

T.C.  
SAKARYA ÜNİVERSİTESİ  
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

**27 HAZİRAN 1998 ADANA (MW=6.2) DEPREMİNİN  
UZAK ALAN KAYITLARINDAN KIRILMA  
ÖZELLİKLERİNİN İNCELENMESİ**

**YÜKSEK LİSANS TEZİ**

**Jeofizik Müh. Emrah BUDAKOĞLU**

**Enstitü Anabilim Dalı : JEOFİZİK MÜHENDİSLİĞİ**

**Tez Danışmanı : Doç. Dr. Murat UTKUCU**

**Haziran 2010**

T.C.  
SAKARYA ÜNİVERSİTESİ  
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

**27 HAZİRAN 1998 ADANA (MW=6.2) DEPREMİNİN  
UZAK ALAN KAYITLARINDAN KIRILMA  
ÖZELLİKLERİNİN İNCELENMESİ**

**YÜKSEK LİSANS TEZİ**

**Jeofizik Müh. Emrah BUDAKOĞLU**

**Enstitü Anabilim Dalı : JEOFİZİK MÜHENDİSLİĞİ**

**Bu tez 01/06/2010 tarihinde aşağıdaki jüri tarafından Oybirliği ile kabul edilmiştir.**

**Doç. Dr.  
Murat UTKUCU  
Jüri Başkanı**



**Prof. Dr.  
Levent GÜLEN  
Üye**



**Doç. Dr.  
Mehmet ERGİN  
Üye**



## ÖNSÖZ

Günümüzde depremlerin kaynak özelliklerinin belirlenmesi çalışmaları depremler hakkında sahip olduğumuz bilgilerin büyük bir kısmını oluşturmaktadır. Bu amaçla çalışma da 27 Haziran 1998 Adana depreminin ( $M_w=6.2$ ) uzak alan cisim dalgaları analiz edilerek depremin kaynak parametreleri ve kırılma özellikleri nokta kaynak ve sonlu-fay ters çözüm yöntemleri (Kikuchi ve Kanamori, 1991; Hartzell ve Heaton 1983) kullanılarak belirlenmeye çalışılmıştır. Elde edilen kaynak mekanizma çözümleri kaynak bölgesi civarı için mevcut diğer mekanizma çözümleri ve güvenilir depremsellik dağılımı ile birlikte irdelenmiş daha önce yapılmış tartışma yeni bakış açıları gözetilerek genişletilmeye çalışılmıştır.

Öncelikle bu çalışmanın her aşamasında bilgi, öğreti, tecrübe ve yönlendirmeleriyle bana yol gösteren değerli danışman hocam Doç. Dr. Murat UTKUCU' ya en içten teşekkürlerimi sunarım. Çalışmamda katkı ve görüşlerini esirgemeyen Prof. Dr. Levent GÜLEN, Prof. Dr. Ali PINAR, Doç. Dr. Mehmet ERGİN ve Yrd. Doç. Dr. T. Serkan IRMAK hocalarıma teşekkür ederim. Karşılaştığım sorunlara yönelik çözüm önerici fikir ve destekleri nedeniyle çalışma arkadaşlarım Araştırma Görevlileri Fikret KURNAZ, Hatice DURMUŞ, Eray YILDIRIM' a ve yükümün hafifletilmesi doğrultusunda Araştırma Görevlisi Nihan ARIĞ' a ve aynı zamanda manevi desteklerini hep hissettiğim Araştırma Görevlileri Hilal DOMAÇ ve Mine EREN' e teşekkür ederim. Süreç içerisinde bana öğretilerini hayatın her aşamasında kullandığım Araştırma Görevlisi Deniz ÇAKA' ya teşekkür ederim. Çalışmama başladığım andan itibaren sabır ve anlayış içerisinde maddi ve manevi desteklerini hiçbir şekilde esirgemeyen aileme teşekkür ederim.

## İÇİNDEKİLER

ÖNSÖZ .....	ii
İÇİNDEKİLER .....	iii
SİMGELER VE KISALTMALAR LİSTESİ .....	v
ŞEKİLLER LİSTESİ .....	vii
TABLolar LİSTESİ .....	xi
ÖZET.....	xiii
SUMMARY .....	xiv
BÖLÜM 1. ....	1
GİRİŞ .....	1
1.1. Çalışmanın Amacı ve Kapsamı .....	1
1.2. Türkiye'nin Sismotektoniği .....	2
1.3. Kilikya Bölgesinin Tektonik Özellikleri .....	4
1.3.1. Ecemiş Fay Zonu.....	6
1.3.2. Göksu Fay Zonu .....	6
1.3.3. Yumurtalık-Karataş Fayı.....	7
1.3.4. Kozan Fayı .....	7
1.4. Adana ve Çevresinin Depremselliği.....	8
1.5. 27 Haziran 1998 Adana Depremi.....	9
BÖLÜM 2. ....	13
METOD.....	13
2.1. Kikuchi ve Kanamori (1991) Ters Çözüm Algoritması.....	13
2.2. Sonlu-Fay Analizi .....	20
2.2.1. Çalışmada kullanılan Sonlu-Fay ters çözüm metodu.....	21
BÖLÜM 3. ....	26
BULGULAR ve TARTIŞMA.....	26
3.1. Kullanılan Veri ve Veri Üzerinde Yapılan İşlemler.....	26
3.2. 27 Haziran 1998 Adana Depremi Nokta Kaynak Ters Çözümü.....	31

3.3. Nokta Kaynak Ters Çözüm Sonuçları ve Tartışma.....	33
3.4. Sonlu-Fay Modellemesi .....	47
3.5. Sonlu Fay Ters Çözüm Sonuçları ve Tartışma .....	49
BÖLÜM 4. ....	57
SONUÇLAR .....	57
KAYNAKLAR .....	59
ÖZGEÇMİŞ .....	66

## SİMGELER VE KISALTMALAR LİSTESİ

$M_w$	: Moment magnitudü
$\alpha$	: P dalga hızı
$\Delta$	: Rezidüel hata miktarı
$\Phi$	: Işın yolu ve yırtılma doğrultusu arasındaki açı
$\rho$	: Yoğunluk
BBZ	: Bitlis Bindirme Zonu
D	: Fay üzerindeki yer değiştirme
DAFZ	: Doğu Anadolu Fay Zonu
D-GD	: Güney-Güneydoğu
GB	: Güneybatı
GFZ	: Göksu Fay Zonu
G-GB	: Güney-Güneybatı
HRV	: Harvard
HY	: Helenik Yay
$M_{ij}$	: Moment Tensör Bileşenleri
IRIS	: Incorporated Research Institutions for Seismology
KAFZ	: Kuzey Anadolu Fay Zonu
KD	: Kuzeydoğu
K-G	: Kuzey-Güney
K-KD	: Kuzey-Kuzeydoğu
KRDAE	: Kandilli Rasathane ve Deprem Araştırma Enstitüsü
KÜE	: Karlıova Üçlü Ekleme
KY	: Kıbrıs Yayı
L	: Fay Uzunluğu
$\Psi_M$	: Gözlemsel ve yapay sismogramlar arasındaki korelasyon
$M_0$	: Sismik Moment

$N_b$	: Moment Tensör sayısı
$\delta_{nm}$	: Kronecker delta fonksiyonu
$N_s$	: İstasyon sayısı
ÖDFZ	: Ölü Deniz Fay Zonu
$p$	: Kaynağın lokasyonu, başlangıç zamanı ve diğer değerleri gösteren parametre
$\tau_r$	: Yükselim zamanı
$u$	: Nokta kaynak tepkisi
$u_{(r,t)}$	: Düşey yerdeğiştirme
USGS	: Amerikan Jeolojik Araştırmalar Derneği (United State Geological Survey)
$V_r$	: Kırılma hızı
W	: Fay Genişliği
YF	: Yumurtalık Fay Zonu

## ŞEKİLLER LİSTESİ

- Şekil 1.1. Türkiye'nin genel sismotektonik özelliklerini gösteren harita. Barka ve Kadinsky-Cade [5]' den değiştirilmiştir. KÜE: Karlıova Üçlü Eklemi ..... 3
- Şekil 1.2. Türkiye ve yakın civarında meydana gelmiş büyük depremlerin odak mekanizma çözümlerini gösteren harita. Çözümleri Harvard CMT katalogundan alınmıştır. McClusky [7]' den değiştirilmiştir. KAFZ, Kuzey Anadolu Fay Zonu'nu; DAFZ, Doğu Anadolu Fay Zonu'nu; BBZ, Bitlis Bindirme Kuşağı'nı; KDAFZ, Kuzey Doğu Anadolu Fay Zonu'nu; ÖDFZ, Ölü Deniz Fay Zonu'nu; HY, Helenik Yayı'nı ve KY, Kıbrıs Yayı'nı temsil etmektedir..... 3
- Şekil 1.3. Türkiye' de GPS hız vektörlerinin dağılımını gösteren harita. McClusky [7]' den değiştirilmiştir. KAFZ, Kuzey Anadolu Fay Zonu'nu; EAFZ, Doğu Anadolu Fay Zonu'nu; BBZ, Bitlis Bindirme Kuşağı'nı; ÖDFZ, Ölü Deniz Fay Zonu'nu ve KY, Kıbrıs Yayı'nı temsil etmektedir..... 4
- Şekil 1.4. Kilikya bölgesi ve civarının tektonik unsurlarını şematik olarak gösteren harita. Tüm aktif faylar sol yönlü doğrultu atımlıdır [22]. AB, Adana Baseni; AF, Amanos Fayı; AMB, Amik Baseni; DSF, Ölü Deniz Fayı; EAFZ, Doğu Anadolu Fay Zonu; EF, Ecemiş Fayı; EHF, Doğu Hatay Fayı; GFZ, Göksun Fay Zonu; İB, İskenderun Körfezi; KF, Kozan Fayı; KT, Girne Bindirmesi; MAR, Misis Andırın Dağ Silsilesi; YF, Yumurtalık Fayı ..... 5
- Şekil 1.5. Adana-İskenderun Neojen Basenleri KB-GD yönlü basitleştirilmiş jeolojik kesit [36]..... 7



Şekil 1.6.	Çalışma alanında 1500–1900 yılları arasında meydana gelmiş şiddeti $I_0 \geq V$ tarihsel depremler [38].....	8
Şekil 1.7.	Adana ve çevresinde aletsel dönemde (1900-2008) meydana gelmiş ve Kandilli Rasathanesi ve Deprem Araştırma Enstitüsü (KRDAE) kataloglarından derlenmiş büyüklüğü M 4.5' den olan depremler (beyaz daireler). 27 Haziran 1998 depremi dış merkezi beyaz yıldız ve 3 Ocak 1994 Kurtkulağı depremi sarı yıldız ile gösterilmiştir.....	9
Şekil 1.8.	Kilikya Sismograf Ağı tarafından ana şok (yıldız ile simgelenmiştir) sonrası bölgede bir aylık dönem içerisinde gözlenmiş artçı şoklar [39].....	10
Şekil 1.9.	Kilikya Sismograf Ağı tarafından kaydedilmiş artçı şokların dağılımı. Derinlik kesitleri A-A' ve B-B' konumları [39]. GFZ, Göksun Fay Zonu' nu; YF, Yumurtaalık Fay Zonu' nu temsil etmektedir.....	11
Şekil 1.10.	27 Haziran 1998 Adana depreminin Harvard, USGS, Aktar [39] ve Arpacıoğlu [43] tarafından belirlenen odak mekanizması çözümleri. USGS: Amerikan Jeolojik Araştırmalar Kurumu, HARVARD: Harvard Üniversitesi .....	12
Şekil 2.1.	(2.17) denklemi ile ifade edilen ters çözüm denklem sisteminin şematik gösterimi [3].....	23
Şekil 3.1.	27 Haziran Adana depreminin ters çözüm işleminde kullanılmaya hazır hale getirilmiş telesismik uzaklıklardaki istasyonlarda kaydedilmiş 29 P ve 12 SH dalga şekli.....	28
Şekil 3.2.	Adana depreminin ters çözümü için kullanılan telesismik istasyonların dünya üzerindeki azimutal dağılımı.....	30
Şekil 3.3.	Odak derinliğinin belirlenmesi için kullanılan model.....	32
Şekil 3.4.	Fay boyunun belirlenmesinde kullanılan model.....	32

- Şekil 3.5. Ters çözüm için kullanılan nokta kaynak grid düzlemi modelleri. Tüm modellerde (A1, A2, A3 ve A4) doğrultu boyunca 10, derinlik boyunca 8 nokta kaynağın olduğu bir grid düzlemi kullanılmıştır. Şekillerde kare içine alınmış nokta kaynak, ters çözüm sonucu deprem kaynağının hangi nokta kaynağa bulunduğu ifade etmektedir. Modellerde derinlik ölçeklerinin farklı olduğuna dikkat ediniz. RN: Referans noktası..... 35
- Şekil 3.6. 27 Haziran 1998 Adana depreminin referans derinlik noktasının 32 km seçilmesi (Model A1) ve çözümde elde edilen kaynak zaman fonksiyonu, odak mekanizması çözümü ve gözlemsel-kuramsal dalga şekillerinin karşılaştırılması. Üsttekiler gözlemsel ve alttakiler hesaplanan dalga şekillerini ifade etmektedir. Kayıtların üstündeki numaralar, gözlenmiş kayıtların – ve + maksimum değerleri oranının alet büyütmesine bölümünü ifade etmektedir. Altta verilen sismogram genlik oranlarını göstermektedir..... 37
- Şekil 3.7. Denemeler sonucu modellemede kullanılan nokta kaynak grid düzlemi ve elde edilen odak mekanizma çözümü. Doğrultu boyunca 10, derinlik boyunca 8 nokta kaynağın olduğu bir grid düzlemi kullanılmıştır. Kaynak parametreleri için Tablo 3.3' e bakınız. Odak mekanizma çözümünün harita (yatay) düzlemi görüntüsü gösterilmiştir. RN: Referans noktası..... 41
- Şekil 3.8. 27 Haziran 1998 Adana depreminin referans derinlik noktasının 16 km seçilmesi (Model A4) ve çözümde elde edilen kaynak zaman fonksiyonu, odak mekanizması çözümü ve gözlemsel-kuramsal dalga şekillerinin karşılaştırılması. Üsttekiler gözlemsel ve alttakiler hesaplanan dalga şekillerini ifade etmektedir. Kayıtların üstündeki numaralar, gözlenmiş kayıtların – ve + maksimum değerleri oranının alet büyütmesine bölümünü ifade etmektedir. Altta verilen sismogram genlik oranlarını göstermektedir..... 42

- Şekil 3.9. Ters çözüm için doğrultunun  $36^{\circ}$  ve  $216^{\circ}$  (Model A5 ve A6) seçilerek kullanılan nokta kaynak grid düzlemi modelleri. Tüm modellerde (A5 ve A6) doğrultu boyunca 10, derinlik boyunca 8 nokta kaynağın olduğu bir grid düzlemi kullanılmıştır. Şekillerde kare içine alınmış nokta kaynak ters çözüm sonucu depremin hangi nokta kaynağa bulunduğunu ifade etmektedir. RN: Referans noktası..... 45
- Şekil 3.10. Sonlu-fay analizinde kullanılan nokta kaynak grid düzlem modeli. Doğrultu boyunca 10, derinlik boyunca 8 nokta kaynağın olduğu bir grid düzlemi kullanılmıştır. Referans noktası depremin odak derinliğine konulmuştur. RN: Referans noktasıdır..... 48
- Şekil 3.11. 27 Haziran 1998 Adana depremi için bu çalışmada bulunan kayma dağılımları. İçi dolu yıldız depremin odağını göstermektedir. A, B ve C diye adlandırılan üç kaynak bölgesi gözükmemektedir. Konturlar 0.05 m aralıklarla çizilmiştir ve metre cinsindedir..... 50
- Şekil 3.12. Adana depremi sonlu-fay ters çözümünde hesaplanan kuramsal dalga şekilleriyle (üstte) ile gözlenmiş (altta) dalga şekillerinin karşılaştırılması. İstasyon isimleri üstündeki rakamlar mikron cinsinden pikten pike dalga genliklerini göstermekte, dalga fazı altındakiler ise gözlenmiş-kuramsal değerinin en büyük gözlenmiş dalga genlik oranını temsil etmektedir. İstasyon isimlerinin en altındaki rakamlar ise istasyon azimutlarını göstermektedir..... 51
- Şekil 3.13. Sonlu fay ters çözümünden her bir nokta kaynak için hesaplanan kayma ve vektörlerinin dağılımları. Vektörlerin uzunluk ve yönleri GD bloğunun KB bloğuna göre olan hareketinin yön ve büyüklüğünü temsil etmektedir..... 53

Şekil 3.14. 27 Haziran 1998 Adana depremi için bu çalışmada bulunan kayma dağılımları ve bölgede işletilen Kilikya Sismograf Ağı tarafından kaydedilmiş artçı depremler [39] Kaynak A, B ve C' nin bölgede ki artçı depremlerin dağılımına göre konumları. Ana şok (büyük yıldız) ve en büyük artçı şok (küçük yıldız) gözükmektedir. Konturlar 0.05 m aralıklarla çizilmiştir ve metre cinsindedir..... 55

## TABLULAR LİSTESİ

Tablo 1.1.	27 Haziran 1998 Adana depreminin kaynak parametreleri.....	12
Tablo 3.1.	Adana depremi için ters çözümde kullanılan telesismik istasyonlar.....	30
Tablo 3.2.	27 Haziran Adana depreminin Green fonksiyonlarının hesaplanması için kullanılan Adana baseni kabuksal hız modeli [39].....	31
Tablo 3.3.	Adana depremi için telesismik P ve SH dalgalarınca yapılan ters çözüm sonuçları.....	34

## ÖZET

Anahtar Kelimeler: 27 Haziran 1998 Adana Depremi, Nokta Kaynak Ters Çözümü, Sonlu-Fay, Telesismik Dalga Şekli Modellemesi

Doğu Anadolu Fay Zonu uzanımının tartışma konusu olduğu Kilikya Havzasında 27 Haziran 1998 yılında orta büyüklükte ( $M_w=6.2$ ) bir deprem meydana gelmiştir. Çalışmada depremin kaynak parametreleri belirlenmesi ve kırık özelliklerinin yorumlanması amacıyla deprem kaynağı nokta-kaynak ve sonlu-fay ters çözüm yöntemleri telesismik P ve SH dalga şekilleri kullanılarak yapılmıştır.

Nokta-kaynak modellemesinde gözlenmiş-kuramsal dalga şekilleri arasında yaklaşık olarak aynı derecede uyum gözlenmiştir. Böylece tek alt olaylı bir kırılma süreci nokta kaynak gösteriminde depremin kırılma süreci olarak kabul edilmiştir. Aynı zamanda nokta kaynak modellemesi denemeleri 24 km' de kaynak lokasyonu ile derin alt kabukta bir kırılmayı gerektirmektedir. Kaynak mekanizması çözümünde KD-GB yönelimli ( $\text{strike}=57^\circ$ ,  $\text{dip}=70^\circ$  ve  $\text{rake}=20^\circ$ ) düğüm düzlemi fay düzlemi olarak belirlenmiştir ve yakındaki Göksu fay zoneu ile paralellikten sapmış bir görüntü vermiştir. Nokta kaynak modeli için sismik moment  $2.24 \times 10^{18}$  Nm ( $M_w=6.2$ ) olarak hesaplanmıştır.

Depremin sonlu-fay modellemesinde nokta kaynak modellemesinde kullanılan aynı veri ve grid şeması (model fay düzlemi) kullanılmıştır. Depremin iki farklı pürüz tarafından kontrol edildiği bulunmuştur. Büyük pürüz hiposantrın yukarısında ve 0.5 m en büyük yer değıştirmesiyle 26 km merkez derinlikte belirlenmiştir. Küçük pürüz yaklaşık 0.25 m en büyük atımıyla 32 km derinlikte model fay düzleminin KD kenarına yakın belirlenmiştir. Verilerin sonlu-fay ters çözümü sonucunda sismik moment  $1.91 \times 10^{18}$  ( $M_w=6.1$ ) bulunmuş ve bunun yaklaşık olarak dörtte üçü büyük pürüz tarafından salınmıştır.

Telesismik modelleme sonuçları bir bütün olarak deprem kırılmasının Göksu Fay Zonu' nun yer yüzüne ulaşmayan, GD eğimli ve GFZ' nin yüzeydeki haritalanmış izinden farklı doğrultulu bir dalı üzerinde gerçekleştiğini önermektedir.

# **INVESTIGATION OF THE RUPTURE PROPERTIES OF THE JUNE 27, 1998 ADANA EARTHQUAKE ( $M_w=6.2$ ) FROM THE TELESEISMIC WAVEFORMS**

## **SUMMARY**

Keywords: 27 June 1998 Adana earthquake, point-source modeling, finite-fault, teleseismic waveform inversion.

The moderate-sized June 27, 1998 Adana earthquake ( $M_w=6.2$ ) occurred in the Clica Basin, where a possible extent of the Eastern Anatolian fault is under question. In the present study point-source and finite-fault inversions of the earthquake source are carried out using the teleseismic P and SH waveform in order to determine the source parameters and discuss the rupture properties.

In the point source modeling stage nearly the same fit is achieved between the observed and the synthetic waveforms for the single and multiple source inversions. Therefore a single subevent rupture process, is considered for the earthquake rupture process. It is also found in the point source modeling trials that the data requires a deep lower crust rupture with a source location at 24 km depth. The NE-SW trending nodal plane (strike= $57^\circ$ , dip= $70^\circ$  and rake= $20^\circ$ ) of the source mechanism is subparallel to the nearby Göksu fault zone and is considered as the fault plane. A seismic moment of  $2.24 \times 10^{18}$  Nm ( $M_w=6.2$ ) is calculated for the point source model.

The Finite fault modeling of the earthquake is carried out using the same data and the grid scheme (model fault plane) used in the point source modeling. It is found that the rupture of the earthquake is controlled by the rupture of two asperities. The larger asperity is located updip of the hypocenter and centered at a depth of approximately 26 km depth with a peak displacement of 0.5 m. The smaller asperity is located close to the NE edge of the model fault plane at a depth of 32 km with a peak slip of about 0.25 m. The finite fault inversion of the data is resulted in a seismic moment of  $1.91 \times 10^{18}$  ( $M_w=6.1$ ), about three fourth of which is released by the larger asperity.

As a whole the teleseismic modeling suggests that the earthquake rupture occurred on a branch fault within the GFZ that do not reach the free surface, dips SE and strikes differently from the surface trace of the GFZ.

# BÖLÜM 1. GİRİŞ

## 1.1. Çalışmanın Amacı ve Kapsamı

Türkiye bulunduğu konum itibariyle tektonik hareketlere sıkça maruz kalan ve bunun neticesinde eski çağlardan günümüze kadar birçok şiddetli depreme sahne olan bir ülkedir. Bu depremlerin insanoğlunun kendisine, yaşadığı çevre ve medeniyetlere büyük zarar vermesinden ötürü depremler her çağda merak edilmiş doğal olaylardır. Özellikle son yıllarda ülkemizde meydana gelen şiddetli depremler büyük can ve mal kayıplarına neden olmuş bu doğrultuda depremlerin özelliklerinin anlaşılması, oluş sebeplerinin ve zararlarının azaltılması çalışmalarının ne kadar önemli olduğunu bir kez daha gözler önüne sermiştir.

Teknolojinin gelişmesiyle depremlerin kayıt edilme işlemleri gelişmiş ve bunun sonucunda deprem kaynağının incelenmesiyle ilgili detaylı çalışmalar ortaya konmaya başlamıştır. Günümüze kadar yapılan araştırmalardan dalga kayıtlarının biçim ve frekans içeriğini etkileyen başlıca parametrelerin kaynak etkisi, yayılma etkisi ve alet etkisi olduğunu bilinmektedir [1]. Bu parametrelerin her birini matematiksel olarak modellemek ve bunlardan yapay olarak sismogram oluşturmak mümkündür. Matematiksel olarak hesaplanan dalga şekilleri kuramsal (yapay) dalga şekilleri olarak adlandırılır. Modellemenin doğruluğunun teyit edilmesi depremin modellenmiş kuramsal dalga şekilleri ile gerçek kayıtlarının karşılaştırılması yani dalga şekli modellemesi (waveform modelling) yapılmasından geçer. Sismolojide yerin iç yapısını ve deprem kaynağını oluşturan faydaki kırılma sürecinin belirlenmesinde kullanılan en önemli yöntemlerden biri dalga şekli modellemesidir.

Bu tez çalışmasında 27 Haziran 1998 Adana depreminin ( $M_w=6.2$ ) uzak alan cisim dalgaları analiz edilerek depremin kaynak parametreleri ve kırılma özellikleri nokta kaynak ve sonlu-fay ters çözüm yöntemleri [1, 3] kullanılarak belirlenmeye

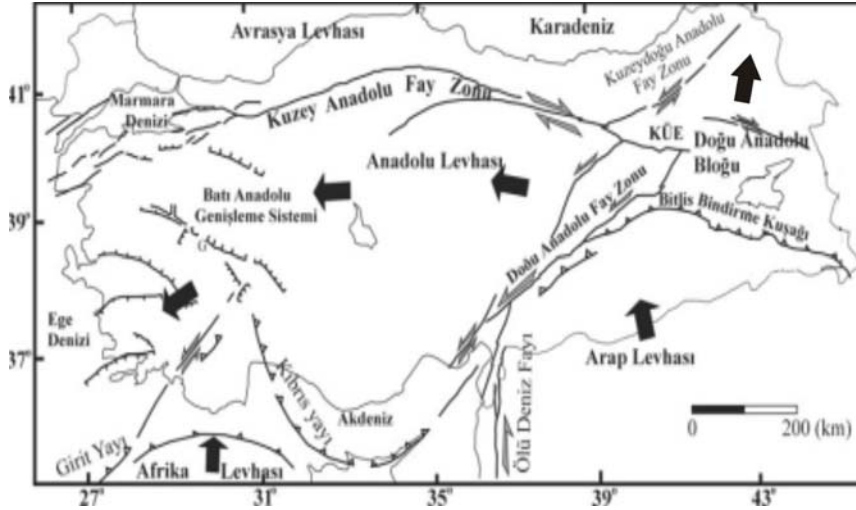


çalışılacaktır. Kullanılacak nokta kaynak modellemesi birden fazla modellemeye olanak sağladığından ve sonlu fay modellemesi de faylanmanın sonlu boyutlarını ve yayılımını dikkate aldığından kırılmanın yayılım özellikleri hakkında bilgi edinilmesine ve bunun gözlenen hasar dağılımı ile bir ilişkisi olup olmadığının yorumlanmasına olanak tanıyacaktır. Telesismik analiz ile elde edilen kaynak yerleri güvenilir olarak bulunmuş artçı deprem dağılımı ile karşılaştırılarak deprem kırılması hakkında yorumlarda bulunulacaktır. Son olarak elde edilen sonuçlar daha önceki çalışmaların sonuçları ile karşılaştırılarak deprem kaynağı ve civarının sismotektoniği hakkında yorumlarda bulunulacaktır.

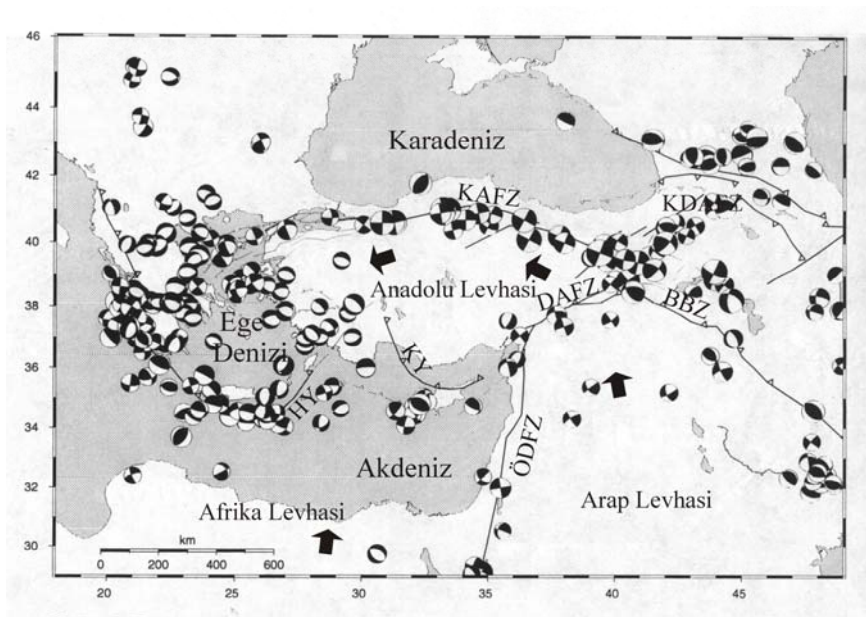
## 1.2. Türkiye'nin Sismotektoniği

Türkiye'nin sismotektoniği bölgesel anlamda hareketsiz olduğu kabul edilen Avrasya levhasına göre kuzeye doğru Arap ve Afrika levhalarının hareketleriyle kontrol edilmektedir (Şekil 1.1) [4, 5, 6, 7, 8].

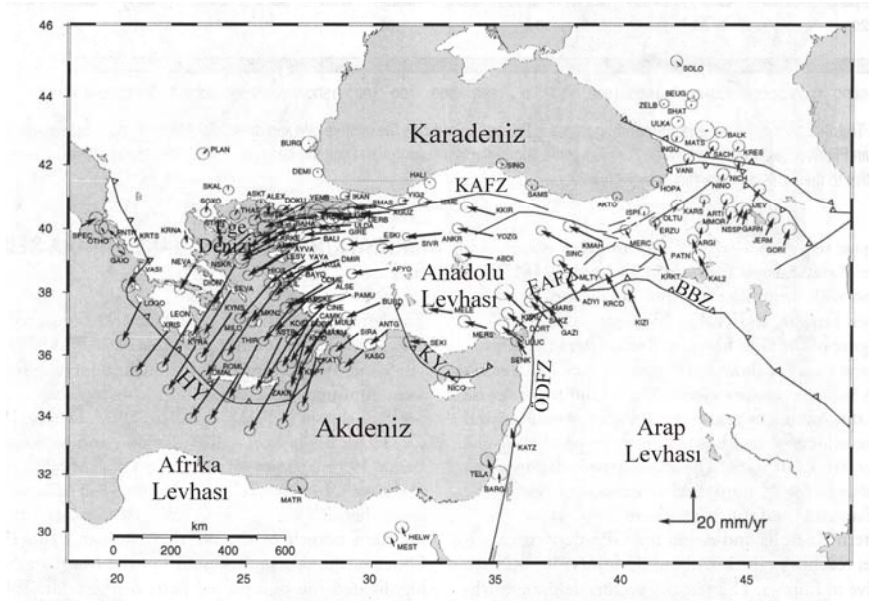
Arap levhasının kuzeye doğru hareketi sonucu Avrasya ve Arap levhası arasında sıkışan Anadolu levhasının batıya doğru tektonik kaçıışı [4] olarak adlandırılan bu hareket Kuzey Anadolu Fay Zonu (KAFZ) ve Doğu Anadolu Fay Zonu (DAFZ) olarak bilinen iki doğrultu atımlı fay sistemi boyunca meydana gelmektedir. Batıya doğru olan bu hareket Batı Anadolu'da güney batıya yönelmektedir. Bunun neticesinde Batı Anadolu genişleme tipinde bir tektonik rejim etkisine maruz kalmaktadır. Bunların yanında Anadolu levhasının güney kısmında kalan Afrika levhası Helenik ve Kıbrıs yayları boyunca Anadolu levhasının altına dalmaktadır. Anadolu ve çevresinin levha hareketleri sonucu maruz kaldığı tüm bu tektonik yapılar civarda meydana gelen depremlerin odak mekanizma çözümleme çalışmaları (Şekil 1.2) [9, 10, 11, 12, 13, 14] ve son yıllarda ayrıntılı bir şekilde gerçekleştirilen GPS (Global Positioning System) ölçümleriyle de açık bir şekilde ortaya konmuştur (Şekil 1.3) [7, 8].



Şekil 1.1. Türkiye'nin genel sismotektonik özelliklerini gösteren harita. Barka ve Kadinsky-Cade [5]' den değiştirilmiştir. KÜE: Kıbrıs Üçlü Eklemleri



Şekil 1.2. Türkiye ve yakın civarında meydana gelmiş büyük depremlerin odak mekanizma çözümlerini gösteren harita. McClusky [7]' den değiştirilmiştir. KAFZ Kuzey Anadolu Fay Zonu'nu, DAFZ Doğu Anadolu Fay Zonu'nu, BBZ Bitlis Bindirme Kuşağı'nı, KDAFZ Kuzey Doğu Anadolu Fay Zonu'nu, ÖDFZ Ölü Deniz Fay Zonu'nu, HY Helenik Yayı'nı ve KY Kıbrıs Yayı'nı temsil etmektedir

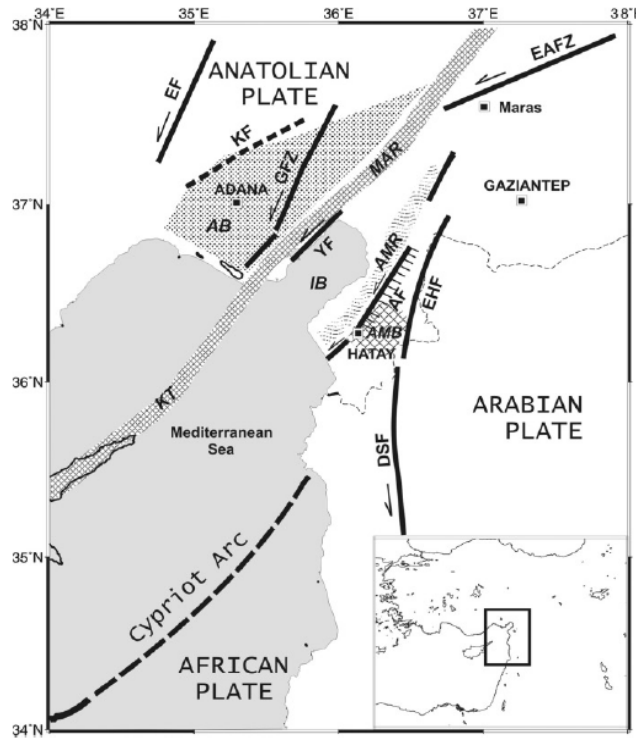


Şekil 1.3. Türkiye’de GPS hız vektörlerinin dağılımını gösteren harita. McClusky [7]’den değiştirilmiştir. KAFZ, Kuzey Anadolu Fay Zonu’nu; EAFZ, Doğu Anadolu Fay Zonu’nu; BBZ, Bitlis Bindirme Kuşağı’nı; ÖDFZ, Ölü Deniz Fay Zonu’nu ve KY, Kıbrıs Yayımlarını temsil etmektedir

### 1.3. Kilikya Bölgesinin Tektonik Özellikleri

Kilikya bölgesi, önemli fay zonları ve levha hareketlerine maruz kalmış ve bunun neticesinde deforme olan bir alanı temsil etmiş olma özelliğinden dolayı bünyesinde pek çok farklı yapısal unsuru bulundurmaktadır. Bölgede sıkışma, gerilmeli ve doğrultu atımlı unsurların çoğu gözükmektedir. Arap levhası Anadolu levhası ile çarpışırken bu çarpışma rejimi batıda göreceli bir dalma-batma rejimine dönüşmekte ve Afrika levhası Kıbrıs yayı boyunca Anadolu levhası altına dalmaktadır. Bu iki tektonik rejimin etkisini sürdürdüğü bölgeler arasındaki geçiş bölgesi Doğu Anadolu Fayı Zonu (DAFZ) ve Ölü Deniz Fay Zonu (ÖDFZ) ile kontrol edilmektedir (Şekil 1.4) ve bu faylar bölge için en etkin yapısal unsurlardır. Hatay Amik havzası civarında gözlenen yerel bir açılma rejiminin bu iki fayın birleştiği bölge olduğu iddia edilmektedir [15]. Ayrıca Bitlis-Zagros Bindirme ve Kıvrım Kuşağı da bölgede önemli yer tutan bir diğer yapısal unsurdur. Bunun yanında tektonik olarak bir geçiş bölgesi olan Kilikya Havzası içerisinde ve yakın civarında Anadolu levhasının iç deformasyonunu karşılayan çok sayıda sol yönlü doğrultu atımlı fay zonu gelişmiştir. Bunlar Göksu ve Ecemiş fay zonları ile Yumurtalık-Karataş ve Kozan fay zonlarıdır (Şekil 1.4) [16, 17].

Bölgede Türkiye' nin güneydoğusundan başlayıp ve Girne' ye kadar devam etmekte olan genişliği 10 km' den az fakat uzunluğu 450 km'ye kadar olan yay şeklinde yüksek bir yapının varlığı yapılan sismik çalışmalardan elde edilen bulgular sonucunda ortaya konulmuştur. Bu yapı Adana-Kilikya Basenleri ile İskenderun-Latakya Basenleri olarak bilinen iki baseni birbirinden ayırmaktadır [16, 18, 19]. Adana Baseni Neojen çökellerle doludur ve Kilikya Havzasının sahildeki devamını oluşturmaktadır. Kilikya Havzasının derinliği 1000 m' nin üzerindedir ve Adana Havzası' nın denizde Kıbrıs' a doğru olan uzantısını temsil etmektedir. Bu basen oluşumu Alt Miyosen döneminde başlamış ve bugüne kadar yaklaşık 6 km kalınlığında sediment tabakası tarafından örtülmüştür [16, 18, 19]. Dewey [20] İskenderun Baseni ve Adana Baseni' nin DAF' nin kolları arasında gelişen çek-ayır basenleri olduğunu önermiştir.



Şekil 1.4. Kilikya bölgesi ve civarının tektonik unsurlarını şematik olarak gösteren harita. Tüm aktif faylar sol yönlü doğrultu atımlıdır [22]. AB, Adana Baseni; AF, Amanos Fayı; AMB, Amik Baseni; DSF, Ölü Deniz Fayı; EAFZ, Doğu Anadolu Fay Zonu; EF, Ecemiş Fayı; EHF, Doğu Hatay Fayı; GFZ, Göksun Fay Zonu; İB, İskenderun Körfezi; KF, Kozan Fayı; KT, Girne Bindirmesi; MAR, Misis Andırın Dağ Silsilesi; YF, Yumurtalık-Karataş Fayı

### 1.3.1. Ecemiş Fay Zonu

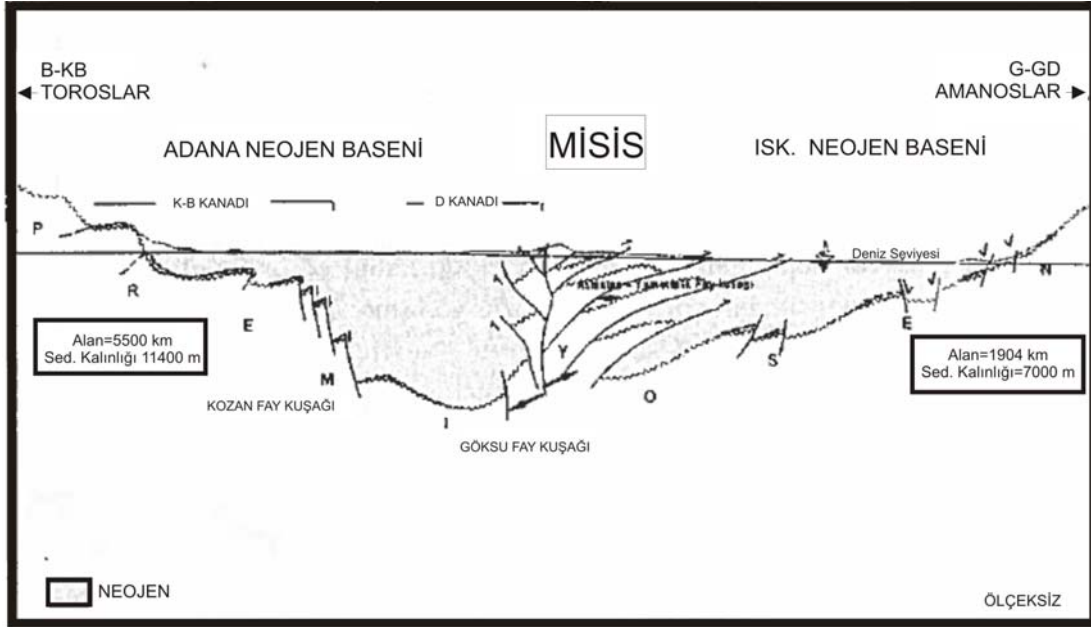
Ecemiş fayı yaklaşık 100 km uzunluğunda, K20°D uzanımlı ve birkaç kademeli (en echelon) parçadan oluşan doğrultu atımlı bir faydır. Anadolu bloğunun iç deformasyonları sonucu meydana gelen bu fayın gerçek yaşı Eosen' dir [23, 24], fakat güncel tektonik dönemde "hortlak yapı" olarak adlandırılmıştır [25]. Ecemiş Fay Zonu içerisindeki doğrultu atımlı ve sol yönlü ana faylar ile bunlara paralel ikinci faylar mevcuttur. Bunlar yaklaşık 7-8 km. genişliğe ulaşmaktadırlar. Bu fay zonu boyunca yer değiştirme birikimli 80 + 10 km olduğu görüşü hakimdir [16, 23, 26]. Fay zonu içerisinde birçok çek-ayır basenin olduğu ve fayın 3 mm/yıl'lık bir hızla sol yanal hareket yaptığı jeolojik çalışmalar sonucunda tanımlanmıştır [27, 28]. Bu fayın aktivitesi morfolojik, tarihsel ve aletsel dönem deprem verilerinden belirlenmiştir. Örneğin, Pozantı ve Çamardı arasında fay Holosen yaşlı sedimentleri kesmektedir, 23 Ağustos 1835 depremi [29, 30] ve 20 Şubat 1940 Develi depremi bu fay üzerinde meydana geldiği öne sürülmüştür [24].

### 1.3.2. Göksu Fay Zonu

K25°D uzanımlı sol yanal atımlı olan bu fay zonu ortalama 35-40 km genişliğinde ve Gülen [24]' ye göre 170 km, Özer ve Çuhadar [31]' a göre ise 130 km uzunluğundadır. Anadolu Bloğunun içsel deformasyonları ile ilişkili olarak oluşmuştur. Fayın uzanımı, ilk olarak Sarı ve Taşköprü ilçeleri arasına daha sonra ise Taşköprü'den güneybatı yönünde Akdeniz'e Misis dağlarının kuzeybatı sınırını oluşturacak yöndedir [16, 26, 31, 32, 33]. Bu fay KD-GB doğrultusunda sol yönlü doğrultu atım göstermekte ve eğimi düşeye yakın olup, aynı zamanda fay boyunca iki yöne değişmektedir.

Doğu ve batısı K-G ve KKD-GGB doğrultulu ana fay zonuna paralel uzanan çok sayıda fay ile parçalanmıştır. Doğu bloğunda ayrıca ters atım bileşeni yanında doğru atım bileşeni de olan D-GD eğimli ters faylar gözlenmektedir. KD yönüne gidildiğinde Göksu-Daroluk arasındaki vadide söz konusu fayların aniden kesildiği görülür. Burada K-G uzanan bir fay olasılığı vardır, ayrıca sıkışma güneybatıdan kuzeydoğuya azalmakta ve buna bağlı olarak faylar etkinliğini kaybetmektedir [16,

26, 34]. Kilikya baseninde yapılan sismik yansımaya ve jeolojik çalışmalar Göksu Fay Zonu içinde yer alan birçok gömülü fay veya fay parçasının varlığını ortaya çıkarmıştır (Şekil 1.5), [35, 36, 37].



Şekil 1.5. Adana-İskenderun Neojen Basenleri KB-GD yönlü basitleştirilmiş jeolojik kesit [36]

### 1.3.3. Yumurtalık-Karataş Fayı

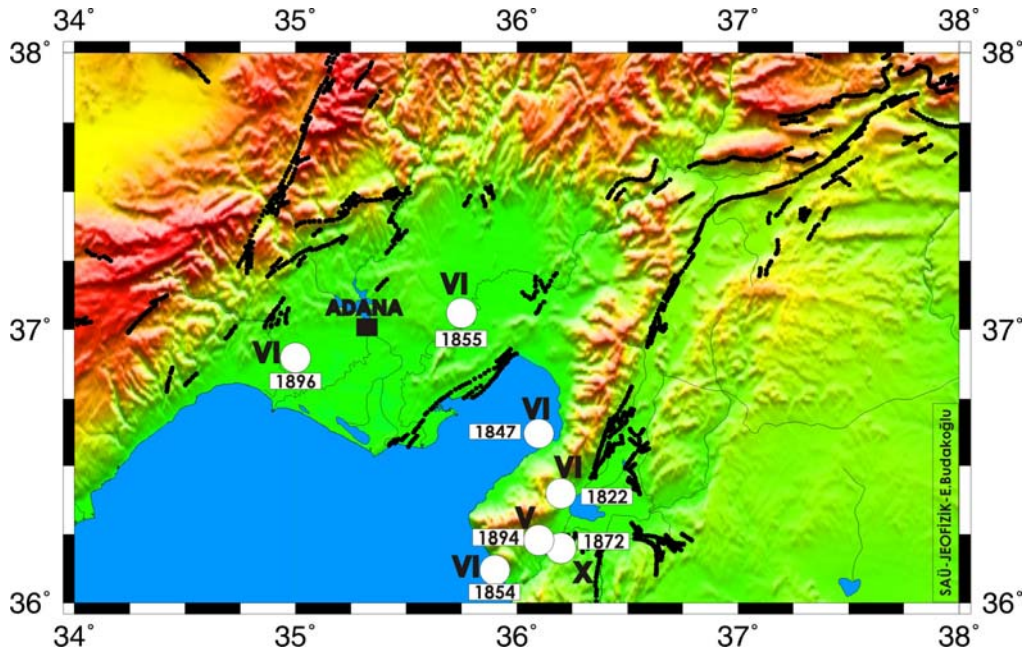
Yumurtalık-Karataş Fayı' nı, Adana' nın Karataş ilçesi civarında denizden karaya çıkıp KD' ya doğru Yumurtalık'tan geçip Aslantaş Barajı'nın güneyi boyunca Kahramanmaraş' a kadar uzanan bir bindirme karakterli fay olarak tanımlamaktadır [34]. Yaklaşık KD-GB' ya uzanan doğrultusuyla bu bindirme İskenderun Baseni ile Misis-Andırın basenini ayıracak şekilde gelişerek güneyde Kıbrıs Beşparmak dağlarına kadar devam etmektedir. Bu fay Üst Pliyosen sonrası bölgedeki etkin gerilme sonucunda tekrar aktivite kazanmıştır [16, 26].

### 1.3.4. Kozan Fayı

Kozan fayı ismini aldığı Kozan' ın güneyinden başlayarak İmamoğlu' nun kuzeyi boyunca DKD-BGB doğrultusunda Mersin' e doğru devam etmektedir. Bu fayın Adana baseninin açılmasında etkin rol oynadığına inanılmaktadır. Bu fayın yaşı Alt Miyosen olup Langiyen' de aktif hale gelmiştir [16, 26, 34].

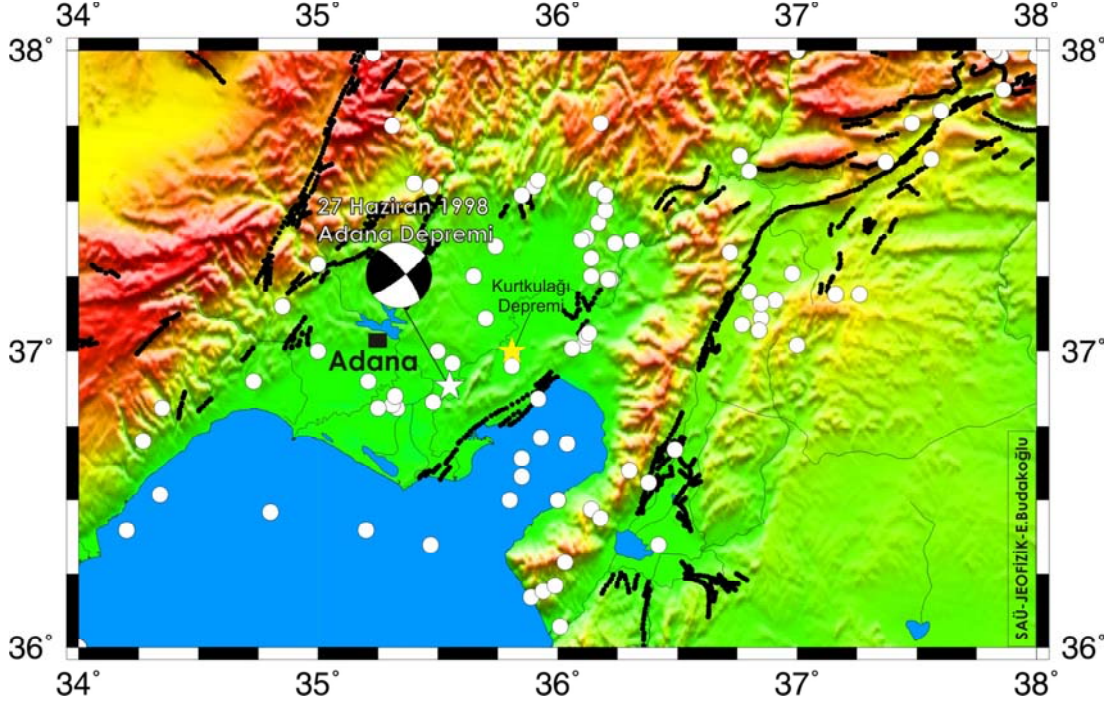
#### 1.4. Adana ve Çevresinin Depremselliği

Çalışma alanı tektonik açıdan aktif bir bölge olması nedeniyle tarihsel (1900 yılı) öncesi ve aletsel dönemde (1900 yılı sonrası) birçok deprem üretmiştir. 1500–1900 yılları arasında ve şiddeti V' ten büyük tarihsel dönemde meydana gelmiş depremler Şekil 1.6' de verilmiştir [38]. Tarihsel dönemde bölgede meydana gelen en önemli depremlerden biri 3 Nisan 1872 Antakya civarında meydana gelen depremdir. Bu depremde Antakya' nın büyük bir kısmı yıkılmıştır. 1800 kişi ölmüş, 3000 binadan ancak 150 ahşap ev sağlam kalmıştır.



Şekil 1.6. Çalışma alanında 1500–1900 yılları arasında meydana gelmiş şiddeti  $I_0 \geq V$  tarihsel depremler [38]

Adana ve çevresinin aletsel dönem deprem etkiliği incelendiğinde aktif bir depremselliğin olduğu  $M \geq 4.5$  olayların çizdirildiği haritadan gözlenmektedir (Şekil 1.7). Bölgede aletsel dönemde 20 Mart 1945 ( $M_w=6.0$ ) ve 22 Ekim 1952 ( $M_w=5.7$ ) Misis-Adana depremleri [38] meydana gelmiştir ve Ceyhan-Misis civarındaki köylerde ve Adana ve Kozan kısımlarında yıkımlara neden olmuştur. Ayrıca Adana civarında meydana gelmiş büyük depremlerden bir tanesi de büyüklüğü  $M_l=5.3$  olan 3 Ocak 1994 Kurtkulağı depremidir ve 32 km derinlikte gerçekleşmiştir [16]. 22 Ocak 1997 ( $M_w=5.6$ ) Hatay depremi ise bölgede 27 Haziran 1998 ( $M_w=6.2$ ) depreminden önce gerçekleşmiş ve aradaki kısa zaman farkı dikkati çekmiştir.



Şekil 1.7. Adana ve çevresinde aletsel dönemde (1900-2008) meydana gelmiş ve Kandilli Rasathanesi ve Deprem Araştırma Enstitüsü (KRDAE) kataloglarından derlenmiş büyüklüğü  $M \geq 4.5$ ' den olan depremler (beyaz daireler). 27 Haziran 1998 depremi dış merkezi beyaz yıldız ve 3 Ocak 1994 Kurtkulağı depremi sarı yıldız ile gösterilmiştir

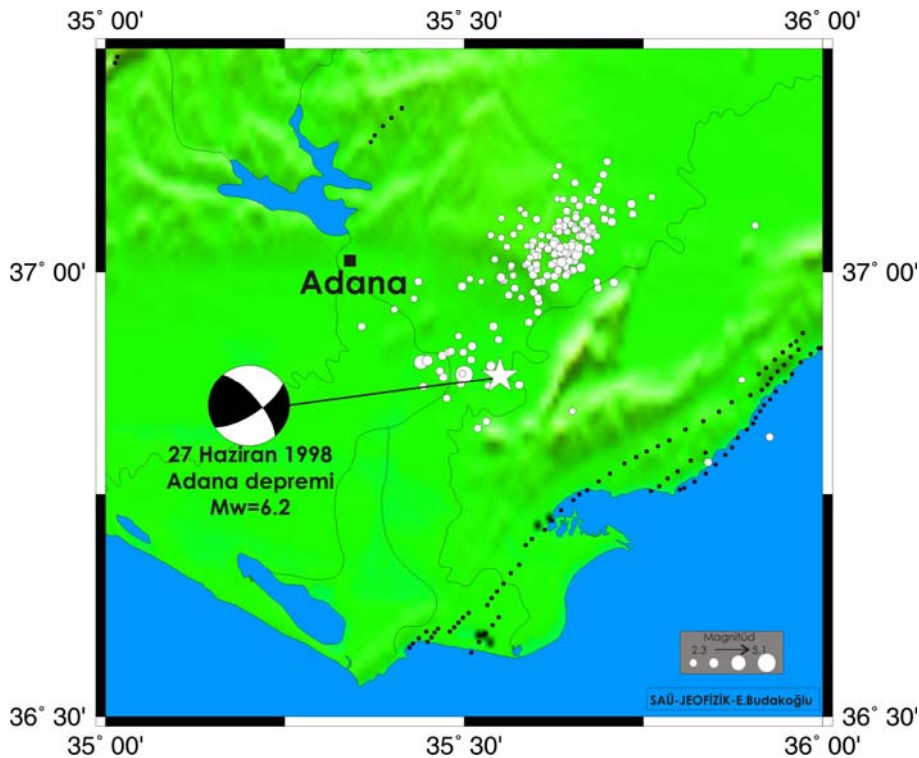
### 1.5. 27 Haziran 1998 Adana Depremi

Türkiye'nin yoğun nüfus ve sanayileşmiş bölgelerinden biri olan Adana havzasında 27 Haziran 1998 tarihinde saat 13:55' de (GMT) büyüklüğü  $M_w=6.2$  koordinatları  $36^{\circ}.53K$  ve  $35^{\circ}.33D$  olan 32 km derinlikte bir deprem meydana gelmiştir [39]. Deprem dış merkezine 30-35 km uzaklıkta olan Adana şehri ve Ceyhan ilçesi bu depremden oldukça etkilenmiş ve bu felaket 145 can kaybı ve 1000' in üzerinde yaralanmaya neden olmuştur [40]. Aynı zamanda bölgedeki çoğu bina yıkılmış birçoğu da oturulmayacak duruma gelmiştir. Adana depreminde meydana gelen can ve mal kaybında yerel jeolojik koşulların önemli olması [41] ve bölgede TÜBİTAK tarafından işletilen Kilikya Sismograf Ağı'nın [16, 39] ortasında meydana gelmesi depremi önemli kılmış ve bölgedeki güncel tektoniğin irdelenmesine olanak sağlamıştır.

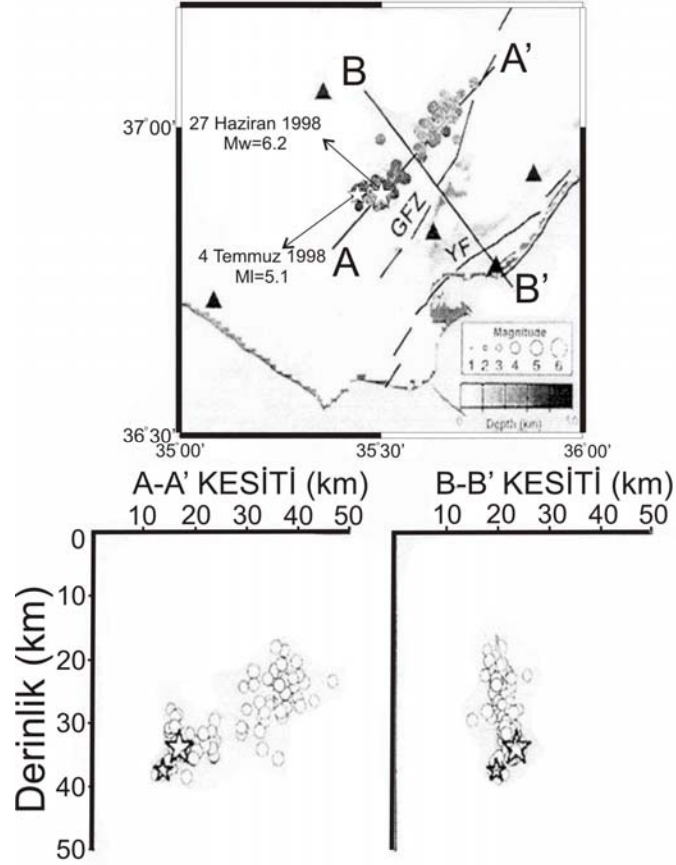
Ana şokun ardından bölgede en büyük artçı deprem 4 Temmuz 1998 tarihinde  $M_L=5.1$  büyüklüğünde meydana gelmiştir [39]. Bölgede TÜBİTAK tarafından işletilen Kilikya Sismograf Ağı tarafından kaydedilmiş olan anaşok ve artçı



depremlerin dağılımlarını gösteren harita Şekil 1.8' de verilmiştir. Ayrıca artçı depremlerin yoğunlaştığı Göksu Fay Zonu doğrultusunda yaklaşık olarak paralel ve fayı dik olarak kestiği düşünülerek alınan iki kesit görünümü Şekil 1.9' da verilmiştir [39]. Artçı depremlerin derinliğinin yaklaşık olarak 17-37 km arasında yoğunlaştığı ve KD' ya doğru yönelmekte olduğu açıkça gözükmektedir. Bu bilgiler Adana depremi kaynak bölgesinde derin bir sismojenik zonun varlığını desteklemektedir [39]. Ayrıca [42] depremin artçı sarsıntılarında hesaplanan fay düzlemi çözümlerinin büyük çoğunluğunun KD-GB doğrultulu sol yanal faylanmalara karşılık geldiğini, tüm artçı depremlerden bulunan birleşik odak mekanizması çözümünün  $55^{\circ}$  doğrultulu ve  $75^{\circ}$  GD eğimli bir düzlem üzerinde tamamen sol yanal bir faylanma belirlediğini ve bu fay düzlemi çözümleri için yapılan gerilme tensörü analizi sonuçlarının da DB yönlü bir açılma ve KG yönlü bir sıkışma kaynaklı bir tam yanal atımlı tektonik rejimi önerdiğini göstermiştir.



Şekil 1.8. Kilikya Sismograf Ağı tarafından ana şok (yıldız ile simgelenmiştir) sonrası bölgede bir aylık dönem içerisinde gözlenmiş artçı şoklar [39]



Şekil 1.9. Kilikya Sismograf Ağı tarafından kaydedilmiş artçı şokların dağılımı. Derinlik kesitleri A-A' ve B-B' konumları [39]. GFZ, Göksun Fay Zonu' nu; YF, Yumurtalık Fay Zonu' nu temsil etmektedir

27 Haziran 1998 Adana depreminin USGS, HRV gibi ulusal ve uluslararası deprem enstitüleri ve araştırma kurumlarınca ve Aktar [39] ve Arpacıoğlu [43] tarafından belirlenen kaynak parametreleri Tablo 1.1'de verilmiştir. Bu parametreler doğrultusunda belirlenen odak mekanizmaları çözümleri Şekil 1.10 'da harita üzerinde gösterilmiştir.

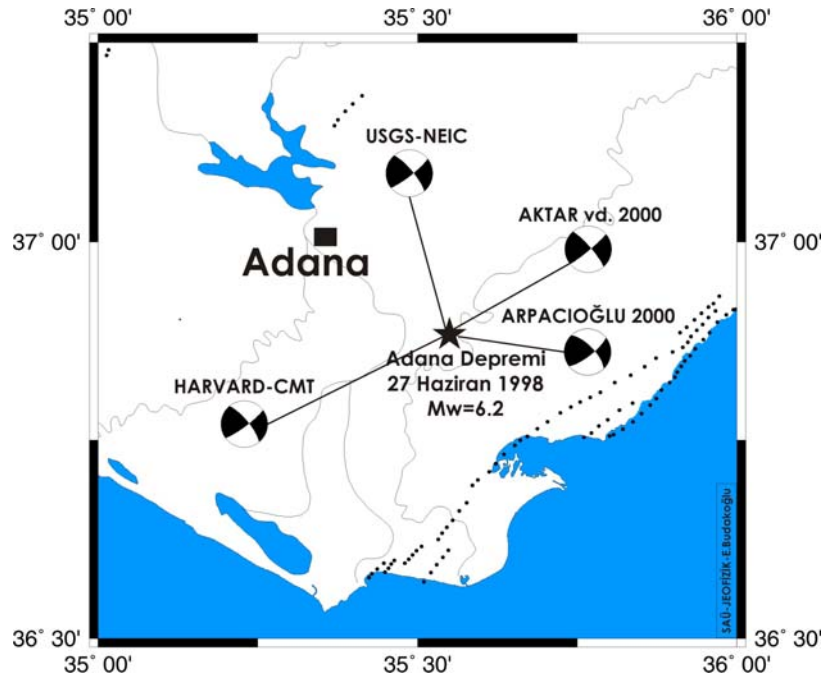
Tablo 1.1. 27 Haziran 1998 Adana depreminin kaynak parametreleri

	USGS		HRVD		Aktar [39]		Arpacioğlu [43]
<b>Enlem(°)</b>	36.94		36.87		36.53		-
<b>Boylam(°)</b>	35.30		35.58		35.33		-
<b>Derinlik (km)</b>	14		29.5		32		18
<b>M<sub>0</sub> (x10<sup>18</sup>Nm)</b>	3.96		2.96		3.63		2.63
<b>Moment magnitüd (M<sub>w</sub>)</b>	6.3		6.2		6.2		6.2
<b>Doğrultu(°)</b>	323	52	321	53	65 <sup>1</sup>	50 <sup>2</sup>	52 <sup>3</sup>
<b>Eğim(°)</b>	77	81	75	81	90	85	75
<b>Kayma(°)</b>	170	13	121	15	5	10	22

<sup>1</sup> P dalgası ilk hareket yönünden elde edilen kaynak mekanizması

<sup>2</sup> P dalga şekli ters çözümlemesi sonucu elde edilen kaynak mekanizması

<sup>3</sup> P dalga şeklinin Kikuchi ve Kanamori yöntemine göre ters çözümü



Şekil 1.10. 27 Haziran 1998 Adana depreminin Harvard, USGS, Aktar [39] ve Arpacioğlu [43] tarafından belirlenen odak mekanizması çözümleri. USGS: Amerikan Jeolojik Araştırmalar Kurumu, HARVARD: Harvard Üniversitesi

## **BÖLÜM 2. METOD**

### **2.1. Kikuchi ve Kanamori (1991) Ters Çözüm Algoritması**

Deprem oluşumundan sonra sismik istasyonlarda kaydedilen cisim dalgalarının spektrumu ve dalga şekilleri, kaynak ve yırtılma mekanizması hakkında önemli bilgiler taşımaktadır. Karmaşık telesismik cisim dalgaları için sistematik bir ters çözüm metodunu Kikuchi ve Kanamori, ilk olarak 1982 yılında geliştirmişlerdir. Daha sonra çeşitli düzenlemelerle bu methodu geliştirmişlerdir [2, 44, 45].

Ters çözüm algoritmasının başlangıcı olan Kikuchi ve Kanamori (1982)'de referans olarak gösterilen deprem kaynağı karmaşık kaynak olarak ve aynı fay geometrisine sahip, nokta kaynak dislokasyonları (alt olay) şeklinde kabul edilmiştir. Alt olayların aynı fay geometrisine sahip olduğunu kabuldeki amaç, her bir kaynak parametresinin belirlenmesindeki zorluktan kaçınmaktır. Bununla birlikte, alt olayların mekanizmalarının değişmesine izin verildiği durumlarda, mekanizma, zaman ve alt olayın lokasyonu arasındaki etkileşimden dolayı, ters çözümün stabil durumdan uzaklaşması ve çoğu kez ters çözüm sonucunda birçok farklı dizinin aynı sonucu vermesiyle hangi dizinin uygun çözüm olduğuna karar vermenin zorlaşması, böyle bir sınırlama konulmasına sebep olmuştur. Kikuchi ve Kanamori (1982), bir noktadaki dislokasyonun zaman hikayesinin, bir yırtılma cephesinin varışından ölçülen zamanın fonksiyonu tarafından verildiğini belirlemişlerdir. Dislokasyon zaman hikayesinin,  $\tau$  yükselme zamanına sahip bir ramp fonksiyonu tarafından verildiğini kabul etmişlerdir.

Büyük depremlerin kaynak mekanizmalarının birden çok alt olaya sahip olduğu bilinmektedir. Kikuchi ve Kanamori (1986)' da, ilk çalışma biraz daha genelleştirilmiş ve farklı mekanizmaya sahip bir alt olay eklenerek ters çözüm metodu biraz daha geliştirilmiştir.

Genel olarak, bir nokta kaynak, sismik moment, başlangıç zamanı, lokasyon, faylanma mekanizması ve zaman fonksiyonu gibi çeşitli parametrelerle karakterize edilir. Kikuchi ve Kanamori (1986)' da, tüm altolaylar için bu parametrelerin bazılarının aynı olduğu, bazılarının ise olaydan olaya değiştiği kabul edilmiştir. Kikuchi ve Kanamori 1991 yılında, daha önceki çalışmalarında, belirlenecek parametre sayısını azaltmak ve ters çözümü stabil halde tutabilmek için yapmış oldukları sınırlamaları kaldırarak, metodlarını geliştirmişlerdir [2]. Daha önceki çalışmalarında sadece P dalgası kullanırken, son çalışmalarında, P, SH, SV ve PP fazları aynı anda modellenilebilmektedir. Kaynak, istasyon ve PP yansıma noktası tepkilerini hesaplamak için Haskell yayıcı matris tekniği [46, 47, 48] ile çok-tabakalı yapılar kullanılmıştır.

Kikuchi ve Kanamori (1991)'de bir sismik kaynak, değişik odak mekanizmalarına sahip nokta kaynaklar dizisi olarak tanımlanmaktadır. Daha önceki çalışmalarında olduğu gibi, nokta kaynaklar iteratif olarak gözlemsel sismogramlar ile hesaplanan sismogramların uyumu ile bulunmaktadır. Sismik kaynağı oluşturan her bir nokta kaynak, bir moment tensor ile tanımlanmıştır.

Genel olarak bir moment tensör,  $[M_{ij}]$ , 6 bağımsız bileşene sahiptir.  $[M_{ij}]$ 'nin diagonalinin sıfıra eşitlenmesi, pure-deviatoric moment tensorü vermektedir. Buna ek bir sınırlama ile,  $[M_{ij}]$ 'nin determinantını sıfıra eşitlenmesi ile kaynak moment tensör double-couple kaynağa indirgenmektedir.

Aşağıda bir sismik kaynağı tanımlayan 6 basit moment tensor değeri görülmektedir.

$$\begin{aligned}
 M_1 &= \begin{bmatrix} 0 & 1 & 0 \\ 1 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 \end{bmatrix} & M_2 &= \begin{bmatrix} 1 & 0 & 0 \\ 0 & -1 & 0 \\ 0 & 0 & 0 \end{bmatrix} & M_3 &= \begin{bmatrix} 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 1 \\ 0 & 1 & 0 \end{bmatrix} \\
 M_4 &= \begin{bmatrix} 0 & 0 & 1 \\ 0 & 0 & 0 \\ 1 & 0 & 0 \end{bmatrix} & M_5 &= \begin{bmatrix} -1 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{bmatrix} & M_6 &= \begin{bmatrix} 1 & 0 & 0 \\ 0 & 1 & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{bmatrix}
 \end{aligned}$$

burada  $[M_{ij}]$  için  $(x, y, z)$  koordinatları, (kuzey, doğu ve derinlik)' e karşılık gelmektedir. Herhangi bir moment tensör,  $M_n$ 'nin lineer kombinasyonları ile temsil edilebilir.

Bu sistemin avantajı, altgrupları aşağıda verilen özel çözümleri sunmasıdır:

- (1)  $M_1, \dots, M_6 =$  genel moment tensör
- (2)  $M_1, \dots, M_5 =$  tam(pure)-deviatoric moment tensör
- (3)  $M_1, \dots, M_5 (\det [M_{ij}] = 0) =$  genel ikili-kuvvet
- (4)  $M_1, \dots, M_4 (\det [M_{ij}] = 0) =$  düşey düğüm düzlemine sahip ikili-kuvvet
- (5)  $M_1, \dots, M_2 =$  tam (pure) doğrultu atım

$w_{jn}(t;p)$   $n$ . tensör ( $M_n$ ) nedeniyle  $j$  istasyonundaki kuramsal sismogramı (Green's fonksiyonu) gösterebilir, burada  $p$ , kaynağın lokasyonu, başlangıç zamanı ve diğer değerlerini gösteren bir parametredir.  $M_n$  için  $a_n$  katsayısı aşağıdaki formül ile elde edilebilir.

$$\begin{aligned} \Delta &= \sum_{j=1}^{N_s} \left[ \int x_j(t) - \sum_{n=1}^{N_b} a_n w_{jn}(t;p) \right]^2 dt \\ &= R_x - 2 \sum_{n=1}^{N_b} a_n G_n + \sum_{m=1}^{N_b} \sum_{n=1}^{N_b} R_{nm} a_n a_m \\ &= \text{minimum} \end{aligned} \quad (2.1)$$

burada,  $N_b$ , kullanılan moment tensör sayısı ve  $N_s$  ise istasyon sayısıdır. Ayrıca

$$\begin{aligned} R_x &= \sum_j \int [x_j(t)]^2 dt \\ R_{nm}(p) &= \sum_j \int [w_{jn}(t;p) w_{jm}(t;p)] dt \\ G_n(p) &= \sum_j \int [w_{nm}(t;p) x_j(t)] dt \end{aligned} \quad (2.2)$$

$n=1, \dots, N_b$  için  $\frac{\partial \Delta}{\partial a_n} = 0$  ayarlaması yapılırsa, aşağıdaki normal denklemi (*normal equation*) elde edilmektedir.

$$\sum_{m=1}^{N_b} R_{nm} a_m = G_n, \quad n = 1, \dots, N_b \quad (2.3)$$

$[R_{nm}]$  matrisinin tersinin  $[R_{nm}^I]$  olduğu kabul edilirse,

$$\sum R_{nl} R_{lm}^I = \delta_{nm}, \quad n, m = 1, \dots, N_b \quad \text{olacaktır,}$$

burada  $\delta_{nm}$  Kronecker delta fonksiyonudur. Bu aşamadan sonra çözüm aşağıdaki şekli alır,

$$a_n = a_n^0 \equiv \sum R_{nm}^I G_m \quad (2.4)$$

Residüel hata ise,

$$\Delta = R_x - \sum G_n a_n^0 \quad (2.5)$$

olacaktır.

Bu aşamada,  $a_n^0$  ve bu yüzden  $\Delta$ ,  $p$  parametresinin birer fonksiyonudur. Optimum  $p$  ise minimum  $\Delta$  kriterinin veya

$$\Psi_M(p) = \frac{\sum_n G_n a_n^0}{R_x} = \frac{\sum_n \sum_m R_{nm}^I G_m G_n}{R_x} \\ = \text{maksimum} \quad (2.6)$$

kriterinin sağlanması ile olur. Burada  $\psi_M$ , gözlemsel ve kuramsal sismogramlar arasındaki korelasyondur. Optimum  $p$  belirlendikten sonra  $\{a_n^0\}$  değerleri bağıntısı

$$\Phi(\tau, p, p') = \sum \int w_j(t, p) w_j(t + \tau, p') dt \quad (2.7)$$

ile verilir.  $\{a_n\}$  katsayılarını kullanarak elde edilen sonuç moment tensor matrisi ise aşağıdaki şekilde verilir.

$$[M_{ij}] = \begin{bmatrix} a_2 - a_5 + a_6 & a_1 & a_4 \\ a_1 & -a_2 + a_6 & a_3 \\ a_4 & a_3 & a_5 + a_6 \end{bmatrix}$$

Köşegenlerinin toplamı ve determinantı sıfır olan bir moment tensör ikili-kuvvet çifti kaynağını temsil etmektedir. Böylece, bir tam (pure) deviatorik moment tensör üzerinde,  $[M_{ij}] = a_1 M_1 + \dots + a_5 M_5$ , aşağıdaki sınırlama uygulanırsa en uygun ikili-kuvvet çifti kaynağı elde edilebilmektedir.

$$D \equiv \det[M_{ij}] = 0 \quad (2.8)$$

$\lambda$ 'nın Lagrangian çarpımı olması halinde, object fonksiyonu  $\{a_n\}$  ve  $\lambda$ 'ya bağlı olarak minimize edilirse,

$$\Delta' = \Delta + 2\lambda D \quad (2.9)$$

böylece,

$$\frac{\partial \Delta'}{\partial a_n} = \frac{\partial \Delta'}{\partial \lambda} = 0$$

buradan aşağıdaki denklemler elde edilir:

$$a_n = a_n^0 - \lambda \sum_m R_{nm}^l \frac{\partial D}{\partial a_m} \quad (2.10a)$$

ve

$$D = 0 \quad (2.10b)$$



burada,  $\{a_n^0\}$  (2.7) denklemi ile verilen moment tensör çözümüdür. (2.10a) ve (2.10b) denklemleri nümerik olarak çözülebilir.

Residüel hata,  $\Delta$ , aşağıdaki denklem ile hesaplanmaktadır.

$$\begin{aligned}\Delta &= R_x - 2\sum_n a_n G_n + \sum_m \sum_n R_{nm} a_n a_m \\ &= R_x - \sum_n \sum_m R_{nm} [a_n^0 a_m^0 - \Delta a_n \Delta a_m]\end{aligned}\quad (2.11)$$

burada,  $\Delta a_n = a_n - a_n^0$ 'dir. Böylece gözlemsel ve yapay sismogramlar arasındaki korelasyon aşağıdaki formül ile verilmektedir.

$$\psi_D(p) = \frac{\sum_n \sum_m R_{nm} [a_n^0 a_m^0 - \Delta a_n \Delta a_m]}{R_x}\quad (2.12)$$

$\psi_D$  ile  $\psi_M$ 'i karşılaştırarak, ikili kaynak çifti üzerindeki ek sınırlama ile sayesinde, aşağıda ilişkiyi buluruz.

$$\Psi_D - \Psi_M = -\frac{\sum_n \sum_m R_{nm} \Delta a_n \Delta a_m}{R_x} \langle 0 \quad (2.13)$$

Kikuchi ve Kanamori (1982 ve 1986)' de, altolaylar, gözlemsel sismogramlardan iteratif bir teknik kullanılarak gözlemsel ve sismogramların arasındaki farklılığının karesinin minimize edilmesi ile  $p$ 'nin tüm değerleri için başarılı bir şekilde bulunabilmektedir. Kikuchi ve Kanamori (1991)' in önceki iki çalışmadan olan ana farklılığı, önceki çalışmalarda altolayların mekanizmaları sabitlenirken veya fiks olarak kabul edilirken, bu çalışmada altolayların mekanizmaları, moment tensör yaklaşımı ile ters çözüm sonucunda bulunabilmektedir.

İterasyon süresince alt olayların mekanizmalarının değişimine izin verilmesi ters çözüme iki dezavantaj yüklemiştir. Bunlardan birincisi; mekanizmadaki bu değişim

bir altolayın mekanizması ile başlangıç zamanı arasında bir etkileşime yol açmaktadır. Aslında bu etkileşim, band sınırlı bir alet için bir altolayın kuramsal dalgaşekli yaklaşık olarak, genellikle 10–20 sn arasında olan aletin hakim peryoduna yakın bir sinüsoidaldır. Bu sinüsoid, sinüsoidin başlangıcındaki bir altolay veya yarı peryod tarafından zamanda kaydırılmış ters polariteli bir altolay ile uyuşturulabilir veya benzeştirilebilir. Ancak eğer kaydı kullanılan alet geniş band sismometre ise aletin band genişliği nedeni ile bu etkileşim daha az olmaktadır.

Ters çözümdeki diğer problem ise, toplam çözüm belirlenen altolayların sıralamasına bağlıdır. Bu problem yol veya yörünge etkisi olarak adlandırılmıştır. Böylece iterasyondaki sıra değişimi, altolayların farklı dizilimleri ile sonuçlanacaktır. Sadece dalgaşekli uyumuna bakarak hangi dizilimin doğru olduğuna karar vermek oldukça zordur. Iterasyondaki dizilimin çözüm üzerindeki etkisini görmek için, Kikuchi ve Kanamori (1991)' de iterasyon sonrasında uygulanan ek bir prosedür geliştirilmiştir.

$N_e$  iterasyon yapıp bir çözüm elde edildikten sonra;

(1) 1. alt olay,  $(a_{n1}, p_1)$ , çözümden geri alınıp, bu olayın sismograma olan katkısı tekrar inşa edilir yani yapay sismogramlar tekrar hesaplanır.

$$x'_j(t) = x_j(t) + \sum_n a_{n1} \omega_{jn}(t; p_1); \quad (2.14)$$

(2) Alt olay 1,  $(\hat{a}_{n1}, \hat{p}_1)$ ,  $\Delta$  minimize edilerek tekrar belirlenir.

$$\Delta = \sum_{j=1}^{N_s} \int \left[ x'_j(t) - \sum_n \hat{a}_{n1} \omega_{jn}(t; \hat{p}_1) \right]^2 \quad (2.15)$$

(1) ve (2), 2'den  $N_e$  kadar altolaya uygulanır. Bu işlem, belirli bir yol ve yörünge getirmiş olduğu kısıtlamaları ortadan kaldırarak tüm altolay parametrelerini yeniden belirlemektedir.

Kikuchi ve Kanamori (1991) metodu nonlinear ve non-gaussian bir metoddur ve bu yüzden, zaman ve lokasyon gibi kaynak parametrelerine bağılı olarak birçok lokal  $\Delta$  hata bulunmaktadır. Çözümün yol veya yörünge bağılılığı, bir non-gaussian problem için, bunu herhangi bir iteratif metotta önlemek imkansızdır. Ters çözüm sonucunda, bulunan bir çözümün bir diğer çözüme karşı doğruluğunun kesin bir kriteri yoktur. Bunun için tek yol farklı yörüngeler için iterasyonu devam ettirmek ve diğer verilerle uygun olan çözümü seçmektir. Problem nonlinear ve tekil olmadığı için sadece dalga şekli ters çözümü kullanılarak en iyi çözümü belirlemek oldukça zordur [49].

## 2.2. Sonlu-Fay Analizi

Deprem sonucu oluşan yer hareketi tektonik faylar üzerindeki kırılmadan kaynaklanmaktadır. Kırılmanın meydana geldiği fay uzunluğu, fayın boyutlarına göre çok büyük olan uzaklıklarda nokta kaynak olarak düşünülebilir ve bu nokta kaynak için kaynak parametreleri bulunabilir. Ancak, deprem kaynağında meydana gelen kırılmanın boyutları ve kayma büyüklüklerinin dağılımı gibi ayrıntılı kaynak parametrelerinin tesbiti deprem kaynağının sonlu bir fay olarak düşünülerek bir modelleme yapılmasını gerektirmektedir [50].

Dört faylanma parametresi öncelikli olarak sismik yayınıma etki eder [1]. Bunlardan birincisi kırılma hızıdır ( $V_r$ ). Kırılmanın sonlu bir hızla ilerlemesinden dolayı fayın belirli kısımlarının diğer kısımlarına nazaran çok önceden enerji yaymasına ve bunun sonucu olarak gecikmiş sismik dalgalar birbirine girişimde bulunarak yönelim (directivity) etkisine neden olmaktadır [51]. İkincisi fayın boyutlarıdır (uzunluk, L ve genişlik, W). Üçüncüsü fay üzerindeki ortalama yerdeğiştirme (D) ve dördüncüsünde yükselim zamanıdır ( $\tau_r$ ). Yükselim zamanı fay üzerindeki belli bir noktanın yerdeğiştirmesini tamamlaması için geçen zamanı karakterize etmektedir [52]. Bazen dördüncü parametre olarak fay üzerindeki tanecik hızı da verilmektedir. Kısaca tanımlanan bu dört parametre sonlu bir fayı terk edip gelen sismik dalgaları yorumlamanın en basit yoludur.

Deprem kaynağını sonlu fay olarak tanımlayabilmek için fay yüzeyi üzerine dağılmış çok sayıda nokta kaynak düşünebiliriz. Bu nokta kaynakların çoğu benzer yerdeğiştirme evrimine (displacement history) sahiptir. Buna göre faylanmanın gerçek kaynak zaman fonksiyonunu elde etmek için tüm bu nokta kaynakların tepkileri toplanmalıdır. Ancak, sonlu fay üzerindeki nokta kaynaklar kırılma cephesi ilerledikçe konumlarına bağlı olarak farklı zamanlarda yerdeğiştirmeye uğrarlar. Bu yüzden bu toplama işlemi yapılırken (1) her bir nokta kaynak tepkisi kırılma cephesinin kendisine ulaşması için gerekli zaman artı (2) her alıcı nokta kaynak arasındaki uzaklıklar ve bu uzaklıklara karşılık gelen zaman farkları dikkate alınarak bu zaman miktarlarınca geciktirilip toplanmalıdır. Buna göre tüm nokta kaynak tepkilerinin toplamı olan herhangi bir istasyondaki düşey yerdeğiştirme;

$$u(r,t) = \sum_{i=1}^N u_i \left[ r_i, t - \frac{r_i}{\alpha} - \Delta t_i \right] \quad (2.16)$$

şeklinde nokta kaynak tepkilerinin toplamı şeklinde yazılabilir [1]. Burada  $u$  nokta kaynak tepkisidir ve  $i$  nokta kaynak sayacı,  $r$  nokta kaynağın istasyona olan uzaklığı,  $\alpha$  P dalgası hızı,  $r/\alpha$  nokta kaynak istasyon uzaklığı nedeniyle oluşan zaman gecikmesi,  $\Delta t_i$  ise kırılma cephesinin sonlu fay üzerinde ilerlemesine bağlı olarak oluşan zaman gecikmesidir.

### 2.2.1. Çalışmada kullanılan Sonlu-Fay ters çözüm metodu

Bu çalışmada Hartzell ve Heaton [3] tarafından geliştirilmiş Sonlu-Fay Ters Çözüm Metodu (Finite-Fault Inverse Technique) kullanılmıştır. Metod fay düzlemi üzerinde bir deprem sırasında meydana gelmiş olan kaymanın büyüklüğünü konumun bir fonksiyonu olarak vermektedir. Bu yüzden metodun uygulanmasında deprem faylanma düzlemini temsil için ilk olarak sabitlenmiş doğrultu, eğim ve boyutlara sahip bir nokta-kaynak grid düzlemi seçilir. Fay düzleminin boyutları çalışılan depremin artçışok dağılımı ve eğer varsa daha önce yapılmış kaynak çalışmaları temel alınarak belirlenir. Benzer şekilde model fay düzleminin doğrultu ve eğimi de daha önce yapılan fay düzlemi çözümlerinden yararlanılarak tayin edilir. Kırılma cephesinin fay temsili fay düzlemi üzerinde yayılmasının düzgün olarak temsili için

her bir nokta kaynak tepkisi değişen nokta kaynak-istasyon uzaklıklarından kaynaklanan yayılma zamanı farklarını içermek için zamanca uygun olarak geciktirilmektedir [50].

Bunun ardından her nokta kaynak için kuramsal sismogramlar (Green's fonksiyonları) ters çözümde kullanılan her istasyonda modellemede yükselim-zaman fonksiyonu ile tanımlanmış kırılma evrimi için hesaplanır [2]. Yukarıda da belirtildiği gibi nokta kaynak tepkileri verilen bir kırılma hızıyla odakdan uzaklaşan kırılmanın radyal olarak yayılımına karşılık gelen bir gecikme ile zamanca geri bırakılmıştır. Böylece yönelim (directivity) etkisi içeren her bir nokta kaynak tepkileri toplanarak her bir istasyonda oluşacak kuramsal sismogramlar elde edilmiş olur.

Gözlenmiş dalga şekilleri ile fay parçası kuramsal dalga şekillerinin karşılaştırılması

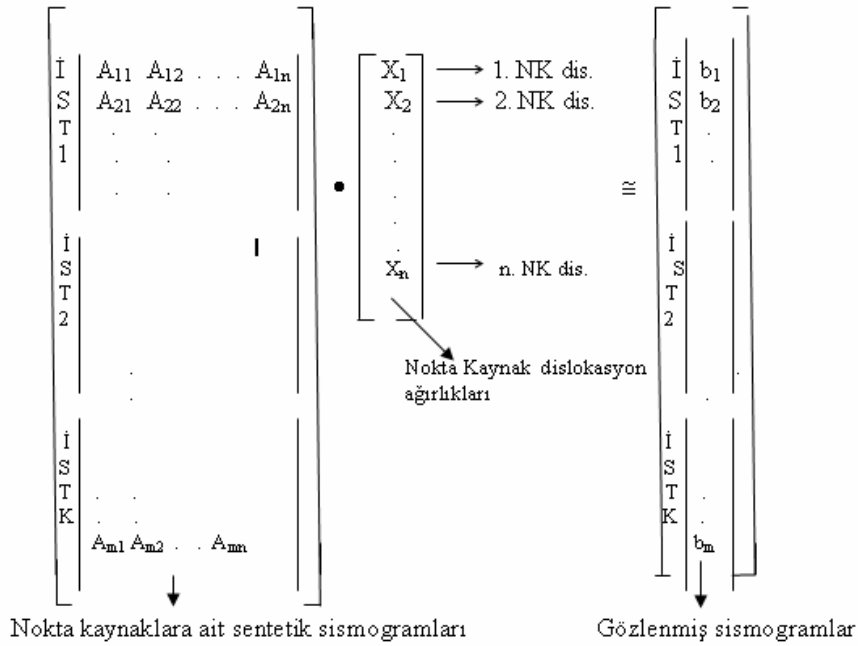
$$\mathbf{Ax} \cong \mathbf{b} \quad (2.17)$$

şeklinde aşırı belirlenmiş doğrusal denklemler sistemi (overdetermined linear equations system) belirler [3]. Burada:

$\mathbf{A}$  =  $m \times n$  boyutlarındaki kuramsaller matrisi,

$\mathbf{b}$  =  $m \times 1$  boyutlarında gözlenmiş sismogramlar matrisi veya  $m$  uzunluğunda ki veri vektörü,

$\mathbf{x}$  =  $n \times 1$  boyutlarında çözüm matrisi veya  $n$  uzunluğundaki çözüm vektörüdür.



Şekil 2.1. 2.17 denklemi ile ifade edilen ters çözüm denklem sisteminin şematik gösterimi [3]

(2.17) denkleminin açık yazılışı Şekil 2.1' de verilmiştir. A matrisinin satır sayısı ters çözümde kullanılan toplam veri sayısına ve sütun sayısı da nokta kaynak sayısına eşittir. Çözüm vektörü olan  $x$  matrisinin eleman sayısı da nokta kaynak sayısına eşittir ve bu matris gözlenmiş kayıtların tekrar üretilebilmesi için nokta kaynaklara verilmesi gereken doğrultu ve eğim atım dislokasyon ağırlıklarını içerir. Bu çalışmadaki amaç da bu ağırlıkların bulunmasıdır.

Yukarıda da belirttiğimiz gibi (2.17) denklemi aşırı tanımlı (overdetermined) bir doğrusal denklem sistemi belirler. Ters çözümde, bulunacak parametre sayısından çok fazla sayıda denklem içeren bir denklem sistemi aşırı belirlenmiş (overdetermined) denklem sistemi olarak adlandırılır [53]. Bu tür problemler tipik olarak bilinmeyen sayısından çok fazla veriye ( $m > n$ ) sahiptir. Böyle ters çözüm problemlerinin tam bir çözümü yoktur ve en küçük kareler metodu en yaklaşık sonucu seçmek için kullanılır.

Ancak bu şekilde bulunacak çözüm yine duraysızdır [3, 54, 55]. Çünkü A matrisi ill-conditioned bir matris olup bunun anlamı da veride yapılacak küçük bir değişikliğin çözümde büyük değişikliklere neden olacağıdır. Ters çözümde duraylılık (stability)

çözümün verideki küçük hatalara duyarsızlığı olarak tanımlanır. Ters çözüm, (2.17) denkleminin

$$\begin{bmatrix} A \\ \lambda F \end{bmatrix} x \cong \begin{bmatrix} b \\ \lambda d \end{bmatrix} \quad (2.18)$$

şekline getirilmesiyle duraylı hale getirilebilir [3, 54, 55, 56, 57]. Burada  $Fx \cong d$  doğrusal kısıtlama seti (the set of linear constraints) ve  $\lambda$  doğrusal ağırlık faktörüdür (linear weighting factor). Eğer  $F$  ve  $d$  bitişik fay parçası ağırlıkları arasındaki fark sıfır olacak şekilde seçilirse çözüm bir fay parçasından diğerine düzgünce değişen bir uzaysal dağılıma sahip olacaktır. Bu durumda  $Fx \cong d$ ,  $i$  ve  $j$  bitişik fay parçası indisleri olmak üzere  $x_i - x_j = 0$  olacak şekilde bir forma sahip olacaktır. Bu işlem Düzgünleştirme kısıtlaması (smoothing constraint) olarak da bilinir.

Yukarıda değinildiği gibi nokta-kaynak kuramsal sismogramlarının hesaplanabilmesi için bir kırılma evrimi yani kaynak yükselim zaman fonksiyonu (source rise-time function) tanımlamasının yapılması ve kırılma hızının seçilmesi gerekir. Kaynak yükselim zaman fonksiyonu fay düzlemi üzerinde verilen bir noktada kırılmanın zaman evrimini tanımlar. Bu çalışmada incelenen depremler için eşit yükselim ve düşümlü 1 sn süreli bir üçgen yükselim zaman fonksiyonu kullanılmıştır. Bununla birlikte fay düzlemi üzerinde kırılma zaman evrimi ve kırılma hızı değişebileceğinden modellemede güvenilirlik sağlanması için yükselim zamanında ve kırılma hızında esneklik sağlayan zaman penceresi yaklaşımı modellemede içerilmiştir [3].

Zaman penceresi yaklaşımı ile her bir nokta kaynağın toplam yükselim zamanı zaman dilimlerine ayrılmakta ve her bir zaman dilimi içindeki her bir fay parçasının kayma büyüklüğü ters çözümde saptanmaktadır. Bu şekilde her bir nokta kaynak eğer verilerin modellenebilmesi için gerek duyuluyorsa herhangi bir zaman penceresi içinde kayabilir. Böylelikle modelleme başlangıcında tanımlanan bir maksimum kırılma hızından yavaş kırılma hızlarında da modellemede olanak sağlanmış olur. Çalışmada 1998 Adana depreminin sonlu-fay modellemesinde her biri bir öncekinden 1 sn geciktirilmiş 5 zaman penceresi kullanılmıştır. Her bir zaman

pencerisi için yükselim zaman fonksiyonu 1 sn ve zaman pencere gecikmesi 1 sn alındığından her bir nokta kaynak için toplam 5 sn'lik bir yükselim zamanına modellemede müsaade edilmiştir. Bu uzunlukta bir toplam yükselim zamanı 1998 Adana depremi büyüklüğündeki bir depremin sahip olacağı kırılma karmaşıklığını modellemede sağlanmasında yeterlidir.



## **BÖLÜM 3. BULGULAR VE TARTIŞMA**

### **3.1. Kullanılan Veri ve Veri Üzerinde Yapılan İşlemler**

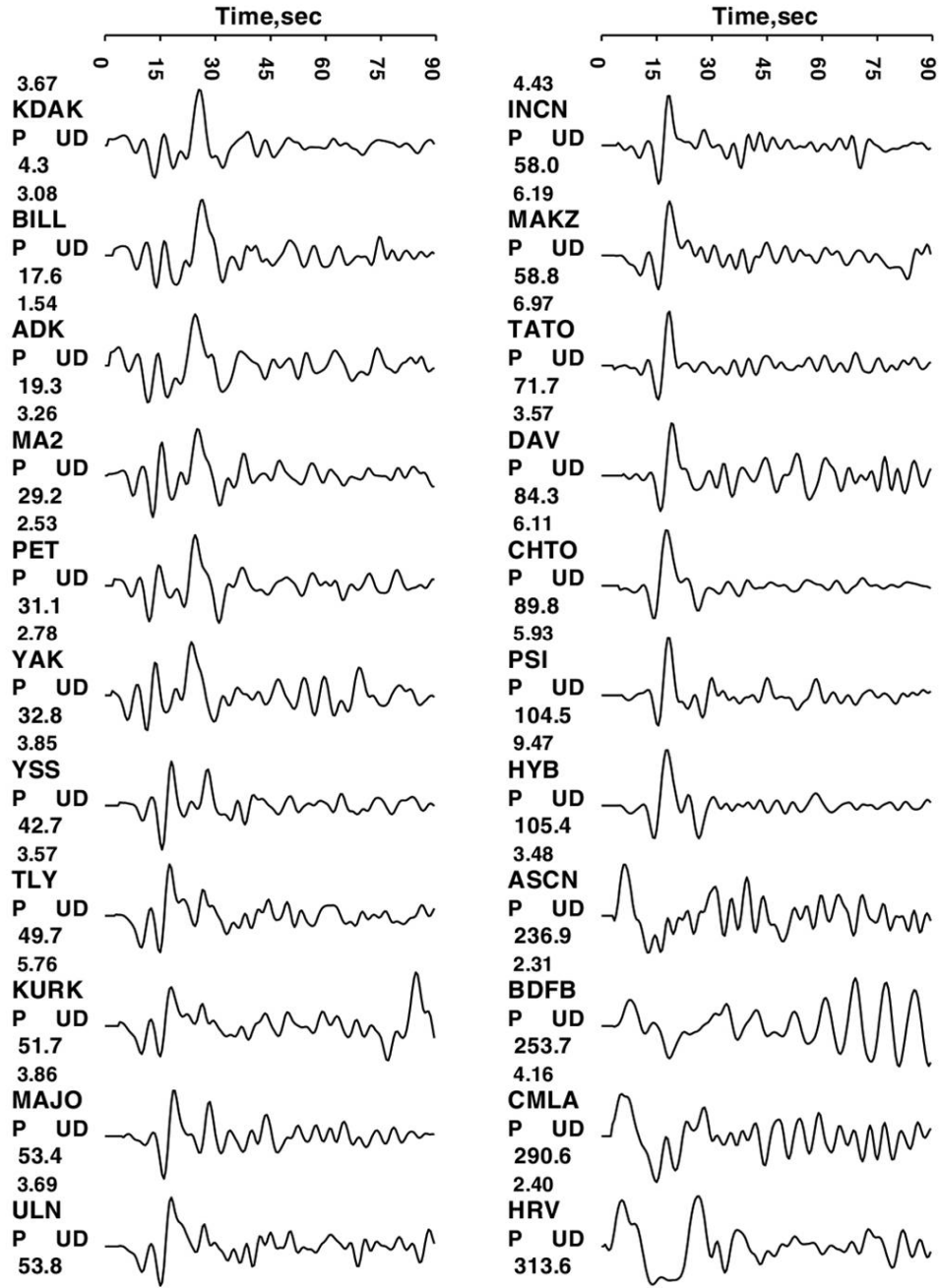
Adana depreminin ters çözüm işlemi için geniş band (broadband) uzak alan (telesmik) verileri kullanılmıştır. Bu veriler internet üzerinden IRIS (Incorporated Research Institutions for Seismology) web sayfasındaki ([www.iris.washington.edu](http://www.iris.washington.edu)) veri arşivinden temin edilmiştir. Verilerin temin edilmesi sırasında istasyonların dışmerkez uzaklıklarının  $30^\circ \leq \Delta \leq 90^\circ$  arasında olmasına özen gösterilmiştir. Bunun nedeni çekirdek ve üst manto yansımalarından kaynaklanan dalga şekillerini etkileyecek saçılımlardan kaçınmaktır.

Elde edilen verilerden alet tepkisi giderilmiş ve yer değiştirme sismogramlarına dönüşümü gerçekleştirilmiştir. Adana depremi için daha önce yapılan faylanma parametrelerinin belirlenmesine yönelik dalga şekli ters çözümü çalışmalarında [39, 43] sadece P dalga şekilleri kullanılmıştır. Bu çalışmada 1998 Adana depreminin faylanma düzleminin kısıtlanmasına yönelik bir tartışma amaçlandığından faylanma parametrelerinin daha güvenilir belirlenmesi için P dalga şekillerinin yanında SH dalga şekilleri de kullanılmıştır. P ve SH dalga yayılım örüntülerinin farklı olması ve SH dalga yayılım örüntüsünde maksimum genliğin P dalgalarının yayılım örüntüsünden genliğin sıfır olduğu azimutlarda gözlenmesi gibi nedenlerden ötürü faylanma parametrelerinin daha güvenilir belirlenmesinde SH dalgaları da kullanılmıştır [1]. Ayrıca SH dalgalarının kayma vektörü açısına olan duyarlılığı da bu nedenlere eklenebilir [58].

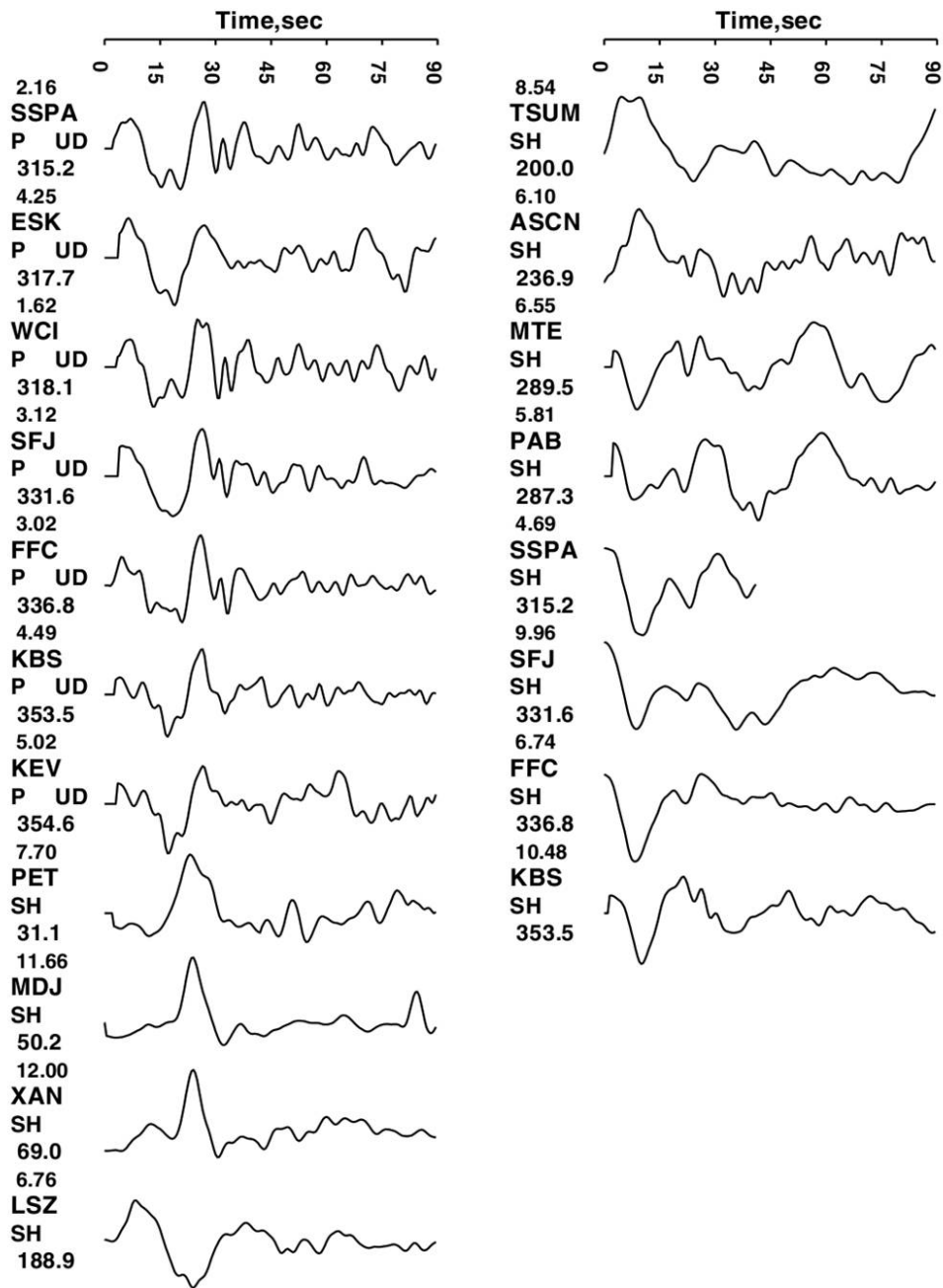
Tüm istasyon verileri 0.5 sn örnekleme aralığı seçilerek örneklenmiş ve gözle kontrol amacıyla verinin ilk 100 sn' lik kısmı P ve SH dalgaları çizim programı yardımıyla görüntülenmiştir. Bazı istasyon kayıtlarında gürültü/sinyal oranının yüksek olduğu görülmüş ve bu kayıtlar çözüme katılmadan çıkarılmıştır. Geriye kalan verilerdeki

gürültü seviyesi göz önünde bulundurularak 0.01 ile 0.33 Hz frekansları arasında bant geçişli filtre veriye uygulanmıştır [59]. Sonuç olarak 29 P ve 12 SH dalga şekli kaynak ters çözümlemesinde kullanılmak üzere seçilmiştir. Seçilen dalga şekilleri Şekil 3.1’ de çizdirilmiştir. Çalışmada kullanılan istasyonlar ve bu istasyonların parametreleri Tablo 3.1 de verilmiştir. Bu istasyonların dünya üzerindeki konumlarını gösteren harita ise Şekil 3.2’ de gösterilmiştir.

Ters çözümlemede kullanılacak veriler üzerinde yapılan incelemelerde esas dalga enerjisi ilk 30-35 sn içerisinde olduğu gözlemeden yola çıkılarak Şekil 3.1’ de verilen dalga şekillerinin ilk 35 saniyelik penceresinin ters çözümde kullanılması sonucuna varılmıştır. Bu pencere boyu Adana depreminin magnitüdü ( $M_w=6.2$ ) göz önüne alındığında yeterlidir.



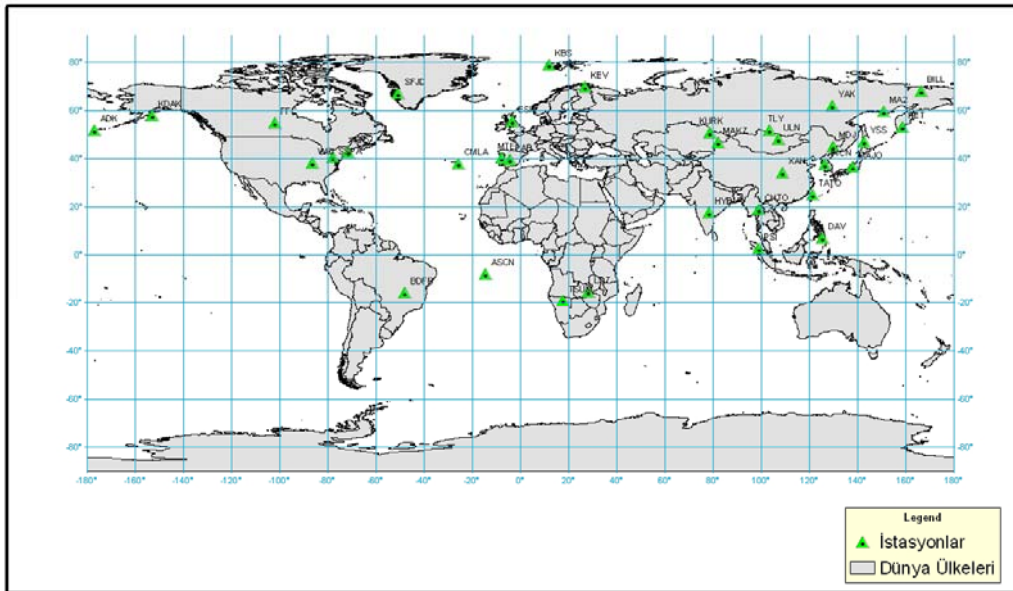
Şekil 3.1. 27 Haziran Adana depreminin ters çözüm işleminde kullanılmaya hazır hale getirilmiş telesismik uzaklıklardaki istasyonlarda kaydedilmiş 29 P ve 12 SH dalga şekli



Şekil 3.1. (Devam)

Tablo 3.1. Adana depremi için ters çözümde kullanılan telesismik istasyonlar

İSTASYON KODU	ENLEM	BOYLAM	AZİMUT(°)	UZAKLIK(°)	AĞ (NETWORK) KODU	İSİM	FAZ
KDAK	57,783	-152,583	4,36	85,09	II	Kodiak Island, Alaska, USA	P
BILL	68,065	166,453	17,60	68,83	IU	Bilibino, Russia	P
ADK	51,882	-176,684	19,30	86,87	IU	Adak, Aleutian Islands, Alaska	P
MA2	59,576	150,770	29,20	69,82	IU	Magadan, Russia	P
PET	53,023	158,650	31,10	77,48	IU	Petropavlovsk, Russia	P,SH
YAK	62,031	129,680	32,80	59,80	IU	Yakutsk, Russia	P
YSS	46,959	142,760	42,70	73,91	IU	Yuzhno Sakhalinsk, Russia	P
TLY	51,681	103,644	49,70	49,01	II	Talaya, Russia	P
KURK	50,715	78,620	51,70	33,43	II	Kurchatov, Kazakhstan	P
MAJO	36,546	138,204	53,40	77,49	IU	Matsushiro, Japan	P
ULN	47,865	107,053	53,08	52,03	IU	Ulaanbaatar, Mongolia	P
INCN	37,478	126,624	58,00	69,31	IU	Inchon, Republic of Korea	P
MAKZ	46,808	81,977	58,80	35,42	IU	Makanchi, Kazakhstan	P
TATO	24,974	121,497	71,70	72,26	IU	Taipei, Taiwan	P
DAV	7,070	125,579	84,30	85,79	IU	Davao, Philippines	P
CHTO	18,814	98,944	89,80	57,82	IU	Chiang Mai, Thailand	P
PSI	2,694	98,924	104,51	67,28	PS	Prapat, Sumatera, Indonesia	P
HYB	17,420	78,550	105,41	42,46	G	Hyderabad, India	P
ASCN	-7,933	-14,360	236,90	64,70	II	Butt Crater, Ascension Island	P,SH
BDFB	-15,642	-48,015	253,67	94,33	GT	Brasilia, Brazil	P
CMLA	37,764	-25,524	290,60	47,67	II	Cha de Macela, Sao Miguel Island, Azores	P
HRV	42,506	-71,558	313,60	76,58	IU	Massachusetts, USA	P
SSPA	40,636	-77,888	315,20	81,41	IU	Standing Stone, Pennsylvania	P,SH
ESK	55,317	-3,205	317,70	31,95	II	Eskdalemuir, Scotland, UK	P
WCI	38,229	-86,294	318,10	87,71	IU	Wyandotte Cave, Indiana, USA	P
SFJD	66,996	-50,621	331,60	55,02	IU	Sondre Stromfjord, Greenland	P,SH
FFC	54,725	-101,978	336,80	81,42	II	Flin Flon, Canada	P,SH
KBS	78,915	11,938	353,50	43,12	IU	Ny-Alesund, Spitzbergen, Norway	P,SH
KEV	69,757	27,003	354,60	33,20	IU	Kevo, Finland	P
MDJ	44,617	129,591	50,20	67,58	IC	Mudanjiang, Heilongjiang Province, China	SH
XAN	34,031	108,924	69,00	58,29	IC	Xi'an, China	SH
LSZ	-15,278	28,188	188,90	52,62	IU	Lusaka, Zambia	SH
TSUM	-19,202	17,584	200,00	58,59	IU	Tsumeb, Namibia	SH
MTE	40,399	-7,544	289,50	33,51	GE	Station Manteigas, Portugal	SH
PAB	39,545	-4,350	287,30	31,21	IU	San Pablo, Spain	SH



Şekil 3.2. Adana depreminin ters çözümü için kullanılan telesismik istasyonların dünya üzerindeki azimutal dağılımı

### 3.2. 27 Haziran 1998 Adana Depremi Nokta Kaynak Ters Çözümü

Kaynak bölgesindeki yapı dalga yayılımı üzerindeki etkisinin önemli olması sebebiyle kaynak civarındaki yer yapısı mümkün olduğu kadar gerçeğe yakın olmalıdır. Bu nedenden dolayı bu ters çözüm çalışmasında Aktar [39] tarafından Adana baseni için belirlenen kabuksal hız modeli kullanılmıştır (Tablo 3.2). Tablodaki S dalgası hız yapısı için,

$$V_s = \left( \frac{1}{\sqrt{3}} \right) * V_p \quad (3.1)$$

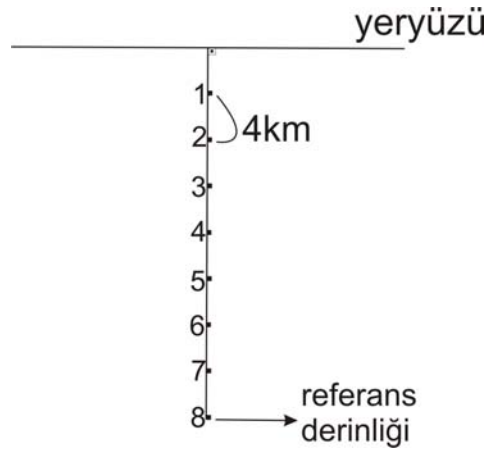
genel ifadesinden faydalanılarak sonuca ulaşılmıştır [1].

Tablo 3.2. 27 Haziran Adana depreminin Green fonksiyonlarının hesaplanması için kullanılan Adana baseni kabuksal hız modeli [39]

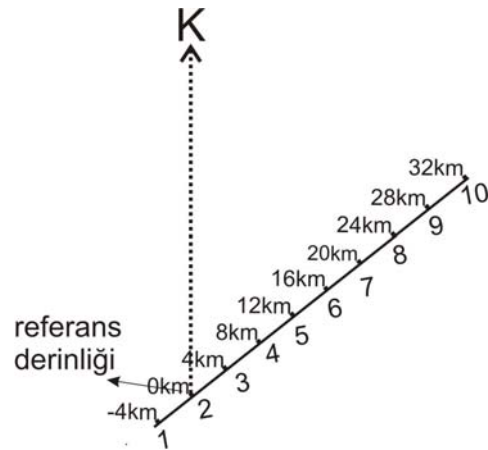
Kalınlık (km)	$V_p$ (km/sn)	$V_s$ (km/sn)	$\rho$ (gr/cm <sup>3</sup> )
2.0	2.50	1.44	2.66
2.0	4.51	2.61	2.75
2.0	4.85	2.80	2.80
6.0	5.75	3.32	2.88
12.0	6.50	3.76	3.00
12.0	7.16	4.14	3.30
4.0	7.60	4.39	3.40
0.0	8.80	5.08	3.50

Modelleme için gerekli olan Green fonksiyonlarının hesaplanmasında 128 örnekleme noktası, 0.5 sn örnekleme aralığı kullanılmıştır. Başlangıç fay düzlemi eğimi 90° olarak alınmıştır. Kaynak derinliğinin belirlenebilmesi için düşey doğrultuda bir referans derinliği belirlenmiş ve bu derinlik referans alınarak derinlik boyunca gridleme yapılmıştır. Bu amaçla derinlik boyunca 8 nokta kaynaktan oluşan bir nokta kaynak grid düzlemi kullanılmıştır (Şekil 3.3). Referans derinliği 32 km, derinlik artım miktarı 4 km olarak seçilmiştir. Bu derinlik boyutu nokta kaynak dağılımı tercih edilen nokta-kaynak ters çözüm denemesi için yapılan parametrisasyonu yansıtmaktadır.

Doğrultu boyunca ise 4 km grid aralıklarıyla 10 nokta kaynak grid düzlemi kullanılmış, referans 2 nolu nokta kaynak seçilmiştir. Nokta kaynaklar gridinin doğrultusu  $50^\circ$  olarak seçilmiştir. Fayın doğrultusu seçilirken daha öncede yapılmış çalışmalar ve artçı sarsıntılarının dağılımı dikkate alınmıştır. Şekil 3.4' de doğrultunun tanımlanmasında kullanılan nokta kaynaklar gridinin basit bir modeli gözükmektedir. Bu doğrultu boyunca nokta kaynak dağılımı tercih edilen nokta-kaynak ters çözüm denemesi için yapılan parametrizasyonu yansıtmaktadır. Yapay sismogramların hesaplanmasında 2.5 sn yükselim ve düşümlü toplam süresi 5 sn olan üçgen kaynak zaman fonksiyonu kullanılmıştır [1, 13]. Kırılma hızı ise 3 km/sn olarak kabul edilmiştir.



Şekil 3.3. Odak derinliğinin belirlenmesi için kullanılan model



Şekil 3.4. Fay boyunun belirlenmesinde kullanılan model

### 3.3. Nokta Kaynak Ters Çözüm Sonuçları ve Tartışma

27 Haziran 1998 Adana depremin nokta kaynak dalga şekli modellemesine tek kaynaklı ya da tek alt olaylı bir kırılma modeli kullanılarak başlanmış ancak daha sonra iki kaynaklı bir kırılma modeli ile de deneme yapılmıştır. Bunun yanı sıra kırılma derinliğini, doğrultusunu ve faylanma eğim yönünü belirlemek için de denemeler yapılmıştır. Bu denemelere ait RMS (Root Mean Squares) hataları, sonuçta elde edilen modelin diğer jeolojik ve sismotektonik gözlemlere uyumlu olup olmadığı ve gözlemsel-kuramsal dalga şekli uyumları gözetilerek yapılan denemelerden hangisinin belirlediği kaynak model ve parametrelerinin depremi temsil edebileceği tartışılmıştır.

İlk önce tek kaynaklı bir modelleme yardımıyla deprem kırılmasının derinlik boyutu kullanılan veri yardımıyla kısıtlanmaya çalışılmıştır. Bu amaçla kırılmanın önceki bir çalışmada [39] öne sürüldüğü gibi derinde alt kabukta olduğu kabulünü karşılayan ve nokta kaynakların 32 km derinliğe kadar indiği bir başlangıç model tanımlaması yapılmıştır (Şekil 3.5 Model A1). Bu modelde 8 nokta kaynak derinlik boyunca 4 km derinlik artımı ile yerleştirilmiştir. Bu modelleme denemesi için modelleme sonuçları ve gözlenmiş-kuramsal dalga şekli karşılaştırması Şekil 3.6' de gösterilmiştir. Bu ters çözüm için bulunan kaynak parametreleri de Tablo 3.3' de verilmiştir. Görüldüğü gibi deprem için yapılan tek kaynaklı bir ters çözümde gözlenmiş telesismik dalga şekillerine tatmin edici bir uyum elde edilmiştir. Tablo 3.3' den görüleceği üzere bu çözümde kaynak referans noktasının 8 km yukarısında 24 km derinlikte çıkmıştır (Şekil 3.7). Yani doğrultu boyunca referans noktası hizasında, derinlik boyunca da referans noktasının 8 km yukarısında bulunmaktadır.

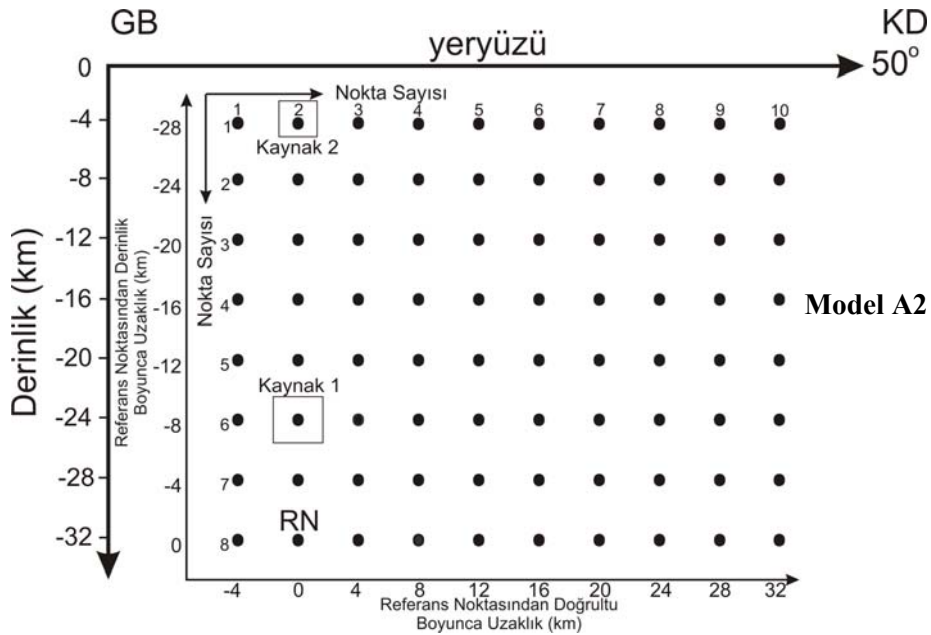
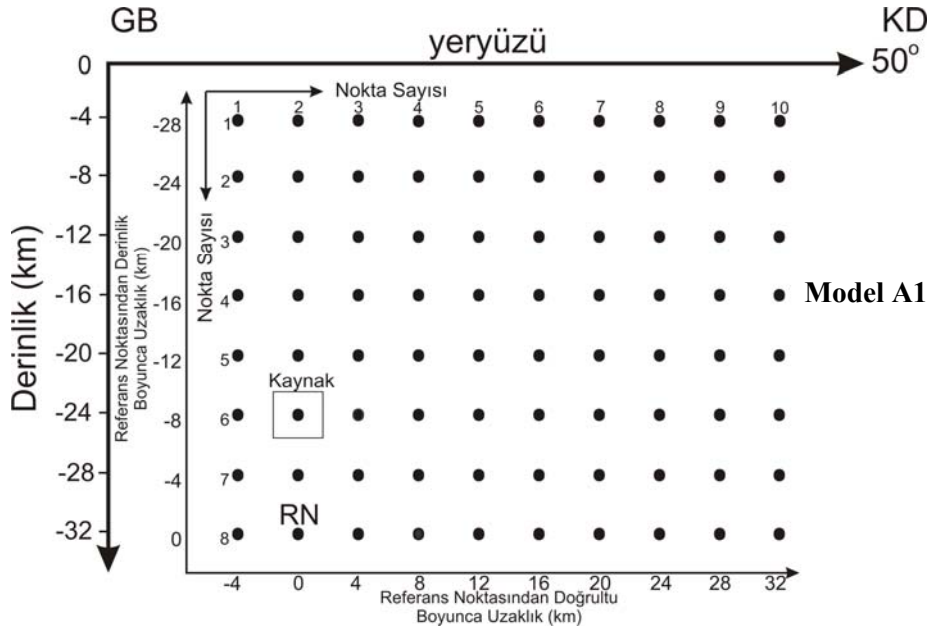
Model A1' deki benzer bir modelleme kaynak sayısı ikiye çıkarılarak da yapılmıştır (Şekil 3.5 Model A2). Bu denemede dalga şekillerine olan uyum doğal olarak biraz artmıştır. Ancak, birinci ve büyük olan kaynak tek kaynaklı modellemedeki gibi odağın hemen yukarısında 24 km derinde çıkarken ikinci kaynak odağın 28km yukarısında yani birinci kaynağın 20 km eğim yukarısında sığda 4km derinlikte yerleşmiş ve birincinin yaklaşık beşte biri bir sismik momentti serbestlemiştir. Böyle bir kırılma modelinin 4 km derinlikte sığ bir kırılmayı



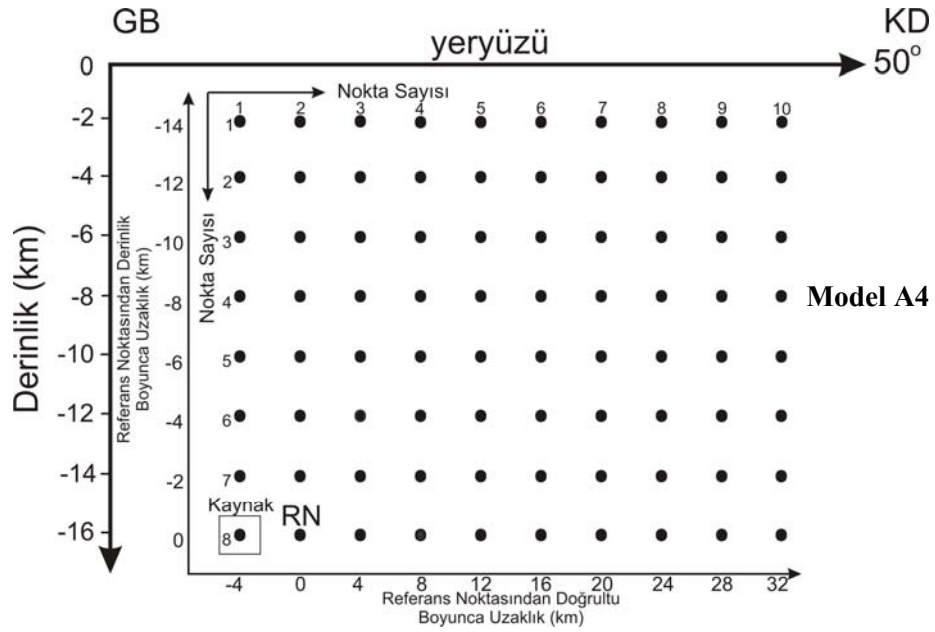
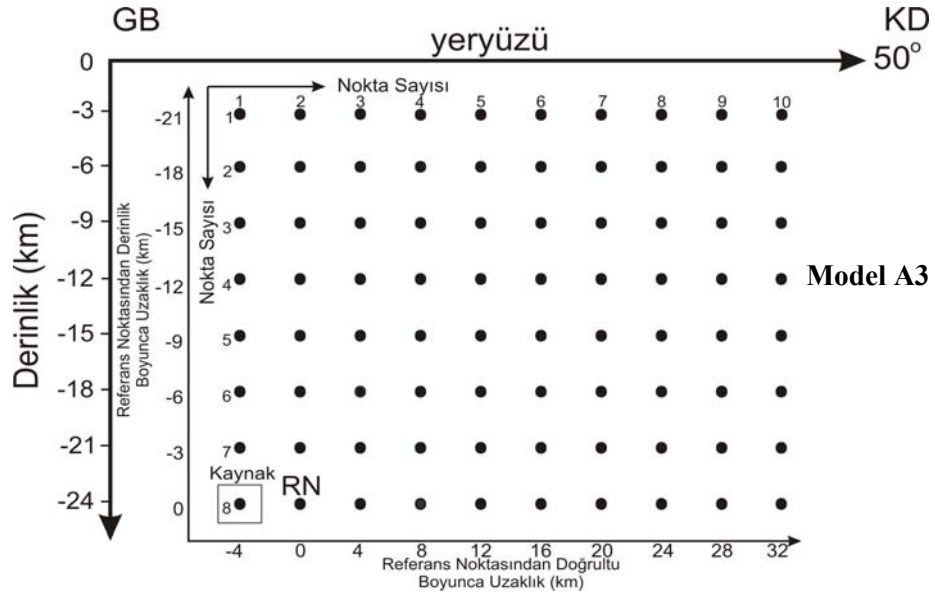
önermesi depremin derinde yerleşmiş artçı deprem dağılımı ve yüzey kırığı üretmemesi gözlemleriyle çelişmektedir. Yani bu denemede jeolojik veya sismotektonik bulgularla desteklenebilecek bir kırılma modeline erişilememiştir. Buna ilave olarak tek kaynakla yapılan denemede dalga şekillerine tatmin edici bir uyum sağlanması nokta kaynak modellemesi için tek kaynaklı bir kırılma modelinin tercih edilmesine yol açmıştır.

Tablo 3.3. Adana depremi için telesismik P ve SH dalgalarınca yapılan ters çözüm sonuçları

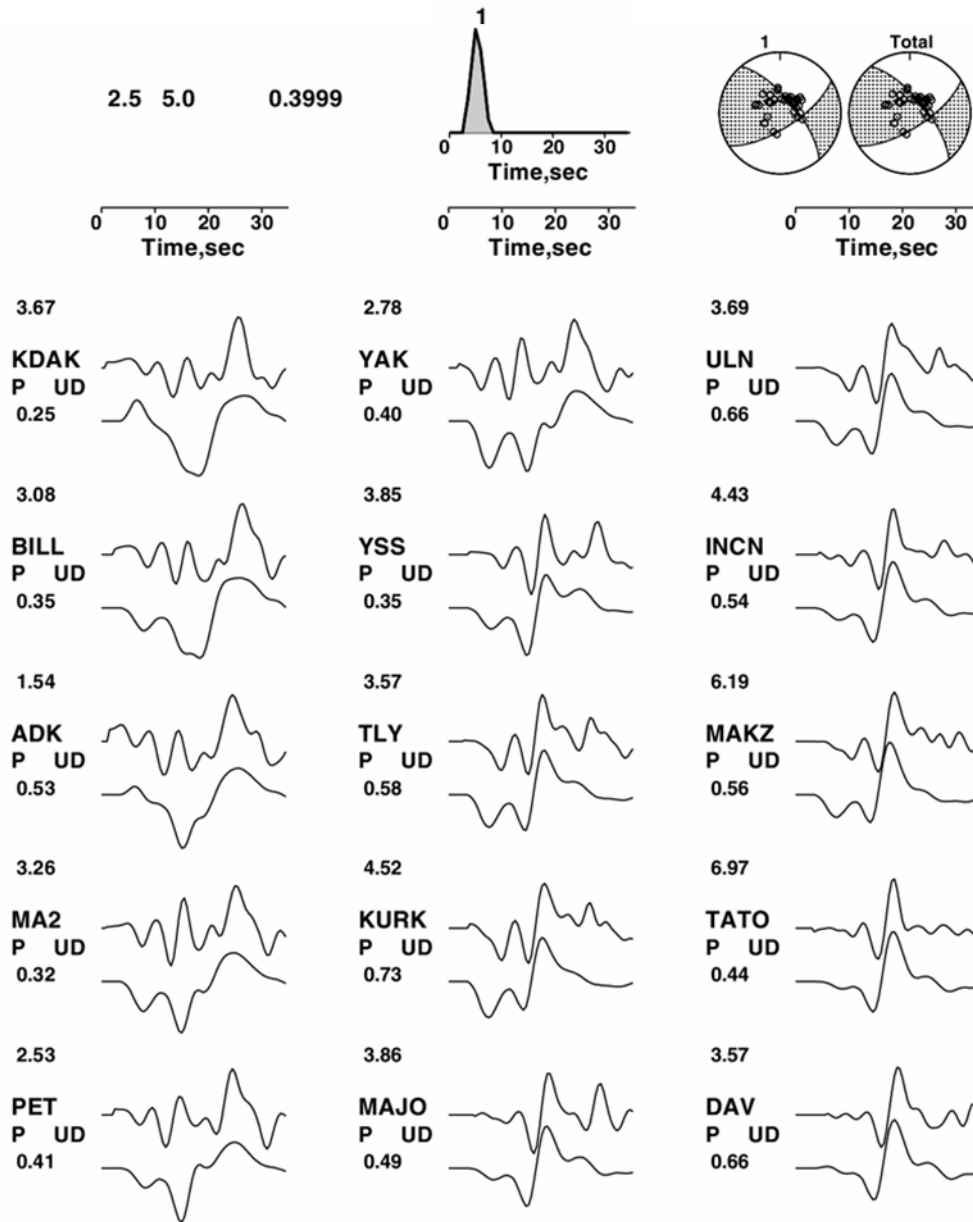
Model	Referans derinliği (km)	Kırılma Zamanı (sn)	Uzaklık (km)	Derinlik (km)	Grid Doğrultusu (°)	Doğrultu (Strike) (°)	Eğim (Dip) (°)	Kayma (Slip) (°)	M <sub>0</sub> (x10 <sup>18</sup> Nm)	RMS Hatası
Model A1	32	2,5-8,5	0	-8	50	57	70	20	2,24	0,3995
Model A3	24	3,5-7	-4	0	50	57	70	20	2,27	0,3895
Model A4	16	6-10	-4	0	50	56	74	17	2,07	0,4990



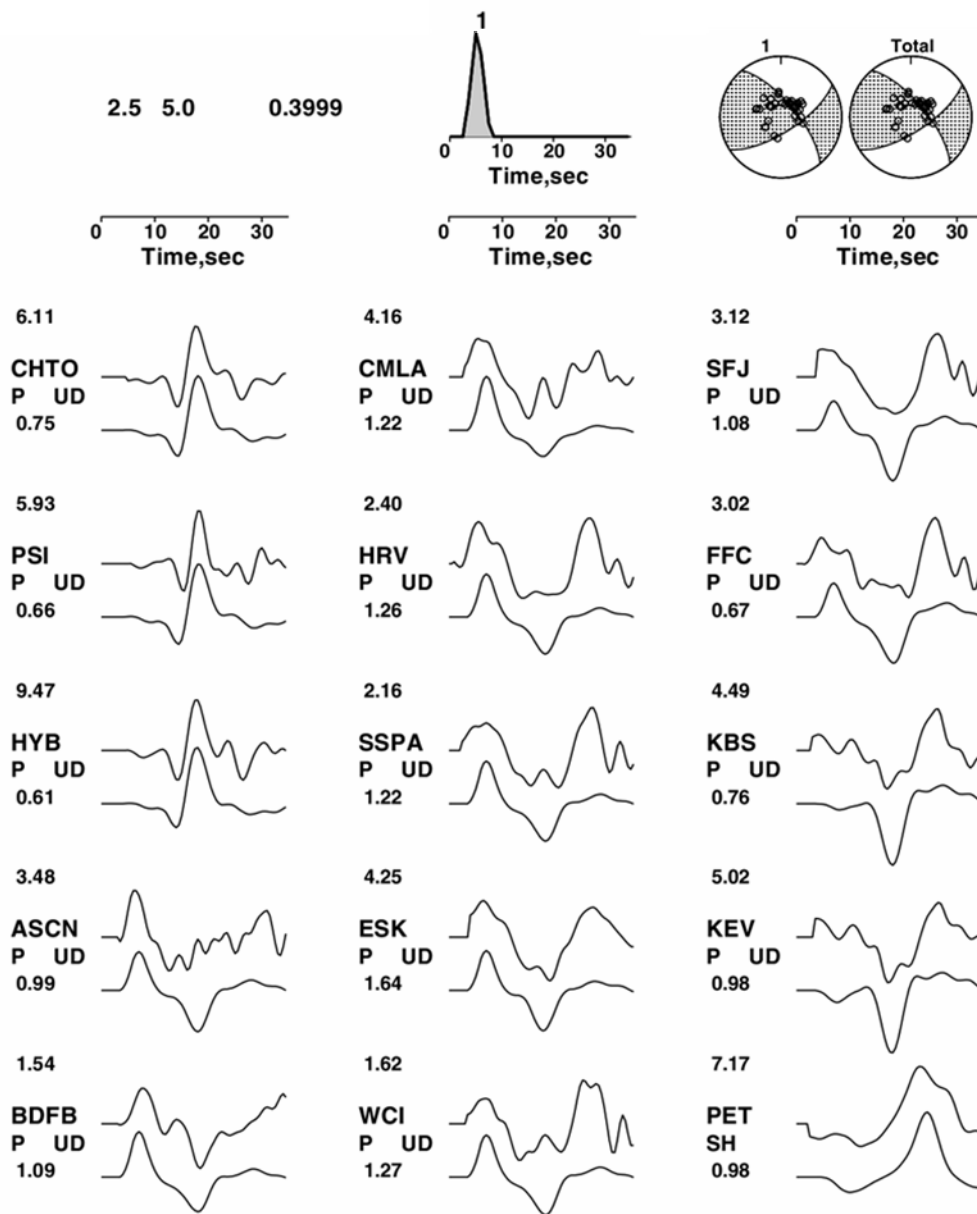
Şekil 3.5. Ters çözüm için kullanılan nokta kaynak grid düzlemi modelleri. Tüm modellerde (A1, A2, A3 ve A4) doğrultu boyunca 10, derinlik boyunca 8 nokta kaynağın olduğu bir grid düzlemi kullanılmıştır. Şekillerde kare içine alınmış nokta kaynak ters çözüm sonucu deprem kaynağının hangi nokta kaynağa bulunduğu ifade etmektedir. Modellerde derinlik ölçeklerinin farklı olduğuna dikkat ediniz. RN: Referans noktası



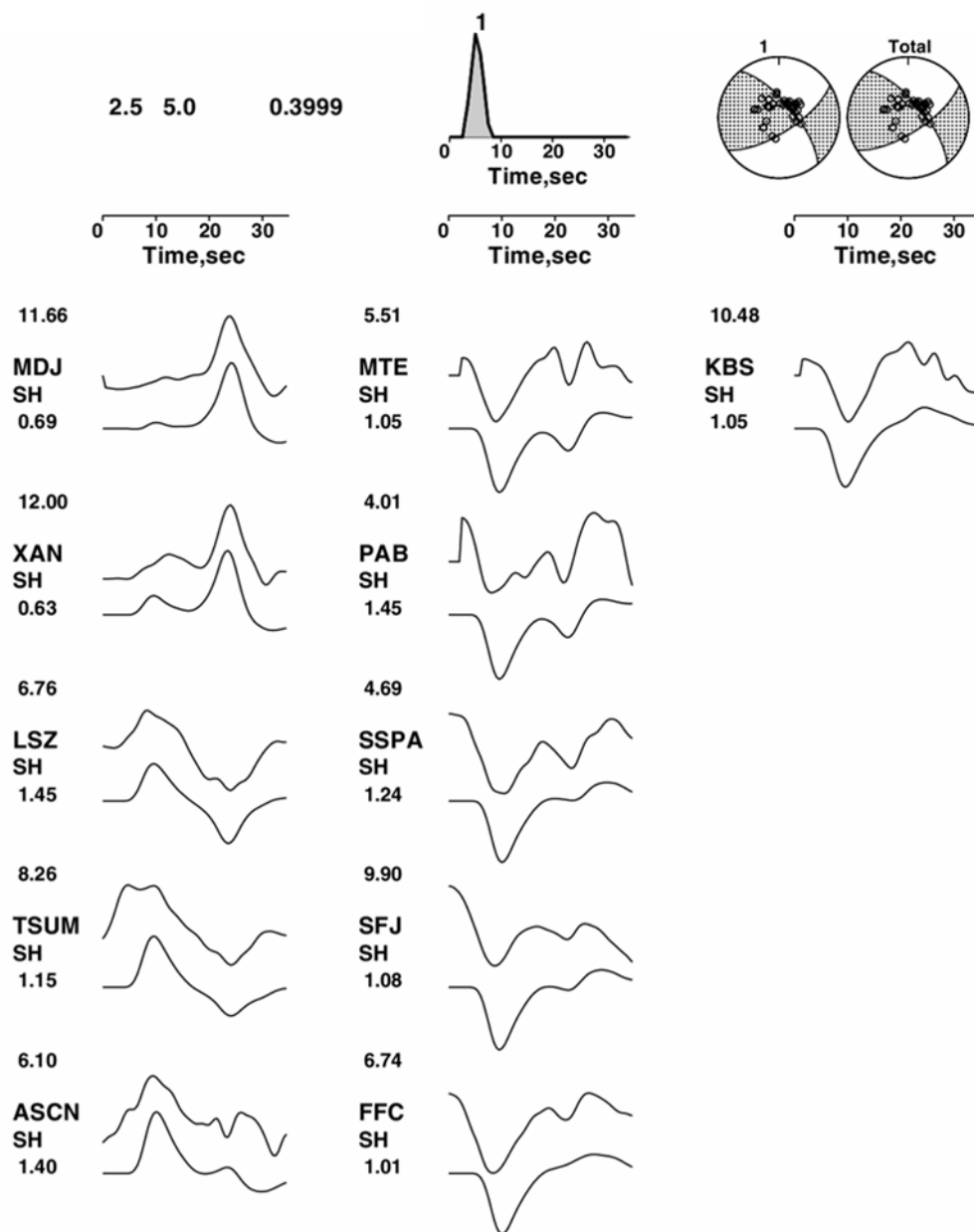
Şekil 3.5. (Devam)



Şekil 3.6. 27 Haziran 1998 Adana depreminin referans derinlik noktasının 32 km seçilmesi (Model A1) ve çözümde elde edilen kaynak zaman fonksiyonu, odak mekanizması çözümü ve gözlemsel-kuramsal dalga şekillerinin karşılaştırılması. Üsttekiler gözlemsel ve alttakiler hesaplanan dalga şekillerini ifade etmektedir. Kayıtların üstündeki numaralar, gözlenmiş kayıtların – ve + maksimum değerleri oranının alet büyütmesine bölümünü ifade etmektedir. Altta verilen sismogram genlik oranlarını göstermektedir



Şekil 3.6. (Devam)

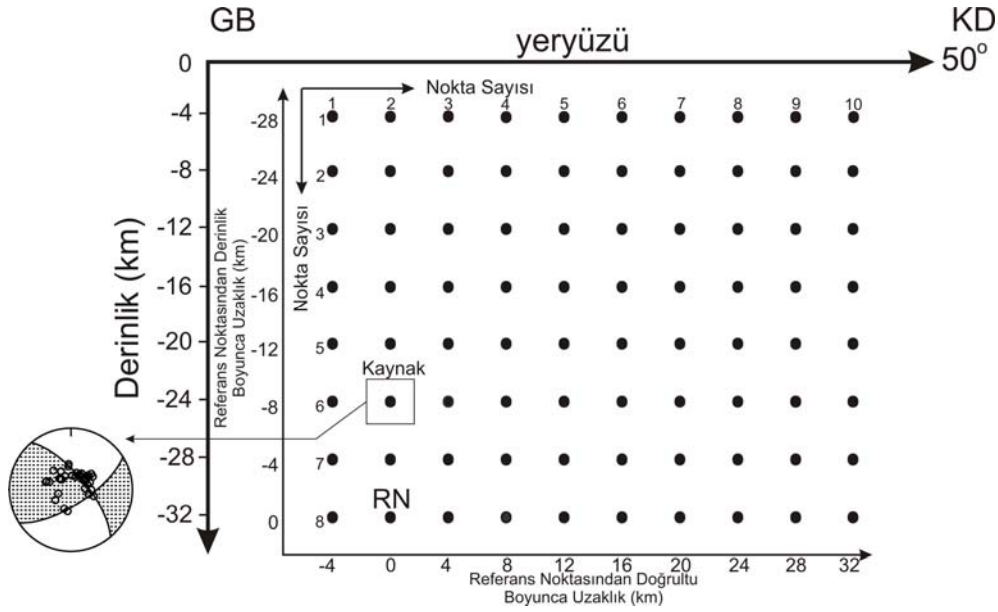


Şekil 3.6. (Devam)

Deprem kırılmasının derinlik boyutunun kullanılan veri yardımıyla kısıtlanıp kısıtlanmadığının tartışılması için kırılmanın daha sığ olduğunun kabulü ile tek kaynaklı iki ayrı deneme yapılmıştır. Bu denemelerin ilkinde nokta kaynaklar 24 km derinliğine kadar indirilmiş ve 8 nokta kaynağın derinlik boyunca 3 km derinlik artımı ile yerleştirildiği bir başlangıç model tanımlaması yapılmıştır (Şekil 3.5 Model A3). Yani bu model tanımlaması kırılmanın 24 km' den daha derine ulaşmadığı varsayımını yansıtmaktadır. Bu ters çözüm denemesi sonucunda kaynak konumu doğrultu boyunca '-4 km'de (yani referans noktasının hemen GB'sında), derinlik boyunca ise 0 km (referans noktasında) çıkmıştır (Şekil 3.5 Model A3).

Nokta kaynakların 16 km derinliğe kadar yerleştirildiği bir deneme (Model A4) daha yapılmıştır. Bu denemede derinlik boyunca 8 nokta kaynak 2 km aralıklarla yerleştirildiği, en derindeki nokta kaynağın (16 km derinlik) referans noktası kabul edildiği ve doğrultu boyunca nokta kaynak dağılımının önceki denemelerdeki gibi olduğu bir nokta kaynak gridi ile ters çözüm işlemi yapılmıştır (Şekil 3.5 Model A4). Tablo 3.3' den görüleceği üzere bu deneme sonucu RMS hatası önemli ölçüde artmıştır. Bu deneme için gözlenmiş-kuramsal dalga şekilleri karşılaştırılması Şekil 3.8' de gösterilmiştir. Model A1 denemesi için verilen gözlenmiş-kuramsal dalga şekli karşılaştırması ile Model A4 denemesi için gözlenmiş kuramsal dalga şekli uyumu karşılaştırıldığında gözle görülebilir ve önemli ölçüde bozulduğu görülebilir. Model A4 denemesi için kaynak konumu referans noktasında yani nokta kaynak gridinde en derinde çıkmıştır (Şekil 3.5 Model A4). Hata oranı oldukça yüksek çıkmıştır (Tablo 3.3). Aynı zamanda dalga şekillerinde gözlenmiş-kuramsal uyumunda da gözle görülür bir bozulma olmuştur.

Model A1 denemesinde 32 km derinliğe kadar kırılma modellemede müsaade edildiği halde kaynak 24 km derinlikte çıkmıştır. 24 km derinliğe kadar kırılmaya müsaade edildiği Model A3 ters çözüm denemesinde Model A1 denemesindeki benzer bir gözlenmiş-kuramsal dalga şekli uyumu ve hemen hemen aynı hata ile yine 24 km derinlikte ancak Model A1'e göre 4 km GB da bir kaynak konumu elde edilmiştir.

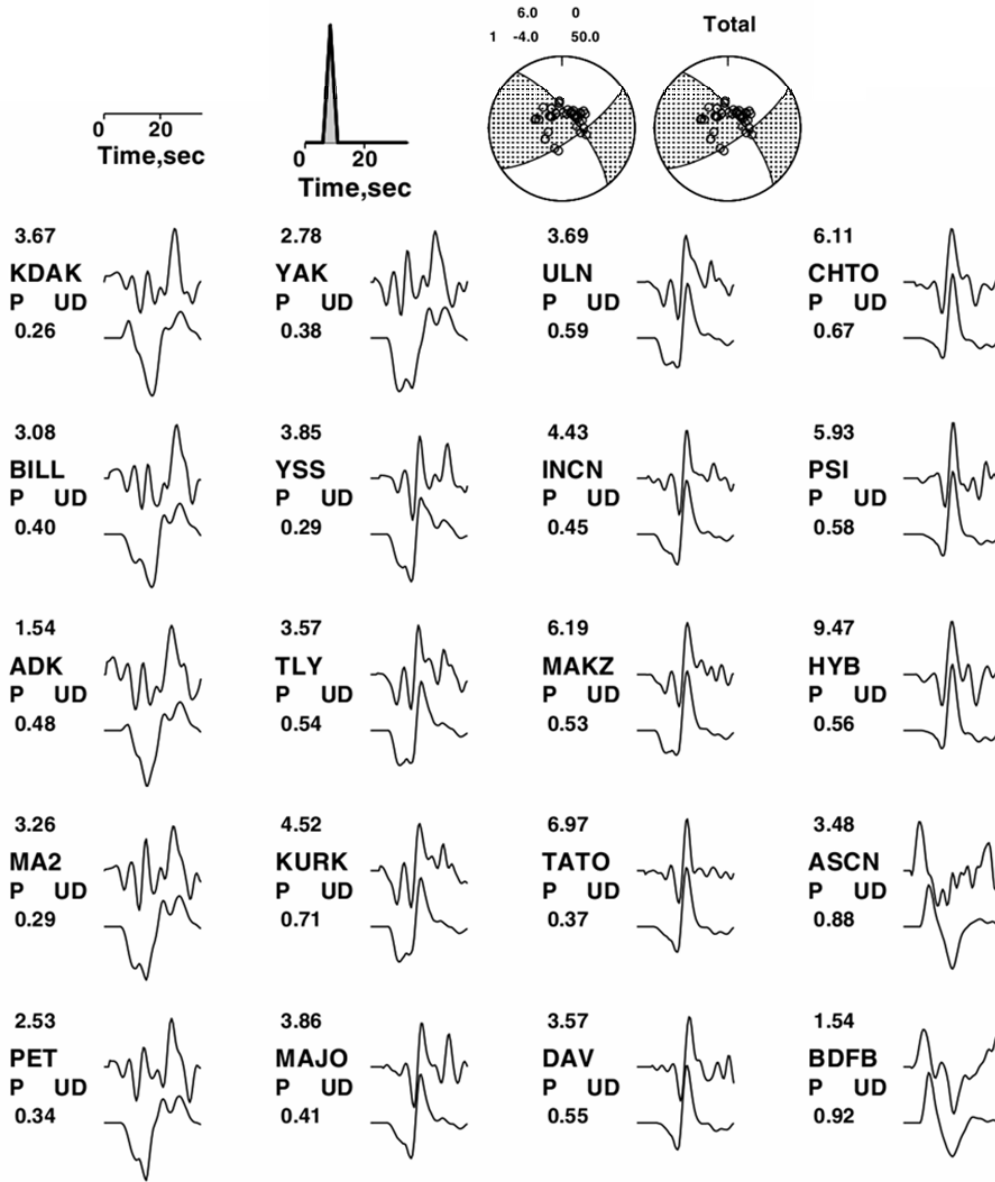


Şekil 3.7. Denemeler sonucu modellemede kullanılan nokta kaynak grid düzlemi ve elde elden odak mekanizma çözümü. Doğrultu boyunca 10, derinlik boyunca 8 nokta kaynağın olduğu bir grid düzlemi kullanılmıştır. Kaynak parametreleri için Tablo 3.3' e bakınız. Odak mekanizma çözümünün harita (yatay) düzlemi görüntüsü gösterilmiştir. RN: Referans noktası

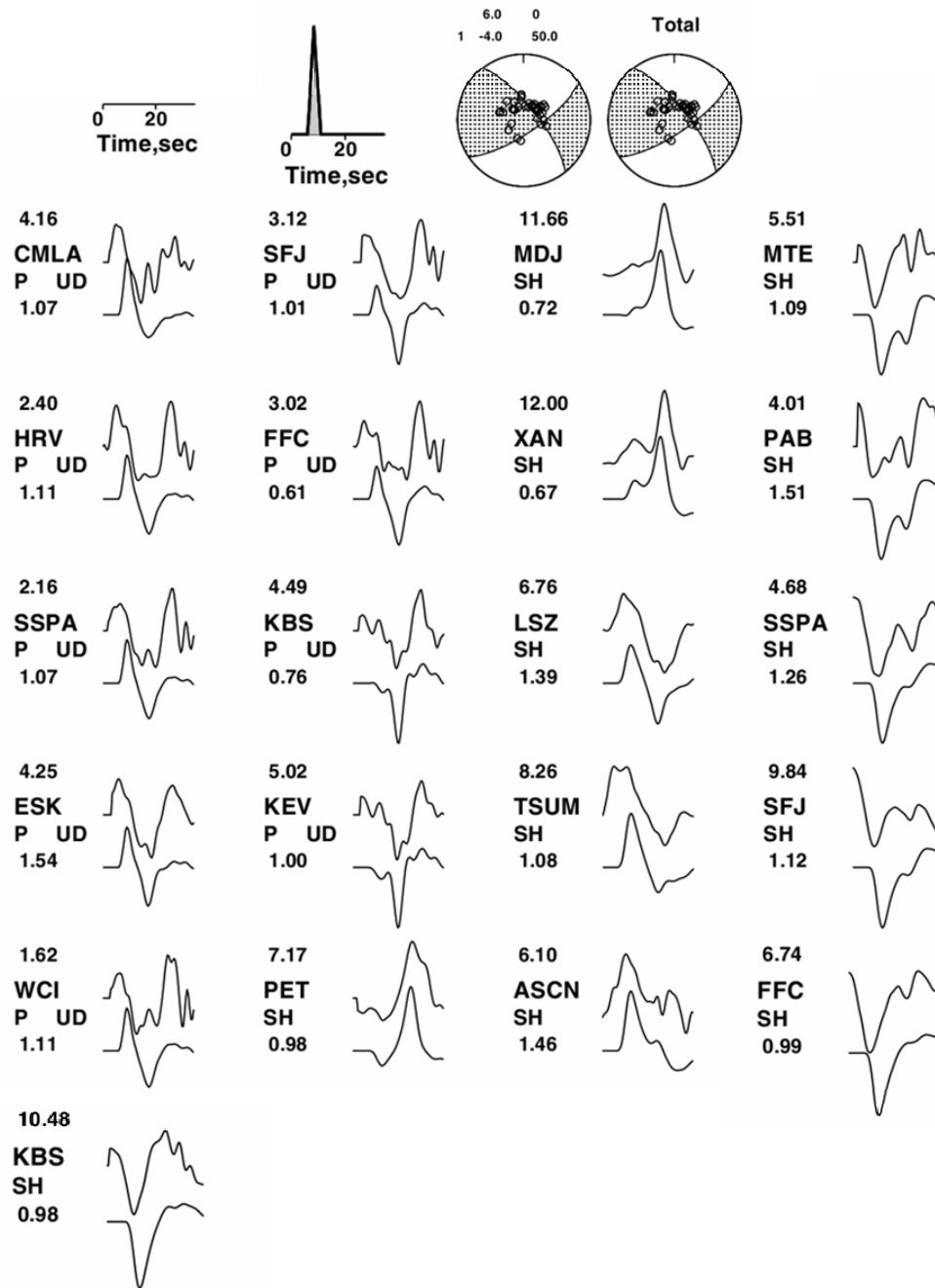
Nokta kaynak gridinin 24 km' den daha sık alındığı (16 km derinlik) Model A4 denemesinde gözlenmiş-kuramsal dalga şekli uyumu bozulmuş ve RMS hata miktarı önemli ölçüde artmıştır. Kaynak konumu yine en derinde çıkmıştır. Bu ters çözüm denemeleri çalışmada kullanılan verilerin 1998 Adana depremi için kabuk içinde derinde bir kırılma önermektedir. Model A4 denemesinde kırılmanın 16 km derinlikle sınırlandırılmasının verilere olan uyumda oluşturduğu bozulma deprem için asıl kırılmanın 16 km'den daha derinde olduğunu göstermektedir.

Bu sonuçlar, 1998 Adana depremi için alt kabukta gerçekleşen bir kırılmanın önerildiği önceki bir çalışmanın [39] sonuçları ve Harvard CMT çözümüyle (29.5 km derinde bir CMT lokasyonu, Bkz Tablo 1.1) örtüşmektedir. Bölgenin sismotektoniğini araştırmak için kurulan TÜBİTAK Kilikya sismik ağınca güvenilir belirlenmiş 17-37 km derinlikleri arasındaki artçı deprem dağılımı [39], derin deprensellik [22] ve bazı yüzey deformasyonları haricinde kosismik yüzey kırıklarının gözlenmemesi [60, 40] 1998 Adana depremi kaynak bölgesinde derin bir sismojenik zonu ve yüzeye ulaşmamış bir kırılmayı desteklemektedir. Derin deprenselliğin güvenilirliği Ergin [22] tarafından tartışılmıştır.





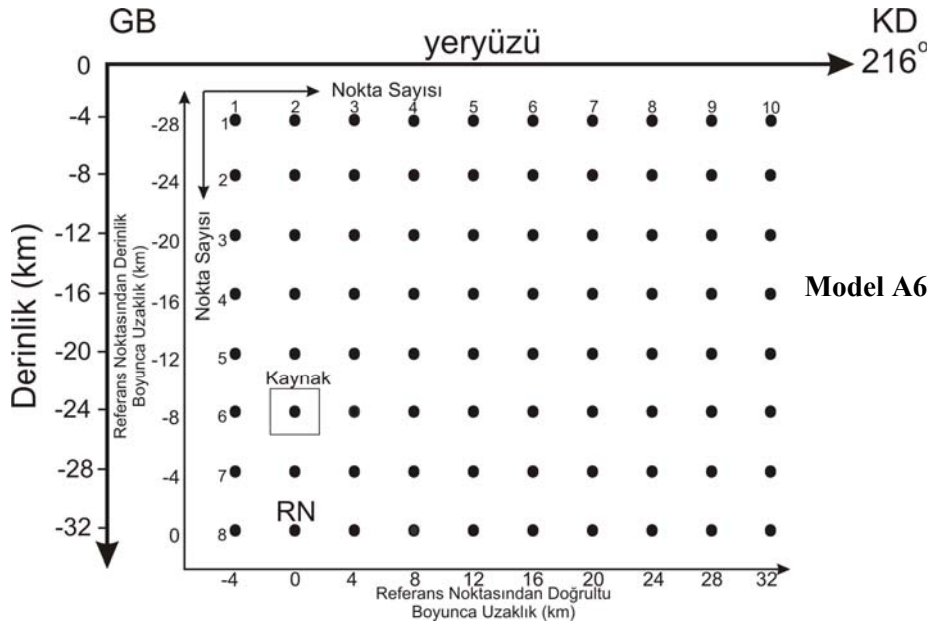
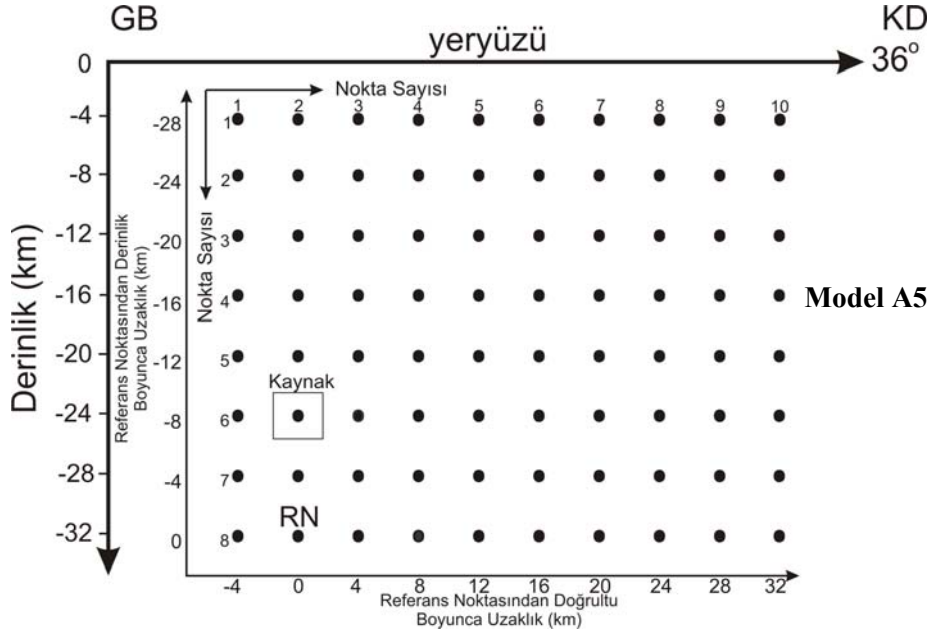
Şekil 3.8. 27 Haziran 1998 Adana depreminin referans derinlik noktasının 16 km seçilmesi (Model A4) ve çözümde elde edilen kaynak zaman fonksiyonu, odak mekanizması çözümü ve gözlemsel-kuramsal dalga şekillerinin karşılaştırılması. Üsttekiler gözlemsel ve alttakiler hesaplanan dalga şekillerini ifade etmektedir. Kayıtların üstündeki numaralar, gözlenmiş kayıtların - ve + maksimum değerleri oranının alet büyütmesine bölümünü ifade etmektedir. Altta verilen sismogram genlik oranlarını göstermektedir



Şekil 3.8. (Devam)

Ayrıca nokta kaynaklar grid doğrultusu  $36^\circ$  ve  $216^\circ$  alınarak kırılmanın bölgedeki Göksun Fay Zonu'nun (GFZ) harita uzanımı ile paralel bir doğrultuda olduğu varsayımı ile de iki ters çözüm denemesi (Şekil 3.9 Model A5 ve Model A6) daha yapılmıştır. Yapılan bu denemelerin sonucunda aynı RMS hataları ve faylanma parametreleri ve benzer gözlenmiş-kuramsal dalga şekli uyumları elde edilmiştir.

Model A1 için bulunan kaynak parametreleri 24 km derinlikte ve  $2.24 \times 10^{18}$  Nm sismik moment serbestleyen bir kırılma belirlemektedir. Çözümünden belirlenen mekanizmada KD-GB uzanlı düğüm düzlemi deprem episantrı yakınında uzanan Göksu fayının uzanımı ile uyumludur ve fay düzlemi olarak seçilmiştir. Kayma (rake)vektörü açısının  $20^\circ$  olduğu dikkate alındığında deprem kırılmasının küçük bir ters faylanma bileşeni olan sol-yanal doğrultu atımlı faylanma ile gerçekleştiği sonucuna varılmıştır. Nokta kaynak modellemesinde tek kaynaklı bir modelin tercih edilmesi ve kaynak konumunun doğrultu boyunca odakta derinlik boyunca da odağın 8 km yukarısında çıkması eğim yukarı ilerlediğini önerirken doğrultu boyunca kırılma yönelimi hakkında herhangi bir yorumda bulunulmasını engellemiştir. Bu konu sonlu-fay ters çözümünün yapılacağı bir sonraki bölümde ele alınacaktır.



Şekil 3.9. Ters çözüm için doğrultunun  $36^\circ$  ve  $216^\circ$  (Model A5 ve A6) seçilerek kullanılan nokta kaynak grid düzlemi modelleri. Tüm modellerde (A5 ve A6) doğrultu boyunca 10, derinlik boyunca 8 nokta kaynağın olduğu bir grid düzlemi kullanılmıştır. Şekillerde kare içine alınmış nokta kaynak ters çözüm sonucu depremin hangi nokta kaynağa bulunduğunu ifade etmektedir. RN: Referans noktası

Aktar [39] TUBİTAK Kilikya sismik ağı verilerinden yararlanarak Adana depremini  $36^{\circ}.53K-35^{\circ}.33D$  koordinatlarında ve 32 km derinlikte bulmuştur. Ergin [22] 1993-2002 Yılları arasındaki deprenselliğin 1998 Adana depremi kırılma düzlemi civarında 40 km derinliğe ulaştığını belirlemiştir. 1998 Adana depreminin odak derinliği ve odağı civarındaki deprensellik kıtasal kabukta beklenen deprensellik derinliğine göre oldukça derine ulaşmaktadır. Bununla birlikte, hesaplamalarda kullanılan verilerin çok iyi bir azimutal dağılıma sahip bir sismik ağdan elde edilmesi ve hesaplamalarda detaylı bir kabuksal hız modeli kullanılması çözümün güvenilirliğini güçlendirmektedir. Nitekim, Ergin [16] Kilikya bölgesi içinde bölgesel olarak Moho süreksizliği derinliğini 32 km olarak bulmuştur. Özalaybey [61] ve Aktar [39] alıcı fonksiyonları analizi ile bölgede kabuk kalınlığının 31 ile 45 km arasında değiştiğini bulmuştur. Buna deprem için bu çalışmada bulunan kırılma derinliği (yani 24 km derinde bir CMT lokasyonu) ve Harvard CMT çözümünden elde edilen 29.5 km derinliğindeki CMT lokasyonu eklendiğinde deprem kaynak bölgesinde sismojenik zonun alt kabuğu da içerdiği sonucuna ulaşılabilir.

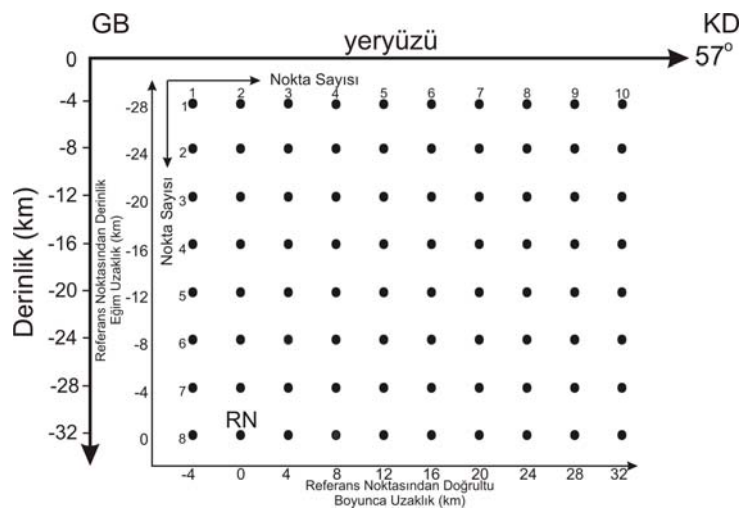
1998 Adana depreminin Tablo 3.3' de özetlenen kaynak parametreleri ve kaynak mekanizmaları ve bu çalışmada yapılan nokta-kaynak ters çözüm sonuçları deprem için yaklaşık  $K57^{\circ}D$  doğrultulu ve  $GD'$  ya 70 derece eğimli bir düzlem üzerinde küçük bir ters bileşeni olan sol yanal doğrultu atımlı faylanma belirlemektedir. Depremin derinlikleri 17-37 km arasında değişen çok sayıda artçı depremi bir birinden ayırt edilebilen iki kümelenme göstermekte (Bkz Şekil 1.9) ve harita uzanımları yaklaşık  $K50^{\circ}D$  bir doğrultu belirlemekte ve dağılımın enine kesiti de  $GD'$  ya eğimli bir düzlem belirlemektedir. Artçı deprem dağılımından elde edilen bu bilgiler depremin Tablo 1.3' de verilen mekanizma çözümleriyle de büyük bir uyum içindedir. En büyük artçı deprem 4 Temmuz 1998 tarihinde GB artçı deprem kümesi içinde 36 km derinlikte, anaşokun odağının bulunduğu bölgede meydana gelmiş olup ana şokla yaklaşık aynı mekanizmaya sahiptir [39].

Adana depremi episantrı GFZ' nun 9-10 km batısında yer almaktadır (Bkz Şekil 1.9) Episantr lokasyonunun güvenilirliği de dikkate alındığında bu durum fayın eğiminin KB'ya doğru olmasını gerektirmektedir. Ancak tüm dalga şekli ters çözümü çalışmalarından ve artçı depremlerin derinlik kesitinden belirlenen fay düzlemi eğim yönü GD' dur. Ayrıca GFZ' nun haritadaki uzanımı yaklaşık K36D doğrultuludur (Bkz Şekil 1.9). Bu durumda dalga şekli ters çözümü çalışmalarından belirlenen fay düzlemi doğrultusu ile GFZ' nin uzanımı arasında 15-20° bir doğrultu farkı vardır. Bu gözlemler 1998 Adana depremi kırılmasının GFZ' nin yüzeyde gözlenen izi üzerinde değil de bu fayın yüzeye ulaşmamış derindeki bir parçası üzerinde olduğunu önermektedir. Nitekim sismik yansıma çalışmalarında Göksu Fay Zonunun içinde yer alan ve Kilikya Baseni tarafından örtülmüş fay parçaları görülmektedir (Bkz. Burton-Ferguson [35] Şekil 13). Sismik yansıma ve jeolojik çalışmalardan yararlanılarak oluşturulmuş basitleştirilmiş jeolojik kesitte de GFZ içinde yer alan örtülü bu fay parçaları görülebilir (Bkz Şekil 1.5). Adana depremi ardından herhangi bir kırık rapor edilmemesi ve sadece GFZ B-KB'sında Ceyhan nehir yatağı boyunca yüzey deformasyonları gözlenmesi ve artçı depremlerin 17-37 km derinlikleri arasında yerleşmesi ve gerek Harvard CMT lokasyonu ile bu çalışmadaki nokta kaynak ters çözümünde verilen derinde (24 km derinde) bir CMT lokasyonu belirlemesi GFZ içinde derinde örtülü bir fay parçasının varlığını desteklemektedir. Böyle bir sonuç deprem kaynak bölgesinde belirlenmiş deprem tehlikesini önemli ölçüde değiştirecek ve gelecekte yapılacak deprem tehlike belirleme çalışmalarında da çok farklı bir boyut kazandıracaktır. Kilikya Baseninin altında çok sayıda gömülü fayların belirlendiği yada varlığının tartışıldığı çalışmalar [34, 35, 37] dikkate alındığında bu deprem tehlikesinin ciddiyeti daha da anlam kazanmaktadır.

### 3.4. Sonlu-Fay Modellemesi

Çalışmada P ve SH dalga şekillerinin ters çözüm işleminin yanında sonlu fay analizi de yapılmıştır. Bu analizle doğrultu boyunca kırılma yönelimi hakkında bilgi edinilmesi amaçlanmıştır. Sonlu fay modellemesi için Green fonksiyonları nokta kaynak modellemesindeki gibi Kikuchi ve Kanamori [2] yöntemi ve benzer nokta kaynak gridi kullanılarak hesaplanmıştır.

27 Haziran 1998 Adana depreminin daha önce bölgede yapılmış olan çalışmalar ışığında [39] artçı depremlerin kapladığı alanın 30kmx20km olduğu bilgisi göz önünde bulundurulur ve aynı zamanda artçı depremlerin yoğunlaştığı kaynak alanı dışındaki olası kayma (rake) katkılarının da modellemede bulunması amacıyla 40kmx32km boyutlarında geniş bir model fay düzlemi seçilmiştir (Şekil 3.10). Sonlu fay modellemesi yapılırken giriş dosyasına daha önce yapılan ters çözüm işleminden elde edilen kaynak parametreleri doğrultu  $57^\circ$ , eğim  $70^\circ$  (GD yönünde) ve kayma (rake)  $20^\circ$  olarak alınmıştır (Tablo 3.3). Odak derinliği ise Aktar [39] 'nin episantr lokasyonuna karşılık gelen 32 km tercih edilmiştir. Bu fay modeli Adana depreminin GFZ' na yaklaşık paralel uzanan ve haritalanmamış bir fay üzerinde olduğu varsayımına da karşılık gelmektedir. Tüm bu bilgiler sonucunda modelleme için doğrultu boyunca 4 km aralıklarla 10 nokta kaynak grid düzlemi ve referans noktası olarak da 2 nolu nokta kaynak seçilmiştir. Eğim yönünde ise yine 4 km aralıklarla 8 nokta kaynak gridi kullanılmış ve referans noktası 8 nolu nokta kaynak olarak tercih edilmiştir. Sonlu fay düzlemi 80 nokta kaynak ile temsil edilmiştir (Şekil 3.10). Kuramsal sismogramların hesaplanması için kırılma hızı ise 2.7 km/sn alınmıştır. Ters çözümde 5 zaman penceresi kullanılmış ve her bir zaman penceresi içinde kırılma evrimi 1.0 sn süreli kaynak yükselim-zaman fonksiyonu ile temsil edilmiştir. Her bir zaman penceresi bir öncekinden 1.0 sn geciktirilmiş böylece modellemede fay düzlemi üzerinde her bir noktada toplam 5.0 sn'lik bir yükselim-zamanına olanak sağlamıştır.



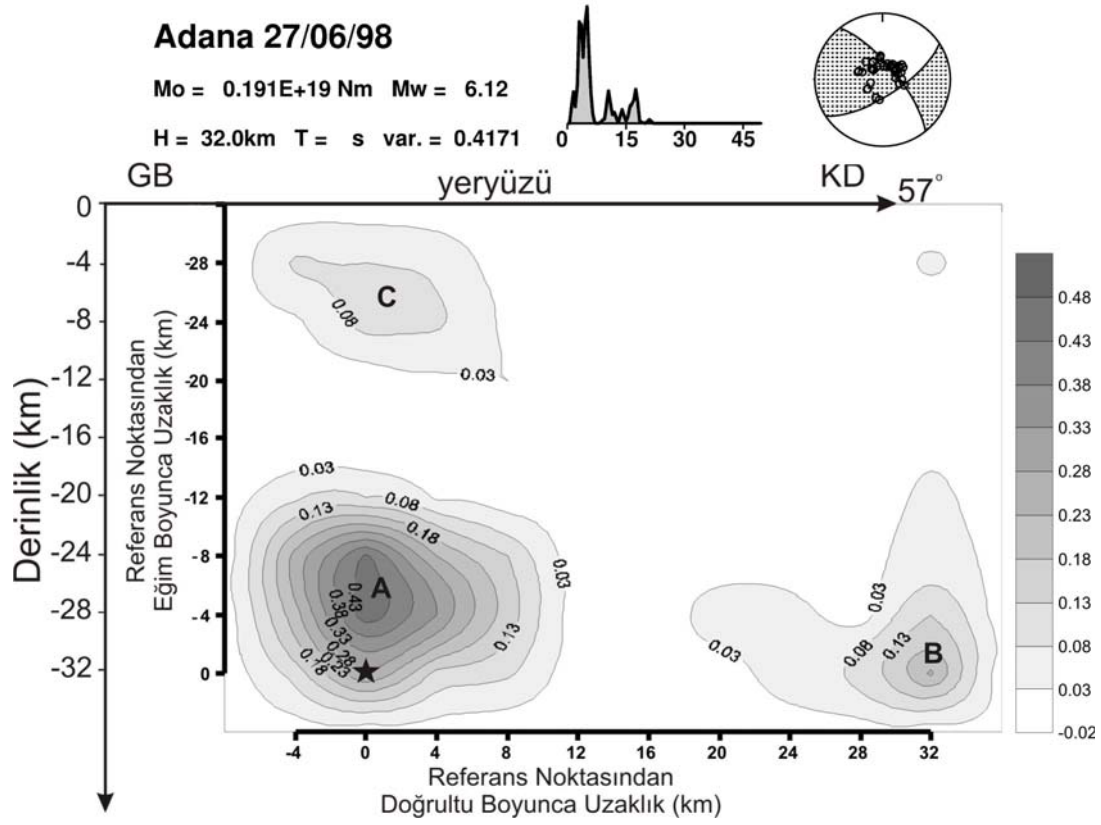
Şekil 3.10. Sonlu-fay analizinde kullanılan nokta kaynak grid düzlem modeli. Doğrultu boyunca 10, derinlik boyunca 8 nokta kaynağın olduğu bir grid düzlemi kullanılmıştır. Referans noktası depremin odak derinliğine konulmuştur. RN: Referans noktasıdır

### 3.5. Sonlu Fay Ters Çözüm Sonuçları ve Tartışma

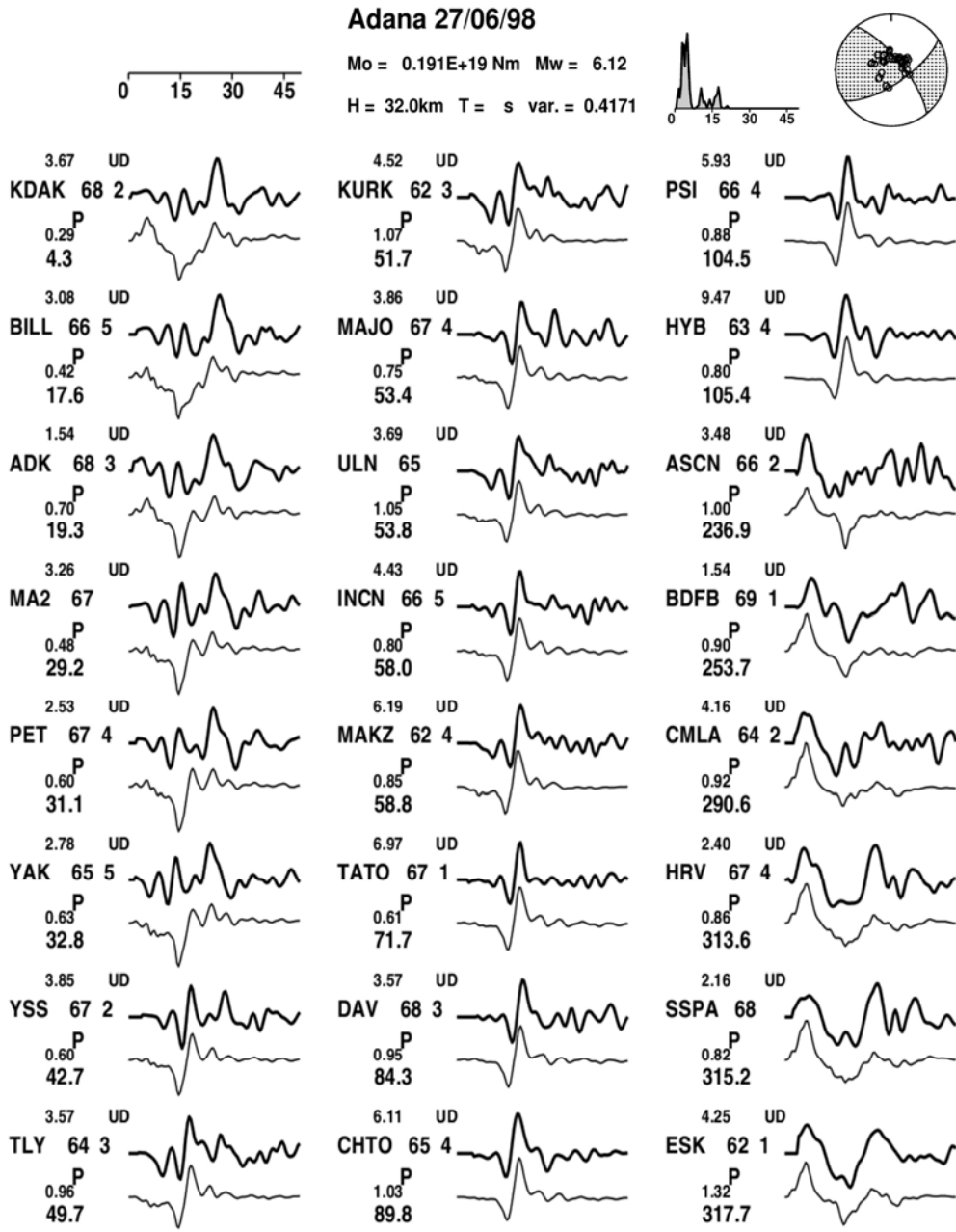
Yapılan ters çözüm sonucu elde edilen sonlu fay kayma dağılımı Şekil 3.11' de verilmiş ve bu model için hesaplanan kuramsal sismogramların gözlemsel sismogramlarla karşılaştırılmış hali ise Şekil 3.12' de verilmiştir. Gözlemsel ile kuramsal sismogramların uyumunun tatmin edici olduğu gözlenmektedir. Şekil 3.13'de de kayma modeli için hesaplanmış kayma vektör dağılımı gösterilmiştir. Elde edilen kaynak modeli için RMS hata miktarı 0.4171 ve sismik moment  $1.91 \times 10^{18}$  Nm olarak bulunmuştur. Bunun sonucunda depremin magnitudü  $M_w=6.1$  olarak hesaplanmıştır.

Kayma dağılım modelinin anlatımında kolaylık olması nedeniyle kayma modelinde Kaynak A, B ve C olarak adlandırılan 3 farklı kaynak bölgesi belirlenmiştir. En büyük kaynak olan Kaynak A kabaca 8 km yarıçaplı ve merkezi deprem odağının yaklaşık 4 km eğim yukarısında yer alan bir dairesel kaynak olarak düşünülebilir. Kaynak A için en büyük kayma değeri 0.5 m'ye ulaşmaktadır. Kaynak B ise Kaynak A' nin yaklaşık 30 km KD' sunda, model fay düzleminin KD kenarına yakın yerleşmiştir. Bu kaynak alanı kabaca merkezi 32 km derinlikte yer alan 4 km yarıçaplı bir dairesel kaynak olarak ele alınabilir. Bu kaynak bölgesi üzerinde en büyük kayma değeri yaklaşık 0.25 m' dir. Sonlu fay kayma modelinde Kaynak C olarak adlandırılan kaynak ise Kaynak A' nin eğim yukarısında 0.1 m' yi aşmayan kaymasıyla ayırt edilebilmektedir.

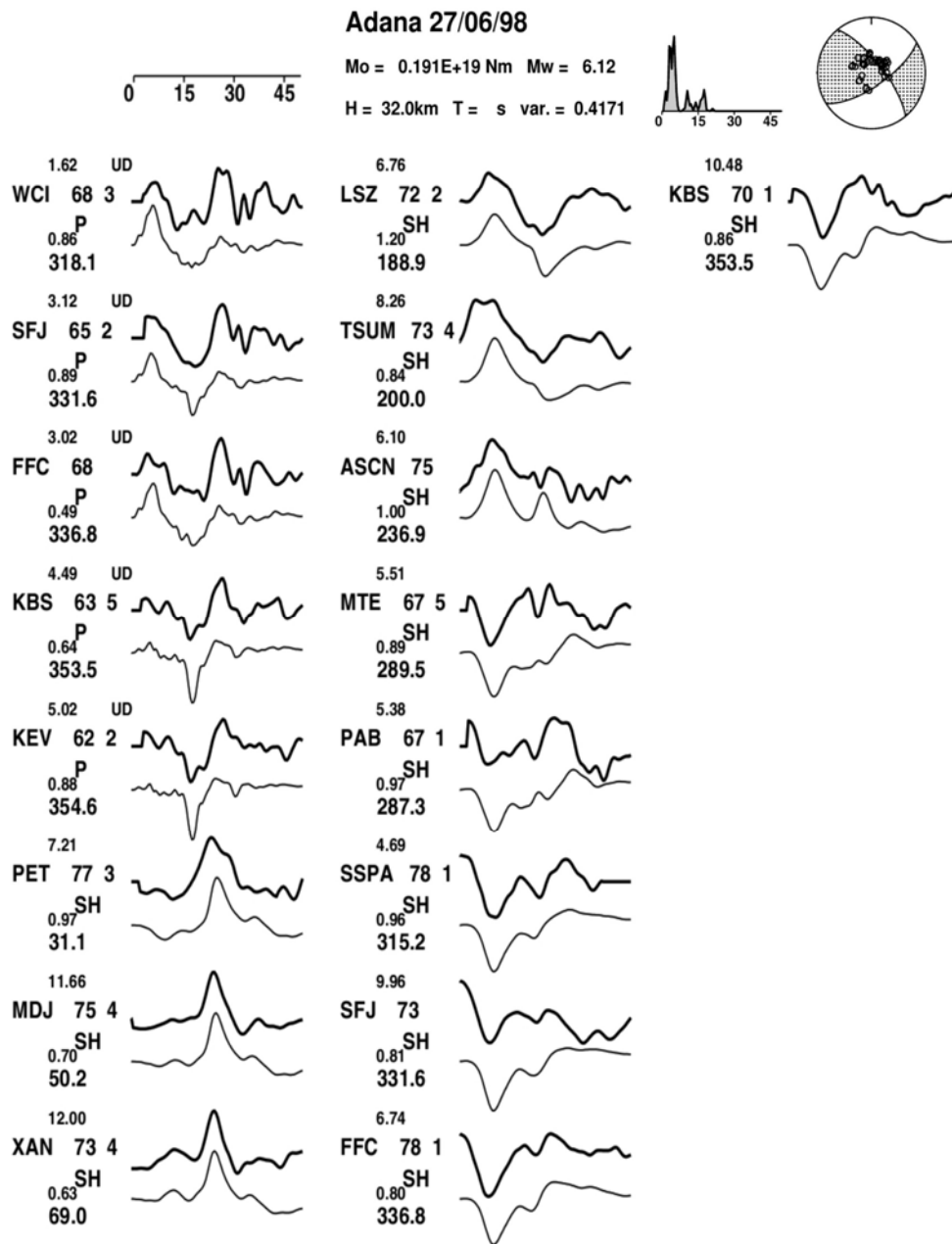




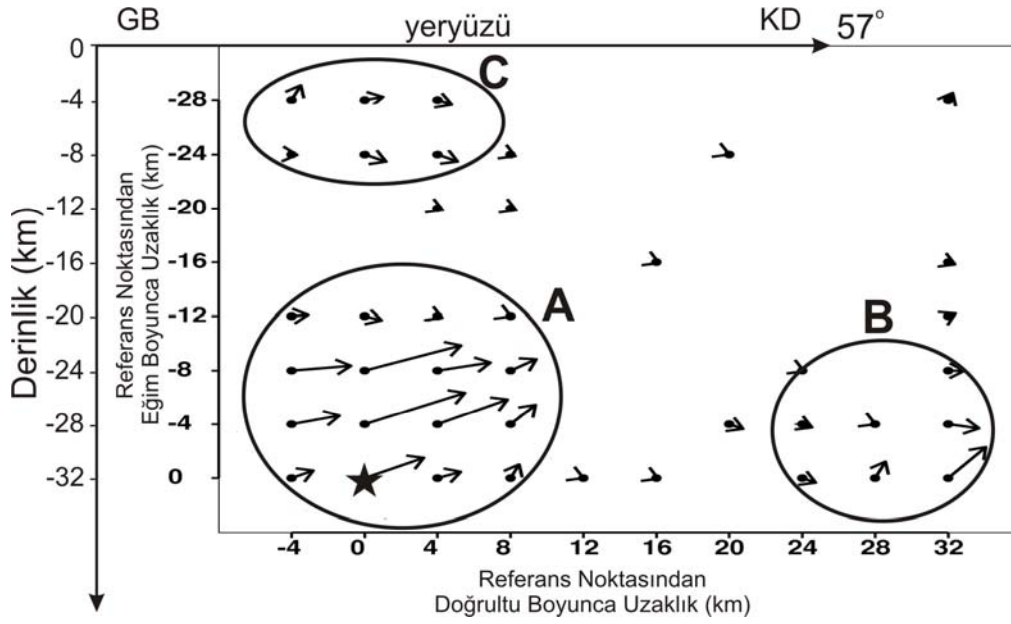
Şekil 3.11. 27 Haziran 1998 Adana depremi için bu çalışmada bulunan kayma dağılımları. İçi dolu yıldız depremin odağını göstermektedir. A, B ve C diye adlandırılan üç kaynak bölgesi görülmektedir. Konturlar 0.05 m aralıklarla çizilmiştir ve metre cinsindedir



Şekil 3.12. Adana depremi sonlu-fay ters çözümünde hesaplanan kuramsal dalga şekilleriyle (üstte) ile gözlenmiş (altta) dalga şekillerinin karşılaştırılması. İstasyon isimleri üstündeki rakamlar mikron cinsinden pikten pike dalga genliklerini göstermekte, dalga fazı altındakiler ise gözlenmiş-kuramsal değerinin en büyük gözlenmiş dalga genlik oranını temsil etmektedir. İstasyon isimlerinin en altındaki rakamlar ise istasyon azimutlarını göstermektedir



Şekil 3.12. (Devam).



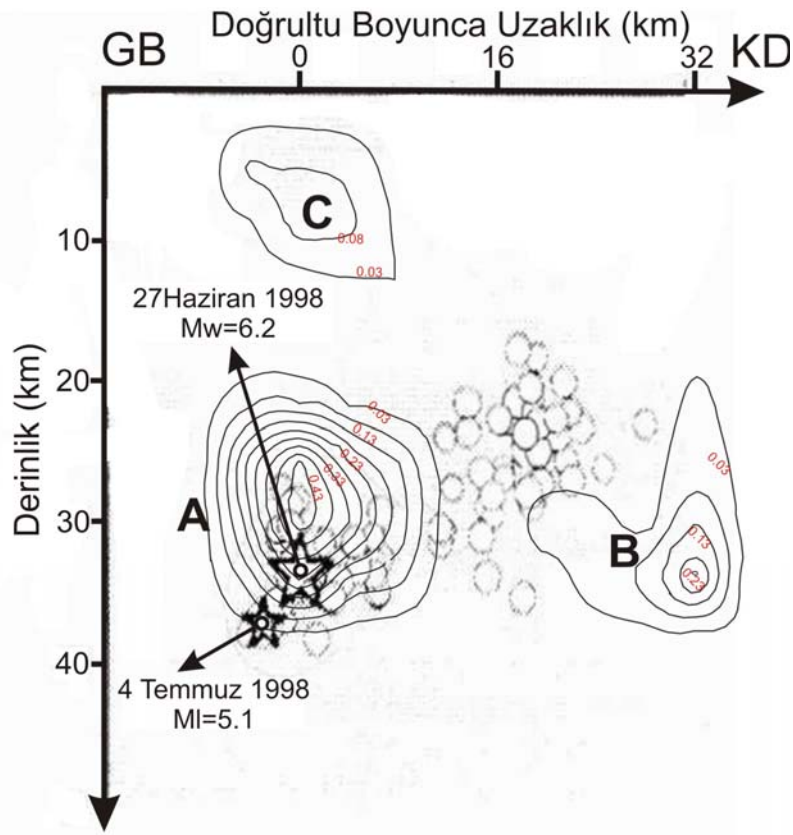
Şekil 3.13. Sonlu fay ters çözümünden her bir nokta kaynak için hesaplanan kayma ve vektörlerinin dağılımları. Vektörlerin uzunluk ve yönleri GD bloğunun KB bloğuna göre olan hareketinin yön ve büyüklüğünü temsil etmektedir

Kayma modeli kaymanın genel olarak derinde (20-30) km derinlikleri arasında gerçekleştiğini ve KD yönünde tek taraflı (unilateral) olarak ilerlediğini önermektedir. Kaynak C sığdaki tek kayma alanı olarak göze çarpmaktadır. Ancak, bu kaynak bölgesinin sığda izole olmuş hali ters çözümden elde edilmiş yapay bir kaynak alanı (inversion artificial) olma olasılığı yüksektir. Deprem sonucu yüzey kırığı gözlenmemesi ve artçı depremlerin 17-37 km derinlikleri arasında toplanması [39] (Bkz Şekil 1.9) bu çıkarımı güçlendirmektedir. Benzer bir tartışma Kaynak B için de yapılabilir. Kaynak B'nin kaymasının sonlu fay modelinin KD kenarında sıkışmış görüntüsü bu olasılığı akla getirmektedir. Sonlu-fay modelinin KD'ya doğru 4 km uzatıldığı bir denemede (36 km uzunluğunda ve 88 nokta kaynaklı bir kaynak modeli) bu kaynağın kayma şeklinin değişse de en büyük kayma yeri konumunun değişmediği görülmüştür. Bu durum bu kayma bölgesinin eğer gerçekse yerinin kayma modelindeki yer olduğu sonucuna ulaşmamızı sağlamıştır. Bu konumun artçı deprem dağılımının belirlediği kırılma uzunluğu içinde ve KD'da yer alan artçı deprem toplanımı altında yer alması bu kaynağın modelleme sonucunda elde edilmiş gerçek bir kayma bölgesi olduğunu düşündürmektedir. Deprem sonucu sonlu-fay modelinin KD uzanımında bir konuma sahip Ceyhan'da gözlenen önemli hasar KD yönünde ilerlemiş tek taraflı böyle bir kırılmayı destekler niteliktedir. Ayrıca, gözlenen yüzey deformasyonlarının uzanımı da KD yönünde ilerleyen bir

kırılmayı desteklemektedir. Sadece Kaynak A' yı içeren bir kırılma modeli KD doğrultusunda baskın tek taraflı kırılma modeli olasılığını sağlamaktan uzaktır. Dolayısıyla Kaynak B gerçek bir kayma bölgesi olarak kabul edilmiş ve sonlu fay modellemesi sonuçları 1998 Adana depremi kırılmasının 2 asperitinin kırılması sonucu olduğu şeklinde yorumlanmıştır.

Nokta kaynak modellemesinde tek kaynaklı bir kırılma modeli tercih edilirken sonlu-fay modellemesinde iki kaynaklı bir kırılma modeli sonucuna erişilmesi konusu da bu noktada tartışılabilir. Nokta-kaynak modellemesinde dalga şekilleri çok sayıda kaynakla daha iyi modellenenir. Ancak "çok sayıda kaynak" tanımlama dalga şekli ters çözümlemesi öncesinde yapılmakta (yani forward tanımlama) ve ters çözümleme sonrasında önceden tanımlanan sayıda kaynak için parametreler elde edilmektedir. Sonlu-fay modellemesinde ise kaynak yerleri yani sayıları ters çözüm işlemi ile elde edilmektedir. Dolayısıyla nokta-kaynak modellemesinde bir kaynaktan başlanarak dalga şekillerine tatmin edici uyum araştırılmaktadır. Eğer tek kaynakla dalga şekillerine tatmin edici bir uyum sağlanması birden fazla kaynağın varlığı olasılığını azaltmaktadır. Ayrıca "çok kaynaklı bir kırılma" nokta kaynak modellemesinde önceden tanımlanırken ya da sonlu fay modellemesinde dalga şekli ters çözümlemesi sonucunda elde edilirken jeolojik veya sismotektonik bulgularla desteklenerek yapay kaynakların elde edilmesi olasılığı azaltılmalıdır. 1998 Adana depremi için sözgelişi 6 kaynak için de bir nokta kaynak modellemesi yapılabilir. Ancak, bir kaynakla yapılan modellemede dalga şekillerine tatmin edici bir uyum sağlanmıştır. İki kaynak için de bir nokta kaynak modellemesi yapılmıştır. Bu denemede dalga şekillerine olan uyum doğal olarak biraz artmıştır. Ancak, birinci ve büyük olan kaynak tek kaynaklı modellemedeki gibi odağın hemen yukarısında 24 km derinde çıkarken 2nci kaynak odağın yukarısında 4km derinlikte derinlikte çıkmıştır. Böyle bir kırılma modelinin yüzeye ulaşan bir kırılma önermesi artçı deprem dağılımı ve yüzey kırığı gözlenmemesi ile çelişmektedir. Sonlu-fay modellemesinde ise birinci kaynak (Kaynak A) nokta kaynak modellemesindeki birinci kaynak ile aynı konumda belirlenirken ikinci kaynak (Kaynak B) Kaynak A' nın KD' sında belirlenmiştir. Böyle bir kırılma modeli ise artçı deprem dağılımı ve gözlenen yüzey deformasyonlarının uzanımı ile uyumaktadır.

Aktar [39] tarafından verilen artçı depremlerin dağılımında iki toplanım göze çarpmaktadır. Odağın etrafında ve genellikle yukarısında olan ilk toplanım Kaynak A' nın 0.3 m' den fazla kayma gözlenen merkez kısmını çevrelemektedir (Şekil 3.14). İkinci toplanım da Kaynak A ile Kaynak B arasında kaymanın olmadığı bir bölgede yerleşmiştir. Bu bulgular artçı depremlerin ana şok kırılmalarında kaymanın yüksek olduğu bölgeler çevresinde ya da kaymanın düşük olduğu bölgelerde yoğunlaşması gözlemleriyle [57] uyumludur.



Şekil 3.14. 27 Haziran 1998 Adana depremi için bu çalışmada bulunan kayma dağılımları ve bölgede işletilen Kilikya Sismograf Ağı tarafından kaydedilmiş artçı depremler [39]. Kaynak A, B ve C' nin bölgede ki artçı depremlerin dağılımına göre konumları. Ana şok (büyük yıldız) ve en büyük artçı şok (küçük yıldız) gözükmemektedir. Konturlar 0.05 m aralıklarla çizilmiştir ve metre cinsindedir

Şekil 3.13’ de verilen kayma vektörlerinin dağılımı incelendiğinde sol-yanal doğrultu atımlı kaymanın baskınlığı göze çarpmaktadır. Ancak küçük bir ters faylanma bileşeni de görülmektedir. Ters faylanma bileşeni Kaynak B de daha baskındır ve bu kaynak için en büyük kayma bölgesinde sol yanal doğrultu atımlı bileşenle ters faylanma bileşeninin yaklaşık denk olduğu bir oblik faylanma önermektedir. Depremin kırılmasında baskın olan Kaynak A üzerinde sol yanal doğrultu atımlı faylanma bileşeninin baskınlığı açıktır. Dolayısıyla sol yanal doğrultu atımlı faylanma bileşenini toplam kırılmada da baskındır. Bu sonuç daha önce verilen nokta kaynak modellenmesinde tercih edilen çözüm için elde edilen 20 derecelik kayma vektörü (rake) açısı ile de uyumludur. Afrika ve Arap levhalarının Anadolu levhasına yakınsadığı bir ortamda yer alan deprem kaynak bölgesinde bir ters faylanma bileşeninin varlığı makuldür.

## BÖLÜM 4. SONUÇLAR

Bu çalışmada 27 Haziran 1998 Adana depreminin telesismik P ve SH dalga şekli kayıtları kullanılarak depremin kaynak parametreleri ve kırılma özellikleri nokta kaynak [2] ve sonlu-fay ters çözüm [3] yöntemleri kullanılarak belirlenmeye çalışılmıştır. Bu amaçla telesismik uzaklıklarda kayıt edilmiş 29 P ve 12 SH dalga şeklinden yararlanılmıştır. Yapılan dalga şekli modellemeleri sonucunda elde edilen sonuçlar aşağıda verilmiştir.

Nokta kaynak ters çözümü yöntemiyle yapılan modelleme denemelerinde tek kaynaklı bir modelin çalışmada kullanılan verileri tatmin edici bir şekilde modellediği görülmüştür. Kaynak derinliği için yapılan denemelerde telesismik verilerin 1998 Adana depremi için 20 km' den derinde yerleşmiş bir kaynak gerektirdiği görülmüş ve kaynak derinliği 24 km olarak bulunmuştur. Elde edilen kaynak mekanizması deprem için  $57^\circ$  doğrultulu ve  $70^\circ$  GD eğimli bir düzlem üzerinde küçük bir ters faylanma bileşeni olan sol yanal doğrultu atımlı faylanma (kayma vektörü açısı  $20^\circ$ ) önermektedir. Tercih edilen kırılma modeli için hesaplanan sismik moment  $2.24 \cdot 10^{18}$  Nm' dir ( $M_w=6.2$ ).

Çalışmada nokta kaynak modellemesinde kullanılan benzer nokta kaynak gridi kullanılarak ve nokta kaynak ters çözümünden belirlenen faylanma doğrultu, eğim ve kayma açısı kullanılarak yapılan sonlu fay modellemesinde deprem kırılmasının biri büyük diğeri küçük iki pürüzün kırılması ile kontrol edildiği görülmüştür. Kabaca daire şekilli ve 8 km yarıçaplı büyük pürüz 0.5m'ye ulaşan yer değiştirmesi ile deprem odağının yaklaşık 4 km eğim yukarısında yerleşmiştir. Küçük kaynak ise büyük olan kaynağın yaklaşık 30 km KD' sunda, model fay düzleminin KD kenarına yakın ve 32 km derinlikte yerleşmiş ve kabaca 4 km yarıçaplı bir dairesel kaynak olarak ele alınabilir. Bu kaynak bölgesi üzerinde en büyük kayma değeri yaklaşık 0.25 m'dir. Kırılma KD doğrultusunda ve çoğunlukla tek taraflı ilerlemiştir. Sonlu



fay modeli için elde edilen sismik moment  $1.91 \times 10^{18}$  Nm olarak bulunmuştur. Bunun sonucunda depremin magnitudü  $M_w=6.1$  olarak hesaplanmıştır.

Nokta kaynak ve sonlu-fay ters çözüm sonuçları 1998 Adana depremi için alt kabukta derinde yerleşmiş bir kırılma önermektedir. Bu sonuç depremin 17-37 km derinlikleri arasında yerleşmiş artçı deprem dağılımı ve 40 km derinliğe kadar inen depremsellik gözlemleri ile de uyumludur. Ayrıca, gerek artçı deprem dağılımı gerekse bu deprem için bu çalışmada ve önceki çalışmalarda elde edilen kaynak parametreleri 1998 Adana depreminin GFZ' nin yüzeyde gözlenen izi üzerinde değil de bu fayın yüzeye ulaşmamış derindeki bir parçası üzerinde olduğunu önermektedir.

Böyle bir yorumun deprem kaynak bölgesinde belirlenmiş deprem tehlikesini önemli ölçüde değiştireceği ve gelecekte yapılacak deprem tehlike belirleme çalışmalarında da çok farklı bir boyut kazandıracağı açıktır.

## KAYNAKLAR

- [1] LAY, T. and WALLACE, T. C., Modern Global Seismology, Academic Pres, San Diego (ISBN-0-12-732870-X) (1995).
- [2] KIKUCHI, M. and KANAMORI, H., Inversion of complex body waves-III, Bull. seism. Soc. Am., 81, 2335-2350 (1991).
- [3] HARTZELL, S.H. and HEATON, T.H., Inversion of strong-ground motion and teleseismic wave form data for the fault rupture history of the 1979 Imperial Valley, California, earthquake, Bull. seism. Soc. Am. 73, 1553 – 1583 (1983).
- [4] ŞENGÖR, A.M.C., GÖRÜR, N., and ŞAROĞLU, F., Strike-slip faulting and related basin formation in zones of tectonic escape: Turkey as a case study. In: T.R. Biddle and N. Christie-Blick (Editors), Strike-slip Deformation, Basin Formation and Sedimentation. Soc. Econ. Paleontol. Mineral, Spec. Publ., 37: 227-264, (1985).
- [5] BARKA, A.A., and KADINSKY-CADE, K., Strike-slip fault geometry geometry in Turkey and its influence on earthquake activity, Tectonics, 7, 663-684, (1988).
- [6] BARKA, A., REILINGER, R., Active tectonics of the eastern Mediterranean region: deduced from GPS, neotectonic and seismicity data. Annali di Geofisica, XL(3): 587-610, 1997.
- [7] MCCLUSKY, S., Balassanian, S., Barka, A., Demir, C., Ergintav, S., Georgiev, I., Gürkan, O., Hamburger, M., Hurst, K., Kahle, H., Kastens, K., Nadariya, M., Ouzounis, A., Paradissis, D., Peter, Y., Prilepin, M., Reilinger, R., Sanli, I., Seeger, H., Tealeb, A., Toksöz, M. N., Veis, G., GPS constraints on plate kinematics and dynamics in the Eastern Meditterreanean and Caucasus. J. geophys. Res..(105): 5695-5719, 2000.

- [8] REILINGER, R., McClusky, S., Vernant, P., Lawrence, S., Ergintav, S., Cakmak, R., Ozener, H., Kadirov, F., Guliev, I., Stepanyan, R., Nadariya, M., Hahubia, G., Mahmoud, S., Sakr, K., Arrajehi, A., Paradissis, D., Al-Aydrus, A., Prilepin, M., Guseva, T., Evren, E., Dmitrotsa, A., Filikov, S.V., Gomez, F., Al-Ghazzi, R., Karam, G., GPS Constraints on Continental Deformation in the Africa-Arabia-Eurasia continental collision zone and implications for the dynamics of plate interactions. *Journal of Geophysical Research*. 111 (B5): Art. No. B05411 May 31, 2006.
- [9] TOKSÖZ, M.N., NABELEK, J., ARPAT, E., Source properties of the 1976 earthquake in eastern Turkey: a comparison of field data and teleseismic results. *Tectonophysics*. (49): 199-205, 1978.
- [10] EYİDOĞAN, H., Bitlis-Zağros bindirme ve kıvrımlı kuşağının sismotektonik özellikleri, Doktora tezi, İstanbul Teknik Üniversitesi, 112 syf, 1983.
- [11] JACKSON, J., and D. P. MCKENZIE, Active tectonics of the Alpine-Himalayan belt between western Turkey and Pakistan, *Geophys. J.R. astr. Soc.*, 77, 185-264, 1984.
- [12] TAYMAZ, T., EYİDOĞAN, H., JACKSON, J., Source parameters of large earthquakes in the East Anatolian fault zone (Turkey). *Geophys. J. Int.* (106): 537-550, 1991.
- [13] PINAR, A., M. KIKUCHI, and Y. HONKURA, A rupture model of the 1967 Mudurnu Valley earthquake and its implication for seismotectonics of the western part of the North Anatolian fault Zone, *Geophys. Res. Lett.*, 23, 29-32, (1995).
- [14] PINAR, A., Source inversion of the October 1, 1995 Dinar, earthquake (Ms=6.1): A rupture model with implications for seismotectonics in SW Turkey. *Tectonophysics*, 292, 255-266, 1998.
- [15] ÖVER, S., ÜNLÜGENÇ, U.C., ve ÖZDEN, S, Hatay bölgesinde etkin gerilme durumları, Hacettepe Üniversitesi Yerbilimleri Uygulama ve Araştırma Merkezi Bülteni, 23, 1-14, 2001.
- [16] ERGİN, M., Kilikya bölgesinin güncel sismisitesi ve sismotektoniği, Doktora Tezi, İstanbul Teknik Üniversitesi, 312 sayf., 1999
- [17] ALP, H., Doğu Akdeniz Bölgesi Jeofizik Verilerine Dalgacık Analiz Yöntemi Uygulanarak Bölgenin Tektonik Yapısının Arastirilmesi, Doktora Tezi, İstanbul Üniversitesi, Fen Bilimleri, 234 syf., 2009.

- [18] BIJU-DUVAL, B., COURRIER, P. ve LETOUZEY, J., Interpretation de la structure des monts de Misis, Turquie et son extension en Mediterranee Orientale, 2nd Reun. Annu. Sci. Terre. Soc. Geol. Fr., Paris, Pont-e-Mousson, nancy Resummes Commun., 48, 1974.
- [19] ANASTASAKIS, G. ve KELLING, G., Tectonic connection of the Hellenic and Cyprus Arcs and related geotectic elements, *Matine Geology*, 97, 261-277, 1991.
- [20] DEWEY, J.F., HEMPTON, M.R., KIDD, W.S.F., SAROĞLU, F. ve ŞENGÖR, A.M.C., Shortening of crustal lithosphere: The Neotectonics of Eastern Anatolia-A young collision zone, in *collision tectonics*, Geol. Soc. Spec. Publ, 19, 3-36, 1986.
- [21] ŞAROĞLU, F., Ö. Emre, and I. Kuşçu Türkiye diri fay haritası, Mineral Research and Exploration Institute, Ankara, Turkey, (1992).
- [22] ERGIN, M. M. AKTAR, H. EYIDOĞAN Present-Day Seismicity and Seismotectonics of the Cilician Basin: Eastern Mediterranean Region of Turkey, *Bull. Seism. Soc. Am.* 94(3), 930-939, 2004.
- [23] YETİŞ, C., DEMIRKOL, C., Ecemis fay kusağının jeotektonik evrimi, *Yerbilimleri*, Hacettepe Uni. 11, 1-12, 1984.
- [24] GÜLEN, L., BARKA, A.A. VE TOKSÖZ, M.N., Continental collision and related complex deformation; Maras triple junction and surrounding structures in SE Turkey, *Spec. Publ., Hacettepe Univ. Ankara*, 88-133, 1987.
- [25] ŞENGÖR, A.M.C., The North Anatolian transform fault: Its age, offset and tectonic significance, *J. Geol. Soc. London.*, 136, 269-282 1979.
- [26] ÖKELER A., , Klıkya bölgesi'nin güncel deprenselliği ve gerilme analizi, Yüksek Lisans Tezi İ.T.Ü. Fen Bilimleri Enstitüsü, 2003.
- [27] KOÇYIĞIT, A. ve BEYHAN, A., A new intracontinental trans current structure: The Central Anatolian Fult Zone, Turkey, *Tectonohysics*, 284, 317- 336, 1998.
- [28] KAHLE, H-G., COCARD, M., PETER, Y., GEIGER, A., REILINGER, R., BARKA, A. ve VEIS, G., 2000, GPS-derived strain rate field within the boundary zones of the Eurasian, African and Arabian Plates, *J. Geophys. Res.*, 105 (B10), 23353-23370.

- [29] KARNIK, V., Seismicity of The European Area, Part 1, D. Reidel Publ. Co., Dordrecht, Holland, 1968.
- [30] KARNIK, V., Seismicity of The European Area, Part II, D. Reidel Publ. Co., Dordrecht, Holland 1971.
- [31] ÖZER, B., ÇUHADAR, Ö., Adana baseni değerlendirmesi, TPAO Rapor No:2207, Ankara, 1986.
- [32] ROBERTSON, A., UNLÜGENÇ, U. C., INAN, N., TAŞLI, K.; The Misis–Andırın Complex: a Mid-Tertiary melange related to late-stage subduction of the Southern Neotethys in S Turkey, *Journal of Asian Earth Sciences* 22, 413–453, 2004.
- [33] KARIG, D. E., KOZLU, H.; Late Palaeogene-Neogene evolution of the triple junction region near Marag south-central Turkey, *Journal of the Geological Society, London*, Vol. 147, pp. 1023-1034, 7 figs Printed in Northern Ireland, 1990.
- [34] PERİNÇEK, D., GÜNAY, Y. ve KOZLU, H., New observation on strike-slip faults in East and Southeast Anatolia, 7th. Biennu. Pet. Cong. Türk Assoc. Pet. Geol. Proc, 89-103, Ankara, 1987.
- [35] BURTON-FERGUSON, R., AKSU, A.E., CALON, T.J., HALL, J.; Seismic stratigraphy and structural evolution of the Adana Basin, eastern Mediterranean; *Marine Geology* 221, 189–222, 2005.
- [36] ÇOBAN, K. M., TOK, N., AYDIN, M., ESER, D., Adana Neojen Baseni Batı Kanadında K.İsalı Formasyonunun Rezervuar Parametreleri, Hidrodinamik, Sismik Verilerle Değerlendirilmesi ve Yeni Arama Kuşakları, TPAO Arama Dairesi, Arşv., Rap. No:3990, Ankara-1999.
- [37] WILLIAMS, G. D., UNLUGENC, U C., KELLING, G., DEMIRKOL, C.; Tectonic controls on stratigraphic evolution of the Adana Basin, Turkey, *Journal of the Geological Society, London*, Vol. 152, pp. 873-882, 13 figs., 2 tables. Printed in Northern Ireland, 1995.
- [38] ERGİN, K., GÜÇLÜ, U. ve UZ, Z., Türkiye ve Civarının Deprem Kataloğu (Milattan Sonra 11 Yılından 1964 Sonuna Kadar), İ.T.Ü, 1967.
- [39] AKTAR, M., ERGİN, M., ÖZALAYBEY, S., TAPIRDAMAZ, C., YÖRÜK, A. and BİÇMEN, F., A lower-crustal event in the northeastern Mediterranean: The 1998 Adana earthquake (MW=6.2) and its aftershocks, *Geophys. Res. Lett.*, 27, 2361-2364, (2000).

- [40] GÜNDOĞDU, O., ÖZER, N., BAKI, M. ve AKKARGAN, Ş., Adana – Ceyhan Depreminde Ne Oldu ? Süleyman Demirel Üniversitesi, Müh.-Mim. Fakültesi, Yer Bilimleri Sempozyumu, 20 –23 Ekim 1999, 11. Mühendislik Haftası bildiriler kitabı, Isparta, (1999).
- [41] ÇELEBİ, M., Revelations from a single strong-motion record retrieved during the 27 June 1998 Adana (Turkey) earthquake, Soil Dynamics and Earthquake Engineering, 20, 283-288, (2000).
- [42] ERGİN, M., AKTAR, M., ÖZALAYBEY, S., 27 Haziran 1998 Adana anaşoku (M=6.2) ve artçı depremleri, Aktif Tektonik Araştırma Grubu-2 (ATAG-2), İTÜ, Ekim 1999.
- [43] ARPACIOĞLU, B., 27 Haziran 1998 Adana Depreminin Odak Mekanizması Çözümü, Moment Tensör Analizi ve Tektonik Yorumu, Yüksek Lisans Tezi, Kocaeli Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, 69 syf. (2000).
- [44] KIKUCHI, M. and KANAMORI, H., Inversion of complex body waves, Bull. Seism. Soc. Am., 72, 491-506, 1982.
- [45] KIKUCHI, M., ve H. Kanamori, Inversion of complex body waves-II, Phys.Earth Planet. Inter. 43, 205-222, 1986.
- [46] HASKELL, N. A, Crustal reflection of plane SH waves, J. Geophys. Res., 65, 4147-4150, 1960.
- [47] HASKELL, N. A., Crustal reflections of the plane P and SV waves, J. Geophys.Res., 67, 4751–4767, 1962.
- [48] BOUCHON, M., Teleseismic body wave radiation from a seismic source in a layered medium, Geophys. J. R. Astr. Soc., 47,515-530, 1976.
- [49] IRMAK T. S., Azor adaları, Kuzey Afrika ve Orta Akdeniz depremlerinin kaynak mekanizmaları ve yırtılma süreçleri, Doktora Tezi, Kocaeli Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, 277 syf., 2005,
- [50] UTKUCU, M., Anadolu Depremlerinde Kırılma Sürecinin Sonlu Fay Modelleri ile İncelenmesi, İstanbul Üniversitesi, Doktora Tezi, Fen Bilimleri Enstitüsü, 138 syf, (2002).

- [51] HALL, J.F., HEATON, T.H., HALLING, M.W. and WALD, D.J., Near-source ground motion and its effect on flexible buildings, *Earthquake Spectra*, 11, 569-605, 1995.
- [52] AKI, K., Strong-motion seismology, *Earthquakes: Observation, Theory and Interpretation*, Proceeding of the International School of Physics, pp 223-250, (1983)..
- [53] MENKE, W., *Geophysical Data Analysis: Discrete Inverse Theory*, International Geophysical Series, 45, Academic Press, San Diego (ISBN-0-12-490921-3), 1989.
- [54] HARTZELL, S. and LANGER. C., Importance of model parametrization in finite fault inversions: Application to the 1974 Mw8.0 Peru Earthquake, *J. Geophys. Res.*, 98, 22123-22134, 1993.
- [55] WALD, D.J. and HEATON, T.H., Spatial and temporal distribution of slip for the 1992 Landers, California, earthquake. *Bull. seism. Soc. Am.*, 84, 668-691, 1994.
- [56] MENDOZA, C. and HARTZELL, S. H., Inversion for slip distribution using teleseismic P waveforms: North Palm Springs, Borah Peak and Michoacan earthquakes, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 78, 1092- 1111, 1988.
- [57] MENDOZA, C., HARTZELL, S. and MONFRET, T., Wide-band analysis of the 3 March 1985 central Chile earthquake: Overall source process and rupture history, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 84, 269-283, (1994).
- [58] MENDOZA, C., FUKUYAMA, EIICHI., The July 12, 1993, Hokkaido-Nansei-Oki, Japan, earthquake: coseismic slip pattern from strong-motion and teleseismic recording, *Journal of Geophysical Research*, Vol. 101, No. B1, Pages 791-801, January 10, 1996.
- [59] ATALAY, K., 25 Ocak Hakkari Depremi (Mw=5.9) Kaynak Özellikleri ve Sismotektonik Önemi, Yüksek Lisans Tezi, Yüzüncüyıl Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, 38 syf. (2007).
- [60] DEMIRTAŞ R., Adana Depremi ve Yeni Yerleşim Alanlarının Seçimi, *Jeoloji Bülteni*, 1-2, p6-15, 2002.
- [61] ÖZALAYBEY, S. ve AKTAR, M., Alıcı fonksiyonları yöntemi ile Kilikya bölgesinde kabuk yapısı, ATAG-2 makaleler kitabı, İTÜ-Avrasya Yer Bil. Enst., 68-78, 1999.

- [62] Incorporated Research Institutions for Seismology web sayfası (<http://www.iris.washington.edu.tr>), Ekim 2009.
- [63] Kandilli Rasathanesi ve Deprem Araştırma Enstitüsü (KRDAE) kataloglarından (<http://www.koeri.boun.edu.tr>), Ocak 2010.



## ÖZGEÇMİŞ

1984 yılında Sakarya' da doğdu. İlk, orta ve lise eğitimini Sakarya' da tamamladı. 2007 yılında Kocaeli Üniversitesi Jeofizik Mühendisliği bölümünden mezun oldu. 2008 yılında Kocaeli Üniversitesinde Jeofizik bölümünde lisansüstü eğitimine başladı. Aynı yıl içinde Sakarya Üniversitesi Jeofizik Mühendisliği bölümünde Araştırma Görevlisi olmaya hak kazandı ve Sakarya Üniversitesi Jeofizik Mühendisliği bölümüne yatay geçiş yaptı. Halen Sakarya Üniversitesi Jeofizik Mühendisliği bölümünde Araştırma Görevlisi olarak çalışmaktadır.