

JEOLOJİYE GİRİŞ II

DERS NOTLARI

1. HAFTA

OKYANUSAL HAVZALARIN KÖKENİ VE EVRİMİ

Derleyen: Prof. Dr. Timur USTAÖMER

Bu bölümde, konu ile ilgili yeni kavramları öğrenirken, aşağıdaki sorulara yoğunlaşmanız sizin için yararlı olacaktır.

Okyanus tabanları nasıl haritalanır?

Okyanus tabanındaki başlıca üç topoğrafik bölüm nedir ve bu bölümlerin önemli özellikleri nelerdir?

Okyanus sırt sisteminin özellikleri nelerdir, nasıl oluşur?

Okyanus kabuğu nasıl oluşur ve kıta kabuğundan nasıl farklılıklar sergiler?

Kıtasal riftleşme ve yeni okyanusal havzalar arasındaki ilişki nedir?

Süperkıta çevrimi nedir?

Okyanuslar, kapladıkları % 70 oranındaki alan nedeniyle Dünya üzerindeki en büyük öğelerdir. Bu bölümde okyanus tabanlarının topoğrafyasını ve bu topoğrafyada göze çarpan çeşitli yeryüzü şekillerini oluşturan süreçleri inceleyeceğiz

OKYANUS TABANLARININ KÖKENİ VE EVRİMİ



Wegener, "kıtaların kayması teorisi" ni ilk ortaya attığında görüşü hemen kabul görmedi. Bunun nedenlerinden biri, o dönemde okyanus tabanları hakkında çok az şeyin bilinmesiydi. Araştırmacılar 20. yüz yıla kadar su derinliğini, ucuna ağırlık bağlanmış halatlar kullanarak ölçülüyorlardı. Çok derin sularda gerçekleştirilen bu derinlik ölçümleri hem çok zaman alıcı, hem yorucu, hem de çok kaba ölçümlerdi; yani hassas sonuçlar elde edilemiyordu.

2. Dünya savaşının ardından yaşanan teknolojik gelişmeler sonucunda yeni deniz aygıtları üretilmiş ve bu aygıtların kullanılmaya başlanmasıyla okyanus tabanlarının topoğrafyası ile ilgili bilgiler de hızla artmaya başlamıştı. En ilginç keşiflerden biri, küresel ölçekte okyanus sırt sisteminin ortaya çıkartılmasıydı. Her iki yanındaki derin okyanus tabanına oranla 2-3 km daha yüksek olan bu sırt sistemi Dünya üzerinde bilinen en uzun yapıdır.

Okyanus sırtlarının, yeni okyanusal litosferin meydana geldiği, uzaklaşan veya yapıcı levha sınırlarına işaret ettiğini artık öğrenmiş bulunuyoruz. Derin okyanus hendeklerinin de, okyanusal litosferin mantoya dalarak yeryüzünden silindiği, yaklaşan levha sınırlarını simgelediğini biliyoruz. Levha tektoniği prosesleri sonucunda, okyanus ortası sırtlarda okyanus kabuğunun üretilmesi,



H.M.S. CHALLENGER UNDER SAIL, 1874.

Şekil 1

Yitim zonlarında ise oluşmuş okyanus kabuğunun tüketilmesi nedeniyle, okyanus kabuğunun sürekli olarak yenilendiğini anlıyoruz.

Deniz Tabanlarının Haritalanması

Okyanus ve denizlerdeki su tamamen

çekilseydi, büyük volkanik dağlar, derin çukurlar, geniş düzlükler, çizgisel dağ kuşakları ve büyük platolar gibi çok değişken bir morfoloji görülürdü. Gerçekten de manzara, karalardaki kadar değişken olurdu. Batimetri, okyanus diplerinin ölçümü ve okyanus tabanının şeklinin veya topoğrafyasının haritalanmasıdır. Okyanus tabanlarındaki topoğrafyanın anlaşılması, H.M.S. Challenger'ın (Şek. 1) tarihi önem taşıyan ve üç buçuk yıl süren araştırma seferi ile başlamıştır. Challenger'ın Aralık 1872-Mayıs 1876 tarihleri arasında gerçekleştirdiği araştırma seyahati sırasında küresel ölçekte, hemen hemen tüm okyanuslar çalışılmıştır. 127.500 km lik bir yolun kat edildiği bu seyahat sırasında, bilim adamları ve gemi personeli Arktik okyanusu hariç tüm okyanusları incelemiştir. Seyahat boyunca, ağırlık takılmış ipler kullanılarak yapılan ve ağır işçilik gerektiren su derinliği ölçümleri de dahil, okyanuslara ilişkin pek çok unsur çalışılmıştır. Challenger tarafından okyanus derinlikleri ve değişken topoğrafya hakkında toplanan bilgiler, kısa bir süre sonra, özellikle Kuzey Atlantik Okyanusu tabanına bir iletişim kablosu döşenmesi sırasında yapılan ölçüm ve gözlemler ile daha da arttırılmıştır. Ancak o dönemde derinlik ölçümleri ağırlıklı ipler ile yapıldığından, deniz tabanı ile ilgili bilgiler hep sınırlı kalmıştır.

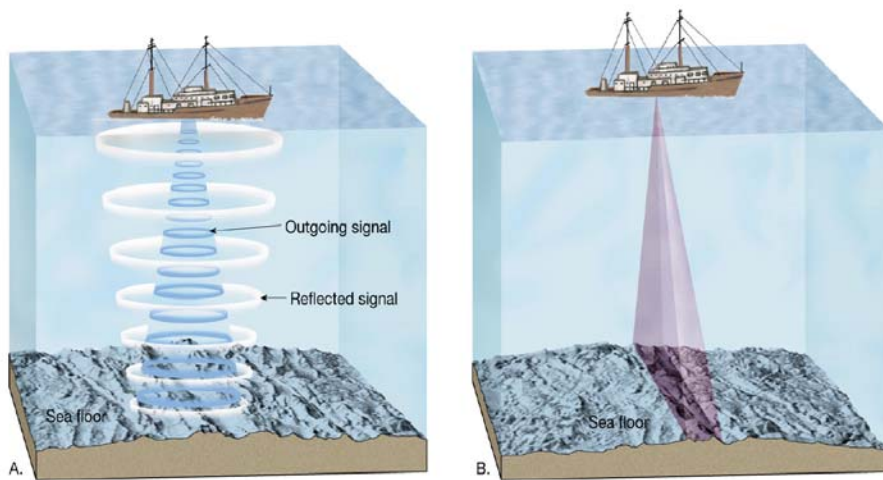
Batimetrik Teknikler

Günümüzde su derinlikleri artık ses enerjisi kullanılarak ölçülmektedir. "Echo sounder" adı verilen ve ses kullanarak derinlik ölçen ilk aygıtlar 20. yüz yılın başlarında geliştirilmiştir. Echo sounder'lar su içine ses dalgası gönderir ve bu ses dalgaları büyük bir deniz organizmasına veya deniz tabanına çarptığında, bir eko meydana getirir. Çok hassas bir alıcı dipten yansıyan ekoyu kaydeder, bir süreölçer de çok hassas olarak ekonun alındığı zamanı saniyenin bölüntüleri derecesinde ölçer. Ses dalgasının su içinde yayılma hızı (saniyede yaklaşık 1500m) ve enerjinin okyanus tabanına ulaşip geriye yansıması için geçen zaman

bilindiğinden derinlik ölçülebilir. Bu eko'ların sürekli izlenmesi ile elde edilen derinlikler bir grafik üzerine yerleştirildiğinde deniz tabanının bir kesiti elde edilir. Bitişik traversler boyunca elde edilen profillerin birleştirilmesi sonucunda da deniz tabanının haritası üretilmiş olur.

2. Dünya Savaşı'nın ardından Amerikan Deniz Kuvvetleri, deniz mayınlarını ve diğer patlayıcıları belirlemek için "sidescan sonar" adı verilen bir cihaz geliştirmiştir. Bu torpidoya benzeyen cihaz, bir iple geminin arkasına bağlanır ve gemi hareket ettikçe arkada çekilen sonar, deniz tabanında gemi güzergahının her iki yanını tarayan bir ses yelpazesi yayar. Sidescan sonar verilerinin birleştirilmesiyle araştırmacılar ilk kez deniz tabanının fotoğrafa benzer görüntülerini elde etmişlerdir. Sidescan sonar'ın deniz tabanına ait çok yararlı görüntüler üretse de batimetrik veri (su derinliği verisi) sağlayamaması kullanım alanını sınırlamıştır.

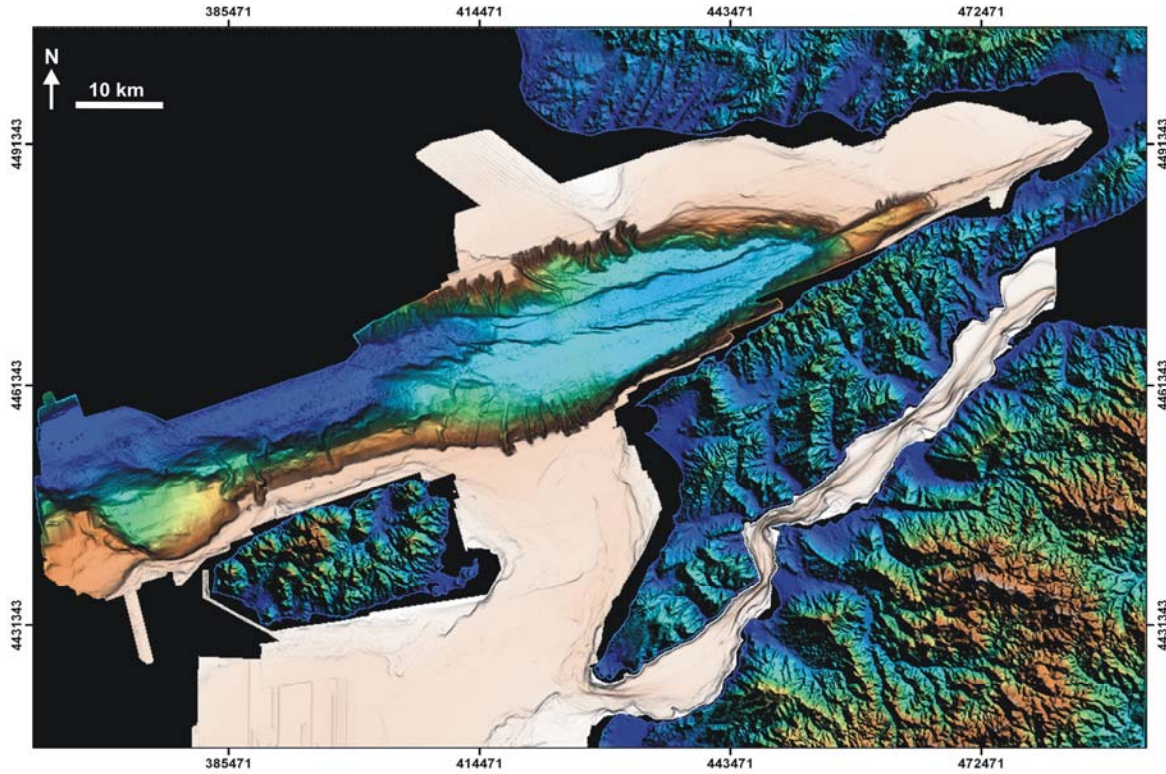
Bu problem 1990'lı yıllarda geliştirilen yüksek çözünürlüklü "multibeam" cihazlarıyla aşılmıştır. Bu sistemler, gemi gövdesine monte edilmiş ses kaynaklarından yelpaze şeklinde ses dalgası yayar ve çok sık aralıklı ve farklı açılarda yerleştirilmiş alıcıları kullanarak deniz tabanından gelen yansımaları kaydeder.



Şekil 2. Okyanus tabanlarının haritalanmasında ses enerjisinden yararlanılır. A) Echo sounder; B) Multibeam batimetri

Bu sayede, her birkaç saniyede bir tek bir noktanın derinliğini ölçmek yerine bu tekniği kullanan bir araştırma gemisi onlarca kilometre genişlikli şeritler boyunca deniz tabanının haritalanmasını kolaylıkla yapabilmektedir. Deniz tabanının bir bölümü "multibeam sonar" kullanılarak haritalanmak istendiğinde, gemi o alan üzerinde bir çim biçme makinasıyla bir bahçenin çimlerini kesmeye benzer şekilde düzenli aralıklar ile boylu boyunca ileri-geri hareket ederek bir alanı tarar. Bu sistem sayesinde, bir metre seviyesinde yükselti farklılıklarını kolayca ayırt edilebilen, yüksek çözünürlüklü batimetri verisi elde edilebilmektedir.

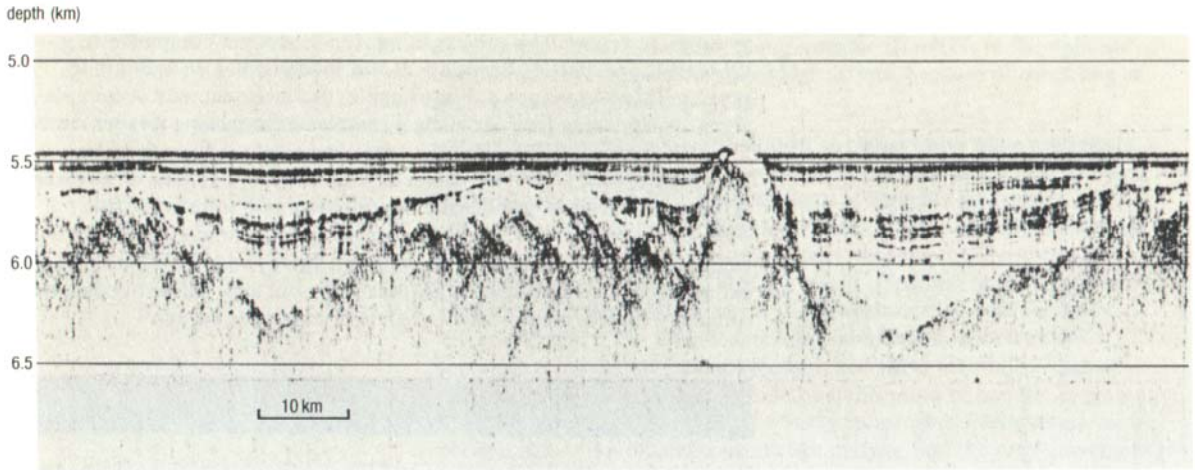
Kullanılan üstün teknolojilerine karşın, multibeam sonar ile donatılmış bir araştırma gemisi saatte en fazla 10 ila 20 km lik bir hızla hareket edebilmektedir. Dünya üzerindeki tüm okyanusların-denizlerin tabanını haritalanması için multibeam sonar ile donatılmış en az 100 gemiye ve yüzlerce yıllık bir zamana ihtiyaç vardır. Bu da, dünya üzerinde deniz tabanlarının neden sadece % 5 lik bir bölümünün ayrıntılı olarak haritalandığını iyi açıklamaktadır.



Şekil 3: Saros Körfezi, KD Ege Denizi ve Çanakkale Boğazı'nın multibeam batimetri çalışması ile elde edilmiş haritası.

Sismik yansıma profilleri

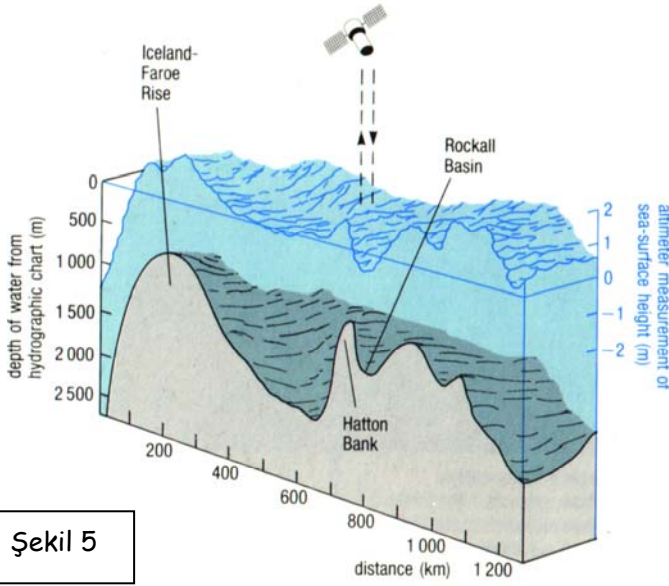
Okyanusları ve denizleri anlamaya çalışan yerbilimciler, deniz tabanını kaplayan sedimentlerin altındaki kaya yapılarını da görmek ve incelemek istemişlerdir. Sediman örtüsü altında kalan kayaların yapısını görüntülemek ancak sismik yansıma profilleri almak suretiyle mümkün olur. Böylesi bir profili oluşturmak için, patlayıcı veya hava tabancaları kullanılarak güçlü ve düşük frekanslı ses üretilir. Bu ses dalgaları deniz tabanının altına kadar nüfuz eder ve farklı kaya katmanlarının dokanağından veya fay zonlarından geriye yansır. Şekil 4'te Doğu Atlantik'deki Mediara Abisal Düzlüğü'nün bir bölümünden elde edilmiş sismik profil görülmektedir. Burada deniz tabanı her ne kadar düz görünüyorsa da, alttaki okyanus kabuğunun düzensiz yapısına ve kalın sediment örtüsünün varlığına dikkat ediniz.



Şekil 4: Mediara Abisal Düzlüğü'nden (KD Atlantik Okyanusu) alınmış sismik kesit. Yaklaşık 5,4 km derinliğindeki okyanus tabanının ne kadar düz olduğuna, ancak düzlüğü'nün altında, sedimentler ile dolmuş (yaklaşık yatay, yanal olarak süreklilik gösteren ince katmanlı bölüm), oldukça engebeli bir yapının olduğuna dikkat ediniz (yaklaşık 6 km derinlikte, parabollerin bulunduğu kesim okyanus kabuğudur).

Uzaydan Okyanus Tabanının Görünümü

Deniz tabanlarının daha iyi anlaşılmasına yol açan diğer bir teknolojik buluş da okyanus yüzeyinin seviye değişimlerinin uzaydan ölçülmesi olmuştur. Dalgalar, gelgit akıntıları, yüzey ve dip akıntıları ile atmosfer etkileri giderildiğinde su seviyesinin mükemmel düzlükte olmadığı anlaşılmıştır. Bunun sebebi, suyun masif denizaltı yapılarına doğru göç etmesini sağlayan gravite kuvvetleridir. O nedenle,



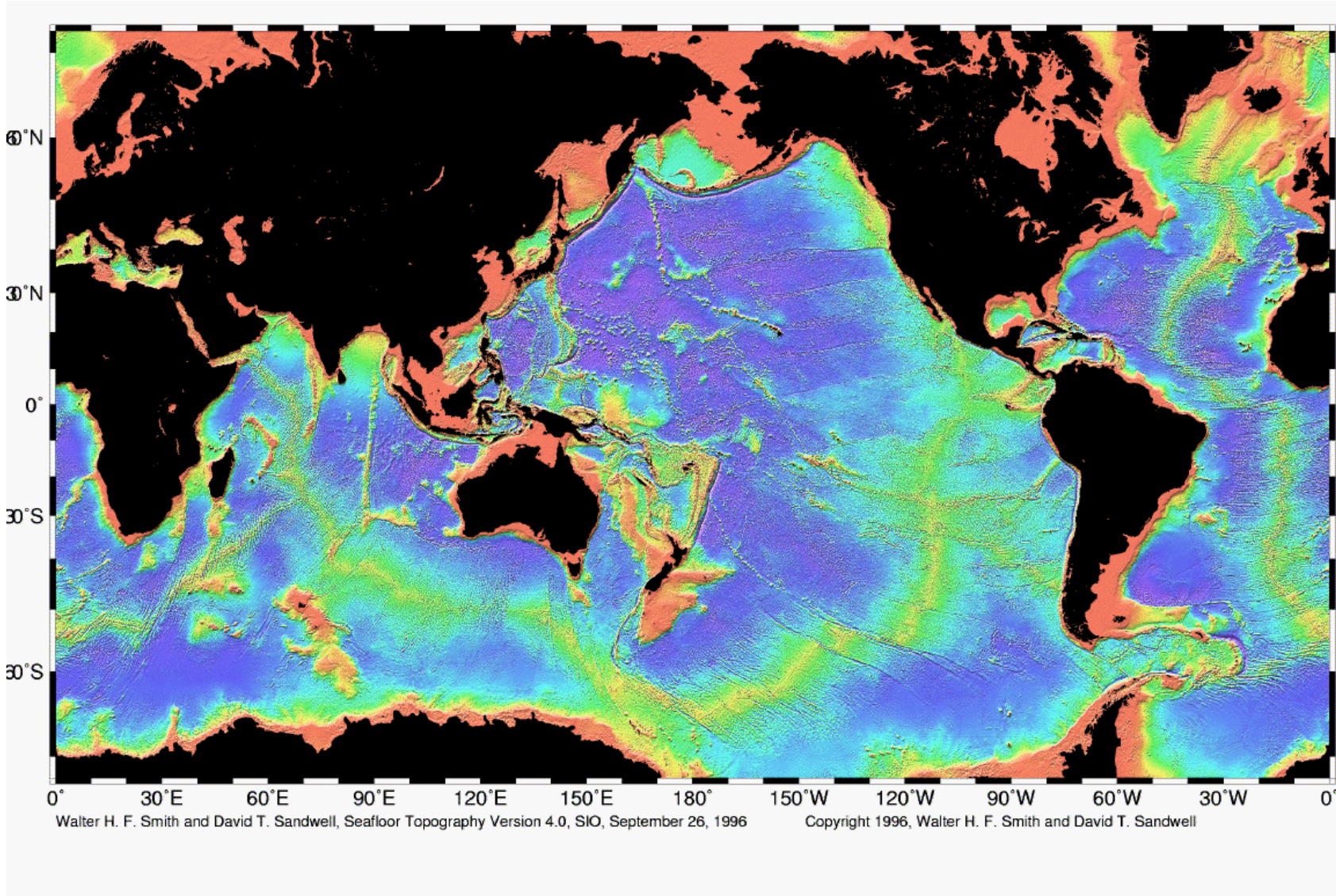
Şekil 5

dağlar ve sırtlar okyanus yüzeyinde yükselim bölgeleri oluştururken, kanyon ve hendekler okyanus yüzeyinde küçük çöküntülere neden olur (Şek. 5). Radar altimetreleriyle donatılmış uydular, deniz yüzeyine mikrodalgalar yollayarak deniz yüzeyindeki çok küçük yükselti

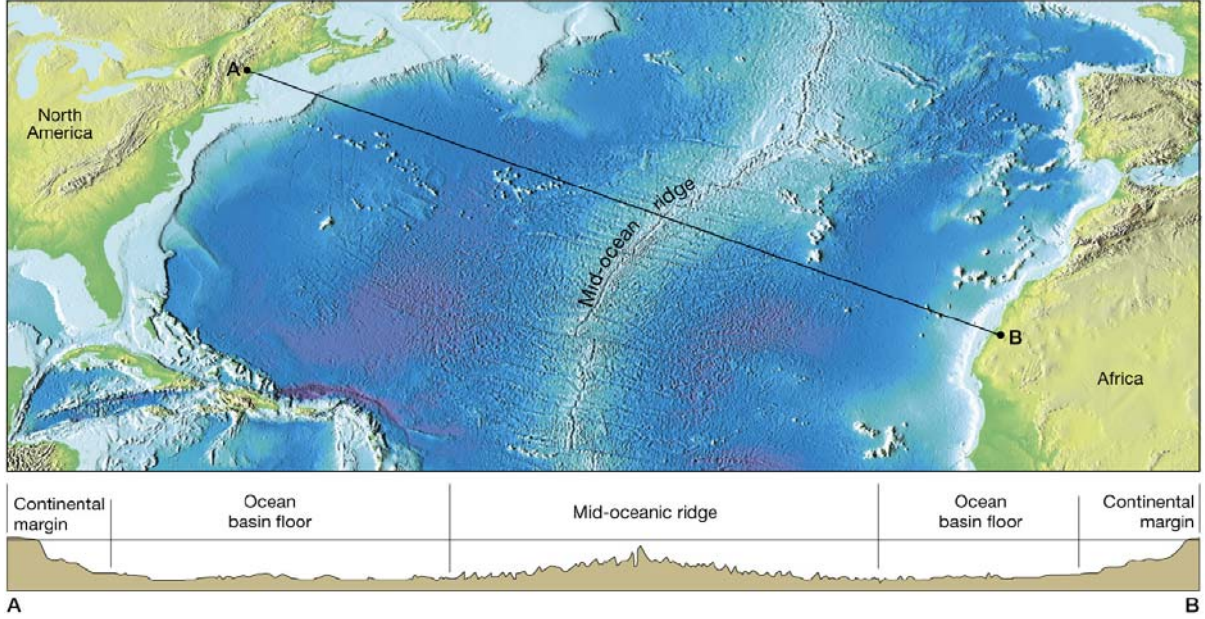
değişimlerini ölçebilmektedir. Bu aletler yardımıyla 3-6 cm mertebesindeki değişimler dahi ölçülebilmektedir. Bu tür veriler sayesinde okyanus tabanlarının topoğrafyası çok daha iyi anlaşılabilmiştir (Şek. 6).

Okyanus Tabanının Bölümleri

Okyanus tabanlarını çalışan oşinograflar üç ana bölüm ayırtlamışlardır: bunlar kıta kenarları, derin okyanus havzaları ve okyanus (ortası) sırtlarıdır. Şekil 6'daki haritada, Kuzey Atlantik Okyanusu için bu bölümler gösterilmekte, alttaki kesitte ise topoğrafyadaki değişim sergilenmektedir. Böylesi kesitlerde, topoğrafyadaki değişimin daha iyi izlenebilmesi için genellikle düşey ekseninde büyütme yapılır. Örneğin Şekil 7 deki kesitte düşey eksen 40 kez büyütülmüştür.



Şekil 6: Radar altimetreleriyle okyanus yüzeyindeki yükselti değişiminden yararlanılarak hazırlanmış okyanus tabanı haritası.



Şekil 7. Orta Atlantik Okyanusu ve çevresinin morfoloji haritası ve Kuzey Amerika'dan Afrika'ya alınan enine kesit. Enine kesitte yatay siyah çizgi deniz seviyesini göstermektedir. Orta okyanus sırtının bir yükselim alanı olduğuna, oldukça engebeli bir morfoloji sergilediğine dikkat ediniz.

Ancak düşey ekseninde yapılan büyütme sonucu yamaç eğimleri çok artar o nedenle de yamaçlar olduklarından daha dik görünür.

Kıta Kenarları

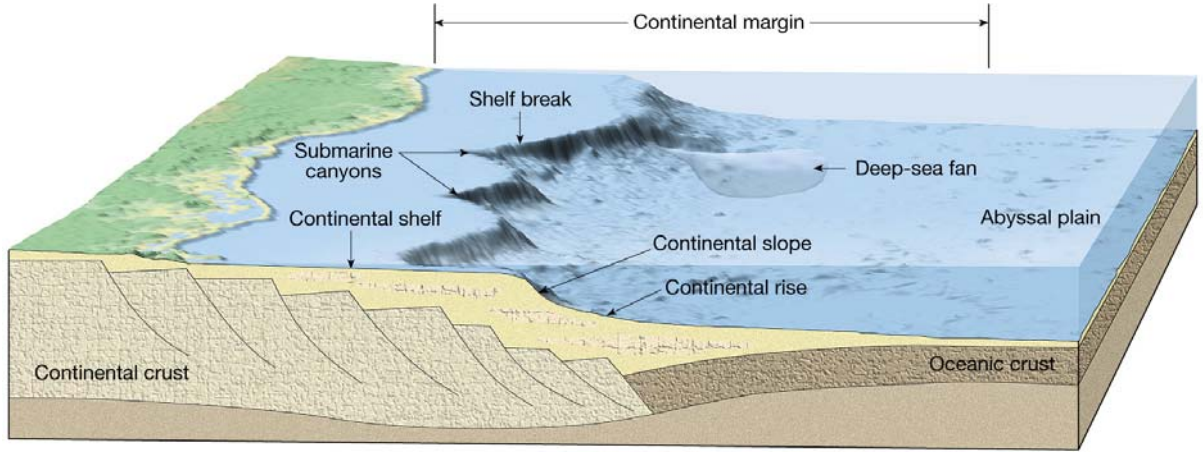
Dünya üzerinde iki farklı tür kıta kenarı ayırt edilmiştir: pasif kenarlar ve aktif kenarlar. Pasif kenarlara Atlantik ve Hint Okyanuslarının çevrelediği kıyı alanlarının çok büyük bir bölümünde, Kuzey ve Güney Amerika kıtalarının doğu kıyılarında, Avrupa ve Afrika'nın kıyı alanlarında rastlanılır. Pasif kenarlar aktif levha sınırı değildir, o nedenle bu alanlarda volkanizma ve sismik aktiviteye ender olarak rastlanılır. Pasif kenarlara bitişik kara alanlarından aşınan ve ayrılan materyal taşınır ve bu materyal burada, deformasyon geçirmemiş kalın bir sediman prizması oluşturur (Şek. 8).

Aktif kıta kenarları ise okyanusal litosferin bir kıtanın altına daldığı alanları simgeler. Böylesi alanlarda kıta kenarı oldukça dardır. Dalan okyanusal litosferden kopartılarak biriktirilen sedimanlar ise çok deformedir. Aktif kıta

kenarları Pasifik Okyanusu çevresinde yaygındır ve bu tür kıta kenarları derin okyanus çukurlarına paralellik gösterir.

Pasif Kıta Kenarları

Bir Pasif Kıta Kenarı'nın bileşenleri kıta şelfi, kıta yamacı ve kıta yokuşudur (Şek. 8).

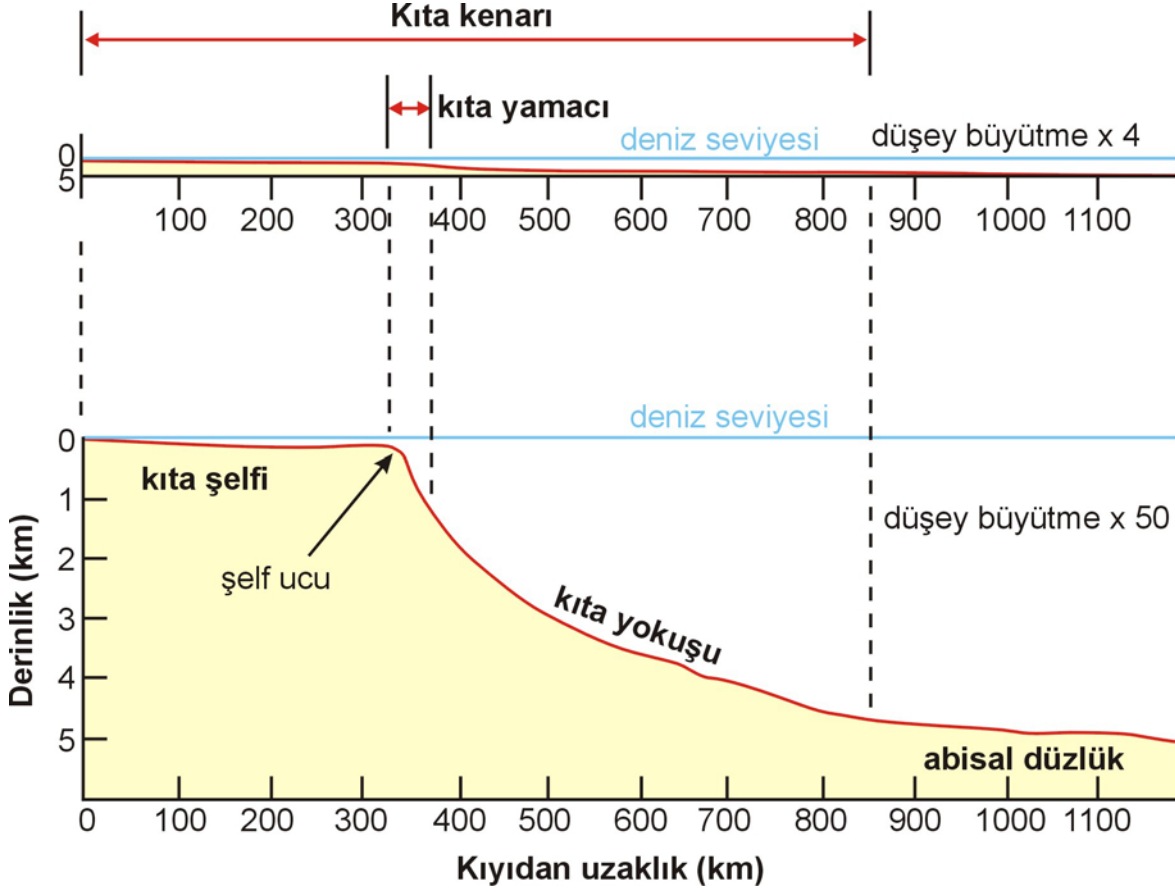


Şekil 9: İdeal bir pasif kenarın bileşenleri. Kesitte kirli sarı renkli bölüm pasif kenarda çökelmiş sedimenter istifini göstermektedir. Bu istifin kalınlığı 15 km yi bulabilir. Pasif kenarlarda kıta sahanlığı (şelf) ortalama 80 km genişlikte olup, şelf ucunda su derinliği ortalama 130 m dir. Şelfin derin okyanus tarafındaki ucunda yamaç eğimi ani artış gösterir ve sırasıyla kıta yamacı ve kıta yokuşuna geçilir. Kıta yokuşundaki çökellerin okyanus kabuğu-kıta kabuğu sınırını örttüğüne dikkat ediniz. Böylesi sınırlar boyunca hiçbir sismik aktivite (depremler) görülmez. O nedenle böylesi kıta kenarlarına pasif kenar adı verilir. Böylesi kıta kenarları mağmatik aktivite açısından da pasiftir. Yani böylesi kıta kenarlarında hiçbir mağmatizmaya da rastlanılmaz.

Kıta Şelfi (=Kıta Sahaneliği): Sahil çizgisinden derin denize doğru çok düşük bir eğimle alçalan yüzeydir. Altında kıta kabuğu olması nedeniyle, kıtanın deniz tarafından basılmış bölümü olarak düşünülür.

Kıta şelflerinin genişliği oldukça değişkendir. Bazı kıtalarda hemen hemen hiç şelf bulunmazken diğerlerinde şelf derin denize doğru 1500 km mesafede izlenebilmektedir. Kıta şelfleri ortalama olarak 80 km genişlikli olup, açık deniz tarafındaki ucu yaklaşık 130m derinliğindedir. Kıta şelfinin ortalama eğimi sadece 1 derecenin onda biri kadardır. Bu değer, her 1 kilometrede 2 m lik derinlik

artışına karşılık gelmektedir. Eğimin bu kadar düşük olması nedeniyle kıta şelfleri yatay bir yüzey gibi algılanır.

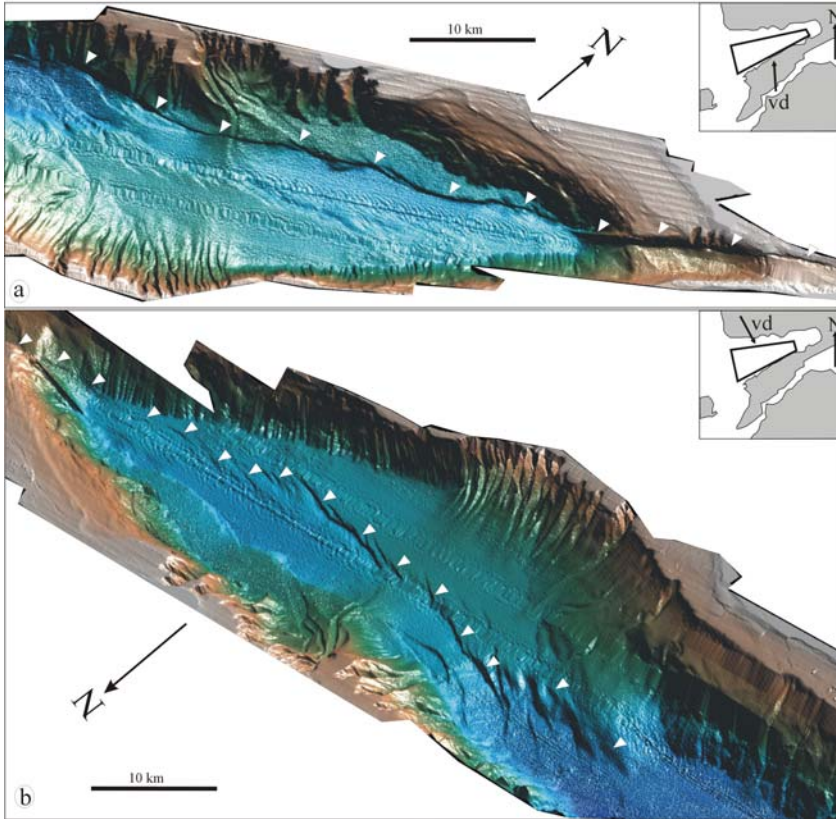


Şekil 10: İdeal bir pasif kenarda, kıta yokuşunun kıta yamacı ve kıta sahanlığı ile ilişkisinin gösterildiği enine kesit. Altta ki kesitte her ne kadar kıta yamacı oldukça dik görünse de bunun sebebi dikey büyütmede yapılan abartıdır. Üstteki kesitte abartı sadece 4 büyütmedir. Bu kesitte kıta yamacının oldukça düşük eğimli olduğuna dikkat ediniz.

Kıta şelflerinin, tüm okyanusların kapladığı alanın sadece % 7,5 lik bir bölümünü oluşturmasına karşın ekonomik ve politik önemleri oldukça fazladır. Kıta şelfleri büyük petrol ve doğal gaz rezervleri yanında önemli miktarda ekonomik mineral yatakları da içerir. Kıta sahanlıklarını örten suların balık avlanma alanlarını kapsaması nedeniyle de önemleri oldukça büyüktür.

Yer şekilleri açısından, kıta şelflerinin görece olarak sade olmasına karşın, bazı şelfler yaygın buzul çökellerinin bulunması nedeniyle oldukça engebeli bir görünüme sahip olabilmektedirler. Bunun yanında bazı şelf alanları kıyı çizgisinden

daha derin sulara giden geniş vadiler ile kesilmiştir (Şek. 11). Bu şelfi kesen vadilerin çoğu bitişik kara kütlelerindeki nehir vadilerinin denize doğru olan uzantılarıdır. Böylesi vadiler, yataklarını Pleistosen döneminde (buzul çağında) kazmışlardır. Pleistosen döneminde çok büyük miktarlardaki su, yaşanan soğuk iklim nedeniyle kıtalar üzerindeki geniş buzullarda tutuluyorlardı. O dönemde deniz seviyesi bugünkü deniz seviyesinden 100 m veya daha fazla alçalmış, böylelikle kıta şelfinin büyük bir bölümü kara alanı haline dönüşmüştü. Deniz seviyesindeki bu düşüş nedeni ile akarsular yataklarını daha da uzattılar ve karada yaşayan bitki ve hayvanlar bu yeni ortaya çıkan kara alanlarında yaşamaya başladılar. Kuzey Amerika kıyılarında yapılan araştırmalar sonucunda, pek çok kara canlısının (memeliler, mastedonlar, atlar dahil) kalıntıları şelf alanında ortaya çıkartılmıştır. Bu da kıta şelfinin bu bölümlerinin deniz seviyesinin üzerinde olduğunun bir delilidir.



Çoğu pasif kıta kenarı şelfi, birkaç km kalınlığa ulaşan sığ denizel çökel istifini kapsar. Araştırmacılar böylesi kalın çökel yığılımlarının yavaş yavaş çöken kıta kenarları boyunca oluşabileceği sonucuna varmışlardır.

Şekil 11. Saros Körfezi kenarlarında, şelf ucunda gelişmiş kanyonlar.

KITA YAMACI

Kıta şelfinin açık denize doğru olan sınırını işaret eden kıta yamaçları, kıta kabuğu ve okyanus kabuğu arasındaki sınırı belirleyen, görelî olarak (şelfe oranla) daha yüksek eğimli yapılardır (Şekil 10).

Kıta yamaçlarının eğimi, bir yerden diğerine önemli oranda değişmesine karşılık ortalama eğim 5° olup, kimi yerde bu değer 25° 'yi aşar. Ayrıca kıta yamaçları şelfe göre oldukça dardır. Kıta yamaçlarının ortalama genişliği 20 km olarak hesaplanmıştır.

KITA YOKUŞU

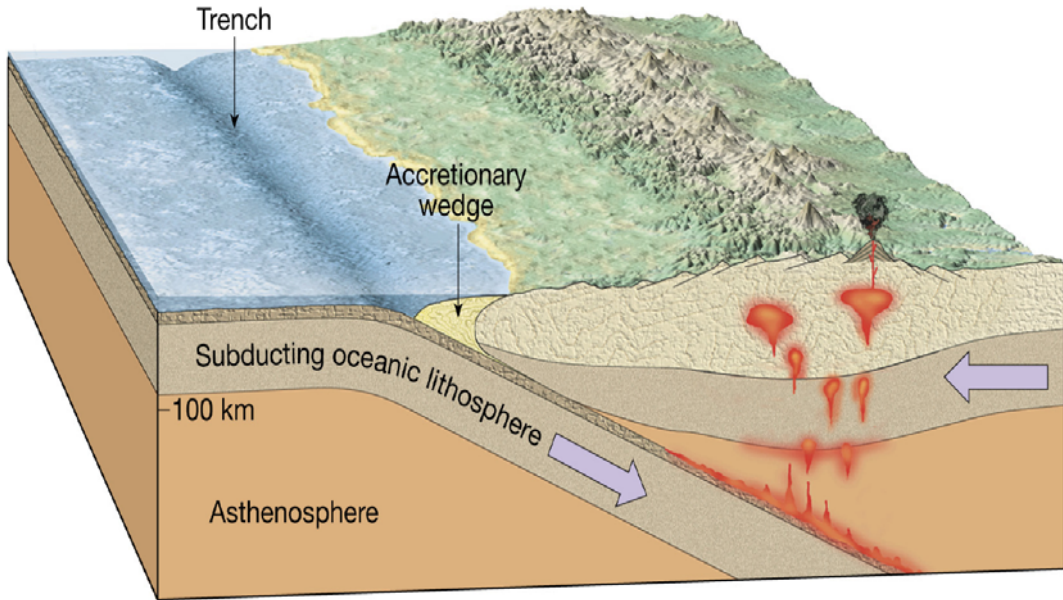
Hendeklerin olmadığı bölgelerde yüksek eğimli kıta yamacı, kıta yokuşu olarak bilinen daha düşük eğimli bir bölgeye geçiş gösterir (Şek. 10). Burada eğim, $1/3$ dereceye kadar düşer. Yani derinlik her 1 km'de 6 m. artar. Kıta yamaçlarının genişliği ortalama 20 km olmasına karşın, kıta yokuşları okyanus havzasına doğru 100'lerce km uzanırlar. Kıta yokuşlarında, kıta şelfinden derin okyanus tabanına doğru taşınmış kalın bir sediment birikintisi bulunur. Bu sedimentler kıta yamacının tabanına, periyodik olarak, denizaltı kanyonları boyunca hareket eden yoğunluk (türbiditik) akıntıları ile taşınır. Bu çamur akıntıları, kanyon ağzından düz okyanus tabanına ulaştığında, taşıdığı sedimentleri derin deniz yelpazesi oluşturacak şekilde çökeltir. Komşu denizaltı kanyonlarının ağzında biriken yelpazeler büyüdükçe, yanal yönde birbirleri ile birleşir ve kıta yamacının tabanında devamlı olarak izlenebilen bir sediment birikintisi meydana getirir. İşte bu sediment birikintisi kıta yokuşunu oluşturur.

AKTİF KITA KENARLARI

Bazı kıta kenarlarında, kıta yokuşu derin deniz hendeğine doğru aniden alçalır. Böylesi hallerde hendeğin kara tarafındaki duvarı ile kıta yamacı esasen aynı şeydir. Bu tür yerlerde kıta şelfi çok dardır veya hiç yoktur.

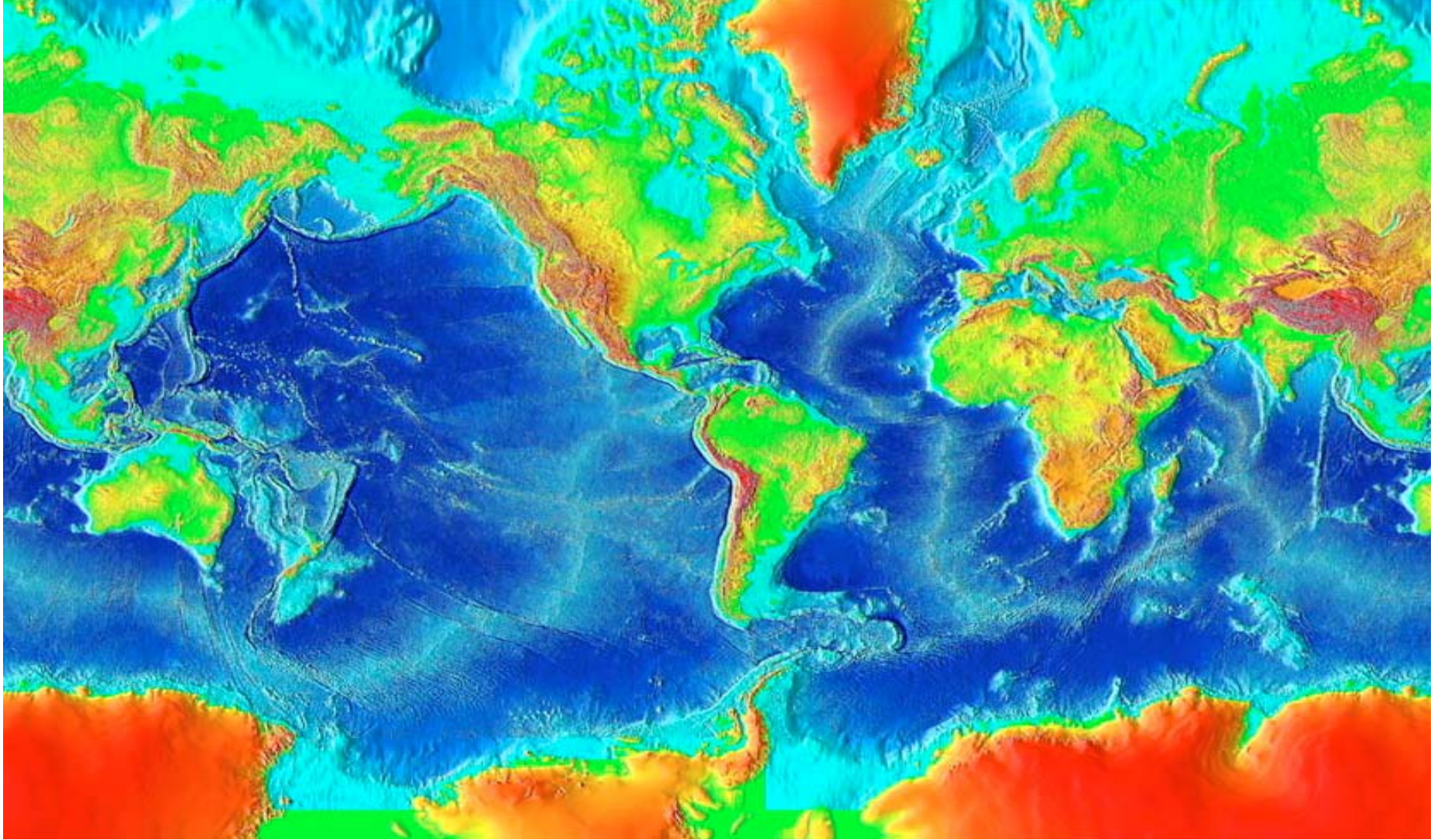
Aktif kıta kenarları Pasifik Okyanusu çevresinde olduğu gibi okyanusal litosferin kıta kenarı altına daldığı bölgelerdir (Şek. 12, 13). Burada okyanus

tabanındaki sedimentler ve okyanus kabuğu parçaları, dalan okyanusal levhadan kopartılır ve üstteki kıtanın (üst levha) kenarına eklenir. Deforme sediment ve okyanus kabuğu parçalarından oluşan bu kaotik kaya topluluğu 'yığışım kaması', 'yığışım prizması', 'yığışım kompleksi', yitim-yığışım kompleksi', 'eklenir prizma' gibi değişik adlarla adlandırılır (Şek. 12). Kalın yığışım kompleksleri uzun süreli levha yitimi sonucunda oluşur. Örneğin büyük bir yığışım kaması Japonya'nın Honşu Adası'nın kuzey kenarı boyunca yer yer görülmektedir. Yığışım kompleksleri Türkiye'nin pek çok yerinde de dar kuşaklar halinde izlenebilmektedir.



Şekil 12: İdeal bir aktif kıta kenarının enine kesiti. Dalan okyanusal levha ile kıta kenarı arasında kalan sarı renkli kesim yığışım prizmasıdır (accretionary wedge). Yığışım prizmaları dalan okyanusal levhadan kopartılan okyanus kabuğu parçaları ile aktif kenardan derin okyanus hendeğine taşınan sedimanların birbirine tektonik yollar ile karışması sonucu oluşan deforme, kaotik kaya topluluklarıdır.

Bazı yitim zonlarında hiç sediment birikimi bulunmaz veya çok az bulunur. Bu da okyanusal sedimentlerin dalan levha ile birlikte manto içine taşındığını gösterir. Böyle alanlar, yaşlı okyanusal litosferin manto içine hemen hemen dik olarak daldığı bölgelerdir. Bu alanlarda kıta kenarı çok dardır ve hendek kıyından sadece 50 km uzaktadır (Şek. 13).



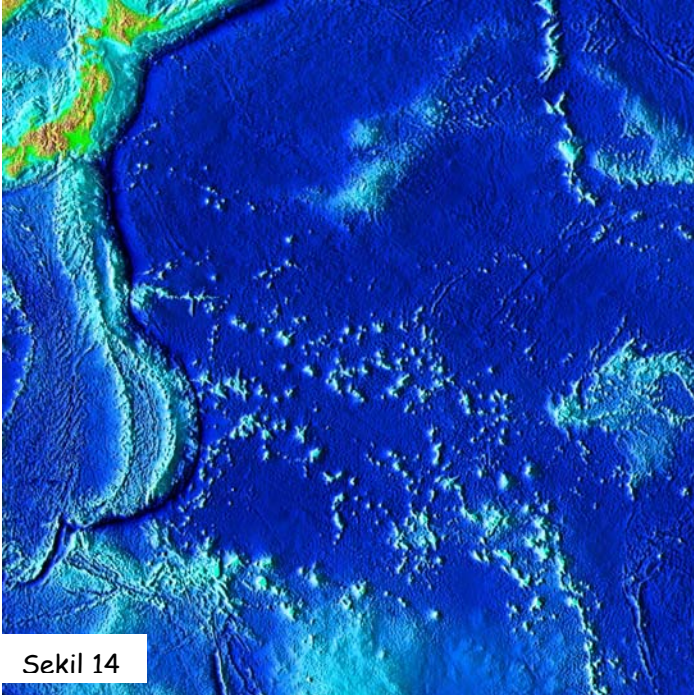
Şekil 13: Derin okyanus hendeklerinin Pasifik Okyanusu çevresindeki dağılımı. Kıta şelflerinin Pasifik kıyılarındaki ne kadar dar olduğuna dikkat ediniz. Oysa Atlantik Okyanusu kıyılarındaki kıta şelfleri oldukça geniş olup, kimi yerde 1500 km genişliğe ulaşır.

DERİN OKYANUS HAVZALARININ ÖZELLİKLERİ

Kıta kenarı ile okyanus sırtı arasında kalan bölgede derin okyanus havzası yer alır. Dünya yüzeyinin % 30'unu kaplayan bu bölgelerin genişliği, deniz seviyesi üstündeki kara alanlarının genişliği ile hemen hemen aynıdır. Derin okyanus havzasında, abisal düzlükler olarak adlandırılan geniş düzlükler; seamount veya guyo'lar olarak bilinen volkanik tepeler; derin okyanus hendekleri ve geniş taşkın bazalt bölgeleri (okyanus platoları) bulunur.

DERİN OKYANUS HENDEKLERİ

Derin okyanus hendekleri, binlerce km uzunluğunda, göreceli olarak dar alanlardır ve okyanusların en derin kesimlerini oluştururlar. Hendeklerin çoğu Pasifik Okyanusu kenarlarında yer alır ve bazılarının derinliği 10.000 m'yi geçer. Örneğin Mariana Hendeği'ndeki Challenger Çukuru'nun derinliği 11.022 m. olarak ölçülmüştür (Şek. 14). Challenger Çukuru, dünya okyanuslarında yer alan en derin çukur olarak bilinmektedir. Atlantik Okyanusu'nda yalnızca iki hendek bulunmaktadır. Bunlar Küçük Antil yayının kenarındaki Puerto Rico Hendeği ile, South Sandwich Hendeği'dir.

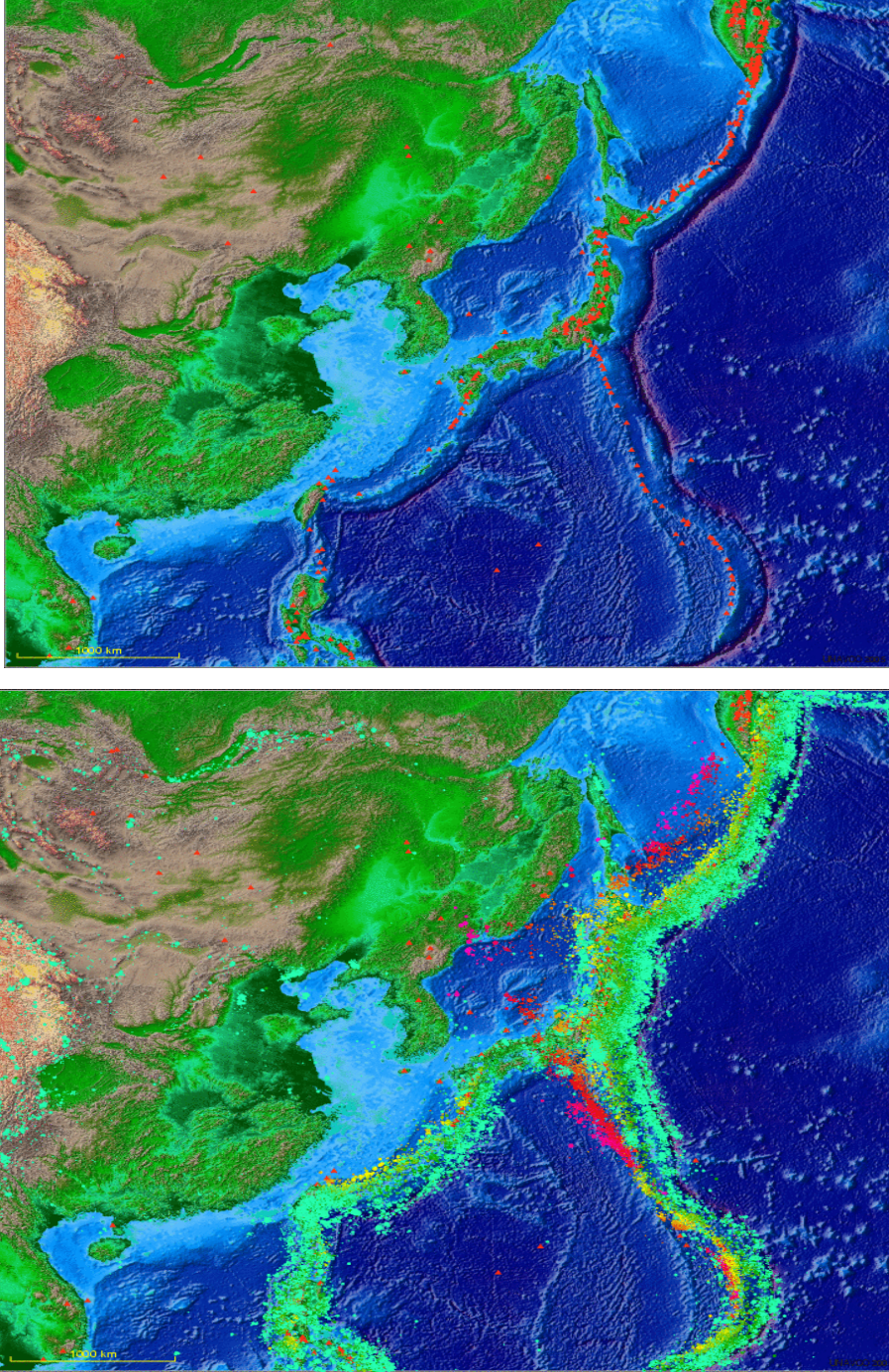


Sekil 14

Derin okyanus hendekleri, okyanus tabanlarının küçük bir bölümünü oluşturmasına karşılık çok önemli jeolojik yapılardır. Hendekler litosferik levhaların daldığı ve mantoya gömüldüğü levha yaklaşım alanlarıdır. Levhalardan biri diğerinin altına dalarken depremlerin yanı sıra volkanik aktivite de gelişir (Şek. 15). Bu nedenle hendekler,

volkanik ada yayı olarak bilinen yay şekilli aktif volkan kümelerine paralellik

gösterir. Ayrıca And ve Cascade dağ sıralarının bir bölümünü oluşturan kıtasal volkanik yaylar da hendekler ile paralel bir gidiş gösterir. Pasifik Okyanusu kenarı boyunca gözlenen çok sayıda hendek ve ilişkili volkanik aktivite nedeniyle bu bölge ateş çemberi olarak adlandırılmıştır.



Şekil 15: KB Pasifik Okyanus kenarında mağmatizma ve sismik aktivitenin uyumu. Üstteki haritada aktif volkanlar kırmızı üçgenler ile gösterilmiştir. Volkanların, derin okyanus hendeklerine ne kadar paralellik gösterdiğine dikkat ediniz. Alttaki haritada ise deprem odaklarının dağılımı gösterilmiştir. Her bir renk farklı derinlikte meydana gelen depremleri göstermektedir. Açık yeşil en sığ (< 50 km), kırmızı renkli depremler ise en derin (> 400 km) depremlere işaret eder. ,

ABİSAL DÜZLÜKLER

Abisal düzlükler derin okyanusların tabanındaki olağanüstü geniş düzlüklerdir (Şek. 4, 13). Abisal düzlükler aslında dünya üzerindeki en düz alanlardır. Örneğin Arjantin kıyılarının ötesindeki abisal düzlük, 1.300 km'lik bir mesafe içinde sadece 3 m'lik bir yükselti değişimi gösterir. Abisal düzlüklerin monoton topoğrafyası, ara sıra kısmen gömülü volkanik tepeler ile bozular. Bu düzlüklerin altını sismik profiller üzerinde inceleyen yerbilimciler, abisal düzlüklerin düz topoğrafyasının, aslında engebeli olan okyanus tabanının, kalın bir sediment istifi ile örtülmesi nedeni ile düzleştiğini, yani düz hale geldiğini saptamışlardır (Şek. 4). Engebeli topoğrafyayı örten sedimentlerin incelenmesi sonucu bu sedimentlerin; a) türbiditik akıntılar ile karadan denize taşınan ince taneli sedimentler, b) doğrudan deniz suyundan çökme ile oluşan sedimentler ve c) mikroskobik deniz canlılarına ait kabuk ve iskeletlerden oluşan sedimentler olduklarını göstermiştir.

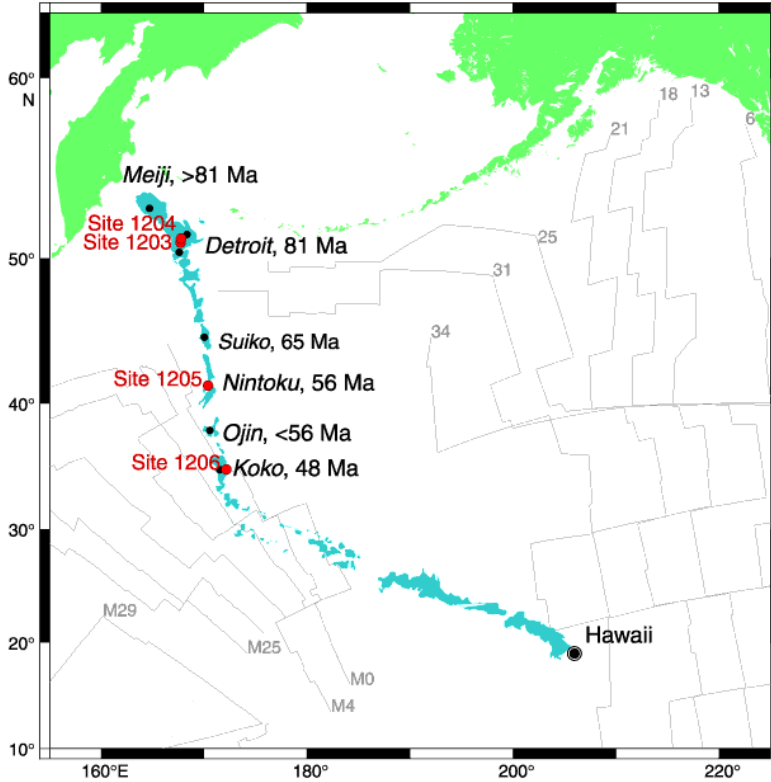
Abisal düzlüklere tüm okyanuslarda rastlanılır ancak Atlantik Okyanusu en geniş abisal düzlüklere sahiptir. Çünkü Atlantik Okyanusu kıta yamacından aşağı taşınan sedimentleri kapanlayabilecek çok az hendek içerir.

SEAMOUNT'LAR, GUYO'LAR ve OKYANUSAL PLATOLAR

Okyanus tabanı haritalarında saçılmış noktalar olarak gözlenen (Şek. 14) ve Seamount olarak adlandırılan denizaltı volkanları, çevreleyen topoğrafyanın yüzlerce metre üzerine kadar yükselebilirler. Okyanus tabanlarında bir milyonu aşkın seamount'un bulunduğu tahmin edilmektedir. Bu volkanlardan bazıları büyüyerek okyanus adası haline gelir ancak böyleleri enderdir. Çoğunun deniz seviyesi üstüne ulaşacak kadar yeterli püskürme ömrü yoktur. Bu konik tepelere tüm okyanusların tabanında rastlanmasına rağmen, en fazla Pasifik Okyanusu'nda

saptanmışlardır. Seamountlar sık sık çizgisel dizi, kimi durumlarda da devamlı bir volkanik sırt oluştururlar. Bu sırtları okyanus ortası sırtlar ile karıştırmamak gerekir.

Pasifikteki Hawaii-Emperor seamount dizisi gibi bazı volkan dizileri (Şek. 16), manto sorguçları (plümleri) ile ilişkili bir sıcak nokta üzerinde oluşurlar. Bazıları ise okyanus sırtlarının yakınında oluşmuşlardır. Eğer volkan, levha hareketi ile mağma kaynağından uzağa taşınmadan önce yeterince büyüme fırsatı bulursa, yapı bir ada olarak su seviyesi üzerine çıkar. Böylesi adaların Atlantik Okyanusu'ndaki örnekleri Azore, Ascension, Tristan de Cunha ve St. Helena adalarıdır.



Şekil 16: Hawaii-Emperor seamount (deniz altı dağ) dizisi. Dizinin en KB ucundaki Meiji, dizinin en yaşlı üyesi olup (> 81 milyon yıl yaşlı), bir dalma batma zonuna aktif olarak girmiştir. Dizinin en GD ucundaki Hawaii ise günümüzdeki en aktif yanardağları bulundurmaktadır. Sıcak nokta Hawaii adasının altındadır. Hawaii-Emperor seamount dizisi Koko çevresinde keskin bir dönüş yapar. Bu dönüş Pasifik levhasının hareket yönünde 48 milyon yıl önce bir değişiklik olduğuna işaret eder. Yani Pasifik Levhası 81 My-48 My arasında yaklaşık güneyden kuzeye hareket ederken, 48 My dan günümüze kadar olan zaman aralığında güneydoğunda kuzey batıya doğru hareket etmektedir. Kırmızı noktalar ile gösterilen yerler, Okyanus Sondaj Programı (ODP) çerçevesinde yapılan sondajların yerlerini göstermektedir. Böylesi okyanus tabanı sondajlarına ilişkin tüm bilimsel araştırma sonuçlarına www-odp.tamu.edu adresinden ulaşabilirsiniz.

Ada olarak varlıklarını sürdürürken bu volkanik yapıların bazıları, ayrışma ve erozyon gibi kuvvetler etkisi altında deniz seviyesine kadar aşındırılır. Ayrıca, adanın üzerinde olduğu levhanın hareketini sürdürmesi sonucu ada giderek sıcak noktanın veya okyanus sırtının uzağına taşınır ve yavaş yavaş deniz seviyesinin altına gömülür. Bu şekilde deniz seviyesinin altına batmış, üst yüzeyi düz olan seamount'lara guyo adı verilir.

Manto plümleri (sorguçları), kıtalarda rastlanan taşkın bazalt bölgelerine benzer büyük okyanusal platolar da meydana getirmiştir. Bu büyük volkanik yapılara Ontong Java ve Rockall Platoları örnek olarak gösterilebilir. Bu platolar, okyanus tabanına, akışkan bazaltik lavların yüksek hacimlerde püskürmesi sonucunda oluşmuştur. Buradan da anlaşıldığı gibi okyanusal platolar ana olarak bazaltlardan ve daha az oranda da ultramafik kayalardan oluşur ve kalınlıkları kimi yerde 30 km'yi geçer.

MERCAN ATOLLERİ'NİN AÇIKLAMASI-DARWIN'İN HİPOTEZİ

Mercan atolleri, deniz seviyesinden itibaren aşağı doğru birkaç bin metre kadar kalınlığa ulaşan halka şekilli yapılardır. Peki, Atoller nasıl oluşur ve nasıl böyle bir kalınlığa ulaşabilir?

Mercanlar koloni oluşturan organizmalardır. Mercanların çoğu kendilerini, CaCO_3 'dan (kalsit) yapılı, sert bir dış kabuk oluşturarak korurlar. Mercanların çoğaldığı ve yüzlerce yıl boyunca büyüdüğü yerlerde, dış kabukları birleşerek mercan resiflerini oluştururlar. Diğer mercanlar ile sünger ve algler resife tutunur ve resifi büyütürler. Sonunda balıklar, ahtopotlar ve diğer organizmalar da bu alana gelirler.

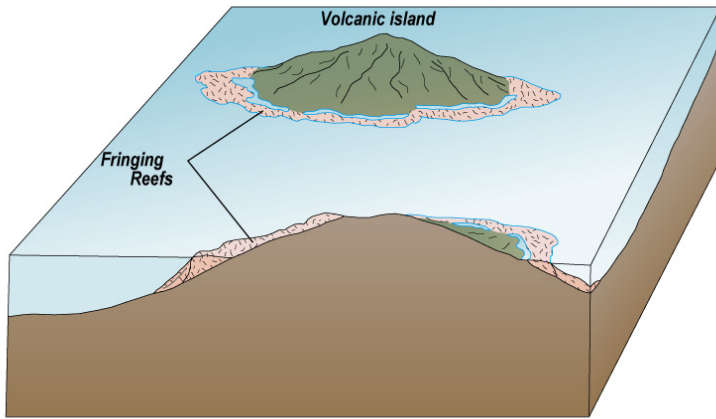
Mercanların büyümesi için özel çevre koşullarının sağlanması gerekir. Örneğin resif oluşturan mercanlar en iyi olarak yıllık ortalama sıcaklığın $24\text{ }^\circ\text{C}$ olduğu sularda büyürler. Mercanlar $18\text{ }^\circ\text{C}$ in altında veya $30\text{ }^\circ\text{C}$ in üzerindeki

sıcaklıklara uzun süre maruz kalırlarsa varlıklarını sürdüremezler. Ayrıca resif oluşturan mercanlar, bağlanacakları bir yere (genellikle diğer mercanlara) ve güneşli berrak sulara ihtiyaç duyarlar. Bunun bir sonucu olarak çoğu aktif resifin büyüebildiği derinlik sınırı sadece 45 m civarındır.

Resif büyümesi için gerekli olan sınırlı çevre koşulları, ilginç bir paradoksu da beraberinde getirir. Ilık, sıg, güneşli ve birkaç on metreden daha sıg bir su derinliğinde büyüeyebilen mercanlar nasıl oluyor da mercan atolleri gibi derin sulara kadar uzanan birkaç bin metre kalınlıklı yapıları oluşturabiliyorlar?

Doğa bilimci Charles Darwin, atollerin kökeni hakkında bir hipotez ortaya atan öncü kişilerden biriydi. 1831 ila 1836 yılları arasında bir İngiliz gemisi olan

H.M.S. Beagle ile sefere çıktı. Darwin, ziyaret ettiği çeşitli yerlerde (1) bir volkanın etrafını çevreleyen kenar resiflerinden (Şek. 17), (2) ortadaki bir volkandan dar bir deniz ile ayrılan bariyer resiflerine (Şek.

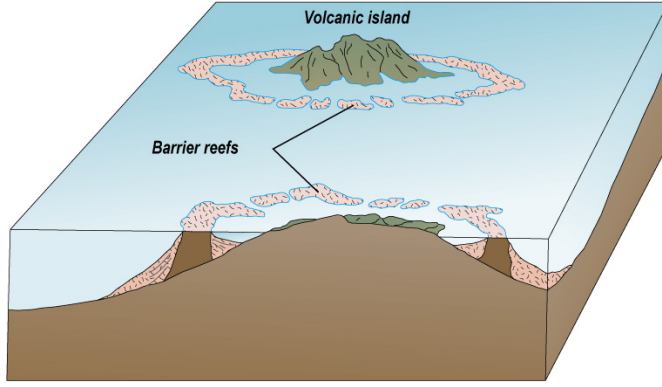


(a)



18), oradan (3) merkezinde lagün bulunduran, devamlılık gösteren veya kırılmış resif halkasına kadar (Atol; Şek 19), mercan resiflerinin gelişim aşamalarını inceledi.

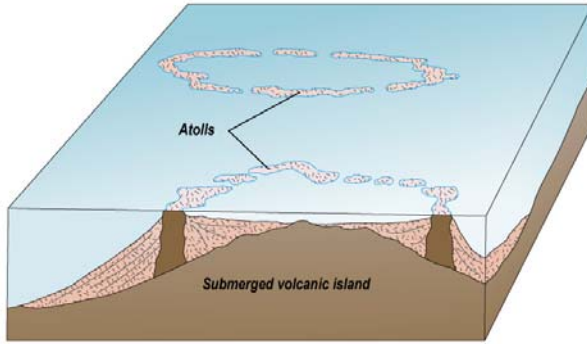
Şekil 17: Kenar resifleri. Açık mavi renkli olarak gözükken resiflerin volkanik adanın etrafını sarmaladığına dikkat ediniz.



(b)



Şekil 18: Bariyer resifleri. Volkanik ada ile bariyer resifleri arasında bir deniz parçasının yer aldığına dikkat ediniz.



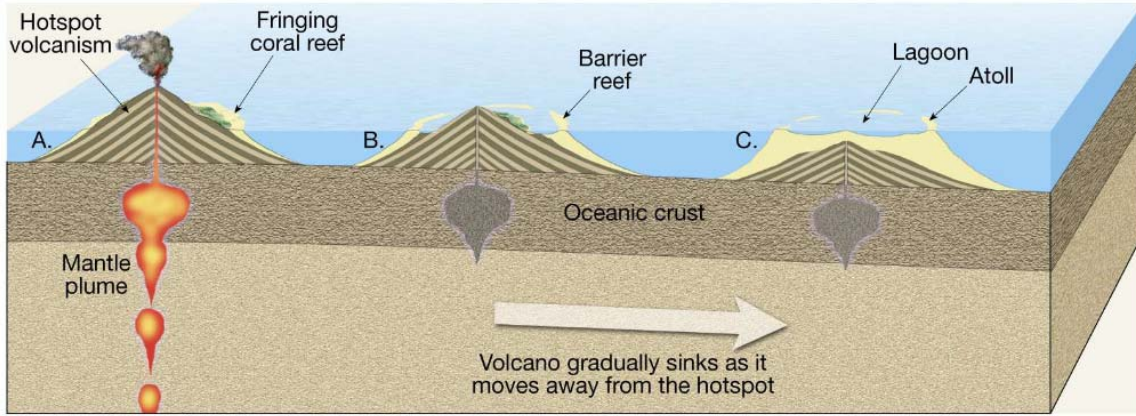
(c)



Şekil 19: Atol. Volkanik ada tamamen su altında kalmış veya kalmak üzeredir. Resif, ortasında bir lagünün yer aldığı bir halka geometrisi sergiler. Volkanik adanın iyice su altına gömülmesi sonucu resifler, uygun yaşam koşullarının ortadan kalkmasıyla artık büyüyemezler. Ancak bu sığ deniz karbonatlarının üzerine açık deniz sedimanları (çoğunlukla karbonatlar) çökebilir.

Darwin'in hipotezinin özünde, volkanik ada yavaşça sulara gömülürken, mercan resifinin yukarı doğru büyümeye devam etmesi yatıyordu. Darwin'in hipotezi sığ sularda oluşan mercan resiflerinin çok derin sularda bulunabilmesini iyi açıklıyordu. Ancak Darwin'in yaşadığı çağda bir adanın nasıl sulara gömüldüğünün makul bir açıklaması henüz yapılmamıştı.

Günümüzde levha tektoniği teorisi bir volkanik adanın nasıl sönebileceğini ve zamanla nasıl çok derin sulara gömülebileceğini iyi açıklayabilmektedir. Volkanik adalar çoğunlukla görelî olarak sabit manto plümlerinin üzerinde oluşur (Şek. 20). Milyonlarca yıllık bir süre zarfında bu volkanik adalar, hareket eden levhanın kendilerini sıcak noktanın uzağına taşıması ile aktifliğini yitirir ve giderek su altına gömülür. Atoller boyunca yapılan sondaj çalışmaları en eski (en derin) mercan resiflerinin tabanında volkanik kayaların bulunduğunu, yani Darwin'in hipotezinin doğru olduğunu kanıtlamıştır. O nedenle atollerin varlıklarını, mercan resifi bulduran volkanik adaların giderek su altına gömülmesi, buna bir tepki olarak resiflerin yukarı doğru büyümesine borçlu oldukları anlaşılmaktadır.



Şekil 20: Seamount'ların ve resiflerin evrimini açıklayan blok diyagram. Manto plümünden doğan mağma, okyanus tabanına ulaşınca püskürür ve zaman içinde büyüyerek bir volkanik ada oluşturur. Sığ sulara ve uygun iklim koşullarında adanın etrafında resifler oluşmaya başlar. Levha hareketi ile ada yavaş yavaş manto plümünden uzaklaşınca, mağma beslenmesini yitirdiği için artık büyüyemez, aşınmaya başlar ve soğur. Soğuyan cisimler nasıl büzülürse manto plümü üzerinden ayrılan okyanus kabuğu da büzülür ve giderek çöker. Okyanus kabuğunun derin sulara daha da gömülmesi ile, üstündeki ada da gömülür. Sığ sulara yaşayan mercanlar bu gömülmeye bir tepki olarak, hızla yukarı doğru büyürler. Amaç sığ su koşullarında kalmaktır. Bu aşamada bariyer resiflerinin oluşumu görülür. Gömülme devam ettikçe ada giderek gözden kaybolurken yukarı doğru büyümeye çalışan resifler, bir halka şeklinde kalırlar. Adanın çökme hızı, mercanların yukarı doğru büyüme hızını aşınca, mercanlar artık yaşamlarını derin sulara sürdüremeyeceğinden resif büyümesi de sona erer. Hiç şüphesiz bu sığ su karbonatlarının üzerine artık derin deniz çamurları ve karbonatları çökebilir. Bu evrim sonucunda ortaya çıkan stratigrafi şu şekilde olur. Tabanda volkanik kayalar, volkanik kayalar üzerinde kalın bir resifal kireçtaşı, resifal kireçtaşlarının üzerinde derin deniz çökelleri. İşte bu istif, Hawaii-Emperor seamount dizisinin en KB ucunda olduğu gibi (Şek. 16), en sonunda bir aktif kenara ulaşır ve yığışım prizmasının bir parçası haline gelir.

OKYANUS SIRTLARININ ANATOMİSİ

İyi gelişmiş diverjan (uzaklaşan) levha sınırları boyunca, deniz tabanı yükselir ve okyanus sırtı veya okyanus ortası sırt adı verilen geniş, lineer (çizgisel) bir yükselim alanı oluşur. Okyanus sırt sistemi hakkındaki bilgilerimiz derin deniz sondajları (Şek. 21) sırasında elde edilen karot örnekleri, okyanus derinliklerine kadar dalabilen denizaltılar ile yapılan görsel inceleme (gözlem) ve konverjan (yakınlaşan) levha sınırları boyunca kıta üzerine itilmiş okyanusal kayaçların incelenmesi ile sağlanmıştır. Bir yükselim alanı oluşturması, yaygın



Şekil 21

faylanma ve ilişkili depremler, yüksek ısı akışı ve çok sayıda volkanik yapı okyanus sırtlarını karakterize eder.

Birbiri ile bağlantılı okyanus sırt sistemi 70.000 km'yi aşan uzunluğu ile dünya üzerindeki en uzun topoğrafik unsurdur. Dünya yüzeyinin % 20'sini simgeleyen okyanus sırtı tüm okyanuslarda

görülür. Bu lineer yapının tepesi, bitişikteki derin okyanus havzasının 2 ila 3 km. üzerine çıkar ve yeni okyanus kabuğunun yaratıldığı levha sınırına işaret eder. Şekil 22'de okyanus sırt sisteminin geniş bölümlerinin, buldukları okyanusal havzaların adı ile adlandırıldığına dikkat ediniz. Bazı sırtlar okyanus havzasının ortasından geçer ve orta okyanus sırtı olarak adlandırılır. Örneğin Orta Atlantik Sırtı, Atlantik Okyanusu'nun tam ortasında yer alır ve her iki tarafındaki kıtaların kenarına kabaca paralellik gösterir. Bu durum Orta Hindistan Sırtı için de geçerlidir. Ancak Doğu Pasifik Yükselimi, bir orta okyanus sırtı değildir. Adının da ima ettiği gibi, Doğu Pasifik'de yer alır ve okyanusun merkezinden bir hayli

uzaktadır. Doğu Pasifik Yükselimi kuzey ucunda iki kola ayrılır: Bunlardan biri Orta Amerika'ya doğru gider; diğeri ise Güney Amerika'ya doğru bükülür.

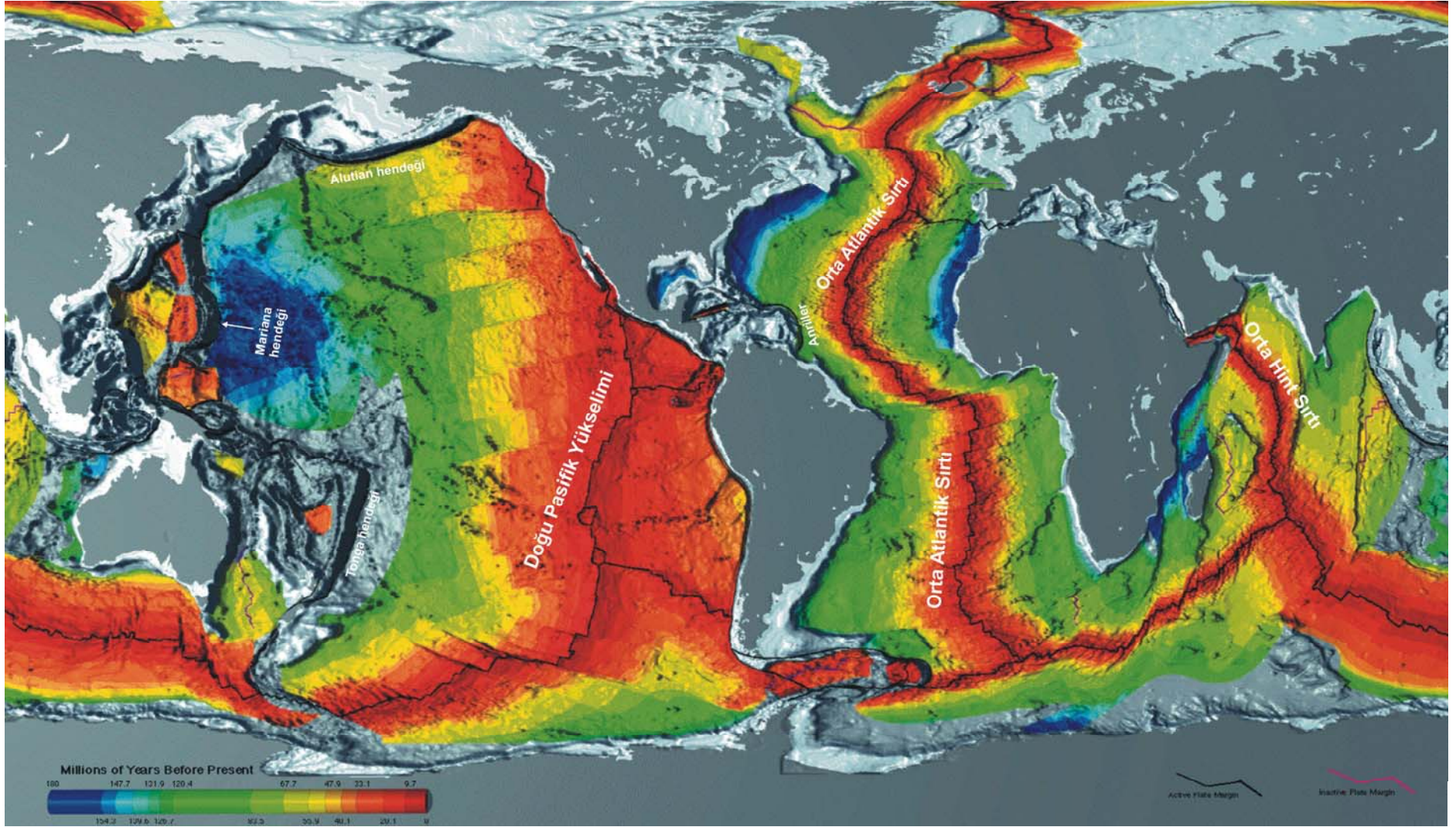
Sırt terimi aslında yanlış anlamalara yol açabilir. Bu yapılar aslında sırt teriminin çağrıştırdığı gibi dar ve dik değildir. Genişlikleri 1.000 ila 4.000 km arasında değişir. Ayrıca sırt sistemi onlarca ila yüzlerce km uzunluklu segmentlere (bölümlere) ayrılmıştır. Her ne kadar her bölüm komşu bölüme göre ötelenmişse de ötelenmiş sırt bölümleri birbirlerine bir transform fay ile bağlıdır.

Okyanus sırtları, kıtalarda bulunan bazı dağlar kadar yüksektir. Ancak benzerlik sadece bu kadardır. Çoğu kıtalardaki dağlar, basınç kuvvetlerinin, kalın sedimentler istifleri kıvrılması ve metamorfizmaya uğratması ile oluşurken okyanus sırtları, tansiyonel kuvvetlerin okyanus kabuğunu kırıp ayırması ile oluşur. Okyanus sırtları, yeni oluşmuş bazaltik kaya katmanlarından oluşur.

Okyanus sırt sisteminin bazı bölümlerinin ekseni boyunca rift vadisi olarak adlandırılan derin çöküntüler yer alır. Doğu Afrika Rifti'ni ouşturan kıta içi rift vadilerine büyük benzerlik göstermeleri nedeniyle okyanus sırtındaki vadilere de rift vadisi ismi uygulanmıştır. Orta Atlantik Sırtı'ndaki rift vadisi 30 km. genişliktedir ve vadinin duvarları, vadi tabanından 2.000 m ye kadar yükselmektedir.

OKYANUS SIRT LARI VE DENİZ TABANI YAYILMASI

Büyük hacimlerde mağma (Dünya üzerinde bir yılda açığa çıkan mağmanın yaklaşık % 60'ı), deniz tabanı yayılması ile ilişkili olarak okyanus sırt sistemleri boyunca üretilir. Levhalar uzaklaştıkça okyanus kabuğunda kırıklar meydana gelir ve bu kırıklar, alttaki sıcak astenosferde oluşan ve yukarı doğru çıkan ergiyikler (mağma) ile doldurulur. Bu ergimiş materyal yavaş yavaş soğuyarak katı kayaca dönüşür, böylece yeni bir deniz tabanı bölümü oluşmuş olur. Bu olay sürekli



Şekil 22: Okyanus kabuğunun yaşları ve sırt sistemleri. Lacivert alanlar dünya üzerindeki en yaşlı okyanus kabuğu bölümleri olup yaklaşık 170 milyon yıl önce oluşmuştur.

tekrarlanır ve böylece yeni okyanusal litosfer oluşur. Okyanus sırtında yeni oluşan litosfer de, levhanın hareketi ile sırttan zaman içinde uzaklaşır.

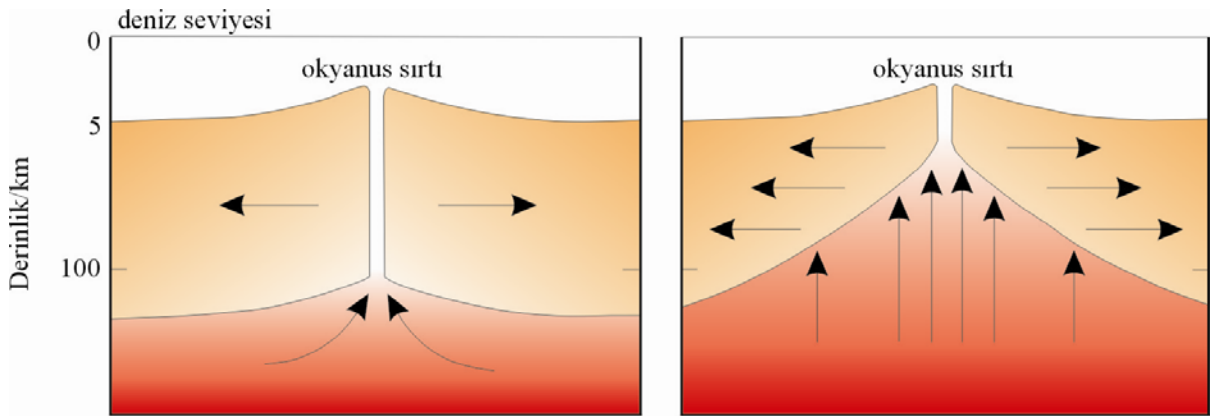
Deniz tabanı yayılması



Şekil 23

Princeton Üniversitesi'nden Harry Hess (Şek. 23), deniz tabanı yayılması kavramını 1960'lı yılların başında ortaya attı. Daha sonra yerbilimciler Hess'in deniz tabanı yayılmasının, okyanus sırtlarının tepe kesiminde, görece olarak dar bir alanda meydana geldiği şeklindeki hipotezinin doğruluğunu kanıtladılar. Bu dar alanda, litosferik levhaların birbirinden uzaklaştığı sırt ekseninin

(Şek. 24) altına, katı ancak sıcak manto kayaları, oluşan boşluğu doldurmak üzere yükselir. Kayalar yükselirken üzerlerindeki basınç düşer ve ek ısıya gerek olmaksızın ergiyebilirler. "Dekompresyon ergimesi" adı verilen bu proses, sırt eksenini boyunca magmatizmanın neden oluştuğunu iyi açıklar.

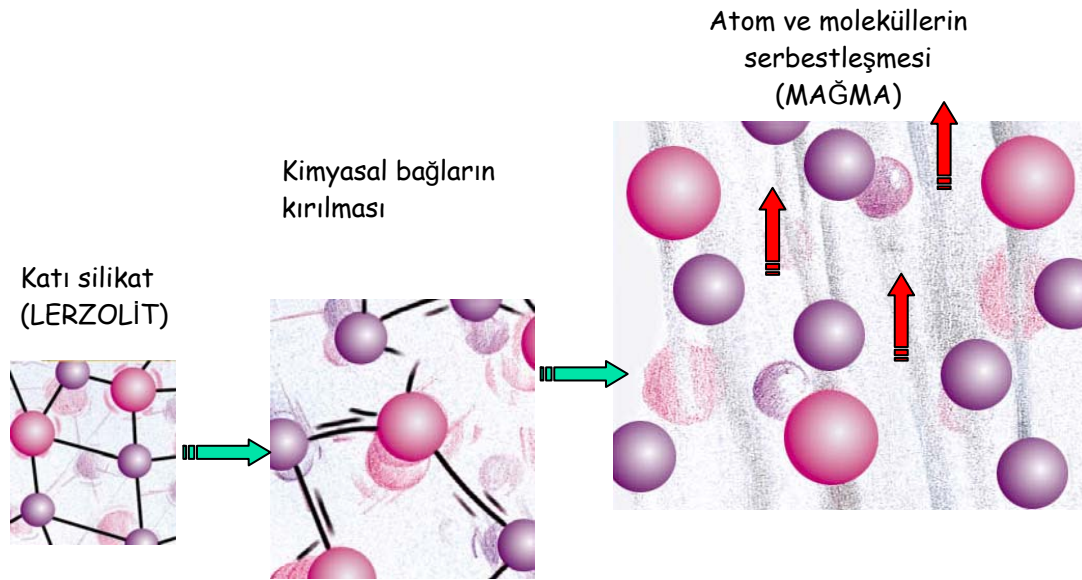


LEVHA MODELİ

SINIR TABAKASI MODELİ

Şekil 24: Okyanus ortası sırtlarında okyanusal litosferin ve altındaki astenosferin hareket yönlerini gösteren şematik diyagramlar. Astenosfer, levhalar ayrıldıkça, oluşan boşluğu doldurmak üzere yükselir ve bu sırada ergir. Oluşan ergiyiklerde yükselerek okyanus kabuğunu oluşturur.

Manto kayaçlarının kısmi ergimesi (Şek. 25), tüm sırt eksenini boyunca kimyasal bileşimi aynı kalan bazaltik mağma meydana getirir. Bu yeni oluşmuş mağma, manto kayaçlarından ayrılır ve gözyaşı damlası şekilli kütleler halinde yüzeye doğru yükselmeye başlar. Bu mağma kütlelerinin hemen sırt ekseninin altında yer alan elonge rezervuarlarda (mağma odası) toplandığı düşünülse de yaklaşık % 10 luk bir bölümü kırık zonları boyunca hareket eder ve yüzeye ulaşarak okyanus tabanında lav akıntıları şeklinde püskürür. Bu aktivite, sürekli olarak levha kenarlarına bazaltik kayaçların eklenmesine yol açar ve bu sayede iki levhayı geçici olarak birbirine kaynatır. Deniz tabanı yayılması devam ettikçe de kaynamış levhalar koparak ayrılır, altta oluşan mağma da yeni kırığı kullanarak yüzeye ulaşır ve lav olarak deniz tabanına eklenir. Bazı sırtlar boyunca açığa çıkan lavlar okyanus tabanında kalkan şekilli volkanlar ve elonge lav sırtları oluşturur. Bazı alanlarda ise daha büyük hacimlerdeki lav akıntıları, görelî olarak düz bir topoğrafya oluşturur.



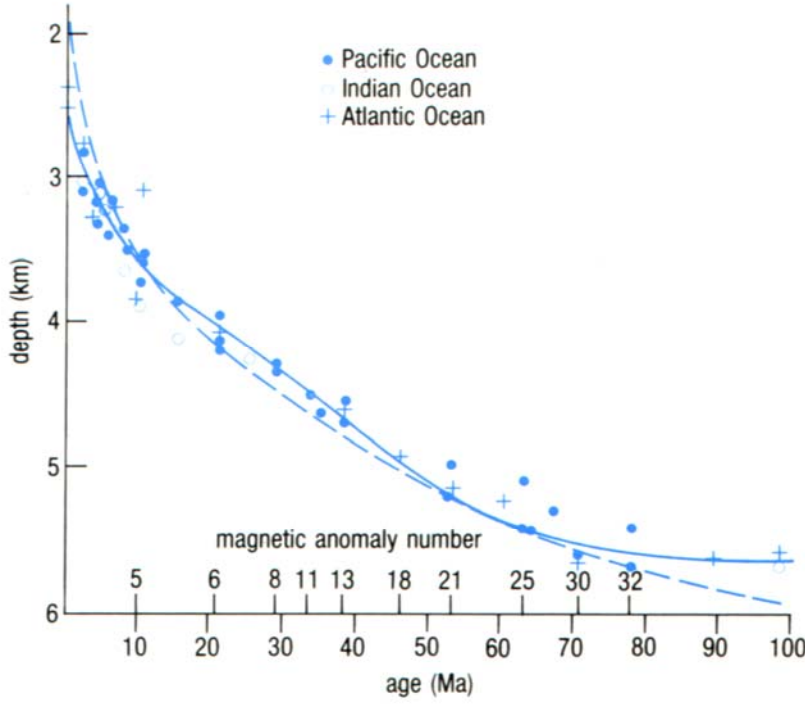
Şekil 25: Manto kayaçları ultramafik kayaçlar olup, başlıca olivin ve piroksen minerallerinden oluşur. Düzenli iç yapı ve bu iç yapıdaki atom ve molekülleri bir arada tutan bağlar, basınç düşmesi ile birlikte kırılır ve atom ile moleküller bir arada kalamaz, serbestçe hareket etmeye başlarlar. Yani sıvıya dönüşürler. Oluşan sıvı (mağma), düşük yoğunluğu nedeniyle yukarı doğru hareket eder.

Deniz tabanı yayılması sırasında yeni oluşmuş kırıklara enjekte olan mağma, kırık içinde duvarlardan başlayarak merkeze doğru soğur ve katılaşmaya başlar. Bu sayede bir dayk oluşur. Yeni oluşmuş daykların henüz sıcak olan merkezi kesimleri güçsüz olduğundan, devam eden yayılma sonucunda kolayca ortadan kırılır. Bunun sonucunda da yeni materyal, birbirinden ayrılan iki levhaya eşit miktarda eklenir. Dolayısıyla yeni okyanus tabanı, merkezi sırtın her iki tarafına simetrik olarak eklenir. Gerçekten de Atlantik ve Hint Okyanuslarındaki sırt sistemleri, okyanusun hemen hemen tam ortasında yer alır. Ancak Doğu Pasifik Yükselimi, Pasifik Okyanusu'nun ortasından bir hayli uzakta bulunur. Doğu Pasifik Yükselimi'ndeki olağan yayılmaya karşın, bu sırtın doğusunda bir zamanlar bulunan Pasifik havzası, batıya hareket eden Amerika levhası tarafından üzerlenmiş, bir başka deyişle söz konusu okyanusal levha parçası Amerika levhası altına dalmıştır.

Okyanus Sırtları Neden Yükselim Alanıdır?

Bir sırt sisteminin yüksek bir pozisyonda olmasının nedeni, yeni oluşmuş okyanusal litosferin sıcak olması, o nedenle daha yüksek hacimli ve derin okyanus havzasındaki daha soğuk kayalara göre daha az yoğun olmasıdır. Yeni oluşmuş bazaltik kabuk, sırt bölgesinden uzaklaştıkça, deniz suyunun, kayaların kırıkları ve gözenekleri boyunca nüfuz etmesi nedeniyle üst kesimden başlayarak soğumaya başlar. Bazaltik kabuğun soğumasının bir diğer nedeni de, bu alandaki başlıca ısı kaynağı olan mağma çıkış zonundan levha hareketi ile birlikte uzaklaşmadır. Bunun bir sonucu olarak litosfer yavaş yavaş soğur, büzülür ve daha yoğun hale gelir. Termal büzülme, sırttan uzaklaştıkça okyanusal litosferin üzerindeki su kütlesinin kalınlığının artmasına sebep olur, yani su derinliği sırttan uzaklaştıkça düzenli olarak artar (Şek. 26). Soğuma ve büzülmenin tamamen sona ermesi için yaklaşık 80 milyon yıl geçmesi gerekir. Geçen 80 milyon yılın sonunda,

bir zamanlar okyanus sırtı üzerinde yer alan kayalar artık derin okyanus havzasına taşınmış ve üstleri kalın sediman örtüsüyle kaplanmıştır.

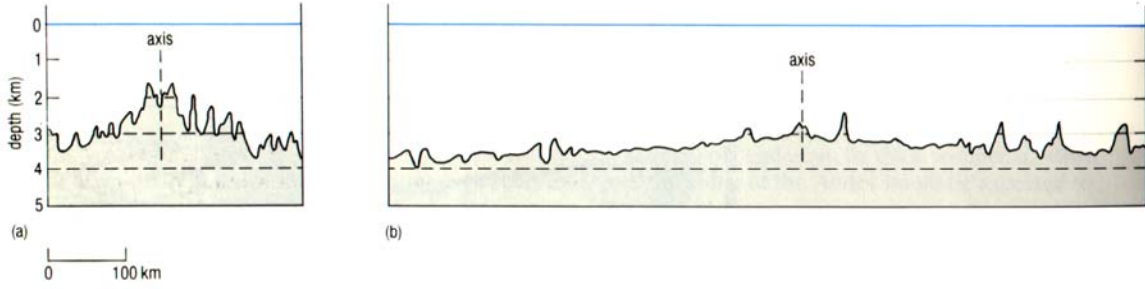


Şekil 26: Okyanus kabuğunun yaşı ile en üst kesiminin derinliği arasındaki ilişkiyi gösteren grafik. Grafik, bir okyanus sırtının sadece bir kenarını göstermektedir. Diğer kenardaki derinlik değişimi zaten gösterilen kenardaki değişimin ayna görüntüsü (simetriği) olacaktır. Düz çizgi, yapılan derinlik ölçümlerine en uygun geçirilmiş eğridir. Kesikli eğri ise teorik hesaplamalar sonucu elde edilen derinlik değişimini göstermektedir. Teorik hesaplama, derinlik artışının litosferin okyanus sırtından uzaklaştıkça termal olarak büzüldüğü kabulüne dayanır. Manyetik anomaliler, okyanus tabanındaki lineer manyetik şeritlerin adlarını göstermektedir. Yaklaşık 70 ila 80 My arasında okyanus kabuğunun üst kesimi üzerindeki su derinliğinin, okyanus kabuğunun yaşı ne kadar artarsa artsın, artık sabit kaldığına dikkat ediniz. Oysa teorik hesaplamalara göre derinliğin sürekli artması gerekirdi.

Yayıma Hızları ve Sırt Topoğrafyası

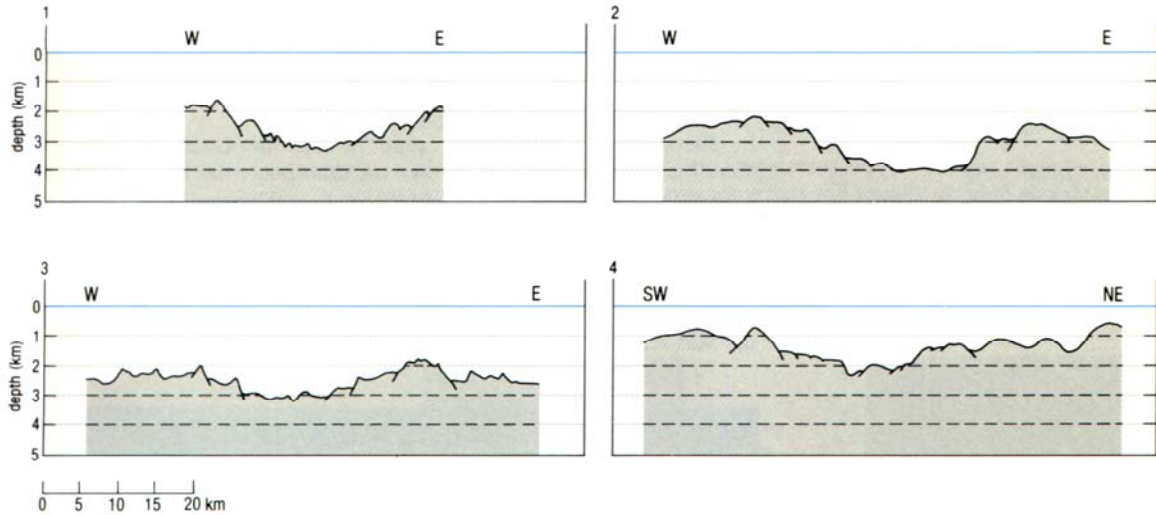
Okyanus sırt sistemi boyunca deniz tabanı yayılma hızı, sırtın görünümünü net bir şekilde kontrol eder. Orta-Atlantik ve Orta-Hint Sırtları gibi yıllık 1 ila 5 cm hızla yayılan merkezlerde sırtın üstünde çok belirgin bir rift vadisi bulunur (Şek. 27, 28). Bu çöküntü alanlarının 30 km genişliğinde ve 2000 m derinliğinde olabileceğini anımsayınız. Geniş okyanus kabuğu bölümlerinin, hemen hemen dik

olan faylar boyunca ötelenmesi, rift vadilerinin engebeli topoğrafyasına katkı sağlar.



Şekil 27: Orta Atlantik (a) ve Doğu Pasifik (b) sırtları boyunca topoğrafik değişim. Orta Atlantik sırtının çok engebeli olduğuna, tam ortada derin bir vadinin bulunduğu dikkat ediniz. Hızlı yayılan Doğu Pasifik sırtında ise rift vadisi belirgin değildir (sadece 200 m derinlikli bir vadi bulunur), ayrıca sırt göreceli olarak çok düzdür.

Yıllık 5 ila 9 cm lik orta dereceli yayılma hızına sahip doğu Pasifikteki Galapagos Sırtı boyunca oluşan rift vadileri, < 200m derinlikleriyle oldukça sığdır (Şek. 27b). Ayrıca topoğrafyaları da yavaş yayılan sırtlara oranla çok daha düzgündür.



Şekil 28: Okyanus sırtlarının ortasında bulunan vadilerin değişik okyanuslardaki kesitleri. 1 ve 2 numaralı kesitler 47 ve 22 K enlemlerindeki Orta Atlantik Sırtı; 3 numaralı kesit kuzey doğu Pasifik Okyanusu'ndaki Gorda Sırtı; 4 numaralı kesit kuzey batı Hint Okyanusu'ndaki Carlsberg Sırtı. Yatay ve dikey ölçeklere dikkat ederek kesitleri inceleyiniz.

Doğu Pasifik Yükselimi gibi hızlı yayılan merkezlerde (yıllık yayılma hızı > 9 cm) rift vadisi çoğunlukla yoktur ve topoğrafya da düzdür (Şek. 28). Bununda ötesinde okyanusların derinlikleri, deniz tabanının yaşına bağlı olduğundan hızlı

yayılan merkezlerdeki sırt bölümleri, yavaş yayılan merkezlerdeki sırt bölümlerine oranla daha muntazam profiller sergilerler. Düşük yamaç eğimleri ve daha az engebenin olması gibi topoğrafya farklılıkları nedeniyle hızlı yayılan merkezlerdeki okyanus sırtı bölümlerine okyanus yükselimi adı verilir.

Okyanus Kabuğunun Özellikleri

Okyanus kabuğunun en önemli özelliklerinden biri, kalınlığı ve yapısının tüm okyanus havzası boyunca hiç değişmemesidir (Şek. 29). Sismik yansıma çalışmaları okyanus kabuğunun ortalama 7 km kalınlıklı olduğunu göstermiştir. Okyanus kabuğu üstte hemen hemen tümüyle mafik (bazaltik) kayalardan oluşmuştur. Bu mafik kayaların altında litosferik mantoyu oluşturan ultramafik kaya katmanı bulunur.

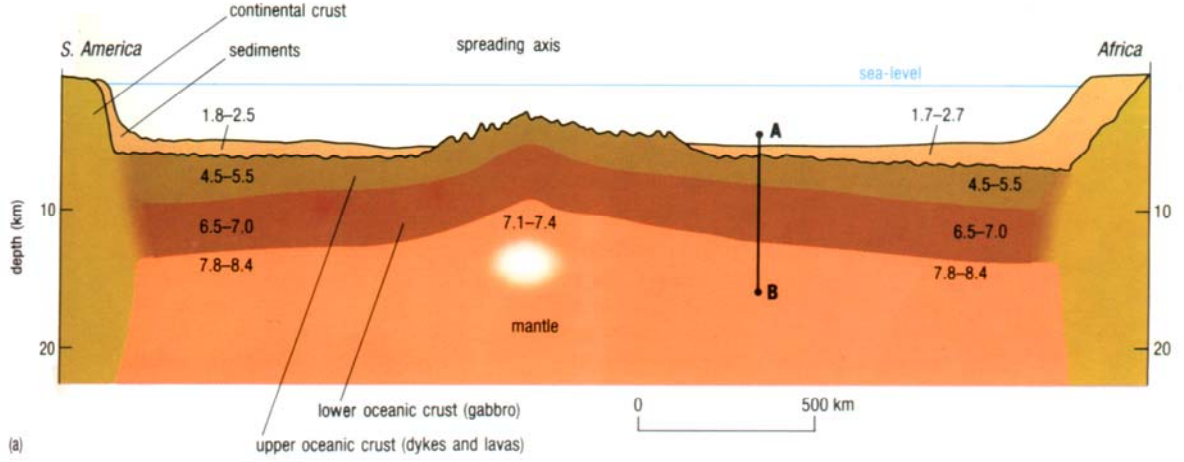
Her ne kadar okyanus kabuğu deniz seviyesinin çok altında, gözden uzakta olsa da aslında yer bilimciler okyanus kabuğunun yapısını doğrudan inceleme olanağına sahiptir. Newfoundland, Kıbrıs, Umman ve California gibi yerlerde okyanus kabuğu dilimleri deniz seviyesi üzerindeki alanlara tektonik kuvvetler ile itilmiştir. Bu yüzeylemelerden, bilim insanları okyanus kabuğunun dört ayrı katmandan oluştuğunu saptamışlardır.

Katman 1: En üst katman gevşek sediman istifinden oluşur. Sedimanlar okyanus sırtının eksenine yakınında çok incedir ancak sırttan uzaklaştıkça kalınlıkları da artar, kıta kenarında ise birkaç kilometre kalınlığa ulaşır.

Katman 2: Sediman örtüsünün altında, başlıca yastık şekilli bazaltik lavların (yastık lav adı verilir) bulunduğu kaya katmanıdır.

Katman 3: Orta katman, levha dayk kompleksi adı verilen, çok sayıda birbiri ile bağlantılı dik dayklardan oluşur. Bu dayklar okyanus tabanında püsküren lavları besleyen kanallardır.

Katman 4: Alt katman gabrolardan oluşur. Gabro, bir yüzey kayacı olan bazaltın, iri taneli derinlik kayası olan eşleniğidir. Gabrolar okyanus sırtının altındaki mağma odasında, yavaş ilerleyen soğuma ile kristallenir.



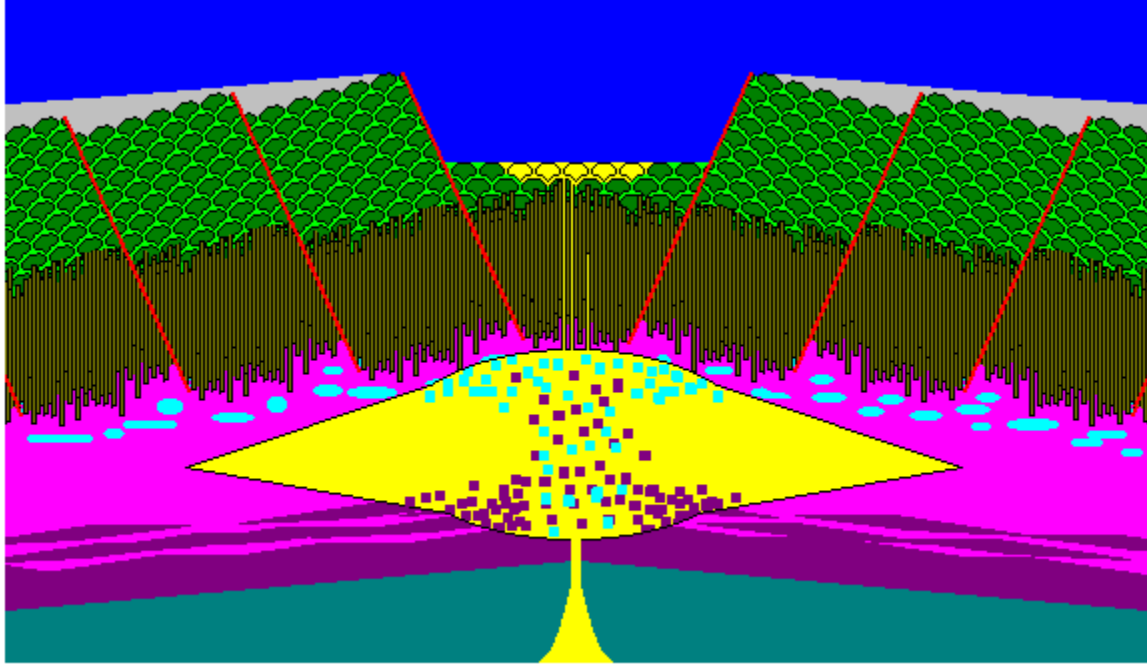
Şekil 29: Atlantik Okyanusu'ndan alınan çok şematik bir kesit boyunca Okyanus kabuğunun yapısını ve sismik özelliklerini gösteren enine kesit. Kesit üzerindeki rakamlar, sismik dalgaların o katmanda kaç m/s hızla hareket ettiğini göstermektedir. Buna göre sedimentlerde 2,5 m/s hızla hareket eden sismik dalgalar yastık lav ve levha dayklardan oluşan üst okyanus kabuğu katmanına girdiklerinde aniden hızlanmaktadır (4,5-5,5 m/s). Okyanus kabuğunun alt katmanında bu hızlar 6,5-7 m/s yeye ulaşmakta, okyanus kabuğundan çıkıp mantoya girdiklerinde ise yeniden ani olarak hızlanmaktadır (7,8-8,4 m/s).

Okyanus kabuğunu oluşturan bu kaya istifine ofiyolit adı verilir. Dünya'nın değişik yerlerindeki ofiyolitleri çalışan jeologlar okyanus kabuğunun oluşumuna ilişkin bir senaryo geliştirmişlerdir.

Okyanus Kabuğu Nasıl Oluşur

Yeni okyanusal kabuğu oluşturan bazaltik mağmanın, manto kayaçlarının (peridotit) kısmi ergimesiyle meydana geldiğini yukarıda görmüştük. Çevresindeki katı kayaçlara göre ergiyik halinde ve daha düşük yoğunlukta olduğu için mağma yavaş yavaş kaynak alanını terk eder ve yüzeye doğru hareket etmeye başlar. Yukarı doğru yükselen mağma, okyanus sırtının sadece 1 ila 2 km altında bulunan,

10 km den daha az genişlikli olduğu tahmin edilen bir mağma odasına girer (Şek. 30).



Şekil 30. Okyanus sırtlarında okyanus kabuğunun yapısı. Mağma odasının (sarı boyalı, soğan şekilli alan) konumuna, levha dayklara, yoğun normal fayların varlığına ve rift vadisine dikkat ediniz. Mağma odasının içindeki ergiyik mağmanın dış duvarları boyunca hızla soğur ve izotropik (herhangi bir tabakalaşması olmayan, homojen) gabroları oluşturur (şekilde pembe taralı alan). Mağma odasının içindeki ergiyiğin yavaş yavaş ısısını kaybetmesiyle yüksek sıcaklık mineralleri (olivin, krom spinel, piroksen) kristallenmeye başlar (magma odası içindeki mor ve mavi renkli kareler) ve bu kristaller mağmadan daha yoğun olduğundan mağma odasının tabanına katmanlar halinde çöker. Bu sayede tabakalı gabrolar (mafik kümülat) ve tabakalı peridotitler (ultramafik kümülat) oluşur (magma odasının dışında mor ve pembe renkli katmanlar). Mağma odasının üst kesiminin kırılıp ayrılmasıyla, mağma odasında yüksek basınç altında bulunan ergiyik kırığa hücum eder. Bir kısmı okyanus tabanına ulaşır ve yastık lavları oluşturur (okyanus suyunun altında, rift vadisi tabanındaki sarı renkli yastık lavlar), bir kısmı ise kırık içinde soğuyarak bir dayk oluşturur (koyu yeşil renkli daykların içindeki açık yeşil çizgiler). Prosesin sürekli kendini tekrarlamasıyla en üstte yastık lavlar, onların altında levha dayk kompleksi oluşur. Levha dayk kompleksinin altında ise izotropik gabrolar ile mafik ve ultramafik kümülatlar bulunur. Bu dizi okyanus kabuğuna aittir. Manto ise şekilde petrol yeşili renkte gösterilmiş olup (şeklin en alt kesimi), onlar da ultramafik kayalardan yapıldır. Dolayısıyla şekilde mor ve petrol yeşili renkteki alanlar ile gösterilen kabuk-manto sınırı petrolojik MOHO dur. Sismik MOHO ise pembe-mor alanların birleşim bölgesine karşılık gelmektedir.

Deniz tabanı yayılması sürdükçe, mağma odasının üstündeki okyanus kabuğunda çok sayıda dikey kırık oluşur. Ergimiş kayaç bu kırıklara enjekte olur ve bir kısmı kırık içinde katılarak dayk meydana getirir. Yeni dayklar, henüz ılık

ve güçsüz olan eski daykları keser ve böylece levha dayk kompleksi meydana gelir. Okyanus kabuğunun bu bölümü genellikle 1-2 km kalınlıklıdır.

Rezervaurda toplanan mağmanın kabaca % 10 luk bir bölümü okyanus tabanında püskürür. Denizaltı lav akıntılarının yüzeyi deniz suyu ile temas sonucu hızla soğuduğu için, tamamen katılaşıncaya kadar lavlar ancak birkaç kilometre hareket edebilirler. Lavların ileri doğru hareketi, soğuyarak katılmış en dış kenarın arkasında biriken lavın, katı kabuğu parçalaması ile gerçekleşir. Açılan boşluktan ergiyik haldeki bazalt, bir dış macununun tüpünden çıkması gibi dışarı çıkar (Şek. 31). Bu proses tekrar tekrar olur ve sonuçta, yatarken kullandığımız yastığa benzeyen, tüp şekilli bazalt yumruları birbiri üstüne birikir. Şekillerinden dolayı böylesi lavlara yastık lav adı verilir. Bazı ortamlarda yastık lavlar volkan boyutunda tepeler oluştururken bazı yerlerde ise onlarca kilometre uzunluklu elonge sırtlar oluştururlar. Bu yapılar daha ileri aşamada, deniz tabanı yayılması nedeniyle sırt tepesinden uzaklaştıkları için mağma tarafından beslenemezler ve o nedenle daha fazla büyüyemezler.

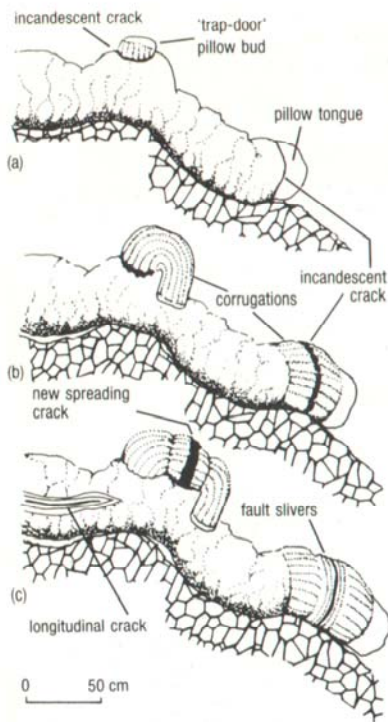
Okyanus kabuğunun en alt bileşeni, merkezi mağma odasının içindeki kristalizasyon sonucu oluşur. İlk kristallenen mineraller olivin, piroksen ve bazen kromittir (krom oksit). Bu mineraller mağma odasının tabanına katmanlar halinde çökerek tabakalı bir kayaç oluşturur. Kalan mağma ise mağma odasının duvarları boyunca kristallenerek, iri taneli masif gabroları oluşturur. Bu birim 7 km kalınlıklı okyanus kabuğunun 5 km lik kalınlığı ile ana gövdesini oluşturur.

Bu yolla, sırt sistemi boyunca işleyen süreçler ile bir ofiyolit dizisindeki tüm kayaç dizisi oluşur. Mağma odaları, astenosferden gelen taze mağmalar ile sürekli olarak beslendikleri için okyanus kabuğu sürekli olarak oluşur.

Deniz suyu ile okyanus kabuğunun etkileşimi

Yerin iç ısısının dağıtılması mekanizması olarak hizmet etmesi yanında deniz suyu ile yeni oluşmuş bazaltik kabuğun etkileşimi hem deniz suyunu hem de kabuğu

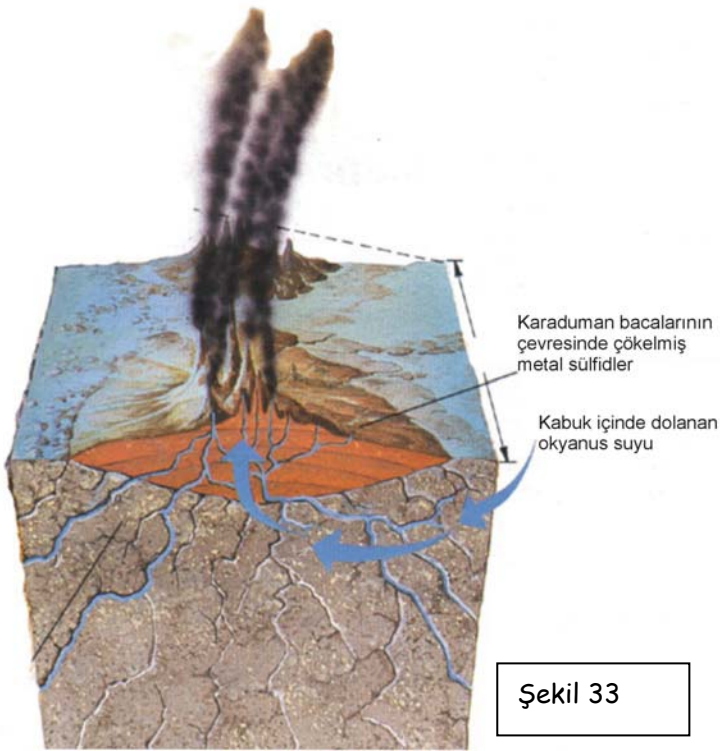
ayrıştırır. Denizaltı lav akıntıları çok geçirimli ve üst bazaltik kabuk çok kırıklı olduğundan deniz suyu 2-3 km derinliklere kadar nüfuz edebilir. Deniz suyu sıcak kabuk içinde hareket ettikçe ısınır ve bazaltik kayaların ayrışmasına sebep olur. Bu prosese hidrotermal (sıcak su) metamorfizma adı verilir. Bu alterasyon bazaltlarda bulunan koyu renkli silikatların (olivin ve piroksen), klorit ve serpantin gibi yeni minerallere dönüşmesine neden olur.



Şekil 31: Yastık lavların oluşum aşamaları. A) bir yamaçtan aşağı doğru büyüyen yastık dili, soldan gelen daha büyük bir lav akıntısı ile bağlantılıdır. Lav tüpünün ucunda, katılmış ince kabukta, tüpün içinde sıvı halde olan lavın yaptığı basınç nedeniyle dairesel bir çatlak oluşur. İçteki lavın basıncıyla dairesel çatlağın içinden geçen lav burada bir yastık tomurcuğu meydana getirir. Çatlağın içinden çıkan lavın dış yüzeyi olukludur. B) Oluklu dış yüzeyi olan lav ortaya çıktıktan sonra yastık dili yamaç aşağı bir miktar hareket etmiş olur. Bu sırada yastık tomurcuğu gelişimini sürdürür ve gravite etkisi nedeniyle bükülür. C) Yastık dilinin ucundaki çatlak boyunca meydana gelen büyüme yavaşlar ve dairesel çatlak boyunca yastık koparak yamaç aşağı yuvarlanır. Bu sırada lav tüpünün kalın olduğu bölümde boyuna kırıklar meydana gelir. Bu kırıklardan açığa çıkan lavlar yeni yastıklar oluşturur. Prosesin böyle sürmesi ile kalın yastık lav dizileri meydana gelir. Fotoğrafta Atlantik Okyanusu sırtındaki bir yastık lavdan örnek alımı yapılmaktadır.



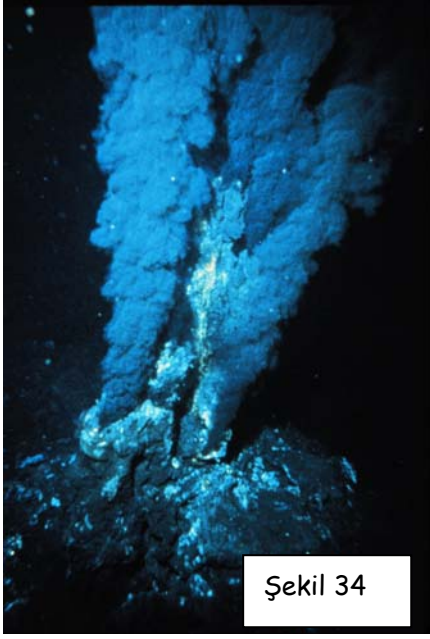
Şekil 32: Okyanus tabanındaki yastık lavlardan bir görünüm. Okyanus kabuğu ve mantosu parçaları, kıtalar üzerine tektonik kuvvetler ile yerleşebilir. Böylesi kaya topluluklarına "ofiyolit" adı verilir. Sağdaki fotoğraf bir ofiyolit ile ilişkili yastık lavları göstermektedir.



Bazaltik kabuğun alterasyona uğramasında deniz suyunun önemli bir rol oynadığı bilinmektedir. Sıcak olan deniz suyunun bazalt bileşimli kabuğun kırıkları boyunca dolaşımı sırasında (Şek. 33), daha yeni oluşmuş olan kayalardaki silika, demir, bakır ve hatta bazen gümüş ve altın iyonları bile

çözünür. Su, birkaç yüz dereceye kadar ısındığında yoğunluğu soğuk suya göre azalır. Isınan su, yoğunluğunun azalması nedeniyle kırıklardan yukarı doğru yükselir ve en sonunda yeryüzüne ulaştığında püskürür. Batiskaf (deniz altı araştırmalarında kullanılan kameralı bir alet) ile yapılan çalışmalarda, Juan de Fuca Sırtı boyunca deniz tabanındaki kara duman bacalarını oluşturan metalce zengin çözeltilerin püskürmesi fotoğraflanmıştır (Şek. 34) Sıcak akışkan (~350°C) mineralce zengin, soğuk deniz suyu ile karışır. Özümsemiş olan

mineraller ekonomik olarak önemli olan masif metalik sülfid yataklarını oluşturur.



Şekil 34

Bazen bu çökeller yukarıya doğru uzanan, neredeyse gökdelen uzunluğunda bacalar oluşturur.

Kıtasal Riftleşme: bir okyanusun doğuşu

Pangea mega kıtasının, 200 milyon yıl önce neden parçalanarak ayrılmaya başladığı hala kesin olarak bilinmemektedir. Bununla birlikte, bu olay okyanusal havzaların, kıtaların kırılmasıyla başlamış olabileceği düşüncesini akla getirmiştir. Amerika kıtasının, Avrupa ve Afrika'dan uzaklaşarak ayrılmasıyla oluşan Atlantik Okyanusu buna örnek olarak verilebilir.

Bir Okyanusal Havzanın Gelişimi

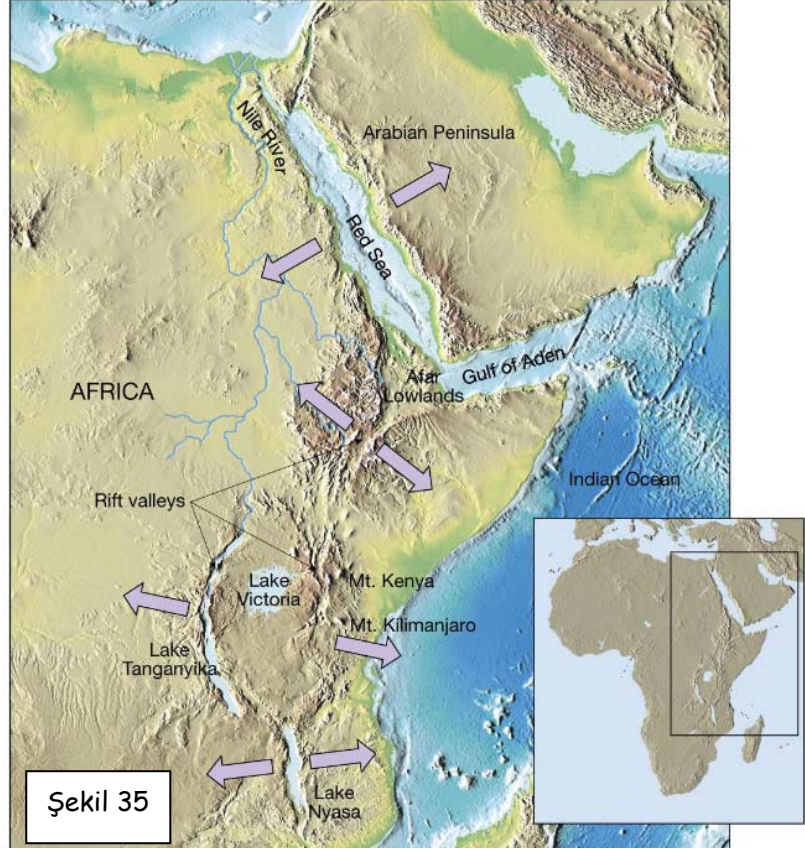
Yeni bir okyanusun gelişmesi, kıtasal riftleşme ile başlar. Çekme gerilmeleri sonucu kıta kabuğunun en üst bölümünde horst-graben yapısı meydana gelirken litosferin kalınlığında da değişimler oluşur, yani litosfer incelir. Kıtasal rift alanlarına Doğu Afrika Rifti, Baykal Rifti (güney orta Sibiryaya), Rhine Vadisi (Avrupa kuzeydoğusu), Rio Grand Rifti ve Amerika Birleşik Devletleri'nin batısındaki Basin and Range bölgesi örnek olarak verilebilir. Kıtasal riftleşme farklı tektonik ortamların oluşumuna yol açar ve kıtanın kırılarak ayrılması ile son bulur.

Riftleşmenin devam ettiği ortamlarda kıta içi rift sistemi giderek genç, dar bir okyanus havzasına evrimleşir. Günümüzdeki Kızıldeniz buna iyi bir örnek oluşturur (Şek. 35). Neticede, deniz tabanı yayılması, kopmuş kıta kenarları ile

sınırlanan olgun bir okyanusal havzanın oluşumu ile açıklanır. Riftleşme sırasında okyanus havzasının gelişim aşamaları modern örnekler kullanılarak aşağıda anlatılacaktır.

Doğu Afrika Rifti: Afrika'nın doğusunda yaklaşık 3000 km lik bir uzanıma sahip olan Doğu Afrika Rifti,

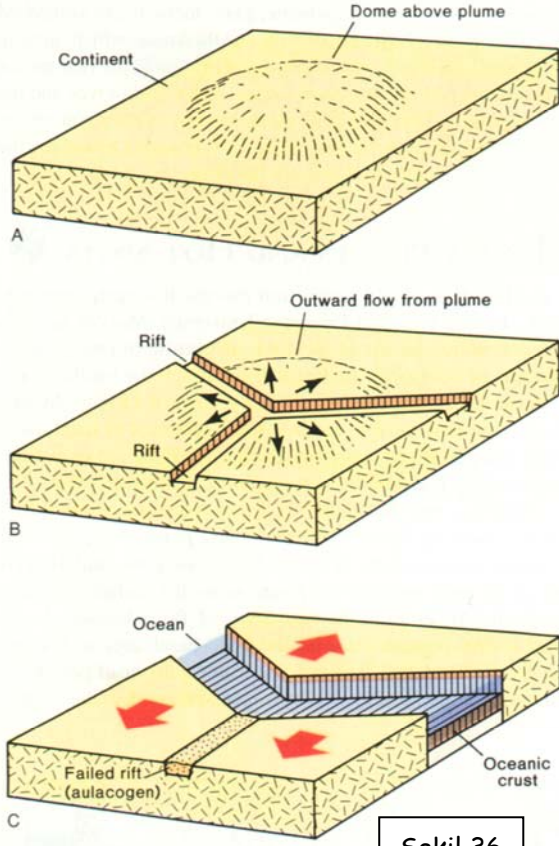
aktif bir kıtasal rifte çok iyi bir örnek oluşturur. Doğu Afrika Rifti tek bir rift olmaktan çok, Victoria gölü etrafını doğu ve batı kısımlara ayıran ve bir noktada kesişen birden fazla riftle temsil edilir (Şek. 35). Bu riftin, Somali levhasını Afrika kıtasından ayırarak uzaklaşan levha



sınırlarına dönüşüp dönüşmeyeceği konusu hala tartışmalıdır. Bununla birlikte, Doğu Afrika Rifti'nin bir kıtanın parçalanarak ayrılması olayında ilk aşamayı temsil ettiği düşünülmektedir.

Bu alanda riftleşme 20 milyon yıl önce, mantodan yükselen ergiyiğin litosfer tabanına sokularak yerleşmesi ile başlamıştır. Isınmış olan litosferin yoğunluğunun azalmasından dolayı yukarıya doğru yükselme isteği kabuğun domlaşmasına neden olur (Şek. 36A, 37A). Sonuç olarak, alt kabuk gerilmeli rejimde sünek deformasyona uğrarken üst kabuk dik açılı normal faylar boyunca kırılır, grabenler meydana gelir (Şek. 36B, 37B).

Oluşumunun ilk evresinde, dekompresyon ile ergiyen manto sorgucları



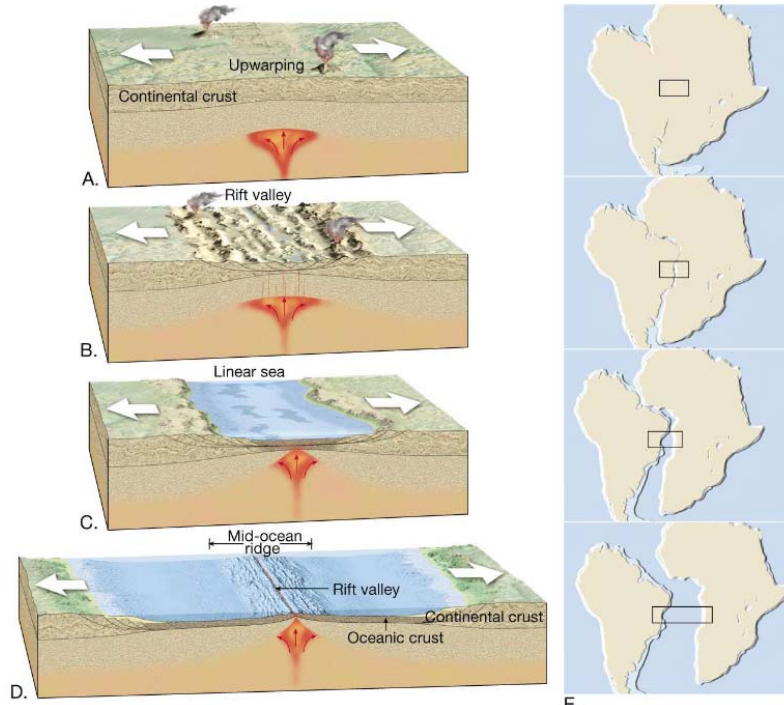
Şekil 36

yükselerek kabuğa sokulur. Yükselen magmanın bir kısmı kırıklar boyunca yükselerek yeryüzüne ulaşır ve burada püskürür. Bu aktivite, rift içinde volkan konileri ile birlikte yaygın bazalt akıntıları meydana getirir. Bazen bu lav çıkış noktaları rift ekseninden 100 km daha uzakta da görülebilir. Buna en iyi örnek Afrika'nın en yüksek noktası olan ve Serengeti Ovası üzerinde 6000 m yukarı doğru yükselen Kilimanjaro Dağı ile Kenya Dağı'dır (Şek. 35).

Kızıl Deniz: Yapılan araştırmalar, gerilme kuvvetlerinin sürekliliğini koruması durumunda, bir rift vadisinin oluşacağını, rift vadisinin zaman içinde derinleşeceğini ve en sonunda kıtanın ikiye ayrılacağını göstermiştir (Şek. 37C). Bu durumda, Kızıl Deniz'e benzer şekilde kıta içi rift, dar ve çizgisel bir deniz haline gelir.

Kızıl Deniz, Arap yarımadasının Afrika'dan yaklaşık 30 milyon yıl önce riftleşmesi ile oluşmaya başlamıştır. Dik açılı faylar boyunca 3 km den daha fazla olan yükselimler meydana gelmiştir. Bu yükselimler, falezlere benzetilebilir ve rifti belirginleştirir. Kızıldeniz'in sadece birkaç bölgesinde okyanusal derinliklerin (>5 km) gözlenmiş olmasına rağmen, simetrik magnetik çizgilerin varlığı tipik deniz tabanı yayılımının son 5 milyon yıldır gerçekleştiğine işaret eder.

Atlantik Okyanusu: Eğer Kızıl Deniz'deki deniz tabanı yayılması devam ederse, ilerleyen zaman içerisinde Kızıl Deniz büyüyerek daha da genişler ve Orta-Atlantik Sırtı'na benzer bir okyanus sırtı gelişir (Şek. 37 D). Ayrılan levhalara



Şekil 37

yeni okyanus kabuğu eklendikçe, riftleşen kıta kenarları öncekine göre daha yavaş hareket eder. Bir zamanlar rift ekseninde olan kıta kenarları, artık karşılıklı kıta kenarları olarak yer alırlar. Neticede, yeni oluşan okyanus kabuğu ısının yüksek olduğu rift ekseninden uzaklaşır,

soğur, büzülür ve çöker.

Zaman içerisinde bu kıta kenarları aşağı doğru çökerek deniz suyu seviyesi altına ineceklerdir. Ardından, bitişikte olan kara kütlelerindeki kaynak alanlardan erozyonla gelen malzemeler su altındaki kıta kenarının faylanmış morfolojisi üzerinde çökmeye başlayacaktır. En sonunda, bu malzemeler üst üste birikerek kesintisiz ve kalın bir sediment istifini oluşturur. Bu tip kıta kenarlarına *pasif kıta kenarı* dendiğini hatırlayınız. Doğrudan levha kenarlarına karşılık gelmediklerinden pasif kıta kenarlarında çok ender olarak volkanizma ve deprem oluşmaktadır. Yani böylesi kıta kenarları hem mağmatik hem de sismik olarak pasiftirler; adları da o nedenle pasif kenardır.

Kıta içi riftlerinin tümü her zaman uzaklaşan levha sınırlarına dönüşmez. Örneğin, Orta Birleşik Devletler'de, Kansas merkezi içindeki Superior Gölü

başarısız bir rifttir. Bir zamanlar aktif olan bu rift vadisi, kabuk üzerine 1 milyar yıl önce püskürmüş olan volkanik malzeme ile dolmuştur. Bazı rift zonlarının pasif kıta kenarlarına dönüşürken, neden diğerlerinin okyanuslaşmaya kadar gelişimini tamamlayamadan başarısız birer rift halinde kaldıklarının sebebi hala tam olarak anlaşılmamıştır.

Okyanusal Litosferin Tahribi

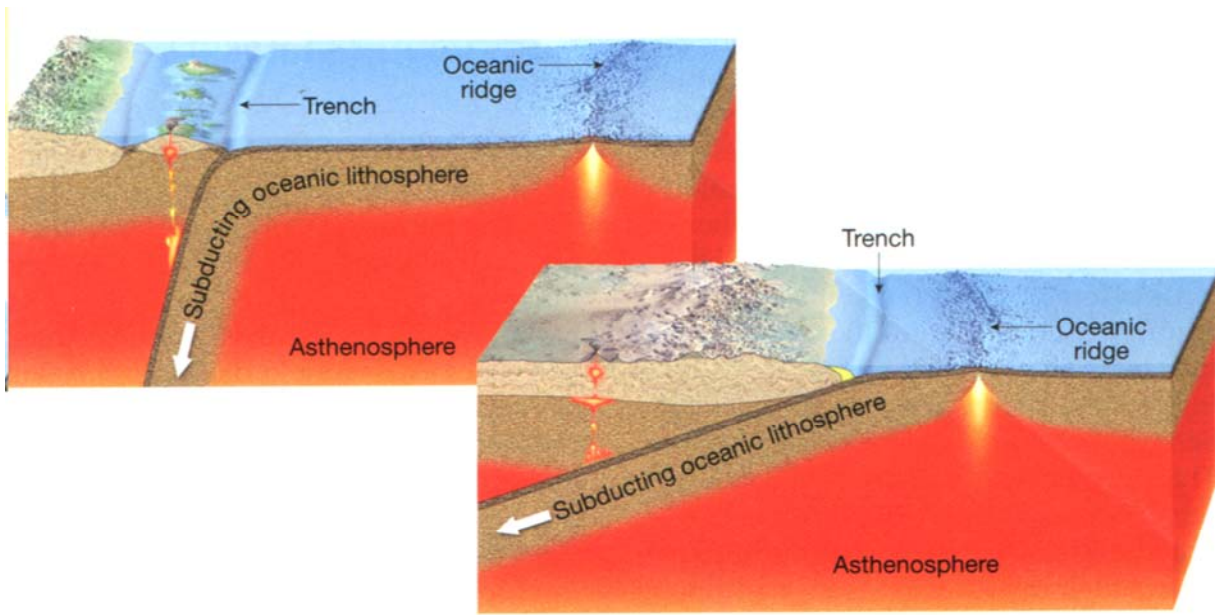
Uzaklaşan levha sınırlarında yeni okyanusal litosfer oluştuğu için Dünya yüzey alanının sürekli olarak genişlediği akla gelebilir. Şu ana kadar yapılan çalışmalarda Yerkürenin boyutlarının giderek arttığını, yani kürenin sürekli genişlediğini gösteren herhangi bir jeolojik bulgu yoktur. Yer'in yüzey alanı tüm jeolojik zamanlar boyunca korunmuştur. Bu yüzden bir yerlerde yeni litosfer meydana gelmeye başladığında bu denge bozulur. Dengenin korunması için, başka bir yerde eşdeğer miktarda litosferin tahrip olması, yani yeryüzünden silinmesi gerekir. Litosferin yeryüzünden silindiği alanların, *yitim zonu* olarak da adlandırılan *yaklaşan levha sınırları* olduğunu hatırlayınız.

Okyanusal Litosfer Niçin Yiter?

Levhaların yitim zonları boyunca manto içine dalması oldukça karmaşık bir prosestir ve okyanusal litosferin yiterek tümüyle yok olması konusu hala tartışmalıdır. Ancak okyanusal bir levhanın, altındaki mantoya göre daha yüksek bir yoğunluğa sahip olması nedeniyle manto içine dalabildiği bilinmektedir.

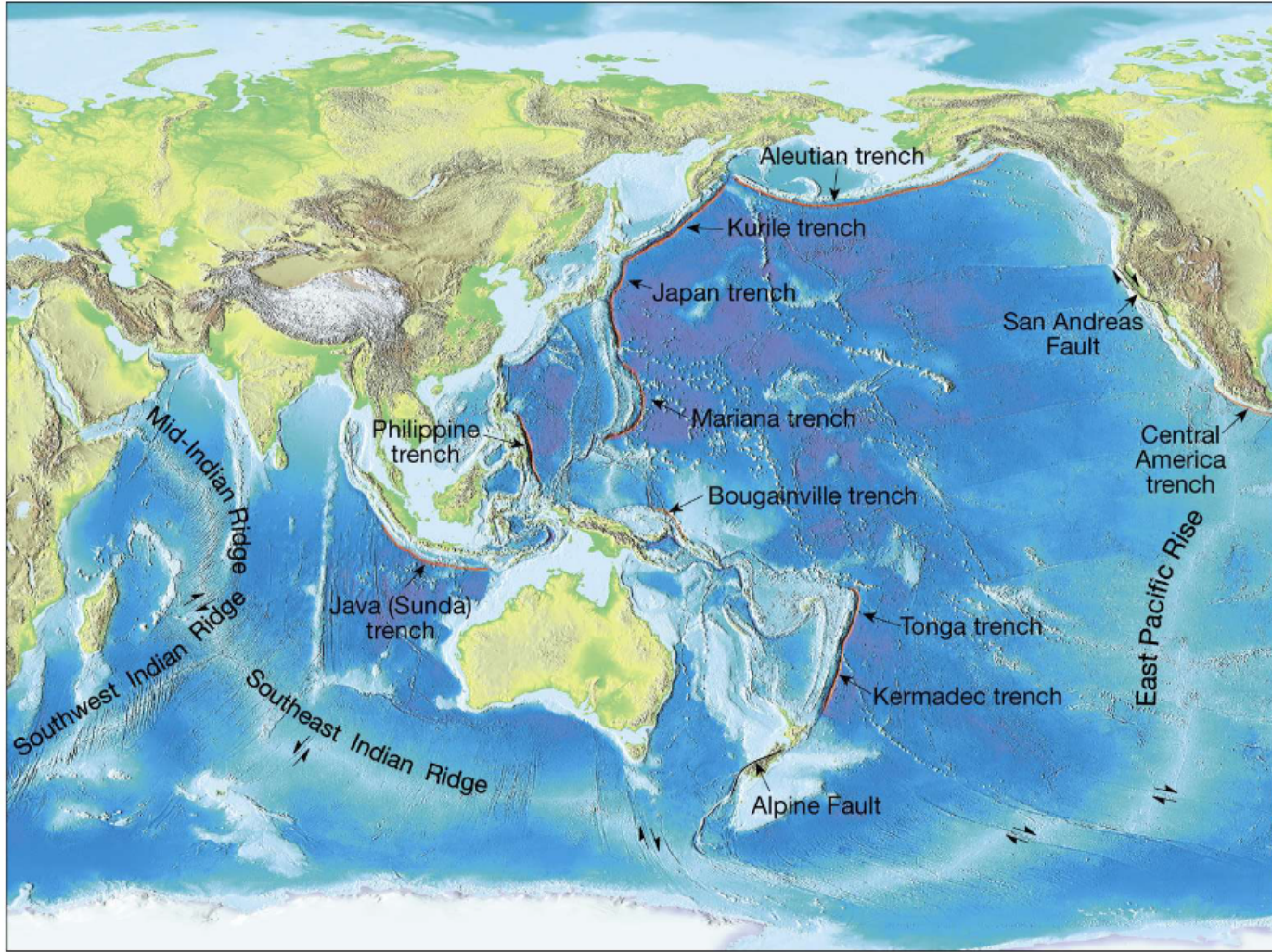
Rift ekseninde yeni üretilen okyanusal litosferin sıcak ve düşük yoğunluklu olduğunu, o nedenle de okyanus sırtlarının, her iki yanındaki derin okyanus tabanlarına göre büyük bir yükselti oluşturduğunu hatırlayınız. Ancak okyanusal litosfer sıcak olan rift merkezinden uzaklaştıkça soğur ve kalınlaşır. Yaklaşık 15

milyon yıl sonra okyanusal litosfer, altındaki astenosferden daha yoğun hale gelmeye başlar. Batı Pasifik Okyanusu'nun bir kısmında, okyanusal litosferin yaşı 180 milyon yıldır. Günümüz okyanusları içinde bilinen en yoğun ve en kalın okyanusal litosfer burasıdır. Bu bölgede dalma-batma zonu boyunca yiten levhanın manto içine dalma açısı 90° ye yaklaşmaktadır (Şek. 38A). Bu şekilde yüksek yitim açısına sahip olan dalma-batma zonları Tonga, Mariana ve Kurile çukurlarında gözlenir (Şek. 39).



Şekil 38. Okyanusal litosferin astenosfer içine dalma açısı yoğunluğuna bağlıdır. A. Pasifik Okyanusu'nun bazı bölümlerinde okyanus kabuğu 160 milyon yıldan daha yaşlıdır, o nedenle manto derinliklerine dalma açısı 90 dereceye yaklaşır. B. Genç okyanus kabuğu sıcak ve düşük yoğunluktur. O nedenle düşük açılar ile dalma eğilimi gösterir. Her iki durumda magmatik yayın hendekten uzaklığının nasıl değiştiğine dikkat ediniz.

Uzaklaşan levha sınırı (okyanus sırtı) bir yitim zonuna yakın iken, dalan okyanusal litosfer henüz sıcak ve düşük yoğunluktur. O nedenle böylesi okyanusal levhaların dalım açısı çok düşüktür. Hatta bazı durumlarda sıcak okyanusal litosfer, dalabilecek kadar soğumaya fırsat bulamadan bir kıta tarafından üzerlenebilir. Böylesi bir durumda alttaki okyanusal levha manto içine dalmak yerine kıtanın altına doğru yatay yönde ilerler. Bu olaya **yatay yitim** adı verilir.



Şekil 39. Pasifik Okyanusu çevresindeki dalma-batma zonlarının dağılımı. KB Amerika'nın Pasifik Okyanusu kıyısında yer alan dağlık kesimine dikkat ediniz. Bu alanın jeolojisi ve Alp-Himalaya dağlarının oluşumu bir sonraki dersimizin konusunu oluşturmaktadır.

Bu noktada aslında okyanusal kabuğun altındaki litosferik mantonun yitimi sağladığını ve sürdürdüğünü bilmek çok önemlidir. Okyanus kabuğu çok yaşlı olsa dahi yoğunluğu (3.0 g/ cm^3) alttaki astenosferin yoğunluğundan (3.2 g/ cm^3) daha düşüktür. Sadece soğuk litosferik mantonun, alttaki sıcak astenosferden daha yoğun olması durumunda yitim olayı gerçekleşebilmektedir.

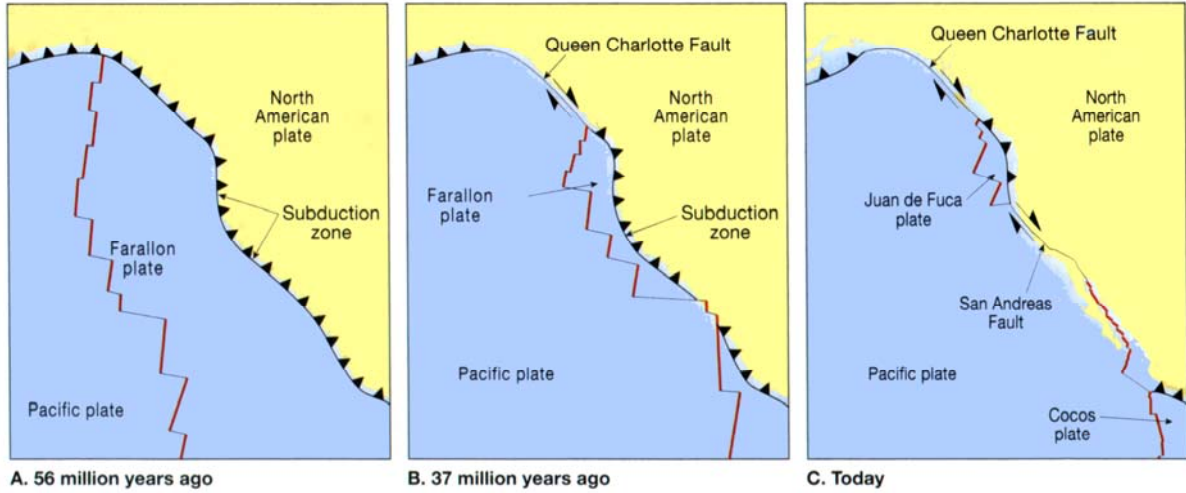
Levhalar Dalınca: Bir Okyanusal Havzanın Kapanması

Yer bilimciler okyanus tabanındaki manyetik şeritleri ve kırık zonlarını kullanarak, 200 milyon yıl öncesinden başlayarak günümüze kadar süren levha hareketlerini kurgulamışlardır. Bu çalışmalar sırasında okyanusal havzaların kısmen veya bütünüyle dalma batma zonları boyunca yok olduğunu keşfetmişlerdir. Örneğin Pangeanın parçalanması sırasında Afrika levhasının döndüğünü ve kuzeye doğru hareket ettiğine dikkat ediniz. En sonunda Afrika kıtasının kuzey kenarı Avrasya ile çarpışır. Bu olay sırasında, iki kıta arasındaki Tetis Okyanusu'nun tabanı neredeyse tümüyle mantoya dalarak yok olmuş, geriye sadece ufak bir parçası, yani Akdeniz kalmıştır.

Pangeanın parçalanmasının kurgulanması çalışmaları sırasında, doğu Pasifik Okyanusunun önemli bir bölümünü oluşturan Farallon Levhası'nın nasıl tahrip olduğu da anlaşılmıştır (Şek. 41). Parçalanma öncesi Farallon levhası ile birlikte bir veya iki küçük levha, Pasifik Okyanusu ortasındaki bir uzaklaşan levha sınırının doğusunda, Pasifik levhasının karşısında bulunuyordu. Hem Pasifik hem de Farallon levhalarını üretmiş olan bu uzaklaşan levha sınırının günümüzdeki kalıntısı Doğu Pasifik Yükselimi'dir.

180 milyon yıl önce, Amerika, Atlantik'teki deniz tabanı yayılımı ile batıya doğru hareket etmeye başlamıştır. Bundan dolayı, yaklaşan levha sınırları olan Kuzey ve Güney Amerika'nın batı sahil kenarları, Pasifik'te bulunan uzaklaşan levha sınırına göre batıya doğru yavaş yavaş göç etmiştir. Oluşum hızından daha

hızlı olarak Amerika'nın altına dalan Farallon levhası giderek küçülmüştür (Şek. 41B). Bu levhanın yüzey alanı azaldıkça, küçük parçalara ayrılmış ve bu parçaların bazıları tümüyle yitmiştir. Bir zamanlar geniş alanları kaplayan Farallon levhasından geriye Juan de Fuca, Cocos ve Nazca levhaları kalmıştır.



Şekil 41. Farallon levhasının dalarak yok olmasını gösteren şematik diyagram. Farallon levhası A da kırmızı çizgi ile gösterilen yayılma merkezinde olduğundan daha hızlı daldığı için giderek küçülmüştür. Cocos, Juan de Fuca ve harita alanı dışında kalan Nazca levhaları, Farallon levhasından geri kalan parçalardır.

Farrallon levhası küçüldükçe, Pasifik levhası daha da büyümüş ve Amerika levhası ile sınırdaş olmuştur. Yaklaşık 30 milyon yıl önce, Doğu Pasifik Yükselimi'nin bir bölümü, bir zamanlar Kaliforniya sahilinin bitiminde yer alan yitim zonu ile çarpışmıştır (Şek. 41B). Bu okyanus sırtı Kaliforniya çukuru ile çarpışıp yitmeye başladığında, her iki kısım da tahrip olmaya başlamış ve Pasifik ile Kuzey Amerika arasında günümüzde de devam eden hareketi sağlayan bir transform fay zonu meydana gelmiştir. Okyanus sırtı daldıkça, San Andreas Fayı olarak adlandırdığımız transform fay Kaliforniya batısı boyunca gelişimini sürdürmüştür (Şek. 41C). Daha kuzeyde, benzer bir olay Queen Charlotte transform fayını oluşturmuştur.

Sonuçta, Pasifik ve Kuzey Amerika levhaları arasında günümüzdeki sınırın büyük bir bölümü kıta içindeki transform faylara karşılık gelmektedir. Amerika Birleşik Devletleri'nde (Alaska dışındaki), bir dönem kıtanın batı kıyısı boyunca

yaygın bir şekilde gerçekleşen yitimin günümüzdeki kalıntısı sadece Cascadia yitim zonudur. Bu bölgede Juan de Fuca levhasının yitimi Cascade dizisini oluşturan volkanları meydana getirmiştir.

Bugün, San Andreas Fayı'nın güney ucu, Kaliforniya körfezini oluşturmuş olan genç bir uzaklaşan levha sınırına (Doğu Pasifik Yükselimi'nin uzantısı) bağlanır (Şek. 42). Levha geometrisindeki bu değişim nedeniyle Pasifik levhası, Kuzey Amerika levhasından bir parça (Baja Yarımadası) kapmış ve bu parçayı yılda 6 cm lik bir hızla kuzeybatıya, Alaska'ya doğru taşımaktadır.



Şekil 42. Baja Yarımadası'nı Meksika'dan ayıran California Körfezi'nin uydu görüntüsü.

OKYANUS TABANININ KÖKENİ VE GELİŞİMİ-ÖZET TEKRAR

1. Okyanus batimetrisi, okyanus tabanına ses sinyalleri gönderen echo sounder ve multibeam sonarlar kullanılarak saptanır. Gemide bulunan alıcılar

yansıyan ses dalgalarını kaydeder ve gönderilen sinyalin tekrar alıcıya geldiği zamanı hassas bir şekilde ölçer. Bu bilgi ile okyanus derinlikleri hesaplanır ve bir grafiye yerleştirilerek okyanus taban topoğrafyasını gösteren haritalar oluşturulur. Son zamanlarda okyanus yüzeyindeki su seviyesi değişimlerinin uydular kullanılarak hassas bir şekilde ölçülebilmesi okyanus tabanlarının haritalanmasına büyük katkı sağlamıştır.

2. Okyanusal havzaların topoğrafyasını çalışan Oşinograflar üç ana bölüm ayırmışlardır: kıta kenarları, derin okyanus havzaları ve okyanus ortası sırt bölgeleri.

a) *Pasif kıta kenarı* meydana getiren bölümler: *kıta şelfi* (sahil şeridinden başlayıp derin okyanus havzasına doğru devam eden düşük eğimli yüzey); *kıta yamacı* (kıta sahanlığının ucundan derin sulara kadar uzanan, yüksek eğimlere sahip rampa, kıtanın gerçek ucu/kenarı); *kıta yokuşu* (derin okyanus hendeklerinin olmadığı alanlarda, yüksek eğimli kıta yamacının abisal düzlük yönünde birleştiği daha düşük eğimli rampa). Kıta yokuşu bölgesinde kıta şelfinden aşağı doğru derin okyanus tabanına gelen sedimentler birikir.

b) *Aktif kıta kenarları* Pasifik Okyanusu çevresinde olduğu gibi esas olarak bir kıtanın okyanus kabuğu üzerinde ilerlediği bölgelerde yer alır. Bu alanlarda yiten okyanus litosferden traşlanan sedimentler ve okyanus kabuğu parçaları kıta kenarına eklenir. Bu eklenen kaya topluluğuna *yığışım kompleksi* adı verilir. Aktif kıta kenarları derin okyanus çukuruna komşu dar bir kıta sahanlığına sahiptir.

c) *Derin okyanus havzası*, kıta kenarı ile okyanus ortası sırt sistemi arasında uzanır. Derin okyanus havzaları morfolojik olarak şu bölümlere ayrılır: *derin okyanus çukurları* (uzun ve dar çöküntü alanları, okyanus tabanlarının en derin kesimlerini oluştururlar ve levhaların manto içine daldığı bölgeleri simgelerler); *abisal düzlükler* (Dünya üzerindeki en düz bölgelerdir, gerçekte çok engebeli bir yapıya sahip okyanus kabuğu üzerine türbiditik sedimentlerin depolanması sonucu oluşurlar); *denizaltı tepeleri (seamount)* (okyanus sırtlarına

yakın bölgelerde ya da volkanik sıcak noktalar ile ilişkili deniz altı volkanlarıdır); *okyanusal platolar* (kıtalar üzerinde bulunanlara benzer şekilde oluşan geniş taşkın bazalt alanları).

d) Okyanus (okyanus ortası) sırtları, tüm ana okyanuslarda bulunan ve Yeryüzünün en az %20 lik bir bölümünü oluşturan deniz tabanı yayılım merkezleridir. Okyanus sırtları okyanus tabanlarındaki en belirgin yapılardır çünkü her iki yanındaki deniz tabanından yukarı doğru 2-3 km yüksekliğe çıkan, dar ve uzun yükselim alanlarıdır. Sırt bölgelerinde yaygın faylanma ve volkanizma görülür. Sırt bölgelerinde meydana gelen jeolojik olayların çoğu, sırtın tepesinde bulunan ve rift zonu adı verilen dar bir çöküntü içinde gerçekleşir. Rift zonu, yeni okyanus kabuğunu oluşturmak üzere astenosferden gelen malzemenin yükseldiği bölgedir. Böylesi sırtların topoğrafyası deniz tabanı yayılım hızı ile kontrol edilir.

3. Yeni okyanus kabuğu, deniz tabanı yayılımının sürekliliği ile meydana gelir. Üst kabuk bazalt bileşimli *yastık lavlardan* oluşur. Bunun altında çok sayıda dayktan oluşan bir *dayk kompleksi* yer alır. Dayk kompleksinin altında ise kalın bir *gabro* katmanı vardır. Tüm bu katmanların oluşturduğu istif *ofiyolitik kompleks* olarak adlandırılır.

4. Yeni okyanus havzasının gelişimi, Doğu Afrika Sırtı'nda olduğu gibi bir *kıta içi riftin* oluşumu ile başlar. Böylesi bir tektonik ortamda, Kızıl Deniz örneğindeki gibi riftleşmenin devam etmesi ile önce genç, dar bir okyanus havza gelişir. Deniz tabanı yayılımı ile okyanus giderek büyür ve riftleşmiş kıta kenarları giderek birbirinden uzaklaşır. Böylesi olgun bir okyanusa örnek olarak günümüzdeki Atlantik Okyanusu verilebilir.

5. Okyanusal litosfer dalma-batma zonları boyunca tüketilir çünkü yoğunluğu alttaki astenosferin yoğunluğundan daha fazladır. Okyanusal litosferinin yitmesi, okyanusal havzanın bir kısmının ya da tümünün yok olması ile sonuçlanabilir. Buna klasik bir örnek olarak Farallon levhası gösterilebilir. Farallon levhasının büyük bir kısmı Amerika levhasının altına yiterek tükenmiştir.

DEĞERLENDİRME SORULARI

1. Su içinde ses dalgalarının hızının saniyede 1500 m olduğu farz ederek ve ses yayan aletlerin sinyalleri göndermesi ve alıcılarla geri alması için 6 saniye gerekli olduğu göz önünde tutarak su derinliğini hesaplayınız
2. Deniz suyunun birkaç km altındaki deniz tabanını görmeden Yer etrafındaki uyduların nasıl deniz tabanının özelliklerini belirlediğini açıklayınız.
3. Okyanus tabanının, topoğrafik olarak ayrılan üç ana zonunu söyleyiniz.
4. Bir pasif kıta kenarının üç ana özelliğini sıralayınız. Bunlardan hangisi kıtanın su basmış gerilme alanı olarak kabul edilir? Hangisi en dik yamaç alanıdır?
5. Pasif kıta kenarı ve aktif kıta kenarı arasındaki farkları açıklayınız. Levha tektoniği ile ilişkili nasıl özellikler taşıdığını belirtiniz. Her iki tip kıta kenarı için örnek veriniz.
6. Atlantik Okyanusu tabanı üzerindeki abisal düzlükler neden Pasifik Okyanusu'ndaki abisal düzlüklerden daha geniş alanlar kaplamaktadır.
7. Deniz adaları'nın (seamount, guyot) nasıl meydana geldiğini açıklayınız.
8. Okyanus ortası sırt sistemini kısaca tanımlayıp, açıklayınız.
9. Okyanus ortası sırtlar tıpkı kıta üzerindeki dağlar gibi yüksek olabilir, ancak bir takım farklılıklara sahiptir. Bu farkların neler olduğunu belirtiniz.
10. Deniz tabanı yayılımı için gereken magmanın kaynağı nedir?
11. Okyanus ortası sırtların yüksek olmasının ana nedeni nedir?
12. Hidrotermal metamorfizma, deniz tabanını oluşturan bazalt bileşimli kayaları nasıl altere eder? Bu proses sırasında deniz suyu nasıl değişir?

13. *Kara duman bacası* ne demektir?

14. Okyanus kabuğunu oluşturan dört katmanı kısaca tanımlayınız.

15. *Dayk kompleksi* nasıl oluşur? Daha alttaki katman ile ilgili ne söyleyebilirsiniz?

16. *Kitasal rift* ortamına günümüzden bir örnek veriniz.

17. Altteki astenosferden daha az yoğunluğa sahip olmasına rağmen neden okyanusal litosferin yitim zonları boyunca derine doğru yittiğini açıklayınız.

18. Farallon levhası nasıl bir evrim geçirmiştir? Bu levhanın kalıntılarının adları nedir?