

**T.C.
SAKARYA ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ**

**30 EKİM 1983 HORASAN-NARMAN DEPREMİ ($M_s=6.8$)
KIRILMA ÖZELLİKLERİNİN TELESİSMİK SONLU-FAY
MODELLEMESİ YOLUYLA İNCELENMESİ**

YÜKSEK LİSANS TEZİ

Ayşe GÜNEŞ

Enstitü Anabilim Dalı : JEOFİZİK MÜHENDİSLİĞİ

Tez Danışmanı : Prof. Dr. Murat UTKUCU

Haziran 2015

T.C.
SAKARYA ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

30 EKİM 1983 HORASAN-NARMAN DEPREMİ (Ms=6.8)
KIRILMA ÖZELLİKLERİNİN TELESİSMİK SONLU-FAY
MODELLEMESİ YOLUYLA İNCELENMESİ

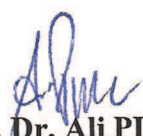
YÜKSEK LİSANS TEZİ

Ayşe GÜNEŞ

Enstitü Anabilim Dalı : JEOFİZİK MÜHENDİSLİĞİ

Bu tez 16 / 06 /2015 tarihinde aşağıdaki jüri tarafından oybirliği ile kabul edilmiştir.


Prof. Dr. Murat UTKUCU
Jüri Başkanı


Prof. Dr. Ali PINAR
Üye


Doç. Dr. Ertan BOL
Üye

BEYAN

Tez içindeki tüm verilerin akademik kurallar çerçevesinde tarafımdan elde edildiğini, görsel ve yazılı tüm bilgi ve sonuçların akademik ve etik kurallara uygun şekilde sunulduğunu, kullanılan verilerde herhangi bir tahrifat yapılmadığını, başkalarının eserlerinden yararlanılması durumunda bilimsel normlara uygun olarak atıfta bulunulduğunu, tezde yer alan verilerin bu üniversite veya başka bir üniversitede herhangi bir tez çalışmasında kullanılmadığını beyan ederim.

Ayşe Güneş

16.06.2015

TEŞEKKÜR

Bu çalıŐmayı hazırlarken eleŐtirilerini ve desteğini benden esirgemeyen danıŐmanım Prof. Dr. Murat UTKUCU'ya çok teşekkür ederim. Ayrıca katkılarından dolayı Araştırma Grevlileri Hatice DURMUŐ, Hilal YALÇIN ve Emrah BUDAKOğLU'na teşekkür ederim. Ayrıca verileri sayısallaŐtırmada bize yardımcı olan Prof. Dr. Ali PINAR'a çok teşekkür ederim. Tım eğitim hayatım boyunca maddi ve manevi desteklerinden dolayı aileme çok teşekkür ederim.

İÇİNDEKİLER

TEŞEKKÜR.....	i
İÇİNDEKİLER.....	ii
SİMGELER VE KISALTMALAR LİSTESİ.....	iv
ŞEKİLLER LİSTESİ.....	vi
ÖZET	viii
SUMMARY.....	ix

BÖLÜM 1.

GİRİŞ.....	1
1.1. Çalışmanın Amacı ve Kapsamı.....	1
1.2. Türkiye'nin Sismotektonik Özellikleri	3
1.3.30 Ekim 1983 Horasan-Narman Depremi Bölgesinin Sismotektoniği...	6
1.4. 30 Ekim 1983 Horasan-Narman depremi.....	10

BÖLÜM 2.

YÖNTEM.....	14
2.1. Green's Fonksiyonları.....	14
2.2. Sonlu-Fay Dalga Şekli Modellemesi.....	15
2.3. Sonlu-Fay Analizi.....	17
2.4. Çalışmada Kullanılan Sonlu-Fay Ters Çözüm Metodu.....	19

BÖLÜM 3.

BULGULAR.....	24
3.1. Çalışmada Kullanılan Veri ve Veriye Uygulanan İşlemler.....	24
3.2. Sonlu-Fay Model Parametrizasyonu.....	25

3.3. Ters Çözüm Sonuçları.....	29
3.4. Tartışma.....	34
BÖLÜM 4.	
SONUÇLAR.....	36
KAYNAKLAR.....	38
ÖZGEÇMİŞ.....	44

SİMGELER VE KISALTMALAR LİSTESİ

AFAD	: Afet ve Acil Durum Müdürlüğü
BBK	: Bitlis Bindirme Kuşağı
cm	: Santimetre
D	: Doğu
DAFZ	: Doğu Anadolu Fay Zonu
DAB	: Doğu Anadolu Bloğu
GB	: Güneybatı
GCMT	: Global Centroid Moment Tensor
GD	: Güneydoğu
GPS	: Global Positioning System (Küresel Konumlama Sistemi)
HNFZ	: Horasan-Narman Fay Zonu
Hz	: Hertz
ISC	: International Seismological Center
K	: Kuzey
KAFZ	: Kuzey Anadolu Fay Zonu
KB	: Kuzeybatı
KD	: Kuzeydoğu
km	: Kilometre
KÜE	: Karlıova Üçlü Eklemi
m	: Metre
mm /yıl	: Milimetre / Yıl
Ms	: Yüzey dalgası magnitudü
Mw	: Moment Büyüklüğü
NEIC	: National Earthquake Information Center
Nm	: Newton. metre
ÖDFZ	: Ölü Deniz Fay Zonu

P	: Primer dalga (birincil deprem dalgası)
S	: Sekonder dalga (ikincil deprem dalgası)
sn	: Saniye
USGS	: United States Geological Survey (Amerikan Jeolojik Araştırmalar Derneği)
WWSSN	: World Wide Standardized Seismology Network

ŞEKİLLER LİSTESİ

Şekil 1.1. Türkiye'nin genel sismotektonik özelliklerini gösteren harita	3
Şekil 1.2. Türkiye ve yakın civarındaki depremlerin odak mekanizma çözümleri.....	4
Şekil 1.3. Türkiye ve yakın civarında GPS hız vektörlerinin dağılımını gösteren harita.	5
Şekil 1.4. Doğu Anadolu'nun önemli tektonik unsurlarını ve aletsel dönemde meydana gelmiş ($M_w \geq 6.0$) depremleri ve odak mekanizma çözümlerini gösteren harita	6
Şekil 1.5. 30 Ekim 1983 Horasan-Narman depremi kaynak bölgesi civarında aletsel dönemde (1900 yılı sonrası) meydana gelmiş ve kataloglarda yer alan depremselliğin episantral dağılımını gösteren harita.....	7
Şekil 1.6. Kuzey Doğu Anadolu fay zonunu oluşturan fayları ve uzanımlarını gösteren harita.	9
Şekil 1.7. 30 Ekim 1983 Horasan-Narman depreminin AFAD ve ISC tarafından hesaplanmış episantrını ve Pınar (1995) tarafından bulunan kaynak mekanizmasını gösteren lokasyon haritası.	11
Şekil 1.8. 30 Ekim 1983 Horasan-Narman depremi ($M_s=6.8$) ve bu depremin artçıları (Eyidoğan vd., 1999)	13
Şekil 2.1. $\Delta \hat{u}(t)$ kayma hızı için " τ " süreli ikizkenar üçgen kaynak zaman fonksiyonu ve $\Delta u(t)$ kayması ile olan ilişkisi	16
Şekil 2.2. Sonlu fay modeli ve fay yüzeyi üzerine dağıtılmış nokta kaynaklar.	18
Şekil 2.3. Çalışmada kullanılan sonlu-fay ters çözüm yönteminin uygulanmasında sonlu deprem kaynağını temsil için seçilen nokta kaynak gridinin parametrizasyonunun şematik gösterimi	19
Şekil 3.1. 30 Ekim 1983 Horasan-Narman depremi için IR3 ters çözüm denemesi sonucunda elde edilen sismik moment (M_0), varyans (var.), moment boşalım fonksiyonu, kaynak mekanizma çözümü (gri beyaz plaj topu) ve sonlu-fay kayma modeli	30

Şekil 3.2. 30 Ekim 1983 Horasan-Narman depremi için IR3 ters çözüm denemesi sonucunda elde edilen ve Şekil 3.1'de gösterilen kayma modeli için hesaplanan uzun periyod P dalga şekilleri (gri çizgi ile çizilenler) ile gözlenmiş uzun periyod P dalga şekillerinin (gri çizgi ile çizilenler) karşılaştırılması	31
Şekil 3.3. 30 Ekim 1983 Horasan-Narman depremi için IR4 ters çözüm denemesi sonucunda elde edilen sismik moment (M_0), varyans (var.), moment boşalım fonksiyonu, kaynak mekanizma çözümü (gri beyaz plaj topu) ve sonlu-fay kayma modeli	32
Şekil 3.4. 30 Ekim 1983 Horasan-Narman depremi için IR4 ters çözüm denemesi sonucunda elde edilen ve Şekil 3.3'de gösterilen kayma modeli için hesaplanan uzun periyod P dalga şekilleri (gri çizgi ile çizilenler) ile gözlenmiş uzun periyod P dalga şekillerinin (gri çizgi ile çizilenler) karşılaştırılması	33
Şekil 3.5. 30 Ekim 1983 Horasan-Narman depremi için çalışmada önerilen sonlu-fay kırılma modelinin ve Horasan-Narman (Çobandede) fayının deprem kaynak bölgesindeki 3-Boyutlu görüntüsü.....	34

ÖZET

Anahtar kelimeler: 30 Ekim 1983 Horasan-Narman Depremi, Sonlu-fay Modeli, Kayma Dağılımı, Doğu Türkiye

30 Ekim 1983 Horasan-Narman depremi ($M_s=6.8$) Doğu Türkiye’de Kuzeydoğu Anadolu Fay Zonu üzerinde meydana gelmiştir. Birkaç sismoloji kurumu ve araştırmacılarca yapılan önceki nokta-kaynak dalga şekli analizleri faylanmanın KD-GB uzanımlı bir fay boyunca sol-yanal doğrultu atımlı olduğunu göstermiştir. Bu çalışma odaktan 28° ve 92° arasında episantral uzaklıklarda yer alan 17 WWSSN (World Wide Standardised Seismograf Network) istasyonları tarafından kayıt edilmiş sayısallaştırılmış telesismik uzun-periyod P dalga şekillerini ve Kikuchi ve diğ. (2003) tarafından geliştirilmiş bir sonlu-fay ters çözüm yöntemi kullanarak sonlu-fay kayma dağılım modelinin bulunmasını amaçlamaktadır. Veri 1 sn aralıklarla örneklenmiş 0,01 ve 0,50 Hz köşe frekanslarında bant geçişli filtrelenmiştir. Depremin büyüklüğü ve sonlu-fay model parametrisasyonu dikkate alınarak 50 sn kayıt uzunluğu ters çözüm için seçilmiştir.

Yöntem deprem kaynağının, doğrultu ve eğim boyunca eşit aralıklarla dağıtılmış ve kaynak parametreleri ve sonuçların uzaysal yorumu için referans grid noktasının (odak lokasyonu) önceki çalışmalardan alınarak tayin edildiği bir nokta-kaynak gridi ile temsil edilmesini gerektirmektedir. 45 km uzunluğunda ve 20 km genişliğinde bir model fay düzlemi doğrultu ve eğim boyunca sırasıyla 10 ve 5 nokta-kaynak kullanılarak tanımlanmıştır. Böylelikle nokta-kaynak aralıkları eşit ve 5 km’dir. Odak derinliği 16 km alınmasına rağmen hem AFAD hem de ISC tarafından hesaplanmış episantr lokasyonları kırılmanın hangi yöne yayılmasının verice öncellendiğini araştırmak için ters çözümlerde denenmiştir. AFAD lokasyonunun (KD’ya tek taraflı kırılma yayılımının) veriyi daha iyi açıkladığı görülmüş ve kırılma başlangıç ve nokta-kaynak gridi üzerinde referans noktası olarak kullanılmıştır. Pınar (1995) tarafından verilen kaynak parametreleri model fay düzleminin başlangıç doğrultu (231°), eğim (80°) ve rake açısı (21°) değerleri olarak seçilmiştir.

Ters çözüm sonuçları kırılmanın küçük bir ters faylanma bileşenli sol-yanal doğrultu atımlı faylanma ve çoğunlukla derinde olduğunu, doğrultu boyunca yan yana yerleşmiş iki pürüzün yenilmesi ile kontrol edildiğini ve 15 km GB’ya ve 30 km de KD’ya yayıldığını önermektedir. Büyük olan GB’daki ve 20 km x 10 km kırılma alanlı pürüz yaklaşık 3,5 m’lik en büyük kaymaya sahiptir ve kırılması esas olarak odağın GB’sında kalmaktadır. Odağın KD’daki pürüz 3 m’lik en büyük kayma ile 15 km x 10 km’lik bir kırılma alanını örtmektedir. Kırılma modeli tüm fay boyunca normal faylanma bileşenli 0,5-1,5 m’lik bir sığ kaymayı gerektirmektedir. Bu sonuç kırılma boyunca karşılaştırılabilir yer değiştirme genliğinde yüzey kırıkları gözlemi ile uyumlu olmasına rağmen normal kayma bileşeni beklenmedik olarak düşünülmüş ve uzun periyod verilerin düşük çözünürlüğü ile ilişkilendirilmiştir. Kırılma modeli için hesaplanan sismik moment $4,4 \times 10^{19}$ Nm’dir ($M_w=7.0$) ve nokta-kaynak modellerindeki önceki hesaplamalara göre küçük bir miktar daha büyüktür.

INVESTIGATION OF THE RUPTURE PROPERTIES OF THE 30 OCTOBER 1983 HORASAN-NARMAN EARTHQUAKE ($M_s=6.8$) THROUGH TELESEISMIC FINITE-FAULT MODELLING

SUMMARY

Keywords: 30 October 1983 Horasan-Narman Earthquake, Finite-fault Model, Slip Distribution, Eastern Turkey

The October 30, 1983 Horasan-Narman earthquake ($M_s=6.8$) occurred along the Northeast Anatolian Fault Zone in Eastern Turkey. Previous point-source waveform analysis by several seismological organisations and researchers have indicated that the faulting was left-lateral strike-slip along a fault striking NE-SW. The present study aims to obtain a finite-fault slip distribution model of the earthquake using the long period digitised teleseismic P waveforms recorded at 17 WWSSN (World Wide Standardised Seismograph Network) stations with epicentral distances of between 28° and 92° from the focus by applying a finite-fault inversion methodology developed by Kikuchi et al. (2003). The data have been sampled at 1 s interval and band-pass filtered at corner frequencies of 0,01 and 0,50 Hz. A record length of 50 s has been selected for the inversion regarding the magnitude of the earthquake and the finite-fault model parametrisations.

The methodology requires the source of the earthquake to be represented by a grid of point sources distributed evenly along both strike and dip direction with assigned source parameters taken from the previous point-source studies and a reference grid-point (the hypocentral location) for spatial interpretation of the results. A model fault plane, with 45 km in length and 20 km in width is defined using a point-source grid of 10 and 5 point-sources along the strike and dip, respectively. Thus the point source intervals are equal and 5 km. Though the hypocentral depth has been assigned as 16 km the epicentral locations estimated by both AFAD (Prime Ministry Disaster&Emergency Management Authority) and ISC (International Seismological Center) are tried in the inversion to investigate to which direction the rupture propagation is preferred by the data. It has been seen that the AFAD location (a unilateral rupture propagation toward northeast) better explains the data and used as the rupture initiation point and the reference point over the point-source grid. Several inversion runs also implemented for the initial source parameters of the point-source grid or model fault plane. The source parameters given by Pinar (1995) have been selected as initial strike (231°), dip (80°) and rake (21°) values of the model fault plane.

The inversion results suggest that the rupture was left-lateral faulting with smaller thrusting component and mainly deep (deeper than 10 km), dominated by failure of two asperities located side by side along the strike and propagated 15 km to the southwest and 30 km to the northeast from the hypocenter. The larger asperity in the SW has a peak slip about 3,5 m and its rupture remains mainly southwest of the hypocentre with a rupture area of 20 km x 10 km. The asperity in northeast of the hypocenter covers a rupture area of 15 km x 10 km with a peak slip of about 3 m. The rupture model requires 0,5-1,5 m shallow slip with normal slip component all along the fault. Though this result is considered as consistent with the observation of the surface ruptures with comparable displacement amplitude along the rupture, normal slip component is unexpected and related to the low resolution of the long-period data. The total seismic moment calculated for the rupture model is $4,4 \times 10^{19}$ Nm ($M_w=7.0$) which is slightly larger than the previous estimations of the point-source modelings.

BÖLÜM 1. GİRİŞ

1.1. Çalışmanın Amacı ve Kapsamı

Türkiye, sismotektonik özellikleri nedeniyle sık sık depremlerin etkisi altında kalan bir ülkedir. Depremler litosferdeki süreksizlikler olan ve fay adı verilen kırıklar üzerinde biriken gerilim enerjisinin ani yer değiştirme ile açığa çıkan kabuk içindeki dalga yayınıdır. Depremler çoğunlukla gerilmenin devamlı halde biriktiği ve çok sayıda aktif fayın yer aldığı levha sınırları üzerinde veya yakınında meydana gelir.

Depremler eski çağlardan beri insanoğlunu ve yaşadığı çevreyi etkileyen ve insanoğlu tarafından merak edilmiş doğal olaylardır (Ambraseys, 2009). Çünkü insanlar ve kurmuş oldukları medeniyetler geçmişten günümüze şiddetli depremler sonucu büyük can ve mal kayıplarına uğramıştır. Özellikle son yüzyıllarda ülkemizde ve dünyanın diğer yerlerinde yaşanan depremler ve bunun neticesinde meydana gelen can ve mal kayıpları dikkatleri deprem ve yarattığı etkiler konusuna çekmiştir. Geçen yüzyıl içinde artan şehirleşme ve endüstrileşme faaliyetleri ve küresel ölçekte İstanbul, Tokyo, Los Angeles ve San Fransisco gibi önemli yerleşim merkezlerinin önemli fay hatları etrafında yer alması depremlerin bir afet olarak etkilerini daha da önemli hale getirmiştir (Kanamori vd., 1997; Kanamori, 2005). Bu nedenle insanoğlu depremlerin özelliklerini, oluş sebeplerini ve zararlarını azaltma yollarını araştırmaya ve gerekli önlemleri almaya her zamankinden daha fazla ihtiyaç duymaktadır.

Günümüzde depremler konusunda yapılan çalışmaların önemli bir bölümünü deprem kaynağının incelenmesi yani deprem fiziği çalışmaları oluşturmaktadır (Gibowicz, 1986; Kikuchi ve Kanamori, 1991; Kanamori, 1994; Wald ve Heaton, 1994; Lay ve Wallace, 1995; Kanamori ve Heaton, 2000; Stein ve Wysession, 2003; Aochi ve Madariaga, 2003; Kanamori ve Brodsky, 2004; Yamanaka ve Kikuchi, 2004; Mendoza vd., 2011). Depremler ve deprem fiziği hakkındaki bilgilerimizin büyük bir kısmının deprem kaynağının incelenmesi çalışmaları sayesinde elde edildiği ifadesi

yanlış bir ifade değildir. Bir depremin kaynak özelliklerinin bilinmesi o depremin hazırlanış ve oluş sürecinin aydınlanması hususunda önemli bir katkı sağlayacaktır. Deprem olayında, faylar üzerindeki yer değiştirme ile serbestlenen enerji elastik dalgalar halinde yer kabuğu içinde yayılırlar. Sismograflarla kayıt edilen dalga Şekilleri deprem kaynağı hakkında bize en iyi ve güvenilir bilgileri verir. Dolayısıyla bir depremin kayıt edilen dalga Őekillerindeki her bir salınım deprem kaynağındaki veya kaynaktan kayıt istasyonuna olan dalga yolundaki özellikleri yansıtır. Sismoloji'deki önemli araştırma alanlarından biri de dalga Őekillerindeki bu salınımların anlamlarının veya bu salınımları oluşturacak faylanma ve yayılım yolu özelliklerinin bulunmasıdır.

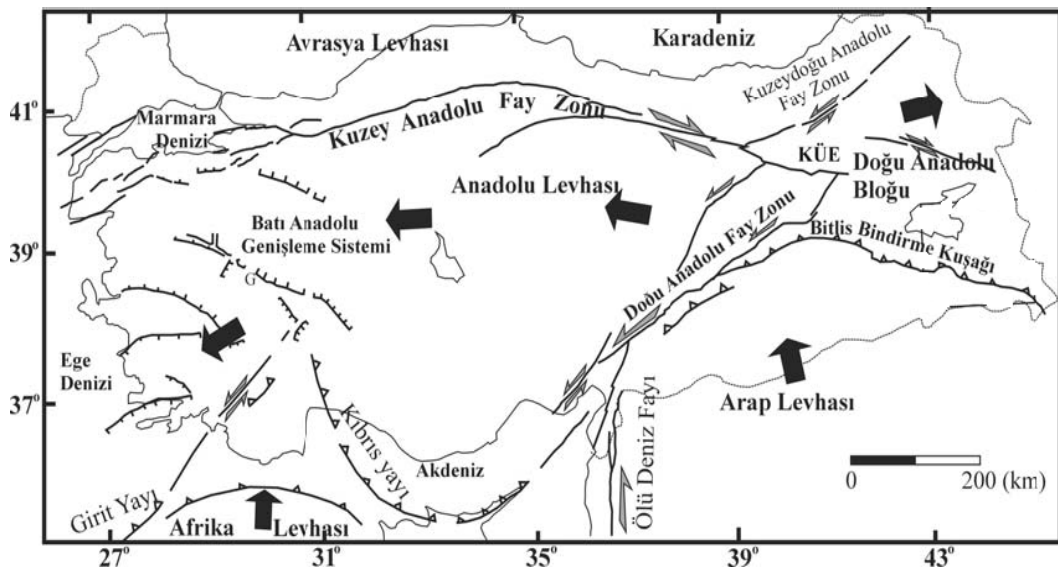
şimdiye kadar yapılan araştırmalardan dalga kayıtlarının biçimini etkileyen başlıca parametrelerin kaynak etkisi, yayılma etkisi ve alet etkisi olduğu bilinmektedir (Lay ve Wallace, 1995; Stein ve Wysession, 2003). Bunların her birini matematiksel olarak modellemek ve bunlardan yapay olarak sismogram oluşturmak mümkündür. Matematiksel olarak hesaplanan dalga Şekilleri sentetik (yapay) dalga Şekilleri olarak adlandırılır. Yapılan modellemenin ne kadar iyi olduğunu veya güvenilirliğini anlamak için, bir depreme yönelik modellenmiş sentetik dalga Şekilleri ile depremin gerçek kayıtlarının yani gözlenmiş dalga Şekillerinin karşılaştırılmasına da dalga Şekli modellemesi (waveform modelling) adı verilir. Dalga Şekli modellemesi yerin iç yapısını ve deprem kaynağını oluşturan faydaki kırılma sürecinin belirlenmesinde sismolojide kullanılan çok güçlü tekniklerden biridir.

Bu çalışmada da 30 Ekim 1983 Horasan-Narman depreminin ($M_s=6.8$) sonlu fay kaynak zellikleri, Kikuchi ve Kanamori (1991), tarafından geliştirilmiş bir yöntem ile uzak-alan (telesismik) P dalga Şekli modellemesi yapılarak belirlenmeye çalışılacaktır. Modelleme sonucu elde edilecek sonlu-fay kaynak modeli 1983 Horasan-Narman depreminin faylanma özellikleri ve heterojenitesi bağlamında irdelenecektir.

1.2. Türkiye'nin Sismotektonik Özellikleri

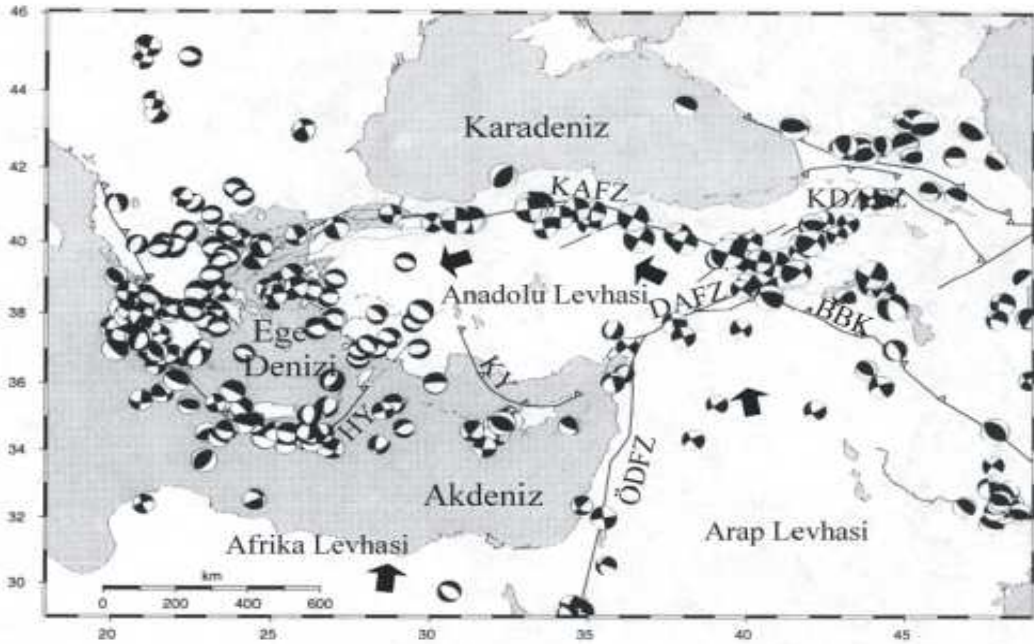
Yerküre üzerinde oluşan depremlerin büyüklüğü ve neden oldukları zararlar göz önüne alındığında iki ana deprem kuşağı en çok ilgi çeken bölgelerdir. Bunlardan biri Büyük Okyanusu çevreleyen ve “ateş çemberi” olarak bilinen Pasifik Deprem Kuşağı, diğeri ise Cebelitarık Boğazı batısı açıklarından Endonezya adalarına uzanan ve Türkiye'nin de içinde bulunduğu Alp-Himalaya deprem kuşağıdır (McKenzie, 1970; McKenzie, 1978; Jackson ve McKenzie, 1984; Wortel ve Spakman, 2000; Reilinger vd., 2006; Vernant vd., 2010; Reilinger ve McClusky, 2011; Viti vd., 2011; Nocquet, 2012). Türkiye'nin bulunduğu bölgede büyük levhalar arasında küçük birçok levhanın olması, Türkiye'nin büyük bir bölümünün deprem kuşağı içinde yer almasına neden olur.

Bölgesel olarak Türkiye'nin sismotektoniği, durağan olduğu varsayılan Avrasya levhasına göre Arabistan ve Afrika levhalarının hareketinden etkilenmekte ve depremselliği de genel olarak bu levhaların hareketleri sonucunda oluşmaktadır (Şekil 1.1) (Jackson ve McKenzie, 1984; Şengör vd., 1985; Barka ve Kadisky-Cade, 1988; Barka ve Reilinger, 1997; McClusky vd., 2000; Reilinger vd., 2006).



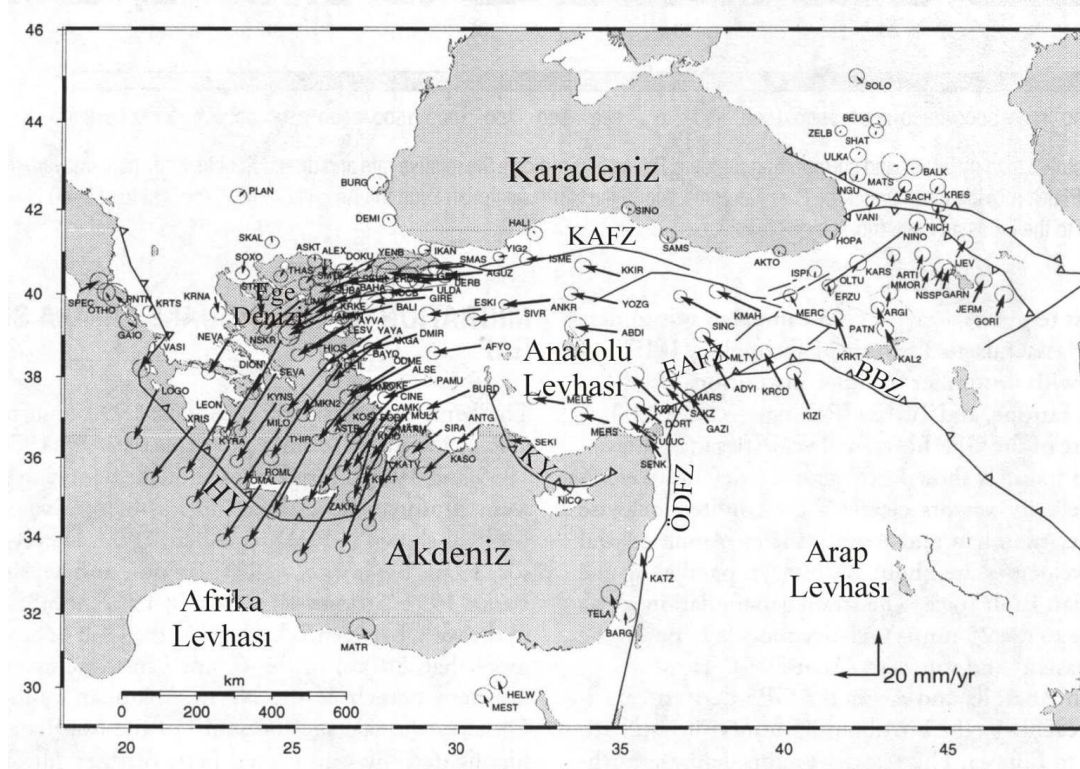
Şekil 1.1. Türkiye'nin genel sismotektonik özelliklerini gösteren harita. Barka ve Kadinsky-Cade, (1988)'den değiştirilmiştir. KÜE: Karlıova Üçlü Ekleme.

Önceleri, Arap levhasının kuzey yönündeki hareketi ile Bitlis-Zagros Bindirme Kuşağı boyunca Doğu Anadolu'da meydana gelen sıkışma sonucunda Anadolu Levhası Kuzey Anadolu (KAFZ) ve Doğu Anadolu (DAFZ) Fay Zonları boyunca batıya doğru hareket ettiği tezine inanılmaktaydı (Dewey vd., 1986). Batıya doğru bu hareket, Batı Anadolu'da güneybatıya yönelmekte ve bunun sonucunda Batı Anadolu genişleme şeklinde bir tektonik rejim altında kalmaktadır. Ancak, yakın geçmişteki jeodinamik çalışmalar (McClusky vd., 2000; Sandvol vd., 2003; Reilinger vd., 2006) Anadolu levhasının güneyindeki Afrika Levhası, Girit ve Kıbrıs yayları boyunca Afrika levhasının Anadolu plakası altına diri dalımın Anadolu levhası altındaki mantoda oluşturduğu emme kuvvetinin (slab-roll back ve trench suction mekanizması) Anadolu levhasının batıya doğru hareket hızındaki artışa neden olduğunu ortaya çıkarmıştır. Yani, Anadolu levhasının doğudaki Arap levhasının kuzeye hareketinden kaynaklanan sıkışmadan dolayı itilmediğini aksine Girit yayında oluşan bu emme kuvveti ile çekildiği için batıya hareket ettiği tezi güncel olarak önerilmektedir (Reilinger vd., 2006). Tüm bu levha hareketleri, deprem kaynak mekanizmaları (Şekil 1.2) (Toksöz vd., 1978; Eyidoğan, 1983; Jackson ve McKenzie, 1984; Taymaz vd., 1991; Pınar, 1995; Pınar, 1998) ve bölgesel ölçekte



Şekil 1.2. Türkiye ve yakın civarındaki depremlerin odak mekanizma çözümleri. Çözümleri Harvard CMT kataloğundan alınmıştır. McClusky vd., (2000)'den değiştirilmiştir. BBK: Bitlis Bindirme Kuşağı, KDAFZ: Kuzey Doğu Anadolu Fay Zonu, KAFZ: Kuzey Anadolu Fay Zonu, DAFZ: Doğu Anadolu Fay Zonu, ÖDFZ: Ölü Deniz Fay Zonu HY: Helenik Yayı, KY: Kıbrıs Yayı.

ayrıntılı Global Positioning System (GPS) çalışmaları ile de doğrulanmıştır (Şekil 1.3) (McClusky vd., 2000; Reilinger vd., 2006).

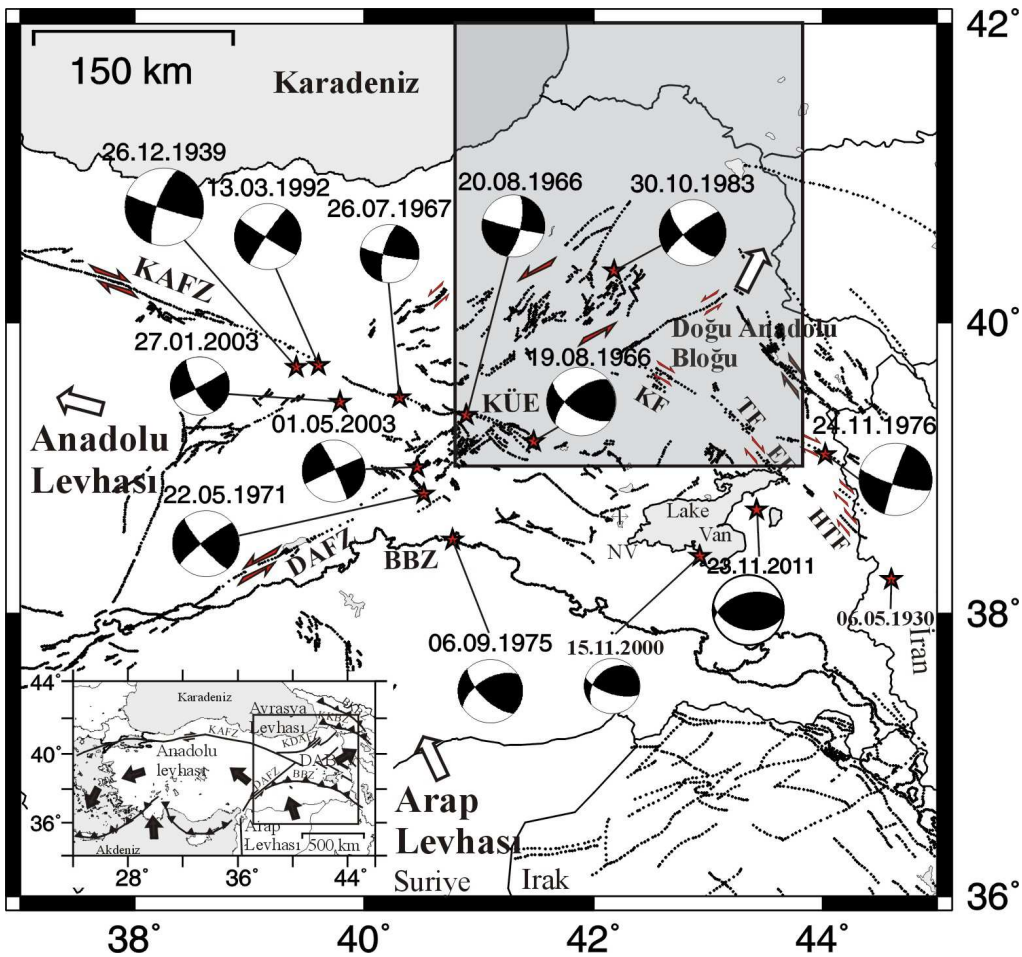


Şekil 1.3. Türkiye ve yakın civarında GPS hız vektörlerinin dağılımı. McClusky vd., (2000)'den değiştirilmiştir. BBK: Bitlis Bindirme Kuşağı, EAFZ: Doğu Anadolu Fay Zonu, KAFZ: Kuzey Anadolu Fay Zonu, ÖDFZ: Ölü Deniz Fay Zonu, KY: Kıbrıs Yayı, HY: Helenik Yayı.

Kuzey Anadolu Fay Zonu (KAFZ) ve Doğu Anadolu Fay Zonu (DAFZ) sırasıyla sağ yanal ve sol yanal doğrultu atımlı faylardır. GPS çalışmaları KAFZ üzerinde yaklaşık 24 mm/yıl ve DAFZ üzerinde yaklaşık 9 mm/yıl'lık bir kayma hızına işaret etmektedir (McClusky vd., 2000). Bu iki fay zonu Karlıova Üçlü Eklemleri (KÜE) olarak adlandırılan yerde birleşmektedir (Barka ve Kadinsky-Cade, 1988; Barka, 1992). DAFZ'nun KÜE'den başlayıp güneyde İskenderun kuzeyinde Ölü Deniz Fay Zonu (ÖDFZ) ile birleştiği öne sürülmektedir (Şaroğlu vd., 1992) (Şekil 1.1).

1.3. 30 Ekim 1983 Horasan-Narman Depremi Kaynak Bölgesinin Sismotektoniği

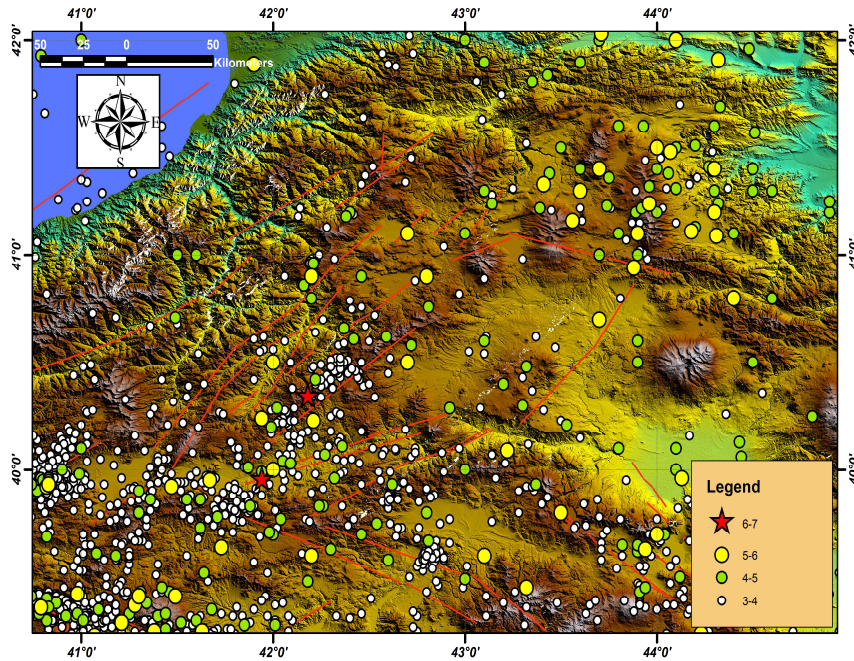
Bitlis Bindirme Zonu ile Küçük Kafkasya Bindirme Kuşağı arasında kalan bölge Doğu Anadolu Bloğu (DAB) olarak adlandırılmaktadır (Şekil 1.4). Doğu Anadolu Bloğu içinde yayılmış halde uzanan kuzeydoğu-güneybatı (KD-GB) doğrultulu sol-yanal ve kuzeybatı-güneydoğu (KB-GD) doğrultulu sağ-yanal faylar Türkiye'nin diğer bir önemli sismotektonik özelliğini oluşturur (Şekil 1.4 ve 1.5) (Barka ve Kadinsky-Cade, 1988; Şaroğlu vd., 1992; Koçyiğit vd., 2001).



Şekil 1.4. Doğu Anadolu'nun önemli tektonik unsurlarını ve aletsel dönemde meydana gelmiş ($M_w \geq 6.0$) depremleri (kırmızı yıldızlar) ve odak mekanizma çözümlerini (siyah-beyaz plaj topları) gösteren harita (Utkucu 2013'den değiştirilmiştir). Büyük dikdörtgen Şekil 1.5'de gösterilen harita alanını çevrelemektedir. DAB: Doğu Anadolu Bloğu, KÜE: Karlıova Üçlü Eklemleri, BBZ: Bitlis Bindirme Zonu, KKBZ ve BKBZ: Küçük ve Büyük Kafkaslar Bindirme Zonları, DAFZ: Doğu Anadolu Fay Zonu, KAFZ: Kuzey Anadolu Fay Zonu, KF: Karayazı fayı, TF: Tutak fayı, HTF: Hasan Timur Fayı.

GPS kabuksal hızlarının BBK'nın hemen kuzeyinde KB doğrultulu, Kuzeydoğu Türkiye'de de KD doğrultulu olmaları bu sağ-yanal ve sol-yanal doğrultu atımlı fayların varlığını açıklamaktadır (Şekil 1.3) (McClusky vd., 2000). Bu faylar güneyde Arap Levhasının çarpıp sıkıştırmasından kaynaklanan deformasyonu kuzeydoğuda Küçük ve Büyük Kafkaslar deformasyon zonlarına iletmektedirler. Mevcut GPS çalışmaları da bunu doğrulamaktadır (Şekil 1.3) (McClusky vd., 2000; Reilinger vd., 2006).

DAB içindeki bu aktif tektonik geçmişte büyük yıkımlara da neden olmuş etkin bir deprenselliğe neden olmaktadır (Kalafat vd., 2007; Sayıl, 2005; Bayrak vd., 2009) (Tablo 1.1) (Şekil 1.4 ve 1.5). Bu çalışmanın konusunu oluşturan 30 Ekim 1983 Horasan-Narman depremi ($M_s=6.8$) bu yıkıcı depremlerden biridir ve DAB içinde yer alan ve yukarıda bahsedilen KD doğrultulu sol-yanal fay zonlarından biri olan Horasan-Narman (diğer adıyla Çobandede) Fay Zonu (HNFZ) üzerinde oluşmuştur (Şekil 1.5 ve 1.6). 1983 Horasan-Narman depremi kaynak bölgesi yakın civarının aletsel dönemdeki (1900 yılı sonrası) kataloglarda mevcut olan deprenselliği Horasan-Narman Fay Zonu civarında ve özellikle KÜE ile bu fay zonu arasında kalan bölgede önemli bir deprenselliğe işaret etmektedir (Şekil 1.5).



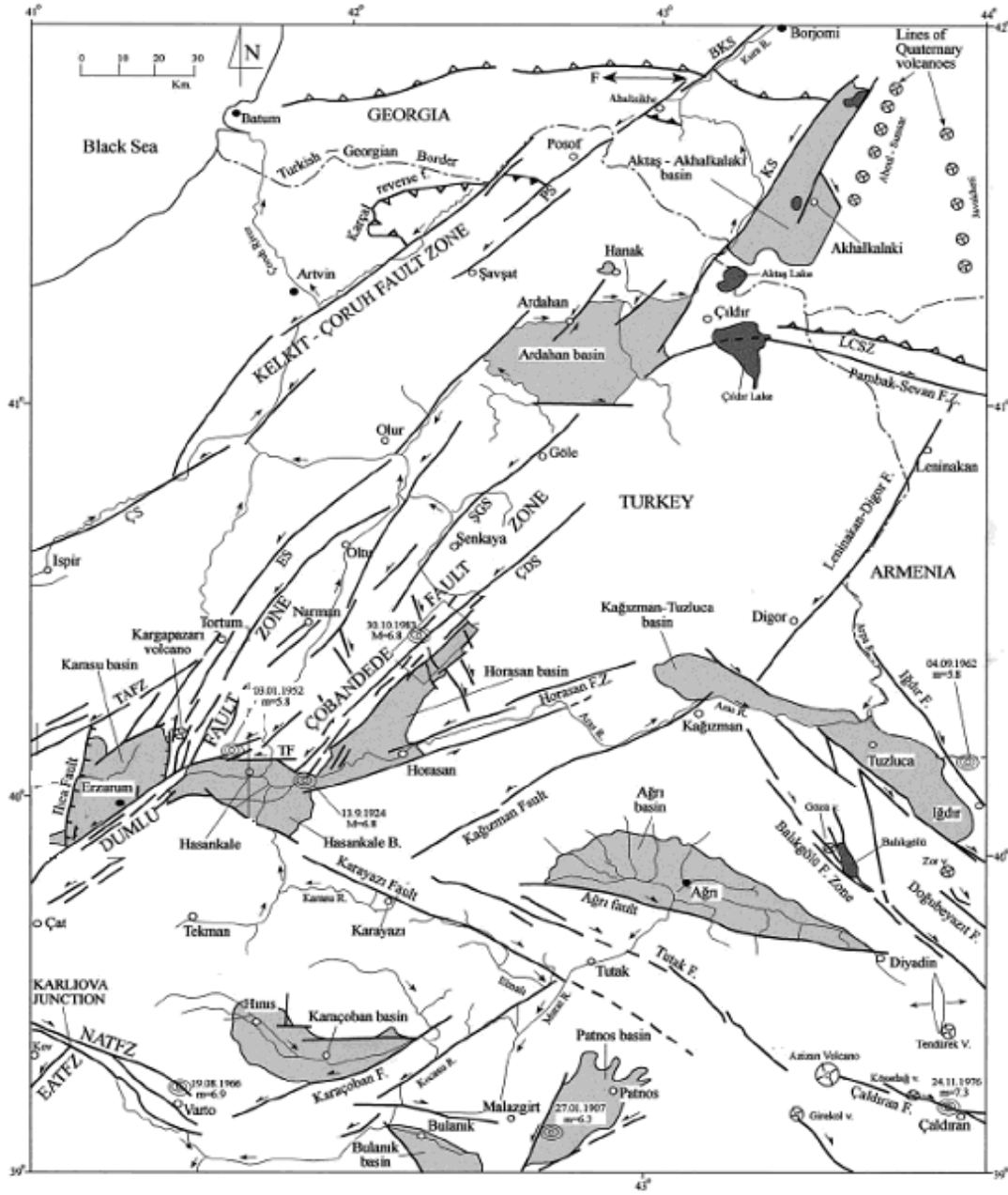
Şekil 1.5. 30 Ekim 1983 Horasan-Narman depremi kaynak bölgesi civarında aletsel dönemde (1900 yılı sonrası) meydana gelmiş ve kataloglarda yer alan deprenselliğin episantral dağılımını gösteren harita. Kırmızı yıldızlar 13 Eylül 1924 Pasinler ($M_s=6.8$) ve 30 Ekim 1983 Horasan-Narman ($M_s=6.8$) depremlerinin (daha kuzeyde olan) episantrlarını göstermektedir.

Tablo 1.1. Aletsel dönemde Doğu Anadolu'da meydana gelmiş $M_s \geq 5.5$ depremler (Ambraseys, 1989; Ambraseys ve Finkel, 1995; Ambraseys ve Jackson, 1998; Kalafat vd., 2007'den derlenmiştir). * Ml magnitudünü temsil etmektedir.

No	Tarih	Yer	Saat	Episantr	Derinlik	M_s	M_w
1	28 Nisan 1903	Patnos-Göle	23:46	39,10-42,50	30	6.3	6.2
2	28 Mayıs 1903	Ardahan	03:54	40,90-42,80	16	5.5	5.5
3	4 Aralık 1905	Malatya	07:04	39,00-39,00	30	6.8	6.5
4	13 Eylül 1924	Horasan	14:34	39,96-41,94	10	6.8	6.5
5	1 Mayıs 1935	Digor	10:24	40,09-43,22	60	6.2	6.1
6	26 Aralık 1939	Erzincan	23:57	39,80-39,51	20	7.9	7.6
7	10 Eylül 1941	Erciş	21:53	39,45-43,32	20	5.9	5.9
8	19 Ağustos 1966	Varto	12:22	39,17-41,56	26	6.5	6.0
9	20 Ağustos 1966	Varto	11:59	39,42-40,98	14	6.0	5.6
10	26 Temmuz 1967	Tunceli	18:53	39,54-40,38	30	5.9	5.9
11	22 Mayıs 1971	Bingöl	16:43	38,85-40,52	3	6.8	6.1
12	6 Eylül 1975	Lice	09:20	38,51-40,77	32	6.6	6.2
13	24 Kasım 1976	Çaldıran	12:22	39,05-44,04	10	7.5	6.3
14	30 Ekim 1983	Horasan-Narman	04:12	40,35-42,18	16	6.8	6.2
15	13 Mart 1992	Erzincan	17:18	39,72-39,63	23	6.8	6.3
16	27 Haziran 1998	Adana-Ceyhan	13:55	36,85-35,32	47	6.2	6.2
17	15 Kasım 2000	Van-Hakkari	15:05	38,41-42,95	48	5.5	5.5
18	27 Ocak 2003	Tunceli-Pülümür	05:26	39,48-39,77	10	6.0	6.1
19	1 Mayıs 2003	Bingöl	00:27	39,01-40,46	10	6.4	6.4
21	25 Ocak 2005	Hakkari	16:44	37,75-43,79	15	5.8	5.9
22	21 Şubat 2007	Elazığ -Sivrice	13:05	38,36-39,29	13,7	5.9*	5.7
23	8 Mart 2010	Elazığ	04:32	38,81-40,10	5	6.0*	6.0
24	23 Ekim 2011	Van - Tabanlı	13:41	38,76-43,36	5	6.6*	7.2
25	9 Kasım 2011	Van - Edremit	21:23	38,43-43,24	5,6	5.6*	5.6

HNFZ, Kuzeydoğu Anadolu fayı olarak da bilinen birbirlerine paralel olarak gelişmiş KD-GB doğrultulu, sol-yanal ve ters bileşenli birçok kısa fay segmentlerinden meydana gelen bir geniş makaslama zonu içinde yer almaktadır (Barka ve Kadinsky-Cade, 1988; Barka ve Gülen, 1989; Koçyiğit vd., 2001) (Şekil 1.1, 1.4 ve 1.6). Kelkit-Çoruh fayı ve Çat civarından başlayan, Erzurum, Dumlu, Tortum, Oltu boyunca uzanan Dumlu fay zonu, Kuzeydoğu Anadolu fay zonu içinde yer alan diğer faylardır. 350 km kadar bir uzunluğa sahip olan bu fay, bindirme bileşenli sol yanal atımlıdır. Ayrıca KAFZ'ye oranla daha az aktiftir.

Reilinger vd. (2006), GPS verilerinden bu fay üzerinde 3 mm/yıllık bir sol-yanal ve 0,3 mm/yıllık da sıkışma şeklinde kayma hızı hesaplamıştır.



Şekil 1.6. Kuzey Doğu Anadolu fay zonunu oluşturan fayları ve uzanımlarını gösteren harita (Koçyiğit vd., 2001'den alınmıştır.).

HNFAZ, 130 km uzunluğunda, 4-6 km genişliğinde, 30° - 60° doğrultulu, küçük bir ters bileşeni olan, sol yanal doğrultu atımlı bir faydır (Koçyiğit vd., 2001). Çobandede segmenti ve Şenkaya-Göle segmenti olmak üzere iki büyük segmentten oluşur (Şekil 1.6). Çobandede segmenti, 30° - 60° doğrultulu sol yanal ve 300° - 330° doğrultulu sağ yanar doğrultu atımlı faylardan oluşan birleşik bir fay grubudur. Şenkaya-Göle

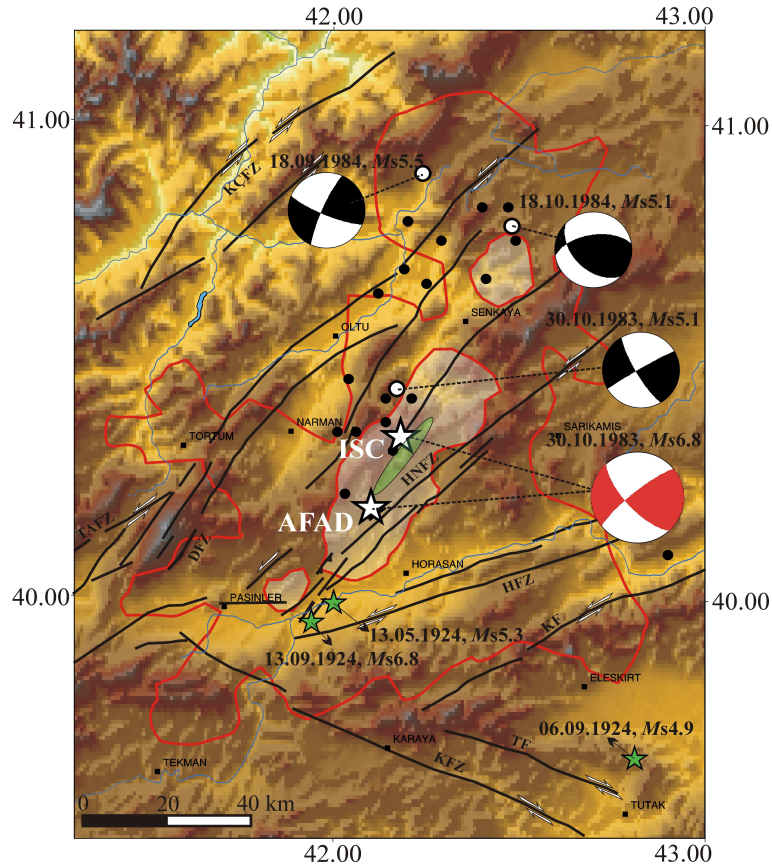
segmenti ise 75 km uzunlukta sol yanal kayma zonudur. Şenkaya-Göle arasındaki bölgede Çobandede fay segmentinin 10 km batısında oluşmuştur. Şenkaya-Göle segmenti, Çobandede segmentine paralellik gösterir (Koçyiğit vd., 2001).

HNFZ, aletsel dönemde magnitudü $M_s \geq 6.0$ olan iki önemli ve yıkıcı deprem üretmiştir. Bunlardan biri fay zonunun güneybatıdaki ucunda Çobandede ve Horasan fay zonlarının karşılaştığı noktada oluşan 13 Eylül 1924 Pasinler ($M_s=6.8$) depremidir (Tablo 1.1, Şekil 1.5, 1.6 ve 1.7) (Ambraseys, 1988; Eyidoğan vd., 1991). Bu deprem öncesi ve sonrasında çok sayıda hasar yapıcı öncü ve artçı depremler meydana gelmiştir. Deprem Pasinler, Sarıkamış, Karayazı ve Tekman arasında kalan bölgede 60 tane köyün tamamen yıkılmasına yol açmıştır. Hasar özellikle Tekman Horasan Sarıkamış hattı boyunca dar bir kuşakta yayılmıştır.

30 Ekim 1983 Horasan-Narman depremi Şenkaya-Göle segmenti ile Çobandede segmentinin birleşme noktasında meydana gelmiştir (Şekil 1.5, 1.6, 1.7). Bu depreme aşağıda ayrı bir başlık altında değinilecektir. Ancak Çobandede segmentinin etkinliği daha fazladır.

1.4. 30 Ekim 1983 Horasan-Narman depremi

Türkiye'nin kuzeydoğu kesiminde bulunan Erzurum ili sınırları içinde, 30 Ekim 1983 Pazar günü yerel saatle 04:13'de meydana gelmiştir. Deprem 1155 kişinin ölümüne ve 1142 kişinin de yaralanmasına yol açmıştır (Tekir, 2012). Deprem sonucunda 140'ı köy, 6'sı bucak ve 3'ü de ilçe merkezi olan toplam 149 yerleşmede ağır, orta ve az dereceli hasarlar meydana gelmiştir. Hasar gören yerleşmelerin 48'i Horasan, 41'i Narman, 21'i Köprüköy, 15'i Sarıkamış, 8'i Oltu, 8'i Şenkaya, 6'sı Pasinler, 2'si de Tortum ilçesine bağlıdır. Hasar gören yerleşmelerin çoğunu Horasan ve Narman ilçelerine bağlı köyler oluşturduğundan deprem 30 Ekim 1983 Horasan-Narman depremi olarak adlandırılmıştır (Tekir, 2012). Bununla birlikte bazı kaynaklarda Erzurum-Kars depremi olarak da adlandırılmaktadır (Gök, 1996).



Şekil 1.7. 30 Ekim 1983 Horasan-Narman depreminin AFAD ve ISC tarafından hesaplanmış episantrını (beyaz yıldızlar), Pınar (1995) tarafından bulunan kaynak mekanizmasını (kırmızı beyaz plaj topu) ve fayların uzanımlarını (Koçyiğit vd., 2001) gösteren lokasyon haritası. Yeşil elips deprem sonrasında yüzey kırıklarının gözlemlendiği alana işaret etmektedir (Barka vd., 1983; Eyidoğan vd., 1999). Aletsel dönemde deprem kaynak bölgesi yakın civarında meydana gelen önemli büyük depremlerin episantrları da (beyaz daireler) gösterilmiştir (Kalafat vd., 2007). Artçı depremlerin yoğun (3 küçük kapalı eğri) ve daha az yoğun (büyük kapalı eğri) gözlemlendiği alanlar çevrelenmiştir. $M \geq 4$ artçı depremler (siyah daireler) ve en büyük artçılar (beyaz daireler) farklı sembollerle gösterilmiştir. HNFZ: Horasan-Narman Fay Zonu, HFZ: Horasan Fay Zonu, TF: Tutak fayı, KF: Kağızman fayı, KFZ: Karayazı fay zonu, DFZ: Dumlu fay zonu, KCFZ: Kelkit-Çoruh Fay Zonu, TAFZ: Tercan Aşkale Fay Zonu.

Depremin çeşitli sismoloji organizasyonları ve araştırmacılarca belirlenen odak ve kaynak parametreleri Tablo 1.2’de derlenmiştir. Aletsel episantrı USGS tarafından $40,3^{\circ}K$ ve $42,2^{\circ}D$ olarak belirlenmiş olup, Horasan’ın 17-24 km kuzeybatısındaki Muratbağı-Kızılarkale-Çamlıkale köyleri arasındadır. Bu da Horasan-Narman depreminin HNFZ üzerinde olduğunu göstermektedir (Gök, 1996). Deprem için bulunan kaynak mekanizma çözümleri doğrultu atımlı ağırlıklı bir faylanmaya işaret etmektedir. Depremin meydana geldiği bölgede uzanan doğrultu atımlı faylar KD-GB yönünde uzandığından kaynak mekanizma çözümleri depremin küçük bir ters faylanma bileşenli sol yanal faylanma sonucu oluştuğunu önermektedir. Bu çözüm depremin meydana geldiği düşünülen HNFZ’nin karakteri ile de uyumludur.

Tablo 1.2. 30 Ekim 1983 Horasan-Narman depreminin farklı sismoloji merkezlerinden elde edilen parametreleri.

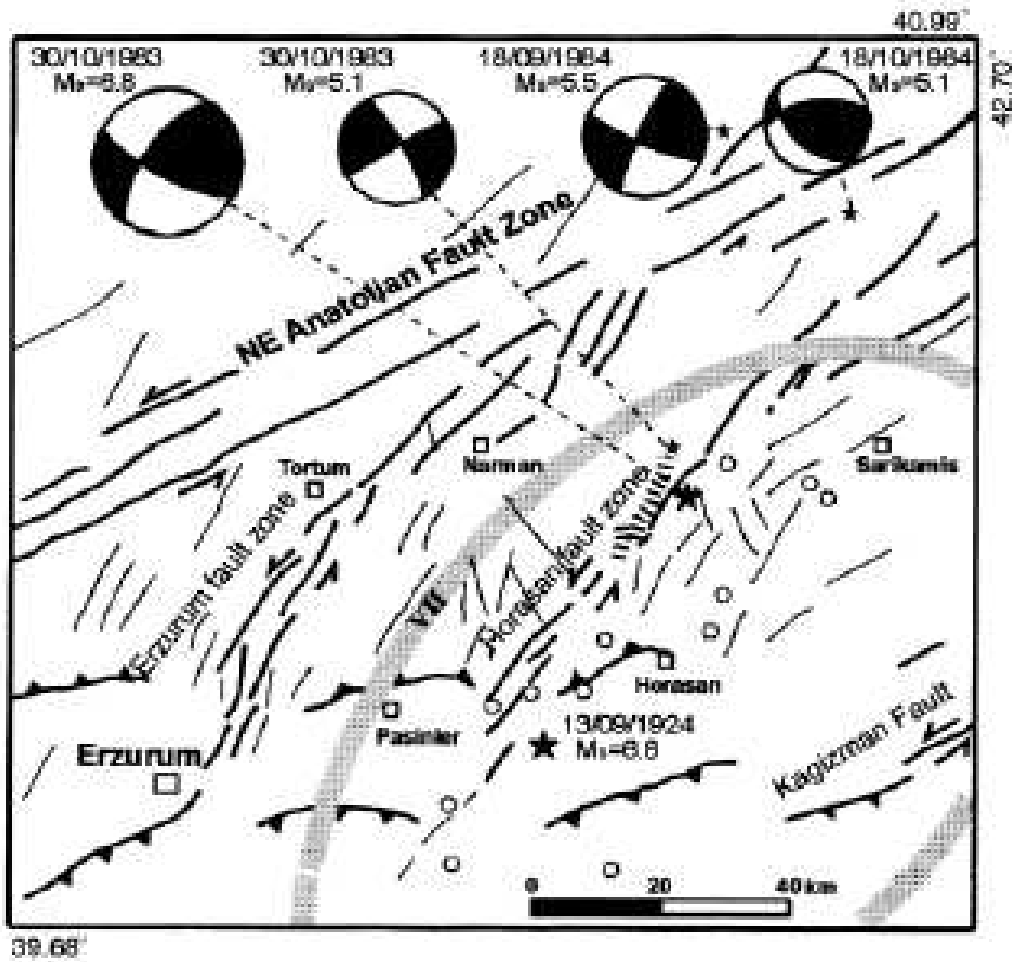
	ISC	GCMT (HARVARD)	AFAD	USGS (NEIC)	KRDAE	P95	E99
Orjin zamanı	04:12:28.13	04:12:37.50	-	-	04:12:28.10	-	04:12:28.13
Enlem(°)	40,35	40,47	40,20	40,04	40,35	-	40,35
Boylam(°)	42,18	42,05	42,10	42,17	42,18	-	42,18
Derinlik(km)	16,1	11,6	16	25	16	-	10
Doğrultu(°) (1.düzlem)	-	211	-	214	-	231	215
Eğim(°) (1.düzlem)	-	73	-	87	-	80	64
Rake(°) (1.düzlem)	-	-17	-	9	-	21	7
Doğrultu(°) (2.düzlem)	-	306	-	-	-	-	-
Eğim(°) (2.düzlem)	-	74	-	-	-	-	-
Rake(°) (2.düzlem)	-	-162	-	-	-	-	-
Mo (x10 ¹⁸ Nm)	-	8,7	-	-	-	13,7	8,8
Mw	-	-	-	6.5	-	-	-
Mb	6.0	-	-	-	-	-	6.0
Ms	6.8	-	6.8	-	6.8	-	6.8

ISC: International Seismological Center, GCMT : Global Centroid Moment Tensor, AFAD: Afet ve Acil Durum Müdürlüğü, USGS-NEIC: United States Geological Survey-National Earthquake Information Center, KRDAE: Kandilli Rasathanesi Deprem Araştırma Enstitüsü, P95: Pınar vd., 1995; E99: Eyidoğan vd., 1999.

1983 Horasan-Narman depremi sonrasında devamlı olmamasına rağmen bir zon halinde yüzey kırıkları gözlenmiştir (Şekil 1.7) (Barka vd., 1983; Eyidoğan vd., 1991; Eyidoğan vd., 1999; Koçyiğit vd., 2001). Bu yüzey kırıkları Horasan-Narman arasında K35⁰- 40⁰D doğrultusunda 12 km uzunluğunda ve 2 km genişlikte bir zon içinde gelişmiştir. Bu zon boyunca yer yer 80-100 cm'lik sol-yanal ve 20-60 cm'lik düşey yer değiştirmeler rapor edilmiştir.

1983 Horasan-Narman depremi sonrasında çok sayıda artçı deprem meydana gelmiştir (Şekil 1.7 ve 1.8) (Eyidoğan vd., 1999). En büyük artçı deprem (Ms=5.1)

anaşok ile aynı gün yüzey deformasyonlarının KD ucunda meydana gelmiştir. Deprem yaklaşık bir yıl sonrasında biri 18 Eylül 1984 tarihinde ($M_s=5.5$), diğeri 18 Ekim 1984 tarihinde ($M_s=5.2$) iki artçı deprem daha gözlenmiştir. Bu depremler deprem kırılmasının 30-40 km KD'sunda oluşmalarına rağmen Eyidoğan vd. 1999'in hesapladığı anaşok kaynaklı Coseismic Coulumb statik gerilme dağılımı bu depremlerin lokasyonlarıyla gerilme artışı gözlenen yerler arasında bir ilişkiye işaret etmesinden dolayı artçı depremler olarak nitelendirilebilirler.



Şekil 1.8. 30 Ekim 1983 Horasan-Narman depremi ($M_s=6.8$) ve bu depremin artçıları (Eyidoğan vd., 1999).

BÖLÜM 2. YÖNTEM

2.1. Green's fonksiyonları

Dislokasyon, bir yüzey boyunca yerdeğiştirme ve gerilmeye (stress) görülen çeşitli süreksizliklerdir. Sonsuz ve cisim kuvvetlerinin olmadığı bir ortamda, Σ yüzeyi boyunca gerilmenin sürekli, yerdeğiştirmede ise bir $\Delta u_i(\xi_i, t)$ ile verilen ve genellikle fay üzerindeki kayma olarak adlandırılan süreksizlik olduğunu düşünelim. Green's fonksiyonları cinsinden temsil fonksiyonunu kullanarak ortamdaki herhangi bir nokta için $[u_i(x_j, t)]$ yerdeğiştirmesi aşağıdaki şekilde yazılabilir (Aki ve Richards, 1980; Udias ve Buforn, 1996; Udias, 1999) ;

$$u_n(x_s, t) = \int_{-\infty}^{\infty} d\tau \int_{\Sigma} \Delta u_i(\xi_s, \tau) C_{ijkl} G_{nk,l}(x_s, t; \xi_s, \tau) n_j(\xi_s) dS \quad (2.1)$$

Burada n_j Σ yüzeyi üzerinde her noktaya normal olan birim vektör, C_{ijkl} ortamın elastik sabitleri, $G_{nk,l}$ Green's fonksiyonunun türevleridir (Aki ve Richards, 1980; Udias, 1999). Sonuç olarak, sismik kaynak Σ yüzeyi üzerinde kayma vektörü Δu ile ifade edilen bir dislokasyon ile temsil edilmektedir. Δu bir fayın iki düzleminin birbirine göre göreceli hareketlerine karşılık gelmektedir. Bu bir elastik olmayan yerdeğiştirme ve meydana geldiğinde bir daha eski konuma geri dönülmez. En genel durumda $\Delta u(\xi_i, \tau)$, Σ yüzeyi üzerindeki her bir ξ_i noktası için farklı bir yönelime sahip olabilir ve $t=0$ zamanında başlayıp belli bir zaman değerine kadar zamanla değişebilir. Σ yüzeyine normal olan birim vektör $n(\xi_i)$ yüzey üzerindeki noktalarda farklı yönelimlere sahip olabilir. Green fonksiyonu G , Σ yüzeyi üzerinde ξ_i noktasından x_i noktasına yayılma ortamın tepkisini ifade etmektedir.

(2.1) denklemi belli bir doğrultuda etkin olan tek bir kuvvet için çözülür. Birim impulsive kuvvet tarafından j doğrultusunda neden olunan u_{ij} yerdeğiştirmesi aşağıdaki şekilde yazılabilir (Aki ve Richards, 1980; Mendoza ve Hartzell, 1989; Udias, 1999) ;

$$u_{ij} = \frac{1}{4\pi\rho} \left[\frac{1}{r^3} (3\gamma_i\gamma_j - \delta_{ij}) \int_{r/\alpha}^{r/\beta} \tau \delta(t-\tau) d\tau + \frac{1}{r\alpha^2} \gamma_i\gamma_j \delta\left(t - \frac{r}{\alpha}\right) - \frac{1}{r\beta^2} (\gamma_i\gamma_j - \delta_{ij}) \delta\left(t - \frac{r}{\beta}\right) \right] \quad (2.2)$$

Burada γ kaynaktan gözlem noktasına olan doğrunun doğru cosinüsleri ($\gamma_i = (x_i/r) = \partial r / \partial x_i$), r uzaklık, α ve β sırasıyla P ve S dalga hızlarıdır. j indeksi kuvvetin yönünü tanımlamaktadır. Bu denklem α ve β hızlarına sahip sonsuz, homojen ve izotropik bir ortamda yerdeğiştirmenin Green fonksiyonu ile ifadesidir. Denklem uzak-alan ve yakın-alan olmak üzere iki kısma ayrılabilir. (2.2) denkleminin son iki terimi uzaklıkla $1/r$ ile azaldığından kaynaktan uzaktaki yerdeğiştirmelere, ilk terim ise $1/r^3$ ile daha hızlı bir şekilde azaldığından yakın-alan yer değiştirmesine karşılık gelir. Bundan dolayı telesismik uzaklıklarda son iki terim kaynak çalışmalarında kullanılır.

2.2. Sonlu-Fay Dalga Şekli Modellemesi

Depremlerin kaynağını yer kabuğı içindeki süreksizlikler olan faylar üzerinde meydana gelen kırılmalar oluşturmaktadır. Bir depremin kaynak, yani kırılma özelliklerinin iyi anlaşılması o depremin hazırlanış ve oluş sürecinin iyi anlaşılması manasına gelmektedir. Depremin kırılma özellikleri kayıt edilen sismogramlara etki etmekte ve sismogramlardaki sinyaller modellenip yorumlanarak depremin kırılmasının özellikleri belirlenmeye çalışılmaktadır. Sismogramların içerdiği sinyallerin genlikleri kırılma sırasındaki kaymanın miktarı ya da kırılma sırasında boşalan sismik momentle, sismogramın süresinin uzunluğu kırılmanın süresi ile ve yüksek frekans içeriğı de kırılma yüzeyi üzerinde pürüzlerin (asperity) varlığı ile doğru orantılıdır. Sismolojideki çalışmaların önemli bir kısmını sismogramlarda gözlenen bu tür sinyallerin manasını anlama ve bunun için yöntemler geliştirme gayreti oluşturmaktadır. Ancak, bir sismogram kırılma özelliklerinin yanında deprem

kaynağı ile kayıt yapılan istasyon arasındaki yolun etkisini (path effect) ve kayıt eden aletin kendi tepkisini (instrument response) içeren bir zaman serisidir. Dolayısıyla gözlenmiş bir sismogram;

$$W(t)=u(t)*Q(t)*I(t) \quad (2.3)$$

şeklinde bir konvolüsyon işleminin bir sonucudur. Burada, $u(t)$ deprem kaynağındaki yerdeğiştirmeyi, $Q(t)$ dalga yolu boyunca sönümü, $I(t)$ kayıt eden aletin tepkisini ve “*” konvolüsyon işlemini temsil etmektedir. Bu konvolüsyon işlemi sonucu hesaplanan sismogram yapay (sentetik) sismogram olarak adlandırılır.

Bu üç etkiden en iyi bilineni $I(t)$ olmasına rağmen sismolojinin günümüzde gelmiş olduğu seviye $u(t)$ ve $Q(t)$ 'nin de matematik olarak modellenmesini mümkün hale getirmiştir. $Q(t)$ terimi;

$$Q(t)=e(t)*G(t) \quad (2.4)$$

bağıntısı ile ifade edilebilir. Burada, $G(t)$ geometrik yayılıma ve $e(t)$ elastik atenüasyona karşılık gelmektedir.



Şekil 2.1. $\Delta\hat{u}(t)$ kayma hızı için “ τ ” süreli ikizkenar üçgen kaynak zaman fonksiyonu ve $\Delta u(t)$ kayması ile olan ilişkisi. “ τ ” kaynak yükselim zamanını (source rise-time) ifade etmektedir (Udias, 1999’dan uyarlanmıştır).

Kaynak-zaman fonksiyonu (source-time function) $f(t)$, kayma Δu 'nun zaman bağımlılığını göstermektedir. Kaynak-zaman fonksiyonunun kayma hızının türevine $\Delta\hat{u}(t)$ bağımlı olduğu görülmüştür (Aki ve Richards, 1980; Udias, 1999). Yani, kaynak sadece hareket halindeyken enerji yaymakta, hareket durduktan sonra da

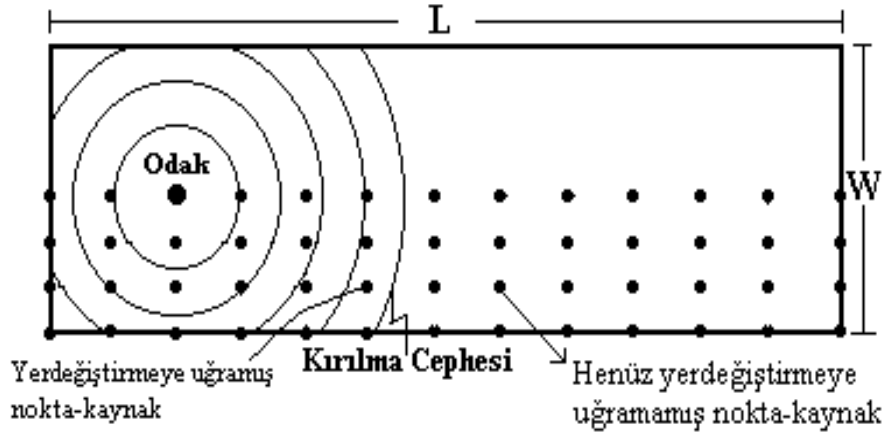
enerji yayılımı durmaktadır. Kaynak-zaman fonksiyonu sismik dalga şekli modellenmesinin en önemli unsurlarından biridir. Bu çalışmada eşkenar üçgen kaynak zaman fonksiyonu kullanılmıştır. Şekil 2.1’de verilmiştir. Şekil 2.1’de verilen kaynak zaman fonksiyonu faydaki kayması $t=0$ anında başladığını ve en büyük değer Δu ’ya eriştikten sonra sabit kaldığını, yani kaymanın durduğunu ifade etmektedir. Kaymanın en büyük değerine ulaşması için geçen süre yükselim-zamanı (τ) olarak tanımlanır. Bu kayma sürecinin türevi kayma hızını verir (Şekil 2.1). Kayma hızı sıfırdan başlayarak en büyük değerine yükselmekte ve $t=\tau$ ’da tekrar sıfıra azalmaktadır. Bu durumda kayma yükselim zamanının türevi eşit bir yükselim (rise) ve düşüme (fall) sahiptir. Dolayısıyla kayma yükselim zaman fonksiyonu (ya da kaynak zaman fonksiyonu) söz konusu yükselim ve düşüm parametreleri ile ifade edilir. Yükselim ve düşüm zamanlarının toplamı kayma yükselim zamanını verir.

Dolayısıyla bir deprem için herhangi bir istasyonda yapay olarak sismogram üretilebilmekte ve gözlenmiş sismogramlarla yapay sismogramlar karşılaştırılmaktadır. Bu işlem, sismolojide dalga şekli modellenmesi olarak bilinmekte ve bu çalışmada da kullanılacak yöntemi oluşturmaktadır.

2.3. Sonlu-Fay Analizi

Deprem sonucu oluşan yer hareketi tektonik faylar üzerindeki kırılmadan kaynaklanmaktadır. Kırılmanın meydana geldiği fay uzunluğu, fayın boyutlarına göre çok büyük olan uzaklıklarda nokta kaynak olarak düşünülebilir ve bu nokta kaynak için kaynak parametreleri bulunabilir. Günümüzde yapılan fay düzlemi çözümlerinin birçoğu, örneğin SYN4 algoritması (McCaffrey vd., 1991) kullanılarak yapılan çözümlerde veya Kikuchi ve Kanamori (1991) tarafından geliştirilen kaynak ters çözümü metodunda, deprem kaynağı nokta kaynak veya kaynakları ile temsil edilir. Bu kabulün ardından gözlenmiş verilerin ters çözümünden bu nokta kaynak veya kaynakların azimut, eğim, rake ve kaynak bölgesi içinde konumu gibi kaynak parametreleri bulunur. Ancak, deprem kaynağında meydana gelen kırılmanın boyutları ve kayma büyüklüklerinin dağılımı gibi ayrıntılı kaynak parametrelerinin tespiti deprem kaynağının sonlu bir fay olarak düşünülerek bir modelleme

yapılmasını gerektirmektedir. Sonlu fayın etkileri özellikle yakın uzaklıklarda belirgindir (Heaton vd., 1995; Bresnev ve Atkinson, 1997; Somerville vd., 1997).



Şekil 2.2. Sonlu fay modeli ve fay yüzeyi üzerine dağıtılmış nokta kaynaklar (sadece fayın alt yarısındakiler gösterilmiştir).

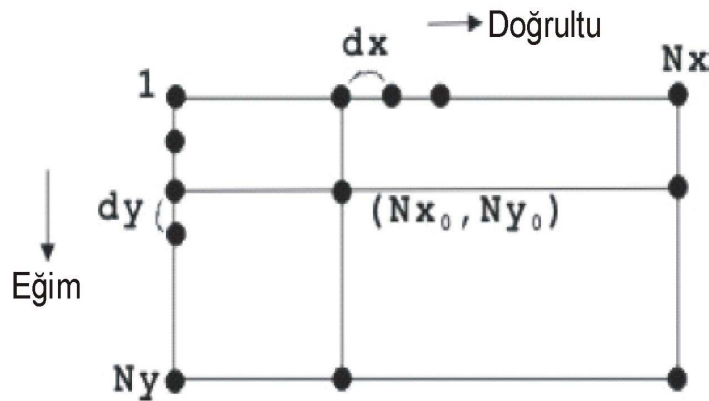
Dört faylanma parametresi öncelikli olarak sismik yayınıma etki eder (Lay ve Wallace, 1995). Bunlardan birincisi kırılma hızıdır (V_r). Kırılmanın sonlu bir hızla ilerlemesinden dolayı fayın belirli kısımlarının diğer kısımlarına nazaran çok önceden enerji yaymasına ve bunun sonucu olarak gecikmiş sismik dalgalar birbirine girişimde bulunarak yönelim (directivity) etkisine neden olmaktadır (Hall vd., 1995). İkincisi fayın boyutlarıdır (uzunluk, L ve genişlik, W). Üçüncüsü fay üzerindeki ortalama yer değiştirme (D) ve dördüncüsü de yükselim zamanıdır (τ_r). Yükselim zamanı fay üzerindeki belli bir noktanın yer değiştirmesini tamamlaması için geçen zamanı karakterize etmektedir (Aki, 1983). Bazen dördüncü parametre olarak fay üzerindeki tanecik hızı da verilmektedir. Tanecik hızı fay üzerindeki tek bir taneciğin ilk konumundan son konumuna ulaşma hızıdır. Faylanma sonucundaki yer değiştirmenin yükselim zamanına bölünmesi ile elde edilir.

Kısaca tanımlanan bu dört parametre sonlu bir fayı terk edip gelen sismik dalgaları yorumlamanın en basit yoludur. En basit durumda deprem faylanma hareketi tek bir nokta kaynak olarak düşünülebilmesine rağmen gerçekte tüm depremler tek bir nokta kaynak yer değiştirmesinden ziyade L uzunluğu ve W genişliğindeki sonlu bir fay ile ilgilidirler (Şekil 2.2). Deprem kaynağını sonlu fay olarak tanımlayabilmek için fay yüzeyi üzerine dağılmış çok sayıda nokta kaynak düşünebiliriz. Bu nokta kaynakların

çoğu benzer yer değiştirme evrimine (displacement history) sahiptir. Buna göre faylanmanın gerçek kaynak zaman fonksiyonunu elde etmek için tüm bu nokta kaynakların tepkileri toplanmalıdır. Ancak, sonlu fay üzerindeki nokta kaynaklar kırılma cephesi ilerledikçe konumlarına bağlı olarak farklı zamanlarda yer değiştirmeye uğrarlar (Şekil 2.2). Bu yüzden bu toplama işlemi yapılırken (1) her bir nokta kaynak tepkisi kırılma cephesinin kendisine ulaşması için gerekli zaman artı (2) her alıcı nokta kaynak arasındaki uzaklıklar ve bu uzaklıklara karşılık gelen zaman farkları dikkate alınarak bu zaman miktarlarınca geciktirilip toplanmalıdır. Buna göre tüm nokta kaynak tepkilerinin toplamı olan herhangi bir istasyondaki düşey yer değiştirme bulunabilir ve sonlu-fay deprem kırılmaları modellenenebilir.

2.4. Çalışmada Kullanılan Sonlu-Fay Ters zm Metodu

Bu alışmada Kikuchi vd. 2003 tarafından geliştirilmiş Sonlu-Fay Ters zm Metodu (Finite-Fault Inverse Technique) kullanılmış olup genel hatlarıyla Hartzell ve Heaton 1983 tarafından geliştirilmiş sonlu-fay modeline benzemektedir. Metod fay düzlemi üzerinde bir deprem sırasında meydana gelmiş olan kaymanın büyüklüğünü konumun bir fonksiyonu olarak vermektedir. Bu yüzden metodun uygulanmasında deprem kaynağını temsil için ilk olarak sabitlenmiş doğrultu, eğim ve boyutlara sahip bir model fay düzlemi seçilir. Model fay düzlemi eşit aralıklı olarak (d_x ve d_y) doğrultu ve eğim boyunca dağıtılmış $N_x \times N_y$ adet grid noktası ile temsil edilmektedir (Şekil 2.3).



Şekil 2.3. Çalışmada kullanılan telesismik sonlu-fay ters çözüm yönteminin uygulanmasında sonlu deprem kaynağını temsil için seçilen nokta-kaynak gridinin parametrisasyonunun Şematik gösterimi.

Grid noktaları ile temsil edilen düzlemin doğrultu ve eğimi önceki odak/kaynak mekanizma çalışmalarından yararlanılarak tayin edilir. Model fay düzleminin uzunluğu ve genişliği depremin büyüklüğü, varsa artçı deprem dağılımları ve deprem kaynak çalışmaları dikkate alınarak belirlenir. Bazen de depremin büyüklüğüne göre seçilen fay düzlemi ters çözüm denemeleri sonrasında kayma dağılımına bakılarak fay düzlemi büyütülür veya küçültülür. Depremin belirlenmiş odak lokasyonunun karşılık geldiği grid noktası tayin edilerek yapılacak analizlerde referans noktası olarak alınır. Grid seri numarası doğrultu ve eğim boyunca kodlama sırasıyla p ve q olmak üzere aşağıdaki şekilde konulur:

$$g = p + (q-1)N_x \quad p = 1, 2, \dots, N_x ; \quad q = 1, 2, \dots, N_y \quad (2.5)$$

Grid düzlemi literatürden çıkarılmış yarı sonsuz tabakalı ortam içine referans noktasına göre oturtulur. Bu çalışmada Kaypak 2008'den alınmış bir kabuksal hız modeli kullanılarak yapay dalga şekilleri hesaplanmıştır (Tablo 3.1). Kabuk yapısının tüm gözlem noktaları için aynı olduğu kabul edilmiştir.

Ardından yapay sismogramlar bilinmeyen parametrelerce ağırlıklandırılmış Green's fonksiyonları cinsinden formülize edilmiştir. Daha öncede belirtildiği gibi bu formülüzasyon için moment oranı (moment rate function) ya da kaynak zaman fonksiyonunun tanımlanması lazımdır (Şekil 2.1). Ancak, tek bir kaynak zaman fonksiyonu kullanmak diğer bir ifadeyle kırılma hızını sabit kabul etmek fay düzlemi üzerinde birbirine yakın konumlarda fakat farklı zamanlarda meydana gelen çoklu olaylarla (multiple events) ilgili karmaşık depremler için veya çok segmentli faylanmalarla ilgili depremlerde hatalı kayma dağılımları verecektir (Mendoza vd., 1994; Wald ve Heaton, 1994). Zaman penceresi yaklaşımı ile her bir grid noktası için bir esneklik sağlanarak bu sorunun üstesinden gelinebilir. Zaman penceresi yaklaşımında her bir grid noktasında toplam yükselim zamanı zaman dilimlerine ayrılmakta böylelikle karmaşık kaynak zaman fonksiyonları modellenebilmektedir.

$G_{gkj}(t)$ j nci kayıta birim moment ve 2τ genişliğindeki (τ yükselim ve düşümlü) eşkenar üçgen moment oranı fonksiyonu (moment rate function) ya da kaynak zaman

fonksiyonu için k 'nci doğrultudaki ($k=1,2$) kaymadan üretilmiş Green's fonksiyonu olsun. Kaynak zaman fonksiyonunu, $h=1, \dots, Nh$ olarak numaralandırılmış, Nh adet ve her biri bir öncekinden τ zamanı kadar geciktirilmiş eşkenar üçgen kaynak zaman fonksiyonları ile temsil edersek yapay sismogram;

$$y_j(t) = \sum_g \sum_h \sum_k D_{ghk} G_{gkj} (t - t_g - (h-1)\tau) \quad (2.6)$$

bağıntısı ile verilir. Burada D_{ghk} bilinmeyen model parametrelerini ve t_g g 'ninci griddeki fay hareketinin başlangıç zamanını temsil eder. V kırılma cephesi hızı ve (p_0, q_0) kırılmanın başladığı (referans) grid noktası olmak üzere g 'ninci grid noktasındaki kırılma başlangıç zamanı;

$$t_g = \left[\{(p - p_0)\Delta x\}^2 + \{(q - q_0)\Delta y\}^2 \right]^{1/2} / V \quad (2.7)$$

bağıntısı ile verilir. Kırılmanın bu başlangıç noktasından dairesel olarak yayılma zorunluluğu yoktur. Çünkü Nh adet zaman penceresi kullanıldığından her bir grideki kırılma zamanı $Nh\tau$ aralığında değişmekte yani başlangıçta verilen V kırılma hızına göre belli bir dereceye kadar daha yavaş kırılma hızlarına modellemeye izin verilebilmektedir.

D_{ghk} En Küçük Kareler (EKK) yöntemi ile iki kısıtlama kullanılarak çözülür. En küçük kareler hata kriteri ise;

$$\Delta = \sum_j \int w_j \{x_j(t) - y_j(t)\}^2 dt = \text{minimum} \quad (2.8)$$

bağıntısı ile verilir. $X_j(t)$ j 'nci gözlenmiş veriyi ve $w_j (>0)$ j 'nci kayıt için göreceli ağırlık faktörünü temsil etmektedir. Kısıtlamalardan biri kayma vektörü (rake) açısının değişim aralığı ile ilişkilidir. Rake açısının başlangıçta tanımlanan bir λ_0 rake açısının $\pm 45^\circ$ aralığında değiştiği varsayılır.

Kayma vektörü, kayma açıları $\lambda_0 + 45^\circ$ ve $\lambda_0 - 45^\circ$ olan iki bileşene ayrıştırılır ve çözüm 'non-negatif' olmaya zorlanır. Diğer sınırlama ise fay kaymasının uzaysal dağılımının düzgünleştirilmesidir (smoothness constrain). Düzgünlük kısıtlamasının miktarı sayısal Laplacian ile aşağıdaki gibi tanımlanır (Yoshida, 1995 ve Yagi vd., 1999):

$$\nabla^2 D_g = 4D_g - D_{g-1} - D_{g+1} - D_{g-N_x} - D_{g+N_x} \quad (2.9)$$

Burada D_{ghk} 'nın altsimgesi hk ihmal edilmiştir. Denklem (2.9)'un karesi toplamının denklem (2.8)'e ilave edilmesiyle minimize edilmesi gereken objektif fonksiyonunu verir. Yani;

$$\Delta' = \Delta + \beta^2 \sum_g \{ \nabla^2 D_g \}^2 = \text{minimum} \quad (2.10)$$

Yukarıda, düzgünleme kısıtlaması zaman ortamında düşünülmemiştir. Kırılma yayılımının karmaşıklığı her bir grid noktasında moment serbestleme fonksiyonuna yansıtılabilir. Bilgisayar kodu için hem gözlenmiş veri noktaları için hem de model parametreleri için seri numaraları yazmak uygundur.

Model parametreler için seri numaraları aşağıdaki gibidir:

$$m = g + (h-1)N_g + (k-1)2N_g \quad g=1,2,\dots,N_g; \quad h=1,2,\dots,N_h; \quad k=1,2 \quad (2.11)$$

Burada $N_g = N_x N_y$ grid noktalarının sayısıdır. Model parametrelerin toplam sayısı ise $N_m = 2N_g N_h$ 'dir.

$X_j(\Delta t(i-1))$ örneklenmiş verisi için seri numarası $X_n = X_j(\Delta t(i-1))$ şeklinde konulur ki ve

$$n = i + (N_1 + N_2 + \dots + N_{j-1}) \quad i=1,2,\dots,N_j \quad (2.12)$$

dir. Burada N_j , j'ninci kayıttaki veri sayısını belirtir. Şimdi objektif fonksiyon basit bir şekilde temsil edilebilir:

$$\Delta' = \sum_n \left\{ \sum_m G_{nm} D_m - x_n \right\}^2 + \beta^2 \sum_m \left\{ \sum_{m'} L_{mm'} D_{m'} \right\}^2 = \text{minimum} \quad (2.13)$$

G_{nm} ve $L_{mm'}$ sırasıyla Green fonksiyonu ve sayısal Laplacian operatörünü belirtir. β 'nin değeri düzgünleme miktarını tanımlar ki, β büyüdükçe daha düzgün bir kayma dağılımlı çözüm elde edilir. Aşağıda β yerine normalleştirilmiş parametre β_0 kullanılmıştır:

$$\beta = \beta_0 \sqrt{\left(\sum_n \sum_m G_{nm}^2 \right) / \left(\sum_m \sum_{m'} L_{mm'}^2 \right)} \quad (2.14)$$

Bazı istatistiksel kriterlerde olduğu gibi ABIC (Akaike's Bayesian Information Criterion) (Akaike, 1980) β 'nin değeri için kullanılabilir. Ancak burada β 'yi gözlenmiş dalga şekillerinin ayrı fazlarının yapay dalga şekillerince karşılanıp karşılanmadığı kontrol edilerek belirlenmiştir.

BÖLÜM 3. BULGULAR

3.1. Çalışmada Kullanılan Veri ve Veriye Uygulanan İşlemler

Çalışmada 30 Ekim 1983 Horasan-Narman depremi sonlu-fay analizi için 17 istasyonda kayıt edilmiş, düşey bileşen uzun-periyot P cisim dalga şekilleri kullanılmıştır. Uzun periyot P dalga şekilleri WWSSN (World Wide Standardized Seismograph Network) analog kayıtlarından sayısallaştırılmıştır (Pınar, 1995). Kullanılan telesismik istasyonların episantral uzaklıkları 28° - 92° arasında değişmektedir. Telesismik kaynak analizlerinde episantral uzaklıkları 30° - 90° arasında olan istasyonlar kullanılmaktadır (Mendoza vd., 1994). Böylelikle, kaynakla ilişkisi bulunmayan ve yayılım yolu (propagation path) kaynaklı etkilerden dalga şekillerinin arındırılması amacı güdülmektedir. Bu episantr uzaklıkları göreceli olarak homojen manto içindeki P dalgası yayılımlarına karşılık geldiğinden üst manto ve kabuk yayılımıyla çekirdek difraksiyonuna karşılık gelen etkileri içermemektedirler. Bunun yanı sıra, veriler gözden geçirilerek problemleri ve gürültülü istasyon verileri de veri setinden çıkarılmış ve kalan verilerden alet tepkisi (instrument response) giderilmiştir.

P dalga fazlarının her bir istasyondaki varış zamanları, kullanılan episantr koordinatlarına göre Jeffreys ve Bullen (1958) zaman çizelgelerinden belirlenmiştir. Bununla birlikte dalga şekilleri tekrar gözden geçirilerek gerek duyulan istasyon veya istasyonlardaki varış zamanlarında küçük modifikasyonlar yapılmıştır. Gerek duyulduğunda, bu işlemin yapılan ters çözümler sonucunda, gözlenmiş-sentetik dalga şekilleri karşılaştırması sırasında da yapıldığı hatırlatılmalıdır. Veriler bant geçişli filtre kullanılarak 0,01 ile 0,50 Hz frekanslarında bant geçişli filtrelenmiştir. Filtreleme işlemi uzun-periyotlu drifti ve yüksek frekanslı gürültüyü gidermek için yapılmıştır. Uzun periyot verileri 1 sn örnekleme aralığına sahiptir. Bu örnekleme

aralığı ters çözümde korunmuştur. Ters çözümde yerdeğiştirme dalga şekilleri kullanılacağından, hız verileri integrasyonu yapılarak yerdeğiştirmeye çevrilmiştir.

Ters çözüm için seçilen kayıt uzunluğu kaynağın geçici ve uzaysal karakterini ters çözüm sonucunda tümüyle ve doğru bir şekilde elde edebilmek için önemlidir (Hartzell ve Heaton, 1983; Mendoza ve Hartzell, 1988). Veri uzunluğu çalışma için seçilen fay modelinin tüm uzunluğu ve genişliği boyunca tüm kayma katkılarını içerecek kadar uzun ve mümkün olduğunca deprem kaynağıyla ilişkisiz yayılım yolu etkilerini içermeyecek kadar kısa seçilmelidir. Bundan dolayı sonlu-fay ters çözümü için seçilecek kayıt uzunlukları model parametrelerine (fay boyutlarına ve kırılma hızına) bağlıdır. Birkaç başlangıç ters çözüm denemesinden sonra 50 sn'lik kayıt uzunluğunun kaynak özelliklerinin elde edilmesi için uygun olduğu görülmüştür.

Son olarak her bir istasyon kaydının ters çözümdeki ağırlığı çok sayıda ters çözüm denemesi sonucunda belirlenmeye çalışılmış ve böylelikle her istasyonun ters çözümde eşit ağırlığa sahip olması için uğraşmıştır.

3.2. Sonlu-Fay Model Parametrizasyonu

Çalışmada 30 Ekim 1983 Horasan-Narman depremi kırılması 45 km uzunluğunda ve 20 km genişliğinde bir kırılma düzlemi ile temsil edilmiştir. Bu amaçla, faylanma doğrultusu boyunca 10 ve faylanma eğimi boyunca 5 adet nokta kaynak 5 km aralıklarla yerleştirilerek model kırılma düzlemi oluşturulmuştur. Deprem odağı 16 km derinlikte (bkz. Tablo 1.2) kabul edilerek model fay düzlemi deprem kaynak bölgesi içinde kabuk içine oturtulmuştur. Tablo 1.2'den görüleceği üzere depremin episantr koordinatları çeşitli sismoloji organizasyonları tarafından farklı verilmiştir. Bu nedenle, her ne kadar odak derinliği 16 km alınsa da, kırılma başlangıcı için AFAD ve ISC episantr koordinatları kabulü ile ters çözüm denemeleri yapılmıştır. AFAD episantrı kırılmanın KD doğrultusunda, ISC episantrı kırılmanın GB yönünde tek taraflı ilerlediği kabulleri için yapılan ters çözüm denemelerinde kullanılmıştır. Böylelikle, veriye hangi doğrultuda kırılma yönelimi için daha iyi uyum elde edildiği

araştırılmıştır. Yapay sismogramların hesaplanmasında Tablo 3.1’de verilen ve Kaypak (2008)’den geliştirilerek alınan kabuksal hız modeli kullanılmıştır.

Tablo 3.1. Çalışmada, 30 Ekim 1983 Horasan-Narman depremi sonlu-fay ters çözümünde kullanılan kabuksal hız modeli (Kaysak, 2008’den değiştirilmiştir).

Kalınlık (km)	Vp (km/sn)	Vs (km/sn)	Yoğunluk (kg/m ³)
7	5,5	3,2	2,7
13	6,2	3,6	2,9
10	7	4,1	3
0	8	4,6	3,1

Fay düzleminin doğrultu, eğimi ve kayma vektörü (rake) açıları için Pınar (1995), Eyidoğan vd. (1999), USGS (NEIC) ve Harvard (GCMT) tarafından verilen değerler (bkz. Tablo 1.2) kullanılarak ters çözüm denemeleri yapılmıştır (bkz. Tablo 3.2). Önceki bu çalışmalar, faylanma doğrultusunun 211°-223° arasında, eğiminin ise 64°-87° arasında KB’ya doğru olduğuna işaret etmektedir. Bu çözümlerde, rake açıları 7°-44° arasında değişmesine rağmen ters çözümlerde tanımlanan sabit bir rake açısının $\pm 45^\circ$ aralığında değişmesine müsaade edildiği vurgulanmalıdır.

Kırılma hızı birçok deprem için S dalga hızının 7/10’u ile 9/10’u arasında değişmektedir (Mendoza ve Hartzell, 1988). Ancak, kırılmanın birbirine yakın konumlarda fakat farklı zamanlarda meydana gelen çok sayıda ve farklı kayma karakterinde (kayma genliği ve kayma yükselim zamanı açısından) fay pürüzünün yenilmesi ile oluştuğu karmaşık depremlerde sabit bir kırılma hızı varsayımı hatalı kayma dağılımları verecektir (Mendoza vd., 1994; Wald ve Heaton, 1994). Çalışmada, zaman penceresi yaklaşımı ile her bir nokta kaynağın kaynak-zaman fonksiyonu ve kırılma zamanında bir esneklik sağlanarak bu sorunun üstesinden gelinmiştir (Kikuchi vd., 2003; Yamanaka ve Kikuchi, 2004). Çalışmada, en büyük kırılma hızı 3 km/sn olarak tanımlanmıştır ki bu kırılma hızı kullanılan kabuksal hız modelindeki (bkz Tablo 3.1) S dalga hızının 7/10’u ile 9/10’u arasında yer almaktadır.

Çalışmada 6 adet zaman penceresi kullanılmıştır. Her bir zaman penceresi içindeki moment boşalım fonksiyonu 3 sn yükselim ve düşüm zamanlı eşkenar üçgenlerle temsil edilmiş olup her pencere bir öncekinden 5 sn geciktirilmiştir.

Tablo-3.2. 30 Ekim 1983 Horasan-Narman depremi sonlu-fay modellemesinde değişik model parametrizasyonları için yapılan ters çözüm denemeleri ve varyans değerleri.

Model	Enlem (°)	Boylam (°)	Derinlik (km)	Doğrultu (°)	Eğim (°)	Kayma açısı (°)	V_r (km/sn)	M₀ x(10¹⁹)Nm	M_w	Varyans	Odağın GB kenara Uzaklığı (km)
IR1	40,20	42,10	16	223	76	44	3	2,85	6.9	0,4872	15
IR2	40,33	42,18	16	223	76	44	3	2,84	6.9	0,5048	35
IR3	40,20	42,10	16	231	80	21	3	4,4	7.0	0,4357	15
IR4	40,33	42,18	16	231	80	21	3	4,86	7.0	0,4456	35
IR5	40,20	42,10	16	214	87	9	3	3	6.9	0,4802	15
IR6	40,33	42,18	16	214	87	9	3	3,09	6.9	0,4857	35
IR7	40,20	42,10	16	211	73	17	3	3,6	7.0	0,5667	15
IR8	40,33	42,18	16	211	73	17	3	3,52	7.0	0,5828	35
IR9	40,20	42,10	16	215	64	7	3	5,18	7.1	0,5334	15
IR10	40,33	42,18	16	215	64	7	3	6,05	7.1	0,5132	35

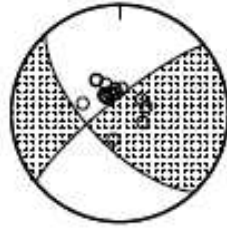
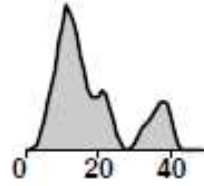
3.3. Ters Çözüm Sonuçları

Pınar (1995), Eyidoğan vd. (1999), USGS (NEIC) ve Harvard (GCMT) çözümlerinin belirlediği doğrultu, eğim ve kayma açıları, AFAD ve ISC'nin hesapladığı odaklar kullanılarak ve kırılmanın tek taraflı ilerlemesi durumları için yapılan ters çözüm denemeleri sonucunda Pınar (1995)'in belirlediği faylanma parametreleri (doğrultu=231°, eğim= 80°, kayma açısı=21°) ve AFAD odağı kullanılarak kırılmanın daha çok KD doğrultusunda ilerlemesi durumunun (Tablo 3.2'de Model IR3) gözlenmiş verilere daha iyi bir uyum elde edilmiştir. Ardından nokta kaynaklar arasında kayma farkını düşüren düzgünleme kısıtlamasının (smoothing constraint) uygun değeri birkaç deneme sonucunda gözlenmiş yapay sismogram uyumları gözetilerek belirlenmiştir. Model IR3 parametrizasyonu için elde edilen kayma dağılım modeli Şekil 3.1'de verilmiş ve bu model için hesaplanan yapay sismogramlarla gözlenmiş sismogramlar Şekil 3.2'de karşılaştırılmıştır. Bununla birlikte ISC odağının kullanıldığı ve kırılmanın daha çok GB'ya ilerlediği model parametrizasyonu (Tablo 3.2'de Model IR4) sonucu elde edilen kayma dağılım modeli de yapılacak tartışma için Şekil 3.3'te belirlenen kayma düzgünlemesi için gösterilmiştir. Model IR4 için hesaplanan yapay sismogramlar gözlenmiş sismogramlarla Şekil 3.4'te karşılaştırılmıştır.

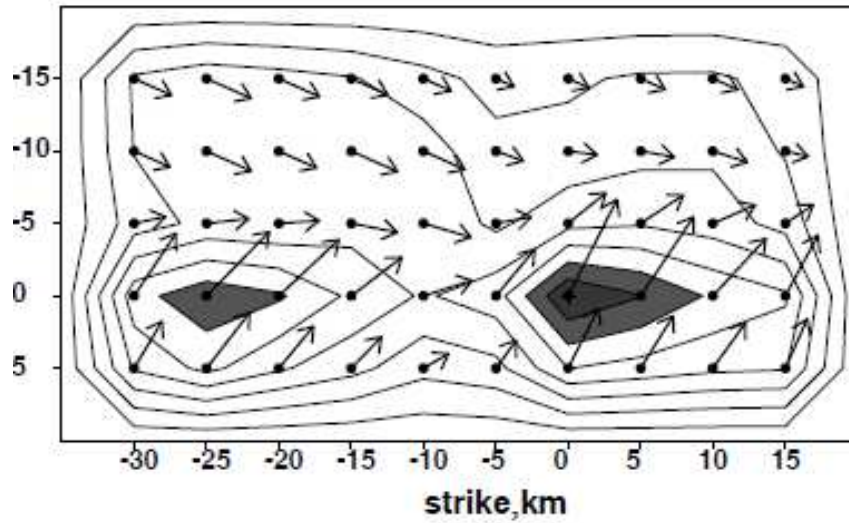
Horasan 30/10/83

$M_0 = 0.444E+20$ Nm $M_w = 7.03$

$H = 16.0$ km $T = s$ var. = 0.4357



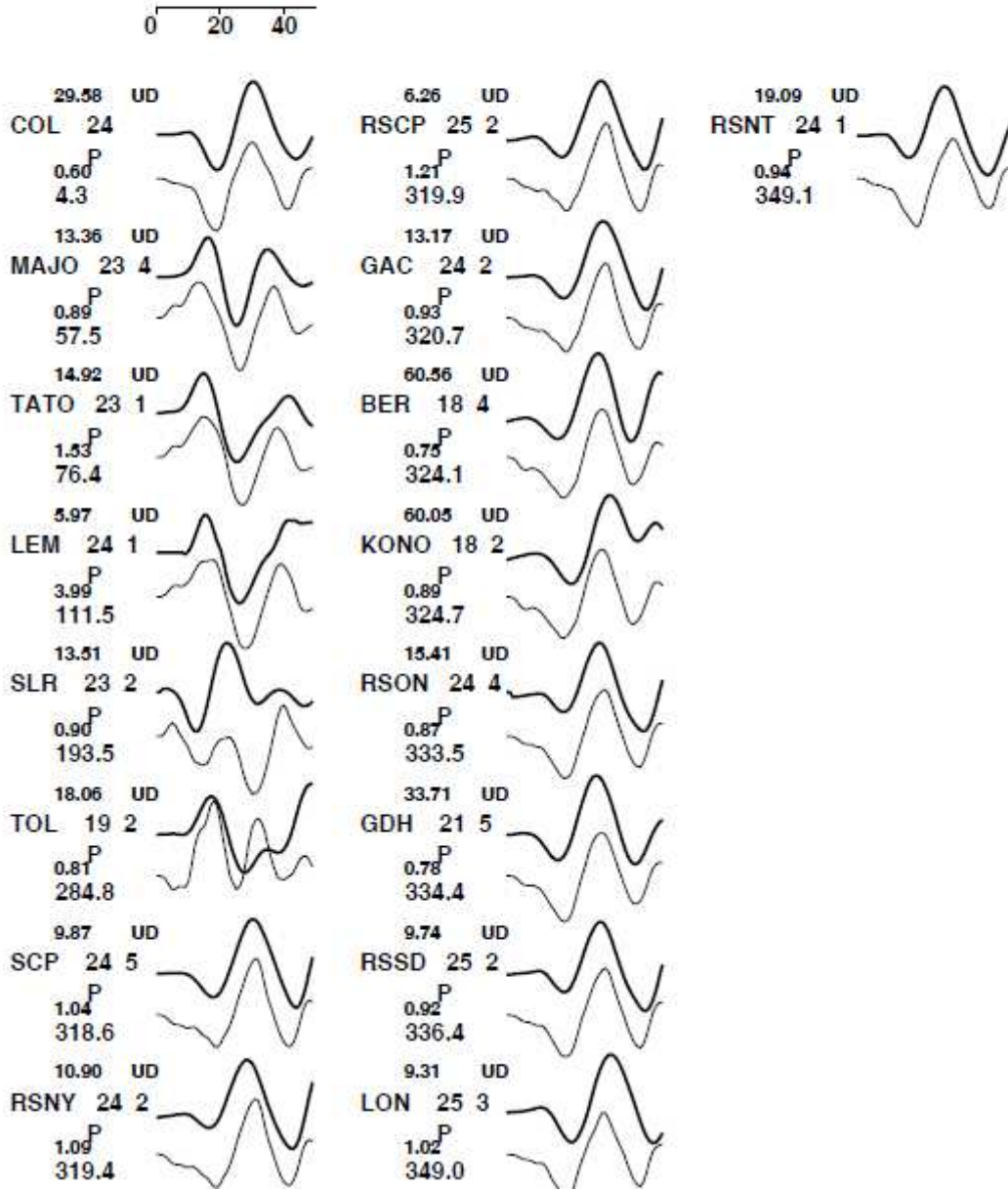
(231.,80., 25.)



Şekil 3.1. 30 Ekim 1983 Horasan-Narman depremi için IR3 ters çözüm denemesi sonucunda elde edilen sismik moment (M_0), varyans (var.), moment boşalım fonksiyonu, kaynak mekanizma çözümü (gri beyaz plaj topu) ve sonlu-fay kayma modeli. 0,5 m'den büyük kaymalar 0,5 m aralıklarla kontürlenmiştir. Vektörler tavan bloğun taban bloğa göre hareket yön ve miktarlarını göstermektedir. Referans noktası 16 km derinlikte ve fayın güneybatı kenarına 15 km uzaklıktadır (AFAD episantrı, Tablo 1.2'ye bakınız). Ters çözüm sonucu elde edilen faylanma parametrelerinin (doğrultu=231°, eğim=80°, rake=25°) başlangıçta tanımlanan parametrelerden (doğrultu=231°, eğim=80°, rake=21°) rake açısı dışında aynı olduğuna dikkat ediniz (Tablo 3.2).

Horasan 30/10/83

0.4357

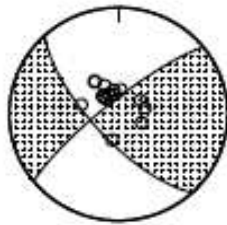
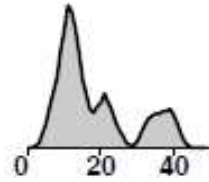


Şekil 3.2. 30 Ekim 1983 Horasan-Narman depremi için IR3 ters çözüm denemesi sonucunda elde edilen ve Şekil 3.1'de gösterilen kayma modeli için hesaplanan uzun periyod P dalga şekilleri (gri çizgi ile çizilenler) ile gözlenmiş uzun periyod P dalga şekillerinin (gri çizgi ile çizilenler) karşılaştırılması. İstasyon adları altındaki küçük rakamlar peak-to-peak genlik oranlarını, en alttaki rakamlar istasyon azimutlarını göstermektedir. İstasyon adlarının yanındaki rakamlar mikron cinsinden gözlenmiş yer hareketini temsil eder.

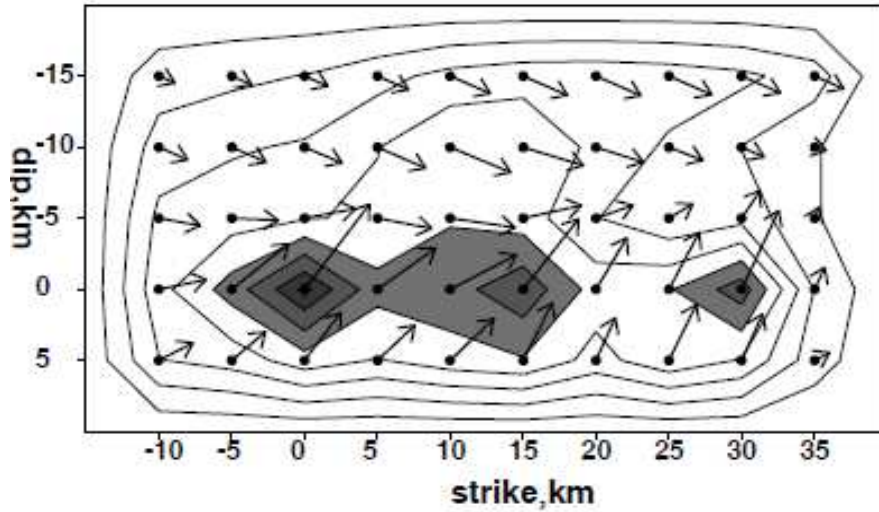
Horasan 30/10/83

$M_0 = 0.472E+20$ Nm $M_w = 7.05$

$H = 16.0$ km $T = s$ var. = 0.4456



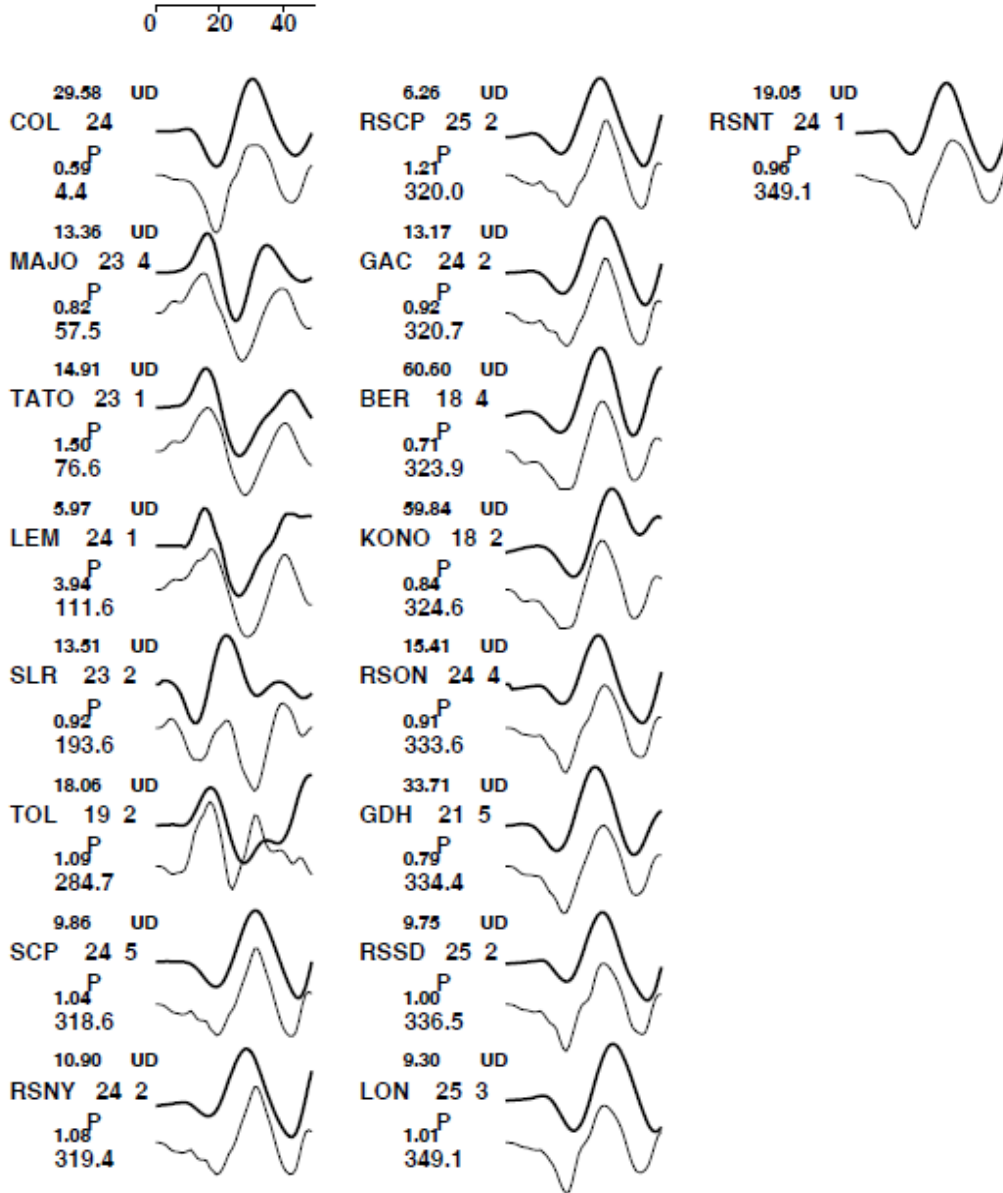
(231.,80., 19.)



Şekil 3.3. 30 Ekim 1983 Horasan-Narman depremi için IR4 ters çözüm denemesi sonucunda elde edilen sismik moment (M_0), varyans, moment boşalım fonksiyonu, kaynak mekanizma çözümü (gri beyaz plaj topu) ve sonlu-fay kayma modeli. 0,5 m'den büyük kaymalar 0,5 m aralıklarla kontürlenmiştir. Vektörler tavan bloğun taban bloğa göre hareket yön ve miktarlarını göstermektedir. Referans noktası 16 km derinlikte ve fayın kuzeydoğu kenarına 10 km uzaklıktadır (ISC episantrı, Tablo 1.2'ye bakınız). Ters çözüm sonucu elde edilen faylanma parametrelerinin (doğrultu= 231°, eğim=80°, rake=19°) başlangıçta tanımlanan parametrelerden (doğrultu= 231°, eğim=80°, rake=21°) rake açısı dışında aynı olduğuna dikkat ediniz (Tablo 3.2).

Horasan 30/10/83

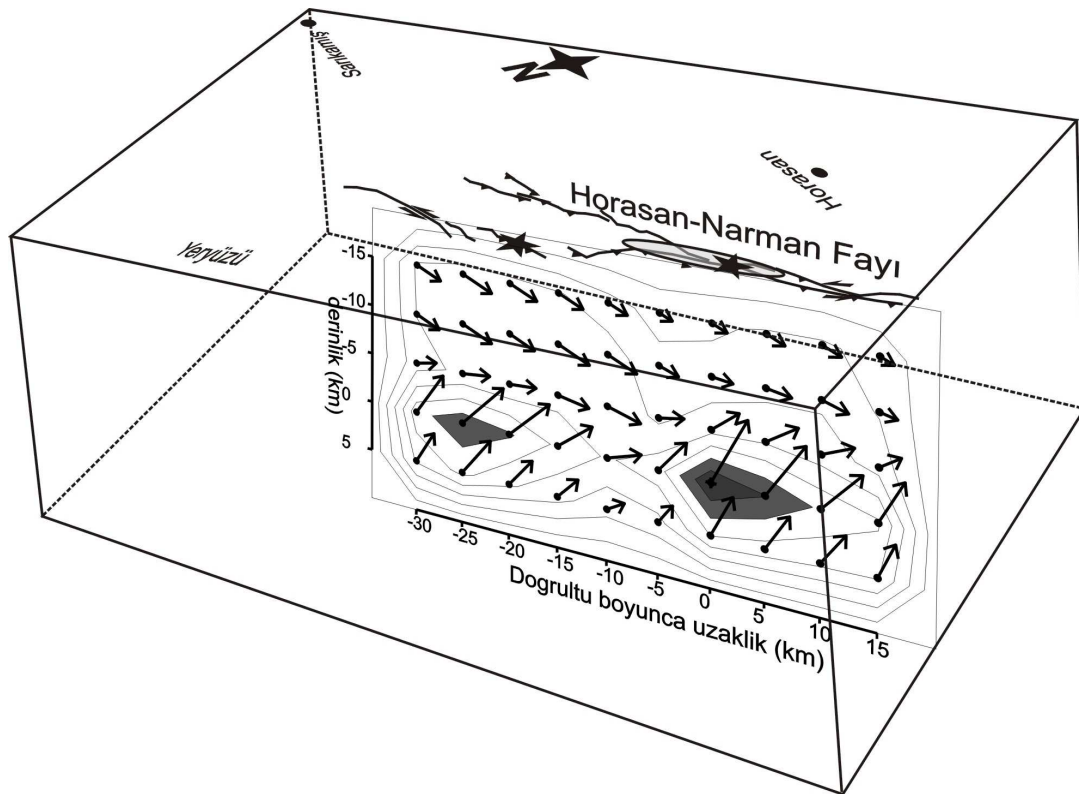
0.4456



Şekil 3.4. 30 Ekim 1983 Horasan-Narman depremi için IR4 ters çözüm denemesi sonucunda elde edilen ve Şekil 3.3'de gösterilen kayma modeli için hesaplanan uzun periyod P dalga şekilleri (gri çizgi ile çizilenler) ile gözlenmiş uzun periyod P dalga şekillerinin (gri çizgi ile çizilenler) karşılaştırılması. İstasyon adları altındaki küçük rakamlar peak-to-peak genlik oranlarını, en alttaki rakamlar istasyon azimutlarını göstermektedir. İstasyon adlarının yanındaki rakamlar mikron cinsinden gözlenmiş yer hareketini temsil eder.

3.4. Tartışma

Şekil 3.1 ve 3.3'te verilen kayma dağılım modelleri genel hatlarıyla benzer özellikler sergilemektedir. Her iki modelin de 30 Ekim 1983 Horasan-Narman depremi için çoğunlukla 10 km'den daha derinde yerleşmiş, kayma genliği 3,5 m civarında olan ve hemen hemen tüm fay modeli uzunluğu boyunca uzanan bir kırılmaya işaret etmesi dikkat çekicidir. Tek fark Model IR3'ün birbirinden ayırt edilebilen iki ve Model IR4'ün ise göreceli olarak daha küçük üç fay pürüzüne işaret etmesidir. Ayrıca Model IR3'de GB'da yerleşmiş büyük pürüzün yüzeye ulaşmış kaymasının haritalanan yüzey kırıklarıyla yer ve kayma genliği olarak uyuşması dikkate değerdir. Verinin aşağıda tartışılacak olan sığdaki kayma çözünürlüğü ve Model IR3 kayma modelinin gözlenmiş veriye daha iyi bir uyum sergilemesi dikkate alınarak bundan sonraki tartışma Model IR3'e ait kayma modeli üzerinden yapılacaktır.



Şekil 3.5. 30 Ekim 1983 Horasan-Narman depremi için çalışmada önerilen sonlu-fay kırılma modelinin ve Horasan-Narman (Çobandede) Fay Zonu boyunca deprem kaynak bölgesindeki 3-Boyutlu temsili görüntüsü.

30 Ekim 1983 Horasan-Narman depremi için çalışmada bulunan kayma modeli (Şekil 3.1) deprem kırılmasının genel olarak 10 km'den daha derinde yerleşmiş iki fay pürüzünün kırılması sonucu oluştuğunu önermektedir. Kırılma GB'da yerleşmiş 3,5 m kayma genliğine sahip fay pürüzünün en büyük kayma bölgesinin kenarından başlayarak GB'ya doğru 15 km, KD'ya doğru ise 30 km yayılmıştır. GB'daki büyük pürüzün kırılmasına ait sismik moment boşalımı azalır geçtikten sonra KD'daki yaklaşık 3 m kayma genliğine sahip fay pürüzünün kırılması başlamıştır. Ters çözümde hesaplanan sismik moment boşalım fonksiyonu kırılma toplamda 40 sn sürmesine rağmen asıl kırılmanın ilk 30 sn içinde gerçekleşmiş olduğuna ve toplamda $4,4 \times 10^{19}$ Nm sismik moment serbestlenmesine işaret etmektedir ($M_w \approx 7$). Hesaplanan kayma vektörleri küçük bir ters bileşeni olan sol yanal faylanma önermektedir (ortalama rake açısı 25°). 10 km'den daha sığda yer alan yer yer 1,5 m'ye ulaşan kaymanın kayma vektörlerinin ters faylanma bileşeni yerine normal faylanma bileşenine işaret ettiğinin görülmesinin verinin çözünürlüğünün sığdaki düşük genlikli kaymanın derindeki yüksek genlikli kaymaya göre daha az olduğu şeklinde yorumlanmıştır. Bununla birlikte, sığda model fay düzlemi üzerinde elde edilen kaymanın rapor edilen yüzey kırıklarıyla uzanım ve kayma genliği olarak yaklaşık uyuşması sığda elde edilen kaymanın ters çözüm kaynaklı suni kayma olmadığını da düşündürmektedir.

BÖLÜM 4. SONUÇLAR

Bu çalışmada 30 Ekim 1983 Horasan-Narman depreminin sonlu-fay kırılma modeli depremin 17 istasyondaki uzun periyod telesismik P cisim dalgalarından yararlanılarak ve Kikuchi ve Kanamori 1991'in geliştirdiği bir ters çözüm yöntemi kullanılarak bulunmuştur. Deprem kırılması 45 km x 20 km boyutlarında bir faylanma düzlemi ile temsil edilmiştir. Yapılan birçok ters çözüm denemesi sonucunda Pınar (1995)'in belirlediği faylanma parametreleri (doğrultu=231°, eğim=80°, kayma açısı=21°) ve AFAD odağı kullanılarak kırılmanın daha çok KD doğrultusunda ilerlemesi durumunun gözlenmiş verilere daha iyi bir uyum sergilediği görülmüştür. Kullanılan veriye en iyi uyumu veren sonlu fay modeli 30 Ekim 1983 Horasan-Narman depremi kırılması için aşağıdaki sonuçları önermektedir.

1. Faylanmanın kayma (rake) açısı 25^0 olarak hesaplanmıştır.
2. Deprem için hesaplanan sismik moment $4,4 \times 10^{19}$ Nm'dir. Depremin büyüklüğü $M_w = 7.0$ olarak hesaplanmıştır.
3. Deprem kırılmasının genel olarak 10 km'den daha derinde yerleşmiş iki fay pürüzünün kırılması sonucu oluşmuştur. Kırılma GB'da yerleşmiş 3,5 m kayma genliğine sahip fay pürüzünün en büyük kayma bölgesinin kenarından başlayarak GB'ya doğru 15 km, KD'ya doğru ise 30 km yayılmıştır. GB'daki büyük pürüzün kırılmasına ait sismik moment boşalımı azalır geçtikten sonra KD'daki yaklaşık 3 m kayma genliğine sahip fay pürüzünün kırılması başlamıştır.
4. Kırılma toplamda 40 sn sürmesine rağmen, asıl kırılma ilk 30 sn içinde gerçekleşmiştir.
5. 10 km'den daha sığda yer alan yer yer 1,5 m'ye ulaşan kaymanın kayma vektörlerinin ters faylanma bileşeni yerine normal faylanma bileşenine işaret ettiğinin görülmesinin verinin çözünürlüğünün sığdaki düşük genlikli kaymanın

derindeki yüksek genlikli kaymaya göre daha az olduğu şeklinde yorumlanmış ve sığda model fay düzlemi üzerinde elde edilen kaymanın rapor edilen yüzey kırıklarıyla uzanım ve kayma genliği olarak yaklaşık uyuşması sığda elde edilen kaymanın ters çözüm kaynaklı suni kayma olmadığını da düşündürmektedir.

KAYNAKLAR

- [1] Akaike, H., Likelihood and the Bayes procedure (with discussion). J.M. Bernardo, M.H. De Groot, D.V. Lindley, and A.F.M. Smith (eds.) Bayesian Statistics, 143–203. University Press, Valencia, Spain, 1980.
- [2] Aki K., and Richards, P.G., Quantitative Seismology, Theory and Methods W.H. Freeman, San Fransisco, (ISBN 0-7167-1058-7), 1980.
- [3] Aki, K., Strong-motion seismology, Earthquakes: Observation, Theory and Interpretation, Proceeding of the International School of Physics, pp 223-250, 1983.
- [4] Ambraseys, N., Magnitude fault-length relationships for earthquakes in the Middle East, *Proc. Symposium on Historical Seismograms & Earthquakes*, Ed. W.H. Lee, 309-310, Academic Pres, 1988.
- [5] Ambraseys, N. N., Temporary seismic quiescence: SE Turkey, *Geophysical Journal*, 96, 311-331, 1989.
- [6] Ambraseys, N. N., Finkel, C. F., The seismicity of Turkey and adjacent areas: a historical review 1500-1800, Eren Publication, İstanbul, ISBN 975-7622-38-9, 240 pp., 1995.
- [7] Ambraseys N., Jackson J., Faulting associated with historical and recent earthquakes in the Eastern Mediterranean , *Geophys. J. Int.*, 133, 390-406, 1998.
- [8] Ambraseys, N., Earthquakes in the Mediterranean and Middle East: a multidisciplinary study of seismicity up to 1900. Cambridge University Press, 947 p., 2009.
- [9] Aochi, H.,ve Madariaga, R., Fukuyama E., Constraint of fault parameters inferred from nonplanarfault modelling, *Geophys. Geosyst.*, 4(2), 1020, doi:10.1029/2001GC000207, 2003.
- [10] Barka, A., and Kadinsky-Cade, K., Strike-slip fault geometry in Turkey and its influence on earthquake activity, *Tectonics*, 7, 663-684, 1988.

- [11] Barka, A. A. and Gülen, L., Complex evolution of the Erzincan basin (Eastern Turkey) and its pull-apart and continental escape origin, *J. Struct. Geol.* 11, 3, 275-283, 1989.
- [12] Barka, A., The North Anotalian Fault Zone, *Annales Tectonicae*, VI, 164-195., 1992.
- [13] Barka, A., Reilinger, R., Active tectonics of the eastern Mediterranean region: deduced from GPS, neotectonic and seismicity data. *Annali di Geofisica*, XL(3): 587-610, 1997.
- [14] Bayrak, Y., Öztürk, S., Çınar, H., Kalafat, D., Tsaponos, T., Koravas, G. C., Leventakis, G. A., Estimating earthquake hazard parameters from instrumental data for different regions in and around Turkey, *Engineering Geology*, 105, 200–210, 2009.
- [15] Beresnev, I.A. and Atkinson, G.M., Modeling finite fault radiation from ω^2 spectrum, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 87, 67-84, 1997.
- [16] Dewey, J. F., Hempton, M. R., Kidd, W. S. F., Şaroğlu, F., Şengör, AMC., Shortening of continental lithosphere: the neotectonics of Eastern Anatolia young collision zone. In: Coward, M.P., Riea, A.C. (Eds.). *Collision Tectonics*. Geol. Soc. Lond., Spec. Publ., 19, 3-36, 1986.
- [17] Eyidoğan, H., Bitlis-Zağros bindirme ve kıvrımlı kuşağının sismotektonik özellikleri, İ.T.Ü. Maden Fakültesi, Doktora tezi, 112 sayfa, 1983.
- [18] Eyidoğan, H., Güçlü, U., Utku, Z. ve Değirmenci, E., Türkiye büyük depremleri makrosismik rehberi 1900-1988, İstanbul Teknik Üniversitesi, Maden Fakültesi, Jeofizik Bölümü, İstanbul, 1991.
- [19] Eyidoğan, H., Nalbant, S. S., Barka, A. ve King, Geoffrey C.P., Static stress changes induced by the 1924 Pasinler (M=6.8) and 1983 Horasan-Narman (M=6.8) earthquakes, Northeastern Turkey, *Terra Nova*, 11, 38-44, 1999.
- [20] Gibowicz S.J., Physics of fracturing and seismic energy release: A review, page 124; 611-58, 1986.
- [21] Gök, Y., Erzurum ve Kars depreminin (30 Ekim 1983) ekonomik ve sosyal sonuçları, Doktora tezi, Atatürk Üniversitesi, Sosyal Bilimler Enstitüsü, Coğrafya Eğitimi Anabilim Dalı, Erzurum, 1996.
- [22] Hall, J.F., Heaton, T.H., Halling, M.W. and Wald, D.J., Near-source ground motion and its effect on flexible buildings, *Earthquake Spectra*, 11, 569-605, 1995.
- [23] Hartzell, H.S and Heaton, T.H., Inversion of strong ground motion and teleseismic waveform data for the fault rupture history of the 1979 Imperial Valley, California, *Earthquake, Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol 73, No 6, pp 1553-1583, December, 1983.

- [24] Jackson, J., ve D. P. McKenzie, Active tectonics of the Alpine-Himalayan belt between western Turkey and Pakistan, *Geophys. J.R. astr. Soc.*, 77, 185-264, 1984.
- [25] Jeffreys, H., and Bullen, K. E, *Seismological Tables*, Office of the British Association, Burlington House, London, 1958.
- [26] Kalafat, D., Güneş, Y., Kara, M., Deniz, P., Kekovalı, K., Kuleli, H.S., Gülen, L., Yılmaz, M., Özel, N. M., A revised and extended earthquake catalogue for Turkey since 1900 ($M \geq 4$), Bogaziçi University Publication, 1-553, 2007.
- [27] Kanamori, H., *Mechanics of Earthquakes*, Seismological Laboratory, California Institute of Technology, Pasadena, California 91-125, 1994.
- [28] Kanamori, H., Hauksson, E. Heaton, T., Real-time seismology and earthquake hazard mitigation, *Nature* (390): 461-464, 1997.
- [29] Kanamori, H., and Heaton, T., Microscopic and macroscopic physics of earthquakes, contained in *Geocomplexity and the Physics of Earthquakes*, Editors J. Rundle, D. Turcotte, and W. Klein, *Geophysical Monograph* 20, Published by the American Geophysical Union, D.C., 127-141, 2000.
- [30] Kanamori, H. ve Brodsky, E. E., The physics of earthquakes, *Institute of Physics Publishing Reports on Progress in Physics. Rep. Prog. Phys.* 67 (2004) 1429–1496 PII: S0034-4885(04)25227-7, 2004.
- [31] Kanamori, H., Real-time seismology and earthquake damage mitigation: *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, v. 33, p. 195-214, 2005.
- [32] Kaypak, B., Three dimensional V_p and V_p/V_s structure of the upper-crust in the Erzincan basin (Eastern Turkey), *J. Geophys. Res.*, 113, B07307,1-20, doi: 10.1029/2006JB004905, 2008.
- [33] Kikuchi, M., Kanamori, H., Inversion of complex body waves-III, *Bull. Seism. Soc.Am.* (81): 2335-2350, 1991.
- [34] Kikuchi, M., Nakamura, M. and Yoshikawa, K., Source rupture processes of the 1944 Tonankai earthquake and the 1945 Mikawa earthquake derived from low-gain seismograms, *Earth Planets Space*, 55, 159-172, 2003.
- [35] Koçyiğit, A., Yılmaz, A., Adamia, S., Kuloshvili, Neotectonics of East Anatolia Plateau (Turkey) and Lesser Caucasus: Implication for transition from thrusting to strike-slip faulting, *Geodinamica Acta.* (14): 177-195, 2001.
- [36] Lay, T. and Wallace, T.C., *Modern Global Seismology*, Academic Press, San Diego, ISBN0-12-732870-X, 1995.

- [37] McClusky, S., Balassanian, S., Barka, A., Demir, C., Ergintav, S., Georgiev, I., Gürkan, O., Hamburger, M., Hurst, K., Kahle, H., Kastens, K., Nadariya, M., Ouzounis, A., Paradissis, D., Peter, Y., Prilepin, M., Reilinger, R., Sanli, I., Seeger, H., Tealeb, A., Toksöz, M. N., Veis, G., GPS constraints on plate kinematics and dynamics in the Eastern Mediterranean and Caucasus, *J. Geophys. Res.* (105): 5695-5719, 2000.
- [38] McCaffrey, R., Abers, G. and Zwick, P., Inversion of teleseismic body waves, In: *Digital Seismogram Analysis and Waveform Inversion*, (ed) Lee, W.H.K., IASPEI Software Library, Volume 3, 81-166, 1991.
- [39] McKenzie, D., Plate tectonics of the Mediterranean Region, *Nature* 226, 239–243, doi: 10.1038/226239a0, 1970.
- [40] McKenzie, D., Active tectonics of the Mediterranean Region, *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, Vol. 30, Issue 2, Pages 109-185, December, 1972.
- [41] McKenzie, D., Some remarks on the development of sedimentary basins, *Earth planet. Sci. Lett.* 40, 25-32, 1978.
- [42] Mendoza, C., and Hartzell, S.H., Inversion for slip distribution using teleseismic waveforms: North Palm Springs, Borah Peak and Michoacan Earthquakes, *Bull. Seism. Soc. Am.*, Vol.78, No. 3, pp 1092-1111 June, 1988.
- [43] Mendoza, C. and Hartzell, S. H., Slip distribution of the 19 September 1985 Michoacan, Mexico, earthquake: Near-source and teleseismic constraints, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 79, 655-659, 1989.
- [44] Mendoza C., Hartzell, S. and Monfret, T., Wide-band analysis of the 3 March 1985 central Chile earthquake: Overall source process and rupture history, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 84, 269-283, 1994.
- [45] Mendoza, C., Torres Castro, S., Gonzalez Gomez, J.M., Moment-constrained finite-fault analysis using teleseismic P waves : Mexico subduction zone, *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 101, No. 6, pp. 2675–2684, December 2011, doi: 10.1785/0120100126, 2011.
- [46] Nocquet, J.M., Present-day kinematics of the Mediterranean: a comprehensive overview of GPS results, *Tectonophysics*, 579 (SI), p. 220-242. ISSN 0040-1951, 2012.
- [47] Pınar, A., Rupture process and spectra of some major Turkish earthquakes and their seismotectonic implications (PhD Thesis), Boğaziçi Üniversitesi, İstanbul, 1995.

- [48] Pınar, A., Source inversion of the October 1, 1995 Dinar, earthquake ($M_s=6.1$): A rupture model with implications for seismotectonics in SW Turkey, *Tectonophysics* (292): 255-266, 1998.
- [49] Reilinger, R., McClusky, S., Vernant, P., Lawrence, S., Ergintav, S., Çakmak, R., Özener, H., Kadirov, F., Guliev, I., Stepanyan, R., Nadariya, M., Hahubia, G., Mahmoud, S., Sakr, K., ArRajehi, A., Paradissis, D., Al-Aydrus, A., Prilepin, M., Guseva, T., Evren, E., Dmitrotsa, A., Filikov, S.V., Gomez, F., Al-Gha R. and Karam, G., GPS constraints on continental deformation in the Africa-Arabia-Eurasia continental collision zone and implications for the dynamics of plate interactions, *Journal of Geophysical Research*, 111, B05411, doi:10.1029/2005JB004051, 2006.
- [50] Reilinger, R., ve Mc Clusky, S., Nubia-Arabia-Eurasia plate motions and the dynamics of Mediterranean and Middle East tectonics, *Geophysical Journal International*, Vol. 186, Issue 3, Pages: 971-979, 2011.
- [51] Sandvol, E., Türkelli, N., Barazangi, M., The Eastern Turkey Seismic Experiment: The study of a young continent- continent collision, *Geophysical Research Letters*, 30, 24, doi: 10.1029/2003GL018912, 2003.
- [52] Sayıl, N., An application of the time-and magnitude-predictable model to long-term earthquake prediction in eastern Anatolia, *Journal of Seismology* (2005) 9: 367-379, 2005.
- [53] Somerville, P. G., Smith, N. F., Graves, R.W. and Abrahamson, N., Modification of empirical strong-ground motion attenuation relations to include the amplitude and duration effects of rupture directivity, *Seism. Res. Lett.*, 68,199-222, 1997.
- [54] Stein, S., Wysession, M., *An Introduction To Seismology, Earthquakes and Earth Structure*, Blackwell publishing, ISBN 0-86542-078-5, 2003.
- [55] Şaroğlu, F., Emre, Ö. and Kuşçu, I., "Active Fault Map of Turkey", *Mineral Res. Explor. Inst. Turkey*, 1992.
- [56] Şengör, A. M. C., Görür, N., Şaroğlu, F., Strike-slip faulting and related basin formation in zones of tectonic escape: Turkey as a case study, *Strike-slip faulting and basin formation*, (Editors: Biddle, K. T., Christie-Blick, N.) Special Publication, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, 37, 227-264, 1985.
- [57] Taymaz, T., Eyidoğan, H., Jackson, J., Source parameters of large earthquakes in the East Anatolian fault zone (Turkey), *Geophys. J. Int.* (106): 537-550, 1991.
- [58] Tekir, S., *Kars ve Çevresinde Depremler (1924-1941)*, History Studies, *International Journal of History*, 2012.

- [59] Toksöz, M.N., Nabelek, J., Arpat, E., Source properties of the 1976 earthquake in eastern Turkey: a comparison of field data and teleseismic results. *Tectonophysics*, (49): 199-205, 1978.
- [60] Udias A. and Buforn, E., Source mechanism of earthquakes from seismic waves, Third Workshop on 3D modelling of seismic waves generation propagation and their inversion, Trieste, Italy, 1996.
- [61] Udias A., *Principles of Sismology*. Cambridge University Press, Cambridge (ISBN 0-521-62478-9), 1999.
- [62] Utkucu, M., 23 October 2011, Van, Eastern Anatolia, earthquake (Mw=7.1) and seismotectonics of Lake Van area. *J.Seismol.*, 17, 783–805, doi: 10.1007/s10950-012-9354-z, 2013.
- [63] Vernant, P., Fadil, A., Mourabit, T., Ouazar, D., Koulali, A., Martin Davila, J., Garate, J., McClusky, S., Reilinger, R., Geodetic constraints on active tectonics of the Western Mediterranean: Implications for the kinematics and dynamics of the Nubia-Eurasia plate boundary zone, *Journal of Geodynamics*, Vol. 49, Issue 3-4, Pages 123-129, 2010.
- [64] Viti, M., Mantovani, E., Babbucci, D., Tamburelli, C., Plate kinematics and geodynamics in the Central Mediterrenean, *Journal of Geodynamics*, Vol. 51, Issue 2-3, Pages 190-204, 2011.
- [65] Wald, D.J. and Heaton, T.H., Spatial and temporal distribution of slip for the 1992 Landers, California, earthquake, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 84, 668-691, 1994.
- [66] Wortel, M. J. R. and Spakman, W., Subduction and slab detachment in the Mediterranean-Carpathian region, *Science*, 290, 1910–1917, doi:10.1126/science.290.5498.1910, 2000.
- [67] Yagi, Y., Kikuchi, M., Yoshida, S., Sagiya, T., Comparison of the coseismic rupture with the aftershock distribution in the Hyuga- Nada Earthquakes of 1996, *Geophysical Research Letters*, Vol. 26, Issue 20, Pages 3161-3164, doi: 10.1029/1999GL005340, 1999.
- [68] Yamanaka, Y. and Kikuchi, M., Asperity map along the subduction zone in northeastern Japan inferred from regional seismic data, *Journal of Geophysical Research*, Vol. 109, B07307, doi:10.1029/2003JB002683, 2004.
- [69] Yoshida, S., Waveform inversion methods for the earthquake source, *J. Phys. Earth*, 43, 183-209, 1995.

ÖZGEÇMİŞ

Ayşe Güneş, 16.11.1986 tarihinde Sakarya'da doğdu. İlk, orta ve lise eğitimini Sakarya'da tamamladı. 2004 yılında Sakarya Anadolu Lisesi'nden mezun oldu. 2005 yılında başladığı Sakarya Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Jeofizik Mühendisliği Bölümü'nü 2009 yılında bitirdi. 2011 yılında Sakarya Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Jeofizik Mühendisliği ana bilim dalında yüksek lisans öğrenimine başladı.