

T.C
İSTANBUL ÜNİVERSİTESİ
DENİZ BİLİMLERİ VE COĞRAFYA ENSTİTÜSÜ
DENİZ JEOLJİSİ VE JEOFİZİĞİ

EGE DENİZİ KABUK YAPISINA TALWANI
YÖNTEMİ İLE BİR YAKLAŞIM

Tez Yöneticisi : Prof. Dr. Naci ORBAY

(YÜKSEK LİSANS TEZİ)

Fethiye İpek BARUT

İSTANBUL, 1990

T.C
İSTANBUL ÜNİVERSİTESİ
DENİZ BİLİMLERİ VE COĞRAFYA ENSTİTÜSÜ
DENİZ JEOLJİSİ VE JEOFİZİĞİ

EGE DENİZİ KABUK YAPISINA TALWANI
YÖNTEMİ İLE BİR YAKLAŞIM

Tez Yöneticisi : Prof. Dr. Naci ORBAY

(YÜKSEK LİSANS TEZİ)

Fethiye İpek BARUT

İSTANBUL, 1990



ÖZET

Çalışma; tartışmalı bölge olarak kabul edilen Ege Denizi'nde gravite verilerinin nitelik ve nicelik açısından değerlendirilmesiyle kabuk yapısı ve derinliklerine, ayrıca litosferin belirlenmesine yöneliktir. Bu nedenle, Allan ve Morelli'nin (1961-1966) hazırladığı bouguer gravite anomali haritasında belirlenen iki profil ile yeraltı yapısının modellenmesi amaçlanmıştır. Modellemede bir ters çözüm yöntemi olan Talwani yöntemi kullanılmıştır.

Gravite verileri kullanılarak bir sonuca ulaşılmasına rağmen, bölgede günümüze kadar yapılan jeomorfolojik, jeolojik ve jeofizik özelliklerinin belirlenmesine yönelik çalışmalarada yer verilmiştir. Böylelikle bölgenin tanınarak, elde edilen sonuçların yorumlaması yapılmıştır.

Çalışma sonucunda, elde edilen yapı modellerinden kabuk kalınlığının Kuzey Ege'de kalınlaşmasına rağmen, güneyde Girit'in kuzeyinde incelendiği anlaşılmaktadır. Ayrıca, modelleme yapılan iki profilin çakıştığı nokta olan, Andros adası güneyinde litosferin yaklaşık 20 km olmasına karşılık, burada kabuk kalınlığının azalarak yaklaşık 10 km'ye inmesi dikkat çekicidir.

ABSTRACT

The aim of this study is to determine the structure and depth of the crust from the gravity data in the Aegean Sea which is treated as disputable region. Therefore, one dimensional subsurface structure model has been proposed for two bouguer gravity profiles from the bouguer gravity anomaly map which had been prepared by Allan and Morelli (1961-1966). Talwani method was applied to the profiles for obtaining structure model.

Except from the gravity results, the geomorphological, geological and geophysical studies were also given to know the properties of the Aegean Sea. By this the region was introduced and obtained results were compared.

In the result, the crust thickness is obtain thicker at the north of Aegean Sea but thinner at the north of Crete. It is quite important to remark that at the crustal thickness is 10 km. at the intersection of two profiles in spite of the thickness of Litosphere is 20 km. at the south of Andros island.

İ Ç İ N D E K İ L E R

Sayfa No

ÖZET	
ABSTRACT	
1. GİRİŞ	1
2. EGE DENİZİ GENEL YAPISI	
2.1. EGE DENİZİ KONUMU, ALANI	5
2.2. EGE DENİZİ ve ÇEVRESİNİN JEOMORFOLOJİSİ	7
2.2.1. DENİZALTI RELİYEFİ	12
2.3. EGE DENİZİ ve ÇEVRESİNİN JEOLJİSİ	15
2.4. EGE DENİZİ ve ÇEVRESİNİN LEVHA TEKTONİĞİ MODELLERİ	19
3. EGE DENİZİ'NDE YAPILAN ÇALIŞMALAR	
3.1. EGE DENİZİ'NDE KABUK KALINLIĞININ BELİRLENMESİ İÇİN YAPILAN ÇALIŞMALAR	24
3.2. EGE DENİZİ'NİN JEOFİZİK ÖZELLİKLERİ	
3.2.1. Sismolojik Çalışmalar	33
3.2.1.1. Ege Denizi ve Çevresinin Depremselliği	33
3.2.1.2. Odak Mekanizmaları	37
3.2.2. Gravite Çalışmaları	39
3.2.3. Manyetik Çalışmaları	41
3.2.3.1. Paleomagnetik Çalışmalar ..	41
3.2.4. Isı Akısı Çalışmaları	43
4. ÇALIŞMANIN KAPSAMI	
4.1. ÇALIŞMANIN YAPILDIĞI HARİTANIN GENEL ÖZELLİKLERİ	45
4.2. ÇALIŞMADA KULLANILAN YÖNTEM	46
4.2.1. Modelleme	
4.2.1.1. Gravite'de Modelleme ..	
TALWANI YÖNTEMİ	47
5. YÖNTEMİN HARİTAYA UYGULANIŞI ve DEĞERLENDİRİLMESİ	52
SONUÇ	56
TEŞEKKÜR.....	58
YARARLANILAN KAYNAKLAR	59

1. GİRİŞ

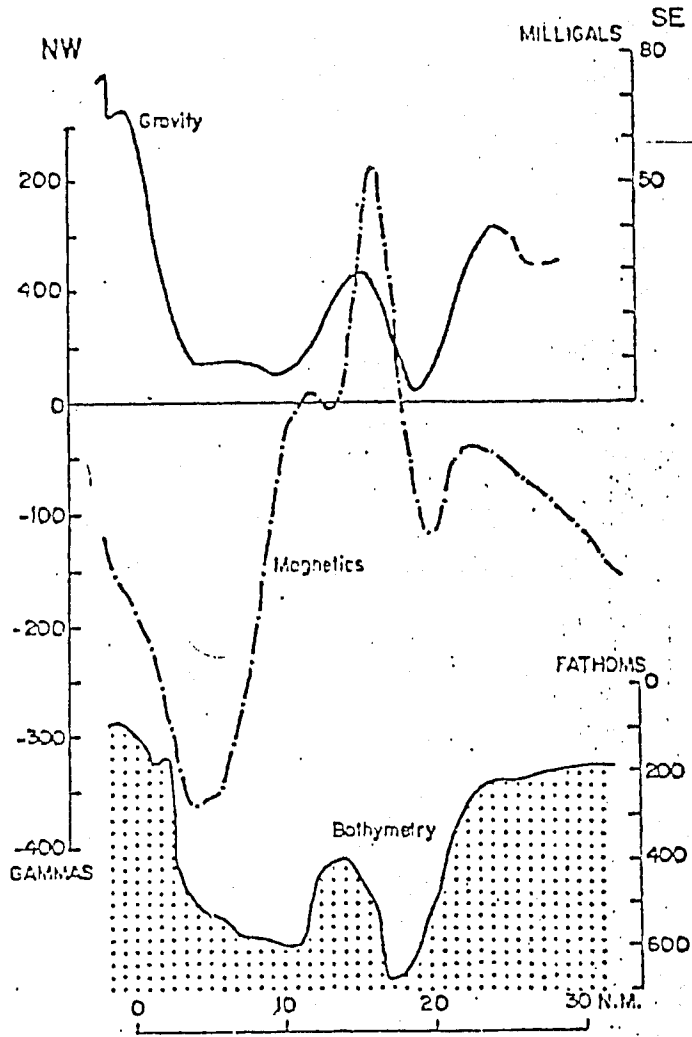
Ege Denizi ile ilgili bilimsel olarak jeolojik, jeomorfolojik ve jeofizik özelliklerini tanımlamaya yönelik bir çok çalışma geçmişte yapılmış olmakla birlikte, günümüzde de halen devam etmektedir.

Ege Denizi iki komşu ülke arasında kalan ve zaman zaman ilişkileri gerginleştiren siyasi yönü bir yana, temel de jeomorfolojisi, jeolojisi ve jeofizik özelliklerinin araştırılması, denizaltı topoğrafyası ve hidrolojik, biyolojik şartlarına ve sonuçta denizaltı kaynaklarının belirlenmesine dayanır. Bu nedenle bilimsel anlamda bilim adamları tarafından çeşitli yöntemler kullanılarak Ege Denizi ve civarı araştırma bölgesi olarak seçilmiştir.

Ege Denizi üzerinde 3000 kadar ada yer almaktadır. Coğrafya açısından Akdeniz'in diğer havzalarından bir çok farklılık gösteren bir yapıya sahiptir. Öncelikle karmaşık bir jeolojik yapısı vardır. Ayrıca sismik ve volkanik aktivite çok yüksektir. Ege'nin Akdeniz havzalarından hiçbirisinde görülmeyen özelliği olarak, Kuaterner'in sonlarındaki deglasiyasyona "buzul erimesi" bağımlı olarak meydana gelen ve flandré transgresyonu olarak bilinen son deniz yükselmesi sonucunda oluşmuş olması gösterilmektedir (Erinç, 1986).

Bir çok araştırma ortaya koymuştur ki, Ege Denizi tabanında okyanus tipi kabuğa pek rastlanmamaktadır. Dolayısıyla okyanus tipi kabuk ile karasal kabuk arasında okyanuslarda görülen tipik morfolojik unsurlar Ege Denizi'nde yalın ve belirgin bir şekilde gelişmemiştir.

Needham ve diğerleri (1973) Ege Denizi'nde yaptıkları çalışmada Saros körfezinden B-GB yönünde uzanan Anadolu Çukurluğu'nda yüksek pozitif gravite değerleri ile magnetik anomali değerlerinin uyumluluğuna (Şekil 1) dikkat çekmişlerdir. Dolayısıyla gravite ve magnetik anomalilerin pik noktalarının



Şekil 1. Jean Charcot araştırma gemisiyle Kuzey Ege Çukuru'nda yapılan gravimetrik ve magnetik profil (batı kısmın doğusunda) (Needham ve diğerleri 1973).

Ege Denizi'ndeki söz konusu çukurun batı kısmında belirgin olmasını okyanuslaşmanın delili olarak yorumlamışlardır.

Bu çalışmada esas alınan Ege Denizi'nin Allan ve Morelli (1961) tarafından hazırlanan 1:750 000 ölçekli ve 20 mgal kontur aralıklı yalın bouguer gravite anomali haritasının çeşitli yerlerinde görülen yüksek yalın bouguer gravite anomalileri bu denizde yoğun kütlelerin kabuk yüzeyine yer yer karalarda olduğundan daha fazla yaklaşmış olduğu şeklinde yorumlanıp Bouvet, 1973; Woodsıde ve Bowın, 1970; Allan ve Morelli, 1970; Needham ve diğerleri, 1973; Finetti ve Morelli, 1973 tarafından okyanuslaşma olduğu şeklinde değerlendirilmiştir.

Girit adasının güneyinde Afrika levhasının Ege-Anadolu levhası altına dalması sonucu Ege Denizi'nde bir ada yayı volkanizması oluşmuştur. Bu Ege volkanik yayının varlığı Girit'in güneyindeki negatif gravite anomalileri ve Hellen Çukurluğunun bulunuşuyla kanıtlanır (Melentis 1977).

Papazachos ve Comniakis (1971) tarafından sismik verilerin yorumlanmasıyla Akdeniz levhasının Ege'nin altına 30°'lik açıyla dalmasının ve 90 km. kalınlığındaki Akdeniz levhasının ise yılda yaklaşık olarak 2.5 cm. hareket ettiği belirtilmektedir.

Ege Denizi'nin levha ve doğal uzanım kavramları birbirleriyle ilgili olmakla birlikte, siyasi açıdan etkilenmiş görüşler söz konusudur. Örneğin, Türk araştırmacılar Ege'nin Anadolu levhasının bir parçası olduğu görüşünü benimserken (Ketin, 1977; Arpat, 1976; Şengör, 1979; Erinc 1978); bazı yabancı araştırmacılar ise Ege'nin ayrı bir levha oluştuğunu ve bunun doğu sınırının Batı Anadolu'yu içine aldığını benimsemektedirler (Galanopoulos, 1977; Papazachos ve Comniakis 1974; Mc Kenzie, 1972).

Bu çalışmada sırasıyla Ege'nin konumundan başlayarak

jeomorfolojik, jeolojik ve önerilen levha tektoniği modelleri yanısıra jeofizik özelliklerine değinilmiştir. Ayrıca, kabuk kalınlığının belirlenmesine yönelik, çeşitli araştırmacılar tarafından yapılan çalışmalara yer verildikten sonra çoğu araştırmacıya temel teşkil eden Allan ve Morelli (1961-1966)'nın bouguer anomali haritasında seçilen iki profil hattına Talwani yöntemi uygulanarak modelleme yapılmıştır.

Sonuçta elde edilen yapı ile günümüze değin yapılmış olan çalışmaların karşılaştırılması ve yorumlaması yapılmıştır.

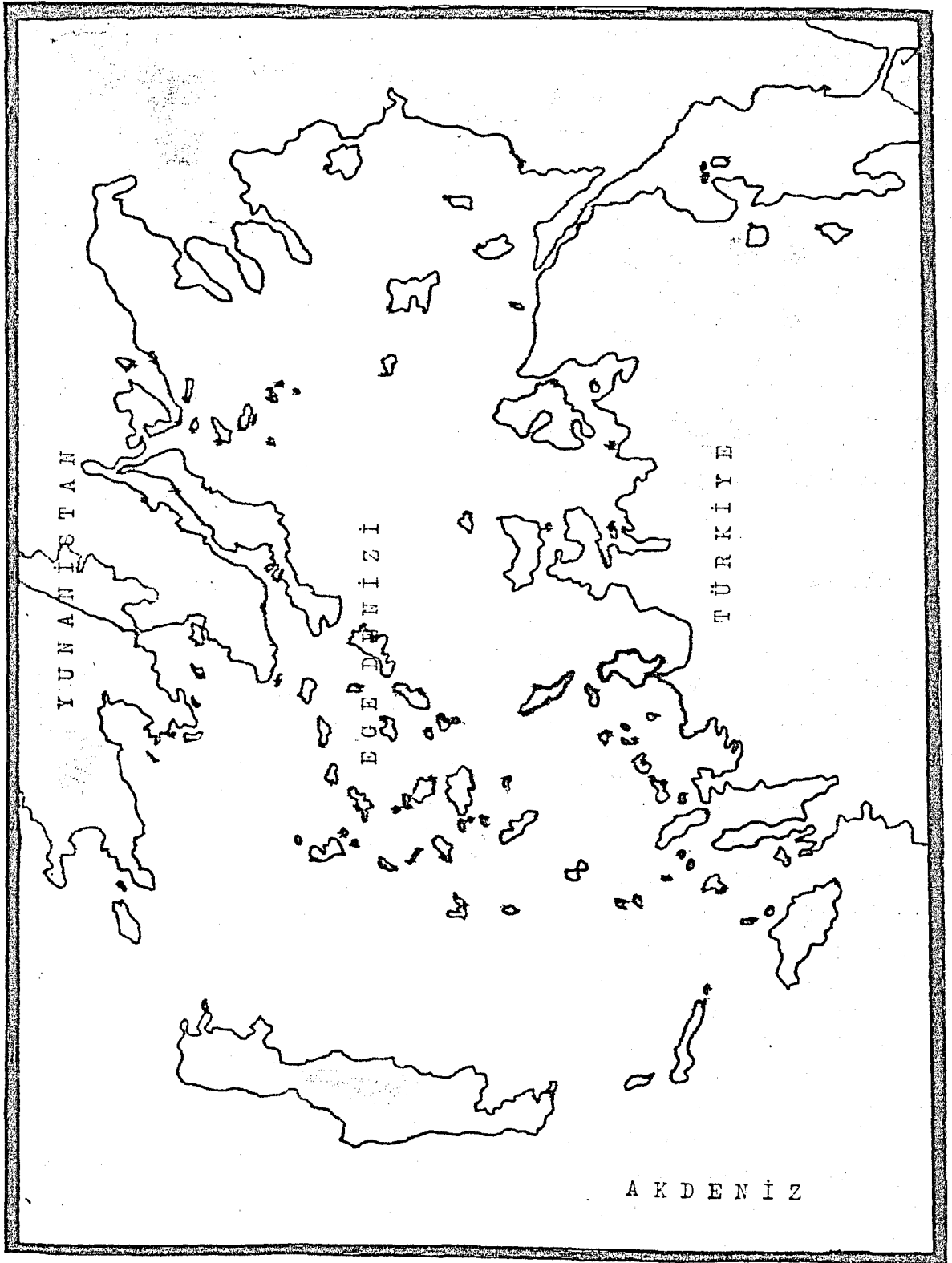
2. EGE DENİZİ GENEL YAPISI

2.1. EGE DENİZİ KONUMU, ALANI

Ege Denizi $41^{\circ}00'$ - $35^{\circ}00'$ kuzey paralelleri arasında kuzeyden güneye doğru uzanır. Genel görünümü dikdörtgen şekline benzetilebilir. Ege Denizi Doğu Akdeniz'den Yunanistan'ın Mora yarımadası ile Anadolu'nun Marmaris kıyıları arasında yer almaktadır. Kitira, Girit, Karpatos, Kasok ve Rodos adaları tarafından ayrılmakla birlikte Ege Denizi üzerinde küçük büyük bir çok ada bulunmaktadır. (Harita 1).

Eskiden "Adalar Denizi" olarak adlandırılan deniz kendi içerisinde iki kısma ayrılır. Çanakkale, Limni, Halikidikya çizgisinin kuzeyde kalan kısmına Trakya Denizi; güneyde kalan ve Girit ile Kikladlar arasında kalan kısmına da Girit Denizi denir (Erinç, 1978).

Ege Denizi kuzeyden güneye 660 km. uzunluğundadır. Genişliği yaklaşık olarak ortada 150 km., kuzeyde 270 km., güneyde 400 km. kadardır. Kıyıları son derece girintili ve çıkıntılı olan Ege Denizi'nin yüzölçümü $214\ 000\ km^2$ dir ve Doğu Akdeniz'in birbirinden bazı farklarla ayrılan beş havzasından biri olarak nitelendirilmektedir. Ortalama derinliği 350 m. kadardır (Erinç, 1978; İnandık, 1964; Atalay, 1981).



HARİTA 1. Ege Denizi konumu.

2.2. EGE DENİZİ ve ÇEVRESİNİN JEOMORFOLOJİSİ

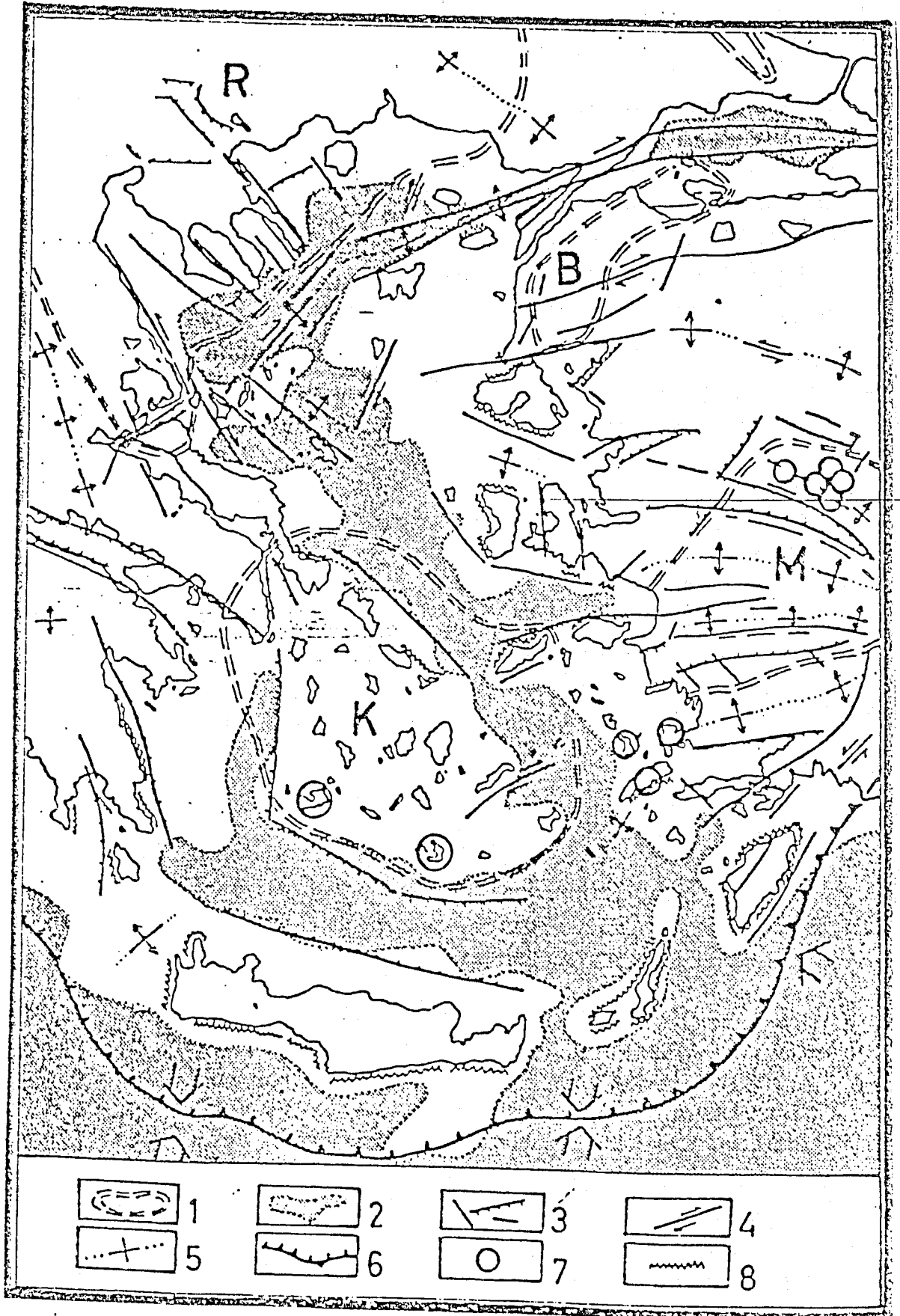
Ege Denizi ile çevresi, Türkiye ve Yunanistan arasında sürekli anlaşmazlık yaratan önemli bir konu olması nedeniyle gerek denizaltı kaynakları, gerekse diplomatik açıdan üzerinde tartışılan ve çeşitli araştırmaların yapıldığı bir bölgedir. Bu nedenle bölgenin jeomorfolojisi özellikle de denizaltı jeomorfolojisi üzerinde çalışmalar yapılmış ve çeşitli jeofizik ve jeolojik verilere dayandırılan bir çok araştırmaya konu olmuştur.

Ege Denizi konusunda yapılan araştırmalarda denizaltı jeomorfolojisinin temel oluşturduğu bütün araştırmacılar tarafından kabul edilmiştir.

Bir çok araştırma ortaya koymuştur ki Ege Denizi'nin kıyılarının girintili, çıkıntılı oluşu, irili ufaklı ada, yarımada, burun, körfez ve kıyılarının oluşumu yakın jeolojik devirlerdeki düşey hareketlerin sonucunda meydana gelmiştir. Kıyılara kadar uzanan akarsuların ağızlarında çeşitli şekillerde deltalar meydana gelmiştir. Ege'de bulunan adalar ve denizin çevresinde volkanik deprem bölgeleri bulunmaktadır.

Batı Anadolu'da genç tektonik olaylar biçim ve yön değiştiren faylanmalar halinde olmuş, önceleri geniş olan tektonik çanakları önce fay zonları halindeki oluklara dönüşmüş daha sonra daralan çizgiler olarak kuzeye veya güneye yönelik yüksek fay yamaçları halinde morfolojide belirginleşmiştir (Erol, 1982).

Ege'nin genel jeomorfolojik özelliği, ortalama 350 m. derinlikte bir denizaltı plato niteliğinde olmasıdır. Bu plato geniş alanlar kaplayan ve genellikle derinliği 90-125 m. yi aşmayan, çok hafif eğimli ve yer yer bazı denizaltı kanyonları ile aralanmış şelf düzlükleri meydana getirir. Bu düzlüklerin çeşitli yerinde deniz seviyesine yaklaşan bazı yükseltiler, sıgılgılar ve deniz seviyesi üzerine çıkmış çeşitli büyüklükte adalar yükselir (Erinç, 1978). Harita 2 'de



HARİTA 2. Ege Denizi tabanının ve çevresinin morfotektonik haritası (Muhtelif kaynaklardan yararlanarak çizilmiştir. İşaretler: 1-Eski masiflerin takribi sınırları (B-Biga masifi; K-Kiklad masifi; M-Menderes masifi; R-Rodop masifi). 2-Abisal zon. 3-Tansiyonel faylar ve fay sistemleri. 4-Yırtılma fayları ve ufki yer değiştirme yönleri. 5-Yerkabuğunda gerilme ve genişleme eksenleri. 6-Plaka sınırı. 7-Faall volkanlar ve çok genç volkanik şekiller. 8-Şelften mahrum kıyılar.

Ege Denizi tabanının ve çevresinin morfotektonik haritası verilmiştir.

Güneyde Mora yarımadasının (Palepenez) ucundan başlayarak Kitira, Girit, Kerpe ve Rodos üzerinden Menteşe yöresine doğru uzanan adalar yayı ve denizaltı sırtı Ege'yi İyon ve Levant (Doğu Akdeniz) havzalarından ayırmaktadır. Jeomorfoloji bakımından çok belirgin olan bu güney sınırı jeolojik ve jeofizik araştırmaların ortaya koyduğu yer kabuğunun tektonik bakımdan önemli bir zonuna karşı geldiği ileri sürülmektedir (Makris, 1973; 1973b).

Şelf alanlarının bir kısmı, özellikle büyük akarsuların önünde bulunanlar, denizaltında kalmış eski alüvyal düzlükler oldukları yada birikme olayları ile şekillendikleri, denizaltı deltalarına karşılık geldikleri ileri sürülmüştür. Örneğin, Trakya kıyılarında, Selânik Körfezinde, Çanakkale Boğazı ve Ege kıyılarımızdaki büyük akarsular önünde şelf alanları için bu ihtimal ifade edilmiştir (Philippson, 1959, a.g.e. s.379).

Ege Denizi'nin taban görünüşü Akdeniz'in diğer bölümlerine oranla büyük farklılıklar gösterir. Öyle ki Doğu Akdeniz'in az engebeli tabanı, Girit'e yaklaştıkça birden bire sarplasmaktadır. Ege'deki çukurların kenarlarının dik eğimli yamaçlarla çevrili olması ve yamaçların uzanışının doğrusal bir karakter göstermesi, bunların eğim atımlı normal faylarla geliştiğine işaret eder (Atalay, 1981). Ege'nin bu jeomorfolojik özellikleri, okyanusal kabuğa sahip bir deniz tabanından son derece farklı olduğunu göstermektedir.

Ege'nin sular altında kalması kısmen okyanus seviyesinin son glasiyal-östatik kökenli yükselme hareketi ile ilgilidir (Erinç, 1986). Ege Denizi'nin bugünkü jeomorfolojik görünümünün esasını yer kabuğunun bu bölgede karşılaştığı çok yeni tansiyon gerilimlerle yatay, dikey yer değiştirmeler oluşturmuştur (Erinç, 1978; Atalay, 1981).

Ege Denizi Alpin-Akdeniz kuşağının en hareketli kısımlarından birisidir. Ege Denizi'nde dikkat çekici tektonik kökenli morfolojik unsurlar güneyden kuzeye doğru; Akdeniz Sırtı(zinciri), Hellen Çukuru, Hellen Yayı ve kuzey Ege'deki yay özellikli yapılardır.

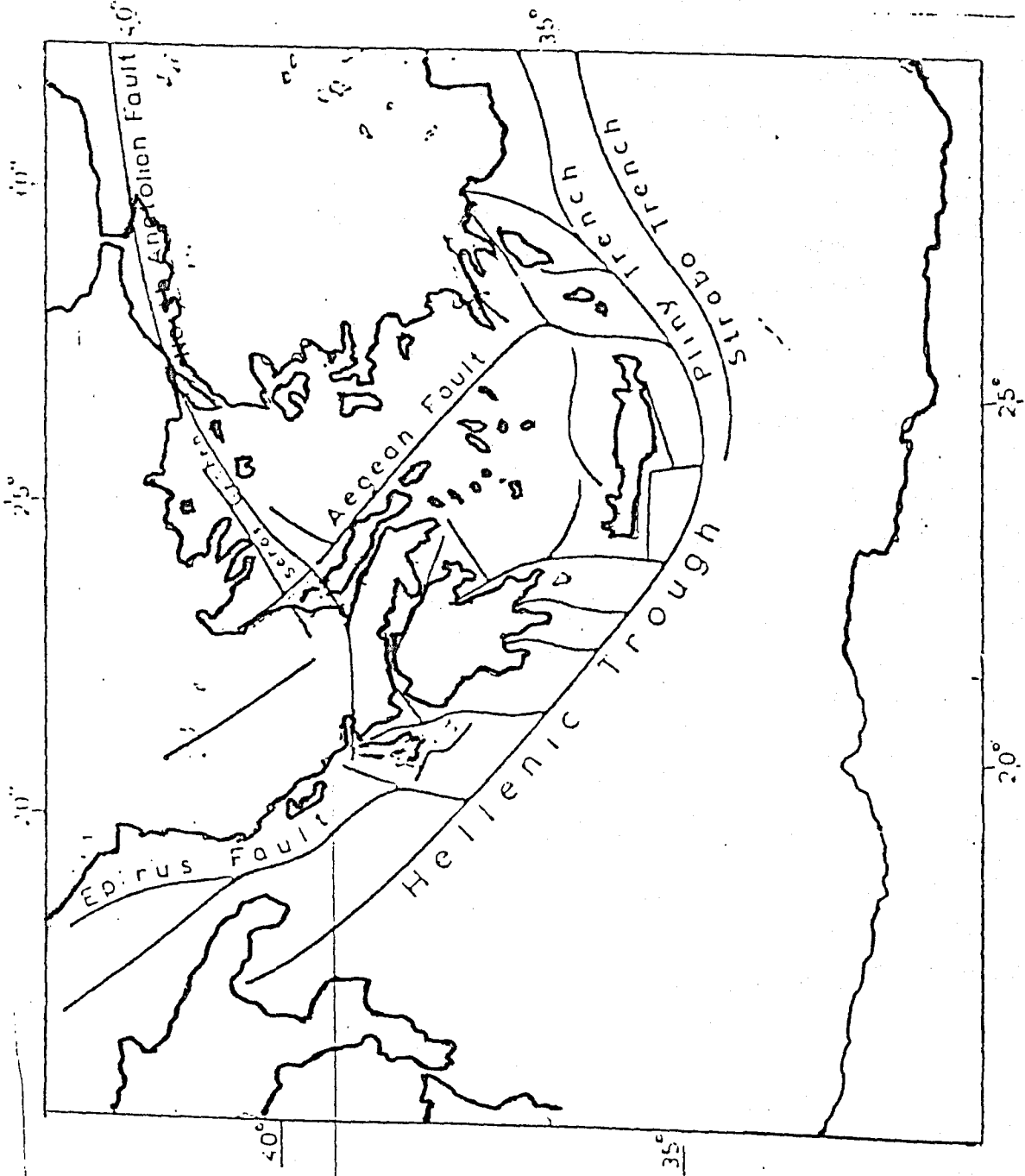
Akdeniz Sırtı bir sualtı kabuk yükselmesidir ve İyon Denizi'nden Kıbrıs'a kadar uzanan bu sırt Hellen Çukuru'na paraleldir. Akdeniz Sırtı bir okyanus ortası sırtı değildir. Afrika ve Avrupa litosferik levhalarının yaklaşması sonucu sıkışma özellikleri ile oluşmuştur (Papazachos ve Comniakis, 1977).

Hellen Çukuru 5000 m.'ye kadar varan derinliklerde bir dizi çöküntü bölgelerinden oluşmuştur. Hellen Yayı İyon Denizi'ndeki Hellen Çukuru ve Girit'in GD'sundaki Pliny, Strabo Çukurlarında olduğu gibi, bazı doğrusal görünümlü çukurlarıda içermektedir. Hellen Çukuru denildiğinde Hellen Yayı'na paralel bütün çöküntü bölgeleri akla gelmektedir.

Hellen Yayı sedimanter bir dış yay ile, bu sedimanter yaya ortalama 120 km. uzaklıkta yer alan bir iç volkanik yaydan oluşmuştur. Bu sistem Alp'ler ile Toros'lar arasında bir zincir oluşturmaktadır. Sedimanter dış yay Paleozoik ve Tersiyer yaşlı kayalar içerir. Volkanik iç yay ise; çok sayıda volkanik adalar, aktif volkanlardan oluşmaktadır. Bu iki yay arasında yer alan Girit Çukuru 2000 m.'ye varan derinliktedir (Papazachos ve Comniakis, 1977). Galanopoulos (1974) tarafından hazırlanmış Ege levhası sınırları ve Hellen Yayı Harita 3'de verilmiştir.

Kuzey Ege Çukurluğunun su derinliği 1500 m.'dir. Yaya benzer bir yapısı vardır (Papazachos ve Comniakis, 1977).

Ege Denizi hala tektonik açıdan aktif bir zondur. Şöyle ki abisal zon boyunca ve ayrıca denizin her iki kıyısında da deprem odakları, kuzeye doğru dalan bir Benioff zonuunun varlığı, batıda fümerollerin görüldüğü Milos



HARİTA 3- Ege Levhasının sınırları ve Hellen Yayı (Galanopoulos 1974)

adasından başlayarak Ege'nin günümüzde yegâne etkin volkanı olan Santorin(Tera) üzerinden Menteşe yöresi önlerinde Solfator safhasında bulunan İncirli Ada (Nisiros) Kalderasına, onun kuzeyinde Yalı adasına ve oradan İstanköy üzerinden Bodrum yarımadasına uzanmış olan genç volkanik yapılar, kıyıları ve adalarda 300-500 m. civarında Kuaterner deniz depoları ve taraçaları yer kabuğu hareketlerinin devam ettiğini ve yer kabuğunun izostatik dengeye erişemediğinin göstergesidir. Bütün bunlar Ege tabanının tektonik bakımdan çok hareketli bir alan olduğunu kanıtlamaktadır (Erinç,1986; İnandık,1964; Atalay,1981; Bingöl,1976; Erol,1982; Savaşcı,1982).

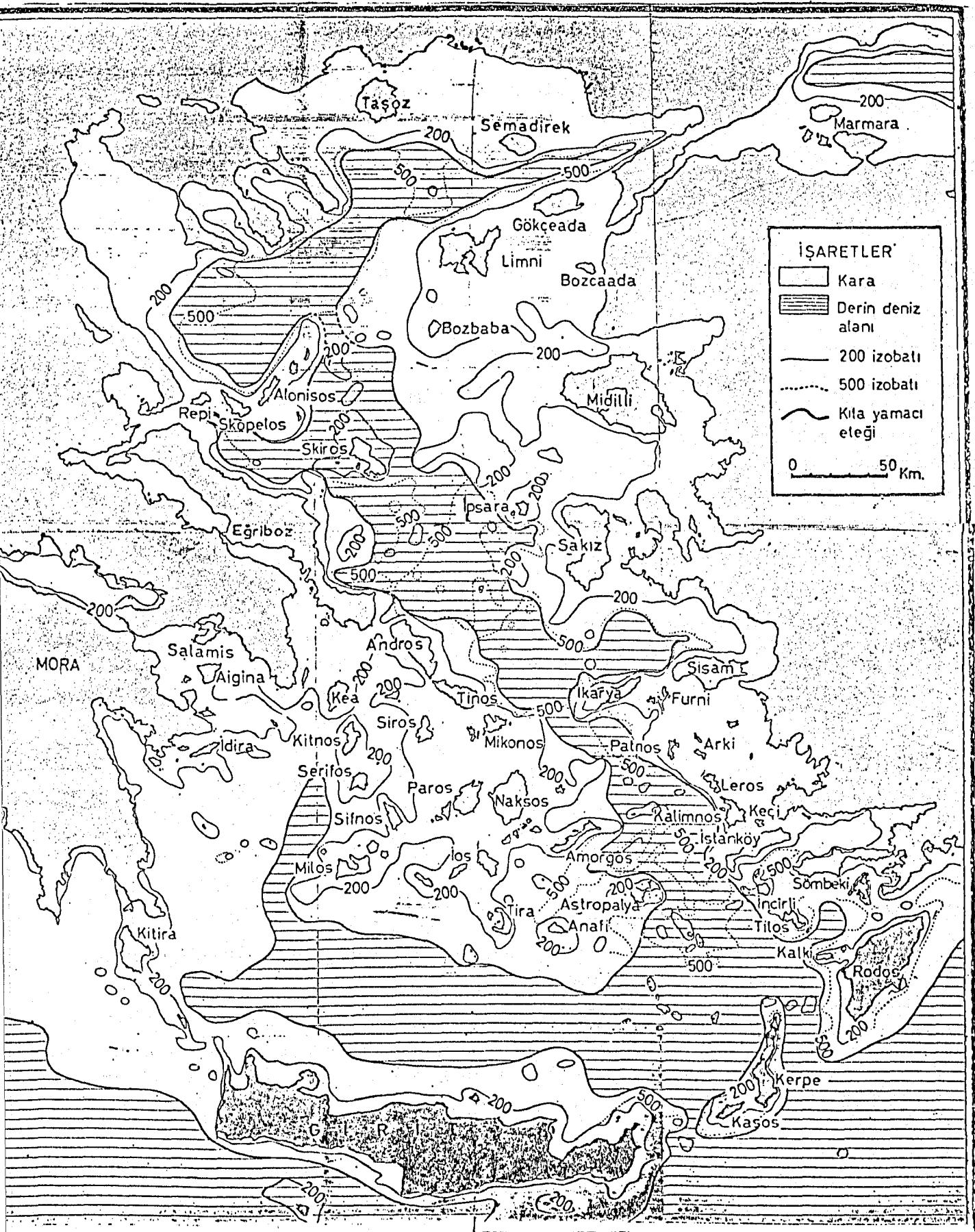
2.2.1. DENİZALTI RELİEFİ

Ege Denizi'nin batimetri ve jeomorfolojik unsurları Harita 4'de verilmiştir.

Ege Denizi'nin denizaltı topoğrafyası büyük ölçüde kara reliefi ile benzerlik göstermektedir. Girit'in kuzeyindeki çukurlar elimine edilirse, Ege Denizi'nde 500 m.'yi geçmeyen alanlar hakimdir (İnandık,1964). Genelde, derinlik 100-500 m. arasında değişir ve Anadolu açıklarında 100 m. üzerinde olan kuzeyden güneye doğru Samotraki, İmroz, Limni, Bozcaada, Midilli, Sakız, Sisam, Oniki adalar adalarının kenarlarında ise daha derin yerlere örneğin Skyros adası güneyinde 801 m., Sisam kuzeyinde ise 1042 m. derinliğe rastlanmaktadır (Atalay,1981).

Ege Denizi denizaltı reliefi çok çeşitli formlar gösterir.

Akarsu sedimentlerinin birikmeleriyle tabanda bir örtü meydana getirdikleri dalma yüzeyi şelf sahalarını oluşturmaktadır. Ege'de çok yaygın olan bu sığ denizaltı düzlükleri, yani ŞELFİ, yer kabuğunun ve deniz seviyesinin son hareketleri sonucunda sular altında kalarak ve bazı bölgelerde flüviyal ve tallasojen kökenli yeni sedimentlerle örtülerek, bazı kısımlarında abrazyonla değişikliğe uğramış ancak esas



HARİTA 4- Ege Denizi'nin batimetri ve jeomorfolojik mekan üniteleri

olarak flüviyal etkilerle meydana gelmiş muhtemelen Pliyosen yaşı aşınım düzlükleri olarak kabul edilmektedir (Philipsson, 1959; Brinkman, 1976). Ege'nin çeşitli yerlerinde şelfin dış kenarına daıma belli bir derinlikte (90-125 m.) erişilmektedir. Araştırmalar bunun glasiyal-östatik kökenli olduğu ve aşınım ve birikme olayları ile ilgili olduğunu ortaya koymaktadır (Erinç, 1986).

Şelf üzerindeki Ege adalarının kapladığı alan 23 000 km² civarında olup bu rakam hemen hemen deniz alanının yüzde onuna karşılık gelmektedir (Erinç, 1978).

Morfolojik birimin ikinci unsuru şelf düzlüğü ve bu düzlüğün içine dik yamaçlarla gömülmüş oluk şekilli derin çukurlar yada meydana gelen kapalı çanaklardır. Bazılarının tabanında tepelik sahalar ve guyot (üst kısımları kesik koniyi andıran denizaltı dağları)'ları andıran kabartılar vardır. Ege'nin abisal derinliklerini meydana getiren bu çukurların derinlikleri genelde 500 m., çok yerde de 1000 m.'yi aşar. Örneğin, Malya Burnundan Rodos'a uzanan Girit Çukuru en derini ve Kerpe batısında maksimum derinlik 2529 m. dir. Girit'in kuzeyindeki havzada 2265 m.'yi bulur (Erinç, 1978; Atalay, 1981).

Kuzeyde Saroz körfezinden başlayıp, Eğriboz yakınlarına kadar güneye doğru iç bükey bir yay şeklinde uzanmış tabanı yer yer 1000 m.'yi aşan oluk niteliğindeki rift sistemi gelişmiş abisal çukurdur. Jeofizik veriler deniz dibinin esasen metamorfiklerle magmatiklerden meydana geldiğini ve sedimentlerin çoklukla ince bir örtü meydana getirdiğini göstermektedir. Güneydeki Girit Çukuru kuzeye doğru Mora kıyılarından İstanköy güneyine kadar uzanan bu iki abisal çukurlar yayı KB - GD doğrultulu depresyonlar dizisi halinde derinliği 500 m.'yi aşan bir hat ile "S" şeklinde bağlanır (Erinç, 1978; Atalay, 1981). Bu denizaltı reliefi ikiye bölünmüş bir abisal zondur.

Ege'yi ikiye bölen bu derin çukurlar araştırmacılar tarafından Asya ve Avrupa'nın denizaltındaki sınırı kabul edilir (Philipppson,1959).

Akdeniz'in kuzeyindeki bölge ilk bakışta morfolojik görünüşüyle İtalya, Yunanistan yarımadaı ve Ege adaları dışında, Anadolu'nun farklı bir yapıya sahip olduğunu gösterir (Erinç,1986).

2.3. EGE DENİZİ ve ÇEVRESİNİN JEOLojİSİ

Türkiye konumu nedeniyle farklı tektonik etkilere maruz kalmıştır. Bugün kara durumunda olan yerlerin jeolojik tarihine bakıldığında denizel bir oluşumun söz konusu olduğu görülür.

Yapı bakımından Anadolu ve Yunanistan arasındaki yer kabuğu incelenmiştir. Philippson, 1918; Penck, 1914; Muratov, 1964; Brinkman, 1976; Ketin, 1977; Blanc, 1968; Baird, 1971, Mc Kenzie, 1970; Papazachos ve Comniakis, 1971; Erinc, 1978 tarafından "çok yakın bir jeolojik dönemde (Pliyosen ve Kuaterner) Ege boyunca fayların çökmesiyle, yer yer yırtılma faylarının yatay olarak şekil değişikliklerine uğraması ve genellikle tansiyonel gerilimlerle parçalanarak alçalması sonucunda Akdeniz suları tarafından istila edildiği" görüşü kabul edilmektedir.

Yapılan araştırmalarda elde edilen jeofizik verilerin sonuçlarına göre , deniz dibinin esas itibariyle metamorfikler ile magmatiklerden meydana geldiği ve sedimentlerin ekseriyetle ince bir örtü meydana getirdiği Erinc (1978) tarafından ileri sürülmektedir. Bu sedimentler arasında volkan killeri önemli yer tutar. Ege tabanında en yaygın kil türleri ise smertit grubu ve illit ve klorittir (Venkatarathnam ve Ryan, 1971).

Ege Denizi'nin genelde karmaşık bir jeolojik yapısı vardır. Ancak, Ege'nin batı yakasında Peloponitler veya Pelponiye'nin zonu olarak bilinen jeolojik birim içinde KB' dan başlayan orta Makedonya masifi, Taselya masifi ve Attika-Kiklat masifi ile batı Anadolu'daki Torit'ler tektonik yapı bakımından birbirinin benzeri olduğu belirtilmiştir (İzdar, 1975); (Harita 5).

Ege bölgesi yani güney Yunanistan, Ege Denizi ve batı Anadolu sismolojik ve tektonik çalışmaların sonuçlarına göre tansiyonel bir gerilme rejimi ile karakterize olmaktadır (Mc Kenzie, 1978; Mercier, 1981).

Arpat (1976) yaptığı çalışma ile Ege Denizi'ndeki gerilme tektoniğinin neden olduğu çeşitli bölgelerdeki yükselme ve alçalmanın sonucunda Girit ve Rodos adalarının zaman zaman su altında kaldığını ve Rodos'un Pliyosen sonlarında Anadolu ile bağlantısının kaybolarak ada durumuna geldiğini ileri sürmektedir. Aynı şekilde Türkiye kıyılarına yakın olan adaların geçmişe kadar Türkiye ile aynı kara parçasına ait olduğu Arpat (1976) tarafından ileri sürülmektedir.

Ege'yi ikiye bölen kuzeyde Saroz körfezinden başlayan GB'ya doğru Kuzey Saporotlar üzerinden Eğriboz adasına , oradan da GD'ya yönelerek Kapratos adasının hemen kuzeyinden Girit'e ulaşan bu oluk, Arpat (1976) tarafından Ege Denizi'nin okyanuslaşma eksenini olduğu ileri sürülmektedir. Bu oluğun büyük bölümü yüksek gravite anomalilerinin ve yüksek mağmatizmanın birleştiği yerlerdir. Bu zon aynı zamanda bir transform fay olan Kuzey Anadolu Fay Zonuna bağlanmaktadır. Güneyde ise bu transform fayın Girit yitme zonuna bağlantılı olduğu sanılmaktadır. Bu belirtilen özellikler dolayısıyla sözü edilen çukur zon , Ege Denizi'nde okyanuslaşma özelliğinin başladığı zon olarak , ayrıca Ege Denizi'nde Anadolu ile Yunanistan arasında çizilecek jeolojik bir sınır olarak da kabul edilmektedir (Arpat, 1976).

Afrika levhasının Ege-Anadolu levhası ile çarpışması ve alta dalması sonucu, olasılıkla orta Miyosende başlayan yitim olayının günümüze değin etkinliğini sürdürdüğünü, buna bağlı olarak K-G yönelimli tek bir genişlemenin olmadığı , buna ek olarak D-B, KB-GD ve KD-GB yönelimli üç ayrı genişleme yönü tesbit edilmiştir (Papazachos ve Comniakis, 1975).

Ege-Anadolu levhasının iç kesimlerinde etkin olan gerilme tektoniği rejimi ve bu rejime bağlı olarak gelişmiş

bulunan blok faylanma, volkanizma ve karasal tortulaşma bir fay gerisi taşıyıcı niteliğindeki Ege-Anadolu levhası içinde de en azından bir riftleşme olayının başlangıç aşamalarının gelişmiş ve sürmekte olduğunu kanıtlamaktadır. Riftleşme Ege'de yüksek derecede meydana gelmiş, ancak günümüzde de sürmektedir. Kuzey Ege'de Anadolu Çukurluğunun okyanusal bir kabuğa sahip olduğu bilinmektedir (Papazac-hos ve Comniakis, 1975).

Ege hendeği boyunca Afrika levhasının Ege-Anadolu levhası altına dalması ile, dalan levhanın üst düzeyinde büyük sürtünme, ısı ve hidrodinamik kuvvetler oluşmaktadır. Bu kuvvetler sıcak magmayı yukarıya Ege-Anadolu levhası içine doğru göçe zorlamakta ve manto hacminin artmasına neden olmaktadır. Artan hacmin, Ege-Anadolu levhasının kuzeye doğru genişlemesine, dolaylı olarak da manto malzemesinin kabuk içine sokulmasına, dolayısıyla kabuk yapısı ve kalınlığının değişmesine, Ege-Anadolu levhasının orta iç kesimlerinde, sık odaklı ve çekme gerilmesine bağlı depremlerin oluşmasına yol açmıştır (Canitez, 1969).

Alpin kıvrımlanmaları sonucu meydana gelen Ege Denizi ve çevresinde meydana gelen başlıca tansiyonel faylar ve fay sistemleri Harita 2'de 3 sembolüyle gösterilmektedir.

2.4. EGE DENİZİ ve ÇEVRESİNİN LEVHA TEKTONİĞİ MODELLERİ

Ege'nin neotektonik kökeni hakkında levha tektoniği açısından farklı araştırmacılar tarafından görüşler ortaya atılmıştır ve sonuçta tartışmalı bir durum meydana gelmiştir. Levha ve doğal uzantı kavramları birbirleriyle ilişkili olduğundan, bu görüşlerin temelinde politik açıdan bir takım farklı görüşlerin meydana geldiği sanılmaktadır.

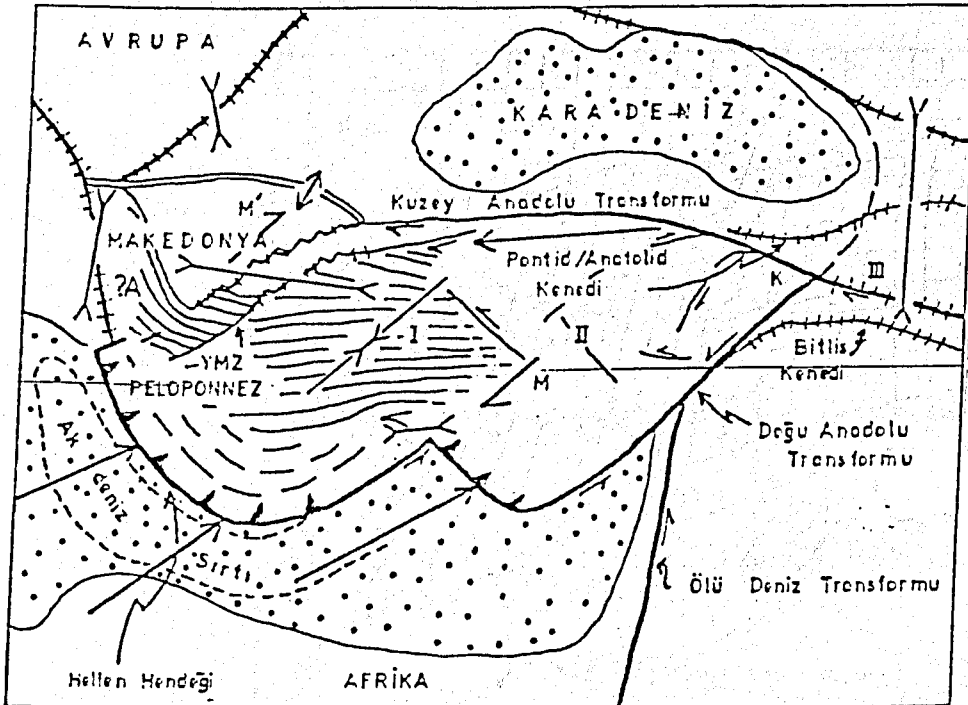
Ege'de çalışma yapan Türk araştırmacılara göre Ege'nin Anadolu levhasının devamı olduğu, fakat yabancı araştırmacılara göre ise Ege'nin ayrı bir levha olduğu düşüncesi yaygındır. Ayrıca, Mc Kenzie (1970, 1976) Ege levhasının GB'ya doğru, Akdeniz üzerine hareketinin varlığını savunmaktadır.

Ege'nin levha tektoniği modeli için son zamanlarda Le Pichon ve Angelier (1979, 1981) tarafından sunulmuş olan çalışmada Ege'nin Hellen dalma-batma zonunun etkisinde gelişmiş bir kenar denizi olduğu ileri sürülmüştür.

Diğer bir görüş ise Tapponier (1977) tarafından ileri sürülen Ege'nin D-B daralması sonucunda K-G yönünde açılmaya başlamış olmasıdır. Ancak Dewey ve Şengör (1979), Ketin (1948) ve Mc Kenzie (1972)'nin Anadolu'nun batıya doğru olan hareketi modelleriyle, Tapponier (1977)'nin Ege'nin D-B daralması sonucunda meydana geldiği modeli, Şengör (1979) tarafından ileri sürülen Anadolu'nun batıya gidişinin Yunan makaslama zonu tarafından frenlenmesi görüşü içinde birleştirilerek yeni bir model oluşturulmuştur. Şengör (1982) tarafından ileri sürülen modele göre, Anadolu levhasının 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 başlamıştır.

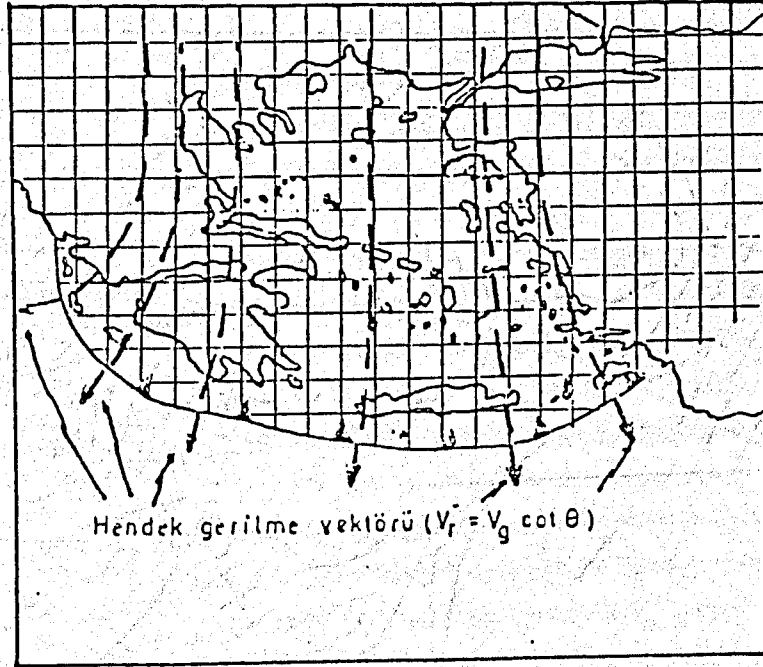
Tüm doğu Akdeniz orojenik zonu içinde neotektonik rejimin gösterdiği düzenlilik ve özellikle zamanlamadaki mükemmel uyumluluk bu bölgedeki tüm neotektonik evrimin tek bir kaynaktan türediğini göstermektedir. Dolayısıyla Ege'yi bu sistemin parçalarından soyutlamak mümkün değildir. Şengör (1980) tüm doğu Akdeniz'deki neotektonik rejimin Anadolu-Arap platformu çarpışmasından kaynaklandığını belirtmiştir. Türkiye'nin jeomorfolojik evrimi konusundaki sentezde doğu Akdeniz orojenik zonunun neotektonik evrimindeki birliği kuvvetle desteklediği belirtilmiştir (Şengör, 1982).

Ege'nin neotektonik dönemin başındaki geometrisini Şekil 2a göstermektedir. Şekil 2b Ege'deki yamulmanın K-KD, G-GB genişleme ve D-B daralması ile açıklandığını göstermektedir. Şengör (1982) bunlara dayanarak Ege'ye özgü neotektonik deformasyonun Yunan makaslama zonunun kuzey sınırı ile sınırlı olduğunu vurgulamaktadır (Şekil 2c).

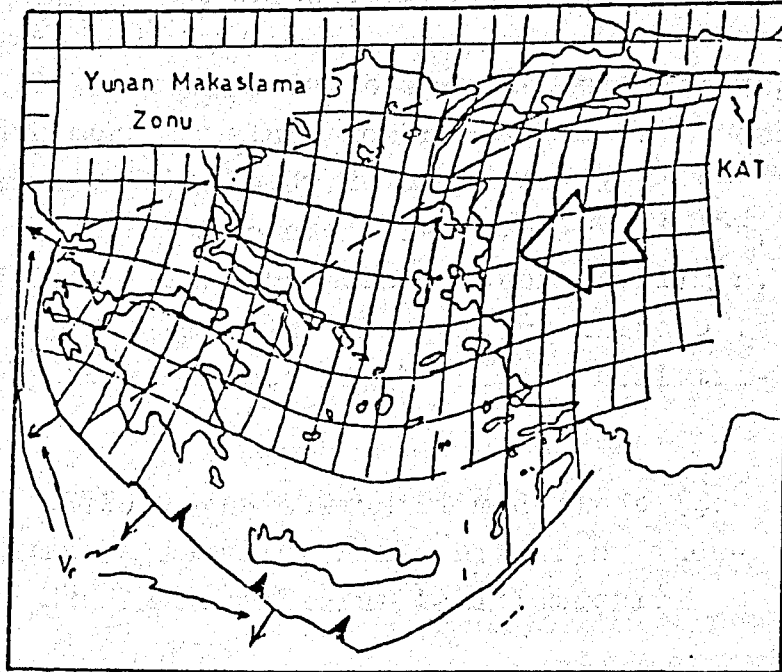


Şekil 2c. Levha Modeli (Şengör 1982)

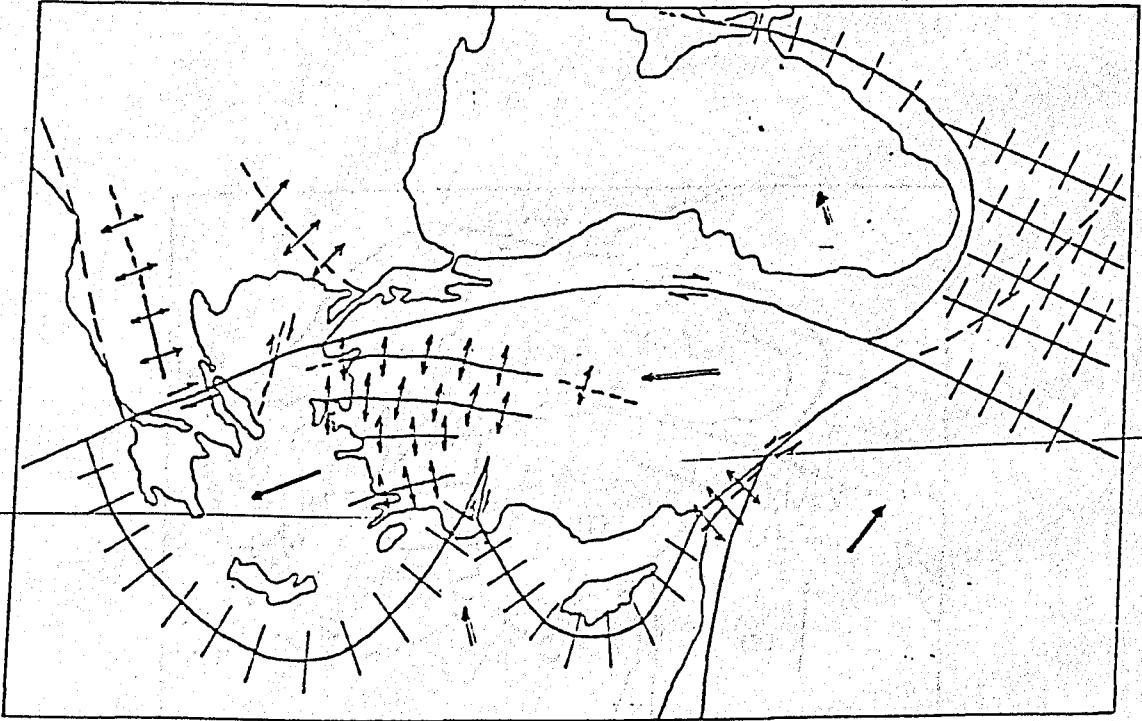
- I. Ege graben sistemi
- II. Orta Anadolu ovalar bölgesi
- III. Doğu Anadolu sıkışma bölgesi
- YMZ. Yunan Makaslama Zonu
- IV. Ege'nin K-G genişlemesinin nedeni olduğu düşünülen makaslama çifti.



Şekil 2a - Ege'nin Neotektonik dönemin başındaki geometrisi (Şengör, 1982).



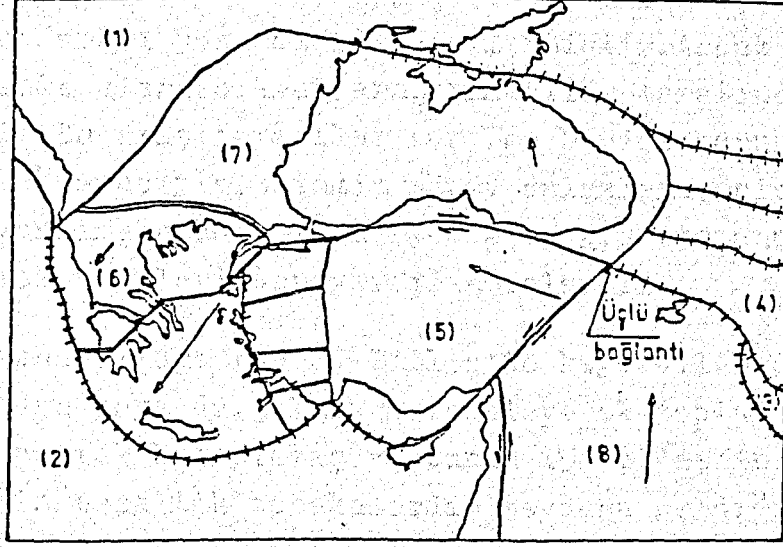
Şekil 2b - Ege'nin Neotektonik devre süresince geçirdiği yamulma (Şengör, 1982).



Şekil 3. Türkiye ve çevresi için Alptekin (1978) in önerdiği levha tektoniği modeli. Levha sınırları kalın çizgilerle, tansiyon bölgeleri ters yönlü oklarla, sıkışma bölgeleri kesik çizgilerle gösterilmiştir.

Alptekin (1973) tarafından bölgenin jeolojisi deprenselliği ile odak mekanizmaları gözönünde tutularak daha basit bir model ileri sürülmüştür. Bu model Şekil 3' de gösterilmiştir. Bu modele etken olan ana levhalar Afrika, Arabistan ve Anadolu'dur. Yine bu modelde deprenselliğin, levhaların yatay hareketlerinden daha çok, Ege-Anadolu levhası içindeki düşey hareketlerle ilgili olduğu belirtilmiştir.

Mc Kenzie (1972) levha tektoniği modelinde (Şekil 4) Afrika ve Avrasya levhalarının sınırlarını inceleyerek Türkiye ve Ege levhacıklarını tanımlamıştır.



Şekil 4. Levha Modeli (McKenzie, 1972)

-  Gerilme Bölgesi
-  Sıkışma Bölgesi
-  Transform Faylar

- (1)-Avrasya Levhası (2)-Afrika Levhası
- (3)-İran Levhası (4)-Güney Hazar Levhası
- (5)-Türkiye Levhası (6)-Ege Levhası
- (7)-Karadeniz Levhası (8)-Arab Levhası

3. EGE DENİZİ'NDE YAPILAN ÇALIŞMALAR

3.1. EGE DENİZİ'NDE KABUK KALINLIĞININ BELİRLENMESİ İÇİN YAPILAN ÇALIŞMALAR

Ege Denizi'nde kabuk yapısı bir çok araştırmacı tarafından farklı yöntemlerle incelenmiştir. Ancak bu bölge hala inceleme alanı olarak araştırmacılar tarafından seçilmektedir. Bu araştırmacılar da, Ege Denizi kabuk yapısını incelemek amacıyla, sismik yüzey dalgaları, sismik kırılma ve yansıma etüdüleri, manyetik ve gravite anomalileri ve ısı akısı verilerinden yararlanmışlardır.

Sıkharulidge (1960) Tblis'te kaydedilen deprem kayıtlarından Love dalgalarını inceleyerek toplam kalınlığı 35 km. olarak hesaplamış ve bunun 15 km.'sinin granitik, 20 km.'sinin bazaltik tabakalardan meydana geldiği sonucuna varmıştır.

Ege Denizi'nin bir çok kesimlerinde sismik metodların uygulanması ile kabuk kalınlığı saptanmıştır. Canitez (1975) ve Makris (1973 b) kabuk kalınlığının 30-45 km. arasında değiştiğini, kabuğun temel olarak kıtasal yapıda olduğunu ortaya koymuşlardır. Karig (1971) yaptığı çalışmada kıtasal kabuğun altının okyanusal kabuk ile kaplı olduğu sonucuna varmıştır.

Papazachos (1969) Atina-Istanbul ve L'aquila-Helwan istasyon çiftlerini de alarak, bunların yüzey dalgalarının dispersiyonundan kuzey Ege Denizi için toplam kalınlığı 37 km. olarak bulmuştur.

Papazachos ve Comniakis (1977) tarafından bölgenin batı ve kuzey kesiminin büyük bölümünde 40-47 km.'ye ulaşan kabuk kalınlığı, orta Ege, batı Türkiye ve Girit'te 28-37 km.'ye kadar indiği hesaplanmıştır.

Moskalenko (1966) Rodos-Girit ve Afrika

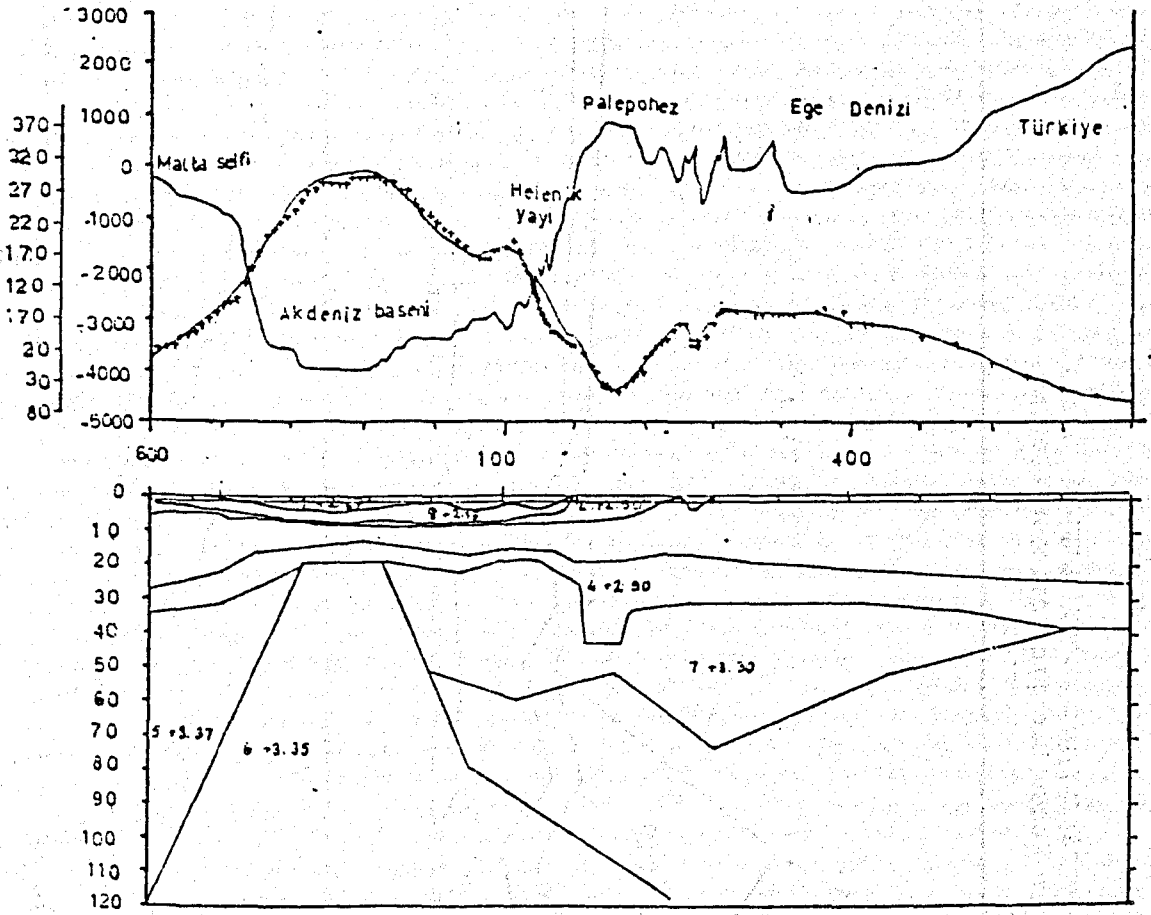
kayıllarında K-G doğrultusunda ölçülen yansıma ve kırılma profillerinden orta Akdeniz sırtına doğru kabuk kalınlığının 35 km.'ye ulaştığını ve temel kaya derinliğinin kuzeye doğru arttığını bulmuştur.

Canitez (1969) Kuzey Ege'de ortalama olarak kabuk kalınlığını 32 km., güney Ege'de 35km. olarak hesaplamıştır.

Lort (1973) tarafından yapılan araştırmada ise çoğu yerde 2-3 km.'yi bulan sedimanter örtü tabakasının altında kalınlığı 11-26 km.'yi bulan tabakalar saptanmış dolayısıyla bölgenin kıta tipi bir kabuğa sahip olduğu sonucuna varmıştır.

Makris (1976), çalışmasında sismik kırılma ve gravite anomali verilerinden Ege Denizi ve çevresinde yer kabuğu kalınlık değerlerini hesaplamış ve bölgedeki yer kabuğunun yapısı hakkında yorumlamada bulunmuştur. Bu çalışmasında kullandığı veriler 1971-1974 yılları arasında Meteor gemisi tarafından üç profil hattında yapılmış jeofizik çalışmalardan elde edilmiştir. Sözü edilen bu profillerdeki, elde edilen sismik ve gravite verilerinden yararlanarak üç kabuk ve manto çalışmasına yer vermiştir. Harita 6'da belirtilen profillerin yerleri AA', BB', CC' şeklinde belirtilmiştir. Makris'in 1978 yılında yayınladığı bu çalışmasında üç kabuk ve manto modeli Şekil 5a, b, c de verilmiştir.

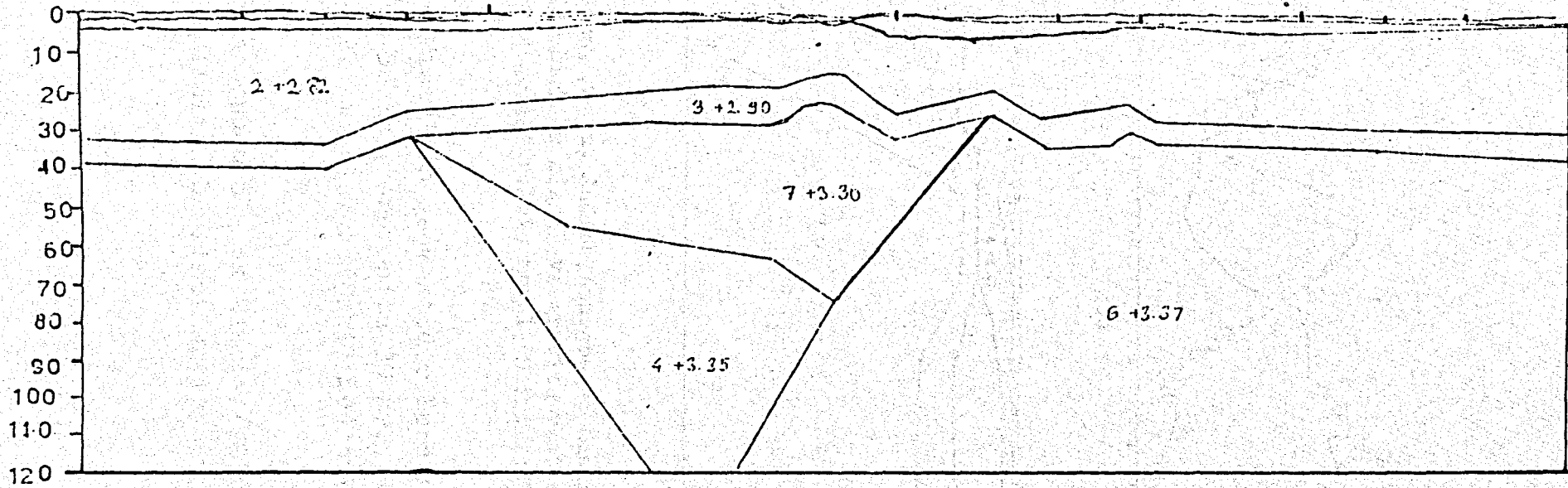
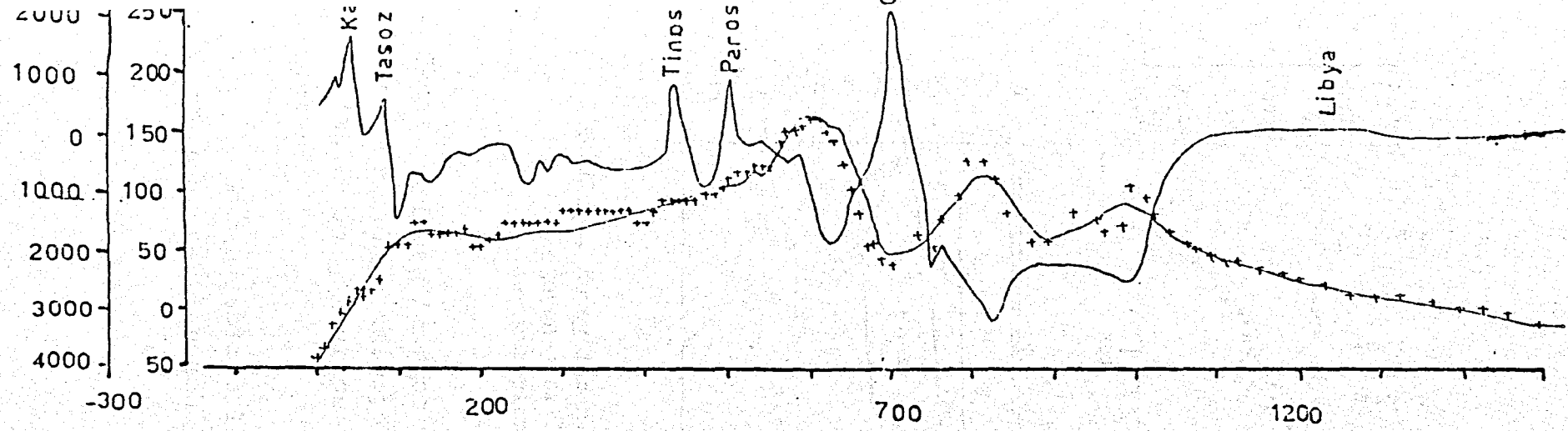
Makris birinci modelinde Malta, Paleponez ve İzmir'den geçen profil hattı üzerinde kabuk kalınlığı Ege yayı civarında 22-23 km. civarında iken Paleponez'de 46 km. hesaplamıştır. Ancak orta Ege'de 26 km.'ye düşen kabuk kalınlığının İzmir'de 32 km., Anadolu'nun iç kısımlarında ise 38 km.'ye kadar çıktığını hesaplamıştır (Şekil 5a).



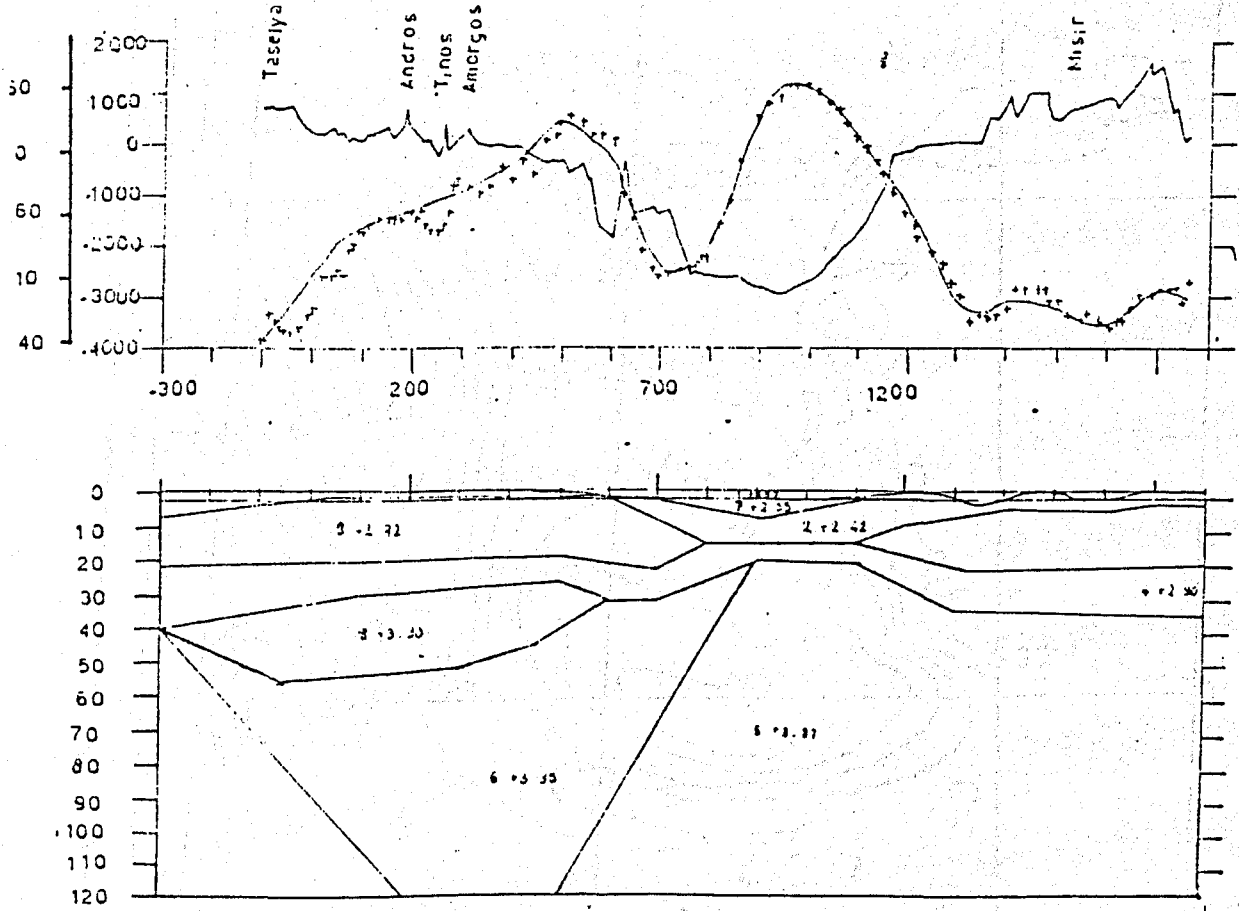
Şekil: 5a - Malta, Palepenez ve İzmir'den geçen profilde, ölçülen sismik ve gravite verilerinden yararlanılarak geliştirilmiş model (Makris, 1978).

İkinci modeli, Kavala, Taşoz, Tinos, Girit ve Libya'dan geçen profil hattı üzerindedir. Kavala'da 36 km. olan kabuk kalınlığı Tinos ve Paros'ta 28-29 km.'ye, Girit'in kuzeyinde ise 18-20 km.'ye kadar düşmesine rağmen Girit'te kabuk kalınlığı 32 km.'ye çıkmaktadır. Girit'in güneyinden itibaren kabukta bir ondülasyon izlenmektedir (Şekil 5b).

Üçüncü modelin profil hattı ise kuzey Yunanistan,



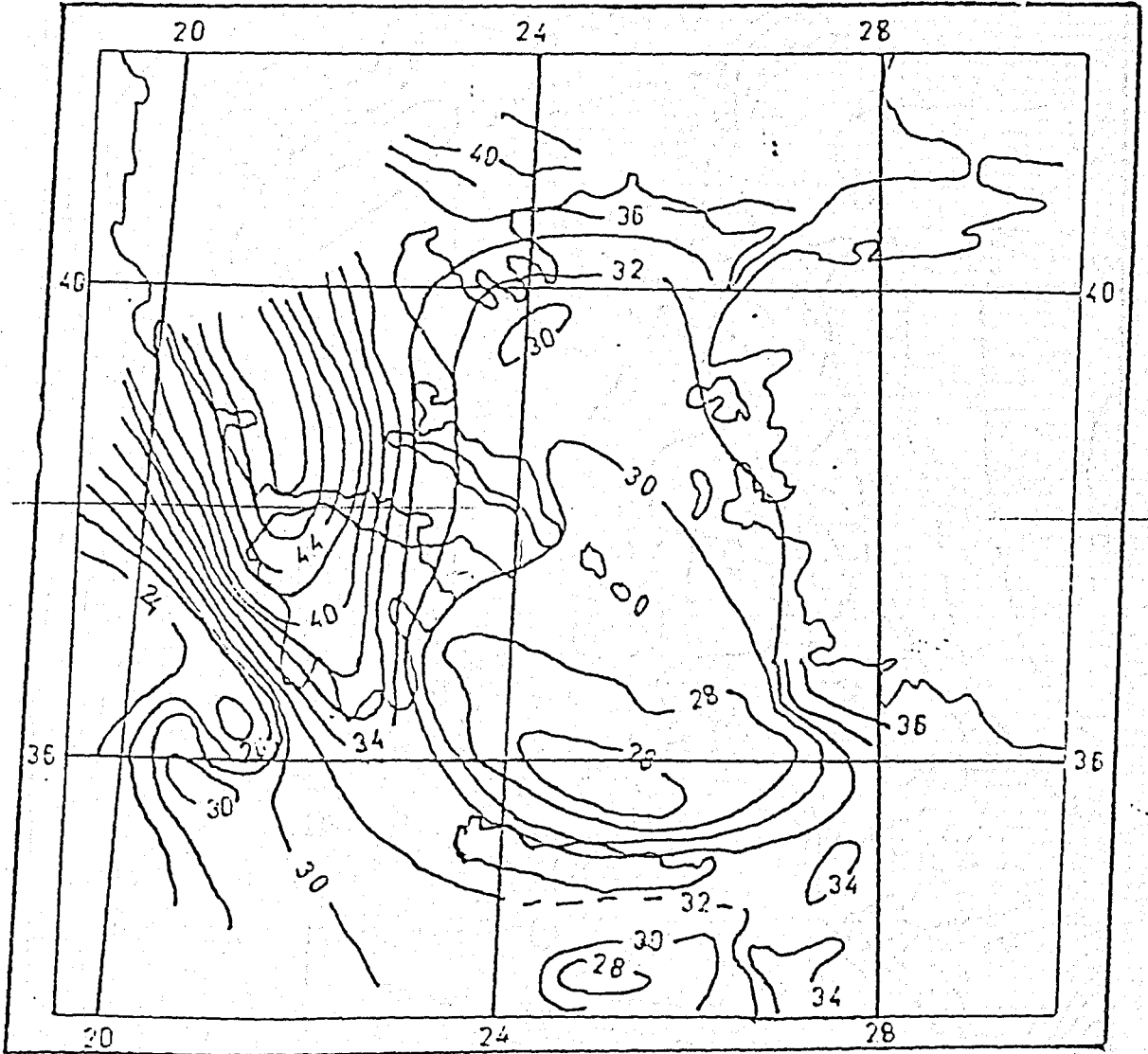
Şekil:5b - Kavala, Taşoz, Tinos, Girit ve Libya'dan geçen profilde ölçülen sismik ve gravite verilerinden yararlanarak geliştirilmiş model (Makris, 1978).



Şekil 5c. Kuzey Yunanistan, Evoia, Andros, Amargos ve Mısır'dan geçen profilde, ölçülen sismik ve gravite verilerinden yararlanarak geliştirilmiş model (Makris, 1978).

Evoia, Andros, Amargos ve Mısır'dan geçmektedir. Buna göre kabuk kalınlığı Taselya'da 38 km., Andros'ta 30 km., Tinos'ta 28 km., Amargos'ta 27 km. olarak (Şekil 5c) bulunmuştur.

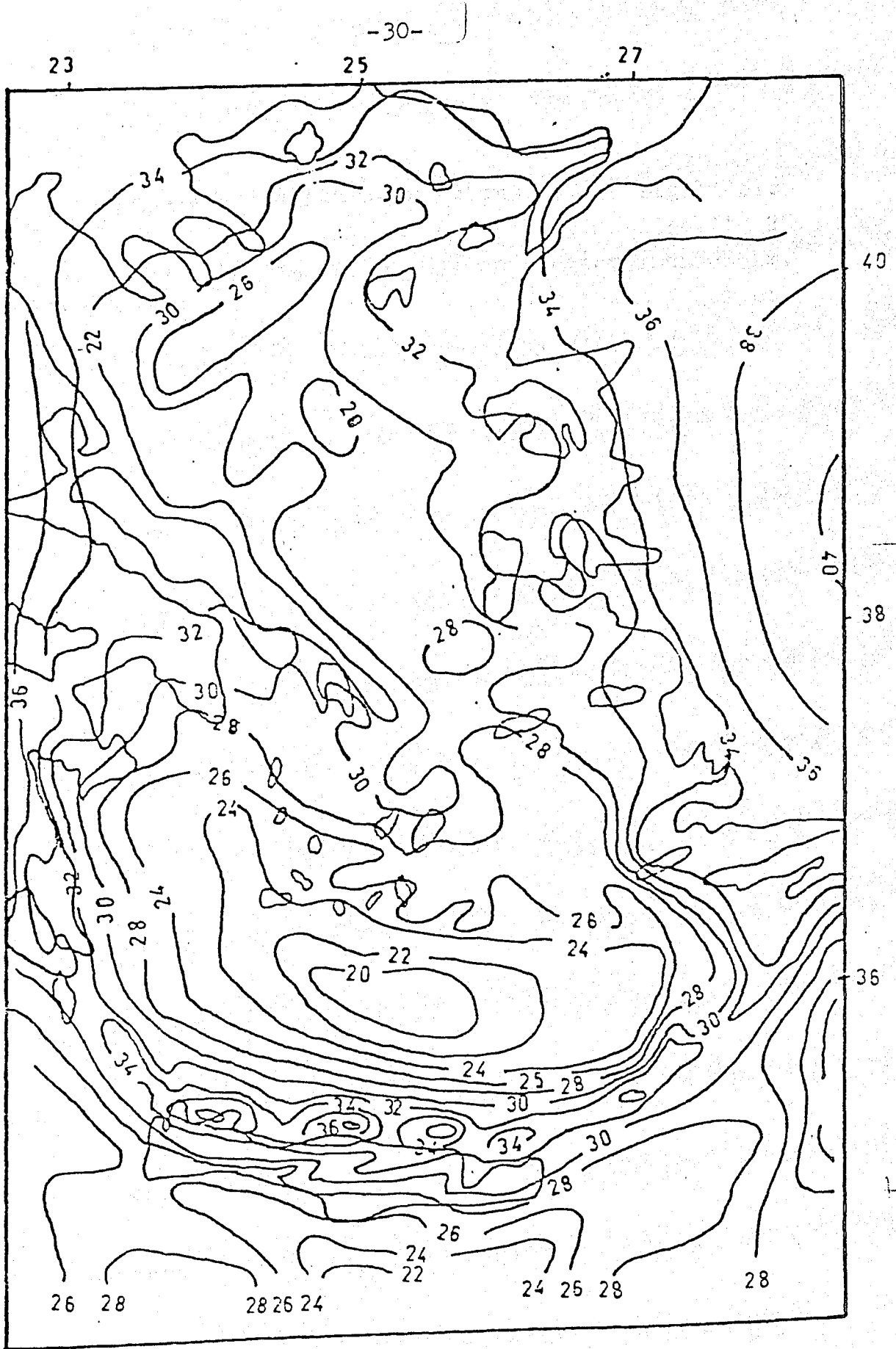
Tüm bu çalışmaların sonucu olarak Makris (1978) tarafından verilen kabuk kalınlığı haritası Harita 6'da



HARİTA 6. Ege Denizi Kabuk Kalınlığı Haritası (Makris, 1978).

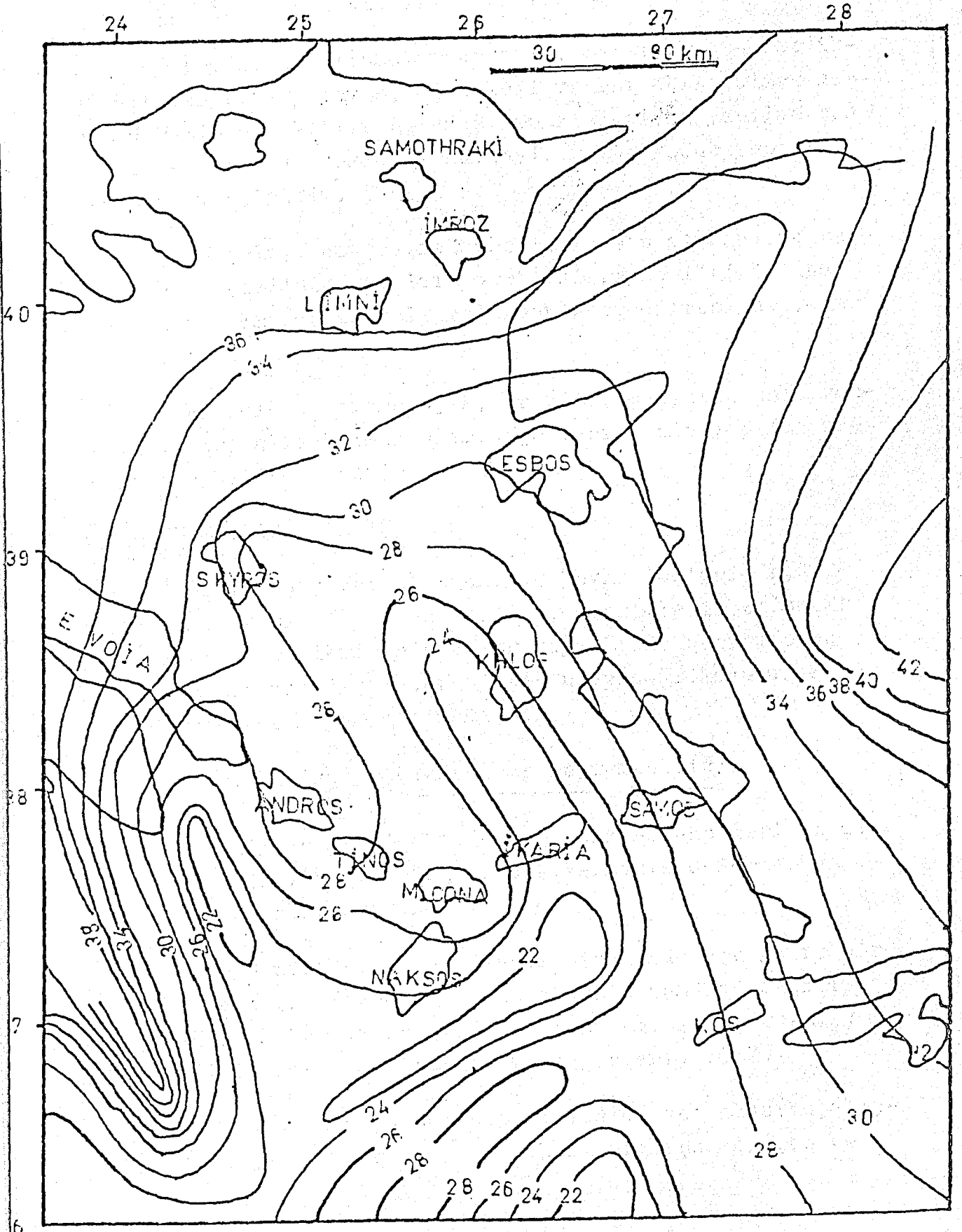
görülmektedir. Makris (1978) Atina civarında 32 km., Paleponez'de 44 km., Anadolu kıyılarındaki ise kabuk kalınlığını ortalama olarak 34-38 km. civarında bulmuştur.

Angelier ve Le Pichon (1981) tarafından yapılan çalışmada kabuk kalınlığı Atina civarında 32 km., Paleponez'de 43 km., Anadolu kıyılarındaki ise ortalama 34-35 km. olarak bulunmuştur (Harita 7).



Harita: 7 - Ege Denizi Kabuk Kalınlık Haritası (Le Fichon, 1981).

Yine kabuk kalınlığının bulunması ile ilgili bir çalışma Hisarlı (1989) tarafından yapılmış ve Tinos'ta 28 km., Limni adası civarında 36 km., Andros adasında 28 km. ve Girit'in kuzeyinde ise 22 km.'ye kadar düşen değerler hesaplanmıştır (Harita 8).



HARİTA 8. Ege Denizi Kabuk Kalınlığı Haritası (Hisarlı, 1989)

3.2. EGE DENİZİ'NİN JEOFİZİK ÖZELLİKLERİ

Jeofizik çalışmalar gravite, manyetik, elektrik-elektromanyetik, sismik, sismoloji ve ısı akısı olmak üzere bölgenin özelliklerini araştırmak amacıyla yapılan temelde rejyonel ve rezidüel kütleyi, hatta kabuk yapısını tanımaya yöneliktir.

Bu çalışmada gravite verileri esas alınmasına rağmen, Ege Denizi'nin jeofizik özellikleriyle ilgili daha önceden yapılmış olan çalışmalardan söz edilmesinde yarar vardır.

Bu bölümde sismolojik, gravite, manyetik-paleomanyetik ve ısı akısı olmak üzere Ege Denizi'nde yapılan çalışmalara değinilecektir.

3.2.1. SİSMOLOJİK ÇALIŞMALAR

Sismolojik veriler genelde levha tektoniğine yönelik olmakla birlikte, bu veriler, depremlerin episantr tayinleri, depremlerin hiposantr tayinleri, deprem odak mekanizma çözümleri ve depremlerin uzay dağılımlarının belirlenmesinden elde edilmektedir.

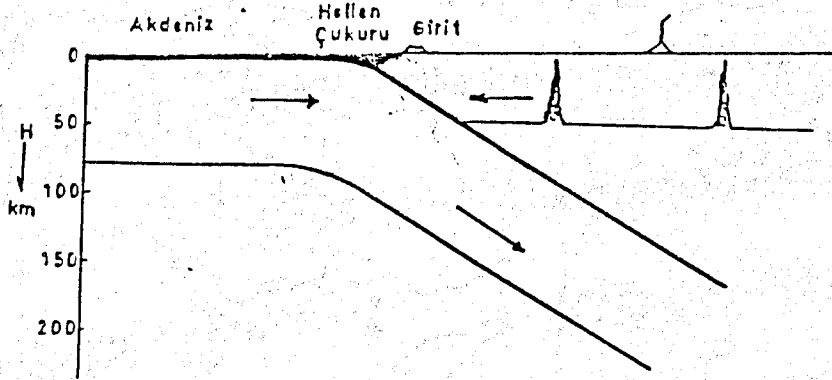
3.2.1.1. Ege Denizi ve Çevresinin Depremselliği

Türkiye ve Ege'deki deprem odak hareketleri ve diğer sismolojik veriler bölgede çok karmaşık deformasyonların varlığını göstermektedir.

Ege Denizi ve doğu Akdeniz civarında çok geniş bir deprem kuşağı vardır. Ege ve doğu Akdeniz hem sığ odaklı ($h \leq 50 \text{ km}$), hem de orta odaklı ($50 \text{ km} < h \leq 200 \text{ km}$) depremleri içermektedir (Ergin ve diğerleri, 1967).

Papazachos ve Comniakis (1976)'da yaptıkları çalışmada güney Ege'de 1949 - 1973 yılları arasında oluşan ve

magnitüdleri $5.5 \geq M \geq 4.5$ olan depremlerin odak dağılımlarından yararlanarak, Akdeniz'den Ege'ye doğru eğimli bir Benioff zonu olduğunu bulmuşlardır. (Şekil 6). Ayrıca, kuzey Ege'de 1964 - 1975 yılları arasında oluşan ve magnitüdü $M \geq 3.5$ olan orta derinlikli 36 depremin odak dağılımından, güneyden kuzeye doğru eğimli ikinci bir Benioff zonunun varlığının sonucuna varılmıştır (Papazachos ve Comniakis, 1977).

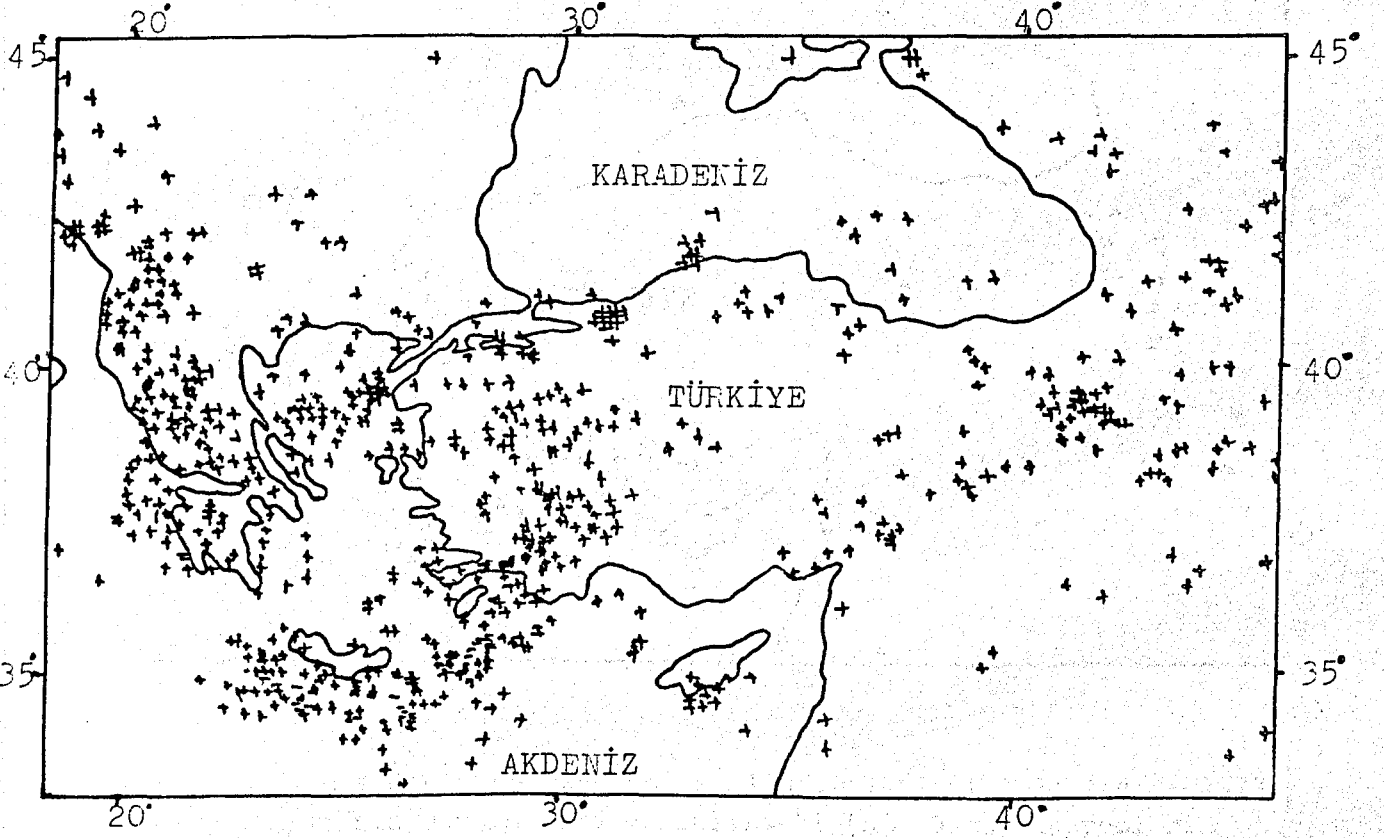


Şekil 6. Girit adasının güneyinde Ege levhası altına dalan Afrika levhası, (Papazachos, Comniakis, 1977)

Alptekin (1978)'e göre bölgede iki deprem kuşağı vardır. Bunlardan ilki adalar yayı ile ilişkili olup Girit adasının KB'sından başlayan ve Ege Denizi'nin güneyini çevreleyerek Anadolu yarımadasına ulaşmaktadır. İkinci kuşak ise GB Anadolu'dan başlayan ve Kıbrıs adasını çevreleyen bir yay çizerek GD Anadolu deprem kuşağını oluşturmaktadır.

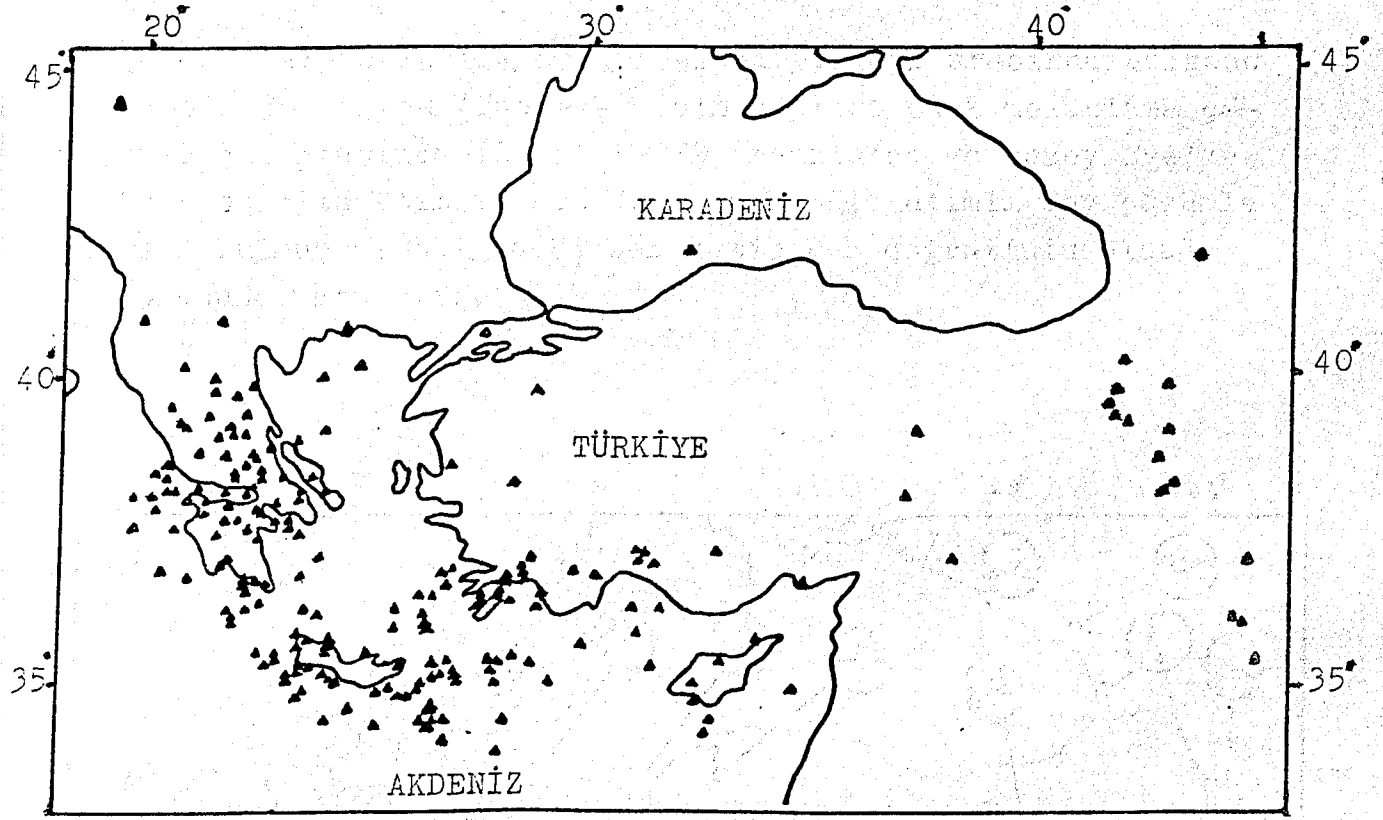
Özellikle batı Anadolu, aktif sismik faaliyetleri ile dikkat çeker. Bu bölgede meydana gelen depremler sığ

odaklıdır. Episantr dağılımları genellikle D - B doğrultulu graben sistemleriyle ilgili gözükmetedir (Alptekin, 1978) (Şekil 7a).



Şekil 7a. Doğu Akdeniz ve Türkiye'de 1 Ocak 1961 ile 31 Aralık 1971 arasında sığ depremlerin ($h \leq 50$ km.) episantrları (Alptekin, 1978'den alınmıştır).

Alptekin (1978)'e göre orta odak derinliklerine ($50 \text{ km.} \leq h \leq 200 \text{ km.}$) sahip depremler doğu Akdeniz'de bir Benioff zonunun varlığını kanıtlar. Bu depremler Ege ve Kıbrıs yaylarının iç bükey kısımlarında yer alırlar. (Şekil 7b).



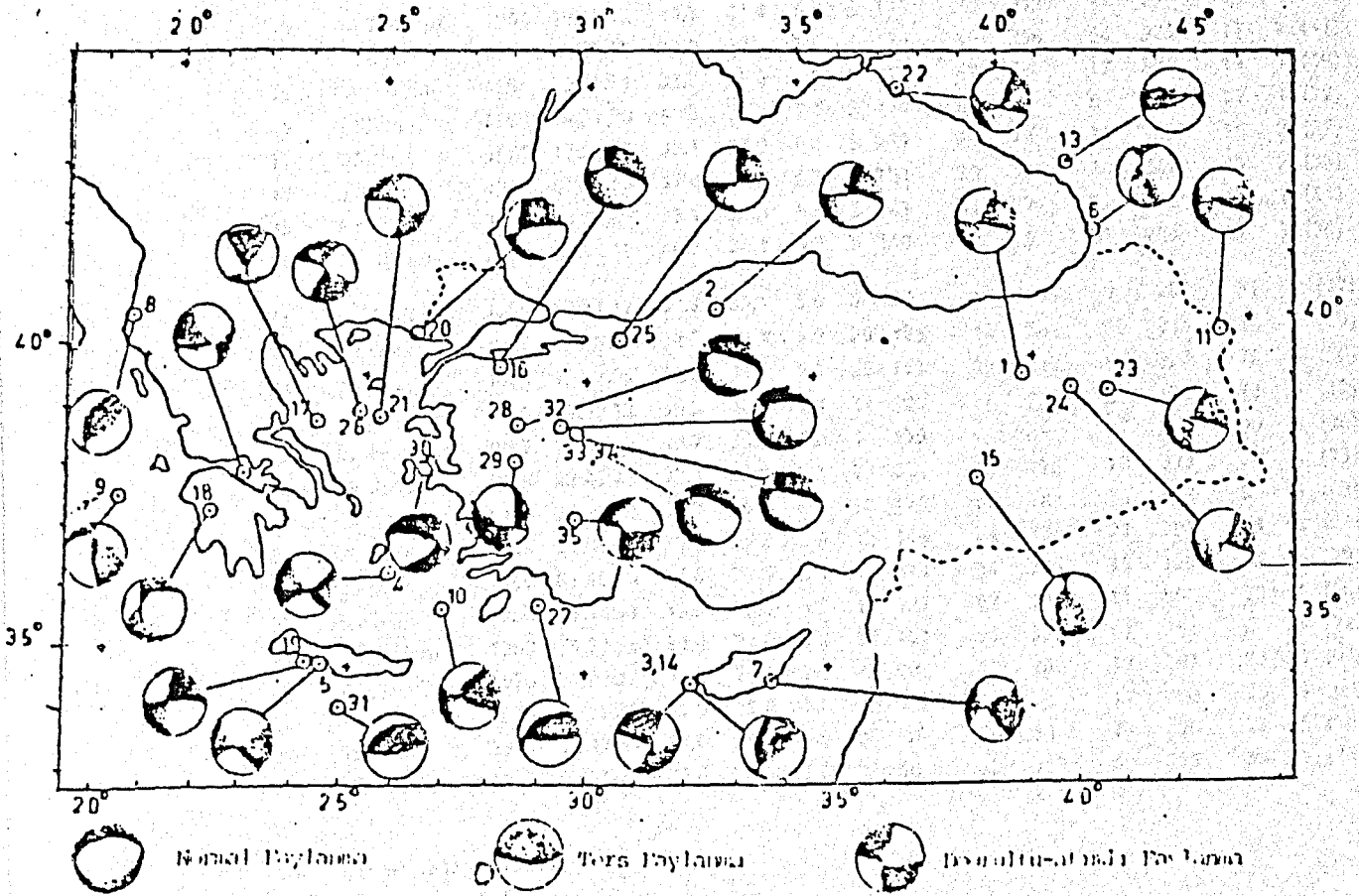
Şekil 7b. Doğu Akdeniz ve Türkiye'de 1 Ocak 1961 ile 31 Aralık 1971 arasında oluşan orta derinlikteki ($h > 50$ km) depremlerin episantrları (Alptekin, 1978'den alınmıştır).

Papazachos ve Comniakis (1978) tarafından yapılan çalışmada doğu Akdeniz, batı Akdeniz'den sismik bakımdan çok daha aktif olup, en aktif bölge Ege Denizi ile çevresidir. Doğu Akdeniz'in uzun kuzey kıyılarında sismik aktivite yüksektir.

Soysal (1975) tarafından hiposantr dağılımlarından Afrika levhasının Ege-Anadolu levhası altına ortalama olarak 40° 'lik bir eğimle daldığı hesaplanmıştır.

3.2.1.2. Odak Mekanizmaları

Alptekin (1978) 1939-1971 yılları arasında bölgede oluşan 35 deprem (Tablo 1) için yaptığı odak mekanizma çözümünü çalışmasında (Şekil 8) KB Anadolu'da ve kuzey Ege'de hem doğrultu atımlı, hem de normal eğim atımlı fay çözümlerini bulmuş ve bölgedeki hareketin D-B doğrultulu olduğu sonucuna varmıştır.



Şekil 8. Türkiye ve çevresindeki depremlerin odak mekanizmaları. Numaralar Tablo 1'deki depremlere tekabül eder. Siyah alanlar kompresyon bilgilerini gösterir (Alptekin, 1978).

No	Tarih	Zaman (G.M.T.)	Episantr O°K °D	M	h	Doğ.°D	Dal.°D	Doğ.°T	Dal.°D	Doğ.°B	Dal.°D	Kaynak
1	26 Aralık	1939 23:57:16	39.7 39.7	8.1	S	158	17	61	22	280	62	1 (43)
2	7 Eylül	1953 03:58:58	41.2 32.8	6.2	S	142	27	51	2	317	62	1 (36)
3	10 Eylül	1953 04:06:00	34.9 32.2	6.2	S	240	12	347	24	135	63	1 (42)
4	9 Temmuz	1956 03:11:40	36.7 25.8	7.5	S	21	23	284	15	166	60	2 (104)
5	14 Mayıs	1959 16:36:56	35.1 24.6	6.5	S	6	3	98	41	272	48	2 (58)
6	20 Mayıs	1959 19:49:13	41.8 41.9	5.7	S	66	22	183	32	330	32	1 (30)
7	15 Eylül	1961 01:46:09	34.9 33.8	6.0	S	205	11	99	53	302	35	1 (45)
8	18 Mart	1962 15:30:33	40.6 19.5	6.2	S	134	22	5	61	236	20	2 (41)
9	10 Nisan	1962 21:37:13	37.6 20.1	6.3	S	240	22	121	51	346	30	2 (24)
10	28 Nisan	1962 11:18:53	36.1 27.0	6.0	S	165	6	71	41	261	49	2 (28)
11	4 Eylül	1962 22:59:19	39.9 44.2	5.8	S	178	13	83	21	298	66	1 (36)
12	4 Ekim	1962 19:46:10	38.1 22.6	5.2	S	29	8	289	55	125	35	2 (16)
13	16 Temmuz	1963 18:27:18	43.1 41.4	6.8	S	175	14	312	71	82	13	1 (67)
14	12 Eylül	1963 08:18:58	34.9 32.2	5.6	S	129	19	356	64	225	17	1 (31)
15	14 Haziran	1964 12:15:31	38.0 38.5	5.8	S	210	67	69	17	335	13	1 (59)
16	6 Ekim	1964 14:31:20	40.2 28.1	7.1	S	144	63	41	6	308	27	1 (72)
17	9 Mart	1965 17:57:53	39.1 24.0	6.3	S	281	2	13	32	189	58	2 (57)
18	5 Nisan	1965 03:12:55	37.4 21.9	6.2	S	101	20	205	36	347	49	2 (38)
19	9 Nisan	1965 23:57:03	35.1 24.3	6.5	S	141	31	37	22	278	51	1 (51)
20	23 Ağustos	1965 14:08:59	40.7 26.1	5.2	S	140	39	19	31	264	27	3 (36)
21	2 Kasım	1965 03:27:12	39.3 25.5	5.6	S	53	5	145	9	297	81	2 (17)
22	12 Temmuz	1966 18:53:10	44.6 37.4	5.9	26	328	12	64	30	218	58	4 (19)
23	19 Ağustos	1966 12:22:09	39.2 41.7	6.1	26	151	13	240	0	326	76	4 (20)
24	20 Ağustos	1966 11:59:12	39.3 40.9	5.4	37	329	16	238	2	148	73	4 (17)
25	22 Temmuz	1967 16:56:53	40.7 30.8	6.0	4	139	0	45	0	0	90	4 (26)
26	19 Şubat	1968 22:45:41	39.4 25.0	7.1	7	85	6	176	10	333	80	5 (73)
27	14 Ocak	1969 23:12:08	36.2 29.2	6.0	50	176	25	18	64	268	9	5 (63)
28	23 Mart	1969 21:08:43	39.2 28.5	5.6	12	148	64	37	21	297	25	5 (74)
29	28 Mart	1969 01:48:30	38.6 28.5	6.4	9	343	54	236	13	139	32	5 (79)
30	6 Nisan	1969 03:49:33	38.5 26.4	5.5	14	227	62	339	11	86	30	5 (66)
31	12 Haziran	1969 15:13:31	34.4 25.0	5.8	25	161	28	359	61	254	6	5 (72)
32	28 Mart	1970 21:02:23	39.2 29.5	7.1	20	90	62	200	13	297	23	5 (91)
33	19 Nisan	1970 13:29:36	39.0 29.8	5.6	20	145	55	30	17	290	28	5 (69)
34	19 Nisan	1970 13:47:35	39.0 29.8	5.5	26	156	60	34	17	296	22	5 (58)
35	12 Mayıs	1971 06:25:13	37.6 29.8	5.8	23	66	29	159	5	255	59	5 (73)

1- Canitez ve Uçer (1967)*

2- Papazachos ve Delibasis (1969)

3- Canitez ve Toksöz (1971)

4- Nowrouzi (1972)

5- Alptekin (1973 ve 1978)

Parantez içindeki rakamlar gözlem sayısını belirtmektedir.

Tablo: 1 - 1939-1971 yılları arasında oluşmuş depremlerin odak mekanizma çözümleri (Alptekin, 1978).

Alptekin (1978)'in bulmuş olduğu fay çözümleri küçük açılı ters faylanmayı göstermektedir. Bu ise doğu Akdeniz'de Ege Denizi ve batı Anadolu altına dalan bir litosferin hareketini yansıtmaktadır.

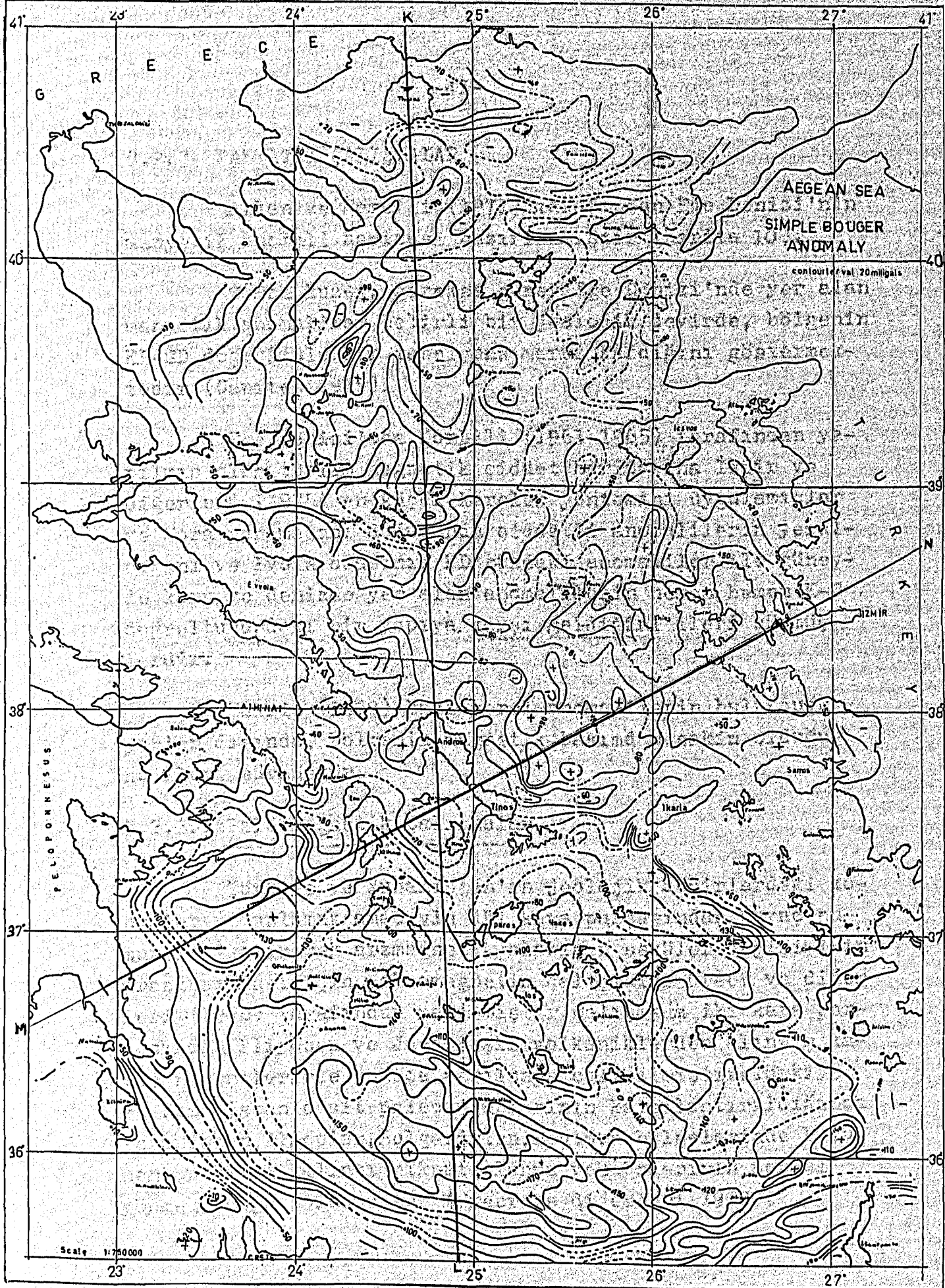
Ege bölgesi depremlerinin uzay dağılımları konusunda Soysal (1981) yapmış olduğu çalışmada farklı zaman aralıklarındaki depremleri ele aldığı anda, Afrika levhasının Ege levhası altına ortalama dalma açısını farklı bulmuştur. Örneğin, 1965-1975 yılları arasında 65° , 1964-1975 yılları arasında 36° - 38° ve 25° - 27° boylamları dışındaki dalışların belirsizliği bulunmuştur. İz düşürülmüş derinlik dağılımlarından özellikle 36° - 37° ile 37° - 38° enlem ve 25° - 26° ile 26° - 27° boylamları arasındaki deprem odaklarının sırası ile B-D ve G-K dalış özelliklerinin belirginliği açıkça görülmüştür (Soysal, 1981).

3.2.2. GRAVİTE ÇALIŞMALARI

Ege Denizi'nin bouguer gravite anomali haritaları Allan ve Morelli (1961-1966) (Harita 9) ve Makris (1978) tarafından yapılmıştır. Allan ve Morelli (1961-1966)'nin yapmış olduğu haritanın genel görünümü tamamen pozitif anomali değerleri taşımakla birlikte güneye gidildikçe şiddetlerinde artma görülmektedir.

Gravite'nin minimum değeri (-140 mgal) K-B Paleoponez, Arnavutluk, Yugoslavya sınırına kadar derin bir kökün varlığını göstermektedir (Makris 1973b). Doğu Yunanistan ve Ege Denizi'nde ise kuzeyden güneye doğru, 170 mgal'e ulaşan pozitif bir anomali bulunmaktadır. Bu anomaliyi Makris (1973a) üst mantonun bir dom şeklinde yükselmesi ve kabuk kalınlığının azalması şeklinde yorumlamıştır.

Canitez (1975) kuzey Ege'de graben yapılarından dolayı sedimanter tabakasının kalın olmasının, negatif bouguer gravite anomalisinin oluşmasına neden olduğunu ileri sürmüştür.



HARİTA 9. Ege Denizi Bouguer Gravite Haritası (Allan ve Morelli 1961-1966).

3.2.3. MANYETİK ÇALIŞMALAR

Allan ve Morelli (1971) tarafından Ege Denizi'nin manyetik anomali haritası hazırlanmıştır (Harita 10).

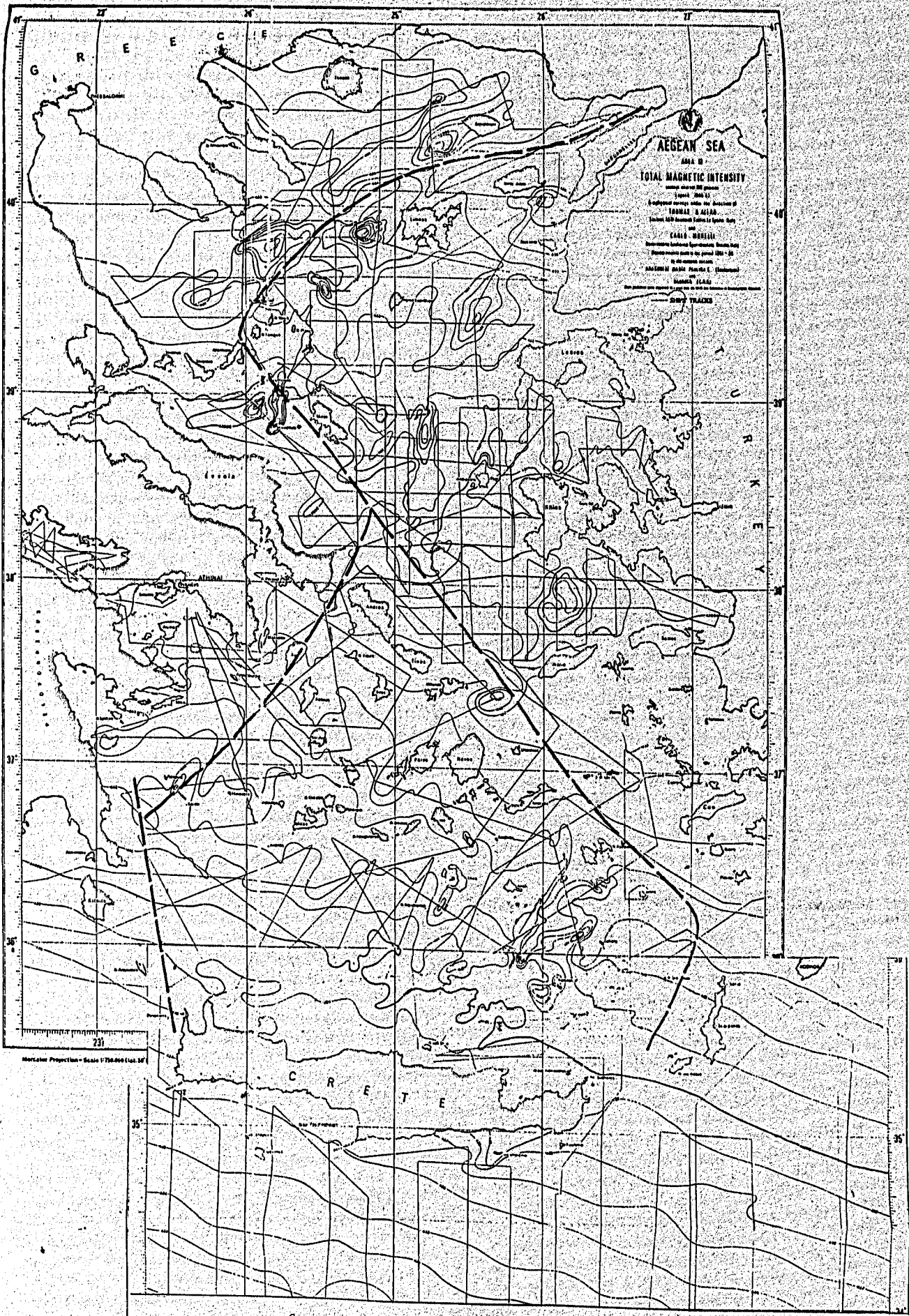
Gerek kuzey, gerekse güney Ege Denizi'nde yer alan manyetik anomaliler belirli bir jeolojik devirde, bölgenin KB-GD doğrultulu bir tansiyona maruz kaldığını göstermektedir (Canitez 1975).

Ege Denizi'nde Morelli (1961-1965) tarafından yapılmış olan toplam magnetik şiddet haritasına İspir ve diğerleri (1975) en küçük kareler yöntemini uygulamışlar ve Mora yarımadası doğusunda şiddetli anomalilerin yereldiğini ve Evoia adasının KD'sundaki anomaliler ile güneyde kara ve denizde yer alan anomalilerin hemen hemen K-G doğrultusundaki bir yapıya karşı geldiğini ileri sürmüşlerdir.

Makris (1978) bazı yerel anomalilerin bulunduğu yerler dışında, bölgenin magnetik bakımdan sakin olduğunu ileri sürmüştür.

3.2.3.1. Paleomagnetik Çalışmalar

Türkiye ve Yunanistan'ın jeolojik devirlerdeki konumlarını anlamak amacıyla iki kara parçasından kayaç numuneleri alınarak arzmagnetik alanının seküler değişiminin araştırılması için paleomagnetik çalışmalar Creer ve diğerleri (1970) tarafından yapılmıştır. Çalışmada iki kara parçasından Pliyosen ve Jura yaşlı volkaniklerden alınmış kayaç numuneleriyle sonuca varılmaya çalışılmıştır. Türkiye ve Yunanistan'a ait paleokutuplarının karşılaştırıldığında Yunanistan, Almopias, Bulgaristan, Boutova bölgelerinde bulunan ortalama kalıntı mıknatıslanma vektörlerinin normal yönde olduğu bulunmuştur (Creer ve diğerleri 1970).



HARİTA 10. Ege Denizi Manyetik Anomali Haritası (Allan ve Morelli 1970).

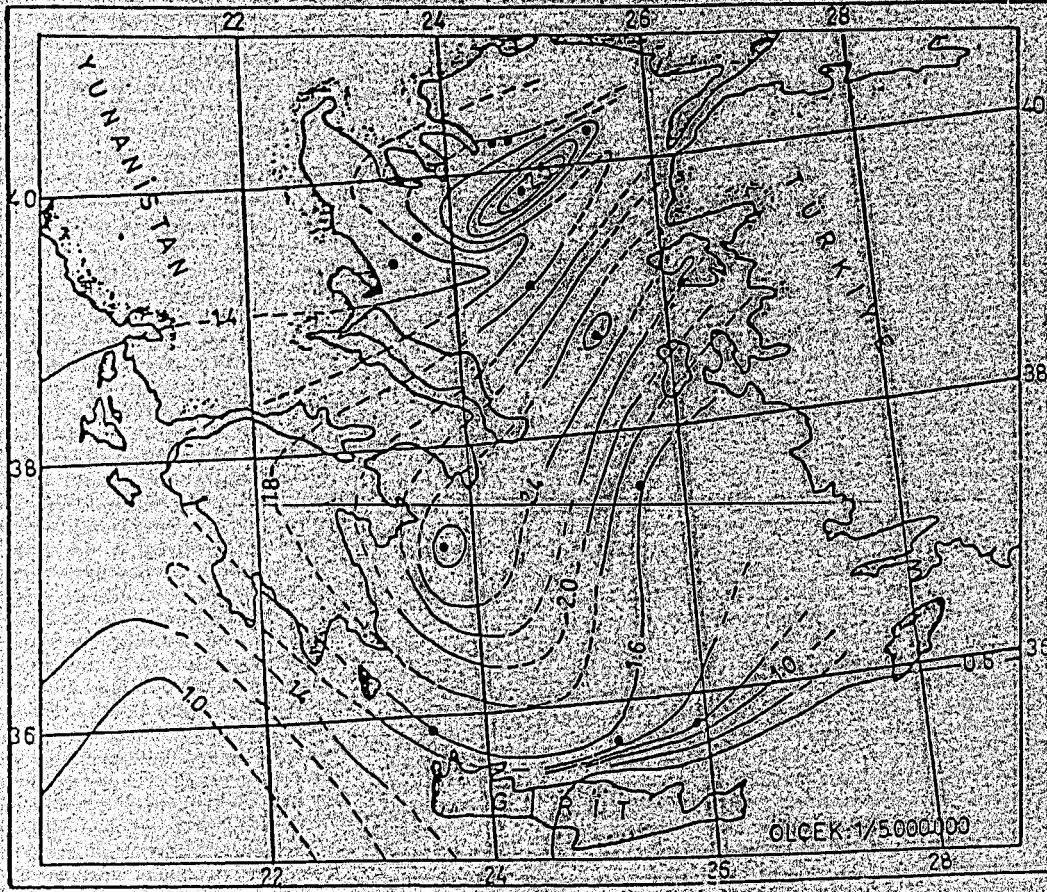
Dolayısıyla paleokutupların birbirlerine yakın olduğu ortaya çıkmıştır. Ayrıca Bulgaristan, Suhinda, Türkiye'de Bolu ve Varto bölgelerinden alınan kayalık örnekleri, ters mıknatıslanmaya sahip oldukları ve elde edilen paleokutupların birbirine oldukça yakın olduğu sonucuna varılmıştır (Creer ve diğerleri, 1970; Orbay, 1975). Bu verilere göre jeolojik devirlerden günümüze kadar Yunanistan, Türkiye ve Bulgaristan'ın birbirine göre önemli bir rotasyona uğramadıkları sonucu çıkarılmaktadır.

3.2.4. ISI AKISI ÇALIŞMALARI

Ege Denizi'nde ısı akısı ölçmeleri Jongsma (1974) tarafından yapılmıştır. Ölçü alınan 13 noktanın 6'sı kuzey Ege Çukuru'nda ve civarında, 3'ü Girit'in kuzeyinde, 4'ü orta Ege'nin çeşitli yerlerinde seçilmiştir. Ege Denizi ortalama ısı akısı değeri 1.78 ± 0.53 HFU'dur. Bu değer kıtalardaki 1.46 HFU'dan yüksek, Avrupa ortalamasından da büyüktür. Bu ölçülerden yararlanarak Özdoğan ve diğerleri (1975) ısı akısı haritası (Harita 11) hazırlamışlardır. Isı akısı değerleri kuzeyden güneye doğru azalan bir özellik göstermektedir.

Makris (1973)'e göre Menderes masifi bir yay çizerek Evoia adasına ve Attika yarımadasına kadar uzanmaktadır. Isı akısı verileri incelendiğinde bu bölgedeki ısı akısı değerinin yüksekliği ve büyük gradienti (Makris 1973) ün önerisini desteklemektedir. Ayrıca, deprem mekanizma çözümleride bu öneriyi doğrulamaktadır (Alptekin, 1973; Ritsma, 1969; Mc Kenzie, 1972).

Yine haritada görüleceği gibi Mora yarımadası doğusunda ısı akısı değerlerinin büyüklüğü (2.7 HFU), bu bölgede kabuğun incelendiğinin delilidir. Adanın G ve GB'sında ölçülen ısı akısı değerleri 1.4 HFU, GD'sunda 1.6 HFU'luk



HARİTA 11. Ege Denizi Isı Akısı Haritası (Özdoğan ve diğerleri, 1975)

değerinin yanında yarımada'nın doğusunda ölçülen değerin yüksekliği bölgenin duraysızlığını belirtmektedir (Özdoğan ve diğerleri 1975).

4. ÇALIŞMANIN KAPSAMI

4.1. ÇALIŞMANIN YAPILDIĞI HARİTANIN GENEL ÖZELLİKLERİ

Çalışmada kullanılan harita Allan ve Morelli (1961-1966) tarafından hazırlanan Ege Denizi bouguer gravite anomali haritasıdır. Ölçeği 1:750 000 olan harita küçültülerek Harita 9 'da verilmiştir. Bu haritada kontur aralıkları 20 mgal olarak seçilmiştir.

Anomalilerin genel karakterleri şu şekilde özetlenebilir:

Gravite anomalileri, normal izostatik şartlarda denizde pozitif, karalarda ise negatif olarak gözlenir.

Harita incelendiğinde:

- Kuzey Ege'de görülen anomaliler kısa dalga boylu olup, bölgede yerel anomaliler mevcuttur. Kuzey Ege'de daha çok kapantı görünümü izlenirken, güney Ege'de yay şeklinde uzanan konturlara rastlanılmaktadır. Kuzey Ege'de 50 mgal ve 80 mgal değerinde dar kapantılar yer almaktadır.
- Girit'in kuzeyinde pozitif izostatik anomalisi 150 mgal olan en geniş kapantı yer almaktadır.
- Kuzey Ege'de 10 mgal değerinde minimum kontur değerine rastlarken, Ege'nin güneyine doğru Girit'in kuzeyinde Hellen volkanik yayında maksimum değere ulaşan geniş bir 150 mgal değerindeki kapantı içinde 170 mgal'e ulaşan kapantılara rastlanmaktadır.

Anomali değerlerinde genel görünüm 10 mgal ile 170 mgal arasında olup, kuzey Ege'de anomali değerleri güney Ege'den daha küçüktür.

4.2. ÇALIŞMADA KULLANILAN YÖNTEM

Bu çalışmada Ege Denizi için Allan ve Morelli (1961-1966) tarafından yapılmış olan bouguer gravite anomalisi haritası esas alınarak bu haritaya iki boyutlu Talwani yöntemi uygulanması amaçlanmıştır.

Bir potansiyel kaynağın esas olduğu yerin, gravite alanının zaman ve uzay ortamında farklılığa rastlanılmaktadır. Burada amaç; bu veriler ile jeofizik problemlerin esasını teşkil eden verinin, uygun yöntemlerle analiz edilerek, yeraltındaki jeolojik yapının anlaşılmasıdır. Temel de buna ulaşmak için iki yöntemden bahsedilebilir. Bunlar:

A- Ortaya bir model konularak bu modelin hesaplanan anomalisini, gözlenen anomaliye uyuncaya kadar, model parametrelerini değiştirmek ve en uygun anomali eğrisini elde etmektir. Talwani yöntemi bu tür değerlendirmeye örnek olarak verilebilir (Talwani ve diğerleri, 1959).

B- Düz çözüm olan eldeki veri türünün direk olarak değerlendirilmesi ve yorumlanmasıdır. Jeofizik veriler birden fazla sinyalin üst üste binmiş şeklini içerdiklerinden frekanslarının birbirinden farklı olması doğaldır. Bu durumda, yüksek frekanslı değişimler yüzeye yakın kütleleri, alçak frekanslı değişimler ise derindeki kütleleri belirlemede kullanılmaktadır. Kütlelerin zaman ortamındaki cevabının önce sayısal hale getirilmesi gerekmektedir. Örneğin, tek ve iki boyutlu Fourier dönüşüm teknikleri kullanılmaktadır (Adatepe, 1988).

Gravite yönteminin en önemli özelliği ters çözümlerinin sonsuz sayıda olmasıdır. Yani aynı gravite anomalisine neden olabilecek sonsuz tane yeraltı cismi olabilir. Bunların içinden gerçek olanını saptayabilmek için başka yöntemlerde gerek vardır. Düz problem çözümünde ise verilen bir yeraltı cisminin yalnızca bir gravite anomalisi

vardır. En önemli sorun gravite anomalisine uygun gerçek yapıyı bulabilmektir.

Jeofizik veriler araştırma için seçilen bölgede ölçülen gravite alanının (mutlak) elde edilen değerleri gerek iç, gerekse dış kaynaklı alanlarla birlikte, bölgesel (rejyonal) ve bozucu (rezidüel) anomalileri beraber içermektedir. Bu nedenle esas olan rejyonal anomalilerin temini için bozucu etkilerin giderilmesinde bir takım dönüşüm tekniklerinden yararlanılmaktadır.

4.2.1. MODELLEME

Bir olayın davranışını matematik bağıntılarla göstermeye modelleme denir. Dolayısıyla modelleme fiziksel veya jeofiziksel olayların yanı sıra tüm bilim dallarında bir çok olayın incelenmesinde kullanılmaktadır. Bir olayın modellenebilmesi için ilk koşul verilerin toplanmış olmasıdır. Bu veriler olayın etkilendiği olay ve olaylar dizisi için güvenli ve eksiksiz olarak elde edilmeli ve yorumlanmalıdır.

4.2.1.1. Gravite'de Modelleme - TALWANI YÖNTEMİ

Gravite alanı vektörel bir büyüklüktür. Jeofizikte kartezyen koordinat sistemi içinde çözümlmeler yapılmaktadır. İstenen duyarlılıkta ölçüm yapma olanağı düşey bileşeni ölçmede sağlandığından genelde kullanılan gravite alan ve vektörünün düşey bileşenidir ve gravite alanı denildiğinde bu anlaşılmaktadır.

Gravite modellenmesinde cisimler bir, iki, ve üç boyutlu olarak ele alınırlar. Tek boyutlu cisim nokta cisimdir ve bu, gravite'de anlamlıdır. "m" kütleli cisim aynı kütleli homojen bir küreye eşittir. İki boyutlu olanlar ise, boyutlarından biri diğer boyutunun yanında

sonsuz büyük olan cisimlerdir.

Gelişigüzel biçimli bir cismin gravite alanını hesaplayabilmek için önce bir kütle elemanının gravite alanını yazıp, sonra bunun cismin hacim yada yüzey boyunca tümlenmesi gerekir. Cismin hacim yada yüzeyinin düzgün bir geometriye sahip olması halinde tümlenmesini analitik olarak hesaplamak kolaydır. Ancak, cismin düzgün olmayan bir biçime sahip olması durumunda tümlemenin ya sayısal yöntemlerle yaklaşık olarak, yada grafik yolla hesaplaması, ya da cismin basit geometriye sahip olan cisimlere bölünerek herbirinin gravite alanlarını saptayarak ve bunların toplamını oluşturarak mümkün olabilir (Canitez, 1983).

Genelde gravite'deki modelleme yöntemlerinde anomali yeraltındaki yapının şekline bağlıdır. Yapıdaki değişiklik anomalide de değişim oluşturabilir. İşte modelleme ile çoklu çözüme sahip olan bu olay yeraltı cisminin geometrisini ayrıntılı olarak elde etme olanağını bulabiliriz. Dolayısıyla elde edilen bu model jeolojik açıdanda en uygun model olacaktır.

TALWANI YÖNTEMİ

Boyutları düzgün bir geometriye sahip olmayan iki boyutlu yeraltı yapılarını gerçeğe en yakın doğrultuda modelleyebilmek için uygulanacak yöntemlerden birisi yapının kesitini n kenarlı bir poligona yaklaştırmaktır.

Poligonun kenar sayısı arttıkça yapıya daha da yaklaşmış olur. Şüphesiz buna karşılık hesaplamalarda uzar.

İlk kez Talwani tarafından geliştirilen ve kendi adı ile anılan bu yöntem gravite verilerine en sık uygulanan modelleme türüdür.

Bu yöntem gelişigüzel seçilmiş iki boyutlu kütlelerin oluşturdukları gravite anomalilerinin hesaplanmasında kullanılan bir yöntemdir. Poligon şeklinde düşünülen böyle bir kütlenin, verilen herhangi bir noktadaki gravite çekimine ait düşey ve yatay bileşenleri için analitik ifadeler geliştirilmiştir. Kütlenin boyutunda ve pozisyonunda herhangi bir sınırlama konmaksızın bu ifadeler kullanılabilir. Yöntemin doğruluğunu, poligonun verilen kütleye ne derece uygunluk göstermesine ve poligonun kapalı bir poligon olmasına bağlıdır (Talwani ve diğerleri, 1959).

Talwani Yönteminin Matematiksel Teorisi

Şekil 9'da gösterilen A,B,C,D,E,F köşelerine sahip iki boyutlu kütlenin P'de oluşturduğu gravite çekimi hesaplanabilir. P, X-Z düzleminin orijininde kabul edilirse P noktasındaki gravite çekiminin düşey bileşeni;

$$g = 2 G q \oint Z d\theta \quad (1)$$

bağıntısıyla gösterilebilir. Burada G = gravitasyon sabiti, q = hacim yoğunluğu olmak üzere integrale poligonun AB kenarı uygulanır. AB'nin uzanımının X eksenini kestiği noktada Q ve X ekseniiyle yaptığı açı θ_i olsun. PQ uzaklığına a_i diyelim. R, AB üzerinde keyfi bir nokta olsun. Bu durumda;

$$Z = X \tan \theta \quad (2)$$

olur. Aynı zamanda (2) bağıntısı

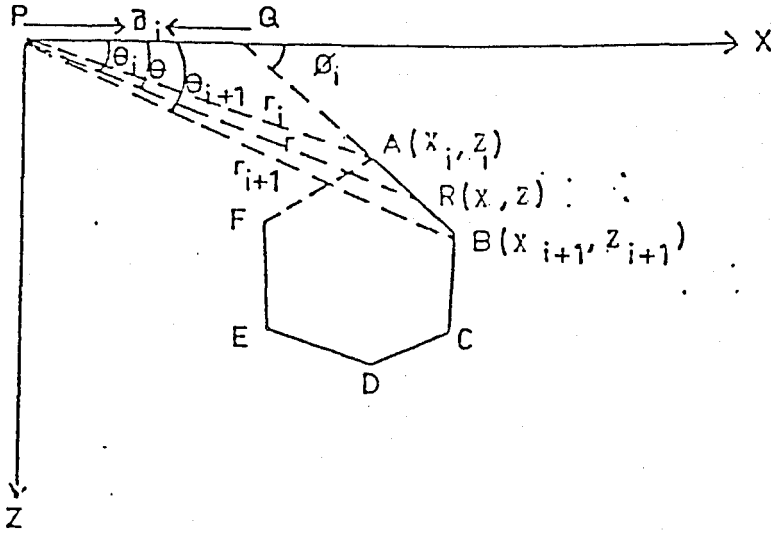
$$Z = (X - a_i) \tan \theta_i \quad (3)$$

$$Z = a_i \tan \theta \tan \phi_i / (\tan \phi_i - \tan \theta) \quad (4)$$

ifadesi geliştirilir. Bu ifadenin AB üzerine integrali

$$Z d\theta = \int_A^B a_i \tan \theta \tan \phi_i / (\tan \phi_i - \tan \theta) d\theta = Z_i \quad (5)$$

yazılır. Dolayısıyla poligonun gravite çekim ifadesinin



Şekil 9. İki Boyutlu Poligon Şeklinde Bir Cismin Kesiti İçin Gravite Çekim Bileşeni (Erden, 1979).

düşey bileşeni;

$$g = 2 G \rho \sum_{i=1}^n Z_i \quad (6)$$

şeklindedir. Toplamları poligonun n kenarı üzerinde yapılır. Bir önceki ifadenin (5) çözümü için

$$\begin{aligned} k &= \tan \phi_i \\ l &= \tan \theta_i \\ \theta &= \arctan l \\ d\theta &= dl / (1 + l^2) \end{aligned}$$

dönüşümleri kullanılarak

$$Z_i = a_i \int k l dl / (1 + l^2) (k - 1) \quad (7)$$

ifadesi elde edilir. Bu integral ifadesi,

$$Z_i = a_i \left[\frac{1}{(k^2 - 1)} \int (-k/l - k) - k(1/(1 + l^2) - 1/(1 + l^2)) dl \right] \quad (8)$$

şeklinde düzenlendikten sonra

$$Z_i = a_i \frac{1}{(k^2 + 1)} (-k \log_e(1 - k) + k/$$

$$2 \log_e(1 + l^2) - \arctan \frac{l^{\theta_i-1}}{\theta_i} \quad (9)$$

haline dönüştürülebilir. Bu ifadede k ve l parametreleri yerine değerleri yazılırsa,

$$Z_i = a_i \sin \phi_i \cos \phi_i \left[\theta_i - \theta_{i+1} \tan \phi_i \log_e (\cos \theta_i (\tan \theta_i - \tan \phi_i) / \cos \theta_{i+1} (\tan \theta_{i+1} - \tan \phi_i)) \right] \quad (10)$$

denklemini elde edilir.

Böylelikle bir tek kenar üzerine yapılan integrasyon işlemi,

$$\theta_i = \arctan (Z_i / X_i)$$

$$\phi_i = \arctan ((Z_{i+1} - Z_i) / (X_{i+1} - X_i))$$

$$\theta_{i+1} = \arctan (Z_{i+1} / X_{i+1})$$

$$a_i = X_{i+1} - Z_{i+1} ((X_{i+1} - X_i) / (Z_i - Z_{i+1}))$$

eşitliklerinden yararlanarak "n" kenarlı poligonun düşey gravitesinin "O" noktasındaki değeri,

$$g = 2Gq \sum_{i=1}^n (X_i Z_{i+1} - Z_i X_{i+1}) / ((X_{i+1} X_i)^2 - (Z_{i+1} Z_i)^2) \cdot \left[(X_{i+1} - X_i) (\theta_i - \theta_{i+1}) (Z_{i+1} - Z_i) \log(r_{i+1} / r_i) \right] \quad (11)$$

yazılabilir. Bağlantıda θ_i , θ_{i+1} , r_i , r_{i+1} mutlaka X_i , Z_i terimleri cinsinden ifade edilmelidir (Erden, 1979; Yörük, 1983).

5. YÖNTEMİN HARİTAYA UYGULANIŞI ve DEĞERLENDİRİLMESİ

Gravite ölçmeleri gibi doğal potansiyel alanlarından yararlanılan jeofizik yöntemlerin temel bir sorunu vardır. Aynı bir gravite anomalisini verebilecek birden fazla yeraltı yapısı bulunabilir. Başka bir deyişle, gravite problemleri çok çözümlüdür. Bu özellik karalarda yapılan gravite ölçmelerinde genellikle sorunlar yaratabilmektedir. Zira sözü edilen birden fazla çözüm içinden hangisinin geçerli olabileceğini saptamak için, başka jeofizik gözlemlere de gereksinim duyulur ve bunu karadaki çalışmalarda her zaman bulabilmek olanaksızdır. Buna karşılık, denizlerdeki gravite ölçmelerine sismik yansıma, kırılma, manyetik ölçmeler, ısı akısı v.b. gibi pek çok bilgi eşlik etmektedir ve sonuçları bunlarla karşılaştırmak mümkündür (Canitez 1983).

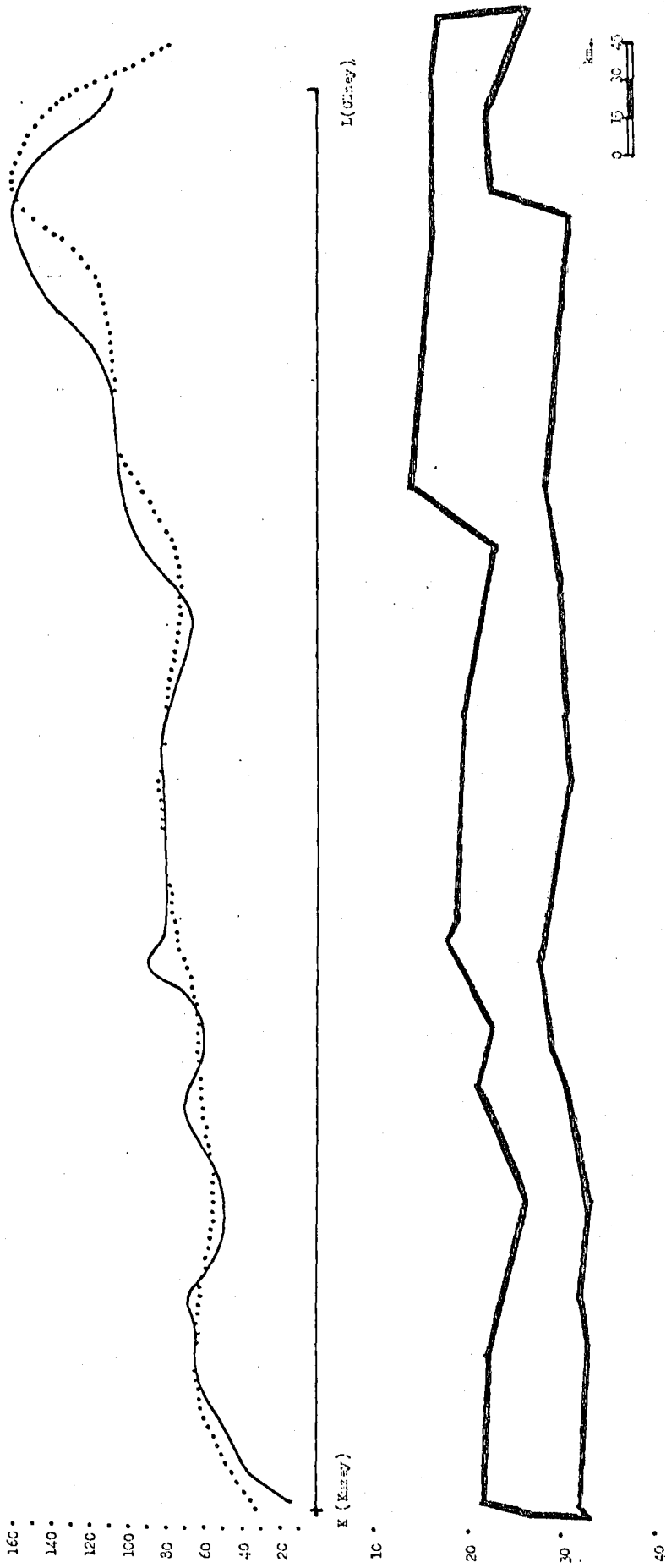
Uygulamada Allan ve Morelli (1961-1966)'nin bouguer anomali haritasında belirlenen (Harita 9) KL ve MN profilleri alınmış ve bu profil hatlarına teorisi Bölüm 4.2.1.1'de açıklanan Talwani yöntemi ile ters çözüm yapılmıştır. Bu yöntemle anomaliye neden olan kütlenin şekline yapılan yaklaşımlarla ulaşılmaya çalışılmıştır.

Amaca yönelik olarak önce, seçilen profiller nyquest kuralına uygun olarak 0.5 aralıklarla (1 cm = 7.5 km.) sayısal hale dönüştürülmüştür. İkinci aşama olarak, bu verilere kayan ortalama filtre sistemi uygulanmıştır. Bu aşamadan sonra Ertekin tarafından yazılan Talwani gravite programı kullanılmıştır. Uygulamada sediment ve temel kayalar arasındaki yoğunluk KL profili için $g = 0.20 \text{ gr/cm}^3$; MN profili için $g = 0.27 \text{ gr/cm}^3$ olarak alınmıştır.

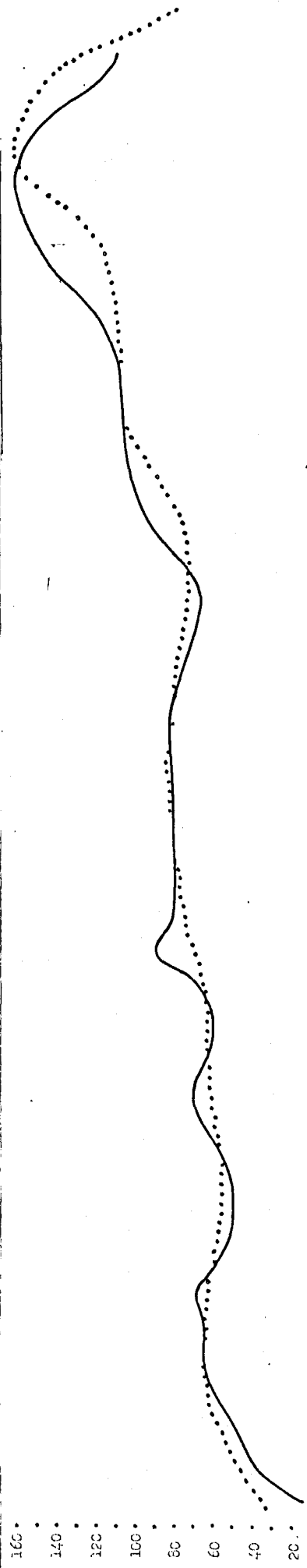
Uygulama sırasında yöntemin ters çözüm olması,

sonuca ulaşmada bir çok güçlüğe neden olmuştur. Model yapı oluşturulurken, yaklaşık 36 köşeli poligon kullanılmıştır. Model kütlenin anomalisi ile gözlemsel anomali birbirine uyum sağlayıncaya kadar parametreler değiştirilmiş ve yaklaşık yeraltı modeli oluşturulmuştur. Elde edilen ve Şekil 10 a ve b 'de verilmiş olan model en uygun görülerek, yaklaşık sonuç olduğuna karar verilmiştir. Şekillerde haritadan alınan bouguer gravite profilleri sürekli çizgilerle ve bu gözlemsel anomaliye en uygun modellerden hesaplanan anomalilerde kesikli çizgilerle gösterilmiştir.

Modelleme yapılan KL profil hattı Ege Denizi'nde K-G doğrultusunda, yaklaşık 25° kuzey boylamına paralel olarak yer alan ve kuzeyde Thasas adasından başlayarak, Andros adası üzerinden geçip, Girit'in kuzeyinde Ege Çukuru'nda son bulmaktadır. Bu profil yaklaşık 570 km. uzunluğundadır. İkinci olarak seçilen MN profil hattı ise Paleponez'den başlayıp, Andros ve Tinos adaları arasından geçerek, İzmir'e ulaşmaktadır. Bu profilin uzunluğu ise yaklaşık olarak 375 km.'dir. Seçilen iki profil Andros-Tinos adaları civarında bir noktada çakışmaktadır.



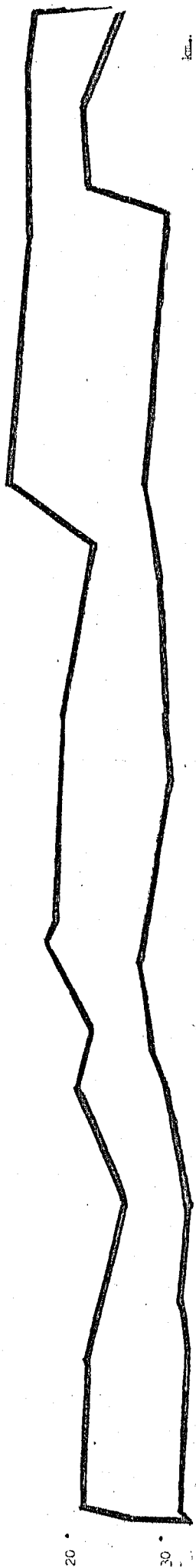
Şekil 10a. Bouguer gravite anomali haritasına ait KL profilinin
yaklaşık modeli.



IX (Kıyey)

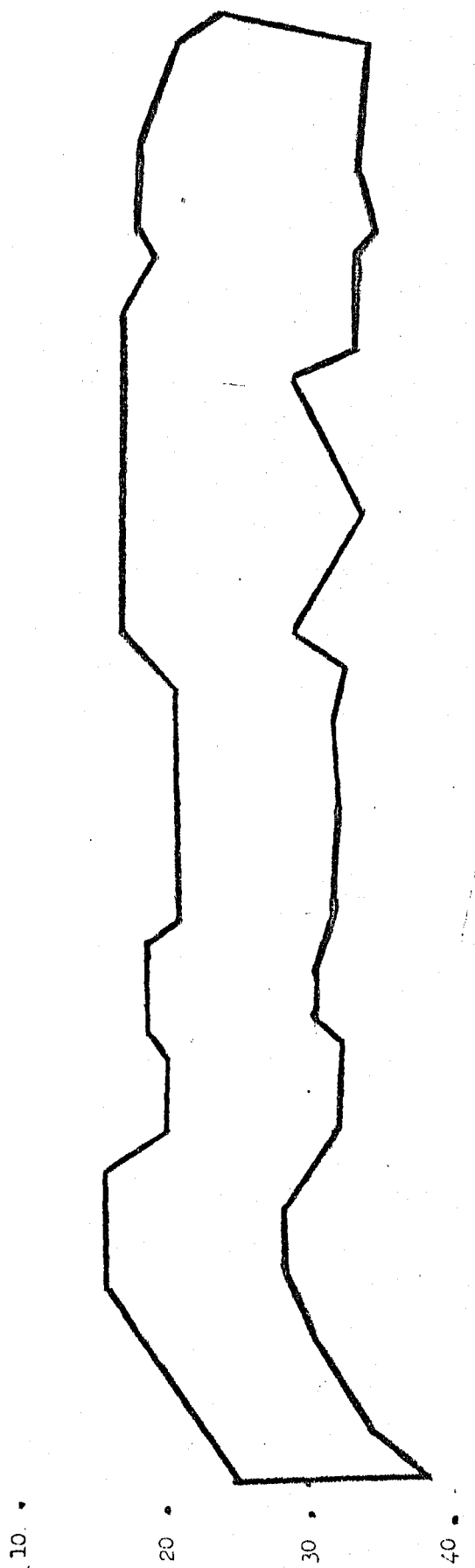
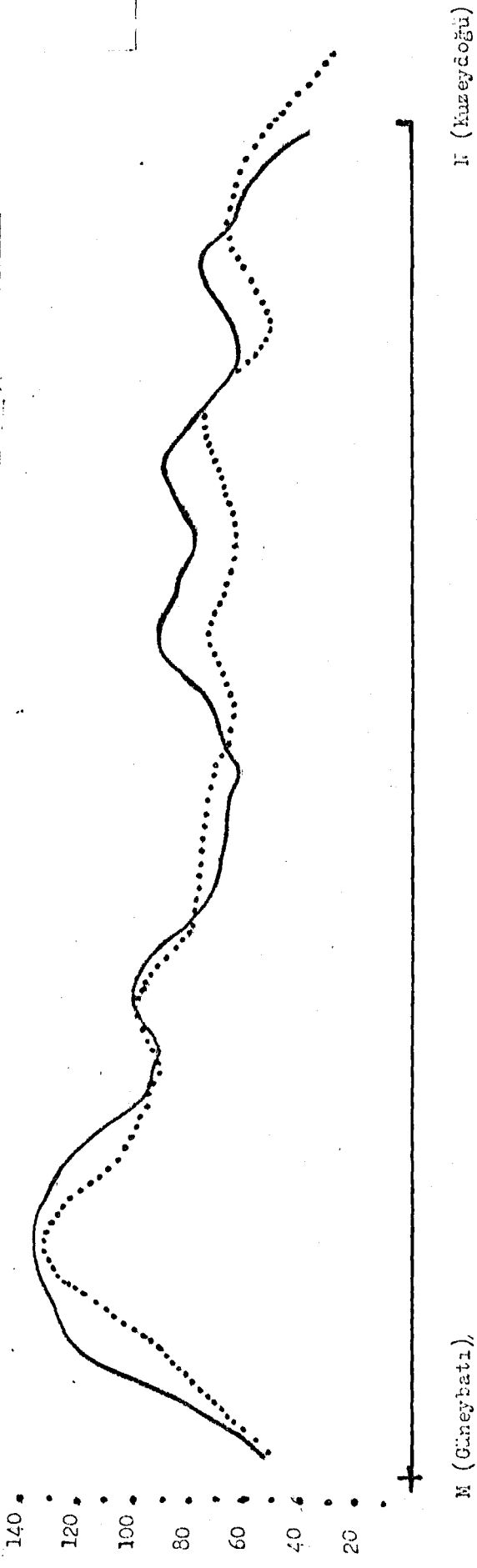
I(Grey)

10



Şekil 10a. Bouguer gravite anomali haritasına ait XL profilinin
yaklaşık modeli.

40



Şekil IOb. Bouguer şevvite anomali haritasına ait MN profilinin yaklaşıklık modeli.

SONUÇ

Ege Denizi bouguer gravite anomali haritasına uygulanan Talwani yöntemiyle elde edilen yapı modelleri Şekil 10 a ve b'de verilmiştir.

Bu modeller incelendiğinde, Kuzey Ege'de yaklaşık 33 km. olan kabuk kalınlığı, güneye inildikçe azalarak, Girit'in kuzeyinde Ege volkanik yayı'nda yaklaşık 22 km.'ye kadar indiği hesaplanmıştır. Bu durum, Afrika levhasının kuzeye doğru hareketi neticesinde Ege-Anadolu levhasıyla çarpışarak alta dalması ve burada kabuğun incelmesiyle sonuçlandığı şeklinde açıklanabilir. Ancak, Evoia adası güneyinde yerel olarak kabuk kalınlığının arttığı görülmektedir.

Şekil 10 b'de görülen modelden çıkarılan sonuç ise; Yunanistan kıyılarında 38 km.'ye ulaşan kabuk kalınlığının, orta Ege'de Andros adası güneyinde 29 km.'ye kadar inip, Türkiye kıyılarına doğru yeniden artarak 32 km.'ye ulaştığıdır. Bu modelin yapısında bir ondülasyondan bahsetmek olasıdır.

İki modelin çakıştığı nokta olan Evoia, Andros ve Tiros adaları güneyinde 30 km.'ye ulaşan kabuk kalınlığını, yerel bir artış olduğu şeklinde yorumlayabiliriz.

Ege Denizi'nde yeraltı yapısını belirlemeye yönelik, bir çok araştırmacı tarafından çalışma yapılmıştır. Bu çalışmaların sonuçları ile elde edilen bu modeller karşılaştırıldığında, genelde, sonuçlar arasında benzerliğin hakim olduğu ortaya çıkmaktadır. Örneğin, Moskalenko, 1966; Papazachos, 1969; Canitez, 1969; Makris, 1972; kabuk kalınlığının kuzey Ege'ye doğru bir artış göstererek 37 km. (Papazachos, 1969), 32 km (Canitez, 1969), 38 km (Makris, 1978) olduğunu belirtmişlerdir. Şekil 10 a'daki bu

çalışmada elde edilen model incelendiğinde ise, bu görüşleri destekler nitelikte kuzey Ege'de kalınlığın 33 km olduğu görülmektedir.

Makris (1976)'da Paleponez ve İzmir'den geçen bir profil hattı üzerinde modelleme yapmış ve kabuk kalınlığını Paleponez'de 44 km, Ege yayı civarında 22-23 km ve Anadolu kıyılarındaki ise 34-38 km olarak bulmuştur. Bu çalışmada elde edilen Şekil 10 b'incelendiğinde ise Paleponez'de kabuk kalınlığının 40 km, Anadolu kıyılarındaki ise 34 km olduğu hesaplanmıştır. Hisarlı (1989) tarafından yapılmış olan kabuk kalınlığı haritası (Harita 8) incelendiğinde ise Paleponez'de 38 km, Anadolu kıyılarındaki 30-32 km olan kabuk kalınlığının, Ege yayı civarında 22 km olduğu görülmektedir. Böylelikle, bu sonuçlar değerlendirildiğinde, uyumun söz konusu olduğu, ancak kullanılan yöntemlerin çeşitliliğinden kaynaklanan bir farklılıktan bahsetmek olasıdır.

Makris (1976)'in Kavala, Tinos, Paros, Girit ve Libya'dan geçen modelinde bulduğu kabuk kalınlığı, Paros civarında 28-29 km, Girit'in kuzeyinde ise 18-20 km'dir. Bu çalışmada Şekil 10 a'daki yapı modelinde ise aynı bölgede 28 km olan kabuk kalınlığının 22.5 km'sinin litosferik yapıya ait olduğu bulunmuştur.

Bu çalışmanın yapılmasındaki amaç, elde edilecek yapı modellerindeki sonuçların, günümüze kadar yapılan çalışmalardaki sonuçları destekleyici bir nitelik taşımasından ziyade, kabuk yapısını belirlemeye yöneliktir. Ancak, elde edilen çalışmaların geçerliliği, yapılmış olan kabuk kalınlığı çalışmalarıyla karşılaştırılması sonucunda birbirine yakın değerler olması nedeniyle kanıtlanabilir.

TEŞEKKÜR

Bu lisansüstü çalışmanın gerçekleştirilmesinde, değerli bilgi ve eleştirileriyle yönlendirerek sonuçlandırılmasını sağlayan, tez yöneticisi Sayın hocam Prof. Dr. Naci ORBAY'a; gerekli kaynakların temininde, özellikle bilgisayar uygulamalarında özverili katkı ve yardımlarını esirgemeyen Araştırma Görevlisi Sayın Müm-taz Hisarlı'ya; desteklerinden ötürü Aileme içtenlikle teşekkür ederim.

YARARLANILAN KAYNAKLAR

- Adatepe , F. 1988, "Marmara Denizi Jeofizik Verilerinin Değerlendirilmesi" (Doktora Tezi) İstanbul
- Allan , T.O.; Charnock , H. and Morelli ,C. 1964, "Magnetic, Gravity and depth in the Mediterranean and Red Sea" Nature 204, 1245-1248
- Allan , T.O. and Morelli ,C. 1971, "A Geophysical study of the Mediterranean Sea" Boll. Geofis. Teor. App., 13-99
- Alptekin , Ö. 1973, "Focal mechanisms of earthquakes in western Turkey and their tectonic implications" Ph.D.thesis, New Mexico Ins. of Mining and Technology Socorro, New Mexico.
- Alptekin , Ö. 1978, "Batı Anadolu Depremlerinin Odak Mekanizmaları ve Bunların Aktif Tektonik ile İlişkileri" Jeofizik, Cilt 7, Sayı 3, Sayfa 30
- Arpat , E. 1976, "Doğal Uzanım Açısından Ege Denizinin Jeolojik Yapısı" Yeryuvarı ve İnsan 1(4) Sayfa 15
- Atalay , İ. 1981, Denizaltı Jeolojisi ve Jeomorfolojisi Atatürk Üni. Yayını No 582 Ders Kitabı serisi No 9 Erzurum
- Baird , D. 1971, "Review of the Mediterranean alpine tectonics geology and history of Turkey" The Petroleum Exp. Soc. of Libya 139-158
- Bingöl , E. 1976, "Batı Anadolu'nun Jeotektonik Evrimi" M.T.A. Ens. Yayını No 86 Sayfa 14

- Blanc , J.J. 1968,"Sedimentary geology of Mediterranean Sea" Oceanography and Marine Biology vol 6 :
- Bouvet , 1973,"Anomalies de Bouguer" Boureau Gravimetrique International, Paris
- Brinkman , R. 1976,Geology of Turkey 109
- Canitez , N. 1969,"Türkiye ve civarındaki depremlere ait fonda-montal moddan yüzey dalgaları üzerine incelemeler" TBTAG-MAG-150
- Canitez , N. 1975,"Ege Bölgesinde Yer Kabuğu Yapısı" İTÜ Maden Fak. Jeofizik Kürsüsü Maçka
- Canitez , N. 1983,"Jeofizikte Modelleme" Ders Notları İTÜ İstanbul
- Canitez , N. 1983,"Levha Tektoniği Ders Notları" TÜBİTAK İTÜ Maden Fak. Jeoloji-Jeofizik Lisans-üstü Yazokulu
- Creer , K.M. 1970, Earth Sci. Rev. 6, 369-466
- Erden , F. 1979, Uygulamalı Gravite MTA Ens. Yayını Eğitim Serisi No 21 Ankara
- Ergin , K. ve Diğerleri 1967,"Türkiye ve civarının deprem kataloğu" İTÜ Maden Fak. Arz Fiziği Ens. Yayın No 24 Sayfa 169
- Eriñç , S. ve Yücel , T. 1978,"Ege Denizi (Tabii Şartları, Kaynakları ve Faydalanma Alanlarının Jeomorfolojik Metodlarla Sınırlandırılması) Türk Kültürü Yayınları 50, Ankara
- Eriñç , S. 1986, Türkiye Denizleri Ders Notları, İÜ Deniz Bilimleri ve Coğrafya Enstitüsü

- Erol , O. 1982,"Batı Anadolu'nun genç tektoniğinin Jeomorfolojik sonuçları" TJK Ankara
- Finetti , I. and Morelli , C. 1973,"Geophysical exploration of the Mediterranean Sea" Boll di Geofisiccia Teorica ed Applicata 15, 263-344
- Galanopoulos , 1977,"The Greek sovereignty over the Aegean shelf resources" Annales Geologiques des Pays Helleniques, 1 e serie T xxviii 1-7
- Hisarlı , M. 1989,"Ege Denizi Kabuk Kalınlığının Belirlenmesi" Yüksek Lisans Tezi İstanbul
- İnandık , H. 1964,"Türkiye ve çevresindeki denizlerin başlıca özellikleri" Coğrafya Ens. Yayını 7 Sayfa 14
- İzdar , E.K. 1975,"Batı Anadolu'nun Jeotektonik Gelişimi ve Ege Denizi çevresine ait Üniteler ile Karşılaştırılması" Ege Üni. Matbaası
- Jongsma ,1974,"Heat Flow in the Aegean Sea" Geophy. J.R. Astro. Soc. 37, 337-346
- Karig , D.E.1971,"Origin and Development of Marginal Basins in the Western Pasific Jour. Geophy. Res. vol 76 , 2542-2561
- Ketin , İ. 1948,"Über die tectonisch-mecnischen Folge rungen aus den grossen Anatolischen Erdbeben des letzten Dezenniums" Geol. Rundsch. 36, 77-83
- Ketin , İ. 1977, Genel Jeoloji C.1 Yerbilimlerine Giriş

Le Pichon and Angelier, 1979, "The Hellenic arc and trench system a key to the neotectonic evolution of the Eastern Med. area" Tectonophysics 60, 1-42

Le Pichon and Angelier, 1981, "The Aegean Sea" Laboratory of Geodynamics, P. and M. Curie Uni. T.15, E.1 Londra

Lort , J.M. 1973, "Summary of Seismic studies in the Eastern Mediterranean" Bull. Geol. Soc. of Greece vol.x No.1, 99-108

Lyberis , N. and Bizon , G. 1981, "Signification structurale des iles strophades dans la marge Hellénique" Mour. Geo. vol.39, 57-69

Makris , J. 1973, "The Gravity field of Attika, the Peloponese and Kythira, Greece zeits" Geophys. 39, 929

Makris , J. 1973a, "Some geophysical aspects of the evolution of the Hellenides" Bull. Geol. Soc. of Greece vol.x No 1 206-213

Makris , J. 1973b, "Gravity and magnetic measurements in Greece" Bull. Geol. Soc. of Greece vol.x No 1 131

Makris , J. 1978, "Some geophysical considerations on the geodynamic situation in Greece" Tectonophysics.46, 251-268

Melentis , 1977, "Dinaric and Aegean arcs, Greece and the Aegean Sea, The ocean basins and margins" vol.4A, The Eastern Mediterranean, Plenum Press Cor., Newyork, 263-275

- Mercier , J.L. 1981, "Extensional-Compressional tectonics associated with the Aegean Arc, comparison with the Andean Cordillera of south Peru-North Bolivia. Phil. Trans.R.Soc. A 300, 337-355
- Moskalenko , V.N. 1966, "New data on the structure of the sedimentary strata and basement in the Levant Sea" Oceanology 6 828-836
- Muratov , M.V. 1964, "History of tectonic development of the alpine folded region of south eastern Europe and Asia Minor" Int. Geo. Rev., USA Geo. Ins. vol. 6
- Needham and et al. 1973, "North Aegean Sea Trough" Rapports et proces-verbaux des reunions, Commission int.pour L'Exploration Sci. de la Mer. Med. vol.22, fasc 2a, 138-139
- Mc Kenzie , 1970, "Plate tectonics of the Mediterranean Region" Nature 226, 239-243
- Mc Kenzie , 1972, "Active tectonics of the Mediterranean Region" Geophysics. Jour. Res. 10, 109-185
- Mc Kenzie , 1978, "Active tectonics of the Alpine-Himalayan Belt: The Aegean Sea and Surrounding regions" Geophysics. Jour. of the Royal Astr. Soc. vol. 55 217-254
- Orbay , N. 1975, Jeofizik Mec. 4, No 3, 75, Ankara
- Özdoğan ve Diğerleri , 1975, "Türkiye'nin Ege Denizi'ndeki Doğal Uzanımı" İÜ-Fen Fak. Jeofizik Kürsüsü Yayını

- Papazachos , B.C. 1969, "Phase velocities of Rayleigh waves in southeastern Europa and eastern Med. Sea" Pure and Applied Geophy. 75 (4), 47-55
- Papazachos , B.C. and Comniakis , P.E. 1971, "Geophysical and Tectonics Features of the Aegean Arc" Jour.of Geophy. res.vol.76 No 35
- Papazachos , B.C. and Comniakis , P.E. 1976 , "Sesimotectonics of the Northern Aegean Area." Tectonophysics vol.33, 199-209
- Papazachos , B.C. and Comniakis , P.E. 1977, "Modes of Litospheric Interaction in the Aegean Area" Int.Symp.on the Structural History of the Med.Basins: Split Yugoslavia 1976 319-331. Editions Techips. Biju-Duval 1977 Paris.
- Papazachos , B.C. and Comniakis , P.E. 1978, "Deep structure and tectonics of the Eastern Mediterranean" Tectonophysics 46, 285-296
- Penck , W. 1914, Die tectonischen Grundzüge Westkleinasiens.
- Philippson , 1918, Kleinasien, Handbuch der regionalen geologie , No 22
- Philippson , 1959, Das Aegaeische Meer und Seine Inseln Bd. 5.1
- Ritsema , A.K. 1969, "Seismo-tectonic implications of European earthquake mechanisms" Geol. Rondscharv 59-37
- Savaşçın , M.Y. 1982, "Batı Anadolu neojen magmatizmasının yapısal ve petrografik özellikleri" TJK Sayı 22-38 Ankara

- Sıkharulidge , D.I. 1960, Dispersion of Love waves and study of earth's crust structure from observation data of Tiblisi seismic station, travaux scient. serie A fasc. 22, 41
- Soysal , H. 1975, Anadolu yarımadasının doğal uzanımı. İ.Ü Fen Fak. Jeofizik Kürsüsü
- Soysal , H. 1981, Ege bölgesindeki deprem odaklarının dağılımı ve jeodinamik yorumlama. İ.Ü. Yerbilimleri Yayın organı dergisi cilt 1 sayı 1-2
- Dewey and Şengör , 1979, "Aegean and surrounding regions, complex multiplate and continuous tectonics in a convergent zone" Geol. Soc. America Bull. Part 1, 90, 84-92
- Şengör , A.M.C. 1980, Türkiye'nin neotektoniğinin esaslara. T.J.K. Konferanslar Dizisi. 2
- Şengör , A.M.C. 1982, Ege'nin neotektonik evrimini yöneten esaslar. T.J.K. Kurultayı Yayını Ankara.
- Talwani and et. al. 1959, Rapid Gravity Computations for two dimensional Bodies with Applications to the Mendocino Submarine Fracture Zone. Journal of Geop. Research.
- Tapponier , P. 1977, Evolution tectonique du systeme alpin en Méditerranée, poinçonnement et écrasement rigide-plastique. Bull. soc. Géol. France, ser.7 XIX, 437-460

Venkatarathnam , K. and Ryan , W.B.F. 1971, Dispersal patterns of clay minerals in the sediments of the Eastern Med. Sea.

Marine Geology vol.11, 261-282

Yörük , 1983, "Gönen-manyas gravite alanı filtrelenmesi ve temel yapı derinliğinin tayini" İ.Ü. Müh. Fak. Jeofizik Müh. (Diploma çalışması), İstanbul

Woodside and Bowin , 1970, Gravity anomalies and inferred crustal structure in the Eastern Med. Sea.

Geol. soc. America Bull, 81, 1107-1122