



SEDİMANTOLOJİ

DERS NOTLARI

Prof. Dr. Faruk Ocakoğlu

Eskişehir Osmangazi Üniversitesi
Jeoloji Mühendisliği Bölümü

Şubat 2012

SEDİMANTOLOJİ DERSİ^{#1}

AKIŞ PLANI

- | | |
|---|--------------------------|
| 1- Bir Bilim olarak Sedimantoloji
Sedimantoloji bilimi ne işe yarar?
Diğer bilimlerle ilişkisi nedir?
Hangi kaynaklardan beslenerek nasıl gelişmiştir?
Hangi yöntem ve araçları kullanır? | 1. HAFTA |
| 2- Yeryüzündeki bozunma süreçleri, ürünleri ve sediman taşınması
Bozunma ve topraklar
Suüstünde bozunma süreçleri
Fiziksel süreçler
Kimyasal süreçler
Sualtında bozunma süreçleri | 2. HAFTA |
| 3- Sedimanter kayaçların bileşimi, sınıflanması ve kökeni
Silisiklastikler
Karbonat sedimanter kayaçlar
Diğer kimyasal, biyokimyasal ve karbonlu sedimanter kayaçlar | 3. HAFTA |
| 4- Sedimanter yapılar | 4. HAFTA |
| 5- Alüvyal Yelpaze Sistemleri | 5. HAFTA |
| 6- Akarsu Sistemleri | 6. HAFTA |
| 7- Delta Sistemleri | 7. HAFTA |
| 8- Kıyı Düzlükleri ve Engel Adaları | 8-9.
HAFTALAR |
| 9- Şelf Ortamları | 10. HAFTA |
| 10- Denizaltı Yelpaze Sistemleri | 11. HAFTA |

İZLENECEK TEMEL DERS KİTABI VE DERS NOTLARI:

Principles of sedimentology and stratigraphy, Sam Boggs, JR, 1995. İkinci baskı
Kırıntılı Kayaçlar Sedimantolojisi, Doç. Dr. A. Sami Derman, 2004, Ders Notları

DAHA FAZLA OKUMAK İÇİN KİTAPLAR:

- 1- Sedimentary environments and facies, H.G. Reading
- 2- Sedimentologie, Herve Chamley
- 3- Sand and sandstones, 2. Baskı. Pettijohn et al.1987.

^{#1} Principles of sedimentology and stratigraphy (Sam Boggs) adlı ders kitabının bazı bölümlerinin tarafımdan yapılan çevirisidir. Ender olarak benim yaptığım eklemeleri içerir.

2. SEDİMANTOLOJİ BİLİMİ NE İŞE YARAR? DİĞER BİLİMLERLE İLİŞKİSİ NEDİR?

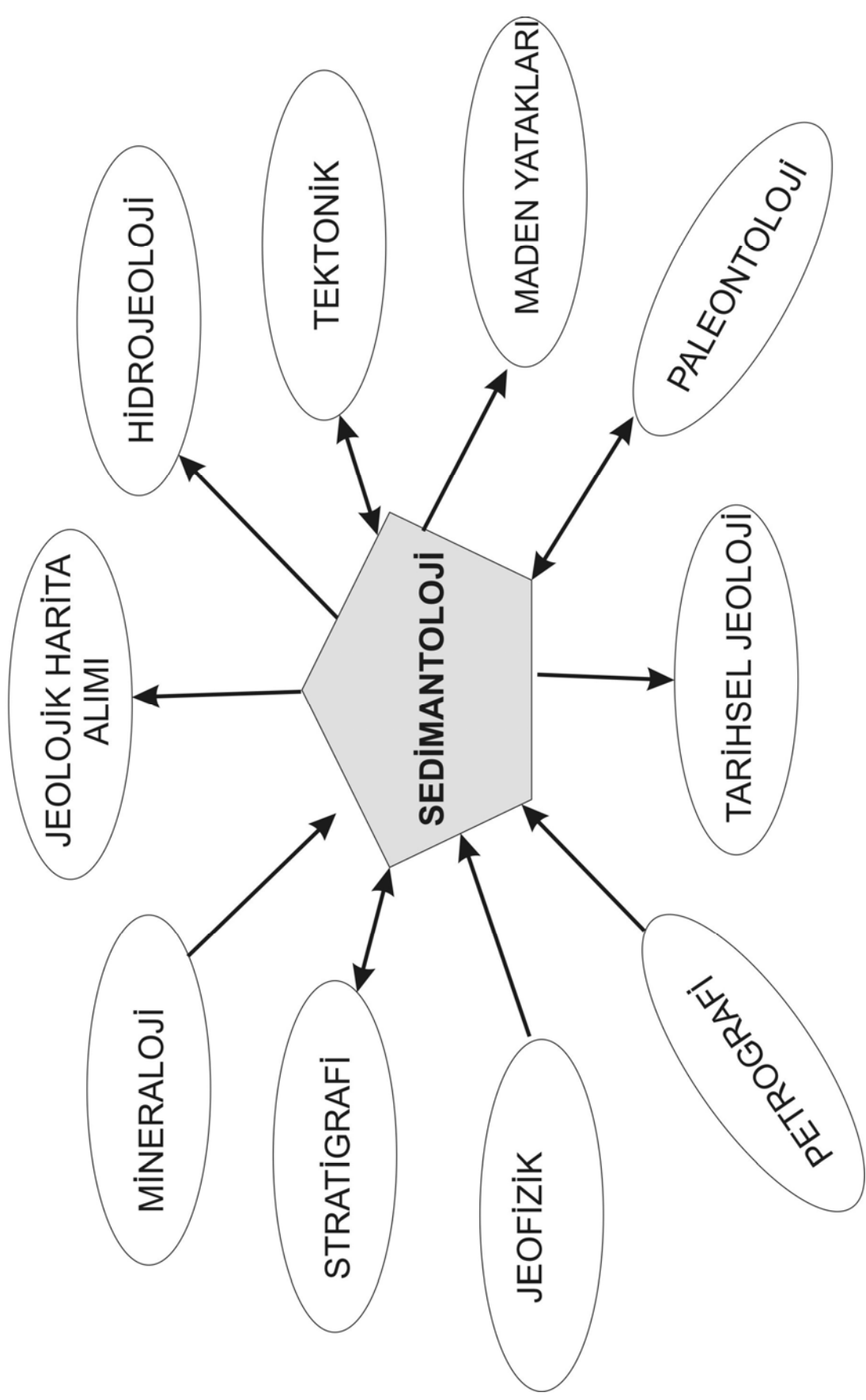
Yerkabuğunu oluşturan her tür kayaç kendine özgü bilgileri içerir. Sözelimi metamorfik kayaçlar (pek kullanılmayan Türkçe ifadesiyle başkalaşım kayaları) belli bir coğrafyada kayaçların başkalaşım koşullarıyla bunların zaman ve mekan içindeki değişimlerinin ipuçlarını, izlerini kapsarlar. Magmatik kayaçlar doğrudan ulaşılması imkansız kabuğun ve hatta üst mantonun derinliklerinden oraların basınç ve sıcaklık koşullarıyla jeokimyasını yansıtacak bilgilerle yüklüdürler.

Yeryüzünün dörtte üçünü kapsayan sedimanter kayaçlar (ki bunlar aynı zamanda bir kısım metamorfik ve magmatik kayacın da ilksel kayaçlarıdır) böylesine büyük yayılımları ve yüzeyde (denizaltında, karada, bazen buzullarda olduğu gibi yüksek dağlarda, ama mutlaka yerkabuğunun yüzeyinde) oluştuklarından yeryüzü koşullarını yansıtan bilgileri kapsamaları yüzünden dikkatimizi çekerler. Öte yandan her jeolojik çalışmanın nihai amacını oluşturan yer “tarihinin aydınlatılması” açısından sedimanter kayaçların diğer kayaçlar arasında pek özel bir konumu vardır. Sedimanter kayaçların dokularını, yapılarını ve onlar içerisinde korunan (hatta bazan kayacın tamamını oluşturan) fosilleri inceleyerek bir jeolog geçmiş jeolojik zamanlardaki iklimleri, okyanusal koşulları ve ekosistemleri, (belkide çoktan silinip süpürülmüş) eski kıtaların ve yüksek dağ silsilelerinin konumlarını, eski fay zonlarını ortaya çıkarabilir. Şu halde sedimanter kayaçların incelenmesi (geniş anlamda sedimantoloji çalışmaları) paleoklimatoloji, paleocoğrafya, paleoekoloji ve paleoöşeonografi (eski okyanus şekillerini inceleyen bir dal) bilimlerinin temelini oluşturur.

Çoğu sedimanter kayaç ekonomik öneme de sahiptir. Petrol ve doğal gazla kömür sedimanter kökenlidir ve sedimanter kayaçlar içinde bulunurlar. Nükleer yakıt olarak kullanılan Uranyum ve Toryum, ancak sedimanter kayaçlar içerisinde zenginleşmiş olarak yataklanır. Yaşadığımız çağda inşaat sektöründen gıdaya metalurjiden cam ve seramiğe kadar günlük yaşamımızın bir parçası olan pek çok sektöre girdi oluşturan endüstriyel hammaddelerin yine önemli bir kısmı (yalıtım killeri, kireçtaşı, jips, pomza, dolomit, sepiyolit, bor tuzları ilk akla gelenler) sedimanter süreçler sonucu oluşurlar.

Şu halde **sedimantoloji**, yukarıda sıralanan nihai hedeflere yönelik olarak sedimanter kayaçların ve sedimanların (yani henüz kayaca dönüşmemiş gevşek malzemenin) sınıflanması, kökenlerinin incelenmesi ve yorumlanması çalışmalarıyla ilgilenir.

SEDİMANTOLOJİ BİLİMİNİN DİĞER BİLİMLERLE İLİŞKİSİ



Sedimentoloji, yerbilimleri yelpazesi içindeki diğer dallarla farklı yoğunlukta ilişki düzeyine sahiptir. En temel ve dolaysız ilişkisi sedimanter kayaçların içinde çökdikleri “sedimanter havza” adı verilen çökel alanlarının boyut, geometri, ve tektonik yerleşimini belirleyen **Global Tektonik**’ledir (Levha Tektoniği de deniyor). Global tektonik yerkabuğunu oluşturan “levha” adı verilen litosfer parçalarının birbirine göre hareketleri sonucunda sedimanter havzaların oluşumlarını sağlar; havzaların evrimini büyük ölçüde belirler.

Stratigrafi, basitçe ve genel olarak tabakalı kayaçlar bilimi, halen yer yer sedimentolojiden kesin olarak ayıramayacak bir daldır. Genel olarak söylenebilir ki, sedimentoloji, sedimanter kayaçların fiziksel (doku, yapı ve mineralojileri), kimyasal ve biyolojik özellikleriyle ve bu özellikleri oluşturan süreçlerle ilgiliyken, stratigrafi tabakaların ve tabaka istiflerinin yaş ilişkileriyle; yerel ve dünya ölçekli korelasyonlarıyla ve jeolojik kayıta tabakaların zaman dizinsel (kronolojik) düzenlenmesiyle ve stratigrafik düzeyiyle ilgilidir.

Sedimentoloji, özgün sorunlara çözüm aranırken jeokimya, mineraloji ve jeofizik bilimlerinin temel ilke ve yöntemlerinden yarar sağlar. Tabakalı kayaçlar içerisinde önemli bir yer tutan volkanik kayaçlar ve volkanik yapılarla ilgilenen volkanoloji bilimi sedimentolojik prensipleri yoğun olarak kullanır. Böylece kırıntılı volkanik kayaçların (yani piroklastik kayaçların) taşınma ve çökeltme süreçleri daha iyi anlaşılır hale gelir.

Jeomorfoloji, sedimentolojinin hedeflerinden biri olan sedimanter süreçlerin ve giderek paleocoğrafyanın anlaşılmasında sedimentoloji bilimiyle pek yakın bir ilişkiye sahiptir. Sedimentoloji ve jeomorfoloji birlikte fiziksel yüzey süreçlerinin tam bir resmini oluştururlar.

Paleontoloji, fosiller sedimanter kayaçların hem hacimce hem de taşıdıkları bilgi açısından önemli bir bileşeni olduklarından paleocoğrafya ve paleoekolojinin belirlenmesinde sedimentoloji ile yakın ilişki içindedirler.

Son olarak sedimentoloji bilimiyle insan toplulukları arasında doğal afetlerde ortaya çıkan ilişkiler mevcuttur. 1998 yılının bahar aylarında bütün Karadeniz bölgesini etkileyen güçlü yağışlar (klimatoloji), izleyen seller ve münferit heyelanlar sedimanter süreçlerin (sedimanların taşınması ve çökeltmesi süreçlerinin) yerleşik yaşama etkilerini gösterdi. 1999 yılında Marmara bölgesinde gerçekleşen iki büyük deprem belirli niteliklere sahip sedimanter kayaçların, zemin mekaniği

anlamında dayanımsız veya sıvılaşmaya uygun olmaları yüzünden –başka toplumsal nedenlerle birlikte- ülke çapında etki yaratan afetlerin ortaya çıkmasına yol açtı.

Hangi kaynaklardan beslenerek nasıl gelişmiştir?

1950’li yıllara kadar bugün sedimantoloji biliminin kapsamındaki geniş bir alan stratigrafi biliminin karasuları olarak değerlendiriliyordu. 1960 tarihli bir ders kitabında¹ “tabakalı ve sedimanter kayaçların incelenmesi ve yorumlanmasıyla ve tabakalı kayaç birimlerinin belirlenmesi, tanımlanması ve korelasyonlarıyla ilgilenen jeoloji dalı” olarak tanımlanıyordu. 1955 tarihinde 2. Baskısı yapılan Maurice Gignoux adlı Fransız araştırmacının ders kitabında² sedimantoloji sözcüğüne rastlanmadığı gibi bugün anladığımız anlamda (ayrıntılı fasiyes tanımları, buradan hareketle süreç ve çökeltme ortamı yorumları) sedimantolojinin varlığı gözükmemektedir. Yerine, sınırlı litolojik tanımlamalar ve paleontolojinin ortam yorumlarında baskın olarak kullanılması sözkonusudur. Daha da eskilere gidildiğinde 1932 tarihli Amadeus W. Grabau’nun (Çin Jeoloji Kurumu şef jeoloğu ve Ulusal Pekin Üniversitesi hocasıdır) Principles of Stratigraphy³ adlı ders kitabında tabakalı kayaçların kökenlerinin (oluşumlarının) incelenmesine *stratigrafi* adı veriliyor. Bu kapsamlı ders kitabında değişik çökeltme ortamlarına ve bunların sedimanlarına ilişkin güncel gözlemler ve eski çökellere ilişkin çoğunlukla deskriptif saptamalar bulunuyor.

Bir kaç istisnası bulunmakla birlikte⁴, modern sedimantolojinin Kuenen ve Migliorini (1950)’nin türbidit akıntılarının oluşturduğu dereceli tabakalanma üzerine makalesiyle başladığı söylenebilir. Bu zamana kadar Daly (1936) denizaltı kanyonlarının türbidit akıntılarının aşındırmaları sonucu ortaya çıkabileceğini ileri sürmüştü. Kuenen de laboratuvarında yaptığı kanal deneyleriyle türbiditlerin çökeltimlerini incelemiştir. Böylece doğan türbidit kavramı zaten uzun zamandır Alpler’deki fişler üzerinde çalışan jeologlarca dereceli tabakaların taşınması ve çökeltmesini açıklamak için kullanıldı. Derin deniz çökelleriyle ilgili türbidit modelini Allen’in 1965 yılında ileri sürdüğü Alüviyal istiflerle ilgili modeli izledi.

1980’lerin başına kadar geçen 20-25 yılda sedimanter kayaçların yapısı, dokusu ve bileşimleri üzerine yapılan çalışmalar hacimli bir veri tabanının oluşmasını sağladı. Verilerin kaynağı doğrudan

¹ Stratigraphic Principles and Practice, 1960, Geoscience series, J. Marvin Weller.

² Stratigraphic Geology, Maurice Gignoux (Fransızca’dan İngilizceye çeviri)

³ Principles of Stratigraphy, Amadeus W. Grabau.

⁴ Sorby (1859, 1879) adlı araştırmacı tabakalı kayaçların oluşumu sırasında akıntılarının yarattığı yapıları ve ayrıca kireçtaşlarının yapılarını inceliyor. Ondan çok daha önce 1788’de meşhur kimyacı Antoine Laurent de Lavoisier, bilimler akademisine deniz tarafından çökeltilen güncel yatay tabakaların oluşumu ile ilgili bir çalışmasını sunuyor.

gözlemler ve sedimanter süreçlerin laboratuvarındaki deneyler vasıtasıyla anlaşılması oldu. Bunlara ek olarak, araştırmacılar arazide gözlediklerini özel süreç ve ortamlara ait model öngörüleriyile sürekli karşılaştırdılar. Böylelikle modeller, bugün güncel çökeltme ortamlarında gözlenen olguları kapsayacak bir olgunluğa ulaştı. Doğrudan izlenemeyen süreçler ise (örneğin derin denizel ortamlardaki süreçler) jeofizik türünden dolayı yöntemlerle değerlendirilerek modellere dahil edildi.

1980'lere gelindiğinde (hatta 1977'de) sedimantolojiyi yakından ilgilendiren iki kavram, **sismik stratigrafi** ve **sekans stratigrafisi** icat edildi. Sekans stratigrafisi sayesinde sedimanter çökellerin birbiriyle olan yatay ve düşey geçişleri daha sağlam bir zeminde kuramsallaştırıldı ve öngörü temeline oturtularak hidrokarbon aramalarında etkin bir şekilde kullanılmaya başlandı. 80'li yıllar boyunca da, arka planda bir kaç özel ortama ilişkin (akla ilk gelenler kaba taneli deltalar “fan-deltalar” ve fırtına çökelleri) modeller geliştirildi ve genel olarak tüm çökeltme ortamlarıyla ilgili modeller oldukça incelmış (rafine) hale getirildi.

2000'li yıllara gelindiğinde, dünyanın dört bir yanında deniz seviyesi değişiminin jeolojik kayda yansımaları, özellikle yüksek frekanslı çevrimlerin jeolojik kayıta ayırtlanmaları, yerin yakın ve uzak geçmişindeki iklim durumları, ve tektonik ve sedimantasyon arasındaki ilişkilerin sedimanter kayıta algılanması üzerine sedimantolojik çalışmalar olanca hızıyla devam ediyor.

Sedimantolojik Çalışmalarda Yöntem

Sedimanter kayaçlar kökenleri itibarıyla büyük çeşitlilik sunduklarından ve bir sedimantolojik çalışma farklı amaçları hedefleyebileceğinden genellikle bir tek ayrıntılı ve vazgeçilmez sedimantolojik yöntemden söz edilemez. Yine de basit olmakla birlikte genel geçer şu adımların izlenmesi sözkonusudur.

1- Gözlem: Arazi çalışmalarının çekirdeği

İlk aşamada bir sedimanter kayacın fiziksel özelliklerinin (çalışma amacının zorladığı ayrıntıda) belirlenmesi gerekir. Bu adımın kalitesi büyük ölçüde **gözlemcinin ne aradığını bilmesine**, incelenen kayaçlar üzerine literatür bilgisine, uzam (3 boyutlu) kavrayış yeteneğine ve sorgulayıcı davranabilme ölçüsüne bağlıdır. Ayrıntılı jeolojik harita alımı, şematik el çizimleri, hava fotoğraflarını asgari değerlendirme kabiliyeti bu aşamada oldukça önemlidir. Gözlenecek fiziksel özellikler oldukça çeşitlidir (Tane boyu ve litoloji, gözeneklilik, renk, tabakalanma, hidrodinamik

şekillendirme ile ilgili sedimanter yapılar, hidrodinamik aşındırma ile ilgili sedimanter yapılar, fosiller, biyojenik sedimanter yapılar).

2-Örnekleme Planı: Hangi amaçla nasıl örnekleme yapılır?

İncelenen bir sedimanter istiften değişik nedenlerle örnek almak gerekebilir. Örneğin arazide el örneği düzeyinde tanınamayan kayaçların kesin tanımlamasının yapılabilmesi için petrografik amaçlı ince kesit veya kimyasal/optik analiz için örnekleme yapılabilir. Bu amaçlarla yumruk büyüklüğünde (1 kg kadar) taze bir örnek yeterlidir. Özellikle kaba tanelilerin bulunmadığı istiflerde kumtaşı bileşenlerinden itibaren kaynak bölgedeki kayaç türlerinin belirlenmesi için petrografik amaçlı örnekleme yapılabilir. Böyle bir çalışmada kumtaşı bileşenlerinin yanı sıra kayacın nokta sayımı vasıtasıyla tane boyu dağılımının belirlenmesi sayesinde taşınma süreçlerine ilişkin bazı yaklaşımlar da yapılabilmektedir.

Sedimanter istiflerde en yaygın örnekleme biyostratigrafik amaçla gerçekleştirilir. Bu yolla incelenen istifin yaşı ve istifteki fosillerin zamanla değişimi ortaya çıkarılmış olur. Biyostratigrafik amaçlı örneklemenin niteliği incelenecek fosil türüne göre değişir. Nanoplankton amaçlı örnekleme bir kibrit kutusu büyüklüğünde olması yeterliyken pelajik ve bentik foraminiferler için bir kaç kilogram, mikromemeli fosilleri (jeolojik devirlerde yaşamış fare, sincap türünden memelilerin kemik ve dişleri) için ise 100'lerce kilografa ulaşan yıkama örneği almak gerekebilir.

Karbonat kayaçlarının çökelme ortamlarının ve bazı diyajenetik özelliklerinin belirlenmesinde kayaç dokusu önemli bir yer tutar. Karbonat istiflerinin sistematik örnekleme ve bunların ince kesit altında değerlendirilmesiyle bir karbonat istifini oluşturan ortamların zaman içinde değişimlerini ortaya koymak mümkün olur. Bu amaçla alınacak örneklerde yumruk büyüklüğünde ve taze olmalıdır.

Kil minerali özelliklerini ve vitrinit yansımalarını bir kesit boyunca sistematik örnekler üzerinden ortaya koymak suretiyle petrol aramacılığında oldukça önem taşıyan Isıl (termal) havza olgunluğu konusunda bazı yorumlar yapılabilir. Bunun için 1kg kadar taze örnek yeterlidir.

Arazideki sedimanter kayaçlardan yönlü olarak alınmış karot örnekleri üzerinde yer manyetik alanının geçmiş jeolojik devirlerde terslenmelerinden yararlanarak (Manyetostratigrafi) yaş tayini yapılabilmektedir. Bunun için özel matkaplar kullanılır.

Son olarak Uranyum, Toryum, Karbon, Rubidyum gibi duraysız radyonüklidleri bulunan bazı elementlerin yarılanma ömürlerinden yararlanılarak radyometrik yaş tayinleri yapılabilmektedir. Bu yöntem sedimanter kayaçlarda özellikle organik çamurlarla volkanik kayaçlara (tuf ve lavlara) uygulanırlar. Örnek miktarı kullanılacak radyonüklide göre değişir. Radyokarbon analizi için çok az (gr mertebesinde) örnek yeterliyken Diğerleri için 2 kg kadar taze örnek alınmalıdır.

3-Sedimantolojik logların hazırlanması

Bir stratigrafik kesit üzerinde yapılan ayrıntılı sedimantolojik gözlemlerin sözlü olarak kaydedilip bilimsel iletişimde kullanılması genellikle iyi sonuç vermeyecek etkin olmayan bir yöntemdir. Bunun yerine arazide yapılan bütün gözlemlerin bazı kodlar ve özel simgeler kullanılarak ölçekli bir şekilde çizilmesi sedimantoglar arasında yaygın olarak kullanılan bir yöntemdir. Sonuçta ortaya çıkan ürünün (ki buna **grafik sedimantolojik log** deniyor) bugün için genel kabul gören bir standardı yoktur ve olmasına da ihtiyaç bulunmuyor. Bir sedimantolojik logun açıklamalarını kendi içinde bulundurması, gereksiz bilgileri içermemesi yeterlidir.

4- Fasiyes Analizi

Bu aşama, gözlemleri çalışmanın nihai aşaması olan yorumlara götürecektir kritik bir aşamadır. Gözlenen ögeler, fasiyes ya da litofasiyes adı verilen, her biri ayrı bir çökeltme olayına tekabül eden çekirdek birimlere ayrılır. Bu çekirdek birimlerin (litofasiyesler) ardıl ve anlamlı dizilimiyle fasiyes birlikleri ya da fasiyes modeli oluşur ki, bunlar bir çökeltme ortamına karşılık gelir.

5- Havza haritalama yöntemleri

Bir havzanın nasıl dolduğunu, havza evrimi süresince çökeltme ortamlarının zaman ve mekan içindeki değişimini ortaya koymak için değişik türden haritalar oluşturulur. Bunlardan bazıları yapısal ve stratigrafik verilere göre oluşturulur (örneğin yapı ve izopak “eşkalınlık” haritaları). Şimdiye değin sıralanagelen sedimantolojik çalışmaların ürünü olarak ta değişik türden litofasiyes haritaları oluşturulur ki bunlar gerek havzanın sedimanter evriminin anlaşılmasında, gerekse yeraltı kaynaklarının (özellikle hidrokarbonların) araştırılmasında oldukça önemli bilgiler içerirler.

2. YERYÜZÜNDEKİ AYRIŞMA SÜREÇLERİ, ÜRÜNLERİ VE SEDİMAN TAŞINMASI

Bozunma kimyasal, fiziksel ve biyolojik süreçleri içerir. Bu süreçlerin etkinliği coğrafyadan coğrafyaya değişmekle birlikte kimyasal süreçler dünya çapında daha baskın olarak izlenir.

En genel anlamda bozunma (ing. weathering) yerin farklı derinliklerine gömülen değişik türden kayaların yapısal kuvvetlerin etkisiyle ve üzerindeki örtünün aşınmasıyla yüzey koşulları altında dönüşüme uğramaları (kayaç partiküllerinin serbestleşmesi, bazı elementlerin çözünmesi, varolan minerallerin kısmen ya da tamamen bozunması, yeni minerallerin oluşması) sürecidir. Yüzey koşullarında gerçekleşen bozunmayı bir kayacın fiziksel ve kimyasal yollarla, çoğunlukla hidrotermal çözeltilerin etkisiyle) mineralojik bileşiminde meydana gelen değişim anlamına gelen “*alterasyon*”la (dar anlamda) karıştırmamak gerekir.

Bozunma, bir yeryüzü parçasının sedimenter evriminin anlaşılması açısından büyük önem taşır. Öncelikle bozunma aşınma sürecinin erken başlangıcı olarak düşünülebileceğinden jeomorfoloji, dolayısıyla sedimantoloji açısından önem taşır. Bozunma, ürünleri ya paleosol (eskitoprak)’lerde olduğu gibi doğrudan jeolojik kayda geçtiğinden, ya da bazı ajanlarla havzalara taşınarak sedimenter istifleri oluşturduklarından sedimantolojinin önemli bir konusunu oluşturur. Özellikle kimyasal bozunmanın mekanizması ve karakteri, jeolojik kayıttan yola çıkarak paleoklimatik yorumlar yapacak bir sedimantoloğun mutlaka bilgi sahibi olması gereken bir alandır.

2.1. Yüzeysel Bozunma Süreçleri

Fiziksel Bozunma

Kayacın belirgin bir mineralojik veya kimyasal değişim geçirmeksizin değişik nedenlerle daha küçük parçalara ayrılması sürecidir. Süreç, sıcaklık ve nemlilik farklarının büyük olduğu bölgelerde yaygındır. Bunun dışındaki alanlarda kimyasal bozunmayla birlikte ortaya çıkar.

Fiziksel bozunmanın nedenleri ve mekanizmaları aşağıda verilmektedir.

Buz kaması gelişimi: Suyun tekrar tekrar donup yeniden eridiği subarktik iklimlerde (Kanada, kuzey ABD, kuzey Avrupa ve eski SSCB’nin büyük kesimi) en önemli fiziksel süreçtir. Kayaların çatlak ve gözeneklerini dolduran su +4 °C’de donduğunda hacminde %9’luk bir artış ortaya çıkar ve böylece açığa çıkan basınç en güçlü kayaların bile kırılmasını sağlayabilir. Donmanın kayaç üzerinde kırılma etkisi yaratabilmesi için donma ve çözülmenin defalarca tekrarlanması gerekir. Bu süreç sonuçta iri, köşeli blokların gelişmesine yolaçar. Ancak granit türünden iri bileşenli

kayaçlarda bileşen boyu ölçeğinde ufalanma gözlenebilir. Dayanımı az, mikroçatlakları bolca içeren kayaçlar donma ve yeniden erimeden en çok etkilenirler.

Gece ile gündüz arasındaki sıcaklık değişimleri yüzünden gelişen kırılanma, üzerinde halen tartışmaların sürdüğü bir konudur. Burada sıcaklık değişimleriyle kaya kütlelerinde ortaya çıkan genleşme ve büzülmenin de tane sınırlarındaki bağları zayıflattığı, bu yolla kayaçların daha kolay dağılılabılır bir hale geldiği ileri sürülmektedir. Griggs (1936)'in laboratuvar deneyleri 244 yıl boyunca gerçekleşecek genleşme ve büzülmenin etkisini temsil etmek üzere 110 °C sıcaklık aralığında yapılmış, ve burada suyun olmaması durumunda pek az bir ayrışma gözlemlenmiştir. Daha sonra 1969'da Ollier, Griggs'in deneyinde kullanıldığı örneğin sınırlandırılmamış olduğunu, halbuki doğadaki örneklerin bir boyutu dışında (havaya açık kısmı) sınırlandırdıklarını, bu yüzden genleşme ve büzülmenin etkisinin Griggs'in tahmininden daha büyük olacağını belirtmiştir. Ayrıca Griggs deneyinde olayın zaman boyutunu karşılamak üzere kullanılan geniş sıcaklık aralığı yerine doğadakine benzer şekilde sık aralıklarla tekrarlanan genleşme ve büzülmenin daha etkin bir ufalanmaya da yol açabileceği belirtilmektedir.

Çöl ortamlarındaki yüksek sıcaklıklar da gözenek ve çatlaklarda *tuzların kristalleşmesine* yol açtığından, kristal büyümesi sonucu ortaya çıkan basınç sonucu bir fiziksel ufalanma gerçekleşebilir. Özellikle yarı kurak iklim alanlarında, deniz kıyılarına yakın tuz düzlüklerine (bunlara arapça kökenli bir kavram olarak "*sabka*" deniyor) yakın ana kayalarda geceleyin ortamdaki tuzlu nem kayaçlar üzerinde yoğunlaşır, gündüzleyin de buharlaşarak tuzun oluşumuna hedef olur. Sonuçta tuz kristalleşmesiyle ilgili bir kırılanma ortaya çıkar.

Kil mineralleriyle diğer bazı minerallerin *hidrasyonu* (yapılarına su moleküllerini almaları) sonucu hacimsel genişlemeleri ile çevre kayaçlarda bir fiziksel ufalanma oluşabilir.

Biyotit ve plajyoklazların *kil minerallerine dönüşmeleri* ile ortaya çıkan hacimsel değişim sonucu kayaçlarda kırılanma ortaya çıkabilir.

Bitki kökleri ve liken (yosun) benzeri biyolojik organizmalar da üzerinde geliştikleri kayaçların ufalanmasına yolaçabilirler.

Heyelanlar sonucu kayan kütlelerin momenti (kütlesi ve hızı) yüzünden ana kayaçlar ufalanabilir. Bütün bu fiziksel bozunma süreçleri sonucu ortaya çıkacak fiziksel bozunma ürünlerinin tane boyunu sürecin nüfuz gücü/sertliği ile anakayacın tane boyu ile çimentolanma derecesi ve kayacın bünyesindeki büyük ve kılcal çatlakların bolluğu belirler. Genel olarak ince bileşenli kayaçlar (ince bileşenli sedimanter kayaçlar, metamorfik ve volkanik kayaçlar) iri bloklar vermek eğiliminde iken iri bileşenli kayaçlar (plütonik kayaçlar, iri taneli sedimanter kayaçlar) bileşenleri büyüklüğünde ufalanmaya uğrarlar.

Kimyasal Bozunma

Yerkabuğu üzerinde fiziksel bozunmadan çok daha yaygın olarak gözlenir ve ondan farklı olarak kayacın kimyasal ve mineralojik bileşiminde değişim yaratır. Kimyasal bozunma, aşınmayla yüzeye çıkmış kayaçların yüzey kimyasal koşullarıyla denge haline gelmesi ihtiyacından ortaya çıkar. Süreçte başlıca su ve çözülmüş atmosferik gazlar (oksijen ve karbondioksit) rol oynar. Bunlar kayacın bileşeni olan minerallerle etkileşerek onları çözüdürür. Ana kayaya ait bileşenlerin bir kısmı çözünerek sıvı çözeltilerle uzaklaştırılarak geriye yeni yeni mineral oluşumları ortaya çıkar. Kayaçtaki kimyasal değişimler fiziksel bozunma süreçleri ile el ele çalışarak orijinal kayaç dokusunu bozarlar. Bu kimyasal uyum (adaptasyon) süreci sonunda ikincil mineral oluşumlarıyla kimyasal bozunmaya dayanıklı tanelerden oluşan bir gevşek kalıntı (ing. Residue) kalır. Litosfer, hidrosfer ve biyosfer arasındaki kimyasal etkileşim sonucu ortaya çıkan bu malzeme giderek toprağa dönüşür.

Bir toprak profilinin mineral evrimi, şu halde aşağıdaki gibi şematize edilebilir.

Birincil mineral + etkileyen çözeltiler \Rightarrow İkincil mineral + yıkama çözeltisi (drenaj suyu)

(Anakaya) (az çok iyon yüklü sular) (bozunma kompleksi,yani kalıntı veya toprak)

Kimyasal bozunma süreçleri şunlardır (Tablo2.1) :

Hidroliz

Silikat mineralleri ile asitler (H^+ içeren çözeltiler) arasında, silikat minerallerinin çökmesi ve metal katyonları ile silikanın ortaya çıkmasına yolaçan son derece önemli bir kimyasal reaksiyondur. Eğer anakaya aluminosilikatlardan oluşuyorsa sonuçta kaolinit, illit ve simektit gibi hidrolizin yan ürünleri oluşur. Ortaklaşın hidrolizi sürecin nasıl işlediğine bir örnektir:



Ortoklaz Asit Kaolinit silisik asit çözeltiye

Reaksiyon sonucu Potasyum iyonlarıyla silisik asidin bir kısmı yıkanmayla ortamdan uzaklaşırken silisik asitteki bir miktar silika amorf veya kolloidal kalıntı içinde kalabilir.

TABLE 2.1 Principal processes of chemical weathering

Name of process	Nature of process	Examples	Principal types of rock materials affected
Hydrolysis	Reaction between H ⁺ and OH ⁻ ions of water and the ions of silicate minerals, yielding soluble cations, silicic acid and clay minerals (if Al present)	$2KAlSi_3O_8 + 2H^+ + 9H_2O \rightarrow H_4Al_2Si_2O_9 + 4H_4SiO_4 + 2K^+$ (orthoclase) aq (kaolinite) (silicic acid) aq	Silicate minerals
Hydration and dehydration	Gain or loss of water molecules from a mineral, resulting in formation of a new mineral	$2NaAlSi_3O_8 + 2H^+ + 9H_2O \rightarrow H_4Al_2Si_2O_9 + 4H_4SiO_4 + 2Na^+$ (albite) aq (kaolinite) (silicic acid) $CaSO_4 \cdot 2H_2O \leftrightarrow CaSO_4 + 2H_2O$ (Dehydration) (gypsum) (anhydrite)	Evaporites
Oxidation	Loss of an electron from an element (commonly Fe or Mn) in a mineral, resulting in the formation of oxides or, if water is present, hydroxides	$Fe_2O_3 + H_2O \leftrightarrow 2FeOOH$ (Hydration) (hematite) (goethite) $4FeSiO_3 + O_2 \rightarrow 2Fe_2O_3 + 4SiO_2$ (pyroxene) (hematite) (quartz)	Ferric oxides Iron and manganese-bearing silicate minerals, sulfur
Solution	Dissolution of soluble minerals, commonly in the presence of CO ₂ , to yield cations and anions in solution	$MnSiO_3 + 1/2 O_2 + 2H_2O \rightarrow MnO_2 + H_4SiO_4$ (rhodonite) $2FeS_2 + 15/2 O_2 + 4H_2O \rightarrow Fe_2O_3 + 4SO_4^{2-} + 8H^+$ (pyrite) (hematite) $H_2O + CO_2 + CaCO_3 \leftrightarrow Ca^{2+} + 2HCO_3^-$ (carbonation) (calcite) (bicarbonate)	Carbonate rocks
Ion exchange	Exchange of ions, principally cations, between solutions and minerals	$CaSO_4 \cdot 2H_2O \rightarrow Ca^{2+} + SO_4^{2-} + 2H_2O$ (direct solution) (gypsum) Na-clay + H ⁺ → H-clay + Na ⁺	Evaporites Clay minerals
Chelation	Bonding of metal ions to organic molecules having ring structures	Metal ions (cations) + chelating agent [excreted by lichens] → H ⁺ ions + chelate [in solution]	Silicate minerals

Hidrasyon ve dehidrasyon

Bazı moleküllerin kristal yapısına su moleküllerinin katılması sürecidir. Hidrasyon bir hacim artışına neden olarak kayacın parçalanmasına yolaçar. Hidrasyonun iyi bilinen bir örneği hematitin götite ve anhidrite dönüşümüdür.

Belirli koşullar altında (genellikle yüksek sıcaklık ve basınç koşulları altında) bazı mineraller sularını kaybedebilirler. Buna da dehidratasyon denir. Daha az yaygın olan bu sürece örnek olarak gömülmenin belli bir aşamasında jipsin anhidrite dönüşmesi verilebilir.

Oksidasyon

Silikat minerallerindeki demir ve manganezin suda çözülmüş oksijen vasıtasıyla indirgenmesi sürecidir. Özellikle silikat minerallerini etkileyen yaygın bir kimyasal süreçtir. Olay sırasında Fe^{+2} ortamdaki oksijene bir elektron vererek Fe^{+3} 'e indirgenir; bu kristal yapısındaki Si^{+4} gibi bazı katyonların uzaklaştırılmasına neden olur. Katyon uzaklaştırılmasıyla birlikte kristal yapısı çöker veya diğer alterasyon türlerine daha açık hale gelir. Sülfür de oksitlenmeye açık elementlerden biridir.

Basit çözünme

Kalsit, dolomit, jips gibi bazı mineral (ve kayaçların) meteorik sularla doğrudan çözünerek bozunmasını sağlar. Meteorik su içerisinde CO_2 'in varlığı çözücünün asiditesini artırarak hızlı ve etkin çözünme sağlar.

İyon değişimi

Kil minerallerinin birbirlerine dönüşümüne neden olan önemli bir kimyasal bozunma türüdür.

Jelleşme

Metal iyonlarının organik maddelere bağlanarak yüzük yapılı organik molekülleri oluşturması sürecidir. Bozunma sırasında jelleşme metal iyonlarının kristal kafesten sökülmesini ve bozunma ortamından uzaklaşana kadar katyonları çözeltilde tutma işlevlerini yerine getirir. Jelleşen metal iyonları, jelleşmeyen iyonların çökeldiği uygun pH koşulu ve konsantrasyon seviyesi sağlanana kadar çözeltilde kalırlar. Yosunlar doğal jelleşmenin iyi bir örneğini verirler. Kayaç zemin üzerinde yaşayan yosunlar (likenler) salgıladıkları organik jelleştirici ajanlarla kayaç yüzeyinde bozunmayı hızlandırır.

Kimyasal bozunmanın hızı

Kimyasal bozunmanın ne ölçüde ilerleyeceği iklim, anakayacın mineral bileşimi ve tane boyu gibi değişkenlere bağlıdır. Bozunma süreçleri nemli, sıcak iklimlerde soğuk ve kuru iklimlerde olduğundan çok daha hızlı gerçekleşir. Ortalama yağış miktarı bozunma hızını kontrol eden bir faktör olarak biliniyorsa da, sıcaklığın bozunma hızı üzerindeki etkisini sayısallaştırmak güçtür. Genel bir ifade olarak her 10 °C 'lık artışla birlikte kimyasal bozunma hızının ikiye katlandığı söylenebilir.

Silikat kayaçların bozunma hızı, bunları oluşturan silikat minerallerinin görelî dayanıklılıklarına ve tane boylarına bağlıdır. Kimyasal duraylılık, minerallerin kimyasal süreçlerle bozunmaya ve yıkıma karşı dirençlerinin bir ifadesidir. Tablo 2.2'de Goldich (1938)'in toprak profilinde kum ve silt boyu partiküllerle yaptığı deneysel çalışmalarla ortaya koyduğu, felsik ve mafik mineraller için bir kimyasal direnç

skalası verilmiştir.

Bu skalanın **Bowen reaksiyon serisi**

olarak bilinen, bir magmadan itibaren minerallerin kristalleşme

sırasını gösteren şemaya oldukça benzediği gözden kaçmayacaktır. Bu

benzerlik yüksek sıcaklık (ve basınç) koşulları altında kristalleşmiş olivin ve piroksen gibi minerallerin, çok daha farklı yüzey sıcaklık koşullarında duraysız hale gelmesini kolaylıkla açıklanabilir. Aynı mantıkla Goldich'in skalasında en duraylı gösterilen K-feldispat, muskovit ve özellikle kuvarsın yüzey sıcaklık koşuluna görece yakın koşullarda kristallenmesi nedeniyle o ölçüde kimyasal açıdan duraylı oldukları söylenebilir.

Özetlenen bu bilgiler ışığında az çok aynı tane boyuna sahip bir bazik magmatik kayacın, bir asidik magmatik kayaçtan daha hızlı kimyasal bozunmaya maruz kalacağı söylenebilir. Buna göre gabro granitten ve bazalt riyolitten daha hızlı bozunmaya uğrar.

TABLE 2.2 Relative stability of common sand-size minerals and various clay-size minerals under conditions of weathering

Sand- and silt-size minerals*		Clay-size minerals**
Mafic minerals	Felsic minerals	
Olivine		1. Gypsum, halite
Pyroxene	Ca plagioclase	2. Calcite, dolomite, apatite
Amphibole	Ca-Na plagioclase	3. Olivine, amphiboles, pyroxenes
Biotite	Na-Ca plagioclase	4. Biotite
	Na plagioclase	5. Na plagioclase, Ca plagioclase, K-feldspar, volcanic glass
	K-feldspar, muscovite, quartz	6. Quartz
		7. Muscovite
		8. Vermiculite (clay mineral)
		9. Smectite (clay mineral)
		10. Pedogenic (soil) chlorite
		11. Allophane (clay mineral)
		12. Kaolinite, halloysite (clay minerals)
		13. Gibbsite, boehmite (clay minerals)
		14. Hematite, goethite, magnetite
		15. Anatase, titanite, rutile, ilmenite (all, titanium-bearing minerals), zircon

Source: *Goldich (1938); **Jackson (1968).

Sedimanter kayaçların kimyasal bozunmaya hassasiyeti için genel bir kural bulunmuyor. Bu kayaçların bozunma hızı mineralojileri, kayaçtaki bağlayıcı tip ve miktarı ve iklim tarafından belirleniyor. Örneğin kireçtaşları yağışlı iklimde kurak ve soğuk iklimdekenden çok daha hızlı bozunuyor. Bol kuvars taneleri içeren, bağlayıcısı da kuvars olan kumtaşlarının bozunması pek yavaş gerçekleşir.

Son olarak bozunma hızının iklim ve bitki örtüsünün bir fonksiyonu olarak jeolojik zaman boyunca değişmiş olduğu bir gerçektir. Kara bitkilerinin henüz gelişmediği Erken Paleozoyik'te hem toprak neminin eksikliği, hem de organik asitlerin yokluğu yüzünden kimyasal bozunma hızı düşük, buna karşın fiziksel bozunma hızı daha yüksekti.

Kimyasal bozunma üzerine teorik, ampirik ve deneysel çalışmalar hala devam etmektedir. Farklı kimyasal süreçlerin hız ve mekanizmaları ile ilgili halen çözülemeyen sorunlar bulunuyor.

Yüzey Bozunmasının ürünleri

Yüzeysel bozunma üç tür bozunma ürünü oluşturuyor (Tablo2-3).

- 1- Kimyasal açıdan dirençli mineral ve kayaç parçalarından ibaret anakayaç kalıntısı
- 2- Başlıca hidroliz ve oksidasyon süreçleri sonucu kimyasal birleşmeyle ve kristalleşmeyle yerinde (ing. "In situ") oluşan ikincil mineraller
- 3- Hidroliz ve çözünmeyle ana kayaçtan uzaklaştırılan çözünmüş bileşenler

Kalıntı ve ikincil mineraller, erozyonla uzaklaştırılana kadar (ki bu bazen hiç gerçekleşmez ve bu ikisi jeolojik kaydın bir parçası haline gelirler) farklı bileşim ve tane boyu dağılımına sahip bir toprak örtüsü halinde bozunmanın gerçekleştiği yerde birikirler. Bir toprak örtüsünün bileşim ve tane boyu, anakayacın bileşim ve tane boyuyla bozunma sürecinin hızına ve doğasına bağlıdır. Bu sonuncu ise doğal olarak iklim, topoğrafya ve bozunma süreçleriyle belirleniyor.

Bozunma süreçlerinin süre ve nüfuz gücüne bağlı olarak sonuçta oluşan toprak profillerini olgun

TABLE 2.3 Principal kinds of products formed by subaerial weathering processes and the types of sedimentary rocks ultimately formed from these products

Weathering process	Type of weathering product	Example	Ultimate depositional product
Physical weathering	Particulate residues	Silicate minerals such as quartz and feldspar; all types of rock fragments	Sandstones, conglomerates, mudrocks
Chemical weathering Hydrolysis	Secondary minerals Soluble constituents	Clay minerals; fine quartz Silicic acid; K ⁺ , Na ⁺ , Mg ²⁺ , Ca ²⁺ , etc.	Mudrocks; mud matrix Chert, limestones, evaporites, etc.
Oxidation	Secondary minerals	Fine-grained SiO ₂ minerals; ferric oxides	Mudrocks; mud matrix
Solution	Soluble constituents Soluble constituents	Silicic acid, SO ₄ ²⁻ , etc. Bicarbonate, SO ₄ ²⁻ , Ca ²⁺ , Mg ²⁺ , etc.	Chert, evaporites, etc. Limestones, evaporites, etc.

olmayan (ya da genç) ve olgun toprak profilleri olarak uç üyelere bölmek, bunlar arasında pek çok geçiş toprak profillerinin varlığını ummak gerekir.

Ana kayaç kalıntıları

Magmatik veya metamorfik kayaçlar üzerindeki genç (yani olgun olmayan) topraklarda gelişmiş kalıntılarda anakayaç parçalarının yanında düşük kimyasal duraylılığa sahip minneraller de (biyotit, piroksen, hornblend ve Ca-plajyoklazlar) bulunur. Olgun topraklarda ancak kimyasal duraylılığa sahip kuvars, muskovit, K-feldispat gibi mineraller korunabilir.

Sedimanter kayaçlar üzerinde gelişen kalıntılar, toprak profili olgun da olsa, anakayaçın bileşenleri sedimanter çevrim sırasında daha önce en az bir kez bozunma geçirdiklerinden ancak yüksek kimyasal duraylılığa sahip mineralleri içerebilirler. Kireçtaşlarının kalıntısı, genellikle anakayaç içerisinde bulunan çözünemez silikatları ve impüritelerin oksidasyonu ile oluşmuş Fe-oksit minerallerini içerir.

İkincil Mineraller

Bozunma yerinde oluşan başlıca mineraller *kil mineralleri, demir oksitler ve hidroksitler ve alüminyum hidroksitlerdir*. Yaygın ikincil demir mineralleri götit, limonit ve hematittir.

Oluşacak ikincil mineraller anakayaçın bileşimine ve bozunmanın şiddeti ile doğasına bağlıdır.

Olgunlaşmamış topraklarda orta şiddetteki kimyasal bozunma koşullarında illit ve simektit oluşabilir. Kimyasal bozunma koşullarının şiddetli ve uzun sürmesiyle birlikte olgunlaşmış topraklarda sürekli yıkanmanın da etkisiyle illit ve simektit giderek kaolinite dönüşür. Çok daha şiddetli bozunma koşulları gibsit ve diyaspor gibi alüminyum hidroksitlerin oluşumuna yol açar. Bu kil mineralleri aynı zamanda birer alüminyum cevheridirler.

Bozunma ürünleriyle anakayaçın kimyasal bileşimlerinin karşılaştırılması, bozunma nedeniyle Al ve Fe dışındaki (çünkü bunlar oksit formundadır ve kısmen çözünemez niteliktedir) bütün ana kanyonlarda bir kaybı gösterir. Bozunma sırasında her ne kadar çözünmüş silisik asit yoluyla bir silika kaybı oluyorsa da Mg, Ca, Na ve K kaybı bundan çok daha fazla gerçekleşir. Sonuçta bozunma ürününde Al, Fe ve Si açısından anakayaça göre bir zenginleşme ortaya çıkar.

Çözünebilir Maddeler

Anakayaçtan kimyasal bozunma süreçleriyle çıkarılan çözünebilir maddeler bozunma alanından süreç boyunca yüzey suları veya topraktaki yeraltısuyuyla uzaklaştırılır. Son tahlilde bu çözülmüş maddeler akarsularla göllere veya okyanuslara taşınır. Akarsuların taşıdığı inorganik olmayan bu çözünebilir maddeler çoktan aza HCO_3^- , (bikarbonat), Ca^{+2} , H_4SiO_4 (silisik asit), SO_4^{-2} (sülfat), Cl^-

, Na^+ , Mg^+ , ve K^+ 'dır (Garrels ve McKenzie, 1971). Bu bileşenler, okyanuslarda kimyasal ve biyokiyasal olarak çökelen kayaçların (kireçtaşı ve çört gibi) hammaddesini oluştururlar.

2.2. Denizaltındaki Bozunma Süreçleri

Denizaltındaki sediman veya kayaçların denizsuyuyla etkileşimi sonucu oluşan bozunmaya *halimroliz* denir. Kil minerali dönüşümleri, feldispat ve mikadan glokonitin, ve volkanik külden palagonitin oluşumu halimroliz süreçlerine bazı örneklerdir. Denizaltında karbonatlı ve silisli organizma kavrıklarının çözünmesi de bir tür bozunma olarak düşünülebilir.

1970'lere kadar denizaltı bozunma süreçlerine ilişkin fazla bir araştırma yoktu; üstelik bu bozunmanın okyanusların genel kimyasal bileşimini belirgin bir şekilde etkileyebileceği bilinmiyordu. 1977'de Galapagos rifti boyunca

sıcak denizaltı kaynaklarının keşfiyle birlikte, bugün okyanus ortası sırtlar boyunca çok geniş ölçekli bir hidrotermal aktivitenin varlığını biliyoruz. Bu ilk keşiften bu yana gerek doğrudan denizaltı seferleriyle gerekse farklı derinliklerden denizsuyu örneklerini alma tekniklerinin

FIGURE 2.1 A multiple-orifice black smoker issuing from its con-
structional chimney of chalcopyrite-
sphalerite-anhydrite on the East
Pacific Rise. The temperature of the
water issuing from the chimney is
350°C. The "smoke" is caused by the
presence of fine-grained sulfide pre-
cipitates that form by reaction of the
hot waters with cold, ambient sea-
water. (Photo by Fred Spiess. Cour-
tesy of Scripps Institution of
Oceanography, University of Califor-
nia, San Diego.)

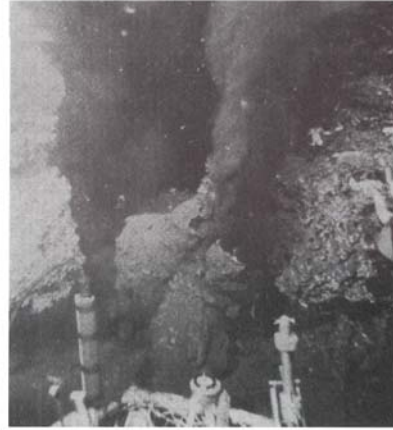
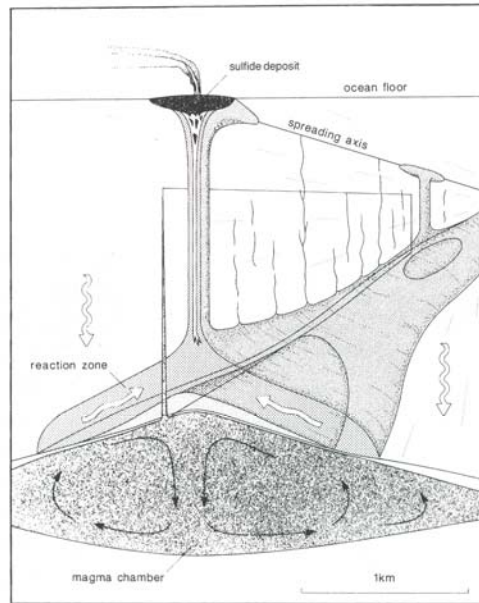


FIGURE 2.2 Hypothetical structure of a hydrothermal black
smoker system underlying a
spreading ridge. (From J. R. Cann
and M. R. Strens, 1989, Modeling
periodic megaplume emissions by
black smoker systems: Jour. Geo-
phys. Research, v. 94, Fig. 1, p. 12,
228. Reproduced by permission.)



gelişmesiyle okyanusal kabuk üzerinde gelişen halimrolizin doğası daha iyi anlaşılabilmiş durumdadır. Buna göre okyanus suyu, okyanus kabuğunun en üst magmatik katmanını oluşturan bazaltların çatlak ve boşlukları boyunca yer yer kabuğun 2-5 km aşağılarına kadar süzülüyor (Şekil 2.2). Aşağı doğru süzülürken bazaltların olivin ve camı

kesimlerini bozundurarak simektite ve hatta zeolit minerallerine ve klorite dönüştürüyorlar. Bu yolla suyun bir kısmı ile sudaki Mg ve SO₄ iyonları doğrudan bozunma ürünü olan yukarıdaki sulu kil mineralleri ve zeolitlerin yapısında hapsediliyor. Bu arada boşluklarda dolaşan ve hızla 350 °C sıcaklığa ulaşan deniz suyu okyanusal kabuk kayalarıyla teması sonucu Ca, Mn, Si, K, Fe, ve Cu açısından oldukça zenginleşiyor. Sıcaklık gradyanıyla deniz tabanına ulaşan su, sıcak kaynaklar şeklinde açık veya koyu renkli, ince taneli pirit, kalkopirit ve diğer mineralleri püskürtmeye başlıyor(Şekil 2.1.). Bunlardan ilkinde zenci tiryakiler (black smokers), ikincisine de beyaz tiryakiler (white smokers) deniyor.

2.3. Topraklar

Yüzye gelişen fiziksel, kimyasal ve biyolojik bozunma süreçleri anakayaç üzerinde bir toprak örtüsü oluşturur. Gelişecek toprak örtüsünün özellikleri ve kalınlığı anakaya türüne, iklime (yağış ve sıcaklık) ve anakayanın yamaç eğimine göre değişir. Bu etkenler, bozunmanın şiddetini, hangi minerallerin toprak profilinde korunacağını, hangi yeni minerallerin oluşacağını, ve toprak profilinin ne kadar zaman aşınıp çökel havzalarına taşınmadan oluşumunu sürdüreceğini belirler.

Bilinen yüzey bozunma süreçlerine ek olarak başka bazı süreçler de toprak profilinin genel özelliklerinin kazanılmasında rol oynarlar. Bu süreçlerden daha önemli olanları **hümifikasyon**, **gleyzasyon**, **podzolizasyon**, **yıkama**, **ferralizasyon**, **kalsifikasyon**, **salinizasyon** ve **desalinizasyondur** (Şekil 2.3).

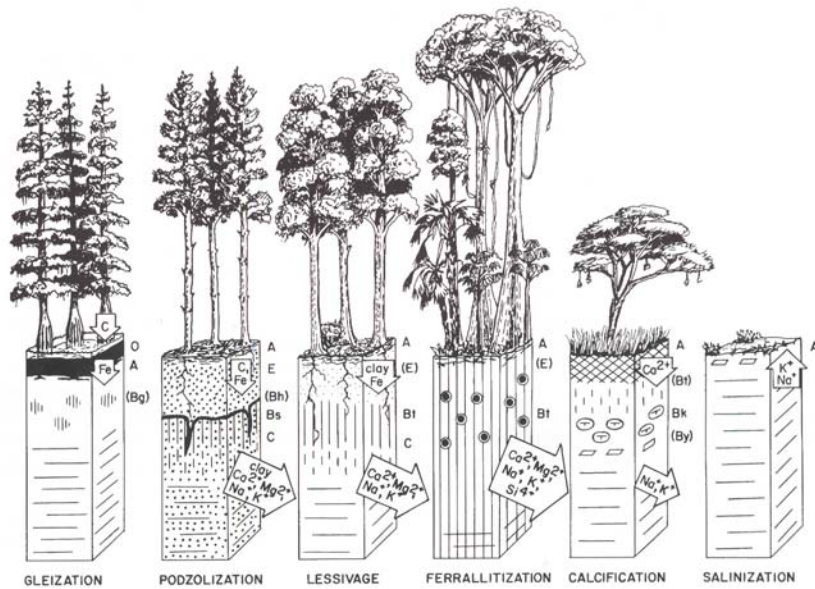


FIGURE 2.3 Schematic illustration of the major regimes in which the common soil-forming processes take place. (From G. J. Retallack, 1990, Soils of the past: Unwin Hyman (Chapman & Hall), Fig. 4.12, p. 87, reproduced by permission.)

Hümifikasyon:

Birincil organik maddelerin humus toprağına (koyu renkli, kısmen ayrılmış, az çok duraylı organik malzeme) ve çözünebilir organik asitlere dönüşmesidir. Dönüşüm, büyük biyojenik yapıların (molekül gruplarının) daha

küçük, amorf organik maddeye indirgenmesi ve organik maddelerin kimyasal oksidasyonla daha basit (örneğin CO₂ gibi) bileşiklere ayrışması şeklinde gerçekleşir.

Gleyzasyon: Demirin anoksik veya aneorobik (az oksijenli) toprak koşullarında, sonuçta mavimsi yeşilimsi gri, suya doymun biri toprak (gley) oluşturacak şekilde indirgenmesidir. Bu süreçte aerobik mikroorganizmalar önemli bir rol oynar. Gleyzasyon süreci, genel olarak minerallerin bozunmasını geciktirici özelliğe sahiptir.

Podzolizasyon: Bir toprak profilinde demir alüminyum ve organik maddelerin aşağı doğru (yani toprağın derinliklerine doğru) kimyasal göçüdür (ing. migration). Bu süreç sonucunda, toprağın üst katmanı silisyum açısından bağıl olarak zenginleşirken, alt kesimlerde alüminyum, demir ve organik madde birikimi gerçekleşir. Podzolizasyon, kil minerallerinin yıkımına ve Ca⁺², Mg⁺², K⁺ ve Na⁺ gibi ornatılabilir katyonların liçine (uzaklaştırılmasına, ing. Leaching) neden olur.

Yıkama (Fr. Lessivage): Kil boyutundaki (0.02 mm) mineral parçalarının toprağın en üstteki A seviyesinden daha alttaki B seviyesine mekanik olarak taşınması olayıdır. Sonuçta açık renkli, kilce fakir bir üst seviye ve daha koyu renkli, killerin zenginleştiği bir alt seviye gelişir.

Ferralitiasyon (demir şapka oluşumu): Yoğun ve derin bozunma sonucu, ornatılabilir katyonlar açısından oldukça fakirleşmiş kalın, tekdüze (üniform) toprak oluşumudur. Bu toprak, genel olarak bozunmaya karşı dirençli kil ve ince taneli demir ve alüminyum oksit mineralleri açısından zengindir.

Kalsifikasyon: Yarıkurak (semiarid)-subhümid bölgelerdeki iyi drene olan topraklarda, ortalama yağış nemliliği derinliğine yakın toprak düzeyinde kalsiyum birikmesidir. Birikme düzeyinde ornatılabilir (ing. Exchangable) katyonları (Na⁺, K⁺, Mg⁺²) uzaklaştırmaya yetecek fakat Ca⁺² 'u uzaklaştırmaya yetmeyecek miktarda suyun varlığı süreci hızlandırır.

Salinizasyon-Desalinizasyon (tuz oluşumu, tuz çözünmesi): Ca, Mg, Na ve K'un sülfat ve klorür gibi çözünebilir tuzlarının toprak profili içinde oluşması, ya da varolan bu tuzların çözünmesidir.

Eskitopraklar (paleosoller)

Jeolojik geçmişte oluşarak gömülmeyle bugün jeolojik kaydın bir parçası haline gelmiş topraklardır. **Fosil topraklar** da denir. Geçmişte az çok yüksek bir arazi üzerinde gelişmiş toprakların çoğu, aşınma bütün arazinin seviyesini alçalttığından çoğunlukla değişik etmenlerin marifetiyle yok olur ve bu yüzden jeolojik kayda geçemez. Topraklardan pek azı, yalnızca çökel havzaların kenar kesimlerini oluşturan düşük eğimli düzlüklerde oluşanlar, jeolojik kaydın bir parçası olabilirler. Buzul ve akarsu çökelleri üzerinde halen gelişmekte olan topraklar paleosollerin en sık rastlanılanlarıdır. Henüz gömülmemiş olan bu topraklara **kalıntı toprak** (ing. Relict soil) deniyor.

Paleosoller eski ortamsal ve iklimsel koşulların iyi birer göstergesi olduklarından jeologlar tarafından giderek daha büyük bir ilgiyle çalışılıyorlar.

Paleosoller stratigrafik kayıta büyük uyumsuzluklarda (ing. Unconformity) gelişebiliyorlar. Büyük uyumsuzluklar geniş ölçekli karaoluş ve izleyen yüzeydeki fizikokimyasal bozunma süreçlerini temsil ettiklerinden paleosol oluşumları için uygun stratigrafik seviyelere tekabül ediyorlar.

Paleosoller yaşlı sedimanter istiflerle aratabakalı olarak ta bulunabiliyorlar.

Paleosoller nasıl tanınır?

Jeolojik kayıta aratabakalı (ing. interbedded) olarak bulunan paleosoller, yüzeysel bir bakışla sedimanlara ya da ince taneli bir sedimanter kayaca benzediğinden jeolojik kayıta pek çok paleosol tanınmadan kalmıştır. Pek çok jeolog/jeoloji mühendisi onu arazide gri, kırmızı, kahverengimsi ve bazen yeşil çamurtaşı olarak tanımlar.

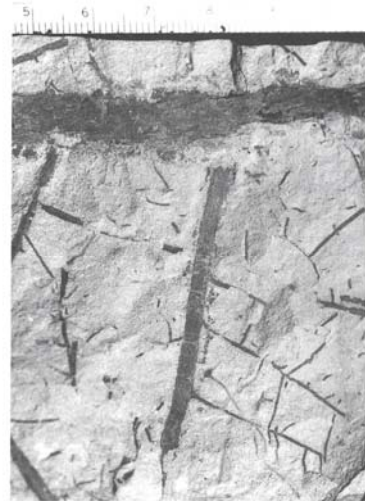
Fenwick (1985) bir paleosolü tanımlamak için kullanılabilir kriterleri şöyle sıralıyor.

- 1- Organik maddece zenginleşmiş bir en üst seviyenin varlığı
- 2- En üst kesimine doğru kırmızılığı giderek artan seviyeler
- 3- Üst kesimine doğru bozunabilir mineralleri giderek azalmış seviyeler
- 4- İlksel yapıların solucanlar veya buz etkisi gibi bazı fiziksel biyolojik süreçlerle kopup parçalanması

Retallack (1988), üsttekilere eklenebilecek üç tanımlama kriteri daha sunmaktadır.

- 1- Bitki kök izleri: ilgili seviyenin yüzeye çıktığını ve üzerinde bitki kolonizasyonunun sözkonusu olduğunu, dolayısıyla toprak gelişiminin varlığını gösterir. Paleosolün üst seviyesi bitki köklerinin çatallandığı düzeydir. Kök izleri aşağı doğru incelik ve dallanır (Şekil 2.4).
- 2- Kök izleri bataklık benzeri anoksik, suya doymuş ortamlarda bitkisel malzemenin iyi korunması

FIGURE 2.4 An example of root traces in a paleosol. The original organic matter has been partially replaced by iron oxides. Early Miocene, Molalla Formation, western Oregon. (Photograph courtesy of G. J. Retallack.)



nedeniyle en iyi gözlenir. Aerobik ortamlarda gelişmiş topraklarda kök izleri tüp şekilli, asil apaleosolden farklı bileşim ve renkte (çoğunlukla hafif grimsi yeşilimsi) çizgisellikler olarak izlenir.

- 3- Farklı toprak seviyelerinin varlığı: İyi gelişmiş bir toprak profilinde kimyasal bozunma ve yıkanmanın sonucunda farklı seviyelerin gelişmesi, paleosollerin ayırtlanmasında bir araç olabilir. Bir eski toprağın en üst kesimi genellikle bir aşınma yüzeyi tarafından kazanmış durumdadır. Ancak daha alt seviyeler birbirinden ve anakayaç/sedimandan dereceli geçişlerle ayrılırlar. İşte bu dereceli geçişler tipiktir. Toprak profilini oluşturan herbir seviyenin tane boyu, rengi, hidroklorik asite karşı reaksiyonu farklılıklar gösterir.
- 4- Toprak yapıları: Bitki ve hayvanların sebep olduğu biyotürbasyon (ufalanma), kuruyup ıslanma gibi toprak oluşturuşu süreçler, anakayaçın ilksel tabakalanma ve sedimanter yapılarını bozarak toprak içinde karakteristik yapılar oluşturur. Bu yapılardan biri “ped” denen daha duraylı toprak agregalarıyla çevrelenmiş düzensiz düzlemler (ing. Cutans) ağıdır. Bu yapı toprağa kırıklanmış bir görünüm verir (Şekil 2.5).

Diğer bir toprak yapısı, toprak içinde gelişen sert, belirgin, kalkerli, demirli veya sideritik yuvarlaklar (ing. globül) dir (globül, nodül ve konkasyonların tamamı için kullanılan bir terimdir). Bunlardan kalkerli globüller **kaliçi veya kaliş** olarak bilinirler, mikroskopik ölçekten desimetrik boyutlara kadar ulaşabilirler. Bazı örneklerde globüller birbirine geçerek birkaç metre kalınlığında tabakalar oluşturabilirler.




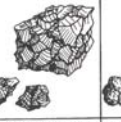

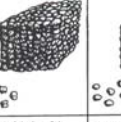
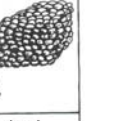
TYPE	PLATY	PRISMATIC	COLUMNAR	ANGULAR BLOCKY	SUBANGULAR BLOCKY	GRANULAR	CRUMB
SKETCH							
DESCRIPTION	tabular and horizontal to land surface	elongate with flat top and vertical to land surface	elongate with domed top and vertical to surface	equant with sharp interlocking edges	equant with dull interlocking edges	spheroidal with slightly interlocking edges	rounded and spheroidal but not interlocking
USUAL HORIZON	E, Bs, K, C	Bt	Bn	Bt	Bt	A	A
MAIN LIKELY CAUSES	initial disruption of relict bedding; accretion of cementing material	swelling and shrinking on wetting and drying	as for prismatic, but with greater erosion by percolating water, and greater swelling of clay	cracking around roots and burrows; swelling and shrinking on wetting and drying	as for angular blocky, but with more erosion and deposition of material in cracks	active bioturbation and coating of soil with films of clay, sesquioxides and organic matter	as for granular, including fecal pellets and relict soil clasts
SIZE CLASS	very thin < 1 mm	very fine < 1 cm	very fine < 1 cm	very fine < 0.5 cm	very fine < 0.5 cm	very fine < 1 mm	very fine < 1 mm
	thin 1 to 2 mm	fine 1 to 2 cm	fine 1 to 2 cm	fine 0.5 to 1 cm	fine 0.5 to 1 cm	fine 1 to 2 mm	fine 1 to 2 mm
	medium 2 to 5 mm	medium 2 to 5 cm	medium 2 to 5 cm	medium 1 to 2 cm	medium 1 to 2 cm	medium 2 to 5 mm	medium 2 to 5 mm
	thick 5 to 10 mm	coarse 5 to 10 cm	coarse 5 to 10 cm	coarse 2 to 5 cm	coarse 2 to 5 cm	coarse 5 to 10 mm	not found
	very thick > 10 mm	very coarse > 10 cm	very coarse > 10 cm	very coarse > 5 cm	very coarse > 5 cm	very coarse > 10 mm	not found

FIGURE 2.5 Characteristics of various kinds of soil peds. (From G. J. Retallack, 1988, in J. Reinhardt and W. R. Sigleo, eds., Field recognition of paleosols: Geol. Soc. America Spec. Paper 216. Fig. 9, p. 216.)

3. SEDİMANTER YAPILAR

Sedimanter yapılar (tabakalanma birimleri, ripollar, çamur çatlakları vb.), sedimanter kayaçların büyük ölçekli özelliklerindedir. Bunlar en iyi arazi ölçeğinde çalışılırlar. Bu yapılar, akışkan akışı (fluid flow), sediman gravite akışı, yumuşak sediman deformasyon yapısı, canlı hareketleri gibi pek çok değişik yollarla üretilebilirler. Sedimanter yapılar, çökelim sırasındaki veya çökelimden hemen sonraki koşulları yansıttığından eski çökme ortamlarının yorumlanmasında jeologlara yararlı araçları oluştururlar. Laboratuvar deneylerinden veya doğrudan arazi çalışmalarından sağlanan sedimanter yapılarla ilgili bilgilerimiz sadece eski çökme ortamlarının sediman taşıma mekanizmaları, paleoakıntı yönü, su derinliği ve görece akış hızı verilerini tahmin etmemizi sağlamakla kalmaz, aynı zamanda tektonik açıdan karmaşık bölgelerde tabakaların alt ve üstlerinin belirlenmesinde yardımcı olur.

Sedimanter yapılara ve kökenlerine ayrılmış pek çok makale ve kitap bulunmaktadır. Allen (1982) ve Reineck ve Singh (1980) ilk elde önerilebilecek iki kitaptır.

Sedimanter yapıların yorumlanmasında akıldan çıkarılmaması gereken önemli noktalardan biri, bir tek yapının bir çökme ortamının ayırtman (diyognastik) özelliği olamayacağı, yerine, yalnızca o ortamda bir zaman egemen olan bir hidrodinamik koşulu yansıttığıdır. Ortamın tam bir yorumu için daha çok çeşitlilikteki sedimanter yapı yelpazesinin dikkate alınması gerekir.

Sedimanter yapılar, oluşum zamanlarına göre **birincil** ve **ikincil** olarak gruplanabilir. Birincil sedimanter yapılar sedimanter kayacın oluşumu sırasında veya hemen sonrasında oluşurken, ikincil sedimanter yapılar diyajenetik evrede gelişirler ve çoğunlukla kimyasal kökene sahiptirler.

3.1. Birincil sedimanter yapıların sınıflandırılması

En yaygın birincil yapılar Tablo 5.1'de gösterilmektedir. Bu sınıflama büyük ölçüde gözlenebilir özelliklere dayanan tanımsal (descriptive) bir sınıflamadır.

Buna göre sedimanter yapılar kabaca üç ana gruba ayrılıyorlar.

- 1- Tabakalanma yapıları ve yatak şekilleri
- 2- Tabakalanma düzlemi işaretleri
- 3- Diğer yapılar

Tabakalanma Ve Yatak Şekilleri

Tabakalanma ve Laminasyon

Tabakalanma kavramı: Tabakalanma sedimanter kayaçların ayırtan bir özelliğidir. Tabaka (ya da katman) tablamsı veya mercek şekilli, litolojik, dokusal ve yapısal bütünlüğe sahip; bu özellikleriyle altındaki ve üstündeki katmanlardan ayrılan bir nesnedir. Tabakanın alt ve üst yüzeyleri tabakalanma düzlemi veya bağlayıcı düzlemler olarak isimlendirilir. Otto (1938) durağan fiziksel koşullar altında çökelmiş bir sedimantasyon birimine tabaka adını veriyor. Ancak pratikte, tek tek sedimantasyon birimlerini saptamak mümkün olamayabiliyor. Üstteki kriterlere göre saptanacak bir sedimantasyon birimi bazen birden fazla sedimantasyon birimini içerebilir.

1 cm'den kalın katmanlara **tabaka** (bed), 1 cm'den ince katmanlara **lamina** (laminae) adı verilir.

Farklı tabaka kalınlıklarına göre kullanılan kalınlık sınıfları Şekil 5.1'de verilmiştir.

Tabakalar kendi içlerinde birçok kuralsız birime ayrılabilir (Şekil 5.2).

Blatt et al. (1980), laminadan daha kalın,

birbirlerinden belirgin dokusal ve bileşimsel farklılıklar gösteren bu kuralsız birimlere katman (layer) demeyi öneriyor. Fakat bazen buradaki katman yerine daha gevşek bir terim olarak

tabakanın da kullanıldığı oluyor.

Tabakalar içindeki keskin dokanaklar amalgamasyon yüzeyleri adını alıyor.

Bölüm (division), katmanlar

FIGURE 5.1 Terms used for describing the thickness of beds and laminae. (Modified from McKee, E. D., and G. W. Weir, 1953, Terminology for stratification and cross-stratification in sedimentary rocks: Geol. Soc. America Bull., v. 64, Table 2, p. 383; and Ingram, R. L., 1954, Terminology for the thickness of stratification and parting units in sedimentary rocks: Geol. Soc. America Bull., v. 65, Fig. 1, p. 937.)

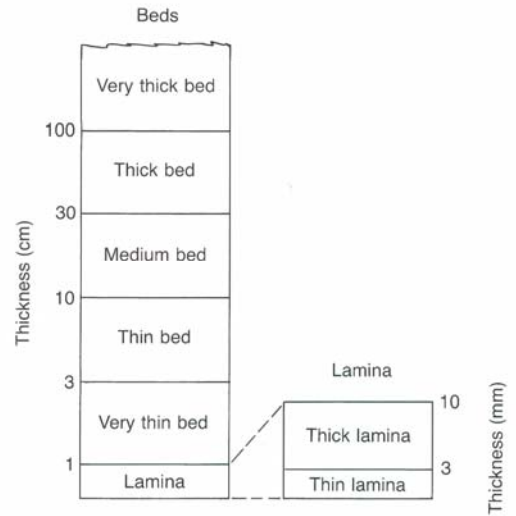


FIGURE 5.2 Informal subdivisions of beds based on internal structures. (From Blatt, H., G. V. Middleton, and R. Murray, Origin of sedimentary rocks, 2nd ed., © 1980, Fig. 5.1, p. 130. Reprinted by permission of Prentice-Hall, Englewood Cliffs, N.J.)

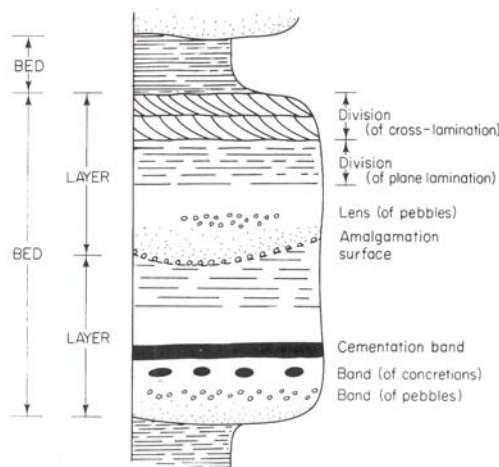


TABLE 5.1 Classification of common primary sedimentary structures

GENETIC CLASSIFICATION MORPHOLOGICAL CLASSIFICATION	Depositional structures			Erosional structures		Deformation structures					Biogenic structures		
	Suspension-settling and current- and wave-formed structures	Wind-formed structures	Chemically and biochemically precipitated structures	Scour marks	Tool marks	Slump structures	Load and founder structures	Injection (fluidization) structures	Fluid-escape structures	Desiccation structures	Impact structures (rain, hail, spray)	Bioturbation structures	Biostratification structures
STRATIFICATION AND BED-FORMS													
Bedding and lamination													
Laminated bedding	X	X	X										
Graded bedding	X											X	
Massive (structureless) bedding	X											X	
Bedforms													
Ripples	X	X											
Dunes	X	X											
Antidunes	X												
Cross-lamination													
Cross-bedding	X	X											
Ripple cross-lamination	X	X											
Flaser and lenticular bedding	X												
Hummocky cross-bedding	X												
Irregular stratification													
Convolute bedding and lamination							X						
Flame structures							X						
Ball and pillow structures							X						
Synsedimentary folds and faults						X							
Dish and pillar* structures									X				
Channels				X									
Scour-and-fill structures				X									
Mottled bedding												X	
Stromatolites													X
BEDDING-PLANE MARKINGS													
Croove casts; striations; bounce, brush, prod, and roll marks													
Flute casts				X	X								
Parting lineation	X												
Load casts							X						
Tracks, trails, burrows [†]												X	
Mudcracks and syneresis cracks									X				
Pits and small impressions										X			
Rill and swash marks	X												
OTHER STRUCTURES													
Sedimentary sills and dikes								X					

*Not wholly stratification structures †Not wholly bedding-plane markings

arasında, keskin dokanıklara sahip olmayan ancak farklı sedimanter yapı gruplarıyla karakterize edilen alt birimlerdir.

Bantlar ve mercekler renk, bileşim, doku ve çimentolanmasına göre ayrılabilen alt bölümlerdir. Bunlardan farklı olarak mercek, ortası kalın kenarlara doğru incelen her boyuttaki (bazen 100'lerce m) kaya kütlesi için de kullanılıyor.

Tabakalar birbirlerinden tabakalanma düzlemleri veya tabakalanma yüzeyleri diye adlanan, çoğu bir çökmemeyi, çökme koşullarındaki ani bir değişikliği veya bir aşınmayı anlatan yüzeylerle ayrılmıştır

(Campbell, 1967).

Bazı tabakalanma

yüzeyleri

diyajenetik

süreçlerle veya

bozunmayla

(çökme

sonrasında) gelişir.

Şekil 5.3'te

tabakalanma düzlemlerinin şekline göre tabakalanmanın sıfatları gösterilmiştir.

Benzer tabakalar veya çapraz tabakalar **tabaka takımlarını** (bedset) oluştururlar (Şekil 5.4). Bir basit tabaka takımı, iki veya daha çok sayıda, benzer bileşim, doku veya iç yapıyla karakterize edilen ardalanmış tabakalardan oluşur. Bir bileşik tabaka takımı ise (composite bedset) bileşim, doku ve yapı özellikleri açısından farklı, ancak kökensel olarak bir çökel sekans tipini oluşturan bir

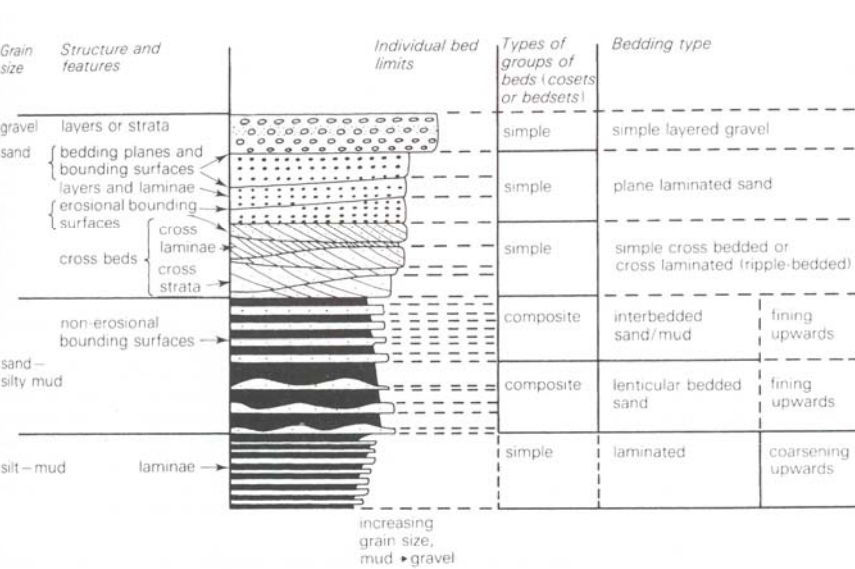


FIGURE 5.4 Diagram illustrating the terminology of bedsets. (From Collinson, J. D., and D. B. Thompson, 1982, Sedimentary structures: George Allen & Unwin, London, Fig. 2.2, p. 8.)

tabaka grubudur (Şekil 5.4).

Tabakalar bazen yanal devamlılıklarıyla da karakterize edilirler. Bazı tabakalar yanal yönde kilometrelerce devam ederken bazıları sadece mostra ölçeğinde sonlanabilirler.

Tabakaların yanal

sonlanması şu üç yolla gerçekleşir.

- 1- üst ve alt bağlayıcı yüzeylerin birbirine yaklaşarak kavuşması (pinch out)
- 2- bir tabakanın bileşiminin yanal yönde giderek değişmesi ve başka bileşimde bir tabakaya geçmesi. Bu durumda bağlayıcı yüzey kaybolur, silinip gider.
- 3- Tabakayı çapraz kesen bir özellik (örneğin kanal, fay veya uyumsuzluk düzlemi gibi)

Tabakalanmanın

kökü

Tek tek tabakalar esas olarak sabit fiziksel, kimyasal ve biyolojik koşullar altında oluşur. Çoğu tabaka bir kaç saat ya da gün süren bir tek olay tarafından

çökeltilir. Kum dünlerinin ön yüzlerinde çapraz laminaların oluşumu için bir kaç saniye/dakikalık süre yeterlidir.

Öte yandan, çok ince kil tabakalarının süspansiyondan itibaren çökelişi aylar hatta yıllar alabilir.

Tabakalar arasındaki gerçek tabakalanma düzlemleri daha önce de belirtildiği gibi çökmemeyi, erozyonu ya da çökme ortam koşullarında ortaya çıkan büyük bir değişimi yansıtır. Yeni tabaka gelişimi sürecinde pek çok eski tabaka varlıklarını koruyamazlar, izleyen

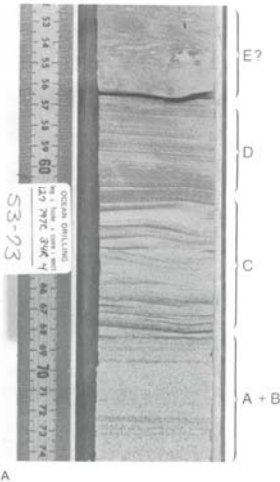
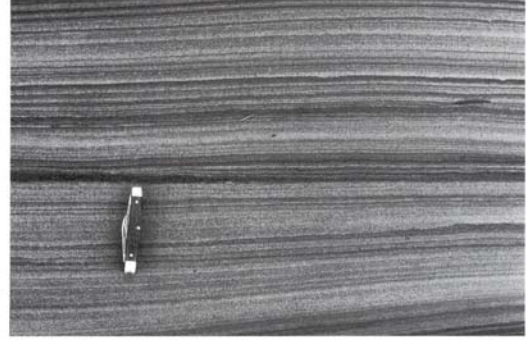


FIGURE 5.6 A. Gradobedding in Miocene deep-sea sandstone (core) from Ocean Drilling Program Leg 127, Site 797, Japan Sea. Note the nearly complete Bouma sequence (units A through E) in this core. B. Rhythmically bedded, graded turbidites from the Tye Formation (Eocene), northern Oregon Coast Range. (Photograph A courtesy of the Ocean Drilling Program, Texas A & M University.)

FIGURE 5.5 Laminated fine-grained sandstone, Elkton Formation (Tertiary), southern Oregon coast. The knife is approximately 9 cm long.



bir olayın aşındırıcı etkisiyle süpürülüp götürülürler, jeolojik kayda geçemezler. Büyük boyutlu, şiddetli çökme olaylarının jeolojik kayda geçme olasılığı küçük şiddetteki olaylarına göre daha büyüktür.

Laminasyonun kökeni

Laminalar, tabakalara göre sedimantasyon koşullarındaki daha az şiddetli, kısa ömürlü

salınımlar

nedeniyle

gelişirler.

Laminalar;

1) tane boyu,

2) organik madde

ve kil içeriği,

3) mineral bileşimi,

4) mikrofosil

içeriğinde

farklılıklar yaratan

çökeltme koşulu

dalgalanmaları

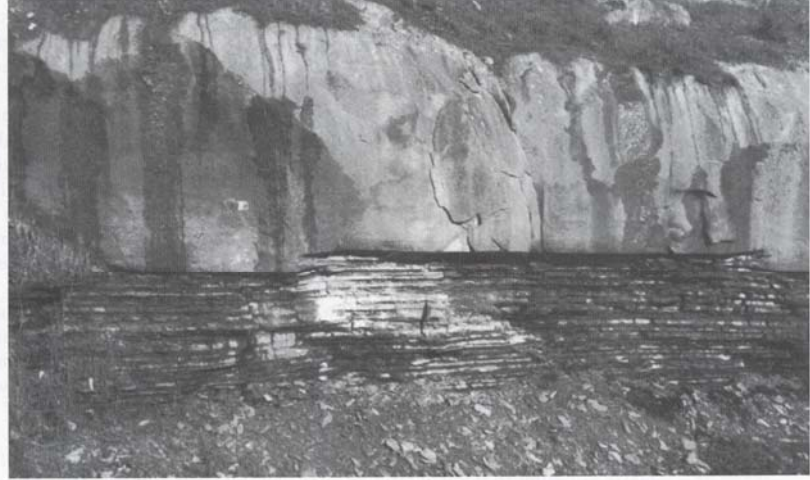


FIGURE 5.7 Massive-bedded sandstone (upper part of photograph) lying above thin, parallel-bedded siltstone and shale, Fluornoy Formation (Eocene), southwestern Oregon.

yüzünden oluşurlar. Laminasyonun en yaygın gözükeni ardalanan kaba ve ince taneli sedimanlardır. Tek tek laminalar tekdüze bir tane boyu dağılımına (iyi boylanmış) sahip olabileceği gibi kötü boylanmış ta olabilir. Laminalar arası sınırlar keskin ya da geçişli olabilir. Özellikle sahil kumlarında siyah laminalar (ağır mineralce zengin) ve açık renkli laminalar da başka bir laminalanma mekanizmasını anlatırlar. Evaporitlerdeki ince anhidrit ve dolomit ardalanması ise kimyasal kökenli bir laminasyondur. Kırıntılı sedimanlarla pelajik organizmaların ardalanması da benzer şekilde bir laminasyon yaratır.

Çapraz laminalardan farklı olarak paralel laminalar hem süspansiyondan hem de sürünme akıntılarında (traction current) itibaren çökeltilebilir. Paralel laminalar pek değişik ortamlarda oluşabilir. Ancak dipte, çamurlar içinde yaşayan organizmaların bulunmadığı indirgeyici ve zehirleyici ortamlarda laminaların korunma potansiyeli daha yüksektir. Ters durumda dipte oluşan laminalar çoğunlukla canlı hareketi (kaçma, eşeleme gibi) nedeniyle bozulacaktır. Laminalar sedimantasyonun çok hızlı gerçekleştiği ortamlarda da canlı aktivitesine rağmen bozunmadan kalabilir.

Süspansiyondan itibaren laminaların oluşum mekanizması

Kil-ince silt boyu malzeme değişik ortamlarda farklı mekanizmalarla çökebilir.

- 1- Organik aktivitenin yoğun olmadığı göl tabanlarında süspansiyondan itibaren çökeltme
- 2- Gelgit düzlüklerinde gelgit çevrimleri sırasındaki düşük enerjili zamanlarda

- 3- gelgitaltı alanlarda, güçlü fırtına dönemleri ardından ortaya çıkan süspansiyon bulutlarında n itibaren çökme
- 4- derin deniz ortamlarına tuzluluk farkları sayesinde taşınan sedimanların yavaş çökelişi
- 5- evaporit havzalarında kimyasal çökelim

FIGURE 5.8 A. Plan view of oscillation (wave-formed) ripples on the upper surface of a fine-grained sandstone bed, Elkton Siltstone (Eocene), southwestern Oregon. The knife is approximately 9 cm long. B. Cross-sectional view of nearly symmetrical ripples in Holocene sand, deposited in a side canyon of the Colorado River (Arizona) as a result of waves from the river washing into standing water at the mouth of the canyon. (Photograph B courtesy of John E. Bircher.)



Traksiyon (yerde sürünme) mekanizmasıyla lamina çökelişi

- 1- Sahilde dalgaların öne arkaya (swash and backwash) hareketi ile paralel laminalı kumlar çökebilir. Bu süreçte laminalarda ters derecelenme ve ağır mineral zenginleşmeleri ortaya çıkar.
- 2- Durağan akıntı akışı (steady flow of currents) sırasında şu üç farklı koşulda paralel laminasyon ortaya çıkabiliyor.
 - Üst akış rejiminin düzlem yatak fazında
 - Alt akış rejiminde çok sığ su derinliklerinde
 - Çok yavaş akış hızı koşullarında ripil oluşturmaya yetmeyecek kritik altı hızlarda

Dereceli Tabakalanma (graded bedding)

Dereceli tabakalar, tabaka içinde düşey yönde belirgin tane boyu değişimi ile karakterize edilirler. Tabaka kalınlıkları bir kaç cm'den bir kaç m'ye (hatta daha fazla) değişebilir. Bunlarda genellikle iç laminasyon gözlenmez (her ne kadar tipik bir Bouma sekansında gözleniyorsa da!).

Altta kaba taneli, üste doğru daha ince partikülleri içeren tabakalara “normal derecelenmeli” (normal grading) tabakalar deniyor (Şekil 5.6). Altta ince partiküllerle başlayıp yukarı doğru kabalaşan tabakaların ise “ters derecelenme” (reverse grading) gösterdiği söylenir. Dereceli tabakalar çoğunlukla keskin taban dokanaklarına sahiptirler.

Normal derecelenme bir kaç farklı süreçle oluşabilirse de jeolojik kayıttaki dereceli tabakaların çoğunluğunun türbidit akıntılar tarafından çöktüldüğü düşünülür. Türbiditlerdeki normal derecelenmenin türbidit akıntının giderek sönmelenen, hızı giderek azalan farklı ardıl evreleri sırasında süspansiyondan itibaren çöktüldüğü düşünülüyorsa da bu çökmenin niteliği halen tam olarak anlaşılabilmiş değildir.

Ters derecelenme (reverse grading), normal derecelenmeden daha ender bulunur. En sık sahil kumlarında, daha yoğun olan ağır minerallerin (altta) ve daha hafif olan açık renkli minerallerin ayrılmasından (segration) kaynaklanır. Bazı “base surge”lerde (bir piroklastik akış tipi), tane akışlarında ve göç eden kum ripollarında da ters derecelenmeye rastlanabilir. Ters derecelenme iki farklı mekanizmayla oluşabiliyor. 1- saçıcı kuvvetler (tane akışlarını anımsayınız) 2- kinetik eleme (kinetic sieving). Saçıcı kuvvetlerin tane boyu artışıyla üstel olarak arttığı biliniyor. Farklı tane boylarında malzemedan oluşan bir karışım içinde daha iri partiküllere daha fazla saçılma kuvveti tesir ediyor. Kinetik ayıklanma bir karışım içinde ince partiküllerin kaba partiküller arasından aşağı düşmesi ve böylece kaba partiküller arasında bir rahatlama yaratmasıyla oluşuyor.

Masif (yapısız) Tabakalanma (structureless bedding)

Bu terim, iç yapı göstermeyen, homojen tabakalara uygulanır (Şekil 5.7). Aslında dıştan masif gözükse de bu tabakalara X-ışınları veya boyanma teknikleri uygulandığında bunların hiç te masif olmadıkları, tersine belli belirsiz yapılar içerdiği anlaşılmaktadır. Yine de ender olarak arazi ölçeğinde hiç bir iç yapı göstermeyen kumtaşlarıyla karşılaşılabiliyor (özellikle de türbidit kumtaşları arasında).

Masif tabakalardan bazıları tamamen yoğun biyotürbasyonla ilgilidir. Bazen çökmeden hemen sonra ani sarsıntı sonucu oluşan sıvılaştırma da ilksel tabakalanmaları bozup yok ederek homojen tabakalar yaratabiliyor. Bunların hiçbiri değilse masif tabakaların, traksiyonla (sürünmeyle) taşınmanın olmadığı, bütün malzemenin süspansiyondan itibaren aniden çökeldiği veya yüksek oranda sediman yüklü bir sediman gravite akışı ile geliştiği düşünülür.

Ripillar ve

çapraz

tabakalar

Ripillar

güncel

silisiklastik

ve karbonat

çökeltme

ortamlarında

a sıklıkla

karşılaşılan

sedimanter yapılarıdır (Şekil 5.8).

Ripillar akıntı yönü konusunda bilgi verdiklerinden havza analizi çalışmalarında önemli paleoakıntı verileri sağlarlar.

Çapraz tabakalar genellikle takımlar halinde bulunurlar. 5 cm'den daha ince çapraz tabakalara küçük ölçekli çapraz tabakalanma, daha büyüklerine büyük ölçekli çapraz tabakalanma (Şekil 5.9) denir.

Allen (1963)'in önerdiği daha gelişkin bir çapraz tabaka sınıflaması (ki bunda çapraz tabakasetlerinin öbeklenmesi, bağlayıcı yüzeylerin niteliği vb.dikkate alınmıştır) bulunmaktaysa da, Mc Kee ve Weir (1953)'ün önerip Potter ve Pettijohn (1977)'in geliştirdiği daha basit bir şema Şekil 5.10'da sunulmuştur.

Bu sınıflamaya göre, çapraz tabakalar genel şekilleri ve bağlayıcı yüzeylerinin niteliğine göre iki ana gruba bölünüyorlar.

Düzlem (tabular) çapraz tabakalanma: takım kalınlığıyla karşılaştığında yanal devamlılıkları

büyüktür, ve esas olarak

bağlayıcı yüzeyler

düzlemseldir (Şekil 5.10,

5.11). Düzlem çapraz

tabakaların laminaları da

çoğunlukla düzlemseldir,

ancak yer yer tanjansiyel

laminalara da rastlanılabilir.

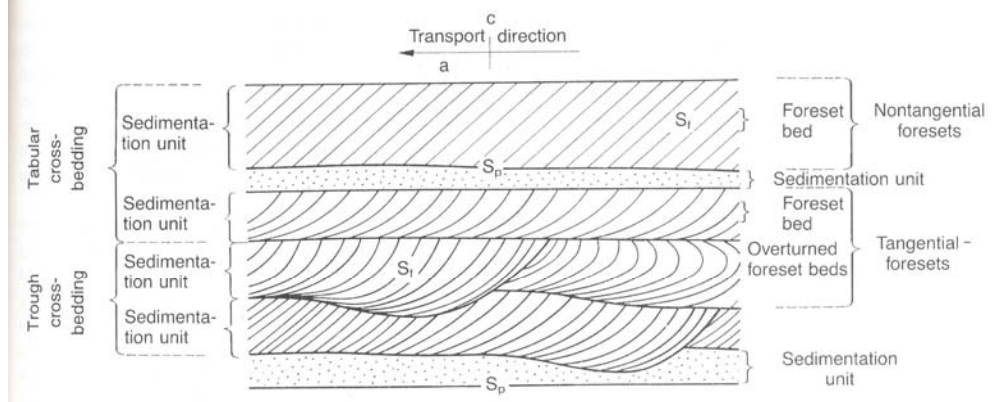


FIGURE 5.10 The terminology and defining characteristics of cross-bedding. Symbols: a, direction parallel to the average sediment transport direction; c, direction perpendicular to (a) and the transport plane (bed) in which (a) lies; S_p , the principal bedding surface or bedding plane; S_f , the foreset surface of cross-bedding. (After Potter, P. E., and F. J. Pettijohn, 1977, Paleocurrents and basin analysis, 2nd ed. Fig. 4.1, p. 91, reprinted by permission of Springer-Verlag, Heidelberg.)

FIGURE 5.11 Tabular cross-bedding in pebbly sands of the Coquille Formation (Pleistocene), southern Oregon coast. Note the opposing dip directions in the two cross-bedded units, suggesting possible deposition by reversing tidal currents (current direction from right to left in the lower unit and from left to right in the upper unit).



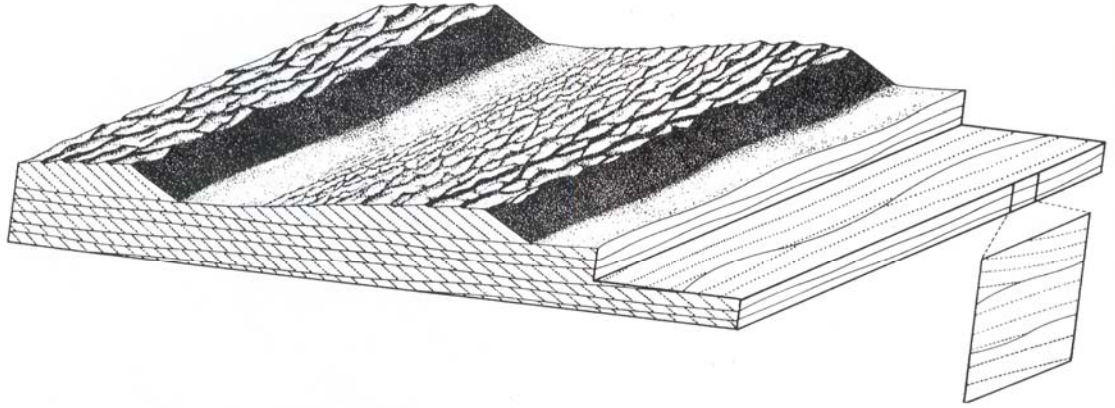


FIGURE 5.13 Diagram illustrating large-scale tabular cross-bedding formed by migrating straight-crested dunes (with rippled surfaces). Flow is from left to right. (From Harms, J. C., J. B. Southard, and R. G. Walker, 1982, Structures and sequences in clastic rocks: Soc. Econ. Paleontologists and Mineralogists Short Course No. 9, Fig. 3-11, p. 3-21, reprinted by permission of SEPM, Tulsa, Okla.)

Düzlem çapraz tabakalanma başlıca büyük ölçekli ripıllar ve dünlerin göçüyle ortaya çıkar; dolayısıyla alt akış rejiminde gözlenir. Tek tek tabakalar bir kaç 10 cm'den bir kaç m'ye kadar değişebilir (Harms et al. 1975, 10 m kalınlıkta bir düzlem çapraz tabakadan söz ediyor).

Tekne (trough) çapraz tabakalanma: bağlayıcı yüzeyleri kavisli olan çapraz tabakalardan oluşur. Tekne çapraz tabaka setleri uzunlamasına eşeleme yuvalarını dolduran, kendileri de kavisli olan tabanla tanjansiyel ilişkili tek tek laminalardan oluşur.

Ripil çapraz laminasyon (ripple-cross lamination ya da climbing ripples) :

Bu, akıntı veya dalga ripılları göç ederken çok hızlı bir sedimentasyon söz konusu ise oluşur (Şekil 5.13, 5.16). Bu durumda göç eden büyük ölçekli ripıllar üzerinde bir dizi küçük ölçekli çapraz laminalar gelişmeye başlar. Ripil çapraz laminasyonun oluşumu için özellikle süspansiyondan itibaren oldukça yüksek sediman getirmeye ihtiyaç vardır. Yüksek süspansiyon oranına ek olarak sürünmeyle taşınma ripılları oluşturacak, ancak kazıyıp götürmeyecek bir hızda olmalıdır.

Bazı ripil laminalar “fazda” (in phase) olabilir, yani üstteki

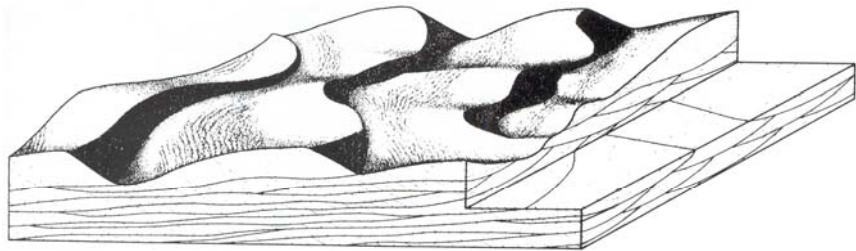


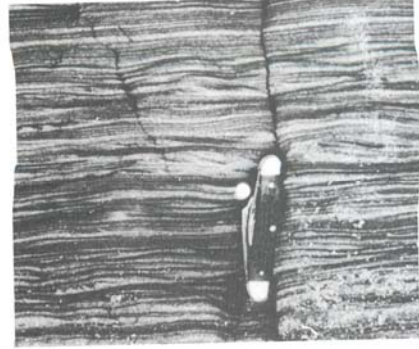
FIGURE 5.14 Diagram illustrating large-scale trough cross-bedding formed by migrating, trough-shaped dunes. Flow is from left to right. (From Harms, J. C., J. B. Southard, and R. G. Walker, 1982, Structures and sequences in clastic rocks: Soc. Econ. Paleontologists and Mineralogists Short Course No. 9, Fig. 3-10, p. 3-19, reprinted by permission of SEPM, Tulsa, Okla.)

laminanın zirvesi alttakinin tam üstüne gelir. Bu, süspansiyon ve sürünme ile taşınma arasında bir dengeyi anlatır.

Flaser ve mercekse tabakalanma

Flaser tabakalanma: çapraz tabaka setleri arasında ince çamur düzeylerinin bulunması ile tipiktir (Şekil 5.17). Çamur başlıca ripil teknelerinde birikir. Flaser tabakalanma dalgalanan hidrolik koşulları yansıtır. Böyle bir tabakalanma sürünmeyle taşınmanın (traction) etkin

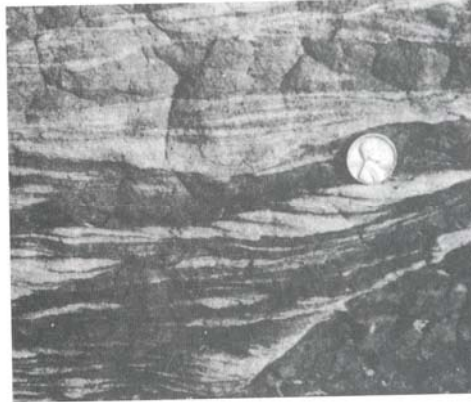
FIGURE 5.17 Flaser bedding in the Elkton Siltstone (Eocene), near Cape Arago, southern Oregon coast.



olduğu bir çapraz lamina seti oluşum evresi ve bunu izleyen çamur çökelinin olduğu sakinlik evresinin varlığını anlatır. Bir sonraki akıntı evresi çamurları büyük ölçüde aşındırır, belki de yalnızca ripil çukurlarında kalanlar jeolojik kayda geçebilirler.

Mercekse tabakalanma: üsttekinin tersine kalın çamur tabakaları ve bunlar arasında oluşan az

FIGURE 5.18 Lenticular bedding, Elkton Siltstone (Eocene), near Cape Arago, southern Oregon coast. Lenses of light-colored fine sandstone are interbedded with dark mudstone.



miktarda çapraz tabaka

setlerinden oluşur

(Şekil 5.18) . Bu

ikinciler aynı

stratigrafik seviyede

birbirinden ayrık olarak

bulunurlar.

Flaser ve mercekse

tabakalanmaya en çok

gelgit ortamlarında rastlanır.

Tepecikli çapraz katmanlanma (hummocky cross stratification)

İsmlendirme Harms vd. (1975) tarafından yapılmakla birlikte önceki araştırmacılar aynı yapıya farklı isimler

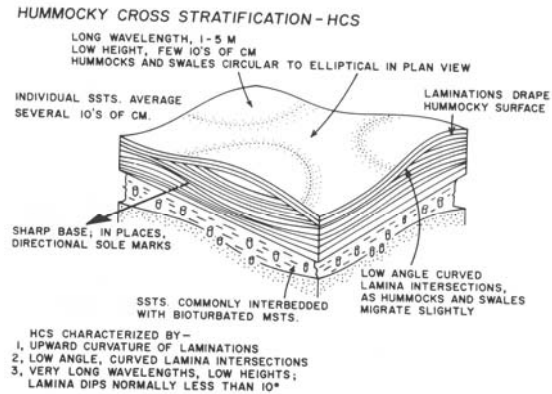
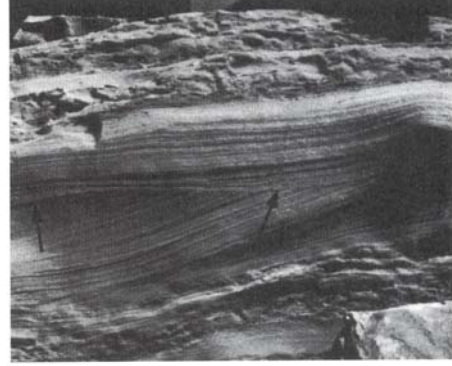


FIGURE 5.19 Schematic diagram of hummocky cross-stratification, which typically occurs interbedded with bioturbated mudstone. (From Walker, R. G., 1984. Shelf and shallow marine...

veregelmişlerdir. Tepecikli çapraz katmanlanma ondülasyon (kıvrımlanma) gösteren çapraz tabaka setlerinden oluşur. Setler, tekneler (swales) ve tümsekler (hummocks) mozayığı şeklinde düzenlenmiştir. Çapraz tabaka setleri birbirini düşük açılarla traşlarlar (Şekil 5.19, 5.20).

FIGURE 5.20 Hummocky cross-stratification in fine-grained sandstone of the Lower Member of the Coaledo Formation (Eocene), near Sunset Bay, southern Oregon coast. Arrows point to the hummocky erosional surface.



Tepecikli çapraz katmanlanma, çoğunlukla 15-50 cm kalınlığında, tabanları dalgalı erozyon gösteren, üst kısımları ripilli ve biyotürbasyonlu takımlar olarak bulunuyor.

Tabanda akıntı tarafından oluşturulan taban yapıları bulunabiliyor.

Bu yapı en çok ince kum-kaba silt boyu malzemede gelişiyor.

Tepecikli çapraz katmanlanma laboratuvar kanal deneylerinde ve güncel bir çökeltme ortamında henüz gözlenebilmiş değildir. Harms et al, 1975, bu yapının farklı yönlere saçılmış bir salınım hareketiyle oluşabileceğini, en çok ta güçlü fırtına dalgalarıyla geliştiklerini belirtmiştir. Bu yapı sığ denizel ortamların karakteristik bir yapısı olarak bilinir. Duke (1985) bazı gölsel istiflerde de bu yapının varlığını belirtmektedir.

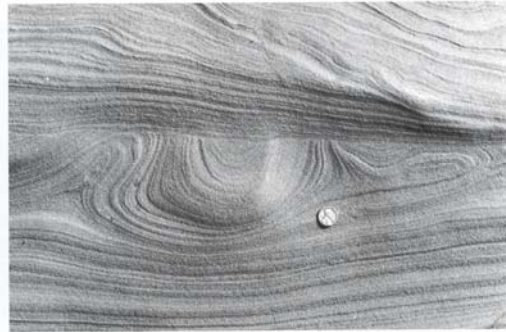
Düzensiz tabakalanma (Irregular stratification)

Deformasyon yapıları

Konvolüt tabakalanma ve laminasyon

Konvolüt tabakalanma, tabaka veya laminaların çoğunlukla küçük ölçekli antiklinal ve senklinallar şeklinde kıvrımlanıp buruşmasıdır. Bu yapı genellikle bir tek çökel birimi içinde yer alır, alttaki ve üstteki tabakalar

FIGURE 5.21 Convolute lamination in fine-grained sandstone, Coaledo Formation (Eocene), southern Oregon Coast. Note truncation of convolute laminae by parallel-laminated sandstone above.



deformasyondan hiç etkilenmez veya çok az etkilenirler (Şekil 5.21). En iyi ince kum ve ya siltli tabakalarda gözlenir. Faylanma göstermezler, ancak üste gelen sedimantasyon birimi kıvrımlı

tabakaların bir kısmını traşlayabilir. Konvolüt laminasyon gösteren birimlerin kalınlığı çoğunlukla 3-25 cm arasında değişir.

Konvolüt laminasyon en yaygın olarak türbidit istiflerinde gözlenir. Gelgitarası çökelleri, taşkın çökelleri ve nokta bar çökelleri bu yapıyı içerebilirler.

Konvolüt laminasyonun

çökmeden hemen sonra gevşek sedimanların kısmi sıvılaşmasından kaynaklanan plastik bir deformasyonun ürünü olduğu düşünülüyor. Bazı durumlarda bu sedimanlar çökeliirkenki paleoakıntı yönleri ile konvolüt laminasyonların kıvrım eksenleri arasındaki tekabüliyet nedeniyle bu yapıların çökme sırasında olduğu ileri sürülüyor. Konvolüt tabakalanmanın mekanizması olarak düşünölen sıvılaşma ise farklı yüklenme, deprem şokları veya dalga etkisi ile gelişebilmektedir.

FIGURE 5.22 Flame structures in the base of a fine-grained sandstone unit overlying laminated mudstones and siltstones, Coaledo Formation (Eocene), near Sunset Bay, southern Oregon coast. Some flames are overturned toward the left, suggesting slight downslope movement of the sand during loading. (Photograph by E. M. Baldwin.)



Alev yapıları (flame structures)

Dalga ya da alev şekilli, üstteki (genellikle kumtaşı) bir tabaka için sokulmuş bir çamur dilidir. Bazı alev yapılarının tepeleri yanal yönde bükölür hatta yatar (Şekil 5.22). Alev yapıları çoğunlukla diğer sediman yüklenme yapıları (loading structures) ile birarada bulunurlar. Çoğunlukla suya doygun yoğun çamurların yüklenme etkisi yüzünden üstteki kum tabakası içine sokulması ile olduğu düşünölür. Bazı alev yapılarının tepelerinin bir tarafa doğru tercihli bükölmesinin olay sırasında kum ile çamur arasında bir yatay çekme kuvvetinin de varolduğunu gösterdiğine inanılır.

FIGURE 5.23 Ball and pillow structures (arrows) on the base of a thin, steeply dipping sandstone bed, Lookingglass Formation (Eocene), near Illahe, southwest Oregon.



Top ve yastık yapıları (ball-and-pillow structure):

Kumtaşı tabakalarının alt kısımlarında gözlenir. Bazen şeyller üzerinde kireçtaşlarında da bu yapı izlenebilir. Top ve yastık yapıları yarı küresel veya mercimek şekilli, iç laminasyon gösterebilen kütlelerdir (Şekil 5.23). Bazılarında laminalar hafif kıvrımlı /deformedir. Bu yapı asıl tabakaya bağlı olabildiği gibi ana tabakadan tamamen kopmuş olarak ta çamurtaşı içinde yer alabilir. Bu yapının yarı tıkkızlaşmış kum veya kireçli sedimanların bir çamur üzerinde kısmi sıvılaşmasından kaynaklandığı düşünülmektedir.

Sinsedimanter kıvrımlar ve faylar

Henüz tıkkızlaşmamış olan veya yarı tıkkızlaşmış sedimanlarda gravite etkisiyle ortaya çıkan sedimatasyonla yaşıt bu deformasyon yapılarının tamamına kayma (slump) yapıları adı veriliyor (Şekil 5.24).

Potter ve Pettijohn (1977) kayma yapılarını aşağıdaki süreçlerden herhangi birinin ürünü olarak değerlendiriyor.

- 1- Taşınan kütlelerin içini de etkileyen nüfuzlu bir hareket, sonuçta farklı tür sedimanların kaotik karışımı ortaya çıkıyor (örneğin kumlu sedimanlar içinde kırılmış çamur tabakaları).
- 2- Yanal hareketin bir kayma düzlemi üzerinde yoğunlaştığı, bu arada taşınan kütlelerin kıvrım veya nap benzeri yapılarla deforme olduğu olaylardır.

Kayma kütlelerinin kalınlıkları çoğunlukla 1-50 m arasında değişebiliyor.

Kayma yapıları alt ve üstlerinde deformasyon kanıtı göstermeyen tabakalarla kucaklanıyor. Bazı düzeylerde özellikle şeylli seviyelerde gözlenen tektonik kökenli deformasyonların kaymalardan ayrılması çok zor olabilir.

Tabak ve sütun yapıları (dish and pillar structures)

Tabak yapısı, ince koyu renkli, az çok yatay, kenarları hafifçe yukarı doğru bükülmüş, çoğunlukla kumtaşı ve silttaşı içinde bulunan killi laminasyonlardır (Şekil 5.25). Çoğunlukla kalın, başka hiç bir yapı

FIGURE 5.25 Strongly curved to nearly flat dish structures (large arrow) and pillars (small arrow) formed by dewatering of siliciclastic sediment, Jackfork Group (Pennsylvanian), southeast Oklahoma. (From Lowe, D. R., 1975, Water escape structures in coarse-grained sediment: *Sedimentology*, v. 22, Fig. 8, p. 175, reprinted by permission of Elsevier Science Publishers, Amsterdam.)



0 4 cm

göstermeyen tabakalar içinde gözlenirler.

Sütun yapıları, çoğunlukla tabak yapılarıyla birarada bulunurlar. Bunlar, dikey, dikeye yakın laminaları kesen kum kolonlarından oluşur. Boyutları 1 cm-1 m arasında değişir.

Tabak ve sütun yapıları en sık sediman gravite akışlarında gelişir. Bunlar çok hızlı çökme nedeniyle konsolide olmayan sedimanlardan su kaçışı ile ilişkilendiriliyor. Tıkızlaşma sürecinde göznek suyu basıncıyla yarı geçirimli/geçirimsiz kil bariyerler kıvrımlanıyorlar ve tabak yapılarını oluşturuyorlar.

Erozyon yapıları

Kanallar, önceden oluşmuş tabaka/laminaları kesen, kesit görünümünde veya U veya V şekilli yapılardır (Şekil 5.26). Bunlar akıntılar veya kütle taşınmaları marifetiyle oluşurlar. Kanalların boyutları cm'den bir kaç m'ye kadar değişebilir. Hatta haritalanabilir boyutlara bile ulaşabilirler. Özellikle akarsu ve gelgit ortamlarında yaygındırlar.

Oyma doldurma yapıları (scour and fill), kanal gibidir, ancak daha küçük boyutludurlar. Asimetriklerdir, akıntının geldiği kesim daha eğimli gittiği kesim ise daha az eğimlidir. Akıntılar tarafından oluşturulurlar.

Tabakalanma düzlemi işaretleri (bedding plane markings)

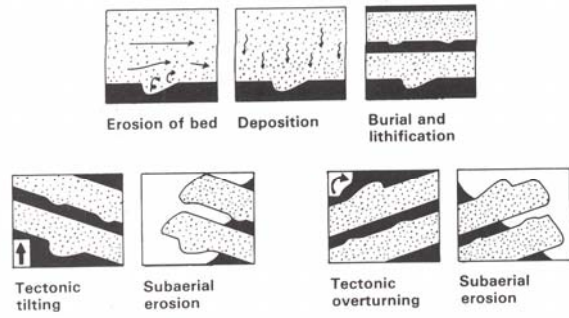
Aşındırma-

çökmeyle oluşan işaretler

Bunların çoğu tabakaların altında bulduklarından

“taban yapıları-sole marks” adını da alıyorlar (Şekil

FIGURE 5.27 Postulated stages of development of sole markings owing to erosion of a mud bottom followed by deposition of coarser sediment. The diagram also illustrates how the sole markings appear as positive-relief features on the base of the infilling bed after tectonic uplift and subaerial weathering; it suggests how sole markings can be used to tell top and bottom of overturned beds. (From Collinson, J. D., and D. B. Thompson, 1982, Sedimentary structures, Fig. 4.1, p. 37, reprinted by permission of George Allen & Unwin, London. After Ricci-Lucchi, F., 1970, Sedimentografia: Zanchelli, Bologna, Italy.)



5.27). Akıntıların aşındırma etkisiyle (current formed structure) oluştuklarından çok iyi paleoakıntı verisi takımını oluşturuyorlar.

Oluşumun ilk evresinde kohezif, ince taneli (çamurlu) bir zemin

FIGURE 5.28 Large intersecting groove casts on the base of a turbidite sandstone bed, Fluornoy Formation (Eocene), southwestern Oregon.



üzerinde akıntının marifetiyle değişik yatak izleri oluşur. Dipteki sedimanın kohezyonu oluşan yara izinini hemen kaybolmasına ya da başkalaşmasına engel olur. İkinci evrede sediman yüklü akıntı kumlu malzemesini bütün zemine, bu arada çukurluklar üzerine de yayar. Gömülme ve tıkHzlaşma ile birlikte kumtaş tabakasının altında bu çukurluğun kalıbı çıkar.

Aşındırma işlemi her zaman akıntuların marifetiyle olmaz; bazen akıntı içinde taşınan iri bileşenler, odun parçaları ve kavkılar da çarpma ile zeminde çukurluklar yaratabilir. Bunlara “**aletin oluşturduğu yapılar- tool formed structures**” denir

Oluk dolguları (groove casts): Uzun, çizgisel, çakıl, kavkı, odun parçası gibi aletlerin zeminde sürüklenme veya yuvarlanmasından oluşan oluğun dolgusudur (Şekil 5.28). Genişlikleri mm-cm mertebesindedir. Paleoakıntı gidişine paralel uzanırlar. Bu yap, akıntının ancak doğrultunu verir, yönü hakkında bilgi vermez. Ancak çok özel durumlarda aletin kohezif çamur üstünde bıraktığı V-şekilli işaretler akıntı yönünü çıkarsamamıza yardım eder.

Çarpma, yuvarlanma ve sıçrama izleri : bazı aletlerin zemin üzerindeki kesikli hareketleri sonucu oluşurlar (Şekil 5.29). **Çarpma izi (bounce mark)** alet yüzeye düşük açıyla çarpıp ve geri fırladığında

oluşurlar. Fırça izleri (brush mark), alet yüzeye düşük açıyla çarpıp geri döner. Yuvarlanma izi (roll mark), sürekli bir yuvarlanmanın izidir. Sıçrama izleri, alet belirli aralıklarla yere çarparak ilerler.

Kaval Dolgusu (flute cast):

Uzunlamasına

kabarıklık ve

sırtlardır (Şekil 5.30).

Bir uçta tombul bir

burunları vardır;

diğer uca doğru

işaret genişler ve silikleşir. Bir tabaka altındaki flütler az çok aynı boyutta olma eğilimindedir.

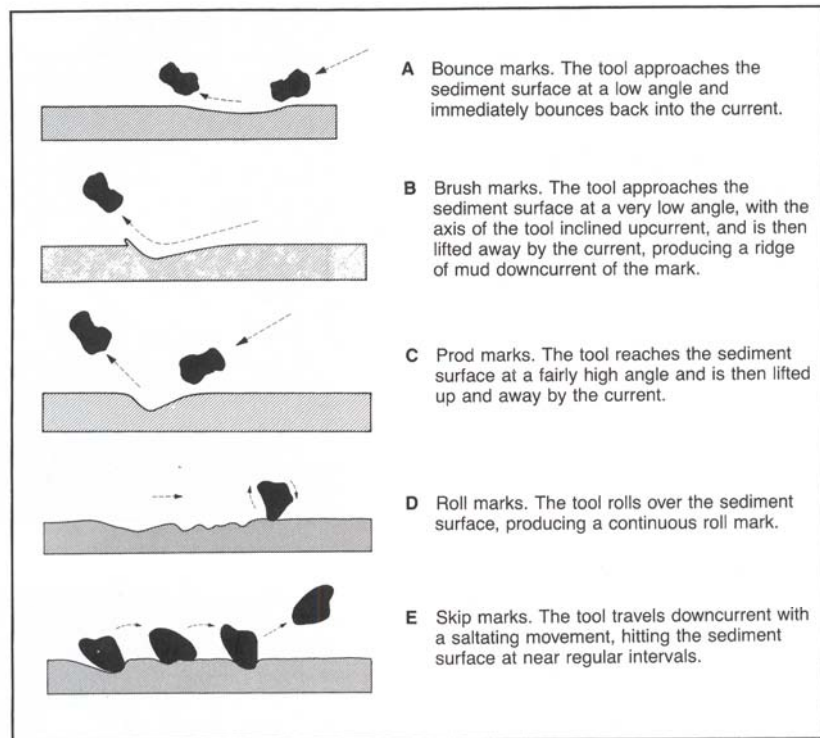


FIGURE 5.29 Development in a cohesive mud bottom of (A) bounce marks, (B) brush marks, (C) prod marks, (D) roll marks, and (E) skip marks by the action of tools making contact with the bottom in various ways. These tool-formed depressions are subsequently filled with coarser sediment to produce positive-relief casts. (After Reineck H. E., and I. B. Singh, 1980, *Depositional sedimentary environments*, 2nd ed. Figs. 127, 129, 125, 132, 131, p. 82, 83, reprinted by permission of Springer-Verlag, Heidelberg.)

Kaval dolguları tabandaki kohezif sedimanlarda bir engelin (genellikle iri bir çakıl ya da kavkı) arkasında veya şans eseri akıntı girdaplarının eşelediği , aşındırdığı olukların daha sonra sedimanla

FIGURE 5.30 Flute casts on the base of a turbidite unit, Tye Formation (Eocene), near Valseltz, northwestern Oregon. The bulbous terminations of the flute casts indicate that paleocurrents moved from the bottom toward the top. (Photograph by P. D. Snively, Jr.)



dolmasından oluşuyor. Bu oyuklarda akıntının geldiği taraf daha dar ve derin oluyor. Kaval dolguları şu halde iyi bir paleoakıntı verisidirler.

Akıntı hilalleri (current crescent): Engel kazımları (obstacle scours) adı da veriliyor. Gücel ortamlarda bir engelin (fossil, iri sediman vb.)akıntı

aşağısında dar, yarı çembersel, at nalı biçimli bir oluk şeklinde gözlenir (Şekil 5.31). Eski sedimanlarda kumtaşı tabakalarında bir taban yapısı olarak gözlenirler.

FIGURE 5.31 Current crescent formed around a pebble on a modern beach, southern Oregon coast. Current flow was from top to bottom.



Deformasyonun oluşturduğu izler:

Yük kalıpları (Load casts)

Yük kalıpları (load casts), bir çamurtaşını üzerleyen kumtaşının

tabanında gözleniyor. Tercihli yönlenme göstermezler (Şekil 5.32). Her ne kadar “kalıp” diye adlandırılıyorsa da bunlar önceden varolan bir boşluğu doldurmaz. Tersine top ve yastık yapılarında olduğu gibi plastik bir deformasyonla gelişirler.

BİYOJENİK YAPILAR

İz fosiller (trace fossils)

Dipte yaşayan organizmaların hareket, beslenme, eşeleme gibi aktiviteleri deniz tabanındaki çamurda veya yarı tıkkızlaşmış zeminde çeşitli izler, çöküntüler ve oyuk ve eşelemeler yaratır. Bu çöküntü ve oyukların farklı türde veya paketlenme özelliğine sahip sedimanlarla dolması bazı özel yapıları ortaya çıkarır. Bunlar ya üstteki tabakanın altında çıkıntılar (pozitif röliyef) şeklinde

gözlenir; ya da alttaki çamurun en üstünde dolgular şeklinde izlenir. Sert ve yumuşak zemin oyukları (sırasıyla burrows ve boring) genellikle tabaka içine doğru gider, yani sadece tabaka yüzeylerine has yapılar değildir.

Dipteki canlı aktivitesiyle ilgili yapıların tümüne **iz fosiller veya “iknofosil- ichnofossils”** deniyor. İz fosiller çok uzun zamandan beri jeologlar tarafından biliniyorsa da, asıl incelenmeye başlanmaları 1950’lerden itibaren.

İz fosillerin sınıflanması

Biyojenik yapılar kabaca şöyle gruplanabilir.

- 1- Biyotürbasyon yapıları (oygulamalar, izler, kök nüfuz yapıları vb.)
- 2- Biyostratigrafikasyon yapıları (algall stromatolitler, biyojenik kökenli dereceli tabakalanma vb.)
- 3- Biyoerozyon yapıları (boringler vb.)
- 4- Dışkılar

TABLE 5.2 Descriptive-genetic classification of trace fossils

<p style="text-align: center;">A Tracks and Trails</p> <p><i>Track</i>—impression left in underlying sediment by an individual foot or podium <i>Trackway</i>—succession of tracks reflecting directed locomotion by an animal <i>Trail</i>—trace produced during directed locomotion and consisting either of a surficial groove made by an animal having part of its body in continuous contact with the substrate surface or of a continuous subsurface structure made by a mobile endobenthic organism</p> <p style="text-align: center;">B Burrows and Borings</p> <p><i>Boring</i>—excavation made in consolidated or otherwise firm substrates, such as rock, shell, bone, or wood <i>Burrow</i>—excavation made in loose, unconsolidated sediments <i>Burrow or boring system</i>—highly ramified and/or interconnected burrows or borings, typically involving shafts and tunnels <i>Shaft</i>—dominantly vertical burrow or boring or a dominantly vertical component of a burrow or boring system having prominent vertical and horizontal parts <i>Tunnel</i> (= gallery)—dominantly horizontal burrow or boring or a dominantly horizontal component of a burrow or boring system having prominent vertical and horizontal parts <i>Burrow lining</i>—thickened burrow wall constructed by organisms as a structural reinforcement; may consist of (1) host sediments retained essentially by mucus impregnation, (2) pelletoidal aggregates of sediment shoved into the wall, like mud-daubed chimneys, (3) detrital particles selected and cemented like masonry, or (4) leathery or felted tubes consisting mostly of chitinophosphatic secretions by organisms. Burrow linings of types (3) and (4) are commonly called “dwelling tubes.” <i>Burrow cast</i>—sediments infilling a burrow (= burrow fill); may be either “active,” if done by animals, or “passive,” if done by gravity or physical processes; active fill termed “back fill” wherever U in U laminae, etc., show that the animal packed sediment behind itself as it moved through the substrate</p> <p style="text-align: center;">C Bioturbation</p> <p><i>Bioturbate texture</i>—gross texture or fabric imparted to sediments by extensive bioturbation; typically consists of dense, contorted, truncated, or interpenetrating burrows or other traces, few of which remain distinct morphologically. Where burrows are somewhat less crowded and thus are more distinct individually, the sediment is said to be “burrow mottled.”</p> <p style="text-align: center;">D Miscellaneous</p> <p><i>Configuration</i>—in ichnology, the spatial relationships of traces, including the disposition of component parts and their orientation with respect to bedding and (or) azimuth <i>Spreite</i>—bladellike to sinuous, U-shaped, or spiraled structure consisting of sets or cosets of closely juxtaposed, repetitious parallel or concentric feeding or dwelling burrows or grazing traces. Individual burrows or grooves comprising the spreite commonly anastomose into a single trunk or stem (as in <i>Daedalus</i>) or are strung between peripheral “support” stems (as in <i>Rhizocorallium</i>). “Retrusive” spreiten extended upward, or proximal to the initial point of entry by the animal, and “protrusive” spreiten extended downward, or distal to the point of entry.</p>
--

Source: After Frey, R. W., 1978, Behavioral and ecological implications of trace fossils, in P. B. Basan (ed.), Trace fossil concepts: Soc. Econ. Paleontologists and Mineralogists Short Course No. 5. Table 2, p. 49, reprinted by permission of SEPM, Tulsa, Okla.

Bundan ayrı iz fosiller morfolojileri temelinde de gruplanabiliyor (Tablo 5.2). İzler, yumuşak zemin oyguları (burrows), biyotürbasyon dokusu yumuşak sedimanlarda oluşurlar (Şekil 5.34). Sert zemin oyguları (borings) ise taşlaşmış zeminlerde gelişirler.

İz fosiller, kendilerini oluşturan organizmaların davranışlarına göre de gruplanabilir. Bu tür sınıflamaya **etolojik sınıflama** deniyor. Buna göre izfosiller, kısa konaklama izleri (resting traces), sürünme izleri (crawling traces), sıyırma izleri (grazing traces), beslenme izleri (feeding traces), asıl konaklama izleri (dwelling traces) ve kaçma izleri (escape traces) olarak gruplanabiliyor (Tablo 5.3).

Ortamsal

Önemi

İz fosiller yengeç, mollusk, solucan vb. pek çok organizma tarafından oluşturulabilir.

Çok farklı organizmalar

benzer işlevleri gördüklerinden

bıraktıkları izler

de benzer

olabilir. Bu yüzden hangi izin hangi organizma tarafından yapıldığı her zaman açıklıkla belirlenemez.

Ancak belirli iz fosil gruplarının giderek belirli sedimanter fasiyesleri karakterize ettiği söylenebilir. **İknofasiyes (ichnofacies)**, Scheilacher (1964) tarafından bu tür iz fosil gruplarını anlatmak için kullanılmıştır.

İz fosillerin yayılımlarında **tuzluluk, su derinliği ve zeminin niteliğinin** (sert mi yumuşak mı?) belirleyici olduğu anlaşılmaktadır. İz fosiller karasal ortamlardan derin deniz ortamlarına kadar her ortamda gelişebilmektedir (Şekil 5.38).

Karasal ortamlarda böcekler, örümcekler, solucanlar, tırtıllar, sümüklüböcekler ve timsahlar oldukça çeşitli tünel ve oyuklar oluştururlar. Omurgalılar ayakizlerini, bitkiler kökizlerini bırakırlar. Tatlısu ortamları (akarsu ve göller) çok çeşitli canlıları barındırır.

Tatlısu-karasal ortamlardaki izfosiller **skoyenya (scoyenia) izfasiyesi** adını alıyorlar. Bu fasiyes ayırtman olmayan, düşük çeşitlilikli omurgalı ve omurgasız canlıların iz ve eşelemeleri ile karakterize edilir.

İknofasiyes çalışmaları özellikle denizel sedimanlar üzerinde yoğunlaşmıştır. Bu ortamlardaki iknofasiyesler çoğunlukla omurgasız olan solucan, istakoz, yengeç, gastropod, pelespod gibi organizmalar tarafından oluşturur.

Denizel ortamda her biri tipik bir iz fosille temsil edilen 7 iknofasiyes ayrılıyor. Bunlar terodolit, tripanit, glossifungit, skolites, cruziana, zoofikos ve nereites fasiyesleridir.

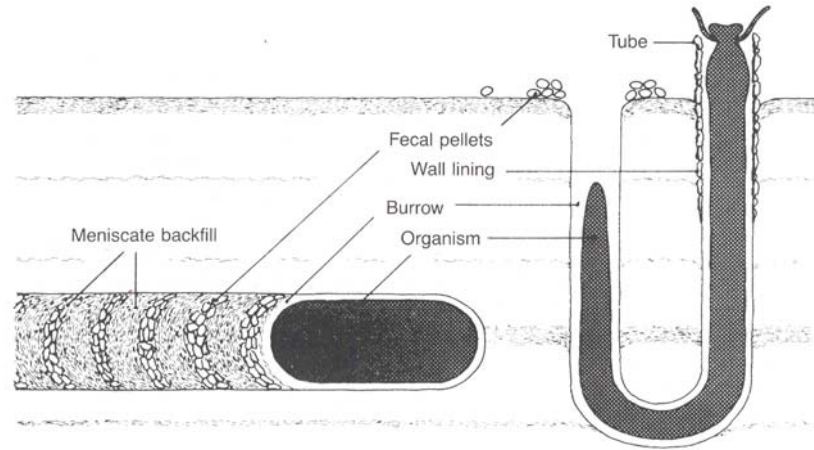


FIGURE 5.34 Two kinds of burrows: a mobile crawling trace or track of an irregular echinoid (left) and a permanent, U-shaped dwelling burrow of an unidentified worm (right). Where the wall lining consists of cemented grains, it is called a tube. (From Ekdale, A. A., R. G. Bromley, and S. B. Pemberton, 1984, *Ichnology: Trace fossils in sedimentology and stratigraphy*: Soc. Econ. Paleontologists and Mineralogists Short Course No. 15, Fig. 2.3, p. 15, reprinted by permission of SEPM, Tulsa, Okla.)

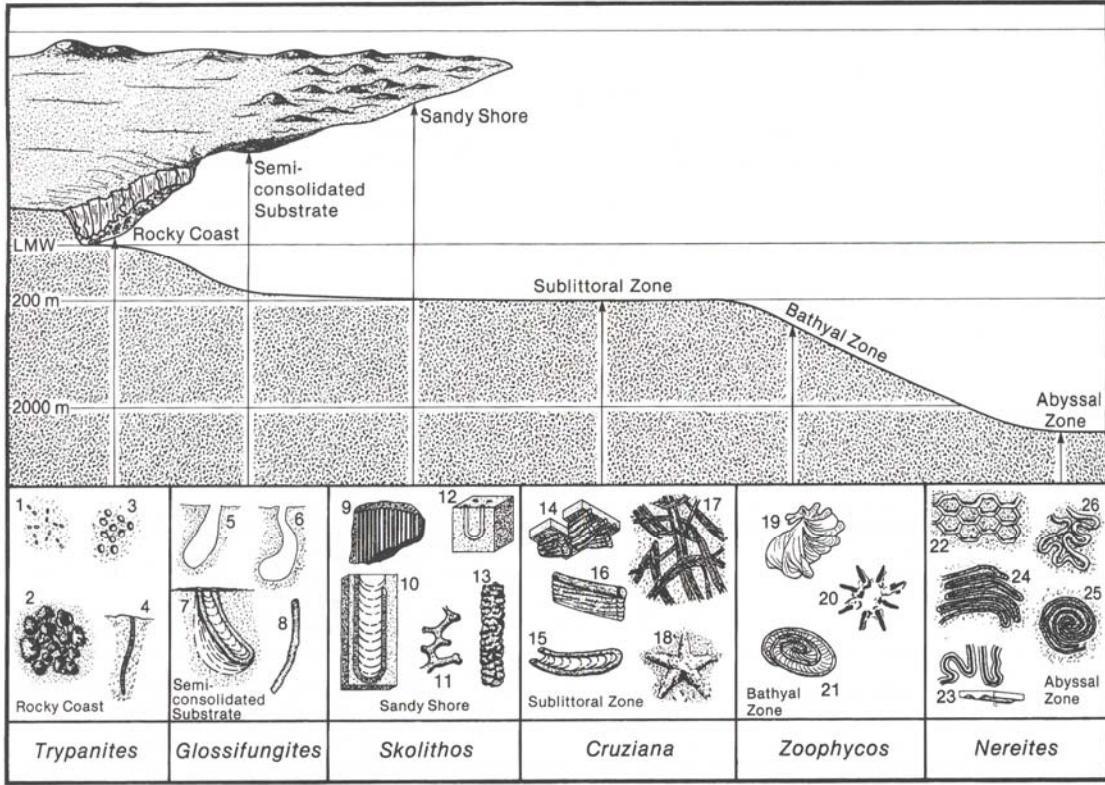


FIGURE 5.38 Schematic representation of the relationship of characteristic trace fossils to sedimentary facies and depth zones in the ocean. Borings of 1, *Polydora*; 2, *Entobia*; 3, echinoid borings; 4, *Trypanites*; 5, 6, pholadid burrows; 7, *Diplocraterion*; 8, unlined crab burrow; 9, *Skolithos*; 10, *Diplocraterion*; 11, *Thalassinoides*; 12, *Arenicolites*; 13, *Ophiomorpha*; 14, *Phycodes*; 15, *Rhizocorallium*; 16, *Teichichnus*; 17, *Crossopodia*; 18, *Asteriacites*; 19, *Zoophycos*; 20, *Lorenzinia*; 21, *Zoophycos*; 22, *Paleodictyon*; 23, *Taphrhelminthopsis*; 24, *Helminthoida*; 25, *Spirorhaphe*; 26, *Cosmorhaphe*. (From Ekdale, A. A., R. G. Bromley, and S. B. Pemberton, 1984, *Ichology: Trace fossils in sedimentology and stratigraphy*: Soc. Econ. Paleontologists and Mineralogists Short Course No. 15. Fig. 15.2, p. 187, reprinted by permission of SEPM, Tulsa, Okla. Modified from Crimes, T. P., 1975, *The stratigraphical significance of trace fossils*, in T. P. Crimes and J. C. Harper (eds.), *The study of trace fossils*, Fig. 7.2, p. 118: Springer-Verlag, New York.)

Tripanitler, sert zeminlerin karakteristiğidir. **Glossifungitler** yumuşak ve çimentolanmamış zeminlerde gelişirler. Diğer iknofasiyeler hep yumuşak zeminlerde oluşurlar ve dağılımları büyük ölçüde su derinliği ile kontrol edilir.

Glossifungitler, çoğunlukla dik, U-şekilli ve dallı budaklı izfosillerdir. Süspansiyon yiyciler veya bazı etcil organizmalar (istiridye, yengeç, kurtçuk vb.) tarafından oluştururlar.

Skolitos izfasiyesi, yüksek enerji koşullarının (dalga gibi) egemen olduğu, tuzluluğun büyük ölçüde değiştiği, alanın zaman zaman suüstü olduğu litoral-gelgitarası zonda sıklıkla gözlenir. Organizmalar bu zor koşullara, kuma kaçıp oraya gömülerek karşı koyarlar. Bu litofasiyes te dik ve U-şekillidir.

Neritik zon (veya gelgitaltı zonu) daha az talep edilen, daha az çekici, yer yer akıntı etkinliğinin hüküm sürdüğü bir alandır. Bu zonda dikey konaklama oyguları ve U-şekilli oygular daha az

gözlenir. Oygular daha kısadır, krustasya gibi yüzey organizmalarının oluşturduğu izler daha yaygındır.

Daha derin neritik ortamlarda sediman yiyiciler için daha çok organik malzeme bulunur, bu yüzden beslenme oyguları daha yaygındır. Doğal olarak daha sığ ortamdaki dikey oygular giderek yerlerini yatay beslenme oygularına bırakırlar. Bu kesimdeki iknofasiyese **kruziana (Cruziana)** **iknofasiyesi** adı verilir.

Okyanusların derin batiyal ve abisal (ki buralar dalga tabanının altında genelde düşük enerji koşullarının egemen olduğu alanlardır) zaman zaman türbid akıntı ve okyanus dip akıntılarının bulunduğu alanlardır. Buralarda karmaşık beslenme olguları, özellikle zoofikos ve korenzinialar yaygındır. Bu alandaki izifosiller **zoofikos iknofasiyesini** oluşturur. Artık okyanusların daha da derin, ince taneli sedimanların biriktiği kesimlerinde çok daha kompleks, spiral, menderesli formlar (sprizorafe) veya desenli izfosiller (paleodiktiyon) gözlenmeye başlar. Bu alan **nerites iknofasiyesinin** alanıdır.

Şimdiye kadar özetlenen her bir izfasiyes bir takım derinlik sınırları içinde yorumlandıysa da bugün biliyoruz ki bazı izfosiller bu derinlik sınırlarını aşabiliyor. Şurası bilinmelidir ki hiç bir biyojenik yapı tek başına bir ortam derinlik göstergesi olamıyor.

Evaporitler ve yüksek indirgeyici ortamlar canlı dip yaşamı için zehirleyici özelliğe sahip olduğundan buralarda canlı yaşamı, dolayısı ile izfasiyesler gelişmiyor.

Başka kökenli tabakalanma düzlemi işaretleri **Çamur çatlakları ve sineresiz çatlakları:** Güncel sedimalardaki çamur çatlakları derinlere doğru kamalanan, V-şekilli, plan görünümleri kabaca poligonal yapılarıdır.

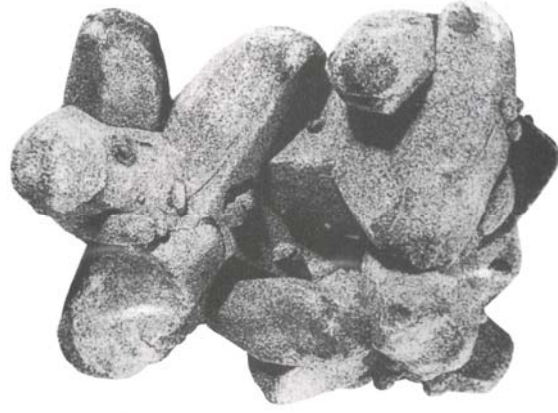
FIGURE 5.42 Parting lineation in sandstone, Haymond Formation, Texas. Current flow is parallel to the hammer. (Photograph courtesy of E. F. McBride.)



Poligonların kenar kısımları yukarı doğru kıvrıktır.

Çamur çatlakları silisiklastiklerde ve karbonat kayaçlarda kuruma nedeniyle oluşurlar. Çatlakların gelişiminden sonraki

FIGURE 5.44 Sand crystals, Miocene sandstone, Badlands, South Dakota. The length of the specimen is about 15 cm. (From Sedimentary rocks, 3rd ed., by Francis J. Pettijohn, Fig. 12.3. Copyright 1949, 1957 by Harper & Row, Publishers, Inc. Copyright © 1975 by Francis J. Pettijohn. Reprinted by permission of HarperCollins Publishers, Inc.)



bir sedimantasyon evresinde çatlak sedimanla dolar. Çatlak derinlikleri bir kaç 10 cm'ye kadar çıkabilir. Bir kaç metrelik ender çamur çatlağı örnekleri bilinir. Çamur çatlakları en azından dönemsel olarak su üstüne çıkmayı ve kurumayı anlatır. Bunlar su altında sineresiz çatlakları ile karıştırılmamalıdır.

Sineresiz çatlakları sürekli, düzenli poligonol çamur çatlaklarından farklı olarak kesik kesiktir, ve şekli poligonalden sinüzoidale kadar değişebilir.

Sineresiz çatlakları, killi sedimanlarda **su altında gelişen** bir yapıdır. Oluşumu, şişen kil minerallerinin kafes yapılarındaki suyun çevreleyen ortamın tuzluluğunun ani değişimi nedeniyle uzaklaştırılmasından, veya killerin gözenek sularını aniden kaybetmelerinden kaynaklanabilir. Yaşlı kayaçların hem karasal hem de denizel olanlarında gözlenmiştir.

Çukurlar ve başka işaretler: Çamur çatlaklarıyla birlikte genellikle ortası derin, kenarları yuvarlak ve yüksek krater benzeri yapılar gözlenir. Bunların düşen yağmur damlalarının etkisi ile geliştiği düşünülür.

Sızıntı izleri (rill marks): çok küçük dalşekilli (dendritic) kanalcıklardır. Güncel sahil kumlarında, deniz düşük gelgit seviyesine çekilirken gözenek sularının kumları terketmesi nedeniyle oluşur.

Hareket çizgiselliği (parting lineation): bazen akıntı çizgiselliği de denir. Paralel laminalı kumlarda tabakalanma yüzeylerinde gelişir (Şekil 5.42). Çok çok küçük (mm ölçekli) sırt ve uzunlamasına çukurlardan oluşur. Bu çizgisellik akıntıya paralel gelişir ve üst akış rejiminde akıntı akımı ve tane yönlenmesinden kaynaklandığı düşünülür.

DİĞER YAPILAR

Kumtaşı dayk ve silleri: yaşlı kayaçlarda, çatlakları dolduran düzlemsel şekilli kum kütleleridir. Kalınlıkları bir kaç cm'den 10 m'ye kadar değişebilir. İç yapıları yoktur. Bu yapıların sıvılaşmış kumların çatlaklara zorla girmesiyle oluştuğu düşünülür. Kumtaşı silleri aynı mekanizmayla

tabakalanmaya
paralel sokulan
kum kütleleridir.
Bu ikinciler ilgili
bir dayka
yaslanana kadar
fiziki olarak
izlenemedikleri
sürece istif içinde
çökelmiş bir
kumtaşı
düzeyinden ayırt
edilemeyebilir.

FIGURE 5.45 Well-developed, sutured stylolites in Cretaceous limestone, Calcare Massiccio, Tuscany, Italy. (Photograph courtesy of E. F. McBride.)



İkincil

sedimanter

yapılar

Bunlar, ilgili yapıları içeren sedimanların oluşumu sırasında veya hemen sonra oluşan, birincil sedimanter yapılardan (kumtaşı dayk/silleri ile konvolüt laminasyon da bu gruba sokulabilir) farklı olarak sedimanların oluşumundan epey sonra ortaya çıkan, **çoğunlukla kimyasal kökenli** yapılardır. Bu yüzden ikincil sedimanter yapılar adını alırlar.

Yumrular: kalsit, hematit, dolomit, çört, jipsten oluşan yumrular kayacın gözeneklerinsde ikincil olarak gelişirler.

Kum kristalleri: Çok iri özşekilli ya da yarı özşekilli, kum inklüzyonları ile dolmuş kalsit, barit, veya jips kristalleridir.

Stilolitler: Özellikle kireçtaşlarında basınç nedeniyle ergime/yeniden kristalleşme hatlarıdır (Şekil 5.45). Bu hatlar boyunca çözünemeyen minerallerin yoğunlaşması izlenir.

5. SEDİMANTER KAYAÇLARIN BİLEŞİMİ, SINIFLANMASI, KÖKENİ VE DİYAJENEZİ

Silisiklastik sedimanter kayaçlar

Silisiklastik sedimanter kayaçlar, yaşlı kayaçların bozunmasıyla ortaya çıkan silikat partiküllerinden ve piroklastik volkanizmanın ürettiği partiküllerden oluşan kayaçlardır. Kumtaşları, çakıltaşları ve şeyller silisiklastik sedimanter kayaçların üç ana grubunu temsil ederler.

Silisiklastik sedimanter kayaçlar toplam sedimanter kayaçların kabaca $\frac{3}{4}$ 'ünü oluştururlar, ve Prekambriyen'den Holosen'e her jeolojik devirde karşımıza çıkarlar. Bunlar yerin geçmiş dönemlerinin açıklığa kavuşturulması açısından oldukça önemlidirler. Bu kayaçlar dokusal ve yapısal olarak incelenerek bileşenlerini taşıyan ve çökelten ajanlar hakkında bilgi sahibi oluruz. Bu kayaçların mineralojik açıdan incelenmesi ise tuedikleri eski kaynakların (dağ kuşaklarının) konumu ve doğaları konusunda bilgiler sağlar.

Bu kayaçlardan kumtaşları petrol jeologları açısından büyük önem taşır, çünkü bunlar petrolün hazne kayasını oluştururlar ve bilinen dünya rezervlerinin yaklaşık yarısı bunların içinde yer alır. Şeyller de petrolün tuediği organik malzemenin içinde biriktiği kayaçlar olduklarından petrol jeolojisi açısından önemlidirler.

Kumtaşları

Kumtaşları toplam sedimanter kayaçların %20-25'ini oluşturur. Tane boyu 1/16-2 mm arasındaki partiküllerden oluşur. Bu partiküller kumtaşlarının çatısını oluşturken bunlar arasındaki çok ince tane boyulu (<0,03 mm) malzeme de kumtaşının matriksini teşkil eder.

Bileşenlerinin şeyllere göre daha kaba olması sayesinde kumtaşları standart mikroskop altında belirli bir hassasiyetle çalışılmaya ve istatistiki yaklaşımlara çok uygun litolojilerdir. Öte yandan toplam

kimyasal bileşim X-ışını florösans veya ICP (inductively coupled argon plasma) teknikleriyle

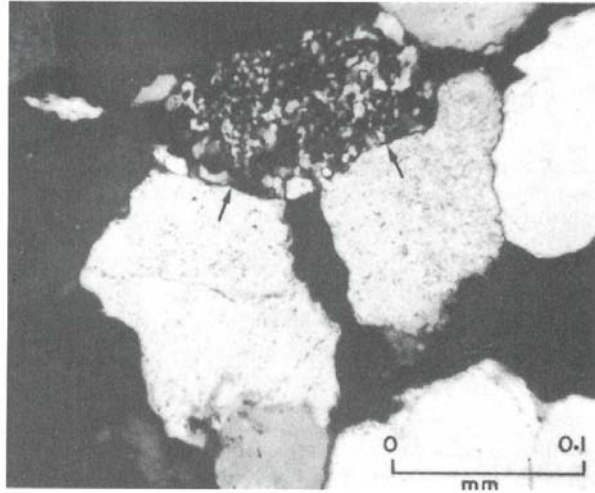


FIGURE 6.1 Photomicrograph of a polycrystalline quartz grain (arrow) surrounded by monocrystalline quartz grains. Polarized light.

saptanabilir. Hatta tek tek bileşenlerin kiyasal bileşimleri elektron mikroprobe tekniğiyle incelenebilir.

Mineraloji

Kumtaşlarını oluşturan bileşenler çoğunlukla kum boyu ve silt boyu mineral ve kayaç parçalarından ibarettir. Bileşenler farklı mineralojik nitelikte olmakla birlikte bir kaç ana mineral ve kayaç tipi kumtaşlarının büyük bir bölümünü oluşturur. Bunlar Tablo 6.1’de verilmiştir.

Kuvars: Bileşenlerin ortalama %50-60’ını oluşturur ve kumtaşlarının baskın mineralidir. Feldispat ile karıştırılabilirde de hem el örneğinde hem de mikroskop altında kolaylıkla tanınabilecek bir mineraldir. Yüksek sertliği ve kimyasal duraylılığı nedeniyle kuvarslar bir kaç sedimanter çevrim yaşayabilirler.

Kuvars, kumtaşları içinde tek tek kristaller (monokristalin) veya bitişik kristaller (polikristalin) olarak bulunabilir. Mikroskop altında çok çok küçük pek çok kristalden oluşan parçaya mikrokristalin kuvars deniyor. Bunlar çoğunlukla çört parçalarına tekabül eder.

Polarize mikroskop altında incelendiğinde bazı kuvarslar mikroskop tablası çevrildikçe dereceli olarak renk değiştirirler. Buna kuvarsin dalgalı sönmesi denir.

Kuvars taneleri plutonik kayaçlardan (özellikle granit gibi felsik plutonik kayaçlardan) metamorfik kayaçlardan ve daha yaşlı kumtaşlarından türerler.

Feldispatlar: Toplam kumtaşı tanelerinin ortalama %10-20 kadarını oluştururlar. Kumtaşlarında ikinci en sık rastlanan mineraldir. İki ana gruba ayrılırlar.

Alkali feldispatlar: saf potassik (Albit) ve saf sodik (Anortit) uç üyeleri arasında tam bir katı çözeltili serisi oluştururlar. Bunlardan K-feldispatlar daha yaygın olarak rastlanırlar.

Feldispatlar kimyasal olarak kuvarsa göre daha az duraylı minerallerdir. Yüzeysel bozınma ve diyajenez sırasında kimyasal

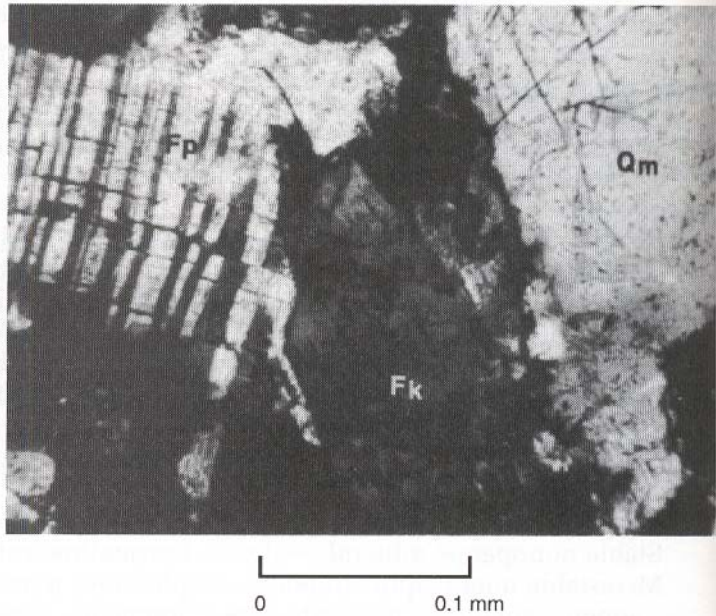
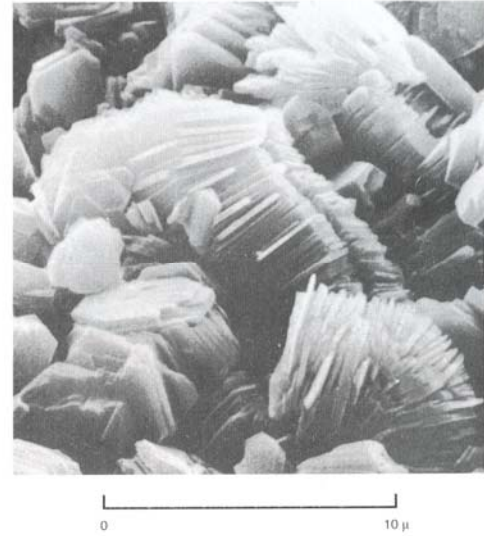


FIGURE 6.2 Plagioclase feldspar grain (Fp), potassium feldspar grain (Fk), and monocrystalline quartz (Qm). Polarized light.

bozunmaya daha kolay uğrarlar. Ayrıca kuvarsa göre daha yumuşak olduklarından taşınma sırasında daha kolay yuvarlaklaşırlar. Varsa klivajları nedeniyle mekanik olarak daha kolay ayrılmaya uygundur. Kumtaşlarının yüksek oranda (>%25) feldispat içeriği doğrudan kristalin kaynak kayalardan beslenmeyi anlatır.

FIGURE 6.3 Electronmicrograph of kaolinite clay minerals magnified 4700×. Note the arrangement of the pseudo-hexagonal kaolinite plates in distinct "books." (Photograph by M. B. Shaffer.)



Kil Mineralleri: İki boyutlu tabaka yapılarıyla karakterize edilen filossilikatlar grubundan olan kil mineralleri, kumtaşlarının çoğunlukla %5'ten az bir kesrini teşkil eder, ve matriks içinde yer alır. Çok küçük tane boyları nedeniyle petrografik mikroskopta tayin edilemezler. Ancak elektron mikroskobu veya X-ışını kırınım teknikleriyle varlıkları ve türleri anlaşılabilir. Kumtaşlarında sıklıkla karşılaşılan başlıca türlerini İllit, smektit, kaolinit ve klorit oluşturur. Kil mineralleri çoğunlukla yüzeysel bozunma süreçleri sonucu oluşup sedimanter havzalara taşınırlar. Ancak bazen diyajenez sürecinde de oluştukları bilinir.

Tali mineraller: Kumtaşları içinde oranları %1-2'yi geçmeyen mineraller bu başlık altında toplanır. En yaygın olanlar mikalar (muskovit ve biyotit) ve ağır mineraller (kuvarstan daha ağır olanlardır)'dir.

Mikalardan muskovitler (beyaz mika da deniyor) kimyasal bozunmaya daha dayanıklı olduklarından kumtaşlarında daha bol bulunurlar. Mikalar özellikle metamorfik ve plutonik magmatik kayalardan türetilirler.

Ağır minerallerden bazıları (zirkon ve rutil gibi) kimyasal olarak duraylıdır (stable), bir kaç sedimanter çevrimi tecrübe edebilirler. Daha az stabil olan manyetit, piroksen ve amfibol gibi ağır minerallerin yeni sedimanter çevrimler tecrübe etmeye dayanımları yetmez. Öte yandan farklı kaynak kayalar farklı ağır mineraller üretmek eğilimindedirler.

Sonuç olarak, ağır mineraller kumtaşlarında çok düşük oranlarda bulduklarından sedimanter petrografik çalışmalar için zenginleştirilmeleri gerekir. Zenginleştirme işlemi onların ağır sıvılar

içerisinde (çoğunlukla bromoform veya sodyum politungusten) hafif minerallerden ayrılmalarıyla gerçekleştiriliyor. Ayrılan ağır mineraller lam üzerine yapıştırılıyor ve petrografi mikroskobu ile inceleniyor.

Kayaç parçaları

Kumtaşları içinde çoğunlukla tek tek minerallerine ayrılamayan kayaç parçaları da bulunuyor. Bunlar kumtaşları içinde ortalama %15-20 oranında

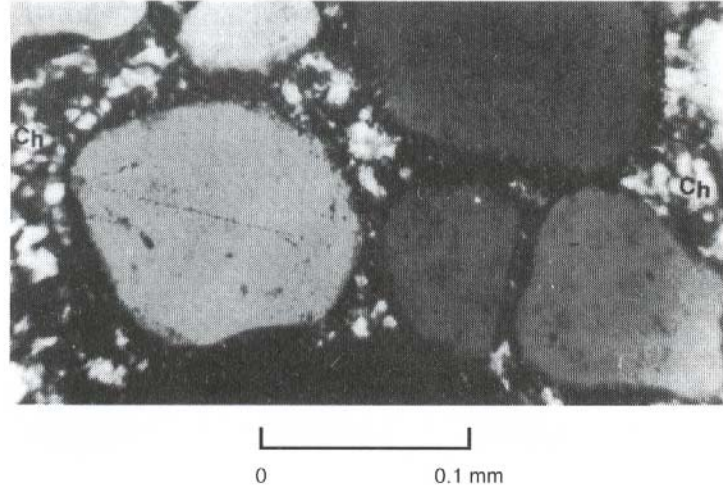


FIGURE 6.8 Rounded, monocrystalline quartz grains cemented by microcrystalline quartz (chert) (Ch). Polarized light.

bulunuyorlar. Her türden kayaç parçası kumtaşları içinde bulunabiliyor. Yine de kaynak kayaçtaki minerallerin boyutu oluşacak kayaç parçalarının boyutunu büyük ölçüde belirliyor.

Kayaç parçaları kaynak bölgenin saptanmasında özellikle önemlidir. Ve bu amaç için diğer kumtaşı bileşenlerine göre daha doğrudan ve güvenilir bilgiler sağlarlar.

Mineral Çimentolar (mineral cements):

Kumtaşlarının tek tek silisiklastik taneleri çoğunlukla bir mineral çimentoyla birbirine tutturulur. Bu çimento ya silikat minerallerinden (kuvars ya da opal), ya da silikat olmayan minerallerden (kalsit veya dolomit) oluşur. Pek çok kuvars bağlayıcılı kumtaşında bağlayıcı, varolan kuvars kırıntılarının kristal kafesine tutunur; böylece büyüme (overgrowth) adı verilen çimento çeperleri oluşur. Varolan kristallerin kristal yapısının uzantısıymışçasına gelişen bu tür büyümelere sintaksiyal büyüme (syntaxial overgrowth) denir. Sintaksiyal büyümede tane ve çimentonun mikroskop altında sönümlenmesi (extinction) birlikte gerçekleşir.

Çimento olarak karbonat mineralleri silikat minerallere göre daha sıkça gözlenir. Kalsit bunların en yaygınıdır. Bu, tanelerarasındaki boşlukları bir kristal mozaiği oluşturacak şekilde kaplar. Daha az yaygın olan karbonat çimentolar dolomit (Mg-karbonat) ve siderit (Fe-karbonat)'tır. Çok daha ender olarak hematit ve jips te çimento malzemesi olabilir.

Kimyasal bileşim

Kumtaşlarının kimyasal bileşimi sedimentologlar açısından fazla ilginç gözükmemektedir. Bunun nedeni, bir zamanlar kiyasal analizlerin pahalılığının yanısıra kimyasal bileşimin mineralojik bileşim kadar anlamlı bilgiler içermemesidir. Ayrıca bir kumtaşının kimyasal bileşimi pekala oluşum sırasındaki koşulları yansıtmayabilir; özellikle diyajenez sırasında oluşan kimyasal dönüşümler hep kimyasal bileşimi etkiler

Ancak, son yıllarda ortaya çıkan ayrıntılı kimyasal analiz teknikleri (elektron prob analizörleri, X-ışınları florösans gibi) hızlı ve ucuz kimyasal analizler yapma olanağı sağlamaktadır.

Kumtaşlarının Sınıflanması

Tanımlamaya dönük (descriptive) kumtaşı sınıflamaları temel olarak mineralojiye dayanır. Tane boyuna dayanan bazı sınıflamalar da bilinmektedir.

Şimdiye değin 50'ye yakın kumtaşı sınıflamasının önerildiğine bakılırsa bütün kumtaşlarına uygulanabilecek çok amaçlı bir sınıflamadan söz edemiyoruz.

Karışık sedimanların dokusal adlandırması

Konsolide olmayan sedimanter malzeme tane boyuna göre 3 ana gruba ayrılıyor (Udden-Wentworth skalasını anımsayınız!). **Çakıl (>2 mm), kum (1/16-2 mm) ve çamur (<1/16 mm)**

Bunların taşlaşmış karşılıklarına sırasıyla konglomera (çakıltaşı), kumtaşı ve çamurtaşı (şeyl) adı veriliyor. Farklı tane boyundaki sedimanlar doğada çoğunlukla bir arada ve karışık olarak bulduklarından bunların kayaç olarak tek bir sözcükle isimlendirilmesinde güçlüklerle karşılaşılır. Bunun üstesinden gelmek için Şekil 6.10'da gösterilen üçgen sınıflama önerilmiştir. Şayet elimizdeki kayaçta çakıl boyu malzeme yoksa o halde Şekil 6.10B ve C'yi kullanarak isimlendirme yaparız (bunları öneren araştırmacıların farklı olduğuna dikkat ediniz).

Mineralojik sınıflama

Çoğu kumtaşı baskın olarak bir kaç farklı bileşenden oluşur. Bunlar kuvars (+çört), feldispat ve kayaç parçalarıdır. Bu basit bileşimlerine karşın jeologlar kumtaşı adlamalarında bir türlü ortak bir yol bulamamışlardır. Önerilen sınıflamalar kökensel nitelikli olanlardan, tamamen gözlemsel nitelikli olanlara kadar geniş bir yelpaze sunar.

Araştırmacıların çoğu QFR –bu **Q**uartz **F**eldspar **R**ock fragments ‘ten kısaltmadır- (ya da QFL- burada **L** Lithics (kırıntılar anlamındadır))üçgen diyagramlarını kullanırlar.

En basit sınıflamalardan biri Gilbert sınıflamasıdır (Şekil 6.11).

TABLE 6.2 Average chemical composition (weight percent) of sandstones from some North American formations*

	(1)	(2)	(3)	(4)	(5)	(6)	(7)	(8)	(9)
<i>n</i> =	11	23	30	16	18	12	119	12	59
SiO ₂	86.5	67.8	65.6	56.9	56.2	68.4	70.6	37.3	50.3
TiO ₂	0.53	0.95	0.91	1.42	0.89	0.69	0.64	0.34	0.64
Al ₂ O ₃	5.71	15.4	15.1	12.3	15.3	13.5	12.6	7.91	14.0
Fe ₂ O ₃ (<i>f</i>)	2.69	6.46	6.09	6.18	6.48	5.30	4.97	3.18	6.40
MnO	0.02	0.07	0.15	0.11	0.07	0.09	0.08	0.10	0.13
MgO	0.69	1.73	1.82	4.20	2.35	1.68	1.51	1.07	3.25
CaO	0.05	0.42	1.94	5.82	5.74	2.38	1.61	26.0	9.90
Na ₂ O	0.02	1.07	0.87	1.92	1.28	3.15	2.76	0.92	—
K ₂ O	1.55	2.74	3.03	1.90	2.80	2.62	2.20	0.51	2.09
P ₂ O ₅	0.02	0.16	0.17	0.17	0.17	0.18	0.02	0.10	0.21
V (ppm)	51	123	159	100	126	71	79	103	—
Cr	55	82	88	225	71	55	44	31	—
Ni	19	231	58	130	49	30	8	5	49
Zn	29	52	104	84	114	69	—	66	91
Rb	60	123	133	72	125	93	—	10	79
Sr	29	134	113	233	168	310	110	879	267
Y	17	31	40	21	35	36	37	15	29
Zr	417	238	260	191	187	333	413	58	118

Source: Argast and Donnelly, 1987, Jour. Sed. Petrology, v. 57, p. 813–823; Society Economic Mineralogists and Paleontologists, Tulsa, Okla.

Note: Iron is reported as total Fe₂O₃; *n* is the number of samples in each average. A dash indicates no reported value.

- * (1) Shawangunk Formation near Ellenville, New York (quartz arenite)
- (2) Millport Member of the Rhinestreet Formation, Elmira, New York (lithic arenite/wacke)
- (3) Oneota Formation, Unadilla, New York (lithic arenite/wacke)
- (4) Cloridorme Formation, St. Yvon and Gros Morne, Quebec (lithic arenite/wacke)
- (5) Austin Glen Member of Normanskill Formation, Poughkeepsie, New York (lithic arenite/wacke)
- (6) Renesselaer Member of the Nassau Formation, near Grafton, New York (feldspathic arenite/wacke)
- (7) Renesselaer Member, averages of analyses from Ondrick and Griffiths (1969) (feldspathic arenite/wacke)
- (8) Rio Culebrinas Formation, La Tosca, Puerto Rico (fossiliferous volcanoclastics)
- (9) Turbidites from DSDP site 379A (lithic arenites/wacke)

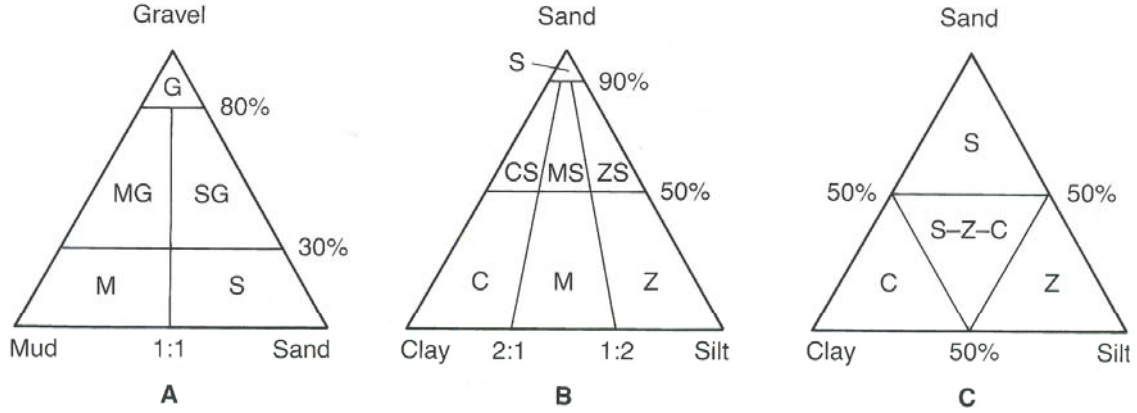


FIGURE 6.10 Nomenclature of mixed sediments. A, B. Simplified from Folk. C. After Robinson. G = gravel, S = sand, M = mud, C = clay, Z = silt, MG = muddy gravel, SG = sandy gravel, CS = clayey sand, MS = muddy sand, ZS = silty sand. (From Folk, R. L., 1954, The distinction between grain size and mineral composition in sedimentary rock nomenclature: Jour. Geology, v. 62, Fig. 1a, p. 346, and 1b, p. 349, reprinted by permission of University of Chicago Press. Robinson, G. W., 1949, Soils, their origin, constitution, and classification, 3rd ed.: Murby, London.)

kullanılan diğer bazı sınıflamalar Şekil 6.12’de verilmiştir.

McBride sınıflamasında gözüken arkoz adlaması jeologlar arasında yaygın ve kuralı olarak, %25’ten daha fazla feldispat içeren kumtaşları için kullanılmaktadır. Benzer şekilde Grovak (graywacke) sözcüğü de bağlayıcısı çok, kısmen derin gömülmeye maruz kalmış, matriksinde bolca klorit bulunan koyu gri, yeşil, sert ve yoğun kayaç için kullanılmaktadır.

Ana kumtaşı sınıflarının genel özellikleri

Kuvars arenitler: %90’da fazla silisli taneden oluşurlar. Çoğunlukla beyaz-açık gri renge sahiptirler. Pembemsi yeşilimsi, kırmızıya boyanmış ta olabilirler. İyi tıkızlaşmışlardır. Silis veya karbonat bağlayıcı ile bağlanmışlardır. Kuvars arenitler tipik olarak kratonik alanlarda kumullar, sahil çökelleri ve şelf çökelleri ile bir arada bulunurlar. Çoğu Folk (1951) sınıflamasına göre olgun ya da süper olgun sınıfına girerler (Şekil 6.13). Bu kayaç türünde çapraz katmanlanma ve skolitos izfasiyesi yaygındır. Pettijohn (1963) bütün kumların 1/3’ünün kuvars arenit olduğunu belirtmektedir.

Kuvars arenitler kristalin ve metamorfik kayaçlardan türeyen birinci çevrim çökelleri olabildiği gibi asıl sedimanter kaynak kayaların yeniden yeniden çevrimlenmesiyle oluşurlar.

Kuvars arenitler özellikle Mesozoyik ve Paleozoyik’te çok yaygındırlar.

Feldispatik arenitler: %90’dan az kuvars ve kayaç parçasından çok feldispat içeren kumtaşlarıdır. Azıları içerdikleri K-feldispat ve Fe-oksitler yüzünden pembe-kırmızı olabilir.

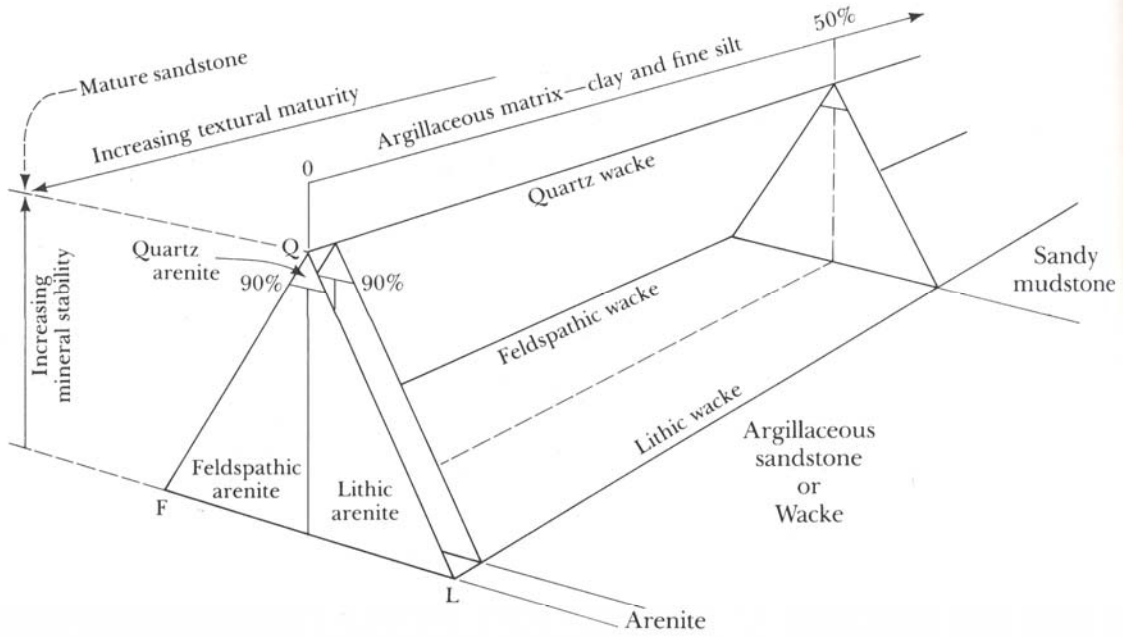


FIGURE 6.11 Classification of sandstones on the basis of three mineral components: Q = quartz, chert, quartzite fragments; F = feldspars; L = unstable, lithic grains (rock fragments). Points within the triangles represent relative proportions of Q, F, and R end members. Percentage of argillaceous matrix is represented by a vector extending toward the rear of the diagram. The term arenite is restricted to sandstones essentially free of matrix; sandstones containing matrix are wackes. (From Williams, H., F. J. Turner, and C. M. Gilbert, *Petrography, an introduction to the study of rocks in thin sections*, 2nd ed. W. H. Freeman and Company, San Francisco. © 1982, Fig. 13.1, p. 327. Modified from Dott, R. H., Jr., 1964, Wacke, graywacke, and matrix—what approach to immature sandstone classification? *Jour. Sed. Petrology*, v. 34, Fig. 3, p. 629, reprinted by permission of Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Tulsa, Okla.)

Özel bir yapı karakteristikleri yoktur. Bazı arkozlar granitlerin yerinde bozunmasından oluşurlar. Bunlara grus adı verilir. Bu kalıntı arkozik materyal bazen kısa mesafede taşınıp aluviyal fan ya da etek çökeli olarak birikirler.

Çoğu feldispatik kumtaşı granitik tip kristalen kayalardan türer.

Bir feldispatik arenitin varlığı

- 1- Soğuk veya çok kurak bir iklimin varlığını gösterebilir (ki yüzeysel bozunma süreçleri pek işlemez).
- 2- Ilıman ve nemli iklim koşullarının ve çok sarp topoğrafyanın varlığını gösterebilir.

Mineral bileşiminin provönans anlamı

Bir silisiklastik sedimanter kayacın silikat mineralojisi ve kayaç parçalarının bileşimi, onu diğerlerinden ayıran temel özelliklerdendir. Mineraloji, sedimanter kayaçların kökenini çalışmak için özellikle önemli bir değerdir. Çünkü, jeolojik zamanlar boyunca gelişen süreçlerle kaybolup giden kaynak bölgelere ilişkin yegane bilgiler kırıntılı kayaçların mineralojisinden sağlanır. Kırıntılı kayaçlar içerisinde bileşenlerinin boyutu itibarıyla istatistiki değerlendirmeye en uygun kayaç ise kumtaşıdır.

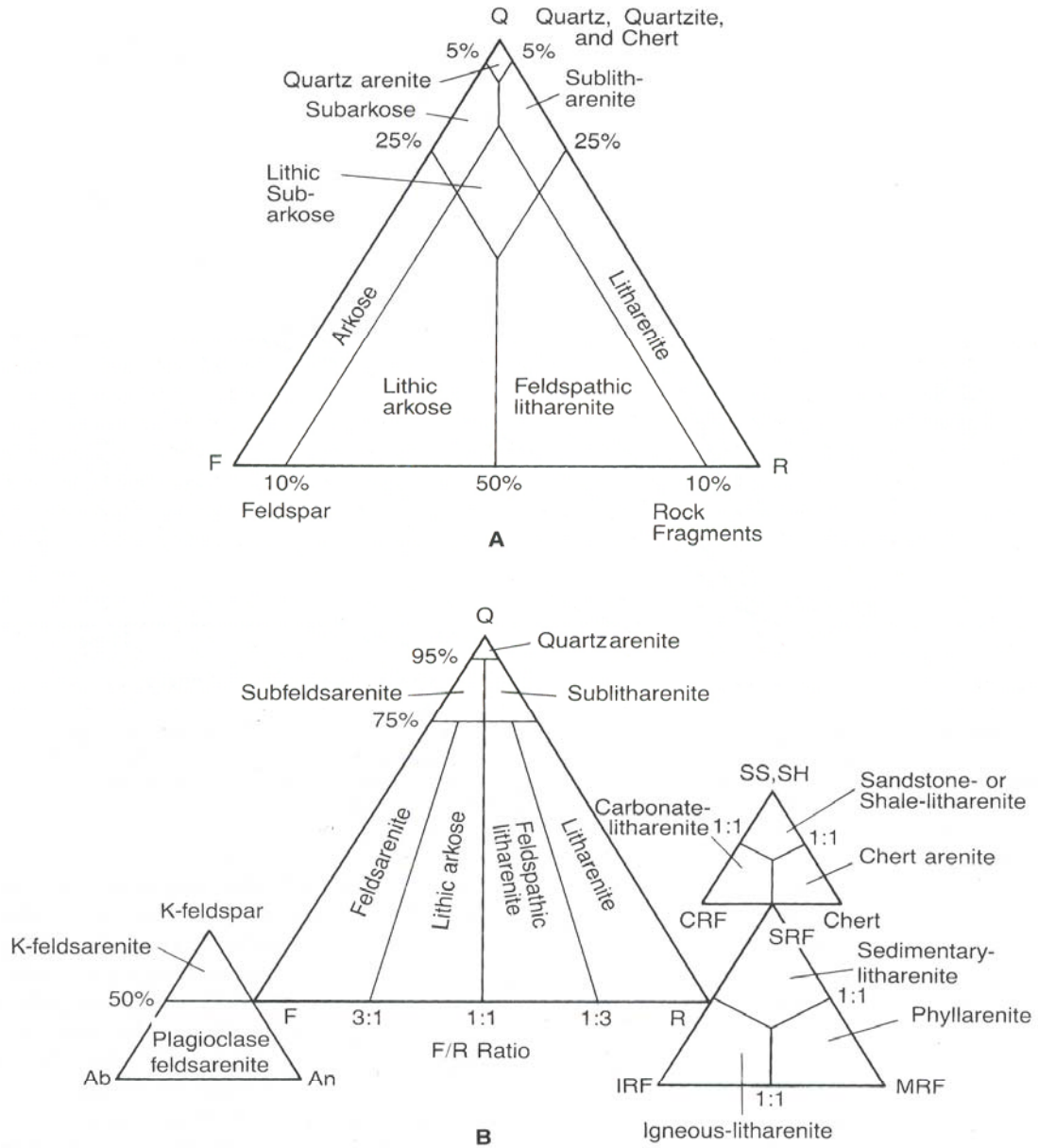


FIGURE 6.12 Classification of sandstones according to (A) McBride and (B) Folk, Andrews, and Lewis. In Folk et al.'s classification, chert is included with rock fragments at the R pole, and granite and gneiss fragments are included with feldspars at the F pole. SS = sandstone, SH = shale, CRF = carbonate rock fragments, SRF = sedimentary rock fragments, IRF = igneous rock fragments, MRF = metamorphic rock fragments (A, from McBride, E. F., 1963, A classification of common sandstones: Jour. Sed. Petrology, v. 34, Fig. 1, p. 667, reprinted by permission of Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Tulsa, Okla. B, from Folk, R. L., P. B. Andrews, and D. W. Lewis, 1970, Detrital sedimentary rock classification and nomenclature for use in New Zealand: New Zealand Jour. of Geology and Geophysics, v. 13, Fig. 8, p. 955, and Fig. 9, p. 959, British Crown copyright, reprinted by permission.)

Kayaç parçaları kaynak bölgeye (provönans) ilişkin doğrudan bilgiler sağlarken feldispat, kuvars ve diğer bileşenler de kaynak kayaçların doğası, yüzeysel bozunmanın niteliği ve taşınma mesafeleri konusunda bilgiler taşır.

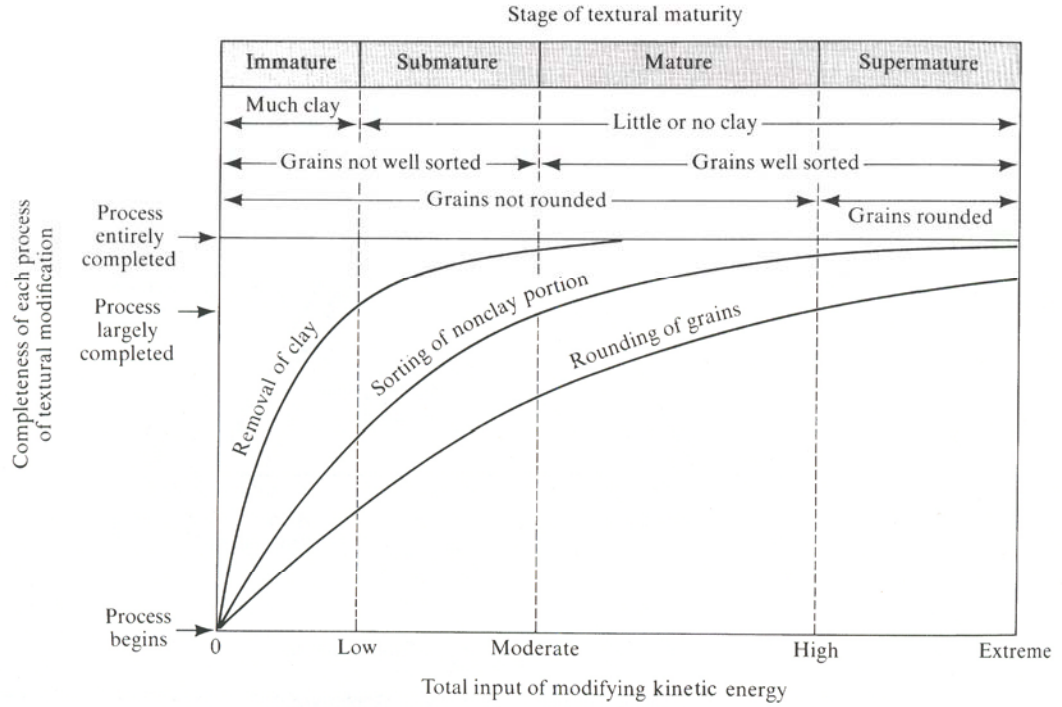


FIGURE 6.13 Textural maturity classification of Folk. Textural maturity of sands is shown as a function of input in kinetic energy. (From Folk, R. L., 1951, Stages of textural maturity in sedimentary rocks: Jour. Sed. Petrology, v. 21, Fig. 1, p. 128, reprinted by permission of Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Tulsa, Okla.)

Ağır mineral birlikleri de provönans hakkında ipuçları verirler. Örneğin apatit, biyotit, hornblend, monazit, rutil, titaniti pembe kuvarsit ve zirkon alkalin magmatik kayalardan türerken, ojit, kromit, diyopsit, hipersten, ilmenit, manyetit ve olivin bazik magmatik kayalardan gelir.

Konglomeralar

Konglomera, bileşenlerinin önemli bir bölümü (en az % 30'u) 2mm 'den büyük parçalardan oluşan silisiklastik kayalar bu adla anılırlar. Bunlar her yaşta jeolojik kayıt içinde bulunurlar ve toplam jeolojik kaydın %1'den azını oluştururlar. Oluşum ve köken açısından kumtaşlarına oldukça benzerler. Kumtaşlarına benzer sedimanter yapıları içerirler (değişik türden çapraz tabakalanmalar

FIGURE 6.14 Poorly sorted fluvial (river-deposited) conglomerate, Holocene, Oregon. Note hammer for scale.



vb.)

Partikül Bileşimi: Her ne kadar tekçe minerallerden de oluşabilirse de, çakıltaşı bileşenleri genellikle kayaç parçalarından oluşur. Bileşenlerin bileşimi tamamen kaynak bölgedeki kayaçların türüne, ve bir ölçüde egemen olan iklime, taşınma şekli ve mesafesine ve topoğrafyaya bağlıdır.

Pettijohn (1975), çakıltaşı bileşenlerini dikkate alarak oligomikt konglomeralar (tek tür çakıllardan oluşan konglomeralar), polimikt konglomeralar (çok çeşitli bileşenlere sahip olanlar) ve petromikt konglomeraları (hem stable hem de metastable bileşenlerden oluşan çakıltaşları) tanıtmaktadır.

Sınıflama:

Konglomeralar Tablo 6.32’te verilen bir çok süreçle oluşabilirler. Ancak bunlardan en yaygın gerçekleşeni epiklastik (yani, yüzeydeki aşınma, taşınma ve çökme süreçleri sonucu gerçekleşen) oluşumlardır.

Ana tip	Alt tip	Tanelerin kökeni
Epiklastik konglomera ve breşler	Ekstraformasyonel konglomera ve breşler İntraformasyonel konglomera ve breşler	Yaşlı kayaçların bozunması ve taşınması; akışkan akışları ve sediman gravite akışları vasıtasıyla çökme Henüz tıktlaşmamış sedimanların çökmeyle yaşıt ufalanmaları, değişik yollarla taşınıp çökeltilmeleri
Volkanik breş	Piroklastik breş Otobreş Hyaloklastik breş	Patlamalı volkanizmada havadan düşmeyle veya piroklastik akışla çökme Lavın akarkenki kırılanması Sıcak, kaynaşmış magmanın yağmur, kar veya suya doymuş sedimaller yüzünden parçalanması
Kataklastik breş	Heyelan veya kayma breşi Tektonik breş Çökme breşi	
Çözünme breşi Meteor çarpma breşi		

Epiklastik konglomeralar, taneleri birbirine değiyorsa tane destekli (clast supported), taneler bir birine değmiyor, ancak bir matriks içinde yüzüyorsa matriks destekli (matrix-supported) diye isimlendirilirler. Bazı araştırmacılar, yalnızca tane desteklilere konglomera derken diğerleri matriks desteklilere diyamiktit demeyi tercih ediyor.

Konglomeraların Kökeni

Kuvarlı konglomeralar kuvars içeren değişik kayaçlardan (kuvarsit seviyeleri içeren metasedimentler, kuvars çatlak dolgusu içeren magmatikler ve sedimanter kayaçlar, çört nodüllü

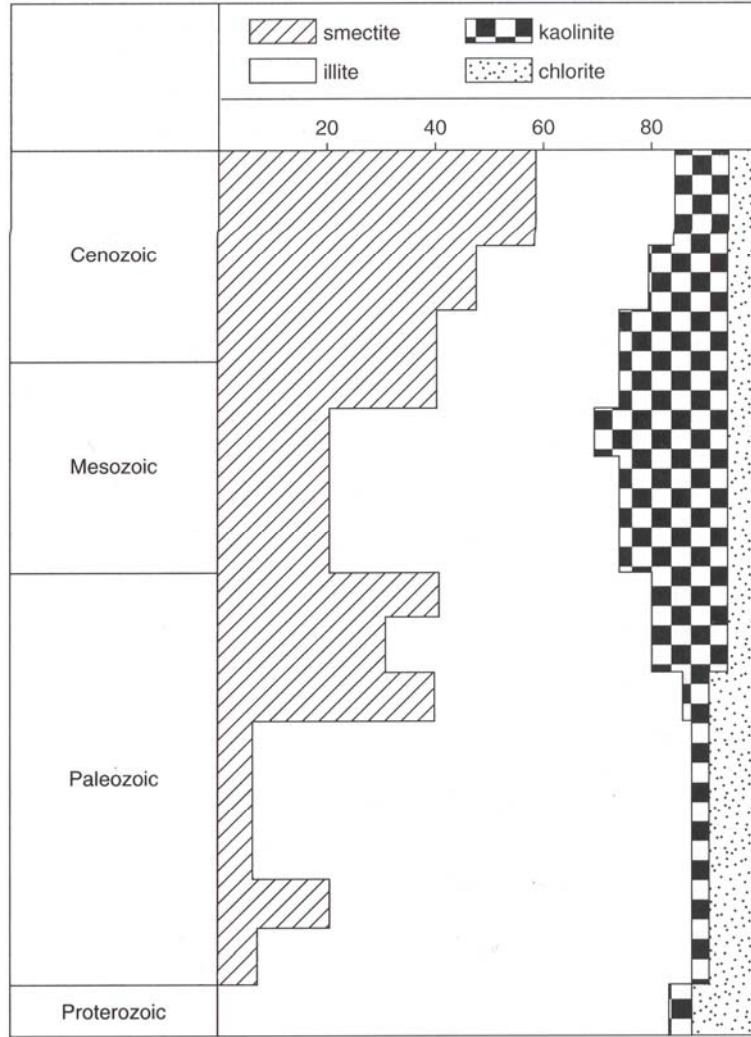
kireçtaşları) aşındırılan malzemelerin bir kaç çevrimden sonra yalnız en dayanıklı olan kuvars parçalarının korunması ile oluşur. Derin deniz konglomeraları rösedimante konglomeralardır. Bunlar akarsuların yakınıkyıya/şelfe taşıdığı çakılların kütle çekim kaymalarıyla daha da havza içine doğru aktarılmalari sonucu oluşurlar. İntraformasyonel konglomeralar, bileşenleri havza içindeki henüz oluşmakta olan sedimanlardan türeyen konglomeralar için kullanılır. BU durumda yarıkonsolide sedimanların, fazla uzaklara taşınmaksızın, çökelmeyle eşyaşlı bir deformayonla bir başka tarafa aktarılması esastır. Süreç karada (çamur çatlakları sonucu oluşan çamur topları) veya sualtında (özellikle resifler civarında) gerçekleşebilir.

Şeyller

Çamur boyu kırıntılardan (yani kil ve silt) ibaret silisiklastik kayaçlardır. Kumtaşı gibi genel kabul görmüş bir sınıf olmakla birlikte bazı araştırmacılar şeyli yalnızca laminasyon gösteren ince taneli sedimanter kayaçlar için kullanmak eğilimindedir. Ama uygulanması önerilen çamur boyu malzeme içeren kayaca şeyl demek, ve bunu türkçe çamurtaşı ile karşılamaktır.

Şeyller, jeolojik kayıttaki sedimanter kayaçların neredeyse yarısını oluştururlar. Bu kayaçlar tarihsel olarak az çalışılmış kayaçlardır. Ancak SEM, Elektron Probe mikroanalizcisi gibi küçük partikülleri inceleyebileceğimiz yeni tekniklerle birlikte bu kayaçların incelenmesine doğru biri kayma var.

FIGURE 6.17 Systematic changes in relative abundance of major clay minerals as a function of geologic age. (After Singer, A., and G. Müller, 1983, Diagenesis in argillaceous sediments, in Larson, G. and Chilingarian, G. V., eds., Diagenesis in sediments and sedimentary rocks, v. 2. Fig. 3.28, p. 176, reproduced by permission of Elsevier Science Publishers, New York.)



Bileşimi: Şeyller başlıca kil minerallerinden ve ince taneli kuvars ve feldispat mineral parçalarından ibarettir. Başka mineraller (karbonat mineralleri (kalsit, dolomit), sülfidler (pirit, markazit) FeO mineralleri ve ağır mineraller) ve organik maddeler de az oranda bulunabilirler. Bu bileşim pek çok faktöre (başlıca, tektonik yerleşim ve kaynak bölge, çökme ortamı, taen boyu, iklim, vb.) bağlıdır. Ancak Şekil 6.17’de kil minerallerinin zamanla bazı değişimler ortaya koyduğu anlaşılıyor. Bu, kaolinit ve smektitin zamanla klorit ve illite dönüştüğü şeklinde yorumlanıyor.

Sınıflama: Şeyllerin mineralojilerini ortaya koymak zor olduğundan sınıflama için tane boyu, laminasyonun varlığı ve tıkHzlaşma derecesi dikkate alınır (Çizelge 6.7).

Şeyllerin kökeni ve oluşumu: Şeyller, her ortamda, ortam enerjisinin ince tane boylu malzemelerin çökmesine izin verecek ölçüde az olduğu her anda çökebilirler. En yaygın olarak, denizel ortamlarda, fırtına dalga tabanının altında, göllerde, lagünlerde, deltalarda oluşabilirler. Bunlar bazen 100’lerce metre kalınlığa ulaşabilirler. Denizel şeyller büyük yanal devamlılıklara sahiptirler.

Silisiklastik Kayaçların Diyajenezi

Litifikasyon (taşlaşma) süreci fiziksel, mineralojik ve kimyasal değişimlerle gerçekleşir.

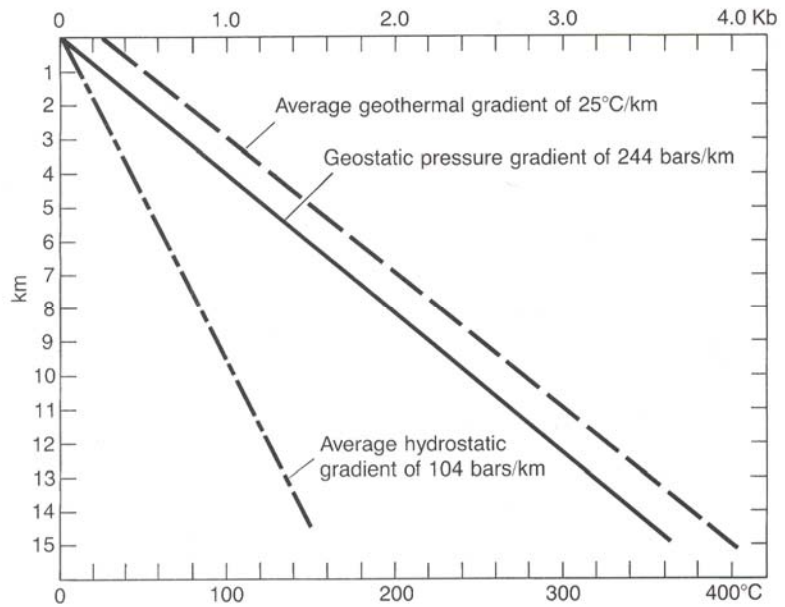
Gömülmeye birlikte gevşek istiflenme yerini sıkı istiflenmeye bırakır. Bu ise gözenek miktarını azaltır.

Gömülmeye birlikte artan sıcaklık yüzünden gözenek sıvılarının jeokimyası değişir, gözeneklerde kimyasal çökeltim gerçekleşir. Aynı zamanda ve daha ileri evrede bazı bileşenler kimyasal açıdan duraysız hale gelerek bozunmaya başlarlar.

Diyajenez evreleri

Diyajenez, yüzey bozunma koşulları ile metamorfizma koşulları arasında geniş bir aralıkta oluşur. Yine de metamorfizma ile olan sınırına kesin çizgiler konamaz. Kabaca metamorfizmanın 300 °C sıcaklıkta başladığı belirtilebilir. Diyajenez, daha sediman havza tabanına gelip çökeldiği anda başlar ve gömülmeye birlikte devam eder. Gömülmeye jeostatik (kayaç ağırlığı) basıncın, hidrostatik (gözeneksuyu basıncı) basıncın ve sıcaklığın değişimi Şekil 6.19'da gösteriliyor.

FIGURE 6.19 Average geothermal gradient, geostatic pressure gradient, and hydrostatic pressure gradient in sedimentary basins.



Gömülmeye birlikte gözenek suyunda bir tuzluluk artışı da ortaya çıkar. Değişik yazarlar sayıları 3 ile 6 arasında değişen metamorfizma evrelerini tanımlıyorlar. Bunlardan en yaygın kabul göreni Choquette ve diğ (1970) tarafından önerilendir. Bu araştırmacıların tanımladığı diyajenez evreleri şunlardır.

- 1- Eodiyajenez (sığ gömülme): bir kaç metre ile bir kaç 10 m arasındaki derinliklere gömülmedir. Biyotürbasyon, yeniden tane istiflenmesi ve mineralojik değişimler bu evrenin karakteristiğidir. Özellikle az oksijenli ortamlara çökelmiş seimanlarda oluşan pirit bu

evrenin karakteristiklerindedir. Oksijenli gözenek sularında klorit, glokonit, illit/smektit killeri ve demir oksit oluşumu ve hatta K-feldispat ve kuvars çimento çökelimi bile yer yer bu evrede gerçekleşebilir.

- 2- Mezodiyajenez (derin gömülme): Bu evrede fiziksel sıkışma devam eder (Şekil 6.21). Daha belirleyici olarak kimyasal süreç ve değişimleri ortaya çıkar. Bunun temel nedeni de gömülmeyle birlikte sıcaklığın artışıdır (Bu ise kimyasal reaksiyon hızlarını 2-3 katına çıkarıyor). Bunlar kimyasal sıkışma, çimentolanma, gözenek akışkanlarının çözmesi, mineral ornatmaları, kil minerali otijenez (kendiliğinden oluşumu).
- 3- Telodiyajenez: mezodiyajenez koşullarını tecrübe etmiş olan sedimanların dağ oluşum süreçleriyle yüzeye doğru yükselmesi, ve bunun sonucunda kayalarda ortaya çıkan dönüşümlerdir. Bu yeni koşullarda fosil gözenek suları uzaklaşıp yerine daha oksijenli, ve az tuzlu meteorik sular dolacaktır. Bu yeni koşullarda kayacı oluşturan bileşenler ergimeye yüz tutabilir. Buna ikincil porozite oluşumu adı verilir. Bunlardan ayrı olarak oksidasyonla yeni Fe-oksit mineralleri oluşabilir.

Karbonat sedimanter kayaçlar

Kimyasal-biyokimyasal sedimanter kyaç gruplarının en yaygın bulunanlarındandır. Toplam jeolojik kaydın %20-25'ini oluşturur. Prekambriyen dahil, her jeolojik devirde rastlanırlar. Karbonat kayaçların en yaygını olan kireçtaşları oldukça zengin doku ve yapılar ve fosil içerir. Özellikle bu sonuncu içeriği sayesinde eski denizel ortamlar, paleoekolojik koşullar ve canlı yaşamının evrimi konusunda oldukça önemli bilgiler taşır. Karbonat kayaçlar ekonomik açıdan da önemli kayaçlardır. Özellikle tarımda ve endüstriyel amaçlarla kullanılırlar. İyi yapı taşlarıdır. Ayrıca dünya petrol rezervlerinin 1/3'ü bu kayaçlar içinde bulunur, yani iyi rezervuar kayaçlardır.

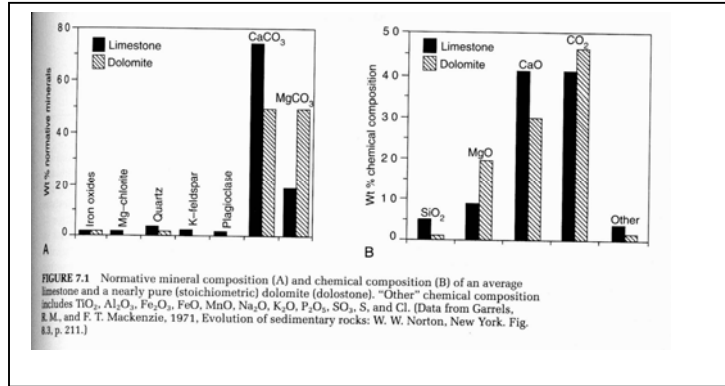
Kimyası

Elementel olarak büyük oranda Ca, Mg, C ve O'den ibarettirler. Bir kireçtaşı ve bir saf dolomitte bu elementlerin oksitler olarak bolluğu Şekil 7.1B'de gösterilmektedir. Kayaç içinde az oranda bulunan bazı elementler (başlıcaları Si, Al, K, Na ve Fe) çoğunlukla karbonat olmayan impürütelerin (başlıca kuvars, feldispat ve kil minerallerinde) mineral yapısında bulunurlar. Karboat kayaçlarında yaygın olan iz elementler B, Be, Ba, Sr, Br, Cl, Co, Cr, Cu, Ga, Ge ve Li'dur. Bu elementlerin bolluğu bunları yapılarında bulunduran iskelet tanelerin tip ve bolluğuna bağlıdır.

Mineralojisi

Karbonat kayaçları oluşturan başlıca mineraller (ki bunlardan yalnızca bir kaç önemli bileşenlerdir) Tablo 7.1'de verilmiştir.

Güncel karbonat sedimanları büyük ölçüde aragonitten ibarettir, ancak kalsit (özellikle derin deniz kalkerli kavkılarında) ve dolomit te bulunabilir. Kalsit (CaCO_3), kristal yapısında belirli miktarda Mg içerebilir, çünkü



Mg ve Ca'un iyon çap ve yükleri birbirine oldukça benzerdir. Bu yüzden kalsitin de düşük magnezyumlu (%4'ten az Mg) ve yüksek magnezyumlu (%4'ten çok Mg) olarak iki türünden sözedilir. Dolomit, bir kaç sınırlı yayılıma sahip güncel ortamda (bazı gelgitüstü ortamlarla tatlısu göllerinde) oluşur. Diğer karbonat mineralleri, manyezit, ankerit ve siderit güncel sedimanlarda çok

daha az rastlanır. Karbonat kayaçların mineralojisi, bunları oluşturan kalkerli fosil lerin bileşimiyle yakından ilişkilidir.

Güncel sığ denizel ortamlarda aragonitin baskın olmasına karşın, Kretase'den daha yaşlı karbonat kayaçlarda pek az aragonite rastlanır. Bunun nedeni, aragonitin bir metastable (yani duraysız) bir CaCO_3 polimorfu olması, sulu koşullar altında oldukça ahızlı bir şekilde kalsite dönüşmesidir. Yaş arttıkça dolomit/kalsit bolluğu oranının da arttığı saptanmıştır ki, bu gömülme ve diyajenez sırasında kalsitin Mg'ca zengin gözeneksularına maruz kalarak dolomitleşmeye uğramasıdır.

Kireçtaşı Dokuları

Yukarıda belirtildiği gibi yaşlı kireçtaşları başlıca kalsitten oluşurlar. Kalsit, en azından üç farklı dokusal biçimde bulunabilir.

- 1- Karbonat taneleri: Silt boyu ve daha büyük kalsit minerali birikimleridir. Örneğin ooidleri iskelet taneleri gibi.
- 2- Mikrokristalin kalsit: Kireç çamuru da denir. Silisiklastik sedimanter kayaçlardakilerden farklı olarak bu yine küçük boyutlu kalsit kristallerinden oluşur.
- 3- Sparikalsit (durukalsit): İri (0,02-0,1 mm) kalsit kristallerinden oluşur.

1. Karbonat taneleri:

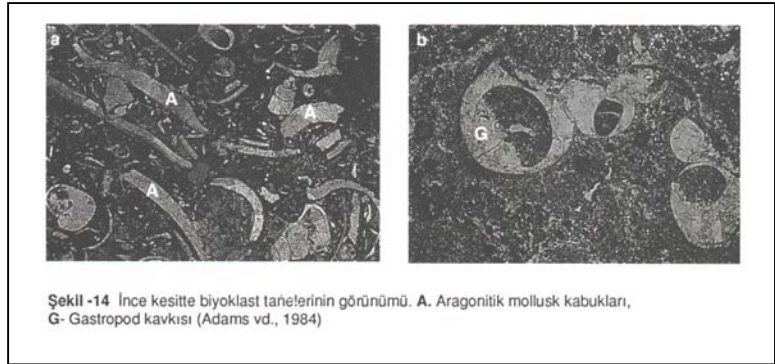
Erken jeologlar kireçtaşlarını, büyük ölçüde deniz suyundan pasif olarak, kimyasal yolla çökelmiş kalsit kristallerinden ibaret kristalin kayaçlar olarak algılamışlardır. Halbuki sonraki çalışmalar karbonat kayaçlarını oluşturan bazı bileşenlerin kalsit kristali yığılımlarından oluştuğunu, üstelik bunlardan bazılarının çökelimleri öncesinde bir miktar taşındıklarını göstermiştir. İşte bu nedendir ki ilk karbonat kayaç sınıflamalarını yapan Folk (1959), bu tanelerin normal kimyasal çökelim ürünü olmadıklarını vurgulamak üzere allokem olarak isimlendirmiştir. Karbonat taneleri tipik olarak silt kum tane boyuna sahiptirler; ancak kireçtaşlarındaki bazı fosil kavkuları çok daha iri olabilirler.

Karbonat taneleri, herbiri farklı şekle, iç yapıya ve oluşum şekline sahip beş temel tipe ayrılırlar: 1- Karbonat parçaları, 2- İskelet kırıntıları, 3- Ooidler, 4- Peloidler 5-Agrega taneler

Karbonat parçaları: Bunlar, daha önceleri oluşup yüzeye çıkmış kayaların erozyonuyla veya bir depolanma ortamında kısmen veya tamamen tıkklaşmış karbonat kayalarının denizaltında erozyonundan türeler. Eğer litoklastlar çökme alanı dışında karadaki

Yaşlı kireçtaşlarından türelerse bunlara ekstraklast adı verilir. Parçalar şayet depolanma alanı içinde henüz yarıtkız vaziyetteki deniz tabanından türemişlerse bunlara da intraklast adı verilir. İntraklast ve ekstraklast arasındaki ayrımın yapılabilmesi kireçtaşlarının çökme tarihi yorumunda oldukça önemlidir. Ekstraklastlar yüzeysel bozunma sürecinde bir Fe-oksit zarla kaplanabilirler. Daha önceki tektik geçmişleri sırasında sahip oldukları çatlak dolgularını içerebilirler.

İskeletimsi (biyojen) parçalar: Denizel mikroorganizmaların ve daha büyük fosillerin iyi korunmuş tam fosileri veya kırıkları bu gruba girer. Bunlar karbonat kayaların en yaygın bileşenleridir. Hemen bütün denizel organizma kavkuları kireçtaşları içinde yer alabilirler. Kalkerli denizel organizmalara ait kavkuların kireçtaşlarında

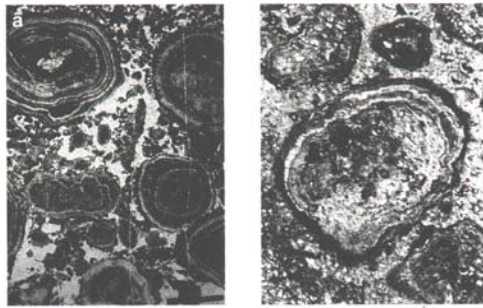


Şekil -14 İnce kesitte biyoklast taşlarının görünümü. A. Aragonitik mollusk kabukları, G- Gastropod kavkısı (Adams vd., 1984)

bulunabilirliği eskiçökme ortamlarının konumuna bağlıdır.

Denizel organizmaların zaman içindeki evrimleri yüzünden belirli organizma kavkuları belli yaşlardaki kireçtaşlarında zenginleşmişlerdir. Örneğin Trilobitler Erken Paleozoyik'te bulunurken hiç Senozoyik'te bulunmazlar. Foraminiferler Senozoyik'te daha baskın hale gelirler. Belirli

organizma kavkuları da belirli ortamlarda çökelmiş kireçtaşları içinde gözlenirler. Örneğin mercan kolonileri sığ ve çalkantılı denizlerde, dalgalara karşı dayanıklı rijit kütleleri (resifler) oluştururlar. Büyük ölçüde Globotruncana'lardan ibaret (bir tür pelajik foraminifer) kireçtaşları derin denizel ortamların karakteristiğidir.



Şekil - 10 Pisoid tanelerinin laminalı konsantrik yapısı, a- (Inden ve Moore, 1983), b- (Atabey vd.,1997)

Ooidler: Her tür sarımlı (bazen giysili de deniyor, ingilizce “coated” sözcüğünün karşılığı) karbonat tanesi için kullanılan ortak bir kavramdır. Ooidlerde çoğunlukla bir kavkı kırığı, pellet veya kuvars

taneden ibaret bir çekirdek çevresinde bir veya daha çok ince katmandan (veya sarımdan) ibarettir. Bazı ooidlerde çekirdek görülemeyecek kadar küçük olabilir. Ooidlere bazen oolite (oolith) dendiği de olur, ancak yine de ilkinin kullanılması önerilir. Büyük oranda ooidlerden oluşan karbonat kayacı oolite (oolite) adını alır. Çekirdeğinden daha büyük (kalın) sarılıma sahip ooidler normal veya olgun ooidler olarak tanımlanır. Tersine yalnız, bir kaç sarılımlı ooidleri yüzeysel ooidler veya yalancı ooidler (pseudoooids) olarak bilinir.

Ooidler çalkantılı ve kalsiyum bikarbonat açısından doymuş sularda oluşurlar. Güncel ooidlerin sarımları büyük ölçüde aragonitten ibaretken yaşlı ooidler çoğunlukla kalsiyumdan ibarettirler.

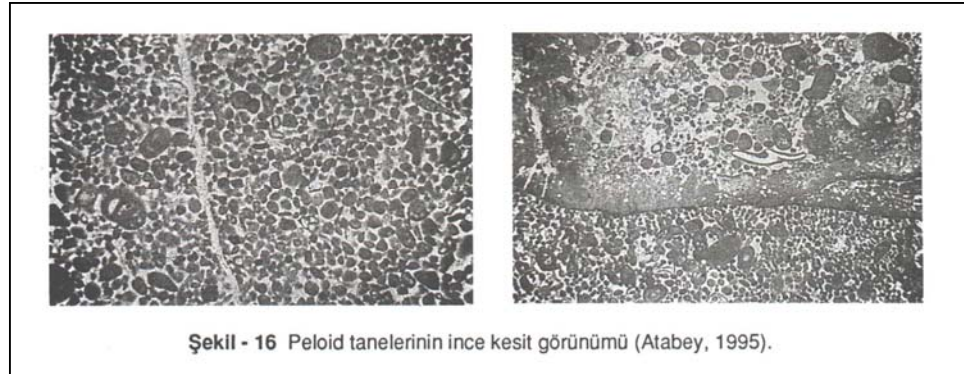
Ooidlerin iç yapısına gelince; çığı ooid, merkezi çekirdek çevresinde iç içe halka görünümü sunar. Bazıları ise ışınsal (radyal) yapıya sahiptir. Radyal ooidler, olasılıkla normal ooidlerin rekristalizasyonu sonucunda oluşurlar; bazı durumlarda bunların birincil olarak, yani sedimantasyon sırasında da oluştuğu bilinmektedir.

2 mm'den daha büyük çapa sahip taneler pizoid, ve bunların oluşturduğu kayaca da pizolit adı verilir.

Bazı pizoidler tıpkı stromatolitlerin oluşumu gibi, mavi yeşil alglerin (Cyanobakterilerin) sedimanları yakalama ve bağlama etkinliği sonucu oluşurlar. 1-2 cm çapa ulaşabilen bu tür küresel stromatolitlere onkoid adı verilir.

Oolitler her tür ortamda oluşabilmektedir (Göller, nehirler, mağaralar, kalkerli topraklar, plajlar, denizaltı tepeleri, vb.. Şekil 9).

Peloidler: İç yapı göstermeyen, oldukça değişik süreçler sonucu oluşabilen, mikrokristalin veya kriptokristalin



kalsitten ibaret karbonat tanelerine bu ad verilir. Peloidler, silt-ince kum boyutundadırlar (0,03-0,1 mm) ve çoğunlukla ooidlerden daha küçüktür.

Peloidlerin en yaygını, kalsiyum karbonat çamuruyla beslenen organizmaların dışkıları olan pelletlerdir. Dışkı pelletler, (fecal pellets) küçük, oval veya yuvarlağımsı, ve az çok iyi boylanmaya sahip kütlelerdir. Koyu renkleri, yüksek organik madde içerikleri yüzündendir. Pelletler, ooidlerden

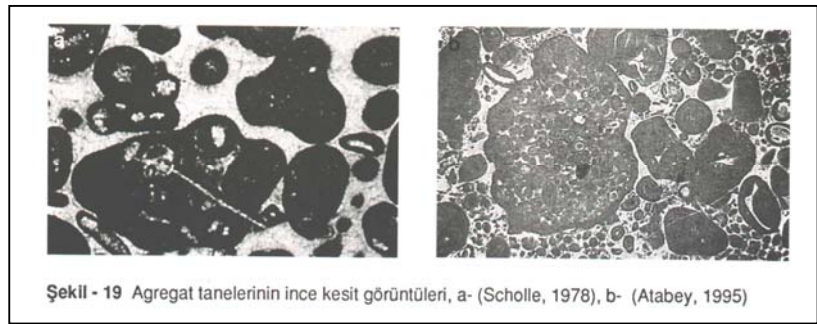
konsantrik ve radyal iç yapılarının olmaması ile, intraklastlardan da tekdüze şekil, iyi boylanma ve küçük boyutları ile ayrılır.

Peloidler, başka süreçlerle de oluşabilirler. Bunlardan biri, küçük ooid veya yuvarlaklaşmış iskelet parçalarının bazı delici/uygulayıcı organizmalar (özellikle algler yüzünden) mikritizasyonudur. Bu işlem sonucunda öteki parça tamamen homoşen bir mikrokristalin kalsit kütesine dönüşür.

Agregat Taneler:

İki veya daha fazla karbonat parçasının (pellet, ooid veya fosil parçası) karbonat çamur matriksi tarafından bağlanmasından oluşmuş, düzensiz şekilli bileşik tanelerdir. Bağlayıcı koyu renkli ve organik maddece zengindir. Agregat tanelerin şekilleri bazı güncel ortamlarda (örneğin Bahama Adalarında) bir üzüm salkımına benzediğinden bunlara salkımtaşı adı da verilmektedir. Yüzey görünüşü daha pürüzsüz olan agregat tanelere yumru (lump) adı verilir.

Salkımtaşı ve yumruların gelişimi yandaki şekilde özetlenmektedir. Başlangıçta karbonat taneler foraminifer, mikrobiyal filamentler ve mukoza ile bağlanır. Kazmolitik



mikroorganizmalar tanelerarasında yer alırken endolitik mikroorganizmalar tane içine sokulurlar. Sonuçta mikrobiyal etkinlik sonucu gelişen yüksek magnezyen kalsit taneleri birbirine bağlar, böylece salkımtaşları oluşur. Daha sonra tane dokanaklarındaki çimentolanma ilerledikçe boşluklar dolar, pürüzlülük ortadan kalkar.

Bunlar jeolojik kayıta pek sık karşımıza çıkmazlar. Agregat taneleri intraklastlarla karıştırmamak gerekir.

Üstteki ana bileşenlerden ayrı olarak kireçtaşlarının yapısına terrijen taneler ve otijen taneler de katılır. Bunlardan ilki karadaki yaşlı kayaçlardan taşınan karbonat olmayan her boyuttaki tane için kullanılır. Taşınmış kil mineralleri kuvars ve feldispat parçaları bunlardan başlıcalarıdır. Otijen taneler ise çökelmeyle yaşıtlı kimyasal yolla oluşan mineralizasyonlardır. Başlıcaları Şamozit (bir Fe-oksit minerali), glokonit (bir otijenik kil minerali) ve denizel fosfat mineralleridir.

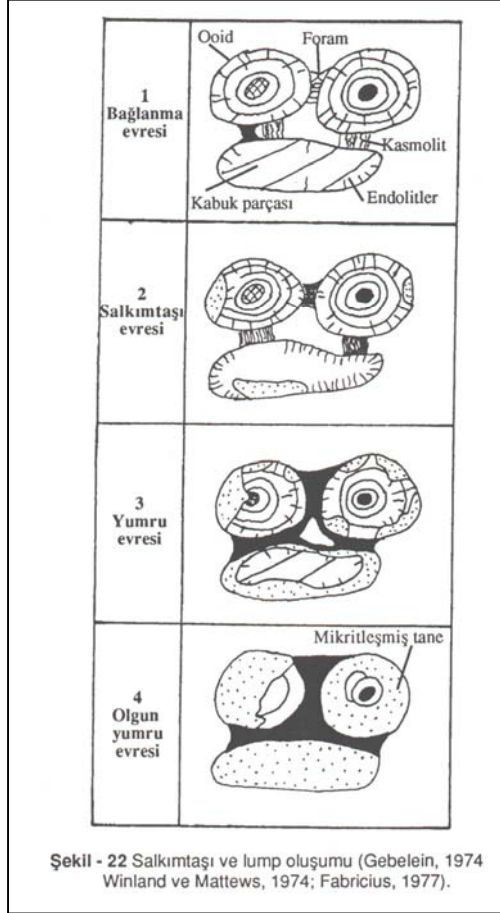
2. Mikrokristalin kalsit:

Karbonat kayaçları, karbonat tanelerine ek olarak bunlar arasını dolduran oldukça ince boyulu kalsit

kristallerini de içerir. Buna mikrokristalin kalsit veya kireç çamuru denir. Bu, Folk (1959) tarafından mikrit olarak kısaltılmış, ve bu kısaltma yer bilimciiler arasında büyük kabul görmüştür. Kireç çamuru güncel karbonat çökelim ortamlarında da bulunur, ve buralarda büyük ölçüde iğne şekilli, 1-5 mikrometre uzunluğunda aragonit kristalleri olarak gözlenirler. Kireç çamuru içinde terrijenik parçalara sıklıkla rastlanır. Mikrit, mikroskop altında kahverengimsi, ışığı zayıf geçiren bir kütle olarak gözlenir.

Yaşlı kireçtaşlarında mikritin varlığı sakin su koşullarında (yani akıntıların bulunmadığı) karbonat çökeli ile açıklanır. Akıntıların egemen olduğu alanlarda kil boyunda olan mikrit ortamdan uzaklaştırılır, böylece oluşacak çökeller kireç çamurundan yoksun olur.

Mikritin bir bölümü terrijenik kökenlidir, ve bir kısmı da iskelet parçalarının pek küçük kırıklarından oluşur. Ama



çoğu mikrit, önceki araştırmacıların tahmin ettiğinin tersine, deniz suyundan itibaren fizikokimyasal olarak çökmez. Onun yerine, sudaki kalsiyum ve karbonatın çok küçük bazı denizel kalkerli organizmalar (başlıca algler ve nannofosiller) vasıtasıyla özütlendiği, onların iskelet yapısına alındığı anlaşılmaktadır. Başka deyişle, mikrit diye bilinen bu pek küçük partiküllerin bir bölümü, çoğunlukla bu nannofosillerin kalkerli kavkularından başka bir şey değildir.

3. Sparry kalsit (duru kalsit):

Çoğu kireçtaşı bir lup veya polarize mikroskopla bakıldığında, iri (0,02-0,1 mm) kalsit kristallerinden oluştuğu anlaşılmaktadır. Bu tür iri kalsit kristallerine sparry kalsit adı verilir. Sparry kalsit mikritten, daha iri olması, berrak görüntüsü ve öz veya yarışekilli kristal yapısı ve iç yapısız olması sayesinde ayrılır. Bazı duru kalsitler taneler arası boşlukları veya erime boşluklarını doldurur

vaziyette bulunurlar. Bu durumda hareketli (ajite) bir çökelme ortamındaki çökelim sırasında mikritin ortamdaki uzaklaştırıldığına, böylece taneler arasının boş kaldığına, bu boşluğun erken gömülme sırasında kalsiyum bikarbonatça doymun gözenek sularından itibaren kristalleşen spary kalsit çimentoyla dolduğuna kanat getirilir.

Spary kalsit, yaşlı kireçtaşlarında birincil tanelerin ve mikritin, diyajenez sırasında yeniden kristalleşmesiyle oluşabilir. Bazı durumlarda diyajenetik yeniden kristallenme sonucu oluşan spary kalsitleri birincil olanlardan ayırmak oldukça zor olabilir. Ancak, bu ayırım, yanlış ortamsal yorumlara ulaşmamak için mutlaka yapılmalıdır.

Karbonat Kayaçların Sınıflandırılması

Karbonat kayaçların sınıflandırılmasında en yaygın kullanılan şema Folk (1962) sınıflamasıdır. Bu sınıflandırmada ortokemler (mikrit ya da sparit) en sona konur. Bunun önüne %5'ten fazla bolluğa sahip allokemler azdan çoğa sıralanır.

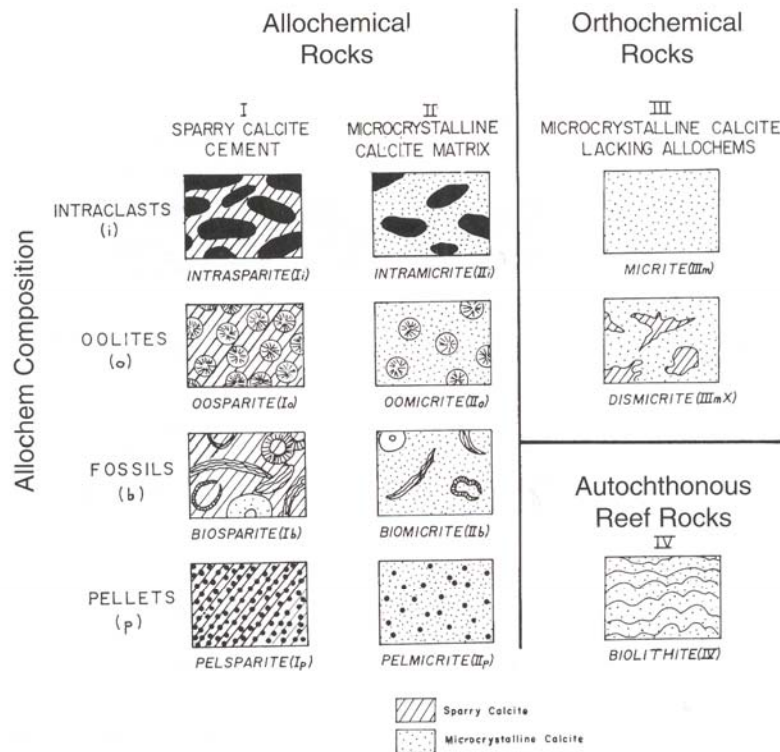


FIGURE 7.12 Schematic representation of the constituents that form the basis for Folk's classification of carbonate rocks (Table 7.2). (After Folk, R. L., 1962, Spectral subdivision of limestone types, in W. E. Ham (ed.), Classification of carbonate rocks: Am. Assoc. Petroleum Geologists Mem. 1, Fig. 3, p. 71, reprinted by permission of AAPG, Tulsa, Okla.)

Folk'un diğer bir sınıflama şeması , karbonat kayacın dokusal özelliklerini dikkate alır (aşağıya bakınız). Sınıflandırmada mikrit/biyoklast ve sparit/biyoklast oranları dikkate alınır.

	LIME MUD MATRIX				SUBEQUAL SPAR & LIME MUD	SPAR CEMENT		
	OVER 2/3	2/3	LIME	MUD		OVER 2/3	SPAR	CEMENT
Percent Allochems	0-1 %	1-10 %	10-50%	OVER 50%		SORTING POOR	SORTING GOOD	ROUNDED & ABRADED
Representative Rock Terms	MICRITE & DISMICRITE	FOSSILIFEROUS MICRITE	SPARSE BIOMICRITE	PACKED BIOMICRITE	POORLY WASHED BIOSPARITE	UNSORTED BIOSPARITE	SORTED BIOSPARITE	ROUNDED BIOSPARITE
Terminology	Micrite & Dismicrite	Fossiliferous Micrite	Biomicrite		Biosparite			
Terrigenous Analogues	Claystone		Sandy Claystone	Clayey or Immature Sandstone	Submature Sandstone	Mature Sandstone	Supermature Sandstone	

LIME MUD MATRIX

SPARRY CALCITE CEMENT

FIGURE 7.13 Textural classification of carbonate sediments based on relative abundance of lime mud matrix and sparry calcite cement and on the abundance and sorting of carbonate grains (allochems). (After Folk, R. L., 1962, Spectral subdivision of limestone types, in W. E. Ham (ed.), Classification of carbonate rocks: Am. Assoc. Petroleum Geologists Mem. 1. Fig. 4, p. 76, reprinted by permission of AAPG, Tulsa, Okla.)

Evaporitler

Evaporit kavramı, evaporasyon (buharlaşıma) yoluyla bir tuzlu çözeltiden itibaren çökelmiş bütün kimyasal kayaçları içerir. Evaporitler, bilinen her yaşta sedimanter kayaçlar içinde bulunurlar. Jeolojik kayıta toplam oranları karbonat kayaçlarından az olmakla birlikte bazı evaporit çökelleri (örneğin Akdeniz Messiniyeni'ndekiler) yer yer 1 km kalınlığa ulaşabiliyorlar. Evaporitler hem denizel hem de denizel olmayan koşullarda oluşabiliyorlar.

Türkiye'de yaygın evaporitler Geç Eosen'de Sivas, Çankırı-Çorum ve Tuz gölü havzalarında bilinmektedir. Oligosen boyunca Sivas havzasında denizle doğrudan bağlantısı olmayan kıta içi alanlarda evaporit çökelimleri gerçekleşmiştir. Miyosen boyunca yine Sivas, Çankırı-Çorum ve Beypazarı havzalarında jips çökelimleri yaygın olarak gerçekleşmiştir.

Bileşim

Evaporit çökelleri değişen oranlarda **halit (kayatuzu)**, **anhidrit ve jipsten** oluşur. Şimdiye değin 80 kadar mineral evaporit çökellerinde belirlenmişse de bunlardan yalnızca bir düzine kadarı

TABLE 8.1 Classification of marine evaporites on the basis of mineral composition

Mineral class	Mineral name	Chemical composition	Rock name
Chlorides	Halite	NaCl	Halite; rock salt
	Sylvite Carnallite	KCl KMgCl ₃ · 6H ₂ O	Potash salts
Sulfates	Langbeinite Polyhalite Kainite	K ₂ Mg ₂ (SO ₄) ₃ K ₂ Ca ₂ Mg(SO ₄) ₆ · H ₂ O KMg(SO ₄)Cl · 3H ₂ O	
	Anhydrite Gypsum Kieserite	CaSO ₄ CaSO ₄ · 2H ₂ O MgSO ₄ · H ₂ O	Anhydrite Gypsum —
Carbonates	Calcite Magnesite Dolomite	CaCO ₃ MgCO ₃ CaMg(CO ₃) ₂	Limestone — Dolomite; dolostone

Source: Data from Stewart, F. H., 1963, Marine evaporites, *in* M. Fleischer (ed.), Data of geochemistry: U.S. Geol. Survey Prof. Paper 440-Y; Borchert, H., and R. O. Muir, 1964, Salt deposits: The origin, metamorphism, and deformation of evaporites: Van Nostrand, London.

çoğunlukla evaporit çökellerinin mineralojik bileşimlerini oluşturur.

Karbonat kayaçlarının oluşumunda kimyasal süreçlerden çok büyük ölçüde biyojenik (canlı kökenli) süreçler işe karıştığından kireçtaşı ve dolomitler has anlamda evaporitlerden sayılmazlar.

Tablo 8.1'de 3 ana evaporit mineral grubuna ait denizel mineraller (ancak bunlardan bazıları aynı zamanda karalarda da oluşabiliyor), bileşimleri ve bunların oluşturduğu kayaçlar listelenmiştir.

Güncel ortamlarda jipse daha çok rastlanırken yaşlı istiflerde anhidrit daha yaygındır.

Denizel olmayan evaoritler deniz suyundan daha farklı kimyasal bileşime sahip karalardaki sulardan itibaren

gelişirler. Bunların başlıcaları trona, mirabilit, globerit ve borakstır. Anhidrit, jips ve halit denizel olmayan evaporitlerde de bulunur.

Anhidritler jeolojik kayıta en sık karşılaşılan evaporit kayaçları olduğundan üzerinde durmakta

yarar vardır. $CaSO_4$, başlangıçta kristal yapısında yüksek oranda su içerecek şekilde jips olarak çökler. Daha çökme ortamındayken jips suyunu vererek anhidrite dönüşebilir. Üzerine yeni sedimanlar gelip gömüldükçe jips suyunu tamamen verip bir kaç 100 m derinde tamamen suyunu kaybedip %38 oranında büzülerek tamamen anhidrite dönüşüyor.

Anhidritler, tabakalanma tiplerine göre 3 ana grupta inceleniyorlar.

Yumru (Nodüler) anhidritler: Tuz, kil veya karbonat matriks içinde birbirlerinden kısmen veya tamamen ayrılmış yumrulardan oluşuyor (Şekil 8.1). Benzer yapılara küçük nüanslarla mozayik yapı veya kümesteli

FIGURE 8.1 Nodular anhydrite in a core sample of the Buckner Anhydrite (Jurassic), Texas. Dark-colored carbonate separates and surrounds the lighter-colored anhydrite nodules.



FIGURE 8.2 Chickenwire structure in anhydrite. Evaporite series of the Lower Lias (Jurassic), Aquitaine Basin, southwest France. (From Bouroullec, J., 1981, Sequential study of the top of the evaporitic series of the Lower Lias in a well in the Aquitaine Basin (Auch 1), southwestern France, in *Chambre Syndical de la Recherche et de la Production due Pétrole et du Gaz Naturel* (eds.), *Evaporite deposits: Illustration and interpretation of some environmental sequences*, Pl. 36, p. 157, reprinted by permission of Editions Technip, Paris, and Gulf Publishing Co., Houston, Tx. Photograph courtesy of J. Bouroullec.)



(chickenwire) yapısı da deniyor (Şekil 8.2). Yumru anhidritler karbonat veya killi sedimanlar içinde jips kristali büyümeleri sonucu ortaya çıkıyorlar. Yumru anhidritler güncel sabkha ortamlarında yaygın olarak oluşabiliyorlar.

Laminalı Anhidritler: Koyu renk kilaşı veya dolomitlerle ardalanan pek ince beyaz seviyelerden ibarettirler (Şekil 8.3). Aralara yer yer kayatuzu seviyeleri de katılabiliyor. Alt ve üst dokanakları keskindir. Laminalar son derece yanıl devamlı olabiliyorlar. Bu laminasyonların mevsimsel değışimlerden oluştuğu ileri sürülüyor. Laminalı anhidritlerin sakin sularda ve dalga tabanının altında oluştuğu belirtilmektedir.

Masif Anhidritler: Hiç bir iç yapı içermiyorlar.

Evaporit çökellerinin kökeni

Araştırmacılar daha 19 yy.'da okyanus suyunu buharlaştırdıklarında sistemli bir evaporit mineral dizisinin oluştuğunun farkına varıyorlar. İlk deniz suyunun 1/2'si buharlaştığında ilk kez karbonat mineralleri çökmeye başlıyor. 8/10'u buharlaştığında jips, 9/10'u

FIGURE 8.3 Laminated anhydrite from the Prairie Evaporite (Devonian), Canada.

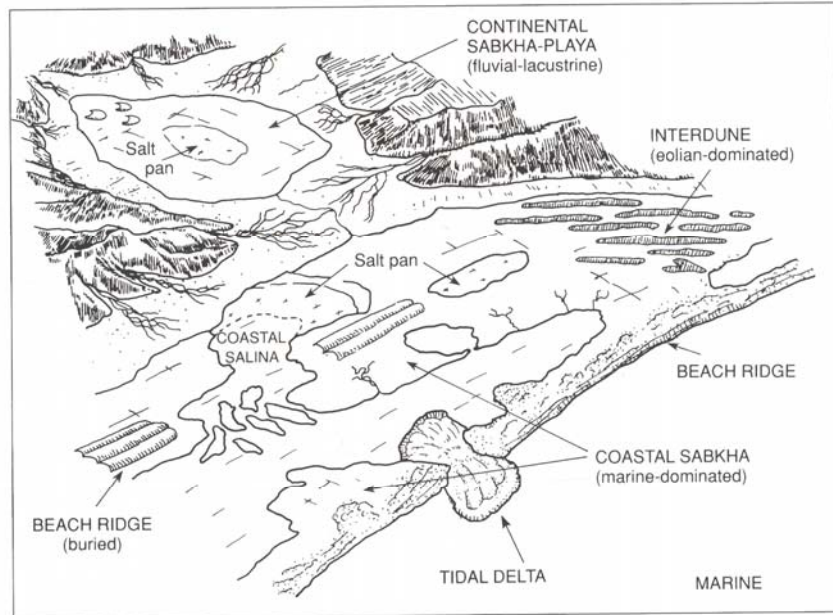
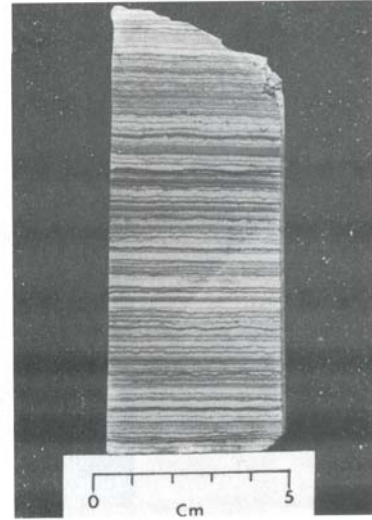
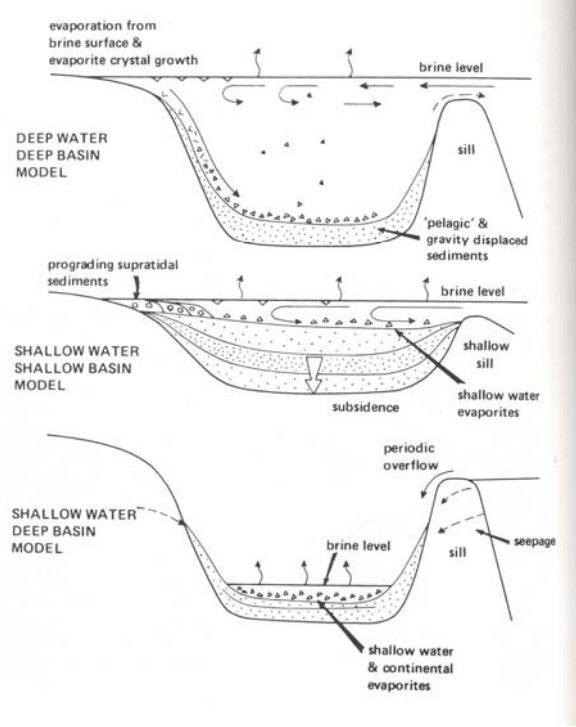


FIGURE 8.5 Principal settings in which modern evaporite deposits are accumulating. (From Kendall, A. C., 1984, Evaporites, in R. G. Walker (ed.), Facies models: Geoscience Canada Reprint Ser. 1, Fig. 1, p. 260, as modified slightly by Warren, 1989, reprinted by permission of Geological Association of Canada.)

FIGURE 8.6 Schematic diagram illustrating three models for deposition of marine evaporites in basins where water circulation is restricted by the presence of a topographic sill. (From Kendall, A. C., 1979, Subaqueous evaporites, in R. G. Walker (ed.), Facies models: Geoscience Canada Reprint Ser. 1, Fig. 17, p. 170, reprinted by permission of Geological Survey of Canada, Ottawa.)



buharlaştığında halit, ve artık 0,5/10'u buharlaşmış olduğundan Mg ve K-tuzları çökebiliyor. Araştırmacılar benzer kimyasal dizilerin güncel evaporit çökeltme ortamlarında da oluştuğunu belirtiyorlar. Modern evaporit çökeltme ortamlarının çoğu

Şekil 8.5'te gösteriliyor. Bunlardan suüstü (subaerial) ortamlar kıyı ve kıtasal sabkhalr, tuz düzlükleri ve dünler arası alanlardan oluşuyor. Sığ sualtı alanlar ise tuzlu kıyı gölleri veya salinalar olarak biliniyor. Kıta içinde bu ortamlara tuz tavaları (salt pans) karşılık geliyor. Ölü deniz dışında güncel derin sualtı ortamı bilinmiyor.

Evaporitlerin oluşumu için gerek ve yeter koşul yağıştan çok daha yüksek orandaki evaporasyon ve varsa çevredeki daha az tuzlu su sistemleriyle bağlantıyı kesecek bariyer adaları türünden bazı topografik engellerdir.

Bazı eski havzalarda (kuzey denizindeki permiyen Zeichlein'ı gibi) oluşan çok aklın evaporitlerin kökeni halen tartışmalıdır. Tüm evaporit çökellerinin kökenine yönelik olarak halen üç model bulunmaktadır (Şekil 8.6). Derin havza-derin su modeli, bir engelle kısmen ana denizden ayrılan bir derin havzada kimyasal çökeltimi esas alır. Bu modelde kimyasal kristallenme büyük oranda yüksek buharlaşmanın mevcut olduğu yüzey sularında gerçekleşir. Yüzey ve yakınında oluşan kristaller yerçekimiyle dibe doğru batırlar. Ana su kütlelerinden dönemsel beslenme buharlaşmış suyun yerine yenisini sağlar. Bu modelde belirsiz olan derin suların fizikokimyasal koşullarında yüzey sularından itibaren oluşacak kristallerin duraylı kalıp kalamayacağıdır.

Sığ havza-sığ su modelinde havza ana su kütlelerinden yine bir bariyerle ayrılmaktadır. Engel, ana su kütleleriyle karışmaya engel olarak alandaki buharlaşmayla oluşan tuzluluğu garanti altına almaktadır. Diğer taraftan havza tabanındaki sürekli çökme yeni evaporit oluşumlarına karşın

havzanın sığ konumunu sürdürmesini sağlamaktadır. Bu model, İnan körfzi civarındaki yaygın denizel evaporit çökellerini iyi temsil etmektedir.

Sığ su-derin havza modeli ise çevredeki bir ana tuzlusu kaynağından çok daha derin ve genellikle kuru ve kurak bir havzanın varlığını ileri sürer. Dönemsel olarak ana kütlede aktarılan su buharlaşır ve böylece evaporit çökeliini sürüp gider.

Silisli sedimanter kayaçlar (çörtler)

Silisli sedimanter kayaçlar, çoğunlukla SiO₂ minerallerinden (kuvars, kalsedon ve opal) oluşan, ince taneli, tıkmaz, çok sert kayaçlardır. Bazen silisklastik taneler ve diyajenetik mineraller de içerebilirler. Çört, bütün silisli kayaçlar için kullanılan genel bir isimlendirmedir. Çörtler jeolojik kayıta her yaşta kayaçlar içinde rastlanmakla birlikte karşılaşılma sıklığı bölgenin geçirdiği jeolojik evrime göre değişir. Sözgelimi ülkemizde çörtler eski okyanus kuşaklarını takip edecek şekilde ve çoğunlukla Jura-Kretase dönemlerinde oluşmuşlardır.

Jeologlar silisli sedimanter kayaçlarla özellikle ilgilidirler, çünkü onlar Yer tarihinin paleocoğrafyası, paleoşinografyası ve okyanusal sirkülasyon desenleri konularında pek çok bilgi sağlarlar. Bunlara ek olarak özellikle son 20-30 yıldır silisli kayaçların ana bileşenlerinden biri olan radyolaryalar üzerine yapılan biyostratigrafik çalışmalar yaşlandırma konusunda da oldukça yararlı olmaktadır.

Mineraloji ve Doku

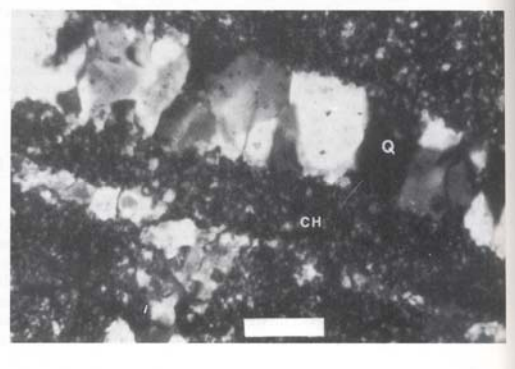
Çört, az miktarda kalsedon ve opalle birlikte büyük ölçüde mikrokristalin kuvarstan oluşur. Opal, genellikle duraysız olduğundan zaman içinde kuvarsa dönüşür. Çört 3 ana dokusal tipe ayrılabilir.

1- Mikrokuvars: 1-5 mikron boyutunda eşboyutlu

mikrokristalin kuvars tanelerinden oluşur 2- Kalsedonik kuvars: 0,1 mm uzunluğunda, oldukça ince ışınal doku gösteren yığılımlar halindedir.3- Megakuvars: 20 mikrondan büyük eşboyutlu kuvars tanelerinden oluşur.

Silisli organizmaların kavkılarını oluşturan kuvars amorf silika veya opal-A formundadır. Bu yüzden Opal-A silisli kayaçların yapısında bulunabilir. Ancak duraysız (metastable) olduğundan belli bir süre sonra Opal-CT'ye ve sonunda kuvarsa kristalleşir.

FIGURE 8.7 Fine-textured, nearly equigranular microquartz (chert) (CH) cut by a vein of much coarser megaquartz (Q). Source of specimen unknown. Crossed nicols. Scale bar = 0.1 mm.



Sınıflama ve Bulunuşu:

Çörtlere rengine, kapanımlarına ve dokularına göre değişik kuralsız isimler verilmiştir. Flint, çört ile eşanlamlı kullanıldığı gibi, özellikle Kretase tebeşirleri içindeki çört nodülleri için kullanılıyor. Jasper, hematit kapanımları nedeniyle kırmızı renkte olan çört için kullanılıyor. Novakülit, çok

yoğun, ince taneli tekdüze dokulu çöрте Arkansas, Oklahoma ve Teksas dolayında verilen isim oluyor. Genel morfolojilerine göre çörtler iki sınıfta toplanabiliyorlar.

1- Tabakalı çörtler: kalınlığı bir kaç cm'ye ulaşabilen, tamamen çörtten ibaret tabakalarla ardalanan çok ince (mm kalınlıkta) silisli çamurlardan oluşur. Tabakalaşma tekdüze olduğu gibi, tabakalar kamalanıp kalınlaşabilir de. Çoğu çört tabakası iç yapı göstermez. Ancak bazılarında derecelenme, çapraz katmanlanma, taban yapıları gibi özellikler saptandığı rapor edilmiştir. Tabakalı çörtler çoğunlukla volkanik kayalarla, pelajik karbonatlarla, silisklastik ve karbonat türbiditleriyle bir arada bulunurlar. Tabakalı çörtler başlıca silisli organizma kavrıklarından oluşurlar. Bu kavrıkların bir ölçüde buzunup rekrystalize oldukları gözlenir. Kendilerini oluşturan silisli organizma kalıntılarına göre tabakalı çörtler şöyle gruplanırlar.

1.1. Diyatomeli çökeller:

Diyatomitler ve diyatomeli çörtlerdir. Diyatomitler, açık renkli, yumuşak, kırılmalı silisli kayalardır. Diyatome

FIGURE 8.8 Thin, well-bedded cherts in the Mino Belt Group (Triassic), near Inuyama, Honshu, Japan.

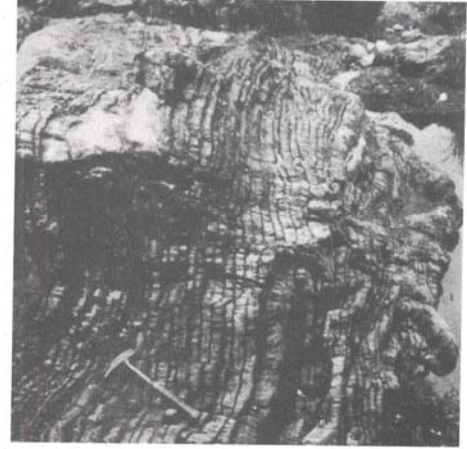
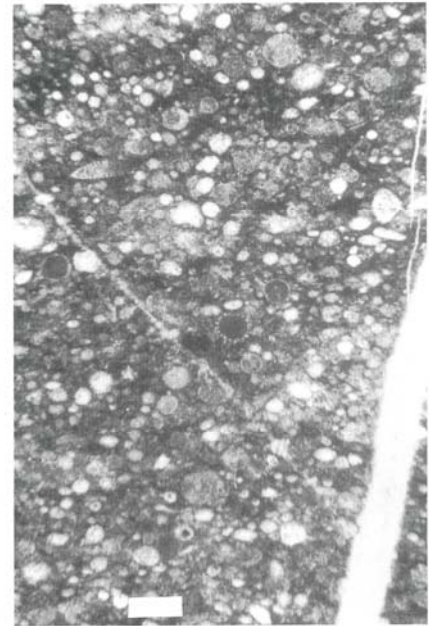


FIGURE 8.9 Radiolarian chert from the Otter Point Formation (Jurassic), southwestern Oregon. Most of the small, rounded bodies in this sample are radiolarians. The large fracture at the lower right is filled with silica (quartz) cement. Ordinary light. Scale bar = 0.2 mm. (Photograph courtesy of Shelia A. Monroe.)

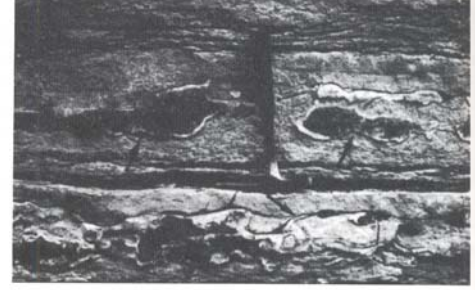


adı verilen sucul alglerin kalıntılarında oluşurlar. Denizel veya gölsel kökenli olabilirler. Diyatomitler lensler şeklinde bir çört bağlayıcı içinde yer alır.

1.2. Radyolaryalı çökeller: Baskın olarak radyolarya adı verilen denizel planktonik organizmalardan oluşurlar. Bunlar da radyolaritler ve radyolaryalı çörtler olarak gruplanırlar. Radyolaryalı çörtler iyi tabakalı mikrokristalin çörtlerden oluşurlar. Çoğunlukla tüfler, mifik volkanikler (yastik bazaltlar gibi), pelajik kireçtaşları ve türbiditlerle birlikte

bulunurlar ve derin denizel kökeni gösterirler.

FIGURE 8.10 Nodular chert (arrows) in limestones of the Onondaga Formation (Devonian), New York. (Photograph by E. M. Baldwin.)



1.3. Silisli spikül çökelleri (spikülarit):

omurgasız

organizmaların, çoğunlukla süngerlerin silisli spiküllerinden oluşurlar. Sığ ortam koşullarını yansıtır

1.4. İskeletçe fakir çörtler: kökenleri tam anlaşılamamıştır. Bazı güncel göllerde doğrudan silis çöekli gözlenmiştir. Ancak bu fosilsiz çörtlerin silisli organizmaların çözünüp yeniden kristalleşmesinden oluştuğu sanılmaktadır.

2- Yumrulu Çörtler: yarı küresel, mercek şekilli, düzensiz tabakalı çörtlerdir. İç yapıları yoktur. Bunların diyajenetik ornatma sonucu oluştuğuna inanılıyor.

Çörtlerin Kökeni

Silikanın kaynağı: Denizel ortama silika (Si) getirisi 1- karadan akarsularla kırıntılar halinde, 2- karadan akarsularla çözünmüş olarak 3-okyanus-ortası magmatizmayla 4- okyanus ortası bazaltların düşük sıcaklık alterasyonu (halimrolizle) gerçekleşir. Denizel ortamda ortalama silika konsantrasyonu 1 ppm civarındadır (Tablo 8.2). Öte yandan deneysel çalışmalar amorf silikanın çökebilmesi için Okyanus pH'ı ve 25 derece sıcaklıkta 60-130 ppm civarında silika konsantrasyonunun gerekliliğine işaret ediyor. Bu veriler silika çökelişiminin ilginç bir niteliğini, inorganik olamayacağını ortaya koyuyor.

Deniz suyundan silikanın alınması, silisli iskelet yapıları oluşturan radyolarya veya diyatome gibi organizmalar vasıtasıyla gerçekleşiyor.

TABLE 8.2 Dissolved ion species in mean world river water and ocean water

Ionic species	A Mean river water		B Ocean water	
	ppm	% of total dissolved solids	ppm	% of total dissolved solids
HCO ₃ ⁻ , CO ₃ ²⁻	58.7	48.6	140	0.4
Ca ²⁺	15.0	12.4	400	1.2
H ₄ SiO ₄	13.1	10.8	1	<0.01
SO ₄ ²⁻	11.2	9.3	2,649	7.7
Cl ⁻	7.8	6.5	18,980	55.0
Na ⁺	6.3	5.2	10,556	30.6
Mg ²⁺	4.1	3.4	1,272	3.7
K ⁺	2.3	1.9	380	1.1
NO ₃ ⁻	1.0	0.8	0.5	<0.01
Fe ²⁺ , Fe ³⁺	0.67	0.6	0.01	<0.01
Al(OH) ₄ ⁻	0.24	0.2	0.01	<0.01
F ⁻	0.09	0.07	1.3	<0.01
Sr ²⁺	0.09	0.07	8	0.02
B(OH) ₄ ⁻	0.1–0.01	0.08–<0.01	26	0.07
Mn ²⁺	0.02	0.02	—	—
Br ⁻	—	—	65	0.02
Total	120.8	—	34,479	—

Source: A, Livingston, D. A., 1963, Data of geochemistry. Chap. G, Chemical composition of rivers and lakes: U.S. Geol. Survey Prof. Paper 440—G. B, Mason, B., 1966, Principles of geochemistry: John Wiley & Sons, New York.

Demir içeren sedimanter kayaçlar

Hemen bütün sisliklastik sedimanlar bir ölçüde Fe içerirler. Örneğin şeyllerde bu oran %4.8, kumtaşlarında %2.4 ve kireçtaşlarında %0.4 civarındadır. Ancak Demir içeren (bazen “demirce zengin” de deniyor) kayaçlar en az %15 Fe içeriğine sahiptirler. Bunlar toplam sedimanter kayaçların pek azını (%1’den az) oluştururlar, ancak Fe cevheri olarak büyük öneme sahiptirler. Fe-ce zengin kayaçlar dünya tarihinin 3 döneminde yoğun olarak oluşmuşlardır.

1-Prekambriyen

2-Erken Paleozoyik

3-Orta-Geç Mesozoyik (Jura-Kretase)

Dimroth (1979), Fe zengin kayaçları şu 3 gruba ayırıyor.

1- Kıvrımlı kimyasal Fe’ce zengin kayaçlar.

2- Fe’ce zengin şeyller

3- Diğer demir çökelleri

Bunlardan yalnızca ilk grup hacimce önemli olabiliyor. Ve kendi içinde a- Demir oluşukları b- Demirtaşı olarak bölümleniyor. İlki iyi tabakalı ve çörtlüdür ve Prekambriyen çökelleri için kullanılır. İkincisi, tabakalaşma göstermez, genellikle oolitiktir, Fanerozoik sedimanları için kullanılır.

Demir Oluşukları

Yaşları Prekambriyen’den Devoniyen’e değişir, ancak baskın olarak Prekambriyen’de bulunurlar. 50-600 m kalınlığında, tipik olarak bantlı Fe-zengin ve çört zengin seviyelerden oluşur. Bunların dokusu kireçtaşlarınkine benzer. Mikritik, pelletli, intraklastik, peloidal, oolitik vb. dokular tanınabilir.

Demirtaşları:

Orta Kambriyen’den Pliyosen’e her yaşta bulunmakla birlikte Erken Paleozoyik-Jura kretase’de bulunur. Kalınlıkları bir kaç metreden bir kaç 10 m’ye kadar değişen ince, genellikle oolitik iyi bantlaşma gösteren demirli kayaçlardır. Tamamen Fe mineralleri tarafından ornatılmış bazı fosilleri içerebilirler. Bunlarda sedimanter yapılar da yaygın olarak bulunabilir.

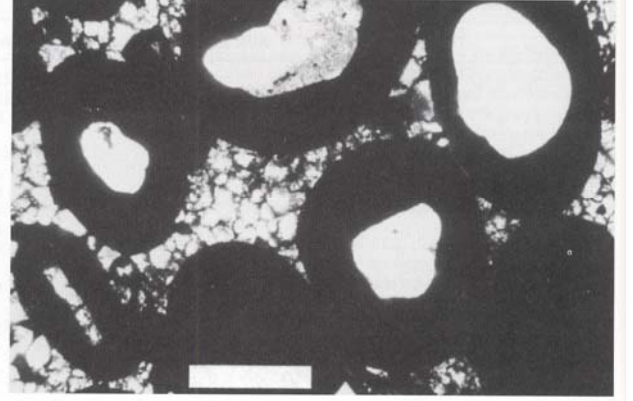
Demirce zengin şeyller:

Piritik siyah şeyller, yer yer %75'e kadar pirit içerebilirler. Pirit siyah, bol organik maddeli çamurtaşı içinde saçılmış olarak bulunur.

Diğer demirce zengin sedimanlar:

Bataklık demir
cevherler yüksek
kodlardaki tatlısu
göllerinde oluşurlar.
Sert, oolitik, pizolitik
vs.
Olabilirler. Demirce
zengin lateritler, aşırı
kimyasal
alterasyonun

FIGURE 8.15 Ironstone ooids with quartz nuclei, cemented with sparry calcite cement, Clinton Formation (Silurian), New York. Ordinary light. Scale bar = 0.5 mm.



gerçekleştiği alanlardaki toprak profillerini oluştururlar. Manganez kabuk ve nodüller, bugün okyanusların derin kısımlarında, sediman birikim hızının çok yavaş olduğu kesimlerde halen oluşumlarını sürdürmektedirler. Bu seviyelerden bazıları %15-20 oranında Fe içerir.

Ağır mineral plaserleri: özellikle sahil ve aluviyal ortamlardaki taşınma süreçleri sayesinde yoğunluğu fazla minerallerce zenginleşmiş kütlelerdir. Kalınlıkları genellikle bir kaç metreyi aşmaz. Demir içerikleri %5-10 kadar olabilmektedir.

Demirce zengin sedimanların kökeni

Çok yaygın Prekambriyen Fe'ce sedimanlarının güncel eşdeğerleri bulunmuyor. Ancak, kapalı, durağan sualtı ortamlarındaki FeS'in güncel örneklerine sıklıkla rastlanır. Örneğin Karadeniz. Güncel okyanus tabanlarında oluşan kabuk ve nodüller de hayli ilginçtir.

Prekambriyen'de ise atmosferdeki (ve dolayısıyla sudaki) Oksijen oranı pek düşük olduğundan yüksek oranda Fe iyonu okyanusları doldurmuştur. Tam oluşum için önerilen 3 model Çizelge 8.8'de görülmektedir. Bunlar suüstü bozunma modeli, kabarma modeli ve hidrotermal modeldir.

Sedimanter fosforitler

Kayaçların fosfor içeriği P_2O_5 yüzdesi olarak ifade edilir. Sedimanter fosforitler, diğer kayaçlara göre P_2O_5 oranı belirgin şekilde yüksek kayaçlardır. Bunlar %15-20'den fazla P_2O_5 içeriğine sahiptirler. Bu kayaçlar fosforitin yanı sıra fosfat kayası, kaya fosfat ve fosfat gibi isimlerle de bilinirler. Diğer kayaçlar için ortalama P_2O_5 oranları şöyledir. Şeyller: %0.11-0.17 kumtaşları: %0.08-0.16 kireçtaşları %0.08-0.16. Ortalama değerden daha yüksek, ancak fosforitlerden daha düşük P_2O_5 oranına sahip kayaçlar fosfatik sıfatını alırlar. Fosfatik şeyl gibi.

Sedimanter fosforitler toplam kayaçların çok çok küçük bir kesrini oluşturmakla birlikte çok özel bir ekonomik öneme sahiptirler. Bunlar dünya fosfat üretiminin %80'inden fazlasını karşılarlar. Toplam rezervleri 160 milyon ton civarındadır. Sedimanter fosforit oluşumları bütün jeolojik zamanlara yayılmış olmakla birlikte en yaygın oluşumlar Orta ve GD Asya'da Prekambriyen ve Kambriyen'de; Kuzey Amerika'da Permiyen'de, Doğu Avrupa'da Jura ve Erken Kretase'de; Orta Doğu ve Kuzey Afrika Tetis provensinde Geç Kretase-Eosen aralığında gerçekleşmiştir.

Fosforit nodülleri ve fosfatik sedimanlar bugünkü okyanuslarda sahil çizgisine yakın sığ derinliklerde

halen

oluşmaktadır.

Şekil 8.17'de

eski ve yeni

fosforit

yataklarının

konumu

gösterilmektedir.

Bileşim:

Sedimanter

fosforitler Ca-

fosfat

minerallerinden

oluşurlar.

Bunların tamamı

değişiktürden

apatitlerdir. Yaygın bulunan sedimanter fosforit mineralleri şunlardır.

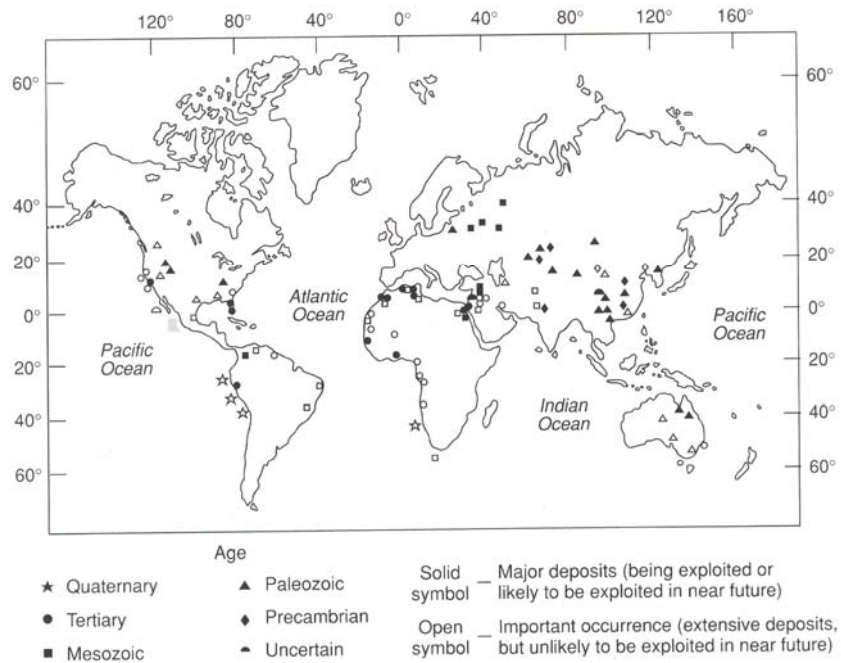


FIGURE 8.17 Worldwide distribution of major sedimentary phosphorite deposits. (After Cook, P. J., 1976, Sedimentary phosphate deposits, in K. H. Wolf (ed.), Handbook of strata-bound and stratiform ore deposits, Fig. 1, p. 505, reprinted by permission of Elsevier Science Publishers, Amsterdam.)

Karbonat apatit	$\text{Ca}_{10}\text{CO}_3(\text{PO}_4)_6$
Florapatit	$\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3\text{F}$
Klorapatit	$\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3\text{Cl}$
Hidroksiapatit	$\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3\text{OH}$

Bunlardan en yaygını karbonat apatitlerdir.

Bunlara ek olarak fosforitlerin bileşiminde kırıntılı kuvars, otijenik çört, Opal CT, kalsit ve dolomit te yer alır. Başlıca fosfat çökeli türleri: Fosfatça zengin sedimanter kayaçlar bir kaç mm kalınlıkta ince laminalardan bir kaç m kalınlığa tabakalara kadar değişebilirler. Fosforitlerin dokusu kireçtaşlarına benzer. Dolayısı ile peloid, ooid, fosil (biyoklast) ve diğer parçalardan oluşurlar. Bazı fosforitler taneli dokuya sahip değildirler, tersine mikrit benzeri tamamen dokusuz kollofan (collophane)'dan (kimyasal bileşimi kestirilemeyen apatit türü için genel bir ad) oluşur. Kayaç içindeki fosfatik taneler organik madde, kil mineralleri, silt boyu kırıntılı taneler ve pirit içerebilir. Peloidal ve pelletal fosforitler yaygındır, bazen fosfatlı kavkı kırıntılı ve fosfatlaşmış fosiller kayacın önemli bir bölümünü oluşturabilirler. Kayaç içindeki fosfatik taneleri çoğu kum boyutundadır. Biraz daha büyük olanlar (bazen bir kaç 10 cm) yumru (nodül) adını alırlar.

Yaygın fosfatik çökellerin çoğu tabakalı denizel çökeller içinde bulunurlar. Bunlar:

- tabakalı fosforitler
- biyoklastik fosforitler
- nodüler fosforitler
- fosforit çakıltaşları
- guano (kuş ve yarası dışkı birikimleri) yığılımlarıdır.

Fosforitlerin kökeni:

Nehir suları 20 ppb, okyanus suyu ortalama 70 ppb fosfor konsantrasyonuna sahiptir. Okyanusların yüzey suları biyolojik etkinlik yüzünden buradaki fosfatın tüketilmesi yüzünden fakirken, 200-400 m derinlerde konsantrasyon 50-100 ppb'ye ulaşır. Normal koşullarda fosforun bir kısmı karbonat minerallerinin yapısına katılır (kireçtaşında P_2O_5 konsantrasyonunun % 0.7'lere ulaştığını anımsayınız). Bir kısmı organizmanın kas ve kemiklerinde kullanılır; geri kalan bir kısmı da metalik sedimanların yapısına katılır. Bu genel dağılım yine de eski okyanuslarda oluşan fosfatların nasıl olup ta deniz suyundakinden 2 milyon kat zenginleştiğini açıklayamamaktadır.

Bazı araştırmacılar bu zenginleşmeden, sonraki ornatmaların sorumlu olduğunu belirtmekte, başka deyişle fosforun sonradan yapıya katıldığını ileri sürmektedirler. Ancak bu, pek çok fosforitin kırıntılı kökene sahip olması nedeniyle pek gözlemlere uymamaktadır. Yani, pek çok fosforit çapraz tabakalanma,

laminasyon gibi kırıntılı kayalara özđü bir doku göstermektedir.

Yani bu fosfor bir şekilde deniz suyundan itibaren zenginleşmektedir.

Eldeki veriler fosforit çökeli mi ile okyanuslardaki su yükselim

(upwelling) zonları arasında bir ili şki olduğunu göstermektedir.

Güncel okyanus tabanlarındaki

fosfat nodülü oluşumlarının bu su yükselim alanlarında gerçekteştiğini göstermektedir. Su yükselimi ile ilgili erken fikirler, fosforitler, derinlerden şelfe doğru yükselen soğuk, fosfatça zengin sular dan itibaren inorganik olarak çökeldiğini ileri sürmekteydi. Buna göre, yukarı doğru yükseldikçe basınç düşüyor, böylece karbondioksit konsantrasyonu azalıyor, Bunu ısınmayla birlikte PH'nin artması ve sonuçta apatit çökeli mi izliyordu. Sonraları bazı araştırmacılar bu yolla yüzeye gelen sulardaki fosforun, büyüme için son derece elzem olduğundan, organizmalar tarafından hızla tüketildiğini göstermişlerdir. Ayrıca deniz suyunda Mg'un varlığının pür inorganik çökeli mi oldukça güçleştiği de ortaya çıkarılmıştır.

En sonunda sorunun çözü mü nü nün, organizmaların özellikle yumuşak dokularında biriken fosforda olduğu anlaşılıyor. şöyle oluyor; Gerçekten okyanusal su yükselimleri ile şelfelerde zenginleşen ve böylece canlı (ki bunlar, fitoplanktonlar, zooplanktonlar, balıklar vs) yumuşak dokusuna giren

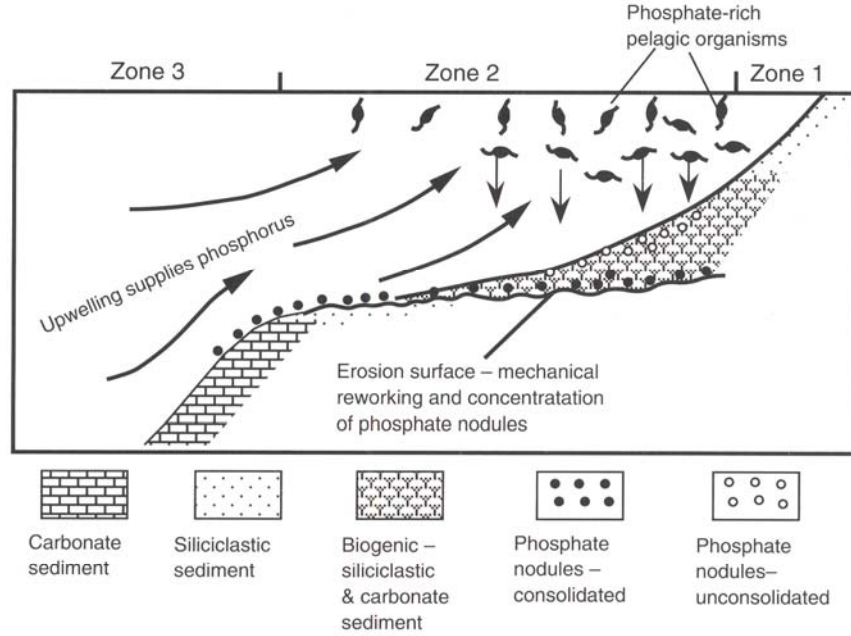


FIGURE 8.21 Schematic illustration of the formation of phosphorites in areas of upwelling on open ocean shelves. Near-shore, shallow-water siliciclastic deposits form in zone 1. Zone 2 is the zone where high contents of phosphate-rich biogenic detritus accumulate in the sediment from rain-out of pelagic organisms; phosphate nodules form in this zone by diagenetic processes, followed by reworking of phosphate-rich sediments during lowered sea level. Zone 3 is a deeper-water zone where carbonate sediments with local phosphate nodules occur. (After Baturin, G. N., 1982, Phosphorites on the sea floor: Origin, composition, and distribution. Fig. 5.4, p. 227, reprinted by permission of Elsevier Science Publishers.)

fosfor, ölü canlı yapısında deniz tabanında indirgeyici koşullara maruz kalıyor. Bu organik malzeme içindeki fosfor, zamanla buradaki sedimanların gözeneklerinde doygun hale geliyor ve kalsiyum fosfat olarak çökeliyor. Böylece fosfat, deniz tabanında ne varsa onların yüzeyini sarıyor, içindeki gözeneklere nüfuz ediyor.