

**KOCAELİ ÜNİVERSİTESİ \* FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ**

101287

**27.06.1998 ADANA DEPREMİNİN ODAK MEKANİZMASI ÇÖZÜMÜ,  
MOMENT TENSÖR ANALİZİ VE TEKTONİK YORUMU**

101287

**YÜKSEK LİSANS TEZİ**

**Jeofizik Müh. Berna ARPACIOĞLU**

**Anabilim Dalı : Jeofizik Mühendisliği**

**Danışman : Prof. Dr. Özer KENAR**

**Haziran 2000**

**KOCAELİ ÜNİVERSİTESİ \* FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ**

**27.06.1998 ADANA DEPREMİNİN ODAK MEKANİZMASI ÇÖZÜMÜ,  
MOMENT TENSÖR ANALİZİ VE TEKTONİK YORUMU**

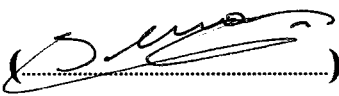
**YÜKSEK LİSANS TEZİ  
Berna ARPACIOĞLU**

Tezin Enstitüye verildiği Tarih : 27 Haziran 2000

Tezin Savunulduğu Tarih : 12 Aralık 2000

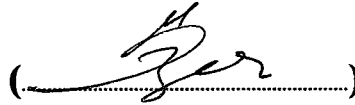
**Tez Danışmanı**

**Prof. Dr. Özer KENAR**



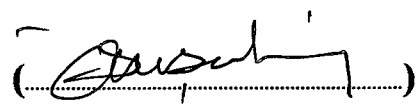
**Üye**

**Doç. Dr. M. Fırat ÖZER**



**Üye**

**Doç. Dr. İlhan OSMANŞAHİN**



**Haziran 2000**

# 27.06.1998 ADANA DEPREMİNİN ODAK MEKANİZMASI ÇÖZÜMÜ, MOMENT TENSOR ANALİZİ VE TEKTONİK YORUMU

Berna ARPACIOĞLU

**Anahtar Kelimeler:** Adana Depremi, Moment Tensör, Odak Mekanizması, Uzak Alan Cisim Dalgaları, Ters Çözüm.

**Özet:** Bu çalışmada Uzak Alan Cisim Dalgalarının Ters Çözümü Yöntemi kullanılarak Adana Depremi'nin (27.06.1998) moment tensör analizi yapılmaya çalışılmıştır. Deprem verileri USGS web sayfasından elde edilmiştir. IRIS'e bağlı bu deprem kayıtlarından 22 tanesi ters çözüm işleminde kullanılmıştır.

Verilerin analizi yapılırken Kikuchi ve Kanamori (1991) olarak bilinen, Uzak Alan Cisim Dalgalarının Ters Çözümü için hazırlanan program kullanılmıştır. Kaynak parametrelerinin farklı durumlarına göre gerçek ve yapay sismogramlar arasındaki uyum incelenmiştir.

Ters çözüm sonucunda elde edilen doğrultu, eğim ve kayma açıları kullanılarak kaynak ve kaynağın üzerinde bulunduğu fay tanımlanmaya çalışılmıştır. Sahadaki yüzey faylanmasının alanı ve ortalama kaymadan elde edilen sismik moment ( $M_0$ ) değeri kullanılarak,

$$M_w = \frac{2}{3} \log M_0 - 10.7$$

bağıntısından moment magnitudü ( $M_w$ ) hesaplanmıştır.

Çalışmanın sonucunda Adana depreminin iki alt olaydan meydana geldiği bulunmuştur. Deprem orta derinlikte ve orta büyüklükte bir depremdir ve sol yönlü doğrultu atımlı faylanma sonucu meydana geldiği bulunmuştur. Fay parametreleri doğrultu=52°, eğim=75°, kayma=22°, sismik moment  $M_0=2.63 \times 10^{25}$  dyncm, moment magnitudü ise  $M_w=6.2$  olarak belirlenmiştir.

# FOCAL MECHANISM SOLUTION, MOMENT TENSOR ANALYSIS AND TECTONIC INTERPRETATION OF 27.06.1998 ADANA EARTHQUAKE

Berna ARPACIOĞLU

**Key Words:** Adana Earthquake, Moment Tensor, Focal Mechanism, Teleseismic Body Waves

**Abstract:** In this study, Moment Tensor analysis of Adana Earthquake (27.06.1998) has been carried out by using inverse solution of the teleseismic body waves. The Earthquake data records have been obtained from USGS web page. 22 of these earthquake data records have been used in the inverse solution process.

A computer program known as Kikuchi and Kanamori (1991) and designed for the inverse solution of the teleseismic body waves has been utilized during the data analysis process. Coherency between the obtained and synthetic seismograms was investigated based on variability of the focal mechanism parameters.

The fault located on and above the foci was defined by using the angles of strike, dip and rake obtained from the inverse solution method. Seismic moment calculated by using surface faulting areas and average displacement was used in the

$$M_w = \frac{2}{3} \log M_0 - 10.7$$

equation to compute moment magnitude ( $M_w$ ).

At the end of the study, it was found that the Adana Earthquake was consisted of two sub-events. The earthquake is in the mid depth range and a mid size earthquake and occurred as a result of a left lateral strike slip faulting. Fault parameters are defined as follows; strike=52°, dip=75°, rake=22°, seismic moment  $M_0=2.63 \times 10^{25}$  dyncm and moment magnitude  $M_w=6.2$ .

## ÖNSÖZ

Günümüzde kaynak ile ilgili ikili kuvvet sistemine dayanan çözümler, yerini moment tensör çalışmalarına bırakmıştır. Bu nedenle moment tensör analizi yapımını temel alan yapılan bu çalışma, bu konuda daha sonra yapılacak çalışmalara ışık tutacaktır.

Bu konu üzerinde çalışmam konusunda beni destekleyen ve engin fikir ve bilgilerinden faydalandığım hocam sayın Prof. Dr. Özer KENAR'a içten teşekkürlerimi sunarım. Yoğun çalışmaları arasında çalışmalarımı destekleyen hocam sayın Doç. Dr. Mithat Fırat ÖZER'e teşekkür ederim. Çalışmam sırasında karşılaştığım problemleri çözmek için fikir alış verişi yaptığım arkadaşlarım Jeofizik Yük. Müh. İ.Talih GÜVEN, Jeofizik Yük. Müh. T.Serkan IRMAK, Jeofizik Yük. Müh. Ergin ULUTAŞ, Jeofizik Yük. Müh. Fadime SERTÇELİK'e teşekkür ederim. Çalışmama başladığım günden bugüne özveriyle hep yanımda olan aileme ve eşim, Elektronik ve Haberleşme Müh. Süleyman TUNÇ'a sonsuz sabır ve desteklerinden dolayı teşekkür ederim.

## İÇİNDEKİLER

<b>ÖZET</b> .....	ii
<b>ABSTRACT</b> .....	iii
<b>ÖNSÖZ</b> .....	iv
<b>İÇİNDEKİLER</b> .....	v
<b>SİMGELER DİZİNİ VE KISALTMALAR</b> .....	vii
<b>ŞEKİLLER LİSTESİ</b> .....	ix
<b>TABLolar LİSTESİ</b> .....	x
<b>BÖLÜM 1.GİRİŞ</b> .....	1
1.1 Amaç ve Kapsam .....	1
1.2 Moment Tensör Çalışmaları .....	1
<b>BÖLÜM 2.BÖLGENİN JEOLojİSİ</b> .....	4
2.1. Stratigrafik Özellikler .....	4
2.1.1. Üst Kratese .....	4
2.1.2.Oligo-Miyosen .....	4
2.1.3.Miyosen.....	4
2.1.4. Pliyosen.....	5
2.1.5. Traverten (Taraça-Kaliçi) .....	5
2.1.6. Alüvyon.....	5
<b>BÖLÜM 3.BÖLGENİN NEOTEKTONİĞİ</b> .....	7
<b>BÖLÜM 4.TÜRKİYENİN GENEL TEKTONİK DURUMU</b> .....	8
4.1.İnceleme Alanının Tektoniği .....	9
4.1.1 Yumurtalık-Misis Fayı.....	11
4.1.2 Narlıören Fayı.....	11
4.1.3 Çiçekli-Savrun Fayı .....	11
4.1.4 Göksu Fayı.....	12

<b>BÖLÜM 5. ADANA VE ÇEVRESİNİN DEPREMSELLİĞİ</b> .....	14
5.1 Klıkya Bölgesinin Tarihsel Dönem Deprem Etkinliği .....	16
5.2 Klıkya Bölgesinin Aletsel Dönem Deprem Etkinliği .....	16
<b>BÖLÜM 6. CİSİM DALGALARININ TERS ÇÖZÜMÜ</b> .....	18
6.1 Moment Tensör Tanımı .....	20
6.2 Genelleştirilmiş Dönüşüm Tekniği .....	21
6.3 İzotropik ve Deviatrik Moment Tensör .....	28
6.4 İkili Kuvvet Çifti .....	28
<b>BÖLÜM 7. 27.06.1998 ADANA DEPREMİNİN CİSİM DALGALARI TERS ÇÖZÜMÜ İLE ANALİZİ</b> .....	32
7.1 Kullanılan Veriler .....	32
7.2 Önceki Çalışmalar .....	34
7.3 Uzak Alan Cisim Dalgalarının Ters Çözümü .....	34
7.4 Giriş Parametreleri .....	35
7.5 Çözüm Örnekleri .....	39
<b>SONUÇ</b> .....	51
<b>KAYNAKLAR</b> .....	52
<b>ÖZGEÇMİŞ</b> .....	58

## SİMGELER DİZİNİ VE KISALTMALAR

KD	:	Kuzeydoğu
$\phi$	:	Doğrultu
$\delta$	:	Eğim
$\lambda$	:	Kayma
$M_0$	:	Sismik Moment
w	:	Düşey Bileşen
q	:	Radyal Bileşen
v	:	Teğetsel Bileşen
Az	:	Azimet
s(t)	:	Uzak alan kaynak zaman fonksiyonu
$\tilde{H}_{d_i}$ (d = w, q, v)	:	Green fonksiyonu
$A'_i$	:	Moment tensör elementinin kombinasyonu
*	:	Konvolüsyon işlemi.
$M_{ij}$	:	Moment tensör bileşenleri
$S_i$	:	Zaman fonksiyonu elemanları genlikleri
$\underline{A}$	:	Yapay sismogram ( $C_j$ )'nin kısmi türevinin matrisi
$P_i$ ve $\Delta p$	:	Değişim parametrelerinin matrisi
$\mu$	:	Kayacın rijiditesi
A	:	Faylanma bölgesinin alanı
d	:	Kayma mesafesi
$m_{ij}$	:	Moment tensör yoğunluğu
$\sigma_{ij}$	:	Normal gerilme
$\tau_{ij}$	:	Teğetsel gerilme
$F_i$	:	Eş cisim kuvvetleri
u	:	Yerdeğiştirme
(x,y,z),(x <sub>1</sub> , x <sub>2</sub> , x <sub>3</sub> )	:	Kartezyen koordinat sistemi



$(r, \theta, \phi)$	:	Küresel koordinat sistemi
$r$	:	Radyal doğrultu
$\theta$	:	Jeosentrik enlem
$\phi$	:	Jeosentrik boylam
$e_r, e_\theta, e_\phi$	:	Birim vektörler
$M_w$	:	Moment magnitudü
$R^s$	:	S dalgasının uzak alan yayılma yolu
$t^*_P, t^*_S$	:	Atenüasyon parametresi
$V_P$	:	P dalgası hızı
$V_S$	:	S dalgası hızı
$\rho$	:	Yoğunluk
CMT	:	Centroid (Odaksal) Moment Tensör
KAFZ	:	Kuzey Anadolu Fay Zonu
DAFZ	:	Doğu Anadolu Fay Zonu
BBZ	:	Bitis Bindirme Zonu
USGS	:	Birleşik devletler jeoloji araştırma merkezi (United States Geological Survey)
HRVD	:	Harvard
WWSSN	:	Dünya kapsamında standart sismograf ağı (World Wide Standardized Seismograph Network)
ISC	:	Uluslararası Sismoloji Merkezi (International Seismological Center)
NEIC	:	Ulusal Deprem Bilgi Merkezi (National Earthquake Information Center)
IRIS	:	Incorporated Research Institutions for Seismology
CLVD	:	Sıkıştırılmış (Compensated) Linear Vector Dipol
MTA	:	Maden Tetkik Arama

## ŞEKİLLER LİSTESİ

Şekil 2.1	İnceleme alanına ait jeolojik birimler.	6
Şekil 4.1	İnceleme alanındaki aktif faylar	10
Şekil 4.2	İnceleme alanının genel tektoniği	10
Şekil 4.3	İnceleme alanındaki çizgiselliklerin Landsat TM uydu görüntüsü üzerinde gösterimi	13
Şekil 5.1	Doğu Anadolu Fay Zonu ve Bitlis Bindirme Kuşağı boyunca son 500 yılda oluşmuş büyük yıkıcı depremlerin dağılımları	15
Şekil 5.2	1900-1998 yılları arasında Doğu Anadolu Fayı'nda meydana gelmiş $M \geq 4.0$ depremlerin dağılımları	16
Şekil 5.3	Episantr dağılım haritası	17
Şekil 6.1	Fay geometrisi	19
Şekil 6.2	Fay Çeşitleri	19
Şekil 6.3	Sismik moment tensör bileşenlerinin gösterimi.	25
Şekil 6.4	Deprem odağının koordinat sisteminde gösterilmesi.	27
Şekil 6.5	Bir çift kuvvet ( $M_{12}$ )	29
Şekil 7.1	Adana Depremi Moment Tensör Analizi çalışmasında kullanılan istasyonların dünya üzerindeki dağılımı.	33
Şekil 7.2	Odak derinliğinin belirlenmesinde kullanılan model.	37
Şekil 7.3	Fay boyunun belirlenmesinde kullanılan model.	38
Şekil 7.4	Klikya bölgesi kabuk yapısı için elde edilen sonuçlar	42
Şekil 7.5	Adana Baseni kabuk yapısı için elde edilen sonuçlar	43
Şekil 7.6	$\tau_1=1.0s$ $\tau_2=2.0s$ için elde edilen sonuçlar	44
Şekil 7.7	$\tau_1=3.7s$ $\tau_2=7.4s$ için elde edilen sonuçlar	45
Şekil 7.8	Derinlik=20km için elde edilen sonuçlar	46
Şekil 7.9	Derinlik=40km için elde edilen sonuçlar	47
Şekil 7.10	Doğrultu=40° için elde edilen sonuçlar	48
Şekil 7.11	Doğrultu=55° için elde edilen sonuçlar	49
Şekil 7.12	Eğim açısı=90° için elde edilen sonuçlar	50

## TABLolar LİSTESİ

Tablo 7.1	26.06.1998 Adana depreminin ters çözümünde kullanılan istasyonlar.	33
Tablo 7.2	HRVD, USGS ve Aktar ve diğ., (2000), Irmak ve Kikuchi, (2000) tarafından yapılan CMT çözümlerinin karşılaştırılması.	34
Tablo 7.3	Klikya bölgesi için kıtasal hız modeli (Aktar ve diğ., 2000).	35
Tablo 7.4	Adana baseni için kıtasal hız modeli (Aktar, ve diğ., 2000).	36
Tablo 7.5	J-B in alıcı bölgesi için belirlediği standart kabuk yapısı.	36
Tablo 7.6	Ters çözümde kullanılan parametrelerin tanımı.	39
Tablo 7.7	Kabuk yapısı: Klikya bölgesi.	42
Tablo 7.8	Kabuk yapısı: Adana baseni.	43
Tablo 7.9	$\tau_1=1.0s$ $\tau_2=2.0s$ .	44
Tablo 7.10	$\tau_1=3.7s$ $\tau_2=7.4s$ .	45
Tablo 7.11	Derinlik=20km.	46
Tablo 7.12	Derinlik=40km.	47
Tablo 7.13	Doğrultu=40°.	48
Tablo 7.14	Doğrultu=55°.	49
Tablo 7.15	Eğim açısı=90°.	50

## **BÖLÜM 1. GİRİŞ**

### **1.1 Amaç ve Kapsam**

Bu çalışmada, ters çözüm yöntemi kullanılarak Adana depreminin Moment Tensör Analizi yapılmıştır. Kaynak çalışmalarındaki amaç, kaynağın temel özelliklerinin belirlenmesidir. Bir deprem dalgası geçtiği ortamlarla ilgili bilgileri beraberinde taşıdığına göre, bu olayın kaynağı fiziksel olarak ya bir vektör alanı ile ya da 3 tür tensör alanından her biri ile tanımlanabilir. Vektör alanı, bir eşdeğer kuvvettir. Tensör alanları ise, serbest-gerilme deformasyonu, gerilme fazlalığı (stress glut) ve moment tensör yoğunluğudur (Utku 1996). Kaynağın kinematik yapısının belirlenmesi, kaynak bölgesindeki bir eşdeğer kuvvet modeliyle kaynağın yapısının belirlenmesidir.

Yaptığımız çalışmanın birinci bölümünde, moment tensörün kaynak çalışmalarındaki yerinden bahsedilmektedir. İkinci bölümde, bölgenin jeolojik yapısı genel hatlarıyla ele alınmış, üçüncü bölümde bölgenin neotektoniği verilmiştir. Dördüncü bölümde genel olarak Türkiye'nin tektonik durumu ve inceleme alanındaki tektonik yapı anlatılmıştır. Beşinci bölümde, bölgenin depremselliği, tarihsel ve aletsel dönem deprem etkinliği verilmiştir. Altıncı bölümde cisim dalgaları ters çözümü için kullanılan yöntemi ve moment tensör tanımı, yedinci bölümde bu çalışmada kullanılan veriler ve uygulama anlatılmıştır. Sonuç bölümünde ise çalışmada elde edilen sonuçlar ortaya koyulmuştur.

### **1.2 Moment Tensör Çalışmaları**

Sismik moment tensör ters çözümü ya zaman ortamında ya da frekans ortamında olmak üzere doğrusal veya iteratif olarak yapılır. Moment tensör ile Green fonksiyonu elemanları arasındaki doğrusallık ilk defa Gilbert (1973) tarafından "Moment Tensör Ters Çözümü" adıyla kullanılmıştır. Bu çalışmasında moment tensör elemanların, gözlemsel verilerden frekans ortamında hesaplanmıştır. Sismik

moment tensör kavramı daha sonra, Backus ve Mulcahy (1976), Backus (1977 a,b) tarafından geliştirilmiştir. Moment tensörler, yerin serbest salınımlarından (Gillbert ve Dziewonski 1975), uzun periyotlu yüzey dalgalarından (Mc Cowan 1976, Mendiguren 1977, Aki ve Patton 1978, Kanamori ve Given 1981, 1982, Nakanashi ve Kanamori 1982, 1984) ve uzun periyotlu cisim dalgalarından (Stump ve Johnson 1977, Strelitz 1978, 1980, Ward 1980 a,b, Fitch ve diğ. 1980, 1981, Langston 1981, Dziewonski ve diğ. 1981, Dziewonski ve Woodhouse 1983 a,b, Jost ve Herrmann 1989, Kikuchi ve Kanamori 1991) saptanabilir. Fitch ve diğ. 1981 yılında yüzey dalgaları ile cisim dalgalarının moment tensörlerini karşılaştırmıştır. CMT çözümü olarak anılan iteratif ters çözüm ilk defa Dziewonski ve diğ. (1981) tarafından ileri sürülmüştür. Bölgesel (regional) ve küresel (global) depremsellik amaçlı çalışmalarda da kullanılan bu yaklaşım daha sonra Dziewonski ve Woodhouse (1983 a,b), Woodhouse ve Dziewonski (1984), Ekström ve Dziewonski (1985) tarafından bir çok çalışmada ele alındı. Patton (1980), Romanowicz (1981), Nakanishi ve Kanamori (1982), Dziewonski ve diğ. (1984) yerin yanall heterojenitesini bu ters çözüm yöntemleri için de inceledi. Jost ve Herrman, 1989 yılında genel bir sismik nokta kaynağın tanımı için moment tensör taramasını yaptı.

Gilbert tarafından yapılan 1970 ve 1973 yıllarındaki çalışmalarda da görüldüğü gibi serbest yüzeydeki yerdeğiştirme, Green fonksiyonu ile moment tensörün çarpımına eşittir. Green fonksiyonu, kaynak ile alıcı arasındaki ortamın impuls tepkisidir ve bir tensördür (Aki ve Richards 1980, Bullen ve Bolt 1985, Jost ve Herrmann 1989). Wang ve Herrmann (1980), Herrman ve Wang (1985) düzlem katmanlı elastik ortamdaki keyfi bir nokta dislokasyon kaynağı ile bir nokta patlatma (explosion) kaynağının neden olduğu dalga alanını tanımlayan 10 Green fonksiyonunu formüle etti. Bouchon (1981), dalga alanının tam ayrıklaştırılmasına (discretization) dayanan bir yaklaşımla, çok katmanlı elastik ortamların Green fonksiyonlarını bulmuştur.

Yukarıda bahsedilenler, ikinci mertebeden ve zaman-bağımsız moment tensörlerdir. Daha yüksek mertebeden moment tensörler için Backus ve Mulcahy (1976). Backus (1977 a,b), Stump ve Jackson (1982), Dziewonski ve Woodhouse (1983 a) önerilebilir. Zaman-bağımlı moment tensörler için ise, Dziewonski ve Gilbert (1974), Gilbert ve Dziewonski (1975), Backus ve Mulcahy (1976), Backus (1977 a) Stump ve

Johnson (1977), Strelitz (1980), Sipkin (1982), Vasko ve Johnson (1988)'a bakılmalıdır.

Utku (1996), Türkiye depremlerinden, büyüklüğü 6 civarında olan bazılarının sismik moment tensör ters çözümünü yapmış ve bu depremlerin moment tensörlerini belirlenmiştir.

Türkiye'de meydana gelmiş depremlerin bir kısmının odak mekanizması çözümleri, fay mekanizmaları bir çok araştırmacı tarafından yapılmıştır. Kalafat (1998), depremlerin odak mekanizmaları ile Anadolu'nun tektonik yapılarını açıklamaya çalışmıştır. Taymaz (1990), Doğu Akdeniz bölgesindeki depremlerin kaynak mekanizmalarını ortaya koymuştur. Yine benzer bir çalışma Alptekin (1973) tarafından Türkiye'nin kuzeyinde meydana gelmiş depremler için yapılmıştır. Irmak ve Kikuchi (2000), 1995'den bu yana meydana gelmiş, büyüklüğü 6 dan fazla olan 4 depremin kaynak mekanizmasını incelemiştir.

Adana depremi ve artçıları, Aktar ve diğ. (2000) tarafından ele alınmıştır. Çalışmada Doğu Akdeniz bölgesindeki tektonik yapı ve bu yapı ile ilişkili olarak meydana gelen Adana depreminin parametreleri ve fay düzlemi çözümü ortaya koyulmuştur.

## **BÖLÜM 2.BÖLGENİN JEOLJİSİ**

### **2.1 Stratigrafik Özellikler**

İnceleme alanı, genel olarak Üst Kratese, Oligo-Miyosen, Pliyosen ve Kuvaterner yaşlı kayalar ile azdehit ve traverten türünde kayaları içermektedir (Şekil 2.1).

#### **2.1.1 Üst kratese**

Üst Kratese yaşlı kayalar inceleme alanının güneydoğusunda Harami Dağ, Cebelinur Dağı, Kürt Dağı ve Dededağ boyunca büyük bloklar halinde gözlenirler. Volkanik sedimanlar içeren birim, manganezli kireçtaşı içeren tuf, volkanik kumtaşı, killi kireçtaşı ve anglomeralarla temsil edilmektedir. Çoğunlukla bloklar halinde gözlenen birimlerde kireçtaşları bol çatlaklı, kırılğan bir yapıya sahiptir. Birimin yaşı Üst Kratese (Meastrihtiyen) olarak Bilgin ve diğ. (1984) tarafından verilmiştir.

#### **2.1.2 Oligo-miyosen**

İnceleme alanının güneydoğusunda gözlenen birim Olistostromal karakterde olup farklı yaştaki blokların bir araya gelmesinden oluşmuş, bol fosilli, kırıntılı bir istifdir. Orta eğimli alanlarda gözlenmektedir. Ayhan ve Bilgin (1988)'e göre yakın çevreden çeşitli sedimanter ve ofiyolitik kayaların aşınarak dar ve uzun bir havzada hızlı bir şekilde depolanmasıyla oluşmuştur.

#### **2.1.3 Miyosen**

İncelenen alanın kuzey kesimlerinde ve güneyde Alihoca Köyü yakınlarında bu birim gözlenir. Schmidt (1961) tarafından Güvenç formasyonu olarak adlandırılır. Gri renkli çakıltaşı ve kumtaşından oluşan birim orta eğimli topografyaya sahip alanlarda gözlenir. Yetiş (1987)'e göre Güvenç formasyonu, Burdigaliyen-Serravaliyen zaman aralığında çökelmiştir.

#### **2.1.4 Pliyosen**

Schmidt (1961) tarafından tanımlanan Handere formasyonu inceleme alanında Pliyosen zaman aralığını ifade etmektedir. Handere formasyonu Adana ilinin kuzeyinde, oldukça geniş bir alanda, çoğunlukla da orta eğimli topoğrafik bölgelerde yüzeylenmektedir. Yetiş (1988)'e göre bu birim yaklaşık 700m kalınlığındadır ve kumtaşı, silttaşı, marn, çamurtaşı ve çakıllı kumtaşlarından oluşmaktadır. Handere formasyonunun üst dokanağı Adana baseninde yaygın gözlenen traverten ve yer yer de genç alüvyonlarla örtülmüş durumdadır.

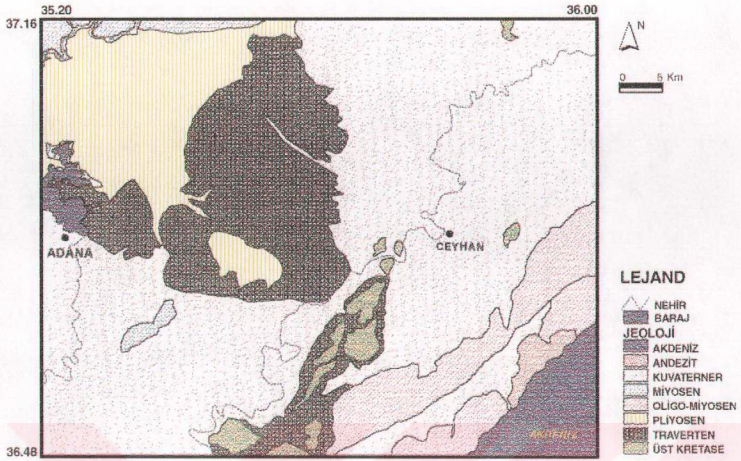
#### **2.1.5 Traverten (taraça-kaliçi)**

Adana ilinin doğusunda dar bir şerit halinde topoğrafyaya uyumlu olarak yüzeylenen travertenler, inceleme alanında Cebelinur Dağları çevresinde Üst Kratese yaşlı blokların etrafında da gözlenirler. Acar (1987)'ye göre, Pleyistosen sonu Kuvaterner başında  $\text{CaCO}_3$ 'lu (Kalsiyum karbonat) suların uygun zemin üzerinde toplanması ve altta sızma olanağı bulunduğu ve kurak mevsimlerde kireçli suların yüzeye çıkması, yüzeyde sızma olanağı bulamayan sularla birlikte buharlaşarak  $\text{CaCO}_3$ 'ün çökmesi bu tür kayaçların oluşmasını sağlamıştır ki güneye doğru olan hafif eğimleri alttaki topoğrafyaya uygun şekilde tortulanmasının bir sonucudur.

#### **2.1.6 Alüvyon**

İnceleme alanında, Adana ve Misis-Andırın basenini oluşturan eski alüvyonlar ile dere boylarında gelişmiş genç alüvyonlar bulunmaktadır. Eski alüvyonlar genellikle bitkisel toprak ile örtülü bulunmaktadır. Yeni alüvyonlar ise genellikle kötü boylanmış, tutturulmamış çakıl, kum ve mil malzemesinden oluşmaktadır (Akbaş 1999).





Şekil 2.1 İnceleme alanına ait jeolojik birimler (1/100.000 ölçekli MTA haritalarından ve Kozlu,1987'den derlenmiştir).

### **BÖLÜM 3. BÖLGENİN NEOTEKTONİĞİ**

27 Haziran 1998 Adana Depremi'nin meydana geldiği bölge Afrika-Arabistan, Anadolu ve Avrasya levhalarının birbirlerine göre göreceli olarak hareket ettikleri, oldukça karmaşık bir bölgede yer almaktadır. Arap levhasının hızlı bir hareketi bölgede sıkışma tektoniğini hakim kılarken, KAFZ (Kuzey Anadolu Fay Zonu) boyunca Anadolu bloğunun Avrasya levhasına göre hızlı hareketi bölgede çekme tektoniğini hakim kılmaktadır. Adana depremi DAFZ'nun (Doğu Anadolu Fay Zonu) güneybatı ucu yakınında, açılma tektoniğinin hakim olduğu Latakya ve Adana-Klikya havzaları içinde meydana gelmiştir. Bu deprem kırığı, Adana-Klikya havzasının sınırlarını teşkil eden faylardan biri üzerinde olmuştur. Bu havzanın doğu sınırında Osmaniye-Karataş fayı ve Misis fayı bulunmaktadır. Deprem üzerinde olduğu fay, bu faylara yarı paralel olarak uzanan birleşik faylardan birisidir. Ceyhan nehri, zaman zaman bu faylarla ilişkili olarak KD-GB doğrultusunda akmaktadır. Nehir, bu faylardaki normal atım bileşenine bağlı olarak sürekli yatak değiştirmiş ve eski yataklarını, bugünkü nehir yatağının birkaç km doğu ve batısında terkettirmiştir. Bu terkettikleri yatakta geçici göllenmeler gelişmiş ve oldukça ince taneli malzemeler depolanmıştır (Akbaş 1999).

#### **BÖLÜM 4. TÜRKİYENİN GENEL TEKTONİK DURUMU**

Anadolu, dünyanın en önemli deprem kuşaklarından biri olan Alp-Himalaya dağ oluşum kuşağı üzerinde bulunmaktadır. Bu deprem kuşağı, Azer takım adalarından başlayıp, Uzakdoğu'da Endonezya'ya kadar uzanır ve genel anlamda Avrasya, Afrika ve Hint-Avustralya levhalarının göreceli hareketlerinden oluşan depremleri içeren aktif bir kuşaktır. Ülkemiz ve çevresi bu önemli deprem kuşağının Akdeniz bölgesindeki en hareketli kısmını teşkil eder.

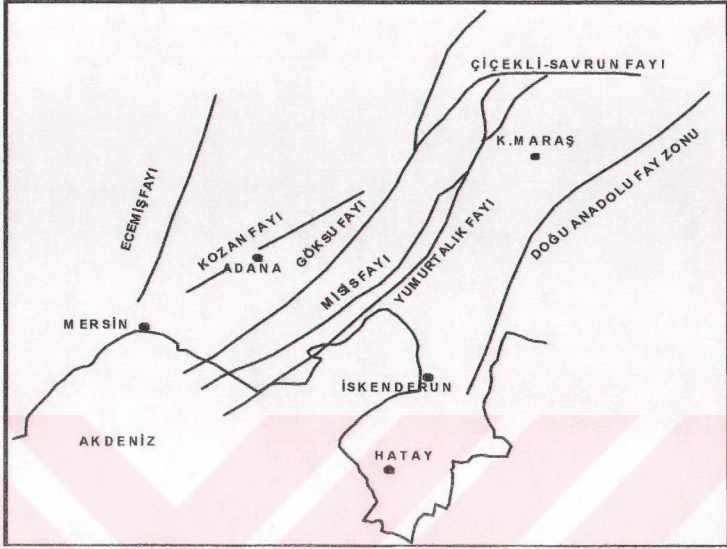
Kuzeyde Avrasya, Güneyde Afrika-Arabistan levhaları arasında kalan ülkemizin jeolojisi, bu iki levhanın sürekli hareketine ve bu levhalar arasında yer almış olan eski ve yeni Tetis okyanusunun jeoteknik evrimine bağlı olarak gelişmiştir. Permo-Triyas'ta başlayan Pontit (Kuzey ve Kuzeybatı Anadolu sıradağları), Anatolit (İç Anadolu Sıradağları) ve Güneydoğu Anadolu dizilerinin (Güneydoğu Anadolu Sıradağları) oluşumunu kapsayan eski tektonik dönem (paleotektonik) Orta-Üst Miyosen'de sona ermiş, Avrasya-Arap levhalarının yakınlaşması ve yaklaşık 15 milyon yıl önce Bitlis Bindirme Kuşağı boyunca çarpışması ile yeni tektonik dönem (neotektonik) başlamıştır. Kısacası, Arap levhası Bitlis Bindirme Kuşağı boyunca Avrasya'ya çarpmıştır.

Bugün Anadolu'da gözlediğimiz tüm genç ve etkin tektonik hareketler, kırık kuşakları ve deprem etkinliği 15 milyon yıl önce başlayan ve günümüzde de devam eden çarpışma mekanizmasının ürünüdür. Kuzey Anadolu ve Doğu Anadolu Fay kuşaklarının oluşumu, bu mekanizma sonucu oluşan basınç ve gerilme kuvvetleri sonucudur. Anadolu levhası, bu fay kuşakları boyunca batıya doğru yanal kaymaktadır (Şengör 1979). Anadolu, Miyosen'den bu yana (12 my) gelişen üç ana neotektonik bölgeye ayrılmıştır.

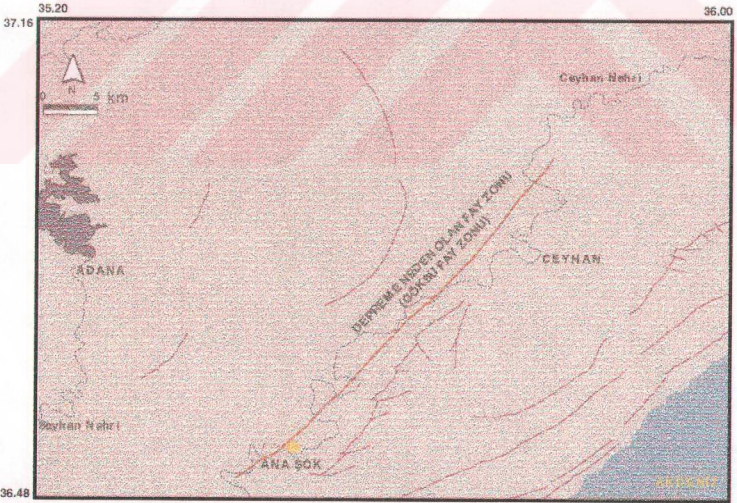
- 1) Doğu Anadolu Sıkışma Bölgesi
- 2) Batı Anadolu Açılma Bölgesi
- 3) Orta Anadolu Ovalar Bölgesi

#### **4.1.İnceleme Alanının Tektoniği**

İnceleme alanı tektonik bakımdan oldukça karmaşık bir bölgede yer almaktadır. Batıda Ecemiş Fayı, doğuda Bitlis Bindirmesi ve Doğu Anadolu Fay Zonlarının etkisi altındadır (Şekil 4.1). Uydu görüntüleri ile yapılan çalışmalar sonucunda tektonik harita oluşturulmuş ve kırık tektoniğinin hakim olduğu saptanmıştır (Şekil 4.2). İncelenen bölgedeki en önemli tektonik yapılar Yumurtalık Bindirmesi, Narlıören Fayı, Çiçekli-Savrun Fayı ve Göksu Fayı'dır (Akbaş, 1999).



Şekil 4.1 İnceleme alanındaki aktif faylar (Akbaş 1999).



Şekil 4.2 İnceleme alanının genel tektoniği (Akbaş 1999).

#### 4.1.1 Yumurtalık-Misis fayı

Kozlu (1987)'ye göre, Yumurtalık Bindirmesi inceleme alanı içinde KD-GB doğrultusunda İskenderun Baseni ile Misis-Andırın Basenini ayıracak şekilde gelişmiştir. Fayın bindirme karakterine dönüşüm yaşı Üst Pliyosen öncesidir. Bu fay Üst Pliyosen sonrası bölgede etkin olan gerilmeli tektonik tekrar aktivite kazanmıştır.

#### 4.1.2 Narlıören fayı

Ters fay karakterine sahip olan Yumurtalık Fayı'na paralel olarak uzanmaktadır. İnceleme alanının güneydoğusunda Ayvalık Köyü'nün batısından başlayarak Narlıören, Kurtpınar, Sarımazı Köyleri boyunca devam eder.

#### 4.1.3 Çiçekli-Savrun fayı

Kozlu (1987)'ye göre başlangıç yaşı Alt Miyosen veya hemen öncesi olup hala aktiftir. Bu tektonik hattın, Üst Eosen-Alt Oligosen esnasında muhtemelen sürüklenme hattı olduğunu ve daha sonra da doğrultu atımlı fay sistemine dönüştüğünü belirtmiş ve bu fayın Üst Miyosen esnasında ve sonrasındaki hareketin Misis-Andırın Baseni'nin bugünkü konumunu almasına neden olduğunu da söylemiştir. İnceleme alanı içinde bu fayın izlerine Misis'in güneydoğusundaki Cebelinur Sıradağları boyunca rastlamaktayız. Fay zonu genellikle KD-GB doğrultulu oblik (eğim atımlı normal, çok az sol doğrultu atım bileşenine sahip) faylar oluşturmaktadır. Kızıldere-Güveloğlu köyleri arasında çok belirgin olan fay düzlemleri Üst Kretese yaşlı bloklardaki KB yönünde eğim atıma sahip olmalarıyla arazide rahatça tanınırlar.

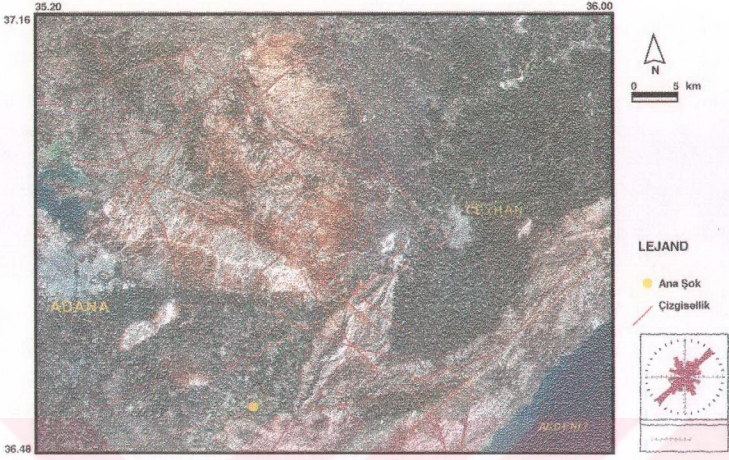
Bu fay yaklaşık D-B doğrultulu sol yönlü faylar ile ötelenmiş durumdadır. Misis-Andırın baseninin doğu kenarını oluşturan Çiçekli-Savrun Fayı, inceleme alanı içinde Ceyhan'dan itibaren kuzeydoğuya doğru olan devamlılığı alüvyon örtü nedeniyle izlenememiştir.

#### 4.1.4 Göksu fayı

Kozlu (1987)'ye göre Orta Eosenin hemen sonrası harekete geçen bu fay KD-GB doğrultusunda genellikle sol yönlü doğrultu atımlı fay karakterinde olup inceleme alanı içinde alüvyon örtü altında devam etmektedir. İnceleme alanı dışında normal fayların da gözlemlendiği bu faya dar açı ile birleşen bir çok tali fayın olduğu Kozlu (1987) tarafından saptanmıştır. Misis-Ceyhan depreminin episantr koordinatları ve odak çözümlenmeleri depreme bu fayın neden olduğunu göstermektedir (Şekil 4.2).

Genel olarak bakıldığında Kozlu (1987)'ye göre Güneydoğu Anadolu'da kuzey-güney yönlü sıkışma tektoniği ile oluşmuş egemen doğu-batı gidişli sürüklenim ve bindirme yapıları inceleme alanını ve yakın çevresinde KD-GB yönlü olarak doğrultu atımlı fay zonlarına dönüştüğü ve Toros kuşağına Göksu Fayı ile bağlanmıştır. Söz konusu bu taktonik hatların Göksu Fayı zonundan başlamak üzere güneydoğu yönünde genişleşmektedir. Üst Eosen tektoniği ile yükselerek aşınma alanı durumuna gelmiş Adana ve İskenderun bölgesi, Alt Langiyende yine sıkışmalı tektonik rejimle "doğrultulu atımlı fay basenleri" olarak açıldığı saptanmıştır.

İnceleme alanına ait Landsat TM uydu görüntüsü üzerine yapılan çizgisellik analizleri sonucunda genellikle çizgiselliklerin K50D doğrultusunda yoğunlaştığı, ikincil yoğunlaşmanın da K20B doğrultusunda geliştiği belirlenmiştir (Şekil 4.3). Bu yoğunlaşmalar özellikle bölgede etkin olan fay sistemleri ile uyumludur. Çizgisellik analizlerinde, makaslama zonlarında, iki maksimum doğrultu arasındaki dar açının açığı ortayı en büyük gerilme doğrultusunu vermektedir.



Şekil 4.3 İnceleme alanındaki çizgiselliklerin Landsat TM uydu görüntüsü üzerinde gösterimi (Akbaş 1999).

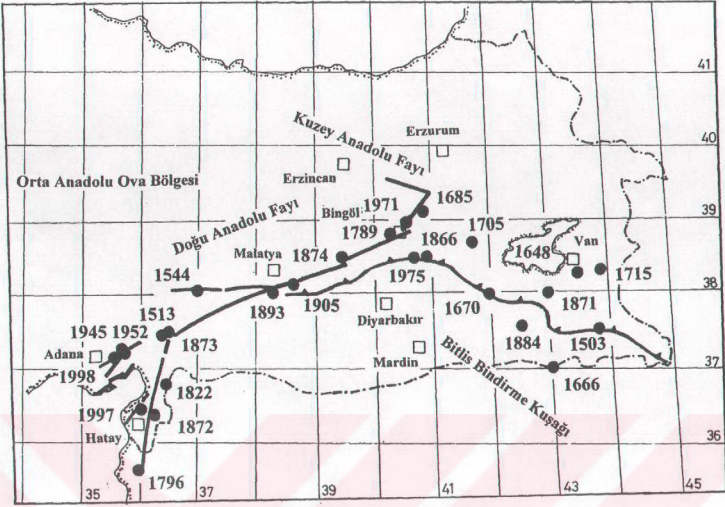


## BÖLÜM 5. ADANA VE ÇEVRESİNİN DEPREMSELLİĞİ

İnceleme alanı, dünyanın önemli doğrultu atımlı faylarından biri olan DAFZ ve BBZ (Bitlis Bindirme Zonu) tarafından oluşturulan aktif kırık kuşaklarının etkisindedir.

Şekil 5.1, DAFZ ve BBZ üzerinde son 500 yıl içerisinde meydana gelmiş tarihsel, yıkıcı depremleri göstermektedir. DAFZ üzerinde ilk deprem serisi 1544 yılında sona ermiştir (Ambraseys 1989). Bu süre içinde 1513 yılında meydana gelen depremde Adana ve Malatya ili tamamen yıkılmıştır. 1544 depreminde ise Zitun ve Malatya yıkılmış, Gaziantep ve Elbistan da ağır hasar meydana gelmiştir. DAFZ üzerindeki ikinci büyük deprem serisi ise yaklaşık 250 yıllık bir suskunluk döneminin ardından 1789-1905 yılları arasında yaşanmıştır. Bunlar, 1789 Palu, 1796 Latakya, 1822 Aafrine, 1872 Hatay, 1874-1875 Hazar Gölü ve 1893 Malatya depremleridir (Ambraseys, 1989)

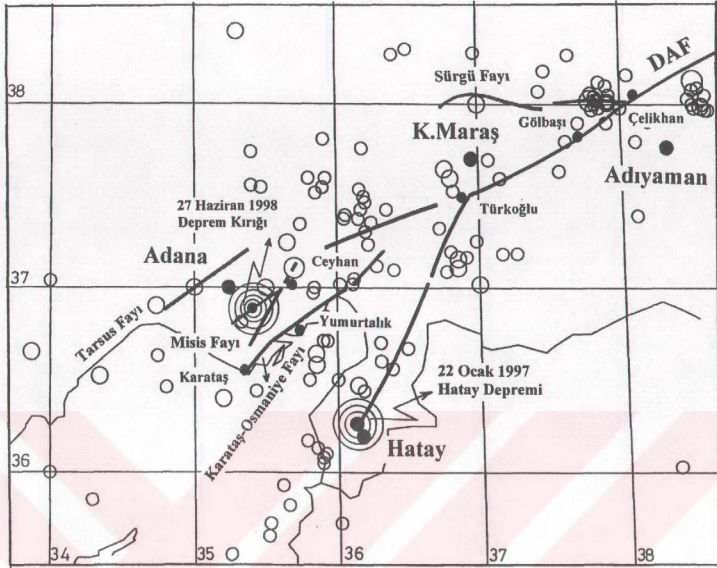
Adana-Ceyhan-Maraş civarında, M.Ö 290, 517, 524, 561, 1114, 1514 ve 1855 yıllarında şiddetleri V ile IX arasında değişen birkaç büyük deprem meydana gelmiştir (Ergin ve diğ. 1967). Ayrıca Türkoğlu civarında 1874 (I=VIII), Hazar Gölü civarında 1866 (I=VIII), Antakya ili civarında 1822 (I=IX) ve 1873 yıllarında büyük depremler meydana gelmiştir (Ergin 1971), (Şekil 5.1). Diğer taraftan son 100 yıl içinde büyük deprem olmamasına rağmen (1971 Bingöl depremi dışında), 27 Haziran 1998 kırığının hemen yakınında 20 Mart 1945 (Ms=6.1) ve 22 Ekim 1952 (Ms=5.2) Ceyhan-Misis depremleri meydana gelmiştir. 1945 depremi 34°4'K-35°8'D koordinatlarında meydana gelmiştir. Ceyhan-Misis civarındaki köylerde 2500 evin yıkılmasına ve Adana ve Kozan'da hasarlara sebep olmuştur. 13 kişi hayatını kaybetmiş, 93 kişi yaralanmıştır. Depremin şiddeti I=VIII olarak belirlenmiştir. 1952 depreminde ise 564 ev, 11 okul ve 4 cami tamamen, 318 ev de kısmen yıkılmış, 10 kişi hayatını kaybetmiştir. Deprem şiddeti I=VII olarak belirlenmiştir (Ambraseys 1988).



Şekil 5.1 Doğu Anadolu Fay Zonu ve Bitlis Bindirme Kuşağı boyunca son 500 yılda oluşmuş büyük yıkıcı depremlerin dağılımları (Ambrasys 1989'dan değiştirilmiştir, Demirtaş 1998)

Bitlis Bindirme Kuşağı üzerinde 1975 Lice depremi dışında 200-300 yıldan beri önemli sayılabilecek bir deprem olmamasına rağmen, 1503 Hakkari, 1648 Van, 1666 Musul, 1670 Hizan, 1705 Bitlis, 1715 Van, 1866 Kulp, 1871 Hakkari ve 1884 Siirt depremleri bölgede yüksek deprem potansiyeli olduğunu göstermektedir (Ambraseys 1989), (Şekil, 5.1).

Görüldüğü gibi DAFZ, 200-300 yıl boyunca sessiz kalıp, enerji birikimine maruz kalmıştır. Biriken bu enerji, birbirine yakın tarihlerde bir sıra deprem kümesi (earthquake cluster) ile açığa çıkmıştır. Örneğin, 22 Ocak 1997 Hatay depremi ( $M=5.5$ ) ve 27 Haziran 1998 Ceyhan-Misis depremleri tarih olarak birbirlerine yakın tarihlerde ortaya çıkmıştır (Şekil 5.2).



Şekil 5.2 1900-1998 yılları arasında Doğu Anadolu Fayı'nda meydana gelmiş  $M \geq 4.0$  depremlerin dağılımları, 27 Haziran 1998 Adana-Misis depremi ve 22 Ocak 1997 Hatay'nin dış merkezi (Akbaş 1999).

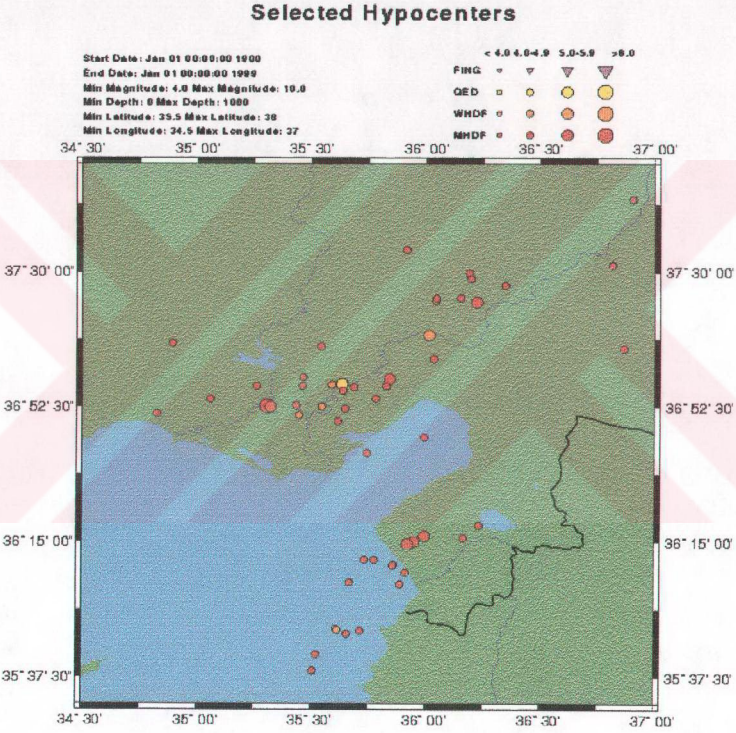
### 5.1 Klikya Bölgesinin Tarihsel Dönem Deprem Etkinliği

1900 yıllık süreç gözden geçirildiğinde, tarihsel dönem depremlerin yıllara göre dağılımlarında eksikliklerin olduğu göze çarpar. Bu durum yeterli ve sağlıklı veri olmadığını göstermektedir. Tarihsel dönem depremleri incelendiğinde bazı depremlerin birbiriyle çelişkili olduğu, tarih belirlenmesinde hatalar olabileceği görülmektedir (Ulutaş 1998).

### 5.2 Klikya Bölgesinin Aletsel Dönem Deprem Etkinliği

Aletsel dönem verilerinin başlangıcı, 1900 yılına kadar dayanır. 100 yıllık bir geçmişi olan aletsel veriler, 1964 yılında WWSSN (World Wide Standardized Seismograph Network=Dünya kapsamında standart sismograf ağı) istasyonlarının kurulması ve bilgisayarların yaygın hale gelmesi ile, daha kaliteli ve ulaşılabilir nitelikler kazandı. Bunların sonucunda ISC (International Seismological

Center=Uluslararası Sismoloji Merkezi), NEIC (National Earthquake Information Center=Ulusal Deprem Bilgi Merkezi), USGS (United States Geological Survey=Birleşik Devletler Jeoloji Araştırma Merkezi) gibi veri merkezlerinden bilgi elde edilmesi, son yıllarda internet kullanımının yaygınlaşması ile daha kolay hale gelmiştir (Ulutaş 1998). Şekil 5.3' de inceleme alanı içinde 1900-1999 yılları arasında  $M \geq 4$  olan depremlerin episantr dağılım haritası görülmektedir



Şekil 5.3 Episantr dağılım haritası (USGS web sayfasından derlenmiştir).

## BÖLÜM 6. CİSİM DALGALARININ TERS ÇÖZÜMÜ

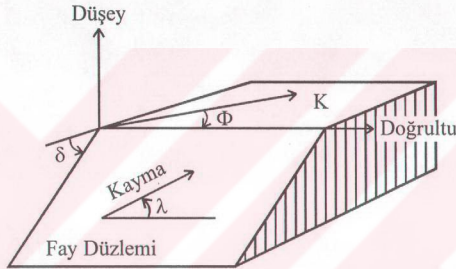
Odak mekanizmasının belirlenmesi için, odağın etkin kuvvet sisteminin, deprem sırasında oluşan fay düzleminin doğrultu ve eğiminin, hareket (kayma) vektörünün geometrisinin (azimut-dağılım), odağın dinamik değişkenlerinin (asal gerilme eksenlerinin durumunun) saptanması gerekir. Deprem dalgalarının dinamik özelliklerini etkileyen en önemli faktörlerden birisi deprem odağındaki hareketin mekanizmasıdır. Bu nedenle hem cisim hem de yüzey dalgaları odak mekanizması saptanmasında kullanılır.

Cisim dalgalarının spektrumu ve dalga şekli kaynak çalışmalarında önemli bilgiler sağlar. Cisim dalgalarının zaman ortamında analizinde gözlemsel dalga şekli, bir kaynak-zaman fonksiyonu ile modellenir ve bununla ilişkili zaman sabitleri, kaynak boyu ve fay hareketinin taneçik hızı terimleri ile yorumlanır (Aki 1968, Haskell 1969, Kanamori 1972, Abe 1974). Gözlemsel dalga şekilleri karmaşık olmadığında, modelleme işlemi düz ya da ters çözüm yöntemleri kullanılarak yapılabilir. Büyük bir depremde cisim dalgası oldukça karmaşık bir yapıda olacaktır ve standart ters çözüm yöntemleri yeterli olmayacaktır. Çok olay modeli kullanılarak büyük depremlerin cisim dalgalarının yapısının açıklanabilmesi için birkaç girişim yapılmıştır (Imamura 1937, Miyamura ve diğ. 1964).

Yapay sismogram hesaplamasındaki gelişmeler ve bunların gözlemsel dalga şekilleri ile karşılaştırılması, deprem kaynak mekanizmasının incelenmesinde oldukça önemli bir yer almıştır. Kullanılan nicel değerlendirme yöntemlerinde, gözlemsel ile kuramsal olarak kestirilen dalga şekillerinin genliklerinin karşılaştırılması farklı faz ve frekans bantları için geliştirilmiştir. Deprem parametrelerinin niceliği geleneksel olarak, depremin episantrının belirlenmesi, odak derinliğinin belirlenmesi, yayılma zamanlarından orijin zamanının belirlenmesi ile birlikte, belirli sismik fazların genliklerinden deprem magnitudünün hesaplanmasını içerir. Her ne kadar magnitud, depremin büyüklüğünü tanımlayan temel parametre olarak bilinse de, magnitud

depremdaki enerji veya deformasyon boşalımıyla doğrudan ilişkili bir parametre değildir. Deprem büyüklüğünün tanımı için en iyi nicelik, skaler sismik momenttir ( $M_0$ ). Sismik moment, sahadaki yüzey faylanmasının alanı ve ortalama kaymadan hesaplanır. İlk sismik moment kestirimi 16 Haziran 1964 Niigata depremi için Aki (1966) tarafından yapılmıştır (Irmak 1996).

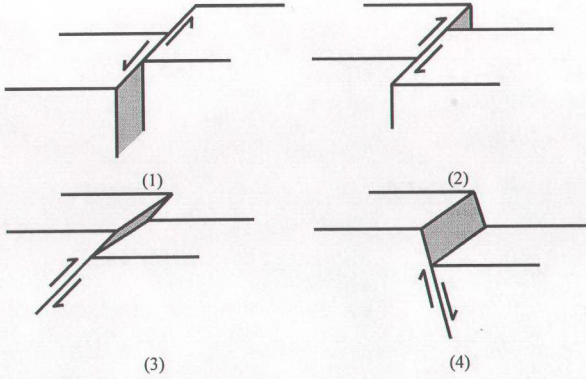
Fay geometrisi, doğrultu (strike= $\phi$ ), eğim (dip= $\delta$ ), ve kayma (slip= $\lambda$ ) açıları olmak üzere üç açı ile tanımlanır. Şekil 6.1'de fay düzlemi üzerinde bu açılar görülmektedir.



Şekil 6.1. Fay geometrisi (Kikuchi 1995).

Fayın doğrultusu ( $\phi$ ); kuzeyden itibaren saat yönünde ölçülen açıdır ve  $0^\circ \leq \phi \leq 360^\circ$  arasında değişir, eğim açısı ( $\delta$ ); taban bloğunun yatayla yaptığı açıdır ve  $0^\circ \leq \delta \leq 90^\circ$  arasında değişir, kayma açısı ( $\lambda$ ); doğrultu ile kayma vektörü arasındaki açıdır ve  $-180^\circ \leq \lambda \leq 180^\circ$  arasında değişir. Mekanizma çözümünde, fay düzlemi ve yardımcı düzleme karar verebilmek için, kabuk deformasyonu, artçı sarsıntılarının dağılımı ve bu bölgenin tektonik yapısı gibi parametrelerin araştırılması gerekir.

Eğim ve kayma açıları arasındaki ilişkiye göre faylar birkaç grup altında toplanabilirler (Şekil 6.2).



Şekil 6.2. Fay Çeşitleri (Kikuchi, 1995)

- |   |                               |
|---|-------------------------------|
| (1) $\lambda \sim 0^\circ$ ; $\delta \sim 90^\circ$   | Sol yönlü doğrultu atımlı fay |
| (2) $\lambda \sim 180^\circ$ ; $\delta \sim 90^\circ$ | Sağ yönlü doğrultu atımlı fay |
| (3) $\lambda \sim 90^\circ$ ; $\delta \sim 30^\circ$  | Eğim atımlı ters fay          |
| (4) $\lambda \sim 90^\circ$ ; $\delta \sim 60^\circ$  | Eğim atımlı normal fay        |

### 6.1 Moment Tensör Tanımı

Gilbert (1970) tarafından ve bir noktadaki kinematik stres dönüşümü nedeniyle oluşan kuvvetin ilk momenti olarak tanımlanmıştır.

$$\begin{aligned}
 w(t, r, z, Az) &= s(t) * \sum_{i=1}^3 \tilde{H}_{w_i}(t, r, z) A_i' \\
 q(t, r, z, Az) &= s(t) * \sum_{i=1}^3 \tilde{H}_{q_i}(t, r, z) A_i' \\
 v(t, r, z, Az) &= s(t) * \sum_{i=1}^3 \tilde{H}_{v_i}(t, r, z) A_{i+3}'
 \end{aligned} \tag{6.1}$$

Burada,  $w$ ; düşey bileşen,  $q$ ; radyal bileşen,  $v$ ; teğetsel bileşen,  $Az$ ; azimut,  $s(t)$ ; uzak alan kaynak zaman fonksiyonu,  $\tilde{H}_d$  ( $d = w, q, v$ ); Green fonksiyonu,  $A_i'$ ; moment tensör elementinin kombinasyonu,  $*$ ; konvolüsyon işlemidir.

$$\begin{aligned}
A_1' &= 1/2(M_{22} - M_{11})\text{Cos}2(AZ) - M_{12}\text{Sin}2(AZ) \\
A_2' &= (M_{13}\text{Cos}(AZ) + M_{23}\text{Sin}(AZ)) \\
A_3' &= 1/2(M_{11} + M_{22}) \\
A_4' &= 1/2(M_{11} - M_{22})\text{Sin}2(AZ) - M_{12}\text{Cos}2(AZ) \\
A_5' &= (M_{23}\text{Cos}(AZ) - M_{13}\text{Sin}(AZ))
\end{aligned} \tag{6.2}$$

Bu eşitlikler tam bir nokta deviatorik kaynak için geçerlidir.

$$s(t) = \sum_{i=1}^n S_i B(t - \tau_i) \tag{6.3}$$

(6.2) eşitliği (6.1) eşitliğinde yerine koyulduğunda, moment tensör elemanları  $M_{ij}$  ve zaman fonksiyonu elemanları genlikleri  $S_i$ 'ler, Green fonksiyonları ile azimut terimleri ve dikdörtgen genişliği ve zaman fonksiyonu, dönüşüm elemanlarıdır ve giriş olarak belirlenebilirler. (6.1) eşitliği derinliğin doğrusal bir fonksiyonu olmadığı için, Green fonksiyonları bazı derinlikler için hesaplanmalı ve en iyi sonucu elde etmek için ayrı dönüşüm kullanılmalı.

## 6.2 Genelleştirilmiş Dönüşüm Tekniği

Genelleştirilmiş, standart bir dönüşüm yöntemi Wiggins (1972)'den sonra gözlemsel veri ve yapay sismogramlara uygulanmıştır. Matris notasyonda, gözlemsel ve yapaylar arasındaki farklılık;

$$\underline{\Delta c} = \underline{A} \underline{\Delta p} \tag{6.4}$$

ile verilir. Burada,

$$\underline{A}; \text{ yapay sismogram } (C_j) \text{'nin kısmi türevinin matrisi, } A_{ij} = \frac{\delta C_j}{\delta P_i}$$

$P_i$  ve  $\underline{\Delta p}$ ; değişim parametrelerinin matrisidir. (6.5) bağıntısında değişen parametreler verilmiştir,



$$\underline{\Delta p} = \underline{A}^+ \underline{\Delta c} = \underline{V} \underline{\Lambda}^{-1} \underline{U}^T \underline{\Delta c} \quad (6.5)$$

Sismik moment, fay hareketine eşdeğer bir nokta kaynağın mekanik momentidir. Çok basit olarak;

$$M_0 = \mu * A * d \quad (6.6)$$

bağıntısıyla ifade edilebilir. Burada,  $M_0$ ; sismik momenti,  $\mu$ ;kayacın rijiditesini,  $A$ ;faylanma bölgesinin alanını,  $d$ ;kayma mesafesini gösterir.

Skaler moment tensör, bir depremin büyüklüğünün ölçüsüdür. Skaler moment  $M_0$  ile moment magnitudü ( $M_w$ ) arasında aşağıdaki ilişki;

$$M_w = \frac{2}{3} \log M_0 - 10.7 \quad (6.25)$$

bağıntısı ile verilir.

Kaynak mekanizmasının teorisinde, sismik moment tensör  $M_{ij}$  ve her birimin veya birim yüzeyin moment tensör yoğunluğu  $m_{ij}$  önemli bir içeriktir. Bunlar arasındaki ilişki;

$$M_{ij} = \int_V m_{ij} dv = \int_S m_{ij} ds \quad (6.7)$$

bağıntısıyla gösterilebilir.

Eğer sadece elastik olayların olduğu elastik bir ortamın varlığını düşünürsek, cisim kuvvetinin yokluğu durumunda hareket formülü;

$$\rho \ddot{u}_i = \tau_{ij,j} \quad (6.8)$$

olur. Elastik ya da anelastik olayların olduğu gerçek ya da fiziksel ortamlar için,  $\sigma_{ij}$  ve  $\tau_{ij}$  ile verilen toplam stres sadece tam elastik model için uygundur. Gerçek ortamın hareket denklemi;

$$\rho \ddot{u}_i = \sigma_{ij,j} \quad (6.9)$$

dir. Eğer  $m_{ij}$ 'yi moment tensör yoğunluğu olarak tanımlarsak,

$$m_{ij} = \tau_{ij} - \sigma_{ij} \quad (6.10)$$

(6.10) deki  $\sigma_{ij}$ 'yi, (6.9) de yerine koyarsak,

$$\rho \ddot{u}_i = \tau_{ij,j} - m_{ij,j} \quad (6.11)$$

elde ederiz. Eğer bu eşitliği, sismik kaynağın eş cisim kuvvetleri  $F_i$  tarafından tanımlandığı eşitliği ile karşılaştırırsak;

$$F_i = -m_{ij,j} \quad (6.12)$$

elde ederiz. Eş cisim kuvvetleri moment tensörden türetilbilir ve her ikisi de sismik kaynağın tanımlanmasında kullanılabilir. Eş kuvvetler sadece kaynak bölgesindeki anelastik ortam için stress güvenilirliği için uygundur. (6.11) bağıntısında verilen moment tensör tanımına göre, bu stresler bir deprem kaynağındaki anelastik yerdeğiştirmelerle doğrudan ilişkilidir.

Eğer (6.7) de (6.12) deki  $m_{ij}$ 'yi yerine koyarsak,  $m_{ij}$  terimindeki odak bölgesi dışındaki elastik yerdeğiştirmeyi açıklayabiliriz. Bunu Green fonksiyonunda yerine koyarsak;

$$u_i = \int_{-\infty}^{\infty} d\tau \int_{V_0} -m_{kj,j} G_{ik} dV \quad (6.13)$$

uzaysal koordinatlarda integral alındığında;

$$u_i = \int_{-\infty}^{\infty} m_{kj} G_{kj} d\tau + \int_{-\infty}^{\infty} d\tau \int_{V_0} m_{kj} G_{ik,j} dV \quad (6.14)$$

olur. Dış kuvvetler ve gerilmelerin olmadığı durumda iç kuvvetlerin toplamı ve momentler önemsizdir  $m_{kj} G_{kj} = 0$ . Bu durumda;

$$u_i = \int_{-\infty}^{\infty} d\tau \int_{V_0} m_{kj} G_{ik,j} dV \quad (6.15)$$

Eğer moment tensör sadece bir  $\Sigma$  yüzeyi üzerinde tanımlırsa, birim yüzeyin moment tensör yoğunluğu  $m_{ij}$  kullanılır ve bir yüzey integrali olarak tanımlanır.

$$u_i = \int_{-\infty}^{\infty} d\tau \int_{\Sigma} m_{kj} G_{ik,j} dS \quad (6.16)$$

Odak küresi dışındaki elastik yerdeğiştirmeleri, (6.15) ve (6.16) eşitlikleri gösterir. Nokta kaynak için, (6.15) ve (6.16) eşitlikleri, \* kullanılarak zaman konvolüsyonunu açıklamak için karmaşık bir şekilde yazılabilir,

$$u_i = M_{kj} * G_{ik,j}. \quad (6.17)$$

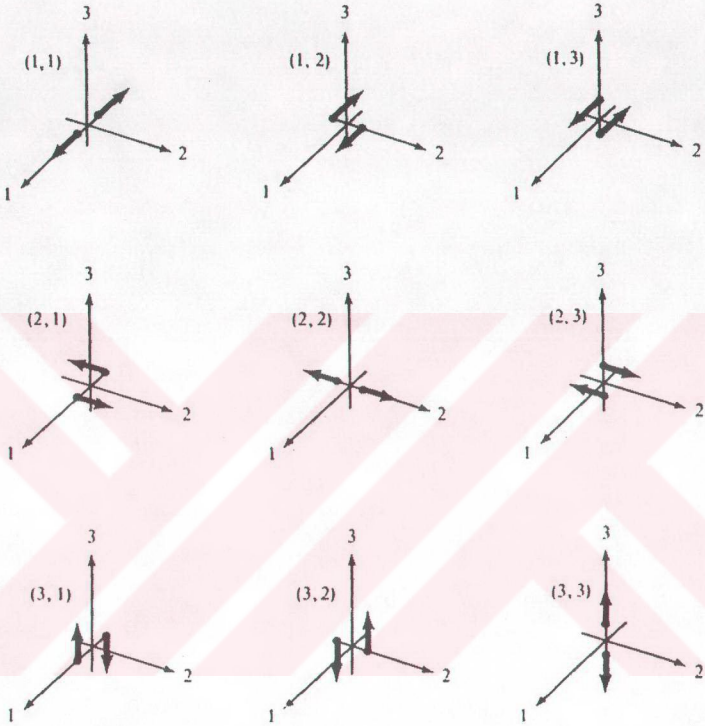
Moment tensörün fiziksel anlamı, eş cisim kuvvetleri arasındaki ilişkiyle anlaşılabilir. (6.17) ye göre elastik yerdeğiştirme;

$$u_i(x_s, t) = \int_{-\infty}^{\infty} d\tau \int_{V_0} F_k(\xi_s, \tau) G_{ik}(x_s, t; \xi_s, \tau) dV \quad (6.18)$$

Eğer  $G_{ik}$ 'yi orijin civarında Taylor serisine açarsak,  $\xi_k = 0$ , ilk üç terim;

$$G_{ik}(\xi_s) = G_{ik}(0) + \xi_s \frac{\partial G_{ik}}{\partial \xi_s} + \frac{1}{2} \xi_n \xi_s \frac{\partial^2 G_{ik}}{\partial \xi_n \partial \xi_s} + \dots \quad (6.19)$$

olarak bulunur.



Şekil 6.3. Sismik moment tensör bileşenlerinin gösterimi.

Sadece ilk iki terim alınarak ve (6.5) eşitliğinde yerine koyulursa, iç kuvvetlerin toplamının sıfır olması şartından dolayı, ilk terim sıfır olur.

$$\int_{V_0} F_k(0) G_{ik}(0, x) dV = 0 \quad (6.20)$$

Buradan;

$$u_i = \int_{-\infty}^{\infty} d\tau \int_{V_0} F_k \xi_j G_{ik,j} dV \quad (6.21)$$

elde ederiz.(6.20) ve (6.14) eşitlikleri karşılaştırıldığında;

$$m_{jk} = \xi_j F_k \quad (6.22)$$

elde edilir.

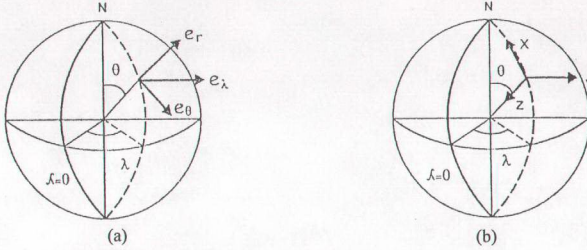
Moment tensör yoğunluğu  $m_{ij}$ , (6.19) bağıntısındaki Taylor açılımının sıfırdan farklı ilk terimine karşılık gelir ve bu yüzden birinci dereceden moment tensör olarak adlandırılır. Bu terim Green fonksiyonunun birinci türevi ile ilişkilidir. Moment tensörün daha yüksek dereceden türevi, yine Green fonksiyonunun daha yüksek dereceden türevi ile ilişkilidir.

(6.22) bağıntısına göre,  $m_{ij}$  bileşeni, kuvvet çiftleri veya dipollere uygun gelir.  $m_{11}$ ,  $m_{22}$  ve  $m_{33}$  bileşenleri momentsiz lineer dipollerdir yani aynı doğrultudaki kollarıdır. Diğer bileşenler ise momentli kollarıdır ve momentsiz kollara dik kuvvetlerdir (Şekil 6.3). Sıfır net moment durumu simetrik tensör gerektirir  $m_{ij}=m_{ji}$ , zıt momentli çiftler eşit olmalıdır. İtme kuvveti nedeniyle Green Fonksiyonunun yerdeğiştirmeyi verdiğini gördük aslında itme kuvveti dipoller ya da çiftleri nedeniyle bunun türevi yerdeğiştirmeyi verir. Sonuç olarak, (6.15) ve (6.16) eşitliklerine göre, elastik yerdeğiştirmeler kaynağı (moment tensör) gösteren kuvvetlerin dipol yada couple dağılımlarının konvolüsyonu ile itici kuvvet çiftlerinin (Green Fonksiyonunun türevi) sebep olduğu yerdeğiştirmelerden elde edilir.

Moment tensör bileşenleri bir referans koordinat sistemi ile ilişkili olarak açıklanır. Genellikle orijini depremin odağı olmak üzere Kartezyen koordinat sistemi  $(x, y, z)$  veya  $(x_1, x_2, x_3)$  kullanılır (Şekil 6.4).

Odağın  $(r, \theta, \phi)$  jeosentrik küresel koordinatlarda gösterildiği bir sistem daha kullanılır. Burada  $r$ , radyal doğrultu;  $\theta$ , jeosentrik enlemi;  $\phi$ , jeosentrik boylamı

gösterir. Bir kartezyen koordinat sisteminde odak, birim vektörler  $e_r$ ,  $e_\theta$ ,  $e_\phi$  ile ( $r$ ,  $\theta$  ve  $\phi$ 'nin pozitif artış yönünde) tanımlanır. Bu sistem doruk, güney ve doğu yönlerinde pozitif eksenler içerir (Şekil 6.4.a).



Şekil 6.4 Deprem odağının koordinat sisteminde gösterilmesi ( $r, \theta, \phi$ ).

(a) Birim vektörleri gösteren sistem ( $e_r$ ,  $e_\theta$ ,  $e_\phi$ ) (dorum, güney, doğu),

(b) Coğrafik koordinat sistemi ( $x$ ,  $y$ ,  $z$ ) ya da ( $x_1$ ,  $x_2$ ,  $x_3$ ) (kuzey, doğu, çukur) (Utku 1996).

Aşağıda, üç sistemde moment tensörünün altı bileşeninin ilişkisi gösterilmiştir.

$$M_{11} = M_{xx} = M_{\theta\theta}$$

$$M_{22} = M_{yy} = M_{\phi\phi}$$

$$M_{33} = M_{zz} = M_{rr}$$

$$M_{12} = M_{xy} = -M_{\theta\phi}$$

$$M_{13} = M_{xz} = M_{r\theta}$$

$$M_{23} = M_{yz} = -M_{r\phi}$$

(6.23)

Bir moment tensörünün içerdiği 9 bileşenden 6 tanesi simetri nedeniyle ilişkilidir.

Moment tensör bileşenleri aşağıdaki bağıntılardan hesaplanabilir:

$$M_{11} = M_0 (-\sin \delta_s \cos \lambda_s \sin 2\phi_s - \sin 2\delta_s \sin \lambda_s \sin^2 \phi_s)$$

$$M_{12} = M_{21} = M_0 (\sin \delta_s \cos \lambda_s \cos 2\phi_s + 0.5 \sin 2\delta_s \sin \lambda_s \sin 2\phi_s)$$

$$M_{13} = M_{31} = M_0 (-\cos \delta_s \cos \lambda_s \cos \phi_s - \cos 2\delta_s \sin \lambda_s \sin \phi_s)$$

$$M_{22} = M_0 (\sin \delta_s \cos \lambda_s \sin 2\phi_s - \sin 2\delta_s \sin \lambda_s \cos^2 \phi_s)$$

$$M_{23} = M_{32} = M_0 (-\cos \delta_s \cos \lambda_s \sin \phi_s + \cos 2\delta_s \sin \lambda_s \cos \phi_s)$$

$$M_{33} = M_0 (\sin 2\delta_s \sin \lambda_s)$$

(6.24)

### 6.3 İzotropik ve Deviatrik Moment Tensör

Moment tensörün diyagonal bileşenlerin ortalaması;

$$I = (M_{11} + M_{22} + M_{33})/3 \quad (6.26)$$

izotropik bileşen olarak adlandırılır. Eğer nokta kaynak bir tam izotropik moment tensör ise;

$$M_{jk} = M_0 \delta_{jk} \quad (6.27)$$

dir. Buradan S dalgasının uzak alan yayılma yolu;

$$\begin{aligned} R^S &= \sum_{j=1}^3 \sum_{k=1}^3 M_{jk} e_j^S \gamma_k = M_0 \sum_{j=1}^3 \sum_{k=1}^3 \delta_{jk} e_j^S \gamma_k \\ &= M_0 \sum_{k=1}^3 3e_k^S \gamma_k = 0 \end{aligned} \quad (6.28)$$

ile gösterilir. Burada üst indis S; SH ve SV fazlarını temsil etmektedir. Buradan görüldüğü gibi S dalgası izotropik moment tensörden oluşmamaktadır.

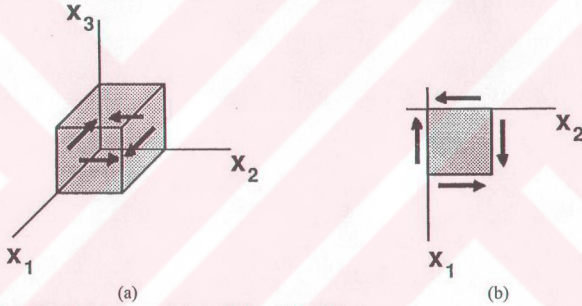
Diğer taraftan, sıfır izotropik bileşenli moment tensör bir deviatrik moment tensör olarak adlandırılır. Bu durumda  $\sum_i M_{ii}$  izi sıfırdır. İki çeşit deviatrik moment tensör vardır. Birincisi; makaslama yerdeğiştirmesine eşit olan sıfır determinantlı moment tensör, diğeri ise; determinantı sıfırdan farklı olan moment tensördür. Özel bir örnek de “compensated linear vector dipole” (CLVD) olarak adlandırılan ve  $M_0$ ,  $-1/2M_0$  ve  $-1/2M_0$  ile verilen eş vektörlerdir.

### 6.4 İkili Kuvvet Çifti

Bir ikili kuvvet çiftinden oluşan kaynağın, P dalgası yayılım yoluyla yorumlanması çalışmaları vardır. Bu genellikle tek kuvvet çiftinden oluşan kaynak ve magma fişkirmasıyla karşılaştırılır. Teorik ve gözlemsel çalışmaların temelinde, ikili kuvvet

çifti kaynak doğal deprem kaynağı ile büyük uyum sağlamaktadır. Bu aynı zamanda, bir ikili kuvvet çiftinin bir yerdeğiştirme kaynağına eş olduğunu ve iki kaynağın da tam olarak aynı dalga şekli oluşturduğunu ortaya koymaktadır.

1970'lerde, daha genel bir kuvvet sistemi olan moment tensörün gelişmesiyle ikili kuvvet çiftinin rolü değışti ve günümüzde moment tensörün özel bir şekli olarak benimsendi. İkili kuvvet çifti sistemi, bir moment tensörün makaslama bileşeni olarak görülür (örneğin,  $M_{12}$ ). Makaslama bileşeni ters işaretli bir çift kuvvet içerir (Şekil 6.5). Bir çift kuvvetin moment değeri "sismik moment" veya "moment" olarak adlandırılır. Bununla birlikte bunun, herhangi iç kuvvet durumunda her zaman sıfır olan net moment olmadığını belirtmek gerekir.



Şekil 6.5. Bir çift kuvvet ( $M_{12}$ ) (Kikuchi 1995).

Yukarıda belirtildiği gibi ikili kuvvet çifti, moment tensörün özel bir durumudur. Diğer bir deyişle, Bir moment tensörün, bir kuvvet çiftine indirgenmesi için gerekli olan bazı koşullar vardır. Bunlar;

$$trace = \sum_{i=1}^3 M_{ii} = 0$$

$$\det(M_{ij}) = \begin{vmatrix} M_{11} & M_{12} & M_{13} \\ M_{21} & M_{22} & M_{23} \\ M_{31} & M_{32} & M_{33} \end{vmatrix} = 0 \quad (6.29)$$

Sadece ve sadece bu koşullar altında moment tensör, bir kuvvet çiftine indirgenebilir.



$M_{ij}$ 'nin eş değerlerini tanımlamak için karakteristik eşitlik aşağıda verilmiştir.

$$\begin{vmatrix} M_{11} - M & M_{12} & M_{13} \\ M_{21} & M_{22} - M & M_{23} \\ M_{31} & M_{32} & M_{33} - M \end{vmatrix} = 0 \quad (6.30)$$

Buradan eş değerler  $M$ , üçüncü dereceden bir eşitlik ile aşağıdaki gibi verilir;

$$-M^3 + aM^2 + bM + c = 0 \quad (6.31)$$

Buradaki  $a$ ,  $b$  ve  $c$  katsayıları;

$$a = \text{trace} ; -b = \begin{vmatrix} M_{11} & M_{12} \\ M_{21} & M_{22} \end{vmatrix} + \begin{vmatrix} M_{11} & M_{13} \\ M_{31} & M_{33} \end{vmatrix} + \begin{vmatrix} M_{22} & M_{23} \\ M_{32} & M_{33} \end{vmatrix} \quad (6.32)$$

$$c = \det(M_{ij}) = \begin{vmatrix} M_{11} & M_{12} & M_{13} \\ M_{21} & M_{22} & M_{23} \\ M_{31} & M_{32} & M_{33} \end{vmatrix}$$

Bu eşitliklerin çözümünden,  $a=0$  ve  $c=0$  bulunur. Buradan, (6.31) karakteristik eşitliği;

$$-M^3 + bM = 0 \quad (6.33)$$

olarak elde edilir. Buradan, eş değerler;

$$M = 0, \pm M_0 \quad (M_0 = \sqrt{b}) \quad (6.34)$$

olarak bulunur.

Kuvvet çifti,  $M_0$ ,  $0$ ,  $-M_0$  olmak üzere bir grup eş değere sahiptir.  $M_0$ 'ın değeri sismik moment ya da skaler momenttir.  $M_0$ ,  $0$ ,  $-M_0$  eş değerleri için eş vektörler (ya da ana eksenler), “tansiyon eksen” (T-ekseni), “sıfır eksen” (B-ekseni) ve “basınç eseni”

(P-ekseni) olarak adlandırılır. Bu eksenler aşağıdaki krakteristik eşitlikten ve normalizasyon koşullarından elde edilir.

$$\begin{vmatrix} M_{11} - M & M_{12} & M_{13} \\ M_{21} & M_{22} - M & M_{23} \\ M_{31} & M_{32} & M_{33} - M \end{vmatrix} \begin{vmatrix} a_1 \\ a_2 \\ a_3 \end{vmatrix} = \begin{vmatrix} 0 \\ 0 \\ 0 \end{vmatrix}$$

(6.35)

$$a_1^2 + a_2^2 + a_3^2 = 1$$

## BÖLÜM 7. 27.06.1998 ADANA DEPREMİNİN CİSİM DALGALARI TERS ÇÖZÜMÜ İLE ANALİZİ

### 7.1 Kullanılan Veriler

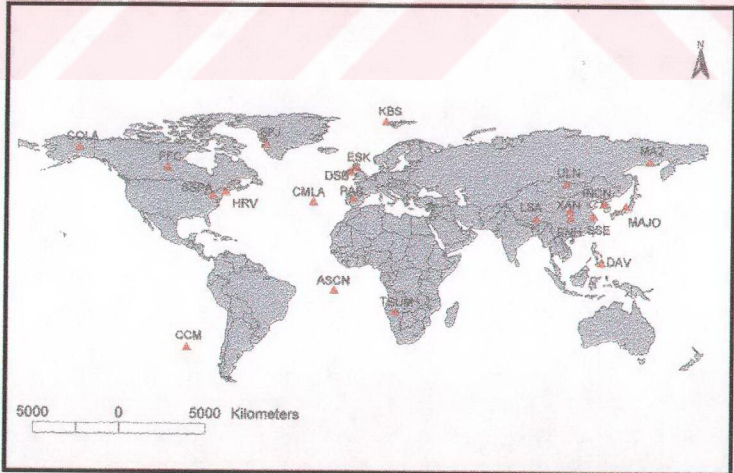
Adana depremi moment tensör analizi için, IRIS'e bağlı 34 istasyonun geniş band kayıtları alınmıştır. Ancak bu istasyonlardan, çekirdek ve üst manto yansımalarından kaçınmak amacıyla episantr uzaklığı  $30^\circ \leq \Delta \leq 90^\circ$  arasında olanlar ve alet bilgileri, kazanç (gain), kutup ve sıfırlarda eksiklik olmayanlar seçilmiş ve ters çözüm işlemi kalan 22 adet istasyon kayıtlarıyla yapılmıştır. İstasyonların azimutal dağılımının iyi olması çözümü olumlu yönde etkilemektedir. Ancak kullandığımız istasyonların azimutal dağılımı oldukça kötüdür. Düğüm düzlemleri çevresinde yeterli istasyon bulunmaması ve istasyonların her bir kadrandaki dağılımı yeteri kadar iyi olmadığından, düğüm düzlemlerini geçirirken çok yönlü çözümler ortaya çıkmasına sebep olmuştur.

Yapılan bu işlemlerden sonra elimizde kalan 22 istasyonun geniş band kayıtlarının P dalgası fazları kullanılmıştır. İstasyonlardaki sinyal/gürültü (S/G) oranının düşük olmasından dolayı, SH dalgası fazları iyi gözlenememiştir. Bu nedenle çözümler sadece P dalga fazları kullanılmıştır. Çalışmada kullanılan istasyonlar ve bu istasyonların parametreleri Tablo 7.1'de verilmiştir. Bu istasyonların dünya üzerindeki dağılımı ise Şekil 7.1'de gösterilmiştir.

Alınan deprem kayıtları hız sismogramlarıdır ve geniş band kayıtçılarda, saniyede 20 örnek alarak kaydedilmişlerdir. Bu nedenle örnekleme aralığı  $1/20=0.05\text{Hz}$  olarak alınmıştır. Sismogramlar band geçişli filtreden geçirilmiştir. Filtrenin alçak frekans değerleri 0.1-0.008Hz arasında, yüksek frekans değerleri ise, 0.5-1Hz aralıklarında değiştirilmiştir.

Tablo 7.1. 27.06.1998 Adana depreminin ters çözümünde kullanılan istasyonlar

Istasyon Kodu	Enlem	Boylam	Azimut (°)	Uzaklık (°)	Bağlı Olduğu Network	Kurulu Olduğu Yer
ASCN	-7.932700	-14.360100	-122.9	64.5	II	Butt Crater, Ascension Island
CCM	38.055698	-91.244598	-39.1	90.7	IU	Cathedral Cave, Missouri
CMLA	37.763699	-25.524300	-69.1	47.8	II	Cha de Macela, Sao Migeul Island, Azores, Portugal
COLA	64.873802	-147.85110	1.5	78.5	IU	College, Alaska
DAV	7.087800	125.574997	84.3	85.8	IU	Davao, Philippines
DSB	53.245201	-6.376200	-46.6	33.4	GE	Dublin, Ireland
ENH	30.271799	109.487000	72.4	60.5	CD	Enshi, China
ESK	55.316700	-3.205000	-42.0	32.2	II	Eskdalemuir, Scotland
FFC	54.724998	-101.97799	-23.2	81.7	II	Flin Flon, Manitoba, Canada
HRV	42.506001	-71.557999	-46.4	76.8	IU	Harvard, Massachusetts
INCN	37.483299	126.633003	57.9	69.5	IU	Inchon, Korea
KBS	78.925598	11.941700	-6.4	43.5	GE	Kings Bay, Norway
LSA	29.700001	91.150002	81.6	46.4	CD	Lhasa, China
MA2	59.340000	150.460007	29.5	70.1	IU	Magadan, Russia
MAJO	36.542500	138.208298	53.3	77.7	AS	Matsushiro, Japan
PAB	39.545799	-4.348300	-72.2	31.3	IU	San Pablo, Spain
SFJ	66.996696	-50.615200	-28.3	55.3	GE	Sondre Stomfjord, Greenland
SSE	31.095600	121.186996	66.2	68.9	IC	Shanghai, China
SSPA	40.640099	-77.891403	-44.7	81.6	IU	Standing Stone, Pennsylvania
TSUM	-19.20220	17.583799	-160.0	58.3	IU	Tsumeb, Namibia
ULN	47.867001	107.000504	53.6	52.2	IU	Ulaanbaatar, Mongolia
XAN	34.031300	108.923698	68.8	58.4	IU	Xi'an, China



Şekil 7.1. Adana Depremi Moment Tensör Analizi çalışmasında kullanılan istasyonların dünya üzerindeki dağılımı.

## 7.2 Önceki Çalışmalar

Adana depreminin CMT çözümleri çeşitli kişi ve kuruluşlar tarafından yapılmıştır. Aşağıda bu çalışmalara örnek olarak HRVD, USGS ve Aktar ve diğ. (2000) ve Irmak ve Kikuchi (2000) tarafından yapılan çalışmaların sonuçları aşağıdaki tabloda verilmiştir (Tablo 7.2).

Tablo 7.2 HRVD, USGS, Aktar ve diğ., (2000), Irmak ve Kikuchi, (2000) tarafından yapılan CMT çözümlerinin karşılaştırılması.

	HRVD		USGS		Aktar ve diğ.,(2000)		Irmak ve Kikuchi, (2000)	
Oluş Zamanı (GMT)	13:55:59.4		13:55:49.16		13:55:52.75		13:56:00.1	
Enlem (°)	36.87		36.94		36.53		36.88	
Boylam (°)	35.58		35.30		35.33		35.31	
Derinlik (km)	29.5		14		33		18	
Doğrultu (°)	321	53	323	55	319	55	131	40
Eğim (°)	75	81	77	80	80	80	83	81
Kayma (°)	171	15	170	13	175	14	-171	-7
Sismik Moment(dyncm)	3.96x10 <sup>25</sup>		3.3x10 <sup>25</sup>		3.63x10 <sup>25</sup>		2.89x10 <sup>25</sup>	
Moment Magnitud	6.3		6.3		6.2		6.3	

## 7.3 Uzak Alan Cisim Dalgalarının Ters Çözümü

Bu çalışmada ters çözüm işlemi, Kikuchi&Kanamori (1991) olarak bilinen uzak alan cisim dalgaları ters çözüm için hazırlanan bilgisayar yazılımı ile yapılmıştır. Bir Fortran 77 yazılımı olan bu programda, ters çözüm işlemi dört aşamada yapılmaktadır. Birinci aşamada, alet tepkisinin dekonvolüsyonu, azimutun, ışın parametresinin, teorik varış zamanı ve geometrik yayılmanın hesaplanması yapılmaktadır. İkinci aşamada, Haskel yayıcı matris tekniği ve ışın teorisi yöntemleri kullanılarak Green fonksiyonlarının hesaplanması, üçüncü aşamada; gözlemsel yerdeğiştirme kayıtları ve Green fonksiyonları kullanılarak kaynak mekanizması ve olayın (veya olayların) sismik momentleri en küçük kareler yöntemi ile tanımlanmaktadır. Son olarak da dördüncü aşamada; gözlemsel ve yapay dalga şekilleri karşılaştırılarak, çözüm sonucunun grafik ortamında gösterimi yapılmaktadır. Dönüşüm sonucunun grafik ortamındaki gösterimi için GSVIEW programı kullanılmıştır.

Programda veri formatı olarak IRIS'in ASCII formatındaki verileri kullanmaktadır. Bu kayıtlar, istasyonun lokasyonu (enlem ve boylamı), verinin başlangıç zamanı, alet tepkisi, büyütme faktörü, kutup ve sıfırları içermektedir.

Sonuç olarak bulunan doğrultu, eğim ve kayma değerlerinin eşleniği (conjugate) alınarak yardımcı düzlem ve fay düzlemi ayrımı yapılmaya çalışılmıştır.

#### 7.4 Giriş Parametreleri

Kaynağın incelendiği çalışmalarda alıcı altındaki yapı genel bir yer modeli olarak alınırken, kaynak civarındaki yapının kaynak dalgacığına katkısının önemli olması nedeniyle kaynak civarındaki yer yapısı olabildiğince gerçeğe yakın alınmalıdır. Çünkü kaynak civarındaki yansımalar, faz dönüşümleri kaynak dalgacığı ile hemen hemen aynı zamanda gelirler ve kaynak dalgacığının şeklinin belirlenmesinde etkili olurlar.

Bu nedenlerden dolayı bu ters çözüm çalışmasında, Adana ve civarı için Aktar ve diğ., (2000) tarafından belirlenen iki farklı kabuk yapısı için çözüm elde edilmiştir. Böylece kaynak civarındaki kabuk yapısının sonuçlara etkisi ortaya konulmaya çalışılmıştır. Aktar ve diğ., (2000) tarafından ortaya konulan kabuk modellerinden ilki Klikya bölgesi için verilen yapı (Tablo 7.3), ikincisi ise Adana baseni için belirlenen yapıdır (Tablo 7.4).

Tablo 7.3 Klikya bölgesi için kıtasal hız modeli (Aktar ve diğ., 2000).

Kalınlık (km)	$\alpha$ (km/s)	$\beta$ (km/s)	Yoğunluk ( $\rho$ )
2	4.51	2.60	2.13
2	5.02	2.90	2.29
8	6.07	3.50	2.60
16	6.15	3.55	2.63
4	6.60	3.81	2.76
0.0	7.82	4.51	3.13

Tablo 7.4. Adana baseni için kıtasal hız modeli (Aktar ve diğ., 2000).

Kalınlık (km)	$\alpha$ (km/s)	$\beta$ (km/s)	Yoğunluk ( $\rho$ )
0.0	2.50	1.44	1.53
2.0	4.51	2.60	2.13
4.0	4.85	2.80	2.24
6.0	5.75	3.32	2.26
12.0	6.50	3.75	2.73
12.0	7.16	4.13	2.93
4.0	7.60	4.39	3.07
0.0	8.80	5.08	3.43

Bu modellerde yalnızca tabaka kalınlıkları ve P dalga hızları ( $\alpha$ ) verilmiştir. Bu nedenle, kullanılan kabuk yapısı için, Poisson oranı 0.25 alınarak, S dalga hızı ( $\beta$ ),

$$\beta = \frac{\alpha}{\sqrt{3}} \quad (7.1)$$

bağıntısından hesaplanmıştır. Aynı şekilde, tabaka yoğunluklarının belirlenmesinde ise, Birch (1964) tarafından yoğunluk ve hızlar arasındaki ilişkiyi veren,

$$\rho = 0.77 + 0.302\alpha \quad (7.2)$$

bağıntı kullanılmıştır. Burada  $\rho$ ; yoğunluk,  $\alpha$ ; P dalgası hızıdır.

Alıcı civarındaki kabuk yapısı için, Jeffreys-Bullen'in standart olarak belirlediği hız, kalınlık ve yoğunluk bilgilerini içeren kabuk yapısı modeli kullanılmıştır (Tablo 7.5).

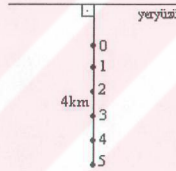
Tablo 7.5 Jeffreys-Bullen'in alıcı bölgesi için belirlediği standart kabuk yapısı.

Derinlik (km)	$\alpha$ (km/s)	$\beta$ (km/s)	Yoğunluk ( $\rho$ )
15.0	5.57	3.36	2.65
18.0	6.50	3.74	2.87
0.0	8.10	4.68	3.30

Sismik dalgalar yer içinde ilerlerken enerjilerinde bir miktar azalma olur. Bu enerji azalımı üç farklı tipte oluşur. Birincisi, geometrik açılma, ikincisi, yanal yansıma ve kırılmalar, üçüncüsü ise, yer yuvarının elastik olmayan özellikleri nedeni ile oluşan soğurmadır. Kabuk yapısı farklılık gösterdikçe ortamın dalgaya uygulayacağı

soğurma etkisi de farklı olacaktır. Bu çalışmada soğurma katsayıları için Futhermann, (1964) tarafından belirlenen  $t_p^*=1.0$  ve  $t_s^*=4.0$  değerleri kullanılmıştır. Kaynak-zaman fonksiyonunun hesaplanmasında yamuk, cosinüs ile traşlanmış yamuk ve üçgen fonksiyonun çözüm üzerindeki etkileri incelenmiştir. Kullanılan kaynak-zaman fonksiyonları arasından üçgen fonksiyonun daha iyi sonuçlar verdiği gözlenmiştir. Artış zamanı (rise time) değerleri belirlenirken deneme yanılma yöntemiyle en iyi sonucu veren  $\tau_1$  ve  $\tau_2$  değerleri bulunmaya çalışılmıştır.

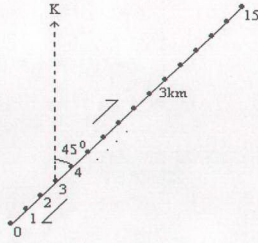
Odak derinliğinin belirlenmesi için düşey doğrultuda bir referans noktası derinliği belirlenmiştir ve bu derinlik grid aralıklarına bölünmüştür. Belirlenen bu grid sayısı ve grid aralıklarıyla odağın derinliği belirlenmeye çalışılmış, yüzeyde fay izine rastlanmaması göz önünde bulundurulmuştur. Kaynak tanımlanırken eğimli bir yapıda olma olasılığı düşünülerek eğim açısının  $75^\circ$  alınması durumunda da çözüm yapılmıştır (Şekil 7.2).



Şekil 7.2 Odak derinliği belirlenmesinde kullanılan model

Fay boyu için, 3km grid aralıklarıyla 15 grid noktası kullanılmış, dolayısıyla fayın uzunluğu 45km olarak tanımlanmıştır. Yırtılma yönü, bu grid noktalarından birisinin referans noktası olarak seçilmesiyle belirlenmeye çalışılmıştır. Referans noktası değiştirilerek, yırtılma tek yönünün ve çift yönlü olma durumları incelenmiştir. Fayın doğrultusunun belirlenmesinde daha önce yapılan çalışmalardan ve artçı sarsıntıların dağılımından faydalanılmıştır. Şekil 7.3'de fay boyu ve doğrultu tanımlanırken kullanılan yapının basit bir modeli görülmektedir.





Şekil 7.3 Fay boyunun belirlenmesinde kullanılan model.

Kullanılan istasyonların azimutal dağılımı çözümü önemli ölçüde etkilemektedir. Kaynağa yakın olan istasyonların kayıtlarının genlikler yüksek olduğundan çözüm üzerindeki etkisi de oldukça fazladır. Benzer şekilde S/G oranının fazla olduğu istasyonlar çözümü olumsuz yönde etkileyecektir. Bu durumun çözüm üzerindeki etkisini azaltabilmek için istasyonlar ağırlıklandırılmışlardır. Ağırlıklandırma işlemi yapıldıktan sonra, diğer parametreler değiştirilirken bu ağırlık bilgileri bütün denemeler için sabit tutulmuştur.

Sismogramlar üzerindeki bazı fazların bir alt olay mı yoksa yansımalarından mı kaynaklandığını anlamak amacıyla, bir ve iki olay için ayrı ayrı çözümler yapılmıştır. İki alt olay verildiğinde yapılan çalışmalarda dalga şekillerindeki uyum artmıştır. P dalga fazları kullanılarak çözüm yapıldığından sismogramların ilk 60s'lik kısımları alınmıştır. Alt olaylar aratılırken ilk 10s içinde aratılmıştır.

Aşağıdaki tabloda, kullanılan parametreler, ters çözüm programındaki (Kikuchi ve Kanamori (1991)) formatlarına göre listelenerek açıklanmıştır. (Tablo 7.6).

Tablo 7.6 Kullanılan parametreler ve tanımları

Odak derinliği ile ilgili parametreler:

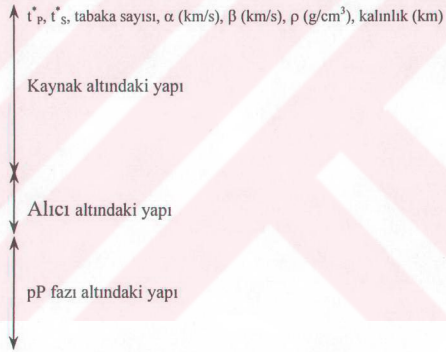
512 0.5 30.0 4.0 5 5 75.0	Örnek sayısı, örnekleme aralığı (Hz), referans noktasının derinliği (km), grid aralığı (km), grid sayısı, referans noktası numarası, eğim açısı (°)
---------------------------	---

Dönüşüm parametreleri:

Adana 98/06/27	Açıklama
60 3.0	Sismogramın kullanılan boyu (s), ortalama yırılma hızı (km/s)
0. 0. 0.	Sabit
3 3.5 7.0	Üçgen kaynak-zaman fonksiyonu belirteci, $\tau_1 - \tau_2$ (s)
2 3	Alt olay sayısı, iterasyon sayısı
10 10	Alt olayların aratıldığı zaman aralığı (s)
25 1 1 1 1 1 .1 1 .1 1 1 1 1 .1 .....	İstasyon sayısı, istasyon ağırlıkları
-10 3 1	Başlangıç zamanı (s), moment tensör için kullanılan belirteç, sabit
45 3. 15 3	Doğrultu (°), grid aralığı (km), grid sayısı, referans noktası numarası

Kabuk Yapısı:

TUBİTAK Adana (havza)	
1.0 4.0 8 2.50 1.44 1.53 2	
4.51 2.60 2.13 2	
4.85 2.80 2.24 2	
5.75 3.32 2.26 6	
6.50 3.75 2.73 12	
7.16 4.13 2.93 8	
7.60 4.39 3.07 4	
8.80 5.08 3.43 0.0	
3 5.57 3.36 2.65 15.0	
6.50 3.74 2.87 18.0	
8.10 4.68 3.30 0.0	
6 2.50 1.44 1.53 2	
4.51 2.60 2.13 2	
4.85 2.80 2.24 2	
5.75 3.32 2.26 6	
6.50 3.75 2.73 12	
7.16 4.13 2.93 0.0	



## 7.5 Çözüm Örnekleri

Ters çözüm işleminde olayı tanımlarken başlangıçta verilen parametrelerin gerçeğe uygunluğu sonuç üzerinde etkilidir. Başlangıçta seçilen parametrenin hatalı olması durumunda, sonuca ulaşmadaki iterasyon sayısı artar ve bulunan sonuç gerçeğe yakın olmaz.

Aşağıda verilen örnek çözümlerde Tablo 7.6'da verilen parametrelerden kabuk yapısı, kaynak zaman fonksiyonunun rise time değerleri, referans noktasının derinliği, ve fay doğrultusu, eğim açısı parametreleri dışındaki parametreler tabloda

görüldüğü gibi kullanılmıştır. Bu parametrelerin değişimi ile elde edilen sonuçlar da aşağıda verilmiştir.

Kabuk yapısı için kullanılan iki modelden birincisi Klikya bölgesi için tanımlanmıştır ve 6 tabakalı bir yapıyı göstermektedir (Tablo 7.7). Adana baseni için belirlenen ikinci yapı ise 8 tabakalıdır (Tablo 7.8). Bu iki model ile yapılan çalışmalarda, Adana baseni için verilen kabuk yapısının gerçek yapıya daha çok uyum sağladığı ve daha iyi sonuç verdiği görülmüştür. Tablo 7.8’de kullanılan parametreler ve sonuçları görülmektedir.

Kaynak-zaman fonksiyonunun hesaplanmasında yamuk, cosinüs ile traşlanmış yamuk ve üçgen fonksiyon kullanılmıştır. Yamuk ve cosinüs ile traşlanmış yamuk fonksiyonları kullanıldığında verilerde çok fazla kayıp olmuş, yapay sismogramlar üzerinde bazı fazlar görülemez. Üçgen fonksiyon kullanıldığında yırtilmanın zamanla değişimi sürekli bir artış ve ardından sürekli bir azalma şeklinde tanımlanmış olur. Kullanılan üçgen fonksiyonun rise time ( $\tau_1$  ve  $\tau_2$ ) değerleri büyütüldüğünde yapay sismogramın periyodu büyümüş, düşük frekanslı olaylar görülemez, küçültüldüğünde ise, periyot azalmış ve her iki durumda da gerçek dalga şekline uzaklaşmıştır. Yapılan çok sayıdaki denemelerden sonra  $\tau_1=3.5$  ve  $\tau_2=7.0$  değerleri verildiğinde uygun dalga şekline ulaşıldığı görülmüştür. Aşağıda rise time değerleri değiştirilerek yapılan çalışmalardan örnekler görülmektedir (Tablo7.9), (Tablo 7.10).

Çalışmada, kaynağın derinliğinin bulunması ile ilgili bölümde, referans noktası derinliği 4km grid aralıkları olan 5 grid noktası ile tanımlanmıştır. Bunlardan 5. nokta referans noktası olarak belirlenmiş ve referans noktası derinliği 30km verilmiştir. Yüzeyle fay izine rastlanmadığı için derinlik tanımlanırken fayın en üst kısmı yüzeyin 10km altında kalacak şekilde tanımlanmıştır. Referans noktası derinliği belirlenen bu değerden daha büyük veya daha küçük verildiğinde dalga şekillerinde bozulmalar, gerçek olmayan fazlar gözlenmiştir. Tablo 7.11’de 20km Tablo 7.12’de 40km derinlikler için bulunan sonuçlar verilmiştir.

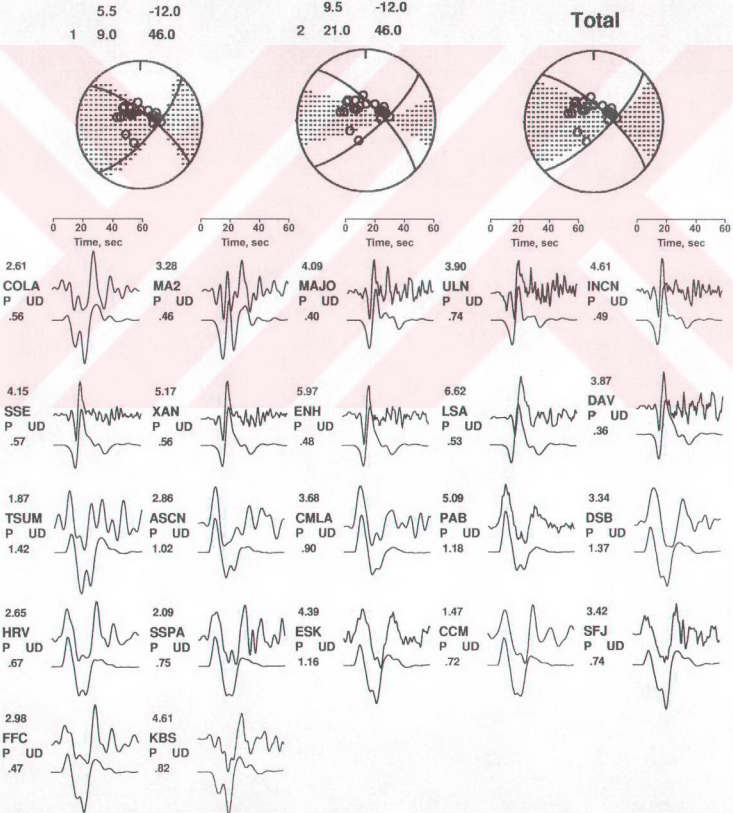
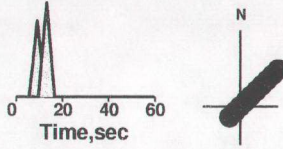
Fay doğrultusu belirlenirken arazi gözlemlerinden, bilinen tektonik yapıdan ve artçı sarsıntuların dağılımından faydalanılmıştır. Bu bilgiler ışığında fay doğrultusu 40°-

55° arasında değiştirilerek sonuçlar incelenmiştir. Doğrultu açısının 45° verilmesi durumunda uygun sonuca ulaşıldığı gözlenmiştir. Tablo 7.13 ve tablo 7.14'de doğrultu açısının değişimiyle sonuçların değişimi görölmektedir.

Odağın eğim bileşenin olmadiğı düşünölerek önceki örnekleredeki 75° eğim açısı, 90° alınarak çözüm üzerindeki etkisi incelenmiştir (Tablo 7.15 ).

Tablo 7.7: Klıkya Bölgesi Kabuk Yapısı

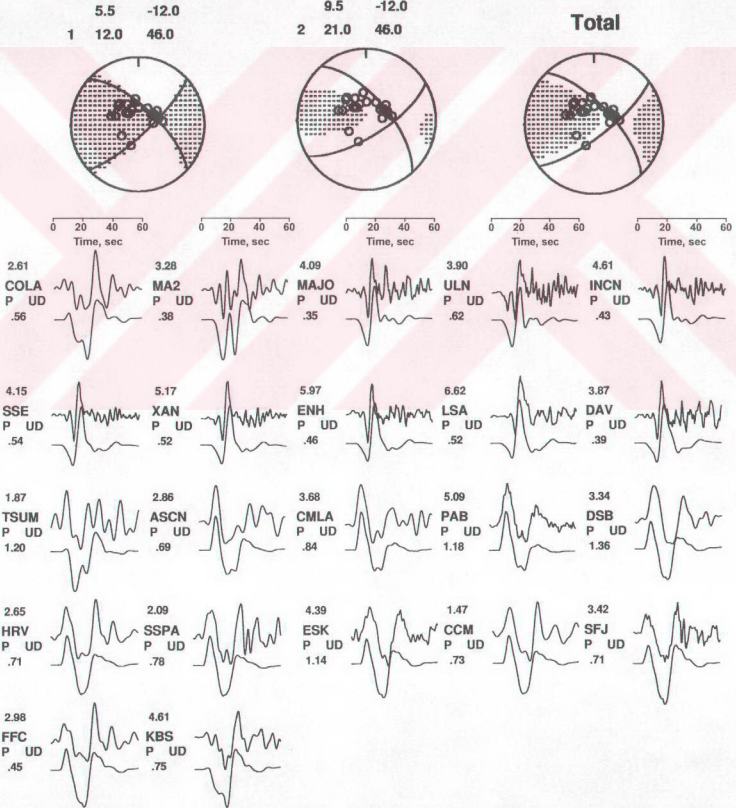
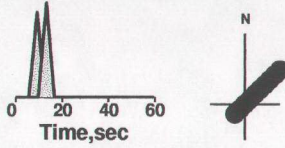
<b>Kabuk Yapısı</b>	<b>Klıkya Bölgesi</b>
<b>Rise Time</b>	$\tau_1=3.5s$ $\tau_2=7.0s$
<b>Derinlik</b>	30 km.
<b>Doğrultu</b>	45°
<b>Eğim</b>	75°



Şekil 7.4: Klıkya bölgesi kabuk yapısı için elde edilen sonuçlar

Tablo 7.8: Adana Baseni Kabuk Yapısı

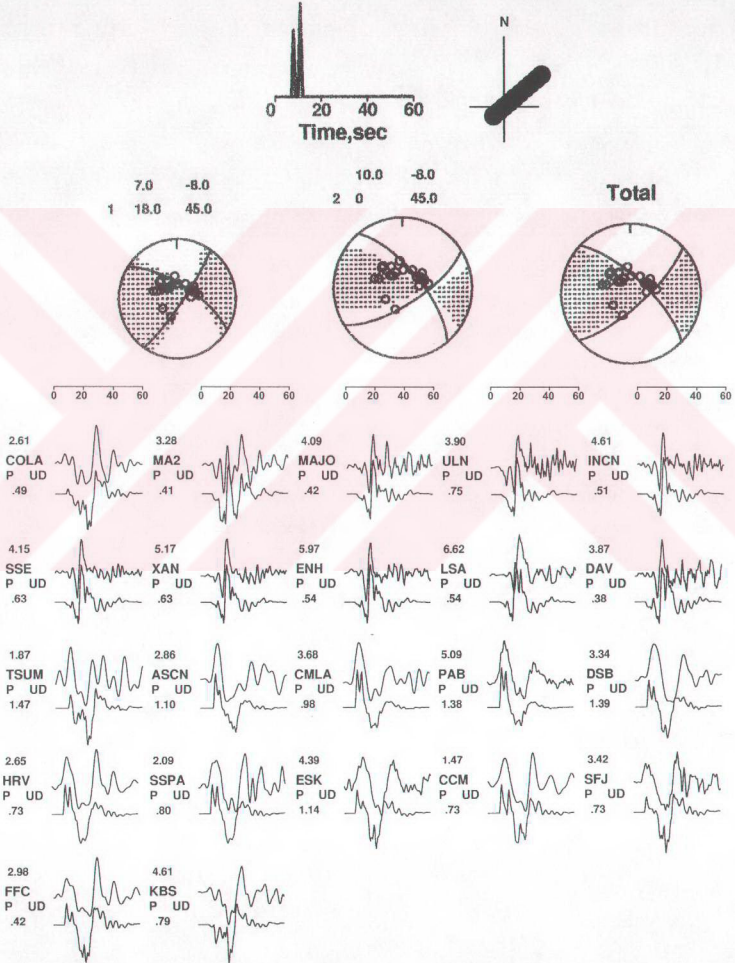
<b>Kabuk Yapısı</b>	<b>Adana Baseni</b>
<b>Rise Time</b>	$\tau_1=3.5s$ $\tau_2=7.0s$
<b>Derinlik</b>	<b>30 km.</b>
<b>Doğrultu</b>	<b>45°</b>
<b>Eğim</b>	<b>75°</b>



Şekil 7.5: Adana baseni kabuk yapısı için elde edilen sonuçlar

Tablo 7.9:  $\tau_1=1.0s$   $\tau_2=2.0s$

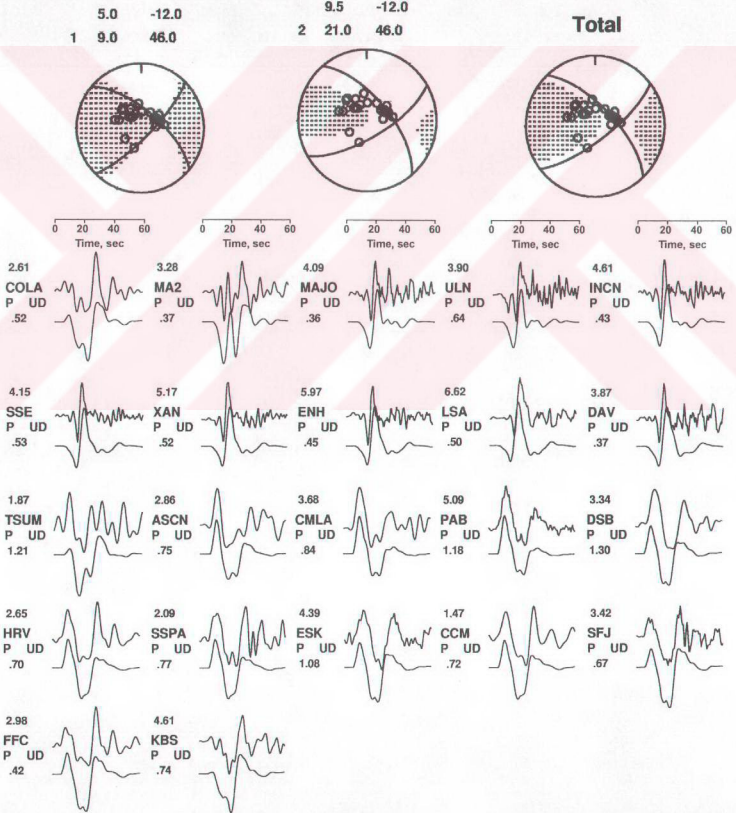
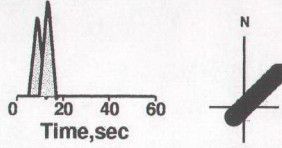
<b>Kabuk Yapısı</b>	<b>Adana Baseni</b>
<b>Rise Time</b>	$\tau_1=1.0s$ $\tau_2=2.0s$
<b>Derinlik</b>	<b>30 km.</b>
<b>Doğrultu</b>	<b>45°</b>
<b>Eğim</b>	<b>75°</b>



Şekil 7.6: Adana baseni ( $\tau_1=1.0s$   $\tau_2=2.0s$ ) için elde edilen sonuçlar

Tablo 7.10:  $\tau_1=3.7s$   $\tau_2=7.4s$

Kabuk Yapısı	Adana Baseni
Rise Time	$\tau_1=3.7s$ $\tau_2=7.4s$
Derinlik	30 km.
Doğrultu	45°
Eğim	75°

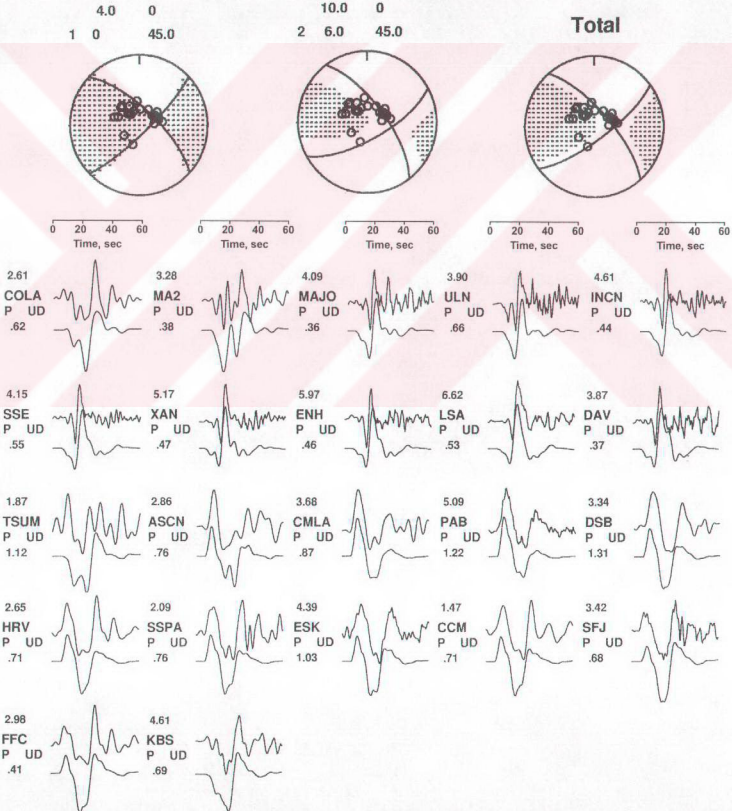
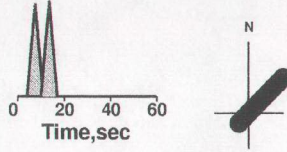


Şekil 7.7: Adana baseni ( $\tau_1=3.7s$   $\tau_2=7.4s$ ) için elde edilen sonuçlar



Tablo 7.11: Derinlik=20km

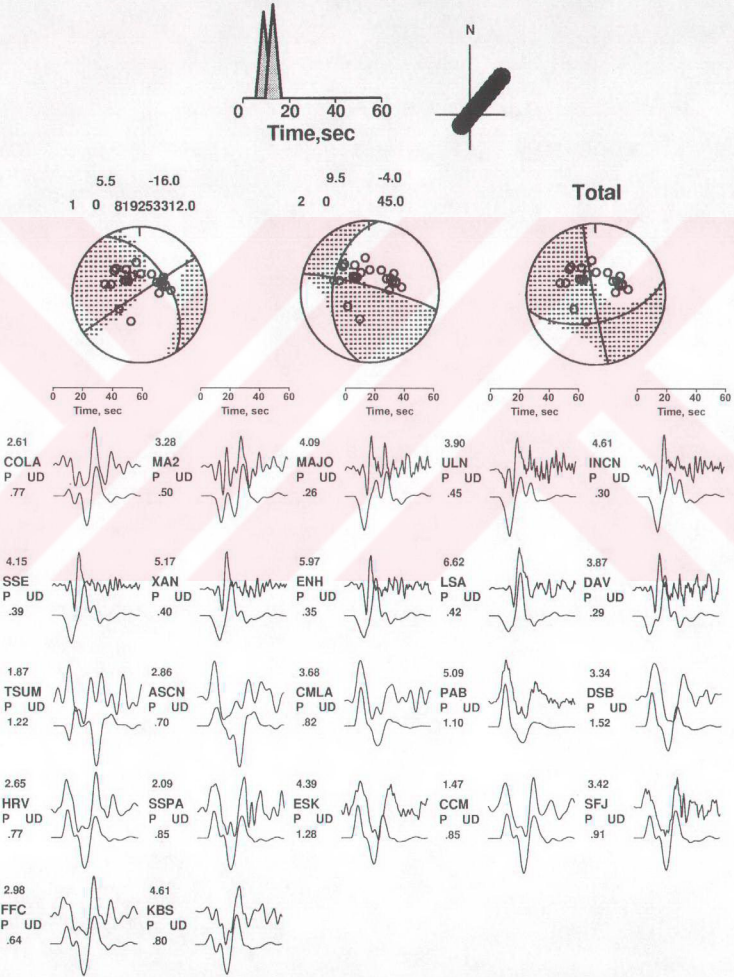
<b>Kabuk Yapısı</b>	<b>Adana Baseni</b>
<b>Rise Time</b>	$\tau_1=3.5s$ $\tau_2=7.0s$
<b>Derinlik</b>	<b>20 km.</b>
<b>Doğrultu</b>	<b>45°</b>
<b>Eğim</b>	<b>75°</b>



Şekil 7.8: Adana baseni (Derinlik=20km) için elde edilen sonuçlar

Tablo 7.12: Derinlik=40km

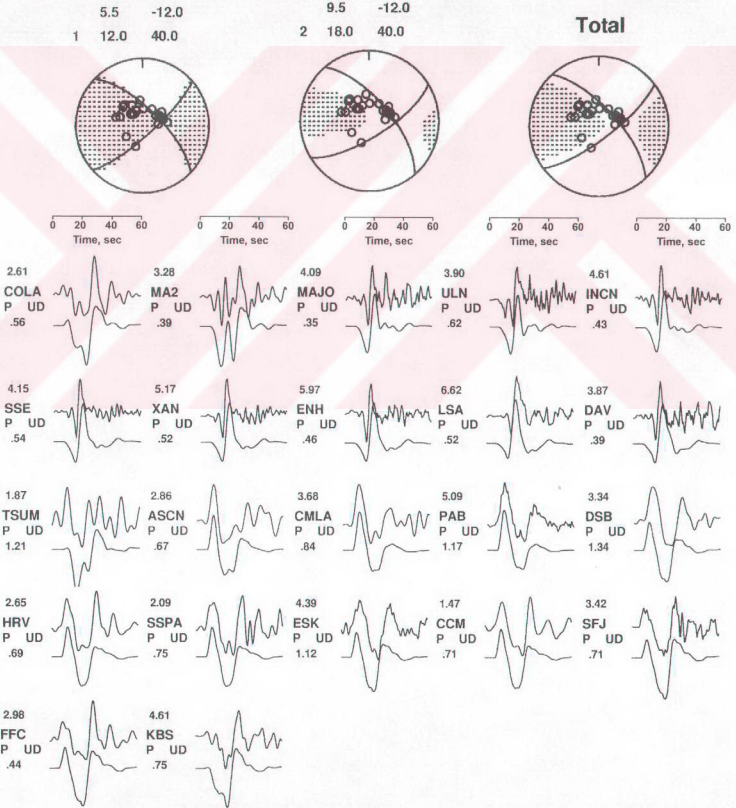
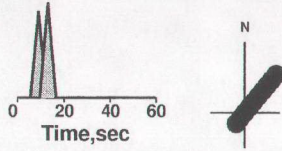
<b>Kabuk Yapısı</b>	<b>Adana Baseni</b>
<b>Rise Time</b>	$\tau_1=3.5s$ $\tau_2=7.0s$
<b>Derinlik</b>	<b>40 km.</b>
<b>Doğrultu</b>	<b>45°</b>
<b>Eğim</b>	<b>75°</b>



Şekil 7.9: Adana baseni (Derinlik=40km) için elde edilen sonuçlar

Tablo 7.13: Doğrultu=40°

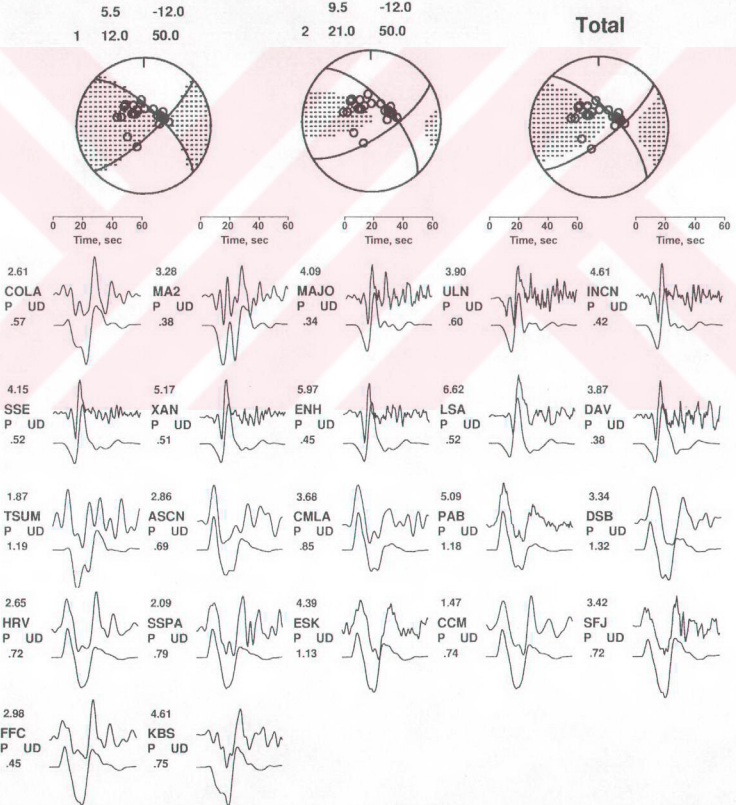
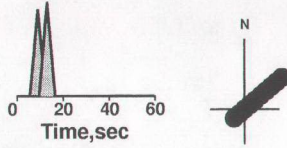
Kabuk Yapısı	Adana Baseni
Rise Time	$\tau_1=3.5s$ $\tau_2=7.0s$
Derinlik	30 km.
Doğrultu	40°
Eğim	75°



Şekil 7.10: Adana baseni (Doğrultu=40°) için elde edilen sonuçlar

Tablo 7.14: Doğrultu=55°

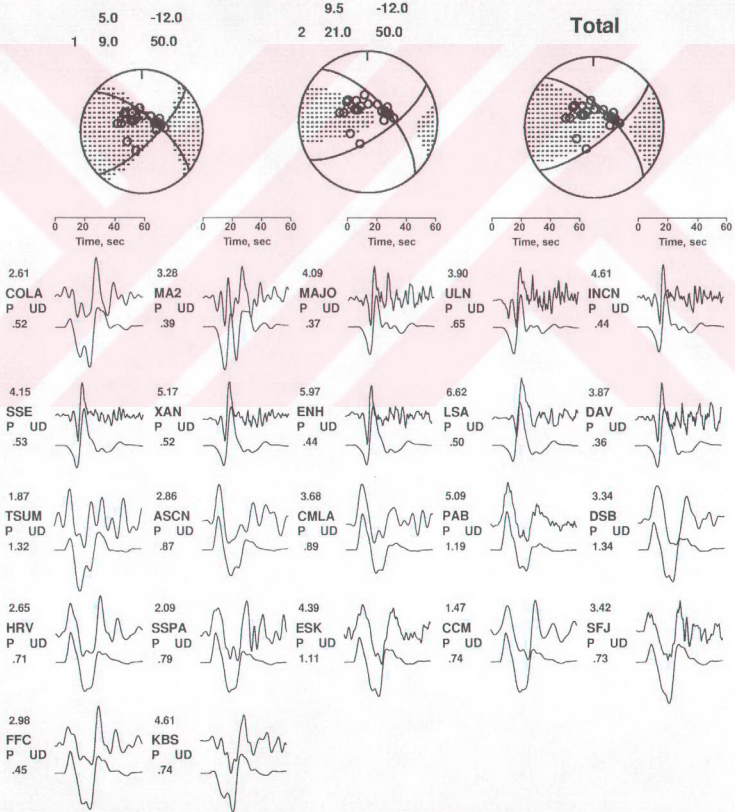
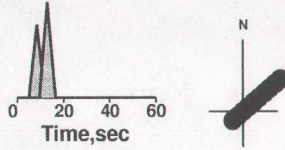
Kabuk Yapısı	Adana Baseni
Rise Time	$\tau_1=3.5s$ $\tau_2=7.0s$
Derinlik	30 km.
Doğrultu	55°
Eğim	75°



Şekil 7.11: Adana baseni (Doğrultu=55°) için elde edilen sonuçlar

Tablo 7.15: Eğim açısı=90°

<b>Kabuk Yapısı</b>	<b>Adana Baseni</b>
<b>Rise Time</b>	$\tau_1=3.5s$ $\tau_2=7.0s$
<b>Derinlik</b>	<b>30 km.</b>
<b>Doğrultu</b>	<b>45°</b>
<b>Eğim</b>	<b>90°</b>



Şekil 7.12: Adana baseni (Eğim açısı=90°) için elde edilen sonuçlar

## SONUÇ

Bu çalışmada, Ters çözüm yöntemi kullanılarak Adana depreminin moment tensör analizi yapılmıştır. Çalışmada örnek olarak verilen yukarıdaki çalışmalar ve diğer denemeler sonucunda Adana depremi'nin çözümünü ortaya koyan en iyi modelin ve parametrelerin Tablo 7.8'de verilen parametreler kullanılarak elde edilen sonuç olduğu görülmüştür (Şekil 7.5). Yapılan çalışma sonucunda depremin iki ayrı olay halinde meydana geldiği görülmüştür. Bu iki olay arasında 4s zaman farkı vardır ve odak derinlikleri 18km olarak bulunmuştur. İlk olay referans noktasından 12km, ikinci olay ise referans noktasından 21km uzaklıkta meydana gelmiştir.

Ters çözüm sonucunda bulunan iki olayın da fay parametreleri belirlenmiştir. Birinci olayın doğrultusu  $48^\circ$ , dalımı  $78^\circ$ , eğimi  $21^\circ$  ve ikinci olayın doğrultusu  $59^\circ$ , dalımı  $70^\circ$ , eğimi  $27^\circ$  olarak bulunmuştur. Bu iki olayın birlikte değerlendirilmesi sonucunda doğrultu  $52^\circ$ , dalım  $75^\circ$  ve eğim  $22^\circ$  olarak elde edilmiştir. Toplam sismik moment  $M_0=2.63 \times 10^{25}$  dyn.cm, moment magnitudü  $M_w=6.2$  olarak belirlenmiştir.

Çalışma sonucunda bulunan  $K52^\circ D$  fay doğrultusu, depremi meydana getirdiği düşünülen Göksu fayı ile uyum sağlamaktadır. Fay parametrelerine bakıldığında Adana depreminde meydana gelen faylanmanın, sol yönlü doğrultu atımlı faylanma olduğu görülmektedir.

Elde edilen bu sonuçlar ile Harward, USGS, Aktar ve diğ., (2000) ve Irmak ve Kikuchi, (2000)'in çözümleri karşılaştırıldığında bulunan fay parametrelerinde küçük farklılıklar olmasına rağmen ulaşılan sonuçlarda bir paralellik görülmektedir. Karşılaşılan bu farklılığın en önemli sebebinin kullanılan verilerdeki çeşitlilik olduğu düşünülmektedir.

## KAYNAKLAR

1. ABE, K., (1974), Seismic displacement and ground motion near a fault: The Saitama earthquake of September 21, 1931, J. Geophys. Res. Vol.79, pp.4393-4399.
2. ACAR, A., (1987), Adana Baseninde Kuvaterner Jeolojisinin ekonomik Önemi, CU Müh. Mim. Fak. Dergisi, 2, 1, s.49-58.
3. AKBAŞ, Ö., (1999), 27 Haziran 1998 Adana-Ceyhan depremi fay mekanizması, Yüksek Lisans Tezi, Kocaeli Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü.
4. AKI, K., and RICHARDS, P. G., (1980), Quantative seismology Theory and Methods, Vol. I, Vol. II., W. H. Freeman ve Co., San Francisco, USA.
5. AKI, K., and PATTON, H., (1978), Determination of seismik moment tensör using surface waves, Tectonophysics, Vol, 49, pp. 213-222.
6. AKI, K., (1966), Generation and propagation of G waves from Niigata earthquake of June 16, 1964, Bull. Earthquake Res. Ins. Tokyo Univ. 23-88.
7. AKTAR M., ERGİN, M., ÖZALAYBEY, S., TAPIRDAMAZ, C., YÖRÜK, A., BİÇMEN, F., (2000), A lower-crustal event in the northeastern Mediterranean: The 1998 Adana Earthquake ( $M_w=6.2$ ) and its after shocks, Geophys. Res. Let. Vol.27, No.16, pp. 2361-2364.
8. ALPTEKİN, Ö., (1973), Focal Mechanisms of Earthquakes in Western Turkey and Their Tectonic Implications, Doktora tezi, Faculty of the New Mexico Institute of Mining and Technology.
9. AMBRASEYS, N.N., (1989), Temporary Seismic Quiescence: SE Turkey. Geophysical Journal, Vol. 96, s. 311-331.
10. AMBRASEYS, N.N., (1988), Engineering Seismology, Earthquake Engineering and Structural Dynamics, Vol.17, s.1-105.
11. AYHAN, A., BİLGİN, A.Z., (1988), 1/100.000 Ölçekli açimsama nitelikli Kozan K21 paftası, MTA Yayınları, s.12.
12. BACKUS, G., and MULCAHY, M., (1976a), Moment tensör and other phenomenological descriptions of seismic sources-I. Continuous Displacements, Geophys. J. R. Astr. Soc., Vol. 46, pp. 341-361.

13. BACKUS, G., and MULCAHY, M., (1976b), Moment tensor and other phenomenological descriptions of seismic sources-II. Discontinuous Displacements, *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, Vol. 46, pp. 301-329.
14. BACKUS, G. E., (1977a), Interpreting the seismic glut moments of total degree two or less, *Geophys. J. R., Astr. Soc.*, Vol. 51, No. 1, pp. 1-25.
15. BACKUS, G. E., (1977a), Interpreting the seismic glut moments of total degree two or less, *Geophys. J. R., Astr. Soc.*, Vol. 51, No. 1, pp. 1-25.
16. BACKUS, G. E., (1977b), Seismic sources with observable glut moments of spatial degree two, *Geophys. J. R. Astr.Soc.*, Vol. 51, No.1, pp. 27-45.
17. BİLGİN, A.Z., ELİBOL, E. ve BEĞENMİŞ, S., (1984), Misisler NE uzanımının Stratiğrafisi ve Yapısal Konumu, *TJK Bildiri Özleri*, Ankara,
18. BOUCHON, M., (1981), A simple method to calculate Green's functions for elastic layered media, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, Vol. 71, No.4, pp.959-971.
19. BULLEN, K. E., and BOLT, B. A., (1985), An introduction to the theory of seismology, Cambridge University Press. USA.
20. DEMİRTAŞ, R., (1998), 27 Haziran 1998 Ceyhan-Misis Depremi: Sıvılaşıma ve Hendek Çalışması, *Jeoloji Mühendisliği Dergisi*, Sayı.53.
21. DZIEWONSKI, A. M., FRANZEN, J. E., and WOODHOUSE, J. H., (1984), Centroid-Moment tensor solutions for January-March 1984, *Phys. Earth planet. Interiors*, vol. 34, pp. 209-219.
22. DZIEWONSKI, A. M., CHOU, T. A., and WOODHOUSE, J. H., (1981), Determination of earthquake source parameters from waveform data for studies of global and regional seismicity, *Journal of Geophysical Research*, Vol. 86, No. B4, pp. 2825-2852.
23. DZIEWONSKI, A. M., and GILBERT, F., (1974), Temporal variation of the seismic moment tensor and the evidence of precursive compression for two deep earthquakes, *Nature*, Vol. 247, pp. 325-251.
24. DZIEWONSKI, A. M., and WOODHOUSE, J. H., (1983a), An experiment in systematic study of global seismicity: Centroid-moment tensor solutions for 201 moderate and large earthquakes of 1981, *Journal of Geophysical Research*, Vol. 88, No.B4, pp. 3247-3271.
25. DZIEWONSKI, A. M., and WOODHOUSE, J. H., (1983b), Studies of the seismic source using normal-mode theory, pp.45-137, in "Earthquakes:Observation, Theory and Interpretation" edited by H. Kanamori and by E. Boschi, North-Hollan Publishing Company, Amsterdam, New York, Oxford, 608 pp.



26. EKSTRÖM, G., and DZIEWONSKI, A. M., (1985), Centroid-moment tensor solutions for 35 earthquakes in western North America (1977-1983), *Bull. Seismol. Soc. Am.*, Vol. 75, No.1, pp. 23-39.
27. ERGİN, K., GÜÇLÜ, U. ve UZ, Z., (1967), Türkiye ve civarının deprem kataloğu, İTÜ, Maden Fakültesi Yayını, Sayı, 24, s.170.
28. ERGİN, K., GÜÇLÜ; U. ve AKSOY, G., (1971), Türkiye ve dolaylarının deprem kataloğu, İTÜ, Maden Fakültesi, Arz Fiziği Enstitüsü Yayını.
29. FITCH, T. J., NORTH, R. G., and SHIELDS, M. W., (1981), Focal depths and moment tensor Representations of shallow earthquakes associated with the Great Sumba earthquake, *Journal of Geophysical Research*, Vol. 86, B10, pp. 9357-9374.
30. FITCH, T. J., McCOWAN, D. W. and SHIELDS, M. W., (1980), estimation of the seismic moment tensor from teleseismic body wave data with applications to Interplate and Mantle earthquakes, *Journal of geophysical Research*, Vol. 85, No.B7, pp. 3817-3828.
31. GILBERT, F., and DZIEWONSKI, A. M., (1975), An applications of normal mode theory to the retrival of structural parameters and source mechanism from seismic spectra, *Phil. Trans. R. Soc. A.*, Vol. 278, pp. 187-269.
32. GILBERT, F., (1973), Derivation of source parameters from Low-frequency spectra, *Phil. Trans. R. Soc. A*, Vol. 274, pp. 369-371.-
33. GILBERT, F., (1970), Excitation of the normal modes of the earth by earthquake source, *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, Vol. 22, pp. 223-226.
34. HERRMANN, R. B., and WANG, C. Y., (1985), A comparison of synthetic seismograms, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, Vol. 75, No.1, pp.41-56.
35. IRMAK, T.S., (1999), 23 Şubat 1995 Kıbrıs Depremi Kaynak Mekanizması, *Deprem Araştırma Bülteni*, Sayı.80, s.109-134.
36. IRMAK, T.S., and KIKUCHI, M., (2000), Rupture processes of recent large earthquakes in Turkey, *Proc. 2000, Western Pacific Geophysics Meeting*, Vol.81, No.22, pp.156-157.
37. JOST, M. L., and HERMANN, R. B., (1989), A students guide to and Review of moment tensor, *Seismological Research Letters*, Vol. 60, No. 2, pp. 37-57.
38. KALAFAT, D., (1998), Anadolu'nun Tektonik Yapılarının Deprem Mekanizmaları Açısından İrdelenmesi, *Deprem Araştırma Bülteni*, Sayı.77.
39. KANAMORI, H., and GIVEN, J. W., (1982), Use of long-period surface waves for rapid determination of earthquake-source parameters: 2. Preliminary

determination of source mechanisms of large earthquakes ( $M_s > 6.5$ ) in 1980, *Phys. Earth Planet. Interiors*, Vol. 30, pp. 260-268.

40. KANAMORI, H., and GIVEN, J. W., (1981), Use of long-period surface waves for rapid determination of earthquake-source parameters, *Phys. Earth Planet. Interiors*, Vol. 27, pp. 8-31.
41. KANAMORI, H., (1972), Determination of effective tectonic stress associated with earthquake faulting – Tottori earthquake of 1943, *Phys. Earth Planet. Interiors*, Vol.5, pp.426-434.
42. KIKUCHI, M., and KANAMORI, H., (1991), Inversion of complex body waves-III, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, Vol. 81, No.6, pp. 2335-2350.
43. KIKUCHI, M., (1995), Earthquake Source Process, Training Course in Seismology and Earthquake Engineering II, pp.2-24.
44. KOZLU, H., (1987), Misis-Andırın Dolaylarının Stratigrafisi ve Yapısal Evrimi, *Türkiye 7. Petrol Kongresi*, s.104-117.
45. LANGSTON, C. A., (1981), Source inversion of seismic waveforms: The Koyna India, earthquakes of 13 September 1967, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, Vol. 71, No.1, pp.1-24.
46. McCOWAN, D. W., (1976), Moment tensor representation of surface wave sources, *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, Vol. 44, pp. 595-599.
47. MENDIGUREN, J. A., (1977), Inversion of surface wave data in source mechanism studies, *Journal of Geophysical Research*, Vol.82, No.5, pp.889-894.
48. NAKANASHI, I., and KANAMORI, H., (1984), Source mechanism of twenty-six large, shallow earthquakes ( $M_s > 6.5$ ) during 1980 from P-wave first motion, and long-period Rayleigh waves data, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, Vol.74, pp.805-818.
49. NAKANASHI, I., and KANAMORI, H., (1982), Effects of lateral heterogeneity and source process time on the linear moment tensor inversion of long-period Rayleigh waves, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, Vol.72, No.6, pp.2063-2080.
50. PATTON, H., (1980), Reference point equalization method for determining the source and path effects of surface waves, *J. Geophysics, Res.*, Vol.85, pp.821-848.
51. RAMANOWICZ, B., (1981), Depth resolution of earthquakes in central Asia by moment tensor inversion of long-period Rayleigh waves: Effects of phase velocity variations across Eurasia and their calibration, *J. Geophys. Res.*, Vol.86, pp. 5963-5984.

52. SCHMIDT, G.C., (1961), Stratigraphic Nomenclature for the Adana Region Petroleum District, VII. Petroleum Administration pub, Bull. 6, pp.47-63.
53. SIPKIN, S.A., (1982), Estimation of earthquake source parameters by the inversion of waveform data: synthetic waveforms, Phys. Earth planet. Interiors, Vol.30, pp.242-255.
54. STERLITZ, R.A., (1980), The fate of the downgoing slab: A study of the moment tensors from body waves of complex deep-focus earthquakes, Phys. Earth planet. Interiors., Vol.21, pp.83-96.
55. STERLITZ, R.A., (1978), Moment tensor inversions and source models, Geophys. J.R.Astr. Soc., Vol.52, pp.359-364.
56. STUMP, B.W., and JOHNSON, L.R., (1982), Higher-degree moment tensors the importance of source finiteness and rupture propagation on seismograms, Geophys. J.R.Astr.Soc., Vol.69, pp.721-743.
57. STUMP, B.W., and JOHNSON, L.R., (1977), The determination of the source properties by the linear inversions of seismograms, Bull. Seismol. Soc. Am., Vol.67, No.6, pp.1489-1502.
58. ŞENGÖR, A.M.C., (1979), The North Anatolian Transform Fault: Its age, offset and Tectonic Significance, J.Geol. Soc. London, 136, pp.269-282.
59. TAYMAZ, T., (1990), Earthquake Source Parameters in the Eastern Mediterranean Region, Doktora Tezi, Darwin Collage, Cambridge.
60. ULUTAŞ, E., (1999), Çukurova ve Çevresinin Deprem Tehlikesi, Yüksek Lisans Tezi, Kocaeli Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü.
61. UTKU, M., (1996) Sismik Moment Tensör Ters Çözümüyle Türkiye Depremlerinin Analizi, Doktora Tezi, İstanbul Teknik Üniversitesi.
62. VASCO, D.W., and JOHNSON, L.R., (1988), Inversions of waveforms for extreme source models with an application to the isotropic moment tensor component, in "Regional Studies with Broadband Data", T.V. McEvelly and L.R.Johnson, Editors, Report No.1, Air Force Geophysics Laboratory AFGL-TR-88-0131.
63. WANG, C.Y., and HERMANN, R.B., (1980), A numerical study pf P-, SV- and SH- wave generation in a plane layered medium, Bull. Seismol. Soc. Am., Vol.70, No.4, pp.1015-1036.
64. WARD, S.N., (1980a), A tectonique for the recovery of the seismic moment tensor applied to the Oaxaca, Mexico earthquake of November 1978, Bull. Seismol. Soc. Am., Vol.70, No.3, pp.717-734.

65. WARD, S.N., (1980b), Body wave calculations using moment tensor sources in spherically symmetric, in homogeneous media, *Geophys. J.R.Astr. Vol.6*, pp.53-66.
66. WIGGINS, R.A., (1972), The general linear inverse problem; Implication of surface waves and Free oscillations for earth structure, *Reviews of Geophysics and space Physics*, Vol.10, No.1, pp.251-285.
67. WOODHOUSE, J.H., and DZIEVONSKI, A.M., (1984), Mapping the Upper mantle: Three-Dimensional Modeling of Earth structure by Inversion of seismic Waveforms, *Journal of Geophysical Research*, Vol.89, No.B7, pp.5953-5956.
68. YETİŞ, C., (1987), Adana Baseni Burdigaliyen-Tortoniyen İstifinin Sedimantolojik Gelişimi, *türkiye 7. Petrol Kongresi*, s.232-233.
69. YETİŞ, C., (1988), Reorganization of the Tertiary Stratigraphy in the Adana Basin, *Newsl. Stratig.*, 20(1), pp. 43-58.

## ÖZGEÇMİŞ

1973 yılında İzmit'te doğdu. İlk, orta ve lise öğretimini İzmit'te tamamladı. 1992 yılında girdiği Kocaeli Üniversitesi Mühendislik fakültesi jeofizik Mühendisliği Bölümünden 1996 yılında Jeofizik Mühendisi olarak mezun oldu. Aynı yıl Kocaeli Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, Jeofizik Anabilim Dalı'nda Yüksek öğrenimine başladı.