



**İSTANBUL ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ**

YÜKSEK LİSANS TEZİ

**FETHİYE-BURDUR FAY KUŞAĞININ GÜNEYBATI
UZANTISININ KİNEMATİK ÖZELLİKLERİ**

**Jeof. Müh. Esra CANBAY
Jeofizik Mühendisliği Anabilim Dalı**

**Danışman
Prof.Dr. Ali PINAR**

Mart, 2009

İSTANBUL



**İSTANBUL ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ**

YÜKSEK LİSANS TEZİ

**FETHİYE-BURDUR FAY KUŞAĞININ GÜNEYBATI
UZANTISININ KİNEMATİK ÖZELLİKLERİ**

**Jeof. Müh. Esra CANBAY
Jeofizik Mühendisliği Anabilim Dalı**

**Danışman
Prof.Dr. Ali PINAR**

Mart, 2009

İSTANBUL

Bu alışma 12/02/2009 tarihinde aşağıdaki jüri tarafından Jeofizik Mühendisliğı Anabilim Dalı Jeofizik Mühendisliğı programında Yüksek Lisans Tezi olarak kabul edilmiştir.

Prof. Dr. Ali PINAR
(Danışman)
İstanbul Üniversitesi
Mühendislik Fakültesi

Prof. Dr. Yıldız ALTINOK
İstanbul Üniversitesi
Mühendislik Fakültesi

Prof. Dr. İbrahim KARA
İstanbul Üniversitesi
Mühendislik Fakültesi

Prof. Dr. Hayrettin KORAL
İstanbul Üniversitesi
Mühendislik Fakültesi

Prof. Dr. Demir KOLÇAK
İstanbul Üniversitesi
Mühendislik Fakültesi

ÖNSÖZ

Tez çalışmalarım boyunca gösterdiği her türlü destek ve yardımdan dolayı çok değerli hocam Prof. Dr. Ali PINAR'a en içten dileklerimle teşekkür ederim.

Lisans ve yüksek lisans öğrenimim süresince bilgi ve deneyimlerini bizlerle paylaşan değerli tüm hocalarıma ve araştırma görevlilerine ayrı ayrı teşekkürü bir borç bilirim.

Her an yanımda olduğunu bildiğim günlere gelmemde en büyük emeği olan sevgili aileme ve her daim desteğinden dolayı kuzenim Leyla ŞENEL'e teşekkürlerimi sunarım.

Şubat, 2009

Esra CANBAY

İÇİNDEKİLER

ÖNSÖZ.....	I
İÇİNDEKİLER.....	II
ŞEKİL LİSTESİ.....	IV
TABLO LİSTESİ.....	VIII
ÖZET.....	IX
SUMMARY.....	X
1. GİRİŞ	1
2. GENEL KISIMLAR.....	7
2.1. GÜNEYBATI ANADOLU' NUN TEKTONİĞİ	7
2.2. FETHİYE-BURDUR FAY ZONU	8
2.3. HELEN YAYI	10
2.4. GÜNEYBATI ANADOLU'NUN DEPREMSELLİĞİ	13
2.4.1. FETHİYE-BURDUR FAY ZONUNDA MEYDANA GELEN ÖNEMLİ DEPREMLER	15
2.4.2. 15 TEMMUZ 2008 RODOS DEPREMİ (MW=6.4)	18
3. MALZEME VE YÖNTEM.....	21
3.1. GENEL BİLGİLER.....	21
3.1.1 ELASTİK REBOUND TEORİSİ	21
3.1.2. KAYNAK MODELLER	22
3.2. FAYLANMA MEKANİZMASI ÇÖZÜMLERİ İÇİN YÖNTEMLER.....	25
3.2.1. İLK HAREKET YÖNLERİNDEN ELDE EDİLEN FAYLANMA MEKANİZMASI ÇÖZÜMLERİ	25
3.2.2. DALGA ŞEKLİ MODELLEMESİ İLE MOMENT TENSÖR ÇÖZÜMÜ	28
3.3. GERİLME TENSÖRÜ ANALİZİ	30
3.4. FAYLANMA MEKANİZMASI VERİ KÜMESİ.....	31
3.4.1. ULUSLARARASI VERİ MERKEZLERİNDEN VE LİTERATÜRDEN ELDE EDİLEN VERİLER.....	32
4. BULGULAR.....	40
4.1. İLK HAREKET YÖNÜ VERİSİYLE ELDE EDİLEN ÇÖZÜMLER.....	40

4.2. DEPREMLERİN DAĞILIMI.....	41
4.3. GÜNEYBATI ANADOLU’ DA MEYDANA GELEN DEPREMLER.....	43
4.4. GÜNEYBATI ANADOLU’ DA BÖLGESEL GERİLME TENSÖRÜ.....	45
4.5. HELEN YAYINDA MEYDANA GELEN DEPREMLER	47
5. TARTIŞMA VE SONUÇLAR.....	50
KAYNAKLAR.....	54
ÖZGEÇMİŞ	63

ŞEKİL LİSTESİ

Şekil 1.1: Doğu Akdeniz bölgesinde yer alan belirgin tektonik unsurlar ve bunların oluşmasına neden olan levhalar (Reilinger vd., 2006).	1
Şekil 1.2: Yapılan GPS incelemeleri sonucunda Anadolu'nun günümüzdeki hareket vektörü (Mc Clusky vd. 2000'den değiştirilerek).	3
Şekil 1.3: Doğu Akdeniz bölgesinde meydana gelen deprem dağılımına dayanarak belirlenen bloklar (Reilinger vd., 2006).	4
Şekil 1.4: GPS vektörlerinin modellenmesi sonucunda blok kenarlarını oluşturan fayların kinematik özellikleri. Blok kenarlarını oluşturan fayların deformasyon biriktirme hızları verilmektedir. Parantez içindeki rakamlar faya dik olan hareket hızını ve pozitif rakamlar sıkışmayı göstermektedir. Diğer rakamlar (üsttekiler) doğrultu-atımlı bileşenin hareket hızını göstermekte ve pozitif rakamlar sol-yönlü doğrultu atımlı bileşene karşılık gelmektedir. Gri renkler faya dik açılmayı ve koyu renkler faya dik sıkışmayı göstermektedir (Reilinger vd., 2006).	5
Şekil 2.1: Anadolu' nun tektoniği. (Şengör vd., 1985; Bozkurt E., 2001).....	8
Şekil 2.2: Isparta açısı ve çevresindeki temel yapılar (Koçyiğit vd., 2000).....	9
Şekil 2.3: Helen yayı boyunca farklı derinlikte meydana gelen depremlerin mekanizmaları ve bunlarla ilgili P ve T eksenlerin dağılımı.	12
Şekil 2.4: Doğu Akdeniz bölgesinde $M > 6.0$ depremlerinin dağılımı. (www.koeri.boun.edu.tr)	14
Şekil. 2.5: Güneybatı Anadolu ve Helen yayında meydana gelen deprem etkinliği. (www.koeri.boun.edu.tr)	15
Şekil 2.6: Gri renkte içi dolu elips 1914 depreminin muhtemel kırık zonunu göstermektedir. Burdur gölü civarında meydana gelen bazı depremlerin faylanma mekanizmaları verilmektedir. Faylanma mekanizması diyagramlarının üzerinde yer alan tarihler depremin meydana geldiği tarihi yansıtmaktadır. 1971 Burdur depremiyle ilişkili olan diyagramlarda 1971-1, 1971-2 ve 1971-3 numaralı depremler sırasıyla en büyük öncü şok, ana şok ve en büyük artçı şokun faylanma mekanizmalarıdır.	16
Şekil 2.7: 3 Ekim 1914 Burdur depremi eşşiddet haritası (Ambraseys ve Finkel, 1987b).....	17

Şekil 2.8: 1957 Fethiye-Rodos depremlerinin faylanma mekanizması çözümleri. İlk deprem 24.4.1957 tarihinde 19:10'da ($M_s=6.8$) küçük ters faylanma bileşeni olan doğrultu atımlı faylanma mekanizmasıyla oluşmuş, ikinci deprem ise 25.4.1957 tarihinde 02:25'te ($M_s=7.2$) doğrultu atımlı faylanma mekanizması çözümüne sahiptir. Birinci depremin çok geniş bir alanda hissedilmiş olması şokun derin odaklı ve ikinci depremin daha çok hasar yapıcı olması şokun daha sıkı odaklı ve daha büyük olmasından kaynakladığı izlenimini vermektedir (Eyidoğan vd.,1991).	17
Şekil 2.9: 25 Nisan 1957 Fethiye depreminin eş-şiddet haritası (Öcal, 1958b).	18
Şekil 2.10: 15-Temmuz-2008 depremin yeri ve farklı sismoloji merkezleri tarafından elde edilen faylanma mekanizma çözümleri. (www.emsc-csem.org).....	19
Şekil 2.11: 15 Temmuz - 31 Temmuz 2008 tarihleri arasında meydana gelen artçı depremlerin derinlik ve episantr dağılımı. Artçı depremler KB-GD uzantılı bir doğrultu üzerinde meydana geldiği görülmektedir.	20
Şekil 3.1: Doğrultu-atımlı düşey bir fay üzerindeki yatay deformasyonu gösteren elastik rebound teorisi modeli. a) Gerilme olmayan durum, b) Gerilme durumu, c) Kırılma durumu.....	21
Şekil 3.2: Tek ve ikili kuvvet çifti nokta kaynak modelleri. a) P dalgası yayılım modeli, b) S dalgası yayılım modeli. (+ sıkışmaları, – gevşemeleri belirtir.).....	22
Şekil 3.3: Elastik bir kürenin deformasyonu.	22
Şekil 3.4: Doğrultu atımlı bir faylanma için sismik dalgaların yayılım biçimi.	23
Şekil 3.5: Jeolojik faylanma taslakları ile ilgili odak mekanizma çözümlerinin ilişkisi. Siyah bölgeler basınç, beyazlar ise çekme bölgeleridir (Canitez, 1983).....	24
Şekil 3.6: Doğrultu atımlı bir faylanma sonucunda oluşan sıkışma ve genişleme bölgeleri (Koca, 2005).	25
Şekil 3.7: D-B veya K-G yönlü doğrultu atımlı bir fay üzerinde meydana gelen deprem. a) Faylanma mekanizması diyagramı, b) Partikül hareketi, c) D-B doğrultu düğüm düzlemin karşılık geldiği sağ-yönlü doğrultu atımlı faylanma, d) K-G doğrultulu düğüm düzlemin karşılık geldiği sol-yönü doğrultu-atımlı faylanma tipi.	26
Şekil 3.8: Stereografik projeksiyon.	27
Şekil 3.9: Eğimli olan bir fay düzleminin stereonet üzerinde gösterimi.	27

Şekil 3.10: Teorik sismogramların oluşturulmasında kullanılan fazlar ve kaynaktan çıkan bu fazların izlediği yol (üstte). Bu fazların toplamından oluşan teorik sismogramlar (altta).....	28
Şekil 3.11: Kaydedilen sismogram $u(t)$, odak noktasından yola çıkan kaynak zaman fonksiyonu $x(t)$, seyahat ettiği ortamın tepki fonksiyonu $q(t)$ ve sismografin tepki fonksiyonunun $i(t)$ evrişimine eşittir. Yerin tepki fonksiyonu iki bileşenden oluşur, ara yüzeylerde oluşan yansıma ve dönüşmeler $e(t)$, sönümlenme operatörü $q(t)$...	29
Şekil 3.12: Moment tensör bileşenleri.	30
Şekil 3.13: Bir faya ait blok diyagram üzerinde öngörülen kayma vektörü (t) ile ölçülen kayma vektörü (s) arasındaki açı (σ_1 , σ_2 , σ_3 sırasıyla sıkışma, ortaç ve genişleme ana gerilme yönleri, v düzlemin normalidir).	31
Şekil 4.1: İlk hareket yönü verisi kullanılarak elde edilen faylanma mekanizması çözümlerinin uluslararası sismoloji merkezleri çözümleriyle karşılaştırılması. Aynı depremler için mavi renkte olanlar uluslararası merkezlerin çözümü, kırmızı renkli olanlar ilk hareket yönü verisiyle elde edilen çözümlerdir. Faylanma mekanizması diyagramları üzerinde yer alan numaralar Tablo 3.1’de verilen deprem sıra numaralarıdır.....	40
Şekil 4.2: Farklı renklerdeki içi dolu daireler bu çalışma kapsamında derlenen verilerin dağılımını göstermektedir. Farklı renkler farklı derinliklere karşılık gelmektedir. Derinlik lejandı şeklin sağ üst kısmında verilmektedir. (Batimetri verisi, B.Ü. Kandilli Rasathanesi’ nden alınmıştır.).....	42
Şekil 4.3: Tablo 3.1’de verilen depremlerin faylanma mekanizması çözümlerinin yanal ve derinlik dağılımları.	43
Şekil 4.5: Güneybatı Anadolu’ da meydana gelen depremlerin P ve T eksenleri kullanılarak elde edilen bölgesel gerilme tensörü. a) R değeri, asal gerilme eksenlerin oranı $R=0.5$ için maximum değer elde edilmiştir, b) Gözlemsel P ve T eksenlerini %95 güvenilirlik sınırları içinde açıklayan gerilme tensörleri, kırmızı renk=maksimum asal gerilme eksenlerini (σ_1), yeşil renk= orta asal gerilme eksenlerini (σ_2), mavi renk=minimum asal gerilme eksenlerinin (σ_3) yerlerini göstermektedir. En iyi çözüm için asal gerilme eksenlerin azimut ve dalımları $\sigma_1=(123, 65)$, $\sigma_2=(278, 23)$, $\sigma_3=(12, 10)$. c) Gözlemsel P (kırmızı) ve T (mavi) eksenlerin azimut ve dalımları.	47

Şekil 4.6: Helen yayı doğu kanadıyla ilişkili meydana gelen depremlerin P ve T eksenlerin stereonet üzerindeki izdüşümleri. P ve T eksenlerinin sistematik bir gruplanma göstermemesinin nedeni heterojen gerilme alanından kaynaklandığı düşünülmektedir.....	48
Şekil 4.7: Helen yayı doğu kanadında $h>40$ km derinliklerinde meydana gelen depremlerin P ve asal gerilme eksenlerin elde edilen en iyi çözümde asal gerilme eksenlerin azimut ve dalımları $\sigma_1=(205, 1)$, $\sigma_2=(115, 8)$, $\sigma_3=(304, 82)$	49
Şekil 5.1: Helen yayı dalma-batma olayına bağlı gelişen normal faylanmalar ve bunların Güneybatı Anadolu'daki uzantısı.....	52
Şekil 5.2: Çalışma bölgesinde $h>40$ km derinliklerinde doğrultu atımlı faylanma mekanizmasına sahip depremlerin dağılımı.	53

TABLO LİSTESİ

Tablo.2.1: Burdur-Fethiye arasındaki bölgede son yüzyıl içinde meydana gelen hasar verici depremlerin yıllara göre dağılımı (Demirtaş vd., 2000).....	13
Tablo 2.2: 15-Temmuz-2008 Rodos depreminin farklı sismoloji merkezleri tarafından elde edilen kaynak parametreleri.	18
Tablo 3.1: Faylanma mekanizması veri kümesini oluşturan verilerin elde edildiği sismoloji merkezleri ve literatürde yer alan çalışmalar.....	32
Tablo 3.2: Günümüzden 1914 yılına kadar geriye giden depremlerin faylanma mekanizmaları. Depremlerin dağılımı Şekil 4.2’de ve faylanma mekanizması diyagramları Şekil 4.3’te gösterilmektedir.	33
Tablo 4.1: Güneybatı Anadolu’ daki depremlerin derinlik dağılımı.	44

ÖZET

FETHİYE - BURDUR FAY KUŞAĞININ GÜNEYBATI UZANTISININ KİNEMATİK ÖZELLİKLERİ

Güneybatı Anadolu'da en belirgin tektonik yapılardan biri Isparta açısıdır. Fethiye-Burdur fay (FBF) kuşağının Isparta açısının batı kanadını oluşturmaktadır. Geçtiğimiz yüzyılda bu fay kuşağı üzerinde M7 sınıfında, 03.10.1914 tarihinde Burdur depremi ve 25.04.1957 tarihinde Fethiye depremi meydana gelmiştir. Bu depremler açıkça göstermiştir ki bu fay kuşağı boyunca önemli bir deformasyon birikimi söz konusudur ve geçmişte olduğu gibi gelecekte de bu bölgede can ve mal kaybına neden olabilecek depremler meydana gelecektir.

Bu tez kapsamında 34° - $38,5^{\circ}$ K enlemleri ile 25° - 31° D boylamları arasında kalan bölgeye ait, 1914 yılından günümüze, büyüklüğü $M \geq 4.0$ olan deprem etkinliği incelenmiş ve çeşitli kataloglardan veriler derlenerek odak mekanizması çözümleri elde edilmiştir. Yapılan çözümler bölgenin tektonik olarak aktif olduğunu göstermektedir. FBF kuşağının güneybatı uzantısı ile Helen yayı arasındaki yapısal ilişkiler ve etkin olan fayların kinematiklerini incelemek için toplam 252 depremin faylanma mekanizması bilgisine ulaşılarak bir veri kümesi oluşturulmuştur. Bu kümede yer alan depremlerden 26 tanesinin faylanma mekanizması çözümü bu çalışmada elde edilmiştir. FBF zonu boyunca meydana gelen depremlerin faylanma mekanizmalarındaki kayma vektörü ile GPS çalışmalarından elde edilen blok hareket yönleri arasındaki uyumsuzluk dikkat çekicidir. Depremler, FBF zonun kuzeydoğu bölgesinde KB-GD yönlü açılma hareketini gösterirken GPS verisi hareketin GB-KD yönünde sağ-yönlü doğrultu atımlı olduğuna işaret etmektedir. GPS ve deprem verileri arasındaki uyumsuzluk FBF zonun güneybatı kısmında da görülmektedir. Çameli havzasında üst kabukta meydana gelen depremler KKD-GGB yönlü açılma rejimi gösterdiği halde GPS verileri bu bölgenin KB-GD yönlü sıkışma altında olduğunu göstermektedir.

Derlediğimiz veri kümesinde yer alan faylanma mekanizması çözümleri kullanılarak yapılan gerilme tensörü analizine göre güneybatı Anadolu'da asal gerilme eksenlerin azimut ve dalımları $\sigma_1=(123, 65)$, $\sigma_2=(278, 23)$, $\sigma_3=(12, 10)$. FBF zonun hemen güneyinde ise doğrultu atımlı rejimin hakim olduğu ve asal gerilme eksenlerin azimut ve dalımları $\sigma_1=(205, 1)$, $\sigma_2=(115, 8)$, $\sigma_3=(304, 82)$ olarak belirlenmiştir.

SUMMARY

THE KINEMATIC PROPERTIES OF THE SOUTHWEST EXTENSION OF FETHIYE-BURDUR FAULT ZONE

One of the marked tectonic structure in Southwest Anatolia is Isparta angle. Fethiye-Burdur fault (FBF) zone forms the western branch of the Isparta angle. Two major events of M7 class took place on this zone: the 03.10.1914 Burdur and the 25.04.1957 Fethiye earthquakes. These events obviously showed that an important accumulation of deformation exist along this fault zone and heretofore earthquakes may cause loss of life and property in this area.

In this thesis, we compile an earthquake focal mechanism data set for $M \geq 4.0$ events that took place starting from 1914 to present and covering the region between 34° - $38,5^{\circ}$ N latitude and 25° - 31° E longitude. The data was compiled from various catalogs and the analysis of 26 focal mechanisms was done within the scope of this study. This analysis showed that the region is an active tectonic complex. As a result we compiled a data set of 252 fault plane solutions to investigate the structural relationship between the southwest extension of Fethiye-Burdur fault zone and the Hellenic Arc. The disagreement between the rake of the fault plane solutions of events taking part in NE part of FBF zone and the GPS vektor is striking. Although, the earthquakes show that NW-SE extension in the region is a predominant feature the GPS data indicate right-lateral strike slip motion in NE-SW direction. Disagreement exists between the earthquakes in southwetsern part of FBF zone and the GPS data, as well. The upper crust earthquakes in Cameli basin show NNE-SSW extension while the GPS data suggests NW-SE compression.

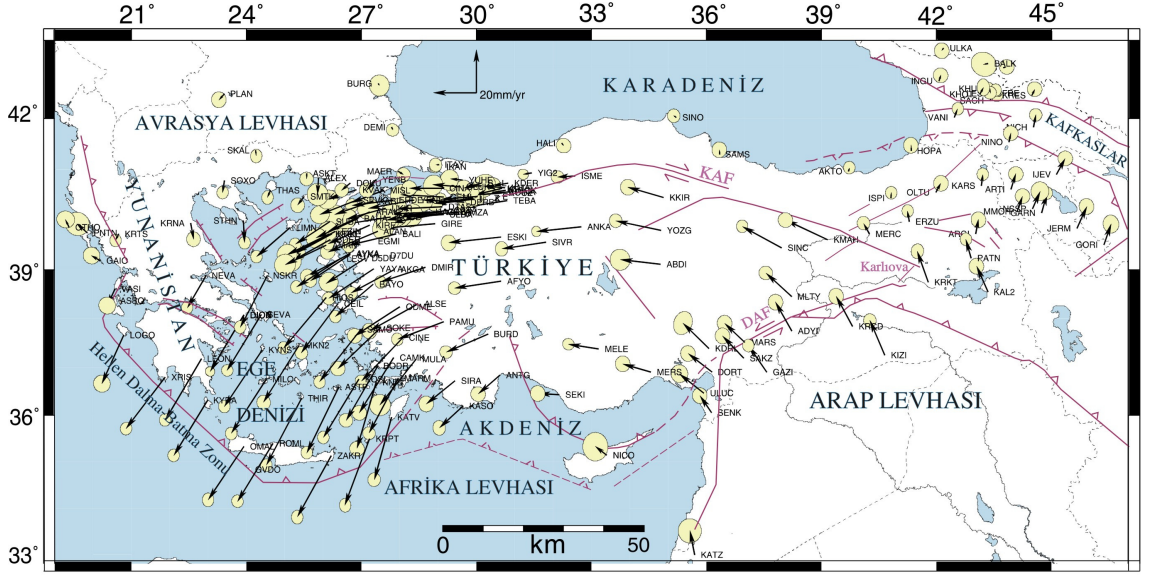
Using the fault plane solutions in our data set we estimated the stress tensor acting in SW Anatolia that yield results showing direction and plunge of the principle stress axes as $\sigma_1=(123, 65)$, $\sigma_2=(278, 23)$, $\sigma_3=(12, 10)$. Similarly, for the region to the southwest of FBF zone we obtain principal stress axis parameters as $\sigma_1=(205,1)$, $\sigma_2=(115, 8)$, $\sigma_3=(304, 82)$.

1. GİRİŞ

aktivitenin olmadığı veya çok düşük olduğu ve bu bölgeler genelde çok fazla deforme olmadan hareket ettiği hipotezini ortaya atmıştır. Ayrıca, bu hipoteze göre kıtalar sıkışma sonucunda meydana gelebilecek yükselme ve kabuk kalınlaşması yerine yanal olarak kaçış hareketini tercih etmektedir. Fakat, daha sonra yapılan çalışmalar bu hipotezi önemli ölçüde değiştirmiş (Jackson ve McKenzie, 1984; 1988) ve bunun sonucunda Doğu Akdeniz bölgesindeki tektonik olaylar için yeni öneriler ortaya atılmıştır. Bunları sıralayacak olursak; Doğu Anadolu-Kafkaslar kıtasal çarpışma bölgesinde kabuk deformasyonlarında ayrışma (sıkışma ve doğrultu-atım) meydana geldiği (Jackson, 1992); Ege ve Batı Anadolu'daki açılma rejimini yaratan en önemli kuvvet Helen yayı boyunca meydana gelen dalma-batma olayı ve dalan levhanın neden olduğu çekme kuvvetleri (Le Pichon ve Angelier, 1979; Sonder ve England, 1989; Royden, 1993) ve Doğu Anadolu'da dalan Arap levhasının kopması nedeniyle ortaya çıkan bölgesel tektonik hareketlerdir (Spakman, 1991; Wortel ve Spakman, 2000; Şengör vd., 2003).

Levha hareketlerinin dinamiğini (levhalara etki eden kuvvetler) anlamak levha tektoniğinde en önemli meseledir (Tapponier vd., 2001; Thatcher, 2003; Wright vd., 2004). Levha tektoniği kuramının daha ilk yıllarında kıtasal levha sınırlarındaki deformasyon alanının geniş olduğu, okyanusal levha sınırlarında ise deformasyon alanının daha dar olduğu fark edilmiş olsa da (Isacks, 1968; Molnar ve Tapponier, 1975) bunun nedenleri hala tartışma konusudur. Doğu Akdeniz bölgesi tektoniğine bu tartışmaların ışığı altında bakacak olursak bölgedeki tektonik olay şu şekilde özetlenebilir: Arap levhası ile Avrasya levhalarının çarpışması sonucunda Anadolu bloğu batıya doğru kaçmaktadır. Bu olaya kaçış tektoniği denir. Bazı araştırmacılara göre (McKenzie, 1978; England ve McKenzie, 1983) kıtasal kabuk zayıf, ince bir viskoz şerit şeklinde düşünülebilir. Bunlara göre çarpışma sonucunda yükselen bölgelerin oluşturduğu gravite potansiyel enerjisi levhayı hareket ettiren motor kuvvetidir. Bir başka düşünceye göre (Tapponier vd., 1982; Şengör, 1985; Philip vd., 1989) kıtasal kabuk oldukça sağlamdır ve hareketin nedeni levhanın bir kenarına etki eden itme kuvvetleridir. Arap-Avrasya levhalarının çarpışması için bu modeli düşünecek olursak, Arap levhasının Anadolu bloğunu GD kenarından itmesine karşılık gelmektedir. Bu gelişmeler çerçevesinde Anadolu, söz konusu çarpışma zonu içerisinde

evrimleşerek günümüzdeki şekline kavuşmuştur. Bu evrim günümüzde, Anadolu'nun Kuzey Anadolu ve Doğu Anadolu Fay zonları boyunca batıya doğru kayması şeklinde devam etmektedir. Anadolu bloğunun söz konusu iki fay zonu arasındaki batıya doğru yılda ortalama 20 mm' ye varan göçü, yapılan GPS ölçümleri ile açıkça belirlenmiştir (Mc Clusky vd. 2000).

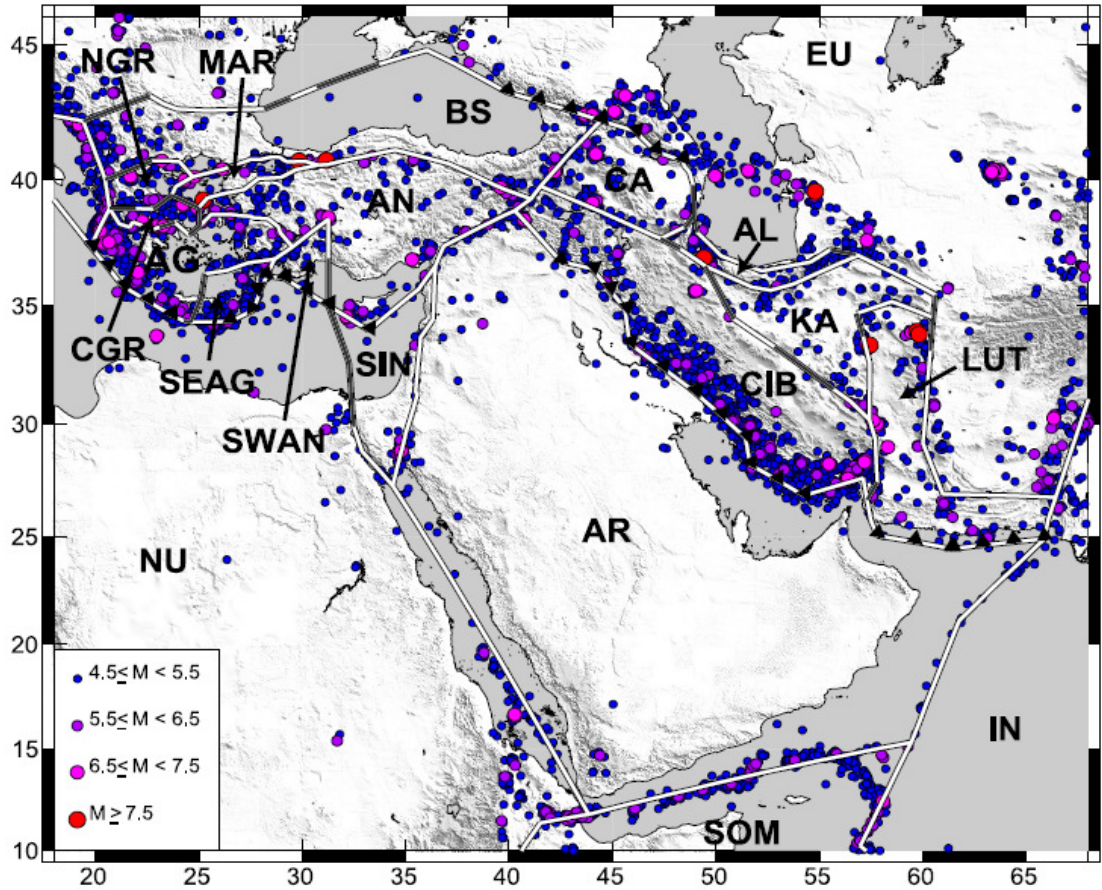


Şekil 1.2: Yapılan GPS incelemeleri sonucunda Anadolu'nun günümüzdeki hareket vektörü (Mc Clusky vd. 2000'den değiştirilerek).

Yukarıda sözü edilen bazı olayların nedenleri konusunda tartışmalar günümüzde hala devam etmekte ve yeni hipotezler ortaya atılmaktadır. Yeni veriler yeni hipotezleri doğrulamaktadır. 1988-2005 yılları arasında yapılan GPS ölçümlerine göre Arap, Afrika ve Avrasya levhalarının etkileşimi sonucunda Türkiye ve Ege-Peloponnes bölgeleri saat yönünün tersinde bir dönme hareketi yaparak 20-30 mm/yıl hız aralığında hareket etmektedir. Bu dönme ve ötelenme hareketi Hellen yayı yakınlarında artmakta ve bölgede en büyük değerlere erişmektedir. İç Anadolu ve Doğu Anadolu bölgeleri rijit bir kütle gibi yılda 1-2 mm hareket etmektedir. GPS vektörleri Doğu Anadolu fay (DAF) zonuna dik olmasına karşılık DAF'daki hareket mekanizması sol-yönlü doğrultu atımlıdır. Bunun anlamı, Anadolu bloğunun batıya doğru hareketi Arap ve Avrasya levhalarının çarpışması sonucunda ortaya çıkan bir kaçış tektoniğinden çok Afrika levhasının Ege ve Anadolu bloklarının altına dalması sonucunda oluşan çekme

kuvvetleridir (Reilinger vd., 2006). Yani, Anadolu bloğu batıya doğru çekilmektedir. Bu GPS verisiyle desteklenen yeni bir hipotezdir. Daha önceki görüşlere göre Anadolu bloğu Arap ve Avrasya levhalarının çarpışması sonucunda batıya doğru itilerek kaçış tektoniğine maruz kaldığı yönündedir (Jackson ve McKenzie, 1984; Şengör vd., 1985).

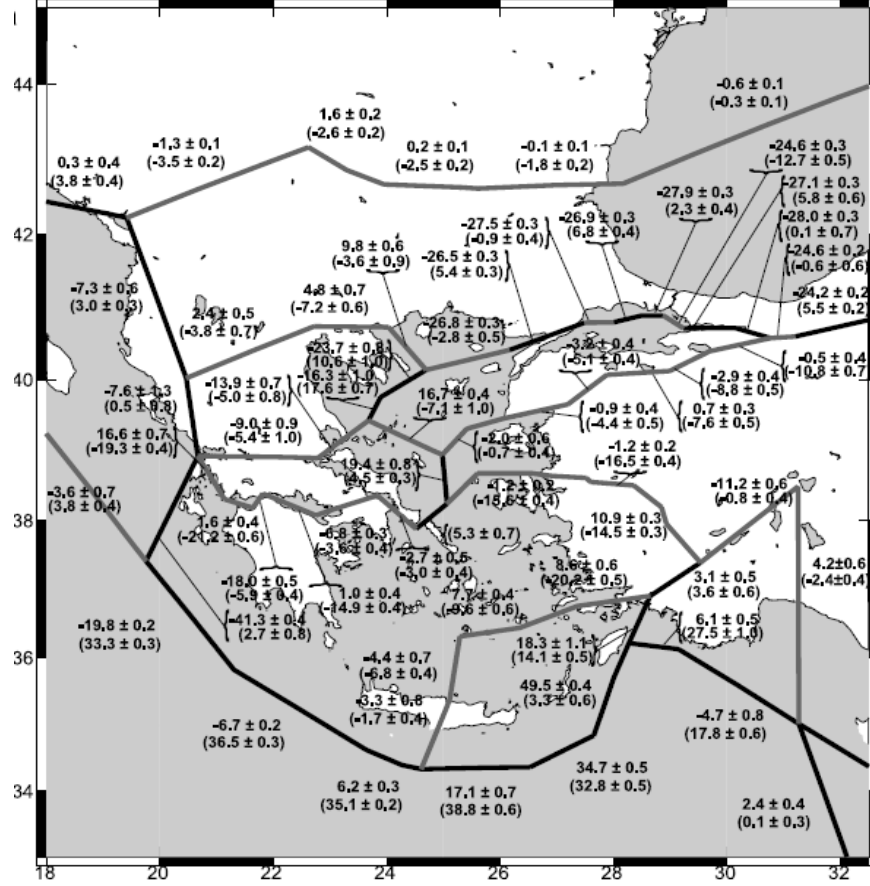
Reilinger vd., (2006) çalışmasının ortaya koyduğu diğer önemli bir sonuç Doğu Akdeniz bölgesindeki levhaların hareketini bir bütün olarak ele almayıp, levhaları daha küçük bloklardan oluştuğunu kabul ederek ve GPS verilerini kullanarak blokların kinematik modellemesi yapılmıştır (Şekil 1.3).



Şekil 1.3: Doğu Akdeniz bölgesinde meydana gelen deprem dağılımına dayanarak belirlenen bloklar (Reilinger vd., 2006).

Böylece, blokların kenarlarını oluşturan fayların hareket tipi ve hız miktarları belirlenmiştir. Bu tez kapsamında çalıştığımız bölge Güneybatı Anadolu'da yer alması nedeniyle bizim ilgilendiğimiz bloklar AN, SWAN, SEAG ve AG ile gösterilmektedir (Şekil 1.3). Çalışmanın amacı Fethiye-Burdur fay (FBF) zonu ile Helen yayın doğu

kanadını oluşturan Pliny-Strabo çukurları arasında kalan bölgenin kinematikliğini ortaya koymaktır. Bu nedenle SWAN, SEAG ve AG bloklarının birleştiği bölgedeki fayların kinematik özellikleri bizim için büyük önem taşımaktadır.



Şekil 1.4: GPS vektörlerinin modellenmesi sonucunda blok kenarlarını oluşturan fayların kinematik özellikleri. Blok kenarlarını oluşturan fayların deformasyon biriktirme hızları verilmektedir. Parantez içindeki rakamlar faya dik olan hareket hızını ve pozitif rakamlar sıkışmayı göstermektedir. Diğer rakamlar (üsttekiler) doğrultu-atımlı bileşenin hareket hızını göstermekte ve pozitif rakamlar sol-yönlü doğrultu atımlı bileşene karşılık gelmektedir. Gri renkler faya dik açılmayı ve koyu renkler faya dik sıkışmayı göstermektedir (Reilinger vd., 2006).

Şekil 1.4'te gösterildiği gibi, Isparta açısı bir blok olarak ele alınmış ve bu bloğun batı kanadını oluşturan FBF zonunda hareketin sağ-yönlü doğrultu atımlı bileşenin hızı yaklaşık 11 mm/yıl ve normal faylanma bileşenin hızı 1 mm/yıl civarındadır. FBF zonu boyunca fay kinematikliğinin homojen olmadığı dikkat çekmektedir. FBF zonunun KD ucundan orta kısmına kadar KB-GD yönlü açılma bileşen hızı çok küçük (0.8 mm/yıl) olan sağ-yönlü doğrultu atımlı hareketin baskın (11 mm/yıl) olduğu belirlenmiştir (Şekil 1.4). Daha önceki bilgilere göre fayın bu kısmı, baskın düşey atım bileşeni olan sol-

yönlü doğrultu atımlı faylanmadır (Barka and Reilinger, 1997). GPS verilerine göre FBF zonunun orta kısmından GB ucuna kadar olan bölgede ise fay kinematiği karakter değiştirmektedir. Bu bölgede yine oblik hareket söz konusu olmasına rağmen buradaki düşey bileşen normal faylanma olmayıp fay zonuna dik sıkışma şeklindedir. Diğer taraftan, GPS verilerinin blok hareketlerinin modellenmesi sonucunda Helen yayın doğu kanadındaki kinematiğine bakacak olursak burada sol-yönlü doğrultu atımlı faylanma tipi hakim olduğu görülmektedir.

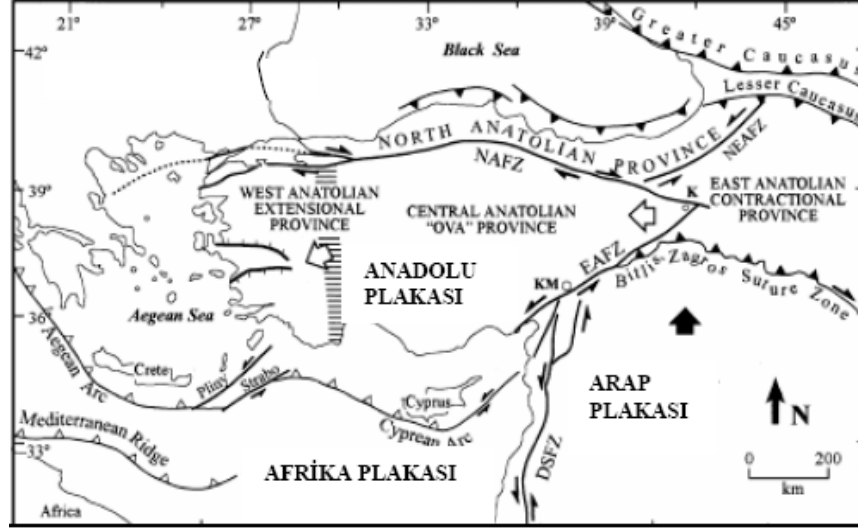
Bu tezin başlıca amacı Helen yayının doğu kanadı ile FBF zonunun GB ucundaki tektonik olayların incelenmesidir. Özellikle bu iki yapısal unsurun birbirini ne şekilde etkilediği sorusunun cevabı aranacaktır. Bu sorunun cevabını bulabilmek için kullandığımız veri bu bölgelerde meydana gelen depremlerin faylanma mekanizmalarıdır. Bir bölgede meydana gelen çok sayıda faylanma mekanizması verileri kullanılarak depremi oluşturan etkin gerilme rejimi kolaylıkla belirlenebilmektedir (Gephart, 1984; 1990). Yukarıda sözü edilen AN, SWAN, SEAG ve AG bloklarında meydana gelen depremlerin faylanma mekanizmaları kullanılarak her blokta etkin olan gerilme tensörü belirlenecektir. Faylanma mekanizmaları literatürde var olan çözümler elde edilmeye çalışılacak ve faylanma mekanizması çözümü yapılmamış olanlar bu çalışma kapsamında elde edilecektir.

2. GENEL KISIMLAR

2.1. GÜNEYBATI ANADOLU' NUN TEKTONİĞİ

Afrika, Arap ve Avrasya levhalarının Doğu Akdeniz bölgesindeki hareketleri, çok sayıda bloğun veya küçük levhaların birbirinden bağımsız hareketleri sonucunda karmaşık hale gelmektedir (Wdowinsky vd., 2006). Anadolu bloğu, Arap ve Avrasya levhalarının konverjan hareketi neticesinde güney batıya Helenik ve Kıbrıs yaylarına doğru hareket eder (Jackson ve McKenzie 1984).

Batı Anadolu' nun neotektonik evriminin en belirgin özelliği açılma rejimine bağlı gelişen çok sayıdaki grabenlerdir (Alçıçek, 2007). Batı Anadolu günümüzde başlıca K-G ve GB-KD yönlü açılma tektoniğinin etkisi altında bulunmaktadır. Bu açılma rejiminin kontrolünde gelişen D-B, KD ve KB gidişli faylar Batı Anadolu' da deprensellik açısından en aktif fay sistemini meydana getirmektedir (Koçyiğit, 1984; Koçyiğit vd., 2000). Barka vd. (2000) ile Yılmaz (2000) Ege bölgesinde egemen olan K-G yönlü açılmanın yılda 30-60 mm' lik bir hızla geliştiğini ve Anadolu levhasının Kuzey Anadolu ve Doğu Anadolu faylarının kontrolünde batıya doğru hareketi sonucu ortaya çıktığını vurgular. Son yıllarda yapılan GPS ölçümleri Batı Anadolu' daki güncel açılmanın daha çok KD-GB yönünde geliştiğini ve Ege bölgesinin güney bölümünde GB' ya doğru yıllık açılma hızının 30 mm' ye ulaştığını belirtirler (Barka vd., 1995; McClusky vd., 2000). Batı Anadolu' da yılda 30 mm' ye ulaşan GB yönlü açılma hızının GB Anadolu ve Isparta açısı içinde hiç gözlenmediğini belirtir (Barka vd., 2000). Batı Anadolu' da yer alan KD, D-B ve KB gidişli grabenlerin farklı dönemlerde, farklı yönlerde oluşan açılma rejimlerinin etkisi altında geliştiklerini vurgular (Zanchi, vd., 1990).



Şekil 2.1: Anadolu' nun tektoniği. (Şengör vd., 1985; Bozkurt E., 2001)

GB Anadolu' nun güncel tektonik yapısını biçimlendiren jeodinamik etkenler;

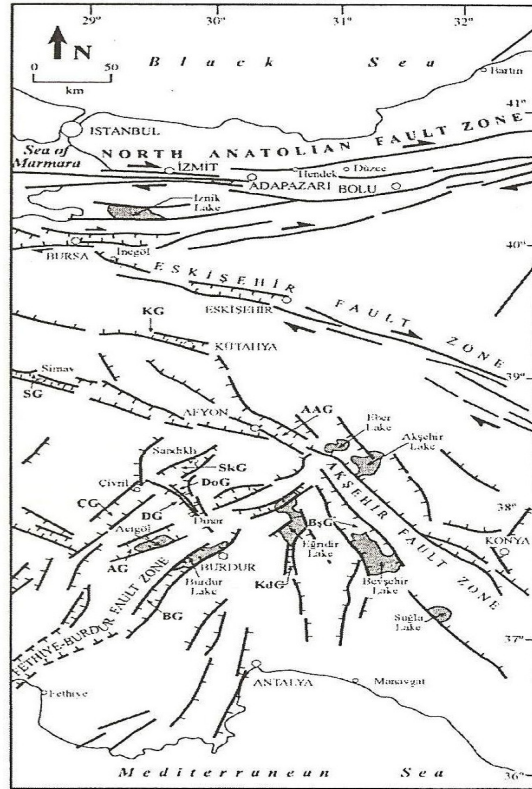
a) Fethiye-Burdur fay zonunun kuzey bölümünde Ege-Peloponnisos levhasının GB' ya doğru hareketi, b) Isparta açısının doğu kanadının saat yönünde, batı kanadının ise saatin tersi yönündeki rotasyonu, c) Afrika Levhasının Kıbrıs ve Ege yayları boyunca Ege-Peloponnisos ve Anadolu levhalarının altına dalması, d) Anadolu Levhasının Kuzey Anadolu ve Doğu Anadolu faylarının kontrolünde güneybatıya doğru hareketi olarak açıklamışlardır (Yağmurlu ve Şentürk, 2005).

2.2. FETHİYE-BURDUR FAY ZONU

GB Anadolu' nun önemli tektonik yapılarından olan Isparta açısı, Ege yayı ile Kıbrıs yayının kesişme alanını oluşturmaktadır. Isparta açısının batı kanadı KD' ya doğru uzanan Pliny-Strabo fayının Anadolu' daki devamı olan, Fethiye Körfezi ile Burdur Gölü arasında yaklaşık 300 km' lik bir hat boyunca uzanan Fethiye-Burdur fayı, sol oblik atımlı normal bir faydır. Bu fay tek yapısal bir çizgi halinde olmayıp birbirine paralel gelişmiş kesikli segmentlerden oluşmaktadır (Bozcu vd., 2007). Batı Anadolu' nun Fethiye-Burdur fay zonu ve Eskişehir fay zonu ile Orta Anadolu' dan ayrıldığını, batı ve güneybatıya doğru hareket ettiğini ve Batı Anadolu bloğunun batıya doğru hareket hızının kuzeyden güneye doğru arttığını belirtmişlerdir (Barka vd., 1995).

Fethiye-Burdur fay zoneu Batı Anadolu açılma rejiminin doğu sınırını oluşturmaktadır. Yapılan GPS sonuçları bu fay zoneu boyunca yılda 15 mm kayma olduğunu göstermektedir (Barka vd., 1997).

Isparta açısı, Antalya Körfezi kuzeyi ile Isparta çevresinde ters ‘V’ şeklinde bükülmesi sonucu oluşmuş bölgesel bir jeolojik yapıdır. Bu yapı, K-G yönünde 180 km’ lik uzunluğa ve D-B yönünde ise yaklaşık 100 km’ lik genişliğe sahiptir (Bozcu vd., 2007). Batı Anadolu’ da K-G yönlü genişlemeye bağlı olarak D-B uzanımlı grabenlerin açılması, GB Anadolu’ da Isparta açısı batı kanadının, saat hareketinin tersi yönünde , Geç Miyosen-Erken Pliyosen’ den bu yana 35-40 derecelik rotasyonuna neden olmuştur. Diğer taraftan Anadolu levhasının KAF ve DAF’ ın aktivitesine bağlı olarak GB yönündeki hareketi, Isparta açısı doğu kanadının Geç Miyosen’ den bu yana saat yönünde en az 45 derecelik bir rotasyon geçirmesine neden olmuştur. Isparta açısını oluşturan doğu ve batı kanatların birbirlerine ters yöndeki rotasyonları, Aksu, Anamas ve Akdağ bindirmeleri gibi günümüzde halen aktif olan çok katlı bindirme ve ters fayların ve bunları verev kesen doğrultu atımlı fayların oluşumuna neden olmuştur (Yağmurlu, Şentürk, 2005).



Şekil 2.2: Isparta açısı ve çevresindeki temel yapılar (Koçyiğit vd., 2000).

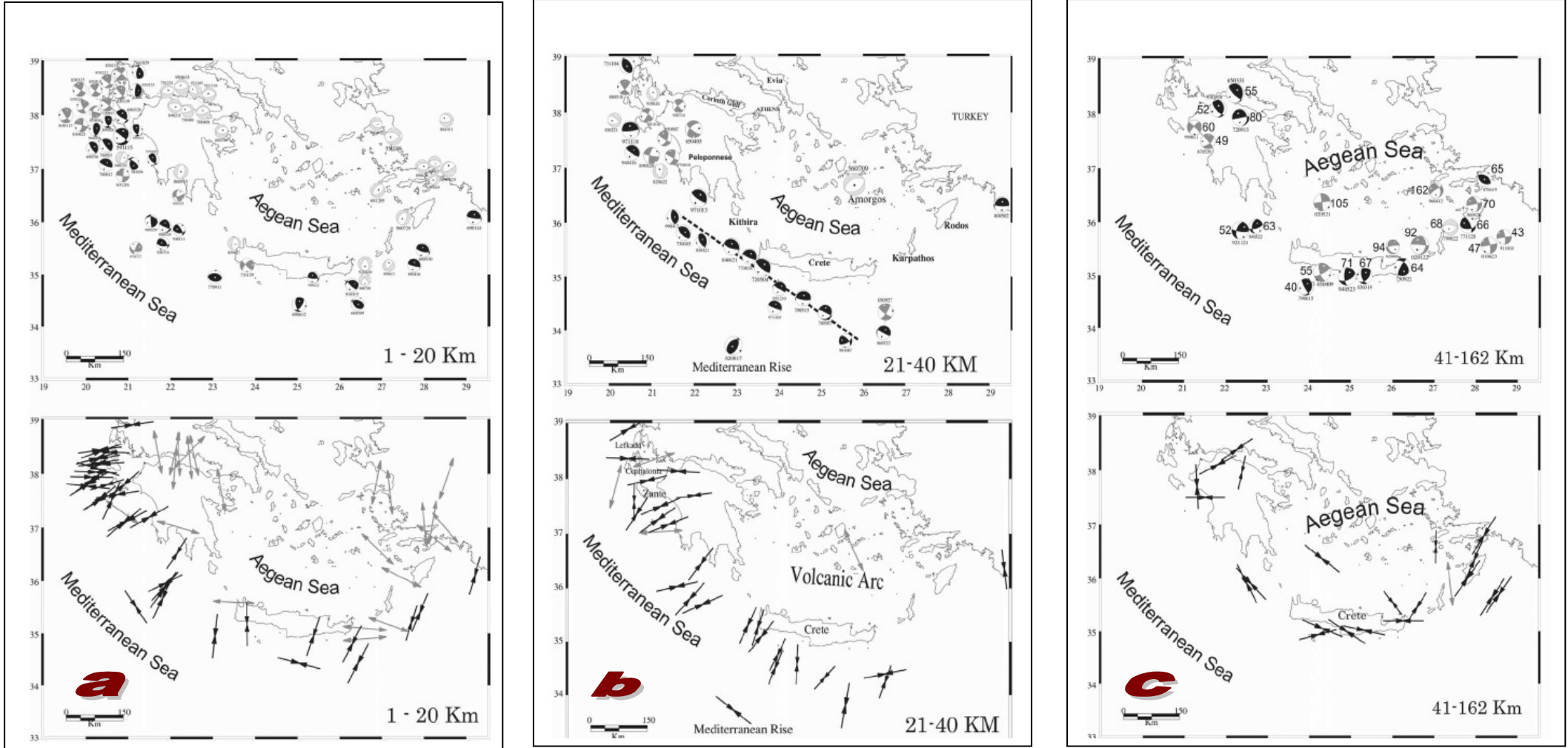
2.3. HELEN YAYI

Ege Denizi' ndeki en belirgin yapı birçok irili ufaklı derinliği 5 km'ye varan çukurlardan (Pliny ve Strabo çukurları gibi) oluşan Helen çukurudur. Helen çukuru dış-sedimanter- yay ve iç- volkanik- yay'dan oluşan Helen yayına paraleldir. Sedimanter yay ve volkanik yay arasındaki ortalama uzaklık 120 km'dir. Sedimanter yay (Helen Dağları, Ion Adaları, Girit, Rodos) Dinarid ve Helenid dağlarını, GB Türkiye'de Toros Dağları' yla birleşmektedir. Maksimum derinliği 2 km olan Girit Denizi sedimanter yay ve volkanik yay arasında yer almaktadır. Afrika-Avrasya levhalarının çapırışması sonucu Afrika levhasının ön kısmını oluşturan okyanusal litosfer kıtasal olan Ege Denizi litosferin altına dalmaktadır. Bunun sonucunda KD'ya eğimli yaklaşık 150-200 km derinliğe ulaşan Beniof dalma batma zonu oluşmaktadır (Papazachos ve Comninakis, 1971; Papazachos, 1990; Yüksel ve Alpmen, 1993).

Benetatos vd., (2004) Helen yayı boyunca meydana gelen depremlerin faylanma mekanizmalarının P ve T eksenlerinin dağılımına bakarak yay boyunca gerilme alanının değişimini incelemişlerdir. P ve T eksenlerinin dağılımı üç farklı derinlik aralığında incelenmiştir. Bunlar sırasıyla; 1-20 km, 21-40 km ve 41-162 km'dir. Bu yazarlar Helen yayı boyunca meydana gelen depremlerin faylanma mekanizmalarının 40 km derinlikten sonra önemli farklılıklara sahip olduğunu gözlemlemişlerdir.

Şekil 2.3 a,b,c sırasıyla 1-20 km, 21-40 km ve 41-162 km derinliklerde meydana gelen depremlerin ve P ile T eksenlerin dağılımını göstermektedir. Sığ depremlere (1-20 km) dağılımına baktığımızda Helen yayının batı ucunda doğrultu-atımlı mekanizmaların çokluğu dikkat çekmektedir. Bu noktadan itibaren yayın doğu kısmına doğru yayın dış kısmındaki depremlerin mekanizmaları ters faylanma göstermekte ve bu özellik Türkiye sınırına kadar devam etmektedir. Bu zona paralel olan yayın iç kısımlarında D-B uzanımlı T eksenlere sahip normal faylanma mekanizmaları yer almaktadır. Bu açılma zonu GB Anadolu' daki Toroslar' a kadar uzanmaktadır. Buna bağlı olarak çok iyi bilinen bir olguyu tekrar rahatlıkla söyleyebiliriz ki Güneybatı Anadolu' da görülen açılma rejiminin nedeni Helen yayı boyunca gözlenen dalma-batma olayına bağlıdır. Şekil 2.3b'de 21-40 km derinlikteki depremler ve bunlara bağlı P ve T eksenlerin dağılımı verilmektedir. Yayın doğu kısmında bu derinlikte pek deprem olmadığı

görülmektedir. Bu derinlikte normal faylanma mekanizmaları da pek dikkat çekmemektedir. Şekil 2.3c' de ise 40 km'den daha derin depremler ve ilgili P ve T eksenlerin dağılımı verilmektedir. Bu derinlikteki depremler genelde ters faylanma bileşeni olan doğrultu-atımlı faylanma mekanizmasına sahip ve P-ekseni yaya paralel sıkışmayı işaret etmektedir.



Benetatos vd., (2004)

Şekil 2.3: Helen yayı boyunca farklı derinlikte meydana gelen depremlerin mekanizmaları ve bunlarla ilgili P ve T eksenlerin dağılımı.

2.4. GÜNEYBATI ANADOLU’NUN DEPREMSELLİĞİ

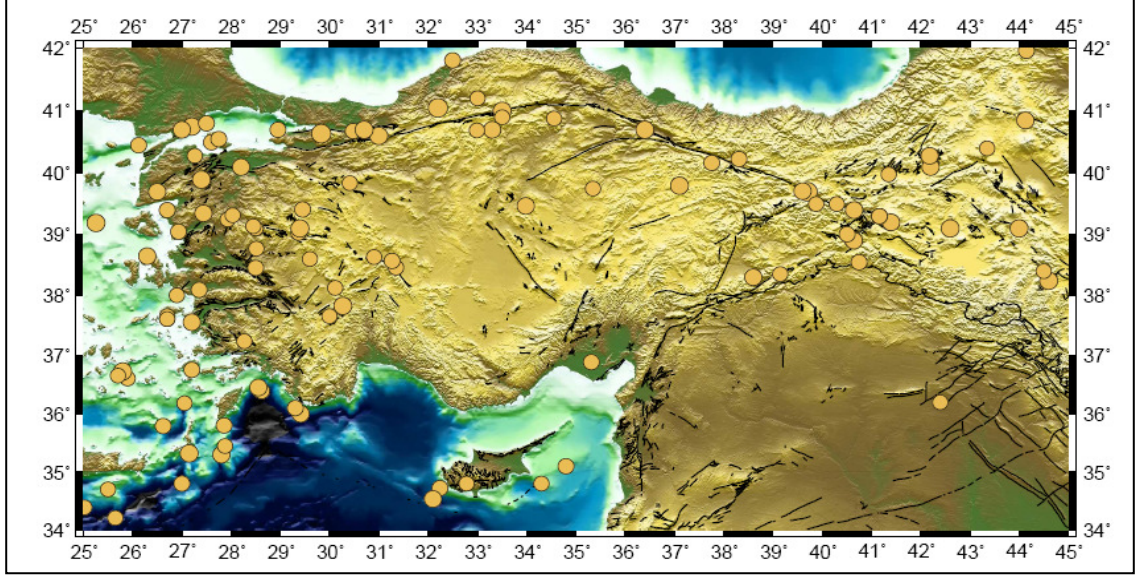
Kıtaların çarpıştığı yerlerde depremler geniş kuşaklar içerisinde oluşurlar ve buralardaki deformasyonların karmaşık olduğuna işaret ederler (Alptekin, 1973). Güneybatı Anadolu’ daki depremler Ege-Anadolu bloğunun batıya doğru hareketinin yanı sıra, Girit ve Kıbrıs yitim zonlarıyla ilgilidirler (Dewey ve Şengör, 1979). Koçyiğit vd. (2002)’ne göre Güneybatı Anadolu’ da etkin olan blok faylanmalar değişik doğrultularda birbirlerini kesen normal faylar şeklinde gelişmişlerdir. Bu kırıklar değişik doğrultulu ancak aynı dönemde oluşmuş faylardır. Güneybatı Anadolu’ da KD-GB, KB-GD, D-B ve K-G gidişli ve eş yaşlı normal fay sistemlerinin gelişmiş bulunması, bu alanın yeni tektonik dönemde çekme tektoniği denetiminde gelişen blok faylanma ile oluştuğunu kanıtlamaktadır (Koçyiğit, 1984).

Burdur ve Fethiye yerleşim alanları GB Anadolu’ nun en aktif fay zone olan Fethiye-Burdur Fay Zone üzerinde kurulmuştur. Her iki yerleşim birimi zayıf tutturulmuş alüvyon zemin üzerinde yer almaktadır. Bölgede oluşmuş hasar verici depremler incelendiğinde 5 ve daha büyük magnitüdü depremlerin Rodos’ dan Burdur’ a doğru KD doğrultusunda uzanan bir zone boyunca yoğunlaştıkları görülmektedir. (Bozcu vd., 2007).

Tablo.2.1: Burdur-Fethiye arasındaki bölgede son yüzyıl içinde meydana gelen hasar verici depremlerin yıllara göre dağılımı (Demirtaş vd., 2000)

TARİH	YER	BÜYÜKLÜK (M)
03.10.1914	BURDUR	7.1
07.08.1925	Dinar / AFYON	5.9
08.02.1926	Milas / MUĞLA	4.7
23.05.1941	MUĞLA	6.0
13.12.1941	MUĞLA	5.7
25.04.1957	Fethiye / MUĞLA	7.1
25.04.1959	Köyceğiz / MUĞLA	5.7
14.01.1969	Fethiye / MUĞLA	6.2
12.05.1971	BURDUR	6.2
01.10.1995	Dinar / AFYON	5.9

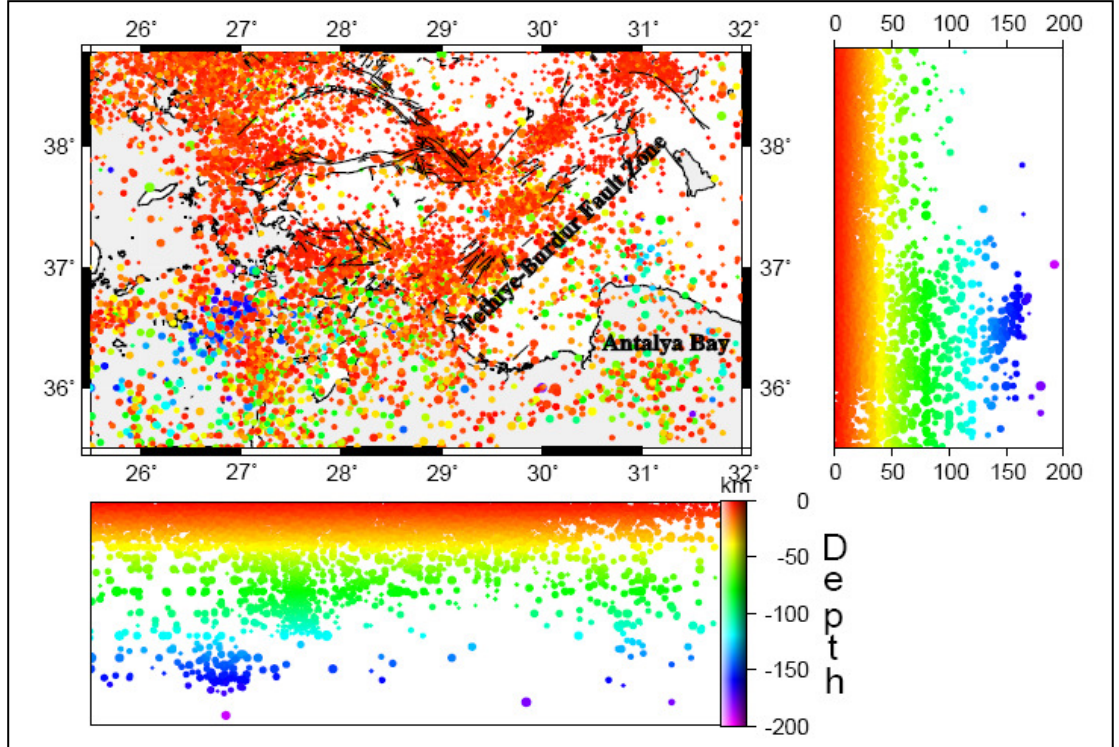
Doğu Akdeniz bölgesinde depremselliğin nasıl bir dağılım gösterdiğini ve hangi bölgelerin daha aktif olduğunu anlamak için 1900 yılından günümüze kadar magnitüdüleri $M > 6$ olan depremlerin dağılımı incelendiğinde ve GPS vektörlerinin hızları ile karşılaştırıldığında, GPS vektörleri fay boyunca biriken deformasyon miktarıyla doğrudan ilişkili olduğundan depremlerin dağılımıyla da benzer bir ilişki göstermesi gerekmektedir.



Şekil 2.4: Doğu Akdeniz bölgesinde $M > 6.0$ depremlerinin dağılımı. (www.koeri.boun.edu.tr)

Gerçekten Şekil 1.2’de verilen GPS ölçüm sonuçları ile Şekil 2.4’de verilen $M > 6$ depremlerinin dağılımı paralellik göstermektedir. GPS hızlarının yüksek olduğu bölgelerde $M > 6$ deprem sayısında da artış görülmektedir. Özellikle Kuzey Anadolu fay zonu, Batı Anadolu ve Helenik yayı civarında bu korelasyon dikkat çekicidir. Fethiye-Burdur fay zonuna bakıldığında $M > 6$ depremleri bu fay kuşağının uç bölgelerinde yer aldığı görülmektedir. Orta kısmın ise suskun olduğu görülmektedir. Bu suskunluğun daha küçük magnitüdü depremlerde de olup olmadığını anlamak için Kandilli Rasathanesi ve Deprem Araştırma Enstitüsü deprem kataloğunda yer alan ve 1900 yılından günümüze kadar meydana gelmiş depremlerin dağılımını incelememiz gerekir. Bu dağılıma baktığımız zaman aslında FBF zonunun çok suskun olmadığı görülmektedir (Şekil 2.5). Bu kuşak boyunca çok sayıda deprem kümelenmeleri dikkat çekmektedir. Kuşağın kuzeydoğusunda görülen deprem kümelenmeleri 2000-2002 yılları arasında meydana gelen Sultan Dağı depremleriyle ilişkilidir. Burdur Gölü

civarında meydana gelen depremler daha çok 1971 Burdur depremi ($M_s=6.2$) sonrası meydana gelen artçı deprem etkinliği ile ilişkilendirilebilir. Bir diğer deprem etkinliği ise son zamanlarda meydana gelen Çameli deprem etkinliğidir. Bu deprem kümelenmesi FBF zonunun Güneybatı ucunda yer aldığı söylenebilir. 2007 yılında başlayan bu etkinlikte en büyük depremin magnitüdü $M_w=5.2$ ' dir. Bunun dışında $M>3$ olan çok sayıda deprem meydana gelmiştir (Şekil 2.5).

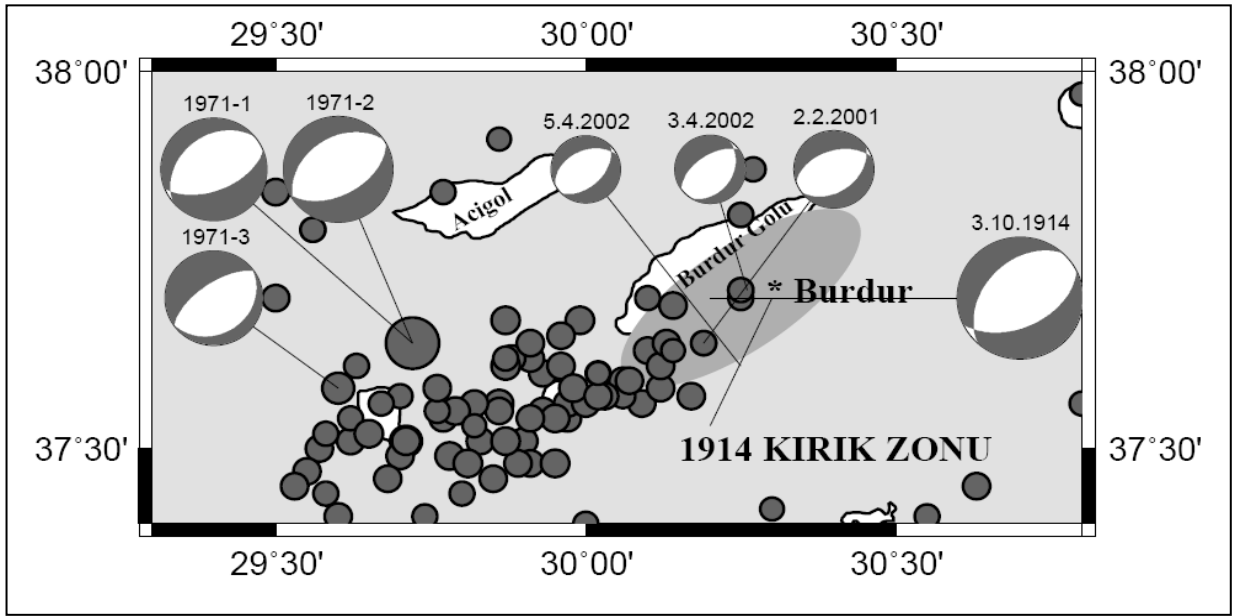


Şekil. 2.5: Güneybatı Anadolu ve Helen yayında meydana gelen deprem etkinliği. (www.koeri.boun.edu.tr)

2.4.1. FETHİYE-BURDUR FAY ZONUNDA MEYDANA GELEN ÖNEMLİ DEPREMLER

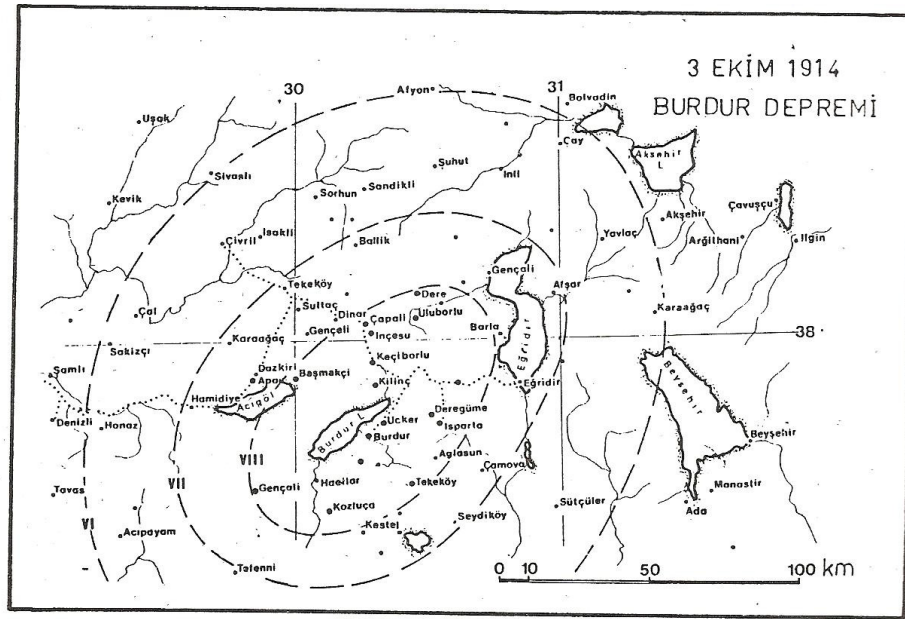
Fethiye-Burdur fay zonunun kuzeydoğu bölgesinde geçtiğimiz yüzyılda meydana gelen en büyük deprem 3 Ekim 1914 depremidir ($M=7.1$). Eyidoğan vd., (1991) tarafından oluşturulan Türkiye' nin büyük depremleri makro-sismik kataloğunda verilen bilgilere göre Pınar ve Lahn (1952)' in yaptıkları çalışmaya göre depremin Burdur Ovası' nda, Isparta' da ve civarında, ve Dinar' da ağır hasara neden olmuş, çok sayıda can kaybı meydana gelmiştir.

Burdur Gölü yakınlarında KD-GB uzanımlı 40 km uzunluğunda kırık oluşmuştur. Bozcu vd., (2007) Burdur Gölü civarında yüzey kırıklarını inceleyerek vardıkları sonuca göre 1914 Burdur depreminin 60-70 km uzunluğunda olan Burdur-Tefenni fay segmentinde meydana gelmiştir. Bu yazarların açtıkları inceleme çukurlarında gözlemledikleri fay aynalarında depremin Burdur Gölü güneyinde ve sol-yönlü doğrultu-atımlı bileşeni olan normal faylanma mekanizmasıyla meydana geldiğini tespit etmişlerdir (Şekil 2.6). Açılan inceleme çukurlarında gözlenen düşey atım miktarı 90 ile 250 cm arasında değişmektedir (Bozcu ve diğ. 2007).



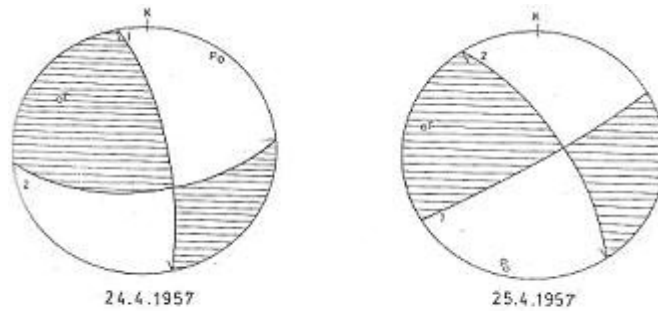
Şekil 2.6: Gri renkte içi dolu elips 1914 depreminin muhtemel kırık zonunu göstermektedir. Burdur gölü civarında meydana gelen bazı depremlerin faylanma mekanizmaları verilmektedir. Faylanma mekanizması diyagramlarının üzerinde yer alan tarihler depremin meydana geldiği tarihi yansıtmaktadır. 1971 Burdur depremiyle ilişkili olan diyagramlarda 1971-1, 1971-2 ve 1971-3 numaralı depremler sırasıyla en büyük öncü şok, ana şok ve en büyük artçı şokun faylanma mekanizmalarıdır.

12 Mayıs 1971 Burdur depremi ($M_s=6.2$) Burdur Gölü' nün güneybatı bölgesinde meydana gelmiştir (Şekil 2.6). Depremde oluşan kırıklar genelde K30D doğrultusundadır ve düşey atım miktarı 20-30 cm civarındadır (Eyidoğan vd., 1991). Bu depremin faylanma mekanizması çözümü bölgedeki diğer depremlerin çözümleriyle uyum içindedir ve KB-GD yönlü açılma rejimine işaret etmektedir.

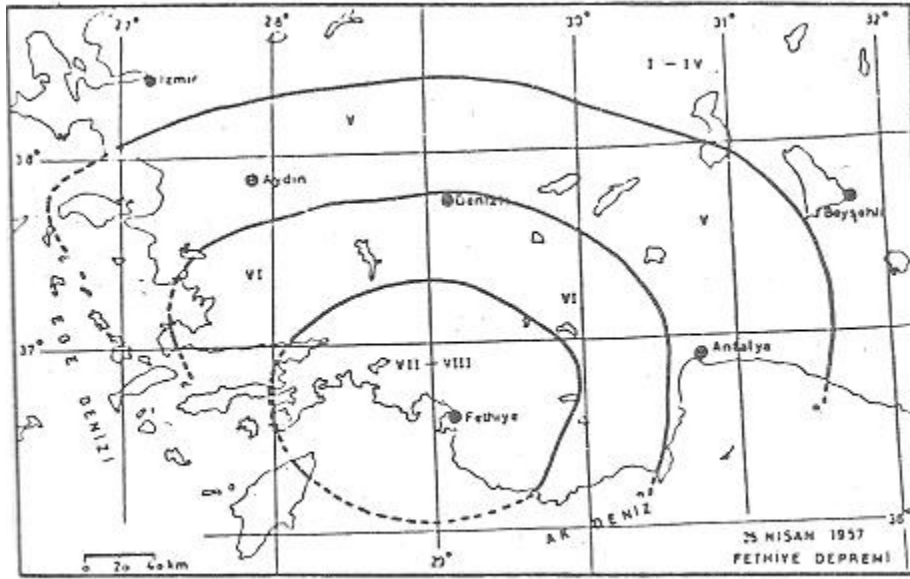


Şekil 2.7: 3 Ekim 1914 Burdur depremi eşsiddet haritası (Ambraseys ve Finkel, 1987b).

Fethiye Burdur fay zonunda meydana gelen diğer önemli bir deprem bu zonun güneybatı ucunda meydana gelen 25 Nisan 1957 Fethiye-Rodos depremidir ($M_s=7.1$). Birbirini yedi saat arayla izleyen iki ayrı deprem şeklinde meydana gelmiştir. Rodos ve Fethiye arasında önemli hasara neden olmuştur. 24 Nisan 1957 oluşan birinci deprem daha küçük fakat daha geniş alanda hissedilmiştir. İkinci deprem daha büyük olup daha fazla hasara neden olmuştur ve depremler Çanakale'den Mısır'a kadar çok geniş bir alanda hissedilmiştir (Eyidoğan vd., 1991).



Şekil 2.8: 1957 Fethiye-Rodos depremlerinin faylanma mekanizması çözümleri. İlk deprem 24.4.1957 tarihinde 19:10'da ($M_s=6.8$) küçük ters faylanma bileşeni olan doğrultu atımlı faylanma mekanizmasıyla oluşmuş, ikinci deprem ise 25.4.1957 tarihinde 02:25'te ($M_s=7.2$) doğrultu atımlı faylanma mekanizması çözümüne sahiptir. Birinci depremin çok geniş bir alanda hissedilmiş olması şokun derin odaklı ve ikinci depremin daha çok hasar yapıcı olması şokun daha sığ odaklı ve daha büyük olmasından kaynakladığı izlenimini vermektedir (Eyidoğan vd., 1991).



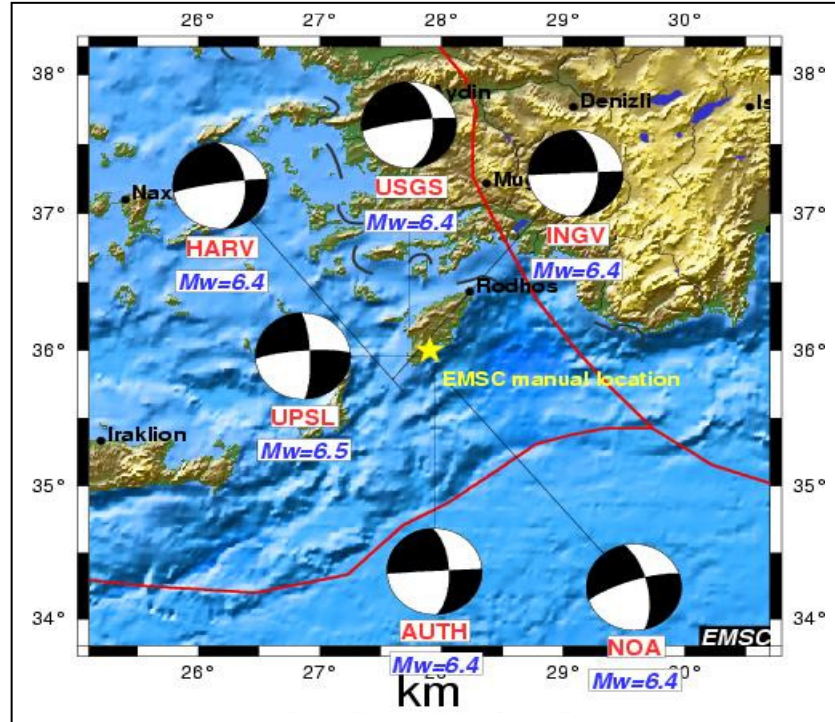
Şekil 2.9: 25 Nisan 1957 Fethiye depreminin eş-şiddet haritası (Öcal, 1958b).

2.4.2. 15 TEMMUZ 2008 RODOS DEPREMİ (MW=6.4)

15 Temmuz 2008 günü, saat 03:26 (GMT)'de Rodos Adası'nın hemen güneyinde şiddetli bir deprem meydana gelmiştir. Deprem oldukça geniş bir alanda hissedilmiş, küçük çapta heyelanlara neden olmuş ve bir kişinin kaçarken merdivenlerden düşüp başını çarpması sonucu ölümüne neden olmuştur. Depremi kaynak parametreleri farklı uluslararası sismoloji merkezleri tarafından belirlenmiş ve özet olarak aşağıdaki Tablo 2.2. ve Şekil 2.10'da verilmektedir.

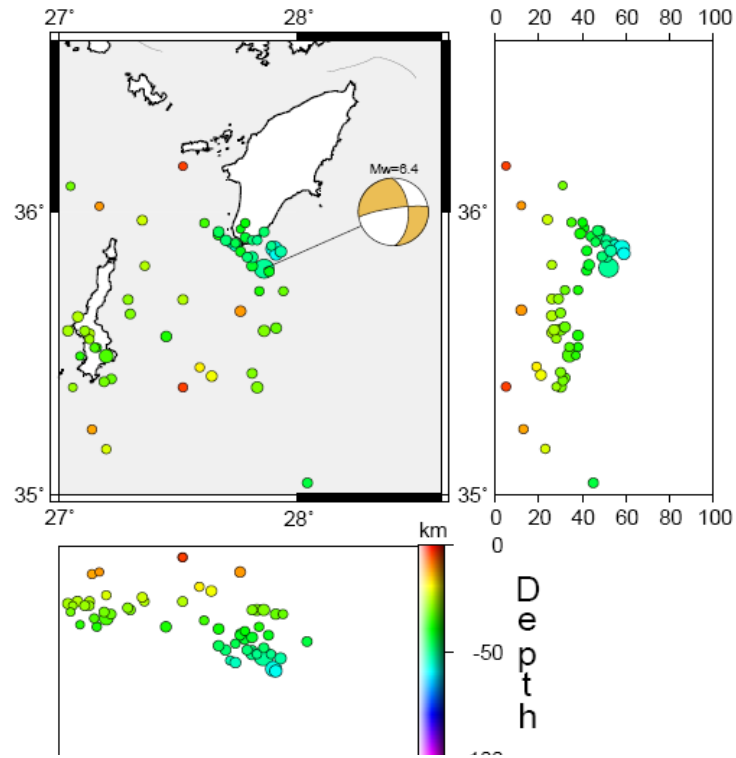
Tablo 2.2: 15-Temmuz-2008 Rodos depreminin farklı sismoloji merkezleri tarafından elde edilen kaynak parametreleri.

Gün ve Saat	Enlem	Boylam	Derinlik	Mw	Doğrultu/eğim/atım	Merkez
2008-07-15 03:26:44.5	36.14	27.73	34	6.4	357/48/-171	USGS
	35.79	27.60	37	6.4	358/51/-179	INGV
	35.70	27.68	35	6.4	356/47/-173	HRV
	35.96	27.86	60	6.5	358/78/-170	UPSL
	35.86	27.94	50	6.4	267/89/-25	AUTH
	35.74	28.08	40	6.4	252/77/-24	NOA



Şekil 2.10: 15-Temmuz-2008 depremin yeri ve farklı sismoloji merkezleri tarafından elde edilen faylanma mekanizma çözümleri. (www.emsc-csem.org)

Bu depremin KD-GB doğrultulu Fethiye-Burdur fay zonunun Akdeniz'deki devamı olan ve Helenik yayının doğu kanadını oluşturan Pliny-Strabo çukurlarının yakınında meydana gelmiş olmasına rağmen Şekil 2.10'da da gösterildiği gibi faylanma mekanizmalarındaki düğüm düzlemlerinin hiç biri KD-GB doğrultusunda değildir. Bunun yanı sıra, düğüm düzlemleri depremden sonra meydana gelen artçı depremlerinin dağılımıyla da uyuşmamaktadır (Şekil 2.11). Artçı depremlerin dağılımında iki belirgin özellik dikkat çekmektedir. Bunlardan biri, hemen hemen bütün artçı depremler ana şokun güneybatısında meydana gelmektedir. Ana şokun kuzeydoğusunda ise artçı şok yer almamaktadır. Artçı depremlerin diğer belirgin bir özelliği ise depremin KB-GD uzantılı bir fay düzlemi üzerinde meydana gelmiş izlenimi yaratmasıdır. Bu nedenle, faylanma mekanizması çözümlerindeki düğüm düzlemlerinden biri bu doğrultuda olması beklenirdi.



Şekil 2.11: 15 Temmuz - 31 Temmuz 2008 tarihleri arasında meydana gelen artçı depremlerin derinlik ve episantır dağılımı. Artçı depremler KB-GD uzantılı bir doğrultu üzerinde meydana geldiği görülmektedir.

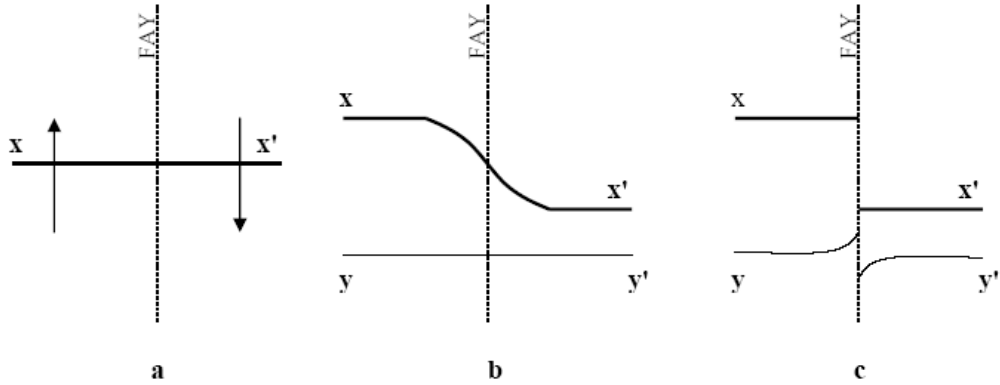
Ancak, Şekil 2.11’de verilen düğüm düzlemlerinden hiçbiri artçı deprem dağılımının uzandığı doğrultuda değildir. Artçı deprem dağılımının ana şok ile nasıl bir ilişki içerisinde olduğunu anlayabilmemiz için öncelikle 15 Temmuz 2008 Rodos depreminin ana şok dalga şekli kayıtlarının ayrıntılı bir şekilde analiz edilmesi gerekmektedir. Bu analiz sonucunda elde edilecek ayrıntılı kırılma süreci ve fay düzlemi üzerindeki ayrıntılı 2-boyutlu atım miktarları bölgedeki gerilme dağılımını nasıl etkilediği ortaya konulabilir. Yani, ana şokun yarattığı gerilme değişimleri ile depremden sonra meydana gelen artçı depremlerinin etkileşimi incelenmelidir.

3. MALZEME VE YÖNTEM

3.1. GENEL BİLGİLER

3.1.1 ELASTİK REBOUND TEORİSİ

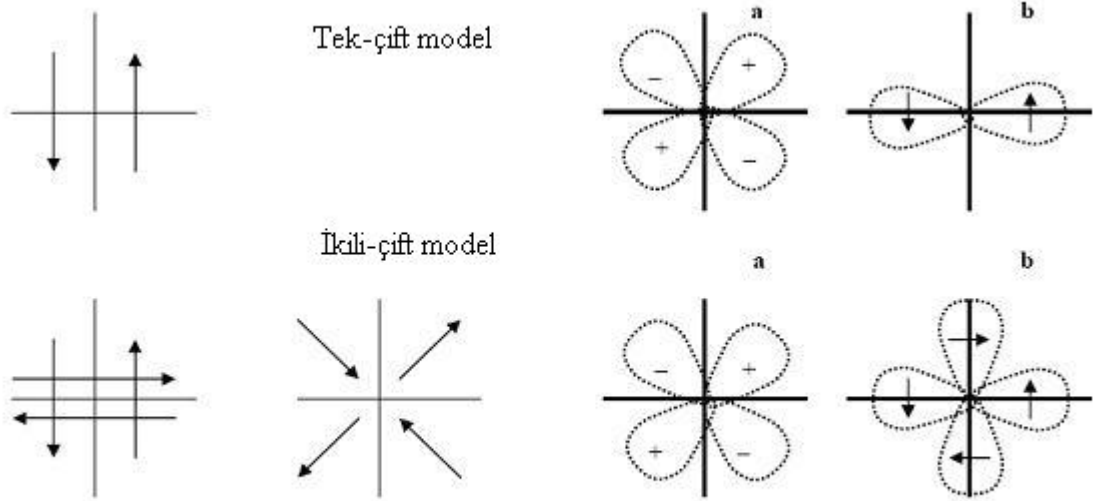
Tektonik depremlerin enerji kaynağı yerkabuğunda zamanla depolanan potansiyel enerjidir. Reid (1911), yerkabuğunda meydana gelen deformasyonları inceleyerek depremlerin oluşumunu açıklayan ‘Elastik Rebound Teorisini’ ortaya atmıştır. Bu teoriye göre, yerkabuğunda birbirine komşu olan blokların tektonik kuvvetlerin etkisiyle birbirlerine göre yavaş yavaş kaymaları sonucu yerkabuğunda elastik deformasyon enerjisi depolanır. Deformasyon enerjisinin depolandığı bölgede önceden oluşmuş faylar bulunmuyorsa, deformasyonla ilgili gerilmeler çevredeki kayaçların dayanma gücünü aştığı zaman kayaçlar kırılarak faylanırlar. Eğer çevrede eskiden oluşmuş bir fay bulunuyorsa elastik deformasyon bu fay boyunca depolanır. Fay yüzeyindeki sürtünme kuvvetleri fay boyunca kaymayı engeller. Ancak deformasyonla ilgili gerilmelerin küçük bir bölgede sürtünme direncini aşması sonucu bölgesel bir kayma oluşur. Bu bölgesel kayma, kayan fay parçasığının iki ucundaki gerilmeleri artırır, bunun sonucu olarak da kayma bir yönde veya her iki yönde ilerler. Böyle bir kaymanın veya yeni bir fayın oluşması sonucu depolanmış olan deformasyon enerjisinin bir kısmı açığa çıkar. Bu şekilde açığa çıkan enerjinin bir kısmı elastik dalgalar halinde yer içinde yayılır, bir kısmı ise ısı ve mekanik enerjisi halinde kaynak civarında harcanır (Alptekin, 1992).



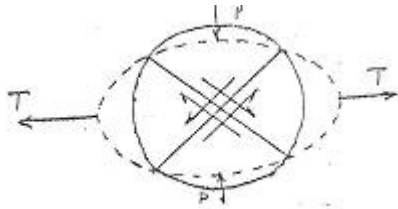
Şekil 3.1: Doğrultu-atımlı düşey bir fay üzerindeki yatay deformasyonu gösteren elastik rebound teorisi modeli. a) Gerilme olmayan durum, b) Gerilme durumu, c) Kırılma durumu.

3.1.2. KAYNAK MODELLER

Deprem meydana geldiğinde oluşan P ve S dalgaları yer içinde yayılırken geçtikleri formasyonun içindeki tanecikleri boyuna ve enine titreştirirler. Bu titreşim hareketi kayıt istasyonuna varana kadar değişmeksizin sürer. P dalgası ilk hareket yönünden yararlanılarak odak mekanizmasının Elastik Rebound Teorisi'nde belirtildiği gibi bir faylanma olduğu ve bu faylanmanın iki kuvvet çifti ile gösterilebileceği kabul edilir. Depremin gözlenen yayılma alanını açıklayan en basit kaynak model, single-couple (tek kuvvet çifti) ve double-couple (ikili kuvvet çifti) modellerinin çıkarılmış olduğu nokta kaynaktır (Honda, 1962).



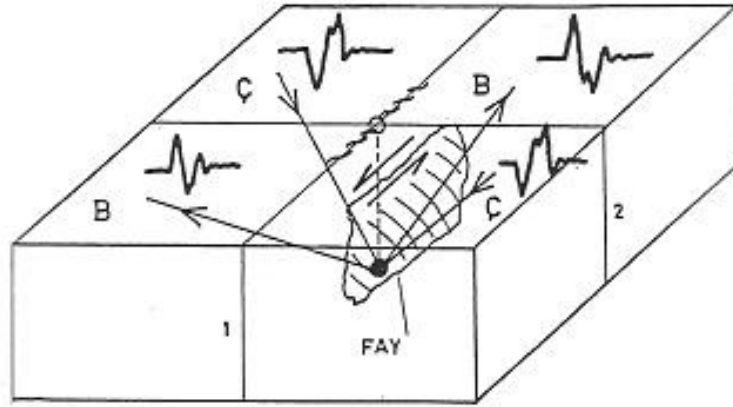
Şekil 3.2: Tek ve ikili kuvvet çifti nokta kaynak modelleri. a) P dalgası yayılım modeli, b) S dalgası yayılım modeli. (+ sıkışmaları, - gevşemeleri belirtir.)



Şekil 3.3: Elastik bir kürenin deformasyonu.

Odağın nokta kaynak kabul edilmesi halinde, odak bölgesindeki birim kürenin, homojen ve elastik bir küre olduğu düşünülür. Böyle bir birim küre, merkezine doğru yönelimli momentsiz bir kuvvet çiftinin etkisiyle deformasyona uğrayarak elipsoid halini alır. Maksimum tansiyon ve maksimum basıncın bulunduğu yerlerde deformasyon maksimum, bunlarla 45 derecelik açılar yapan birbirine dik iki düzlem üzerinde ise minimum olacaktır. Bu düzlemlerin ayırdığı dört bölgeden ikisinde kompresyon ikisinde ise dilatasyon hakimdir. Düzlemler üzerinde kesme gerilmelerinin cismin mukavemetini aşması halinde düzlemlerden birisi üzerinde hareket başlayacaktır. Kayma düzlemi olarak düzlemlerden herhangi birinin alınabileceği açıktır. Bu hareket sırasında odak küresinin dışında, maksimum basınç kadranına denk gelen bölgede odak küresinin merkezine doğru; maksimum tansiyona denk gelen bölgede ise merkezden dışa doğru bir ilk hareket başlayacaktır. Bu ilk hareketlerin yeryüzünün çeşitli noktalardaki yönünü, buralara yerleştirilen sismograflarla saptamak mümkündür. Böylece odak küresi üzerindeki kompresyon ve dilatasyon bölgelerini ayırmak ve fay düzlemlerinin konumunu saptamak mümkündür (Alptekin, 1992).

Sismometrelerin polarizasyonu öyle bir ayarlanmıştır ki, sismogram üzerindeki yukarı doğru bir ilk hareket odaktaki bir kompresyona, aşağı doğru bir ilk hareket ise dilatasyona denk gelir.



Şekil 3.4: Doğrultu atımlı bir faylanma için sismik dalgaların yayılım biçimi.

Odağı etkileyen kuvvetler en büyük basınç (P), en büyük gerilme (T) ve orta gerilme (B) olarak adlandırılır. Faylanma türleri bu üç eksenin uzayda değişik konumlar almasıyla oluşurlar.

P Eksen: En büyük basınç eksenidir. Fay düzlemi ile 45° lik açılar yapar. Gevşeme bölgesinde yer alır.

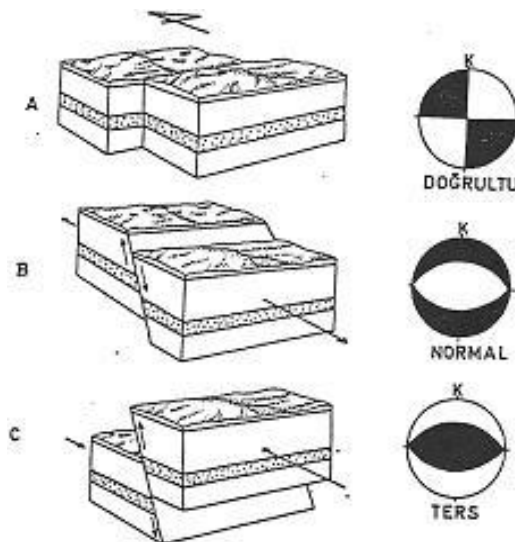
T Eksen: En büyük gerilme eksenidir. Fay düzlemi ile 45° lik açılar yapar. Sıkışma bölgesinde yer alır.

B Eksen: Orta gerilme eksenidir. Fay düzlemi ile ona dik olan yardımcı düzlemin ara kesitidir. Fay düzlemi boyunca gelişen hareketin doğrultusuna diktir.

X Eksen: Fay düzlemi boyunca gelişen hareketin doğrultusunu temsil eder. Fay düzlemi üzerinde bulunur.

Y Eksen: Fay düzlemi üzerindeki hareketin doğrultusuna dik olan bir eksenidir. Yardımcı düzlem üzerinde yer alır.

Asal gerilme eksenleri, her zaman aynı konumda bulunmamaktadır. Bunların yatay ve düşey olmalarına göre oluşan faylanmalar da farklıdır. Tavan bloğu, taban bloğuna göre, eğim yönü boyunca aşağı doğru hareket eden ve 'Normal Fay' adını alan faylanmalarda; P eksen düşey, T ve B eksenleri yatay konumdadır. Tavan bloğu, taban bloğuna göre, eğim doğrultusunda yukarı doğru hareket eden 'Ters Fay' adını alan faylanmalarda; P ve B eksenleri yatay, T düşey konumdadır. Blokları, birbirine göre doğrultu boyunca sağa veya sola hareket eden ve 'Doğrultu Atımlı Fay' adını alan faylanmalarda P ve T eksenleri yatay, B eksen düşey durumdadır (Kalafat, 1990).

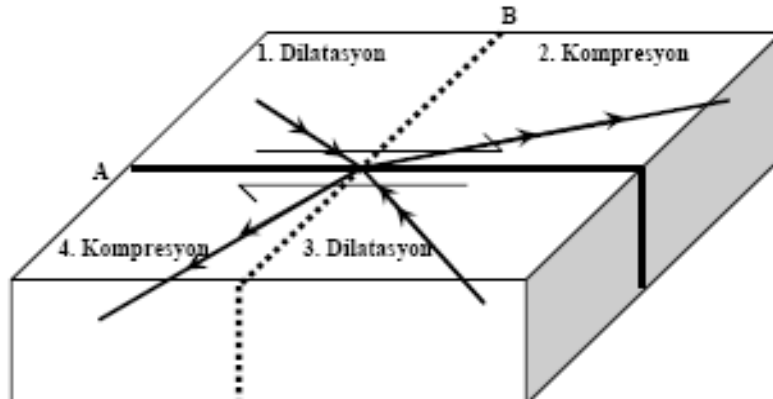


Şekil 3.5: Jeolojik faylanma taslakları ile ilgili odak mekanizma çözümlerinin ilişkisi. Siyah bölgeler basınç, beyazlar ise çekme bölgeleridir (Canitez, 1983).

3.2. FAYLANMA MEKANİZMASI ÇÖZÜMLERİ İÇİN YÖNTEMLER

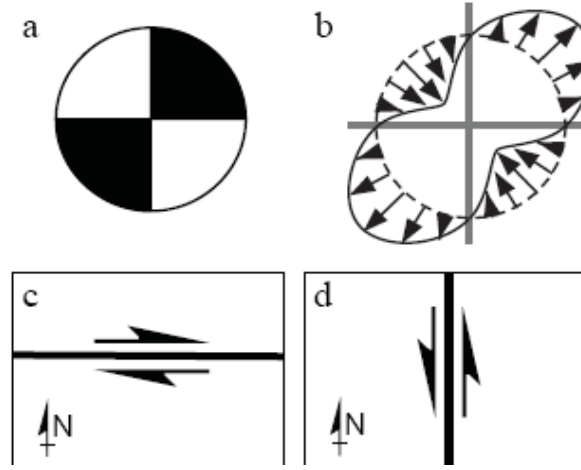
3.2.1. İLK HAREKET YÖNLERİNDEN ELDE EDİLEN FAYLANMA MEKANİZMASI ÇÖZÜMLERİ

Levhaların hareketini sağlayan bir transform fay düşünelim. Fayın iki tarafında bulunan levhaların hareketi fay düzlemi üzerinde deformasyon birikimine veya gerilme birikimine neden olmaktadır. Fayın sağlamlığına bağlı olarak gerilme artışı belli bir değere kadar devam edecektir. Fay düzleminde biriken gerilme fayın taşıma gücünü aşınca fayın etrafındaki bloklar hareket ederek deprem meydana gelir (Şekil 3.1). Bu şekilde oluşan faylanma hareketin matematiksel modeli ilk zamanlar tek kuvvet çifti ile temsil edilmeye çalışılmıştır. Ancak, bu model P dalgası ilk hareket verilerini tahmin etmede başarılı olsa da S dalgası yayılım düzenini modellemede yetersiz olduğu fark edilmiştir. S dalgası yayılım düzenini açıklayan deprem modeli çift kuvvet çiftinden oluşmaktadır (Şekil 3.2). Doğrultu atımlı bir faylanma tipi düşünecek olursak çift kuvvet çiftinden dolayı P dalgası ilk hareket verileri 4 kadranda farklı polaritelere sahip olacaktır. Örneğin D-B doğrultulu sağ-yönlü doğrultu atımlı bir fay için veya K-G doğrultulu sol-yönlü doğrultu atımlı bir fay modeli için 1. ve 3. kadranda yer alan deprem istasyonlarında ilk hareket yönü sıkışma veya yukarı yönlü olacaktır. 2. ve 4. kadrandaki ilk hareket yönleri ise dilatasyon veya aşağı yönlü olacaktır. İlk hareket yönü verileri kullanılarak faylanma mekanizması çözümü elde ederken bu dört kadrana birbirinden ayırt edecek iki tane birbirine dik düzlem bulunması gerekmektedir. Bu düzlemlerden biri fay düzlemi diğeri ise yardımcı düzlemdir (Şekil 3.6).



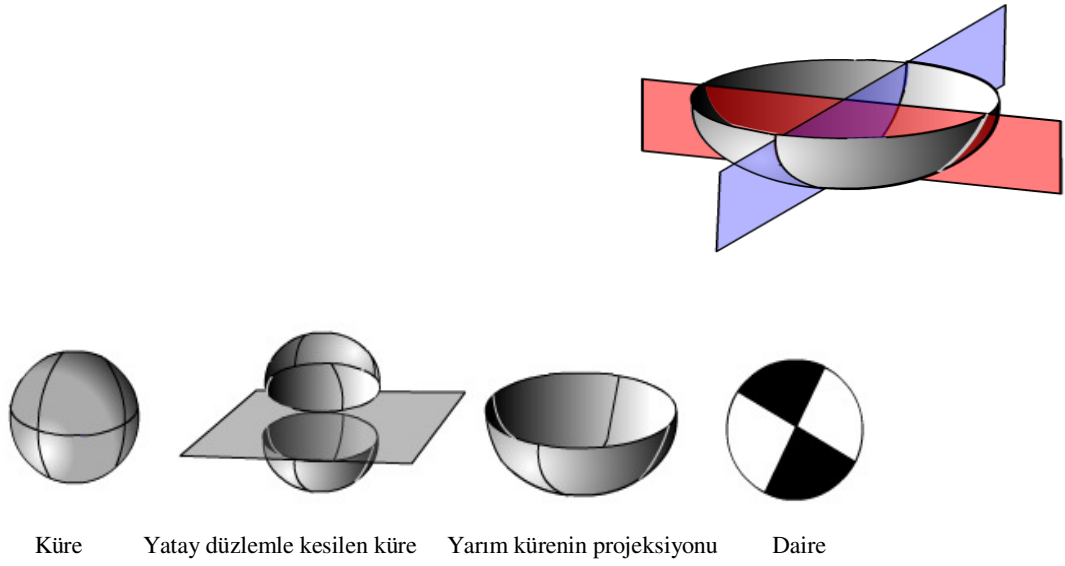
Şekil 3.6: Doğrultu atımlı bir faylanma sonucunda oluşan sıkışma ve genişleme bölgeleri (Koca, 2005).

En uygun iki düzlem bulunduktan sonra bu iki düzlemin stereografik projeksiyonu bize faylanma mekanizması diyagramını verecektir (Şekil 3.7). Burada siyah renkli alan sıkışma bölgesini ve beyaz renkli alan açılma bölgesini göstermektedir (Şekil 3.7a). Şekil 3.7b’de ise odak merkezinde partikül hareketinin şekli gösterilmektedir. Odak mekanizması diyagramındaki beyaz alanlar partikül hareketinin odağa doğru olduğunu ve siyah alanlarda partikül hareketinin odaktan dışarıya doğru olduğunu göstermektedir. Bu şekildeki partikül hareketleri deprem istasyonlarına ilk gelen P dalgası hareket yönü sırasıyla aşağı doğru (dilatasyon) ve yukarı doğru (kompresyon) olmasına neden olmaktadır.



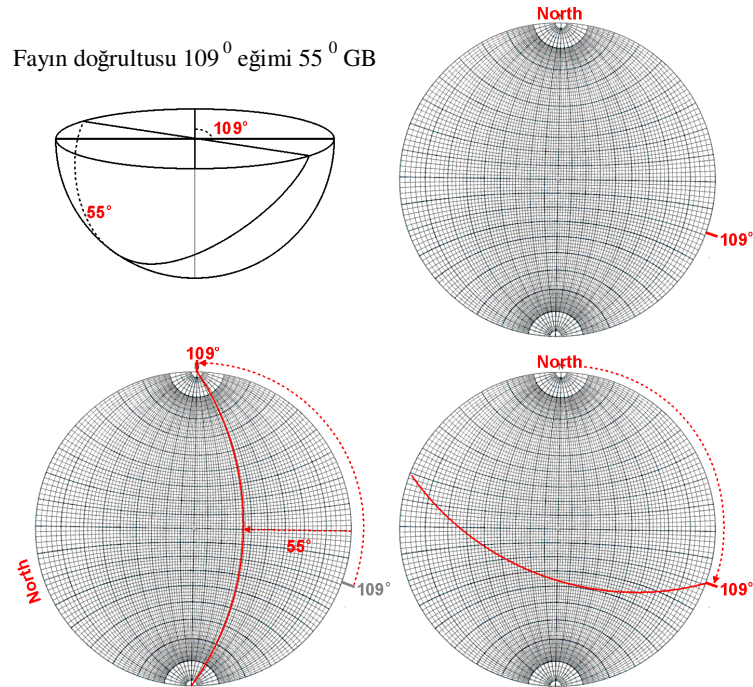
Şekil 3.7: D-B veya K-G yönlü doğrultu atımlı bir fay üzerinde meydana gelen deprem. a) Faylanma mekanizması diyagramı, b) Partikül hareketi, c) D-B doğrultu düğüm düzlemin karşılık geldiği sağ-yönlü doğrultu atımlı faylanma, d) K-G doğrultulu düğüm düzlemin karşılık geldiği sol-yönlü doğrultu-atımlı faylanma tipi.

Faylanma mekanizması diyagramlarında kullanılan en yaygın gösterim şekli fay düzlemlerinin alt yarım küreye olan stereografik projeksiyonlarıdır. Bunu daha iyi anlamak için stereografik projeksiyonun ne olduğuna bakalım. Bir küreyi ele alalım ve bu küreyi ortasında keserek kürenin üst kısmını atalım (Şekil 3.8). Bu kürenin içine birbirine dik ve birbirini kesen iki düzlem yerleştirelim.



Şekil 3.8: Stereografik projeksiyon.

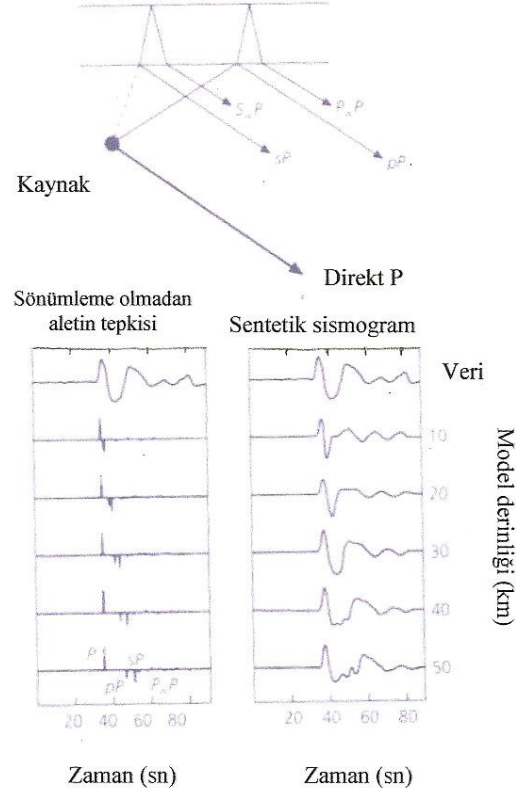
Yarım kürenin üstten görüntüsü bir daire şeklinde ve düzlemlerin üstten görüntüsü bir doğru şeklinde olacağından birbirini kesen ve eğimleri 90 derece olan düzlemler dairenin merkezinden geçen iki doğru şeklinde olacaktır (Şekil 3.8). Eğer düzlemler eğimli olsaydı bu sefer düzlemlere karşılık gelen doğrultu dairenin merkezinden uzaklaşacaktır (Şekil 3.9).



Şekil 3.9: Eğimli olan bir fay düzleminin stereonet üzerinde gösterimi.

3.2.2. DALGA ŞEKLİ MODELLEMESİ İLE MOMENT TENSÖR ÇÖZÜMÜ

Faylanma mekanizmasını elde etmek için buraya kadar gördüğümüz bilgi sadece P dalgası ilk hareket yönüne dayanmaktadır. Bu yöntem bilgisayarların kullanımı öncesinde yaygındır. Ancak, anlaşılması kolay olduğu için faylanma mekanizması çalışmalarına bir başlangıç olması adına iyi bir yoldur. P dalgası ilk hareket yönü sismogramların içerdiği bilginin çok küçük bir parçasını belirtmektedir. Sismogramların tamamı ele alınacak olursa, faylanma süreci hakkında çok daha fazla bilgi elde edilebilir. Bu nedenle, günümüzde dalga şekli modellemesi ve moment tensör ters çözüm teknikleri kullanılarak deprem kaynağı incelenmektedir (Şekil 3.10). Yani, faylanma mekanizması açısından baktığımız zaman sismogramlar sadece ilk hareket yönü bilgisi değil bundan çok daha fazlasını içermektedir. Teorik sismogramların hesaplanmasıyla ve bunları gözlemsel sismogramlarla karşılaştırarak sadece faylanma mekanizması bilgisi değil aynı zamanda depremin büyüklüğünü ifade eden sismik moment değeri de elde edilmektedir. Faylanma mekanizması parametreleri (doğrultu, eğim, atım yönü) ve skalar sismik moment bir depremin moment tensörünü tanımlamaktadır.



Şekil 3.10: Teorik sismogramların oluşturulmasında kullanılan fazlar ve kaynaktan çıkan bu fazların izlediği yol (üstte). Bu fazların toplamından oluşan teorik sismogramlar (altta).

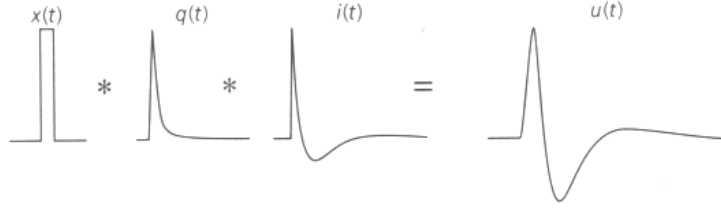
En basit şekliyle teorik sismogramı bir evrişim (konvolüsyon) işlemiyle tanımlanabilir. (Stein and Wysession, 2003)

$$U(t) = x(t) * e(t) * q(t) * i(t)$$

Burada, $u(t)$ =yer değiştirme sismogramı, $x(t)$ =faylanma olayına karşılık gelen kaynak zaman fonksiyonu, $q(t)$ =sönümlenme operatörü, $i(t)$ =sismografin tepki fonksiyonu. Bu ifadeyi frekans ortamında tanımlayacak olursak yukarıdaki evrişim işlemi çarpma işlemine dönüşür.

$$U(w) = X(w)E(w)Q(w)I(w)$$

Bu matematiksel ifadeler şematik olarak Şekil 3.11' de gösterilmektedir.



Şekil 3.11: Kaydedilen sismogram $u(t)$, odak noktasından yola çıkan kaynak zaman fonksiyonu $x(t)$, seyahat ettiği ortamın tepki fonksiyonu $q(t)$ ve sismografin tepki fonksiyonunun $i(t)$ evrişimine eşittir. Yerin tepki fonksiyonu iki bileşenden oluşur, ara yüzeylerde oluşan yansıma ve dönüşmeler $e(t)$, sönümlenme operatörü $q(t)$.

Bir depremin moment tensörünü hesaplamak demek; deprem kaynağını, bir dizi kuvvetin toplamı biçiminde tanımlamak demektir. Yani, deprem kaynağını bir kuvvet kümesi olarak belirtmektir. Bu kümenin bileşenleri Şekil 3.12'de gösterilmektedir.

ϕ = fayın doğrultusu, δ =fayın düzleminin eğimi, λ =atım yönü (rake), M_o =skalar sismik moment olarak kullanıldığında moment tensörün bileşenleri aşağıdaki bağıntılardan bulunabilir.

$$M_{xx} = - M_o(\sin\delta \cos\lambda \sin 2\phi + \sin 2\delta \sin\lambda \sin 2\phi)$$

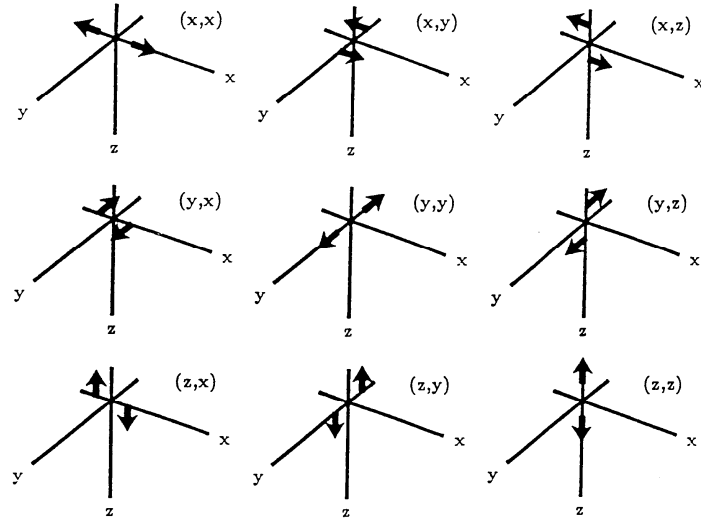
$$M_{xy} = M_o(\sin\delta \cos\lambda \cos 2\phi + 0.5 \sin 2\delta \sin\lambda \sin 2\phi)$$

$$M_{xz} = - M_o(\cos\delta \cos\lambda \cos\phi + \cos 2\delta \sin\lambda \sin\phi)$$

$$M_{yy} = M_o(\sin\delta \cos\lambda \sin 2\phi - \sin 2\delta \sin\lambda \cos 2\phi)$$

$$M_{yz} = - M_o(\cos\delta \cos\lambda \sin\phi - \cos 2\delta \sin\lambda \cos\phi)$$

$$M_{zz} = M_o \sin 2\delta \sin\lambda$$



Şekil 3.12: Moment tensör bileşenleri.

3.3. GERİLME TENSÖRÜ ANALİZİ

Gephart (1990) tarafından geliştirilen yöntemde, en büyük sıkışma (σ_1), orta sıkışma (σ_2) ve en küçük sıkışma (σ_3) olan üç asal gerilme eksenini ve $R=(\sigma_2-\sigma_1)/(\sigma_3-\sigma_1)$ olarak belirtilen gerilme oranının (stress ratio) belirlenmesinden oluşur. R'nin değeri incelenen bölgede baskın olan gerilme rejiminin göstergesidir ve R değeri σ_1 , σ_2 ve σ_3 gerilme değerlerinin büyüklükleri ile ilişkilidir.

$\sigma_1 > \sigma_2 = \sigma_3 \rightarrow R=1$; Tek eksenli sıkışma,

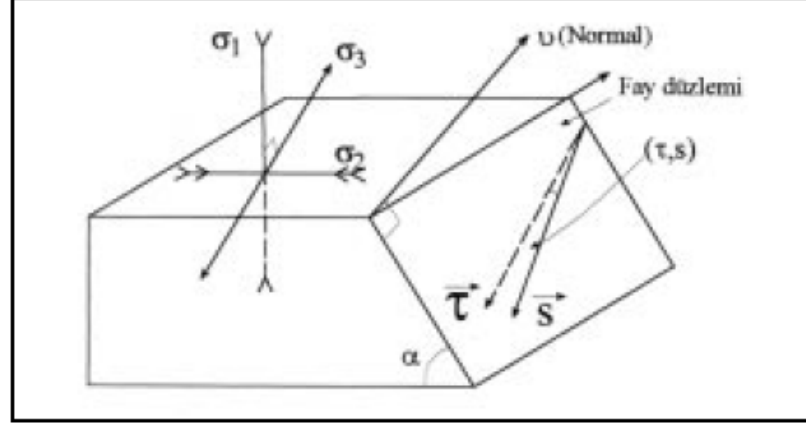
$\sigma_1 = \sigma_2 > \sigma_3 \rightarrow R=0$; Tek eksenli açılma,

$\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3 \rightarrow R=0.57$ üç eksenli gerilme ya da

$\sigma_2=0, \sigma_1 = \sigma_3 \rightarrow R=0.5$ Tam makaslama rejimine işaret eder (Twiss ve Moores, 1992).

σ_1 , σ_2 ve σ_3 gerilme eksenlerinin yatay veya düşey olması konumları faylanma tipini belirler. Bu dört parametre (σ_1 , σ_2 , σ_3 ve R) bir gerilme modelini oluşturur. Gözlenmiş veri seti ile en iyi şekilde eşleşmiş model en iyi uyumlu gerilme modeli adını alır. En iyi modeli ararken, gerilme eksenlerini belirli aralıklarla arttırarak gerilme tensör modelleri oluşturulur. Hesaplanan gerilme tensörü ile gözlenmiş faylanma mekanizmasının kayma vektörü karşılaştırılır. Karşılaştırma sırasında, kayma vektörü teorik gerilme modeline uyumlu olacak şekilde döndürülür ve sapma miktarı belirlenir. Sapma miktarı, teorik ve gözlemsel veri arasındaki uyumsuzluğu gösterir. Böylece her gerilme modeli için, gözlenmiş veriler ile tahminleri arasındaki uyumsuzluklar hesaplanır ve toplanır.

Minimum uyumsuzluk, uyumsuzlukların en küçük toplamlarını gösterenlerden biridir ve bölgenin bölgesel gerilme tensörü olarak seçilir (Sezgin vd., 2005).



Şekil 3.13: Bir faya ait blok diyagram üzerinde öngörülen kayma vektörü (t) ile ölçülen kayma vektörü (s) arasındaki açı (σ_1 , σ_2 , σ_3 sırasıyla sıkışma, ortaç ve genişleme ana gerilme yönleri, v düzlemin normalidir).

3.4. FAYLANMA MEKANİZMASI VERİ KÜMESİ

FBF zonu ve Helen yayı doğu kanadı arasındaki tektonik ilişkinin incelenmesinde kullanacağımız veri bu bölgelerde meydana gelen depremlerin faylanma mekanizmaları olacaktır. İlk etapta Harvard CMT (Centroid Moment Tensor) kataloğunda yer alan veriler elde edilmiştir. Harvard CMT kataloğu 1973 yılından günümüze kadar $M > 5.5$ olan depremleri içermektedir. Son yıllarda geniş bantlı deprem istasyonlarının sayısında önemli bir artış olduğu için $M < 5.5$ olan depremlerin de CMT çözümleri bu katalogda yer almaya başlamıştır. Bunun dışında, literatürde yayınlanmış olan faylanma mekanizması verileri belirlenmiştir. Harvard CMT kataloğunda yer almayan diğer uluslararası veri merkezleri tarafından elde edilen faylanma mekanizması çözümleri de veri kümesine dahil edilmiştir. Faylanma mekanizması çözümü olmayan depremlerin çözümlerini bu çalışma kapsamında elde etmeye çalıştık. Son birkaç yılda meydana gelen depremlerin çözümlerini dalga şekli modellemesiyle elde etmek olasıdır, çünkü çalışma bölgesi yakınlarında çok sayıda geniş bantlı deprem istasyonları yerleştirilmiştir. Daha eski tarihli depremlerin çözümleri ise ISC veri merkezinden elde edilen ilk hareket yönü verileri kullanılarak elde edilmiştir. Bu şekilde 1914 yılından günümüze kadar 252 adet depremin faylanma mekanizmasından oluşan bir veri kümesi derlenmiştir.

3.4.1. ULUSLARARASI VERİ MERKEZLERİNDEN VE LİTERATÜRDE ELDE EDİLEN VERİLER

Tablo 3.1’de farklı veri merkezlerinden ve yayınlardan elde edilen verilerin listesi yer almaktadır. Bu listedeki depremlerin dağılımı ve faylanma mekanizması diyagramları Şekil 4.3’de gösterilmektedir. Tablo 3.1’in son sütununda faylanma mekanizması çözümünün elde edildiği kaynak verilmektedir. Kaynak sütununda verilen kısaltılmış kodların açık hali ve okuyucuların bu kaynaklara nasıl erişebileceği bilgisi de verilmektedir.

Tablo 3.1: Faylanma mekanizması veri kümesini oluşturan verilerin elde edildiği sismoloji merkezleri ve literatürde yer alan çalışmalar.

KODU	KODUN AÇIK HALİ	ADRES veya REFERANS
KOERI	Kandilli Rasathanesi ve Deprem Araştırma Enstitüsü	www.koeri.boun.edu.tr
HARVARD	Harvard Sismoloji Grubu	www.seismology.harvard.edu
MEDNET	Akdeniz Bölgesi Geniş Bant Deprem Şebekesi	
INGV	Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia	mednet.rm.ingv.it
NOA	National Observatory of Athens	bbnet.gein.noa.gr
ETHZ	Swiss Seismological Service	www.seismo.ethz.ch
AUTH	Aristotle University of Thessaloniki	geophysics.geo.auth.gr
VG2003	Vannucci Gasperini (2003)	
ÖVER	Över ve diğ. (2009)	
HE1991	Eyidoğan ve diğ. (1991)	
FAY	Yüksel (1984)	
IHYV	İlk hareket yönü verisi kullanılarak elde edilen çözüm	

Tablo 3.2: Günümüzden 1914 yılına kadar geriye giden depremlerin faylanma mekanizmaları. Depremlerin dağılımı Şekil 4.2’de ve faylanma mekanizması diyagramları Şekil 4.3’te gösterilmektedir.

<i>No</i>	<i>Tarih</i>	<i>Oluş Zamanı</i>	<i>Enlem</i>	<i>Boylam</i>	<i>Derinlik (km)</i>	<i>Büyüklik (Mw)</i>	<i>Doğrultu</i>	<i>Eğim</i>	<i>Dalım</i>	<i>Kaynak</i>
1	04.08.2008	19:38	34.18	26.38	12	5.4	225	39	-167	INGV
2	15.07.2008	03:26	35.70	27.68	35	6.4	356	47	-173	HARVARD
3	12.06.2008	00:20	34.98	26.17	10	5.4	95	3	-163	ETHZ
4	25.04.2008	04:49	37.75	29.19	14	4.9	123	36	-70	INGV
5	11.04.2008	08:01	37.72	27.03	13	4.4	306	58	-47	NOA
6	28.03.2008	00:16	34.48	25.41	59	5.5	255	32	63	HARVARD
7	05.03.2008	16:14	36.16	27.41	14	4.5	55	33	-60	NOA
8	05.03.2008	16:11	36.16	27.40	13	4.4	48	39	-70	NOA
9	01.03.2008	07:01	37.88	26.81	9	4.2	306	47	-78	AUTH
10	01.03.2008	00:07	35.27	26.17	7	4.2	345	68	-128	AUTH
11	24.01.2008	02:22	36.36	26.97	115	4.3	32	45	10	NOA
12	31.12.2007	10:40	38.35	25.96	17	4.0	131	72	-26	NOA
13	16.11.2007	09:08	37.02	29.26	6	4.9	96	31	83	ÖVER
14	31.10.2007	17:58	36.99	29.27	5	4.7	96	44	-81	ÖVER
15	29.10.2007	19:41	36.98	29.24	5	4.6	106	26	-78	ÖVER
16	29.10.2007	09:23	36.93	29.34	6	5.2	274	57	-100	AUTH
17	28.10.2007	12:03	35.10	26.99	25	4.8	150	54	-163	INGV
18	14.10.2007	09:18	34.51	26.54	20	4.7	239	82	-14	AUTH
19	10.10.2007	21:27	36.63	27.93	85	4.2	105	39	58	NOA
20	23.09.2007	00:54	34.88	27.04	27	5.4	162	43	-147	INGV
21	22.09.2007	20:04	35.00	27.20	14	4.7	253	58	10	ETHZ
22	13.09.2007	21:02	34.20	25.23	65	4.1	177	67	-33	NOA
23	31.08.2007	20:52	36.73	26.29	12	5.0	244	55	-94	AUTH
24	21.05.2007	16:39	35.12	27.88	35	5.1	255	62	-24	NOA
25	10.04.2007	22:00	37.66	30.90	18	5.1	32	53	-44	INGV
26	10.04.2007	21:39	37.74	30.93	18	4.7	156	43	-84	INGV
27	31.03.2007	01:20	38.17	30.97	7	4.0	115	21	-47	ÖVER
28	30.03.2007	20:10	38.00	30.93	9	4.3	141	29	-140	ÖVER
29	30.03.2007	19:23	38.03	30.93	10	5.1	172	34	-48	ETHZ
30	23.01.2007	21:22	38.02	28.83	12	4.8	322	48	-61	INGV
31	18.01.2007	13:06	37.95	30.64	4	4.0	225	50	-113	KOERİ
32	24.12.2006	10:26	35.12	26.90	18	4.7	127	72	10	INGV
33	18.12.2006	03:09	36.93	30.36	11	4.0	262	54	-128	KOERİ

34	02.12.2006 10:26	34.82	26.98	64	4.6	333	58	-157	IHYV
35	30.11.2006 18:45	36.48	26.94	95	4.1	84	44	163	NOA
36	24.10.2006 03:39	35.26	27.12	24	5.0	113	30	-173	INGV
37	12.10.2006 13:31	34.54	26.47	22	4.7	127	48	56	INGV
38	08.09.2006 22:39	36.37	27.71	77	4	127	67	166	INGV
39	22.08.2006 09:23	35.24	27.12	31	5.0	6	38	-37	INGV
40	13.08.2006 10:35	34.42	26.57	32	5.3	127	58	-25	INGV
41	13.07.2006 15:13	35.70	27.10	25	4.3	152	51	-118	AUTH
42	09.07.2006 03:12	36.56	27.06	90	4.4	212	50	133	NOA
43	26.06.2006 00:51	34.97	26.49	25	4.4	247	83	-32	NOA
44	17.06.2006 12:14	34.28	25.08	28	4.7	107	32	-107	INGV
45	05.06.2006 04:23	37.93	28.67	8	4.4	127	43	-108	INGV
46	15.05.2006 04:22	35.81	26.01	75	4.5	290	62	-52	IHYV
47	19.04.2006 05:40	36.57	26.93	143	4.6	334	55	-160	INGV
48	09.04.2006 23:27	35.05	27.34	28	5.3	146	44	-117	INGV
49	28.03.2006 12:23	36.30	26.71	85	4.0	356	14	-82	NOA
50	22.02.2006 05:38	35.34	27.12	22	4.7	127	69	5	INGV
51	01.02.2006 11:51	35.25	27.67	25	4	127	73	-173	INGV
52	22.12.2005 09:13	35.93	26.69	70	4.1	215	89	162	NOA
53	09.12.2005 14:33	34.98	27.28	14	4.8	321	40	-163	ETHZ
54	26.11.2005 04:51	34.73	25.21	44	4	127	43	44	INGV
55	20.11.2005 21:20	35.21	27.24	65	4.4	233	75	44	NOA
56	16.11.2005 05:41	38.14	26.76	12	4.1	357	80	4	NOA
57	31.10.2005 06:48	38.15	26.68	8	4.3	353	84	-36	NOA
58	31.10.2005 05:26	38.05	26.64	15	4.8	47	71	166	INGV
59	29.10.2005 14:48	38.12	26.68	8	4.2	352	64	23	NOA
60	20.10.2005 21:40	38.12	26.70	12	5.8	232	71	-166	HARVARD
61	19.10.2005 10:11	38.15	26.68	17	4.7	127	63	-17	INGV
62	17.10.2005 09:55	38.20	26.94	20	5.1	166	65	-8	INGV
63	17.10.2005 09:47	38.11	26.66	12	5.8	233	79	-173	HARVARD
64	17.10.2005 05:45	38.12	26.60	14	5.5	240	70	-167	HARVARD
65	17.10.2005 08:28	38.18	26.62	14	4.7	127	28	-74	INGV
66	11.10.2005 05:44	35.51	27.49	30	5.0	315	65	88	IHYV
67	06.10.2005 06:50	34.19	25.87	37	4	127	69	-160	INGV
68	28.09.2005 01:47	35.28	27.02	29	4	127	76	-169	INGV
69	02.09.2005 07:42	34.01	25.88	15	4.7	127	70	166	INGV
70	04.08.2005 10:45	35.11	26.50	15	4.7	264	41	16	INGV
71	01.08.2005 13:34	36.53	26.86	150	4.8	315	50	164	INGV

72	03.07.2005 22:39	35.21	27.14	27	4.7	52	48	-29	INGV
73	03.07.2005 16:15	36.03	27.02	13	4	127	38	-67	INGV
74	02.07.2005 17:35	35.34	27.09	33	4.7	323	73	162	INGV
75	30.05.2005 09:20	34.46	26.09	34	4.7	127	34	73	INGV
76	08.02.2005 16:38	34.44	26.5	36	4.7	127	45	-27	INGV
77	30.01.2005 16:23	35.87	29.71	23	5.3	207	39	-34	INGV
78	29.01.2005 18:52	38.11	26.87	10	4.7	127	66	-164	INGV
79	23.01.2005 22:36	35.80	29.66	22	5.8	222	49	-10	HARVARD
80	11.01.2005 04:36	36.92	27.87	34	4.7	80	32	-100	INGV
81	10.01.2005 23:48	36.82	27.91	12	5.4	106	46	-69	HARVARD
82	28.12.2004 20:34	37.01	28.34	10	4	276	41	-56	MEDNET
83	20.12.2004 23:02	36.88	28.32	12	5.3	259	45	-112	HARVARD
84	22.11.2004 19:13	38.48	25.57	27	4.7	127	41	-18	INGV
85	07.10.2004 01:05	36.22	26.74	130	5.5	332	43	166	HARVARD
86	21.09.2004 14:15	35.09	27.58	77	4.9	75	81	39	IHYV
87	20.08.2004 11:12	36.54	27.88	77	4	127	62	172	INGV
88	18.08.2004 23:06	36.13	27.52	19	4	127	32	-62	INGV
89	04.08.2004 14:18	36.73	27.79	10	5.3	64	37	-100	ETHZ
90	04.08.2004 04:19	36.83	28.03	12	5.2	61	44	-129	HARVARD
91	04.08.2004 03:01	36.85	27.88	12	5.5	78	40	-92	HARVARD
92	03.08.2004 13:11	36.86	27.91	12	5.2	67	46	-117	HARVARD
93	03.08.2004 05:33	36.88	27.7	10	4.7	60	37	-112	INGV
94	09.06.2004 03:15	38.38	30.28	38	4	25	23	-92	INGV
95	25.05.2004 05:34	35.61	27.80	15	4.7	335	41	-123	INGV
96	19.04.2004 23:00	34.16	26.16	18	4	104	77	173	INGV
97	25.03.2004 20:40	34.44	26.51	20	4	127	74	-177	INGV
98	25.02.2004 22:02	35.97	30.58	61	4.7	21	45	-147	INGV
99	11.02.2004 00:52	35.71	29.3	31	4	127	25	-43	INGV
100	07.02.2004 21:17	35.84	26.92	25	5.3	241	29	-37	ETHZ
101	13.09.2003 13:46	36.63	26.92	155	4.7	92	71	8	INGV
102	05.09.2003 23:30	34.59	26.19	66	4	23	50	-151	INGV
103	26.07.2003 13:31	38.24	29.16	15	4.8	105	29	-106	INGV
104	26.07.2003 08:36	38.04	29.08	22	5.4	60	58	-146	HARVARD
105	26.07.2003 01:00	37.82	28.88	15	4.7	41	46	178	INGV
106	23.07.2003 04:56	38.00	28.82	15	5.3	318	55	-41	INGV
107	30.05.2003 10:47	34.38	26.23	33	4	127	38	30	INGV
108	03.05.2003 11:22	36.88	31.54	135	5.3	127	47	135	INGV
109	19.04.2003 20:55	35.14	27.71	33	4.7	127	82	174	INGV

110	17.04.2003 22:34	38.19	26.24	18	5.3	2	19	0	ETHZ
111	10.04.2003 00:40	38.32	26.94	18	5.8	240	49	-174	ETHZ
112	30.01.2003 20:20	36.27	27.17	28	4.7	127	40	-31	INGV
113	12.10.2002 05:58	34.77	26.37	10	4.7	127	60	0	INGV
114	02.10.2002 04:31	36.27	27.78	67	4	127	70	161	INGV
115	26.09.2002 20:44	36.67	28.03	17	4	76	63	-82	INGV
116	22.09.2002 12:09	34.85	25.36	11	4	127	61	1	INGV
117	02.09.2002 09:23	35.08	26.52	54	4.7	105	72	-177	INGV
118	30.07.2002 12:20	37.7	29.18	8	4.7	127	41	-41	INGV
119	08.07.2002 09:42	37.1	30.85	124	4	117	38	94	INGV
120	06.06.2002 22:35	35.65	26.18	87	4.7	21	76	168	INGV
121	24.02.2002 05:32	34.81	27.28	68	4.7	127	74	-17	INGV
122	22.01.2002 04:53	35.79	26.62	88	6	18	35	-163	INGV
123	30.12.2001 04:06	34.8	27.4	10	5.3	127	68	-1	INGV
124	04.11.2001 17:23	34	25.5	33	4.7	78	66	26	INGV
125	30.10.2001 21:00	35.78	29.7	51	5.3	127	54	9	INGV
126	26.09.2001 04:19	34.81	27.2	33	5.3	125	72	172	INGV
127	13.09.2001 15:42	35.4	25.9	10	5.3	127	34	101	INGV
128	23.06.2001 06:52	35.71	28.01	33	6	127	65	-166	INGV
129	29.05.2001 04:44	35.62	27.68	33	5.3	66	85	4	INGV
130	23.05.2001 15:11	35.14	27.82	33	4.7	77	68	9	INGV
131	01.05.2001 06:00	35.63	27.49	17	5.3	127	44	-52	INGV
132	10.04.2001 14:00	34.3	26.17	33	5.3	36	17	-117	INGV
133	10.03.2001 11:20	34.98	26.25	33	5.3	96	63	28	INGV
134	01.03.2001 13:31	37.84	26.81	10	4.7	85	58	-148	INGV
135	04.10.2000 02:34	37.92	29.05	8	4.7	127	28	-93	INGV
136	17.07.2000 12:11	34.47	26.58	33	4	127	40	-27	INGV
137	15.06.2000 16:10	35.16	27.17	10	4.7	127	56	-157	INGV
138	13.06.2000 01:43	35.16	27.15	33	5.3	127	77	4	INGV
139	21.04.2000 12:22	37.84	29.33	33	5.3	87	48	-125	INGV
140	17.04.2000 23:55	34.32	26.33	10	4.8	31	71	22	VG2003
141	10.03.2000 22:00	34.36	26.03	10	4.7	127	38	110	INGV
142	22.02.2000 11:55	35.00	26.00	33	5.0	255	72	-43	VG2003
143	31.01.2000 07:34	35.40	27.60	59	4.8	272	52	101	VG2003
144	22.11.1999 20:22	35	27.48	33	4.7	127	60	-34	INGV
145	24.10.1999 01:21	35.19	27.54	33	4	62	75	12	INGV
146	05.10.1999 00:53	37.22	28.40	33	5.2	4	83	171	VG2003
147	28.08.1999 20:15	35.1	30.54	33	4.7	127	68	-171	INGV

148	26.05.1999 12:43	35.79	28.49	68	4	78	61	-24	INGV
149	29.03.1999 04:05	37.22	29.33	33	4.6	96	47	-110	MEDNET
150	28.03.1999 16:19	34.23	26.20	10	4.8	142	72	45	VG2003
151	25.01.1999 14:40	34.20	26.25	33	4.8	88	53	-119	VG2003
152	01.01.1999 14:28	35.06	25.39	33	4	127	65	16	INGV
153	07.10.1998 18:47	34.33	26.03	10	5.0	73	89	-5	VG2003
154	21.07.1998 15:19	34.70	25.25	33	4.8	127	86	-11	VG2003
155	05.05.1998 15:14	35.40	26.42	33	4.7	31	70	101	VG2003
156	05.05.1998 14:38	35.65	26.33	33	4.7	30	83	79	VG2003
157	09.03.1998 11:21	36.03	28.65	72	5.1	205	64	66	VG2003
158	07.03.1998 11:07	36.12	27.57	56	4.6	208	90	5	VG2003
159	24.02.1998 15:11	36.53	28.45	33	4.5	323	45	92	VG2003
160	13.02.1998 07:18	36.23	28.45	67	4.7	10	25	-57	INGV
161	09.05.1997 18:41	35.38	27.28	20	4.7	127	52	-168	INGV
162	18.03.1997 11:26	34.19	26.15	20	4.7	127	40	97	INGV
163	20.07.1996 00:00	36.07	27.46	12	6.1	232	42	-52	VG2003
164	02.04.1996 07:59	37.84	26.87	9	5.3	261	53	-119	VG2003
165	01.10.1995 15:57	38.06	30.13	4	6.3	136	43	-87	VG2003
166	01.06.1993 09:45	34.35	26.16	47	5.1	119	45	115	VG2003
167	06.11.1992 20:06	38.02	26.97	6	6.0	146	76	13	VG2003
168	20.07.1992 21:33	34.21	26.16	10	5.1	83	10	37	VG2003
169	30.04.1992 11:44	35.10	26.60	7	5.8	214	52	-47	VG2003
170	15.10.1991 23:00	34.43	26.24	10	5.4	234	4	58	VG2003
171	19.03.1991 12:09	34.80	26.30	12	5.5	261	30	40	VG2003
172	15.03.1991 03:24	34.37	26.35	10	5.4	284	53	38	VG2003
173	18.07.1990 11:29	37.04	29.51	14	5.4	270	41	-60	VG2003
174	09.07.1990 11:22	34.90	26.60	9	5.2	217	56	-21	VG2003
175	12.02.1990 15:42	36.20	27.10	7	5.1	104	72	-167	VG2003
176	28.04.1989 13:30	37.06	28.01	22	5.3	271	58	-103	VG2003
177	27.04.1989 23:06	37.10	28.20	7	5.3	271	57	-103	VG2003
178	24.08.1988 12:13	36.69	26.21	18.1	4.2	157	49	-31	VG2003
179	21.08.1988 15:23	37.00	26.79	16.2	4.0	20	49	-41	VG2003
180	17.08.1988 02:10	37.26	26.89	20.8	4.4	70	40	-89	VG2003
181	05.08.1988 12:53	35.65	25.99	25.4	4.2	179	57	-67	VG2003
182	05.10.1987 09:27	36.25	28.28	29	5.1	38	55	170	VG2003
183	19.06.1987 18:45	36.77	28.13	59.5	5.3	316	54	137	VG2003
184	11.10.1986 09:00	37.96	28.59	15	5.6	320	57	-39	VG2003
185	29.03.1986 18:36	38.38	25.13	10	5.2	143	65	-24	VG2003

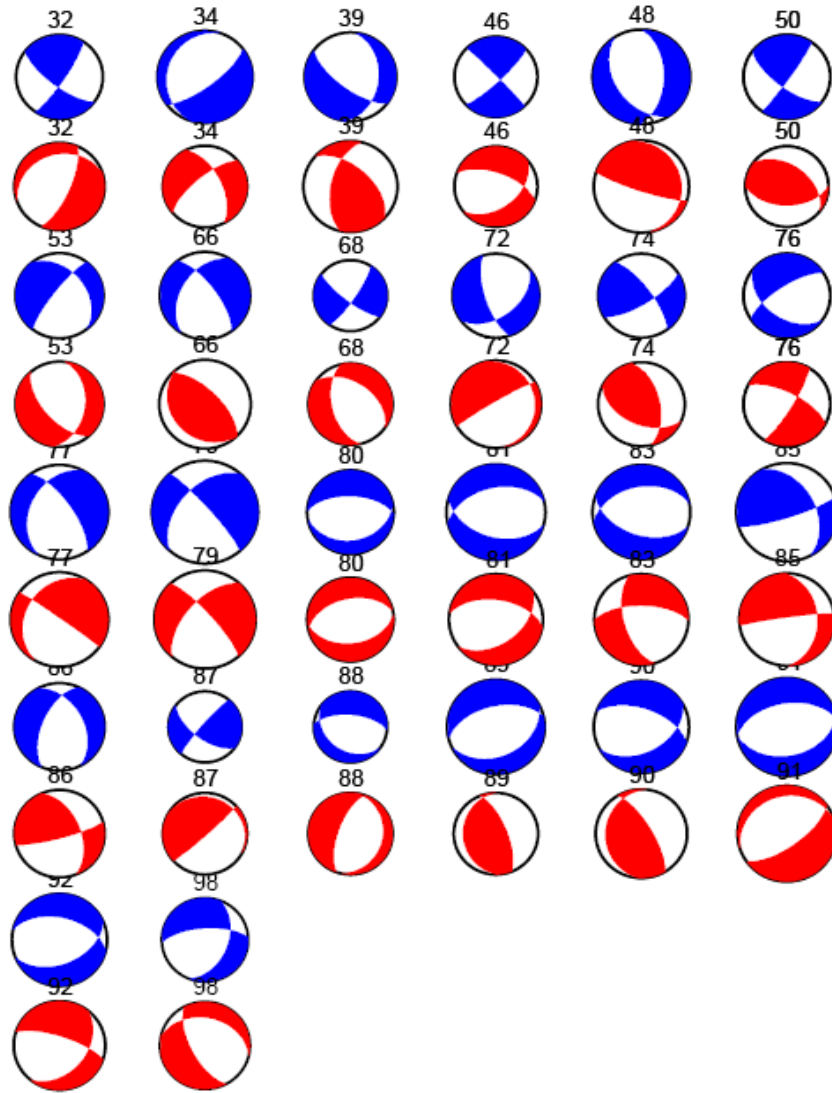
186	25.03.1986 01:41	38.36	25.15	15	5.5	168	63	-7	VG2003
187	01.10.1985 17:57	38.10	30.18	8	6.2	135	40	-105	VG2003
188	27.09.1985 16:39	34.29	26.55	34.1	5.5	125	77	9	VG2003
189	27.09.1983 23:59	36.69	26.96	170.3	5.4	312	45	162	VG2003
190	19.03.1983 21:41	35.18	25.36	65	5.6	358	39	132	VG2003
191	26.04.1981 14:13	36.56	30.71	63	5.6	178	30	4	VG2003
192	02.05.1980 05:31	36.35	29.39	22	5.6	137	82	115	FAY
193	22.08.1979 20:12	35.95	27.42	94.4	5.3	53	19	-129	VG2003
194	23.07.1979 11:41	35.48	26.32	15	5.6	61	35	-40	VG2003
195	16.12.1977 07:37	38.40	27.20	24	5.6	84	24	-126	VG2003
196	28.11.1977 02:59	36.05	27.76	85	5.4	72	84	20	FAY
197	19.08.1976 01:12	37.70	28.89	4	6.1	276	69	-131	VG2003
198	22.09.1975 00:44	35.19	26.25	72.6	5.4	209	75	131	VG2003
199	30.04.1975 04:28	36.18	30.77	25	5.4	109	80	70	VG2003
200	12.03.1974 18:21	36.80	26.40	45	4.9	230	84	-180	VG2003
201	01.02.1974 00:01	38.50	27.20	24	5.6	148	64	-26	VG2003
202	26.06.1973 19:05	34.40	26.10	50	4.9	256	56	24	VG2003
203	06.04.1973 14:13	34.40	25.20	37	5.1	300	27	90	VG2003
204	03.01.1971 23:18	34.90	26.30	47	5.4	144	70	86	VG2003
205	16.04.1969 23:21	35.20	27.70	58	5.5	104	80	85	VG2003
206	06.04.1969 03:49	38.50	26.40	16	5.9	116	60	-90	VG2003
207	14.01.1969 23:12	36.10	29.20	22	6.3	100	74	82	VG2003
208	05.12.1968 07:52	36.60	26.90	31	6.0	57	46	-72	VG2003
209	31.10.1968 03:22	36.60	27.00	2	5.7	140	82	30	VG2003
210	15.08.1968 02:29	35.20	26.70	48	5.0	126	12	-90	VG2003
211	08.07.1968 17:41	34.50	25.10	38	5.1	158	23	-40	VG2003
212	30.05.1968 17:40	35.40	27.90	27	6.0	314	25	119	VG2003
213	26.10.1967 04:55	37.20	29.00	46	4.9	274	41	-138	VG2003
214	01.06.1967 10:39	36.80	29.30	43	5.1	160	65	180	VG2003
215	09.05.1966 00:42	34.42	26.38	30.7	5.5	132	46	110	VG2003
216	07.05.1966 13:08	37.70	27.80	9	5.1	83	27	-90	VG2003
217	28.11.1965 05:26	36.30	27.50	89	5.4	118	84	37	VG2003
218	13.06.1965 20:01	37.80	29.40	33	5.5	81	9	43	VG2003
219	02.03.1965 22:00	38.47	28.33	42	5.7	130	60	-56	VG2003
220	30.01.1964 17:45	37.30	29.90	59	5.2	206	64	-178	VG2003
221	11.03.1963 07:27	38.10	29.30	40	5.3	331	67	163	VG2003
222	10.09.1962 09:36	35.00	27.10	45	5.3	188	30	-21	VG2003
223	28.04.1962 12:43	36.30	26.70	50	4.9	278	86	-176	VG2003

224	28.04.1962 11:18	36.10	26.80	50	5.4	184	84	-4	VG2003
225	04.04.1962 20:59	34.60	25.50	25	5.4	229	67	-147	VG2003
226	23.05.1961 02:45	36.60	28.30	72	6.2	89	62	90	VG2003
227	10.04.1960 22:05	37.80	27.60	40	4.9	46	70	146	VG2003
228	25.04.1959 01:05	36.90	28.50	40	5.3	175	26	-130	VG2003
229	25.04.1959 00:26	37.00	28.50	30	6.2	8	39	-2	VG2003
230	30.06.1958 08:42	36.40	27.30	100	6.3	12	76	172	VG2003
231	27.05.1958 18:27	36.80	26.70	160	4.6	124	25	71	VG2003
232	09.05.1958 02:40	36.40	27.70	67	5.4	194	66	167	VG2003
233	03.04.1958 07:18	34.90	27.40	40	6.3	56	67	-168	VG2003
234	30.10.1957 07:30	35.20	27.70	47	5.4	199	69	3	VG2003
235	30.10.1957 01:42	35.10	27.20	66	5.3	149	81	8	VG2003
236	26.04.1957 06:33	36.20	28.90	50	6.1	193	24	2	VG2003
237	25.04.1957 02:52	36.50	28.60	80	5.3	303	58	-175	VG2003
238	25.04.1957 02:25	36.50	28.60	80	7.2	330	80	174	HE1991
239	24.04.1957 19:10	36.40	28.60	80	6.8	80	75	10	HE1991
240	30.07.1956 09:14	35.86	25.96	10	5.5	225	73	-160	VG2003
241	10.07.1956 03:01	36.70	26.30	30	5.3	73	54	46	VG2003
242	09.07.1956 03:11	36.70	25.80	10	7.1	65	45	-90	VG2003
243	16.07.1955 07:07	37.60	27.25	40	6.6	55	51	-137	VG2003
244	09.02.1948 12:58	35.50	27.00	40	7.0	190	62	-90	VG2003
245	23.05.1941 19:51	37.20	28.20	40	6.0	65	45	-90	VG2003
246	29.02.1940 16:07	35.50	25.50	25	5.5	130	75	90	VG2003
247	18.03.1935 08:40	35.50	27.00	130	6.2	325	70	90	VG2003
248	25.02.1935 02:51	35.75	25.00	80	6.7	270	69	111	VG2003
249	23.04.1933 05:57	36.70	27.40	30	6.4	60	45	-90	VG2003
250	31.03.1928 00:29	38.20	27.40	10	6.4	90	45	-90	VG2003
251	07.08.1925 06:46	37.90	29.60	20	6.0	64	50	-75	VG2003
252	03.10.1914 22:07	37.90	30.40	14	6.9	222	42	-107	VG2003

4. BULGULAR

4.1. İLK HAREKET YÖNÜ VERİSİYLE ELDE EDİLEN ÇÖZÜMLER

Tez çalışmasının ilk aşamasında faylanma mekanizması çözümlerini elde etmek için P dalgası ilk hareket yönü verileri kullanılmıştır. Uluslararası veri merkezleri geniş bantlı dalga şekli verisiyle çözümleme yaptıkları için bu çalışmada elde ettiğimiz ilk hareket yönü çözümleri dalga şekli çözümleme sonuçlarıyla karşılaştırılmıştır.



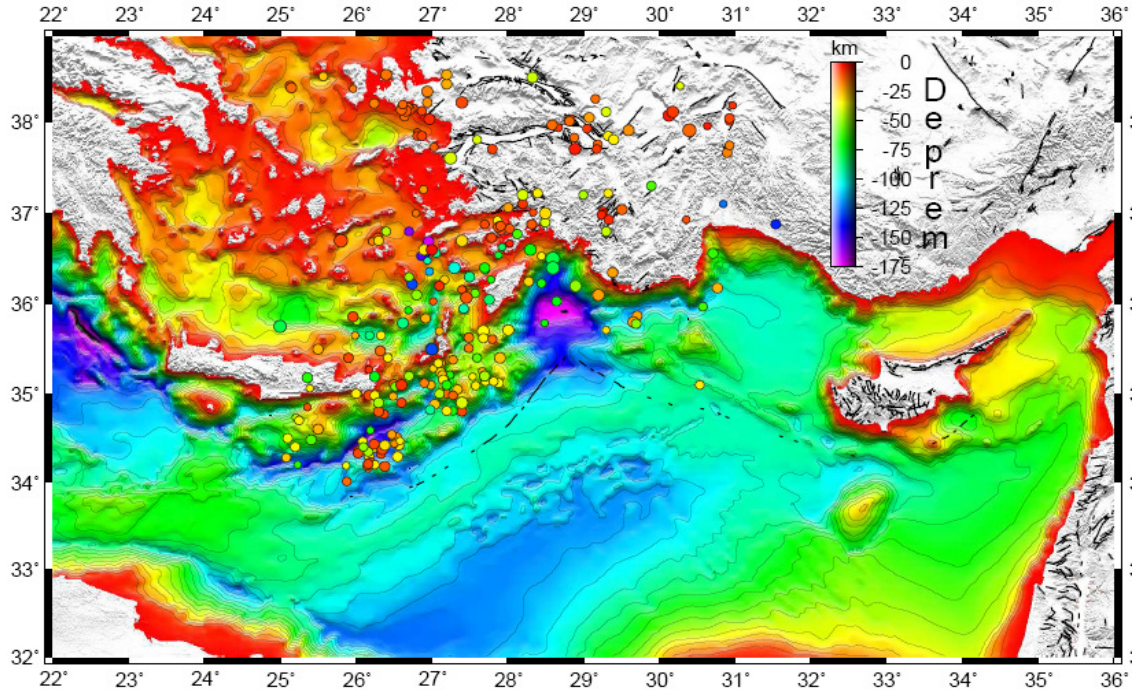
Şekil 4.1: İlk hareket yönü verisi kullanılarak elde edilen faylanma mekanizması çözümlerinin uluslararası sismoloji merkezleri çözümleriyle karşılaştırılması. Aynı depremler için mavi renkte olanlar uluslararası merkezlerin çözümü, kırmızı renkli olanlar ilk hareket yönü verisiyle elde edilen çözümlerdir. Faylanma mekanizması diyagramları üzerinde yer alan numaralar Tablo 3.1’de verilen deprem sıra numaralarıdır.

İlk hareket yönü verisiyle elde edilen 26 depremin çözümü Tablo 3.1’de verilen deprem listesinde yer almaktadır. Şekil 4.1’de gösterilen mekanizma diyagramların üzerinde verilen rakamlar Tablo 3.1’deki sıra numaralarıdır.

Dalga şekli modellemesiyle sadece faylanma mekanizması değil aynı zamanda depremlerin sismik momenti yani depremin büyüklüğü de elde edilmektedir. Fayın kinematik parametreleri ve sismik momenti, depremin moment tensörünü tanımlamaktadır. Uluslararası sismoloji merkezleri son yıllarda orta büyüklükteki depremlerin de moment tensörlerini belirlemeye başlamıştır. Sismoloji merkezlerinden bu konuda en tecrübeli olan Harvard sismoloji grubudur. Bu grubun elde ettiği çözümler birçok araştırmacı tarafından güvenilir olarak nitelendirilmektedir. Şekil 4.1’de verilen 79, 81, 83, 85, 90, 91, 92 numaralı çözümler Harvard grubu tarafından elde edilmiştir. Şekilde de açıkça görüldüğü gibi, 7 çözümden 6 tanesi bizim elde ettiğimiz ilk hareket çözümleriyle uyumludur. Sadece birinde (no:90) belirgin bir çözüm farkı vardır. Deprem No:77’nin çözümü INGV tarafından yapılmış ve burada da çözümler benzerdir. Ancak, diğer çözümler arasında belirgin farklar vardır. İlk hareket yönü çözümü ve dalga şekli ters çözümünden elde edilen sonuçlardan hangisi veri kümesine girecek sorusunun yanıtını ararken depremin meydana geldiği bölgenin tektoniğine hangi çözüm daha uygunsa o çözüm seçilmiştir. Örneğin, Tablo 3.1’deki 34, 46, 66 ve 86 numaralı çözümler bu şekilde ilk hareket yönü verisi kullanılarak elde edilmiş ve veri kümesine dahil edilmiştir.

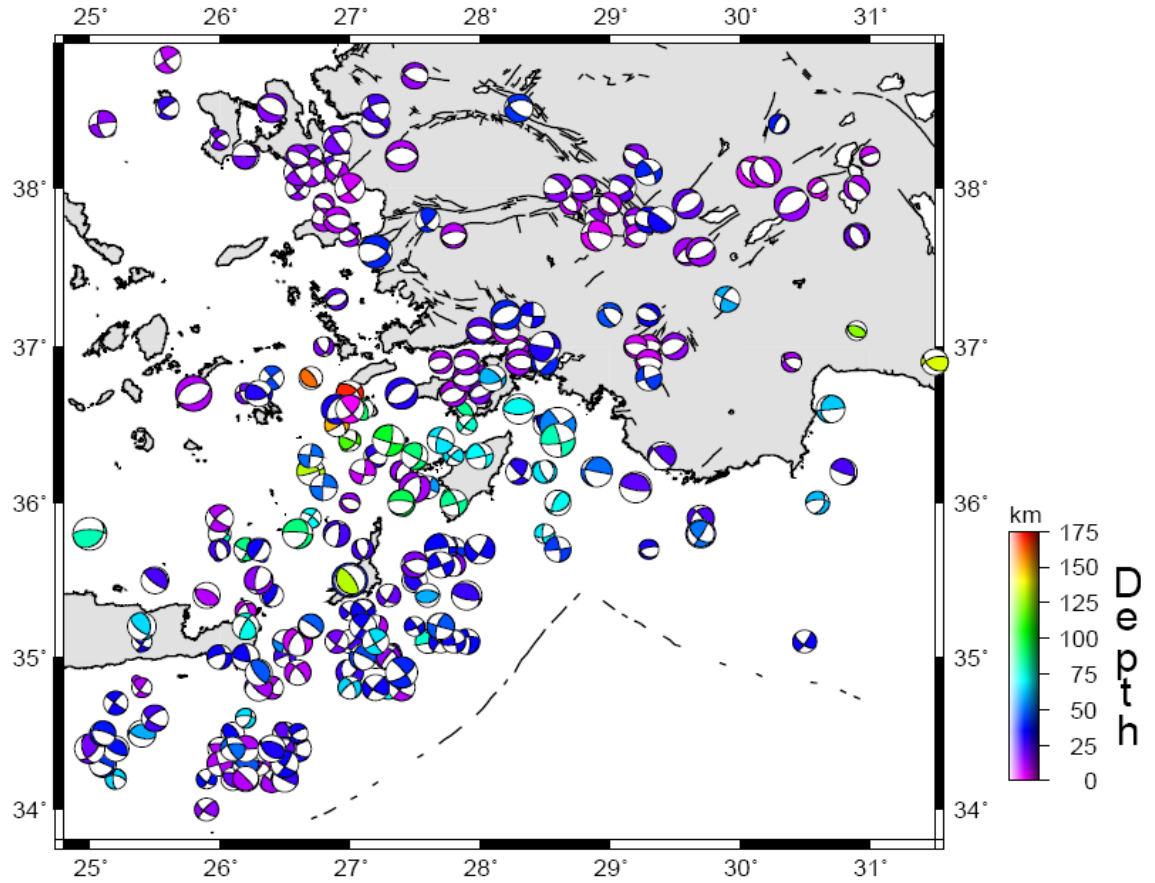
4.2. DEPREMLERİN DAĞILIMI

Tablo 3.1’de Güneybatı Anadolu ve Helen yayı doğu kanadında 1914 ile 2008 yılları arasında meydana gelmiş depremlerin faylanma mekanizması çözümleri yer almaktadır. Bu veriler bundan sonra vereceğimiz sonuçların temelini oluşturmaktadır. Derlediğimiz toplam deprem sayısı 252 ve bunların dağılımı Şekil 4.2’de gösterilmektedir. Çalışmanın başlıca amacı Güneybatı Anadolu’da meydana gelen depremlerin sismotektonik özelliklerini inceleyip Helen yayı doğu kanadında oluşan depremlerin kinematik özellikleriyle nasıl bir ilişkisi içinde olduğunu incelemektir. FBF zonunun Helen yayının devamı olup olmadığı sorusunun cevabı da aranacaktır.



Şekil 4.2: Farklı renklerdeki içi dolu daireler bu çalışma kapsamında derlenen verilerin dağılımını göstermektedir. Farklı renkler farklı derinliklere karşılık gelmektedir. Derinlik lejandı şeklinin sağ üst kısmında verilmektedir. (Batimetri verisi, B.Ü. Kandilli Rasathanesi'nden alınmıştır.)

Depremlerin dağılımına baktığımız zaman depremlerin çoğunun Helen yayı doğu kanadındaki etkinliklerle ilişkili olduğu görülmektedir. Bu bölgedeki depremlerin derinlikleri Pliny ve Strabo çukurları yakınlarında sığ, Rodos Adası'nın kuzeybatısındakiler ise 100 km'yi aşmaktadır. Şekil 4.2'deki batimetri görüntüsünden yararlanarak ve depremlerin dağılımını izleyerek dalma batma olayının Pliny ve Strabo çukurlarının doğusundan başlayıp Rodos'un kuzeybatısına doğru devam ederek 175 km derinliğe eriştiği söylenebilir. Buna karşılık, Güneybatı Anadolu' da kabuk kalınlığının 35 km dolayında olduğu düşünülecek olursa (Yüksel, 1993) bu bölgedeki depremlerin hemen hemen hepsinin kabuk içinde oluştuğu söylenebilir (Şekil 4.2). Gerek Helen yayı gerekse Güneybatı Anadolu için söylediklerimiz daha önce birçok araştırmacı tarafından ortaya konmuştur. Fakat, daha önce söylenenlerin yanında Güneybatı Anadolu' daki tektonik olaylarla Helen yayındaki tektonik olaylar arasındaki ilişkiyi ortaya koyan çalışma sayısı oldukça az ve bu konu tartışmaya açıktır.



Şekil 4.3: Tablo 3.1’de verilen depremlerin faylanma mekanizması çözümlerinin yanal ve derinlik dağılımları.

4.3. GÜNEYBATI ANADOLU’ DA MEYDANA GELEN DEPREMLER

Güneybatı Anadolu’daki depremlerin toplam sayısı 72’ dir. Bu bölgede depremlerin büyük bir bölümü 0-20 km derinlik aralığında dağılım göstermektedir. Bunun yanında derinlikleri 20 km’den daha fazla olan depremler de dikkat çekmektedir. Derinliklerin frekans dağılımı Tablo 4.1’de verilmektedir. Şekil 4.3’te gösterilen dağılım Güneybatı Anadolu’ da depremlerin belli başlı bölgelerde oluştuğunu göstermektedir. En etkin bölgeler Menderes grabeninin batısında yer alan Seferihisar Körfezi ve grabenin hemen doğu ve güneydoğu uzantısında bulunan faylardır. Seferihisar bölgesindeki fayların tipi güneybatıda baskın olan normal faylanma olmayıp doğrultu atımlı faylanma mekanizması hakimdir. Buna karşılık Menderes masifi doğu uzantısında yer alan depremlerin faylanma mekanizması bölgede hakim olan açılma rejimiyle uyumlu olup normal faylanma tipindedir. Depremlerin yoğunlaştığı diğer bir bölge daha doğrusu

Güneybatı Anadolu' daki en aktif yer Muğla ve Gökova Körfezi' dir. Burada meydana gelen depremler de normal faylanma mekanizması göstermektedir. Deprem sayısının dikkat çekici olması muhtemelen Güneybatı Anadolu' nun Helen yayına yaklaşmasıyla levha hareketi hızında meydana gelen artıştan kaynaklanmaktadır. Bu bölgede Güneybatı Anadolu'nun hareket hızı 30 mm/yıl mertebesinde (Reilinger ve diğ. 2006). Şekil 4.3'te dikkat çeken diğer iki bölge FBF zonun kuzeydoğu ucu ve güneybatı ucunda yer almaktadır. FBF zonunun kuzeydoğu ucunda Burdur, Dinar bölgelerinde meydana gelen depremlerin faylanma mekanizmaları KD-GB ve KB-GD yönlü birbirine dik ve eşlenik olan iki farklı açılma yönüne işaret etmektedir. FBF zonu güneybatı ucunda Çameli havzasında da önemli bir deprem etkinliği yer almaktadır. Bu havzadaki depremler yaklaşık K-G yönlü açılmaya işaret etmektedir.

Tablo 4.1: Güneybatı Anadolu' daki depremlerin derinlik dağılımı.

Derinlik Aralığı	Deprem Sayısı	Yüzdesi
0-5	5	7
5-10	22	31
10-15	22	31
15-20	10	13
20-25	5	7
25-30	2	3
30-35	5	7
35-40	1	1

Çameli havzasında meydana gelen depremler normal faylanma ağırlıklı olsada bu havzanın hemen güneydoğusunda yer alan bir deprem doğrultu atımlı faylanma mekanizması göstermektedir. Bu deprem 1 Haziran 1967 yılında meydana gelmiş ve $M=5.1$ büyüklüğündedir. VG2003 ve (Kocaeve ve Ataman, 1976) farklı iki araştırmacı bu deprem için benzer faylanma mekanizmaları elde etmişlerdir. Düğüm düzlemlerinden biri KD-GB uzanımlı sol-yönlü doğrultu atımlı faylanma mekanizması göstermekte diğeri de KB-GD uzanımlı sağ-yönlü doğrultu atımlı faylanmaya işaret etmektedir. Her iki düğüm düzleminde tektonik açıdan büyük öneme sahiptir. Sağ-yönlü doğrultu atımlı mekanizma Kıbrıs yayına doğru uzanmakta, sol-yönlü doğrultu atımlı düğüm düzlemi ise Helen yayına doğru uzanmaktadır. Bu depremin derinliğinin

40 km dolayında olması yani kabuk altında olması Helen veya Kıbrıs yaylarının bu bölgelere erişmiş olduğunu gösteren bir kanıt mı sorusunu akla getirmektedir.

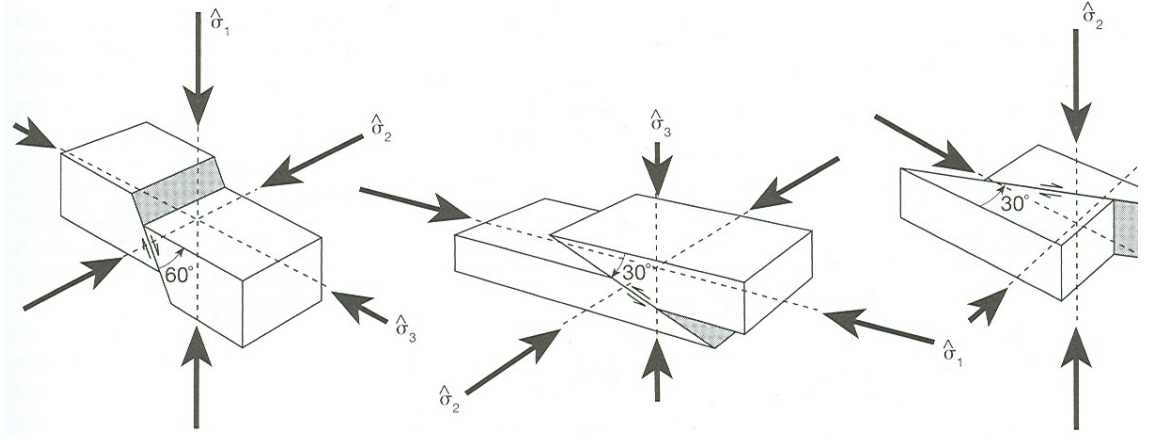
4.4. GÜNEYBATI ANADOLU' DA BÖLGESEL GERİLME TENSÖRÜ

Şekil 4.3'te verilen GB Anadolu depremlerinin faylanma mekanizmaları, Seferihisar Körfezi dışında baskın normal faylanma mekanizması göstermektedir. K-G, GB-KD açılma yönleri baskın olmasına karşın Burdur Gölü yakınlarında KB-GD açılma yönü de görülmektedir. GB Anadolu' da farklı yönlü açılma mekanizmaları veya farklı tipte faylanma mekanizmaları olsa da bunlar ortak bir bölgesel gerilme tensörünün ürünüdür. Bu gerilme tensörünü belirlemek için faylanma mekanizmalarının P ve T eksenleri ve Gephart (1984)' te verilen ters çözüm tekniği kullanılmıştır.

GB Anadolu gerilme tensörünün hesaplanması için toplam 72 adet depremin faylanma mekanizması kullanılmıştır. Gerilme tensörü ters çözüm işleminde, çok sayıda faylanma mekanizmasının kayma vektörleri temel alınmaktadır. Bunlar gözlemsel kayma vektörleridir. Ters çözüm işlemi için bir de teorik kayma vektörü gerekmektedir. Teorik kayma vektörü şu olguya dayanmaktadır; herhangi bir faylanma mekanizmasına karşılık gelen bir fay düzleminde hareket yönü faylanmaya neden olan gerilme tensörünün parametrelerine bağlıdır. Ters çözümde amaç gözlemsel ve teorik kayma vektörleri arasındaki açının minimum olmasıdır. Bu iki açı arasındaki farka hata denirse ters çözüm sonucunda minimum hatayı veren gerilme tensörü parametrelerine bölgesel gerilme tensörü denir (Gephart 1990 a&b).

Gerilme tensörü dört tane parametre ile temsil edilmektedir. Üç tane asal gerilme eksenini (σ_1 , σ_2 , σ_3) ve asal gerilme değerlerin oranı olan $R=(\sigma_2-\sigma_1)/(\sigma_3-\sigma_1)$ değeridir (Gephart ve Forsyth, 1984). Bu parametreler tektonik rejimi belirlemektedir. En büyük gerilme eksenini (σ_1), en küçük gerilme eksenini (σ_3) yatay ve orta gerilme eksenini (σ_2) düşey olması durumunda doğrultu atımlı tektonik rejim söz konusudur. En küçük gerilme eksenini (σ_3) düşey, diğer iki asal gerilme eksenini yatay olması durumunda bölge sıkışma rejimi altında olduğu söylenir ve son olarak σ_1 'in düşey; σ_2 ve σ_3 eksenlerin yatay olması durumunda tektonik rejim gerilmeye işaret etmektedir. Anderson faylanma teorisine

göre asal gerilme eksenlerinin farklı konumlarında meydana gelen farklı faylanma tipleri Şekil 4.4'te gösterilmektedir.

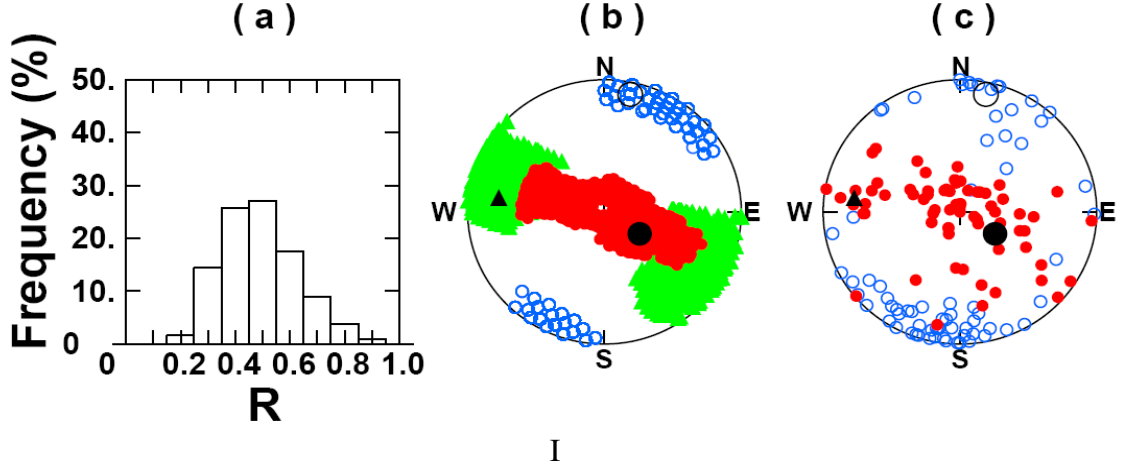


Şekil 4.4: Anderson faylanma teorisine göre asal gerilme eksenleri ve faylanma tipleri arasındaki ilişki. Maksimum kompresyon eksenini σ_1 düşey olması normal faylanmaya, minimum gerilme eksenini σ_3 düşey olması ters faylanmaya ve orta gerilme eksenini σ_2 düşey olması doğrultu atımlı faylanmaya neden olmaktadır.

R değeri gerilme alanını tanımlayan diğer bir parametredir. Örneğin, $\sigma_1 \approx \sigma_2$ olması durumunda yukarıda verdiğimiz gerilmeler arasındaki oran $R \approx 0$ değerine yaklaşmakta ve bu durum iki eksenli sıkışmaya veya açılma rejimine karşılık gelmektedir. $\sigma_2 \approx \sigma_3$ olması durumunda ise $R \approx 1$ değerine yaklaşmakta ve bu tek eksenli sıkışmaya veya bindirme rejimine karşılık gelmektedir. $\sigma_1 \approx \sigma_2 \approx \sigma_3$ olması durumunda $R \approx 0.5$ değerini alır ve bu üç eksenli sıkışmaya karşılık gelmektedir. Bellier ve Zoback (1995) R değeriyle ilgili daha ayrıntılı bilgiler vermektedir.

Yukarıda verilen gerilme tensörü ters çözüm bilgileri ışığı altında GB Anadolu' daki depremlerin faylanma mekanizmalarından bölgesel gerilme tensörü elde edilmiş ve sonuçları Şekil 4.5' te verilmiştir. Ters çözüm kalitesinin göstergesi olan ve gözlemsel ile teorik kayma vektörleri arasındaki farkın ortalama hata değeri yaklaşık 7 derece olarak elde edilmiştir. Bu değer çözümün güvenilir olduğunu göstermektedir. Veri kümesinde 72 adet depremin olması sonuçları istatistiksel açıdan anlamlı kılmaktadır. Ters çözüm sonucunda elde edilen en iyi gerilme tensörünün parametrelerini sıralayacak olursak; asal gerilme eksenlerinin azimut ve dalımları $\sigma_1=(123, 65)$, $\sigma_2=(278, 23)$, $\sigma_3=(12, 10)$ ve $R=0.5$ tir (Şekil 4.5). Bu sonuç bölgenin, doğrultu atım bileşeni olan açılma

rejimi tektoniği altında olduğunu göstermektedir. Bölgesel gerilme tensörü analiz sonuçlarına göre GB Anadolu’ da açılma yönü KKD-GGB yönündedir.



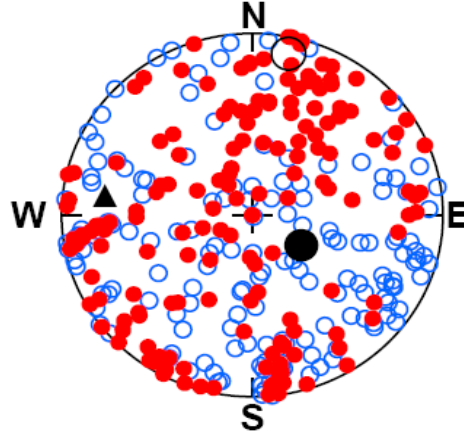
Şekil 4.5: Güneybatı Anadolu’ da meydana gelen depremlerin P ve T eksenleri kullanılarak elde edilen bölgesel gerilme tensörü. a) R değeri, asal gerilme eksenlerin oranı $R=0.5$ için maximum değer elde edilmiştir, b) Gözlemsel P ve T eksenlerini %95 güvenirlilik sınırları içinde açıklayan gerilme tensörleri, kırmızı renk=maksimum asal gerilme eksenlerini (σ_1), yeşil renk= orta asal gerilme eksenlerini (σ_2), mavi renk=minimum asal gerilme eksenlerinin (σ_3) yerlerini göstermektedir. En iyi çözüm için asal gerilme eksenlerin azimut ve dalımları $\sigma_1=(123, 65)$, $\sigma_2=(278, 23)$, $\sigma_3=(12, 10)$. c) Gözlemsel P (kırmızı) ve T (mavi) eksenlerin azimut ve dalımları.

4.5. HELEN YAYINDA MEYDANA GELEN DEPREMLER

GB Anadolu’ daki depremlerin faylanma mekanizmalarına baktığımız zaman bölgenin gerilme alanının homojen olduğu düşünülebilir (Şekil 4.3). Homojen gerilme alanına Şekil 4.5c’de verilen P ve T eksenlerinin oluşturduğu dağılımdan da karar verilebilir. T eksenlerin çoğunda dalım açısı yataya yakın olduğu ve azimutların genelde K-G ve KB-GD doğrultusunda olduğu görülmektedir. Benzer şekilde, P eksenlerinin dalım açılarının azimutları GD-KB uzanımlıdır. Fakat, Helen yayında oluşan depremlerin P ve T eksenlerinin dağılımına baktığımız zaman gerilme alanının oldukça heterojen olduğu izlenimini vermektedir (Şekil 4.6).

Heterojen gerilme alanı dalma-batma olayından, Helen yayının eğrisel şeklinden ve faylanma mekanizmalarındaki hataların toplam etkisinden kaynaklanabilir. Veri

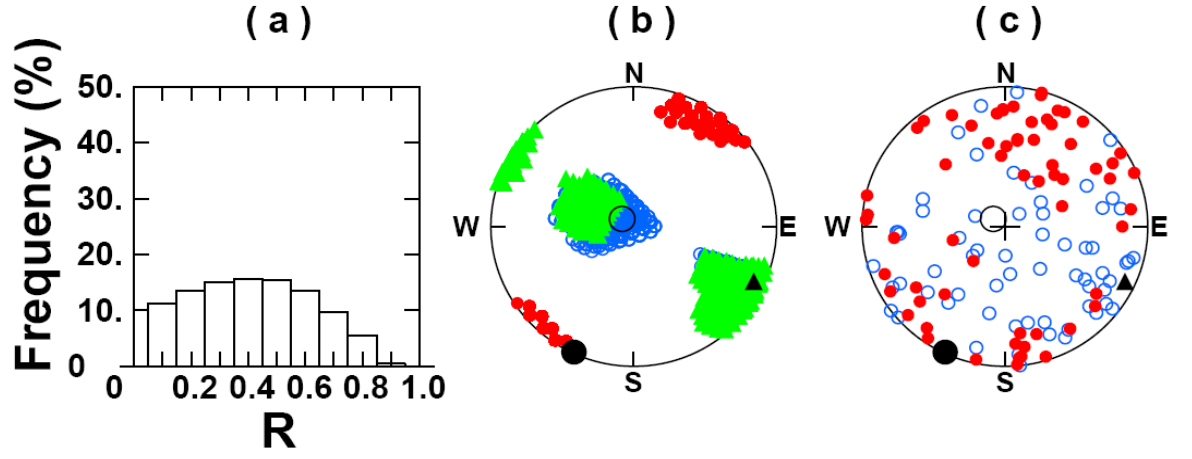
setimizdeki Güneybatı Anadolu ve Helen depremleri aynı kaynaklardan elde edildiği için heterojen yapı çözüm hatasından kaynaklanmadığını düşünebiliriz. Yer içinde derinlikle basınç arttığı için dalma-batma olayında dalan levhanın farklı derinliklerde farklı gerilme koşullarına maruz kalmaktadır. Örneğin, kıta-kıta çarpışmasının gerçekleştiği sıkı bölgelerde sıkışma rejimi, daha derinlerde doğrultu atımlı faylanma rejimine, dalan levhanın yaratacağı çekme kuvvetleri nedeniyle de sıkı bölgelerde normal faylanmalar meydana gelebilmektedir.



Şekil 4.6: Helen yayı doğu kanadıyla ilişkili meydana gelen depremlerin P ve T eksenlerinin stereonet üzerindeki izdüşümleri. P ve T eksenlerinin sistematik bir gruplanma göstermemesinin nedeni heterojen gerilme alanından kaynaklandığı düşünülmektedir.

Helen yayı doğu kanadında dalma-batma olayıyla oluşan ve $h > 40$ km derinliklerinde meydana gelen depremlerin faylanma mekanizmalarının P ve T eksenleri az da olsa belli bir düzen göstermektedir. Özellikle P eksenlerinin azimutu K-G ile KD-GB arasında değişmektedir ve dalımları 0 ile 45 derece arasındadır. Bu derinliklerde meydana gelen depremlerin faylanma mekanizmalarından elde edilen gerilme tensörü Şekil 4.7’de gösterilmektedir. Elde edilen gerilme tensörü parametrelerinde σ_3 ’ün düşey, σ_1 ve σ_2 ’nin yatay olması ters faylanma rejimini göstermektedir. Burada dikkat çeken önemli bir olgu en büyük asal gerilme eksenini σ_1 ’in azimut açısının 205 derece ve dalım açısının yatay olmasıdır. Bu azimut açısı muhtemelen Afrika levhasının Helen yayı doğu kanadındaki dalma yönünü göstermektedir. Bu sonuç, Şekil 4.2’de gösterilen depremlerin dağılımına bakarak önerdiğimiz KB dalım yönüyle çelişki içindedir. Yani, depremlerin faylanma mekanizması çözümlerine dayalı gerilme tensörü ters çözüm

sonuçlarına göre Pliny ve Strabo çukurlarında başlayan ve KB yönünde ilerleyen bir dalma batma olayı günümüzde de devam etmektedir.



Şekil 4.7: Helen yayı doğu kanadında $h > 40$ km derinliklerinde meydana gelen depremlerin P ve asal gerilme eksenlerin elde edilen en iyi çözümde asal gerilme eksenlerin azimut ve dalımları $\sigma_1=(205, 1)$, $\sigma_2=(115, 8)$, $\sigma_3=(304, 82)$.

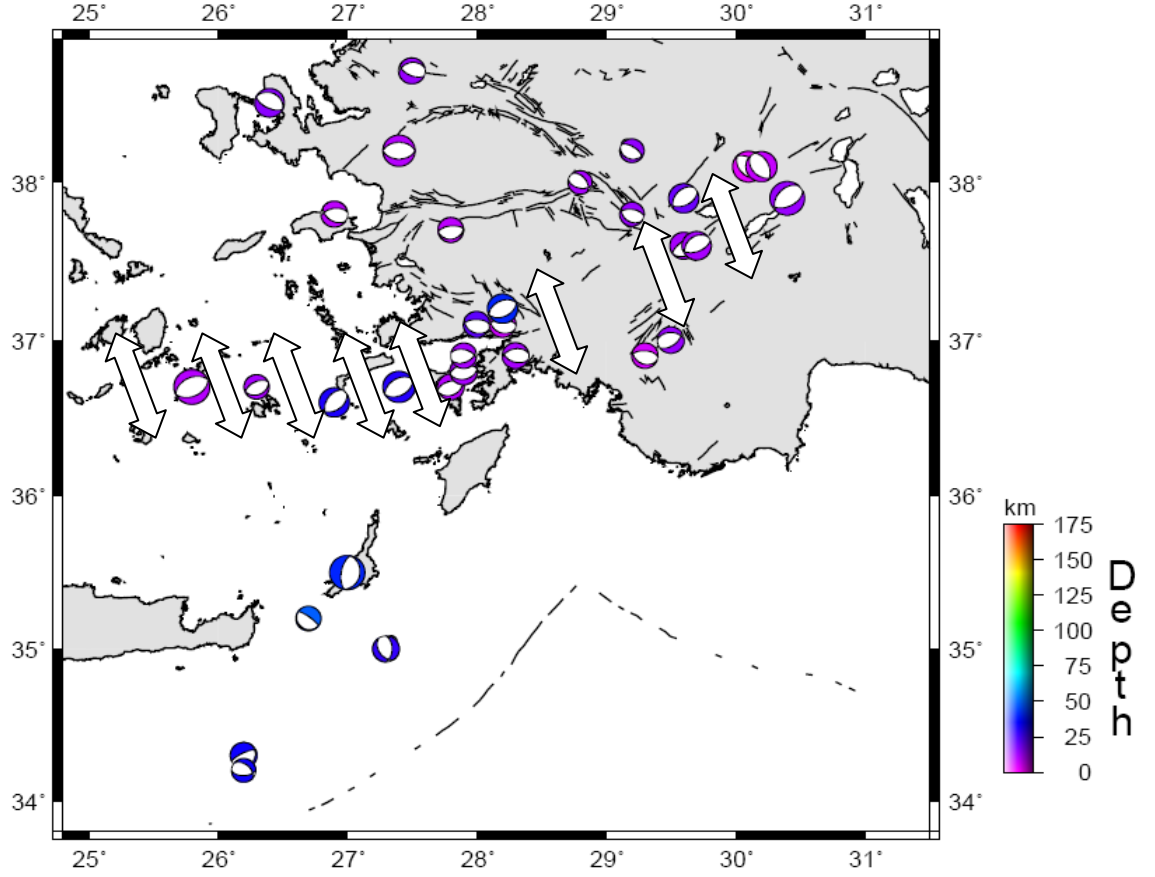
5. TARTIŞMA VE SONUÇLAR

Tezin başlıca amacı FBF zonu güneybatı uzantısı ile Helen yayı doğu kanadındaki kinematik etkileşimi incelemek olduğundan bu bölgelerden elde edilen faylanma mekanizmalarına ve fay kinematiğine daha yakından baktığımızda, Şekil 1.4'te gösterilen Reilinger vd. (2006) GPS çalışması sonuçlarına göre FBF zonun KD ucundan orta kısmına kadar olan bölgelerde hareketin sağ-yönlü doğrultu atımlı bileşeni 11.2 ± 0.6 mm/yıl ve normal faylanma bileşenin hızı 0.8 ± 0.4 mm/yıl'dır. Bu sonuçlara göre FBF zonun bu kısmı sağ-yönlü doğrultu atımlı bir transform fay zonu gibi davranmaktadır. Buna karşın, Şekil 4.3'te verilen faylanma mekanizması sonuçlarında bu hareket tipini destekleyen sadece bir depremin faylanma mekanizması görülmektedir. Bu deprem Tablo 3.2'de verilen 220 numaralı 30.01.1964 M=5.2 büyüklüğünde, H=59 km derinliğinde meydana gelmiştir. Bunun dışında FBF zonun bu kısmındaki depremlerin faylanma mekanizmaları normal faylanma şeklindedir (Şekil 4.3). Bu nedenle sismoloji ve GPS sonuçları arasında belirgin bir fark göze çarpmaktadır.

GPS modeline göre FBF zonun orta kısmı ile GB ucu arasında kalan bölge sol-yönlü oblik sıkışma hareketine maruz kalmaktadır. Burada sol-yönlü doğrultu atımlı bileşenin hızı 3.1 ± 0.5 mm/yıl ve faya dik olan ters faylanma bileşenin hızı 3.6 ± 0.6 mm/yıl'dır. Yani, GPS sonuçlarına göre FBF zonunun bu kısmında oblik bindirme hareketi meydana gelmektedir. Fakat, FBF zonunun bu bölgesinde de sismoloji verisi ile GPS verisi arasında çok iyi bir uyum olduğu söylenemez. Burada da sadece bir depremin (no:214, Tablo 3.2) faylanma mekanizması sol-yönlü doğrultu atımlı faylanma mekanizması göstermektedir (Şekil 4.3). Bu depremin faylanma mekanizmasında bile ters faylanma bileşeni yoktur. Bunun tersine, buradaki diğer depremlerin faylanma mekanizmaları normal faylanma ağırlıklıdır (Şekil 4.3). Son yıllarda Çameli havzasında meydana gelen çok sayıda depremin faylanma mekanizması çözümleri baskın normal faylanma hareketi göstermekte ve bu depremler havzanın KKD-GGB yönünde açılma rejimi içinde olduğunu göstermektedir (Över ve diğ, 2009).

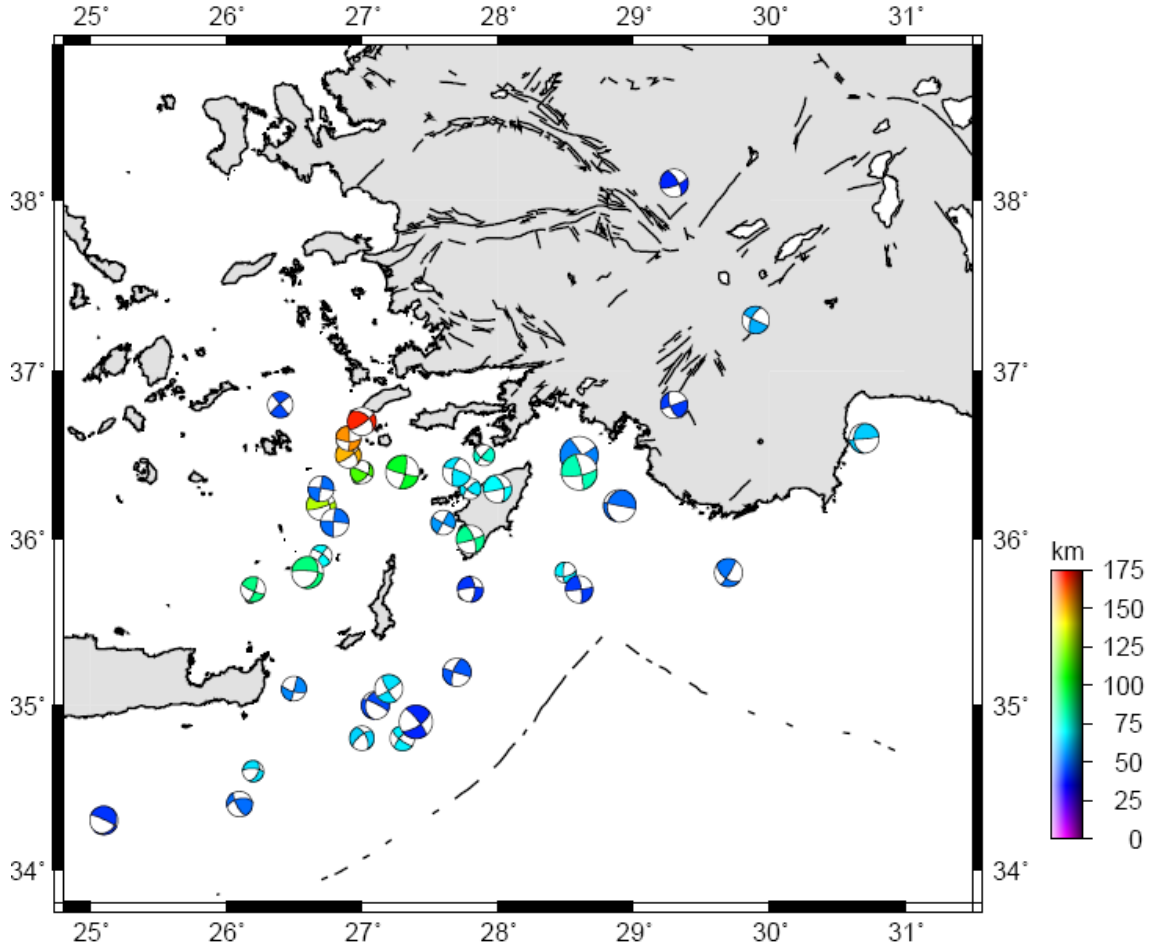
Reilinger vd. (2006) yaptıkları blok modelinde FBF zonu Helen yayına doğru iki kola ayrılmaktadır. Bunlardan biri Gökova Körfezi' ne doğru uzanmakta diğeri ise Pliny ve Strabo çukurlarına doğru uzanmaktadır. Gökova Körfezi'ne doğru yaklaşık D-B yönünde uzanan kol üzerinde normal faylanma hızı 20.2 ± 0.5 mm/yıl ve sol-yönlü doğrultu-atımlı faylanma bileşenin hızı 8.6 ± 0.6 mm/yıl'dır. Bu kol üzerinde GPS ve sismoloji verisinden elde edilen deformasyon tipleri benzerdir (Şekil 1.4 ve Şekil 4.3). Pliny ve Strabo çukurlarına doğru uzanan kol için deformasyon şekline bakacak olursak GPS verisi sol-yönlü doğrultu atım bileşeni olan oblik ters faylanmayı işaret etmektedir. Ancak, Helen yayı doğu kanadında meydana gelen özellikle büyük depremlerin faylanma mekanizmaları doğrultu atımlıdır ve bunların düğüm düzlemleri GPS modeline göre önerilen blok modelin kenarına paralel değildir. Aslında, bizim veri setimizde bu bölgede 0-25 km derinlik aralığında deprem yoktur.

GPS verisi ile sismoloji verisinin uyum içinde olduğu blok kenarlarından biri de Rodos Adası' ndan Kaş'a doğru uzanan kol için elde edilmiştir. Bu blok kenarı için önerilen fay kinematiki küçük sol-yönlü doğrultu atım bileşeni olan bindirme hareketidir. Daha önce birçok araştırmacının belirttiği gibi Güneybatı Anadolu' daki açılma rejimi Helen yayındaki dalma-batma olayının neden olduğu çekme kuvvetleridir. Afrika levhası kuzeye doğru yılda yaklaşık 10 mm hareket ederken, Ege levhasının ve Güneybatı Anadolu' nun GB yönlü yaklaşık 30 mm/yıl hızı bunu açık bir şekilde göstermektedir (Şekil 1.2). Helen yayı doğu kanadındaki dalma batma olayının neden olduğu açılma rejiminin, FBF zonunun GB bölgesini nasıl etkilediğinin anlaşılabilmesi için, Çameli havzası incelenmiştir. Bu havza Pliyosen zamanında oluşmuş, KD-GB uzanımlı bir grabendir ve KB-GD açılma yönüyle oluşmuştur (Alçiçek vd., 2006). Yapılan jeolojik gözlemler havzanın Kuvaterner zamanında Helen yayındaki gerilmelerden etkilenmeye başladığını öngörmüştür (Alçiçek vd., 2006). Benzer olaylar Çameli havzasının güneydoğusunda yer alan Eşen havzasında da gözlenmiştir, yani Helen yayı doğu kanadındaki sol-yönlü doğrultu atımlı faylanmanın etkileri son jeolojik zamanlarda etkisini göstermeye başlamıştır (Alçiçek, 2007). Bu olguyu sismoloji verisinin de desteklediği söylenebilir (Şekil 5.1). Ege Denizi' nde meydana gelen normal faylanma mekanizmasına sahip depremlerin dağılımını incelediğimiz zaman bu depremlerin Helen yayına paralel olan bir yay şeklinde dizildiği görülmektedir.



Şekil 5.1: Helen yayı dalma-batma olayına bağlı gelişen normal faylanmalar ve bunların Güneybatı Anadolu'daki uzantısı.

Bu yayın devamı Güneybatı Anadolu' da Burdur Gölü' ne kadar izlenmektedir (Şekil 5.1). Bu normal faylanma mekanizmalarının oluşturduğu yay şekline bakarak KB-GD açılma yönü Helen yayında dalma-batma sonucunda oluşan çekme kuvvetlerin etkisi olduğu düşünülebilir. Ancak, gerilme tensörü analiz sonuçlarına göre Güneybatı Anadolu' da elde ettiğimiz KKD açılma yönünü dikkate alacak olursak bu bölgedeki tektonik olayları etkileyen sadece Helen yayındaki dalma-batma olayının olmadığı söylenebilir. Şekil 1.2'de verilen GPS vektörleri GB Anadolu' nun GB yönünde hareket ettiğini göstermektedir. Bu hareket yönüyle ilişkili oluşan normal faylanma mekanizmasına sahip depremlerden biri 1 Ekim 1995 Dinar depremidir ($M=6.1$). Bu yöndeki hareketin kaynağı doğuda Arap levhasının itme kuvveti ve güneybatıda Helen yayının çekme kuvvetidir. Bunun yanında, Kıbrıs yayı boyunca devam eden dalma-batma olayı Güneybatı Anadolu' nun tektonizmasına etkisi olduğu söylenebilir. Ancak, bu yayın etkisini incelemek konumuzun dışında olduğu için bunu sadece bir hipotez olarak ortaya atabiliriz.



Şekil 5.2: Çalışma bölgesinde $h > 40$ km derinliklerinde doğrultu atımlı faylanma mekanizmasına sahip depremlerin dağılımı.

Son olarak, çalışma bölgemizde meydana gelen doğrultu atımlı depremlerin dağılımını inceleyerek, FBF zone ile Helen yayı arasında kinematik açıdan bir ilişki olup olmadığına baktığımızda, Helen yayı KD bölgesinde meydana gelen 24.04.1957 ($M=6.8$, No: 238) ve 25.04.1957 ($M=7.2$, No: 239) Fethiye Körfezi depremlerinin faylanma mekanizmaları sol-yönlü doğrultu atımlı faylanma mekanizması göstermektedir (Şekil 2.8 ve Şekil 5.2). Bunun yanında, FBF zone GB ucunda meydana gelen 30.01.1964 ($M=5.2$, No:220) depreminin faylanma mekanizması 1957 Fethiye depremlerinin mekanizmalarına benzemektedir. Ayrıca, 1964 depremi 1957 depreminin kuzeydoğusunda meydana gelmiş olması Helen yayı doğu kanadındaki sol-yönlü doğrultu atımlı faylanma hareketinin FBF zone güney bölgesine kadar eriştiğinin bir işareti olabilir. Bölgede ayrıntılı bir sismoloji çalışması bunu daha iyi gösterecektir.

KAYNAKLAR

AKYOL, N., ZHU, L., MITCHELL, B.J., SÖZBİLİR, H., KEKOVALI, K., 2006, Crustal structure and local seismicity in Western Anatolia, *Geophys. J. Int.*, 166, 1259-1269.

ALÇİÇEK, M.C., J.H. TEN VEEN, M. ÖZKUL, 2006, Neotectonic developmet of the Çameli Basin, southwestern Anatolia, Turkey. *Tectonic Development of the Eastern Mediterranean Region*, Geological Society, London, Special Publications, 260, 591-611.

ALÇİÇEK, M.C., 2007, Tectonic development of an orogen-top rift recorded by its terrestrial sedimentation pattern: The Neogen Eşen Basin of southwestern Anatolia, Turkey, *Sedimentary Geology*, 200, 117-140.

ALPTEKİN, Ö., 1973, Focal mechanisms of Earthquakes in Western Turkey and their tectonic implications, Ph. D. Thesis, *New Mexico Institute of Mining and Tecnology Socorro*, New Mexico.

ALPTEKİN, Ö., 1992, Sismoloji Ders Notları, *İstanbul Üniversitesi Jeofizik Mühendisliği*, 151.

AMBRASEYS, N. N., FINKEL, C., 1987b, Seismicity of Turkey and neighbouring regions, 1899-1915, *Annales Geophysicales*, B, 701-726.

BARKA, A.A., REILINGER, R., ŞAROĞLU, F., ŞENGÖR, A.M.C., 1995. The Isparta angle: its importance in the neotectonics of the eastern Mediterranean region., *IESCA Proceedings*, 1, 3–18.

BARKA, A. A., and REILINGER, R., 1997, Active tectonics of the Eastern Mediterranean region deduced from GPS, neotectonic and seismicity data, *Annale de Geofisica*, 40, 587-610.

BARKA, A.A., REILINGER, R., EMRE, Ö., 2000, Active tectonics features of Western Anatolian: Some results of GPS measurement, *International Earth Sciences Colloquium on the Aegean Region*, Abstract, 9, İzmir.

BENETATOS, C., KIRATZI, A., PAPAACHOS, C., KARAKAISIS, G., 2004, Focal mechanisms of shallow and intermediate depth earthquakes along the Hellenic Arc, *Journal of Geodynamics*, 37, 253-296.

BOZCU, M., YAĞMURLU, F., ŞENTÜRK, M., 2007, Fethiye-Burdur fay zonunun bazı neotektonik ve paleosismolojik özellikleri, GB-Türkiye, *Geological Engineering Research Article*, 31 (1).

BOZKURT, E., 2001, Neotectonics of Turkey- a synthesis, *Geodinamica Acta*, 14, 3-30.

CANITEZ, N., 1983, Levha Tektoniği, *Tübitak-İ.T.Ü. Maden Fakültesi*, 798.

DEMİRTAŞ, R. ve ERKMEN, C., 2000, Odak mekanizması çözümü, *Deprem ve Jeoloji, TMMOB Jeoloji Mühendisleri Odası Yayınları*, 52, 91-94.

DEWEY, J. F. and ŞENGÖR, A. M. C., 1979, Aegean and surrounding regions: complex multi-plate and continuum tectonics in a convergent zone, *Geol. Soc. America Bull.*, Part 1. 90, 84-92 .

ENGLAND, P. C. and MCKENZIE, D. P., 1983, A thin viscous sheet model for continental deformation, *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, 73, 523– 532.

ERDOĞAN, S., ŞAHİN, M., YAVAŞOĞLU, H., TİRYAKİOĞLU, İ., ERDEN, T., KARAMAN, H., TARI, E., BİLGİ, S., TÜYSÜZ, O., BAYBURA, T., TAKTAK, F., TELLİ, A.K., GÜLLÜ, M., YILMAZ, İ., GÖKALP, E. and BOZ, Y., 2008, Monitoring of Deformations Along Burdur Fethiye Fault Zone with GPS, *Journal of Earthquake Engineering*, 12 (2), 109–118.

EYİDOĞAN, H., UTKU, Z., GÜÇLÜ, U., DEĞİRMENCİ, E., 1991, Türkiye Büyük Depremleri Makro-Sismik Rehberi (1900-1988), *İ.T.Ü. Maden Fakültesi, Jeofizik Mühendisliği Bölümü*, 198.

GEPHART, J.W. and FORSYTH, D. W., 1984, An Improved Method For Determining The Regional Stress Tensor Using Earthquake Focal Mechanism Data: Application to the San Fernando Earthquake Sequence, *Journal of Geophys. Res.*, 89, B11, 9305-9320.

GEPHART, J. W., 1990a, Stress and The Direction of Slip on Fault Planes, *Tectonics*, 9, 4, 845-858.

GEPHART, J.W., 1990b, FMSI: a Fortran Program for inverting Fault/Slickenside and Earthquake Focal Mechanism Data to Obtain the Regional Stress Tensor, *Comput. Geosci.*, 16, 953-989.

GLOVER, C., ROBERTSON, A., 1998, Neotectonic intersection of the Aegean and Cyprus tectonic arcs: extensional and strike-slip faulting in the Isparta Angle, SW Turkey, *Tectonophysics*, 298, 103-132.

HONDA, H., 1962, Earthquake mechanism and seismic waves, *J. Phys. Earth*, 10, 1-97.

ISACKS, B., OLIVER, J. and SYKES, L. R., 1968, Seismology and the new global tectonics, *J. Geophys. Res.*, 73, 5855– 5899.

JACKSON, J. A. and MCKENZIE, D, 1984, Active tectonics of the Alpine-Himalayan Belt between western Turkey and Pakistan, *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 77, 185-264.

JACKSON, J. A. and MCKENZIE, D, 1988, The relationship between plate motions and seismic tremors, and the rates of active deformation in the Mediterranean and Middle East, *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, 93, 45– 73.

JACKSON, J. A., 1992, Partitioning of strike-slip and convergent motion between Eurasia and Arabia in eastern Turkey, *J. Geophys. Res.*, 97, 12, 471–12, 479.

KALAFAT, D., 1990, Güneybatı Anadolu ve Yakın Çevresinin Depremselliği ve Aktif Tektoniği, Yüksek Lisans Tezi, *İstanbul Üniversitesi Deniz Bilimleri ve Coğrafya Enstitüsü*, 81.

KIRATZI, A., LOUVARI, E., 2003, Focal mechanisms of shallow earthquakes in the Aegean Sea and the surrounding lands determined by waveform modelling: a new database, *Journal of Geodynamics*, 36, 251–274.

KOCA, B., 2005, Fay düzlemi çözümü, Ankara Üniversitesi Ders Notları, 20.

KOCAEFE, S., ATAMAN, G., 1976, Anadolu’ da sismotektonik olaylar-I, Antalya-Fethiye-Denizli üçgeni içinde yer alan bölgenin incelenmesi, *Hacettepe Yerbilimleri Dergisi*, 1, 55-70.

KOÇYİĞİT, A., 1984, Güneybatı Türkiye ve yakın dolayında levha içi yeni tektonik gelişim, *Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni, Şubat 1984*, 27, 1 -16.

KOÇYİĞİT, A., 2000, Güneybatı Türkiye’ nin depremselliği, *Batı Anadolu’ nun Depremselliği Sempozyumu*, 24-27 Mayıs 2000, İzmir, 30-39.

KOÇYİĞİT, A., ÜNAY, E., SARAÇ, G., 2002, Episodic graben formation and extensional neotectonic regime in West Central Anatolia and the Isparta Angle: a case study in the Akşehir-Afyon Graben, *Turkey Geol. Soc.*, London, Spec. Pbl. 173, 405 – 421.

LE PICHON, X. and ANGELIER, J., 1979, The Hellenic arc and trench system: A key to the neotectonic evolution of the eastern Mediterranean area, *Tectonophysics*, 60, 1 – 42.

MCCLUSKY, S., BALASSANIAN, S., BARKA, A., DEMİR, C., ERGİNTAV, S., GEORGİEV, I., GÜRKAN, O., HAMBURGER, M., HURST, K., KAHLE, H., KASTENS, K., KEKELİDZE, G., KING, R., KOTZEV, V., LENK, O., MAHMOUD, S., MİSHİN, A., NADARİYA, M., OUZOUNIS, A., PARADISSIS, D., PETER, Y.,

PRILEPIN, M., REILINGER, R., SANLI, I., SEEGER, H., TEALEB, A., TOKSÖZ, M.N., VEIS, G., 2000, Global Positioning System constrains on plate kinematics and dynamics in the Eastern Mediterranean and Gucalus: *Journal of Geophysical Research*, V.105, B3, 5695-5719.

MCKENZIE, D. P. 1970, Plate tectonics of the Mediterranean region, *Nature*, 226, 239– 243.

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

MCKENZIE, D.P., 1978, Active tectonism in the Alpine – Himalayan belt: the Aegean Sea and the surrounding regions (tectonics of the Aegean region), *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, 55, 217–254.

MOLNAR, P. and TAPPONIER, P., 1975, Cenozoic tectonics of Asia: Effects of continental collision, *Science*, 189, 419– 426.

ÖCAL, N., 1958b, 25 Nisan 1957 Fethiye zelzelesi, Maarif Vekaleti, İstanbul, Kandilli Rasathanesi, *Sismoloji Yayınları*,3.

OVER S, A PINAR, S ÖZDEN, H YILMAZ, UC ÜNLÜGENÇ, Z KAMACI, 2009, Causatives for extensional tectonics in SW Turkey as revealed by deformations within the Cameli Basin (in prep).

PAPAZACHOS, B. C., COMNINAKIS, P. E., 1971, Geophysical and tectonic features of the Aegean arc., *J. Geophys. Res.*, 76, 8517–8533.

PAPAZACHOS, B. C., 1990, Seismicity of the Aegean and the surrounding area, *Tectonophysics*, 178, 287–308.

PHILIP, H., CISTERNAS A., GVISKIANI, A. and GORSHKOV A., 1989, The Caucasus: An actual example of the initial stages of continental collision, *Tectonophysics*, 161, 1– 21.

PINAR, N., LAHN, E., 1952, İzahlı Türkiye Depremler Kataloğu, *İmar ve İskan Bakanlığı*, 6, 36.

REID, H. F., 1911, The elastic rebound theory of earthquakes, *Bulletin of the Department of Geology*, 6, 413-444.

REILINGER, R., MCCLUSKY, S., VERNANT, P., LAWRENCE, S., ERGİNTAV, S., ÇAKMAK, R., ÖZENER, H., KADİROV, F., GULIEV, I., STEPANYAN, R., NADARIYA, M., HAHUBİA, G., MAHMOUD, S., SAKR, K., ARRAJEHI, A., PARADISSIS, D., AL-AYDRUS, A., PRILEPIN, M., GUSEVA, T., EVREN, E., DMITROTSIA, A., FILIKOV, S.V., GOMEZ, F., AL-GHAZZI, R. and 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.*, Vol. 111.

ROYDEN, L., 1993, The tectonic expression of slab pull at continental convergent boundaries, *Tectonics*, 12, 303– 325.

SEZGİN, N., PINAR, A., ÖZÇELİK, S., 2005, 03 Şubat 2002 Sultandağı Depremi (Mw=6.2) ve Bölgedeki Tektonik Rejim, *Deprem Sempozyumu*, Kocaeli (23-25 Mart 2005).

SONDER, L. and ENGLAND, P., 1989, Effects of temperature dependent rheology on large scale continental extension, *J. Geophys. Res.*, 94, 7603–7619.

SPAKMAN, W., 1991, Delay-time tomography of the upper mantle below Europe, the Mediterranean, and Asia Minor, *Geophys. J. Int.*, 107, 309–332.

STEIN and WYSESSION, M., An Introduction to Seismology, Earthquakes and Earth Structure, 2003, Blackwell Publishing, Oxford, 498.

SUETSUGU, D., 1990, Source mechanism Practice, *IISSE Lecture Notes*, 104.

ŞENGÖR, A. M. C., 1980, Principles of Turkey's Neotectonics, *Turkish Geological Association Conference*, 2, 40 pp.

ŞENGÖR, A. M. C., GÖRÜR, N. and ŞAROĞLU, F., 1985, Strike slip faulting and related basin formation in zones of tectonic escape: Turkey as a case study, , in Strike-Slip Faulting and Basin Formation, *Soc. Sediment Geol.*, 37, 227–264.

ŞENGÖR, A. M. C., ÖZEREN, S., GENÇ, T. and ZOR, E., 2003, East Anatolian high plateau as a mantle-supported, north-south shortened domal structure, *Geophys. Res. Lett.*, 30(24), 8045.

TAN, O., TAYMAZ, T., 2005, Arabistan-Avrasya kıtasal çarpışma bölgesindeki depremlerin benzerlik ilişkileri, *İtü dergisi/d mühendislik*, Aralık 2005, 4 (6) 105-115.

TAPPONIER, P., LEDAIN, A. Y., ARMIJO, R. and COBBOLD, P., 1982, Propagating extrusion tectonics in Asia: New insights with experiments with plasticine, *Geology*, 10, 611 –616.

TAPPONNIER, P., ZHIQIN, X., ROGER, F., MEYER B., ARNAUD, N., WITTLINGER, G. and JINGSUI, Y., 2001, Oblique stepwise rise and growth of the Tibet Plateau, *Science*, 294, 1671– 1677.

TAYMAZ, T., JACKSON, J., WESTAWAY, R., 1990, Earthquake mechanisms in the Hellenic Trench near Crete, *Geophys. J.Int.*, 102, 695–731.

TAYMAZ, T., JACKSON, J., MCKENZIE, D., 1991, Active tectonics of the north and central Aegean Sea, *Geophys. J. Int.*, 108, 422–490.

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

THATCHER, W., 2003, GPS constraints on the kinematics of continental deformation, *Int. Geol. Rev.*, 45, 191– 212.

TWISS, R.J. and MOORES, E.M., 1992, Structural Geology, *W.H. Freeman and Company*, NewYork, 532.

VANNUCCI, G., GASPERINI, P., 2003, A database of revised fault plane solutions for Italy and surrounding regions, *Computers & Geosciences*, 29, 903-909.

WDOWINSKI, W., BEN-AVRAHAM, Z., ARVIDSSON, R. and EKSTROM, G., 2006, Seismotectonics of the Cyprean Arc, *Geophys. J. Int.*, 164, 176-181.

WORTEL, M. J. R., and SPAKMAN, W., 2000, Subduction and slab detachment in the Mediterranean-Carpathian Region, *Science*, 290, 1910 – 1917.

WRIGHT, T. J., PARSONS, B., ENGLAND, P. C. and FIELDING, E. J., 2004, InSAR observations of low slip rates on the major faults of western Tibet, *Science*, 305, 236–239.

YAĞMURLU, F., ŞENTÜRK, M., 2005, Güneybatı Anadolu’nun güncel tektonik yapısı, *Türkiye Kuvarterner Sempozyumu, 2-5 Haziran 2005*, Süleyman Demirel Üniversitesi, 55-61.

YILMAZ, Y., 2000, Tectonics and geological development of Western Anatolia, *International Earth Sciences Colloquium on the Aegean Region*, Abstract, 16, İzmir.

YILMAZTÜRK, A., BURTON, P.W., 1999, Earthquake source parameters as inferred from the body waveform modeling, southern Turkey, *Geodynamics*, 27, 469- 499.

YÜKSEL, F. A., 1984, 34⁰ - 38⁰ N paralelleri - 27⁰- 32⁰ E meridyenleri arasında kalan bölgenin (Doğu Akdeniz' in kuzey batısının) Sismotektonik Değerlendirilmesi, *İ.Ü. Deniz Bilimler ve Coğrafya Enstitüsü Deniz Jeolojisi ve Jeofiziği Ana Bilim Dalı*, Yüksek Lisans Bitirme Tezi, 83.

YÜKSEL, F. A., 1993, Batı Anadolu Bölgesi Serbest Hava Anomalisinin Filtrelenmesi ve Yerkabuğunun İncelenmesi, *İ.Ü. Fen Bilimleri Enstitüsü*, Doktora Tezi, 111. s

YÜKSEL, F. A., ALPMEN, M., 1993, Time and Space Distributions of Intermediate Focal Depth Earthquakes in the South-West of Turkey, Comprehensive Approach to Earthquake Disaster Mitigation, A. Vogel, O. Ergünay, K. Brandes, and M. Alpmen (Eds), Vieweg.

ZANCHI, A., KISSEL, C., TAPIRDAMAZ, C., 1990, Continental deformation in western Turkey : A structural and paleomagnetic approach, *International Earth Sciences Colloquium on the Aegean Region*, 357-367, İzmir.

ÖZGEÇMİŞ

14 Eylül 1983 yılında Bursa’da doğdum. Ortaokul ve liseyi Gemlik Celal Bayar Anadolu Lisesi’ nde okudum. 2001 yılında İstanbul Üniversitesi Jeofizik Mühendisliği bölümünde lisans öğrenimine başladım. Kurum stajımı MTA Marmara Bölge Müdürlüğü’ nde yaptım. Haziran 2005’ de lisans öğrenimini bitirdim. 2005- 2006 öğretim yılının ilk yarıyılında İstanbul Üniversitesi Yabancı Diller Bölümü’ nde hazırlık eğitimi alarak, ikinci yarıyılında İstanbul Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Jeofizik Mühendisliği Yüksek Lisans programına başladım ve çalışmalarına devam etmekteyim.