

## BOUGUER GRAVİTE ANOMALİLERİNDEN EGE DENİZİ'NİN KABUK KALINLIĞININ BELİRLENMESİ

### DETERMINATION OF THE CRUSTAL THICKNESS OF THE AGEAN SEA FROM BOUGUER GRAVITY ANOMALIES

Mümtaz HİSARLI, Naci ORBAY

İ. Ü. Mühendislik Fakültesi Jeofizik Mühendisliği Bölümü, 34850 Avcılar - İSTANBUL

**ÖZ:** Çalışmada, Ege Denizi'nin 36°-40° K enlemi ve 24°-29° D boylamı arasında kalan bölgenin Bouguer gravite anomali haritasına iki boyutlu fourier güç spektrumunun uygulanması ve sonuçta bölgenin kabuk kalınlığının elde edilmesi amaçlanmıştır. Ege Denizi'nin gravite verileri, çalışmanın asıl veri kaynağını oluşturmasına karşın, bölgenin manyetik, sismoloji ve ısı akısı gibi jeofizik verilerinin yansırı bölgenin bütünüünün jeomorfolojik, jeolojik ve jeofizik bilgileri de derlenerek yorumlamaya destek olması sağlanmıştır. Elde edilen ortalama kabuk kalınlığı haritasına bakıldığında, kabuk kalınlığının orta Ege'de azaldığını, kuzey Ege, Yunanistan ve Türkiye'ye doğru arttığı görülmektedir. Elde edilmiş sonuçlar daha önce yapılmış olan çalışmalarla da büyük uyumluluk göstermektedir.

**Anahtar Kelimeler:** Bouguer gravite anomalisi, iki boyutlu güç spektrumu, kabuk kalınlığı ve Ege Denizi.

**ABSTRACT:** The aim of this study is to obtain the average crustal thickness beneath the Aegean Sea by applying two dimensional fourier power spectrum to Bouguer gravity anomaly map between 36°-40° N latitudes and 24°-29° E longitudes. Beside the gravity data, other geophysical data such as magnetic, seismologic and heat flow which obtained from the previous studies were also used. Apart from these, geological and geomorphological informations were utilised for interpretation of the results. When we looked at the obtained crustal thickness map of the region it is clearly seen that the crustal thickness is decreasing in the middle of the Aegean Sea and increasing towards to the northern Aegean, Turkey and Greece. The obtained result is seen in a very good agreement with the previous studies.

**Key Words:** Bouguer gravity anomaly, two-dimensional power spectrum, crustal thickness and Aegean Sea.

#### GİRİŞ

Ege Denizi'nin kabuk yapısı bu güne kadar değişik araştırmacılar tarafından farklı yöntemlerle incelenmiştir. Ege bölgesinin kabuk yapısı özelliklerini açıklayabilmek bakımından büyük önem taşıyan bu durum, günümüzde de artan bir şekilde devam etmektedir. Bu çalışmalarda genellikle deprem dalgaları, sismik yansıma ve kırılma etüdüleri, gravite ve manyetik anomali verileri kullanılmıştır.

Canitez (1975), Anadolu ve çevresinde yer kabuğunun yapısını incelemiş ve bu çalışmasında Love ve Reyleigh dalgalarının grup hızlarından yararlanarak Kuzey Ege Denizi, Güney Ege Denizi ve Anadolu Yarımadasında kabuk kalınlığını bulmuştur. Papazachos ve Comninakis (1978), Ege Denizi'ndeki sismik ve tektonik özelliklerin birbirleriyle olan ilişkilerini incelerken McKenzie (1972) ve Lort (1971) sismik aktivite üzerine genel değerlendirmeler yapmışlardır. Alan ve Morelli (1971) tarafından Ege Denizi'nin Serbest Hava, Bouguer ve manyetik haritaları yapılmıştır. Makris (1973, 1985), sismik verileri gravite ve manyetik verilerle birleştirerek derinlik haritası elde etmiştir. Jongsma (1974)'nin almış olduğu ısı akısı ölçülerinden yararlanan Özdoğan ve diğ. (1975) Ege Denizi ısı akısı haritasını çizerek yoruma gitmişlerdir. Le Pichon ve Angelier (1981) gravite, sismik ve manyetik verileri kullanarak elde ettiği kabuk kalınlığı haritasından Ege Denizi'nin tektonik evrimi hakkında bir model ortaya koymuştur. Ege Denizi'nin tektonik evrimi hakkında Şengör (1982) bir model ileri sürerek bu modelin diğer modellerle karşılaştırmasını yapmıştır. Ege Denizinde son yıllarda yapılan Global Position Sistem (GPS) ölçümlerinden (Straub ve

Kahle, 1994; Jackson ve diğ. 1994) günümüzde Ege'de K-G gerilmenin devam ettiği ve Anadolu levhasının Ege'ye yakınsamasının sürdüğünü söylenmektedir. İnan ve diğ. (1998), GPS ve sismik yansıma verilerine dayanarak Şengör(1982)'ün modelinden farklı bir model ileri sürmüşlerdir. Bu model, Kuzey Anadolu Fay Zonunun Saros'da D-B doğrultulu açılma yapılarını düşey yönde çevirerek günümüzdeki KD ve KB yönelimlerini almasını sağladığını ileri sürmektedir.

Bu çalışmanın amacı, Ege Denizi Bouguer gravite anomali haritasına iki boyutlu fourier güç spektrumunun uygulanması sonucu elde edilen kabuk kalınlığının daha önce yapılmış jeolojik, jeomorfolojik ve jeofizik çalışmalarla karşılaştırarak sonuçların yorumlanmasını içermektedir.

## EGE DENİZİ'NİN JEOMORFOLOJİSİ, JEOLJİSİ VE TEKTONİĞİ

Ege Denizi, Doğu Akdenizin bir çok havzasından yalnızca bir tanesidir. Balkan Yarımadasının doğu kesimi ile Anadolu arasında yer almaktadır. Son derece girintili çıkıntılı kıyılara sahip olan Ege denizi 214.000 km<sup>2</sup>'lik bir alan kaplar. Ortalama derinliği 350 m dir (Erinç ve Yücel, 1988; Eryılmaz, 1996).

Ege Denizi Batimetri haritası (Şekil 1) incelendiğinde, Ege Denizi'nin derin çukurluklarının belirli bir düzende sıralandığı görülmektedir. Derinliği 1000 m'yi bulan bu çukurluklar, kuzeyde Saros körfezinden başlayarak güneye doğru hafifçe bir konkav yay yapıp Eğriboz yakınlarına kadar uzanır. Güneydeki Girit çukuru



Şekil 1. Ege Denizi Batimetri Haritası (Eryılmaz,1996).

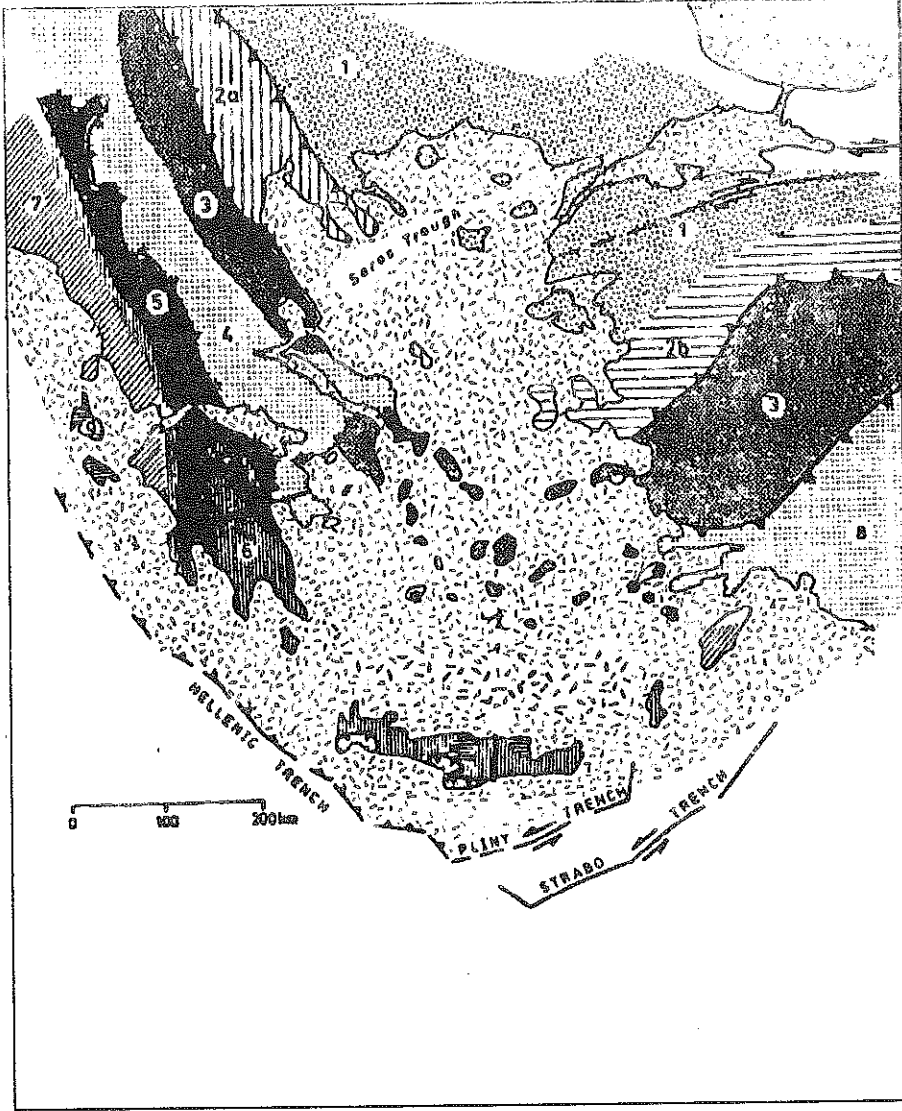
Fig 1. Bathymetry Map of the Aegean Sea (Eryılmaz,1996).

ise kuzeye doğru konkav bir yay halinde Mora kıyılarından İstanköy güneyine kadar takip edilir. Bu iki abisal çukurluk yayı, orta Ege'de İstanköy ile Kuzey Sporatlar arasında uzanan ve yer yer derinliği 500 m'yi aşan KB-GD doğrultulu "S" şeklinde bir yapı formuyla birleştirilir.

Ege Denizi'nin genelde karmaşık bir jeolojik yapısı vardır. Ancak, Ege Denizi'nin batı yakasındaki tektonik birlikler ile doğu yakasındaki tektonik birlikler

birbirleriyle büyük bir benzerlik göstermektedir (Görür ve diğ., 1992; Horvart ve Beckhemer, 1982) (Şekil 2).

Ege'de gerilme tektoniği egemendir. Bazı bölümlerde riftlerin geliştiği, mantonun yüzeye yaklaştığı ve karasal kabuğun manto tarafından eritildiği anlaşılmaktadır. Okyanus türü kabuğun bulunmadığı fakat karasal kabuğun bu süreçlerden geçerken özelliğinin kısmen kaybettiğinin belirlenmesi okyanuslaşma başlangıcının işareti sayılabileceği ileri sürülmüştür (Ercan, 1981).

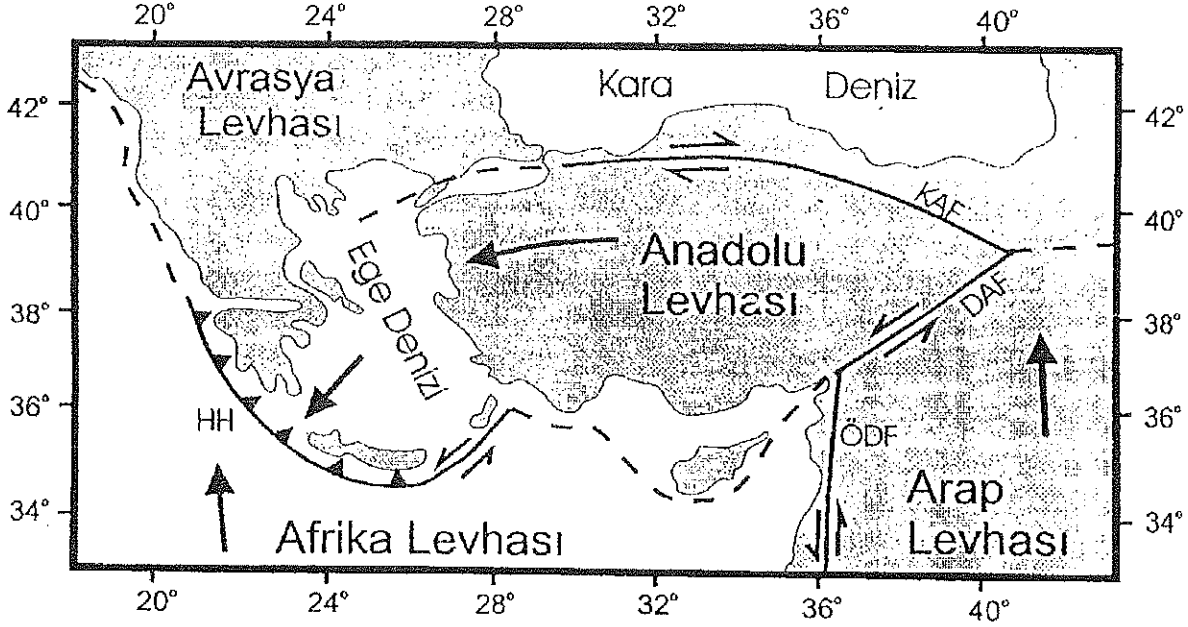


Şekil 2. Ege Denizi ve Civarının Jeoloji Haritası (Horvath ve Berchemmer, 1982)

- 1) Kristalen masifler, 2 a) Vardar Zonu, 2 b) İzmir-Ankara Zonu, 3) Kristalen masifler, 4) Pelagonian nap zonu, 5) Pindos zonu 6) Gavroro-Tripolitza zonu, 7) İonian serileri, 8) Bey dağları bölgesi.

Figure 2. Geology Map of Surrounding the Aegean Sea (Horvath ve Berchemmer, 1982). 1) Crystalen massifes, 2 a) Vardar Zone, 2 b) İzmir-Ankara Zone. 3) Crystalen massiffes, 4) Pelagonian nappe zone, 5) Pindos zone 6) Gavroro-Tripolitza zone, 7) İonian series 8) Bey dağları region.

Orta Miyosen'de Afrika levhasının Ege-Anadolu levhası ile çarpışması ve alta dalması sonucu (Şekil 3) bölgesine doğru kaydırıldığını ifade etmişlerdir. Yanal atımlı olan KAF, Saros'da D-B yönelimli genişleme ya-



Şekil 3. Ege Denizi ve Çevresinin Tektonik Konumu (İnandık, 1998'den alınmıştır).  
Figure 3. The Tectonic Position of the Aegean Sea and Surrounding Area (from İnandık, 1998).

başlayan yitim olayının günümüze değin etkinliğini sürdürdüğü bilinmektedir. Bölgede yitim olayına bağlı olarak yalnız K-G yönelimli bir genişlemenin olmadığı, ilaveten D-B, KB-GD yönelimli üç ayrı genişlemenin bulunduğu ifade edilmiştir (Angelier ve diğ., 1982).

Ege'nin neotektonik kökeni hakkında birbirinden farklı görüşler bulunmaktadır. Şengör (1982)'e göre, Anadolu bloğunun batıya hareketinin Yunan Makaslama Zonu boyunca frenlenmesi bölgede genel bir D-B sıkışmaya neden olmuş ve bu D-B sıkışma burada K-G açılma ile karşılanmaya başlanmıştır.

Bir diğer görüş, Ege Denizi'nde neotektonik gerilmenin, tamamen manto kaynaklı olduğu ileri sürülmektedir (McKenzie, 1978; McKenzie ve Yılmaz, 1991). Bölgede görülen gerilme, belli bir açı ile dalan kabuğun (dalma-batma zonunun) mantoda oluşturduğu termal sirkülasyondan kaynaklanmaktadır. Bu termal sirkülasyon, dalma-batma zonunun dalarken aynı zamanda geri çekilmesinden kaynaklandığı şeklinde ifade edilmektedir.

İnan ve diğ. (1998), yansımaya sismikliği ve GPS verilerine dayanarak Kuzey Anadolu Fay Zonu'nun (KAF) Geç Miyosen'de Trakya'yı etkileyerek aktivitesini Saros

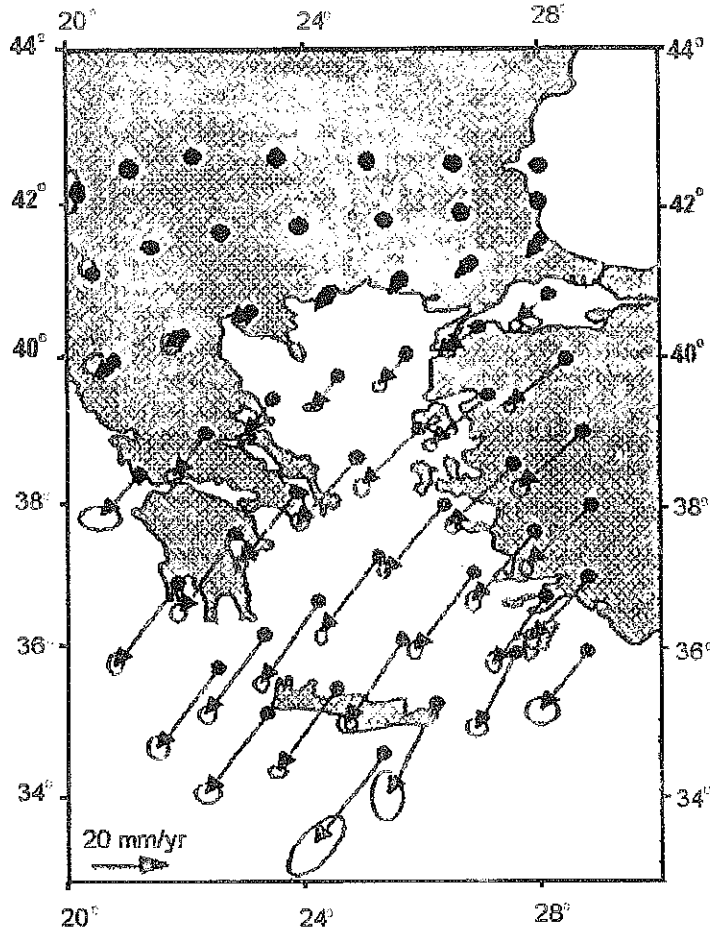
pıllarını düşey yönde döndürerek bugünkü KD ve KB yönelimlerini aldığı ifade edilmektedir.

Afrika levhasının dalma hızı, Anadolu bloğunun batıya kaçışı ve yanıl atımlı hareketlerin birleşkesinin Ege Denizi'nin gelişiminde önemli rol oynadığı bir çok araştırmacı tarafından ileri sürülmüştür. (Dewey ve Şengör, 1979; Şengör ve diğ., 1985; Jackson, 1994; Mann, 1997) (Şekil 3). Son yıllarda yürütülen GPS projeleri, Anadolu bloğunun batıya kaçışını açıkça göstermektedir (Şekil 4).

#### EGE DENİZİ'NDE KABUK KALINLIĞINA YÖNELİK YAPILMIŞ ÇALIŞMALAR

Günümüze kadar, Ege Denizi'nin kabuk yapısı değişik araştırmacılar tarafından farklı yöntemlerle incelenmiş ve halen devam etmektedir. Bu araştırmacılar, Ege Denizi kabuk yapısını incelemek amacıyla sismik yüzey dalgaları, sismik kırılma ve yansımaya etüdleri, manyetik ve gravite anomalileri ve ısı akısı verilerinden yararlanmışlardır.

Moskelenko (1966), Rodos-Girit ve Afrika kıyılarında Kuzey-Güney doğrultusunda yapılan yansımaya ve kırılma profillerinden temel kaya derinliğinin kuzeye



Şekil 4. Ege Bölgesi'nde Yapılmış GPS ölçüleri (Jackson vd., 1994).

Figure 4. GPS Measurements of Aegean Region (Jackson and et al., 1994).

doğru arttığını ve Orta Akdeniz sırtına doğru yer kabuğu kalınlığının 35 km'ye ulaştığını bulmuştur.

Papazochos (1969) Atina-İstanbul ve Loquila-Helwan istasyon çiftlerini ele alarak, bunların yüzey dalgalarının dispersiyonundan Kuzey Ege Denizi için toplam kabuk kalınlığını 37 km olarak bulmuştur.

Yüzey dalgalarının dispersiyonundan yararlanarak Canitez (1975), Kuzey Ege'de kabuk kalınlığını ortalama olarak 32 km, Güney Ege'de ise 35 km olarak bulmuştur.

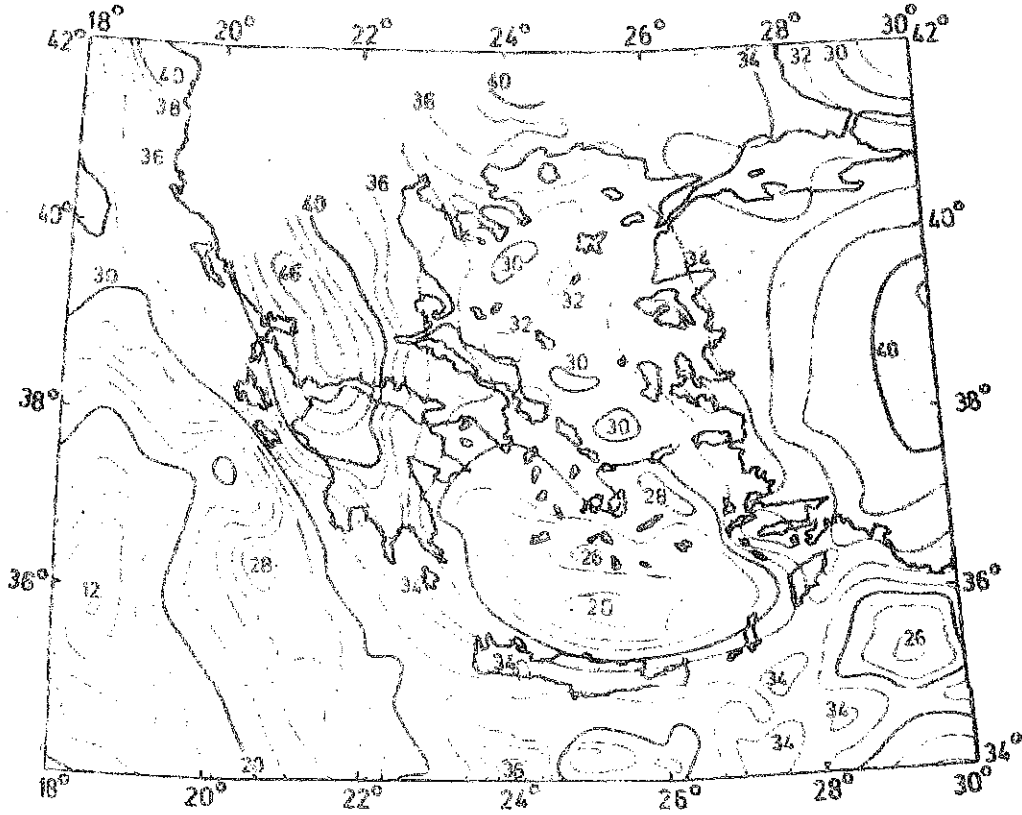
Osmanşahin ve Alptekin (1990) yine yüzey dalgalarının dispersiyonundan Atina-İstanbul profilinin kabuk kalınlığını 30 km olarak bulmuştur.

Makris (1985), sismik kırılma ve Bouguer gravite anomali verilerini temel alarak Ege Denizi çevresinde kabuk kalınlık değerlerine ve yorumlarına çalışmasında yer vermiştir (Şekil 5). Makris, kabuk kalınlığını Atina civarında 32 km, Palepenez'de 44 km, Anadolu kıyılarında ise 33-34 km olarak bulmuştur.

Aynı tür bir çalışma Le Pichon ve Angelier (1981) tarafından yapılmış ve çalışmanın sonucu Şekil 6'daki harita ile verilmiştir. Le Pichon ve Angelier, kabuk kalınlığının Atina civarında 32 km, Palepenez'de 43 km ve Anadolu kıyılarında ise 34-35 km olarak bulmuştur.

Canbay (1986), Ege Denizi'nin belirli koordinatları içinde alınan kesitlerle odak derinlik dağılımlarını incelemiş ve değerlendirmiştir. Çalışmasında manyetik, gravite ve batimetri verilerinde yer vermiştir. Canbay, odak dağılımlarından kabuk kalınlığını 30-45 km dolaylarında olduğunu gözlemiştir.

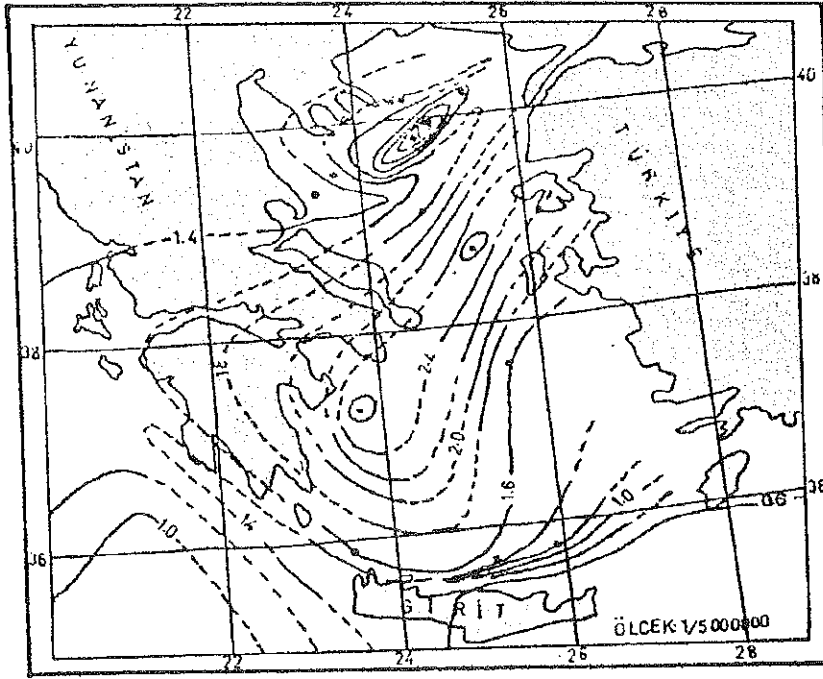
Ege Deniz ısı akısı çalışmaları Jongsma (1974) tarafından yapılmıştır. Bu ölçülerden yararlanan Özdoğan ve diğerleri (1975) Ege Denizi'ne ait ısı akısı haritası hazırlamışlardır (Şekil 7). Isı akısı değerlerinde K'den G'ye gidildikçe azalma olduğu verilen ısı akısı haritasından görülebilir. Isı akısı haritasından da görüleceği üzere Mora Yarımadasının doğusunda yüksek ısı akısı değerlerinin (2.7 HFU) görülmesi bu bölgede ka-



Şekil 5. Ege Bölgesi Kabuk Kalınlığı Haritası (Makris, 1985).  
Figure 5. The Crustal Thickness Map of the Aegean Region (Makris, 1985).



Şekil 6. Ege Bölgesi Kabuk Kalınlığı Haritası (Le Pichon, 1981).  
Figure 6. The Crustal Thickness Map of the Aegean Region (Le Pichon, 1981).



Şekil 7. Ege Bölgesi Isı Akışı Haritası (Özdoğan vd., 1975).  
Figure 7. Heat Flow Map of the Aegean Region (Özdoğan et al., 1975).

buk kalınlığının göreceli olarak incelendiğinin bir göstergesi olarak görülebilir.

#### KULLANILAN YÖNTEM

Çalışmada kullanılan iki boyutlu Fourier dönüşüm tekniği bir çok araştırmacı tarafından çeşitli amaçlar için kullanılmıştır. Bu tekniğin anomaliye neden olan kütlelerin derinliklerinin belirlenmesinde olanak sağlanması kullanım alanını daha da genişletmiştir.

Bilindiği üzere, trend yüzeyleri, polinom ifadeleri ile tanımlanabilmektedir. Yapılan daha önceki çalışmalar, düşük mertebeli trend yüzeylerinin, bir çok jeolojik yapı dağılımına çok iyi bir uyum gösterdiğini ortaya konmuştur.

İki boyutlu fourier analizi ile, iki değişkenin belirlendiği yüzeye uygun gelebilecek en iyi harmonik yüzeylerin belirlenmesi amaçlanmıştır. Burada her yüzey belirli sayıda harmonik sayıları ile temsil edilebilir. İki boyutlu bir sinüzoidal dalga;

$$f(x, y) = A \sin(a_x b_x X) \sin(a_y b_y Y) + C_0 \quad (1)$$

şeklinde yazılabilir. Bu bağıntıda A, amplitüdü;  $a_x$  ve  $a_y$  başlangıç frekanslarını,  $b_x$  ve  $b_y$  frekanstaki artış hızını belirten faktörlerdir.

$f(x, y)$  dağılımının iki boyutlu fourier açılımında Cos ve Sin terimlerinin kısaltılması sonucunda (1) no'lu ifade,

$$f(x_i, y_j) = \sum_{i=1}^{\infty} \sum_{j=1}^{\infty} (\alpha_{nm} C_n C_m^* + \beta_{nm} C_n S_m^* + \gamma_{nm} S_n C_m^* + \delta_{nm} S_n S_m^*) \quad (2)$$

şeklinde yazılır. Bağıntıda geçen büyüklükler,

$$\alpha_{nm} = \frac{k}{NM} \sum_{i=1}^N \sum_{j=1}^M f(x_i, y_j) \cdot \cos \frac{2\pi n x_i}{N} \cdot \cos \frac{2\pi n x_j}{M}$$

$$\beta_{nm} = \frac{k}{NM} \sum_{i=1}^N \sum_{j=1}^M f(x_i, y_j) \cdot \cos \frac{2\pi n x_i}{N} \cdot \sin \frac{2\pi n x_j}{M} \quad (3)$$

$$\gamma_{nm} = \frac{k}{NM} \sum_{i=1}^N \sum_{j=1}^M f(x_i, y_j) \cdot \sin \frac{2\pi n x_i}{N} \cdot \cos \frac{2\pi n x_j}{M}$$

$$\delta_{nm} = \frac{k}{NM} \sum_{i=1}^N \sum_{j=1}^M f(x_i, y_j) \cdot \sin \frac{2\pi n x_i}{N} \cdot \sin \frac{2\pi n x_j}{M}$$

şeklinde verilmektedir. Bu bağıntılarda n ve m, x ve y yönündeki harmonik sayısını; N, x doğrultusunda ve M, y doğrultusundaki grid sayılarını göstermektedir. x ve y doğrultusundaki n ve m harmoniklerinin değerlerine göre, k'nın alacağı değerler ise;

$$n=0 \text{ ve } m=0 \text{ ise } k=1$$

$$n=0 \text{ veya } m=0 \text{ ise } k=2$$

$$n>0 \text{ ve } m>0 \text{ ise } k=4$$

olarak belirlenebilir. Bu aşamadan sonra (2) bağıntısında verilen  $f(x_i, y_j)$  nin fourier açılımını elde etmek için (3) bağıntısında verilen katsayıların bilinmesi istenir. Bu işlem matris denkleminin çözümüne benzer. Bu durumda (2) bağıntısını, matris formunda,

$$[A] \cdot [B] = [C] \quad (4)$$

olarak yazabiliriz. 'B' bilinmeyen katsayıların ve 'C' de  $f(x_i, y_j)$  ile harmonikler arasındaki çapraz korelasyonların toplamını içeren matrislerdir. Katsayıları (B) elde etmek için (4) no'lu bağıntı,

$$[B] = [A]^{-1} \cdot [C] \quad (5)$$

şeklinde yazabiliriz. Çözüm sonucunda bilinmeyen katsayılar ( $\alpha_{nm}, \beta_{nm}, \delta_{nm}$ ) belirlendikten sonra, bu katsayılar yardımıyla,

$$S_{nm}^2 = \alpha_{nm}^2 + \beta_{nm}^2 + \delta_{nm}^2 \quad (6)$$

ifadesinden, iki boyutlu güç spektrumuna geçilmektedir (Davis, 1973).

Bhattacharyya (1966), derinlik ve prizmatik kütlelerin boyutlarını değiştirerek spektrumlar arasındaki ilişkileri incelemiş ve derinliğin değişmesi ile spektrumun maksimumundan küçük dalga sayılarına kaydığını göstermiştir.

Yine prizmatik cisim parametrelerinin spektrum üzerindeki etkileri Spector ve Grant (1970) tarafından verilmiştir. Çeşitli kısaltmalardan sonra  $r$  dalga boyuna bağlı ortalama güç spektrumunun ( $\bar{G}(r)$ ) logaritması alınarak ifade;

$$\ln \bar{G}(r) = -2hr + Sabit \quad (7)$$

şeklinde yazılabilir. Bilindiği gibi, bu bir doğru denklemdir. Doğrunun eğimi (-2h) dır. Buradan elde edilecek 'h' ortalama derinliği vermektedir. Güç spektrumunun doğal logaritması açısıl frekansa (W) karşı çizilirse, 'h' derinliği;

$$h = \frac{1}{2} \cdot \frac{\ln \bar{G}}{W} \quad (8)$$

bağıntısı ile hesaplanabilir (Sanver, 1974). Bağıntıda iki boyutlu güç spektrumunun radyal ortalamasıdır. Eger spektrum frekansa (f) göre çizilmişse hesaplamalarda frekans,

$$W = \frac{2\pi\Delta f}{n\Delta T} \quad (9)$$

bağıntısı yardımıyla açısıl frekansa dönüştürülmelidir.

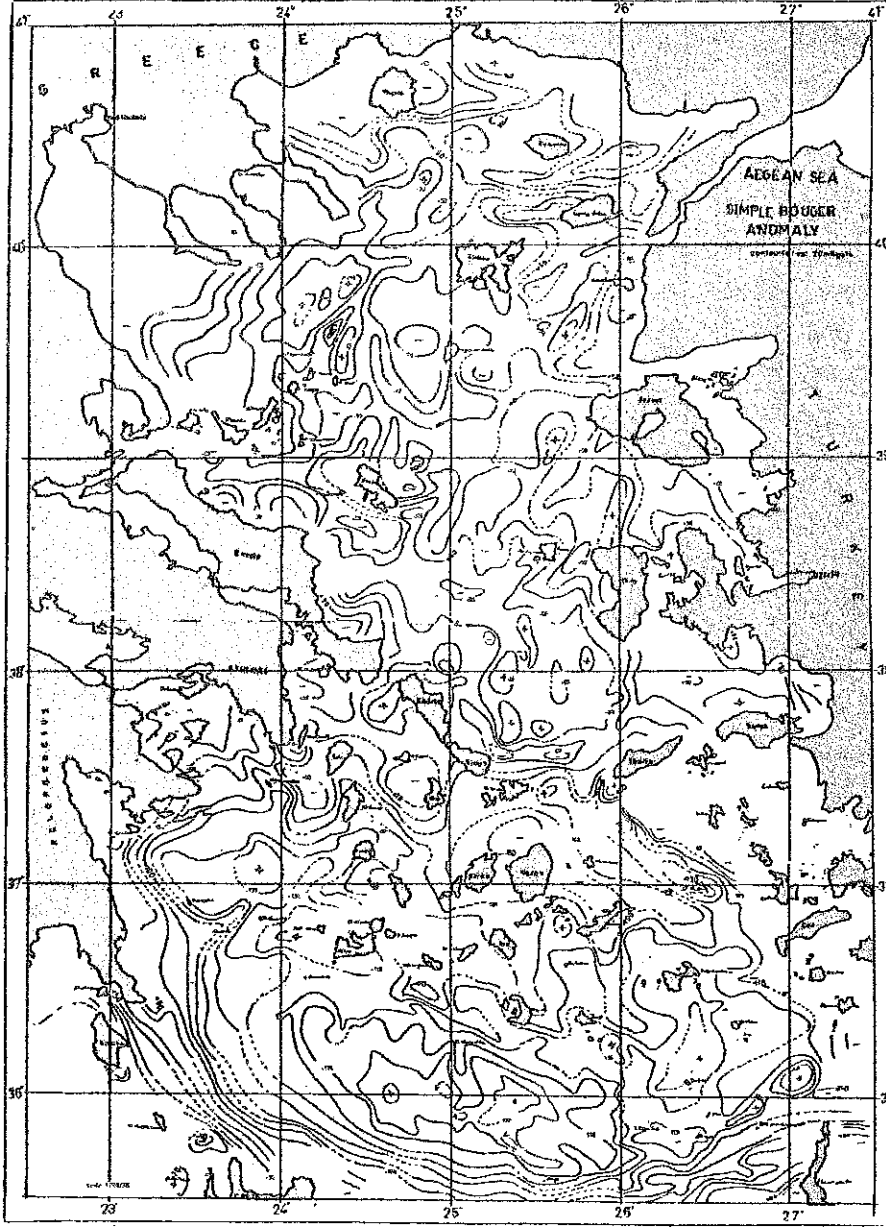
Bağıntıda f, frekans; n, veri sayısı ve  $\Delta T$  örneklem aralığını göstermektedir.

## YÖNTEMİN UYGULANMASI

Çalışmada Alan ve Morelli (1971)'nin 1/750.000 ve Harita Genel Komutanlığı'nın 1/1.000.000 ölçekli Bouguer gravite anomali haritaları kullanılmıştır. Genel görünümü tamamen pozitif anomali değerleri taşıyan ve güneye gidildikçe şiddetlerinde artma görülen Ege Denizi'ne ait Bouguer gravite anomali haritası Alan Morelli (1971) ve Makris (1978) tarafından yapılmıştır (Şekil 8). Gravitenin minimum değeri KB Palepenez'de -120 ile -140 mgal'e kadar inmektedir. Gravite verileri Helenidlerin altında derin bir kabuğun varlığını göstermektedir (Makris, 1973, 1985). Doğu Yunanistan ve Ege Denizi'nde ise kuzeyden güneye doğru ve 170 mgal'e kadar artan pozitif bir anomali vardır. Bu anomaliyi Makris (1973, 1985), üst mantonun bir dom şeklinde yükselmesi ve kabuk kalınlığının azalması şeklinde yorumlanmıştır.

Ege Denizi ve Batı Anadolu'un Bouguer gravite anomali haritaları 250x250 km alanı kapsayan bölgelere ayrılmıştır. Bu bölgeler seçilirken kapanım içermesine özen gösterilmiştir. Bölge kenarlarının kapanımları kesmeleri durumunda spektrumda sıçramalara neden olabilir. Bundan kurtulmak için bölge kenarlarının kapanımları kesmemelerine dikkat edilmiştir. Spektrumlardan yüzeye yakın kütlelerin etkisini çıkarmak için herbir bölgeye trend analizi uygulanmış ve daha sonrada iki boyutlu fouier güç spektrumu alınmıştır. İki boyutlu fourier güç spektrumunun derinlik ayrımlılığı, çalışılan bölgenin kenar uzunluğuna bağlıdır. Maksimum derinlik, L kenar uzunluğuna sahip bir bölge için L/2 TT olarak verilmektedir (Shuey ve diğ., 1977). Bu çalışmada spektrumları alınacak bölgelerin kenar uzunlukları yaklaşık 250 km olduğu dikkate alınırsa maksimum derinlik 40 km civarında olması gerekir. Bu sonuç seçilen bölgelerin 25-40 km derinlikteki kütlelerin sağlıklı güç spektrumunu gereken duyarlılıkta saptayabilecek yeterlikte olduğunu göstermektedir. Sözü edilen bu bölgelerin bir tanesine ait iki boyutlu güç spektrumu Şekil 9'da görülmektedir. Şekilde yatay ve düşey yönde 0'dan 5'e kadar olan rakamlar ile her iki yöndeki harmoniklerin sayısı gösterilmiştir. Sözü edilen harmoniklere karşılık gelen sayılar ise amplitüd değerlerini göstermektedir. Buradan harmoniklere karşılık gelen frekanslara geçmek için  $f=(x^2+y^2)^{1/2}$  ilişkisinden yararlanmak mümkündür. Burada x, yatay ve y, düşey yöndeki harmonik değerlerini göstermektedir. Böylece harmoniklere karşılık gelen





Şekil 8. Bouguer Gravite Anomali Haritası (Alan ve Morelli, 1971).

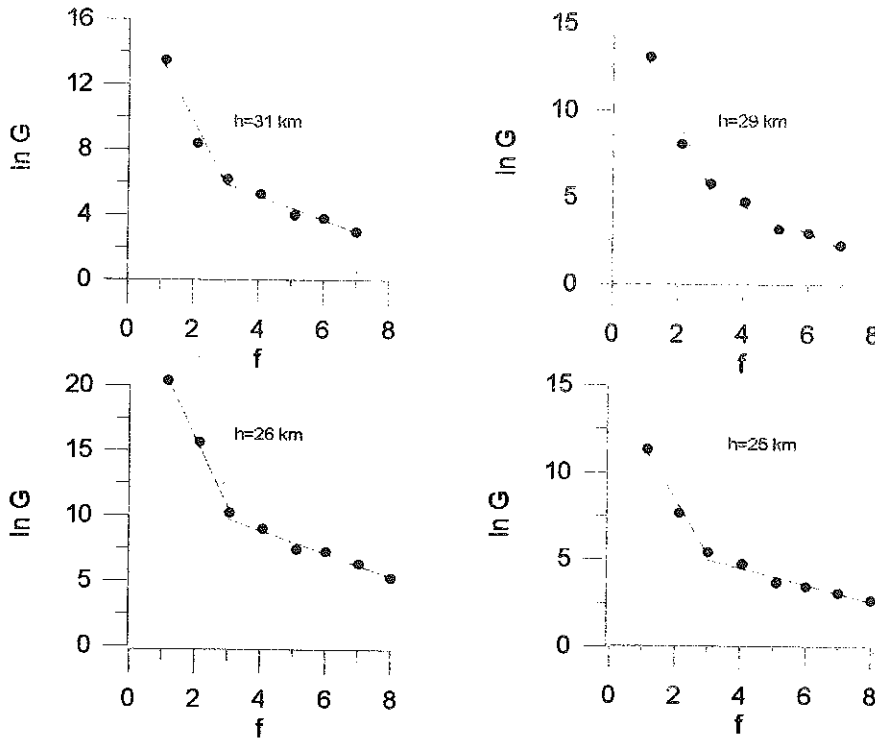
Figure 8. Bouguer Gravity Anomaly Map of the Aegean Region (Allan and Morelli, 1971).

herbir frekans değeri saptanabilmektedir. Şekil 9'da her bir amplitüd değerinin altına yazılmış olan frekans değerleri parantez içinde verilmiştir. Burada verilmiş olan bu amplitüd ve frekans değerleri iki boyutlu olduğundan, tek boyuta indirgenerek derinlik tayini yapılabilmesi için ortalamalarının alınması gerekmektedir. Bu işlem frekans değerleri esas alınarak yapılmaktadır. Çalışmada, ortalama frekans band aralığı 1 olarak seçilmiştir. Şekil 9'da bu durum göz önüne alınarak saptanmış olan frekans aralıkları gösterilmiştir. Bu aralıklar seçildikten

sonra her bir aralığın ortalama frekans ve amplitüd değerlerinin logaritmaları frekanslara göre işaretlenmiştir. Şekil 10'da 30 bölgeden bir kaç tanesine ait ortalama güç değerlerinin frekansa göre değişimleri diğer bir değişle güç spektrumları görülmektedir. Şekillerde düşey eksen ortalama gücün doğal logaritmasını ve yatay ekseninde frekansını göstermektedir. Grafikler üzerinde görülen doğrular en küçük kareler yöntemi ile geçirilmiştir. Doğruların eğimi 8 no'lu bağıntıda kullanılarak ortalama derinlikler elde edilmiştir. Şekil' 11 de elde edilen

		Harmonikler						
		n	0	1	2	3	4	5
Harmonikler	m	0	1	2	3	4	5	
	0	43.21 (0)	-2.70 (1)	-0.90 (2)	-0.65 (3)	-0.50 (4)	-0.40 (5)	
	1	-20.0 (1)	0.40 (1.41)	0.56 (2.23)	0.19 (3.16)	0.72 (4.12)	5.01 (5.01)	
	2	-9.21 (2)	0.64 (2.23)	0 (2.84)	0.55 (3.6)	0.45 (4.4)	0 (5.3)	
	3	-7.41 (3)	0.56 (3.16)	0.54 (3.6)	0.41 (4.24)	0.53 (5)	0 (5.83)	
	4	-6.50 (4)	0.12 (4.12)	0.13 (4.47)	0 (5)	0.44 (5.65)	3.2 (5.83)	
	5	-5.0 (5)	0.45 (5.09)	0.41 (5.38)	0 (5.83)	0 (6.4)	0.95 (7)	

Şekil 9. İki boyutlu Amplitüd Spektrumu.  
Figure 9. Two-Dimensional Amplitude Spectrum.



Şekil 10. Bouguer Gravite Anomalisinin Güç Spektrumuna Ait Bazı Örnekler.  
Figure 10. Some Example of the Power Spectra Estimated from Bouguer Gravity Anomaly.



sında bir kabuk kalınlığına sahip görülmektedir ki bu iki sonuç da Makris'in elde etmiş olduğu sonuçlarla büyük bir uyumluluk içinde görülmektedir (Şekil 5).

Şekil 11 ile verilen kabuk kalınlığı haritasının sol alt köşesinde, Evoia, Andros, Tinos ve Naksos hattının güney batısında kalan bölgede izlendiği gibi kabuk kalınlığı denizde 38 km'ye ulaşmaktadır ki bu da Makris'in Palepenez ve Helenid'lerde bulduğu 44 km'lik kabuk kalınlığı ile uyum içindedir.

Türkiye'nin karasal kabuğu için elde edilmiş derinlikler, Oral(1987)'nin Batı Anadolu kıyı sahaları için bulmuş olduğu 36-37 km kabuk kalınlığı uyum içindedir.

Şekil 11'e genel olarak bakıldığında, kabuğun Batı Anadolu ve Yunanistan alnında oldukça kalınlaştığı, ancak bu kalınlaşmanın Orta Ege'den Batı Anadolu'ya doğru, özellikle Yunanistan'nın güneyinde, ondülasyon yaparak kalınlaştığı izlenmektedir. Haritadan izlenen bir diğer özellik ise, batimetri haritasında da izlenen 'S' şeklindeki görünümün kabuk kalınlığı haritasında da görülmüş olmasıdır. Arpat(1976) ve Bingöl(1976) bu hattı rifleşme hattı olarak yorumlamışlardır. Şengör (1980) ise bu hattı, Ege'de en büyük K-G genişleme noktalarını birleştiren ve yapısal olmayan bir hat olarak yorumlamışlardır. Kuleli ve diğerleri (1993) bu 'S' şeklindeki alanların ince kabuk kalınlıkları ile temsil edildiği ifade etmişlerdir Şekil 11 'deki kabuk kalınlığı haritasında bu doğrular niteliktedir.

## SUMMARY

The Crust structures of the Aegean Sea have been investigated to use different methods by several researchers. These kinds of researcher to explain the properties of the crust of this region are also continue with increasing studies. The elastic waves, seismic reflection and refraction, gravity and magnetic data are used in those studies.

The Bouguer gravity anomaly maps are used obtained by Allan and Morelli (1971) and General Command of Mapping which scales are 1/750.000 and 1/1.000.000, respectively. These two maps are divided 30 regions and trend analysis applied to each region to separate regional and residual parts of the gravity anomalies. Two-dimensional Fourier transformation is applied to obtained the average depth of the crust beneath the Aegean Sea. For this purpose, residual anomaly map is digitised with 0.5 cm and then power spectrums of each region are calculated. The thickness of crust map is prepared by using obtained average depths of each region. According to obtained map, the thickness of crust is

increase toward to the Western Anatolian and Greece. This thickness is increasing by undulation from Central Aegean Sea, Southern of Greece, to Western Anatolian. This implies that the region is under the compress effect. The other peculiarity is to see "S" form from the map of crustal thickness which this "S" form is also seen at the bathymetric map of the Aegean Sea.

## DEĞİNİLEN BELGELER

- Angelier, L., Lyberis, N., Le Pichon, X. and Huchon, P., 1982, The tectonic development of the Hellenic Trench and Sea of Crete: a synthesis, *Tectonophysics*, 86, 159-196.
- Allan, T.D., Morelli, C., 1971, A geophysical study of the Mediterranean sea, *Bolletino di Geofisica Teorica ed Applicata*, 13, 99-183.
- Bhattacharyya, B. K., 1966, Continous Spectrum of Total Magnetic Field Anomaly Due to a rectangular prismatic body, *Geophysics*, 31, 97-121.
- Canbay, M., 1986, Kuzey Ege'de oluşan depremlerin odak derinlikleri ile diğer jeofizik verilerinin değerlendirilmesi ve yorumu, İ.Ü. Deniz Bilimleri ve Coğrafya Enstitüsü, Y.Lisans tezi.
- Canitez, N., 1975, Ege Bölgesinde Yer Kabuğunun Yapısı, İ.T.Ü.Maden Fakültesi Jeofizik Kürsüsüsü, yayın no:86.
- Davis, J.C., 1973, *Statics and Data Analysis in Geology*, John Wiley Soons Inc., New York.
- Dewey, J.F. and Şengör, A.M.C, 1979, Aegean and surrounding regions: complex multi-plate and continuum tectonic in a convergent zone: *Geol. Soc. America Bull.*, Part I, 90, 84-92.
- Ercan, T., 1981, Akdeniz ve Ege Denizindeki Pliyo-Kuvaterner ada yayı volkanizması, *Jeomorfoloji Dergisi*, S. 9. S:37-59.
- Eryılmaz, M., 1996, Ege denizi Doğal Uzantısının Saptanmasında Kullanılan Yerbilimleri Kriterleri, Doktora Tezi, İ.Ü. Deniz Bilimleri ve İşletmeciliği Enstitüsü, Vefa.
- Eriñç, S., 1986, Türkiye Denizleri ders Notları, İ.Ü. Deniz Bilimleri Enstitüsü, Vefa.
- Eriñç, S. ve Yücel, 1988, Ege Denizi, Türkiye ile komşu Ege adaları, Türk Kültürünü Araştırma Enstitüsü Yayınları, 84, Seri:VII Sayı:A 6, Ankara.
- Görür, N., Okyay, F.Y., Eryılmaz, M., Bodur, M.N. ve Göktaşan, E., 1992, Ege Doğal Uzantısı, İ.T.Ü. ve SHOD ortak raporu, SHOD arşivi, İstanbul.

- Horvath, F. and Berckhemmer, H., 1982**, Mediterranean backarc basins., In Berckhemmer, H. and Hsü, R., (eds.), Geodynamics Series, 7, pp:141-173, AGU, Washington.
- İnan, S., Ergintav, S. ve Saatçılar, R., 1998**, Kuzey Anadolu Fayının Ege'nin Gerilme Tektoniği ile Olan İlişkisi: Ege'nin Neojen yapısal evrimi üzerine bir model, ATAG-1 Toplantısı, Eds. S.Akyüz ve A. Baraka, İ.T.Ü. Maslak.
- Jackson, J., 1994**, Active Tectonics of the Aegean Region, Annu. Rev. Earth Planet. Sci., 22,239-271.
- Jongsma, D., 1974**, Heat Flow in the Aegean Sea, Geophysical J. R. Astron. Soc., 37, pp:743-754.
- Kuleli ve diğ., 1993**, Ege Denizi'nde Anadolu'nun doğal uzantısı, Türkiye Ulusal Jeodezi-Jeofizik Birliği Genel Kurulu Bildiri Kitabı, s. 3-20, Ankara.
- Le Pichon, X. and Angelier, J., 1981**, The Aegean Sea, Laboratory of Geodynamics, Pierre and Mari Curie University, T. 15, E. 1, Londra.
- Lort, J.M., 1971**, The Tectonics of the Eastern Mediterranean: A Geophysical Review, Rev. of Geophys. And Spac. Phys., 9, pp:189-215.
- Makris, J., 1973**, Some Geophysical Aspect on the Evolution of the Eastern Mediterranean, Pec. Pub. Geol. Soc. London, Blackwell Scientific Publ., V. 17, pp:709-725.
- Makris, J., 1978**, Some geophysical consideration on the geodynamic situation in Greece, Tectonophysics, 46, 251-268.
- Makris, J., 1985**, Geophysics and Geodynamic Implications for the Evolution of the helenides, Geological Evolution of the Mediterranean Basin, 231-248, eds. Stanley, D.J., Wezel, F.C., Springer-Verlag, New York.
- Mann, P., 1997**, Model for formation of the large, trans-tentional basin in zone of tectonic escape, Geology, 25, 211-214.
- McKenzie, D., 1972**, Active Tectonics of the Mediterranean Region, Geophys. J. R. Astron. Soc. London, 30, pp:109-185.
- Mckenzie, D., 1978**, Active Tectonics of the Alpine-Himalayan Belt: The Aegean Sea and surrounding regions (Tectonics of the Aegean Sea Region), Geophys. J.R. Astron. Soc. London, 55 (1), pp: 217-254.
- Mckenzie, D. and Yılmaz, Y., 1991**, Deformation and Volcanism in Western Turkey and Aegean, Bull. Tech. Univ., S. 44, pp: 345-373.
- Moskelenko, V. N., 1966**, New data on the structure of the sedimentary strata and basement in the Lavant Sea, Oceanology, 6, 828-836.
- Osmansahin, İ. ve Alptekin, Ö., 1990**, Love ve Rayleigh Dalgalarının İstasyonlar arası ortam tepki fonksiyonlarından Anadolu ve Civarında Kabuk ve Üst manto Yapısının Belirlenmesi, Jeofizik, 4, 123-146.
- Özdoğan, İ, İspir, Y., Işıkkara, A., Orbay, N., Özdemir, Ö., Kolçak, D., Düzzit, Z. ve Bulat, T., 1975**, Türkiye'nin Ege Denizindeki Doğal Uzanımı, İ.Ü. Fen Fakültesi Jeofizik Kürsüsü Yayını.
- Papazachos, B. C., 1969**, Phase velocities of Rayleigh waves in South eastern Europe and Eastern Mediterranean Sea, Pageoph., 74 (IV), pp:47-55.
- Papazachos, B. C. and Comninakis, P. E., 1978**, Deep Structure and tectonics of the Eastern Mediterranean: Tectonophysics, v. 46, pp: 285-296.
- Sanver, M., 1974**, Ege Bölgesi Havadan Manyetik Haritalarının iki boyutlu filtreler ve istatistik yöntemlerle analizi, İTÜ Maden Fakültesi yayını.
- Shuey, R. T., Schellinger, D. K., Tripp, A. C. and Alley, L. B., 1977**, Curie Depth Determination from Aeromagnetic Spectra, Geophys. J. R., Astron. Soc., 50, 75-102.
- Straub, C. and Kahle, H. G., 1994**, Active crustal deformation in the Marmara region, Abstract, American Geophysical Union (AGU) Spring Meeting, EOS, Supplement, April 19, P. 116.
- Spector, A. and Grant, F.S., 1970**, Statistical methods for interpreting aeromagnetic data, Geophysics, 35, 293-302.
- Şengör, A. M. C., 1982**, Ege denizinin neotektonik Evrimini Yöneten Etkenler, T.J.K. Kurultayı Yayını, Ankara.
- Şengör, A. M. C, Görür, N. and Akkök, R., 1984**, Strike-slip faulting and related basin formation in zones of escape: Turkey is a case study. Rhe Society of Econ. Paleont. And mineralogist, Spec. Publ., 37, pp: 227-264.

Makalenin geliş tarihi : 29.11.1999  
 Makalenin yayına kabul tarihi : 28.02.2000  
 Received : November 29, 1999  
 Accepted : February 28, 2000