

75171

16.07.1963 VE 28.07.1976
KAFKASYA DEPREMLERİNİN
FAY DÜZLEMİ ÇÖZÜMLERİ

YÜKSEK LİSANS TEZİ

Jeofizik Müh. Onur TAN

75171

Tezin Enstitüye Verildiği Tarih: 08 Haziran 1998

Tezin Savunulduğu Tarih: 25 Haziran 1998

Tez Danışmanı: Doç.Dr. Tuncay TAYMAZ

Taymaz

Diğer Jüri Üyeleri: Prof.Dr. Haluk EYİDOĞAN

Eyidoğan

Y.Doç.Dr. Argun KOCAOĞLU

Argun H. Kocaoğlu

İ.İ. T.Ü. FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ
D.İ. KAFKASYA DEPREMLERİNİN
FAY DÜZLEMİ ÇÖZÜMLERİ

HAZİRAN 1998

ÖNSÖZ

Öncelikle bu yüksek lisans tez konusunu öneren, yardımlarını ve yönlendirmelerini hiç esirgemeyen danışmanım **Doç.Dr. Tuncay TAYMAZ**'a çalışmalarım sırasında gösterdiği titizlikten dolayı teşekkür ederim.

Ayrıca bilgisayar programlama, **LINUX** ve **L^AT_EX** ile ilgili yardımlarından dolayı Argun Kocaoğlu'na, Abdullah Karaman'a, Tuğrul Genç'e ve Hıdır Aygül'e, analog sismogramları mikrofilmlerden kopyaladığı için Meliha Yazıcı'ya, jeolojiyle ilgili önemli açıklamaları nedeniyle Yücel Yılmaz ve Aral Okay'a teşekkür ederim.

IASPEI Software Library Volume 3 paketini T. Taymaz'a ücretsiz sağladığı için W.H.K. Lee (*IASPEI Working Group on Personal Computers*)'ye, **SYN3**, **SYN4** ve **MT5** algoritmaları ile ilgili yardımlarından dolayı Robert McCaffrey, Geoffrey Abers ve Peter Zwick (*Rensselaer Polytechnic Institute, Troy-USA*)'e, **General Mapping Tools (GMT)** paketini sağladıkları için Paul Wessel ve W.H.F. Smith (*University of Hawaii*)'e, odak küreleri çiziminde kullanılan **psvelomeca** algoritmasını yazan ve algoritmayla ilgili problemleri çözmemde yardımcı olan Genevieve Patau (*Seismology Department, Ins. de Phys. du Globe de Paris*)'ya, analog sismogramların mikrofilmlerinin ve **USGS-NEIC - EVENT CD** veri kataloğunun teminindeki yardımlarından dolayı Madeleine Zirbes ve Jim Taggart (*US Geological Survey - National Earthquake Information Center*)'a, **ISC** veri kataloğunun teminindeki yardımlarından dolayı Keith Priestley ve David Gubbins'e, doktora tezlerinin birer kopyasını gönderdikleri için David McCormack ve Steven Mangino'ya, **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 Oceanographic and Atmospheric Administration (NOAA) - National Geophysical Data Centre*'a, **GEBCO-96/97 CD-ROM**'ları batimetri verileri için *British Oceanographic Data Center*'a, maddi yardımlarından dolayı **TÜBİTAK (YBAG-100 projesi)**'a ve **İTÜ Fen Bilimleri Enstitüsü (İTÜ Araştırma Fonu Lisansüstü Tezleri Destekleme Programı)**'ne teşekkür ederim.

Bugüne kadar daima yanımda olan, maddi ve manevi desteklerini hiç bir zaman esirgemeyen **AİLEM**'e en içten dileklerimle.

Haziran, 1998

Onur TAN

İÇİNDEKİLER

KISALTMALAR	v
SEMBOL LİSTESİ	vi
ŞEKİL LİSTESİ	vii
TABLO LİSTESİ	xi
ÖZET	xiv
SUMMARY	xv
1 GİRİŞ	1
1.1 Levha Tektoniğinin Tarihsel Gelişimi	1
1.1.1 Kıtaların Ayrılması Teorisi	1
1.1.2 Deniz Tabanının Yayılması Teorisi	3
1.2 Levha Tektoniği Kavramı	6
2 KAFKASYA VE ÇEVRESİNİN GENEL TEKTONİK YAPISI	11
2.1 Giriş	11
2.2 Tektonik Evrim	11
2.3 Topoğrafya	15
2.4 Levha Hızları	17
2.5 Güncel ve Tarihsel Sismisite	17
3 16.07.1963 VE 28.07.1976 KAFKASYA DEPREMLERİNİN FAY DÜZLEMİ ÇÖZÜMLERİ	26
3.1 Giriş	26
3.2 Telesismik Cisim Dalgalarının Ters Çözümü	26
3.3 Fay Düzlemi Çözümleri	30
3.3.1 Kayıt Niteliği ve Problemler	32
3.3.2 Kaynak Zaman Fonksiyonu ve Odak Derinliği Tayini	33
3.3.3 Kabuk Hız Modelleri	36
3.3.4 16.07.1963 Depremi Fay Düzlemi Çözümü (t_o : 18:27:18.4, $M_s=6.5$)	38
3.3.5 28.07.1976 Depremi Fay Düzlemi Çözümü (t_o : 20:17:44.0, $M_s=6.1$)	51
3.3.6 Sonuçlar	59

3.4 Bölgede Meydana Gelmiş Diğer Önemli Depremler	60
3.4.1 Spitak Depremi (07.12.1988, t_o : 07:41:24.2, $M_s=6.7$)	60
3.4.2 Racha Depremi (29.04.1991, t_o : 09:12:48.1, $M_s=7.0$)	62
4 SONUÇLAR VE TARTIŞMALAR	65
KAYNAKLAR	72
EKLER	78
A 16.07.1963 VE 28.07.1976 KAFKASYA DEPREMLERİ WWSSN İSTASYON PARAMETRELERİ VE KAYITLARI	79
B GERÇEK VE YAPAY DALGA ŞEKİLLERİNİN AZİMUTAL DEĞİŞİMİ	119
C DÜNYA GENELİNDEKİ WWSSN İSTASYONLARININ PARAMETRELERİ	127
ÖZGEÇMİŞ	131



KISALTMALAR

BCIS	:	Bureau Central International de Seismologie
CMT	:	Centroid Moment Tensor
GDSN	:	Global Digital Seismograph Network
ISC	:	International Seismological Centre
ISS	:	International Seismological Summaries
USGS	:	United States Geological Survey
USCGS	:	United States Coast and Geodetic Survey
WWSSN	:	World Wide Standardized Seismograph Network

SEMBOL LİSTESİ

h	: Deprem odak derinliği (km)
i_o	: Işının odaktan çıkış açısı ($^{\circ}$)
I_o	: Deprem şiddeti
LPE	: Uzun periyod doğu-batı (EW) bileşen
LPN	: Uzun periyod kuzey-güney (NS) bileşen
LPZ	: Uzun periyot düşey (Z) bileşen
M	: Büyüklük (m_b veya M_s)
m_b	: Cisim dalgası büyüklüğü
MM	: Modified Mercalli (Değiştirilmiş Mercalli şiddet ölçeği)
M_o	: Sismik moment (Nm)
M_s	: Yüzey dalgası büyüklüğü
m.y.	: Milyon yıl
t^*	: Atenüasyon parametresi
t_o	: Deprem oluş zamanı (sa:da:s.ms)
V_P	: P dalgası sismik hızı (km/s)
V_S	: S dalgası sismik hızı (km/s)
Δ	: Episanır-istasyon uzaklığı ($^{\circ}$)

ŞEKİL LİSTESİ

1.1	Wegener'e (1915) göre kıtaların üst karbonifer (300 m.y.), eosen (50 m.y.) ve alt kuaterner (2 m.y.) dönemlerindeki durumları. . .	2
1.2	Kıtaların bilgisayar yardımıyla birleştirilmesi sonucunda, sürüklenmenin oluşturduğu deformasyonlar (çakışmalar ve boşluklar) hariç, kıta kenarlarının çok iyi uyum gösterdiği ortaya çıkmıştır (Bullard ve diğ., 1965).	3
1.3	Okyanus tabanının yayılması ve buna bağlı gelişen olaylar. v.a.z.: Volkanik ada zinciri (Vine ve Matthews, 1963; Wilson, 1963; Isacks ve diğ., 1968 ve Krafft, 1993'den derlenerek çizilmiştir).	4
1.4	Levha sınırları (üstte), depremler (mavi noktalar, $m_b \geq 5.0$) ve genç volkanlar (kırmızı üçgenler) arasındaki ilişki. Af: Afrika Levhası, Av: Avrasya Levhası, A: Arabistan Levhası, HA: Hint-Avustralya Levhası, F: Filipin Levhası, An: Antartika Levhası, Pas: Pasifik Levhası, J: Juan de Fuca Levhası, KA: Kuzey Amerika Levhası, GA: Güney Amerika Levhası, Co: Cocos Levhası, N: Nazca Levhası, S: Scotia Levhası, K: Karayipler Levhası. (Levha sınırları USGS'den, depremlemler ISC'den, volkanlar Smithsonian Institution National Museum of Natural History'den alınmıştır.)	5
1.5	Kıtasal ve okyanusal levhalar üzerine etkiyen kuvvetler (Forsyth ve Uyeda, 1975; Bott, 1982'den değiştirilerek alınmıştır).	7
1.6	Levhalar arasındaki ana çarpışma türleri (Kious ve Tilling, 1996'dan değiştirilerek alınmıştır).	8
1.7	Yanal atımlı (sağ yönlü), normal ve ters faylanmalara ait ideal fay düzlemi çözümleri ile bunlara ait doğrultu/dalım/kayma açısı değerleri.	10
2.1	Doğu Pontitler'e ait stratigrafik kesitler (A: Okay, 1997; B: Yılmaz ve diğ., 1997).	12
2.2	Kafkasya ve çevresinin 65 m.y. ve 10 m.y. önceki jeodinamik durumu (G-K kesitleri altta). Karadeniz ve Hazar Denizi'nin kıyı çizgileri referans olarak verilmiştir. A: Arap Levhası, KK: Küçük Kafkaslar, BK: Büyük Kafkaslar, DAB: Doğu Akdeniz Bloğu, RP: Rus Platformu, KD: Kızıl Deniz. Büyük noktalı alanlar okyanusal kabuğu, artı ile taranmış alanlar kıtasal kabuğu, yıldızlar volkanları, küçük noktalı kesimler denizel havzanın kıtasal parçasını, taralı kesimler ise havzanın okyanusal parçasını gösterir (Philip ve diğ., 1989'dan değiştirilerek alınmıştır).	13

2.3	Kafkasya ve çevresinin güncel tektonik yapıları. 1: Volkanlar, 2: Avrasya'ya göre levha hareketleri, 3: Doğrultu atımlı ana faylar, 4: Bindirmeler, 5: Okyanusal kabuk, 6: Kıtasal kabuk, 7: Ana tortul havzalar, 8: Arap Levhası sınırındaki güncel kıvrımlar. B.K.: Büyük Kafkaslar, K.K.: Küçük Kafkaslar, D.: Dağıstan, PSF: Pampak-Sevan Fayı, BKF: Borjomi-Kazbek Fayı, KAF: Kuzey Anadolu Fayı, DAF: Doğu Anadolu Fayı, GAF: Güncel Ana Fay, TF: Tebriz Fayı, ÇF: Çaldıran Fayı, Tür.: Türkiye (Anadolu) Bloğu, T.: Tales, El.: Elbruz, İr.: İran Bloğu, Ar.: Arap Bloğu, ÖDF: Ölü Deniz Fayı (Philip ve diğ., 1989'dan değiştirilerek alınmıştır).	14
2.4	Moho eşderinlik haritası. Derinlikler km olarak verilmiştir. Siyah kesikli çizgi Borjomi-Kazbek Fayı'nı temsil eder. Büyük Kafkaslar'da, aralarında 90 km sol yönlü atım bulunan iki maksimum değer vardır (Shengalaya, 1978'den değiştirilerek alınmıştır).	15
2.5	Kafkasya ve çevresinin topoğrafya haritası. BK: Büyük Kafkaslar, KK: Küçük Kafkaslar, KH: Kuzey Hazar Havzası, GH: Güney Hazar Havzası, IB: İran Bloğu, Z: Zagros, AP: Arap Platformu, T: Tales, Kar.: Karlıova, Bor.: Borjomi, B: Bazardyuzu.	16
2.6	Doğu Akdeniz ve çevresinin sismisite haritası. Mavi noktalar depremleri (ISC, $M \geq 4.0$), kırmızı yıldızlar Holosen yaşlı geç volkanları, mavi batimetri çizgisi 1000 m konturunu temsil etmektedir. Oklar levhaların bağıl hareket yönlerini gösterir.	19
2.7	Kafkasya ve çevresinin sismisite haritası. Renklendirme odak derinliğine (ISC) göredir. Gri: 0-50 km, mavi: 50-100 km, yeşil: 100-150 km, sarı: 150-200 km, kırmızı: 200-275 km.	20
2.8	Kafkasya ve çevresinde (35° - 45° K enlemleri ile 40° - 55° D boylamlarıyla sınırlanan bölgede) 1964-1993 yılları arasında meydana gelmiş depremlerin ISC kataloğuna göre büyüklük (M) ve derinliğe (h) bağlı oluş sayıları (N).	21
2.9	Kafkasya ve Doğu Anadolu'da meydana gelmiş tarihsel depremler. Siyah noktalar Tablo 2.2 deki, mavi kareler Tablo 2.3 deki depremlerdir. Kırmızı yıldızlar genç volkanları gösterir.	22
3.1	16.07.1963 (yeşil yıldız) ve 28.07.1976 (mavi yıldız) depremleri ve bunlara ait öncü ve artçı sarsıntılar (Tablo 3.2). Mavi nokta Spitak Depremi (07.12.1988), yeşil nokta Racha Depremi (29.04.1991) lokasyonlarıdır. Tk.: Tkibuli, Baz.: Bazardyuzu.	31
3.2	16.07.1963 ve 28.07.1976 depremlerinin önceki çalışmalarda bulunmuş fay düzlemi çözümleri. Odak kürelerinin altındaki sayılar doğrultu/dalım/kayma açısı değerlerini gösterir.	32
3.3	Kaliforniya Superstition Hills Depremi (24.11.1987) kaynak zaman fonksiyonu (Sipkin, 1989). $M_s=6.6$, $m_b=6.0$, $N=15$, $\Delta\tau=1$ s. . . .	35
3.4	Büyük Kafkaslar'da (Gürcistan) Tkibuli bölgesi için kabuk yapısı (Balavadze ve Tvaltvadze, 1958).	37

3.5	Profile Maker'la oluşturulmuş Büyük Kafkaslar'a ait kabuk yapısı. Profiller 41°D, 43.5°D ve 46°D boylamları üzerinde, 42°K enleminden 44°K enlemine doğru alınmıştır (Cornell Üniversitesi - Jeoloji Bilimleri Bölümü, Jeoloji ve Jeofizik Veri Bankası: http://atlas.geo.cornell.edu).	37
3.6	16.07.1963 Batı Büyük Kafkasya Depremi'nin en küçük hata ile bulunan fay düzlemi çözümü. Fay düzlemi çözümü (odak küreleri), gerçek dalga şekilleri (düz çizgi) ve yapay dalga şekilleri (kesikli çizgi) P dalgası için şeklin üst kısmında, SH dalgası için şeklin alt kısmında verilmiştir (bu şekil ve diğerleri ile ilgili ayrıntılar konu içinde verilmiştir).	40
3.7	16.07.1963 depremi kabuk yapısı testi. Doğrultu, dalım ve kayma açısı değerleri sabit tutulurken diğer parametreler serbest bırakılmıştır. İlk sıra en küçük hatalı çözüme ait P ve SH odak küreleri, fay düzlemi parametreleri, kaynak zaman fonksiyonu ve seçilmiş istasyonlara ait gerçek ve yapay dalga şekilleridir. Kullanılan kabuk yapıları Tablo 3.5 de verilmiştir.	42
3.8	16.07.1963 depremi derinlik testi. Gösterim Şekil 3.7 ile aynıdır. Odak derinliği değerleri 1 km (2. sıra), 5 km (3. sıra) ve 8 km (4. sıra) için sabit tutulurken diğer parametreler serbest bırakılmıştır.	46
3.9	16.07.1963 depremi doğrultu testi. Gösterim Şekil 3.7 ile aynıdır. 1. düzleme ait doğrultu açısı değerleri 270° (2. sıra), 280° (3. sıra), 300° (4. sıra) ve 310° (5. sıra) için sabit tutulurken diğer parametreler serbest bırakılmıştır.	47
3.10	16.07.1963 depremi dalım testi. Gösterim Şekil 3.7 ile aynıdır. 1. düzleme ait dalım açısı değerleri 30° (2. sıra), 40° (3. sıra), 60° (4. sıra) ve 70° (5. sıra) için sabit tutulurken diğer parametreler serbest bırakılmıştır.	48
3.11	16.07.1963 depremi kayma açısı testi. Gösterim Şekil 3.7 ile aynıdır. 1. düzleme ait kayma açısı değerleri 85° (2. sıra), 95° (3. sıra), 115° (4. sıra) ve 125° (5. sıra) için sabit tutulurken diğer parametreler serbest bırakılmıştır.	49
3.12	16.07.1963 depremi için en düşük hatalı çözüm (1. sıra) ve Jackson ve McKenzie (1984) tarafından yapılan çözümün (2. sıra) dalga şekillerine etkisi.	50
3.13	28.07.1976 Doğu Büyük Kafkasya Depremi'nin en küçük hata ile bulunan fay düzlemi çözümü. Fay düzlemi çözümü (odak küreleri), gerçek dalga şekilleri (düz çizgi) ve yapay dalga şekilleri (kesikli çizgi) P dalgası için şeklin üst kısmında, SH dalgası için şeklin alt kısmında verilmiştir.	52
3.14	28.07.1976 depremi derinlik testi. Gösterim Şekil 3.7 ile aynıdır. Odak derinliği 15 km (2. sıra), 17 km (3. sıra), 21 km (4. sıra) ve 23 km (5. sıra) için sabit tutulurken diğer parametreler serbest bırakılmıştır.	54

3.15	28.07.1976 depremi doğrultu testi. Gösterim Şekil 3.7 ile aynıdır. 1. düzleme ait doğrultu açısı değerleri 125° (2. sıra), 135° (3. sıra), 155° (4. sıra) ve 160° (5. sıra) için sabit tutulurken diğer parametreler serbest bırakılmıştır.	55
3.16	28.07.1976 depremi dalım testi. Gösterim Şekil 3.7 ile aynıdır. 1. düzleme ait dalım açısı değerleri 6° (2. sıra), 15° (3. sıra), 20° (4. sıra) ve 30° (5. sıra) için sabit tutulurken diğer parametreler serbest bırakılmıştır.	56
3.17	28.07.1976 depremi kayma açısı testi. Gösterim Şekil 3.7 ile aynıdır. 1. düzleme ait kayma açısı değerleri 100° (2. sıra), 110° (3. sıra), 130° (4. sıra) ve 140° (5. sıra) için sabit tutulurken diğer parametreler serbest bırakılmıştır.	57
3.18	28.07.1976 depremi için en düşük hatalı çözüm (1. sıra) ile Jackson ve McKenzie (1984) tarafından yapılan çözümün (2. sıra) ve Harvard-CMT parametrelerinin (3. sıra) dalga şekillerine etkisi. .	58
3.19	Alt yarımküre eşit-alan projeksiyonuna göre P dalgası ilk hareket yönleri. İçi dolu daireler (●) ilk hareketin yukarı olduğu, içi boş daireler (○) ilk hareketin aşağı olduğu, × ise ilk hareketin olmadığı istasyonları gösterir.	59
3.20	Üst: Spitak Depremi için düşünülen 3 ve 5 parçalı modellere ait örnek sismogramlar ve 5 parçalı model için kaynak zaman fonksiyonu (Haessler ve diğ., 1992). Koyu barlar erken sarsıntılara aittir. Alt: Kikuchi ve diğ. (1993) tarafından 4 parçalı modellemeye elde edilen fay düzlemi çözümleri ve kaynak zaman fonksiyonu.	62
3.21	Üst: Racha Depremi için kısa ve uzun kırılma sürelerine ait örnek dalga şekli (PAL-P) ve sismik moment değerlerine etkisi. 25 (I) ve 55 (II) saniyelik kırılmaların yapay dalganın sadece son kısımlarında değişiklik yarattığı görülmektedir (Triep ve diğ., 1995). Alt: Kısa (III), uzun (IV) ve çift mekanizmalı (V) kırılmalara ait kaynak zaman fonksiyonları ve sismik moment değerleri (Kuge, 1997).	63
4.1	Kafkasya ve çevresinde meydana gelmiş depremlerin ($M \geq 5.0$) fay düzlemi çözümleri. C harfi fay düzlemi çözümünün Harvard-CMT kataloğundan alındığını belirtir. Fay düzlemi parametreleri Tablo 4.1 ve Tablo 4.2 de verilmiştir.	68
4.2	16.07.1963 (1), 28.07.1976 (2), 07.12.1989 (3) ve 29.04.1991 (4) depremlerinin tektonik harita (Philip ve diğ., 1989) üzerindeki yaklaşık konumları.	69
4.3	16.07.1963 ve 28.07.1976 depremlerinin 1. (I) ve 2. (II) düzlemlerine ait kayma vektörleri ile basınç (P) ve çekme (T) eksenleri. Fay düzlemine ait kayma vektörünün yönü okla gösterilmiştir.	69
4.4	16.07.1963, 28.07.1976, 07.12.1989 ve 29.04.1991 depremlerine ait fay düzlemi çözümleri ve basınç (P) eksenlerinin yönelimi.	70
A.1	16.07.1963 ve 28.07.1976 depremlerine ait kaydı bulunan WWSSN istasyonlarının dağılımı. Yıldız deprem episantırını (ISC) gösterir.	80

A.2	16.07.1963: AQU istasyonuna ait Z-NS-EW bileşen kayıtları. . . .	84
A.3	16.07.1963: BAG istasyonuna ait Z bileşen kaydı.	85
A.4	16.07.1963: BUL istasyonuna ait NS-EW bileşen kayıtları. . . .	85
A.5	16.07.1963: CAR istasyonuna ait Z-NS-EW bileşen kayıtları. . . .	86
A.6	16.07.1963: GDH istasyonuna ait Z-NS-EW bileşen kayıtları. . . .	87
A.7	16.07.1963: GOL istasyonuna ait Z-NS-EW bileşen kayıtları. . . .	88
A.8	16.07.1963: HKC istasyonuna ait Z-NS-EW bileşen kayıtları. . . .	89
A.9	16.07.1963: MAL istasyonuna ait Z-NS-EW bileşen kayıtları. . . .	90
A.10	16.07.1963: MDS istasyonuna ait Z-NS-EW bileşen kayıtları. . . .	91
A.11	16.07.1963: MNN istasyonuna ait Z-NS bileşen kayıtları.	92
A.12	16.07.1963: NDI istasyonuna ait Z-NS-EW bileşen kayıtları. . . .	93
A.13	16.07.1963: NHA istasyonuna ait Z-NS-EW bileşen kayıtları. . . .	94
A.14	16.07.1963: PTO istasyonuna ait Z-NS-EW bileşen kayıtları. . . .	95
A.15	16.07.1963: SHI istasyonuna ait Z-NS-EW bileşen kayıtları. . . .	96
A.16	16.07.1963: SHL istasyonuna ait Z-NS-EW bileşen kayıtları. . . .	97
A.17	16.07.1963: TOL istasyonuna ait Z-NS-EW bileşen kayıtları. . . .	98
A.18	28.07.1976: AAE istasyonuna ait Z-NS-EW bileşen kayıtları. . . .	99
A.19	28.07.1976: AKU istasyonuna ait Z-NS-EW bileşen kayıtları. . . .	100
A.20	28.07.1976: ANP istasyonuna ait Z-NS-EW bileşen kayıtları. . . .	101
A.21	28.07.1976: BAG istasyonuna ait Z-NS-EW bileşen kayıtları. . . .	102
A.22	28.07.1976: BUL istasyonuna ait Z-NS bileşen kayıtları.	103
A.23	28.07.1976: CHG istasyonuna ait Z-NS-EW bileşen kayıtları. . . .	104
A.24	28.07.1976: COL istasyonuna ait Z-NS-EW bileşen kayıtları. . . .	105
A.25	28.07.1976: DAG istasyonuna ait NS-EW bileşen kayıtları. . . .	106
A.26	28.07.1976: ESK istasyonuna ait Z-NS-EW bileşen kayıtları. . . .	107
A.27	28.07.1976: GDH istasyonuna ait Z-NS-EW bileşen kayıtları. . . .	108
A.28	28.07.1976: KBS istasyonuna ait Z-NS-EW bileşen kayıtları. . . .	109
A.29	28.07.1976: KOD istasyonuna ait Z-NS-EW bileşen kayıtları. . . .	110
A.30	28.07.1976: KTG istasyonuna ait Z-NS-EW bileşen kayıtları. . . .	111
A.31	28.07.1976: MAT istasyonuna ait Z-NS-EW bileşen kayıtları. . . .	112
A.32	28.07.1976: MSO istasyonuna ait Z-NS-EW bileşen kayıtları. . . .	113
A.33	28.07.1976: NAI istasyonuna ait Z-NS-EW bileşen kayıtları. . . .	114
A.34	28.07.1976: PDA istasyonuna ait NS-EW bileşen kayıtları. . . .	115
A.35	28.07.1976: POO istasyonuna ait Z-NS-EW bileşen kayıtları. . . .	116
A.36	28.07.1976: PTO istasyonuna ait Z-NS-EW bileşen kayıtları. . . .	117
A.37	28.07.1976: SHL istasyonuna ait Z-NS-EW bileşen kayıtları. . . .	118
B.1	16.07.1963 depremine ait sayısallaştırılmış gerçek kayıtların azimuta göre dizilimi (Açıklama için konuya bakınız).	120
B.2	16.07.1963 depremine ait yapay olarak üretilmiş dalga şekillerinin azimuta göre dizilimi (Açıklama için konuya bakınız).	122
B.3	28.07.1976 depremine ait sayısallaştırılmış gerçek kayıtların azimuta göre dizilimi (Açıklama için konuya bakınız).	123
B.4	28.07.1976 depremine ait yapay olarak üretilmiş dalga şekillerinin azimuta göre dizilimi (Açıklama için konuya bakınız).	125
C.1	Tablo C.1 de verilen WWSSN istasyonlarının dünya üzerindeki dağılımı.	127

TABLO LİSTESİ

2.1	Kafkaslar ve çevresinde meydana gelmiş tektonik olaylar (Philip ve diğ., 1989; McCormack, 1994; Okay, 1997; Yılmaz ve diğ., 1997'den derlenerek oluşturulmuştur).	13
2.2	Kafkaslar'da meydana gelmiş tarihsel depremler. Kaynaklar: T: Tskhakaya (1957) B: Byus (1947); K: Kondorskaya ve Shebalin (1977); A: Ambraseys ve Adams (1989); G: Gürcistan Bölgesel Sismik Kataloğu (yayımlanmamış); I: ISC Aylık Bülteni; S: ISS.	23
2.3	Doğu Anadolu'da meydana gelmiş tarihsel depremler (Ergin ve diğ., 1967).	24
3.1	16.07.1963 ve 28.07.1976 depremlerinin parametreleri. Enl.: Enlem ($^{\circ}$), Boy.: Boylam ($^{\circ}$), İ.S.: Depremin kaydedildiği istasyon sayısı.	31
3.2	16.07.1963 ve 28.07.1976 depremlerinin öncü ve artçı sarsıntı parametreleri.	32
3.3	16.07.1963 ve 28.07.1976 depremleri için ters çözümde kullanılan istasyon parametreleri ve Jeffreys-Bullen (1940)'e göre teorik geliş zamanları. Δ : Episantır-İstasyon uzaklığı ($^{\circ}$), Az.: Azimut ($^{\circ}$), G.Az.: Geri Azimut ($^{\circ}$), i_0 : Işının kaynaktan çıkış açısı ($^{\circ}$), NR: Kayıt yok.	34
3.4	16.07.1963 ve 28.07.1976 depremleri için kabuk modelleri.	38
3.5	16.07.1963 depremi için kabuk yapısı testinde kullanılan kabuk modelleri.	41
3.6	16.07.1963 ve 28.07.1976 depremlerinin fay düzlemi çözümleri sonucunda bulunan 1. ve 2. düğüm düzlemleri, kayma vektörleri, P, T ve B eksenlerinin değerleri.	60
3.7	Spitak ve Racha depremlerinin ISC parametreleri.	61
4.1	Kafkasya ve çevresinde meydana gelmiş önemli depremlere ait fay düzlemi parametreleri. Doğ.: Doğrultu, Dal.: Dalım, K.a.: Kayma açısı, M: Büyüklük (s: M_s , b: m_b), K.v.: Kayma vektörü. Kaynaklar: M: McKenzie (1972), J: Jackson ve McKenzie (1984), T: Taymaz (1990a), P: Priestley ve diğ. (1994), C: McCormack (1994), H: Haessler ve diğ. (1992), *: Bu çalışma.	66
4.2	Kafkasya ve çevresinde meydana gelmiş depremlere ($M_s \geq 5.5$) ait Harvard-CMT çözümleri. 1. ve 2. düzlemlere ait değerler sırasıyla doğrultu/dalım/kayma açısıdır.	67

A.1	16.07.1963 ve 28.07.1976 depremleri için tüm istasyon özellikleri ve teorik geliş zamanları. Δ : Episanır-İstasyon uzaklığı ($^{\circ}$), Az.: Azimut ($^{\circ}$), G.Az.: Geri Azimut ($^{\circ}$), i_0 : Işının kaynaktan çıkış açısı ($^{\circ}$), NR: Kayıt yok.	81
A.2	16.07.1963 depremi odak mekanizması çözümü için tüm istasyonlara ait ters çözüm parametreleri. N: No, İst: İstasyon kodu, B: Bayrak (0=İstasyon ters çözümde kullanılmadı, 1=İstasyon ters çözümde kullanıldı), F: Faz (1=P, 2=SH), Per: Sismometre periyodu (WLP= WWSSN uzun periyod P, WLS= WWSSN uzun periyod S), T: Fazın teorik geliş süresi (dt cinsinden), D: Fazın düzeltilmiş geliş süresi (dt cinsinden), Pen: Ters çözüm penceresi (s), Δ : Episanır uzaklığı ($^{\circ}$), Az: Azimut (episanırdan istasyona; $^{\circ}$), i_0 : Işının kaynaktan çıkış açısı ($^{\circ}$), t: teorik ve düzeltilmiş faz gelişleri arasındaki fark (s), Ağ.: İstasyon ağırlıklandırması (0-1 arasında), t^* : Futterman (1962) operatörü (s).	82
A.3	28.07.1976 depremi odak mekanizması çözümü için tüm istasyonlara ait ters çözüm parametreleri. Kısaltmalar Tablo A.2 de verildiği gibidir.	83
C.1	Dünya genelinde WWSSN istasyonları. N: No, E.: Enlem (K-Kuzey, G-Güney), B.: Boylam (D-Doğu, B-Batı), Y.: Yükseklik (m), KP: Kısa periyod bileşen büyütmesi (x1000), UP: Uzun periyod bileşen büyütmesi.	128

ÖZET

Bu yüksek lisans tezinde yer kabuğunun aktif olarak deformasyona uğradığı bölgelerden biri olan Kafkaslar'da oluşmuş iki depremin (16.07.1963, t_o : 18:27:18.4, $M_s=6.5$ ve 28.07.1976, t_o : 20:17:44.0, $M_s=6.1$) fay düzlemi mekanizması parametreleri incelenmiştir. Kafkasya ve çevresi yeryüzündeki en genç kıtasal çarpışma bölgelerinden biridir. Güneyde, Arabistan Levhası'nın kuzeye olan hareketi sonucunda Doğu Anadolu ve Kafkaslar'da muhtemelen 3 m.y. önce başlayan sıkışma rejimi bölgeyi yükseltmiştir. Güneyden gelen hareketin büyük bir kısmı Borjomi-Kazbek Fayı (Doğu Anadolu Fayı) tarafından Doğu Büyük Kafkaslar üzerine aktarılır. Büyük depremlerin genelde Doğu Büyük Kafkaslar, Küçük Kafkaslar ve Borjomi-Kazbek Fayı üzerinde yoğunlaştıkları gözlenmektedir. Batı Büyük Kafkaslar ve çevresinde ise sismik aktivite daha azdır.

Fay düzlemi çözümünde deprem episantırından 30° - 90° uzaklıklar arasındaki analog WWSSN istasyonlarının P ve SH sismogramları ile McCaffrey ve Abers (1988)'in Nábélek (1984)'den uyarladıkları algoritmalar (SYN3, SYN4) kullanılmıştır. Yapılan ters çözüm işleminde istasyonlar azimutal dağılımlarına ve sismik fazlara göre ağırlıklandırılarak referans alet büyümesi 3000 ve episantır uzaklığı 40° olan referans bir istasyona göre normalize edilmiştir. Ters çözümde deprem odağındaki hareket bir nokta kaynak (kuvvet çifti) gibi kabul edilmiştir.

Her iki deprem içinde fay düzlemleri kuzeybatı-güneydoğu yönlüdür. 16.07.1963 depremi kuzeydoğu dalımlı, 28.07.1976 depremi güneybatı dalımlı ters faylanma vermektedir. Ancak doğrultu-atım bileşenleride mevcuttur. Fay düzlemi parametrelerinin hata miktarlarını belirleyebilmek için kabuk modeli, odak derinliği, doğrultu, dalım ve kayma açısı testleri yapılmıştır. 16.07.1963 depreminin doğrultu, dalım, kayma açısı, kayma vektörü azimutu (ve dalımı) sırasıyla, 1. düzlem için $288 \pm 5^\circ$, $48 \pm 5^\circ$, $106 \pm 5^\circ$, 355° (dalım 46°) iken 2. düzlem için 85° , 44° , 73° , 18° (dalım 42°) dir. Odak derinliği 3 ± 1 km'dir. Depremin sismik momenti 2.98×10^{18} Nm'dir. 28.07.1976 depreminin doğrultu, dalım, kayma açısı, kayma vektörü azimutu (ve dalımı) sırasıyla 1. düzlem için $144 \pm 10^\circ$, $9 -2/+10^\circ$, $123 -5/+10^\circ$, 201° (dalım 8°) iken 2. düzlem için 291° , 82° , 85° , 54° (dalım 81°) dir. Deprem odak derinliği 19 ± 2 km'dir. Depremin sismik momenti 1.13×10^{18} Nm'dir.

Fay düzlemi çözümleri, sıkışma rejimi nedeniyle çok az doğrultu atım bileşeni içeren ters faylanmalar göstermektedir. Her iki depreminde basınç eksenleri kuzey-güney yönlüdür. 1963 depreminin P ekseninin azimutu 7° dalımı 2° iken bu değerler T eksenini için 268° ve 78° dir. 1976 depremine ait eksenlerin azimut ve dalım değerleri ise sırasıyla P için 25° ve 37° , T için 195° ve 53° dir.

SUMMARY

THE FAULT PLANE SOLUTIONS
OF 16.07.1963 AND 28.07.1976
CAUCASIAN EARTHQUAKES

Seismic activity at continental plate boundaries is distributed over zones often many hundreds of kilometres in extent, rather than being restricted to a narrow zone only a few kilometres wide, as observed in the oceanic plate boundaries. On the other hand, the study of active deformation of continental lithosphere through observations of shallow continental earthquakes has been an attractive research topic in recent years, though the number of events studied still remains relatively small, and detailed studies are limited in numbers.

Caucasus and surrounding regions are one of the youngest and seismically active continental collision zones on the Earth. This orogenic mountain belt is highest in elevation at the eastern part of the Alpine-Himalayan belt. The highest point on the Caucasus is Elbruz Mountain (5633 m), and the overall average elevation is about 3650 m.

The crustal seismicity gives an insight about active faulting, while thrusts on both flanks of the Great Caucasus are to be identified as the most active features. In addition, the absence of any coseismic surface faulting for the earthquakes studied, and the lack of either any previously recognised major seismogenic structures, or evidence of large historical earthquakes in the epicentral area, provides evidence of the significant contribution that blind thrust faults may play an important role in convergent regions. In other words, most of the shortening in the Caucasus appears to occur aseismically. Therefore, it is further thought that the Caucasus region is in the initial stages of continental collision.

This dissertation thesis consists of studies of two moderate-large continental earthquakes from the Caucasus region of the Alpine-Himalayan collisional belt. The Caucasus mountains and surrounding regions are one of the most seismically active regions of intense deformation on the continents, and seismicity accommodates continental shortening between the Eurasian and Arabian plates. Earthquake focal mechanisms suggest that observed convergence along the Eurasian and Arabian plate boundaries is further partitioned into almost pure shortening by thrusting in the Greater Caucasus, and pure right-lateral strike-slip motion in eastern Turkey.

The current work presented in this dissertation represents teleseismic seismological observations, along with previously published field studies in the epicentral regions and other individual research. The earthquakes studied along with the Racha (Georgia) and the Spitak (Armenia) earthquakes are the largest events in the Caucasus in recent decades, and the largest low-angle thrust faulting in a region of continental convergence.

The four main strike-slip faults control the local tectonics, while the Anatolian Plate lies between the right-lateral North Anatolian Fault and the left-lateral East Anatolian Fault. The East Anatolian Fault escapes to the west, the Iranian Block escapes to the east along the Main Recent Zagros Fault. The right-lateral fault displacement continues to the east of Karlıova triple junction (Çaldıran Fault and Tebriz Fault). The fourth strike-slip fault of the Caucasus and the surrounding regions is the left-lateral Borjomi-Kazbek Fault from the Eastern Anatolia to the Greater Caucasus. It divides the Greater Caucasus into two parts: the Western Greater Caucasus and the Eastern Greater Caucasus. Topography and isobaths of the Moho show that there is a left-lateral displacement between the western and the eastern parts.

According to the tectonical and geological studies, the subduction of the Tethys occurred between Late Cretaceous and Eocene. A marginal sea developed between the Anatolian-Lesser Caucasus plates and Russian Platform. There was a calc-alkaline volcanic arc at the southern border of the marginal sea. After the beginning of the opening of the Red Sea in Oligocene-Miocene, the Arabian Platform began to its northward motion. This caused the north-south compression of the Tethys. The Tethys Ocean closed about 20 m.y. ago and subduction was shifted to the northern boundary of the marginal sea. The first continental collision between the Arabian and Eurasian plates most probably occurred in Middle-Pliocene (3.5 m.y. ago). This collision uplifts the Eastern Anatolia and the Caucasus regions. The motion of Arabian Plate (25-30 mm/yr) continues to deform the region, and with compression 10 mm/yr obtained from recent GPS measurements.

Earthquakes' epicentral distribution also shows the seismically active regions. Although the Lesser Caucasus, the Eastern Greater Caucasus and the Borjomi-Kazbek Fault (North East Anatolian Fault) have lots of earthquakes clustered nearby, the Western Greater Caucasus has a few earthquakes. It is simply due to the Borjomi-Kazbek Fault, which partitions the significant part of the northward motion of the Arabian Plate to the Eastern Greater Caucasus. The structural, geological and seismological studies point out that an earthquake bigger than 7.0 can not occur in this region. The biggest earthquake is the Racha Earthquake (29.04.1991, t_0 : 09:12:48.1, $M_s=7.0$). This event took place on the southern margin of the Greater Caucasus near the Borjomi-Kazbek

Fault. Its fault plane solutions show thrust faulting with a right-lateral strike slip component. The other destructive event was the Spitak (Armenian) Earthquake (07.1.1988, t_o : 07:41:24.3, $M_s=6.7$) on the Pampak-Sevan Fault, on the Lesser Caucasus. The solution of this event is similar to that of the Racha Earthquake.

In this thesis, the fault plane solutions of the 16.07.1963 (the Western Greater Caucasus, t_o : 18:27:18.4, $M_s=6.5$) and the 28.07.1976 (the Eastern Greater Caucasus, t_o : 20:17:44.0, $M_s=6.1$) earthquakes were analysed using SYN4 package of McCaffrey and Abers' (1988) version of Nábělek's (1984) teleseismic waveform modeling algorithm. The shapes and amplitudes of P- and SH-waveforms recorded by stations in the range 30° - 90° , and for which signal amplitudes were large enough, with synthetic waveforms were compared. The phases recorded the stations in this range, travels in mantle. The P and SH phases are mixed with the core phases (PcP, ScS) far away from 90° while the rays between the source and the station too close to source ($\Delta < 30^\circ$) travel upper mantle which has high velocity gradient. Synthetic seismograms are generated by combining direct (P or S) and reflected (pP and sP, or sS) phases from a point source embedded in a given velocity structure. Receiver structures are assumed to be homogeneous half-spaces. Amplitudes are adjusted for geometrical spreading, and for attenuation using Futterman's (1962) operator, with $t^*=1$ s for P and $t^*=4$ s for SH. Uncertainties in t^* affect mainly source duration and seismic moment, rather than source orientation or centroid depth. Seismograms were weighted according to the azimuthal distribution of stations, such that stations clustered together were given smaller weights than those of isolated stations. The inversion routine then adjusts the strike, dip, rake, centroid depth and source time function, which is described by the amplitudes of a series of overlapping isosceles triangles whose number and duration we selected.

In summary, the main features of the technique used in this thesis are:

1. direct inversion for the centroid depth;
2. parameterization of the source time function (STF) in terms of overlapping isosceles triangles that has a realistic decay of the earthquake spectrum;
3. determination of the source orientation and seismic moment;
4. finite source effects may be incorporated using either a generalized Haskell model (extended line source); or a propagating line source; or multiple events in space and time.

Fault plane mechanisms of 16.07.1963 and 28.07.1976 earthquakes were first determined by Jackson and McKenzie (1984) by using first motion polarity

readings of P waves. These solutions showed thrust faulting for both events. We have collected 13 LPZ, 14 LPN, 13 LPE seismograms from 16 WWSSN stations for the 16.07.1963 earthquake, and 18 LPZ, 20 LPN, 17 LPE seismograms from 20 WWSSN stations for the 28.07.1976 earthquake. However, all of them could not be used within the inversion due to bad quality of microfilm, and due to instrumental calibration problems, due to background noise and due to missing seismograms. The analogue seismograms were then digitized. The clock-timing problems were corrected according to the Jeffreys-Bullen Travel Time Tables. There is no reliable crustal structure studies for the velocity structure of the Caucasus. If necessary the source structures are assumed from other studies of continental earthquakes.

After finding a good minimum misfit solution of the 16.07.1963 earthquake, strike, dip, rake and seismic moment values were calculated to be 288° , 48° , 106° and $2.99 \times 10^{18} \text{Nm}$ respectively. The fault plane determined from field studies is known to be dipping NNE direction. To determine the effects of the structure on the minimum misfit solution, the velocity model tests were conducted. Two different models were analysed for this test. One of the models has a top layer with $V_p=5.6 \text{ km/s}$, $V_s=3.2 \text{ km/s}$ and $\rho=2.7 \text{ gr/cm}^3$, $h=4 \text{ km}$. The other model has the same velocity and density values, but 8 km layer thickness. Both of the models has the same half-space as main solution. These tests showed that the different structure models did not significantly effect the solution much. After the interpretation of depth, strike, dip and rake tests, the values of the parameters and their error limits are found to be as $3 \pm 1 \text{ km}$, $288 \pm 5^\circ$, $48 \pm 5^\circ$, $106 \pm 5^\circ$, respectively. The solution ($295^\circ/40^\circ/115^\circ$) of Jackson and McKenzie (1984) are out of the error limits of our solution.

The focal parameters (depth, strike, dip, rake) of the 28.07.1976 earthquake, after the minimum misfit solution and the error tests are found to be $19 \pm 2 \text{ km}$, $144 \pm 10^\circ$, $9 -2/+10^\circ$, $123 -5/+10^\circ$, respectively. The seismic moment is $1.13 \times 10^{18} \text{Nm}$. Structure model test did not significantly effect the solution much. The calculated synthetics using Jackson and McKenzie's (1984) solution ($84^\circ/11^\circ/90^\circ$) gives reversed polarity for some of the stations. On the other hand, the synthetics of Harvard-CMT solutions ($107^\circ/15^\circ/91^\circ/21 \text{ km}/2.59 \times 10^{18} \text{Nm}$) gives anomalous amplitudes.

The first motion polarities from long- and short-period records are consistent with minimum misfit solutions. The azimuth of the slip vector of the 16.07.1963 earthquake is 355° , and that of 28.07.1976 is 201° . The direction of pressure (P) axis of the 16.07.1963 (Western Greater Caucasus), 07.12.1988 (Spitak-Armenia) and 29.04.1991 (Racha-Georgia) earthquakes are 7° , 6° and 2° , respectively. But the 28.07.1976 (Eastern Greater Caucasus) has a P axis with 25° of azimuth. This suggest that while the compression on the Lesser

Caucasus and Western Greater Caucasus is NS direction, and is approximately NNE-SSW on Eastern Greater Caucasus. The other important point for the eastern part is the dip angles. The fault plane solutions from the other independent studies shows that the dips of the thrust are very gentle in the eastern part of the Greater Caucasus. In other words, low-angle thrust faulting plays major role in region of continental convergence, such as observed in the Caucasus region. Furthermore, the details of the geology of earthquakes should be studied in a more sophisticated manner in order to correlate with regional geology and global tectonics.



BÖLÜM 1

GİRİŞ

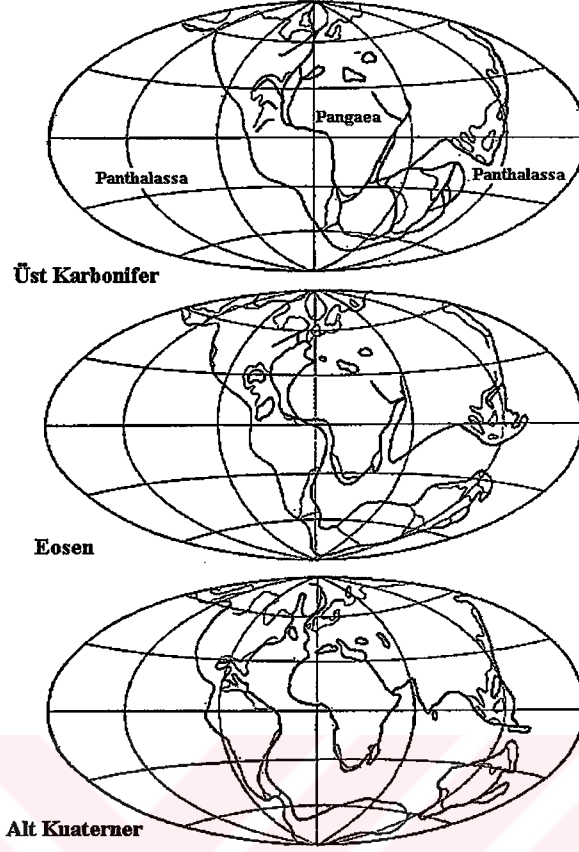
1.1 Levha Tektoniğinin Tarihsel Gelişimi

Bilimsel olmasa da levha tektoniği kavramının temelleri yüzyıllar önce atılmıştır. Bugüne kadar geçen zaman içinde tamamen jeolojik ve fiziksel ilkelere uygun şekilde ifade edilebilen bir kavram olmuştur. Yapılan çalışmaların artması ve her geçen gün yeni sonuçların bulunmasıyla bu kavramın ayrıntıları da artmaktadır. Bu bölümde levha tektoniği'nin temelini oluşturan iki teorinin ortaya çıkışı ve günümüzdeki temel kavramlarına değinilecektir.

1.1.1 Kıtaların Ayrılması Teorisi

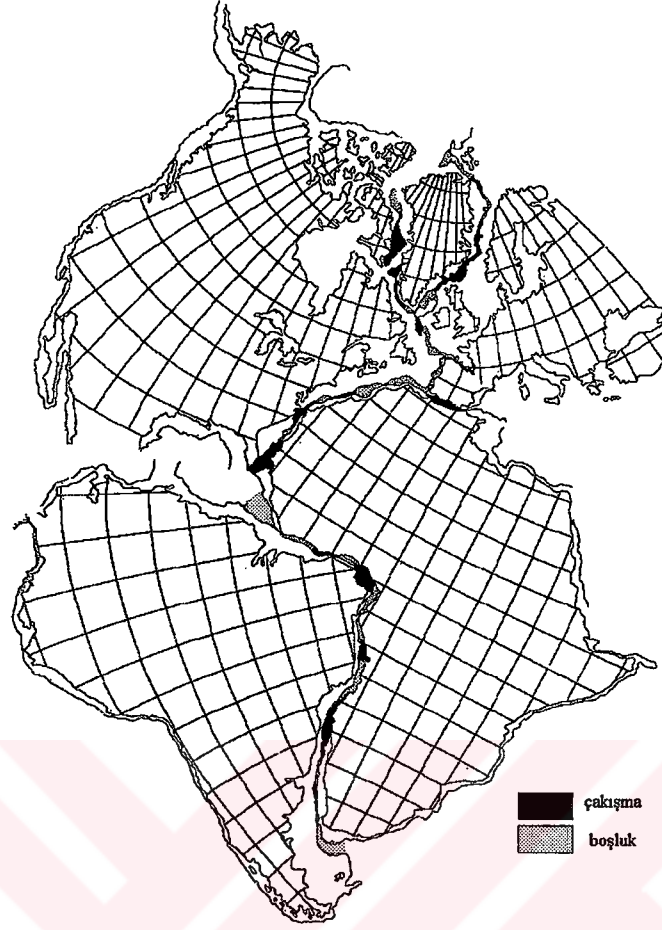
Kıtaların birbirleriyle uyum içinde olduğunu ilk kez Francis Bacon, *Novum Organum* (1620) adlı eserinde yazmıştı. Fransız keşiş François Placet (1666), Alman ilahiyatçı Theodor Christoph Lilient (1756), Alman kaşif Alexander von Humboldt (1801 ve 1845) Kuzey Amerika ile Avrupa'nın ve Güney Amerika ile Afrika'nın önceleri birleşik olduklarını ve daha sonra ayrıldıklarını öne sürmüşler ve bunu ilahi bir olaya bağlamışlardı (Şengör, 1983a). Antonio Snider (1858) yayınladığı kitabında kıtaların 300 milyon yıl önceki halini temsil eden bir harita yayınladı. Oswald Fisher (1882) ayrılmaların nedeninin Ay olduğunu öne sürmüş ve bu fikri 20. yüzyıla kadar kabul görmüştü.

Teoriyle ilgili ilk bilimsel düşünceler F.B. Taylor (1910) ve A. Wegener (1912) tarafından geliştirildi. Açılmanın 100-200 m.y. önce başladığını ve günümüzde de devam ettiğini belirttiler. Taylor (1910), kıtaların kutuplardan dışa doğru hareket ettiğini öne sürmüş ancak fikirleri akademisyenler tarafından kabul görmemişti. Alman jeofizikçi, astronom ve meteorolog Alfred Wegener '*Die*



Şekil 1.1: Wegener'e (1915) göre kıtaların üst karbonifer (300 m.y.), eosen (50 m.y.) ve alt kuaterner (2 m.y.) dönemlerindeki durumları.

Entstehung der Kontinente und Ozeane - The Origin of Continents and Oceans (1915)' adlı kitabında bugünkü tropikal bölgelerin 300 m.y. önce nasıl buzullaşma geçirdiğini, kıtaları güney kutbu etrafında birleştirerek açıklamaktaydı (Şekil 1.1). Wegener'a göre Permo-Karboniferde Avrupa ve Grönland tropik bölgeler içinde, bugünkü güney kıtaları ise kutupta bulunmaktaydı. Tüm kıtaları tek bir kara parçası olarak düşünen Wegener bu süper kıtaya **tüm yer** anlamına gelen **Pangea** adını vermişti. Du Toit (1937) dünyanın iki süper kıtadan ve aralarında **Tetis Okyanusu** (Tetis=Yunanca'da deniz tanrıçası) olarak adlandırdığı kıtalar arası (mediterranean) bir denizden oluştuğunu ileri sürdü. Kuzey Amerika, Grönland, Avrupa ve Asya'yı içeren kuzey kıtasına **Laurasia**; Güney Amerika, Antartika, Afrika, Madagaskar, Hindistan ve Avustralya'yı içine alan güney kıtasına **Gondwanaland** adını verdi. İki süper kıta ve Tetis'i çevreleyen dev okyanusu ise **tüm okyanuslar** anlamına gelen **Panthalassa** olarak adlandırdı.

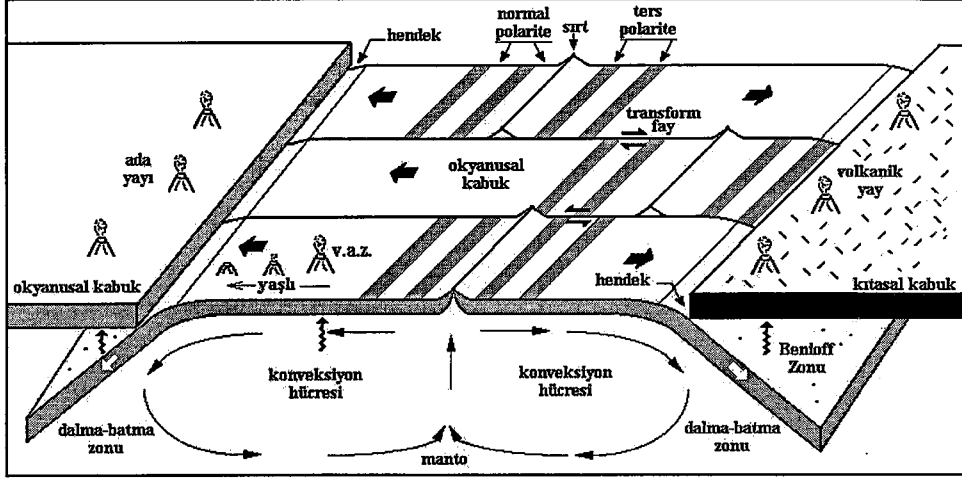


Şekil 1.2: Kıtaların bilgisayar yardımıyla birleştirilmesi sonucunda, sürüklenmenin oluşturduğu deformasyonlar (çakışmalar ve boşluklar) hariç, kıta kenarlarının çok iyi uyum gösterdiği ortaya çıkmıştır (Bullard ve diğ., 1965).

Günümüzde kıtaların birleştirilmesi, kıyı çizgileri yerine şelf çizgisi göz önünde tutularak yapılmaktadır. Öyleki şelfler kıtaların gerçek sınırlarıdır. Sir Edward Bullard (1965) liderliğindeki Cambridge Üniversitesi'nden bir grup bilim adamı, bilgisayar yardımıyla Amerika, Avrupa ve Afrika'yı birleştirmişler ve genelde iyi bir uyum gözükmesine rağmen bazı bölgelerde boşluklar ve çakışmalar gözlemişlerdir (Şekil 1.2). Ancak bu uyumsuzluklar kayma sonucu oluşan deformasyonlarla açıklanabilmektedir.

1.1.2 Deniz Tabanının Yayılması Teorisi

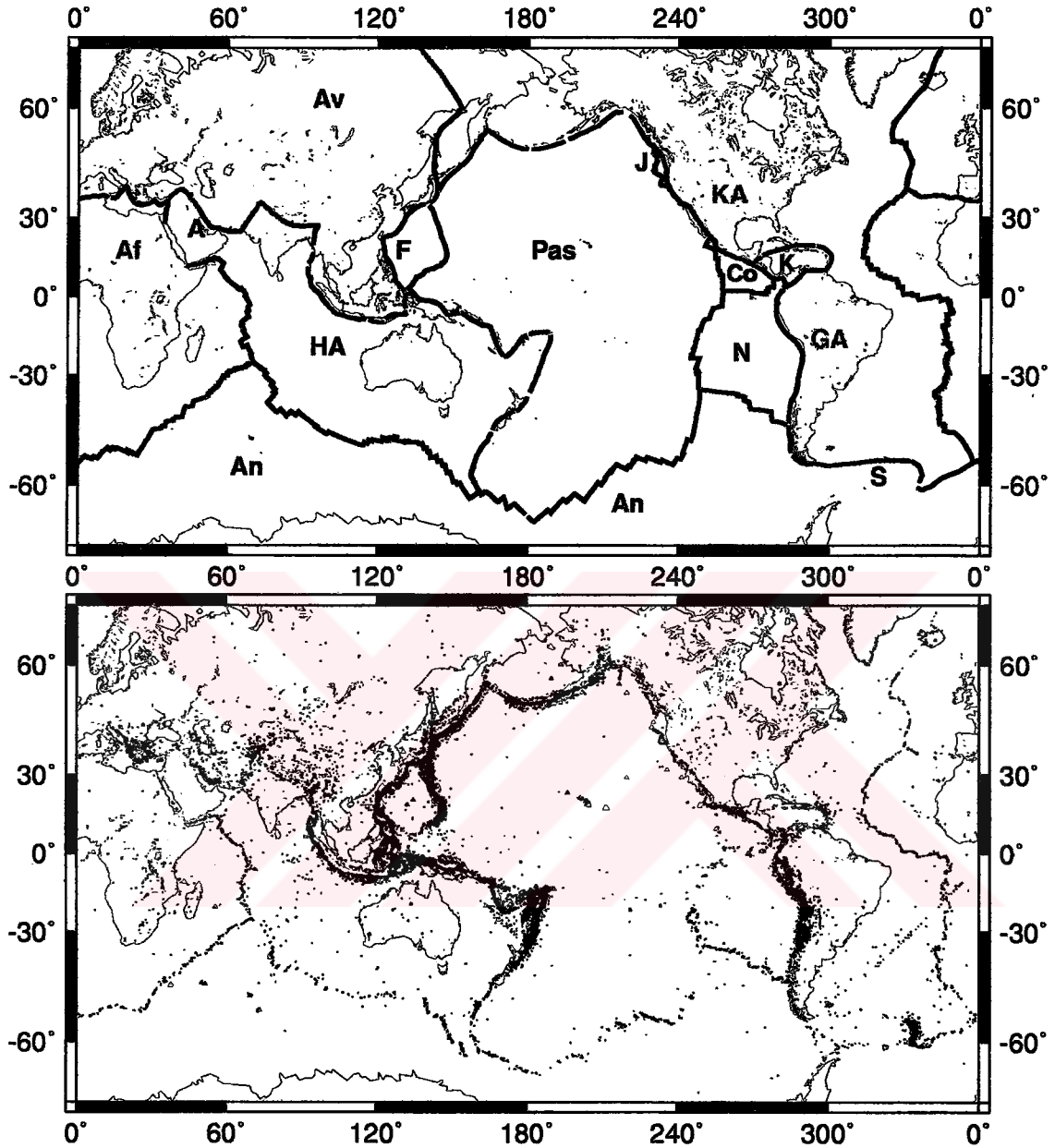
1940'larda yapılan çalışmalarda okyanus tabanlarında üç tür topoğrafik yapı olduğu anlaşılmıştır: Ortalama 3 km yüksekliğe sahip **okyanus ortası sırtlar**,



Şekil 1.3: Okyanus tabanının yayılması ve buna bağlı gelişen olaylar. v.a.z.: Volkanik ada zinciri (Vine ve Matthews, 1963; Wilson, 1963; Isacks ve diğ., 1968 ve Krafft, 1993'den derlenerek çizilmiştir).

bu sırtları birbirine göre ötelemiş olan **transform faylar**, ada yaylarına ve bazı kıta kıyılarına paralel olan **hendekler**. Sırtlar üzerinde sık odaklı depremler oluşmakta ve aktif volkanizma görülmektedir. Isı akısı, sırtın her iki yanında önce hızlı sonra yavaşça azalma gösterir. Tortullar neredeyse hiç görülmez. Hendeklerde, sırtların aksine, kalın tortullar ve çok düşük ısı akısı görülmektedir. Bu kesimlerde, deprem odak derinlikleri 700 km'ye kadar inmektedir. 1940'ların sonunda Amerikalı jeofizikçi Hugo Benioff depremleri inceleyerek okyanus tabanının kıtalar altına daldığını ve depremlerin burada bir zon boyunca (Benioff Zonu) oluştuğunu gözlemişti. Alman tektonikçi Hans Stille (1952), Pasifik çevresindeki volkanizmayla deprem zonları arasında ilişki olduğunu belirtmişti.

Princeton Üniversitesi'nden H.H. Hess (1962), Sir Arthur Holmes'un (1928) konveksiyon hareketi fikrini ileriye götürerek sırtlarda yeni bir kabuğun oluştuğunu ve eskisinin hendeklere doğru ilerlediğini belirtti (Şekil 1.3). Kabuğun ve volkanik adaların sırtlardan uzaklaştıkça yaşlanması (volkanik ada zinciri), manyetik anomalilerin sırtların her iki tarafında da simetrik olması Hess'in (1962) teorisini destekliyordu. Bu mekanizma aynı yıllarda Dietz (1961) tarafından '**Deniz Tabanının Yayılması**' olarak adlandırıldı.



Şekil 1.4: Levha sınırları (üstte), depremler (mavi noktalar, $m_b \geq 5.0$) ve genç volkanlar (kırmızı üçgenler) arasındaki ilişki. Af: Afrika Levhası, Av: Avrasya Levhası, A: Arabistan Levhası, HA: Hint-Avustralya Levhası, F: Filipin Levhası, An: Antartika Levhası, Pas: Pasifik Levhası, J: Juan de Fuca Levhası, KA: Kuzey Amerika Levhası, GA: Güney Amerika Levhası, Co: Cocos Levhası, N: Nazca Levhası, S: Scotia Levhası, K: Karayipler Levhası. (Levha sınırları USGS'den, depremler ISC'den, volkanlar Smithsonian Institution National Museum of Natural History'den alınmıştır.)

1.2 Levha Tektoniği Kavramı

Günümüzde, deprem istasyonlarının sayısının artması, kayıt aletlerinin hassasiyeti ve bilgisayar teknolojisindeki ilerlemelerle depremlerin yerleri çok iyi belirlenebilmektedir. Dünyanın sismisite haritasına bakıldığında (Şekil 1.4) depremlerin bazı bölgelerde yoğunlaşırken bazı bölgelerde ise hiç oluşmadığı görülmektedir. Okyanuslarda oldukça dar zonlar boyunca oluşan depremler, okyanus içi dağlar (Orta Atlantik Sırtı, Pasifik Sırtı vb.) ve derinliğin çok fazla olduğu okyanusal çukurluklar (Japon Çukuru, Mariana Çukuru, Peru-Şili Çukuru vb.) ile aynı bölgelere rastlamaktadır. Depremler, okyanusal bölgelerin aksine, kıtasal bölgelerde geniş zonlar içinde oluşmaktadırlar. Okyanus ortalarında sığ, okyanusal çukurlar civarında çok derin, kıtalarda ise değişik derinliklerde olan depremlerin bu özellikleri rastlantı değil, küresel ölçekte meydana gelen olayların nedenidir. 20. yüzyılın ikinci yarısında elde edilen jeofiziksel veriler (depremler, manyetik gözlemler, ısı akısı değerleri vb.) ışığında levha tektoniği kavramı önerilmiştir. Levha tektoniği kuramına göre litosfer olarak adlandırılan yerin üst kısmı (kabuk+üst manto) parçalara (levhalara) bölünmüştür. Yer içindeki ısı kaynağı nedeniyle manto içinde oluşan termal konveksiyon hareketleri, yüzeyde bulunan levhaların hareketinin temel nedenidir. Isınarak yükselen manto malzemesi yükseldikçe soğur ve doğal olarak yerin içlerine doğru tekrar batar. Bu konveksiyon hareketi birçok konveksiyon hücresi içinde gelişir. Ancak, levhaların hareketini sağlayan bu olay daha karmaşıktır ve litosfere etkiyen çeşitli kuvvetlerin kontrolünde meydana gelir (Şekil 1.5). Temel kuvvetler olarak,

F_{CD} : Kıtasal manto sürüklenme kuvveti (continental mantle drag force),

F_{OD} : Okyanusal manto sürüklenme kuvveti (oceanic mantle drag force),

F_{RP} : Sırt itme kuvveti (ridge push force),

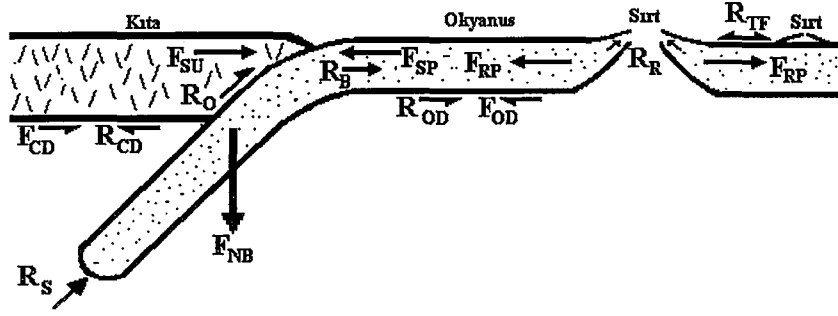
F_{SP} : Dalan levhanın çekme kuvveti (slab pull),

F_{NB} : Negatif yüzme kuvveti (negative buoyancy),

F_{SU} : Hendek emme kuvveti (trench suction force),

R_{CD} : Kıtasal manto sürüklenme mukavemeti (continental mantle drag resistance),

R_{OD} : Okyanusal manto sürüklenme mukavemeti (oceanic mantle drag resistance),



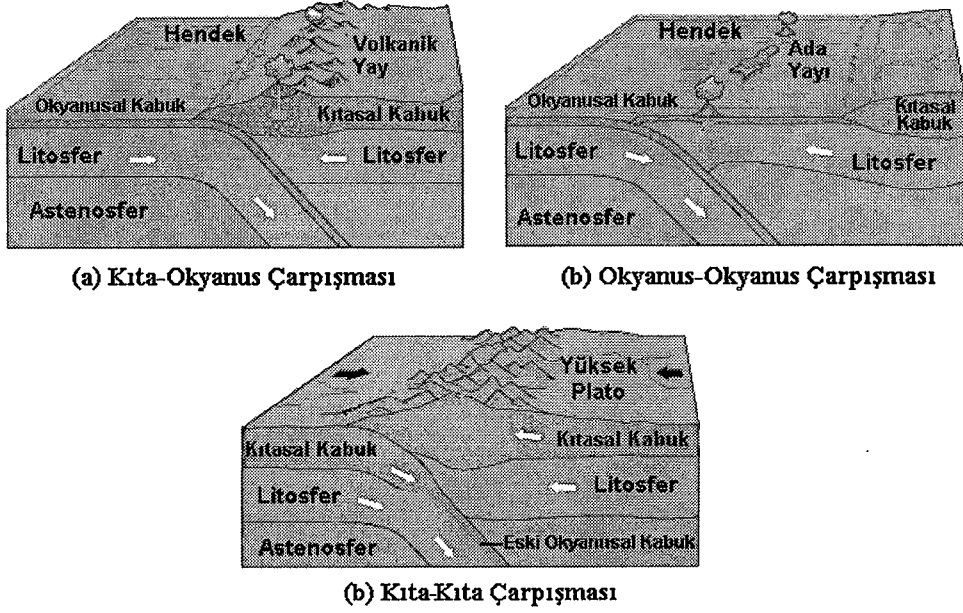
Şekil 1.5: Kıtasal ve okyanusal levhalar üzerine etkiyen kuvvetler (Forsyth ve Uyeda, 1975; Bott, 1982'den değiştirilerek alınmıştır).

- R_S : Dalan levhanın mukavemeti (slab resistance),
 R_R : Sırt mukavemeti (ridge resistance),
 R_B : Bükülme mukavemeti (bending resistance),
 R_O : Üstteki levhanın mukavemeti (overriding plate resistance),
 R_{TF} : Transform fay mukavemeti (transform fault resistance),

sayılabilir. Bu kuvvetlerin etkisi altında, Wilson Döngüsü'ne (1965) uygun olarak hareket eden levhaların sınırları aktif deformasyon bölgeleri olup deprem zonlarını meydana getirir. Şekil 1.4 de levha sınırları ile deprem dağılımı arasındaki uyum açıkça görülmektedir. Üç tür levha sınırı mevcuttur:

1. Uzaklaşan levha sınırları:

Okyanus ortası sırtlarda görülen ve yeni okyanusal kabuğun sürekli olduğu levha sınırlarıdır. Buralarda kabuk kalınlığı oldukça incedir. Yüksek ısı akısı değerlerinin görülmesine neden olan alttan gelen sıcak ve akışkan manto malzemesi yüzeye çıkarak sırtın her iki tarafına yayılır. Sırt parçaları en fazla 20 km kadardır ve yayılım hızı 1-9 cm/yıl arasındadır. Yayılma hızı, sırtın üzerinde bulunan rift vadisinin derinliğini etkiler (Şengör, 1983b). Yavaş yayılmalarda 1.5-3 km olan rift derinliği hızlı yayılan sırtlarda hiç görülmez. Okyanus ortası sırtların her iki tarafı özellikle yaş ve manyetik polarite açısından simetriktir. Sırtın iki tarafında sırttan eşit uzaklıktaki iki noktanın yaşları dolayısıyla manyetik polariteleri aynıdır (Vine ve Matthews, 1963). Birbirinden ayrı iki sırt



Şekil 1.6: Levhalar arasındaki ana çarpışma türleri (Kious ve Tilling, 1996'dan değiştirilerek alınmıştır).

arasında öteleme görülmektedir. Bu öteleme yanal atımlı faylanma (transform fay) ile karşılanır. Orta Atlantik Sırtı ve Pasifik Sırtı diverjan levha sınırlarıdır.

2. Transform levha sınırları:

İki levhanın bir kırık boyunca yanal hareketleriyle oluşan levha sınırlarıdır. Uzunlukları küresel ölçekte çok büyük olduğundan doğrultu atımlı faylardan ayrılırlar. Levhalar birbirlerine teğettirler ve aralarında bir dalma-batma (yitim) zonu yoktur. Transform (dönüşüm) kelimesi, yeryüzündeki jeolojik yapının aniden başka bir yapıya geçmesinden (dönüşmesinden) dolayı verilmiştir (Wilson, 1965). Diğerlerinin aksine, bu tür sınırlarda levha boylarında bir kısalma mevcut değildir.

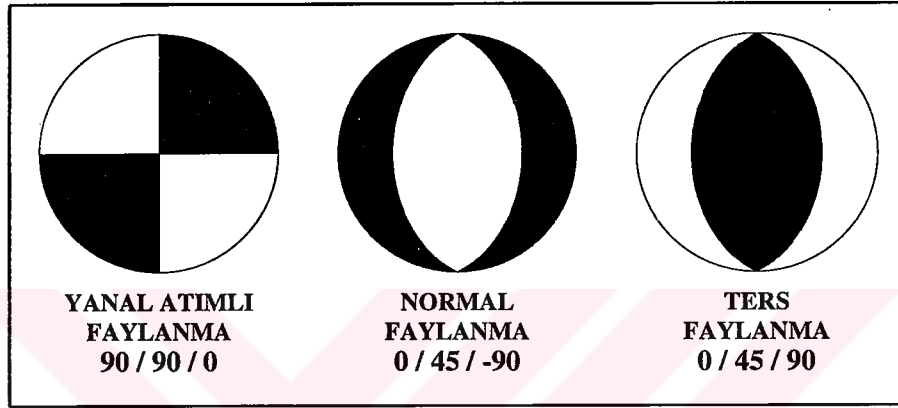
3. Yakınlaşan levha sınırları:

İki levhanın birbirlerine yaklaşarak çarpıştıkları levha sınırlarıdır. Yer kabuğundaki en büyük deformasyonlar bu tip sınırlarda görülür. Kıtasal ve okyanusal levhaların birbirleriyle çarpışması üç tür yakınlaşan (konverjan) sınır oluşturur:

- (a) **Kıta-okyanus çarpışması:** Kıtasal ve okyanusal litosferlerin karşı karşıya gelmesi sonucunda oluşur (Şekil 1.6a). Okyanusal litosfere göre astenosfer üzerinde çok daha iyi yüzebilen kıtasal litosfer daha dayanıksız olmasına karşın çarpışma sırasında üstte kalır. Altta dalan okyanusal litosfer maksimum 700 km'ye kadar ilerler. Bu kesimde aşırı ısı nedeniyle ergiyerek magma malzemesi ile karışır. Dalma-batma kıtasal kabukta yay volkanizması ile volkanik dağların oluşmasını sağlar. Dalan levhanın üst kısmındaki (Benioff Zonu) sürtünme derin odaklı büyük depremleri oluşturur. Güney Amerika'nın Peru-Şili kıyıları bu tipte bir çarpışma bölgesidir.
- (b) **Okyanus-okyanus çarpışması:** İki okyanusal litosfer parçasının karşılaşması sonucu oluşur (Şekil 1.6b). Açılma merkezine bağlı olarak ilerleyen aktif okyanusal malzeme karşısındaki pasif malzemenin altına dalar. Kıta-okyanus tipi çarpışmalarda olduğu gibi burada da derin depremler ve magmatizmaya bağlı volkanizma oluşur. Deniz içinde oluşan bu volkanizma volkanik adaları oluşturur. Kuzey Pasifik'teki Aleutian Takım Adaları, Mariana Adaları gibi ada yayları bu tip çarpışmalarla oluşmuştur.
- (c) **Kıta-kıta çarpışması:** Wilson Döngüsü'nün son evresinde, okyanusal kabuğun dalarak tamamen yok olmasıyla iki kıtasal kabuk birbirleriyle çarpışırlar (Şekil 1.6c). Sıkışma rejimi, düşük yoğunluk nedeniyle batamayan kıtasal kabuğu kalınlaştırır. Kalınlaşan kabuk orojenik dağ sıralarını oluşturur. Himalayalar ve Kafkaslar sıkışma bölgelerinin en tipik örnekleridir. Bu tip çarpışmalardaki tektonik olaylar diğerlerine göre daha karışıktır. Doğu Anadolu ve çevresinde olduğu gibi, sıkışma rejimine bağlı gelişen kıtasal kalınlaşma, litosfer bloklarının doğrultu atımlı fayların kontrolünde yanal kaçmaları gibi olaylar meydana gelebilmektedir.

Levha sınırlarındaki depremlerin odak mekanizmaları karakteristiktir (Şekil 1.7). Sırtlarda, özellikle yeni malzemenin sırtın her iki yanına düşmesi nedeniyle, normal faylanma hakimken çarpışma alanlarında levhaların birbirleri

üzerine bindirmeleri ters faylanmanın baskın olduğu kırılmaları oluşturur. Transform faylar ise yanal atımlı sağ veya sol yönlü faylanmalar oluşturur. Deprem bölgesindeki kuvvet dağılımının karmaşık olması nedeniyle faylanma mekanizmaları idealden uzaklaşır.



Şekil 1.7: Yanal atımlı (sağ yönlü), normal ve ters faylanmalara ait ideal fay düzlemi çözümleri ile bunlara ait doğrultu/dalış/kayma açısı değerleri.

BÖLÜM 2

KAFKASYA VE ÇEVRESİNİN GENEL TEKTONİK YAPISI

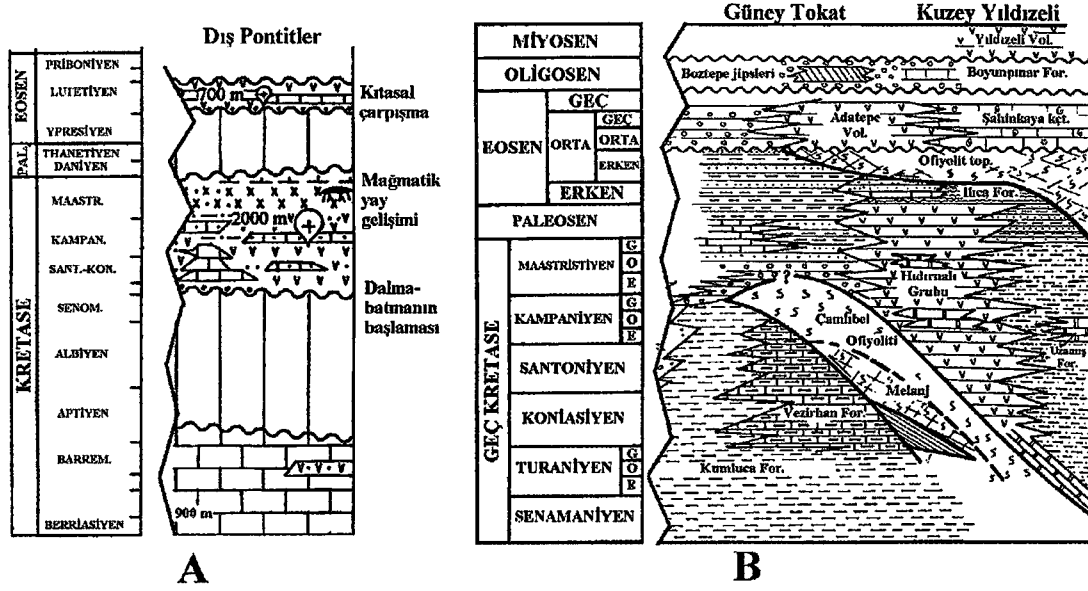
2.1 Giriş

Kafkaslar'da ve Doğu Anadolu'da deformasyonun ana nedeni Arap Levhası'nın kuzeye olan hareketidir. Günümüzde de devam eden bu deformasyon, bölgenin yükselmesine ve orojenik dağ sıralarının oluşmasına neden olmuştur. Dünyadaki kıtasal çarpışma bölgelerinin en genci olan Kafkaslar, Himalayalar, Alpler, Apalaşlar gibi eski çarpışma bölgelerinin anlaşılmasına ışık tutması açısından önemlidir.

2.2 Tektonik Evrim

Philip ve diğ. (1989) ve McCormack (1994), Tetis'in Rus Platformu altına dalmasının Jurada başladığını belirtmelerine karşın Doğu Anadolu ve Doğu Pontitler'de yapılan jeolojik çalışmalar Okay (1997), Yılmaz ve diğ., (1997) dalma-batmanın çok daha yakın tarihte başladığını göstermektedir. Doğu Pontitler'e ait stratigrafik kesitlerde Alt Kretasede denizel ortamı temsil eden kireçtaşı ve şeylli formasyonlar yerini dalma-batmanın ürünü olarak gelişen melanj ve ofiyolit içeren yapılara bırakmıştır (Şekil 2.1). Volkanizma ise Alt Kretase - Paleosen aralığında gelişmiştir.

Tetis'in dalması Kratesede sürmüştür ve Paleojene kadar devam etmiştir (Tablo 2.1). Dalma-batma nedeniyle bir yay arkası havza ile birlikte volkanik aktivite oluşmuştur. Ayrıca Küçük Kafkaslar'daki yay arkası havza ile Rusya Platformu arasında (Büyük Kafkaslar'da) bir deniz gelişmiştir. Oligosen-Miyosen aralığında, Kızıldeniz'in açılmasıyla Arap Levhası'nın kuzeye olan yolculuğu



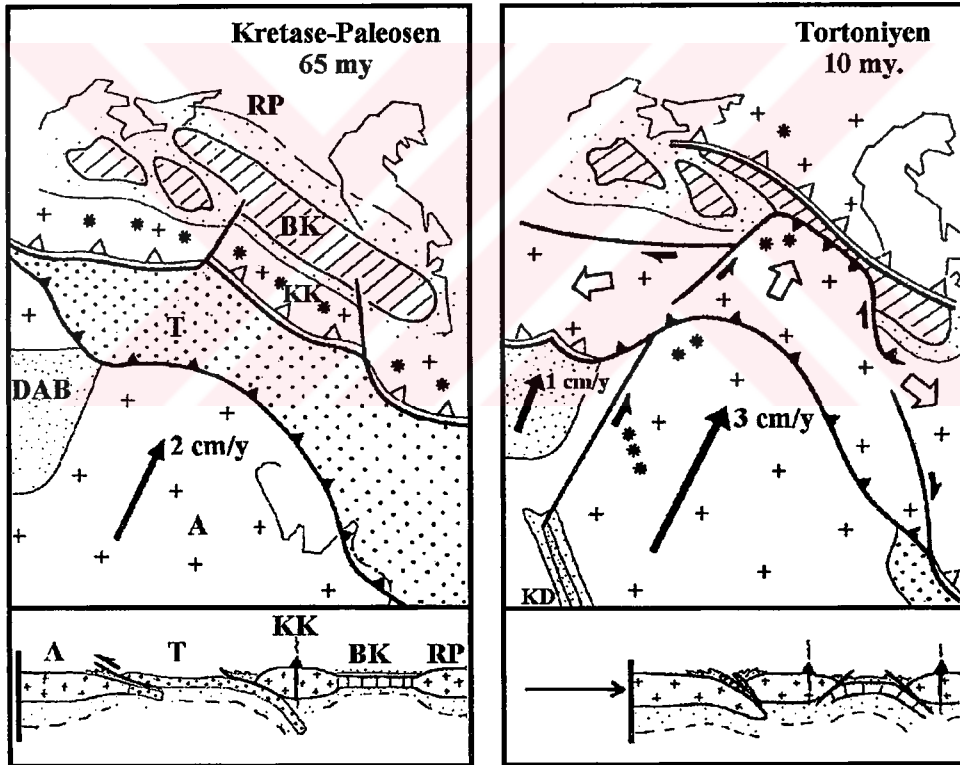
Şekil 2.1: Doğu Pontitler'e ait stratigrafik kesitler (A: Okay, 1997; B: Yılmaz ve diğ., 1997).

başlamıştır. Kuzeye olan hareket nedeniyle Tetis'te kuzey-güney yönlü daralma meydana gelmiştir. Orta Miyosende, Tetis tamamen kapanmış, dalma-batma kuzeye kaymıştır. Büyük Kafkaslar'daki yeni dalma-batmanın kuzeyinde kalk-alkalin bir volkanizma gelişmiştir. Yaklaşık 3.5 m.y. önce Orta Pliosende ilk kıtasal çarpışma meydana gelmiştir (Şekil 2.2). Okyanusal kabuk çarpışmasının her iki tarafında kalarak Karadeniz ve Güney Hazar havzalarını oluşturmuştur. Batı ve Doğu Karadeniz ile Güney Hazar Havzası ve Kura Havzası'nın doğu bölümünün altında okyanus kabuğunun olduğu gravite ve sismik yansıma verileriyle de belirlenmiştir (Zonenshain ve Le-Pichon, 1986).

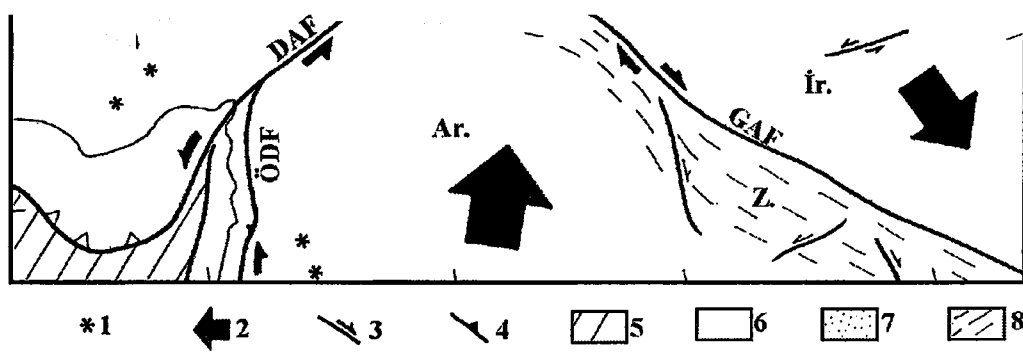
Bölgedeki deformasyonun ayrıntıları karışık olmasına rağmen baskın hareket Arap Levhası'nın Avrasya Levhası ile çarpışması ve Anadolu Levhası'nın batıya, İran Bloğu'nun güney-doğuya kaçmasıdır (Jackson ve McKenzie, 1984). Sıkışma nedeniyle oluşan bindirmeler, güneyde Doğu Anadolu-Arap Levhası sınırında (Bitlis-Zagros Süturu), kuzeyde Büyük ve Küçük Kafkaslar'da ve Hazar Denizi'nin güneyinde görülmektedir (Şekil 2.3). Uzaklaşan bloklar büyük doğrultu atımlı faylar oluşturmaktadır: Kuzey Anadolu Fayı (KAF), Doğu Anadolu Fayı (DAF), İran'ın güneyinde Bitlis-Zagros suture zonu boyunca

Tablo 2.1: Kafkaslar ve çevresinde meydana gelmiş tektonik olaylar (Philip ve diğ., 1989; McCormack, 1994; Okay, 1997; Yılmaz ve diğ., 1997'den derlenerek oluşturulmuştur).

Kuaterner Pleistojen	Holosen	Kafkaslar'da ilk kıtasal çarpışma
	Pleistosen	
Neojen	Pliosen	Tetis'in tamamen kapanması ve dalma-batmanın kuzeye kayması
	Miyosen	
Paleojen	Oligosen	Kızıldeniz'in açılmaya Tetis'in kapanmaya başlaması
	Eosen	
	Paleosen	
Kretase	Üst	Tetis'in Rus P. altına dalması ve yay arkası havzanın gerilemesi
	Alt	
Jura	Malm	
	Dogger	
	Lias	



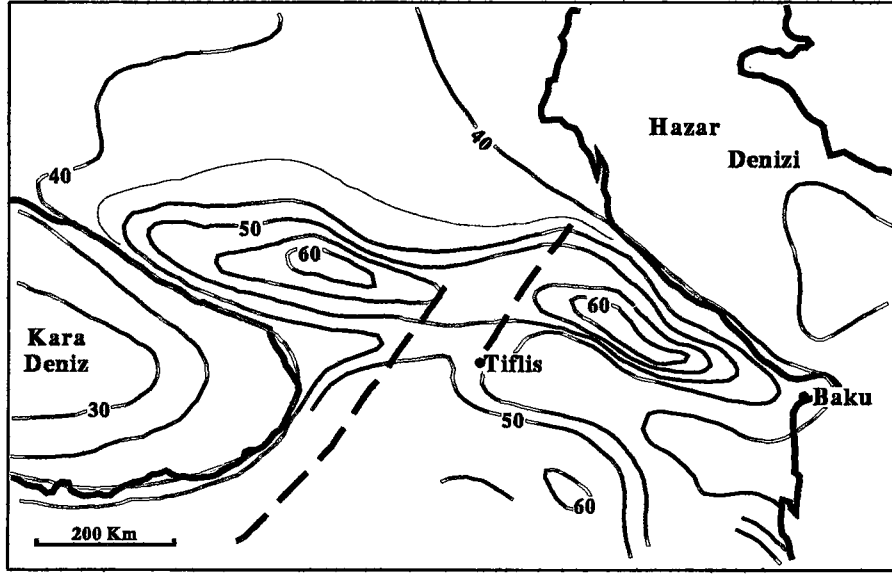
Şekil 2.2: Kafkasya ve çevresinin 65 m.y. ve 10 m.y. önceki jeodinamik durumu (G-K kesitleri altta). Karadeniz ve Hazar Denizi'nin kıyı çizgileri referans olarak verilmiştir. A: Arap Levhası, KK: Küçük Kafkaslar, BK: Büyük Kafkaslar, DAB: Doğu Akdeniz Bloğu, RP: Rus Platformu, KD: Kızıl Deniz. Büyük noktalı alanlar okyanusal kabuğu, artı ile taranmış alanlar kıtasal kabuğu, yıldızlar volkanları, küçük noktalı kesimler denizel havzanın kıtasal parçasını, taralı kesimler ise havzanın okyanusal parçasını gösterir (Philip ve diğ., 1989'dan değiştirilerek alınmıştır).



Şekil 2.3: Kafkasya ve çevresinin güncel tektonik yapıları. 1: Volkanlar, 2: Avrasya'ya göre levha hareketleri, 3: Doğrultu atımlı ana faylar, 4: Bindirmeler, 5: Okyanusal kabuk, 6: Kıtasal kabuk, 7: Ana tortul havzalar, 8: Arap Levhası sınırındaki güncel kıvrımlar. B.K.: Büyük Kafkaslar, K.K.: Küçük Kafkaslar, D.: Dağıstan, PSF: Pampak-Sevan Fayı, BKF: Borjomi-Kazbek Fayı, KAF: Kuzey Anadolu Fayı, DAF: Doğu Anadolu Fayı, GAF: Güncel Ana Fay, TF: Tebriz Fayı, ÇF: Çaldıran Fayı, Tür.: Türkiye (Anadolu) Bloğu, T.: Tales, El.: Elbruz, İr.: İran Bloğu, Ar.: Arap Bloğu, ÖDF: Ölü Deniz Fayı (Philip ve diğ., 1989'dan değiştirilerek alınmıştır).

uzanan Güncel Ana Fay (GAF, Main Recent Fault), Büyük Kafkaslar'ı ikiye bölen Borjomi-Kazbek Fayı (BKF, Türkiye'deki parçası Kuzey Doğu Anadolu Fayı olarak adlandırılır).

Doğu Büyük Kafkaslar güney ve kuzeyden bindirmelerle sınırlanmış ve sismik aktivitenin gözlendiği bir bölge iken; Batı Büyük Kafkaslar sadece güneyden bir bindirmeye sınırlanmış ve kuzeyde Rusya Platformu'na doğru yumuşak bir şekilde uzanmaktadır (Şekil 2.3; McCormack, 1994). Arabistan'ın kuzeye hareketinin Büyük Kafkaslar üzerindeki etkisi, BKF nedeniyle bölgenin doğusunda yoğunlaşmaktadır. Bu etki sismik aktivitenin dışında bölgenin Moho derinlik

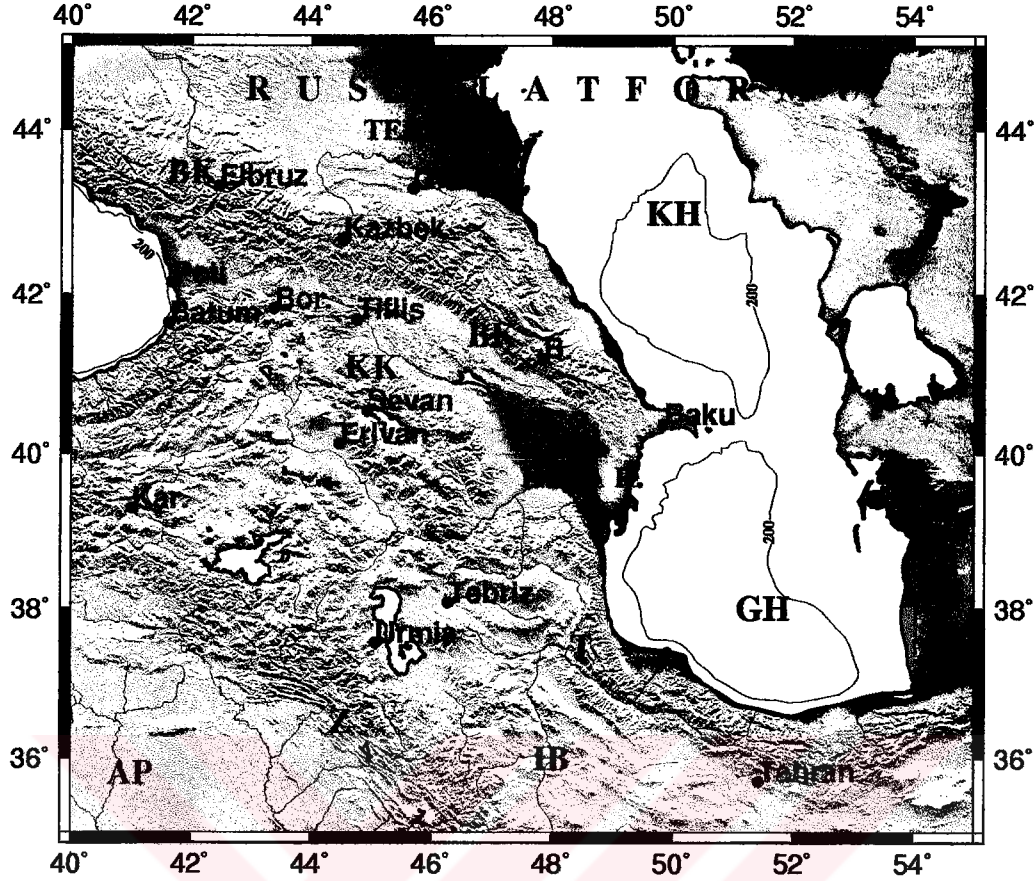


Şekil 2.4: Moho eşderinlik haritası. Derinlikler km olarak verilmiştir. Siyah kesikli çizgi Borjomi-Kazbek Fayı'nı temsil eder. Büyük Kafkaslar'da, aralarında 90 km sol yönlü atım bulunan iki maksimum değer vardır (Shengalaya, 1978'den değiştirilerek alınmıştır).

haritasında da açıkça gözükmetedir (Şekil 2.4). Moho derinliği Batı ve Doğu Büyük Kafkaslar'da birbirlerine göre ötelenmiş iki önemli anomali vermektedir (Shengalaya, 1978). Kuzey Anadolu Fayı, Doğu Anadolu Fayı ile birleştiği Karhova'da son bulmasına rağmen sağ yönlü hareket doğuya doğru uzanarak ve Güncel Ana Fay ile birleşir (Jackson, 1992). Karhova'nın doğusunda, Çaldıran Fayı (Van Gölü'nün kuzey-doğusu) ve Tebriz Fayı boyunca sağ yanal atım devam etmektedir. Bu zon ile sol yönlü Borjomi-Kazbek Fayı arasında kalan Kuzey Doğu Anadolu Bloğu doğuya doğru kaçmaktadır. İran'a doğru gidildikçe Bitlis-Zagros suturendaki sağ yönlü faylanmanın etkisiyle kaçma hareketi güney-doğuya yönelmektedir.

2.3 Topoğrafya

Karadeniz ile Hazar Denizi arasında kalan Kafkaslar, bir kaç küçük havza dışında tamamen dağlık bir bölgedir (Şekil 2.5). Kuzey ve güneyde olmak üzere iki parçaya ayrılmıştır. Kuzey bölüm Büyük Kafkaslar olarak adlandırılır. Karadeniz'in kuzey-doğu kıyılarındaki Novorossisk civarından başlayarak Hazar Denizi'nin batısında Bakü'nün üzerinde bulunduğu Aşeron Yarımadası'na kadar



Şekil 2.5: Kafkasya ve çevresinin topoğrafya haritası. BK: Büyük Kafkaslar, KK: Küçük Kafkaslar, KH: Kuzey Hazar Havzası, GH: Güney Hazar Havzası, IB: İran Bloğu, Z: Zagros, AP: Arap Platformu, T: Tales, Kar.: Karhova, Bor.: Borjomi, B: Bazardyzyu.

uzanır. Ortalama 1150 km uzunluğunda ve 160 km genişliğinde bir sıra dağdır (Mirov, 1951). Ortalama yüksekliği 3630 m, en yüksek noktaları batıda 5633 m (Elbruz), orta kesimde 5047 m (Kazbek), doğuda ise 4466 m (Bazardyzyu, Bakü'nün kuzey-batısı)'dir. Güneyden gelen hareketin ağırlıklı olarak Doğu Büyük Kafkaslar üzerine aktarılmasına karşın, bölgenin en yüksek kesiminin batıda bulunması ilginçtir. Batı Büyük Kafkaslar'ın bu kadar yüksek olması Arap Lavhası'nın kuzey yönlü sıkıştırmasından ziyade Karadeniz'in kapanmasıyla ilişkili olabilir. Güneyde Küçük Kafkaslar'la sınırı oluşturan Kura Nehri bulunur. Aras Nehri ile Doğu Anadolu'dan ve İran'dan ayrılan Küçük Kafkaslar'ın en yüksek noktası 4090 m ile Alagöz (Erivan'ın kuzey-batısı) civarındır. Küçük Kafkaslar'ın dağlık bölgesi ile Aras Nehri arasında, üzerinde Sevan Gölü'nün de bulunduğu Ermenistan Platosu uzanır. Güneydeki en uç

bölge, 2435 m'ye varan yüksekliğiyle Tales Dağları'dır. Bölgenin topoğrafyasına göre çok alçakta kalan dört önemli havza vardır: Kuzeyde Terek Havzası, Karadeniz kıyısında Rioni Havzası ve Küçük Kafkaslar'ın doğusundaki Kura Havzası.

2.4 Levha Hızları

Son zamanlarda yapılan odak mekanizması çözümleri (Jackson ve McKenzie, 1984, 1988, 1992; Taymaz ve diğ., 1991) ve GPS çalışmaları (DeMets ve diğ., 1990; Jackson, 1992; Oral, 1994; Barka ve diğ., 1997; Reilinger ve diğ., 1997) bölgedeki levha hareketlerinin doğrultusunu ve hızlarını ortaya koymuştur. GPS verilerine göre Afrika Levhası 10 mm/yıl'lık bir hızla, Arap Levhası ise 25-30 mm/yıl'lık hızla kuzeye hareket etmektedir. Birbirlerine komşu olan bu iki levhanın farklı hızlardaki hareketleri Sina Yarım Adası'nın doğusundan Türkiye'ye kadar uzanan sol yönlü doğrultu atımlı Ölü Deniz Fayı'nı oluşturmuştur (Freund ve diğ., 1970). Arabistan Levhası'nın 25 mm/yıl'lık hızının 10 mm/yıl'lık kısmı Kafkaslar'da sıkışma olarak görülmektedir. Orta Anadolu'nun sıkışma nedeniyle batıya kaçma hızı ortalama 15-20 mm/yıl iken bu hız Batı Anadolu ve Ege Denizi'nde 30-40 mm/yıl (Oral ve diğ., 1995; Le Pichon ve diğ., 1995)'dır.

Sismik aktivite incelendiğinde Kafkaslar'daki maksimum kısılma 4 mm/yıl olarak ortaya çıkmaktadır (Jackson, 1992). 20. yüzyılda oluşmuş depremlerin sismik momentlerinin toplanmasıyla, Arap Levhası ile Avrasya arasındaki hareketin sadece % 10-20'sinin sismik hareketle oluştuğu görülmüştür. % 80-90'lık deformasyonun ise asismik olarak geliştiği belirtilmektedir (Jackson ve McKenzie, 1988).

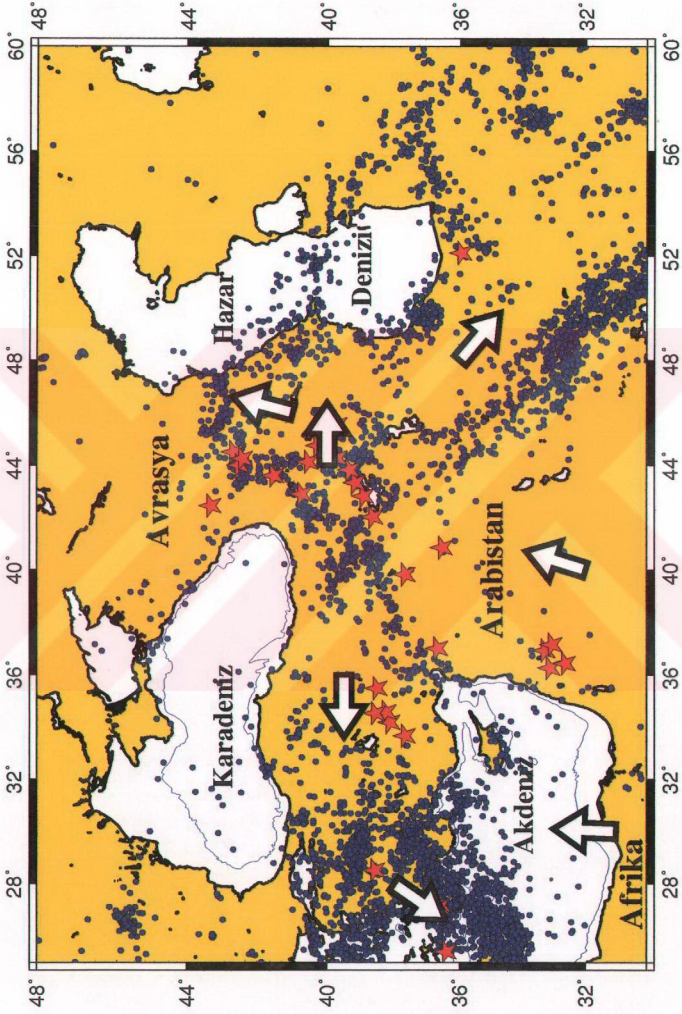
2.5 Güncel ve Tarihsel Sismisite

Sismisite haritası, bölgedeki aktif zonları açıkça göstermektedir (Şekil 2.6). Batıda, Ege Bölgesi'nde genişleme rejimi ve dalma-batma olayları yoğun sismik aktivitenin nedenidir. Anadolu'da iki önemli fay (Kuzey Anadolu Fayı ve Doğu

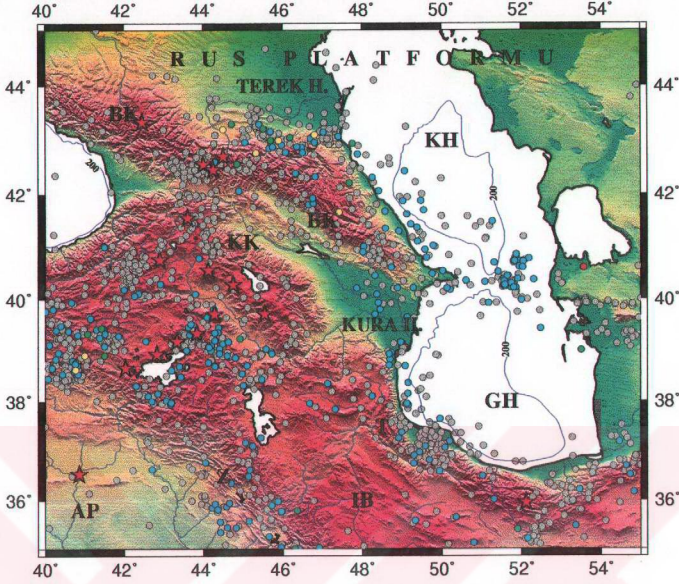
Anadolu Fayı) üzerindeki depremler bir zon boyunca gruplaşmaktadır. Ancak, Kuzey Anadolu Fayı üzerinde, Doğu Anadolu Fayı'ndaki kadar yoğun sismisite gözlenmemektedir. Çünkü Kuzey Anadolu Fayı'nı oluşturan büyük ölçekli fay zonlarının hareket ettirilebilmesi için büyük enerji birikimi ve bunu izleyen enerji boşalımını gerekmektedir (Taymaz, k.g.). Bu iki fayın Erzincan-Karlıova civarında birleşmesi aktiviteninde artmasına neden olur. Güney doğudaki Zagros Dağları'nda, Güncel Ana Fay boyunca dar bir zonda yoğunlaşan depremler Arabistan Levhası ile İran Bloğu arasındaki çarpışmanın sonucudur.

Kafkaslar'da ise durum daha karışıktır. Doğu Anadolu'dan başlayıp Büyük Kafkaslar'a kadar devam eden deprem zonu, Büyük Kafkaslar'ı ikiye ayıran Borjomi-Kazbek Fayı (Kuzey Doğu Anadolu Fayı) üzerindedir. Doğu ve Batı Büyük Kafkaslar arasındaki büyük sismisite farkı bu fay nedeniyle ortaya çıkmaktadır (Şekil 2.7). Fay güneyden gelen hareketi büyük ölçüde Doğu Büyük Kafkaslar üzerine taşımaktadır. Böylece Doğu, Batı'nın tersine daha aktif bir durum sergilemektedir. Kafkaslar'dan doğuya doğru ilerleyen deprem zonu, güneyi kuzeyinden farklı yapıdaki Hazar Denizi'ni ikiye ayırır. Okyanusal kabuk niteliğindeki Güney Hazar Havzası bir sismik çemberle sarılmıştır. Buna karşın Güney Hazar Havzası'nın orta kesimi ve kıtasal kabuğa sahip Kuzey Hazar Havzası'nın tamamı sismik aktivite açısından sakindir.

1964-1993 yıllarına ait ISC kataloğu incelendiğinde, 40° - 55° doğu boylamları ile 35° - 45° kuzey enlemleri arasında kalan bölgede, derinliğe göre 0-50 km, büyüklüğe (M) göre 4.0-5.0 arasında yoğunluk görülmektedir (Şekil 2.8). Büyüklük açısından 4.4-4.6 arasında 500 civarında deprem olmuştur. Bundan daha büyük depremlerin oluş sayısı, doğal olarak, gittikçe azalmaktadır. ISC verilerine göre bölgedeki en büyük depremin cisim dalgası büyüklüğü (m_b) 6.2'dir. ISC kataloglarında episantırın belirlenmesi öncelikli olduğundan, parametre hesaplarında derinlikler bazen sabit tutulmaktadır. Bu nedenle, özellikle 1980 öncesi depremlerin derinliklerinin güvenilirliği azdır. Kıtasal depremlerde 0, 13, 33 km gibi belirli derinliklerde sabitleme yapıldığından, bu aralıklarda deprem sayısı fazla gözükabilir. 100-150 km gibi derin depremler



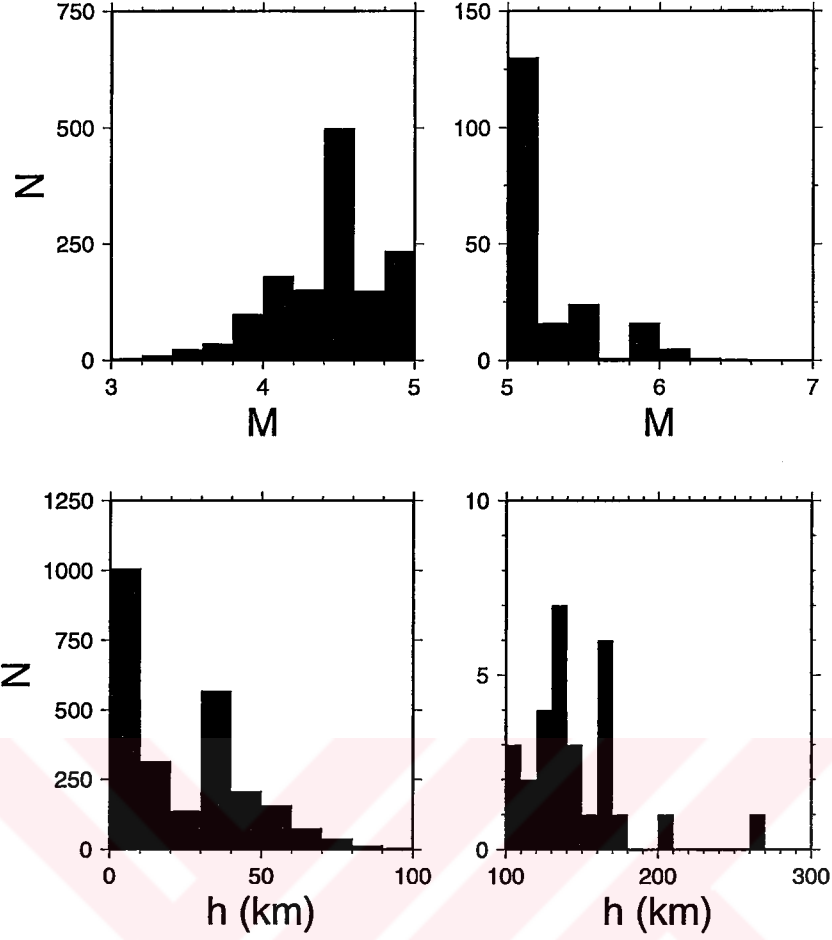
Şekil 2.6: Doğu Akdeniz ve çevresinin sismisite haritası. Mavi noktalar depremleri (ISC, $M \geq 4.0$), kırmızı yıldızlar Holosen yaşlı geç volkanları, mavi batimetri çizgisi 1000 m konturunu temsil etmektedir. Oklar levhaların bağlı hareket yönlerini gösterir.



Şekil 2.7: Kafkasya ve çevresinin sismisite haritası. Renklendirme odak derinliğine (ISC) göre. Gri: 0-50 km, mavi: 50-100 km, yeşil: 100-150 km, sarı: 150-200 km, kırmızı: 200-275 km.

Doğu Büyük Kafkaslar'da diğer bölgelere oranla daha fazladır. Bölgede 275 km'den daha derin deprem yoktur. Bu değer kıtasal çarpışma bölgesi için oldukça fazladır. ISC derinlik değerlerine bakılarak Kafkaslar'da çok derin (litosferinde altında) depremlerin meydana geldiği yorumunu yapmak hatalı olacaktır. En sağlıklı derinlik değerleri dalga şekli incelenerek elde edilen fay düzlemi çözümleri sonrasında bulunan odak derinlikleridir.

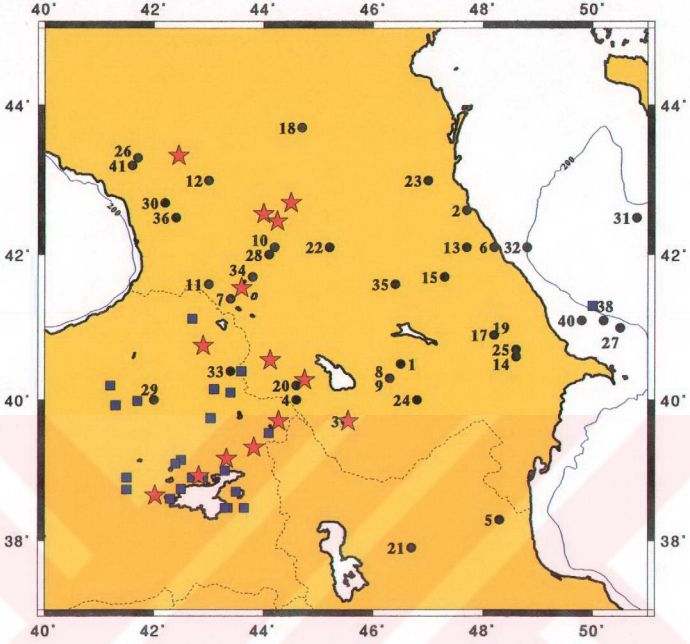
Depremleri tarihlerine göre *tarihsel öncesi dönem* (M.Ö.2000-M.S.1899), *tarihsel dönem* (1900-1963) ve *modern aletsel dönem* (1964-günümüz) olmak üzere üç gruba ayırabiliriz. Bu zaman periyotlarındaki deprem sayıları arasında büyük farklar vardır. Ancak bu, önceki dönemlerde az sayıda deprem olduğunu göstermez. Zamanda geriye gidildikçe, bir depremin yeri ve oluş zamanı hakkındaki bilgilerin güvenilirliği azalır. Tarihsel dökümanlarda, gerçekte tek



Şekil 2.8: Kafkasya ve çevresinde (35° - 45° K enlemleri ile 40° - 55° D boylamlarıyla sınırlanan bölgede) 1964-1993 yılları arasında meydana gelmiş depremlerin ISC kataloğuna göre büyüklük (M) ve derinliğe (h) bağlı oluş sayıları (N).

bir deprem farklı bölgelerde ayrı depremler olmuş gibi gösterilebilmektedir. Bunun yanında tarihler arasında da aylar mertebesinde fark olmaktadır. Özellikle 1900 öncesi olan depremlerin parametrelerinin sağlıklı olduğu gözönünde tutulmalıdır.

Kafkaslar'daki tarihsel depremler (1910 öncesi) ile ilgili en önemli kaynak '*Catalogue of Historical Seismicity in the territory of the USSR*' (Kondorskaya ve Shebalin, 1977) dir. Ayrıca, Ambraseys ve Adams (1989) ve '*Gürcistan Bölgesel Sismik Kataloğu*' (Z. Javakhishvili, yayımlanmamış) da önemli kaynaklardır (McCormack, 1994). Türkiye ve çevresinde oluşmuş tarihsel nitelikteki depremler ise '*Türkiye ve Civarının Deprem Kataloğu*'unda (Ergin ve diğ., 1967) ayrıntılı olarak verilmiştir.



Şekil 2.9: Kafkasya ve Doğu Anadolu'da meydana gelmiş tarihsel depremler. Siyah noktalar Tablo 2.2 deki, mavi kareler Tablo 2.3 deki depremlerdir. Kırmızı yıldızlar genç volkanları gösterir.

Doğu Büyük Kafkaslar'ın kuzey ve güneyinde çok sayıda deprem belirlenebilmesine rağmen, Batı Büyük Kafkaslar'da oldukça az tarihsel depreme rastlanabilmektedir. Borjomi-Kazbek Fayı ve Küçük Kafkaslar üzerinde birçok deprem belirlenmiştir. Bölgedeki bilinen en büyük tarihsel deprem 1667'nin Aralık ayında olan Shemakka Depremi'dir. Büyük ihtimalle 1667 yılı içinde olan üç deprem, Shemakka Depremi'dir (McCormack, 1994). Nikonov'a (1982) göre 8.0'den büyük olan bu depremin gerçekçi bir yaklaşımla büyüklüğü 6.5 civarındadır (Borisov, 1982). Yapısal, jeolojik ve sismolojik çalışmalar göstermiştir ki bölgede 7'den daha büyük bir depremin oluşması söz konusu değildir. Bundan başka 1275 ve 1283 yıllarının Nisan ayında meydana gelen iki

deprem (Kondorskaya ve Shebalin, 1977; Ambraseys ve Adams, 1989) Ambraseys'e göre aynı depremdir (McCormack, 1994).

Tablo 2.2: Kafkaslar'da meydana gelmiş tarihsel depremler. Kaynaklar: T: Tskhakaya (1957) B: Byus (1947); K: Kondorskaya ve Shebalin (1977); A: Ambraseys ve Adams (1989); G: Gürcistan Bölgesel Sismik Kataloğu (yayımlanmamış); I: ISC Aylık Bülteni; S: ISS.

No	Tarih	Enlem (°)	Boylam (°)	Io	M	Kay.
1	427	40.50	46.50	9	6.7	K
2	650	42.60	47.70	8	6.1	K
3	24.12.893	40.00	44.60	9	6.0	A
4	918	42.10	48.20	-	6.1	G
5	1088	41.40	43.40	9	6.0	A
6	1123	40.30	46.30	8	6.1	K
7	1139	40.30	46.30	9	6.8	K
8	14.04.1275	42.10	44.20	9	6.7	K
9	17.04.1283	41.60	43.00	9	6.3	A
10	1350	43.00	43.00	9	6.5	K
11	?12.1667	40.60	48.60	-	6.9	K
12	17.12.1667	41.70	47.30	8	6.5	K
13	1667	40.90	48.20	-	7.0	G
14	14.01.1669	40.60	48.60	9	6.0	G
15	04.06.1679	40.20	44.60	9	6.3	A
16	24.07.1742	42.10	45.20	9	6.0	K
17	09.03.1830	43.00	47.00	9	6.3	K
18	18.03.1868	40.00	46.80	7	6.3	K
19	13.02.1902	40.70	48.60	9	6.9	K
20	21.10.1905	43.30	41.70	7	6.4	K
21	07.06.1911	41.00	50.50	7	6.4	K
22	20.02.1920	42.00	44.10	9	6.2	K
23	13.09.1924	40.00	42.00	9	6.9	K
24	07.11.1930	42.70	42.20	-	5.0	B
25	20.10.1931	42.50	50.80	8	6.2	K
26	09.04.1935	42.10	48.80	6	6.3	K
27	01.05.1935	40.40	43.40	8	6.2	K
28	07.05.1940	41.70	43.80	8	6.0	K
29	29.06.1948	41.60	46.40	7	6.1	K
30	?01.1957	42.50	42.40	-	5.0	T
31	02.07.1957	36.10	52.70	-	6.8	S
32	18.09.1961	41.10	50.20	-	6.6	I
33	01.09.1962	35.60	49.90	-	7.2	S
34	27.01.1963	41.10	49.80	-	6.2	I
35	16.07.1963	43.20	41.60	-	6.4	I

Tablo 2.3: Doğu Anadolu’da meydana gelmiş tarihsel depremler (Ergin ve diğ., 1967).

No	Tarih	Enlem	Boylam	Io	Bölge
1	995	40.61	43.10	6	Kars
2	1002	40.15	43.10	6	Kars, Digor-Anı
3	1101	38.47	43.30	6	Van
4	1104	40.61	43.10	6	Kars, Ermenistan
5	1111	38.47	43.35	9	Van Gölü
6	1131	40.40	43.60	8	Anı-Digor
7	1245	38.74	42.50	6	Ahlat
8	1276	38.90	42.90	7	Ahlat, Ercis, Van
9	1319	40.40	43.60	7	Ağrı, Anı
10	1363	38.90	41.50	7	Muş
11	1439	38.60	42.30	6	Nemrut
12	1441	38.90	42.70	8	Van, Nemrut
13	1582	38.73	41.50	7	Bitlis, D. Anadolu
14	1605	40.40	43.60	8	Anı, Kars
15	1646/48	38.47	43.30	6	Van
16	1647	39.74	43.04	6	Ağrı
17	1659	39.92	41.30	6	Erzurum
19	1679	39.74	43.04	6	Ağrı Dağı
20	1701	38.47	43.65	7	Van
21	1707	40.61	43.10	7	Kars
22	1715	38.70	43.50	6	Van, Erciş
23	1766	39.98	41.70	7	Pasinler, Totum, İspir
24	1781	39.92	41.30	6	Erzurum
25	1784	38.73	41.50	6	Muş
26	1794	39.92	41.30	6	Erzurum
27	1840	40.10	43.40	7	Ağrı, Kağızman, Iğdır
28	1841	39.53	44.10	6	Doğu Beyazıt
29	1844	39.92	41.30	6	Erzurum
30	1850	39.92	41.30	7	Erzurum
31	1852	39.92	41.30	6	Erzurum
32	1859	39.92	41.30	8	Erzurum
34	1861/62	39.92	41.30	6	Erzurum
35	1866	39.92	41.30	6	Erzurum
36	1868	40.20	41.20	7	Erzurum, Kars
37	1869	40.61	43.10	6	Kars
38	1869	38.37	43.10	6	Bitlis
39	1871	38.47	43.35	7	Van
40	1877	39.92	41.30	6	Erzurum
41	1881	38.47	26.30	7	Van, Nemrut
42	1891	39.15	42.50	6	Malazgirt

No	Tarih	Enlem	Boylam	İo	Bölge
43	1894	38.47	43.30	5	Van
44	1900	38.47	43.30	6	Van
45	1901	39.92	41.30	7	Erzurum
46	1901	39.53	44.10	5	Beyazıt
47	1902	39.00	43.30	6	Eriş
48	1903	39.10	42.40	9	Malazgirt, Bulanık
50	1903	38.73	41.50	6	Muş Ovası
51	1903	41.12	42.70	7	Ardahan

BÖLÜM 3

16.07.1963 VE 28.07.1976 KAFKASYA DEPREMLERİNİN FAY DÜZLEMİ ÇÖZÜMLERİ

3.1 Giriş

Bu bölümde önce telesismik cisim dalgalarının ters çözümü hakkında kısaca bilgi verilecek ve daha sonra Büyük Kafkaslar'ın batı ve doğusunda meydana gelmiş iki depremin fay düzlemi çözümleri anlatılacaktır. 1963 ve 1976 depremleri yerleri açısından önem taşımaktadırlar. Daha önce ters çözüm tekniği kullanılarak yapılmış fay düzlemi çözümleri olmayan bu iki deprem Doğu ve Batı Büyük Kafkaslar'ın güncel sismotektonik özelliklerine ışık tutacaktır.

3.2 Telesismik Cisim Dalgalarının Ters Çözümü

Deprem parametrelerinin belirlenmesi için kısa ve uzun periyot P ve SH dalga şekilleri ile P dalgasının ilk hareket yönleri kullanılmaktadır. Çözüm için $\Delta=30^{\circ}$ - 90° aralığında kalan istasyonlarda kaydedilen deprem dalgaları ile yapay olarak üretilen deprem dalgalarının şekil ve genlikleri karşılaştırılır. Bu uzaklıklar arasında kaydedilen P ve SH fazları, manto içinde seyahat ederler. 90° den uzak istasyonlarda P ve S fazları ile çekirdek fazları (PcP, ScS) karışır. Yakın istasyonlar ile odak arasındaki ışınlar genelde yüksek hız gradyanının görüldüğü üst manto içinde seyahat ederler. Telesismik uzaklıklardaki P ve SH fazları diğer fazlardan rahatça ayırt edildiğinden bağımsızca analiz edilebilirler. Manto içinde seyahat eden bu dalgalar için Green fonksiyonu şöyledir:

$$g(t) = C^R(t) * M(t) * g^S(t) \quad (3.1)$$

(Langston ve Helmberger, 1975; Náělek, 1984). Burada, $g^S(t)$ kaynak bölgesindeki kabuk etkisini, $C^R(t)$ alıcı bölgesindeki kabuk etkisini, $M(t)$ ise manto tepkisini temsil eder. Manto tepkisi,

$$M(t) = G * A(t, t^*) * \delta(t - t_m) \quad (3.2)$$

ifadesiyle belirtilir. 30° - 90° aralığındaki $M(t)$ manto tepkisi, geometrik yayılma (G), elastik atenüasyon ($A(t, t^*)$) ve manto içindeki seyahat zamanını ($\delta(t - t_m)$) içerir. Kabuk ve üst manto içinde (normalle 15° - 35° açı yaparak) hızla yayılan cisim dalgaları kaynak ve alıcı altındaki düşey yapılardan etkilenir. Büyük oranda yatay ilerlemenin olduğu derin manto, cisim dalgalarının belirgin bir dispersiyona uğrayamayacağı kadar homojendir (Burdich ve Helmberger, 1978). Direk dalgalarda olduğu gibi pP, sP, sS ve pS fazları da kaynak hakkında bilgi taşırlar. Bu nedenle bu fazları içeren dalga şekillerinin tanımlanmasıyla en uygun fay düzlemi çözümü elde edilebilir. Ters çözümde kullanılacak istasyonlar, dalga fazları ve odak küresi üzerindeki dağılımları dikkate alınarak ağırlıklandırılır. Aksi taktirde, ortalama genlikleri P dalgalarına oranla 2-5 kat fazla olan SH dalgaları etkin hale geçerek çözümde ağırlık kazanırlar. İstasyonların azimutal dağılımlarına göre ağırlıklandırılmasıyla P ve SH dalgaları arasındaki uyum bir oranda sağlanmış olur.

Odaktaki kırılmanın zaman içindeki davranışını gösteren kaynak zaman fonksiyonu $\Omega(t)$, üst üste bindirilmiş ikizkenar üçgen fonksiyonu olan $T_{\Delta\tau}(t)$ nin serisidir. Durağanlığı $2\Delta\tau$, değiştirilebilir bağıl genliği ω_k ve $\tau_k = (k-1)\Delta\tau$ olmak üzere, kaynak zaman fonksiyonu ($\Omega(t)$)

$$\Omega(t) = \sum_{k=1}^{N_{\Delta\tau}} \omega_k T_{\Delta\tau}(t - \tau_k) \quad (3.3)$$

- 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 (elementin yarı uzunluk değeri, $\Delta\tau$) belirlenmesi gerekir. Bu iki değerin öncelikle belirlenmesi kaynak zaman fonksiyonun gerçekçi olarak oluşturulması anlamına gelir. Diğer parametrelerin belirlenmesi ikinci aşamadır. Kaynak zaman fonksiyonu kırılmanın süresini, karmaşıklığını, frekans içeriğini belirleyen bir parametredir. Kısa süreli bir kırılma yüksek frekanslı dalgaları oluştururken uzun kırılma düşük frekanslı dalga şekilleri üretir.

Odak derinliği dalğanın geliş süresini kontrol eden bir parametredir. Sentetik sismogramın, gerçek kayıttan erken yada geç gelmesi derinliğin değiştirilmesi ile belirlenir. Ulaşılmak istenen nokta gerçek dalga şekillerinin ve genliklerinin yapay dalga üretilerek tam olarak modellenmesidir. Sığ ve orta büyüklükteki ($h \leq 60\text{km}$, $M_s = 6.5-7.0$) depremlerde pP, sS gibi derinlik fazları kolayca ayırt edilemezler. Bu durumda ters çözüm genliğe göre değil dalga şekline göre yapılmalıdır. Daha küçük depremlerde derinlik, serbest yüzey yansımalarının geçikmesiyle hesaplanır. Ancak büyük depremlerde derinlik en iyi direk gelişler ile yansıyan fazlar arasında ters polarizasyon olduğunda belirlenebilir (Nábělek, 1984; Douglas ve Ruff, 1985). Uzun periyot WWSSN kayıtlarında sinyal gürültü oranı iyi olduğu takdirde derinlik için hata miktarı yaklaşık 1-2 km'dir. Odak Moment Tensör (CMT) çözümlerinde kullanılan çok uzun periyotlu (periyodu 45 s olan alçak-geçirgen flitreyle süzölmüş) GDSN verileri 50 km'den sığ derinlikler için WWSSN sismogramlarından daha düşük duyarlılığa sahiptir (Dziewonski ve diğ., 1981). CMT derinlikleri geniş-bant (broad-band) verilerine göre daha büyük derinlik verirler. Ayrıca, 1965 öncesi ve sonrası WWSSN

istasyonlarının galvanometre salınım periyotlarının farklı olması derinlik duyarlılığını etkilemektedir. 1965 öncesinde uzun-periyot (LP) WWSSN sismografları 30 s'lik sarkaç kullandıklarından odak derinliği için düşük çözünürlük vermektedir. 1965 sonrasında alet periyodu 15 s olarak yenilenmiştir (Jemsek ve diğ., 1986).

Kaynak bölgesindeki hız yapısı ters çözümde önemli etkenlerden biridir. Yüzeyden yansıyan fazların gecikme miktarları odak üstündeki hız ve kalınlığa bağlı olduğundan derinlik hesabında etkilidir. Bunun yanında asıl önemli kısım, odaktan çıkış açılarının ve yansıma katsayılarının hesaplanmasıdır.

Ters çözüm işleminde iki hata fonksiyonu kullanılmaktadır:

$$\sum_i (O_i - S_i)^2 \quad (3.4)$$

$$\sum_i \left(\frac{S_i}{\left[\sum_j S_j^2 \right]^{1/2}} - \frac{O_i}{\left[\sum_j O_j^2 \right]^{1/2}} \right)^2 \quad (3.5)$$

O_i ve S_i sırasıyla gerçek ve yapay sismogram genlikleridir. Sayısallaştırmadaki örnekleme aralığı i , istasyona ait toplam örnek sayısı ise j dir. Birinci hata fonksiyonu (3.4) dalga şekline ve genlik farklılıklarının mutlak değerine duyarlı iken ikinci hata fonksiyonu (3.5) sadece dalga şekline duyarlıdır (Nábělek, 1984; McCaffrey ve Nábělek, 1984).

Kullanılan algoritmanın temel özellikleri şöyle özetlenebilir (Taymaz, 1990a):

1. Odak derinliğinin ters çözümü,
2. Üst üste çıkan ikizkenar üçgenlerden oluşmuş kaynak zaman fonksiyonunun parametrelendirilmesi,

3. Kaynak mekanizmasının ve sismik momentin bulunması,
4. Genelleştirilmiş Haskell modeli (uzatılmış çizgisel kaynak), yayılan çizgisel kaynak, uzay ve zaman ortamında çoklu kırılmalar gibi kaynak etkilerinin eklenmesi.

Bu çalışmadaki ters çözümler için McCaffrey ve Abers (1988)'in Nábělek (1984)'den uyarladıkları algoritmalar (SYN3, SYN4) kullanılmıştır. En küçük kareler yöntemi ile gözlemsel ve yapay dalga şekilleri arasındaki en iyi uyumun sağlanması için verilen bir kabuk yapısına uygun olarak üretilen direk (P veya S) ve yansıyan (pP ve sP, veya sS) fazlar kullanılmaktadır. Genlikler geometrik yayılmaya göre ayarlanır ve atenuasyon için $t^*=1$ s (P dalgası) ve $t^*=4$ s (S dalgası) kullanılır (Futterman, 1962; Taymaz, 1990b). t^* , seyahat zamanının ışın yolu boyuncaki ortalama atenuasyona olan oranıdır:

$$t^* = t/Q \quad (3.6)$$

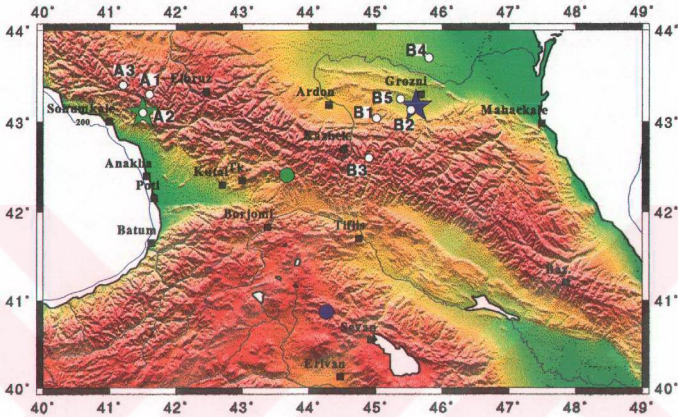
Deprem bölgesi için seçilen uygun bir başlangıç modeli ile başlanan ters çözüm işlemi sonunda en düşük hatayı veren doğrultu, dalım, kayma açısı, derinlik, sismik moment ve kaynak zaman fonksiyonu elde edilir.

3.3 Fay Düzlemi Çözümleri

16.07.1963 ve 28.07.1976 da sırasıyla Batı Büyük Kafkaslar ve Doğu Büyük Kafkaslar'da bölgenin tektonik davranışının belirlenmesi açısından önem taşıyan iki deprem meydana gelmiştir (Tablo 3.1, Şekil 3.1). Cisim dalgası büyüklükleri 5'den fazla olan bu iki deprem için ilk çalışma Jackson ve McKenzie (1984) tarafından yapılmıştır (Şekil 3.2). Bu çalışmada bulunan fay düzlemi çözümleri P dalgası ilk hareket yönleriyle elde edilmiştir. Bu depremlere ait arazi bilgisi bulunmamaktadır. Bu nedenle, Gürcistan ve Çeçenistan (Rusya) sınırları içinde yeralan depremlerin hasar miktarları konusunda herhangi bir bilgi yoktur. Sadece 28.07.1976 depremi için ISC kataloğunda, Grozni bölgesinde VI (MM)

Tablo 3.1: 16.07.1963 ve 28.07.1976 depremlerinin parametreleri. Enl.: Enlem (°), Boy.: Boylam (°), İ.S.: Depremin kaydedildiği istasyon sayısı.

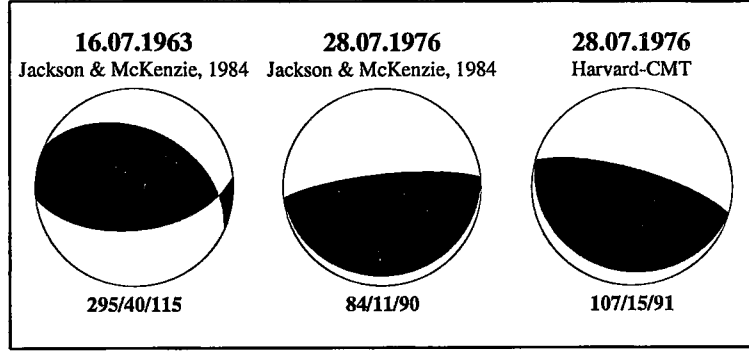
Tarih	t_o	Enl.	Boy.	h	İ.S.	Katalog
16.07.1963	18:27:18.4	43.10	41.50	33	294	BCIS
28.07.1976	20:17:44.0	43.17	45.60	18	334	ISC



Şekil 3.1: 16.07.1963 (yeşil yıldız) ve 28.07.1976 (mavi yıldız) depremleri ve bunlara ait öncü ve artçı sarsıntılar (Tablo 3.2). Mavi nokta Spitak Depremi (07.12.1988), yeşil nokta Racha Depremi (29.04.1991) lokasyonlarıdır. Tk.: Tki-buli, Baz.: Bazardyuzu.

şiddetinde küçük ölçekte bir hasar belirtilmektedir.

1963 depreminin ardından biri aynı gün içinde olmak üzere 3 artçı sarsıntı USCGS tarafından rapor edilmiştir. Bunlardan ikincisinin cisim dalgası büyüklüğü (m_b) 5.3 iken diğerlerinin büyüklükleri 5'den küçüktür. 1976 Grozni depreminden 2 gün önce 4.4 büyüklüğünde bir öncü sarsıntı meydana gelmiştir (ISC). Ana şoktan sonraki yaklaşık 1.5 saat içinde, ikisi 4'den büyük diğerinin büyüklüğü belirlenmemiş üç sarsıntı oluşmuştur. Ana şoktan yaklaşık bir ay sonra yine aynı bölgede bir sarsıntı daha meydana gelmiştir. Bu sarsıntılara ilişkin parametreler Tablo 3.2 de verilmiştir.



Şekil 3.2: 16.07.1963 ve 28.07.1976 depremlerinin önceki çalışmalarda bulunmuş fay düzlemi çözümleri. Odak kürelerinin altındaki sayılar doğrultu/dalım/kayma açısı değerlerini gösterir.

Tablo 3.2: 16.07.1963 ve 28.07.1976 depremlerinin öncü ve artçı sarsıntı parametreleri.

Kod	Deprem	Tarih	t_o	Enl.	Boy.	m_b	Kaynak
A	Ana şok	16.07.1963	18:27:18.4	43.10	41.50	5.8	USCGS
A1	Artçı şok	16.07.1963	22:11:23.0	43.30	41.60	4.9	USCGS
A2	Artçı şok	17.07.1963	11:57:06.7	43.10	41.50	5.3	USCGS
A3	Artçı şok	20.07.1963	00:51:55.7	43.40	41.20	4.8	USCGS
B1	Öncü şok	26.07.1976	11:46:36.1	43.04	45.01	4.4	ISC
B	Ana şok	28.07.1976	20:17:44.0	43.17	45.60	5.3	ISC
B2	Artçı şok	28.07.1976	21:04:52.4	43.13	45.53	4.6	ISC
B3	Artçı şok	28.07.1976	21:33:07.1	42.60	44.90	4.3	ISC
B4	Artçı şok	28.07.1976	21:46:55.2	43.70	45.80	-	ISC
B5	Artçı şok	25.08.1976	04:04:14.1	43.25	45.37	4.6	ISC

3.3.1 Kayıt Niteliği ve Problemler

Her iki deprem içinde eldeki tüm kayıtlar analog WWSSN sismogramlarıdır (bkz. Ek-A). 1963 depremi için 16 adet istasyona ait toplam 13 LPZ, 14 LPN ve 13 LPE bileşen kaydı mevcutken 1976 depremi için 20 istasyona ait 18 LPZ, 20 LPN ve 17 LPE bileşen kaydı vardır. İki depreme ait sismogramların en önemli farkı sırasıyla 30 s ve 15 s'lik periyoda sahip sismometrelerce kayıt edilmeleridir. Bölüm 3.2 de belirtildiği gibi, 30 s'lik periyot derinlik belirlemede duyarlılık açısından kısıtlamalar getirmektedir. Uzun ve kısa periyot (LP ve SP) kayıtlarından sadece uzun periyot sismogramları kullanılmıştır. Genel olarak kayıt kaliteleri iyi olmakla beraber, bazı istasyonlarda aşırı gürültü, satürasyon ve alet kalibrasyon problemleri fazların görülmesini zorlaştırmıştır.

Kayıtlarda, yatay izlerin düz olmaması, eğim kazanmaları ve izler arası mesafenin sabit olmaması genlik belirlemede problem oluşturmaktadır. Deprem dalgasının ilk gelişi öncesinde izler dalgalanma göstermesi, sismogramlarda ilk hareketi belirlemede güçlük çıkarmaktadır. Yataydan farklı eğim kazanmış veya deprem dalgasının geldiği zamanda referans çizgisinin altına veya üzerine kaymış izler sayısallaştırma sırasında düzeltilebilmektedir. Genliklerle ilgili diğer bir sorunda, kayıttaki dalga şekillerinin çok küçük olmasıdır. Küçük dalga şekillerinin sayısallaştırılmasında yapılabilecek hata, daha büyük genliklere sahip dalga şekillerinin sayısallaştırılması sırasında yapılabilecek hatadan daha büyüktür.

Greenwich zamanına göre aletlerdeki zaman kaymaları -50 ms ile +500 ms arasında değişmektedir. Bu kayma miktarının düzeltilmesi mümkündür. İstasyon operatörlerinden kaynaklanan ve dakika mertebesindeki zaman hataları, teorik seyahat süresi hesabından bulunan değerler referans alınarak giderilmeye çalışılmıştır. Teorik seyahat süresi hesabı Jeffreys-Bullen (1940) Seyahat Süresi Tablosu esas alınarak yapılmaktadır. Analog sismogramların sayısallaştırılması McCaffrey ve Abers (1988) ve Tan (1996)'da belirtilen şekilde yapılmıştır.

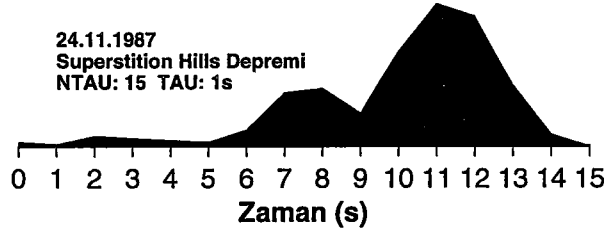
3.3.2 Kaynak Zaman Fonksiyonu ve Odak Derinliği Tayini

Odaktaki kırılmanın zaman içindeki durumunu gösteren kaynak zaman fonksiyonu, normalize edilmiş moment değerinin zamana göre grafiklenmesiyle elde edilir. Kaynak bölgesindeki homojenlik durumuna göre basit veya karmaşık olabilir. Yırtılmanın yavaş olduğu depremlerde kaynak zaman fonksiyonunun zaman eksenini uzunken hızlı yırtılmalarda kısadır. Kaynak zaman fonksiyonunun zaman içindeki davranışı ile kırılmanın fay yüzeyindeki pürüzlülükle olan ilişkisi gözlenebilir. Örneğin, Kaliforniya Superstition Hills Depremi'nin kaynak zaman fonksiyonu (Sipkin, 1989) ilk aşamada küçük bir enerji boşalımının ardından 5. ve 9. saniyelerde başlayan iki büyük yırtılma göstermektedir (Şekil 3.3). Fay düzleminde bariyerlerin olması kırılmada engeller çıkarmaktadır. Bu tip

Tablo 3.3: 16.07.1963 ve 28.07.1976 depremleri için ters çözümde kullanılan istasyon parametreleri ve Jeffreys-Bullen (1940)'e göre teorik geliş zamanları. Δ : Episanır-İstasyon uzaklığı ($^{\circ}$), Az.: Azimut ($^{\circ}$), G.Az.: Geri Azimut ($^{\circ}$), i_o : Işının kaynaktan çıkış açısı ($^{\circ}$), NR: Kayıt yok.

İst. Kodu	Δ ($^{\circ}$)	Az. ($^{\circ}$)	G.Az. ($^{\circ}$)	i_o ($^{\circ}$)	Büyütme			P geliş zamanı	S geliş zamanı
					LPZ	LPN	LPE		
1963									
NDI	32.04	104.86	306.32	28.00	1500	1500	1500	18:33:44.2	18:38:52.6
TOL	33.95	280.41	69.42	27.65	1500	1500	1500	18:34:00.6	18:39:22.3
MAL	35.43	275.50	65.16	27.30	1300	1186	1318	18:34:13.3	18:39:45.1
PTO	36.77	284.53	69.84	26.95	750	750	750	18:34:24.6	18:40:05.7
SHL	44.43	96.37	306.30	25.58	3000	3000	3000	18:35:27.9	18:42:00.0
GDH	52.18	333.29	67.47	23.87	1500	1500	1500	18:36:27.5	18:43:47.9
HKC	62.68	84.28	308.10	21.20	1500	1500	1500	18:37:42.3	18:46:06.8
BUL	64.04	193.48	10.47	20.53	NR	1500	1500	18:37:51.1	18:46:23.7
NHA	65.50	96.22	311.86	20.20	1500	1500	1500	18:38:00.8	18:46:42.0
BAG	71.10	85.03	310.51	18.56	1500	NR	NR	18:38:35.5	18:47:48.5
MDS	83.48	326.51	33.66	15.97	1500	1500	1500	18:39:43.8	18:50:01.3
MNN	83.51	329.44	31.61	15.97	3000	3000	NR	18:39:44.0	18:50:01.7
1976									
ESK	33.45	308.71	90.69	27.94	750	750	750	20:24:23.6	20:29:43.3
POO	34.18	126.93	321.90	27.65	1500	1500	1500	20:24:30.4	20:29:55.4
AAE	34.46	191.99	8.86	27.65	1500	1500	1500	20:24:32.8	20:29:59.8
KBS	38.20	350.01	138.94	26.90	1500	1500	1500	20:25:03.7	20:30:56.1
PTO	39.67	286.31	68.55	26.61	1500	1500	1500	20:25:16.3	20:31:18.8
AKU	41.06	325.59	91.17	26.26	375	375	375	20:25:27.5	20:31:39.2
SHL	41.46	99.62	306.91	26.26	3000	3000	3000	20:25:31.2	20:31:45.9
DAG	42.63	342.16	103.04	26.26	NR	750	NR	20:25:40.3	20:32:02.2
KTG	42.68	332.63	92.82	26.26	750	750	750	20:25:40.8	20:32:03.0
KOD	42.91	130.24	325.39	26.26	1500	1500	1500	20:25:43.2	20:32:07.3
NAI	44.88	192.51	9.13	25.86	1500	1500	1500	20:25:59.1	20:32:35.9
CHG	50.81	101.18	310.67	24.21	3000	3000	3000	20:26:45.4	20:33:59.5
PDA	53.02	289.99	60.26	23.25	NR	750	750	20:27:01.9	20:34:29.4
GDH	53.51	334.04	64.09	23.25	1500	1500	NR	20:27:05.0	20:34:35.4
ANP	63.28	79.69	307.31	20.81	750	750	750	20:28:13.9	20:36:43.7
BUL	64.84	197.65	13.68	20.53	750	750	NR	20:28:24.2	20:37:03.1
MAT	67.87	60.28	307.82	19.87	3000	3000	3000	20:28:43.2	20:37:39.4
BAG	68.10	87.75	310.31	19.55	3000	3000	3000	20:28:45.0	20:37:42.8
COL	71.83	5.97	349.71	18.84	1500	1500	1500	20:29:07.0	20:38:25.2
MSO	88.64	346.11	14.84	15.01	3000	1500	1500	20:30:36.8	20:41:20.4

kırılmalarda, enerjinin rahat boşalamaması nedeniyle ana şok sonrası yüksek art sarsıntı hareketi görülmektedir (Taymaz, 1992a).



Şekil 3.3: Kaliforniya Superstition Hills Depremi (24.11.1987) kaynak zaman fonksiyonu (Sipkin, 1989). $M_s=6.6$, $m_b=6.0$, $N=15$, $\Delta\tau=1$ s.

Fay düzlemi çözümünde ilk olarak kaynak zaman fonksiyonunun uzunluğu belirlenmeye çalışılır. Bunun için önemli iki parametre vardır:

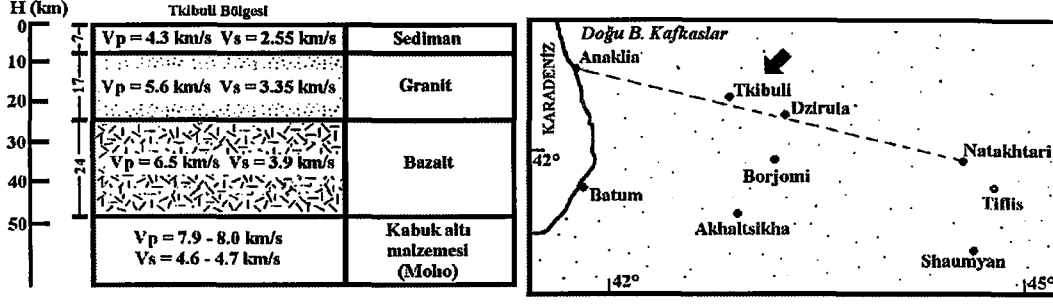
1. Kaynak zaman fonksiyonunu oluşturan ikizkenar üçgenlerden birinin zaman cinsinden yarı genişliği ($\Delta\tau$),
2. Kaynak zaman fonksiyonu element (üçgen) sayısı (N).

Çeşitli yarı genişlik ve element sayısı değerleri için yapılan testlerle yapay dalga şekillerinin gerçek veriye yaklaştırılmasına çalışılmıştır. Sonuçta 16.07.1963 depremi için kaynak zaman fonksiyonu element sayısı $N=8$, üçgen yarı genişliği $\Delta\tau=1$ s olarak kabul edilmiştir. Bu değerler 29.07.1976 depremi için ise $N=6$ ve $\Delta\tau=0.75$ s'dir.

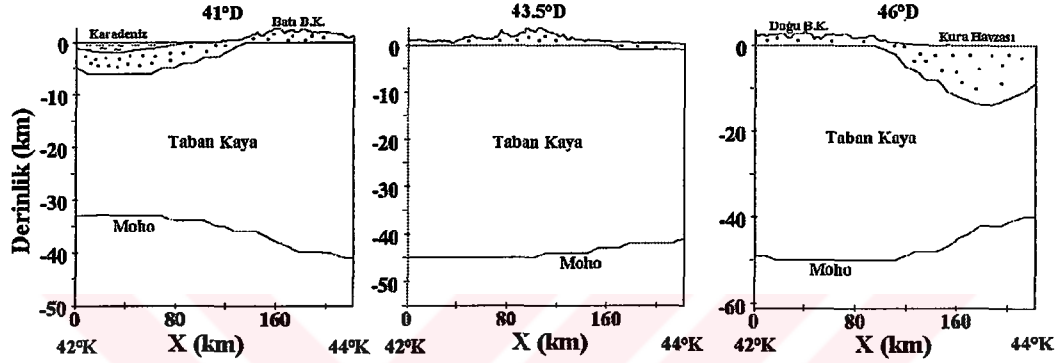
Odak derinliği için ilk bakılan kaynak ISC, USGS gibi kuruluşların bültenleridir. Bu bültenlerde öncelik episantır yerinin belirlenmesidir. Derinliğin sabit tutulması episantır koordinatlarının daha iyi belirlenmesini sağlar. Bu nedenle derinlik değerleri bölgenin tektonik ve sismolojik davranışları gözönünde tutularak sabitlenmiş değerlerdir. Bültenlerdeki derinlik değerlerinin 0, 10, 33 km gibi değerlerde yoğunlaştığı görülür. Gerçek odak derinliği ters çözüm yardımıyla bulunur. Kaynak zaman fonksiyonunun belirlenmesinden sonra doğrultu, dalım, kayma açısı sabit tutularak çeşitli derinlik değerleri ters çözüme sokulur. Derinlik, öncelikle dalganın geliş süresini ve genliğini belirler. Odak derinliğinin artması yapay dalganın gerçek veriye göre daha geç gelmesini sağlarken genliğinde düşmesine

yapılan çoğu çalışmanın sonuçları uluslararası dergilerde yayınlanmamıştır. Ulaşılabilen tek yayın Balavadze ve Tvaltvadze (1958)'dir. Borjomi Kanyonu'nda 1940'lı yıllarda yapılan yapay patlatmalarda, kabuğun genel olarak üç katmandan meydana geldiği belirlenmiştir. Üst kısımda 3.5-4.0 km kalınlığında sismik dalga hızları $V_p=4.4$ km/s $V_s=2.6$ km/s olan sedimanter katman; bunun altında dalga hızları $V_p=5.6$ km/s $V_s=3.2$ km/s olan ve sedimanter katmanın en alt kısmı ile granitten meydana gelmiş 20 km kalınlığa sahip ikinci katman; en altta ise $V_p=6.7$ km/s $V_s=4.0$ km/s hızlara sahip bazaltik bir katman bulunmaktadır (Balavadze ve Tvaltvadze, 1958). 1954'de Tkibuli bölgesinde yapılan sismik çalışmalarda kabuğu oluşturan sediman, granit, bazalt ve bunların altındaki kabuk altı malzemesinin kalınlık ve hızları ortaya konmuştur (Şekil 3.4). En üstte bulunan sediman yaklaşık 7 km kalınlığa, $V_p=4.3$ km/s ve $V_s=2.55$ km/s'lik sismik hızlara sahiptir (Balavadze ve Tvaltvadze, 1958). Granit katmanının kalınlığı 17 km ve sismik hızları $V_p=5.6$ km/s $V_s=3.35$ km/s'dir. Kabuğun en alt kısmında bulunan bazaltın kalınlığı ise 24 km, sismik hızları $V_p=6.5$ km/s $V_s=3.9$ km/s'dir. Kabuğun alt sınırından nitelikli sismik dalgalar kayıt edilemediğinden, bazalta ait kalınlık değeri bölgenin 48 km olarak düşünülen Moho derinliği gözönünde tutularak belirlenmiştir. Kabuk altı malzemesine ait hız yapısı Doğu Kura Hazası'nda yapılan sismik ölçümlerden (Koridalin, 1948) alınmıştır (Balavadze ve Tvaltvadze, 1958).

Cornell Üniversitesi Yerbilimleri Bölümü'nün internet üzerindeki Profile Maker



Şekil 3.4: Büyük Kafkaslar'da (Gürcistan) Tkibuli bölgesi için kabuk yapısı (Balavadze ve Tvaltvadze, 1958).



Şekil 3.5: Profile Maker'la oluşturulmuş Büyük Kafkaslar'a ait kabuk yapısı. Profiller 41°D, 43.5°D ve 46°D boylamları üzerinde, 42°K enleminden 44°K enlemine doğru alınmıştır (Cornell Üniversitesi - Jeoloji Bilimleri Bölümü, Jeoloji ve Jeofizik Veri Bankası: <http://atlas.geo.cornell.edu>).

programı ile oluşturulan yer kesitlerinde Moho derinliğinin nasıl bir değişim sergilediği görülebilmektedir (Şekil 3.5). 42°K enleminden 44°K enlemine doğru 41°D, 43.5°D ve 46°D boylamları üzerinden alınan profillerde Moho derinliği kuzeyden güneye ve batıdan doğuya farklılık göstermektedir. 41°D boylamı üzerinde, Karadeniz'de 33 km olan derinlik Batı Büyük Kafkaslar'a doğru ilerledikçe 40 km olmaktadır. Büyük Kafkaslar'da 43.5°D boylamı üzerinde 45 km olan Moho derinliği 46°D boylamında (Doğu Büyük Kafkaslar'ın altında) 50 km civarındadır. Doğu Büyük Kafkasların kuzeyinde, Kura Havzası altında derinlik 40 km'ye düşmektedir. Sonuç olarak Batı Büyük Kafkaslar'da altında 40 km olan kabuk kalınlığı Doğu Büyük Kafkaslar'da 50 km'dir.

Ters çözüm için kullanılan SYN4 algoritması yer yapısı olarak ya yarı sonsuz ya da tek tabaka ve bunun altında yarı sonsuz bir ortam kabul etmektedir. Bu ne-

Tablo 3.4: 16.07.1963 ve 28.07.1976 depremleri için kabuk modelleri.

Deprem	V_P (km/s)	V_S (km/s)	Yoğunluk (gr/cm ³)	Kalınlık (km)
16.07.1963	6.5	3.8	2.8	yarı-sonsuz
28.07.1976	5.6	3.2	2.7	10
	6.5	3.8	2.8	yarı-sonsuz

denle fay düzlemi çözümlerinde kullanılan kabuk yapısı yukarıda bahsedilenlerden daha farklı olacaktır. Yapıyla ilgili bir diğer sınırlamada deprem odağının yarı sonsuz ortam içinde olması gerektiğidir. Kabuk yapısının son haline karar vermeden önce değişik yapılar denenmiş ve yapay-gerçek dalga şekilleri ile genlikleri karşılaştırılmıştır. Tabaka kalınlığı dışındaki hız ve yoğunluk parametrelerinin yapay sismogramlar üzerinde fazla bir değişiklik yapmadığı görülmüştür. Derinlik değerinin diğer parametrelere göre fiziksel olarak kabul edilebilirlik sınırı daha geniştir. Örneğin, sentetik dalganın daha geç gelmesi için sismik hızları yarıya düşürme imkanımız olmamasına rağmen, tabaka kalınlığını iki katına çıkarmamız yer yapısı bakımından kabul edilebilir bir durumdur. Böylece birinci ortamdaki ışının kat edeceği yol iki katına çıkar ve kayıta daha geç geldiği görülür. Bu kriterler göz önünde tutularak, Tablo 3.4'de verilen kabuk modelleri ters çözümde kullanılmıştır.

3.3.4 16.07.1963 Depremi Fay Düzlemi Çözümü

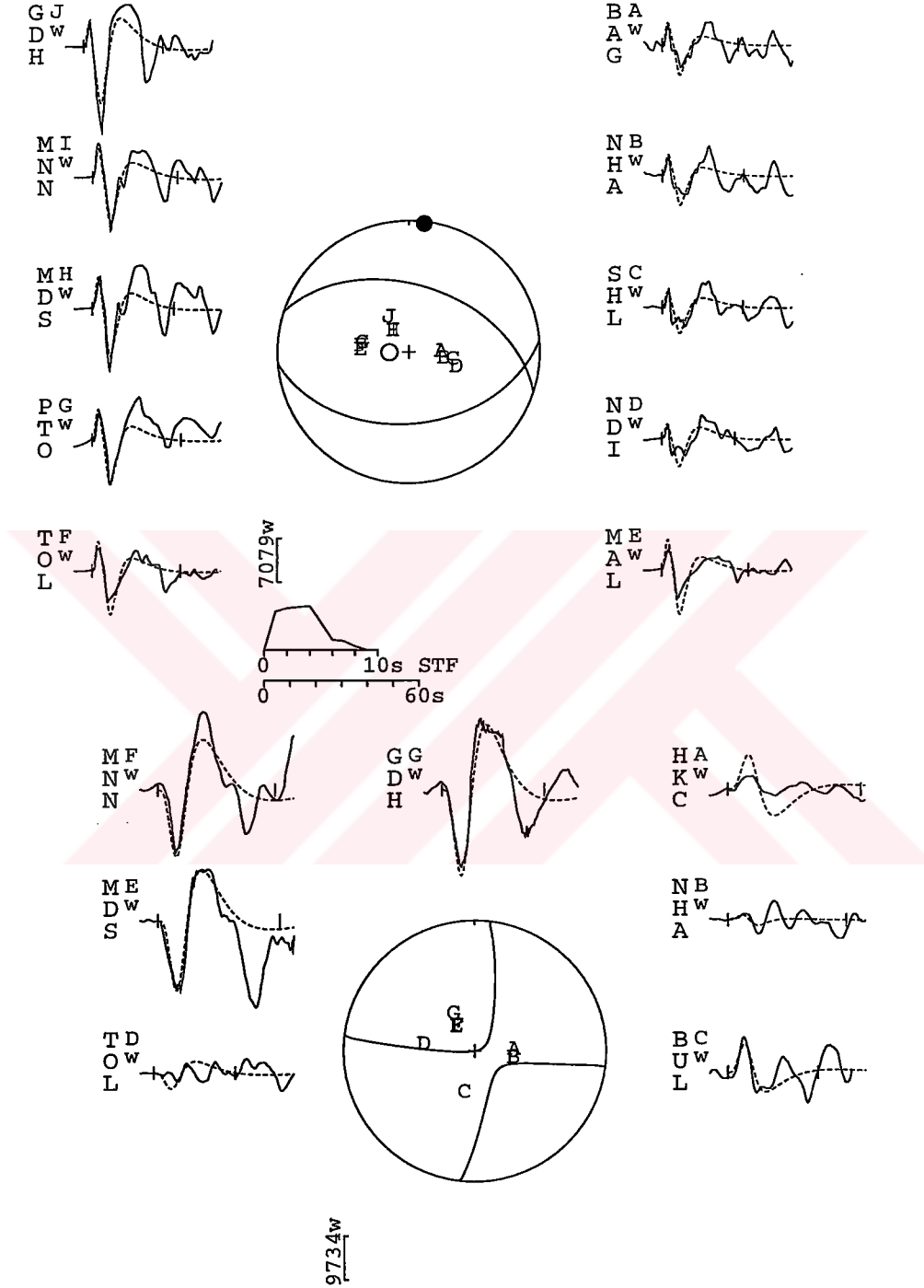
(t_0 : 18:27:18.4, $M_s=6.5$)

Batı Büyük Kafkaslar'ın güney sınırında meydana gelmiş olan deprem doğrultu atım bileşeni içeren ters faylanma göstermektedir. Şekil 3.6 da ters çözüm sonucunda elde edilmiş en düşük hatalı fay düzlemi çözümü verilmektedir. Dalga genlikleri 40⁰ uzaklıkta ve büyütmesi 3000 olan bir kayıtçıya göre normalize edilmiştir. Şekilde, başlık altında 1. düğüm düzlemine ait doğrultu/dahım/kayma açısı ile ters çözümle hesaplanmış derinlik ve sismik moment (Nm cinsinden) değerleri belirtilmektedir. Kafkaslar'a ait tektonik harita (Philip ve diğ., 1989) göz önünde tutulduğunda 1. düğüm düzlemi fay düzlemi olarak düşünülmüştür. Düz çizgiler gözlemlenmiş dalga şekilleri, kesikli çizgiler yapay

dalga şekilleridir. Dalga şekillerinin solunda, istasyon kodu büyük düşey harflerle verilirken bunun hemen yanında istasyonun odak küresi üzerindeki yerini gösteren büyük harfler (A, B, ...) ve bunların altında kayıtçıların cinsini belirten küçük harfler (w: WWSSN uzun periyot) bulunur. Kaynak zaman fonksiyonu, P (üstte) ve SH (altta) odak kürelerinin arasında verilmektedir. Kaynak zaman fonksiyonunun üstündeki düşey ölçek (mikron cinsinden) dalga genlikleri içindir. P dalgası odak küresi üzerinde bulunan siyah nokta P (•: basınç), beyaz nokta T (o: çekme) eksenleridir. P ve T eksenleri, SH dalgası için çizilen odak küresinde de aynı yerdedirler. Dalga şekilleri için zaman ölçeği kaynak zaman fonksiyonunun hemen altında verilmiştir. İstasyonlara ait gerçek ve yapay dalga şekilleri, odak küreleri çevresine kuzeyden başlayarak saat yönünde yerleştirilmiştir. Dalga şekilleri üzerinde bulunan düşey çizgiler ters çözüm penceresini belirtir. İstasyonların odak küresi üzerindeki azimutal dağılımına bakıldığında üç noktada toplandığı görülmektedir. Gerçek dalga şekillerine bakıldığında, azimuta göre değişim görülmektedir. Yaklaşık 90°'lik azimutta (doğu) bulunan istasyonlara (BAG, NHA, SHL ve NDI) ait dalga şekillerinde diğerlerine göre farklı fazlar görülmektedir. Bu farklılık büyük ihtimalle bölgenin kabuk yapısından kaynaklanmaktadır.

Elde edilen en küçük hatalı fay düzlemi çözümünün duyarlılığının ölçülmesi için kabuk yapısı, derinlik, doğrultu, dahlm ve kayma açısı testleri yapılmıştır. Yapılan tüm testlerin sonuçlarının gösterimi için aynı sistem kullanılmıştır. En küçük hatalı çözümde bulunan bir parametrenin değeri değiştirilerek sabit tutulmuş ve yeni parametre grubu tekrar ters çözüme sokulmuştur. Hesaplanan yeni fay düzlemi çözümünün yapay dalga şekillerine etkisini görebilmek için P ve SH sismogramlarından üçer tane seçilmiştir. Seçilen istasyonların değişik azimutlarda ve mümkünse düğüm düzlemleri üzerinde bulunmasına dikkat edilmiştir. Düğüm düzlemleri üzerinde bulunan istasyonlara ait genlikler çok küçüktür. Bu nedenle düğüm düzlemlerinin yerlerinin değişimi en iyi bu istasyonlarda görülür. Seçilen istasyonların yerleri odak küresi üzerinde büyük dairelerle gösterilirken, P ve T eksenlerinin yerleri küçük dairelerle gösterilmiştir. P ve SH odak küreleri üzerinde yeni hesaplanan fay düzlemi

16.07.1963 $M_s=6.5$
288/48/106/3/2.981E18



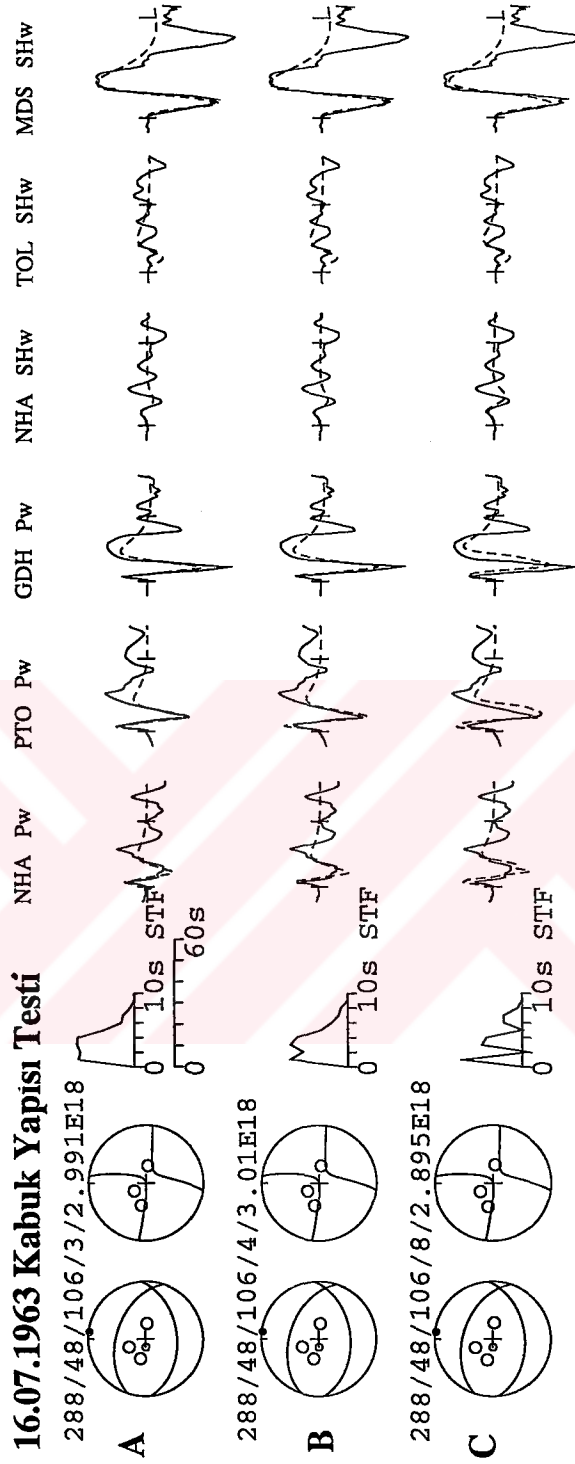
Şekil 3.6: 16.07.1963 Batı Büyük Kafkasya Depremi'nin en küçük hata ile bulunan fay düzlemi çözümü. Fay düzlemi çözümü (odak küreleri), gerçek dalga şekilleri (düz çizgi) ve yapay dalga şekilleri (kesikli çizgi) P dalgası için şeklin üst kısmında, SH dalgası için şeklin alt kısmında verilmiştir (bu şekil ve diğerleri ile ilgili ayrıntılar konu içinde verilmiştir).

Tablo 3.5: 16.07.1963 depremi için kabuk yapısı testinde kullanılan kabuk modelleri.

Kabuk Modeli	V_P (km/s)	V_S (km/s)	Yoğunluk (gr/cm ³)	Kalınlık (km)
A	6.5	3.8	2.8	yarı-sonsuz
B	5.6	3.2	2.7	4
	6.5	3.8	2.8	yarı-sonsuz
C	5.6	3.2	2.7	8
	6.5	3.8	2.8	yarı-sonsuz

parametreleri verilmiştir. Testler için verilen şekillerin hepsinin ilk sırasında en küçük hatalı çözüme ait parametreler ve dalga şekilleri verilmektedir.

Ters çözümde kullanılan yer yapısı, derinliğin daha iyi belirlenmesi için yarı-sonsuz ortam kabul edilmiştir (Tablo 3.5). Yarı sonsuz ortama göre (kabuk modeli A) bulunan odak derinliği 3 km'dir. Tek tabakalı ortam kullanıldığında, ters çözüm algoritması derinliği ara yüzeyin hemen altında olacak şekilde hesaplamaktadır. Bunun nedeni Bölüm 3.3.3'de belirtildiği gibi depremin odağının yarı-sonsuz ortamda bulunması gerektiğidir. Yer yapısının dalga şekilleri üzerindeki etkisini görebilmek için Şekil 3.7 de sonuçları gösterilen çözümler yapılmıştır. Kabuk yapısı testinde doğrultu, dalım ve kayma açısının ana çözümdeki değerleri sabit tutulurken derinlik, sismik moment ve kaynak zaman fonksiyonu serbest bırakılmıştır. İlk olarak alt sınırı 4 km'de olan tek tabakalı ortamın (kabuk modeli B) çözüme olan etkisi incelenmiştir. Şekil 3.7 de 2. sırada verilen sonuçların ana çözümden fazla bir farkı yoktur. Ancak odak derinliği ara yüzeyin hemen altında (4.1 km) hesaplanmaktadır. Sismik moment ve kaynak zaman fonksiyonunda da dikkate alınabilecek bir değişim yoktur. Ara yüzey 8 km'ye (kabuk modeli C) çekildiğinde (odak derinliği 8.1 km) ana çözümden uzaklaşıldığı gözükmemektedir. Kaynak zaman fonksiyonu diğerlerine göre çok farklı bir enerji boluşalımını (3 parçada) meydana gelebileceğini söylemektedir. Yer içinde seyahat eden ışının, düşük hızlı üst katman içindeki yolu arttığından yapay dalgalar gerçek dalgalardan daha geç gelmeye başlamıştır. Sismik moment ana çözümdeki değere yakındır, ancak çok sayıda



Şekil 3.7: 16.07.1963 depremi kabuk yapısı testi. Doğrultu, dalım ve kayma açısı değerleri sabit tutulurken diğer parametreler serbest bırakılmıştır. İlk sıra en küçük hatalı çözüme ait P ve SH odak küreleri, fay düzlemi parametreleri, kaynak zaman fonksiyonu ve seçilmiş istasyonlara ait gerçek ve yapay dalga şekilleridir. Kullanılan kabuk yapıları Tablo 3.5 de verilmiştir.

iterasyon yapılmasına rağmen sabit bir değer bulunamamıştır. Bu son modelde sismik moment $2.86 \times 10^{18} \text{Nm}$ ile $2.96 \times 10^{18} \text{Nm}$ arasında değişmektedir. Sonuç olarak yarı sonsuz ortamın üzerinde 4 km kalınlığında tek tabaka kullanıldığında çözümünün değişmediğini, A ve B modellerine yakın kabuk yapılarından fay düzlemi çözümünün etkilenmediğini söyleyebiliriz.

Yapılan fay düzlemi çözümünün odak derinliğinin değişiminden nasıl etkilendiğini anlayabilmek için derinlik testi yapılmıştır. En küçük hatalı fay düzlemi çözümündeki yarı-sonsuz kabuk yapısı kullanılarak yapılan testlerde 1, 5 ve 8 km için odak derinlikleri sabit tutularak diğer parametreler serbest bırakılmıştır. Şekil 3.8 de 2. sırada verilen çözüm odak derinliğinin çok daha sığ (1 km) olduğu durumu sergiler. Odak derinliği 1 km olduğunda genliklerin düştüğü ve faylanma tipinin de ideal ters faylanmaya (kayma açısı = 93°) yaklaştığı görülmektedir. 5 ve 8 km odak derinlikleri (sırasıyla 3. ve 4. sıralar) test edildiğinde sismik moment düşmüş ve ana çözümdeki az oranda bulunan doğrultu atım bileşeni artmıştır. Odak derinliği değişimin doğrultu ve kayma açılarına olan etkisi dalım açısına olan etkisinden daha fazladır, bunun yanında her üç değerinde derinlikle beraber artmaktadır. Özellikle doğrultunun değişimi, seçilen istasyonların en büyük genliği oluşturan yayılma yörüngesi üzerinde bulunmalarını sağlamaktadır. Bu nedenle azalan sismik momente karşın yapay olarak üretilen genlikler büyür. Kabuk yapısı testi ve derinlik testi beraberce düşünüldüğünde odak derinliği için yapılan hata miktarı ± 1 km kadardır.

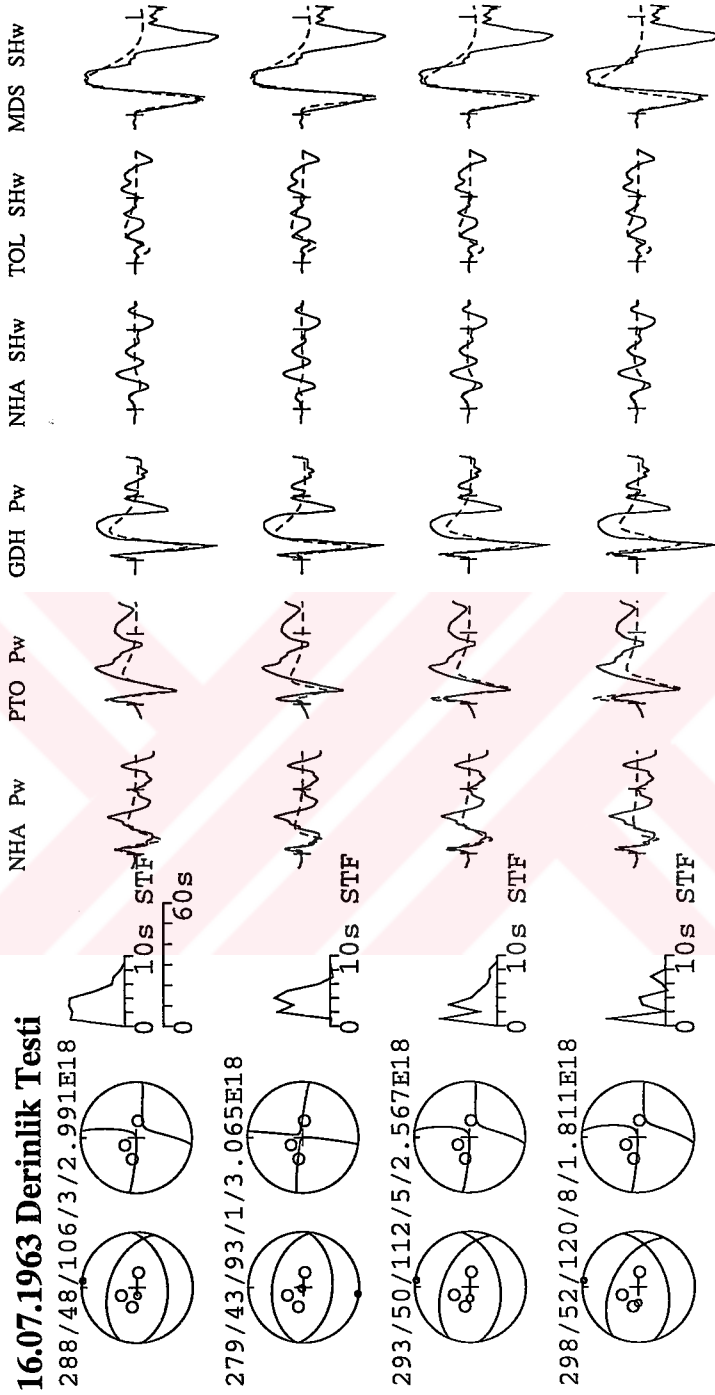
Şekil 3.9 da seçilen değişik fay düzlemi (1. düzlem) doğrultuları için yapay dalga şekillerinin değişimi gösterilmektedir. Doğrultu testinde sadece belirlenen doğrultu açısı sabit tutularak diğer parametreler serbest bırakılmaktadır. Şekilde ilk sıra en küçük hata ile elde edilen çözüme ait sonuçlardır. Seçilen doğrultu değerleri (270° , 280° , 300° , 310°) için elde edilen fay düzlemi çözümleri ve yapay sismogramlar sırasıyla 2., 3., 4. ve 5. sıralarda verilmiştir. Değişik doğrultu açıları için kaynak zaman fonksiyonunun, sismik momentin ve P dalga şekillerinin çok az değiştiği görülmüştür. Ancak SH dalga şekilleri için seçilen NHA ve TOL istasyonları düğüm düzlemlerine çok yakındır ve SH dalgasına ait

çözümüne karşı çok hassastır. 2. sırada (270°) verilen NHA istasyonuna ait SH dalga şeklinde, gerçek veride yukarı olan ilk hareket yapay dalgada aşağıya doğrudur. Yine SH dalga şekli içeren istasyonlara (NHA ve TOL) ait genlikler 300° ve 310° için çok fazla büyümektedir. Yapılan doğrultu testi göstermiştir ki fay doğrultusu hesabındaki hata oranı 10° 'den azdır. Hata miktarı $\pm 5^\circ$ kabul edilebilir.

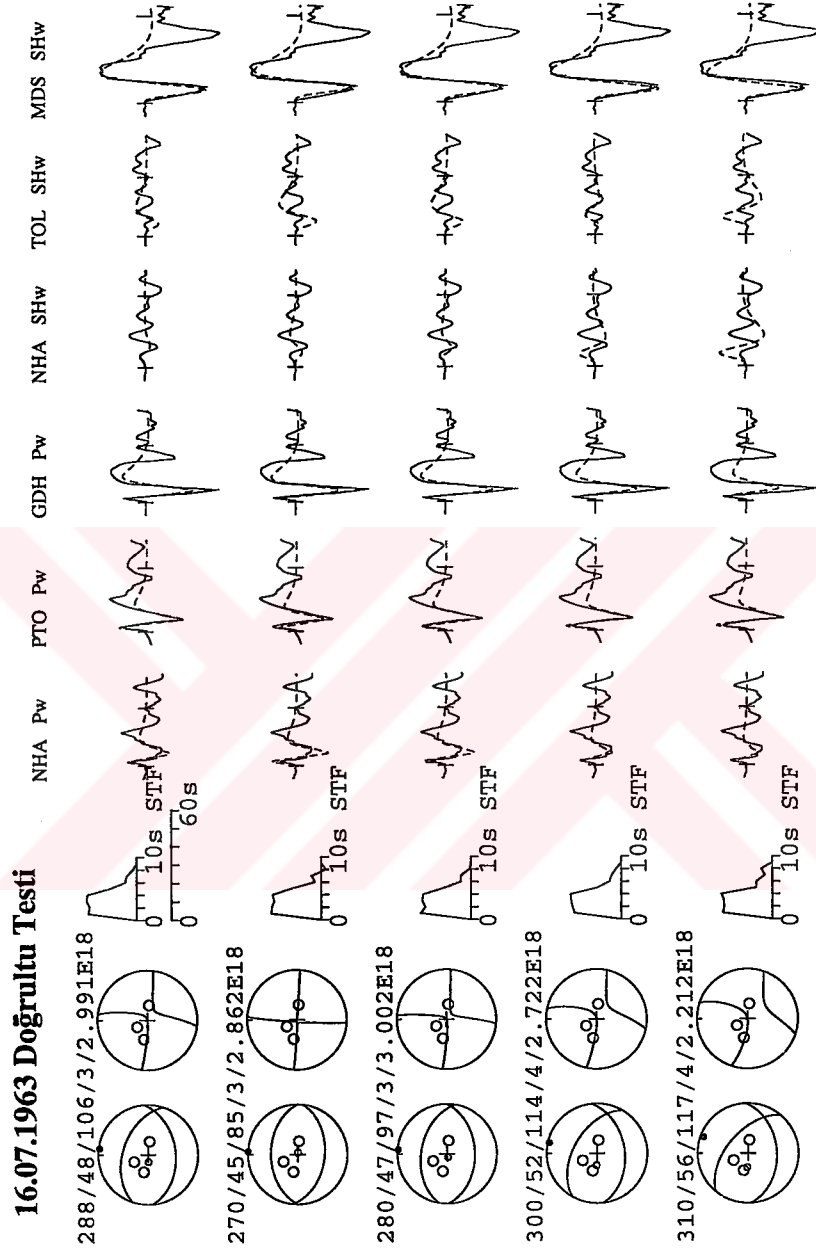
Ters çözümle hesaplanan fay dalımının duyarlılığını belirlemek için çeşitli açılar (30° , 40° , 60° ve 70°) için testler yapılmıştır (Şekil 3.10). Dalımın değişmesinin doğrultu açısı üzerine etkisi az iken diğer parametrelere, özellikle odak derinliğine, etkisi fazladır. Dalımın farklı değerler alması doğrultu testindeki aksine kaynak zaman fonksiyonunu hissedilir ölçüde değiştirmektedir. Burada da değişimin en rahat gözlenebildiği sismogramlar, SH bileşeni için bulunan düğüm düzlemlerine yakın NHA ve TOL istasyonlarının SH dalga şekilleridir. Ana çözümdekinden daha küçük dalım açılarında bu istasyondaki SH ilk hareket yönü ters dönmekteyken, daha büyük açılar için yüksek SH dalga genliği görülmektedir. Dalım açısı için hata miktarı 10° 'den küçüktür. Hata miktarı $\pm 5^\circ$ 'dir.

Şekil 3.11 deki değişik kayma açısı değerleri için elde edilmiş yapay dalga şekillerinin genliklerinde değişimler görülmektedir. Kayma açısı 85° seçildiğinde (2. sıra) NHA-P kaydında genlik, MDS-SH kaydında geliş zamanında, PTO-P ve GDH-P kayıtlarında ise hem genlik hem de zamanda farklılaşma görülmektedir. 95° 'de ise (3. sıra) NHA-P genliğinde azalma vardır. 115° ve 125° 'lik kayma açıları test edildiğinde (4. ve 5. sıra) NHA-SH yapay dalga genliklerinde değişimler vardır. Kayma açısı için hata miktarı $\pm 5^\circ$ 'dir.

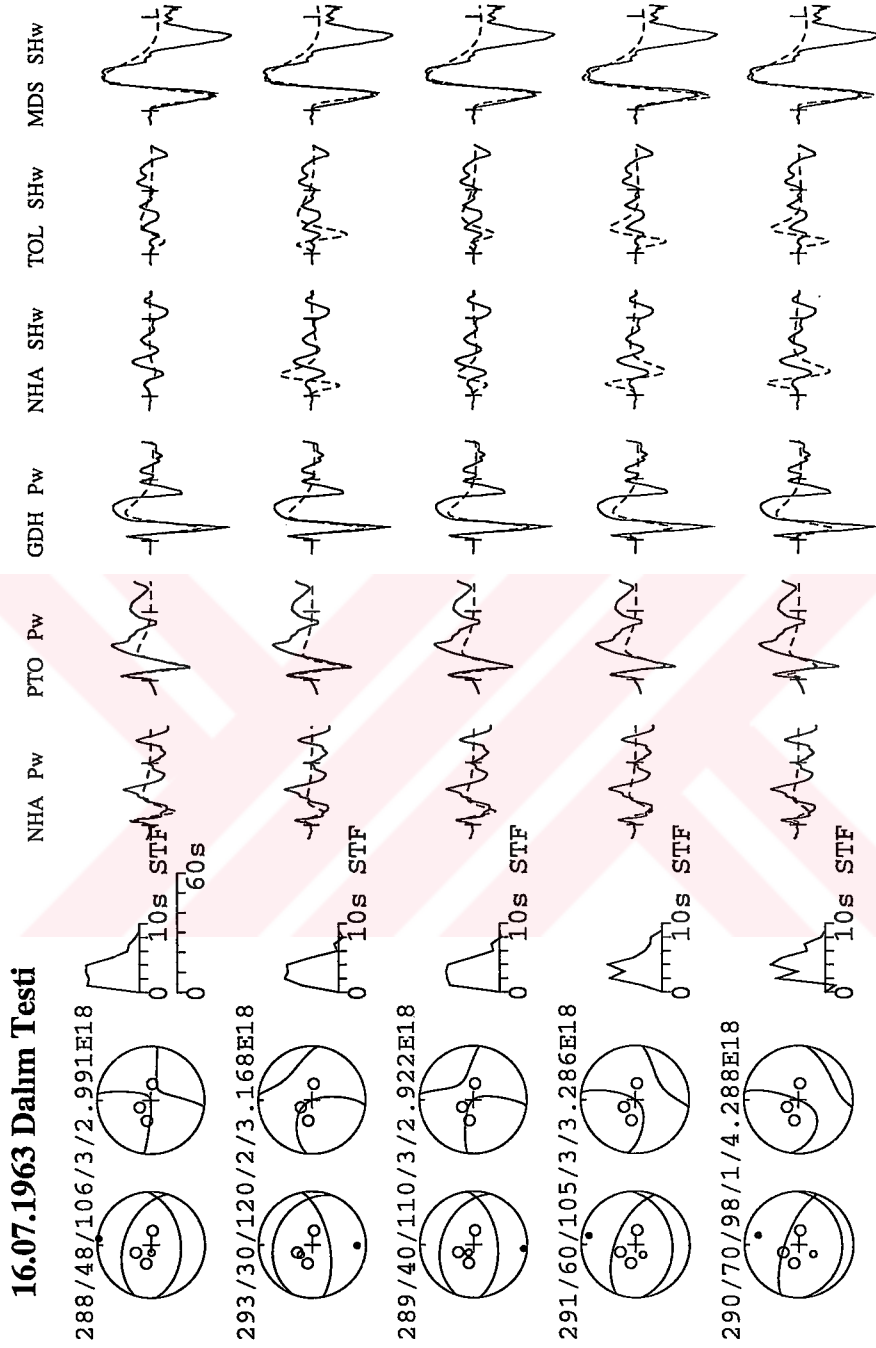
16.07.1963 depremi için elde edilen değerleri ve hata oranları şöyledir: doğrultu $288 \pm 5^\circ$, dalım $48 \pm 5^\circ$, kayma açısı $106 \pm 5^\circ$, odak derinliği 3 ± 1 km. Son olarak elde edilen çözüm ile Jackson ve McKenzie (1984) tarafından bulunan çözüm karşılaştırılmıştır (Şekil 3.12). Kullanılan istasyonlar parametre testlerinde kullanılanlarla aynıdır. Jackson ve McKenzie (1984)'nin sismik dalgaların ilk



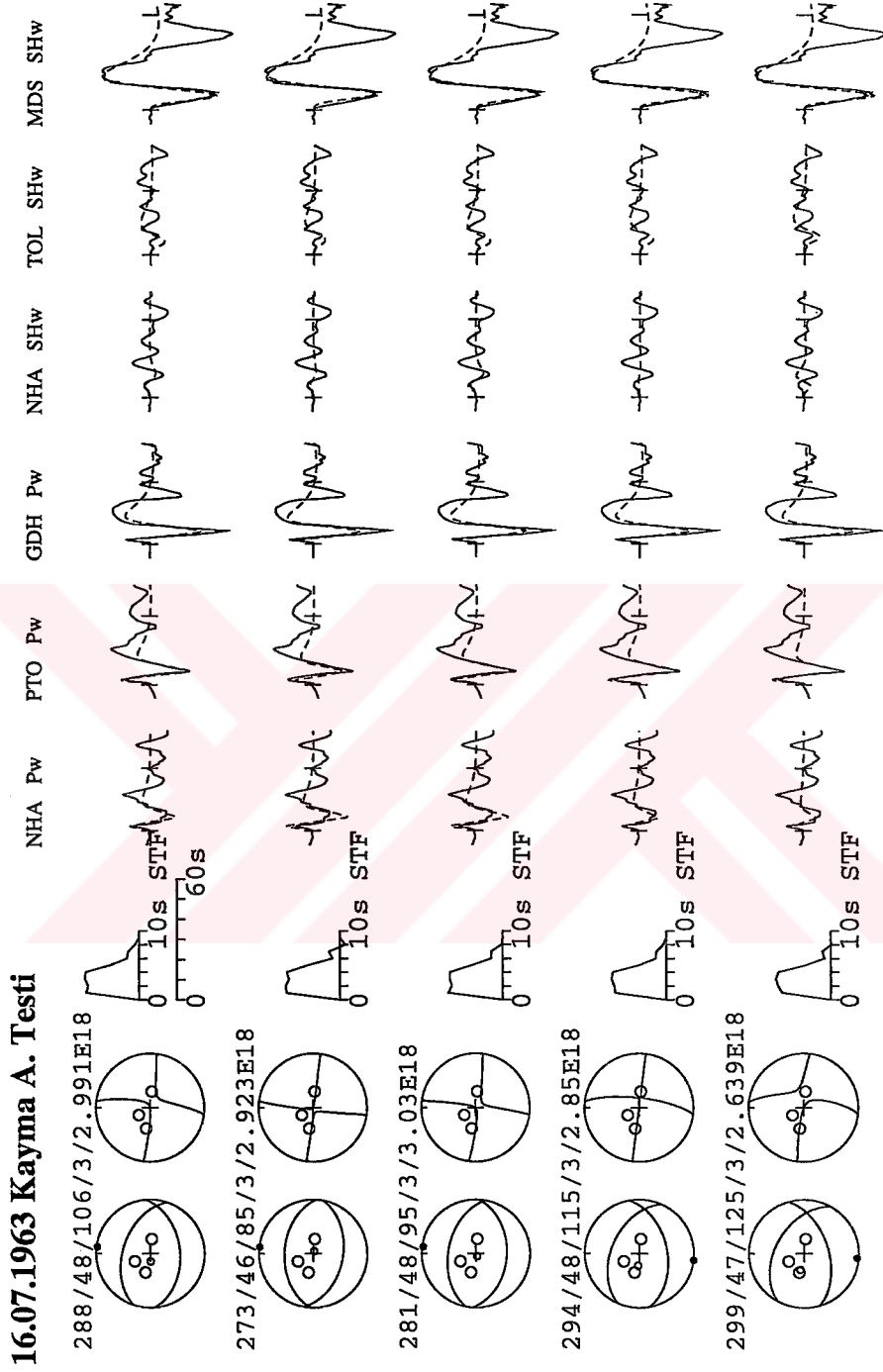
Şekil 3.8: 16.07.1963 depremi derinlik testi. Gösterim Şekil 3.7 ile aynıdır. Odak derinliği değerleri 1 km (2. sıra), 5 km (3. sıra) ve 8 km (4. sıra) için sabit tutulurken diğer parametreler serbest bırakılmıştır.



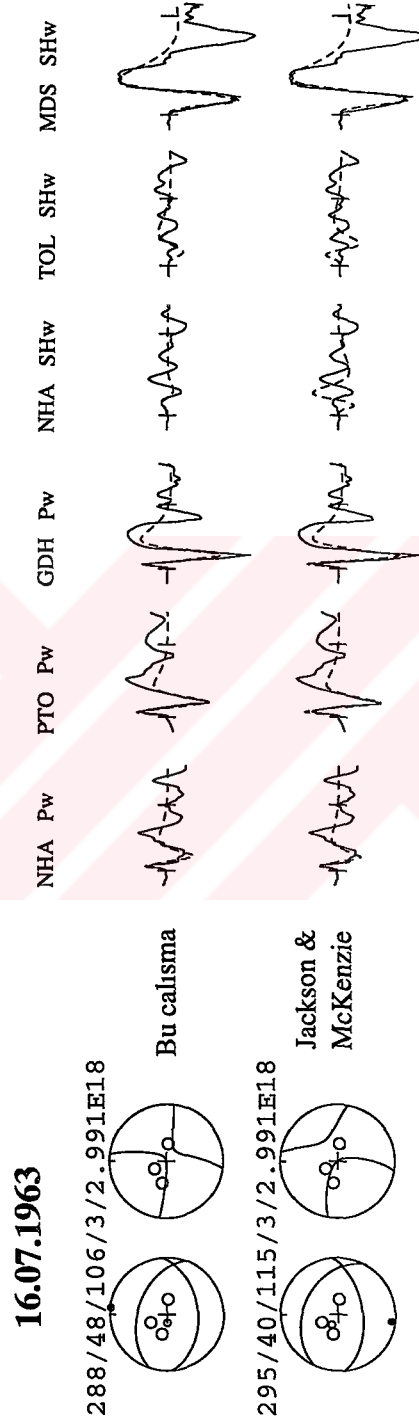
Şekil 3.9: 16.07.1963 depremi doğrultu testi. Gösterim Şekil 3.7 ile aynıdır. 1. düzleme ait doğrultu açısı değerleri 270° (2. sıra), 280° (3. sıra), 300° (4. sıra) ve 310° (5. sıra) için sabit tutulurken diğer parametreler serbest bırakılmıştır.



Şekil 3.10: 16.07.1963 depremi dalım testi. Gösterim Şekil 3.7 ile aynıdır. 1. düzleme ait dalım açısı değerleri 30° (2. sıra), 40° (3. sıra), 60° (4. sıra) ve 70° (5. sıra) için sabit tutulurken diğer parametreler serbest bırakılmıştır.



Şekil 3.11: 16.07.1963 depremi kayma açısı testi. Gösterim Şekil 3.7 ile aynıdır. 1. düzleme ait kayma açısı değerleri 85° (2. sıra), 95° (3. sıra), 115° (4. sıra) ve 125° (5. sıra) için sabit tutulurken diğer parametreler serbest bırakılmıştır.



Şekil 3.12: 16.07.1963 depremi için en düşük hatalı çözüm (1. sıra) ve Jackson ve McKenzie (1984) tarafından yapılan çözümün (2. sıra) dalga şekillerine etkisi.

3.3.5 28.07.1976 Depremi Fay Düzlemi Çözümü

(t_o : 20:17:44.0, $M_s=6.1$)

Doğu Büyük Kafkaslar'da meydana gelen 28.07.1976 depremine ait en küçük hatalı fay düzlemi çözümü Şekil 3.13 de verilmektedir. Çözümün gösterim şekli 16.07.1963 depremiyle aynıdır. Odak küresi üzerindeki 1. düğüm düzleminin doğrultusu 144° , dalımı 9° ve kayma açısı 123° bulunmuştur. Odak derinliği 19 km civarındadır. İstasyonların odak çevresindeki dağılımı oldukça iyidir. Basınç ve çekme (ilk hareketin sırasıyla yukarı ve aşağı olduğu) bölgelerinde istasyonların bulunmasının yanında, düğüm düzlemi üzerine gelen ve ilk hareket genlikleri düşük istasyonların olması sağlıklı bir çözümü desteklemektedir.

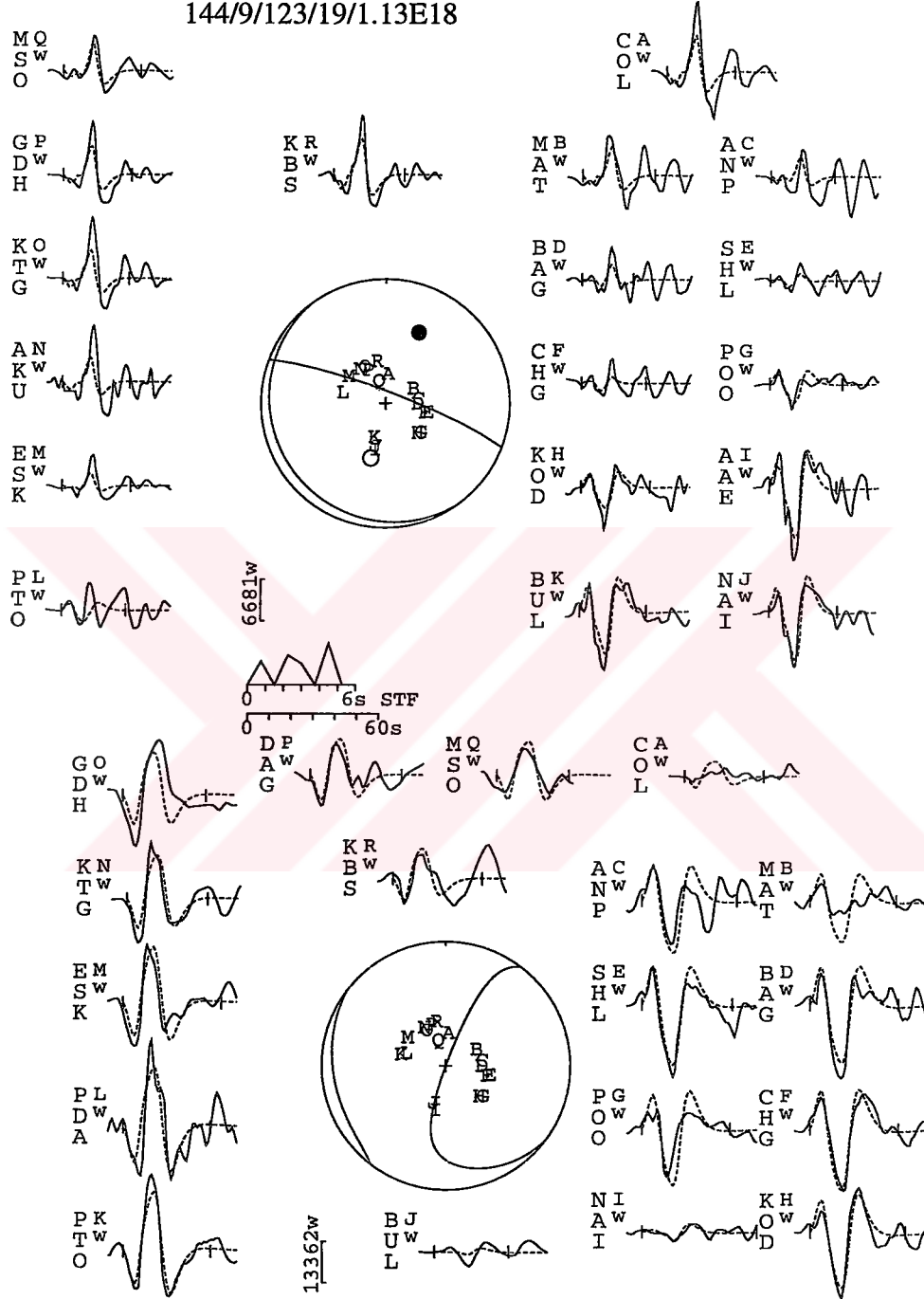
Yapılan fay düzlemi çözümü ile tektonik haritanın (Philip ve diğ., 1989) karşılaştırılmasıyla fay düzleminin 9° 'lik düşük bir açıyla güneybatıya daldığı anlaşılmaktadır. Fayın uzanımı Doğu Büyük Kafkaslar'ın uzanımıyla (KB-GD) aynıdır. Ters faylanma, 123° kayma açısına sahip olduğundan çok az sağ yönlü atım bileşeni içermektedir.

Odak derinlik değişiminin yapay dalga şekilleri üzerine etkisi anlayabilmek için derinlik testleri yapılmıştır (Şekil 3.14). Odak derinliğinin 15 km olması NAI-P kaydında genliğin artmasına, SHL-SH kaydında dalganın geç gelmesine neden olurken 17 km için bu farkların biraz daha düştüğü görülür. En düşük hata ile yapılan çözümde bulunan odak derinliğinden daha derin kaynaklar ele alındığında yapay P dalga şekillerinin (NAI-P, ESK-P) değiştiği gözlenir. En büyük farklılık, 23 km odak derinliği kullanıldığında ESK-P dalga şeklinin ilk hareket yönünün değişmesidir. Sonuç olarak, odak derinliği için hata miktarı ± 2 km'den daha fazla değildir.

Doğrultu testinde dalga şekillerinin fazla değişmediği görülmektedir (Şekil 3.15). Düşük dalım açısına sahip 1. düğüm düzleminin doğrultusunun değiştirilmesine karşın, üzerindeki düşük genlikli kayıtlarla kontrol edilen 2. düzlemin parametreleri sadece $1-2^\circ$ değişmektedir. Odak küresi üzerindeki basınç (P) ve

28.07.1976 Ms=6.1

144/9/123/19/1.13E18



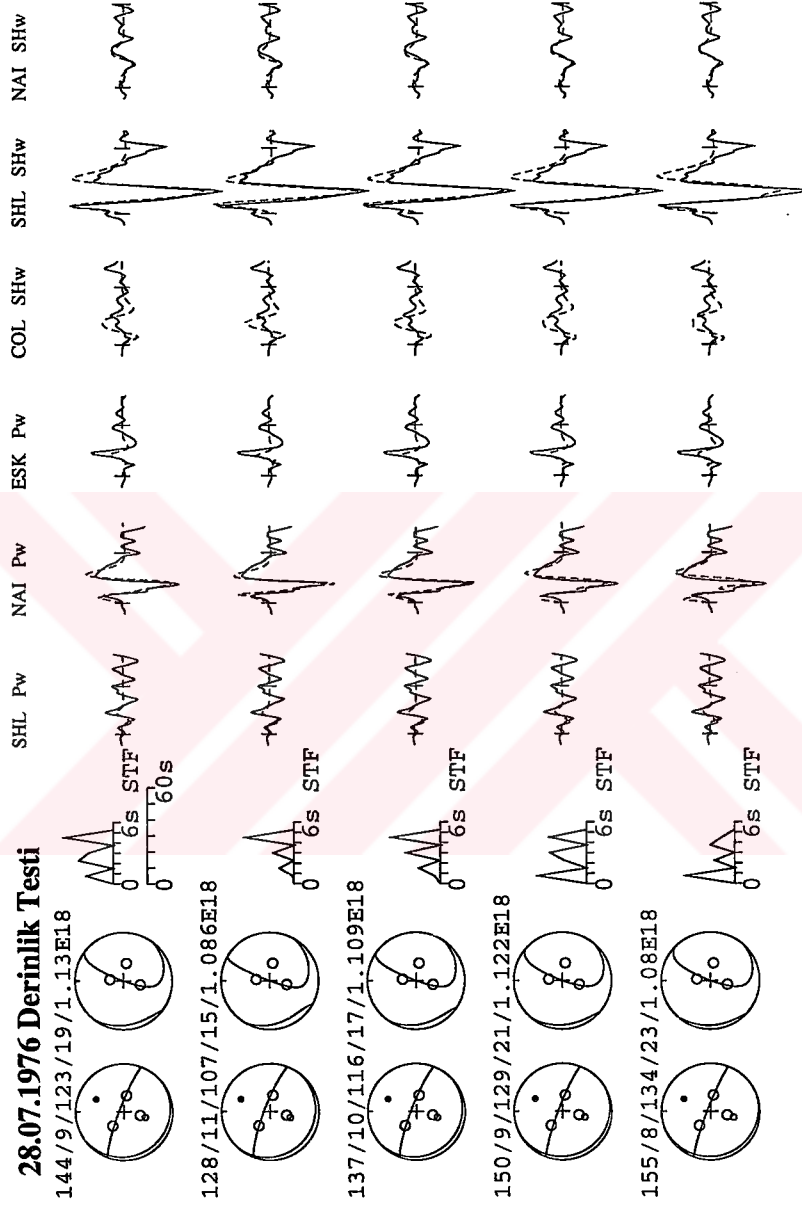
Şekil 3.13: 28.07.1976 Doğu Büyük Kafkasya Depremi'nin en küçük hata ile bulunan fay düzlemi çözümü. Fay düzlemi çözümü (odak küreleri), gerçek dalga şekilleri (düz çizgi) ve yapay dalga şekilleri (kesikli çizgi) P dalgası için şeklin üst kısmında, SH dalgası için şeklin alt kısmında verilmiştir.

sıkışma (T) bölgelerinin hissedilir miktarda değişmemesi, dalga şekilleri üretiminde kullanılan yayılma yörüngelerinin aynı kalmasını sağlar. Bu durumda yapay dalga şekillerinin fazla değişmesi beklenmez. Özellikle düğüm düzlemleri üzerinde seçilen örnek dalga şekilleri dışında farklı istasyonlara ait yapay dalga şekilleride incelenmiştir. Ancak bunlarda da dalga şekilleri değişimi fazla değildir. Sonuç olarak doğrultu testinin hata miktarı için $\pm 10^\circ$ diyebiliriz.

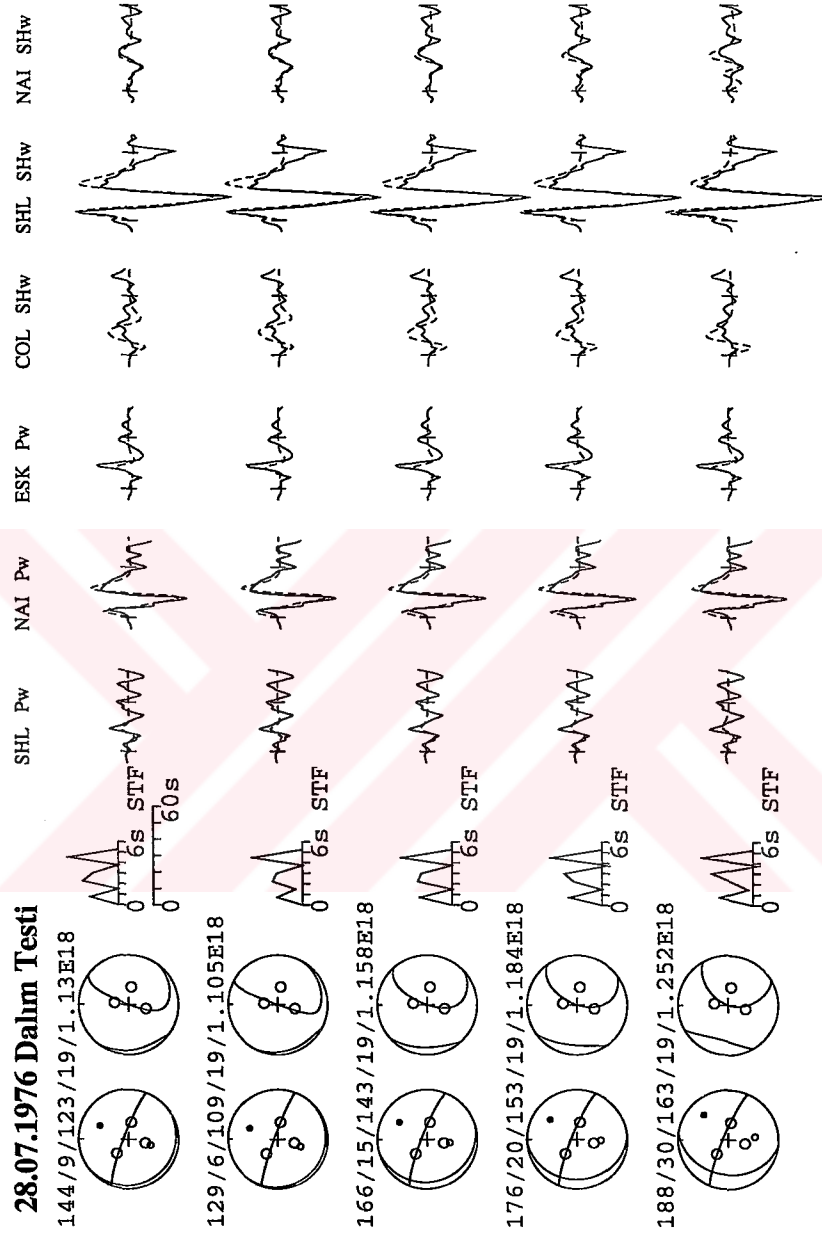
Dalım testinde 9° 'den daha sığ açılar için yapılan testlerde ters çözüm işlemi ya çıkmış ya da parametreler sabit bir değere ulaşamamıştır. Şekil 3.16 da 2. sırada verilen çözüm dalımın 5° 'de sabit tutulmasıyla elde edilmiştir. Fakat doğrultu ve kayma açısı değerleri her iterasyonda belirli açılar arasında değişmekte ve sabit değerlere ulaşamamaktadırlar. 15° için yapılan çözümde dalga şekillerinin değişmediği fakat 20° 'lik dalım açısı için yapılan çözümde bazı dalga genliklerinde (NAI-P, SH) değişme görülmektedir. NAI-SH kaydında, 30° dalım açısında ilk hareket yönü değişmektedir. Sonuç olarak hata miktarı $-2/+10^\circ$ dir.

Kayma açısı değişiminin de yapay dalga şekilleri üzerine etkisi yoktur (Şekil 3.17). 100° ile 140° arasında değiştirilen kayma açısı 1. düzlemin doğrultusunun 121° ile 161° arasında değişmesini sağlarken dalım açısında bir kaç derecelik farklılığa sebep olmaktadır. Özellikle NAI istasyonuna ait yapay olarak üretilmiş sismogramlardan hata miktarı için $-5/+10^\circ$ söylenebilir.

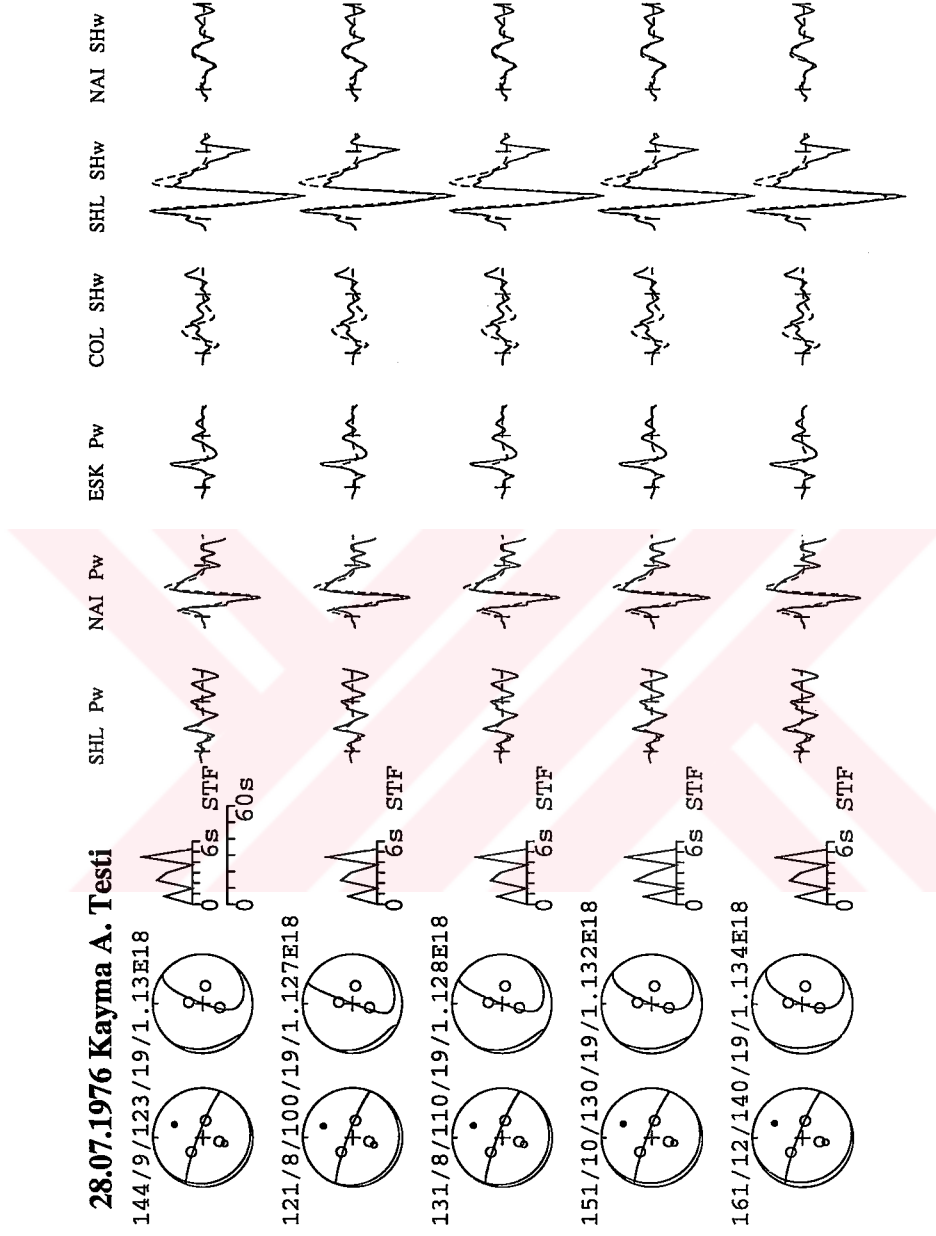
Ters çözümle bulunan en küçük hatalı çözüm (Şekil 3.18, 1. sıra) ile Jackson ve McKenzie (1984) çalışması (Şekil 3.18, 2. sıra) ve Harvard-CMT çözümü (Şekil 3.18, 3. sıra) karşılaştırılmıştır. Jackson ve McKenzie (1984) çalışmasının fay düzlemi parametrelerine (doğrultu, dalım, kayma açısı) ilave edilen odak derinliği ve sismik moment ters çözüm sonucu bulunmuş değerlerdir. Oluşturulan yapay dalga şekillerinden SHL-P ve NAI-SH'da genlik uyuşmazlığı varken COL-SH yapay dalga şeklinde ilk hareket yönü ters dönmüştür. Buna karşın ESK-P dalga şeklindeki genlik ters çözüme göre daha iyidir. Harvard-CMT çözümünden elde edilen parametrelerle (doğrultu, dalım, kayma



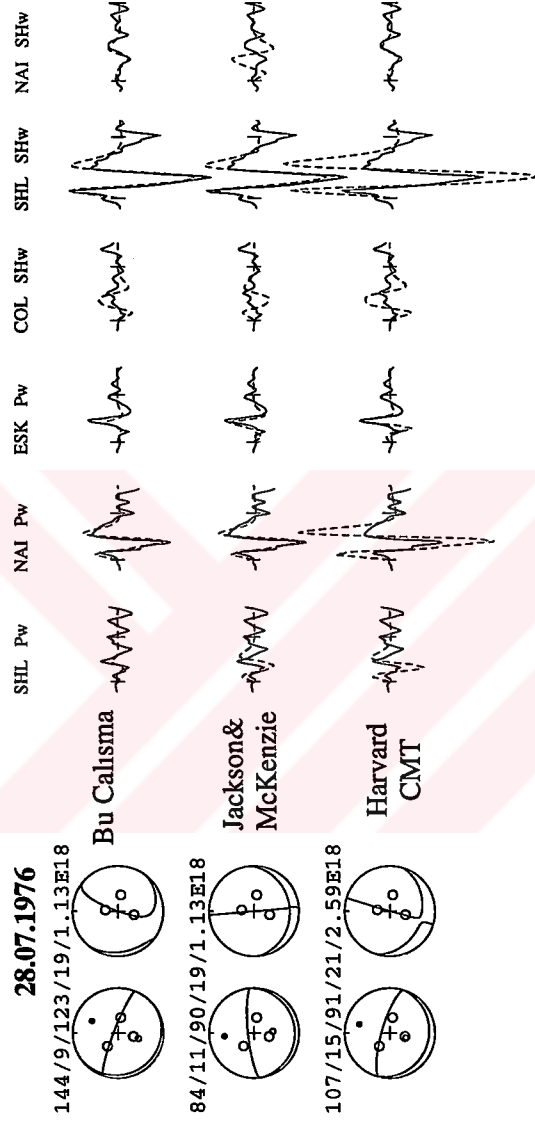
Şekil 3.14: 28.07.1976 depremi derinlik testi. Gösterim Şekil 3.7 ile aynıdır. Odak derinliği 15 km (2. sıra), 17 km (3. sıra), 21 km (4. sıra) ve 23 km (5. sıra) için sabit tutulurken diğer parametreler serbest bırakılmıştır.



Şekil 3.16: 28.07.1976 depremi dalım testi. Gösterim Şekil 3.7 ile aynıdır. 1. düzleme ait dalım açısı değerleri 6° (2. sıra), 15° (3. sıra), 20° (4. sıra) ve 30° (5. sıra) için sabit tutulurken diğer parametreler serbest bırakılmıştır.

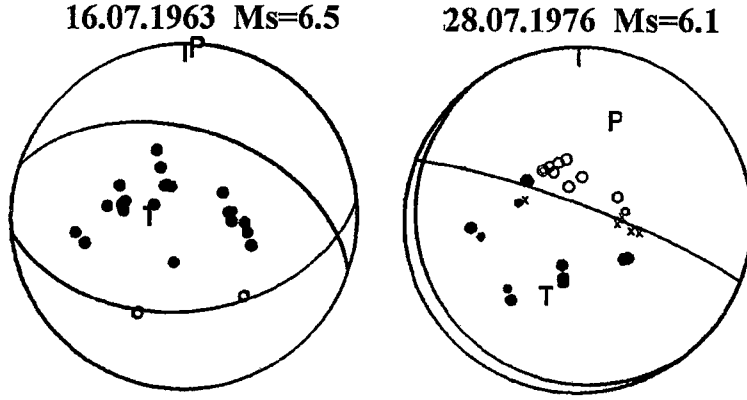


Şekil 3.17: 28.07.1976 depremi kayma açısı testi. Gösterim Şekil 3.7 ile aynıdır. 1. düzleme ait kayma açısı değerleri 100° (2. sıra), 110° (3. sıra), 130° (4. sıra) ve 140° (5. sıra) için sabit tutulurken diğer parametreler serbest bırakılmıştır.



Şekil 3.18: 28.07.1976 depremi için en düşük hatalı çözüm (1. sıra) ile Jackson ve McKenzie (1984) tarafından yapılan çözümün (2. sıra) ve Harvard-CMT parametrelerinin (3. sıra) dalga şekillerine etkisi.

açısı, odak derinliği ve sismik moment) oluşturulan yapay dalga şekillerinin genliklerinin çok fazla olduğu görülmektedir. Bunun nedeni bulunan CMT sismik moment değerinin ($2.59 \times 10^{18} \text{Nm}$) çok yüksek olmasıdır.



Şekil 3.19: Alt yarımküre eşit-alan projeksiyonuna göre P dalgası ilk hareket yönleri. İçi dolu daireler (●) ilk hareketin yukarı olduğu, içi boş daireler (○) ilk hareketin aşağı olduğu, × ise ilk hareketin olmadığı istasyonları gösterir.

3.3.6 Sonuçlar

SYN4 algoritmasıyla bulunan en küçük hatalı fay düzlemi çözümlerine ait tüm düzlem ve eksenlerin doğrultu, dalım ve kayma açısı değerleri Tablo 3.6 da verilmiştir.

Bulunan en düşük hatalı çözüm ile P dalgalarının ilk hareket yönleri, bir kaç derecelik hata payı içerisinde, uyum sağlamaktadır. Şekil 3.19 da 16.07.1963 ve 28.07.1976 depremleri için P dalgası ilk hareket yönleri gösterilmektedir. Düğüm düzlemleri en küçük hatalı çözümde bulunan değerlere göre çizilmiştir. İlk hareketin yukarı olduğu (odak küresi üzerinde çekme bölgesindeki) istasyonlar dolu (●) dairelerle, aşağı olduğu (odak küresi üzerinde sıkışma bölgesindeki) istasyonlar içi boş (○) dairelerle ve ilk hareketin sağlıklı olarak gözlenemediği istasyonlar ise çarpı (×) işaretiyle belirtilmiştir. İlk hareket yönlerini belirten işaretlerin büyük olması okumanın iyi yapıldığını, işaretin küçük olması okumanın iyi yapılamadığını gösterir. Okumaların büyük bir kısmı WWSSN kayıtlarının düşey (LPZ ve SPZ) bileşenlerinden yapılmışken,

Tablo 3.6: 16.07.1963 ve 28.07.1976 depremlerinin fay düzlemi çözümleri sonucunda bulunan 1. ve 2. düğüm düzlemleri, kayma vektörleri, P, T ve B eksenlerinin değerleri.

	Doğrultu (°)	Dalım (°)	Kayma açısı (°)
16.07.1963			
1. Düzlem	288	48	106
1. Kayma v.	355	46	-
2. Düzlem	85	44	73
2. Kayma v.	198	42	-
P eksen	7	2	-
T eksen	268	78	-
B eksen	97	12	-
28.07.1976			
1. Düzlem	144	9	123
1. Kayma v.	201	8	-
2. Düzlem	291	82	85
2. Kayma v.	54	81	-
P eksen	25	37	-
T eksen	195	53	-
B eksen	291	5	-

episanıra çok yakın bazı istasyonların ($\Delta < 30^\circ$) BCIS ve ISC kataloglarında verilen ilk hareket okumalarından da yararlanılmıştır. Basınç ve çekme eksenleri sırasıyla P ve T harfleriyle adlandırılmıştır.

3.4 Bölgede Meydana Gelmiş Diğer Önemli Depremler

Kafkaslar'da bugüne kadar olan depremlerin en büyükleri Spitak (Ermenistan) ve Racha (Gürcistan) depremleridir (Tablo 3.7). Spitak Depremi Küçük Kafkaslar üzerinde, Racha Depremi ise Büyük Kafkaslar üzerinde meydana gelmiştir.

3.4.1 Spitak Depremi (07.12.1988, t_0 : 07:41:24.2, $M_s=6.7$)

Bölgedeki büyük depremlerden biridir. Ermenistan'da, 07.12.1988 tarihinde Pampak-Sevan Fay zonu üzerinde, Greenwich zamanına göre t_0 : 07:41:24.2'de meydana gelmiştir. Episanır civarındaki büyük bir bölge % 90 oranında hasara

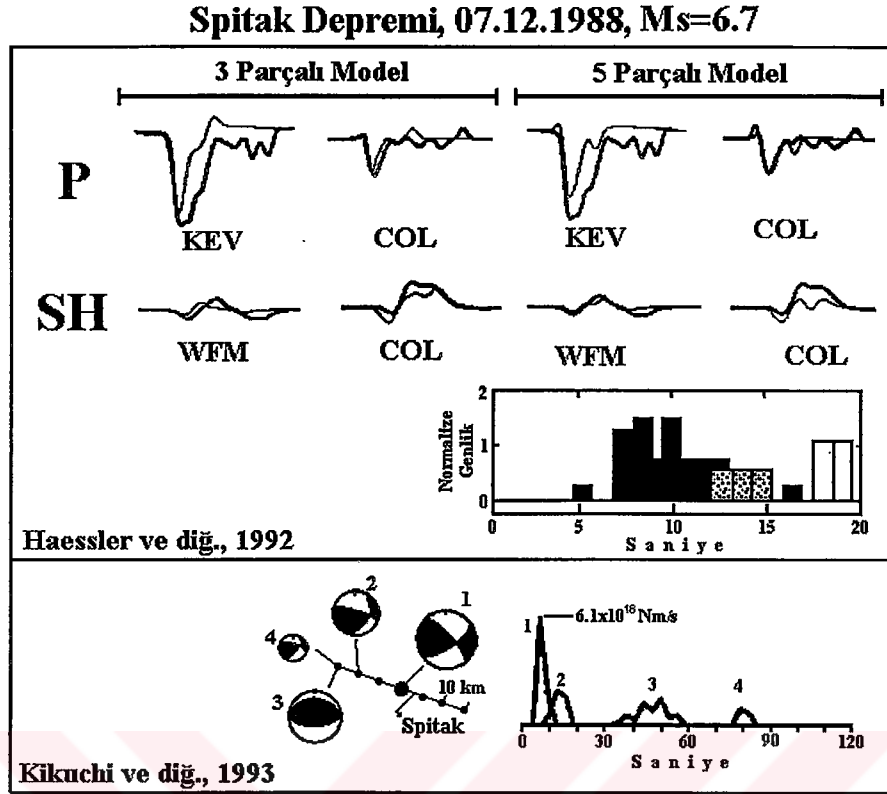
Tablo 3.7: Spitak ve Racha depremlerinin ISC parametreleri.

Deprem	Tarih	t_0	Enl.	Boy.	h	Ms	m_b
Spitak	07.12.1988	07:41:24.3	40.96	44.16	5	6.7	6.0
Racha	29.04.1991	09:12:48.1	42.41	43.67	17	7.0	6.2

uğramıştır ve 25000 kişi yaşamını yitirmiştir. Artçı sarsıntılar 300 km² lik bir alana yayılmıştır (Cisternas ve diğ., 1989). Odağın yüzeye çok yakın olması uzun yüzey kırıklarının oluşmasına neden olmuştur. Biri 11 km diğeri 8 km olan kırıklar üzerindeki maksimum yanal atım sırasıyla 50 cm ve 90 cm'dir (Philip ve diğ., 1992). Aralı açmalı (*en échelon*) sistemle sağ yönlü doğrultu atımlı faylanma gözlenmiştir.

Deprem parametrelerinin hesabı değişik bilim adamlarınca çalışılmış; bunlardan bazıları depremin 3, 4 hatta 5 aşamada kırıldığını belirtmişlerdir. 20 s (Haessler ve diğ., 1992) ve 90 s (Kikuchi ve diğ., 1993) gibi uzun yırtılma süreçlerine göre yapılan çözümlerde, birbirlerinden farklı yerlerde meydana gelmiş enerji boşalmalarının çok farklı fay düzlemi çözümleri verdiği bulunmuştur. Geç enerji boşalımı göz önünde tutulan bu çalışmalarda kaynak karmaşık yapıdadır.

Haessler ve diğ. (1992)'in üç kaynaklı modeline göre yaklaşık 14×10^{18} Nm, beş kaynaklı modeline göre 12.7×10^{18} Nm olan sismik moment değeri, Kikuchi ve diğ. (1993)'nin dört kaynak modelinde 19×10^{18} Nm'dir. Haessler ve diğ. (1992)'in fay düzlemi çözümlerinde gözlenmiş ve yapay dalga şekilleri arasındaki uyumun iyi olmadığı görülmektedir (Şekil 3.20). Bu iki çalışmada bulunan kaynak zaman fonksiyonları da birbirlerinden çok farklıdır. Haessler ve diğ. (1992)'nin beş parçalı modelinde kırılma ilk 5 saniye sonunda başlamıştır. Kırılmanın 15. saniyesine gelindiğinde genliğin iyice düştüğünü ancak 18. ve 20. saniyelerde enerji boşalımında artış olduğu görülmektedir. Buna karşın Kikuchi ve diğ. (1993)'nin bulduğu kaynak zaman fonksiyonu çok farklı bir olay sergiler. 90 saniyelik toplam kırılma süresinin ilk 20 saniyelik kısmında iki kırılma meydana gelmişken 32. ve 78. saniyelerde son iki enerji boşalımı olmuştur.

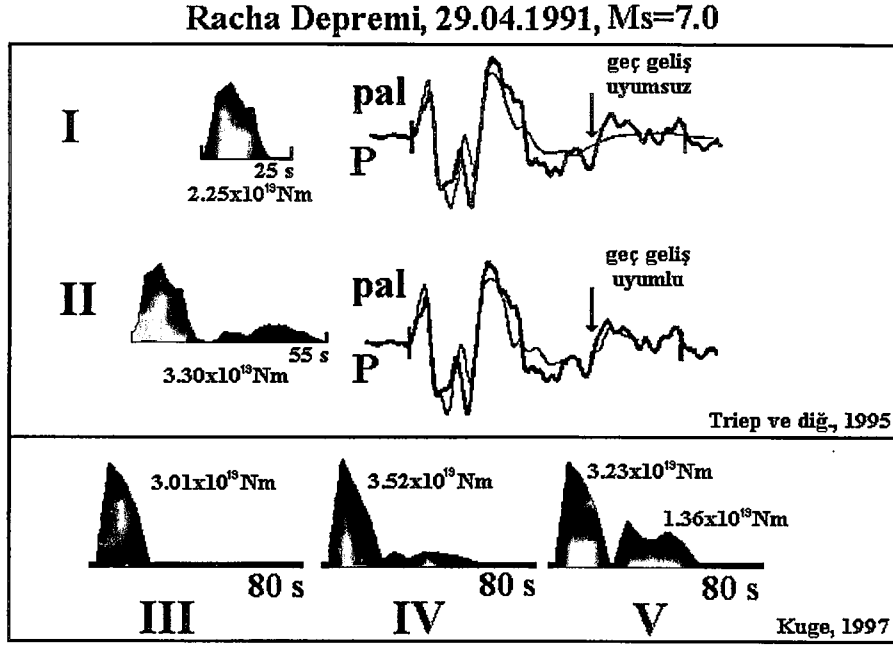


Şekil 3.20: Üst: Spitak Depremi için düşünülen 3 ve 5 parçalı modellere ait örnek sismogramlar ve 5 parçalı model için kaynak zaman fonksiyonu (Haessler ve diğ., 1992). Koyu barlar erken sarsıntılara aittir. Alt: Kikuchi ve diğ. (1993) tarafından 4 parçalı modellemeyeyle elde edilen fay düzlemi çözümleri ve kaynak zaman fonksiyonu.

Spitak Depremi üzerine en son araştırma Kuge (1997) tarafından yapılmıştır. Önceki çalışmaların aksine, Kuge (1997) herhangi bir geç enerji boşalımı olmadığını belirtmektedir. Yüzey dalgalarının ilk modları kullanılarak yapılan çözümde, enerjinin 20 saniyelik toplam kırılma süresi içinde tek bir kaynaktan boşaldığı belirtilmektedir.

3.4.2 Racha Depremi (29.04.1991, t_0 : 09:12:48.1, Ms=7.0)

Kafkaslar'daki en büyük depremdir (Ms=7.0, ISC). Büyük Kafkaslar'ın güneyinde Borjomi-Kazbek Fayı yakınlarında olmuştur. Cisim dalgası büyüklüğü $m_b > 5.0$ 'dan büyük 9 art-sarsıntı, 29.04.1991 tarihinde t_0 : 09:12:48.1 (ISC)'de meydana gelmiş ana şoku takip etmiştir. Büyük Kafkaslar'ın güney sınırında, yaklaşık 1400 km² lik bir alan içinde 7.05.1991-30.06.1991 tarihleri



Şekil 3.21: Üst: Racha Depremi için kısa ve uzun kırılma sürelerine ait örnek dalga şekli (PAL-P) ve sismik moment değerlerine etkisi. 25 (I) ve 55 (II) saniyelik kırılmaların yapay dalganın sadece son kısımlarında değişiklik yarattığı görülmektedir (Triep ve diğ., 1995). Alt: Kısa (III), uzun (IV) ve çift mekanizmalı (V) kırılmalara ait kaynak zaman fonksiyonları ve sismik moment değerleri (Kuge, 1997).

arasında 1952 artçı sarsıntı kaydedilmiştir (Triep ve diğ., 1995).

Yapılan fay düzlemi çözümlerinde (McCormack, 1994; Triep ve diğ., 1995; Kuge, 1997; Fuenzalida ve diğ., 1997) enerji boşalımının zaman içindeki davranışı tartışılmıştır. Uzun ve kısa süreli enerji boşalımlarının yapay dalga şekilleri üzerinde büyük değişiklik yapmadığı, uzun kırılmada sadece dalganın son kısmının gerçek dalga şekli ile uyumunun arttığı görülmektedir (Triep ve diğ., 1995). Buna karşın ilk gelen dalga şekilleri için uyum değişmemektedir. Kuge (1997) kısa (20 s) ve uzun (80 s) kırılma süreleri ile tek ve çift mekanizmalı kırılmaları test etmiş; kaynak zaman fonksiyonun kısa veya uzun olmasının, sismik momentteki küçük bir artış dışında fay düzlemi çözümünde büyük farklara yol açmadığı belirtilmiştir (Şekil 3.21). Çift mekanizma kullanılarak yapılan modellemede ise ilk kırılmanın doğrultu, dalım ve kayma açısı değerlerinin yanında sismik momentin de tek mekanizmalı çözümde

bulunan değerlere çok yakın olduğu belirtilmektedir. Kullanılan  tür modelde yapay dalga şekilleri neredeyse birbirinin aynısıdır. Kuge (1997) yaptığı bu testlerle, sismolojik açıdan Racha Depremi'nde geç enerji boşalımmının meydana geldiğini düşünmenin gereksiz olduğunu, kısa süreli bir yırtılma modelinin çözüm için yeterli olabileceğini ortaya koymuştur.



BÖLÜM 4

SONUÇLAR VE TARTIŞMALAR

Arabistan Levhası'nın 3 m.y. önce Avrasya Levhası'na çarpmasıyla Doğu Anadolu ve Kafkaslar sıkışma rejimi altına girmiştir. Kuzey Anadolu ve Doğu Anadolu faylarının etkisiyle Anadolu Levhası batıya kaçarken İran Bloğu'da Zagros Dağları'nın kuzeydoğu sınırını oluşturan Güncel Ana Fay (Main Recent Fault) boyunca doğuya kaçmaktadır. Kafkaslar içinde yer alan fayların büyük bir kısmı bindirme şeklindedir. Bu bindirmeler doğrultu atımlı faylarla kesilmiştir. Büyük Kafkasları ikiye bölen sol yönlü Borjomi-Kazbek Fayı, bölgedeki en büyük doğrultu atımlı faydır.

Sıkışma rejimi nedeniyle, yapılan fay düzlemi çözümlerinin büyük bir kısmı ters faylanma özelliği gösterirler. Ancak bölgedeki yanal hareketler nedeniyle çözümlerde bir miktar yanal atım bileşenide vardır. Fay düzlemi çözümleri ($M \geq 5.0$) incelendiğinde Büyük ve Küçük Kafkaslar üzerindeki depremlerin doğrultularının yaklaşık kuzeybatı-güneydoğu olduğu görülmektedir (Şekil 4.1). Farklı olarak 15.06.1991 depreminin 1. ve 2. düğüm düzlemleri (Harvard-CMT çözümüne göre) kuzey-güney uzanımlıdır. Bu deprem tahminen Dağıstan'ın batısındaki kuzey-güney uzanımlı fay üzerinde meydana gelmiştir. Kuzey Anadolu Fayı boyunca meydana genel sağ yönlü yer değiştirmenin Van Gölü'nün kuzeyinden doğuya devam ettiği, 07.03.1966, 19.08.1966, 24.11.1976, 29.04.1968 ve 26.05.1977 depremlerinin fay düzlemi çözümlerinden anlaşılmaktadır. Hazar Denizi'nin içinde birbirlerine çok yakın olan depremlerin (06.03.1986a, 06.03.1986b, 16.09.1989, 17.09.1989) çözümleri, ters ve normal faylanma gibi farklı iki özellik sergilemektedirler. Bu depremlerden, kuzeyde olanları kıtasal yapıdaki Kuzey Hazar Havzası'nda meydana gelirken güneyde

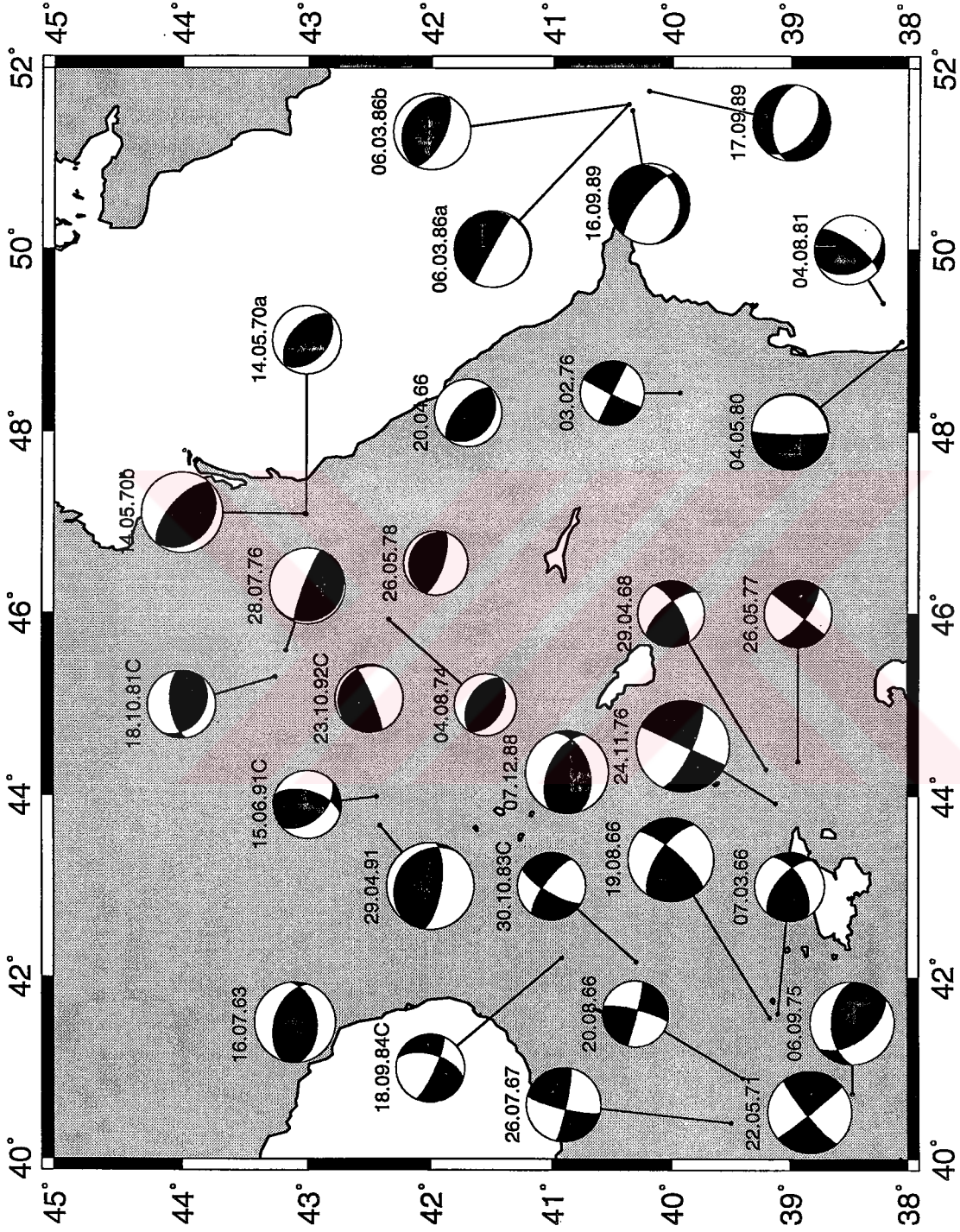
olanları okyanusal özellikteki Güney Hazar Havzası içinde oluşmuştur. Bu da iki havzayı birbirinden ayıran faylanmanın sınırını ayrıntılı olarak verir.

Tablo 4.1: Kafkasya ve çevresinde meydana gelmiş önemli depremlere ait fay düzlemi parametreleri. Doğ.: Doğrultu, Dal.: Dalım, K.a.: Kayma açısı, M: Büyüklük (s: M_s , b: m_b), K.v.: Kayma vektörü. Kaynaklar: M: McKenzie (1972), J: Jackson ve McKenzie (1984), T: Taymaz (1990a), P: Priestley ve diğ. (1994), C: McCormack (1994), H: Haessler ve diğ. (1992), *: Bu çalışma.

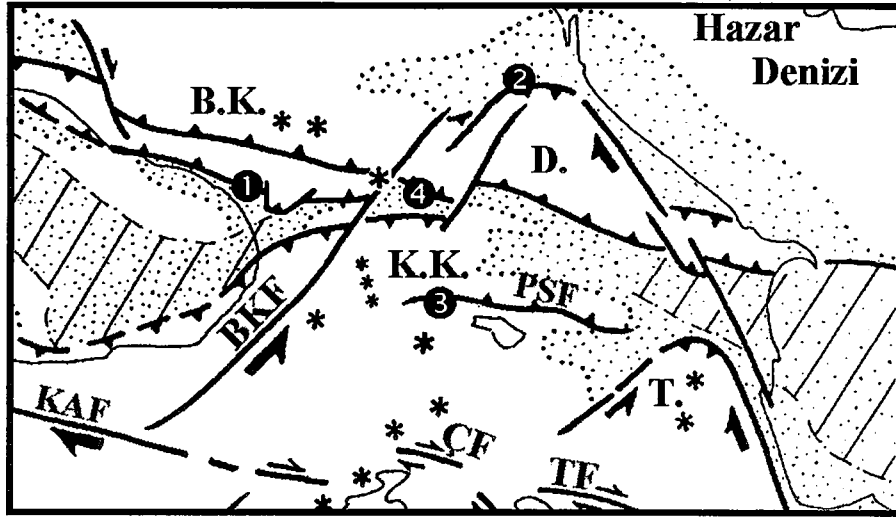
Tarih	Enl.	Boy.	Doğ.	Dal.	K.a.	M	S.v.	Kay.
16.07.1963	43.10	41.50	288	48	106	6.5s	175	*
07.03.1966	39.10	41.60	310	61	143	5.6s	330	M
20.04.1966	41.70	48.20	131	28	90	5.4b	41	M
19.08.1966	39.17	41.56	304	64	163	6.8s	312	M
20.08.1966	39.40	40.90	104	86	10	5.3b	283	M
26.07.1967	39.50	40.40	102	84	170	6.0s	282	M
29.04.1968	39.20	44.30	319	67	158	5.3b	329	M
14.05.1970a	43.01	47.08	131	40	90	5.5s	41	J
14.05.1970b	43.03	47.09	130	26	90	6.5s	40	J
22.05.1971	38.83	40.52	231	82	3	6.7s	51	T
04.08.1974	42.34	45.93	120	45	90	5.0s	30	J
06.09.1975	38.47	40.72	270	50	50	6.7s	53	T
03.02.1976	39.93	48.42	206	86	0	5.2b	26	J
28.07.1976	43.17	45.60	144	9	123	6.1s	21	*
24.11.1976	39.12	43.92	115	74	180	7.4s	295	J
26.05.1977	38.93	44.38	128	70	180	5.4s	308	J
26.05.1978	41.96	46.55	108	70	90	5.2s	18	J
04.05.1980	38.05	48.99	181	84	-93	6.2s	91	P
04.08.1981	38.21	49.41	154	35	32	5.6s	64	P
06.03.1986a	40.37	51.60	299	88	-85	6.2s	29	P
06.03.1986b	40.37	51.60	114	63	87	6.2s	23	P
07.12.1988	40.87	44.26	295	53	118	6.7s	164	H
16.09.1989	40.34	51.53	80	26	-135	6.5s	38	P
17.09.1989	40.20	51.75	277	50	-111	6.1s	38	P
29.04.1991	42.41	43.67	307	23	117	7.0s	188	C

Tablo 4.2: Kafkasya ve çevresinde meydana gelmiş depremlere ($M_s \geq 5.5$) ait Harvard-CMT çözümleri. 1. ve 2. düzlemlere ait değerler sırasıyla doğrultu/dalım/kayma açısıdır.

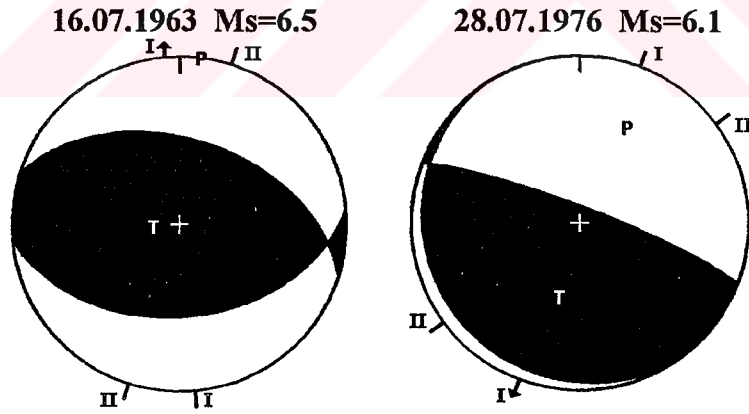
Tarih	t_o	Enlem (°)	Boylam (°)	m_b	M_s	h (km)	1. Düzlem (°)	2. Düzlem (°)	Mo ($\times 10^{17} \text{Nm}$)
18.10.1981	05:22:28.3	43.26	45.31	4.9	5.7	33	124/34/126	263/63/68	2.83
30.10.1983	04:12:27.7	40.29	42.17	6.1	6.9	17	211/73/-17	306/74/-162	87.0
18.09.1984	13:26:01.9	40.92	42.21	5.3	5.6	10	17/57/-13	114/79/-146	2.18
15.06.1991	00:59:20.3	42.44	43.99	6.0	6.1	10	138/49/44	16/58/130	29.4
23.10.1992	23:19:47.2	42.50	45.07	6.2	6.5	33	302/13/144	67/83/80	49.3



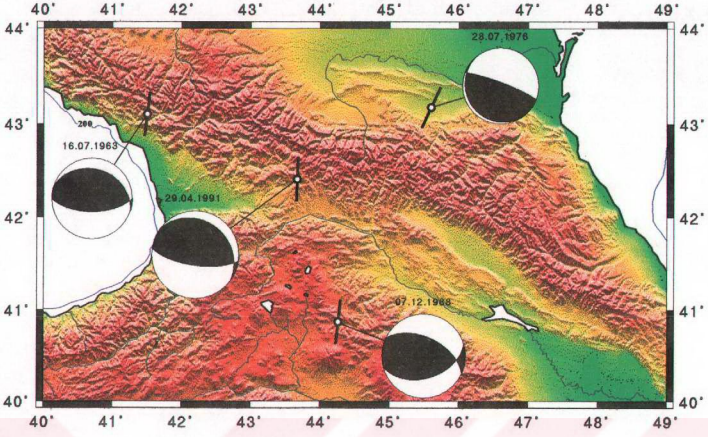
Şekil 4.1: Kafkasya ve çevresinde meydana gelmiş depremlerin ($M \geq 5.0$) fay düzlemi çözümleri. C harfi fay düzlemi çözümünün Harvard-CMT kataloğundan alındığını belirtir. Fay düzlemi parametreleri Tablo 4.1 ve Tablo 4.2 de verilmiştir.



Şekil 4.2: 16.07.1963 (1), 28.07.1976 (2), 07.12.1989 (3) ve 29.04.1991 (4) depremlerinin tektonik harita (Philip ve diğ., 1989) üzerindeki yaklaşık konumları.



Şekil 4.3: 16.07.1963 ve 28.07.1976 depremlerinin 1. (I) ve 2. (II) düzlemlerine ait kayma vektörleri ile basınç (P) ve çekme (T) eksenleri. Fay düzlemine ait kayma vektörünün yönü okla gösterilmiştir.



Şekil 4.4: 16.07.1963, 28.07.1976, 07.12.1989 ve 29.04.1991 depremlerine ait fay düzlemi çözümleri ve basınç (P) eksenlerinin yönelimi.

Şekil 4.2 de Kafkaslar üzerinde meydana gelen dört depremin tektonik haritadaki (Philip ve diğ., 1989) yerleri yalası olarak gösterilmiştir. Batı Büyük Kafkaslar'ın güney sınırındaki bindirme yaklaşık 50° ile kuzeye dalarken, Doğu Büyük Kafkaslar'ın kuzey sınırı çok düşük bir açıyla (yaklaşık 10°) güneye dalmaktadır. Doğu Büyük Kafkaslar'daki bindirmelerin dalmı yönünü gözönünde tutarak, 18.10.1981 ve 23.10.1992 Harvard-CMT çözümlerindeki sırasıyla güney ve kuzey dalmı düzlemleri fay düzlemi olarak düşünürsek, bölgeyi sınırlandıran bindirmelerin düşük dalmı açılara sahip olduğunu söyleyebiliriz. 20.04.1966, 14.05.1970b ve 29.04.1991 depremlerinin çözümleri de bunu desteklemektedir. Jackson ve McKenzie (1984) tarafından çözümü verilen 26.05.1978 depreminin (Tablo 4.1) dalmı büyük ihtimalle 70° ile güneybatıya değil, 20° ile kuzeydoğuyadır.

Depremlerin 1. düzlemlerine ait kayma vektörlerinin yönelimleri birbirlerinden farklıdır (Şekil 4.3). 16.07.1963 ve 28.07.1976 depremine ait 1. düzlemlerin kayma vektörlerinin azimutu sırasıyla 355° ve 201° dir. Başka bir deyişle, 1963 depremi için kayma vektörü GGD-KKB doğrultusunda ve kuzeye doğru iken 1976 depremi kayma vektörü KKD-GGB doğrultulu ve güneye doğrudur.

Bölgedeki sıkışmanın yönelimi için ise basınç (P) ve çekme (T) eksenlerinin durumuna bakmak gerekir. Bölüm 3’de tartışılan dört depremin basınç (P) eksenlerinin doğrultuları kabaca K-G’dir (Şekil 4.4). 16.07.1963 (Batı Büyük Kafkaslar), 07.12.1988 (Spitak) ve 29.04.1991 (Racha) depremlerine ait P eksenlerinin azimutları sırasıyla 7° , 6° ve 2° dir. Ancak, 28.07.1976 depremi Doğu Büyük Kafkaslar’da sıkışma ekseninin diğerlerinden farklı olarak, yaklaşık KKD-GGB olduğunu göstermektedir (P eksen azimutu 25°).

Kafkaslar’da meydana gelmiş depremlerin fay düzlemi çözümlerinin ortaya koyduğu sonuçlar kısaca şöyledir:

1. Batı ve Doğu Büyük Kafkaslar’daki sıkışma doğrultuları farklılık gösterir. Bölgenin en büyük doğrultu atımlı fayı olan Borjomi-Kazbek Transform Fayı kuzey-güney olan sıkışmayı daha doğuya yöneltmektedir.
2. Doğu Büyük Kafkaslar’da olduğu gibi çok sığ dalımlı ters faylar, genç kıtasal sıkışma bölgelerinde rol oynamaktadır.
3. Spitak ve Racha depremlerinin kısa ve uzun süreli enerji boşalımları için yapılan fay düzlemi çözümlerinden, bölgede yavaş enerji boşalımının olmadığı anlaşılmıştır (Kuge, 1997). 16.07.1963 ve 28.07.1976 depremlerinin fay düzlemi çözümlerinde de kısa kırılma sürelerinin (sırasıyla 9 s ve 5.25 s) kullanılması bu düşünceyi desteklemektedir.

KAYNAKLAR

Ambraseys, N.N. and Adams, R.D., 1989. Long-term seismicity of north Armenia, *EOS*, **70**, 152-154.

Balavadze, B.K. and Tvaltvadze, G.K., 1958. The structure of the earth's crust in Georgia according to geophysical data, *Izv. Geophys. Ser. (Eng. edition of AGU)*, , 623-628.

Barka, A. and Reilinger, R., 1997. Active tectonics of the Eastern Mediterranean region: deduced from GPS, neotectonic and seismicity data, *Annali Di Geofisica*, **40**, 587-610.

Borisov, B.A., 1982. Strong earthquakes in the Eastern Caucasus: interpretation of historical data and analysis of geological situation, *Izvestiya, Earth Physics*, **18**, 726-725.

Bott, M.H.P., 1982. The interior of the Earth, its structure, constitution and evolution (2nd ed.), Edward Arnold London.

Bullard, E.C., Everett, J.E. and Smith, A.G., 1965. The fit of the continents around the Atlantic, *Phil. Trans. Roy. Soc. Lond.*, **258A**, 41-51.

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.

Byus, E.I., 1947. The Megrelo-Svan earthquake of November 7, 1930, *Quart Seismol. Bull.*, **12-4**.

Cisternas, A., Philip, H., Bousquet, J.C., Cara, M., Deschamps, A., Dorbath, L., Dorbath, C., Haessler, H., Jimenez, E., Nercessian, A., Rivera, L., Romanowicz, B., Gvishiani, A., Shebalin, N.V., Aptekman, I., Arefiev, S., Borisov, B.A., Gorshkov, A., Graizer, V., Lander, A., Pletnev, K., Rogozhin, A.I., Tatevossian, R., 1989. The Spitak (Armenia) earthquake of 7 December 1988: field observations, seismology and tectonics, *Nature*, **339**, 675-679.

DeMets, C., Gordon, R.G., Argus, D.F. and Stein, S., 1990. Current plate motions, *Geophys. J. Int.*, **101**, 425-478.

Dietz, R.S., 1961. Continent and ocean basin evolution by spreading of the sea floor, *Nature*, **190**, 854-857.

Douglas, H.C. and Ruff, L.J., 1985. Analysis of the trade-off between hypocentral depth and source time function, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **75**, 1637-1656.

Du Toit, A.L., 1937. Our Wandering Continents: An Hypothesis of Continental Drifting, Hafner Publishing Co., Inc.

Dziewonski, A.M., Chou, T.A. and Woodhouse, J.H., 1981. Determination of earthquake source parameters from waveform data for studies of global and regional seismicity, *J. Geophys. Res.*, **86**, 2825-2852.

Ergin, K., Güçlü, U. ve Uz, Z., 1967. Türkiye ve Civarının Deprem Kataloğu, İTÜ Maden Fakültesi.

Forsth, D.W. and Uyeda, S., 1975. On the relative importance of the driving forces of plate motion, *Geophys. J. R. astr. Soc.*, **43**, 163-200.

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

Fuenzalida, H., Rivera, L., Haesler, H., Legrand, D., Philip, H., Dorbath, L., McCormack, D., Arefiev, S., Langer C., and Cisternas A., 1997. Seismic source study of the Racha-Dzhava (Georgia) earthquake from aftershocks and broad-band teleseismic body-wave records: an example of active nappe tectonics, *Geophys. J. Int.*, **130**, 29-46.

Futterman, W.I., 1962. Dispersive body waves, *J. Geophys. Res.*, **67**, 5279-5291.

Heather, D.C., 1979. Plate Tectonics, Hodder & Stoughton Publ.

Hess, H.H., 1962. History of ocean basins. In Petrologic Studies: a Volume in Honor of A.F. Buddington, *Geol. Soc. Am.*, 599-620.

Holmes, A., 1928. Radioactivity and continental drift. *Report of Glasgow Geological Society Meeting, 12.Jan.1928, Geol. Mag.*, **65**, 236-238.

IASPEI Software Library Vol.3, 1991. Digital seismogram analysis and waveform inversion, edited by W.H.K. Lee, IASPEI Working Group on Personal Computers, Menlo Park, CA, U.S.A.

Isacks, B., Oliver, J. and Sykes, L.R., 1968. Seismology and the new global tectonics, *J. Geophys. Res.*, **73**, 5855-5889.

Jackson, J., 1992. Partitioning of strike-slip and convergent motion between Eurasia and Arabia in Eastern Turkey, *J. Geophys. Res.*, **97-B9**, 12471-12479.

Jackson, J., Haines, J. and Holt, W., 1995. The accommodation of Arabia-Eurasia plate convergence in Iran, *J. Geophys. Res.*, **100-B8**, 15205-15219.

Jackson, J. and McKenzie, D., 1984. Active tectonics of the Alpine-Himalayan Belt between western Turkey and Pakistan, *Geophys. J.*, **93**, 45-73.

Jackson J., and McKenzie, D., 1988. The relationship between plate motions and seismic moment tensors, and the rates of active deformation in the Mediterranean and Middle East, *Geophys. J.*, **93**, 45-73.

Jeffreys, S.H. and Bullen, K.E., 1940. Seismological Tables, Brit. Ass. Advancement Sci., Gray - Milne Trust, London.

Jemsek, J.P., Bergman, E.A., Nábělek, J.L. and Solomon, S.C., 1986. Focal depths and mechanisms of large earthquakes on the Arctic Mid-Ocean Ridge system, *J. Geophys. Res.*, **91**, 13993-14005.

Kearey, P. and Vine, F.J., 1990. Global Tectonics, Blackwell Sci. Publ.

Kikuchi, M., Kanamori, H. and Stake, K., 1993. Source complexity of the 1988 Armenian Earthquake: Evidence for a slow after-slip event, *J. of Geophys. Res.*, **98-B9**, 15797-15808.

Kious, W.J. and Tilling, R.F., 1996. This Dynamic Earth: The Story of Plate Tectonics, ISBN 0-16-048220-8, USGS, online edition:
<http://pubs.usgs.gov/publications/text/dynamic.html>.

Kraft, M., 1993. Volcanoes: Fire from the Earth, Harr N. Abrams, New York.

Kondorskaya N.V., and Shebalin N.V. (editors), 1977. Novii Katalog Silnih Zemletriasenii na Territori SSSR do 1975 g., Izd Nauka, Moscow, USSR. (in Russian).

Koridalin, E.A., 1948. Seismic observations during large shots in the Trans-Caucasus, *Messenger Acad. Sci. USSR*, **3**.

Kuge, K., 1997. Examination of slow and late moment release of the 1988 Spitak and 1991 Racha, Caucasus, earthquakes, *Geophys. J. Int.*, **128**, 255-269.

Kuznetsov, V.P., Ragimov, Sh.S., Dzhaifarov, R.D., Aliev, A.M., Bagirova, Z.A., Agazade, S.S., Mamedov, I.F., Alieva, S.M., Kuliev, A.S., Demikhovskaya, E.M., Subashieva, O.S., Agalarova, A.B., Shakhmalieva, Sh.A., Mizoeva G.I. and Kasparov, V.A., 1963. The Caspian Earthquake of 27 January 1963, *Izv. Geophys. Ser. (Eng. edition of AGU)*, **9**, 852-853.

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

Mangino, S.G., 1996. Eurasian Crust and Upper Mantle Structure, *Ph.D. Thesis*, 245 pp, Queens' College, University of Cambridge, U.K.

McCaffrey, R. and Abers, G., 1988. SYN3: A program for inversion of teleseismic body wave forms on microcomputers, *Air Force Geophysics Laboratory, AFGL-TR-88-0099*, Hanscomb Air Force Base, MA., U.S.A.

McCaffrey, R. and Nábělek, J.L., 1984. The geometry of back-arc thrusting along the eastern Sunda Ark, Indonesia: constraints from earthquake and gravity data, *J. Geophys. R.*, **89**, 6171-6179.

McCormack, D.A., 1994. Seismological studies of large earthquakes, *Ph.D. Thesis*, 197 pp, Churchill College, University of Cambridge, U.K.

McKenzie, D.P., 1972. Active tectonics of the Mediterranean region, *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, **30**, 109-185.

Mirov, N.T., 1951. Geography of Russia, John Wiley & Sons, Inc.

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

Nikonov, A.A., 1982. A very powerful earthquake in the Greater Caucasus mountains, January 14, 1668, *Izvestiya, Earth Physics*, **18**, 713-725.

Okay, A.I. and Şahintürk, Ö., 1997. Geology of the Eastern Pontides, in A.G. Robinson, ed., *Regional and petroleum geology of the Black Sea and surrounding region: AAPG Memoir*, **68**, 291-331.

Oral, M.B., 1994. Global Positioning System (GPS) Measurements in Turkey (1966-1990). Kinematics of the Africa-Arabia-Eurasia Plate Collision Zone, *Ph.D. Thesis*, MIT, Cambridge, U.S.A.

Philip, H., Cisternas, A. and Gorshkov, A., 1989. The Caucasus: an actual example of the initial stages of continental collision, *Tectonophysics*, **161**, 1-21.

Philip, H., Rogozhin, E., Cisternas, A., Bousquet, J.C., Borisov, B. and Karakhanian, A., 1992. The Armenian earthquake of 1988 December 7: faulting and folding, neotectonics and paleoseismicity, *Geophys. J. Int.*, **110**, 141-158.

Priestley, K., Baker, C. and Jackson, J., 1994. Implications of earthquake focal mechanism data for the active tectonics of the south Caspian Basin and surrounding region, *Geophys. J. Int.*, **118**, 111-141.

Reilenger, R., McCluskys, S., Oral, B., King, R., Toksöz, N.M., Barka, A., Kinik, 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**, No. B5, 9983-9999.

Shengelaya, G.Sh., 1978. Trekhmernaya gravitatsionnaya model glubinova stroeniya zemnoi kori Kabkza (in Russian), *Sov. Geol.*, **12**, 102-107.

Sipkin, S.A., 1989. Moment-tensor solutions for the 24 November 1987 Superstition Hills, California earthquakes, *Bull. seis. Soc. Am.*, **79**, 493-499.

Stille, H., 1955. Recent deformations of the Earth's crust in the light of those of earlier epochs, *Geol. Soc. Am. Spec. Pap.*, **62**, 171-191.

Şengör, A.M.C., 1983a. Levha tektoniğinin dünü, bugünü, yarını. *Levha Tektoniği Ders Notları (TÜBİTAK-İTÜ Maden Fak. Jeoloji ve Jeofizik Yazokulu)*, sy. 33-50, Editor: Canitez, N., İTÜ Maden Fakültesi.

Şengör, A.M.C., 1983b. Yayılma merkezleri - genel. *Levha Tektoniği Ders Notları (TÜBİTAK-İTÜ Maden Fak. Jeoloji ve Jeofizik Yazokulu)*, sy. 369-382, Editor: Canitez, N., İTÜ Maden Fakültesi.

Tan, O., 1996. 3-Eylül-1963 Bartın Depremi Fay Düzlemi Çözümü, *Lisans Bitirme Ödevi*, 73 sayfa, İTÜ Maden Fakültesi.

Taylor, F.B., 1910. Bearing of the Tertiary mountain belt on the origin of the Earth's plan, *Bull. geol. Soc. Am.*, **21**, 179-226.

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

Taymaz, T., Jackson, J.A. and Westaway, R., 1990b. Earthquake Mechanisms in the Hellenic Trench near Crete, *Geophys. J. Int.*, **102**, 695-731.

Taymaz, T., Jackson, J.A. and McKenzie, D., 1991a. Active Tectonics of the North and Central Aegean Sea, *Geophys. J. Int.*, **106**, 433-490.

Taymaz, T., Eyidoğan, H. and Jackson, J., 1991b. Source Parameters of large earthquakes in the East Anatolian Fault Zone (Turkey), *Geophys. J. Int.*, **106**, 537-550.

Taymaz, T., 1992a. Observations on source time functions of earthquakes obtained from inversion of teleseismic body waveforms, *Geophys. J. Int.*, **108**, 273-280.

Taymaz, T. and Price, S., 1992b. The 1971 May 12 Burdur earthquake sequence, SW Turkey: a synthesis of seismological and geological observations, *Geophys. J. Int.*, **108**, 589-603.

Taymaz, T., 1993. The source parameters of Çubukdağ (Western Turkey) earthquake of 11 October 1986, *Geophys. J. Int.*, **113**, 260-267.

Triep, E.G., Abers, G.A., Laner-Lam, L.L., Mishatkin, V., Zakharchenko, N. and Strovoit, O., 1995. Active thrust front of the Greater Caucasus: The April 29, 1991, Racha earthquake sequence and its tectonic implications, *J. Geophys. Res.*, **100-B3**, 4011-4033.

Tskhakaya, A.D., 1957. The Gegechkori earthquakes of January 1957, *Bull. (Izv.) Acad. Sci. USSR, Geophys. Ser.*, **8**.

Tskhakaya, A.D. and Maisuradze, O.D., 1959. The Achigvara Earthquake, *Izv. Geophys. Ser. (Eng. edition of AGU)*, **9**, 986-990,

Vine, F.J. and Matthews, D.H., 1963. Magnetic anomalies over oceanic ridges, *Nature*, **199**, 947-949.

Wegener, A., 1915. The origin of continents and oceans, trans. by John Briam (1966), Dover Pub.66, ISBN=486-61708-4.

Wilson, J.T., 1963. Evidence from islands on the spreading of ocean floors, *Nature*, **197**, 536-538.

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

Yılmaz, Y., Tüysüz, O., Yiğitbaş, E., Genç, Ş.C., and Şengör, A.M.C., 1997. Geology and Tectonic Evolution of the Pontides, in A.G. Robinson, ed., *Regional and petroleum geology of the Black Sea and surrounding region: AAPG Memoir*, **68**, 183-226.

Zonenshain, L.P. and Le Pichon, X., 1986. Deep basins of the Black Sea and Caspian Sea as remnants of Mesozoic back-arc basins, *Tectonophysics*, **123**, 181-211.

EKLER

- A – 16.07.1963 VE 28.07.1976 KAFKASYA
DEPREMLERİ WWSSN İSTASYON
PARAMETRELERİ VE KAYITLARI**
- B – GERÇEK VE YAPAY DALGA
ŞEKİLLERİNİN AZİMUTAL DEĞİŞİMİ**
- C – DÜNYA GENELİNDEKİ WWSSN
İSTASYONLARININ PARAMETRELERİ**

EK - A

16.07.1963 VE 28.07.1976 KAFKASYA DEPREMLERİ WWSSN İSTASYON PARAMETRELERİ VE KAYITLARI

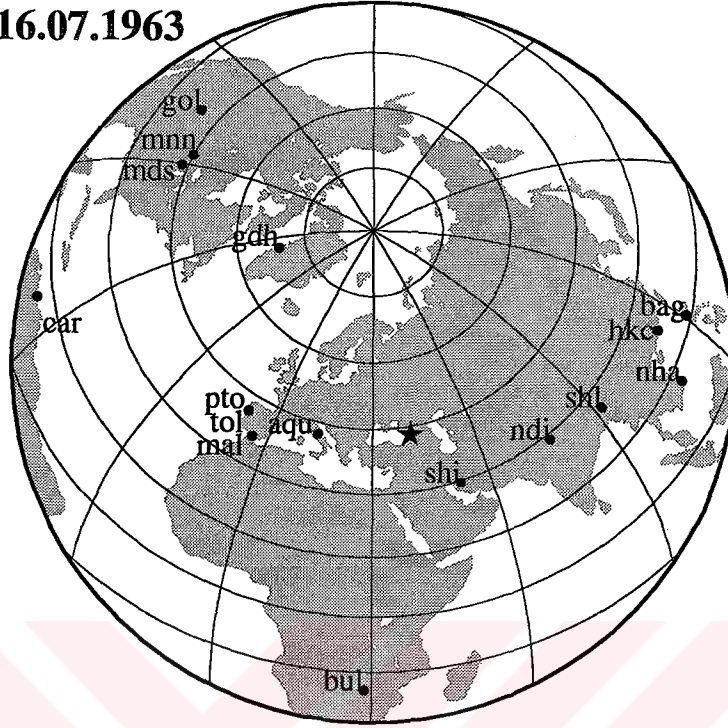
16.07.1963 Depremi İstasyon Özellikleri:

Toplam 16 istasyon kaydı bulunmaktadır (Şekil A.1, Tablo A.1). Ters çözümde toplam 10 adet P ve 7 adet S kaydı kullanılmıştır. Tüm sismogramlar için referans alet büyütmesi 3000 alınmıştır. Üretilen yapay dalgaların uzunluğu P için 50 s, S için 60 s dir. Her istasyonun WWSSN alet tipi 30-100'dür (gerekirse orjinal sismogramlardan kontrol edilmelidir). Kaynak zaman fonksiyonunun element sayısı $N=8$, yarı genişliği $\Delta\tau=1$ s ve normalize element genlikleri 20, 19, 20, 20, 11, 5, 4, 1 dir.

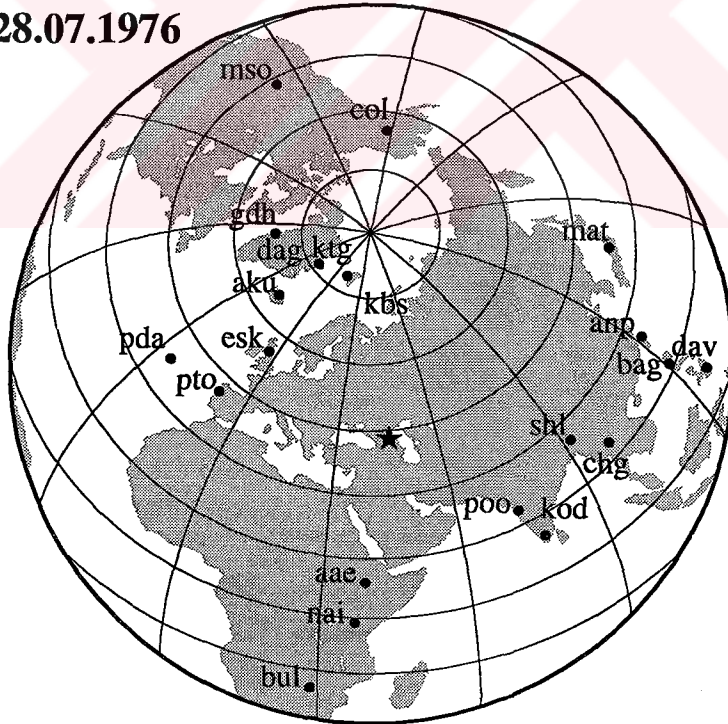
28.07.1976 Depremi İstasyon Özellikleri:

Toplam 20 istasyon kaydı bulunmaktadır (Şekil A.1, Tablo A.1). Ters çözümde toplam 18 adet P ve 18 adet S kaydı kullanılmıştır. Tüm sismogramlar için referans alet büyütmesi 3000 alınmıştır. Üretilen yapay dalgaların uzunluğu P için 50 s, S için 60 s dir. Her istasyonun WWSSN alet tipi 15-100'dür (gerekirse orjinal sismogramlardan kontrol edilmelidir). Kaynak zaman fonksiyonunun element sayısı $N=6$, yarı genişliği $\Delta\tau=0.75$ s ve normalize element genlikleri 20, 0, 26, 18, 0, 36 dir.

16.07.1963



28.07.1976



Şekil A.1: 16.07.1963 ve 28.07.1976 depremlerine ait kaydı bulunan WWSSN istasyonlarının dağılımı. Yıldız deprem episantırını (ISC) gösterir.

Tablo A.1: 16.07.1963 ve 28.07.1976 depremleri için tüm istasyon özellikleri ve teorik geliş zamanları. Δ : Episantır-İstasyon uzaklığı ($^{\circ}$), Az.: Azimut ($^{\circ}$), G.Az.: Geri Azimut ($^{\circ}$), i_0 : Işının kaynaktan çıkış açısı ($^{\circ}$), NR: Kayıt yok.

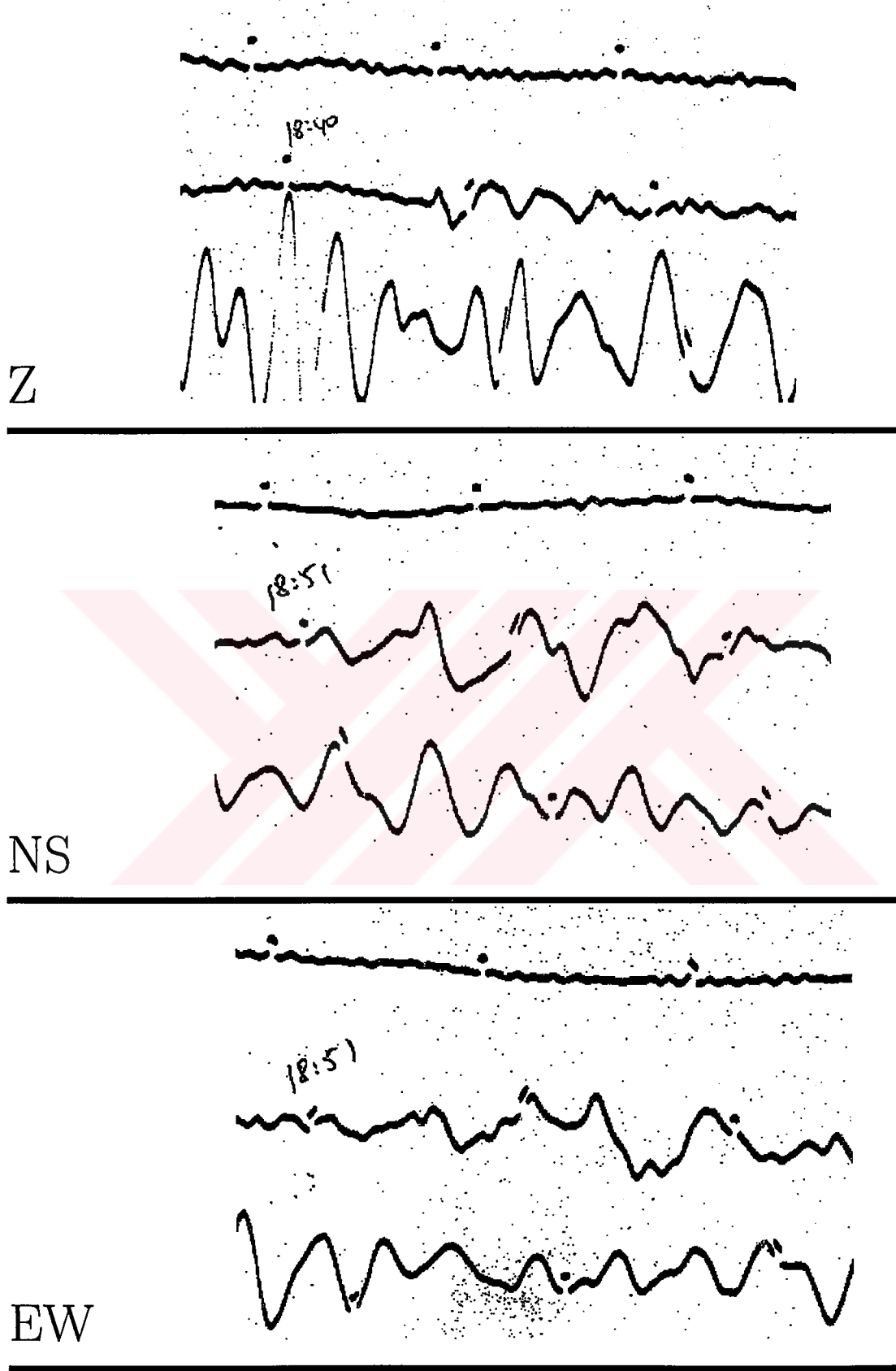
İst. Kodu	Δ ($^{\circ}$)	Az. ($^{\circ}$)	G.Az. ($^{\circ}$)	i_0 ($^{\circ}$)	Büyütme			P geliş zamanı	S geliş zamanı
					LPZ	LPN	LPE		
1963									
SHI	16.08	143.07	329.64	42.84	1500	1500	1500	18:31:03.5	18:34:00.5
AQU	20.61	277.56	78.37	34.14	3000	3000	3000	18:31:57.2	18:35:40.7
NDI	32.04	104.86	306.32	28.00	1500	1500	1500	18:33:44.2	18:38:52.6
TOL	33.95	280.41	69.42	27.65	1500	1500	1500	18:34:00.6	18:39:22.3
MAL	35.43	275.50	65.16	27.30	1300	1186	1318	18:34:13.3	18:39:45.1
PTO	36.77	284.53	69.84	26.95	750	750	750	18:34:24.6	18:40:05.7
SHL	44.43	96.37	306.30	25.58	3000	3000	3000	18:35:27.9	18:42:00.0
GDH	52.18	333.29	67.47	23.87	1500	1500	1500	18:36:27.5	18:43:47.9
HKC	62.68	84.28	308.10	21.20	1500	1500	1500	18:37:42.3	18:46:06.8
BUL	64.04	193.48	10.47	20.53	NR	1500	1500	18:37:51.1	18:46:23.7
NHA	65.50	96.22	311.86	20.20	1500	1500	1500	18:38:00.8	18:46:42.0
BAG	71.10	85.03	310.51	18.56	1500	NR	NR	18:38:35.5	18:47:48.5
MDS	83.48	326.51	33.66	15.97	1500	1500	1500	18:39:43.8	18:50:01.3
MNN	83.51	329.44	31.61	15.97	3000	3000	NR	18:39:44.0	18:50:01.7
GOL	92.30	335.04	23.62	14.37	1500	1500	1500	18:40:26.3	18:51:24.2
CAR	96.00	95.99	290.26	44.32	3000	3000	3000	18:40:43.6	18:51:56.7
1976									
ESK	33.45	308.71	90.69	27.94	750	750	750	20:24:23.6	20:29:43.3
POO	34.18	126.93	321.90	27.65	1500	1500	1500	20:24:30.4	20:29:55.4
AAE	34.46	191.99	8.86	27.65	1500	1500	1500	20:24:32.8	20:29:59.8
KBS	38.20	350.01	138.94	26.90	1500	1500	1500	20:25:03.7	20:30:56.1
PTO	39.67	286.31	68.55	26.61	1500	1500	1500	20:25:16.3	20:31:18.8
AKU	41.06	325.59	91.17	26.26	375	375	375	20:25:27.5	20:31:39.2
SHL	41.46	99.62	306.91	26.26	3000	3000	3000	20:25:31.2	20:31:45.9
DAG	42.63	342.16	103.04	26.26	NR	750	NR	20:25:40.3	20:32:02.2
KTG	42.68	332.63	92.82	26.26	750	750	750	20:25:40.8	20:32:03.0
KOD	42.91	130.24	325.39	26.26	1500	1500	1500	20:25:43.2	20:32:07.3
NAI	44.88	192.51	9.13	25.86	1500	1500	1500	20:25:59.1	20:32:35.9
CHG	50.81	101.18	310.67	24.21	3000	3000	3000	20:26:45.4	20:33:59.5
PDA	53.02	289.99	60.26	23.25	NR	750	750	20:27:01.9	20:34:29.4
GDH	53.51	334.04	64.09	23.25	1500	1500	NR	20:27:05.0	20:34:35.4
ANP	63.28	79.69	307.31	20.81	750	750	750	20:28:13.9	20:36:43.7
BUL	64.84	197.65	13.68	20.53	750	750	NR	20:28:24.2	20:37:03.1
MAT	67.87	60.28	307.82	19.87	3000	3000	3000	20:28:43.2	20:37:39.4
BAG	68.10	87.75	310.31	19.55	3000	3000	3000	20:28:45.0	20:37:42.8
COL	71.83	5.97	349.71	18.84	1500	1500	1500	20:29:07.0	20:38:25.2
MSO	88.64	346.11	14.84	15.01	3000	1500	1500	20:30:36.8	20:41:20.4

Tablo A.2: 16.07.1963 depremi odak mekanizması çözümü için tüm istasyonlara ait ters çözüm parametreleri. N: No, İst: İstasyon kodu, B: Bayrak (0=İstasyon ters çözümde kullanılmadı, 1=İstasyon ters çözümde kullanıldı), F: Faz (1=P, 2=SH), Per: Sismometre periyodu (WLP= WWSSN uzun periyod P, WLS= WWSSN uzun periyod S), T: Fazın teorik geliş süresi (dt cinsinden), D: Fazın düzeltilmiş geliş süresi (dt cinsinden), Pen: Ters çözüm penceresi (s), Δ : Episanır uzaklığı ($^{\circ}$), Az: Azimut (episanırdan istasyona; $^{\circ}$), i_o : Işının kaynaktan çıkış açısı ($^{\circ}$), t: teorik ve düzeltilmiş faz gelişleri arasındaki fark (s), Ağ.: İstasyon ağırlıklandırması (0-1 arasında), t*: Futterman (1962) operatörü (s).

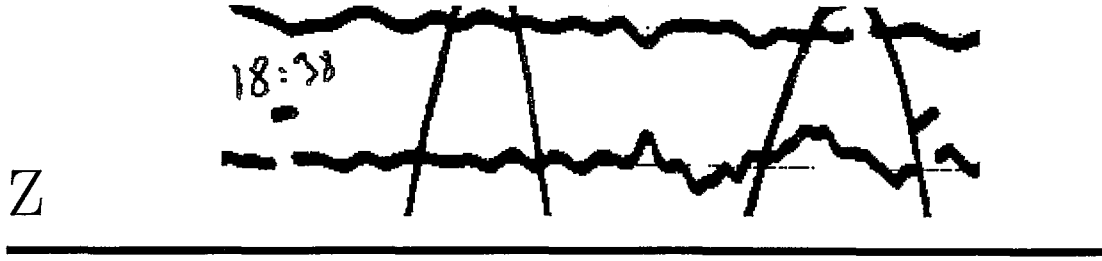
N	İst	BF	Per	T	D	Pen	Δ	Az	i_o	t	Ağ.	t*
1	HKC	01	WLP	72	78	29.8	62.7	84.3	22.8	-0.9	0.5	1
2	BAG	11	WLP	49	46	29.5	71.1	85.0	20.7	-6.3	0.5	1
3	NHA	11	WLP	49	48	31.5	65.5	96.2	22.1	9.8	0.5	1
4	SHL	11	WLP	67	67	31.3	44.4	96.4	28.1	-6.4	0.5	1
5	NDI	11	WLP	79	83	28.3	32.0	104.9	30.8	-5.8	0.5	1
6	SHI	01	WLP	93	93	43.5	16.1	143.1	42.2	0.0	1.0	1
7	MAL	11	WLP	109	118	33.5	35.4	275.5	29.8	-5.0	0.6	1
8	TOL	11	WLP	101	107	34.5	34.0	280.4	30.4	-4.1	0.6	1
9	PTO	11	WLP	73	73	34.8	36.8	284.5	29.5	0.0	0.6	1
10	CAR	01	WLP	77	77	43.5	96.0	290.3	15.4	-3.0	1.0	1
11	MDS	11	WLP	57	62	32.0	83.5	326.5	17.4	-3.7	0.6	1
12	MNN	11	WLP	61	65	33.3	83.5	329.4	17.3	-4.2	0.6	1
13	GDH	11	WLP	45	42	31.0	52.2	333.3	26.1	-5.3	0.6	1
14	GOL	01	WLP	57	62	43.5	92.3	335.0	15.6	-2.3	1.0	1
15	HKC	12	WLS	81	72	51.3	62.7	84.3	25.5	1.7	0.3	4
16	NHA	12	WLS	71	76	39.0	65.5	96.2	24.8	10.5	0.3	4
17	SHL	02	WLS	69	62	28.0	44.4	96.4	29.6	-1.8	0.3	4
18	NDI	02	WLS	121	123	45.8	32.0	104.9	32.3	3.4	0.3	4
19	SHI	02	WLS	94	89	54.8	16.1	143.1	41.9	-62.7	1.0	4
20	BUL	12	WLS	55	46	34.8	64.0	193.5	25.1	-0.7	0.5	4
21	MAL	02	WLS	73	102	46.0	35.4	275.5	31.9	10.9	0.3	4
22	TOL	12	WLS	48	22	32.0	34.0	280.4	32.0	-9.0	0.3	4
23	PTO	02	WLS	121	147	47.5	36.8	284.5	31.6	6.5	0.3	4
24	CAR	02	WLS	77	91	50.0	96.0	290.3	16.9	-39.7	1.0	4
25	MDS	12	WLS	97	96	47.5	83.5	326.5	20.0	-1.0	0.3	4
26	MNN	12	WLS	101	116	45.8	83.5	329.4	20.0	1.3	0.3	4
27	GDH	12	WLS	81	98	40.0	52.2	333.3	27.9	-4.8	0.3	4
28	GOL	02	WLS	65	77	56.3	92.3	335.0	17.4	2.4	1.0	4

Tablo A.3: 28.07.1976 depremi odak mekanizması çözümü için tüm istasyonlara ait ters çözüm parametreleri. Kısaltmalar Tablo A.2 de verildiği gibidir.

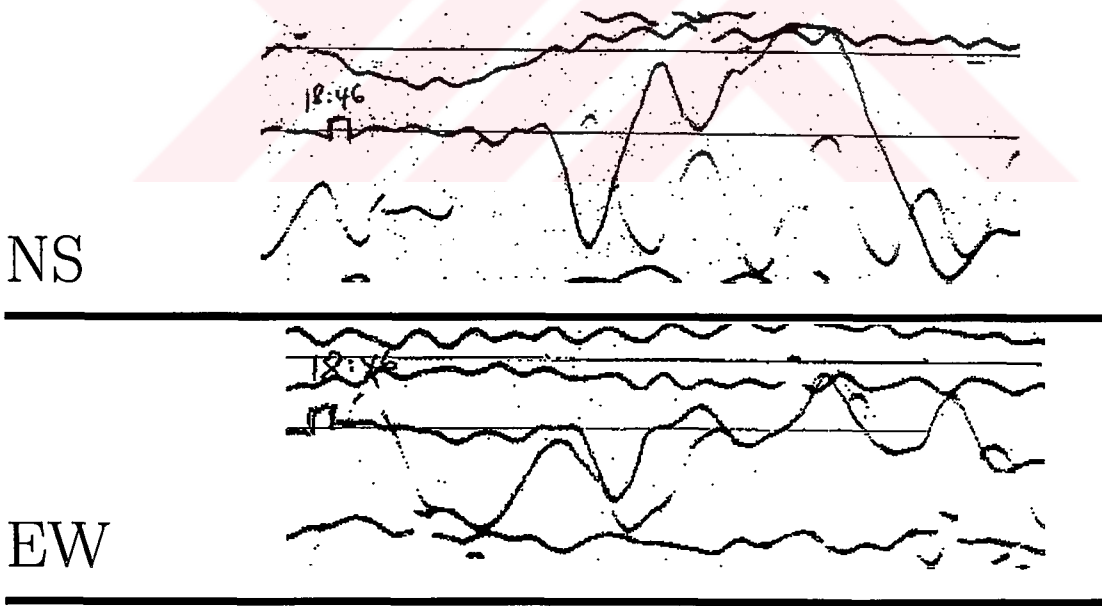
N	İst	BF	Per	T	D	Pen	Δ	Az	i_o	t	Ağ	t*
1	COL	11	WLP	29	39	31.5	71.8	6.0	20.4	-0.0	0.7	1
2	MAT	11	WLP	48	48	33.5	67.8	60.3	21.5	0.0	1.5	1
3	ANP	11	WLP	17	23	29.5	63.3	79.7	22.7	0.7	0.5	1
4	BAG	11	WLP	25	20	24.0	68.1	87.8	21.4	0.1	0.5	1
5	SHL	11	WLP	20	20	30.5	41.5	99.7	28.7	0.2	0.6	1
6	CHG	11	WLP	25	20	30.0	50.8	101.2	26.4	-0.0	0.6	1
7	POO	11	WLP	24	21	33.5	34.2	127.0	30.2	0.3	0.6	1
8	KOD	11	WLP	24	23	32.0	43.0	130.3	28.4	1.4	0.7	1
9	AAE	11	WLP	23	30	31.0	34.5	192.0	30.1	1.1	0.6	1
10	NAI	11	WLP	20	25	31.5	44.9	192.5	27.9	2.3	0.6	1
11	BUL	11	WLP	20	14	31.0	64.9	197.6	22.2	-3.1	0.6	1
12	PTO	11	WLP	22	21	30.0	39.7	286.2	29.0	0.4	0.9	1
13	ESK	11	WLP	24	15	32.0	33.4	308.6	30.5	-2.3	0.7	1
14	AKU	11	WLP	38	20	31.5	41.0	325.5	28.7	-0.1	0.5	1
15	KTG	11	WLP	36	20	31.0	42.6	332.6	28.5	0.2	0.5	1
16	GDH	11	WLP	35	17	32.0	53.5	334.0	25.5	-1.6	0.5	1
17	MSO	11	WLP	39	20	36.0	88.6	346.1	16.2	0.0	0.8	1
18	KBS	11	WLP	20	22	33.0	38.1	350.0	29.3	0.9	0.5	1
19	COL	12	WLS	19	22	37.0	71.8	6.0	22.8	6.6	0.3	4
20	MAT	12	WLS	15	17	40.0	67.8	60.3	23.8	2.0	0.4	4
21	ANP	12	WLS	19	21	44.0	63.3	79.7	24.9	6.5	0.3	4
22	BAG	12	WLS	13	17	41.0	68.1	87.8	23.7	2.3	0.3	4
23	SHL	12	WLS	18	22	42.0	41.5	99.7	29.9	-0.0	0.3	4
24	CHG	12	WLS	15	16	41.0	50.8	101.2	27.7	1.3	0.3	4
25	POO	12	WLS	15	23	41.0	34.2	127.0	31.5	8.0	0.3	4
26	KOD	12	WLS	13	17	44.0	43.0	130.3	29.5	3.0	0.3	4
27	NAI	12	WLS	22	29	53.0	44.9	192.5	29.1	3.1	0.4	4
28	BUL	12	WLS	15	16	35.0	64.9	197.6	24.5	0.6	0.5	4
29	PTO	12	WLS	14	13	41.0	39.7	286.2	30.5	-1.5	0.3	4
30	PDA	12	WLS	18	17	41.0	53.0	289.9	27.3	1.9	0.3	4
31	ESK	12	WLS	13	14	46.0	33.4	308.6	31.6	-0.6	0.3	4
32	KTG	12	WLS	19	21	38.0	42.6	332.6	29.6	5.9	0.2	4
33	GDH	12	WLS	33	45	39.0	53.5	334.0	27.2	12.0	0.2	4
34	DAG	12	WLS	15	15	43.0	42.6	342.1	29.7	-0.2	0.2	4
35	MSO	12	WLS	25	45	34.0	88.6	346.1	18.3	56.8	0.2	4
36	KBS	12	WLS	19	17	42.0	38.1	350.0	30.8	2.0	0.2	4



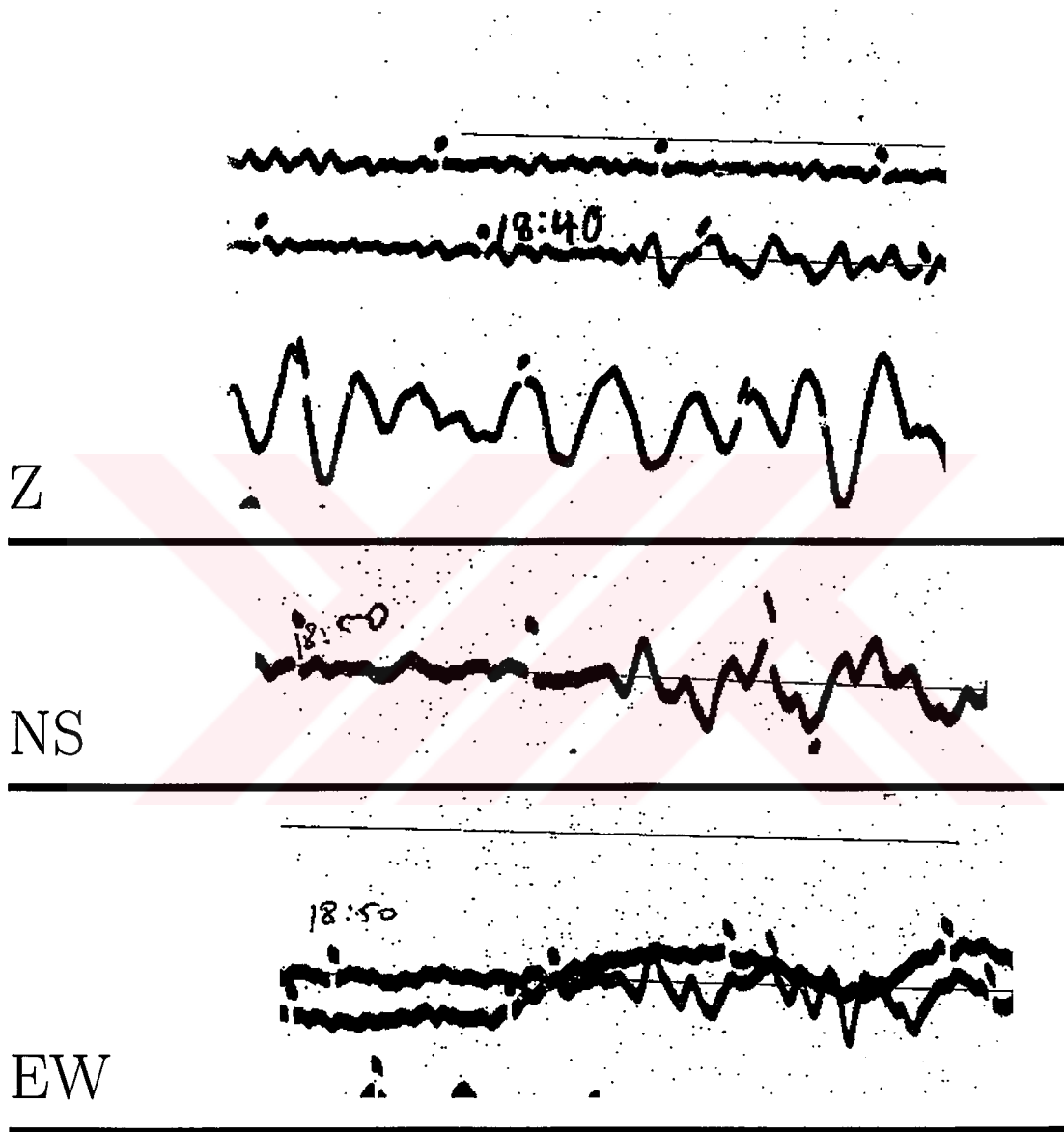
Şekil A.2: 16.07.1963: AQU istasyonuna ait Z-NS-EW bileşen kayıtları.



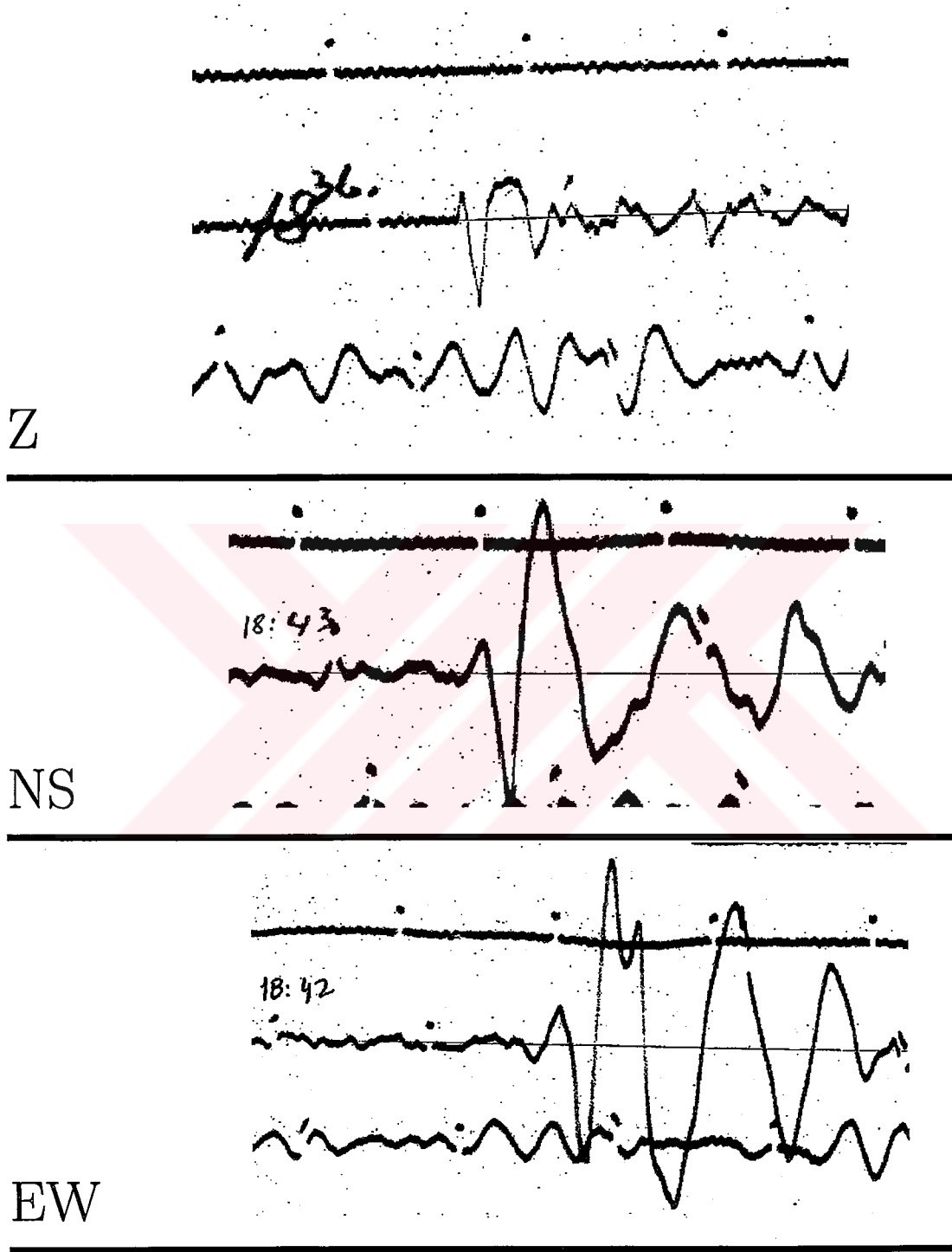
Şekil A.3: 16.07.1963: BAG istasyonuna ait Z bileşen kaydı.



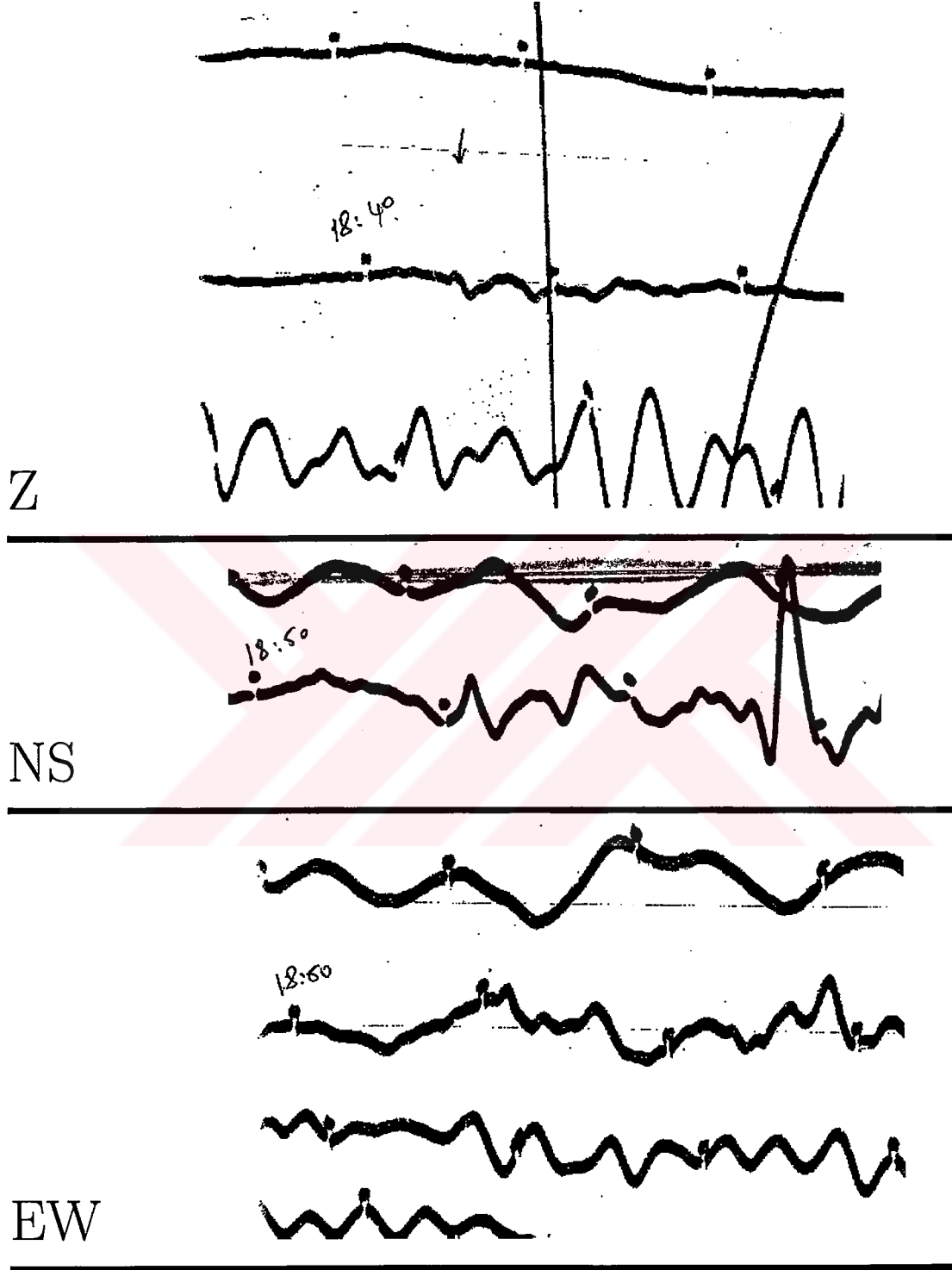
Şekil A.4: 16.07.1963: BUL istasyonuna ait NS-EW bileşen kayıtları.



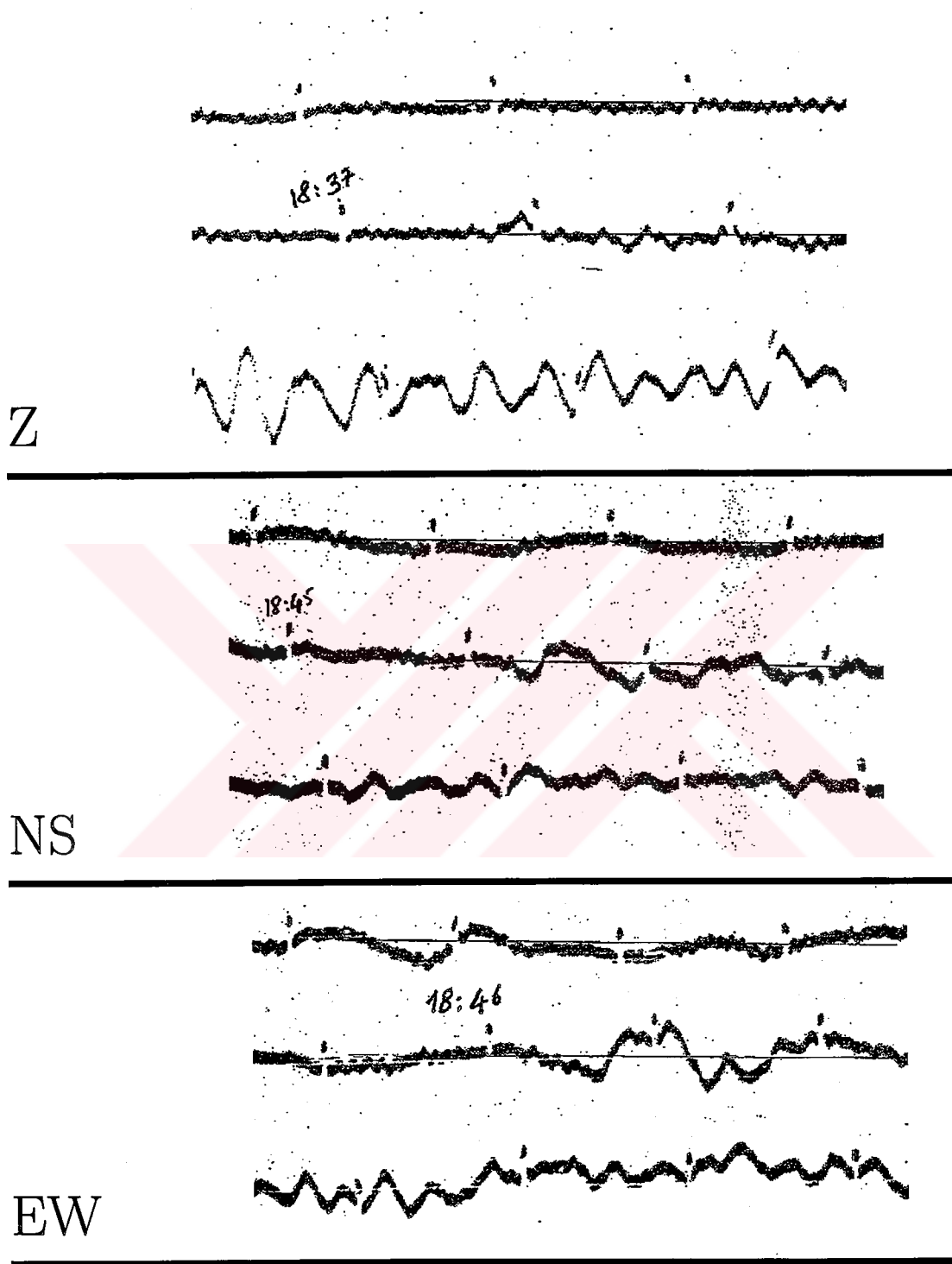
Şekil A.5: 16.07.1963: CAR istasyonuna ait Z-NS-EW bileşen kayıtları.



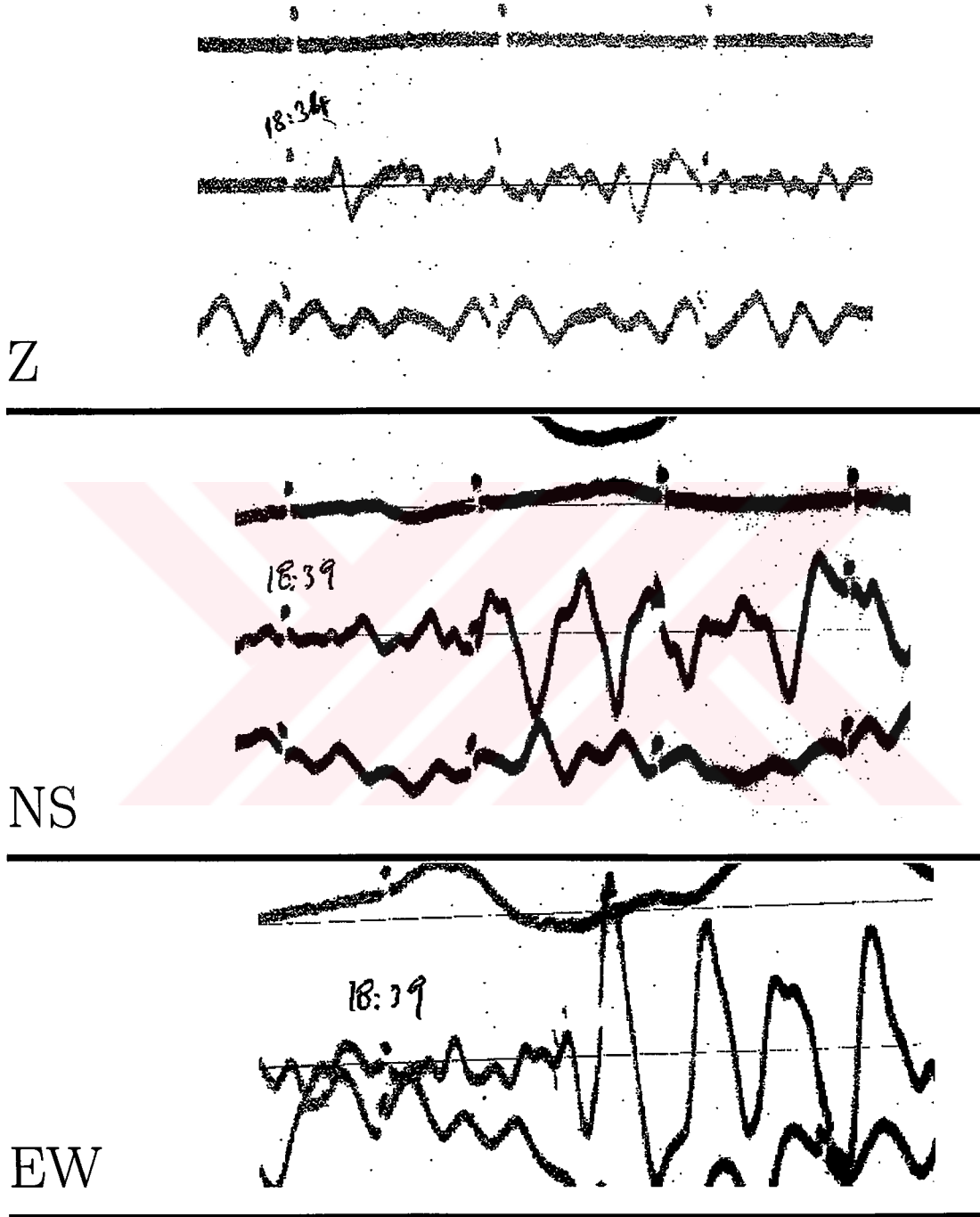
Şekil A.6: 16.07.1963: GDH istasyonuna ait Z-NS-EW bileşen kayıtları.



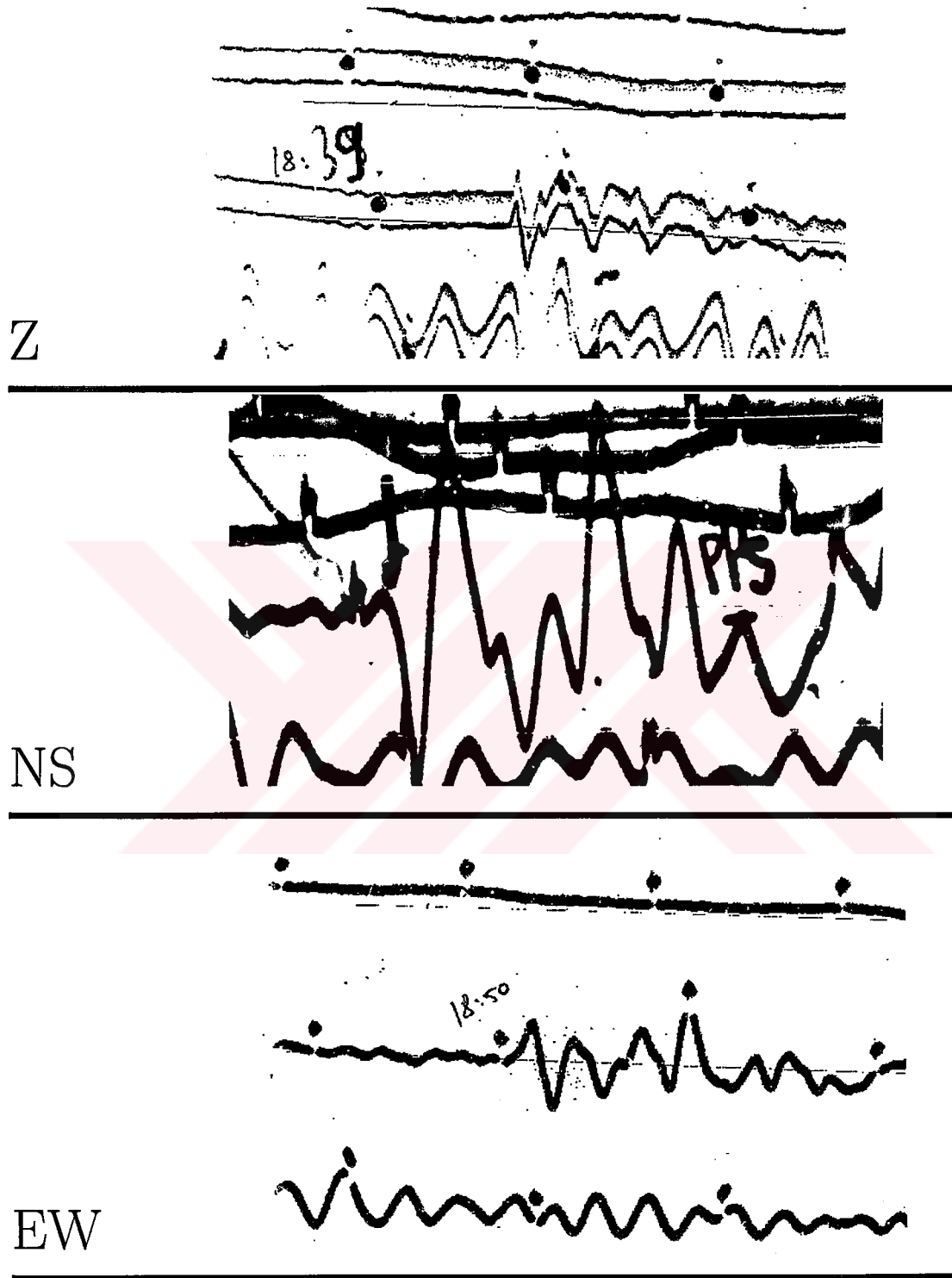
Şekil A.7: 16.07.1963: GOL istasyonuna ait Z-NS-EW bileşen kayıtları.



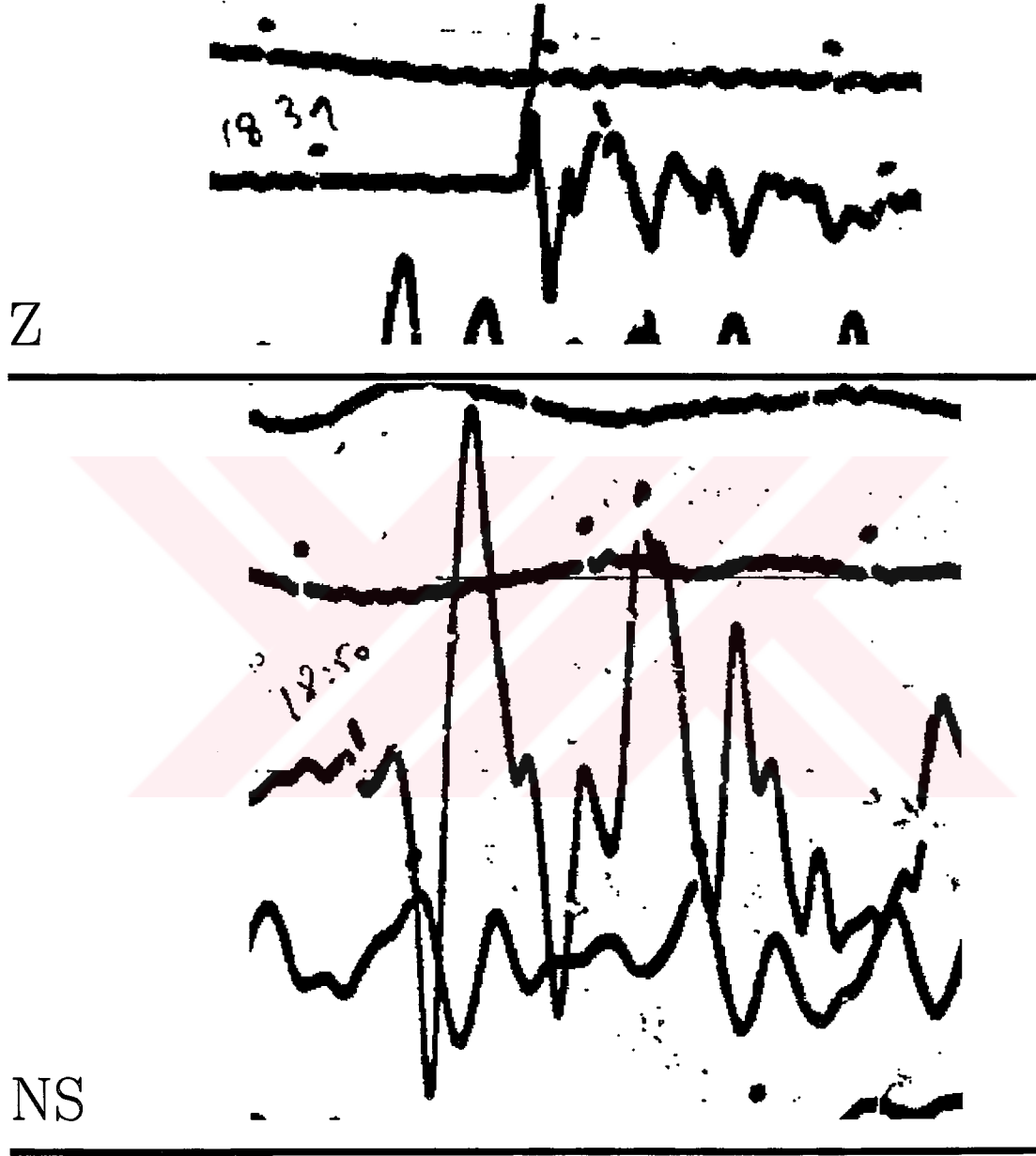
Şekil A.8: 16.07.1963: HKC istasyonuna ait Z-NS-EW bileşen kayıtları.



Şekil A.9: 16.07.1963: MAL istasyonuna ait Z-NS-EW bileşen kayıtları.

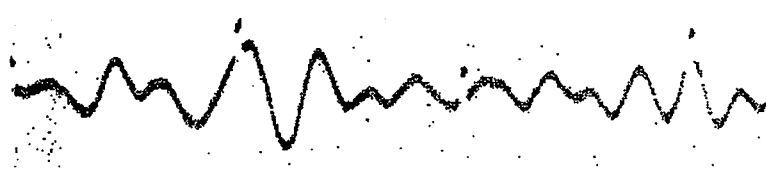


Şekil A.10: 16.07.1963: MDS istasyonuna ait Z-NS-EW bileşen kayıtları.



Şekil A.11: 16.07.1963: MNN istasyonuna ait Z-NS bileşen kayıtları.

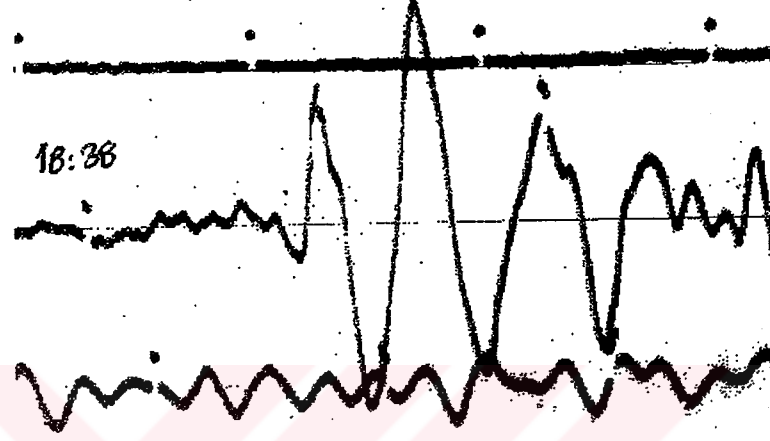
Z



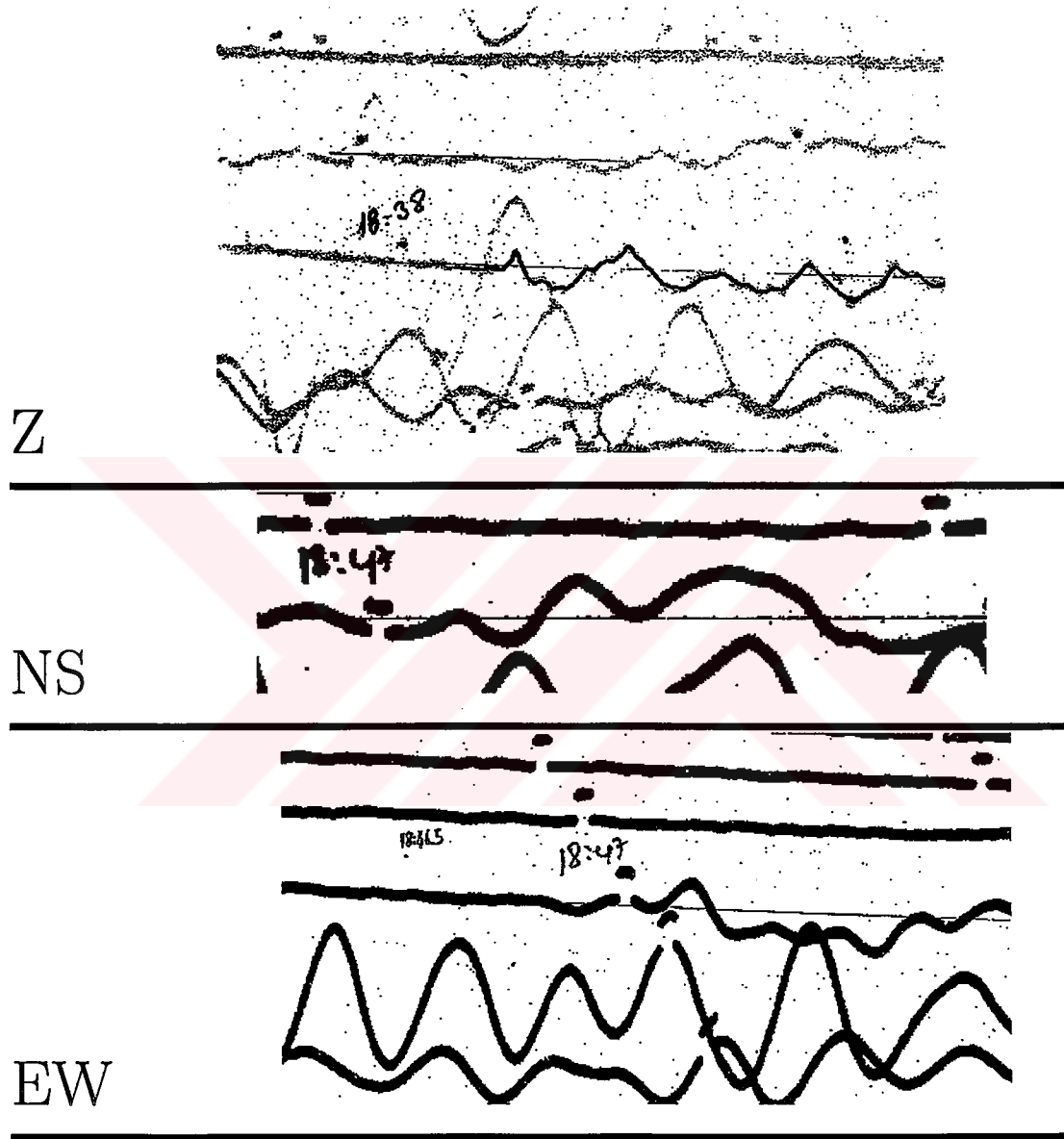
NS



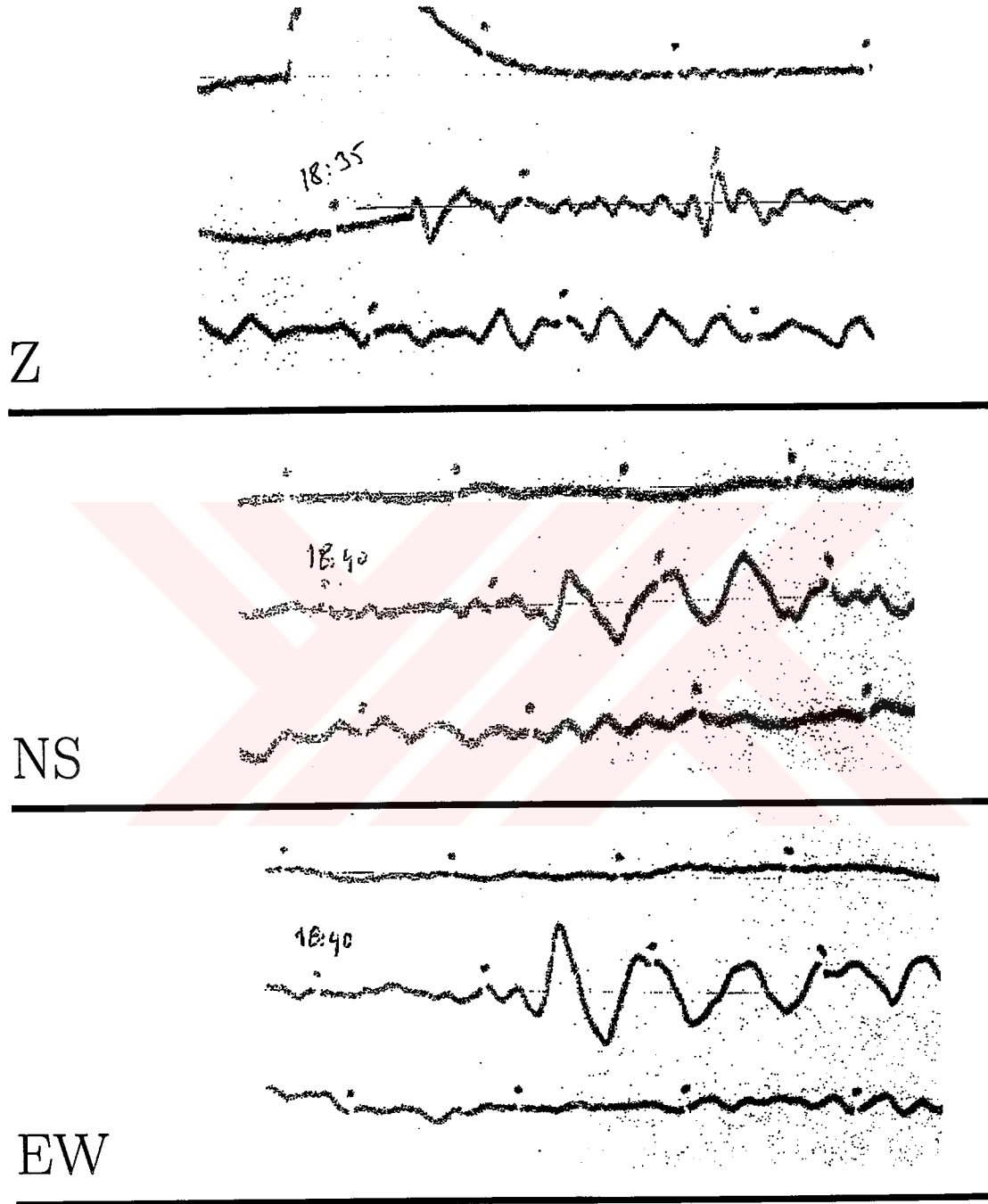
EW



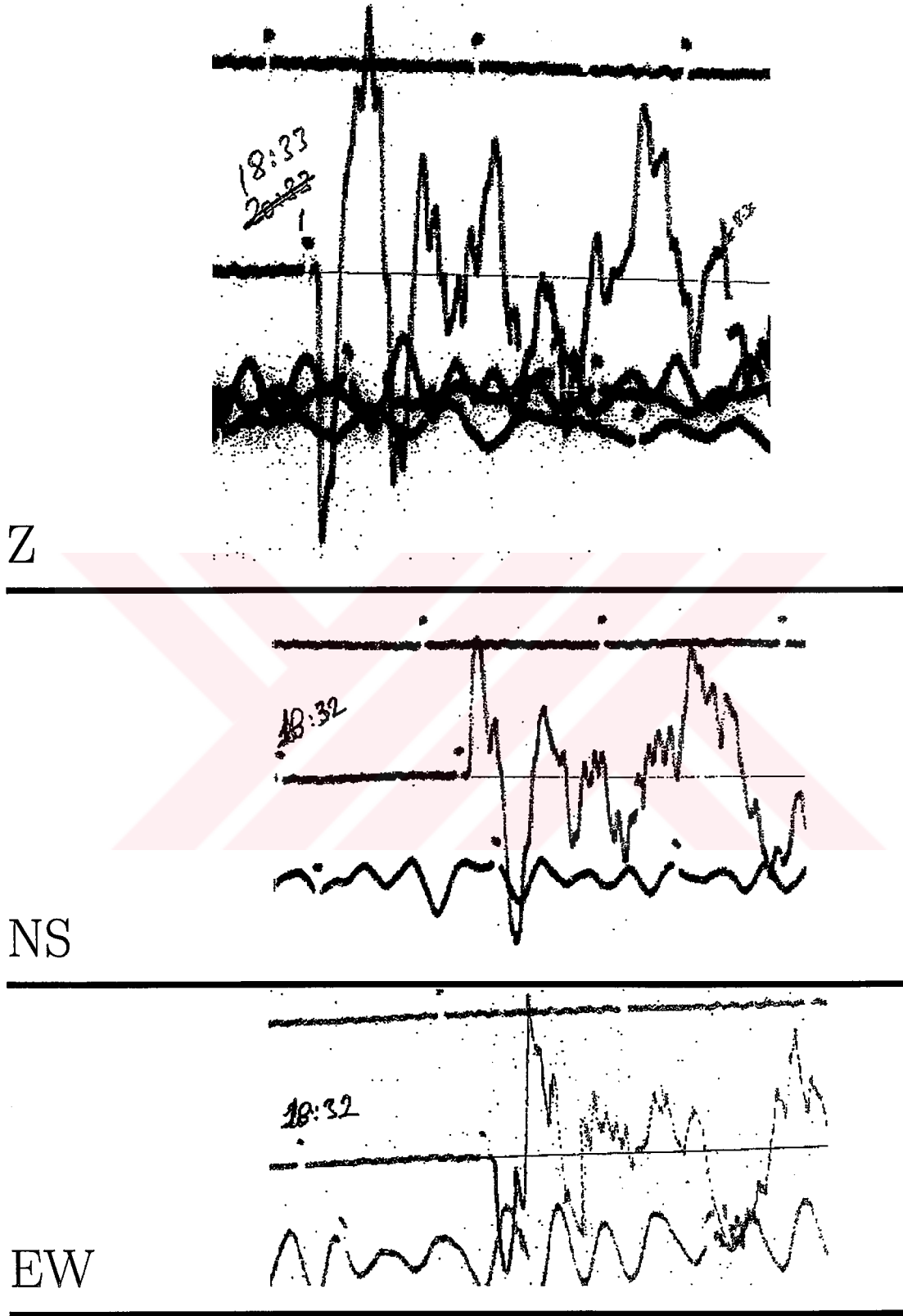
Şekil A.12: 16.07.1963: NDI istasyonuna ait Z-NS-EW bileşen kayıtları.



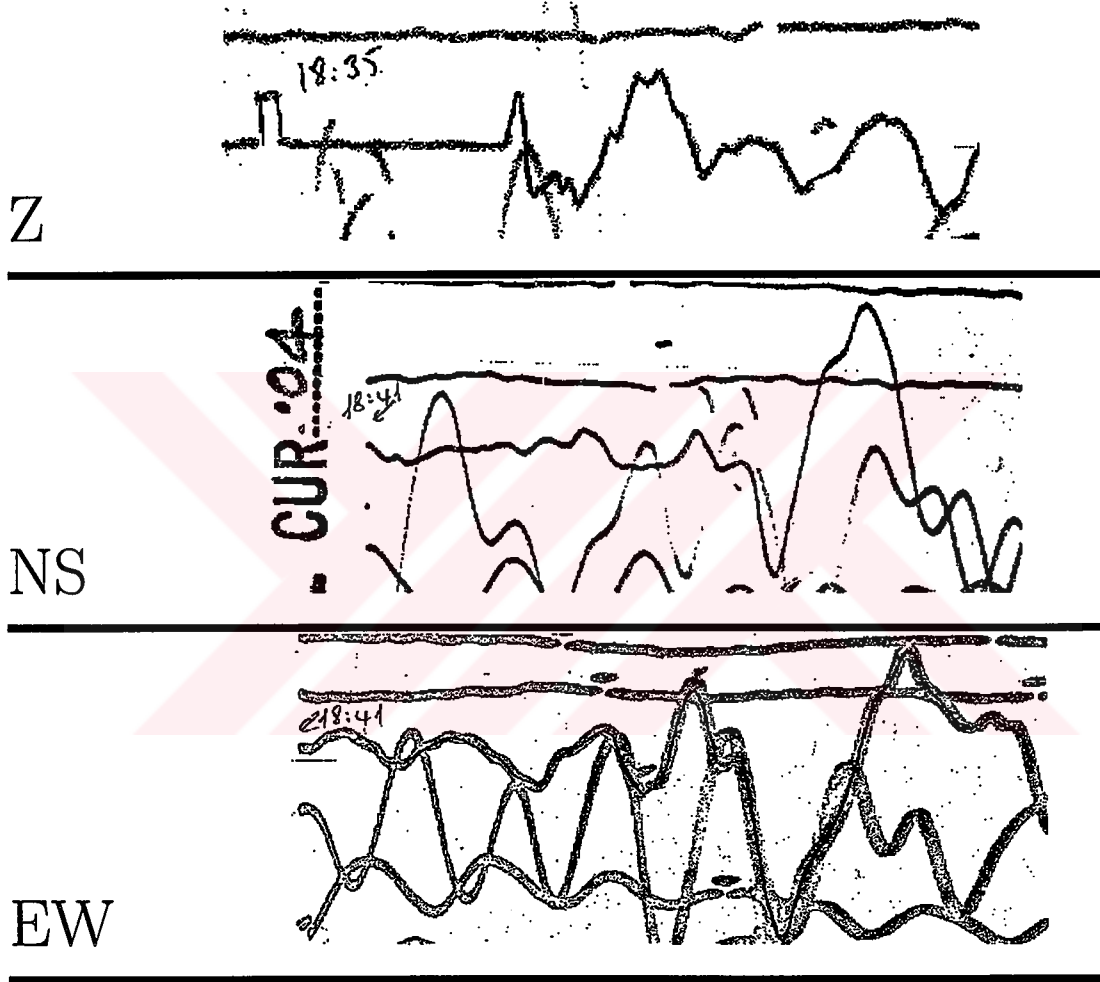
Şekil A.13: 16.07.1963: NHA istasyonuna ait Z-NS-EW bileşen kayıtları.



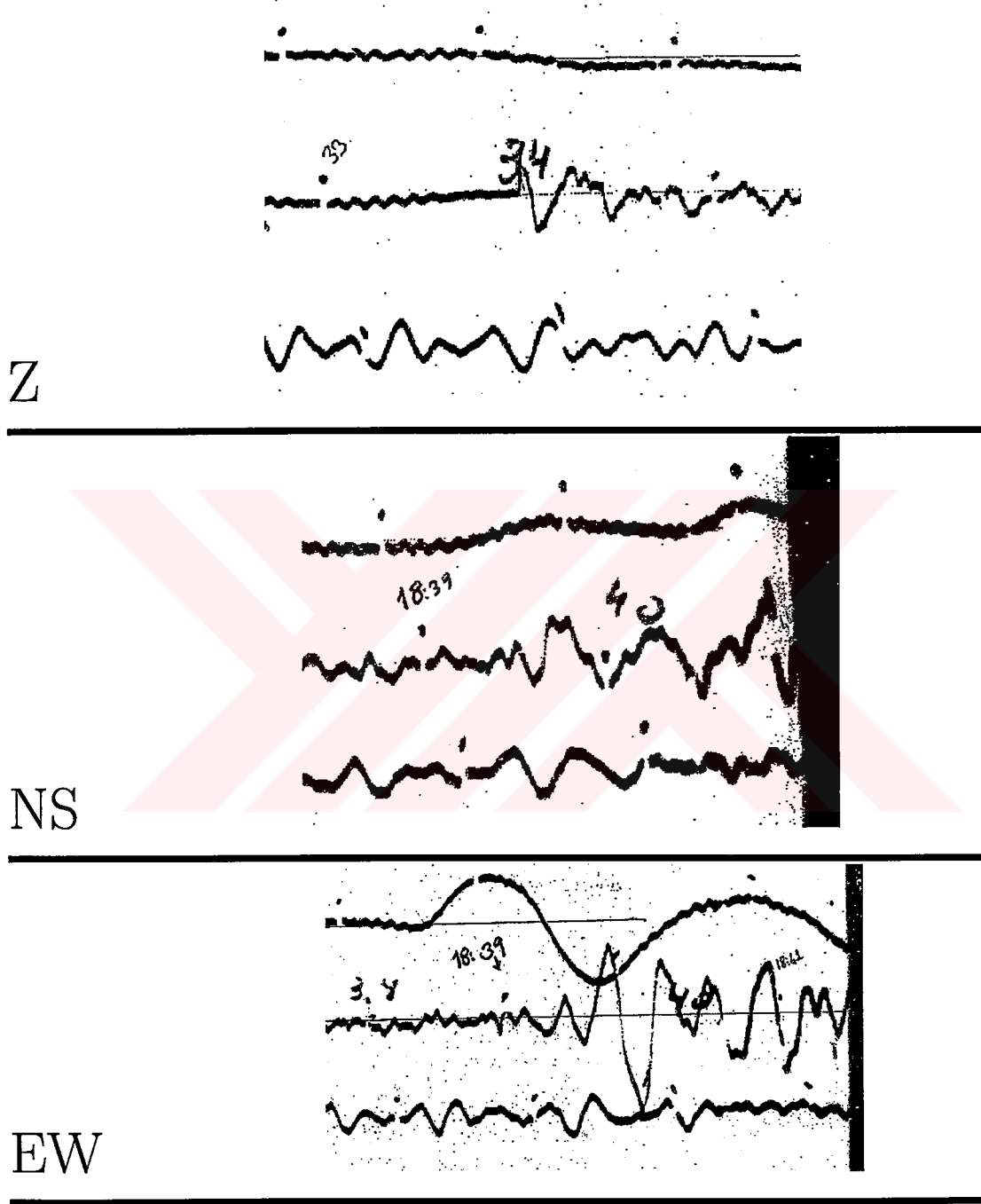
Şekil A.14: 16.07.1963: PTO istasyonuna ait Z-NS-EW bileşen kayıtları.



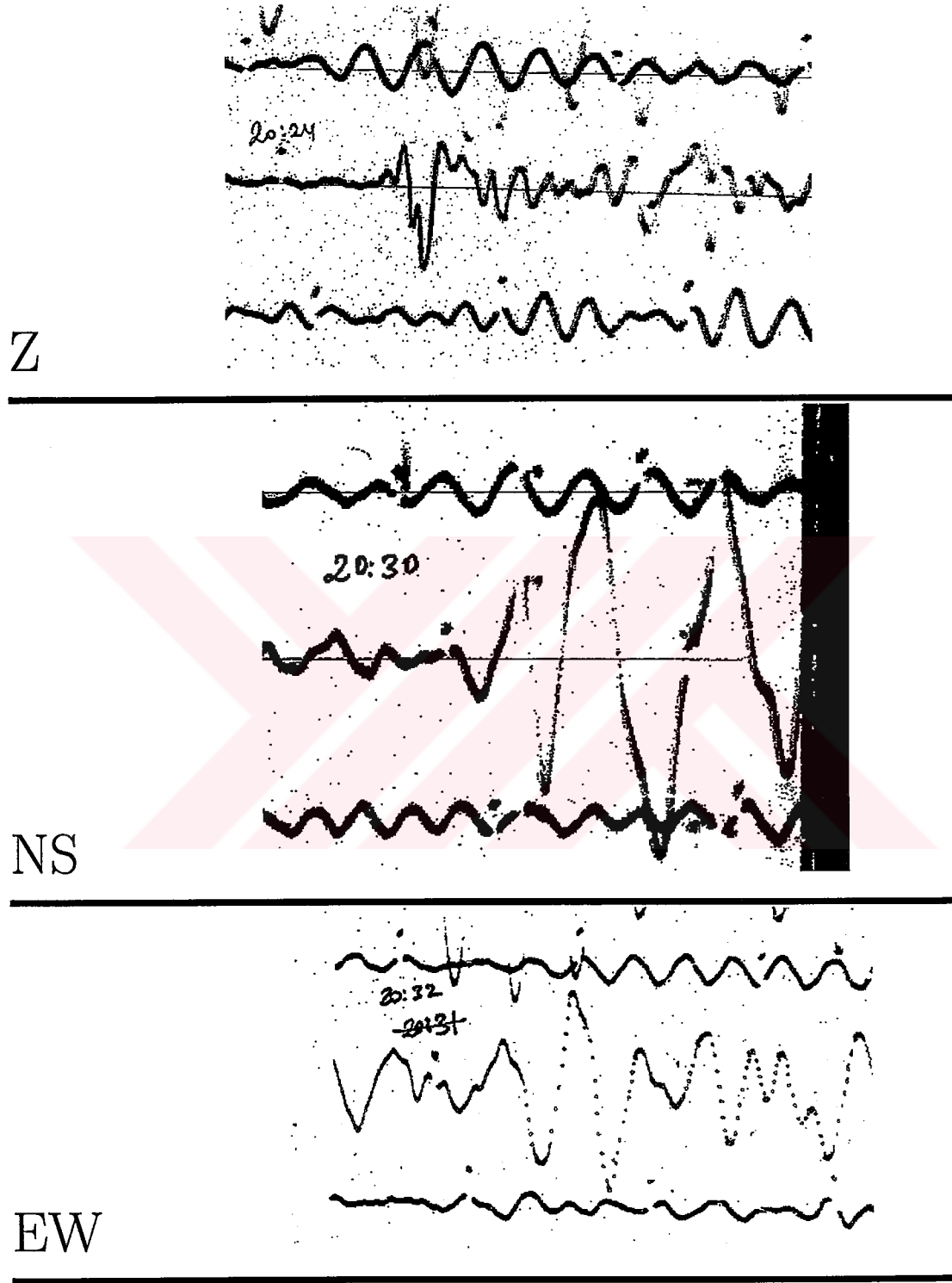
Şekil A.15: 16.07.1963: SHI istasyonuna ait Z-NS-EW bileşen kayıtları.



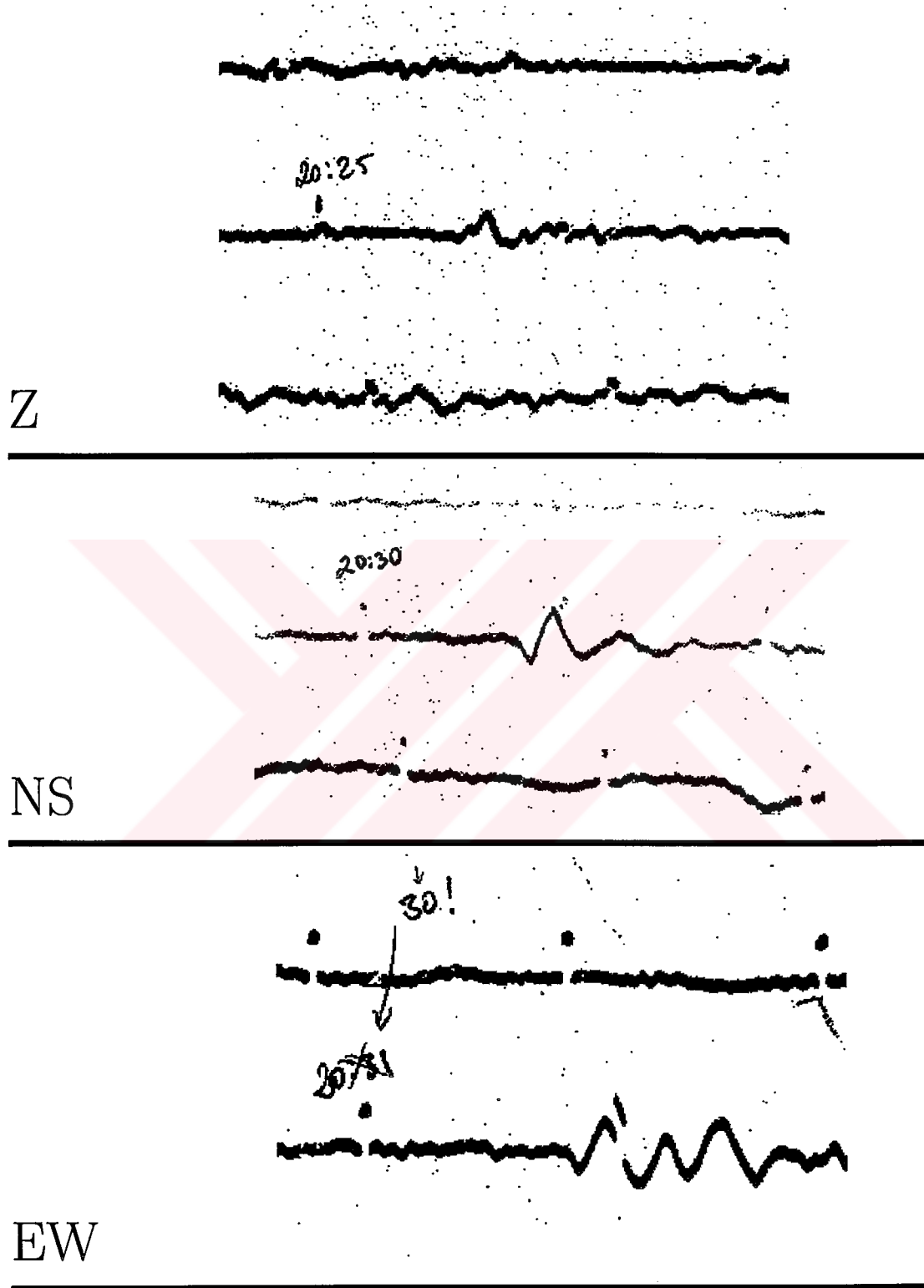
Şekil A.16: 16.07.1963: SHL istasyonuna ait Z-NS-EW bileşen kayıtları.



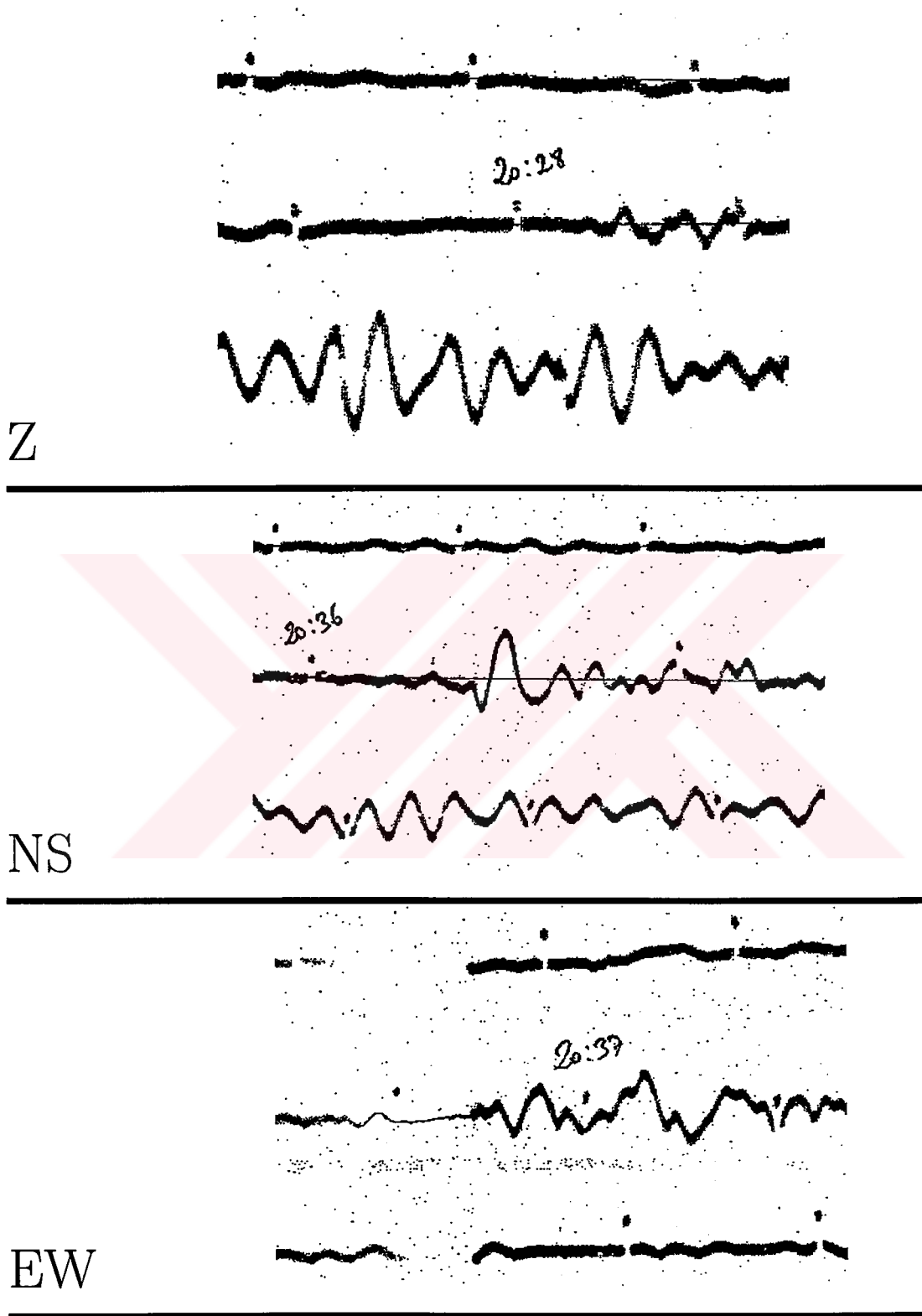
Şekil A.17: 16.07.1963: TOL istasyonuna ait Z-NS-EW bileşen kayıtları.



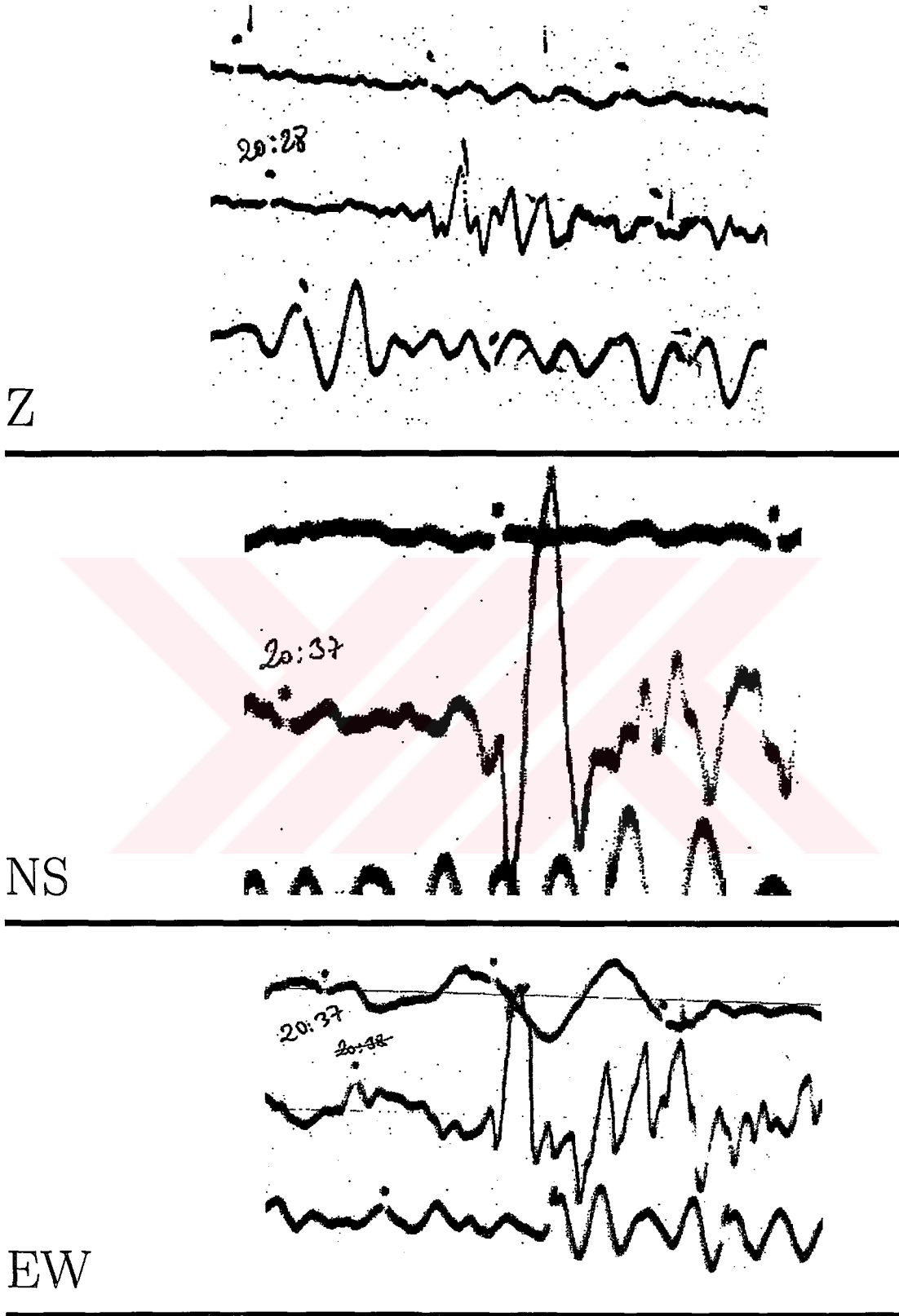
Şekil A.18: 28.07.1976: AAE istasyonuna ait Z-NS-EW bileşen kayıtları.



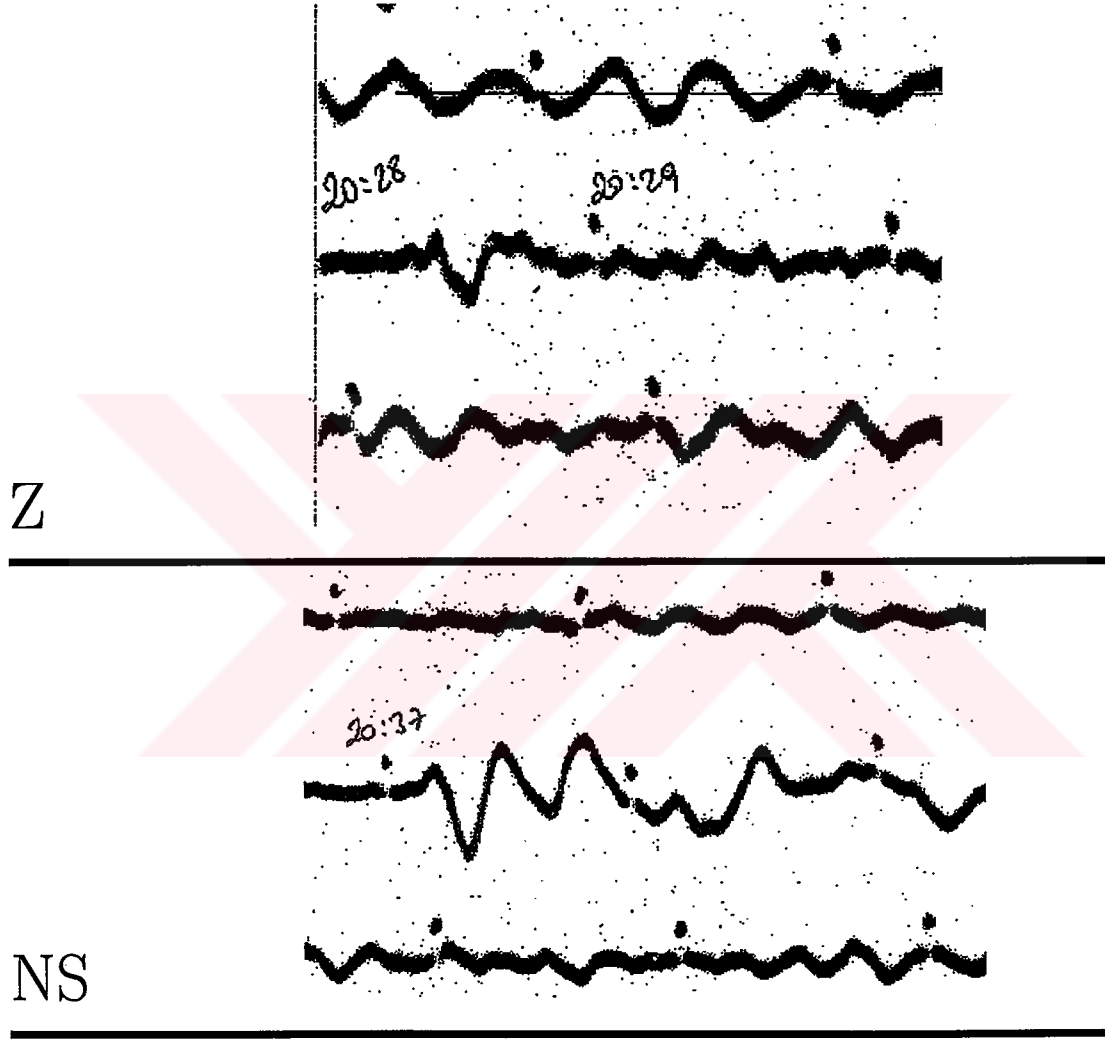
Şekil A.19: 28.07.1976: AKU istasyonuna ait Z-NS-EW bileşen kayıtları.



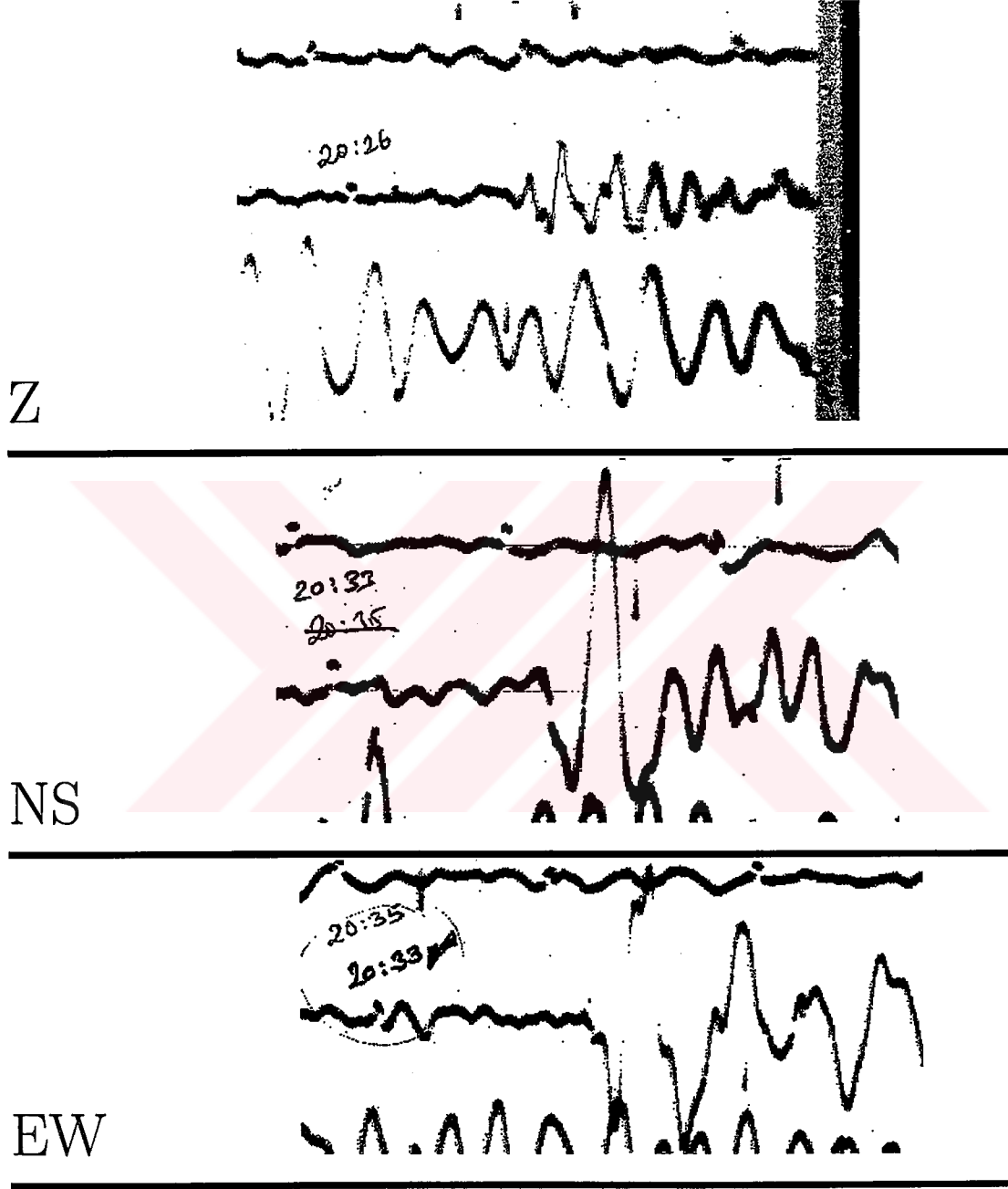
Şekil A.20: 28.07.1976: ANP istasyonuna ait Z-NS-EW bileşen kayıtları.



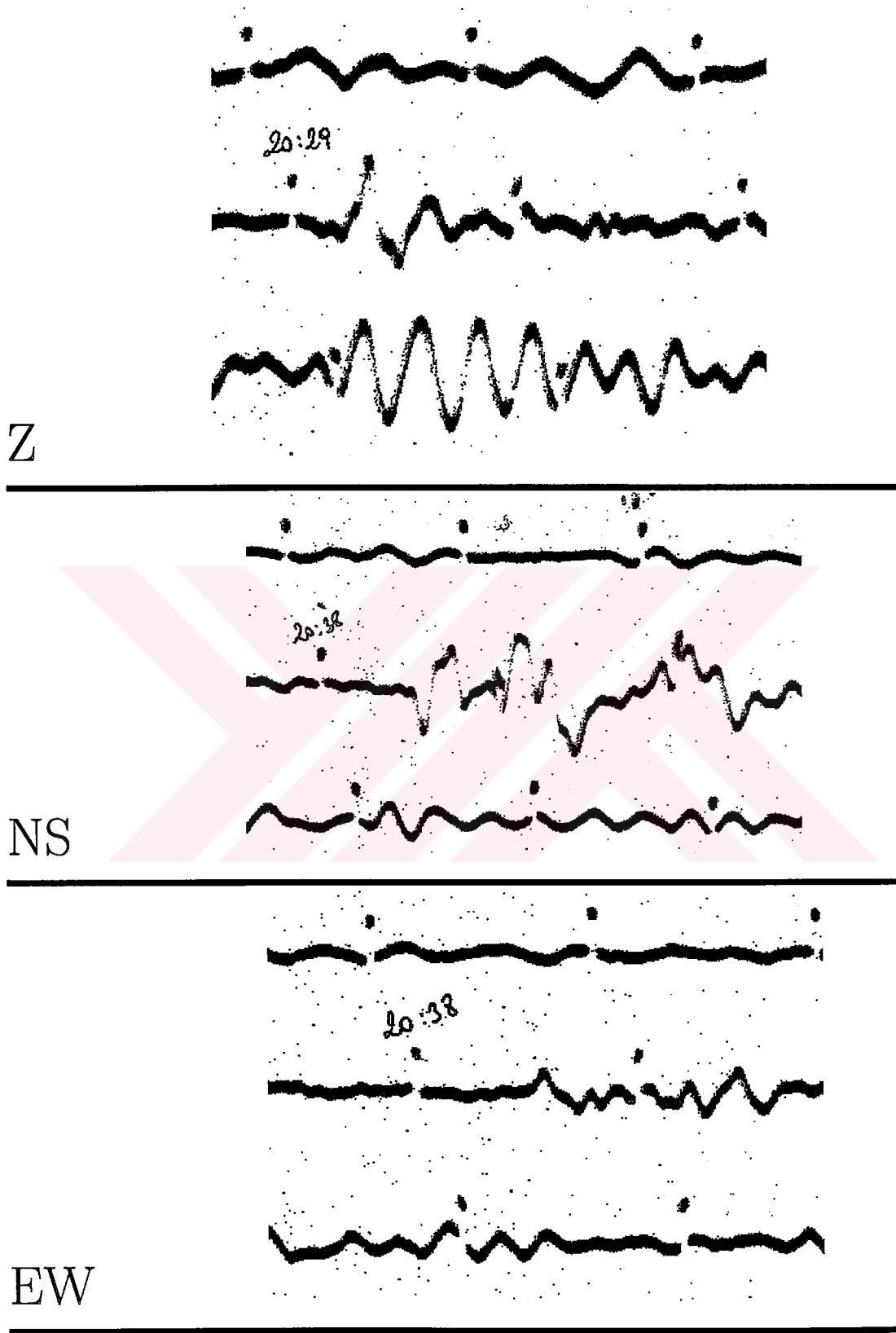
Şekil A.21: 28.07.1976: BAG istasyonuna ait Z-NS-EW bileşen kayıtları.



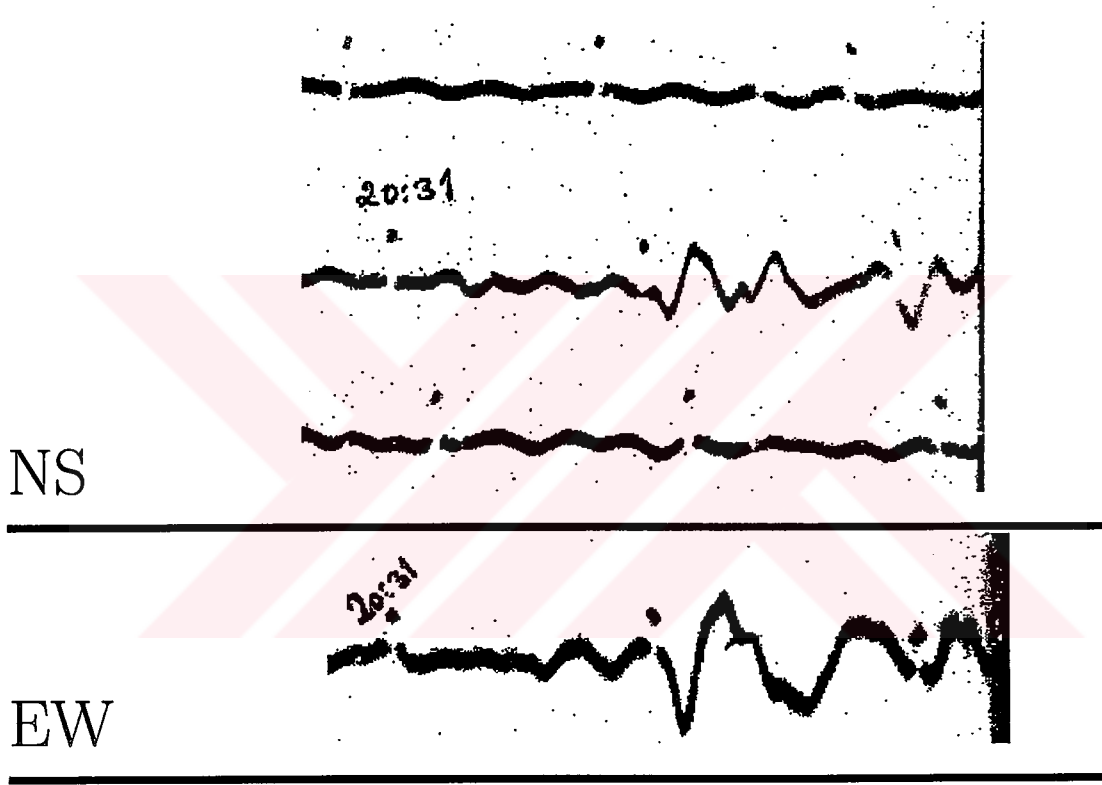
Şekil A.22: 28.07.1976: BUL istasyonuna ait Z-NS bileşen kayıtları.



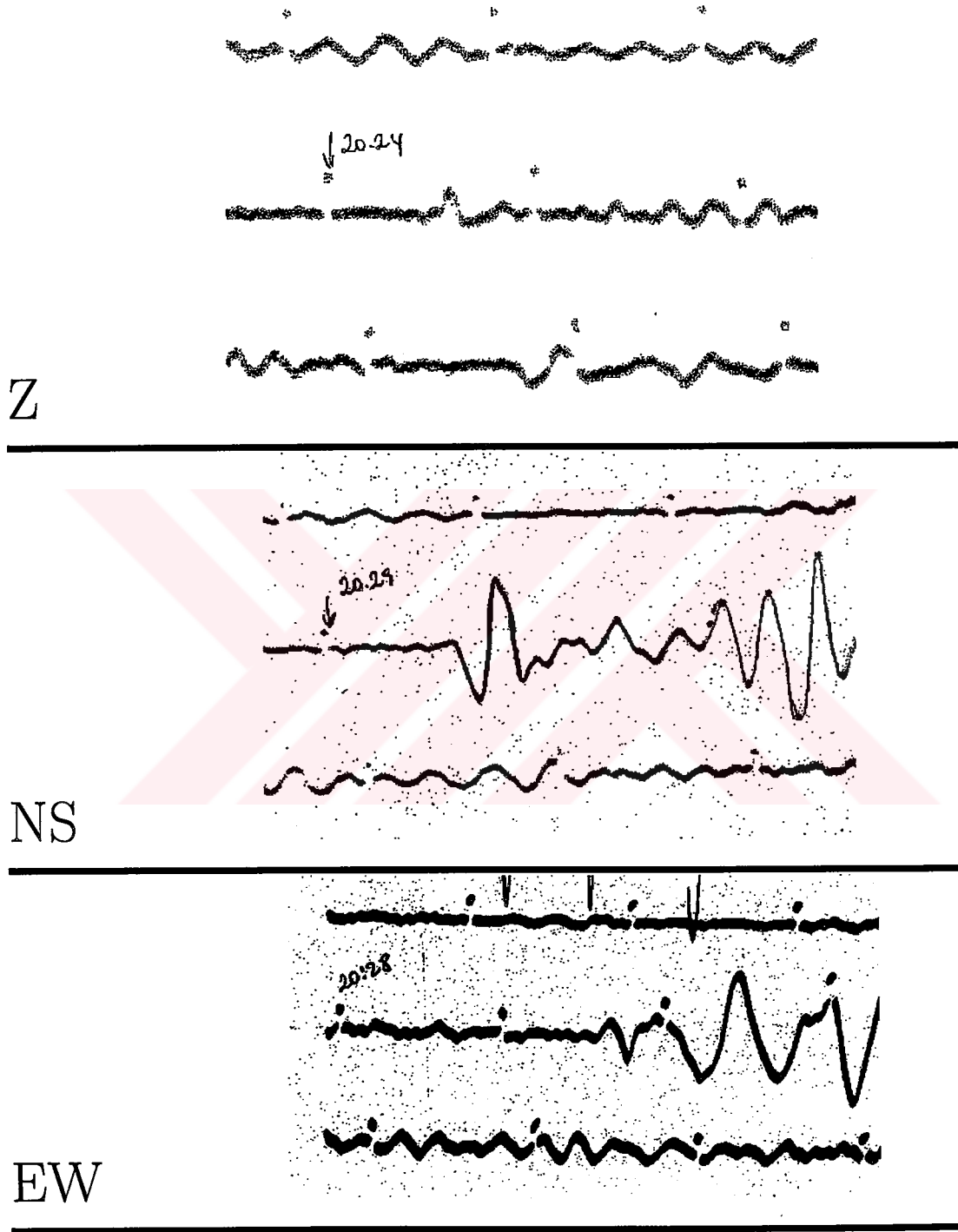
Şekil A.23: 28.07.1976: CHG istasyonuna ait Z-NS-EW bileşen kayıtları.



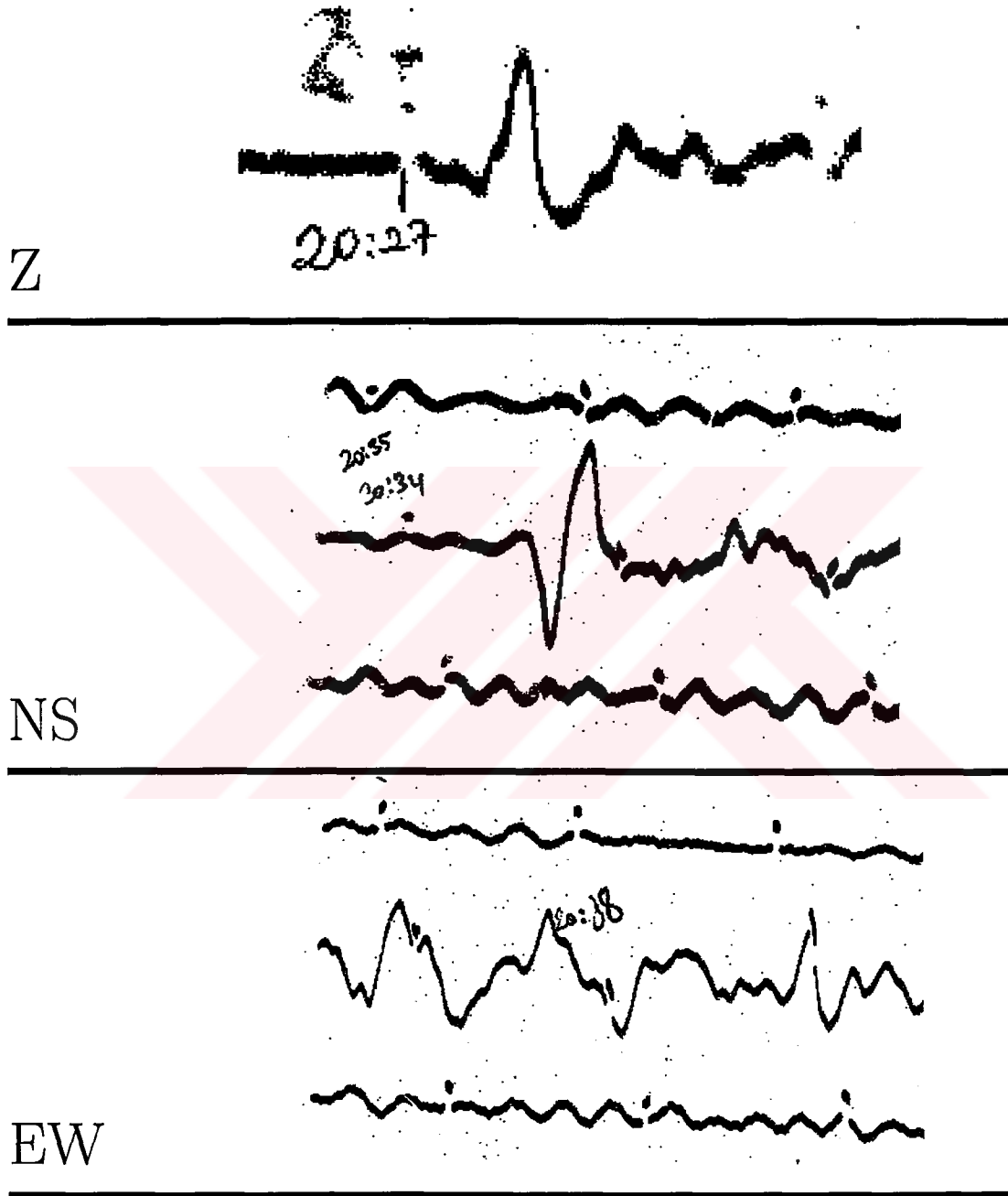
Şekil A.24: 28.07.1976: COL istasyonuna ait Z-NS-EW bileşen kayıtları.



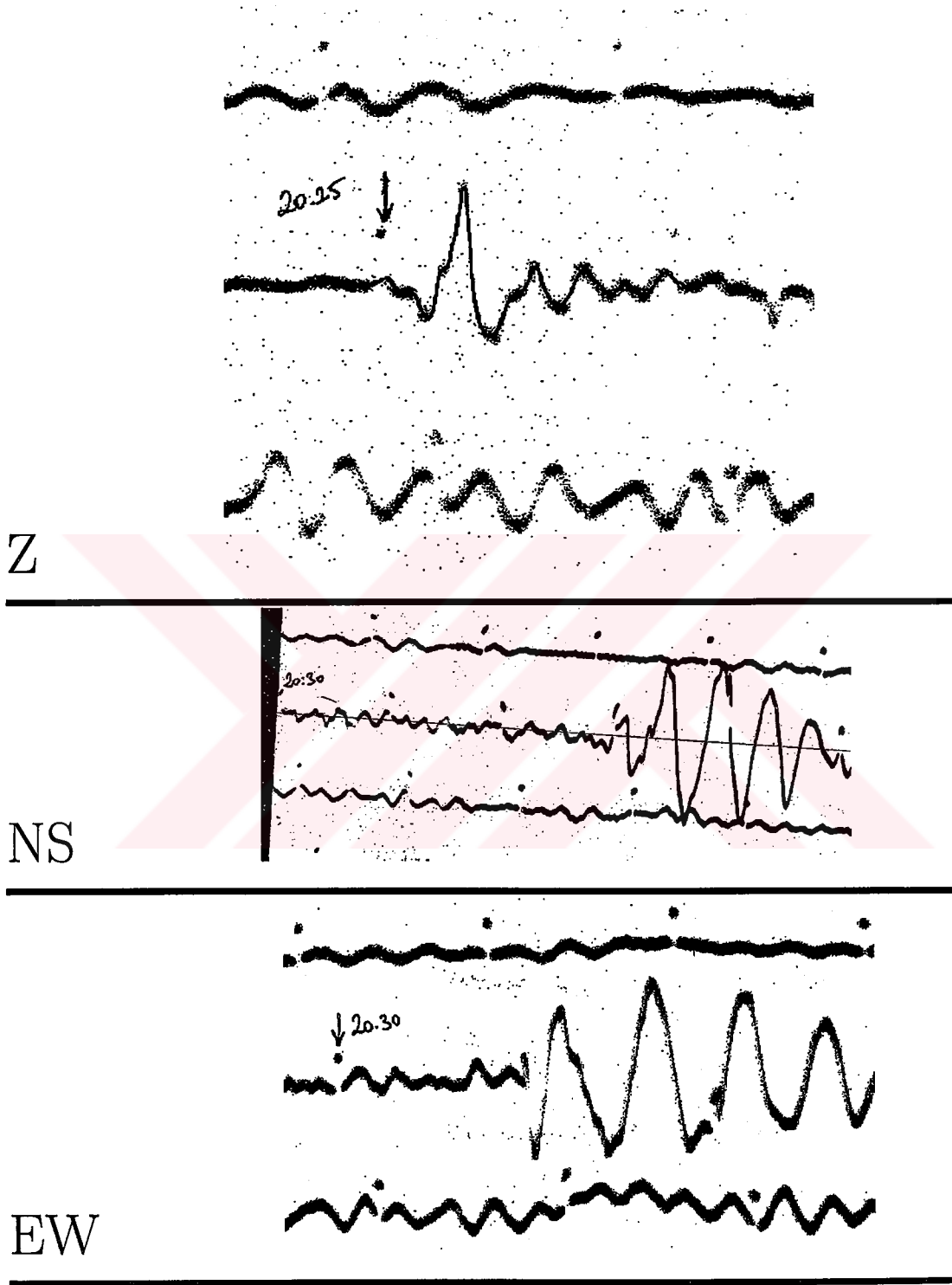
Şekil A.25: 28.07.1976: DAG istasyonuna ait NS-EW bileşen kayıtları.



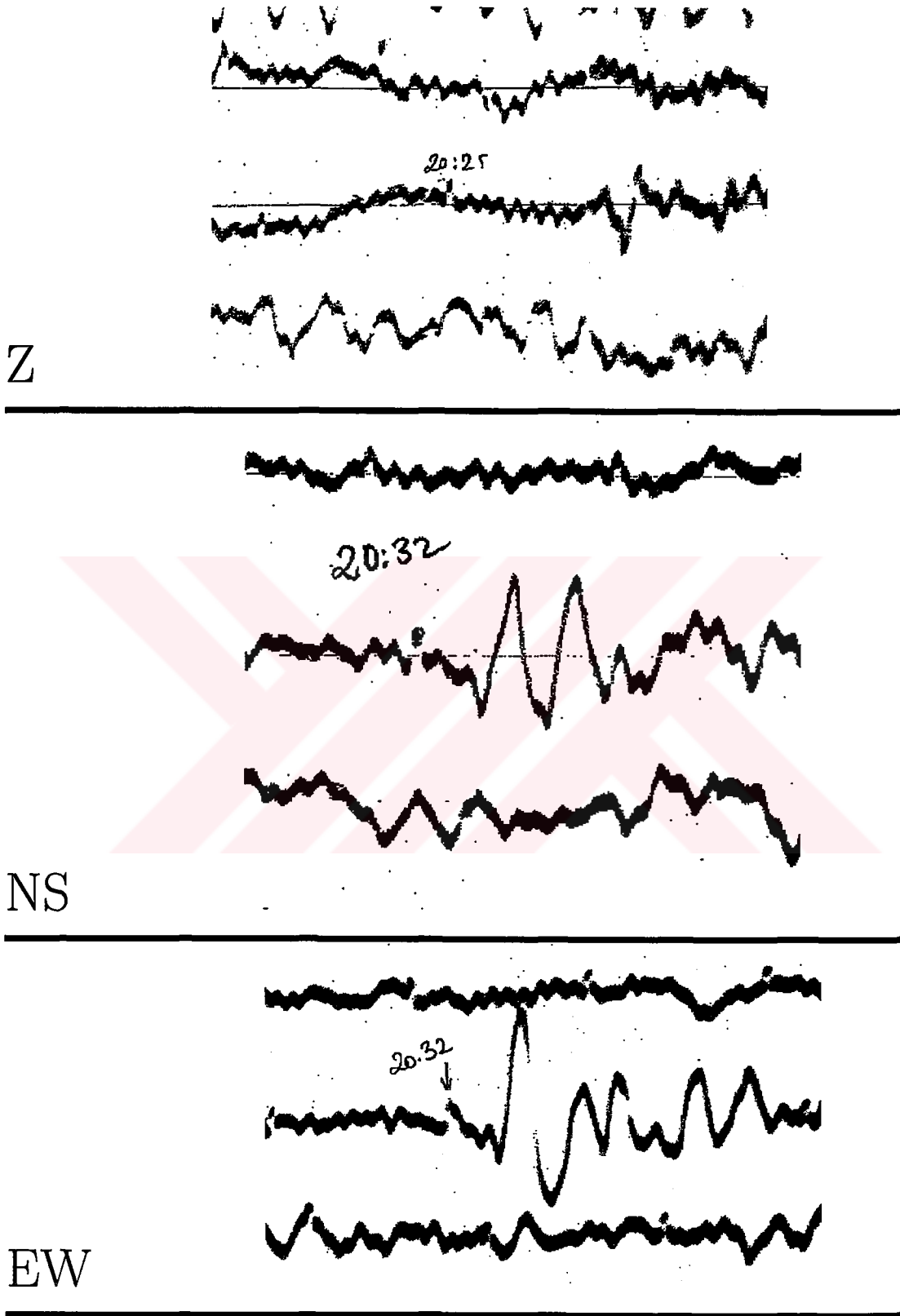
Şekil A.26: 28.07.1976: ESK istasyonuna ait Z-NS-EW bileşen kayıtları.



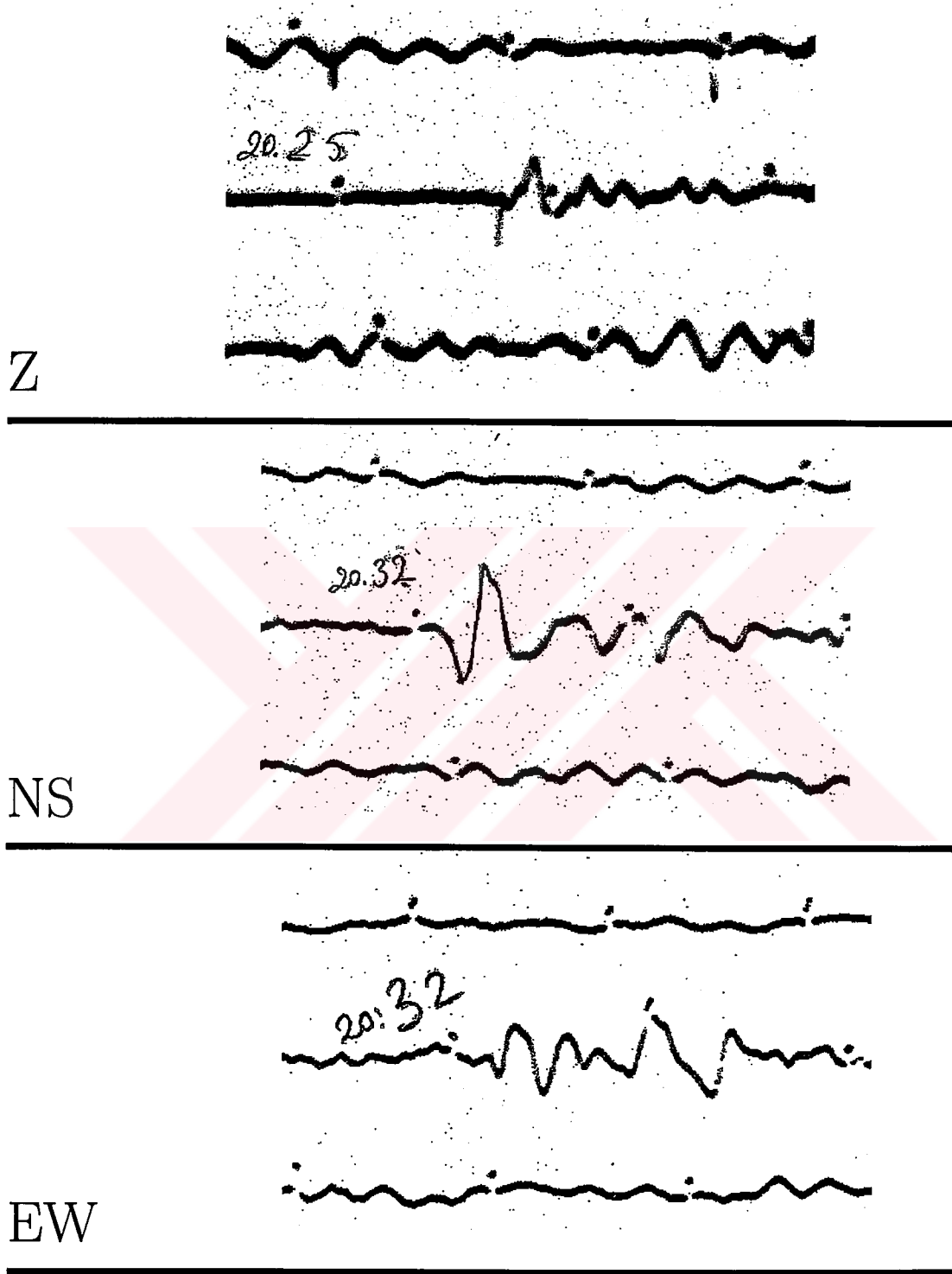
Şekil A.27: 28.07.1976: GDH istasyonuna ait Z-NS-EW bileşen kayıtları.



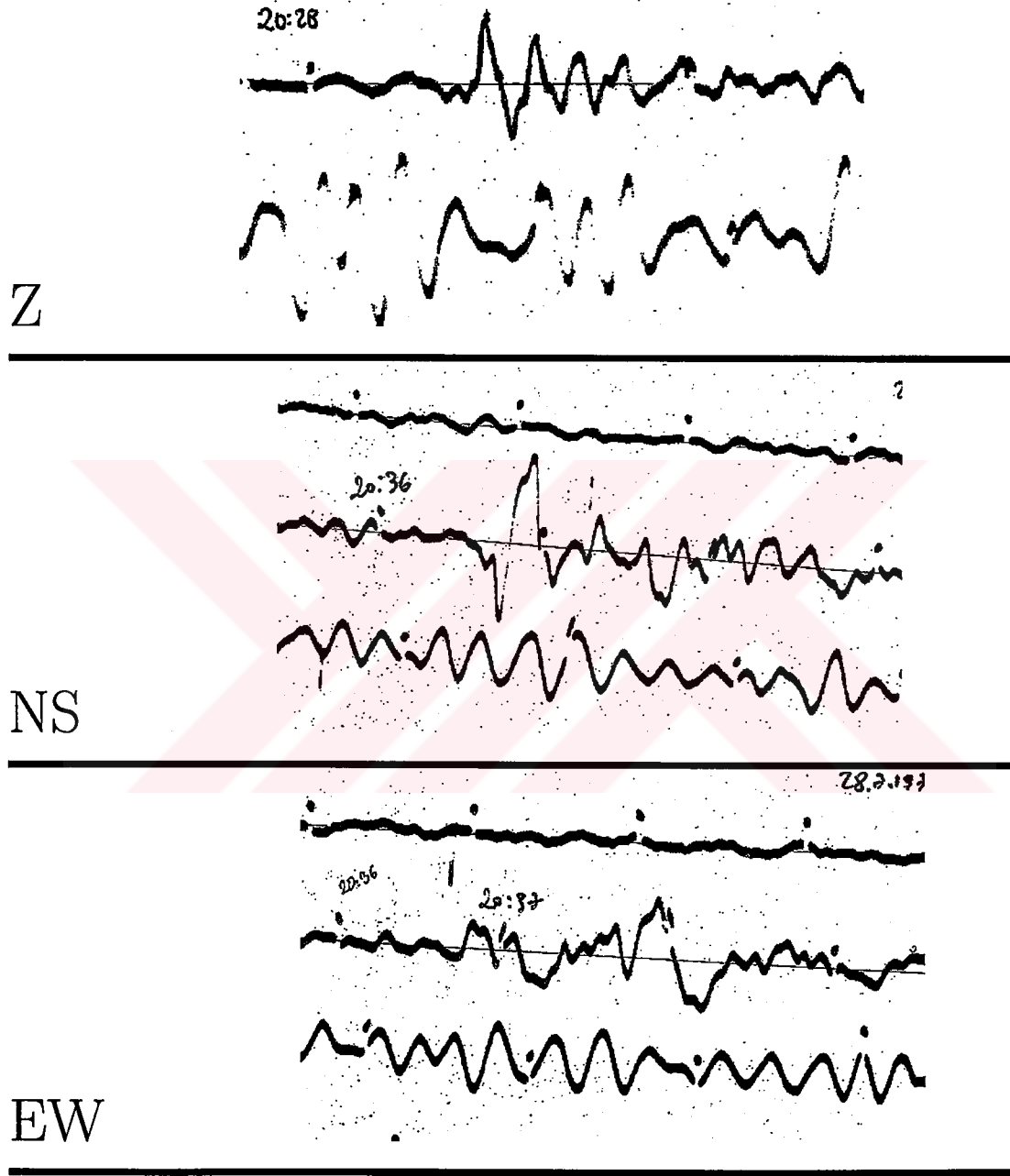
Şekil A.28: 28.07.1976: KBS istasyonuna ait Z-NS-EW bileşen kayıtları.



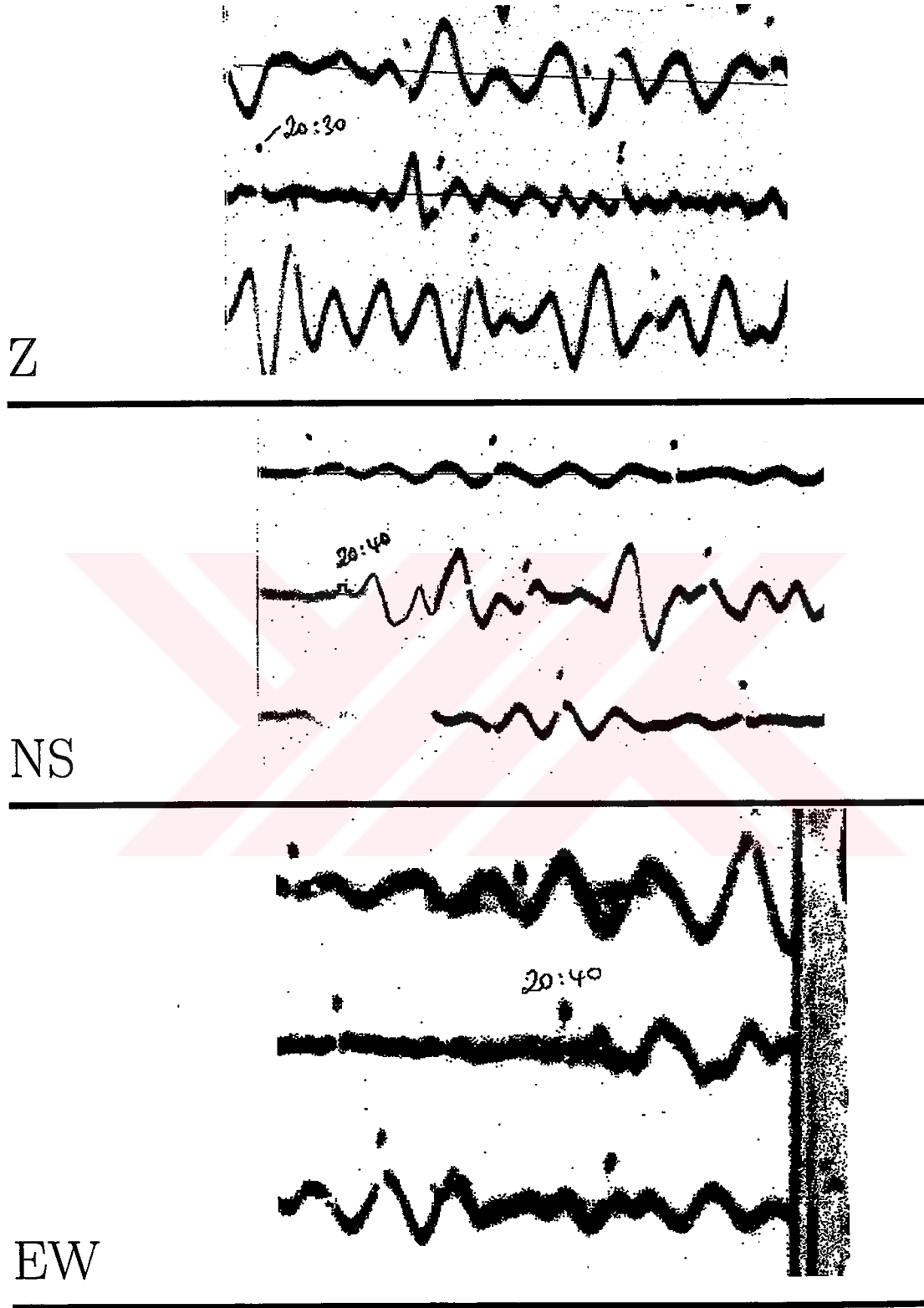
Şekil A.29: 28.07.1976: KOD istasyonuna ait Z-NS-EW bileşen kayıtları.



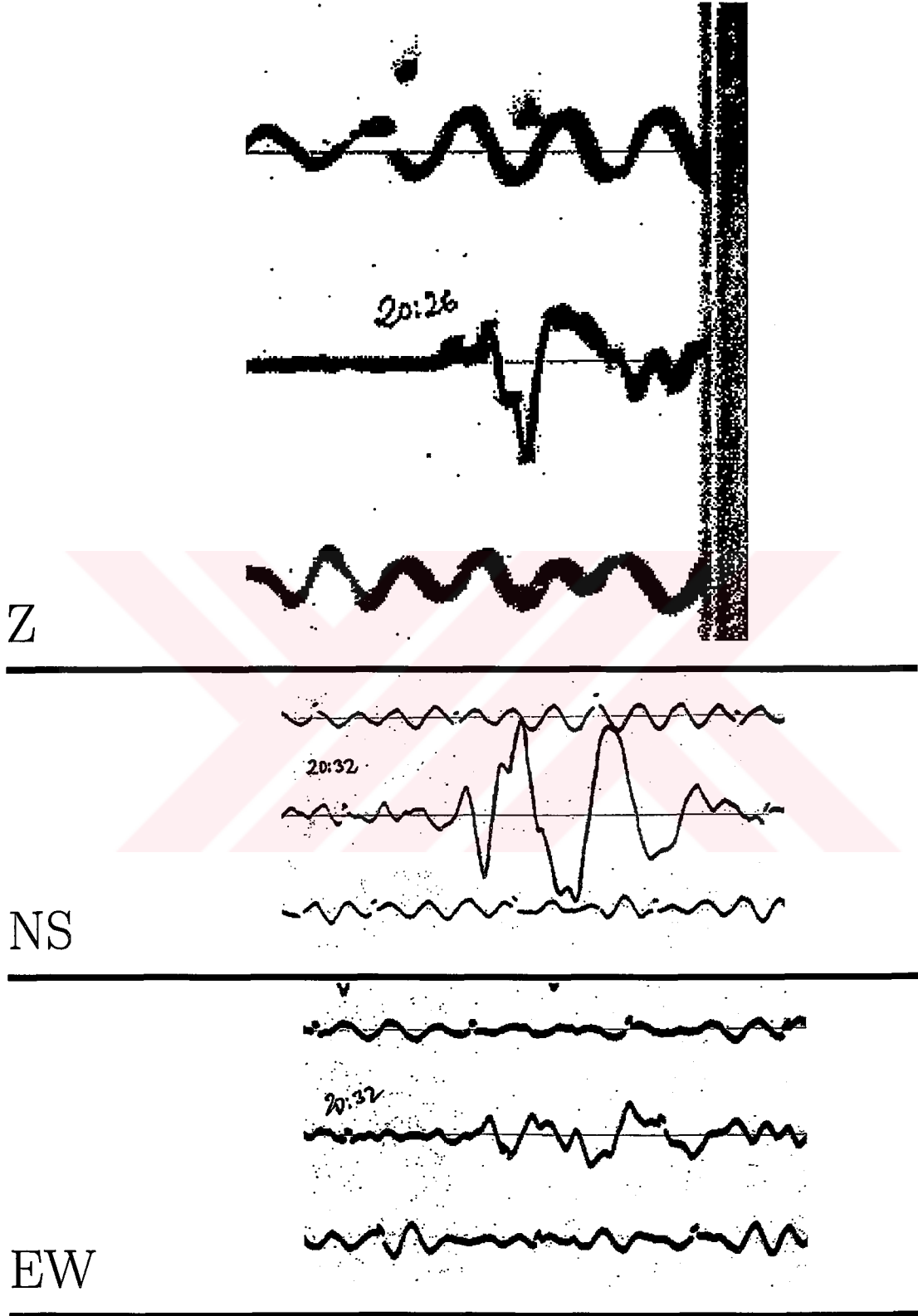
Şekil A.30: 28.07.1976: KTG istasyonuna ait Z-NS-EW bileşen kayıtları.



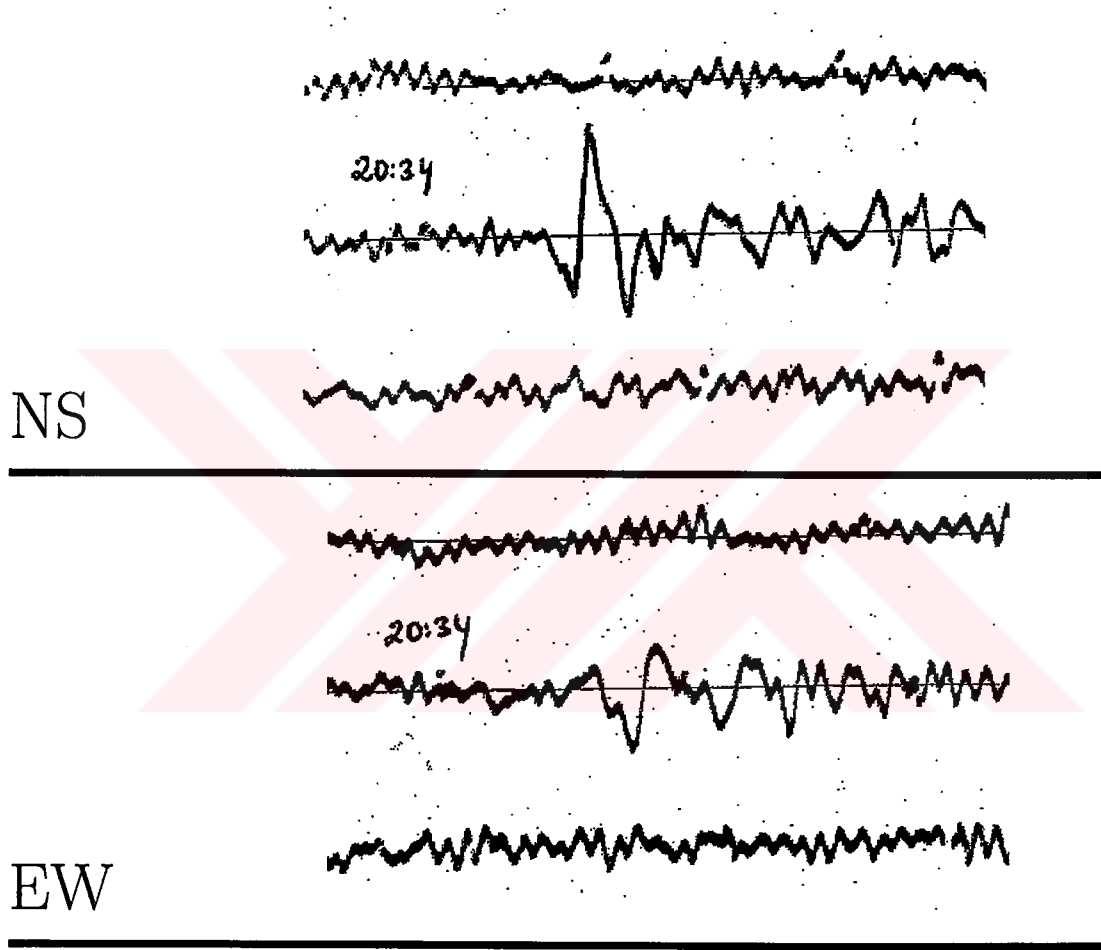
Şekil A.31: 28.07.1976: MAT istasyonuna ait Z-NS-EW bileşen kayıtları.



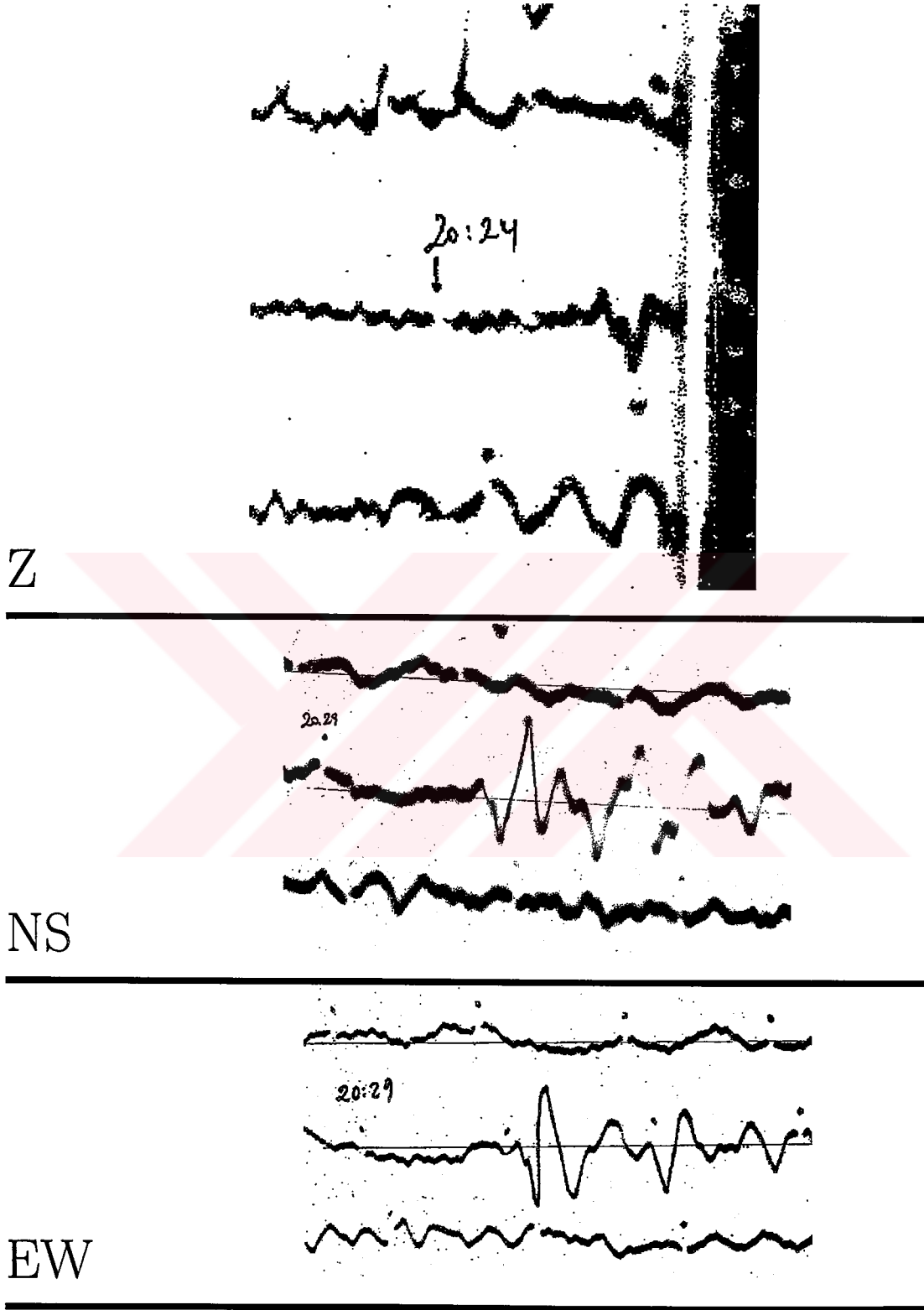
Şekil A.32: 28.07.1976: MSO istasyonuna ait Z-NS-EW bileşen kayıtları.



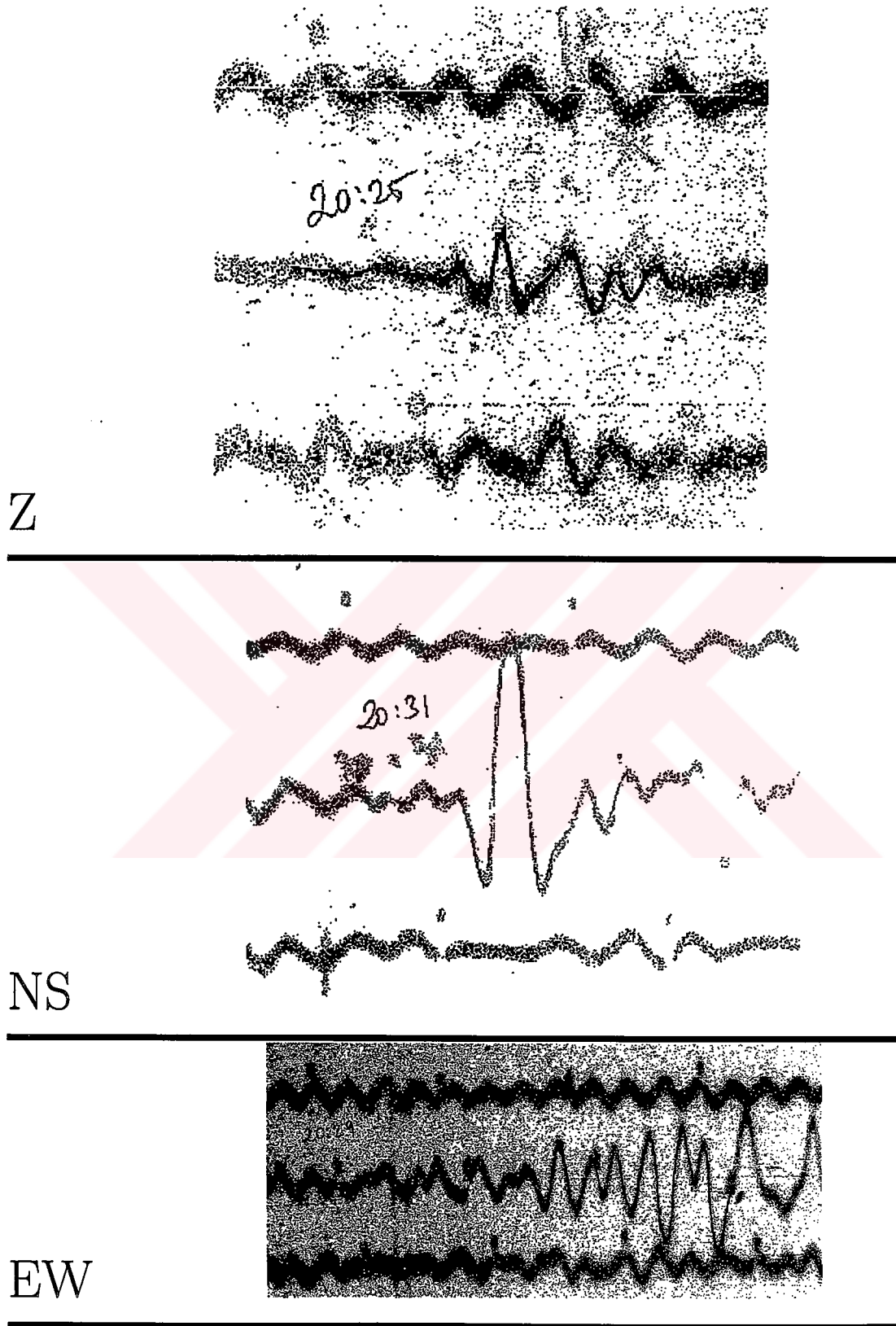
Şekil A.33: 28.07.1976: NAI istasyonuna ait Z-NS-EW bileşen kayıtları.



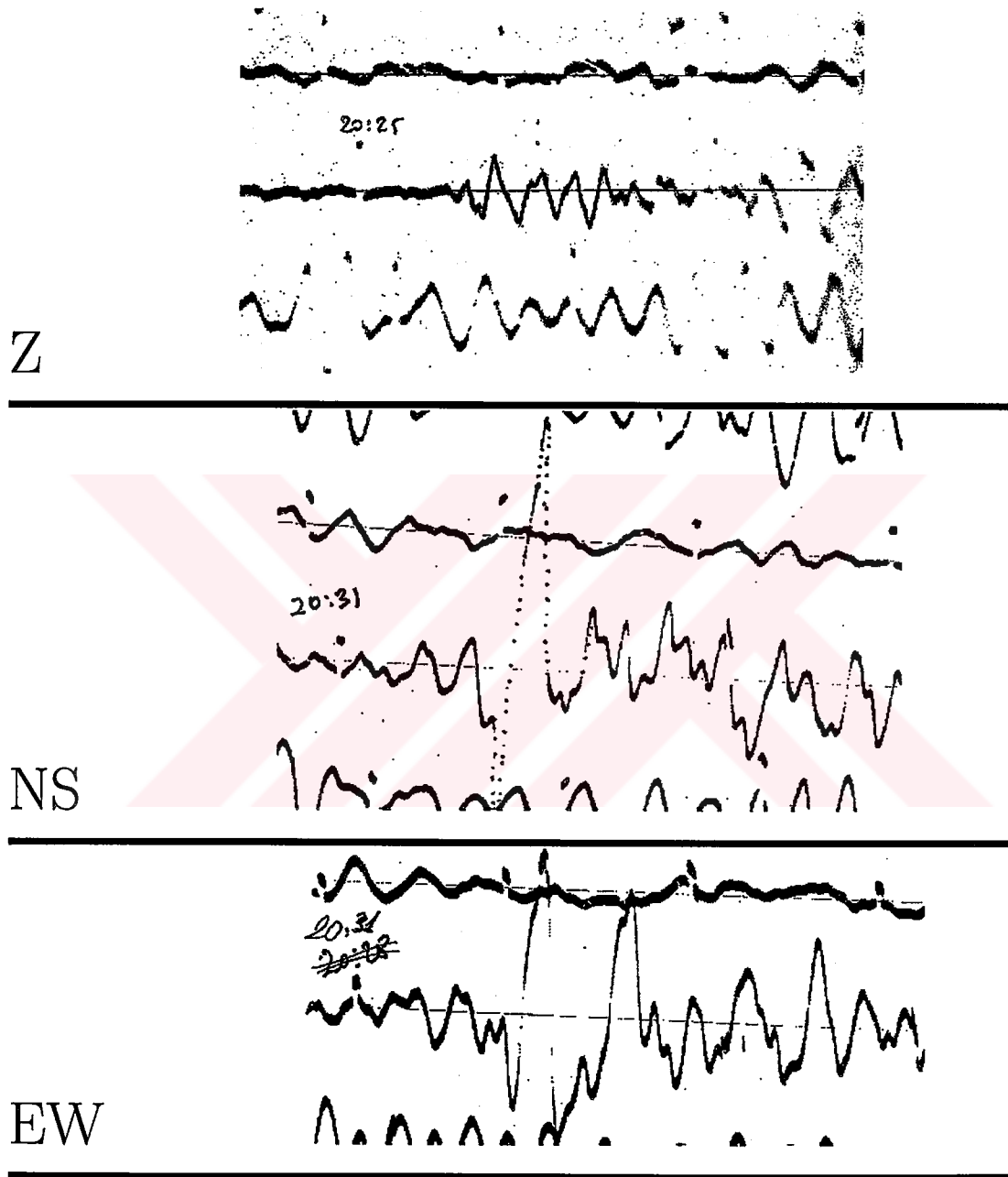
Şekil A.34: 28.07.1976: PDA istasyonuna ait NS-EW bileşen kayıtları.



Şekil A.35: 28.07.1976: POO istasyonuna ait Z-NS-EW bileşen kayıtları.



Şekil A.36: 28.07.1976: PTO istasyonuna ait Z-NS-EW bileşen kayıtları.

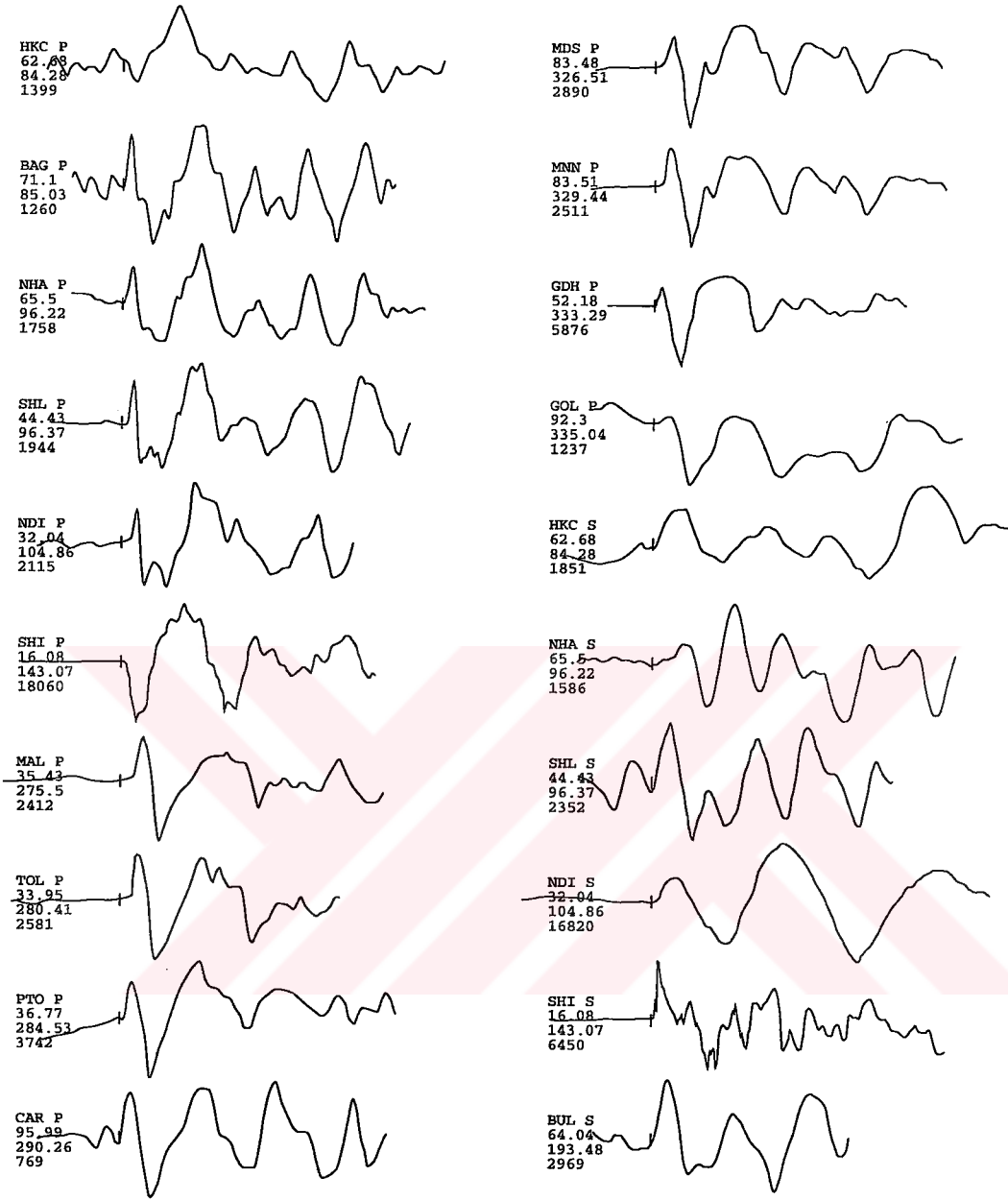


Şekil A.37: 28.07.1976: SHL istasyonuna ait Z-NS-EW bileşen kayıtları.

EK - B

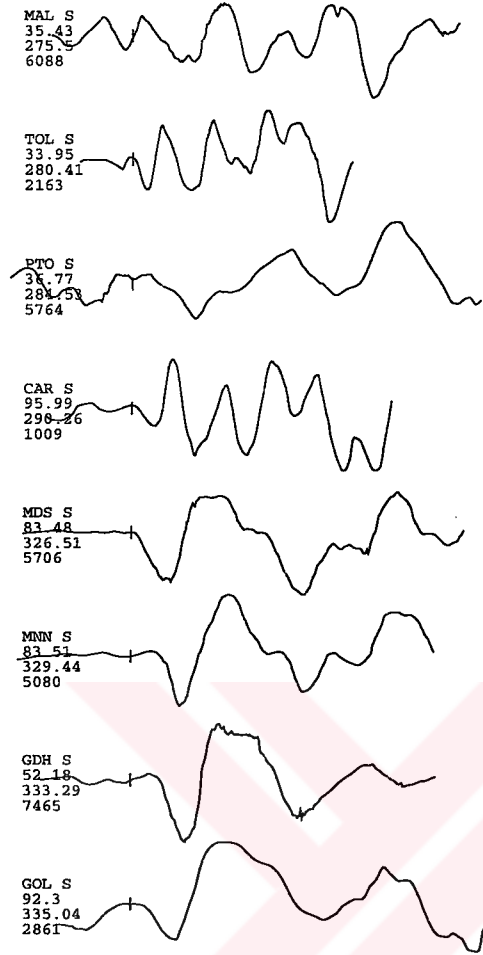
GERÇEK VE YAPAY DALGA ŞEKİLLERİNİN AZİMUTAL DEĞİŞİMİ

16.07.1963 ve 28.07.1976 depremlerine ait sayısallaştırılmış gerçek (Şekil B.1, B.3) ve yapay olarak üretilmiş (Şekil B.2, B.4) dalga şekillerinin istasyon azimutuna göre değişimleri izleyen şekillerde verilmiştir. Dalga şeklinin solunda, 1. sırada istasyon kodu ve faz adı, 2. sırada episanıra olan uzaklık ($^{\circ}$), 3. sırada istasyon azimutu ($^{\circ}$), 4. sırada dalga genliği (mikron cinsinden) için ölçek verilmiştir. Yatay zaman ölçeği şeklin en altındadır. Gerçek kayıtlar tüm istasyonlar için verilirken, yapay dalga şekilleri sadece ters çözüme giren istasyonlar için verilmiştir.



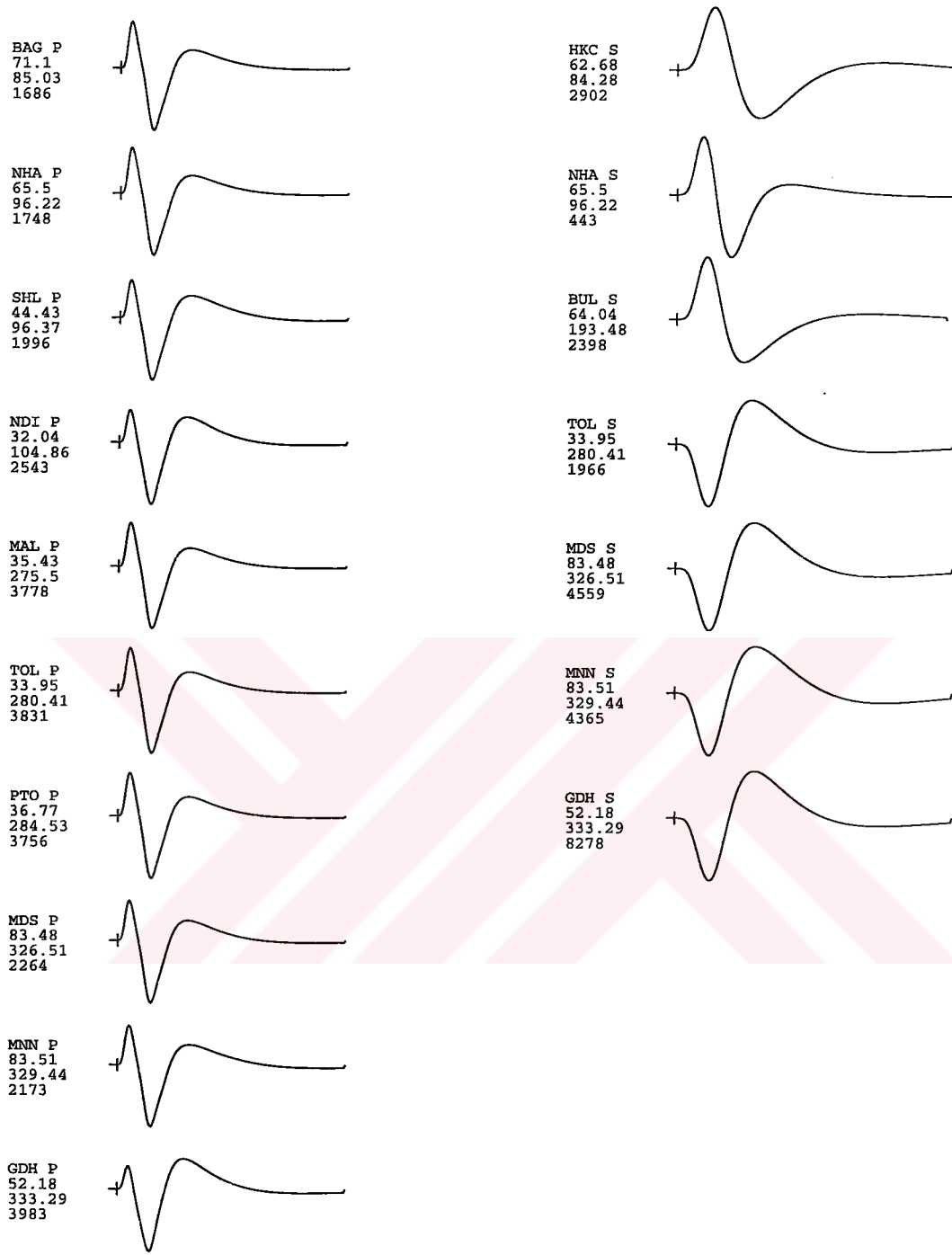
SYN4PREV output on 03-16-1998
 ||||| 60 s Input file: JULY63.INV Page 1

Şekil B.1: 16.07.1963 depremine ait sayısallaştırılmış gerçek kayıtların azimuta göre dizilimi (Açıklama için konuya bakınız).



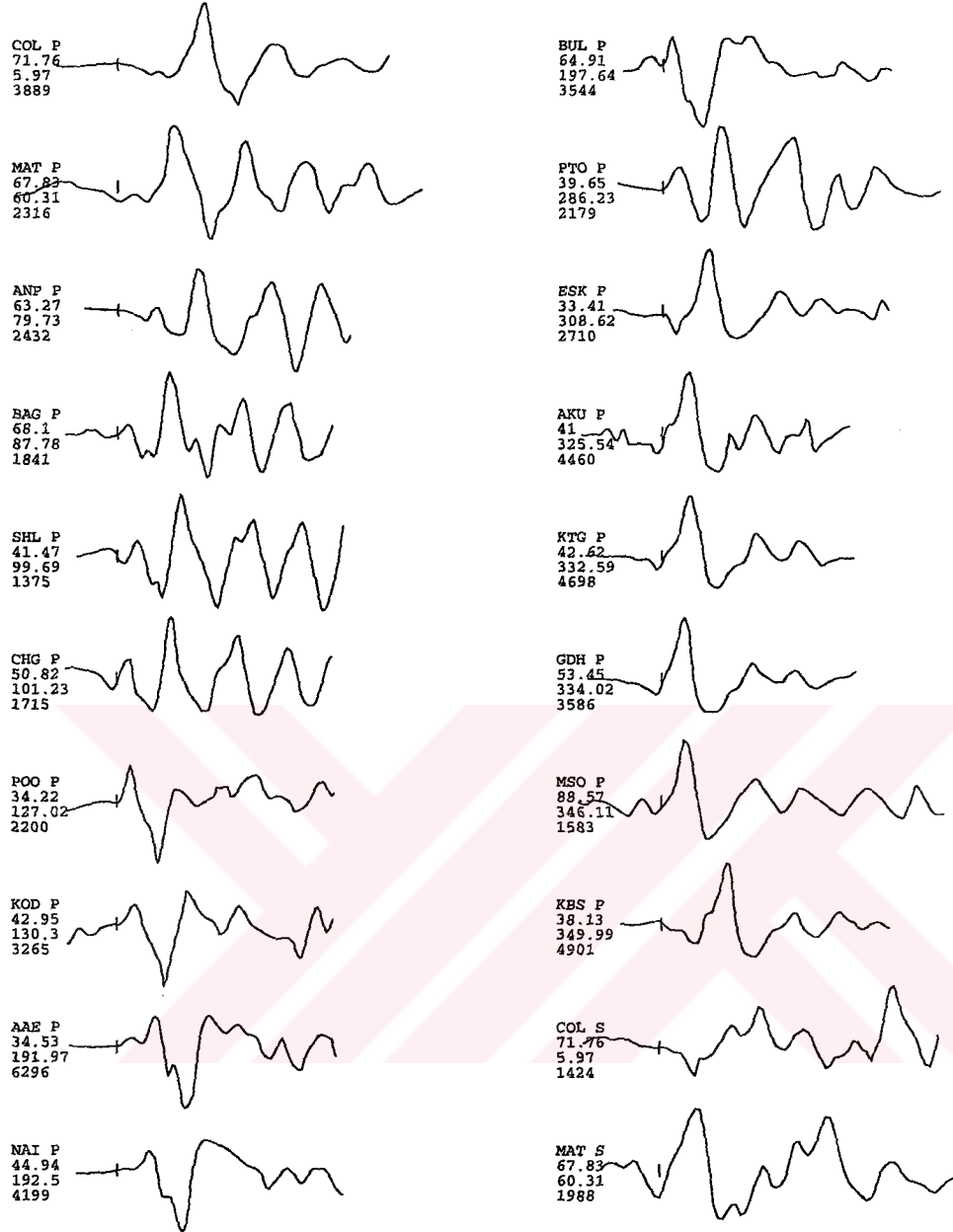
SYN4PREV output on 03-16-1998
 | | | | | | | | | | 60 s Input file: JULY63.INV Page 2

Şekil B.1: Devam ediyor.



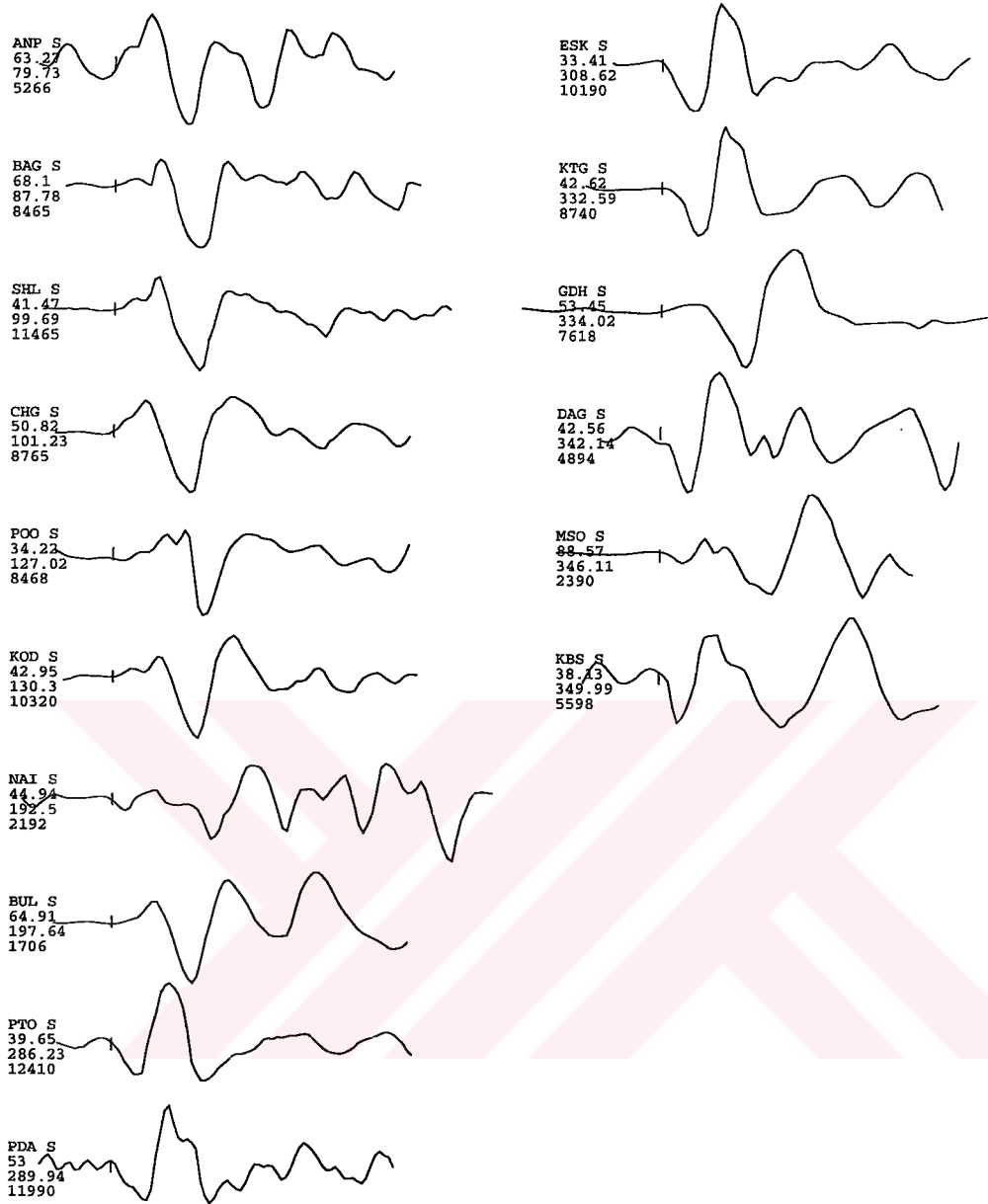
SYN4PREV output on 03-16-1998
 ||||| 60 s Input file: 63SYN.INV Page 1

Şekil B.2: 16.07.1963 depremine ait yapay olarak üretilmiş dalga şekillerinin azimuta göre dizilimi (Açıklama için konuya bakınız).



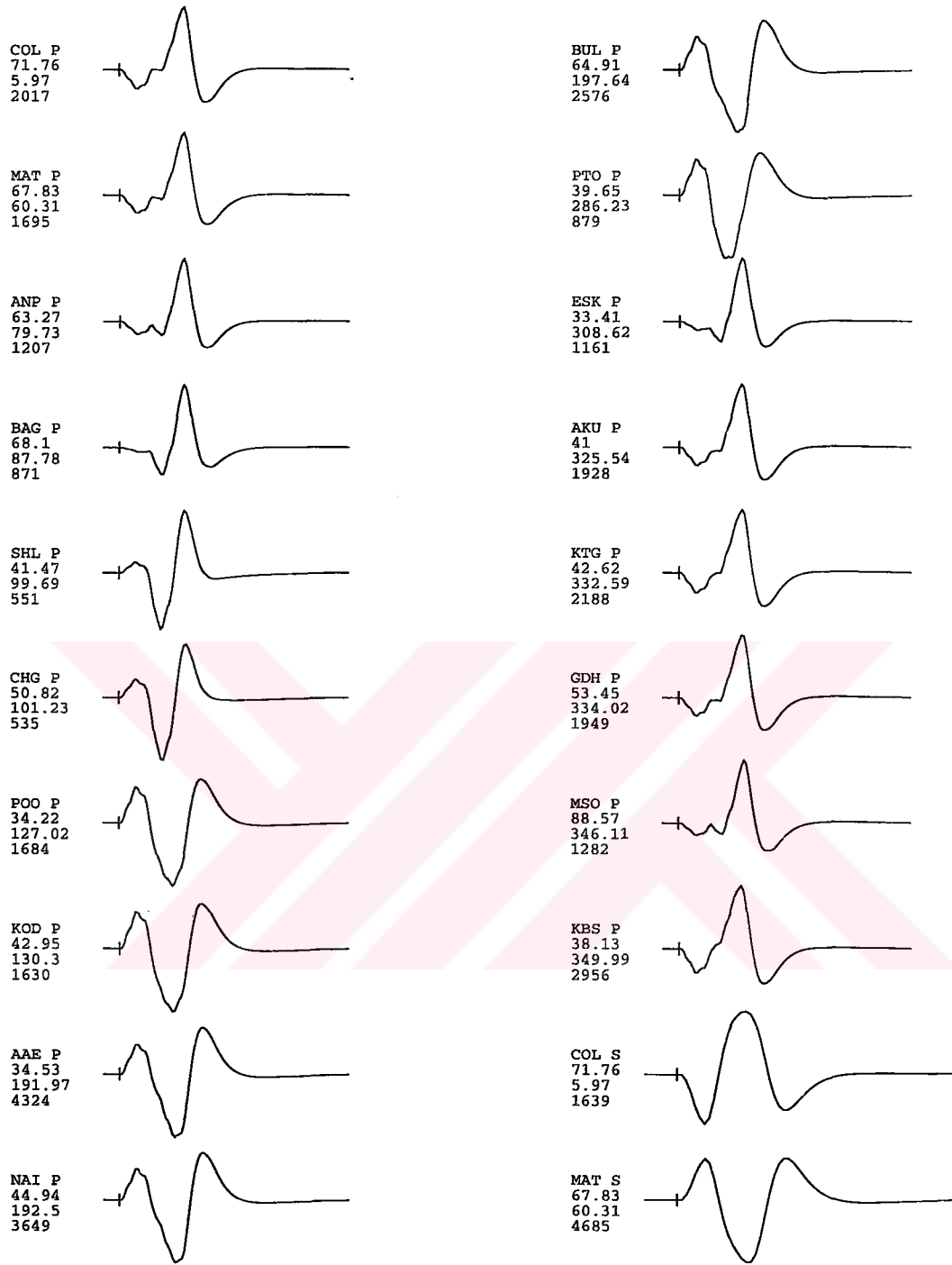
SYN4PREV output on 03-16-1998
 | | | | | | | | | | 60 s Input file: JULY76.INV Page 1

Şekil B.3: 28.07.1976 depremine ait sayısallaştırılmış gerçek kayıtların azimuta göre dizilimi (Açıklama için konuya bakınız).



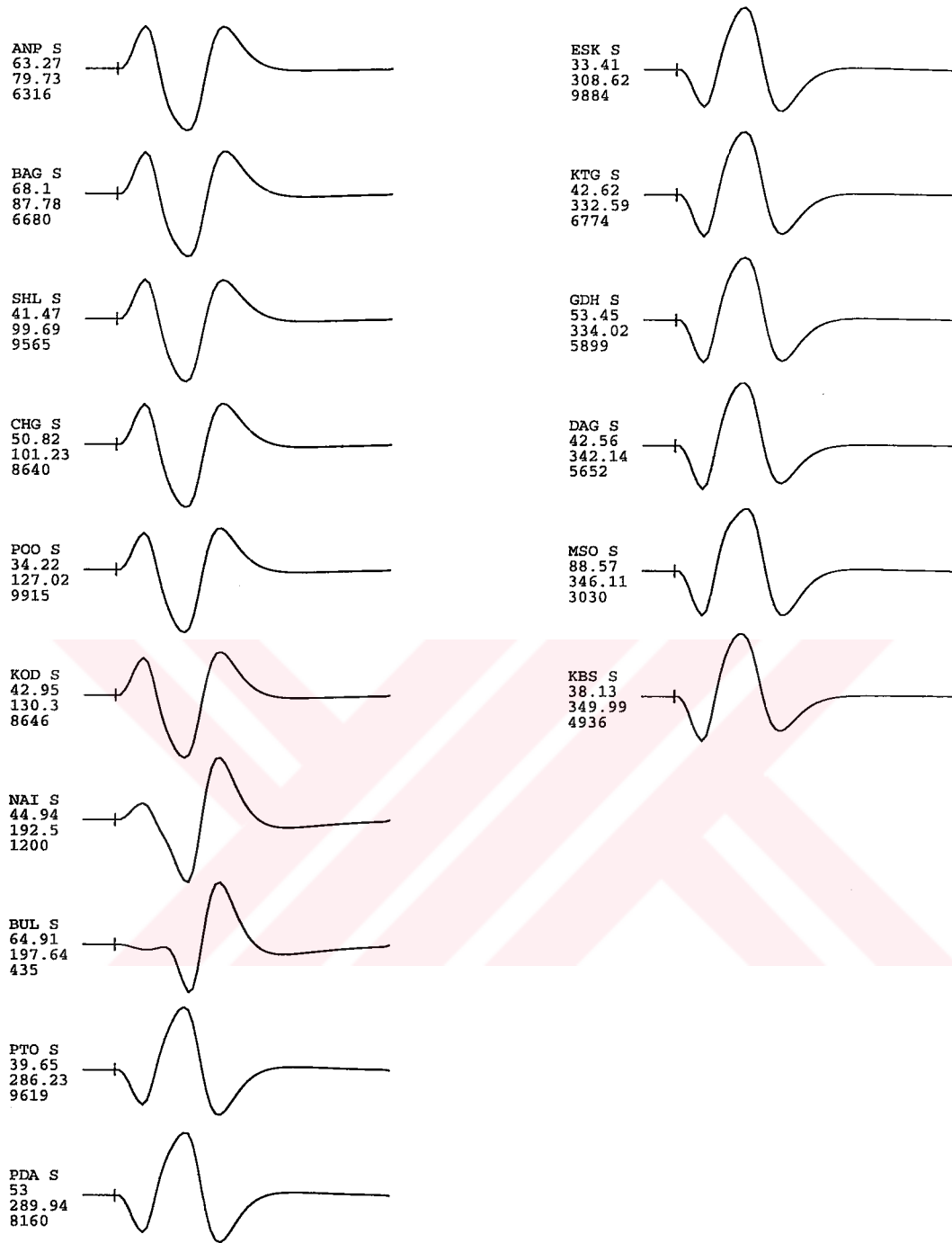
SYN4PREV output on 03-16-1998
 | | | | | | | | | | 60 s Input file: JULY76.INV Page 2

Şekil B.3: Devam ediyor.



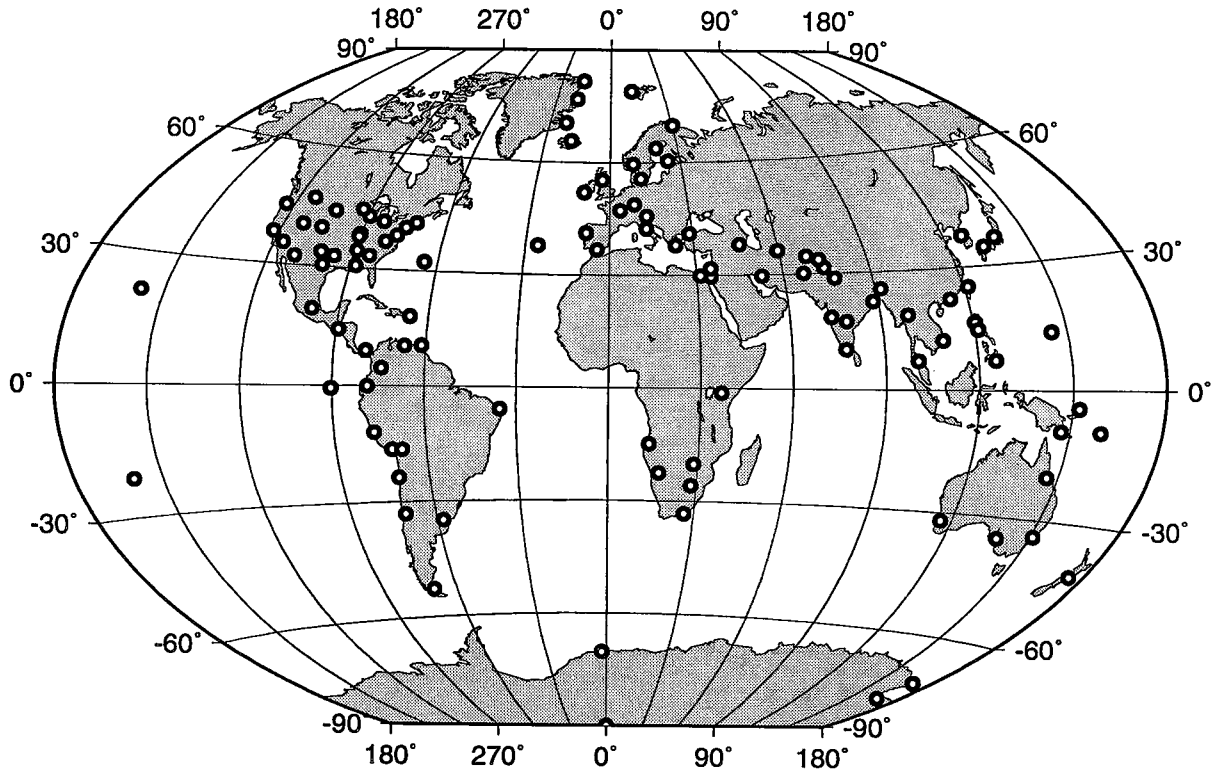
SYN4PREV output on 03-16-1998
 | | | | | | | | | | 60 s Input file: 76SYN.INV Page 1

Şekil B.4: 28.07.1976 depremine ait yapay olarak üretilmiş dalga şekillerinin azimuta göre dizilimi (Açıklama için konuya bakınız).



SYN4PREV output on 03-16-1998
 | | | | | | | | | | | | | | | | 60 s Input file: 76SYN.INV Page 2

Şekil B.4: Devam ediyor.



Şekil C.1: Tablo C.1 de verilen WWSSN istasyonlarının dünya üzerindeki dağılımı.

Tablo C.1: Dünya genelinde WWSSN istasyonları. N: No, E.: Enlem (K-Kuzey, G-Güney), B.: Boylam (D-Doğu, B-Batı), Y.: Yükseklik (m), KP: Kısa periyod bileşen büyütmesi (x1000), UP: Uzun periyod bileşen büyütmesi.

N	Kod	İstasyon	Bölge	E. (° ' ")	B. (° ' ")	Yük.	KP	UP
1	AAE	ADDIS ABABA	ETHIOPIA	09 01 45K	38 45 56D	2242.5	50	1500
2	AAN	ANN ARBOR	MICHIGAN	42 17 49K	83 39 22B	249.0	25	1500
4	ADE	ADELAIDE	AUSTRALIA	34 58 01G	138 42 32D	645.0	25	750
5	AFI	AFIANALU	SOMOA	13 54 33G	171 46 38B	705.6	12.5	750
6	AKU	AKUREURI	ICELAND	65 41 12K	18 06 24B	24.0	12.5	375
7	ALQ	ALBUQUERQUE	NEW MEXICO	34 56 30K	106 27 30B	1824.0	200	3000
8	SNA	SANAE	ANTARCTICA	70 18 32G	2 21 30B	52.0	1	0000
9	ANT	ANTOFAGASTA	CHILE	23 41 56G	70 24 54B	80.0	50	3000
10	AQU	L'AQUILA	ITALY	42 21 00K	13 25 00D	721.0	50	3000
11	ARE	AREQUIPA	PERU	16 27 43G	71 29 28B	2451.6	50	1500
12	ATL	ATLANTA	GEORGA	33 26 00K	84 20 15B	273.0	50	3000
13	ATU	ATHENS UNIVER	GREECE	37 58 20K	23 43 00D	95.0	12.5	1500
14	BAG	BAGUID	PHILIPPINES	16 24 00K	120 36 00D	1507.0	25	3000
15	BEC	-	BERMUDA	32 22 46K	64 40 52B	41.0	12.5	1500
17	BHP	BALBOA HTS	CANAL ZONE	8 57 39K	79 33 29B	36.0	12.5	750
18	BKS	BERKELEY	CALIFORNIA	37 52 36K	122 14 06B	276.0	25	3000
19	BLA	BLACKSBURG	VIRGINIA	37 12 00K	80 25 00B	624.0	50	1500
20	LEM	LEMBANG	JAVA	6 50 00G	107 37 00D	1241.0	25	750
21	BOG	BOGOTA	COLOMBIA	4 37 23K	74 03 54B	2658.0	12.5	3000
22	BOZ	BOZEMAN	MONTANA	45 36 00K	111 38 00B	1575.0	1	0000
23	BUL	BULAWAYO	SO. RHODESIA	20 08 06G	28 36 08D	1320.0	100	1500
24	CAR	CARACAS	VENEZUELA	10 30 24K	66 55 39B	1035.0	25	3000
25	CCG	CAMP CENTURY	GREENLAND	77 10 00K	61 08 00B	1890.0	1	0000
26	CHG	CHIENMAI	THAILAND	18 47 24K	98 58 37D	416.4	200	3000
27	CMC	COPPERMINE	NO.WEST TER.	67 50 00K	114 05 00B	31.0	1	0000
28	COL	COLLEGE OUTP.	ALASKA	64 54 00K	147 47 36B	183.0	100	1500
29	COP	COPENHAGEN	DENMARK	55 41 00K	12 26 00D	13.0	12.5	750
30	COR	CORVALLIS	OREGON	44 35 08K	123 18 11B	121.5	25	1500
31	CTA	CHARTERS TOW.	AUSTRALIA	20 05 18G	146 15 16D	352.0	1	0000
32	DAL	DALLAS	TEXAS	32 50 46K	96 47 02B	187.0	1	0000
33	DAV	DAVAO MINDAN.	PHILIPPINES	07 05 16K	125 34 29D	85.0	6.25	1500
34	EIL	EILAT	ISRAEL	29 33 00K	34 57 00D		200	3000
35	JCT	JUNCTION CITY	TEXAS	30 28 46K	99 43 08B	591.0	200	1500
36	DUG	DUGWAY	UTAH	40 11 42K	112 48 48B	1453.5	12.5	3000
37	GRM	GRAHAMSTOWN	SO. AFRICA	33 18 48G	26 34 24D	610.0	25	1500
38	ESK	ESKDALENUIR	SCOTLAND	55 19 00K	3 12 18B	242.0	12.5	750
39	FLD	FLORISSANT	MISSOURI	38 48 06K	90 22 12B	157.5	25	1500
40	GDH	GODHAVN	GREENLAND	69 15 00K	53 32 00B	23.0	25	1500
41	GEO	GEORGETOWN U.	D. C.	38 54 00K	77 04 00B	41.7	25	750
42	GIE	GALAPAGOS IS.	ECUADOR	00 44 00G	90 18 00B	30.0	12.5	750
43	GOL	GOLDEN	COLORADO	39 42 01K	105 22 16B	2324.0	200	1500
44	GUA	GUAM	MARIANAS IS.	13 32 18K	144 54 42D	230.0	6.25	750
45	HKG	HONG KONG	HONG KONG	22 18 13K	114 10 19D	27.0	6.25	750
46	HLL	HALLETT	ANTARCTICA	72 18 50G	170 13 00D	1.5	1	0000
47	HLW	HELWAN	EGYPT	29 51 30K	31 20 30D	115.6	50	3000
48	HOR	HONTARA	GUADALCANAL	09 25 54G	159 56 48B	84.8	12.5	1500
49	HOW	HOWRAW	INDIA	22 25 00K	38 18 33D	3.0	1	0000
50	IST	ISTANBUL	TURKEY	41 02 36K	28 59 06D	65.0	25	1500
51	JER	JERUSEALEM	ISRAEL	31 46 19K	35 11 50D	770.0	25	3000
52	KEV	KEVO	FINLAND	69 45 00K	27 00 00D	95.0	25	1500

N	Kod	İstasyon	Bölge	E. (° ' ")	B. (° ' ")	Yük.	KP	UP
53	KIP	KIPAPA	HAWAII	21 25 24K	158 54 00B	70.0	6.25	375
54	KOD	KODAIKANAL	INDIA	10 14 00K	77 28 00D	2316.0	50	1500
55	KON	KONGSBERG	NORWAY	59 39 00K	9 35 00D	300.0	50	1500
56	LAH	LAHORE	PAKISTAN	31 33 00K	74 20 00D	210.0	100	1500
56	NIL	NILORE	PAKISTAN	33 39 00K	73 15 06D	536	100	1500
57	KGL	KABUL	AFGHANISTAN	34 32 27K	69 02 35D	1920.0	400	6000
58	LON	LONGMIRE	WASHINGTON	46 45 00K	121 48 06B	840.0	100	1500
59	LPA	LA PLATA	ARGENTINA	34 54 32G	57 55 52B	15.3	3.12	750
60	LPB	LA PAZ	BOLIVIA	16 31 57G	68 05 54B	3292.1	50	1500
61	LPS	LA PALMA	EL SALVADOR	14 17 31K	89 09 43B	1000.0	1	0000
62	SDB	SA DA BANDEIRA	ANGOLA	14 55 33G	13 34 19D	1781.0	100	1500
63	LUB	LUBOCK	TEXAS	33 35 00K	101 52 00B	200.0	1	0000
64	MAT	MATSUSHIRO	HONSHU	36 32 18K	139 12 30D	440.0	100	3000
65	MAL	-	-	36 43 37K	4 24 40B	-	-	-
66	MAN	MANILA	PHILIPPINES	14 40 00K	121 05 00D	70.4	12.5	1500
67	MDS	MADISON	WISCONSIN	43 22 20K	89 45 36B	273.6	1	0000
68	SNG	-	-	7 10 22K	100 37 12D	-	-	-
69	MNN	MINEAPOLIS	MINNESOTA	44 54 52K	93 11 24B	231.0	1	0000
70	KBS	KINGSBAY	SPITSBERGEN	78 55 03K	11 55 26D	46.0	25	750
71	MSH	MASHAD	IRAN	36 18 40K	59 35 16D	830.0	6.25	1500
72	MUN	MUNDARING	AUSTRALIA	31 58 07G	116 12 05D	235.0	25	375
73	NAT	NATAL	BRAZIL	05 07 00G	35 02 00B	10.0	1	0000
74	NAI	NAIROBI	KENYA	01 16 26G	36 48 13D	1692.0	50	1500
75	NDI	NEW DELHI	INDIA	28 42 00K	77 13 00D	230.0	50	1500
76	NHA	NHATRANG	S. VIETNAM	12 12 36K	109 12 42D	5.0	1	0000
78	NNA	NANA	PERU	11 59 15G	76 50 31B	575.0	50	3000
79	NOR	NORD	GREENLAND	81 36 00K	16 41 00B	36.0	50	750
81	NUR	NURMIJARVI	FINLAND	60 30 30K	24 39 07D	102.0	25	1500
82	OGD	OGDENSBURG	NEW JERSEY	41 04 00K	74 37 00B	367.5	50	3000
83	OXF	OXFORD	MISSISSIPPI	34 30 43K	89 24 33B	101.0	50	3000
84	PDA	PONTA DELGADA	AZORES	37 44 06K	25 39 07B	34.5	6.25	750
85	GSC	GOLDSTONE	CALIFORNIA	35 12 00K	117 00 00B	989.5	100	1500
86	PMG	PORT MORESBY	NEW GUINEA	09 24 05G	147 09 01D	70.0	50	3000
87	POO	POONA	INDIA	18 32 00K	73 51 00D	556.0	50	1500
89	PRE	PRETORIA	SOUTH AFRICA	25 45 00G	28 15 00D	1356.5	50	1500
91	PTO	PORTO	PORTUGAL	41 08 19K	8 36 08B	88.0	25	1500
92	QUE	QUETTA	PAKISTAN	30 11 03K	66 57 00D	1692.0	200	6000
93	QUI	QUITO	ECUADOR	00 12 05G	78 30 01B	2837.0	3.12	3000
94	RAB	RABAU	NEW GUINEA	04 11 33G	159 10 16D	181.2	12.5	750
95	RAR	RAROTONGA	COOK ISLANDS	21 13 00G	159 46 24B	-	6.25	375
96	RCD	RAPID CITY	S. DAKOTA	44 04 30K	103 12 30B	979.5	25	1500
97	RIV	RIVERVIEW	AUSTRALIA	33 49 46G	151 09 30D	25.0	12.5	750
98	PEL	PELDEHUE	CHILE	33 08 37G	70 41 07B	690.0	50	1500
99	SBA	SCOTT BASE	ANTARCTICA	77 51 00G	166 46 00D	15.0	25	750
100	KTG	KAP TOBIN	GREENLAND	70 25 00K	21 59 00B	6.0	12.5	750
101	SCP	STATE COLLEGE	PENNSYLVANIA	40 48 35K	77 52 09B	353.0	50	1500
102	SEO	SEOUL	KOREA	37 34 00K	126 58 00D	85.5	50	1500
103	SHA	SPRING HILL	ALABAMA	88 08 23K	30 41 41B	58.5	6.25	1500
104	SHI	SHIRAZ	PERSIA	29 38 40K	52 31 34D	1595.0	50	1500
105	SHL	SHILLONG	INDIA	25 34 00K	91 53 00D	1600.0	200	3000
106	SJG	SAN JUAN	PUERTO RICO	18 03 42K	66 09 00B	457.0	50	750
108	SPA	SOUTH POLE	ANTARCTICA	90 00 00G	00 00 00	2880.0	100	375
109	STU	STUTTGART	GERMANY	48 46 15K	09 16 36D	375.0	25	750
110	TAB	TABRIZ	PERSIA	38 04 03K	46 19 36D	143.0	6.25	1500
112	ANP	ANPU	TAIWAN	25 11 00K	121 31 00D	836.0	6.25	750
113	TAU	UNIVERSITY OF	TASMANIA	42 54 36G	147 19 13D	132.2	25	750

N	Kod	İstasyon	Bölge	E. (° ' ")	B. (° ' ")	Yük.	KP	UP
114	SHK	SHIRAKI	HONSHU	34 31 48K	132 40 42D	285.0	12.5	1500
115	TOL	TOLEDO	SPAIN	39 52 53K	4 02 55B	480.5	25	1500
117	TRI	TRIEDTE	ITALY	45 39 34K	13 45 14D	126.0	50	6000
118	TRN	TRINIDAD	WEST INDIES	10 39 00K	61 24 12B	24.0	25	1500
119	TUC	TUCSON	ARIZONA	32 18 35K	110 46 56B	972.0	200	1500
220	UME	UMEA	SWEDEN	63 49 00K	28 14 06D	15.0	50	6000
121	VAL	VALENTIA	IRELAND	51 56 00K	10 15 00B	14.0	12.5	750
122	WEL	WELLINGTON	NEW ZEALAND	41 17 01G	174 46 00D	120.3	6.25	750
123	WES	WESTON	MASS.	42 23 05K	71 19 19B	60.0	50	3000
124	WIN	WINDHOEK	SOUTH AFRICA	22 34 00G	17 06 00D	1700.7	50	1500
125	UNM	UNIVERSITY OF	MEXICO	19 19 44K	99 10 41B	257.0	6.25	1500
126	LOR	LORNES	FRANCE	47 16 00K	3 51 05D	530.0	100	1500
222	KRK	KIRKENES	NORWAY	69 43 27K	30 03 5D			0000

ÖZGEÇMİŞ

13.07.1974'de Zonguldak'ta doğdu. Zonguldak Yayla İlkokulu'nu bitirdikten sonra orta ve lise öğrenimini Zonguldak Fener Lisesi'nde tamamladı. 1991 yılında İTÜ Maden Fakültesi Jeofizik Mühendisliği Bölümü'ne girdi. Bir senelik İngilizce hazırlık sınıfını başarıyla tamamladıktan sonra 1992 yılında lisans eğitimine başladı. 1996 yılında Jeofizik Mühendisliği Bölümü'nden fakülte ve bölüm birinciliğiyle mezun oldu. Aynı yıl yüksek lisans eğitimine başladı ve 1997 yılında araştırma görevlisi oldu. Halen aynı bölümde yüksek lisans eğitimine devam etmektedir.



2017-2018 Eğitim Öğretim Yılı
Maden Fakültesi Jeofizik Mühendisliği Bölümü