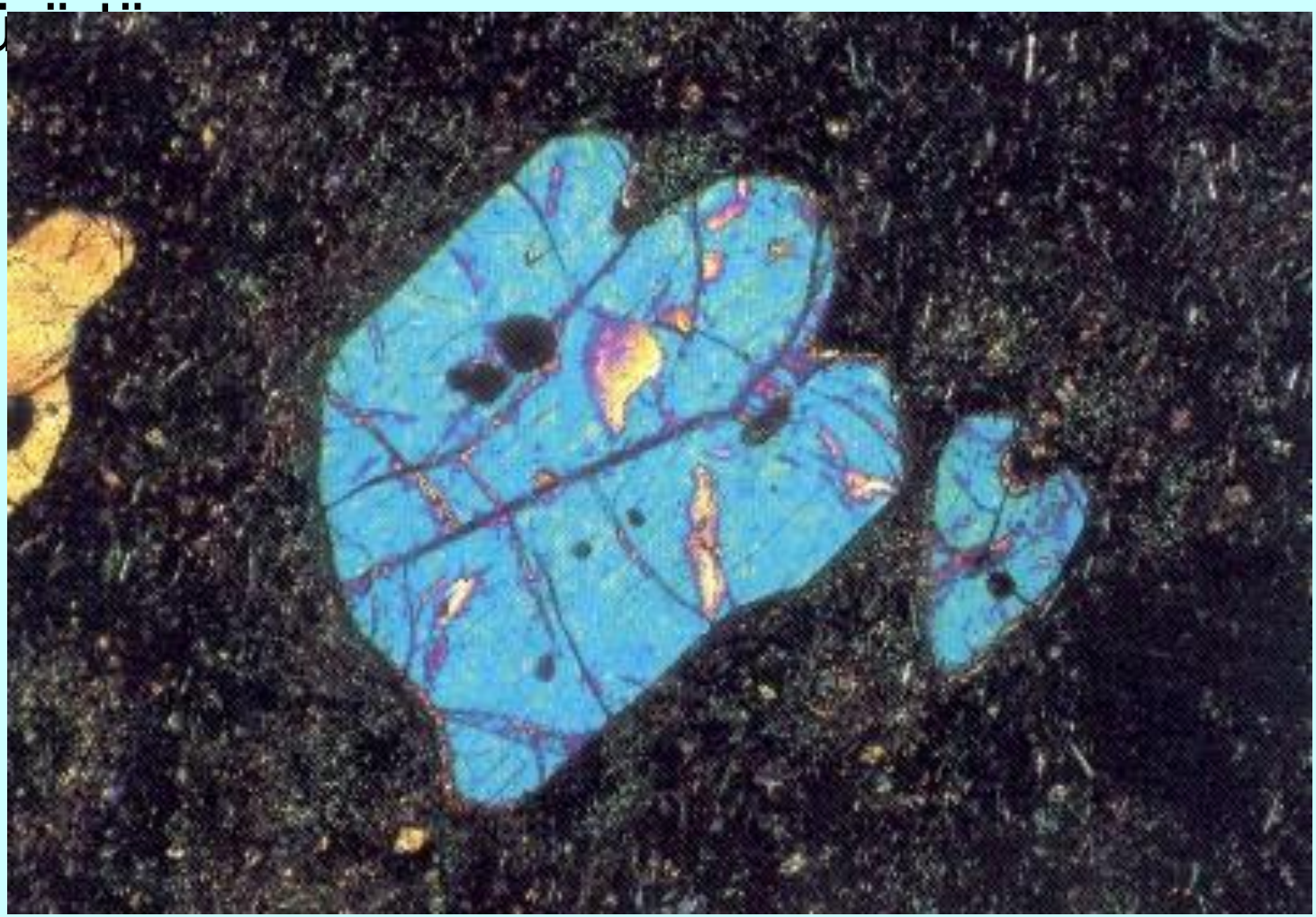
- Çok bol plajioklas mikroliti, değişik fenokristaller içeren; volkanik cam kapsamayan veya çok az kapsayan doku türüdür.

İntersertal doku

- Yaygın plajioklas mikroliti, fenokristaller ve bunların aralarında az miktarda volkanik cam’dan oluşan doku türüdür.

Hyalopilitik doku

- Az mikrolit, çok fazla cam içeren doku tü



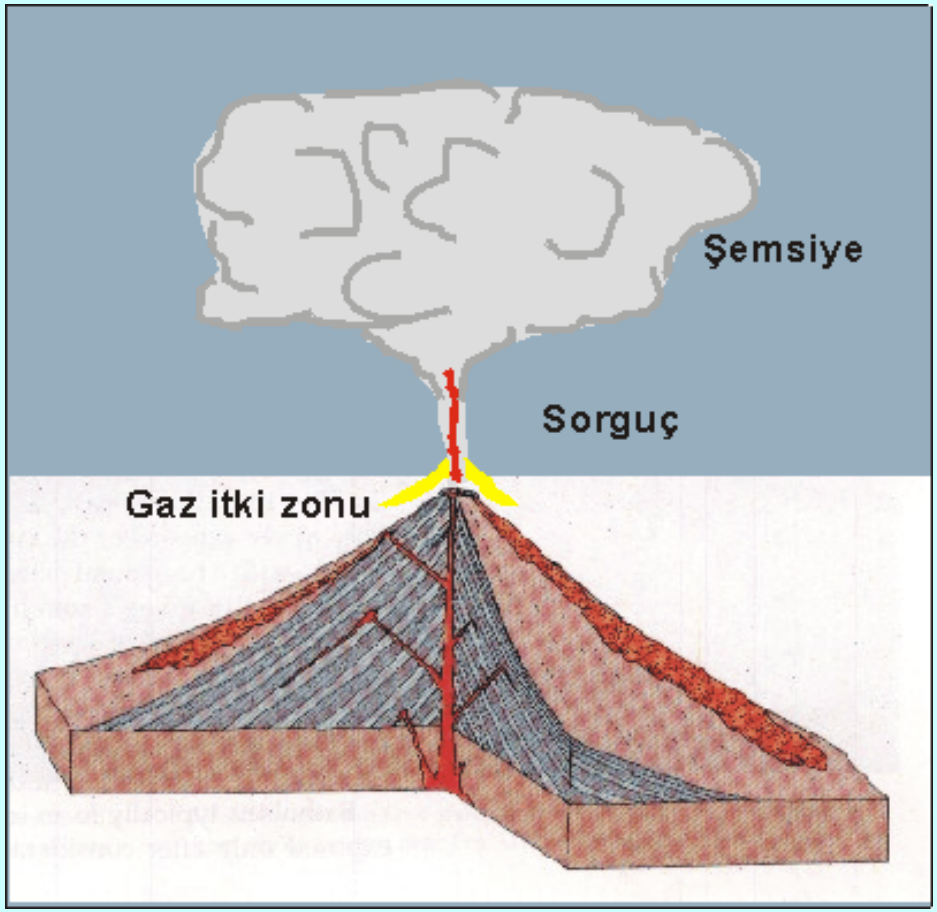
Piroklastik kayalar

Piroklastik kayalar genel anlamda volkanlardan atılan gerecin uygun yerlerde birikmesi ve bir bağlayıcı ile çimentolanmasından oluşur. Çoğunlukla patlamalı erüpsiyon ürünüdürler ve yaygın olarak akışkanlığı az olan asidik-ortaç magmalardan gelişirler. Piroklastik kayaların oluşumunda patlama-püskürme tipinin birinci derecede önemi vardır. Patlama şiddetini denetleyen ana faktörler şunlardır;

- Magmanın SiO_2 oranı
- Magmanın sıcaklığı
- Magmanın su içeriği
- Magma üzerine etkiyen basınç
- Magmada tanelenme (granulasyon), baloncuk oranı
- Magma içindeki asılı olan kristal miktarı

Eğer bir volkanın patlama şiddeti yüksekse, o volkandan havaya atılan gereç oldukça geniş alanlara yayılabilir. Tersine, çok dar alanlarda birikmiş olabilir.

Volkandan havaya atılan gereç yoğun, katı partiküllerce zengin sıcak bir bulut özelliğindedir. Katı gereç başlıca **volkanik kül**, **pumis**, **cam parçaları**, **blok-volkan bombaları, kristal** ve **diğer litik taneler**dir.



Volkandan havaya atılan katı gereçler boyutlarına göre şöyle sınıflandırılır;

Boyut	**İsim**
> 64mm →	Blok-bomba
64-2mm →	Lapilli
2mm< →	Kül

Püsküren magmanın kendinden türemiş parçalar; kristallenmiş,

yarı kristallenmiş ve tümüyle kristallenmemiş olabilir. Magmanın

kendinden türeyen parçalar (volkanik klast) blok, bomba, k

Klast Boyu	Piroklast	Piroklastik Çökel	
		Esas olarak pekleşmemiş: tefra	Esas olarak pekleşmiş: piroklastik kayaç
64mm	Blok, bomba	Aglomera, blok veya bomba tabakaları Veya blok veya bomba tefra	Aglomera, piroklastik breş
2 mm	Lapilli	Lapilli düzeyi,tabakası Veya lapilli tefra	Lapillitaşı
1/16 mm	Kaba kül tanesi	Kaba kül	Kaba (kül) tüf
	İnce kül tanesi (toz tanesi)	İnce kül (toz)	İnce (kül) tüf (toz tüf)

Piroklastik parçaların genel tanımları şöyledir;

Volkanik kül: boyutları yukarıda verilmiş olan her tür parçaçıklara verilen isimdir.

Cam: volkandan atılan sıvı haldeki magmanın aniden soğuyarak kristallenmeye fırsat bulamadan amorf bir şekilde katılaşması sonucu gelişen parçalardır.

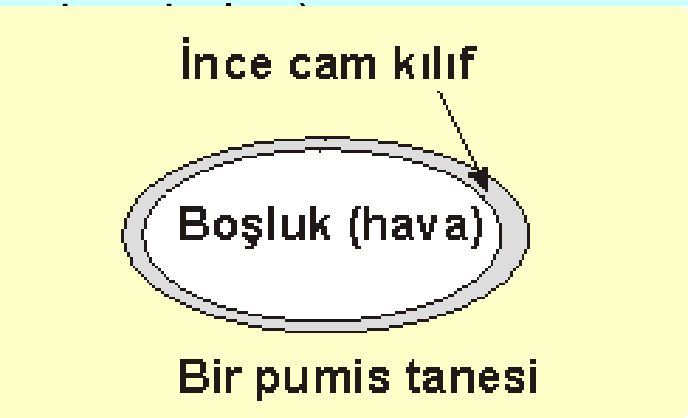
Kristal: magma bünyesinde, rüskürmeden önce kristallenmiş olan tanelerdir.

Pumis: farklı boylarda, köpüğe benzeyen, dışında ince bir cam zırh bulunan, içi boş parçalardır. Tıpkı sabun köpüğünü andırır. Yoğunlukları 1'den azdır bu nedenle su üstünde yüzerler.

Skorya (veya sinder): Genellikle bazik ve ortaç-bazik bileşimli magmalardan türeyen, fiziksel özellikleri pumise benzeyen, ancak ondan daha yoğun olan (yoğunlukları 1'den büyüktür, suda hemen dibe batarlar) parçalardır.

Blok: boyutları 64mm'den büyük olan, köşeli, yarı yuvarlak parçalardır.

Bomba: volkandan havaya atılmış gerecin yarı kristalli-yarı cam şeklinde katılaşmalarıyla gelişir. Havaya atıldıklarında sıvı-plastik halde oldukları ve hava ortamında hızla hareket ettikleri için disk vb şekilli olan ve burulma yapıla

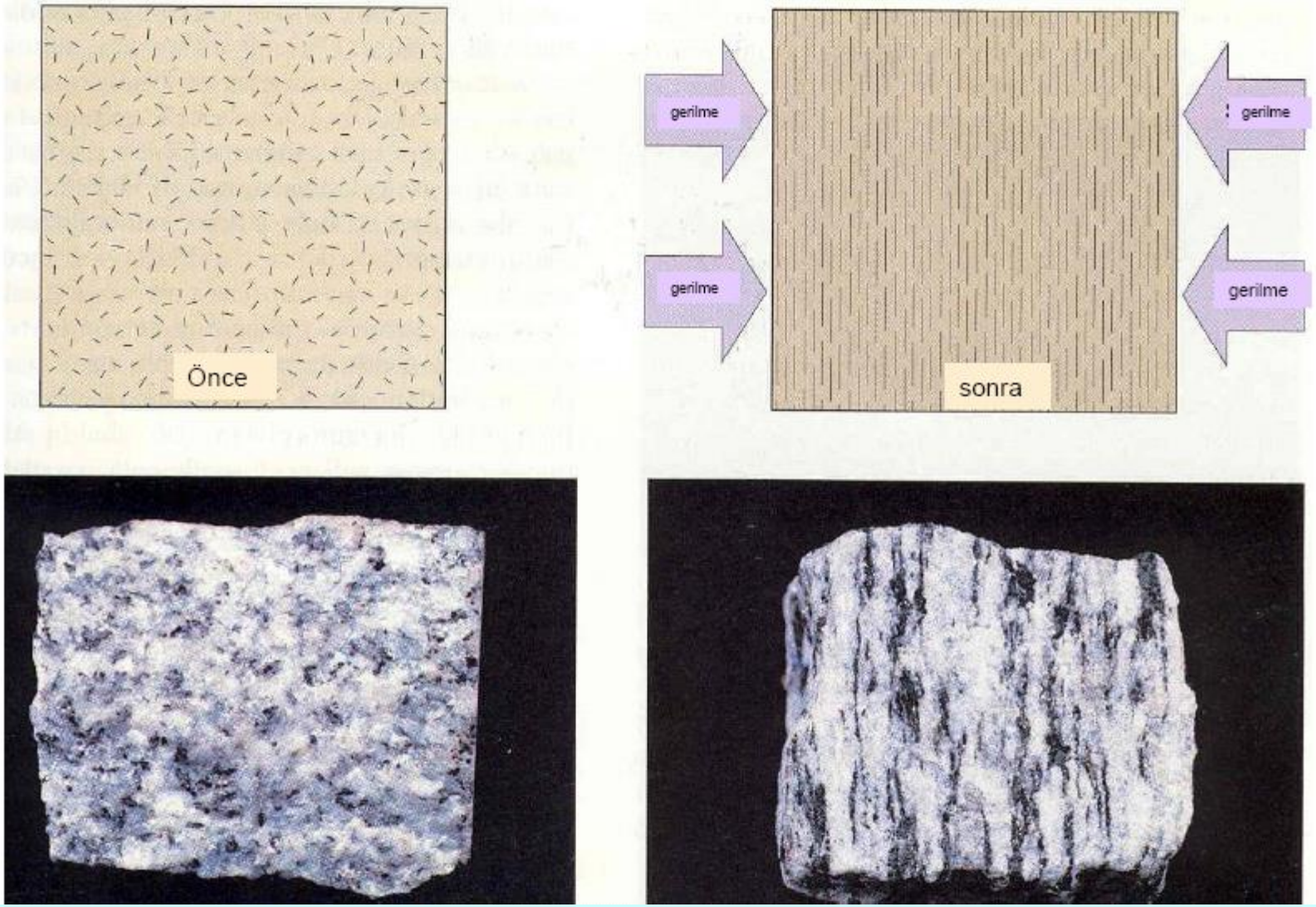


METAMORFİZMANIN TANIMI

Kelime anlamı başkalaşım olan, metamorfizma,
bozunma ile diyajenezin geliştiği bölgelerin dışında,
kayaçların oluşumları esnasında var olan koşullardan farklı kimyasal ve fiziksel koşullar nedeni ile katı durumlarını koruyarak mineralojik ve dokusal yönden değişikliğe uğramalarıdır.

Başka bir ifade ile *Metamorfizma*(=*başkalaşım*);
var olan kayalar üzerindeki fiziksel ve kimyasal etkilerle
değişmesi sonucu gelişen bir olaydır.

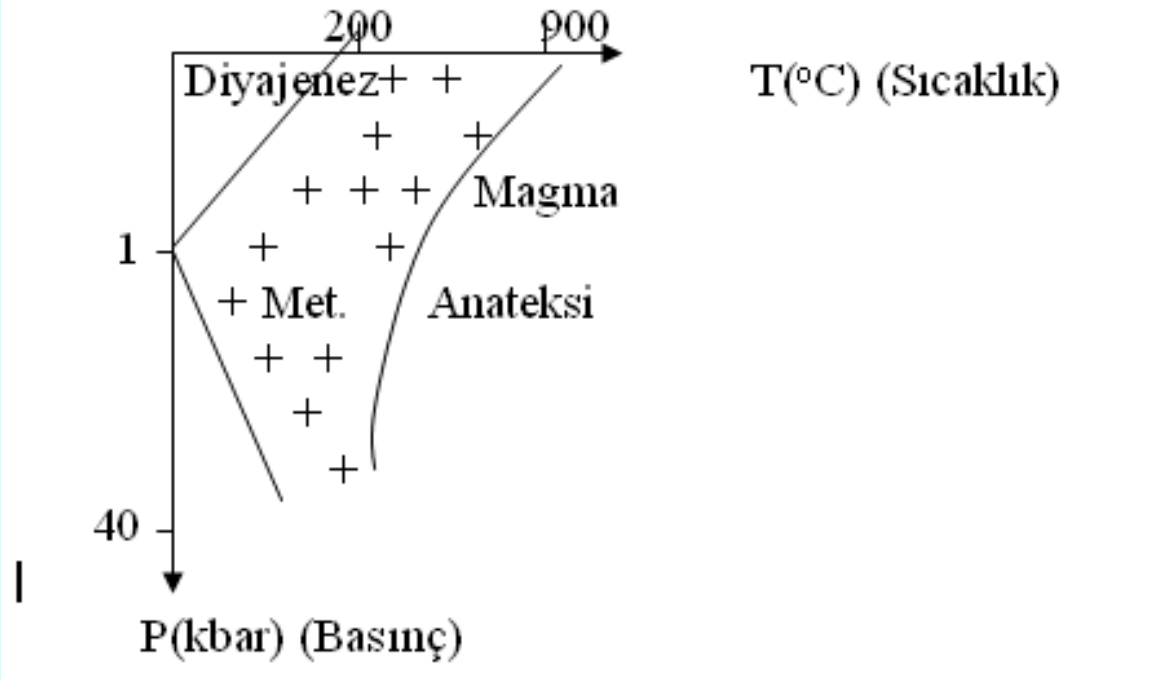
Kayanın dokusal özellikleri değişir. Örneğin, pilotaksitik dokulu bir bazalttan yapraklı bir şist meydana gelir. İnce taneli bir çökel kayasından, nispeten daha iri taneli metamorfik kayalar oluşabilir.

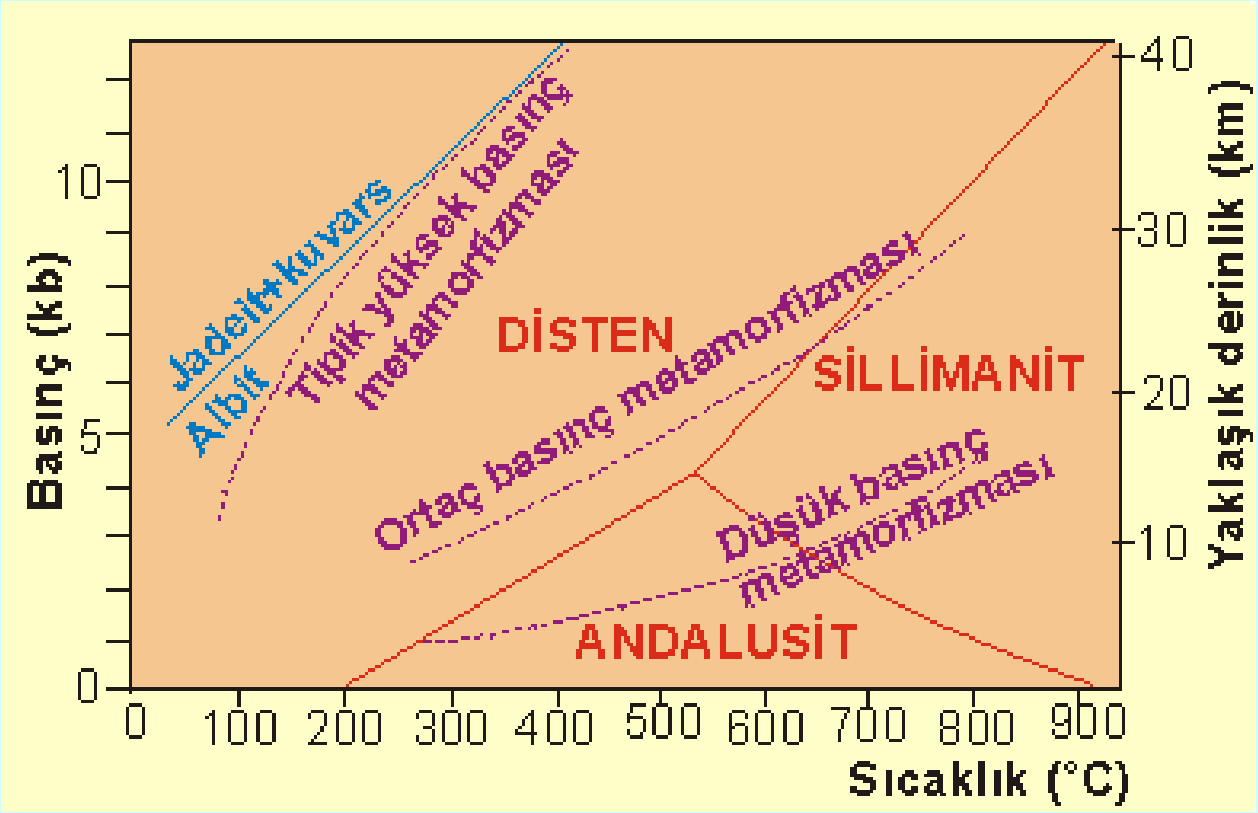


METAMORFİZMAYA YOL AÇAN FAKTÖRLER

1. **Sıcaklık**
2. **Basınç koşullarının değişmesi**
3. **Kimyasal bileşim**dir.

Metamorfizma'nın Düşük ve Yüksek Sıcaklık Limiti





Şekil 1. Metamorfizma serilerinin bir P/T diyagramında gösterilmesi

Disten (Al_2SiO_5) $\rightleftarrows$ Sillimanit (Al_2SiO_5)

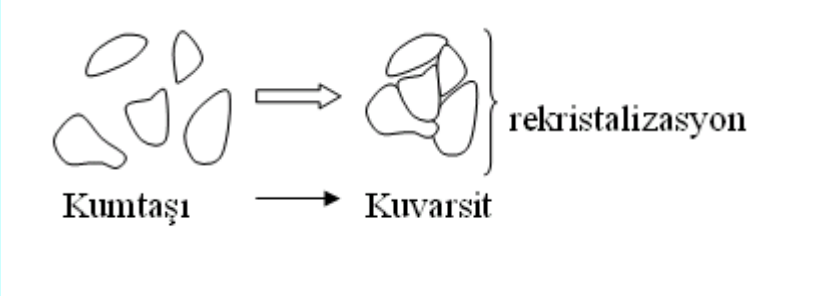
Andalusit (Al_2SiO_5) $\rightleftarrows$ Sillimanit.

3. METAMORFİZMA SÜREÇLERİ

Metamorfizma esnasında metamorfizma faktörlerine bağlı olarak değişik süreçler gelişir.
Bunlar yeniden kristalleşme (rekristalizasyon),
yeni minerallerin oluşumu (neomineralizasyon),
metamorfik farklılaşma (metamorfizma diferansiyasyon),
metasomatizma ve
anateksi süreçleridir.

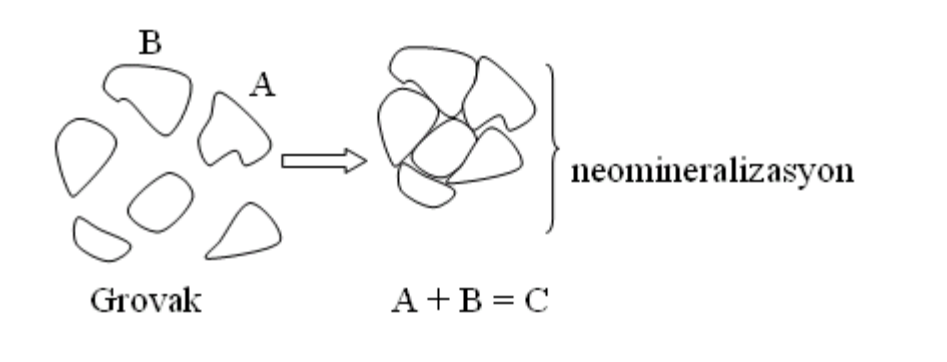
Yeniden Kristalleşme

Metamorfizmada bir kısım mineraller yeniden kristalleşmeye uğrarlar.
Bir mineralin erimeden , mevcut ortam koşulları altında duraylı olabilen yeni bir şekil /görünüm almasına "*yeniden kristalleşme*" (rekristalizasyon) denir.



Yeni Mineral Oluşumu

Metamorfizma öncesi kayaçta mevcut olmayan yeni minerallerin oluşumunu kapsayan sürece "yeni mineral oluşumu" (neomineralizasyon) denir. Yani yeni mineraller eskilerini tüketerek gelişir. Bu süreç mineraller arasında katı durumda cereyan eden kimyasal reaksiyonlar sonucu gelişir. Bu şekilde oluşan mineraller sadece metamorfik kayaçlarda gözlenir.



Bu mineraller glokofan, stavrolit,ve distenden oluşan minerallerdir.
Şeyl içinde düşük metamorfizma koşullarında serisit oluşur. Ama şiddeti artınca kuvarsla birlikte muskovit sillimaniti oluşturur. Neomineralizasyon sonucu oluşan mineraller, kayacın hangi aşamada metamorfizma geçirdiğini gösterir.

Metamorfik Farklılaşma

Metamorfizma kayaçlarda mevcut mineraller arasında fizikokimyasal bir denge kurulmasını amaçlar. Metamorfik kayaçların bir çoğunda bu denge durumuna genellikle yaklaşılmıştır. Denge durumunda kayaç tane büyüklüğü üzerindeki bir ölçekte homojenleşecektir. Ancak mineralojik ve/veya kimyasal bileşimdeki bu homojenleşme yerine kayaçların heterojen bir özellik kazandığı da gözlenir. Bu özellik metamorfik farklılaşmadan kaynaklanır. Metamorfik farklılaşma kayaçlarda farklı mineralojik ve/veya kimyasal bileşimdeki seviyelerin / bantların varlığı ile karakterize edilir.

Metasomatizma

Metamorfizma esnasında kayaçların kimyasal bileşimlerinde, H_2O, CO_2 ve diğer uçucu bileşenlerin dışında herhangibir değişiklik olmaksızın yeniden kristalleşme ve yeni mineral oluşum süreçleri gelişir. Örneğin şeyl metamorfizmaya uğradığı zaman içerdiği suyu ve diğer çözünebilir nitelikte veya uçucu olan bileşenlerini kaybeder.

Bazı metamorfik kayaçların bünyelerinde dolaşan çözeltilerden dolayı kimyasal bileşimde bir değişikliğin olduğu gözlenir. Çözeltilerden itibaren kayaçlara madde getirimi dolayısıyla ilksel kimyasal bileşimin değiştirilmesi ile ilgili süreçler genel olarak metasomatizma adı altında toplanır.

Anateksi

Metamorfizmanın ileri evrelerinde, sıcaklık ve basıncın çok yükselmesi ile kayaç bileşenlerinde erimeler başlayacaktır. Anateksi adı verilen erime metamorfizmanın üst sınırını teşkil eder.

Erimenin derecesi ve koşulları, sıcaklığa, kayaç türüne, yeryüzünden itibaren olan derinliğe/gömülme derinliğine, dolayısıyla artan sıcaklık ve basınç koşullarına, ortamda suyun mevcut olup olmamasına bağlı olarak değişir. Erime öncelikle düşük oluşum sıcaklığına sahip olan albit/oligoklaz, ortoklaz gibi minerallerde başlayacak ve nihayet tüm kayaç eriyecektir.

Metamorfizma tipleri

Metamorfizma tipleri jeolojik özellikleri ve oluştukları alanın büyüklüğü bakımından 2 gruba ayrılır (Miyashiro, 1973-1990, Bucher & Frey, 1994);

- **1- Yersel (lokal)**
  - Kontak metamorfizma
  - Kataklastik metamorfizma
  - Çarpma/şok (impact) metamorfizması
  - Hidrotermal metamorfizma
- **2- Bölgesel (rejyonal)**
  - Bölgesel orojenik metamorfizma (rejyonal dinamotermal metamorfizma)
  - Okyanus tabanı metamorfizması
  - Gömülme metamorfizması

Metamorfizma türlerinde kontakt, bölgesel dinamotermal ve gömülme metamorfizmalarında sıcaklık ve basıncın yükselmesine bağlı olarak metamorfik kayaçlarda şiddeti ve derecesi giderek artan yapısal, dokusal ve mineralojik değişiklikler görülür. Bu nedenle bu metamorfizmalara **Progressif (İlerleyen) metamorfizma** adı verilir. Bu metamorfizma tanımına uygun olarak metamorfik kayaçların daha alçak sıcaklık ve basınç koşulları altında uğradıkları değişiklikleri de **Retrogressif (Gerileyen) metamorfizma** şeklinde tanımlanır. Bir bölgede etkili olmuş birden fazla metamorfizma mevcut ise buna **polimetamorfizma** adı verilir.

1- Yersel (lokal)

- **Kontak metamorfizma (contact, thermal metamorphism)**: Bir plütonik kütlenin, içine sokulduğu kayalara yüksek ısı transfer etmesi sonucu, sınırlı alanlarda gelişen metamorfizma türüdür.
  - Asıl etken sıcaklıktır. Sıcaklık 150-750°C arasındadır. Jeotermal gradyan km'de 100°C (veya biraz daha yüksektir).
  - Yönlü basınçlar yoktur, bunun yerine plütonun zorlama gücü sonucunda birkaç 100 bar / 2-3 Kb gibi basınçlar altında gelişir.
  - Plütonun dış kenarı boyunca dar bir zonda (birkaç m-2.5km) görülür. Bu zona "kontak metamorfik zon" (contact aureole) adı verilir.
  - Bazı özel durumlar haricinde statik bir olaydır, yapraklanma geliştirmez.
  - Hornfels, mermer, kalksilikat fels, skarn gibi kayalar geliştirir.

Kontakt metamorfizmanın özel bir şekli olarak da kabul edilen ***Pirometamorfizma***, kayaçlarda özellikle çok yüksek sıcaklıklarda gelişen mineralojik, yapısal, dokusal değişiklikleri kapsayan bir metamorfizma türüdür. Volkanik kayaçlar, özellikle bazaltlar içindeki ksenolitler veya bazı sokulumların çevre kayaçlara yakın kısımlarında mevcut ksenolitler üzerinde meydana gelen değişiklikleri ifade eder. Ksenolitlerde yüksek sıcaklık nedeni ile kısmi erimenin varlığı da gözlenebilir. Böylece pirometamorfizma kontakt metamorfizma ile magmatik süreçler arasında yer alır.

Karbonat kayalarının kontak metamorfizması. Karbonat kayaları başlıca kalsit, dolomit ve değişik oranlarda silis içeren minerallerden oluşurlar. Egemen mineralleri ise kalsit ve dolomittir. Bunlar kontak metamorfizmaya uğradıklarında kabaca mermer ve/veya kalksilikat fels adını alırlar.

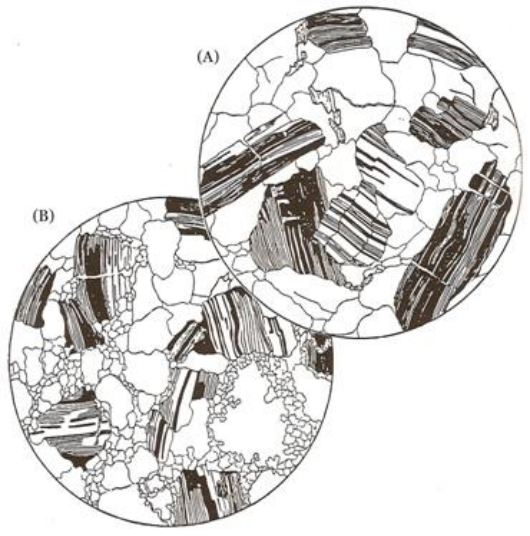
Kataklastik metamorfizma (cataclastic metamorphism):
Fay ve şaryajlar boyunca dar alanlarda, yalnızca mekanik kuvvetlerin etkisinde gelişen kırılma, ezilme, ufalanma olaylarıdır.

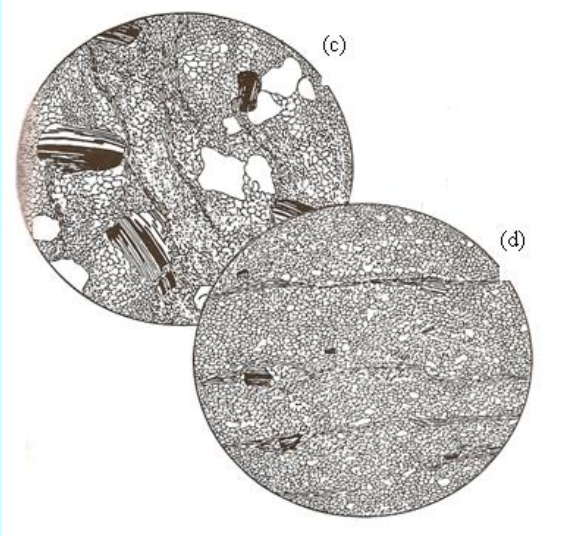
Ana etken sürtünme kuvvetidir.

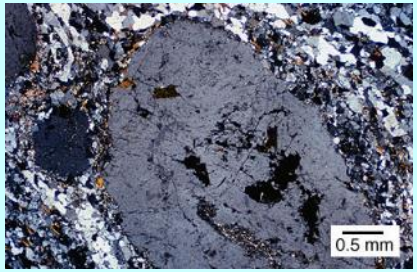
Bunun sonucunda fay veya şaryaj zonundaki kayalar mekanik olarak kırılır, ufalanır ve ezilir. Yapraklanma göstermezler.

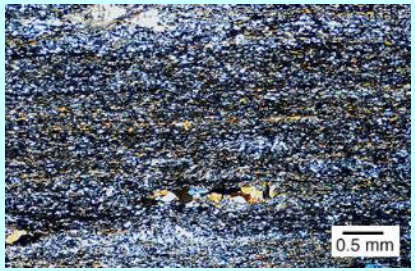
Başlıca fay breşi, fay kili gibi kayalar geliştirir.

1. Kataklastik, 2. Mörter, 3. Porfiroklastik, 4. Milonit 5.Ultramilonit









- **Çarpma veya şok metamorfizması (impact metamorphism):** Göktaşı-metaorların çok büyük hızlarla yeryüzeyine çarpması sonucu gelişen yersel bir metamorfizma türüdür.
  - Yeryüzüne çarpan kütlenin büyüklüğü ile orantılı olarak birkaç m-30km gibi çaplara sahip krater benzeri alanlarda gözlenir.
  - Çarpan kütlenin ağırlığı 500-2000 ton, bunların hızları ise 5-20 km/salise mertebesine ulaşabilir. Çarpma sırasında yeryüzüne uyguladıkları yersel basınç ise 100 kb gibi çok yüksek bir değere ulaşabilir. Atmosfere girdiklerinde, sürtünme sonucu ısınırlar, çarpma sırasında gerek bu ısı, gerekse çarpma ile oluşan ısı, o alandaki kayalara transfer edilir.
  - Çarpma, birkaç mikrosaniye gibi çok küçük bir zaman dilimi içinde gerçekleşir.
  - Cismin çarptığı kayalarda kuvars varsa, bunlar kuvarsın yüksek basınç polimorfları olan **koesit ve stişovit'e** dönüşür. Ergime ve yeniden katılaşma ile silis camı, feldispat camı gibi amorf kayalar gelişebilir. Hatta, bileşim olarak uygun kayalarda çok küçük elmas kristalleri ortaya çıkabilir.

- **Hidrotermal metamorfizma (hydrothermal metamorphism):** Magma kristallenmesinin son evrelerinde, magmadan geriye kalan sıcak akışkanların ve aktif volkanik alanlarda (jeotermal alanlar) sıcak suların etkisiyle meydana gelen yersel metamorfizma olaylarıdır.
  - Ana etken sıcak akışkanlardır. Bunların etkisiyle kayalarda mineralojik, kimyasal değişimler, dönüşümler oluşur.
  - Basınç ekisi yoktur.
  - Greyzenleşme (granitin kendisini metamorfizmaya uğratması, otometamorfizma), rodenjitleşme vb olayları kapsar.

2- Bölgesel (rejyonal)

- **Bölgesel-orojenik metamorfizma (regional-orogenic, dinamothermal metamorphism),** orojenik kuşaklarda, orojenez sırasında gelişen deformasyon ve buna eşlik eden rekristalizasyon (yeniden kristallenme) ile meydana gelen metamorfizma türüdür.
  - Oldukça geniş alanlara yayılır, orojenik kuşaklarda görülür. Birkaç 100-birkaç 1000km uzanımlı kuşaklar halindedir.
  - Birkaç milyon yıl-birkaç 10 milyon yıl gibi sürelerde gelişir.
  - Bölgesel-orojenik metamorfizmada oluşan kayalar iyi yapraklanmalıdır. Bazan çok fazlı deformasyonlardan etkilenmiş olabilirler. Sıcaklık 150-1100°C arasındadır. Jeotermal gradyan, düşey yönde, 5-60°C/km değerleri arasındadır. Basınç koşulları ise 2-30kb arasında değişir.
  - Kıtasal çarpışma, kısalma-kalınlaşma, dalma-batma (subduction) gibi rejyonal olaylarla ilgili olaral gelişir.
  - Geliştirdiği kayalar: **sleyt, fillit (fillat), şist, gnays, migmatit, yeşilşist, mavişist, eklojit, granulit'tir.**

. Okyanus tabanı metamorfizması (ocean-floor metamorphism), Okyanus kabuğunda, okyanus ortası sırt dolaylarında gelişen metamorfizma tipidir. Yükselen astenosferin ve çıkan sıcak gerecin ısıttığı okyanus suyu ile okyanus kabuğunun (ofiyolit) etkileşimi sonucunda oluşur.

- Okyanus tabanı metamorfik kayaları bazik-ultrabazik bileşimlidir.
- Genellikle metabazalt, metagabro, serpantinit, metaspilit gibi kayalar oluşturur.
- Bu metamorfizma sonucu gelişen kayalar genellikle masiftir, yapraklanma gelişmez. Kayalarda mineralojik değişim egemendir. Dokusal değişim gözlenmez.
- 150-500°C (veya biraz daha yüksek) arasındaki ısılarda gelişir.
- Düşey ve yanal yönde jeotermal gradyan km'de 50-500°C arasında değişir.
- Gömülme ve hidrotermal metamorfizmalar ile benzer yanları vardır.

- **Gömülme metamorfizması (burial metamorphism):** Derin denizel çökel kayaları ve bunlarla ardalanmalı olan volkaniklerin, üstlerindeki kaya yükü nedeniyle derine gömülmeleri sonucu gelişen metamorfizmadır.
  - Düşük sıcaklıklarda gelişir (kabaca 150-350°C).
  - Başlangıçtaki kayaların ilksel dokuları genellikle korunur.
  - Mineralojik dönüşümler yer yer tamamlanmamıştır. Metamorfizma ile gelişen yeni mineraller ile eski mineraller arasındaki dönüşümün her aşaması kolaylıkla izlenebilir. Yaygınca kalık mineral ve doku örnekleri içerir.
  - El örneklerinde bunların metamorfik kaya olduklarını anlamak zordur. Ancak mikroskopik araştırmalarla kayanın metamorfik olduğu anlaşılabilir.

- **Metamorfizma derecesi ve Metamorfik zon**

KAVRAMLARI

Metamorfizma derecesi (Metamorphic grade)

Metamorfizma derecesi, bir kayanın ne kadar, hangi koşullarda metamorfizmaya uğradığını belirten genel bir terimdir. Metamorfizma oluşturan etkenler basınç (P) ve sıcaklık (T) olduğuna göre, bir kayanın etkilendiği P ve T koşulları "Metamorfizma Derecesi" olarak tanımlanır (Tilley, 1924). Bölgesel metamorfizma alanlarının bir çoğunda benzer kimyasal bileşime sahip kayaların, farklı metamorfizma koşullarını temsil eden farklı mineral topluluklarına sahip olduğu görülür. Bu özellikten yararlanarak metamorfik alan içersinden birbirinden farklı metamorfik koşullarını temsil eden metamorfik zonlar ayırt edilmiştir. Bu açıklamaya göre metamorfik zon; metamorfik alanın aynı P-T koşullarında metamorfizmaya uğramış haritalanabilir bir bölümüdür. Böylece metamorfik alanda bir çok metamorfik zon ayırt etmek mümkündür. **Metamorfik zon tipik bir mineralin ilk ortaya çıkışı ile ayırt edilebilir**. Artan metamorfizma derecesi nedeniyle harita üzerinde **bir indeks mineralin** ilk ortaya çıktığı alanı sınırlayan çizgiye **izograd** denir. İzogradlar metamorfizma derecesinin artmasına bağlı olarak gelişen mineralojik değişimlerin ilk görüldüğü yerlerin haritaya işlenmesiyle gözlenir. Böylece metamorfik alan içinde izogradlarla birbirinden ayrılmış bir çok metamorfik zon ayırt edilebilir. İzogradları izleyen metamorfik

İzograd

İzograd, Tilley (1924) tarafından ortaya atılmış bir terimdir. Tilley bu terimi önce, Barrow'un indeks minerallerin zon sınırları şeklinde tanımlamıştır [aynı bileşime sahip kayalarda, indeks minerallerin ilk gözlendiği noktaları birleştiren çizgi şeklinde]. Daha sonra bu tanımı, bir metamorfik sahada, sıcaklık (C) ve basınç (T) değerlerinin aynı olduğu noktaların birleştirilmesiyle elde edilen eğrilere "izograd" adı verilir şeklinde değiştirmiştir. Bu tanım, yalnızca kayaların etkisinde kaldıkları P ve T koşullarını baz almaktadır. Ancak, metamorfizma ile mineral gelişiminde P ve T'nin yanısıra akışkan bileşimi ve basıncı da çok önemli rol oynar. Akışkanların bileşim ve basıncı, bir reaksiyonun (dolayısıyla yeni mineral gelişiminin) daha düşük veya yüksek sıcaklıklarda oluşmasını sağlayabilmektedir. Bu etkileri de hesaba katmak amacıyla, güncel çalışmalarda (Winkler, 1979; Thompson, 1978; Bucher&Frey, 1994 vd…) izograd yerine **"reaksiyon izogradı"** kavramı kullanılmaktadır.

Reaksiyon izogradı, metamorfik bir sahada, mineralojik değişimlere yolaçan bazı özel reaksiyonların meydana geldiği noktaları birleştiren bir çizgi/eğridir. Örneğin; kalksilikat kayalarının kontak metamorfizmasında, vollastonit oluşturan kalsit ($CaCO_3$) + kuvars (SiO_2) vollastonit ($CaSiO_3$) + CO_2 reaksiyonu (aynı P altında) akışkanlardaki farklı CO_2 içeriğinde, farklı sıcaklıklarda gelişmektedir.

İndeks mineral ve mineral zonları

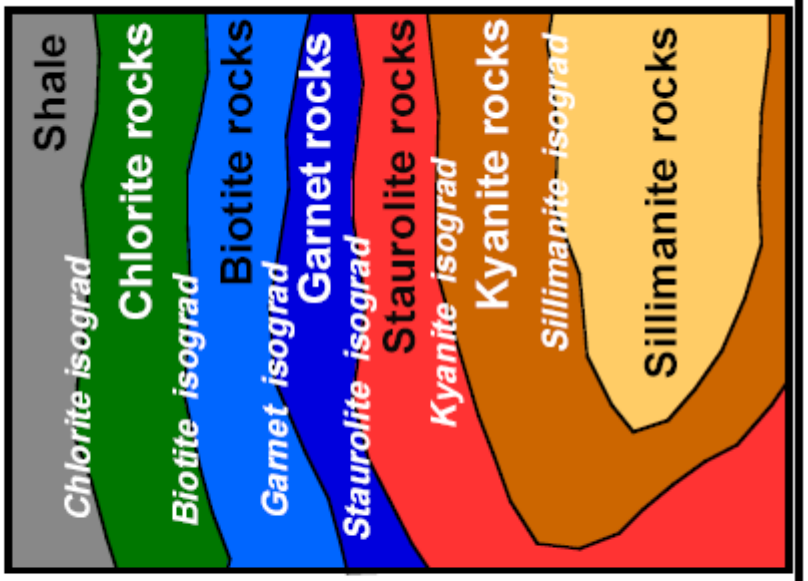
İndeks mineral ve mineral zonu kavramları Barrow (1893, 1912)'un İskoçya Highlands'daki pelitik kayalarda gözlenen mineral zonlarını ayrı ayrı haritalamasına dayanır. Barrow çalışmasında, minerallerde sistematik bir değişimin olduğunu farketmiş ve bu minerallere "**indeks mineraller**" adını vermiştir. Metapelitik kayalarda artan metamorfizma ile gelişen indeks mineraller şöyle bir gidiş sergilemektedir:

klorit → biyotit → almandin (granat) → stavrolit → disten → sillimanit

Bu listedeki minerallerin her biri indeks minerallerdir. Bazı indeks mineraller bir üstteki mineral zonunda da varlığını koruyabilirken, diğer bazıları (örneğin, stavrolit, disten, sillimanit) yalnızca kendi bulundukları zonlar içinde duraylıdır. Bir indeks mineralin ilk gözlendiği kesim ile bunu izleyen diğer bir indeks mineralin geliştiği alan arasında kalan zon bir **"mineral zonu"** olarak adlandırılır. Örneğin klorit zonu, biyotit zonu gibi… Mineral zonlarında, doğal olarak, indeks mineraller dışında indeks nitelikte olmayan diğer mineraller de bulunur. İki komşu mineral zonunu ayıran çizgi "mineral zon sınırı" olarak adlandırılır. Yukarıdaki progressif mineral değişimleri, indeks mineraller mineral zonları Barrow tarafından belirlendiği için buna **"Barroviyen zonları"** adı verilmiştir. Barroviyen zonları orta basınç (medium pressure) tipi metapelitler için karakteristiktir.

Regional Metamorphism

Can map out the occurrence of the highest-grade index mineral. Lines are called isograds (lines of equal metamorphic grade).



Increasing metamorphic grade →

(modified from Press and Siever, 1994)

BARROVİYEN ZONLARI

İlerleyen metamorfizma sırasında kayaların mineral topluluğundaki değişimler, indeks mineraller, mineral zonları Barrow tarafından belirlendiği için buna "**Barroviyen zonları**" adı verilmiştir. Barroviyen zonları orta basınç tipi metapelitler için karakteristiktir. Bunlar ;

1) ***Klorit zonu***: Tipik kayaları sleytden oluşur. Kaya çok ince tanelidir. Klorit, fengit tipik mineralleridir. Değişik oranlarda da kuvars, albit ve aksesuar pirit vardır.

2) ***Biyotit Zonu***: Artan P-T şartlarında pelitlerde (Al'ca zengin Ca'ca fakir) fengit ve kloritin tepkimeye girmesiyle biyotit oluşur. Zonun tipik topluluğu biyotit, kuvars, muskovit, klorit, albit, kalsittir.

3) ***Granat Zonu***: Bu zonda ortaya çıkan mineral almandince zengin granatdır. Bu zondaki kayalar genellikle şist dokusu kazanmış olduklarından mineraller kolaylıkla tanınır. Tipik mineralleri; granat, biyotit, klorit, muskovit, kuvars, albit ve opak olarak ilmenit, manyetit, aksesuar olarak apatit, turmalin, zirkon bulunur.

BARROVİYEN ZONLARI VE KARAKTERİSTİK MİNERAL TOPLULUKLARI

ZON	MİNERAL TOPLULUĞU	
Klorit	Pelitik	Klorit + kuvars + muskovit(serizit)
	Metabazik	Klorit + epidot + kuvars + muskovit(serizit)
Biyotit	Pelitik	Biyotit + klorit + kuvars + albit + muskovit
	Metabazik	Biyotit + aktinolit + klorit + epidot + kuvars + muskovit + kalsit
Granat	Pelitik	Granat + biyotit + albit + klorit + kuvars + muskovit + epidot
	Metabazik	Mavi-yeşil amfibol + plajioklas + klorit + kalsit
Stavrolit	Pelitik	Stavrolit + granat + biyotit + plajioklas + + kuvars + muskovit + klorit (az oranda)
	Metabazik	Hornblend + plajioklas + epidot
Disten	Pelitik	Disten + stavrolit + granat + biyotit + plajioklas + + kuvars + muskovit
	Metabazik	Hornblend + plajioklas + epidot
Sillimanit	Pelitik	Sillimanit + stavrolit + granat + biyotit + plajioklas + + kuvars + muskovit + disten kalıntıları
	Metabazik	Kahverengi-yeşil hornblend + plajioklas (epidot yok)

4) ***Stavrolit Zonu***: Gerçek pelitik mikaşistlerden diğer mika şistleri ayırt etmek mümkündür. Çünkü; stavrolit gerçek pelitlerde bol oranda ve iri taneler halinde gelişir. Buna karşılık diğer pelitlerde az oranda ve küçük taneler halinde bulunmaktadır. Bu özellik nedeniyle stavrolitlerin büyümesine uygun olanlar *gerçek pelit*, diğerleri *semipelit* olarak tanınır. Tipik mineral topluluğu stavrolit, granat, biyotit, muskovit, kuvars ve plajiyoklazdır. Opak mineral olarak ilmenit, manyetit; aksesuar olarak apatit, turmalin, zirkon bulunur.

5) ***Disten Zonu***: Bu zonun mineral topluluğu stavrolit zonunun topluluğuna disten eklenmesi şeklinde görülür. Tipik mineral topluluğu disten, stavrolit, granat, biyotit, muskovit, kuvars, plajiyoklazdır.

6) ***Sillimanit Zonu***: Sillimanit genellikle çok ince taneciklerin oluşturduğu örgüler halindedir. Bunlara *fibrolit* denir. Disten zonundan sillimanit zonuna geçişi temsil eden tepkime polimorfik (şekil farklı, bileşim aynı) bir geçişi temsil eder.

Disten ($AlSiO5$) → Sillimanit ($AlSiO5$)

Tipik mineral topluluğu; sillimanit, disten, granat, biyotit, muskovit, kuvars, plajiyoklazdır.

Metamorfik fasiyes kavramı

Metamorfizmada fasiyes kavramı Eskola (1915) tarafından ortaya atılmış, birçok değişikliklere uğramasına karşın günümüzde genel anlamda halen kullanılmakta olan bir kavramdır. Metamorfik fasiyes, aynı fiziksel koşullar altında (P/T), aynı kimyasal özelliklere sahip kayalardan türeyen benzer mineralojiye sahip kaya toplulukları olarak tanımlanır. Bu tanıma göre bir metamorfik fasiyes;

a) farklı kökenden kayaları içerir,

b) belli bir P/T koşulunu yansıtır,

c) aynı kimyasal bileşime sahip köken kayalardan gelişen, aynı mineral parajenezine sahip metamorfik kayaları kapsar [**Parajenez:** aynı P/T koşullarında oluşmuş, birbirleriyle yapısal, dokusal ve kimyasal denge halinde olan mineraller topluluğudur].

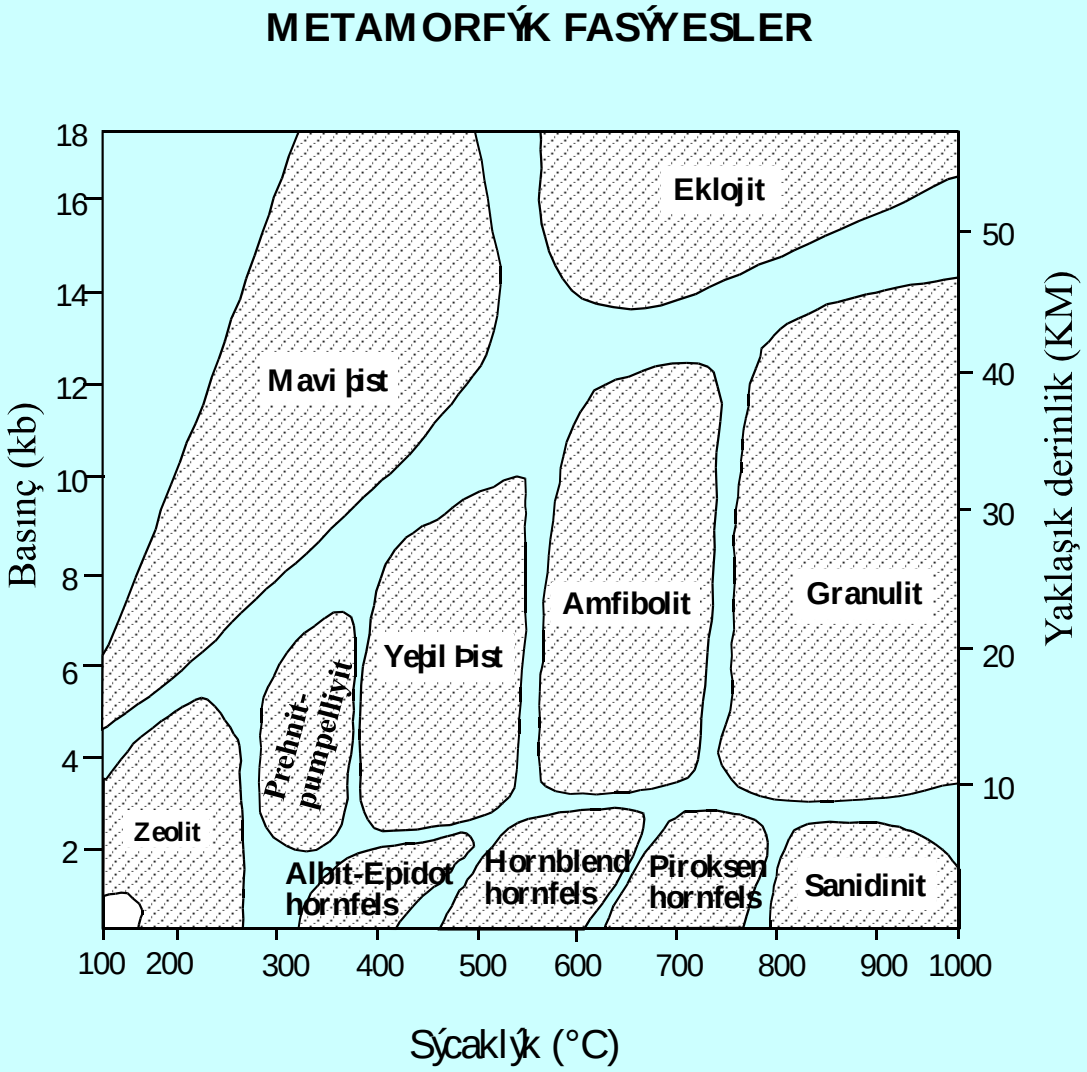
Bir silttaşı, bazalt ve marn topluluğu 300-450°C sıcaklık ve 3-5kb basınç koşullarında metamorfizmaya uğrarsa, fillat (kuvars+albit+klorit+muskovit), metabazit (albit+klorit+epidot+aktinolit) ve metakarbonat (kalsit+epidot+klorit+kuvars) topluluğuna dönüşür. Bunların metamorfizma derecelerini belirtmek için, “yeşilşist fasiyesi”nde metamorfizmaya uğramışlardır denilir.

Farklı kökenlerden gelen bu kayaların tümü aynı fasiyese aittir ve fiziko kimyasal koşullar aynı olmak kaydıyla, bu P/T koşulları altında hep aynı mineralojik bileşimi verirler.

Başlıca metamorfizma fasiyesleri şunlardır;

* zeolit
* prehnit-pumpelleit
* yeşilşist
* amfibolit
* granulit
* mavişist
* eklojit
* albit-epidot hornfels
* hornblend hornfels
* piroksen hornfels
* sanidinit

Güncel literatürde, zeolit ve prehnit-pumpellit fasiyesleri subgreenschist fasiyesi adı altında toplanmaktadır (Örn., Bucher&Frey, 1994). Ayrıca, yeşilşist ile amfibolit fasiyesleri arasında geçişi temsil eden epidot-amfibolit fasiyesi de tanımlanmıştır (Eskola, 1959).



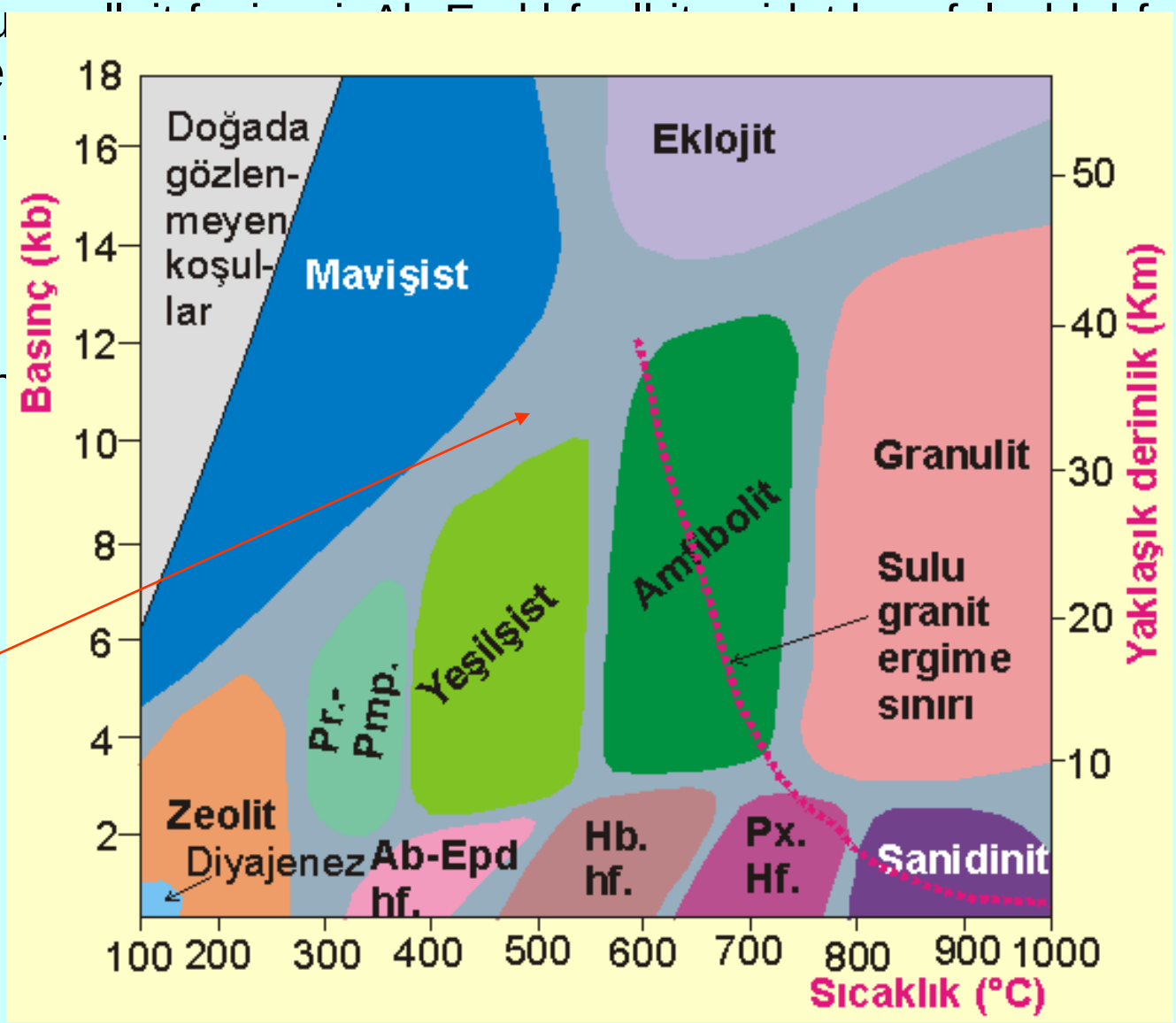
Şekil 6. Metamorfizma fasiyeslerinin bir basınç (P) sıcaklık (T) diyagramında gösterilişi.

Metamorfizma fasiyeslerinin bir basınç (P) sıcaklık (T) diyagramında gösterilişi.

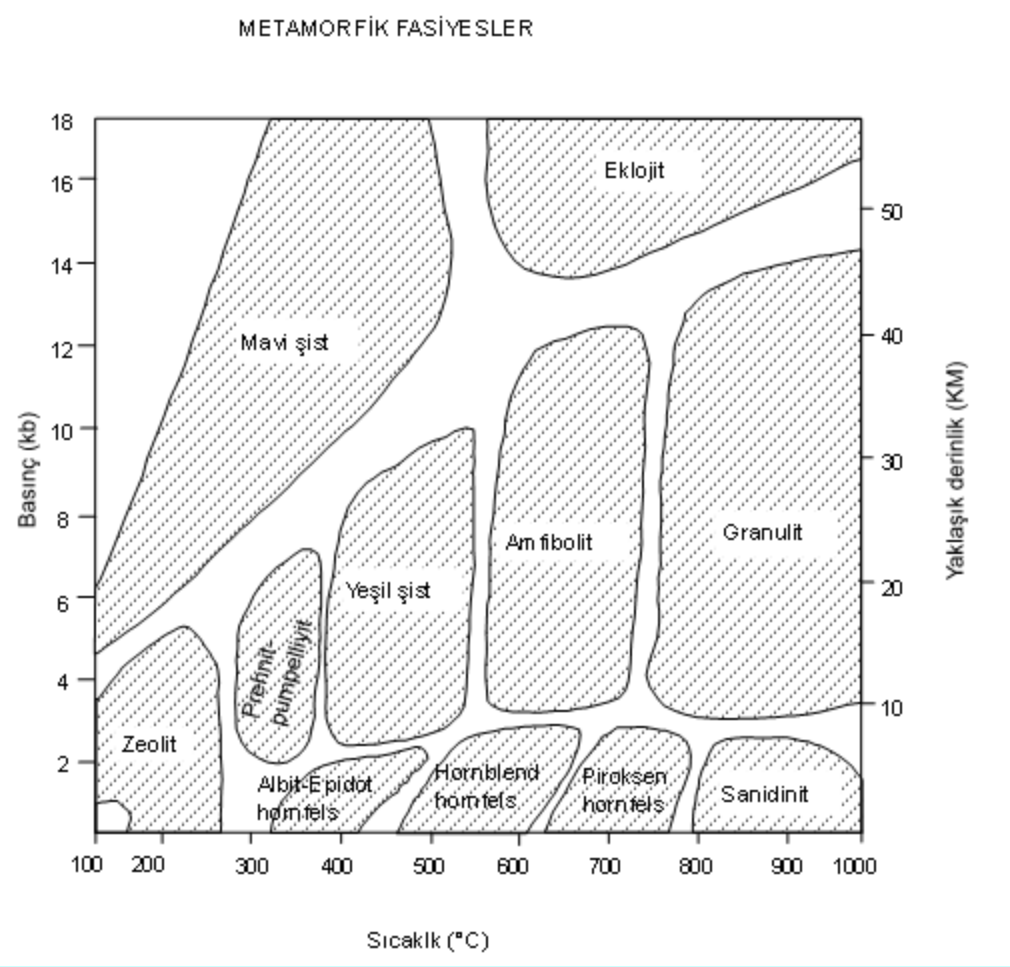
(Pr.-Pmp: prehnit-pu
hornblend hornfe
fasiyesi, Px hf: pi-
roksen hornfels
fasiyesi).

Şekilden görüldüğü gibi, her bir fasiyesin kendine özel P/T koşulları vardır.

Fasiyesler arasın-daki geçiş zonları



(Yardley, 1989'dan)


METAMORFİK FASİYESLER
Eklojit
Mavi şist
Yeşil şist
Amfibolit
Granulit
Prehnit-pumpellityit
Zeolit
Albit-Epidot hornfels
Hornblend hornfels
Piroksen hornfels
Sanidinit
Basınç (kb)
Yaklaşık derinlik (KM)
Sıcaklık (°C)
18
16
14
12
10
8
6
4
2
50
40
30
20
10
100
200
300
400
500
600
700
800
900
1000

METAMORFİK KAYA TÜRLERİ

Bir kayacın adlanmasında
A- kimyasal bileşim,
B- Mineralojik bileşim,
C- Doku ve yapıları ile

Metamorfik kayalar şu kriterlere göre sınıflandırılır;

a) **Metamorfizmaya uğrayan birincil kayanın bileşimine göre**,
b) **Kayanın dokusuna göre** (özellikle tane boyu ve metamorfik fabrik'e göre),
c) **Mineral toplulukları ve bunların modal oranlarına göre**,

a)Metamorfizmaya uğrayan birincil kayanın (köken kaya) bileşimine göre metamorfik kayalar;

Bir metamorfik kayacın kökeni magmatik veya sedimanter olabilir. Metamorfik kayaçların adlarının önüne eklenen heceler metamorfik kayaçların hangi kayaçlardan türediğini belirtir.

Meta – ön takısı, gösterdikleri yapı ve dokuları ile hangi kayaçtan türedikleri anlaşılabilen metamorfize olmuş magmatik ve sedimanter kayaçlar için kullanılır.

–**Metapelitler,**
–**Metabazitler,**
–**Metakarbonatlar** şeklinde sınıflandırılır.

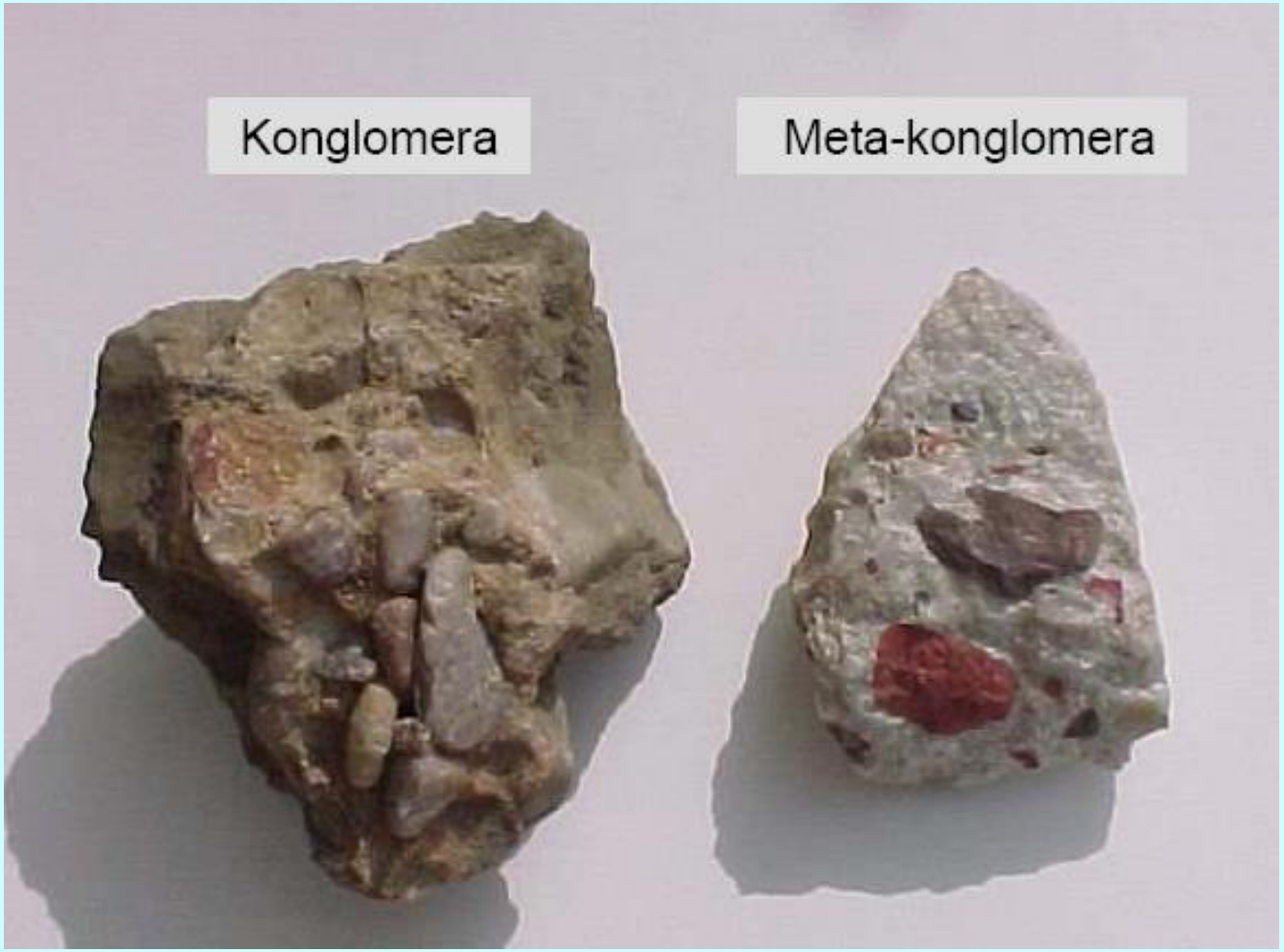
•**Metapelit**, kırıntılı kökenli çökel kayalardan gelişen metamorfik kayalar için kullanılan genel ismidir. (Metapelit adı, sahada kökeni farkedilemiyorsa, felsik volkanik kayalar ve piroklastik kayalar için de kullanılır)

•**Metapelitler**, birincil kayanın tane boyuna göre şu alt gruplara ayrılır:

Birincil kaya	**Metamorfik kaya**
Kiltaşı (PELİT)	MetaPELİT
Kumtaşı (PSAMMİT)	MetaPSAMMİT
Çakıltaşı (PSEFİT)	MetaPSEFİT

•**Metabazit**, metamorfizmaya uğramış olan "**bazik magma kökenli**" (örneğin, gabro-bazalt) kayalar için kullanılan bir saha ismidir.

•**Metakarbonat**; kireçtaşı, marn gibi tümüyle veya büyük bir oranda karbonattan oluşan kayaların metamorfik eşdeğerleri için kullanılan genel bir adlamadır.


Konglomera
Meta-konglomera

Orto – ön takısı, magmatik kayaçlardan türeyen metamorfik kayaçları tanımlamak için kullanılır. Örn., **ortognays**: magmatik kayadan gelişmiş gnays.

Para- ön takısı, sedimanter kayaçlardan türeyen metamorfik kayaçları tanımlamak için kullanılır. **Paragnays**: Sedimanter kayadan türemiş gnays.

b)Dokularına (özellikle tane boyu ve fabrik'e) göre metamorfik kayalar:

		Tane Boyu	
	İnce	**Orta**	**İri**
Kötü foliasyonlu	Hornfels	Granofels Mermer Kuvarsit Amfibolit	Granofels Mermer Kuvarsit Amfibolit
İyi foliasyonlu	Sleyt/fillat	Şist	Gnays
İyi foliasyonlu ve makaslanmalı	Milonit	Milonit şist	Gözlü gnays

METAMORFİK KAYAÇLAR DOKUSAL OLARAK

-FOLİASYONLU ve

-FOLİASYONSUZ olarak ikiye ayrılırlar.

Foliasyonlu

Foliasyonsuz

Foliasyon, metamorfik kayalarda minerallerin düzlemsel oluşturacak şekilde dizilmesiyle meydana gelir. Üç tip foliasyon görülür.

Bunlar;

-Sleyt klivajı,

-Şistozite ve

-Gnays bantlaşmasıdır.

FOLİASYONLU

SLEYT KLIVAJI

ŞISTOZITE

GNAYS BANTLAŞMASI

FOLYASYONSUZ

Sleyt klivajı ince taneli sedimanter ve volkanik kayaların düşük dereceli metamorfizması sırasında gelişen foliasyon türüdür. Özellikle sleytlerde gözlenen bu foliasyonda fillosilikat mineralleri düzlemler oluşturacak şekilde paralel dizilirler.

SLEYT

Şistozite'de ise foliasyonu oluşturan taneler orta-iri tane boyuna sahip yapraksı minerallerdir (genellikle mika veya klorit mineralleri).

MIKA ŞIST

Gnays bantlaşması olarak tanımlanan foliasyonda ise düzlemselliği oluşturan taneler iri taneli, yapraksı, tablamsı veya prizmatik mineraller olup, bu tür foliasyon yüksek dereceli metamorfizma ile gelişir. Eğer yönlenmiş mineral taneleri levhamsı olmayıp, daha çok prizmatik ise kayada çizgisel bir doku hakim olur ve bu doku lineasyon olarak adlandırılır.

GNAYS BANTLAŞMASI

Metamorfizma koşulları altında meydana gelen dokusal özelliklerin ifadesi için genelde “ – blastik” son takısı kullanılır.

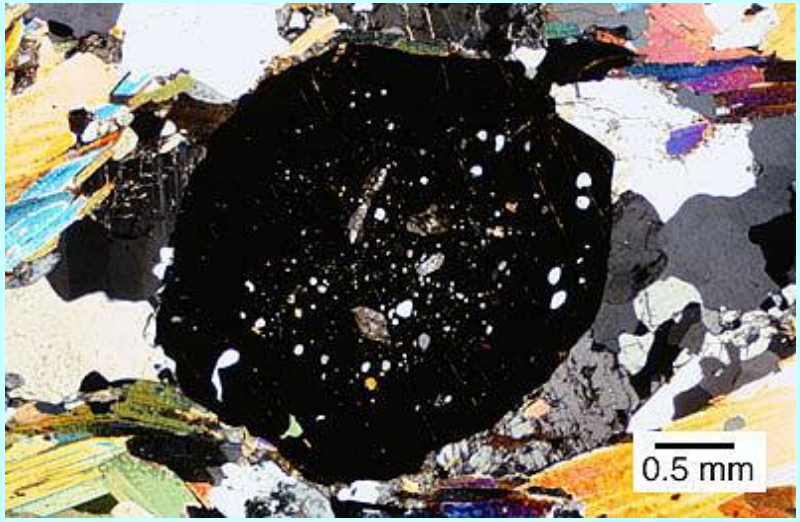
“-Blastik (son eki): metamorfik ortamda gelişen özellikleri belirtir. Bu ortamda oluşan kristallere *kristaloblast* ve ortaya çıkan dokuya da *kristaloblastik doku* adı verilir.

Blasto- (ön eki): çoğunlukla dokuya, seyrek olarak da kaya adına yönelik adlamalarda kullanılan bir ön ektir. Metamorfizmaya rağmen kayanın dokusal özellikleri kısmen korunmuşsa, bu tür dokuyu belirtmek için uygulanır. Örnek, blastoofitik doku, blastoporfiritik doku. Kaya adlaması için örnek, blastomilonit.

Kaya içinde metamorfizma ile büyümüş ve diğer tanelere göre iri olan kristaller “porfiroblast” olarak, dinamik metamorfizma veya kataklast ile ezilip-ufalanmış kayalarda gözlenen, kısmen parçalanmış iri taneler ise “porfiroklast” olarak adlanır.

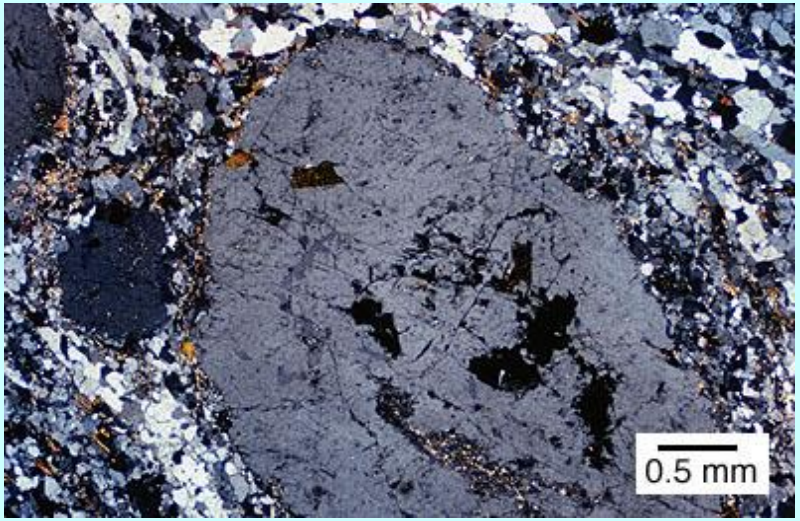
Blastoporfirik denilince birincil olarak bir porfirik yapıya sahip olan ve metamorfizmadan sonra bu yapının kısmen korunduğu metamagmatik bir kayaca ait yapı anlaşılır.

Porfiroblastik denilince de metamorfizma koşulları altında oluşan ve ince taneli bir matriks içinde büyük kristallerin varlığı ile karakterize edilen bu yapı anlaşılır.



Porfiroblastik

Porfiroklastik



KRİSTALOBLASTİK DOKULAR

A. Kristal şekillerine göre

1.İdiyoblastik, 2. Hipidiyoblastik, 3. Ksenoblastik

Kristal şekillerine göre tanımlanan kristoblastik dokular:

İdiyoblastik Doku: Metamorfik kayaçlarda bazı minerallerin öz şekilli olduğu yani düzgün gelişmiş ideal kristal yüzeylerine sahip olduğu gözlenebilir. Bunlar idiyoblast adını alır. Tamamen idiyoblastlardan oluşan kayaca idiyoblastik doku denir.

Sub-idiyoblastik (hipidiyoblastik) Doku: Kristal yüzeylerinin sadece bir kısmı gelişmiş kristallere sub-idiyoblast ve bunlardan oluşan dokuya da idiyoblastik doku denir.

Ksenoblastik Doku: Kristal yüzeyleri hiç gelişmemiş kristallere ksenoblast, oluşan dokuya da ksenoblastik doku denir.

Bazı minerallerin idiyoblast olma eğilimleri diğerlerine nazaran daha fazladır. (minerallerin kristalleşme enerjileri ile ilişkilidir.)
Yukarıdan aşağıya doğru idiyoblast olma dereceleri azalmaktadır.
Genellikle özgül ağırlığı yüksek olan mineraller özşekillidir.

- pirit, rutil, titanit
granat, sillimanit, stavrolit, turmalin
epidot, ilmenit, manyezit
andaluzit, amfibol, piroksen
disten, dolomit, klorit, mika
kalsit, skapolit, vezüviyan
kuvars, kordiyerit, plajiyoklaz
ortoklaz

B-Minerallerin büyüklüklerine göre tanımlanan kristoblastik dokular:

Metamorfik kayaçların tane büyüklüklerine bağlı olarak tanımlanmalarında ön takılar kullanılır.

Kripto; Bileşenleri mikroskop altında, büyütmesi çok yüksek olan objektifte bile ayırt edilemeyecek kadar küçük olan kayaçların tanımlamasında kullanılır.

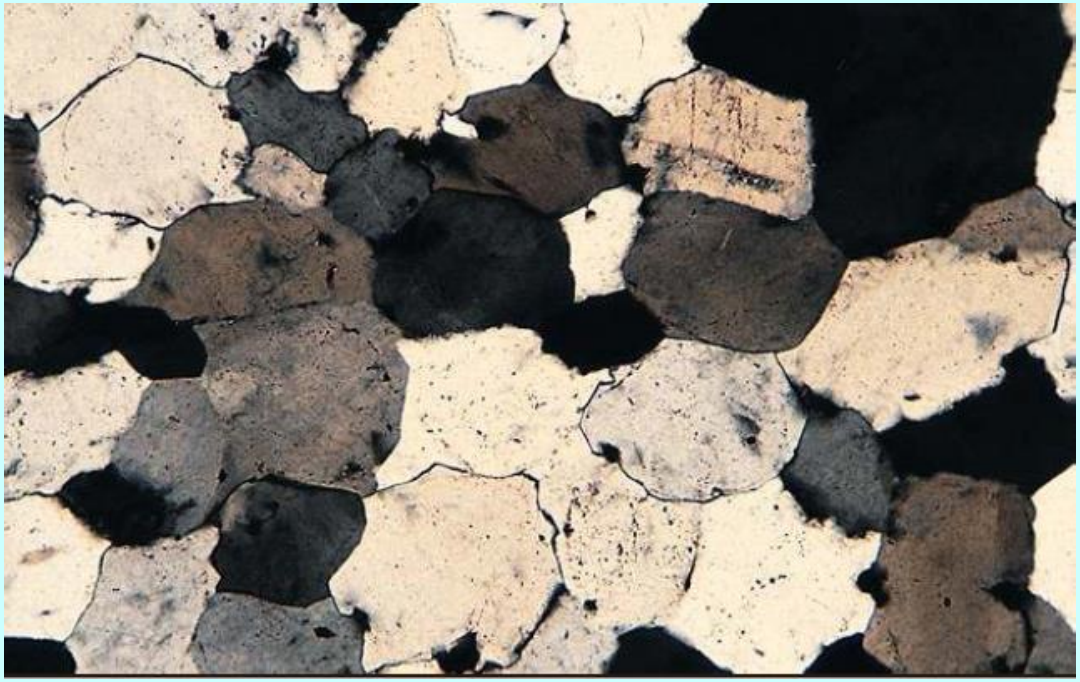
Mikro; Bileşenleri ancak mikroskop altında ayırt edilebilecek kadar küçük kayaçların tanımlamalarında kullanılır. Örn: mikrolepidoblastik doku.

Makro; Bileşenleri çıplak gözle veya lup ile tanınabilecek büyüklükte olan kayaçların tanımlamalarında kullanılır.
Örn: makrogranoblastik doku.

C. Kristallerin göreceli büyüklüklerine göre:

1.Homoblastik, 2. Heteroblastik

Homoblastik Doku: Bileşenlerin tümü aynı tane büyüklüğüne sahiptir.

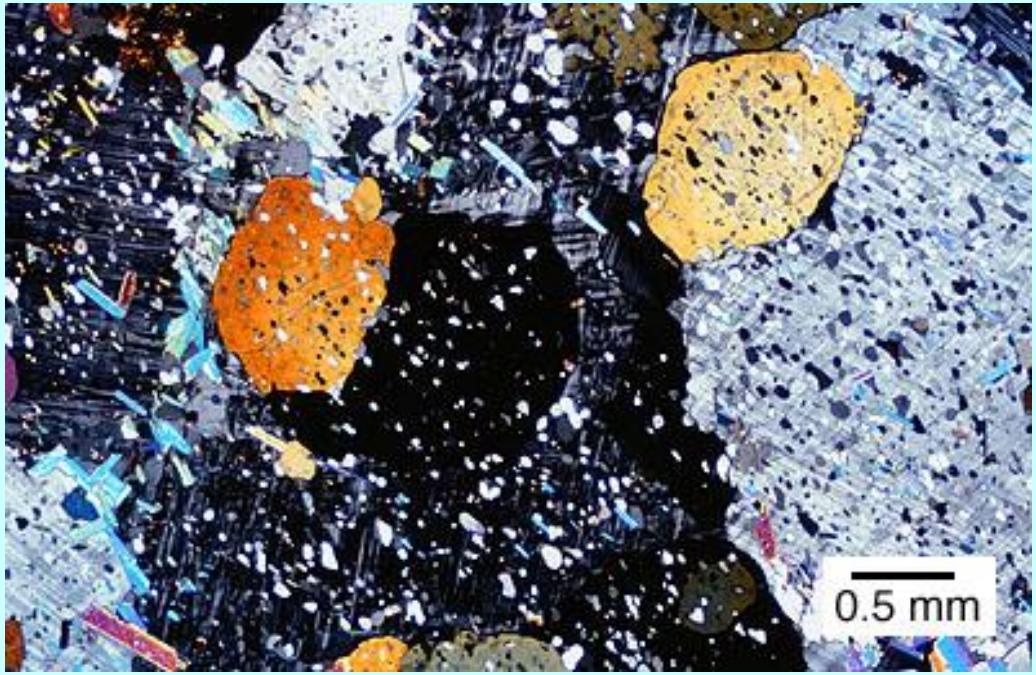


HOMOBLASTİK

Kayaçta bazı bileşenler diğerlerine kıyasla bazen çok büyük bulunurlar. Minerallerin oluşumu sırasında bazı kristaller ince taneli matriks içerisinde iri taneler halinde gelişebilir. Bunlar Porfiroblast olarak adlanır. Dokuya da Porfiroblastik doku adı verilir. Bu doku magmatik kayaçlardaki porfirik doku ile kıyaslanabilir. Porfirik doku gösteren magmatik kayaçlardaki fenokristaller içinde bulundukları matriksten (hamurdan) genellikle daha yaşlı oldukları halde, bu dokudaki porfiroblastlar çevrelerinde bulunan küçük taneli mineraller ile aynı zamanda veya çoğunlukla daha sonra oluşmuşlardır.

Kayaçlarda porfiroblast olarak özellikle granat, stavrolit, disten, albit, mikroklin,biyotit, hornblend, epidot, manyetit minerallerine rastlanır. Çevredeki diğer mineraller ise granoblastik, lepidoblastik, nematoblastik veya fibroblastik dokuda gelişmiş olabilirler. Kayaç dokusu buna göre örn; Lepidoporfiroblastik doku şeklinde tanımlanır.

Porfiroblastlar bol kapanımlı elek dokusuna sahip ise, oluşan tane dokusu poikiloblastik olarak adlandırılır. Poikiloblastların kapanımları genellikle matrikse ait taneler olmakla birlikte bazen kapanımlar kayanın matriksinde bulunmayan mineralleri de içerebilir.



POİKİLOBLASTİK

D. Minerallerin şekline göre:

1. Granoblastik
   a. Mozayik
   b. Girift (Sutürlu)
   c. Karmaşık (İmplikasyon
      - Poikiloblastik
      -Kelfitik reaksiyon kuşağı

2. Lepidoblastik

3.Nematoblastik

4. Fibroblastik

1. Granoblastik Doku: Yuvarlaktan elipsoide kadar değişen şekillere sahip bileşenlerin az veya çok grift bir şekilde birbirleri ile kenetlenmesi sonucu ortaya çıkan bir dokudur. Tanelerde çoğunlukla gözle görülemeyen bir dizilim/ yönlenme genellikle mevcuttur. Mermer, kuvarsit, eklojit, hornfels ve birçok gnays bu şekilde bir doku gösterebilir.

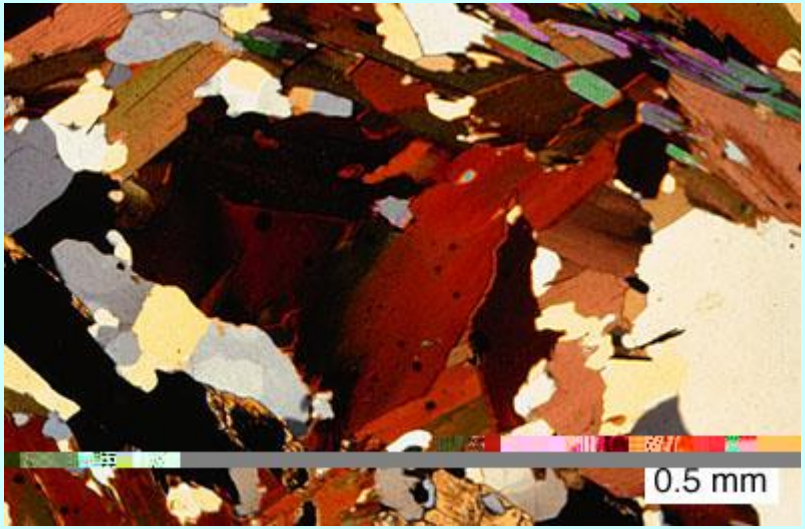
Granoblastik dokuya sahip mineraller sınır çizgilerinin ilişkilerine göre mozayik doku ve girift doku şeklinde ikiye ayrılabilir.

A- Mozayik Doku: Eş boyutlu ve çoğunlukla poligonal görünümdeki mineraller birbirleri ile basit, düz veya hafif eğri sınır çizgileri ile birleşmişlerdir. Mineraller arasında denge durumuna tam olarak erişildiğinde görülen bu dokuda komşu minerallerin sınır çizgilerinin aralarındaki açı 120^0 olacak şekilde bir noktada kestiği gözlenebilir.

B-Girift (süturlu) Doku: Genellikle eş boyutlu veya merceksi minerallerin birbirleri içine girmiş çok düzensiz, girift sınır çizgilerine sahip olduğu gözlenir.

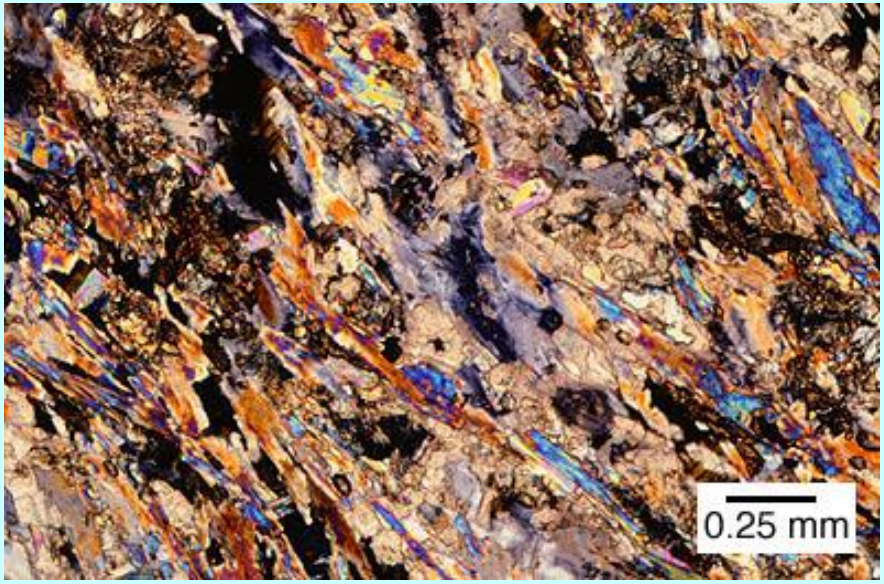
C- Karmaşık (implikasyon) Doku: Mineraller arasında sınır ilişkilerinin çok karmaşık olduğu doku türüdür. Minerallerin içiçe büyüdüğü sınırların çok düzensiz olduğu bu doku mineraller arasında denge durumuna erişilmediğini veya retrograd metamorfizma etkilerini ifade eder. İmplikasyon dokusuna mineral içi (intragranuler) ve mineral arası (İntergranüler) implikasyon dokusu olmak üzere ikiye ayırmak mümkündür. İlkine poikiloblastik doku da denilmektedir. Mineraller arası implikasyon dokusuna bazı mineraller arasında gelişen kelfitik reaksiyon kuşakları örnek olarak verilebilir. Özellikle granat ve olivin mineralleri arasında bu tür reaksiyon kuşaklarının varlığı saptanmaktadır.

Lepidoblastik Doku: Yapraksıdan pulsuya kadar değişen biçimlere sahip mika, klorit, talk gibi minerallerin bol olarak bulunduğu mikaşist, klorit şist, talkşist gibi kayaçlarda görülen dokuya denir. Bileşenler yaklaşık aynı tane büyüklüğüne sahiptir. Bu bileşenlerin birbirlerine paralel bir şekilde dizilmeleri kayaçta düzlemsel paralel dokunun (şistozite) ortaya çıkmasına neden olur.

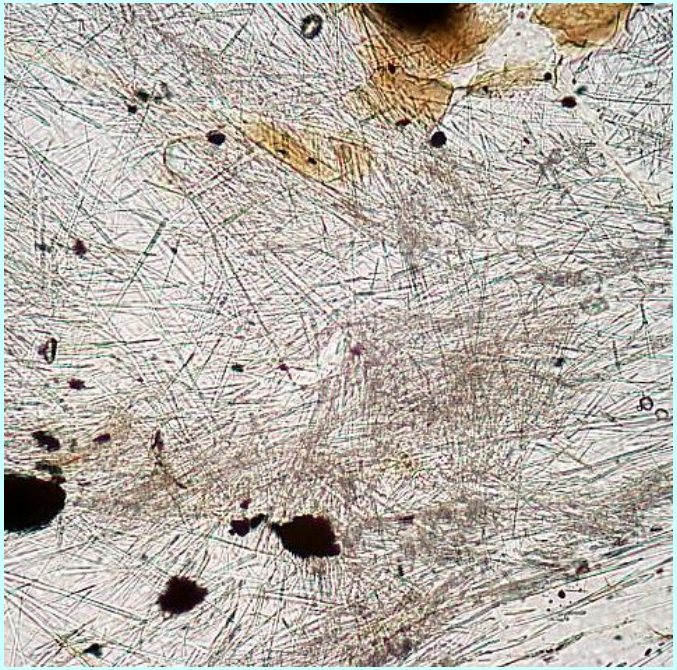


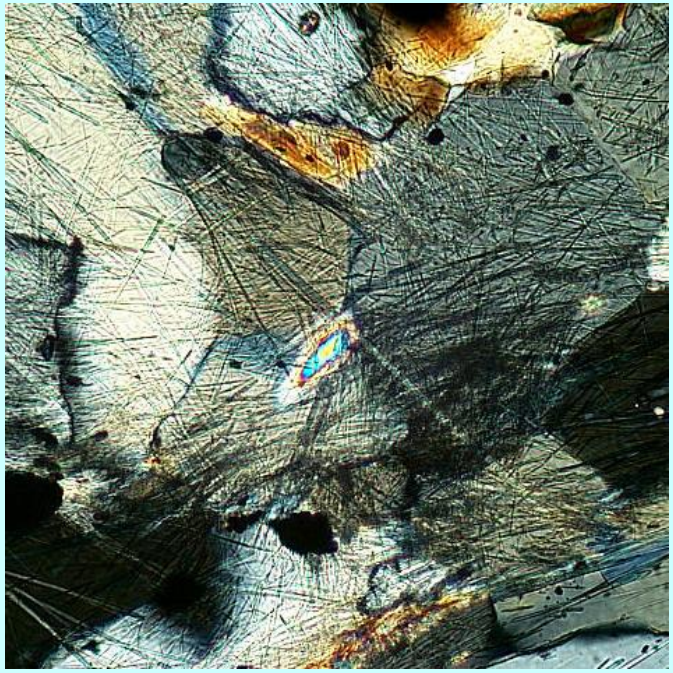
Lepidoblastik

Nematoblastik (çubuksu) Doku: Prizmatik, yarı prizmatik gibi bir yönde gelişmiş çubuksal minerallerin bol miktarda bulunduğu kayaçlarda görülen dokudur. Bileşenler yaklaşık aynı büyüklüğe sahiptir. Örn: Amfibolit, hornblend fels, piroksen fels gibi kayaçlar bu dokuya sahiptir. Minerallerin uzun eksenleri birbirine paralel olacak şekilde dizilmeleri sonucu kayaçta çizgisel paralel doku (lineasyon) da ortaya çıkabilir.



Nematoblastik





Fibroblastik (lifsi) Doku: iğnemsi ve lifsi mineraller örneğin sillimanit, tremolit, aktinolit gibi mineraller içeren kayaçlarda görülen dokudur. Örn: sillimanit fels, aktinolit fels gibi kayaçlar bu dokuya sahiptir. Bileşenler aynı büyüklüktedir. Birbirine paralel durumda bulunabildikleri gibi herhangi bir yönlenme göstermeyen karmaşık bir agregat halinde de bulunabilirler.

Fibroblastik

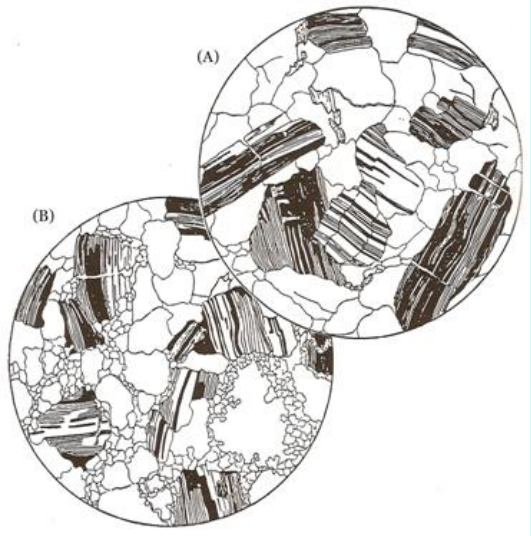
E- Minerallerin tektonik deformasyona uğrama derecelerine göre doku türleri:

Dinamik metamorfizma sonucu kayaçlar değişik şiddette kırılma, parçalanma ve ufalanmaya uğrarlar. Kayaç bileşenlerinin kenar ve köşelerinde kırılma izleri mikroskop altında belirgin olarak gözlenir. Bu kırılma izlerini minerallerin büyümeleri veya yeniden kristalleşmeleri esnasında kazandıkları özelliklerden ayırmak çok kolaydır. Mekanik ezilme mineral oluşumundan daha sonra gelişen bir süreçtir. Kristaloblastik dokuya kırılma / ufalanma şiddetine bağlı olarak gruplamak mümkündür. Bunlar;

1. Kataklastik, 2. Mörter, 3. Porfiroklastik, 4. Milonit 5. Ultramilonit

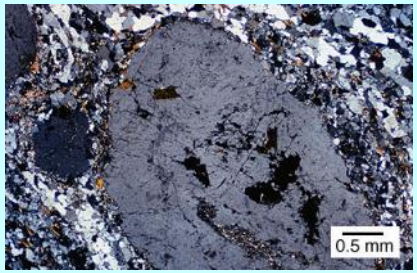
Kataklastik Doku: Kataklaza uğrayan kayaç bileşenlerinin kırılmış olduğu, minerallerin büküldüğü, eğildiği, ikiz lamellerin kırılma ve kaymalarla ötelendiği görülür (Şekil 5A). Kuvarslarda kuvvetli bir dalgalı sönme gözlenir. Mineral sınırlarında yer alan ufalanmaların varlığı görülür. Kataklazın başlangıç safhasını karakterize eden bir dokusal özelliktir.

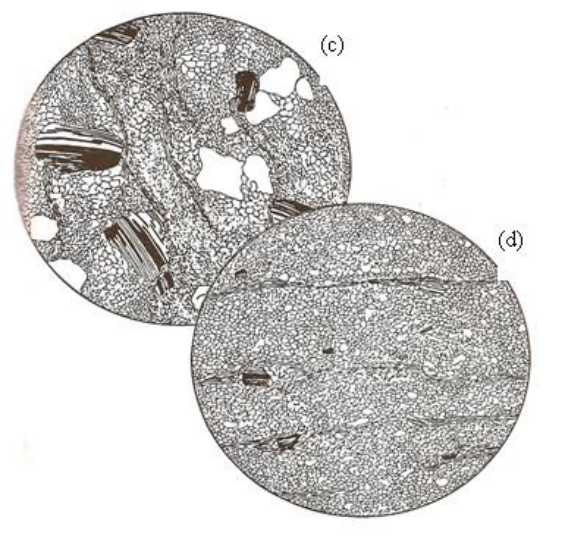
Mörter Doku:Kataklaza uğrayan kayaç bileşenleri kenar ve köşelerinden itibaren parçalanır, ufalanır ve yuvarlak bir görünüm alır (Şekil 5B). Tam olarak ufalanmamış büyük mineral parçalarına porfiroklast adı verilir. Bu dokuda porfiroklast miktarı ufalanma sonucu oluşan küçük taneli matriksten daha fazladır.

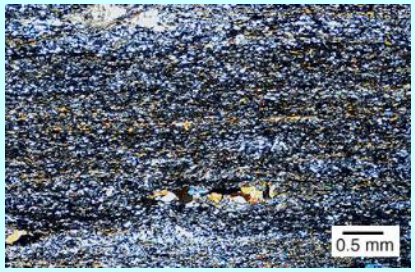


Porfiroklastik Doku:Kataklaz etkisinin artması ile mörter dokusundan porfiroklastik dokuya geçilir (Şekil 5c). Kırılma sonucu küçük parçalardan oluşan matriksin miktarına göre daha fazladır. Porfiroklastlar daha yuvarlak, merceksi bir görünümdedir.

Milonit Doku: Kataklazın en etkili olduğu durumlarda ortaya çıkan dokusal özelliktir. Kayaç bileşenleri tamamen ufalanmıştır (Şekil 5d). Kayaç çok küçük tanelidir. Kayaçta dağınık durumda çok az miktarda küçük porfiroklastların varlığıda gözlenebilir.







Ultramilonit doku

I.KONTAK METAMORFİZMA

KONTAK METAMORFİK KAYAÇLARIN TANIMLAMALARI

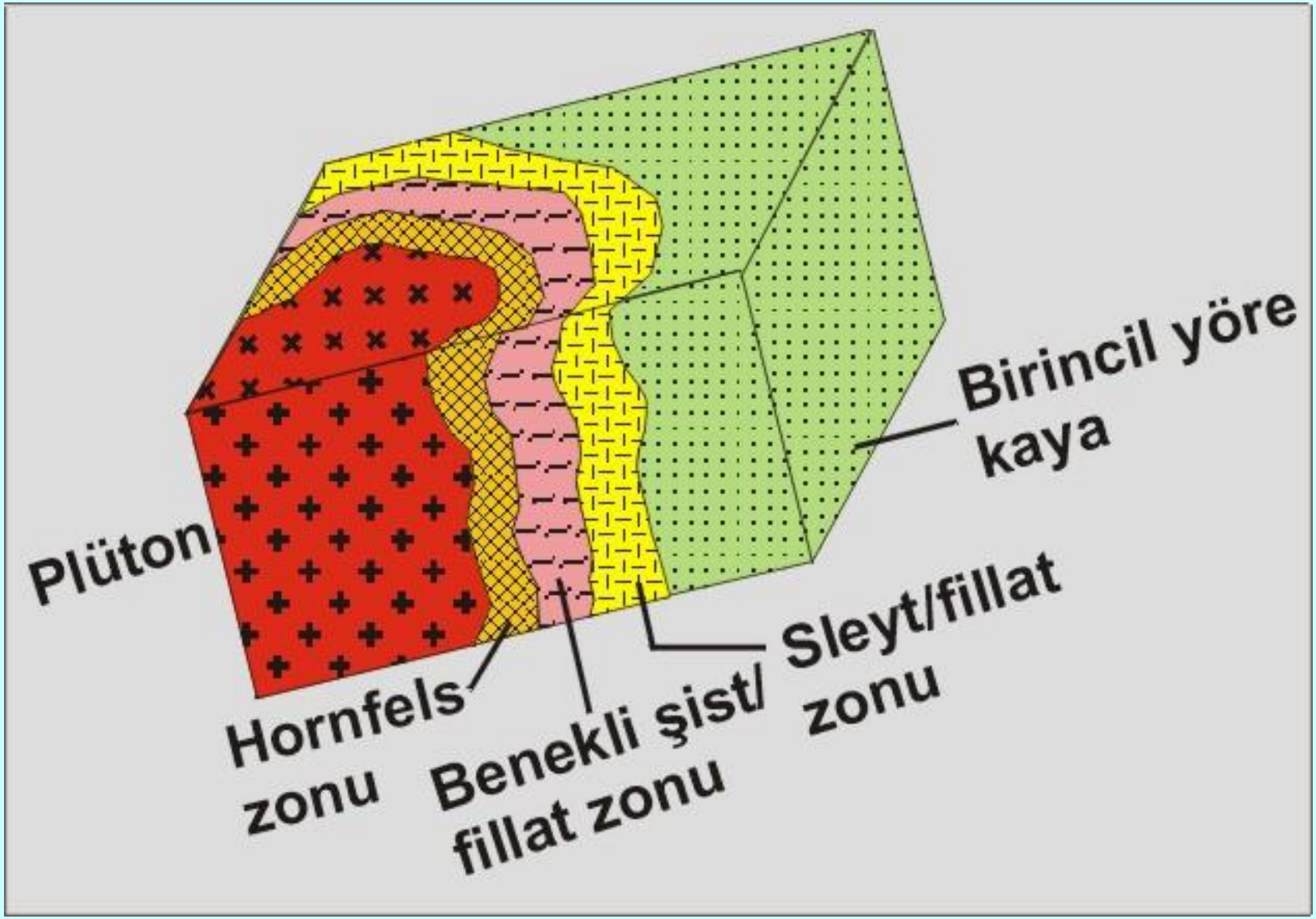
Kontak metamorfik kayaçlar, sokulumun çevresindeki kayaçların türüne/bileşimine bağlı olarak değişik dokusal özellik ve mineralojik bileşim gösterirler. Bazı türdeki çevre kayaçlarda

-Metamorfizma etkin olurken, bazılarında yalnızca

-Rekristalizasyon (yeniden kristallenme)

-Yeni mineral oluşumu gibi metamorfizma süreçleri gelişir.

Sleyt/fillat zonundan daha dışta, plütondan en uzakta, birincil özelliklerini koruyan yöre kayaları bulunur.



KİLLİ KAYAÇLARIN (PELİTİK) KONTAK METAMORFİZMASI İLE OLUŞAN KAYAÇLAR

Bu kayaçlar değişik türde kil minerallerinin yanı sıra kuvars, feldispat, karbonat gibi mineraller de içerirler.

Bu kayaçlar plütonik veya subvolkanik koşullar altında gelişen kontak metamorfizma öncesi ileri derecede bazı diyajenetik değişikliklere uğramış ve bunun üzerine kontakt metamorfizma etkileri eklenmiştir.

Killi kayaçların kontakt metamorfizması basit bir süreçtir. Kayaç kimyasal bileşimi genellikle değişmeden, mineralojik ve dokusal yönden değişikliğe uğrar.

Bu kayaçlar genellikle su (H_2O) ve karbondioksit (CO_2) kaybederler. Ancak kimyasal bileşiminde bu değişiklik metamorfizmada önemli olmaz.

Sokuluma yakın alanlarda **Hornfelz** oluşurken, sokuluma uzak zonlarda tipik olarak **benekli arduvaz** oluşur.

BENEKLİ ARDUVAZ

Kontak metamorfizmada tipik bir kayaçtır. Bunlar tedrici olarak hornfelslere geçiş gösterir. Masif ve zayıf bir şist dokusuna sahip olan bu kayaçlar çok küçük taneli bir matriks içinde dağınık olarak bulunan oval görünümünde benekler veya porfiroblastlar halinde kontak metamorfizma minerallerini içerirler. Kayaçta bulunan benekler yakından incelendiklerinde 2 gruba ayırmak mümkündür.

1- Matriksten farklı bir renkte olan, genelde sınırları belirsiz, oval bir şekle sahip bir mineral agregatından ibaret benekler.

2- Belirgin ve tanınabilen mineral porfiroblastlarından oluşan beneklerdir.

HORNFELS

Şeyl, karbonatlı şeyl, grovak, arduvaz, fillit ve kısmen magmatik kayaçların kontak metamorfizmasıyla oluşurlar.

Kayaç tipik olarak küçük taneli, yönsüz dokuda, masif ve çok sert durumdadır. Çekiçle vurulduğunda yarı konkoidal kırık yüzeyleri ile sivri uçlu, keskin kenarlı parçalara ayrılır.

Açık yeşil, kahve, pembeden koyu gri ve siyaha kadar değişen renkler gösterebilir.
Hornfelzlerde mineral miktarlarındaki değişime bağlı olarak tabakalanma ve foliasyon kalıntıları görülebilir.

Hornfelsler bir çok minerallerle karakterize edilirler. Tıkız bir dokuda olmaları nedeniyle mineralleri makroskobik olarak tanınamazlar. El örnekleri milonite benzer, ancak sah rda olan ilişkileri ile milonitlerden ayrıl kuları ile ayrılırken, hornfelsler granob

KARBONATLI KAYAÇLARIN KONTAKT METAMORFİZMASI İLE OLUŞAN KAYAÇLAR

Kayaçları kireçtaşı ve dolomittir.

Kireçtaşı ve dolamitlerin saflık oranlarına, başka bir ifadeyle içerdikleri impürite miktarlarına bağlı olarak, kontakt metamorfizma sonucu değişik mineralojik bileşime sahip kayaçlar meydana gelir.

MERMER

-Masif görünümlü
-Granoblastik dokulu
-%30 üzerinde kalsit ve dolomitten oluşur.

KALKSİLİKATİK HORNFELZ ve SKARN ZONU KAYAÇLAR

Mineralojik bileşimleri birbirine benzeyen ve Ca-Silikat mineralleri içeren bu iki kayaç grubu, oluşumları ile birbirinden ayrılırlar.

-Kalksilikatik hornfelzler→Killi Kçt'den türer.

-Skarn zonu ise metamorfizma etkili olduğu geniş ölçüde Si, Al, Fe, Mg getirimine uğramış, hemen hemen saf kçt veya dolomitlerden türeyen, petrografik olarak kalksilikat hornfelslere benzer kayaçları içerirler. Bu kayaçlarda **takti**t adı verilir.

-Saha gözlemleri ile iki kayaç ayırt edilebilir.

-Skarnlar; mermer ile plütonik kayaçlar arasında bağlantı zonlarını oluşturur.

-Kalksilikatik hornfelsler; benzer bileşime sahip ve daha az değişime uğramış kayaçlara geçiş gösterirler.

DİNAMİK METAMORFİZMA

Dislokasyon, kataklastik adı da verilen dinamik metamorfizma kontakt metamorfizma gibi lokal (yersel) bir metamorfizma türüdür. Yerkabuğunda fay ve şaryaj zonlarında görülür.

Orojenik bölgelerde kırılma, kıvrılma ve akmaya neden olan basınçlar etkisiyle kayaçlarda veya kayaç oluşturan minerallerde ortaya çıkan deformasyon bunların elastikiyet sınırını geçerse, kayaç veya mineraller mekanik deformasyona uğrar, kırılır ve ufalanırlar. Bu süreçte *kataklaz* ve kataklaz sonucunda *kataklastik kayaçlar* oluşur.

KATAKLASTİK KAYAÇLARIN SAHADA GÖSTERDİKLERİ ÖZELLİKLER

Kataklastik kayaçları sahada ve el örneğinde metasedimanter, metavolkanik, volkanik ve ince taneli plütonik ve damar kayaçları ile karıştırmak mümkündür. Bu kayaçları sahada ve el örneğinde tanımlanmaları zor olmasına rağmen mikroskobik incelemeler ile diğer kayaçlardan kolaylıkla ayırt edilirler. Granit ve benzeri kayaçlar pelitik kayaçlara oranla kataklas etkisini daha iyi gösterirler. Bu nedenle kataklastik kayaçlar felsik/sialik bileşime sahiptir. Mafik kayaçlardan oluşan kataklastik kayaçlara doğada ender olarak rastlanılır.

Kataklastik kayaçların tanınmasında yardımcı olan kriterler şunlardır:

1-Kayaçta parfiroklastların varlığı ve yönlü dokunun görülmesi,

2-Çevre kayaçlardan dokusal farklılık gösteren kayaçların varlığı,

3-Bozunma sonucu ortaya çıkan farklılıklar veya farklı görünüme sahip kıvrımların bulunması,

4-Mineralizasyon ve alterasyon zonlarının varlığı: Karbonat ve silis mineralleri çoğunlukla kataklastik kayaçları kesen çatlak ve damar dolguları şeklinde görülür.

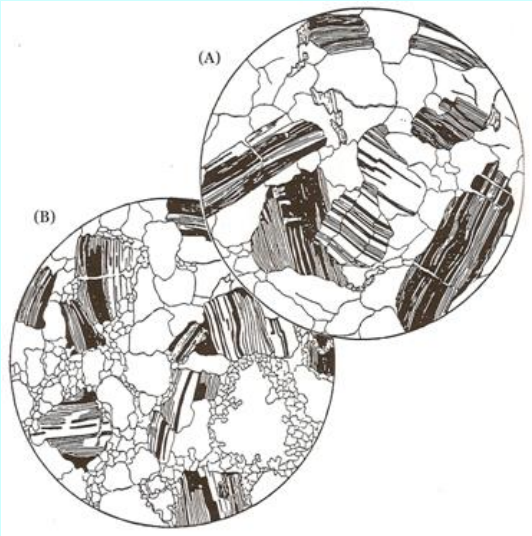
MİNERALLERİN TEKTONİK DEFORMASYONA UĞRAMA DERECELERİNE GÖRE DO

Dinamik metamorfizma sonucu kayaçlar değişik şiddette kırılma, parçalanma ve ufalanmaya uğrarlar. Kayaç bileşenlerinin kenar ve köşelerinde kırılma izleri mikroskop altında belirgin olarak gözlenir. Bu kırılma izlerini minerallerin büyümeleri veya yeniden kristalleşmeleri esnasında kazandıkları özelliklerden ayırmak çok kolaydır. Mekanik ezilme mineral oluşumundan daha sonra gelişen bir süreçtir. Kristaloblastik dokuya kırılma / ufalanma şiddetine bağlı olarak gruplamak mümkündür. Bunlar;

1. Kataklastik, 2. Mörter, 3. Porfiroklastik, 4. Milonit 5. Ultramilonit

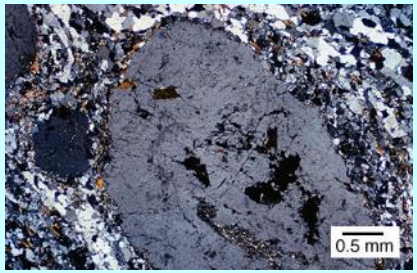
Kataklastik Doku: Kataklaza uğrayan kayaç bileşenlerinin kırılmış olduğu, minerallerin büküldüğü, eğildiği, ikiz lamellerin kırılma ve kaymalarla ötelendiği görülür (Şekil 5A). Kuvarslarda kuvvetli bir dalgalı sönme gözlenir. Mineral sınırlarında yer alan ufalanmaların varlığı görülür. Kataklazın başlangıç safhasını karakterize eden bir dokusal özelliktir.

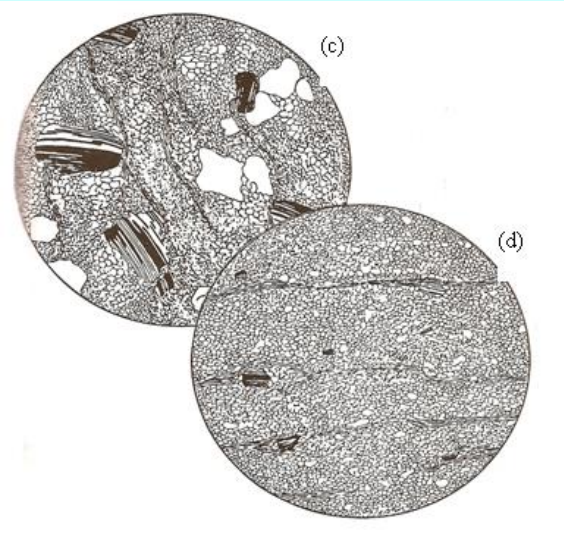
Mörter Doku: Kataklaza uğrayan kayaç bileşenleri kenar ve köşelerinden itibaren parçalanır, ufalanır ve yuvarlak bir görünüm alır (Şekil 5B). Tam olarak ufalanmamış büyük mineral parçalarına porfiroklast adı verilir. Bu dokuda porfiroklast miktarı ufalanma sonucu oluşan küçük taneli matriksten daha fazladır.

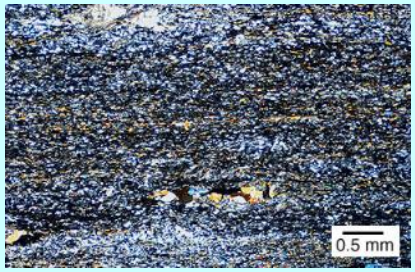


Porfiroklastik Doku: Kataklaz etkisinin artması ile mörter dokusundan porfiroklastik dokuya geçilir (Şekil 5c). Kırılma sonucu küçük parçalardan oluşan matriksin miktarına göre daha fazladır. Porfiroklastlar daha yuvarlak, merceksi bir görünümdedir.

Milonit Doku: Kataklazın en etkili olduğu durumlarda ortaya çıkan dokusal özelliktir. Kayaç bileşenleri tamamen ufalanmıştır (Şekil 5d). Kayaç çok küçük tanelidir. Kayaçta dağınık durumda çok az miktarda küçük porfiroklastların varlığıda gözlenebilir.







Ultramilonit doku

BÖLGESEL METAMORFİZMASI İLE OLUŞAN KAYAÇLAR

Killi kayaçların bölgesel metamorfizması ile genel olarak **metapelit** adı altında da toplanabilen arduvaz, fillit, mikaşist, gnays gibi kayaçlar oluşur. Bu kayaçlar tipik olarak pirofillit, andaluzit, disten, sillimanit, kloritoyid, stavrolit, kordiyerit, granat (almandin), mika mineralleri (muskovit, biyotit, fenjit, margarit), Stilpnomelan, alkali feldispat gibi mineralleri içerirler.

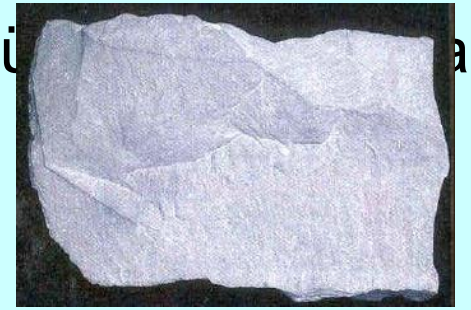
ARDUVAZ (SLEYT)

Arduvaz, diyajenez sonucu tıkızlaşmış ve yapraksı bir doku kazanmış killi kayaçlardan şeyl ile fillitler arasında bir konuma sahip, düşük dereceli metamorfizma ile oluşmuş kayaçlardır.

Çok küçük taneli serisit pullarının ve merceksi mineral tanellerinin birbirlerine paralel bir şekilde dizilmesi ile oluşan ve mikroskobik olarak da görülebilen, çok mükemmel gelişmiş bir şist dokusuna sahiptirler. Kayaçta sleyt klivaj dokusu nedeni ile kayacı herhangi bir yerinden birbirine paralel, ince ve vhalara ayırmak mümkündür. Bu du gü çok tipik bir dokusal özelliktir.

SLEYT KLIVAJI

Genellikle arduvazlar içerdikleri demir nedeniyle kırmızımsı-kahverengimsi, pembe renkler, nisbeten bol bulunan karbon ve hidrokarbon nedeniyle grimsi, siyahımsı renklerde gösterirler. Siyah renk kayaçta dağınık durumda bulunan demirsülfür mineralleri nedeniyle de ortaya çıkabilir. Açık renkli arduvazlara nisbeten ender olarak rastlanılır. Bu durum demir ve organik materyal bakımından fakir killi kayaçların kolaylıkla rekristalize olması ve arduvaz yerine fillit veya şistlere dönü anabilir.



SLEYT

Arduvaz bileşenlerinin çok az bir kısmı makroskobik olarak ayırt edilebilir. Çok ince mika pulları, silt tane boyutundaki kuvars tanecikleri ve özşekilli pirit kristallerinin varlığı belirlenebilir. Mikroskop altında kuvars, serisit, klorit pulları, değişik miktarlarda opak mineraller, küçük karbonat ve feldispat tanecikleri, çok ince karbon ve hidrokarbon lamellerinden oluştuğu gözlenir.

Arduvaz ve şeyli arazide ayırt etmek önemlidir. Şeyllerde bölünme tabakalanmaya paralel iken, arduvazlarda ise genellikle eğik durumdadır. El örneğinde arduvazın bölünme yüzeyine sivri uçlu bir çakı ile bastırıldığında parafine benzer şekilde bir akma dokusu gösterdiği, şeylin ise daha çok ufalanarak toz haline geldiği gözlenir.

FİLLİT

Fillitler tane büyüklükleri arduvaz ve şistler arasında bir durum gösteren, belirgin bir yönlü doku ve foliasyona sahip kayaçlardır. Killi kayaçların düşük sıcaklık ve basınç altında bölgesel metamorfizması sonucu oluşurlar. Genellikle değişik tonlarda olabilen gri renge, içerdikleri mika mineralleri nedeniyle de ipeksi bir görünüme sahiptirler.

Fillitlerin bileşenleri makroskobik olarak kısmen tanınabilir. Mikroskop altında arduvazları oluşturan bileşenlerin tane boyları biraz daha büyük olarak fillitlerde de bulunduğu gözlenir. Kayaçta kil mineralleri bulunmaz. Eğer gözlenirse bunların metamorfizma sonrası (post metamorfik) veya hidrotermal bozunma sonucu oluştukları belirtilir.

Kayacın önemli bir bileşeni kuvarstır. %30 üzerinde kuvars içeren fillitlere kuvars-fillit denir.

Fillitlerde klorit de bulunabilir. Klorit genellikle bazik bileşimdeki lavların dayk veya sillerin, piroklastik kayaçların metamorfizması İle oluşan yeşiltaşların (greenstone) olağan bir bileşendir.

Bu tür kayaçlarda silt tane boyuna sahip, albit, epidot ,kuvars, manyetit, karbonat gibi minerallerinde bulunduğu gözlenir. %50 üzerinde klorit içeren fillitler klorit-fillit şeklinde adlandırılır.

Albit ve K.feldispat, fillitlerde az miktarlarda ve genellikle %10 altında bulunurlar. Fillitlerin çoğunun feldispat içermediği de gözlenir. Eğer feldispat miktarı %10-20 arasında bulunursa, feldispat türüne göre kayacı albit-fillit, mikroklin fillit şeklinde adlandırma yapılır.

Fillitlerde bazen az miktarlarda kahverengi biyotit mineralinin varlığı da belirlenebilir. Biyotit miktarının artması ile fillitler mika şistlere geçiş gösterirler.

Bazı fillitler bol miktarda grafit içerirler. Grafit-fillit şeklinde adlandırılan bu kayaçlar karbon bakımından zengin siyah renkli şeyllerin bölgesel metamorfizması sonucu oluşmuşlardır.

Fillitler küçük porfiroblastlar halinde kloritoyid de içerebilirler. Ancak bunlar Al ve Fe bakımından zengin, K bakımından fakir killi kayaçlardan itibaren türeyen fillitler de bulunabilirler. Bu nedenle bu kayaçlarda kloritoyid ile birlikte serisit, kuvars, klorit ve demiroksit minerallerine de rastlanılır.

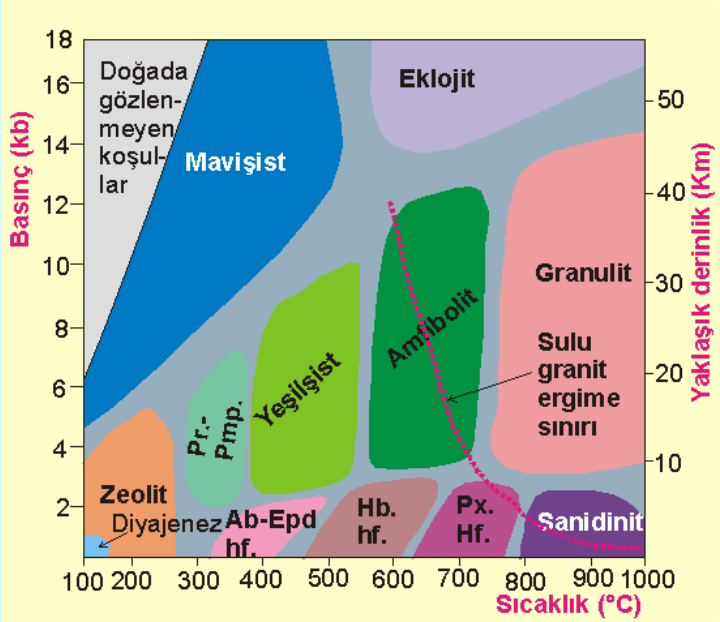
Granat mineralleri fillitlerde pek olağan değildir. Ancak bulundukları takdirde birkaç mm büyüklüğünde ve özşekilli porfiroblastlar halinde görülürler. Genellikle koyu kırmızımsı-siyahımsı renklere sahip bu granatlar spersartin bileşimindedir.

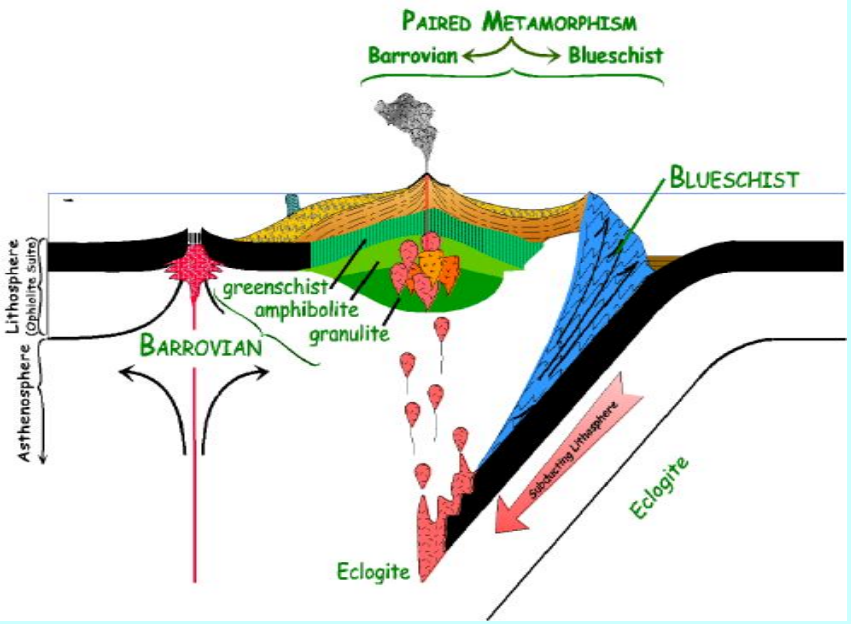
Fillitlerde tali mineral olarak, çoğunlukla makroskobik tanınabilecek büyüklükte de olabilen turmalin minerallerine rastlanabilir. Bunlar, ince uzun prizmatik siyah renkli mineral halinde ve foliasyon yüzeyine paralel bir şekilde dizilmiş olarak bulunurlar.

Kayacın adlamasında, kayacın tam olarak tanımlanması için kayaçta tali olarak bulunan bileşenlerin adlarının da kayaç adının önüne eklenmesi gerekir.

GRANULİTLER

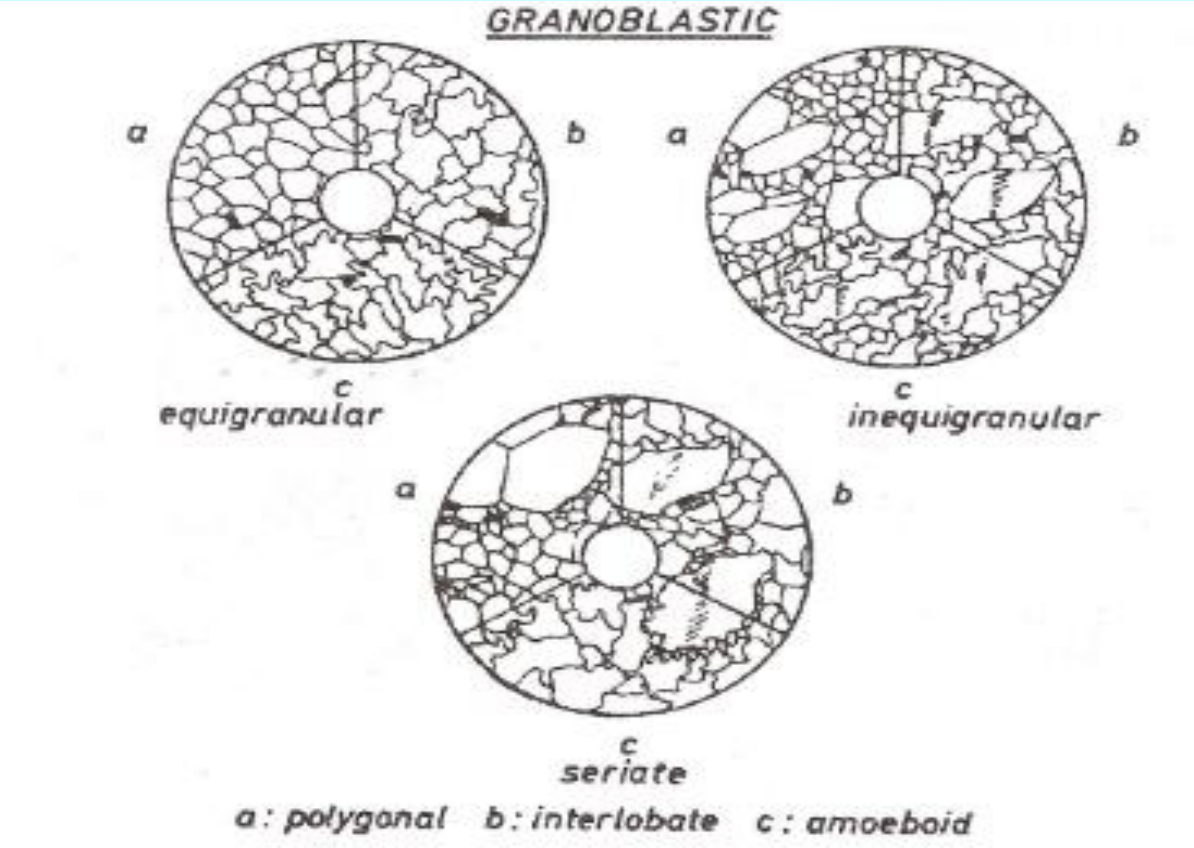
Granulit hem bir metamorfik fasiyes hem de bu fasiyes koşulları altında oluşan bir kayacı ifade eder. Sıcaklığın 650-800/850 ^{0}C arasında değiştiği, su buharı basıncının çok az, ancak litostatik basıncın yüksek/çok yüksek olduğu, yerkabuğunun derin zonlarında gelişen bu özel koşullar altında oluşan kayaçlara "**GRANULİT**" adı verilir.





Granulitler, değişik tane büyüklüğüne sahip tipik mineral toplulukları içeren felsik-mafik bileşimli kayaçlardır. Kristaloblastik doku gösterirler. Minerallerin genel görünümlerine ve minerallerin birbirleri ile ilişkilerine bağlı olarak granulitlerin dokusal özellikleri üç grup altında toplanır.

1.Granoblastik Doku: Öz şekilsiz minerallerden oluşur. Eş boyutlu, eş boyutlu olmayan ve küçükten büyüğe kadar her boyutta mineral içeren bir dokuya sahiptirler. Şekil a.b.c.



2.Flaser Doku: Kayaç merceksi veya şeritimsi, önce uzun bir biçime sahip kristaller içermektedir. Kayaçta kuvars bu özelliğe sahiptir. Oval ve göz şeklindeki mineraller feldispat veya mafik minerallerden oluşur. Şekil.

3.Milonitik Doku: Kataklastik kayaçlarda tanımlanan milonitik doku benzeri ve yönlenmeye sahip dokusal özellik gözlenir. Şekil.

Mineralojik bileşim olarak granulitler feldispat, kuvars, ortopiroksen (hipersten), klinopiroksen (diyopsit/hedenbenjit), granat (almandin), sillimanit, disten, kordiyerit gibi tipik metamorfizma minerallerini içerirler. Kayaçta biyotit, hornblende, kuvars ve feldispat plajiyoklaz mineralleri de bulunur.

Granulitler değişik bileşime sahip kayaçlardan oluşabilirler.

Mafik magmatik kayaçlardan türüyen granulitler,

hipersten+plajiyoklaz+klinopiroksen veya granat klinopiroksen+granat+plajiyoklaz veya hipersten şeklinde mineral topluluklarını içerirler.

Pelitik kayaçlar, grovak ve asidik bileşimli magmatik kayaçlardan türüyen granulitler;

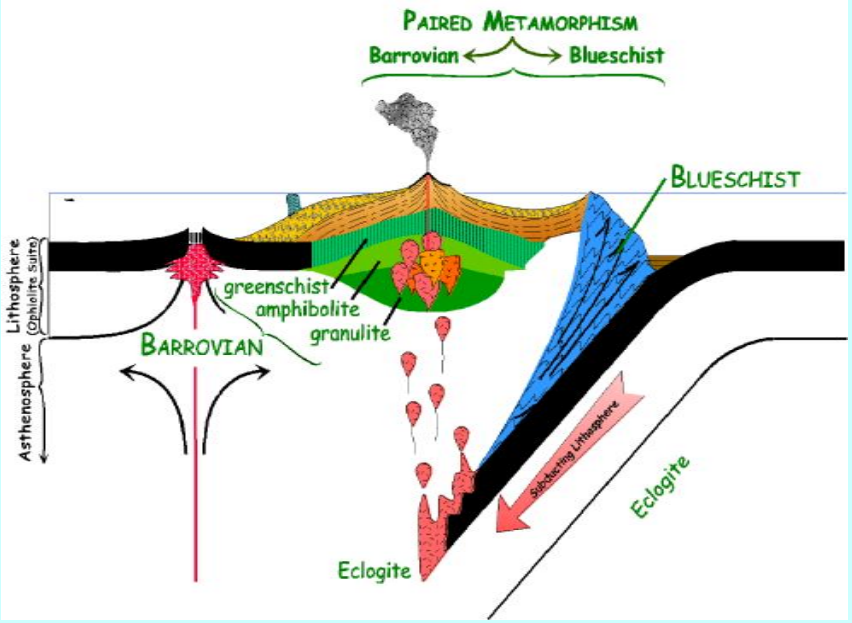
hipersten veya sillimanit+granat+biyotit
hipersten+klinopiroksen+granat
hipersten+klinopiroksen+hornblend
hipersten+hornblend+biyotit
sillimanit+kordiyerit+biyotit
klinopiroksen+hornblend+biyotit

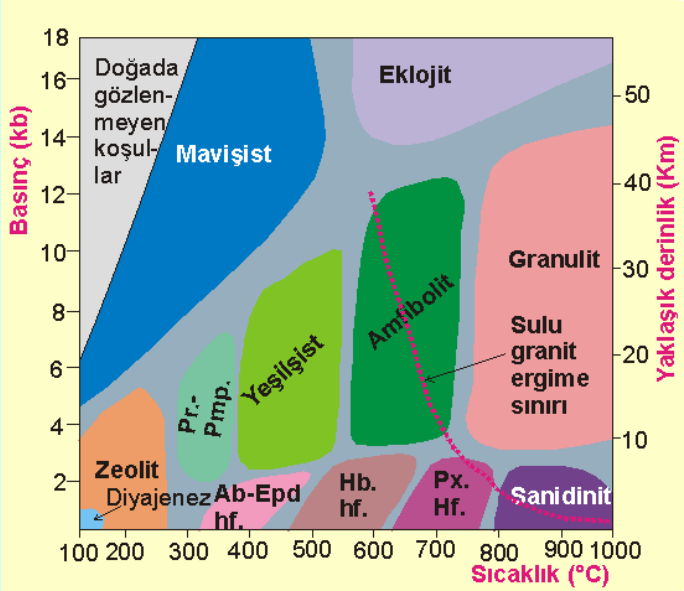
<u>Karbonatlı kayaçlardan granulit fasiyesi koşulları altında,</u>

kalsit+dolomit+forsterit+diyopsit
diyopsit+skapolit+kalsit
diyopsit+grossular+andradit mineral topluluğu oluşur. Bunlar, granulit fasiyesi dışında diğer yüksek dereceli matemorfizma koşulları altında oluşabilen mineral topluluklarıdır.

EKLOJİTLER

Eklojit hem bir metamorfik fasiyes hem de bu fasiyes koşulları altında oluşan kayaçtır.





Genelikle büyük-orta tane büyüklüğüne sahip, granoblastik dokulu, çoğunlukla masif, bazen folyasyon gösteren eklojitlerin ana bileşenini ***omfazit ve granat*** mineralleri oluşturur. Omfazit sadece eklojitlerde bulunan yeşil renkli Na içeriği yüksek, klinopiroksen türüdür. Granat ise pirop-almandin bileşiminde kızılkahve renklidir. Tali bileşen olarak rutil, hipersten, disten, kuvars mineralleri de bulunur.

EKLOJIT

Eklojitlerin kimyasal bileşimleri gabro-bazalt kimyasal bileşimine benzerlik gösterir. Deneysel çalışmalarda çok yüksek basınç altında ve su içermeyen bir ortamda bazaltın eklojite dönüştüğü belirlenmiştir.

Eklojitler mineralojik bileşimlerine göre A,B ve C eklojitler olmak üzere üç gruba ayrılır.

A GRUBU EKLOJİTLER: Ana bileşen omfazit, pirop-almandince zengin granat ve tali bileşen olarak disten, rutil, korund ve filogopit mineralleri içerir. Sillimanit mineraline hiçbir zaman rastlanılmaz. Bu grup eklojitler, yaklaşık 100-200 km derinliklere karşılık gelen çok yüksek basınçlar altında kristalleşen granat peridotitler içinde mercek veya bantlar şeklinde, kimberlitler içinde ise ksenolit veya yumrular halinde bulunurlar. Bu da eklojitlerin kıtasal kabuğun derin zonlanlarında oluştuğuna işaret eder. Bu kayaçlar elmas da içerebilir.

B GRUBU EKLOJİTLER:

Omfazit ve granatın yanısıra hornblend ve zoizit mineralleri de içerirler. Hornblendler Na ve Al bakımından zengindir. Bu eklojitler orta-yüksek dereceli metamorfizma geçirmiş bölgelerde küçük bloklar şeklinde özellikle amfibolit ve gnayslarla birlikte bulunurlar. Omfazit mineralinin dereceli olarak ortadan kaybolması ve yerini plajiyoklazlara bırakması ile hornblend-eklojitlerden eklojitik amfibolitlere ve amfibolit kayaçlarına geçiş gösterirler.

C GRUBU EKLOJİTLER:

Bunlar omfazit, granat ile birlikte birincil glokofan ve epidot minerallerini de içerirler. Bunlar glokofan - eklojit olarak adlandırılırlar. Çok yüksek basınç ve alçak sıcaklık koşullarını karakterize eden glokofan-lavsonit fasiyesi kayaçları içinde mercekler, küçük bloklar halinde bulunurlar.

MİGMATİTLER

Migmatitler mineralojik bileşim ve dokusal özellikleri bakımından kısmen plütonik ve kısmen metamorfik kayaçlara benzeyen heterojen görünümlü kayaçlardır.

Migmatitler kuvars ve feldispat minerallerinden oluşan açık renkli bantlar ve damarlar ile biyotit gibi koyu renkli minerallerden oluşan koyu renkli bantlar içerirler. Bunların çoğunlukla cm-dm arasında değişen kalınlıklarda olduğu gözlenir. Koyu renkli bantlarda bulunan mineraller şist ve gnayslarda olduğu gibi yönlenme gösterir. Buna karşın açık renkli bantlarda ise yönsüz, granoblastik bir doku gözlenir.

Ana kayaç olarak tanımlanabilen, az veya çok derecede değişime uğramış, metamorfik özellikteki kısımlara " ***Paleosom*** " , bunlara kıyasla daha genç olduğu belirlenen ve yeni mineral oluşumları içeren kısımlara " ***Neosom*** " adı verilir.

Neosom da ikiye ayrılır. Kuvars,feldispat gibi açık renkli kısımlar "***Lökosom***", biyotit, amfibol, piroksen gibi koyu mineralli ksımlar "***Melanosom***" olarak adlandırılır. Lökosom mineralleri çoğunlukla herhangi bir yönlenme göstermez. Ancak melanosom mineralleri belirgin bir yönlenme gösterir. Melanosomun çoğunlukla paleosom ve lökosom arasında veya iki lökosom arasında bulunduğu, kalınlıklarının da diğerlerine göre daha az olduğu, bazen de hiç olmadığı görülür. Köken kayacın erimeden kalan ve koyu renkli minerallerden olan kısımlarına " ***restit*** " adı da verilir.