

LEVHA TEKTONİĞİ VE ADA YAYLARI*

Çeviren : Ali DİNÇEL

MTA Genel Müdürlüğü, Araştırma Planlama ve Koordinasyon Dairesi, ANKARA

ÖZ : 1960 ların sonunda hızla gelişen levha tektoniği kavramı ada yaylarının anlaşılmasını olanaklı kılmıştır. Bu tarihten önce, konuyla ilgili kavramlar yavaş yerleşmiş, özellikle Amerika Birleşik Devletleri'nde karşıt görüşlü yerbilim anlayışı tarafından engellenmiştir.

Ada yaylarının volkanik kuşakları, yitilen levhaların yaklaşık 100 km üstünde oluşurlar. Yakınsayan levha sınırları zama-na bağlı olarak karmaşık bir şekilde gelişirler ve büyük ölçüde uzunlukları boyunca değişirler. Depremsellik, daldıklarından daha dik bir şekilde batan ve ilerleyen üst levhalar tarafından ezilen dilimlerin yörüngelerini değil ama durumlarını belirler. Yitim, içi duraylı bir levhanın belli bir zamanda yalnızca bir kenarının altında meydana gelir. Yüzeysel bir eklenir kamanın arkasındaki ezilen levhadaki egemen rejim, çarpışmanın olduğu yer hariç yayılımlıdır. Yay ardı havzası litosferi, uzayan ve kendi kavislerini arttıran, göçen ada yaylarının arkasında veya onlar tarafından oluşturulur. Bir çarpışma iki aktif yay karşılaştırır. Bu durumda araya gelen litosfer, ya her ikisinin, ya da bir aktif kenarın yahut bir pasif kenarın altında batar. Genel olarak her tip çarpışmayı, kümenin dışındaki yeni bir hendek (trench) den gelen hafif kabuğun bileşik kütesinin altındaki yeni yitimin kırılması izler. Buna karşılık, yeni bir yitim sistemi yaygın olarak çarpışma ürünüdür. Yay ardı havzası kabuğunun bir şeridi bir çok durumlarda, yeni hendeğin önünde kümeye bağlanmak üzere ayrılır ve ön kenarı kendi altında doldurulan melanj olarak yükseltilen, bir yay öntü havzası için temele dönüşür.

Hendeklerdeki çökme hakim bir şekilde uzunlamasına ve uzak kaynaklardan olabilir. Eklenir kamalar dinamikdir, bu kamalar tektonik eklenmelerle her iki uçta ve dipte oluşan kalınlaşmalarla ve ileriye doğru gravite akmalarıyla oluşan incelmelerle meydana gelirler; melanj ise büyük ölçüde, tektonik üst üste gelmeler ve akıntı sürüklenmeleri şeklindeki zıt işlemlerin ürünüdür, denizaltı kaymalarıyla ilgili değildir. Yüksek basınç metamorfik kayaları, üst üste levhaların önündeki kamalar içinde değil, bu levhaların altında oluşurlar.

Yay mağmaları, litosferin gelişen bileşimi ile uyumlu olarak değişen ve litosfer içinde yükselen malzemeleri çokça birleştirir. Yay kabuğu, intrüzif kayalar ve termal genişlemelerle jeantiklinal şeklinde kabarıp. Denizaltı ada yayı volkanik kayaları deniz suyu ile olan hidrotermal reaksiyon sonucunda sodyum zenginleşmesi ve kalsiyum tükenmesi nedeniyle geniş ölçüde spilitleşirler. Olgunlaşmış ada yaylarının alt kabuğu, mafik, ortaç ve felsik-orta bileşimindeki granülit fasiyesi kayalarından ibarettir. Mohorovicic süreksizliği, başlıca ultramafik bileşiminde çok miktardaki kayaların kristalleşmelerinin yüzeysel limitini temsil eden bir yapıcı sınırdır.

GİRİŞ

Yay sistemleri, kıtasal, geçiş veya okyanusal nitelikte olabilen üst üste gelen levhaların altında, batan okyanusal levhalarda gelişirler. Pekçok tekçe yay, değişik kabuk tipleri ile karşılaşmalar bile devamlıdır. Kıtasal ve okyanusal yaylar ise bir devamlılık içindedir ve beraberce gözden geçirilmelidir. Yaylar sabit durumdaki sistemler değildirler. Hızlı ve karmaşık şekilde gelişir ve değişirler. Tek bir devamlı yayın farklı kısımları bile büyük oranda farklı tarihçe ve özelliklere sahip olabilirler. Yaylar genel olarak diğer yaylar ve hafif kabuksal kütleler arasındaki çarpışmalarda, sonucu tersine çeviren yitimler tarafından açılırlar ve çarpışma tarihçeleri gidişleri boyunca oldukça değişir. Yayların okyanusal kesimleri zaman içinde göç ederler ve uzarlar. Devamlı bir yayın bir kesimi, on milyonlarca yıl sonra başka bir kesimden açılabilir.

Böyle özellikler pekçok modern yay sistemleriyle açıklanabilmektedir. Daha sonraki tartışmada başlıca örnekler olarak Endonezya-Güney Filipin-Batı Malezya bölgesi yayları kullanılacaktır. Bu tercih hem en iyi bildiğimiz yer olması, hem de modern değişiklikler ve karmaşıklıklar açısından en büyük özellikler taşınması nedeniye yapılmıştır.

Bu makalenin birinci bölümünde, 1970'de ada yayları fikrinin doğmasını mümkün kılan hareketlilik kavramının gelişmesi yeniden gözden geçirilecektir. Deneyimden elde edilenler, hem okyanusal özellikler hem de kıtalara eklenen topluluklar olarak ada yaylarının karakterlerinin ve davranışlarının bir özetidir.

KAVRAMLARIN GELİŞMESİ

Bugün kabul edilmiş olan basit ada yayları fikrinin gelişmesi, 1960'lardan önce yerbilimleri toplumlarının çoğunda, özellikle Amerika Birleşik Devletleri'nde büyük ölçekli yanal hareketlilik konusunda oldukça yavaş ve kararsız şekilde oluyordu. Burada vurgulanan yavaş gelişme, Amerika Jeoloji Kurumu'nun (GSA) yayımlarında yer alan ve kıtaların kayması lehinde düşünen bir jeolog olarak kendi görüşlerimi ve deneylerimi de kapsamaktadır. Menard (1968) mükemmel bir katılımcı görüş olarak 1960'lardaki deniz jeofiziği verilerinden hareketle deniz tabanı yayılması ve dolayısıyla levha tektoniği hakkındaki kavramların gelişimini sunmuştur. Glen (1982), bu evrimdeki anahtar bileşeni sağlayan paleomanyetik zaman skalasının gelişimini açıklamıştır.

* Geological Society of America Bulletin adlı derginin 1988 yılında yayımlanan 100. sayısında, W.B. Hamilton tarafından yazılan ve 1503-1527 sayfalar arasında basılan "Plate tectonics and island arcs" adlı makaleden tercüme edilmiştir.

Hareketçiler ve Sabitçiler

Kıtaların sürüklenmesi teorisi ile ilgili ilk önemli öneri Frank Taylor'un (1910) GSA bülteninde yayınlanan makalesidir. Taylor Atlantik Ortası Sırtı'ndan ve Arktik Okyanusu'ndan uzağa kayarak sürüklenen Atlantik ve kuzey kıtalarının önünde kıvrımlanmakta olan "Tethyan" ve "Pasifiği Dolayan" orojenik kuşakları önermiştir. Hendekler bunların üzerine ters fayla gelen yayların ağırlığı ile sıkıştırılırlar. Güney Alaska'daki tektonik gidişlerinin 90° lik sapması (Carey'in daha sonraki terminolojisine göre) bir "oroklin"di. Nares Daralması bir doğrudu atımlı faydır. Kanada yayı bölgesinin geometrisi ise, Groenland, Baffin, Arktik Adaları ve Kanada anakarasının ayrı levhalar olarak hareket etmesini gerektirir. Taylor C(1860-1938), Büyük Göller bölgesinin Pleyistosen jeolojisi hakkında pekçok makale yayınlamıştır ve yayılan buz kütleleriyle benzerlik kurarak, kıta sürüklenmesi kavramına yönelen görüşlerin güçlenmesini sağlamıştır.

Levha tektoniği yolundaki bazı ana çalışmalar 1960 öncesinde, Amerika Birleşik Devletleri dışında görülmektedir. Meteorolog Alfred Wegener (1915 ve sonraki revizyon çalışmalarında), Gondwana kıtalarının paleoklimatik ve paleontolojik özelliklerinin gerektirdiği, yanyana gelme durumlarını tanımlamış ve okyanusların yoğunluğu fazla olan malzeme tarafından örtüldüğü sonucuna varmıştır. Emile Argand (1924) kıtaların içindeki orojenik kuşakların kıta çarpışmalarının ürünü olduğunu görmüştür. Deniz tabanı yayılmasını ve yitimini sınırlı olarak kavramış olan Argand, ada yaylarını göç eden kıvrımlanmış kütleler olarak düşünmüştür. Aynı zamanda Argand, Kuzey Atlantik Okyanusu'nun çarpışma ile Appalach'ları ve Caledonid'leri oluşturarak Paleozoyik esnasında kapandığını, sonraları tekrar açıldığını varsamış ve erken okyanus için "Proto-Atlantik Okyanusu" terimini kullanmıştır (Wilson, 1966, hatalı olarak bu kavrama kırk yıl sonra başvurmuştur.) Arthur Holmes (1931 ve diğer makaleleri) sürüklenme için diğer jeolojik kanıtları da eklemiştir. Bu modelin açıkça belirlenmesinden 30 yıl önce sürüklenmenin nedeni olarak, yayılan okyanus havzalarının altındaki yükselen ve iraksayan mantonun konveksiyon akımlarını ve göç eden hendeklerdeki iraksama ve batmayı göstermiştir. A.L. Du Toit (1937) Gondwana kıtaları arasındaki jeolojik bağlantıların çözümünü sistematize etmiş ve büyük ölçüde açıklamıştır. S.W. Carey (1959) hernekadar genişleyen bir dünya kavramı içinde bocalamışsa da pekçok görüşü doğru olarak kanıtlayan hareketli kıtalar tektoniğinin global bir analizini yayınlamıştır.

Clegg, Almond ve Stubbs (Clegg ve diğerleri 1954) Triyas tabakalarında ölçtükleri manyetikleşme yönlerini, Britanya'nın Triyas sonrası dönmesi ve enlemsel değişiminin kanıtları olarak önermişlerdir. Hemen sonra diğer İngilizler (Creer ve diğerleri 1957, Runcorn, 1959 gibi) ve başka gruplar sürüklenmenin güçlü kanıtları olarak vurguladıkları kıtasal paleomanyetik verileri sunmuşlardır. Cox ve Doell (1960), GSA bülteni için global paleomanyetik verileri yeniden gözden geçirmişler, sabitçilik yönünde açıklamalar getirme amacıyla olmalarına rağmen, elde ettikleri pekçok kanıtlarla, birkaç yıl içinde, sürüklenmenin sorumlusu durumuna gelmişlerdir. Paleomanyetik verileri sürüklenme lehine kullanan çağdaş ve kapsamlı bir sentez (Deutsch, 1963; yazılışı 1960), Arthur Mynyan tarafından düzenlenen ve sürüklenme lehinde düşünenlerin

de çağrıldığı ender sempozyumlardan birinde yayınlanmıştır. O sıralar bu yönde yazan ve bildiri verenlerin az sayıda olmalarına rağmen, paleomanyetik enlemler, paleoklimatik ve paleocoğrafik verilerden elde edilenlerle bağdaştırılmıştır ve tamamlayıcı veriler sadece kıtasal sürüklenmeye değil, çarpışan daha az sayıdaki kıtaların arasındaki orojenik kuşaklarla, kıtaların kümelenmesine de yaygınlaştırılmıştır (Böyle bir ilişkinin sınırlı ve modern bir şekilde yeniden gözden geçirilmesi Vander Voo tarafından yapılmıştır, 1988). Opdyke ve Runcorn (1960) Amerika Birleşik Devletleri'nin batısında, Geç Paleozoyik'teki Paleo-rüzgar yönlerinin, Paleomanyetik enlemlerden tahmin edilen alize rüzgarlarının yönlenmelerine uyduğunu tartışmışlardır.

1969'dan önce, sabitçilik dönemlerinde, Kuzey Amerika'nın çeşitli bölümlerinin jeolojisini açıklayan makalelerle dolu GSA yayınlarına hareketçilik (mobilizm) maalesef yavaş yavaş gelmiştir. Gutenberg (1936) Pasifik Havzası'nın üstüne binen Atlantik Okyanusu'nun gravitasyonel düzleşme ve yanyana olan kıtaların yayılması ile açıldığını ileri sürmüştü ve Atlantik Okyanusu'nun ince bir kıtasal kabuğa sahip olduğunu göstermek için telesmik verileri yanlış yorumlamıştır. Halbuki Wegener bunun böyle olmadığı sonucuna varmıştır. Gutenberg (1954) bizim şimdi derin mantodan gelen litosfer levhalarının yeniden birleştikleri kuşak olarak tanımladığımız düşük hızlı bir astenosfer için kanıtlarını özetlemiştir. Benioff (1949, 1954) hendeklerden yaya doğru dalan eğiş sismik zonları (daha önce Japonya'da K. Wadadi ve Güney Amerika'da H.H. Tuner tarafından tanımlanmıştır) ve zonlardaki sığ kosmik kaymanın ters fay özelliğini açıklamıştır.

GSA makalelerinde orojenez hakkında nadiren yapılan geniş sentezler genellikle çöken jeosenklinaller, büzülmeler, termal yükselmeler ve sübsidans ve gravite kaymaları konularının çeşitli şekilleri halindeydi. Jeolog Billings (1960) ve jeofizikçi Birch (1965) megatektonik hakkında yaptıkları GSA başkanlık söylevlerinde, her ikisi de, hareketçiliği reddetmek yönünde aşırı derecede etkili olmuşlar ve petrolog Knopf (1948) tarafından verilen daha önceki söylevi gözardı etmişlerdir. Gilluly'de (1949) söylevinde sürüklenmeye yer vermiştir. Kendisi 1950'lerde geçici olarak bunun savunucusu olmuş, 1960'larda ise açık savunulardan biri durumuna gelmiştir.

Benim dünyadaki hareketliliğe ait görüşü kabullenmem, mezun olduğum okulda, Du Toit'nın (1937) "Dolaşan Kıtalarımız" başlıklı makalesiyle ilgili verdiğim 1949 tarihli konferansa olmuştur. Du Toit, Holmes ve diğerlerinin kıtaların sürüklenmesi gerçeğini kanıtlarıyla ortaya koymalarına rağmen Amerikan jeologlarının ve jeofizikçilerinin çoğu konuya ilgi göstermemişlerdir. Du Toit'nın oluşturduğu jeoloji konusundaki görüşlerinin gerçekten temsil edildiğini anladığım Antarktika'daki 1958 arazi mevsimindeki çalışmalarından sonra ben de (Hamilton, 1963c, 1964d; yazılışları 1960 ve 1961; gibi) sürüklenme lehindeki konularda yazmaya ve bildiri vermeye başladım. Bu yıllarda nadiren yapılan hareketçilik sempozyumlarının dışında, yayınlanmış sürüklenme lehinde materyel bulmak genel olarak güçtü. Halbuki sürüklenme karşıtı makale yayınlamak kolaydı ve övgüyle karşılanıyordu. Okyanus kabuğunun manyetik lineasyonlarının, normal ve ters jeoman-yetik alanların ardışıklı dönemleri sırasında deniz tabanı yayılmasına bağlı olduğunu doğru olarak yorumlayan bir 1962 tarihli L.W. Morley

tasarımı, hem Nature'da hem de Journal of Geophysical Research'de (JGR; Glen 1982) reddedilmişti. Diğer taraftan, kıtaların sürüklenmesini imkansız kılan Yer'in katılığı ve ısı kaybını gözönüne alarak geçersiz varsayımlara dayanan G.J.F. Mac Donald, genç bir bilim adamı olarak defalarca yayımlanan hesaplamalarıyla (örneğin Mac Donald 1964) geniş bir çevrede alkışlanıyordu (kötü varsayımları birleştirerek çok sayıda jeofiziksel model kurma girişimleri hala devam ediyor, fakat bugünlerdeki varsayımlar daha çok hareketçilik doğrultusundadır). F.G. Stehli'nin su sıcaklıklarını gösteren Permiyen fosillerinin dağılımını yanlış anladığı, pekçok sürüklenme karşıtı makalesi (Stehli 1957, 70 ve pekçok diğeri) belli başlı dergilerde yayımlanmıştır. JRG, Axelrod'un paleofloraların akla uygun açıklamalarını içeren bir sürüklenme karşıtı makalesini yayımlamıştır (1963; o tarihten beri de sürüklenme için önemli biyocoğrafik kanıtları yayınlamaktadır). Ben 'ayrıntılı bir sürüklenme lehinde makale yazarak bunu çürütmek istedim, fakat editör, belgeye dayanmayan yalnızca kısa bir notu kabul edebildi (Hamilton, 1964). Kıtaların sürüklenmesi ve kümelenmesi konusunda Geç Paleozoyik ve daha genç dönemlere ait paleontolojik, paleoklimatik ve paleomanyetik kanıtların global ölçekte sunulduğu uzun bir incelememi, 1960'ların başlarında U.S. Geological Survey'in monografik yayını için yazmıştım. Bu tez içeriğine göre esas itibarıyla doğrudur. Fakat yazı karşıt görüşlü inceleme kurulu üyelerinin birinden diğerine devredilmesiyle 2 yıl boyunca geciktirildi ve ben vazgeçmek zorunda kaldım. Bu monografinin bazı bölümleri kısa makaleler halinde yayımlanmıştır (örneğin Hamilton, 1964 ve 1968; sonuncusunun yazılma tarihi 1965'tir.)

San Andreas Fayı üzerindeki pek geniş doğrultu atımlı ötelenme, Nill ve Dibblee (1953) tarafından bir GSA makalesinde belirtilmişti. Benim ilk GSA makalem (Hamilton, 1961) bunun üzerine inşa edilerek San Andreas Fayı ile California Körfezi'nin oblik açılması arasında bağlantı kuruyordu (Yazımın müsveddesi Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists tarafından gülünç bir spekülasyon diye nitelendirilerek reddedilmişti ve gerçekten de önerdiğim mekanizma gülünçtü). Gondwana kıtalarındaki Üst Paleozoyik tillitlerinin dağılımı, Amerikan jeologlarının bu çökellerin buzullara ait olmadıkları şeklindeki eğilimlerine karşın, buldukları kıtalardaki jeologlar tarafından uzun zamandan beri kıtasal sürüklenmenin kuvvetli kanıtları olarak belirlenmişlerdir. Hamilton ve Krinsley (1967) bunların buzul kökenine sahip olduklarını, arazi kanıtlarına ek olarak petrografik ve elektron - mikrografik kanıtlara dayanarak tekrarlamışlar ve sürüklenme için tartışmışlardır. J.C.Crowell ve arkadaşları, Frakes ve Crowell (1967) ile başlayarak Gondwana'nın buzul çökeltisi tabakalarına sedimentolojik yöntemler uygulamışlar (Frakes ve Crowell, 1969 bir GSA makalesi; 1968'de başka yerde yayımlanan makaleleri) ve buzul malzemelerinin dağılımının kıtasal sürüklenme ile açıklanması gerektiğini tartışmışlardır.

Yayımcılar ve Yitimciler

Kıtaların sürüklenmesi için ilk kanıtlar kıtalardan sağlanmıştır ve okyanus tabanının buna nasıl uyduğu ise pek açık değildir. Bazı kıtasal sürüklenme savunucuları, Wegener'den başlayarak, kıta kümelerinin yoğun okyanusal malzemeye karşı yüzdüğünü varsaymışlardır. Oysaki diğerleri, Taylor'dan başlayarak, deniz tabanı yayılmasını düşünmüşlerdir.

Yayıma için doğrudan kanıt 1950'lerde toplanmış olan oseanografik verilerle sağlanmıştır (Glen, 1982). Bruce Heezen ve Marie Tharp (Heezen ve diğerleri, 1959 olarak) Heezen'in Yer'in genişlemesi nedeniyle yayılan sırtların dünyayı çevreleme özelliklerini tartıştıkları diğer makalelerinden yararlanarak GSA adına okyanusların batimetrik haritalarını sundular. Halbuki Maurice Ewing (Ewing ve diğerleri, 1964) bir süre sırtların yayılmadığını savunmuştu. Raff ve Mason (1961) ise, Vacquer, Raff ve Warren'in (Vacquer ve diğerleri 1961) doğrultu atım olarak yeni yayılım olmadığı anlamında tanımladıkları kuzeybatı ABD'nin batısındaki deniz tabanının manyetik lineasyonlarının bir haritasını sundular.

Holmes (1931) deniz tabanı yayılması, yitim ve göç eden levha sınırları gibi günümüzde kullanılan terimleri tasavvur etmiş, ancak bunlar yerbilimleri toplumunun büyük çoğunluğu tarafından dikkate alınmamıştır. Griggs'in (1939) önerdiği deniz tabanının hendeklerden kıtalara ters faylandığı görüşü de genel bir ilgisizlikle karşılanmıştır. ABD Donanması, sırtların yersel bükülmelerle oluştuğu görüşünde olan Hess (1948) tarafından sunulan, batı-orta Pasifiğin sırtlarının, ada yaylarının ve kenar havzalarının batimetresini yaptı. Dietz (1954) aynı bölge hakkında Japon Danonma haritasını yayınlayarak Japonya ve Okhotsk Denizlerinin ada yayları olarak açıldığını ve kıta parçalarının Asya'dan uzağa göç ettiklerini ileri sürdü. Coats (1962) yitilmeyi belkide açıkça ilk defa tasavvur etti ve çökel kayaların ergimesiyle oluşan mağmatik yayların, Benioff sismik zonu boyunca yayların altına ters faylandığını kabul etti.

Yayımla üretilen deniz tabanının, yitilmeyle yayların ve kıtaların altında kaybolabileceği şeklindeki son tanımlama ilk defa Hess tarafından yapılmıştır (1962, Glen, 1982). Fakat Dietz (1961) bunu daha uygun hale sokmuştur. Onların ilk görüşleri aslında iki boyutlu ve Holmes'inkilere göre daha ilkelidi. Halbuki Wilson (1961), yayılan sırtların kendiliklerinden göç ettiklerini, boylarını ve şekillerini değiştirdiklerini düşündü. Wilson, 1950'lerde sabitçiliği aşırı bir biçimde savunduğu halde, 1960'ların başlarında hareketçi kavramın önemli bir savunucusu oldu.

Levha Tektonikçileri

1963'ten 1968'e kadarki kısa dönemde jeofizik verilerden yararlanılarak yer litosferinin levhalara parçalandığı, tüm diğerlerine göre hareket halinde olanların sırtlarda çekilip ayrıldığı, hendeklerde ise bir diğerinin altına daldığı, transform faylarda birinden diğerine kayarak geçtiği şeklinde görüşler ortaya atılmıştır. Bu oyun dergilerde, özellikle JGR, Nature ve Science'de sahneye konmuştur. Bu dergilerin hepsi önceleri sabitçi görüşün kaleleriydi. Bu gelişmenin tarihçesi Glen (1982), Menard (1986) ve diğerlerinde ayrıntılı olarak tartışılmıştır.

Vine ve Matthews (1963), Morley'in aksine, okyanus sırtlarına paralel manyetik anomalilerin, normal ve zıt manyetik kutuplaşmaların ardışıklı dönemlerdeki yayılmaları esnasında taşıyıcı kuşak kristalleşmesini kaydettikleri şeklindeki önerilerini yayımlayabilmüşlerdir. Bu önerilerine üç yıl boyunca tarafsız ve karşıt görüşlerin bir karışımı yanıt olarak ileri sürülmüştür. Fakat sonunda değişik gruplarca doğruluğu kabul edilmiştir Bunların arasında, sırtların manyetik simetrisini gösteren ve bir genelleştirilmiş jeomanyetik zaman

ölçeğine sahip derin deniz sondajıyla okyanus kabuğunun yaş belirlenmesini tamamlayan, iyi organize edilmiş Lamont Grubu da (Örneğin Heirtzler ve diğerleri, 1968) vardı. Coode (1965) ve Wilson (1965) da aynı sıralarda, sırtların işaret ötelemeleri olarak bilinen kırık zonlarının, sırtların daha sonraki durumlarını belirtmediklerini, fakat daha çok yayılmanın ilerlemesiyle meydana gelen "transform fayları" (Wilson'un terimidir) olduğunu ileri sürmüşlerdir. Sykes (1967) bu kavramla uyum içinde olan kırık zonu depremlerinin kaymasını işaret etmiştir. Diğer jeofizikçiler hareketçi kavramı geliştirmek için daha doğrulayıcı verileri eklemişlerdir.

Euler-levha geometrisi, bir küre etrafında hareket eden şeffaf bir yarıkürede yeniden yapılanmalar oluşturan ve küresel geometriyi birleştirerek yeniden yapılanmaları çizen Carey (1958) tarafından dolaylı olarak kullanılmıştır. Bullard ve diğerleri (1965) Atlantik kıtalarının birbirlerine uymaları için bir bilgisayar kullanmış ve gereken Euler kutbunu açıkça belirtmiştir. Yayılan sırtlar ve transform faylarının küresel geometrisinin gerektirdiği global Euler-levhası davranışına son şeklini ilk olarak veren Morgan (1968) olmuştur. Sadece birkaç ay sonra da Mc Kenzie ve Parker (1967; makaleleri Morgan'inkinden sonra yazılmıştır) ve onların arasından Le Pichon (1968) ın makaleleri gelmiştir. Bunlar birkaç yıl önce sabitçi makaleler yayınlamışlardı. Mc Kenzie ve Morgan (1961) levhalar arasındaki üçlü kavşağın gelişmesinin geometrik davranışını çözümlenmişlerdir. Levha tektoniği (bu tarihte "yeni global tektonik") açıkça görülen bir gerçektir. Dikkatli davranan pekçok jeofizikçi kolayca ikna olmuşlardır. Halbuki pekçok jeolog onların gerisinde kalmıştı (Benim, az miktarda haberdar olduğum deniz jeofiziğini de birleştirerek, önceki karışık düşüncelerimden dönüştüm, bu konuya karışan jeofizikçilerin bir veya iki yıl ardından 1968'de olmuştur.) Geriye kavramların global jeolojiye uygulanması kalmıştı.

Kıtasal ve Ada Yayılı Jeologları

Jeologlar en sonunda, içinde ada yayları ve kıtaların özellikleriyle ilgili deneysel bir iskelet kurmuşlardı. Davis (1969) kısmen daha önce algıladığı (Davies, 1968) Mesozoyik yaşlı yitim olayının örneği olarak Klamath Dağlarını tartıştı. Von Huene ve Shor (1969) hernekadar Aleutian Hendeğini yitim olarak değil de aşağı doğru eğilme olarak yeniden ele almışlarsa da, ada yaylarının levha tektoniği terimlerinden biri olarak yorumlanması GSA Bülteninde ilk defa 1969'da görülmüştür (Isacks ve diğerleri, 1969; Molnar ve Sykes, 1969; Rololfo, 1969). Aynı yıl Jura yaşlı bir teknotik büyüme ve Kretase And tipi tektonik ürün olarak California'nın analizini yaptığım benim makalem yayınlandı. Bu makale, geniş bir orojenik bölgede ada yaylarının ve uzaklardan gelen diğer taşıyıcı kuşak parçalarının toplu olarak ilk defa açıklandığı yayındır (Hamilton, 1969a). (Bu makalenin müsveddeleri, fikirlerimi U.S. Geological Survey inceleyicilerine ve genel görüşlere göre çok aşırı bulan bir danışman tarafından altı ay bekletilmiştir. 1970 GSA toplantısında sunulmak üzere verilmiş buna ait bir özet de reddedilen birkaç istekli makale arasında yer almıştı). Dickinson (1969, 1970 c) ve Hamilton (1969 a, 1969 b) Sierra Nevada gibi batolitlerin kıtasal ada yaylarının kökleri olduklarını, "jeosenklinallerin" anateksillerinin ürünleri olmadıklarını tartışmışlardır. Bu, Hamilton ve

Myers'in (1967), batolitlerin genelde silisli volkanik karmaşıkların üzerine geldiği ve migmatitlerin altında yer aldığı şeklindeki ve o tarihte geniş olarak reddedilmiş olan görüşümüzün daha genişletilmiş haliydi. Mavi şistler gibi yüksek basınç-düşük sıcaklık metamorfik kayaları kuşaklarının hendeklerle olan olası ilişkisi Miyashiro (1961) tarafından Ernst (1965) gibi "aşağı bükülme" ile oluşan gerilme ile açıklanmıştır. Halbuki Blake ve diğerleri (1969) ve Coleman (1967) tektonik "aşırı basınçlar"ı düşünmüşlerdir. Mavi şistlerin yitilmenin koşullarında oluştuğu Ernst (1970) ve Hamilton (1969 a) tarafından açıklanmıştır. Hsü (1968 ve diğer makaleleri), Hamilton'un (1969 a) California kıyıları kama lanma gelişmesi koşullarına bağladığı tarihte, gravite kaymalarına eğilim gösteriyor ve Franciscan melanjları kavramını ortaya atıyordu.

1969'da yedi GSA toplantısının tümünde, hareketçilik konusunda yalnızca bir düzine kadar bildiri sunulmuştur. Bunların yarısı ise sabitçi görüşü savunuyordu. 1969 sonunda William R. Dickinson tarafından California'da Asilomar'da oldukça önemli olan GSA Penrose Konferansı toplanmıştır. Konu "orojenik kuşaklardaki mağmatizma, sedimantasyon ve metamorfizma için yeni global tektoniğin anlamı" idi (Dickinson, 1970 a, 1970 b). Katılan 90 kişi arasında, yalnızca yeni alanda etkin olan birkaç jeolog değil, 1970'ler esnasında levha tektoniği jeolojisine önemli katkılar koyacak pek çok jeolog da bulunuyordu. Dickinson'un konferansı, "yakınsayan levha" tektoniğinin kıtaların evrimini büyük ölçüde kontrol ettiği düşüncesini aniden yaygınlaştırılmıştır.

1970 yılı GSA yayınlarında hareketçi görüş doğrultusundaki makalelerin artış gösterdiği bir yıl olmuştur. Bracey ve Vogt (1970), Grow ve Atwater (1970), ve Luyendyk (1970) ada yaylarının tektoniği hakkında önemli makaleler sunmuşlardır. Atwater (1970) batı Kuzey Amerika'nın Senozoyik Jeolojisi'ni, gelişen üçlü kavşak yapısına oturtmuştur. Bird ve Dewey (1970) Appalaşlar'ı ben de (Hamilton, 1970) Uralidleri, yan yana gelen kıtaların altında ve kıtalara doğru gelişmiş ada yaylarının altında yitilen okyanuslardaki kıtasal çarpışmaların ürünü olarak açıkladık. Coney (1970) sentezcilerin neler öğrendiğini özetledi. Bu arada diğer levha tektoniği makaleleri, sürüklenme lehindeki makaleler ve ayrıca hendekler veya kıta tektoniği ile yitilmenin bir şey yapamayacağını savunan karşıt görüşlü makaleler de vardı. 1970 yılında diğer dergilerde levha tektoniği ve kıtasal jeoloji konusunda, orojenik sistemlere geniş açıdan bakan Dewey ve Bird'ün (1970) ve Dickinson'un volkanizmayı, plutonizmayı ve sedimantasyonu levha kavramı (1970 c) çerçevesinde bütünleştiren önemli makaleleri de vardı.

1970'den beri GSA yayınlarında levha tektoniği, yitilme ve ada yaylarıyla ilgili çok sayıda makale yayınlandı. Ben burada 1970'lerin başlarından itibaren kıtaların ve yayların jeolojisinin anlaşılmasını ileri götüren birkaçına değineceğim. Ada yayı göçmesi ve yay ardı yayılımı Karig (1971, 1972) ve Selater ve diğerleri (1972) tarafından belgelenmiştir. Grow (1973) Aleutian Adaları'ndaki eklenir kama ve yay ardı havzasına dair o tarihe kadarki en iyi jeofiziksel çözümlemeyi getirmiştir. Silver (1971 a, 1971 b) California'nın tektoniğini anlamak için kriter olan Mendocino üçlü kavşağının çözümlenmesine deniz jeofiziğini uyguladı. Barbat (1971) ve Page (1972), California'da Kretase sisteminde okyanus malze-

mesini altına alan dokanağı tanımlamada çok yararlı oldular. Levha tektoniği kavramı içinde Alpin sistem için Dewey ve diğerleri (1973) ve Ernst (1973), Andlar için James (1971), güney Appalaşlar için Hatcher (1972) ve Karayib bölgesi için Malfait ve Dinkelman (1972) geniş sentezler sundular.

Levha tektoniği hernekadar ada yaylarının davranışının doğru olarak anlaşılabilmesi esasına dayandırıldıysa da zorunlu olarak gereken verilerin toplanması uzun zaman almıştır. Hess (1948) ve Dietz (1954) diğerleri arasında, yay sistemlerinin tektonik batimetri üzerinde çalışmalarını yoğunlaştırmışlardır. Kay (1951) bulgularını sabitçi jeosenklinik teorisi ile açıklamış olsa bile ada yaylarını kıtasal orojenik kuşakların önemli bir parçası olarak tanımlamıştır. Bu önemli bir ilerlemedir. Hess (1955) manto peridotit (modern deyimle ofiyolitlerin) kuşaklarının orojenik kuşaklar içinde devamlı olduğunu farketmiş, fakat bunu jeosenklinik teorisi ve dikey tektonikle açıklamıştır. Dietz (1963, 1966) konveksiyon halindeki manto üzerinde kıtasal sürüklenme ile taşıyıcı kuşağın ilişkisini, ayrıca kıta kenarı tektoniği ile yakınsama ve yitim ilişkisini ilk açıklamaya çalışanlardan biri olmuştur. Ben de batı Idaho'nun metavolkanik kayalarının okyanusal ada yayı petrolojisiyle oluştuğunu ve doğu yönünden kıta kabuğu kayaları tarafından bindirmeye uğradığını gösterdim (Hamilton 1963a, 1963 b). Ayrıca, Karayib ve Scotia yay sistemlerinin, kuzey ve güney kanatlarının kenarları üzerinde, doğuya doğru göçeden yaylar halinde levhalandığını (Hamilton, 1963 d. yazılışı 1961) ileri sürdüm. Daha sonra da, batı Pasifik yaylarının arkalarındaki kıtalara göre daha hızlı bir şekilde doğuya doğru göç ettiklerini ileri sürdüm (Hamilton, 1966). 1966 daki makalemde hem okyanusal ada yaylarının hem de kenar denizlerinin tabanlarının kıtasal "öjeosenklinikaller" de birleştiklerini petroloji ilkelerine göre savundum. Krause (1965, 1966) Endonezya ve Malezya yayları ve kenar denizleri için uygun hareketçi görüş doğrultusunda açıklamalar getirmiştir. Burk (1965) denize doğru, Aleutian yayından sahildeki Alaska yayına doğru, şeklinde tanımladığı geçişi açıklayan dikey tektonik açıklamaları yapmıştır. Dickinson ve Hatherton (1967) ve Kuno (1966 ve önceki makaleleri) ada yayı volkanlarının alttaki eğik sismik zonla denestirilmesinde çapraz doğrultulu değişimleri göstermişlerdir. Halbuki daha sonra bu ilişkileri yitilme anlamında algılamışlardır (Dickinson 1969, 1970 c; Hatherton ve Dickinson, 1969). Vening Meinesz (1954) Endonezya yaylarındaki öncü sayılabilecek gravite çalışmasını GSA için özetlemiştir. "İzostatik" anomalileri yay önü sırtları boyunca kuvvetli negatif olarak hesaplamış ve hendeklerin gravitasyonel dengenin uzağında, dinamik olarak aşağı çekildiğini ileri sürmüştür. Buna "tektojeniz" demiştir. Deniz tabanının altındaki tüm malzemenin aynı yoğunlukta olduğu şeklindeki geçersiz varsayımıyla gravite anomalilerini hesaplamıştır. Benzer şekilde bir araştırma da Batı Hint adalarının gravite anomalileri hakkındadır. Ewing ve Worzel (1954), kalın, düşük yoğunluklu malzemenin dinamik dengesizlik değil, negatif anomaliler verdiğini fark etmişlerdir. Bu makalede hendekler için bir açıklama getirmemişlerdir. Halbuki bu dönemdeki diğer makalelerinde ise uzamanın kökenini tartışmışlardır. Biz şimdi (Ewing ve Worzel'in bekledikleri gibi) yay önü sırtları boyunca uzanan eklenir kamaların maksimum kalınlıklarını ve Vening Meinesz'in anomalilerine bu kamaların kalınlıklarının egemen olduğunu biliyoruz. Sırtların ser-

best hava anomalileri pozitifdir ve batimetri ile geniş ölçüde körele edilebilmektedir (Watts ve diğerleri 1978) ve eklenir kamanın yükü, bazı kısımlarda yitilen levhanın kiriş gücüyle desteklenmektedir. Karig ve diğerleri (1976) eklenir kamanın yükselmesiyle yitilen levhaların depresyonunu nicelik bakımından değerlendirmişlerdir.

Şimdiki Durum

Levha tektoniği bize kıtaların ve ada yaylarının jeolojisini kavramaya başlayabilmemiz için bir temel vermiştir. Modern yakınsayan levha sistemlerinin tektonik ve mağmatik bileşenleri arasındaki ilişkiler çok sistemattiktir. Türetilen genelleştirmeler tahminler yapmamıza, anlamamızı berraklaştırmaya izin vermektedir. Fakat levha tektoniğinin çekim örneğinin apaçık başarısı aşırı bir saygınlık yaratmıştır. Bu güncel levha sistemlerini anlamaktan çok safça türetilen varsayımları yansıtan, geçersiz yakınsayan levha modellerini içeren, jeoloji ve jeofizik literatüründe bir karmaşayı ortaya çıkarmıştır. Problemler sonraki araştırmacı kuşağına aktarılmaktadır. İncelediğim sekiz güncel fiziki jeoloji ders kitabının hepsi levha yakınsamalarına kaba, yanlış anlamalarla bakmaktaydı ve pek çoğunun levha ıraksamalarına bakışı da yeterli değildi.

LEVHA TEKTONİĞİ

Şimdi yedi büyük, çok sayıda orta ve küçük boyutta olan litosferik levhaların (yapışık levhalar fikri küçük ölçekli sonuç almamıza yetmemektedir) tümü diğerleriyle hareketli ilişki içindedirler. Tüm levha sınırları da yakınsayan, ıraksayan, doğrultulu atımlı, oblik-değişen derecelerde hareket halindedirler. Sınırların pekçoğu da uzunluk ve şekil olarak zamanla büyük değişime uğramaktadırlar. Hernekadar levhalar içte katı (rigid) olmaya, sınırlarda ise karşılıklı eğilimlere meyilli iseler de pekçok levhanın iç kısımları şiddetli deformasyonlara uğramaktadır. Bitişik levhalar arasındaki göreceli hızlar yılda 13 cm. ye kadar çıkmaktadır.

Mekanizma

Günümüzde büyük levhaların "Tam" hızları (bunların yaklaşık bir toplam sıfırlık çerçevedeki göreceli hızları, gerçek kutupsal sapmaları gözönüne alan veya almayan nitelemelere (Davis ve Solomon, 1985) veya yarı saptanmış sıcak noktalara bakarak yapılan yorumlamalar) sırtların ve kendi çerçevelerindeki hendeklerin uzunluklarıyla doğru orantılı olarak ve kendi içlerindeki kıtasal litosferin miktarıyla ters orantılı olarak denestirilir. (Carlson, 1981). Bu parametreler arasındaki niceliksel denestirmelerden anlaşıldığına göre, levhalar başlıca gravitasyonel kuvvetler tarafından ileri doğru sevk edilir ve ortalama olarak inen dilimin çekişi 2.5 kattır. Sırtlardan uzaktaki levhaların kayması hareketli levhalardaki kadar önemlidir. Halbuki kalın kıtasal litosfer hareketi sürüklenme ile geciktirilir (Carlson 1981). Litosfer ile daha az yoğun astenosfer arasında, bir okyanusal litosfer levhasının temelinin 80 veya 100 km. kabarması, sırt kayması oluşturmak için levhanın tepesinin 3 veya 4 km. lik batimetrik kabarmasından çok daha önemlidir. Böylece belli başlı levha hareketleri, başlıca soğuma neticesinde litosferin yoğunluğunda ve kalınlığındaki büyük yanıl değişimler aracılığıyla açıkça kontrol edilir (Carlson, 1981; Hager ve O'Connell 1981). Oysaki

negatif yüzme kabiliyeti, mekanik davranış ve yitilen dilimlerin deprenselliği büyük ölçüde yoğunluk fazı değişimlerine bağlıdır (Pennington, 1983; Rubie, 1984). Bu karışıklıkların pekçoğu Jarrad (1986) tarafından tartışılmıştır. Litosferin hızı genelde yüksek enlemlere göre alçak enlemlerde daha büyüktür ve böylece Dünya'nın dönmesi, yürütme kuvvetlerine (Solomon ve diğerleri 1975) jiroskopik germe mekanizması tarafından oluşturulan belki de muhtemelen bir ek faktör olarak görülebilir. Küçük levhaların hareketleri başlıca, bitişik büyük levhaların hareketleri tarafından meydana getirilir.

Üst mantodaki konveksiyon, levha hareketinin başlıca nedenlerinden değildir, bu oldukça karmaşık bir oluşumdur (Alvarez, 1982). Yayılan sırtlar levhaların bir tarafa hareket ettikleri yerlerde, sıcak mantonun bir boşluğa fıskırdığı ve sırtların göç ettikleri yerlerde oluşurlar ve oldukça değişen oranlarda şekil ve uzunluk sunarlar. Litosfer hareketlerini karşılayan geri dönen akıntı olasılıkla, okyanusal levhaların altında yayımlı olan astenosferde çok daha fazla oluşur (Chase, 1979). Fakat kıtaların karışığı Scotia ve Karayib boşluklarında olduğu gibi ince litosferin altındaki kanallarda da konsantrasyon olabilir (Alvarez 1982, bu işlemin Hamilton, 1963 d, tarafından daha önce öngörüldüğünü vurgulamıştır).

Hareket eden levhaların altında, uzun ve sürekli olarak astenosferik yukarı fıskırma yerleri ve volkanizmanın göç eden zonları biçiminde yüzeyde görülen sıcak noktalar, levha kinematığının pekçok çözümü ve açıklamasında yer almışlardır. Bunların yaygın olarak, mantoda tespit edilmiş ısının kaynaklarını temsil ettikleri düşünülmektedir. Alternatif bir açıklama ise sıcak noktaların litosferdeki çoğalan riftlerin ürünü oldukları, bundan sonra dipteki ısınmadan daha çok olan üstteki soğumaya başlıca yanıt oldukları şeklindedir. Sıcak nokta volkanizması, bölgesel levha ve volkano-yüklem basınçlarının karşılıklı etkileşimleriyle ilgili olarak açıklanabilen üst litosfer kırıklarıyla kontrol edilir (Tartışma ve alıntı için konuyla ilgili kaynaklar olarak Clague ve Dalrymple, 1987 ve Brink ve Brocher, 1987'ye bakınız). Okyanusal sıcak noktalar en iyi davrandıkları yerlerde bile birinden diğerine 1-2 cm/yıllık (Molnar ve Stock, 1987) belki de biraz daha fazla hızlarla hareket ederler. Pekçok çizgisel volkanik zincirler sıcak nokta izleri olarak önerilmişlerdir, gerçekten sistematik yaşı sıralanmaları yoktur (Turner ve Jarrad 1982 gibi) ve en iyi örnekler fazla düzensizlikler gösterirler. Lav üretkenliğinin levha hızının bir fonksiyonu olmadığı şeklindeki sıcak nokta kavramının gerekliliğine açık bir biçimde rastlanmamıştır (Mc Nutt, 1988).

Isı ve Zamanla Değişmeler

Levha hareketleri Dünya'nın ısı kaybının çoğunun sorumlusudur. Dünyadaki toplam ısı kaybının % 60'ı, yayılan sırtlardaki mağmatizma tarafından ve sırtlardan hareket etme şeklindeki yeni okyanusal litosferin daha sonraki soğuması tarafından kaybedilir (Sclater ve diğerleri, 1981). Dünya'daki ısı kaybının oranı olasılıkla ısının zamanla azalmasına ve petrolojik termobarometre tarafından tanımlanan eski kabuksal mağmatik olmayan termal gradyanların modern zamanlara göre biraz daha dikçe olmasına bağlıdır. Levha hareketleri zamanla, ortalamaya göre daha yavaşlamaktadır. Bu gelişmede levha oluşumu ve tüketiminde % 10 veya % 20 oranında değişmeler sunan dalgalanmalar olabilmekte, ayrıca kabuk ve mantonun

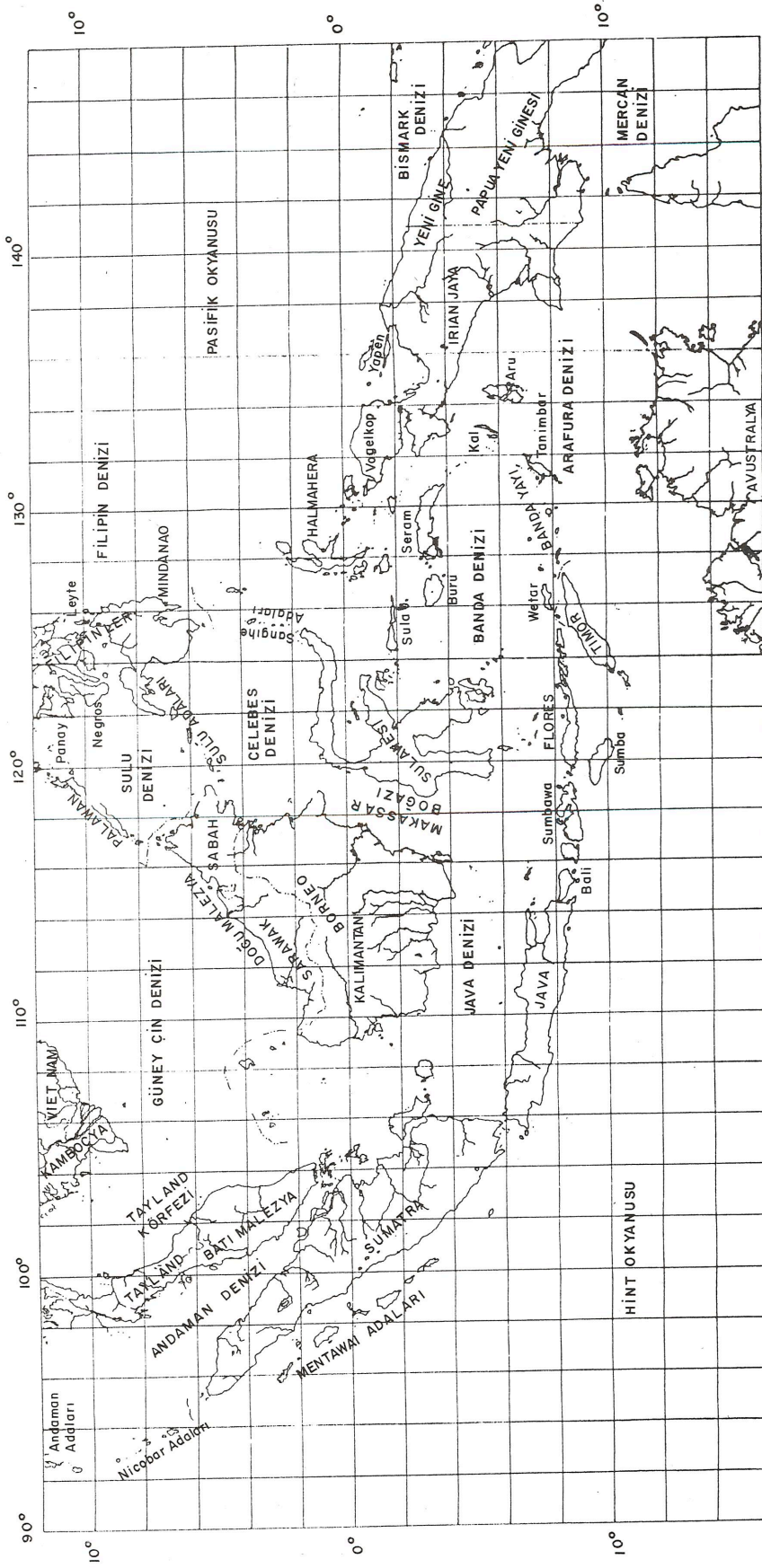
petrolojik evrimindeki başlıca yöne bağlı olmayan değişiklikler görülebilmektedir (Parsons, 1982 ile karşılaştırın). Bununla birlikte, levha tektoniği şimdi olduğu gibi, en az Proterozoyik ve Fanerozoik sırasındaki kadar açılacak gibi görülmektedir. Arkeen kabuğu daha büyük etkiler göstermektedir ve kısmen daha yüksek sıcaklıktadır, daha genç zamanlardakinden daha fazla mağmatizma ve daha çok ışık çıkartmaktadır, bu da kıta oluşturan elementlerin biraz differansiye olmuş mantodan direkt olarak geldiğini göstermektedir. Oluşan bu özel işlemler çok tartışılmıştır. Çoğumuz Arkeen jeolojisini sonraki zamandan daha fazla ve daha küçük levhaların daha hızlı hareketlerinin kaydedildiği şekilde yorumlamaktayız.

Yitim

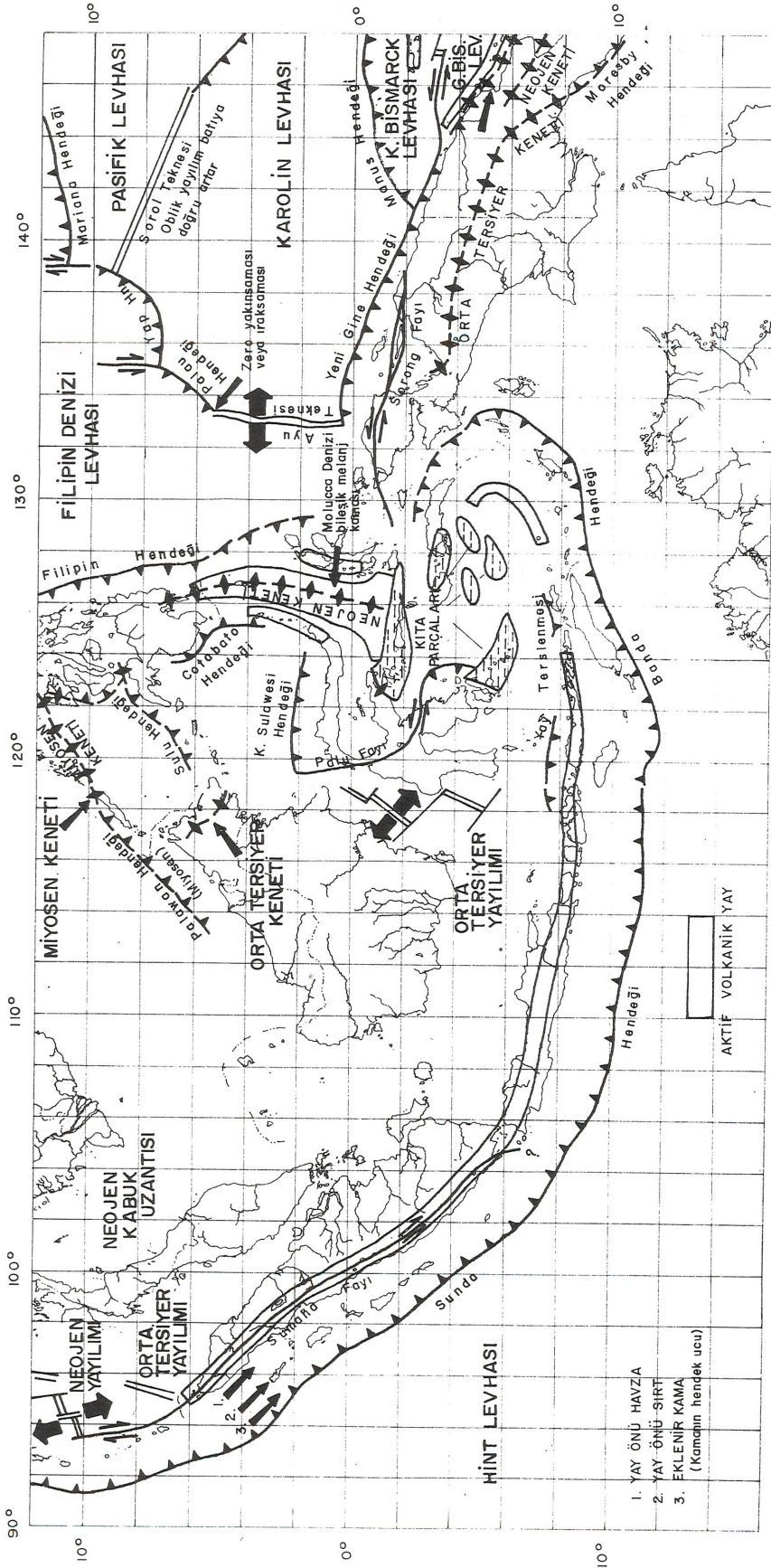
Yayınlanmış tektonik spekülasyonlar ve jeofizik modellemelerin çoğu taklit tahminlerdir. Bunlar yitilen bir levhanın bir menteşe etrafında döndüğü, mantoda tesbit edilmiş bir yarıktan aşağı doğru kaydığı, birbiri üzerine gelen levhaların genel olarak kendi mağmatik yayları ve önülke deformasyonu kuşaklarına çapraz olarak ve sıkışmalı şekilde kısaltıldıkları gibi tahminlerdir. Bu faraziyeler, hem içinde normal okyanusal litosferin yitilen levhası olan modern yakınsayan levha sistemlerinin özellikleri ve Benioff sismik zonuunun makul bir dik eğilmeye sahip olmasıyla, hem de tam levha hareketlerinin çözülmesiyle çürütülmektedirler. En çok yitilen levhalar "tam" harekette ilerlemelerine rağmen, menteşeler genellikle birbiri üzerine gelen levha ilerlemesi şeklinde araya giren okyanusal levhalara doğru geri çekilirler (geriye dönerler). Yitirilen dilimler, dilimlerin yörüngelerini değil de durumlarını gösteren Benioff sismik zonuunun eğikliklerinden daha dik şekilde batarlar. Belki de geriye dönme için en açık kanıt Pasifik Okyanusu'nun zamanla yan yana gelen kıtalara ve okyanus tabanı levhaları üzerindeki hendeklere doğru ilerleyen kenar denizi levhalarına dönüşmesidir. Fakat bu olayın diğer tip kanıtları da sunulmuştur. Bunlar arasında Carlson ve Melia (1984), Chase (1978), Dewey (1980), Garfunkel ve Olson (1987), Malinverno ve Ryan (1986), Molnar ve Atwater (1978) ve Uyeda ve Kanamori (1979) sayılabilir.

Bu yazarların çoğunun vurguladığı gibi batan bir dilimin üzerine gelen bir levhadaki tipik rejim kısalma değil bir uzantıdır. Palinspastik çizimler yapan jeologların gözünden kaçan bir şey de yitimin, içi duraylı olan bir levhanın belli bir zamanda sadece bir tarafının altında meydana geldiğidir. Geriye doğru hareket yalnızca, yoğun bir dilimin hafif mantoyu kendi yolundan ileriye ve yukarıya itebilmesiyle (gravitenin hakim olduğu bir sistemde imkansızlık) mümkündür.

Bu yorumlamaların geçerliliğinin şüpheli olduğunu düşündürecek istisnalar tartışılabilir. Mariana yayı ve hendeği için geriye doğru hareketin düşünüldüğü levha hareketi çözümlenmeleri, doğu Asya ve onun kenar denizlerindeki dahili hareketlerin zorlama tahminlerinden daha güçlüdür. Yitim şu anda Karayib bölgesinin her iki tarafının altında (Antiller doğuda, Orta Amerika batıda) içeriye doğru olmaktadır, fakat araya giren levha sınırları pek anlaşılammıştır. Yitim şu anda güney Mindanao'nun hem doğu hem de batı tarafında olmaktadır. Fakat bu bölgedeki pekçok küçük levhanın yörüngeleri ve kısmen sınırları hafifçe zorlanmıştır ve henüz gereği kadar değerlendirilememişlerdir.



Şekil 1. Endonezya bölgesinin indeks haritası. Daha fazla detay için Hamilton (1978 veya 1979 Levha I) veya Mammerrickx ve diğerleri (1976) ya bakınız.



Şekil 2. Endonezya bölgesinin Geç Senozoyik tektonik elemanları. Hamilton 1978a ile 1981 yayınları ve diğer kaynaklardan alınmıştır. Sulawesi ve Yeni Gine arasındaki az anlaşılacak bölgedeki levha sınırları tamamlanmamıştır. Çarpışan Sangihe ve Halmehara yaylarının bileşik melanj kaması koyu renkte gölgelendirilmiştir.

Yay Göçmesi ve Yay Ardı Yayılımı

Karig (1972, 1975) Mariana ada yayının, Pasifiğe doğru yeni yay ardı havzası okyanus kabuğunu oluşturarak onun arkasına göç ettiğini göstermiştir. Karig ve pekçok araştırmacı (Taylor ve Karner, 1983 gibi) ada yaylarının genellikle bu tarzda göç ettiklerini bulmuşlardır. Bazı göçler mağmatik yayın ikiye ayrılmasıyla oluşur ve arka yarından uzaklaşan yarı ileriye doğru göç eder. Bazı göçler ise tüm yayın arkasına deniz tabanı yayılması ile olur. Mağmatik şerit üste gelen levhanın ilerleyen kısmı ile ileri hareket edebilir, görelî olarak gerileyen kısımdaki kalıntı yay şeklinde terk edilebilir veya bunların arasında uzunlamasına olarak ikiye ayrılırlar. Okyanusal adayaları eski litosferin duraylı levhalarının sınırlarını oluşturmazlar, fakat bunun yerine, batan dilimlerin üzerine, uzatmalı rejimlerde genişleyen genç litosfer levhalarının ön kısımlarını işaret ederler. Okyanusal yaylar genellikle, eski okyanus kabuğuna doğru olan yitilmenin kırılmasıyla açılmazlar, fakat daha çok ince ve kalın kabuk arasındaki sınırların yakınında yarırlar ve ince kabuğun levhaları üzerinde göç ederler (Hamilton, 1979; Karig 1982). Herhangi bir tek sistemde yay ardı yayılımının periyodları, düzensiz olarak bir volkanik yay şeridi boyunca olan mağmatizma periyodları ile ardalanmalıdır (Crawford ve diğerleri, 1981; bazı otoriteler farklı görüştedirler).

Bir ada yayı, üste gelen levhanın demirbaşı olmaktan çok yitilen bir dilimin ürünü olarak görülmektedir. Bir yay mağmatik kayalar kuşağı, tepesi 100 km veya daha derinde olan yitilen bir dilim kısmı üzerine oluşur (ve dilimin uzağa düşerkenki çevresini izleyerek göç eder). Yay ardı yayılımının mekanizması hala tartışmalıdır. Fakat diğer bazıları gibi (olasılıkla Hawkins ve diğerleri, 1984 ve Shervais ve Kimbrough, 1985 de kapsayarak) bana göre de, bazı okyanusal yay ardı havzası litosferleri bir yayın arkasındaki düzenli veya düzensiz yayılma ile oluşmalarına rağmen, bunların çoğu dolu ve bir kalın kabuk şeridini oluşturmaktan çok, yay kabuğunun değişen kalınlıktaki bir tabakasını levhalaştıran bir mağmatik yayın hızlı göç etmesiyle oluşurlar.

Yay Fistoları

Yaylar göç ederlerken eğri şeklinde artarlar. Göç eden bir yay, yitilen levhadaki kalın kabukla karşılaştığı yerde ya yitilemez hale gelerek ya da sertleşen bir çevre oluşturarak sıkışmış hale gelir. Bu tip engellemelerden uzak yerlere göç ettiğinde ise fistolar ve şiddetle keskin yaylarla sonuçlanır (McCabe, 1984). Caroline Sırtı'na karşı oluşan sıkıştırma Yap-Mariana dizilmesini açıklayabilir ve Emperor Seamount Sırtı'na karşı oluşan sıkıştırma ise Kamchatka-Aleutian dizilmesini açıklayabilir.

Ofiyolitler

Karalardaki ofiyolitler, uzun süre okyanus ortası sırt malzemelerinin yayılmasının örnekleri olarak kabul edilen üst okyanus litosferine aittirler. Pekçok araştırmacı şimdi bunun yerine, daha çok, belki de tümüyle kıtalara tektonik olarak birleştirilmiş büyük ofiyolit kütlelerinin, yay mağmatizmasının, yay ardı yayılmasının veya birlikte ikisinin ürünleri olduğuna inanmaktadırlar. (Bloomer ve Hawkins, 1983; Coleman 1984; Hawkins ve diğerleri 1984; Pearce ve diğerleri 1984; Shervais ve Kimbrough, 1985). Pekçoğu bu

karmaşıkların çarpışma öncesi evrimlerini yeni öğrenmişlerdir. Fakat düzensiz yayılmanın ve hızlı göç eden yayların mekanizması pekçok ilişkinin açıklanmasına olanak verecek görünümündedir.

Batı Luzon'daki Eosen yaşlı Acoje ofiyoliti Hawkins ve Evans (1983) tarafından bir "büyümeye başlayan ada yayı" olarak tanımlanmıştır. Hafifçe dalan Acoje kesimi, yaklaşık 9 km. kalınlıktaki tüm kabuğu ve yaklaşık 10 km alttaki mantoyu meydana çıkarır. Tepedeki 1 km. lik manto kesiminden başka tüm kesim serpantinize ve tektonize kalıntı harzburgitten ve yanındaki dunit ve kromitten ibarettir. Sonraki ergimelerden kristalleşmiş olan aşağı kesimdeki klinopiroksence zengin bolca kabuklar ise ya yakınlarda sunulurlar veya ayrılmış olabilirler. Tepedeki 1 km, veya daha fazla olan jeofiziksel mantonun 1 km. lik temelini dışındaki kesimi, biçim değiştirmemiş olivin ve klinopiroksen kümelerinden ibarettir. Bunlar birkaç yüz metrenin üzerindeki kalınlıklarda olan gabroik kayaların temel kısmı ile ara katkılıdır ve alttaki 7 km. yi veya üstte bulunan kabuğu oluştururlar. Toplam kalınlık 9 km. yi bulur. Bu gabroik kesim tabakalı iki piroksenli gabro kümülatlarından ibarettir. Kümülatları yukarıya doğru yaklaşık 1 km kalınlığındaki masif gabro ve noritlere geçerler. En üst kısımda ise küçük plütonlar ve plajiyogranit daykaları (hornblendli tonalit ve lökotonalit) boldur. En üstteki 1 veya 2 km.lik kabuk kesimi dayklar, siller ve bazalt bileşimindeki yastık akıntılarında ibarettir ve yayılan sırt lavından ziyade modern ilksel ada yaylarıdır. Kabuksal kesim, okyanus sırtlarında oluşandan daha kalındır. Sabit durumdaki bir magma odasındaki oluşum akla yakın görülmektedir. Yayılan bir kenar havzası yerleşiminde bir yay mağmatizması kuşağının hızlı göç etmesi sonucuna varılabilir. Acoje ofiyolitinin tanımının az da olsa verilmesi, kalınlıktaki düzensiz değişimler hariç, dünya etrafındaki kıtasal büyüme alanlarındaki ofiyolitlerin pekçok kesimlerine müracaat edilmesini önlemek zorunda bırakmaktadır. Arap Yarımadası'ndaki Kretase Oman ofiyoliti (Lippard ve diğerleri, 1986) ve California'nın Jura Sahil Sırtı ofiyoliti (Hopson ve diğerleri 1981), Lippard, Hopson ve onlarla çalışanların en önemli açıklamalarının, yayılan sırt mağmatizması şeklinde olmasına rağmen, boyutsal ve petrolojik olarak Acoje karmaşığına benzer iyi çalışılmış örneklerdir. Bu tip ofiyolitlerin parçaları, eklenir kamaların maskelenmesinin az olduğu açık okyanus yerleşmelerindeki sırtların yaya doğru olan yamaçlarından (üste gelen levhaların ön kenarları) sürüklenmişlerdir (Bloomer and Hawkins, 1983).

Orojenik kuşaklar içindeki ofiyolitlerin yerleşmesinin bana göre iki ana işlemi vardır ve bu işlemlerin ikisi de yayılan sırt litosferinin gelişmiş parçacıklarının yakalanmasını temsil etmezler. Aslında bir kıta veya diğer ada yayı ile ilerleyen bir yayın çarpışmasında, üste gelen levhanın ince ofiyolitik ön kenarının, yitilen levhanın kalın kabuksal kısımlarının üzerine hücumu söz konusudur. İşte bu anlamda bir faylanma, yitimi ifade eder ("Üzerleme"nin varsayılan işlemi, okyanusal litosferin büyük bir yaprağının yitilen bir dilimden ayrılması ve itilmesidir. Bu, ters faylanmanın tersi anlamında, üste gelen bir ada yayının veya kıtasal levhanın kalın kabuğu üzerinde olur ve pekçok yazar tarafından böyle kabullenilmiştir. Fakat bu işlem mekanik çözümlenmelere meydan okumaktadır ve kanıtlanmak zorundadır. Burada "Üzerleme" terimini, ilksel tanımlamasının tersi anlamında, yitilmenin açıklanması olarak

kullanan yazarların kavramı karıştırmaları anlatılmıştır).

Ofiyolit yerleşmesinin ikinci ana işlemi birincinin doğal bir sonucudur ve bir yay çarpışmasının yaygın bir ürünü tarafından oluşturulur. Karşı dalmanın yeni bir yitilme sistemi, çarpışan yayın ve ona bağlı kütlelerin arkasında, altında ekle-nir kama malzemelerinin doldurulmasıyla yükseltelen yay ardı havzası kabuğunun bir şeridini deler. Böyle bir ofiyolit şeridi bir levhanın ön kenarında kalabilir veya diğer kabuksal kütleler onunla çarpıştıktan sonra bir kenet sisteminin parçasına dönüşebilir. Buna ilişkin örnekler daha sonraki bölümlerde anlatılmıştır.

TEKTONİK: ENDONEZYA VE YÖRESİNDEKİ YAY-LAR

Giriş

Ada yaylarının karmaşık özellikleri ve tarihçeleri Endonezya ve çevresindeki bölgelerden örneklenmiştir. Buradaki aktif tektonizma ve mağmatizma, Asya, Pasifik ve Hint-Avustralya litosfer megalevhalarının ve düzinelerce daha küçük levhanın karşılıklı etkileşimlerini belirler. Çeşitli raporlar ve haritalardan en son biçimini alan bir monografide (Hamilton, 1979) ve ona eşlik eden bir tektonik haritada (ayrıca tek olarak da basılmıştır: Hamilton, 1978a) ben, Endonezya, güneydoğu Asya, güney Filipinler, batı Melanezya ve onlara bitişik denizlere ait kıyı ve kıyı ötesi jeolojik ve jeofiziksel verileri bütünleştirerek modern bir levha davranışının ve levha tektoniği özelliklerinin evriminin sentezini yapmaya çalıştım. Fikirlerim kitabı tamamladığımdan beri daha da gelişti, fakat buradaki yorumlamalar farklı düşüncelerim hesaba katılmadan bu monografiden alınmıştır. Bu monografi hem bölgede yeni elde edilmiş çok sayıda veriyi, hem de bunların diğer bulgularla sentezini içermektedir. Kitabın tamamlanmasından beri yayınlanmış bazı araştırmalara burada yer verilmiş ve ayrıntılar güncelleştirilmiştir (Hamilton 1988b); yeni veriler, benim sentezimin ayrıntılarının değiştirilmesini gerektirmiştir. Fakat genelde ise doğruluğunu kanıtlar niteliktedirler. Şekil 1 ve 2 tartışılan özelliklerin yerlerini göstermekte, şekil 3 ve 4 ise bazı fikirleri açıklamaktadır. Mammecikx ve diğerleri (1976) tarafından hazırlanan batimetrik harita benim haritalarım için baz teşkil etmekte kullanılan haritaya göre daha ayrıntılıdır. Harita kıyı ötesi jeofizik verilerini, kısmen birleştirilen verileri ve Hamilton'dan (1974a, 1974b) alınan yorumlamaları özetlemektedir. Bu harita Anderson ve diğerleri (1978, termal nitelikler), Hayes ve Taylor (1978, depremler) Hayes ve diğerleri (1978, kabuk yapıları), Mrozowski ve Hayes (1978, çökel izopakları), Watts ve diğerleri (1978, serbest hava gravitesi) ve Weissel ve Hayes (1978, manyetik anomaliler) tarafından düzenlenmiştir.

Endonezya bölgesinin değişik yitim sistemleri üç megalevha ve pekçok daha küçük levhalar arasındaki karşılıklı etkileşimleri belirlemektedir. İçten duraylı kuzeybatı Eurasia; Hindistan-Hint Okyanusu-Avustralya Megalevhasına göre

göreceli olarak, bu bölgede, yaklaşık kuzeye doğru hareket etmektedir. Halbuki Pasifik megalevhası batı-kuzeybatıya doğru hareket etmektedir. Asya kıtasal megalevhası ise düzinelerce, içten deforme olmuş yarı levhalara ayrılmıştır. Pekçok küçük okyanusal ve kıtasal levhalar da megalevhaların kısımları arasına girmişlerdir ve bu küçük levhaların pek çoğu da içten oldukça deforme olmuştur. Güneydoğu Asya, girinti yapan Hint yarı-kıtasının yolunun dışında, doğuya doğru toplanmıştır ve okyanusal Bengal Körfezi'nin üzerinde saat yönünde dönmektedir (Hamilton, 1979; Tapponier ve diğerleri, 1986). Hint ve Asya megalevhalarının arasındaki yakınsama, devamlılık gösteren Burma-Andaman-Sunda-Banda yitim sistemi tarafından şimdi yeniden başlatılmıştır. Halbuki Pasifik ve Asya megalevhaları arasında, gidişleri daha çok kuzeye Filipinler'e ve daha uzaktaki doğu sınırları boyunca olan, pekçok yitim sistemi yeniden başlatılmıştır. Karmaşık yitim ve doğrultu atım sistemleri, Hint ve Pasifik megalevhaları arasındaki karşılıklı etkileşim zonunda, Yeni Gine ve kuzeyi boyunca ve kuzeydoğu Endonezya ve çevresindeki bölgede yer alan tektonik düğümlenmede, levhaları birbirinden ayırmaktadır.

Şimdiki kaba levha hareketleri 50 milyon yıl veya daha çok devam ederse kıtasal döküntüler, karma ada yayları ve daha çok Endonezya-Filipin-Kuzey Melanezya bölgesinin eklenir kamaları, muhtemelen Avustralya ve Asya arasında ezileceklerdir. Sonuç, bizim herhangi bir yerde Tethyan, Hersiniyen, Kaledoniyen, Pan-Afrikan vb. isimlerle adladıklarımıza benzer başka bir geniş orojenik alan olacaktır.

Sunda Yitim Sistemi

Büyük bir yitim sistemi Banda Yayları etrafındaki Burma'dan devamlı olarak oluşmaktadır. Bu bölgede 3000 km. lik Sunda merkezi kesimini, Sumatra, Java, Bali ve Sumbawa boyunca bu levha sınırını tartıştım. Bu kesim, kıtalar, olgunlaşmış ada yayları ve bunlar arasındaki geçişlerin diğer aktif kenarları boyunca temsil edilen, ortak merkezli tektonik özelliklerden oluşur. Güneyde hendektir ve kuzeye doğru ekle-nir kamalanmanın yüzeyine yükselir, üste gelen levhanın önünde ise bir yay önü sırtı olarak son noktaya erişir (1). Adalar Sumatra boyunca sırta dayanırlar. Fakat sırt Java, Bali ve Lombok'un güneyinde tamamen deniz altındadır. Sırt ve mağmatik yayın arası denizaltı yay önü havzasıdır. Sunda kesimi boyunca Hint okyanusu litosferi yitilmektedir. Bu yitilme yüksek ve orta açılarda, Sumatra'da kıtasal doğrultu boyunca, Java'da geçişli ve Bali ve Sumbawa'da ise okyanusal şeklinde olan değişken bir yay sistemi altında olmaktadır. Yitilme sisteminin bu kesimi sadece Orta Tersiyer zamanından beri aktiftir.

Hendek: Sunda Hendeği, herhangi bir yerdeki kıta kenarları ve olgun ada yayları boyunca yitim sistemlerinin izlerini işaretleyen hendekler gibi, sadece 7° veya daha az yamaçları olan iç ve dış "duvarlara" sahiptir. Hendek, yitilen Hint Okyanusu litosferindeki beklenmedik bir menteşeyi veya litosfer levhaları arasındaki dokanağı göstermez. Fakat daha çok, üste gelen levhanın önündeki bir yüzeysel eklenir kama ile bu

- (1) Ben önceleri (1979 da olduğu gibi) "yay dışı sırt" terimini bu özellik için kullandım. Çünkü klasik terim "ön ülke" ile daha yaygın olarak kullanılanı kabullendim. Benzer olarak "yay önü havza" bugünkü literatürde yaygındır. Bu benim önceki yayınlarımdaki "yay dışı havza" ya karşılık gelmektedir. "Ön ülke havzası" da "yay ardı havzası" ve onun karşısı olan "yay önü havza" da olduğu gibi bir yayın kenarındadır.

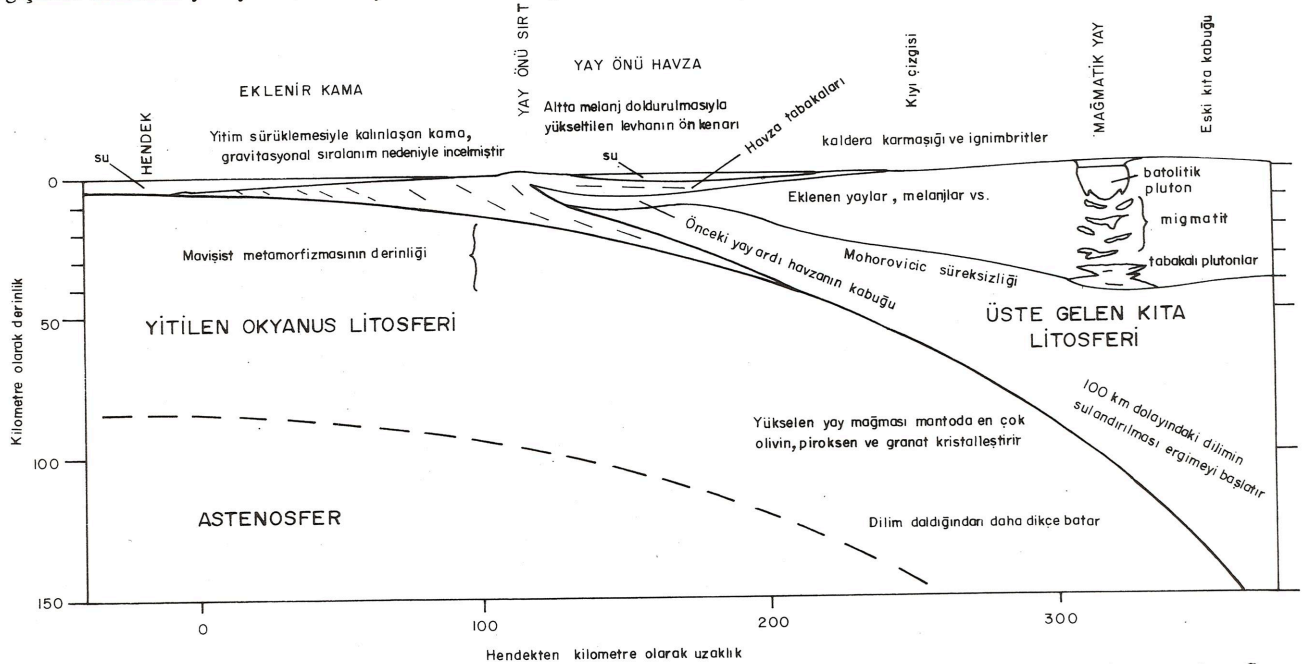
kamanın bastırıldığı okyanus litosferi arasındaki dihedral açıyı işaret eder. Hendeğin okyanus tarafına doğru olan kenarındaki bir dış kabartı bu baskının elastik bir yanıtıdır. Yitilen levhanın mantonun içine, aşağı doğru eğildiği yerlerdeki tektonik menteşe batimetrik hendekten 100-200 km. yaya doğru uzanır. Okyanusal ada yayı sistemlerinin hendekleri yaygın olarak, 25 defa düşey abartılmış yansıma profilleri ile çizilirler. Bu şekilde çok dik yamaçların görsel etkisinden yararlanılmış olur. Aslında gerçek yamaçlar genellikle tatlı eğimlidirler.

Hendeklerdeki kırıntılı çökelişi, başlıca uzunlamasına bir geometriye sahip türbiditler şeklindedir ve hendek tabanı dolgularının uzun profilleri hafifçe kaynaklardan uzağa doğru eğimlidirler. Sunda Hendeği çökelleri büyük ölçüde, Java'nın Ganj ve Brahmaputra nehirlerinden geliştiği kadar uzaktan yani 3000 km.den gelmişlerdir. (ayrıca Ingersoll ve Suczek 1979 ve Moore ve diğerleri 1982'ye bakınız.) Bu beslenme güncel olarak Ninetyeast Sırtı ile Andaman kesimindeki hendeğin çarpışmasıyla kesilmiştir. Aleutian Hendeği türbiditleri ise benzer bir mesafede Alaska nehirleriyle yıkanmaktadır. Böylece kaynak alanlar hendek türbiditlerinin bir eklenir kamada levhalandığı, karşıdaki üste gelen levhanın yakın kısımlarına biraz benzerlik gösterdiği durumundadır. Dickinson (1982) bunun Pasifik okyanusu çevresindeki çeşitli fosil eklenir kamalar için gerçek olduğunu işaret etmiştir. Karasal kırıntılar hendekler boyunca veya kıtalardan gelen abisalyelpaze malzemeleri tarafından yıkanılır, eklenebilirler ve yay sistemlerinin okyanusal kesimlerinin altında yitilirler.

Eklenir Kama Yitilen Hint Okyanusu Litosferinden Kazınan Çökeller ve Diğer Malzemeler, Üste Gelen Sunda Levhasının Önündeki Eklenir Kamada Kar Kürenmesinde Olduğu Gibi Yığılırlar. Kamanın yüzeyinde, ters fayların kiremitler gibi üst

üste gelmesiyle açıklanan, uzunlamasına sırtlar ile havzalar tarafından izler açılır (Karig ve diğerleri 1980b). Hendek dolgu-su, bir kamanın önünde kazımlar yapacak olan yansıma profiline görülebilir. Burada en sıg malzemeler ayak ucuna karşı, en derin olanları ise kamanın daha uzak tarafının altında birbirine eklenirler. Kuvaterner mercan resifleri yay ölü boyunca uzanan adalarda deniz seviyesinin kaldırılma olayı muhtemelen kamanın aşağıya doğru levhalanmasıyla kalınlaşmasının bir sonucudur. Sunda kamasının temeli (yitilen levhanın tepesi) hiç olmazsa yay ölü sırtının kadar yaya doğru tatlı eğimli olarak dalar; kama hendekten 75-150 km. uzakta, 15 km. kadar kalınlıkta ince bir dinamik enkaz yığındır. Yansıma profilleri bunun ve herhangi bir yerdeki benzer kamaların iç yapılarını göstererek, genelde yarı sabit olan dizilme açılarını, yaya doğru 30° lik dalmayı, kamadaki durum bağımsızlığını, yitilen levhanın tepesindeki tatlı eğimli dalan dekolmanı sergiler (Daha dik düzlemler de sunulabilir. Çünkü bunlar yansıma profillerinde görüntülenmeyeceklerdir). Pekçok eklenir kamanın yüzey yamaçları, kamaların enlerini ve kalınlıklarını umursamayan, büyük ölçüde benzer, yukarı doğru yakınsak eğriler çizerler ve bunlar olasılıkla dinamik denge profilleridir.

Böyle özellikler bana, bir eklenir kamanın eş zamanlı olarak aşağı doğru levhalanmasını ve temelini geriye sürüklenmesi nedeniyle kalınlaştığını, gravitasyonel yayılma nedeniyle olan ileri akma tarafından da inceltilmiş olduğunu göstermiştir. Sonuç, kamanın iç yapısındaki kiremit şeklindeki dizilmeler, bir dinamik profilin varlığını sürdürmesi, bir buz kalıbına benzer şekilde kamanın hem yanal hem de düşey olarak gelişmesidir. Diğer bazı gözlemciler kamaların daha statik özelliklerini dikkate alarak, ayak uçlarındaki

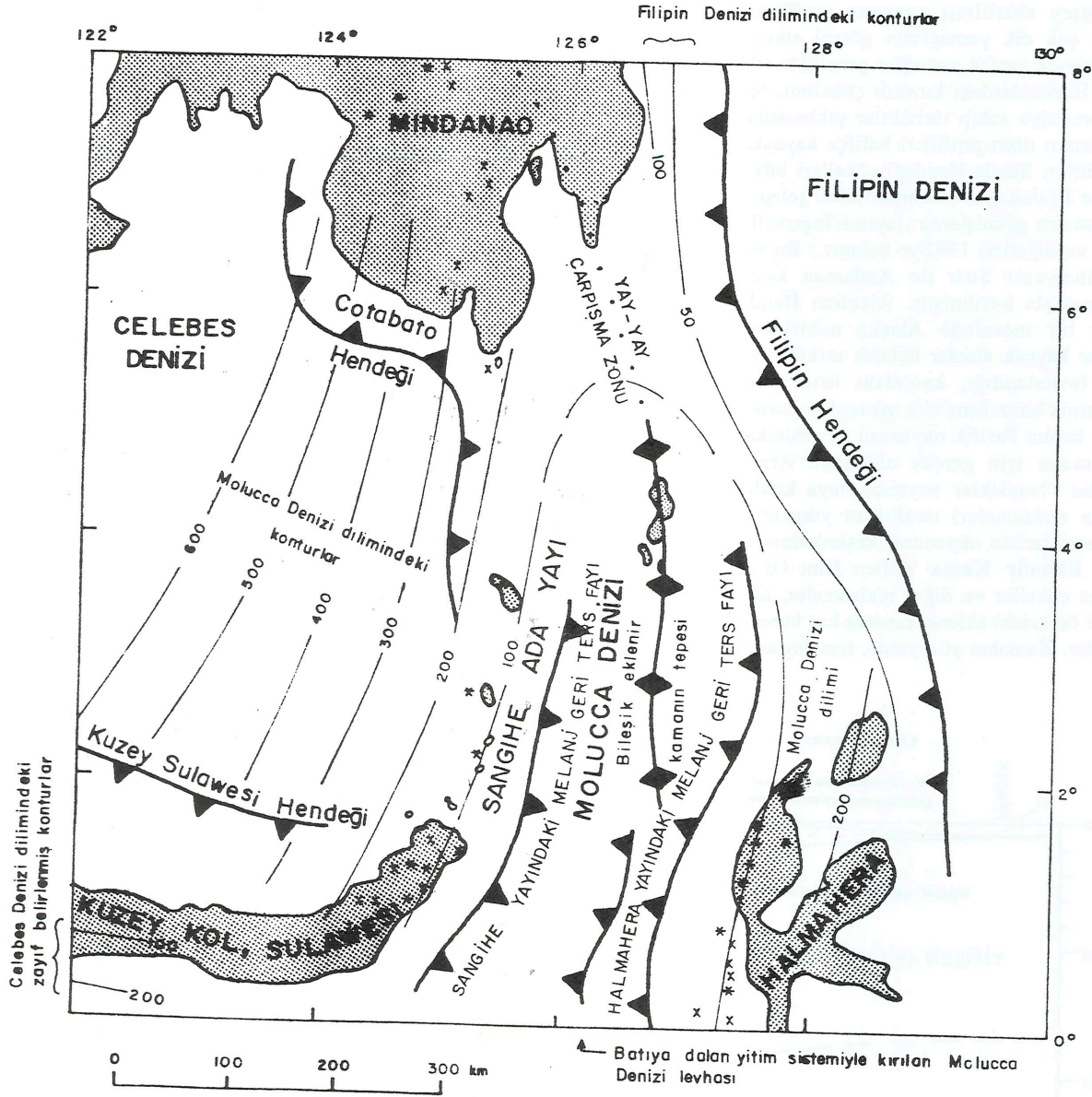


Şekil 3. Bir kıta kenarı yitim sisteminin enine kesiti. Diyagram bugünkü Sumatra'ya göre (Hint Okyanusu solda, güneybatı Sumatra sağda ve kuzeydoğudadır) ve yüzey boyutları, jeoloji, depremsellik ve refraksiyon sismolojisinin sonraki abartmalarına göre ölçeklenmiştir (daha çok Hamilton 1979). Boyutlar ve jeoloji büyük ölçüde California'nın Orta Kretase'sini andırır (Hamilton 1978 b. 1988 a ile karşılaştırınız.) California'nın bazı kısımlarının derin erozyonu derinlikle bütünleşen değişimlere benzerlik gösterir.

kazınma ve kiremit şeklindeki dizilmeler nedeniyle genişletildiğini, fakat yay tarafındaki parçalarında işe nispeten duraylı olduklarını düşünmektedirler.

Eklenir kamayı kesen yansıma profilleri, dizilen, dağılan ve yapışik şekilde kıvrılan malzemelerin oranlarının

büyük ölçüde değiştiklerini, fakat sistematik olarak yakınsama oranları ve yönleriyle, ayrıca eklenmekte olan çökel kesimlerinin kalınlıkları ve karakterleri ile ilgili olduğunu göstermektedir (Moore ve diğerleri 1980b). Sunda kamasında henüz hiç bir sondaj kuyusu açılmamıştır. Diğer benzer çökelce



Şekil 4. Molucca Denizi bölgesinin levha tektoniği özellikleri, Doğuya bakan Sangihe ada yayı ve batıya bakan Halmahera ada yayı arasındaki Molucca Denizi levhasının bunların altında battığı (yitildiği) sırada zamanla güneye doğru bir çarpışma meydana gelmiştir. Karşıdaki eklenir kamalar erimişler ve ilerleyen yayların üzerine doğru geri akmışlardır. Genç Cotabato Hendeği kümenin eski kısmının batı kenarını delmiştir; açıkça tanımlanmış Benioff sismik zonu olmayan ters fay depremleri bununla ilişkilidir. Filipin Hendeği kümenin doğu kenarında, sadece bir adet sığ batıya dalımlı sismik zonuna sahiptir. Halmahera'nın altındaki doğuya dalımlı zonla olan ilişkisi ise açık değildir. Mindanao ve kuzey Molucca Denizi içinde işaretlenmiş çarpışma zonu bir sol eğimli basınç değiştiren levha olarak hala aktif olabilir. Konturlar kilometre cinsinden yitilen dilimlerin tepe kısımlarının derinliğini; *tarihsel dönemlerdeki aktif volkanları Kuvaterner volkanlarını gösterir. Başlıca Hamilton'un (1974 b, 1979) veri ve yorumlarından fakat Cardwell v.d (1980), Mc Caffery (1982) Mc Caffery v.d. (1980) ve Moore ve Silver (1982) in veri ve yorumlarıyla değişiklikler yapılarak alınmıştır.

zengin modern kamalarda yapılan sondajlar onlara, kamaların kendi ayak uçları civarında killi-pullu matrikse sahip kırık formasyonların oldukça değişken parçalarının, kamaların uzak aralarında ise yapışık şekilde kiremit gibi dizilmiş tabakaların bulunduğunu göstermiştir. Sunda kamasının tepesindeki ada görüntüsü başlıca Nias'ta etüd edilmiştir (Moore ve Karig, 1980; Moore ve diğerleri, 1980a). Buradaki yapışık metamorfize olmamış Alt Miyosen-Alt Pliyosen tabakaları yapısal olarak kuzey doğuda kamanın üzerine gelirler, diğer yerlerde ise yaşları belirlenmemiş malzemelerin polimiktik melanj bileşimindeki formasyonu kiremitler şeklinde dizilmiştir. Melanj hafifçe metamorfizedir, son derece makaslanmış ve parçalanmıştır. Hakim litoloji derin su kökenli terrijen kırıntılı çökellerdir, fakat üst okyanus kabuğundan gelen çört ve bazalt parçalarını seyrek olarak daha derine yerleşmiş mafik ve ultramafik okyanus kaya parçalarını içermektedir. Fosiller yapışık tabakaların zamanla derinlikleri azalan sulara depolandıklarını açıklamaktadır. Melanjdaki tabakaların depolanma dokanalarının bulunamamasına rağmen, Moore ve arkadaşları Neojen tabakalarının kamanın tepesinde depolandıklarını ve onun kiremit gibi dizilmesini sağladıkları sonucuna varmışlardır. Alternatif olasılıklar, hiç olmazsa daha yaşlı Neojen malzemelerinin yitilen levhayı kazıdıkları ve kamaya doğru az bir iç deformasyonla kiremit gibi dizildikleri veya bunların yay önu havzasının dış kısmı oldukları zamanki okyanusal temelde depolandıkları, temelin yitilen levha ve kendi yitilmesiyle oluşan tektonik erozyon tarafından kaldırılmasından beri olduğu şeklindedir. Sonuncu olasılıkta ise yay önu sırtının, zamanla denize doğru değil, yaya doğru göç edeceği (Moore ve diğerleri ve Karig, 1982) düşünülmektedir. Yaşı verilmemiş polimiktik melanj formasyonu zamanla daha yaşlı Neojen tabakaları çökelişiminin büyük ölçüde üstüne gelebilecektir. Benzer sonuçlar varımlar, California sahilinin benzer Kretase sistemi içinde bana uygun gelmektedir. Burada geometrik ilişkiler daha iyi bilinmektedir, fakat yorumlamalar tartışılmalıdır.

Bazı araştırmacılar (Örneğin, Silver ve Reed, 1988) anlamları belirsiz yansıma profillerini, eklenir kamalarda üste gelen levhaların perdelenmelerinin, genellikle yaya doğru olan yamaçlar oluşmasıyla açıklayıp yorumlamışlardır. Bu tür doğa olaylarının açık olarak görülememeleri, benim düşünceme göre, böyle yorumların genel değişebilirliklerinin kanıtlarından biridir.

Fosil eklenir kamaları öğrenenlerin çoğu bunların içindeki pekçok kırık formasyonun ve melanjın kalın olistostromlar oluşturacağını düşünmüşlerdir (denizaltına birden bire düşmeler). Küçük düşmeler kamaların yüzeylerinde bol olabilir. Ancak yalnızca bir büyük düşme (Moore ve diğerleri, 1976) Sunda'nın veya diğer modern hendeklerin tabanlarını kesen yansıma profillerinde belgelenmiştir. Ben geneldeki olanaksızlık nedeniyle eklenir kamaların çökel-melanj yorumlamalarını kabul ediyorum. Hendek yerleşmelerinde oluşan çökel melanjlar, kamalara doğru kiremit şeklinde dizilmeli ve işlem süresince tektonize olmalıdırlar. Kamalardaki kırık formasyon, yamaç aşağı kayma ile değil başlıca yitimle ilgili makaslanmanın ürünüdür. Polimiktik melanjın görünen eklenir kaması içindeki kırık formasyonlar ve mostra ölçeğindeki yapışık tabakalar oranı büyük ölçüde değişir. Aynı şekilde yumuşak çökelin kırılğan deformasyona olan oranı da çok değişkendir. Bu değişkenlikler yakınsama oranlarındaki farklılıkları, kama-

lara eklemekte olan çökel tabakalarının miktar ve karakterlerindeki farklılıkları, ayrıca kamalar içindeki durumların farklılıklarını yansıtır. Yitilen litosfer lavhasının parçaları ve sağlamlaşmış çökeller kamanın dibine karşı kazanırlar veya üste gelen levhanın altına taşınırlar.

Okyanusal litosfer üste gelen levhaların altında tipik olarak her milyon yılda yaklaşık 50-100 km. lik bir oranda kaybolur ve yitilen levhaların üstündeki en hafif malzeme, üste gelen levhalara karşı tektonik olarak eklenmeye uğrarlar. Hint Okyanusu litosferinin 3000 km. lik kısmı, Sunda yitim sistemi çalışırken 30 milyon yılda Sumatra ve Java'nın altında kaybolmuştur ve oldukça fazla "uzağa taşınmış" malzeme eklenir kamada birleşmiştir. Batı kuzey Amerika boyunca ve dünyanın pek çok diğer kısımlarında olduğu gibi yitim, karmaşıklarda daha çok belirlenmiştir. Bunlar böyle yitim sistemi dizilerinin ürünlerine eklenmişlerdir.

Aktif okyanus arası ada yaylarının yaya doğru olan yamaçları için örnekler, yitilen levhada az çökelin mevcut olduğu, böylece az eklenir kamanın mevcut olduğu Mariana ve Tonga hendekleridir. Mariana yamacı başlıca yay kökenli şumagmatik kayalardan ibarettir; kalkalkalen, toleyitik ve yüksek mağnezyumlu bazaltlar, andezitler, dasitler, iki piroksenli kümülat ve masif gabrolar, hem kümülat hem de kalıntı tiptekileri içeren serpantinleşmiş ultramafik kayalar (Bloomer, 1983; Bloomer ve Hawkins, 1983; Natland ve Taney, 1981). Tonga yamacında, ilksel yay kayalarının kabuk üst manto kesimine ait olanlarının hemen hemen tamamı görülmektedir (Bloomer ve Fisher, 1987). Burada üste gelen Mariana ve Tonga levhalarının temellerinde tektonik erozyon olduğu sonucuna varılmıştır. Benzeri karmaşıklar, eğer eskiden eklenen alanlarda karşılaşmışlarsa "ofiyolit" olarak niteleneceklerdir, fakat bunlar açıkça yay kökenlidirler (Bloomer ve Fisher, 1987; Bloomer ve Hawkins, 1983).

Yay Önu Havza Sunda sisteminde yay önu sırtı ve kıyı çizgisinin arası 150-200 km. eninde ve Sumatra kesiminde en az 5 km. tabaka içeren batimetrik ve yapısal yay önu havzasıdır (Beaudry ve Moore 1981; Hamilton 1979; Karig ve diğerleri 1980a). Havzanın yaya doğru olan tarafında, Alt Miyosen ve daha sonraki tabakalar, daha ilerideki kara tarafına doğru tedricen temel üzerine bindirirler. Okyanus tarafında ise tabakaların yay önu sırtına doğru olan deformasyonları artar. Deformasyon hem yaya doğru yönelmiş ters fayları, hem kıvrımları, hem de kıvrımların içine doğru diyapirik şeyl yükselmelerini içerir. Temel genellikle yansıma verileriyle tanımlanmamıştır. Ardarda daha genç tabaka paketleri yaya doğru yer almıştır. Bu yer alma Peru ve Şili'nin (Coulbourn ve Moberly 1977) ve Luzon'nun (Lewis ve Hayes 1984) yay önu havzaları için yayınlanmış verilerinde daha iyi belgelenmiştir. Havzayı belirleyecek temelin yükselmesinden önce, derin sudaki sırta doğru gelişmiş birimler şeklindeki çökelişimlerin olduğu Sunda yay önu havzasının okyanus tarafında, şimdi derin tabakaların yaya doğru eğimli olarak görüldüğü yansıma profillerini inceledim. Aleutian yay önu havzası kendi ön tarafının yükselmesine benzer şekilde gelişmiştir (Harbert ve diğerleri, 1986). Hem Sumatra (Kieckhefer ve diğerleri, 1980) hem de Java (Naomi Bearon, 1982, yazılı görüşme) havzalarının dış kısımlarının altındaki temel tipik okyanus kabuğu (kıta kabuğu değil) hızlarına sahiptir. Halbuki Sumatra kesiminde bu hız art kabuk kalınlığı tipik okyanusal litosferden oldukça fazladır.

Bu ve diğer modern yay önu havzalarının özelliklerini, önceden araştırılmış yay önu sirtlarının özelliklerini ve bir yay önu havzası dolgusunun, üste gelen kıtasal levha önüne tutturulan dar bir okyanusal üst litosfer şeridi ile kıtasal kabuk arasındaki sınıra karşı gelerek depolandığı şeklindeki düşünceleri ve benzeri bazı eski özellikleri birleştirdim. Havza başlıca eklenir kama melanji ve onun altındaki doldurulmuş çökel paketleri halinde, üste gelen levhanın ince okyanusal ön kenarının yükselmesiyle oluşur. Havzanın derinliği bu yükselen ön kenarın arkasındaki elastik aşağı bükülme tarafından artırılır. Yay önu, sırtı, üste gelen ön kenarın önündeki, kar temizleme makinası tarzında toplanmış eklenir kama enkazının zirvesidir. Ön kenarın üzerine gelen yıkıntılar, havzanın sığ tabakalarının üzerinde graviteye bağlı olarak yaya doğru üst üste gelirler. Tektonik erozyonun üste gelen levhanın ön kenarını düzenlediği şekilde, yay önu sırtı levhaya göre nisbeten yaya doğru göç eder ve yay önu havza daraltılır.

Benzer özellikteki yay önu havzaları, kıtaların yitim sistemi kenarları ve olgun ada yayları boyunca yaygındır. Sırt ve havzalar yapı kadar batimetrede de gösterilebilirler (modern Sunda sistemi ve California'nın "Vadi Fasiyesi"nin Alt Kretase kısmının paleobatimetrisi ve uzunlamasına depolanması gibi) veya yapısal sırt ve havzanın altına girdiği bir batimetrik şelf gibi görülebilirler (modern Şili, Alaska ve "Vadi Fasiyesi"nin daha çok Üst Kretase ve Paleosen kısımları gibi). Bu tür yay önu havzalarındaki temel tabakalar genellikle pelajik çökeller ile havzaları ve onları sınırlayan yitim sistemlerinin başlamasını bozan abisal yelpaze tabakalarıdır.

Yay önu havzalarının dış kısımlarının görünen temeli okyanus kabuğundan ibarettir (Örneğin, Kretase California'sı Hamilton 1978b, Ingersoll ve Schweickert, 1986; Orta Tersiyer Luzon'u Bachman ve diğerleri, 1983; Karig 1982) ve kenar havzası kökeninin pekçok durumları tartışmalıdır Sunda sistemi dahil modern havzaların temelinin benzer bir kökeni jeofizik verilere göredir. Üste gelen kıtasal levhaların ön kenarı genellikle, 100 km. genişlikteki bir okyanus litosferi şeridi olabilir. Aşağıda açıklandığı gibi, göç eden bir okyanusal ada yayının arkasında bu sırada yayın bir kıta veya diğer bir yayla çarpışmasıyla muhtemel bir şerit oluşur. Şerit, o sırada, yitim kutupsallığının zıtlaşmasının meydana gelmesiyle genişleyen kabuk kütesine birleşir.

Kısalmanın Olmaması Sunda ve diğer yay önu havza dolguları ve bunların ince üst levha litosfer temelleri, kendi genişliklerine karşıt olarak yaygın bir şekilde kısaltılmazlar. Halbuki bunlar sırta doğru olan taraflarında tektonik erozyonu ve kırışmayı etki altına alırlar. Endonezya ve diğer aktif yitim sistemlerindeki pekçok yay önu havzasını kesen yansına profilleri üzerinde kalın ve bozulmamış havza dolgusu tabakalar görülebilir. Deformasyonun olmaması, üste gelen levhaların ön kenarlarının yitilen levhaları kırıştırdığı şeklindeki yaygın varsayımı (örneğin, Hutchinson, 1980) çürütmektedir. Çok fazla makaslama, üste gelen bir levhanın önünde, itilen eklenir kamayı kiremit gibi üst üste getirir. Fakat bu levha genellikle kısaltılmaktadır. Pekçok modern mağmatik yaya karşıt durumda kısalma değil hafiften şiddetliye doğru uzama ortaya çıkmaktadır. Belki de bu, dikçe batan yitilen dilimlerin aşağı doğru, altta uzanan mantonun yerini alması nedeniyle olmaktadır; dilimlerin üzerlerindeki manto, astenosfer

ve litosferin uzamasıyla sonuçlanmaktadır.

Yay Terslenmesi ile İlişki Yitim sistemlerinin tipik faaliyetlerine, kalın kabuksal kütleler arasındaki bir çarpışmayı izleyen yitim kutupsallığının terslenmesi ile başlanır. Yitim artık yeni yeni genişleyen kabuksal kütle içinde oluşabilir ve yakınsama devam ederek yeni bir yitim sistemi, genişleyen kıta kütesinin okyanusal tarafını deler. Delme genellikle ince ve kalın kabuğun arasındaki sınırdadır. Fakat bu sınırdan 100 km. kadar okyanusa doğru okyanus litosferi içinde olur. Böylece okyanus litosferinin bir şeridi, yeni yeni belirlenen üste gelen levhanın ince ön kenarına dönüşmektedir. Bir ada yayı çarpışmasını izleyen bir terslenme durumunda bu okyanusal şerit, göç eden yay tarafından oluşturulan yay ardı havzasının en genç parçasıdır, ondan sonrası ise yalnızca çarpışmanın kendisinden biraz daha yaşlıdır. Böyle bir açıklama Geç Jura California'sı için çok iyi şekilde belgelenmiştir (Ingersoll ve Schweickert, 1986), ayrıca Sumatra ve Java dahil pekçok diğer yaydan alınan verilerle de uyumludur (Hamilton, 1988 b). Karşıt görüşler Karig (1982) tarafından anlatılmıştır.

Yüksek Basınç Metamorfizması Sunda sistemindeki Neojen melanji içinde şimdilik bilinen tek yüksek basınç metamorfik kayaları, Moore ve Karig (1980) tarafından Nias'ta bulunmuş olan granatlı amfibolit bloklarıdır (Glokofan şistlerin, daha doğuda Banda kesimindeki Neojen melanjında mevcut olduğu bilinmektedir). Mavi şist ve yer yer eklojit ve granatlı amfibolit fasiyeslerine ait yüksek basınç metamorfik kayalarının ise Endonezya bölgesinde ve dünyanın başka yerlerindeki Pre-Neojen Fanerozoik yitim karmaşıklarında geniş olarak yer aldığı bilinmektedir. Böyle kayaların petrolojisine göre bunlar daha çok 25-45 km. lik derinliklerde, nisbeten düşük-orta sıcaklıklarda metamorfize olmuşlar ve jeotermal gradyanın böyle derinlikler için normal değerlere dengelenmesinden önce sığ derinliklere dönmüşlerdir. Bu açıkça, yitimle üretilen bir geri akış oluşumudur (Örneğin, Cloos, 1985, ve Wang ve Shi, 1984). Dünya çevresindeki pek çok oluşukların jeolojik ilişkilerinden ve modern kamaların geometrisinden yola çıkarak, böyle metamorfik kayaların asla hendek, yay önu sırtı ve yitilen litosfer arasındaki bir eklenir kama içinde oluşamayacağı, daha çok üste gelen levhanın altında yitilen sadece kabuksal ve kabuk üstü malzemeleri oluşturacağı sonucuna varıyorum.

Yitilen levhalardaki çökel, kısmen eklenir kamanın yanından geçebilir ve üste gelen levhanın oldukça altında gidebilir. Bu durum güney California'daki antiklinal pencerelerinde, metamorfize olmuş okyanusal çökelinin ve kabuksal kayaların geniş olarak görüldüğü (Pelona, Orocochia ve Rand şistleri olarak adlandırılmıştır) alt kıtasal kabuğun altında meydana gelmiş Üst Kretase'nin üst seviyelerindeki yitilme ile doğrudan ortaya çıkmıştır.

Mesozoyik yaşlı California ve diğer derince aşındırılmış eklenir kama sistemleri ve yay önu havzalarının benzerliği nedeniyle, üste gelen Sunda levhasının yarı-havza ön kenarının altında, melanjin şimdi mavi şist fasiyesinde ve belki de eklojit fasiyesinde metamorfize olmağa olduğu sonucuna varıyorum. Havza dolgusunun altında okyanusal kabuk hızındaki kalın zon Kieckhefer ve diğerlerinin (1980) tanımladığı gibi, havzaya temel olan üste gelen levhanın, bunun altındaki meta çökel kayaların ve hala daha derine yitil-

mekte olan Hint Okyanusu levhasının kabuğunun oluşturduğu kalın bir yay tipi ofiyolitik sandviçin örneği olabilir.

Mağmatik Yay Sunda volkanları şimdi, manto depremlerinin eğilmiş Benioff zonunun tepesinin yaklaşık 100 km. üzerindeki bir kuşakta veya orta düzlemin yaklaşık 130 km. üzerinde püskürmektedirler (Hamilton, 1974 a, 1978 a; Hayes ve Taylor 1978). Bu mağmatik yay Sumatra'da kıtasaldan, Java'da geçiş niteliğine, Bali, Lombok ve Sumbawa'da ise olgun bir okyanusal ada yayı tipine değişmektedir. Sunda sistemi volkanizması, Sumatra'da Erken Miyosen'e kadar başlamamıştır. Orta Tersiyer volkanik kayaları geniş yayımlıdır, fakat bunlara karada çok yetersiz bir şekilde yaşlar verilmiştir. Ancak başlangıç dönemi ve sonraki ana silisli mağmatizmanın devamlılığı belirlenmiştir. Tayland Körfezi'ndeki sondajlarda Alt-Orta Miyosen yaşlı fazlaca volkanojenik karışık tabakalı killere ve daha yukarıda da şeyller tesbit edilmiştir. Volkanizmaya, sondajlarda geçilen ara katkı tabakalarının paleontolojik yaşıyla yaş verilmiştir. Bu yaş güney Java'nın kıyı ötesinde Geç Oligosen'dir. Bu mağmatizmanın Sunda sistemini mi yoksa Sunda sistemi kıtası ile çarpışan bir okyanusal ada yayını mı açıkladığı belirsizdir. Fakat orta ve batı Java ile kuzey ve kuzeybatıya olan şelflere karşı gelen Üst Oligosen ve sonraki tabakaların devamlılığı, bu bölgenin bu durumda Güneydoğu Asya'nın yapışık bir parçası olduğunu göstermektedir. Sumatra ana karasının Paleojen'i kara içinden, ileride değinilecek olan çarpışan yaya doğru Güneydoğu Asya kratonik kaynaklarından gelen alçak ve du-raylı bir kara kütesine karşı gelen yay öncesi çökelişini işaret etmektedir.

Mağmatik yayın volkanları, içinde Java ve Sumatra'nın Miyosen öncesi kayalarının çok görüldüğü bir jeantiklinalin üzerinde yükselmektedirler. Bu jeantiklinal tahminen, magmatik şişmenin ve önceden var olan kabuğun termal olarak yükseltilmesinin bir ürünüdür. Kıtasal Sumatra, volkanik kayalar öncesinin jeantiklinaline sahiptir. Ben burada, volkanları oluşturacak kadar mağmanın yüzeye erişmesinden önce, büyük miktarlarda migmatitleri oluşturacak mağmatik sıcaklıklara yakın intrüzyonlar tarafından ısıtılan bir kabuksal sütunun bulunduğunu düşünüyorum.

Volkanik kayaların bileşimi sistematik olarak, içinde mağmaların püskürdüğü kabuğun karakteri ile değişmektedir. Sumatra'nın kabuğu, silisli radyojenik granitlerin olduğu Geç Paleozoyik'te kıtasaldı ve olasılıkla Prekambriyen sırasında da aynı şekildeydi. Ancak bu yaşı verecek hiç bir kaya belirlenmemiştir. Bu kıtasal kabuk üzerindeki modern mağmatik yay kayaları bileşim bakımından genellikle silisliye doğru ortaçtır. Bunlar hacim bileşimi olarak yaklaşık riyodasitlerdir (granodiyorit), az miktarda bazaltlar da vardır. Çok miktarda Geç Pleystosen silisli ignimbrit erüpsiyonlarının eşlik ettiği çökmenin meydana getirdiği Toba Gölü kalderası, herhangi bir yerde bilinen en geniş kalderadır ve şimdiye kadar haritalanmış en geniş üst kabuk granitik plütunu olan, California'daki Sierra Nevada'nın Geç Kretase yaşlı Whitney Dağı plütunu ile hemen hemen aynı boyut ve şekildedir. Neojen öncesi kabuğu hemen hemen kıtanın kalınlığında olan, fakat melanjlar ve mafikten ortaça kadar ki mağmatik kayalardan ibaret olan Java'daki genç volkanik kayalarda mafikten ortaça kadar değişim gösterirler (başlıca piroksenli andezitler ve yüksek alümina bazaltlar ile ikincil olarak da dasitler). Benzer mafik ve ortaç kayalar, tama-

men Neojen yaşında kayaların görüldüğü Bali ve Sumbawa'nın olgun okyanusal ada yayını karakterize ederler. Daha da doğuda, ilerde tartışılacak olan Banda Yayındaki volkanik yay daha gençtir ve Sunda kesiminin olgun okyanusal kısmındakilerden petrolojik olarak daha az gelişmiş olan daha ilkel bazaltlardan ibarettir. Gelişmiş ve silisli magmatik kayalardan, daha ilkel ve mafik olanlara doğru deneştirilebilen geçişler, devamlı mağmatik yayların kıtasaldan okyanusal litosfere doğru kestiği Pasifik çevresinin herhangi bir yerinde görülebilirler.

Hint Okyanusu litosferi Sunda kesiminin tümünün altında yitilmektedir ve tahminen yitimle ilişkili işlemlerle oluşan derin proto-mağmalar (yitilen sulu kayaların yitilmesinin dehidrasyonu sonucu mantonun ergimesi?), kesimin uzunlamasına olarak tümü boyunca mevcut olivince zengin bazaltik ergimelere benzemektedir. Yüzeye erişen volkanik kayalar, içinden geçtikleri kabukla ve kabuk içinde olan reaksiyonlar tarafından oldukça fazla değiştirilmişlerdir. Daha da doğudaki ilkel kayalar bile sığ derinliklerde dengelenmiş mağmaları belirlerler. Hiç bir derin manto mağması büyük değişiklikler olmaksızın yüzeye erişemez.

Ana Sunda mağmatik kuşağının kuzeyindeki volkanlar, bize yitilen dilimlerin derin kısımlarının üzerindeki erüpsiyonları karakterize eden, silise göre potasyum yükselmesi dahil, değinilen tüm değişiklikleri gösterirler.

Sumatra'nın Neojen Öncesi Tektoniği Sumatra ve Java'nın altındaki Hint Okyanusu litosferinin yitilmesine karışan modern Sunda sistemi sadece Orta Tersiyer'de faaliyete başlamıştır. Daha eski jeoloji oldukça farklı tektonik sistemlerdeki yitimi belirlemektedir. Sumatra'nın büyük bölümü hiç olmazsa Geç Paleozoyik'ten beri kıtasaldır ve Geç Paleozoyik ve Erken Mesozoyik kenetlerinde (Sutur) ve Malaya Yarımadası'nda olduğu gibi mağmatik yayların aynı sistemine aittir. Orta Jura zamanında orta Yeni Gine'de olduğu şekilde, şimdi Sumatra da riftleşmiş olabilir ve bunun bir riftleşmiş kenar tabakalı kama olduğu sonucuna Sumatra'dan sunulacak yetersiz verilerden hareketle varılmış olabilir. Diğer taraftan Java tamamen, mağmatizmanın Jura sonrası yitilmeyle ilişkili süreçleri ve tektonik eklenme ile meydana getirilmiştir. Sumatra'nın Neojen öncesi jeolojisini gözönüne alan pek çok istikşaf verileri, seyrek arazi traverslerinin ve kısa kaya tanımlamalarının zorlanmalarıyla oluşturulan (Bennett ve diğerleri 1981 ; Cameron ve diğerleri 1982; Rock ve diğerleri, 1983 gibi) 1 / 250.000 ölçekli fotojeoloji haritaları şeklinde, benim 1979 tarihli kitabımdan beri yayınlanmaktadır. Ben bu çalışmalarını, eski kıta kabuğunun Geç Jura öncesi yaşlı kayalarının, güneybatıdaki polimiktik yitim melanjının geniş bir kuşağı ile Geç Mesozoyik ve (?) Paleojen yaşlı kırık formasyonunun sınırını teşkil ettiği şeklinde yorumluyorum. Bu eklenir kama karmaşığı hem bu yazarlar tarafından melanj ve serpantin olarak tanımlanan küçük alanları, hem de geniş yayımlı kırık formasyonunun ve polimiktik melanjın gözlendiğinin kısa tanımlarla belirtildiği doğu Woyla Grubu ve Babahrot ve Belok Gadang formasyonları olarak gösterilen daha geniş arazileri içermektedir (Bu raporda başvurulan kaya birimi adları az litostratigrafik önem taşımaktadır). Bu geniş eklenir kama bölgesi Sumatra'nın uzak kuzey orta kısmı boyunca uzanmaktadır. Bunun dağılımı aktif sağ atımlı Sumatra fay sistemi tarafından karmaşık hale getirilmiştir. Fakat orta Sumatra'da güneybatı kıyısına yakındır. Güney Sumatra'da ise söz konusu

kıyı kuşağında Neojen öncesi kayalar görülmemektedir. Olasılı geniş melanj kuşağının batısına doğru, harita yapanlar tarafından batı Woyla Grubu olarak kabul edilen bir kaç lokalitede paleontolojik olarak Geç Jura ve Erken Kretase yaşı verilmiş, ada yayı tipinde, bir volkanik, volkanoklastik ve çökel kayalar kuşağı yer almaktadır.

Ben bu ilişkileri, kuzeye doğru göç eden bir okyanusal ada yayının orta Jura'da Yeni Gine'den ayrılması nedeniyle, bir sürüklenen kenar haline gelmiş olan Sumatra kenarı ile Paleojen'deki çarpışmasını açıkladığı şeklinde yorumluyorum. Sumatra ve Hint Okyanusu'nun yakınsaması devam etmiştir ve şimdi aktif olan yitim sistemi, ilerleyen yayın arkasında oluşmuş olan kenar denizi litosferinin dar bir şeridini terk ederek çarpışmayla genişletilmiş olarak, yani üst levhanın ön kenarı halindeki kıtanın güneyini delmiştir (Bennett ve diğerleri, 1981 ve Rock ve diğerleri 1983, güneybatı kayalarının ada yayı karakterlerini ayırt etmişler fakat benimkinden oldukça farklı yorumlamışlardır).

Java'nın Neojen Öncesi Tektoniği Java'daki modern yitim sistemi Geç Oligosen'den daha erken bir zamanda başlamıştır. Neojen öncesi kayalar, orta ve güneybatı Java'da sınırlı sayıda küçük alanlarda, Geç Kretase ve Erken Paleojen yaşlı polimiktik melanjlar halinde ve üstte gelen Orta veya Geç Eosen'den Oligosen'e kadar yaşlı kuvarslı kırıntılı tabakalar ve sıg su karbonatları şeklinde görülmektedir. Kuzey Java'nın yüzey altından ve Java Denizi şelfinden daha çok bilgi elde edilmiştir. Temele hakim olan Kretase ve Erken Paleojen yaşlı melanj, yaygın olarak görüldüğü güneydoğu Borneo'ya doğru olan şelfi keserek Java'dan kuzeydoğuya doğru giden geniş bir kuşak halindedir. Bu melanj kuzeybatıya doğru Borneo ve Java Denizi'nin temelinde geniş yayılımı Kretase yaşlı granitik ve volkanik kayalar olarak ikiye ayrılabilir. Paleojen esnasında batı ve orta Java ile Java Denizi, tektonik olarak ve magmatik olarak hareketsizdi ve Malaya Yarımadası'nın tümünü, Sumatra'nın büyük bir bölümünü içeren yarı kıtaya doğru eriyerek birleştirilmişti ve yitim küçük kıtanın karşı kenarının altındaydı; Güney Çin Denizi litosferi de o sırada şimdiki kuzeybatı Borneo'nun altında güneye doğru yitilmekteydi. Paleojen'de kuzeye doğru göç eden bir yay Java ile çarpışmışsa Sumatra için beklenen yorumda olması gerektiği gibi, böyle bir yayı ait olablen orta Java'nın güneyinde sondajla kesilen Üst Oligosen yaşlı volkanik kayalar da şimdi kıyı ötesinde yeraltında uzanmaktadırlar. Doğu Java, Bali, Lombok, Sumbawa ve Flores bilinen bütün Neojen öncesi karmaşıkların doğusunu kaldırıp atmakta ve sadece okyanusal Neojen yaşlı ada yayı kayalarını göstermektedir.

Neojen Deformasyonu Jeosenkinal teorisinin en popüler olanı, büyük kabuk kısalmalarını yay magmatizmasının bir habercisi olarak varsayanıdır. Böylece bir deformasyon ne Sunda sisteminde ne de diğer modern magmatik yaylarda belirlenmemiştir. Java'da Orta Tersiyer tabakaları açık bir şekilde kıvrımlıdır; deformasyon magmatik merkezlerden uzağa doğru konsantrik olma eğiliminde olarak yoğunluk yönünden azalma gösterir (Djuri, 1975); ve magmatik adaların ve büyük yapıların gravitasyonel yayılmaları muhtemelen deformasyonun ana nedenlerinden biridir. Sumatra'da modern volkanik kuşağın içinde fakat yerel merkezlerin uzağında bulunan Orta Tersiyer yaşlı magmatizma öncesi tabakalar yarı yatay veya yatlı eğimlidirler ve normal faylanma gösterirler. Magmatik

kabuk kalınlaşmasıyla ilgili gravitasyonel yayılma, Sumatra için de düşünülebilir. Sıkışma deformasyonu olmayan normal faylanma genellikle olgun ada yaylarının eski kısımlarında görülür. Fakat hafif kabuksal kütlelerin çarpışmalarının karıştığı veya yatlı eğimli bir yitilen levha üzerinde, üstte gelen bir kıtasal levha şeklindeki yakınsamanın çok hızlı olduğu yerlerde, şiddetli kısalma ve ana kabuk ters faylanması sonuçları ile karşılaşılabilmektedir.

Banda Yitim Sistemi

Banda Yayı, Sunda kesiminden doğuya doğru devam eden büyük bir yitim sistemidir. Sistemin karakteri doğrultusu boyunca oldukça fazla değişmektedir. Okyanusal litosfer Sumatra'da bir kıtasal levha altında, Java'da geçişli litosfer altında ve Bali-Sumbawa-Flores kesiminde başka bir okyanusal levha altında yitilmektedir; Banda Yayında bir okyanusal yay şu anda Avustralya kıtası ve yeni Gine ile çarpışmaktadır. Bu çarpışma Neojen'de doğuya doğru tedricen daha gençleşmektedir ve yay karmaşığı kıtaya eklenirken, yitim yayın güney kolunun altında, güneye doğru dönüşerek terslenmektedir. Banda yayının güney kolu tamamen Neojen yaşlıdır ve doğuya doğru gidişi boyunca magmatizmanın başlangıç döneminin yaşı tedricen gençleşmektedir; yay zamanla boyca uzamaktadır. Doğu Banda Yayında hendek, yay önü sırtı, havza ve volkanik yayın hepsi dar bir kavisin etrafında konsantrik olarak gidişlidir. Depremlerin iyi tanımlanmış bir Benioff zonu, Sunda Yayının eklenir kamasından ve Banda Yayının güney kolundan derin mantoya doğru kuzey istikametinde dalmaktadır. Sismik zon doğuda, batimetrik özelliklere konsantrik olan, hafifçe doğuya doğru dalan, fakat sadece Banda Yayının geometrik ekseninin biraz kuzeyine doğru belirsiz olmadan iz bırakılarak, kaşık şeklinde bir zonu belirleyen bir kavis çizer. Benim 1979 ve daha önceki yayımlarımın çeşitli sonuçları, başkaları tarafından kopya edilmiş ve bazıları buraya da alıntısı yapılan daha fazla jeofizik verileriyle genişletilmiştir.

Hendek. Sunda kesimindeki hendeğin okyanusal litosferi örtmesine karşılık, Banda kesimindeki sıg hendek, yayın tüm kavisini etrafında kıtasal kabuğu örtmektedir. Hendeğin ve eklenir kamanın diğerlerinden farklı tektonik morfolojisinin yayın etrafındaki devamlılığı, yansıma profillerinin sonuçlarıyla gösterilmiştir. Hendek, bir taraftan Avustralya-Arafura-Yeni Gine kıtasal şelfinden, diğer taraftan eklenir kamanın ucundan aşağı doğru yay çizen sıg su tabakaları arasındaki hafif dihedral açıyı işaret eder. Eklenir cephe, şelf tabakaları içinde gelişen yeni ters fay dilimleri halinde kesikli bir şekilde ilerler (Karig ve diğerleri, 1987). Kıtasal kabuk, hiç olmazsa yay önü sırtının iç kenarına doğru eklenir kamanın altında uzanacak kırılma (refraksiyon) verileriyle belirlenmiştir (Bowin ve diğerleri 1980; Jacobson ve diğerleri, 1979). Mc Caffrey ve diğerleri (1985) kıtanın ince ön kenarının Timor kesiminde 150 km. lik bir derinlikte yitilmekte olduğu ve hala derince yitilen okyanusal litosferin bağımsız bir şekilde ayrılıp battığı sonucuna varmışlardır.

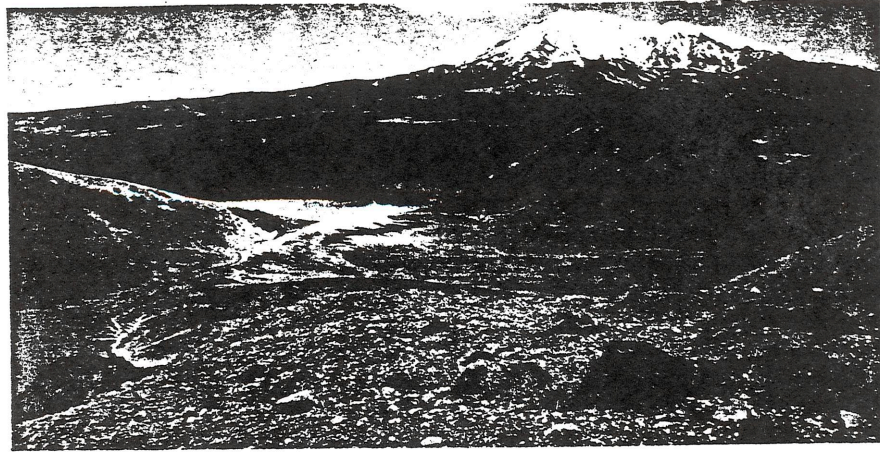
Yay Önü Sırtı Eklenir kamanın tepesi Java'dan Flores'e tamamen denizaltındadır. Fakat kıtasal kabuk, üzerinde durduğu yerlerde geniş ve yüksek Timor adasını; daha altta daha küçük ve daha geç başlayan adaları Banda Yayının dar doğu kavisinin etrafında; geniş ve yüksek Seram'ı ise sistemin kuzey kolunda oluşturmaktadır. Düşük yoğunluklu malzemenin kalın bir kümelenmesi halinde yayın çevresindeki kamanın de-

vamlılığı, devamlı gravite anomalisi tarafından belirlenmiştir (Bowin ve diğerleri (1980)). Hamilton (1979)'da verilen ada jeolojisi tanımlamalarına eklenen ayrıntılar benim eklenir kamatanımlamalarımı oluşturmuştur. Kama polimitik melanj ve kırık formasyonların kiremit gibi üst üste gelmelerinden ibarettir. Bu formasyonlar genellikle yaya doğru eğimlidirler; kamanın üstünde ilerlediği kıta şelfinden gelen tabakalar, kamanın tepesinde çökelen tabakalar, abisal pelajik çökeller, hem ofiyolitik hem de kıtasal kristalen kayaların dilimlerini ve parçalarını içeren değişebilen yapışık tabakalardır. Yay önu havzası malzemeleri, üste gelen levha temelinin, bunları tektonik olarak kaldırmasından sonra kamanın içine doğru üst üste dizilebilmektedirler. Kamanın tepesi hem kamanın içine doğru üst üste gelme nedeniyle kalınlaşmasıyla hem de kıtasal kabuk üzerine dışa doğru ilerlemesiyle yükseltilirken, Kuvaterner resifleri de deniz seviyesinden yaklaşık 1000 m. yükseltilmişlerdir.

Berry ve Grady (1981), merkezi Timor'un kuzey kenarındaki bir ofiyolit kütleleri olan ve dışa doğru en üstteki amfibolit fasiyesinden yeşilist fasiyesine doğru azalan çökel kayalardaki metamorfizmayı araştırmışlardır. Hornblendten alınan potasyum-argon yaşları, metamorfizmanın yaklaşık

Orta-Geç Miyosen yaşında olduğunu göstermektedir. Berry tarafından haritalanmış ilişkileri yorumlarken, üzerine ilerlenen ada yayının sıcak ön kenarı olarak kabul ettiğim ofiyolit tabakasının altında, aşağı doğru metamorfizma sıcaklığının azaldığı sonucuna varıyorum. (Berry ve Grady ise düşey veya doğrultu atımlı tektonik olduğu sonucuna varmışlar ve sıcak kaynak önermemişlerdir). Tethyan bölgesi sıcakken yer değiştirmiş olan pekçok benzer ofiyolit kütlelerine sahiptir. Daha da batıdaki Timor kuzey sahilinde ise Üst Miyosen yaşlı toleyitik ve kalkalkalen bazaltlar güneye doğru kama üzerine ters faylanmışlardır (Abbott ve Chamalaun. 1981); ben yine ilerleyen yayın üzerine bindirme sonucuna varıyorum.

Yay Önu Havzası Yay önu havzası Banda Yayının etrafında (Sumba hariç) devamlıdır. Az deforme olmuş tabakalar havzanın dışındaki yay önu sırt üzerine bindirmişlerdir ve iç tarafta mağmatik yayın volkanoklastiklerinin içine doğru derecelenirler. Batimetrik havza, Weber derinliği'ni belirleyen dar atmalı şeklindeki kavisinin eksenine doğru (bu eksende derinlik tam 7.5 km. ye erişir), Banda Yayının her iki kolu boyunca, simetrik olarak derinleşmektedir. Havzanın üste gelen litosferin ince ön kısmının elastik sapmasıyla oluştuğu, kenarının da, altta hem eklenir kama melanjı hem de kıta kabuğu tarafından



Şekil 5. Yeni Zelanda'da North Island'ın modern volkanik yayının volkanik kayaları. A. Jeantiklinal üzerinde duran yayın uzantsız güney ucundaki Lower Tama Gölü patlama kraterleri ve Ruapehu bazaltik andezit stratovolkani. B. Deniz yüzeyinin çok az üzerinde olan yayın hızlı uzanımlı kuzey kısmındaki orta Kuvaterner yaşlı normal faylanmış ve dönmüş silisli biyotitli riyodasitik ignimbrit tabakaları. Paeroa Range, Rotorua gölünün 25 km güneyindedir.

doldurulduğu sonucuna varıyorum. Bu depresyon üç taraftan gelerek Weber Deriliği'nde bir araya toplanır.

Havza Banda Yayının güney kolunun ve doğu kavisinin etrafındaki herhangi bir yere nazaran , kuzey ve doğu Timor boyunca daha dar olarak saptanmıştır. Ben, üste gelen levhanın ön kenarının tektonik olarak erozyonuna ve bu ön kenar üzerindeki tabakaların çökeldikleri Timor kamasının içine doğru kiremit şeklinde üst üste geldiklerini düşünüyorum. Havzanın bu ve diğer kesimleri içindeki yitimin yansıma profilleri hakkında; önerilemeyen yitim tarafından daralma oluşturulması (veya Weber Derinliği'nde derinleşme) hakkında hiç bir fikir yoktur. Kuzey kolunun batı Seram kesimindeki Buru'da, Banda Yayının konsantrikliği bozulmaktadır. Yay önu sırtının bu kısmından içeriye doğru hiçbir yay önu havza mevcut değildir. Tahminen tükenmiş mağmatik yayı temsil eden ve silisli kıtasal kayalar içinden püskürtmüş olan Pliyosen yaşlı volkanik kayaların adaları (Abbott ve Chamalaun, 1981) sırttan sadece dar boğazlarla ayrılmışlardır. Örtün levhanın tektonik erozyonu burada açıklamanın bir parçası olabilmektedir.

Geniş Sumba adası, yay önu havzası veya her ne ise onun içinde yükselmektedir ve onun deforme olmamış Miyosen'den Kuvaterner'e kadar yaşlı tabakaları havzayla devamlılık gösterirler. Ada, Miyosen öncesi yaşlı kristaller ve çökel kayaların az anlaşılmalı bir karmaşığının üzerinde domlaşmış olan havzanın yükselmiş bir parçasıdır. Ben burayı Java şelfinden riftleşmiş bir kabuksal parçayı temsil eden eski kayalar olarak düşünüyorum (Hamilton, 1979), halbuki Silver ve diğerleri (1983) Avustralya'nın önünde, havzanın altında yitilmiş kabuk parçalarının bir temsilcisi olduğunu söylemişlerdir.

Mağmatik Yay Banda Yayının güney kolu ve doğu kavisinin etrafında mağmatik yay devamlı ise de, tarihesi duruma bağlı olarak sistematiği şekilde değişmektedir. Güney kolunun batı kısmında Erken Miyosen olan, doğu kısmında ise Pliyosen'e ve belki de dar doğu yayı içinde Kuvaterner'e kadar gelen mağmatizmanın başlangıç döneminin yaşının azalması ile, yayın güney kolu boyunca doğuya doğru uzanan büyük mağmatik yapının genişliğinin ve hacminin azalışı uymaktadır (Tarihi sonra belirlenecek benim monografimdeki veriler Abbott ve Chamalaun 1981 ve Suwana ve diğerleri, 1981, i içermektedir). Keskin doğu kavisinin etrafındaki mağmatik yay, sadece, dar ve zayıf devamlılık gösteren bir sırtın tepesindeki küçük, aktif volkan adaları tarafından temsil edilmektedir. Volkanik kayalar daha yaşlı kesimde andezitten gelişmiş bazaltlara, genç kesimde ise andezitten ilksel bazaltlara doğru uyum içinde değişmektedir. Volkanik kayalar, yayın kısa, düzensiz kuzey kolunda Pliyosen yaşlıdır. Fakat burada tektonik ilişkiler çok az anlaşılmalıdır. Volkanlar mağmatik yayın güney kolu boyunca ve yayın doğu kavisinin etrafında şu anda aktiftirler. Bunun istisnaları doğu Timor'un kuzey ve kuzeydoğusundaki yaklaşık 500 km.lik bir uzunluk ile Buru-batı Seram kesimindeki kısa kuzey kolu boyunca olan kısımdır. Buraların her ikisinde de volkanik etkinlik Pliyosen'de sona ermiştir. Banda Denizi altındaki yitimin kesilmesinin sonucu olarak bir kıta-yay çarpışması aşıkardır.

Yay Terslenmesi Tektonik geometrisinin göreceli olarak güneye doğru bir yitimi belirlediği Banda Yayının güney kolunun, her biri yaklaşık 500 km. uzunluğundaki iki kesimi, şu anda volkanik yayın kuzey temelindeki hendeklerle işaretlenmiştir. Bu kutupsallık ana Banda sisteminin tersi

yöndedir. Ben yansıma profillerindeki hendekleri saptadım ve yayın kıtaya çarpışmasını izleyen yay terslenmesini tartıştım. Breen ve diğerleri (1986), Karig ve diğerleri (1987) Mc Caffrey ve Nabelek (1984-1987), Reed ve diğerleri (1986) ve Silver ve diğerleri (1983c-1986) yansıma profillerinden, yan-tarama haritalamasından, deprensellikten ve diğer verilerden elde edilen terslenmiş, cepheye ait hendeklerin ve eklenir kamaların karakteri ile uzanımlarını daha fazla açıklamışlardır. Bu yeni hendeklerin doğuşu, orta ve doğu Timor'un kuzeyidir ve mağmatizması Geç Pliyosen'de kesilen volkanik yayın bu parçasıyla aynı zamana rastlamaktadır. Yeni hendeklerin batı kısmı, kuzeye dalımlı yitim sistemine açıkça ait olan mağmatizmanın hâlâ aktif olduğu fakat Geç Kuvaterner içinde azalmış görüldüğü Flores, Sumbawa ve Lombok'un kuzeyinde uzanmaktadır.

Banda Denizi Banda Yayına ilişik, küçük fakat karmaşık Banda Denizi, okyanusal kuzey ve güney Banda havzalarından ve denizaltı sırtlarının araya giren bir grubundan ibarettir. Bu sırtlar kıta kabuğunun parçaları olacak şekilde vuku bulan tırmıklanmadan dolayı bilinmektedir (Silver ve diğerleri, 1985). Mini kıta parçaları Banda Denizi'nin kuzey kısmı etrafındaki kısmen yarı kaynaşmış platformlarda görülmektedirler (batıda Buton'da, kuzeybatıda Banggai-Sula'da ve kuzey merkezde Buru-Ambon-batı Seram'da) (Hamilton 1979, Pigram ve Panggabean, 1983; Silver ve diğerleri 1983b; Silver diğerleri, 1985). İki ana Banda Denizi havzasının okyanusal kabuğunun oluşum yaşı henüz sondajlarla irdelenmemiştir. Ben havzaların göç eden bir Banda Yayının arkasında ve Senozoyik devrinde oluştuğunu öne sürmüştüm. Bowin ve diğerleri (1980), Lee ve Mc Cabe (1986), Pigram ve Panggabean (1983) ve Silver ve diğerleri (1985) benimle çelişkili olarak, her iki havzanın Mesozoyik litosferinin kapanlanmış küçük parçaları olduğu görüşündedirler. Kuzey Banda Havzası'nın güney yarı havzasından alınan istikşaf ısı akısı ölçümlerinin çok yüksek olmasına, yani Neojen riftleşmesinin orada da muhtemelen var olduğunun anlaşılmasına rağmen (Van Gool ve diğerleri, 1987), Senozoyik öncesine ait kıta kabuğu parçaları tarafından kesintili bir şekilde kenarları belirlenen Kuzey Banda Havzası'nın bölümleri için bu yorumlar akla yakındır. Güney Banda Havzası'ndaki eski kabuk şeklindeki bir yorum ise, Geç Neojen esnasında boyu uzatılan bu havzanın güney kenarını belirleyen Banda Yayısı için akla yakın değildir.

Yorumlama Banda mağmatik yayının başlangıç döneminin yaşı, Erken Miyosen'den Pliyosen'e ve belkide Kuvaterner'e kadar, yay boyunca doğuya doğru tedricen gençleşmektedir. Yani yayın boyu zamanla uzatılmaktadır. Yayın Avustralya-Yeni Gine kıtasıyla olan çarpışması ise, doğudaki dar kavisinin etrafında olandan daha erken olarak Timor'da zaman içinde tedricen doğuya doğru gerçekleşmektedir. Timor, geçmişte doğrultu atımlı faylar üzerinde Avustralya'ya kaymamış, fakat bu kesimde çarpışmadan dolayı ona bağlı kalmıştır. Banda Denizi litosferi, yeni bir hendekteki eklenir yay tarafından genişletilme şeklinde, hatta Banda Denizi altında göreceli olarak batıya doğru olan yay kavisliliği eksenindeki yitilme şeklinde, kıtanın altında, güneye doğru yitilmeye başlamıştır. Bana göre böyle ilişkiler, hızlı bir şekilde göç eden Banda Yayısının arkasındaki yayılma ile oluşmuş olan veya yayın kendi hızlı göçüyle dışa doğru levhalanmış olan Güney Banda Havzası'nın

kabuğunu gerektirir. Banda Denizi, Avustralya ve Yeni Gine arasındaki Arafura iç bükeyliliği içine doğru kaymak için gerekli derli toplu şekillenme öncesindeki bir iç duraylı levhanın temsilcisi değildir. Banda levhası, daha çok, kendi önünde batan kıtaya bağlanmış Jura okyanus kabuğu halinde, muhtemelen kendi şeklini değiştirmiş olan bir içbükeyliliği doldurmağa gereksinim bir şekilde genişlemektedir.

Bu yazının büyük bölümü 1979 tarihli kitabımdaki ile benzerlik gösterir. Fakat ben, tüm Banda yayını ve Banda Denizi'ni bir dış yay ardı havza ile çiftlenen basit bir göç eden yay olarak düşünmekte açıkça hatalıydım. Yayın kuzey kolu (Seram ve Buru), Kuzey Banda Havzası ve denizaltı sırtları daha karmaşık açıklamaları gerektirmektedir. Bütün gözlemciler kıta parçalarının, Yeni Gine'den koparılmış olmaları gerektiğinde aynı görüştedirler. Fakat ayrıntılar oldukça belirsizdir. Uygulanabilir bir çözüm, Yeni Gine'nin kuzeye doğru hızlı hareketini ve Pasifik levhalarının batıya doğru hareketini ve muhtemelen Sunda sisteminin güneye doğru olan hareketini birarada ele almalıdır. Ayrıca böyle bir çözüm, değişik bir şekilde yönlendirilmiş tektonik elemanların şaşkırtıcı sıralanmalarını, Bunda Yayının, hiç olmazsa güney ve doğu kısımlarının göç etmesi ve boyunun uzatılması kadar hesaba katmalıdır.

Karayib, İskoçya ve Karpatya Yayları Üç yüzlü at nalı şekilli bu üç yayın her biri, boyutu ve geometrik biçimi açısından Banda Yayına çok benzemektedir ve benzer kökenleri olduğunu gösteren pek çok özellikleri sergilemektedir. Her biri benim görüşüme göre (ama daha yerel inceleme raporlarına göre değil) doğruya doğru göç eden başlıca okyanus yayları anlamında açıklanabilir. Karayib ve İskoçya yayları Geç Mesozoyik'te Orta ve Güney Amerika ve Batı Antarktika'nın Pasifik taraflarıyla çarpışmışlar, fakat zamanla yay malzemelerini kuzey ve güney taraflarına karşı tedricen doğruya doğru sahile çekerek, bu kara kütleleri arasındaki okyanusal açıklıkların içinden göç etmeye devam etmişlerdir. İlk cephe çarpışmalarını, kıta kenarları boyunca sonradan oluşmuş And sistemleriyle başlayan yitim kutuplaşmalarının terslenmeleri izlemiştir. Karpatya Yayını Tersiyer esnasında bir kıta içbükeyliğine doğru göç etmiş ve ayrıca zamanla kendi kanatlarını ardarda doğruya doğru sahile çekmiş, mini kıta parçalarını arkasından sürüklemiştir.

Kuzey Endonezya ve Güney Filipinler

Molucca Denizi Çarpışma Zonu. İçeriye doğru bakan ada yayları arasındaki bir çarpışma, doğruya bakan Sangihe ada yayı ve zamanla güneye doğru gelişen batıya bakan Halmahera ada yayı arasındaki çarpışmanın olduğu yerde, Molucca denizi bölgesinde devam etmektedir (Şekil 4). Kenet kuşağı kuzeyde tamamen kapalıdır ve Mindanao'da karada görülmektedir. Merkez kısmında kuzey Molucca Denizi bölgesinde, iki yayın eklenir kamaları çarpışmayla birleşmekte ve en azından 15 km kalınlaşmaktadır ve orta kuşaktaki bileşik yüzey hemen hemen deniz seviyesi ve yer yer de onun üzerine yükselmektedir. Aşırı kalınlaşmış birleşik kama her iki yanda, içe bakan hendekleri keserek ve yayların üzerine doğru gravitasyonla akmaktadır. Böylece melanjın yüzeysel ters faylanması yitilmeye zıt anlam kazanmaktadır. Çarpışmayı takiben bu merkez kesiminde yay mağmatizması durmuş ve Sangihe yayının yitim kutupsallığı terslenmiştir. Güney Molucca Denizi bölgesinde ise merkezde iki eklenir kama

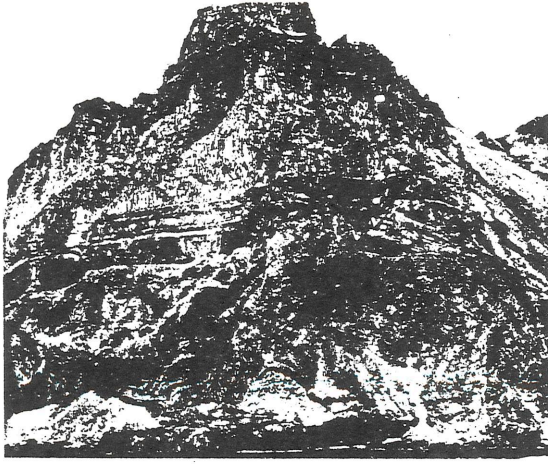
karşılaşmışlardır. Fakat yitim ve yay mağmatizması bunların çarpışma öncesi anlamında hala aktiftirler.

Bu çarpışan yaylar sistemi levha davranışının kavranması açısından önemlidir ve çok araştırılmıştır. Benim bunun üzerindeki çalışmamdan beri de Eli Silver ve değişik çalışma arkadaşları tarafından çok iyi araştırılmıştır. Bu çarpışma sistemindeki güncel bilgiler, geneldeki belgelerin sonuçlarının özetlenmesi şeklinde Cardwell ve diğerleri (1980), Hall (1987), Mc Caffrey (1982), Mc Caffery ve diğerleri (1980), Moore ve Silver (1982), ve Silver ve diğerleri (1983 a) tarafından yayınlanmıştır. Weissel (1980), güneybatı Celebes Denizi'nin deniz tabanı yayılması manyetik anomalilerini (kenar havzası Sangihe yayının arkasında açılmış, fakat şu anda kuzey Sulawesi, güneybatı Mindanao ve kuzey Sangihe yayı altında yitilmektedir) muhtemelen Eosen yaşlı olarak tanımlamıştır. Halbuki Lee ve Mc Cabe (1986) bunları, Geç Kretasen'in en üst yaşında kabul etmektedirler.

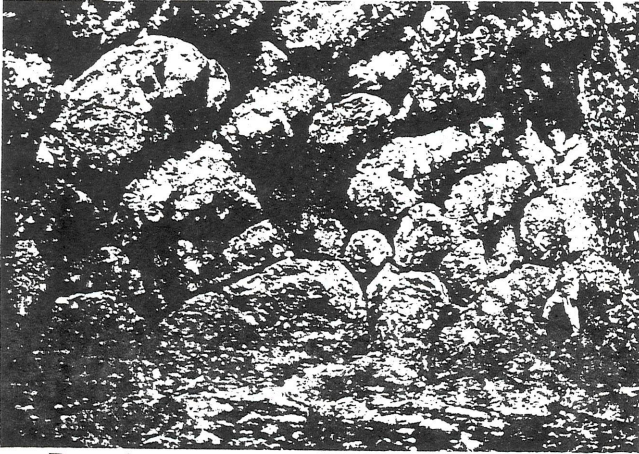
Molucca Denizi levhası Sangihe Yayını altında batıya doğru ve Halmahera Yayını altında doğuya doğru göreceli olarak eş zamanlı bir şekilde yitilmektedir. İyi belirlenmiş bir Benioff sismik zonu Celebes Denizi altında yaklaşık 560 km. lik bir derinliğe Sangihe Yayının altında batıya doğru dalmakta, diğer bir zon ise Halmahera altında 250 km. lik derinliğe doğuya doğru dalmaktadır. Her iki yayın aktif volkanları, Molucca Denizi bileşik melanj kaması altında kaynaşan her bir sismik zonun yaklaşık 100 km. üzerinde toplanmışlardır. Bu iki taraflı yitim, aşağıya doğru gelişmiş yarıklara (slots) doğru bir enjeksiyon süreci şeklindeki yitim koşulları olarak açıklanamaz. Bu yitilen Molucca Denizi levhasının her iki tarafında da kendi üzerinde ilerleyen üste gelen levhalar halinde, düşmesi gerekir.

Güney Molucca Denizi bölgesinin etrafındaki ilişkiler aşırı şekilde karmaşık ve hala çok az anlaşılabilir durumdadır. Veriler ve sentezler Silver ve diğerleri (1983b) tarafından sunulmuştur.

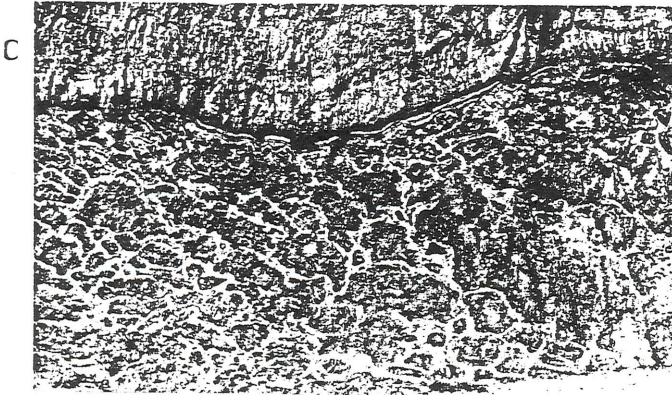
Güney Filipinler'in Kümelenmesi Filipin Adaları değişik şekilde çarpışan, terslenen, oroklinal olarak bükülen ve mağmatik olarak aşırı bastırılmış ada yayı bileşenleridir (mağmatik yaylar, eklenir kamalar, büyük ve küçük ofiyolitik kütleler ve çökel toplulukları). Çarpışan Sangihe ve Halmahera yayları ve araya giren kama, Orta Tersiyer esnasında kenetlenmenin tamamlandığı (Hawkins ve diğerleri, 1985) güney Mindanao'da kıyıya gelirler. Bunların ürünleri, çarpışmayı izleyen yay terslenmesi tarafından başlatılan Catabato Hendeği'nden, göreceli olarak doğuya doğru mevcut yitimle çiftlenen yay mağmatizması tarafından aşırı baskıya uğratılmaktadır. Filipin Hendeği'nden batıya doğru eğilen Benioff zonu sadece sığ derinlikleri doğru uzanır ve belirgin bir şekilde Leyte'nin güneyindeki yay volkanlarıyla ilgisi yoktur (Cardwell ve diğerleri 1983). Bu Filipin Hendek sistemi ile Mindanao'nun geri kalan kısmının kinematik ilişkileri henüz açık değildir. Daha da batıda şu anda harekete geçmemiş, kuzeybatıya bakışlı Sulu Adası Yayını, batı Mindanao'nun Zamboanga Yarımadası olarak kıyıya gelmektedir, ayrıca yavaş yitimli güneybatıya bakışlı Negros yay sistemi, Sulu-Zamboanga Yayına karşı açıkça güneye doğru kapanmakta, daha önceki izdüşümüyle çakışmaktadır. Daha da batıda ise Güney Çin Denizi litosferi altındaki Palawan ada yayı Orta Tersiyer esnasında yitilmiştir ve batı orta Filipinler'de kıyıya gelir. Bu durum



A



B



C

Şekil 6. Aleutian Adalarındaki Unalaska'da Paleojen denizaltı ada yayı kayaları. A. Keratofirden oluşan dom (görüntünün sağ alt yarısı) ve soğansı kütleler (sol alt yarısı) kısmen parçacıklı tabakalı arjilitin (merkeze karşı) ve bir kırılmamış silin (üst yarlar) altına gelir. Yar 350 m yükseklikindedir. B. Siyah camdan ince kenarlı lithoidal latitlerin büyük yastık lavları. Görüntü 10 m yükseklikindedir. C. Altere arjilitteki büyük bağımsız yastıklar, ince arjilitlerin üzerine gelir ve deforme olmamış bir sil tarafından örtülür. Görüntü 25 m yükseklikindedir.

Güney Çin Denizi açıldığı zaman Çin'den riftleşen bir kuzey Palawan mini kıtası ile çarpışmasıyla daha da karmaşık hale gelmiştir.

Böylece güney Filipinler kümelenmesinde altı ayrı orta ve geç Senozoyik yitim sistemi açıkça belirlenmiş olmaktadır. Güney Filipinler'deki Kretase kadar yaşlı yay tipi malzemeler de görülen pek çok ek karmaşıklıklar da henüz anlaşılacak değildir. Bu tariheye eklenen diğer görüşler Hawkins ve diğerleri (1985), Karig ve diğerleri (1986), Mc Cabe ve diğerleri (1987) ve Sarewits ve Karig (1986) tarafından tartışılmıştır. Uzağa giden pek çok yaylar ve parçalar tamamen bir okyanus arası yerleşme alanında kümeleniyor görülmektedirler. Bu bileşik kütlelerin en son nihai yazgısı bir kıtaya eklenmek olacaktır.

Çarpışmalar ve Yitim

Bu bölümde kısaca değinilen böylesi örneklere göre şunlar açıkça ortaya çıkmaktadır; uzun süre izlenen sabit yitim sistemleri tipiktir; çarpışmanın, kümelenmenin, terslenmenin, riftleşmenin ve deformasyonun karmaşık sıralanmaları bir kuraldır; ve çarpışan parçacıkların kümelenmeleri bunların en son yerleşme yerlerinden uzakta toplanabilmektedirler. Tarihçeler ve kinematikler, devamlı olan karmaşıklarda, doğrultu boyunca ilginç bir şekilde değişebilmektedirler. Çarpışmalar ve terslenmeler zamanla doğrultu boyunca ilerlemektedirler ve doğrultu atımlı ve oroklinal deformasyon olağandır. Çarpışmalar derli toplu oluşmuş şekiller arasında meydana gelmezler, düzensiz kütleler karşılaşır ve bunların beraberce itiş kırılganlarından önce oldukça değişken deformasyonlar meydana gelir.

Geniş levhalar bir çarpışmadan sonra genellikle yakınsamağa devam ederler ve sonuç yeni kümelenmenin okyanus tarafında yeni bir yitim sisteminin başlamasıdır. Bu sık sık, koşullardaki bir atlayış kadar bir yitim kutuplaşması terslenmesini temsil eder. Bir kıtasal levha altındaki okyanus litosferinin yitilmesi bir levha çarpışmasının olağan sonucu olarak başlar. Megalevhalar arasındaki yakınsama devam eder. Fakat yitilen levhadaki hafif kabuk, yitilmek için çok düşük yoğunluktadır ve böylece yeni yitim sistemi yitim tarafından genişletilmiş olarak kıtasal levhayı okyanus tarafına doğru yarar. Böyle çarpışma sonrası terslenmeler şimdi Timor ve Molucca bölgelerinde devam etmektedir. Bu durumun birçok benzeri de pasifik çevresindeki jeolojiyle belirlenmiştir. Solomon-Admiralty yay karmaşığı iki terslenme sergiler. Bunlardan biri güncel olarak, bir hendek-hendek-transform üçlü kavşağına geçen yay kaymaları şeklinde doğrultu boyunca gelişmektedir (Hamilton (1979).

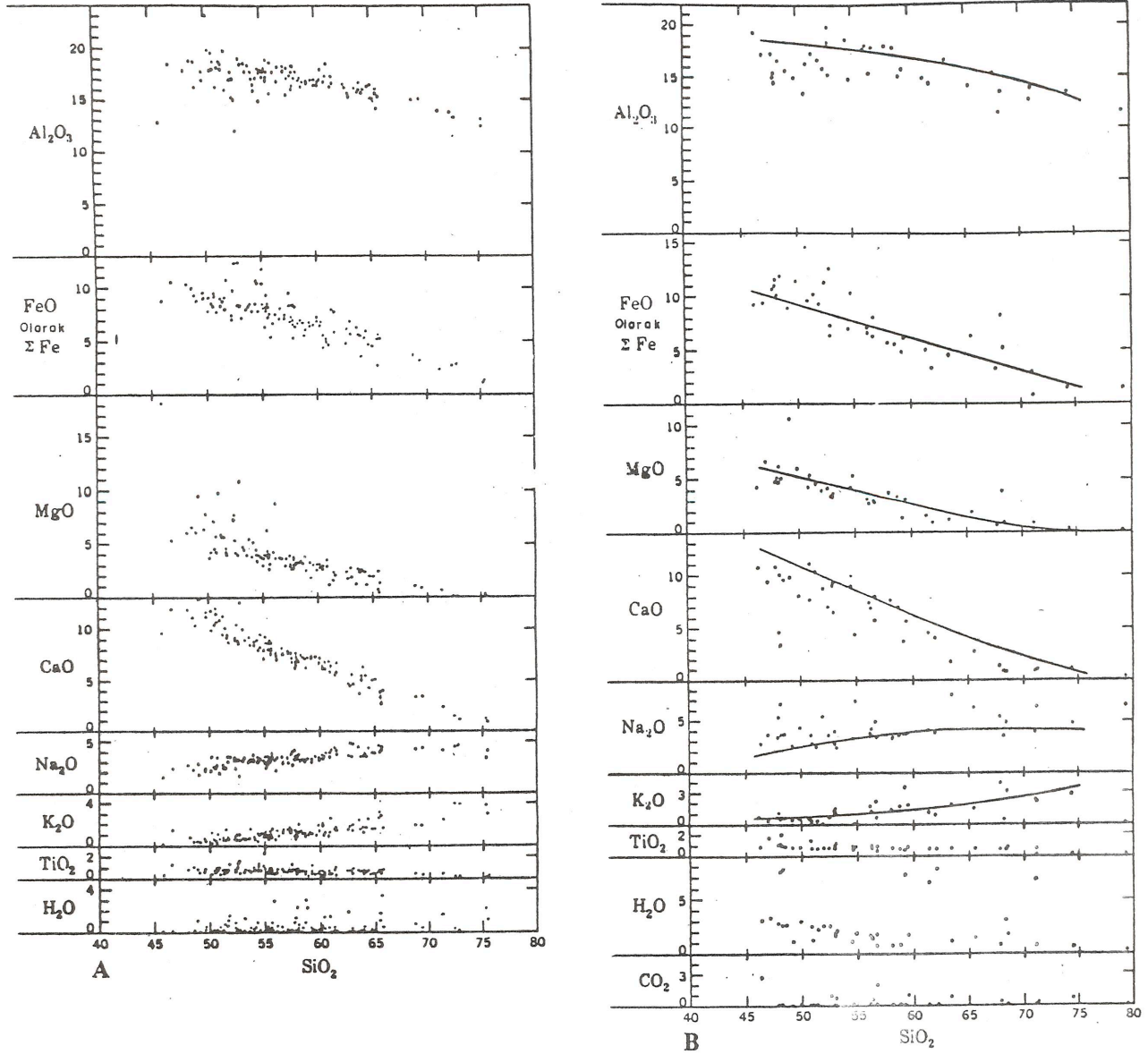
Ana yakınsamalı levha karmaşıkları 10 cm / yıl veya 100 km / yıl, şeklindeki oranlarda yitimi belirlemektedir. Büyük hareketler ve büyük karmaşıklık olağan durumdur. Yitim sistemleri muhtemelen tek oldukları kadar çok sayıdadırlar. Doğrultu boyunca büyük değişiklikler gösterirler ve diğer tiplerin farklı sınırları tarafından birleştirilirler.

ADA YAYLARININ KAYALARI Volkanik Kayalar

Okyanusal ada yaylarının volkanik kayaları zaman içinde ilksel bileşimden gelişmiş olanına doğru bir ilerleme gösterirler. Küçük kabuk hacimli genç yaylardan püsküren

kayalar hakim olarak toleyitik bazaltlardır. Bunların pek çoğu sırt yayımlı bazaltlardan farklı olarak başlıca yüksek alan güç elementleri olan titan, zirkon ve hafniumu düşük oranlarda içerirler. Büyük kabuk hacimli olgun yaylardan püsküren kayalar ise tipik olarak kalkalkalen bazalt, andezit ve dasitlerdir (Kayalar göreceli olarak alüminyum ve kalsiyumca zengindirler). Plajyoklas fenokristalli, olivinli veya olivinsiz iki pirok-

senli bazalt ve andezitler, piroksenli dasitler yaygın tiplerdir. Halbuki pekçok andezit ve dasit ise hornblendlidir. Okyanus yaylarının kayaları izotop bileşimlerinde ilkeldirler ve ilkel izotoplardan yola çıkarak yorum yapmak oldukça tartışmalıdır. Kıta kabuğunun veya böyle bir kabuğun yerini almış kalın terrijen çökel kayalarının içinden püsküren yaylar, yaygın bir şekilde, hacim bileşiminde daha fazla silislidirler.



Şekil 7. A-B). Aleutian Adalarının volkanik kayalarının majör element bileşimleri. Çizimler Hamilton (1963 a, şekiller 65-67) tarafından, U.S Geological Survey raporlarından alınan veriler yerleştirilerek yapılmıştır. A. Yarı yüzeysel volkanların yüzde ağırlık analizlerinin silis değişimi diyagramı. B. Denizaltı volkanik kayalarının ve çağdaş intrüzif kayaların yüzde ağırlık analizlerinin silis değişim diyagramı. Çizgiler yarı yüzeysel kayalardaki değişim gidişlerini göstermektedir (A'dan elde edilmiştir).

Bazı okyanus yayları, mafik üyeleri plajiooklastan yoksun fakat en yaygın üyesi magnezyen andezit ve boninit olan magnezyence zengin kayalar dizisini de içermektedirler (Bloomer ve Hawkins, 1987). Bu kayalar yüksek alan güç katyonları bakımından çok düşüktürler ve boninit ve yay toleyitiği mağmaları muhtemelen, sırt bazaltı meydana getirmek için daha önceden kısmi ergimeye uğramış olan büyük ölçüde harzburgit mantosundan türemişlerdir (Bloomer ve Hawkins, 1987, ayrıca Fisk, 1986 ya bakınız).

Kıta veya geçiş kabuğunda oluşan mağmatik yaylar, Sunda sistemi ve bunu izleyen Yeni Zelanda tartışılırken belirtildiği gibi oldukça gelişmiş volkanik kayaları içerirler.

Petrolojik modelleme başlıca, final volkanik kaya bileşimlerine, çeşitli majör ve iz element kombinasyonlarına ve son yıllarda kalkalkalen kayaların kökeni hipotezlerinin bir göstergesini oluşturmada önem kazanan izotoplara, farklı mantonun kısmi ergimesine ve yitilen malzemelerin karışmasına, çeşitli seviyelerdeki fraksiyasyona, kirlenmeye ve mağma karışımına dayandırılmaktadır. Bu konulardaki güncel makaleler Brophy ve Marsh (1986), Crawford ve diğerleri (1987), Hawkins ve diğerleri (1984), Kay ve Kay (1985), Myers ve Marsh (1987), Nye ve Reid (1986), Wheller ve diğerleri (1987) ve White ve Dupre (1986) dır. Bu açıklamalarda görüş birliğine varılan ana nokta ergimenin şu ya da bu şekilde yitim yüzünden olmasıdır.

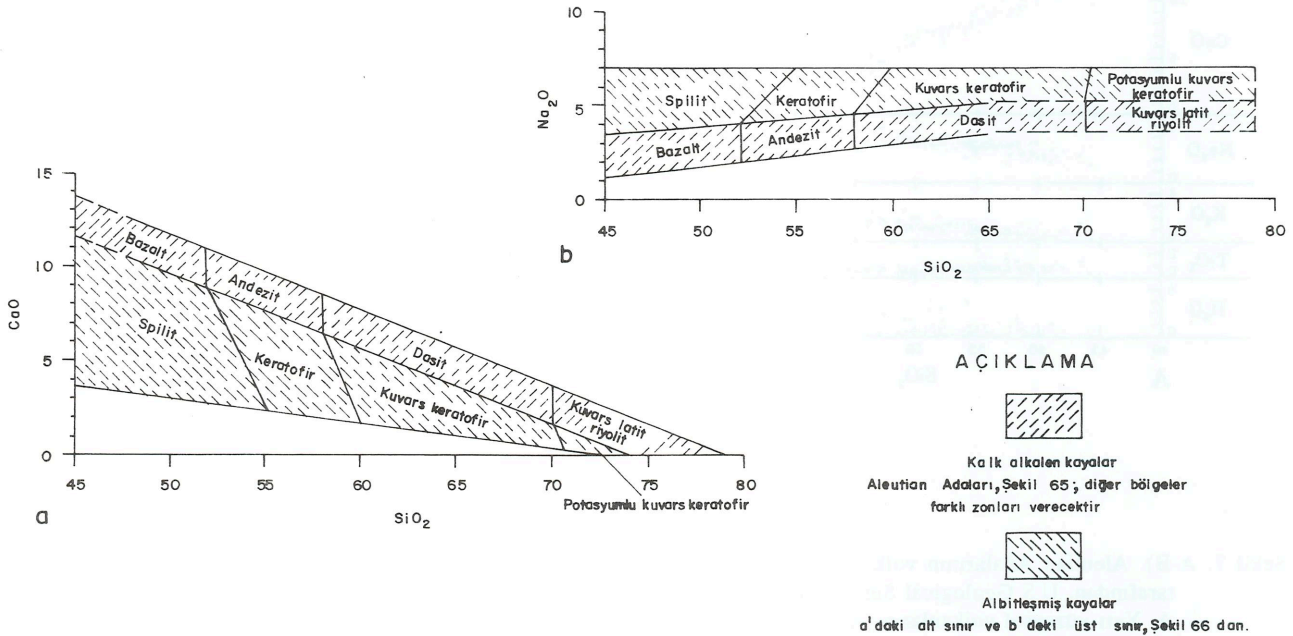
Bu matematik- petrolojik modelleme çoğunlukla, doğru çözüm şansı pek az olan bir veya iki aşamalı işlem kavramlarını bir araya getirir. Mantoda yükselen ergiyikler özel duvar kayalarıyla olan dengedeki kısmi ergimeleri sabitleştiremez (O'Hara, 1985). Kabuğa erişmekte olan ergiyikler fazlaca gelişmişlerdir. O'Hara ve Matthews'in (1981, 237) gösterdiği türden karışıklıklar muhtemelen kabuk odalarındaki daha sonra gelişen ergimelerden dolayı ortaya çıkan zorunluluklardır.

Eğer periyodik olarak dolan, periyodik olarak tapası açılan, devamlı olarak fraksiyona uğrayan mağma odaları mevcutsa bunlar, faz petrolojileri ve iz element kimyaları (şimdiye kadar ki geleneksel yorumlarda) kendi petrojenezleri için homojen olmayan kaynak bölgelerinde, değişebilir derecelerde kısmi ergimeler gösteren ürünler geliştireceklerdir. Odanın tavanının, mağması tarafından asimile edilmesinden ve kimyasal olarak homojen bir peridotit mantosu durumundaki mineraloji değişiminden ortaya çıkan ilave etkiler eklendiğinde karıştırılacak konular oldukça artmaktadır. Bundan başka bu ilişkiler, yalnızca mağma odası parametrelerinin veya püsküren ürünlerin bilinmesiyle manto kaynağı bileşimlerini ortaya çıkarmak için tersine çevrilemez. O'Hara ve Matthews yayımlı sırt bazaltik mağmatizması sistemlerinin en basitini tartışmışlardır. Yay mağmatizması sistemleri, içinden daha sonra mağmaların yükseleceği, tedricen değişen kabuk ve manto sütunlarının yaratacağı büyük ek karmaşaları ve değişik tip kabuğu kesen devamlı yaylar boyunca yer alan volkanik kayaların bileşimlerindeki sistematik değişmelerin sonuçlarını da dikkate alırlar.

Yeni Zelanda Sistemi

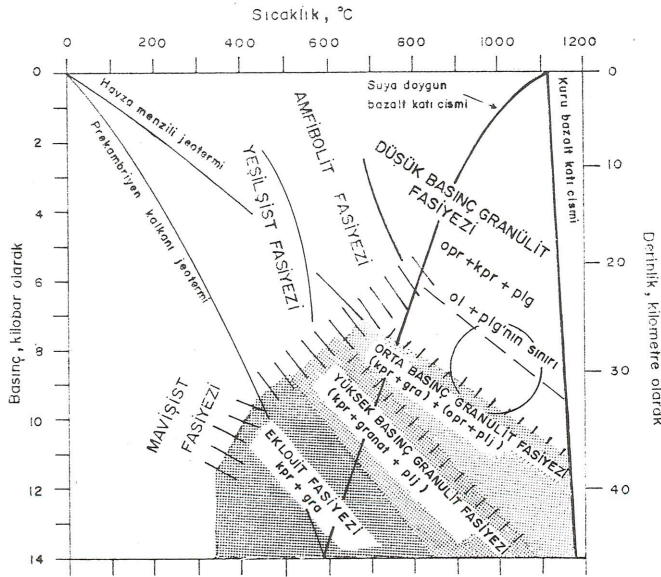
Yeni Zelanda'da güney North Island'daki bir uç noktada kıta şelfini kesen ve okyanusal Kermadec ve Tonga Adaları boyunca kuzey-kuzeydoğuya doğru 300 km. boyunca devam eden düzgün bir mağmatik yaydır. Yay yalnızca kıta-okyanus-yay mağmaları arasındaki zıtlığı değil, yay ve rift mağmatizması arasındaki ayrımları gösteren bazı popüler fikirlerin geçersizliğini de sergilemektedir.

Günümüzde yay, yitilen Pasifik litosferinin devamlı batıya dalan bir dilimi üzerinde uzanmaktadır. Basınç değiştiren bir levha sınırına, Yeni Zelanda içinde yol veren sistem boyunca yakınsamanın ve yitimin hızı güneye doğru azalmaktadır.



Şekil 7 C).CaO, Na₂O ve SiO₂ ağırlık yüzdeleriyle belirlenmiş andezit-keratofir ortaklığı üyelerinin şematik sunuluşu.

Yayın Yeni Zelanda kısmı, bir kıtasal kalınlaşma kabuğu üzerinde, fakat değişebilir metamorfizmaya sahip olan terrijen kırıntılı çökel kayalarının, Mesozoyik yaşlı eklenir kama malzemeleri oluşturmasıyla gelişmiştir. Sistemin okyanusal Ker-madec-Tonga kısmı boyunca bir denizaltı sırtından küçük volkanik adalar yükselir. Göç eden okyanusal kesimin arkasında bir okyanusal yay ardı havza açılmıştır. Uzama zonu Yeni Ze-landa kıta şelfi üzerine güneydoğuya doğru yükselir. North Is-land kuzeyi hızlı, güneye doğru uzantısı azalan, doğuya doğru göç eden ve boyu uzayan yay mağmatizmasının etkisinde kal-maktadır (Stern, 1985).



Şekil 8. Kıta kabuğu ve olgun ada yayları ile ilgili mineral topluluklarının genelleştirilmiş basınç-sıcaklık diyagramı. Sınırlar mafik ve ortaç kayalar için yaklaşıktır, fakat hacim bileşimi ile değişir; bir arada var olan mineraller her fasiyesi kesen bileşimde değişirler. H₂O nun oldukça aktif olduğu yaklaşık 5 kilobardan daha büyük değişikliklerdeki basınçlarda amfibolit ve granülit fasiyesleri arasındaki sınır ve çok değişken P/T genişliğinin genellikle araya girdiği (gösterilmeyen) bir granatlı amfibolit fasiyesi. Kısaltmalar : kpr = klinopiroksen, gra = granat, ol = olivin, opr= ortopiroksan plaj = plajiolklas. Benzer hacim bileşimli kayalar tedricen düşük basınçlı granülden eklojite doğru giderek daha yoğun dönerler. Bu plajiolklasın ferro-magneziyen minerallerle reaksiyona girip ard arda daha yoğun fazlar üretmesi; plajiolklasın ard arda olivin ortopiroksen ve klinopiroksenle reaksiyona girmesi şeklinde olur. Halbuki albit mavi şist fasiyesinin daha yüksek T/P kısmında sabittir ve sanidin de yüksek-sıcaklık eklojite sabittir. Alt kabuğun üst kısmında görülen pekçok mağmatik kayalar daire ile gösterilen alanın içinde veya yakınında kristalize olmuşlardır. Hamilton'dan (1988 a, şekil 2) verilen referanslardan alınmıştır.

Kermadec-Tonga lavları gelişmiş bir okyanus yayı ti-pindedirler (bazalt, bazaltik andezit, andezit ve daha az olan da-sitlerin hepsi petrolojik olarak ilkel ve başlıca yüksek alümina tipleridir) (Ewart ve diğerleri, 1977).

Mağmatizma, eğer herhangi bir uzantı ilerliyorsa, az miktarda bulunan, tahminen mağmatik ısınma ve şişme nede-niyle yükselen, bir alçak jeantiklinal sırtının tepesinde geniş stratovolkanların (Şekil 5 A) olduğu, güney North Island'daki güncel yayın güney ucuna günümüzde erişebilmektedir. Volka-nik kayalar hakim biçimde yüksek alümina andezitleri ve bazal-tik andezitlerdir. Bu da kıtasal malzemelerin (eklenir kamanın terrijen tabakalarından gelen) kendi iz elementleri ve radyoje-nik izotoplarındaki birleşmelerini göstermektedir (Cole, 1979; Ewart ve diğerleri, 1977).

Orta-kuzey North Island'da yay, mağmatizmayla eş za-manlı olarak uzamıştır (Şekil 5 B). Hakim volkanik kayalar ig-nimbritler ve yüksek silisli riyodasit ve kuvarslı latit akıntılarıyla daha az gerçek riyolitler ve daha da az olan bazalt ve dasitlerdir (Cole, 1979 Ewart ve diğerleri, 1977). Yüksek si-lisli kayaların alta yer alan eklenir kama çökel kayaları ile olan izotopik benzerlikleri olasılıkla, yükselen manto diyapir-leri ve göreceli ilksel yay mağmaları tarafından derin kabuğun ısıtılması nedeniyle olmuştur ve kırıntılı tabakaların kısmi er-gimelerinin yüksek derecede olduğunun bir göstergesidir. Uzama, mahtodan kabuksal sütun içine olan mağma ilavesinden daha hızlı olarak ilerlemekte ve bölge alçalmaktadır. Mağmatik kuşağın kuzey kısmı alçalan kıta şelfi üzerindeki deniz seviye-sinin altındadır. Bu, kuvvetlice, iki şekilli olan mağmatik topluluk, eski bir yerleşmeye rastlarsa, pekçok petroloğun görüşüne göre yitilme yerleşmesine karşıt bir kanıt olacaktır (yine de bir mağmatik yay içinde oluşacağı bir gerçektir). Kıyı-üzeri mağmatik yayın hem uzayan hem de uzamayan kısımları yitilen dilimin tepesinin 100 km. üzerinde, yaklaşık birbirle-riyle aynı yüksekliktedirler (Adams ve Ware, 1977).

Denizaltı Volkanik Kayaları

Okyanusal ada yayları, kabuk hacminin çok küçük bir parçasını içine alan yarı yüzeysel volkanlar üzerinde bulunan mağma tarafından oluşturulmuş yeraltı sırtlarıdır. Denizaltı kayaları bileşim olarak yarı yüzeysel kayalara benzer bileşimde püskürmüşler, ama hidrotermal deniz suyu tarafından oldukça farklı bileşimlere altere edilmişlerdir. Yaylara ait petrolojik verilerimiz, ezici bir çoğunlukla hacim bakımından önemsiz yarı yüzeysel kayalardan alınmıştır. Gill (1981) andezitler hakkında genel olarak mükemmel olan monografisinde denizaltı kaya-larına aynı oranda değinmemiştir. Kıtalara tektonik olarak ek-lenen eski yaylar şimdi hemen hemen tamamen buldukları de-nizaltı seviyelerinde görülmektedirler. Böylece bunların denizaltı kayaları ile karşılaştırılmaları paleotektonik çözümler için olmaktadır. Fakat eklenen yaylar konusunda çalışan pekçok yerbilimci eski denizaltı kayaları ile güncel yarı yüzeysel kayaların petrolojisini hatalı olarak karşılaştırmakta ve pekçoğu sonuç olarak geçersiz paleotekto-nik bulgulara ulaşmaktadır. Denizaltı kayaları yaygın olarak, herhalde sırtların mağmatik şişmesi ile yükseltilen olgun ada yaylarının bazı adalarında gözükmektedirler. Denizaltı kayaları yaygın olarak, ince taneli sekonder minerallerin kahverengi veya yeşil renkli topluluklarına altere olmaktadır ve pekçok

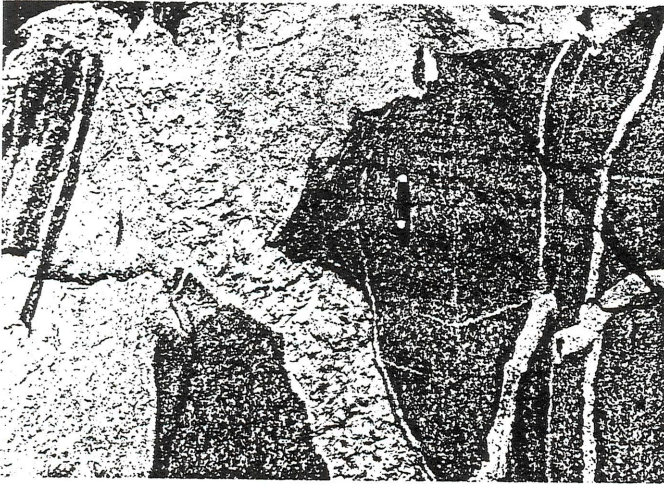
petrolog ve haritalama jeologları bunlardan çok az şey öğrenebilmektedirler.

Güncel aktif yayların denizaltı kayaları hakkındaki bilgimizin çoğu A.B.D. Geological Survey jeologlarının Aleutian Adaları'ndaki 1946-1954 arazi mevsimlerinde yaptıkları çalışmalarından elde edilmiştir. Bu çalışmalar ayrı ayrı Byers (1959), Drewes ve diğerleri (1961), Fraser ve Snyder (1959), Gates ve diğerleri (1971) ve Snyder ve Fraser (1963), tarafından yayınlanmıştır. Daha sonraki Aleutian çalışmaları arasında ise Hein ve diğerleri (1984) ve McLean ve Hein (1984) vardır. Eosen, Oligosen ve Miyosen yaşlı denizaltı kayaları adaların yüksek deniz uçurumlarında mükemmel gözükmektedirler (Şekil 6). Kaynağa yakın karmaşıklarda bazalttan dasite kadar lavlar, yastık lavlar, yastık breş içeren breşler ve gabrodan granodiyorite kadar türde olan ve küçük batolitler tarafından sokulan büyüklü küçüklü tabakalar ve boğumlu kütleler egemendir. Daha az görülen malzemeler ise volkanoklastik breşler ve vakeler, arjillitler ve çörtlerdir.

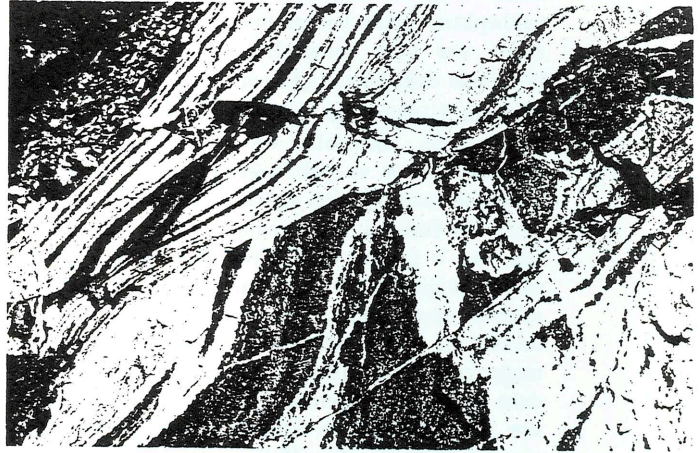
Şiddetli alterasyon denizaltı volkanik kayalarını oldukça etkilemiştir. Alterasyonun çoğu diyajenetik ve hidrotermaldir. Yakındaki plütonlardan gelen ısı ve soğuma akıntularından, küçük intrüzyonların kendilerinden gelen ısı ile sürülmüşlerdir. Klorit, epidot, albit, kalsit, kuvars, zeolitler, killer ve oksitler geniş olarak gelişmişlerdir. Değişken hidrasyona ek olarak oksidasyon ve karbonasyon, volkanik ve hipabisal toplanmanın çoğu, hacim bileşiminde son derece değişime uğramaktadır. Majör element değişimi, özellikle sodyum zenginleşmesi ve kalsiyum tüketilmesiyle belirlenir (bildiğim kadarıyla bu ve diğer güncel aktif yayların iç denizaltı karmaşıkları hakkında sistematik iz element çalışması yapılmamıştır). Denizaltı kayalarının sodyum ve kalsiyum içerikleri ada zincirinin altere olmamış yarı yüzeysel kayalarında sodyumdaki son derece zenginleşme ve kalsiyumdaki son derece tüketim şeklindeki miktarlardan oluşan bir spektrumu belirlemektedir (Şekil 7; Hamilton, 1963 a). Kayalar

bileşim olarak bazalt, andezit ve dasit ile bunların sodyumca zenginleşmiş ve kalsiyumca tüketilmiş eşdeğerleri olan spilit, keratofir ve kuvars keratofirdir (son terimler sık sık, plajiolaklasın albit, epidot ve diğer ikincil minerallere dönüştüğü, az değişmiş kalkalkalen hacim bileşimli yeşil şist fasiyesi metalvolkanik kayalarına yanlış olarak uygulanmaktadırlar). Sapmış, kalkalkalen mağmadan kristallenmiş, şu anda sodik olan kayalar, güncel yarı yüzeysel volkanlar gibi varsayım olarak sodik veya sulu ergiyiklerden gelmezler. Relik klinopiroksenler olağan değişimlerdir. Relik yüksek sıcaklık plajiolaklası ise normal labradordur ve çok miktarda albit düşük sıcaklık kristal yapısına sahiptir. Sapmış bileşimler düşük yeşil şist fasiyesiyle karşılaştırılabilecek koşullar altındaki sıvı değişimlerinin ürünleridir (Byers, 1959; Drewes ve diğerleri 1961; Wilcox, 1959). Reaksiyon yapan sıvı, sodyum ve karbon dioksidin yüksek aktivitelerine ve kalsiyumun düşük aktivitesine sahip olmalıydı ve denizaltı kayalarını ayırıcı bir şekilde etkilemiş olmalıydı. Deniz suyu Wilcox ve diğerlerinin (1959) üzerinde durduğu gibi belirgin nedendir. Deniz suyundan toplanmış tuzlu su düşük basınç ve yeşil şist fasiyesi sıcaklığıdaki gerekli albitleşmeyi üretir, sağlanan diğer reaksiyonlar silisi sıvı olarak serbest bırakırlar (Rosenbauer ve diğerleri, 1988).

Yayılan sırt bazaltları genellikle deniz suyu tarafından oluşturulan değişken hidrotermal alterasyonu sergilerler. Fakat hacim bileşiminde şimdiye kadar belirlenen değişiklikler Aleutian kayalarının pek çoğunda olduğundan daha az şiddetli değildir (Alt ve diğerleri 1986; Thompson, 1983). Diğer taraftan, pek çok kara ofiyolitleri (büyümeye başlayan ada yaylarının ürünleri?) değişken şiddetle spilitleşmeler gösterirler (Hawkins ve Evans 1983; Hopson ve diğerleri 1981; Lippard ve diğerleri 1986). Su derinliği bir faktör olabilir. Günümüzdeki sıcak mağmatik kayaları ve su derinliklerinde dolaşan deniz suyu arasındaki 2,5 km. den büyük olan dokanak, yayılan sırtlar nedeniyle gözlenen yay-kaya reaksiyonlarını



A



B

Şekil 9. Batı kuzey Amerika'ya tektonik olarak eklenen Mesozoyik ada yaylarının orta-kabuk kayaları. A. Tonalit gnaysa migmatize olmuş hafif trondhjemiti kesen sodik pegmatit daykı, Batı-Orta Idaho, Riggins paftası, Sixmile Creek. B. Amfibolit metamorfik dehidrasyonundan kısmi ergimesi sonucu muhtemelen türeyen trondhjemit tarafından migmatize edilen amfibolit. KB Washington, kuzey Cascades, Diablo Gölü yakını.

üretimde yetersiz kalabilir. Yay topluluklarının şiddetli alterasyonu için olası bir açıklama, kaynama ile büyük tuzlu su toplanmaları oluşturarak, suyun 2 km. lik kritik derinliğinden daha sığ sudaki denizaltı yay mağmaları soğumasını gerçekleştiren veya sığ su yerleşmelerindeki plütonların etrafına yönelen şiddetli hidrotermal sistemlerdir. Suyun kritik noktası yakınındaki minerel-sıvı renksiyonlarının en uç değişimleri de önemli olabilir. Ayrıca, yay topluluklarındaki parçalı kayaların bolluğu da bunları oldukça geçirgen yapar.

Batı Idaho'nun eski bir ada yayının şimdiki kısmının kalkalkalenden spilitik keratofire kadar olan bileşim değişimlerini, denizaltı Aleutian kayalarıyla olan sayısal benzerliklerini göstermişim (Hamilton, 1963 a). Çeşitli araştırmacılar (Roobol ve diğerleri, 1983 gibi) eski denizaltı yay topluluklarındaki benzer tayfı belirlemişler, fakat güncel yarı yüzeysel volkanların bileşimlerinden sodik ayrılmalardan alkaleen mağmatik ilişkiler göstermelerinin nedenlerini de tartışmışlardır.

Ada Yayını Kabuğu

Okyanusal ada yayı mağmatizması olgun yaylarda kıtaya benzer kalınlıkta kabuk oluşturur. Bu kabuğun çeşitli bölgelerde açığa çıkarak görülebilmesine rağmen bunun özellikleri, yarı yüzeysel volkanik kayaların bileşimi, esas alınan pekçok yay mağmalarının petrolojik modellerinde çok az bütünlendirilmiştir. Volkanların üst kabuk yarı tabakaları günümüzde aktif olan olgun okyanus yayları içinde geniş olarak görülmektedir ve bol miktarda gabro, tonalit ve granodiyorit ve genellikle daha az olarak daha sodik granitik kayaların intrüzif kütlelerini (daykları, silleri, şişmiş podları, stokları, küçük batolitleri) içermektedir. Plüton kayaları muhtemelen, volkanik kayalardakinden daha felsik ortalama dadırlar. Endonezya ve Melanezya örneklerini tanımlayan yayın kaynakçası Hamilton (1979) tarafından verilmiştir. Aleutian örnekleri ise Byers (1959), Drewes ve diğerleri (1961) ve başkaları tarafından tanımlanmıştır.

Okyanusal ada yaylarının kabuğunda daha derinde oluşmuş kayalar, kıtalara tektonik olarak eklendikleri ve oralarda derince aşındırıldıkları bazı yaylarda görülmektedirler. Şekil 8 hem metamorfik hem de mağmatik kayalara uygulanabilen, mafik kayalar için ilginç kristalleşme fasiyeslerinin bir derlemesidir. Fasiyez işaretlemeleri burada bu izlenimle uyum içindedir ve yazarların terminolojisi gerekli olmadan yerleştirilmiştir. Mafik ve ortaç plütonları enine kesen düzeylerin altındaki orta kabuk ada yaylarında, birçok durumlarda, izotopik olarak pirimitif amfibolitik, tonalit ve trondhjenitik gnayslar baskındırlar. Buralardaki amfibolitlerin derinlikle granatlılığı veya piroksen içerme özellikleri artmaktadır. Batı-orta Idaho ve Washington Eyaleti'nin Kuzey Cascade'ları bunun güzel örnekleridir (Şekil 9). Trondhjenit (sodik lökotonalit, terim bazı jeologlar tarafından lökogradodiyorit ve andezinli lökotonalit içerme için yanlış olarak kullanılmaktadır) alt kabuk koşullarında spilit bileşimindeki amfibolit kısmı ergimesini oluşturabilir (Rapp ve Watson, 1988).

Hem gravitasyonla hem de sıvı akıntısı ile fraksiyonlaşmış ve diyapirik olarak bükümleşmiş tabakalı ultramafik ve gabroik karmaşıklar bazı yayların köklerinde bulunmuşlardır (Burns, 1985; Himmelberg ve diğerleri, 1986; Irvine, 1974;

Murray, 1972; Snoko ve diğerleri, 1981). Bu karmaşıklar, oluşum derinliğinin geniş menzillerini temsil ederler. Bazıları olivin artı plajiyoklasın duraylılık alanı içinde diğerleri ise daha derinde kristalleşmişlerdir (Şekil 8'e bakınız). Ortopiroksenin pek çoğunda bol olmasına rağmen klinopiroksen bu karmaşıklarda hakim olan piroksen türüdür. Bu mafik ve ultramafik toplulukların bazıları daha felsik plütonlarla beraberdirler. Eosen'de (?) muhtemelen bir ada yayı karmaşığının içinde, güneydoğuya doğru kuzey-batı Hindistan üzerine saldırmış olan, Kretase ve Erken Tersiyer yaşlı dolaylı olarak aşındırılmış, kuzeye dalımlı bir kabuk kesimi, Pakistan'ın kuzeyindeki Kohistan'da etüd edilmiştir (Bard, 1983; Coward ve diğerleri, 1982; Dietrich ve diğerleri, 1983; Jan ve Howie, 1981; D.E. Karig, 1988; yazılı iletişim; Tahirkheli, 1982). Oldukça deformasyona uğramış bu kabuk kesimi belki 40 km. kalınlıktadır. Buradaki manto kayaları, mavişist ve melanj üstündeki kesimin yapısal temelindeki bir yontum kadar 5 km derinliğe uzanırlar. Üst ve orta kabuktan itibaren içindeki kontakt metamorfizma, bölgesel ölçüde, aşağı doğru düşük yeşilşistten alt ve orta amfibolite ve granatlı amfibolit fasiyesine doğru artar. Mafik ve ortaç volkanik ve volkanoklastik kayalar ile bol türbidit arakatıkları, (Karig karmaşığının bu kısmını yay ardı havza kökenli olarak görmektedir) aşağı doğru artan başlıca masiften gnaysik diyorit ve tonalite kadar stoklar ve küçük batolitler yer almaktadır. Alt kabuk mafik granülitler ve mafik plütonik kayalardan ibarettir. Burada metamorfizm derecesi bazı intrüzyonların Syn-plutonik, diğerlerinin post-plutonik oluşuna bakarak, aşağıya düşük-orta dereceden yüksek basınç granülit fasiyesine doğru artmaktadır. Değişebilir metamorfizmadaki plutonik kayalar bazaltik mağmadan fraksiyonlanmışlardır ve norit, gabro ve ince kesitlerde anortosit içerirler. Mağmatik olivin ve plajiyoklas alt kabuğun alt kısmında değil ama üst kısmında beraberce kristallenmişlerdir. Ortaç bileşim kayaları alt kabukta daha boldur. Bu kesimin temelindeki manto kayaları, aratabakalı ve enjekte kalıntı kümülat ve mağmatik klinopiroksenit, peridotit, dunit ve daha az olarak olivine serbest norit ve gabrodan ibarettir. Bunlar değişken şekilde deforme olmuşlar ve yüksek basınç granülit fasiyesinde yeniden dengelenmişlerdir. Bard (1983) metamorfizmanın, mağmatizmanın olduğundan daha yüksek basınçlarda meydana geldiğine dikkat çekmiştir. Fakat fasiyez ilişkileri izobarik mağmatizma ve metamorfizmanın zıt bir sonuç çıkarmasına izin vermektedir.

Daha çok Erken Kretase'de muhtemelen hem kristalleşmiş hem de metamorfize olmuş olan, izotopik olarak ilkel bir okyanus ada yayının derin kabuk kesimi, güneybatı Yeni Zelanda'nın uzağında görülmekte (Matterson ve diğerleri 1986) ve Paleozoyik bileşenlerini içermektedir (Gibson ve diğerleri, 1988). Kayalar açınama kapsamında Blattner (1978), Gibson (1982), Gibson ve diğerleri (1988), Mattinson ve diğerleri (1986), Oliver (1980) ve Williams ve Smith (1983) tarafından etüd edilmiştir. Aşağıdaki sentez onların petrolojik ve yapısal verilerinden benim vardığım sonuçları sunmaktadır; onlar değişken olarak birbirleriyle ve benimle karşı görüşlerde. Kabuk kesimi, Alpin fay boyunca basınç ötesi kısım olarak Neojen'de batıya doğru ilerlemiştir ve dolaylı olarak aşındırılmıştır. Gabro, diorit ve tonalit, içinde ultramafik kayaların mercleklerinin aşağı doğru artarak bol olarak bulunduğu kesimin batısında derinlere doğru hakim durumdadır.

Lökogabro, kalsik anortozit ve granodiyorit daha az bulunmak-
tadır. Mağmatik kristalleşme düşük basınç granülit fasiyezinin
yüksek basınç kısmındadır. (iki piroksen; plajiyoklas ortopi-
roksenle sabit, fakat olivinle değil; granat yok). En derin
yapısal düzeylerde, bu kayalar geniş bir şekilde, orta ve yüksek
basınç granülit fasiyesinde ve yersel olarak eklojit fasiyesinde
gnayslara doğru gerilerler. Biraz daha sığ kayalar geniş olarak
mağmatik fabriklerini korurlar veya granatlı amfibolit fasiye-
sinde gerilerler. Fasiyes ilişkileri sonuç çıkarmaya izin ver-
mektedir. Mağmatizma ve gerileme esas olarak isobariktir ve
görülen en derin kayalar için yaklaşık 35. km lik bir derinlikte
meydana gelmiştir. Karmaşığın başka bir yerinde olivin ve pla-
jiyoklas mafik plüton kayalarında beraberce kristal-
leşmişlerdir. Metavolkanik ve kalsilikat gnayslar mevcuttur
ve gerileme amfibolit ve granatlı amfibolit fasiyesinde meyda-
na gelmiştir. Ben isobarik mağmatizma ve gerilemenin 20-25
km. lik derinliklerde olduğu sonucuna varıyorum. Hem masif
hem de tabakalı differansiye plütonik kayalar, alt ve orta kabuk
seviyelerinin ikisinde de bulunurlar.

Büyümeye başlayan bir ada yayındaki kabuğun karaktere-
rine ofiyolitler hakkındaki önceki bölümde değinilmiştir.

Kabuk ve Manto

Yukarıda tanımlanan iki olgun ada yayının alt
kabuğunda Kohistan örneğindeki mafik kayalar hakimdir.
Fakat Fiordland'da ise mafik, ortaç ve felsik-ortaç kayalar ha-
kimdir. Alt kabuk kayalarının yüksek ses hızı ve yoğunluğu
kendilerinin granülit fasiyesi mineralojilerinden dolayıdır (pla-
jiyoklasın düşük basınçta granülitin pirokseni ve granatı
şeklinde olacak fazlasının sunulması) ve gabroik hacim
bileşimi gerekli değildir. Benzer şekilde manto kayaları ultra-
mafik kayalar kadar yüksek basınç plajiyoklasça serbest kaya-
ları içerirler.

Kohistan kesiminde görünen Mohorovicic süreksizliği
fraksiyonlanmış mağmatik kayalar içinde bir geçişlilik
sınırını ortaya çıkarır. Bu kayalar hakim olarak altta ultrama-
fik, üstte ise granülitik ve olivince serbest noritik ve gabroik
kayalardır. Süreksizlik yay mağmatizması tarafından meydana
getirilmiştir ve bir fosil litolojik sınır değildir. Ben (Hamil-
ton, 1981) başka bir yerde bunun mağmatik yaylardaki kabuk
temelinin genel karakteri olduğunu tartışmışım (kıtalar ve
olgun ada yaylarının Mohorovicic süreksizliği başlıca pla-
jiyoklasça serbest mineralojinin veya ultramafik bileşimdeki
çok miktardaki yay mağmatik kayasının kristalleşmesinin
yüzeysel limitini temsil eder). Bir kıtasal mağmatik yayın Mo-
horovicic süreksizliğini kesen benzer ilişkilerin bir örneği ku-
zeybatı İtalya Alpleri'nin Ivrea zonuyla verilmiştir (Rivalenti
ve diğerleri, 1981). Kabuğun temeline ulaşan yay mağmaları

bazaltik veya ortaç bileşimlere sahiptirler. Yine de mantonun
derinliklerinde oluşan ilk ergiyikler muhtemelen olivince zen-
gin kayalarla dengededirler. Böylece, ilksel mağmaların ultra-
mafik bileşenlerinin çoğu manto içinde kristallenirler. Pla-
jiyoklasın sabit olması için yüksek olan basınçlarda oluşan
plajiyoklasça serbest kayalar da manto ile sınırlanırlar. Manto-
kabuk sınırı, yükselen ergiyikler için kendi kendine sürekli bir
yoğunluk filtresidir. Daha fazla gelişme manto içinde olur.
Kabuğa ulaşan ergiyikler yüksekçe fraksiyonlanırlar. Yüzeğe
erişenler ise daha da fazla fraksiyonlanırlar. O'Hara
(1985), Guick (1981) ve Stolper ve Walker (1980) bu konuyla
ilgili görüşlerini açıklamışlardır.

KITALARA EKLENME

Ada yayları yay ardı yayılma ile göç ederler ve yitim
zonlarına doğru taşınma kuşaklarıdır. Yani ada yayları er
veya geç bir başka ada yayı ile veya kıtalarla çarpışırlar. Orta
Mesozoyik'ten daha yaşlı tüm ada yayları, çok daha yeni yay-
ların yaptığı gibi kıtalara eklenmektedirler. Kıtalar arasındaki
çarpışmalar genellikle karmaşık şekilde değişen kalıplara
sahip, uzun yitim dönemlerinden sonra olmaktadır ve çarpışan
yaylar genellikle çarpışan kıtalar arasında yenen tektonik sa-
hipsiz nesnelere geniş bir alanın ana bileşenleridir. Eklenen
yaylar şu anda, Arkeen'den beri devam eden tüm devirlerdeki
böyle alanları belirlemektedir. Pekçok örnek arasında bunları
tartışanlar Burchfiel ve Davis (1981), Condie (1986), Dickin-
son (1981), Hamilton (1970 b, 1979, Hanson ve Schweickert
(1986), Shervais ve Kimbrough (1985), Silver ve Smith
(1983), Stoesser (1986), Sylvester ve diğerleri (1987) ve Wind-
ley (1984) dir.

Bu makalede daha önce tartışılan çarpışmaların karma-
şık tarihçelerinin, yitim terslenmelerinin, riftleşmelerin, gün-
cel yay sistemlerinin doğrultu atımlı ve oroklinal deforma-
yonlarının herhalde benzerleri de vardır. Fakat eskiden yay ek-
lenmiş alanlar için sorunu çözmek güçtür. Ada yaylarının ve
diğer yitimle ilgili karmaşıkların paleotektonik çözümlenmeleri
yapılmalıdır. Fakat karmaşık değişimlerin farkına varılması ve
güncel yay sistemlerinin davranışlarını birleştirmek sık yapıl-
mamaktadır. Güncele yönelik, modellerden ayrılmalar bilgisiz-
ce değil, dikkatle kaydedilmelidir. Güncel yayların etüd edilme-
sinin ve günümüzdeki benzerlerinin paleotektonik olarak
çözümlenmeleri anlamındaki üstü kapalı tahminlerin denenmesi-
ni, eski yayları yorumlayacak kimselere ısrarla önermekteyiz.

TEŞEKKÜR Bu makale (ilgili pek azının yer aldığı) yüzlerce
jeolog ve jeofizikçinin yayınlanmış çalışmalarının ve yıllar
boyunca yaptığım tartışmaların sonuçlarını açıklamaktadır.

DEĞİNİLEN BELGELER

- Abbott, M. J., and Chamaian, F. H., 1981, Geochronology of some Banda Arc volcanics: Indonesia Geological Research and Development Centre Special Publication 2, p. 253-268.
- Adams, R. D., and Ware, D. E., 1977, Subcrustal earthquakes beneath New Zealand; locations determined with a laterally inhomogeneous velocity model: New Zealand Journal of Geology and Geophysics, v. 20, p. 59-83.
- Alt, J. C., Honnorez, J., Laverne, C., and Emmertmann, R., 1986, Hydrothermal alteration of a 1 km section through the upper oceanic crust, Deep Sea Drilling Project hole 504B—Mineralogy, chemistry, and evolution of seawater-basalt interactions: Journal of Geophysical Research, v. 91, p. 10309-10335.
- Alvarez, W., 1982, Geotectonic evidence for the geographical pattern of mantle return flow and the driving mechanism of plate tectonics: Journal of Geophysical Research, v. 87, p. 6697-6710.
- Anderson, R. V., Langseth, M. G., Hayes, D. E., Watanabe, T., and Yasu, M., 1978, A geophysical atlas of the east and southeast Asian seas—Heat flow, thermal conductivity, thermal gradient: Geological Society of America Map and Chart Series MC-25, scale 1:6,442,194.
- Argand, E., 1924, La tectonique de l'Asie: Congrès Géologique International, Comptes Rendus de la XIIIe Session, en Belgique, 1922, v. 1, p. 171-372.
- Atwater, T., 1970, Implications of plate tectonics for the Cenozoic tectonic evolution of western North America: Geological Society of America Bulletin, v. 81, p. 3513-3536.
- Axelrod, D. I., 1963, Fossil floras suggest stable, not drifting, continents: Journal of Geophysical Research, v. 68, p. 3257-3263.
- Bachman, S. B., Lewis, S. D., and Schweller, W. J., 1983, Evolution of a forearc basin, Luzon Central Valley, Philippines: American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 67, p. 1143-1162.
- Barbat, W. F., 1971, Megatectonics of the Coast Ranges, California: Geological Society of America Bulletin, v. 82, p. 1541-1562.
- Bard, J. P., 1983, Metamorphism of an obducted island arc—Example of the Kohistan sequence (Pakistan) in the Himalayan collided range: Earth and Planetary Science Letters, v. 65, p. 133-144.
- Beaudry, D., and Moore, G. F., 1981, Seismic-stratigraphic framework of the forearc basin off central Sumatra, Sunda Arc: Earth and Planetary Science Letters, v. 54, p. 17-28.
- Benoit, H., 1949, Seismic evidence for the fault origin of oceanic deeps: Geological Society of America Bulletin, v. 60, p. 1337-1356.
- , 1954, Orogenesis and deep crustal structure—Additional evidence from seismology: Geological Society of America Bulletin, v. 65, p. 385-400.
- Bennett, J. D., and 10 others, 1981, Geologic map of the Banda Aceh quadrangle, North Sumatra: Indonesia Geological Research and Development Centre, 19 p. + map, scale 1:250,000.
- Berry, R. F., and Grady, A. E., 1981, Deformation and metamorphism of the Aileu Formation, north coast, East Timor and its tectonic significance: Journal of Structural Geology, v. 3, p. 143-167.
- Billings, M. P., 1960, Diastrophism and mountain building: Geological Society of America Bulletin, v. 71, p. 363-398.
- Birch, F., 1965, Speculations on the Earth's thermal history: Geological Society of America Bulletin, v. 76, p. 133-154.
- Bird, J. M., and Dewey, J. F., 1970, Lithosphere plate—continental margin tectonics and the evolution of the Appalachian orogen: Geological Society of America Bulletin, v. 81, p. 1031-1060.
- Blake, M. C., Jr., Irwin, W. P., and Coleman, R. G., 1969, Blueschist-facies metamorphism related to regional thrust faulting: Tectonophysics, v. 8, p. 237-246.
- Blattner, P., 1978, Geology of the crystalline basement between Milford Sound and the Hollyford Valley, New Zealand: New Zealand Journal of Geology and Geophysics, v. 21, p. 33-47.
- Bloomer, S. H., 1983, Distribution and origin of igneous rocks from the landward slopes of the Mariana Trench—Implications for its structure and evolution: Journal of Geophysical Research, v. 88, p. 7411-7428.
- Bloomer, S. H., and Fisher, R. L., 1987, Petrology and geochemistry of igneous rocks from the Tonga Trench—A non-accreting plate boundary: Journal of Geology, v. 95, p. 469-495.
- Bloomer, S. H., and Hawkins, J. W., 1983, Gabbroic and ultramafic rocks from the Mariana Trench—An island-arc ophiolite: American Geophysical Union Geophysical Monograph 27, p. 294-317.
- , 1987, Petrology and geochemistry of boninite series volcanic rocks from the Mariana trench: Contributions to Mineralogy and Petrology, v. 97, p. 361-377.
- Bowin, C., Purdy, G. M., Johnston, C., Shor, G., Lawver, L., Hartono, H.M.S., and Jezek, P., 1980, Arc-continent collision in Banda Sea region: American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 64, p. 868-915.
- Bracey, D. R., and Vogt, P. R., 1970, Plate tectonics in the Hispaniola area: Geological Society of America Bulletin, v. 81, p. 2855-2860.
- Breen, N. A., Silver, E. A., and Hussong, D. M., 1986, Structural styles of an accretionary wedge south of the island of Sumba, Indonesia, revealed by SeaMARC II side-scan sonar: Geological Society of America Bulletin, v. 97, p. 1250-1261.
- Brophy, J. G., and Marsh, B. D., 1986, On the origin of high-alumina arc basalt and the mechanics of melt extraction: Journal of Petrology, v. 27, p. 763-789.
- Bullard, E., Everett, J. E., and Smith, A. G., 1965, The fit of continents around the Atlantic: Royal Society of London Philosophical Transactions, ser. A, v. 258, p. 41-51.
- Burchfiel, B. C., and Davis, G. A., 1981, Triassic and Jurassic tectonic evolution of the Klamath Mountains-Sierra Nevada geologic terrane, in Ernst, W. G., ed., The geotectonic development of California: Englewood Cliffs, New Jersey, Prentice-Hall, p. 50-70.
- Burk, C. A., 1965, Geology of the Alaska Peninsula—Island arc and continental margin: Geological Society of America Memoir 99, 250 p.
- Burns, L. E., 1985, The Border Ranges ultramafic and mafic complex, south-central Alaska—Cumulate fractionates of island-arc volcanics: Canadian Journal of Earth Sciences, v. 22, p. 1020-1038.
- Byers, F. M., Jr., 1959, Geology of Unimak and Bogoslof Islands, Aleutian Islands, Alaska: U.S. Geological Survey Bulletin 1028, p. 267-369.
- Cameron, N. R., and 10 others, 1982, The geology of the Tapaktuan quadrangle, Sumatra: Indonesia Geological Research and Development Centre, 18 p. + map, scale 1:250,000.
- Cardwell, R. K., Isacks, B. L., and Karig, D. E., 1980, The spatial distribution of earthquakes, focal mechanism solutions, and subducted lithosphere in the Philippine and northeastern Indonesian islands: American Geophysical Union Geophysical Monograph 23, p. 1-35.
- Carey, S. W., 1958, The tectonic approach to continental drift, in Carey, S. W., ed., Continental drift—A symposium: Geology Department, University of Tasmania, p. 177-374.
- Carlson, R. L., 1981, Boundary forces and plate tectonics: Geophysical Research Letters, v. 8, p. 958-961.
- Carlson, R. L., and Melia, P. J., 1984, Subduction hinge migration: Tectonophysics, v. 102, p. 399-411.
- Chase, C. G., 1978, Extension behind island arcs and motions relative to hot spots: Journal of Geophysical Research, v. 83, p. 5385-5387.
- , 1979, Asthenospheric counterflow—A kinematic model: Royal Astronomical Society Geophysical Journal, v. 56, p. 1-18.
- Clague, D. A., and Dalrymple, G. B., 1987, The Hawaiian-Emperor volcanic chain, Part I, Geologic evolution: U.S. Geological Survey Professional Paper 1350, p. 5-54.
- Clegg, J. A., Almond, M., and Stubbs, P.H.S., 1954, The remanent magnetism of some sedimentary rocks in Britain: Philosophical Magazine, ser. 7, v. 45, p. 583-598.
- Cloos, M., 1985, Thermal evolution of convergent plate margins—Thermal modeling and reevaluation of isotopic Ar-ages for blueschists in the Franciscan complex of California: Tectonics, v. 4, p. 421-433.
- Coats, R. R., 1962, Magma type and crustal structure in the Aleutian arc: American Geophysical Union Monograph 6, p. 92-109.
- Cole, J. W., 1979, Structure, petrology, and genesis of Cenozoic volcanism, Taupo Volcanic Zone, New Zealand—A review: New Zealand Journal of Geology and Geophysics, v. 22, p. 631-657.
- Coleman, R. G., 1967, Glauconite schists from California and New Caledonia: Tectonophysics, v. 4, p. 479-498.
- , 1984, The diversity of ophiolites: Geologie en Mijnbouw, v. 63, p. 141-150.
- Cordie, K. C., 1986, Geochemistry and tectonic setting of Early Proterozoic supracrustal rocks in the southwestern United States: Journal of Geology, v. 94, p. 845-864.
- Condie, P. J., 1970, The geotectonic cycle and the new global tectonics: Geological Society of America Bulletin, v. 81, p. 739-748.
- Coode, A. M., 1965, A note on oceanic transcurrent faults: Canadian Journal of Earth Sciences, v. 2, p. 400-401.
- Coulbourn, W. T., and Moberly, R., 1977, Structural evidence of the evolution of fore-arc basins of South America: Canadian Journal of Earth Sciences, v. 14, p. 102-116.
- Coward, M. P., Jan, M. Q., Rex, D., Tarney, J., Thirlwall, M., and Windley, B. F., 1982, Geo-tectonic framework of the Himalaya of N Pakistan: Geological Society of London Journal, v. 139, p. 299-308.
- Cox, A., and Duxell, R. R., 1960, Review of paleomagnetism: Geological Society of America Bulletin, v. 71, p. 645-768.
- Crawford, A. J., Becaluva, L., and Serri, G., 1981, Tectono-magmatic evolution of the West Philippine-Mariana region and the origin of boninites: Earth and Planetary Science Letters, v. 54, p. 346-356.
- Crawford, A. J., Falloon, T. J., and Eggins, S., 1987, The origin of island arc high-alumina basalts: Contributions to Mineralogy and Petrology, v. 97, p. 417-430.
- Creer, K. M., Irving, E., and Runcorn, S. K., 1957, Geophysical interpretation of palaeomagnetic directions from Great Britain: Royal Society of London Philosophical Transactions, ser. A, v. 250, p. 144-156.
- Davidson, J. P., 1987, Crustal contamination versus subduction zone enrichment—Examples from the Lesser Antilles and implications for mantle source compositions of island arc volcanic rocks: Geochimica et Cosmochimica Acta, v. 51, p. 2185-2198.
- Davis, D. M., and Solomon, S. C., 1985, True polar wander and plate-driving forces: Journal of Geophysical Research, v. 90, p. 1837-1841.
- Davis, G. A., 1968, Westward thrust faulting in the south-central Klamath Mountains, California: Geological Society of America Bulletin, v. 79, p. 911-934.
- , 1969, Tectonic correlations, Klamath Mountains and western Sierra Nevada, California: Geological Society of America Bulletin, v. 80, p. 1095-1108.
- DeLong, S. E., Perfit, M. R., McCulloch, M. T., and Ach, J., 1985, Magmatic evolution of Semisopochnoi Island, Alaska—Trace-element and isotopic constraints: Journal of Geology, v. 93, p. 609-618.
- Deutsch, E. R., 1963, Polar wandering and continental drift—An evaluation of recent evidence: Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication 10, p. 4-46.
- Dewey, J. F., 1980, Episodicity, sequence and style at convergent plate boundaries: Geological Association of Canada Special Paper 20, p. 553-573.
- Dewey, J. F., and Bird, J. M., 1970, Mountain belts and the new global tectonics: Journal of Geophysical Research, v. 75, p. 2625-2647.
- Dewey, J. F., Pitman, W. C., III, Ryan, W.B.F., and Bonnin, J., 1973, Plate tectonics and the evolution of the Alpine system: Geological Society of America Bulletin, v. 84, p. 3137-3180.
- Dickinson, W. R., 1969, Evolution of calc-alkaline rocks in the geosynclinal system of California and Oregon: Oregon Department of Geology and Mineral Industries Bulletin 65, p. 151-156.
- , 1970a, 2d Penrose Conference—The new global tectonics: GeoTimes, v. 15, no. 4, p. 18-22.
- , 1970b, Meetings—Global tectonics: Science, v. 168, p. 1250-1259.
- , 1970c, Relations of andesites, granites, and derivative sandstones to arc-trench tectonics: Reviews of Geophysics and Space Physics, v. 8, p. 813-860.
- , 1981, Plate tectonics and the continental margin of California, in Ernst, W. G., ed., The geotectonic development of California: Englewood Cliffs, New Jersey, Prentice-Hall, p. 1-28.
- , 1982, Compositions of sandstones in circum-Pacific subduction complexes and fore-arc basins: American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 66, p. 121-137.
- Dickinson, W. R., and Hatherton, T., 1967, Andesitic volcanism and seismicity around the Pacific: Science, v. 157, p. 801-803.
- Dietrich, V. J., Frank, W., and Honegger, K., 1983, A Jurassic-Cretaceous island arc in the Ladakh-Himalayas: Journal of Volcanology and Geothermal Research, v. 18, p. 405-433.
- Dietsch, R. S., 1954, Marine geology of northwestern Pacific—Description of Japanese bathymetric chart 6901: Geological Society of America Bulletin, v. 65, p. 1199-1224.
- , 1961, Continent and ocean basin evolution by spreading of the sea floor: Nature, v. 190, p. 854-857.
- , 1963, Collapsing continental rises—An actualistic concept of geosynclines and mountain building: Journal of Geology, v. 71, p. 314-333.
- , 1966, Passive continents, spreading sea floors, and collapsing continental rises: American Journal of Science, v. 265, p. 177-193.
- Djuri, M., 1975, Geologic map of the Purwokerto and Tegay quadrangles, Java: Geological Survey of Indonesia, scale 1:100,000.
- Drewes, H., Fraser, G. D., Snyder, G. L., and Barnett, H. F., Jr., 1961, Geology of Unalaska Island and adjacent insular shelf, Aleutian Islands, Alaska: U.S. Geological Survey Bulletin 1028, p. 583-676.
- Du Toit, A. L., 1937, Our wandering continents: Edinburgh, United Kingdom, Oliver and Boyd, 366 p.
- Ernst, W. G., 1965, Mineral parageneses in Franciscan metamorphic rocks, Panoche Pass, California: Geological Society of America Bulletin, v. 76, p. 879-914.
- , 1970, Tectonic contact between the Franciscan melange and the Great Valley Sequence—Crustal expression of a late Mesozoic Benioff zone: Journal of Geophysical Research, v. 75, p. 886-901.
- , 1973, Interpretative synthesis of metamorphism in the Alps: Geological Society of America Bulletin, v. 84, p. 2053-2078.
- Ewart, A., Brothers, R. N., and Mateen, A., 1977, An outline of the geology and geochemistry, and the possible petrogenetic evolution of the volcanic rocks of the Tonga-Kermadec-New Zealand island arc: Journal of Volcanology and Geothermal Research, v. 2, p. 205-250.
- Ewing, M., and Worzel, J. L., 1954, Gravity anomalies and structure of the West Indies, Part I: Geological Society of America Bulletin, v. 65, p. 165-174.
- Ewing, M., Ewing, J. I., and Talwani, M., 1964, Sediment distribution in the oceans—The Mid-Atlantic Ridge: Geological Society of America Bulletin, v. 75, p. 17-36.
- Fisk, M. B., 1986, Basalt magma interaction with harzburgite and the formation of high-magnesium andesites: Geophysical Research Letters, v. 13, p. 467-470.
- Frakes, L. A., and Crowell, J. C., 1967, Facies and paleogeography of late Paleozoic Lafamian diamictite, Falkland Islands: Geological Society of America Bulletin, v. 78, p. 37-58.
- , 1969, Late Paleozoic glaciation, I, South America: Geological Society of America Bulletin, v. 80, p. 1007-1042.
- Fraser, G. D., and Snyder, G. L., 1959, Geology of southern Adak Island and Kagalaska Island, Alaska: U.S. Geological Survey Bulletin 1028, p. 371-408.
- Garfunkel, Z., Anderson, C. A., and Schubert, G., 1986, Mantle circulation and the lateral migration of subducted slabs: Journal of Geophysical Research, v. 91, p. 7205-7223.
- Gates, O., Powers, H. A., and Wilcox, R. E., 1971, Geology of the Near Islands, Alaska: U.S. Geological Survey Bulletin 1028, p. 709-822.
- Gibson, G. M., 1982, Stratigraphy and petrography of some metasediments and associated intrusive rocks from central Fiordland, New Zealand: New Zealand Journal of Geology and Geophysics, v. 25, p. 21-43.
- Gibson, G. M., McDougall, I., and Ireland, T.R., 1988, Age constraints on metamorphism and the development of a metamorphic core complex in Fiordland, southern New Zealand: Geology, v. 16, p. 405-408.
- Gill, J. B., 1981, Orogenic andesites and plate tectonics: Berlin, Springer-Verlag, 390 p.
- , 1987, Early geochemical evolution of an oceanic island arc and backarc—Fiji and the South Fiji Basin: Journal of Geology, v. 95, p. 589-615.

- Illuy, James, 1949, Distribution of mountain building in geologic time: *Geological Society of America Bulletin*, v. 60, p. 561-590.
- Glen, William, 1982, *The road to Jaramillo*: Stanford, California, Stanford University Press, 459 p.
- Griggs, D. T., 1939, A theory of mountain building: *American Journal of Science*, v. 237, p. 611-650.
- Grow, J. A., 1973, Crustal and upper mantle structure of the central Aleutian arc: *Geological Society of America Bulletin*, v. 84, p. 2169-2192.
- Grow, J. A., and Atwater, T., 1970, Mid-Tertiary tectonic transition in the Aleutian arc: *Geological Society of America Bulletin*, v. 81, p. 3715-3722.
- Gutenberg, B., 1936, Structure of the Earth's crust and the spreading of the continents: *Geological Society of America Bulletin*, v. 47, p. 1587-1610.
- , 1954, Low-velocity layers in the Earth's mantle: *Geological Society of America Bulletin*, v. 65, p. 337-348.
- Hager, B. H., and O'Connell, R. J., 1981, A simple global model of plate dynamics and mantle convection: *Journal of Geophysical Research*, v. 86, p. 4843-4867.
- Hall, Robert, 1987, Plate boundary evolution in the Halmahera region, Indonesia: *Tectonophysics*, v. 144, p. 337-352.
- Hamilton, W. B., 1961, Origin of the Gulf of California: *Geological Society of America Bulletin*, v. 72, p. 1307-1318.
- , 1963a, Metamorphism in the Riggs region, western Idaho: *U.S. Geological Survey Professional Paper* 436, 95 p.
- , 1963b, Overlapping of late Mesozoic orogens in western Idaho: *Geological Society of America Bulletin*, v. 74, p. 779-788.
- , 1963c, Antarctic tectonics and continental drift: *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication* 10, p. 74-93.
- , 1963d, Tectonics of Antarctica: *American Association of Petroleum Geologists Memoir* 2, p. 4-15.
- , 1964, Discussion of paper by D. I. Axelrod, 'Fossil floras suggest stable, not drifting, continents': *Journal of Geophysical Research*, v. 69, p. 1666-1668.
- , 1966, Origin of the volcanic rocks of eugeosynclines and island arcs: *Geological Survey of Canada Paper* 66-15, p. 348-356.
- , 1968, Cenozoic climatic change and its cause: *American Meteorological Society Meteorological Monographs*, v. 8, no. 30, p. 128-133.
- , 1969a, Mesozoic California and the underflow of Pacific mantle: *Geological Society of America Bulletin*, v. 80, p. 2409-2430.
- , 1969b, The volcanic central Andes—A modern model for the Cretaceous batholiths and tectonics of western North America: *Oregon Department of Geology and Mineral Industries Bulletin* 65, p. 175-184.
- , 1970, The Uralides and the motion of the Russian and Siberian Platforms: *Geological Society of America Bulletin*, v. 81, p. 2553-2576.
- , 1974a, Map of sedimentary basins of the Indonesian region: *U.S. Geological Survey Miscellaneous Investigations Series Map I-875-B*, scale 1:5,000,000.
- , 1974b, Earthquake map of the Indonesian region: *U.S. Geological Survey Miscellaneous Investigations Series Map I-875-C*, scale 1:5,000,000.
- , 1978a, Tectonic map of the Indonesian region: *U.S. Geological Survey Miscellaneous Investigations Series Map I-875-D*, scale 1:5,000,000, reprinted with corrections, 1981.
- , 1978b, Mesozoic tectonics of the western United States: *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Pacific Section, Pacific Coast Paleogeography Symposium*, 2nd, p. 33-70.
- , 1979, Tectonics of the Indonesian region: *U.S. Geological Survey Professional Paper* 1078, 345 p.; reprinted with corrections, 1981 and 1985.
- , 1981, Crustal evolution by arc magmatism: *Royal Society of London Philosophical Transactions, ser. A*, v. 301, p. 279-291.
- , 1988a, Tectonic setting and variations with depth of some Cretaceous and Cenozoic structural and magmatic systems of the western United States, in Ernst, W. G., ed., *Metamorphism and crustal evolution of the western United States*: Englewood Cliffs, New Jersey, Prentice-Hall, p. 1-40.
- , 1988b, Convergent-plate tectonics viewed from the Indonesian region, in Sengor, A.M.C., ed., *Tectonic evolution of the Tethyan domain*: Amsterdam, The Netherlands, Reidel.
- Hamilton, W. B., and Krinsley, D., 1967, Upper Paleozoic glacial deposits of South Africa and southern Australia: *Geological Society of America Bulletin*, v. 78, p. 783-800.
- Hamilton, W. B., and Myers, W. B., 1967, The nature of batholiths: *U.S. Geological Survey Professional Paper* 554-C, 29 p.
- Hanson, R. E., and Schweickert, R. A., 1986, Stratigraphy of mid-Paleozoic island-arc rocks in part of the northern Sierra Nevada, Sierra and Nevada Counties, California: *Geological Society of America Bulletin*, v. 97, p. 986-998.
- Harbert, W., Scholl, D. W., Vallier, T. L., Stevenson, A. J., and Mann, D. M., 1986, Major evolutionary phases of a forearc basin of the Aleutian Trench—Relation to North Pacific tectonic events and the formation of the Aleutian subduction complex: *Geology*, v. 14, p. 757-761.
- Hatcher, R. D., 1972, Developmental model for the southern Appalachians: *Geological Society of America Bulletin*, v. 83, p. 2735-2760.
- Hatherton, T., and Dickinson, W. R., 1969, The relationship between andesitic volcanism and seismicity in Indonesia, the Lesser Antilles, and other island arcs: *Journal of Geophysical Research*, v. 74, p. 5301-5310.
- Hawkins, J. W., and Evans, C. A., 1983, Geology of the Zambales Range, Luzon, Philippine Islands—Ophiolite derived from an island arc-back arc basin pair: *American Geophysical Union Geophysical Monograph* 27, p. 95-123.
- Hawkins, J. W., Bloomer, S. H., Evans, C. A., and Melchior, J. T., 1984, Evolution of intra-oceanic arc-trench systems: *Tectonophysics*, v. 102, p. 174-205.
- Hawkins, J. W., Moore, G. F., Villamor, R., Evans, C., and Wright, E., 1985, Geology of the composite terranes of east and central Mindanao: *Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources, Earth Science Series*, v. 1, p. 437-463.
- Hayes, D. E., and Taylor, B., 1978, A geophysical atlas of the east and southeast Asian seas—Tectonics: *Geological Society of America Map and Chart Series MC-25*, scale 1:6,442,194.
- Hayes, D. E., Houtz, R. E., Jarrard, R. D., Mrozowski, C. L., and Watanabe, T., 1978, A geophysical atlas of east and southeast Asian seas—Crustal structure: *Geological Society of America Map and Chart Series MC-25*, scale 1:6,442,194.
- Heezen, B. C., Tharp, M., and Ewing, M., 1959, The floors of the oceans. I. The North Atlantic: *Geological Society of America Special Paper* 65, 122 p.
- Hein, J. R., McLean, H., and Vallier, T., 1984, Reconnaissance geology of southern Atka Island, Aleutian Islands, Alaska: *U.S. Geological Survey Bulletin* 1609, 19 p.
- Heitzler, J. R., Dickson, G. O., Herron, E. M., Pitman, W. C., III, and Le Pichon, X., 1968, Marine magnetic anomalies, geomagnetic field reversals, and motions of the ocean floor and continents: *Journal of Geophysical Research*, v. 73, p. 2119-2136.
- Hess, H. H., 1948, Major structural features of the western North Pacific, an interpretation of H.O. 5485, bathymetric chart, Korea to New Guinea: *Geological Society of America Bulletin*, v. 59, p. 417-446.
- , 1955, Serpentes, orogeny, and epeirogeny: *Geological Society of America Special Paper* 62, p. 391-408.
- , 1962, History of ocean basins, in Engel, A.E.J., James, H. L., and Leonard, B. F., eds., *Petrologic studies*, A volume in honor of A. F. Buddington: Boulder, Colorado, Geological Society of America, p. 599-620.
- Hill, M. L., and Dibblee, T. W., Jr., 1953, San Andreas, Garlock, and Big Pine faults, California: *Geological Society of America Bulletin*, v. 64, p. 443-458.
- Himmelberg, G. R., Loney, R. A., and Craig, J. T., 1986, Petrogenesis of the ultramafic complex at the Blashke Islands, southeastern Alaska: *U.S. Geological Survey Bulletin* 1662, 14 p.
- Holmes, A., 1931, Radioactivity and earth movements: *Geological Society of Glasgow Transactions*, v. 18, p. 559-606.
- Hopson, C. A., Mattinson, J. W., and Pessagno, E. A., Jr., 1981, Coast Range ophiolite, western California, in Ernst, W. G., ed., *The tectonic development of California*: Englewood Cliffs, New Jersey, Prentice-Hall, p. 418-510.
- Hsü, K. J., 1968, Principles of melanges and their bearing on the Franciscan-Knoxville paradox: *Geological Society of America Bulletin*, v. 79, p. 1063-1074.
- Hutchinson, R. W., 1980, Massive base metal sulphide deposits as guides to tectonic evolution: *Geological Association of Canada Special Paper* 20, p. 659-694.
- Ingersoll, R. V., and Schweickert, R. A., 1986, A plate-tectonic model for Late Jurassic ophiolite genesis, Nevada orogeny and forearc initiation, northern California: *Tectonics*, v. 5, p. 901-912.
- Ingersoll, R. V., and Sucek, C. A., 1979, Petrology and provenance of Neogene sand from Nicobar and Bengal fans, DSDP sites 211 and 218: *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 49, p. 1217-1228.
- Irvine, T. N., 1974, Petrology of the Duke Island ultramafic complex, southeastern Alaska: *Geological Society of America Memoir* 138, 240 p.
- Isacks, B., Sykes, L. B., and Oliver, Jack, 1969, Focal mechanisms of deep and shallow earthquakes in the Tonga-Kermadec region and the tectonics of island arcs: *Geological Society of America Bulletin*, v. 80, p. 1443-1470.
- Jacobson, R. S., Shor, G. G., Jr., Kieckhefer, R. M., and Purdy, G. M., 1979, Seismic refraction and reflection studies in the Timor-Aru trough system and Australian continental shelf: *American Association of Petroleum Geologists Memoir* 29, p. 209-222.
- James, D. E., 1971, Plate tectonic model for the evolution of the central Andes: *Geological Society of America Bulletin*, v. 82, p. 3325-3346.
- Jan, M. Q., and Howie, R. A., 1981, The mineralogy and geochemistry of the metamorphosed basic and ultrabasic rocks of the Jijal complex, Kohistan, NW Pakistan: *Journal of Petrology*, v. 22, p. 85-126.
- Jarrard, R. D., 1986, Relations among subduction parameters: *Reviews of Geophysics*, v. 24, p. 217-284.
- Karig, D. E., 1971, Structural history of the Mariana arc system: *Geological Society of America Bulletin*, v. 82, p. 323-344.
- , 1972, Remnant arcs: *Geological Society of America Bulletin*, v. 83, p. 1057-1068.
- , 1975, Basin genesis in the Philippine Sea: Initial reports of the Deep Sea Drilling Project, v. 31, p. 857-879.
- , 1982, Initiation of subduction zones—Implications for arc evolution and ophiolite development: *Geological Society of London Special Publication* 10, p. 563-576.
- Karig, D. E., Caldwell, J. G., and Parmenier, E. M., 1976, Effects of accretion on the geometry of the descending lithosphere: *Journal of Geophysical Research*, v. 81, p. 6281-6291.
- Karig, D. E., Lawrence, M. B., Moore, G. F., and Curry, J. R., 1980a, Structural framework of the fore-arc basin, NW Sumatra: *Geological Society of London Journal*, v. 137, p. 77-91.
- Karig, D. E., Moore, G. F., Curry, J. R., and Lawrence, M. B., 1980b, Morphology and shallow structure of the lower trench slope off Nias Island, Sunda Arc: *American Geophysical Union Geophysical Monograph* 23, p. 179-208.
- Karig, D. E., Sarewitz, D. R., and Haack, G. D., 1986, Role of strike-slip faulting in the evolution of allochthonous terranes in the Philippines: *Geology*, v. 14, p. 852-855.
- Karig, D. E., Barber, A. J., Charlton, T. R., Klemperer, S., and Hussong, D. M., 1987, Nature and distribution of deformation across the Banda Arc-Australian collision zone in Timor: *Geological Society of America Bulletin*, v. 98, p. 18-32.
- Kay, M., 1951, North American geosynclines: *Geological Society of America Memoir* 48, 143 p.
- Kay, S. M., and Kay, R. W., 1985, Role of crystal cumulates and the oceanic crust in the formation of the Aleutian arc: *Geology*, v. 13, p. 461-464.
- Kieckhefer, R. M., Shor, G. G., Jr., Curry, J. R., Sugiarta, W., and Hehuwat, F., 1980, Seismic refraction studies of the Sunda Trench and forearc basin: *Journal of Geophysical Research*, v. 85, p. 863-889.
- Kincaid, C., and Olson, P., 1987, An experimental study of subduction and slab migration: *Journal of Geophysical Research*, v. 92, p. 13832-13840.
- Knopf, A., 1948, The geosynclinal theory: *Geological Society of America Bulletin*, v. 59, p. 649-670.
- Krause, D. C., 1965, Submarine geology north of New Guinea: *Geological Society of America Bulletin*, v. 76, p. 27-42.
- , 1966, Tectonics, marine geology, and bathymetry of the Celebes Sea-Sulu Sea region: *Geological Society of America Bulletin*, v. 77, p. 813-832.
- Kuno, H., 1966, Lateral variation of basalt magma across continental margins and island arcs: *Geological Survey of Canada Paper* 66-15, p. 317-335.
- Lee, C.-S., and McCabe, R., 1986, The Banda-Celebes-Sulu basin—A trapped piece of Cretaceous-Eocene oceanic crust?: *Nature*, v. 322, p. 51-54.
- Le Pichon, X., 1968, Sea-floor spreading and continental drift: *Journal of Geophysical Research*, v. 73, p. 3661-3697.
- Lewis, S. D., and Hayes, D. E., 1984, A geophysical study of the Manila Trench, Luzon, Philippines. 2. Fore arc basin structure and stratigraphic evolution: *Journal of Geophysical Research*, v. 89, p. 9196-9214.
- Lippard, S. J., Shelton, A. W., and Gass, I. G., 1986, The ophiolite of northern Oman: *Geological Society of London Memoir* 11, 178 p.
- Luyendyk, B. P., 1970, Dips of downgoing lithospheric plates beneath island arcs: *Geological Society of America Bulletin*, v. 81, p. 3411-3416.
- MacDonald, G.J.F., 1964, The deep structure of continents: *Science*, v. 143, p. 921-929.
- Malfait, B. T., and Dinkelmann, M. G., 1972, Circum-Caribbean tectonic and igneous activity and the evolution of the Caribbean plate: *Geological Society of America Bulletin*, v. 83, p. 251-272.
- Malinverno, A., and Ryan, W.B.F., 1986, Extension in the Tyrrhenian Sea and shortening in the Apennines as result of arc migration driven by sinking of the lithosphere: *Tectonics*, v. 5, p. 227-245.
- Mammerickx, J., Fisher, R. L., Emmel, F. J., and Smith, S. M., 1976, Bathymetry of the east and southeast Asian seas: *Geological Society of America Map and Chart Series MC-17*, scale 1:6,442,194.
- Mattinson, J. M., Kimbrough, D. L., and Bradshaw, J. Y., 1986, Western Fiordland orthogneiss—Early Cretaceous arc magmatism and granulite facies metamorphism, New Zealand: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 92, p. 383-392.
- McCabe, R., 1984, Implications of paleomagnetic data on the collision related bending of island arcs: *Tectonics*, v. 3, p. 409-428.
- McCabe, R., Kikawa, E., Cole, J. T., Malfice, A. J., Baldauf, P. E., Yumul, J., and Almasco, J., 1987, Paleomagnetic results from Luzon and the central Philippines: *Journal of Geophysical Research*, v. 92, p. 555-580.
- McCaffrey, R., 1982, Lithospheric deformation within the Molucca Sea arc-arc collision—Evidence from shallow and intermediate earthquake activity: *Journal of Geophysical Research*, v. 87, p. 3663-3678.
- McCaffrey, R., and Nabelek, J., 1984, The geometry of back arc thrusting along the eastern Sunda Arc, Indonesia—Constraints from earthquake and gravity data: *Journal of Geophysical Research*, v. 89, p. 6171-6179.
- , 1987, Earthquakes, gravity, and the origin of the Bali Basin—An example of a nascent continental fold-and-thrust belt: *Journal of Geophysical Research*, v. 92, p. 441-460.
- McCaffrey, R., Silver, E. A., and Raitt, R. W., 1980, Crustal structure of the Molucca Sea collision zone, Indonesia: *American Geophysical Union Geophysical Monograph* 23, p. 161-178.
- McCaffrey, R., Molnar, P., Roecker, S. W., and Joyodiryo, Y. S., 1985, Microearthquake seismicity and fault plane solutions related to arc-continent collision in the eastern Sunda arc, Indonesia: *Journal of Geophysical Research*, v. 90, p. 4511-4528.
- McKenzie, D. P., and Morgan, W. J., 1969, Evolution of triple junctions: *Nature*, v. 224, p. 125-133.
- McKenzie, D. P., and Parker, R. L., 1967, The North Pacific—An example of tectonics on a sphere: *Nature*, v. 216, p. 1276-1280.
- McLean, H., and Hein, J. R., 1984, Paleogene geology and chronology of southwestern Umnak Island, Aleutian Islands, Alaska: *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 21, p. 171-180.
- McNutt, M., 1988, Thermal and mechanical properties of the Cape Verde Rise: *Journal of Geophysical Research*, v. 93, p. 2784-2794.
- Menard, H. W., 1986, *The ocean of truth—A personal history of global tectonics*: Princeton University Press, 353 p.
- Miyashiro, A., 1961, Evolution of metamorphic belts: *Journal of Petrology*, v. 2, p. 277-311.
- Molnar, P., and Atwater, T., 1978, Interarc spreading and Cordilleran tectonics as alternates related to the age of subducted oceanic lithosphere: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 41, p. 330-340.
- Molnar, P., and Stock, J., 1987, Relative motions of hotspots in the Pacific, Atlantic, and Indian Oceans since late Cretaceous time: *Nature*, v. 327, p. 587-591.
- Molnar, P., and Sykes, L. R., 1969, Tectonics of the Caribbean and Middle America regions from focal mechanisms and seismicity: *Geological Society of America Bulletin*, v. 80, p. 1639-1684.
- Moore, D. G., Curry, J. R., and Emmel, F. J., 1976, Large submarine slide (olistostrome) associated with Sunda Arc subduction zone, northeast Indian Ocean: *Marine Geology*, v. 21, p. 211-226.
- Moore, G. F., and Karig, D. E., 1980, Structural geology of Nias Island, Indonesia—Implications for subduction zone

- tectonics: *American Journal of Science*, v. 280, p. 193-223.
- Moore, G. F., and Silver, E. A., 1982, Collision processes in the northern Molucca Sea: *American Geophysical Union Geophysical Monograph* 27, p. 360-372.
- Moore, G. F., Billman, H. G., Hehanussa, P. E., and Karig, D. E., 1980a, Sedimentology and paleobathymetry of Neogene trench-slope deposits, Nias Island, Indonesia: *Journal of Geology*, v. 88, p. 161-180.
- Moore, G. F., Curry, J. R., Moore, D. G., and Karig, D. E., 1980b, Variations in geologic structure along the Sunda fore arc, northeastern Indian Ocean: *American Geophysical Union Geophysical Monograph* 23, p. 145-160.
- Moore, G. F., Curry, J. R., and Emmet, F. J., 1982, Sedimentation in the Sunda Trench and forearc region: *Geological Society of London Special Publication* 10, p. 245-258.
- Morgan, W. J., 1968, Rises, trenches, great faults, and crustal blocks: *Journal of Geophysical Research*, v. 73, p. 1959-1982.
- Mrozowski, C. L., and Hayes, D. L., 1978, A geophysical atlas of east and southeast Asian seas—Sediment isopachs: *Geological Society of America Map and Chart Series MC-25*, scale 1:6,442,194.
- Murray, C. G., 1972, Zoned ultramafic complexes of the Alaskan type—Feeder pipes of andesitic volcanoes: *Geological Society of America Memoir* 132, p. 313-335.
- Myers, J. D., and Marsh, B. D., 1987, Aleutian lead isotopic data—Additional evidence for the evolution of lithospheric plumbing systems: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 51, p. 1833-1842.
- Natland, J. H., and Tarney, J., 1981, Petrologic evolution of the Mariana arc and back-arc basin system—A synthesis of drilling results in the Philippine Sea: Initial reports of the Deep Sea Drilling Project, v. 60, p. 877-908.
- Nye, C. J., and Reid, M. R., 1986, Geochemistry of primary and least fractionated lavas from Okmok volcano, central Aleutians—Implications for arc magma genesis: *Journal of Geophysical Research*, v. 91, p. 10271-10287.
- O'Hara, M. J., 1985, Importance of the 'shape' of the melting regime during partial melting of the mantle: *Nature*, v. 314, p. 58-62.
- O'Hara, M. J., and Mathews, R. E., 1981, Geochemical evolution in an advancing, periodically replenished, periodically tapped, continuously fractionated magmatic chamber: *Geological Society of London Journal*, v. 138, p. 237-277.
- Oliver, G. J. H., 1980, Geology of the granulite and amphibolite facies gneisses of Doubtful Sound, Fiordland, New Zealand: *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*, v. 23, p. 27-41.
- Opdyke, N. D., and Runcorn, S. K., 1960, Wind direction in the western United States in the late Paleozoic: *Geological Society of America Bulletin*, v. 71, p. 959-972.
- Page, B. M., 1972, Oceanic crust and mantle fragment in subduction complex near San Luis Obispo, California: *Geological Society of America Bulletin*, v. 83, p. 957-972.
- Parsons, B., 1982, Causes and consequences of the relation between area and age of the ocean floor: *Journal of Geophysical Research*, v. 87, p. 289-302.
- Pearce, J. A., Lippard, S. J., and Roberts, S., 1984, Characteristics and tectonic significance of supra-subduction zone ophiolites: *Geological Society of London Special Publication* 16, p. 77-94.
- Pennington, W. D., 1983, Role of shallow phase changes in the subduction of oceanic crust: *Science*, v. 220, p. 1045-1047.
- Pigram, C. J., and Panggabean, H., 1983, Age of the Banda Sea, eastern Indonesia: *Nature*, v. 301, p. 231-234.
- Quick, J. E., 1981, The origin and significance of large, tabular dunite bodies in the Trinity peridotite, northern California: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 78, p. 413-422.
- Raff, A. D., and Mason, R. G., 1961, Magnetic survey off the west coast of North America, 40° N. latitude to 52° N. latitude: *Geological Society of America Bulletin*, v. 72, p. 1267-1270.
- Rapp, R. P., and Watson, E. B., 1988, Partial melting of amphibolite/eclogite and the origin of tonalitic-trondhjemitic magmas [abs.]: *EOS (American Geophysical Union Transactions)*, v. 69, p. 521.
- Reed, D. L., Silver, E. A., Prasetyo, H., and Meyer, A. W., 1986, Deformation and sedimentation along a developing terrane suture—Eastern Sunda forearc, Indonesia: *Geology*, v. 14, p. 1000-1003.
- Rivalenti, G., Garuti, G., Rossi, A., Siena, F., and Sinigoi, S., 1981, Existence of different peridotite types and of a layered igneous complex in the Ivrea zone of the Western Alps: *Journal of Petrology*, v. 22, p. 127-153.
- Rock, N.M.S., and 8 others, 1983, The geology of the Lubuksikaping quadrangle, Sumatra: *Indonesia Geological Research and Development Centre*, 60 p. + map, scale 1:250,000.
- Rodolfo, K. S., 1969, Bathymetry and marine geology of the Andaman Basin, and tectonic implications for southeast Asia: *Geological Society of America Bulletin*, v. 80, p. 1203-1230.
- Roobol, M. J., Jackson, N. J., and Darbyshire, D.F.P., 1983, Late Proterozoic lavas of the central Arabian shield—Evolution of an ancient arc system: *Geological Society of London Journal*, v. 140, p. 185-202.
- Rosenbauer, R. J., Bischoff, J. L., and Zierenberg, R. A., 1988, The laboratory albittization of mid-ocean ridge basalts: *Journal of Geology*, v. 96, p. 237-244.
- Rubie, D. C., 1984, The olivine-spinel transformation and the rheology of subducting lithosphere: *Nature*, v. 308, p. 505-508.
- Runcorn, S. K., 1959, Rock magnetism: *Science*, v. 129, p. 1002-1012.
- Sarewitz, D. R., and Karig, D. E., 1986, Processes of allochthonous terrane evolution, Mindoro Island, Philippines: *Tectonics*, v. 5, p. 525-552.
- Sclater, J. G., Hawkins, J. W., Mammerickx, J., and Chase, C. G., 1972, Crustal extension between the Tonga and Lau Ridges—Petrologic and geophysical evidence: *Geological Society of America Bulletin*, v. 83, p. 505-518.
- Sclater, J. G., Parsons, B., and Jaupart, C., 1981, Oceans and continents—Similarities and differences in the mechanisms of heat loss: *Journal of Geophysical Research*, v. 86, p. 11535-11552.
- Shervais, J. W., and Kimbrough, D. L., 1985, Geochemical evidence for the tectonic setting of the Coast Range ophiolite—A composite island arc-oceanic crust terrane in western California: *Geology*, v. 13, p. 35-38.
- Silver, E. A., 1971a, Transitional tectonics and late Cenozoic structure of the continental margin off northernmost California: *Geological Society of America Bulletin*, v. 82, p. 1-22.
- , 1971b, Tectonics of the Mendocino triple junction: *Geological Society of America Bulletin*, v. 82, p. 2965-2978.
- Silver, E. A., and Reed, D. L., 1988, Backthrusting in accretionary wedges: *Journal of Geophysical Research*, v. 93, p. 3116-3126.
- Silver, E. A., and Smith, R. B., 1983, Comparison of terrane accretion in modern Southeast Asia and the Mesozoic North American Cordillera: *Geology*, v. 11, p. 198-202.
- Silver, E. A., McCaffrey, R., Joyodiwiryo, Y., and Stevens, S., 1983a, Ophiolite emplacement by collision between the Sula Platform and the Sulawesi Island Arc, Indonesia: *Journal of Geophysical Research*, v. 88, p. 9419-9435.
- Silver, E. A., McCaffrey, R., and Smith, R. B., 1983b, Collision, rotation, and the initiation of subduction in the evolution of Sulawesi, Indonesia: *Journal of Geophysical Research*, v. 86, p. 11535-11552.
- Silver, E. A., Reed, D. L., McCaffrey, R., and Joyodiwiryo, Y., 1983c, Back arc thrusting in the eastern Sunda Arc, Indonesia—A consequence of arc-continent collision: *Journal of Geophysical Research*, v. 88, p. 7429-7448.
- Silver, E. A., Gill, J. B., Schwartz, D., Prasetyo, H., and Duncan, R. A., 1985, Evidence for a submerged and displaced continental borderland, north Banda Sea, Indonesia: *Geology*, v. 13, p. 687-691.
- Silver, E. A., Breen, N. A., Prasetyo, H., and Hussong, D. M., 1986, Multibeam study of the Flores backarc thrust belt, Indonesia: *Journal of Geophysical Research*, v. 91, p. 3489-3500.
- Snoke, A. W., Quick, J. E., and Bowman, H. R., 1981, Bear Mountain igneous complex, Klamath Mountains, California—An ultrabasic to silicic calc-alkaline suite: *Journal of Petrology*, v. 22, p. 501-552.
- Snyder, G. L., and Fraser, G. D., 1963, Pillowed lavas, I—Intrusive layered lava pods and pillowed lavas, Unalaska Island, Alaska: *U.S. Geological Survey Professional Paper* 454-B, 23 p.
- Solomon, S. C., Sleep, N. H., and Richardson, R. M., 1975, On the forces driving plate tectonics—Inferences from absolute plate velocities and intraplate stress: *Royal Astronomical Society Geophysical Journal*, v. 42, p. 769-801.
- Stehli, F. G., 1957, Possible Permian climatic zonation and its implications: *American Journal of Science*, v. 255, p. 607-718.
- , 1970, A test of the Earth's magnetic field during Permian time: *Journal of Geophysical Research*, v. 75, p. 3325-3342.
- Stern, T. A., 1985, A back-arc basin formed within continental lithosphere—The Central Volcanic Region of New Zealand: *Tectonophysics*, v. 112, p. 385-409.
- Stoeser, D. B., 1986, Distribution and tectonic setting of plutonic rocks of the Arabian Shield: *Journal of African Earth Sciences*, v. 4, p. 21-46.
- Stolper, E., and Walker, D., 1980, Melting density and the average composition of basalt: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 74, p. 7-12.
- Suwarno, N., Koeseadinata, S., and Santosa, S., 1981, Peta geologi lembar end Nusatenggara Timur: *Indonesia Geological Research and Development Centre*, 23 p. + map, scale 1:250,000.
- Sykes, L. R., 1967, Mechanisms of earthquakes and nature of faulting on the mid-oceanic ridges: *Journal of Geophysical Research*, v. 72, p. 2131-2153.
- Sylvester, P. J., Attoh, K., and Schulz, K. J., 1987, Tectonic setting of late Archean bimodal volcanism in the Michipicoten (Wawa) greenstone belt, Ontario: *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 24, p. 1120-1134.
- Tahirkehi, R.A.K., 1982, Geology of the Himalaya, Karakoram and Hindukush in Pakistan: *University of Peshawar Geological Bulletin*, v. 15, 51 p.
- Tapponnier, P., Pelzer, G., and Armijo, R., 1986, On the mechanics of the collision between India and Asia: *Geological Society of London Special Publication* 19, p. 115-157.
- Taylor, B., and Karner, G. D., 1983, On the evolution of marginal basins: *Reviews of Geophysics and Space Physics*, v. 21, p. 1727-1741.
- Taylor, F. B., 1910, Bearing of the Tertiary mountain belt on the origin of the Earth's plan: *Geological Society of America Bulletin*, v. 21, p. 179-226.
- ten Brink, U. S., and Brocher, T. M., 1987, Multichannel seismic evidence for a subcrustal intrusive complex under Oahu and a model for Hawaiian volcanism: *Journal of Geophysical Research*, v. 92, p. 13687-13707.
- Thompson, G., 1983, Basalt-seawater interaction, in Rona, P. A., Bostrom, K., Laubier, L., and Smith, K. L., Jr., eds., Hydrothermal processes at seafloor spreading centers: *New York, Plenum Press*, p. 225-278.
- Turner, D. L., and Jarrard, R. D., 1982, K-Ar dating of the Cook-Austral island chain—A test of the hot-spot hypothesis: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 12, p. 187-220.
- Uyeda, S., and Kanamori, H., 1979, Back-arc opening and the mode of subduction: *Journal of Geophysical Research*, v. 84, p. 1049-1061.
- Vacquier, V., Raff, A. D., and Warren, R. E., 1961, Horizontal displacements in the floor of the northeastern Pacific Ocean: *Geological Society of America Bulletin*, v. 72, p. 1251-1258.
- Van der Voo, R., 1988, Paleozoic paleogeography of North America, Gondwana, and intervening terranes—Comparisons of paleomagnetism with paleoclimatology and biogeographical patterns: *Geological Society of America Bulletin*, v. 100, p. 311-324.
- Van Gool, M., Huson, W. J., Prawirasasra, R., and Owen, T. R., 1987, Heat flow and seismic observations in the northwestern Banda Arc: *Journal of Geophysical Research*, v. 92, p. 2581-2586.
- Vening Meinesz, F. A., 1954, Indonesian Archipelago—A geophysical study: *Geological Society of America Bulletin*, v. 65, p. 143-164.
- Vine, F. J., and Matthews, D. H., 1963, Magnetic anomalies over oceanic ridges: *Nature*, v. 199, p. 947-949.
- Von Huene, R., and Shor, G. G., 1969, The structure and tectonic history of the eastern Aleutian Trench: *Geological Society of America Bulletin*, v. 80, p. 1889-1902.
- Wang, C.-Y., and Shi, Y.-L., 1984, On the thermal structure of subduction complexes—A preliminary study: *Journal of Geophysical Research*, v. 89, p. 7709-7719.
- Watts, A. B., Bodine, J. H., and Bowin, C. O., 1978, A geophysical atlas of the east and southeast Asian seas—Free air gravity field: *Geological Society of America Map and Chart Series MC-25*, scale 1:6,442,194.
- Wegener, A., 1915, *Die Entstehung der Kontinente und Ozeane*: Braunschweig, Vieweg, 94 p.
- Weissel, J. K., 1980, Evidence for Eocene oceanic crust in the Celebes Basin: *American Geophysical Union Geophysical Monograph* 23, p. 37-48.
- Weissel, J. K., and Hayes, D. E., 1978, A geophysical atlas of the east and southeast Asian seas—Magnetic anomalies: *Geological Society of America Map and Chart Series MC-25*, scale 1:6,442,194.
- Wheller, G. E., Varne, R., Foden, J. D., and Abbott, M. J., 1987, Geochemistry of Quaternary volcanism in the Sunda-Banda arc, Indonesia, and three-component genesis of island-arc basaltic magmas: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 32, p. 137-160.
- White, W. M., and Dupre, B., 1986, Sediment subduction and magma genesis in the Lesser Antilles—Isotopic and trace element constraints: *Journal of Geophysical Research*, v. 91, p. 5927-5941.
- Wilcox, R. E., 1959, Igneous rocks of the Near Islands, Aleutian Islands, Alaska: *International Geological Congress*, 20th, Mexico City, sec. 11-A, p. 365-378.
- Williams, J. G., and Smith, I.E.M., 1983, The Hollyford gabbro-norite—A calcalkaline cumulate: *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*, v. 26, p. 345-357.
- Wilson, J. T., 1961, Unpublished discussion: *Nature*, v. 192, p. 125-128.
- , 1965, A new class of faults and their bearing on continental drift: *Nature*, v. 207, p. 343-347.
- , 1966, Did the Atlantic close and then reopen? *Nature*, v. 211, p. 676-681.
- Windsley, Brian, 1984, *The evolving continents* (2nd edition): Chichester, England, John Wiley & Sons, 399 p.