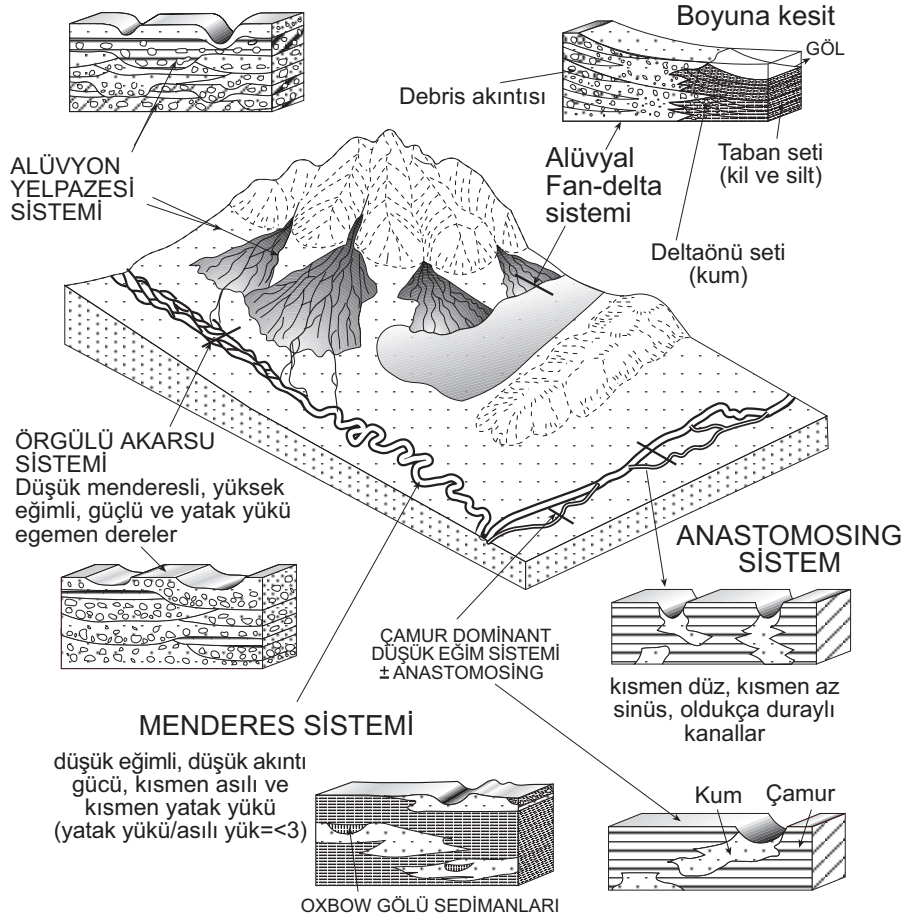


SEDİMANTOLOJİ

DERS NOTLARI



NURETDİN KAYMAKCI

20.02.2001/İZMİT

SEDİMANTOLOJİ

1. Giriş

Sedimentoloji sedimanter kayaçları ve onları oluşturan mekanizmaları bilimsel olarak araştırmak, sınıflandırmak, kaynağını sorgulamak ve yorumlamak olarak tanımlanır. Sedimentoloji genelde sedimentasyonla karıştırılır. **Sedimentasyon** sedimanın çökelim prosesidir dolayısıyla mekanizmaya işaret eder. Bu konuyla ilişkil olarak **sedimanter petrografi** sedimanter kayaçların tanımlanması ve sınıflandırılması demektir. Bu işlem genelde mikroskopik çalışmalarla yapılır.

Yeryüzünün yaklaşık olarak %70'i sedimanter (çökel) kayaçlarla kaplıdır. Bunlar; çoğunlukla çakıltaşı (conglomerate), kumtaşı (sandstone), silttaşı (siltstone), kireçtaşı (limestone), şeyl (shale) ve görece daha az miktarlarda tuz oluşumları (salt deposits), demirtaşı (ironstone), kömür (coal) ve çörtten (chert) oluşmaktadır.

Jeolojik dönemlerde çökelen kayaçlar, bu gün etrafımızda görebildiğimiz tüm sedimanter ortamlarla benzer ortamlarda çökelmişlerdir. Dolayısıyla, güncel ortamlarda yapılan çalışmalar, jeolojik dönemlerde oluşmuş olan kayaçların oluşum mekanizmalarını anlamamızda kullanabileceğimiz en önemli araçlardır. Bununla birlikte, bazı sedimanter kayaçlar vardır ki bunların oluşum mekanizmalarını açıklayabileceğimiz/gözlemleyebileceğimiz güncel sedimanter ortamlar bulunmamaktadır.

Sedimentasyondan sonra, çökelmiş olan malzemeler diyajenez (diagenesis) işlemine maruz kalırlar. Diyajenez kısaca sıkışma (compaction), çimentolanma (cementation), tekrar kristallenme (recrystallization) gibi çökelin fiziksel, kimyasal ve biyolojik olarak değişime uğraması demektir.

Sedimanter kayaçların özelliklerini ve oluşum mekanizmalarını anlamak, içlerindeki bir çok ekonomik maden yatağı, petrol ve doğal gaz içermesi bakımından önemlidir. Dolayısıyla günümüzde yeni maden, petrol ve kömür yataklarının bulunması amacı ile bir çok sedimentolojik ve petrografik çalışma yapılmaktadır. Dünyamızın ihtiyacı olan petrol, doğal gaz, kömür, tuz, demir, alüminyum, sodyum, potasyum, inşaat malzemeleri ve diğer bir çok ham madde sedimanter kayaçlardan sağlanmaktadır.

1.2 TEMEL KAVRAMLAR

1.2.1 SEDİMANTER KAYAÇLARIN SINIFLANDIRILMASI

Sedimanter kayaçlar fiziksel, kimyasal ve biyolojik proseslere (işlemler) bağlı olmaktadır. Dolayısıyla, sedimanter kayaçlar kayacın oluşumu sırasında rol oynayan dominant proseslere bağlı olarak dört ana sınıfa ayrılırlar (Tablo 1).

Tablo 1. Sedimanter kayaçların sınıflandırılması			
Kıta kökenli (terrigeneous) Kırıntılı (clastik) sedimanlar	Biyojenik (biogenic), Biyokimyasal (biochemical) ve organik sedimanlar	Kimyasal (chemical) sedimanlar	Volkanokırıntılılar (volcaniclastic) sedimanlar
Çakıltaşı (conglomerate) breş (breccia), kumtaşı (sandstone), silttaşı (siltstone), çamurtaşı (mudstone) vs.	Kireçtaşı (limestone), dolomit, çört (chert), fosfatlar (phosphates), Kömür (coal), oilshale vs.	Evaporitler (evaporites), demirtaşı (ironstone) vs.	İgnimrit (ignimbrite), tuf (tuff), tüfit (tuffite), camsıkırıntılılar (hyaloclastites) vs.

Silisiklastik veya epiklastik olarak da adlandırılan Kıta kökenli kırıntılı sedimanlar daha önden var olan kayaçların fiziksel proseslerce parçalanıp, ufalanıp başka bir yere taşınıp tekrar çökmesinden oluşurlar. Biyojenik ve biyokimyasal sedimanlar, organizmaların etkisi ile veya kalıntılarından oluşurlar. Kimyasal sedimanlar ise suda ergimiş olarak bulunan kimyasal

maddelerin doğrudan çökmesi ile oluşurlar. Volkanokırıntılılar ise volkanik aktivite sırasında veya hemen sonrasında (penecontemporaneous) doğrudan (tuf) veya taşınıp tekrar çökmesi (tüfit) sonucu oluşurlar. Bu kayaların bir çoğu içeriğine (kompozisyon) bağlı olarak daha alt sınıflara ayrılırlar. Yanal ve düşey olarak kayaların kompozisyonlarının değişmesi sonucu bazı kayalar birden fazla sınıfa veya bu sınıfların ara sınıflarına ayrılabilirler.

1.2.2 SEDİMANER ORTAMLAR VE FASİYES

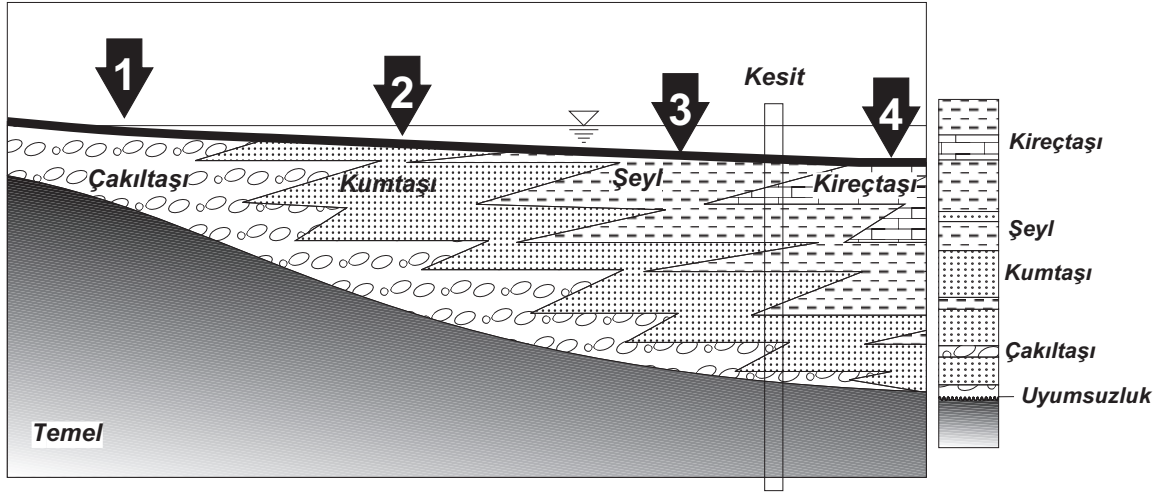
Sedimanter ortamlar, erozyona, taşıyıcı ortamın (*transport*) gücüne veya sadece çökmenin hakim olmasına bağlı olarak değişirler. Erozyon ve günlenme (*weathering*) sediman kırıntılarının oluşmasına ve/veya iyonların suda çözünmesini sağlarlar. Karasal ortamlarda iklim (*climate*), yerel jeoloji ve topografik şartlar, oluşacak ve taşınacak sedimanların miktarını, tipini ve taşınma biçimlerini kontrol ederler. Temel karasal ortamlar: **akarsu-flüvyal (fluvial)**, **buzul (glacial)**, **göl (lake)**, ve **ruzgar** tarafından kontrol edilen kumlu (**aeolian**) çöl ortamlarıdır. Bir çok **Kıyı ortamları: delta, lagün (lagoon), gel-git düzlüğü (tidal flat), sabkha, sahil-plaj (beach-shore) ve bariyer ortamlarıdır. Açık deniz ortamları: sığ deniz (continental shelf (open marine) ve İçdenizlerdir (epeiric sea). Pelajik (pelagic), yaripelajik (hemipelagic) ve türbit/türbiditik ortamlar net çökmenin olduğu Batyal (bathyal) - Abisal (abyssal) derin deniz ortamlarıdır.**

Sedimanter kayalar tanınıp stratigrafik özellikleri tanımlandıktan sonra fasiyes kavramından bahsedebiliriz. **Fasiyes:** bir kayacı başka bir kayaktan ayıran özelliklere verilen addır. Bu özellikler içerik (kompozisyon), tane boyu, doku (texture), içerdiği sedimanter yapılar, fosil içeriği ve rengidir. **Litofasiyes** kavramı kayacın sedimanter özelliklerini, **biyofasiyes** ise paleontolojik özelliklerini kapsar. Fasiyesler, yapılan çalışmanın detayına bağlı olarak alt fasiyes gruplarına ve mikroskobik çalışmalarda ise mikrofasiyeslere ayrılabilirler. Fasiyesler 1) sedimanın kendisine (örnek: Çapraz tabakalı kumtaşı fasiyesi), 2) çökme prosesine (örnek: sel fasiyesleri), ve 3) çökme ortamına (örnek: gel-git düzlüğü fasiyesleri) bağlı olarak adlandırılırlar. Sadece ilk adlandırma (1) objektif ve tartışmaya kapalı ama diğer iki adlandırma (2 ve 3) ise yoruma dayalı ve tartışmaya açıktır. Değişik fasiyesler bir birleri ile ilişki içersinde, geçişli bulunabilir, değişik veya aynı fasiyesin art arda bir birlerini veya kendisini tekrarlaması sıkça görülür ve bunun nedenleri bir çok değişkene bağlıdır.

Çökelen sediman, oluşan kayaç tipi ve fasiyes bir çok nedene bağlıdır. Bunlardan en önemlileri şunlardır: 1) çökme prosesleri, 2) çökme ortamı, 3) tektonizma, 4) iklim. Sedimanlar ruzgar, akarsu, gel-git dalgaları, fırtına akıntıları, dalgalar (deniz/göl), sediman+akıntı karışımları (türbiditler ve debris akıntıları gibi), organizmaların iskelet oluşturmaları (resif gibi) ve evaporitlerde olduğu gibi sudan doğrudan çökmesi gibi bir çok faktöre bağlı olarak oluşurlar. Çökeller kayaçta oluşum proseslerini sedimater yapılar ve doku olarak kaydederler. Bazı çökme prosesleri sadece bazı ortamlarda oluşurken bazıları ise bir çok ortamda oluşabilir. Ortamlar, fiziksel, kimyasal ve biyolojik parametrelere göre tanımlanırlar. Bu parametreler erozyon, çökimsizlik (non-deposition) ve çökeldir. Su derinliği (*water depth*), karışıklık oranı (*agitation*) ve tuzluluk (*salinity*) su altı (subaqueous) ortamların en önemli fiziksel belirleyicileri olarak ortamda yaşayan, sedimantasyonu kontrol eden veya bizzat sedimantasyona katılan organizmaları etkilerler. Eh (redox potansiyeli) ve pH (asitlik-bazlık oranı) ile temsil edilen kimyasal parametreler ortamda bulunan organizmaları etkiler ve çökecek mineralleri belirlerler. Tektonizma oluşacak olan ortamın tipinin belirlenmesinde en önemli etkidir. Örneğin bu ortam bir kıta içi havza, pasif kıta kenarı, forland veya rift havzası olabilir. Pasif kıta kenarlarında çökelim kıta kenarında, sığ denizde, derin denizde ve okyanus tabanında oluşur. Ayrıca tektonizma ortamın çökme (*subsidence*) veya yükselme (*uplift*) hızını, sismik aktiviteyi, volkanik aktivite oluşumunu ve türünü belirleyen en önemli etmendir. İklim, karasal ortamlarda günlenme ve erozyon hızını dolayısıyla oluşan kayacın kompozisyonunu belirleyen önemli etmendir. İklim kireçtaşı ve evaporit oluşumu için hayati öneme sahiptir. İklim ve tektonizma ile kontrol edilen en önemli iki etmen sediman arzı (*sediment supply*) ve organik verimlilik. Az sediman arzı kireçtaşı, evaporit, fosfat ve demirtaşının oluşmasını sağlarken, yüksek organik verimlilik de kireçtaşı, fosfat, çört, kömür ve oilşeyli oluşumunu sağlar.

Fasiyesler doğal olarak çökelim proseslerinin ve çökme ortamlarının yansımalarıdır. Belli sayıda çökme ortamının olması dolayısıyla jeolojik zamanlar içersinde oluşmuş belli ortamlarda,

ortamın özelliklerine bağlı olarak (belli fasiyesin oluşması için gerekli olan yer ve şartlar oluştuğunda) belli fasiyes tipleri ve fasiyes dizilimleri/kombinasyonları oluşur. Elbette aynı fasiyes tipleri arasında farklılıklar olacaktır. Bu farklılıklar provenansa (sediman kaynağı/sedimanın ilk oluştuğu ve taşınmaya başladığı yer), tektonizmaya, zaman içerisinde fosillerin değişime (evrime) uğramasına ve iklimsel koşulların değişmesine bağlıdır. Güncel ve jeolojik ortamların çalışılması sonucu bir çok genelleştirilmiş fasiyes türü, fasiyes modeli ve bu fasiyeslerin bir birleri ile yanıl ve dikey ilişkileri/geçişleri ortaya konulmuştur. Bu modeller sedimenter dizilimlerin yorumlanması, anlaşılması ve hatta belli bir ortamda var olabilecek fasiyes ve sedimenter proseslerin önceden tahmin edilmesini sağlamaktadır. Fasiyesler arası yanıl ve dikey geçişlerin önemi ilk defa 19. yy sonunda Walther tarafından "**Fasiyeslerin korelasyon kuralı** (*Walthers facies correlation rule*)" olarak ortaya konulmuştur. Bu kurala göre bugün dikey olarak bir biri üzerinde gözükten fasiyesler, eğer aralarında önemli bir uyumsuzluk düzeyi yoksa, aslında oluşumları esnasında yanıl olarak dizilmiş sedimenter ortamları yansıtır. Düşey eksen boyunca olan değişimleri içsel (internal) ve dışsal (external) etmenlere bağlı olarak fasiyeslerin ilerlemesi (*progradation*) veya geri çekilmesi (*retrogradation*) sonucu oluşurlar (Şekil 1). Delta ve dalga düzlüğü fasiyeslerinin daha derin su ortamları veya akarsu fasiyeslerinin taşkınovaşi fasiyesleri ile olan ilişkileri Walther kuralına çok iyi bir örnek teşkil ederler.



Şekil 1. Jeolojik kesitte üst üste gözükten fasiyeslerin aslında aynı jeolojik zaman diliminde yanıl geçiş ilişkisi içerisinde olduğunu gösteren Walther diagramı.

Dışsal etmenler tektonizmaya bağlı yerel veya global ölçekteki hareketleri ve iklimsel değişimlerdir. Bu iki etmen ortama gelen sedimanın miktarının ve deniz suyu seviyesinin değişmesinde dolayısıyla fasiyeslerin ilerlemesinin (*progradation*) veya geri çekilmesinin (bir başka deyişle fasiyeslerin alt/üst ilişkilerinin) belirlenmesinde en önemli faktörlerdir.

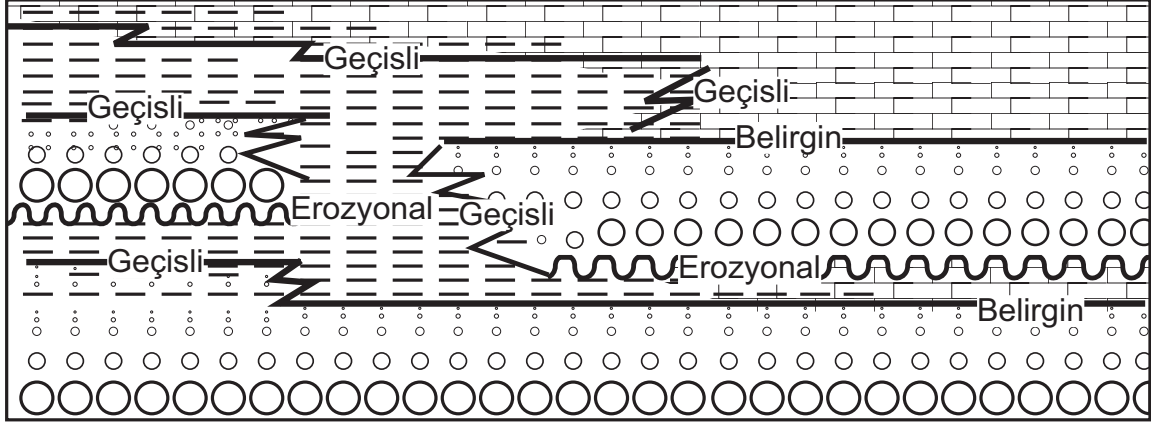
1.2.3 KONTAKTLAR (DOKANAKLAR)

Temel olarak üç çeşit fasiyes kontağı gözlemlenmiştir. Bunlar belirgin/keskin, geçişli ve erozyonal kontaklardır. Fasiyeslerin yanıl ve düşey olarak bir birleri ile olan ilişkileri giriklik (*gradation*) veya bir birinden uzak fasiyeslerin ani ortam değişimleri sonucu girik veya belirgin kontaklar oluşur. Belirgin kontakta en iyi örneği Şekil 1 deki çakıltaşı fasiyesinin şeyl veya kireçtaşı fasiyesi ile olan ilişkisidir. Şekil 2 de değişik kontak tipleri gösterilmiştir. Kireçtaşı ile şeyl arasında belli bir geçiş zonunun oluşması kontakta nereye konacağı sorununu ortaya çıkarır ki bu tipik geçişli kontakta örnektir. Kontak isteğe bağlı olarak ister geçişin ortasına, kireçtaşının en son gözükteği noktaya veya ilk başladığı çizgiden alınabilir.

1.2.4 DÖNGÜLER (CYCLES)

Döngüler aynı tip fasiyeslerin bir birleri ile olan ilişkilerinin ve dizilimlerinin düşey kesitteki tekrarlanmalarına verilen addır. Döngülerin oluşum sebepleri bir çok nedene bağlı olmakla birlikte

en belirgin olan nedenler tektonizmaya bağlı bölgesel veya yerel yükselme veya çökmelerdeki tekrarlanmalar, iklime ve tektonizmaya bağlı olarak su seviyesindeki değişimlerdeki döngüler, iklimsel değişimlerdeki ritmik döngüler ve astronomik döngüler. Astronomik döngüler dünyanın güneş etrafındaki dönüşündeki değişim (yörünge biçiminin değişmesi-elipsden dairesele geçiş-excentricity), ekvatorun konumunun değişmesi (precession) ve eksenin yatım açısının değişmesine (obliquity) bağlı olarak iklimlerde 100 ile 400, 21 ve 41 binyıl (ka) aralıklarında değişikliğe bu da doğal olarak sediman arzında ve su seviyesinde oynamalara neden olur. Bu değişimler "Milankovitch chains" veya "Milankovitch döngüsü" olarak adlandırılırlar (Şekil 3).

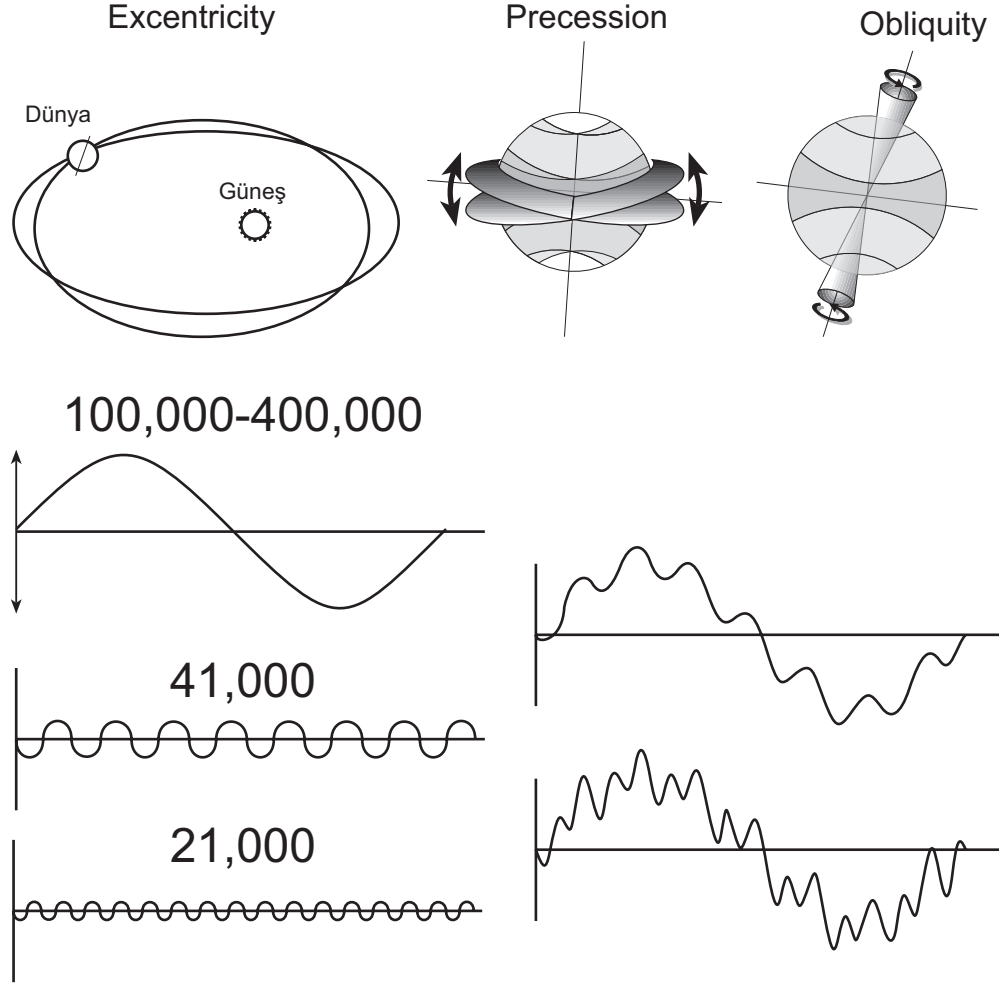


Şekil 2. Erozyonal, geçişli ve belirgin olmak üzere üç değişik kontakt tipi

Milankovitch döngüsü dünyada belirli dönemlerde daha ılıman ve belirli dönemlerde de daha soğuk iklimlerin oluşmasına sebep olur. Bu üç döngü bir birinden bağımsız olduğu için bunların etkisi her zaman aynı şekilde olmaz. Örnek verecek olursak, precession'a bağlı olarak iklimlerde bir ısınma olması durumunda eğer bu dönem obliquity'nin soğuk dönemine karşılık gelirse o dönem olması gerektiğinden daha soğuk ve olması gerektiğinden de daha sıcak geçebilir (Şekil 3). Aynı şekilde eğer her üç döngünün sıcak dönemleri ve soğuk dönemleri bir birleri ile çakışırsa bu dönemler dünyanın görebileceği en soğuk ve en sıcak dönemler olarak karşımıza çıkar. Bunun sediman arzındaki etkisi ve biçimi de o şekilde olacaktır. Bir diğer olgu da obliquitenin azalması veya artması durumudur. Düşük obliquite de kuzey ve güney kutuplar da mevsimsel değişim olmayacağından (veya çok kısa olacağından) ve ekvatorun hep aynı derecede ve devamlı olarak ısınması sonucu kutuplar arası ısı farkı çok fazla olmasına yol açacaktır. Bu da dünyada korkunç atmosfer hareketlerine ve hızı saatte yüzlerce kilometreyi bulabilecek fırtınalara sebep olacaktır. Dolayısıyla rüzgar yer yüzünde dominant taşınma ortamı olarak karşımıza çıkabilecektir. Ayrıca rüzgar sonucu bir çok toz parçacığının atmosfere taşınması güneşten gelen ışınların geriye yansımaya bu da dünyanın olması gerektiğinden çok daha soğuk olmasına ve yeni bir buzul çağının başlamasına neden olabilir. Obliquitenin artması ise dünyanın her yanının görece çok daha eşit derecede ısınmasına, bu da kutuplarda buzların erimesi ve buzul kalkanının kalkmasına dolayısıyla da deniz seviyesinin yükselmesine neden olacaktır. Bütün bunlar sedimanın oluşması, taşınması ve çökmesini etkileyecek, çok değişik döngülerin karşımıza çıkmasına neden olacaktır.

1.2.5 DİYAJENZ (DIAGENESIS)

Diyajenez çökelmiş gevşek sedimanların çökeldikten hemen sonra buldukları ortamda sıcaklık (~150-200°C) ve basınca bağlı olarak matamorfizmaya kadar (matamorfizma dahil değildir) uğradıkları her türlü prosese verilen isimdir. Bu prosesler, sedimentasyondan sıg gömülmeye kadar ki zaman dilimini içeren *öncül diyajenez* ve derin gömülmeden tekrar yükselmeye kadar olan zaman dilimini içeren *geç diyajenez* olmak üzere ikiye ayrılırlar.



Şekil 3. Dünyanın yaptığı üç temel hareket değişikliği. Eccentricity 100 ile 400 bin yıllık periyotlarla değişirken, precession 41 ve obliquity 21 bin yıllık periyotlarda değişir.

Diyajenetik prosesler; kompaktlaşma (*compaction*, hacimsel küçülme, sıkışma), rekristalizasyon (tekrar kristallenme), erime (*dissolution*), yerini alma (*replacement*), yerinde oluşma (*authigenesis*) ve çimentolanmadır (*cementation*). Hacimsel sıkışma sedimanın üzerindeki malzemenin yükü sonucu hacimsel olarak sıkışmasıdır. Sediman içerisindeki bazı mineraller buldukları ortamda kimyasal olarak durağan (*stable*) olamamaları sonucu yeniden kristallenmeye uğrayarak ortama uyumlu hale gelirler. Bu işlem sırasında doku değişirken kayacın minarolojisinde bir değişiklik olmaz. Erime ve yerine geçme işlemleri kireçtaşlarında ve evaporitlerde yaygınca gözlenir. Yerine geçme bir mineralin erimesi sonucu oluşturduğu boşluğa yeni bir mineralin geçmesi/çökmesi işlemidir. Bazı minerallerin kayaçların içerisindeki sıvılardan bu boşluklara doğrudan çökmesi yerinde oluşma olarak adlandırılır. Yerinde oluşma işlemi yeterli miktarda oluşursa bu işlem kayacı oluşturan kırıntıların çimentolanması ile sonuçlanır. Yerinde oluşmaya killi ve kireçli kayaçlarda kirecin doğrudan çökmesi sonucu oluşan konkrasyon ve nodüller iyi birer örnektir. Çimentolanma için gerekli olan iyonlar gözenek boşluklarındaki sulardan ve ergiyen minerallerden sağlanır.

2. KİTA KÖKENLİ (TERRİGENOUS) KIRINTILI SEDİMANLAR

2.1 Giriş

Kıta kökenli kırıntılı sedimanlar kilden başlayarak iri taneli kumlara, çok iri taneli (bloklü) çakıltaşlarından breşlere kadar geniş bir gurubu içerirler. Sedimanları oluşturan taneler parçalanıp ufalanmış plutonik, metamorfik ve daha önceden oluşmuş sedimanter kayaç parçalarıdır. Fiziksel parçalanma ve kimyasal günlenme sonucu oluşmuş parçalar ruzgar, akarsu, buzullar, gel-git ve fırtına akıntıları tarafından bir sedimanter havzaya taşınıp çökeltmişlerdir. Taneler değişik kayaç parçaları olmakla beraber genelde quartz, feldspat gibi tek mineralden oluşurlar. Çok küçük parçalara ayrılmış taneleri (genelde kimyasal günlenme sonucu) kil mineralleri oluşturur. Bu kil mineralleri oluşan iri taneli kayaçlar olan çakıltaşları ve kumtaşlarının hamurunu (*matrix*) oluştururlar. Dolayısıyla genel anlamda kırıntılı sedimanların kompozisyonu provenansın jeolojik özelliklerinin (sediman kaynak alanı) ve günlenme proseslerinin bir tür yansımasıdır. Ayrıca, bazı sediman kompozisyonları taşınma mesafesi/miktarı ile de kontrol edilir. Sedimanter yapılar ve doku sedimanter kırıntılıların iki temel fiziksel özelliğidir. Bu özelliklerin bir çoğu sedimentasyonun biçimine/prosesine bağlı olarak oluşurken diğerleri sedimentasyondan sonraki proseslere ve/veya diyajeneze bağlı olarak oluşurlar.

2.2. SEDİMAN DOKUSU (TEXTURE)

Sediman dokusu daha çok sedimentasyon proseslerine bağlı olarak biçim alır. Dolayısıyla doku tane boyu, tane boyu parametreleri, tane yüzey morfolojisi, tane yüzey dokusu, ve sediman biçimi (*fabric*) ile ilişkilendirilir. Dolayısıyla dokunun geliş biçimine göre sedimanlar dokusal olgunluk (*textural maturity*) derecelerine ayrılabilirler.

2.2.1 Tane Boyu (Grain Size) ve Tane Boyu Parametreleri

Tane boyu, sedimenter kayaçların en temel özellikleridir. Bu amaçla bir çok tane boyu sınıflandırma ölçekleri geliştirilmiş olmakla birlikte, günümüzde en fazla kabul görmüş ve en yaygın olarak kullanılan ölçek 2 ve katlarına bağlı olan *J.A. Udden ve C.K. Wentworth* tarafından geliştirilmiş *tane boyu ölçeği*dir. Bu ölçeğin sınırları ve bu sınırlara düşen tane isimleri Tablo 2 de gösterilmiştir. Udden-Wentworth ölçeğindeki ikinin katlarını kullanarak Krumbein bir aritmetik ölçek (yani 1,2,3,... gibi) önermiştir (Φ). Bu ölçekte $\Phi = -\log_2 S$ bağıntısı ile 2'nin katları logaritmik bir çevirimle aritmetik hale getirilir. Matematiksel hesaplamalardaki kolaylığı sebebi ile Krumbein ölçeğini kullanmak daha avantajlıdır.

Arazide kumtaşı sınıfları lup ile, çakıl boyları ise doğrudan cetvel yada metre ile yaklaşık olarak yapılabilir. Daha hassas ölçümler için gevşek tutturulmuş/çimentolanmış veya çimentosuz kumtaşları ve çakıltaşları için bir çok laboratuvar yöntemleri geliştirilmiştir. Bunlardan en yaygın olarak kullanılanı elekten geçirme/eleme yöntemidir. Orta taneli silt ve ince çakıl taneleri kolayca elenebilirken (Örnek: bu aralıktaki tüm sınıflar için 30 gramlık numune 15 dakikada elenebilir), daha ince tane boyu sınıfları için suda çökeltme metodu geliştirilmiştir. Sıkı tutturulmuş silttaşı, kumtaşı ve kireçtaşı için mikroskop altında nokta sayım metodu geliştirilmiştir.

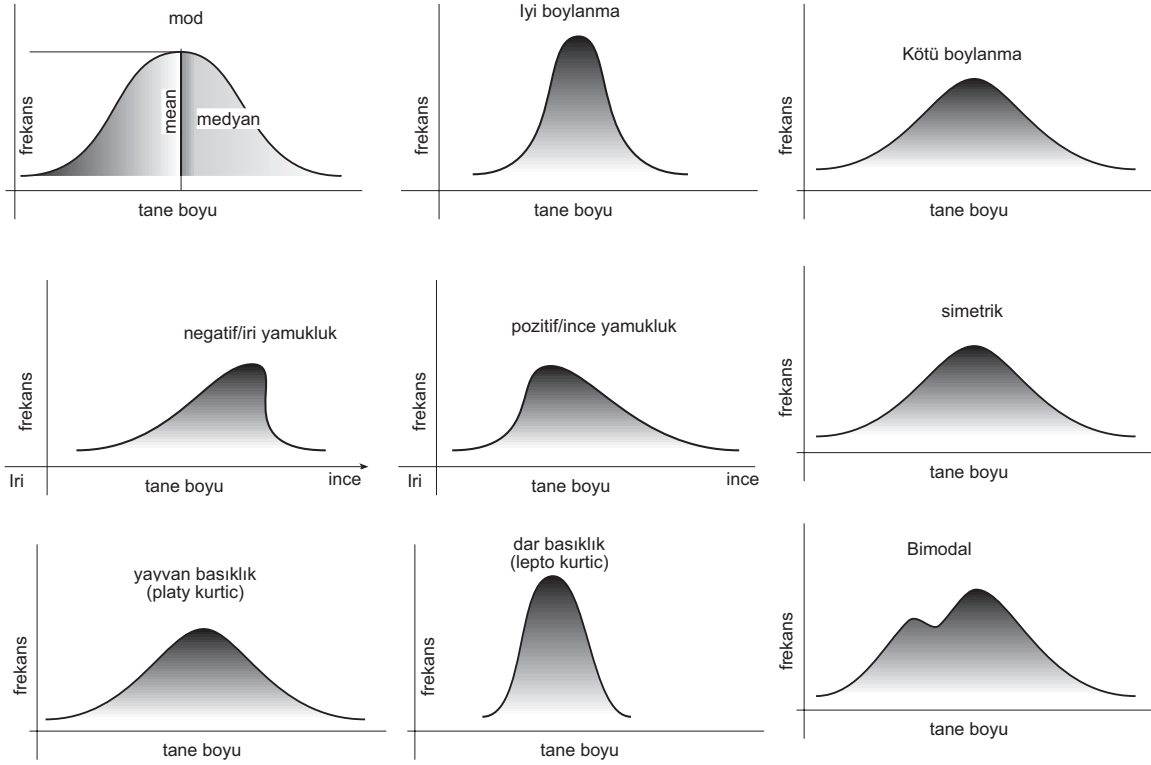
Tane boyu dağılımı belirlendikten sonra, elde edilen veriler bir ileri aşamada değişik istatistik işlemlere tabi tutulurlar. Bunlar ortalama (*mean*) tane boyu (dağılım grafiğini alansal olarak iki eşit parçaya bölen çizgiye karşılık gelir), mod (en yüksek sınıfın tane boyu değeri), medyan (*median*) tane boyu (%50 ye karşılık gelen tane boyu), derecelenme (*sorting*) (dağılım eğrisinin ne kadar yayvan veya dar olduğu), yamukluk (*skewness*) (dağılım eğrisinin ye tarafa eğimli olduğu) ve basıklık (*kurtosis*) (dağılım eğrisinin diklik veya basıklık derecesi) hesaplarıdır (Şekil 4). Logaritmik kümülatif olasılık dağılım grafiğinde dağılımın *normal* (Gaus dağılımı) olması durumunda grafik düz bir çizgi olacaktır. Logaritmik grafiğin kullanılmasının bir diğer avantajı yüzdeler (percentile) değerinin bulunmasıdır. Yüzdeler, herhangi bir yüzdeler aralığına düşen tane boyunun değeri olarak tanımlanır (Şekil 5). Yukarıda adı geçen istatistik değerlerin bulunmasında kullanılan formüller Şekil 6'da verilmiştir.

Tablo 2. Udden-Wentworth tane boyu ölçeği ve sınıflandırması						
	Φ	S=mm	sınıf		Sediman ismi	sedimanter kayaç isimleri
2^8	-8	>256	Blok			
2^7	-7	128	Kaba çakıl		Gravel, rüditik sediman, breş	Rüdit, çakıltaşı (konglomera), breş
2^6	-6	64				
2^5	-5	32				
2^4	-4	16				
2^3	-3	8	İnce çakıl			
2^2	-2	4				
2^1	-1	2	Granül			
2^0	0	1	Kum	Kaba	Kum, arenitik sediman	Kumtaşı, arenit
2^{-1}	1	0.5		İri		
2^{-2}	2	0.25		Orta		
2^{-3}	3	0.125		İnce		
2^{-4}	4	0.0625		Çok ince		
2^{-5}	5	0.0312	Silt	İri	silt	silttaşı
2^{-6}	6	0.0156		Orta		
2^{-7}	7	0.0078		İnce		
2^{-8}	8	0.0039		Çok ince		
					Kil	Kiltaşı

Bir çok sediman unimodal (tek sınıflı) iken bimodal (çift sınıflı) hatta polimodal (çok sınıflı) dağılımlara da oldukça sık rastlanabilmektedir. Buna hamur malzemesince zengin çakıltaşları çok iyi bir örnektir. Tane boyunun mükemmel derecede *normal* olduğu hallerde mod, medyan ve mean aynı değere sahiptirler. Tane boyu analizi alansal tane boyu dağılım haritalarının çıkarılması sonucu akarsu ve/veya türbit akıntı yönlerinin bulunmasında iyi bir yöntemdir. Bu tip ortamlarda iri taneler akıntının kaynağına yakinken taneler akıntı aşağıya iriden inceye doğru bir dizilim gösterirler. Plaj/sahil ve sığdeniz ortamlarda tane boyundaki azalma derinliğin artmasına bağlı olarak dalga enerjilerindeki azalma ile ilişkilendirilirler.

Boylanma (sorting): Boylanma kısaca standart sapmanın değeri ile ölçülür. Bir başka deyişle tane boyundaki (iriden inceye) yayılımıdır. Boylanma, taneleri boylarına göre ayırma/ayıklama bakımından çökelim ortamının etkisini gösteren en önemli verilerden birisidir (Tablo 3'e bakınız). Boylanma bir çok faktöre bağlıdır. Bu faktörlerden ilki sedimanın kaynağıdır. Örneğin kaynak bir granit ise üreteceği kumtaşı daha önceden var olan bir kumtaşının üreteceği sedimandan farklı olacaktır. İkinci faktör tane boyunun kendisidir. İri taneler, silt ve kil ruzgar ve akarsu tarafından daha kolayca taşınabilmesi yüzünden kum tane boyutuna göre genelde daha kötü boylanmaya sahiptirler. Üçüncü faktör depozisyon mekanizmasıdır. Fırtına veya çamur akıntısı gibi akışkanlığı düşük viskoz (viscous) akıntılar tarafından taşınan malzeme genelde daha kötü boylanmaya sahiptir. Çöl ortamlarında ruzgar, kıyı veya sığ deniz ortamlarda su tarafından taşınan malzeme genelde daha iyi boylanmıştır.

Yamukluk (Skewness): Yamukluk tane boyu dağılımı grafiklerindeki simetrikliğin ölçüsüdür. Eğer grafik iri tanelere doğru kuyruk yapıyorsa bu gereğinden fazla iri tanenin varlığını dolayısıyla negatif yamukluğu, ince tanelere doğru kuyruk yapıyor ise pozitif yamukluk olarak adlandırılır. Eğer dağılım simetrikse yamukluktan bahsedemeyiz. Yamukluk aralıkları ve sınıflandırması Tablo 3'de verilmiştir.



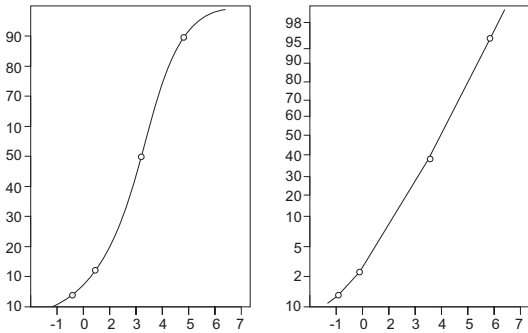
Şekil 4. Sediman tane boyu dağılımlarının istatistiksel değerlendirilmesi.

İnce kesit altında veya arazide lup ile, kumtaşılarındaki boylanma önceden hazırlanmış şemalara bakarak karşılaştırmalı olarak da bulunabilir (Şekil 7).

Taneboyu yamukluğu çökeltme ortamını gösteren önemli bir araçtır. Örneğin, ince tanelerin dalgalar tarafından ortamdaki alınıp götürülmesi sonucu sahil kumları genelde negatif yamuktur. Akarsu sedimanları ise ince tanelerin sistem dışına atılmamış olmasından (diğerleri ile beraber çökmesinden) dolayı pozitif yamuktur.

2.2.2 Tane Boyu Analizi ve Yorumlanması

Tane boyu analizi farklı ortam ve fasiyesde oluşmuş sedimanları bir birinden ayırma, bunların çökeltme proseslerini ve taşınma mekanizmalarını anlamamızda kullanılır. Bu amaçla değişik güncel sedimanter ortamlardan elde edilmiş tane boyu dağılım diyagramları vasıtasıyla jeolojik dönemlerde oluşmuş sedimanter kayaların tane boyu dağılım ve parametreleri karşılaştırılarak oluşum ortam ve mekanizmaları anlaşılabilir. Örneğin **boylanma-yamukluk** dağılım diyagramı kullanılarak sahil, dune ve nehir kumları birbirinden ayrılabilir. Aynı şekilde **medyan-ilk-yüzdalık (first-percentile)** diyagramı değişik ortamların ayrılmasında kullanılır (Şekil 8).



Şekil 5. Taneboyu dağılımlarını gösteren bir örnek (kumtaşılarındaki 500 tane boyu ölçümü kullanılmıştır). Soldaki Şekilde aritmetik ölçek ve sağdaki Şekilde ise log-olasılık ölçeği kullanılmıştır.

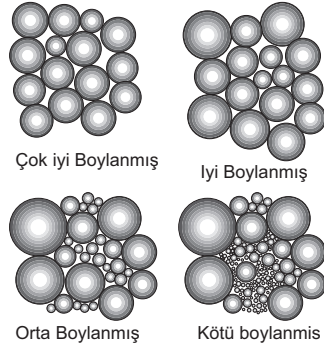
Parametre	Formül	Folk ve Ward Formülü
Medyan	$Md=P_{50}$	$Md=F_{50}$
Ortalama (mean)	$M=\frac{P_{25}-P_{75}}{2}$	$M=\frac{F_{16}+F_{50}+F_{84}}{3}$
Boylanma	$S_o=\frac{P_{75}}{P_{25}}$	$SF = \frac{F_{84}-F_{16}}{4} + \frac{F_{95}-F_5}{6.6}$
Yamukluk	$Sk=\frac{P_{25}P_{75}}{Md^2}$	$Sk=\frac{F_{16}+F_{84}-2F_{50}}{2(F_{84}-F_{16})} + \frac{F_5+F_{95}-2F_{50}}{2(F_{95}-F_5)}$

Folk ve Ward'a göre boylanma dereceleri	
ϕ 0.35'den küçük	Çok iyi boylanmalı
0.35-0.5	İyi boylanmalı
0.5-0.71	Orta derece iyi boylanmalı
0.71-1.00	Orta derece boylanmalı
1.0-2.0	Kötü boylanmalı
2.0'dan büyük	Çok kötü boylanmalı

Şekil 6. Tane boyu parametreleri ve bu parametrelerin hesaplamalarında kullanılan istatistiksel formüller ve boylanma dereceleri. Φ =standart sapma (boylanma derecesi)

2.2.3 Tane Morfolojisi

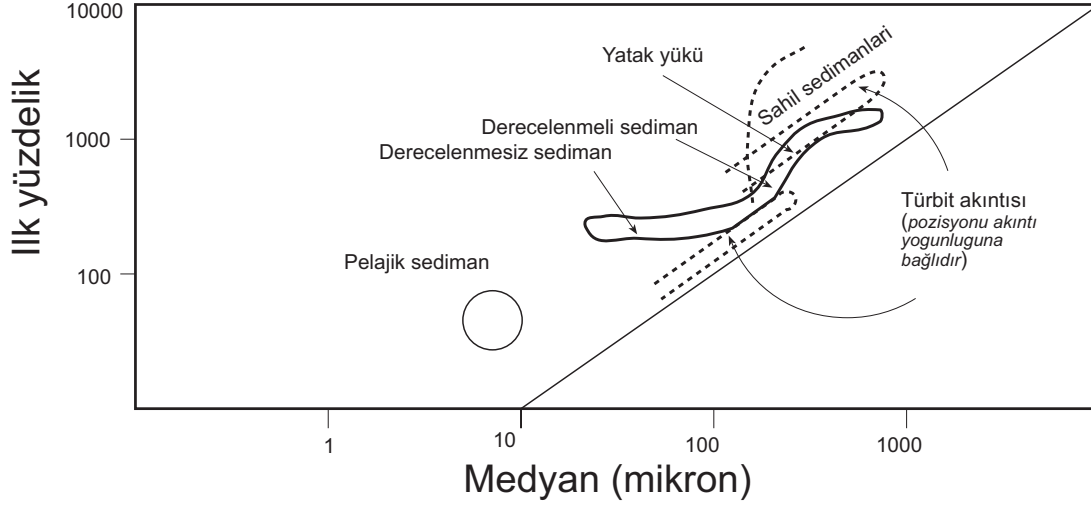
Tane morfolojisi **tane şekli**, **küresellik** ve **yuvarlaklığı** içerir (Şekil 9). Şekil tanenin uzun, orta ve kısa eksenleri arasındaki orana göre belirlenir. Bu oranlara göre dört sınıf tane şekli vardır bunlar: **disk şekilli (oblate)**, **eş eksenli, kübik veya küresel (equant, cubic, spherical)**, **bıçağımsı (bladed)** ve **kalemsi (rod-shaped)**. Küresellik, bir tanenin küreye olan benzerliğinin oranıdır. Yuvarlaklık ise altı kategoride sınıflandırılır (Şekil 10) ve bir tanenin köşeli olup olmadığı veya köşelerinin ne kadar yuvarlaklaştığının ölçüsüdür).



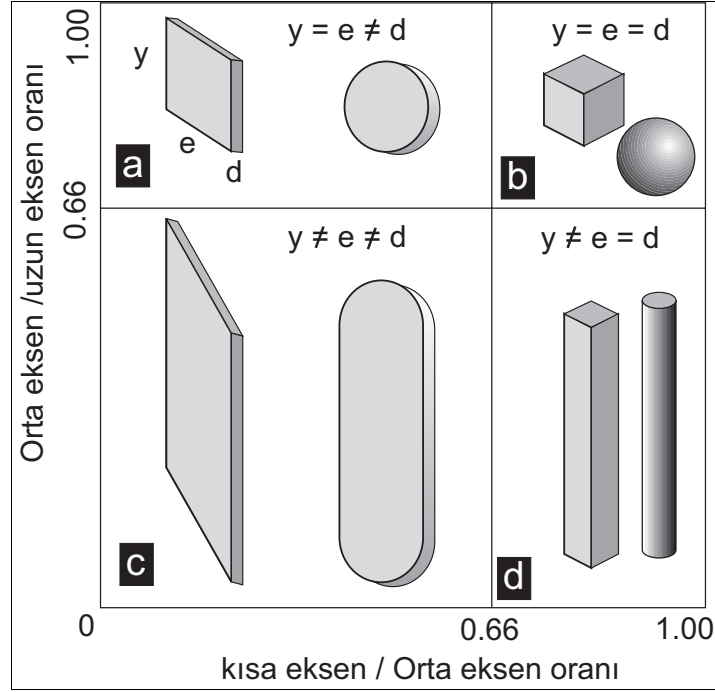
Şekil 7. Boylanma şeması (Pettijohn et al. 1973'den değiştirilerek alınmıştır)

Tablo 3. Folk ve Ward'a göre yamukluk aralıkları ve sınıfları

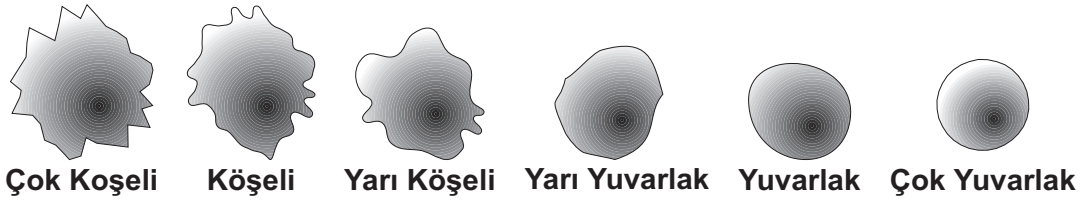
$Sk > +0.30$	Çok ince yamuk
$+10 < Sk < +10$	İnce yamuk
$-0.10 < Sk < +0.10$	Yaklaşık simetrik
$-0.10 < Sk < -0.30$	İri yamuk
$Sk < -0.30$	Çok iri yamuk



Şekil 8. Değişik çökme ortamlarının ayırtılmasında kullanılan ilk yüzdelik-medyan dağılım diyagramı (Blatt et al. 1980'den değiştirilerek alınmıştır).



Şekil 9. Tane morfolojisinin dört sınıfı: a) disk şekilli, b) kübik/küresel, c) bıçağımsı, d) kalemsi (Barret 1980'den değiştirilerek alınmıştır)



Şekil 10. Yuvarlaklık sınıfları (Powers 1953'den değiştirilerek alınmıştır)

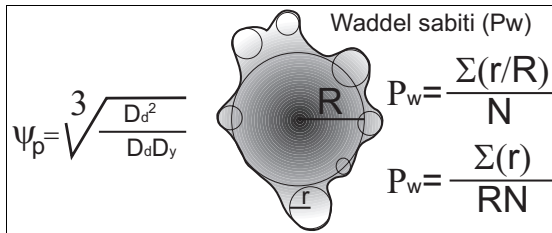
Waddell (1932)'in küresellik formülü en fazla kullanılan formüldür. Bu formüle göre küresellik tanen hacminin, taneyi içine alan ideal kürenin hacmine olan oranının küp köküdür.

$$\Psi = \sqrt[3]{\frac{\text{tane hacmi}}{\text{taneyi içine alan kürenin hacmi}}} \Rightarrow \Psi = \sqrt[3]{\frac{\Pi 6 D_y D_e D_d}{\Pi 6 D_y^3}} = \sqrt[3]{\frac{D_e D_d}{D_y^2}}$$

D_y =Uzun eksen D_e = Orta eksen D_d = Kısa eksen

Tane şekli, tanenin taşındığı ortamdan çökme hızını belirler. Çok ideal küreselliğe sahip bir tane hızlı bir şekilde çökülürken aynı hacme sahip disk şeklindeki bir tane daha uzun zamanda çökülür. Folk'a göre tanelerin çökme hızı aslında hacminden çok maksimum projeksiyon küreselliğine göre çökülürler. Dolayısıyla tanenin hacminden çok maksimum projeksiyon küreselliği daha önemli bir faktördür. Maksimum projeksiyon küresellik (ψ_p) formülü kısa eksenin karesinin uzun ve orta eksenlerin çarpımına olan oranının küp köküdür.

Ayrıca küresellik iri parçaların ilk safhalarında bir akıntı boyunca taşınabilirliklerini de belirler. Dolayısıyla akıntı aşağıya doğru küresel parçacıklarda artma görülmesine neden olurlar. Tam olarak anlaşılammış olsa da, sahil kumlarında disk şeklindeki tanelere sıklıkla rastlanılması onların dalgalar tarafından daha derinlere taşınmayıp geride kalan parçalar olduğu görüşüne varılmıştır.



Figür 11. Waddell sabitinin hesaplanma yöntemi. Küçük dairelerin yarıçaplarının aritmetik ortalamasının en büyük dairenin yarıçapına olan oranı.

Yuvarlaklık, küresellik gibi tanelerin çökme ve taşınabilirliklerini etkileyen önemli bir faktördür. Weddel'e göre yuvarlaklık bir tanenin ölçümün yapıldığı düzlemde köşelerine sığdırılabilecek dairelerin yarıçapının aritmetik ortalaması olarak verilmiştir. Herbir köşenin yuvarlaklığı Weddel sabiti olarak adlandırılır. Weddel sabiti tanenin köşelerine sığabilecek dairenin yarıçapının tüm taneye sığabilecek olan dairenin yarıçapına olan oranıdır (Şekile 11, Tablo 4). Waddell'in ileri sürdüğü yuvarlaklık metodu çok zaman alan bir işlem olması sebebi ile genelde en sivri köşeye sığan dairenin yarı çapı ile tüm taneye sığan dairenin yarıçap oranları kullanılır (Folk 1970). Dolayısıyla Folk'a göre yuvarlaklık (P_ϕ) en küçük r/R 'dir.

Yuvarlaklık tanenin mineralojisine de bağlıdır. Kuvars, zirkon gibi mineraller feldspat, piroksen gibi diğer minerallere göre daha zor abrazyona uğradıklarından yuvarlaklıkları daha azdır. Ayrıca iri taneler kum boyutuna göre daha kolay yuvarlaklaşırlar. 0.05-0.1mm arasındaki rezistant minareller (kuvars, zirkon gibi) her hangi bir taşınma ortamında hiç bir şekilde yuvarlaklaşmazlar. Dolayısıyla, yuvarlaklık çalışmaları her zaman aynı tane boyundaki malzemede yapılmalıdır. Kuvars taneleri üzerinde yapılan deneysel çalışmalar göstermiştir ki rüzgarın abrazyon etkisi suyun ekisinin yaklaşık olarak 100 ile 1000 katı daha fazladır. Diğer yandan dalgaların sahil kumlarında yapmış olduğu yuvarlaklaşma etkisi rüzgara göre az fakat nehirlere göre daha fazladır. Misisipi nehrinde yapılan bir çalışma göstermiştir ki nehrin 1775 km taşınmış bir kuvars üzerinde yaptığı abrazyon yok denecek kadar azdır (Russell ve Taylor 1937).

Sonuç olarak, tane morfolojisi bir çok değişkene bağlıdır. Bunlardan ilki tanenin mineralojisi, kaynak kayacın doğası, günlenme miktarı, taşınma sırasında abrazyon (zımparalanma) miktarı, daha sonra diyajenez sırasında korozyon ve ergime miktarıdır. Genel olarak taşınma mesafesinin artışına bağlı olarak yuvarlaklıkta artar. Bu yüzden sahil ve çöl kumları nehir ve buzul kumlarına oranla daha yuvarlaklırlar. Yuvarlaklık değerleri yorumlanırken, tanelerin daha önce oluşmuş bir kayacın tekrar taşınıp sedimentasyona uğrayıp uğramadığı ve aşırı abrazyon sonucu çatlayıp kırılıp kırılmadığına dikkat etmek gerekir. Örneğin, taneler yuvarlak kumlara sahip bir kumtaşından türedi iseler doğal olarak yeniden çökeldiklerinde ilk yuvarlaklıklarını koruyacaklarından dikkatsiz bir jeolog bu tanelerin fazlaca taşınmadıkları halde çok fazla

taşındıkları hükmüne varabilir. Aynı şekilde kırılma sonucu köşeli tanecikler oluşumu yanlış olarak fazla taşınmamış yargısına neden olabilir.

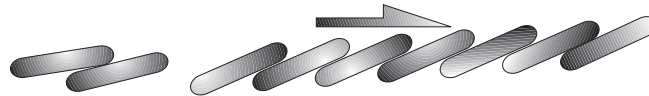
Tablo 4. Waddell ve Folk'a göre yuvarlaklık aralıkları		
Yuvarlaklık sınıfı	Waddell Sınıf aralığı (P_w)	Folk ölçeği (P_ϕ)
Çok köşeli	0.12-0.17	0.00-1.00
Köşeli	0.17-0.25	1.00-2.00
Yarı Köşeli	0.25-0.35	2.00-3.00
Yarı yuvarlak	0.35-0.49	3.00-4.00
Yuvarlak	0.49-0.70	4.00-5.00
Çok yuvarlak	0.70-1.00	5.00-6.00

2.2.4 Tane Yüzey Dokusu

Tane yüzeyleri parlatılmış, donuk (donmuş cam biçimli) veya üzerinde bir çok küçük ölçekli tepecikler, çukurluklar, çizikler olabilir. Bu tip yüzey dokularının oluşması bir çok etmene bağlı olabilir. Doku biçimleri, tanenin sedimantolojik olarak taşınması, türediği kayacın tektonik deformasyona uğraması, çökelmiş sedimanın veya yerinde oluşan minerallerin çökeltme ortamında kimyasal değişime uğraması sonucu oluşmuş olabilir. Yüzey dokusu küresellik ve yuvarlaklığa göre, taşınma ve sedimantasyon ortamının etkilerine karşı daha hassastır. Dolayısıyla tekrar tekrar kullanılan kuvars tanelerinde yuvarlaklık ve küresellik korunduğu için kuvarsın bu yuvarlaklığı kaçınıcı kullanımında aldığı bilinmezken, yüzey dokusunun taşınma ortamına duyarlı olması sebebi ile bu dokuyu en sonuncu kullanımında almış olması daha olasıdır. Yüzey dokusu bu özelliği nedeni ile analiz edilen tanenin alındığı en sonuncu sedimanter ortamın ve taşınma mekanizmasının özelliklerini yansıtır. Bununla birlikte yüzey dokusu tanelerin bir ortamdan başka bir ortama taşınabilmeleri sebebi ile değişik sedimanter ortamların ve taşınma mekanizmalarının bir birinden ayırtlanmasında pek bir bilgi vermezler. Sadece üç ortama ait kuvars taneleri bir birinden ayrılabilir. Sahil kumlarına ait kuvars taneleri V-şekilli ve konkoidal kırılma izlerine sahipken, çöl ortamında kaygan, yuvarlak yüzeylere, silika erime çökeltme izlerine sahiptir. Buzul ortamına ait tanelerde ise konkoidal kırılma izlerine ve paralel, yarı paralel çiziklere sahiptirler. Depozisyon sonrasında ve Diyajenez esnasında çimentolanma, ergime, tekrar kristallenme dolayısıyla tanelerin yüzey dokuları değişebileceğinden yüzey dokularının paleoortam (*paleoenvironment*) yorumlarında kullanılması oldukça dikkat isteyen bir olgudur.

2.2.5 Tane Yönelimi (Orientation)

Disk, kalem veya düzlemsel şekilli sedimanter parçacıklar genelde içinde taşındıkları ortama göre depozisyon sırasında uzun eksenleri belli yöne gelecek şekilde yönelme gösterme eğilimindedirler. Bu olguya **tercih edilen yönelim (preferred orientation)** denir. Düzlemsel taneler genelde tabakaya paralel olacak şekilde bir yönelime sahiptirler. Kalemsi parçacıklar ise genel olarak uzun eksenleri taşındıkları ortamın akış yönüne paralel olacak şekilde bir yönelim gösterirler. Tercih edilen yönelim genelde akıntının hızına, akıntının hidrolik taşıma kapasitesine ve çökeltme ortamın özelliklerine bağlıdır. Kumtaşlarında yapılan bir çok çalışma kum tanelerinin uzun eksenlerinin akıntıya paralel olacak şekilde dizildiklerini göstermiştir. Eğer taneler streamlined (akıntıdan en az sürtünmeye maruz kalacak şekilde olmak) veya damla şekilli iseler tanenin sivri ucu akıntı aşağıya geniş ucu ise akıntı yukarı gelecek şekilde dizilirler. Ayrıca kum taneleri uzun eksenleri akıntı yukarıya ($<20^\circ$) dalım yapacak şekilde ve bir birlerinin yarı örtecek şekilde dizilirler. Bu dizilime **imbrikasyon (imbrication)** denir (Şekil 12).



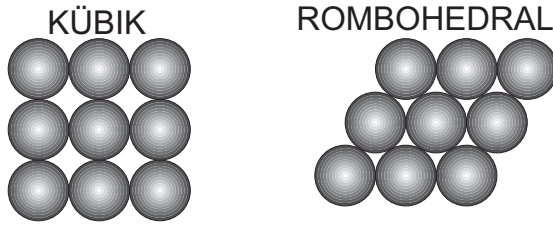
Şekil 12. Tane imbrikasyonu. Taneler bir birleri üzerine onları yarı örtecek şekilde ve uzun eksenleri akıntı yukarı 20° 'yi geçmeyecek şekilde dalım yaparlar (şekilde ok akıntı yönünü göstermektedir).

Türbid veya tane akıntıları sonucu çökelmiş kum taneleri de aynı biçimde imbrikasyon gösterirler. Bazı çamur ve çekim akıntılarında (gravity flow) imbrikasyon yönleri farklı hatta çok yönlü olabilir. Bu tip yönelimler çökeltmenin çok hızlı olduğuna işaret eder.

Bir çok akarsu çakıltaşları kumtaşlarında olduğu gibi imbrikasyon gösterirler. Fakat bunlarda dalım açısı 15°'yi geçmez ve çakılların uzun eksenleri akıntıya dik gelecek şekilde dizilirler. Aynı şekilde bazı durumlarda iki veya daha çok yönlü imbrikasyon görülebilir. Türbit ve diğer çekim akıntılarında ise imbrikasyon bazı istisnalar gözlenmiş olsa da genelde uzun eksen akıntı yönüne paralel olacak şekilde gelişir.

2.2.6 Paketlenme ve Tanelerin Bir Birleri ile Olan İlişkileri

Paketlenme tanelerin yoğunluk dağılımıdır ve tanelerin büyüklüğüne, şekline, kayacın sıkışma derecesine bağlıdır. Paketlenme kayacın genel özgül ağırlığını, **gözenekliliğini/porozitesini (porosity)** ve **geçirgenlik (permeability)** etkileyen en önemli etmendir. Paketlenmenin porozite üzerindeki etkisi Şekil 13. de gösterilmiştir. Örneğin iyi boylanmaya, küresel tanelere sahip bir kayacın kübik paketlenmeye sahip olması durumunda porozitesi yaklaşık olarak yüzde 47.6 iken rombohedral paketlenmede bu oran yüzde 26.0'ya düşmektedir. Doğada tanelerin paketlenmesi boylanmaya, tane şekillerinin farklı olmasına, sıkışma derecesi ve başka bir çok değişkene bağlı olarak çok daha karmaşıktır.



Şekil 13. Kübik ve rombohedral paketlenme.
Kübik paketlenmede porozite %47.6 iken
rombohedral dağılımda bu oran %26.0'ya
düşmektedir.

Kötü boylanmaya sahip kayaçlar, küçük tanelerin iri taneler arasındaki boşlukları doldurması sonucu çok daha düşük porozite değerlerine sahiptirler. Porozite ayrıca sıkışmanın miktarına bağlı olarak ta değişir. Sıkışma işlemi taneleri bir birlerine çok daha yakın şekilde bulunmaya zorlar dolayısıyla tanelerin bir birlerine değdikleri yerlerde bazı değişimlere neden olur. Taylor (1950) mikroskop altında genel olarak dört değişik tane-tane kontağı belirlemiştir (Şekil 14). **Noktasal (point)** veya **teğetsel (tangential)** kontakt tanelerin bir birlerine sadece tek noktadan değmeleri durumudur. **Çizgisel kontakt** tanelerin bir çizgi boyunca değmeleri durumudur. **Konkavo-konveks** kontakt tanelerin Konkav ve konveks hatlar boyunca değmeleri durumudur. Kenetli kontaktlar ise tanelerin bir birlerine basınç sonucu (interpenetratif olarak) oluşmuş stilolitik zig-zaglı olarak kontakta olma durumudur. Bazı gevşek paketlenme durumlarında taneler diğer tanelerle herhangi bir kontakt ilişkisi içerisinde olmayabilirler. Bu tip tanelere yüzen (*floating*) taneler denir. Kontakt tipleri tane boyu ve şekline bağlıdır. Gevşekce tuturulmuş fazla sıkışmamış sedimanlarda genelde noktasal veya çizgisel kontakt tipleri görülürken, önemli derecede gömülme sonucu basınç ve sıcaklığa maruz kalmış olması sebebi ile sıkışmış kayaçlarda konkavo-konveks ve kenetli kontakt tipleri görülür. Dolayısıyla kontakt tipleri sayesinde bir kayacın hangi sıcaklık ve basınç şartlarına maruz kaldığı buradan da kayacın yaklaşık olarak hangi derinliğe kadar gömüldüğü belirlenebilir.

Kumtaşlarında taneler genelde bir birlerine temas edecek şekilde bulunurlar dolayısıyla tane desteklidirler. Akarsular, buzul, çamur ve debris akıntısı ile çökeltilmiş çakıltaşlarında taneler kayacın hamuru (matrix) içerisinde bir birleri ile belli bir fiziksel temas (kontakt) olmadan hamur destekli olarak bulunabilirler. Hamur destekli çakıltaşları ince malzemenin bol ve depozisyonun kütle-taşınımı ile olduğu durumlarda oluşurlar.

2.2.7 Dokusal Olgunluk

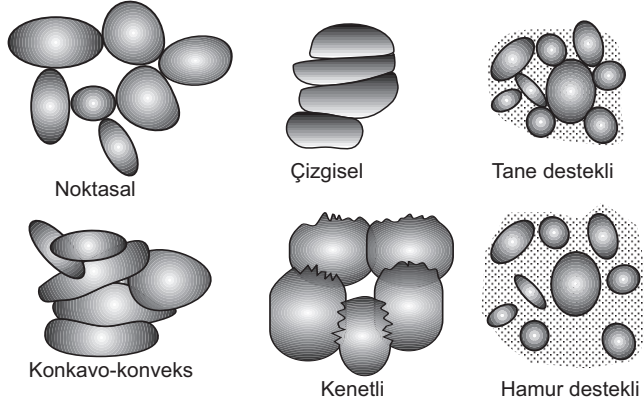
Dokusal olgunluk bir kayacın ne kadar hamura sahip olduğu, ne kadar iyi boylandığı ve tanelerinin ne kadar yuvarlaklaştığının ölçüsüdür. Fazlaca hamura, kötü boylanmaya ve köşeli tanelere sahip bir kayaç dokusal olarak olgunlaşmamış, (hiç veya) çok az hamura sahip, iyi

boylanmış, yuvarlak tanelere sahip olan bir kumtaşı dokusal olarak olgundur. İlk sel porozite ve permeabilite dokusal olgunluk arttıkça artar ve azaldıkça azalır. Olgun olmayan bir kayaçta taneler arası gözenekler hamur ve/veya daha ince taneler tarafından doldurulduğu için porozite ve permeabilite azalır.

Kumtaşlarında dokusal olgunluk daha sonradan diyajenez sonucu değişime uğrasa da genel olarak çökme ortamındaki proseslere bağlıdır. Ortamdaki akıntı enerjisi azaldıkça olgunluk düşer arttıkça artar. Dolayısıyla kalıcı ve hızlı akıntı veya ruzgar dokusal olgun kumtaşlarını oluşturur. Bir çok akarsu, türbit akıntısı ve buzul çökelleri dokusal olgun değildirler. En olgun kayaçlar çöl ortamında ruzgar, sahilde ve sığ denizde dalgalar tarafından oluşturulur.

2.3 SEDİMANTER YAPILAR

Sedimenter yapılar sedimenter kayaçların daha büyükçe ölçekli özellikleridir. Bu yapıların bir çoğu sedimantasyondan, sedimantasyon sırasında ve sonrasında fiziksel nedenlerden diğerleri ise organik ve kimyasal nedenlerden oluşur. Özellikle sedimantasyon sırasında oluşmuş yapıların bir çok kullanım alanları vardır. Bunlar, proses açısından çökme ortamının yorumlanması, su derinliği, ruzgar hızı, tektonizma sonucu çok kompleks kıvrımlanmaya uğramış bir alanda tabakaların ters dönüp dönmedikleri, paleoakıntı yönlerinin tespiti ve paleocoğrafyanın anlaşılması gibi. Bu yapıların bir çoğu santimetreden onlarca metre ölçeğinde olup arazi de ölçülüp kaydedilirler.



Şekil 14. Taneler arası kontakt tipleri

Araştırmacılar arasında tam olarak bir fikir birliğine varılmış olmasa da sedimenter yapılar genelde 1. **Erozyonal**, 2. **Depozisyonel**, 3. **Depozisyon sonrası/deformasyonel** ve 4. **Biyojenik** olmak üzere dört guruba ayrılırlar. Bu yapıların bazıları Tablo 5. de verilmiştir.

2.3.1 Erozyonal sedimenter yapılar

Erozyonal sedimenter yapılar sedimantasyon sırasında akıntının, yeni çökelmiş tabaka üzerinde, (bir üstteki tabakanın çökmesinden önce) yapmış olduğu erozyon sonucu oluşan yapılardır. En yaygın olarak görülen erozyon yapıları genelde türbiditlerde görülen kaval ve oyuk yapılarıdır. Diğer yaygın yapılar ise kaz-doldur ve kanal yapılarıdır.

Kaval Yapıları: kaval yapıları yuvarlak/elips veya armut şeklindedirler. Kesitte asimmetrik, derin ve yuvarlak kısmı akıntı yukarı gelecek şeklindedir (Şekil 15). Genelde 5-10 cm genişliğinde ve 10-20 cm boyundadır ve aynı yöne yönelmiş guruplar halinde bulunurlar. Kaval yapılarının oluşması sediman yüklü akıntıların çökelmiş çamur üzerinden geçerken küçük anaforlar oluşturması ve bu küçük anaforların buldukları yerde depozisyon oluşmasını engellemeleri sonucu oluşur. Anaforların kenarlarında sedimantasyon oluşmasından dolayı anaforların olduğu bölgeler derin çukurlar olarak kalır. Kaval yapıları yapının oluşumu sırasında çukurluk olarak kalması ve bu çukurların daha sonradan bir üstteki tabakadaki kum ile doldurulması sonucu üstteki tabakanın tabanında görülürler doğal olarak da tabaka altını belirtirler.

Sürüklenme yapıları: Sürüklenme yapıları akıntı esnasında alttaki tabakanın (genelde çamur tabakasıdır) akıntının sürüklediği parçalar tarafından oyulması ve bu oyuğa daha sonra kum çökmesi sonucu oluşurlar (Şekil 15).

Alet/Çarpma/zıplama yapıları: Çarpma yapıları akıntı esnasında akıntının taşıdığı malzemenin alttaki tabakaya çarpması ve zıplıyarak çukurluklar oluşturması sonucu oluşur. Eğer çarpan parçacık tabakaya saplanıp kalırsa buna alet yapısı veya saplanma yapısı denir. Oluşan çukurluk damla şekillidir ve damlanın ince kenarı akıntı yukarı yönü gösterir (Şekil 15).

Çarpma ve kaval yapıları gibi sürüklenme yapıları da taban yapısıdır. Sürüklenme yapıları her ortamda oluşabilirler de kaval yapıları gibi en yaygın olarak türbidit tabakalarında görülürler. Her iki yapı türü de paleoakıntı yönlerinin bulunması için çok iyi birer araçlardır.

Kanallar ve Kazma/Oyma Yapıları: Kanallar ve kazma yapıları her türlü sedimanter ortamda bulunurlar. Santimetreden onlarca metreye varacak ölçeklerde oluşabilirler. Arazide herhangi bir tabakanın veya laminasyonun oyulması şeklinde görülürler. Kazma yapıları genelde yerel yapılardır. Harita düzleminde oval veya uzunca elips şekilli, kesitte yukarı doğru konkav düzgün veya düzensiz şekilli bazen içleri daha kaba malzeme ile doldurulmuş olabilirler. Kazma yapıları kısa süreli erozyon oluşumları sonucu oluşurlar. Kanallar kazma yapılarına göre çok daha organize yapılardır. Genellikle sedimanın taşıdığı su yollarıdır. Uzun zaman dilimlerinde oluşmuş olabilirler. Bazı büyük kanallar haritalanabilecek ölçekte olabilirler. Kanallar içinde oluştukları veya altında ve üstündeki malzemeye göre genelde daha kaba malzeme ile doldurulmuşlardır. Tabanında kalıntı çakılları veya intraformasyonel (aynı ortamdan türeme) çakıllar olabilir. Kanallar bir çok ortamda oluşurlar, akarsu ortamında oluşmaları iyi bilinmekle birlikte, buzul, delta, gel-git düzlüğü, şelf-marjin, kıta yamacı ve denizaltı fanlarında sıkça görülürler.

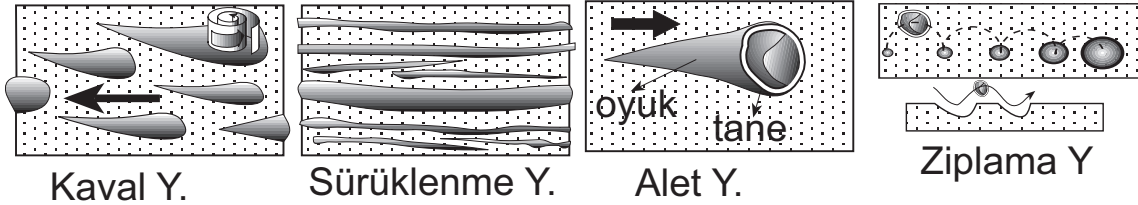
2.3.2 Depozisyonel Sedimanter Yapılar

2.3.2.1 Sediman Taşınımı ve Akıntılar

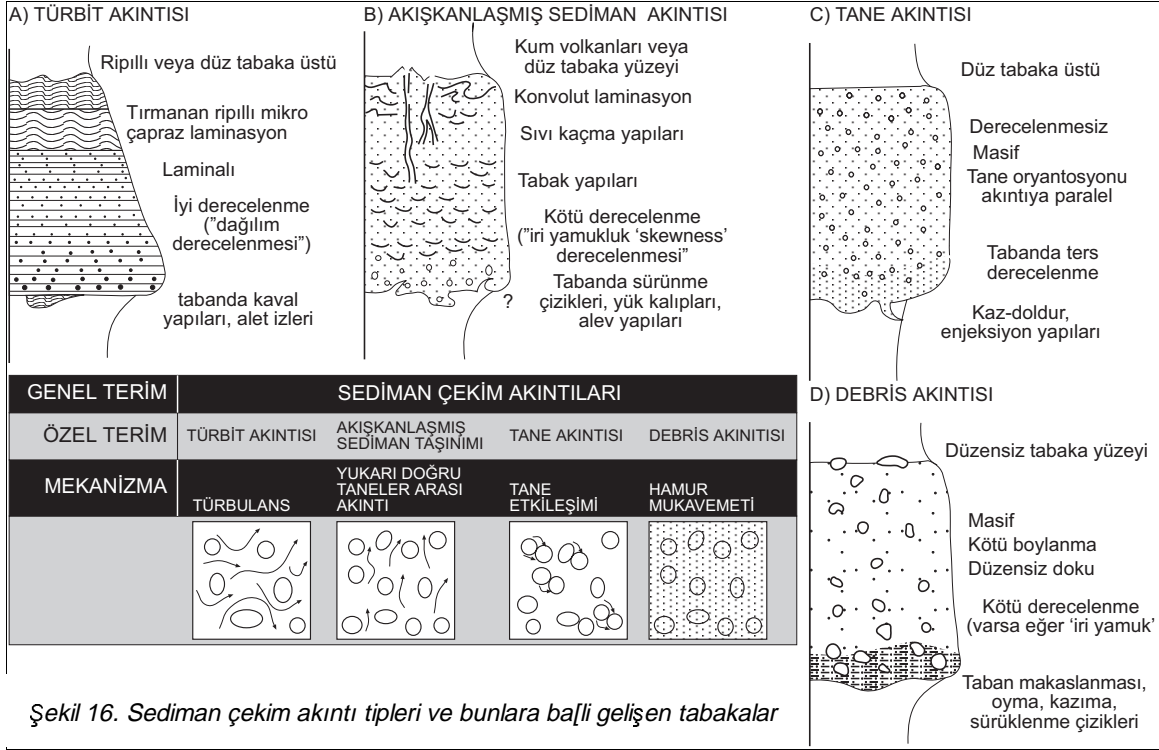
Bir çok sediman sulu ortamda bir nehrin akması, gel-git dalgası veya fırtına akıntıları sonucu taşınırlar. Taşınan sedimanla taşıyan ortamın karşılıklı etkileşimi sonucu bir çok farklı yapı türü oluşur. Dalgalar veya rüzgar tarafından taşınan sedimanlar da taşındıkları ortamı karakterize eden yapılar oluştururlar. Sedimanların yerçekiminin etkisi ile eğim aşağıya doğru hareket etmeleri kütle-çekim akıntıları olarak adlandırılır. En yaygın kütle çekim akıntıları şunlardır: kütle transferi ve sediman çekim akıntıları. Kütle transferi **kaya düşmesi** ve **heyelanlar** olmak üzere ikiye ayrılır. Kaya düşmesi kayaç bloklarının serbest düşme veya yuvarlanma ile eğim aşağı hareketidir. Bu hareket sırasında kayacın iç yapısı değişmez. Heyelanlar kayan kütlelerin iç yapısının çok az veya hiç bozulmadan eğim aşağı belli bir düzlem boyunca kayması ile oluşan **glayd** veya iç yapının tamamen bozulduğu **slump** mekanizmaları ile olur. Çekim akıntıları **türbid akıntı**, **akışkanlaşmış sediman akıntısı**, **tane akıntısı** ve **debris akıntısı** olmak üzere dört kısma ayrılırlar. Sediman ayrıca buzullar tarafından da taşınırlar.

Sediman hava veya suda iki türlü olarak taşınır. Yatak yükü ve ortam içinde asılı (süspansiyon) olarak. Sediman süspansiyon durumunda tubulans tarafından tutulur. Kaba taneler ise yatak yükü olarak sediman yüzeyinde kısa sıçramalarla (saltation), yuvarlanarak veya kayarak taşınır. İki tür akıntı vardır. Laminar akıntı tanelerin veya akışkanın düzgün olarak burgaçlar yapmadan akması durumudur. Turbulent akıntı hızlı akıntılarda görülür, akışkan burgaçlar ve anaförler yaparak akar. Bir akıntının laminar veya turbulent olması Froud rakamına bağlıdır ($F = U / (gh)^{1/2}$, U =akıntı hızı, g =yer çekimi ivmesi, h =derinlik). Sediman taşınım oranı, tane boyu ve akıntı gücüne bağlıdır. Şekil 17'de akıntı/tane boyu diyagramı ve buna bağlı erozyon ve sedimentasyon bölgeleri verilmiştir. Şekilden de görüldüğü gibi ince kum en kolay erozyona uğrayan tane boyudur. İnce kumdan itibaren daha büyük ve daha küçük tane boyları artan nisbette erozyona karşı direnç gösterirler. Fakat, daha ince taneler bir kere erozyona uğrayıp süspansiyon durumuna geçtiklerinde depozisyon durumuna geçmeleri için akıntı hızının minimum değerlere gelmesini beklemek durumundadırlar. Silt ve kil için gerekli olan yüksek akıntı erozyon değerleri bu tane boylarının kohezyon (tanelerin bir birlerine yapışması) özelliğini göstermektedir.

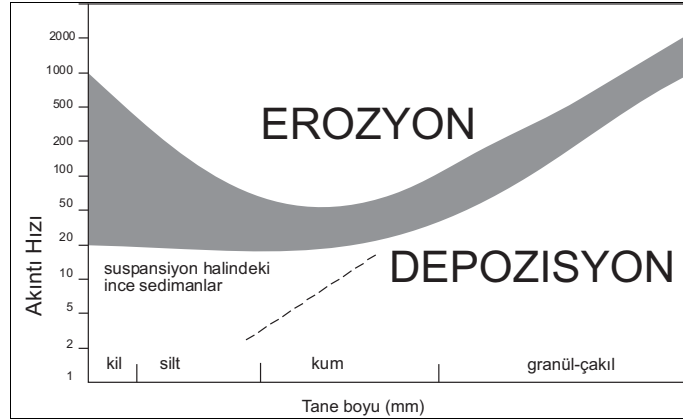
Tablo 5. Sedimanter yapılar													
JENETİK SINFILANDIRMA MORFOLOJİK SINFILANDIRMA	Depozisyonel Yapılar			Erozyonel Yapılar		Deformasyon Yapıları					Biyojenik Yapılar		
	Süspansiyon-çökeltme, akıntı, dalga yapıları	Rüzgar yapıları	Kimyasal ve biyokimyasal yapılar	Kazıma yapıları	Alet izleri	Yıkılma yapıları	Yük ve oluşum yapıları	Enjeksiyon (akışkanlaşma) yapıları	Sıvı kaçma yapıları	Kuruma yapıları	Çarpma yapıları	Biyoturbasyon yapıları	Biyostratifikasyon yapıları
TABAKALANMA VE TABAKA FORMU													
Tabaka ve laminasyon													
Laminallı tabaka	X	X	X										
Dereceli tabaka	X											X	
Masif (yapısız) tabaka	X											X	
Tabaka formu													
Ripil	X	X											
Kumdalgası (Sand waves)	X												
Kumtepelere (Dunes)	X	X											
Terskumtepelere (antidunes)	X												
Çapraz laminalanma													
Çapraz tabakalanma	X	X											
Ripil çapraz tabakalanma	X	X											
Flaser ve lentikular tabakalanma	X												
Humoki (hummocky) çapraz tabakalanma	X												
Düzensiz tabakalanma													
Konvolüt tabakalanma ve laminalanma							X						
Alev yapıları							X						
Top ve yastık yapıları							X						
Synsedimanter kıvrım ve faylar						X							
Tabak ve direk/kazık (dish and pillar)									X				
Kanallar													
Kazı-doldur yapıları				X									
Noktalı tabakalanma				X								X	
Stromatolitler													X
TABAKA DÜZLEMİ İŞARETLERİ													
Oyma, çizme, sürüklenme, ziplama, kamalanma, fırçalama, yuvarlanma izleri					X								
Kaval yapıları				X									
Parçalanma çizgisellikleri	X												
Yük kalıpları						X							
Sürüklenme, oyma izleri												X	
Çamur ve sineresis çatlakları									X				
Yuva ve küçük izler										X			
Rill ve swash izleri	X												
DİĞER YAPILAR													
Sedimanter sil ve dayk							X						



Şekil 15. Değişik sedimanter yapılar. Oklar akıntı yönünü gösterir.



Şekil 16. Sediman çekim akıntı tipleri ve bunlara bağlı gelişen tabakalar



Şekil 17. Akıntı hızı/tane boyu diyagramı (Hjulstrom diagramı)

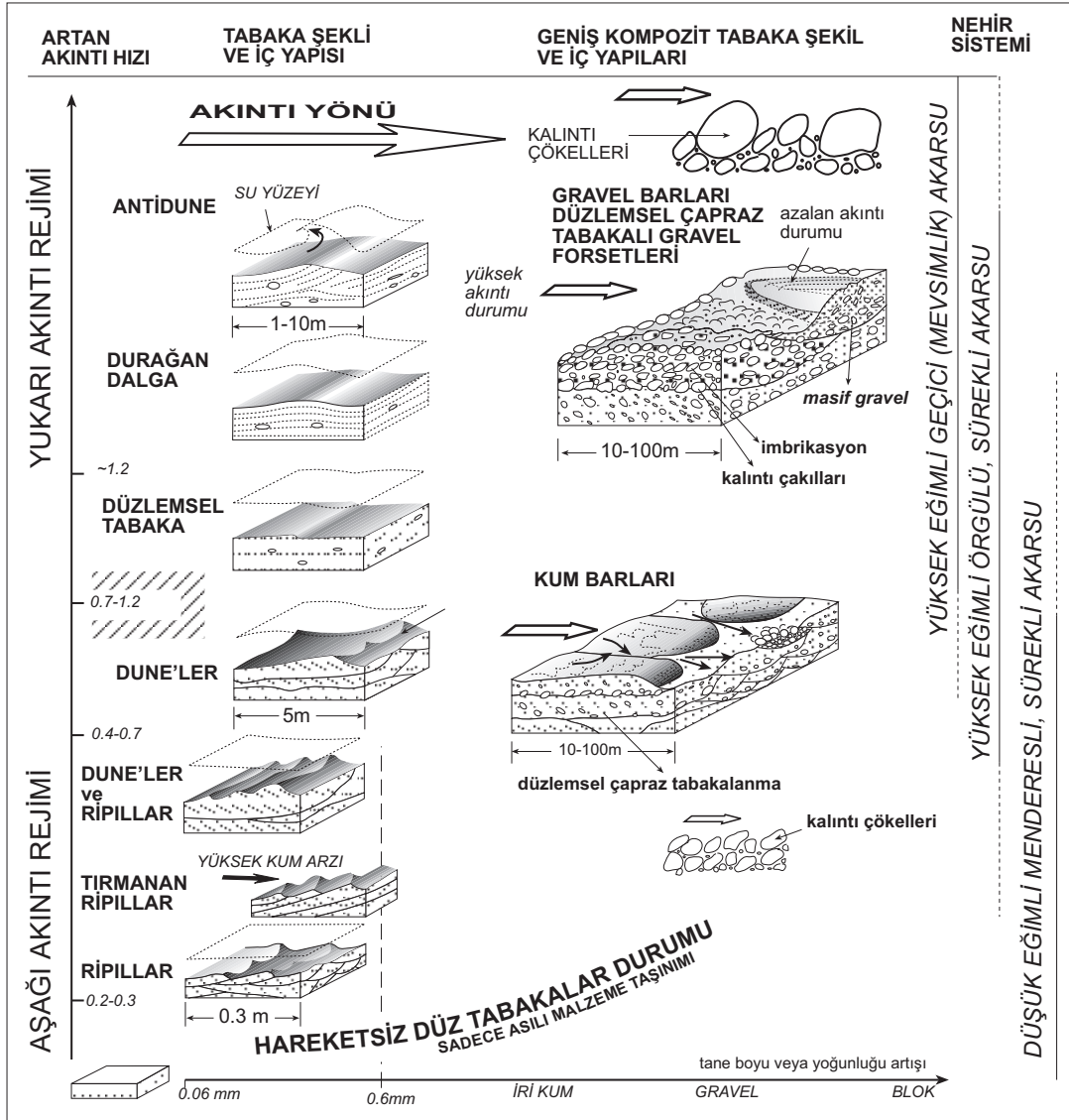
Bir çok sedimanter yapı Şekil 17 deki gri ile belirtilen (erozyon ve depozisyon arasında kalan alan) bölgede oluşmaktadır. Çünkü bu bölgede taneler bir yandan çöklerken bir yandan da erozyona uğramakta ve sedimanter yapıları oluşturmaktadırlar. Şekil 17. de akıntı hızına ve tane boyuna bağlı olarak oluşabilecek yapılar verilmiştir.

Sediman hareket etmeye başlayınca, çökelmiş sediman yüzeyinin doğası ve oluşacak sedimanter yapı akıntı şartlarına bağlıdır (Şekil 18). Laboratuvar çalışmaları göstermiştir ki akıntı hızının artmasına veya azalmasına ve tane boyuna bağlı olarak belli sayıda tabaka biçimi vardır. Bazı tane boylarında belli akıntı durumlarında geçişli (iki tabaka şeklinin karışımı) tabaka biçimleri oluşabilir. Ortalama tane boyunun 0.1 mm den küçük olduğu (0.03 mm'ye kadar) akış hızının artmasına bağlı olarak oluşacak yapılar, hareketin olmadığı düz tabakalanma, geçiş zonu, ripilları ve daha sonra da üst düz tabakalanmadır. 0.1 ile 0.6 mm ortalama tane boyunda ise akıntının artmasına bağlı olarak oluşacak yapılar, hareketsiz durum, geçiş zonu, ripillar, kum dalgaları, dune'lar üst düz tabakalanmadır. 0.6mm den büyük sedimanlarda ise, hareketsiz durum, alt düz tabakalanma, kum dalgaları, dune'lardır. Daha yüksek akıntı hızlarında akıntı dalga boyu ile

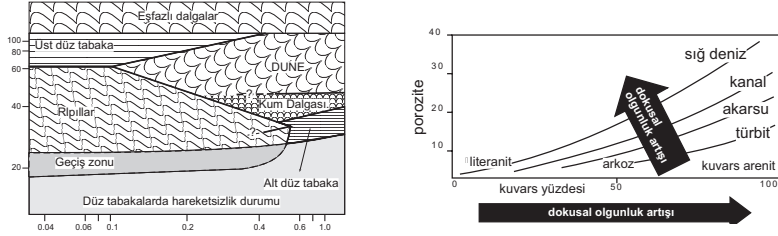
eşfazlı (in-phase) antidune'lar oluşabilir. Antidune'lar tabaka yüzeyindeki sinüzoid ondülasyonlardır. Ripillarin, kum dalgalarının ve dune'ların oluştuğu akıntı rejimine **aşağı akıntı rejimi (lower flow regime)** ve üst düz tabakalar ve eşfazlı dalgaların oluştuğu rejim ise **üst/yukarı akıntı rejimidir (upper flow regime)**. Üst/yukarı ve alt/aşağı akıntı rejim geçişi yaklaşık olarak Froude rakamının 0.7-0.8 olduğu durumlardadır.

Tabakalanma ve Laminasyon

Sedimanter kayaçların en karakteristik özelliği olan tabaka veya laminasyon sedimentasyon biçimindeki değişikliklerden dolayı oluşur. Bu değişimler genelde sediman taşınımı ve/veya tane boyu değişimleridir. **Tabaka**, 1 cm'den kalın katmanlara denir. Daha ince olan katmanlar milimetre ölçeğindedir ve **lamina** olarak adlandırılır. Aslında bir tabakanın iç yapısı laminalardan oluşur. Bir çok tabaka, bazen türbid veya fırtına akıntılarında saatler veya günler içerisinde, diğer durumlarda ise onlarca yıl hatta daha uzun sürelerde oluşur. Tabaka oluşuktan sonra üzerindeki erozyon yapıları bir sonraki tabakanın çökmesinden önceki dönemde oluşur. Bu dönemde tektonik olaylar da tabakaları etkiler ve deforme edebilir.



Şekil 18. Değişik akıntı hızı ve tane boylarında oluşan depozisyonal sedimanter yapılar



Şekil 18. (bir önceki şeklin devamı)

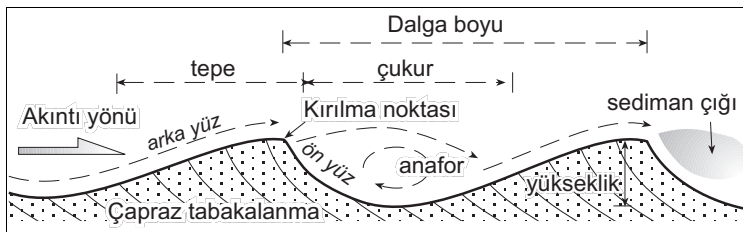
Laminasyon daha çok tane boyunun değişmesi veya laminalar arası tane kompozisyonunun değişmesi sonucu oluşur. Bir çok durumda lamina tek bir depozisyonun ürünüdür ve jeolojik olarak anlık olarak veya daha uzun sürelerde oluşur. Paralel lamina düz, yatay, düzlemsel lamina olarak da bilinir ve bir kaç yolla oluşur. İnce kumlarda, silt ve killerde direkt olarak süspansiyondan, yavaş hareket eden sediman bulutlarından veya az yoğun süspansiyon akıntılarında direkt olarak çökerek oluşur. Bu tip laminalar türbit çökellerinin en üstünde, varlarda veya ritmik olarak çökelmiş buzul gölü ve diğer göl sedimanlarında bulunur. Sualtı evaporitlerinde ise direkt olarak sudan çökme ile oluşur.

Kum tane boyundaki düz tabakalanma genelde yüksek hızdaki türbulent akıntılar sonucu oluşur. Bu tip tabakaların karakteristik özelliği parçalanma veya ilksel akıntı çizgisellikleri oluşturmalarıdır. Parçalanma çizgisellikleri bir kaç tane boyu yüksekliğinde akıntıya paralel oluşmuş küçük çizgisel tepiciklerdir.

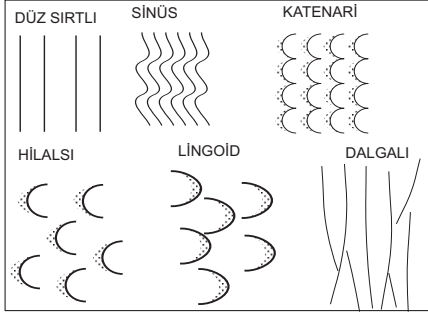
Akıntı ripılları, kum dalgaları ve çapraz tabakalanma: Akıntı ripılları, kum dalgaları ve çapraz tabakalanma akıntı aşağı doğru hareket eden ve tek yönlü akıntı altında oluşan tabaka oluşumlarıdır. Bunların oluşumu akıntı hızına ve tane boyuna bağlıdır. Nehirlerde, deltalarda, ve siğ denizel ortamlarda sıklıkla oluşurlar. Jeolojik olarak akıntı ripılları genelde korunurlar. Fakat kum dalgaları ve dunelar genelde korunmaz ve yok olup giderler. Ripıllar küçük ölçekli tabaka oluşumlarıdır. Dalga boyları bir kaç on santimetreden küçük ve yükseklikleri bir kaç santimetredir. Kesitte asimetric ve kısa kenarı akıntı aşağı, uzun kenarı ise akıntı yukarı yönü gösterir (Şekil 19). Ripıllar dalga boyu/yükseklik oranı ile de tanımlanırlar bu orana ripil indeksi denir (Tanner, 1967) ve akıntı ripıllarında bu indeks 8 ile 20 arasındadır. Dune'lar daha büyük ölçekli yapılardır (mega ripıllar olarak da adlandırılırlar) ve 1 metreden büyük dalga boylarına ve onlarca santimetre yüksekliğe sahiptirler. Dune'lar ripıllarla aynı profile ve indekse sahiptirler. Harita düzleminde ise, eğer düz iseler iki boyutlu olarak hilalsi, sinüs, lingoid veya katenari iseler üç boyutlu olarak adlandırılırlar. (Allen 1967, Şekil 20).

Kum dalgaları alçak, düzden sinüse değişen sırtlara, düzgün veya ripıllarla kaplı ön ve arka yüzlere sahiptirler. Kum dalgaları 100 metreye kadar dalga boylarına sahip olabilirler ve indeksleri ripılardan ve dune'lardan fazladır. Ripıllar, dune'lar ve kum dalgaları arka yüzdeki malzemenin aşınıp ön yüzde çökmesi sonucu akıntı aşağıya hareket ederler. Dolayısıyla ön yüzün önündeki çukurlukta anafor ve sediman çığı oluşur.

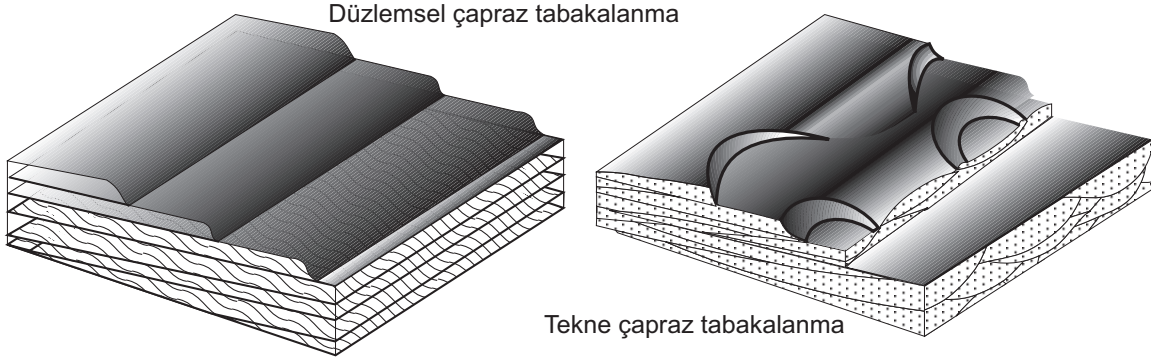
Net depozisyon olduğu durumlarda, ripıllar, dune'lar ve kum dalgaları çapraz tabakalanmaya neden olurlar ve tabaka yüzeyleri aslında depozisyon esnasındaki ön yüze karşılık gelir. İki temel çapraz tabakalanma şekli vardır (Şekil 21). **Düzlemsel çapraz tabakalanma (planar cross-bedding)** iki boyutlu tabaka oluşumları tarafından ve **Tekne çapraz tabakalanma (trough cross-bedding)** üç boyutlu tabaka oluşumları tarafından meydana getirilir.



Şekil 19. Ripil terminolojisi ve akma yapısı

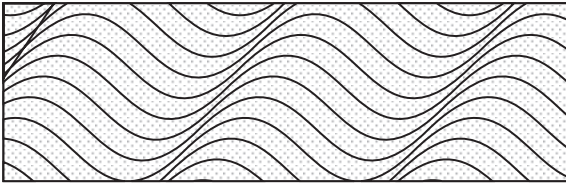


Şekil 20. Ripıl ve dune'ların harita düzlemindeki görünüşleri



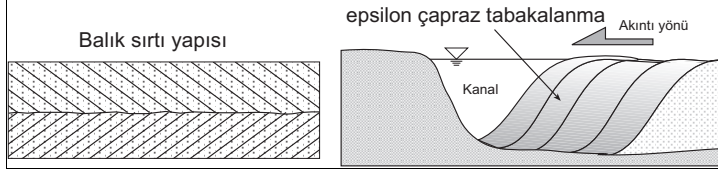
Şekil 21. Düzlemsel ve tekne çapraz tabakalanma.

Düzlemsel çapraz tabakalar genelde düzlemsel tabakalardan oluşur. Bu tip tabakalarda tabaka yüzeyleri bazal yüzeyle 30° veya daha yüksek açı yaparlar. Çapraz tabaka setleri bir kaç desimetreden bir metreye veya daha fazla kalınlıkta değişirler. Düzlemsel çapraz tabakalanma genelde taşınan kum dalgalarında görülürler. Daha kalın düzlemsel çapraz tabakalanma setleri akıntı aşağı hareket eden (taşınan) barlarda veya küçük delta oluşumlarında görülürler. Tekne çapraz tabakalarda, tekne şekilli setler kürek şekilli tabakalarda bir birlerini kesecek veya teğet biçimde görülürler. Dalım açıları 25° - 30° ye ulaşabilir. Tekne çapraz tabakalar genelde üç boyutlu yapılar olan hilalsi ve özellikle sinüs dune'larda oluşur. Net depozisyonun olduğu durumlarda hızlı sedimantasyondan dolayı ripıllar bir birleri üzerine gelişirler ve oluşan yapıya **tırmanan ripıllar (climbing ripples)** denir. Bu tip ripıllarda arka yüzün aşınım hızı sedimantasyondan yavaş kalır dolayısıyla hem ön ve hemde arka yüzde sedimantasyon olur.



Şekil 22. Tırmanan ripıllar.

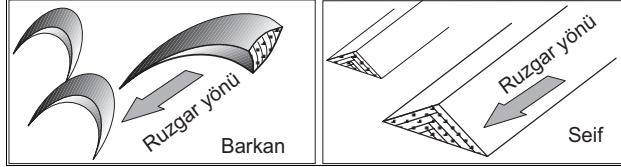
Çamur depozisyonu ile ripıl taşınma işlemi bir birini takip ediyorsa ripıllar arasında yer yer çamur bantları oluşur bu tip tabakalara **flaser tabakalanma** denir. Eğer çamur oluşumu ripılları bir birlerinden ayırıp izole edecek kadar fazla ise bu tip tabakalanmaya **lens (lenticular) tabakalanma** denir. Flaser ve lens tabakalanma özellikle gel-git düzlüğü ortamında çok yaygındır. Ayrıca delta önünde, delta ilerisinde (prodelta) ve sediman arzının ve akıntı hızının sık sık değiştiği her ortamda oluşabilirler. Gel-git ortamında çapraz tabakalanma gel-git'e bağlı olarak iki zıt yönde yönelim gösterirler bu tip tabakalara **balık sırtı (herring bone)** yapıları denir (Şekil 23). Bir başka özel çapraz tabakalanma da **epsilon** çapraz tabakalanmadır (Şekil 23). Bu tip tabakalar akarsu boyunca akarsuyun yanıl olarak yer değiştirmesine bağlı olarak menderesli akarsularda ve gel-git kanallarında oluşurlar. Bu tip çapraz tabakalar akıntı yönüne dik olup orta ve küçük ölçekli çapraz tabakaları bir birinden ayırırlar.



Şekil 23. Balık sırtı yapısı ve epsilon çapraz tabakalanma.

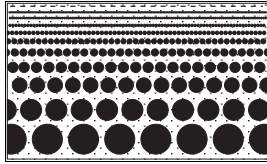
Dalga tarafından oluşturulmuş ripiller genelde dalganın her iki yönde de hareketi sonucu simetrikler (asimetrik de oluşabilirler), akarsu ripillerine göre ripil indeksleri düşüktür (6-10 arasında değişir).

Barkan dunelarda çapraz tabakalar genelde rüzgarın esme yönüne paralel dalım yaparlarken seif dune'larda ruzgara dik ve her iki yönde, dune'nun uzun eksenine boyunca kısa eksene paralel yönelimde gelişirler (Şekil 24).



Şekil 24. Barkan ve seif dune'lerde çapraz tabakalanma ve rüzgar yönü ilişkisi

Dereceli tabakalanma sedimantasyon esnasında akıntı hızının değişmesine bağlı olarak gelişirler. İki tür dereceli tabakalanma vardır. 1. tabaka yukarısına doğru tane boyunun azalması, 2. yukarıya doğru tüm tanelerin boylarının azalması. Kalından İnceye derecelenme akıntının aniden durmasını gösterir dolayısıyla türbiditlerde sıkça gözlenir. Azalan akıntı hızına bağlı derecelenme akarsularda taşkın ovası sedimanlarında, gel-git düzlüklerinde, fırtınayı takiben sığ denizel ortamlarda da görülür **Masif tabakalanma** tabakaların her hangi bir iç yapıya sahip olmamaları durumudur. Aslında her tabaka genelde uzaktan masif gözükür. Yakından ve dikkatli inceleme sonucu tabakaların iç yapıları görülebilir. Eğer gerçekten tabakalar masif ve herhangi bir iç yapıya sahip değililse bu çekim akıntılarının çok ani şekilde durmalarını ve buna bağlı olarak ani çökelmeyi gösterir. Ayrıca masif tabakalanma ilksel yapıların daha sonra biyoturbasyon, suyun sistemden atılması veya tekrar kristallenme ile kaybedilmesi sonucu oluşabilir (Şekil 25).



Şekil 25. Akıntının hızının azalmasına bağlı olarak yukarıya doğru tane boyu azalması dereceli tabakalanmayı oluşturur.

Diğer yaygın sedimanter yapılar çamur çatlakları ve yağmur damla izleridir. **Çamur çatlakları** genelde ince taneli sedimanların açık havada kurumması sonucu yoğunlukla altıgen oluşturacak şekilde oluşurlar. Çatlakları daha sonraki sedimantasyon aşamasında kum veya diğer ince taneli sedimanlar doldurabilir. **Sineresis çatlakları** özellikle gösel sedimanlarda sedimantasyon sonrası suyun su altında iken sistemden atılması sonucu oluşabilirler. Bazı araştırmacılar kimyasal değişimler sonucu çamur hacmindeki azalmanın sineresis çatlaklarını oluşturabileceğini ileri sürerler.

Yağmur damla izleri genelde kıtasal ve kıyı ortamlarındaki çamur taşlarında görülür. Çamur kırıkları ve yağmur damla izleri tabakanın üstünde oluşurlar. Bu özellikleri nedeni ile arazide tabakaların doğru biçimde veya ters dönüp dönmediklerinin anlaşılmasında yardımcı olurlar.

2.3.2.1 Türbit Akıntıları ve Oluşturdukları Tabaka Biçimleri, Bauma Seviyeleri

Türbit akıntıları bir çok yoğunluk akıntısı biçiminden sadece birisi fakat özel bir türüdür. Türbit akıntısı turbulens tarafından asılı (suspended) olarak tutulan sedimanın deniz veya göl suyu ile yaratmış olduğu yoğunluk farkı nedeni ile sediman yüklü akıntının su altında eğim aşağıya doğru akması sonucu oluşurlar. Türbit akıntıları laboratuvarında, çamurlu suyun aniden temiz suya karıştırılması ile elde edilirler. Doğada çamur ve asılı malzemece zengin akarsuların deniz veya göllerin temiz sularına aniden yükleri ile beraber girmeleri sonucu oluşurlar. Bir çok çalışma göstermiştir ki türbit akıntıları tüm jeolojik zamanlarda özellikle de kıta yamacında ve sualtı

kanyonlarında oluşmuşlardır. Türbit akıntıları genelde iki mekanizma ile oluşurlar. 1. **Spazmodik** türbit akıntıları deprem veya fırtına gibi kısa ömürlü katastrofik (felaket) olaylar sonucu oluşurlar. Bu tip olaylar suda yoğun türbülans yaratırlar. Türbülans nedeni ile deniz/göl tabanında yoğun erozyona ve bir çok malzemenin suda asılı hale gelmelerine neden olurlar. Bütün bu malzeme deniz/göl tabanında eğim aşağıya hızla akmaya ve akarken tabandan daha fazla kazıyabildiği malzemeyi de içine katarak deniz/gölün en derin kısımlarına kadar iner (Şekil 26). Middleton ve Hempton (1976)'a göre türbit akıntıları üç kısımdan oluşur. Ön kısmı türbülansın en yoğun olduğu kesimdir ve diğer kısımlardan en az iki kat kalındır ve deniz suyu ile türbit akıntısını bir birine karıştıran bir çok burgaçlar içerir. Gövde kısmın kalınlığı genelde sabittir ve düzgün (steady) şekilde akar. Kuruk kısmı çok daha az sediman yüklüdür ve diğer kısımlara göre daha incedir.

2. **Sürekli (steady uniform flow) türbit** akıntıları sedimanca yoğun suların daha az yoğun suya girmesi ve eğim aşağı akması sonucu oluşur. Bu tip akıntılar genelde sediman yüklü nehirlerin daha az yoğunluktaki göl suyuna girmeleri sonucu oluşur. Bu mekanizma kıta yamacı (denizlerde) için de ileri sürülse de çamurlu nehir suları ile tuzlu deniz suyu arasındaki yoğunluk farkı göl suları ile olan farka oranla daha az olması sebebi ile denizlerde oluşma şansı daha düşüktür.

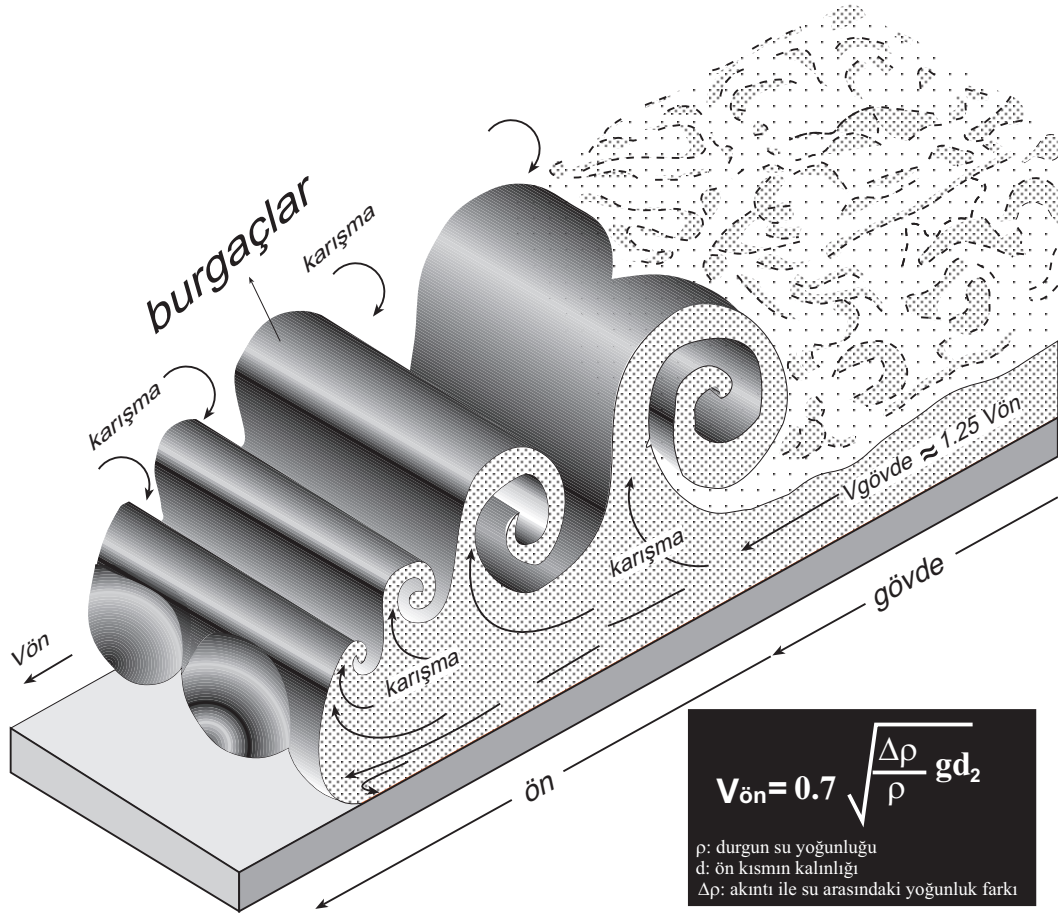
Türbit akıntıları eğim aşağı akarken tabanındaki sürtünme sonuc oluşacak yavaşlatma eğilimi aşağıya doğru türbülansın artması ile kompanse edilir. Bu işlem eğimin tamamen bittiği deniz yada göl tabanındaki düzlüklerde sona erer. Akıntı yavaşladıkça deniz/göl suyu ile karışımında etkisiyle tabandaki türbülans azalır ve akıntı sedimanca daha az konsantre hale gelir. Bu işlem ön kısımda taşınan ve geriye kalan kalan sedimanın azalmasına ve sonunda akıntının tamamen yok olmasına sebep olur. Türbit akıntılarda sedimantasyon mekanizması tam olarak anlaşılammış olsa da deneysel veriler akıntının her aşamasında sedimantasyonun ve erozyonun oluştuğunu göstermektedir. Örneğin, akıntı esnasında ön kısımda genelde erozyon olurken kuyruk kısmında sedimantasyon olmaktadır. Akıntının pozisyonuna ve ilksel sediman miktarına bağlı olarak, akıntı içindeki sedimanın konsantrasyonu az veya çoktur. Buna göre %20 ile %30 oranında sediman taşıyan akıntılar **düşük yoğunluklu türbit akıntılar** ve daha fazla orana sahip akıntılar ise **yüksek yoğunluklu türbit akıntılar** olarak adlandırılırlar.

Türbit akıntılar sonucu sedimanlar türbiditler olarak da adlandırılırlar ve iki türdürler. Yüksek yoğunluklu akıntılarda oluşan sedimanlar genelde daha kalın tabakalı, düşük boylanmalı, daha iri taneli, görece kötü derecelenmeli, çok az içsel laminalı, taban yapıları ya gelişmemiş yada çok azdır. Bazı kalın tabakalı türbiditler daha ince taneli, laminasyonlu ve küçük ölçekli çapraz tabakalanmalı tabakalara geçiş gösterebilirler. En üstte çok ince taneli sedimanlar ve kuyruk kısmında homojen çamur ökelimi oluşur. Düşük yoğunluklu türbit akıntılarsedimanları ince katmanlı, ince taneli, taban kısmı iyi gelişmiş dikey derecelenmeli ve boylanmalı, iyi gelişmiş laminalı, küçük ölçekli çapraz tabakalanmalıdır. Tabanda iyi gelişmiş taban yapıları oluşur (Şekil 16)

Bauma (1962) bir türbidit akıntısının (her iki akıntı türünün) oluşturabileceği ideal tabaka yapısını beş yapısal kısma ayırmıştır (Şekil 26). Bu yapısal kısımlar zaman içerisinde enerjisi/gücü düşmekte olan türbit akıntısının değişen akıntı rejimlerinde (Şekil 18 ve 26) oluşturacağı sedimenter yapılar ve tabaka şekilleridir. Kalın tabakalı, iri taneli türbiditlerde genelde A ve B seviyeleri iyi gelişmişken C, D ve E seviyeleri ya yoktur veya iyi gelişmemiştir. İnce tabakalı, ince taneli türbiditlerde ise C,D ve E seviyeleri iyi gelişmişken A ile B ya iyi gelişmemiş veya yoktur. A ve B nin dominant olduğu tabakalar akıntının proksimal (kaynağa yakın) kısmında olduğu ve diğer kısımların dominant olduğu tabakaların distal (kaynaktan uzakta havza içine doğru) kısımlarda oluştukları farz edilirse Nilsen (1980) akıntının yatağından taşıdığı proksimal alanda fakat akıntının yan kısımlarındaki alanlarda C,D ve E nin dominant olduğu ve distal kısımlarda akıntı yatağının oluşturduğu kanallarda ise A ve B nin dominant olduğu türbiditlerin varlığını göstererek bu görüşün yanlış olduğunu ortaya koymuştur. Dolayısıyla türbiditler için distal ve proksimal kavramlarının kullanılmaması yerindedir. .

2.3.3 Sedimantasyon Sonrası-Deformasyon Yapıları

Bu gurup yıkılma yapıları, **konvolut tabakalanma** veya laminasyon, **yük kalıpları** ve **kum daykları** ile **su kaçma yapılarını** içerir.



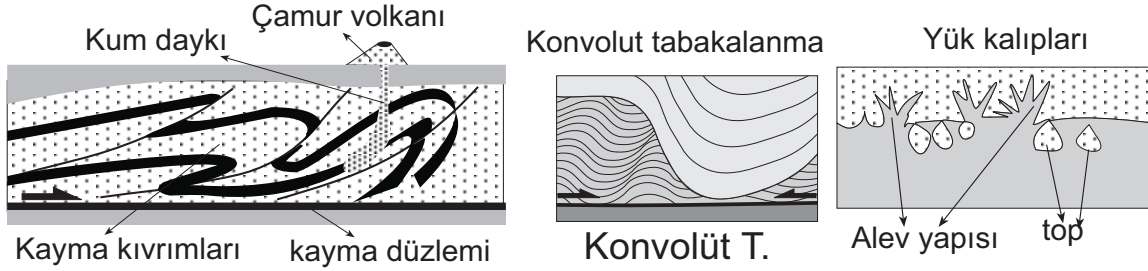
$$V_{\text{ön}} = 0.7 \sqrt{\frac{\Delta\rho}{\rho} g d^2}$$

ρ : durgun su yoğunluğu
 d : ön kısmın kalınlığı
 $\Delta\rho$: akıntı ile su arasındaki yoğunluk farkı

	TANE BOYU	BAUMA (1962) SEVİYELERİ		YORUM
	çamur	E	Pelit	Pelajik çökeltim veya ince taneli, düşük yoğunluklu türbit akıntı çökeltimi
		D	Üst paralel lamina	?
	kum - silt	C	Ripıllar, dalgalı veya convolüt lamina	Alt akıntı rejiminin alt kısmı
		B	düzlemsel paralel lamina	? Üst akıntı rejiminde düz tabakalanması
	kum (taban ganülü olabilir)	A	Masif veya dereceli tabakalanma	Üst akıntı rejiminde hızlı çökeltme

Şekil 26. Türbit akıntılarının oluşum mekanizması ve türbiditlerde oluşabilecek ideal dizilim olan Bauma seviyeleri

Yıkılma Yapıları (slump structures): Belli bir eğimde veya yamaçta çökelmiş sedimanlar her an kaymaya eğilimlidirler. Kayma küçük ölçekte olduğu gibi tek tabakada veya çok büyük ölçeklerde de bir çok tabakayı ve katmanı içerecek şekilde gerçekleşebilir. Tabakaların kayma sonucu kıvrımlanması veya buruşması çok yaygındır. Eğer kayan kayaçlar yeterince litifiye olup kırılğanlaştılsa breşleşme de görülür. Bir çok kayma, depremler tarafından tetiklenirler. Sedimentasyon esnasında oluşan yıkılma yapılarını tektonik yıkılma yapılarından ayıran en önemli özellik alttan ve üstten deformasyona uğramamış tabakalar tarafından sınırlanmasıdır. Altta kıvrımlanmamış deformasyona uğramamış kaymanın olduğu bazal tabaka ve üstte ise kıvrımlanmadan sonra sedimentasyonun olduğunu gösteren tabakalanma vardır. Bu tabakalar dereceli olarak az kıvrımlıdan deformasyona uğramamış tabakaya tedrici geçiş ile karakterize edilirler (Şekil 27). Bir başka deyişle kıvrımlı düzeyi ve üstü simetrik değildir.

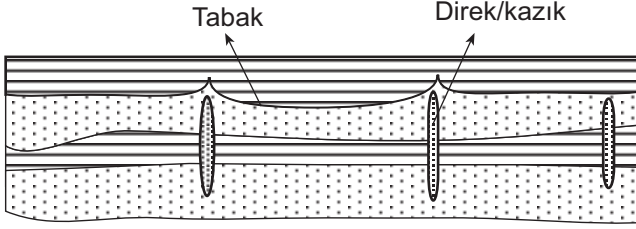


Şekil 27. Değişik deformasyon yapıları

Konvolut tabakalanma (küçük ölçekli ise konvolut laminalanma) çapraz veya düzlemsel tabakalarda düzensiz kıvrımlı ve buruşukluklar olarak görülür. Genelde tabakanın en üst seviyesi etkilenmiştir. Bazı konvolutlar içinde geliştikleri tabakanın en üstünde düzgün bir şekilde bulunurlar veya en üst seviyeleri keskin bir şekilde bitebilir, bu da onların sedimentasyon sırasında oluştuklarının en büyük kanıtıdır. Konvolut tabakaların oluşum mekanizması tam olarak anlaşılammakla birlikte genelde diferensiyel (farklı noktalarda farklı olarak) sıkışmaya ve yanıl olarak tabaka içi su kaçma proseslerine veya tabakanın üstünün akıntılar tarafından makaslamaya uğramasına bağlıdır. Konvolut tabakalanma türbiditlerde, güncel akarsu, gel-git düzlüğü ve evaporitik gölssel ortamlarda yaygınca görülürler.

Yük Kalıpları: yük kalıpları taban yapıları olup kumlu sedimanların altlarındaki ince taneli sedimanlara, üzerlerindeki yükün ağırlığı nedeniyle, yapmış olduğu baskının sonucu olarak oluşurlar. Yük kalıpları çok değişik büyüklük ve çeşitliliktedirler. En yaygın olanları çamur içersindeki **kum topları**, **alev yapıları** ve **yastık yapılarıdır**. Alev yapıları çamurun üzerindeki kum tabakasına sokulması sonucu alev şeklini alması ile olur (Şekil 27). Kum topu ve kum yastığı üstteki kumun çamura sokulması sonucu oluşur eğer kum ana tabakasından koptu ise buna top, kopmadı ise yastık yapısı denir.

Su Kaçma Yapıları: sedimentasyondan sonra kayaçlar suya doymuş şekilde bulunurlar. Sedimentasyon sonucu üzerlerindeki yükün artması ile sıkışma ve buna bağlı olarak hacimlerinde azalma olur. Hacmin azalması içlerindeki sıvıların basıncının artmasına neden olur. Artan basınç sonucu tabaka içindeki su tabakaları delerek yüzeye doğru hareket eder. Suyun geçtiği yol boyunca tabakaları kıvrması ile su kaçma yapılarını ve eger ince kum veya çamur taşıyor ise bu malzemeyi yarattığı boşluğa doldurması sonucu kum dayklarını oluşturur. Kum veya çamur yüzeye çıkarsa çamur volkanları olarak suyun kaçtığı deliğin üzerinde toplanır. Ayrıca tabakalar arasında suyun yanıl olarak kaçması ve küçük ölçekli dayklar oluşturması sonucu **tabak** ve **direk/kazık** yapıları oluşur (Şekil 28).



Şekil 28. Tabak ve direk/kazık yapıları

2.3.4 Biyojenik sedimanter Yapılar

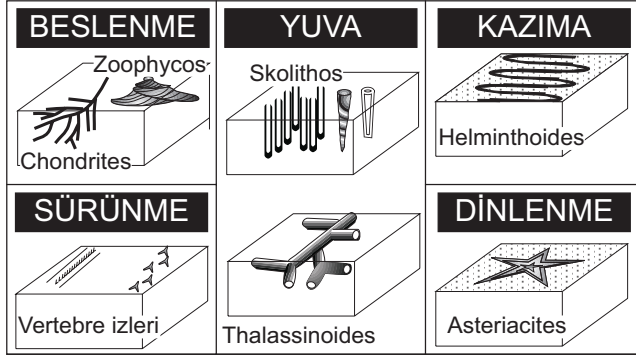
Biyojenik sedimanter yapılar organizmalar tarafından oluşturulan yapılardır. Organizmalar tarafından oluşturulan sedimanter yapılar fosil izleridir ve **iknofosiller (ichnofossils)** olarak adlandırılırlar. Fosil izleri hangi fosil tarafından bırakıldığı anlaşılacak kadar her organizma türüne göre özeldir. Bu izler orjinal sedimanter yapıları bozar hatta ilksel yapıyı tabakalanmayı veya laminasyonu tamamen yok edebilen biyoturbasyon yapılarıdır. Bununla birlikte bir çok izin hangi organizmalar tarafından yapıldığı kesin olarak bilinmemekle birlikte benzer yaşam şekilleri olan canlılar benzer iz bıraktıkları için en azından yaşam biçimini anlayabiliriz. Bu fosillerin en önemli özelliği, sedimanın hangi depozisyonal ortamda oluştuğu konusunda bize bilgi veriyor olmasıdır. Çünkü belli fosil izleri sadece belli sedimanter ortamlarda veya belli bir su derinliğinde bulunmaktadır.

İknofosiller beş temel guruba ayrılırlar (Şekil 29); 1. beslenme yapıları, 2. yuvalanma yapıları, 3. sürünme izleri, 4. dinlenme yapıları 5. kazıma izleri. Bazı iknofosiller yukarıda bahsedilen grupların kombinasyonu olarak bulunurlar. Dinlenme yapıları genelde vajil (deniz tananına sabit olarak yapılmayan tabanda çok yavaş olarak sürüklenen canlılar) epibentik canlılar tarafından oluşturulur. Bu tip iknofosiller genelde fosilin şeklini veren yapılardır. Örneğin, sedimanter kayaların içerisinde deniz yıldızı sıklıkla rastlanır. Sürünme yapıları sürünen canlılar tarafından oluşturulur bunlar tipik olarak yırtıcı, avcı veya çamur yiyen hayvanlardır. Bunlar trilobitten dinazora kadar değişen fosil gruplarını kapsar. Sürünme izleri genelde doğrusal veya yarı doğrusaldır. Kazıma izleri genelde hareketli sediman üzerinde veya hemen yakınında beslenen fosiller tarafından oluşturulur. Bıraktıkları izler genelde tabaka yüzeyinde çamur yiyerek beslenen fosiller tarafından yapılmış sarmal veya radyal kanallardır. Beslenme yapıları tabakanın içerisinde görülür yani sediman yüzeyinin altında burrov (oyma) sisteminde yaşayan epibentik veya endobentik canlılar tarafından oluşturulur. Dolayısıyla bu tip fosiller sedimanla doldurulmuş bir oyuk ağı oluştururlar. Yuva yapıları sesil (hareketsiz) veya yarı-sesil canlılar tarafından oluşturulur. Bu tip yapılar genelde dikey tüp şeklinli yapılardır. U şeklinli tüpler veya daha karmaşık yapılar da olabilir. Bir diğer iz fosil gurubu sondaj yapılarıdır ve genelde sert kayalarda ve özellikle kireçtaşında görülür. Diğer oyma yapılarından ayırıcı özelliği bu yapıların yumuşak sedimanlarda değil sert zeminde açılmış olmasıdır.

2.3.5 Paleoakıntı Analizi

Bir çok sedimanter onları oluşturan ortamdaki ve paleoakıntı yönlerinin bulunmasında Paleoakıntı yönlerinin bulunması, paleojeografyanın anlaşılabilmesi ve kum oluşumlarının geometrisinin anlaşılmasında ve provenans analizinde hayati öneme sahiptir. Ayrıca bazı paleoakıntı geometrileri sadece belli sedimanter ortamlara aittir. Bu bilgi ek bilgi olarak sedimater ortamın anlaşılmasında yardımcı olur (Tablo 6).

Bazı sedimanter yapılar vektördür, dolayısıyla akıntının tam olarak aktığı yönü verir. Çapraz tabakalanma, asimetric ripillar, kaval yapıları, ve imbakasyon bu türden yapılardır. Diğer yapılar ise sadece akıntının akış çizgisini verir (trend), akıntı bu çizginin herhangi ucundan biri yönünde akmış olabilir. Parçalanma çizgisellikleri, tane dizilimi, fosillerin dizilimi, simetric ripillar, ve oyuk yapıları bu türdendir.

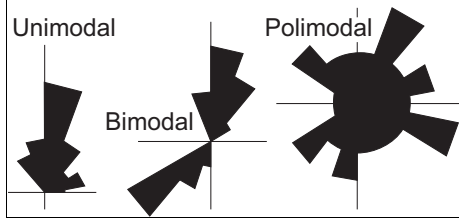


Şekil 29. İz fosilleri/İknofosiller

Arazide paleoakıntılar basit olarak pusula yardımı ile ölçülür. Eğer tabaka 15°den daha fazla eğikse, tabaka yatay pozisyona getirilmelidir. Bu amaçla arazide tabakanın eğim ve doğrultusu ve tabaka üzerindeki paleoakıntı yönü ile beraber ölçülmelidir. Veri ne kadar fazla ise kesinlik te o oranda artacağından olabildiğince fazla ölçüm yapmak her zaman daha iyidir. Eğer tek yönlü akıntı (unimodal) ortamı çalışılıyorsa küçük bir alan için 20-30 ölçüm en optimum miktardır. Bimodal veya fazlası için çok daha fazla ölçüm gereklidir. Ortalama akıntı yönünün bulunması için toplanan veriler gül diagramı yardımı ile bulunur (Şekil 30). Eğer tek bir trend bulundu ise gül diyagramı simetrik değilse asimetrik olacaktır.

Paleoakıntı yönleri fasiyes bilgisine dayandırılmalıdır. Aksi takdirde yapılacak yorumlar yanlış olabilir. Çapraz tabakalar kullanılarak yapılan ölçümler bir çok akarsu, delta ve sığdeniz çökelelerinde güvenilir sonuçlar vermiştir. Daha küçük yapılar kullanılarak yapılan ölçümler ripıl örneğinde olduğu gibi, daha çok ikincil akıntıları vereceğinden yapılan yorum yanlış olabilir. O yüzden küçük yapılar büyük yapılara yardımcı bilgi olarak kullanılmalıdır. Türbit akıntılarında en güvenilir sonuçları taban yapıları (kaval yapıları, alet izleri gibi) vermektedir. Ortamlarına göre kullanılan yapılar Tablo 6.da verilmiştir.

Tablo 6. Çökel ortamlarda paleo-akıntı yapıları ve dağılımları		
Ortam	Sedimanter Yapı	Dağılım paterni
Aeolian (Çöl)	Büyük ölçekli çapraz tabakalanma	Barkan dunelerinde ise unimodal ve paleo-rüzgar yönünü verir. Seif dunelerde ise bimodal. Kompleks seif ise polimodal
Akarsu	En yaygın yapılar çapraz tabakalanmalı dunelar, kum dalgaları, parçalanma çizgisellikleri, ripıllar, oyma izleri, lateral tane boyu değişimi, imbrikasyon	Paleo-akıntı, paleo-yamacı ve provenansın yerini gösterir: düşük menderesli derelerde küçük sapmalarla beraber unimodal, Yüksek menderesli derelerde ve alüvyal yelpazelerde çok sapmalı ama yine de unimodal.
Delta	Dune'lar, kum dalgaları, kanallar, parçalanma çizgisellikleri. Ripılların oluşturduğu çapraz tabakalar.	Yer yer deniz dalgaları ve gel-git'in dağılımı çok fazla karmaşıklarlaşmasına rağmen genelde unimodal.
Sığ deniz	Dunelar, kum dalgaları dominant. Ayrıca ripıllar ve kanallar.	Gel-gitin terslenmesi nedeni ile genelde bimodal. Eğer tek tip gel-git rejimi dominant ise unimodal. Polimodal ve düzensiz dağılımlarda oldukça yaygındır
Türbit havzası	En güvenilir metod taban yapılarının kullanılmasıdır. Ayrıca çapraz tabakalanma tane dizilimi, yıkılma yapıları.	Basene veya paleo yamacı dik olsada genelde her zaman unimodal. Bir denizaltı yelpazesinde ise radyal. Konturitle paleoyamacı paralel akıntı yönü verirler.



Şekil 30. Değişik paleoakıntı yönleri. Unimodal: tek yönlü, Bimodal: çift yönlü, polimodal: çok yönlü

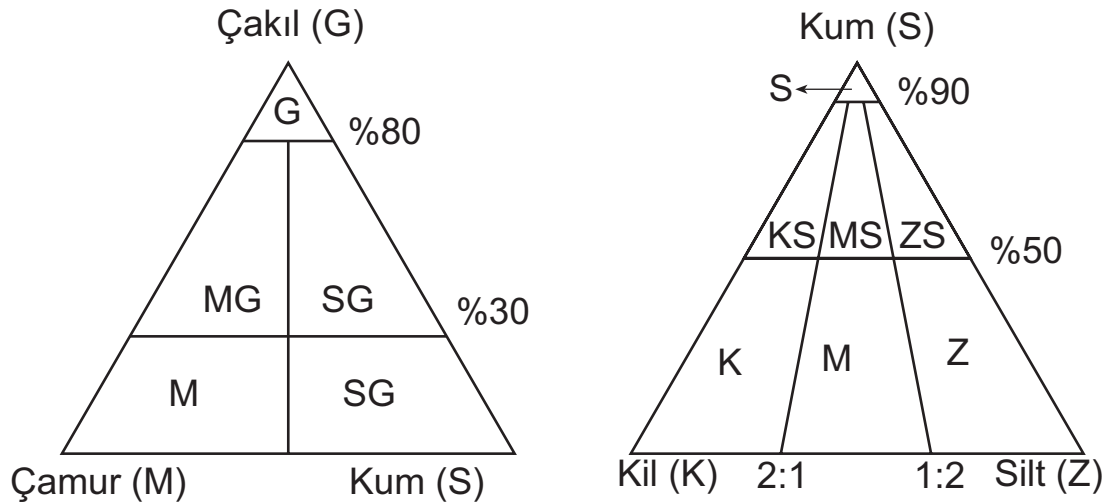
2.4 KİTA KÖKENLİ KIRINTILI SEDİMANLARIN SINIFLANDIRILMASI

Sedimanter kayaçların sınıflandırılması kayacın petrografik özelliklerine göre yaklaşık olarak veya mikroskop altında tanelerin modal (alansal/hacimsel) kompozisyonlarına göre yapılır. Bunun yanında, arazide lup yardımı ile modal dağılım yaklaşık olarak da tahmin edilebilir. Bir çok sınıflandırma sistemi üçgen dağılım diyagramları kullanır ve üçgenin köşelerini kuvars, feldspat ve kayaç parçacıkları oluşturur. Bu üçgenler kompozisyona göre belli alanlara bölünür ve modal dağılıma göre o kayaca isim verilir.

2.4.1 Karışık Sedimanların sınıflandırması

Bir çok sediman tane boyuna bağlı olarak çakıl, kum ve kilden oluşur. Gevşek, kayaçlaşma aşamasına geçmemiş sedimanlar, genelde bu üç tane boyuna göre ve bazıları da siltide içerisine alacak şekilde sınıflandırılırlar. Bu sınıflandırmaya göre sedimanın çakıl içerip içermediğine bakılarak çakıl-kum-çamur sınıflandırması yapılır. Bu sınıflandırmada kil ile silt aynı grupta yer alır, yani her ikisi beraber çamur gurubunu oluştururlar. Eğer sedimanda çakıl oranı toplam sedimanın %80'ninden fazla ise çakıl ismini alır. Çakıl oranı %80'den az ise diğer tane boylarına bakılarak şekil 31'da gösterildiği gibi değişik bölgelere ayrılır. Örneğin, Çakıl oranı %80'den az fakat %30'dan fazla, kum/çamur oranı birden büyükse bu sediman çakıllı-kum adını alır. Aynı şekilde çakıl oranı %30'dan az, kum/çamur oranı birden küçükse bu sediman çamur adını alır.

Eğer sedimanda çakıl mevcut değilse bu durumda kum-silt-kil diyagramı kullanılır (Şekil 31). Bu diyagrama göre eğer kum oranı %90'dan fazla ise sediman kum adını alır. Kum oranı %90'dan az fakat %50'den fazla ise diyagram üç alana ayrılır. Kil/silt oranının üçten büyük olduğu bölge killi-kum, kil/silt oranının 1/3'den küçük olduğu bölge siltli-kum. <3 Kil/silt $>1/3$ aralığı çamurlu-kum olarak adlandırılır.



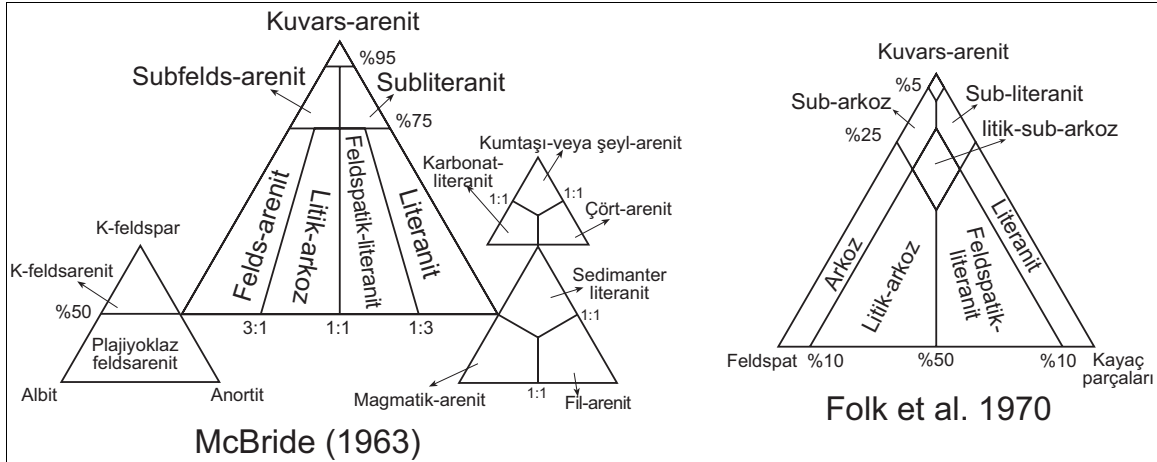
Şekil 31. Karışık sedimanların sınıflandırılması (Folk 1954). Çakıl içeren sedimanlar için soldaki, içermeyen sedimanlar için sağdaki diyagram kullanılmalıdır.

2.4.2 Kumtaşı Sınıflandırması

Bir çok kumtaşı ve çakıltası değişik mineral ve kayaç parçalarının kırıntılarından oluşurlar. Genelde daha yaygın olmaları nedeni ile kuvars artı çört, feldspar, kayaç parçacıkları ve ince taneli hamur (matriks) sedimanter kayaçların sınıflandırılmasında kullanılacak öneme sahiptirler. Hamur genelde kil ve kil boyutlu (>0.03mm) kayaç parçacıklarından oluşur ve kumtaşlarının taneleri arasındaki boşlukları doldurur. Kumtaşlarının kompozisyonu oldukça sade olmasına rağmen sadece 1950'den itibaren değişik araştırmacılar tarafından en az elli değişik sınıflandırma şeması önerilmiştir. Bu sınıflandırmalardan bir kısmı jenetik (oluşum biçimine göre) sınıflandırma olsada bir çok gözleme dayalı sınıflandırma KFP (kuvars, feldspar, kayaç parçaları) oranlarına dayalıdır. Bu sınıflandırmaların hepsinde üçgen diyagramlar kullanılmış olup üçgenin köşelerine kuvars, feldspar ve kayaç parçacıklarını konulmuştur (Şelil 31). Bu sınıflandırmalar feldsparların cinsine göre ayrıca k-feldspar, Na-plajiyoklas ve Ca-plajiyoklas olmak üzere alt gruplara ayrılırlar. Kayaç parçaları ise kayaç parçasının kökenine göre sedimanter, magmatik ve metamorfik (fillitik) olmak üzere alt gruplara, her kayaç sınıfı da bir alt gruba ayrılır. Örneğin sedimanter kayaç parçaları karbonat literanit, kumtaşı veya şeyl literanit, çört-arenit gibi alt gruplara ayrılırlar (Şekil 32).

2.4.3 Bazı Kumtaşlarının Özellikleri

Kuvars-arenitler: Kuvars-arenitler genelde beyaz, krem rengi ve çok seyrek olarak kırmızı veya pembemsi renklindedirler. Genelde yüzde 90-95 kuvars çok az çört ve kuartzit parçaları içerirler. Kuvars-arenitler, genelde, orto-kuvarzitlerle karıştırılabilir. Orto-kuvarzitler metamorfizmaya uğramış ve metamorfizma sırasında yoğun olarak silisyum çimentolanmasına uğramış kumtaşlarıdır. Kuvars arenitler ayrıca az miktarlarda potasyum feldspar, ortoklaz, mikrokleyin veya sodyumca zengin feldspar (albit), muskovit ve çok az miktarlarda ultra duraylı ağır mineraller içerirler. Ağır minerallerden bazıları; zirkon, turmalin ve rutil'dir.



Şekil 32. McBride ve Folk'a göre kumtaşlarının sınıflandırılması

Kuvars-arenitler genelde iyi boylanmış ve hamursuzdurlar. Taneler iyi yuvarlanmışlardır. Özellikle eolian (ruzgar/çöl/yel) kökenli kuvars-arenitlerde bimodal tane boyu dağılımı yaygındır. Çimento genelde silikadır (SiO₂) veya seyrek olarak kalsiyum karbonattır (CaCO₃), ayrıca ferrik oksit mineralleri (Hematit ve Goethit) çok seyrek olarak yalnız başlarına veya SiO₂ ve CaCO₃'le birlikte çimento olarak bulunabilir.

Kuvars-arenitler metamorfik kayaçlardan ilk döngü (ilk ürün) veya genelde sedimanter kumtaşlarından ikinci veya daha fazla döngü ürünleri (aynı kum tanesinin tekrar aşınıp yeni bir ortama taşınıp yeni bir kum taşında tekrar kullanılması) olarak bulunurlar. Eğer ilk döngü ürünleri iseler, kuvars-arenitler genelde eolian orijinlidirler. Çünkü akarsu ortamları çok iyi yuvarlanmış ve boylanmış %95'ler oranındaki kuvarsı oluşturamazlar. Fakat sahil ortamında bulunabilirler ama bu güne kadar hiç bir araştırmacı bu tip bir kuvars-arenite rastlamış değildir.

Felds-arenitler: Felds-arenitler tipik olarak pembe veya kırmızı renklidirler. Yer yer beyaz veya krem rengi olabilirler. Kızıl renkler pembe feldspar veya hematitten kaynaklanır. Genelde bol miktarda fakat %90'dan az kuvars %10'dan fazla feldspar içerirler. Feldspar oranı %25'den fazla ise genelde Arkoz olarak adlandırılırlar. Bu tip kumtaşlarında genelde potasyum feldsparlar ortoklaz, mikrokley ve pertit yaygındır. Ya potasyum veya sodyum feldspar dominanttır. Kalsiyum plajiklas pek enderdir. Diğer parçaları muskovit veya biyotit mika, değişik kayaç parçaları ve ağır mineraller oluşturur.

Felds-arenitler çok az hamur içerirler, bazı arkozlar çok az demir oksitlerle boyanmış kaolinli kil içerebilirler. Bazı killer diyajenez kökenli olabilir. Boylanma genelde kötüdür. Bazı uzun mesafeler taşınmış felds-arenitlerde yuvarlanma ve boylanma iyi derecede olabilir. Feldspar taneleri genelde köşeli veya az köşelidir ama birlikte buldukları kuvarsa göre daha yuvarlaklardır. Genelde başlıca çimento kalsittir. Yer yer kuvarsların etrafında silika büyümesi ve hematit çimento da oluşabilir. Ayrıca bazı kumtaşlarında hematit kalsit çimento içersinde noktalar olarak görülebilir.

Felds-arenitler, genelde, granitlerin veya çokça k-feldspar içeren metasomatik kayaçların yerinde günlenmesi ve aşınması sonucu **gru** olarak adlandırılan grainlerin (2-4 mm tane boyu) az bir mesafe taşınması sonucu oluşurlar.

Litik-arenitler: Litik arenitler genelde açık gri, tuz-karabiber karışımını andıran renklerde kayaçlardır. Bazı volkanik kökenli litik-arenitler koyu gri veya koyu yeşilimsi renklerde olabilir. Bu tip kayaçlarda hakim kompozisyon kayaç parçalarından oluşur. Kuvars genelde oldukça fazladır ama %90'dan azdır. Kayaç parçaları genelde %10 ile %50 arasında değişir. Genelde, düşük dereceli metamorfik kayaçlardan (fillit, sleyt, mikaşist vb.), afanitik volkanik kayaçlardan (bazalt, andezit, dasit vb.) veya ince taneli sedimanter kayaçlardan (şeyl, silttaşı, çört, kireçtaşı, dolomit vb.) türemişlerdir.

Litarenitler iyiden kötüye kadar tüm boylanma ve yuvarlaklaşma türlerinde olabilirler. Bir çok ders kitabı litarenitlerin genelde hamur içermediklerini var olan hamurun diyajenez esnasında ezilen parçaların oluşturduğunu yazar. Bu tip hamur **yalancı-hamur (pseudomatrix)** veya **otojenetik-hamur** veya otojenetik olarak çökelmiş hamur olarak da adlandırılır. Volkanik kayaçlarca zengin litarenitler az da olsa hamur içerirler. Ayrıca bir çok jeolog hamurun bir kısmının diyajenez esnasında tanelerin altere olup killeştiği konusunda fikir birliğindedir.

Litik-arenitlerde çimento genelde kalsit ve kuvarstır. Smektit kil mineralleri, klorit ve korronsit (montmorillonot-klorit interlayeri) yer yer lifsi veya mikrogranül olarak çimento olarak bulunabilir.

Literanitler yaklaşık olarak kumtaşlarının %25'ini oluştururlar. Bunlar kompozisyon olarak olgunlaşmamışlardır. Bir çok literanitin zayıf mukavemete sahip olması onların çok fazla taşınmadıklarını ve oluştukları yerden fazla taşınmadan çökeldiklerini gösterir. Pettijohn et al. (1973) üç tip literanit ayırmıştır. 1. alüvyal kumtaşları, yükselen blokların hemen önündeki yamaçların eteklerinde oluşmuşlardır, 2. geniş kratonlarda büyük nehirler tarafından hemen havza kenarından veya uzaklardaki yükselen alanlardan taşınmış ve hemen yanındaki havzalarda çökeltilmiş (molaz basenleri), 3. Denizel tübit literanitleri. Molaz basenleri plaka tektoniği kavramından önce türetilmiş bir kavram olup genelde karasal ve kıyı/sahil, sığ-deniz, gölsel çakıl ve kumtaşlarının dominant olduğu, yükselen alanların hemen yanında oluşmuş regresif havzalara verilen addır. Sedimentolojik bir kavram değildir, daha çok tektono-sedimanter bir kavramdır. Sedimentolojik olarak günümüzde kullanılmamaktadır.

Grovak (greywacke) : Grovak kavramı plaka tektoniğinden önce jeosenkinal kavramlarının yaygın olduğu dönemlerde, %15'den fazla hamur içeren ve çok düşük derecede metamorfizmaya uğramış bu metamorfizma sonucu gelişmiş olan klorit yüzünden yeşilimsi gri renkli literanit veya feldspatik-literanitelere verilen isimdir. Grovaklar orojenik bölgelerde çokça yaygın olup tüm kumtaşlarının %20'sini oluştururlar. Sedimentolojik olarak günümüzde kullanılmamaktadır.

Diğer Kumtaşları: Yukarıda adı geçen kumtaşları dışında sığ deniz ortamında demirin ve demir fosfatın direkt olarak sudan çökmesi sonucu oluşan glakonit ve şamozit içeren kumtaşları, volkanizma sonucu tamamen volkanik küllerden oluşan kumtaşları vardır. Volkanik kumtaşları genelde volkani-kalstik veya volkano-klastik kumtaşları olarak adlandırılır. Diğerleri ise hibrit kumtaşları olarak adlandırılırlar (Boggs 1987).

2.4.4 Çakıltaşlarının (Konglomera) Özellikleri

Çakıltaşları temel olarak iki ayrı gruba ayrılırlar. 1. **Orto-çakıltaşı** %15'den daha az hamur içerirler. 2. **para-çakıltaşı** %15'den fazla hamur içerirler. Sadece tek tip çakıl bileşimine sahip olan **çakıltaşları oligomikt** çakıltaşları, çok farklı tane tipi içeren çakıltaşları **petromikt**, humurca zengin çakıltaşları ise **diamikt** olarak adlandırılırlar. Diamikt tanımı ayrıca hamurca zengin her türlü sedimanter kırıntılılar için kullanılabilir. Buzul ortamında oluşmuş petromikt çakıltaşlarına **tillit (tillite)** denir

Tane boyu büyüklüğüne göre çakıltaşları **ince çakıllı konglomera**, **kaba çakıllı konglomera**, ve **bloklü çakıltaşları** olarak ayrılırlar. Tane kompozisyonuna göre yani içerdiği malzemeye göre de ad alabilirler. Örnek olarak; kuvarsit çakıltaşı, kireçtaşı çakıltaşı, bazalt çakıltaşı gibi. Ayrıca tane boyu ve kompozisyonla birlikte kullanılabilir. Kuvarslı ince çakıllı çakıltaşı, kaba çakıllı kireçtaşı çakıltaşı/konglomera veya değişik çakıllar içeriyorsa petromikt kaba çakıllı çakıltaşı gibi.

Çakıltaşlarında taneler arası boluklar daha ince tane boyundaki malzeme ile doldurulabilirler. Bu malzeme kum boyutundan daha ufak tane boylarına kadar değişebilir. Kumtaşlarında bu malzeme 0.03mm'den küçük kil tane boyuna sahip malzemedir ve hamur olarak adlandırılır. Çakıltaşlarında taneler arası boşlukları dolduran malzemeye **çakıltaşı kafesi (Conglomerate framework)** denir.

Bir diğer çakıltaşı tipi **intraformasyonel** çakıltaşlarıdır. Intraformasyonel çakıltaşları genelde aynı çökelim havzasından daha önce çökelmiş malzemenin aşınıp tekrar aynı havzada sedimentsayona katılması sonucu oluşur. **Extraformasyonel** çakıltaşlarında ise çakıltaşı, çökelenin olduğu havzanın dışından malzeme almıştır. Intraformasyonel çakıltaşları havzada sedimantasyon devam ederken tam olarak taşlaşmamış/litifiye olmamış ve erazyona maruz kalmış tabakaların aşınımı ve havzaya tekrar taşınması ile oluşur. Bu işlem su üstünde de olabilir, çamurların kuruyarak tekrar aşınıp çakıltaşı üretmesi veya su altında belli bir deniz altı yamacının faylanıp su altı heyalanı yaratıp daha derinlere taşınıp tekrar çökmesi gibi. Intraformasyonel çakıltaşları genelde çamur veya kireç tanelerinden oluşurlar. Taneler genelde köşeli veya çok az yuvarlaklığa uğramışlardır. Bu özellikleri onların fazlaca taşınmadıklarını gösterir. Bu tip ortamlarda oluşmuş çakıltaşlarında bazen düz çakıllar çok güçlü dalgalar tarafından köşelerinden birbirleri üstüne dizilmişlerdir bu tip çakıltaşlarına **edgewise** konglomera denir.

2.4.5 Çamurtaşlarının Sınıflandırılması

Çamurtaşları genelde silt ve kil tane boyuna sahip malzemeden oluşurlar. **Şeyl** terimi genelde kumtaşı, çakıltaşı gibi bu sınıfın (çakıltaşı sınıfı) tanımlanmasında kullanılırken günümüzde şeyl sadece laminasyona sahip çamurtaşları için kullanılmaktadır. Çamurtaşları genelde 0.06mm'den daha küçük tane boylarına sahip olmaları nedeni ile onların kompozisyonu normal büyütme gücüne sahip bir lup veya sıradan bir mikroskopla görülemez. Bu yüzden daha komplike aletlerin gerekli olması bu tip çalışmalarını zor ve pahalı hale getirmektedir. Bu nedenle bir çok jeolog çamurtaşlarının kompozisyonunu belirleme çalışması ile uğraşma zahmetine girmezler. Bu yüzden çamurtaşı sınıflandırmaları çamurtaşı kimyasına (kompozisyonuna) değil de, genelde, fiziksel özelliklerine göre, yani içerdiği kil veya silt oranlarına, sertliğine, sudaki dayanımına veya laminasyona sahip olup olmadığına bağlı olarak yapılır. Şeyller fisiliti denen özel bir tür laminasyona sahiptirler. Fisiliti sulu bir ortamda çökelmiş olan çamurun daha sonra tabaka arasından suyun kaçması ile oluşturmuş olduğu bir tür düzlemsel ayrılma yüzeyleridir. Bunların yanında renk, çimento tipi, (kireçli, demirli, silisli gibi) elde bıraktığı hisse göre (pürüzlü, kaygan), fosil içeriği, minaroloji ve diğer değişkenlere bağlı olarak bir çok sınıflandırma vardır. Bu sınıflandırmalardan birisi Tablo 7'de verilmiştir. Eğer kil içeriği kayacın 2/3'den fazla ise ve 10mm'den kalın tabakaya sahip ise **kıltaşı**, laminalı ve 10mm'den ince tabakalı ise **kilşeyli** olarak adlandırılır. Tablo 8'de çamurtaşlarının sınıflandırılmasında dikkat edilecek özellikler verilmiştir.

Tablo 7. Çamurtaşlarının sınıflandırılması					
Kil yüzdesi		0-32	33-65	66-100	
Arazi Özelliği		taneli	tanesiz	kayganlık	
Duraysız	Tabaka	>10 mm	Tabakalı silt	Tabakalı çamur	Tabakalı killiçamur
	lamina	<10 mm	Laminalı silt	Laminalı çamur	Laminalı killiçamur
Duraylı	Tabaka	>10 mm	Tabakalı silt	Tabakalı çamurtaşı	kiltaşı
	lamina	<10 mm	Laminalı silt	Laminalı çamurtaşı	Kilşeyl
Metamorfik	Metamorfizma Derecesi ↓ Düşük Yüksek	Kuvars arjillit	Arjillit		
		Kuvars şeyl	Sleyt		
		Fillit/mikaşist			

Tablo 8. Çamurtaşlarının tanımlanmasında kullanılan özellikler	
Özellik	Tanımlama örnekleri,...
Renk	Gri, yeşil, kırmızı, kahve, boz,...
Fisilite derecesi	Fisil, fisilitesiz, blok biçimli, kağıtsı, ...
Sediman yapısı	Tabakalı, laminalı, kayma yapılı, bioturbasyonlu, masif,...
Mineral içeriği	Kuvarslı, litik, kaolinli, zeolitli, mikalı, kalsitli, jipsli, dolomitli,...
Organik içeriği	Organikçe zengin, bitümlü, karbonlu,...
Fosil içeriği	Fosilli, foraminiferli, ostrakodlu, graptolitli,...

3. KARBONATLAR VE KIRINTILI OLMAYAN KAYAÇLARIN SEDİMANTOLOJİSİ

3.1 Giriş

Kırıntılı olmayan kayaçlar genel olarak "biyokimyasal" kökenli kayaçlar olarak adlandırılmakta olup, değişik kimyasal ve biyokimyasal prosesler sonucu oluşurlar. Bu kayaçların oluşmasında (çok yaygın olmamakla beraber) CaCO_3 'ün inorganik olarak sudan direkt çökmesinin yanında biyolojik ve biyokimyasal prosesler en belirleyici etmenlerdir. Kimyasal kökenli kayaçlar mineralojisine ve kimyasal içeriğine bağlı olarak altı temel gruba ayrılırlar. 1) Karbonatlar, 2) evaporitler, 3) silisli sedimanter kayaçlar (çört), 4) Demirce zengin sedimanter kayaçlar, 5) fosforitler ve 6) karbonlu sedimanter kayaçlardır.

Bu gruplar içerisinde karbonatlar en yaygın olarak oluşan sedimanlardır ve sadece bu grup için yaygın olarak kabul gören sınıflandırmalar geliştirilmiştir. Kimyasal olarak kireçtaşları ve dolomitler olmak üzere iki gruba ayrılırlar. Kireçtaşları içerdikleri karbonat taneleri, fosillere, oolitelere veya hamur/tane oranlarına bağlı olarak daha alt gruplara ayrılırlar. Evaporitler karbonatlardan sonra en yaygın grubu oluştururlar. Evaporitler kimyasal içeriklerine bağlı olarak karbonatlar, sülfatlar ve kloritler olmak üzere alt gruplara ayrılırlar. Çörtler, demir zengin kayaçlar, fosforitler, sülfatlar ve karbonlu kayaçlar hacimsel olarak daha az bulunmakla birlikte, ekonomik önemleri sebebi ile her zaman jeologların ilgi alanları içindedirler.

Güncel ve yakın zamandaki jeolojik olaylar nedeni ile (özellikle Pleyistosen buzullaşması gibi) sığ denizlerde karbonat depozisyonu pek yaygın değildir. Geçmiş jeolojik dönemlerde sığ iç deniz tabanları binlerce kilometre kare alanları kaplıyacak şekilde kireçtaşı çökeline maruz kalmıştır. Bunda en önemli etmen karbonatlı iskelete veya kavkıya sahip organizmaların günümüzde olduğu gibi tüm sedimanter ortamlarda bulunmaları yol açmaktadır. Dolayısıyla kireçtaşı çökelişi göl, deniz ve okyanuslarda oluşabilmektedir. Bu kapsamda bazı faktörler vardır ki çökecek sedimanın tipini ve kompozisyonunu belirlerler. Bunlardan en önemlileri sıcaklık, tuzluluk, derinlik ve çökelen malzemenin konsantrasyonunu ve ortamda yaşayan organizmaları etkilemesi bakımından ortama gelen kırıntılı sediman miktarıdır. Örneğin kalsite dayalı kavkı veya iskelet oluşturan algler ve resif oluşturan bir çok mercan türü, tropik sıcaklıklarda yaşarlar. Dolayısıyla karbonat çökellerinin bir çoğu kuzey yarı kürede ekvatorun 30° güneyinde ve güney yarı kürede ise 30° kuzeyinde oluşurlar. Daha yüksek enlemlerde oluşan karbonatlar genelde kalsitli kırmızı alg (özellikle *Lithothamnium*) ve molluskların egemen olduğu karbonat kum oluşumlarıdır (örneğin İrlanda, Norveç ve güney Avustralya açıkları). Bir çok kalsit iskeletli organizma, genelde sığ ve normal tuzluluktaki fotik zondaki (suyun gün ışığını alan kısmı) suları tercih ederler. Bununla birlikte deniz/okyanusun derin kısımlarındaki karbonat ooz'ları fotik zonda yaşayan pelajik organizmaların iskeletlerinin kalıntıları tarafından oluşurlar. Denizin bir kaç kilometre (özellikle 4 km) derinlerinde karbonatların yüksek su basıncı nedeni ile erimesi sonucu kireçtaşı oluşumu enderdir. Her şeyin ötesinde karbonat depozisyonunu kontrol eden en önemli etken kıta kökenli kayaçların ortama ulaşmamasıdır. Fazla kırıntılı arzi, kireçtaşı oluşumunu etkileyecek ve kırıntılıların dominant olması sebebi ile oluşan kireç seyreltik durumda kalacaktır.

3.2. Karbonatlar

3.2.1 Karbonatların Mineralojisi

Güncel sedimanlarda genel olarak iki tip kalsiyum karbonat minerali egemen olarak oluşmaktadır. Bunlar aragonit (ortorombik) ve kalsittir (rombohedral). Magnezyum içeriğine bağlı olarak iki tip kalsit tanımlanmıştır. Bunlar mol yüzdesi (%) 4'den az olan **düşük magnezyumlu kalsit** ve %4'den fazla Mg içeren **yüksek magnezyumlu kalsit**dir. Yüksek Mg kalsitlerde Mg mol oranı genelde %11-19 arasında bulunur. Karşılaştırmak gerekirse aragonit 5000ppm'den daha düşük Mg içerirken 10.000 ppm' e kadar kalsiyumun yerini alabilen stronsiyum içerebilir. Kalsit içerisindeki Mg içeriğini belirleyen en önemli etmen sıcaklık olmakla birlikte, güncel karbonat sedimanların bir çoğunun kimyasını belirleyen en önemli etmenler içerdikleri organizma iskeletlerinin ve karbonat kırıntılarının kimyasıdır. Aragonit duraysızdır ve yüksek magnezyumlu kalsit zamanla düşük Mg kalsite dönüştüğünden tüm kalsitler sonuç olarak düşük Mg kalsite dönüşürler.

Düşük ve yüksek Mg'li kalsitte Mg iyonları kalsitin orjinal kristal yapısını değiştirmeden Kalsiyumun yerini alır. Dolomit ise tamamen farklı bir kristal yapısına sahiptir. Magnezyum dolomitte kristal latisinin katyon bölgesinin yarısını kaplıyacak şekilde CO_3 ve Ca iyon düzlemleri ile dönüşümlü olarak bulunur.

3.2.2 Karbonat Sedimanların Genel Kimyası

Karbonat kayaların en temel elementleri Kalsiyum (Ca), Magnezyum (Mg), Karbon (C) ve Oksijendir (O). Tablo 1 de değişik karbonat minerallerinin özellikleri verilmiştir.

Tablo 9. Karbonat kayaların kimyasal formülleri ve kristal yapıları		
Mineral	Kimyasal Formül	Kristal Sistem
Aragonit	CaCO ₃	Ortorombik
Kalsit	CaCO ₃	Hekzagonal (rombohedral)
Magnezit	MgCO ₃	Hekzagonal (rombohedral)
Dolomit	CaMg(CO ₃) ₂	Hekzagonal (rombohedral)
Ankerit (Ferron dolomit)	Ca(Fe,Mg)(CO ₃) ₂	Hekzagonal (rombohedral)
Siderit	FeCO ₃	Hekzagonal (rombohedral)

Bu elementlerin dışında Si, Al, K, Na gibi bir çok element kalsiyum veya magnezyumla yer değiştirir durumda bulunsalarda, bunlar genelde önemsiz miktarlardadırlar (<%01). Ayrıca B, Be, Br, Cl, Co, Cr, Cu, Ga, Ge ve Li gibi elementler eser miktarlarda bulunabilirler. Bu elementlerin miktarı sadece kayacın mineraolojisi ile değil ortamda bulunan organizmaların (fosillerin) tipi ve miktarına bağlıdır. Bazı fosiller belli elementleri iskelet yapımında kullanırlar. Dolayısıyla bu tip fosillerin kayaç içerisindeki miktarı ilgili elementin kayaç içerisindeki konsantrasyonunu da belirlemiş olur.

3.2.3. Karbonat Kayaçların Dokusu

Kireçtaşları monomineralik (tek tip minerali) olup egemen olarak kalsitten oluşurlar. Kireç taşlarını oluşturan elementler temel olarak dört gruba ayrılırlar. 1) Karbonat kırıntıları, 2) Kavkı parçaları, 3) mikrokristalin kalsit (mikrit) ve 4) Çimento (spari kalsit).

3.2.3.1. Karbonat Taneleri

Eski jeologlar kireçtaşlarını fosil ve fosil parçaları ve sudan doğrudan çökelmiş kalsitli kristalen malzemeden oluştuğu şeklinde düşünmüşlerdir. Şimdi biliyoruz ki bir çok kireçtaşı basitçe fosil ve kristalen malzemeden oluşmamaktadır. Hatta çoğunlukla, sedimantasyondan önce önemli oranda mekanik taşınmaya maruz kalmış tanelerden (agregre) oluşmaktadır. Bu amaçla Folk (1959) sudan direkt olarak çökelmemiş ve belli oranda taşınmış malzemeyi **allokem (allochems)** grubu adı altında sınıflamıştır. Bu taneler (allokemler) tane boyu olarak yaklaşık olarak silt büyüklüğünden (~0.02mm) kum büyüklüğüne (2mm) değişirler. Daha büyük tane boyları da kireç taşlarında görülebilir ama yaygın değildirler. Bu taneler genel olarak 5 ana gruba ayrılırlar. 1) **Karbonat parçaları**, 2) **iskelet/kavkı parçaları**, 3) **oolitler**, 4) **peloitler**, 5) **lump** veya **üzümtaşlarıdır (grapestones)**. Her grup kendine özgü büyüklük, şekil, iç yapı ve oluşum mekanizmasına sahiptir.

3.2.3.1.1 Karbonat Parçaları:

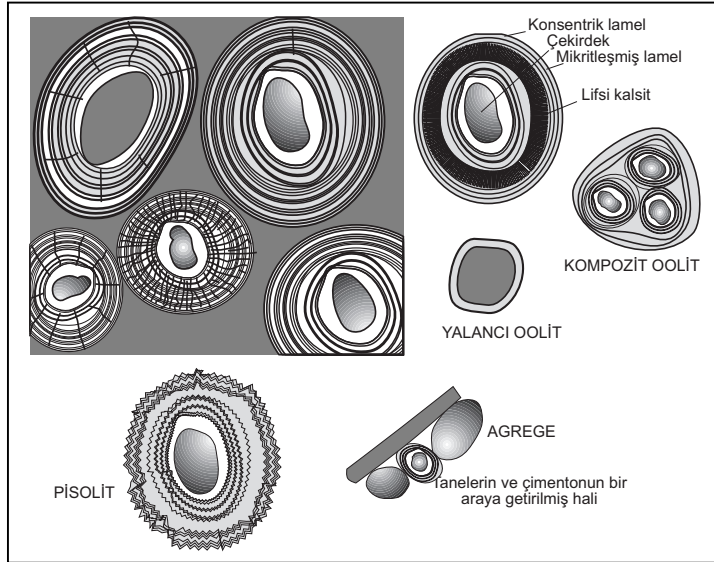
Karbonat parçaları önceden var olan veya aynı havzada çökelmekte olan kısmen kayaçlaşmış kireçtaşlarının kimyasal ve fiziksel olarak kara veya deniz alanlarda parçalanıp ortama taşınması sonucu oluşmuş kırıntılarıdır. Eğer bu parçalar çökme ortamının dışından taşınıp getirildi iseler bunlar **litoklast** olarak adlandırılırken, aynı çökme ortamında, özellikle gel-git düzlüğü, karbonatlı sahil veya benzeri ortamlarda çökelmekte olan kirecin kısmen veya tamamen kayaçlaşıp parçalanması ve aynı ortama tekrar taşınması ile oluşan parçalar ise **ortoklast** olarak adlandırılırlar. Litoklast ve intraklast ayrımı kireçtaşlarının taşınımı ve oluşumu ile ilgili olarak ortamın evrimini anlama bakımından çok önemlidir. Kalsit parçaları genelde belli bir iç yapı sunmazlar. Bazen çevrelerinde oluşan demirli bileşiklerin oluşturduğu pas halkası intraklastlardan ayırtlanmalarında önemli bir ipucu oluşturur. Eğer bir klastın intraklast veya litoklast olup olmadığı ayırtlamıyorsa bu durumda bu tanelere **kireçklastı (limeclast)** veya **karbonatklastı** denir. Kireçklastları tane boyu olarak siltden çakıl büyüklüğüne kadar her boyda olabilirler. Taşındığını gösteren belli oranda yuvarlaklaşma gösterirler. Bazı taneler laminasyon, kırıntılı sediman parçaları, fosil parçaları, oolit parçaları gibi iç yapıya sahip olabilirler. Jeolojik zamanlarda oluşmuş kireçtaşlarında, karbonat parçaları çokca yaygın olmamakla birlikte, bu parçaların kireçtaşı oluşumuna önemli oranda katkıda bulduklarını göstermesi açısından önemli bir yere sahiptirler.

3.2.3.1.2. Kavkı Parçaları:

Kireçtaşlarında mikro fosiller veya makrofosiller tüm veya parçalanmış olarak bulunabilirler. Kavkılar kireçtaşlarında en yaygın bulunan allokemlerdir ve bazen kayacın tamamını veya bir kısmını oluştururlar. Bazen aynı kayaç içerisinde mikro fosil (invertebre) filojenisinin bir kısmı veya tamamı bulunabilir. Çökme ortamına bağlı olarak kayaç içerisinde bulunan fosilin tipi ve özellikleri kayacın

yaşına paleocoğrafyasına ve paleoçevresel koşullarına bağlıdır. Aynı çevresel şartlar geçerli olsa dahi, fosillerin evrime uğraması sebebi ile farklı yaşlardaki kireç taşlarında farklı fosil grupları bulunabilir. Örneğin, Paleozoik kireçtaşlarında trilobitler egemenken, tamamen yok oldukları için Senezoik kireçtaşlarında bulunmazlar ama Senezoik kireçtaşlarında foraminiferler bolca bulunurlar. Aynı şekilde, kireçtaşı içerisindeki farklı fosillerde farklı çökel ortamlarını karakterize ederler. Örneğin, sağlam, dalgaya dayanıklı resifler oluşturan ve koloniler halinde yaşayan mercanlar genelde sığ deniz ortamındaki yüksek enerjili ortamlarda suyun çokça karışık olduğu (agitated) ve oksijen seviyesinin yüksek olduğu alanlarda bulunurlar. Bunun yanında genelde dallar halinde bulunan bryozolar dalgaların etkisine dayanamazlar ve daha düşük enerjili ortamlarda bulunurlar. Dolayısıyla, dalga tabanının altında oluşmuş kireçtaşlarında bulunurlar.

Mikroskop altında kavkı parçalarının dört temel özellikleri karakteristiktir. Bunlar, 1) **şekil veya büyüklük**: Her fosil belli büyüklük ve şekle sahiptir. Unutmamak gerekir ki mikroskop iki boyutludur aynı fosil bir kesitte büyük diğer bir kesitte küçük görülebilir. 2) **Mikro iç yapı**: her fosil grubu kavkısının kendine özgü iç yapısı vardır, bazen kavkının iç yapısı değiştirilmiş veya bozuşturulmuş olabilir. 3) **Mineroloji**: Kireç taşında her şey eğer kavkı dolomitleşme veya silisleşmeye uğramadı ise kalsite dönüşecektir. Kavkı dokusu orjinal minerolojinin aslen aragonitik olup olmadığının belirlenmesinde yardımcı bir etmendir. 4) **Diğer özellikler**. Dikenler ve boşluklar gibi (Şekil 33). Bazı önemli fosil gruplarının özellikleri aşağıda verilmiştir.



Pelesipodlar/Bivalveler:

Pelesipodların bir çoğunun kavkısı aragonitiktir. Bazıları karışık minerolojiye sahipken oysterler kalsitiktirler. Kavkı mikron büyüklüğündeki kristallerden oluşan bir kaç tabakadan oluşur. Eğer orjinal malzeme aragonitikse, aragonitin duraysız olması nedeni ile diyajenez

Şekil 33. Sarılmış tane türleri.

sırasında aragonit kalsite dönüşür. Bu nedenle kireçtaşları içerisindeki bir çok bivalve kavkısı **druzi** kalsitten oluşur (Şekil 34). Diğer yandan orjinal minerolojisi kalsit olması sebebi ile

oysterlerin kavkı iç yapıları korunur.

Gastropodlar: Bivalvelerde olduğu gibi bir çok gastropod kavkısı aragonitiktir. Orjinal aragonitin diyajenez sırasında kalsite dönüşmesinden dolayı bir çok gastropod kavkısının iç yapısı bozulmuştur. Mikroskop altında bazı gastropodlar foraminiferlere benzeselerde, gastropodlar foraminiferlerden oldukça büyüktürler ve foraminiferler daha koyu tonlarda gözüktürler.

Brakiyopodlar: Brakiyopod kavkuları şekil ve büyüklük olarak bivalvelere benzese de artikulat brakiyopodların kavkuları Düşük magnezyumlu kalsitten oluşurlar. Dolayısıyla kavkı iç yapıları diyajenez esnasında korunurlar. Brakiyopod kavkuları genelde iki katmandan oluşur. En dıştaki katman kavkı duvarlarına dik gelişmiş ince kalsit liflerinden ve kalın iç katman ise kavkı duvarlarına verev gelişmiş kalsit liflerinden oluşur. Punctate brakiyopodlarda (terebratula gibi) kavkı duvarına dik ince perforasyon (delik) tüpleri (endopunctate) mikritik veya saporitik kalsitle doldurulmuş olabilirler.

Mercanlar: Paleozoyik rugoza ve tabulat mercanlar genellikle yüksek magnezyumlu kalsitten oluştukları için, kavkuları çoğunlukla mükemmel derecede korunurlar. Fakat, scleractina kavkuları aragonitiktirler ve çok ender olarak korunmuşlardır.

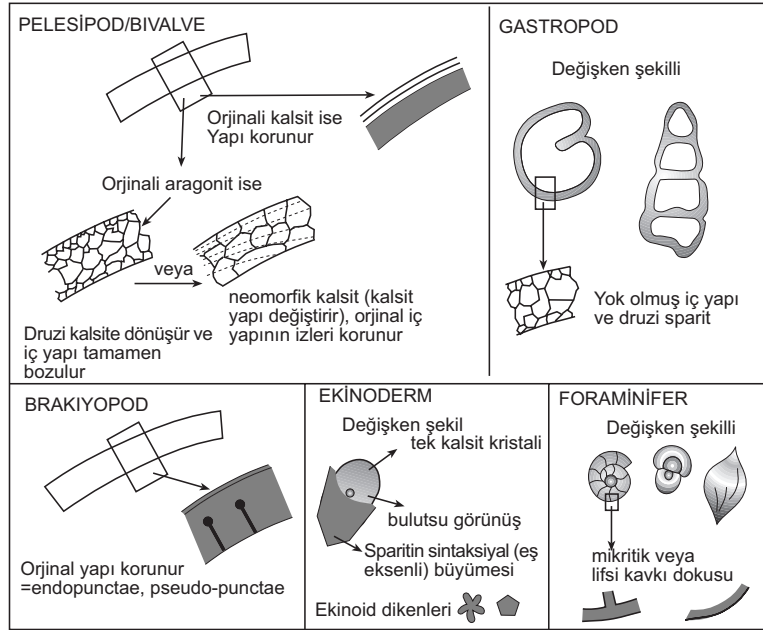
Ekinoidler: Kireçtaşları içerisindeki ekinoid ve krinoid kavkuları tamamen kalsitten, güncel formları ise yüksek magnezyum kalsitten oluşurlar. Ekinoid parçaları büyükçe beşgen tek parça kalsit kristalinden oluştukları için tanınmaları çok kolaydır. Dolayısıyla mikroskop altında ekinoid parçaları tek yönlü sönüm verirler. Bazen, spari kalsit ekinoid parçası etrafında sintaksiyal (orjinal kristalin simetri etsenlerine paralel olarak) büyüyebilir. Ekinoid parçaları etraflarını saran sparitik kalsite oranla tozlu

imiş görüntüsüne benzer bir görüntü sunarlar. Bazen içleri mikritik kalsitle doldurulmuş delikli bir yapı sunarlar. Ekinid dikenler, mikroskop altında radyal antenimsi yapıları ile tanımlanırlar.

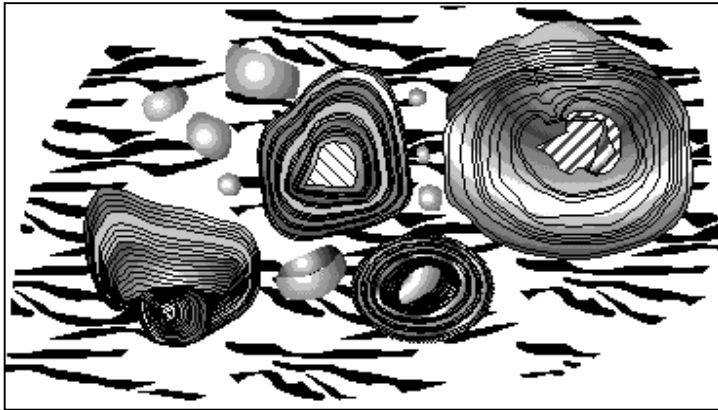
Bryozolar: Bryozolar küçük ve günümüzde sadece yerel olarak oluşsalarda jeolojik geçmişte resif oluşumu ve diğer kireçtaşı oluşumlarına önemli katkıları olmuş (özellikle Paleozoyikte) organizmalardır. Güncel bryozolar aragonitik veya kalsitik (bazen yüksek Mg kalsit) kavkiya sahiptirler. En yaygın görülen bryozoa türü olan fenestrate 100µm büyüklüğünde sıra sıra dizilmiş sediman veya sparitle doldurulmuş ve koyu tonlardaki laminalı kalsitten oluşan köke kadar uzanan hücrelerden oluşurlar.

Foraminiferler: Foraminifer kavkuları düşük veya yüksek magnezyumlu kalsitten oluşurlar. Çok ender olarak aragonitiklerdir. Bir çoğu dairesel veya yarı dairesel odacıklardan ve çoğunlukla ince duvarlı mikrogranular, seyrek olarak (daha büyük foraminiferlerde) lifsi kalsitten oluşurlar.

Cyanophyta, Mikrit Zarfları ve Stramtolitler: Jeolojik olarak çok az alg türü kalsitleşsede,



Şekil 34. Değişik fosil gruplarının kavki türleri ve kavkılarda gelişen karbonatlaşma biçimleri



Şekil 35. Stramtolitler. Yer yer gelişmiş asimetrik yapıya ve çekirdekte farklı malzeme oluşuna dikkat ediniz.

Mavi-yeşil alglerin en önemli özellikleri alg yaygıları (alg mat) oluşturmalarıdır. Bu algler, ekvator kuşağına yakın enlemlerde, gelgit düzlüğü, ve gelgit düzlüğü, gelgit düzlüğü üstü veya altında kalan alanlarda, göllerde, bataklıklarda bakterilerle birlikte sediman yüzeyini kaplıyabilirler, küçük alg tepelikleri veya kolonları oluşturabilirler. Herhangi bir alg yaygısı belli tür bir alg topluluğunu içerir. Dolayısıyla oluşacak yapı türü (tepecik veya kolon) çevresel faktörlere bağlı olarak alg türü ile ilişkilidir.

sedimanlar ve kayalar üzerindeki oyma kazma etkileri ve **alg yaygıları** (alg mat) oluşturmaları nedeni ile önemli bir yere sahiptirler. Jeolojik ve güncel algler taneler etrafında koyu renkli mikrit zarfları oluştururlar. Bu zarflar diğer kavkılar üzerine oyma işlemi yapan endolitik coccooid (kokoid) algler tarafından oluşturulur. 5-15µm çapında oluşturulan bu oyuklar daha sonra mikritik kalsitle doldurulurlar. Tekrarlanan oyma ve doldurma işlemi yoğun mikrit zarflarını oluşturur. Unutulmamalıdır ki mikrit zarfı kavkının altere edilmiş dış yüzeyinde oluşturulur. Bu işlem oolitlerdeki önceden var olan tanenin mikritle kaplanması prosesi ile aynı işlem değildir. Bu şekilde, orjinal tane (kavki parçası veya başka bir karbonat kırıntısı) tamamen bozundurulup mikritize olmuş (örneğin peloid gibi) bir taneye dönüştürülür (Şekil 35). Alglerin yarattığı bu boşluklara aragonit veya yüksek Mg kalsit doğrudan sudan veya algin biyokimyasal olarak (muhtemelen bakteriler yardımı ile) bozuşması sonucu çökebilir. Endolitik alg tarafından oluşturulan mikrit zarfları eğer bu zarfların mantarlar (fungi) değilse algler tarafından yapıldığı belirlenebilirse bu işlem fotik (suyun güneş ışığını geçirdiği derinlik-100-200m) zonda olduğu için derinlik göstergesi olarak kullanılabilir. Unutulmamalıdır ki zaman zaman taneler daha derin kısımlara taşınabilirler.

Mavi-yeşil alglerin bir diğer özelliği, ağısı veya lifsi yapısı nedeni ile bulunduğu ortamdaki sediman parçalarını yakalayıp onları birbirlerine bağlayarak stromatolit denen sediman laminaları oluşturmalarıdır. Stromatolitler tüm jeolojik zamanlarda oluşmuşlarsada Prekambriyende kalın kireçtaşı veya dolomit seviyeleri oluşturmaları bu zaman dilimi için iyi bir korelasyon aracıdır. Güncel alg yaygıları bir seviye organik malzemece zengin koyu renkli lamina ve bir seviye karbonatca zengin açık renkli laminaların birleri ile ardaşık olarak tekrarlayan seviyelerden oluşurlar. Laminalar genelde bir kaç milimetre kalınlığındadırlar. Bazen karbonat laminaları bir kaç santimetreye ulaşabilirler. Kürsel olarak oluşmuş stromatolitler onkolit olarak adlandırılırlar (Şekil 35) . Logan (1964) kubbe/küçük tepecik şekilli stromatolitleri yanal bağlı hemispheroidler (LLH) olarak tanımlamıştır. Kolonsu stromatolitler dikey olarak yığılmış hemispheroidlerdir (SH). Onkolitler ise küresel şekillerdir (SS) (Şekil35). Hemispheroid morfolojisi su derinliği, gelgit ve dalga enerjisi, sedimantasyona maruz kalma sıklığı gibi ortamsal faktörlere bağlıdır.

3.2.3.1.3. Oolithler:

Oolih t veya sarılmış tane tanımı, merkezinde bir kireçtaşı tanesi, kayaç kırıntısı, veya kavkı parçası içeren ve etrafı bir kaç katmandan oluşan kalsit, aragonit veya dolomitte sarılmış olan tanelere verilen genel bir isimdir. Oolit ise kürsel veya yarı kürsel konsentrik katmanlardan oluşan ve çapı etrafını sardığı parçadan çok daha büyük olan tanelere verilen addır. Oolitler dalgaların deniz tabanını etkilediği derinliklerde ve kalsiyum karbonatca zengin ortamlarda oluşurlar. Güncel oolitler aragonitden oluşmakta olup eski, kayaçlaşmış oolitler ise kalsitten oluşmaktadırlar. Güncel oolitlerin sadece aragonit içermeleri ve eski oolitlerin kalsit içermeleri oolitlerin ilk oluştuğlarında aragonitken sonradan kalsite dönüşmüş olabileceği düşüncesini doğursa da bu düşünce kesin olarak ispatlanabilmiş değildir. Bununla beraber bazı araştırmacılar petrografik olarak oolitlerin ilk oluştuğunda kalsit olarak oluştuğlarına dair veriler olduğunu ileri sürmüşlerdir. Eğer bu doğru ise eski deniz sularındaki magnezyum oranı bu günden düşük olmalıdır ki, kalsiyum karbonat sudan doğrudan çökelirken aragonit yerine kalsit olarak çökmeyi tercih etmesine neden olmuş olsun.

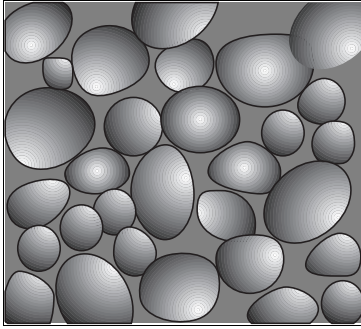
Bazı oolitler .genelde konsentrik katmanlardan oluşan bir iç yapıya sahipken, bazıları ise konsentrik seviyelerin olası bir rekristalizasyonu sonucu oluşmuş radyal çepere sahiptirler. Bazı oolithler

Tablo 10. Organizma kavkılarındaki kalsiyum karbonatın kimyasal ve minerolojik tipi.					
MINERAOLOJİ		Aragonit	Mg Düşük Kalsit	Mg Yüksek Kalsit	Aragonit+Kalsit
Mollusklar					
	Pelesipod	X	X		
	Gastropod	X			X
	Pteropod	X			(X)
	Sefelopod	X		(X)	
Brakiyopodlar			X	(X)	
Mercanlar					
	Scleractinian	X			
	Rugose+tabulate		X	X	
Süngerler		X	X	X	
Bryazoanlar		X		X	X
Ekinodermiler				X	
Ostrakodlar			X	X	
Foraminiferler					
	Bentik	(X)		X	
	Planktonik		X		
Algler					
	Coccolithopoda		X		
	Rhodophyta	X		X	
	Chlorophyta	X			
	Charophyta		X		

çerçereden daha küçük ve ince bir kaç halkadan oluşurlar bu tip oolitelere **yalancı oolitler (pseudo-oolits)** denir. Bazı oolithler ise iç yapı olarak oolitelere benzerler fakat çapları normal bir oolitten çok büyüktürler (>2mm) bu tip oolithlere **pisolit** denir. Pisolitler oolitelere göre daha az yuvarlak ve katmanları zigzaktır. Bazı pisolitler alglerin (mavi-yeşil alg -*Cyanobacteria*) sudan kalsiyum karbonat alıp etraflarında çökeltmesi sonucu oluşurlar.

3.2.3.1.4. Peloidler

Peloidler mikrokristalen veya kriptokristalen kalsit veya aragonit içeren genelde silt, kum boyutunda (0.03-0.1mm) belli bir iç yapısı olmayan karbonat tanelerine verilen isimdir (Şekil 36). En yaygın peloid türü **fekal pellettir** ve kalsiyum karbonat çamuru yiyen organizmalar tarafından üretilirler. Fekal pelletler genelde küçük boyutlarda olup, ovalden yuvarlağa değişen şekillerde ve eşit boylarda oluşurlar. Genelde organik malzeme içeriği yüksektir. Bu özellikleri onların koyu renklerde görünmelerine neden olur. Pelletler, oolitlerden belli bir iç yapıya sahip olmamaları, yuvarlak intraklastlar olarak daha iyi boylanmaya ve görece daha küçük tane boyuna sahip olmaları ile ayrılırlar. Pelletler organizmalar tarafından oluşturuldukları için onların büyüklüğü ve şekli akıntı ile ilişkili değildir, fakat oluştuktan sonra taşınmış ve tekrar çökelmiş olabilirler. Peloidler ayrıca oolitlerin veya kavkı parçalarının mikro-organizmalar, özellikle de endolitik (oyucu) algler tarafından delinip mikritizasyona uğratılması sonucu da oluşmuş olabilirler. Bu tip oyma aktiviteleri, orjinal taneyi homojen ve masif mikrokristalen kalsite çevirir. Bazı peloidler basitçe küçük, iyi boylanmış, karbonat çamur intraklastları olabilirler.



Şekil 36. Mikritik hamur içerisindeki pelletler. Pelletlerin belli bir iç yapısı olmasına dikkat ediniz.

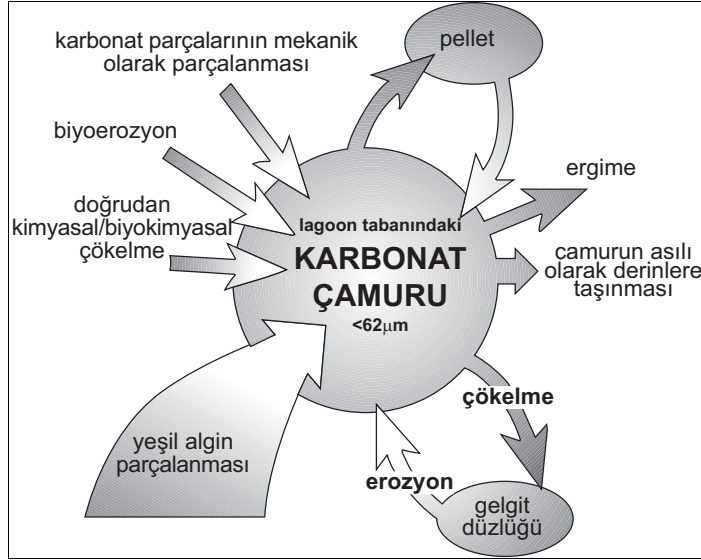
Lumplar ve Üzümtaşları (Grapestone) Lumplar belli bir şekli olmayan, kompozit veya agrege olarak bulunan karbonat tanelerine verilen isimdir. Lumplar genelde peloidlere veya bir tür sarılmış tanelere benzeseler de bu taneler bir birlerine koyu renkli organik maddece zengin ince kristalli kalsiyum karbonatla çimentolanmışlardır. Günümüzde Bahamalarda oluşan lumplar üzüm salkımına benzedikleri için bunlara üzüm taşı da denmiştir.

3.2.3.2. Mikrokristalen Kalsit (Mikrit)

Güncel ve eski kireçtaşlarında kum veya silt büyüklüğündeki karbonatın yanında, daha ince taneboylu kalsit kristalleride bolca bulunmaktadır. Genelde aragonitten oluşan ve 1-5 mikron büyüklüğünde iğne yapılı karbonat veya kireç çamuru, tüm güncel sedimanter ortamlarda oluşmaktadır. Jeolojik dönemlerde oluşmuş karbonatlar genelde eş boyutlu kalsit kristallerinden oluşmaktadır. Karbonat çamurları, içlerinde ayrıca kil, çok küçük boyutlu kuvars, feldspar ve organik madde içerebilirler. Mikroskop altında gri, koyu gri, kahve rengi tonlarında yarı saydam görünüştedir. Mikroskop altında spari kalsitten ve diğer kalsit kristallerinden çok küçük boyutları sebebi ile çok kolay ayrılabilirler. Folk (1959) mikro kristalen kalsit ismini kısaltıp mikrit olarak adlandırılmasını önermiş ve günümüzde yaygın olarak kullanılmaktadır.

Mikrit karbonat kayaların bazen hamurunu bazende tamamını oluşturur. Yapı olarak mikritik bir kayaç kalistik sedimanter kayalardaki çamur taşı veya şeyl ile karşılaştırılabilir. Bir kayaçta mikritin varlığı o kayacın sakin ortamlarda, genelde dalga tabanından daha derin ortamlarda, çökelindiği şekilde yorumlanır. Dalga tabanının üzerinde veya yüksek enerjili ortamlarda çökelmiş karbonat kayalar dalga veya tabandaki akıntıların mikriti başka alanlara taşımaları nedeni ile mikrit içermezler. Mikritin sistemden taşınması nedeni ile karbonat parçaları arasındaki boşluklar daha sonra karbonat çimentosu ile doldurulabilir. Kimyasal olarak düşünüldüğünde mikrit kalsiyum karbonatın sudan doğrudan aragonit olarak çökmesi ve daha sonra kalsiyum bikarbonatca zengin sular tarafından kalsite dönüştürülmesi ile olur. Fakat, güncel sedimanter ortamlarda aragonit oluşumu çok yaygın değildir, dolayısıyla güncel ortamlarda bir çok karbonat çamuru organik proseslerce oluşuyor olmalıdır. Günümüzde yeşil alglerin parçalanması prosesi karbonat çamurlarının oluşmasında en etkin mekanizma olarak kabul edilmektedir. Penicillus alginin parçalanması sonucu çok fazla aragonit iğnecikleri suya karışır. Bu algin

büyüme miktarı ve oluşan karbonat çamurunun kütlesi hesaplandığında yeterli miktarda aragonit üretildiği görülmüştür. Hatta, yeterinden fazla üreme olmaktadır. Bu algin bulunmadığı komşu alanlarda ve derin deniz ortamlarındaki karbonat çamurunun, bu fazla miktarın taşınması ile oluştuğu görüşü yaygındır. Mikriti oluşturan diğer fakat daha az etkin prosesler şunlardır: 1) biyo-erozyon. Bazı sünger ve diğer organizmaların karbonat tanelerine veya kireç taşlarında yapmış oldukları oyma etkisi, 2) Mekanik olarak ufalanma. Karbonat tanelerinin veya kavkılarının taşınma sırasında bir birlerine sürtünmesi sonucu ufalanıp parçalanmaları ve 3) biyokimyasal çökeltme. Gelgit düzlüklerinde, çok tuzlu üst gelgit ortamlarında, göllerdeki alglerin veya alg yaygılarının fotosentez yolu ile parçalanmaları sonucu oluşur. Şekil 36'da karbonat çamurunun oluşumuna katkı yapan mekanizmalar verilmiştir.



Şekil 37. Karbonat çamur (mikrit) döngüsü (Neuman and Land 1975).

3.2.3.3. Sparit

Bazı kireçtaşları 0.02-0.1mm büyüklüğünde beyaz, çok açık renkli kristal kalsit içerirler. Bu tip klasitler sparit veya spari kalsit olarak adlandırılırlar. Mikritlerden büyüklükleri parlak görünüşleri ile allokemlerden ise belli bir iç yapıları olmaması ile ayrılırlar. Bazı sapritler karbonat taneleri veya kavki parçalarının arasındaki boşlukları veya erime boşluklarını çimento olarak doldururlar. Taneler arası boşlukları sparitle dolu olması, çökeldiklerinde tane aralarının karbonat çamuru içermediği ve boş olduğunu gösterir. Spari kalsit ayrıca mikritin veya diğer karbonat oluşumlarının diyajenez sırasında yeniden kristallenmesi ile de oluşabilir ve bunları orjinal olarak oluşmuş spari kalsitten ayırmak çok zordur. Orjinal sparit ile yeniden kristallenme ile oluşmuş spariti ayırmak özellikle çökeltme ortamlarının belirlenmesi açısından önemlidir. Mikritin yeniden kristallenmesi ile oluşmuş bir sparit yanlışlıkla yüksek enerjili ortamda çökelmiş yargısına neden olabilir ve kayacın yanlış olarak sınıflandırılmasına yol açabilir. Sparitlerin bir kavki yada tane içersinde dıştan içe doğru tane boyunun büyümesi druzi kalsit veya druzi sparit olarak adlandırılır (Şekil 34).

3.2.4. Kireçtaşlarının Sınıflandırılması

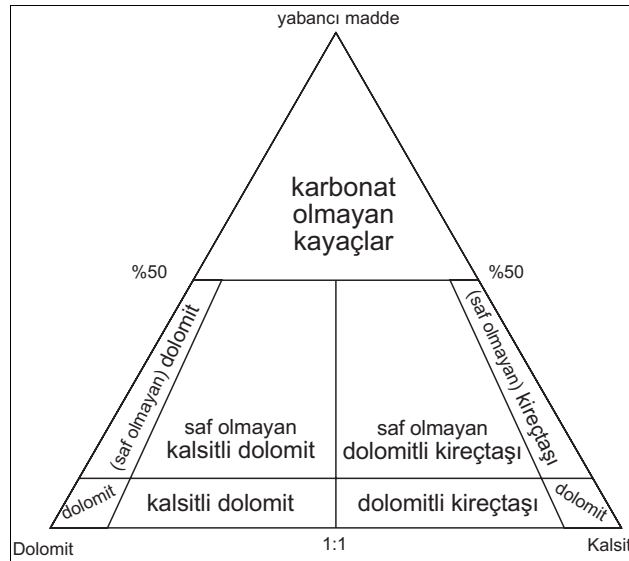
Kireç taşları 4 ayrı kategoriye göre sınıflandırılırlar. Her üç sınıflandırma biçimi kireçtaşlarının belli özelliklerini vurgularlar. Bunlar sıra ile:

Mineralojik içeriğine göre: Bu sınıflandırma kayacın mineralojik içeriği göz önüne alınarak yapılır. Bir kayacın toplam malzemenin %50si karbonat harici malzemenin oluşuyorsa kayacın karbonatlar sınıfının dışında değerlendirilir (Şekil 38). Eğer karbonat oranı %50den fazla ise dolomit veya kalsit oranlarına göre 1t sınıflara ayrılırlar. Tablo *da bu sınıflandırma üçgen diyagramda gösterilmiştir.

Tane boyuna göre: Bu sınıflandırmada kireç taşları en büyük tane büyüklüğünden küçüğüne doğru a) kalsiruditler (>2mm), b) kalsiarenitler (2mm-62µm) ve c) kalsilititler (<62µm) olmak üzere üç gruba ayrılır.

Kompozisyona bağlı olarak (Folk 1959): Bu sınıflandırmaya göre kireçtaşları a) **allokemler** (kireçtaşı parçaları veya diğer taneler), b) **hamur** veya matriks genelde mikrittir, c) **çimento** genelde druzi sparittir. Bu sınıflandırmada kayacı oluşturan parçalar kısaca bio-kavkiyi, oo-ooliti, pel-peliti temsil eder ve mikrit veya sparite ön ek olarak gelirler. Oomikrit, plemikrit, oosparit, plesparit, biomikrit, biosparit gibi. Bazen her hangi bir kayacın bu allokemlerden her hangi ikisi dominant olarak bulunursa

bu komponentlerin kombinasyonunda kullanılabilir. Biopelmikrit, biopelsparit, oopelmikrit vb. gibi. Diğer kategoriler stromatolit veya resif kayaları gibi yerinde oluşmuş kireçtaşları içeren **biolitit** ve erime sonucu gözenekli yapı kazanmış olan mikritlere verilen isim olan **dismikrit**dir. Bu gözenekler çoğunlukla çok küçük ve ovaldir. Kuş gözüne benzemesi nedeni ile **kuşgözü yapısı (birds eye)** olarak adlandırılırlar.



Şekil 38. Karbonatların minerolojik içeriğine göre sınıflandırılması. Leighton ve Pendexter (1962)

Kireçtaşı içerisindeki alloeklemler	Kireçtaşı tipi			
	sparit çimentolu		mikrit çimentolu	
kavkı parçaları (bioklast)	biosparit		biomikrit	
oidler	oosparit		oomikrit	
peloidler	pelsparit		pelmikrit	
intraklast	intrasparit		intramikrit	
yerinde oluşmuş kireçtaşı	biolitit		dismikrit	

Şekil 38. Folk (1962) sınıflandırması.

Dokuya göre Dunham (1962): kireçtaşlarını dokularına bağlı olarak sınıflandırmıştır (Şekil 38). Bu sınıflandırmaya göre Dunham; matrik içermeyen kayaları **grainstone (tanetaşı)**, hamur içeren (biomikrit gibi) ama iri taneleri bir birleri ile kontakta olan kayaları **packstone (paketlitaş)**, hamur içerisinde yüzer durumda taneler içeren kayaları **wackestone (waketası)** (biomikrit bu kategoriye de girebilir), çok az tane içeren ve tamamen mikritten oluşan kayaları **çamurtaşı** olarak dört temel gruba ayırmıştır. Embry ve Klovan (1972) çok iri taneli kireçtaşlarına floadstone (yüzentaş) ve rudstone (çakıllitaş), organizmaların bir birlerine tutunması ile oluşmuş kayalara boundstone (veya bufflestone, frame stone) gibi isimler vermişlerdir. Bu isimler kompozisyon hakkında da bilgi vermesi açısından oolitik grainstone, pellet çamurtaşı veya krinoidal rudstone adları da kullanılabilir.

Allokem Yüzdesi	>2/3 KARBONAT ÇAMURLU HAMUR				SPAR & KARB. ÇAMURU	>2/3 SPARİT ÇİMENTO		
	% 0-1	% 1-10	% 10-50	> % 50		KÖTÜ BOYLANMA	İMİ BOYLANMA	YUVARLAK, AŞINMIŞ
Tanımlayıcı Kayaç İsimleri	MİKİRİT VE DİSMİKİRİT	FOSİLLİ MİKİRİT	SEYREK BİOMİKİRİT	PAKETLİ BİOMİKİRİT	KOTÜCE YIKANMIS BIOSPARİT	BOYLANMASIZ BIOSPARİT	BOYLANMIŞ BIOSPARİT	YUVARLAKLAŞMIŞ BIOSPARİT
Terminoloji	Mikrit ve dismikrit	Fosilli Mikrit	Biomikrit		Biosparit			
Kırıntılı kayaç karşılıkları	Kiltaşı		Kumlu Kiltaşı	Killi veya olgunlaşmamış kumtaşı	Yarı olgun kumtaşı	Olgun kumtaşı	Süper olgun kumtaşı	

Şekil 39. Karbonatların dokuya bağlı sınıflandırılması (Folk 1962)

Bütün bu kireçtaşı tiplerinden beş tanesi çok yaygın olarak bulunurlar. Bunlar; grainstonlar grubundan oosparit ve biosparit, wackeston grubundan biomikrit ve pelmikrit, biolit-boundstonlardır.

3.2.5. Karbonatlarda Sedimanter Yapılar

Karbonatlı kayaçlarda, kırıntılı sedimanlarda gelişen hemen hemen tüm sedimanter yapılar gelişir. Ayrıca bazı yapılar vardır ki sadece karbonatlarda gelişir. Bunlar: hardground (sert zemin), özel tabak düzlemleri ve paleokarstik yüzeylerdir.

3.2.5.1. Tabaka Düzlemleri, Hardgrounlar ve Paleokarstik Yüzeyler

Kırıntılı sedimanter kayaçlarda olduğu gibi karbonatlarda da takaka düzlemleri sedimantasyon şartlarındaki değişim sonucu oluşurlar. Kireç taşlarında tabak düzlemleri boyunca üzerindeki yükün yarattığı basınç nedeni ile erime yapılarının oluşması çok yaygındır. Dolayısıyla, depozisyon esnasında dereceli geçişe sahip olan tabaklar basınç erimesi sonucu belirginleşir ve belirgin kontak tipine dönüşürler. Kil, şeyl veya marl gibi kayaçlarla ardaşık olarak çökelmiş olan kireçtaşları genelde düzensiz veya nodüler tabaka yüzeylerine sahiptirler. Bu nodüller bazen dereceli olarak tamamen diğer nodüllerden ayrılmış izole nodüllerden oluşan düzeylere geçebilirler. Bir çok durumda karbonatın kil veya çamur ile karışmaması eğilimi diyajenez sırasında bu kirecin sistemden tamamen izole olarak nodülleşmesine neden olur. Bazen burrowing (organizmaların oyma, sedimanı karıştırma) işlemi nodüler görüntünün oluşmasına neden olabilir. Ayrıca geç-diyajenez işlemleri sırasında görülen basınç egimesi nodülleşmeyi yaygın hale getirir.

Bir diğer yaygın karbonat sedimanter yapısı hardground'dur. Hard grounlar, sedimantasyon sırasında tabaka yüzeyinde veya hemen altında oluşan çimentolanmalardır. Hardgroundlar eğer deniz tabanında oluşurlarsa genelde oyster, crinoid ve benzeri fosil kavkuları ile kaplanırlar, Sünger ve benzeri oyucu canlılar tarafından üzerlerinde oyuklar (bores) oluşur. Kireçtaşlarında hardgroundlar sık sık fosil ve sediman yapılarını keserler. İki tür hardground vardır. 1) abrazyon (zimparalanma) sonucunda gelişmiş pürüzsüz, düzgün yüzeyler, 2) erime sonucu oluşmuş pürüzlü, engebeli yüzeyler. Birinci tür hardgroundlar gelgit düzlüklerinde veya sığ deniz ortamında fosillerin veya oolitlerin dalganın etkisi ile hareketi sonucu çimentolanmış yüzeyleri zimparalayıp pürüzsüzleştirilmesi sonucu oluşur. İkinci tür ise daha derin sularda ve pelajik ortamda, depozisyonun uzun süre kesildiği durumlarda deniz tabanında çimentolanma ve yerel erime işlemleri sonucu oluşur.

Paleokarstik yüzeyler, genelde kireçtaşlarının su üzerine çıkmaları sonucu yağmur veya yer altı suyu tarafından erimesi sonucu oluşan düzensiz boşluk veya mağaralardır. Bazen bu yüzeyler boyunca

oluşan toprak ince kil düzeyi olarak oluşan karstik yüzeyi örter. Dolayısıyla paleokarstik düzeyler, kireç taşlarının zaman zaman su üzerine çıktığı durumları gösterirler.

3.2.5.2. Akıntı Yapıları

Kırıntılı sedimanter kayalarda görülen akıntı dalgası, ripil, dune, çapraz tabakalanma ve düzlemsel tabakalanma türlerinin tümü karbonat sedimanlarda da görülür. Büyük ölçekli kanal, kaz-doldur, dereceli tabakalanma, taban yapıları, konvolut ve su kaçma yapılarının hepsi karbonatlarda da görülebilir. Kırıntılılarda olduğu gibi karbonatlarda da akıntı yapıları taşınma, taşıyan ortam, çökme proseleri, çökme ortamı şartları, paleo akıntı yönleri, derinlik ve turbulans koşullarının anlaşılması bakımından aynı öneme sahiptirler.

3.2.5.3. Boşluklu Yapılar ve Fenestral Kireçtaşı

Bir çok kireçtaşında oluşan boşlukların alt kısımları sedimantasyon sırasında çökelmiş kireç çamuru ve üst yarısı ise spari kalsit tarafından doldurulurlar. Bu tip yapılar **geopedal/jeopetal** yapılar denir ve tabakanın alt veya üstünün belirlenmesinde çok önemli bir yere sahiptirler. Bu yapılar ayrıca oluşum zamanlarının yatay düzleminin (horizontal) bulunmasına yardım ederler. Dolayısıyla sedimantasyon sırasında var olan orijinal dalım (original dip) miktarının bulunmasında da kullanılırlar. **Şemsiye yapıları** konveks kısımları üst tarafa gelmiş olan bivalve (pelesipod), brakiyopod veya gastropodların altında kalan boşluklara verilen isimdir. **Intra-skeletal** (kavkı arası) **boşluklar** ise adından da anlaşılacağı üzere kavkılar arasında kalan boşluklara verilen addır.

Kuş gözü yapıları genelde pelletli mikritlerde, gelgit düzlüğü veya gelgit altı ortamında çökelen sedimanlarda oluşan küçük boşluklardır. Çok azı mikrit olmak üzere bir çoğu sparit ile doldurulmuş olup üç türü vardır. Bunlar 1) **düzensiz** (tipik) **kuş gözü yapıları**. Bunlar bir kaç milimetre boyunda düzensiz veya yuvarlağımsı yapılardır. Genelde karbontlarda yaygınca görülürler. Gelgit düzlüğü ortamında oluştukları ve ortamda gaz hapseden yapılar oldukları sanılmaktadır. 2) **laminoid kuş gözü yapısı**: Bunlar bir kaç mm yüksekliğinde ve bir kaç cm uzunluğunda tabakaya paraleldirler. 3) **tüpsü/silindirik kuş gözü yapıları**. Bunlar dikey veya dikeye yakın, bir kaç milimetre çapındadırlar.

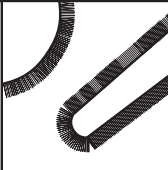
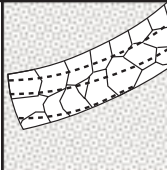
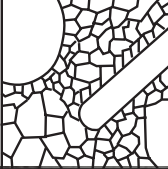
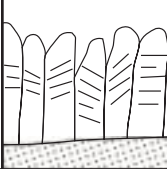

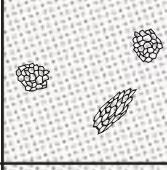
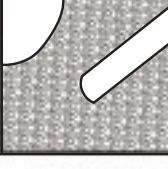
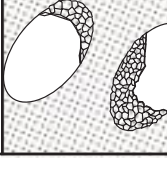
Stromotaktisler bir kaç cm uzunluğunda (bazen onlarca cm'ye ulaşabilir) tabanı yerel sedimantasyon sonucu düzgün olmuş fakat tavanı düz olmayan boşluklardır. Taban lifsi kalsitten oluşur ve üzerini druzi sparit örter. Stromotaktislerin oluşum mekanizması tam olarak anlaşılammıştır. Önceleri bunların yumuşak vucutlu organizmaların çürümesi sonucu oluştuğu sanılmaktaydı. Günümüzde kabul gören en yaygın iki hipotez bunların 1) kireç çamurundan suyun kaçması ile 2) Deniz tabanında yerel çimentolanma sonucu çimentolanmış kısmın altında kalan boşluklar oldukları sanılmaktadır.

Kismen veya tamamen taşlaşmış karbonatlarda gelişen iki diğer önemli yapı türü, **perde çatlaklar** (**sheet cracks**) ve **neptüniyen dayklarıdır**. Perde çatlakları tabakaya paralel düzlemsel duvarlardan oluşan boşluklardır. Neptüniyen dyakları ise tabakayı dikine kesen ve metrelerce derinlikte olan yapılardır. Her iki yapıda içinde oluştukları ortamdan jeolojik olarak biraz daha genç malzeme ile doldurulmuşlardır. Her iki yapı sedimantasyon esnasında tektonik hareketler veya çökelmiş malzemenin eğim aşağıya doğru kayması sebebi ile oluşmuş çatlakların sonradan doldurulmaları sonucu oluşurlar.

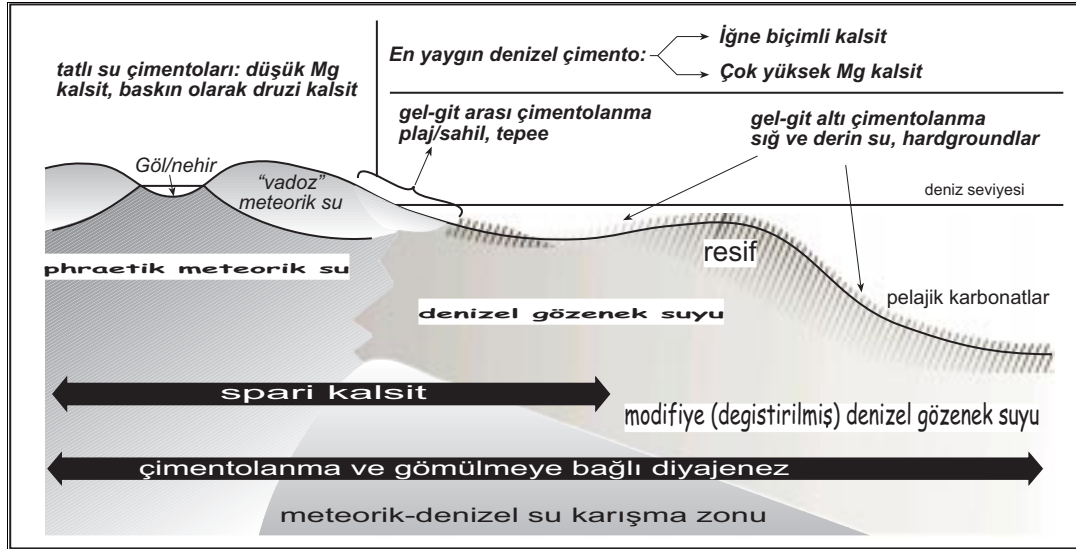
3.2.6. Karbonatların Diyajenezi

Karbonat sedimanlarda diyajenezin başlangıcını belirlemek çok zordur örneğin alglerin mikritizasyonu diyajenezin bir ürünü olan çimentolanma ile eş zamanlıdır. Diyajenez sırasında eğer (karbonat) kayacın kimyasında önemli bir değişiklik yoksa bu işleme izokimyasal (isochemical) diyajenez, eğer kimyasal değişim önemli miktarda ise (dolomitleşme veya silisleşme gibi) buna allokimyasal diyajenez denir. En önemli diyajenetik prosesler çimentolanma ve neomorfizmadır (yeniden şekillenme). En yaygın diyajenetik prosesler Şekil 40'ta ve Şekil 41 de çimentolanmanın olduğu temel sedimanter ortamlar özetlemiştir.

Karbonatlarda çimento oluşumu mekanizması olarak 1950'lere kadar sadece gömülme ile ilgili olduğu varsayıldı. Günümüzde ise artık biliyoruz ki çimentolanma, sadece gömülmeye bağlı olarak değil, karbonat sedimanların tatlı/meteorik (atmosfer kaynaklı) su ile karşılaştığı (kontakta olduğu) her ortamda oluşabilmektedir. Bununla birlikte 1960'larda yapılan araştırmalar göstermiştir ki sığ ve derin deniz ortamında karbonatların çimentolanması için mutlaka bu proseslere ihtiyaç olmadığı ve sedimantasyonla eş zamanlı (syndimantasyon) çimentolanmanın çok yaygın olduğu anlaşılmıştır (Şekil 41).

Çimentolanma		Neomorfizm	
Lifsi/bladed (bıçaksı) kalsit (genelde eşkalınlıdır ve replacement/yerine geçme nedeni ile oluşabilir)		Orjinali aragonit kavkılarının kalsitleşmesi	
Druzi spari kalsit, genelde lifsi kalsitten sonra oluşur		Lifsi kalsit, iğnesel kalsitin replacement (yerine geçme) sonucu lifsi kalsite dönüşmesi	
Sintaksiyal (eş eksenli) kalsit. Genelde ekinid tanelerinde görülür		Kalsilutitlerin aggradasyonu (büyümesi)	
Granüler kalsit çimento (neomorfik olabilir)		Degradasyon neomorfizması	

Şekil 40. Çimentolanmaya ve neomorfizmaya bağlı gelişmiş diyajenetik yapılar (Tucker 1981).



Şekil 41. Karbonatlarda çimentolanma ile ilgili en temel depozisyonal ortamlar (Tucker 1981).

3.2.6.1. Gel-Git Ortamında (intertidal) Çimentolanma

Gel-git zonu plajtaşı olarak adlandırılan çimentolanmış sahil kumlarını oluşturur. Plajtaşları genelde karbonat kırıntılıları ve diğer kırıntılıların karışımından oluşur. Genel olarak tropik bölgelerde oluşurlar. Plajtaşları çok hızlı çimentolanırlar. Örneğin II. Dünya savaşı kalma parçalar veya plajlardaki teneke kutuları ve benzeri malzeme plajtaşlarında bulunması çimentolanmanın hızı açısından önemli göstergelerdir. Plajtaşlarının çimentosu genelde aragonit veya yüksek Mg kalsitten oluşur. Aragonit genelde tane yüzeyine dik gelişmiş 10-200 µm boyundaki iğnemsî kristallerden oluşur. Yüksek Mg kalsit ise koyu renkli, çok ender olarak pellet halinde, kriptokristalen veya mikritik çimentonun tanenin yüzeyine sarılmış veya boşlukları tamamen doldurmuş bir biçimde bulunur. Çoğunlukla taneyi saran yüksek Mg kalsit, çimentolanmanın denizel pheatik şartlarda (su tablasının altında) gözeneklerin her zaman su ile dolu olduğunu gösteren bir özellik olan, eş kalınlıkta oluşur (Şekil 40). Tane üzerinde,

kalınlıkları farklı olarak gelişmiş ve tane kontaklarında yoğunlaşmış olan çimentolar vadoz (gözeneklerin su tablasının üstünde, zaman zaman su ile zaman zaman da hava ile dolu olgu durum) şartlarda gelişmişlerdir.

Üç değişik plajtaşı oluşum mekanizması ileri sürülmüştür. 1) deniz/göl suyunun buharlaşma sonucu CO₂ kaybına bağlı olarak tamamen fizyo-kimyasal nedenlerle sudan doğrudan çökmesi (özellikle düşük gel-git dönemlerde), 2) Organizmaların (özellikle alg) bozuşması sonucu biyokimyasal çökme ve 3) tatlı yer altı suyundan doğrudan veya deniz suyunun tatlı, yeraltı suyu ile karışması sonucu.

3.2.6.2. Sığ Deniz Gel-Git Altı Ortamlarda Çimentolanma:

Sığ deniz ortamında, iğnesel aragonit ve mikritik yüksek Mg kalsit bir çok fosil kavkısı içerisindeki odacıklar veya boşluklarda yaygınca oluşurlar. Özelliklerde gastropodlarda ve foraminiferlerde taneler arası çimentolanma çok iyi gelişmiştir. Bu çimentolar, tamamen yüksek enerjili turbulent akıntı şartlarının bulunduğu ortamlarda fizyo-kimyasal veya biyokimyasal olarak doğrudan sudan çöklerler. Kriptonit aragonitin doğrudan sudan çökmesi sonucu günümüzde özellikle Bahamalarda grapestonlar/üzümtaşları yaygınca oluşur.

Günümüzde resiflerde çimentolanma çok iyi bir şekilde çalışılmış ve belgelenmiştir (MacIntyre 1977). Genel olarak resiflerde mikritik pelletli ve lifsi-bıçaksı yüksek Mg kalsit iğnesi aragonite göre çok daha yaygın olarak gelişmektedir. Çimento, kavki imersindeki, kavkılar arasındaki boşluklara veya oyucu/delici organizmaların sonradan kavki üzerinde oluşturdukları deliklere veya boşluklara doğrudan çökeltmektedir. Bu ortamlarda içsel sedimantasyon ve çimentolanma eş zamanlıdır.

Sığ deniz gel-git zonunda gelişen aragonit çimentolarda çok yüksek stronsiyum miktarı 10.000 ppm ve yüksek Mg çimentolarda MgCO₃ oranı % mol 14-19 oranlarındadır.

3.2.6.3. Derin Deniz Ortamlarda Çimentolanma

Derin deniz ortamında 3500m derinliklerde bile çimentolanmanın olabildiği ispatlanmıştır. Bu ortamlarda genel olarak planktonik foraminifera, mollusklar, kokolitler ve bazı bentik foraminiferlerden oluşan kireçtaşları mikritik kalsit tarafından çimentolanmışlardır. Soğuk derin sularda çimento genelde mikritik düşük Mg kalsittir. Bu sularda orjinal olarak aragonitten oluşan kavkılar genelde yıkanıp giderler ve yüksek Mg kalsitler Mg'lerinin bir kısmını kaybedip düşük Mg kalsite dönüşürler. Daha sıcak taban akıntılarının olduğu akdeniz ve kızıl denizde ince palajik çökeller veya karbonat nodülleri yüksek Mg kalsit tarafından çimentolanmışlardır.

3.2.6.4. Çimentolanmanın Özeti

Güncel ve jeolojik zamanlarda oluşmuş çimentoların en temel özellikleri şunlardır: Minerolojik olarak: aragonit ve yüksek Mg kalsit. Doku olarak: iğnesel, lifsi ve bıçaksı yapı veya mikritik. Meteorik çimentolar: aragonitik kavkılarının erimesi veya replacement'e bağlı gelişmiş düşük Mg kalsitli druzi spartit. Meteorik ve sığ deniz çimentoları arasındaki en önemli minerolojik fark Mg/Ca oranıdır. Mg/Ca mol oranının 5'den büyük olduğu durumlarda deniz suyu düşük Mg kalsitin oluşmasına izin vermemekte fakat metastable (geçici duraylı) olarak aragonit veya yüksek Mg kalsitin çökmesine izin vermektedir. Denizel iğnesel veya mikritik kalsitin Mg ve diğer iyonların kristal büyümesine izin vermemesi sonucu oluştuğu sanılmaktadır. Tatlı sular genelde çok düşük Mg/Ca oranlarına sahiptirler (molar olarak ~0.25- veya 0.5) dolayısıyla eş büyüklüklü (equant) düşük Mg spartit kalsitin kolaylıkla çökebilmesine olanak sağlamaktadır. Özet olarak güncel ve jeolojik dönemlerde diyajenezle bağlı porosite azalması ne kadar yüksek olursa olsun bir çok kireçtaşında porosite %20'den fazladır.

3.2.6.5. Gömülmeye Bağlı Çimentolanma

Gömülmenin en önemli özelliği, gömülme arttıkça sedimanın üzerindeki yükü ağırlığı nedeni ile sediman hacminin azalması, sıkışması ve taneler arasındaki boşlukların küçülmesi dolayısıyla porositenin azalması bütün bunlara bağlı olarak kayaçlaşmanın (litifikasyon) artmasıdır. Bu tip ortamlarda çimentolanma temel olarak yapılarında daha az duraylı, mikron büyüklüğündeki kalsit içeren pelajik organizmaların kavkılarının erimesi sonucu açığa çıkmış kalsitin tekrar büyük kristaller olarak çökmesi sonucu oluşur. Litifikasyona ve çimentolanmaya rağmen bir çok pelajik kireçtaşının porositesi %40 oranlarındadır.

3.2.7. Neomorfizma

Neomorfizma bir mineralin geçirmiş olduğu tüm transformasyonları (değişimleri) içerir. Terimi ilk olarak Folk (1965) tarafından önerilmiş bir terim olup bazen tekrar kristallenme olarak da adlandırılır.

Neomorfizmin iki tememli özelliği vardır. Bunlar sulu ortamda aragonitin kalsite rekristalizasyonu ve kalsitin kalsite dönüşmesidir. Her iki proses de sulu ortamda oluşur dolayısıyla işlem erime ve tekrar çökeltme olarak meydana gelir. Diyajenetik ortamların her zaman su içermesi sonucu katı hal dönüşümleri (doğrudan aragonitin kalsite terslenmesi-inversiyonu veya kalsitin kalsite doğrudan dönüşümü) genelde oluşmazlar. Bir çok kalsitte neomorfizma daha büyük kalsit kristaline yol açan aggrading (yapıcı) tiptedir. Bu tip neomorfizma 1) mikrolütlerin mikrospar-pseudospar oluşumu, 2) orijinal olarak aragonitik olan kavkuların kalsitleşmesi, 3) iğnesel kalsitlerin lifsi kalsite dönüşmesidir.

Aggrading neomorfizmasının tersi olan degrading (yıkıcı) neomorfizma büyük CaCO_3 kristallerinin daha küçük kristallere dönüşmesi işlemidir ve kireçtaşlarında çok seyrek olarak görülür..

3.2.8. Dolomitler, De-Dolomitizasyon ve Silisleşme

Karbonat kayalar dolomit içeriğine bağlı olarak aşağıda gösterildiği şekilde adlandırılırlar.

Kireçtaşı : >%10 dolomit

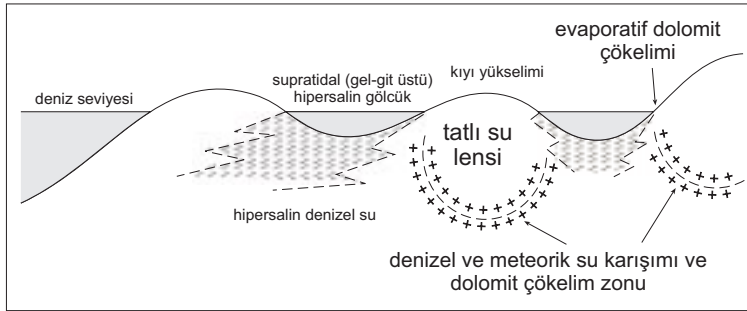
Dolomitik (dolomitli) kireçtaşı: %10-50 dolomit

Kireçli dolomit. %50-90 dolomit

Dolomit: >%90 dolomit

Dolomitleşme karbonatların çökmesinden hemen sonra başlar ve geç diyajenetik evreye kadar sürebilir. Eğer dolomit sudan doğrudan çökeldi ise **ilksel dolomit** olarak, eğer diyajenez esnasında oluştu ise **sinjenetik** (eş oluşumlu) ve çimentolanmadan sonra, geç diyajenetik evrede oluştu ise **epijenetik** (sonradan oluşumlu) **dolomit** olarak adlandırılırlar. Bir kayacın içerisindeki dolomit tane büyüklüğüne ve tipine bağlı olarak göre dolosparit, dolorudit (doloçakılı), doloarenit (doloçumu) veya dolomikrit olarak adlandırılabilir.

Günümüzde dolomitler bir çok sedimanter ortamda oluşmaktadır. Dolomit oluşum mekanizmasının en iyi anlaşıldığı yer Bahamalarda dolomit meteorik su ile deniz suyunun karıştığı alanlarda oluşmaktadır (Şekil 42).



Şekil 42. Bahamalarda evaporatif ve tatlı, meteorik su ile deniz suyunun karışımı sonucu dolomit oluşumunu gösteren diyagram (Tucker 1981)

3.2.8.1. De-Dolomitizasyon

Bazen dolomit kalsit tarafından yer değiştirerek tekrar kireçtaşına dönüşebilir. Bu işlem de-dolomitleşme olarak adlandırılır ve genelde dolomitin meteorik su ile etkileşime girmesi sonucu oluşur. Bir yüzey prosesi olan jips-anhidrit çözülmesi ile ilişkili olarak kalsit dolomitin yerini alır ve de-dolomitleşmeye neden olur. Dedolomitizasyon mikroskop altında dolomit kristal şeklinin korunması sonucu anlaşılabilir (kalsit pseudomorfizması). Kalsit kristalleri orijinal dolomit kristal şekillerini aynen korurlar. Ayrıca bazı de-dolomitizasyonlarda tüm yapı bozulabilir ve doku kısmen yeni baştan oluşturulabilir. Bu tip durumlarda dedolomitizasyonu fark etmek zordur.

3.2.8.2. Silisleşme

Silisleşme dolomitleşmede olduğu gibi, diyajenezin ilk veya son evrelerinde oluşabilir. Silisleşme bazı karbonat temelli fosil kavkularının silis tarafından yer değiştirilmesi (replacement) sonucu çört nodülleri veya seviyelerinin oluşmasıdır. Bazı kireçtaşlarında silis çimento olarak ta bulunabilir. Kireçtaşlarında silis 1) öz şekilli kuvars kristalleri, 2) mikrokuvars, 3) magkuvars ve 4) kalsedonik kuvars olarak bulunur. Ortamda ana silika kaynağı süngerler veya radyolaritlerdir.

3.2.9. Denizel Karbonat Çökeltim Ortamları

Jeolojik dönemlerde bir çok kireçtaşı bir açık denize bakan şelflerde veya platformlarda çökelmişlerdir. Karbonat fasiyesleri tipik olarak kıyıdağdan itibaren şelfin ucuna kadar olan alanda belli bir dizilim gösterecek şekilde oluşurlar. Şekil 42'de en yaygın ve en genel karbonat çökeltim ortamları ve bu ortamlarda gelişen karbonat fasiyesleri gösterilmiştir. Kısaca kıyıdağdan gel-git düzlüğüne kadar olan alanlarda karbonat çamur düzlükleri egenemdir, Daha karaya doğru olan kısımlarda ise evaporit

çökelim ortamları olan sabkha veya salınalar (tuzla) bulunur. Şelfin derin kısımlarında ise, karbonat kavkı parçaları, kavkı kumulları, ve karbonat çamurları egemendir. Şelfin yüksek enerjili sığ kısımlarında veya şelf marjini (şelfin ucuna doğru olan alanlar) ise ooid oluşum alanlarıdır. Bu alanlarda oolithler kavkı kumları ile birlikte sahil çizgisine paralel bariyerler, ooid plajlarını oluşturabilirler. Bariyerler boyunca, lagoonları denize bağlayan önemli gel-git kanallarının ağzında oluşan **karbonat gel-git deltaları** önemli ooid oluşum alanlarıdır. Şelf marjini ise önemli resif oluşum ve karbonat yığılma alanlarıdır. Bu yığılımlar ve resifler bazı durumlarda bariyer görevi yapabilir ve geri kısımda lagoonların oluşmasına dolayısıyla akıntıları keserek daha kısıtlı alanların oluşmasına sebep olabilirler. Zaman zaman şelf üzerinde ve açık lagoonlarda yama resifleri gelişebilir. Resiflerin önünde oluşan moloz veya bariyerlerdeki gevşek malzeme yamaç aşağı yoğunluk veya türbit akıntıları olarak akabilir. Kıta kökenli malzemenin yeterince gelmediği durumlarda ise şelfte pelajik karbonatlar çöker. Bu durumda karbonat çökelim ortamları yedi sınıf olarak kategorize edilebilir. **1) gel-git düzlüğü** (intertidal)-**gel-git üstü** (supratidal) alanlar, **2) lagoonlar ve kısıtlanmış koylar**, **3) gel-git düzlüğü-gelgit altı (subtidal) alanlar**, **4) açık şelfler ve platformlar**, **5) resifler ve karbonat yığılımları**, **6) starved (yeterince sediman alamayan) sedimana aç basenler** ve diğer **pelajik karbonat çökelim ortamları ve 7) karbonat türbidit alanları**.

Derin deniz/yamaç		Karbonat platformu, iç deniz					
açık deniz, pelajik karbonatlar, ooz ve türbiditler	resif önü molozu, derin deniz yığılımları (ör çamur tepecikleri)	şelf-marjin resifleri, kum, karbonat yığılımları	açık platform		Bariyer arkası lagoonları, karbonat çamurları	Gelgit düzlüğü, kanallar, tepecikler, sahil, bataklık, sabkha	
deniz seviyesi			şakin ortam karbonat çamurları	dalgali ortam karbonat kumları			
			yerel yama resifleri ve çamur yığılımları				
dalga tabanı							
karbonsız	plejlik faunalı biomikritler, karbonat türbiditleri	rudstone, floatstone, biomikrit, slumpolar	boundstone, biolithite, çapraz tabakalı bio-oo-sparit	bio-pel-mikrit, wackestone, packstone, değişik tür fauna, yaygın bioturbasyon	bio-oo-pel-sparit, grainstone, çapraz tabakalı packstone	bio-pelmikrit, wackeston+kısıtlı fauna	Kuş gözü yapılı pelmikritler, alg yaygıları, dolomit, yer yer evaporitler

Şekil 43. Genelleştirilmiş denizel karbonat çökelim ortamları ve bu ortamlara bağlı gelişen karbonat fasiyesleri. CCD: carbonate Compansation Depth (Karbonatların bulunabileceği maksimum derinlik). CCD altındaki derinliklerde karbonatlar eriyerek deniz suyuna karışırlar.)

3.2.10. Denizel Olmayan Karbonat Sedimanlar

Göller: Göllerde oluşan karbonat sedimanlar üç tiptir. 1) inorganik, 2) algere bağlı, 3) kavkı kumları. Buharlaşımaya bağlı olarak sudan CO₂'nin bitkilerin fotosentezine veya basınç-sıcaklık değişimine bağlı olarak kaçması veya taze nehir sularının göl suyuna karışması sonucu sudan doğrudan inorganik olarak çökmesi ile oluşur. Çökelen malzemenin mineralojisi temel olarak Mg/Ca oranına bağlıdır. Denizel ortamlarda olduğu gibi göllerde de aragonit, yüksek veya düşük Mg kalsit ve dolomit çökelişi olabilir. Gölün sığ, yüksek enerjili kısımlarında ooidler gelişebilir. Ayrıca gölün şakin kesimlerinde algere veya phytoplanktonlara bağlı olarak karbonat çamuru gelişebilir. Göllerde karbonat fasiyeslerinin dağılımı denizel fasiyeslere benzerlik gösterir, dolayısıyla sığ, yüksek enerjili kesimlerde resifler, alg yaygıları ooid plajları oluşurken, daha derin, veya şakin koylarda ise karbonat çamuru çökelişi olur. Göllerde su seviyesi değişimi çok hızlı olması nedeni ile fasiyeslerde mevsimsel veya sezonsal değişiklikler çok hızlı oluşur.

3.2.10.1 Kalkret veya Kaliç

Günümüzde yıllık yağmur miktarının 200 ile 600 mm arasında olduğu ve buharlaşmanın bu miktarı aştığı bölgelerde karbonatlı toprak oluşumu görülür. Karbonatlı malzeme önceleri nodüller halinde toprağın üzerinde ve içinde oluşur zamanla nodüllerin artması sonucu toprakta belli bir düzlemde karbonat tabakası olarak yığılır. Bu tabaka kaliç veya kalkret olarak adlandırılır. Mineralojik olarak kaliçler ince taneli aynı boydaki kalsit kristallerinden oluşur. Ayrıca kaliç oluşumu sırasında bir çok kum veya çakıl tanesi kalsitle sarıldığı için bu tip çakıllar onkolit veya pisolitlerle karıştırılabilir. Kaliç veya kalkretler eski toprak düzeylerini dolayısıyla erozyon peryotlarını göstermeleri açısından önemlidirler.

3.3. EVAPORİTLER

Evaporit tanımı buharlaşmaya bağlı olarak sudan doğrudan çökelen malzemelerin hepsini kapsar. Jeolojik dönemlerde ve günümüzde oluşmuş olan evaporitler, hacim olarak karbonat kayalardan daha azdır ve kalınlıkları yer yer yüzlerce metreye ulaşabilir. Evaporitler temel olarak denizel ve denizel olmayanlar olmak üzere iki kısma ayrılırlar. En yaygın evaporit mineralleri kalsiyum sülfat içeren jips ve anhidrittir. Halit ise ikinci derecede yaygın olarak görülen evaporit türüdür, onu potasyum tuzları olan silvit, karnalit, langbeinit, polihalit, kainit ve magnezyum sülfat olan kayserit izler. Jeolojik kayıtlarda seksenden (80) fazla değişik evaporit minerali tanımlanmış olsada en yaygın olarak gelişen evaporit mineralleri Tablo 11'de gösterilmiştir.

Tablo 11. Minerolojisine bağlı olarak, denizel evaporitlerin sınıflandırılması			
Mineral	Mineral İsmi	Kimyasal Formül	Kayaç ismi
Kloritler	Halit	NaCl	Halit, kaya tuzu
	Silvayt Karnillit	KCl KMgCl ₃	Potaş tuzu
Sülfatlar	Langbeinit Polihalit Kainit	K ₂ Mg ₂ (SO ₄) ₃ K ₂ CaMg(SO ₄) ₈ .H ₂ O KMg(SO ₄)Cl.3H ₂ O	
	Anhidrit Jips Kayserit	CaSO ₄ CaSO ₄ .2H ₂ O MgSO ₄ .H ₂ O	
	Karbonatlar	Kasit Magnezit Dolomit	CaCO ₃ MgCO ₃ CaMgCO ₃

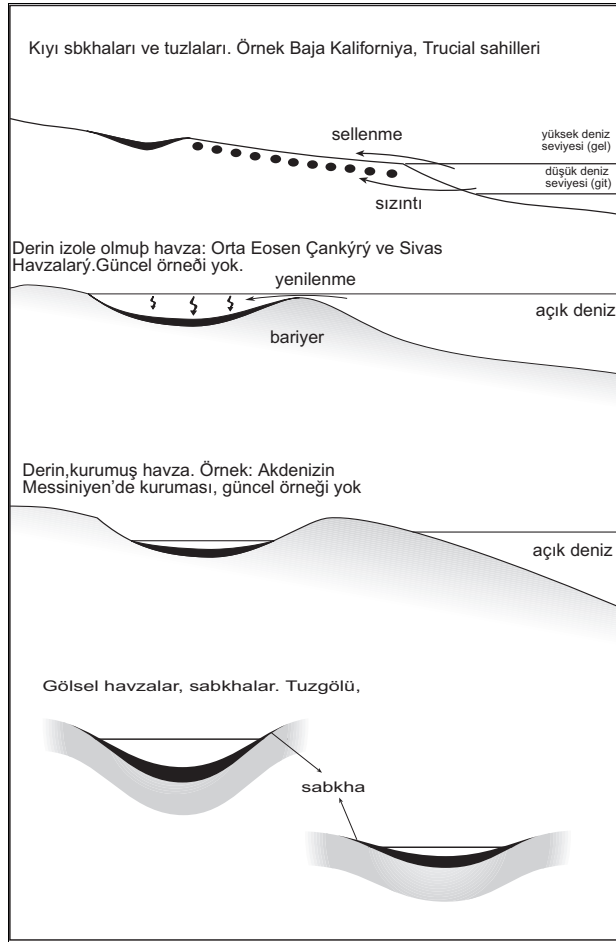
3.3.1. Evaporitlerin Oluşum Ortamları

Kıtasal kökenli intra-kratonik ortamlarda evaporitler 1000 metre veya daha fazla kalınlıklarda bulunabilirler. Diğer evaporit çökelleri, karasal kökenli evaporitlerle veya sedimanlarla yanıl ve düşey geçişli olarak kıta sahanlığında (şelf) ve benzeri tektonik veya termal olarak çökmekte olan sığ havzalarda yaygınca görülürler. Ayrıca, intra-kratonik (kıta içi) rift havzalarında oluşan göllerde ve körfez veya koylarda yaygınca görülürler. Bazı durumlarda ise, rift aşamasını geçmiş ve okyanus tabanı yayılması aşamasına geçmiş havzalarda, özellikle ekvator çizgisine yakın havzalarda da sıklıkla görülürler (ör: Kızıl deniz, Aden körfezi vb.). Tuzgölü, Ölüdeniz (Filistin) modern evaporit çökelişinin olduğu havzalara örneklerdir. Ayrıca ülkemizde Tuzgölü, Haymana, Çankırı ve Sivas havzaları evaporitçe zengin havzalardır.

Evaporitler genelde ardaşım (cyclic)'dirler. Bazen tabakalar birkaç on metre kalınlığında jips-anhidrit çok az halit kireçtaşları veya marl ile ardaşık olarak oluşabilirler. Bir çok intra-kratonik havza evaporitleri genelde kalın jips-anhidritle başlayıp üste doğru halit, kolay eriyebilen potasyum tuzlarına ve/veya tronaya geçerler. Bu ardalanma bir çok havzada bir kaç kere veya çokca tekrarlayabilir Bir çok jeolojik ve güncel evaporit çökeliş ortamı baz alınarak genelleştirilmiş evaporit çökeliş ortamları Şekil 44'de özetlenmiştir.

İki temel evaporit çökelişini gözlenmiştir. 1) **sulu içerisinde (subaqueous)**: kapanmış/izole olmuş deniz, göl veya sığ şelflerde tuzların sudan doğrudan çökmesi sonucu, 2) **su üstünde (subaerial)**: çok sığ tuz havuzları veya tuzlalarda su üstünde çökeliş ile. Su içerisindeki çökeliş su dolu bir tabağın zamanla suyun uçması sonucu tortusunun tabağın içinde birikmesine benzer. Tabağa zaman zaman yeni su gelimi olabilir. Uzun bir zaman evaporit çökeliş için en önemli mekanizmanın kapanmış/izole olmuş iç denizler sudan doğrudan çökeliş olduğu düşünülmüştür. Özellikle Basra körfezinde (Trucial sahilleri) sabkaha olarak adlandırılan gelgit arası ve gelgit üstü ortamlarda yaygın olarak jips ve anhidrit oluşumunun fark edilmesi çok farklı ortamlarda da kalın evaporitlerin çökebileceğini göstermiştir. Evaporitler ayrıca vadoz ve phraetik zonda sedimanlar arasındaki boşluklarda sudan doğrudan, ayrıca iç deniz ve göl sahillerinde sedimanlarla birlikte çökelebilmektedirler (kıtasal, kıta içi sabkhaler). Çok derin kapalı havzalarda su üstü çökeliş Messiniyede Atlantik ve Hint okyanusu ile bağlantısının kesilmesi sonucu Akdenizde de görülmüştür. Ayrıca, evaporitler çöllerde taneleri saracak şekilde veya belli bir tabaka oluşturacak şekilde

oluşabilirler. Bu ortamlarda jips güle benzer şekilde bir kristallenme gösterdiğinden bunlara çöl gülü denir (desert rose).



Şekil 44. Genelleştirilmiş evaporit çökeltim ortamları (Tucker 1981)

3.3.2. Jips ve Anhidrit

Jips ve anhidrit kendilerine özgü yapı ve dokuya sahip olup yeniden kristallenme (re-kristalizasyon), replacement (başka mineral tarafından yer değiştirilmesi) ve ergime proseslerine çok duyarlıdır. Her ikisinde yüzey sularında, deniz, göl, sabkha ve tuzlarda oluşurlar. Fakat, gömülmeye bağlı olarak bir kaç yüzmetrenin altındaki derinliklerde CaSO_4 sadece anhidrit olarak bulunabilir. Daha sonra yükselmeye bağlı olarak (uplift) anhidrit tekrar jipse dönüşür. Bir çok çalışma göstermiştir ki anhidrit-jips çökeltimi suyun tuzluluk oranı ve sıcaklığına bağlıdır. Güncel olarak Trucial sahillerinde ve Texasta jips gelgit arası ve üstü ortamlarda sedimanlar arasında ikiz kristalli selenit minerali olarak 1 mm den 25 cm arasında değişen büyüklüklerde oluşabilmektedir. Evaporasyonun yoğun olduğu durumlarda Trucial sahillerindeki sabkhalarda boşluk suyunun artması ile birlikte jips kristalleri anhidrite dönüşürler. Bu işlem kloritlerin (Cl^-) $\%_{100}145$ oranlarını aştığı durumlarda tuzluluk oranının ise $\%_{100}260$ olduğu durumlarda oluşur. Bu şekilde oluşmuş anhidritler jipslerin orjinal şekillerini koruyabilirler. Çökeltimin devemli olması durumunda anhidrit kristallerinin zamanla bir birlerine eklenmeleri sonucu nodüller oluşturular. Bu şekilde oluşturulmuş nodüller yapıya tel örgü yapısı (chicken-wire texture) olarak adlandırılır. Nodüller anhidrit tabakaları ayrıca sabkhalaların karaya yakın kısımlarında da oluşabilirler. Bu tip anhidrit tabakaları genelde düzensiz gelişmiş veya aşırı derecede kıvrılmış ve konvolüt tabakalanmaya dönüşmüş olabilirler. Bu tip tabakalar **enterolitik** tabakalanma olarak da adlandırılır. Bazen sabkhalaların karaya yakın olan kısımlarında oluşmuş anhidritler, tatlı kara suları veya yeraltı suları ile etkileşime girmeleri sonucu tekrar jipse dönüşebilirler. Anhidrit oluşumu genelde çok sıcak (yıllık sıcaklık ortalaması $>22^\circ\text{C}$) arid iklim şartlarını gerektirir. İklimin yarı arid olduğu durumlarda ise jips gelişimi olur (ör: Akdenizin Mısır sahilleri)

3.3.2.1. Laminar Sülfat

Laminar anhidrit veya jips genelde kireçtaşı, organikçe zengin kireçtaşı, organik malzeme, kil veya marl ile ince laminaların ardalanması şeklinde bulunur. Halit içersindeki ince jips-anhidrit laminaları tabakalı halitin bir tipidir. Bir kaç milimetre kalınlığındaki anhidrit-kalsit veya anhidrit-organik malzeme

laminaları bazen yüzlerce metre kalınlıklara ulaşabilirler. Bu tip laminalar kalın evaporit sekanslarının altında ve sekansı oluşturan havzanın derin kısımlarına karşılık gelecek şekilde oluşurlar veya havza dolgununun tamamını oluştururlar. Laminaların en önemli özelliği bir havza içerisinde kilometrelerce takip edilebilir ve düzgün bir şekilde çökelmiş olmalarıdır. Bu özellikleri onların derin ve geniş bir havzada, dalga tabanının altındaki derinliklerde, sudan doğrudan çökeldiklerini göstermektedir. Mevsimsel sıcaklık ve su kimyası değişimleri laminaların oluşmasına katkı yapan en önemli faktörlerdir. Dolayısıyla buzul ortamlarında kullanılan ve mevsimsel değişimler sonucu oluşan laminasyon türü olan "varve" deyimi laminalı evaporitler içinde kullanılabilir. Laminlar arasındaki organik malzeme mevsimsel etkiye bağlı olarak phytoplanktonların oluşturduğu sapropeller olabilir.

3.3.2.2. Sekonder/İkincil ve lifsi Jips

Anhidritler gömülmeden sonra tektonik olarak yükselmesi sonucu taze, tatlı yer yüzü veya yer altı suları ile etkileşime girmesi sonucu jipse dönüşerek ikincil jipsleri oluştururlar. Oluşan jips 1) porfiroblastik jips ve 2) alabastrin jips olmak üzere iki gruba ayrılırlar. Porfiroblastik jips küçük mineralli anhidrit içerisinde dağınık olarak 1 kaç milimetre veya daha büyükçe gelişmiş jips kristalleridir. Alabastrin jips ise küçük veya daha büyükçe oluşmuş, interlocking yapıya sahip olup (bir birleri ile kenetli/geçmeli), mikroskop altında düzensiz sönüm açıları veren kristallerden oluşur. Çoğunlukla orijinal anhidrit yapısı, jipsleşmeye rağmen, korunmuştur.

Damarlarda oluşan jips ise genelde tabakaya veya damar (vein) duvarına paralel veya yarı paralel liflerden oluşur (satin spar). Genelde bir kaç mm den cm ye kadar değişen bir birine paralel gelişmiş liflerden oluşurlar. Bu tip jipslerin su dolu damarlarda basınç altında geliştikleri sanılmaktadır. Jips evaporit minerallerinin olduğu havzalarda özellikle faylar boyunca ve kayma çiziklerine paralel şekilde lifsi bir yapıda büyüme gösterirler. Bu özellikleri nedeniyle bu tip jipsler fayların hareket yönlerinin belirlenmesinde kullanılırlar.

3.3.3. Halit (NaCl)

Halitler bir çok sedimanter havzayı dolduran en yaygın evaporit çeşitlerinden birisidir. Ayrıca halit bir çok tuzlu göllerde oluşan en önemli evaporit mineralidir.

Halit çökeltilerinde kayatuzu genelde masif, tabakalı veya silisli sedimanlarla ardaşık olarak bulunur. Çok ender olarak taşınmış olarak ripillar ve çapraz tabakalı oluştururlar. Tabakalı halit bir kaç cm kalınlığında, içerisindeki kil oranına bağlı olarak farklı renklerde oluşur. Bazı ortamlarda halit anhidritle ardaşıklı olarak ve hacim değişikliğine bağlı gelişmiş büzülme poligonları halinde bulunur (sütun eklemeler-columnar joint).

Güncel olarak halit sadece denizel ve gölsel tuzlalarda çökelmektedir. Jeolojik olarak, sıg veya derin deniz veya göllerde de çökeldiğini gösteren bir çok kanıt vardır. Poligon çatlaklara sahip tabakalı halit uzun süre gün ışığına maruz kalmış olduğunun kanıtı olması sebebi ile tuzla ortamlarına işaret eder. Çözünme düzlemleri içeren halitin tince silt tabakaları ile ardaşık bulunması siltin ruzgar tarafından taşınmış olduğunun göstergesi olarak yorumlanmaktadır. Kırıntılılarla ardaşık olarak çökelmiş olan halitin jips ve anhidritte olduğu gibi silt veya kum içerisindeki su tarafından sonradan büyüme ile çöktüğü düşünülmektedir. Tabakalı halitin oluşum mekanizması tam olarak anlaşılamamıştır. Anhidrit-jip ile halitin ardışık çökelişi mevsimsel ve/veya iklimsel değişimlere bağlı olarak ortamın kimyasında ve sıcaklığındaki değişime bağlı olarak oluşmaktadır.

Bir çok halit çökelişi NaCl deniz suyunun veya bir çok gölde olduğu gibi göl suyunun buharlaşması sonucu sudan doğrudan veya önceden var olan bir halit çökelişinin erimesi ve tekrar çökelişi sonucu oluşur. Denizel ve gölsel halitler içerdikleri brom (Br) oranından ayırtılabilirler. Denizel halitler 50ppm den fazla gölsel veya erime-çökelişi sonucu oluşan halitler çok daha az oranlarda brom içerirler.

3.3.4. Potasyum ve Magnezyum Tuzları

Denizel ortamlarda oluşan potasyum ve magnezyum tuzları genelde kieserit, kainit gibi sülfatlar ve silvit, karnalit gibi kloritlerdir. Evaporasyon (buharlaşma) sırasında en kolay eriyen malzemeler en son çökelişirler. Dolayısıyla bir evaporitik sekansın en üstünde ve fazla kalınlık oluşturmayacak şekilde bulunurlar. Çok hızlı çözünmeleri nedeni ile diyajenez esnasında yeraltı suyu ile karşılaştıklarında çok hızlı bir şekilde sistemi terk ederler. Bu özellikleri nedeni ile jeolojik olarak çok uzun ömürlü değildirler. Bir evaporitik sekansda bu tip mineraller bulunuyor ise, bunlar büyük bir olasılıkla bir başka ortamda çökelmiş erimmiş ve tekrar çökelmiş olmalıdır. Yani ilksel konumlarında değil ikincildirler. Örneğin bir çok silvit depoziti karnalitin erimesi, bir çok polihalit ise kainitin alterasyonunun yan

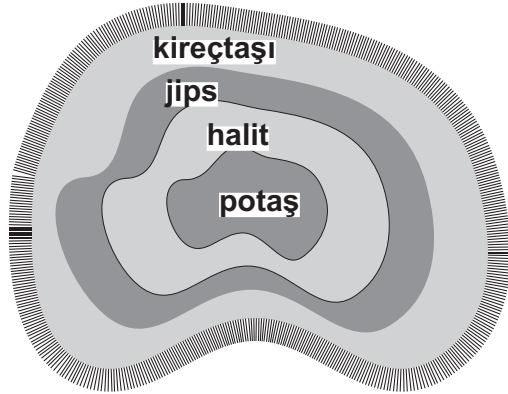
ürünleridir. Güncel bir çok çalışma göstermiştir ki, potasyum ve magnezyum tuzları, genelde gelgit arası (intertidal), sıg denizel ortamlarda, tuzlalarda ve sabkhalarda çökeltmektedirler.

3.3.5. Gölsel Evaporitler

Halit, jip-anhidrit dışında bir çok evaporit türü vardır ki (Tablo 11) bunlar sadece yüksek tuzluluk oranına sahip gölsel ortamlarda çökeltmektedirler. Bu tip göllerin kimyası, dolayısıyla evaporitik mineral içeriği gölden göle ve ortamdaki ortama değişmektedir. Bu özellikler iklimin yanı sıra genel olarak yerel jeoloji tarafından kontrol edilmektedir. Evaporit çökelişiminin en önemli özelliği belli bir zonlanma göstermesidir. Bu zonlanma kıyıda havza ortasına doğru, en zor eriyenler kıyıda, en kolay eriyenlerin ise havzanın ortasına gelecek şekilde dağıldığı dizilimdir. Bu tip zonlanmaya öküz gözü (ox-eye) yapısı denir.

3.3.6. Evaporit Dizilimi ve Yorumlama

Sabkhalının ve gelgit üstü düzlüklerinin en önemli evaporit çökelişim ortamları olduklarının fark edilmesinden sonra bu gün artık bir çok jeolojik dönemlerde oluşmuş evaporit istiflerinin oluşum mekanizmalarının açıklanabiliyor. Bunlar genelde nodüllü olup, telörgü yapısına sahiptirler. Bir evaporit istifinin sabkha ortamında çökelişiminin anlaşılabilmesi için gerekli olan en önemli kriter gelgit üstü ortamda gelişmiş olan sabkha çökellerinin sabkhanın progradasyonunu sonucu önce gelgit arası ortamda çökelişmiş karbonatları ve onların gelgit altında çökelişmiş sedimanları üzerlemiş olmalarıdır. Bir istifte bu ilişki bir kaç veya döngüye bağlı olarak çok kez tekrarlanır halde görülebilir. En genel dizilim yukarıdan aşağıya doğru, sabkha-gelgit üstü ortam çökelleri, gelgit arası-düzlüğü çökelleri, gelgit altı sıgdeniz ve en altta derin deniz çökelleri olacaktır (Şekil 46).



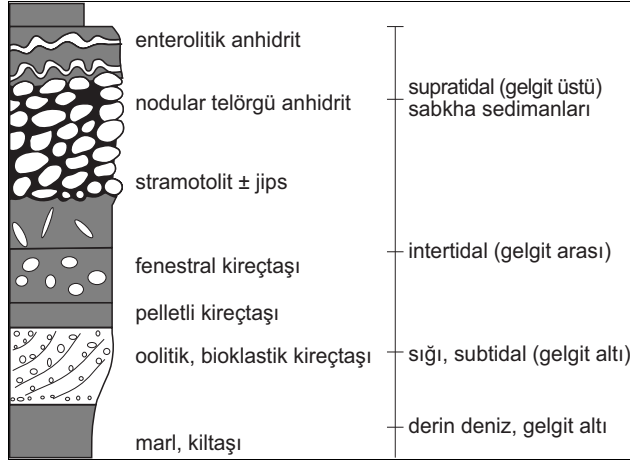
Şekil 45. Gölsel evaporitlerin kıyıda merkeze doğru zonlanması, öküz gözü yapısı.

Derin deniz ortamlarda evaporit istiflerinin gelişmesi için gerekli olan en önemli factor, havzayı küçük izole, alt havzalara bölecek şekilde fay kontrollü yapısal veya resif veya kum banklarının gelişimine bağlı sedimanter bariyerlerin varlığıdır. Bu tip bir ortamda istif aşağıdan yukarıya doğru; bariyerin oluşmaya başladığının göstergesi olarak sapropel içeren ince taneli sedimanlar, bunların üzerinde ise bariyerin etkisini tamamen gösterip evaporasyonun başladığının kanıtı olan ve kilometrelerce takip edilebilecek kadar yaygın şekilde gelişmiş laminalı anhidrit-jips çökelleri olmalıdır. Laminalı anhidrit'in üzerine ise havzanın tamamen izole olup kapanmaya başladığının göstergesi olan halit (yer yer içersinde anhidrit laminası içerebilir) çökelişimi olmalıdır. Havza kapanıp suyu tamamen kurumadan hemen önce K^+ ve Mg^+ tuzları çökeler (Şekil 47).

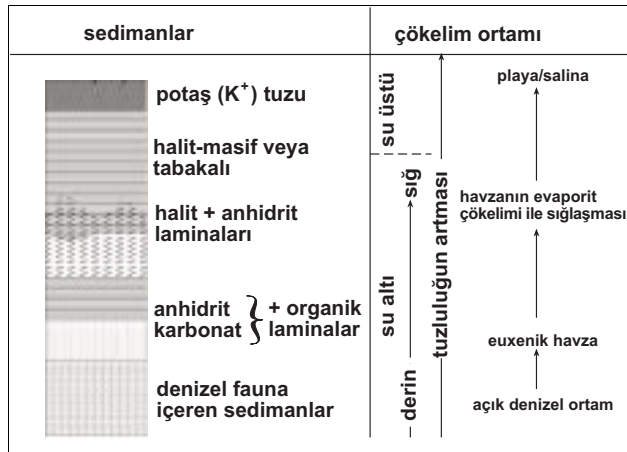
Sabkha, tuzla ve derin deniz ortamları birbirlerinden tamamen bağımsız ve kopuk değildirler. Bir birleri arasında stratigrafik geçişler her zaman mümkün olup, derin denizle başlayan bir istif sabkha veya tuzla ile veya sabkha ile başlayan bir istif anal ve düşey olarak derin deniz ortamına geçebilir. Ayrıca, derin deniz ortamının tamamen kurumaya yüz tutması havzanın her tarafında sabkha ve tuzla gelişimine neden olur. Bu tip çok geniş havzalarda tabakalı halit ve anhidrit veya laminalı anhidrit çökelişimi suyun içersinde oluşabilir.

oksitler	hematit	Fe_2O_3
	magnetit	Fe_3O_4
	Jötit	$FeO.OH$
	limonit	$FeO.OH.nH_2O$
karbonatlar	siderit	$FeCO_3$
	şamozit	$Fe_3Al_2Si_2O_{10}.3H_2O$
silikatlar	grenülit	$FeSiO_3.nH_2O$
	glakonit	$KMg(FeAl)(SiO_3)_6.3H_2O$
sülfidler	pirit	FeS_2
	markasit	FeS_2

Bununla birlikte bazı havzalarda tuz oluşumu yukarıda adı geçen mekanizmalarla açıklanamıyacak kadar kompleksdir. Akdenizdeki Messiniyen yaşlı evaporitler hem su üstü ortama hemde derin deniz ortama işaret etmektedirler. Bu durum en sonunda Akdenizin Messiniyen zamanında kurduğu ve bir çok su üstü kökenli evaporitin bu dönemde çökeldiği sonucuna varılmıştır (Hsü 1977, 1978). Bu olay Messiniyen Tuz Krizi olarak adlandırılır.



Şekil 46. İdealleştirilmiş sabkha istifi (Tucker 1981)



Şekil 47. Açık ve derin deniz ortamı olarak başlayan ve sonradan kapanan evaporitik bir havzanın genelleştirilmiş kesiti.

3.4. SEDİMANTER DEMİRTAŞI VE DEMİR OLUŞUMLARI

Demir bir çok sedimanter kayada çok az bir yüzde ile bile olsa belli oranda bulunur. Demir oranı %15'den fazla olan kayalar demir taşları olarak adlandırılırlar. Demir elementi ferrus (Fe²⁺) ve ferrik (Fe³⁺ olmak üzere iki değerlikte bulunabilir. Dolayısıyla demir çökeli ve oluşacak mineralin cinsi tamamen çökme ve diyajenetik ortamın kimyasal özelliklerine bağlıdır. En yaygın demir mineralleri Tablo 12. de gösterilmiştir. Jeolojik olarak sedimanter demir yatakları en yaygın olarak denizel ortamlarda oluşmuşlardır, dolayısıyla bir çoğu denizel fosil içerirler. Prekambriyen ve Fanerozoikte çökelmiş olan demir oluşumları bir birinden çok farklıdır. Prekambriyendeki oluşumlar genelde çok geniş ortamlarda çökelmiş olup kalın tabakalı, bantlı yapıda ve çörtlerle ardaşıktır. Fanerozoikteki ise genelde ince tabakalı, küçük ortamlarda gelişmiş ve ooliktirler. Her iki tipin güncel örneği yoktur. Günümüzde demir ve demirli oluşumlar sadece orta ve yüksek boylamlardaki göller ve bataklıklarda (bataklık demiri-bog iron) veya okyanus tabanında çökelmektedir fakat bunlar jeolojik dönemlerde çökelmiş demirli oluşumlara oranla çok önemsiz olup onlarla da ilişkisizdir.

Demirin iki temel kaynağı vardır. 1) günlenme ile karasal alanlardan taşınma ve 2) devam eden volkanik aktivite. Özellikle humid iklimlerde günlenme sonucu mafik ve magmatik kayaların içindeki ağır minerallerdeki demirin serbest hale gelmesi ile demirce zengin lateritli toprak oluşumu yaygındır. Ayrıca erozyon ve erime ile demir yer üstü ve yeraltı sularından taşınıp deniz suyuna karışır.

3.4.1. Hematit

Yaygın olarak Prekambriyen demir oluşumlarında ve Fanerozoik demirtaşlarında bulunur. Prekambriyende genelde ince tabakalar veya laminalar halinde Fanerozoikte ise ooidler ve karbonatlı fosil kavkaları ile yer değiştirmiş olarak (replacement) bulunurlar. İlksel değildirler ve Şamozit alterasyonu veya replacementidirler.

Jötit/Goethit: Jötit Prekambriyen kayalarda bulunmaz. Fanerozoikte ise en yaygın gelişmiş demir oluşumdur. Genelde günlenme ürünü olup demir elementinin oksidasyonu ve hidrasyonu (mineral

yapısına H₂O'nun katılması) sonucu oluşurlar. Genelde ooidlidirler ve sedimanter ortamlarda genelde ilkseldirler. Deniz tabanında ise şamozitin oksidasyonu sonucu oluşabilirler.

Limonit: Limonit su içeren bir gurup demir mineralinin ortak adıdır. Limonit oluşumları jötit, lepidokrosit, değişik sarı, kahverengi renkli sulu demir mineralleri ve kil içerir.

Magnetit. Magnetit genelde Prekambriyen kayalarda çörtle interlamine olarak çokça yaygındır. Oolitik demir oluşumları içerisinde replacement kristalleri veya granülleri olarak bulunur.

Siderit. Siderit Prekambriyen ve Fanarozoik demir oluşumları içerisinde en yaygındır. Bir çok şamozit oolitinin hamurunu oluşturmakta olup oolitleri ve fosil kavrıklarını replace edebilir. Siderit ayrıca denizel olmayan çökeller içerisinde de çokça yaygındır. Organikce zengin kayalar içerisinde dağınık kristaller olarak, nodüller veya yuvarlaklaşmış kütleler olarak bulunur.

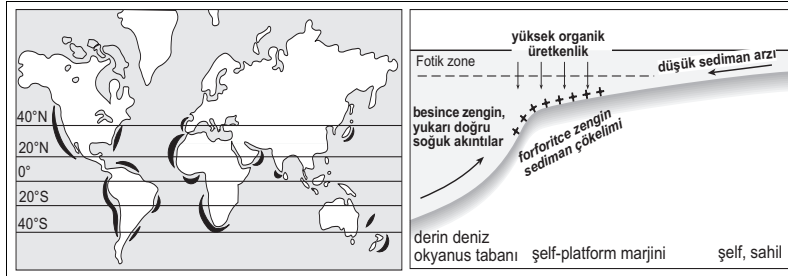
Şamozit: Tipik olarak sideritik hamur içerisinde ooidler halinde bulunur. Bazen şamozitli çamurlar içerisinde ince dağınık şamozit yapraklıları halinde (flake) bulunur. Ooidler bazen yassılaştırmış, veya şekil değişimine uğramış olabilir. Bir çok durumda şamozit oluşumları sonradan oluşacak her hangi bir ooid türünün çekirdeğini oluşturur. Şamozitler genelde yeşil renkli olup değişik kompozisyon ve yapıda olabilirler. Kimyasal olarak indirgenme ortamlarında bulunmaları gerekse de bir çok şamozit oluşumu çok zengin bentik fauna içerir. Bu durum oksidasyon ortamında şamozitin önceleri kompleks demir ve aliminyum silikat jelleri olarak çökeldiğini daha sonra gömülme ile şamozite dönüştüklerini düşündürmektedir.

Glakonit: Glakonit potasyum demir alüminyum silikat minerli olup çok yüksek Fe³⁺ ve Fe²⁺ oranlarına sahiptir. Tipik olarak açıktan koyu yeşile değişen renkli 1mm çapa kadar ulaşabilen pelletler halinde bulunur. Bir çok kumtaşında bulunur bazen kumtaşlarında asıl taneleri oluşturur. Günümüzde kıta sahanlığı bölgeisinde sığ şelflerde bir kaç on ile yüz metrederinliklerde oluşur. Genelde sedimantasyon hızının çok yavaş olduğu ortamlarda oluşur.

3.5. FOSFAT ÇÖKELLERİ

Fosfatlar gübre ve kimya endüstrisinin en önemli elemanlarından birisidir. Fosfatlar fosforitlerin dışında önemli konsantrasyonlarda uranyum, flor ve vanadyum içerirler. Fosfatlar organizmaların iskeletlerinde ve kavrıklarında çok az miktarda bulunuyor olsa da ornaizmalar için hayati öneme sahiptirler. Deniz suyunda genelde çözünmüş olarak bulunurlar ve ortofosfat olarak adlandırılırlar. Organizmalar tarafından absorbe edilmiş ve fosil yığılımlarındaki fosfat partikül fosfat olarak adlandırılırlar. Fosfat konsantrasyonu sahile/kıyıya yakın sularda özellikle haliçlerde ve körfez/koylardaki deniz sularında diğer yerler oranla çok daha yüksektir. Ayrıca anoksik (oksijensiz) sularda fosfat konsantrasyonu çok yüksektir.

Fosfatlar bir çok sedimanter kayada, çok az oranlarda da olsa, apatit, kemik parçaları ve koprolit (dışkı) olarak bulunurlar. Fosfatlar kayalar olarak pek bulunmazlar. Sedimanter fosfatlar genelde üç kategoride incelenirler. 1) genelde alttan üste doğru su içi akıntılarının yaygın olduğu ve organik üretkenliğin yüksek olduğu denizel ortamlarda gelişen nodüller veya tabakalı fosfatlar, 2) biyoklastik ve 3) var olan fosfat çökellerinin taşınır yeniden çökmesi sonucu oluşmuş fosfat çakılları.



Şekil 48. a) fosforitlerin oluşum bölgeleri/siyah alanlar, b) fosforit oluşum mekanizması (Tucker 1981)

3.5.1. Nodüller ve Tabakalı Fosforitler

Fosforitler genelde sedimantasyonun çok az veya göz ardı edilecek kadar az olduğu ortamlarda özellikle kıtasal şelflerin en uzak köşelerinde ve kıta yamacında ki yükseltilerin tepesinde fay bloklarının üzerinde ve su altı kanyonlarının yan taraflarında 60-300 m derinliklerde oluşurlar (Şekil 48). Nodüller genelde bir kaç cm çapında olup bazen metreler mertebesinde büyük olabilirler. Nodüllerin iç yapısı homojenden konsantriğe değişebilir. Bazen konglomertik ooidli veya pelletlidir. Fosfatlarla glakonit ve diğer ferromagnezitler birlikte bulunurlar.

3.5.2. Denizel Fosforitlerin Orijini

Denizel fosforitlerin oluşumunu kontrol eden en önemli iki etmen çok yavaş sedimantasyon hızı ve derinlerden gelen soğuk deniz sularıdır (Şekil 48). Yukarı hareket eden sular yüzey sularında yüksek organik üretkeliliğe ve phytoplankton büyümesine dolayısıyla deniz tabanının üzerini oksijensiz suların kaplamasına, tabanda fosfatca ve organik malzemece zengin sedimanların birikmesine, biriken sedimanların oksidasyonla bozuşmalarına engel olurlar. Bazen balıkların phytoplankton fazlalığı nedeni ile zehirlenip kitleler halinde ölmeleri ve deniz tabanında birikmeleri fosforit çökelimine katkıda bulunur. Organik malzemenin kimyasal olarak parçalanması sonucu fosfat açığa çıkar. Ortaya çıkan fosfat pelletler halinde çökeler veya silisli veya kalsitli kavkılar veya kireç çamuru ile yer değiştirirler (replacement) ederler. Fosforitlerin oluşumunda enlemlerin kontrolü vardır. Genelde tropik veya yarı tropik zonlarda kuzey ve güney yarı kürede 50°den düşük enlemlerde oluşurlar (Şekil 48).

3.6. ÇÖRTLER VE SİLİSLİ SEDİMANLAR

Çört kimyasal, biyokimyasal veya biyolojik olarak oluşmuş çok ince taneli silisli sedimalara verilen genel bir isimdir. Genellikle yoğun, çok sert, konkoidal kırılmaya sahip bir kayadır. Bir çok çört çok ince taneli silisden oluşup yapısında çok az yabancı malzeme içerir. Bazı çört türlerine özel isimler verilir. Örneğin, çakmaktaşı bazen çörtle eş anlamlı olarak kullanılırken jasper ismi genelde kırmızı renkli ve içersinde dağınık halde hematit içeren çörtlere verilmiştir. Porselenit ise üzerindeki sır tabakası olmayan porselene benzeyen ince taneli silisli kayalara veya opal içeren killi kayalara verilen isimdir.

Çörtler genelde üç değişik silis oluşumu içerirler, 1) mikrokristalen kuvars, 2) mega kuvars ve 3) kalsedon kuvars. Mikrokuvars genelde eş büyüklükte, bir 500 mikron veya biraz daha büyük boyutlardadır. Megakuvars druzikuvars olarak adlandırılır ve genelde kayaç içersindeki boşlukları dolduran çimeto şeklinde bulunur. Kalsedon kuvars ise birkaç on veya yüz mikron uzunluğundaki lifsi kuvarsa verilen isimdir. Lifler sık sık radyal halde olup kama şekilli yapılar oluştururlar.

Radyolarya, diatom ve bazı silisli sünger grupları kavkılarında veya iskeletlerini opalden yaparlar. Bir kaç on ile yüz mikron büyüklüğündeki bu tip fosillerin kavkılarının birikmesi sonucu tabakalı çört yatakları oluşur. Bu tip oluşumlar özellikle sedimantasyonun aşırı yavaş olduğu ortamlarda başka tü sediman oluşumunun olmadığı karbonatın duraylılığını kaybedip eridiği ortamında karbonat kompensasyon derinliğinin altındaki çok derin deniz ortamında ve abisal düzlüklerde görülürler. Bu nedenle jeolojik olarak özellikle radyolaritler ofiyolitlerle birlikte görülürler. Diatomitler ise gölsel ortamlarda da oluşabilir.

Çört Nodülleri/yumruları: Çört nodülleri genellikle bir karbonatlı kayaç içersinde gelişirler. Bazen özellikle sadece belli karbonat tabakaları içersinde gelişirler. Zaman zaman aynı tabaka içersindeki bodüller bir birleri ile temasta olup tabakalı çört görüntüsü verirler. Çört nodüllerinin oluşum mekanizması üzerinde bir çok tartışma vardır. Önceleri kabul edilen mekanizma bunların sulu ortamda küresel silika jelleri olarak karbonat sedimallerle birlikte sudan doğrudan çökeldiği ve zamanla taşlaştıkları yönünde idi. Günümüzde en yaygın olarak kabul edilen mekanizma bunların diyajenez sırasında silisin karbonatları eritip yerine çökeldiği (replacement) şeklindedir.

4. VOLKANİKLASTİK SEDİMANLAR

Tablo 13: Volkaniklastik tanelerin sınıflandırılması	
Volkaniklastik taneler (Tefra)	Volkaniklastik Sedimanlar
(püskürtülmüş lav) Bomba	Aglomera
Blok (püskürtülmüş katı madde) 64mm	Volkanik breş
lapilli 2mm	lapilli taş
kül 0.06mm	tuf } vitrik (camsı) litik kristal
toz	

içersinde eş yaşlı bir volkanizmaya bağlı olarak gelişmiş volkanik kökenli kayaç içeren sedimalara volkaniklastik sedimanlar denir. Daha önceden var olan volkanik kökenli kayaç parçaları içeren sedimaller volkaniklastik olarak değerlendirilemezler, bunlar litik (arenit, rudit) sedimanlar içersinde değerlendirilirler. Volkaniklastik kavramı için en önemli kriter sedimantasyon prosesinin volkanizma ile eş yaşlı olmasıdır.

Tefra tanımı, büyüklüğüne ve kimyasına bakmaksızın, volkan tarafından püskürtülmüş malzemeye verilen isimdir. Tefralar genelde magmanın kendisi tarafından üretilmiş olup genelde volkanik cam ve kristaller içerir. Tefra ayrıca volkanik püskürme sırasında magmetizmanın ve volkanizmanın içersinde olduğu ev sahibi (host) kayaç parçaları da içerir. Bunlar litik parçalar olarak adlandırılıp aksesuar

olarak değerlendirilirler. Tefra tane büyüklüklerine bağlı olarak volkanik toz ve kül ve lapilli olarak üç gruba ayrılır. Tamkatılasmamış magmatik kökenli iri parçalara **bomba** adı verilir. Bu parçalar püskürme sırasında havda dönerek hareket ettiklerinden dönmeye bağlı olarak içersinde burgaç vari dönme izleri oluşur ve elips şeklindedirler. Magma orijinli olmayıp, ev sahibi kayaktan türemiş iri parçalar ise **blok** olarak adlandırılır (Tablo 13). Tefraların bir çoğu pumis içerirler. Bu tip kayaçların porositesi %50'den fazladır. Bu tip kayaçlar eğer mafik kayaçlardan türemişlerse bunlar pumis yerine skorya olarak adlandırılırlar. Pumisın ufalanması cam parçalarının oluşmasına sebep verir. Cam parçaları bir çok volkaniklastik kayacın temel maddesini oluşturur ve mikroskop altında lunate (hilalimsi), Y-şekillidirler. Lunate parçaların konkav kısmı kırılmadan önce oluşmuş gaz boşluklarının iç kısmını gösterir. Y-şekli veya lunate cam parçaları daha çok felsik (asidik) kayaçlarda görülürken, mafik(bazik) kayaçlarda cam parçaları daha çok damla şeklindedir.

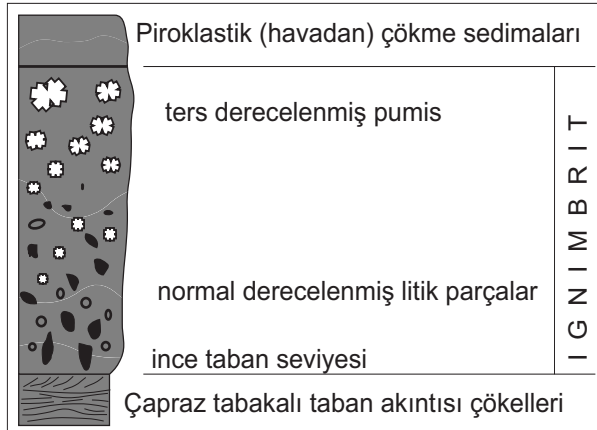
3.7.1. Piroklastik Çökeller

Piroklastik çökeller, volkanizma sonucu havaya püskürtülmüş malzemenin, havdan düşüp doğrudan çökmesi ile oluşmuş sedimalardır. Bir çok volkanik olay karada gerçekleştiği için bu tip kayaçlar karasal ortamlarda çöklerler. Fakat aynı işlem denizel veya gölsel ortamda da oluşabilir. Dolayısıyla piroklastik malzeme doğrudan suda da çökebilir. Piroklastik çökelelerin en önemli özelliği, volkanik kaynaktan uzaklaştıkça ve aşağıdan yukarıya doğru tane boyunun ve tabaka kalınlığının azalmasıdır. Bloklar ve bombalar, volan konisinin hemen yanında çöklerken, küller ve özellikle tozlar binlerce kilometre uzaklara kadar taşınabilirler. Her bir tabakada normal derecelenme (büyük taneler altta küçük taneler üstte) görülürken, bu durum pumis ve litik klastlar için tam terstir. Çökelinin sulu bir ortamda olması durumunda ise büyük pumis parçaları (bazen sudan daha hafif olmaları veya çok düzensiz şekilli olup suya zor batmaları sebebi ile) tabakaların en üstüne doğru çöklerler.

3.7.1. Volkaniklastik Akıntı Çökelleri

Volkaniklastik akıntı çökelleri iki türdür. 1) magmatik gazlar tarafından akışkanlaştırılmış ve ignimbritleri oluşturan akıntılar, 2) volkanik tüf tarafından buhar veya ısıtılmış havanın yarattığı akışkanlıkla eğim aşağı olan akıntılar.

3.7.1.1. İgnimbritler



Lav içersindeki gazların serbest kalması ve volkanik malzeme içersinde hapis kalmış havanın ısıtılmış havanın yukarıya doğru hareketi tanelerle beraber oluşan sıcak gazlar bir tür akışkanlaşmış akıntı yaratırlar. Bu akıntılar düz bir yüzeyde bile yüzlerce kilometre hareket edebilirler. Bu tip akıntılar ignimbritlerin oluşmasına neden olurlar (Şekil 49). İgnimbritler genelde homojen görünüşlü, külleri kötü boylanmalıdır. İçlerindeki litik parçalar normal derecelenmeli, pumis ise ters derecelenme gösterebilir. Çoğunlukla içsel stratifikasyon (tabakalanma) göstermezler. İgnimbritler genelde oluştuklu ortamda daha önceden var olan vadi ve tepeleri izlerler.

Şekil 49. İdeal bir ignimbrit iç yapısı

İgnimbritler tipik olarak asit magma kökenli olup zaman zaman riyolitik lavlardan ayrılmaları çok

zordur. İgnimbritler çökeldikten sonra hala sıcak olan taneler sıcaklığın etkisiyle bir birlerine yapışıp (kenetlenip) yoğun bir yapı kazanırlar. Taban ve tavan kısımlarında ısı kaybı daha yüksek olduğu için kenetlenme daha düşük olup porosite iç kesimlere göre çok daha yüksektir.

3.7.1.2 Taban Akıntı (Base Surge) Çökelleri

Taban akıntı çökelleri, magmanın su ile etkileşime girdiği ortamlarda oluşurlar. Taban akıntısı, hızla hareket eden turbulente piroklastik malzeme, gaz (buhar) ve su karışımıdır. Taban akıntı çökellerinin en önemli ayırıcı özelliği stratifikasyon oluşturmaları ve değişik çapraz ve düzlemsel tabakalanma göstermeleridir. Bu tip çökellerde çok yüksek akıntılarda oluşan antidune çapraz tabakalanması da yer yer görülür. Tabaka kalınlığı ve tane boyu kaynaktan uzaklaştıkça ve aşağıdan yukarıya azalır. Maksimum tabaka kalınlığı genelde 1 metre civarındadır. Akıntı sırasında sıcak ve ıslak lapilli ve külün

bir çekirdek etrafında yığılması sonucu yığılım (accretionary) lapillisi gelişebilir. Taban akıntısı çökeltileri genelde göllerin bulunduğu maarlarda sıkça görülürler.

3.7.1.3 Lahar Çökelleri

Laharlar veya volkanik çamur akıntıları bir çok karasal volkanların yamaçlarında görülürler. Çok yoğun yağmur yağması sonucu, iyice konsolide olmamış (sıkışıp duraylı hale gelmemiş) volkanik kül ve tozların eğim aşağı hareketi soğuk laharları oluşturur. Tüf veya tozların bir göl veya krater gölü içersine püskürtülmesi daha sonra oluşan çamurun eğim aşağı akması sonucu sıcak laharlar oluşur.

3.7.2. Hyaloklastikler/Camsıklastikler

Püskürmüş lav su ile temasa ettiğinde dış yüz aniden soğur ve büzülür. Büzülmeye bağlı olarak lav çok ince tanelere ayrılır. Ayrılma nedeni ile su daha iç kısımlara kadar ilerleyebilir ve daha fazla malzemenin parçalanmasına sebep olur. Lav akmasını sürdürdükçe bu işlem daha büyük bir boyut alır. Bu mekanizma il oluşmuş volkaniklastik sedimanlara hyaloklastikler veya sulu tüfler denir. Bu tip tüfler lavın su ile temas ettiği tüm ortamlarda oluşabilir. Ayrıca su ortamına püskürmüş lav içersinde lav içersindeki gazların salınması nedeni ile lav içersinde gaz boşlukları oluşur. Oluşan parçalar genelde bir kaç mm ile cm büyüklüğündeki cam parçaları ve kıymıklarıdır. Su içersinde oluştuklarında bu parçalara altere olurlar ve palagonite dönüşür ve zeolit veya kalsit çimento ile çimentolanırlar. Bir çok hyaloklastik stratifikasyon ve boylanma göstermezler. Bazen sığ sularda dalgaların taşınması sonucu kırıntılı kayalarda olduğu gibi bazı sedimanter yapılar gelişebilir. Ayrıca, çok daha derinlere akıntılar veya slumplar sonucu taşınıp dereceli tabakalar oluşturabilirler. Çok daha derin sularda, içsel gaz basıncının dışardaki su basıncını geçtiği ortamlarda parçalanma çok daha hızlı ve aniden olur, bu proses de yastık lavlardan çok küçük boyutlara değişen parçalardan oluşan volkanik breşlerin oluşmasına neden olur. Hyaloklastikler ve yastık lavlar su altı volkanizmasının en iyi göstergeleridirler.

Yararlanılan Kaynaklar

- Tucker, M.E. 1981. *Sedimentary Petrology an introduction*:Blackwell Sci. Publ.
Reading, H.G. 1982. *Sedimentary environments and Facies-II*. Elsevier Publ. Co.
Boggs, S. Jr. 1987. *Principals of Sedimentology and Stratigraphy*. Merrill Publ. Co.
Mial, A.D., 1996. *The Geology of Fluvial Deposits*. Springer Verlag, New York. 586 pp.