

ATLANTİK TİP BİR KITA KENARININ PASİFİK TİP BİR KITA KENARINA DÖNÜŞÜMÜNE TÜRKİYE'DEN ÖRNEK

Yücel YILMAZ

İstanbul Üniversitesi Yerbilimleri Fakültesi

ATLANTİK TIP BİR KİTA KENARINI
PASİFİK TIP BİR KİTA KENARINA
DÖNÜŞÜMÜNE TÜRKİYE'DEN ÖRNEK

Yazar: YILMAZ

İstanbul Üniversitesi Tıp Fakültesi

GİRİŞ

Geçmiş yıllarda kıyı çizgileri kıtaları kenarları olarak kabul edilirdi. XIX yüzyıl'dan günümüze değin sürdürülen deniz araştırmaları deniz altındaki pek çok traça ve şevin varlığını ortaya koymuştur. Jeologlar jeolojik geçmişteki deniz düzeyi yükselme ve alçalmalarını ayrıntılı olarak ortaya koyabilmişlerdir.

Kıta kenarları, jeologlar ile okyanus bilimcilerin buldukları yerlerdir. Bu kesimler sedimantoloji, stratigrafi, oseonografi ve jeofizikğin önde gelen ilgi alanı olmuştur. Kıta kenarları litosferik levha yapısının tanımlanmasında jeolojik bilgilerimizin sıçrama yaptığı yerlerdir. Bu bölgelerin niteliklerinin tanımlanması sadece kıta kenarlarının gelişimi üzerinde genel teorilerin oluşturulmasına yol açmakla kalmamış, yer kabuğunun evriminin tanınmasında zincirleme bilgilerin türetilmesine de neden olmuştur.

Okyanusların kenar kesimlerinin yapı özelliklerini yorumlama da ilk girişimi Edward Suess 1888'de yapmıştır. Suess'e göre kıyı bölgeleri Atlantik ve Pasifik tip olmak üzere iki farklı grupta toplanabilir. Pasifik tip kıta kenarlarının özelliği bu tür kıyı çizgilerinin kıta kenarlarındaki yapısal gidişler ile uyumluluk göstermesi, yani birbirine paralel olmasıdır. Atlantik tip kıta kenarı ise orojenik kuşakları büyük açılarla ani olarak kesen kıyı çizgilerine sahiptirler. Bu tür kıta kenarlarında orojenik kuşağın kıyı çizgisine paralel olduğu ender bölgelerde ise orojenik kuşak Apalaş dağ sırası ile atlantik okyanusu örneğinde olduğu gibi, kıta kenarından daha yaşlıdır ve orojenik kuşağın verjansı kıtanın içine doğru açılır.

Kıta kenarlarının anlaşılmasında en anlamlı teoriler kıtaların kopması görüşü etrafında geliştirilmiş olanlardır. Atlantik çevresindeki kıta kenarı morfolojilerinin birbirine benzemesi ve karşılıklı kenarların birbirleriyle tam bir uyum içinde birleştirilebilmeleri (Bullard v.d, 1965) kıta kenarlarına kadar uzanan yapıların gelişmelerinin anlaşılmasında akılcı ilk yorumların ortaya atılmasına neden olmuştur. Buna göre yaşlı kıtalar, koparak genç okyanusların oluşmalarına yol açmakta, bunun sonucunda da kıtasal malzemedan tamamen farklı yapısal ve fiziksel özellikte olan bir okyanus kabuğu gelişmektedir. Kıtaların kopması teorisine dayalı en eski ve yaygınca benimsenen görüşe göre Pangaea adlı çok büyük bir kıta parçalanarak Atlantik okyanusunun oluşmasına yol açmıştır. Bu oldukça sade görüşe göre kopup birbirinden ayrılan kıta kabuğu arasında genç okyanus tabanı oluşur. Kıtadan okyanusa doğru ise kalın bir çökel prizması gelişir. Bu yorum Atlantik okyanusunun kenarları için geçerli görünmektedir. Ancak pasifik okyanusunun kenarları ile dünyadaki pek çok başka alanı açıklamak için yeterli olmamaktadır.

Yerbilimlerinde kıta ve okyanus kabuklarının tanımlanmasındaki en önemli gelişmeler Tuzo Wilson'un 1965 yılında litosfer levhalarının niteliklerini tanımasıyla başlar. Litosfer masif levhalardan oluşmaktadır. Bu levhalar tektonik bakımdan aktif 3 tür kenar boyunca birbirlerine nazaran hareket ederler. Bu kenarlar uzaklaştıran (uzaklaşan—divergent), yakınlaştıran (convergent) ve pasif (yanal atımlı—trans—form) kenarlardır. Yer kabuğunun bu kenarlar boyunca gelişen hareketlere bağlı olarak evrim geçirmekte oluşu görüşü, kıta kenarlarının özelliklerini ve gelişmelerini anlamamıza yol açmıştır. Kıtaların kopması teorisinin öne sürdüğü görüş ve iddialar Atlantik okyanusu kenarlarından derlenen verilerle desteklenmiştir. Bu tür kıta kenarları uzaklaştıran levha kenarlarında oluşmakta ve okyanus büyüyüp levhalar birbirinden uzaklaşmağa devam ettikçe 2 kıta birbirinden simetrik olarak ayrılmaktadır. Bu süreçte kenarlar genç çökellerle örtülmektedir. Pasifik okyanusunun kenarları ise özellikleri açısından Atlantik kenarlarından belirgin farklılıklar sunarlar. Pasifik tip kıta kenarlarında okyanus litosferi alta dalıp mantoya geri dönmektedir.

Bu bildirinin birinci bölümünde Atlantik tip kıta kenarı ile Pasifik tip kıta kenarının ana karakterleri özetlenerek Atlantik tip bir kıta kenarının Pasifik tip bir kıta kenarına geçişi konusunda gü-

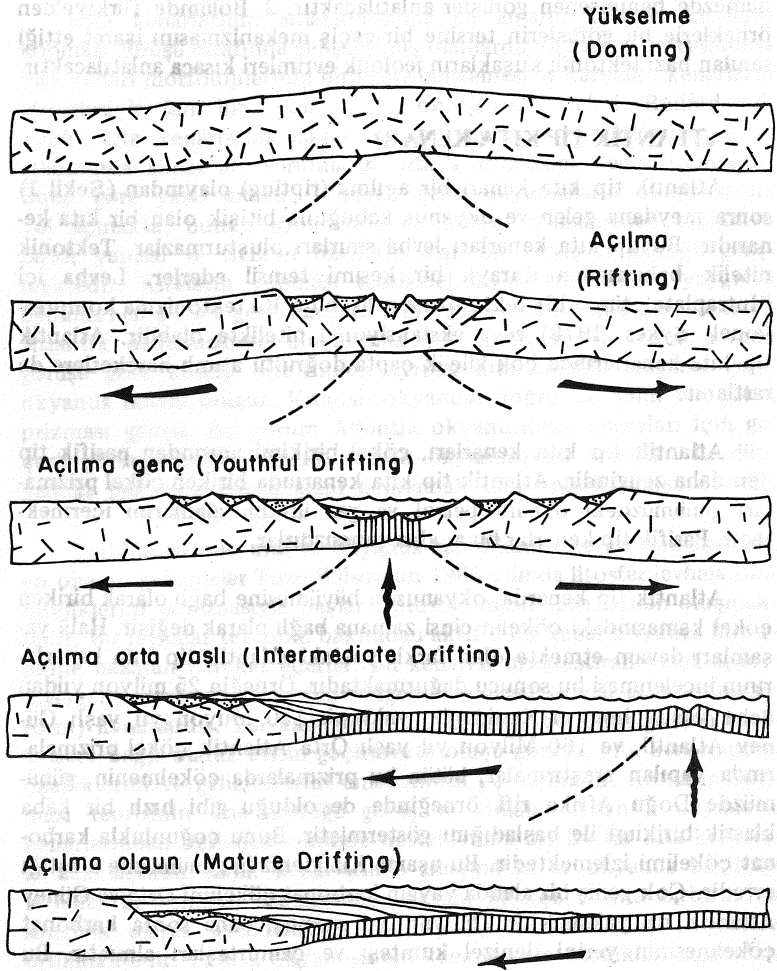
nümüzde benimsenen görüşler anlatılacaktır. 2. Bölümde Türkiye'den örneklerle bu görüşlerin tersine bir geçiş mekanizmasını işaret ettiği sanılan bazı tektonik kuşakların jeolojik evrimleri kısaca anlatılacaktır.

ATLANTİK TIP KİTA KENARI

Atlantik tip kıta kenarı bir açılma (ripting) olayından (Şekil 1) sonra meydana gelen ve okyanus kabuğuna bitişik olan bir kıta kenarıdır. Bu tip kıta kenarları levha sınırları oluşturmazlar. Tektonik nitelik bakımından duraylı bir kesimi temsil ederler. Levha içi "Intraplate" türde bir tektonizma gelişebilir. Bu tektonizma kompresyonel (Sykes, 1978) veya ekstansiyonel nitelikte olabilir. Atlantik tip kıta kenarlarında çok küçük çapta doğrultu atımlı hareketlere de rastlanır.

Atlantik tip kıta kenarları, çökel birikimi açısından pasifik tip den daha zengindir. Atlantik tip kıta kenarında biriken çökel prizmaları günümüzdeki önemli petrol ve gaz üretim alanlarını içermektedir. Pasifik tip kenarlar bu açıdan şanssızdırlar.

Atlantik tip kenarda, okyanusun büyümesine bağlı olarak biriken çökel kamasındaki çökelin cinsi zamana bağlı olarak değişir. Halâ yaşamları devam etmekte olan farklı yaştaki atlantik tip kıta kenarlarının incelenmesi bu sonucu doğurmaktadır. Örneğin 25 milyon yıldan daha yaşlı olmayan Kızıldeniz, yaklaşık 130 Milyon yıl yaşlı Güney Atlantik ve 160 Milyon yıl yaşlı Orta Atlantik çökel prizmalarında yapılan araştırmalar, bütün bu prizmalarda çökelmanın, günümüzde Doğu Afrika rift örneğinde de olduğu gibi hızlı bir kaba klastik birikimi ile başladığını göstermiştir. Bunu çoğunlukla karbonat çökeli ile izlemektedir. Bu aşama Kızıldeniz'in günümüzde ulaştığı evredir. Çok geniş bir alanda yaygın karbonat çökeli Orta ve Güney Atlantik de yaklaşık 20 Milyon yıl sürmüş, daha sonra karbonat çökelmesinin yerini denizel kumtaşı ve çamurtaşları almıştır. Bu çökelleme rejimi ise okyanusun olgunlaşma dönemine kadar sürmüştür. Okyanusun olgunlaşma döneminden sonra, bu evreye kadar oldukça uniform (tekdüze) olan çökel dağılımı Atlantik tip kenarın uzanımı boyunca değişiklikler göstermeğe başlamaktadır. Örneğin, günümüzdeki olgun Atlantik okyanusuna 10 büyük akarsu okyanus düzlüğüne ulaşan bir sahayı etkileyecek biçimde çökel taşımaktadır. Atlantik



Şekil 1. Kıta kabuğunun açılmağa başlaması ile atlantik tip bir kıta kenarı gelişmesi arasında geçen evreleri gösterir şematik kesitler (Burke, 1979'dan).

tip kıta kenarlarında transgresif nitelikte başlayan çökeltme, platform düz ise saf kuvarsitden karbonata geçen bir çökeltme sırası izlenmektedir. Buna Kuzey Apalaşlar ile İstanbul Paleozoyiğinin Silüriyenden Alt Devoniyene kadarki istiflerinin temsil ettiği jeolojik olaylar örnek olarak gösterilebilir. Bununla birlikte açılmakta olan bir okyanusun yakınında yüksek bir alan varsa, ya da açılma, biten bir orojenezin hemen ardından geliyorsa karbonat çökeli mi için sakin ortam uzun bir süre oluşmayacaktır. Bu durumda kırıntılıca zengin bir çözel prizması birikecektir. Doğu pontidlerin S'e bakan kesiminde Neotetisin kuzey koluna bağlı gelişen Liyas yaşlı Subgrovaklı, kömürlü, içlerinde sık sık tekrarlanan ammonit düzeyleri içeren istif buna örnek olarak gösterilebilir. Alplerde Jura yaşlı Helvetik Şelfi de benzer özellikteki bir kenar niteliğindedir. Gelişme mekanizması ne olursa olsun Atlantik tip kıta kenarındaki çökel prizmaları, okyanusun açılması ve büyümesi ile okyanusa doğru ilerlerler. (Şekil 1) —Houston şehri günümüzde 10 km'den daha kalın ve okyanus kabuğu üzerinde gelişen bir çökel prizması üzerinde kurulmuştur.

Atlantik tip kıta kenarlarının evrimi kıta kabuğunun kopması şeklinde özetlenebilecek yalın bir modele dayanmaktadır. Ancak bu görüş bazı yenilikler ve düzenlemelere de uğramıştır. Bu yeniliklerin en önemlisi kıta kenarının yaşlandıkça giderek soğuduğunun belirlenmesidir. Kızıldeniz gibi genç okyanusların kenarları yüksek alanlarla çevrilidir. Buna örnek Kızıldeniz'in batısında bulunan Sudan platosu ve doğusundaki Mısır tepeleridir. Amerika Birleşik Devletleri'nin batı kesiminde olduğu gibi daha olgun Atlantik tip kıta kenarları ise 150 Milyon yılda 3 km kadar alçalmıştır. Alçalmanın hızı zamanla azalmaktadır. Bu nedenle okyanus ortası sırttaki genç ve sıcak levha kenarının sırttan uzaklaşır ve giderek soğurken, buna bağlı olarak da alçaldığı görüşü geçerlilik kazanmaktadır. (Pitman, 1978).

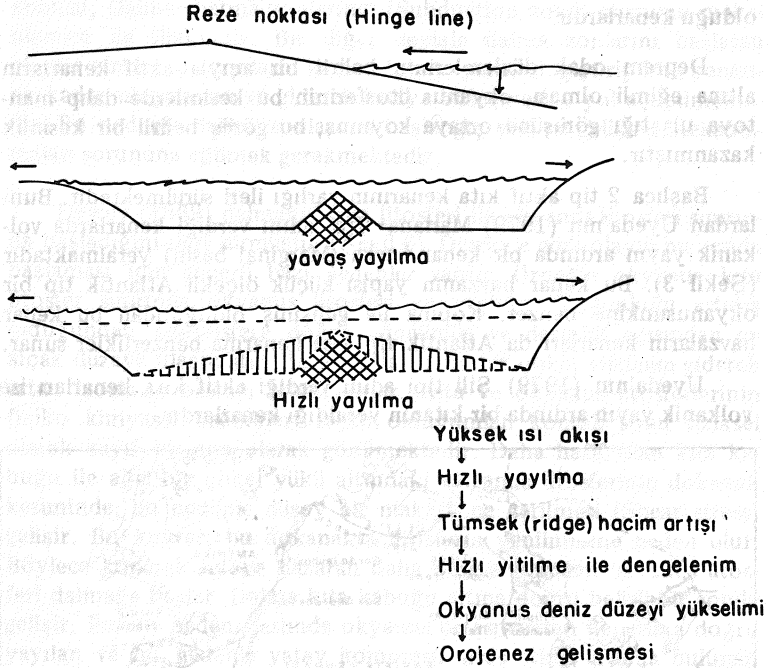
Kıta kenarının sıcaklığına bağlı gelişen bu tür alçalma (thermal subsidence), kıta kenarında, kıtadan taşınan gerecin birikmesi sonucunda çökel hacminin artmasına yol açar. Biriken bu çökel prizması tabanını oluşturan litosfer üzerine giderek artan bir yük ile etkilediğinden, litosferin aşağı doğru belvermesine (bükülmesine) (downward buckling) neden olur. Bu olay daha da çok çökelin birikmesine yol açar. Litosfer akışkan bir astenosfer üzerinde yer alan elastik bir katman gibi düşünüldüğünde litosferin biriken yük nedeni ile aşağıya doğru bükülmesi astenosfer de malzemenin yanal gücü ile karşılanır.

Vail ve Hardenbol (1979) çok sayıda sismik yansıma verisini inceleyip bu bilgileri petrol kuyularından elde edilen verilerle birlikte değerlendirmiştir. Bunun sonucunda, deniz düzeyinin yer küresi ölçeğindeki değişikliklerinin neden olduğu diskordansların küre ölçeğindeki anlamını tartışmıştır. Deniz düzeyinin alçalıp yükselmesi pek çok nedene bağlı olabilir. Ana sebebin okyanus litosferinin oluşma hızı olduğu görüşü (Turcotte ve Burke, 1978) yaygınca benimsenmektedir. Bu görüş kısaca şöyle özetlenebilir; genç okyanus kabuğu sıcaktır. Sıcak olduğu için hacmi büyük ve büyük hacmi nedeni ile yoğunluğu düşük olmalıdır. Bu nedenle okyanus ortası sırttaki litosfer hafif (+ buoyancy.) ve yüksektir. Okyanus tabanı, yaşlandıkça giderek soğur, bu nedenle hacmi azalır yoğunluğu artar. Azalan yoğunluk, okyanus litosferinin astenosfere daha fazla gömülmesine neden olur. Böylece, okyanus ortası sırtta, sığ derinliklere ulaşan okyanus litosferi, sırttan uzakta yaşlı kesimde çok derinlere kadar alçalmıştır. 80 Milyon yıla ulaşan bir okyanus litosferinin ağırlaştığı (- buoyancy) ve çöktüğü ileri sürülmektedir. Kretase sonunda (136 Milyon yıldan 65 Milyon yıl öncesine kadar) deniz düzeyinin olağandan yüksek olduğu jeolojik verilerle belirlenmiştir. Bu nedenle kıtaların çok önemli bir kesimi suların altında kalmıştır. Bu olay okyanus litosferinin çok hızlı üretilmesinin bir sonucu olarak değerlendirilmektedir. (Şekil 2) Çünkü Kretase sonunda, okyanus litosferi üretilme hızının bugünkünden yaklaşık 2 misli kadar olduğu hesaplanmaktadır. Geniş hacimler kaplayan okyanus litosferi, okyanus çanağındaki suyu dışarıya zorlayarak kıtaların üzerinde ilerlemesine yol açmıştır. (Şekil 2)

Pitman (1978) Atlantik tip kıta kenarının alçalması ile deniz düzeyinin alçalıp yükselmesi arasında doğrudan ilişki olduğunu göstermiştir. Okyanus litosferinin sıcaklığa bağımlı alçalmasının oranı zamanla azalmaktadır. Ancak alçalmanın yönü her zaman aşağıya, okyanusa doğrudur.

Atlantik kenarı üzerindeki araştırmalar son 10 yılda önemli bulgular ortaya koymuştur. Ancak kitadan okyanusa geçişte litosferin özelliğinin nasıl olduğu konusunda henüz tatminkâr bir cevap bulunmuş değildir. Kıta kabuğunun kopması ile okyanus kabuğunun geliştiği görüşüne dayalı modeller iki litosferin keskin bir kontak ile ayrıldığı savunurlar. Bu görüş, kapanan Atlantik çevresindeki okyanuslar için kuşkusuz geçerli bir görüştür. Yerküre ölçeğinde de (Örneğin,

1000 km gibi bir mesafedeki geçiş için) tatminkâr bir açıklama olabilir. Ancak küçük ölçekte, okyanus kabuğundan kıta kabuğuna geçişin 100 km kadarki bir mesafesinde, dereceli olduğu anlaşılmaktadır.



Şekil 2. Yer küresi ölçeğinde transgresyonlar ile okyanus litosferinin Üretilme hızı arasındaki ilgiyi gösterir kesitler (Turcotte ve Burke, 1978'den).

Kıta kabuğu, okyanus açılması döneminde artan sıcaklık nedeni ile fiziksel olarak kopma yerine plastik akma ile sünenek uzar ve incelir. Kabuk üzerindeki çökel kayaları ise bu uzalma ve incelmeyi çok büyük ölçekli ve derine doğru giderek yataya yaklaşan normal faylarla dengelerler. Bu faylar, çökel örtününün orijinal kalınlığının 2 misline çıkmasına kadar devam etmektedirler.

ATLANTİK TIP BİR KİTA KENARININ PASİFİK TIP BİR KİTA KENARINA GEÇİŞİ

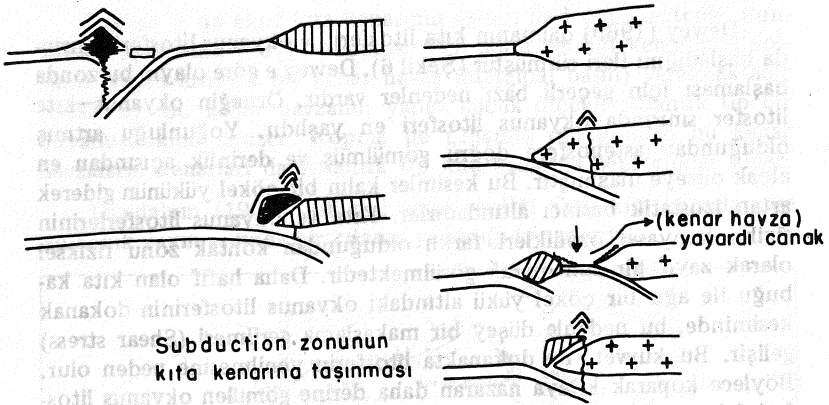
Atlantik tip bir kıta kenarının pasifik tip bir kıta kenarına geçişi konusu, Dalma—batma zonlarının (Subduction zone) oluşumu mekanizması ile ilişkilidir. Bir diğer deyişle dalma zonlarını başlatan olaylar zinciri, bu zonların zaman içinde yerini değiştirip kıta kenarına kadar ulaşmasına ve giderek kıtaya birleşmesine yol açabilmektedir. Bu nedenle dalma zonlarının başlangıç yeri ve gelişme mekanizmaları sorununa eğilmek gerekmektedir.

Dewey (1969) dalmanın kıta litosferi ile okyanus litosferi sınırında başladığını ileri sürmüştür (Şekil 6). Dewey'e göre olayın bu zonda başlaması için geçerli bazı nedenler vardır. Örneğin okyanus—kıta litosfer sınırında okyanus litosferi en yaşlıdır. Yoğunluğu artmış olduğundan astenosfere doğru gömülmüş ve derinlik açısından en alçak düzeye ulaşmıştır. Bu kesimler kalın bir çökel yükünün giderek artan izostatik basıncı altındadırlar. Kıta ve okyanus litosferlerinin fiziko kimyasal özellikleri farklı olduğundan kontak zonu fiziksel olarak zayıf bir zon olarak görülmektedir. Daha hafif olan kıta kabuğu ile ağır bir çökel yükü altındaki okyanus litosferinin dokanak kesiminde, bu nedenle düşey bir makaslama gerilmesi (Shear stress) gelişir. Bu kuvvet, bu dokanakta litosferin yenilmesine neden olur. Böylece koparak kıtaya nazaran daha derine gömülen okyanus litosferi dalmağa başlar. Dalma kıta kabuğu altına doğru belirli bir açıyla gelişir. Bunun nedeni, aslında okyanus ortası sırttan kenarlara doğru yayılan ve bu nedenle yatay kompresif stres etkisi altında bulunan okyanus litosferinin yanal yönde ötelenmesidir. Dewey'in bu açıklaması Atlantik tip bir kıta kenarının olgunlaştığı bir safhada doğru—dan doğruya Pasifik tip bir kıta kenarı haline geçmesini öngörmektedir. Bu inandırıcı görülen açıklamaya rağmen araştırmalar ve günümüz kıta—okyanus ilişkilerinden türetilen bilgiler, dalma zonlarının kıta kenarında değil de daha çok okyanus levhaları içinde başladığını desteklemiştir. Bu araştırmaların bulgularına göre okyanusta başlayan dalma zonları, okyanusta ensimatik (sima üzerinde gelişen) volkanik yayların gelişmesine neden olmaktadır. Bu yaylar deformasyonun kıtaya doğru yayılması ile, belirli bir süre sonunda kıtaya çarpmakta ve kıta büyümektedir. Böylece kıta kenarına kadar yayılan deformasyon, burada bir dalma zonunun oluşmasına yol açmaktadır. Kıta—ok-

yanus kenarında gelişen dalma, atlantik tip bir kıta kenarının doğrudan değil de dolaylı yoldan ve bir deformasyon dalgasının ardından pasifik tip bir kıta kenarı, haline gelmesine neden olmaktadır. Böylece Şili tipi bir kenar volkanik yayı gelişmektedir. (Şekil 4)

a) Çarpışma modeli

b) Reaktivasyon
(Aktivasyon modeli)



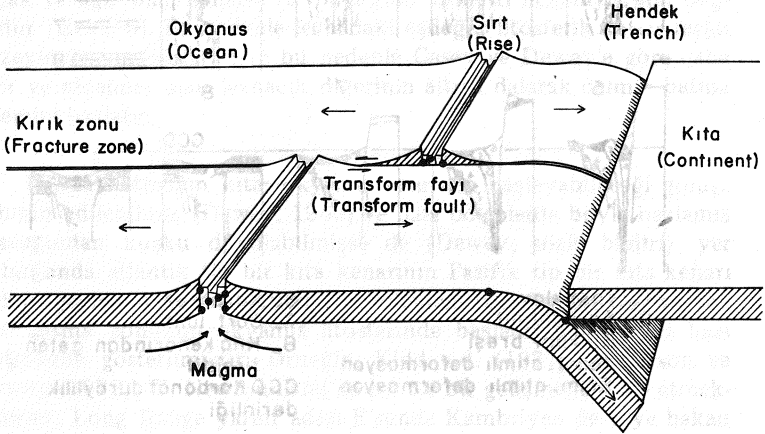
Şekil 4. Atlantik tip bir kıta kenarının pasifik tip bir kıta kenarı haline dönüşümünü açıklayan modeller.

a) Çarpışma modeli, okyanusta bir ensimatik ada yayı gelişmekte bu yay daha sonraları kıta kenarıyla çarpışmaktadır. Böylece dalma batma zonu kıta kenarına dolaylı olarak, bir deformasyon evresinin kıta kenarını etkilemesinden sonra ulaşmaktadır. (Dickinson, 1971 den esinlenerek)

b) Aktivasyon modeli baştaki 2 şekilde Dewey'in (1969) atlantik tip kıta kenarının doğrudan bir pasifik tip kıta kenarı haline geçebileceği görüşü anlatılmaktadır.

Altta 2 şekilde ise bir yay ardı havza gelişmesini izleyen dönemde dalma batma zonu pasifik tip bir kıta kenarı haline dolaylı geçişini açıklamaktadır.

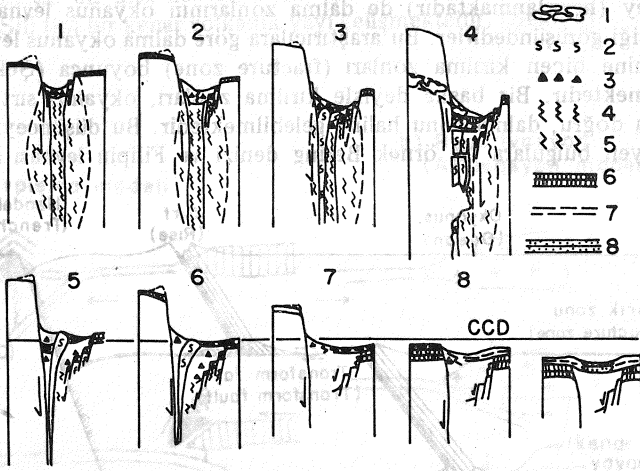
Dalma—batma zonlarının okyanus levhasında gelişmeğe başlaması Mc Kenzie (1977) ve Turcotte'a (1977) göre levhanın negatif buoyancy kazanmasındandır. Karson ve Dewey (1978) ile Casey ve Dewey (hazırlanmaktadır) de dalma zonlarının okyanus levhasında geliştiği görüşündedirler. Bu araştırmacılara göre dalma okyanus levhasını enine biçim kırılma zonları (fracture zone) boyunca (Şekil 5) gelişmektedir. Bir başka deyişle kırılma zonları, okyanus sırtından uzağa doğru, dalma zonu haline gelebilmektedir. Bu düşüncüyü destekleyen bulgulara iki örnek Bering denizi ve Filipin levhası altına



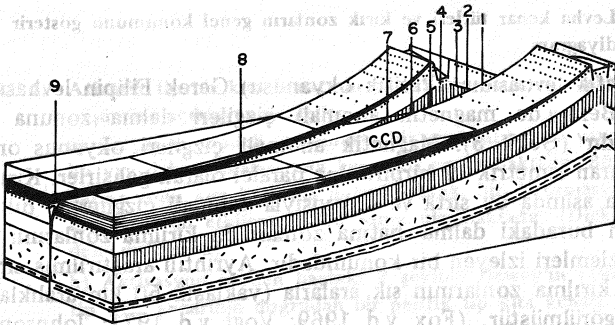
Şekil 5. Levha kenar türleri ve kırık zonların genel konumunu gösterir blok diyagram

dalan Pasifik levhasıdır. (Pasifik okyanusu) Gerek Filipin levhasında gerekse Bering'de magnetik anomali çizgileri dalma zonuna dik konumdadır (Şekil 3). Magnetik anomali çizgileri okyanus ortası sırta nazaran simetrik ve birbirlerine paralel olarak gelişirler. Kırılma zonları da aslında bu sırta ve dolayısıyla anomali çizgilerine dik olduğundan buradaki dalma—batma zonları da kırılma zonlarının geliştiği düzlemleri izleyen bir konumdadır. Ayrıntılı araştırılmış sırtlar boyunca kırılma zonlarının sık aralarla (yaklaşık 50 km aralıklarla) geliştiği görülmüştür. (Fox v.d 1969; Vogt v.d 1971; Johnson ve Vogt, 1973). Delong v.d (1979) ye göre kırılma zonlarının başlıca 3 topografik özelliği vardır. 1) Kırığın 2 tarafından şev düzlemlerinin asimetrik olduğu uzunlamasına sırtların bulunuşu. 2) Kırılma zonunun

enine kesitinde kırığa nazaran sağ ve soldaki blokların farklı topografik yüksekliklerde bulunuşu. Yani kırık zonunun bir kenarının diğerrinden daha yüksek oluşu. 3) Kırık zonunun uzunlamasına bir çanak



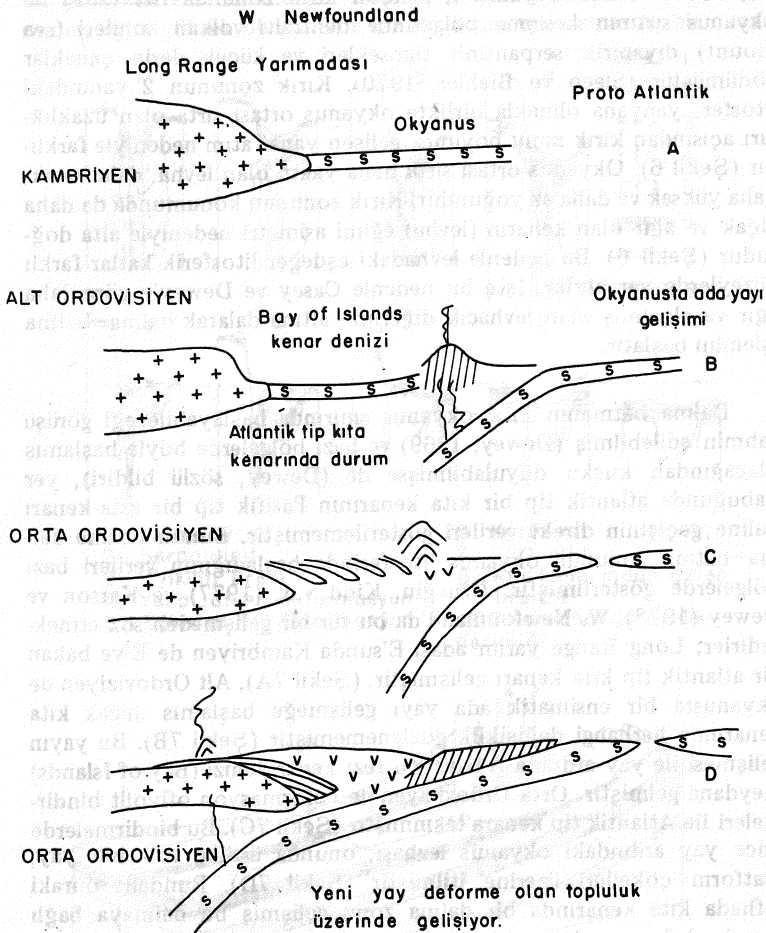
- | | |
|-----------------------------|-----------------------------------|
| 1. Yastıklav | 6. Karbonat |
| 2. Serpantin | 7. Çört lütit |
| 3. Birikinti breşi | 8. Kıta kenarından gelen tirbidit |
| 4. Yanal atımlı deformasyon | CCD Karbonat duraylılık derinliği |
| 5. Eğim atımlı deformasyon | |



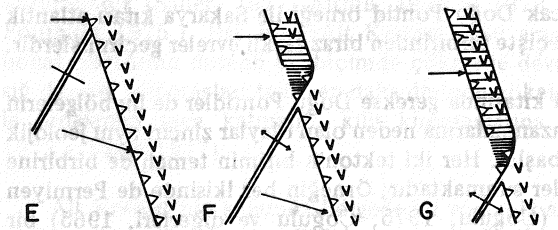
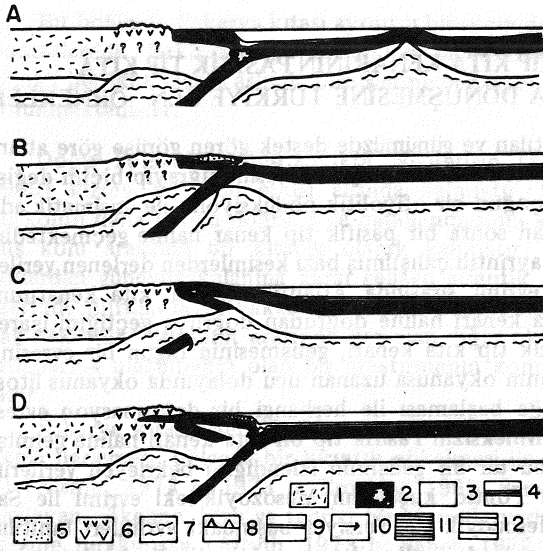
Şekil 6. Okyanus kırık zonları (Fracture zone) ile bunların değişik kesimlerinde topografik, litolojik ve Yapısal özellikleri gösterir enine kesitler (Delong v.d. 1979'dan)

biçiminde oluşu (Şekil 6) (Menard ve Dietz, 1952; Menard ve Atwater, 1969). Bunların yanısıra, pekçok kırık zonunda rift vadisi ile okyanus sırtının keşişme bölgesinde denizaltı volkan konileri (sea mount) diyapirik serpantinit tümsekleri ve küçük derin çanaklar görülmüştür (Sleep ve Biehler, 1970). Kırık zonunun 2 yanındaki litosfer, yanyana olmakla birlikte okyanus ortası sırta olan uzaklıkları açısından kırık zonu boyunca gelişen yanıl atım nedeniyle farklıdır (Şekil 6). Okyanus ortası sırta daha yakın olan levha, daha sıcak, daha yüksek ve daha az yoğundur. Kırık zonunun konumunda da daha alçak ve ağır olan kenarın (levha) eğimi asimetri nedeniyle alta doğrudur (Şekil 6). Bu nedenle levhadaki eşdeğer litosferik katlar farklı düzeylerde yer alırlar. İşte bu nedenle Casey ve Dewey'e göre daha ağır ve alçalmış olan levhacık diğerinin altına dalarak dalma—batma işlemini başlatır.

Dalma batmanın kıta—okyanus sınırında başlayabileceği görüşü tahmin edilebilmiş (Dewey, 1969) ve bazı bölgelerde böyle başlamış olacağından kuşku duyulabilmişse de (Dewey, sözlü bildiri), yer kabuğunda atlantik tip bir kıta kenarının Pasifik tip bir kıta kenarı haline geçişinin direkt verileri gösterilememiştir. Bunun tersine dalma—batma zonunun okyanus litosferinde başladığının verileri bazı bölgelerde gösterilmiştir. Örneğin, Kidd v.d. (1977) ve Karson ve Dewey (1978), W. Newfoundland'da bu tür bir gelişmeden söz etmektedirler; Long Range yarım adası E'sunda Kambriyen de E'ye bakan bir atlantik tip kıta kenarı gelişmiştir. (Şekil 7A). Alt Ordoviziyen de okyanusta bir ensimatik ada yayı gelişmeğe başlamış ancak kıta kenarında herhangi değişiklik gözlenememiştir (Şekil 7B). Bu yayın gelişmesi ile yay ardında Adalar Körfezi kenar denizi (Bay of Islands) meydana gelmiştir. Orta Ordoviziyen'de deformasyon ofiyolit bindirmeleri ile Atlantik tip kenara taşınmıştır (Şekil 7C). Bu bindirmelerde önce yay ardındaki okyanus levhası, onunda üstüne volkanik yay, platform çökelleri üzerine itilmiştir (Şekil 7D). Bundan sonraki safhada kıta kenarında bir dalma zonu gelişmiş bu dalmaya bağlı olarak deforme olmuş platform çökelleri ile bindirmiş ofiyolitik gereç üzerinde yeni yay gelişmiştir. (Şekil 7D). Benzeri gelişmeler Batı Amerika'da Sonoma (Permian—Alt Triyas) ve Antler (Üst Devoniyen—Alt Missisipiyan) orojenez kuşaklarında da görülür. Dewey (1976) benzeri bir gelişmenin genel mekanizması ile evrelerini, değişik örneklerle tanıtmıştır (Şekil 8).



Şekil 7. Newfoundland'da Kambriyen-Silüriyen arası dönemde atlantik tip bir kıta kenarının ensimatik bir yay gelişimi ardından pasifik tip bir kıta kenarı haline gelişini gösterir gelişim şeması (Kidd, v.d. 1977'den esinlenerek)



- | | |
|-------------------------------|--|
| 1. Kıta kabuğu | 7. Düşük hız zonu |
| 2. Okyanus kabuğu | 8. Dalma batma (Subduction) zonu |
| 3- Manto | 9. Okyanus orta sırt |
| 4- Okyanus çökelleri | 10- Levha hareket yönü |
| 5- Volkanijenik çökeller | 11. İlerliyen ofiyolit dilimi |
| 6- Silisli / ortaç volkanizma | 12- Üstlenen (obducteol) ofiyolit dilimi |

Şekil 8. Atlantik tip bir kıta kenarının Ofiyolit Yerleşmesinden (Ofiyolit obduksiyonu) sonra pasifik tip bir kıta kenarı haline gelişini gösterir gelişim evreleri (Dewey, 1979'dan)

ATLANTİK TİP KİTA KENARININ PASİFİK TİP KİTA KENARINA DÖNÜŞMESİNE TÜRKİYE'DEN ÖRNEKLER

Yukarıda tanıtılan ve günümüzde destek gören görüşe göre atlantik tip bir kıta kenarı bir deformasyon evresine uğrayıp biçim değiştirdikten ve hatta çoğun bir ofiyolitik obduksiyonu ile ensimatik ada yayı ile çarpıştıktan sonra bir pasifik tip kenar haline geçmektedir. Ancak Türkiye'de ayrıntılı çalışılmış bazı kesimlerden derlenen veriler Alp orojenezinin evrimi sırasında Atlantik tip bir kıta kenarının, Pasifik tip bir kıta kenarı haline doğrudan doğruya geçtiğini işaret etmektedir. Atlantik tip kıta kenarı, gelişmesinin olgun bir evresine eriştiği sırada, kıtanın okyanusa uzanan ucu dolayında okyanus litosferinin alta dalmağa başlaması ile herhangi bir deformasyon evresi veya çarpışma geçirmeksizin Pasifik tip bir kıta kenarı haline gelmiştir. Bu bölümde, bu tür bir gelişimin izlendiğini belirleyen verilerin görüldüğünü Doğu Pontid kuşağının Mesozoyik'teki evrimi ile Sakarya kıtasının, Mesozoyik ile Tersiyer başındaki evrimleri tanıtılacaktır. Her iki örnekte de, volkanik yayın Atlantik tip bir kıta platformu üzerinde, doğrudan doğruya platformu geçerek başladığının verileri vardır. Ancak Doğu Pontid örneği ile Sakarya kıtası atlantik tip kıta kenarına geçişte birbirinden biraz farklı evreler geçirmişlerdir.

Gerek Sakarya kıtasında gerekse Doğu Pontidler de bu bölgelerin yapısal iskeletini kazanmalarına neden olan olaylar zinciri aynı jeolojik zamanda; liyas'ta başlar. Her iki tektonik birimin temeli de birbirine çok benzer özellikler sunmaktadır; Örneğin her ikisinde de Permiyen sırasında yerleşen (Çoğulu, 1975; Çoğulu ve diğerleri, 1965) bir posttektonik, intruzif granit (Yılmaz, 1972; 1974) görülmektedir. Bu granitler benzeri bir metamorfik şist kuşağı içine sokulmuşlardır. (Yılmaz, 1972; 1977). Ancak bu örneklerden Doğu Pontidlerde yay gelişimi çok şiddetli olup Eosen'e kadar sürmüştür. Bu şiddetli volkanizma bölgeyi yaygın ve kalın bir örtü oluşturarak örttüğünden, yay altındaki istifin niteliği ancak bazı dağılık mostralara ile yay—hendek arası kesimin incelenmesinden (Çoruh vadisi ile Oltu—Bayburt arasındaki kesim) çıkarılabilmektedir. Sakarya kıtasında ise yay volkanizması bu denli şiddetli gelişmediğinden istifin litoloji birimlerinin yanal ve düşey geçişleri ve bölgesel dağılımı çok daha açık bir biçimde görülebilmektedir.

Bu bölümde Sakarya kıtası ayrıntılı bir biçimde anlatılacak, Doğu Pontidlerden farklı olduğu özellikleri belirlenmekle yetinilecektir. Çünkü her iki kuşakta aslında birbirlerine benzeyen bir evrim geçirmiş görünmektedirler.

Doğu Pontidler, Mesozoyikte Neotetisin (Şengör ve Yılmaz, 1980) kuzey kolunun etkisi altında kalmıştır. Sakarya kıtası ise bu kolun daha batıya doğru 2'ye çatallanmasının sonucunda 2 okyanus kolu arasında bir kıtacak olarak kalmıştır. Bu tartışmada bu kollardan güneyde kalanına karşı gelişen atlantik tip bir kıta kenarı üzerinde durulacaktır. Sakarya kıtasının kuzeyi ile İstanbul—Zonguldak tektonik biriminin arasında yer alan diğer okyanus kolu ise son safhalarına ulaşılmakta olan bir araştırmanın konusunu oluşturmaktadır.

Sakarya kıtası üzerinde Liyas'ta bir transgrasyon başlamıştır. Bu deniz ilerlemesi, bölgede bir kırıntılı çökmesi ile temsil edilir (Şekil 9) (Altınlı, 1973 a; 1973 b; Eroskay, 1965; Saner, 1977). Kırıntılı başlayan çökme, hızlı ve tedrici bir biçimde yerini karbonat çökmesine bırakmıştır (Altınlı, 1973 b; Saner, 1977). Üst Jura sonuna kadar Sakarya kıtası sığ denizel bir karbonat platformu niteliğini korumuştur (Saner, 1977; Altınlı, 1973 a; 1973 b; Eroskay, 1965; Fourguin 1975.). Üst Jura—Alt Kretase sonu arasındaki sürede karbonat platformu düzenli bir biçimde çökmeğe devam etmiş, Üst Jura sığ denizel kireçtaşları tedricen daha derinde çökme çört düzeyleriyle ardalanan ince katmanlı, killi kireçtaşlarına geçmiştir (Altınlı 1973 a; Saner 1977).

Alt Kretase'nin sonunda bölgede bir volkanik aktivitenin ilk izleri görünmeğe başlar. Bunlar, Nallıhan kuzeyinde derin denizel karbonatlarla ardalanan lav ve tüf düzeyleridir (Şekil 9) (Yılmaz, 1977; Gözübol, 1978).

Alt Kretase sonuna kadar süren karbonat çökeli mi yerini giderek derin denizel kuştaşı/çamurtaşı şayl ardalanmasından oluşan fliş benzeri çökellere bırakmıştır (Şekil 9) (Saner, 1977, Altınlı, 1973 a).

Bölgede Üst Kretase'de başlayan, Doğu—Batı bir doğrultuda uzanan Volkanizma Türoniyen'de çok şiddetli olarak devam etmiştir. Üst Kretase volkanizması çökellerin içine yerleşmiş olan ya da onlarla ardalanan lav ve tüflerle temsil edilir (Şekil 9). Bu volkanizma başlıca

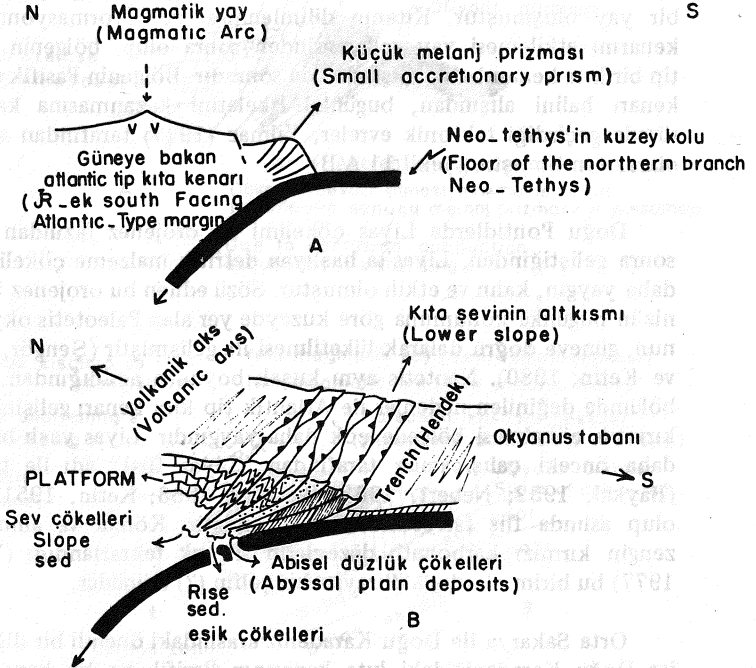
kalkalkalen niteliklidir. Volkanik kuşağın cephesi günümüzdeki Sakarya nehri kuzeyindeki tepelerin kuzey etekleridir. E-W uzanan volkanizma eksenine göre N ve S da kalan alanlarda fliş çökelişi de-

Sakarya kıtasının genelleştirilmiş stratigrafi kesiti

Yaş	Kalınlık	Kaya birimi	Grup Formasyon Uye	Açıklama
<i>Açılı Diskordans</i>				
Lütesyen			CİCİLER FM. ÇATALTEPE FM.	
EOSEN	100-1000m		KIZILÇAY GRP.	Karasal kumtaşı konglomera Kuzey otaktında hızlı yük. selme nedeniyle karasal çökellere geçiş
PALEOSEN	250m.		SELVİPİNAR KÇT.	
<i>Açılı Diskordans</i>				
ÜST. KRET.	2500 m.		GÖLPAZARI GRP	Fliş istifinin sığ denizel çökellere geçişi Ofiyolit ve metaofiyolit bloklarının gücü Bilecik kireçtaşı olistoliti
				Filiştipi çökellere dereceli geçiş
			VEZİRHAN FM	Şiddetli CA Volkanizma
<i>Dereceli geçiş</i>				
ALT. KRET.	500-1000m		SÖĞÜKÇAM KÇT.	Derinleşen platformda karbonat çökelişi
<i>Dereceli geçiş</i>				
ÜST. JURA.	100-800m		BİLEGİK KÇT	Sığ denizel kireçtaşı
LİYAS	50-500m		BAYIRKÖY FM.	Arkozik (taban) kumtaşı
<i>Açılı Diskordans</i>				
ÜST PERMİYEN	100-500m		GRANİT	Seyl / grovak
PERMİYEN ÖNCESİ			KARAKAYA FM.	Spilit ve kireçtaşı olistolitteri

Şekil 9. Sakarya kıtası güney kesiminin genelleştirilmiş stratigrafi kesiti

vam etmiştir. Böylece bölgede Üst Kretase'ye kadar oluşan istifin dizilişi ve saha dağılımı (Yılmaz, 1977; Altınlı, 1973 a) bölgede S'e bakan Atlantik tip bir kıta kenarının geliştiğine işaret eder (Şekil 10A). Bu kıta kenarında gelişen çökel prizması üzerinde Üst Kretase başından itibaren ada yayı volkanizması platformun üzerinde gelişmiştir (Şekil 10B). Kıta kabuğunun S'de yer alan okyanus kabuğunun S'e



Şekil 10. Sakarya kıtasının güneyinde Atlantik tip bir kıta kenarının Üst Kretase başı ile bitimi arasında pasifik tipi bir kenar haline doğrudan doğruya geçtiğini gösteren veriler vardır.

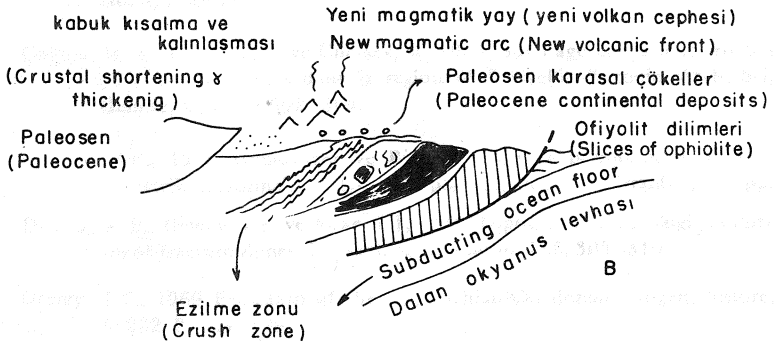
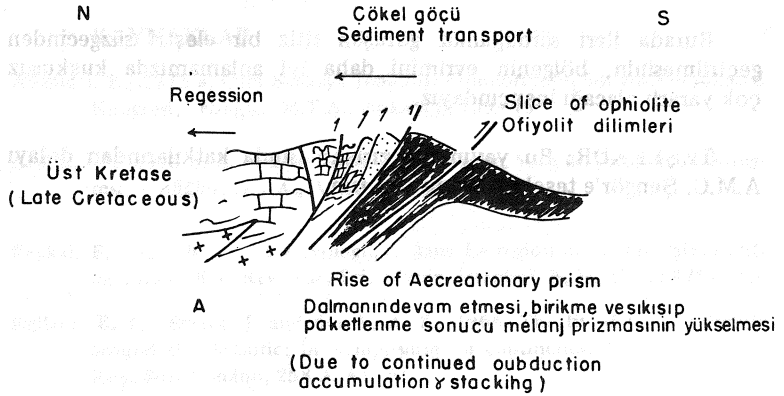
a) Kıta önünde Çökel prizması gelişimi ve atlantik tip bir kıta kenarına geçişten sonra (Şekil 10a) Volkanik yay doğrudan doğruya platform üzerinde gelişmiştir. (Şekil 10B).

b) Kıtanın önünde bir yığılma prizması (accretionary prism) gelişirken kıtanın kendi ucu da dilimlenmiştir. dilimlenen kıtasal parçalar, okyanus dilimleri ve melanj, birbirlerine yapısal olarak kamaşmışlardır.

dilimlenmesi sonucu melanj prizmasının gelişimi, ofiyolit dilimlerinin kıtaya oranla yükselmesi, ayrıntılı biçimde daha önce anlatıldığından (Yılmaz, 1977) burada bu konular üzerinde ayrıca durulmayacaktır. Değınilen veriler bölgede Liyas'tan Üst Kretase sonuna kadar çökelenin kesintisiz ve birinden diğetine tedricen geçen şekilde geliştini açıkça göstermektedir. Bunun sonucu olarak gelişen Atlantik tip kıta kenar çökeli prizmasının üzerinde doğrudan doğruya volkanik bir yay oluşmuştur. Kıtanın dilimlenmesi ve deformasyonun kıta kenarını etkilemesi yay gelişmesinden sonra olup, bölgenin pasifik tip bir kıta kenarı halini alışından da sonradır. Bölgenin Pasifik tip kıta kenarı halini alışından, bugünkü iskeletini kazanmasına kadar ki sürede geçirdiği tektonik evreler, Yılmaz (1977) tarafından ayrıntılı olarak tanıtılmıştır (şekil 11 A.B).

Doğu Pontidlerde Liyas çökeli bir orojenez fazından hemen sonra geliştiğinden, Liyas'ta başlıyan detritik malzeme çökeli çok daha yaygın, kalın ve etkili olmuştur. Sözü edilen bu orojenez Karadeniz'in bugünkü konumuna göre kuzeyde yer alan Paleotetis okyanusunun, güneye doğru dalarak tüketilmesi ile gelişmiştir (şengör, Yılmaz ve Ketin; 1980). Neotetis aynı kuşak boyunca açıldığından, birinci bölümde değınilen nedenler ile Atlantik tip kıta kenarı gelişiminde ki kırıntılı çökeli bölgede çok daha yaygındır. Liyas yaşlı bu birim daha önceki çalışmacılar tarafından "Liyas fliş" adı ile tanıtılan (Baykal, 1952; Nebert, 1963; Wedding 1963; Ketin, 1951) birim olup aslında fliş fasiyesinde çökelmemiştir. Kömür ve ammonite zengin kırmızı karbonatlı düzeylerin sık sık tekrarlandığı (Yılmaz, 1977) bu birim olasılıkla duraysız bir şelfin (?) ürünüdür.

Orta Sakarya ile Doğu Karadeniz arasındaki önemli bir diğer fark ise Doğu Karadeniz'deki kıta kenarının Pasifik tip bir kenar halini almasından sonra, Sakarya kadar şiddetli dilimlenmemiş oluşudur (şekil 11A). Kıta Doğu Pontid'de çok kısalmadığından yay okyanusa doğru Sakarya'daki kadar ilerleyememiştir. Bunun sonucu olarak yay—Hendek arası bölge (arc—trench gap) açıkça görülebilmektedir. Buna karşın, Sakarya'da Paleosen sonuna kadar devam eden kıtasal kısalma ve kalınlaşma nedeni ile volkanik yay, hendek—yay arası üzerinde önemli mesafeler S'e ilerlemiştir (şekil 11B). Bu nedenle Atlantik tip kıta kenarı bu bölgede ancak kıtasal dilimlerin içinde görülip incelenilmektedir.



Şekil 11. Sakarya kıtası güney kenarında Üst kretase–Paleosen döneminde kıta ve okyanus kabuğunun şiddetli dilimlenmesi buna bağlı olarak dalma zonunun güneye göç edişi (Şekil 11a) ve yeni volkanik yayın melanj prizması üzerinde gelişimini gösterir (Şekil 11B) Şematik Kesitler.

Buraya kadar tanıtılan olaylar zinciri, günümüzde yaygınca in-
nılan bir görüşe karşı Türkiye'den derlenen verilerle yeni ve alternatif
bir görüş oluşturmaktadır.

Burada ileri sürdüğümüz görüşün titiz bir eleştiri süzgecinden
geçirilmesinin, bölgenin evrimini daha iyi anlamamızda kuşkusuz
çok yararlı olacağı inancındayız.

TEŞEKKÜR: Bu yayının hazırlanmasında katkılarından dolayı
A.M.C. Şengör'e teşekkürlerimi sunarım.

KAYNAKLAR

- Altınlı, İ. E., 1973 a, Orta Sakarya Jeolojisi; Cumhuriyetin 50. yılı Yerbilimleri Kongresi; Tebliğler; M.T.A., Ankara P: 159-191.
- Altınlı, İ.E., 1973 b, Bilecik Jurasığı: Cumhuriyetin 50. yılı Yerbilimleri Kongresi; Tebliğler; M.T.A., Ankara P: 103-111.
- Baykal, F. 1952, Recherches geologique dans La region de Kelkit-Şiran (NE de l'Anatolie): Rev. Fac. Sci. D'univ. İstanbul. B, V. 17, P: 325-340.
- Bullard, E. C., Everet, J. and Smith, A. E., 1965, The fit of the continents around the Atlantic; In Symposium on continental drift. Phil. Trans. Roy. Soc. London, 258 A, 41-51.
- Burke, K., 1979, The edges of the ocean: an introduction; Oceanus; V: 22, No: 3, P: 2-10.
- Çoğulu, H. E., Delaloye, M ve Chessex, R, 1965, Sur l'âge de quelques roches plutoniques a cides dans la region d' Eskişehir-Turquie; Arch. Sci. Geneve, V: 18, P: 692-699.
- Çoğulu, H.E., 1975, Gümüşhane ve Rize bölgelerinde petrolojik ve Jeokrometrik araştırmalar; İ.T.Ü. Kütüphanesi, No: 1034, İstanbul, 112 pp.
- Delong, S. E., Dewey, J.F. ve Foxe, P.J, 1979, Topografik and geologic evaluti-
on of fracture Zones; Jr. Geol. Soc. London. 136, 303-310.
- Dewey, J.F., 1969 Evolution of the Appalachian/Caledonian orogen; Nature, S: 222, P. 124-129.
- Dewey, J.F., 1976, Ophiolite Obduction. Tektonophysics. V: 31; P: 93-120
- Dickinson, W.R., 1970, Plate tektonic models of geosynclines: Earth and Planet. Sci. Lett. V: 10, P: 165-174.
- Donovan, N., 1979, Earthquake Hazards: Oceanus: V: 22, No: 3, P: 63-71.
- Eroskay, S. O., 1965, Paşalarboğazı-Gölpazarı sahasının jeolojisi, İ.Ü.F.F. Mecm. Seri B, Cilt: 30, No: 3-4.

- Fourquin, C, 1975, L'Anatolie du Nord-Ouest, marge meridionale du continent european, histoire ploeogeographique, tectonique et mağmatique durant Le Secondaire et Tertiaire: Bull. Soc. Géol. France, S er: 7. V: 17; P: 1058-1070.
- Fox, P.J., Lowie, A., Jr. ve Heezen, B.C. 1969, Oceanographer Fracture zone, Deep-sea Res. 16, 59-66.
- G z bol, A.M., 1978, Mudurnu-Dokurcun-Abant alanının jeoloji incelemesi ve Kuzey Anadolu Fayının Yapısal  zellikleri;  . .F.F. Tatbiki Jeoloji K rs s ; Doktora tezi. (yayınlanmamış)
- Johnson, G.L. ve Vogt, P.R., 1973, mid-Atlantic Ridge from 47^o to 51^o north. Bull. geol. Soc. Am. 84, 3443-62
- Karson, J.A., ve Dewey, J.F., 1978, The Coastal complex, Western Newfoundland, an early Ordovician fracture zone. Bull. Geol. Soc. Am. 89, 1037-49
- Ketin,  ., 1951,  ber die Geologie der Gegend von Bayburt in Nordost-Anatolien: Rev. Fac. Sci. d'Univ. İstanbul, B. V: 16, P: 113-127
- Kidd, W. S. F., Dewey J.F. and Nelson, K.A., 1977, medial Ordovician ridge Subduction in Central Newfoundland. Geol. Soc. Amer. Abst. Progs., S: 9, P: 283-284
- Mc. Kenzie, 1977, Can plate tectonics describe continental deformation? In: BiJu-DUVAL, B. ve MONTADERT, L. (eds), Structural History of the mediterranean Basins, 189-196. Edition Technic Paris.
- Menard, H. W., and Dietz. R.S. 1952, Mendocino Submarine escarpment: Jour. Geol. 60, 266-78
- Menard. H. W., and Atwater, T., 1969, Origin of fracture zone topography: Nature, V: 222, P: 1037-1040
- Nebert. K., 1963, Ein Anthrazitvorkommen im Liasflysch bei şiran (vilayet G m şhane): Bull. Minn. Ress. Expl. Inst. Turkey, No: 60, P: 7-13
- Pitman, W.C. III., 1978 Relationship between eustacy and stratigraphic sequences of passive margins, Geol. Soc. Amer. Bull., V: 89, P: 1389-1403

- Saner, S., 1977 Geyve Osmaneli-Gölpazarı-Taraklı alanının Jeolojisi, eski çökeltme ortamları ve çökeltmenin evrimi: Doktora tezi, İstanbul Univ. 312 pp. (yayınlanmamış)
- Sleep, N. H., ve Bicht, S., 1970 Topography and tectonics at the intersections of fracture zones with central rifts. Jour. Geophys. Res. 75, 2748-52
- Suess., 1888, Das Antlitz der Erde, V: 2 pp: 788, Tempsky, Viyana.
- Sykes., 1978, Intraplate seismicity, reaktivasyon of pre-existing zones of weakness, alkaline magmatism and other tectonism post-dating continental fragmentation, Rev. Geophys. Space Phys., V: 16. P: 621-678. 1978
- Turcotte, D. L. and Burke, K., 1978, Global Sea-Level changes and the thermal structure of the Earth. Earth planet. Sci. Lett., v: 41, p: 341-346
- Uyeda, S., 1979, Subduction zones; Facts, Ideas, and speculations; Oceanus, v: 22, No: 3, p: 52. 63
- Vail, P. R., and Hardenbol, J., 1979, Sea Level changes during the tetriary: Oceanus; v: 22, No: 2 p: 63-71
- Vogt, P.R., Johnson, G. L., Holcombe, J. L., Gilg, J. G. S Avery, O. E., 1971, Episodes of seafloor spreading recorded by the North Atlantic basement. Tectonophysics, 12, 211-34
- Wedding, H., 1963. Beitrage zur Geologie der Kelkit-Linie und zur Stratigraphie des Jura im Gebiet Kelkit-Bayburt (Gümüşhane): Bull. min. Res. Expl. Inst. Turkey, no: 61, p: 31-37
- Yılmaz, Y., 1972, Petrology and structure of the Gümüşhane granite and Surrounding rocks, northeastern Anatolia; Ph. D. Thesis. Univ. London, 260 pp.
- Yılmaz, Y., 1974, Geology of the Gümüşhane granite (Petrography): Rev. Fac. Sci. d'univ. İstanbul, B. v: 39, p: 157-172
- Yılmaz, Y., 1977, Bilecik-Söğüt Dolayındaki "Eski Temel Karmaşığının Petrojenetik Evrimi", İ.Ü.F.F. Tatbiki Jeoloji kürsüsü, Doçentlik Tezi.

