

Kümülatların Doku, Yapı ve sınıflaması

ERGÜZER BİNGÖL Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü, Ankara

Kümülat terimi ilk kez Wager ve diğerleri (1960) tarafından "Kristalleri çökerek birikmiş magmatik kayalar için kullanılmıştır. Bütün kümülatlar esas olarak iki tür kristal içerirler. Bir magmadan itibaren, kristallerin devamlı bir şekilde çökerek birikmesiyle oluşmuş kayalarda, kristalleşerek çöken kısım, ilk aşamada, taneler arası mağmayla çevrelenmiş kristal yığını halindedir. Taneler arası mağma daha sonra az çok hızlı bir şekilde kristalleşerek kayaca son tutturulmuş, birleşmiş (çimentolanmış) halini verir. Bu nedenle bütün kümülatlarda bir yandan, çökelmiş malzemeyi ["material precipité" (Juteau, 1974); "precipité cristallin primaire" (Wager ve Deer, 1939); "cumulus cristals" (Wager ve diğerleri, 1960); "Cumulus veya settled cristals" (Jackson, 1971) taneler arası sıvının ["liquide interstitiel" (Juteau, 1974); "intercumulus liquid" (Wager ve Brown, 1968 ve (Jackson, 1971)] kristalleşmesiyle oluşan aralara çökelmiş malzemeyi ["materiel interprecipité" (Juteau, 1974; "intercumulus material" (Wager ve diğerleri, 1960); "postcumulus materiel" (Jackson, 1971)] ayırtlamak gereklidir. Bu son kristalleşme mekanizmasındaki farklılık aşağıda belirtilen çeşitli doku türlerini oluşturmaktadır.

Kümülatların Dokuları

A — ORTOKÜMÜLATLAR: Çok ender izlenen ideal bir durumdur. Taneler arası sıvı, soğumasına paralel olarak, git-

tikçe daha alçak sıcaklık mineralleri meydana getirecek şekilde ve olduğu yerde kristalleşmiştir. Çökelmiş mineral veya mineraller daha alçak sıcaklıkta oluşup üzerine depolanan yeni kısımlarla biraz yuvarlaklaşmıştır. Bu nedenle kenarlarında sık sık zonlanmaya rastlanır. Kümüllüs sonrası parajenez (bunlara çökelmiş minerallerin kenar büyümeleri de dahildir) bu aşamadaki magmanın bileşimini göstermektedir.

B — ADKÜMÜLATLAR: Bu kayalar genellikle tek mineraldir. Çökelmiş mineraller (genellikle tek mineral fazı) azar azar aynı bileşimli (bu durumda aynı sıcaklıkta) çökme ile büyümüşlerdir. Böylece ilk çökelen minerallerin kenarları herhangi bir şekilde birbirleriyle birleşmiş duruma gelir ve aralarında ancak %0 ilâ 5 kadar taneler arası sıvı ("trapped liquid") kalır. Bu sıvı daha sonra kümülüs arası ("porematerial) birkaç kristal halinde kristalleşir. Bu durum ancak esas magmatik kütlede çökelmiş minerallere doğru kolay bir sızma (diffüzyon) ile açıklanabilir. Bu nedenle olay, ancak esas magma kütlesiyle, belli bir zaman süresinde, üzerine gelen yeni katmanlarla boğulmadan, dokanakta kalan katmanlarda meydana gelebilir. Adkümülatlar böylece, çöküp birikmenin çok yavaş olduğu bir aşamayı belirtirler. Çöküp birikmenin yavaş olması, esas magma kütlesi ile taneler arası magma arasındaki ilişkiyi kesen hızlı bir gömülme gerektiren ortokümüllülerin tersine, esas magma ile kristalleşmiş kütlelerin tabanının uzun süre ilişkide kalmasını sağlamaktadır.

C — MESOKÜMÜLATLAR: Çok sık rastlanan, ortokümülatlar ve adkümülatlar arasında olan kayalardır. Bu kayalar hem az fakat anlamlı miktarda taneler arası mineral ("pore minerals") içerirler hem de ilk çökelen minerallerin hissedilebilir şekilde fakat zonlaşma göstermeden büyüdüğü izlenir. Adkümülatlarda olduğu gibi, bu kayalarda da minerallerin ne kadar büyüdüğünü kestirmek, çökelmiş kristallerin eski sınırları belirgin olmadığından çok zordur.

D — HETERADKÜMÜLATLAR: Çökelmiş minerallerden farklı, pösilitik minerallerden oluşmuş bir kümülüs arası materyel gösterirler. Rhum adasındaki ultrabazik kompleksinde tek bir plajiyoklaz bir veya iki bin çökelmiş olivin içerebilmektedir. Bu santimetre ile ölçülebilen kristaller zonlaşma göstermemektedir. Bu durum ayrı bir mekanizma sonucu olmalıdır. Wager ve diğerlerine (1960) göre, adkümülatlardaki gibi, esas magmadan itibaren geçici taban durumundaki tabakalara doğru gelişen kimyasal difüzyon (sızma) hem kümülüs arası sıvı içindeki çok fazla dağılmış kristal çekirdeklerini hem de çökelmiş kristalleri beslemektedir. Besleme işi kümülüs arası sıvının tamamen bitinceye kadar devam etmektedir.

E — HARRİSTİK (İskoçya'da Harris koyu) KÜMÜLATLAR veya KRESKÜMÜLATLAR: Rhum kompleksinde saptanmıştır (Wager ve Brown, 1951; Brown, 1956). Yataklanmaya dik olarak sıralanmış çok uzun olivin kristallerinden ve bunları çimentolayan diğer pösilitik minerallerden oluşmuştur. Brown'a (1956) göre bu doku, mutlak bir sakinlik (akıntuların yok olduğu v.b.) ve çökelenin tam durduğu sürede, geçici taban durumundaki tabaka içinde çökelmiş kristallerin yukarı doğru büyümesi sonucunda oluşmuştur.

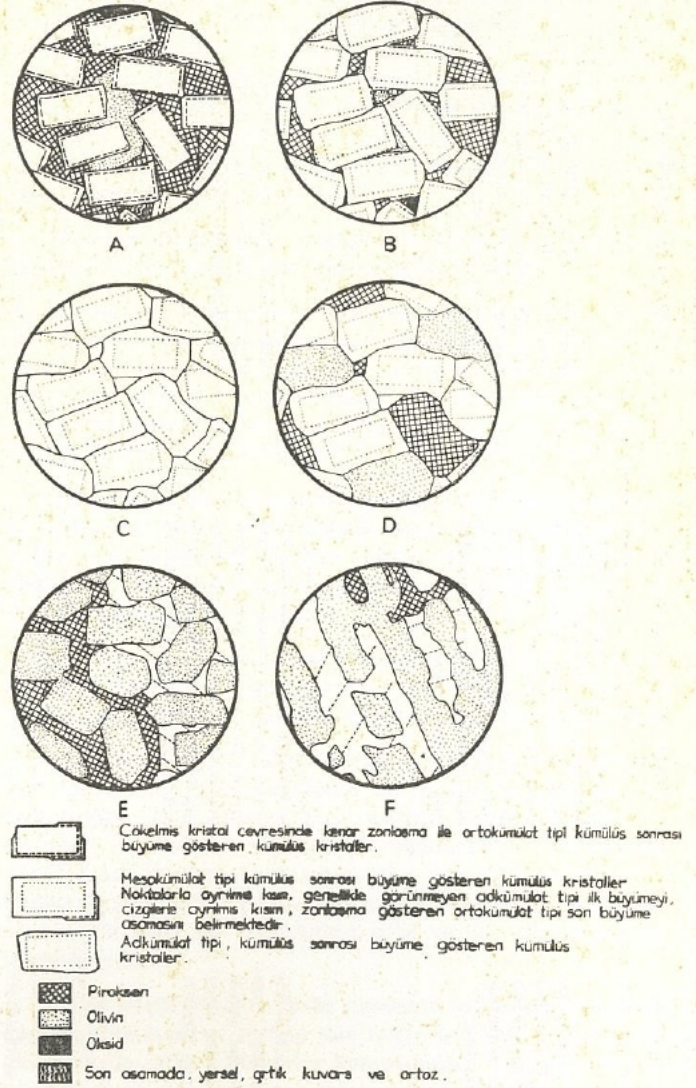
F — ETKİ (REAKSİYONEL) DOKULU KÜMÜLATLAR: Özellikle Jackson (1961, 1971), Cameron ve Emerson (1959), Cameron (1969), Worst (1960) v.b. tarafından incelenmiştir. Bu yazarlar kümülüs arası sıvının çökelmiş minerallerle reaksiyona girip, çökelmiş minerallerin yenmesine bağlanmışlardır. En sık izlenen durum kümülüs sonrası ortopiroksen veya klinopiroksen ile çökelmiş olivinin reaksiyonudur. Bu durumda piroksen yalnızca kümülüsün porlarını doldurmakla kalmamakta olivinin yerini onun çevresini kenar reaksiyonu sonucu sararak almaktadır. Diğer "etkili çift mineraller" örneğin klinopiroksen - ortopiroksen ve amfibol - klinopiroksen Irvin (1967) tarafından izlenmiştir.

Özet olarak, yukarıda açıklanan doku sınıflaması bir yandan mineraller arasındaki ilişkiye diğer taraftan bu ilişkinin yorumu (yorumlardaki mekanizma hâlen tartışmalı ise de) üzerine dayanmaktadır.

Jackson'a (1971) göre kümülatlar sedimanter kayalar gibi irdelenmelidir.

— Çökelmiş mineraller detritik taneler gibi, dışarda meydana gelmiş kristallerdir, şimdi onun bir parçası olduğu halde magmatik çökelden önce oluşmuşlardır. Ana magma sıvısının kristalleşme ürünü üzerinde bilgi kaynağıdır. Bu minerallerin fabriği, birikme anında akıntının var olup olmadığı konusunda öğreticidir.

— Kümülatların çimentosu, sedimanter bir kayacın çimentosu gibi bulunduğu yerde ("= in situ") magmatik çöke-



Şekil 1: Wager, Brown ve Wadsworth'a (1960) göre gabro bileşimli kümülatlarda izlenen dokuların sematik görünümü.

A: Plajiyoklaz ortokümülat; B: Plajiyoklaz mesokümülat; C: Plajiyoklaz adkümülat; D: Plajiyoklaz-ojüt ve olivin kümülüs minerallerinden oluşmuş gabro bileşimli adkümülat; E: Pösilitik ojüt ve plajiyoklazla çimentolanmış olivin kümülüs minerali heteradkümülat; F: Olivinli haristik kümülat.

lin bulunduğu yerde oluşmuştur. Çimento, magmatik çökelin kimyasal ortamı, taneler arasında sıvının içindeki difüzyon (sızma) yöntemleri üzerinde bilgi vermektedir (sedimanter kayalarda çimentonun gelişimini kontrol eden yöntemlerin basit dolgu, detritik minerallerin ikincil büyümesi ve etki-tepki sonucu bir mineralin diğerinin yerini alması gibi).

Kümülatların Yapısı

Kümülatlar mostra ölçüsünde, yataklanma, tabakalar arasında dokanak, düzey doğrultuda iç değişimler, devre (sekans) veya tekrarlanan birimler, çökeme şekilleri v.b. gibi belirgin birçok özellikler gösterirler.

TANITMA DAYANAKLARI	DÜŞÜNÜLEN YÖNTEM	OLUŞUM KOŞULLARI
İkincil olarak az genişlemiş bir veya birçok çökelmiş (kümütlüs) mineral, az çok pöslütlük farklı mineraller tarafından tutulmuş (çimentolanmıştır).	Kümütlüs arası (interkümütlüs) sıvı, çökelmiş kristaller çevresinde konsantrik olarak yavaş yavaş kristalleşmiştir. İçten dışa doğru alçak sıcaklık bileşimleri oluşur. Kümütlüs arası sıvı taneler arası yeni mineral oluşum fazını besler.	Kristaller cabuk çökelip birleşmişlerdir. Katman hızlı bir biçimde dolar. Esas magmadan ayrılmış kümütlüs arası sıvı yavaş yavaş kristalleşir.
İkincil olarak fazla genişlemiş birbiriyle birleşmiş bir veya birkaç kümütlüs mineral ancak %0 ila 5 arasında taneler arası mineral oluşumuna yer bırakır.	Sızma (diffuzyon) yolu ile üstte birleşik duran magmadan itibaren kümütlüs kristaller beslenir. Beslenmiş kısım ile kümütlüs kristaller arasında bileşim farkı yoktur. Kümütlüs kristalleri arası sıvı dışarı atılır.	Kristaller yavaş yavaş çökelip birleşir. Katman uzun zaman esas magma ile iligliktedir.
Ortokümütlülar ve adkümütlülar arasında melez özellikler gösterir. Çok sık rastlanır.	1) Kristaller zonlaşma olmadan adkümütlülarda olduğu gibi büyürler. 2) Büyümenin son aşaması ortokümütlüat tipindedir.	Çökelme üstte belirlenen üç iki kristalleşme hızı arasında bir hızla oluşur.
Geniş yer kapsayan bir veya birkaç diğer pöslütlük mineralle çimentolanmış bir kümütlüs mineral içerirler.	Esas magma yakınında, üstte bulunan bir katmanın, taneler arası sıvı içinde bulunan çok dağınık kristal çekirdeklerinin beslenmesi ile belirginlerdir.	Kristaller yavaş yavaş çökelip birleşir. Katman uzun zaman esas magma yakınında bulunur.
Birbirlerine paralel büyümüş yataklanmaya dik uzun olivin kristalleri diğer pöslütlük kristaller tarafından çimentolanmıştır.	Yukarıya doğru çökelmiş olivin kristallerinin büyümesi izlenir.	Magma odasının geçici tabanını oluşturan katmanda meydana gelebilir.
Taneli Doku	Basit bir zonlaşma ile genişleyen bol kümütlüs mineral fazının beslenmesi ile belirginlerdir.	Aynı anda çökelene çok sayıda mineral fazı vardır.
Kenar etkili kristaller veya komşu kristaller arasında birinin diğerinin yerini alması.	Soğuma anında, yarı katı, yarı dengeli (metastable) mineraller arasında reaksiyonlar gözlülür. Örnek olivin-anortit.	Yavaş soğuma

Tablo 1: Wager ve Diğerleri (1960), Jackson (1971) ve Juteau (1974) e Göre Magmatik Kümütlüların Adlanması.

A — YATAKLANMA (Litage - layering): Sedimanter kayalarda esas olan katmanlı sıralanma (stratifikasyon) gibi kümülatların ilksel yapısıdır ve hemen her zaman izlenir Jackson'a (1971) göre "yataklanma, esas olarak birikme yüzeyine çöken kristallerde, taşınma ve dağılma (dispersion) olaylarındaki değişimlerin neden olduğu; çöken minerallerin var veya yok oluşu, karşılıklı oranları tane boyları veya bileşimlerinin meydana getirdiği stratigrafik değişimlerle belirlir. Yataklanma herşeyden önce yerçekimi ile ilgilidir ve çökmüş tanelerin düzensiz fabrikleriyle eşlenir. Yer yer slump, erozyon, dolgu, çapraz tabakalanma yapıları izlenir. Bu yapıların hepsi aynı bir sıralanmayı gösterir. Bildiğim kadarıyla, üst üste gelme yasası sedimanter kayalardaki gibi kesin bir şekilde izlenmektedir".

B — DOKANAKLAR (horizon=düzye): Katmanları ayırır ve Jackson (1971) tarafından 3 büyük sınıfa ayrılmıştır.

1 — Faz dokanağı (phase contact), Çökelmiş mineral fazlarından birinin kaybolması veya belirmesiyle izlenir. Bu dokanaklar magmanın çökelmiş kristal gelişimindeki önemli değişimi işaretler.

2 — Oran dokanağı (ratio contact), İki veya bir çok çökelmiş faz arasındaki az çok ani değişimle belirgindir. Bu dokanaklar çoğunlukla, akıntı hızı v.b. mekanik koşulların değişimini vurgular.

3 — Şekil dokanağı (form contact), Tanelerin boyu, şekli v.b. gibi, mineral fazlarının bir veya birçoğundaki şekilsel özelliklerin ani değişimiyle belirgindir.

Yukarıda konu edilen üç dokanaktan ilk ikisi beraber bulunamazlar, fakat üçüncüsü bunlarla beraber olabilir.

C — KATMANLAR= TABAKALAR (Layers): Mostrada izlenebilir birçok içyapılar gösterirler. Bir katman alt ve üstü yukarıda konu edilen üç tip bir dokanakra sınırlanmış, iç özellikleri düzgün devamlılık veya düzgün değişkenlik gösterir. Lamina Jackson'a (1967) göre bir kümülat içinde ayırtlanabilen en küçük katmandır.

Katmanların düşey yönde iç değişimleri iki tür izlenebilir.

1 — Çökelmiş minerallerin oranlarındaki değişim:

— **Eşmodel katmanlar:** Katmanın çeşitli mineralleri arasındaki düzgün oran ve iç değişim yokluğuyla belirgindir.

— **Mineralleri düzenli değişimli olan katmanlar (mineral - graded layers):** Çökelmiş iki veya birçok mineral oranının düzgün ve stratigrafik değişimiyle belirgindir. Bu tür değişimler her zaman, altta ağır, üstte hafif mineraller sıralanması gibi yerçekimi ile olmamıştır. Magmadan türeyen kristal miktarının değişmesini ve çökme akıntısının farklılaşmasını da yansıtabilir.

2 — Çökelmiş minerallerdeki fiziksel ve kimyasal değişim:

— **Tane boyunda düzgün değişimli katmanlar (size-graded layers):** Jackson'a (1967) göre hareket halinde magmatik akıntıdaki kristallerin sıralanması ile ilgilidir.

— **Kimyasal değişimi düzgün katmanlar (chemical graded layers):** Ayrıntılı kimyasal analizlerle ortaya çıkarılan, mostrada izlenmeyen bu saklı değişim "gizli katmanlanma = cryptic layering" olarak adlanmıştır (Wager ve Deer, 1939). Gizli katmanlanma bir yandan katman, diğer taraftan katmanlı (=tabakalı, stratiform) kompleks bütününde gözlene-

bilir. Bu durum Skaergaard gibi karışık olmayan komplekslerde (kapalı bir sistemde, bir kerede yerine konuş) değişken bileşimli minerallerin her zaman alçak basınç bileşime doğru gelişmesiyle izlenir. Olivin ve ortorombik piroksen giderek demirce, plajiyoklaslar giderek sodyumca zenginleşir v.b. Bushweld ve Stillwater gibi daha karmaşık komplekslerde (magmanın birçok kez sokulumu, v.b.), bu değişimler çok daha karışıktır (Bingöl, 1972).

Katman ölçeğindeki değişimler, kristalleşme süresinde meydana gelen çok sayıda düzensizliği yansıtır.

Katmanın mineralleri, çökme akıntılarının varlığını vurgulayan yönlenme gösterirler. İstatistiki olarak minerallerin yönlenmesinin düzgünlüğü ne kadar fazlaysa çökme akıntısının anlılığı o kadar fazladır. Tanelerin anizotropi derecesi de istatistiki yönlenmeyi doğrudan doğruya etkiler. Arazide şu durumlar izlenebilir:

— **Yüzey Laminalaşması [(magmatik yapraklanma (= foliasyon)] (Juteau, 1974); "Jackson'un (1967) "planar lamination"; ve Wager ve Deer'in (1939) "igneous veya flow lamination".) bir veya birkaç çökelmiş mineralin bir plana paralel sıralanmasıyla oluşur.**

— **Çizgisel Laminalaşma [(magmatik lineasyon (Juteau, 1974); Lineati lamination (Jackson, 1967)] Bir veya birkaç çökelmiş mineralin bir çizgiye paralel olarak uzamasıyla oluşur.**

D — KATMANLAR GRUPLARI (Juteau, 1974) ("Member". Jackson, 1961): Tabakalı bir kompleks içinde litolojik düzgünlüğü veya kendine has litolojik özellikleriyle belirgin haritaya alınabilir stratigrafik birimlerdir. Bu birimlere "zon" denir. Zonlar kendi içinde üye (membra) adıyla alt bölümlere ayrılabilir. Örnek: Jackson'a (1961) göre Stillwater ultramafik zonu bir "peridotit üye"si ve bir "bronzitit üye"si içermektedir.

Daha küçük ölçekte, belli sıralanım gösteren tabakaların, aynı sıralanımında ve birkaç kez tekrarlandığı izlenmektedir. Jackson (1961) Stillwater kompleksinde bu tür, onbeş kere tekrarlanmış sekans (veya tekrarlanan birim) ayırtlamıştır. Her birim sırayla "olivinli kümülat, olivin ve ortopiroksenli kümülat, ortopiroksenli kümülat" sıralanımını gösterir. Bu tür ritmik yataklanma (Wager ve Deer'in (1939) "rythmic layering'i) tüm katmanlı (=stratiform) komplekslerde belirlenmiş olup, çoğu kez birbirine ters düşen hipotezlerle açıklanmıştır (Bingöl, 1972).

Kümülatların Sınıflandırılması

Kırıntılı tortul kayalarda kaynak veya çökme ortamını daha seçkin bir şekilde belirleyebilmekte olduğu gibi kümülatların sınıflandırmasında da bir problem vardır (Juteau, 1974).

Birinci durumda çökelen minerallerin ismi verilir. Örneğin "Olivinli kümülat"ın anlamı olivini çökelmiş kümülat'tır. Fakat, kayacın çimentosu veya tüm bileşimi konusunda herhangi bir bilgi yoktur (Juteau, 1974).

İkinci durumda çeşitli çimento tipleri ayırtlanır. Örneğin Wager ve diğerlerinin (1960) adlamasında olduğu gibi ortokümülat, adkümülat v.b. Böylece çökelmiş mineral de belirtilebilir: olivinli ortokümülat. Bu tür kullanıma daha fazla bilgi verdiğinden yeğ tutulabilir görülmektedir. Buna rağmen, böyle bir adlama kayacın bileşimi üzerinde ender du-

I — KAYACIN ÇÖKELİP BİRİKME SİYLE (akümülayon) OLUŞMUŞ KISMI:

- A — Kristal-kümülüs-çökemiş kristal:** Çökemiş mağmatik kayacın güntümüzde bir kısmı olan, fakat mağmatik çökelden önce ve bu çökelen kısmın dışında doğmuş (meydana gelmiş) kristal (mineral).
- B — Kümülüs sonrası (postkümülüs) malzeme:** Mađmatik çökel içinde güntümüzde kapsadığı yerde oluşmuş ilksel malzeme.
- C — Kümülüs arası (interkümülüs) sıvı:** Kümülüs sonrası malzemenin büyümesi anında veya öncesinde, çökemiş kristaller arasında bulunan sıvı.

II — KRİSTALLERİN ÇÖKELİP BİRİKME SİYLE OLUŞMUŞ KAYAÇLAR:

- A — Kümülat:** mağmatik çökel: Yerçekimi etkisiyle çökeliş biriken kayaçların genetik ismi.
- B — Kayaçların "çökemiş kristaller"le sınıflanması:**
- 1 — Yarı nicelikli (Sencikantitatif), yalnızca çökemiş kristaller üzerine kurulmuştur; adlama minerallerin bolluk sırasına göre yapılmıştır, örneğin olivin-ortopiroksenli kümülat.
 - 2 — Nicelikli (kantitatif): yalnızca çökemiş kristaller üzerine kurulmuştur; bu kristallerin hacimsel oranları endis olarak gösterilir; örnek: $01\% \text{ Opx}_{25}$
- C — Minerallerin tümü yardımıyla kayaçların modal sınıflanması:**
Çökemiş veya çökeme sonrası kristallerin tümü üzerine kurulmuş standart modal sınıflanmadır; örnek bronzitli kümülat, esas olarak bir bronzittir fakat yersel olarak vebsteritik veya noritik olabilir.

III — KÜMÜLATLARDA HORIZONLAR (DÜZEYLER)

- A — Horizon (düzey):** Atıf yapılabilecek önemli düzey, kümülat içinde eski bir çökeme yüzeyi.
- 1 — Faz dokanağı (faz kontaktı): Bir kümülüs mineralin yok olması veya ortaya çıkmasıyla belirgin horizon.
 - 2 — Oran dokanağı (Oran kontaktı): İki kümülüs mineralinin oranlarının ani değişimiyle belirgin horizon.
 - 3 — Şekil dokanağı (şekil kontaktı): Bir kümülüs mineralin fiziksel özelliklerinin ani değişimiyle belirgin, düzey, örnek: büyüklük veya şekil.

IV — KÜMÜLATLARDA KATMANLAR (TABAKALAR):

- A — Lamina:** Bir kümülat içinde ayırtlanabilinen en ince katman.
- 1 — Plan (yüzey) laminalaşması: Bir kümülat içinde bir veya birçok kümülüs mineralinin bir plana paralel sıralanması.
 - 2 — Çizgisel laminalaşma: Bir kümülat içinde bir veya birçok kümülüs mineralinin bir çizgiye paralel sıralanması.
- B — Katman (tabaka):** Özelliklerinde devamlılık veya düzgün değişkenlikle belirgin devamlılık gösteren katmanlı kümülüs.
- 1 — Kümülüs mineralleri oranları üzerine dayanan yataklanma:
 - a) Eşmodal katman: Bir veya birçok kümülüs mineralinin düzgün oranlarıyla belirgin katman.
 - b) Mineralleri düzenli değişimli olan katman: İki veya birçok kümülüs mineralin oranlarının düzgün ve stratigrafik değişimiyle belirgin katman.
 - 2 — Kümülüs minerallerinin fiziksel veya kimyasal özellikleri üzerine dayanan yataklanma.
 - a) Tane boyunda düzgün değişimli katman: Bir veya birçok kümülüs mineralinin tane boylarının düzgün ve stratigrafik değişimi ile belirgin katman.
 - b) Kimyasal değişimi düzgün katman: Bir veya birçok kümülüs mineralinin kimyasal bileşiminin düzgün ve stratigrafik değişimi ile belirgin katman.

V — KÜMÜLATLAR İÇİNDE KATMAN GRUPLARI:

- A: Zon:** litolojik düzgünlüğü veya kendine has litolojik özellikleriyle belirgin katmanlı bir bir kompleks içinde haritaya alınabilinen stratigrafik birim.
- B: Üye:** Bir zonun alt bölümü.

Tablo 2: Çöken kristallerin birikmesiyle oluşan kayaçlarla ilgili sınıflama ve terimler (Jackson 1967 ve Juteau, 1974).

rumlar dışında, kesin bir bilgi vermemektedir. Ender durum için örnek: olivinli adkümülat: tanımlama nedeniyle %0 ila 5 mineraller arası (interstisyel) mineral içeren bir dunitte karşılık gelmektedir (Juteau, 1974).

Bir kümülataın toplam mineral bileşimini belirleyebilmek için bir niceli (kantitatif) modal sınıflama, örneğin Streckeisen'in (1974), veya Jackson'un (1968) önerdiği sınıflamayı kullanmak gerekmektedir.

Wyllie (1967) ye göre ultramafitler esas olarak demir ve magnezyumlu minerallerden oluşmuş kayalardır, (renk indisi 70 in üstünde (Bingöl 1974); Ultrabazitler ise bileşiminde %45 ten az SiO_2 bulunduran, bir diğer deyişle kimyasal bileşimi ultrabazik olan kayalardır. Örnek: Piroksenitler ultramafit olduğu halde, %55 ila 65 arasında SiO_2 içerdiğinden ultrabazik değillerdir.

Ultramafitlerin çeşitli sınıflamaları ve ultramafik kayaların özel adlarının tanımlamaları alfabetik olarak Bingöl (1974) tarafından derlenmiştir.

Streckeisen Sınıflaması

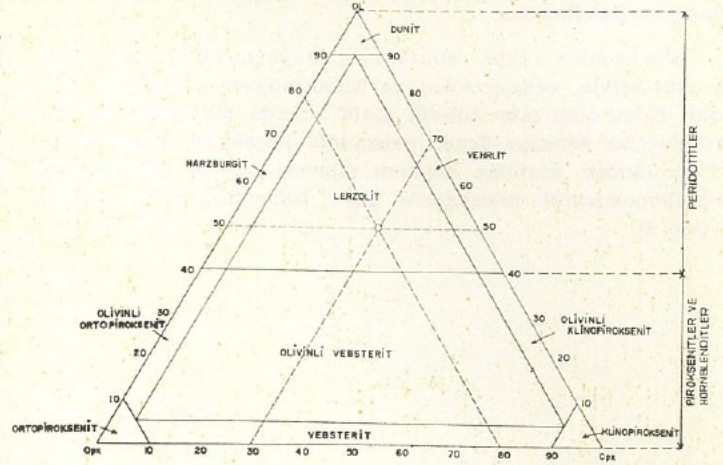
Ultramafitler çok az sayılabilecek mineral türü içerirler. Olivin piroksen, amfibol, az miktarda spinel ve ender granat, biotit ve ilmenit bu kayaları oluşturur. Streckeisen'in 1974 yılında yaptığı sınıflama olivin, ortopiroksen, klinopiroksen ve hornblend olmak üzere dört mineral türünün kayadaki oranlarını esas almaktadır (Şek. 2a ve 2b).

Eşkenar üçgenin üst köşesi olivinin, alt köşeleri ise ortopiroksen ve klinopiroksenin %100 miktarda olduğu noktalara karşılık gelmektedir. Ultramafitler, olivin, ortopiroksen klinopiroksen yüzdelere göre şu adları alırlar. %40 tan çok olivin içeren ultramafitlere peridotit, %40 tan az olivin içerenlere de piroksenit adı verilmektedir. Peridotitler en fazla %60 a kadar ortopiroksen veya aynı miktarda klinopiroksen içerebilirler. Piroksenitlerde ise orto veya klinopiroksen miktarı %60 tan fazladır.

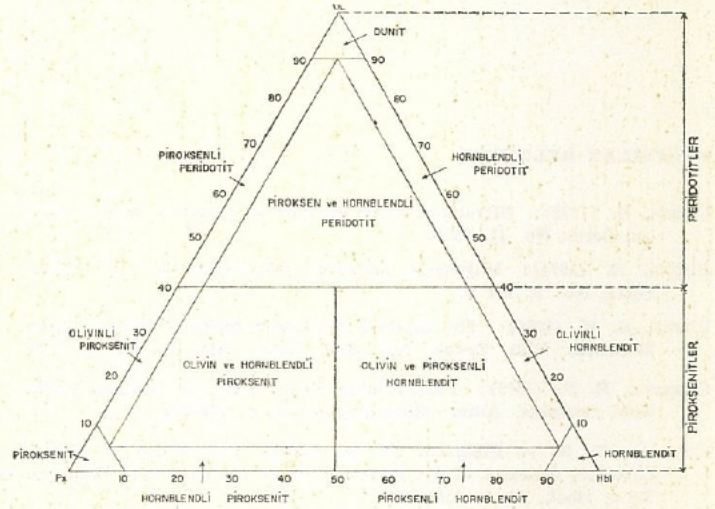
Peridotitlerden dunitler, %90 dan fazla olivin içerirler. Harzburgit, lertzolit ve vehrlitlerde olivin miktarı %40 ila %90 arasında değişir. Harzburgitler ortopiroksen, vehrlitler ise klinopiroksence zengindir.

Piroksenitlerden vebsteritler en çok %5 oranında olivin içerirler. Bu oran olivinli vebsteritlerde %40 a kadar yükselebilir. Kayacın %90 ı ortopiroksenden oluşmuşsa ortopiroksenit, klinopiroksenden meydana gelmişse klinopiroksenit adı alır.

Tablonun kullanılması çok basittir. Örnek olarak, mikroskopta karşılaştırma tabloları veya nokta sayacı ile %50 olivin, %20 enstatit (ortopiroksen), %30 da diallag (klinopiroksen) saptanmış olduğu varsayılırsa Streckeisen'e göre bu kayacın adı ne olmalıdır? Önce olivin köşesinin karşısındaki kenara olivin yüzdesinin 50 olduğu noktadan bir paralel çizilir. Daha sonra ortopiroksen köşesinin karşısındaki kenara, ortopiroksen yüzdesinin 20 olduğu noktadan bir paralel çizilir. Çizilen doğrular lertzolit kısmında kesişmektedir (Şekil 2a). Klinopiroksen yüzdesi içinde bir öncekiler gibi klinopiroksen köşesinden karşısındaki kenara, klinopiroksen yüzdesinin 30 olduğu noktadan bir paralel çizildiğinde, bu doğrunun daha önce çizilen doğruların kesiştiği noktadan geçtiği izlenir. Bu duruma kayacın adı lertzolittir.



Şekil 2a: Ultramafitlerde Olivin-Ortopiroksen ve Klinopiroksen Yüzdeleri (Streckeisen'e göre - 1974)



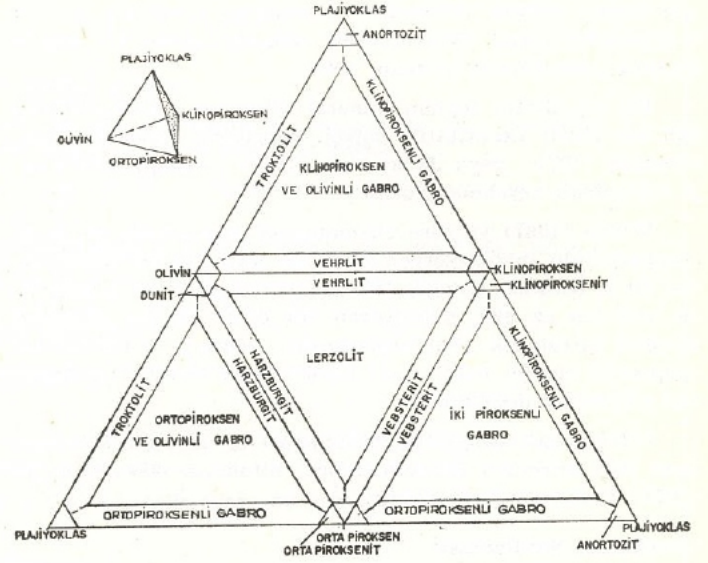
Şekil 2b: Ultramafitlerde Olivin Piroksen ve Hornblend Yüzdeleri (Streckeisen'e göre - 1974)

Ultramafitler yukarıda belirtildiği gibi, kayacın içerdiği olivin, piroksen ve amfibol oranlarına göre yine Streckeisen (1974) tarafından sınıflanmıştır (Şekil 2b). Buna göre %40 tan fazla olivin içeren grup peridotitleri, %40 tan az olivin içeren grup ise piroksenit ve hornblenditleri oluşturmaktadır. Piroksen miktarı hornblendten fazla olduğunda, üçgen diyagramda belirtilen oranlara göre, kayacın piroksenit, olivinli piroksenit, olivin ve hornblendli piroksenit ve hornblendli piroksenit olarak adlandırılır. Hornblend miktarı piroksenden fazla olunca, üçgen diyagramda belirtilen oranlara göre kayacın hornblendit, olivinli hornblendit, olivin ve piroksenli hornblendit ve son olarak piroksenli hornblendit olarak adlandırılır.

(1) Streckeisen'in sınıflaması, ilerde konu edilen Jackson sınıflaması yalnız kümülata için değil, tektonitlerin sınıflaması için de kullanılır.

Jackson Sınıflaması

Jackson'un (1968) sınıflaması, kayaların içerdiği plajiyoklas olivin, ortopiroksen ve klinopiroksen oranlarını esas alır. Konu olan minerallerin %100 oranda bulunduğu uç durumlar bir eşkenar üçgen prizmanın köşelerini oluştururlar. Tanımlaması istenilen kayacın mineral bileşimi Streckeisen sınıflamasındaki prensiplere göre izdüşürülür, ve adlanır (Şek. 3).



Şekil 3: Jackson'a (1968) göre bazik ve ultrabazik taneli dokulu kayaların modal bileşimini temel alan sınıflaması.

DEĞİNİLEN BELGELEER

- Bingöl, E. (1972): Ultramafit-split sorunu ve jeolojisi. M.T.A. Eğitim Serisi No, 11, 33 p.
- Bingöl, E. (1974): Magmatik kayalar petrolojisi. M.T.A. Eğitim Serisi No: 9, 154 p.
- Brown, G. M. (1956): The layered ultrabasic rocks of Rhum, Inner Hebrides. Phil. Trans. Roy. Soc. Lond., Ser. B, 240, p. 1-53.
- Cameron, E. N. (1969): Postcumulus changes in the Eastern Bushweld Complex. Amer. Mineralogist, 54, p. 744-779.
- Cameron, E. N. ve Emerson, M. E. (1959): The origin of certain chromite deposits in the eastern part of the Bushweld Complex. Econ. Geol., 54, p. 1151-1213.
- Irvin, T. N. (1969): The Duke Island ultramafic complex, Southeastern Alaska, "Ultramafic and related rocks" kitabında, p 84-96. (Editör: P. J. Wyllie; yayın: J. Wiley and sons, New York).
- Jackson, E. D. (1961): Primary textures and mineral associations in the Ultramafic zone of the Stillwater Complex, Montana. U.S. Geol. Surv. Prof. Pap., 358, P. 1-106.
- Jackson, E. D. (1967): Ultramafic cumulates in the Stillwater, Great Dyke and Bushweld intrusion (Ultramafic and related rocks" kitabında, p. 20-38. (Editör: P. J. Wyllie Yayın: John Wiley and Sons New York).
- Jackson, E. D. (1968): The Charecter of the lower crust and upper mantle beneath the Hawaiian Islands. Uluslararası 23. Jeol. Kongresi. 1, p. 135-150.

- Jackson, E. D. (1971): The origin of ultramafic rocks by cumulus processes. Fortschr. Miner., 48 (1), p. 128-174.
- Juteau Th., (1974): Les ophiolites des nappes d'Antalya, pétrologie d'un fragment de l'ancienne croûte oseanique téthysienne. Doktora tezi, Nancy Univ. 2 vol. 692 p.
- Streckeisen A. (1974): Classification and Nomenclature of Plutonic rocks. Geol. Rundschau, 63, 2, p. 773-785.
- Wager, L. R. ve Brown, G. M. (1951): A note on rhythmic layering in the ultrabasic rocks of Rhum. Geol. Mag., 88, p. 166-168.
- Wager, L. R. ve Brown, G. M. (1968): Layered igneous rocks. London, Oliver and Boyd, 588 p.
- Wager, L. R., Brown, G. M. ve Wadsworth, W. J. (1960): Types of igneous cumulates. Journ. Petrol., 1, p. 73-85.
- Wager, L. R. ve Deer, W. A. (1939): Geological investigation in East Greenland; the petrology of the Skaergaard Intrusion, Kangerdlugssuaq, East Greenland. Meed. om Gronland, 105, (4), p. 1-352.
- Wyllie, P. J. (1967): Ultramafic and ultrabasic rocks. Ultramafic and related rocks kitabında p. 1-7 ve 403-415 (Editör: P. J. Wyllie; yayın J. Wiley and Sons, New York).
- Worst, B. G. (1960): The Great Dyke of Rhodesia. Geol. Surv. South Rhodesia, 47, 239 p.