

BATI TÜRKİYE'DE KABUK VE ÜST MANTO YAPISININ ARAŞTIRILMASI

*Doğan KALAFAT,*Cemil GÜRBÜZ,*S.Balamir ÜÇER

ABSTRACT: The structure of the crust and upper mantle in the West of Turkey were investigated using travel times obtained from Kandilli Observatory's conventional seismic stations. Layer thicknesses and seismic velocities were found by constructing travel time-distance graphs from earthquake data obtained at epicentral distances between 0 and 1100 km. The velocity of the sedimentary layer was constrained by near earthquake recordings and data previously obtained from geophysical prospecting studies. P-wave velocities from the top of the crust down to the upper-mantle discontinuity were found in the ranges 4.5, 5.9-6.1, 7.7-8.0 and 8.3-8.7 km/sec for each of the various layers. The thickness of the sedimentary layer varies between 3.8 and 6.6 km., the total thickness of the crust between 29 and 32 km. and the depth to the upper-mantle discontinuity between 69 and 89 km. beneath the West of Turkey.

Pn-velocities beneath stations in the west and southwest of Western Turkey are low compared to other parts of the region but, by contrast, upper-mantle P-wave velocities beneath these same stations are higher than those elsewhere. The depth to the upper mantle discontinuity is less in the central part of Western Turkey than in the surrounding area. We suggest that there is an ascending block there and that this is the cause of tectonic movements in the region.

ÖZET: Batı Türkiye'de yerleşik olarak kurulan deprem istasyonlarından elde edilen seyahat zamanları yardımıyla kabuk ve üst mantonun yapısı araştırılmıştır. 0 ile 1100 km. uzaklıklar arasındaki deprem verilerinden seyahat zamanı-uzaklık grafikleri oluşturularak tabaka kalınlıkları ve hızları bulunmuştur. Tortul tabakanın hızı,yakın deprem verileri ve diğer jeofizik çalışmaların sonuçlarından elde edilmiştir. Tortul tabakadan üst mantodaki süreksizliğe kadar bulunan P dalga hızları; 4.5, 5.9 ile 6.1, 7.7 ile 8.0 ve 8.3 ile 8.7 km/sn arasında bir değişim göstermektedir. Tortul tabakanın kalınlığı 3.8 ile 6.6 km., toplam kabuk kalınlığı 29 ile 32 km. ve üst mantodaki süreksizliğe olan derinlik 69 ile 89 km. arasında değişmektedir.

Batı ve Güneybatı Ege Bölgesindeki istasyonların altında Pn dalga hızları, diğer bölgelere kıyasla düşüktür. Aynı bölgede üst mantodaki süreksizliğe ait olan hızlarda da bir yükselme gözlenmektedir. Üst mantodaki süreksizliğe ait derinlik, İç Ege Bölgesinde çevresine göre küçüktür. Burada yükselen bir blok vardır ve tektonik olaylara neden olmaktadır.

*B.Ü. Kandilli Rasathanesi, Gök ve Yer Bilimleri Araştırma ve Uygulama Merkezi, Yer Bilimleri Servisi

*B.Ü. Kandilli Rasathanesi, Deprem Araştırma Enstitüsü, Jeofizik Anabilim Dalı

1. GİRİŞ

Yer kabuğu yapısının belirlenmesi için gravite, manyetik, elektromanyetik, manyetotellurik, ısı akısı ve sismik yöntemler kullanılmaktadır. Bunlardan en yaygın olanı sismik yöntemlerdir. Yer içinin heterojen ve anizotrop oluşu deprem dalgalarının buralarda farklı hızlarla yayılmalarına, dolayısıyla peryot ve genliklerinin değişmesine yol açmaktadır. Bu deprem dalgaları yerin çeşitli derinliklerinden bilgi edinmemize yardımcı olmaktadır.

Yer kabuğu içersindeki sismik dalgaların yayınımları ile ilgili ilk bilimsel bulguyu Mohorovicic (1919)'den edinmekteyiz. Yugoslavya'da Zagrep yakınlarında meydana gelen bir depremin sismogramlarını inceleyen Mohorovicic, hızları farklı olan iki P ve S fazının varlığını tespit etmiştir. Yakın mesafeden gelen depremlerde daha düşük hıza sahip Pg, Sg fazlarının yerini, daha uzak mesafelerden gelen depremlerde daha yüksek hıza sahip olan Pn ve Sn dalgaları almaktadır. Kabuğun alt sınırı olarak tanımlanan yerde hız süreksizliğinin olduğu, Mohorovicic tarafından tespit edilmiştir. Bu sınıra MOHO SINIRI adı verilmiştir. Ayrıca 1923'de Avusturya'da Tanern Bölgesi'nde meydana gelen deprem kayıtlarında Conrad (1924) bilinen iki P fazının arasında bir üçüncü P fazının varlığı tespit etmiştir. Bu fazın Moho süreksizliği ile yer yüzeyi arasındaki süreksizlik bölgesinden ileri geldiğini ifade etmiştir ve genellikle Pb ve Sb olarak tanımlanmıştır. Granit tabakası ile bazalt tabakası arasındaki geçiş zonuna da CONRAD SINIRI denilmiştir. Gutenberg(1955) ve Byerly(1956), Pg ve Sg hızlarının farklı bölgelerde değişik hızlara sahip olduklarını tespit etmişlerdir. Yer kabuğu içersinde P dalgalarının uzaklığa bağlı olarak yayınımlarını gösteren seyahat zamanı-uzaklık ilişkisi ile ilgili olmak üzere günümüze kadar birçok araştırmacı tarafından değişik yöntemler kullanılarak bazı sonuçlara varılmıştır.

Yurdumuzda, Anadolu ve yakın çevresi içinde benzer çalışmalar yapılmıştır. Türkiye'de yer kabuğu çalışmaları ile ilk etüdü Canitez(1962) yapmıştır. Kuzey Anadolu Fay Zonu'na (KAFZ) kuzey-güney doğrultusunda faya dik kesitlerde yapmış olduğu jeofizik ölçümler sonucu, fayın kuzeyinde yer kabuğunun ince, güneyinde daha kalın olduğunu saptamış ve Anadolu Yarımadası'nda yer kabuğunun ortalama kalınlığını 31 km. olarak hesaplamıştır. Taner (1962) Yunanistan, Ege ve Türkiye'nin batı kıyılarını inceleyerek kabuk içindeki P hızını 5.8 km/sn, kabuk altındaki hızı 8.2 km/sn, toplam kabuk kalınlığını 35 km. olarak vermiştir. Öcal (1963) uzun peryotlu sismograf kayıtlardan Love ve Rayleigh dalgalarının dispersiyon özelliğinden faydalanarak kabuk kalınlığının Doğu Anadolu'dan Ege'ye doğru incelendiğini ifade etmiştir. Canitez(1969) yüzey dalgalarının dispersiyon özelliğinden faydalanarak Anadolu ve Ege için yer kabuğu yapısı ve P dalgalarının hızlarını saptamıştır. Canitez(1975) yüzey dalgalarının dispersiyon özelliklerinden ve gravite verilerinden faydalanarak ortalama kabuk kalınlığını 30 km., Kuzey Ege Denizi için en üst manto hızını da 8.08 km/sn olarak vermiştir. Tezcan (1977) Türkiye'de yaptığı jeotermal etüdlere ısı akısının bölgeden bölgeye değiştiğini saptamıştır. Crampin ve Üçer (1975) Marmara bölgesinin sismik etkinliğini incelerken kabuk kalınlığını 18-24 km., Pn hızını da 8.1 km/sn bulmuşlardır. Kenar (1977) İstanbul ve civarında P dalgalarının genlik spektrumlarından yararlanarak yer kabuğunun, 4 km. tortul, 7-10 km. granitik, 14-16 km. bazaltik tabakalardan oluştuğunu ve bu tabakalardaki P hızlarını 4.0, 6.0, 7.0 ve 8.1 km/sn olarak saptamıştır. Ulusan(1978) yerel seyahat zamanı-uzaklık çalışması yaparak Batı Anadolu'daki P ve S dalgalarının kabuk içersindeki hızlarını ve kabuk kalınlığını he-

saplamıştır. 3 tabakalı bir yer kabuğu modeli benimsemiş ve herbir tabakanın kalınlığını 5.2, 9.3, 17.4 km. hızlarını da 5.9, 6.1, 6.7 ve Pn hızını da 8.0 km/sn vererek toplam kabuk kalınlığını 32 km. olarak tespit etmiştir. Necioğlu ve arkadaşları (1979) kabuk kalınlığı ve üst manto P dalgası hızını Kuzeybatı Anadolu'da çeşitli sismik istasyonlarda seyahat zamanı-uzaklık bağıntısı kullanarak ortalama kabuk kalınlığını 28.4 km., Pn hızını da 8.0 km/sn bulmuşlardır. Gürbüz ve arkadaşları (1979) Adapazarı yöresinde yapılan yapay patlatma verilerinden kabuk kalınlığını 28-29 km., Pn hızını da 8.1 km/sn bulmuşlardır. Canitez ve Toksöz (1980) P dalgalarının geliş zamanları, istasyon rezidüelleri ve yüzey dalgalarının faz ve grup hızlarını kullanarak Batı Türkiye'de kabuk yapısını ve yanıl süreksizlikleri araştırmış ve Pn hızını 8.1 km/sn olarak saptamışlardır. Chen ve arkadaşları (1980) Pn hızını 7.7 km/sn saptayarak, Türkiye için kabuk kalınlığını tekdüze bulmuşlardır. Gürbüz ve Üçer (1980), İstanbul Anadolu Kavağı'nda yapılan taşocağı patlatmalarından elde edilen kayıtların değerlendirilmesiyle Marmara Bölgesinde en üstte 2 km. tortul, altta 23 km.lik ikinci bir tabakanın var olduğunu ortaya koyarak yöredeki toplam yer kabuğu kalınlığını 24.6 km., Pn hızını da 8.0 km/sn olarak vermiştir. Kenar ve Toksöz (1980) Love dalgalarının grup ve faz hızlarından faydalanarak, İstanbul-Tebriz arasında 41 km. kalınlığında ve 3 tabakalı bir yer kabuğu modeli saptamışlardır. Tabaka hızlarını ise sırası ile 4.6, 5.8, 7.0, Pn hızını da 8.0 km/sn bulmuşlardır. Ezen (1983) Love dalgalarının dispersiyon özelliklerini incelemek suretiyle Kuzey ve Doğu Anadolu Platosunda yer kabuğu yapısını araştırmıştır. Saptanan model 4 tabakalı olup 2.5, 6.5, 12 ve 17 km. toplam 38 km. kalınlığındadır.

Bu çalışmada ise 1970 yılından sonra Batı Anadolu'da çalışmaya başlayan deprem istasyonlarının altındaki kabuk ve üst mantonun yapısı araştırılmaya çalışılmıştır. Daha önce değinilen jeofizik çalışmalar genellikle tek istasyon verilerine dayanmaktadır. Her bir istasyona çeşitli yönlerden gelen ve episantr uzaklığı 1100 km. ye kadar varan depremlerin ilk geliş zamanlarından yararlanarak düşey yöndeki hız değişimi yaklaşık 100 km. derinliğe kadar araştırılmıştır. Kullanılan veriler deprem verileri olduğundan hız ve yapı çıkarılırken deprem verilerinin uzaklık, odak derinliği ve kayıt kalitesine bakılmıştır. Kontrollü patlatmalardan farklı olarak depremlerin başlangıç zamanı ve odak derinliği belirli bir hata limiti ile tayin edilmektedir. Bu nedenle çok sayıdaki veriden belirli hata sınırları içerisinde olan deprem verileri alınarak, Batı Anadolu'nun altındaki kabuk ve üst mantonun yapısı, yüzeyden derinlere doğru hızdaki değişme araştırılmıştır. Bu çalışma daha önce yapılan jeofizik çalışmalardan farklı olarak, çok sayıdaki istasyonun alınması ile üç boyutlu bir kabuk yapısı, ayrıca üst mantonun yapısının da araştırılmasını kapsamaktadır. Çalışmadan elde edilen bulgular Batı Anadolu'da oluşan depremlerin episantr ve odak derinliklerinin daha duyarlı bulunmasını ve bölgenin depremselliğinin daha iyi bir şekilde ortaya çıkartılmasını mümkün kılacaktır. Bu da Batı Anadolu'daki tektonik olayların açıklanmasına ışık tutacaktır.

2. JEOLojİK ve TEKTONİK YAPI

Türkiye, Alp-Akdeniz orojenik kuşağı içinde yer almaktadır (Ketin,1977). Anadolu üç tectonejene ayrılmaktadır. Kuzeyde Pontitler, güneyde Toridler ve bunların ortasında Anatolidler yer almaktadır (Ketin,1966). Türkiye'nin batısında Pontitlerin ve Toridlerin her iki orojen hattı geniş fakat çok defa enine bölünmüş bir Anatolidler Zonu ile ayrılmakta olup, burada Menderes Masifi gibi şiddetli parçalanma gösteren yaşlı masifler yüzeye çıkmaktadır (Şekil 1). Doğuya doğru ortada Anatolidler Zonu daraldığı için Pontitler ile Toridler birbirine yaklaşmaktadır. Tamamen güneyde, kenar kıvrımları uzanmaktadır (Border folds, Ketin'e göre 1966). Kuzey-güney yönlü faylar Batı Anadolu'nun yapısında önemli bir rol oynamakta ve buradaki geçiş, Anatolidler zonunda hakim duruma geçmektedir. Bu durum, özellikle Ege Denizi'nin sahil yapısında kendini göstermektedir. Ege bloğu, Anadolu bloğuna doğru kaymıştır (McKenzie,1970). Batı Anadolu'nun temel kayaları farklı jeolojik evrim ve yaşlara sahip metamorfik masiflerden oluşmuştur. Birer mikro-plakalar olarak hareket eden masiflerin en genç çarpışması Üst Kretase'de meydana gelmiştir (Bingöl,1976).

Eosen-Oligosen'de Kuzeybatı Anadolu tümüyle yükselmiş, yükselme sonucu Menderes Masifi'nin bugünkü aflorman hudutları dışında masifi çevreleyen molas havzaları meydana gelmiştir. Pliyosen'de bölgesel yükselme devam etmiştir. Yükselmenin oluşturduğu gerilim kuvvetleriyle meydana gelen grabenlerin kabaca doğu-batı doğrultusu, gerilme kuvvetlerinin kabaca kuzey-güney olarak yönlendiğine işaret etmektedir (Şekil 2). Menderes masifi bölgesinin bir bütün halinde yükselmekte olduğunu ve meydana gelen kabaca doğu-batı eksenli bu kabartı üzerinde tansiyon bölgelerinde grabenlerin geliştiği öne sürülmüştür (Arpat ve Bingöl,1969). Pliyosen sonu faylanma evresiyle horst ve graben yapıları iyice belirginleşmiş, yer yer Üst Miyosen-Pliyosen'den kalıtsal küçük göller belirmiştir. Son faylanma evresi ise eski Kuvaterner sonucudur. Güneybatı Türkiye'de horstlardan grabenlere doğru gençleşen ve belirginleşen blok faylanma günümüzde de sürmektedir (Koçyiğit,1984).

Anadolu levhasının, Karadeniz levhasına göre batıya hareketi, Batı Anadolu'da doğu-batı yönünde sıkışmasına ve kuzey-güney yönünde de genişlemesine neden olmaktadır (Alptekin,1973; McKenzie,1978; Dewey ve Sengör,1979). Canitez ve Üçer(1967), McKenzie(1972), Alptekin(1973) ve Papazachos(1976) tarafından gerçekleştirilen fay düzlemlerinin çözümleri normal ve doğrultu atımlı faylanma vermekte ve bu ise kuzey-güney yönünde kabuk genişlemesini doğrulamaktadır. Genişleme yılda ortalama 62.5 mm. dir. Ege Bölgesi ve çevresindeki sismisite, Afrika ve Arap Plakalarının Avrasya'ya göre kuzeye doğru hareket etmesinden kaynaklanmaktadır. Sismik aktivite genellikle plaka kenarlarında yoğunlaşmaktadır. Yerel sismisite artışlarının nedenleri daha küçük ve hızlı hareket eden plakalara bağlanmaktadır. McKenzie (1970,1972)'ye göre plakalardan birisi Ege, Yunanistan'ın bir kısmı, Girit ve Türkiye'nin bir kısmını (Ege plakası), diğeri ise Türkiye'nin büyük bir kısmını ve Kıbrıs'ı içerir (Anadolu Plakası)(Şekil 3). McKenzie(1979)'ye göre Anadolu plakasının güney sınırı, Güneybatı Türkiye'nin gü-

neyinde Ege plakasının güney sınırı ile birleşir ve Kıbrıs'ın güneyinden İskenderun Körfezi'ne oradan da Kuzey Anadolu Fayı (KAF) ile birleşmek üzere Karlıova'nın doğusuna uzanır. İskenderun Körfezi ile Karlıova arasında bu sınır aktif, sol yönlü doğrultu atımlı Doğu Anadolu Fayı (DAF) izler. Batıda ise Ege ve Anadolu Plakaları arasındaki sınır yeterince açıklıkla tanımlanmamıştır. McKenzie (1972), bu sınırı Batı Anadolu'daki doğu-batı graben sistemlerinin biraz doğusundan geçirmektedir (Şekil 3). Ege Plakası kuzeyden (KAF)'nın batı uzantısı ile sınırlanmış olup bu sınır Anadolu çöküntüsü ya da hendeği olarak bilinmektedir (Allan ve Morelli, 1971; McKenzie, 1972).

Sonuç olarak, Türkiye ve yakın çevresinde yeni tektonik dönemi denetleyen önemli yapı unsurları Ege Hendeği, Kuzey Anadolu Fayı, Doğu Anadolu Fayı ve Ege Graben sistemidir (Şekil 4).

3. VERİ SEÇİMİ

Bu çalışmada, Boğaziçi Üniversitesi Kandilli Rasathanesi'ne ait 7 ve İstanbul Teknik Üniversitesi'ne ait 1 adet yerleşik deprem istasyonunun (Şekil 5) verileri kullanılmıştır. Gerek istasyon dağılımının, gerekse veri birikiminin fazla oluşundan çalışma alanı Batı Anadolu olarak seçilmiş ve 1971-1987 yılları arasına ait episantr verileri kullanılmıştır.

Bu veriler kullanılırken aşağıda değinilen hususlar gözönüne alınmıştır:

a) International Seismological Centre (ISC) çözümleri esas kaynak olarak alınmıştır. Ayrıca National Earthquake Information Service (NEIS)'in 1987 yılı episantr çözümlerinden de faydalanılmıştır.

b) Oluş zamanı, enlem ve boylam tayinlerinde belirli bir duyarlılığa sahip depremler seçilmiştir. Çalışmada kullanılan deprem verileri analog sismograf sistemi kayıtları olup, kayıt hızı 60 mm/dak. dır. Depremlerin geliş zamanları ± 0.1 sn hata ile okunmasına çaba gösterilmiştir. Kullanılan istasyonların deplasman büyütmeleri 250.000 civarında olduğundan istenilen düzeyde duyarlı verinin toplanması mümkün olmuştur.

c) Kabuk ve üst manto yapısının belirlenebilmesi amacıyla veriler:

- 1) Odak derinliği 30 km. ve daha küçük olanlar,
 - 2) Odak derinliği 30 km. den büyük olanlar,
- olarak iki sınıfta gruplandırılmıştır.

Depremlerin istasyonlara olan episantr mesafeleri 0-1100 km. arasında değişmektedir. Böylece, seyahat zamanı-uzaklık grafiklerinin yorumlanabilmesi için yeterli ve homojen bir veri dağılımı elde edilmesine çaba gösterilmiştir. Ayrıca, genelde magnitüdü 3' den büyük olan depremler alınarak, aynı depremin çalışma alanının içersine giren tüm istasyonlar tarafından algılanabileceği düşünülmüştür.

4. UYGULANAN YÖNTEM

İstasyon dağılımı ve episantrları büyük bir duyarlılıkla belirlenmiş depremler seçildikten sonra elde edilen seyahat zamanı değerlerine topografik düzeltme uygulanmıştır (Tablo I). Batı Anadolu'da yer alan deprem istasyonlarının farklı yüksekliklerde olması böyle bir düzeltmeyi gerektirmiştir. Bu indirgeme, deniz seviyesine göre yapılmıştır.

Düzeltilmiş verilerden her istasyon için indirgenmiş zaman-uzaklık grafikleri aşağıda verilen bağıntıya göre hesaplanarak çizilmiştir.

$$Tr = Ti - Xi / Vi_n$$

Burada:

Tr = İndirgenmiş zaman

Ti = Gözlenmiş seyahat zamanı

Xi = Episantr uzaklığı

Vi_n = İndirgeme hızı

dır. İndirgeme hızı olarak da 6.0 ve 8.0 km/sn alınmıştır.

İndirgenmiş zaman-uzaklık grafiklerinin yardımı ile:

a) Hatalı olan verilerin ayıklanması,

b) Her tabakaya ait seyahat zamanlarının belirlenmesi, mümkün olmuştur. Hatalı olan verileri ayıklanmasında rezidüellerin ortalama karaköklerine (RMS) bakılmış ve RMS değerinin 1 sn.nin üzerinde olan deprem verileri değerlendirme dışında tutulmuştur. Seyahat zamanlarının farklı tabakalara göre ayıklanmasının nedeni, bu seyahat zamanlarına karşılaştırılacak eğrinin belirli bir tabakaya ait olmasını sağlamak için yapılmıştır. Ayrıca kesişme uzaklıkları ve gecikme zamanlarında bulunarak değerlendirme için önemli olan parametreler bulunmuş olmaktadır.

Bu şekilde ayıklanan seyahat zamanı verilerine En Küçük Kareler Yöntemi (EKKY) uygulanarak gecikme zamanları ve tabaka hızları hesaplanmıştır. Gerekli düzeltme ve ayıklamalardan sonra elde edilen seyahat zamanı verileri iki şekilde ele alınarak değerlendirilmiştir. Depremlerin odak derinlikleri, kabuk içinde ve üst mantoda olmaktadır (Şekil 6). Seyahat zamanlarından, kabukta ve üst mantodaki süreksizliklerin ortaya çıkartılabilmesi için odak derinlikleri kabuk içinde ve kabuk dışında olmak üzere deprem verilerini ikiye ayırmak gerekli olmuştur. Batı Anadolu'daki ve çevresindeki sığ depremler genellikle 6-10 km. arasında meydana gelmektedir. Bu nedenle sığ derinlikte meydana gelen deprem verilerinden yararlanılarak üst kabuğun kalınlığı ve kabuğun altındaki P dalgası hızları hesaplanmıştır. Odak derinliği üst mantoda olan deprem verilerinden yararlanılarak da alt kabuğun kalınlığı ve üst mantodaki süreksizlikler araştırılmıştır. Bunun yanında Moho süreksizliğinin altındaki P dalgası hızı ile üst mantoda süreksizliğe neden olan yapının P dalgası hızları bulunmuştur. Bu şekilde, deprem verilerinin sınıflandırılarak değerlendirilmesinin nedeni; seyahat zamanı-uzaklık grafiklerinden (Şekil 7, 8, 9 ve 10) elde edilen gecikme zamanlarının sadece istasyonların altındaki yapı ile ilgili olması ve tabakaların yatay olarak varsayılabimesindedir.

Aşağıda verilen gecikme zamanı bağıntılarından (1,2 ve 3) yararlanılarak üst kabuk (H1), alt kabuk (H2) ve sonuçta kabuğun toplam kalınlığı (H3) bulunmuştur.

$$H1 = Ti_1 \times (V1 \times V2) / (V2^{2\alpha} - V1^{2\alpha})^{1/\alpha} \quad (1)$$

$$H2 = Ti_2 \times V2 \times V3 / (V3^{2\alpha} - V2^{2\alpha})^{1/\alpha} - H1 \times (V2/V1) \times (V3^{2\alpha} - V1^{2\alpha})^{1/\alpha} / (V3^{2\alpha} - V2^{2\alpha})^{1/\alpha} \quad (2)$$

$$H3 = H1 + H2 \quad (3)$$

V1, V2, V3 sırası ile üst kabuğun, alt kabuğun ve Moho süreksizliğinin altındaki hızları göstermektedir. Ti_1 , Ti_2 ise 1. ve 2. tabakanın gecikme zamanlarıdır.

Kabuk kalınlığı ve kabuk içersindeki tabakaların kalınlığı saptanırken depremlerin odak derinlikleri kesin olarak bilinmediğinden, kesişme uzaklığı bağıntılarından yararlanarak derinlik hesaplarına gidilmemiştir. İstasyonların altında, üst mantoda varolabilecek süreksizlikler seyahat zamanı-uzaklık grafiklerinin incelenmesi sonucu bulunan kesişme uzaklığı (Xk_{α})'den yararlanarak bulunmuştur.

Aşağıda verilen bağıntı (4) yardımı ile her istasyonun altında üst mantodaki süreksizliğe ait derinlikler hesaplanmıştır.

$$H4 = 0.8 \times H3 + (Xk_{\alpha} / 2) \times ((V4 - V3) / (V4 + V3))^{1/\alpha} \quad (4)$$

Burada, $H3$ daha önce tanımlandığı gibi kabuk kalınlığı, $V3$ Moho Süreksizliği altındaki hız, $V4$ üst mantodaki süreksizliğin altındaki hız ve Xk_{α} üst mantodaki süreksizlikle ilgili kesişme uzaklığıdır.

5. TARTIŞMA ve SONUÇLAR

Bu çalışmada Batı Anadolu'da bulunan yerleşik deprem istasyonlarından elde edilen P dalgası geliş zamanları kullanılarak yer kabuğu ve üst mantonun yapısı araştırılmıştır. Bölgede bugüne kadar yapılan çeşitli jeofizik çalışmalar, Batı Anadolu'daki yer kabuğunun karmaşık bir yapıya sahip olduğunu göstermektedir.

Tabaka kalınlıkları ve hızları hesaplanırken öncelikle üstteki tortul tabakanın hızı, kayıt istasyonlarına sığ odaklı depremlerden gelen P dalgalarının geliş zamanlarından yararlanılarak bulunmuştur. Verilerin yeterli olmadığı bazı istasyonlar için, bu tabakaya ait hız değerleri daha önce yapılan jeofizik çalışma sonuçlarına göre alınmıştır. Tortul tabakanın hızı ve sığ deprem verilerinden elde edilen gecikme zamanlarına göre bulunan üst kabuk kalınlık değerleri Tablo II'de verilmiştir. Bu tabakanın kalınlığı istasyonların altında 3.8 ile 6.6 km. arasında değişmektedir. Alt kabuk kalınlığı ve tabaka hızları, odak derinliği ortalama kabuk kalınlığından büyük olan deprem verilerinden yararlanılarak bulunmuştur. Bu verilerle ilgili seyahat zamanı-uzaklık grafiği ayrı olarak çizilmemiş, genel bir fikir vermek amacıyla 0 ile 1100 km. uzaklıklar arasında olan deprem verilerinin tamamı, herbir istasyon için tek bir seyahat zamanı-uzaklık grafiği olarak Şekil 7, 8, 9 ve 10'da görüntülenmeye çalışılmıştır. Bu eğrilerin görsel değerlendirilmesi sonucu istasyonların altında kaç tabakanın olduğu kolayca izlenebilmektedir. Ayrıca indirgenmiş zaman-uzaklık grafikleri de çizilerek, farklı bir tabakadan olan herhangi bir verinin değerlendirmeye girmesi mümkün olduğu kadar önlenmeye çalışılmıştır.

Yukarıda belirtildiği şekilde, elde edilen seyahat zamanı-uzaklık grafiklerinin değerlendirilmesi sonucu, alt kabuk ve toplam kabuk kalınlığı Tablo II'de verilmektedir. Alt kabuğun kalınlığı 23.5 ile 28.0 km. arasında, alt kabuktaki hız değerleri ise 5.9 ile 6.1 km/sn arasında değişmektedir. Moho süreksizliğinin altındaki hızlar ise, 7.7 ile 8.0 km/sn arasında değişmektedir. Aynı zamanda istasyonların altındaki alt kabuğun kalınlığı ve Moho hızları da değişmektedir. Moho hızlarının değişmesi bu süreksizliğin altındaki yapının homojen olmadığını göstermektedir. Hız değerleri her bir istasyon için Şekil 11'de görüntülenmiştir. Güney ve Batı Ege bölgesinde, hızlarda bir düşme, doğu ile kuzeydoğuya gittikçe ise hızların artmakta olduğu gözlenmiştir. Ayrıca her istasyon için toplam kabuk kalınlığı Şekil 12'de verilmiştir. Ege bölgesinde kabuk kalınlığı 29 ile 30 km., Kuzeydoğu ve Doğu Ege bölgesinde ise 31 ve 32 km. arasında değişmektedir. Seyahat zamanı-uzaklık grafiklerine bakıldığında genel olarak 600 km. uzaklıktan sonra eğrilerde bir kırılma görülmektedir. Eğrilerdeki bu değişimlerden üst manto içersinde bir süreksizliğin varlığına kanaat getirilmiştir. Bu süreksizlikteki sismik P dalga hızları, 8.3 ile 8.75 km/sn arasında değişmektedir (Tablo II). Hızdaki en büyük değer Yerkesik istasyonu altında gözükmektedir. Güney ve Batı Ege bölgesinde yüksek hızlar ve Doğu ve Kuzeybatı Ege'de ise düşük üst manto hızları gözlenmektedir (Şekil 11).

Kesişme uzaklıklarından yararlanılarak üst mantodaki süreksizliğe olan derinlikler hesaplanmıştır. Bu değerler Tablo II'de son kolonda verilmiştir. Derinlikler ortalama 69 ile 89 km. arasında değişmektedir. Bu değerler Şekil 12'de istasyonların altına parantez içersinde yazılarak verilmiştir. En düşük derinliğe Altıntaş istasyonu altında, en büyük derinlik olan 89 km.'ye de Elmalı ve Gölpazarı istasyonları altında rastlanmıştır. Bölgenin ortasında bir incelmanın ve kenarlarda bir kalınlaşmanın varlığı gözlenmektedir. Güneydoğudan kuzeybatıya doğru yükselmenin oluşu, dom türü bir yapının varlığını kanıtlamaktadır.

Üst mantodaki süreksizlik için bulunan P dalgası hız değerlerindeki değişim Goberenko ve arkadaşları (1987) tarafından 10 sn. periyotlu grup hızı değerlerindeki değişim ile uyum içersindedir. Bu periyotdaki Rayleigh dalgalarının penetrasyon derinliği 100 km. dolayındadır. Üst mantodaki süreksizliğe yüzeyden olan derinlik değerleri de 100 km.'ye yakın değerler içermektedir. Goberenko ve arkadaşları (1987), cisim dalgaları için yaptıkları çalışmalarda aynı derinliklerde Güneybatı ve Batı Ege bölgesinde, hızdaki değişimde bir kapanma ve doğuya doğru gittikçe hızda bir düşme gözlenmektedir.

Çalışma sahasının batı ve güneybatı kısmında yüksek hız ve üst mantodaki süreksizliğe olan derinliğin az olması, bu bölgenin altında dom türü bir yapının olduğunu göstermektedir. Astenosfer'e olan derinliğin diğer bölgelere göre sığ olması bölgenin neden deprem yönünden aktif olduğunu kanıtlamaktadır. Menderes Masifi'nin oluşmasına, üst mantodaki bu yapı neden teşkil edebilir. Deprem etkinliği bu dom türü yapının kenarlarında daha çok olmaktadır. Batı Türkiye'deki normal faylanmaların oluşumunu, üst mantodaki bu aktif konveksiyon akımlarına bağlayabiliriz.

Üst mantoda bir süreksizliğin saptanması, dolayısıyla bölgedeki deprem etkinliğinin üst mantodaki bu yapıyla doğrudan doğruya ilgili bulunması, bu çalışmanın en önemli bulgularından birini teşkil etmektedir.

Sonuç olarak, P dalgalarının seyahat zamanlarından yararlanarak elde edilen sismik hızların ve süreksizliklerin belirlenmesi, Batı Türkiye'deki kabuk yapısı ve tektonik olaylara açıklık getirmektedir. Kısa bir süre önce faaliyete geçen Karahallı deprem istasyonu verilerden yararlanarak bölgenin ortasındaki istasyon azlığı kapatılırsa ve benzer çalışmalar Marmara bölgesi için yapılsa, daha doyurucu sonuçlara gidilebilir. Özellikle, Tomografi yöntemi ile üç boyutlu ortamda, hız ve yapının incelenmesi Ege bölgesinde depremle ilgili birçok sorunun çözülmesine önemli ölçüde katkı sağlayacaktır. Bunun yanında, ısı akısının sistematik ölçümü ve gravite ölçmeleri bölgedeki tektonik olaylarının yorumuna faydalı olacaktır.

TEŞEKKÜR

Bu çalışma boyunca teşvik ve desteklerini esirgemeyen Boğaziçi Üniversitesi, Kandilli Rasathanesi ve Deprem Araştırma Enstitüsü Müdürü Sayın Prof. Dr. Muammer Dizer'e, makalenin yazımı süresince yardımlarından dolayı Dr. Atilla Özgüç'e, Aysel Kopuz ve Mehmet Kara'ya teşekkürlerimizi sunmayı borç biliriz.

REFERANSLAR

Allan T.D. and Morelli, C.: 1971, Geophysical study of the Mediterranean Sea, Bull. Geog. Teor. Appl.13, 50, 99-142.

Alptekin, Ö.: 1973, Focal mechanisms of earthquakes in Western Turkey and their tectonic implications, Thesis of Ph.D. in Geoscience New Mexico.

Arpat, E., Bingöl, E.: 1969, Ege Bölgesi graben sisteminin gelişimi üzerine düşünceler, MTA Dergisi 73, 1-9.

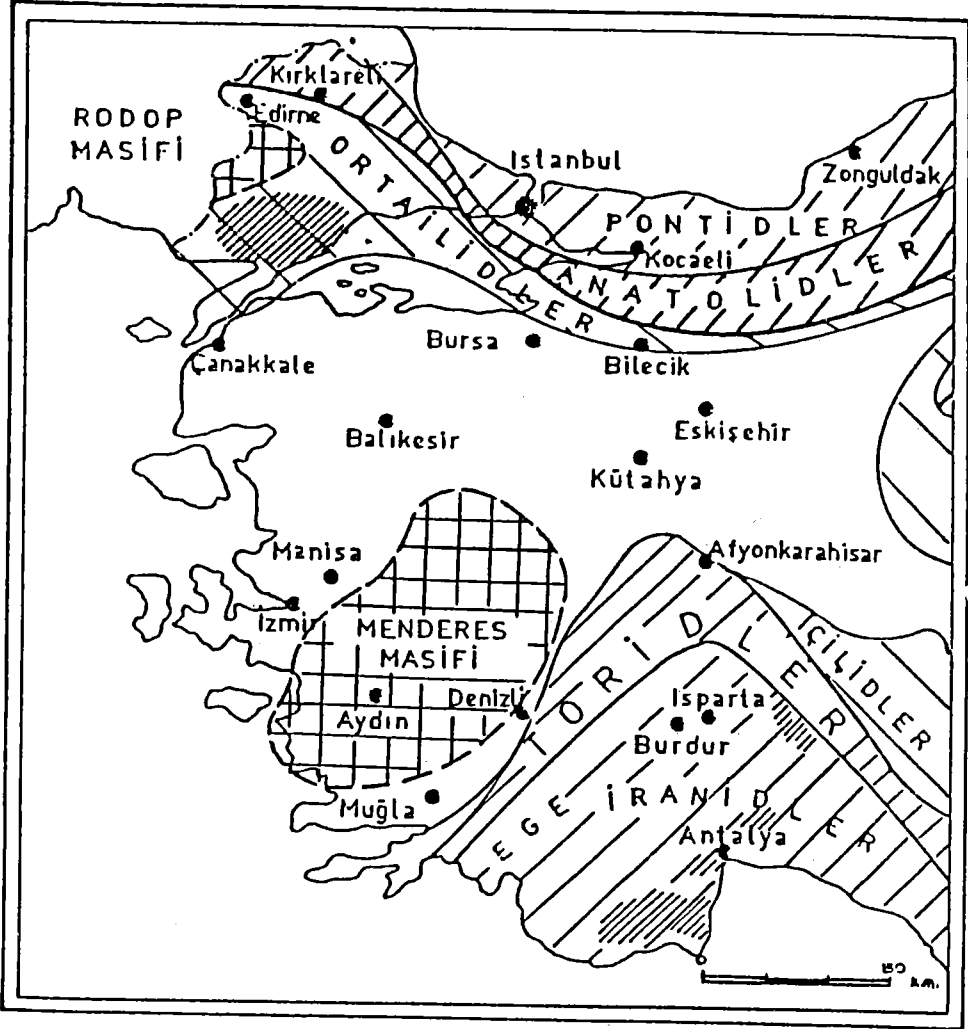
Barka, A.A., Kandinsky-Cade, K.: 1988, Strike-slip fault geometry in Turkey and its influence on earthquake activity, Tectonics, 7/3, 663-684.

Bingöl, E.: 1976, Batı Anadolu'nun jeotektonik evrimi, MTA Dergisi, 86, 14-34.

Canitez, N.: 1962, Gravite anomalileri ve sismolojiye göre Kuzey Anadolu'da arz kabuğunun yapısı, Doktora Tezi, İTÜMF.

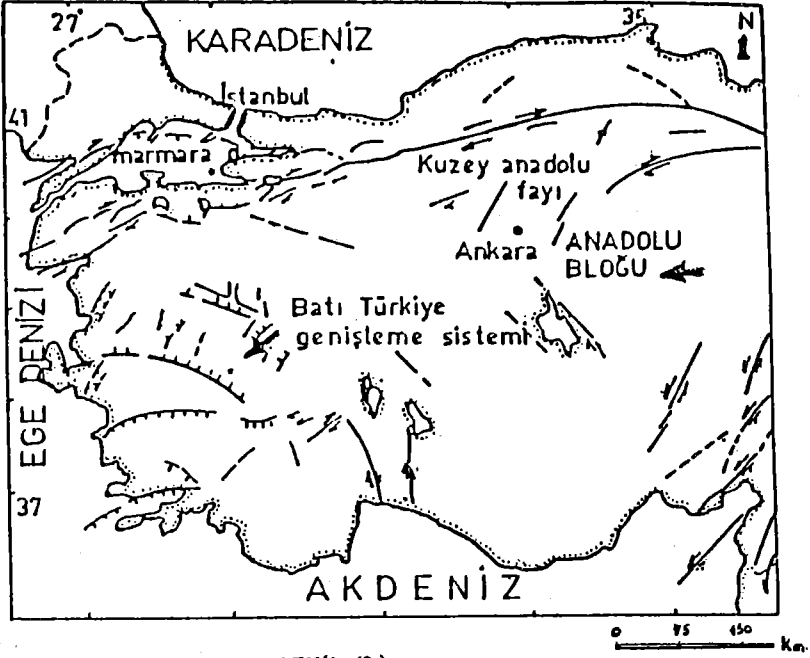
- Canitez,N., Uçer,S.B.: 1967, A catalogue of focal mechanism diagrams for Turkey and adjoinins areas,ITÜY,Mag-78,25.
- Canitez,N.: 1969, Türkiye ve civarındaki depremlere ait fundamental moddan yüzey dalgaları üzerine incelemeler, TUBİTAK Proj.no.-MAG-150.
- Canitez,N.: 1975, Ege Bölgesi'nde yer kabuğunun yapısı İTUMF rept.
- Canitez,N. and Toksöz,M.N.: 1980, Crustal structure beneath Turkey, EOS TRANS.AGU., 61, 290.
- Chen,C.Y., Chen,W.P., and Molnar,P.: 1980, The uppermost mantle P wave velocities beneath Turkey and Iran, Geophysical Research Letters, 7, 77-80.
- Crampin,S., Uçer,S.B.: 1975, The sismicity of the Marmara Sea Region of Turkey, Geophys.J. R. Astron.Soc.,40,269-288.
- Dewey,J.F., and Şengör,A.M.C.: 1979, Aegean and surrounding regions; complex multiplate and continuum tectonics in a convergent zone, Geol.soc.Am.Bull.Part1, 90, 84-92.
- Egeran,E.N.: 1952, Türkiye'deki tektonik üniteler ile petrol yatakları arasındaki münasebetler, MTA Dergisi 42/43, 110-114.
- Ezen,Ü.: 1983, Kuzey ve Doğu Anadolu'da love dalgalarının dispersiyonu ve yer kabuğu yapısı , DAEB 43, 42-62.
- Gobarenko,V.S., Nikolova,S.B., Yanovskaya,T.B.: 1987, 2-D and 3-D velocity patterns in southeastern Europe, Asia Minor and the Eastern Mediterranean from seismological data, Geophys.J.R. Astron.Soc., 90, 473-484.
- Gürbüz,C., Uçer,S.B., Özdemir,H.: 1979, Adapazarı yöresinde yapılan yapay patlatma ile ilgili ön değerlendirme sonuçları, DAEB 31,73-88.
- Gürbüz,C., Uçer,S.B.: 1980, Anadolu Kavağında yapılan taş ocağı patlatmalarından elde edilen sismik kayıtların değerlendirilmesi; DAEB 49,39-49.
- Kenar,Ö.: 1977, Sismik P dalgalarının genlik spektrumlarından yararlanarak İstanbul ve civarında yer kabuğu yapısı, İTÜ Doktora Tezi.
- Kenar,Ö., Toksöz,N.: 1980, Crustal structure and attenuation in Turkey from surface wave data (Jeofizik Dergisi, baskıda).
- Ketin,f.: 1966, Anadolu'nun tektonik birlikleri, MTA Dergisi 66, 23-34.

- Ketin, I.: 1977, Türkiye'nin başlıca orojenik olayları ve paleocoğrafik evrimi, MTA Dergisi 88, 1-4.
- Koçyiğit, A.: 1984, Güneybatı Türkiye'de tektonik gelişim, TJKB C.27,1, 1-15.
- McKenzie, D.P.: 1970, Plate tectonics of the Mediterranean regions, Nature, 226, 239-243.
- McKenzie, D.P.: 1972, Active tectonic of the Mediterranean region, Geophys.J.R.Astron.Soc., 30(2), 109-185.
- McKenzie, D.P.: 1978, Active tectonics of the Alpine-Himalayan belt, the Aegean Sea and surrounding regions., Geophys.J.R.Astron.Soc., 55, 217-254.
- Mohorovicic, A.: 1919, Das Beben von 8 Oct., 1909: Jahrb.d.Meteor.Observatorium.9, part4, sect.1.
- Mooney, M.H.: 1977, Handbook of Engineering Geophysics, Bison Instruments, Inc.
- Necioğlu, A., Maddison, B., Türkelli, N.: 1981, A study of crustal and upper mantle structure of Northwestern Turkey, Geophys. Res. Letters, 8,1; 33-35.
- Öcal, N.: 1963, Aufbau der erdkruste in Anatolien, Zeitschrift für Geophysik Bd 29, 227-232.
- Papazachos, B.C.: 1974, Seismotectonics of the Eastern Mediterranean area, Eng.Seis.and Earth.Eng., 1-32.
- Taner, D.: 1962, Crustal Structure in Greece in the Aegean Sea and near the western coast of Turkey (Sur la structure de la croute Terrestre en Grece, en Mer Egee at aupres des cotes occidentales de la Turquie)., Ann. de Geophys. 18, 291-294.
- Tezcan, K.: 1979, Geothermal studies their present status and contribution to heat flow contouring in Turkey, Springer-Verlag, Berlin Heidelberg, Germany.
- Ulusan, N.: 1978, Batı Anadolu'daki kabuk hızlarının araştırılması, Lisans Üstü Tezi İÜFF.



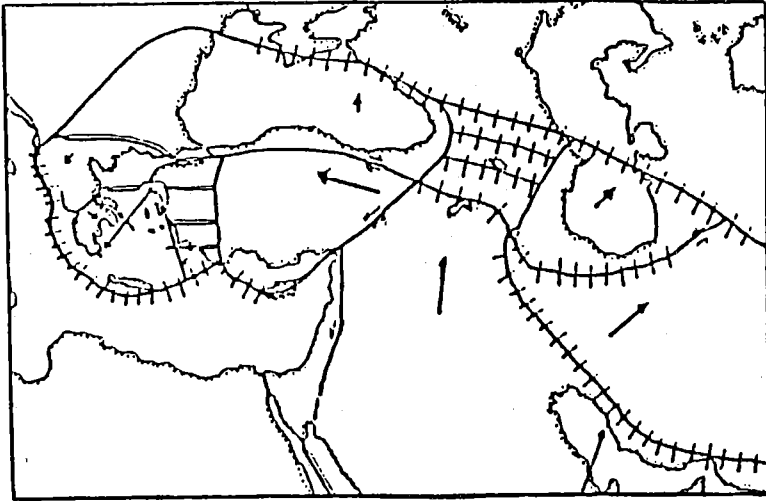
ŞEKİL (1)

Türkiyenin tektonik üniteleri (Egeran N. dan kısmen alınmıştır, 1952)



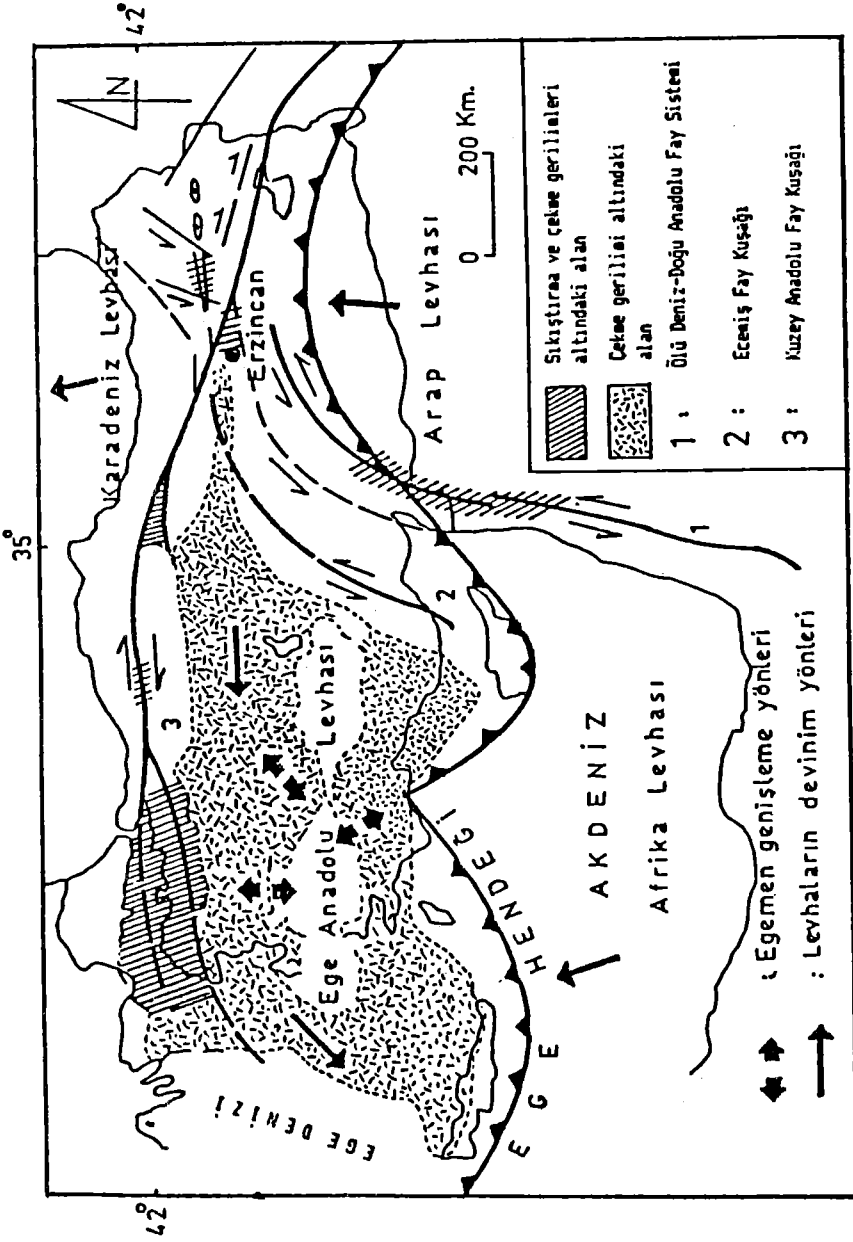
ŞEKİL (2)

Batı Türkiyenin büyük tektonik birimleri
(Barka, A.A., Kandinsky-Cade, K. : 1988)



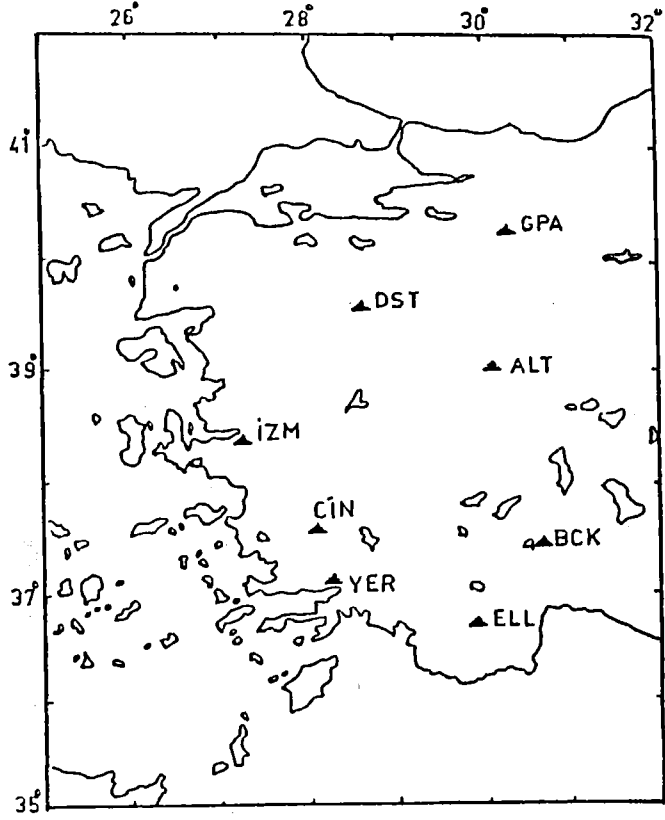
ŞEKİL (3)

Türkiye ve çevresindeki levhalar ve hareket yönleri (Mc Kenzie 1972)



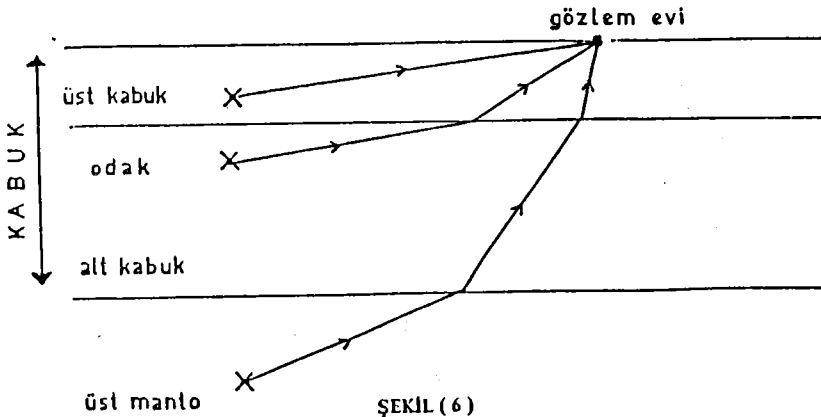
ŞEKİL (4)

Türkiye ve yakın çevresinin tektonik yapısını gösteren harita (Koçyiğit A. 1984)



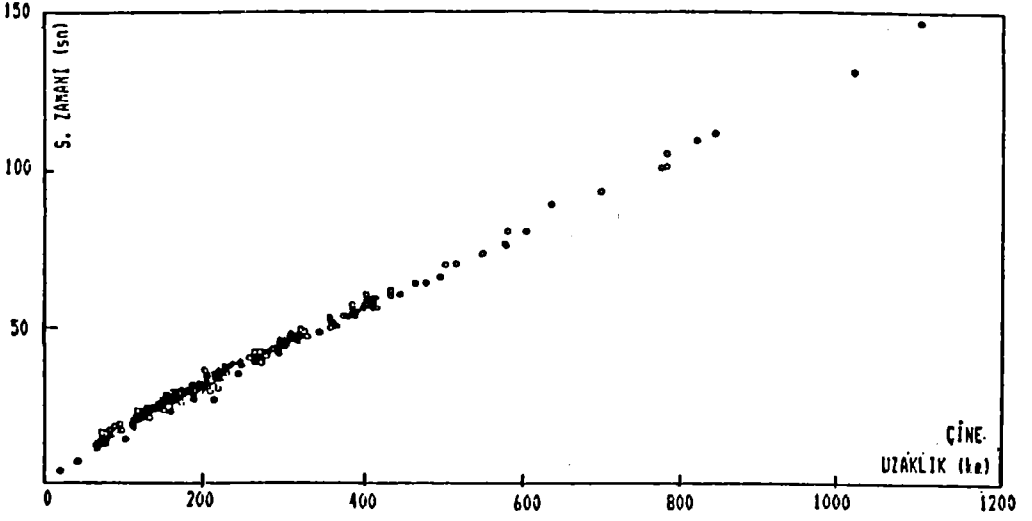
ŞEKİL (5)

Çalışmada kullanılan istasyonların dağılımı.

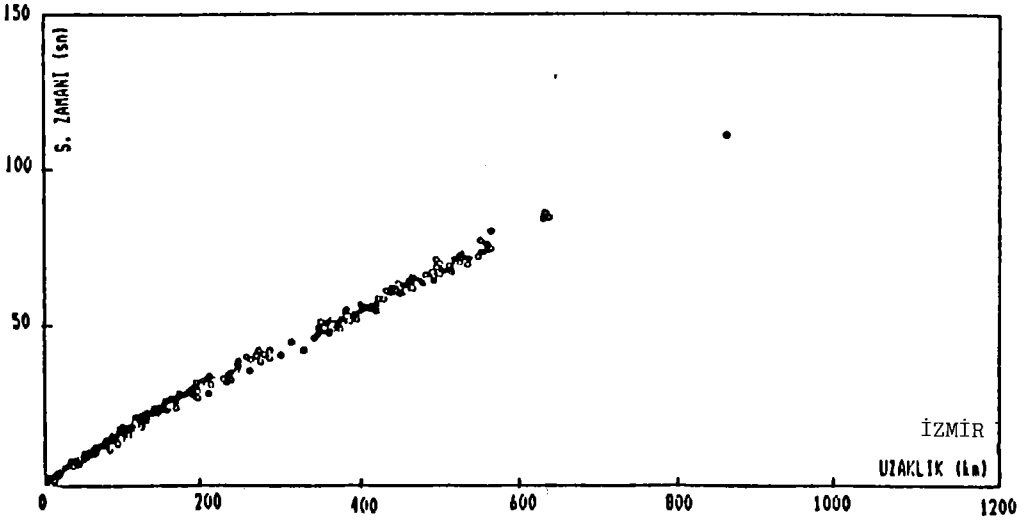


ŞEKİL (6)

Odak derinliğinin kabuk içerisinde ve üst mantoda olması halinde sismik dalgaların gelişlerini gösteren şematik gösterim.

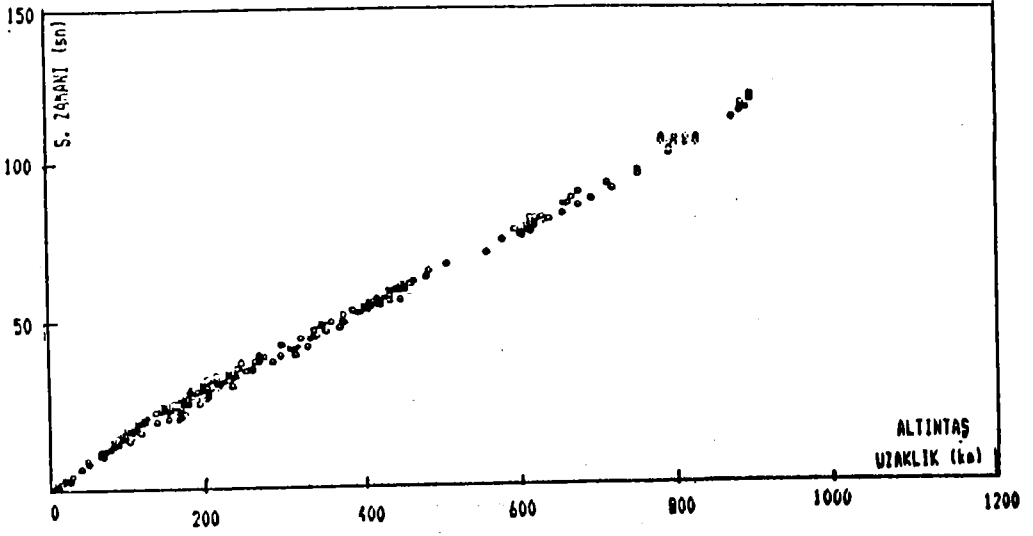


Şekil.7 (a)

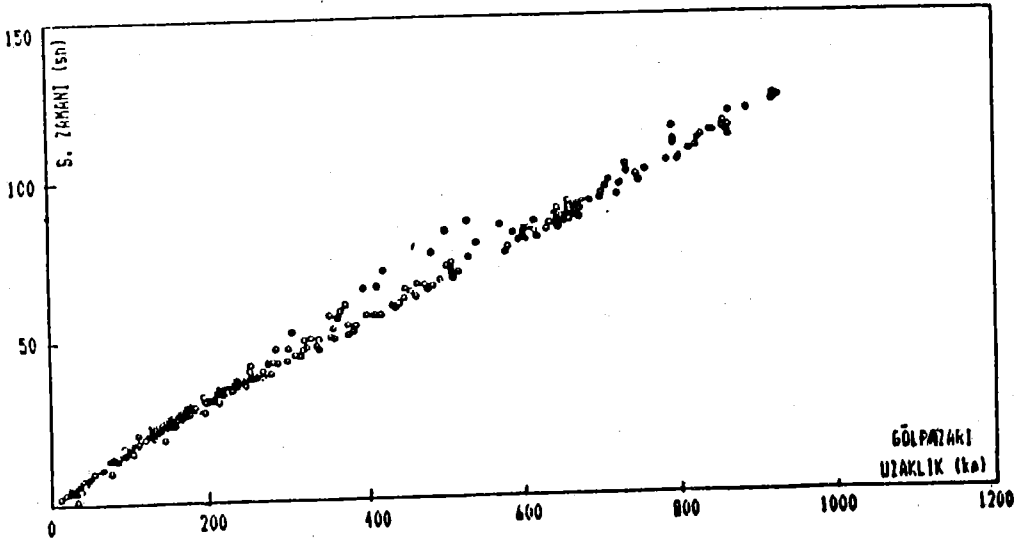


Şekil.7 (b)

ŞEKİL 7. ÇİN (a) ve İZM (b) istasyonlarına ait S.zamanı-uzaklık grafikleri

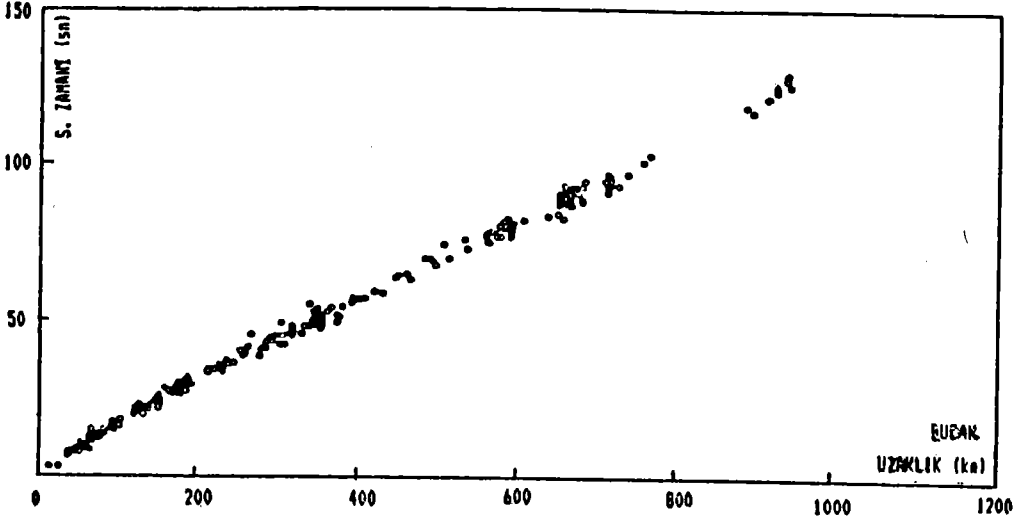


Şekil. 8 (a)

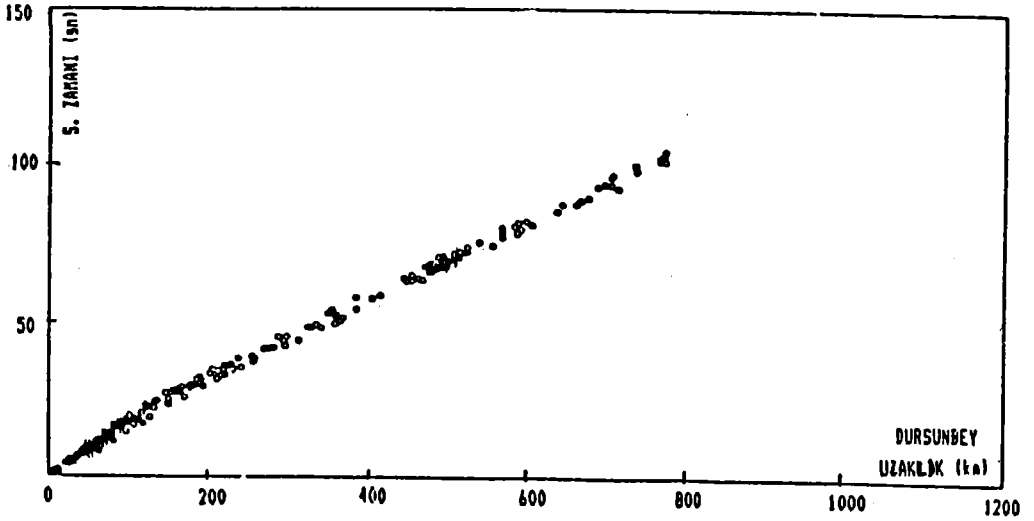


Şekil. 8 (b)

ŞEKİL 8. ALT (a) GPA (b) istasyonlarına ait S.zamanı-uzaklık grafikleri

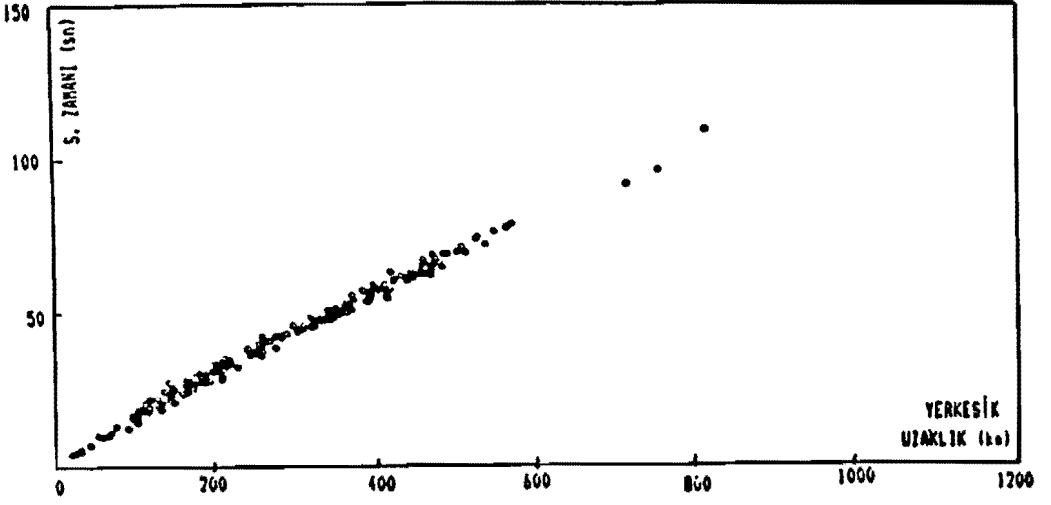


Şekil.9 (a)

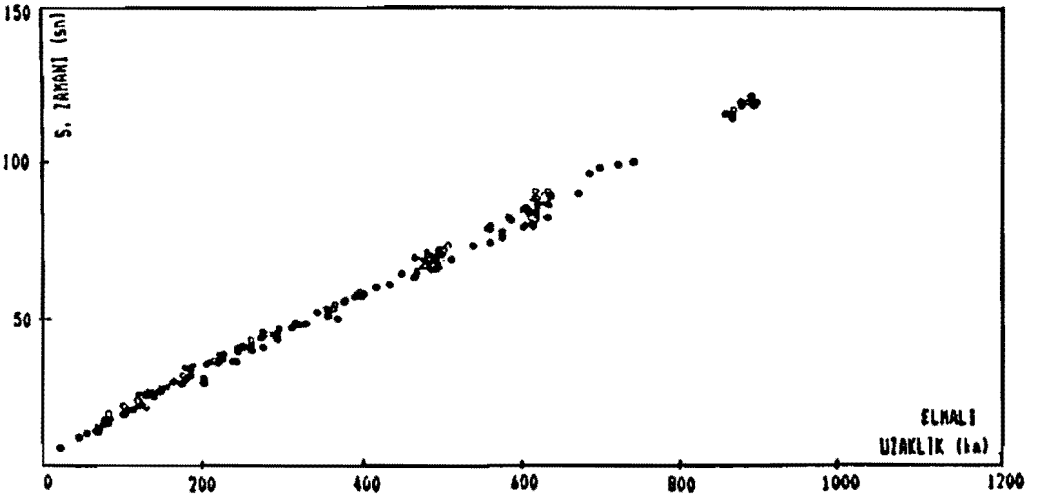


Şekil.9 (b)

ŞEKİL 9. BCK (a) DSI (b) istasyonlarına ait S.zamanı-uzaklık grafikleri



ŞEKL.10 (a)



ŞEKL.10 (b)

ŞEKL.10 YER (a) ve ELL (b) istasyonlarına ait S. Zamanı-Uzaklık grafikleri

TABLO (I)

TABLO (1) Çalışmada kullanılan İstasyonların Koordinat, Yükseklik ve Yükseklik Düzeltmesi Değerleri.

İSTASYON ADI	İST.KODU	ENLEM (Kuzey)	BOYLAM (Doğu)	YÜKSEKLİK (m)	YÜK.DÜZELTMESİ (sn)
GÖLPAZARI	GPA	40.2889	30.3074	560	0.12
DURUSUNBEY	DST	39.6055	28.6220	625	0.14
ALTINTAŞ	ALT	39.8552	30.1183	1060	0.24
İZMİR	IZM	38.3970	27.2625	631	0.14
CİNE	CIN	37.6020	28.0864	120	0.03
YERKESİK	YER	37.1347	28.2828	729	0.16
ELMALI	ELL	36.7483	29.9035	1230	0.27
BUCAK	BCK	37.4689	30.5890	859	0.19

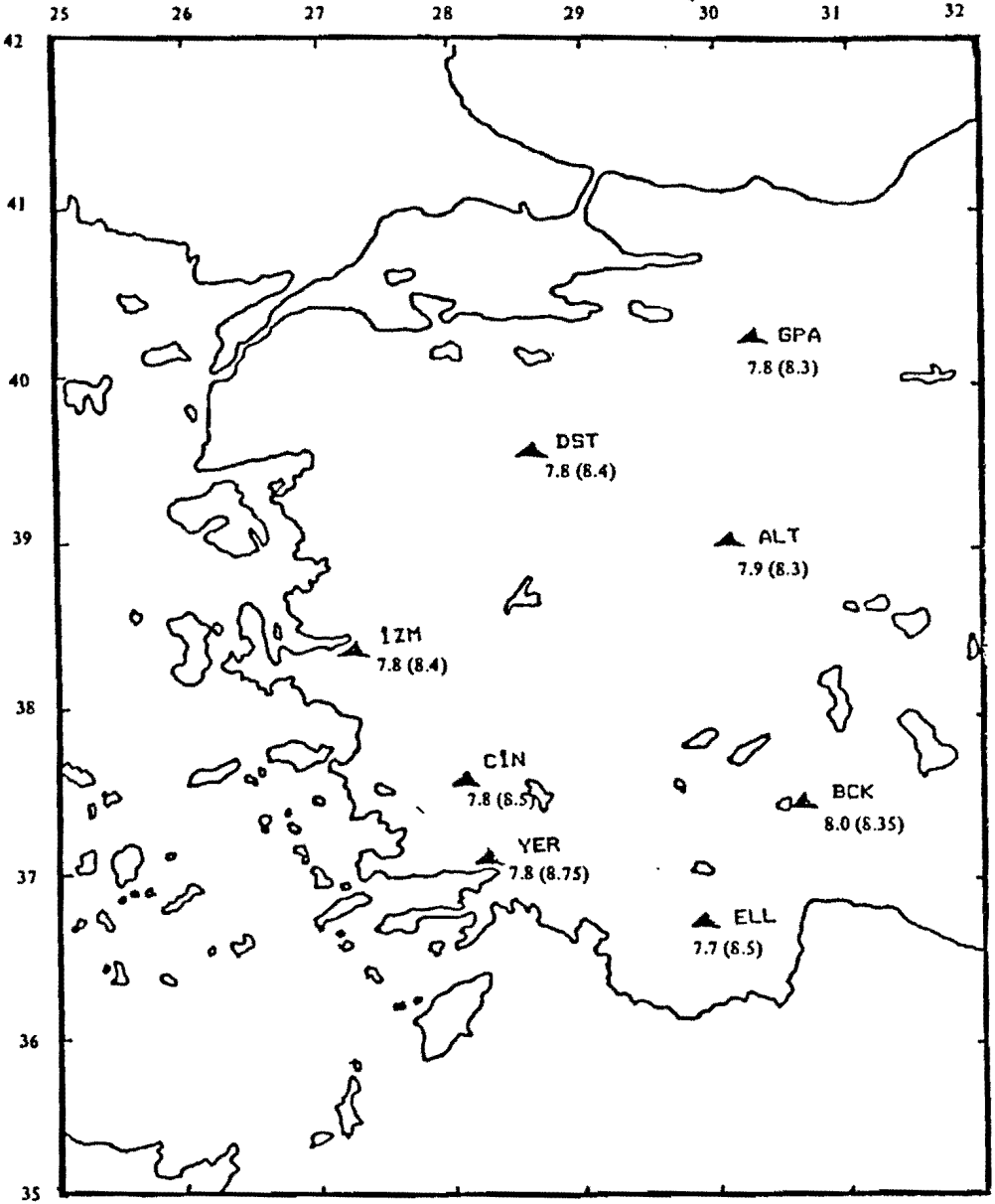
TABLO (II)

TABLO (11) Çalışmada Bulunan Hız ve Kalınlık Değerleri.

V1 1.Tabaka hızı; V2 2.Tabaka hızı; V3 Moho Süreksizliğindeki Pn hızı; V4 Üst Mantodaki Süreksizliğin altındaki P dalga hızlarıdır.

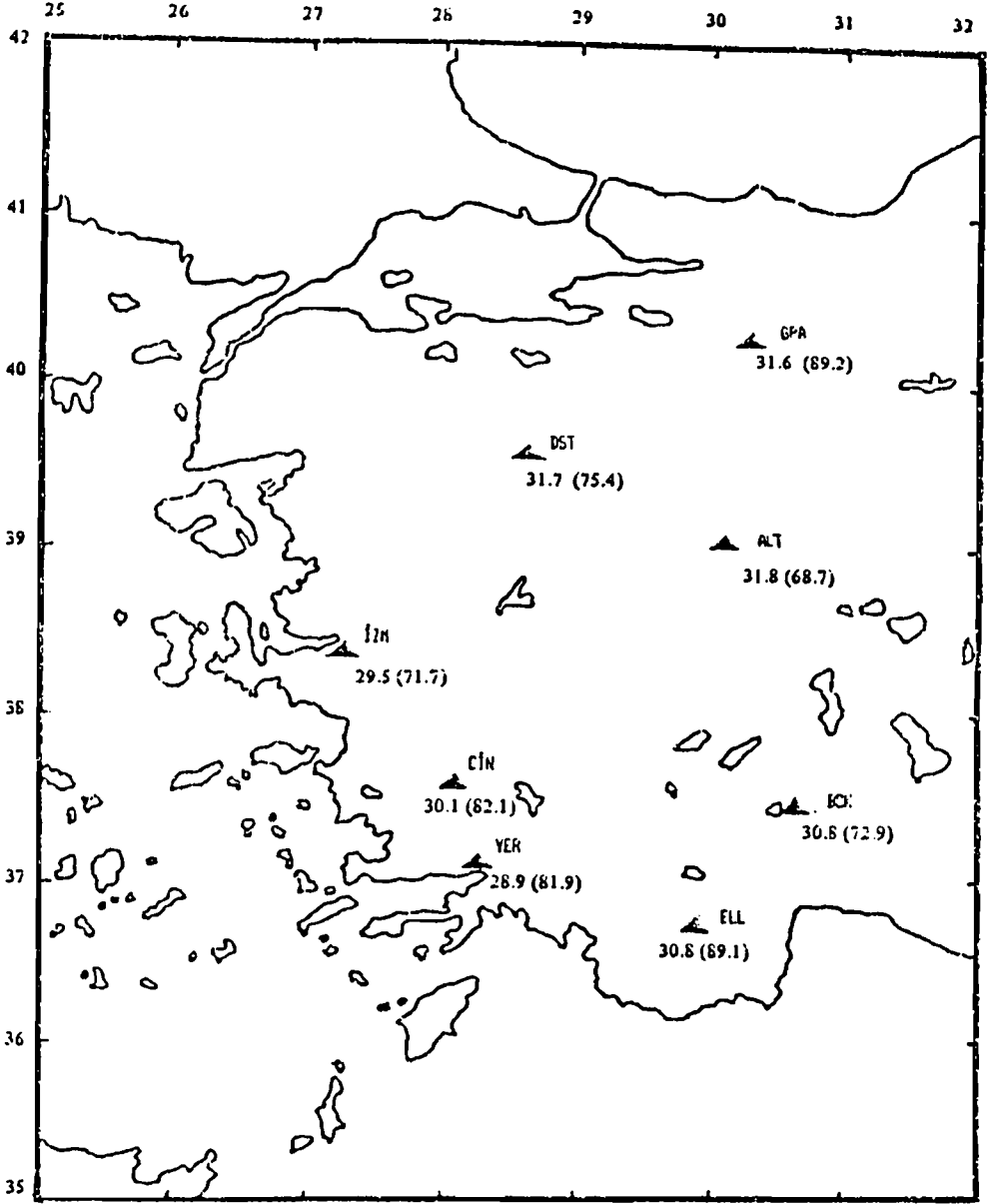
H1 1.Tabaka ;H2 2.Tabaka Kalınlığı;H3 İST.altındaki kabuk kalınlığı; H4 Üst Mantodaki Süreksizliğe olan derinlik değerleri

İST.ADI	V1 HIZI (Km/sn)	V2 HIZI (Km/sn)	V3 HIZI (Km/sn)	V4 HIZI (Km/sn)	H1 (Km.)	H2 (Km.)	H3 (Km.)	H4 (Km.)
GÖLPAZARI	4.5	5.91±.06	7.8±.01	8.3±.04	5.4	26.2	31.6±.5	89.2±3
DURUSUNBEY	4.5	5.89±.03	7.8±.01	8.4±.04	4.6	27.1	31.7±.3	75.4±2
ALTINTAŞ	4.5	5.98±.05	7.9±.01	8.3±.05	3.8	28.0	31.8±.4	68.7±3
İZMİR	4.5	6.82±.06	7.8±.01	8.4±.08	5.8	23.7	29.5±.3	71.7±3
CİNE	4.5	6.82±.09	7.8±.01	8.5±.08	6.6	23.5	30.1±.3	82.1±3
YERKESİK	4.5	5.93±.07	7.8±.01	8.75±.11	5.1	23.8	28.9±.4	81.9±3
ELMALI	4.5	5.97±.06	7.7±.01	8.5±.05	5.8	25.8	30.8±.5	89.1±2
BUCAK	4.5	6.12±.02	8.8±.02	8.35±.03	4.8	26.8	30.8±.7	72.9±2



ŞEKİL (10)

İstasyonların altındaki moho süreksizlikleri ile ilgili ve üst mantodaki P dalga hızları km/sn. olarak değerleri.
(Parantez içindeki değerler üst mantodaki süreksizliğin P dalga hızlarıdır.)



ŞEKİL (12)

İstasyonların altındaki kabuk kalınlığı ve üst mantodaki süreksizliğe olan km cinsinden derinlik değerleri.
(Parantez içersinde, üst mantodaki süreksizliğe olan derinlik değerleri verilmiştir.)