

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

**19 AĞUSTOS 1966 VARTO ($M_s=6.8$) VE 6 EYLÜL 1975 LİCE ($M_s=6.6$)
DEPREMLERİ İÇİN TELESİSMİK SONLU-FAY MODELLERİNİN
BELİRLENMESİ**

YÜKSEK LİSANS TEZİ

Şeyma BERZAH

Enstitü Anabilim Dalı : JEOFİZİK MÜHENDİSLİĞİ

Tez Danışmanı : Prof. Dr. Murat UTKUCU

Ocak 2019

T.C.
SAKARYA ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

19 AĞUSTOS 1966 VARTO ($M_s=6.8$) VE 6 EYLÜL 1975 LİCE ($M_s=6.6$)
DEPREMLERİ İÇİN TELESİSMİK SONLU-FAY MODELLERİNİN
BELİRLENMESİ

YÜKSEK LİSANS TEZİ

Şeyma BERZAH

Enstitü Anabilim Dalı : JEOFİZİK MÜHENDİSLİĞİ

Bu tez ^{17.01}2019 tarihinde aşağıdaki jüri tarafından oybirliği / oyçokluğu ile kabul edilmiştir.

Prof. Dr. Fadime SERTGELİK

Jüri Başkanı

Prof. Dr. Murat UTKUCU

Üye

Dr. Öğr. Üy. Güray Beyhan

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.

Şeyma BERZAH

Ocak 2019

TEŞEKKÜR

Bu çalışmayı hazırlarken değerli bilgi ve deneyimlerinden yararlanarak eleştirilerini ve desteğini göstererek çalışmanın tüm aşamalarında yardımını benden esirgemeyen danışmanım Prof. Dr. Murat UTKUCU'ya ve her türlü maddi, manevi imkanı sağlayan aileme çok teşekkür ederim.



İÇİNDEKİLER

TEŞEKKÜR	i
İÇİNDEKİLER	ii
SİMGELER VE KISALTMALAR LİSTESİ	iv
ŞEKİLLER LİSTESİ	vi
TABLolar LİSTESİ	ix
ÖZET	x
SUMMARY	xi
BÖLÜM 1.	
GİRİŞ.....	1
1.1. Çalışmanın önemi ve amacı.....	1
1.2. Türkiye'nin genel sismotektoniği.....	2
1.3. 19 Ağustos 1966 Varto depremi.....	6
1.4. 6 Eylül 1975 Lice depremi.....	10
BÖLÜM 2.	
YÖNTEM	15
2.1. Green's fonksiyonları	15
2.2. Sonlu-fay dalga şekli modellemesi.....	16
2.3. Sonlu-fay analizi	18
2.4. Çalışmada kullanılan sonlu-fay ters çözüm metodu.....	20
BÖLÜM 3.	
BULGULAR	24
3.1. Çalışmada kullanılan veri ve veriye uygulanan işlemler.....	24

3.2. 19 Ağustos 1966 Varto depremi sonlu-fay analizi.....	25
3.2.1. Model fay düzlemi parametrizasyonu.....	25
3.2.2. Ters çözüm sonuçları.....	27
3.2.3. Tartışma.....	28
3.3. 6 Eylül 1975 Lice depremi.....	32
3.3.1. Model fay düzlemi parametrizasyonu	32
3.3.2. Ters çözüm sonuçları.....	34
3.3.3. Tartışma.....	35
BÖLÜM 4.	
SONUÇLAR	38
KAYNAKLAR	40
ÖZGEÇMİŞ	45

SİMGELER VE KISALTMALAR LİSTESİ

B	: Batı
BBZ	: Bitlis bindirme zonu
c	: Santimetre
D	: Doğu
DAFZ	: Doğu Anadolu Fay Zonu
G	: Güney
GB	: Güney batı
GD	: Güney doğu
GPS	: Global positing system
Hz	: Hertz
ISC	: International seismological center
K	: Kuzey
KAFZ	: Kuzey Anadolu Fay Zonu
KB	: Kuzey batı
KD	: Kuzey doğu
km	: Kilometre
KÜE	: Karlıova Üçlü Eklemleri
KRDE	: Kandilli Rasathanesi Deprem Araştırma Enstitüsü
LFZ	: Lice fay zonu
m	: metre
Ms	: Yüzey dalgası magnitudü
MTA	: Maden Tetkik Arama
Mw	: Moment büyüklüğü
P	: Primer dalga
S	: Sekonder dalga
sn	: saniye

WWSSN : World wide standardized seismology network



ŞEKİLLER LİSTESİ

- Şekil 1.1. Anadolu'nun belli başlı tektonik unsurlarını ve aletsel dönemde (1900 sonrası) meydana gelen $M \geq 7.0$ depremlerin dış merkezlerini gösteren harita (Barka ve Kadinsky-Cade, 1988; *Tectonics* 7, 663-684'den değiştirilmiştir)..... 3
- Şekil 1.2. Türkiye ve yakın civarında GPS hız vektörlerinin dağılımı. (McClusky ve ark., 2000)'den değiştirilmiştir..... 4
- Şekil 1.3. Türkiye ve yakın civarındaki depremlerin odak mekanizma çözümleri. Çözümler Harvard CMT kataloğundan alınmıştır. (McClusky ve ark., 2000)'den değiştirilmiştir..... 4
- Şekil 1.4. (a) Türkiye'nin belli başlı tektonik unsurlarını ve (b) Karlıova Üçlü Eklemi'nin sismotektonik özelliklerini gösteren harita. (McKenzie, 1972; Arpat, 1977; Pınar, 1995; MTA, 2012 ve Karaoğlu ve ark., 2016)'dan yararlanılarak hazırlanmıştır..... 6
- Şekil 1.5. 19 Ağustos 1966 Varto depremi episantrını (siyah yıldız), kataloglarda olan artçı depremlerini (beyaz daireler), kaynak bölgesi civarında uzanan fayları (MTA, 2012; Karaoğlu ve ark., 2016) ve çalışmada bu depremi temsil için seçilen model fay düzleminin yüzey iz düşümünü (gri dikdörtgen) gösteren lokasyon haritası..... 7
- Şekil 1.6. (a) 6 Eylül 1975 Lice depremi eş şiddet haritası (Deprem Araştırma Enstitüsü, 1976). (b ve c) Depremde oluşan bina hasarları (Karaesmen, 1975) 10
- Şekil 1.7. 6 Eylül 1975 Lice depremi episantrını (beyaz yıldız), kataloglarda olan artçı depremlerini (siyah daireler), kaynak bölgesi civarında uzanan fayları (Arpat, 1977; MTA, 2012), çalışmada bu depremi temsil için seçilen model fay düzleminin yüzey iz düşümünü (kırmızı dikdörtgen) ve depremde hasar gören yerleşim yerlerini gösteren harita..... 11

Şekil 1.8. 6 Eylül 1975 Lice depremi episantrını (beyaz yıldız) ve kaynak mekanizma çözümünü (siyah-beyaz top), kaynak bölgesi civarında uzanan fayları ve haritalanmış yüzey kırıklarını (kalın siyah çizgi) gösteren harita. (Arpat, 1977; Eyidoğan, 1983 ve MTA, 2012)’den derlenerek hazırlanmıştır.....	12
Şekil 2.1. $\Delta u(t)$ kayma hızı için “ τ ” süreli ikizkenar üçgen kaynak zaman fonksiyonu ve $\Delta u(t)$ kayması ile olan ilişkisi.....	17
Şekil 2.2. Fay yüzeyi üzerine dağıtılmış nokta kaynaklar (sadece fayın alt yarısındakiler) ve sonlu fay modeli.....	18
Şekil 2.3. Çalışmada kullanılan telesismik sonlu-fay ters çözüm yönteminin uygulanmasında sonlu deprem kaynağını temsil için seçilen nokta-kaynak gridinin parametrisasyonunun şematik gösterimi.....	20
Şekil 3.1. 19 Ağustos 1966 Varto depremi ($M_s=6.8$) kırılmasını temsil etmek için çalışmada kullanılan nokta kaynak gridi.....	25
Şekil 3.2. 19 Ağustos 1966 Varto depremi ($M_s=6.8$) kırılmasını temsil etmek için çalışmada kullanılan nokta kaynak gridinin deprem kaynak bölgesinde 3-Boyutlu temsili gösterimi.....	27
Şekil 3.3. (Solda) Çalışmada 19 Ağustos 1966 Varto depremi ($M_s=6.8$) için tercih edilen sonlu-fay kayma dağılım modeli ve bu modele karşılık gelen kaynak-zaman fonksiyonu, sismik moment değeri ve doğrultu, eğim ve rake açıları. (Sağda) Tercih edilen sonlu-fay kayma dağılım modelinden hesaplanan yapay sismogramlarla (gri çizgili dalgalar) ile gözlenmiş sismogramların (siyah çizgili dalgalar) karşılaştırması.....	28
Şekil 3.4. 19 Ağustos 1966 Varto depremi ($M_s=6.8$) için çalışmada tercih edilen sonlu-fay kayma dağılım modelinin yüzey iz düşümü.....	30
Şekil 3.5. Çalışmada 19 Ağustos 1966 Varto depremi ($M_s=6.8$) için belirlenen sonlu-fay kayma dağılım modelinin deprem kaynak bölgesi içinde 3-Boyutlu görünümü.....	31
Şekil 3.6. 6 Eylül 1975 Lice depremi ($M_s=6.6$) kırılmasını temsil etmek için çalışmada kullanılan nokta-kaynak gridi.....	33

Şekil 3.7. 6 Eylül 1975 Lice depremi ($M_s=6.6$) kırılmasını temsil etmek için çalışmada kullanılan nokta-kaynak gridinin deprem kaynak bölgesinde 3-Boyutlu temsili gösterimi.....	33
Şekil 3.8. (Solda) Çalışmada 6 Eylül 1975 Lice depremi ($M_s=6.6$) için tercih edilen sonlu-fay kayma dağılım modeli ve bu modele karşılık gelen kaynak-zaman fonksiyonu, sismik moment değeri ve doğrultu, eğim ve rake açıları. (Sağda) Tercih edilen sonlu-fay kayma dağılım modelinden hesaplanan yapay sismogramlarla (gri çizgili dalgalar) gözlenmiş sismogramların (siyah çizgili dalgalar) karşılaştırması.....	34
Şekil 3.9. 6 Eylül 1975 Lice Depremi ($M_s=6.6$) için çalışmada tercih edilen sonlu-fay kayma dağılım modelinin yüzey iz düşümü.....	35
Şekil 3.10. Çalışmada 6 Eylül 1975 Lice depremi ($M_s=6.6$) için belirlenen sonlu-fay kayma dağılım modelinin deprem kaynak bölgesi içinde 3-Boyutlu görünümü.....	36

TABLolar LİSTESİ

Tablo 1.1. 19 Ağustos 1966 Varto depremi için önceki çalışmalardan elde edilen kaynak parametreleri.....	8
Tablo 1.2. 19 Ağustos 1966 Varto depremi ve sonrasında meydana gelen artçı depremler. (Ambraseys ve Zatopek, 1968 ve Kalafat ve ark., 2009)'dan derlenmiştir.....	9
Tablo 1.3. 6 Eylül 1975 Lice depremi için önceki çalışmalardan elde edilen odak ve kaynak parametreleri.....	13
Tablo 1.4. 6 Eylül 1975 Lice depremi sonrasında meydana gelen artçı depremler.....	14
Tablo 3.1. 19 Ağustos 1966 Varto depremi ters çözümünde kullanılan kabuksal hız yapısı (Kenar ve Toksöz, 1989)'dan uyarlanmıştır.....	26
Tablo 3.2. 19 Ağustos 1966 Varto depremi sonlu-fay modellemesinde kullanılan model parametrisasyonları için ters çözüm denemeleri sonuçları ve varyans değerleri.....	32
Tablo 3.3. 6 Eylül 1975 Lice depremi sonlu-fay modellemesinde kullanılan model parametrisasyonları için ters çözüm denemeleri sonuçları ve varyans değerleri.....	37

ÖZET

Anahtar Kelimeler: 19 Ağustos 1966 Varto depremi, 6 Eylül 1975 Lice depremi, Kuzey Anadolu Fay Zonu, Bitlis Bindirme Zonu, Sonlu-fay Modellemesi, Verevine faylanması, Doğu Türkiye.

19 Ağustos 1966 Varto ($M_s=6.8$) ve 6 Eylül 1975 Lice ($M_s=6.6$) depremleri Doğu Türkiye’de meydana gelmiş ve devamsız yüzey kırıkları üretmiş hasar verici büyük depremlerdir. İlk deprem Kuzey Anadolu Fay Zonu üzerinde meydana gelmişken sonraki deprem Bitlis Bindirme Zonu üzerinde meydana gelmiştir. Bu çalışmada her iki depremin telesismik olarak kaydedilmiş uzun-periyot P dalga şekillerinin sonlu-fay kaynak özelliklerini bulmak için Kikuchi ve ark. (2003) tarafından geliştirilmiş bir sonlu-fay ters çözüm yöntemi kullanılarak ters çözümü yapılmıştır. Her iki depremin kırılma düzlemleri nokta-kaynak gridleri temsil edilmiş ve odakları referans olarak alınarak kaynak bölgelerine yerleştirilmiştir. Farklı model parametrizasyonlarıyla yapılan bir kaç ters çözüm denemesinden sonra veriye en iyi uyumu veren parametreler belirlenmiştir. 1966 Varto depremi kırılmasının güneybatı eğimli bir fay düzlemi üzerinde, üç fay pürüzünün yenilmesiyle esas olarak kuzeybatıya tek taraflı olduğu bulunmuştur. En büyük kayma genliği odağın 8 km batısındaki bir noktada 196 cm olarak belirlenmiştir. Kayma modeli 1.5×10^{19} Nt m’lik ($M_w \approx 6.7$) bir sismik momente karşılık gelmektedir. 1975 Lice depremi için ters çözüm denemeleri kırılmanın 254° doğrultulu ve 54° kuzeybatı eğimli bir düzlem üzerinde tek taraflı olduğunu göstermiştir. Kırılma esas olarak odakta 60 cm en büyük kaymasıyla büyük bir fay pürüzünün yenilmesi ile kontrol edilmiştir. Toplam sismik moment ve kayma açıları sırasıyla 8.7×10^{18} Nt m’lik ($M_w \approx 6.6$) ve 24° hesaplanmıştır. Kayma açısı, kaynak bölgesinin Bitlis Bindirme Zonu ve Doğu Anadolu Fay Zonu’nca kontrol edilen sismotektoniği ile uyumlu olarak kırılmanın sol-yanal bileşeni daha büyük verevine olduğunu önermektedir.

DETERMINATION OF TELESIESIMIC FINITE-FAULT MODELS FOR THE 19 AUGUST 1966 VARTO ($M_s=6.8$) AND 6 SEPTEMBER 1975 LICE ($M_s=6.6$) EARTHQUAKES

SUMMARY

Keywords: The 19 August 1966 Varto earthquake, The 6 September 1975 Lice earthquake, The North Anatolian fault Zone, the Bitlis Thrust Zone, Finite-fault modelling, Oblique faulting, Eastern Turkey.

The August 19, 1966 Varto ($M_s=6.8$) and the September 6, 1975 Lice earthquakes ($M_s=6.6$) are the damaging large earthquakes that occurred in Eastern Turkey with discontinuous surface ruptures. The former took place along the North Anatolian Fault Zone while the latter along the Bitlis Thrust Zone. In the present study, teleseismically recorded long period P body waveforms of both earthquakes are inverted to obtain the finite-fault source properties using a finite-fault inversion methodology developed by Kikuchi et al. (2003). The rupture planes of both earthquakes are represented by point source grids which are placed in the source regions with reference to their hypocenters. After several inversion trials with different model fault parameterisations, the parameters that give best fit to the data are determined. The rupture of the 1966 Varto earthquake is found to be mainly unilateral to northwest with failure of three asperities over a southwest dipping fault plane. The peak slip amplitude is determined to be 196 cm at a location 8 km west of the hypocentre. The slip model corresponds to a seismic moment of 1.5×10^{19} Nt m ($M_w \approx 6.7$). For the 1975 Lice earthquake the inversion trials have shown that the rupture almost unilateral to the southwest over a rupture plane striking 254° and dipping 54° NW. The rupture has been mainly controlled by a failure of large asperity with 60 cm peak slip in the hypocentral region. The total seismic moment and rake angle are calculated as 8.7×10^{18} Nt m ($M_w \approx 6.6$) and 24° , respectively. The rake angle suggests that the rupture is oblique with larger left-lateral component in accordance with the seismotectonics of the source region controlled by the Bitlis Thrust Zone and East Anatolian Fault Zone.

BÖLÜM 1. GİRİŞ

1.1. Çalışmanın Önemi ve Amacı

Diri bir tektoniğe sahip Türkiye, sık sık yıkıcı depremlere maruz kalmaktadır. Bu depremler sonucu oluşan can ve mal kayıpları etkilerini sadece oluşma süreleri ile sınırlı kılmamakta, toplumsal ve ekonomik bağlamda oluşan travmanın belli bir süre devam etmesine yol açmaktadır. Yakın geçmişte meydana gelen Los Angeles, Kobe ve İzmit gibi metropolitan alanları etkileyen sırasıyla 1994 Northridge, 1995 Kobe ve 1999 İzmit depremleri bu duruma iyi örnekler teşkil etmektedirler. Bu nedenle depremler ve ilişkili olayların bilimsel olarak çalışılması etkilerinin ve zararlarının azaltılması açısından önem arz etmektedir.

Yer kabuğundaki kırıklar olan faylar boyunca oluşan depremler bir dalga yayılımına yol açarlar. Bu dalga yayılımı deprem kırılmasının özelliklerine bağlı olarak değişiklik gösterir. Dalga yayılımının sismograflarla mümkün olduğunca her yönde ve sık aralıklarla kayıt altına alınmasıyla dalga yayılımının özellikleri belirlenebilir. Ardından sismoloji biliminde geliştirilmiş çeşitli yöntemler vasıtasıyla gözlenmiş dalga yayılımından ilgili depremin kırılma özellikleri belirlenebilir. Bu yöntemlerin en güçlülerinden biri kayıt edilmiş dalga şekillerinin matematik ters çözümünün yapılması ve deprem kaynak parametrelerinin belirlenmesidir. Bu yöntem sismolojide “dalga şekli modellemesi” olarak isimlendirilmektedir (Lay ve Wallace, 1995) .

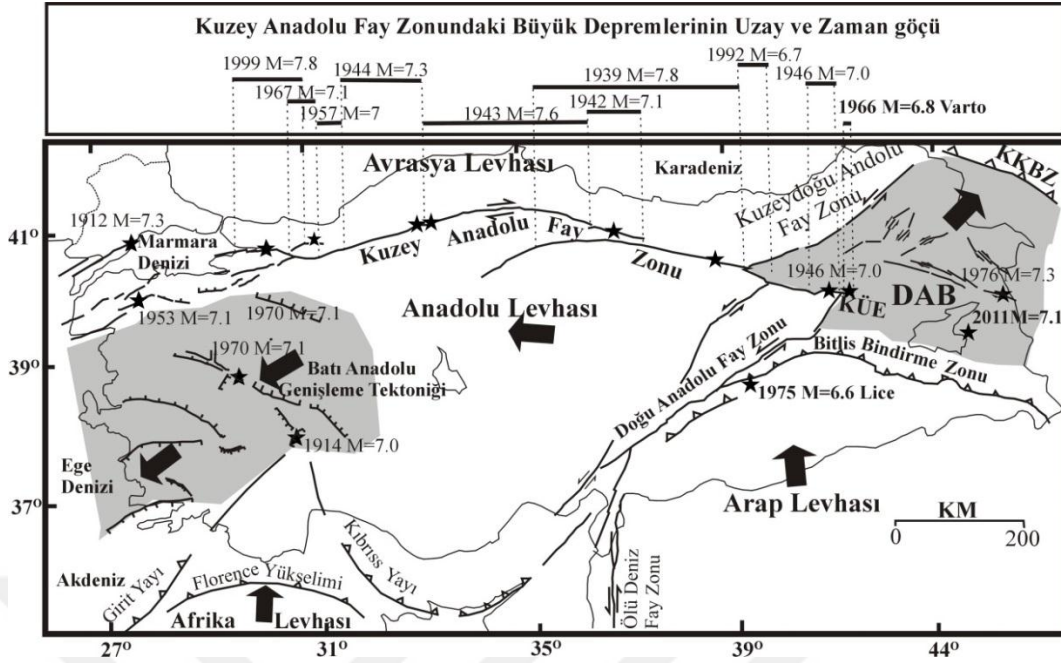
Bu çalışmada Kikuchi ve Kanamori (1991) ve Kikuchi ve ark. (2003) tarafından geliştirilmiş bir dalga şekli ters çözüm yöntemi uzak alan (telesismik) P dalga şekillerine uygulanarak 19 Ağustos 1966 Varto ve 6 Eylül 1975 Lice depremlerinin sonlu-fay kırılma özellikleri belirlenmeye çalışılacaktır. Böylelikle, Türkiye’de 20. yüzyılda meydana gelmiş bu önemli iki yıkıcı depremin oluşum süreçleri ve neden

oldukları etkilerin kırılma özellikleri ile olası ilişkilerinin anlaşılması bağlamında mevcut bilimsel literatüre katkı sağlanması amaçlanmaktadır.

1.2. Türkiye'nin Genel Sismotektoniği

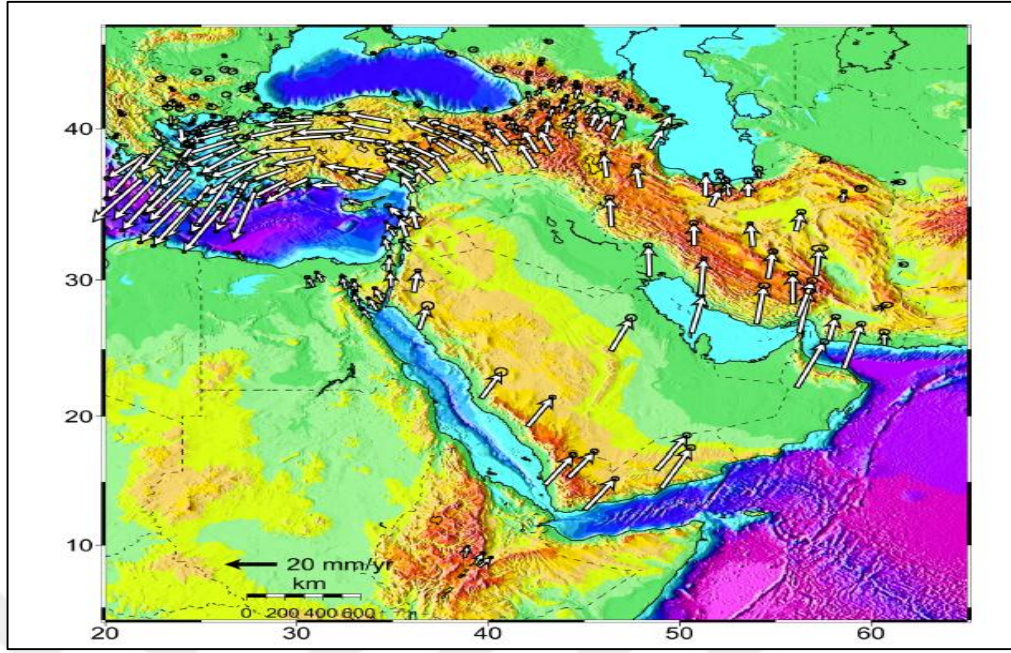
Arap ve Afrika levhalarının hareketsiz olduğu varsayılan Avrasya levhasına göre kuzeye doğru hareketleri Türkiye'de oldukça etkin bir tektonizmaya neden olmakta ve Anadolu levhası batıya doğru hareket etmektedir (Şekil 1.1. ve Şekil 1.2.) (McKenzie, 1972; Jackson ve Mckenzie, 1984; Şengör ve ark., 1985; McCluskey ve ark., 2000; Reilinger ve ark., 2006). Anadolu levhasının bu hareketi Kuzey Anadolu (KAFZ) ve Doğu Anadolu (DAFZ) fay zonları olarak adlandırılan ve Doğu Anadolu'da Karlıova Üçlü Ekleme (KÜE) olarak bilinen sırasıyla sağ ve sol yanal iki doğrultu atımlı fay sistemi boyunca gerçekleşmektedir.

GPS çalışmaları (McClusky ve ark., 2000; Reilinger ve ark., 2006) Anadolu levhasının hareketinin Batı Anadolu'da GB' ya doğru yön değiştirdiğini ve hızlandığını göstermiştir (Şekil 1.2.). Hızlanma, Batı Anadolu'da genişleme şeklinde bir tektonik rejime ve kabuksal incelmeye neden olmaktadır. Hızlanmanın, güneyde Girit ve Kıbrıs yayları boyunca Anadolu levhasının altına dalan, Afrika levhasının üst mantoda oluşturduğu ve genel olarak "slab-roll back and suction" olarak adlandırılan vakumlama etkisi sonucu ile olduğu ileri sürülen bir yapı görülmektedir (Reilinger ve ark., 2006).

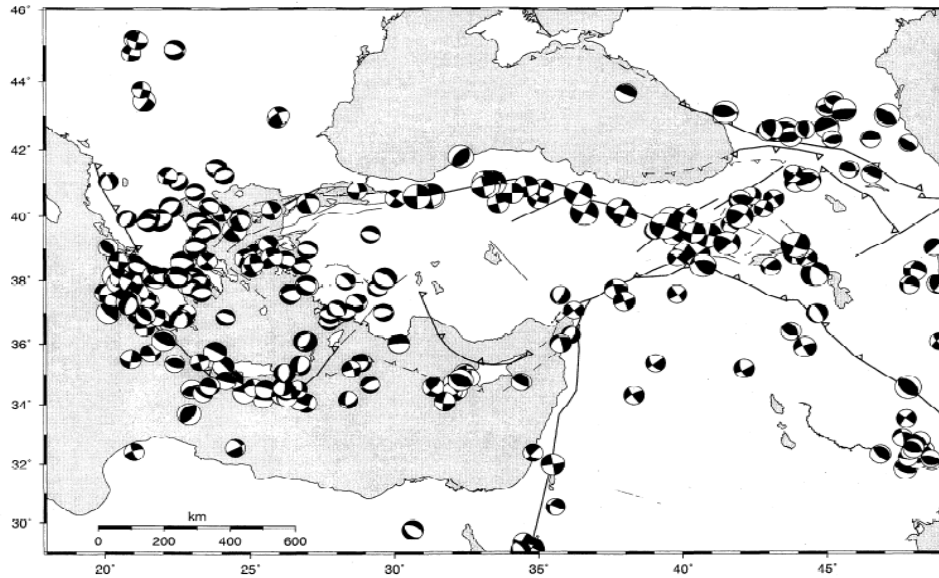


Şekil 1.1. Anadolu'nun belli başlı tektonik unsurlarını ve aletsel dönemde (1900 sonrası) meydana gelen $M \geq 7.0$ depremlerin dış merkezlerini (siyah yıldızlar) gösteren harita (Barka ve Kadinsky-Cade, 1988; *Tectonics* 7, 663-684'den değiştirilmiştir.). Büyük vektörler göreceli levha hareketlerini ve gri alanlar aynı tektonik rejimin hüküm sürdüğü kabuksal alanları göstermektedir. KÜE: Karlıova Üçlü Eklemleri, DAP:Doğu Anadolu Platosu, KKBZ: Küçük Kafkaslar Bindirme Zonu.

Bitlis Bindirme Zonu (BBZ) olarak bilinen deformasyon zonu Doğu Anadolu Bloğu ile Arap levhaları arasındaki sınırı oluşturmaktadır (Eyidoğan, 1983; Dewey ve ark., 1986). Önceleri bu kuşak boyunca kıtasal çarpışma gerçekleştiği (Anadolu ile Arap levhası kıtasal kabukları arasında) ve buna bağlı olarak Doğu Anadolu'da kabuksal kısalma ve yükselme gerçekleştiği söylenmekteydi (Dewey ve ark., 1986). Ancak, son 30 yıl içinde yapılan jeodinamik çalışmalar çarpışma ve buna bağlı sıkışma rejiminin ikincil öncelikte olduğunu ve Doğu Anadolu'da Arap levhası kaynaklı deformasyonun kabuksal transferle Küçük ve Büyük Kafkas Bindirme Zonlarına iletildiği bir doğrultu-atımlı faylanma rejiminin egemen olduğunu göstermiştir (McClusky ve ark., 2000 ve Reilinger ve ark., 2006; Şengör ve ark., 2003; Sandvol ve ark., 2003). Nitekim GPS çalışmaları, Arap levhasının Avrasya levhasına göre olan yaklaşık 18 mm/yıl'lık hareketinin çoğunlukla BBZ kuzeyinde Doğu Anadolu Bloğuna aktarıldığını göstermektedir. (McClusky ve ark., 2000; Reilinger ve ark., 2006). Türkiye'nin anlatılan tüm bu sismotektonik özellikleri deprem odak mekanizma çözümleri ile de uyumludur (Şekil 1.3.).



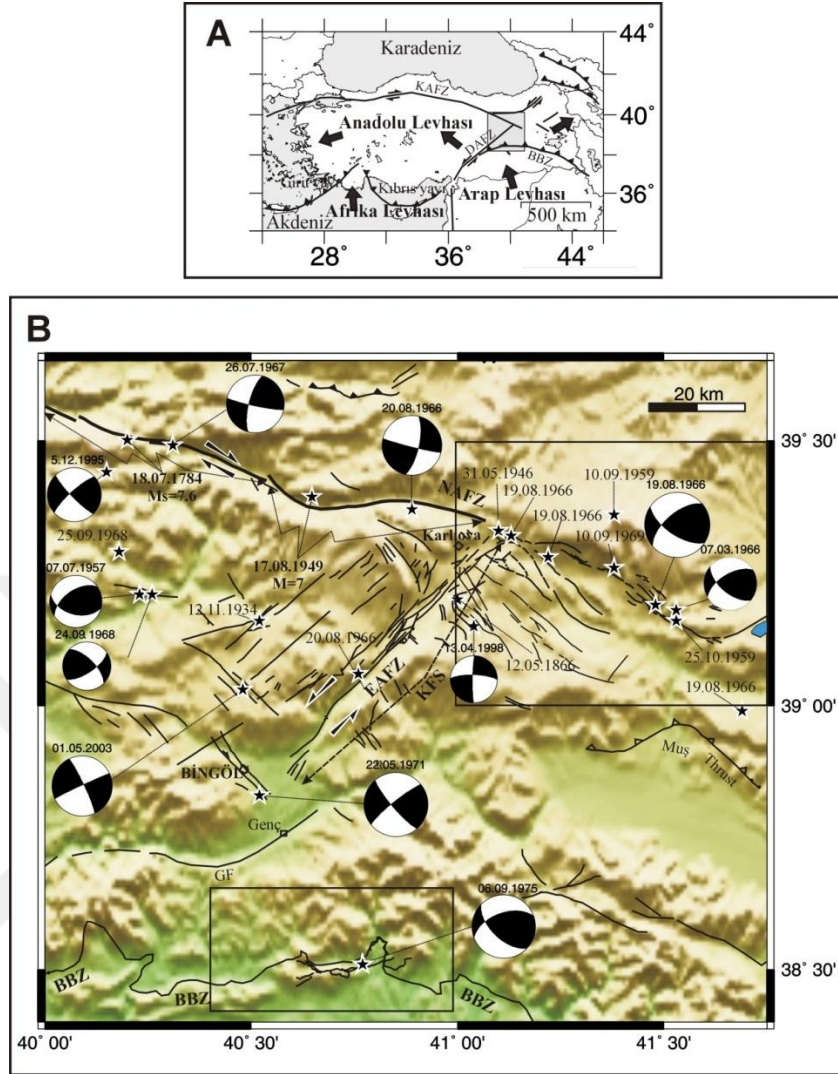
Şekil 1.2. Türkiye ve yakın civarında GPS hız vektörlerinin dağılımı. McClusky ve ark. (2000)'den değiştirilmiştir. BBZ: Bitlis Bindirme Zonu, DAFZ: Doğu Anadolu Fay Zonu, KAFZ: Kuzey Anadolu Fay Zonu, ÖDFZ: Ölü Deniz Fay Zonu, KY: Kıbrıs Yayı, HY: Helenik Yayı.



Şekil 1.3. Türkiye ve yakın civarındaki depremlerin odak mekanizma çözümleri. Çözümler Harvard CMT kataloğundan alınmıştır. McClusky ve ark. (2000)'den değiştirilmiştir. BBZ: Bitlis Bindirme Zonu, 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.

Kuzey Anadolu Fay Zonu (KAFZ) ülkemizin ve dünyanın en önemli fay hatlarından birisidir. Yaklaşık olarak 1500 km uzunlukta doğrultu-atımlı ve sağ yönlü aktif bir faydır. Fay tek bir kayma düzlemi olmayıp, birçok parçalardan oluşmuş 500–1000 m genişlikte bir “fay zonu” halindedir (Barka ve Kadinsky-Cade, 1988; Şengör ve ark., 2005). 20. yüzyıl içinde bu fay bir seri büyük depremle kırılmış ve arazide 7 m’ye varan yerdeğiştirmeler gözlenmiştir (Barka, 1996; Stein ve ark., 1997). Bu fay zonunun Doğu Anadolu Fay Zonu ile birleştiği KÜE doğusunda da parçalı olarak devam ettiği ve hatta İran’da sağ-yanal Main Recent fayı ile birleştiği çeşitli araştırmacılarca iddia edilmiştir (Ketin, 1977; Jackson, 1992). Bu çalışmanın konularını oluşturan 1966 Varto depremi de KAFZ’nun bu bağlamda devamı olarak nitelendirilen Varto fayı üzerinde oluşmuştur.

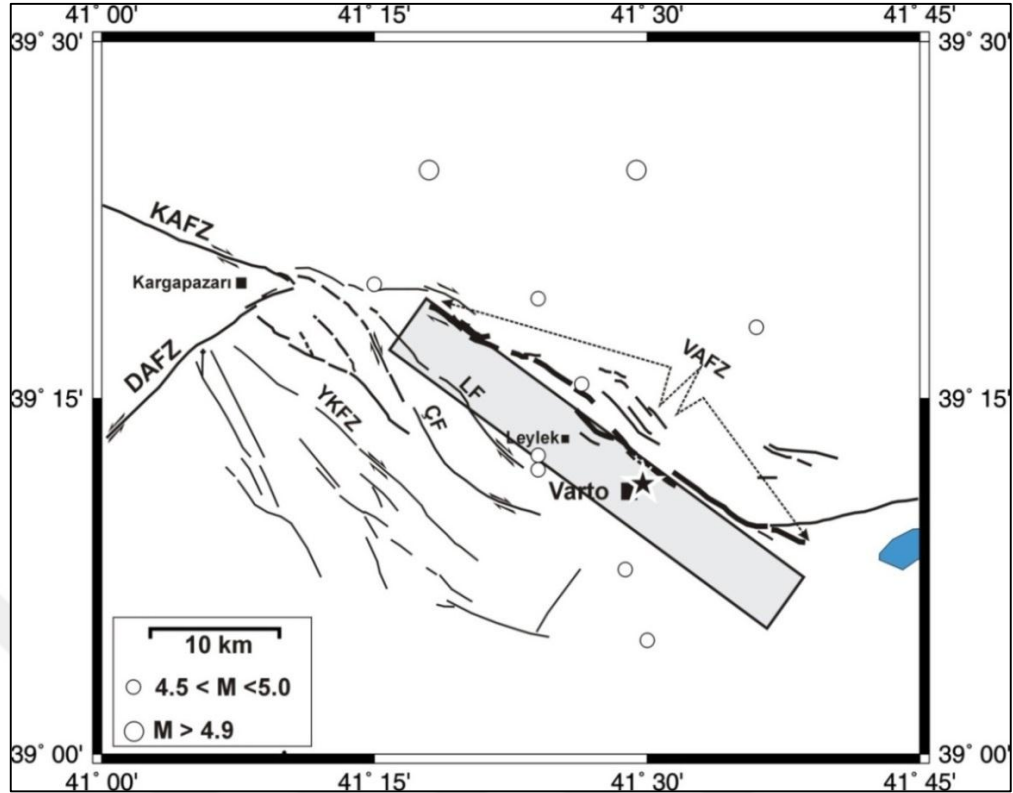
Tetis Denizi tabanının Avrasya plakası altına dalarak yitiminden sonra, kıta-kıta çarpışması sınırında gelişen bir yapı olan Bitlis Bindirme Zonu (BBZ), Güneydoğu Anadolu Bölgesinin kuzey kenarı boyunca gelişmiştir (Şekil 1.1.) (Dewey ve ark., 1986). Bu bindirme fayı, İran’daki Zagros Bindirme Kuşağı’nın devamı şeklinde olup (Mouthereau ve ark., 2012), doğudan batıya doğru Hakkari, Beytüşşebap, Narlı, Pervari güneyi, Kozluk, Kulp, Lice kuzeyi, Ergani kuzeyi, Çüngüş ve Çelikhan’dan geçer. Bu kesimde, DAFZ ile kesişen BBZ, bu fay üzerinde sol-yanal hareketlerin yanında ters atım faylanma bileşenine de neden olmaktadır (Taymaz ve ark., 1991; Lyberis ve ark., 1992). Lyberis ve ark. (1992), DAFZ üzerindeki hareketlerin birincil olarak sıkışma türü olduğunu ve sol-yanal doğrultu atımlı hareketlerin ikincil hareketler olduğunu öne sürmüştür. 6 Eylül 1975 Lice depremi ($M_s=6.6$) bu kesişme bölgesinde meydana gelmiş olup hem ters hem de sol-yanal faylanma karakterine sahiptir.



Şekil 1.4. (a) Türkiye'nin belli başlı tektonik unsurlarını ve (b) Karlıova Üçlü Eklemini'nin sismotektonik özelliklerini gösteren harita. (McKenzie, 1972; Arpat, 1977; Pınar, 1995; MTA, 2012 ve Karaoğlu ve ark., 2016)'dan yararlanılarak hazırlanmıştır. Büyük ve küçük dikdörtgenler sırasıyla Şekil 1.5. ve 1.6.'da gösterilen harita alanlarını çevrelemektedir.

1.3. 19 Ağustos 1966 Varto Depremi ($M_s=6.8$)

19 Ağustos 1966 Saat 12:22'de meydana gelen ve yaklaşık 20 saniye süren $M_s=6.8$ büyüklüğündeki deprem sonucu 19.000 üzeri konut yıkılmış, 2500 kişi ölmüş, 1300 kişi yaralanmış ve 100000 civarında insan evsiz kalmıştır (Şekil 1.4. ve 1.5.) (Ambraseys ve Zatopek, 1967; Ambraseys ve Zatopek, 1968; Wallace, 1968). 300 km^2 'lik alanda etkili olan depremin şiddeti IX (MM) olarak belirlenmiştir. Deprem sonrasında birinin büyüklüğü $M_s=6.0$ olan önemli bir artçı deprem etkinliği meydana gelmiştir (Şekil 1.5.; Tablo 1.2.).



Şekil 1.5. 19 Ağustos 1966 Varto depremi episantırını (siyah yıldız), kataloglarda olan artçı depremlerini (beyaz daireler), kaynak bölgesi civarında uzanan fayları (MTA, 2012; Karaoğlu ve ark., 2016) ve çalışmada bu depremi temsil için seçilen model fay düzleminin yüzey iz düşümünü (gri dikdörtgen) gösteren lokasyon haritası. Arazide gözlenen yüzey kırıkları kalın siyah çizgi ile gösterilmiştir (Wallace, 1968; MTA, 2012). 19 Ağustos 1966 Varto depreminin AFAD tarafından hesaplanmış episantırını (siyah yıldız) ve fayların uzanımlarını (Koçyiğit ve ark., 2001) gösteren lokasyon haritası. VAFZ: Varto Fay Zonu, ÇF: Çayçatı Fay Zonu, LF: Leylek Fay Zonu, YKFZ: Yorgan Çayır- Kaynarca Fay Zonu

Yapılan çalışmalar KÜE doğusunda birbirine paralel uzanan çok sayıda fay segmentine işaret etmektedir (MTA, 2012; Gürboğa, 2015; Karaoğlu ve ark., 2016). Bu faylar doğrultu-atımlı fayların sona erdiği uç kısımlarda oluşan at kuyruğu yapılarını (Kim ve Sanderson, 2006; Kickpatrick ve ark., 2007) andırmaktadır ve ana fayla düşük açı (genellikle $<30^\circ$) yaparlar. Yerel sıkışma yönüne paralel kavisli çizgilerden gelişme eğilimindedirler. KÜE doğusunda birbirine paralel şekilde uzanan Varto Fay Zonu (VAFZ), Çayçatı Fay Zonu (ÇF), Leylek Fay Zonu (LF) ve Yorgan Çayır- Kaynarca Fay Zonu (YKFZ) (Şekil 1.5.). 1966 Varto depremi bu segmentlerden en kuzeyde uzananı olan VAFZ üzerinde oluşmuştur. Bu fay Karaoğlu ve ark. (2016)'nın verdiği jeolojik kesitlerde KD ve Gürboğa (2015)'de ise GB'ya eğimli gözükmektedir.

1966 Varto depremi sonrasında her ne kadar iyi gelişmiş ve devamlı olarak nitelendirilemesede KB-GD doğrultulu devamsız yüzey kırıkları oluşmuştur (Ambraseys ve Zatopek, 1967; Ambraseys ve Zatopek, 1968; Wallace, 1968). K 65°-70°B doğrultulu, yaklaşık 30 km uzunlukta, 3 yaklaşık paralel hat boyunca uzanan yüzey kırıkları genellikle sağ-yanal doğrultu atım karakterlidirler. Ancak düşey atımlarda gözlenmiştir. Bu özelliklerinden dolayı 1966 Varto depreminin KÜE doğusunda Kuzey Anadolu Fay Zonu'nun olası devamı üzerinde olduğu ileri sürülmüştür (Wallace, 1968). Wallace (1968), LF üzerinde de yüzey kırıklarına işaret etmektedir.

Depremin çeşitli kuruluş ve araştırmacılarca belirlenen odak ve kaynak parametreleri Tablo 1.1.'de listelenmiştir. Sismolojik çalışmalarla (Nawroozi, 1972; Stewart ve Kanamori, 1982; Jackson ve Mckenzie, 1984; Pınar, 1995) elde edilen faylanma parametreleri ile jeolojik olarak (Gürboğa, 2015; Karaoğlu ve ark., 2016) elde edilen bulguların karşılaştırması daha sonra tartışılacaktır.

Tablo 1.1. 19 Ağustos 1966 Varto depremi için önceki çalışmalardan elde edilen kaynak parametreleri.

	Dewey (1976)	Jackson ve McKenzie (1984) ^a	Nowroozi (1972) ^a	Stewart ve Kanamori (1982) ^a	Pınar (1995) ^b
Doğrultu (°)			285	298	110
Eğim (°)			75	65	72
Kayma Açısı (°)			-170	145	148
M ₀ (x10 ¹⁸ Nm)					9.4
Gerilme Düşümü (Mpa)					2.5
Enlem (°)	39.19				
Boylam (°)	41.48				
Derinlik (km)					6 ^c
Orijin zamanı	12:22:10				

^a P dalgası ilk hareketlerinden fay düzlemi çözümü; ^b Telesismik uzun-periyot P dalgalarının ters çözümünden;

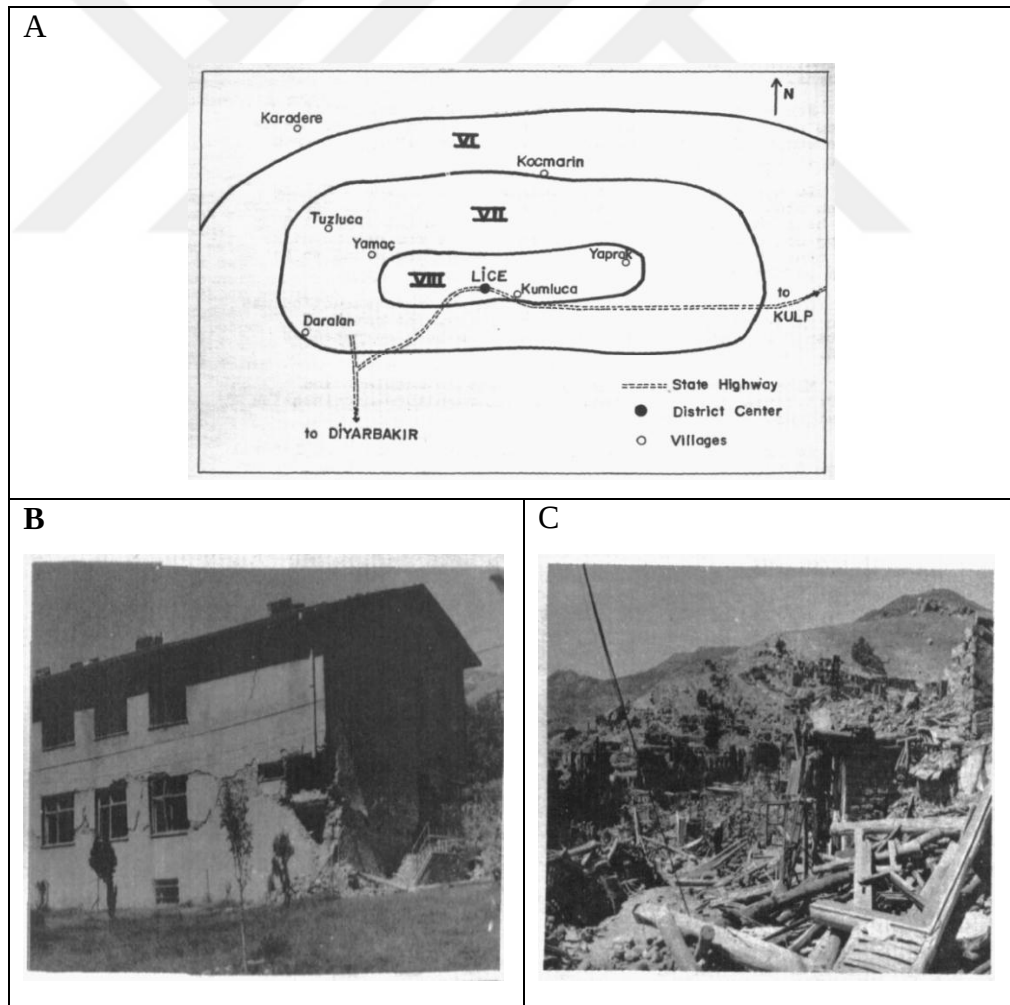
^cKaynak derinliği.

Tablo 1.2. 19 Ağustos 1966 Varto depremi ve sonrasında meydana gelen artçı depremler. Ambraseys ve Zatopek (1968) ve Kalafat ve ark. (2007)'dan derlenmiştir.

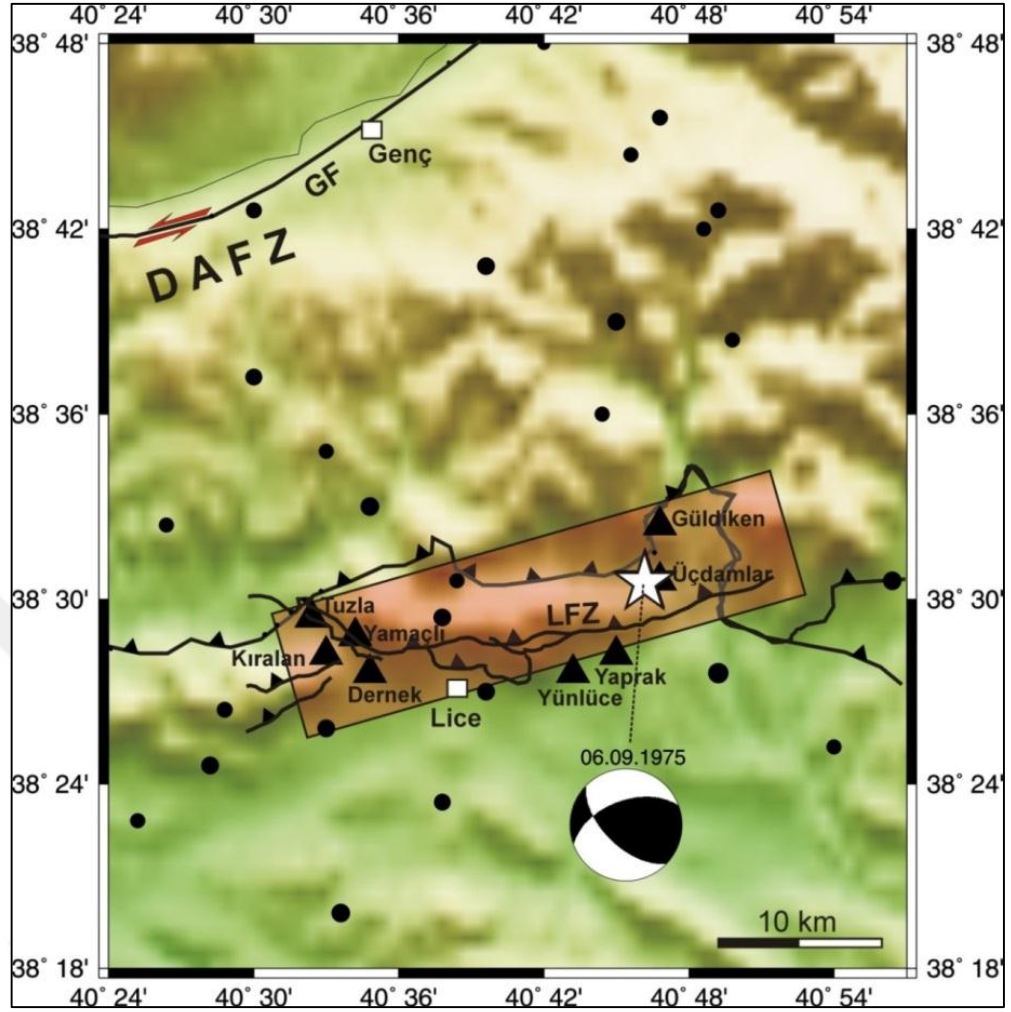
Tarih	saat	enlem	boylam	derinlik km	BÜYÜKLÜK					AMBRASEYS
					(Mb)	(Ms)	(Md)	(MI)	(Mw)	
19.08.1966	12:22	39,17	41,56	26	5,8	6,5	6,1	6,1	6,0	6,8 mb
19.08.1966	13:15	39,41	41,3	62	4,9	5,3	5,2	5,2	5,2	5,1 mb
19.08.1966	13:54	38,99	41,77	32	5,2	5,1	5,0	5,0	5,5	5,3 mb
19.08.1966	14:03	39,21	41,4	14	4,7	4,7	4,7	4,7	5,0	4,6 mb
19.08.1966	14:17	39,33	41,25	39	5,0	4,6	4,7	4,6	5,3	5,0 mb
19.08.1966	18:41	39,13	41,48	50	4,7	4,7	4,7	4,7	5,0	4,7 mb
19.08.1966	21:38	38,4	41,2	172	4,4	4,5	4,6	4,6	4,7	4,4 mb
19.08.1966	21:42	38,8	41,4	33	4,8	4,7	4,7	4,7	4,8	4,8 mb
20.08.1966	02:13	39,3	41,6	27	4,8	4,7	4,7	4,7	4,9	4,8 mb
20.08.1966	04:45	38,82	41,49	47	4,8	5,0	5,0	4,9	5,1	4,8 mb
20.08.1966	11:59	39,42	40,98	14	5,3	6,0	5,8	5,7	5,6	6,2 mb
20.08.1966	12:01	39,16	40,7	33	5,4	5,6	5,4	5,4	5,7	5,4 mb
20.08.1966	15:17	39,31	40,51	34	4,5	4,6	4,7	4,6	4,8	4,5 mb
20.08.1966	17:54	39,3	40,82	70	4,2	3,9	4,1	4,1	4,3	4,4 mb
21.08.1966	00:15	39,28	41,85	54	4,6	4,8	4,8	4,8	4,9	4,8 mb
21.08.1966	02:25	39,08	41,5	69	4,7	4,6	4,6	4,6	4,8	4,7 mb
21.08.1966	22:36	39,26	41,44	22	4,8	4,7	4,7	4,7	4,9	4,8 mb
22.08.1966	20:36	39,32	41,4	40	4,6	4,7	4,7	4,7	4,9	4,6 mb
23.08.1966	01:35	39,32	40,97	30	4,6	4,4	4,5	4,5	4,7	4,6 mb
31.08.1966	20:54	38,9	41,5	131	4,2	3,9	4,1	4,1	4,3	4,2 mb
10.09.1966	10:09	39,2	41,4						4,5	4,5 mb
13.09.1966	20:23	39,17	40,85	46	4,5	4,6	4,7	4,6	4,8	4,5 mb
17.09.1966	19:42	39,3	41,9						4,0	4,0 mb
19.09.1966	02:03	38,4	42,7							4,9 mb
06.10.1966	07:48	39,3	41,9							4,6 mb
30.01.1967	12:25	39,41	41,49	76	4,6	5,0	5,0	4,9	4,9	4,6 mb

1.4. 6 Eylül 1975 Lice Depremi ($M_s=6.6$)

6 Eylül 1975 Lice depremi Güneydoğu Türkiye’de Bitlis Bindirme Zonu üzerinde Doğu Anadolu Fayı’nın 50 km kadar güneyinde oluşmuştur (Şekil 1.4.) (Arpat, 1977; Eyidoğan, 1983; Taymaz, ve ark., 1991; Pınar, 1995). Yerel saatle 12:20’de meydana gelen depremin episantrı, Diyarbakır ilinin 70 km kuzeydoğusundaki Lice ilçe merkezi dolayında yer almakta olup yüzey dalgası büyüklüğü $M_s=6.6$ olarak hesaplanmıştır (Kalafat ve ark., 2007). Resmi kayıtlara göre depremde 2384 kişi ölmüş, 8149 konut yıkılmış ve ağır hasar görmüştür (Arpat, 1977) (Şekil 1.6.). Depremde en büyük hasar Lice ilçe merkezinde olmuş ilçe merkezi yakınındaki Kumluca, Yaprak, Yünlüce, Yeşilburç, Gürbeyli ve Yamaçlı köyleri de ağır hasar görmüştür (Şekil 1.7.) (Arpat, 1977).



Şekil 1.6. (a) 6 Eylül 1975 Lice depremi eş şiddet haritası (Deprem Araştırma Enstitüsü, 1976). (b ve c) Depremde oluşan bina hasarları (Karaesmen, 1975).

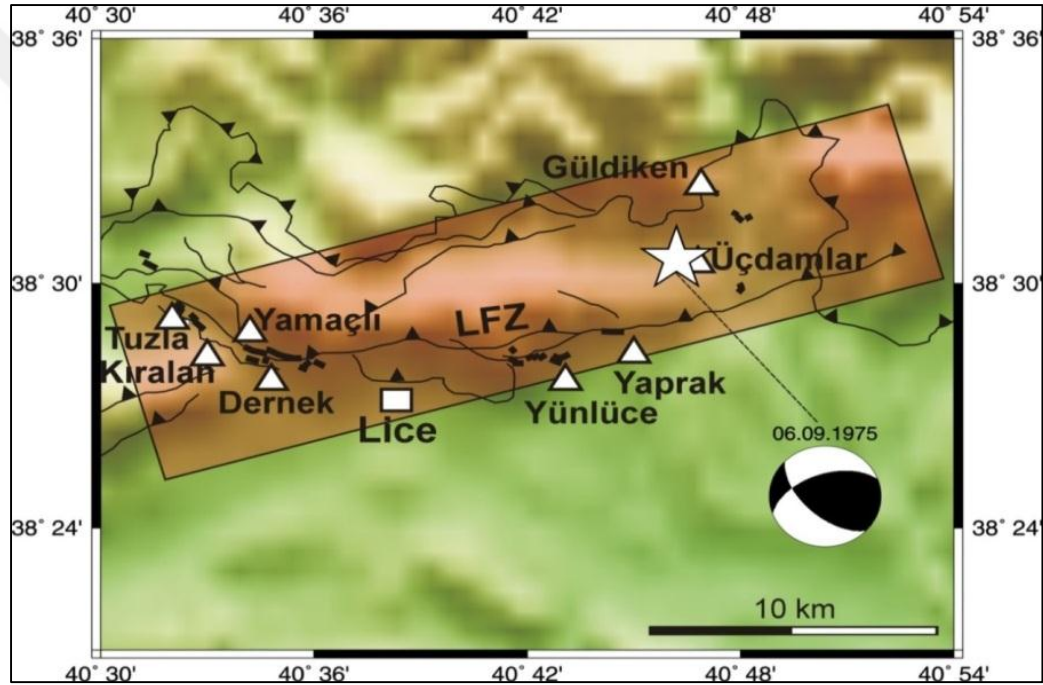


Şekil 1.7. 6 Eylül 1975 Lıce depremi episantırını (beyaz yıldız), kataloglarda olan artçı depremlerini (siyah daireler), kaynak bölgesi civarında uzanan fayları (Arpat, 1977; MTA, 2012), çalışmada bu depremi temsil için seçilen model fay düzleminin yüzey iz düşümünü (kırmızı dikdörtgen) ve depremde hasar gören yerleşim yerlerini gösteren harita. (GF: Genç Fayı, LFZ: Lıce Fay Zonu, DAFZ: Doğu Anadolu Fay Zonu).

1975 Lıce depremi kaynak bölgesinde Arap bloğunun çok kıvrımlı ve ters faylı yerli istifli Bitlis metamorfitlelerinin güney önünde yer alan melanj kuşağı ile yanyana gelmektedir (Arpat, 1977). Depremi iki levhanın çarpışma zonu olan bir yerde yerli istifteki ters faylanma ile geliştiği anlaşılmaktadır. Deprem sırasında yüzeyde meydana gelmiş kırıklar kabaca güney-kuzey yönlü bir sıkıştırmayı yansıtmaktadır (Şekil 1.8.). Bu hareket Arap bloğunun kuzey yönlü hareketi ile bağdaşmaktadır.

BBZ'nun depremi üreten kısmı Arpat (1977) tarafından Lıce Fay Zonu (LFZ) olarak isimlendirilmiştir. Petrol sondajı verilerinden, fayın kuzeybatı blokunun düştüğü

ve düşey atımın 500-900 m arasında değiştiği görülmektedir (Perinçek ve ark., 1987; İmamoğlu ve Çetin, 2007). Fay üzerinde düşey atımın yanı sıra sol-yanal atım da belirlendiğinden verev bir fay konumundadır. Sismolojik çalışmalardan elde edilen faylanma parametreleri de bu durumu doğrulamaktadır (Tablo 1.3. ; Şekil 1.8.) (Eyidoğan, 1980, 1983; Jackson ve McKenzie, 1984; Taymaz ve ark., 1991; Pınar, 1995). Bu çözümler yaklaşık KD-GB doğrultulu ve KB'ya eğimli bir düzlem üzerinde bir kırılmanın varlığına işaret etmektedir (Şekil 1.4.). Pınar (1995) telesismik dalga şekillerinin ters çözümünden 2 alt olay yada şokun varlığını ortaya koymuştur.



Şekil 1.8. 6 Eylül 1975 Lise depremi episantırını (beyaz yıldız) ve kaynak mekanizma çözümünü (siyah-beyaz top), kaynak bölgesi civarında uzanan fayları ve haritalanmış yüzey kırıklarını (kalın siyah çizgi) gösteren harita. (Arpat, 1977; Eyidoğan, 1983; ve MTA, 2012)'den derlenerek hazırlanmıştır. (LFZ: Lise Fay Zonu).

1975 Lise depremi sonrasında meydana gelen ve kataloglarda (Kalafat ve ark., 2007) yer alan artçı depremler Tablo 1.4.'de listelenmiş ve Şekil 1.7.'de episantır dağılımları gösterilmiştir. Yüzey kırıkları yaklaşık 40 km'lik bir fay uzunluğu boyunca kesikli olarak haritalanmış ve yer yer kabarmalar gözlenmiştir. (Şekil 1.8.) (Arpat, 1977). Tuzla köyü ile Yaprak köyü arasında haritalanmış kırıklar kabaca K-G yönü bir sıkışmaya işaret etmektedir. Dernek KD'sunda ortalama 60 cm dolayında

kabarmalar gözlenmiştir. Yamaçlı köyü doğusunda yer alan kırıklarda 13-14 cm'lik sol-yanal yer değiştirmeler gözlenmiştir.

Tablo 1.3. 6 Eylül 1975 Lice depremi için önceki çalışmalardan elde edilen odak ve kaynak parametreleri.

	KRDE	Jackson ve McKenzie (1984) ^a	Eyidoğan (1980, 1983)	Pınar (1995) ^b
				Şok1/Şok2/Toplam
Doğrultu (°)		244	254-250	307/231/242
Eğim (°)		54	54-54	66/57/58
Kayma Açısı (°)		40	40-40	64/12/27
M ₀ (x10 ¹⁸ Nm)				2.2/6.8/6.21
Gerilme Düşümü (Mpa)			48-88	1.0/1.8
Enlem (°)	38.57			
Boylam (°)	40.77			
Derinlik (km)	26			5/11/ ^c
Orijin zamanı	09:20:12			

^a P dalgası ilk hareketlerinden fay düzlemi çözümü; ^b Telesismik uzun-periyod P dalgalarının ters çözümünden;

^cKaynak derinliği; ^e Uzak alan P dalga şekilleri ters çözümünden hesaplanmıştır. 5 kaynak hesaplanmış

Tablo 1.4. 6 Eylül 1975 Lice depremi ve sonrasında meydana gelen artçı depremleri

Tarih	Saat	Enlem	Boylam	Derinlik	Büyüklik (Mb)	Büyüklik (Ms)	Büyüklik (Md)	Büyüklik (MI)	Büyüklik (Mw)
06.09.1975	09:20	38°51	40°77	32	6.0	6,6	6,2	6,2	6,2
06.09.1975	10:13	38°55	40°58	47.0	4,9	4,9	4,9	4,9	5,2
06.09.1975	10:31	38°19	40°54	48.0	4,2	4,2	4,2	4,2	4,2
06.09.1975	10:52	38°46	40°82	47.0	5,1	5,3	5,2	5,2	5,4
06.09.1975	12:10	38°33	40°56	2.0	4,8	4,9	4,9	4,9	4,9
06.09.1975	12:24	38°44	40°48	44.0	4,4	4,2	4,3	4,3	4,5
06.09.1975	13:20	38°42	40°90	31.4	4,2	3,9	4,1	4,1	4,3
06.09.1975	22:42	38°38	40°42	32.4	4,3	4,0	4,2	4,2	4,4
07.09.1975	07:13	38°80	40°70	58.4	4,0	3,6	3,9	3,8	4,1
10.09.1975	05:42	38°37	40°28	33.4	4,2	3,9	4,1	4,1	4,3
12.09.1975	00:41	38°43	40°55	25.0	4,6	4,6	4,7	4,6	4,9
16.09.1975	12:51	38°51	40°64	35.4	4,3	4,0	4,2	4,2	4,4
17.09.1975	00:14	38°64	40°83	29.0	4,2	3,9	4,1	4,1	4,3
17.09.1975	09:12	38°76	40°78	51.4	4,4	4,2	4,3	4,3	4,5
17.09.1975	11:21	38°41	40°47	38.4	4,6	4,6	4,7	4,6	4,9
19.09.1975	12:00	38°71	40°82	52.4	4,4	4,2	4,3	4,3	4,5
20.09.1975	15:53	38°74	40°76	70.4	4,2	3,9	4,1	4,1	4,3
21.09.1975	20:06	38°39	40°63	18.0	4,5	4,5	4,6	4,6	4,8
24.09.1975	15:41	38°68	40°66	38.4	4,6	4,6	4,7	4,6	4,9
03.10.1975	14:58	38°45	40°66	50.4	4,6	4,6	4,7	4,6	4,9
07.10.1975	04:59	38°71	40°50	40.4	4,4	4,2	4,3	4,3	4,5
12.10.1975	21:47	38°70	40°81	42.4	4,2	3,9	4,1	4,1	4,3
08.11.1975	12:54	38°54	40°44	51.4	4,3	4,0	4,2	4,2	4,4
14.11.1975	12:32	38°65	40°75	45.4	4,7	4,7	4,7	4,7	5,0
15.11.1975	06:45	38°49	40°63	50.4	4,7	4,7	4,7	4,7	5,0
28.11.1975	23:33	38°36	40°27	51.3	3,7	3,7	3,7	3,7	3,7
30.12.1975	14:36	38°62	40°50	28.0	4,5	4,5	4,6	4,6	4,8
30.12.1975	16:00	38°47	40°28	40.4	4,5	4,5	4,6	4,6	4,8
07.01.1976	13:59	38.83	40.27	62.4	4,1	3,7	4,0	4,0	4,2
13.01.1976	20:58	38°60	40°74	68.4	4,3	4,0	4,2	4,2	4,4
11.03.1976	22:31	39°21	40°34	31.0	3,6	3,6	3,6	3,6	3,6
02.07.1976	08:50	38°45	40°08	59.4	4,3	4,0	4,2	4,2	4,4
09.07.1976	09:34	38°29	40°41	10.0	4,4	4,2	4,3	4,3	4,5
22.08.1976	03:04	38°58	40°55	44.4	4,2	3,9	4,1	4,1	4,3
05.09.1976	22:07	38°51	40°94	17.0	5,0	5,0	5,0	4,9	5,3

BÖLÜM 2. YÖNTEM

2.1. Green's Fonksiyonları

Bir yüzey boyunca gerilmede (stress) ve yerdeğiştirmede görülen çeşitli süreksizliklere dislokasyon denmektedir. Σ yüzeyi boyunca gerilmenin sürekli, yerdeğiştirmede ise bir $\Delta u_i(\xi_i, t)$ ile verilen sonsuz ve cisim kuvvetlerinin olmadığı bir ortamda genellikle faylar üzerindeki kayma olarak adlandırılan süreksizlik olduğu bilinmektedir. Temsil fonksiyonu kullanarak ortamdaki herhangi bir nokta için $[u_i(x_j, t)]$ yerdeğiştirmesi Green's fonksiyonları cinsinden aşağıdaki formülle yazılmaktadır (Aki ve Richards, 1980; Udias ve Buforn, 1996; Udias, 1999);

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

Formülde görölmekte olan 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). Sismik kaynak Σ yüzeyi üzerinde kayma vektörü Δu ile ifade edilerek dislokasyon ile belirtilmektedir. Fayın iki düzleminin birbirine göre göreceli hareketleri ise Δu ile ifade edilmektedir. Elastik olmayan bu yerdeğiştirme meydana geldiğinde ise daha sonra eski konumuna geri dönemez. Genel duruma bakacak olunursa $\Delta u(\xi_i, \tau)$, Σ yüzeyi üzerindeki her bir ξ_i noktası için farklı bir yönelime sahip olmakta ve $t=0$ zamanında başlayıp belli bir zaman değerine kadar zamanla değişebilmektedir. Birim vektör $n(\xi_i)$, Σ yüzeyine normal olmakta ve yüzey üzerindeki noktalarda farklı yönelimler gösterebilmektedir. Σ yüzeyi üzerinde ξ_i noktasından x_i noktasına yayılarak ortamın tepkisini Green's fonksiyonu G belirtir. Belli bir doğrultuda etkin olan tek bir kuvvet için (2.1) denklemi çözölür. Aşağıdaki formülle ise birim impulsive kuvvet tarafından j doğrultusunda neden olunan u_{ij}

yerdeğiştirmesinin nasıl yazıldığını görmekteyiz (Aki ve Richards, 1980; Mendoza ve Hartzell, 1989; Udias, 1999) ;

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

Bu formülde (2.2), γ kaynaktan gözlem noktasına olan doğrunun doğrultu cosin slerini ($\gamma_i = (x_i/r) = \partial r / \partial x_i$), r uzaklık, α ve β ise P ve S dalga hızlarını, j indekside kuvvetin yönünü temsil eder. α ve β hızlarına sahip homojen, izotropik ve sonsuz bir ortamda yerdeğiştirmenin Green's fonksiyonu ile ifadesini bu formülle belirtilmektedir. Formülü uzak-alan ve yakın-alan olmak üzere iki kısıma ayrılabilinmektedir. (2.2) formülüne bakılacak olunursa son iki terimin uzaklıkla $1/r$ şeklinden azaldığından kaynaktan uzaktaki yerdeğiştirmelere, ilk terim ise $1/r^3$ ile daha hızlı bir şekilde azaldığından yakın-alan yerdeğiştirmesine karşılık geldiği görülmektedir. Telesismik uzaklıklarda son iki terim bu sebepten dolayı kaynak çalışmaları için kullanılır.

2.2. Sonlu-Fay Dalga şekli Modellemesi

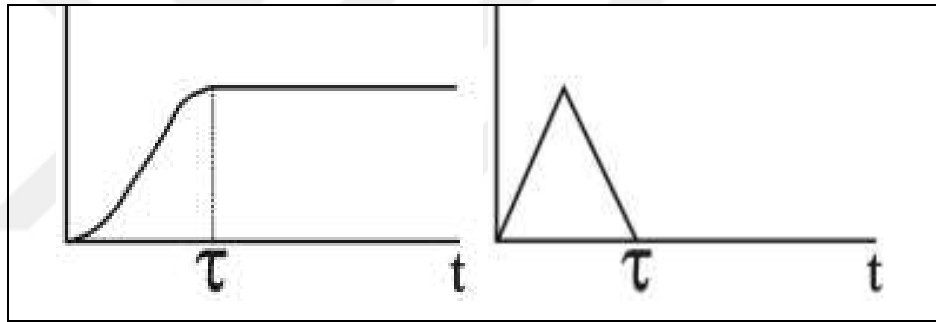
Bir depremin kırılma özelliklerinin iyi bir şekilde bilinmesi, o depremin hazırlanış ve oluş sürecinin iyi bir biçimde anlaşıldığı anlamına gelmektedir. Depremlerin kırılma özelliklerinin kayıt edilen sismogramlara etki etmesi ve sismogramlardaki sinyallerin modellenerek yorumlanmasıyla depremin kırılma özellikleri belirlenmektedir. Sismogramların içerdiği sinyallerin genlikleri, kırılma esnasında meydana gelen kaymanın miktarını veya kırılma sırasında boşalan sismik momentle ifade edilir. Sismogramların sürelerinin uzunluğu kırılmanın süresi ile ve aynı zamanda yüksek frekans içeriği de bu kırılma yüzeyi üzerindeki pürüzlerin (asperity) varlığı ile doğru orantılı olmaktadır. Deprem kaynağı ile kayıt yapılan istasyon arasındaki yolun etkisini (path effect) ve kayıt eden aletin kendi tepkisini (instrument response) içeren bir zaman serisi olan gözlenmiş bir sismogramda;

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

Biçiminde bir konvolüsyon işlemi görülür. Bu denklemde $u(t)$ deprem kaynağındaki yerdeğiştirmeyi, $Q(t)$ dalga yolu boyunca sönümü, $I(t)$ kayıt eden aletin tepkisini ve “*” konvolüsyon işlemi temsil eder. Bu üç etkiden en iyi bilineni $I(t)$ olmasına rağmen $u(t)$ ve $Q(t)$ ’nin de modellenenebilmesi günümüzde mümkün hale gelmiştir. Böylelikle $Q(t)$ terimide;

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

şeklinde belirlenebilir. Bağintıda, $G(t)$ geometrik yayılıma ve $e(t)$ elastik atenüasyonu ifade etmektedir.



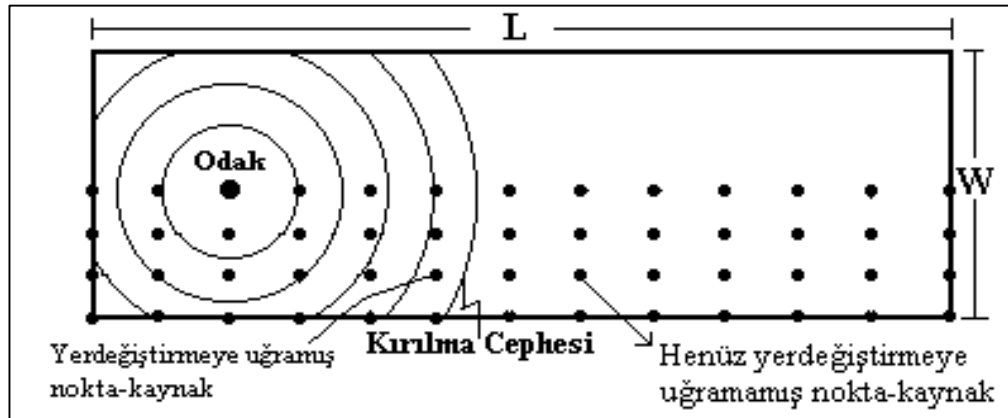
Şekil 2.1. $\Delta u'(t)$ kayma hızı için “ τ ” süreli ikizkenar üçgen kaynak zaman fonksiyonu ve $\Delta u(t)$ kayması ile olan ilişkisi. “ τ ” kaynak yükselim zamanını (source rise-time) ifade etmektedir (Udias, 1999’den uyarlanmıştır).

Kaynak-zaman fonksiyonu (source-time function) $f(t)$, kayma Δu ’nın zamana olan bağımlılığını ve kaynak-zaman fonksiyonunun kayma hızının türevine $\Delta u'(t)$ bağımlı olduğunu göstermektedir (Aki ve Richards, 1980; Udias, 1999). Bu durum açıklanacak olunursa eğer, kaynağın sadece hareket halindeyken enerji yaymakta olduğu, hareket durduktan sonra ise enerji yayılımının durdurduğu ifade edilir. Çalışmada ise eşkenar üçgen kaynak zaman fonksiyonu kullanılmaktadır. Kaynak-zaman fonksiyonu Şekil 2.1.’de ki verilen faydaki kaymasının $t=0$ anında başladığını ve en büyük değer Δu ’ya eriştikten sonra da sabit kaldığını ifade etmektedir. Kaymanın en büyük değerine ulaşması için geçen süre ise burada yükselim zamanı (τ) olarak ifade edilmektedir. Kayma sürecinin türevi bize kayma hızını vermektedir

(Şekil 2.1.). Görmekte olduğumuz kayma hızı sıfırdan başlayarak en büyük değerine ulaşmakta ve $t=\tau'$ 'da tekrar sıfıra azalmaktadır. Kayma, yükselim zaman fonksiyonu (ya da kaynak zaman fonksiyonu) yükselim ve düşüm parametreleri ile ifade edilmektedir. Yani, bir deprem için bir istasyonda yapay olarak sismogram üretilir ve gözlenmiş sismogramlarla yapay sismogramlar karşılaştırılarak dalga şekli modellenmesi yapılmaktadır.

2.3. Sonlu-Fay Analizi

Tektonik faylar üzerindeki kırılmanın nedeni depremler sonucu oluşan yer hareketlerinden kaynaklanmaktadır. Kırılmaların meydana getirdikleri fay uzunlukları, fayın boyutlarına göre büyük olan uzaklıklarda nokta-kaynak olarak düşünülmekte ve bu nokta-kaynak için kaynak parametreleri bulunabilmektedir. Deprem kaynağı Kikuchi ve Kanamori (1991) tarafından geliştirilen kaynak ters çözümü metodu ile nokta-kaynak veya kaynakları ile ifade edilir. Nokta-kaynak veya kaynakların azimut, eğim, rake ve kaynak bölgesi içinde ki konumları olan kaynak parametreleri gözlenmiş verilerin ters çözümünden bulunmaktadır. Deprem kaynağında oluşan kırılmaların boyutları ve kayma büyüklüklerinin dağılımı olan kaynak parametrelerinin belirlenmesi için deprem kaynağının sonlu bir fay olarak düşünülmesi ve buna göre modelleme yapılması uygun olmaktadır. Özellikle yakın uzaklıklarda sonlu fayların etkileri daha belirgin olmaktadır. (Heaton ve ark., 1995; Bresnev ve Atkinson, 1997; Somerville ve ark., 1997).



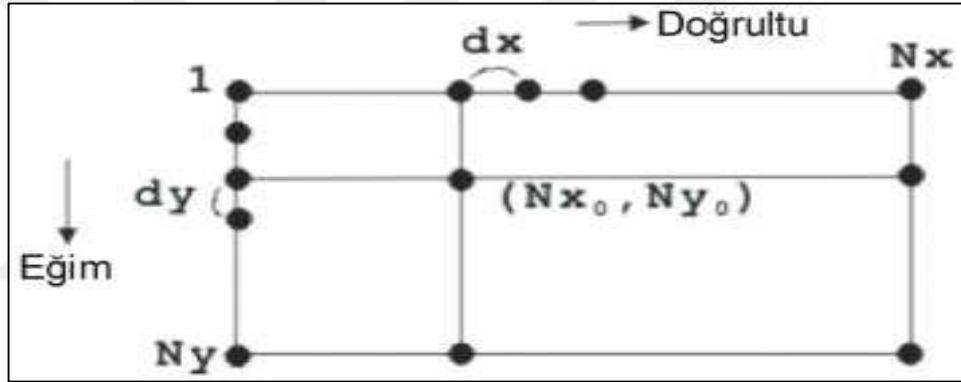
Şekil 2.2. Fay yüzeyi üzerine dağıtılmış nokta kaynaklar (sadece fayın alt yarısındakiler) ve sonlu-fay modeli

İlk olarak sismik yayınıma dört faylanma parametresi etki etmektedir (Lay ve Wallace, 1995). Bu parametrelerden ilki kırılma hızı (V_r) olarak tanımlanır. Fayın belirli kısımlarının diğer kısımlarına oranla önceden enerji yaymasına kırılmanın sonlu bir hızla ilerlemesi gösterilir ve bunun neticesinde gecikmiş sismik dalgalar da birbirlerine girişimde bulunup yönelim (directivity) etkisini göstermektedir. (Hall ve ark., 1995). Parametrelerin ikincisi olarak fayın boyutları (uzunluk, L ve genişlik, W), üçüncüsü fay üzerindeki ortalama yer değiştirme (D) ve dördüncüsü ise yükselim zamanı (τ_r) olarak tanımlanır. Yükselim zamanı (τ_r) parametresi bize fayın üzerindeki belli bir noktanın yer değiştirmesini tamamlamak için geçen zamanı gösterir (Aki, 1983). Bazı durumlarda dördüncü parametre olarak faylar üzerindeki tanecik hızı da gösterilebilmektedir. Tanecik hızı tanımlanacak olunursa eğer fay üzerinde oluşan tek bir taneciğin, ilk konumundan son konumuna ulaşma hızı olarak belirlenir. Bu tanecik hızını, faylanma sonucundaki yerdeğiştirmenin yükselim zamanına bölünmesi ile elde etmekteyiz. Bu dört parametre sonlu bir fayı terk edip gelen sismik dalgaları yorumlamak için kullanılan bir yol olarak görmekteyiz.

Depremin faylanma hareketi tek bir nokta-kaynak olarak düşünüldüğünde ise tüm depremlerin tek bir nokta-kaynak yer değiştirmesinden öte, L uzunluğu ve W genişliğinde bir sonlu-fay ile de ilgili olmaktadır (Şekil 2.2.). Deprem kaynağını sonlu fay olarak gösterebilmek için fay yüzeyine dağılmış olan birçok sayıda nokta-kaynağı varsayabiliriz. Nokta-kaynakların birçoğu birbirine benzeyen yer değiştirme geçmişine (displacement history) sahip olmaktadır. Bütün bu nokta-kaynakların tepkilerini faylanmanın gerçek kaynak-zaman fonksiyonunun belirlenmesi için toplanması gerekmektedir. Kırılma cephesi ilerleme gösterdikçe konumlarına bağlı olarak sonlu-fay üzerindeki nokta kaynaklar da farklı zamanlarda yerdeğiştirme gösterirler. (Şekil 2.2.). Toplama işlemi yapılırken her nokta kaynak tepkisi kırılma cephesinin kendisine ulaşması için gerekli zamanı, her alıcı nokta-kaynak arasındaki uzaklık ve bu uzaklığa karşılık gelen zaman farkları bu zaman miktarınca geciktirilip toplanır. Bütün nokta-kaynakların tepkilerinin toplamı olan herhangi bir istasyondaki düşey yer değiştirmesi bulunarak sonlu-fay deprem kırılması modellenir.

2.4. Çalışmada Kullanılan Sonlu-Fay Ters Çözüm Yöntemi

Çalışma için Hartzell ve Heaton (1983) tarafından geliştirilen sonlu-fay modeline benzemekte olan Kikuchi ve ark. (2003) tarafından geliştirilmiş “Sonlu-Fay Ters Çözüm Metodu” (Finite-Fault Inverse Technique) kullanılmıştır. Yöntem tanımlanacak olunursa eğer fay düzlemi üzerinde deprem sırasında oluşmuş kaymanın büyüklüğünü, konumun bir fonksiyonu şeklinde verir. Metodun uygulanmasında deprem kaynağı için öncelikli olarak sabitlenmiş doğrultu, eğim ve boyutlara sahip olan bir model fay düzlemi olarak belirlenir. Fay düzleminde eşit aralıklı (dx ve dy) doğrultu ve eğim boyunca dağıtılmış $N_x \times N_y$ adet grid noktası model olarak temsil edilir (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 gösterilen düzlemin doğrultu ve eğimi önceki odak/kaynak mekanizma çalışmalarından faydalanılarak belirlenir. Modelin belirlenmesi için fay düzleminin uzunluğu, genişliği, depremin büyüklüğü ve artçı deprem dağılımları ile deprem kaynak çalışmaları göz önüne alınır. Depremlerin büyüklüğüne göre seçilen fay düzlemi, ters çözüm denemelerinden sonra kayma dağılımlarına bakarak büyütülür yada küçültülür. Yapılacak analizlerde referans noktası olarak depremin odak noktasının karşılık geldiği grid noktası belirlenerek alınır. Grid, seri numarası doğrultu ve eğim boyunca p ve q olarak (2.5) şeklinde gösterilir:

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

Grid düzlemi, yarı sonsuz tabakalı bir ortam içine referans noktasına göre oturtularak yapay sismogramlarla bilinmeyen parametrelerce ağırlıklandırılmış Green's fonksiyonları şeklinde formülleştirilmiştir. Bu formül için moment oranı (moment rate function) veya kaynak-zaman fonksiyonunun bilinmesi gerekir (Şekil 2.1.). Tek bir kaynak zaman fonksiyonu kullanarak kırılma hızı sabit kabul edilirse fay düzlemi üzerinde birbirlerine yakın konumlarda olacak ancak farklı zamanlarda meydana gelmiş olan çoklu olaylarla (multiple events) ilgisi bulunan karmaşık depremler için yada çok segmentli faylanmalarla ilgisi bulunan depremlerde hatalı kayma dağılımları verir (Mendoza ve ark.,1994; Wald ve Heaton, 1994). Böyle bir problemin üstesinden zaman penceresi yaklaşımı ile her bir grid noktası için esneklik gösterilerek giderilebilir. $G_{gkj}(t)$ 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 fonksiyonunu temsil etsin. Kaynak-zaman fonksiyonu için, $h=1, \dots, N_h$ olarak gösterilmiştir, N_h adet ve her birtanesi bir öncekine göre τ zamanı kadar geciktirilmiş eşkenar üçgen kaynak-zaman fonksiyonu ile gösterilirse yapay sismogram için;

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

bağıntısı tanımlanır. Bağıntıda D_{ghk} bilinmeyen model parametresini ve t_g g 'ninci griddeki fay hareketinin başlangıç zamanını vermektedir. V kırılma cephesi hızı (p_0, q_0) ve kırılmanın başladığı (referans) grid noktası olarak g 'ninci grid noktasındaki kırılma başlangıç zamanını elde etmek için;

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

Bağıntısı kullanılır. Kırılmanın başlangıç noktasından dairesel olarak yayılması gibi bir zorunluluğu bulunmamaktadır. N_h adet zaman penceresi kullanıldığı için her bir gridde ki kırılma zamanı $N_h \tau$ aralığında değişerek V kırılma hızına göre belli bir dereceye kadar yavaş kırılma hızlarına modellemede izin verilir.

Dghk En Küçük Kareler (EKK) yöntemi iki kısıtlama ile çözülür. En küçük kareler hata kriteri ise;

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

bağıntısı şeklinde gösterilir. Bağıntıda $X_j(t)$ j'nci gözlenmiş veriyi ve $w_j (>0)$ j'nci kayıt için göreceli ağırlık faktörünü gösterir. Rake açısının başlangıçta tanımlanan bir λ_0 rake açısının $\pm 45^\circ$ aralığında değiştiği kabul edilir.

Kayma vektörü, kayma açıları $\lambda_0 + 45^\circ$ ve $\lambda_0 - 45^\circ$ olan iki bileşene ayrılır ve çözüm 'non-negatif' olmak zorundadır. Fay kaymasının uzaysal dağılımının düzgünleştirilmesinin (smoothness constrain) kısıtlama miktarı sayısal Laplacian ile (2.9) bağıntısı şeklinde tanımlanır (Yoshida, 1995 ve Yagi ve ark.,1999):

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

Bu bağıntıdaki Dghk'nın alt simgesi hk ihmal edilmiştir. Bağıntı (2.9)'un karesi toplamı ile bağıntı (2.8)'e eklenerek azaltılması gereken objektif fonksiyonu gösterir. Yani;

$$\Delta' = \Delta + \beta^2 \sum_g \{V^2 D_g\}^2 = \min imum \quad (2.10)$$

(2.10) bağıntısında, düzgünleme kısıtlaması zaman ortamında olduğu varsayılmamaktır. Her bir grid noktasında moment serbestleme fonksiyonuna kırılma yayılımının karmaşıklığı yansıtılır.

Model parametreler için seri numaraları yazılacak olunursa eğer:

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

şeklinde $N_g = N_x N_y$ grid noktalarının sayısı kabul edilir. Model parametrelerin toplam sayısı ise $N_m = 2N_g N_h$ 'dir. $X_j(\Delta t(i-1))$ örneklenmiş verisi için seri numarası, $X_n = X_j(\Delta t(i-1))$ biçiminde konulur ve;

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

şeklindeki bağıntıyla ifade edilir. N_j , j'ninci kayıttaki veri sayısını vererek objektif fonksiyonu basit bir biçimde tanımlayabilir:

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

Green fonksiyonu ve sayısal Laplacian operatörünü sırasıyla G_{nm} ve $L_{mm'}$ temsil eder. β 'nın değeri düzgünleme miktarını temsil eder ve bu β değeri büyüdükçe de daha düzgün bir kayma dağılımlı sonuç alınır. (2.14) bağıntısında β yerine normalleştirilmiş parametre olarak β_0 kullanılmaktadır.

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

β 'nın değeri için birtakım istatistiksel kriterlerde olmak üzere ABIC (Akaike's Bayesian Information Criterion) (Akaike, 1980) kullanılmaktadır.

BÖLÜM 3. BULGULAR

3.1. Çalışmada Kullanılan Veri ve Veriye Uygulanan İşlemler

Çalışmada 19 Ağustos 1966 Varto depremi ($M_s=6.8$) ve 6 Eylül 1975 Lice depremi ($M_s=6.6$) sonlu-fay analizi için telesismik P dalga şekilleri WWSSN (World Wide Standardized Seismograph Network) analog kayıtlarından sayısallaştırılmıştır (Pınar, 1995). Alet tepkisi (instrument response) giderildikten sonra her bir istasyondaki P dalga fazlarının varış zamanları, depremlerin episantr koordinatlarına göre Jeffreys ve Bullen (1958) zaman çizelgelerinden yararlanılmıştır. Dalga şekilleri incelenerek gerek görülen istasyonlardaki varış zamanlarında küçük değişiklikler yapılmıştır. Bu işlem, ters çözümler sonucunda gözlenmiş ve sentetik dalga şekilleri karşılaştırmasında da tekrarlanmıştır. Veriler bant geçişli filtre kullanılarak aynı frekans aralığında (0.05 ile 1 Hz aralığında) uzun-periyodlu salınımları ve yüksek frekanslı gürültüyü gidermek için filtreleme işlemi uygulanmıştır. Uzun-periyod veriler her iki deprem için de 1 sn örnekleme aralığına sahiptir. Çalışmada 1966 Varto depremi sonlu-fay analizi için episantral uzaklıkları 30.27° ile 93.50° arasında değişen 18 istasyondaki telesismik P cisim dalga şekilleri kullanılırken 1975 Lice depremi için episantral uzaklıkları 29.53° ile 93.63° arasında değişen 16 istasyondaki telesismik P cisim dalga şekilleri kullanılmıştır. Örnekleme aralığı ters çözüm verilerinde de aynı şekilde uygulanmıştır. Kullanılan gözlenmiş veriler Şekil 3.3. ve 3.8.'de gösterilmiştir.

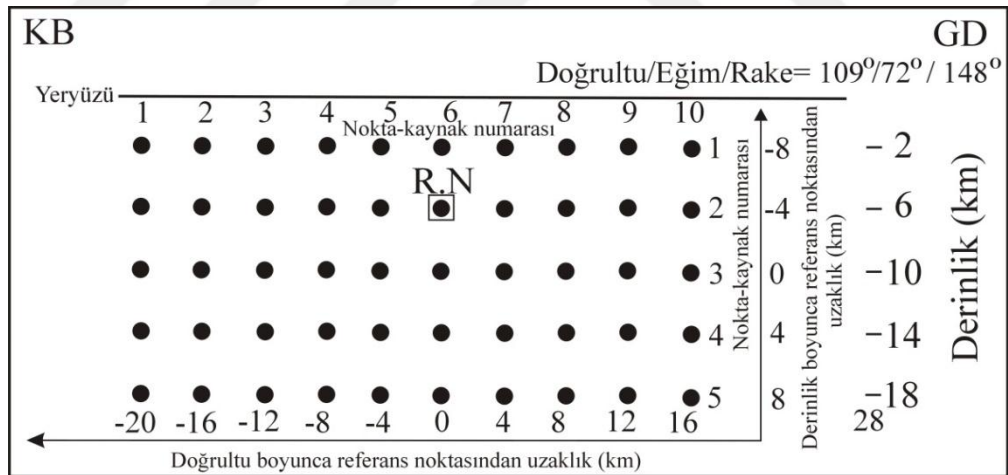
Seçilen kayıt uzunluğu kaynağın uzay ve zaman değişimlerinin yansıtacak ve kırılma düzleminin temsil için seçilen model fay düzlemi boyunca tüm kayma katkılarını içerecek kadar uzun seçilmelidir (Hartzell ve Heaton, 1983; Mendoza ve Hartzell, 1988). Çalışmada 1966 Varto depremi için 40 sn'lik ve 1975 Lice depremi için 35

sn'lik bir kayıt uzunluğu seçilmiştir. Bu kayıt uzunlukları birkaç başlangıç ters çözümü ile de sınanmıştır.

3.2. 19 Ağustos 1966 Varto Depremi ($M_s=6.8$) için Sonlu-Fay Analizi

3.2.1. Model Fay Düzlemi Parametrizasyonu

19 Ağustos 1966 Varto depremi ($M_s=6.8$) kırılması için çalışmada kullanılmak üzere 36 km uzunluğunda ve 16 km genişliğinde bir kırılma düzlemi belirlenmiştir. Fay düzlemi üzerinde kaymanın uzaysal dağılımını belirlemek için faylanma doğrultusu ve eğimi boyunca, 4 km eşit aralıklarla, sırasıyla 10 ve 5 nokta-kaynak dağıtılmıştır (Şekil 3.1.). Doğrultu boyunca 6. ve eğim boyunca 2. nokta-kaynak kırılma başlangıç noktası olarak ele alınmıştır. Odak derinliği 6 km olduğundan (Tablo 1.1.) en sıg'daki nokta kaynaklar 2 km derinlikte yer almakta olup kırılmanın bu derinliğe kadar uzanmasına modellemede izin verilmiş olmaktadır.



Şekil 3.1. 19 Ağustos 1966 Varto depremi ($M_s=6.8$) kırılmasını temsil etmek için çalışmada kullanılan nokta-kaynak gridi. Referans noktası (RN) 6 km derinliğe karşılık gelmektedir. Gösterilen doğrultu, eğim ve rake açıları önceki bir dalga şekli ters çözüm çalışmasından (Pınar, 1995) elde edilen değerleri yansıtmaktadır (bkz. Tablo 1.1.).

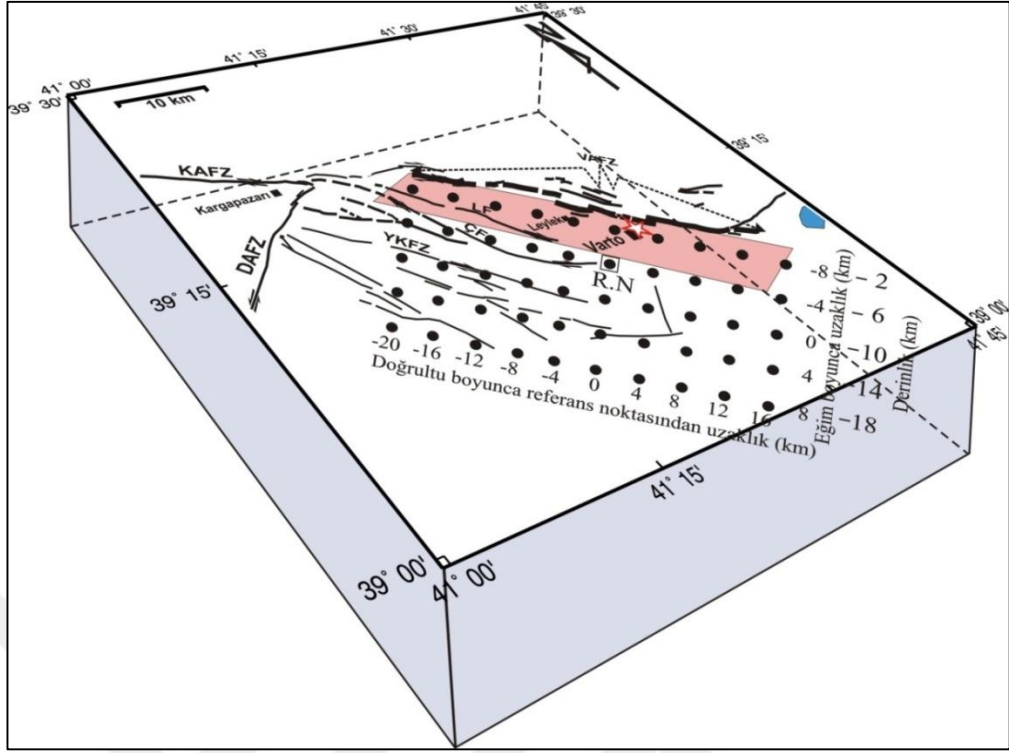
Nokta-kaynak gridinin belirlediği düzleminin doğrultu ve eğimi sırasıyla 109° ve 72° alınmıştır. Nokta-kaynak gridinin deprem kaynak bölgesindeki konumu hakkında daha iyi bir fikir edinmek için 3-Boyutlu görüntüsü Şekil 3.2.'de gösterilmiştir.

Yapay sismogramların hesaplanmasında (Kenar ve Toksöz, 1989) tarafından verilen genel kabuksal hız yapısından yararlanılmıştır (Tablo 3.1.).

Tablo 3.1. 19 Ağustos 1966 Varto depremi ters çözümünde kullanılan kabuksal hız yapısı. (Kenar ve Toksöz, 1989)'dan uyarlanmıştır.

Kalınlık	V_p	V_s	ρ
(km)	(km/sn)	(km/sn)	(kg/m ³)
5	4.60	3.00	2660
16	5.80	3.29	2750
20	7.00	3.89	2880
-	8.10	4.44	3300

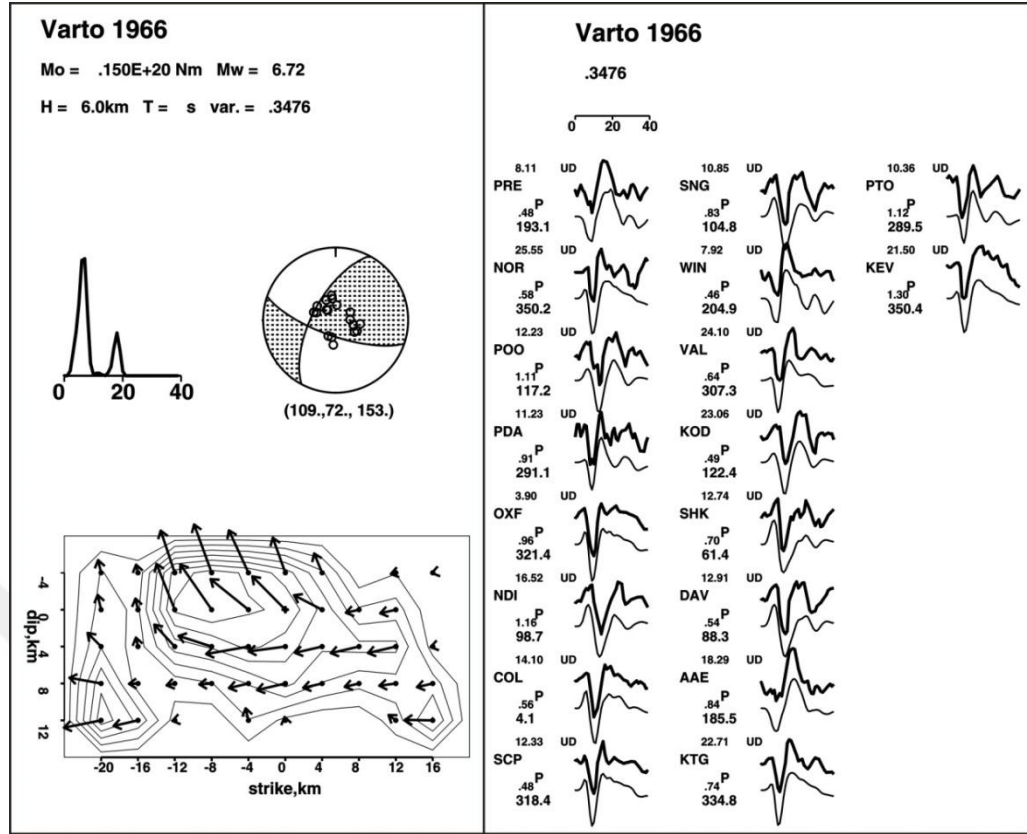
Daha önceki iki telesismik dalga şekli ters çözümünden deprem için rake açıları 144° ile 148° bulunmuştur (bkz. Tablo 1.1.). Model fay düzlemi üzerinde rake açısı 144° alınarak sonlu-fay analizine başlanmıştır. Ancak çalışmada kullanılan yöntem başlangıçta tercih edilen rake açısının $\pm 45^\circ$ aralığında değişmesine olanak tanımaktadır. Depremler için kırılma hızı genellikle kaynak bölgesindeki S dalga hızının 7/10'u ile 9/10'u arasında değişmektedir (Mendoza ve Hartzell, 1988). Çalışmada en büyük kırılma hızı 3 km/sn olarak alınmıştır ki bu tablo 3.1.'de verilen kabuk yapısında verilen üstteki 3 katmandaki ortalama S dalga hızının yaklaşık %90'nına karşılık gelmektedir. Bununla birlikte kullanılan sonlu-fay analiz yöntemi zaman penceresi yaklaşımını içerdiğinden kırılma hızında esneklik sağlanabilmektedir. (Kikuchi ve ark., 2003; Yamanaka ve Kikuchi, 2004). Çalışmada 5 zaman penceresi kullanılmış ve her bir zaman penceresi içindeki kayma evrimi 2 sn yükselim ve düşüm zamanlı eşkenar üçgenle temsil edilmiştir. Her zaman penceresi bir öncekinden 2 sn geciktirilmiştir. Böylelikle büyük depremlerdeki kırılma karmaşıklığı (Mendoza ve ark., 1994; Wald ve Heaton, 1994) göz önünde bulundurularak çalışmadaki sonlu-fay analizinde farklı kayma evrim ve kırılma hızlarında bir esneklik sağlanmıştır.



Şekil 3.2. 19 Ağustos 1966 Varto depremi ($M_s=6.8$) kırılmasını temsil etmek için çalışmada kullanılan nokta-kaynak gridinin deprem kaynak bölgesinde 3-Boyutlu temsili gösterimi. Açık kırmızı dikdörtgen nokta-kaynak gridinin yüzey izdüşümünü yansıtmaktadır.

3.2.2. Ters çözüm sonuçları

Belirtilmelidir ki bir önceki bölümde sunulan model parametrizasyonu çok sayıda yapılan ters çözüm sonucunda veriye uyum gözetilerek tercih edilen parametreleri yansıtmaktadır. Bununla birlikte çok sayıda ters çözüm denemesi yapılarak değişik parametre değerleri sınanmıştır. Çok sayıdaki bu ters çözüm denemesinin sonuçları kullanılan değişik parametre değerleri ile birlikte Tablo 3.2.' de listelenmiştir. Tablo 3.2.' ye bakıldığında en iyi uyumun IRV 5 ters çözüm denemesi sonucu elde edildiği görülmektedir. Bu ters çözüm denemesi sonucu elde edilen sonlu-fay kayma dağılımı Şekil 3.3.' de gözlenmiş ve yapay dalga şekilleri karşılaştırmasıyla birlikte verilmiştir. Verilen bu kayma dağılımı 1.5×10^{19} Ntm'lik ($M_w \approx 6.72$) bir sismik momente karşılık gelmektedir. Hesaplanan ortalama rake açısı 153° dir.



Şekil 3.3. (Solda) Çalışmada 19 Ağustos 1966 Varto depremi ($M_s=6.8$) için tercih edilen sonlu-fay kayma dağılım modeli ve bu modele karşılık gelen kaynak-zaman fonksiyonu, sismik moment değeri ve doğrultu, eğim ve rake açıları. 25 cm'den büyük kayma değerleri 25 cm aralıklarla konturlanmıştır. (Sağda) Tercih edilen sonlu-fay kayma dağılım modelinden hesaplanan yapay sismogramlarla (gri çizgili dalgalar) ile gözlenmiş sismogramların (siyah çizgili dalgalar) karşılaştırması.

3.2.3. Tartışma

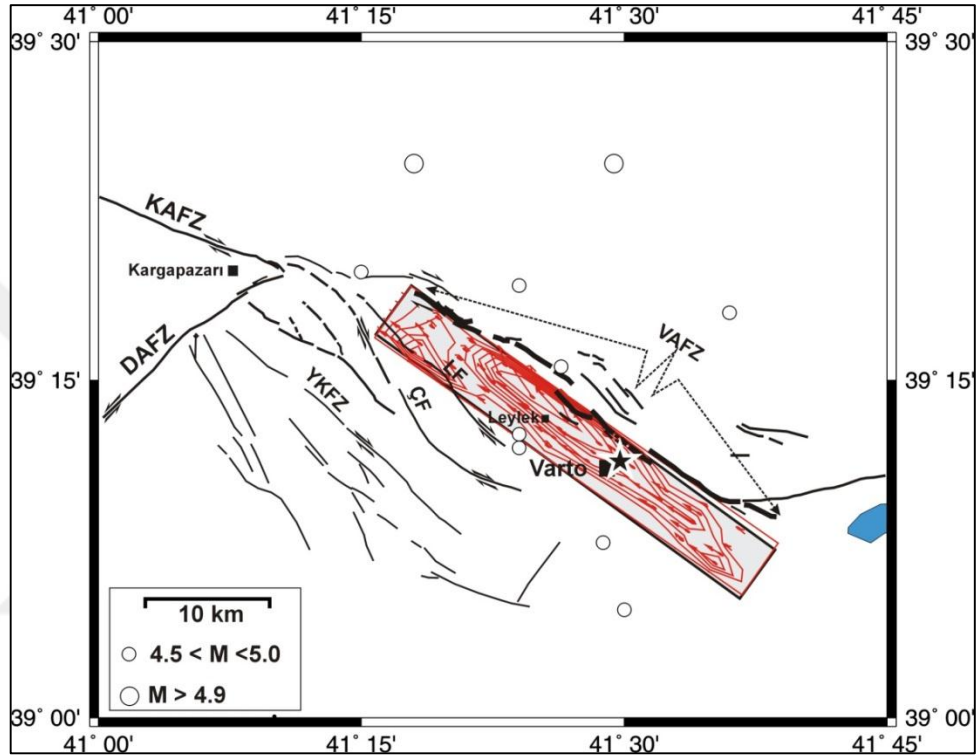
Şekil 3.3.'de verilen sonlu-fay kayma modeli için yapılacak tartışmanın daha iyi anlaşılması maksadıyla sonlu-fay kayma modelinin yüzey izdüşümü Şekil 3.4.'de ve çalışmada önerilen kırılma modelinin deprem kaynak bölgesindeki 3-Boyutlu temsili Şekil 3.5.'de gösterilmiştir. Şekil 3.3.'de verilen kayma-dağılım modeli 1966 Varto depremi kırılmasının 3 fay pürüzünün kırılması sonucu oluştuğunu ve kırılmanın daha çok kuzeybatı doğrultusunda (yani Karlıova üçlü eklemine doğru) tek taraflı ve kısmen eğim aşağı olarak yayıldığını önermektedir. Kırılma bu 3 pürüzden büyük olanı üzerinde başlamıştır. Büyük pürüz yaklaşık 20 km x 10 km'lik bir faylanma alanını örtmekte olup en büyük kayması 196 cm ile odağın 8 km batısında konumlanmıştır. En büyük kayma genliği için kayma açısı 125° olarak hesaplanmıştır. Büyük pürüzün göreceli olarak yüksek kayma değerleri için kayma

açısı 110° ile 141° arasında değişmektedir. Yani kayma ters faylanma ağırlıklı ve verevine faylanma mekanizmalıdır. Kırılma düzleminin KB kenarına yakın ve derinde (16 km derinlikte) yerleşmiş orta büyüklükteki pürüz $5 \times 8 \text{ km}^2$ 'lik faylanma alanını örtmekte olup en büyük kayması 135 cm olup kayma açısı doğrultu-atımlı faylanma mekanizmalıdır. En küçük pürüz ise kırılmanın GD ucunda derinde (16 km) yerleşmiş olup $4 \times 4 \text{ km}^2$ 'lik faylanma alanını örtmektedir. Doğrultu-atımlı faylanma mekanizmalı bu pürüz üzerinde en büyük kayma 99 cm olarak hesaplanmıştır.

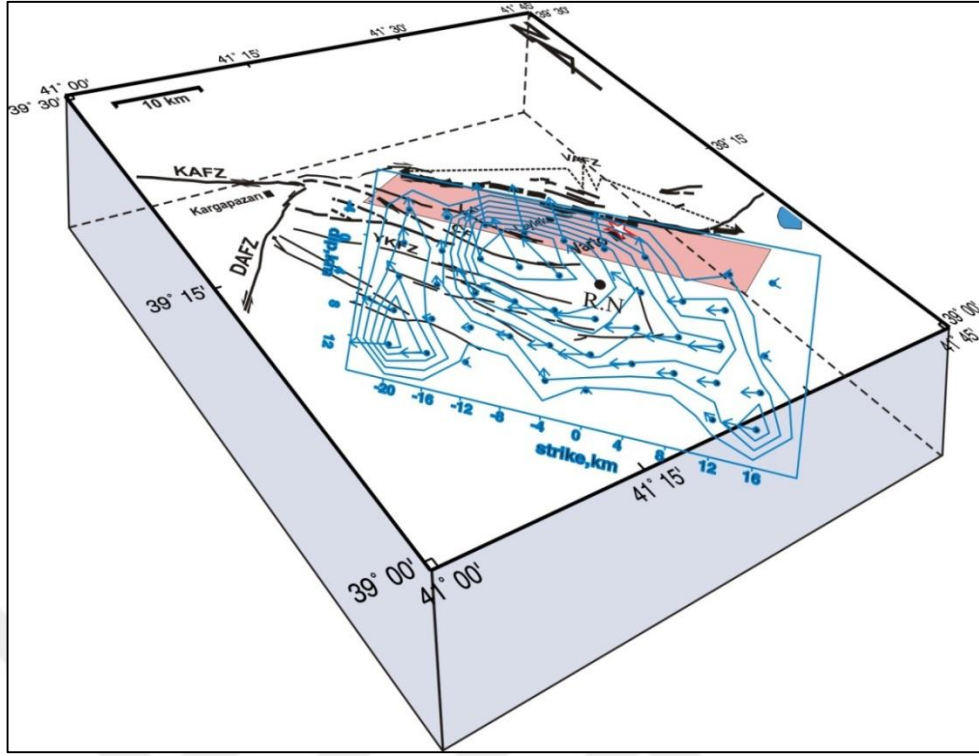
1966 Varto depremi Varto Fay Zonu (VAFZ) üzerindeki kırılma sonucu oluşmuştur (Şekil 1.5.) (Wallace, 1968; MTA, 2012). Bu fay zonu 2 fay segmentinden oluşmaktadır. GD segmenti Varto ilçe merkezinin hemen kuzeydoğusundan geçmektedir. Leylek yerleşimi kuzeydoğusunda fayın yaptığı sağa basamakla KB segmenti başlamaktadır. MTA (2012)'de her 2 segmentin de kırıldığı belirtilmektedir. Wallace (1968), Leylek yerleşimi güneyinden geçen Leylek fayı üzerinde de yüzey kırıkları haritalamıştır. Gürboğa (2015)'in her iki segment için yaptığı haritada, her iki segmentte de güneybatı eğimli olduğu görülmektedir. Karaoğlu ve ark. (2016)'nın verdiği jeolojik kesitlerde KB segmenti düşey, GD segmenti ise KD eğimli olarak verilmektedir. Stewart ve Kanamori (1982)'nin *P* dalgası ilk hareket polaritelerinden yaptığı çözümde fayın doğrultusu 298° ve eğimi ise 65° KD olarak verilmiştir. Bununla birlikte Pınar (1995)'in *P* dalga şekli analizinden yaptığı ters çözümde doğrultu 110° eğim ise 72° GB çıkmıştır.

Bu çalışmada eğimin gerek KD gerekse GB olması durumları için ters çözüm denemeleri yapılmıştır. Eğimin KD olması durumu için faylanma parametreleri Stewart ve Kanamori (1982) belirlediği parametreler, GB olması durumu için de Pınar (1995)'in belirlediği parametreler kullanılmıştır (Tablo 3.2.'den sırasıyla IRV1 ve IRV2 denemeleri). Görüldüğü üzere eğimin GB olması durumu veriye belirgin derecede daha iyi bir uyum vermiştir. Bu durum yapılan modellemenin faylanmanın GB eğimli bir düzlem üzerinde bir kırılmayı önerdiği şeklinde yorumlanmıştır.

Ayrıca değişik kırılma hızları, yükselim zamanı ve odak derinlikleri için de ters çözüm denemeleri yapılmıştır. Bu denemeler sonucunda kırılma hızının 3 km/sn, odak derinliğinin 6 km ve her bir pencere içinde yükselim zamanının 4 sn (2 sn yükselim ve düşüm) olduğu bir ters çözüm denemesinin (Tablo 3.2.'de IRV 5) en iyi uyumu verdiği görölmüştür.



Şekil 3.4. 19 Ağustos 1966 Varto depremi ($M_s=6.8$) için çalışmada tercih edilen sonlu-fay kayma dağılım modelinin yüzey iz düşümü. 25 cm'den büyük kayma değerleri 25 cm aralıklarla konturlanmıştır. Yıldız depremin episantrını ve daireler katalogta mevcut artçı depremlerin episantrlarını göstermektedir.



Şekil 3.5. Çalışmada 19 Ağustos 1966 Varto depremi ($M_s=6.8$) için belirlenen sonlu-fay kayma dağılım modelinin deprem kaynak bölgesi içinde 3-Boyutlu görünümü.

Elde edilen kırılma modelinin deprem kaynak bölgesinde 3-Boyutlu olarak gösterildiği Şekil 3.5.'den anlaşılacağı üzere en büyük ve en küçük pürüzler GD segmentin kırılmasına karşılık gelmektedir. Büyük pürüzün kırılmasının KB kenarı GD ve KB segmentleri arasındaki fay basamağı ile uyuşmakta olup bu pürüzün kırılmasının bu geometrik fay süreksizliğince durdurulduğunu ima etmektedir. Kırılma KB segmentine de sıçramış ancak 8 km kadar ilerleyebilmiştir. Orta büyüklükteki pürüzün KB segmenti üzerindeki kırılmaya karşılık değerlendirilmiştir. Dolayısıyla, VAFZ'nin segmentli yapısı kırılmanın ilerleyişine etki etmiştir. Bir sonraki bölümde 1975 Lice depremi için yapacağımız tartışmada değinileceği üzere 1966 Varto depremi için elde edilen bulgular fay zonu süreksizliklerinin kırılma üzerine olan etkisine bir örnek daha oluşturmaktadır

Tablo 3.2. 19 Ağustos 1966 Varto depremi sonlu-fay modellemesinde kullanılan model parametризasyonları için ters çözüm denemeleri sonuçları ve varyans değerleri.

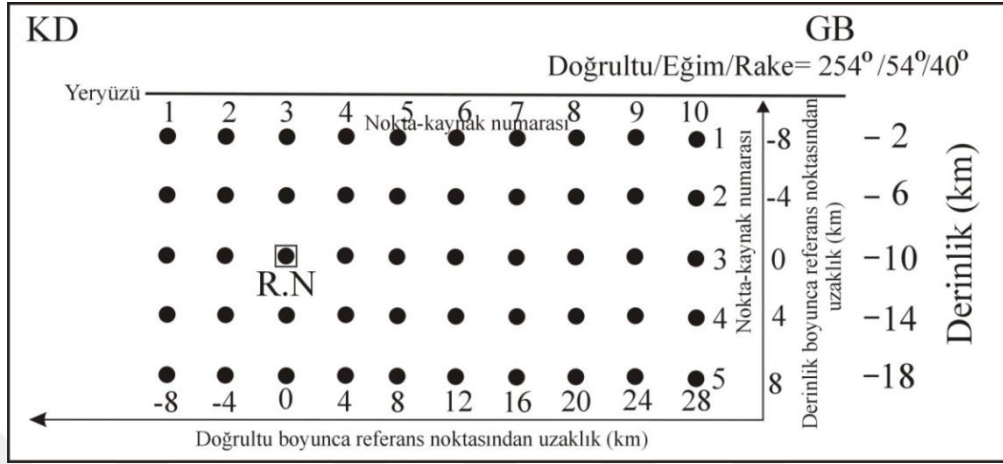
Model	doğrultu (°)	eğim (°)	kayma açısı (°)	VR (km/sn)	Rise	TW	Ref. Derinlik (km)	Referans Print		Varyans	Mo x(10 ²⁰)Nm	Mw	Hesaplanan Kayma Açısı (°)
								Str	Deprth				
IRV 1	298	65	144	3	1-1	5	11	6	3	0,6801	0,796	6,53	159
IRV 2	109	72	148	3	1-1	5	11	6	3	0,4039	0,101	6,60	155
IRV 3	109	72	148	3	1-1	5	16	6	4	0,4620	0,958	6,59	168
IRV 4	109	72	148	3	1-1	5	6	6	2	0,3861	0,109	6,62	141
IRV 5	109	72	148	3	2-2	5	6	6	2	0,3476	0,150	6,72	153
IRV 6	109	72	148	3	0,8-0,8	5	6	6	2	0,3792	0,110	6,63	143
IRV 7	109	72	148	3	0,5-0,5	5	6	6	2	0,2085	0,86	6,56	141
IRV 8	109	72	148	3	1,5-1,5	5	6	6	2	0,3778	0,950	6,59	146
IRV 9	109	72	148	2,5	2-2	5	6	6	2	0,3514	0,163	6,74	158
IRV 10	109	72	148	3,5	2-2	5	6	6	2	0,3615	0,148	6,70	148

3.3. 6 Eylül 1975 Lice Depremi (Ms=6.6) için Sonlu-Fay Analizi

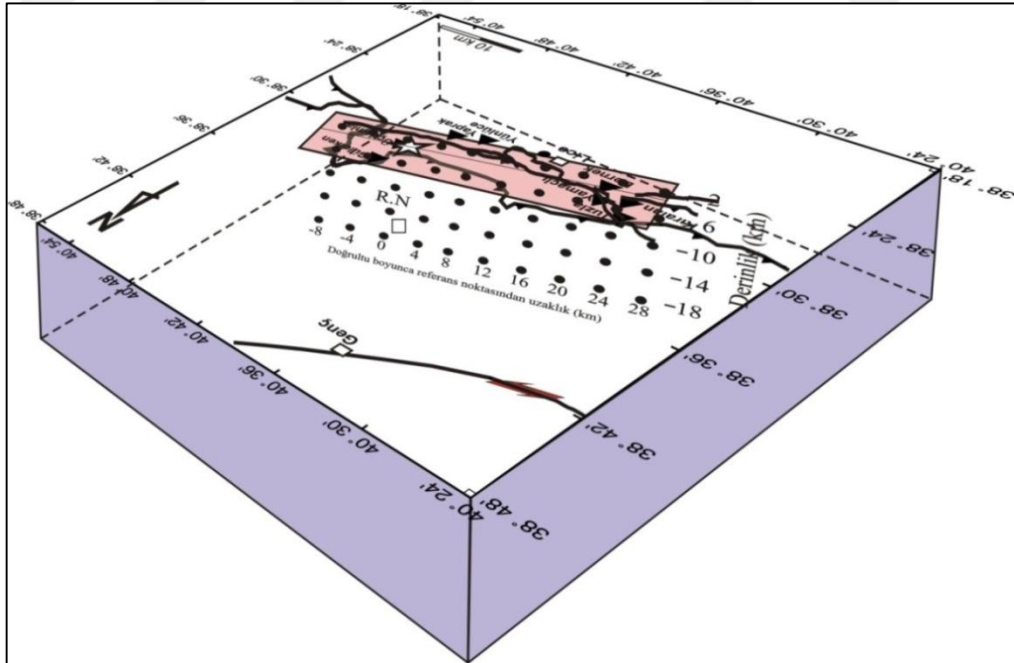
3.3.1. Model Fay Düzlemi Parametризasyonu

6 Eylül 1975 Lice depremi (Ms=6.6) kırılmasını temsil etmek için 36 km x 16 km boyutlarında bir kırılma düzlemi seçilmiş ve nokta-kaynak gridi oluşturulmuştur (Şekil 3.6.). Kırılma düzleminin doğrultusu 254° ve eğimi 54° olarak alınmıştır (Tablo 1.3.). Toplamda 50 adet nokta-kaynak (doğrultu boyunca 10 ve derinlik boyunca 5) kırılma düzlemi üzerine eşit aralıklarla (4 km) dağıtılmıştır. Doğrultu ve eğim boyunca 3. nokta-kaynak kırılma başlangıcı olarak seçilmiştir. 10 km odak derinliği için nokta-kaynak gridi üst derinliği 2 km derinliğine karşılık gelmektedir. Nokta-kaynak gridinin deprem kaynak bölgesindeki 3-Boyutlu temsili gösterimi Şekil 3.7.'de verilmiştir. 1966 Varto depremi sonlu-fay analizinde kullanılan genel kabuk yapısı (Tablo 3.1.) 1975 Lice depremi için de kullanılmıştır. Rake açısının 40° değeri etrafında $\pm 45^\circ$ aralığında değişmesine olanak tanınmıştır. En büyük kırılma hızı 3 km/sn olarak seçilmiş ve 5 zaman penceresi kullanılmıştır. Her bir zaman penceresi içindeki kayma yükselim zamanı 0.8 sn yükselim ve düşümlü eşkenar üçgenle temsil edilmiştir ve her bir zaman penceresi bir öncekinden 0.8 sn

geciktirilmiştir. Böylelikle her bir nokta-kaynak için 4.8 sn'lik toplam kayma yükselim zamanına modellemeye izin verilmiştir.



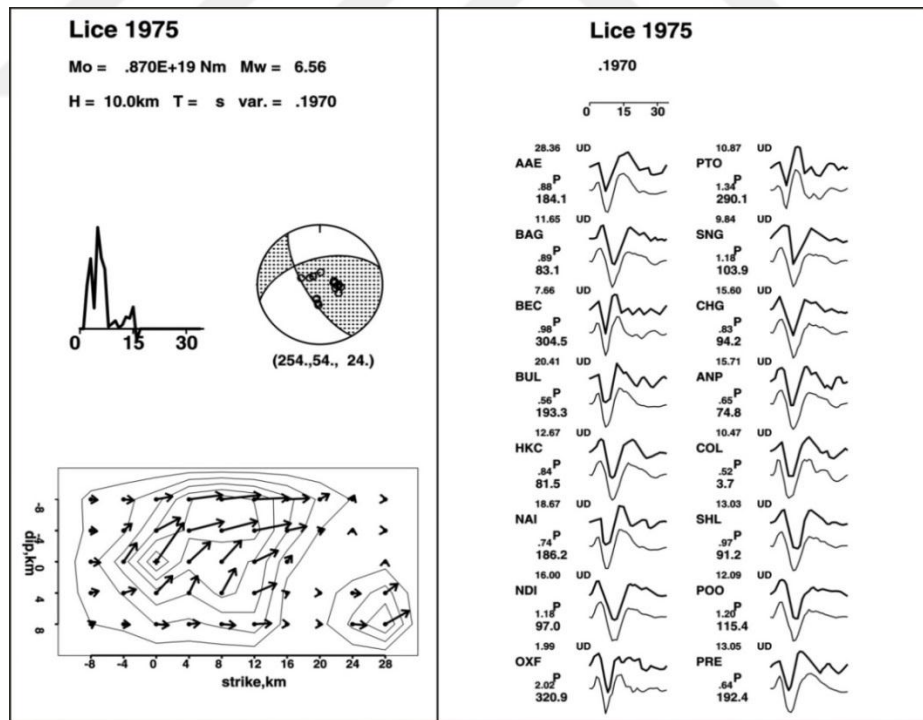
Şekil 3.6. 6 Eylül 1975 Lice depremi ($M_s=6.6$) kırılmasını temsil etmek için çalışmada kullanılan nokta-kaynak gridi. Referans noktası (RN) 10 km derinliğe karşılık gelmektedir. Gösterilen doğrultu, eğim ve rake açıları önceki bir dalga şekli ters çözüm çalışmasından (Eyidoğan, 1983) elde edilen değerleri yansıtmaktadır (bkz Tablo 1.3.).



Şekil 3.7. 6 Eylül 1975 Lice depremi ($M_s=6.6$) kırılmasını temsil etmek için çalışmada kullanılan nokta-kaynak gridinin deprem kaynak bölgesinde 3-Boyutlu temsili gösterimi. Açık kırmızı dikdörtgen nokta-kaynak gridinin yüzey izdüşümünü yansıtmaktadır.

3.3.2. Ters çözüm sonuçları

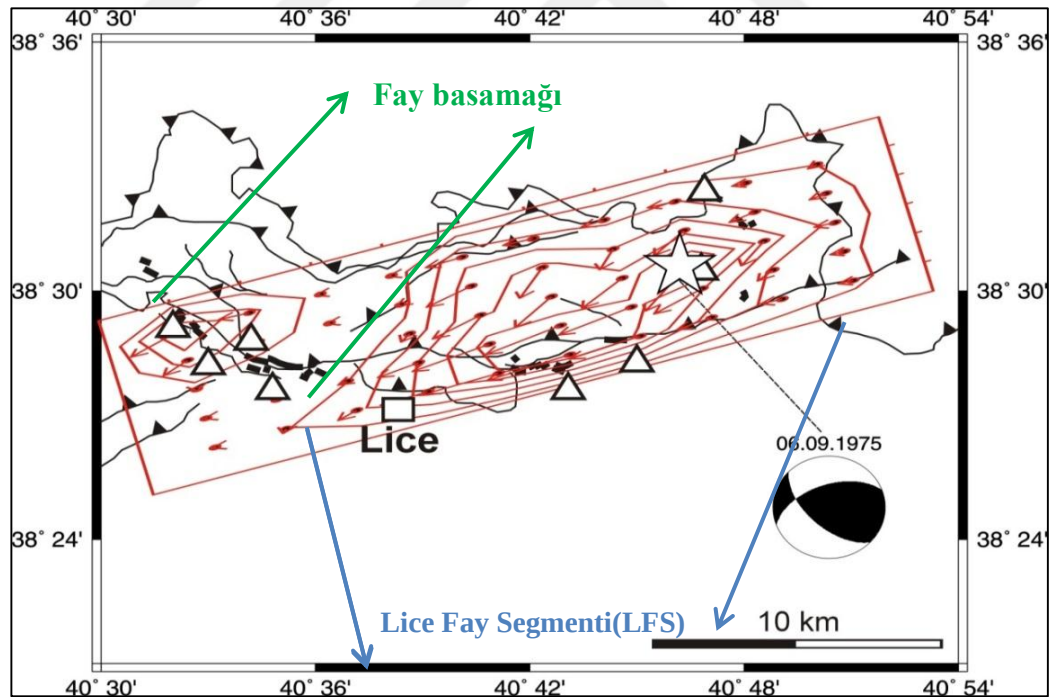
Bir önceki bölümde çalışmada tercih edilen ters çözüm denemesi için seçilen parametrizasyon anlatılmıştır. Değişik kırılma parametreleriyle çok sayıda ters çözüm denemesi yapılmıştır. Doğrultu, eğim ve rake açıları, kırılma hızı, yükselim zamanı, odak derinliği ve referans noktası (kırılma başlangıç noktasının fay düzlemi üzerindeki konumu) değiştirilerek denemeler yapılmış ve veriyi en iyi açıklayan değerler belirlenmeye çalışılmıştır. Bu denemelerin sonuçları kullanılan değişik parametre değerleri ile birlikte Tablo 3.3.'de listelenmiştir. Görüldüğü üzere bir önceki bölümde parametrelerine değinilen IRL 9 ters çözüm denemesi sonucu veriyi en iyi uyum elde edilmiş ve bu ters çözüm denemesi sonucu elde edilen kayma-dağılım modeli (Şekil 3.8.) 1975 Lice depremi kırılma modeli olarak çalışmada tercih edilmiştir. Şekil 3.8.'de aynı zamanda gözlenmiş ve yapay dalga şekilleri karşılaştırmasını da içermektedir. Ortalama rake açısı 24° ve sismik moment 8.7×10^{18} Ntm ($M_w \approx 6.6$) olarak hesaplanmıştır.



Şekil 3.8. (Solda) Çalışmada 6 Eylül 1975 Lice depremi ($M_s=6.6$) için tercih edilen sonlu-fay kayma dağılım modeli ve bu modele karşılık gelen kaynak-zaman fonksiyonu, sismik moment değeri ve doğrultu, eğim ve rake açıları. 10 cm'den büyük kayma değerleri 10 cm aralıklarla konturlanmıştır. (Sağda) Tercih edilen sonlu-fay kayma dağılım modelinden hesaplanan yapay sismogramlarla (gri çizgili dalgalar) gözlenmiş sismogramların (siyah çizgili dalgalar) karşılaştırması.

3.3.3. Tartışma

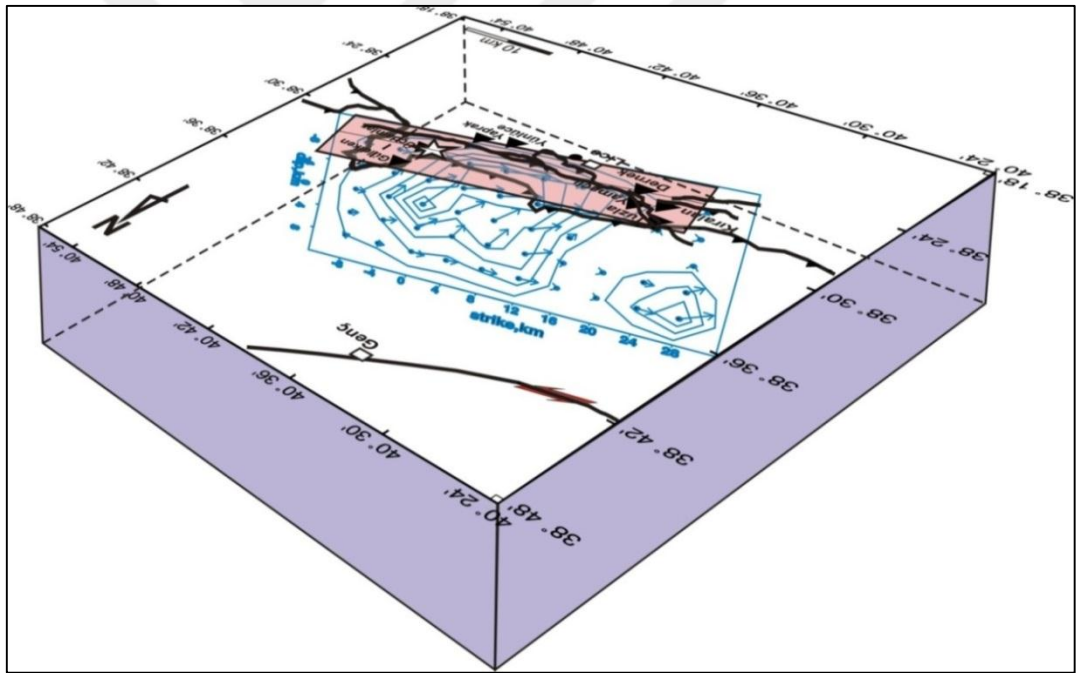
Şekil 3.8.'de verilen sonlu-fay kayma modeli için yapılacak tartışmanın daha iyi anlaşılması maksadıyla sonlu-fay kayma modelinin yüzey izdüşümü Şekil 3.9.'da ve çalışmada önerilen kırılma modelinin deprem kaynak bölgesindeki 3-Boyutlu temsili Şekil 3.10.'da gösterilmiştir. Kayma dağılım modeli 1975 Lice depremi kırılmasının esas olarak büyük bir fay pürüzünün kırılması sonucu oluştuğunu ve kırılmanın daha çok güneybatı istikametinde tek taraflı ve eğim yukarı olarak yayıldığını ima etmektedir (Şekil 3.8.). Yaklaşık 25 km x 15 km'lik bir faylanma alanını örten bu fay pürüzü üzerinde en büyük kayma genliği 60 cm ve kaymanın en büyük olduğu bu noktada kayma vektörü açısı (rake açısı) 56° olarak belirlenmiştir. Temsili fay düzleminin güneybatı kenarına bitişik ve derinde en büyük kayma genliği yaklaşık 30 cm ve kayma açısı 31° olan göreceli olarak küçük (yaklaşık 5 x 5 km²'lik) ikinci bir fay pürüzü de göze çarpmaktadır.



Şekil 3.9. 6 Eylül 1975 Lice depremi ($M_s=6.6$) için çalışmada tercih edilen sonlu-fay kayma dağılım modelinin yüzey iz düşümü 10 cm'den büyük kayma değerleri 10 cm aralıklarla konturlanmıştır. Yıldız depremin episantrını ve üçgenler köy yerleşimlerini (bkz Şekil 1.6.) göstermektedir.

Sismolojik ve jeolojik çalışmalar deprem kırılmalarının fay zonlarındaki heterojeniteden etkilendiklerini ortaya koymuştur (King ve Nabelek, 1985; Sibson,

1985, 1987; Barka ve Cadinsky-Cade, 1988; Barka, 1996). Fay zonlarındaki basamaklar veya bükümler deprem kırılmalarının başladığı yada başladıktan sonra ilerlemesinin durdurulduğu deprem kırılma süreksizliklerini oluşturmaktadır ki bir önceki cümlede belirtilen çalışmalarda örnekleri sunulmuştur. Yapılan bu gözlemler deprem tekrarlanmaları için “karakteristik deprem” kavramının ortaya atılmasına yol açmıştır (Schwartz ve Coppersmith, 1984; Sieh, 1996). King ve Nabelek (1985) 1975 Lice depremi kırılmasının, Lice Fay Segmenti’nin doğu ucunda yer alan fay bükümü ya da basamağında başladığını ve batı ucunda, Lice ilçe merkezinin hemen batısında yer alan fay bükümünde ise sonlandığını ileri sürmüştür (Şekil 3.9.). Diğer bir ifade ile batıdaki fay bükümü 1975 Lice depremi kırılması için bir süreksizlik oluşturmuştur. Bu durum deprem kırılmasının 3-Boyutlu temsilinin gösterildiği Şekil 3.10.’da görülebilir.



Şekil 3.10. Çalışmada 6 Eylül 1975 Lice depremi ($M_s=6.6$) için belirlenen sonlu-fay kayma dağılım modelinin deprem kaynak bölgesi içinde 3-Boyutlu görünümü.

Şekil 3.9. ve Şekil 3.10.’dan görüleceği üzere büyük fay pürüzü Lice fay segmenti’nin kırılmasına karşılık gelmektedir. Bu segmentin doğu ucundaki fay bükümünde başlayan büyük pürüz kırılması, batı ucunda Dernek, Kırılan ve Yamaçlı köyleri altındaki fay basamağına kadar ulaşmıştır. Batıdaki fay basamağı üzerinde arazide haritalanan yüzey kırıkları kırılmanın fay basamağına sıçramış

olacağı şeklinde yorumlanmıştır. Sonlu-fay kayma dağılım modelinde belirlenen küçük pürüz konum olarak tam da bu basamağın altına denk gelmektedir ki kırılmanın fay basamağına sıçradığı tezini desteklemektedir. Elde edilen kayma modeli, King ve Nabelek (1985)'in ileri sürdüğü gibi batıdaki fay büküm ya da basamağının oluşturduğu geometrik süreksizliğin kırılmayı durdurduğu yorumuna sismolojik kanıt sunmaktadır.

Eyidoğan (1980, 1983), yüzey ve cisim dalgalarının analizinden faylanma boyutlarını $13 \times 13 \text{ km}^2$, sismik momenti $7.2-7.9 \cdot 10^{25} \text{ dyne.cm}$, yer değiştirmeyi 89-133 cm, kırılmanın 2-15 km derinlikleri arasında ve kırılmanın batıya doğru tek taraflı olduğunu belirlemiştir. Pınar (1995) iki kaynaklı cisim dalgası modellemesi odak civarında 5 km derinde yerleşmiş bir ters faylanma mekanizmalı ilk şok (kayma 24 cm, $2.2 \times 10^{25} \text{ dyne.cm}$ sismik moment) ve odağın 10 km batısında yerleşmiş verevine (ters ve sol-yanal) faylanmalı bir ikinci şoka (kayma 50 cm, $6.8 \times 10^{25} \text{ dyne.cm}$ sismik moment) işaret etmektedir. Önceki bu iki dalga şekli analizi çalışmasında elde edilen kaynaklar bu çalışmada bulunan büyük pürüzün kırılmasına denk gelmektedir. Ancak, küçük pürüzün kırılmasına denk gelen bir kaynak bu önceki çalışmalarda yer almamaktadır. Bununla birlikte, batıdaki fay basamağı üzerinde rapor edilen yüzey kırıkları küçük pürüzün varlığını desteklemektedir.

Tablo 3.3. 6 Eylül 1975 Lice depremi sonlu-fay modellemesinde değişik model parametrisasyonları için yapılan ters çözüm denemeleri ve varyans değerleri.

Model	Doğrultu (°)	Eğim (°)	Kayma Açısı (°)	VR	Rise	TW	Ref. Derinlik (km)	Referans Print		Varyans	Mo $\times 10^{19}$ Nm	Mw
								Str	Depth			
IRL 1	254	54	40	3	1-1	5	15	2	3	0,2611	0,74	6,52
IRL 2	254	54	40	3	1-1	5	15	3	3	0,2598	0,73	6,51
IRL 3	254	54	40	3	1-1	5	15	3	4	0,2660	0,70	6,50
IRL 4	254	54	40	3	1-1	5	10	3	3	0,2045	0,87	6,56
IRL 5	254	54	40	2	1-1	5	10	3	3	0,2184	0,89	6,57
IRL 6	254	54	40	2,5	1-1	5	10	3	3	0,2074	0,91	6,57
IRL 7	254	54	40	3,5	1-1	5	10	3	3	0,2085	0,86	6,56
IRL 8	254	54	40	3	0,5-0,5	5	10	3	3	0,2096	0,20	6,14
IRL 9	254	54	40	3	0,8-0,8	5	10	3	3	0,1970	0,87	6,56
IRL10	254	54	40	3	2-2	5	10	3	3	0,2422	0,88	6,56
IRL11	254	54	40	3	1,5-1,5	5	10	3	3	0,2280	0,66	6,48
IRL12	240	58	27	3	0,8-0,8	5	10	3	3	0,1842	0,83	6,55
IRL13	240	58	27	3	0,5-0,5	5	10	3	3	0,1945	0,19	6,13
IRL14	254	54	40	3	0,8-0,8	5	10	5	3	0,2108	0,77	6,53
IRL15	254	54	40	3	0,8-0,8	5	10	8	3	0,2126	0,81	6,54

BÖLÜM 4. SONUÇLAR

Çalışmada sonuç olarak sonlu-fay kırılma modelleri 19 Ağustos 1966 Varto depremi için 18 istasyondaki ve 6 Eylül 1975 Lice depremi içinde 16 istasyondaki uzun periyodlu telesismik P cisim dalgaları kullanılarak ters çözüm denemeleri yapılmıştır. Denenen bu ters çözüm sonuçlarından en iyi uyumu veren faylanma parametreleri 19 Ağustos 1966 Varto depremi için Pınar (1995)'in verileri olan (doğrultu= 109^0 , eğim= 72^0 , kayma açısı= 148^0) ve 6 Eylül 1975 Lice depremi için de Eyidoğan (1999)'in belirlediği (doğrultu= 254^0 , eğim= 54^0 , kayma açısı= 40^0) parametreler çalışmada kullanılmıştır. Bu deprem için kullandığımız verilerden elde ettiğimiz en iyi uyumlu sonlu-fay modellerine göre aşağıdaki sonuçlar önerilmiştir.

- Faylanmanın kayma (rake) açısı 19 Ağustos 1966 Varto depremi için 153^0 , 6 Eylül 1975 Lice depremi için 24^0 olarak hesaplanmıştır.
- Yapılan ters çözümler sonucunda tercih edilen sonlu fay modelinden hesaplanan sismik momentler ise 19 Ağustos 1966 Varto depreminden $1,5 \times 10^{19}$ Nm ($M_w \approx 6.72$) ve 6 Eylül 1975 Lice depreminden $8,7 \times 10^{18}$ Nm ($M_w \approx 6.56$) olarak hesaplanmıştır.
- 1966 Varto depremi kırılmasının 3 fay pürüzünün kırılması sonucu oluştuğunu ve kırılmanın daha çok kuzeybatı doğrultusunda tek taraflı ve kısmen eğim aşağı olarak yayıldığını önermektedir.
- Kırılma bu 3 pürüzden büyük olanı olan üzerinde başlamıştır. Büyük pürüz yaklaşık 20 km x 10 km'lik bir faylanma alanını örtmektedir. Kırılma düzleminin KB kenarına yakın ve derinde (16 km derinlikte) yerleşmiş orta büyüklükteki pürüz 5×8 km²'lik faylanma alanını örtmekte olup en küçük pürüz ise kırılmanın GD ucunda derinde (16 km) yerleşmiş olup 4×4 km²'lik faylanma alanını örtmektedir.

- Büyük pürüzde kayma ters faylanma ağırlıklı ve verevine faylanma orta ve küçük pürüzlerde ise doğrultu-atımlı faylanma mekanizmaları görülmektedir.
- Yapılan modellemenin faylanmanın GB eğimli bir düzlem üzerinde bir kırılmayı önerdiğide göstermektedir. VAFZ'nin segmentli yapısı kırılmanın ilerleyişine etki etmiştir.
- 6 Eylül 1975 Lice depremi için kayma dağılım modeli deprem kırılmasının biri büyük diğeri küçük 2 fay pürüzünün (asperity) yenilmesi ile kontrol edildiğini önermektedir.
- Büyük pürüz odakta merkezlenmiş olup yaklaşık 25 km x 15 km'lik bir fay alanını örtmektedir. Bu fay pürüzü üzerinde en büyük kayma genliği 60 cm olarak belirlenmiştir. Büyük pürüz LFZ'nin kırılmasına karşılık gelmektedir. Büyük pürüzün GB kenarının fay basamağı ile uyuşması ana kırılmanın bu fay zone süresizliği tarafından durdurulduğunu ima etmektedir.
- Küçük pürüz ise odaktan derinde yerleşmiş olup yaklaşık 5 km x 5 km'lik bir fay alanını örtmektedir. Küçük pürüzün fay basamağı altında kalması ve yüzeyde gözlemlenen kırıklar, kırılmanın basamak içine de sıçradığı ancak atlayamadığı şeklinde değerlendirilmiştir.
- Faylanma sol-yanal ağırlıklı olmakla birlikte önemli bir ters faylanma bileşeni vardır.
- Fay basamağının depremin kırılması üzerine etkisi fay zone süresizliklerinin deprem kırılmalarını sınırlamadaki önemini bir kez daha göstermiştir.

KAYNAKLAR

- 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.
- Aki K., and Richards, P.G., Quantitative Seismology, Theory and Methods W.H. Freeman, San Fransisco, (ISBN 0-7167-1058-7), 1980.
- Aki, K., Strong-motion seismology, Earthquakes: Observation, Theory and Interpretation, Proceeding of the International School of Physics, pp 223-250, 1983.
- Arpat, E. 1977. 1975 Lice Depremi, Yeryuvarı ve İnsan, Şubat 1977, 15-27.
- Ambraseys, N.N., Zatopek, A., The Varto Üstükıran (E.Anatolia) earthquake of 19 August 1966. A field report WS/0267,81-AVS Paris, February 1967, UNESCO
- Ambraseys, N.N., Zatopek, A., The Varto Üstükıran (Anatolia) earthquake of 19 August 1966 summary of a field report. Bulletin of the Seismological Society of America.Vol 58, No.1, 47-102, February, 1968.
- Barka A, Kadinsky-Cade K (1988) Strike-slip fault geometry in Turkey and its influence on earthquake activity. Tectonics 7:663-684.
- Barka, A., 1996. Slip distribution along the North Anatolian Fault associated with the large earthquakes of the period 1939 to 1967. Bulletin of. Seismological Society of America, 86, 1238-1254
- Beresnev, I.A. and Atkinson, G.M., Modeling finite fault radiation from ω^2 spectrum, Bull. Seism. Soc. Am., 87, 67-84, 1997.
- Dewey, J. W., 1976. Seismicity of northern Anatolia. Bulletin of Seismological Society of America, 66, 843-868.
- 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.
- Duman, T. ve Emre, Ö. (2013) The East Anatolian Fault: geometry, segmentation and jog characteristics Geological Society, London, Special Publications, 372, 495-529, 19 February 2013, <https://doi.org/10.1144/SP372.14>
- Eyidoğan, H., 1980. The source parameters of the Lice, Turkey earthquake of September 6, 1975, In individual studies by participants at IISSE, 16, 107-103.

- Eyidoğan, H., 1983. Bitlis-Zağros bindirme ve kıvrımlı kuşağının sismotektonik özellikleri. Doktora Tezi, İstanbul Teknik Üniversitesi, Maden Fakültesi, 112s (yayımlanmamış).
- 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.
- Gürboğa, Ş., Source fault of 19 August 1966 Varto earthquake and it's mechanism: New field data, Eastern Turkey. Journal of Asian Earth Sciences 111 (2015) 792-803.
- 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.
- 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.
- Heaton, T.H., Hall, J.F., Wald, D.J. and Halling, M.W. (1995). Response of high-rise and base isolated buildings to a hypothetical $M_w=7.0$ blind thrust earthquake, Science, 267, 206-207
- İmamoğlu M.Ş., Çetin E., (2007) Güneydoğu Anadolu Bölgesi ve Yakın Yöresinin Depremselliği D.Ü.Ziya Gökalp Eğitim Fakültesi Dergisi 9, 93-103
- Jackson, J., and D. P. McKenzie, 1984. Active tectonics of the Alpine-Himalayan belt between western Turkey and Pakistan. Geophysical Journal of Royal Astronomical Society, 77, 185-264.
- Jackson, J., 1992. Partitioning of strike-slip and convergent motion between Eurasia and Arabia in eastern Turkey and the Caucasus. Journal of Geophysical Research: Solid Earth 97 (B9), 12471-12479, 1992.
- Jeffreys, H., and Bullen, K. E, Seismological Tables, Office of the British Association, Burlington House, London, 1958.
- Kalafat, D., Güneş, Y., Kara, M., Deniz, P., Kekovalı, K., Kuleli, H.S., Gülen, L., Yılmaz, M., Özel, N. M., 2007. A revised and extended earthquake catalogue for Turkey since 1900 ($M \geq 4$). Bogaziçi University Publication, 1-553.
- Karaesmen, E., 1975, A survey of building damages in September 6, 1975 Lice (Turkey) earthquake.
- Karaoğlu, Ö., Selçuk, A.S., Gudmundson, A. Tectonic controls on the Karlıova triple junction (Turkey): Implications for tectonic inversion and the initiation of volcanism. Tectonophysics (2016). <http://dxdoi.org/10.1016/j.tecto.2016.11.018>
- Ketin, İ. (1977) A short explanation about the results of observations made in the region between Lake Van and Iranian border. Bull Geol Soc Turkey, 20:79-85 (in Turkish).
- Kenar, Ö. ve Toksöz, M.N., 1989. Anadolu yarımadasında yüzey dalgalarının dispersiyonu ve ortamın soğurma özellikleri. Jeofizik, 3, 92-106.

- Kikuchi, M., Kanamori, H., Inversion of complex body waves-III, *Bull. Seism. Soc. Am.* (81): 2335-2350, 1991.
- Kikuchi, M., M. Nakamura, and K. Yoshikawa (2003), Source rupture processes of the 1944 Tonankai earthquake and the 1945 Mikawa earthquake derived from low-gain seismograms, *Earth Planets Space*, 55, 159–172.
- Kim, Y.S., Sanderson, D.J., 2006, Structural similarity and variety at the tips in a wide range of strike-slip faults: a review. *Terra Nova*, 18, 330-344, 2006.
- King, G., and J. Nabelek (1985), Role of fault bends in the initiation and termination of earthquake rupture, *Science*, 228, 984-987, doi:10.1126/science.228.4702.984
- Kirkpatrick, J.D., Z.K. Shipton, J.P. Evans, S. Micklethwaite, S.J. Lim, P. McKillop (2008), Strike-slip fault terminations at seismogenic depths: The structure and kinematics of the Glacier Lakes fault, Sierra Nevada United States, *J. Geophys. Res.*, 113, B04304, doi: 10.1029/2007 JB 005311.
- Koçyiğit, A., Yılmaz, A., Adamia, S., and Kuloshvili, 2001. Neotectonics of East Anatolia plateau (Turkey) and lesser Caucasus: implication for transition from thrusting to strike-slip faulting. *Geodinamica Acta*, 14, 177-195.
- Koketsu, K. (1985), The extended reflectivity method for synthetic nearfield seismograms, *J. Phys. Earth*, 33, 121– 131.
- Lay, T. and Wallace, T.C., *Modern Global Seismology*, Academic Press, San Diego, ISBN 0-12-732870-X, 1995.
- Lyberis, N., Yürür, T., Chorowicz, J., Kasapoğlu, E., and Gündoğdu, N., 1992. The East Anatolian Fault: an oblique collisional belt. *Tectonophysics*, 204, 1-15.
- McClusky S, Balassanian S, Barka A, Demir C, Ergintav S, Georgiev I et al (2000) Global Positioning System constraints on plate kinematics and dynamics in the eastern Mediterranean and Caucasus. *J Geophys Res-Sol Ea* 105(B3), 5695-5719
- McKenzie, D.P. 1972. Active tectonics of the Mediterranean region. *Geophysical Journal of Royal Astronomical Society*, 30, 109-185.
- Mendoza, C., and Hartzell, S. H., 1988. Inversion for slip distribution using teleseismic P waveforms: North Palm Springs, Borah Peak and Michoacan earthquakes. *Bulletin of. Seismological Society of America*, 78, 1092- 1111.
- 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.
- Mendoza, C., Hartzell, S., and Monfret, T., 1994. Wide-band analysis of the 3 March 1985 central Chile earthquake: Overall source process and rupture history. *Bulletin of. Seismological Society of America*, 84, 269-283.
- MTA (2012) Türkiye Yenilenmiş Diri Fay Haritası, http://www.mta.gov.tr/v2.0/default.php?id=yeni_diri_fay_haritalari-goruntule
- Mouthereau F, Lacombe O, Vergés J (2012) Building the Zagros collisional orogen: timing, strain distribution and the dynamics of Arabia/Eurasia plate convergence. *Tectonophysics*, 532, 27-60.

- Nowroozi, A. A., Focal mechanisms of earthquakes in Persia, Turkey, west Pakistan, and Afghanistan and plate tectonics of the Middle East, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 62, 823–850, 1972.
- Perinçek, D., Günay, Y., Kozlu, H., 1987. New observations on strike-slip faults in east and southeast Anatolia, 7th Biannual Petroleum Congress of Turkey, pp. 89-103, Ankara
- Pınar, A., 1995. Rupture process and spectra of some major Turkish earthquakes and their seismotectonic implications. PhD Thesis, Boğaziçi University, İstanbul, 125 pp, (unpublished).
- Reilinger R, McClusky S, Vernant P, Lawrence S, Ergintav S, Cakmak R, Ozener H, Kadirov F, Guliev I, Stepanyan R, Nadariya M, Hahubia G, Mahmoud S, Sakr K, ArRajehi A, Paradissis D, Al-Aydrus A, Prilepin M, Guseva T, Evren E, Dmitrotsa A, Filikov SV, Gomez F, Al-Ghazzi R, Karam G (2006) GPS constraints on continental deformation in the Africa-Arabia-Eurasia continental collision zone and implications for the dynamics of plate interactions. *J Geophys Res* 111.
- Sandvol, E., Türkelli, N., Barazangi, M., 2003 The Eastern Turkey Seismic Experiment: The study of a young continent- continent collision, *Geophysical Research Letters*, 30, 24,
- Schwartz, D.P., and Coppersmith, K.J., 1984. Fault behavior and characteristic earthquakes; examples from the Wasatch and San Andreas fault zones. *Journal of Geophysical Research*, 89, 5681-5698.
- Sibson, R.H. (1985), Stopping of earthquake ruptures at dilational fault jogs, *Nature*, 316, 248-251, doi:10.1038/316248a0.
- Sibson, R.H. (1987), Earthquake rupturing as a mineralizing agent in hydrothermal systems, *Geology*, 15, 701-704, doi:10.1130/0091-7613 (1987) 15<701: ERAAMA>2.0.CO;2.
- Sieh, K., 1996. The repetition of large-earthquake ruptures. *Proclamation of National Academy of Science, USA*, 93, 3764-3771.
- 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.
- Stein, R. S., Barka, A. A., and Dieterich, J. H. 1997 Progressive failure of North Anatolian fault since 1939 by earthquake stress triggering, *Geophys. J. Int.*, 128, 594-604.
- Stewart, G.S. and Kanamori, H., 1982, Complexity of rupture in large strike slip earthquakes in Turkey, *Phys. Earth Planet. Interior*, 28, 70-84.
- 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.

- Şengör AMC, Özeren S, Genç T, Zor E (2003) East Anatolian high plateau as a mantle-supported, north-south shortened domal structure. *Geophys Res Lett* 30(24), 8045, doi:10.1029/2003GL017858, 2003.
- Şengör AMC, Tüysüz O, Imren C, Sakıncı M, Eyidoğan H, Görür N, Le Pichon X, Rangin C (2005) The North Anatolian Fault: A new look. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 33, 37–112.
- Taymaz, T., Eyidoğan, H., and Jackson, J, 1991. Source parameters of large earthquakes in the East Anatolian fault zone (Turkey). *Geophysical Journal International*, 106, 537-550.
- 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.
- Udias A., Principles of Sismology. Cambridge University Press, Cambridge (ISBN 0-521-62478-9), 1999.
- Wald, D.J., and Heaton, T.H., 1994. Spatial and temporal distribution of slip for the 1992 Landers, California, earthquake. *Bulletin of Seismological Society of America*, 84, 668-691.
- Wallace, R. E., Earthquake of August 19, 1966, Varto area eastern, Turkey. *Bulletin of the Seismological Society of America*. Vol 58, No.1, 11-45, February, 1968
- 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.
- 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.
- Yoshida, S., Waveform inversion methods for the earthquake source, *J. Phys. Earth*, 43, 183-209, 1995.

ÖZGEÇMİŞ

Şeyma Berzah, 01.02.1988 tarihinde Sakarya’da doğdu. İlk, orta ve lise eğitimini Sakarya’da tamamladı. 2006 yılında Şehit Üsteğmen Selçuk Esedoğlu Anadolu Lisesi’nden mezun oldu. 2008 yılında başladığı Cumhuriyet Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Jeofizik Mühendisliği Bölümü’nü 2012 yılında bitirdi. 2015 yılında Sakarya Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Jeofizik Mühendisliği ana bilim dalında yüksek lisans öğrenimine başladı.