İSTANBUL TEKNİK ÜNİVERSİTESİ ★ FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

3 AĞUSTOS 1993, 22 KASIM 1995 ve 22 OCAK 1997 DEPREMLERİNİN KAYNAK PARAMETRELERİNİN ÇÖZÜMLERİ

YÜKSEK LİSANS TEZİ

Jeofizik Müh. Canan ÇALIŞKAN

Anabilim Dalı : JEOFİZİK MÜHENDİSLİĞİ

Programı : JEOFİZİK MÜHENDİSLİĞİ

MAYIS 2002

İSTANBUL TEKNİK ÜNİVERSİTESİ ★ FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

3 AĞUSTOS 1993, 22 KASIM 1995 ve 22 OCAK 1997 DEPREMLERİNİN KAYNAK PARAMETRELERİNİN ÇÖZÜMLERİ

YÜKSEK LİSANS TEZİ

Jeofizik Müh. Canan ÇALIŞKAN

505971401

Tezin Enstitüye Verildiği Tarih : 13 Mayıs 2002
Tezin Savunulduğu Tarih : 28 Mayıs 2002

Tez Danışmanı : Prof.Dr. Tuncay TAYMAZ

Diğer Jüri Üyeleri : Prof.Dr. Haluk EYİDOĞAN (İ.T.Ü.)

Prof.Dr. Mustafa AKTAR (B.Ü)

MAYIS 2002

ÖNSÖZ

Yüksek lisans tez konusunu bana öneren ve yardımlarını hiç esirgemeyen hocam Prof. Dr. Tuncay TAYMAZ'a ve tez ile ilgili her türlü soruma bıkmadan yanıt veren ve her zaman yanımda olan değerli arkadaşım Arş. Gör. Onur TAN'a çok teşekkür ederim.

IASPEI Software Library Volume 3 paketini Prof. Dr. Tuncay Taymaz'a ücretsiz sağladığı için W.H.K. Lee'ye (*IASPEI Working Group on Personal Computers*), SYN3, SYN4 ve MT5 algoritmaları ile ilgili yardımlarından dolayı Robert McCaffrey, Geoffrey Abers ve Peter Zwick'e (*Rensselaer Polytechnic Institute, Troy-USA*), General Mapping Tools (GMT) paketini sağladıkları için Paul Wessel ve W.H.F. Smith'e (University of Hawaii), odak küreleri çiziminde kullanılan psmeca algoritmasını yazan ve algoritmayla ilgili problemleri çözmemde yardımcı olan Genevie Patau'ya (*Seismology Department, IPG-Paris*), HARVARD-CMT kataloğu için *Harvard University, Department of Earth and Planetary Science*'a, GLOBE-Globe Land One – km Base Elevation CD-ROM'u topoğrafya verileri için *National Oceanic And Atmospheric Administration* (NOAA)- *National Geophysical Data Center*'a, GEBCO-96/97 CD-ROM'ları batimetri verileri için British Oceanographic Data Center'a ve maddi yardımlarından dolayı İTÜ Fen Bilimleri Enstitüsü'ne (*İTÜ Araştırma Fonu Lisansüstü Tezleri Destekleme Programı*) teşekkür ederim.

Bugüne kadar daima yanımda olan babam Eyyüp, annem Şaziye, kardeşim Can ve çalışmalarım sırasında bana çok destek veren sevgili eşim Uğur ve biricik kızım Beyza Ceren'e çok teşekkür ederim. Ayrıca bana destek veren arkadaşlarım Ozan, Seval, Ayhan, Zeynep, Alper ve Feyza'ya teşekkür ederim.

Mayıs 2002 Canan ÇALIŞKAN

İÇİNDEKİLER

KISALTMALAR **v**
TABLO LİSTESİ **vi**
ŞEKİL LİSTESİ **vii**
SEMBOL LİSTESİ **x**
ÖZET **xi**
SUMMARY **xii**

1. GİRİŞ **1**

2. ÇEK-AYIR (PULL-APART) HAVZALAR **2**
2.1. Çek-Ayır (Pull-Apart) Havzalarının Tanımı ve Gelişimi 2
2.2. Ölü Deniz Havzası ve Tarihsel Gelişimi 4
2.3. Kızıldeniz Havzası ve Tarihsel Gelişimi 9

3. ÖLÜ DENİZ VE KIZILDENİZ ÇEVRESİNİN TEKTONİK YAPISI **14**
3.1. Giriş 14
3.2. Tektonik Özellikler 16
3.2.1. Ölü Deniz ve Çevresi 16
3.2.2. Kızıldeniz ve Çevresi 17
3.3. Topoğrafya ve Batimetri 19
3.4. Bölgesel Jeoloji 21
3.4.1. Ölü Deniz'in Genel Jeolojisi 21
3.4.2. Kızıldeniz'in Genel Jeolojisi 22
3.5. Depremsellik (Sismisite) 23
3.6. Kinematik Analizler 28

4. ÖLÜ DENİZ VE KIZILDENİZ DEPREMLERİNİN FAY DÜZLEMİ ÇÖZÜMLERİ **30**
4.1. Giriş 30
4.2. Veri Hazırlama ve Cisim Dalgalarının Ters Çözüm İşlemi 30
4.2.1. Kaynak Zaman Fonksiyonu ve Odak Derinliği 31
4.3. Fay Düzlemi Çözümleri 33
4.3.1. Kabuk ve Hız Modelleri 37
4.3.2. 03.08.1993 Akaba Körfezi Depremi Fay Düzlemi Çözümü (t_0= 12:43:04.80, M_W=6.1) 38
4.3.3. 22.11.1995 Akaba Körfezi Depremi Fay Düzlemi Çözümü (t_0= 04:15:11.60, M_W=7.2) 47
4.3.4. 22.01.1997 Hatay Depremi Fay Düzlemi Çözümü (t_0= 17:57:22.10, M_W=5.7) 55

5. SONUÇLAR VE TARTIŞMA **63**

KAYNAKLAR **69**

EKLER **85**

ÖZGEÇMİŞ **139**

KISALTMALAR

BODC: British Oceanographic Data Center
CMT : Centroid Moment Tensor
EERI : Earthquake Engineering Research Institute
GDSN : Global Digital Seismograph Network
IRIS : Incorporated Research Institutions for Seismology
ISC : International Seismological Network
ISS : International Seismological Summary
NEIC : National Earthquake Information Center
NOAA: National Oceanic and Atmospheric Administrations
SAC : Seismic Analysis Code
SEED : Standart Earthquake Exchange Data
USGS : United States Geological Survey

TABLO LİSTESİ

Sayfa No

Tablo 2.1 **:** Ölü Deniz havzasındaki Post-Pliosen sedimanlarının stratigrafisi (Gardosh, 1987a; Zak, 1967; Begin ve diğ., 1974; Horowitz, 1979 ve Zak ve Freund, 1981' den sonra değiştirilmiştir)..... 7

Tablo 3.1 **:** Sina levha sınırlarının parametreleri (Badawy ve Horváth, 1998).. 28

Tablo 4.1 **:** 3 Ağustos 1993, 22 Kasım 1995 ve 22 Ocak 1997 depremlerinin parametreleri..... 34

Tablo 4.2 **:** Ölü Deniz ve Kızıldeniz çevresinde meydana gelmiş $M_W \geq 5.0$ olan bazı depremlerin HARVARD-CMT çözümleri..... 35

Tablo 4.3 **:** 3 Ağustos 1993, 22 Kasım 1995 ve 22 Ocak 1997 depremleri için ters çözümde kullanılan kabuk modelleri..... 38

Tablo 4.4 **:** 3 Ağustos 1993 depremi için ters çözümde kullanılan istasyon parametreleri ve Jeffreys-Bullen (1940)'e göre teorik geliş zamanları. Δ: Episantır-İstasyon uzaklığı (°), Az: Azimut (°), G.Az.: Geri Azimut (°),i_o: Işının kaynaktan çıkış açısı..... 42

Tablo 4.5 **:** 3 Ağustos 1993 depremi için kabuk yapısı testinde kullanılan kabuk modelleri..... 43

Tablo 4.6 **:** 22 Kasım 1995 depremi için kabuk yapısı testinde kullanılan kabuk modelleri..... 50

Tablo 4.7 **:** 22 Kasım 1995 depremi için ters çözümde kullanılan istasyon parametreleri ve Jeffreys-Bullen (1940)'e göre teorik geliş zamanları. Δ: Episantır-İstasyon uzaklığı (°), Az: Azimut (°), G.Az.: Geri Azimut (°),i_o: Işının kaynaktan çıkış açısı..... 51

Tablo 4.8 **:** 22 Ocak 1997 depremi için ters çözümde kullanılan istasyon parametreleri ve Jeffreys-Bullen (1940)'e göre teorik geliş zamanları. Δ: Episantır-İstasyon uzaklığı (°), Az: Azimut (°), G.Az.: Geri Azimut (°),i_o: Işının kaynaktan çıkış açısı..... 58

Tablo 4.9 **:** 22 Ocak 1997 depremi için kabuk yapısı testinde kullanılan kabuk modelleri..... 55

Tablo 5.1 **:** 3 Ağustos 1993, 22 Kasım 1995 ve 22 Ocak 1997 depremlerine ait fay düzlemi çözümleri sonucunda bulunan 1. ve 2. düğüm düzlemleri, kayma vektörleri, P, T ve B eksenleri ile odak derinlikleri ve sismik momentleri..... 65

Tablo 5.2 **:** Bu çalışma sonucunda bulunan derinlik, doğrultu, dalım ve kayma açısı testlerinden elde edilen sonuçlara göre fay düzlemi çözümlerinde yapılan hata miktarları..... 66

Tablo C.1 **:** Ölü Deniz ve Kızıldeniz çevresinde M.Ö. 2200 –1963 yılları arasında meydana gelmiş olan tarihsel depremler..... 116

ŞEKİL LİSTESİ

		Sayfa No
Şekil 2.1	**:** Gerilmeli havzaların ısıl çökme modeli ve sınır koşulları. t=0 zamanında ısıl denge durumundaki litosfer β oranında gerilmiştir. Gerilme sırasında malzeme sıcaklığı değişmediğinden, izostatik denge sıcak astenosferin yükselmesine neden olur. Bu sıcak malzemenin soğumasıyla çökme oluşur (McKenzie, 1978'den değiştirilmiştir).....	3
Şekil 2.2	**:** Çek-ayır havzalar için hipotetik model. a) Havza oluşumundan önce faylanma düzeni. b) Doğrultu atımlı faylanma ile havza oluşumu ve havza içindeki yerel ile bölgesel gerilimin yönü (Quennell, 1958 ve Garfunkel, 1970'den değiştirilmiştir).....	4
Şekil 2.3	**:** Ölü Deniz havzası içindeki aktif fayların basitleştirilmiş haritası (Garfunkel ve diğ., 1981'den sonra değiştirilmiştir).....	8
Şekil 2.4	**:** Çek-ayır olayından sonra Kızıldeniz'in evrimi (Mohr, 1975; Bäcker ve diğ., 1975, Garson ve Krs, 1976; Guiraud ve diğ., 1985; Vail, 1983, 1985, 1988; Berhe, 1986; Dixon ve diğ. 1987, Garfunkel ve diğ., 1987; Pallister ve diğ., 1988, Sultan ve diğ., 1988; Makris ve diğ., 1990 ve Schandelmeier ve diğ., 1990'dan değiştirilmiştir).....	12
Şekil 3.1	**:** Ölü Deniz transformunun levha tektoniği yapısı. A= Antakya; Al= Halep; H= Hama; B= Baalbek; Be= Beyrut; Si= Sidon; S= Safed; T= Tiberias; N= Nablus; J= Jaffa; R= Ramallah; H= Hebron (Freund, 1965; Wilson, 1965'den değiştirilmiştir).....	15
Şekil 3.2	**:** Ölü Deniz ve Kızıldeniz çevresinin topoğrafya (USGS-NOAA) ve batimetri (BODC) haritası.....	20
Şekil 3.3	**:** Ölü Deniz ve Kızıldeniz çevresinin tarihsel sismisite haritası (Ambraseys, 1975; Ambraseys, 2001; Alsan ve diğ., 1975; Braslawy, 1956,1957a,b; Brawer 1928,1951; Comninakis ve Papazachos, 1972,1978; Amiran, 1950-1951; Ergin ve diğ., 1967; Galanapoulos ve Delibasis, 1965; Gergawi ve El-Khashab, 1967; Galanopoulos, 1968; Karnik, 1971; Plasard ve Kogoj, 1962; Poirier ve Taher, 1980; Rothé, 1969; Sieberg, 1932a,b; Willis, 1928'den değiştirilmiştir).....	24
Şekil 3.4	**:** 1964-1997 yılları arasında ISC verilerine göre Ölü Deniz ve Kızıldeniz çevresinde meydana gelmiş depremlerin episantırları.	26
Şekil 3.5	**:** 1964-1997 yılları arasında ISC verilerine göre Ölü Deniz ve Kızıldeniz çevresinde meydana gelmiş depremlerin büyüklüklerine karşılık gelen oluş sayıları.....	27
Şekil 3.6	**:** Sina ikincil levhasının yeni kinematik modeli (Badawy ve Horváth, 1998'den değiştirilmiştir).....	29

Şekil 4.1 : Ölü Deniz ve Kızıldeniz çevresinde meydana gelmiş $M_W \geq 5.0$ olan depremlerin HARVARD-CMT fay düzlemi çözümleri..... 36
Şekil 4.2 : 3 Ağustos 1993 Akaba Körfezi depreminin en küçük hata ile bulunan fay düzlemi çözümü (LP)..... 40
Şekil 4.3 : 3 Ağustos 1993 Akaba Körfezi depreminin en küçük hata ile bulunan fay düzlemi çözümü (BB-P)..... 41
Şekil 4.4 : 3 Ağustos 1993 Akaba Körfezi depreminin en küçük hatalı çözümü ve HARVARD-CMT, USGS, Pınar ve Türkelli (1997) tarafından bulunan parametrelerin dalga şekillerine etkisi..... 45
Şekil 4.5 : 3 Ağustos 1993 Akaba Körfezi depreminin önceki çalışmalarda bulunmuş olan fay düzlemi çözümleri. Odak kürelerinin üstünde çözümün kimin tarafından yapıldığını, altındaki parametreler ise 1. ve 2. düğüm düzlemlerine ait doğrultu/dalım/kayma açısı değerlerini göstermektedir..... 46
Şekil 4.6 : 22 Kasım 1995 Akaba Körfezi depreminin en küçük hata ile bulunan fay düzlemi çözümü (LP)..... 48
Şekil 4.7 : 22 Kasım 1995 Akaba Körfezi depreminin en küçük hata ile bulunan fay düzlemi çözümü (BB-P)..... 49
Şekil 4.8 : 22 Kasım 1995 Akaba Körfezi depreminin en küçük hatalı çözümü ve HARVARD-CMT, USGS, Pınar ve Türkelli (1997) tarafından bulunan parametrelerin dalga şekillerine etkisi..... 53
Şekil 4.9 : 22 Kasım 1995 Akaba Körfezi depreminin önceki çalışmalarda bulunmuş olan fay düzlemi çözümleri. Odak kürelerinin üstünde çözümün kimin tarafından yapıldığı, altında ise 1. ve 2. düğüm düzlemlerine ait doğrultu/dalım/kayma açısı değerleri görülmektedir..... 54
Şekil 4.10 : 22 Ocak 1997 Hatay depreminin en küçük hata ile bulunan fay düzlemi çözümü (LP)..... 56
Şekil 4.11 : 22 Ocak 1997 Hatay depreminin en küçük hata ile bulunan fay düzlemi çözümü (BB-P)..... 57
Şekil 4.12 : 22 Ocak 1997 depreminin en küçük hatalı çözümü ve Harvard-CMT, USGS ve Ergin (1999) tarafından bulunan parametrelerin dalga şekillerine etkisi..... 61
Şekil 4.13 : 22 Ocak 1997 Hatay depreminin önceki çalışmalarda bulunmuş olan fay düzlemi çözümleri. Odak kürelerinin üstünde çözümün kimin tarafından yapıldığını, altındaki parametreler ise 1. ve 2. düğüm düzlemine ait doğrultu/dalım/kayma açısı değerlerini göstermektedir..... 62
Şekil 5.1 : Bu çalışmada 3 Ağustos 1993, 22 Kasım 1995 ve 22 Ocak 1997 depremleri için bulunan fay düzlemi çözümleri ve parametreleri..... 67
Şekil 5.2 : Bu çalışma sonucunda 3 Ağustos 1993, 22 Kasım 1995 ve 22 Ocak 1997 depremleri için bulunan odak mekanizması çözümleri..... 68
Şekil A.1 : 3 Ağustos 1993, 22 Kasım 1995 ve 22 Ocak 1997 depremlerinin ters çözüm işleminde kullanılan sismogramları bulunan GDSN istasyonlarının dağılımı. Yıldızlar depremlerin episantırlarını göstermektedir..... 87
Şekil B.1 : 3 Ağustos 1993 Akaba Körfezi depremine ait gerçek (gözlemsel) kayıtların azimuta göre dağılımı (LP)..... 89

Şekil B.2 : 3 Ağustos 1993 Akaba Körfezi depremine ait yapay (sentetik) kayıtların azimuta göre dağılımı (LP)..... 91
Şekil B.3 : 22 Kasım 1995 Akaba Körfezi depremine ait gerçek (gözlemsel) kayıtların azimuta göre dağılımı (LP)..... 93
Şekil B.4 : 22 Kasım 1995 Akaba Körfezi depremine ait yapay (sentetik) kayıtların azimuta göre dağılımı (LP)..... 96
Şekil B.5 : 22 Ocak 1997 Hatay depremine ait gerçek (gözlemsel) kayıtların azimuta göre dağılımı (LP)..... 99
Şekil B.6 : 22 Ocak 1997 Hatay depremine ait yapay (sentetik) kayıtların azimuta göre dağılımı (LP)..... 101
Şekil B.7 : 3 Ağustos 1993 Akaba Körfezi depremine ait gerçek (gözlemsel) kayıtların azimuta göre dağılımı (BB-P)..... 103
Şekil B.8 : 3 Ağustos 1993 Akaba Körfezi depremine ait yapay (sentetik) kayıtların azimuta göre dağılımı (BB-P)..... 105
Şekil B.9 : 22 Kasım 1995 Akaba Körfezi depremine ait gerçek (gözlemsel) kayıtların azimuta göre dağılımı (BB-P)..... 107
Şekil B.10 : 22 Kasım 1995 Akaba Körfezi depremine ait yapay (sentetik) kayıtların azimuta göre dağılmı (BB-P)..... 109
Şekil B.11 : 22 Ocak 1997 Hatay depremine ait gerçek (gözlemsel) kayıtların azimuta göre dağılımı (BB-P)..... 111
Şekil B.12 : 22 Ocak 1997 Hatay depremine ait yapay (sentetik) kayıtların azimuta göre dağılımı (BB-P)..... 113
Şekil D.1 : 3 Ağustos 1993 Akaba Körfezi depremi için kabuk yapısı testi.... 122
Şekil D.2 : 3 Ağustos 1993 Akaba Körfezi depremi için derinlik testi..... 123
Şekil D.3 : 3 Ağustos 1993 Akaba Körfezi depremi için doğrultu açısı testi.. 124
Şekil D.4 : 3 Ağustos 1993 Akaba Körfezi depremi için dalım açısı testi..... 125
Şekil D.5 : 3 Ağustos 1993 Akaba Körfezi depremi için kayma açısı testi..... 126
Şekil D.6 : 22 Kasım 1995 Akaba Körfezi depremi için kabuk yapısı testi.... 127
Şekil D.7 : 22 Kasım 1995 Akaba Körfezi depremi için derinlik testi..... 128
Şekil D.8 : 22 Kasım 1995 Akaba Körfezi depremi için doğrultu açısı testi... 129
Şekil D.9 : 22 Kasım 1995 Akaba Körfezi depremi için dalım açısı testi..... 130
Şekil D.10 : 22 Kasım 1995 Akaba Körfezi depremi için kayma açısı testi..... 131
Şekil D.11 : 22 Ocak 1997 Hatay depremi için kabuk yapısı testi..... 132
Şekil D.12 : 22 Ocak 1997 Hatay depremi için derinlik testi..... 133
Şekil D.13 : 22 Ocak 1997 Hatay depremi için doğrultu açısı testi..... 134
Şekil D.14 : 22 Ocak 1997 Hatay depremi için dalım açısı testi..... 135
Şekil D.15 : 22 Ocak 1997 Hatay depremi için kayma açısı testi..... 136
Şekil D.16 : 22 Ocak 1997 depremi için LP ve BB verilerinden elde edilen çözümlerin arasındaki küçük farklılıkları göstermek amacı ile yapılan ileri model..... 137
Şekil D.17 : 22 Kasım 1995 Akaba Körfezi depreminin tek kaynak kullanarak çözülemeyeceğini göstermek amacı ile yapılan model..... 138

SEMBOL LİSTESİ

h : Deprem odak derinliği (km)
Δ : Episantır – istasyon uzaklığı (°)
i_0 : Işının kaynaktan çıkış açısı (°)
My : Milyon yıl
V_p : P dalgası sismik hızı (km/sn)
V_s : S dalgası sismik hızı (km/sn)
t_0 : Deprem oluş zamanı (sa.dak.sn)
M_W : Moment büyüklüğü
m_b : Cisim dalgası büyüklüğü
M_S : Yüzey dalgası büyüklüğü
M_0 : Sismik moment (Nm)
ρ : Yoğunluk (gr/cm^3)
NP1 : Odak mekanizması çözümündeki 1.düğüm düzlemi
NP2 : Odak mekanizması çözümündeki 2.düğüm düzlemi
LP : Long Period (uzun periyod)
BB : Broad Band (geniş bant)

3 AĞUSTOS 1993, 22 KASIM 1995 ve 22 OCAK 1997 DEPREMLERİNİN KAYNAK PARAMETRELERİNİN ÇÖZÜMLERİ

ÖZET

Bu yüksek lisans tezinde Ölü Deniz fay zonu üzerinde meydana gelen üç depremin (03.08.1993; t_0= 12:43:04.80; M_W= 6.1-22.11.1995; t_0= 04:15:11.60; M_W= 7.2-22.01.1997; t_0= 17:57:22.10; M_W= 5.7) fay düzlemi mekanizması parametreleri incelenmiştir. Ölü Deniz fay zonu üzerindeki çarpışma kayma tipi hareketin bir sonucu olarak güneydeki Arabistan levhasının kuzeye doğru Afrika levhasından uzaklaşması göze çarpmaktadır. Kızıldeniz ve Süveyş Körfezi'nde ise açılma söz konusudur. Ölü Deniz fay zonunun güney ucu Akaba Körfezine uzanmaktadır.

Fay düzlemi çözümünde deprem episantırında 30°-90° arasındaki LP kayıtların P ve SH sismogramları ile McCaffrey ve Abers (1988)'in Nábělek (1984)'den uyarladıkları algoritmalar (SYN4, MT5) kullanılmıştır. Ayrıca BB kayıtların P sismogramları da çözümü desteklemek amacıyla kullanılmıştır. Bu fay düzlemi çözümünde dalga şekli modellemesi yapılmış yani gözlemsel veriler ile sentetik veriler arasındaki uyum karşılaştırılmıştır.

3 Ağustos 1993 depremi için yapılan en uygun modellemeden sonra depremin odak mekanizması parametreleri doğrultu açısı 166 -5°/+10°, dalım açısı 30 ±5°, kayma açısı –99 ±10°, odak derinliği 8 ±1 km, sismik moment 1.694×10^{18} Nm olarak bulunmuştur. Yapılan ters çözüm işlemi sonucunda bu depremin normal faylanma gösterdiği tespit edilmiştir.

22 Kasım 1995 depremini diğerlerinden ayıran özelliği büyüklüğünün fazla olması ve çift kırılmaya sahip olmasıdır. Modelleme sonucunda bulunan odak mekanizması parametreleri 1. kaynak için doğrultu açısı 205 ±10°, dalım açısı 49 ±10°, kayma açısı 18 ±5°, odak derinliği 7 ±1 km, sismik moment 4.233×10^{19} Nm ve 2. kaynak için doğrultu açısı 111°, dalım açısı 60°, kayma açısı 161°, odak derinliği 7 km ve sismik momenti 3.65×10^{19} Nm'dir. Yapılan ters çözüm işlemi sonucunda depremin normal faylanma bileşenine sahip sol yönlü doğrultu atımlı faylanma gösterdiği tespit edilmiştir.

22 Ocak 1997 depremi için yapılan en uygun modellemede bulunan odak mekanizması parametreleri doğrultu açısı 217 ±10°, dalım açısı 19 ±10°, kayma açısı –16 -10°/+5°, odak derinliği 4 ±1 km, sismik moment 8.879×10^{17} Nm olarak bulunmuştur. Modelleme sonucunda bu depremin doğrultu atım bileşeni içeren normal faylanma gösterdiği tespit edilmiştir.

SOURCE PARAMETERS SOLUTIONS OF THE 03.08.1993, 22.11.1995 AND 22.01.1997 EARTHQUAKES

SUMMARY

In this thesis, the parameters of the fault plane related with three earthquakes (August 3, 1993; t_0= 12:43:04.80; M_W= 6.1 – November 22, 1995, t_0= 04:15:11.60; M_W= 7.2; January 22, 1997; t_0= 17:57:22.10; M_W= 5.7) occur on the Dead Sea fault zone mechanism are examined. The result of strike-slip motion occur on the Dead Sea fault zone, the Arabian plate in the south move away to the north from the African plate. For this reason, the opening occur on the Red Sea and Gulf of Suez. In addition the south part of the Dead Sea fault zone extend to the Gulf of Aqaba.

The algorithms (SYN4, MT5) of McCaffrey and Abers (1998) which they adapted from Nábělek (1988) and also the P and SH seismograms related with LP records between 30° and 90° on the earthquakes epicentre are used in the solution of the fault plane. The P seismograms of the BB records are used to support the solution. In this fault plane solution, the wave modeling is performed, the harmony is compared between the observation data and synthetic data.

After the suitable modeling of the earthquake occur on August 3, 1993, the parameters of the focal mechanism, strike angle 166 -5°/+10°, dip angle 30 ±5°, the rake angle -99±10°, the focal depth 8±1 km, seismic moment 1.694×10^{18} Nm are found. After the result of the inversion, the earthquake shows normal faulting.

The earthquake occur on November 22, 1995 is different from the others since having more magnitude than the others and also having double broken. After suitable modeling of the earthquake the parameters of the first source the strike angle 205±10°, the dip angle 49±10°, the rake angle 18±5°, the focal depth 7±1km, the seismic moment 4.233×10^{19} Nm and for the second source the strike angle 111°, the dip angle 60°, the rake angle 161°, the focal depth 7 km and the seismic moment 3.65×10^{19} Nm are obtained. After the result of inversion of the earthquake shows left-lateral strike-slip faulting with a significant normal faulting.

After the suitable modeling of the earthquake occur on January 22, 1997, the parameters of the focal mechanism, the strike angle 217±10°, the dip angle 19±10°, the rake angle –16 -10°/+5°, the focal depth 4±1 km, the seismic moment 8.879×10^{17} Nm are found. At the end of the modeling, this earthquake shows normal faulting with a significant strike-slip component.

1. GİRİŞ

Bu tez çalışmasında Ölü Deniz ve Kızıldeniz çevresinde meydana gelen üç depremin kaynak parametrelerinin çözümleri dalga şekli modellemesi yapılarak bulunmaya çalışılmıştır. Dalga şekli modellemesi litosferdeki gerilme durumu ve faylanmaların anlaşılması açısından sismolojinin en önemli aracıdır. İteratif olarak belirlenen yer yapısı ve kaynak tipine bağlı olarak oluşturulan yapay sismogramlarla deprem istasyonlarından toplanan verilerin karşılaştırılması esasına dayanır.

Bu çalışmada kaynak parametreleri bulunmaya çalışılan depremler 3 Ağustos 1993 ve 22 Kasım 1995 depremlerinin Akaba Körfezi içinde olduğu, 22 Ocak 1997 depreminin ise Ölü Deniz fay zonunun kuzeybatısında kalan Harbiye fay zonu civarında olduğu tespit edilmiştir. Bu depremlerden 22 Kasım 1995 depremini diğer depremlerden ayıran özelliği depremin aletsel dönemde meydana gelmiş en büyük deprem olmasıdır. Kaynak parametreleri ile anlatılmak istenen asıl hedef depremin doğrultu açısı, dalım açısı, kayma açısı, odak derinliği, sismik momenti ve depremin olduğu yerdeki faylanma mekanizmasının bulunmaya çalışılmasıdır. Aktif bölgelerin tektonik yapılarının tam olarak ortaya çıkarılmasında orta ve büyük depremlerin odak mekanizması çözümlerinin sağlıklı olarak yapılması önem taşır. Bunun dışında odak mekanizmasının doğru olarak çözümlenmesi ile bölgenin sismotektonik anlamda neler taşıdığını, levha tektoniği kuramındanda yola çıkarak bulmamıza imkan sağlar.

2. ÇEK–AYIR HAVZALAR

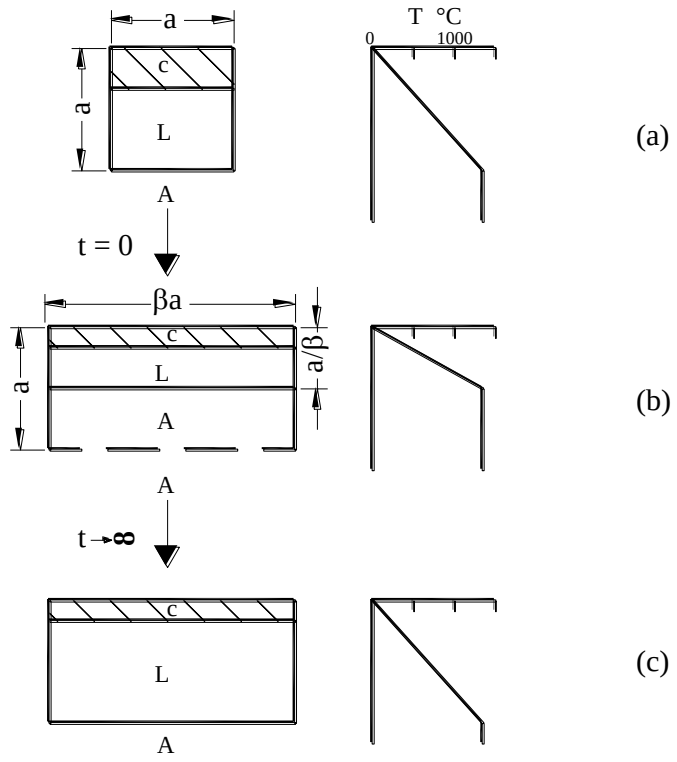
2.1. Çek-Ayır (Pull-Apart) Havzalarının Tanımı ve Gelişimi

Sedimanter havzalar genelde daralma ve genişleme kökenli olarak ikiye ayrılırlar. Genişleme türündeki havzaların ideal halde çökme mekanizmaları iki evrelidir. Gerilen litosfer incelir ve izostatik olarak çöker. Daha sonra gerilen ve incelen kısmın altında, izotermlerin gerilme öncesi normal gerilmelerini tekrar kazanmaları sonucu litosferin kalınlaşması ve yoğunluğunun yeni katılan mafik kök nedeniyle artması sonucu havza bu seferde ısıl olarak çökmesine devam eder.

Çek-ayır havzalar;

- Transform faylanma mekanizması
- Riftleşme
- Listrik faylanmalar

sonucu oluşurlar. Bu tür havzaların en önemli genel özelliklerinden biri çok hızlı bir başlangıç çökmesine sahip olmalarıdır. Çökmenin duraylı bir durum almasına değin - ki bu yaklaşık 100 milyon yıl olabilir- zaman zaman çökme hızının hızla arttığı evrelere rastlanır. Bu tür havzaların oluşumuna ilişkin çeşitli görüşler ileri sürülmüştür (Bott, 1976; Falvey, 1974; McKenzie, 1978; Royden ve diğ., 1980; Aydın ve Nur, 1982). Bunlar arasında McKenzie (1978) gerilmeli havzaların oluşum mekanizmasını kabuk ve litosferin β gibi bir gerilme oranı ile incelmesiyle açıklamaktadır (Şekil 2.1). Bu modele göre başlangıç kalınlığı ″a″ olan kabuk ve litosfer incelerek kalınlığı ″ a/β ″ ya düşmektedir. Kabuk ve litosferin incelmesiyle astenosfer yükselir. Bu süreç içinde litosfer-astenosfer sınırındaki sıcaklık sabit kalmakta ancak kalınlığın hızlı azalmasıyla sıcaklık gradyanı birden artmakta ve litosfer bir ısınma sürecine girmektedir. Litosferin bu incelme olayı jeolojik olarak yüzeye yakın kesimlerde listrik faylanmalar, derinlerde ise sünümlü akma ile oluşmaktadır. Kabuk ve litosferin incelmesi ve ısınma nedeniyle oluşan yoğunluk değişimi bu bölgede izostatik dengenin bozulmasına neden olur. Bu dengenin bozulmasıyla, önce bir başlangıç çökmesi olur. Bilinen yoğunluk ve sıcaklık



Şekil 2.1. Gerilmeli havzaların ısıl çökme modeli ve sınır koşulları. t=0 zamanında ısıl denge durumundaki litosfer β oranında gerilmiştir. Gerilme sırasında malzeme sıcaklığı değişmediğinden, izostatik denge sıcak astenosferin yükselmesine neden olur. Bu sıcak malzemenin soğumasıyla çökme oluşur (McKenzie, 1978'den değiştirilmiştir).

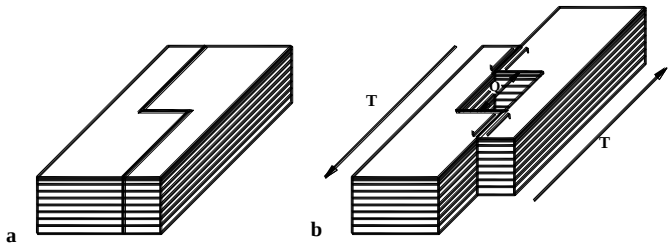
değerlerine göre, izostatik dengeyi sağlamaya yönelik bir çökmenin oluşabilmesi için yerkabuğunun başlangıçtaki kalınlığının 18 km den fazla olması gerekir.

Kıtasal levhaların riftleşmeye başlamasıyla oluşan havzalara verilebilecek en iyi örnek, Kızıldeniz ve Kaliforniya Körfezi'dir. Bunlar ilk riftleşme zonu içinde gelişmişlerdir. Bu zon, kıtaların parçalandığı ve açılmaya başladığı zondur. Mantodan yükselen bazalt yaygın olarak riftleşmenin ilk evreleri esnasında yeni açılan boşluklara dolmaktadır (Hamblin, 1992).

Çek-ayır havzaların oluşumu ile ilgili olarak iki sınırlama getirmek gerekir. İlki, havzanın, doğrultu atımlı faylanma olmadan önce oluşmadığıdır (Şekil 2.2). Havza içindeki litolojik seri, havza oluştuktan ve şekillendikten sonra meydana gelmiştir. Havza içindeki en yaşlı oluşumlar, havzanın merkezinde yer almaktadır. Riftler ve

diapirler, hem yapısal ve genetik ilişkiyi hem de nispeten yeni tektonik aktivitelerin, en üstteki sedimanların ve deniz tabanının morfolojisini gösterir.

Çek-ayır havzalarda her türlü sedimanter fasiyese rastlanır. Fasiyes yayılımı genellikle sınırlıdır. Bu fasiyesler arasında yerel kaynaklardan ve çevre yükseltilerden malzeme alan ve transform fay havzalarını sınırlayan alüvyal yelpaze çakıltaşları ve breşler karakteristiktir. Kara üzerinde yer alan havzalar içerisinde başlangıçta çoğunlukla gölsel koşullar egemendir. Göller dar, uzun ve hızla çöktüklerinden kalın çökel içeriklidir. Kenarlarında alüvyal yelpazeler yer alır. Bir veya her iki ucundan da akarsularla beslenirler. Sürekli malzeme gelimi ve çökme sonucu kalın bir istif oluşturarak zamanla kara haline gelir, akarsu çökelleriyle örtülürler. Bu tür havzalarda, denizel havzalarada rastlanır. Fasiyesleri pelajikten karasala değişir.



Şekil 2.2. Çek-ayır havzalar için hipotetik model. a) Havza oluşumundan önce faylanma düzeni. b) Doğrultu atımlı faylanma ile havza oluşumu ve havza içindeki yerel ile bölgesel gerilimin yönü (Quennell, 1958 ve Garfunkel, 1970'den değiştirilmiştir).

2.2. Ölü Deniz Havzası ve Tarihsel Gelişimi

Ölü Deniz çöküntüsü Ölü Deniz rifti boyunca yerleşmiştir ve Afrika–Arabistan levhalarının ayrılmasıyla transform levha sınırlanmıştır. Erken Miosen'den bu yana 105 km'lik yanal yer değiştirme rift boyunca oluşmuştur (Freund ve diğ., 1970; Garfunkel, 1981).

Ölü Deniz çöküntüsü her biri yaklaşık 50-60 km uzunluğunda iki havzayı kapsar. Havza doğu sınırlı faylarla doludur ve burada sedimanların olmayışı aktivitenin hala devam ettiğini gösterir. Bu bölge büyük dikey atımlı faylarla sınırlıdır ve bölgedeki

transform aktivitenin bir bölümü olan doğrultu atımlı faylanma ile yer değiştirme hareketi mevcuttur (Frieslander ve Ben-Avraham, 1989).

Ölü Deniz'e ait olan bu iki havza yapısal karmaşık bölge tarafından ayrılmıştır ve bu bölüm Lisan yarımadası tarafından işgal edilmiştir. Plio-Pleistosen boyunca bu alan tabakalar halinde tuz diapirleri ile depolanmıştır. Lisan yarımadasının kuzeyindeki Kuzey-Batı yönlü sismik olarak aktif olan çarpraz faylar, havzanın kuzeyinin güney ucunu belirler (Frieslander ve Ben-Avraham, 1989). Havzanın güneyinin kuzey sınırı henüz tam olarak belirlenememiştir (Kashai ve Crocker, 1987; Arbenz, 1984).

Bu iki havza tıpkı diğer büyük havzalardaki geçerli fay sistemlerinde olduğu gibi doğrultu atımlı faylanma ile şekillenmiş çek-ayır havzalar olarak düşünülebilir (Freund ve diğ., 1970). Birçok modele göre iki boylamsal fay, büyük dikey ofsetle meyillidir (Aydın ve Nur, 1982). Örnek olarak Akaba derinliğini söyleyebiliriz. Akaba Körfezi içinde çok büyük bir havza yer almaktadır ve Ölü Deniz'in 200 km güneyindedir, güney bölümü çarpraz faylarla sınırlıdır ve doğrultu atımlı faylanma bileşenlerine sahiptir (Ben-Avraham, 1985; Ben-Avraham ve Garfunkel, 1986).

Gölün batı bölümünün altındaki normal fayların karşısında 20-30 m kalınlığında sedimanter tabaka vardır ve bu birkaç 10^4 yıla işaret eder. Aynı zamanda Ölü Deniz'in batısındaki büyük normal faylar üzerindeki aktivitenin çoğu Lisan formasyonundan daha yaşlıdır.

Ölü Deniz'in güney havzası, Amatsyahu fayından Lisan yarımadasının kuzeyine kadar uzanır ve bu fay Quennell (1956) ve Neev ve Emery (1967) tarafından belirlenmiştir. Fayın kuzeyinde birkaç 10 m'lik post-lisan sedimanları düz bir şekilde uzanmaktadır. Post-lisan sedimantasyon alanının eğimi kuzeye doğru –350m'den –403 m'ye kadar gider. Lisan Gölü'nün çekilmesiyle kıyı yükseltileri ve Ölü Deniz'in güneye ait kısmındaki havzanın şimdiki tabanının üstünde 20 m'den daha az küçük basamaklar halinde bulunur. Böylece, bu bölgede bulunan çok küçük yükseltiler ve riftin orta bölümü arasındaki yükselti farkları post-lisandaki faylanma tarafından üretilmiştir.

Diapirler, Sedom formasyonundaki kalın tuz tabakası tarafından üretilir ve bu Ölü Deniz grubunun en yaşlı bölümleri arasındadır (Zak, 1967; Zak ve Bentor, 1972). Bu üretim Lisan yataklarının tortu bırakma süresince ve daha sonra devam etmiştir.

Sedom Dağı'nı örnek olarak verebileceğimiz diapirler aslında bir tuz duvarıdır ve yaklaşık 2x12 km boyutundadır. Başka bir diapir 7 km'ye kadar genişlikte ve yaklaşık 20 km uzunluğunda Lisan Yarımadasının ve Ölü Deniz'in altında uzanır (Zak, 1967; Bender, 1968; Neev ve Hall, 1979).

Ölü Deniz'in kuzeye ait kısmındaki havzada, tabanın 700 m aşağısında dikdörtgensel bir çöküntü söz konusudur ve bu çöküntü Neev ve Hall (1979) tarafından incelenmiştir. Neev ve Hall'un bulduğu, Arnon batığı içindeki genç birimlerin en güçlü olduğu ve sedimantasyonun buradaki eğriliğe ayak uydurduğudur fakat gölün 20-30 m altındaki yataklar gözle görülür şekilde eğridir. Yerel deformasyon sedimanların en az bir kaç yüz metrelik kısmına etki eder. Büyük ölçekli faylar havzanın derinliklerinde sınır boyunca uzanır. Batıdaki faylar, yaklaşık 20-30 m'lik sedimanlar tarafından örtülmüştür. Buna zıt olarak; havzanın doğu kısmı boyunca bulunan faylar ve havzanın kuzey-batı köşesinin göl tabanına uzanan kısmındaki devam eden aktivite dikkat çeker.

Ölü Deniz'in batısındaki büyük normal faylardaki aktivitenin çoğu Lisan formasyonundan daha yaşlıdır ve Ölü Deniz havzasının kuzey-batı sınırındaki önemli normal faylarla uyuşmaz haldedir ve bu lokal basınçtan dolayı olabilir.

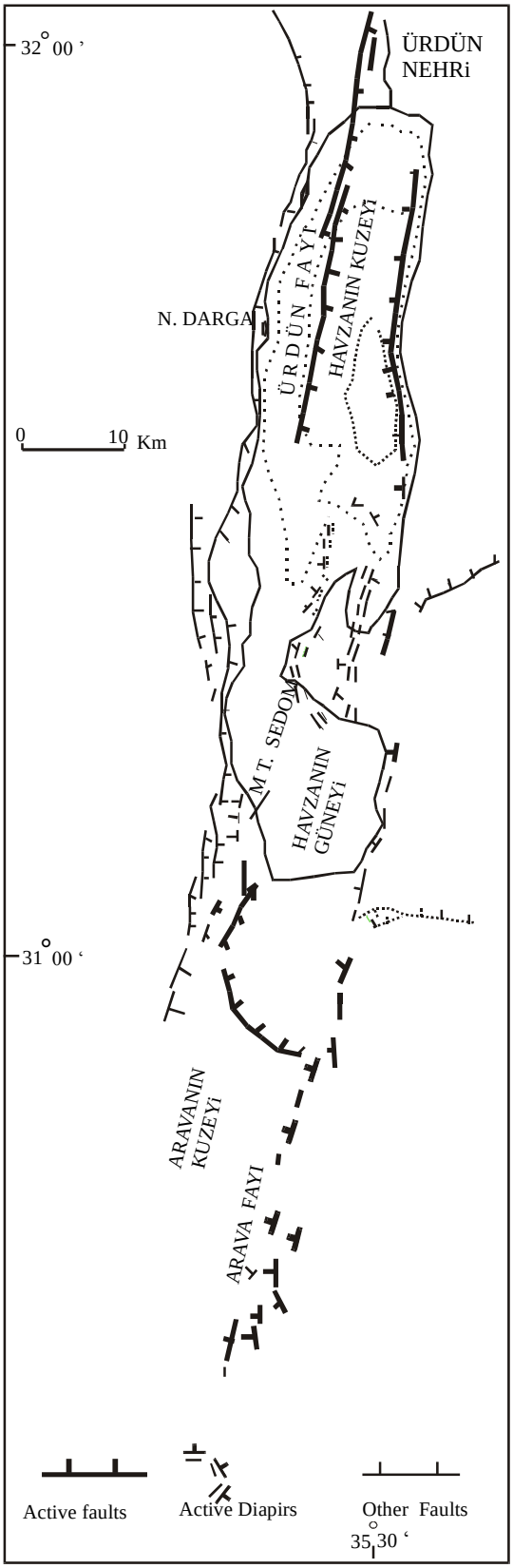
Ölü Deniz havzası, çek-ayır yapıya sahiptir, yaklaşık 15 km'ye 80 km boyutlarında ve Ölü Deniz transformu boyunca yerleşmiştir**.** Ölü Deniz transformu boyunca yer alan diğer çek-ayırlar gibi Post-Miosen zamanında şekillenmiştir (Garfunkel, 1981). Ölü Deniz havzası, bu sistemdeki en büyük ve en derin olanıdır. Havza iki adet doğrultu atımlı fay ile sınırlıdır, Ürdün ve Arava fayları (Garfunkel ve diğ., 1981)(Şekil 2.3). Ürdün Fayı, Ölü Deniz'in batı kenarından Ürdün Vadisi'ne uzanır (Neev ve Hall, 1978). Arava Fayı, Akaba Körfezi'nin kuzey bölgesinin batı kenarından, Ölü Deniz havzasının doğu kenarına uzanır. Ölü Deniz havzasının batı ve doğusu 300-500m yükseklikteki şevlerle sınırlıdır. Havza, Pliosen'den bu yana kilometrelerce denizel ve karasal sedimanlarla doldurulmuştur (Zak, 1967) (Tablo 2.1). Erken Kuaterner zamanından bu yana havza Kuaterner'in fluvial ve interfluvial iklimsel devirlerinin etkisi altındadır (Picard, 1943; Neev ve Emery, 1967; Horowitz, 1979). Ölü Deniz havzasının üst Kuarterner sedimanları, "Samra evresinin, Samra formasyonunun sedimanlarından çıkarılır (Picard, 1943; Bentor ve Vroman, 1960; Roth, 1969; Begin ve diğ., 1974; Gardosh, 1987a).

Tablo 2.1. Ölü Deniz havzasındaki Post-Pliosen sedimanlarının stratigrafisi (Gardosh, 1987a; Zak, 1967; Begin ve diğ., 1974; Horowitz, 1979 ve Zak ve Freund, 1981' den sonra değiştirilmiştir).

Stratigrafi	**Yaş**	**Tanımlama**
Üst Klastik Unite / Fatza'el Mbr.	Holosen- günümüz	Gölsel ve fluvyal sedimanlar 2-15 m kalınlık, yaygınlıkla Ölü Deniz havzası boyunca ve Ürdün Vadisinin güneye ait kısmında
Lisan Formasyonu	Geç Pleistosen	Gölsel sedimanlar, 10-40 m kalınlık, yaygın olarak Ölü Deniz havzası boyunca ve Ürdün Vadisinde
Samra Formasyonu	Orta-Geç Pleistosen	Gölsel ve fluvyal sedimanlar, 10'larca m kalınlık, bölgesel olarak Ölü Deniz havzası boyunca ve Ürdün Vadisinin güneye ait kısmında
Amora Formasyonu	Erken-Orta Pleistosen	Gölsel ve fluvyal sedimanlar, 0.5-3 km kalınlık,kısmi olarak Har Sedom yanında.
Sedom Formasyonu	Plio-Pleistosen	Deniz kökenli evaporitler, 2-4 km kalınlık, kısmi olarak Har Sedom'da.

Geç Pleistosen zamanında Lisan Gölü yaklaşık M.Ö. 60.000 yıllarında havzayı işgal etmiştir (Picard, 1943; Bentor ve Vroman, 1960; Neev ve Emery, 1967). Akdeniz'in deniz seviyesinin 180 m aşağısında ya da şimdiki Ölü Denizin yaklaşık 200 m yukarısında Lisan gölünün seviyesi maksimumdur.

Ölü Deniz havzasının batı kanadı, Kuzey-Güney yönlü çarpışma kemerleri olan normal faylarla çizilmiştir (Şekil 2.3). Post-Miosendeki kümülativ dikey yerdeğiştirme 3-5 km kadardır (Zak, 1967; Neev ve Emery, 1967). Şevlerin temeli Samra ve Lisan formasyonlarının Kuarterner sedimanları ve genç Holosen birikintileri ile örtülüdür.



Şekil 2.3. Ölü Deniz havzası içindeki aktif fayların basitleştirilmiş haritası (Garfunkel ve diğ., 1981'den sonra değiştirilmiştir).

2.3. Kızıldeniz Havzası ve Tarihsel Gelişimi

Kızıldeniz ve Ölü Deniz havzasının oluşumunun temel mekanizmasını çek-ayır olayı açıklar. Kızıldeniz diğer pasif kıta kenarlarına oranla, Atlantik Okyanusu'nun Avrupa kenarı gibi, oldukça keskin kıta-okyanus geçişine sahiptir. Arap kratonik kıtasal kabuğu kalınlığı, kimi yerde 35 km ve üstüne çıkarken kimi yerde ise 20 km veya daha altı kalınlığa kadar incelebilir (Healy ve diğ., 1982; Prodehl. 1985). Nubian kıtasal kabuğu 30 km kalınlıktan, okyanusal kabuğu 10 km'ye kadar olan kalınlıklar mevcuttur (Makris ve diğ., 1979, 1988a; Rihm, 1984,1989; Makris ve Rihm, 1987; Gaulier ve diğ., 1988).

Kızıldeniz evriminde iki bölge arasında çok yakın bir bağlantı vardır. Bunlar Süveyş Körfezi ve Akaba Körfezi-Ölü Deniz fay zonudur. Süveyş Körfezi'nin uzamasının başlangıç fazı 19 My ve 16 My arasında olmuştur (Moretti ve Coletta, 1987; Steckler ve diğ., 1988) ve bunu Akaba-Ölü Deniz riftinin gelişimi takip etmiştir, yukarı doğru artma 16-17 My önce başlamıştır (Garfunkel ve Bartov, 1977) ve doğrultu atımlı faylanma hareketinin başlangıcı 14 My'nın son zamanlarında olmuştur (Bayer ve diğ., 1988; Ten Brink ve Ben Avraham, 1989).

Doğrultu atımlı fay zonu, Akaba-Ölü Deniz alanı arasında güneyden, Kızıldeniz'in kuzeyinin içine kadar uzanır (Makris ve Rihm, 1987; Le Pichon ve Gaulier, 1988). Doğrultu atımlı faylanma hareketinin, Kızıldeniz'in kuzey ve orta kısımlarının büyük bir kısmında aktif olduğu belirlenmiştir.

Kıtasal levhalar arasındaki doğrultu atımlı faylanma hareketinin olduğu bölgelerdeki çek-ayır havzaların genel çevresinde, hareket yönü büyük faylarınkinden farklıdır. Çek-ayır havzaların tipik morfolojik özelliği, derin çöküntü, yukarı doğru kesilmiş temel bloklarıdır. Kanatlar genel olarak oldukça dik ve kanatların sonuna doğru nispeten daha yumuşak bir yapı gözlenir (Mann ve diğ., 1983). Okyanus tabanı, intrüzyon daykları tarafından havza oluşumunun başlangıç evreleri boyunca üretilir ve yastık lavların uzama ve yayılma merkezinin gelişimi bu evrede beklenmez. Kızıldeniz ve havzasının her bir evresinde geçirdiği tektonik olaylara aşağıda değinilmiştir:

Başlangıç evresi (Doğrultu atımlı faylanma): Yapısal zonların zayıflığı, Arap ve Afrika gibi iki kıtasal levhanın ayrılması Geç Prekambrien'den bu yana oluşmaktadır (Burek, 1969; Kazmin, 1976; El Shazly, 1977). Fay sistemlerinin reaktivasyonu, Afrika/Arap–Avrasya çarpışması nedeniyle tekrar olmuştur. Bu aktivasyon işlemi Afrika ve Arap levhaları arasında, levha sınırları boyunca olmuştur. Kızıldeniz'in güneyindeki Kretase ve Jurasik sedimanlarının oluşumu (Hutchinson ve Engels, 1970; Purcell, 1981) Kızıldeniz'in, Kretase'den bu yana dar ve süreksiz grabenlerle şekillendiğini gösterir (Berhe, 1986).

Başlangıçtaki rift hattı, uzama-gerilme alanı ve litosferik yapıların oluşumu öncesi hareketlerin kombinasyonu tarafından kontrol edilir (Dixon ve diğ., 1987). Rift yönü, rejyonal uzamaya dik kabul edilir.

Afrika-Arabistan levha sınırında, evrimin ilk aşaması boyunca, levha hareketi sol-yanal-doğrultu atımlı faylanma şeklinde idi. Onib-Hamisana ve Baraka zonları, Kızıldeniz'in kıyısında 23°K ve 20°K dereceleri civarındadır. Bunlar Pan-Afrika sütur zonları gibi yorumlanmış (Vail, 1983) veya büyük boyuttaki doğrultu atımlı faylar olarakta adlandırılmıştır (Stern ve diğ., 1986). Onib-Hamisana Zonu boyunca, büyük sinistral doğrultu atımlı faylanma erken sütur zonlarını takip eder ve Baraka zonu boyunca aynı yolla halen aktif olduğu söylenebilir.

Kızıldeniz'in erken evreleri boyunca, değişik tektonik mekanizmalar, fay geometrisinin, levha hareketine bağlı olarak değişiklik gösterir. Hat üstünde birçok yer doğrultu atımlı faylanma hareketi ile karakterize edilir. Şekil 2.4a'da Kretase veya daha sonra bir zamanda riftlenme öncesi durumu ve Şekil 2.4b'de ise Geç Oligosen/Erken Miosen'de erken doğrultu atımlı faylanma hareketinin sonucu .görülmektedir.

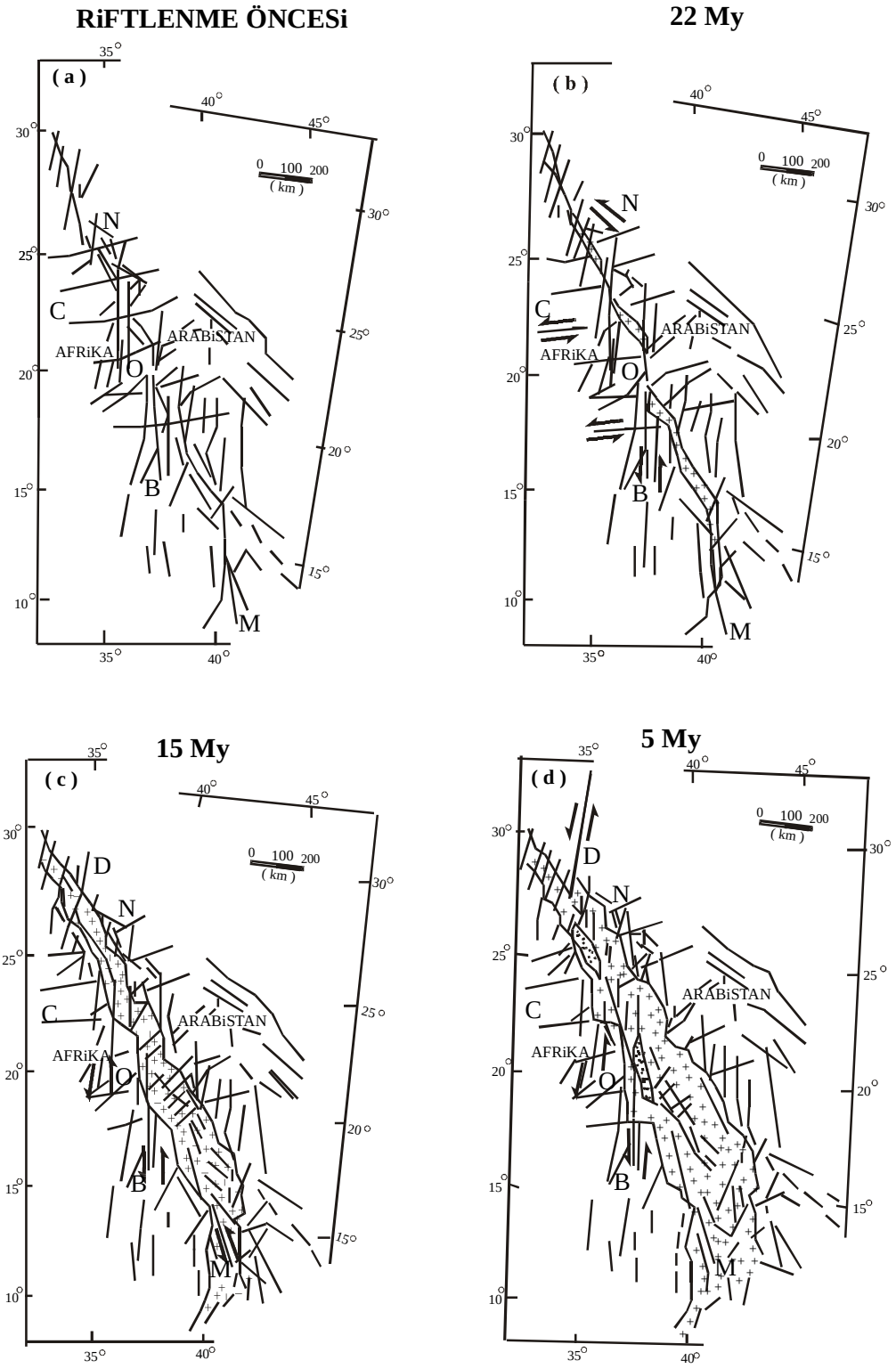
Süveyş evresi: Magmatik aktivite Kızıldeniz'in Kuzey Bölümünde/Süveyş Körfezi alanında 20 My'dan sonra artmıştır ve bunu genişleme olayı izlemiştir, sırtların yükselmesi ile havzanın oluşumu, Süveyş Körfezi'nin başlangıcı, erken Miosenden önce olmamıştır (Robson, 1971; Garfunkel ve Bartov, 1977). Süveyş Körfezi'ndeki toplam genişlemenin yarısı 19 My ile 15 My arasında, hareket oranı 5mm/yıl civarında olmuştur (Moretti ve Coletta, 1987; Steckler ve diğ., 1988). Şekil 2.4c'de Süveyş evresinin sonunu (16-15 My) ve Ölü Deniz rifti boyunca doğrultu atımlı faylanma hareketinin (14 My) başlangıcından önceki durum görülmektedir. Çek-ayır

evrimiyle, riftin batı kenarında, Arabistan kıtası daralma ve incelmeyle Afrika kıtasından uzaklaşmıştır. Bu olaydaki daralma miktarı, levha altında uzanan astenosfere bağlı olarak, levha hızı tarafından kontrol edilmiştir.

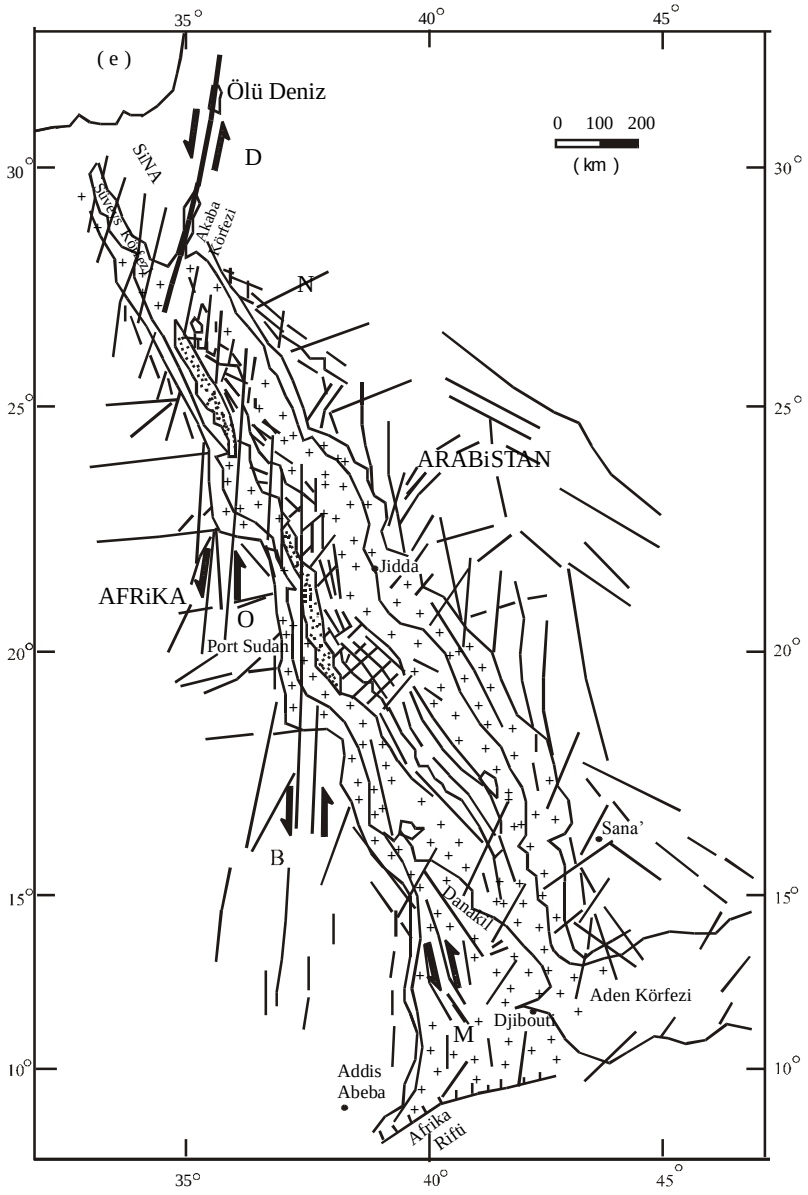
Akaba evresi: Akaba Körfezindeki doğrultu atımlı faylanma hareketinin başlangıcı için 14 My'dan daha fazla bir yaş, yukarıdaki açıklananlardan dolayı düşünülemez (Bayer ve diğ., 1988). Süveyş Körfezi'nden Akaba Körfezi'ne geçişte, Arabistan levhasının hareketindeki yapılarda olduğu gibi (Steckler ve Ten Brink, 1985; Bayer ve diğ., 1988), Akdenize ulaşana kadar Kızıldeniz-Süveyş rifti kuzeye doğru yayılır. Okyanusal litosferdeki yüksek gerilim bu özelliği ile kıtasal litosfere benzerlik gösterir (Vink ve diğ., 1984) ancak riftlenme muntazam bir ilerleme göstermez.

Akaba Körfezi-Ölü Deniz alanı arasındaki burulma hareketine benzeyen faylanma çek-ayır havzaların oluşumunun başlangıcını sağlar. Çek-ayır havzaların analizi – Ölü Deniz havzası – (Ten Brink ve Ben Avraham, 1989) havza oluşumunun levha hareketlerine çok bağlı ve küçük değişimlere çok duyarlı olduğunu ispat etmektedir (Şekil 2.4d).

Son evre (Deniz tabanı yayılması): Kızıldeniz'in evrimindeki en son safha deniz tabanı yayılması olarak kabul edilir. Açılmanın merkezi 5 My civarında belirlenmiş ve tarihlendirilmiştir. Deniz tabanı yayılması evresinin şimdiki durumu Şekil 2.4e'de görülmektedir. Şekil 1.4e'de büyük ölçekteki litosferik yapılar şunlardır: *N*=Najd kırılma sistemi; *C*= Orta Afrika Fay Zonu; *O*= Onib-Hamisana Sütur Zonu; *B*= Baraka Sütur Zonu; *M*= Marda Hattı; *D*= Ölü Deniz Rifti. Bu sonuca manyetik anomaliler göz önünde bulundurularak varılmıştır (Girdler ve Styles, 1974; Roeser, 1975; Hall ve diğ., 1977; Izzeldin, 1982; La Brecque ve Zitellini, 1985). Geniş açılı yansıma ve kırılma sismik sonuçları (Egloff ve diğ., 1991) ve Kızıldeniz'in merkezine ait ayrıntılı sismik yansıma haritaları (Izzeldin, 1982,1987), okyanusal kabuğun, eksenel grabenlerden her iki tarafa doğru uzandığını ve kalınlığının 40 km civarında oldığunu göstermektedir. Bu sonuçlar okyanusal kabuğun simetrik oluşumun düşük açılma oranlarında (0.5 cm/yıl) seyrettiğini göstermektedir.



Şekil 2.4. Çek-ayır olayından sonra Kızıldeniz'in evrimi (Mohr, 1975; Bäcker ve diğ., 1975, Garson ve Krs, 1976; Guiraud ve diğ., 1985; Vail, 1983, 1985, 1988; Berhe, 1986; Dixon ve diğ. 1987, Garfunkel ve diğ., 1987; Pallister ve diğ., 1988, Sultan ve diğ., 1988; Makris ve diğ., 1990 ve Schandelmeier ve diğ., 1990'dan değiştirilmiştir).



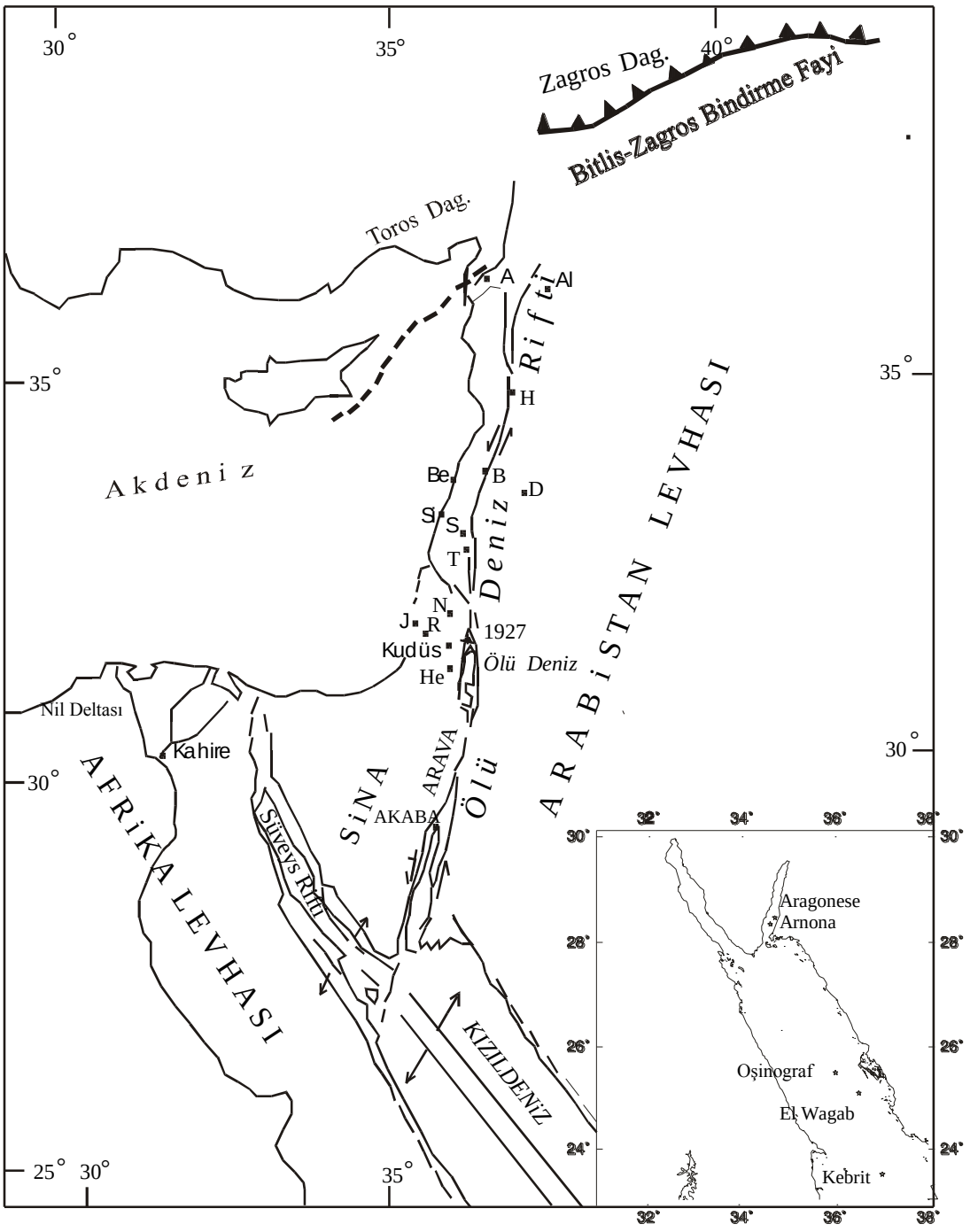
Şekil 2.4. Devam ediyor.

3. ÖLÜ DENİZ VE KIZILDENİZ ÇEVRESİNİN GENEL TEKTONİK YAPISI

3.1. Giriş

Ölü Deniz rifti yaklaşık 1000 km uzunluğunda olup, Sina ve Arabistan levhaları sınırı boyunca uzanır (Şekil 3.1). Ölü Deniz transformunun sınırı olduğu halde Kızıldeniz'le bağlantısı vardır. (Şekil 3.1; Freund, 1965;Wilson, 1965). Ölü Deniz transformu Afrika-Arabistan levhaları birbirinden ayrıldığında, Senozoik zamanında şekillenmiştir. Kızıldeniz ve Süveyş Körfezi riftleri, ayrılmanın oluşturduğu diğer kırıklardır. Prekambrien'de çok sayıda kayanın şekillenmesi ve burada bazı yapıların açığa çıkması Ölü Deniz transformu üstünde 105 km'lik sol yönlü bir kayma oluşturmuştur (Quennell, 1959; Freund, 1965; Freund ve diğ., 1970; Bartov, 1974). Ölü Deniz'in kuzey ve güney kısımlarında, doğrultu atımlı faylar kademeli olarak görülür (Quennell,1956;1959). Ortalama kayma son 4-5 My'da tahminen 0.7-1.0 cm/yıl'dır.

Kızıldeniz yaklaşık 2300 km uzunluğuna, 350 km genişliğine ve 2600 m su derinliğine sahiptir. Kızıldeniz ve Doğu Afrika rift vadisi, yerkürenin kabuğunun açılması sonucu oluşmuştur (Gregory, 1921; Willis, 1938). Kızıldeniz'in kuzeyine doğru uzanan. Süveyş Körfezi ve Akaba Körfezi'nin ortak birçok özelliği vardır. Her iki körfezde de yapısal riftler ve sınırlarda uzanan faylar vardır. Aralarındaki farklılıklardan bazıları Süveyş Körfezi'nde ortalama batimetrik derinliğin yaklaşık 40 m ve Akaba Körfezi'nde ise 1000 m olmasıdır. Süveyş rifti Orta Miosen süresince şekillenmiştir ve küçük ölçekli tektonik aktivite Pliosen'den bu yana devam etmektedir (Garfunkel ve Bartov, 1977). Akaba rifti ise büyük olasılıkla Plio-Pleistosen boyunca şekillenmiştir (Horowitz, 1979) ve tektonik aktivitesi bu zamandan beri devam etmektedir (Ben-Menahem ve diğ., 1976). Kızıldenizin merkezindeki tektonik açılım miktarı yaklaşık 140 km'dir. Tektonik levhaları göz önünde bulundurursak, açılma miktarı Süveyş riftinin karşısında 30 km'ye ve Ölü Deniz rifti boyunca yanal olarak 110 km'ye dönüşmüştür (Freund, 1970; McKenzie ve diğ., 1970).



Şekil 3.1. Ölü Deniz transformunun levha tektoniği yapısı. A= Antakya; Al= Halep; H= Hama; B= Baalbek; Be= Beyrut; Si= Sidon; S= Safed; T= Tiberias; N= Nablus; J= Jaffa; R= Ramallah; H= Hebron (Freund, 1965; Wilson, 1965'den değiştirilmiştir).

3.2. TEKTONİK ÖZELLİKLER

3.2.1. Ölü Deniz ve Çevresi

Ölü Deniz, Ölü Deniz rifti içinde, Jericho ve Arava gibi iki büyük doğrultu atımlı fayla sınırlanmış aktif bir grabendir. Ölü Deniz rifti ise Arabistan ve Afrika-Sina levhaları ile sınırlıdır. Ölü Deniz transformu, şeklini Senozoik zamanında Afrika-Arabistan levhalarının ayrılmasıyla almıştır. Bu bölgede sismik aktivite 3000 veya daha fazla yıldan bu yana devam etmektedir (Shalem, 1956; Poirier ve diğ., 1980; Ben-Menahem, 1989).

Ölü Deniz rifti boyunca olan tektonik hareketlilik küçük gerilmelerle birlikte dikey makaslama şeklindedir. Rift, normal faylarla sınırlıdır. Ölü Deniz, büyük ve çok aktif, grabenleri rift boyunca tutar. Doğuda Arava fayları ve batıda Jericho fayları ile sınırlıdır (Neev ve Hall, 1978; Garfunkel, 1981). Toplam kayma 105 km olup şimdiki yapılar kaymanın son 40 km'sinde oluşmuştur. Zamanı ise muhtemelen Plio-Pleistosen'dir.

Transform boyunca yapılan gravite çalışmaları 3 büyük bölgesel gravite özelliğini açığa çıkarmıştır:

- Bouguer değerlerinin, Akdeniz'e doğru artmasının nedeni (güneyden, kuzeye) kıyısal düzlüğün altındaki kabuk incelmesi (Ginzburg ve diğ., 1979a) ve kabuktaki yanal litolojik değişimlerdir.
- Genç sedimanter dolgu, rifte doğru olan eğim üzerinde negatif Bouguer değerlerine neden olmuştur.
- Neojen sedimanter havzadaki düşük yoğunluklu sedimanter dolgu kıyısal düzlük ve kıtasal şelf üzerinde düşük graviteye neden olmuştur (Gvirtzman, 1969).

En derin ve büyük çöküntüler, Ölü Deniz alanında görülmüştür ve en küçük rezidüel anomali –115 mGal'dir. En genç, sedimanter dolgu, kaya tuzlarının kalınlığı 7.5 km kadardır (Zak, 1967). Arava Vadisi'nin güneyinde yerel rezidüel anomali -25 mGal'dir ve burada yaklaşık 3 km kalınlığında, düşük yoğunluklu sedimanter dolgu vardır. Ölü Deniz'in kuzeyindeki genç sedimanter dolgunun tahmini kalınlığı 1000 m'ye kadar düşmektedir. Bununla beraber 2 km kalınlıkta düşük yoğunluklu sedimanlar ile şekil almıştır.

Ölü Deniz transformunda ve Kızıldeniz'deki hareketlenmeler aynı zamanda olmuştur. Kızıldeniz içindeki manyetik anomaliler, açılmanın başlangıç tarihinin, yaklaşık 40 My önce olduğunu düşündürmektedir (Girdler ve Styles, 1974) fakat daha sonraki çalışmalar yaklaşık 20 My yaşında olduğunu desteklemektedir (Girdler ve Styles, 1978; Noy, 1978) ve radyometrik tarihlerle uyumludur. Genç manyetik anomaliler (Roeser, 1975), kuyu verileri ve sismik yansıma çalışmaları (Coleman, 1974; Girdler ve Whitmarsh, 1974; Phillips ve Ross, 1970; Searle ve Ross, 1975) Kızıldeniz'in açılmasının yarısından fazlasını 4-5 My önce tamamladığını göstermektedir. Buradanda Ölü Deniz riftinin, Miosen'in son evrelerinden önce, kaymasının yarısından fazlasının oluştuğu sonucu çıkmaktadır.

Ölü Deniz transformunun büyük bir bölümünde 10-20 km genişliğinde kısmen sedimanlarla dolu morfo-tektonik çöküntüler dikkati çekecek kadar belirgindir ve bu çöküntüler kademeli olarak Arava ve Ürdün Vadisi fayları arasına yerleşmiştir. Bu bölge çökelmeye Pliosen zamanında başlamıştır ve körfezle birlikte Akdeniz'den, İsrail ve Ürdün Vadisine kadar uzanmıştır.

3.2.2. Kızıldeniz ve Çevresi

Bölgede yapılan tektonik araştırmalar, Ölü Deniz rift sisteminin ve Süveyş Körfezi'nin yapısal evriminin, Kızıldeniz'le aynı zamanda olduğunu göstermektedir. Kızıldeniz'in merkezindeki tektonik açılma miktarı yaklaşık 140 km'dir. Tektonik levhalar düşünülürse Süveyş riftinin açılması 30 km, Ölü Deniz rifti boyunca yanal açılma 110 km'dir (Freund, 1970; McKenzie ve diğ., 1970).

Kızıldeniz sisteminin oluşumunun erken safhaları magmatik ve tektonik aktivitelerle ilişkilidir ve Senozoik zamanında olduğu düşünülmektedir (Coleman, 1977). Sina'nın doğusu ve Akaba Körfezi'nde, uygun magmatik ve tektonik özellikler arasındaki ilişki herhangi bir model içinde düşünülebilir.

Kızıldeniz içindeki manyetik anomali ölçümleri Kızıldeniz'in yönelimine paraleldir (Drake ve Girdler, 1964; Allan, 1970; Girdler, 1970; Kabbani, 1970; Girdler ve Styles, 1974; Noy, 1978). Girdler ve Styles (1974), hareketin iki fazda olduğunu savunmuşlardır, bunun ilkini 41-34 My olarak sıralamışlardır. Hall ve diğerleri (1977) ilk fazı 29 My'dan 24 My'a koymuşlardır. Noy (1978) ise bu fazın 20 My önce başladığını savunmuştur. Sina'nın doğusundaki magmatik ve faylanma

özellikleri arasındaki saptanan ilişkiler, Alt Miosen bazaltik daykları intrüzyonlarının, Kızıldeniz'in açılmasının çoğunun daha ileri bir tarihte olduğunu belirtir.

Kızıldeniz ve Ölü Deniz riftinden elde edilen verilerden yeni bir tektonik model ortaya çıkarılmıştır. Bu model; Orta Miosen boyunca Kızıldeniz Kuzeybatıya doğru yayılmakta ve Süveyş rifti boyunca Akdenize ulaşmaktadır. Erken Pliosen boyunca açılma ekseninin saat yelkovanı yönünde atlamasından dolayı Süveyş rifti tektonik olarak durgun bir hale gelmiş ve Ölü deniz riftinin oluşumu başlamıştır. Kızıldeniz'in kuzeyindeki kıtasal kabuğun incelmesi muhtemelen açılmanın daha hızlı olmasına olanak sağlamaktadır.

Sismik kırılma verileri, Moho'nun, Arabistan kalkanının batı kısmında yaklaşık 40 km altındaki derinlikte düz olduğuna işaret eder ve Farasan Adalarının kıyıdan uzak kesimlerindeki derinliklerde 8-14 km'ye çıkar (Mooney ve diğ., 1985; Prodehl, 1985; Milkereit ve Fluh, 1985). Kabuk yapısındaki ani değişiklik, (Gettings ve diğ., 1986) yüzey jeolojisi içindeki ani değişiklik altında oluşur. Avedik ve diğ. (1988) ve Gaulier ve diğ. (1988), Kızıldeniz'in 25°K enlemi civarında benzer kabuk yapısı saptamıştır, Moho deniz seviyesi altında 11.5 km'den 15 km'ye kadardır. Mohodaki ani değişimlere bakıldığında, Kızıldeniz'in kuzeyindeki kıyıların yaklaşık 20 km derinlikten 35 km derinliğe tırmandığını ve Arabistan altında daha yüksek değerlere ulaştığını görmekteyiz. Le Pichon ve Gaulier (1988), derin kabuk yapısındaki değişikliğin, Kızıldeniz'in kenarlarında birçok yerde olduğu konusunda hem fikir olmuşlardır. Bu yargı, McKenzie ve diğ., (1970) tarafından, Kızıldeniz'in kutup rotasyonunun belirlenmesinde kullanılmıştır.

Sismik kırılma verilerinden elde edilen sonuçlara göre, Arabistan kenarının güneybatı kısmının altında kabuk kalınlığı 25 km'dir (Mooney ve diğ., 1985; Bohannon, 1986a). Fay zonunun orta kısmında, ani kabuk incelmeleri ile intrüzyonlar oluşur ve uzama tektonizminin zamanı Bohannon (1986a,1989) tarafından belirlenmiştir. Bu gözlemler oldukça kayda değerdir çünkü bunlar magmatik açılmanın bazı teorik modellerden marjinin evriminin çok erken bir uzamayla olduğuna işaret eder (Le Pichon ve Sibuet, 1981; Foucher ve diğ., 1982; Buck ve diğ., 1988). Kabuk kalınlığının çoğu magmatik olarak üretilir ve orijinal kabuk kalınlığı deforme olmaz.

3.3. Topoğrafya ve Batimetri

Ölü Deniz'in yaklaşık 930 km uzunluğundaki güney yarısı morfolojik olarak kıtasal rift zonuna benzer ve bu yüzden Ölü Deniz rifti olarak adlandırılır (Bender, 1968; Dubertret, 1970). 5-20 km genişliğindeki Ölü Deniz transformu üstündeki vadinin orta kesimi tarafından tutulur ve etrafı normal faylar tarafından sınırlanmıştır. Vadinin uzunluğu yaklaşık 270 km'dir, deniz seviyesinin altında uzanır. Transformun güneyindeki 180 km'lik kısım, Akaba Körfezi, 1600 m'lik maksimum su derinliği ile denizaltı havzaları serileri ile birleşmiştir (Ben-Avraham ve diğ., 1979). Transform üstündeki vadi ve Akaba Körfezi kuzeye doğru uzanan sırtlarla çevrilmiştir. Doğu kısmındaki sırtların şekli, Kızıldeniz'in doğusundaki sırtların şekline benzer. Bunlar batıya doğru yumuşak bir şekilde yükselir, bu sırtların en yüksek seviyesi transformun yanına ulaşır ve vadinin ortasına doğru birdenbire keskin bir şekilde düşer. Batıdaki sırtın şekli, kendi uzunluğu boyunca ve en yüksek seviyelerde değişir ve yönü her zaman vadinin orta kısmına doğru değildir. Doğu kısımdaki sırtın yüksekliği, batı kısmındaki sırtlardan fazladır ve 30°K'in güneyinde 1500-2000 m'ye, kuzeyinde ise 800-1300 m'ye ulaşır. Sina yarımadasının güneyinin kabulu ile batıdaki sırtlar 500-1200 m'lik düşük ortalama yüksekliğe sahiptir (Şekil 3.2).

Süveyş Körfezi ve Kızıldeniz'de olduğu gibi rift zonları ile görünür morfolojik benzerliklere rağmen, Ölü Deniz transformu –sol-yanal doğrultu atımlı faylanma tipi hareket tarafından kontrol altına alınmıştır (Quennell, 1959; Freund ve diğ, 1970).

Ölü Deniz transformunu diğer kıtasal riflerden ayırt eden iki adet gözlem vardır:

- Vadinin orta bölümünün genişliğini diğer rift sistemlerinin sahip olduğu genişliklerle yani 40-60 km ile karşılaştıracak olursak sadece 5-20 km'dir, Doğu Afrika rift sistemi, Süveyş Körfezi, Baykal ve Rhine Grabeni bunlara örnek olarak verilebilir.
- Ölü Deniz transformu ve onu çevreleyen alan boyunca kıta içindeki mevcut yüzey ısı akısı, ortalama ısı akısından sapma göstermez (Ben-Avraham ve diğ., 1978; Feizstein, 1987; Galanis ve diğ., 1986).

Şekil 3.2. Ölü Deniz ve Kızıldeniz çevresinin topoğrafya (USGS-NOAA) ve batimetri (BODC) haritası.

Kızıldeniz, yaklaşık 2300 km uzunluğunda 350 km genişliğinde ve kimi yerde 2600 m su derinliğine varan bir yapıdadır. Kızıldeniz'in orta kesimi civarlarında önemli sayılabilecek derinlikler vardır. Kebrit, El-Wagab ve Oşinograf Derinlikleri, sırasıyla 23°50′ K, 25°10′ K ve 25°50′ K bulunmaktadır (Şekil 3.1). Kızıldeniz'in kuzey-kuzeydoğu bölümünde uzanan Akaba Körfezi ise yaklaşık 200 km uzunluğunda, 20-25 km genişliğinde ve maksimum derinliği 1830 m'ye ulaşan bir yapıdır. Körfezin merkez bölümünde üst kısımlarda iki büyük derinlik vardır. Bunlardan ilki Aragonese Derinliği'dir ve su derinliği 1830 m, ikincisi Arnona Derinliği ve su derinliği 1540 m civarıdır. Bu iki derinlik birbirlerinden sadece 30 km mesafe ile ayrılırlar (Şekil 3.1).

3.4. Bölgesel Jeoloji

3.4.1. Ölü Deniz ve Çevresinin Genel Jeolojisi

Ölü Deniz ve Arava çöküntüsü içindeki Miosen sedimanları, üstün gelen klastik, kaba konglomera, çakıl taşları, kumlar, siltler ve ikinci derece marn ve kireçtaşlarından oluşur ve bu formasyon Hazeva olarak adlandırılır. Ortalama kalınlığı kayalar içinde birkaç 10 m'den 650 m'lere kadar değişir.

Ölü Deniz grabeni içinde Pliosen yaşlı tuz yatakları bulunur ve Sedom formasyonu olarak adlandırılır. Daha çok tuz, şeyl ve anhidrit ihtiva eder.

Pleistosen sedimanları fazın yeni bölümlerinde depolanmıştır ve oldukça fazla kalınlığa sahiptir. Ölü Deniz çöküntüsü içinde bu formasyon Amora formasyonu olarak bilinir ve Sedom tuzlarının üstünde uzanır. Bu formasyon marl, talk, anhidrit, kaya tuzu, kum ve konglomeralar ihtiva eder. Kalınlığı 400 m'den 1500 m'ye kadar değişir (Zak, 1967; Kashai, 1976). Fazın daha üst bölümlerinde gölsel Lisan formasyonu daha genç bir yelpaze kompleksidir.

Ölü Deniz boyunca yaklaşık 40 m kalınlığında olan çok iyi şekilde tabakalara ayrılmış beyaz ve koyu renkli tortullar bulunur (Lartet, 1869; Begin ve diğ., 1974). Bu yelpazenin uzak bölümleri yaygın olarak iyi şekilde tabakalara ayrılmış aragonit, kalsit ve iyi yuvarlatılmış plaj çakılları ile içiçedir.

3.4.2. Kızıldeniz'in Genel Jeolojisi

Kızıldeniz kıtasal alanında kıyıya paralel dağlık oluşumlar göze çarpmaktadır. Bu dağlar, Arabo-Nubian masifinin yaygın kayaları ile karakterize edilirler. Prekambrien kristalin kompleksi, metamorfik ve püskürük kayalardan inşa olmuştur (Picard, 1943). Prekambrien kompleksi muhtemelen, bir çok kıyı düzlüğünün ve Kızıldeniz'in kıtasal kenarlarının altında uzanmaktadır (Ahmed, 1972; Coleman, 1974). Arabistan ve Nubia'da Prekambrien kaya çıkıntılarının dağılımı, Kızıldeniz'in segmentleri ile kesiştiği yerde maksimuma ulaşır. Prekambrien kemerler, deniz segmentleri ile karşılaştığında daralırlar ve bunlar kıtasal kabuk altında uzanırlar. Prekambrien'in en üstü ile Kambrien'in en altındaki yüzey arasındaki uyumsuzluk düzenin yapılanması, Kızıldeniz'in sırtlarının en az 3 km kabardığını gösterir (Choubert, 1968). Kızıldeniz'in kuzey alanının temelinin derinliğinin tahmininde, aşağı faylanmanın bir kısmının en az 3 km olması, bize en az 6 km'lik dikey offset tahmini verir (Drake ve Girdler, 1964).

Kızıldeniz bölgesinin yükselmeye başlaması Oligosen'de olmuştur, deniz ekseni boyunca antiklinal yayın boyuna şekillenmesinin Kızıldeniz'in evrimi ile genetik olarak bir ilişkisi yoktur (Lowell ve Genik, 1972; Coleman, 1974). Erken Miosende Arabo-Nubian masifinin riftlenmesi, deniz baseninin evrimine olanak sağlamıştır (Cochran, 1983).

Kızıldeniz'in kuzey bölgesi, manyetik açıdan sakin zon olarak karakterize edilir ve sismik dalga hızları temel için 6 km/sn (Drake ve Girdler, 1964; Allan ve Morelli, 1970). Sismik hızlar ve manyetik veriler, dünyadaki, diğer pasif kıtasal kenarlar sınırlarında gözlenen ölçümlere benzerlik gösterir, örneğin; Kuzey Atlantik, Güney Atlantik ve Güney Avustralya kenarları (Talwani ve diğ., 1978; Rabinowitz, 1974; Rabinowitz ve LaBrecque, 1979). Manyetik anomalilerin oluşumunun lokalize edilmesine, kuzey bölgesindeki derinliklerde rastlanılmıştır. Böylece bazı yerlerde okyanus bazaltları, incelen ve uzayan kabukların içine girmiştir ve bazaltik tabanların oluşumu, bunun gibi havzaların bazaltik yayılımı, devam eden okyanus açılma merkezinin habercisi olarak düşünülebilir.

Choubert (1968), Kızıldeniz sırtlarının yapısal yükselimi ile Prekambrien dağlıkların genişliği arasındaki ilişkiyi göstermiştir. Prekambrien kaya çıkıntılarının genişliği, Kızıldeniz'in merkezi içinde kabuk gelişimi ile kesiştiğinde, 700 km'yi aşar.

Prekambrien bölgeler kuzey bölgesi ile kesiştiğinde 150 km'den daha az genişliğe sahiptir. Böylece genç bazaltik kayaların yaygın oluşum bölgeleri, yüksek yapısal yükselimlerle ilişkilidir ve daha yaşlı kayalar karada bulunmaktadır.

3.5. Depremsellik (Sismisite)

Tektonik levha sınırları sismik açıdan aktif zonlar olarak bilinmektedir. Orta Doğu bölgesindeki depremlerin kayıt edilmesi, bu yüzyılın başlarında başlamıştır. Aletsel dönem öncesi tarihsel deprem kayıtları, yüzeyde büyük ve küçük faylanmaları belirtmektedir. Fakat kayıtlardaki tanımlamalar, yerde oluşan deformasyonu tam olarak belirtmemektedir. MÖ. 2200 – 1963 yılları arasında meydana gelen tarihsel depremler EK C'de Tablo C.1'de verilmekte ve Şekil 3.3'de gösterilmektedir.

Sina bölgesindeki sismisite, doğu sınırının Ölü Deniz fay sistemine benzediğini gösterir. Depremlerin dağılımına bakıldığında orta (M>4) ve büyük (M>7) depremlerin levha sınırlarında olduğu görülür (Şekil 3.4).

Tarihsel deprem aktivitesi Süveyş Körfezi boyunca tespit edilmiştir (Poirier ve Taher, 1980). Bilinen ilk deprem, bu bölgeye çok kuvvetli bir şekilde etki eden Mart 1068 depremidir. Birçok aktivite, Kızıldeniz'deki açılma merkezi ile Ölü Deniz fay zonunun birleştiği üçlü kesişme noktasına yerleşmiştir (Badawy ve Horváth, 1998). Bu bölgedeki kaydedilmiş büyük deprem 31 Mart 1969'da (m_b=6.0) Shadwan Adası'nda olmuştur ve Mısır, Sina, Ölü Deniz bölgesi ve Suudi Arabistan'da yaygın bir şekilde hissedilmiştir. Doğudaki aktivite Ölü Deniz Riftinin güney ve orta kısımları boyunca bulunmakta ve Akaba Körfezi'nden, Ölü Deniz çöküntüsünün kuzeyine doğru uzanmaktadır. Ölü Deniz çöküntüsünün kuzeyindeki sismik aktivite KB yönelimli olup Beyrut (Lübnan)'un güneyindeki Akdeniz kıyısıyla kesişir. Bu yönelimin dışındaki bazı depremler Suriye ve güney Lübnan bölgelerine dağılmıştır. Riftin bu kısmı boyunca olan sismik aktivite gruplaştıraracak olursak bir eğilime sahip olduğunu ve bu grupların çoğunun gerilme olayları ile ilişkili olduğunu söyleyebiliriz. Bu, diğer büyük doğrultu atımlı faylarda, Kaliforniya (Weaver ve Hill, 1978; Segall ve Pollard, 1980) ve Türkiye'de (Lovell ve diğ., 1987) gözlemlenmiştir. Bu sismisite haritalarında aynı zamanda Ölü Deniz Rift sistemi boyunca iki alanda düşük sismisite gözükmektedir.

Şekil 3.3. Ölü Deniz ve Kızıldeniz çevresinin tarihsel sismisite haritası (Ambraseys, 1975; Ambraseys, 2001; Alsan ve diğ., 1975; Braslawy, 1956,1957a,b; Brawer 1928,1951; Comninakis ve Papazachos, 1972,1978; Amiran, 1950-1951; Ergin ve diğ., 1967; Galanapoulos ve Delibasis, 1965; Gergawi ve El-Khashab, 1967; Galanopoulos, 1968; Karnik, 1971; Plasard ve Kogoj, 1962; Poirier ve Taher, 1980; Rothé, 1969; Sieberg, 1932a,b; Willis, 1928'den değiştirilmiştir).

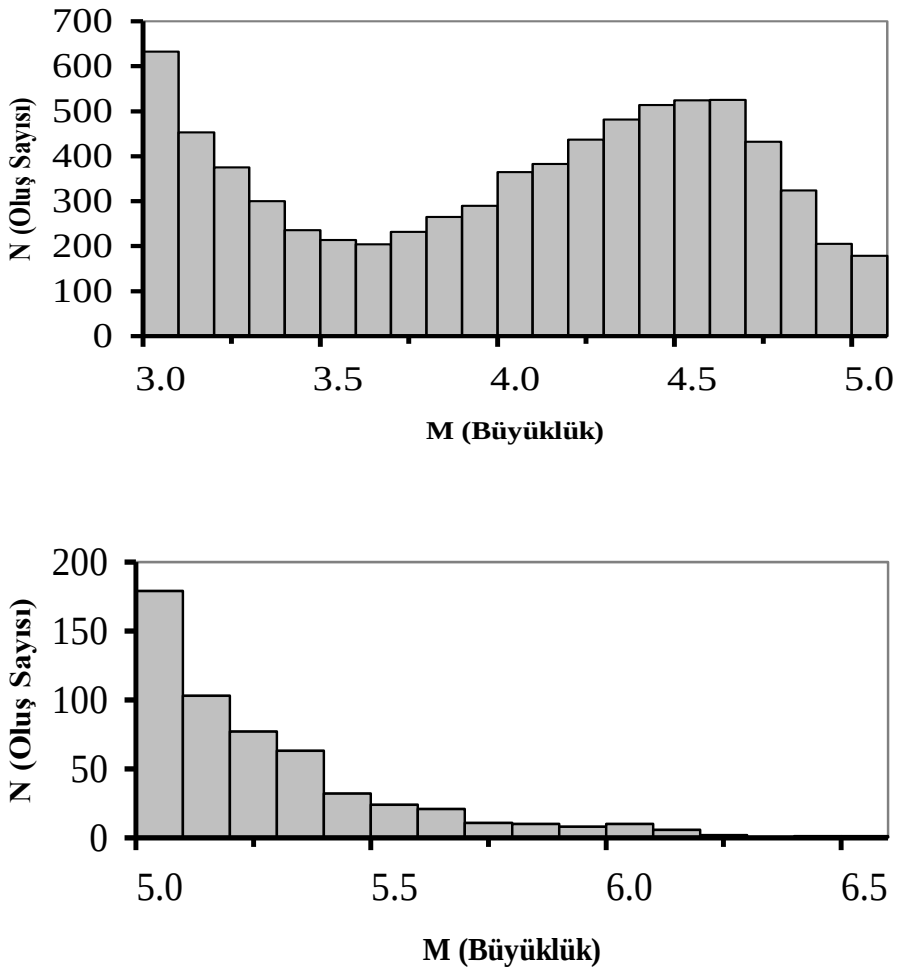
Bu alan, Akaba Körfezi ve Ölü Deniz çöküntüsü ve riftin kuzey segmentidir. Bu iki alan, riftin kuzey bölümünde, son zamanlardaki aktivitede iki sismik boşluğu temsil edebilir, bu tarihsel depremlerle karakterize edildi.

Her ne kadar Ölü Deniz Riftinin kuzeyindeki sismik aktivite jeofizik gözlemlerden belirlenmişsede 34° enleminin kuzeyinde riftin devam edip etmediği belirlenememiştir. Kuzey bölümü içinde en kaydadeğer fay Yammouneh fayıdır ve K–KD'ya doğru Lübnan ve Suriye'den Türkiye'ye uzanır. Bu fay tarihsel zamanlar içinde aktif olarak bilinir (Ambraseys ve Barazangi, 1989) ve birçok büyük deprem (M>7) bu fay boyunca olmuştur.

ISC (*International Seismological Center*) deprem verileri kullanılarak yapılan 24° - 40°K enlemleri ve 26° - 40°D boylamları arasında yer alan bölgede 1964 – 1997 yılları arasında meydana gelen depremler büyüklüklerine göre sınıflandırılmış, deprem episantırları Şekil 3.4 ve deprem büyüklük dağılımı Şekil 3.5'de gösterilmiştir. Bölgede oluşmuş depremlerin episantır dağılımına bakıldığında Akaba Körfezi ve Ölü Deniz fay zonu üzerinde oldukça yoğun bir dağılım olduğu, Süveyş Körfezi ve Suriye civarında ise episantırların daha dağınık olduğu gözlenmektedir.

Depremlerin büyüklük dağılımı grafiğine bakıldığı zaman, Ölü Deniz ve Kızıldeniz'in kuzeyinde meydana gelen depremlerin büyük çoğunluğunun 3.0-3.2 ile 4.4-4.6 büyüklükleri arasında olduğu ve 6'dan büyük olan deprem sayısının oldukça az olduğu görülmektedir (Şekil 3.5).

Şekil 3.4. 1964-1997 yılları arasında ISC verilerine göre Ölü Deniz ve Kızıldeniz çevresinde meydana gelmiş depremlerin episantırları.



Şekil 3.5. 1964-1997 yılları arasında ISC verilerine göre Ölü Deniz ve Kızıldeniz çevresinde meydana gelmiş depremlerin büyüklüklerine karşılık gelen oluş sayıları.

3.6. Kinematik Analizler

Levhaların göreceli anlık hareketlerini ölçmek için bazı yöntemler kullanılır. Bunlar; Odak Mekanizması Çözümü Yöntemi ve GPS (Global Positioning System) yöntemidir. Kıtasal açılma olayının tamamlayıp okyanusal açılma evresine geçmiş bölgelerden biri Kızıldeniz'dir (Fairhead ve Girdler, 1971). Arabistan – Avrasya levhalarının yakınsama hızları için 5.6 cm/yıl (Morgan, 1971) ve 3.4 cm/yıl (Le Pichon, 1968) düzeyinde değerler önermişlerdir.

Ancak yapılan GPS ölçümleri sonucu, Kuzey Anadolu Fayı (KAF)'nın kayma hızı yaklaşık 25 mm/yıl, Doğu Anadolu Fayı (DAF)'nın kayma hızı yaklaşık 10 mm/yıl olarak bulunmuştur (Oral ve diğ., 1995; Reilinger ve diğ., 1997; McClusky ve diğ., 2000). Ayrıca, Afrika ve Arabistan levhalarının Avrasya'ya oranla kuzeye doğru olan hareketlerinin sırasıyla 6 mm/yıl ile 20 mm/yıl olduğu saptanmıştır. Anadolu levhası iç deformasyonu 2 mm/yıl olacak şekilde hareket etmekte ve 20 mm/yıl ile batıya doğru kaçmaktadır (Şekil 3.6).

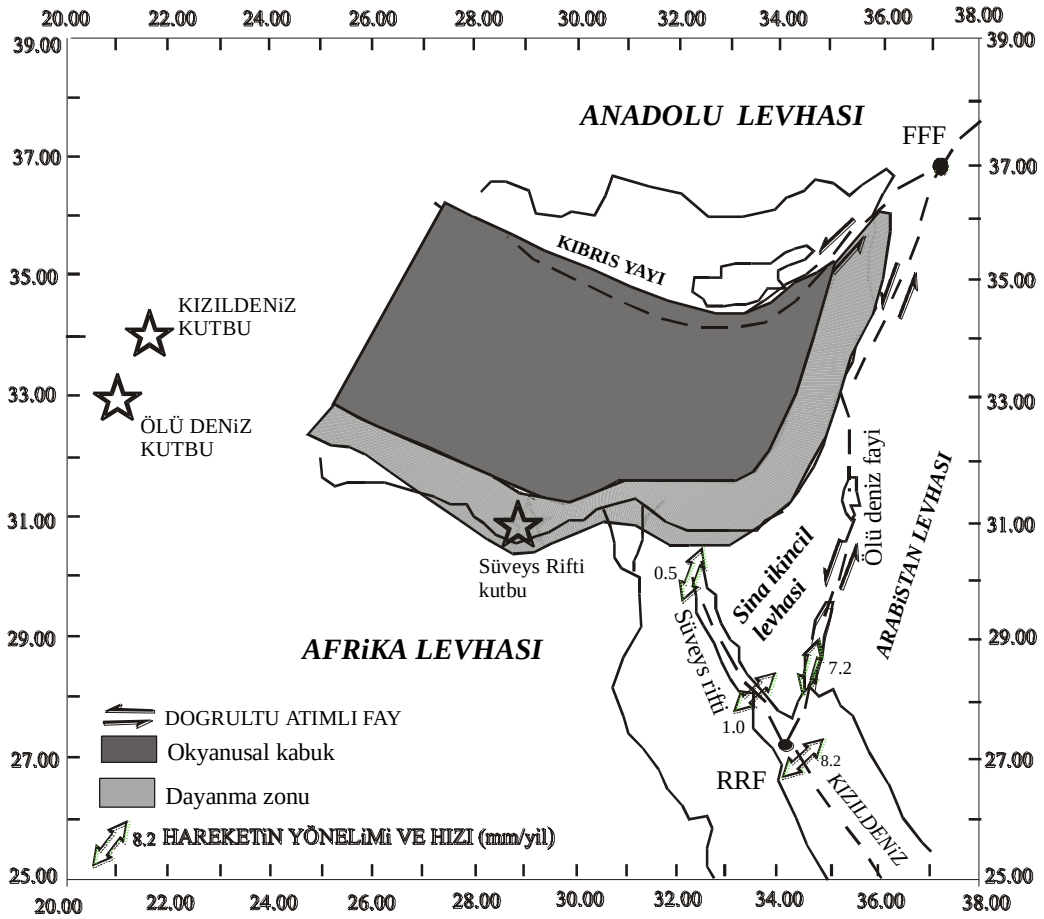
Levha kinematiği analizleri, Afrika – Anadolu levha birleşim noktası boyunca doğrultu atımının baskın olduğunu göstermektedir. Afrika ve Arabistan levhalarının kuzeye doğru olan hareketleri arasındaki hız farkı, Arabistan ve Afrika arasında levha sınırı oluşturan Ölü Deniz Fay'ında barınmaktadır (Garfunkel ve diğ., 1981; Quennell, 1984; Gülen ve diğ., 1987).

Tablo 3.1. Sina levha sınırlarının parametreleri (Badawy ve Horváth, 1998).
AR: Arabistan Levhası, *SI*: Sina ikincil Levhası, *AF*: Afrika Levhası

Levha sınırı	**Kutupların hareketi**		**Rotasyon hızı**	**Hareketin yeri**	**Açılma oranı (mm/yıl)**
	Enlem (K)	**Boylam (D)**			
Kızıldeniz (*AR/AF*)	34.0°	22.0°	3.4°	27.0°K, 34.5°D	8.2
Ölü Deniz (*SI/AR*)	33.0°	21.0°	3.0°	28.5°K, 34.5°D	7.2
Süveyş Rifti (*SI/AF*)	31.0°	29.0°	0.9°	28.0°K, 33.5°D 30.5°K, 32.5°D	1.0 0.5

Sina üçlü kesişme noktası (Sina/Arabistan/Africa) Sina yarımadasının güneyine doğru uzanır (27.5°K, 37.0°D) ve Şekil 3.6'da belirtilen RRF noktasında kararlı bir hal alır (McKenzie ve Morgan, 1969). Diğer Sina üçlü kesişme noktası ise (Sina/Arabistan/Türkiye) Suriye/Türkiye sınırında uzanır (37.0°K, 37.0°D) ve Şekil 3.6'da gösterilen FFF noktasında kararlı bir hale gelir.

Bu modele göre Sina ikincil levhası sınırları için Kızıldeniz Kutbu, Ölü Deniz Kutbu ve Süveyş Rifti Kutbu için enlem ve boylam değerleri, Kızıldeniz, Süveyş ve Akaba Körfezi'ndeki açılma oranları, bu açılma oranlarının enlem ve boylam cinsinden yeri ve hareketin hızı gibi parametreler Tablo 3.1'de özetlenmiştir.



Şekil 3.6. Sina ikincil levhasının yeni kinematik modeli (Badawy ve Horváth, 1998'den değiştirilmiştir).

4. ÖLÜ DENİZ VE KIZILDENİZ DEPREMLERİNİN FAY DÜZLEMİ ÇÖZÜMLERİ

4.1. Giriş

Bu bölümde cisim dalgalarının ters çözümü hakkında kısaca bilgi verdikten sonra 03.08.1993 (M_W= 6.1) Mısır-Akaba Körfezi, 22.11.1995 Mısır-Akaba Körfezi (M_W= 7.1) ve 22.01.1997 (M_W= 5.7) Hatay'da meydana gelen depremlerin fay düzlemi çözümleri anlatılacaktır. 22.11.1995 depreminin büyüklüğünün fazla olması, çevreye verdiği yıkım miktarının fazla olması ve kaynak sayısının diğer depremlerden fazla olması bu depremi diğer depremlerden ayırır.

4.2. Veri Hazırlama ve Cisim Dalgalarının Ters Çözüm İşlemi

Deprem kayıtlarında gözlenen düzenli örüntüler, deprem kaynağının bazı yalın kuvvet düzenekleriyle tanımlanabileceğini göstermiştir. İlk olarak Nakano (1923) sismogramlardan gözlenen cisim dalgalarının ilk hareketlerinin yönlenme özelliklerinin deprem kaynağı ile ilgili bilgiler içerdiğini belirtmiştir. Daha sonra, Byerly (1928) ve Honda (1957)'nın katkılarıyla P ve S cisim dalgalarının yer değiştirme, hız ve ivme hareketlerini belirleyen bağıntılar geliştirilmiştir. Bu aşamada varılan bazı sonuçlara göre:

1) Bir deprem kaynağından çıkarak yeryüzündeki bir sismogramda algılanan P ve S dalgalarının ilk hareketleri, deprem kaynağındaki kuvvetlerin yönelimi ile ilişkilidir.
2) Yeryüzündeki algılanan P, SH ve SV dalgalarının genlik oranlarının, kaynak mekanizması ile yakın ilgileri vardır.

Deprem parametrelerinin belirlenmesi için P ve S dalgalarının ilk hareket yönleri kullanılmaktadır. Yapay sismogram hesaplamasındaki gelişmeler ve bunların gözlemsel (gerçek) dalga şekileri ile karşılaştırılması, deprem kaynak mekanizmasının incelenmesinde oldukça önemli bir yer almıştır. Çözüm için Δ= 30°-90° aralığında kalan istasyonlarda kaydedilen deprem dalgaları ile yapay olarak

üretilen deprem dalgalarının şekil ve genlikleri karşılaştırılmıştır. Gözlemsel veriler ile sentetik veriler arasındaki en iyi uyumu sağlayan parametreler bulununcaya kadar ters çözüm işlemine devam edilerek sonuç bulunmaktadır. Telesismik uzaklıklarda birbirlerinden rahatlıkla ayrılabilen ve bu nedenle bağımsız olarak analiz edilebilen manto içinde seyahat eden P ve SH fazları için Green fonksiyonu şöyledir (4.1) (Langston ve Helmberger, 1975; Nàbělek, 1984).

$$g(t) = C^{R}(t) * M(t) * g^{S}(t) \qquad (4.1)$$

Burada $g^{S}(t)$, kaynak bölgesindeki kabuk etkisini, $C^{R}(t)$, alıcı altındaki kabuk etkisini, M(t) ise manto tepkisini göstermektedir. Manto tepkisi (4.2),

$$M(t) = G * A(t,t^{*}) * \delta(t-t_{m}) \qquad (4.2)$$

ifadesiyle belirtilir. 30°-90° aralığındaki M(t) manto tepkisi, G, $A(t,t^{*})$ ve $\delta(t-t_{m})$ sırasıyla, geometrik yayılma, anelastik atenüasyon ve manto içindeki seyahat zamanını göstermektedir. Kabuk ve üst manto içinde (normalle 15° - 35° açı yaparak) hızla yayılan cisim dalgaları kaynak alıcı altındaki düşey yapılardan etkilenir. Mantonun derinliklerinde çoğunlukla yanal harekete sahip olana cisim dalgaları, bu derinliklerde mantonun homojen olmasından dolayı dispersiyona uğramazlar (Burdich ve Helmberger, 1978). Direk dalgalarda olduğu gibi pP, sP, sS ve pS fazlarıda kaynak hakkında bilgi taşır. Ters çözümde kullanılacak istasyonlar, dalga fazları ve odak küresi üzerindeki dağılımları dikkate alınarak ağırlıklandırılmalıdır. Aksi taktirde, ortalama genlikleri P dalgalarının 2-5 katı olan SH dalgaları etkin hale geçerek çözümde ağırlık kazanırlar (McCaffrey ve Abers, 1988).

4.2.1. Kaynak Zaman Fonksiyonu ve Odak Derinliği

Kaynak zaman fonksiyonu, kaynak parametrelerinin en önemlisinden biridir ve odaktaki kırılmanın zaman içindeki davranışını gösterir. Kaynak zaman fonksiyonu, kaynak bölgesindeki homojenlik durumuna göre basit veya karmaşık olabilmektedir.

Depremin faylanma oluşumunu simgeleyen kaynak zaman fonksiyonunun depremden depreme değiştiği görülmektedir. Kaynak zaman fonksiyonları depremlerin bir tür kimlikleridir. Fay üzerindeki kırılmanın zaman içindeki gelişim

farklılıkları kaynak zaman fonksiyonunun zaman ve frekans ortamındaki davranışını belirlemektedir (Taymaz, 1992).

Kaynak zaman fonksiyonu Ω(t) (4.3), üst üste bindirilmiş ikizkenar üçgen fonksiyonu olan $B_{\Delta T}$'nin serisidir.

$$\Omega(t) = \sum_{k=1}^{N_{\Delta\tau}} \omega_k B_{\Delta T}(t - \tau_k) \qquad (4.3)$$

t= zaman,
k= kaynak zaman fonksiyonu elementi,
N=kaynak zaman fonksiyonu element sayısı,
τ_k= zaman fonksiyonu elementinin zaman kayması,
ω_k= kaynak zaman fonksiyonu elementinin genliği.

şeklinde tanımlanır. Üçgenlerin genlikleri (ω_k) ters çözümle hesaplanmasına karşın, element sayısının (N) ve duraylılık süresinin ($\Delta\tau$) belirlenmesi gerekir. Bu iki parametrenin öncelikle belirlenmesi kaynak zaman fonksiyonunun doğru bir şekilde oluşturulmasını sağlar.

Odak derinliği dalganın geliş süresini kontrol eden bir parametredir. Gerçek dalga şekillerinin ve genliklerinin yapay dalga üretilerek modellenmesi gerekir. Sığ ve orta büyüklükteki depremlerde (h≤ 60 km, M_S= 6.5-7.0) pP, sS gibi derinlik fazları kolayca ayırt edilemezler. Bu durumda ters çözüm genliğe göre değil dalga şekline göre yapılır. Ayrıca, düğüm düzlemlerine yakın olan istasyonlar, odak parametrelerindeki küçük değişimlere duyarlıdırlar (Nàbělek, 1984; Huang ve diğ., 1986).

Bir depremin faylanma yüzeyi homojen ve kaynak zaman fonksiyonu tek bir kırılma şeklinde ise olay "*Basit Deprem*" olarak tanımlanmaktadır. Faylanma yüzeyi heterojen ve kaynak zaman fonksiyonu birden fazla kırılma içeren depremler ise "*Karmaşık Deprem*" olarak adlandırılır. Basit depremlerin kaynak zaman fonksiyonları, karmaşık depremlerin kaynak zaman fonksiyonlarına oranla daha kısadır. Karmaşık olayların genellikle doğrultu atımlı faylar ile basit olayların ise normal faylar ve ters faylarla ilişkili olduğu gözlenmiştir (Taymaz ve diğ., 1990; Taymaz, 1992).

Sismik enerjinin yüksek olduğu depremlerde M_S ve m_b büyüklükleri arasındaki fark büyüktür. Bu iki büyüklük arasındaki fark, kaynak fonksiyonunun basit veya karmaşık olmasını tespit etmek için kullanılabilmeltedir (Prozorov ve Hudson, 1974). Sismik enerji, büyük depremlerde birbirini takip eden tekrarlı şoklara bağlı olarak kaynağın karmaşık olması ile ilişkilidir. Sismik moment ise, deprem sonucunda ortaya çıkan deformasyonla ilişkilidir (Kikuchi ve Fukao, 1988). Karmaşık kırılmaların oluştuğu bölgelerin mukavemeti yüksektir. Bu yüzden bu bölgelerde güçlü depremlerin oluşabilmesi için yüksek gerilim birikiminin ve dolayısıyla deprem sonrasında yüksek enerji boşalımının olması gerekir (Taymaz, 1990;1992).

Kullanılan algoritmanın temel özellikleri şöyle özetlenebilir (Taymaz, 1990)

1. Odak derinliğinin ters çözümü,
2. Kaynak zaman fonksiyonunun parametrelendirilmesi,
3. Kaynak mekanizmasının ve sismik momentin bulunması.

Bu çalışmadaki ters çözüm işlemi için McCaffrey, Abers ve Zwick (1997)'in uyarladıkları bir algoritma olan MT5 ile yapılmıştır. MT5, telesismik dalga şekillerinin inversiyonuna dayalı olarak depremin ikili kuvvet çifti (double-couple) fay düzlemi çözümleri ve moment tensör çözümlerini sağlayan bir bilgisayar programıdır. Ters çözüm işleminde hem uzun periyotlu (LP) hem de geniş band (BB) dalga şekilleri kullanılmıştır. Veriler SEED formatında IRIS'den alınarak SAC (*Seismic Analyses Code*) programıyla işlenerek MT5 da kullanılabilir hale dönüştürülmüştür.

4.3. Fay Düzlemi Çözümleri

3 Ağustos 1993, 22 Kasım 1995 ve 22 Ocak 1997 depremleri Akaba Körfezi, Ölü Deniz fay zonu civarında olmuştur ve bölgenin sismotektonik özelliklerinin belirlenmesi açısından önemlidir (Tablo 4.1). 3 Ağustos 1993 depremi Akaba Körfezi'nde olmuştur ve episantırı 28.75°K ve 34.64°D olarak bulunmuştur (ISC). Depremden iki gün önce Khartoum'da (Sudan) bir sarsıntı hissedilmiş ve şehrin kuzeydoğusunun yaklaşık 300 mil civarında 3 kişinin öldüğü, 10-20 kişinin yaralandığı ve birkaç binanın hasar aldığı rapor edilmiştir (UN Department of Humanitarian Affairs-DHA). Yine depremden birkaç gün önce Omdurman'da (Sudan) bazı volkanik aktiviteler rapor edilmiştir.

Moment büyüklüğü 7.2 olan 22 Kasım 1995 depremi ise yine 3 Ağustos 1993 depremi gibi Akaba Körfezi sularında kuvvetli bir sarsıntı ile olmuştur. Sudan'dan Lübnan'a kadar hissedilmiştir. Depremin episantırı Mısır'ın şehirlerinden olan Dahab ve Nuweiba arasında 28.75°K ve 34.66°D olarak bulunmuştur (ISC). Ana şoktan sonra yüzlerce artçı sarsıntı meydana gelmiştir, bunların en büyüğü 23 Kasım 1995, 8:07 pm yerel zamanı ile 5.4 yerel magnitüdüne sahiptir. 22 Kasım 1995 depremi en çok Lübnan ve Suriye'nin kuzeyi ve Sudan'ın güneyinin kuzey sınırı ve Körfez sınırı boyunca birçok şehirde hissedilmiştir. Bu şehirler Mısır'da Dahab ve Nuweiba, İsrail'de Elat, Ürdün'de Akaba ve Suudi Arabistan'da Haql'dır. En yüksek şiddet Nuweiba ve Haql şehirlerinde VIII olarak tespit edilmiştir. Deprem episantırı civarında en az 5 kişinin öldüğü ve 38 kişinin yaralandığı rapor edilmiştir (EERI-Special Earthquake Report - May 1996). Ürdün ve Akaba'da tsunami gözlenmiştir. Bu bölgede meydana gelmiş büyük depremler arasında 29 Eylül 1918 (M_S=6.5), 11 Temmuz 1927 (M_S=6.5) ve 16 Mart 1956 (M_S=6.0) depremleri sayılabilir.

Moment büyüklüğü 5.7 olan 22 Ocak 1997 depremi Ölü Deniz Fay zonunun kuzeybatısında kalan Harbiye fay zonunda meydana gelmiş ve episantırı 36.27°K ve 35.90°D (ISC) olarak tespit edilmiştir. Diğer depremlere göre oldukça küçük yüzey dalgası, moment ve cisim dalgası büyüklüğüne sahip bu depremin çevreye verdiği hasar konusunda fazla bir bilgi yoktur, daha önce bu deprem ile ilgili olarak Ergin (1999)'un bir doktora tez çalışması olmuştur. İlerleyen bölümlerde bu çalışma ile ilgili bilgiler verilmiştir. Bu depremi diğerlerinden ayıran diğer bir özellik episantırının Türkiye sınırları içinde olmasıdır.

Tablo 4.1 3 Ağustos 1993, 22 Kasım 1995 ve 22 Ocak 1997 depremlerinin parametreleri.

Tarih (gün.ay.yıl)	**t_0 (sa:dak:san)**	**Enlem (°K)**	**Boylam (°D)**	**h (km)**	**Katalog**
03.08.1993	12:43:04.80	28.75	34.64	–	ISC
22.11.1995	04:15:11.60	28.75	34.66	12	ISC
22.01.1997	17:57:22.10	36.27	35.90	20	ISC

Ölü Deniz ve Kızıldeniz civarında meydana gelmiş $M_W \geq 5.0$ olan bazı depremlerin HARVARD-CMT tarafından yapılan çözümleri Tablo 4.2'de ve harita üzerindeki konumları Şekil 4.1'de verilmiştir. Tablo 4.2'de aynı zamanda ters çözümü yapılan 3 Ağustos 1993, 22 Kasım 1995 ve 22 Ocak 1997 depremleri için HARVARD-CMT çözümlerinden alınan moment, cisim dalgası ve yüzey dalgası büyüklüğü ile sismik momentler ve 1. ve 2. düzlemlere ait değerler sırasıyla doğrultu/dalım/kayma değerleride özetlenmiştir.

3 Ağustos 1993 ve 22 Kasım 1995 depremleri daha önce Pınar ve Türkelli (1997) ve Abdel Fattah ve diğ. (1997) tarafından ve 22 Kasım 1995 depremi Shamir (1996) ve Hofstetter ve diğ. (2000) tarafından çalışılmıştır. Ayrıca üç depreminde HARVARD-CMT tarafından hızlı çözümleri yapılmıştır. 3 Ağustos 1993 depremi için yapılan önceki çalışmalar Şekil 4.5'de, 22 Kasım 1995 depremi için yapılan önceki çalışmalar Şekil 4.9'de gösterilmektedir. 22 Ocak 1997 depreminin HARVARD-CMT çözümü Şekil 4.13'de gösterilmiştir.

Tablo 4.2. Ölü Deniz ve Kızıldeniz çevresinde meydana gelmiş $M_W \geq 5.0$ olan bazı depremlerin HARVARD-CMT çözümleri.

Tarih (gün.ay.yıl)	**t_0 (sa:dak:sn)**	**Enlem**	**Boylam**	**M_W**	**m_b**	**M_S**	**h (km)**	**M_0 (Nm)**	**1.Düzlem (°)**	**2.Düzlem (°)**
22.04.1979	13:01:55.6	30.54	35.59	5.1	5.1	4.3	15	$5.89x10^{16}$	197/40/-4	291/87/-190
24.08.1984	06:02:24.9	32.38	34.81	5.3	5.0	4.1	28	$1.04x10^{17}$	134/56/0	44/90/146
12.10.1992	13:09:59.2	29.74	30.63	5.8	5.9	5.2	22	$5.55x10^{17}$	136/42/-75	297/49/-103
03.08.1993	12:43:14.5	28.62	34.40	6.1	6.0	5.7	15	$1.76x10^{18}$	139/36/-122	357/60/-69
03.08.1993	16:33:23.6	28.36	34.08	5.7	5.7	5.1	15	$4.65x10^{17}$	142/13/-123	356/79/-83
20.11.1994	14:31:04.4	35.36	39.07	5.3	5.1	4.9	15	$1.24x10^{17}$	141/57/176	233/87/33
22.11.1995	04:15:26.2	29.07	34.73	7.2	6.2	7.3	18.4	$7.21x10^{19}$	196/59/-15	294/77/-149
22.11.1995	22:16:57.2	28.32	34.21	5.3	5.0	4.4	15	$1.19x10^{17}$	202/67/-3	294/87/-157
23.11.1995	18:07:26.5	29.31	34.48	5.7	5.3	5.2	15	$3.85x10^{17}$	199/77/7	108/83/166
22.01.1997	17:57:24.4	36.01	35.77	5.7	5.4	5.4	15	$4.32x10^{17}$	243/39/-15	345/81/-128

Şekil 4.1. Ölü Deniz ve Kızıldeniz çevresinde meydana gelmiş $M_W \geq 5.0$ olan depremlerin HARVARD-CMT fay düzlemi çözümleri.

4.3.1. Kabuk ve Hız Modelleri

Depremlerin bulunduğu bölgeye ait iki adet kabuk ve hız modeli bulunmuştur. Bunlardan ilki Ben-Menahem ve diğ. (1976) (Model 1) ve diğeri Shamir (1996) (Model 2)'den alınan Pınar ve Türkelli (1997)'nin kullandığı modeldir. Her iki kabuk modelide sismik kırılma verilerinden yola çıkılarak bulunmuş ve kabuğun genel olarak üç katmandan meydana geldiği belirlenmiştir.

Katman	**Kalınlık (km)**	**V_P (km/sn)**	**Vs (km/sn)**
1. katman	2.6	3.42	2.08
2. katman	12	5.71	3.38
3. katman	20	6.1	3.78
$\propto$	--	8.11	4.49

Model 1. Ölü Deniz riftinin merkez ve güneyi için kabuk modeli (Ben-Menahem ve diğ. 1976'dan değiştirilmiştir).

Katman	**Kalınlık (km)**	**V_P (km/sn)**	**Vs (km/sn)**	**ρ (gr/cm^3)**
1. katman	0.0-2.1	3.5	2.0	2.3
2. katman	2.1-12.7	5.7	3.2	2.6
3. katman	12.7-28.2	6.4	3.6	2.8
$\propto$	>28.2	7.9	4.4	3.3

Model 2. 1993 ve 1995 Akaba Körfezi depremlerinin Green fonksiyonunun hesaplanmasında kullanılan kabuk modeli (Shamir, 1996'dan alınmıştır).

modelde üst kısımda 2.6 km kalınlığında sismik dalga hızları V_P= 3.42 km/sn ve V_S= 2.08 km/sn olan sedimanter katman; onun altında dalga hızları V_P= 5.71 km/sn ve V_S= 3.38 km/sn olan ve 12 km kalınlığa sahip granitten oluşan katman; en altta ise V_P= 6.1 km/sn ve V_S= 3.78 km/sn hızlara sahip bazaltik katman bulunmaktadır (Ben-Menahem ve diğ., 1976) (Model 1).

Ters çözüm için kullanılan MT5 algoritması yer yapısı olarak ya yarı sonsuz tek tabakalı bir ortam ya da iki tabakalı bir ortamı kabul etmektedir. Bu nedenle fay düzlemi çözümlerinde kullanılan kabuk yapısı yukarıda bahsedilen modellerden

tabaka anlamında farklı olacaktır. Programın kabuk yapısı ile ilgili getirdiği bir diğer sınırlama ise deprem odağının yarı sonsuz ortam içinde olması gerektiğidir. Tablo 4.3'de depremlerin ters çözüm işleminde kullanılan kabuk modelleri verilmiştir. Bu modeller dışında değişik kabuk modelleri denenmiş ve en iyi çözümün Tablo 4.3'de verilen değerlerle sağlandığı görülmüştür. Ters çözüm için karar verilen kabuk modelindeki hız değerleri, Shamir (1996) çalışmasındaki kabuk modelindeki hız değerlerine çok yakındır.

Tablo 4.3. 3 Ağustos 1993, 22 Kasım 1995 ve 22 Ocak 1997 depremleri için ters çözümde kullanılan kabuk modelleri.

Tarih	**V_p (km/sn)**	**V_s (km/sn)**	**Yoğunluk (gr/cm^3)**	**Kalınlık (km)**
03.08.1993	6.5	3.7	2.8	yarı-sonsuz
22.11.1995	6.5	3.7	2.8	yarı-sonsuz
22.01.1997	6.5	3.7	2.8	yarı-sonsuz

4.3.2. 3 Ağustos 1993 Akaba Körfezi Depremi Fay Düzlemi Çözümü (t_0= 12:43:04.80, M_W= 6.1)

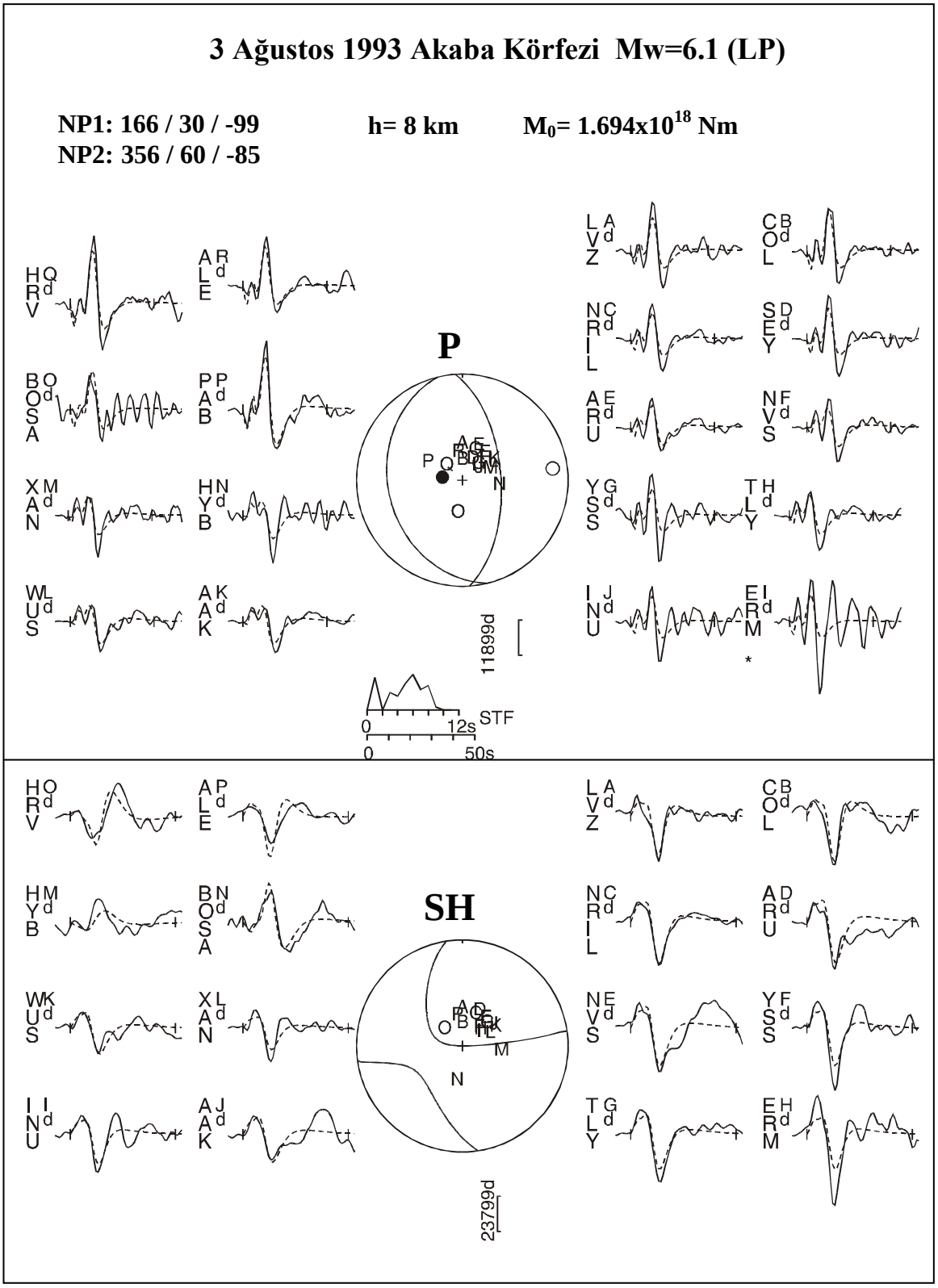
Akaba Körfezi içinde meydana gelen 3 Ağustos 1993 depreminin en küçük hatalı fay düzlemi çözümü Şekil 4.2'de verilmiştir. 1. Düğüm düzleminin doğrultusu 166°, dalımı 30° ve kayma açısı -99° olarak bulunmuştur. Odak derinliği yaklaşık 8 km, sismik momenti 1.694×10^{18} Nm'dir. Yapılan ters çözüm işlemi sonucunda 3 Ağustos 1993 depreminin doğrultu atım bileşenine sahip normal faylanma gösterdiği görülmüştür.

Kaynak mekanizması çözümünde kullanılan sismogramlar, dalga genlikleri 40° ve büyütmesi 6000 olan bir kayıtçıya göre normalize edilmiştir. Ters çözüm işleminde kullanılan istasyonlara ait parametreler ve Jeffreys-Bullen (1940)'e göre olan teorik geliş zamanları Tablo 4.4'de gösterilmektedir. Şekil 4.2'de başlık altında 1. ve 2. düğüm düzlemlerine ait doğrultu/dalım/kayma açısı değerleri ile ters çözüm sonucunda bulunmuş derinlik ve sismik moment yer almaktadır. Düz çizgiler gözlemsel (gerçek) verileri, kesikli çizgiler yapay (sentetik) dalga şekillerini temsil etmektedir. Dalga şekillerinin solunda istasyon adı büyük düşey harflerle verilirken bunun hemen yanında istasyonun odak küresi üzerindeki yerini gösteren istasyon

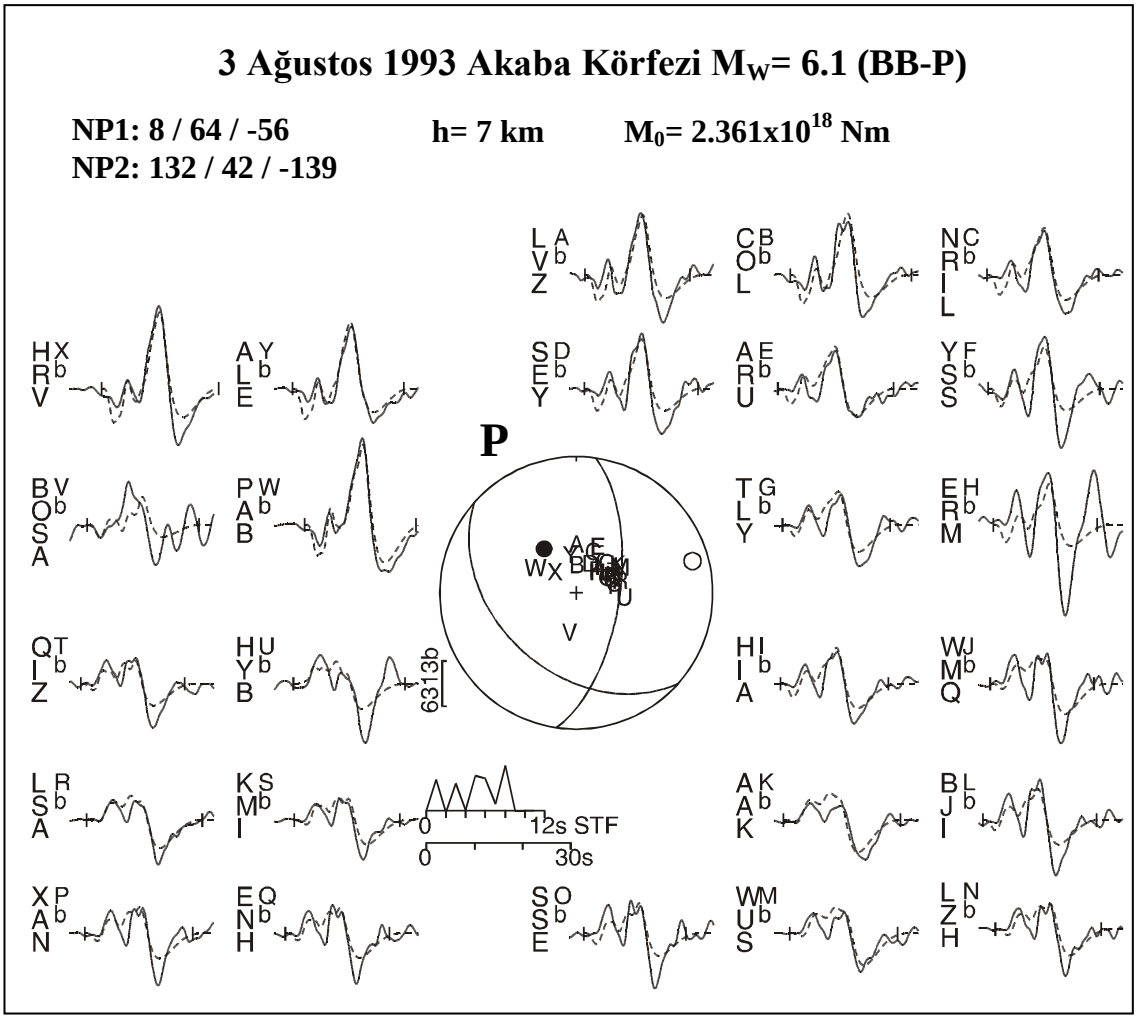
kodu büyük harflerle (A,B,...) ve bunların altında kayıtçının cinsini belirten küçük harf (d: uzun periyod, LP; b: geniş bant, BB) bulunur. P dalgası odak küresi üstte, SH dalgası altta ve kaynak zaman fonksiyonu bu ikisinin arasında yer alır. P dalgası odak küresi üzerindeki siyah nokta P (•: basınç), beyaz nokta T (o: çekme) eksenleridir. Dalga şekilleri için zaman ölçeği kaynak zaman fonksiyonunun hemen altında verilmiştir. Odak küresi üzerindeki istasyonların dağılımına bakıldığında düğüm düzlemi üzerinde veya düzleme yakın olan istasyonların genliklerinin düşük olduğu görülür. Bu istasyonlar HYB, XAN, AAK ve WUS'dur. 3 Ağustos 1993 depreminin geniş bant (BB) bileşenleri ile yapılan en küçük hatalı fay düzlemi çözümü Şekil 4.3'de ve BB bileşenlerine ait gerçek (gözlemsel) ve yapay (sentetik) verilerin kaydı istasyonların azimut dağılımına göre Ek-B'de verilmiştir. Kaynak mekanizması çözümünde kullanılan sismogramlar büyütmesi 3000 olan bir kayıtçıya göre normalize edilmiştir. Bu çözümde toplam 25 istasyon kullanılmıştır ve hepsi P bileşeni içermektedir. Örnekleme aralığının daha düşük olması nedeniyle BB çözümü, odak derinliğinin daha doğru olarak bulunmasında çok önemli bir rol oynar. Bu çalışmada ilk olarak uzun periyod (LP) bileşenleri kullanılarak fay düzlemi çözümü yapılmış ve daha sonra bulunan parametreler BB istasyonlarındadenenmiştir. LP'de bulunan parametreler (derinlik, sismik moment, doğrultu, dalım ve kayma açısı), BB'de yerine konulup ters çözüm işlemi yapılmıştır.

BB ile yapılan fay düzlemi çözümünde 1. düzlemin doğrultusu 8°, dalımı 64° ve kayma açısı -56° bulunmuştur. Odak derinliği 7 km ve sismik moment 2.361×10^{18} Nm olarak tespit edilmiştir. BB istasyonlarla tekrar fay düzlemi çözmü yapılması aslında LP ile bulunan değerlerin bir anlamda sağlaması ve odak derinliğinin hata miktarının tespiti olarak düşünülebilir. LP ile yapılan fay düzlemi çözümünde odak derinliği 8 km ve BB ile yapılan fay düzlemi çözümünde odak derinliği 7 km bulunmuştur ki buna göre odak derinliğinin bulunması sırasında yapılan hata miktarının ± 2 km den az olduğu görünmektedir.

BB ile yapılan fay düzlemi çözümüde 1.düğüm düzlemini seçerken bölgenin tektoniği göz önünde bulundurulmuştur. Ölü Deniz fay zonunun K-G yönlü hareketinden dolayı fay düzlemi seçiminde doğrultusu K-G yönlü olan düğüm düzlemi seçilmiştir.



Şekil 4.2. 3 Ağustos 1993 Akaba Körfezi depreminin en küçük hata ile bulunan fay düzlemi çözümü (LP).



Şekil 4.3. 3 Ağustos 1993 Akaba Körfezi depreminin en küçük hata ile bulunan fay düzlemi çözümü (BB-P).

Yine LP fay düzlemi çözümü ve yapılan parametre testleri anlatılırken bahsedilen bir gözlem burada da geçerlidir. Düğüm düzlemi üzerinde olan veya düğüm düzlemine çok yakın olan istasyonların genliklerinin düşük olması dikkat çekmektedir.Bu istasyonlardan bazıları HYB, QIZ ve KMI sayılabilir. Basınç ve çekme bölgelerinde istasyonların bulunması (ilk hareket yukarı ve aşağı), bölge ile istasyonların ilk hareketlerinin uyumu sağlıklı bir çözümü desteklemektedir.

3 Ağustos 1993 depreminin BB bileşeni için yapılan fay düzlemi sonucunda LP bileşeninde olduğu gibi normal faylanma gösterdiği tespit edilmiştir. BB bileşenlere gerçek (gözlemsel) ve yapay (sentetik) veriler Ek-B'de istasyonların azimut sırasına göre verilmiştir.

Elde edilen LP bileşenine ait fay düzlemi çözümünün duyarlılığının ölçülmesi için kabuk yapısı, derinlik, doğrultu, dalım ve kayma açısı testleri yapılmıştır. Kabuk yapısı testinin yapılmasında kullanılan kabuk modelleri Tablo 4.5'de gösterilmektedir.

Tablo 4.4. 3 Ağustos 1993 depremi için ters çözümde kullanılan istasyon parametreleri ve Jeffreys-Bullen (1940)'e göre teorik geliş zamanları. Δ: Episantır-İstasyon uzaklığı (°), Az: Azimut (°), G.Az.: Geri Azimut (°), i_o: Işının kaynaktan çıkış açısı.

İstasyon Kodu	**Δ (°)**	**Az. (°)**	**G.Az. (°)**	**i_o (°)**	**Teorik Geliş Zamanı**	
					P	**SH**
LVZ	39.30	0.01	180.02	26.72	12:50:33.2	12:56:34.8
COL	86.76	1.04	357.86	15.33	12:55:48.4	13:06:26.3
NRIL	51.03	21.44	245.85	23.85	12:52:06.3	12:59:24.2
SEY	76.31	24.63	306.79	17.79	12:54:53.2	13:04:38.5
ARU	32.57	24.74	221.47	28.17	12:49:35.7	12:54:52.1
NVS	43.52	39.06	253.24	25.79	12:51:08.0	12:57:37.7
YSS	80.79	41.27	302.17	16.82	12:55:18.3	13:05:27.0
TLY	55.31	44.99	273.51	22.87	12:52:38.1	13:00:22.9
ERM	83.70	45.31	303.00	16.07	12:55:33.6	13:05:56.9
INU	83.09	53.54	300.13	16.07	12:55:30.6	13:05:51.0
AAK	34.94	55.64	259.56	27.79	12:49:56.5	12:55:29.1
WUS	38.25	58.81	265.26	26.95	12:50:24.7	12:56:19.6
XAN	62.40	64.42	287.27	21.17	12:53:27.6	13:01:55.5
HYB	41.72	95.72	293.62	26.27	12:50:53.7	12:57:11.8
BOSA	57.60	189.61	9.61	22.37	12:52:54.7	13:00:53.8
PAB	33.84	299.12	96.68	27.98	12:49:47.0	12:55:12.2
HRV	81.98	314.18	58.49	16.58	12:55:24.7	13:05:39.5
ALE	62.71	351.56	79.06	21.17	12:53:29.1	13:01:58.3

Bütün testlerin yapılması sırasında aynı yöntem izlenmiştir. Testi yapılan parametre değişik değerler için değiştirilip sabit tutulmuş ve diğer parametreler serbest bırakılmıştır.

Tablo 4.5. 3 Ağustos 1993 depremi için kabuk yapısı testinde kullanılan kabuk modelleri.

Kabuk Modeli	**V_p (km/sn)**	**V_s (km/sn)**	**Yoğunluk (gr/cm^3)**	**Kalınlık (km)**
A	6.5	3.7	2.8	yarı-sonsuz
B	5.7 6.4	3.2 3.6	2.6 2.8	2 yarı-sonsuz
C	5.7 6.4	3.2 3.6	2.6 2.8	5 yarı-sonsuz
D	5.7 6.4	3.2 3.6	2.6 2.8	7 yarı-sonsuz

Testler için P fazlı sismogramlardan 4 adet, SH'den 3 adet istasyon seçilmiş ve bütün testler için ve bu deprem için aynı istasyonlar kullanılmıştır. İstasyonları seçerken bazılarını düğüm düzlemi üzerinde olmasından dolayı ki bu istasyonların genlikleri düşüktür ve değişimler çok rahat gözlenir, bazılarını ise sentetik veriler ile gerçek verilerin uyumunun iyi olmasından dolayı tercih edilmiştir. 3 deprem içinde bütün testlerdeki düzen aynıdır. En üstte bu çalışmada bulunan ters çözüm sonucu yer almaktadır. Bütün test sonuçlarına ait şekiller Ek D'de verilmiştir. Şekil D.1'de kabuk yapısı testi görülmektedir. 3 Ağustos 1993 depremi için ters çözüm işleminde A ile gösterilen kabuk modeli kullanılmıştır. Bulunan odak derinliği 8 km'dir. B modelinde ise iki tabakalı bir yapı vardır ve derinlik 2 km'ye çekilmiştir. Bunun sonucunda bulunan odak derinliği 9 km'dir, doğrultu/dalım/kayma açısı değerlerinde neredeyse hiç değişim olmamış ve dalga şekillerinde fazla bir değişim gözlenmemiştir. C ve D modellerinde de yine B modelinde bulunan değerlere yaklaşık değerler bulunmuştur. Sismik moment değerleri bütün modeller için $1.494 \times 10^{18} - 1.694 \times 10^{18}$ Nm arasında değişmektedir.

Yapılan fay düzlemi çözümünün odak derinliğinin değişiminden nasıl etkilendiğini görmek için derinlik testi yapılmıştır (Şekil D.2). Derinlik değerleri 2 km, 4 km, 6 km, 10 km, 12 km ve 14 km için sabit tutulup ters çözüm işlemi yapılmış ve bunun dalga şekilleri üzerindeki etkisi incelenmiştir. Bu arada doğrultu/dalım/kayma açısı ve sismik moment serbest bırakılmıştır. Odak derinliğinin değişimi ile kaynak zaman fonksiyonu oldukça değişmekte dolayısıyla altında kalan alan sismik momenti

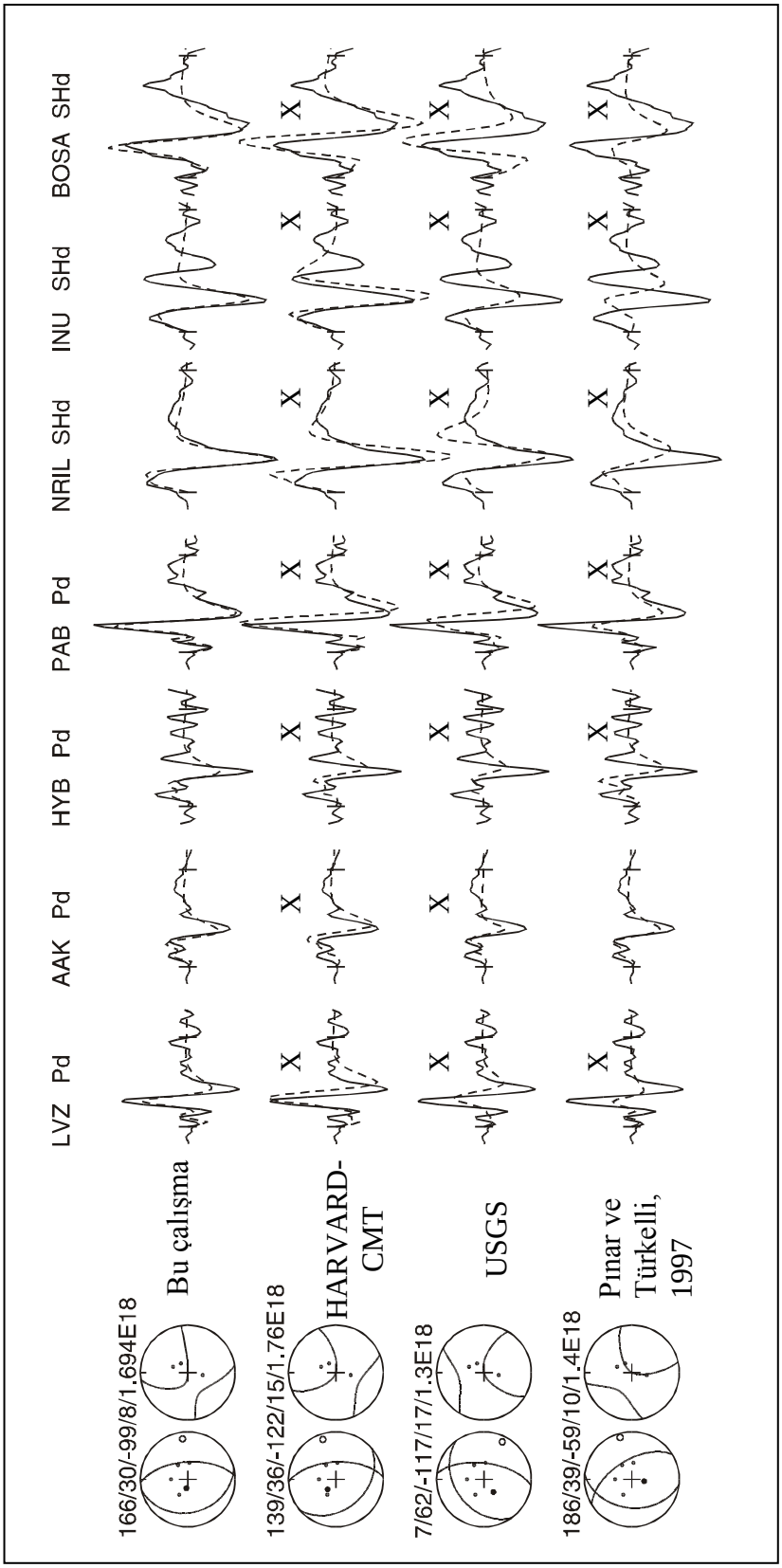
verdiğinden sismik moment değerleride değişmektedir. Testte kullanılan derinlik değeri arttıkça sismik moment azalmaktadır. Odak derinliğinin 2 km, 4 km, 12 km ve 14 km olması durumunda ters çözümde bir duraysızlık göze çarpmıştır. Sismik moment değeri $1.017x10^{18}$ – $4.17x10^{18}$ Nm arasında değişmektedir. Odak derinliğinin 6 km ve 10 km olması durumunda dalga şekilleri asıl çözümdeki dalga şekilleri ile benzerlik göstermektedir. Bu nedenle, derinlik testi sonucunda yapılan hata miktarının ± 2 km civarında olduğu söylenebilir.

Doğrultu açısı testi sonuçları Şekil D.3'de verilmiştir. Burada doğrultu açısı 1. düzlem için 135°, 145°, 155°, 175°, 185° ve 195° değerleri için doğrultu açısı testi yapılmıştır. Şekil D.3'de en üst satırda bu çalışmada bulunan fay düzlemi çözümü ve altında yukarıdaki doğrultu açısı değerlerine ait olan çözümler yer almaktadır. Doğrultu açısının 135°, 145°, 185° ve 195° olması durumunda dalga şekillerinde bozulmalar görünmektedir. Buna göre doğrultu açısının hesaplanması sırasında yapılan hata miktarının -5°/+10° olduğunu söylemek gerekir.

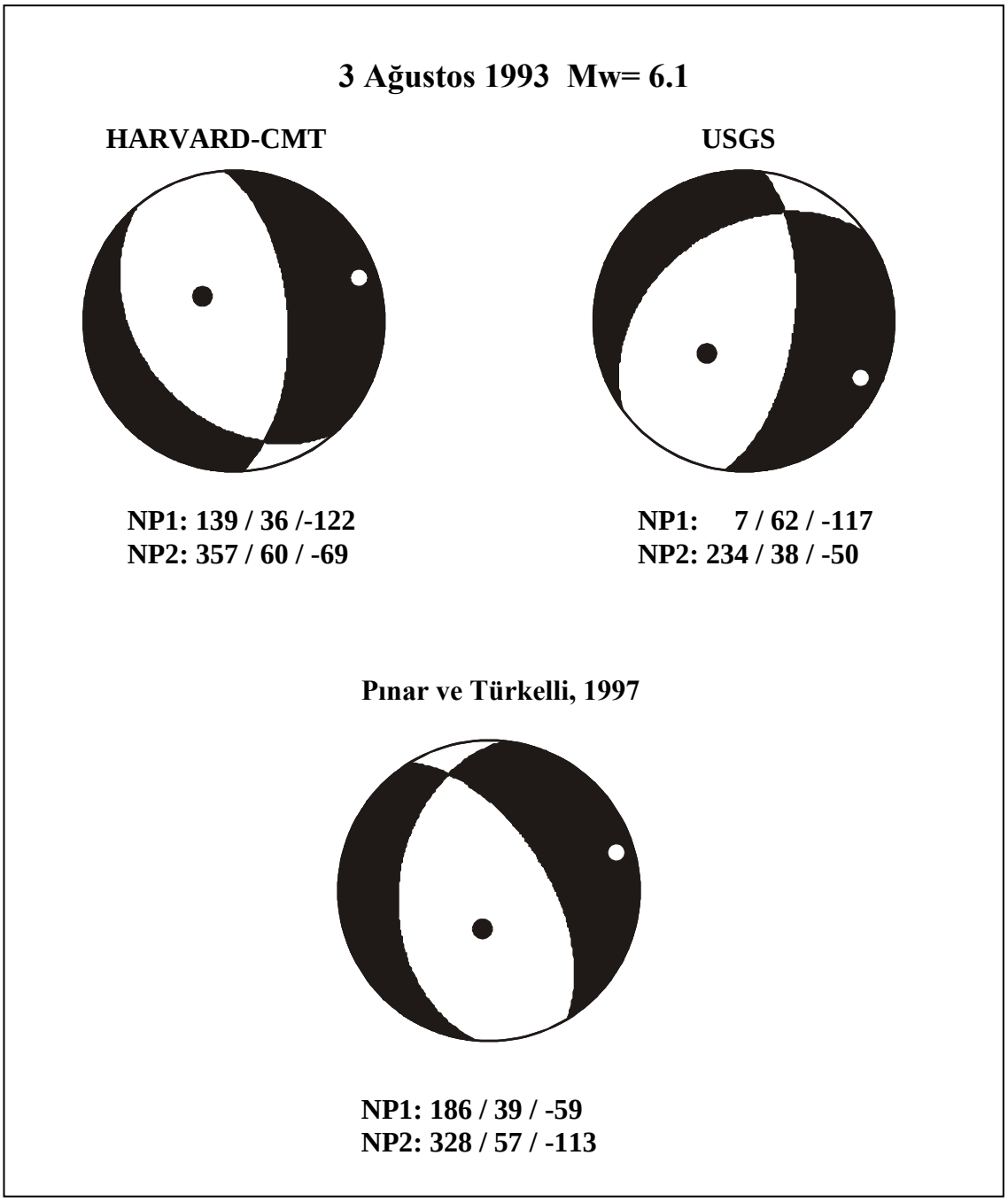
Dalım açısı testi sonuçları Şekil D.4'de verilmiştir. Dalım açısı değerleri 1. düzlem için 15°,20°, 25°, 35°, 40° ve 45° için sabir tutulmuş ve ters çözüm yapılmıştır. Dalım açısının 15° ve 20° olması halinde düğüm düzlemi üzerinde olan P fazlı AAK ve HYB istasyonlarında dalga şekilleri oldukça bozulmuştur. Buna göre dalım açısının hesaplanması sırasında yapılan hata miktarının ± 5° olduğunu söyleyebiliriz.

Kayma açısı testinde 1 düzleme ait kayma açısı değerleri -70°, -80°, -90°, -110°, -120° ve -130° için sabit tutulmuş ve ters çözüm yapılmıştır (Şekil D.5). Kayma açısı testinde -90° ile –110° değerlerinde dalga şekillerindeki uyum asıl çözümle benzeşmektedir. Buna göre bu test sırasında yapılan hata miktarı ±10°'den daha az olduğu söylenebilir.

Fay düzlemi çözümünden elde edilen çözüm ile HARVARD-CMT, USGS ve Pınar ve Türkelli (1997) sonuçları karşılaştırılmış ve Şekil 4.4'de gösterilmiştir. Kullanılan istasyonlar parametre testlerindeki istasyonlarla aynıdır. Yapılan karşılaştırma sonucunda HARVARD-CMT'nin bulduğu çözüm ile bu çalışmada bulunan fay düzlemi çözümünün birbirine çok benzediği görülmektedir.



Şekil 4.4. 3 Ağustos 1993 Akaba Körfezi depreminin en küçük hatalı çözümü ve HARVARD-CMT, USGS, Pınar ve Türkelli (1997) tarafından bulunan parametrelerin dalga şekillerine etkisi.



Şekil 4.5. 3 Ağustos 1993 Akaba Körfezi depreminin önceki çalışmalarda bulunmuş olan fay düzlemi çözümleri. Odak kürelerinin üstünde çözümün kimin tarafından yapıldığını, altındaki parametreler ise 1. ve 2. düğüm düzlemlerine ait doğrultu/dalım/kayma açısı değerlerini göstermektedir.

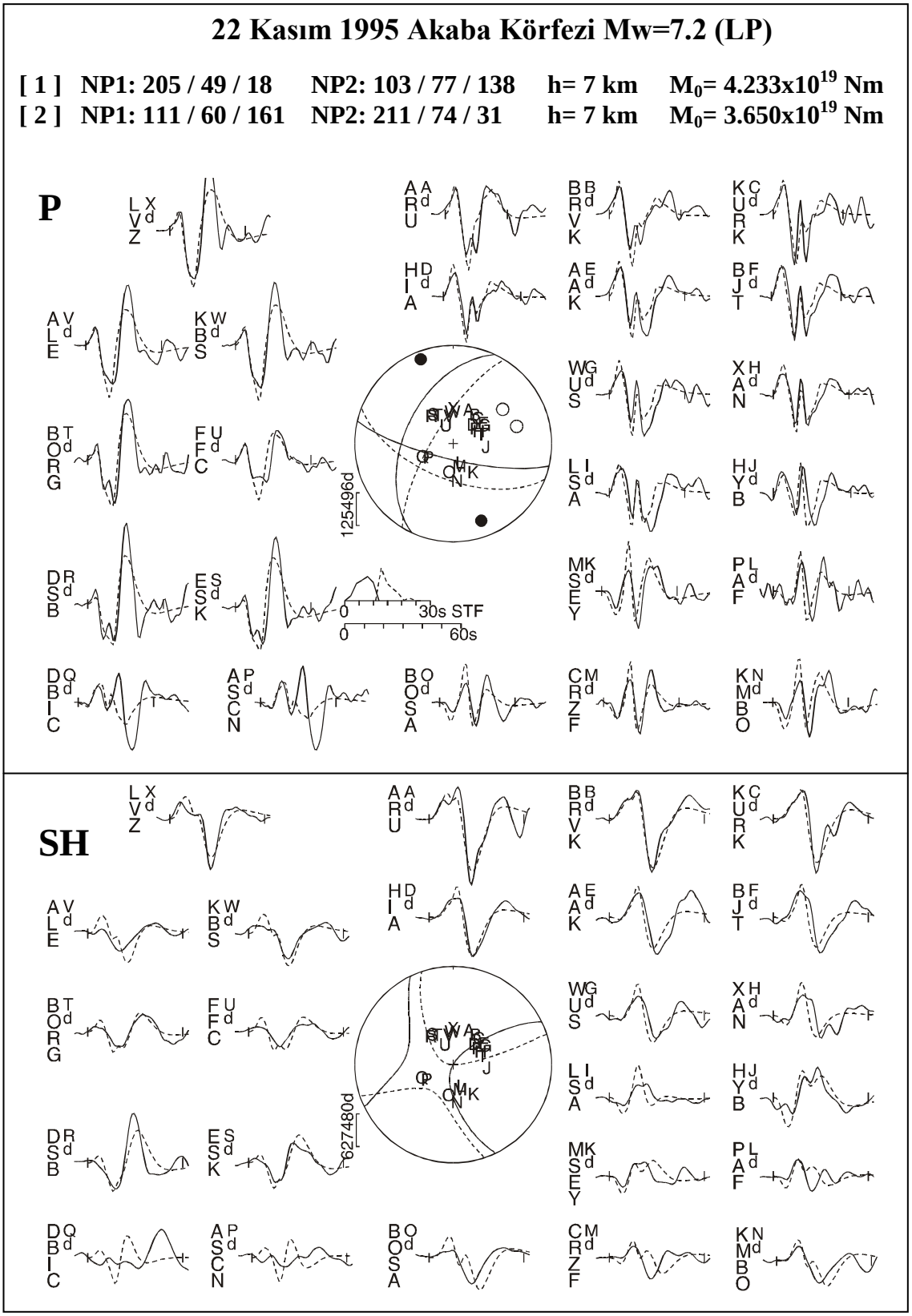
USGS tarafından yapılan çözümde dalga şekillerinin uyumsuz olduğu görülmekte, Pınar ve Türkelli (1997) tarafından yapılan çözümde doğrultu ve dalım açısı değerlerinin yakın olduğu ancak dalga şekillerinin pek uyumlu olmadığı görülmektedir. Bu uyumsuzluğun nedenleri Pınar ve Türkelli (1997)'nin, 3 Ağustos 1993 depreminin fay düzlemi çözümünde kullanılan veri sayısının yani istasyon sayısının az olması ki toplam 16 istasyon kullanılmıştır, bunların 11 tanesi P, 5 tanesi SH fazlıdır, genliklerin normalize edilmesi ve azimutal dağılımları sayılabilir. Şekil 4.5'te ise HARVARD-CMT, USGS ve Pınar ve Türkelli (1997) çalışmalarına ait fay düzlemi çözümleri özetlenmiştir.

4.3.3. 22 Kasım 1995 Akaba Körfezi Depremi Fay Düzlemi Çözümü (t_0= 04:15:11.60, M_W= 7.2)

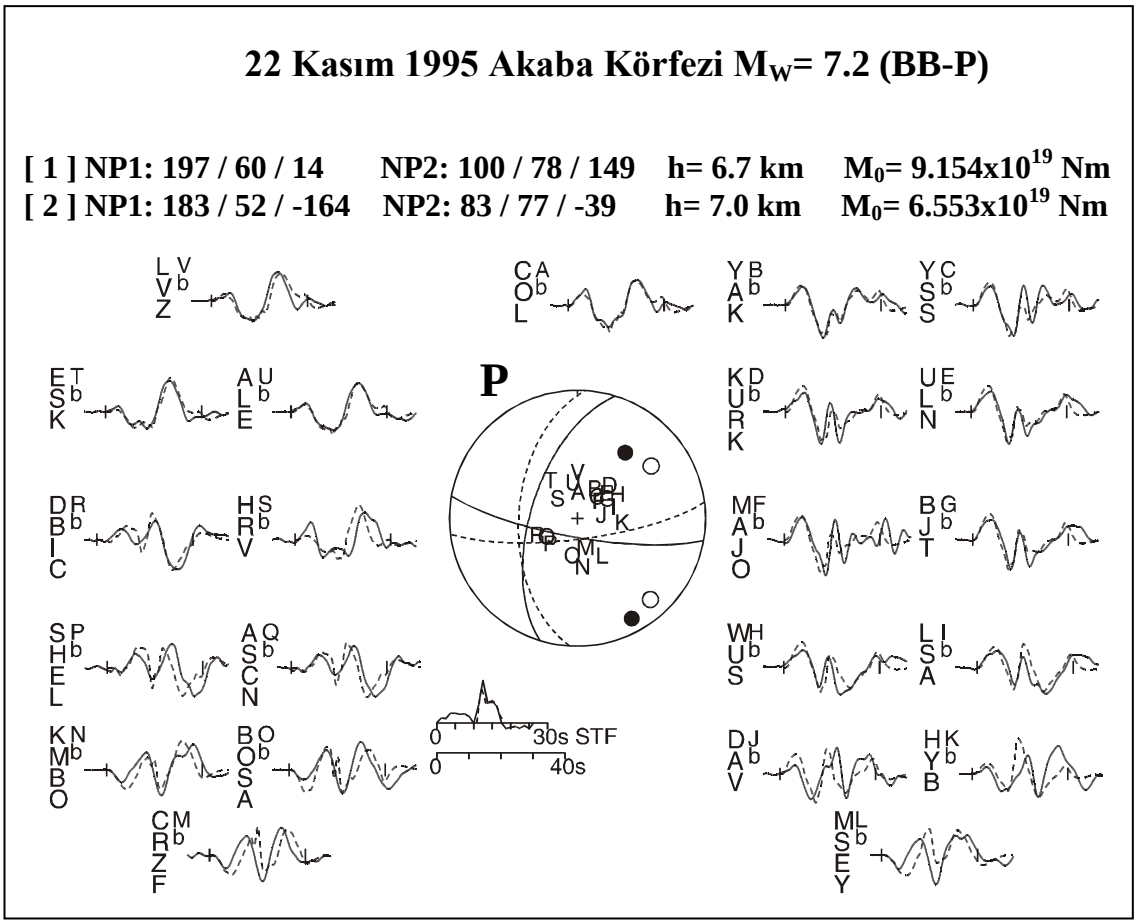
22 Kasım 1995 depremide aynı 3 Ağustos 1993 depremi gibi Akaba Körfezi içinde meydana gelmiştir. ISC tarafından tespit edilen enlem, boylam değerlerine göre bu iki depremin enlem ve boylamları oldukça yakındır. Bu depremi diğerlerinden ayıran özellikleri, büyüklüğünün diğerlerinden fazla olması ve iki kaynaklı olması yani çift kırılmaya sahip olmasıdır. Odak küresi üzerinde 1.kaynağın, 1 düğüm düzleminin doğrultusu 205°, dalımı 49° ve kayma açısı 18°'dir. Odak derinliği yaklaşık 7 km ve sismik momenti 4.233×10^{19} Nm ve 2. kaynağın, 1.düğüm düzleminin doğrultusu 111°, dalımı 60° ve kayma açısı 161°'dir. Odak derinliği 7 km ve sismik momenti 3.65×10^{19} Nm'dir.

Depremin büyüklüğünün fazla olmasından dolayı dalga şekilleri oldukça düzgündür. Yapılan ters çözüm işlemi sonucunda 22 Kasım 1995 depreminin normal faylanma bileşenine sahip sol yönlü doğrultu atımlı faylanma gösterdiği tespit edilmiştir. Ters çözüm işlemi sonucunda bulunan en düşük hatalı fay düzlemi çözümü Şekil 4.6'da gösterilmektedir.

22 Kasım 1995 depreminin geniş bant (BB) bileşenleri ile yapılmış fay düzlemi çözümü Şekil 4.7'de ve BB bileşenlerine ait gerçek (gözlemsel) ve yapay (sentetik) verilerin kaydı istasyonların azimut dağılımına göre Ek-B'de verilmiştir. Bu çözümde toplam 22 istasyon kullanılmıştır ve istasyonların hepsi P fazlıdır.



Şekil 4.6. 22 Kasım 1995 Akaba Körfezi depreminin en küçük hata ile bulunan fay düzlemi çözümü (LP).



Şekil 4.7. 22 Kasım 1995 Akaba Körfezi depreminin en küçük hata ile bulunan fay düzlemi çözümü (BB-P).

LP bileşenleri ile yapılan fay düzlemi çözümü sonucunda bulunan parametreler MT5 programında önceden hazırlanan PRM dosyasında yerine konmuş ve ters çözüm yapılmıştır. Bunun sonucunda BB ile yapılan fay düzlemi çözümünde 1. kaynak için 7. düğüm düzlemine ait doğrultu 197°, dalım 60° ve kayma açısı 14° olarak bulunmuştur. Odak derinliği 6.7 km ve sismik moment 9.154x10^{19} Nm olarak tespit edilmiştir. 2. kaynak için 1.düğüm düzlemine ait doğrultu 183°, dalım 52° ve kayma açısı 196°'dir. Odak derinliği 7 km ve sismik moment 6.553x10^{19} Nm olarak tespit edilmiştir. LP bileşeni kullanılarak yapılan fay düzlemi çözümünde bulunan odak derinliği 1. kaynak için 7.1 km ve 2. kaynak için 7 km idi. Buna göre BB bileşeni kullanılarak yapılan fay düzlemi çözümündeki odak derinliği değerlerine oldukça yakındır ve fay düzlemi çözümde yapılan hata miktarı ± 2 km'den düşüktür. Tablo 4.2'de verdiğimiz değerlerle aynıdır. Buradada ilk hareket yönleri yukarı ve aşağı olan istasyonların odak küresi üzerinde hareket yönlerine göre basınç ve çekme bölgelerinde olması çözümün oldukça sağlıklı olduğunu gösterir. Depremin büyüklüğünün fazla olması veri kalitesini olumlu yönde etkilemiştir.

Elde edilen fay düzlemi çözümünün duyarlılığının ölçülmesi için kabuk testi yapılmıştır. Kullanılan modeller Tablo 4.6'da gösterilmektedir.

Tablo 4.6. 22 Kasım 1995 depremi için kabuk yapısı testinde kullanılan kabuk modelleri.

Kabuk Modeli	**V_p (km/sn)**	**V_s (km/sn)**	**Yoğunluk (gr/cm^3)**	**Kalınlık (km)**
A	6.5	3.7	2.8	yarı-sonsuz
B	5.7 6.4	3.2 3.6	2.6 2.8	2 yarı-sonsuz
C	5.7 6.4	3.2 3.6	2.6 2.8	5 yarı-sonsuz

22 Kasım 1995 depremi için A ile gösterilen kabuk modeli ile ters çözüm yapılmıştır. Burada D modelinin kullanılmamasının nedeni deprem odağının yarı-sonsuz ortam içinde olması sınırlamasının MT5 programı tarafından getirilmesidir. B ve C modelleri için S dalga şekillerinde bozulma görülür. Sismik moment değeri $3.205x10^{19}$ – $3.218x10^{19}$ Nm arasında değişmekte, odak derinliği ise değişmemektedir (Şekil D.6). Ters çözüm işleminde kullanılan istasyonlara ait parametreler ve Jeffreys – Bullen (1940)'e göre teorik geliş zamanları Tablo 4.7'de gösterilmektedir.

Yapılan derinlik testinde 3 km, 5 km, 9 km, 11 km, 13 km ve 15 km değerleri kulllanılmıştır (Şekil D.7). 3 km, 5 km, 13 km ve 15 km için dalga şekillerinin bozulduğu gözlenmiştir. Bu değişim düğüm düzlemi üzerinde olan SH dalga fazında olan KMBO istasyonunda çok net görülmektedir. P dalga fazındaki istasyonlarda çok fazla bir degişiklik gözlenmemektedir. Derinlik testi sonucunda, ters çözüm işleminde yapılan hata miktarının ± 2 km olduğu söylenebilir.

Doğrultu açısı testinde 1. kaynağın yani asıl düğüm düzleminin doğrultu değerleri 175°, 185°, 195°, 215° ve 225° için sabit tutulup derinlik hariç diğer parametreler serbest bırakılarak ters çözüm yapılmıştır (Şekil D.8). Burada derinliğin sabitlenmesinin nedeni çift kaynaklı ve oldukça karmaşık olan bu depremin iki kaynağın derinliğini aynı anda çözememesidir. 195° ve 215° değerleri için üretilen yapay dalga şekilleri ana çözümde bulunan değerler benzerlik gösterir. Bu nedenle

Tablo 4.7. 22 Kasım 1995 depremi için ters çözümde kullanılan istasyon parametreleri ve Jeffreys-Bullen (1940)'e göre teorik geliş zamanları. Δ: Episantır-İstasyon uzaklığı (°), Az: Azimut (°), G.Az.: Geri Azimut (°),i_o: Işının kaynaktan çıkış açısı.

İstasyon Kodu	Δ (°)	Az (°)	G.Az (°)	i_o (°)	Teorik Geliş Zamanı	
					P	SH
ARU	32.35	24.73	221.37	28.17	04:21:40.4	04:26:55.4
BRVK	35.55	37.05	241.17	27.59	04:22:08.3	04:27:45.1
KURK	39.41	43.89	253.15	26.73	04:22:40.9	04:28:43.6
HIA	65.61	45.76	286.30	20.47	04:25:55.2	04:34:41.7
AAK	34.73	55.82	259.68	27.79	04:22:01.3	04:27:32.5
BJT	65.91	56.27	288.11	20.47	04:25:57.2	04:34:45.5
WUS	38.04	58.99	265.39	26.95	04:22:29.5	04:28:23.1
XAN	62.19	64.55	287.39	21.18	04:25:32.9	04:33:59.7
LSA	48.74	74.46	283.65	24.59	04:23:56.1	04:31:00.0
HYB	41.60	96.01	293.91	26.28	04:22:59.3	04:29:16.8
MSEY	38.78	145.80	330.34	26.95	04:22:36.0	04:28:34.7
PAF	83.97	157.60	329.25	16.07	04:27:41.5	04:38:06.3
CRZF	76.46	167.95	344.64	17.80	04:27:01.1	04:36:47.5
KMBO	29.86	175.08	355.68	28.56	04:21:19.0	04:26:17.4
BOSA	57.80	189.75	9.74	22.37	04:25:02.8	04:33:03.2
ASCN	59.82	240.11	50.18	21.89	04:25:17.0	04:33:29.7
DBIC	43.41	247.29	54.59	25.79	04:23:14.1	04:29:43.5
DSB	38.73	320.77	112.54	26.95	04:22:35.2	04:28:33.3
ESK	37.94	325.08	118.50	27.18	04:22:28.5	04:28:21.3
BORG	49.99	332.29	107.96	24.33	04:24:05.2	04:31:16.7
FFC	88.88	336.59	36.95	14.72	04:28:05.5	04:38:53.7
ALE	62.55	351.56	78.87	21.18	04:25:34.7	04:34:03.1
KBS	51.19	354.46	154.03	23.85	04:24:14.0	04:31:33.0
LVZ	39.12	359.91	179.79	26.73	04:22:38.3	04:28:38.9

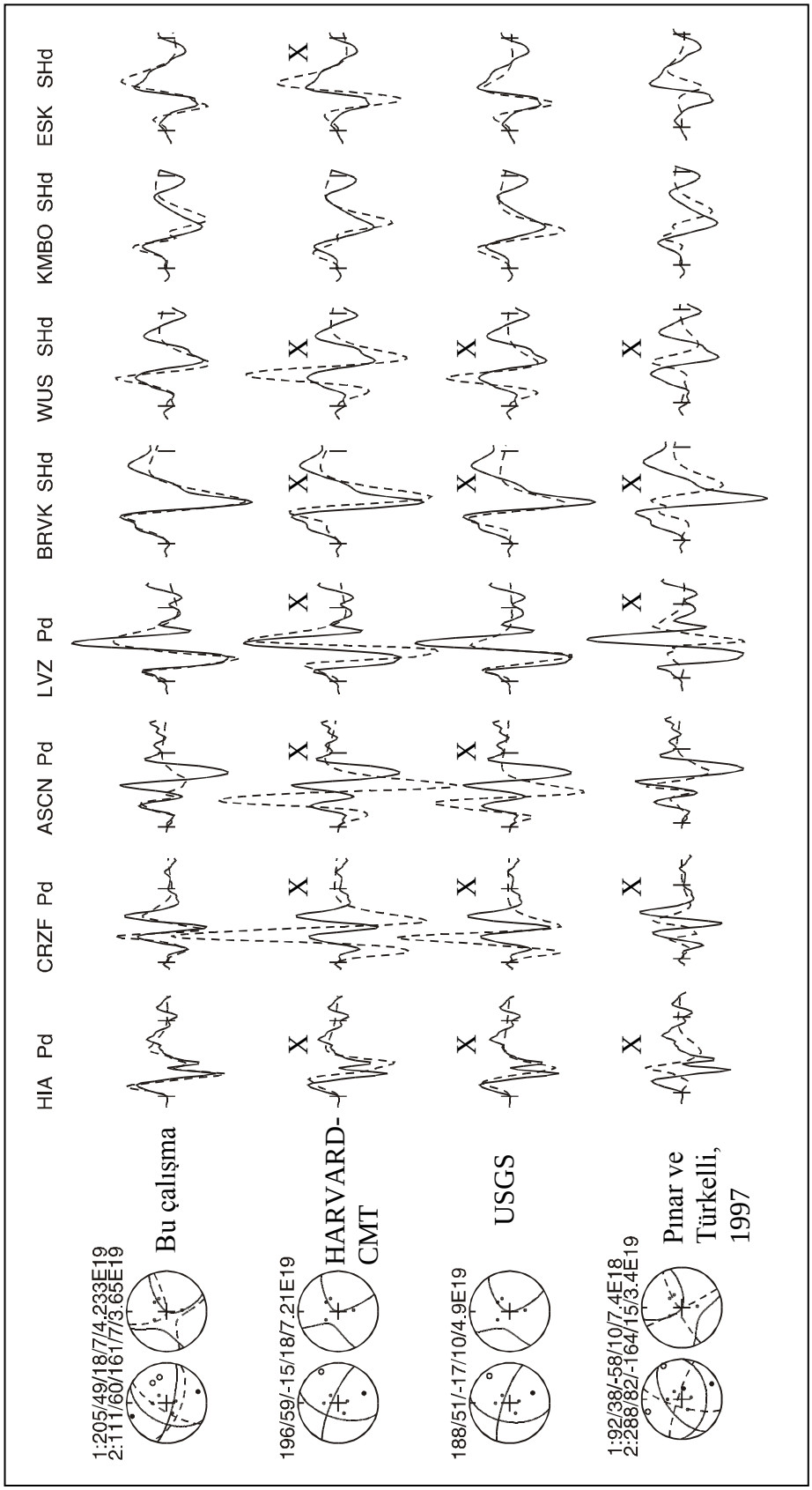
doğrultu açısının hesaplanması sırasında yapılan hata miktarının ± 10° olduğunu söyleyebiliriz.

Dalım açısı testinde 19°, 29°, 39°, 59°, 69° ve 79° değerleri kullanılarak ters çözüm işlemi yapılmıştır (Şekil D.9). Dalım açısının 69° ve 79° olması durumunda BRVK ve KMBO istasyonlarının dalga şekillerinde gözle görülür bir bozulma vardır. Bu test sonucunda yapılan hata miktarı ± 10° olduğu söylenebilir. Genellikle bu bozulmalar SH dalga fazlarındaki istasyonlarda ilk kırılmanın olduğu yerlerde bulunmaktadır.

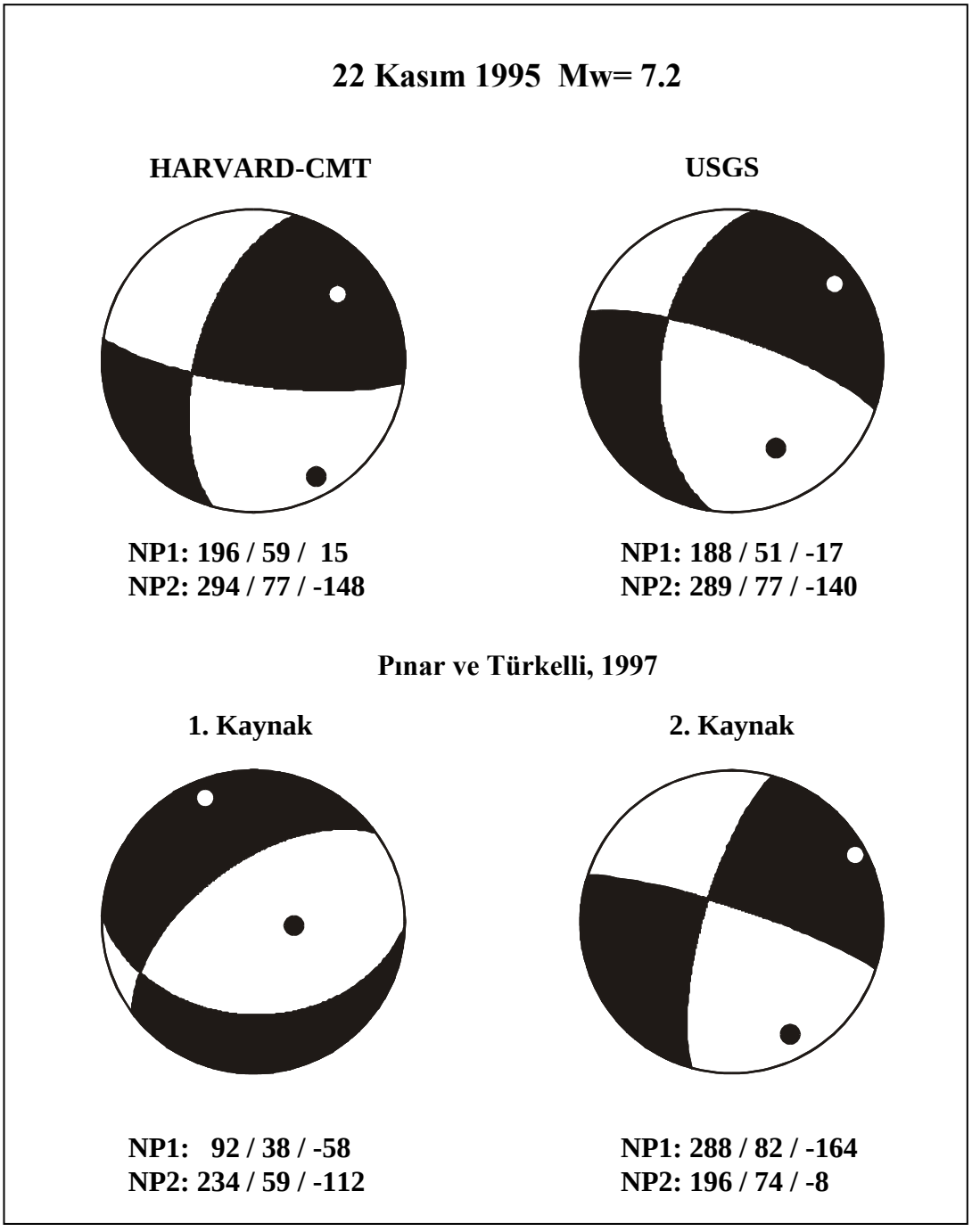
Kayma açısı testinde 3°, 8°, 13°, 23°, 28° ve 33° değerleri kullanılmıştır (Şekil D.10). Özellikle 23°, 28° ve 33° değerleri kullanılarak bulunan ters çözümde BRVK, WUS, KMBO ve ESK istasyonlarında ki bunlar SH fazlıdır, dalga şekillerinde bozulma görünmektedir. Bu testin sonucunda yapılan hata miktarının ± 5° olduğu söylenebilir.

Yapılan testlere ek olarak depremin tek kaynak ile çözülemeyeceğini göstermek amacı ile ileri bir model denenmiştir (Şekil D.17). Şekilde en üst satırda bu çalışma sonucu bulunan iki kaynaklı çözüm bulunmaktadır. 2., 3. ve 4. satırlarda sırasıyla derinliğin 10 km, 15 km ve 20 km olması durumunda ters çözüm işlemi yapılmıştır. Buna göre tek kaynak kullanılarak ters çözüm işlemi yapıldığında, her üç derinlik içinde dalga şekillerine bakıldığında dalganın ilk hareketi modellenmiş ancak ikinci kırılma olarak nitelendirdiğimiz ikinci hareketler modellenememiştir. Bunun yanısıra tek kaynaklı çözümde bulunan dalga şekillerindeki bozukluklar dikkat çekmektedir.

Son olarak elde edilen çözüm ile HARVARD-CMT, USGS ve Pınar ve Türkelli (1997) sonuçları karşılaştırılmış ve Şekil 4.8'de gösterilmiş ve fay düzlemi çözümleri Şekil 4.9'da özetlenmiştir. Buna göre HARVARD-CMT'nin doğrultu ve dalım açısı değerleri ile bu çalışmada bulunan değerler benzeşmektedir. Pınar ve Türkelli (1997) çalışmasında 16 adet, sadece P fazlı istasyon kullanmıştır. SH kullanmamalarının sebebini yüksek atenüasyona bağlamışlar ve SH fazının depremlerin işlenmesinde fazla detay taşımadığını öne sürmüşlerdir. Pınar ve Türkelli (1997)'nin çalışmasında dalga şekillerindeki uyumsuzluğun nedenleri olarak istasyon sayısının az olması ile birlikte SH fazının kullanılmaması, ağırlıklandırma ve genliklerin normalize edilmesi sayılabilir.



Şekil 4.8. 22 Kasım 1995 Akaba Körfezi depreminin en küçük hatalı çözümü ve HARVARD-CMT, USGS, Pınar ve Türkelli (1997) tarafından bulunan parametrelerin dalga şekillerine etkisi.



Şekil 4.9. 22 Kasım 1995 Akaba Körfezi depreminin önceki çalışmalarda bulunmuş olan fay düzlemi çözümleri. Odak kürelerinin üstünde çözümün kimin tarafından yapıldığı, altında ise 1. ve 2. düğüm düzlemlerine ait doğrultu/dalım/kayma açısı değerleri görülmektedir.

4.3.4. 22 Ocak 1997 Hatay Depreminin Fay Düzlemi Çözümü (t_0= 17:57:22.10, M_W= 5.7)

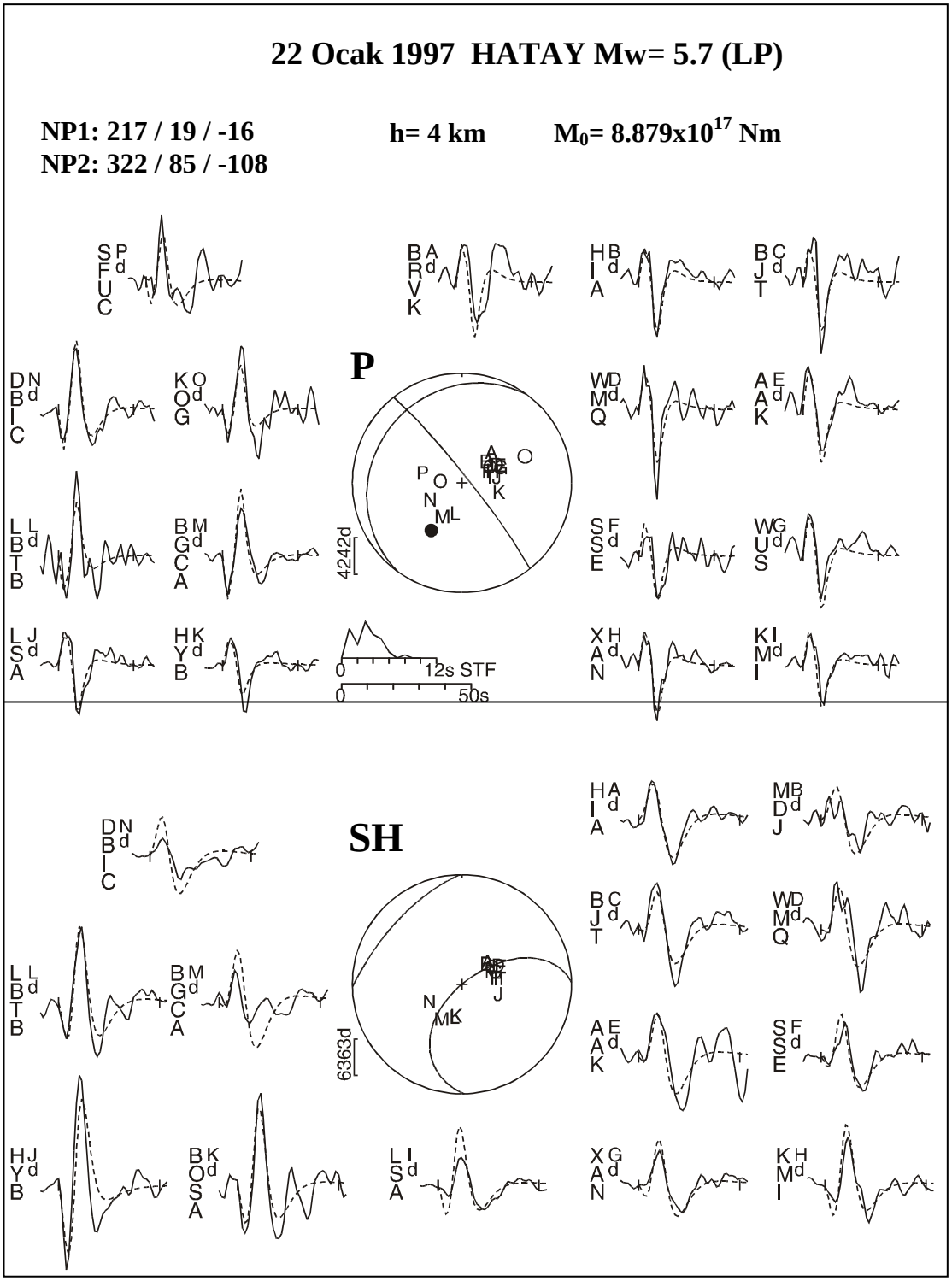
Ölü Deniz fay zonunun kuzey batısında bulunan Harbiye fay zonu üzerinde meydana gelen 22 Ocak 1997 depreminin en küçük hatalı çözümü Şekil 4.10'da verilmiştir. Çözümün gösterim şekli diğer iki depremde olduğu gibidir. Bu deprem için odak küresi üzerindeki 1. düğüm düzlemininin doğrultusu 217°, dalımı 19° ve kayma açısı -16°'dir. Odak derinliği 4 km, sismik momenti ise 8.879×10^{17} Nm'dir. Basınç ve çekme bölgelerinde (ilk hareket sırasıyla yukarı ve aşağı) istasyonların bulunmasının yanısıra, SH dalga fazında düğüm düzlemi üstündeki istasyonların genliklerinin düşük olması sağlıklı bir çözümü desteklemektedir.

Ters çözüm işlemi sonucunda 22 Ocak 1997 depreminin doğrultu atım bileşeni içeren normal faylanma gösterdiği belirlenmiştir. Bu deprem Ölü Deniz transform fayı üzerinde olduğundan transform faylar üzerinde olan depremlerin bir özelliğini taşır, o da odak derinliğinin 15 km'den daha az olmasıdır ve bu gibi depremler fayın aktif bölgesinde meydana gelmesidir.

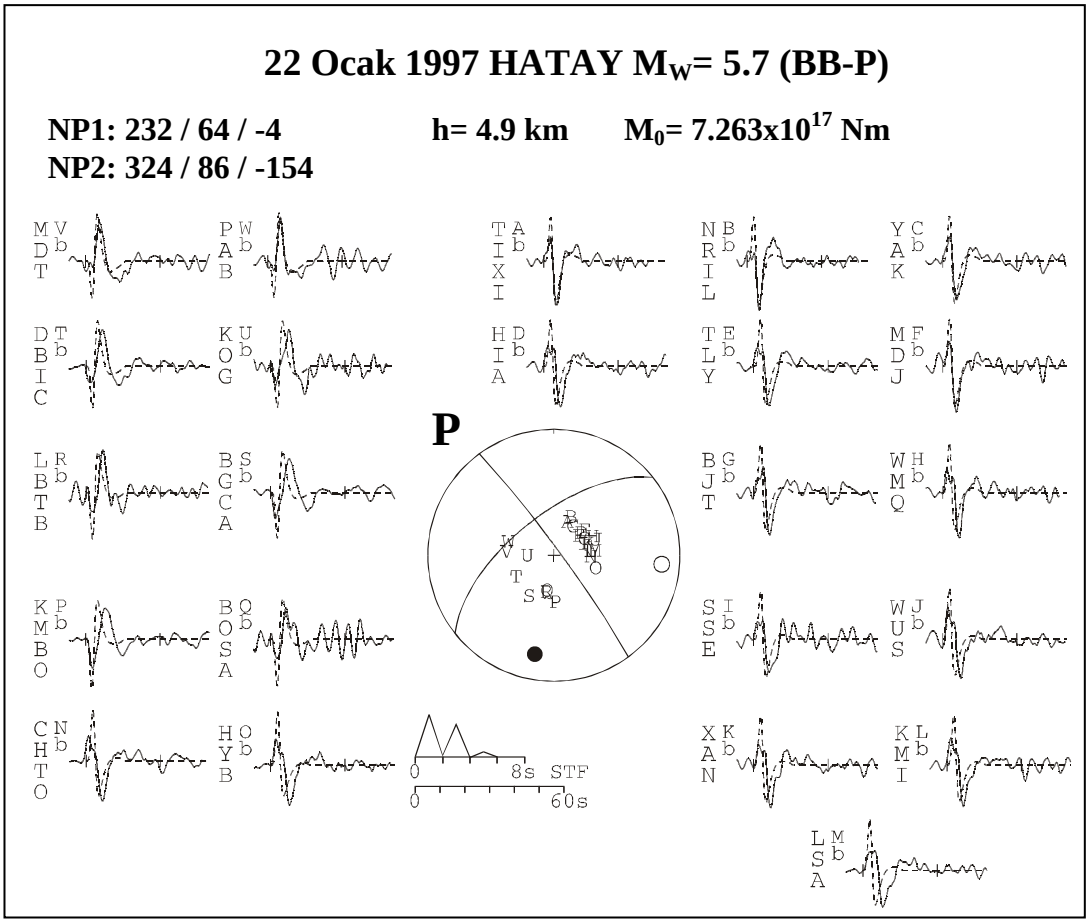
Ters çözüm işleminde kullanılan istasyonlara ait parametreler ve Jeffreys – Bullen (1940)'e göre olan teorik geliş zamanları Tablo 4.8'de gösterilmektedir. Bu çalışmada ters çözüm işlemi sonucunda elde edilen fay düzlemi çözümünün duyarlılığının ölçülmesi için diğer iki depremde olduğu gibi parametre testleri yapılmıştır. Bunlardan ilki kabuk testidir. Bu testte kullanılan modeller Tablo 4.9'da verilmiştir.

Tablo 4.9. 22 Ocak 1997 depremi için kabuk yapısı testinde kullanılan kabuk modelleri.

Kabuk Modeli	**V_p (km/sn)**	**V_s (km/sn)**	**Yoğunluk (gr/cm^3)**	**Kalınlık (km)**
A	6.5	3.7	2.8	yarı-sonsuz
B	5.7 6.4	3.2 3.6	2.6 2.8	2 yarı-sonsuz



Şekil 4.10. 22 Ocak 1997 Hatay depreminin en küçük hata ile bulunan fay düzlemi çözümü (LP).



Şekil 4.11. 22 Ocak 1997 Hatay depreminin en küçük hata ile bulunan fay düzlemi çözümü (BB-P).

22 Ocak 1997 depreminin BB bileşeni kullanılarak en küçük hata ile bulunan fay düzlemi çözümü Şekil 4.11'de ve BB bileşenlerine ait gerçek (gözlemsel) ve yapay (sentetik) verilerin kaydı istasyonların azimut dağılımına göre Ek-B'de verilmiştir. ve BB bileşeni ile yapılan çözümde toplam 23 istasyon kullanılmıştır ve bütün istasyonlar P fazlıdır.

BB bileşeni kullanılarak yapılan fay düzlemi çözümüne göre 1. düğüm düzlemine ait doğrultu 323°, dalım 86° ve kayma açısı -154°'dir. Odak derinliği 4.9 km ve sismik momenti 7.263x10^{17} Nm'dir. LP bileşeni kullanılarak yapılan fay düzlemi çözümündeki odak derinliği 4 km'dir ve buna göre odak derinliği hesaplanması sırasında yapılan hata miktarının LP bileşenlerinin BB bileşenler ile desteklenmesi ile ± 1 km civarında olduğu söylenebilir. 22 Ocak 1997 depreminin BB bileşeni kullanılarak yapılan fay düzlemi çözümünde doğrultu atım bileşeni içeren normal faylanma gösterdiği tespit edilmiştir.

Tablo 4.8. 22 Ocak 1997 depremi için ters çözümde kullanılan istasyon parametreleri ve Jeffreys-Bullen (1940)'e göre teorik geliş zamanları. Δ: Episantır-İstasyon uzaklığı (°), Az: Azimut (°), G.Az.: Geri Azimut (°),i_o: Işının kaynaktan çıkış açısı.

İstasyon Kodu	Δ (°)	Az (°)	G.Az (°)	i_o (°)	Teorik Geliş Zamanı	
					P	SH
BRVK	29.32	44.05	248.72	28.55	18:03:20.2	18:08:11.1
HIA	59.91	48.82	291.64	21.85	18:07:23.1	18:15:32.3
BJT	61.19	59.74	294.51	21.38	18:07:32.0	18:15:48.8
WMQ	39.82	62.59	277.18	26.69	18:04:50.7	18:10:52.5
AAK	30.28	65.79	270.77	28.41	18:03:28.7	18:08:26.2
SSE	68.92	66.37	300.23	19.70	18:08:22.4	18:17:24.1
WUS	33.89	68.11	275.89	27.94	18:04:00.3	18:09:22.3
XAN	58.39	68.81	294.73	22.11	18:07:12.9	18:15:13.1
KMI	57.51	81.02	298.18	22.34	18:07:06.8	18:15:01.8
LSA	46.26	81.49	293.14	25.04	18:05:42.9	18:12:27.2
HYB	41.99	104.93	305.05	26.22	18:05:08.8	18:11:25.2
LBTB	61.65	190.67	9.50	21.38	18:07:35.3	18:15:55.1
BGCA	34.81	211.68	25.25	27.74	18:04:08.6	18:09:37.0
DBIC	47.46	241.75	45.84	24.78	18:05:52.4	18:12:44.6
KOG	85.89	273.41	54.18	15.54	18:09:57.5	18:20:28.2
SFUC	33.70	283.54	77.90	27.94	18:03:58.8	18:09:19.6
MDJ	68.00	50.24	299.46	19.93	18:08:16.4	18:17:12.7
BOSA	65.21	190.19	9.37	20.42	18:07:58.9	18:16:39.5

Burada A modeli 22 Ocak 1997 depreminin ters çözüm işleminde kullanılan kabuk modellidir. Model B'de ise derinlik 2 km'ye çekilip, iki katmanlı bir ortam oluşturulmuştur. Bunun sonucunda derinlik 7 km, sismik moment ise 4.687×10^{17} Nm olarak bulunmuştur. Dalga şekillerindeki uyumda fazla değişiklik olmamıştır (Şekil D.11).

Derinlik testinde ise 2 km, 6 km, 8 km, 10 km ve 12 km değerleri kullanılmıştır. 8 km, 10 km ve 12 km derinlikler için yapılan ters çözüm işleminde dalga şekilleri

bozulmaktadır. Bu testin sonucunda yapılan hata miktarının ± 1 km olduğu söylenebilir (Şekil D.12).

Doğrultu testinde 1. düğüm düzlemine ait doğrultu değerleri 187°, 197°, 207°, 227°, 237° ve 247° için sabit tutulup diğer parametreler serbest bırakılmasıyla ters çözüm işlemi yapılmıştır (Şekil D.13). Dalga şekillerinde değişim çok fazla olmamakla beraber HIA ve AAK SH fazlı istasyonlarda ufak bozulmalar görülmektedir. Bunun nedeni istasyonların düğüm düzlemi üzerinde olmasındandır. Buna göre bu testin sonucunda yapılan hata miktarının ± 10° olduğu söylenebilir.

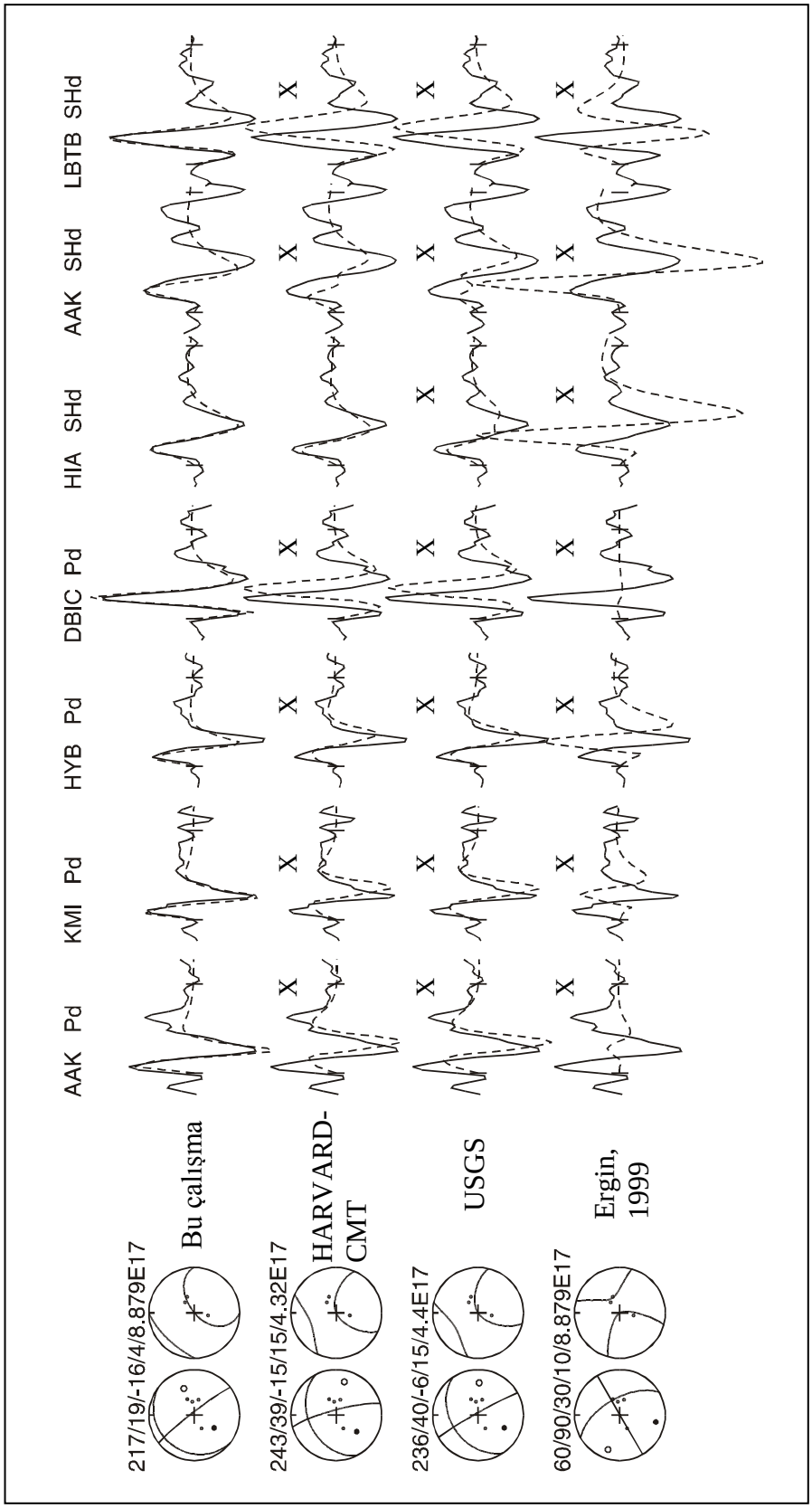
Dalım testi için 1. düğüm düzleminin kayma açısı değerleri 1°, 9°, 29°, 39° ve 49° olarak alınmıştır (Şekil D.14). Bu değerler için dalga şekilleri çok fazla değişmemiş sismik moment değerleri 4.027×10^{17} – 1.399×10^{19} Nm arasında değişmiştir. Ancak depremin büyüklüğünün diğer iki depreme göre daha az olması sismik momentininde daha az olmasını gerektirir. Bu testin sonucunda yapılan hata miktarının ± 10° olduğu söylenebilir

Kayma açısı testi için kullanılan değerler 15°, 5°, -5°, -25°, -35° ve -45°'dir. -25°, -35° ve -45° değerleri kullanılarak yapılan ters çözümde dalga şekillerinde çok az bir bozulma gözlenmiştir. Bu testin sonucunda yapılan hata miktarının -10°/+5° olduğu söylenebilir (Şekil D.15).

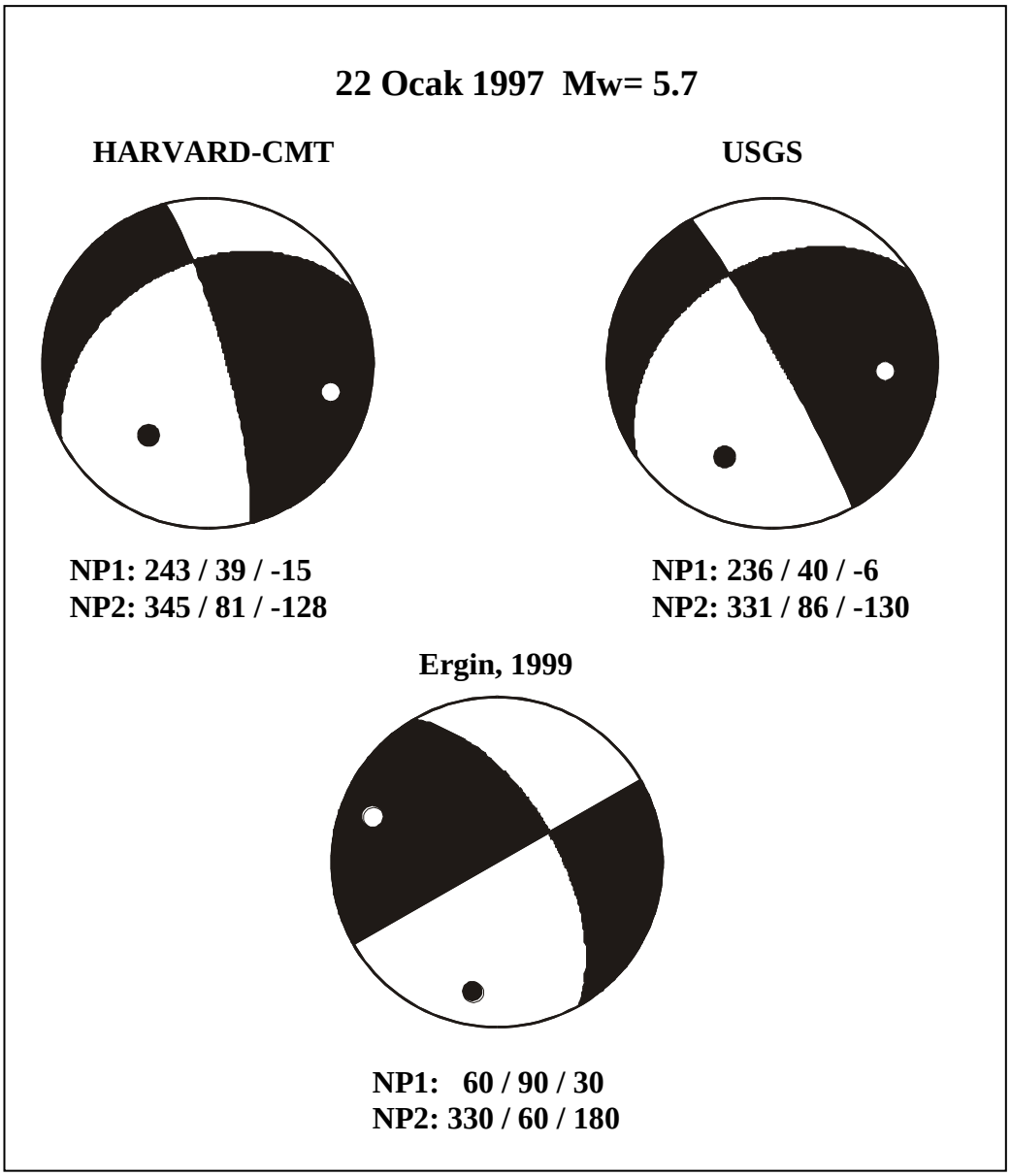
Yapılan testlere ek olarak 22 Ocak 1997 depreminin LP ile BB verileri arasındaki küçük farklılıkları göstermek amacı ile ileri (forward) model denenmiştir ve bu model Şekil D.16'da gösterilmiştir. En üst satırda LP ile bulunan çözüm, 2.satırda BB ile bulunan çözüm, 3. satırda doğrultu 225°, dalımı 30° ve kayma açısı -4°, odak derinliği 4.9 km ve sismik momenti 7.263×10^{17} Nm olan çözüm bulunmaktadır. 4. satırda doğrultu 225°, dalımı 45° ve kayma açısı -4°, odak derinliği 4.9 km ve sismik momenti 7.263×10^{17} Nm olan çözüm bulunmaktadır. 5. satırda ise doğrultu 245°, dalımı 60° ve kayma açısı -4°, odak derinliği 4.9 km ve sismik momenti 7.263×10^{17} Nm olan çözüm bulunmaktadır. Bu modelde kullanılan doğrultu ve dalım açısı değerleri LP ve BB'de bulunan doğrultu ve dalım değerleri arasında kalan değerlerden seçilmiştir. Burada ileri model demekle anlatmak istediğimiz yukarıda bahsedilen parametrelerin yerlerine konularak ters çözüm işlemi yapılmaksızın tek iterasyon yaparak dalga şekillerindeki değişim görmektir. Burada 3. ve 4. satırdaki

çözümlere bakıldığında doğrultu açılarının aynı fakat dalım açısı değerlerinin 30° ve 45 ° olması durumundaki dalga şekillerine bakıldığında özellikle SH dalga fazlarında uyumun oldukça bozulduğu görülür. Yine en son satırda dalım açısı değeri 60° olarak alındığında, dalga şekillerinin bozulduğu sentetik verilerin genliklerinin artığı göze çarpmaktadır. Buna göre dalım açısının çözümde oldukça etkili olduğu söylenebilir ve dalım açısı testini destekler nitelikte bir sonuç karşımıza çıkmaktadır. Dalım açısının 30° ye kadar olması +10° hata payını desteklemektedir ki bu da dalım açısı testindeki ± 10° hata payını doğru olarak kabul etmemizi sağlar.

Bu çalışmada elde edilen değerler HARVARD-CMT, USGS ve Ergin (1999) tarafından bulunan parametreler ile karşılaştırılmış ve bu Şekil 4.12'de gösterilmiştir. Ayrıca depreme ait fay düzlemi çözümleri Şekil 4.13'de özetlenmiştir. Ergin (1999) çalışmasında bulunan parametrelerin bu çalışmada bulunan parametrelerden farklı olması fay düzlemi çözümü yapılması sırasında kullanılan yöntem ve istasyon sayısından kaynaklanmaktadır. Karşılaştırma testlerinde (Şekil 4.12), Ergin (1999) çalışmasının gösterimi için bu çalışmada bulunan sismik moment değeri kullanılmıştır. Diğer iki çözümde doğrultu atım bileşeni içeren normal ve sol yönlü doğrultu atımlı faylanma göstermektedir, ancak parametrelerinin farklı olması ve dalga şekillerindeki (gözlemsel-sentetik uyumu) uyumsuzluk dikkat çekmektedir.



Şekil 4.12. 22 Ocak 1997 depreminin en küçük hatalı çözümü ve Harvard-CMT, USGS ve Ergin (1999) tarafından bulunan parametrelerin dalga şekillerine etkisi.



Şekil 4.13. 22 Ocak 1997 Hatay depreminin önceki çalışmalarda bulunmuş olan fay düzlemi çözümleri. Odak kürelerinin üstünde çözümün kimin tarafından yapıldığını, altındaki parametreler ise 1. ve 2. düğüm düzlemine ait doğrultu/dalım/kayma açısı değerlerini göstermektedir.

5. SONUÇLAR VE TARTIŞMA

Ölü Deniz rifti Arabistan ve Afrika-Sina levhaları ile sınırlıdır. Ölü Deniz transformu Kızıldeniz'de Akaba Körfezi'ne kadar ilerlemektedir. Tektonik olarak bölgeye bakıldığında Süveyş Körfezi ve Kızıldeniz'de açılma olduğu, Ölü Deniz rifti boyunca ise tektonik hareketliliğin dikey bir makaslama şeklinde olduğu söylenebilir.

Ölü Deniz rifti boyunca meydana gelen tarihsel ve güncel depremlere bakıldığında binlerce yıldır aktivitenin olduğu fakat bu depremlerin büyüklüklerinin fazla olmadığı görülmektedir. Transformun iki sırt parçası arasında kalan kısmı aktiftir.

Yapılan fay düzlemi çözümlerinde doğrultu atım bileşenine sahip normal ve ters faylanmalar görünmektedir. Bu çalışma sonucunda 3 Ağustos 1993, 22 Kasım 1995 ve 22 Ocak 1997 depremleri için bulunan fay düzlemi çözümleri ve bazı parametreler Tablo 5.1'de özetlenmiştir. Buna göre 3 Ağustos 1993 depremi doğrultu atım bileşenine sahip normal faylanma göstermektedir. 22 Kasım 1995 depremi ise normal faylanma bileşenine sahip sol yönlü doğrultu atımlı faylanma göstermektedir. 22 Ocak 1997 depremi Ölü Deniz fay zonunun kuzey batısında kalan Harbiye fay zonu civarında meydana gelmiştir ve bu depremde doğrultu atım bileşenine sahip normal faylanma göstermektedir.

Fay düzlemi çözümü her bir deprem içinde LP kayıtları kullanılarak yapılmış ve bulunan parametreler BB kayıtlarında denenmiştir. BB kayıtları kullanılarak yapılan fay düzlemi çözümü sonucunda LP kayıtları ile yapılan fay düzlemi çözümü desteklenmiştir. LP ve BB ile yapılan fay düzlemi çözümleri birbiriyle uyum içindedir. Tablo 5.2'de LP kayıtları kullanılarak yapılan fay düzlemi çözümlerinin duyarlılığının test edilmesi için yapılan parametre testleri sonuçlarında bulunan hata miktarları verilmiştir. LP kayıtları ile yapılan en düşük hatalı çözümün daha duyarlı bir çözüm olduğu söylenebilir. Bunun nedeni LP kayıtlarında hem P hem de SH dalga fazlarının olması ve dolayısıyla fay düzlemi çözümünde her iki fazında kullanılmasıdır. BB kayıtlarında ise sadece P fazının kullanılmasının nedenlerinden biri MT5 programının BB kayıtlarının S fazını kullanamamasıdır..

Ölü Deniz fay zonunun sismik aktivitesi güney ucundan kuzey ucuna kadar çok aktif olduğunu gösterir. Genel olarak zonun üzerinde orta ölçekli depremlerin görülmesi fay zonu üzerinde büyük gerilmelerin fazla oluşmadığını gösterir. Tarihte meydana gelen depremlere baktığımızda 200-350 yıl periyotla büyük ölçekli depremlerin olduğunu görürüz.

Yine daha önce bahsettiğimiz gibi depremleri basit ve karmaşık olarak ikiye ayırmıştık ve karmaşık depremlerin (çift kırılma) doğrultu atımlı faylanma ile basit depremlerin ise (tek kırılma) normal ve ters faylanmalar ile ilişkili olduğunu söylemiştik. Bu depremlerin fay düzlemi çözümlerinde de görüldüğü gibi çift kırılma ve tek kırılmaya sahip depremlerin yukarıda bahsedilenlerle paralel çözümlere sahip olduğu görülür.

Akaba Körfezi altında çok büyük bir havza yer almaktadır ve bu havza çarpışma-kayma tipi faylar tarafından şekillenmiştir. Körfezin büyük bir kısmı uzama havzaları tarafından işgal edilmiştir ve Körfezin altında normal faylar ve çapraz faylar mevcuttur. 3 Ağustos 1993 ve 22 Kasım 1995 depremleri de bilindiği gibi Akaba Körfezi içinde meydana gelmiştir. Enlem ve boylamları birbirine oldukça yakın olan bu iki depremin farklı faylanma mekanizmaları göstermeleri dikkat çekmektedir. Bunun nedeni segmentasyonun bir sonucu olarak Ölü Deniz transform fayı üzerindeki farklılaşmalar olabilir. Çarpışma-kayma tipi faylardaki segmentasyon, lokal sıkışma ve gerilme rejimlerine neden olabilir. Bu nedenlede bu iki deprem çok yakın olduğu halde farklı faylanma mekanizmalarına sahip olabilir. 3 Ağustos 1993 depreminin faylanma mekanizmasına göre depremin olduğu bölgede açılma rejiminin olduğu söylenebilir.

Birçok transform fay üzerinde, örneğin; Ölü Deniz fay zonu, Kuzey Anadolu fay zonu, San Andreas Fayı veya Doğu Anadolu fay zonu gibi, nispeten büyük ($M \geq 7$) depremler seyrek olarak 150-350 yıl periyotla görülür. Kuzey Anadolu Fay Zonunda ki 900 km'lik kırılma zonun doğu ucundan batı ucuna doğru olmaktadır. Buna göre Ölü Deniz fay zonu üzerinde de kırılma yöneliminin güneyden kuzeye doğru olabileceği düşünülebilir. 1995 depreminin büyüklüğünün fazla olması ile birlikte ileride fay zonunun daha kuzey kısımlarında bir deprem olabileceği sonucu akla gelebilir. Bunun nedeni Kızıldeniz'deki açılma ile Arabistan Levhasının kuzeye doğru itilmesi ve tektonik hareketliliğin bu nedenle kuzeye doğru gidebileceği fikrinden olabilir.

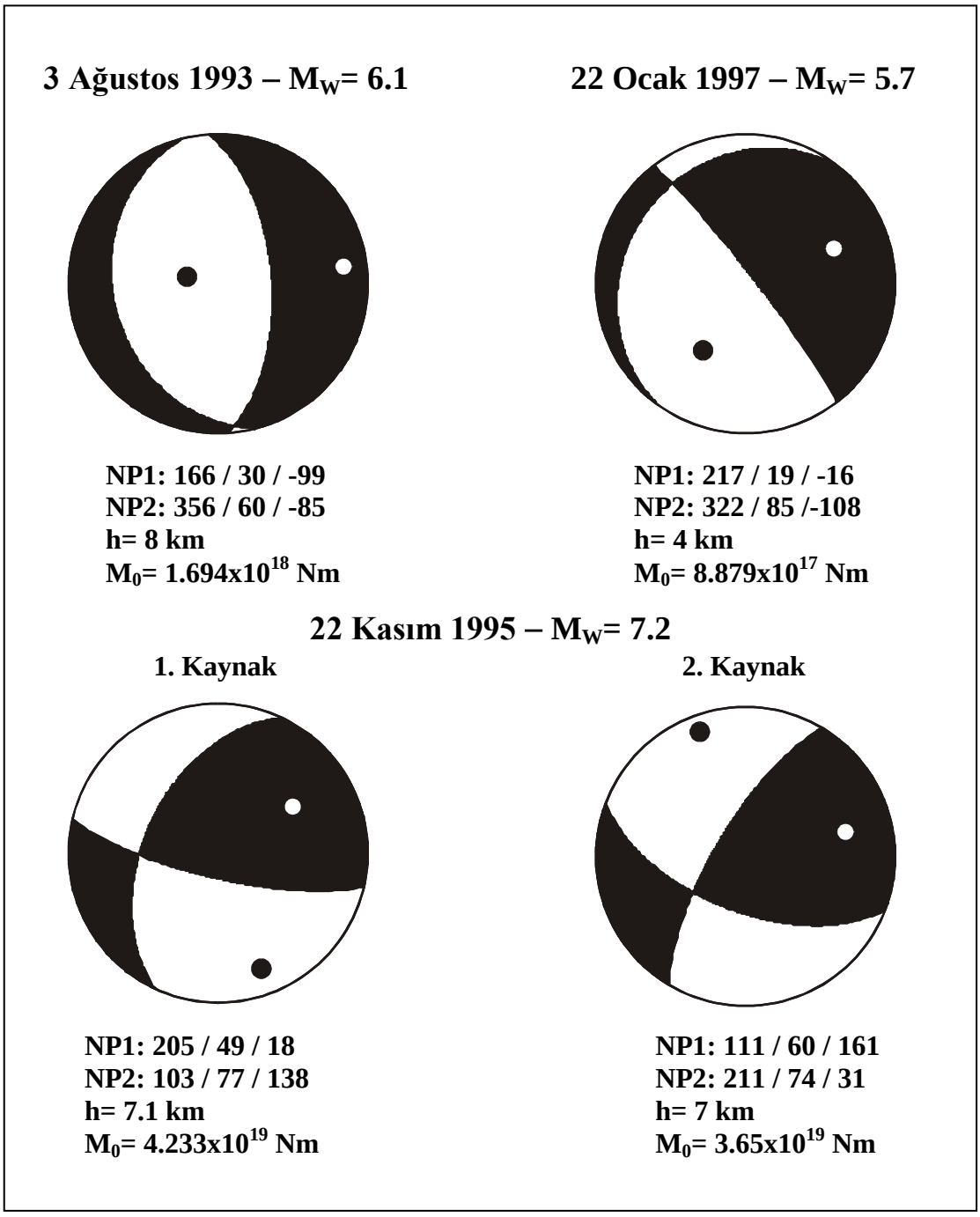
Tablo 5.1. 3 Ağustos 1993, 22 Kasım 1995 ve 22 Ocak 1997 depremlerine ait fay düzlemi çözümleri sonucunda bulunan 1. ve 2. düğüm düzlemleri, kayma vektörleri, P, T ve B eksenleri ile odak derinlikleri ve sismik momentleri.

		Doğrultu	**Dalım**	**Kayma Açısı**
3 Ağustos 1993				
1. Düzlem		356	60	-85
1. Kayma Vektörü		76	60	-
2. Düzlem		166	30	-99
2. Kayma Vektörü		266	30	-
P ekseni		Azimut : 280° ;	Dalım : 74.5°	
T ekseni		Azimut : 82.8°;	Dalım : 14.9°	
B ekseni		Azimut : 174° ;	Dalım : 4.4°	
Odak derinliği = 8 km		Sismik moment = 1.714×10^{18} Nm		
		Doğrultu	**Dalım**	**Kayma Açısı**
1. Kaynak	**22 Kasım 1995**			
	1. Düzlem	205°	49°	18°
	1. Kayma Vektörü	193°	13°	-
	2. Düzlem	103°	77°	138°
	2. Kayma Vektörü	295°	41°	-
	P ekseni	Azimut : 160° ;	Dalım : 17.6°	
	T ekseni	Azimut : 55.3°;	Dalım : 38.7°	
	B ekseni	Azimut : 269° ;	Dalım : 46°	
	Odak derinliği = 7 km	Sismik moment = 4.233×10^{19} Nm		
		Doğrultu	**Dalım**	**Kayma Açısı**
2. Kaynak	**22 Kasım 1995**			
	1. Düzlem	111°	60°	161°
	1. Kayma Vektörü	301°	16°	-
	2. Düzlem	211°	74°	31°
	2. Kayma Vektörü	201°	30°	-
	P ekseni	Azimut : 339° ;	Dalım : 8.9°	
	T ekseni	Azimut : 74.8°;	Dalım : 33.5°	
	B ekseni	Azimut : 236° ;	Dalım : 55°	
	Odak derinliği = 7 km	Sismik moment = 3.650×10^{19} Nm		
		Doğrultu	**Dalım**	**Kayma Açısı**
22 Ocak 1997				
1. Düzlem		217°	19°	-16
1. Kayma Vektörü		232°	5°	-
2. Düzlem		322°	85°	-108°
2. Kayma Vektörü		127°	71°	-
P ekseni		Azimut : 213° ;	Dalım : 47°	
T ekseni		Azimut : 67.2°;	Dalım : 37.6°	
B ekseni		Azimut : 323° ;	Dalım : 17.6°	
Odak derinliği = 4 km		Sismik moment = 8.879×10^{17} Nm		

Şekil 5.1'de 3 Ağustos 1993, 22 Kasım 1995 ve 22 Ocak 1997 depremlerinin bu çalışmada bulunan fay düzlemi çözümleri gösterilmektedir. Ayrıca yine bu depremlere ait fay düzlemi çözümleri Şekil 5.2'de harita üzerinde gösterilmiştir.

Tablo 5.2. Bu çalışma sonucunda bulunan derinlik, doğrultu, dalım ve kayma açısı testlerinden elde edilen sonuçlara göre fay düzlemi çözümlerinde yapılan hata miktarları.

Tarih	**Derinlik (km)**	**Doğrultu Açısı (°)**	**Dalım Açısı (°)**	**Kayma Açısı (°)**
03.08.1993	± 2 km	-5°/+10°	± 5°	± 10°
22.11.1995	± 2 km	± 10°	± 10°	± 5°
22.01.1997	± 1 km	± 10°	± 10°	-10°/+5°



Şekil 5.1. Bu çalışmada 3 Ağustos 1993, 22 Kasım 1995 ve 22 Ocak 1997 depremleri için bulunan fay düzlemi çözümleri ve parametreleri.

Şekil 5.2. Bu çalışma sonucunda 3 Ağustos 1993, 22 Kasım 1995 ve 22 Ocak 1997 depremleri için bulunan odak mekanizması çözümleri.

KAYNAKLAR

Abdel, F., Aki, K., Hesham M.Hussein, Ezzeldien M. İbrahim and Ahmad S. Abu El Atta, 1997. Fault plane solutions of the 1993 and 1995 Gulf of Aqaba earthquakes and their tectonic implications, *Annali di Geofisica*, **40 (6)**: 1555-1564.

Ahmed, S.S., 1972. Geology and petroleum prospects in eastern Red Sea. *Am. Assoc. Pet. Geol. Bull.*, **56**: 707-719.

Allan, T.D., 1970. Magnetic and gravity fields over the Red Sea. *Philos. Trans. R. Soc. London*, Ser. A, **267**: 153-170.

Allan, T.D. and Morelli, C., 1970. The Red Sea. In: A.E. Maxwell (Editor), The Sea. Wiley, New York, N.Y., 4B: 493-542.

Alsan, E., Tezucan, L. and Båth, M., 1975. An Earthquake Catalogue for Turkey for the Interval 1913─1970. Rep. No. 7-75, Kandilli Observatory, Istanbul, and *Seismological Inst.*, Uppsala, Sweden, 166 pp.

Ambraseys, N., 1975. Studies on historical seismicity and tectonics. In: Geodynamic today. *The Royal Society of London.*

Ambraseys, N., Barazangi, M., 1989. The 1759 earthquake in Bekaa Valley: Implications for earthquake hazard assessment in the eastern Mediterranean. *J. Geophys. Res.* , **94**, 4007-4013.

Ambraseys, N., 2001. Far-field effects of Eastern Mediterranean earthquakes in Lower Egypt, *Journal of Seismology*, **5**: 263-268.

Amiran, D.H.K., 1950-1951. A Revised Earthquake – Catalogue of Palestine. *Isr. Exp. J.*, **0**: 223-246.

Arbenz, J.K., 1984. Oil potential of the Dead Sea area. Seismia, Tel Aviv, Rep. 84/111.

Avedik, F., Geli, L., Gaulier, J.M. and Le Formal, J.P., 1988. Results from three refraction profiles in the northern Red Sea (above 25ºN) recorded with on Ocean Bottom Vertical Seismic Array. In: X., Le Pichon and J.R. Cochran (Editors), The Gulf of Suez and Red Sea Rifting. *Tectonophysics*, **153**: 89-102.

Aydın, A. and Nur, A., 1982. Evolution of pull-apart basins and their scale independence, *Tectonics*, **1**, 91-105.

Bäcker, H., Lange, K. and Richter, H., 1975. Morphology of the Red Sea Central Graben between Subair Islands and Abul Kizaan. *Geol. Jahrb.*, **D13**: 79-123.

Badawy, A. and Horváth, F., 1998. The Sinai subplate and tectonic evolution of the northern Red Sea region. *J. Geodynamics* (in press).

Badawy, A. and Horváth, F., 1999. Seismicity of the Sinai subplate region: kinematic implications, *Geodynamics*, **27**: 451-468.

Bartov, J., 1974. A structural and Paleogeographic Stıdy of the Central Sinai Faults and Domes. Ph. D. Thesis, Hebrew University, Jerusalem, 143 pp. (in Hebrew, English abstr.).

Bayer, H.J., Hötzl, H., Jado, A.R., Roscher, B. and Voggenreiter, W., 1988. Sedimantry and structural evolution of the northwest Arabian Red Sea Margin. *Tectonophysics*, **153**: 137-152.

Begin, Z.B., Erhlich, A. and Nathan, Y., 1974. Lake Lisan: the Pleistocene precursor of the Dead Sea. *Isr. Geol. Surv. Bull.*, **63**: 30 pp.

Begin, Z.B., 1975. The geology of the Jericho area. *Isr. Geol. Surv. Bull.*, **67**: 35 pp.

Ben-Avraham, Z., Hanel, R. and Villinger, H., 1978. Heat flow through the Dead Sea rift. *Mar. Geol.*, **28**: 253-269.

Ben-Avraham, Z., Almagor, G. and Garfunkel, Z., 1979. Sediments and structure of the Gulf of Elat (Aqaba) - northern Red Sea. *Sediment. Geol.*, **23**: 239-267.

Ben-Avraham, Z., 1985. Structural framework of the Gulf of Elat (Aqaba), northern Red Sea. *J. Geophys. Res.*, **90**: 703-726.

Ben-Avraham, Z. and Garfunkel, Z., 1986. Character of transverse faults in the Elat pull-apart basin. *Tectonics,* **5**: 1161-1169.

Bender, F., 1968. Geologie von Jordanien. Borntraeger, Berlin, 230 pp.

Ben-Menahem, A., Nur, A. and Vered, M., 1976. Tectonics, seismicity and structure of the Afro-Eurasian junction- the breaking of an incoherent plate. *Phys. Earth Planet. Inter.,* **12**: 1-50.

Ben-Menahem, A., 1981. Variation of slip and creep along the Levant rift over the past 4500 years. In: R. Freund and Z. Garfunkel (Editors), Dead Sea Rift. *Tectonophysics*, **80**: 183-197.

Bentor, Y.K. and Vroman, A., 1960. Geological map of Israel. Scale, 1: 100,000. Sheet 16: Mount Sdom. *Isr. Geol. Surv.* (2nd ed.).

Berhe, S.M., 1986. Geologic and geochronologic constraints on the evolution of the Red Sea-Gulf of Aden and afar Depression. *J. Afr. Earth Sci.*, **5 (2)**: 101-117.

Bohannon, R.G., 1986a. Tectonic configuration of the western Arabian continental margin, southern Red Sea. *Tectonics,* **5 (4)**: 477-499.

Bohannon, R.G., 1989. Style of extensional tectonism during rifting, Red Sea and Gulf of Aden. In: B.R. Rosendahl, J.J.W. Rogers and N.M. Rach (Editors), African Rifting. *J. Afr. Earth Sci.*, **8** (2/3/4): 389-602.

Bott, M.H.P., 1976. Mechanism of basin subsidence – An introduction, *Tectonophysics,* **36**, 1-4.

Braslawy, Y., 1956. The Southern Negev. Hakibbutz Hameuhad, 3rd ed., Tel-Aviv, 532 pp. (in Hebrew). (BR).

Braslawy, Y., 1957a. Earhquakes in Galilee. *Nature Land*, **2**: 75-80 (in Hebrew).

Braslawy, Y., 1957b. Around the Dead Sea (in Hebrew). Hakibbutz Hameuhad, 3rd ed., Tel-Aviv, 498 pp.

Brawer, A.J., 1928. Earthquake in Palestine from July 1927 to August 1928. *J. Palest. Exp. Soc.*, pp. 316-325.

Brawer, A.J., 1951. The Land of Israel (in Hebrew). *The Bialik Inst.*, Jerusalem, 548 pp.

Buck, W.R., Martinez, F., Steckler, M.S. and Cochran, J.R., 1988. Thermal consequences of lithospheric extension: pue and simple. Tectonics, 7 (2): 213-234.

Burdick, L.J. and Helmberger, D.V., 1978. The upper mantle P velocity structure of the western United States, *J. Geophys. Res*., **83-B4**, 1699.

Burek, P.J., 1969. Structural effects of seafloor-spreading in the Gulf of Aden and Red Sea on the Arabian Shield. In: E.T. Degens and D.A. Ross (Editors), Hor Brines and Recent Heavy Metal Deposits in the Red Sea. Springer, New York, *N. Y.*, pp. 59-70.

Byerly, P., 1928. The nature of the first motion in the Chilean earthquake of November 11, 1992, *Amer. Journ. Sci., 5 th. Ser.*, **16**, 232-236.

Choubert, G., 1968. International Geologic Map of Africa, 1:5,000,000. UNESCO, Paris, 9 sheets.

Cochran, J.R., 1983. A model for the development of the Red Sea. *Am. Assoc. Pet. Geol. Bull.*, **67**: 40-69.

Coleman, R.G., 1974. Geologic backround of the Red Sea. *Initial Rep. DSDP*, 23: 813-820.

Coleman, R.G., 1977. Geologic backround of the Red Sea. In: Red Sea Research 1970-1975. Saudi Arabia, *Dir. Gen. Miner. Resour*., Bull, **22**: C1-C9.

Comninakis, P.E. and Papazachos, B.C., 1972. Seismicity of the eastern Mediterranean and some tectonic features of the Mediterranean ridge. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **83**: 1093-1102.

Comninakis, P.E. and Papazachos, B.C., 1978. A Catalogue of Earthquakes in the Mediterranean and Surrounding Area for the Period 1901-1975. Univ. of Thessaloniki, *Geophys. Lab.*, Publ. No. **5**: 96.

Dixon, T.H., Stern, R.J. and Hussein, I.M., 1987. Control of Red Sea rift geometry by Precambrien structures. *Tectonics*, **6 (5)**: 551-571.

Drake, G.L. and Gidler, R.W., 1964. A Geophysical study of the Red Sea. *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, **8**: 473-495.

Dubertret, L., 1970. Review of structural geology of the Red Sea and surrounding areas. *Philos. Trans. R. Soc. London*, Ser. A, **269**: 9-12.

Egloff, F., Rihm, R., Makris, J., Izzeldin, Y.A., Bobsien, M., Meier, K., Junge, P., Noman, T. and Warsi, W., 1991. Contrasting structural styles of the eastern and western margins of the southern Red Sea: the 1988 SONNE experiment. In: J. Makris, P. Mohr and R. Rihm (Editors), Red Sea: Birth and Early History of a New Oceanic Basin. *Tectonophysics*, **198**: 329-353.

El Shazly, E.M., 1977. The geology of the Egyptian region. In: A.E.M. Nairn et al. (Editors), The Ocean Basins and Margins, 4A. The Eastern Mediterranean. Plenum, New York, N.Y., pp. 379-444

Ergin, K., Guclu., U. ve Uz., Z., 1967. A Catalog of Earthquakes for Turkey and Surronding Area (11 A.D. to 1964 A.D.). Technical University of Istanbul.

Ergin, M., 1999. Kilikya Bölgesinin güncel sismisitesi ve güncel sismotektoniği, *PhD. Thesis*, p:103, İTÜ, İstanbul.

Fairhead, J.D. and Girdler, R.W., 1971. Seismicity of Africa. *Geophy. J. R. Astr. Soc.*, **24**, 271-301.

Falvey, D.A., 1974. The development of continental margins in plate tectonic theory. *Aust. Pet. Explor. Assoc. J.*, **14**, 95-106.

Feinstein, S., 1987. Constraints on the thermal history of the Dead Sea graben as revealed by coal ranks in deep boreholes. *Tectonophysics*, **141**: 135-150.

Foucher, J., Le Pichon, X. and Sibuet, J., 1982. the ocean-continent transition in the uniform lithospheric stretching model: role of partial melting in the mantle. In: P. Kent, M.H.P. Bott, D.P. McKenzie and C.A. Williams (Editors), The Evolution of Sedimantary Basins. *The Royal Society*, London, pp. 27-40.

Freund, R., 1965. A model of the structural development of Isral and adjacent areas since Upper Cretaceous times. *Geol. Mag.*, **102**: 189-205.

Freund, R., 1970. Plate tectonics of the Red Sea and East Africa. *Nature,* **228**: 453.

Freund, R., Garfunkel, Z., Zak, I., Goldberg, M., Derin, B. and Weissbrod, T., 1970. The shear along the Dead Sea rift. *Philos. Trans. R. Soc. London,* Ser. A, **267**: 107-130.

Frieslander, U. and Ben-Avraham, Z., 1989. The magnetic field over the Dead Sea and its vicinity. *Mar. Pet. Geol.,* **6**: 148-160.

Galanis, S.P., Sass, J.H., Munroe, R.J. and Abu-Ajamieh, M., 1986. Heat flow of zarqa Ma'in and geothermal reconnaissance of Jordan. *U.S. Geol. Surv. Open –File Rep.* 86-631, 110 pp.

Galanopoulos, A.G. and Delibasis, N.D., 1965. The seismic activity of the Cyprus area, 26 B.C ─ 1963 A.D. *Proc. Athens Acad.,* pp. 387-405.

Galanopoulos, A.G., 1968. The earthqauke activity in the pkysiographic provinces of the eastern Mediterranean Sea. *Ann. Geol. Pays Hell.,* **21**: 178-209.

Gardosh, M., 1987a. Stratigraph and tectonic activity of the Late Quaternary in the Dead Sea Basin. *M. Sc. Thesis,* Hebrew Univ., Jerusalem, 73 pp. (in Hebrew with English Abstr.).

Garfunkel, Z., 1970. The tectonics of the western margin of the southern Arava. *Ph. D. Diss.,* Hebrew Univ., Jerusalem (in Hebrew, English abstr.).

Garfunkel, Z. and Bartov, Y., 1977. The tectonics of the Suez Rift. *Geol. Surv. Isr. Bull.,* **71**, 43 pp.

Garfunkel, Z., 1981. Internal structure of the Dead Sea leaky transform (rift) in relation to plate kinematics. In: R. Freund and Z. Garfunkel (Editors). The Dead Sea Rift. *Tectonophysics,* **80**: 81-108.

Garfunkel, Z., Zak, I. and Freund, R., 1981. Active faulting in the Dead Sea rift, *Tectonophysics,* **80**, 1-26

Garfunkel, Z., Ginzburg, A. and Searle, R.C., 1987. Fault pattern and mechanism of crustal spreading along the axis of the Red Sea from Side Scan Sonar (Gloria) data. *Ann. Geophys.,* **5B (2)**: 187-200.

Garson, M.S. and Krs, M., 1976. Geophysical and geological evidence of the relationship of Red Sea transverse tectonics to ancient fractures. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **87**: 169-181.

Gaulier, J.M., Le Pichon, X., Lyberis, N., Avedik, F., Geli, L., Moretti, I., Deschamps, A. and Salah Hafez, 1988. Sesimic study of the crust of the northern Red Sea and Gulf of Suez. In: X., Le Pichon and J.R. Cochran (Editors), The Gulf of Suez and Red Sea Rifting. *Tectonopyhsics*, **153**:55-88.

Gergawi, A. and El-Khashab, H.M.A., 1968. Seismicity of Egypt. *Helwan Obs. Bull.*, No. 76.

Gettings, M.E., Blank, H.R.J., Mooney, W.D. and Healey, J.H., 1986. Crustal structure of southwestern Saudi Arabia. *J. Geophys. Res.*, **91**: 6491-6512.

Ginzburg, A., Makris, I., Fuchs, K., Prodehl, C. and Amitai, U., 1979a. Seismic study of the crust and upper mantle of the Jordan-Dead Sea rift and their transition towards the Mediterranean Sea. *J. Geophys. Res.*, **84**: 1569-1582.

Girdler, R., 1970. An aeromagnetic survey of the Junction of the Red Sea, Gulf of Aden and Ethiopian Rifts (a preliminary report).

Girdler, R.W. and Styles, P., 1974. Two stage Red Sea floor spreading. *Nature*, **247**: 1-11.

Girdler, R.W. and Whitmarsh, R.B., 1974. Miocene evaporites in the Red Sea cores, their relevance to the problem of the width and age of oceanic crust beneath the Red Sea. *Initial Rep. DSDP*, **23**: 913-922.

Girdler, R.W. and Styles, P., 1978. Seafloor spreading in the western Gulf of Aden. *Nature*, **271**: 615-617.

Gregory, J.W., 1921). The Rift Valleys and Geology of East Africa.

Guiraud, R., Issawi, B. and Bellion, Y., 1985. Les linéaments Guineo-Nubiens: un trait structural majeur à l'échelle de la Plaqeu Africaine. *C. R. Acad. Sc. Paris*, **300**, II (1): 17-20

Gülen, L., Barka, A.A. and Toksöz, M.N., 1987. Continental collision and related complex deformation: Maraş Triple Junction and surrounding structures, southeastern Turkey, Yerbilimleri (*Bull. Earth. Sci. Applica. and Res. Center*, Hacettepe Univ.), **14**, 319-336.

Gvirtzman, G., 1969. The Saqiye Group (late Eocene to early Pleistocene) in the Coastal Plain and Hashphela regions. Israel. *Bull. Geol. Surv. Isr.*, **51**.

Halls, S.A., Andreasen, G.E. and Girdler, R.W., 1977. Total-intensity magnetic anomaly map of the Red Sea and adjacent coastal areas, a description and preliminary interpretation. In: Red Sea Research 1970-1975, *Saudi Arabian Dir. Gen. Min. Res. Bull.*, **22**: F1-F15.

Hamblin, W.K., 1992. *Earth's Dynamic Systems*. 6th. Ed. Ch. 21. p.518-519. MacMillan Publishing Company, Inc.

Healy, J.H., Mooney, W.D., Blank, H.R., Gettings, M.E., Kohler, W.M., Lamson, R.J., Leone, L.E., 1982. Saudi Arabia seismic deep refraction profile. Final Project Rept., *U.S. Geol. Surv., Saudi Arabian Mission Rept.* OF-02-37, Jeddah, 432 pp.

Hofstetter, R., Örgülü, G. Ve Aktar, M., 2000. Application of Regional Moment Tensor Inversion, *Observatories and Research Facilities for European Seismology*, **2**; No 1.

Honda, H., 1957. The mechanism of the earthquakes, Science Reports, Tohoku Univ. Ser., 5, *Geophys.*, **9**, 1-46.

Horowitz, A., 1979. The Quaternary of Israel. Academic Press, New York, *N.Y.*, 365 pp.

Huang, P.Y., Solomon, S.C., Bergman, A. and Nàbělek, J.L., 1986. Focal depths and mechanism of mid-Atlantic ridge earthquakes from body waveforms inversion, *J. Geophys. Res.*, **91**, 579-598.

Hutchinson, R.W. and Engels, G.G., 1970. Tectonic significance of regional geology and evaporite lithofacies in northeastern Ethiopia. *Philos. Trans. Soc.* London, **A267**: 313-329.

Izzeldin, Y.A., 1982. On the Structure and Evolution of the Red Sea. *Ph. D. thesis*, Univ. Louis Pasteur, Strasbourg, 163 pp.

Izzeldin, Y.A., 1987. Seismic, gravity and magnetic surveys in the central part of the Red Sea; their interpretation and implications for the structure and evolution of the Red Sea. *Tectonophysics*, **143**: 269-306.

Karnik, V., 1971. Seismicity of European Area, parts I─II. Reidel, Dordrecht.

Kashai, E., 1976. The Amiaz Oil prospect. *Oil Exploration (Investments) Ltd.*, Tel Aviv, 22 pp.

Kashai, E.L. and Croker, P.F., 1987. Structural geometry and evolution of the Dead Sea – Jordan rift system as deduced from new subsurface data. *Tectonophysics*, **141**: 33-60.

Kazmin, V., 1976. Plate motions in the Red Sea-Gulf of Aden Triple Junction: a history. *Eth. Inst. Geol. Surv.*, Note, **22**: 12.

Kikuchi, M. and Fukao, Y., 1988. Inversion of long period P-waves from great earthquakes along subduction zones, *Tectonophysics*, **144**, 231-247.

Kobbani, F.K., 1970. Geophysical and structural aspects of the Central Red Sea Rift Valley. *Philos. Trans. R. Soc. London*, Ser. A, **267**: 89-97.

LaBrecque, J.L. and Zitellini, N., 1985. Continuous sea floor spreading in Red Sea: an alternative interpretation of magnetic anomaly pattern. *Am. Assoc. Pet. Geol. Bull.*, **69 (4)**: 513-524.

Langson, C.A. and Helmberger, D.V., 1975. A procedure for Modelling shallow dislocation sources, *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, **42**, 117-130.

Lartet, L., 1869. Essai Sur la géologie de la Palestine et des contrées avoisi nantes, telles que I'Egypte et I'Arabie, Comprenant les observations re cueillies dans le cours de I'expédition du Duc de Luynes a la Mer Morte [thesis]: Paris, Victor Masson et fils: 109.

Le Pichon, X., 1968. Sea-floor spreading and continental drift, *J. Geophys. Res.*, **73**, 3661-3697.

Le Pichon, X. and Sibuet, J.C., 1981. Passive margins: a model of formation. *J.Geophys. Res.*, **86**: 3708-3720.

Le Pichon, X. and Gaulier, J.M., 1988. The rotation of Arabia and the Levant Fault System. *Tectonophysics*, **153**: 271-294.

Le Pichon, X. and Gaulier, J.M., 1988. The rotation of Arabia and the Levant Fault System. In: X., Le Pichon and J.R. Cochran (Editors), The Gulf of Suez and Red Sea Rifting. *Tectonophysics*, **153**: 271-294.

Lowell, J.D. and Genik, G.J., 1972. Sea-floor spreading and structured evolution of southern Red Sea. *Am. Assoc. Pet. Geol. Bull.*, **56**: 247-259.

Lowell, J., Crampin, C., Evans, R., Balamirucer, S., 1987. Microearthquakes in the TDP swarms, Turkey: clustering in space and time. *Geophy. J. R. Astro. Soc.*, **91**, 313-330.

Makris, J., Stoefen, B., Vees, R., Allam, A., Maamoun, M. and Shehata, W., 1979. Deep seismic sounding in Egypt, Part II. Crust and Upper mantle of the Red Sea Coast. Unpublished paper, *Inst. Für Geophysik*, Univ. Hamburg, 20 pp.

Makris, J. and Rihm, R., 1987. Crustal structure of the Red Sea region derived from seismic and gravity data. *Terra Cognita*,**7**: 294.

Makris, J., Rihm, R. and Allam, A., 1988a. Some geophysical aspects of the evolution and the structure of the crust in Egypt. In: S. El Gaby and R.O. Greiling (Editors), The Pan-African Belt of Northeast Africa and the Adjacent Areas. Vieweg, Braunschweig, pp. 345-369.

Mann, P., Hempton, M.R., Bradley, D.C. and Burke, K., 1983. Development of pull apart basins. *J. Geol.*, **91**: 529-554.

McCaffery, R. and Abers, G., 1988. SYN3: A program for inversion teleseismic body waveforms on microcomputers, *Air force Geophysics Laboratory Technical Report*, AFGI-TR-88-0099, Hanscomb Air Force Base, MA, 50 pp.

McClusky, S., Balassanian, S., Barka, A., Demir, E., Ergintav, S., Georgiev, I., Gurkan, O., Hamburger, M., Hurst, K., Kahle, E., Kastens, K., Kekelidze, G., King, R., Kotzev, V., Lenk, O., Mahmoud, S., Mishin, A., Nadariya, M., Ouzounis, A., Paradissis, D., Peter, Y., Prilepin, M., Reilinger, R., Sanlı, I., Seeger, H., Tealeb, A., Toksöz, M.N. and Veis, G., 2000. Global Positioning System constraints on plate kinematics and dynamics in the Eastern Mediterranean and Caucaus, *Journal of Geophysical Research*, **105**, No. B3, 5695-5719.

McKenzie, D.P., and Morgan, W.J., 1969, Evolution of triple junctions: Nature, v. **224**, no. 5215, p. 125-133.

McKenzie, D.P., Davies, D. and Molnar, P., 1970. Plate tectonics of the Red Sea and East Africa, *Nature*, **226**: 243-248.

McKenzie, D.P., 1978. Active tectonics of the Alpine-Himalayan belt. The Aegean Sea and surrounding regions: *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, **55**, 217-254.

Milkereit, B. and Fluh, E.R., 1985. Saudi Arabian Peninsulan refraction profile: crustal structure of the Red Sea-Arabian shield transition. *Tectonophysics*, **111 (3/4)**: 283-298.

Mohr, P.A., 1975. Structural setting and evolution of Afar. In: A. Pilger and A. Roesler (Editors), *Inter-Union Commission on Geodynamics. Sci. Rep.*, **14**: Afar Depression of Ethiopia. Schweitzerbart, Stuttgart, Vol, I:27-37.

Mooney, W.D., Gettings, M.E., Blank, H.R. and Healy, J.H., 1985. A traveltime interpretation of the 1978 seismic refraction profile in the Kingdom of Saudi Arabia. *Tectonophysics*, **111 (3/4)**: 173-246.

Moretti, I. and Coletta, B., 1987. Spatial and temporal evolution of the Suez Rift Subsidence. *Geodynamics*, **7**: 151-168.

Morgan, W.J., 1971. Convection plumes in the Lower mantle, *Nature*, **230**, 42-43.

Nakano, H., 1923. Notes on nature of the forces which give rise to the earthquake motions, *Seismol. Bull. Central. Met. Obs. Japan*, **1**, 92-120.

Nàbělek, J.L., 1984. Determination of earthquake source parameters from inversion of body waves, *Ph. D. Thesis*, M.I.T., U.S.A.

Neev, D. and Emery, K.O., 1967. The Dead Sea: Depositional Processes and Enviroments of Evaporites. *Isr. Geol. Surv. Bull.*, **41**: 147 pp.

Neev, D. and Hall, J.K., 1978. The Dead Sea geophysical survey, 19 July – 1 August, 1974. *Isr. Geol. Surv. Rep.* Mg/1/78, 49 pp.

Neev, D. and Hall, J.K., 1979. Geophysical investigations in the Dead Sea, *Sediment. Geol.*, **23**: 209-238.

Noy, D.J., 1978. A comparison of magnetic anomalies in the Red Sea and the Gulf of Aden. In: I.B. Ramberg and E.-R. Neuman (Editors), Tectonics and Geophysics of Continental Rifts. Reidel, *Dordrecht*, **2**: 279-288.

Oral, M.B., Reilinger, R.E., Toksöz, M.N., King, R.W., Barka, A.A., Kınık, I. and Lenk, O., 1995. Global Positioning System offers evidence of plate motions in eastern Mediterranean, EOS, Transactions, *Amer. Geophys. Union*, **76**, 9-11.

Pallister, J.S., Stacey, J.S., Fischer, L.B. and Premo, P.R., 1988. Precambrian ophiolits of Arabia: geologic settings, U-Pb geochronology, Pb-isotope characteristics, and implications for continental accretion. *Precambrian Res.*, **38**: 1-54.

Phillips, J.D. and Ross, D.A., 1970. Continuous seismic reflection profiles in the Red Sea. *Philos. Trans. R. Soc. London*, Ser. A, **267**: 143-152.

Pınar, A. ve Türkelli, N., 1997. Source inversion of the 1993 and 1995 Gulf of Aqaba earthquakes. *Tectonophysics*, **283**: 279-288.

Picard, L., 1943. Structure and evolution of Palestine with comparative notes on neigbouring countries.*Geol. Dep.*, Hebrew Univ., Jerusalem.

Plasard, J. and Kogoj, B., 1962. Catalogue des Séisms ressentis au Liban. Ann. Mém. Obs. Ksara, 12 pp. (Modified version, 1968, 28 pp.).

Poirier, J.P., Romanowicz, B.A. and Taher, M.A., 1980. Large historical earthquakes and seismic risk in northwest Syria. *Nature*, **285**: 217-218.

Poirier, J.P. and Taher, M., 1980. Historical seismicity in the Near and Middle East, north Africa and Spain from Arabic Documents (VIIth – XVIIIth century). *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **70**, 2185-2201.

Prodehl, C., 1985. Interpretation of seismic- refraction survey across the Arabian Peninsulan shield in western Saudi Arabia. *Tectonophysics*, **111** (314): 247-282.

Prozorov, A. and Hudson, J.A., 1974. A study of the magnitude difference M_S-m_b for earthquakes, *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, **39**, 551-564.

Purcell, P.G., 1981. Phanerozoic sedimantary history and petroleum potential. In: S. Chewaka and M. DeWit (Editors), Plate Tectonics and Metallogenesis: Some Guidelines to Ethiopian Mineral Deposits. *Eth. Inst. Geol. Surv. Bull.*, **2**: 97-114.

Quennell, A. M., 1956. The Geological Map of the Kingdom of Trnas Jordan. Scale 1:250,000.

Quennell, A. M., 1958. The structural and geomorphic evolution of the Dead Sea rift. *Q. J. Geol. Soc. London*, **114**: 1-24.

Quennell, A. M., 1959. Tectonics of the Dead Sea rift. Int. Geol. Congr., 20 th, *Mexico-Assoc. Serv. Geol. Afr.*, pp. 385-405.

Quennel, A.M., 1984. The western Arabia rift system, Geological evolution of the eastern Mediterranean, Dixon, J. E. and Robertson, A.H.F. (Eds), *Spec. Publ. Geol. Soc. London*, **17**, 775-786.

Rabinowitz, P.D., 1974. The boundary between oceanic and continental basement in the western North Atlantic Ocean. In: C. Burke and C. Drake (Editors), Geology of Continental Margins. Springer, New York, *N.Y.*, pp. 67-84

Rabinowitz, P.D. and labrecque, J., 1979. The Mesozoic south Atlantic Ocean and evolution of its continental margins. *J. Geophys. Res.*, **84**: 5973-6002.

Reilinger, R.E., McClusky, S.C., Oral, M.B., King, R.W., Toksöz, M.N., Barka, A.A., Kınık, I., Lenk, O. and Şanlı, I., 1997. Global Positioning System Measurements of present-day crustal movements in the Arabia-Africa-Eurasia plate collision zone, *J. Geophys. Res.*, **102**, 9983-9999.

Rihm, R., 1984. Seismische Messungen im Roten Meer und ihre Interpretation Diplomarbeit *Inst. Für Geophysik*, Univ. Hamburg,114 pp.

Rihm, R., 1989. Die Entwicklung des Roten Meeres abgeleitet aus geophysikalischen Messungen. Hamb. *Geophys. Einzelschr.*, A., **94**, 175 pp.

Robson, D.A., 1971. The structure of the Gulf of Suez (clysmic) Rift, with special reference to the eastern side. *Q. J. Geol. Soc. London*, **115**: 247-276.

Roeser, H.A., 1975. A detailed magnetic survey of the southern Red Sea. *Geol. Jahrb.*, **13**: 247-276.

Roeser, H.A., 1975. A detailed magnetic survey of the Southern Red Sea. *Geol. Jahrb.*, **D13**: 131-153.

Roth, I., 1969. The geology Wadi el-Qilt area. *M. Sc. Thesis*. Hebrew Univ., Jerusalem (in Hebrew with English Abstr.).

Rothé, J.P., 1969. The Seismicity of the Earth 1953─1965. Unesco, Paris.

Royden, L., Sclater, J.G., Horvath, F., Burcfiel, B.C., Senken, S. and Stefena, L., 1980. The formation of the intra-Carpation basins determined from subsidence, Earth Planet, *Sci. Lett.*, **51**, 139.

Schandelmeier, H. and Pudlo, D., 1990. The Central African fault Zone (CAFZ) in Sudan: a possible continental transform fault. *Berliner Geowiss. Abh.*, Reihe A, 120.1: 31-44.

Searle, R.C. and Ross, D.A., 1975. A geophysical study of the Red Sea axial trough between 20.5ºN and 22ºN. *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, **43**: 555-572.

Segall, P., Pollard, D., 1980. Mechanics of discontinuous faults. *J. Geophy. Res.*, **85**, 4337-4350.

Shalem, N., 1956. Tsunamis in the eastern Mediterranean. *Bull. Isr. Explor. Soc.*, **20**: 159-170.

Shamir, G., 1996. The November 22, 1995, Nuweiba earthquake, Gulf of Elat (Aqaba): mechanical analysis. Report No. 550/87/96 (114) (also submitted to *J. Geophys. Res.*)

Sieberg, A., 1932a. Erdbebengeographie. In: B. Gutenberg (Editor), Handbuch der Geophysik, Band IV. Borntrager, Berlin, pp. 527-1005.

Sieberg, A., 1932b. Untersuchungen über Erdbeben und Bruchschollenbau im Östlichen Mittelmeergebiet. Medizinisch-Naturwissenschaftliche Geselleshaft, 18159-273.

Steckler, M.S. and Ten Brink, U.S., 1985. Replacement of the Gulf of Suez Rift by the Dead Sea Transform: the role of Old Hinge zones in rifting. *Eos*, **66 (18)**: 364.

Steckler, M.S., Berthelot, F., Lyberis, N. and Le Pichon, X., 1988. Subsidence in the Gulf of Suez: implications for rifting and plate kinematics. *Tectonophysics*, **153**: 249-270.

Stern, R.J., Dixon, T.H., Golombek, M.P., Kröner, A., Manton, W.I., Walter, M. and Hussein, I.M., 1986. The hamisana Shear Zone: a major Precambrien shear zone in the Red Sea Hills of Sudan. *Geol. Soc. Am., Abstr. Prog.*, **18**: 763.

Sultan, M., Arvidson, R.E. and Duncan, I.J., 1988. extension of the Najd Shear System from Saudi Arabia to the Central Eastern Desert of Egypt based on integrated field and Landsat observations. *Tectonics*, **7 (6)**: 1291-1306.

Talwani, M., Mutter, J., Houtz, R. and Konig, M., 1978. The margin south of Australia – a continental margin paleorift. In: I. Ramberg and A. Neumann (Editors), Tectonics and Geophysics of Continental Rifts. Reidel, Dardrecht, pp. 209-219.

Taymaz, T., Jackson, J., and Westway, R., 1990. Earthquake mechanisms in the Hellenic Trench near Crete, *Geophys. J. Int.*, **102**, 695-731.

Taymaz, T., 1990. Earthquake source parameters in the Eastern Mediterranean Region, *Ph. D. Thesis*, 244 pp, Darwin College, University of Cambridge, U.K.

Taymaz, T., 1992. Observations on source time functions of earthquake obtained from inversion of teleseismic body waveforms, *Geophys. J. Int.*, **108**, 272-280.

Ten Brink, U.S. and Ben Avraham, Z., 1989. The anatomy of a pull-apart basin: seismic reflection observations of the Dead Sea Basin. *Tectonics*, **8 (2)**: 333-350.

Vail, J.R., 1983. Pan-African crustal acceratiom in northeast Africa. *J. Afr. Earth Sci.*, **1**: 285-294.

Vail, J.R., 1985. Pan-African (Late Precambrian) tectonic terrains and the reconstruction of the Arabian-Nubian Shield. *Geology*, **13**: 839-842.

Vail, J.R., 1988. Tectonics and evolution of the Proterozoic basement of Northeastern Africa. In: S. El Gaby and R.O. Greiling (Editors), The Pan-African Belt of Northeast Africa and the Adjacent Areas. *Vieweg*, Braunschweig pp. 195-226.

Vink, G.E., Morgan, W.J. and Zhao, W.L., 1984. Preferential rifting of continents: a source of displaced terranes. *J. Geophys. Res.*, **89** (B12): 10072-10076.

Weaver, C., Hill, D., 1978. Earthquake swarms and local crustal spreading along major strike-slip fault in California. *Pageoph*., **117**, 51-64.

Willis, B., 1928. Earthquakes in the Holy Land. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **18**: 73-103. (Amedment in Science, Apr. 7, 1933, p. 351).

Willis, B., 1938. *Bull. of Geol. Soc. Amer.*, **49**,459.

Wilson, J.I., 1965. A new class of faults and their bearing on continental drift. *Nature*, **207**: 343-347.

Zak, I., 1967. The Geology of Mount Sedom. *Ph. D. Thesis*, Hebrew Univ. Jerusalem, 208 pp.(in Hebrew, English abstr.).

Zak, I. and Bentor, Y.K., 1972. Some new data on the salt deposits of the Dead Sea area, Israel. In: Geology of Saline Deposits (Hannover Symp.), pp. 137-146.UNESCO.

EKLER

A — 3 AĞUSTOS 1993, 22 KASIM 1995 ve 22 OCAK 1997 GDSN İSTASYON PARAMETRELERİ

B — GERÇEK VE YAPAY DALGA ŞEKİLLERİNİN AZİMUTAL DEĞİŞİMİ

C — ÖLÜ DENİZ VE KIZILDENİZ ÇEVRESİNDE MEYDANA GELEN TARİHSEL DEPREMLER

D — 3 AĞUSTOS 1993, 22 KASIM 1995 ve 22 OCAK 1997 DEPREMLERİ İÇİN YAPILAN PARAMETRE TESTLERİ

EK-A

3 AĞUSTOS 1993, 22 KASIM 1995 VE 22 OCAK 1997 DEPREMLERİ GDSN İSTASYON PARAMETRELERİ

3 Ağustos 1993 Akaba Körfezi depremi istasyon özellikleri:

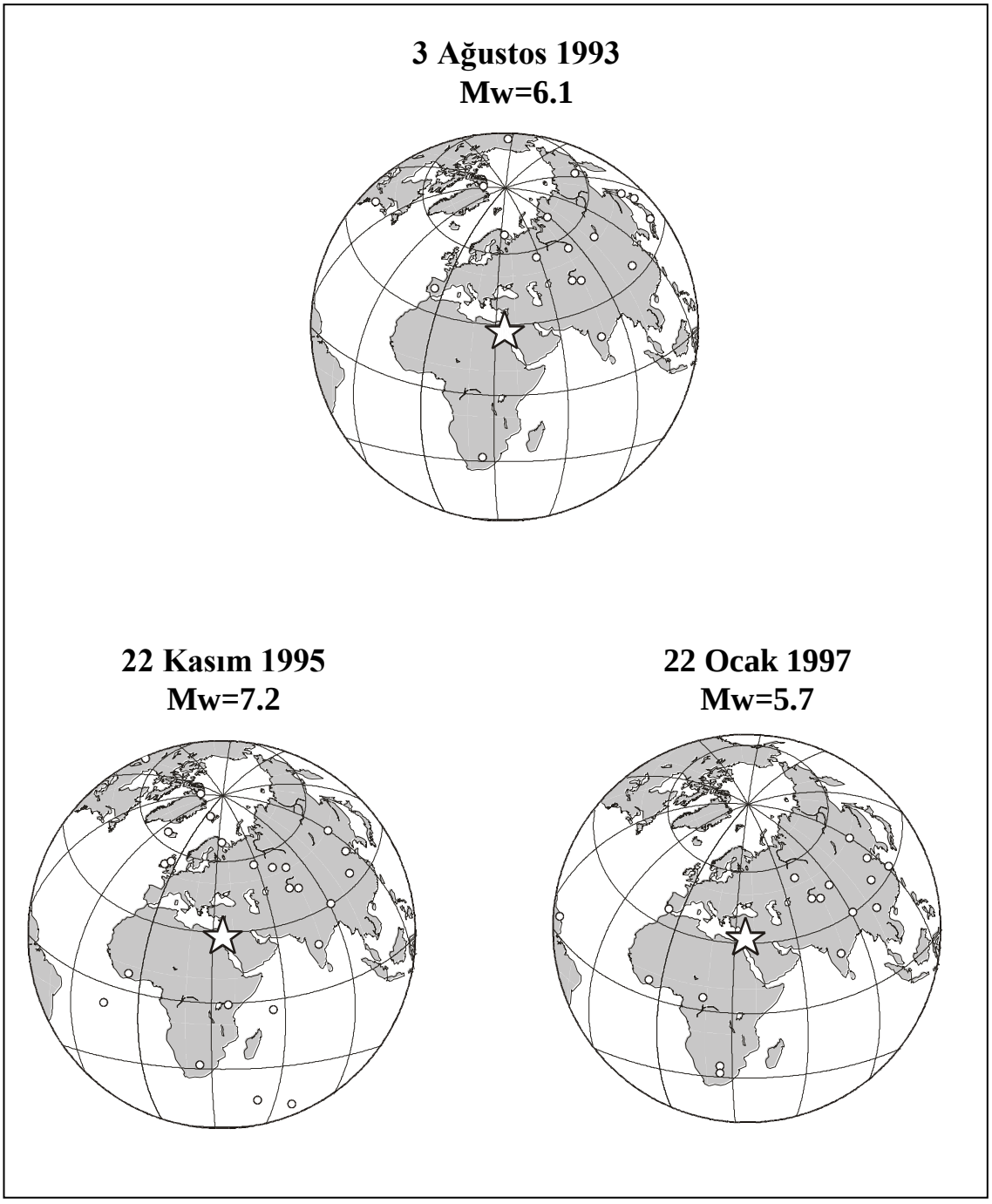
Bu deprem için ters çözüm işleminde 34 tane LP (long period) istasyon kullanılmıştır (Şekil A1, Tablo 3.4). Çözümde kullanılan kayıtların 18 tanesi P, 16 tanesi S kaydıdır. Üretilen yapay dalgaların uzunluğu P dalgası için 60 s., S dalgası için 60 s.'dir.Kaynak zaman fonksiyonu element sayısı N=10, yarı genişliği $\Delta\tau$ = 1s. ve kaynak fonksiyonu elementleri genlikleri 20, -4, 14, 4, 20, 17, 15, 12, 3, 0 dır.

22 Kasım 1995 Akaba Körfezi depremi istasyon özellikleri:

Bu deprem için ters çözüm işleminde 48 adet LP istasyon kaydı bulunmaktadır (Şekil A1, Tablo 3.7). Çözümde kullanılan kayıtların 24 tanesi P, 24 tanesi S kaydıdır. Üretilen yapay dalgaların uzunluğu P dalgası için 60 s., S dalgası için 60 s.'dir. Kaynak zaman fonksiyonu element sayısı 1. Kırılma için N= 5, $\Delta\tau$ = 2 s. ve 2. Krılma için N=7, $\Delta\tau$ = 2 s. dir. 1. Kırılma için kaynak fonksiyonu elementleri genlikleri 6, 20, 25, 29, 21 ve 2. Kırılma için 45, 24, 17, 10, 1, 3, 0 'dır.

22 Ocak 1997 Türkiye depremi istasyon özellikleri:

Bu deprem için ters çözüm işleminde 30 adet LP istasyon kaydı bulunmaktadır (Şekil A1, Tablo 3.8). Çözümde kullanılan kayıtların 16 tanesi P, 14 tanesi S kaydıdır. Üretilen yapay dalgaların uzunluğu P dalgası için 45 s., S dalgası için 50 s.'dir. Kaynak zaman fonksiyonu element sayısı N= 9, $\Delta\tau$ = 1 s.'dir.. Kaynak fonksiyonu elementleri genlikleri 22, 10, 28, 18, 15, 5, 0, 2, 0 'dır.

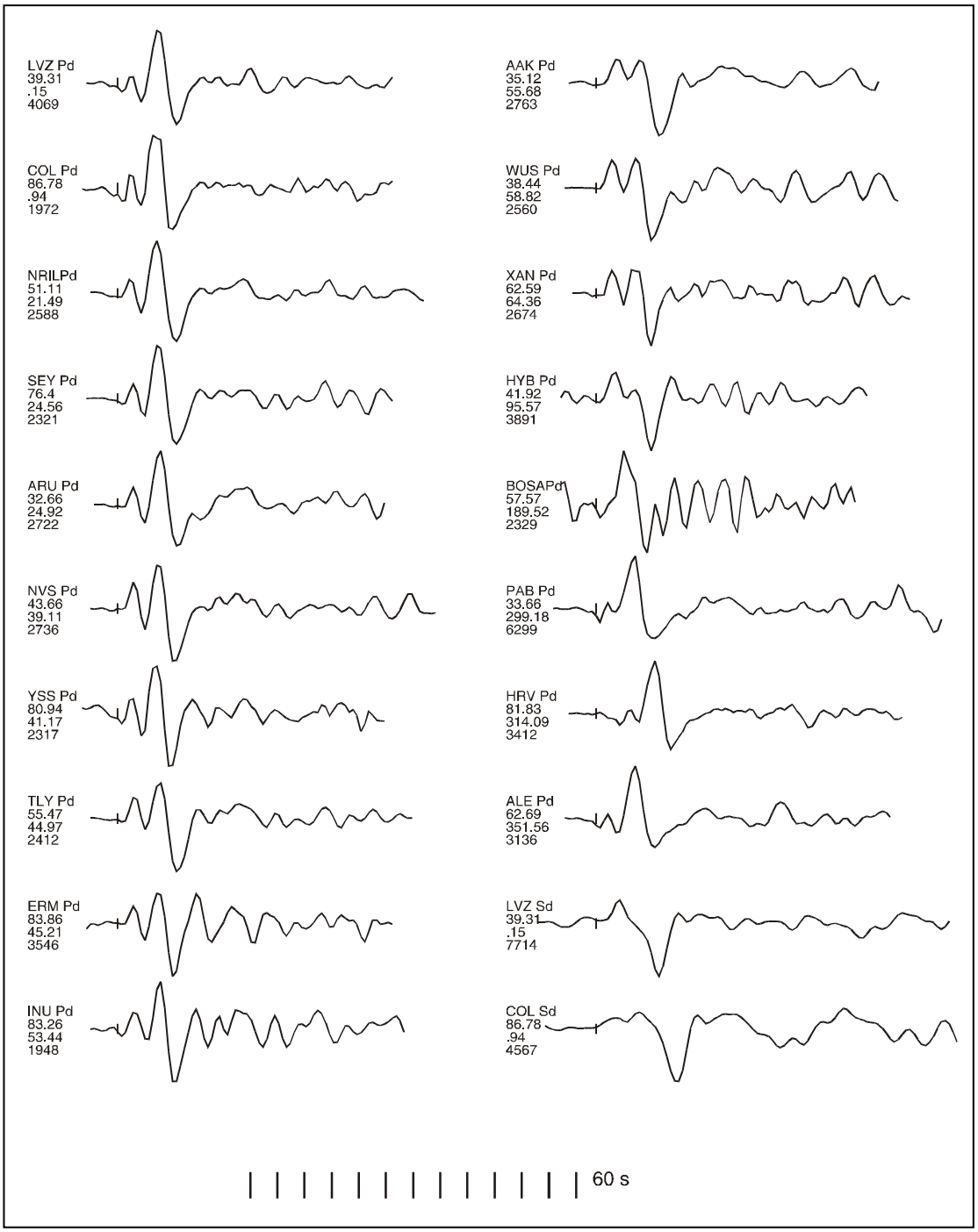


Şekil A.1. 3 Ağustos 1993, 22 Kasım 1995 ve 22 Ocak 1997 depremlerinin ters çözüm işleminde kullanılan sismogramları bulunan GDSN istasyonlarının dağılımı. Yıldızlar depremlerin episantırlarını göstermektedir.

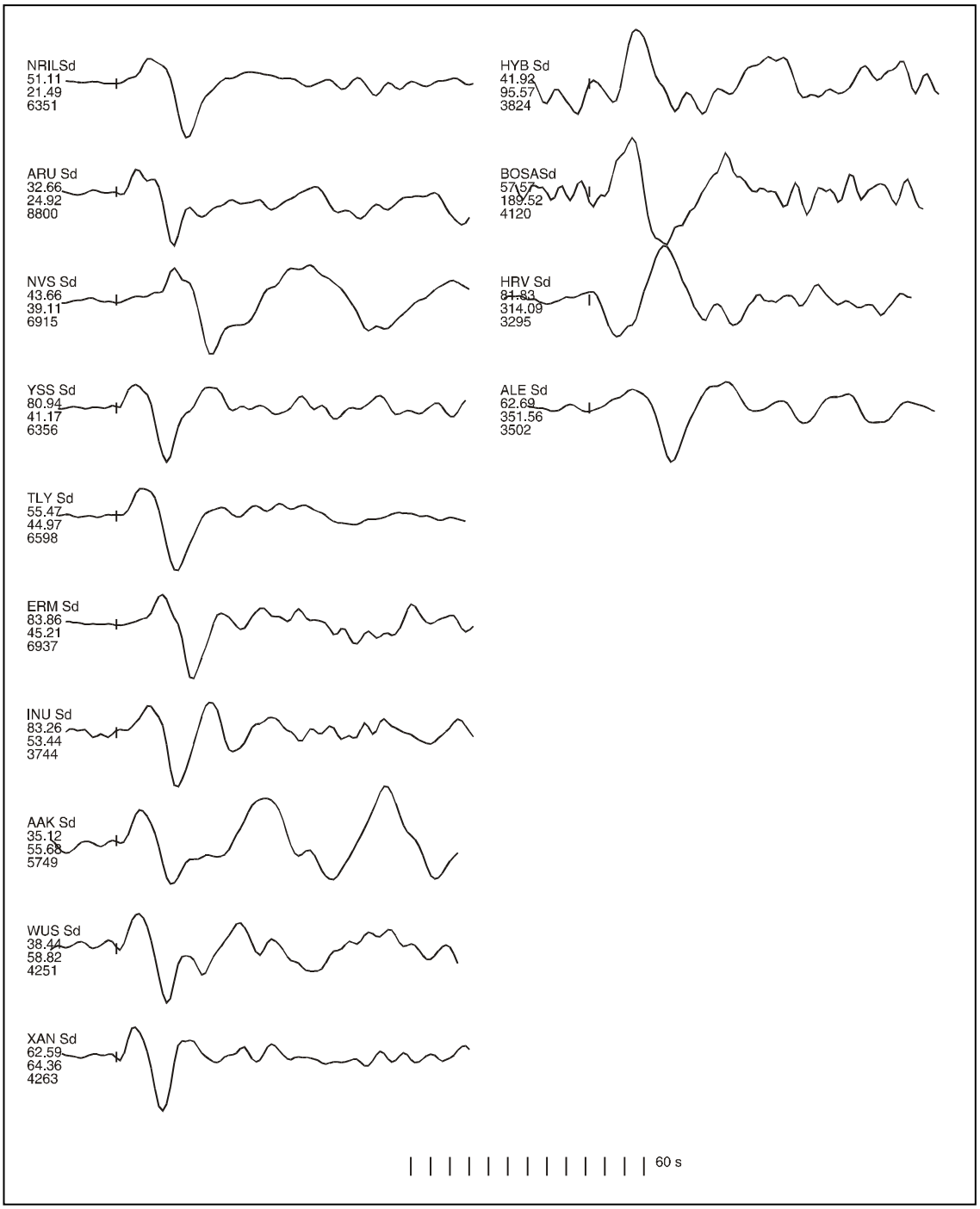
EK-B

GERÇEK VE YAPAY DALGA ŞEKİLLERİNİN AZİMUTAL DEĞİŞİMİ

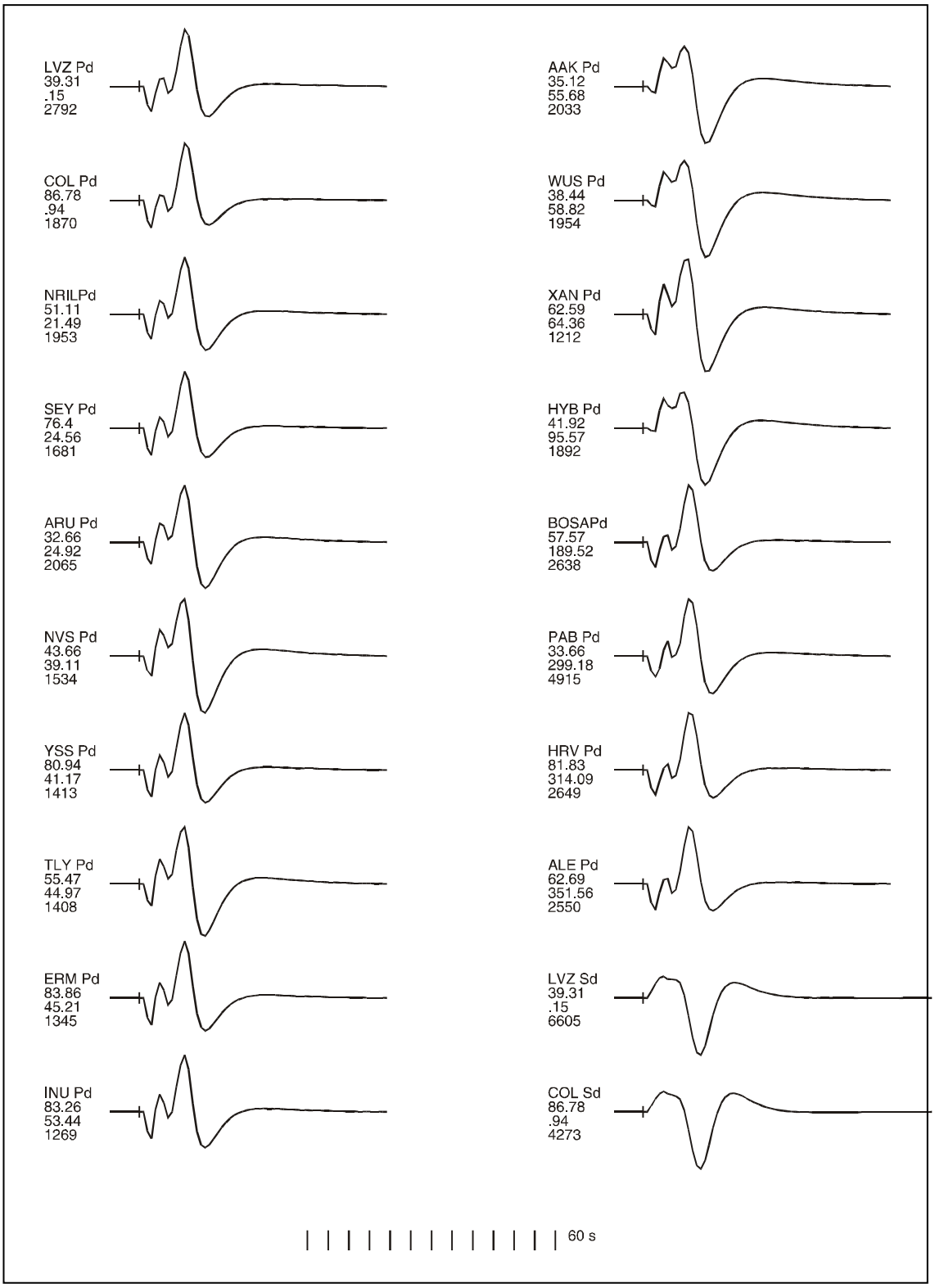
3 Ağustos 1993, 22 Kasım 1995 ve 22 Ocak 1997 depremlerine ait uzun periyod (LP) P ve SH fazı için gerçek (Şekil B.1, B.3, B.5) ve yapay dalga şekillerinin (Şekil B.2, B.4, B.6) istasyon azimutuna göre değişimleri izleyen şekillerde verilmiştir. 3 Ağustos 1993, 22 Kasım 1995 ve 22 Ocak 1997 depremlerine ait geniş band (BB) P fazı gerçek (Şekil B.7, B.9, B.11) ve yapay dalga şekillerinin (Şekil B.8, B.10, B.12) istasyon azimutuna göre değişimlerini izleyen şekiller verilmiştir. Dalga şeklinin solunda sırasıyla istasyon adı, faz adı, episantıra olan uzaklık (°), istasyon azimutu, dalga genliği için mikron cinsinden ölçek verilmiştir.



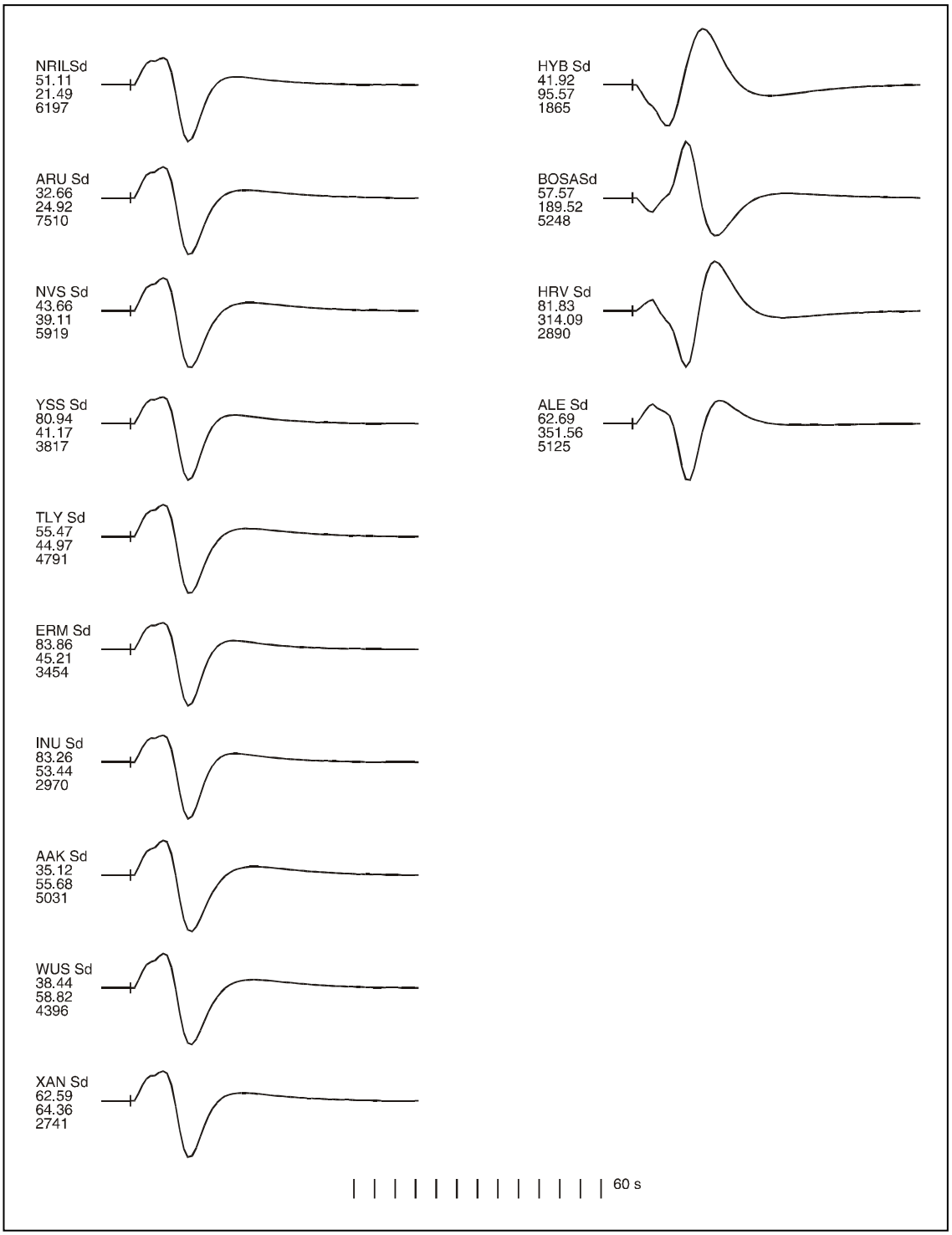
Şekil B.1. 3 Ağustos 1993 Akaba Körfezi depremine ait gerçek (gözlemsel) kayıtların azimuta göre dağılımı (LP).



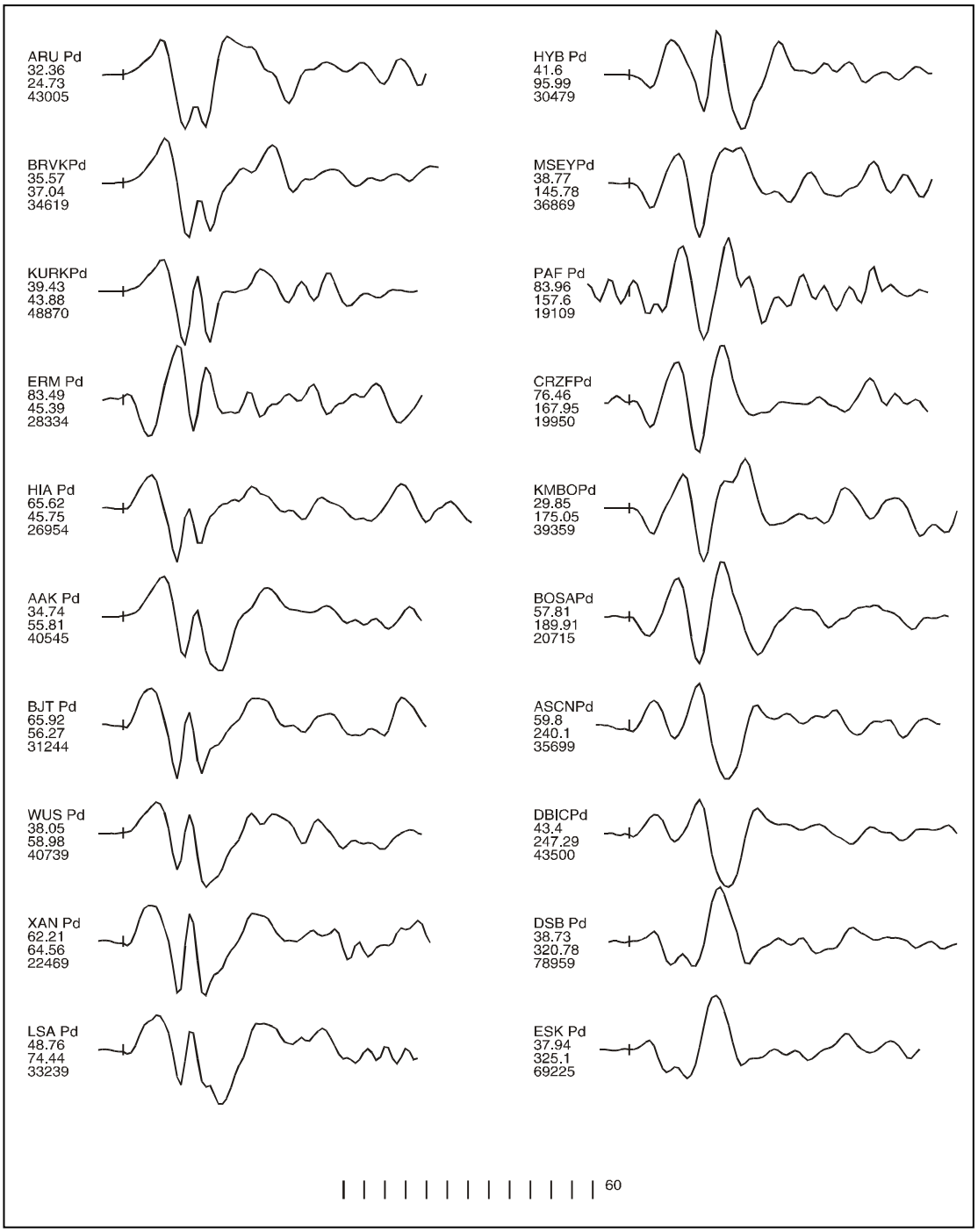
Şekil B.1. Devam ediyor



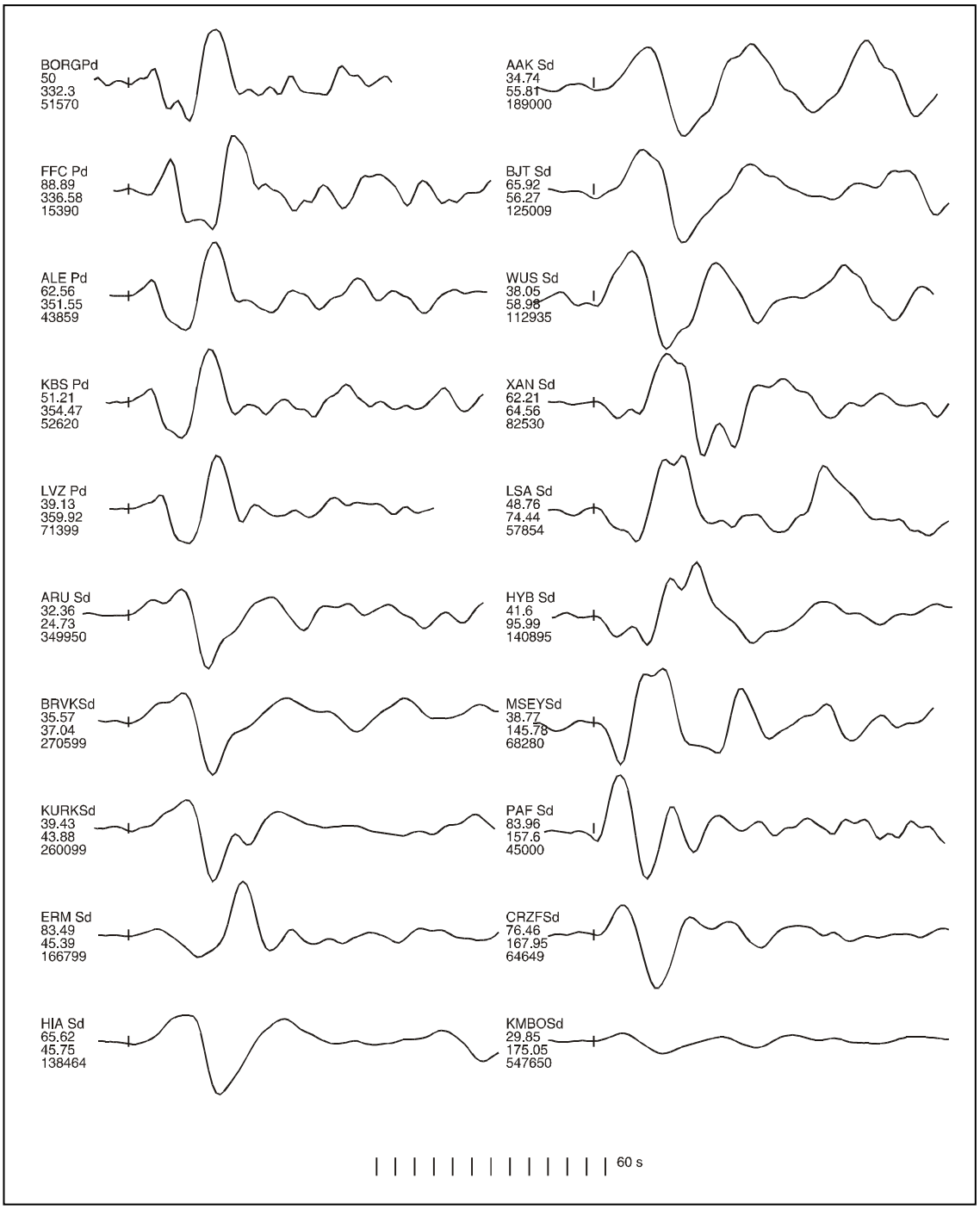
Şekil B.2. 3 Ağustos 1993 Akaba Körfezi depremine ait yapay (sentetik) kayıtların azimuta göre dağılımı (LP).



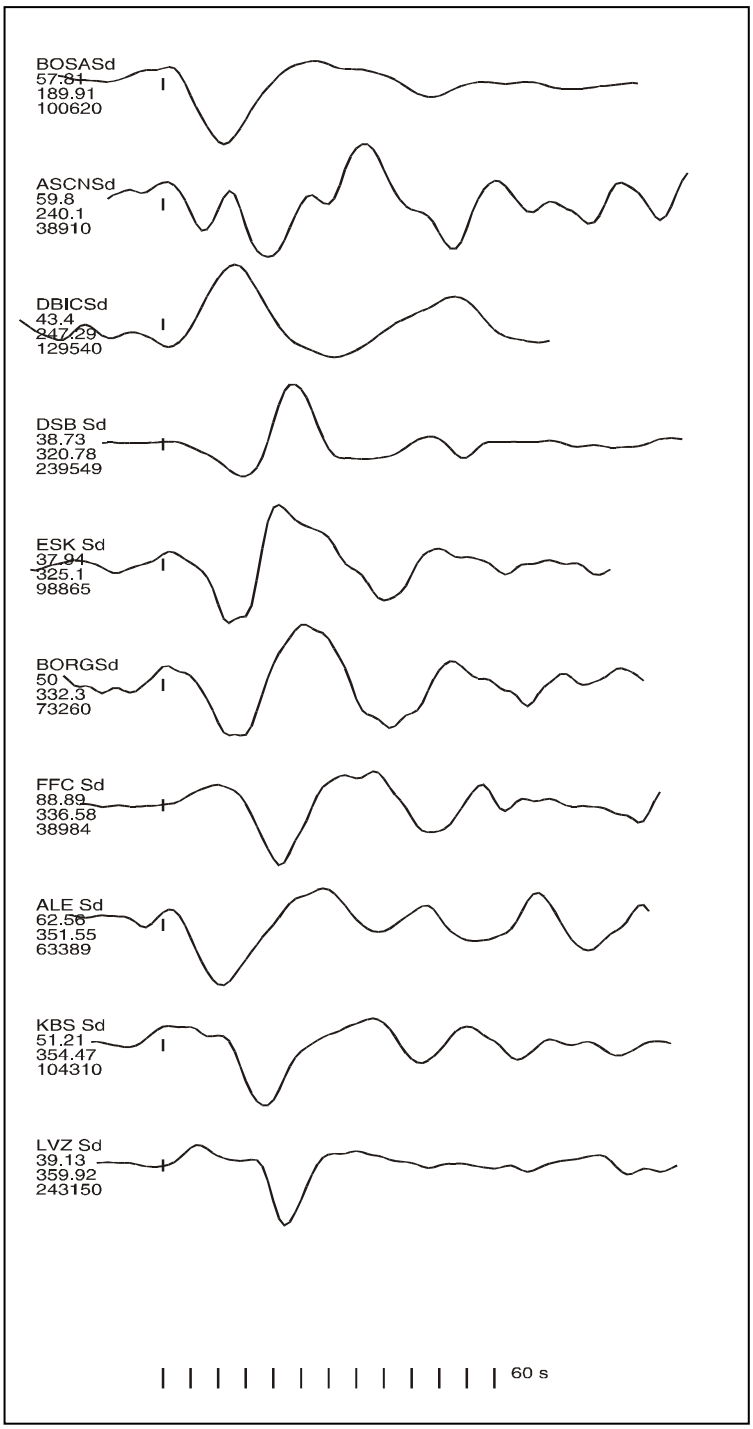
Şekil B.2. Devam ediyor



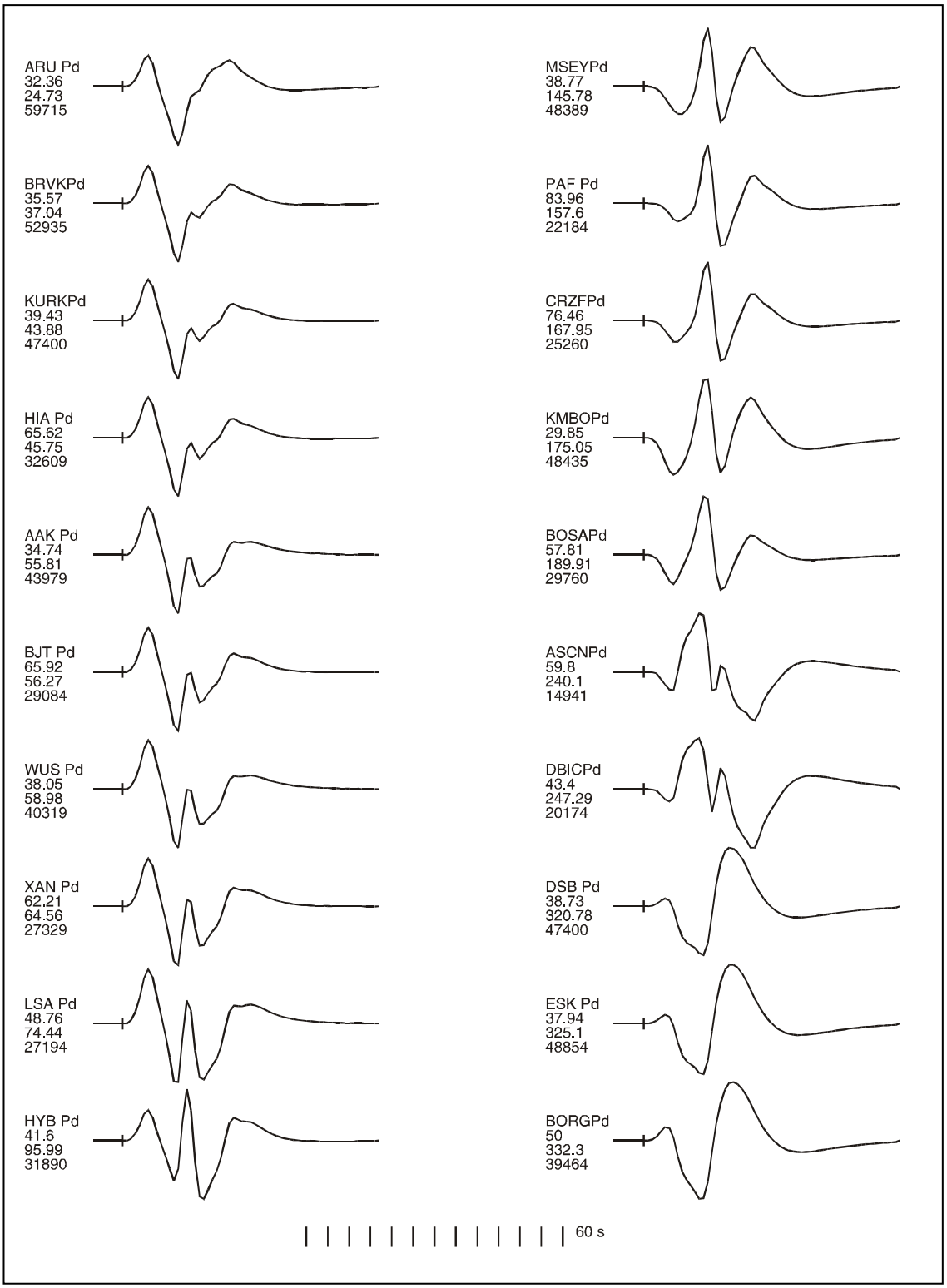
Şekil B.3. 22 Kasım 1995 Akaba Körfezi depremine ait gerçek (gözlemsel) kayıtların azimuta göre dağılımı (LP).



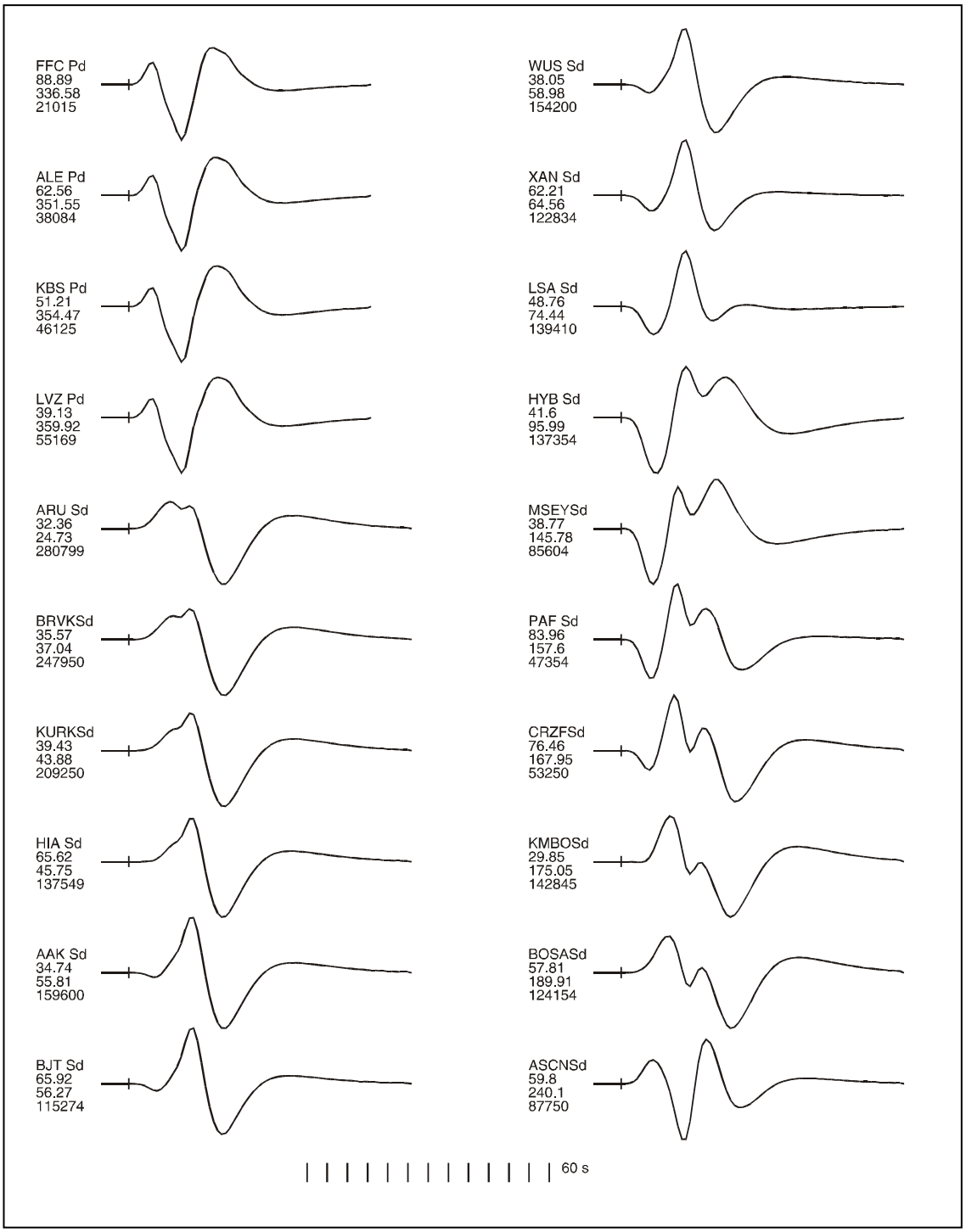
Şekil B.3. Devam ediyor.



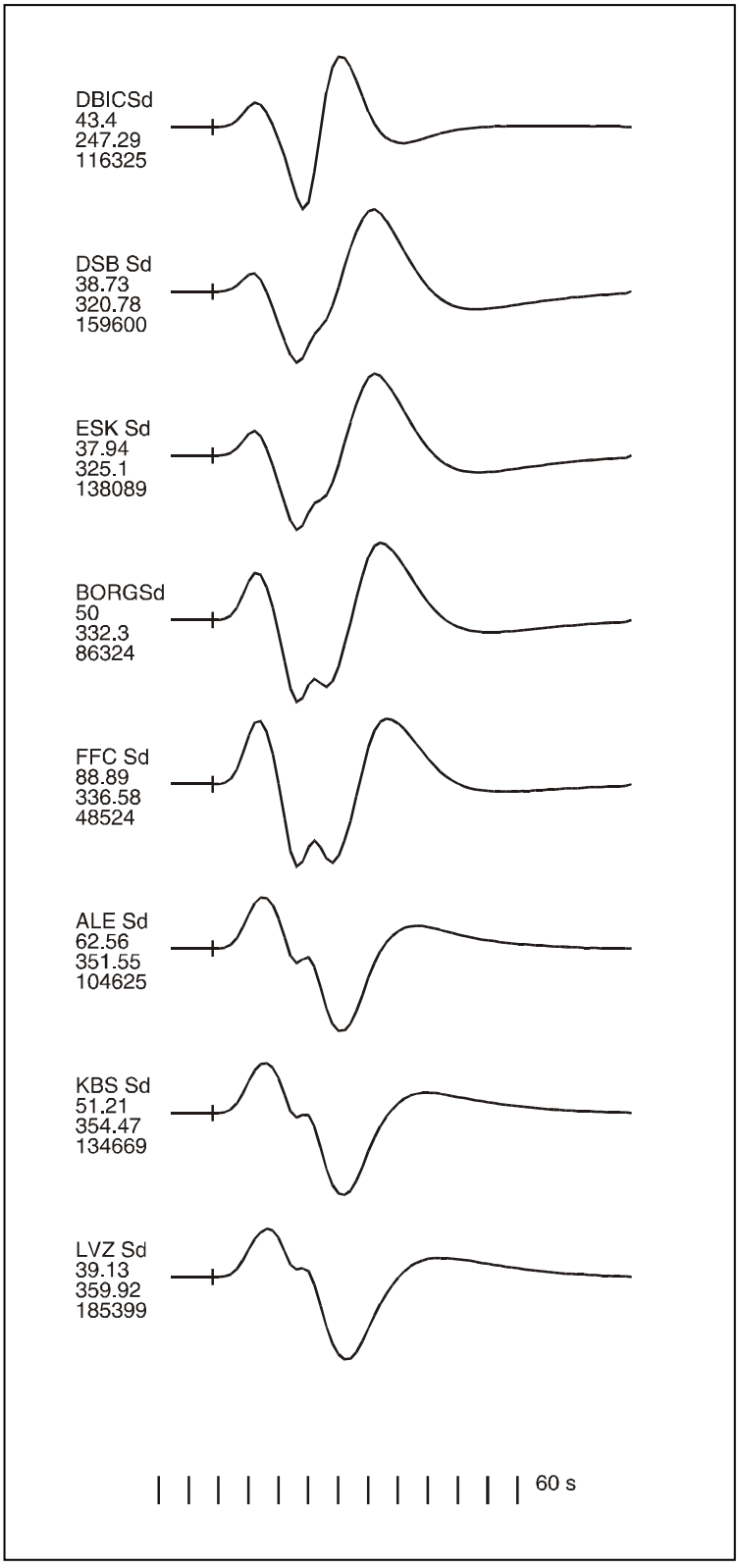
Şekil B.3. Devam ediyor.



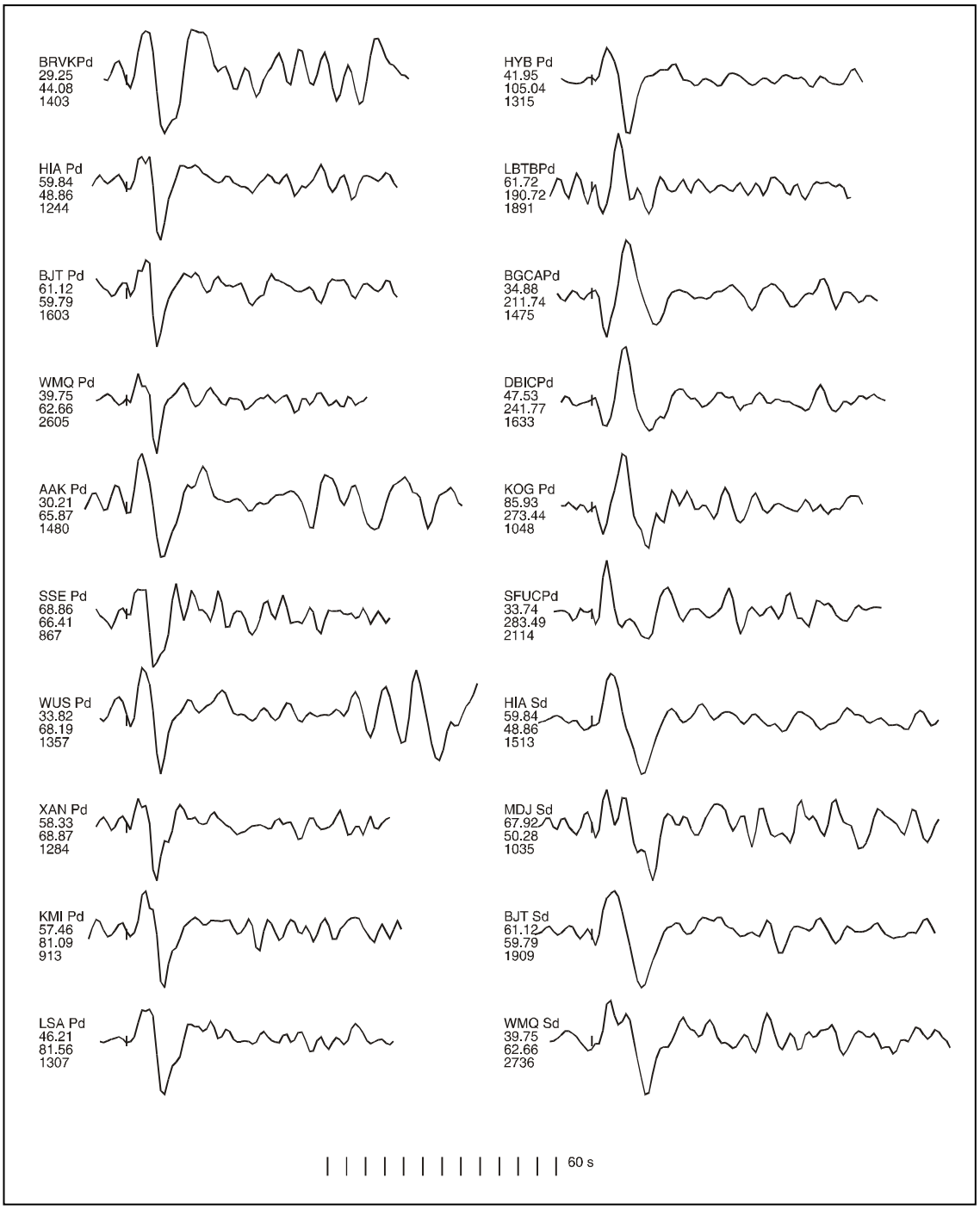
Şekil B.4. 22 Kasım 1995 Akaba Körfezi depremine ait yapay (sentetik) kayıtların azimuta göre dağılımı (LP).



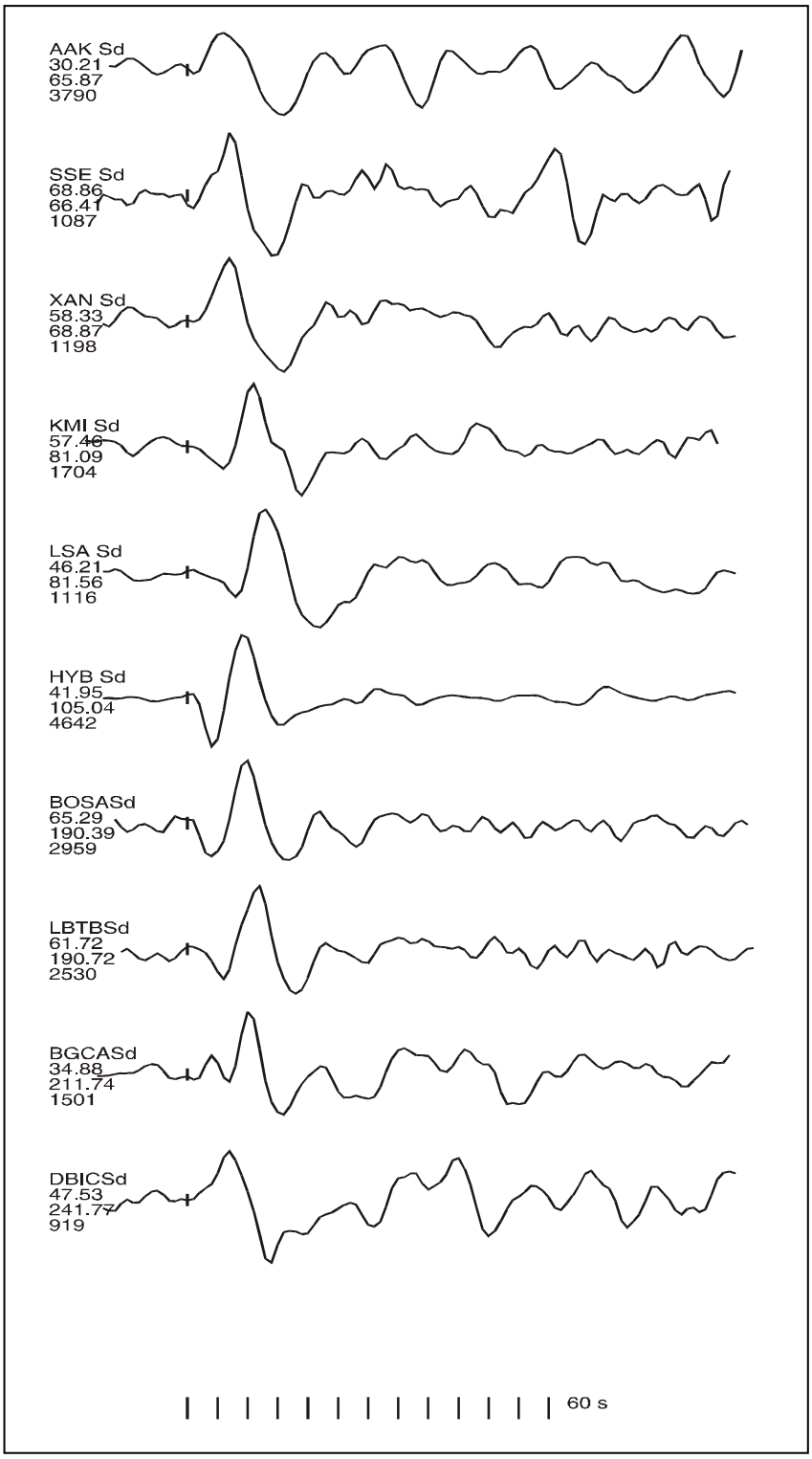
Şekil B.4. Devam ediyor



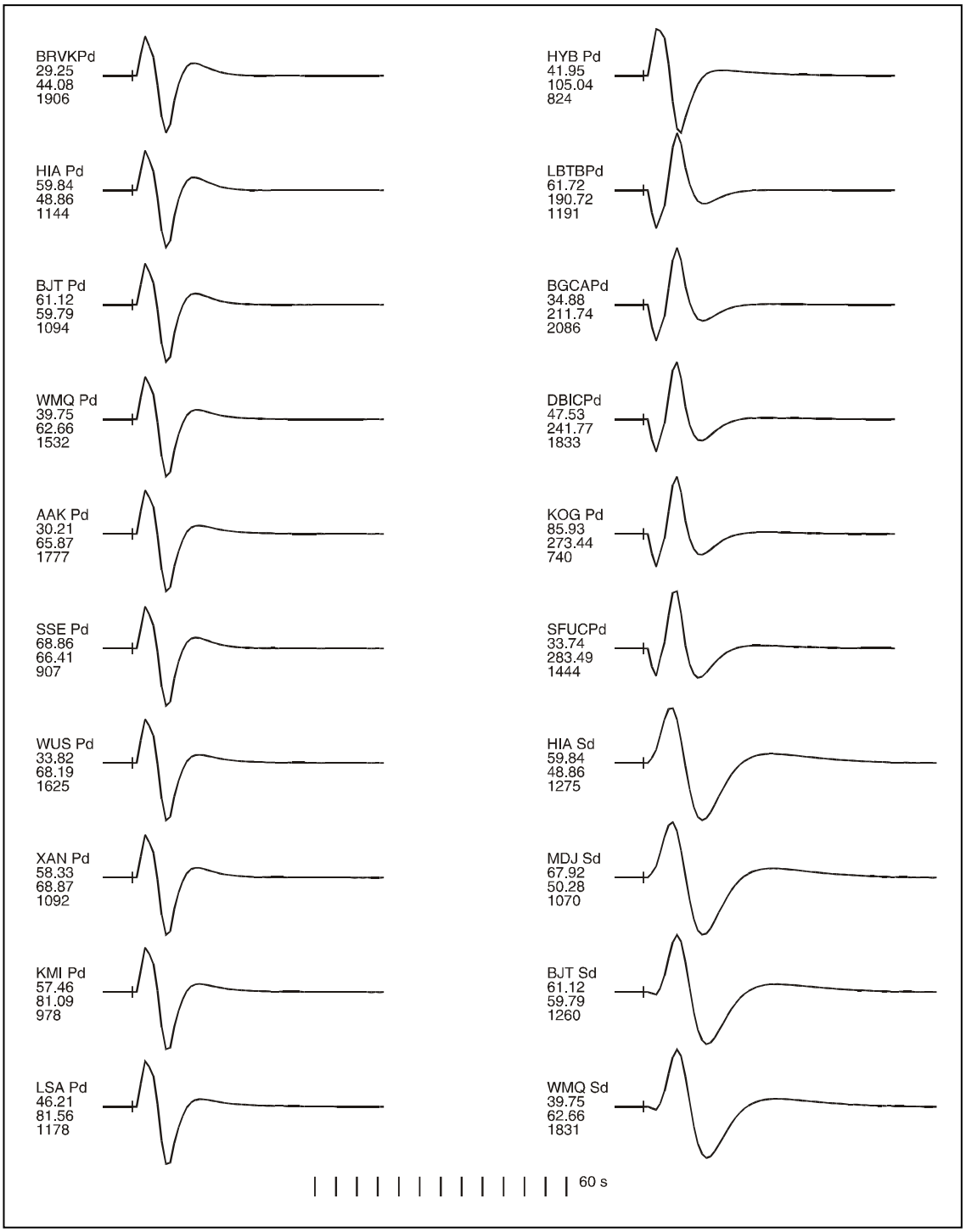
Şekil B.4. Devam ediyor.



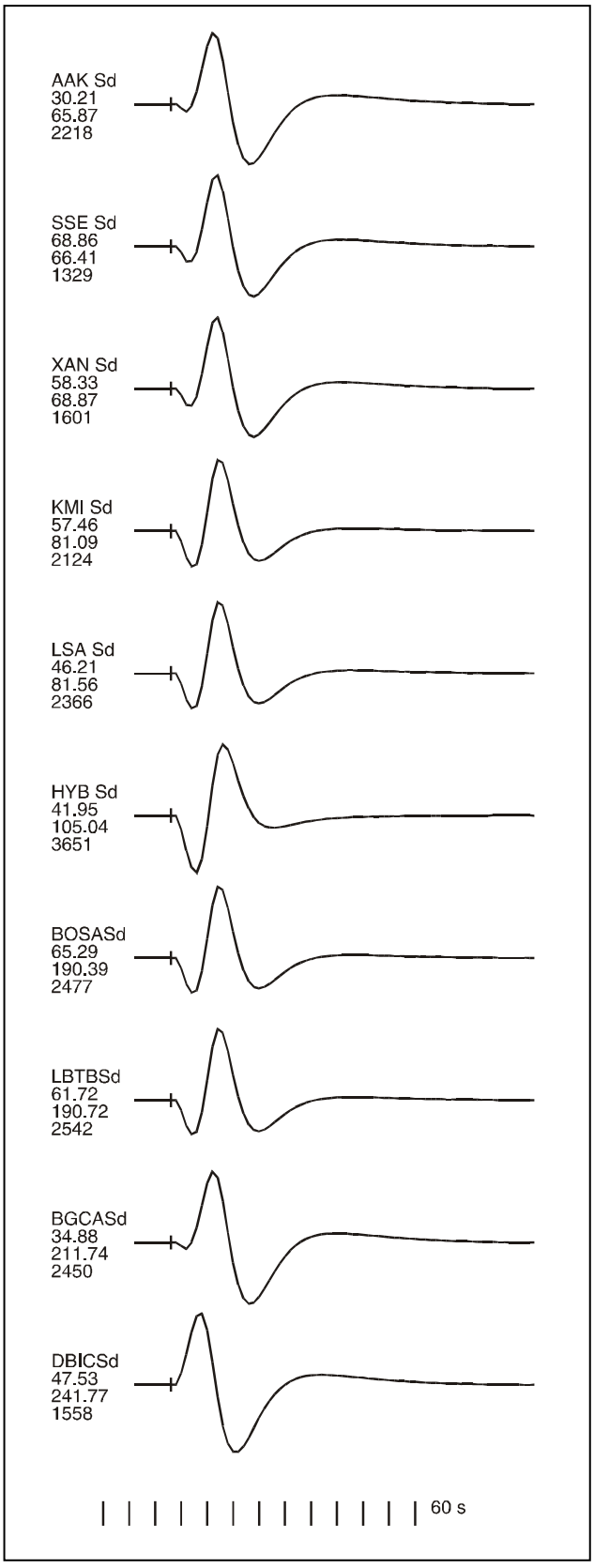
Şekil B.5. 22 Ocak 1997 Hatay depremine ait gerçek (gözlemsel) kayıtların azimuta göre dağılımı (LP).



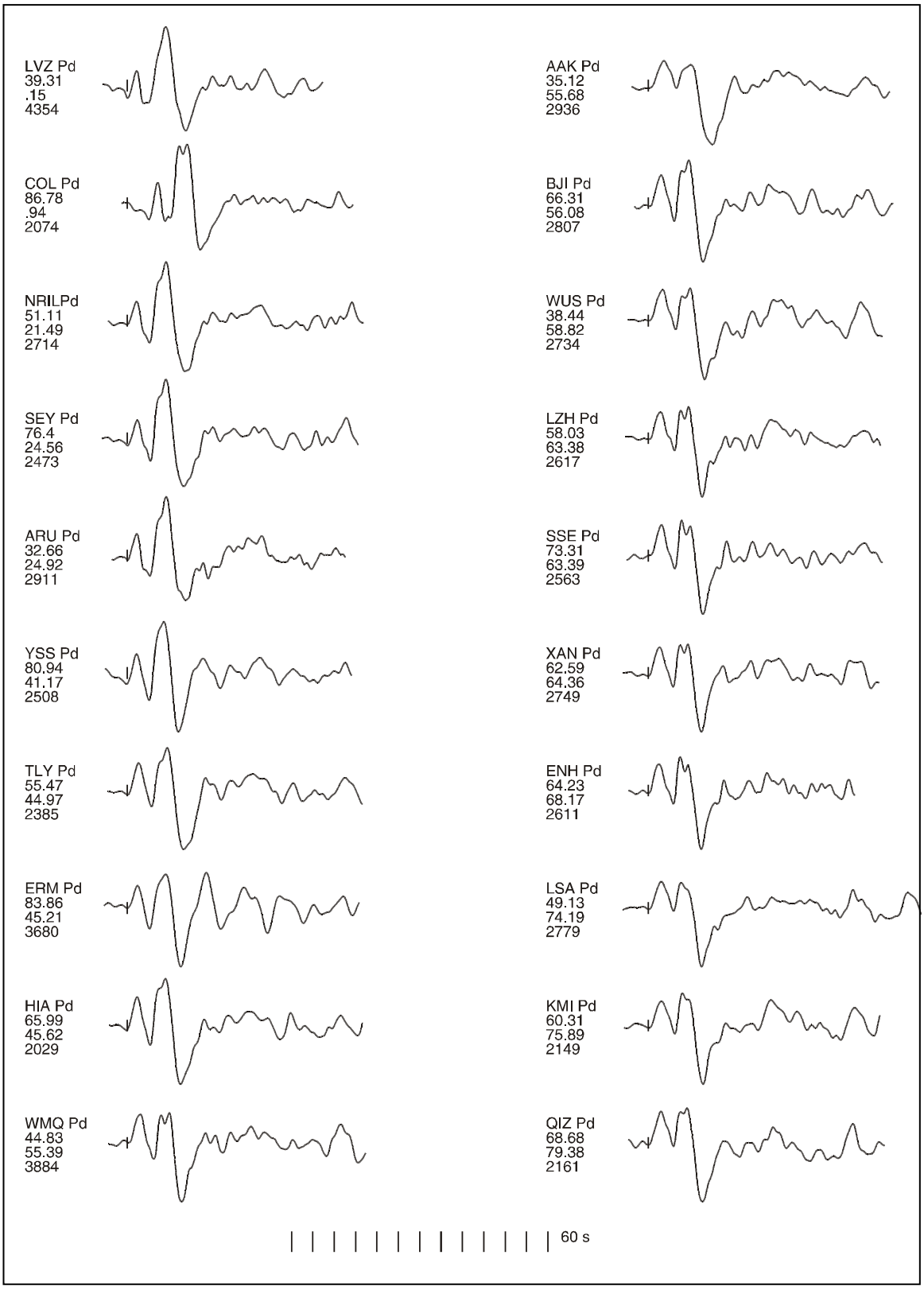
Şekil B.5. Devam ediyor.



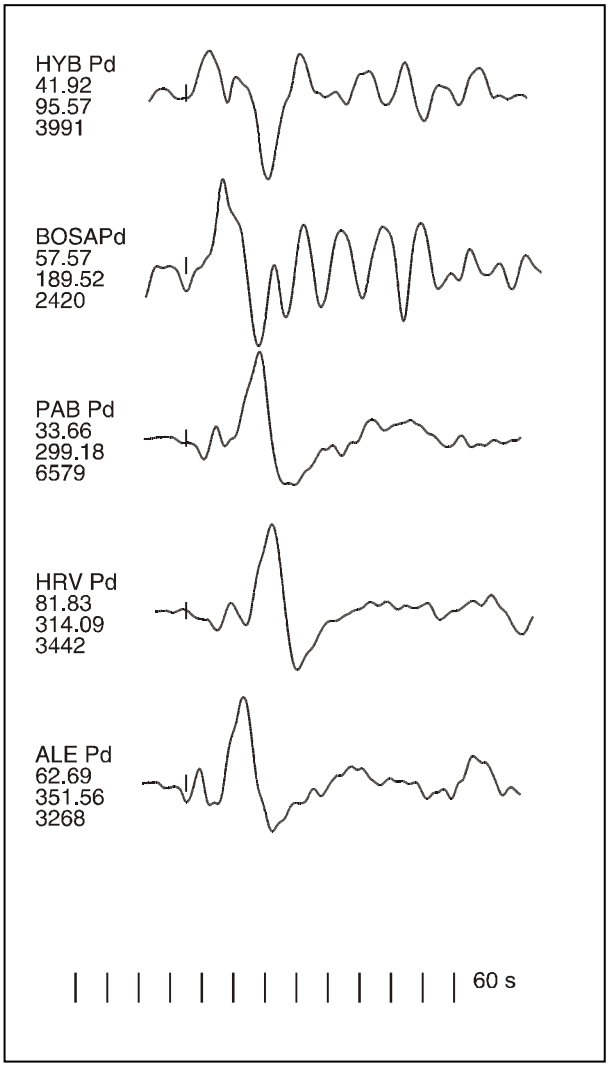
Şekil B.6. 22 Ocak 1997 Hatay depremine ait yapay (sentetik) kayıtların azimuta göre dağılımı (LP).



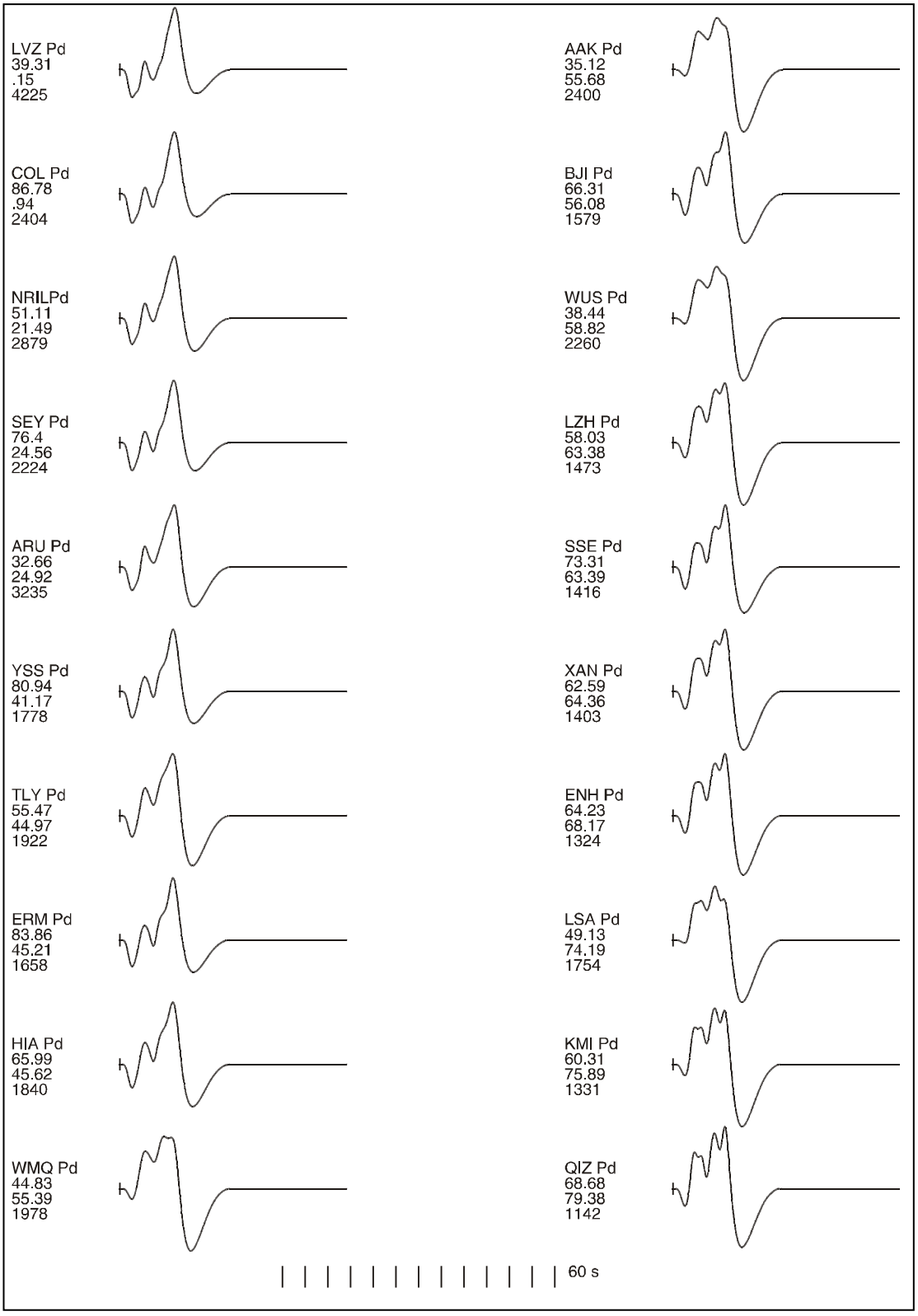
Şekil B.6. Devam ediyor.



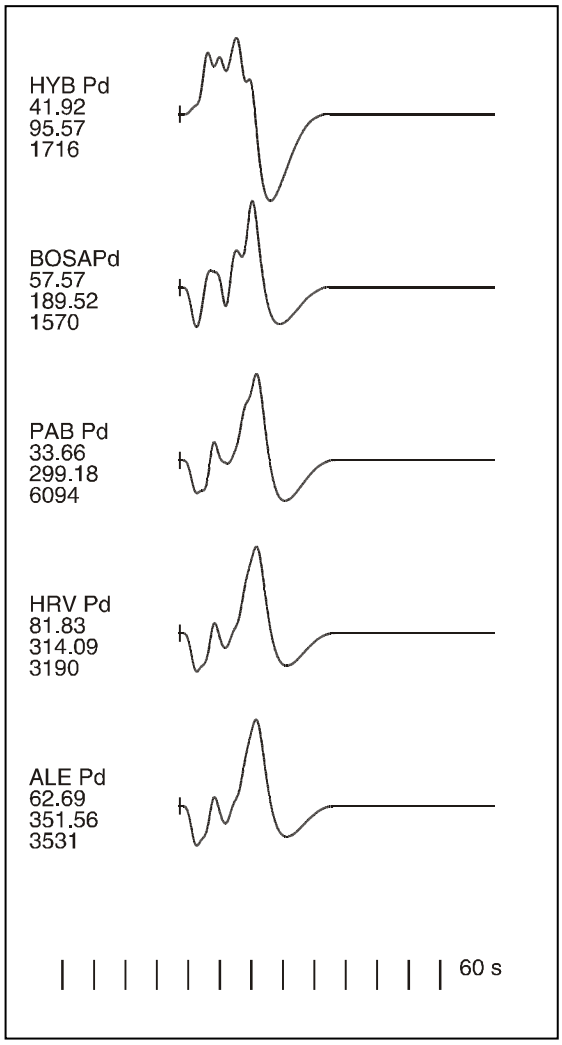
Şekil B.7. 3 Ağustos 1993 Akaba Körfezi depremine ait gerçek (gözlemsel) kayıtların azimuta göre dağılımı (BB-P).



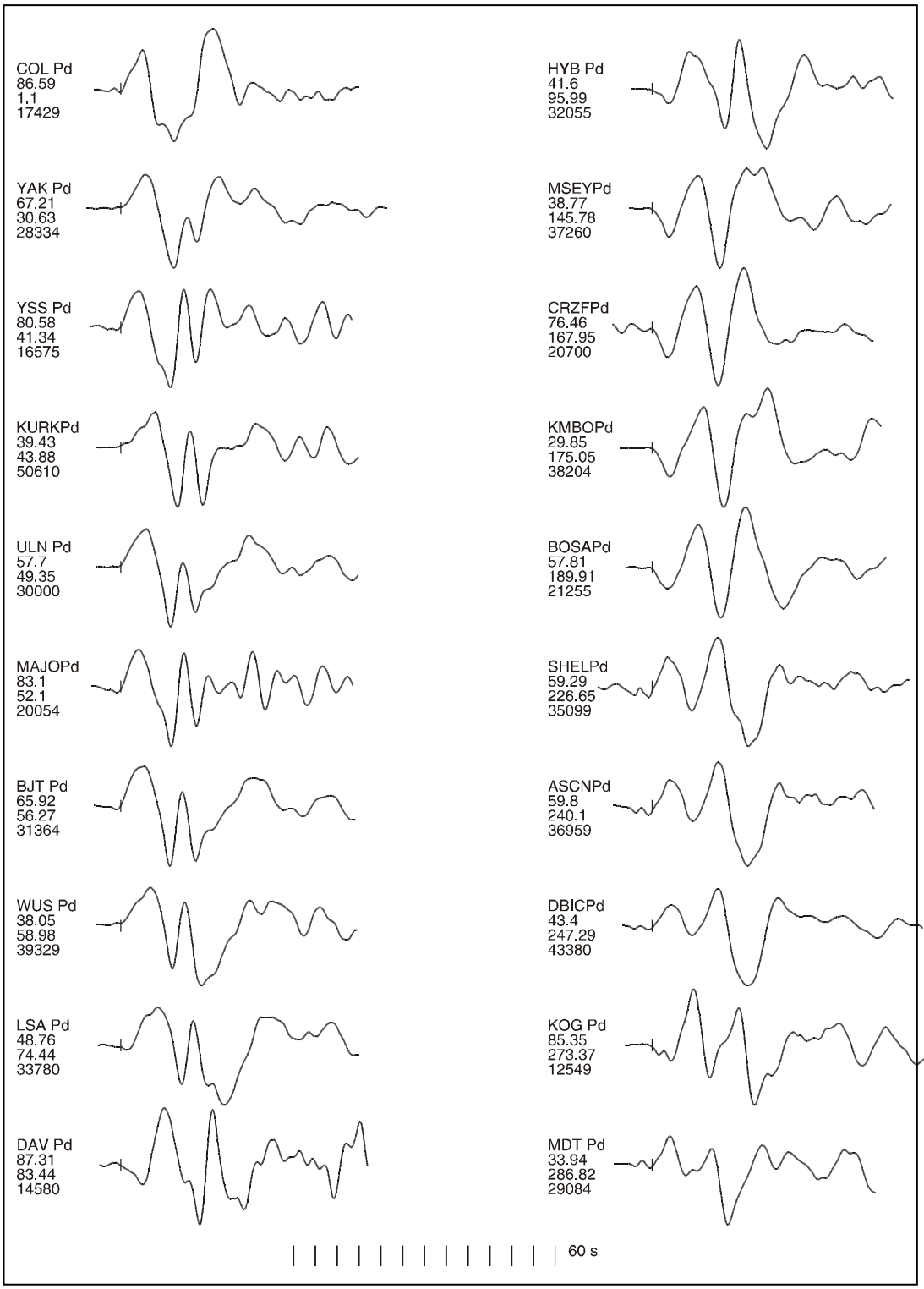
Şekil B.7. Devam ediyor



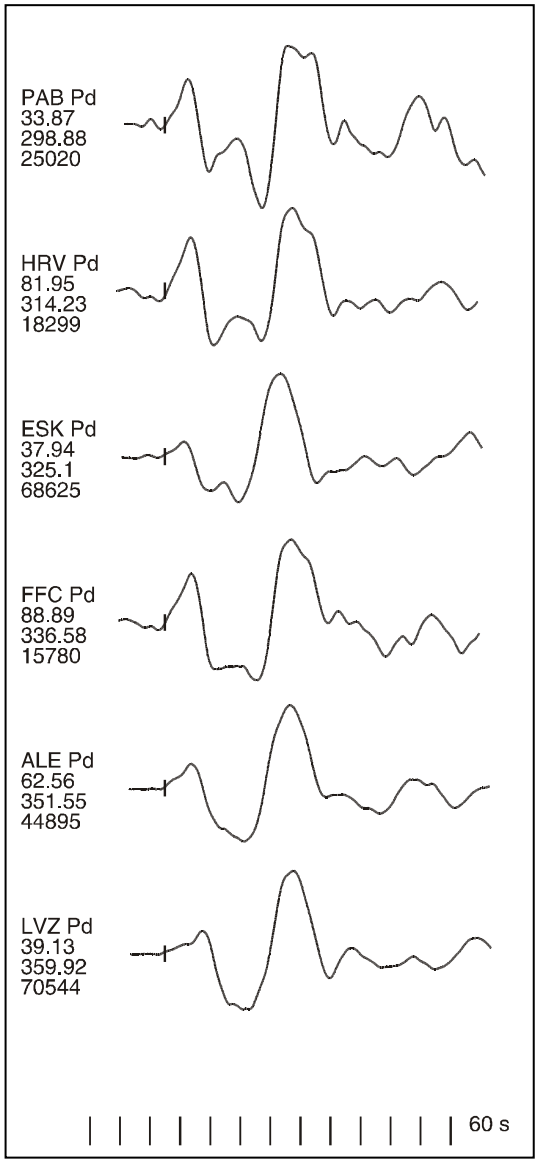
Şekil B.8. 3 Ağustos 1993 Akaba Körfezi depremine ait yapay (sentetik) kayıtların azimuta göre dağılımı (BB-P).



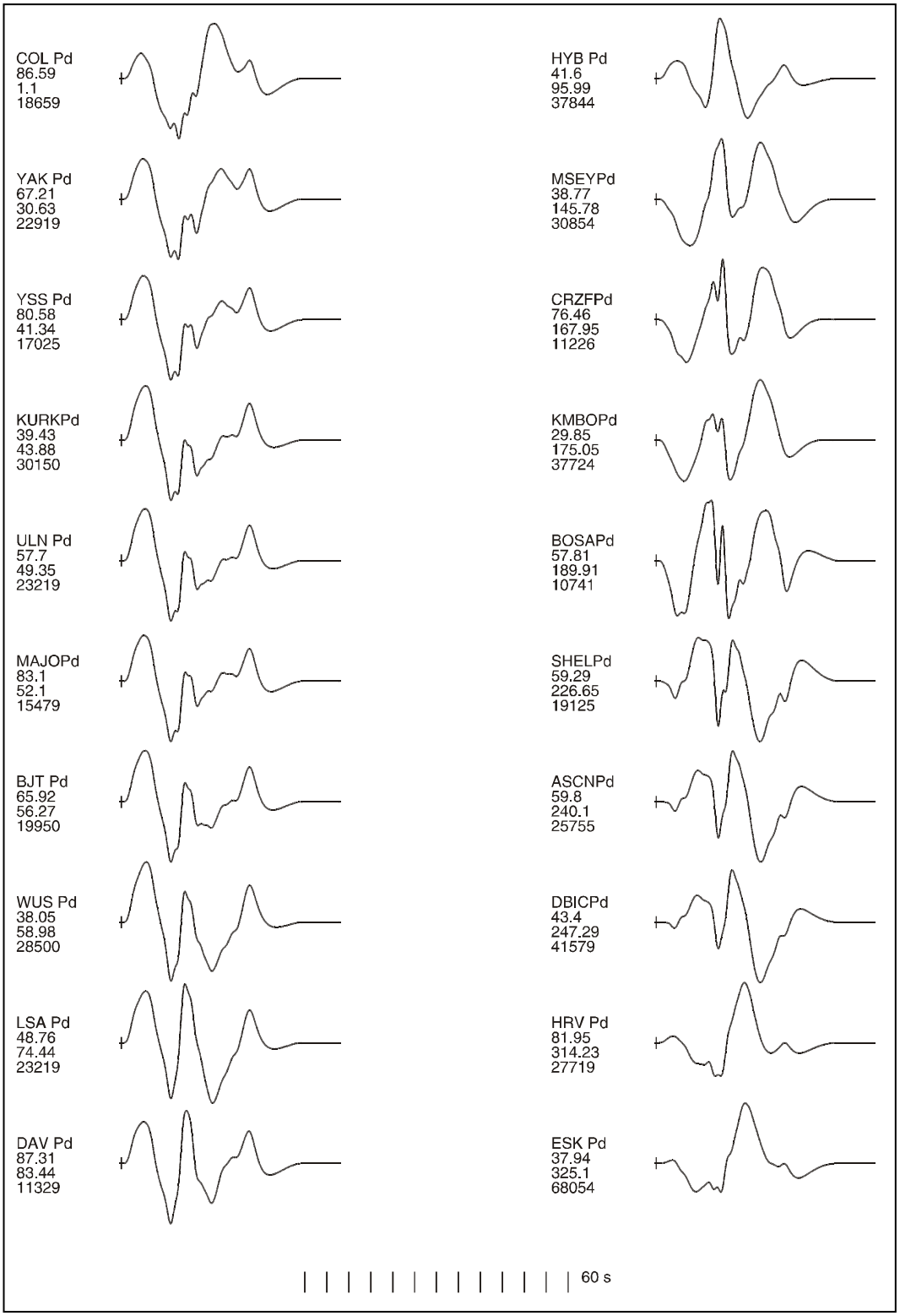
Şekil B.8. Devam ediyor.



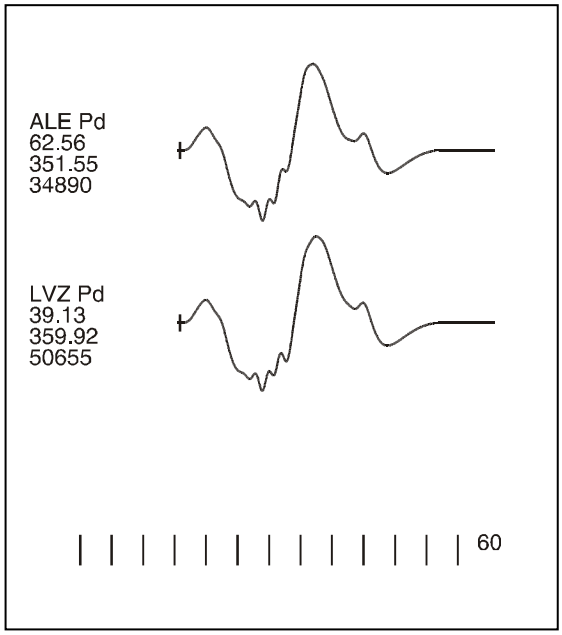
Şekil B.9. 22 Kasım 1995 Akaba Körfezi depremine ait gerçek (gözlemsel) kayıtların azimuta göre dağılımı (BB-P).



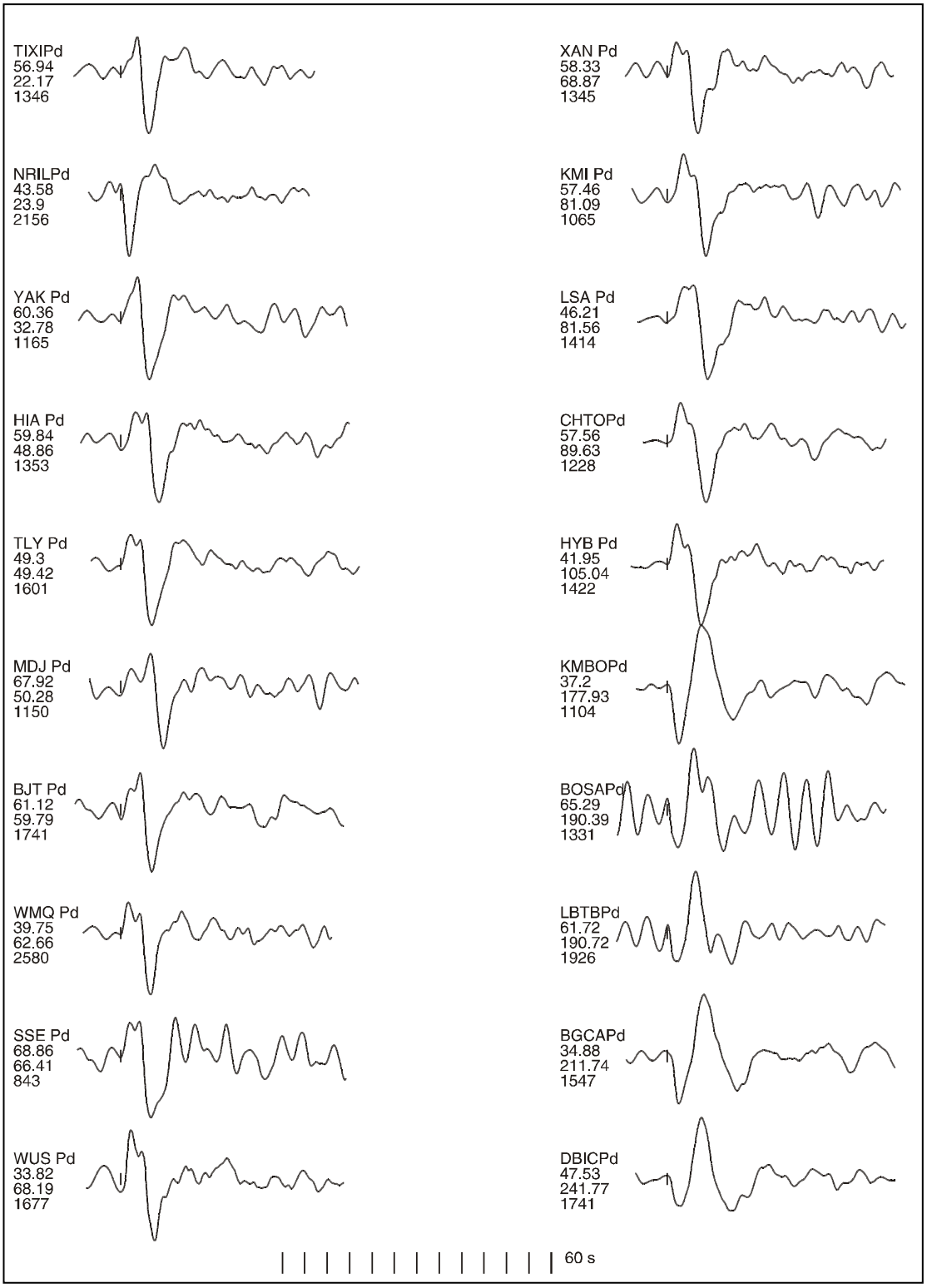
Şekil B.9. Devam ediyor.



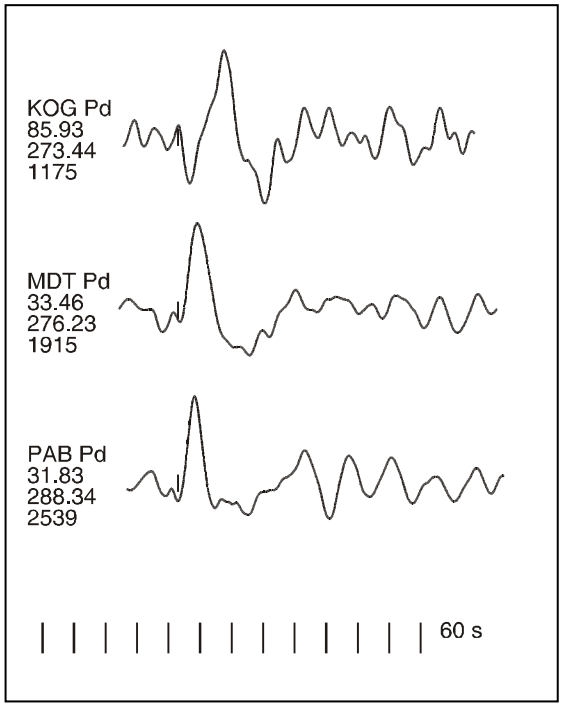
Şekil B.10. 22 Kasım 1995 Akaba Körfezi depremine ait yapay (sentetik) kayıtların azimuta göre dağılmı (BB-P).



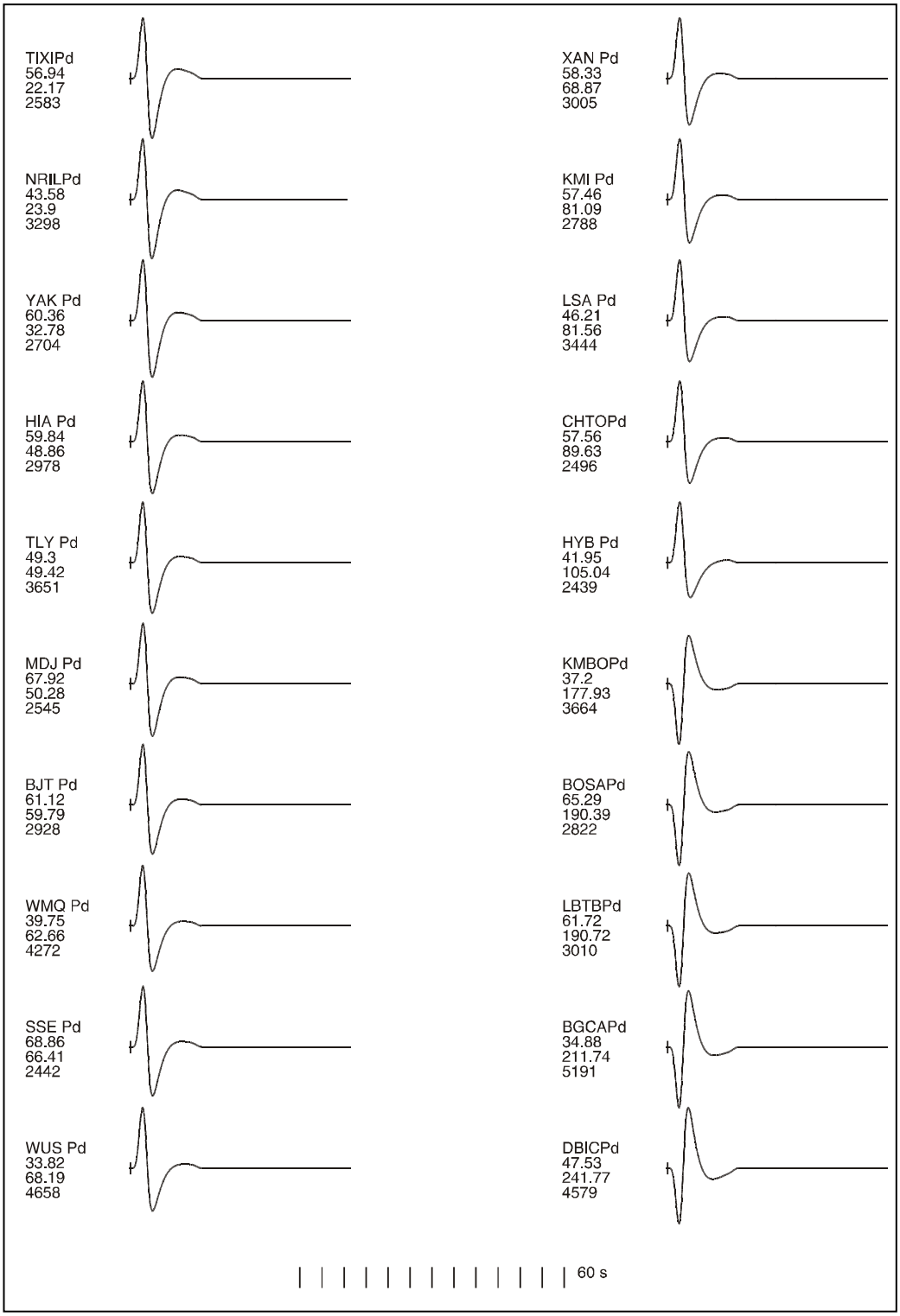
Şekil B.10. Devam ediyor.



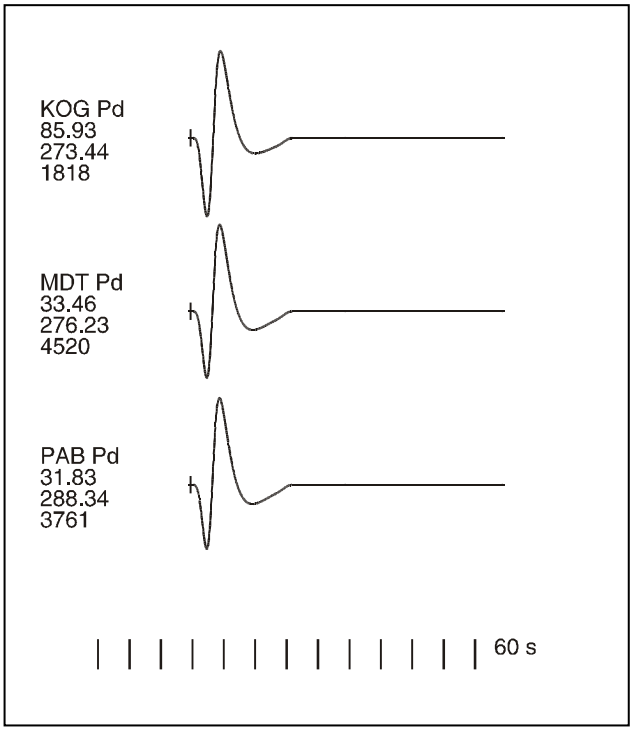
Şekil B.11. 22 Ocak 1997 Hatay depremine ait gerçek (gözlemsel) kayıtların azimuta göre dağılımı (BB-P).



Şekil B.11. Devam ediyor.



Şekil B.12. 22 Ocak 1997 Hatay depremine ait yapay (sentetik) kayıtların azimuta göre dağılımı (BB-P).



Şekil B.12. Devam ediyor.

EK-C

ÖLÜ DENİZ VE KIZILDENİZ ÇEVRESİNDE MEYDANA GELEN TARİHSEL DEPREMLER

M.Ö. 2200 – 1963 yılları arasında Ölü Deniz ve Kızıldeniz çevresinde meydana gelen tarihsel depremler Tablo C.1. de gösterilmiştir.

Tablo C.1 içinde kullanılan kısaltmalar:

ABM: Ben-Menahem ve diğ. (1976) AN: N.N.Ambraseys (2001) BAH: Badawy ve Horváth (1999) BR:Braslawy (1956,1957a,b) BRA: Brawer (1928,1951) CP: Comninakis ve Papazachos (1972,1978) CU: Canıtez ve Ücer (1967) DAN: Amiran (1950-1951) EGU: Ergin ve diğ.(1967) GAD: Galanapoulos ve Delibasis (1965) GG: Galanopoulos (1968) GEK: Gergawi ve El-Khashab(1968)	ISC: International Seismological Centre ISS:International Seismological Summary KAR: Karnik (1971) PK: Plasard ve Kogoj (1962) ROT: Rothé (1969) SIE: Sieberg (1932a,b) USGS: US Geological Survey WIL: Willis (1928)

Tablo C.1. Ölü Deniz ve Kızıldeniz çevresinde M.Ö. 2200 –1963 yılları arasında meydana gelmiş olan tarihsel depremler.

No	Tarih	Enlem	Boylam	M	Bölge	Kaynak
1	2200 M.Ö.	36.12	36.10	--	Tell Basta	BAH
2	300 M.Ö.	36.12	36.10	--	Antakya	BAH
3	148 M.Ö.	36.12	36.10	--	Antakya	BAH
4	64 M.Ö.	36.12	36.10	--	Antakya	BAH
5	37 A.D.	36.12	36.10	--	Antakya	BAH
6	13.12.115	36.12	36.10	--	Antakya	BAH
7	334	36.12	36.10	--	Antakya	BAH
8	14.09.458	36.20	36.10	--	Antakya	BAH
9	500	36.20	36.10	--	Antakya	BAH
10	20.05.526	36.20	36.10	--	Antakya	BAH
11	31.10.588	36.12	36.10	--	Antakya	BAH
12	634	36.14	37.10	--	Halep	BAH
13	20.03.713	36.50	36.15	--	Antakya	BAH
14	742	30.00	32.50	--	Süveyş'in Güneyi	BAH
15	747	31.47	35.15	--	Kudüs	BAH
16	757	36.57	35.35	--	Adana	BAH
17	796	31.13	29.55	--	İskenderiye	BAH
18	803	36.57	35.35	--	Adana	BAH
19	835	36.50	36.15	--	Antakya	BAH
20	845	33.30	36.19	--	Damascus	BAH
21	847	33.30	36.19	--	Damascus	BAH
22	854	32.48	35.32	--	Tiberias	BAH
23	Mart 857	30.03	31.15	--	Kahire	BAH
24	08.04.859	36.35	36.12	--	Antakya	BAH
25	Kasım 885	30.30	31.15	--	Kahire	BAH
26	26.07.950	30.03	31.15	--	Kahire	BAH
27	15.09.951	31.13	29.55	--	İskenderiye	BAH
28	Sep. 951	36.14	37.10	--	Halep	BAH
29	01.01.956	31.13	29.55	--	İskenderiye	BAH
30	972	36.12	36.10	--	Antakya	BAH
31	974	33.20	36.19	--	Damascus	BAH
32	Nisan 991	33.30	36.19	--	Damascus	BAH
33	04.01.1034	32.48	35.32	--	Tiberias	BAH
34	1047	31.55	34.51	--	Ramallah	BAH
35	18.03.1068	31.55	34.51	--	Ramallah	BAH
36	17.09.1091	36.90	36.15	--	Antakya	BAH
37	Ocak 1094	33.30	36.19	--	Damascus	BAH
38	26.05.1111	30.30	31.50	--	Doğu Kahire	BAH
39	10.08.1114	36.50	36.00	--	Antakya	BAH
40	20.11.1114	37.08	38.45	--	Urfa	BAH
41	Ekim 1139	33.30	36.19	--	Damascus	BAH
42	20.10.1139	36.14	37.10	--	Halep	BAH
43	28.09.1151	33.20	36.29	--	Busra	BAH
44	02.02.1152	33.30	36.19	--	Damascus	BAH
45	05.11.1156	33.30	36.19	--	Damascus	BAH

Tablo C.1. Devamı

No	Tarih	Enlem	Boylam	M	Bölge	Kaynak
46	06.06.1159	33.09	36.44	--	Hama	BAH
47	30.06.1170	36.40	37.10	--	Halep	BAH
48	1177	33.20	36.19	--	Bağdat	BAH
49	02.06.1201	34.00	36.12	--	Ba′albek	BAH
50	May. 1202	33.44	36.43	--	Homs	BAH
51	02.05.1212	29.33	24.57	--	Akaba	BAH
52	1252	33.30	36.19	--	Bağdat	BAH
53	Mart 1259	33.30	36.19	--	Damascus	BAH
54	1262	30.03	31.15	--	Kahire	BAH
55	1268	37.27	35.47	--	Kozan	BAH
56	1284	33.30	36.19	--	Damascus	BAH
57	1287	32.57	35.27	--	Safad	BAH
58	11.03.1287	35.09	36.44	--	Hama	BAH
59	20.04.1287	35.31	35.47	--	Latakia	BAH
60	1292	31.55	34.51	--	Ramallah	BAH
61	30.07.1303	30.03	31.15	--	Kahire	BAH
62	08.08.1303	31.13	29.55	--	İskenderiye	BAH
63	Ocak 1339	34.27	35.50	--	Tripolis	BAH
64	May.1341	31.13	29.55	--	İskenderiye	BAH
65	01.01.1343	36.32	37.55	--	Membij	BAH
66	Aralık 1347	30.03	31.15	--	Kahire	BAH
67	Ekim 1373	30.03	31.15	--	Kahire	BAH
68	1375	31.13	29.55	--	İskenderiye	BAH
69	20.09.1385	30.03	31.13	--	Kahire	BAH
70	20.09.1399	33.30	36.19	--	Damascus	BAH
71	11.03.1404	36.14	37.10	--	Halep	BAH
72	05.12.1404	36.14	37.10	--	Halep	BAH
73	30.12.1408	36.50	36.15	--	Antakya	BAH
74	07.11.1437	30.03	31.15	--	Kahire	BAH
75	Şubat 1438	30.03	31.15	--	Kahire	BAH
76	18.03.1481	30.03	31.15	--	Kahire	BAH
77	July 1481	30.03	31.15	--	Kahire	BAH
78	Ekim 1481	36.00	28.00	--	Rhodes	BAH
79	Nisan 1484	36.14	37.10	--	Halep	BAH
80	07.04.1512	30.03	31.55	--	Kahire	BAH
81	05.04.1523	30.03	31.55	--	Kahire	BAH
82	09.04.1525	30.03	31.55	--	Kahire	BAH
83	14.07.1526	30.03	31.55	--	Kahire	BAH
84	12.11.1529	30.03	31.55	--	Kahire	BAH
85	10.07.1532	30.03	31.55	--	Kahire	BAH
86	04.02.1573	30.03	31.55	--	Kahire	BAH
87	21.04.1576	30.03	31.55	--	Kahire	BAH
88	03.01.1588	30.03	31.55	--	Kahire	BAH
89	14.01.1588	30.03	31.55	--	Kahire	BAH
90	09.04.1588	30.03	31.55	--	Kahire	BAH

Tablo C.1. Devamı

No	Tarih	Enlem	Boylam	M	Bölge	Kaynak
91	1705	33.30	36.19	--	Damascus	BAH
92	07.06.1707	38.42	35.28	--	TÜRKİYE	BAH
93	23.11.1735	33.30	36.19	--	Damascus	BAH
94	05.07.1746	33.30	36.19	--	Damascus	BAH
95	18.12.1753	33.30	36.19	--	Damascus	BAH
96	30.10.1759	33.30	36.19	--	Damascus	BAH
97	13.08.1822	36.40	36.20	--	Antakya	BAH
98	07.08.1874	29.50	30.50	--	MISIR	BAH
99	24.06.1870	32.00	30.00	--	İskenderiye	BAH
100	02.04.1872	36.20	36.20	--	Antakya	BAH
101	11.07.1879	32.00	30.00	--	İskenderiye	BAH
102	18.01.1900	29.00	33.00	4.1	Süveyş Körfezi	ISC
103	06.03.1900	29.00	33.00	6.2	Süveyş Körfezi	ISC
104	29.03.1903	32.00	35.50	5.5	Ölü Deniz	KAR,PK,DAN ,WIL,SIE
105	19.07.1903	34.00	28.00	5.6	Kahire	AN
106	19.07.1903	34.20	29.00	5.7	Nil deltası	KAR
107	11.08.1903	36.00	23.00	7.3	Kahire	AN
108	26.12.1906	27.20	33.40	4.9	MISIR	ISC
109	10.06.1907	33.70	35.40	4.2	Güney-Batı LÜBNAN,Galilee ve Bet-Shéan Vadisi	KAR,PK
110	22.06.1907	33.70	35.40	5.0	Güney-Batı LÜBNAN,Galilee ve Bet-Shéan Vadisi	KAR,PK
111	04.02.1907	26.30	34.80	--	Kızıldeniz	ISC
112	26.02.1909	27.60	33.60	--	MISIR	ISC
113	06.01.1910	29.90	33.80	--	Sina	ISC
114	06.03.1910	26.30	34.80	4.5	Kızıldeniz	ISC
115	10.07.1910	33.90	36.20	5.0	Beka'a	PK,SIE
116	21.08.1910	34.50	27.50	6.0	Nil deltası	KAR
117	26.01.1911	28.00	33.70	4.3	Süveyş Körfezi	ISC
118	05.01.1911	30.30	31.30	--	MISIR	ISC
119	22.08.1911	28.80	32.60	4.3	MISIR	ISC
120	12.11.1911	28.20	33.60	--	Sina	ISC
121	13.11.1913	33.90	35.70	4.0	Beka'a	PK
122	22.02.1917	28.20	33.60	--	Süveyş Körfezi	ISC
123	29.09.1918	34.20	34.70	6.5	KIBRIS'ın Doğusu	GAD,DAN, PK,CP
124	19.08.1919	34.20	34.70	5.5	KIBRIS'ın Doğusu	PK,KAR, GAD,CP
125	20.04.1921	34.00	33.00	5.3	KIBRIS'ın Doğusu	GAD,KAR, EGU
126	18.06.1922	28.80	32.00	4.2	MISIR	ISC
127	29.07.1922	30.30	31.20	4.0	MISIR	ISC
128	07.09.1922	28.00	34.00	4.2	Sina	ISC

Tablo C.1. Devamı

No	Tarih	Enlem	Boylam	M	Bölge	Kaynak
129	10.03.1923	34.50	27.50	5.6	Nil deltası	KAR
130	18.02.1924	34.50	34.70	5.9	KIBRIS'ın Doğusu	GAD,PK, KAR,CP
131	27.02.1924	32.70	36.20	5.0	Levant ikincil fay sistemi	PK,KAR,DAN
132	16.03.1925	33.40	36.20	4.0	Beka'a	PK
133	16.03.1925	33.40	36.20	4.0	Levant ikincil fay sistemi	PK
134	02.05.1927	32.50	31.00	4.0	Nil deltası	KAR
135	11.07.1927	32.00	35.50	6.2	Ölü Deniz	ABM,PK,DAN,SIE,WIL
136	24.09.1927	30.04	35.10	5.0	Ölü Deniz	BRA,KAR,KP
137	18.10.1927	28.70	31.70	--	MISIR	ISC
138	18.01.1928	32.00	35.50	4.2	Ölü Deniz	KAR,DAN
139	03.02.1928	32.00	35.80	4.0	Levant ikincil fay sistemi	PK
140	09.02.1928	34.70	34.40	4.8	KIBRIS'ın Doğusu	PK,KAR
141	22.02.1928	32.00	35.50	4.2	Ölü Deniz	DAN,PK,KAR
142	05.08.1928	32.00	35.60	4.4	Ölü Deniz	PK,DAN,SIE
143	04.09.1928	32.00	35.50	4.2	Ölü Deniz	DAN,KAR
144	09.05.1930	34.10	32.20	5.2	Nil deltası	KAR,CP
145	21.05.1930	32.00	35.60	4.3	Ölü Deniz	DAN,PK,KAR
146	24.06.1930	27.30	30.90	--	MISIR	ISC
147	14.09.1930	34.60	36.60	4.5	Beka'a	SIE,PK
148	18.11.1930	34.40	36.60	4.0	Beka'a	SIE,PK
149	12.10.1937	31.30	35.60	4.2	Ölü Deniz	DAN,KAR
150	27.01.1940	32.80	35.40	4.4	Güney-Batı LÜBNAN,Galilee ve Bet-Shéan Vadisi	PK,DAN
151	24.07.1940	34.5	34.20	5.7	KIBRIS'ın Doğusu	GAD,PK,KAR, DAN,CP
152	02.09.1940	32.00	35.60	4.5	Ölü Deniz	DAN
153	28.09.1942	34.40	36.60	4.0	Beka'a	PK
154	10.06.1943	27.80	33.80	--	Süveyş Körfezi	ISC
155	10.09.1943	32.60	35.40	4.7	Güney-Batı LÜBNAN,Galilee ve Bet-Shéan Vadisi	BR,DAN,PK
156	07.10.1944	32.70	35.50	4.3	Güney-Batı LÜBNAN,Galilee ve Bet-Shéan Vadisi	DAN,KAR
157	02.09.1945	34.40	28.90	6.4	Nil deltası	DAN,KAR,CP
158	15.09.1947	32.90	35.20	4.1	Güney-Batı LÜBNAN,Galilee ve Bet-Shéan Vadisi	DAN,KAR
159	01.02.1949	29.00	33.00	--	Süveyş Körfezi	ISC
160	22.05.1949	29.90	31.30	--	MISIR	ISC

Tablo C.1. Devamı

No	Tarih	Enlem	Boylam	M	Bölge	Kaynak
161	17.06.1949	34.40	28.50	5.5	Nil deltası	KAR,GG,CP
162	28.10.1949	33.00	35.50	4.4	Güney-Batı LÜBNAN,Galilee ve Bet-Shéan Vadisi	DAN
163	28.10.1949	32.80	34.20	5.2	Nil deltası	KAR,DAN
164	01.03.1950	33.00	35.50	4.1	Güney-Batı LÜBNAN,Galilee ve Bet-Shéan Vadisi	DAN
165	02.03.1950	28.00	34.00	--	Süveyş Körfezi	ISC
166	30.01.1951	32.30	33.40	5.8	Nil deltası	AMB,KAR, CU,GG,CP, GEK
167	05.08.1951	34.20	36.10	5.0	Beka'a	PK,ISS
168	28.12.1952	32.80	35.4	4.2	Güney-Batı LÜBNAN,Galilee ve Bet-Shéan Vadisi	PK
169	01.02.1953	33.50	32.00	5.2	Nil deltası	KAR,GEK,CP
170	14.04.1953	27.00	31.50	--	MISIR	ISC
171	14.05.1953	27.00	31.50	--	MISIR	ISC
172	28.06.1954	27.50	34.00	--	Kızıldeniz	ISC
173	03.07.1954	27.50	34.00	--	Kızıldeniz	ISC
174	13.09.1954	28.70	34.80	--	Ölü Deniz	ISC
175	22.02.1955	28.70	34.80	--	Ölü Deniz	ISC
176	18.12.1956	31.30	35.60	4.8	Ölü Deniz	PK,ROT,EGU
177	18.07.1957	33.60	34.70	4.8	KIBRIS'ın doğusu	PK
178	29.07.1957	34.80	36.90	4.2	Beka'a	PK
179	03.11.1957	32.50	35.90	4.5	Levant ikincil fay sistemi	PK,BCIS
180	03.11.1957	32.50	35.60	4.5	Güney-Batı LÜBNAN,Galilee ve Bet-Shéan Vadisi	PK,ROT,GG
181	14.11.1957	30.50	31.50	--	MISIR	ISC
182	14.02.1958	32.40	35.60	4.0	Ölü Deniz	ABM
183	01.04.1959	27.50	34.00	--	Ölü Deniz	ISC
184	10.04.1959	33.40	35.60	4.0	Güney-Batı LÜBNAN,Galilee ve Bet-Shéan Vadisi	PK
185	28.01.1960	33.00	35.50	4.3	Güney-Batı LÜBNAN,Galilee ve Bet-Shéan Vadisi	PK
186	13.02.1960	27.50	34.00	--	Kızıldeniz	ISC
187	11.05.1961	27.50	34.00	--	Kızıldeniz	ISC
188	15.07.1961	27.50	34.00	--	Kızıldeniz	ISC
189	26.10.1962	33.50	27.60	5.2	Nil deltası	ISS,USCGS, CP
190	02.07.1963	28.80	33.30	--	Süveyş Körfezi	ISC

EK-D

3 AĞUSTOS 1993, 22 KASIM 1995 VE 22 OCAK 1997 DEPREMLERİ İÇİN YAPILAN PARAMETRE TESTLERİ

3 Ağustos 1993, 22 Kasım 1995 ve 22 Ocak 1997 depremlerinin ters çözümle bulunan sonucun duyarlılığının ölçülmesi için kabuk yapısı, derinlik, doğrultu açısı, dalım açısı ve kayma açısı testleri yapılmıştır. Bütün test şekillerinde aynı düzen izlenmiştir. Testlerde en üstteki satırda bu çalışmada bulunan fay düzlemi çözümü yer almaktadır. En solda P ve SH fazı için odak küreleri, onun yanında kaynak zaman fonksiyonu ve istasyonlar sırası ile yer alır. Dalga şekilde ters çözüm sonucu bozulma olan istasyonlara X işareti konulmuştur.

3 Ağustos 1993 depremi için yapılan testler

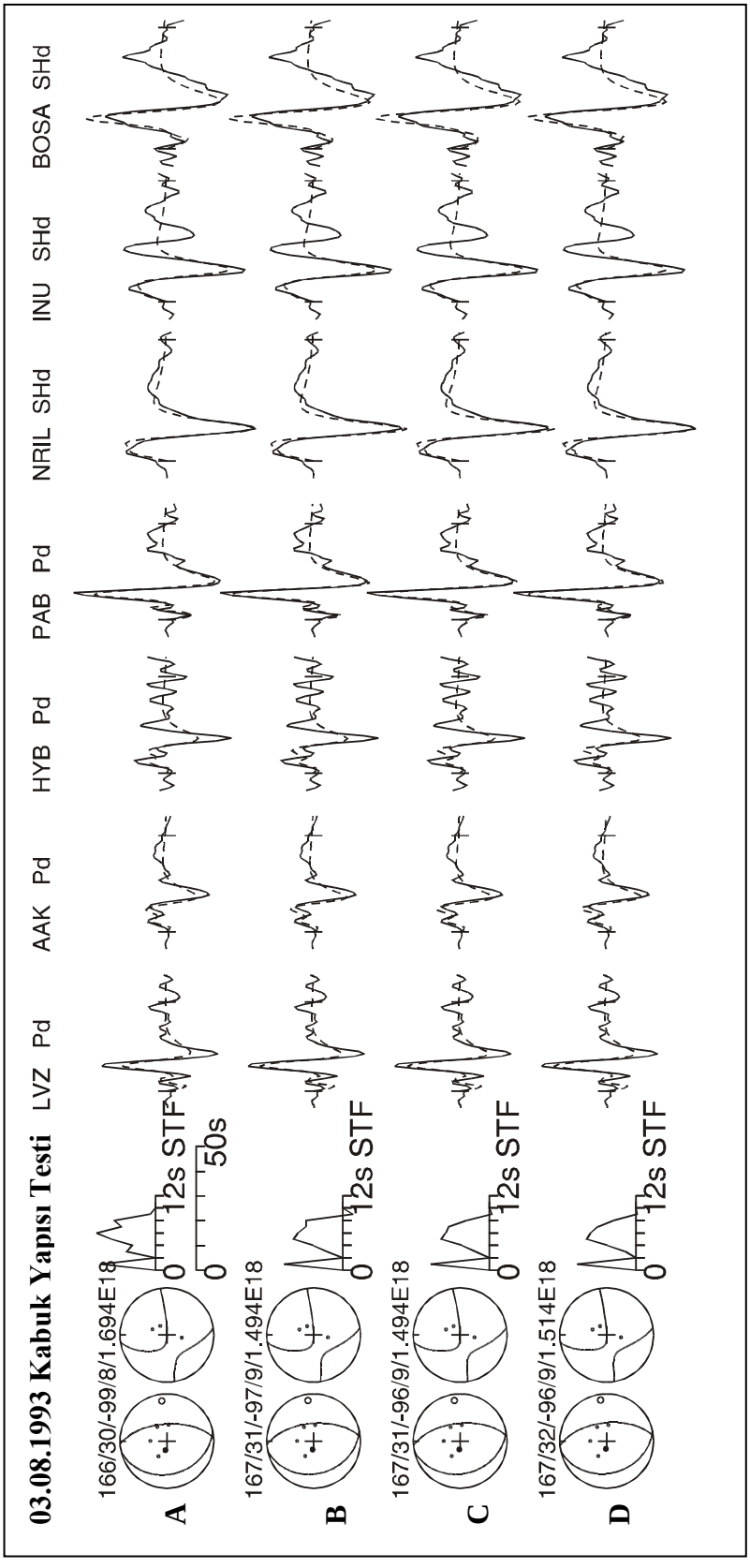
3 Ağustos 1993 depremi için 4 adet P dalga fazlı istasyon, 3 adet SH dalga fazlı istasyon kullanılmıştır. P fazlı istasyonlar sırasıyla LVZ, AAK, HYB ve PAB'dır. SH fazlı istasyonlar sırasıyla NRIL, INU ve BOSA'dır.

22 Kasım 1995 depremi için yapılan testler

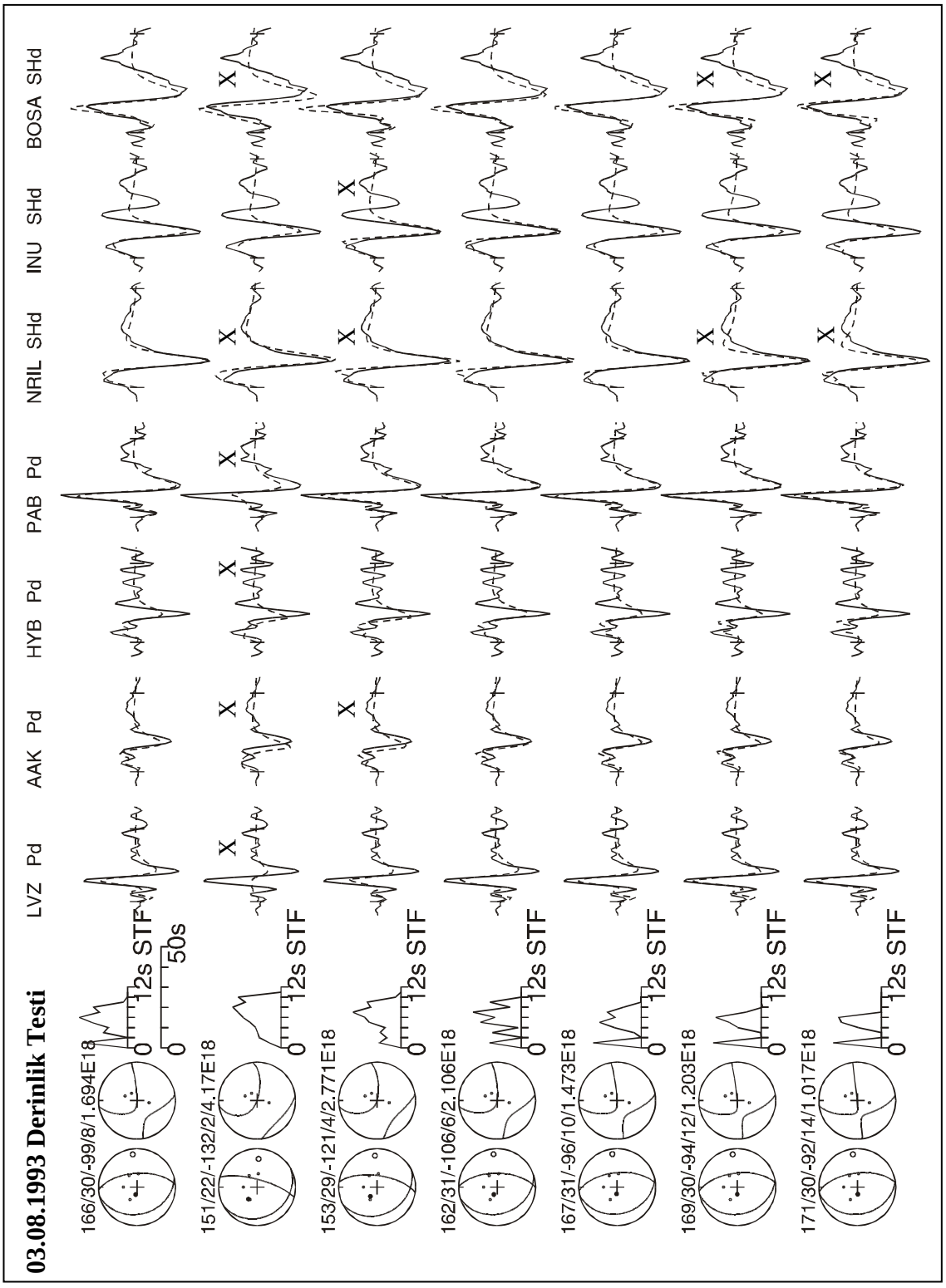
22 Kasım 1995 depremi için 4 adet P dalga fazlı istasyon, 4 adet SH dalga fazlı istasyon kullanılmıştır. P fazlı istasyonlar sırasıyla HIA, CRZF, ASCN ve LVZ'dir. SH fazlı istasyonlar BRVK, WUS, KMBO ve ESK'dır.

22 Ocak 1997 depremi için yapılan testler

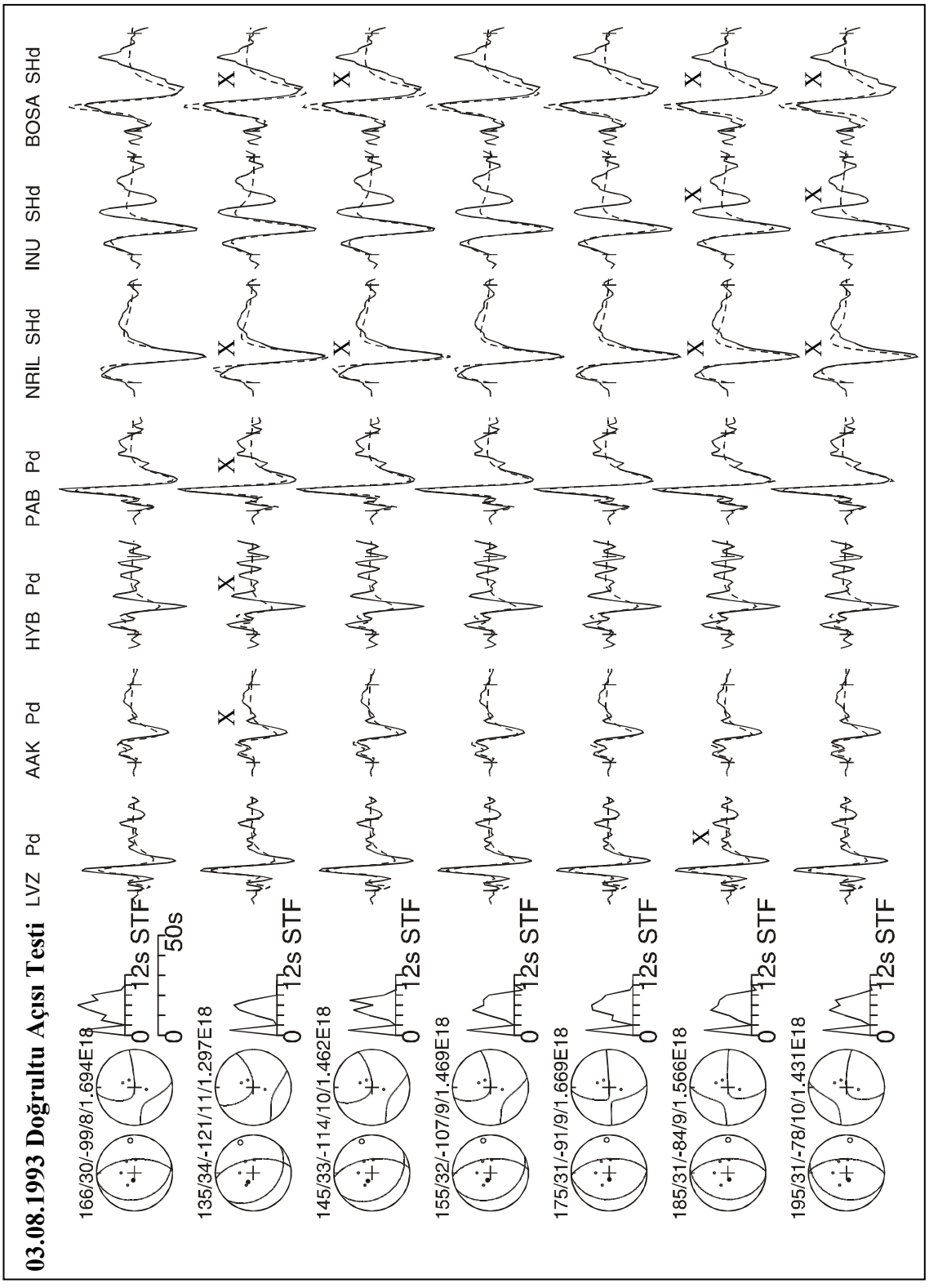
22 Ocak 1997 depremi için 4 adet P dalga fazlı istasyon, 3 adet SH dalga fazlı istasyon kullanılmıştır. P fazlı istasyonlar sırasıyla AAK, KMI, HYB ve DBIC'tir. SH fazlı istasyonlar HIA, AAK ve LBTB'dir.



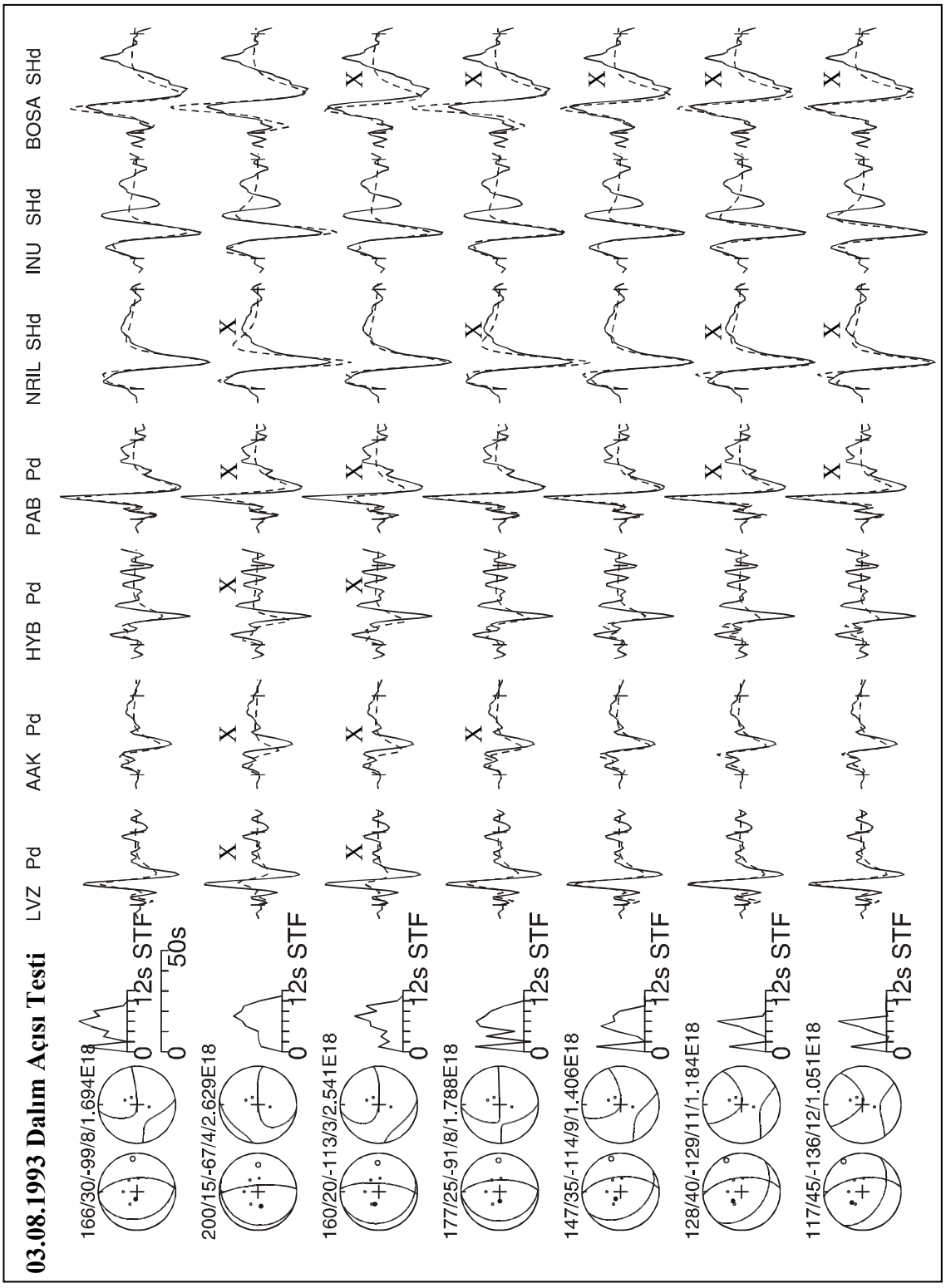
Şekil D.1. 3 Ağustos 1993 Akaba Körfezi depremi için kabuk yapısı testi.



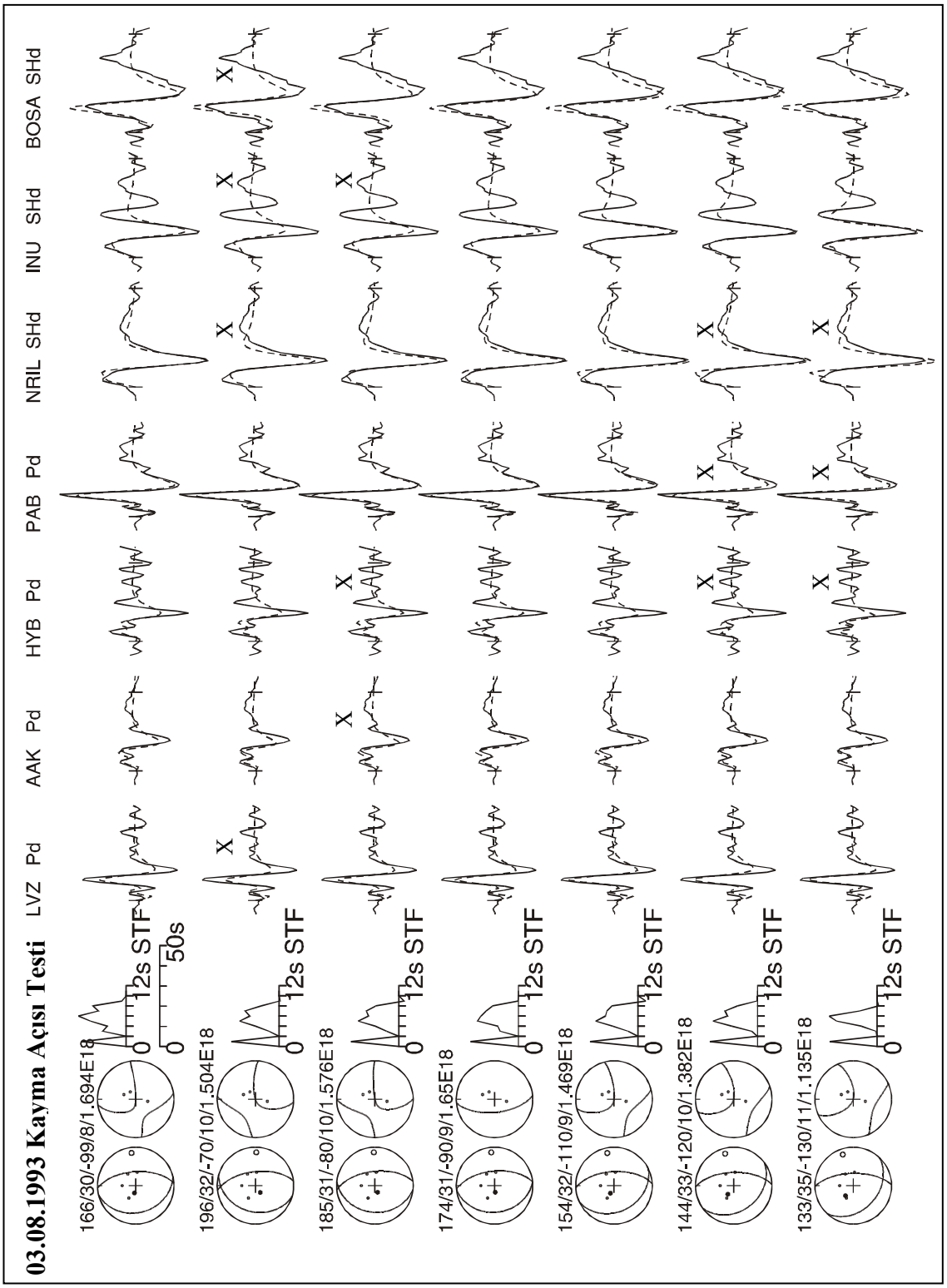
Şekil D.2. 3 Ağustos 1993 Akaba Körfezi depremi için derinlik testi.



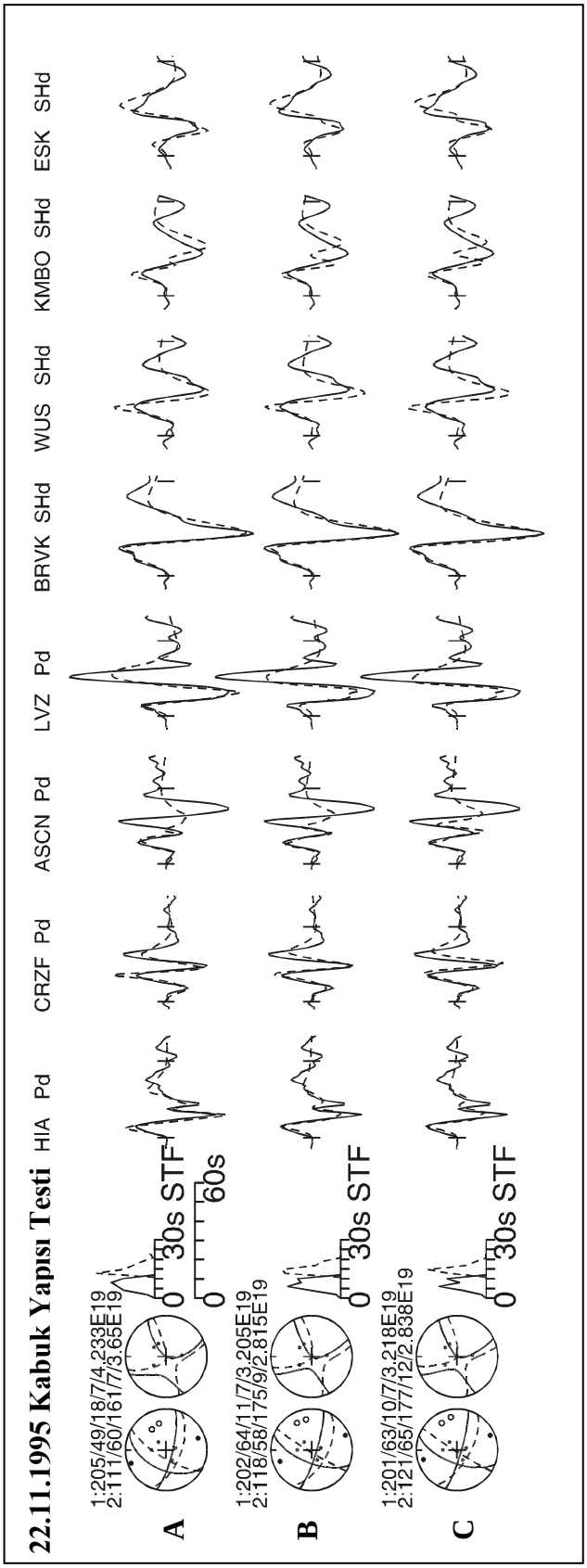
Şekil D.3. 3 Ağustos 1993 Akaba Körfezi depremi için doğrultu açısı testi.



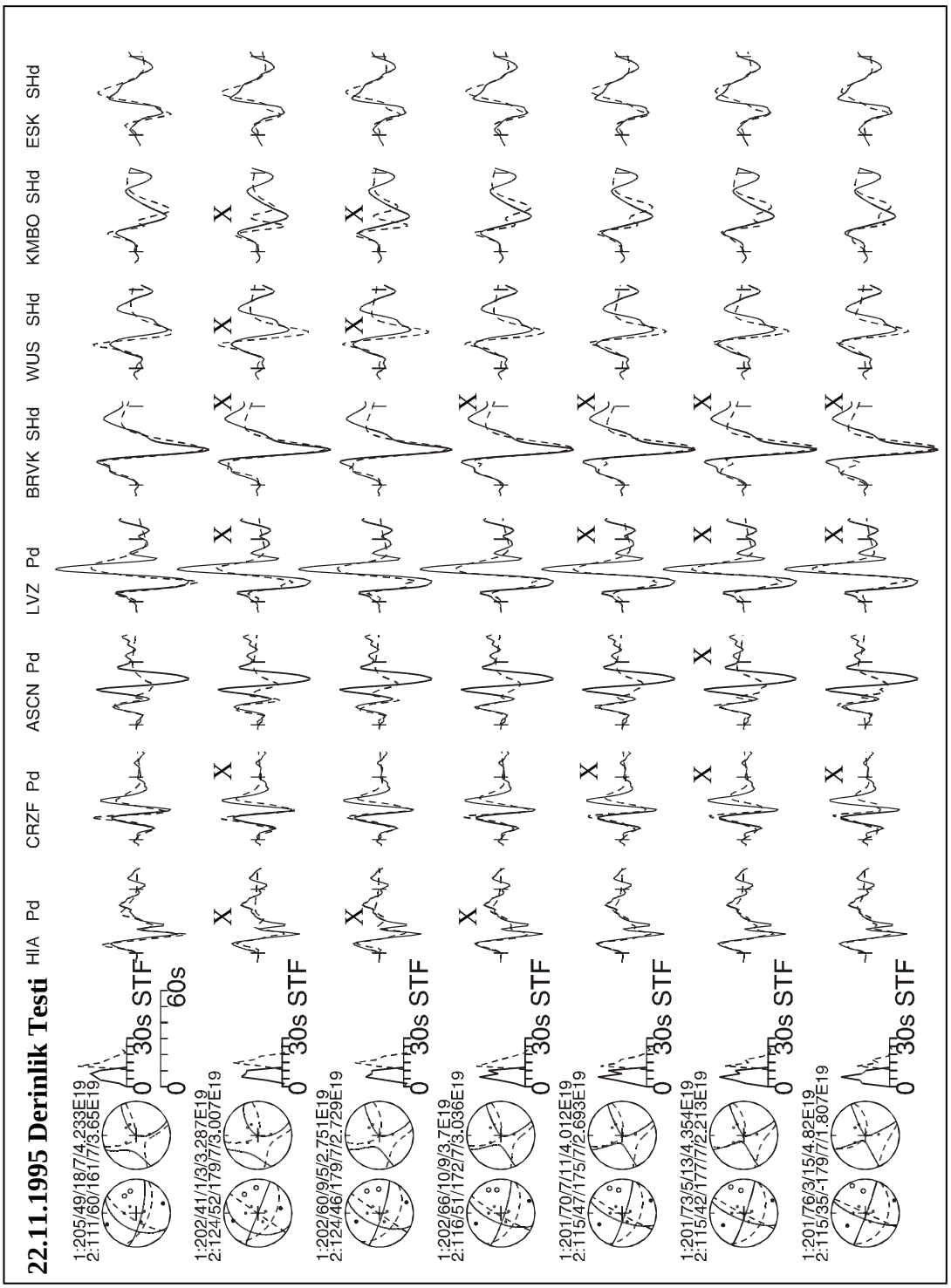
Şekil D.4. 3 Ağustos 1993 Akaba Körfezi depremi için dalım açısı testi.



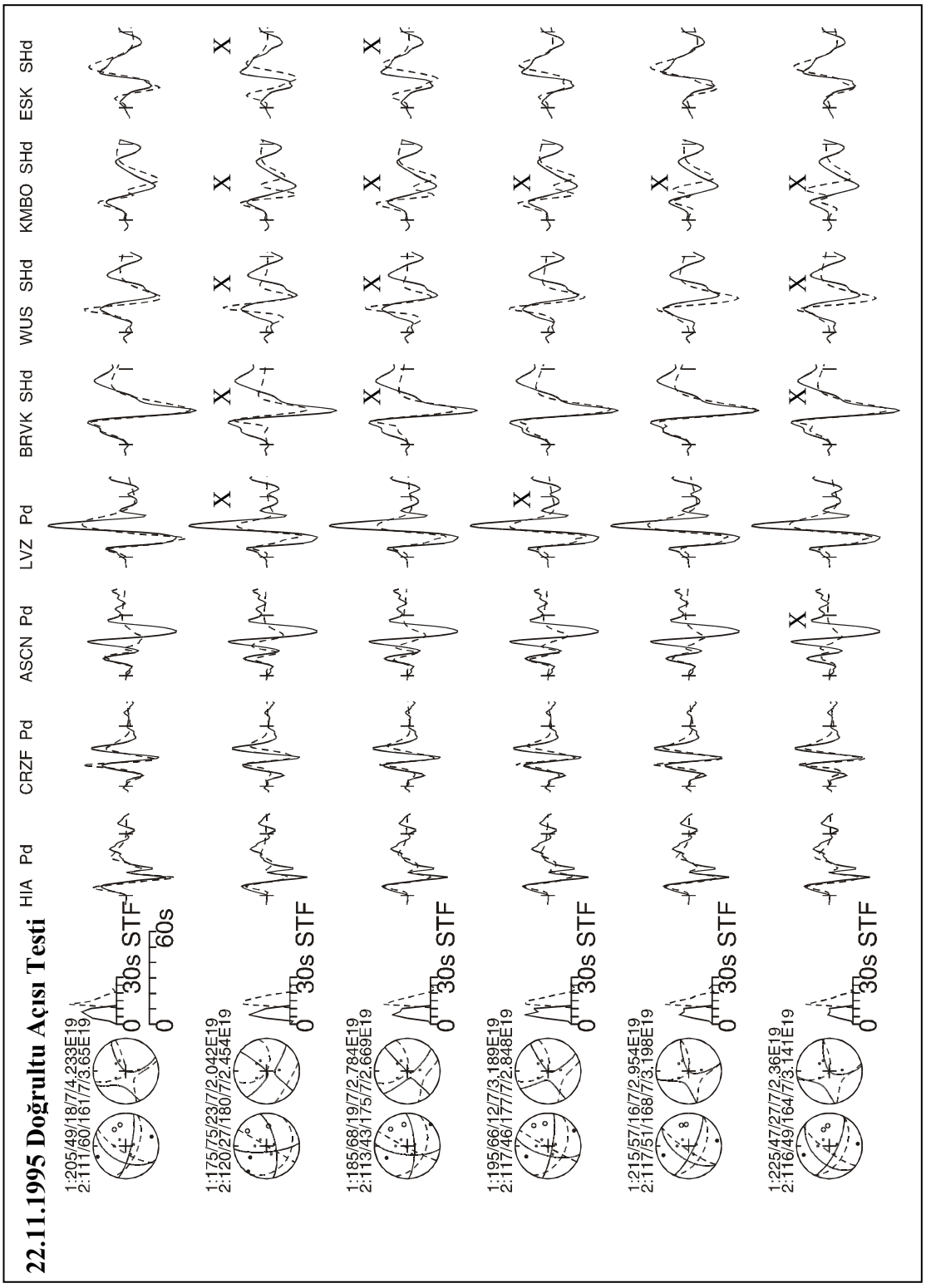
Şekil D.5. 3 Ağustos 1993 Akaba Körfezi depremi için kayma açısı testi.



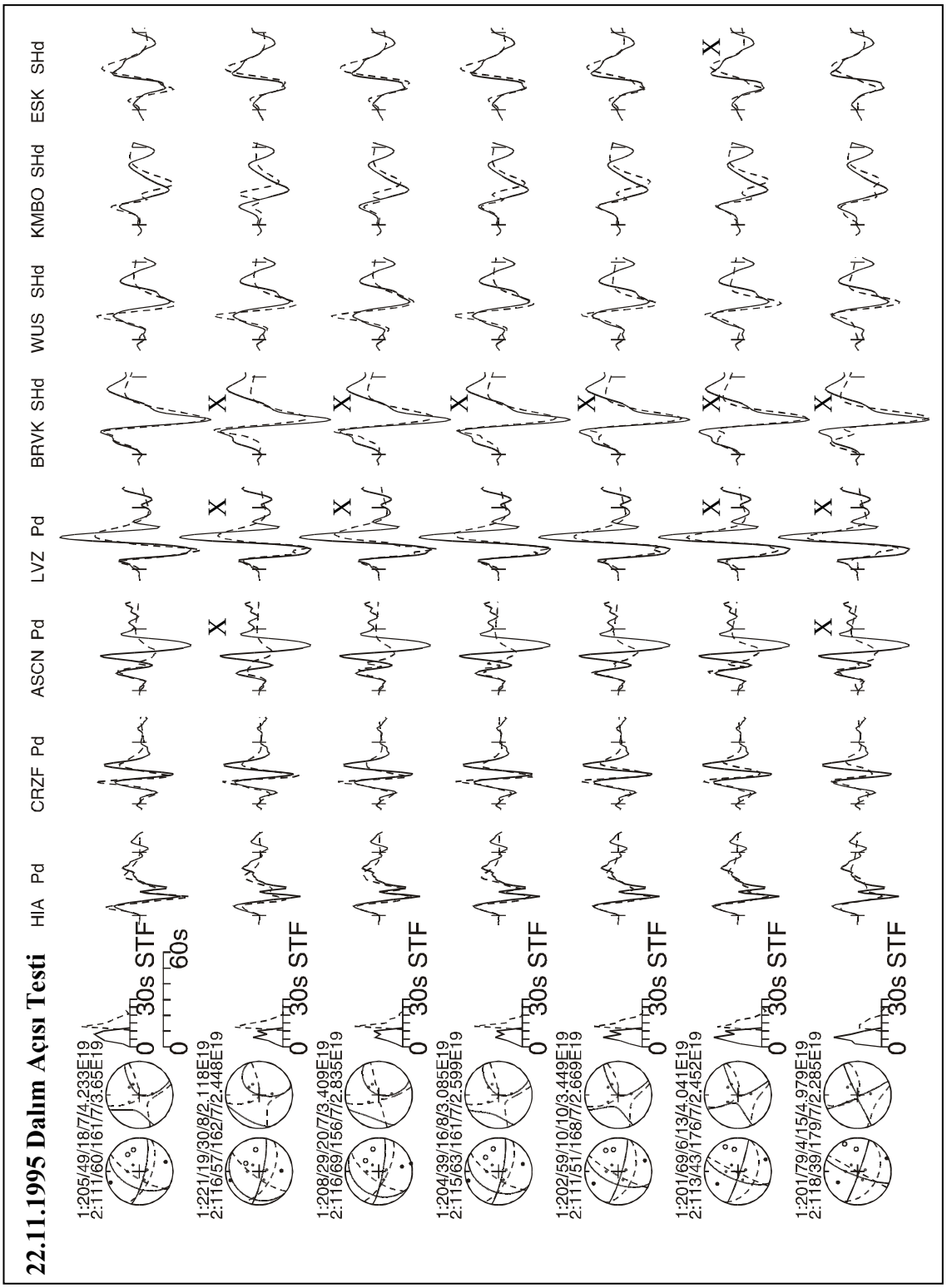
Şekil D.6. 22 Kasım 1995 Akaba Körfezi depremi için kabuk yapısı testi.



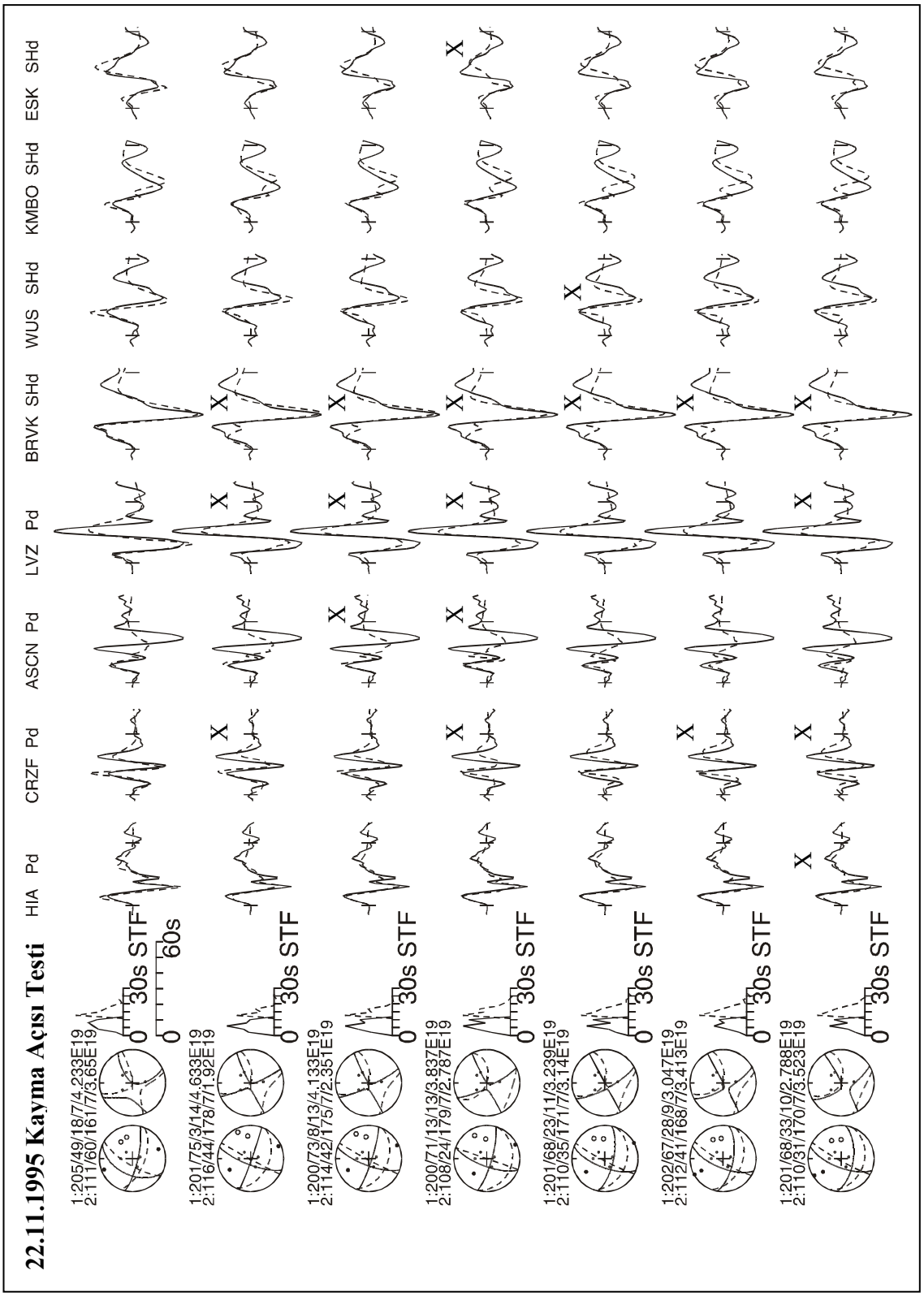
Şekil D.7. 22 Kasım 1995 Akaba Körfezi depremi için derinlik testi.



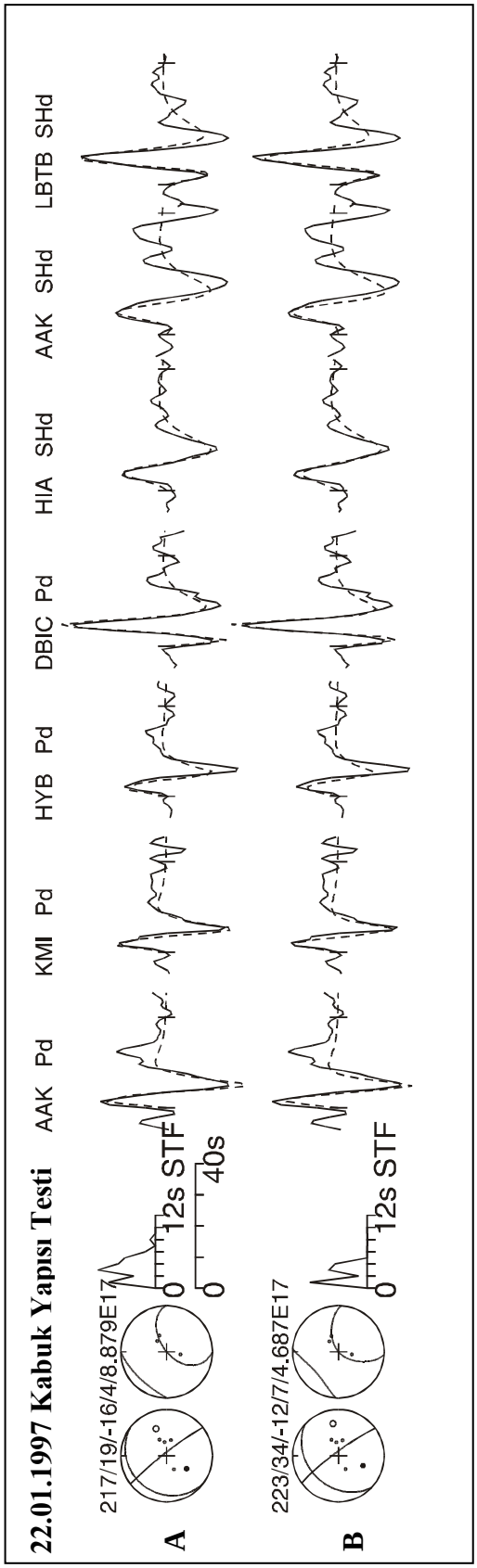
Şekil D.8. 22 Kasım 1995 Akaba Körfezi depremi için doğrultu açısı testi.



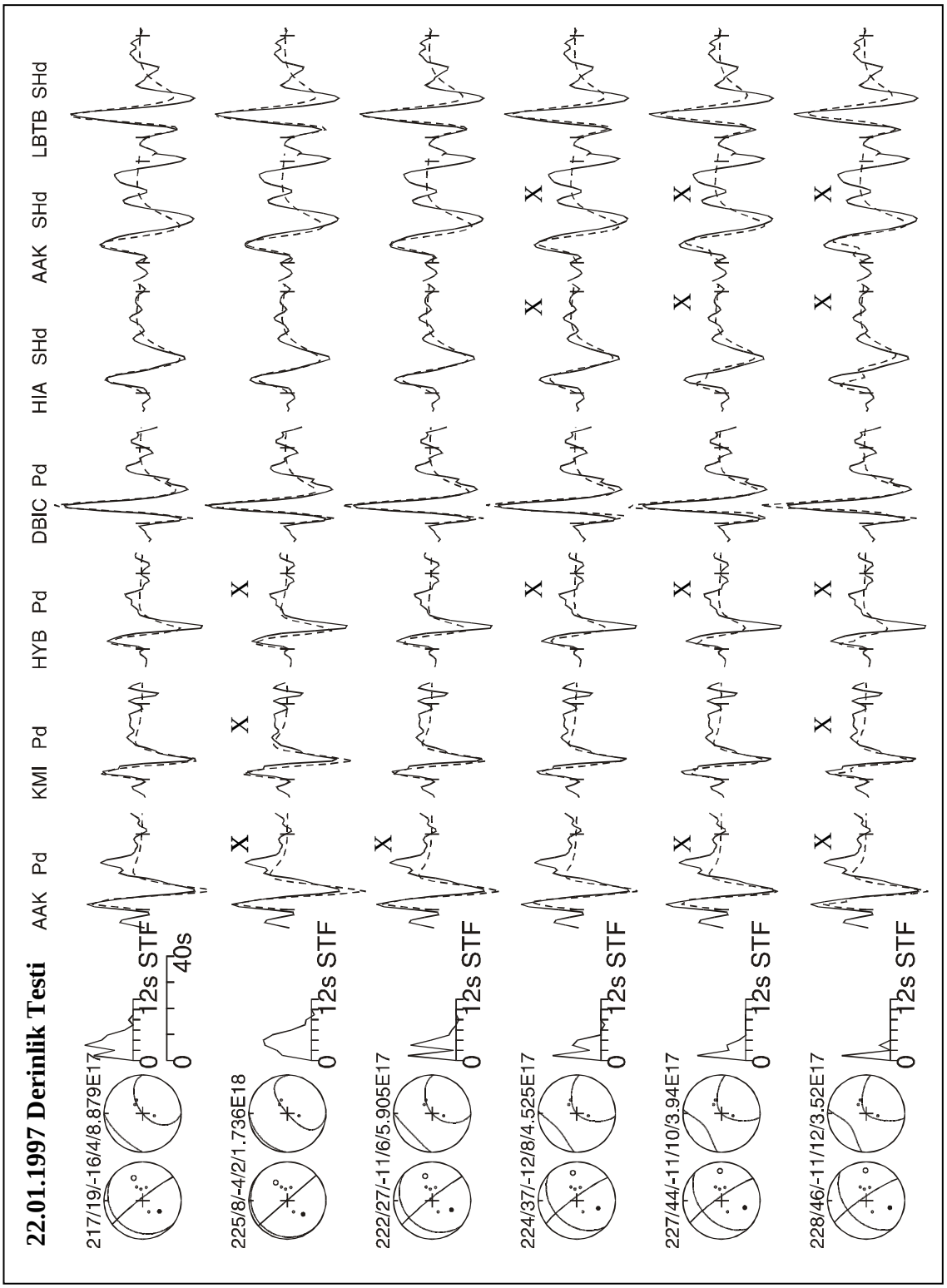
Şekil D.9. 22 Kasım 1995 Akaba Körfezi depremi için dalım açısı testi.



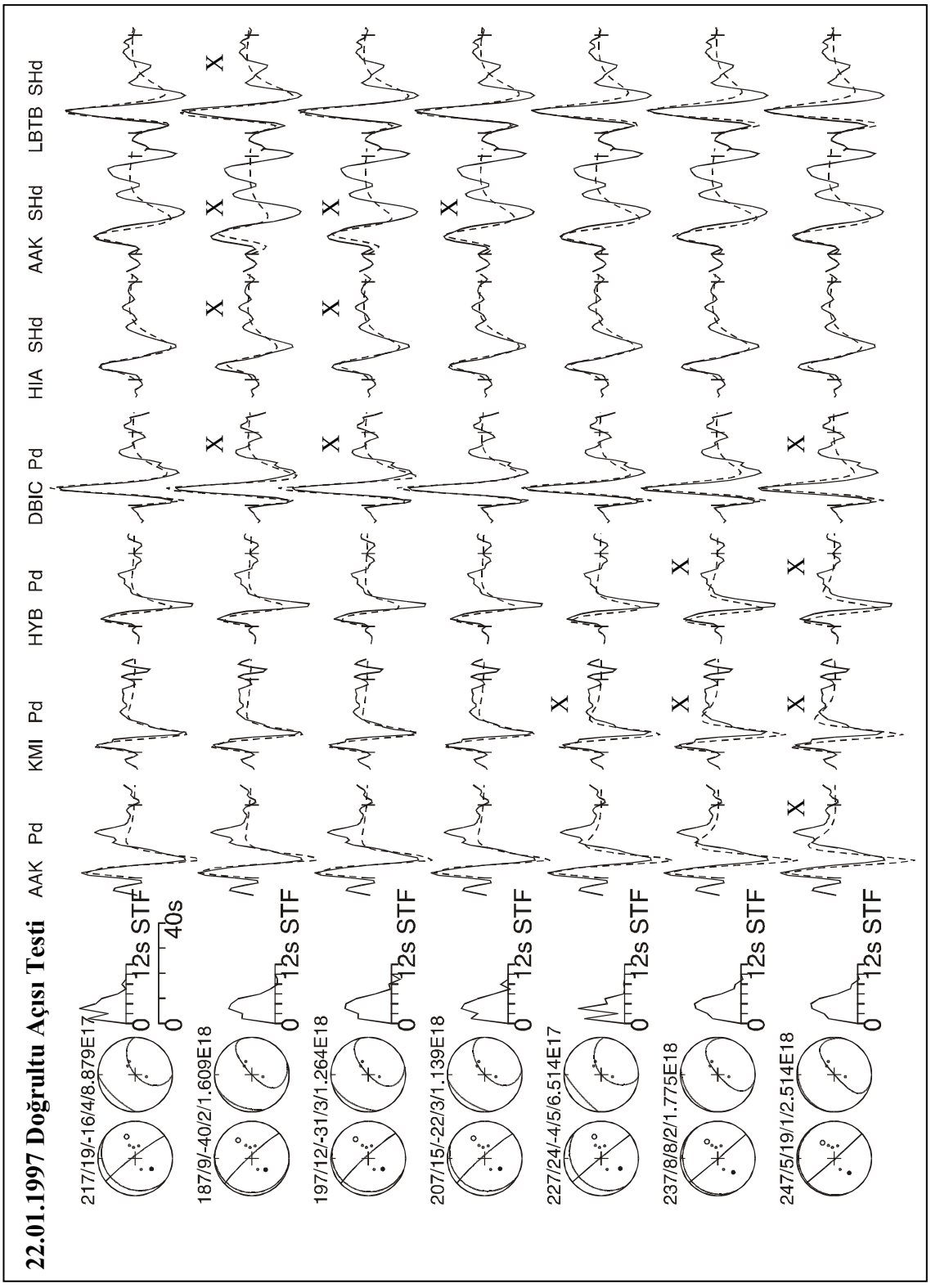
Şekil D.10. 22 Kasım 1995 Akaba Körfezi depremi için kayma açısı testi.



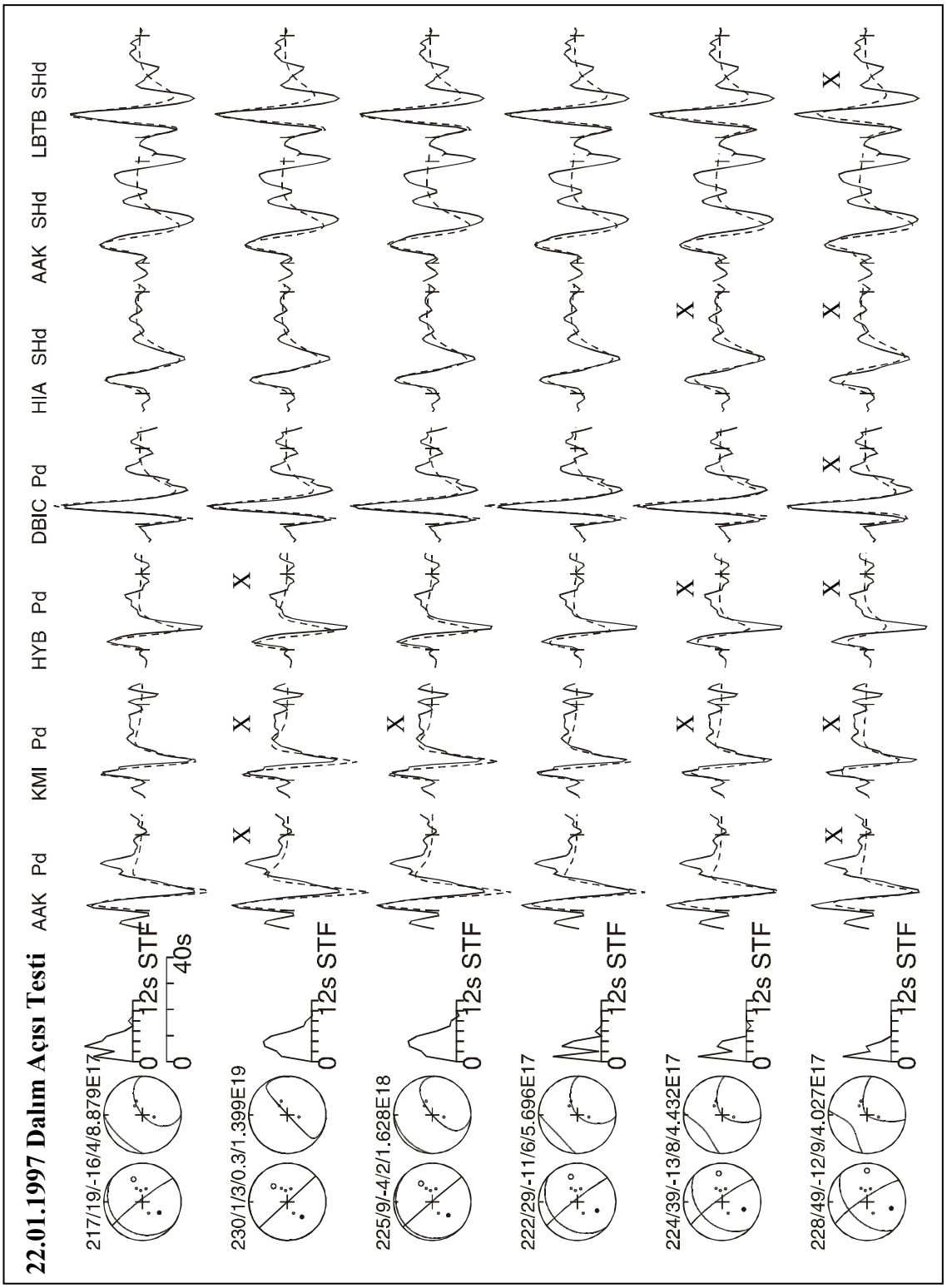
Şekil D.11. 22 Ocak 1997 Hatay depremi için kabuk yapısı testi.



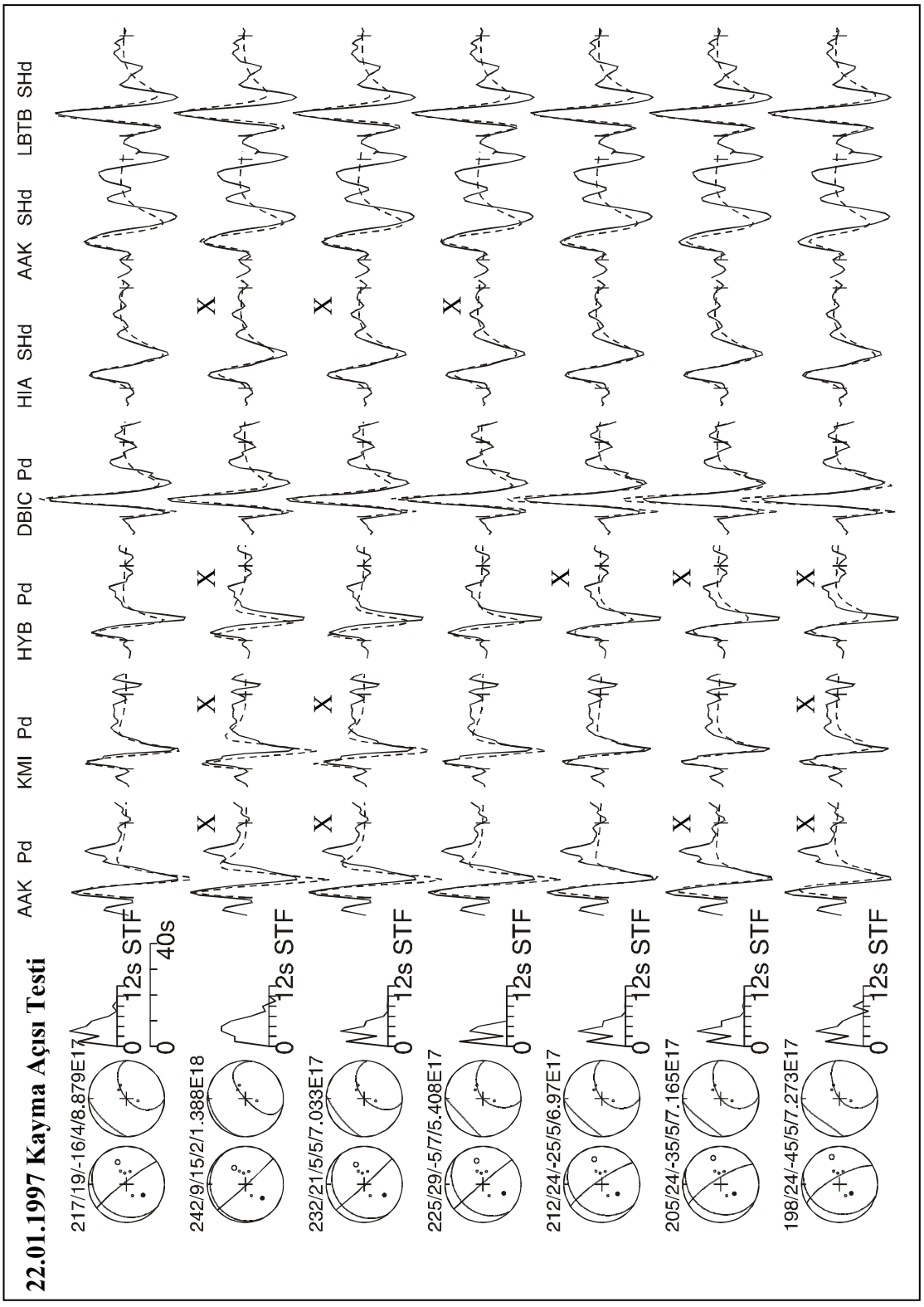
Şekil D.12. 22 Ocak 1997 Hatay depremi için derinlik testi.



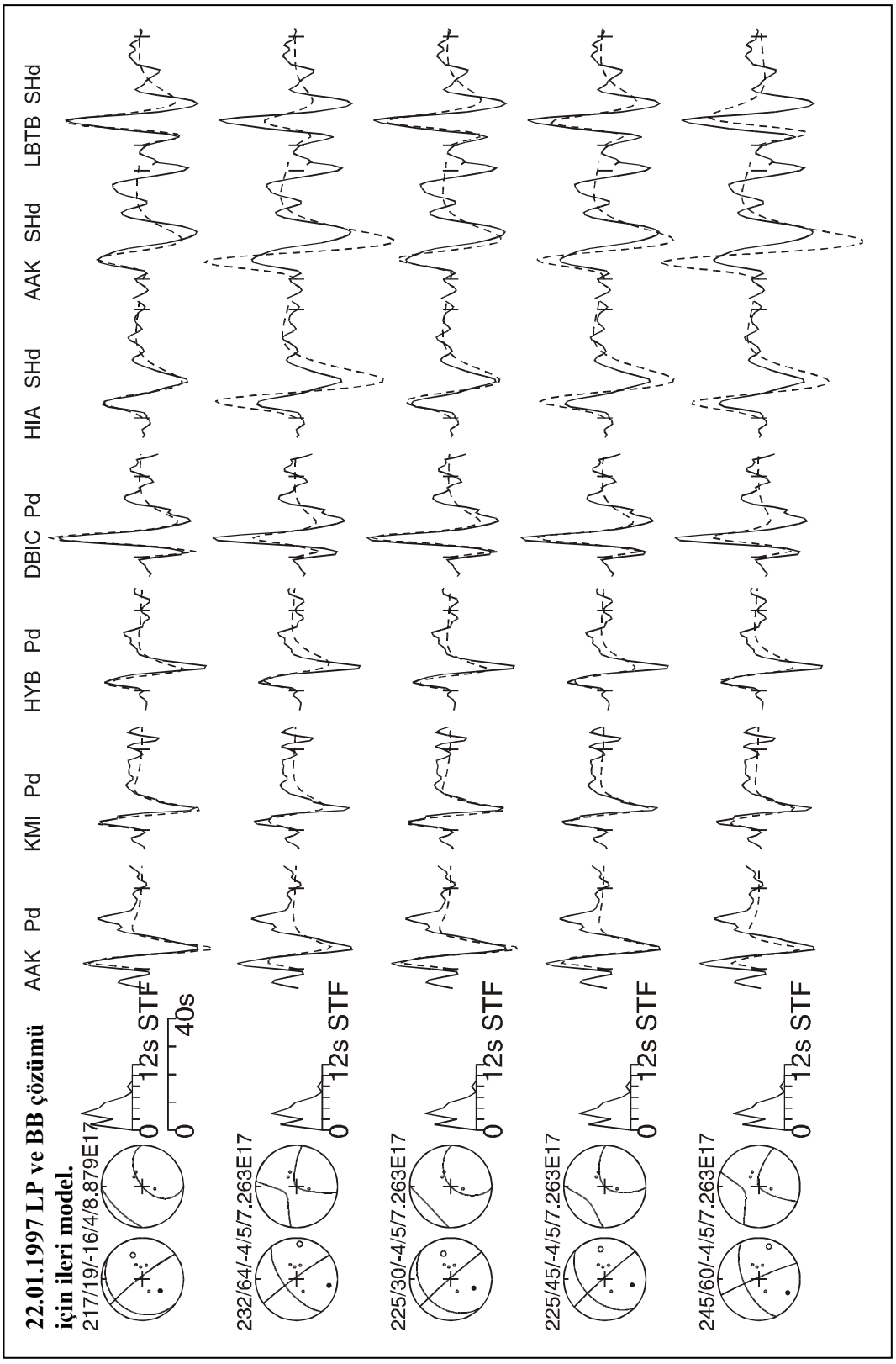
Şekil D.13. 22 Ocak 1997 Hatay depremi için doğrultu açısı testi.



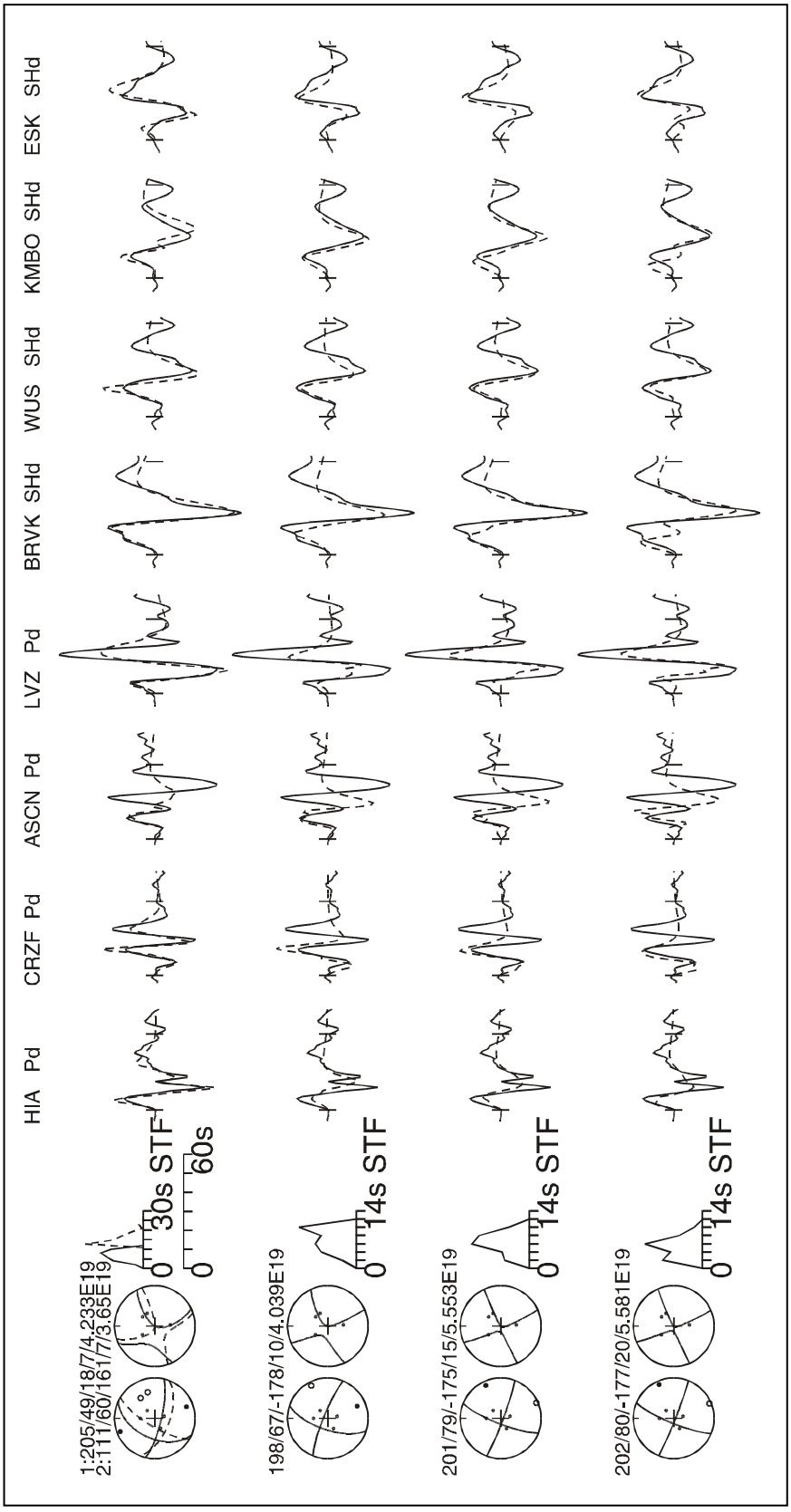
Şekil D.14. 22 Ocak 1997 Hatay depremi için dalım açısı testi.



Şekil D.15. 22 Ocak 1997 Hatay depremi için kayma açısı testi.



Şekil D.16. 22 Ocak 1997 depremi için LP ve BB verilerinden elde edilen çözümlerin arasındaki küçük farklılıkları göstermek amacı ile yapılan ileri model.



Şekil D.17. 22 Kasım 1995 Akaba Körfezi depreminin tek kaynak kullanılarak çözülemeyeceğini göstermek amacı ile yapılan model.

ÖZGEÇMİŞ

20 Haziran 1976 yılında Ankara'da doğdu. 1993 yılında Kocatepe Mimar Kemal Lisesi'nden mezun olduktan sonra aynı yıl İstanbul Teknik Üniversitesi Maden Fakültesi Jeofizik Mühendisliği Bölümü'ne girdi. 1997 yılında Jeofizik Mühendisliği Bölümü'nden bölüm ve fakülte birincisi olarak mezun oldu. 1997 yılında İstanbul Teknik Üniversitesi hazırlık sınıfına girdi ve 1998 yılında başarıyla tamamladıktan sonra aynı yıl yüksek lisans eğitimine başladı. Halen aynı bölümde yüksek lisans eğitimine devam etmektedir.