

DOĞU AKDENİZ' İN YAPISI VE LEVHA TEKTONİĞİNDEKİ YERİ

Eastern Mediterranean Structure And Its Place In Plate Tectonics

Mustafa ERGÜN* , Ersel Zafer ORAL* ve Günay ÇİFÇİ*

ÖZET

Doğu Akdeniz' in güncel tektonik yapısı, Afrika ve Avrasya levhalarının çarpışmasıyla kontrol edilmektedir. Bitlis-Zağros kuşağı boyunca yeralan Arab ve Avrasya levhalarının çarpışması nedeniyle Anadolu levhası yanalatımlı faylar vasıtasıyla batıya doğru itilmektedir. Bu olgu yakın yıllarda yapılan GPS ve diğer jeodetik ölçümlerle ortaya konmuştur. Kuzeydoğu sınırında Avrasya levhasına göre Afrika levhası günümüzde KKD doğrultusunda hareket etmektedir. Afrika ve Anadolu levhaları arasında sınır batıda Girit ve Pliny-Strabo dalma-batma çukurları ve doğuda ise Kıbrıs yayı ve Amanos fayı ile ilişkili dağınık fay zonu bölgesi ile ortaya konmaktadır. Dalma-batma zonlarını ortaya çıkaran iki yay (Girit ve Kıbrıs) Afrika ve Anadolu levhaları arasındaki relatif harekete dik yöndedir. Fakat Pliny-Strabo çukuru, Antalya ve Doğu Anadolu fay zonları (Amanos ve Ecemiş fayları da dahil) kayma vektörüne tam paralel olarak yeralmaktadırlar ve genel olarak transform hareketi göstermektedirler. Doğu Akdeniz yapısı hakkında ilk bilgileri batimetri konturları vermektedir. Herodot basinindeki 3 km' den daha fazla derinlikler okyanusal bir temeli işaret etmektedir. 1 ile 3 km derinliklere sahip Levantin, Antalya ve Latakya basenleri, Anaximander Dağları ve Florence yükselimi bölgeleri ise değişik sedimanter yığılımlara sahip normal veya anormal okyanusal kabuk bloklarından oluşmaktadır. Bu yapıların birçoğunu gravite anomali haritalarında da belirlemek mümkün olmaktadır. Doğu Akdeniz genel hatlarıyla manyetik anomalilerden yoksundur. Fakat Eratosthenes denizdağı ve ayrıca ofiyolitlerle ilişkili olarak Kıbrıs'tan Antalya bölgesine doğru manyetik anomaliler mevcuttur. Doğu Akdeniz, batıdaki Girit yayı ve kuzeydoğusundaki Doğu Anadolu fay zonuna göre daha az bir sismik aktiviteye sahiptir.

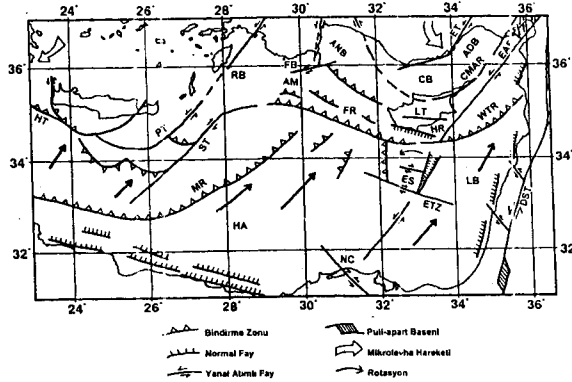
ABSTRACT

Present day tectonic framework of the eastern Mediterranean is controlled by the collision of the African and Eurasian plates. Due to the collision of the Arab and Euroasian plates along the Bitlis-Zagros zone, the Anatolian plate is pushed westward with the help of strike-slip transform faults. This phenomena has been proved with the GPS measurement in the very recent years. Presently the African plate moves in the NNE direction with respect to the Eurasian plate at the northeast boundary. The boundary between the African and the Eurasian plates is delineated by the Hellenic arc and Pliny-Strabo trench in the west and the Cyprus arc and a diffuse fault system probably associated Amanos fault in the east. Two arcs are near perpendicular to the relative motion of the African and Eurasian plates, delineating the subduction zones (Cyprus and Crete), whereas the Pliny-Strabo trench and East Anatolian fault zones (including the Amanos and Ecemiş faults) are sub-parallel to the slip vector, with predominantly transform motion. Bathymetric contours give a first indication of the major features of the eastern Mediterranean. Water depths of 3 km in the Herodotus basin suggest an oceanic foundation, whereas depths between 1 and 3 km observed in the Levantine, Antalya and Latakia basins, Anaximander seamount and Florence rise probably represent blocks of normal or abnormal crust with varying sedimentary covers abutting continental crust across the shelf edges. Most of these features are also shown in the gravity anomaly maps. There are no linear magnetic anomalies in the Mediterranean. But there are magnetic anomalies over the Eratosthenes seamount and as well as from Cyprus to the Antalya basin due to the ophiolitic bodies. The Cyprus arc shows less seismic activity with respect to the Hellic arc in the west and the Eastern Anatolian fault in the east.

* Dokuz Eylül Üniversitesi, Mühendislik Fakültesi, Jeofizik Mühendisliği Bölümü, 35100 Bornova İzmir

GİRİŞ

Doğu Akdeniz' in tektoniğinin esasını Afrika ve Avrasya arasındaki çarpışma oluşturmaktadır. Bu konu üç kıtanın, iki ana levhanın, bir yokolmuş okyanusun ve kıtalararası denizi birleştiren bölgenin 200 Ma jeolojik tarihini içermesinin daha ilerisinde önem taşımaktadır. Doğu Akdeniz' in tektoniğini gözönüne aldığımızda, yerini aldığı Tetis Okyanusu' nun kapanışı ile beraber başladığı olgusu ortaya çıkmaktadır. Kuzeydoğu Afrika ve güney Levantin bölgesi (Tetis' in kalıntısı olarak) ıraksayan kıta kıyısı, bugünün coğrafyasında Meksika' dan Hindistan' a kadar uzanmakta olduğu bilinmektedir. Doğu Akdeniz' in güney ve doğu kanatları boyunca eski yakınsayan Tetis kıyısının karşısında tekrar tekrar Avrasya ile çarpışan ve içerisinde kıtasal ve okyanusal parçacıklar taşıyan genç yakınsayan bir kıyı bölgesi bulunmaktadır (Şekil 1). Buradaki yapıların tanımı: HT: Hellenik yay; PT: Pliny çukuru; ST: Strabo çukuru; RB: Rodob baseni; FB: Finike baseni; AM: Anaximander denizdağları; ANB: Antalya baseni; FR: Florence sırtı; CB: Kilikya baseni; ADB: Adana baseni; ET: Ecemiş fayı; EAF: Doğu Anadolu fayı; CMAR: Misis-Girne sırtı; WTR: Batı Tartus sırtı; HR: Hecatus sırtı; LT: Limasol sırtı; LB: Levantin baseni; DST: Ölü Deniz fayı; ES: Eratosthenes denizdağı; ETZ: Eratosthenes fayı; NC: Nil könesi; HA: Herodotus baseni; MR: Akdeniz sırtı. Avrasya' nın güney kanadı boyunca yeni kıtasal parçaların eklenmesiyle dağ sıraları oluşmakta ve aynı zamanda Tetis kabuğunun parçacıklarının alta dalmasıyla karalar üzerinde volkanizma ve ada yayları ile beraber kıta kenarı basenleri meydana gelmektedir. Bu ikincil yapıların da eklenmesiyle çarpışan yapıların daha da karmaşık olmasına neden olmaktadır. Bunun ötesinde, Avrasya' nın güneyi çevreleyen kıta kenar basenlerinin oluşumu, levha çarpışması ve genel sıkışma tektoniği etkisi altındaki bölgeye ikincil açılma tektoniği yapılarının yerleşmesine neden olmaktadır.



Şekil 1: Doğu Akdeniz' in temel neotektonik yapılarını gösteren harita (Açıklamalar metindedir)

Figure 1: Map showing the principal neotectonic features of the eastern Mediterranean (Explanations in the text).

Birbirinden oldukça farklı olan bu kıyıların arasında Kıbrıs adası ile Akdeniz sırtı yer almaktadır. Kıbrıs adası üzerindeki Troodos Masifi eski Tetis okyanusal kabuğunun yüzeylenmiş bir kalıntısıdır. Daha batıda yer alan Akdeniz Sırtı ise okyanus sırtlarında olduğu gibi bazaltlardan değil üst üste binmiş sedimentlerin yavaş yavaş Afrika ile Avrasya arasında sıkışmasıyla oluşmuştur. Messinyen'de Akdeniz' in kuruması ile ilgili olarak Akdeniz Sırtı üzerinde diyapirler ve tuz havuzların varlığı ve geniş boyutlu kalın evaporit örtünün bulunması olgusu da Akdeniz' in tektoniğinin araştırılmasında ek bir karmaşıklığa neden olmaktadır.

Bu bağlamda ele alındığında doğu Akdeniz, bir okyanusun sona erişim ve arkasından dağ silsilesinin doğuşunu belirleyen Wilson devreselliğinin ara basamağını teşkil etmektedir. Bu durumda Akdeniz' in tektonik yapısındaki karmaşa, göreceli olarak kıtasal çarpışma işlevlerini etkileyen birbirleriyle zıt durumdaki kuvvet motiflerinin varlığının işaret etmektedir. Bir-biriyle çarpışan iki kıtasal levha arasındaki kalan alandaki genel tektonik rejim esas itibarıyla sıkışmadır. Fakat yerel açılma yapıları da oldukça fazladır. Alta dalar okyanusal kabuk parçacıklarının neden olduğu etkin volkanizma ve sismik aktiviteye bağlı olarak doğu Akdeniz' de yaygın riftleşme ve basen çökmeleri de bir olgudur.

Doğu Akdeniz' de okyanus tipi kabuk bölgelerinin mevcudiyetinin ve Hellenik yayın birbirine yaklaşan zonundan (Adana baseninde hem gerilme hem de ayrılma hareketinin belirtileri görülür), Doğu Anadolu transform fay sisteminin yanallı zonuna doğru uzanan Kıbrıs yayında bir batma zonunun belirtileri vardır (Dewey ve diğ.,1986). Kıbrıs civarında Eratosthenes ve Hecateus denizdağları gibi kıtasal parçalar, Kıbrıs kıtasal kabuğuna eklenmektedir (Kemlar and Garfunkel,1987). Anaximander denizdağı ve Florence yükseltisinin daha batısı ise bir okyanus/okyanus yaklaşma yeri olabilir (Anastakis ve Kelling,1991). Misis-Girne fay zone güney Türkiye' deki Misis dağları ve kuzey Kıbrıs' taki Girne bölgesiyle bağlıdır (Aksu ve diğ.,1994). Antalya baseninde biri diğerine paralel uzanan en az iki bindirme yönü (Antalya ve Aksu bindirmeleri) ortaya konmuştur. Güneydeki Antalya bindirmesi doğuya doğru kuzey Kıbrıs' ın Girne bölgesiyle birleştiği görülür. Bununla beraber, Girne bölgesinin kuzeybatısındaki batimetrik yükselti bir yay şeklinde Antalya basenindeki kuzey bindirme yapısı ile birleşmektedir.

Anadolu levhasının güney kıyısı boyunca temel geç Senozoik depolanma merkezleri Adana-Kilikya-Akdeniz basen kompleksi ile Antalya ve Latakya basenleridir. Bu basenler günümüzde yay ardında yerleşmiş ve karmaşık mikropilaka yapıları ile aktif orojenik alanlardaki depolanma yerlerindeki sedimentlerin evrimi ve tektoniği çalışmaları için bir laboratuvar özel-

liği taşımaktadır. Misis-Girne bindirme kemeri Kıbrıs ve Türkiye arasındaki denizel bölgeyi kendi içinde batıda Kilikya ve doğuda İskenderun olarak iki basene ayırmaktadır. Neojen-Kuaterner deltaik sedimentleri ile dolu olan Adana baseni, Kilikya ve İskenderun basenlerinin sahildeki uzantısını temsil etmektedir. Bu üç basen Kıbrıs ve Türkiye arasındaki az çok geniş yarı kapanmış depolanma merkezini oluşturmaktadır. Adana-Kilikya-İskenderun basen kompleksi sol yanal atımlı Doğu Anadolu transform fayından ayrılan bir seri kol üzerindeki pull-apart basenleridir (Dewey ve diğ.,1986). Antalya basenin güneyindeki DSDP 375 ve 376 sondaj verilerinden hareketle, Antalya basenindeki sedimentler çoğunlukla yan pelajik ve arakatlı olarak türbiditik olduğu halde (Biju-Duval ve diğ.,1978), İskenderun ve Kilikya basenlerindeki sedimentler çoğunlukla deltaiktir. Latakya baseni ise Afrika levhası üzerindedir ve Anadolu levhası ile sınır oluşturan Doğu Anadolu transform fayının doğusundadır. Latakya baseni, Anadolu levhası ile transform sınırlarının doğusunda Afrika levhasında yer almaktadır.

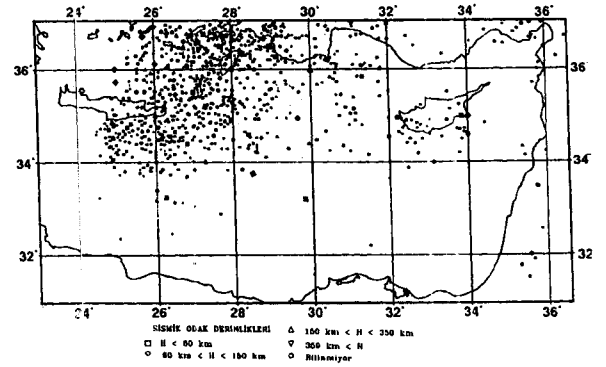
Yukarıda tanımlanan genel görüşler doğrultusunda değişik yaş ve bileşimde ve aynı zamanda değişik biçimdeki deformasyonların bir mozayiki olan doğu Akdeniz belirli jeofizik verileri ışığında değerlendirilmeye çalışılacaktır. Bölge için varolan morfolojik, gravite, manyetik, sismolojik ve sismik verileri, levha tektoniği kapsamında yorumlamaya ve bazı hususların açıklığa kavuşturulması için görüşler ortaya konmaya çalışılacaktır.

DOĞU AKDENİZ'İN GÜNCEL TEKTONİĞİ VE SİSMOTEKTONİĞİ

Doğu Akdenizin günümüzdeki şekli Afrika ve Avrasya levhaları arasındaki yaygın çarpışmanın son evresi ve daha küçük Arap, Anadolu ve Ege mikrolevhalarının yer değiştirmeleriyle kontrol edilmektedir. Daha eski levhaların kenetlenmesiyle oluşan Ege/Anadolu mikrolevhaları, Bitlis-Zağros keneti boyunca Arap ve Avrasya levhaları arasındaki çarpışma nedeniyle batıya doğru sıkışmaktadır. Anadolu levha sınırları yanal atımlı (transform hareket) faylarla olup, batıya kaçışı yansıtmaktadır. Doğu Anadolu transform fay zonu sola doğru tamamlayıcı bir hareket yaparken, Kuzey Anadolu fayı sağ yanal atımlıdır.

Doğu Anadolu transformu kuzeybatısında 200 km boyunca aynı yönlü ve davranışlı bir çok fay kollarına ayrılmaktadır. Fay düzlemi çözümlerinden, Doğu ve Kuzey Anadolu transform faylarının kayma vektörleri oldukça iyi bir şekilde belirlenmiş bulunmaktadır (McKenzie,1972 ve Büyüksıkoğlu,1979). Ege levhası kuzey-güney genişlemesiyle oluşmuş graben yapısındadır. Anadolu/Ege levhasının güney kenarı ise Avrasya levhasına göre KKD'ye hareket eden Afrika levhasıyla karşılaşmaktadır. Genelleştirilmiş basit bir yorumla bu sınırı, Hellenik çukuru ve Doğu Anadolu transform

fayının arasını birleştiren Pliny-Strabo çukuru ile Kıbrıs yayını oluşturan Anaximander denizdağları/Florence yükselimi/Güney Kıbrıs bölgelerinin morfolojisi meydana getirmektedir. Hellenik ve Kıbrıs yayları, Afrika ve Anadolu levhaları arasındaki göreceli harekete diktir ve genelde birer dalmabatma zonlarıdır. Fakat Pliny-Strabo çukuru ile Doğu Anadolu transform fayı ise iki levha arasındaki göreceli harekete yarı paraleldir. Pliny-Strabo çukuru ve Doğu Anadolu transform fayı arasında varolan bölgenin dağınık ve düşük sismisitesi (Şekil 2) göstermesi, bu bölgenin levha sınırı olarak tam bir açıklığa kavuşmamış olduğunu göstermektedir. Afrika ve Arab levhaları arasındaki göreceli hareket etkin olarak sol yanal atımlı Ölü Deniz transform fayı tarafından karşılanmaktadır.



Şekil 2: Doğu Akdeniz'in depremleri ve odak derinliklerini gösteren harita.

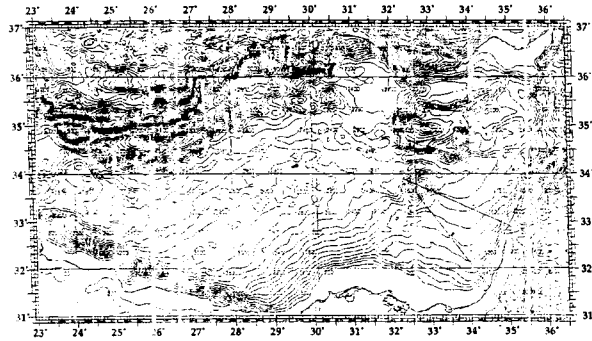
Figure 2: Map showing the earthquakes and focal depths in the eastern Mediterranean.

Afrika ve Anadolu levhaları arasındaki batma zonunun konumunun ipuçlarını verecek deprem odakları olmalıdır. Bu bölgedeki son çalışmalar (Rotstein ve Kafka,1982) batıdaki Hellenik yaydan ya da kuzeydoğudaki Doğu Anadolu transform fay sistemlerinden daha az depremsellik olduğunu göstermektedir. Antalya baseni ve Kıbrıs bölgesinin sismisite dağılımı kuzeye doğru aşağı doğru dalan geniş bir sismik zonu göstermektedir. Anaximander denizdağı/Florence yükselisi ve Kıbrıs kemeri ise bu sismik zonun güney kıyısında yer almaktadır. Fay düzlemi çözümlerinden hareketin esas itibarıyla bir bindirme olduğu ortaya çıkmaktadır. Sismik zonun genişliği batma zonunun aşamalı olarak güneye doğru göçünü vermektedir. Bu güncel kayma, bölgenin jeolojisi kapsamında Afrika ile Avrasya arasındaki sınırın zaman içinde güneye kaydığının bir işaretidir.

DOĞU AKDENİZ'İN MORFOLOJİSİ

Batimerik konturları Doğu Akdeniz'in morfolojisi ve yapısının temel özelliklerinin ilk göstergelerini vermektedir (Şekil 3). Güney Türkiye, Suriye, Lübnan, İsrail ve Kıbrıs kıyı çizgisinin büyük bölümünde 1000 derinliklere sahip dar bir şelf bölgesi bulunmaktadır.

Temel istisnalar ise Kilikya ve İskenderun basenleri, Kıbrıs, Hecateus denizdağı ve derin Levantin baseni üzerinde kurulan daha çok sediment yapısıyla temsil edilen Nil konisidir. Herodotus basenindeki 3 km' lik su derinliği daha çok okyanus temelini varlığının işaretini vermektedir. Levantin, Antalya ve Latakya basenlerindeki su derinliği ile Anaximander denizdağı ve Florence yükseliminin su derinlikleri 1 ile 3 km arasında değişerek olasılıkla sığlık kıyının üzerinde çeşitli sediment örtülerin kıtasal kabuğa dayanması ile oluşan normal ve anormal kabuk blokları ile temsil etmektedir. Rodos basenini ise 4000 m su derinlikleri ile Herodotus baseninden daha derindir ve bu bölgede de okyanusal kabuğun varlığı kabul edilmektedir. Aynı şekilde Anaximander deniz dağları ile Türkiye arasında kalan Finike baseninin su derinlikleri 2500-3000 m' ye ulaşmasına rağmen bir dalma-batma zonunu işaret etmemektedir.



Şekil 3: Doğu Akdeniz'in barimetri haritası (Makris ve Wang 1994'den alınmıştır.)

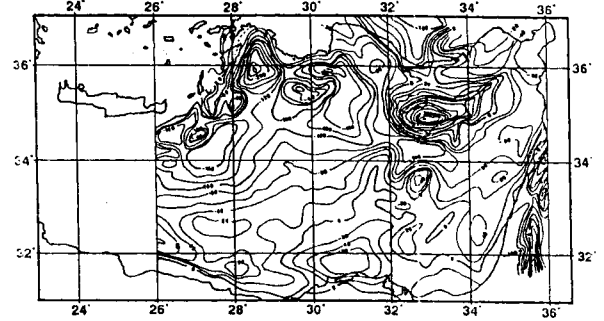
Figure 3: Bathymetric map of the eastern Mediterranean (From Makris ve Wang, 1994)

DOĞU AKDENİZ'İN GRAVİTE VERİLERİ

Bölgenin serbest hava gravite verileri ilk olarak Woodside (1977) tarafından ele alınmıştır (Şekil 4). En belirgin özellik Kıbrıs ve güneydeki deniz bölgesinde olduğu gibi yüksek ve düşük gravite anomalisi bloklarının varlığı yay/hendek sistemlerinde mevcuttur. Kıbrıs çevresinde görülen bu yapılar ile Pliny ve Strabo hendeklerindeki çok daha karmaşık şekiller, Anaximander denizdağı ve Florence yükselimi bölgesine doğru kolayca bağlanamaması nedeniyle sürekli dalma/batma zonu oluşturamamaktadırlar. Pliny/Strabo hendekleri Helenik yayının doğu sınırındadır. Bu yay ile ilişkili dalma-batma sürekliliği daha doğuda kolayca izlenememektedir. Gravite alanında gösterilmemesine rağmen, Kıbrıs gravite çiftinden tanınan Kıbrıs yayı, Rodos'a doğru Pliny/Strabo hendeklerine bağlanabilir ve Anaximander denizdağı/Florence yükselimi batimetrik sırtları bunun işareti olarak kabul edilebilir.

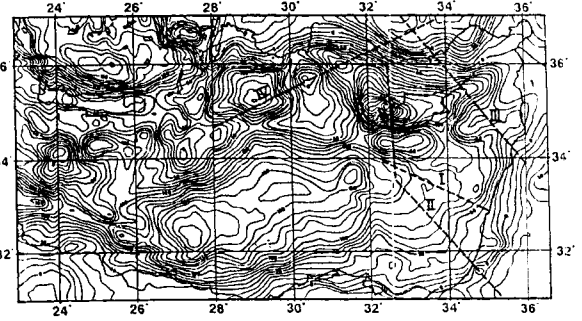
Doğu Akdenizdeki belli başlı jeolojik ve jeofiziksel çalışmalar son 20 yılda Allan ve Morelli (1971), Finetti

ve Morelli (1973), Lort (1977), Woodside ve Williams (1977) ve Morelli (1985) tarafından yapılmıştır. Doğu Akdeniz, KD-GB uzanan trend Herodotus abisal baseni olarak bilinir ve yaklaşık olarak 220 mGal Bouguer gravite değerindedir (Şekil 5).



Şekil 4: Doğu Akdeniz'in serbest hava gravite haritası (Woodside, 1977'den alınmıştır.)

Figure 4: Free-air gravity map of the eastern Mediterranean (From woodside, 1977)

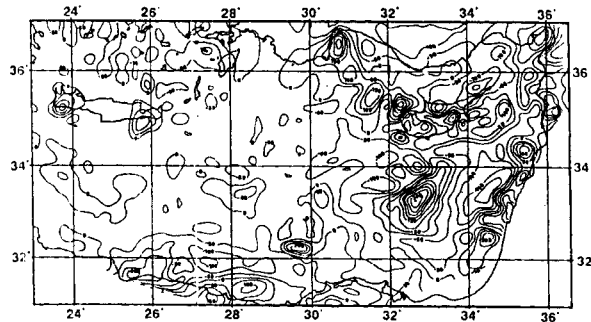


Şekil 5: Doğu Akdeniz'in Bouguer gravite haritası (Makris ve Wang, 1994'den alınmıştır.)

Figure 5: Bouguer gravity map of the eastern Mediterranean (from Makris and Wang, 1994)

Gravite anomalisi değerleri doğuya doğru azalmaktadır. İsrail ve Lübnan kıyılarındaki 20 ile 80 mGal arasındadır. Gravitedeki bu azalma sediment kalınlığındaki artmadan dolayı olmalıdır. Gravite değerleri batimetrik yapılarla da bağlantılıdır. Örneğin, Rodos abisal düzlemi adanın güneyinde yaklaşık 4000 m derinliğe sahiptir ve Bouguer gravite değeri de 180 mGal civarındadır. Diğer yandan Anaximander denizdağı yalnızca 0-20 mGal ile belirlenir. Sediment kalınlığının ve yoğunluğunun tek başlarına gravitedeki bu ani değişimi açıklayamadığı görülmüştür. Buna ek olarak kabuk kalınlığının artması ve kıtasaldan okyanusal kabuğa geçiş de söz konusudur. Özellikle Kıbrıs adası ve Kıbrıs yayı kısmı kuvvetli pozitif gravite anomalileriyle 220 mGal değerlerle açığa çıkmıştır. Sismik çalışmalarda Kıbrıs'ın kabuğu yaklaşık 30-32 km kalınlıkta normal kıtasal kabuktan oluştuğu kalınlığındaki okyanusal kabuk, 6.7 km/s ortalama hızda ve 2.9-2.95 g/cm³ yoğunluktadır. Batı Mısır kıyılarındaki tortullar 5-6 km kalınlıktan Nil konisine ve İsrail'e doğru artarak hemen hemen hemen 16 km' ye ulaşır. Diğer yandan Erasthenes denizdağı 24 km

kalınlıkta ve kıtasal yapıdadır. Levantin baseninde Eratosthenes' in güneydoğusunda 15 km' ye ulaşır. Sina kıyısı ile İsrail' in güney kıyılarına doğru 5 km' ye kadar azalır. Kıbrıs' ın güneyinde 2.82 g/cm^3 yoğunluktaki bu tabaka olasılıkla kıtasal kabuğun üst kısmıdır ve Laventin baseninde kaybolur. 2.9 g/cm^3 ortalama yoğunluklu okyanusal kabuk Levantin baseninin altında yaklaşık 6 km kalınlıktadır. Moho, Güney Türkiye' den 40 km derinlikten Kıbrıs' ın altında 32 km derinliğe düşer (Şekil 7). Eratosthenes' ten İsrail kıyılarına kadar olan profilde de (Şekil 8), yoğunluk modelleri sismik sonuçlarla ve manyetik modellerle sınırlandırılmıştır (Ben-Avraham ve diğ.,1993; Makris ve diğ.,1994). Tortul kalınlığı İsrail kıyılarından 5 km' den Levantin basenine doğru yaklaşık 10 km ulaşırken kuzeybatıya doğru tekrar inceler. Kristalin üst kabuk-kıtasal kabuk yoğunlukları 2.75 ve 2.86 g/cm^3 tür. Bu tabaka Levantin baseni altında yoktur. Levantin baseni altında okyanusal kabuk 2.95 g/cm^3 yoğunluğa ve kuvvetli manyetik süseptibiliteye sahiptir (Makris ve diğ.,1993). Moho derinliği Eratosthenes denizdağı altından yaklaşık 26 km den Levantin baseni altına doğru 20 km iner ve İsrail kıyılarına doğru da 27.5 km ulaşır.



Şekil 6: Doğu Akdeniz' in manyetik haritası (Makris ve diğ., 1994' den alınmıştır.

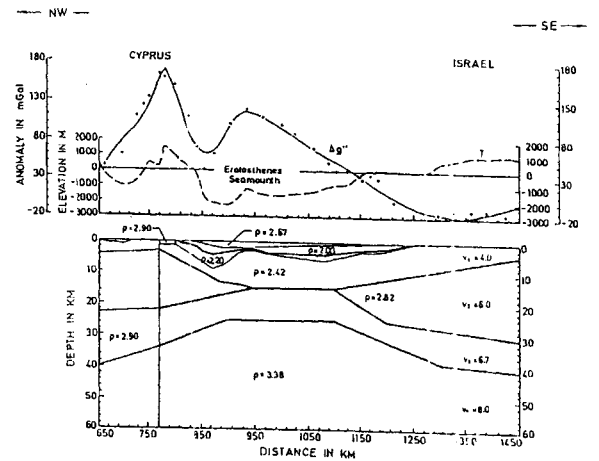
Figure 6: Magnetic map of the eastern Mediterranean (from Makris et al., 1994)

Yukarıdaki görüşlerin doğrultusunda Kıbrıs' ın kuzeydoğusundaki Suriye ile Türkiye arasındaki Profil 3' ün 2B gravite modellemesi yapılmıştır (Şekil 9). Troodos masifinin doğu uzantısı 2.9 g/cm^3 yoğunluklu olarak modellenmiştir. Türkiye ortalarına doğru kabuk kalınlığı 40 km civarındadır. Suriye' ye doğru kabuk kalınlığı artmaktadır. Aynı zamanda Rodos baseni, Anaximander denizdağları, Antalya baseni ve Türkiye' yi kateden Profil içinde 2B gravite modellemesi yapılmıştır (Şekil 10). Anaximander denizdağları bölgesi yaklaşık 30 km kalınlığında kıtasal bir kabuk olarak modellenmiştir. Rodos çukurunda 20 km kalınlığında bir okyanusal kabuk kalıntısı varsayılmıştır. Aynı durum Antalya baseni içinde geçerlidir fakat bu bölgenin durumu ofiyolitlerinde varlığı yüzünde daha iyi bir şekilde düşünülmelidir.

Derin sismikle ilgili ilk sonuçlar, Kıbrıs' ın batı ve güneyindeki bilgilerde 10 km den fazla kalınlığa sahip, az çok gözlenen manto ile oldukça yetersiz tanınan kabuk tabanını örten, değişik sedimentlerin izlenmesidir

DOĞU AKDENİZ' DE SİSMİK ARAŞTIRMALAR

Bölgenin ilk tek kanal profilleri Woodside (1977) tarafından açıklanmış ve flexichoc kaynakları kullanılarak alınan çok kanallı sismik veriler ise Biju-Duval ve diğ. (1978) tarafından yorumlanmıştır. Woodside (1977)'in tek kanallı verileri bile Messinyen evaporitlerinin içine girmişlerdir ve Biju-Duval ve diğ. (1978) verileri tuz tabakasının altındaki yapıları yeterince çözmüştür. Örneğin Antalya basenindeki mümkün bindirmeler görüntülenebilmiştir.

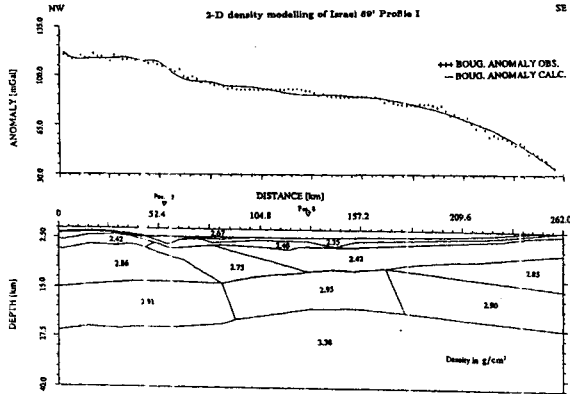


Şekil 7: Profil 2 (Şekil 5) ' in iki boyutlu gravite modellemesi (Türkiye-Kıbrıs- Eratosthenes-İsrail arası). Yoğunluk g/cm^3 .

Figure 7: Two dimensional gravity modelling of the Profile 2 (Fig.5) (Turkey-Cyprus-Eratosthenes-Israel). Density g/cm^3 .

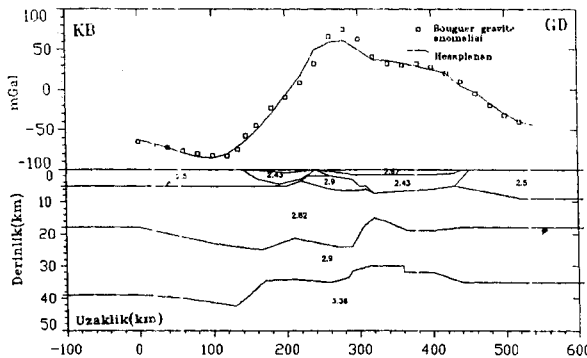
(Lort., 1977). Levantin baseni için (sedimentler dahil) 25 km lik kabuk kalınlığı karasal ve okyanusal eğilimi kolayca ayrılabilen hız yapılarıyla kolayca ayırtlanmış bulunmaktadır (Şekil 11). Makris ve diğ. (1994) en son çalışmaları, Eratosthenes denizdağı boyunca Güney Kıbrıs' tan Levantin kıtasal kenarına kadar belirgin özelliği $6.0 \pm 0.2 \text{ km/s}$ P dalga hızı ile üst kabuğun varlığını ortaya koymuşlardır. Levantin baseni yaklaşık 12 km sediment dolgusuyla örtülü (tabaka 3'ün benzeri) ve 6.7 km/s hızıyla yaklaşık 12 km kabuk materyalini içermektedir. Sismik, batimetrik ve gravite verilerinden çıkan sonuç Levantin baseninin kabuğunun okyanusal olduğu, yine belki de istisna teşkil eden kalınlığıdır. Bu kırılma modeli Kıbrıs yayı dalma zonunun açıkça yerini göstermez. Gravite verileri Eratosthenes denizdağı ve Kıbrıs yayı arasında uzandığını düşündürür, fakat sismik modelde bunun işaretini açıkça göremiyoruz. Belki de bu durumun açıklaması bu bölgenin bir kısmının okyanus kabuğunun olduğu ve Kıbrıs' ı Türkiye' den ayıran Kilikya baseninin aslen Mezozoik genişlemede şekillenmiştir.

Levantin baseninde Kıbrıs ile Mısır arasında yer alan Eratosthenes denizdağı, çevresindeki 2000-2500 m arasında değişen su derinliklerinden 800-1000 m yüksekliklere ulaşan yaklaşık 50 km genişliğinde doğu Akdeniz' de önemli bir morfolojik yapıdır. Serbest hava anomalilerinde (Şekil 4) bir izi olmasına rağmen Bouguer gravitede (Şekil 5) bir özellik göstermemektedir. Yapılan ayrıntılı çalışmalar sonucunda, aktif bir deformasyon geçiren bu bölge kuzeyde Kıbrıs' ın, güneyde Levantin baseninin ve batıda da Akdeniz sırtının altına dalmaktadır. Kıtasal bir kabuk bloğu olduğu düşünülen bu yapı, doğu Akdeniz' in jeolojik evrimini ışık tutacağı gözönüne alınarak Okyanus Sondaj Projesi (Ocean Drilling Project, ODP) programına alınmıştır. Sondaj çalışmaları Mart 1995' te başlayacaktır. Eratosthenes denizdağını K-G yönlü kesen 1993 UNESCO/TREDMAR TTR seferinde alınan sismik kaydın yorumunu içeren kesit (Şekil 12)' de verilmektedir. Bu kesit üzerinde üç ODP noktasında işaretlenmiştir. Buradan anlaşılacağı üzere Anaximander dağı yükselmekte ve kuzeyde Kıbrıs' ın altına dalmaktadır (Kıbrıs çukuru). Güneyde ise belki de Nil deltasının taşıdığı sediment birikiminden ötürü bir üste bindirme söz konusu olmaktadır.



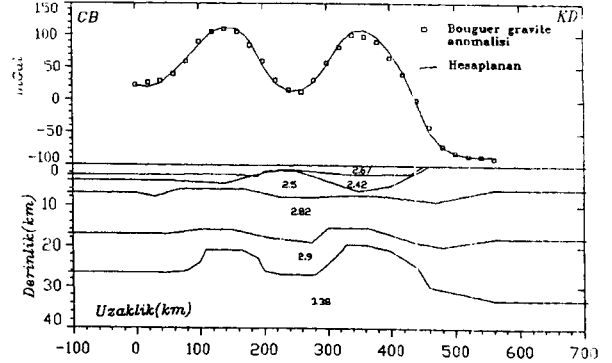
Şekil 8: Profil 1 (Şekil 5)' in iki boyutlu gravite modellemesi (Eratosthenes -İsrail arası). Yoğunluk g/cm^3 .

Figure 8: Two dimensional gravity modelling of the Profile (Fig.5) Eratosthenes-Israel). Density g/cm^3 .



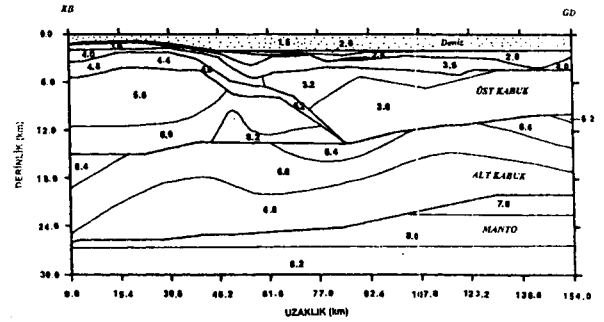
Şekil 9: Profil 3 (Şekil 5)' in iki boyutlu gravite modellemesi (Suriye-KD Kıbrıs-Türkiye arası). Yoğunluk: g/cm^3

Figure 9: Two dimensional gravity modelling of the Profile 1 (Fig.5) (Suriye-NE Cyprus-Turkey). Density: g/cm^3 .



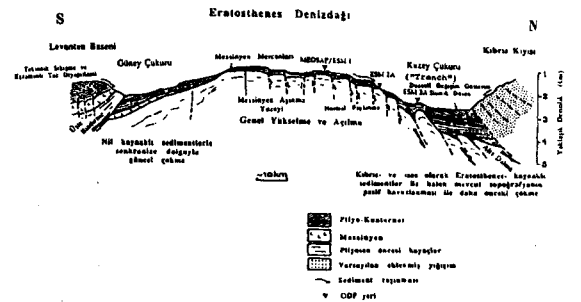
Şekil 10: Profil 4 (Şekil 5)' in iki boyutlu gravite modellemesi (Rhodos baseni-Anaximander-Antalya baseni-Türkiye arası). Yoğunluk: g/cm^3 .

Figure 10: Two dimensional gravity modelling of the Profile 4 (Fig.5) (Rhodos basin-Anaximander-Antalya basin-Turkey). Density: g/cm^3



Şekil 11: Eratosthenes ve İsrail kıyası arasındaki hız dağılımı modeli (Makris ve diğ., 1994). İsrail Sismik Profil 1' e göre. (Şekil 5)

Figure 11: Velocity distribution model between Eratosthenes and the coast of Israel (Makris et al., 1994). Based on the Israel Seismic Profile 1 (Fig.5).



Şekil 12: Eratosthenes denizinin K-G yapı kesiti.

Figure 12: N-S Structural section of the Anaximander.

SONUÇLAR VE TARTIŞMALAR

Günümüzdeki doğu Akdenizin mozayigi, Mezozoyikten beri Afrika-Avrasya yakınsama zonunda bu bölgenin geçirdiği karmaşık evrimin izlerini taşımaktadır. Bölgesel tektonik evrim önce kuzeye daha sonra güneye doğru atlayan birçok levha sınırları ile karakterize edilmektedir. Afrika kıtası batıda Hellenik dalma-batma zonunda Avrasya levhasının altında yitmektedir. Fakat Hellenik çukuru ve Doğu Anadolu transform fayının arasını birleştiren Pliny-Strabo çukuru ile Kıbrıs yayını oluşturan Anaximander denizdağları/Florence yükselimi/Güney Kıbrıs bölgelerinin morfolojisi Avrasya ile Afrika'nın sınırını meydana getirmektedir. Hellenik ve Kıbrıs yayları, Afrika ve Anadolu levhaları arasındaki göreceli harekete diktir ve genelde birer dalma-batma zonlarıdır. Fakat Pliny-Strabo çukuru ile Doğu Anadolu transform fayı ise iki levha arasındaki göreceli harekete yarı paraleldir. Pliny-Strabo çukuru ve Doğu Anadolu transform fayı arasında varolan bölgenin dağılık ve düşük sismisite göstermektedir. Batimetrik ve gravite verileri Herodotus ve Rodos basenlerinin okyanusal kabuğa sahip olduğunu göstermektedir. Anaximander ve Eratosthenes deniz dağları ile Kıbrıs'ın altındaki kabuk yapısı kıtasaldır. Kıbrıs yayının arkasında kuzeydoğu Akdeniz'in en uç bölgesinde pull-apart basenleri (Adana, İskenderun ve Latakya) Doğu Anadolu transform fayının kolları üzerinde oluşmuştur. Kilikya ve Antalya basenleri ise daha çok açılma tektoniğinin etkisi altındadır. Türkiye ile Kıbrıs arasındaki basenlerin ve Anaximander denizdağları bölgelerinin hem neotektonik hemde kabuksal yapısının araştırılması gerekmektedir.

Doğu Akdeniz'de Eratosthenes denizdağı Kıbrıs ile Mısır arasında ilginç bir konuma sahiptir. Bu yapı kuzeyde Kıbrıs'ın, güneyde Levantin baseninin ve batıda ise Akdeniz sırtının altına dalmakta olan kıtasal bir bloktur. Kıbrıs ile İsrail arasındaki derin sismik etüdüleri yapılmış ve kabuk yapısı aydınlatılmış bulunmaktadır. Fazla bir deformasyona uğramaması ve güncel sedimentasyonun fazla olmaması nedeniyle jeolojik evrim ortaya çıkarılması ve kolayca Messinyen'e ulaşılabileceği yapılan çalışmalarla ortaya konmuştur. Bu açıdan ODP için ideal bir lokasyon olarak tanımlanmış ve üç sondaj yeri tesbit edilmiştir. Bu sondaj çalışmaları Mart 1995'te başlayacaktır.

KAYNAKLAR

- Aksu, A.E., Ergün, M., Hall, J., Duman, M., Yaşar, D. and Calon, T., 1992, Tectonic evolution of basins in northeastern Mediterranean sea, *Rapp. Comm. Int. Medit.*, 33, 2, 112.
- Allan, T.D. and Morelli, C., 1971, A geophysical study of the Mediterranean sea, *Boll. Geofis. Teor. ed Appl.*, 13(50), 99-142 plus 36 Mediterranean maps.
- Anastakis, G. and Kelling, G., 1991, Tectonic connection of the Hellenic and Cyprus arcs and related geotectonic elements, *Marine Geology*, 97, 261-277.
- Ben-Avraham, Z., Kemplar, D. and Ginzburg, 1988, Plate convergence in the Cyprian arc, *Tectonophysics*, 146, 231-240.
- Biju-Duval, Letouzey J. and Montadert, 1978, Structure and evolution of the Mediterranean basins, In: L. Montadert et al., (eds.), *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, Volume 42, Part 1. Washington (U.S. Government printing office)*, 951-984.
- Büyükaşıkoğlu, S., 1979, Sismolojik verilere göre Anadolu ve doğu Akdeniz'de Avrasya/Afrika levha sınırlarının özellikleri, *Doktora Tezi. İ.T.Ü. (İstanbul)*.
- Dewey, J. F., Hempton, M.R. Kidd, W.S.F., Şaroğlu, F. and Şengör, A.M.C., 1986, Shortening of continental lithosphere: The neotectonics of eastern Anatolia a young collision zone: In: M.P. Coward and A.C. Rels (eds.), *Collision Tectonics, Geological Society Special Publication 19*, 3-36.
- Ergün, M., 1977, Magnetic studies in Cyprus and the Biga peninsula (Turkey), *Ph.D. Thesis, Leicester University (England)*.
- Finetti and Morelli, C., 1973, Geophysical exploration of the Mediterranean Sea, *Boll. Geofis. Teor. ed Appl.*, 15(60), 263-341.
- Kemplar, D., 1994, Tectonic patterns in the easternmost Mediterranean, *Ph.D. Thesis, Hebrew University of Jerusalem (Israel)*, 137 p.
- Kemplar, D. and Garfunkel, Z., 1987, The tectonic evolution of the Cyprian arc, *Annales Tectonicae*, 1, 1, 58-71.
- Lort, J.M., 1977, Geophysics of the Mediterranean basins. In: A.E.M. Naira, W.H. Kanes and F.G. Sekli (eds.), *The ocean basins and margins, Vol. 4A, The Eastern Mediterranean, Plenum, Newyork*, 151-213.
- Makris, J., Ben-Avraham, Z., Behle, A., Ginzburg, A., Giese, P., Steinmetz, L., Whitmarsh, R.B. and Eleftheriou, S., 1983, Seismic refraction profiles between Cyprus and Israel and their interpretation, *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.*, 75(3), 575-591.
- Makris, J. and Wang, J., 1994, Bouguer gravity anomalies of the eastern Mediterranean sea, In: V.A. Krasheninnikov and J.K. Hall (eds.), *Geological Structure of the Northeastern Mediterranean*, 87-98.
- Makris, J., Wang, J., Odintsov, S.D. and Udintsev, G.B., 1994, The magnetic field of the eastern Mediterranean sea, In: V.A. Krasheninnikov and J.K. Hall (eds.), *Geological Structure of the Northeastern Mediterranean*, 75-85.
- MacKenzie, D.P., 1972, Active tectonics of the Mediterranean region, *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.*, 30(1), 109-185.
- Morelli, C., 1985, Geophysical contribution to knowledge of the Mediterranean crust, In: *Geological Evolution of the Mediterranean Basin*, D.J. Stanley and F.C. Wezel (eds.), Springer-Verlag, Newyork, 65-82.
- Rotstein, Y. and Kafka, A.L., 1982, Seismotectonics of the southern boundary of Anatolia, eastern Mediterranean region: subduction, collision and arc jumping, *J. Geophys. Res.*, 87(B9), 7694-7706.
- Woodside, J.M., 1977, Tectonic elements and crust of the eastern Mediterranean sea, *Mar. Geophys. Res.*, 3(3), 317-354.
- Woodside, J.M. and Williams, S.A., 1977, Geophysical data report of the eastern Mediterranean sea: RRS Shackleton cruises 3/72, 5/72, and 1/74, Unpublished Report of Department of Geodesy and Geophysics, Cambridge University, 225 p, plus 4 maps.