T.C.

ÇANAKKALE ONSEKİZ MART ÜNİVERSİTESİ

FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

DOKTORA TEZİ

SİMAV (KÜTAHYA) FAYI'NIN SİSMİSİTESİ VE SİSMOTEKTONİK ÖZELLİKLERİ

Alper DEMİRCİ

Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı

Tezin Sunulduğu Tarih: **25/01/2013**

Tez Danışmanları:

Prof. Dr. Süha ÖZDEN

Yrd. Doç. Dr. Tolga BEKLER

ÇANAKKALE

DOKTORA TEZİ SINAV SONUÇ FORMU

ALPER DEMİRCİ tarafından **PROF. DR. SÜHA ÖZDEN** yönetiminde hazırlanan "**SİMAV (KÜTAHYA) FAYI'NIN SİSMİSİTESİ VE SİSMOTEKTONİK ÖZELLİKLERİ"** başlıklı tez tarafımızdan okunmuş, kapsamı ve niteliği açısından bir Yüksek Lisans tezi olarak kabul edilmiştir.

Prof.Dr. Süha ÖZDEN

Danışman

Prof. Dr. Salih Zeki TUTKUN

Jüri Üyesi

Prof. Dr. Ali PINAR

Jüri Üyesi

Doç.Dr. Gonca ÖRGÜLÜ

Jüri Üyesi

Yrd. Doç.Dr. Tolga KOMUT

Jüri Üyesi

Sıra No:

Tez Savunma Tarihi: **25.01.2013**

Prof.Dr. İsmet KAYA

Müdür

Fen Bilimleri Enstitüsü

Hazırlanan bu Doktora Tezi TÜBİTAK tarafından 109Y103 no'lu projeden desteklenmiştir.

İNTİHAL (AŞIRMA) BEYAN SAYFASI

Bu tezde görsel, işitsel ve yazılı biçimde sunulan tüm bilgi ve sonuçların akademik ve etik kurallara uyularak tarafımdan elde edildiğini, tez içinde yer alan ancak bu çalışmaya özgü olmayan tüm sonuç ve bilgileri tezde kaynak göstererek belirttiğimi beyan ederim.

Alper DEMİRCİ

TEŞEKKÜR

Bu çalışmanın projelendirilmesinde ve tez konusunun belirlenmesinden tamamlanış aşamasına kadar birçok konuda hiçbir zaman desteğini esirgemeyen, takıldığım her konuda sıkılmadan benimle ilgilenen Danışman Hocam Prof. Dr. Süha ÖZDEN'e çok teşekkür ederim.

Tez çalışması boyunca benimle birlikte her üç ayda bir Kütahya yollarını aşındıran, sadece tez konusunda değil her konuda bana bir ağabey gibi yaklaşan, üzerimde büyük emekleri olan Sayın Hocam ve danışmanım Yrd. Doç. Dr. Tolga BEKLER'e;

Tez izleme toplantılarında, tezin bu hale gelmesinde önemli destek ve teşvikleri bulunan Sayın Hocalarım Prof. Dr. Ali PINAR'a, Prof. Dr. Salih Zeki TUTKUN'a, Yrd. Doç. Dr. Tolga KOMUT'a ve Doç. Dr. Gonca ÖRGÜLÜ'ye;

Deprem istasyonlarının kurulumu sırasında, gerek yer temini ve gerekse de istasyon kurulumu aşamalarında desteklerini esirgemeyen Eskigediz, Emet ve Simav Belediye Başkanları ve çalışanlarına, deprem verilerini bizlerle paylaşan AFAD Deprem Dairesi Başkanlığı çalışanlarına ve ayrıca Simav istasyonu kurulumundaki desteklerinden dolayı Dr. Doğan KALAFAT'a ve Kandilli Rasathanesi UDİM çalışanlarına ve bazı şekil çizimlerinde yardımlarını esirgemeyen Levent CAN'a;

Bu yolda beraber yürüdüğüm, sadece akademik anlamda değil her konuda güvenerek dertleştiğim ve bana çok şey katan arkadaşım, Öğr. Gör. Yunus Levent EKİNCİ'ye;

Ayrıca, beni yetiştirip bu gümlere gelmemi sağlayan, desteklerini herzaman yakından hissettiğim sevgili Anneme, Babama ve Ağabeyime;

Yüksek Lisans yıllarımda hayat arkadaşım olan, yüksek lisans tez çalışmamı hazırladığım dönemde ilk oğlumuzu ve doktora tez çalışmamı hazırladığım bu dönemde ise ikinci oğlumuzu beklediğimiz, bütün yaşadığı sıkıntılara rağmen bana hiçbirşeyi aksettirmeyen, verdiği destek ve motivasyonla benim için herzaman ilham kaynağı olan sevgili eşim Fulin DEMİRCİ'ye ve bu çalışma sırasında kendisini bir çok zaman ihmal ettiğim sevgili oğlum Egehan Ali DEMİRCİ'ye yürekten teşekkür ederim.

Alper DEMİRCİ

ÖZET

SİMAV (KÜTAHYA) FAYI'NIN SİSMİSİTESİ VE SİSMOTEKTONİK ÖZELLİKLERİ

Alper DEMİRCİ

Çanakkale Onsekiz Mart Üniversitesi

Fen Bilimleri Enstitüsü

Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı Doktora Tezi

Danışmanlar: Prof. Dr. Süha ÖZDEN ; Yrd. Doç. Dr. Tolga BEKLER

25.01.2013, 82

Bu doktora tezi çalışması kapsamında, dünyada en çok deprem üreten bölgelerden biri olan Batı Anadolu'daki en dikkat çekici yapılardan biri olan Simav Fayı'nın sismotektonik özellikleri incelenmiştir. Özellikle aletsel dönemde Simav Fayı'nın ürettiği en büyük deprem olan 19 Mayıs 2011 Simav Depremi (Mw=5.83) ve bu depremin arkasından gelişen depremler, çalışmanın temel veri kaynağını oluşturmaktadır. Dolayısıyla bu çalışma sismolojik anlamda Simav Fayı'nı konu alan en kapsamlı çalışma özelliğini taşımaktadır. Çalışma kapsamında bölgeye üç adet deprem istasyonu kurulmuş ve yaklaşık 30 aylık bir süreçte deprem kayıtları elde edilmiştir. Çalışma kapsamında kaydedilen ve farklı merkezlerden elde edilen toplam 37 adet deprem verisinin (Mw>3.5) moment tensör ters çözümü ile bu depremlere neden olan faylara ait odak mekanizmaları ortaya çıkarılmıştır. Ayrıca bölgede meydana gelen artçı şoklara (M > 1.9) ait lokasyon dağılımları ikili fark algoritması ile ele alınmış ve bu dağılım, ana şok sonrası meydana gelen Coulomb gerilme değişimi ile birlikte değerlendirilmiştir. Elde edilen bulgular ışığında, bölgede egemen olan tektonik rejimin türü ve açısal parametreleri gerilme tensörü analizi ile irdelenmiş, Simav Fayı ve bu fayla ilişkili diğer faylanmalara ait bir model önerilmiştir.

Anahtar sözcükler: Simav Fayı, Moment Tensör Ters Çözümü, Coulomb Gerilme Değişimi, ikili fark algoritması, gerilme tensörü analizi

ABSTRACT

SEISMICITY AND SEISMOTECTONIC CHARACTERISTICS OF SIMAV (KUTAHYA) FAULT

Alper DEMİRCİ

Çanakkale Onsekiz Mart University

Graduate School of Natural and Applied Sciences

Chair for Geological Engineering Thessis of Doctor of Philosophy

Advisors: Prof. Dr. Süha ÖZDEN ; Assist. Prof. Dr. Tolga BEKLER

25.01.2013, 82

In the scope of this Ph.D. dissertation, the seismotectonic characteristics of Simav Fault, one of the most important structures in Western Anatolia, were investigated. The 19 May 2011 Simav Earthquake (Mw=5.83), the biggest event produced by Simav Fault in instrumental period, and its aftershocks are the main database of the study. The present study, subjected to Simav fault, is also the most detailed implementation in seismologial manner in the study area. The events occured in the area were recorded during 30 months by three sismic stations deployed on the study area and on its surroundings. The focal mechanisms were revealed by moment tensor inversion method using the dataset of 37 events (Mw > 3.5), which were acquired in present study and obtained from the other sismological networks. The aftershocks (M > 1.9) were relocated using double difference algorithm and the location distribution were disscussed by considering Coulomb stress changes in the area caused by the mainshock. In the light of these findings, the type and angular parameters of dominant tectonic regime in the study area were analysed using stress tensor inversion and then a faulting model was suggested for the area.

Keywords: Simav Fault, Moment Tensor Inversion, Coulomb Stress Change, Double Difference Algorithm, Stress Tensor Inversion.

İÇERİK **Sayfa**

TEZ SINAVI SONUÇ BELGESİ ……..……. ii

İNTİHAL (AŞIRMA) BEYAN SAYFASI ……... iii

TEŞEKKÜR ……... iv

ÖZET……... v

ABSTRACT……. vi

BÖLÜM 1 – GİRİŞ ……. **1**

1.1. Çalışma Alanı……..... **2**

1.1.1. Çalışma Alanın Jeolojik Özellikleri…… **4**

1.1.2. Çalışma Alanı ve Çevresinin Tektonik Özellikleri……. **7**

1.1.3. Çalışma Alanı ve Civarında Tarihsel ve Aletsel Dönem Deprem Etkinliği…… **10**

BÖLÜM 2 – ÖNCEKİ ÇALIŞMALAR ...…… **16**

BÖLÜM 3 – MATERYAL VE YÖNTEM ……... **22**

3.1. Materyal……..... **22**

3.1.1. Çalışmada Kullanılan Veri Özellikleri…….... **22**

3.1.2. Deprem İstasyonlarının Kurulması……... **22**

3.1.3. Eski Gediz İstasyonu (CGDZ) ……. **22**

3.1.4. Simav İstasyonu (CSMV)…….. 23

3.1.5. Emet İstasyonu (CEMT) …..…… 24

3.2. Yöntem… ……..... 26

3.2.1. Sismik Kaynak Tanımı…. 26

3.2.2. Moment Tensör …… 27

3.2.2.1. Moment Tensör Elemanları ile Sismik Kaynak Tanımı ..…… 28

3.2.2.2. Zaman Ortamı Moment Tensör Ters Çözümü …… 31

3.2.2.3. Moment Tensör Bileşenlerinin Ayrıştırılması……. 35

3.2.2.4. Moment Tensör Ters Çözümünde Kullanılan Yazılım……. 36

3.2.3. Coulomb Gerilme Değişimleri……. 36

3.2.4. Deprem Relokasyonu ve Artçı şok Dağılımları…….. 38

3.2.5. Gerilme Tensörü Analizi…….. 41

3.2.5.1. R oranının önemi ve Baskın Gerilme Rejiminin Belirlenmesi… 44

BÖLÜM 4 – ARAŞTIRMA BULGULARI ve TARTIŞMA……..….. 46

4.1. Simav Depremi Sonrası Saha Gözlemleri ……..……... 46

4.1.1. Depremde Oluşan Yüzey Kırıkları……..……..…. 46

4.1.2. Hasar Dağılımları…….. 47

4.2. Sismolojik Veri ve Gözlemlere Dayalı Bulgular…… 49

BÖLÜM 5 – SONUÇLAR……..……..... 63

KAYNAKLAR ……..…… 67

Çizelge Listesi……..... I

Şekil Listesi……..... II

Ekler…… V

Özgeçmiş …… XXVI

BÖLÜM 1

GİRİŞ

Yerkabuğu ölçeğinde, tüm Dünyada olduğu gibi Türkiye'de de, aktif faylar, belirli zaman aralıklarıyla büyük deprem üretme potansiyeline sahiptirler. Bu fayların, hangi tekrarlanma aralığında, kaç büyüklüğünde deprem üretecekleri, nereden kırılacağı, ne kadarlık bir yüzey kırığı oluşturacağı, hangi tür fay davranışı sergileyeceği ve içinde bulundukları tektonik rejimin türü her zaman merak edilen sorular arasındadır. Bu soruların cevabı, sismik açıdan aktivitesi yüksek bir bölgede, deprem tehlikelerinin ne olduğunu ortaya çıkarırken, aynı zamanda depremlere karşı alınacak önlemlerin derecesini de belirleyebilmektedir. Bu türden verilerin elde edilebilmesi için, aktif sahalarda ve özellikle ana faya yakın alanlarda deprem istasyonlarının bulunması, depremlerin kaydedilmesi ve izlenmesi önemli sonuçlar ortaya çıkarmaktadır. Sismik açıdan aktif, aynı zamanda birden çok fay sistemine sahip Batı Anadolu'da (Arpat ve Bingöl, 1970; Şengör ve ark., 1985; Seyitoğlu ve Scott, 1991; Şaroğlu ve ark., 1992; Barka ve Reilinger, 1997, Bozkurt 2001), son on yılda, bazı alanlarda (Çameli-Denizli, Burdur, Dinar, Çeşme, Ula-Ören-Muğla, Simav-Kütahya, Saros Körfezi, Savaştepe-Balıkesir vb.) normalin üzerinde bir deprem aktivitesinin olduğu herkes tarafından bilinmektedir (Şekil 1.1). Bunlardan, Simav (Kütahya) ilçe merkezinde, 2009 yılı içerisinde bir tanesi yaklaşık 5 (Mw) büyüklüğünde olmak üzere, oldukça çok sayıda depremin çok dar bir alanda kümelenmesi bu çalışmanın hayata geçmesinde önemli ve dikkat çekici bir unsurdur. Simav ilçesi, tarihi bir yerleşke olup, yaklaşık D-B doğrultulu uzanan ve 60 km. uzunluğunda bir fayın üzerinde yer almaktadır (Şekil 1.2). Literatürde "Simav Fayı" (Şaroğlu ve ark., 1992; Emre ve ark., 2011) olarak bilinen bu fay; morfolojik ve topoğrafik verileriyle çok belirgin bir yapısal gidiş olarak dururken, son yüzyılda büyük bir depreme de kaynaklık etmemiştir. 2009 yılında oluşan orta büyüklükteki (Mw~5) deprem sonrası, bölgede sürekli artan deprem aktivitesini daha yüksek çözünürlükte değerlendirebilmek amacıyla bölge civarına 2009 yılı Kasım ayında üç adet deprem kayıt istasyonu (2 adet geniş-band ve 1 adet kısa periyot) kurulmuş olup, 2012 yılının Temmuz ayına kadar olan süreçte meydana gelen deprem kayıtları elde edilmiştir. İstasyon kurulumlarının gerçekleştiği tarihden kısa bir süre sonra, 19 Mayıs 2011'de, Simav merkezli orta büyüklükte (Mw=5.8) bir deprem meydana gelmiştir. Bu deprem Simav ve yakın çevresinde ciddi yapısal hasarlar oluşturmuştur.

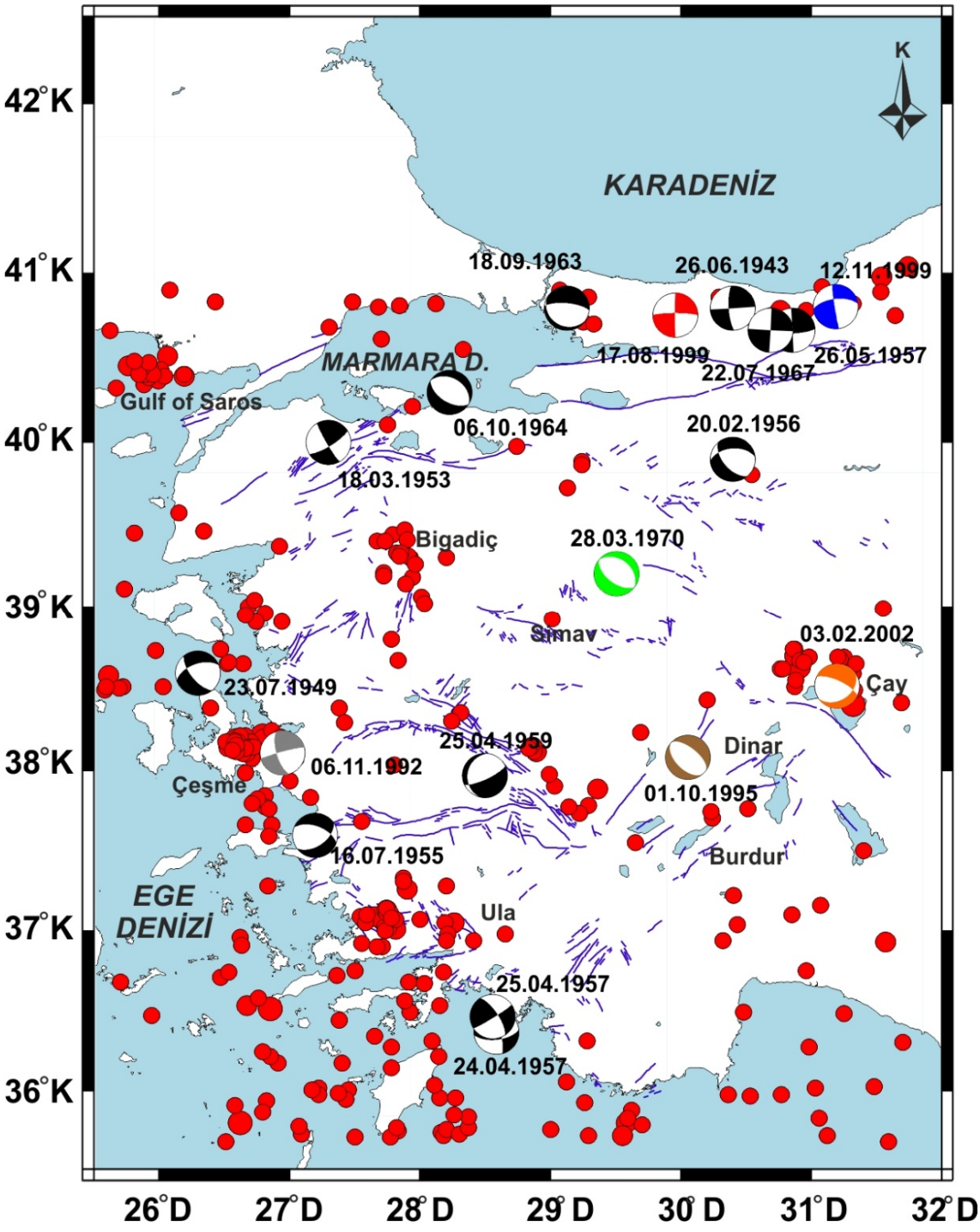
Dolayısıyla, Simav depremi ve artçı şoklarına ait veriler bu tez çalışmasında önemli bir veri kaynağı oluşturmuştur. Çalışmada, Boğaziçi Üniversitesi Kandilli Deprem Araştırma Merkezine ait sismolojik istasyon ağı, T.C. Başbakanlık Afet Acil Durum Yönetimi Başkanlığı Deprem Dairesi'ne ait bazı yakın istasyonlar ve çalışma kapsamında kurulumu yapılan istasyonlar tarafından kaydedilen veriler kullanılmıştır. Elde edilen veriler ışığında, bölgedeki deprem dağılımları, faylanma mekanizmaları, bölgesel etkin gerilme durumu ve deprem sonrası oluşan gerilme değişimleri incelenerek bölgenin sismotektonik özelliklerinin ortaya çıkarılması amaçlanmıştır.

Tezin birinci bölümünde çalışmanın amacı, kapsamı ve çalışma alanının jeolojik, tektonik ve konumsal özellikleri hakkında bilgilendirmelere yer verilirken ikinci bölümde, çalışma alanı ve yakın civarında geçmişte yapılan çalışmalar ve bunların sonuçları iredelenmiştir. Tezin üçüncü bölümünde, çalışmada kullanılan veri özellikleri, yöntemler ve bu yöntemlerin temelleri hakkında bilgiler sunulmaktadır. Ayrıca çalışma kapsamında kullanılan yazılımlar ve algoritmalara değinilmiştir. Tezin dördüncü bölümünde çalışmada elde edilen sismolojik sonuçlar üzerinde durulmakla beraber son bölümde ise bu sonuçların, çalışma alanının yakın civarında yapılmış geçmiş çalışmalar ile birlikte değerlendirilmesi yapılmıştır.

1.1. Çalışma Alanı

Çalışma Alanı güneyde Simav Fayı ve kuzey de Emet yerleşimine kadar olan bölgeyi içerisine almaktadır. Çalışma alanında en dikkat çekici yapısal unsurlar olarak Simav grabeni ve bu grabeni güneyden sınırlayan Simav Fayı göze çarpmaktadır. Büyük topoğrafik değişimlerin bulunduğu çalışma alananında (Şekil 1.2), en yüksek kot Simav Dağı zirvesinde (~1800 mt) ve en düşük kot ise Simav ovasını (~800 mt) içerisine alan Simav Grabeni içerisinde bulunmaktadır. Simav'ın güneyinde yer alan Simav Dağı yaklaşık doğu-batı uzanımlı olup, doğuda Gediz Vadisi'nden başlayarak, batıda Sındırgı'ya kadar uzanmaktadır. Dağın kuzey yamaçları Simav ilçesi, güney yamaçları ise Selendi ve Demirci ilçe sınırları içerisinde kalmaktadır. Simav Fayı; doğrultu atımlı Kuzey Anadolu Fay Zonu ile normal faylarla temsil edilen Ege açılma bölgesi arasında yer alan Eskişehir Fayı'nın ve yine yakın civarında önemli bir tektonik unsur olan Kütahya Fayı'nın GB'sında yer alır. Simav Fayı havzayı güneyden sınırlayan, yaklaşık 60 km. uzunluğunda, kuzeye eğimli bir faydır. Fayın başlangıçta sağ yanal doğrultu atımlı bir fay olarak çalıştığına ait gerek mezoskopik, gerekse fay düzlemi verileri mevcuttur (Özden ve ark.,

2011). Fay, özellikle Kuvaterner'de, Batı Anadolu'da etkin olan genel K-G doğrultulu genişleme rejimi içerisinde, bir rejim değişikliğine maruz kalmıştır (Koçyiğit ve Deveci, 2005; Özden ve ark., 2011). Günümüzde ise, normal bir fay olarak çalışmaktadır.



Şekil 1.1. Batı Anadolu'da 2000-2010 yılları arasında meydana gelmiş M>4 depremler (Kalafat ve ark., 2011) ve aletsel dönemde M>6 meydana gelmiş depremlere ait odak mekanizmaları (Tan ve ark., 2008'den düzenlenerek renklere göre kaynaklar belirtilmektedir, Siyah: McKenzie 1972, Mavi: Taymaz 1999, Kırmızı: Tibi ve ark. 2001,

Yeşil: Eyidoğan ve Jackson, 1985, Kahverengi: Pınar, 1998, Turuncu: Taymaz ve ark. 2004, Gri: Tan ve Taymaz 2001)

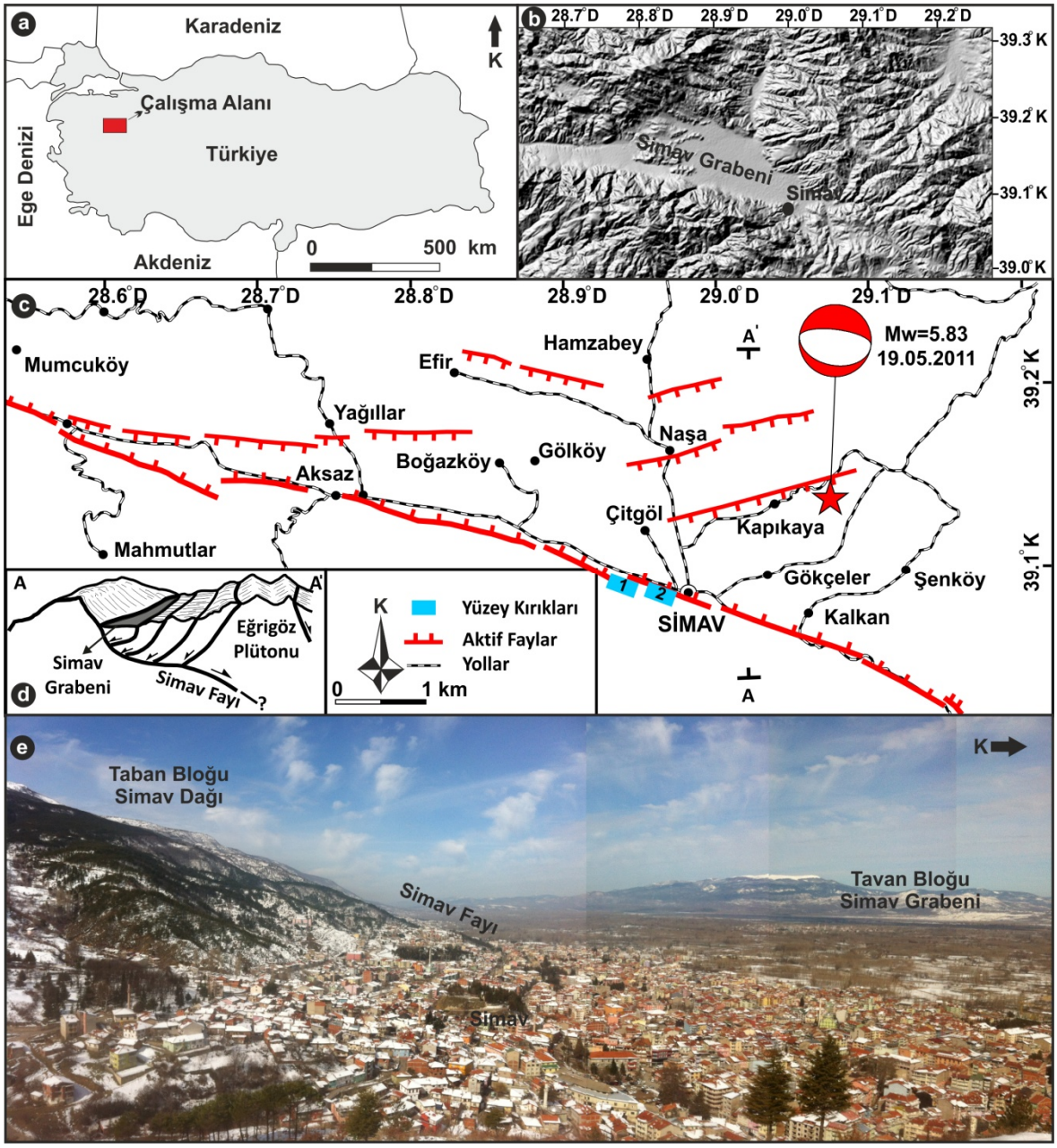
1.1.1. Çalışma Alanın Jeolojik Özellikleri

Batı Anadolu'da yer alan Simav ve yakın civarı, Türkiye'nin dört ana tektonik birliğinden, Anatolid-Torid sınırına çok yakın bir kesimi oluşturmaktadır. Bu sınırın güneyinde yer alan Toridler, bu bölgede, çoğunlukla Paleozoyik yaşlı Menderes Masifine ait metamorfik kayaçlar, onları kesen plütonik ve volkanik kayaçlar ile temsil edilmektedir (Zeschke, 1954; Seyitoğlu, 1997; Işık, 2004; Çoban, 2007; Akay, 2009). Neojen yaşlı olan plütonik-volkanik kayaçlar, masifin yükselmesine ve GB'dan KD'ya doğru yerleşmesine katkı sağlamışlardır (Arpat ve Bingöl, 1970; Aldanmaz ve ark., 2000).

Menderes Masifinin kuzey kesiminde Simav Fayı; litoloji, metamorfizma ve deformasyon özellikleri birbirinden farklı tavan ve taban blok birimlerini ayırır. Fayın taban blok kayalarını orta-yüksek dereceli metamorfitler, pegmatoyidler ve granitoyid intrüzyonları oluşturur. Tavan blokta ise şist-mermer topluluğu ve ofiyolitli melanj kaya türleri bulunur. Tüm bu birimler havza kenarları faylanmalar ile sınırlı, Neojen-Kuvaterner yaşlı volkano-sedimanter kayalar tarafından örtülür (Işık, 2004).

Ayrıca çalışma sahasını jeolojik birim açısından iki parçaya ayıran Simav Grabeni'nin güney bloğunda, metamorfik kayaçlar egemen olarak bulunurken kuzey bloğun batı kesiminde volkanit ve metamorfikler görülmektedir. Kuzey bloğun doğu kesiminde ise metamorfik kayaçların yanı sıra plütonik kayaçlarında yüzlek verdiği gözlenmektedir. Konak (1982), Simav Fay zonunun, taban bloğundaki jeolojik birimlerin, tavan bloktaki devamlılıklarının, Simav Fay zonu boyunca yaklaşık 5.5 - 6 km'lik bir yerdeğiştirme ile doğuya doğru kaydığını belirtmektedir. Dolayısı ile Simav Fayı'nın paleotektonik dönemde doğrultu atımlı bir fay olarak çalıştığını belirtmiştir. Bunun yanı sıra, gözlenen yanal atımın gerek Miyosen öncesi gerekse de Miyosen yaşlı kayaçlarla eş yaşlı olmasından dolayı Simav Fayı'nın Üst Miyosen'de doğrultu atımlı davranış sergilediğini belirtmiştir. Simav Fayı'nın normal karakterli bir faya dönüşme yaşı ise Üst Pliyosen veya Kuvaterner olduğu düşünülmektedir (Konak, 1982; Özden ve ark., 2011).

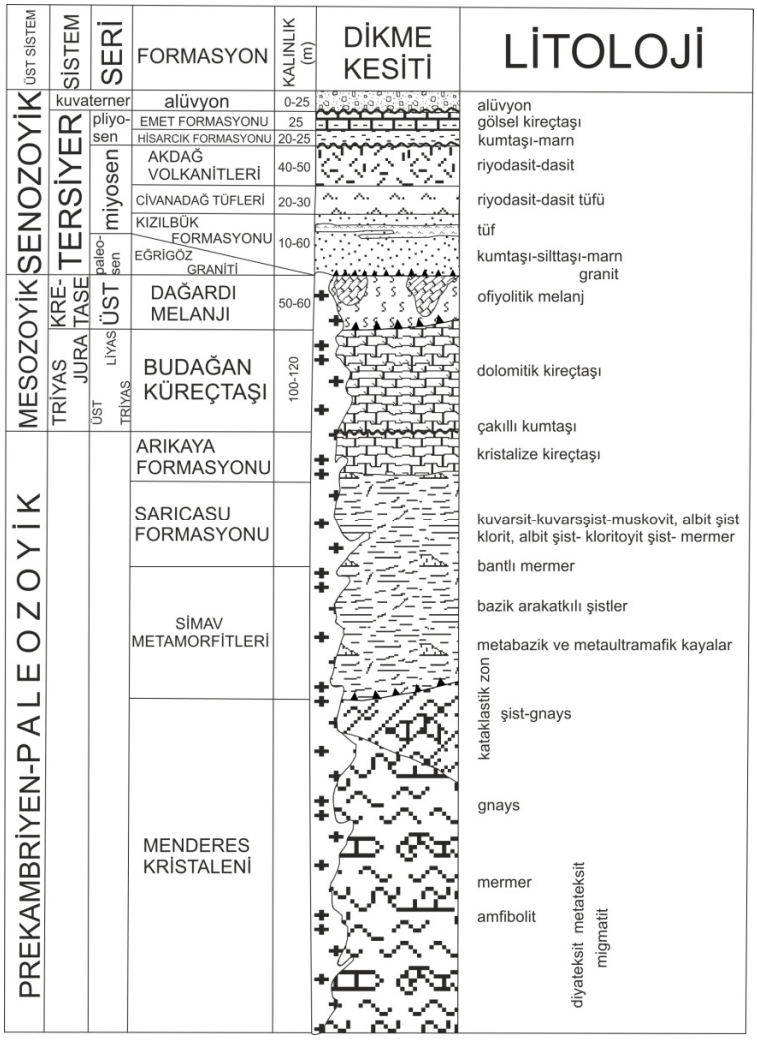
Konak (1982), Simav Dağı'na ait ayırt edilebilen kaya birimlerini stratigrafik bir kesit üzerinde göstermektedir (Şekil 1.3).



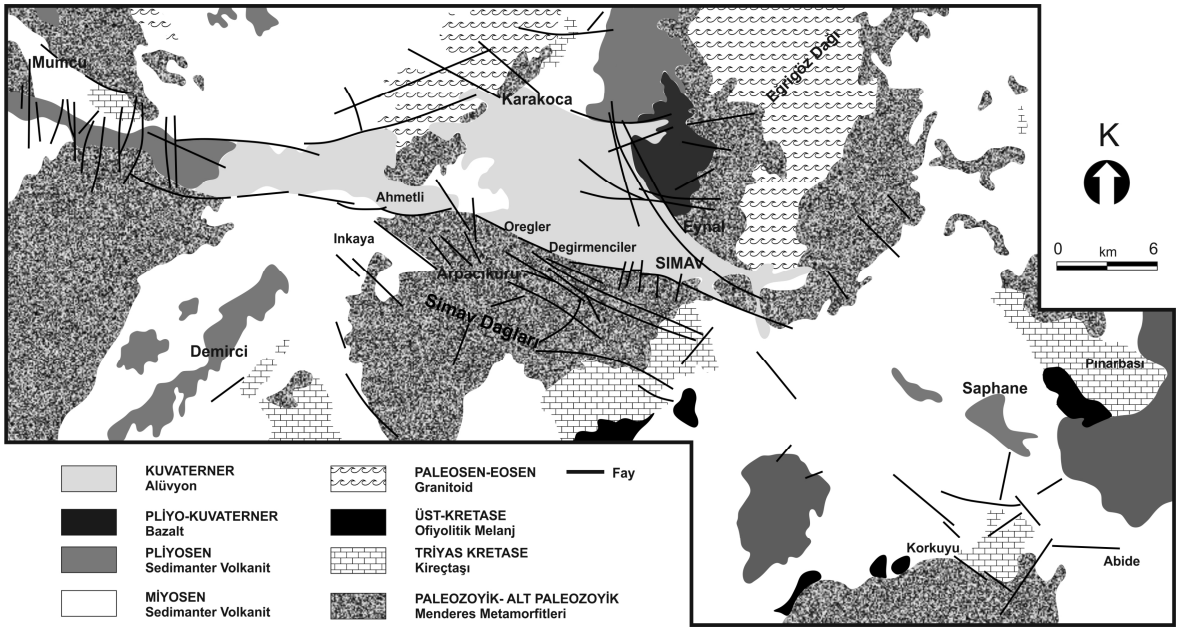
Şekil 1.2.a-c) Çalışma alanın coğrafik konumu **d)** Çalışma alanındaki faylanma mekanizmasına ait ögörülen model e) Simav Fayı'na doğudan bakış

Çalışma alanındaki kaya istifinin tabanında migmatitler ile kısmi ergime geçirmemiş orta ve yüksek dereceli Menderes Metamorfitlerine ait kayaçlar yer almaktadır (Konak, 1982). Bunlar, grabeni her iki yandan sınırlayan dağları oluşturmakta ve buralarda yaygın olarak yüzeylemektedir (Şekil 1.4). Ayrıca grabenin altında, genç çökellerin tabanında da bu kaya birimlerinin yer aldığı bilinmektedir. İnceleme alanındaki kaya birimleri, gençten yaşlıya doğru şu şekilde sıralanmaktadır.

- Alüvyon
- Pliyo-Kuvaterner yaşlı Naşa Bazaltları
- Pliyosen yaşlı Sedimanter ve Volkanik Kayaçlar
- Miyosen yaşlı Sedimanter ve Volkanik Kayaçlar
- Paleosen-Eosen yaşlı Simav Granitoidleri
- Üst Kretase yaşlı Dağardı Ofiyolitik Melanjı
- Triyas Kretase yaşlı Budağan Kireçtaşı
- Paleozoyik yaşlı Menderes Metamorfitleri



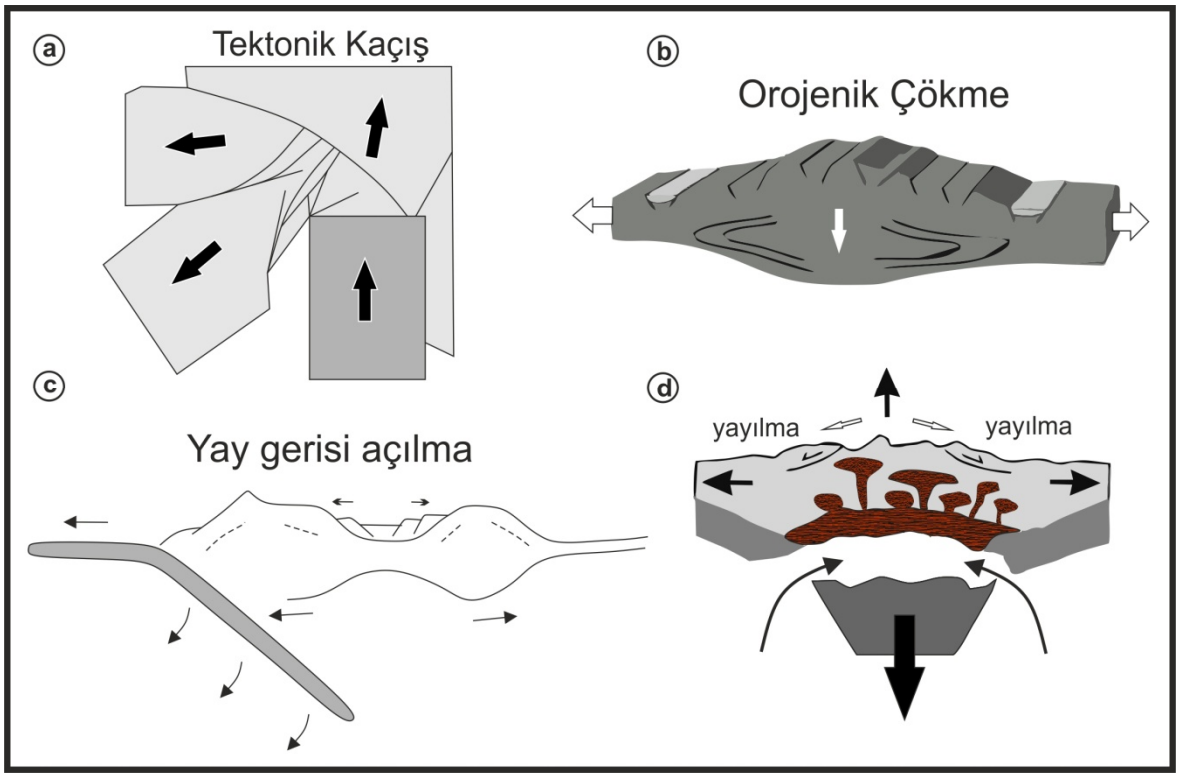
Şekil 1.3. Simav Dağı'na ait genelleştirilmiş dikme kesit (Konak, 1982)



Şekil 1.4. Çalışma alanının sadeleştirilmiş jeoloji haritası (Oygür, 1997)

1.1.2. Çalışma Alanı ve Çevresinin Tektonik Özellikleri

Batı-Güney Batı Anadolu, Geç Miyosen'den günümüze (Neotektonik dönemde), birden çok tektonik rejimin etkisi altında kalmıştır. Batı Anadolu'da, Geç Miyosen-Geç Pliyosen aralığında, KD-GB ve DKD-BGB doğrultusunda normal faylar ve ilişkili havzaların şekillendikleri düşünülmektedir (Arpat ve Bingöl, 1970; Şengör ve ark., 1985; Seyitoğlu ve Scott, 1991; Şaroğlu ve ark., 1992; Barka ve Reilinger, 1997). Geç Pliyosen'de, KB-GD doğrultulu sıkışma rejimi altında, DKD-BGB ve BKB-DGD gidişli doğrultu atımlı deformasyon egemen iken, Geç Pliyosen sonrası (Kuvaterner'de) KKD-GGB doğrultulu açılma rejimi hakim olmuştur. Dolayısıyla, gelişen bu tektonik rejim değişikliği sonrası, önceki yapısal gidişleri kullanan, Batı Anadolu genişleme alanını kesen, uzunlukları 100 km yi geçmeyen ve DKD-BGB, BKB-DGD ile D-B doğrultularında uzanan normal faylar ve bunların önünde gelişen graben ve yarı-graben havzaları görmek mümkündür (Le Pichon ve Angelier, 1979, Mercier, 1981; Şengör ve Yılmaz, 1981; Şengör, 1987; Hancock ve Barka, 1987; Koçyiğit, 2000). Bu gelişime özellikle Menderes Masifinin Neotektonik dönemdeki hızlı yükselimi ve parçalanması da eşlik etmiştir (Seyitoğlu and Scott, 1991, 1992).



Şekil 1.5. Batı Anadolu'daki genişlemeli tektonik model için öngörülen modellerin şematik gösterimleri a) Tektonik Kaçış b)Orojenik Çökme c) Yay Gerisi Açılma d) Konveksiyon nedeniyle yükselme ve yayılma

Batı Anadolu, dünyada sismik açıdan en aktif ve en çok deprem üreten bölgelerden biridir (Reilinger ve ark., 1997; Jackson ve McKenzie, 1988; Ambraseys, 1988; Taymaz ve ark., 1991; Bozkurt, 2001). Batı Anadolu'daki karmaşık tektonik yapının, rejim değişikliklerinin ve ayrıca bunların zaman ve nedenleri farklı görüşleri de beraberinde getirmektedir. Bunların ortaya çıkarılması amacıyla birçok çalışma ve bu çalışmalardan üretilen beş farklı görüş bulunmaktadır (Dewey ve Şengör 1979; Şengör ve ark., 1985; Görür ve ark., 1995; McKenzie, 1978; Meulenkamp ve ark., 1988; 1994; Thomson ve ark, 1998; Dewey, 1988; Seyitoğlu ve Scott, 1991; McClusky ve ark, 2000; Koçyiğit ve ark, 1999; Bozkurt, 2003; Komut ve ark., 2012). Bütün bu çalışmaların ortak noktası günümüzde Batı Anadolu'da aktif bir genişleme rejiminin hakim olmasıdır (Şekil 1.6).

(1) İlk görüş Arap levhası ile Anadolu levhasının çarpışmasıyla Doğu Anadolu'da meydana gelen kabuk kalınlaşmasının kıta kabuğunun karşılamayacağı bir seviyeye ulaşmasının ardından, Anadolu'nun batıya doğru sağ yanal Kuzey Anadolu Fay'ı (KAF) ve sol yanal Doğu Anadolu Fay'ı (DAF) boyunca ilerlemesi (Şekil 1.5a), ve bunun sonucunda Yunan makaslama zonunun bu hareketi engelleyici bir unsur olarak karşısına

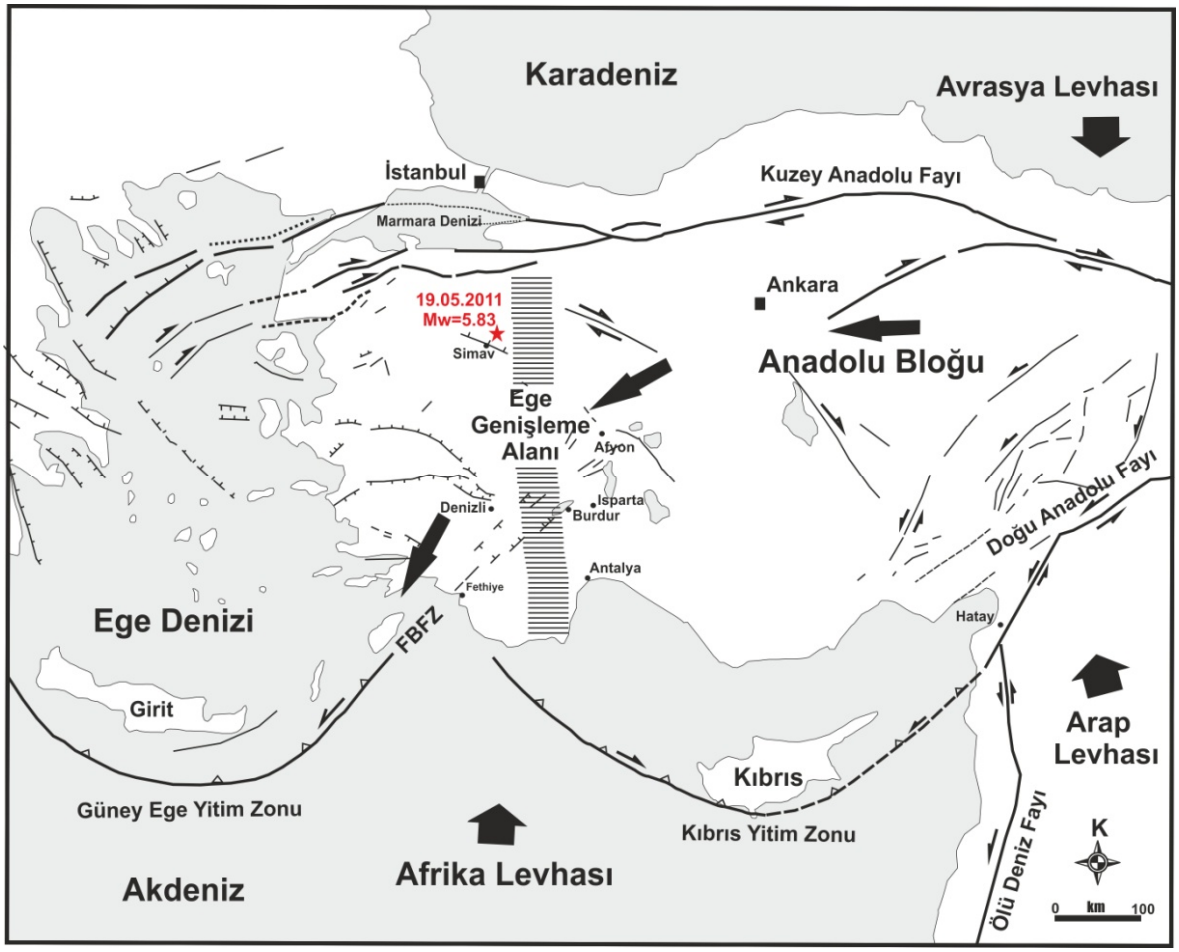
çıkması ve hareketi Güney Ege Yitim Zonu'na doğru değiştirmesi ile Batı Anadolu'da K-G genişleme meydana geldiği hipotezidir (Dewey ve Şengör 1979; Şengör ve ark., 1985; Görür ve ark, 1995).

(2) İkinci bir görüş ise, 5 my ile 60 my önce Ege hendek sisteminin GGB'ya doğru göçü nedeniyle Afrika levhasının Anadolu levhasına altına dalarken dalma batma zonu gerisinde oluşan yay gerisindeki gerilme (Şekil 1.5c) nedeniyle oluşan tektonizmadır (McKenzie, 1978; Meulenkamp ve ark., 1988; Meulenkamp ve ark., 1994; Thomson ve ark., 1998).

(3) Bir başka görüş ise, Geç Paleosen Neotetis çarpışmasını izleyen aşırı kalınlaşmış kabuğun (dağ kuşaklarının) Oligosen-Erken Miyosen'de gravitasyonel kuvvetler nedeniyle çökmesi (Şekil 1.5b) ve yanal olarak yayılması nedeniyle oluşan incelme ve Batı Anadolu'daki graben sistemlerinin buna bağlı olarak geliştiği hipotezidir (Dewey, 1988; Seyitoğlu ve Scott, 1991; McClusky ve ark., 2000).

(4) Diğer bir görüş ise iki aşamalı epizodik grabenleşme modelidir. Bu görüşte Batı Anadolu'daki graben sistemleri iki ayrı zamanda gelişmiş birbirlerini tamamlayıcı tektonik kuvvetlerle açıklanmaktadır. Modele göre, Miyosen-Erken Pliyosen'de orojenik çökme (Şekil 1.5c) nedeniyle graben oluşumu etkili olmuş ve daha sonra Pliyo-Kuvaterner Anadolu bloğunun batıya doğru kaçışı (Şekil 1.5a) nedeniyle oluşan K-G yönlü gerilme ile bu grabenlerin oluşumları devam etmiştir (Koçyiğit ve ark., 1999; Bozkurt, 2003).

(5) Son olarak, Batı Anadolu'daki genişlemenin ve genişlemeye bağlı yüzey topoğrafyasının şekillenmesine, konveksiyon akımlarının neden olduğu ve bölgenin bir bütün olarak yükseldiği dolayısıyla bu bölgedeki grabenlerin çökme sonucu değil tam aksine bir yükselme (Şekil 1.5d) sonucu oluştuğu hipotezidir (Arpat ve Bingöl, 1970; Komut ve ark., 2012).



Şekil 1.6. Batı Anadolu'daki önemli tektonik yapılar (Över ve ark., 2010 ve Bozkurt, 2001'den düzenlenmiştir)

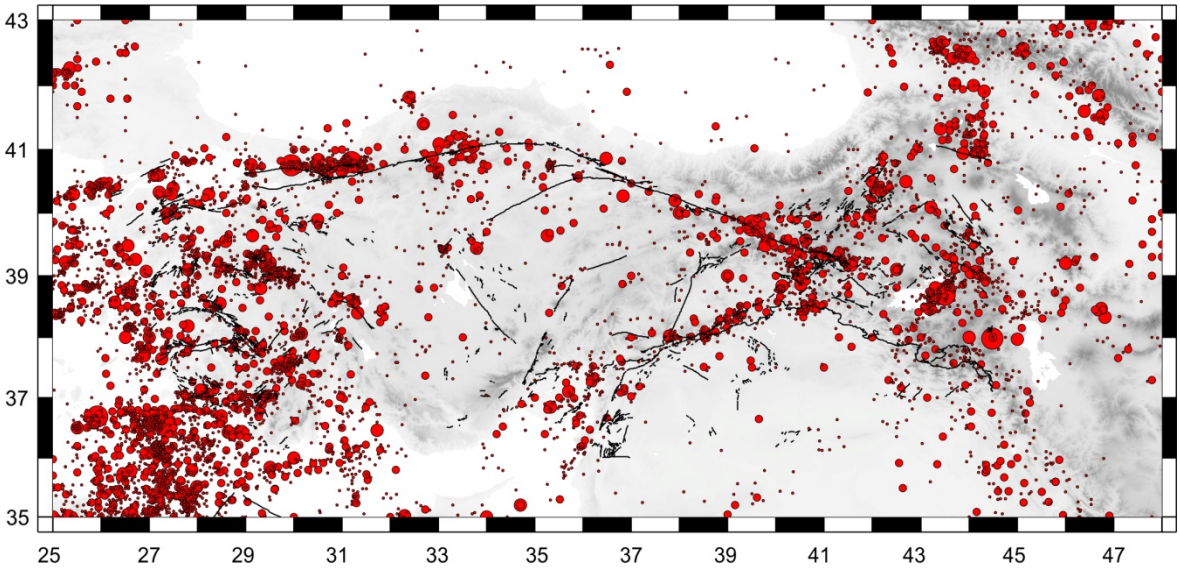
1.1.3. Çalışma Alanı ve Civarında Tarihsel ve Aletsel Dönem Deprem Etkinliği

Bilindiği gibi tarihsel depremlerin lokasyonlarına ait hatalar depremin geliştiği tarihteki koşulların yetersizliğinden dolayı yaklaşık 100 km'yi aşan farklar içerebilmektedir. Çalışma alanının en önemli yapısal unsuru olan Simav Fayı üzerinde yaşlandırma çalışmalarına dayalı bir tarihsel deprem verisi elde edilmemiştir. Fakat farklı kaynaklar bu bölge ve yakın civarında tarihsel depremlerin mevcut olduğunu belirtmektedirler (Zeschke, 1954; Taşdemiroğlu, 1971; Ambraseys ve Finkel, 1995). Taşdemiroğlu (1971) çalışma alanını içerisine alan geniş bir alanda tarihsel depremleri incelemiştir (Çizelge 1.1.). Bu depremlerin bazılarının Simav Fayı ile ilişkili olması muhetemel olmakla birlikte, Zeschke (1954), 1904 (yaklaşık) yılında Demirci civarının bir depremle tamamen yıkılmış olduğunu belirtmiştir. Ayrıca, Ambraseys ve Finkel (1995) 16.09.1728 tarihli İzmir civarında hissedilen depremin Simav yakınlarında gerçekleşmiş olabileceği ihtimali üzerinde durmaktadır.

Çizelge 1.1. Çalışma alanı yakın çevresinde gelişmiş (1969 öncesi) tarihsel depremler (Taşdemiroğlu, 1971) TDIK:Türkiye Depremleri İzahlı Kataloğu (Pınar ve Lahn, 1952)

No	Tarih	Boylam (^{o})	Enlem (^{o})	Şiddet	Bölge	Kaynak
1	1700	39.42	29.98	VI	Kütahya	TDIK
2	1795	38.76	30.50	VIII	Afyon	TDIK
3	1859	39.42	29.97	VI	Kütahya	TDIK
4	18.09.1866	39.40	29.20	VI	Uşak-Bursa	TDIK
5	11.05.1875	38.10	30.20	VI	Uşak	TDIK
6	06.10.1886	39.55	28.95	VII	Tavşanlı	TDIK
7	16.04.1896	39.30	29.20	VII	Emet	TDIK
8	03.1901	38.20	29.40	VI	Uşak	TDIK

Türkiye'nin aletsel dönem deprem etkinliği incelendiğinde (Kalafat ve ark., 2011; ISC Kataloğu, 2012), çalışma alanı ve yakın civarındaki yoğun deprem aktivitesi dikkat çekmektedir (Şekil 1.7). Çalışma alanı ve civarındaki bu yoğun aktivite Alaşehir (1969), Gediz (1970) ve Simav (2011) depremlerinden ve bunların artçı şoklarından kaynaklanmaktadır. Bu depremlerin ortak özelliği her bir depremin oldukça yoğun ve uzun süren artçı şok etkinliğine sahip olması ayrıca benzer faylanma mekanizmalarına sahip olmalarıdır (Şekil 1.9). Çalışma alanı ve yakın civarında gelişmiş bu depremler gerek büyüklükleri gerekse de meydana getirdiği hasar bakımından incelenmiş ve bazı araştırmacılar tarafından sismolojik anlamda ele alınmıştır (Eyidoğan ve Jackson, 1985; Ambraseys ve Tchalenko, 1972; McKenzie, 1972; McKenzie, 1978; Üçer, 1990).

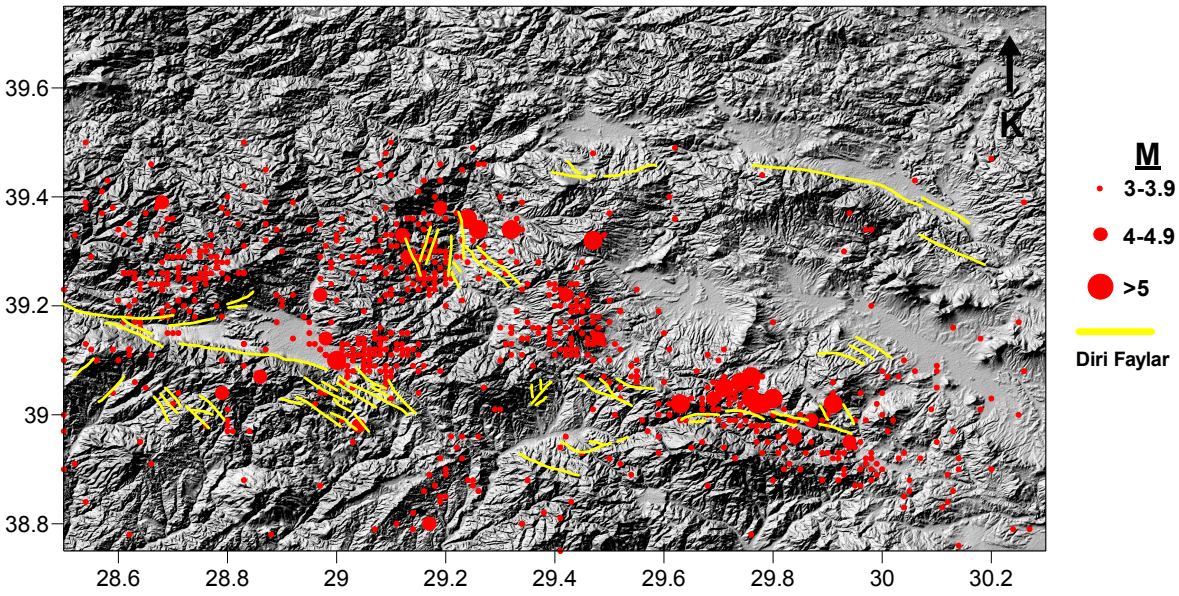


Şekil 1.7. Türkiye'de Aletsel Dönem Deprem (M>4) Etkinliği (Kalafat ve ark., 2011, ISC, 2012)

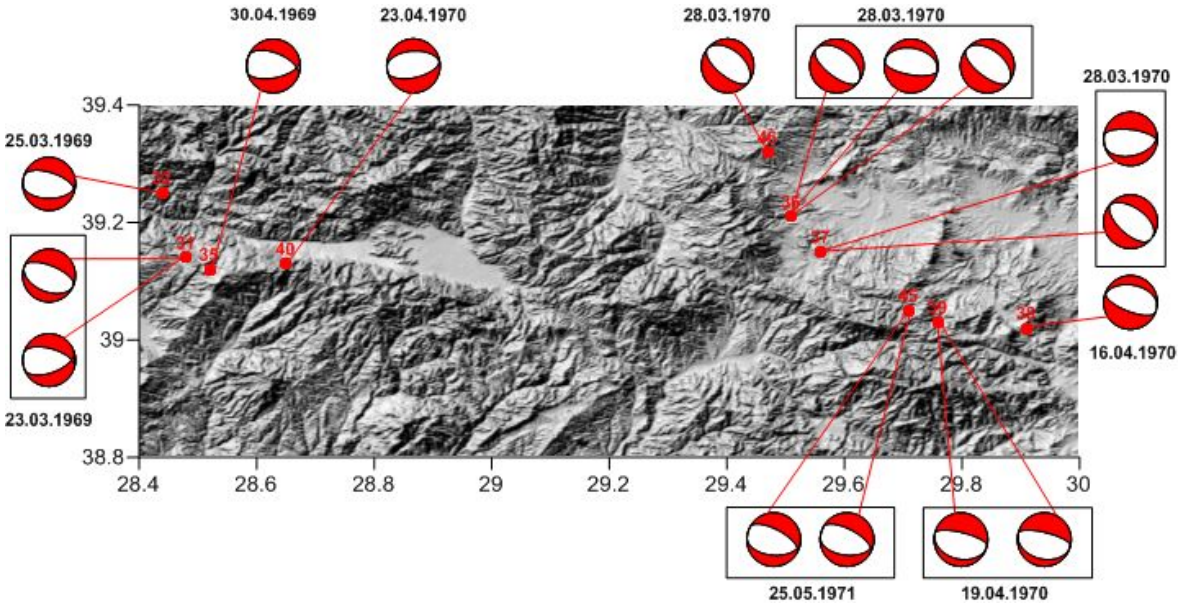
Çalışma alanı yakın civarında meydana gelmiş, oluşturduğu hasar ve büyüklük açısından en önemli depremler 1969 Alaşehir ve 1970 Gediz depremleri'dir (Şekil 1.8). 28.03.1970 tarihinde meydana gelen Gediz (Mw=7.2) depremi bölgede bugüne kadar gerçekleşmiş bilinen en büyük deprem özelliğini taşımaktadır. Ayrıca Gediz depremi çalışma alanı ve yakın civarında gerçekleşen depremler içerisinde belirgin yüzey kırıklarının gözlenebildiği tek depremdir. Ambraseys ve Tchalenko (1972) Gediz depremi sonrası oluşan yüzey kırıklarını haritalamış ve toplam kırık uzunluğu 45 km olduğunu gözlemlemişlerdir.

Çalışma alanını içerisine alan Simav Fayı üzerinde gerçekleşmiş en büyük deprem 19 Mayıs 2011 depremidir. Bu tarihe kadar olan deprem dağılımları (Şekil 1.8) incelendiğinde, Simav Fayı üzerinde meydana gelen en dikkat çekici depremler 17.02.2009'da 4.79 (Mw) büyüklüğünde ve 03.02.2010'da ise 4.27 ve 3.84 (Mw) büyüklüklerindeki depremlerdir. Tez çalışması kapsamında bu depremler de ele alınmış ve ileriki bölümlerde elde edilen sonuçlara değinilmektedir. Çalışma alanında 1990 yılından 2010 yılına kadar olan deprem dağılımlarına bakıldığında özellikle Simav Fayı üzerinde 2009 yılına kadar belirgin bir aktivite gözlenmemektedir. 2009 yılındaki 4.79 büyüklüğündeki deprem sonrası Simav Fayı civarındaki aktivite artmış ve 19.05.2011 depremine kadar belirgin bir mikro deprem etkinliği ile devam etmiştir. Simav Fayı'ndaki deprem aktivitesi 19.05.2011 tarihinden sonra yoğun bir şekilde devam etmiş ve takip eden yaklaşık 6 aylık süre zarfında 2000 (M>2) civarında artçı şok gözlenmiştir. 19.05.2011

Simav depremi ve bu tarihten sonra meydana gelen depremler bu tez kapsamında ayrıca değerlendirilmiş ve elde edilen sonuçlar ilerleyen bölümlerde sunulmaktadır.



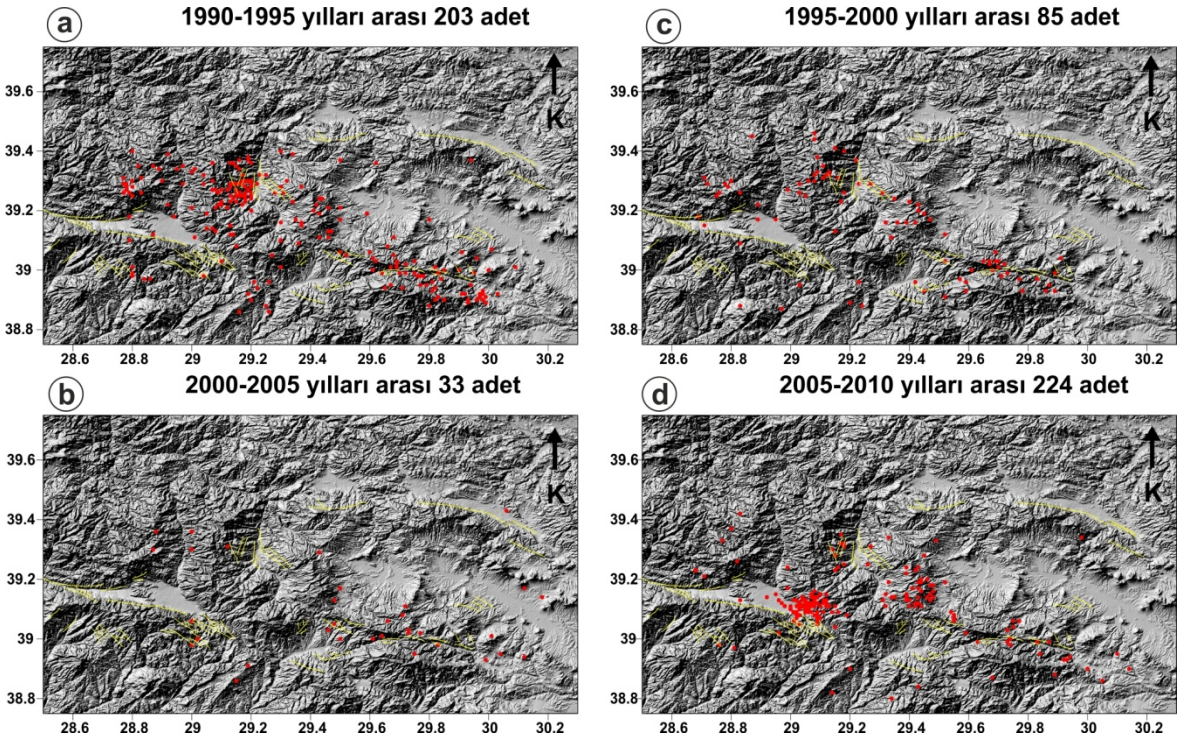
Şekil 1.8. 1970 Gediz Depremi Sonrası 19.05.2011 Simav depremine kadar olan sürede gerçekleşen deprem aktivitesi (Şaroğlu ve ark., 1992 ve Kalafat ve ark., 2011'den düzenlenmiştir.)



Şekil 1.9. Çalışma alanı yakın civarında meydana gelmiş depremlere ait farklı araştırmacılar tarafından gerçekleştirilmiş odak mekanizma çözümleri, (**31:** McKenzie, 1972; Eyidoğan ve Jackson, 1985, **32:** McKenzie, 1972; Eyidoğan ve Jackson, 1985, **35:** McKenzie, 1972, **36:** Mckenzie ,1978; Papazachos ve ark., 1991; Eyidoğan ve Jackson, 1985, **37:** McKenzie, 1978; Braunmiller ve Nabelek, 1996, **38:** McKenzie, 1978, **39:**

McKenzie, 1978; Eyidoğan ve Jackson, 1985, **40:** McKenzie, 1978, **45:** McKenzie, 1978; Eyidoğan ve Jackson, 1985, **46:** McKenzie, 1978)

Türkiye'de deprem ağının genişletilmesi ve depremlerin daha yüksek çözünürlükte kaydedilmesi çalışmaları 1992 Erzincan depremi ile hız kazanmıştır (Kalafat ve ark., 2005). Dolayısıyla bu tarihten sonra gerçekleşen depremlere ait gerek lokasyon gerekse de büyüklük tayinlerinin daha düşük hatalarla belirlenmiş olacağından, çalışma alanı ve yakın civarında, 1990 yılı sonrası gerçekleşen deprem aktivitesi ele alınmıştır (Şekil 1.10). Bölgedeki deprem aktivitesi 5 yıllık periyotlarda değerlendirildiğinde ilk 15 yıllık periyotta (1990-2005) Simav Fayı'na ait belirgin herhangi bir aktivitenin olmaması dikkat çekmektedir. Son 5 yıllık zaman dilimi incelendiğinde 2009 yılında meydana gelen 4.79 (Mw) büyüklüğündeki deprem ve artçı şokları gözlenmektedir. Bu depremlerin lokasyonlarının 19.05.2011 tarihinde meydana gelen Simav depremi ve artçı şokları ile aynı alan içerisinde olması 2009 depreminin de Simav Fayı kaynaklı olduğunu göstermektedir. Şekil 1.10'daki diğer dikkat çekici konu ise çalışma alanı ve yakın civarındaki 3 önemli fay zonuna (Simav, Emet ve Gediz) ait deprem aktivitelerinin aynı zaman dilimlerinde farklı yoğunluklar göstermeleridir. Özellikle Simav Fayı'nın düşük aktiviteye sahip olduğu zaman dilimlerinde diğer iki fay zonu (Emet ve Gediz) daha yoğun bir deprem dağılımına sahiptir. Fakat Simav Fay'ındaki aktivitenin artması ile birlikte bu fay zonlarındaki deprem yoğunluğu azalmaktadır. Ayrıca 19.05.2011 Simav depremi sonrası Emet (Hamamlar Fayı) ve Gediz (Muhipler Fayı) Fay zonlarındaki aktivitenin daha da düştüğü gözlenmektedir. Bu durum, Emet ve Gediz Fay zonlarının birlikte hareket ettiği fakat Simav Fayı'ının bunlardan farklı dinamikte olduğu şeklinde yorumlanabilir.



Şekil 1.10. Çalışma alanı ve yakın civarında 1990-2010 arası 5 yıllık dönemlerde gerçekleşen depremler (M>3) a)1990-1995 b)1995-2000 c)2000-2005 d)2005-2010 (Şaroğlu ve ark., 1992 ve Kalafat ve ark, 2011'den düzenlenmiştir.)

BÖLÜM 2

ÖNCEKİ ÇALIŞMALAR

Çalışma alanı ve geniş çevresinde, geçmiş yıllara ait bir çok çalışma bulunmaktadır. Bu çalışmaların çoğu 1970 Gediz depremini konu alırken diğer çalışmalar bölgenin temel jeolojisine ve jeolojik gözlem ve analizlere dayandırılarak gerçekleştirilen çalışmalardır. Sismolojik anlamda, deprem kayıtlarının değerlendirilmesi ve buna bağlı olarak yapılan çalışmalar sadece telesismik kayıtların kullanılması ile Gediz 1970 depreminin çözümlenmesi üzerinde yoğunlaşmıştır. Ayrıca, bölgede küçük ve orta büyüklükteki deprem kayıtları kullanılarak yapılmış detaylı bir çalışma bulunmamaktadır. Bu bakımdan savunulan tez çalışması, çalışma alanının güncel sismolojik verilerle tartışılması açısından bir ilk olma özelliği de taşımaktadır. Çalışma alanı ve civarında, tez konusunu da kapsayan şu çalışmalar özetlenebilir;

Ambraseys ve Tchalenko (1972); 1970 Gediz depreminin ilginç bir özelliğinin, bu depremden yaklaşık 1 yıl önce başlayan Orta Anadolu'daki bir deprem dizisinin en büyük depremi olduğunu ve bu depremlerin anaşoktan sonra 1 yıl daha devam ettiğini belirtmişlerdir. Bu süre içerisinde derinlikleri 10 ile 25 km arasında değişen 6000'den fazla artçı şok gerçekleştiğini belirtmişler ve bu depremleri 3 farklı deprem dizisi (Alaşehir, Demirci ve Gediz) içerisinde ele almışlardır. Ayrıca, depremin 45 km'lik yüzey kırığına neden olduğunu, baskın hareketin yaklaşık 60-70 derece ile Kuzey ve Kuzeydoğu'ya eğimli normal bileşenli bir fay düzlemi üzerinde gerçekleştiğini belirtmişlerdir. Ayrıca, maksimum rölatif yerdeğiştirmenin düşeyde 220 cm yatayda 30 cm olduğunu belirtmişlerdir.

Tokay ve Doyuran (1979); Ege Bölgesi'nin tipik tektonik yapısını oluşturan çöküntü havzalarından başlıcalarının Büyük Menderes, Küçük Menderes, Alaşehir, Simav, Gediz, Bergama ve Edremit çöküntü havzaları olduğuna ve bu çöküntü havzalarının genel doğrultularının kabaca doğu-batı olduğuna dikkat çekmişlerdir. Gediz ve dolaylarını içeren tektonik haritada doğu-batı yönlü genel gidişlerin yanı sıra, çok sayıda ve farklı doğrultularda fayların da varlığı ortaya çıkarmışlardır. Bu fayların kabaca BKB-DGD ve KD-GB yönlerinde geliştiğini bu durumun, bölgenin karmaşık blok faylanmalardan etkilendiğini belirtmişlerdir. Bölgede genellikle eğim atımlı normal fayların egemen olduğunu, Batı Anadolu'nun tipik çöküntü havzalarının varlığından da anlaşılacağı gibi, bölgenin gerilme kuvvetlerinin etkisi altında olduğunu, bu kuvvetlerin etkilerinin sürekli

olduğunu ve bunun da bölgede çok eskiden beri süregelen ve zaman zaman şiddetli olabilen depremlerden anlaşıldığına dikkat çekmişlerdir.

Konak (1982); Simav Fayının kuzey bloğundaki metamorfik zonların güney bloğa nazaran doğuya doğru kaydığını dolayısı ile bu fayın sağ yanal doğrultu atımlı fayı işaret ettiğini belirtmektedir. Daha sonraki dönemde rejimin K-G açılma rejimine dönmesinin, fayın normal bileşenin daha baskın olmasına sebep olduğunu belirtmektedir.

Koçyiğit (1984); Güneybatı Türkiye'de depremselliği en yüksek iki sismik kuşağın Girit-Rodos-Fethiye-Burdur boyunca ve Simav-Emet-Gediz-Altıntaş boyunca uzanan kuşaklar olduğunu ayrıca 1970 depreminden sonra Simav'dan başlayan kuşakta depremselliğin daha da arttığını belirtmiştir.

Eyidoğan ve Jackson (1985); Simav Fayının önceden var olan zayıflık zonlarından önemli derecede etkilendiğini, diğer bir deyişle, bu fayın yeterince olgunlaşmamış olduğunu belirtmiştir.

Üçer (1990); Gediz depremini ele almış Gediz depreminden sonraki deprem aktivitesinin en az 20 yıl sürmesi dünyada az görülen bir olay oluğunu belirtmiştir. Normalden fazla sayıda olan bu depremlerin bir deprem fırtınası olarak düşünülebileceğini ve ayrıca bu yoğun aktivitenin ofiyolit zonundan veya bölgenin Marmara mikro levhasının sınırında olmasından kaynaklanmış olabileceğini öne sürmüştür.

Şaroğlu ve ark. (1992); MTA adına Türkiye Diri Fay Haritası'nı yapmışlardır. Bu bölgede Simav fayını aktif doğrultu atımlı bir fay olarak göstermişlerdir.

Ardos (1995); Simav vadisinin oluşumunu vadi ile çevreleyen dağlar arasındaki eğim atımlı faylara bağlamış ve vadinin bu faylar ile sınırlanmış bir graben olduğunu belirtmiştir. Bu fayların kimi bölgelerde (Semerköy ve Çiftköy) 500 m'den daha fazla atıma sahip olduğunu gözlemlemiş ve dağlardan vadiye doğru kademeli bir çökme olduğunu belirtmiştir. Ayrıca, bölgedeki riyolitik-dasitik püskürmeler nedeniyle de faylanmaların oluştuğunu ve Eynal ve Naşa gibi sıcak su kaynaklarının bu bazaltik çıkışlara bağlı olduğunu belirtmiştir.

Seyitoğlu (1997); Simav bölgesinin Menderes masifinin en kuzeyini temsil ettiğini ve Simav grabeni'nin Ege'nin K-G genişlemesine bağlı en büyük unsurlarından biri

olduğunu belirtmektedir. Sedimantolojik verilere göre, Simav grabenin yaşını Pliyo-Kuvaterner olarak öngürmüştür.

Bozkurt (2001); Batı Anadolu'nun, dünyanın en hızlı gerilen ve sismik bakımdan aktif olan bölgelerinden birisi olup; Ege açılma bölgesinin bir parçası olduğunu; yaklaşık D-B gidişli grabenlerin (Edremit, Bakırçay, Kütahya, Simav, Küçük Menderes, Büyük Menderes, Gökova) ve basenleri sınırlayan aktif normal fayların batı Türkiye'nin en göze batan Neotektonik yapıları olduğunu belirtmiştir.

Koçyiğit ve Deveci (2005); Güneydoğuda Karaman ile kuzeybatıda Sındırgı arasındaki alanda, 10-30 km genişlikte, 500 km uzunlukta, KB-GD gidişli ve süreksiz verev atımlı normal bir fay sisteminin yüzeylediğini belirtip, bu büyük sismojenik kuşağı Akşehir-Simav Fay Sistemi (ASFS) olarak adlandırılmışlardır. Akşehir-Simav Fay Sistemi'nin güneydoğu yarısı, kuzeyde yer alan Batı Orta Anadolu ile güneyde yer alan Isparta Açısı arasındaki coğrafik sınırı oluşturduğunu, buna karşın fay sisteminin kuzeybatı yarısının Batı Anadolu içinde uzandığını ve en kuzeybatıda KD gidişli Akhisar fay zonu ile birleşerek sona erdiğini vurgulamışlardır.

Çiftçi ve Bozkurt (2007); Gediz Grabeni'nin güney kenarını denetleyen normal fay sistemleri Kuvaterner birimleri ve Neojen birimlerini etkileyen faylar olmak üzere iki ayrı grup altında incelemişlerdir. Kuvaterner birimler içerisinde genellikle bir gruplaşmaya (uni-modal dağılımlar) değinirlerken, Neojen birimlerde üç farklı dağılım (tri-modal) olduğuna dikkat çekmişlerdir. Bu farklılık deformasyonun sürekliliği içerisinde daha önce oluşan fayların geometrik değişimlerinden kaynaklanabileceği gibi, her iki çökelim dönemini etkileyen stres rejimindeki farlılıklarla da ilişkili olabileceği sonucuna varmışlardır.

Doğan ve Emre (2006); Gediz grabeni kuzeyinde, Soma-Afyon arasında uzanan Sındırgı-Sincanlı Fay Zonu'nun (SSFZ), Ege açılmalı tektonik rejimi ile Kuzeybatı Anadolu geçiş tektonik rejimi arasında yapısal bir sınır olarak değerlendirmişlerdir. Bu fay sisteminin en karakteristik özelliği, Gediz grabeni tavan bloğunda, bu grabenin eksenine dik yönde uzanan kabaca KD-GB doğrultulu enine fayların kuzey uçlarının sonlandığı yapısal bir hat niteliğinde olduğunu vurgulamışlardır. Bu fay sisteminin, batı ucunda Gediz graben sisteminin doğrultu atımlı bir transfer yapısı olan Gelenbe fay zonu ile ilişkili olduğunu, doğu ucunda ise Sultandağı fayına bağlı olarak şekillenmiş Afyon-Akşehir

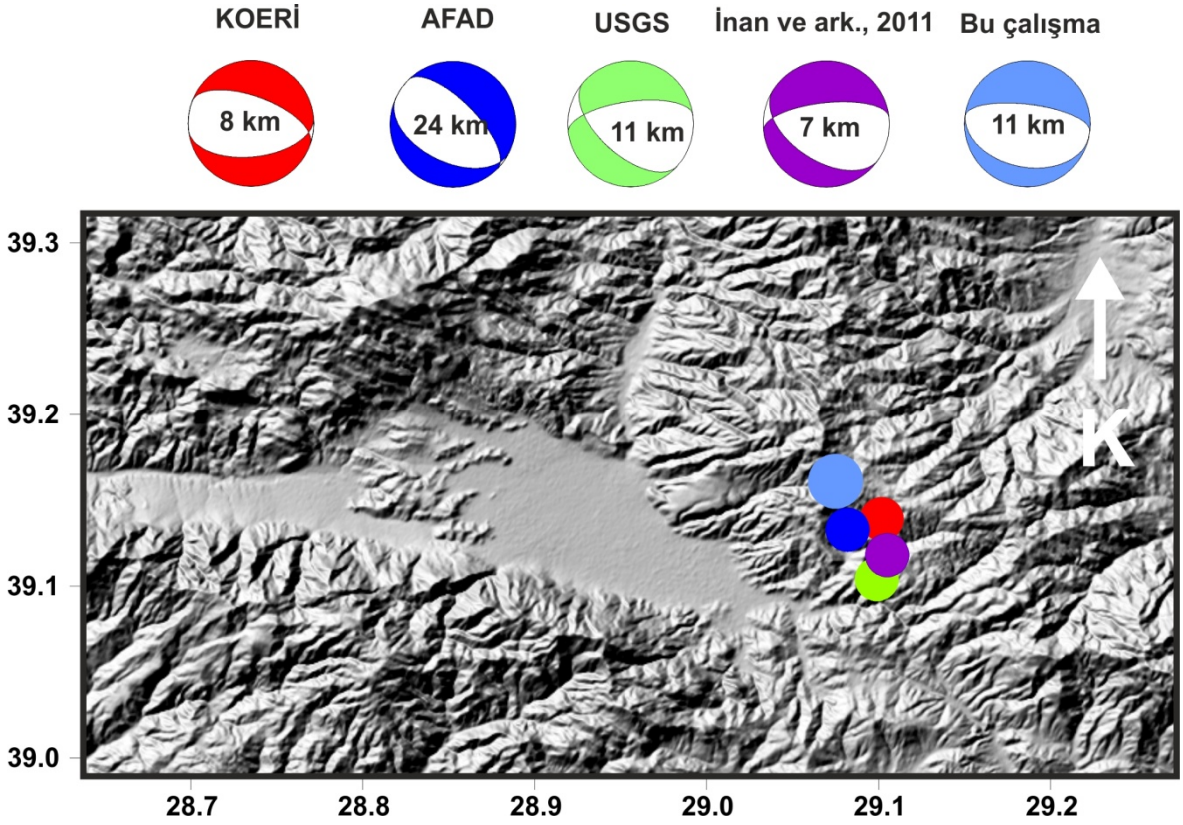
graben sistemine bağlandığına değinmişlerdir. SSFZ nun, yaklaşık 205 km uzunluğunda sağ yönlü doğrultu atımlı diri bir fay zonu olduğunu fay sistemi boyunca 10 km yi bulan jeolojik atımların, Kuvaterner morfolojisi ve akarsularda izlenen ötelenmelerin sağ yönlü doğrultu atımlı olduğunu vurgulamışlardır. Literatürden bilinen Simav Fayı'nın bu fay sisteminin bir alt parçasını oluşturduğunu, BKB-DGD genel doğrultusunda uzanan fay sistemi 7 alt fay veya segmentten meydana geldiğini, uzunlukları 19-56 km arasında değişen bu alt fayları batıdan doğuya doğru; K86ºB doğrultulu, 37 km uzunluğunda Osmanlar, K77ºB doğrultulu 56 km uzunluğunda Simav, K66ºB doğrultulu 23 km uzunluğunda Şaphane, K65B doğrultulu 33 km uzunluğunda Abide, K65ºB-KG-K30ºD doğrultularında batıya içbükey bir yay şeklindeki 24 km uzunluğunda Banaz, K67ºB doğrultulu 26 km uzunluğunda Elvanpaşa ve K53ºB doğrultulu 19 km uzunluğundaki Çayhisar segmentleri olarak tanımlamışlardır.

Yükünç (2007), Hisarcık (Kütahya) alanı içerisindeki Neojen tortullaşması ve volkanizmasının Erken Miyosen-Erken Orta Miyosen zaman aralığında gerçekleştiğini belirtmiştir. Bu dönem içinde altta Hacıbekir Grubu ve üstte Emet Grubu olmak üzere birbirinden uyumsuzlukla ayrılmış iki üst birim ayırtlayarak, alttan üste, Hacıbekir Grubu kapsamındaki Taşbaşı formasyonu, Akdağ volkanitleri, Kızılbük formasyonu ve Köpenez tüfü ile Emet Grubu kapsamındaki Kızılyar formasyonu, Ören formasyonu, Hisarcık formasyonu ve Dereköy volkanitinin yöntemli tanımlarını yapmış; özellikle volkanik kaya birimlerinin mineralojik-petrografik ve jeokimyasal özellikleri analiz etmiştir.

M.T.A. Raporu (2009), Simav Fayı'nın, Sındırgı (Balıkesir)-Sincanlı (Afyon) arasında KB-GD genel doğrultulu sağ yönlü doğrultu atımlı ve yaklaşık 205 km uzunluğunda diri bir fay sistemi olduğunu; 05.02.2009 depreminin fayın Simav bölümüne rastladığını belirtmiştir. Verilen dış merkez lokasyonlarının bulunduğu alanda Simav Fayı'nın zonal bir yapı sunduğunu, Simav havzası fayın doğrultu atımlı iki ana segmenti arasında sağa sekmeli açılmalı bir sıçramalı büklümde gelişmiş çek ayır havzası niteliğinde olduğuna değinmiştir. Bu havzanın kuzeydoğu kenarı Simav fay zonu içerisinde yer alan normal faylarla sınırlı olduğunu, KRDAE-UDİM tarafından yapılan hızlı fay düzlemi çözümüne göre depremin ana şokunun sağ yönlü doğrultu atımlı kırılma mekanizmasıyla geliştiğini belirtmektedirler. MTA'nın diri fay verisi bu fay düzlemi çözümü ile eşleştirildiğinde, 15.02.2009 Simav depreminin Simav Fayı'ndan kaynaklandığı sonucuna varmışlardır.

Zeschke (1954), Akdeniz ve Konak (1979b) ve Koçyiğit (1984), Simav grabeni taban bloğundaki basamak türü fayları KD'ya dalımlı çekim fayları olarak tanımlamışlardır.

Bu çalışmaların yanı sıra, 19 Mayıs 2011 Simav depremi gerek depremin büyüklüğü gerekse de meydana getirdiği hasar nedeniyle birçok araştırmacının bölgeye olan ilgisini arttırmıştır. Deprem sonrası ana şok deprem kayıtları farklı merkezler ve araştırmacılar tarafından ele alınmış (Şekil 2.1) ayrıca bazı araştırmacılar ise deprem sonrası yaptıkları saha gözlemleri ile depremin ve bölgenin dinamikleri hakkında bildirimlerde bulunmuşlardır. Dolayısıyla tez çalışması kapsamında elde edilen sonuçları sözü edilen çalışmaların sonuçları ile karşılaştırma imkanı da elde edilmiştir.



Şekil 2.1. 19 Mayıs Simav depreminin farklı merkezler ve araştırmacılarca yapılan lokasyon ve odak mekanizma çözümleri

Emre ve ark. (2011), Simav depremine neden olan fayın Simav Grabenini kuzeyden sınırlayan ve güneye eğimli normal fay üzerinde geliştiğini belirtmişler, ayrıca grabenin güney sınırındaki, Simav Fayının sağ yanal doğrultu atımlı bir karaktere sahip olduğunu belirtmişlerdir.

İnan ve ark. (2011), Simav bölgesinin doğrultu atımlı faylarla domine edilen Marmara bölgesi ve normal faylarla temsil edilen Ege Genişleme Bölgesi sınırında kaldığını belirtmişler ve diğer taraftan gerçekleştirdikleri 19.05.2011 Simav depremine ait odak mekanizma çözümüne göre depremin normal faydan kaynaklandığını göstermişlerdir.

BÖLÜM 3

MATERYAL VE YÖNTEM

Bu bölümde, çalışma kapsamında elde edilen sismolojik veriler çerçevesinde kullanılan sismolojik yöntemler ve bu yöntemler dahilinde ele alınan parametrelerden bahsedilmektedir. Çalışma kapsamında ilk olarak deprem lokasyonları yapılmış ve daha sonra bu lokasyonlar kullanılarak odak mekanizma çözümleri gerçekleştirilmiştir. 37 depreme ait odak mekanizma çözümlerinden elde edilen fay düzlemleri ile bölgedeki etkin gerilme durumunu ortaya çıkarmak amacıyla gerilme tensörü analizi yapılmıştır ve son olarak bölgedeki statik gerilme değişimlerini ortaya koymak amacıyla Coulomb gerilme değişimleri incelenmiş ve artçı şok dağılımı ile birlikte değerlendirilmiştir.

3.1. Materyal

3.1.1. Çalışmada Kullanılan Veri Özellikleri

Çalışma kapsamında, Eskigediz, Simav ve Emet ilçe merkezlerine üç adet istasyon kurulmuştur. Çalışmada, kurulumu yapılan sismolojik istasyonlara ait verilerin yanı sıra Boğaziçi Üniversitesi Kandilli Rasathanesi ve Deprem Araştırma Enstittüsü (KRDAE) Ulusal Deprem İzleme Merkezi'ne ait sismolojik ağa ait veriler ve ayrıca bazı orta-büyüklükteki deprem kayıtlarını içeren T.C. Başbakanlık AFAD Deprem Dairesi Başkanlığı tarafından işletilen yakın istasyon verileri kullanılmıştır. Çalışmada, gerek lokasyon tayinleri ve gerekse de moment tensör ters çözümünde kullanılan istasyonlar Şekil 3.1'de gösterilmektedir.

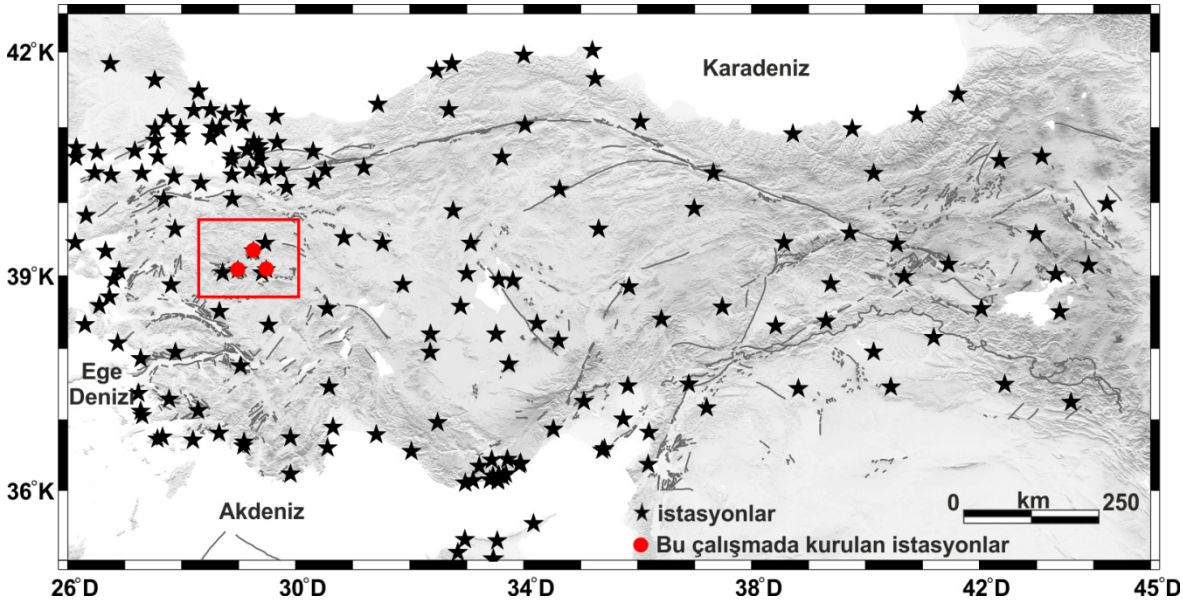
3.1.2. Deprem İstasyonlarının Kurulması

Çalışma kapsamında 15.11.2009 tarihinde kurulan ve 15.06.2012 tarihine kadar kapalı devre (offline) olarak işletilen istasyonların fiziki kurulumları konusunda, ilçe belediye başkanları öncülük etmiş ve destek olmuşlardır. Sırasıyla bu istasyonlar ve özellikleri şu şekildedir.

3.1.3. Eski Gediz İstasyonu (CGDZ)

Bu istasyonua ÇOMÜ Jeofizik Mühendisliği Bölüm envanterinde bulunan, OYOGEOSPACE 1 Hz Üç Bileşen Kısa Periyod Sismometre ve Reftek 130-01/3 Kayıtçısı yerleştirilmiştir. Bunların dışında 120 Ah 'lik Akü dışarıdan çekilen elektrik hattı ile sürekli beslenecek şekilde yerleştirilmiş ayrıca voltaj sabitleyici regülatör ile kayıtçıya düzenli akım iletimi sağlanmıştır. Sismometre, yerleştirildikten sonra ısı izolasyonu

yapılarak, ısı değişimlerinden etkilenmemesi sağlanmıştır. Kayıtlarda örnekleme frekansı 50 Hz olarak seçilmiş ve veriler 2 GB'lık 2 adet kompakt flash disklere kaydedilecek şekilde kaydedilmeye başlanmıştır. Ayrıca GPS ünitesi istasyonun dış kısmına sabitlenmiş ve olası dış etkenlerden korunması amacıyla istasyonun çevresi tel örgü ile kapatılmıştır. İstasyon, Eski Gediz yerleşim birimi içerisinde kalan verici istasyonunun olduğu tepede (39º 02 654 N, 29º 24 632 E, 898 m.) ve Miyosen yaşlı kırıntılı kayalardan oluşan bir zemin üzerine kurulmuştur (Şekil 3.2).



Şekil 3.1. Çalışma kapsamında kurulumu yapılan istasyonlar ve Kandilli Rasathanesi genişband deprem istasyonu ağı

3.1.4. Simav İstasyonu (CSMV)

Simav istasyonuna, KRDAE ile yapılan protokol sonrası bu kurumdan temin edilen Güralp CMG-6TD Genişband Sismometre ve Kayıtçısı yerleştirilmiştir. Bunların dışında 120 Ah 'lik Akü dışarıdan çekilen elektrik hattı ile sürekli beslenecek şekilde yerleştirilmiş ayrıca voltaj sabitleyici regülatör ile kayıtçıya düzenli akım iletimi sağlanmıştır. Sismometre, yerleştirildikten sonra ısı izolasyonu yapılarak, ısı değişimlerinden etkilenmemesi sağlanmıştır. Kayıtlarda örnekleme frekansı 50 Hz olarak seçilmiş ve veriler cihazın dahili hafızasına kaydedilip Güralp SCSI disk ve kabloları ile bilgisayar ortamına aktarılabilmektedir. İstasyon, Simav yerleşim birimi içerisinde kalan verici istasyonunun olduğu tepede (39º 05 001 N, 28º 58 942 E, 992 m.) ve Paleozoyik yaşlı metaforfitler ve Jura-Kretase yaşlı kireçtaşlarından oluşan bir zemin üzerine kurulmuştur (Şekil 3.3).



Şekil 3.2. Eskigediz verici İstasyonlarının yer aldığı tepede inşaa edilen ve faal hale getirilen deprem istasyonunun yer seçim, inşaat ve kurulum aşamaları.



Şekil 3.3. Simav verici istasyonlarının yer aldığı tepede inşaa edilen ve faal hale getirilen deprem istasyonunun yer seçim, inşaat ve kurulum aşamaları.

3.1.5. Emet İstasyonu (CEMT)

Emet istasyonuna TUBİTAK 109Y103 no'lu proje kapsamında satın alınan Güralp CMG-6TD Genişband Sismometre ve Kayıtçısı yerleştirilmiştir. Sismometre, yerleştirildikten sonra ısı izolasyonu yapılarak, ısı değişimlerinden etkilenmemesi sağlanmıştır. Bunların dışında 120 Ah 'lik Akü dışarıdan çekilen elektrik hattı ile sürekli

beslenecek şekilde yerleştirilmiş ayrıca Şarj-Invertor-Koruma Ünitesi (SENTEZ Yapımı SDA 130) ile kayıtçıya düzenli akım iletimi sağlanmıştır. Kayıtlarda örnekleme frekansı 50 Hz olarak seçilmiş ve veriler cihazın dahili hafızasına kaydedilip Güralp SCSI disk ve kabloları ile bilgisayar ortamına aktarılabilmektedir. İstasyon, Emet yerleşim birimine 1 km. uzaklıkta yer alan verici istasyonunun olduğu tepede (39º 20 422 N, 29º 15 766 E, 856 m.) ve Miyosen yaşlı karbonat ve kırıntılı kayalardan oluşan bir zemin üzerine kurulmuştur (Şekil 3.4).

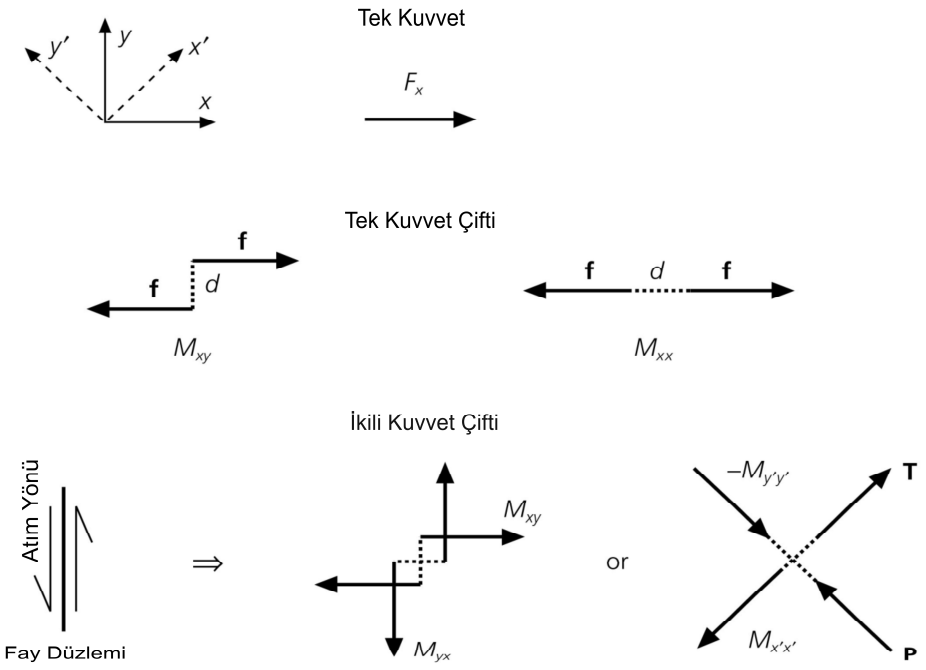


Şekil 3.4. Emet verici istasyonlarının yer aldığı tepede inşaa edilen ve faal hale getirilen deprem istasyonunun yer seçim, inşaat ve kurulum aşamaları.

3.2. Yöntem

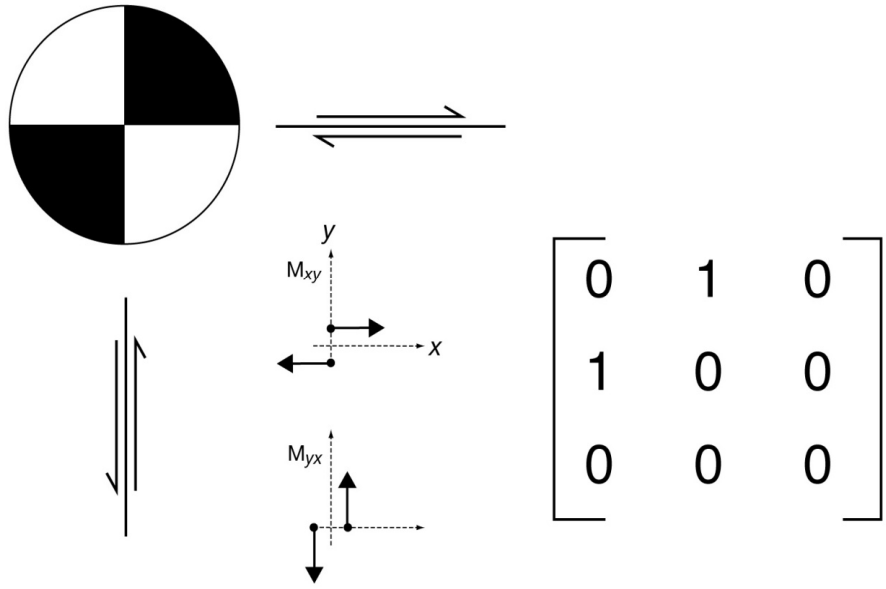
3.2.1. Sismik Kaynak Tanımı

Sismolojideki temel amaçlardan biri de bir depremi ve depreme neden olan parametreleri anlamak özellikle de deprem kaynağını yani faylanma parametrelerini ortaya çıkarmaktır. Faylanmanın fiziksel olarak karşılığı aslında bir yerdeğiştirme olayıdır. Başka bir deyişle ortamda meydana gelen gerilmeler nedeniyle oluşan enerji boşalımı ile başlayan sonlu bir yırtılma sürecinin ürünüdür. Depreme neden olan fay türünün açıklanması, faylanma mekanizmasını harekete geçiren kuvvet sistemin tanımlanması ile gerçekleştirilebilmektedir. Bu durumda, nokta kaynak varsayımı altında, tek bir noktaya etki eden kuvvet veya kuvvet sistemleri kullanılmaktadır. Kuvvet sistemleri arasında en çok kullanılan modeller tek kuvvet çifti (Single Couple, SC) ve ikili kuvvet çifti (Double Couple, DC) sistemleridir (Şekil 3.5). Bir noktaya zıt yönde etki eden ve bu yönlere dik olarak aralarında d kadar mesafe bulunan birbirine eşit f büyüklüğüne sahip 2 farklı kuvvet, bir kuvvet çifti modelini oluşturmaktadır. Açısal momenti değiştirmeyecek şekilde bu tek kuvvet çiftine zıt yönde ve eşit uzaklıkta bir kuvvet çiftinin bu sisteme eklenmesiye ikili kuvvet çifti modeli ortaya çıkmaktadır. Bu model sonlu dislokasyon (faylanma sonrası yerdeğiştirme) modellerinde en çok kullanılan modeldir. Bu çalışmada, yapılacak olan moment tensör ters çözüm işlemi çalışma alanındaki faylanma mekanizmasın ikili kuvvet sisteminin temsil etmesi yaklaşımıyla gerçekleştirilecektir.



Şekil 3.5. Yerdeğiştirme ve faylanma ile ilişkili farklı kuvvet sitemleri

İlk olarak, Burridge ve Knopoff (1964), faylanmanın ikili kuvvet çiftleriyle tanımlanabileceğini göstermişlerdir. Farklı yön ve doğrultulardaki vektörlerin (kuvvet çiftleri) birlikte gösterilmesine olanak sağlayan bir tensör tanımı ise ilk defa Gilbert (1970) tarafından yapılmıştır. Buna göre, sismik kaynak mekanizmasının anlaşılabilmesi, 9 elemandan oluşan bir sismik moment tensör matrisinin çözümlenmesi ile mümkün olabilmektedir (Şekil 3.6).



Şekil 3.6. İkili kuvvet çiftleri ile tanımlanan moment tensör matrisi

3.2.2. Moment Tensör

Yerel ve bölgesel deprem kayıtları, depremin oluştuğu kaynağa ve deprem dalgalarının seyahat ettiği ortama ait önemli bilgiler içermektedirler. Dolayısıyla, geniş frekans bandına sahip bu kayıtlar kullanılarak bir takım deprem ve faylanma parametreleri hesaplanabilmektedir. Sismik kayıtlardaki ilk varış polariteleri kullanılarak faylanma mekanizmasını belirleme çalışmaları uzun yıllardır yerbilimciler tarafından sıklıkla başvurulan bir teknik olmuştur. Fakat bu teknik, istasyon dağılımının az olduğu bölgelerde ve hata kontrolünün kısıtlı olması sebebiyle günümüzde daha az kullanılır bir hale gelmiştir. Moment tensör ters çözüm tekniği ise tek bir istasyon verisi kullanılması halinde bile gerekli kaynak parametreleri hakkında bilgi sunabilmekte ve gelişen teknoloji ile birlikte geliştirilen yazılımlar yardımıyla kısa sürede daha güvenilir sonuçlar üretebilmektedir (Dreger, 2003; Ichinose, 2009; Minson ve Dreger, 2008; Kikuchi ve Kanamori, 1991; Jost ve Herrmann, 1989).

Moment tensör bir nokta kaynaktaki eşlenik kuvvet çiftlerinin genelleştirilmiş matematiksel bir ifadesi olmakla birlikte (Silver ve Jordan, 1982), yönelim ve kaynak mekanizması (Stich vd., 2003) gibi kaynağın geometrik özellikleri hakkında önemli bilgiler içermektedir. Moment tensör ters çözümü, uzun periyotlu sismik dalgalar (Ichinose ve ark., 2003; Ritsema ve Lay, 1995; Bernardi ve ark., 2004) kullanılarak gerçekleştirileceği gibi kısa periyotlu sismik dalgalar (Tan ve Helmberger, 2007; Thio ve Kanamori, 1995) kullanılarak da gerçekleştirilebilmektedir. Bununla birlikte, ters çözüm işlemi hem frekans ortamında (Cesca ve Dahm, 2008; Kanamori ve Given, 1981; Romanowicz ve Monfret, 1986) hem de zaman ortamında (Dziewonski ve Woodhouse, 1983; Kawakatsu, 1989; Ichinose ve ark., 2003) hesaplamalara olanak sağlamaktadır.

3.2.2.1. Moment Tensör Elemanları ile Sismik Kaynak Tanımı

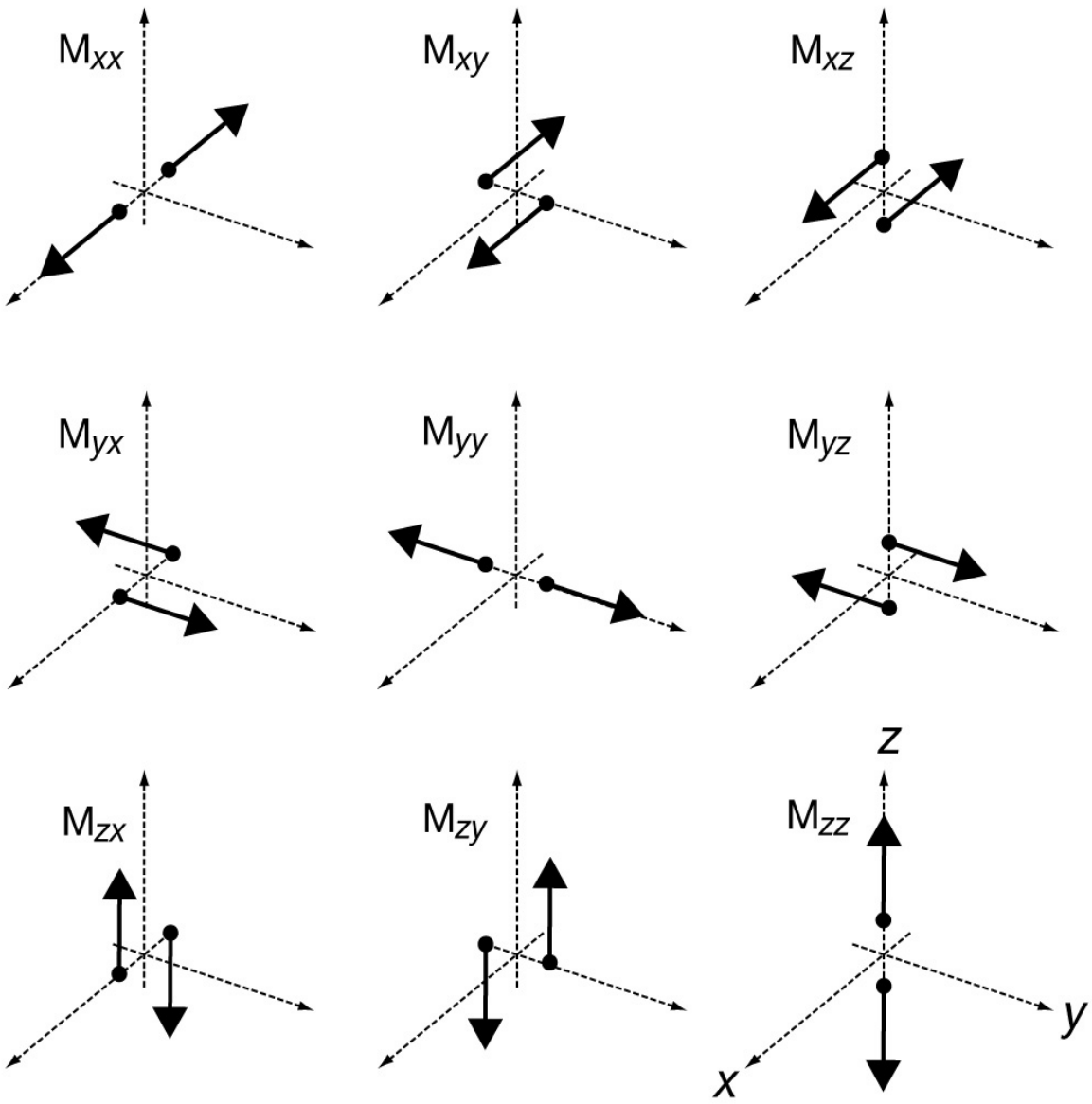
Bir noktadaki enerjinin açığa çıkması ile oluşan nokta kaynak tanımı, moment tensörlerin matris formundaki ifadesiyle (3.1) gösterilebilmektedir. Dolayısıyla kaynak farklı yön ve doğrultulardaki kuvvet çiftlerinin bir bütünü olarak ele alınabilmektedir. Matris formundaki bu eşlenik kuvvet çiftlerinin şematik gösterimi Şekil 3.7'de verilmektedir.

$$\begin{bmatrix} Mxx & Mxy & Mxz \\ Myx & Myy & Myz \\ Mzx & Mzy & Mzz \end{bmatrix} \tag{3.1}$$

Bir kaynak alanı içerisinde herhangi bir x noktasında ve t anındaki r merkezli bir alandaki eşlenik kuvvet yoğunlukları (f_k) dağılımı nedeniyle oluşan yerdeğiştirme aşağıdaki bağıntı (3.2) ile hesaplanabilmektedir (Aki ve Richards, 1980; Jost ve Hermann, 1989).

$$u_n(x,t) = \iint_V G_{nk}(x,t;r,\tau) f_k(r,\tau) dV(r) d\tau \tag{3.2}$$

Eşitlikte G_{nk}, k. bileşene ait dalga yayınım etkilerini içeren Green fonksiyonunu temsil ederken V ise f_k'nın 0 olmadığı durumlarda kaynak hacmini (Şekil 3.8) temsil etmektedir.



Şekil 3.7. Moment tensör elemanlarını oluşturan eşlenik kuvvet çiftlerinin şematik gösterimi

Green fonksiyonlarının kaynak hacmi içerisinde düzenli değiştiğini düşünerek G_{nk}, $r = \xi$ civarında Taylor serisine (3.3) açılabilir.

$$G_{nk}(x,t;r,t) = \sum_{m=0}^{\infty} \frac{1}{m!}(r_{j1} - \xi_{j1})....(r_{jm} - \xi_{jm}) G_{nk,j1....jm}(x,t;\xi,\tau) \qquad (3.3)$$

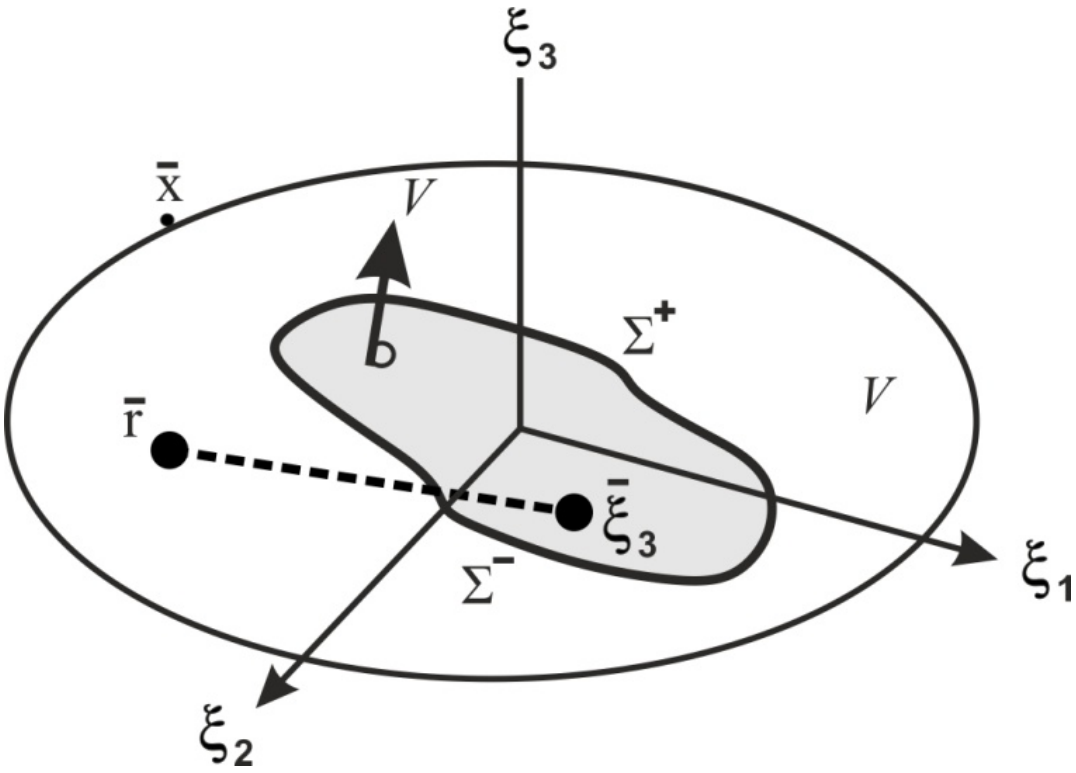
Bağıntıda, indisler arasındaki virgüller kendisinden sonra gelen koordinat bileşenine göre kısmi türevleri ifade etmektedir. Bununla beraber kaynak alanı eşlenik kuvvetlerle karakterize edilebilir. Bu kuvvetler kaynak alanı içerisindeki gerilme değişimlerinden

kaynaklanmaktadırlar ve moment tensör ile açıklanabilirler. Genelleştirilmiş moment tensör ifadesi (Gilbert, 1970) (3.4) bağıntısı ile tanımlanmaktadır ve

$$M_{kj} = \iiint_V f_k r_j dV(r) \tag{3.4}$$

kaynak hacmi içerisindeki (V) her kuvvet dağılımı için kullanılabilir. Sismik moment tensör bağıntısı da centroid merkezli ($r = \xi$) Taylor serisine açılabilir ve (3.5) bağıntısıyla ifade edilebilir.

$$M_{kj1....jm}(\xi,\tau) = \int_V (r_{j1} - \xi_{j1})....(r_{jm} - \xi_{jm}) f_k(r,\tau) dV \tag{3.5}$$



Şekil 3.8. Sismik kaynak alanı

Birçok araştırmacı, farklı sismik kaynak parametrelerini ortaya çıkarmak için yüksek mertebeden değişkenlerle çözümleme yapmışlardır (Backus ve Mulcahy, 1976; Stump ve Johnson, 1977; Vasco ve Johnson, 1988; Dziewonski ve Woodhouse, 1983; Ritsema ve Lay, 1993). Bu değişkenlerin hesaba katılması ile yerdeğiştirme bağıntısı bu terimlerin toplamı olarak yazılabilir (3.6). Bağıntıda, * konvolüsyon operatörünü ifade etmektedir.

$$u_n(x,t) = \sum_{m=1}^{\infty} \frac{1}{m!} G_{nkjm}(x,t;\xi,\tau) * M_{kj1....jm}(\xi,\tau) \quad (3.6)$$

Eğer kullanılan sismik sinyalin dalgaboyu yerdeğiştirme alanının boyutlarından daha büyük ise kaynak alanındaki bazı detaylar ihmal edilebilmektedir (Jost ve Herrmann, 1989; Ichinose, 2000). Dolayısıyla, yerdeğiştirme fonksiyonu (3.7) bağıntısı şeklinde sadeleştirilebilir.

$$u_n(x,t) = G_{nk,j}(x,t) * M_{kj}(\tau) \quad (3.7)$$

veya

$$u_n(x,t) = M_{kj}(\tau)\left[G_{nk,j}(x,t) * S(\tau) \right] \quad (3.8)$$

şeklinde gösterilebilir. Genel kaynak işlemlerinin centroid etrafında tanımlandığını varsayarak yüksek merteben terimler ihmal edilebilir. Bu ihmal göz önüne alınarak moment tensör,

$$M_{kj}(\tau) = M_{kj}.S(\tau) \quad (3.9)$$

bağıntısıyla yazılabilir. $S(\tau)$, kaynak-zaman fonksiyonunu ifade etmekle birlikte ters çözüm öncesi Green fonksiyonları ile evriştirilebilir. Nokta kaynak yaklaşımının kabul gördüğü uzun periyotlu sismik dalgaların modelleme çalışmalarında kaynak zaman fonksiyonu ($S(\tau)$), delta fonksiyonu ($\delta(\tau)$) olarak ele alınır ve (3.8) bağıntısında sadece Green fonksiyonu 9 kuvvet çifti ile işleme girer.

3.2.2.2. Zaman Ortamı Moment Tensör Ters Çözümü

Önceki bölümde açıklaması yapılan yerdeğiştirme alanı $u_n(x,t) = G_{nk,j}(x,t) * M_{kj}(\tau)$ doğrusal eşitliklerin matris formundaki ifadesiyle yazılabilmektedir ve bu eşitlikte parametreler matris ters çözümü ile çözülebilmektedir. Yapay sismogram üretimi için gerekli olan düz problem tanımı en temel haliyle u=GM şekliyle gösterilebilir. Düz çözümde u, n sayıdaki istasyona ait yerdeğiştirmeleri, nx6 boyutundaki G matrisi, uygun kabuk yapısı, kaynak derinliği, kaynak-alıcı uzaklığı ve frekans bandı parametrelerine göre hesaplanan Green fonksiyonlarını ve M ise 6 elemanlı sismik moment tensör vektörünü ifade etmektedir. En küçük kareler (EKK) tekniği kullanılarak ölçülen ve hesaplanan veri

arasındaki en iyi uyumu elde etmek için gerekli olan amaç fonksiyonu E= u-GM şeklinde yazılabilir. Dolayısıyla ters çözüm ölçülen ve hesaplanan veri arasındaki farkı (E) minimum düzeye indirmeyi amaçlamaktadır. En küçük kareler tekniği ile diğer bir deyişle L2 normu ile çözüm bu tür problemlerde en çok kullanılan tekniktir. E'nin M'ye göre kısmi türevinin 0 olması ile düz problem tanımı yine matris formunda $G^Tu= G^TGM$ şeklinde yazılabilir. Dolayısıyla G^TG matrisi kare ve simetrik bir matris halini alarak tersi alınabilir bir duruma getirilmektedir.

Bu işlemler sonrası probleme ait genelleştirilmiş en küçük kareler ters çözümü $M=(G^TG)^{-1}G^Tu$ bağıntısıyla yazılabilir. Ters çözüm işleminde, doğrusal eşitliklerin matris formundaki ifadeleri Langston (1981) ve Herrmann ve Wang (1985) tarafından geliştirilen bağıntılar kullanılarak hesaplanmaktadır. Serbest yüzeyde zaman ortamındaki üç bileşen yerdeğiştirmeleri 3.10 bağıntılarıyla hesaplanabilmektedir.

$$u_z(r,z=0,t)=\bar{u}\left(Z_{SS}A_1+Z_{DS}A_2+Z_{DD}A_3\right)$$

$$u_r(r,z=0,t)=\bar{u}(R_{SS}A_1+R_{DS}A_2+R_{DD}A_3) \qquad (3.10)$$

$$u_t(r,z=0,t)=\bar{u}(T_{SS}A_4+T_{DS}A_5)$$

Bağıntılarda kullanılan $Z_{SS,}$ $Z_{DS,}$ $Z_{DD,}$ $R_{SS,}$ $R_{DS,}$ $R_{DD,}$ $T_{SS,}$ $T_{DS,}$ Z_{EP} ve R_{EP} parametreleri, Herrmann ve Wang (1985) tarafından geliştirilen ve farklı faylanma türlerini temsil eden 10 farklı Green fonksiyonunu temsil etmektedir. Parametrelerdeki SS, DS ve DD sırasıyla doğrultu atımlı, eğim atımlı ve 45^o eğim atımlı fay türlerini işaret etmektedir. Ayrıca yerdeğiştirme alanı indisleri (z, r, t) sırasıyla düşey, radyal ve tanjential bileşenleri göstermektedir. Z_{EP} ve R_{EP} parametreleri ise düşey ve radyal yöndeki izotropik kaynak bileşenlerini ifade etmektedir. Bağıntılarda kullanılan Ai katsayıları, dalga formunun azimutal yayınım parametreleri olmakla birlikte (Shomali ve Slunga, 2000), faya ait, doğrultu, eğim ve sapma açısısının doğrusal olmayan parametreleridir (Aki ve Richards, 1980) ve deviatorik gerilmeler altında 5 moment tensör elemanı ile doğrusal ilişki göstermektedirler (Langston, 1981). Ai katsayıları (3.11) bağıntıları ile hesaplanabilmektedir.

$$A_1=\frac{1}{2}(M_{xx}-M_{yy})\cos(2\Phi)+M_{xy}\sin(2\Phi)$$

$$A_2 = M_{xz}\cos(\Phi) + M_{yz}\sin(\Phi)$$

$$A_3 = -\frac{1}{2}(M_{xx} + M_{yy}) \qquad (3.11)$$

$$A_4 = \frac{1}{2}(M_{xx} - M_{yy})\sin(2\Phi) - M_{xy}\cos(2\Phi)$$

$$A_5 = -M_{yz}\cos(\Phi) + M_{xz}\cos(\Phi)$$

Bu eşitliklerde, Φ kaynak-alıcı azimutunu ve M_{ij} ise sismik moment tensörün bileşenlerini göstermektedir. Bilinen bir kaynak zaman fonksiyonu için sismik moment tensör ve gözlenen yer değiştirmeler arasındaki doğrusal ilişki 3.10 bağıntısı ile 3.11 bağıntısının beraber değerlendirilmesi ile hesaplanabilmektedir. Bu bağıntılar yardımıyla konu edilen doğrusal ilişki N tane gözlem noktası için u=GM bağıntısındaki gibi matris formuyla gösterilebilir (Aki ve Richards, 1980).

Bununla birlikte, moment tensör elemanları yön bağımsız bir ortamda, ikili kuvvet çifti modeli için,

$$M_{kj} = \mu.A.(u_k.v_j + u_j.v_k) \qquad (3.12)$$

bağıntısı ile hesaplanabilmektedir (Jost ve Herrmann, 1989; Aki ve Richards,1980). Bağıntıda, μ kayma modülünü, A faylanma alanını, u kayma vektörünü ve v vektörü ise fay normalini temsil etmektedir. Aki ve Richards (1980), 3.13 bağıntısında ise fay düzlemine ait doğrultu, eğim ve sapma açıları kullanılarak fay normali (v) ve kayma vektörünün (n) hesaplanabileceğini belirtmektedir.

$$u = \bar{u}(\cos\lambda\cos\Phi + \cos\delta\sin\lambda\sin\Phi)e_x + \bar{u}(\cos\lambda\sin\Phi - \cos\delta\sin\lambda\cos\Phi)e_y - \bar{u}(\sin\delta\sin\lambda)e_z$$
$$v = -\sin\delta\sin\Phi e_x + \cos\Phi\sin\delta e_y - \cos\delta e_z \qquad (3.13)$$

Eşitliklerde geçen δ, λ ve Φ ifadeleri sırasıyla fay düzleminin eğim, sapma açısı ve doğrultusunu $\bar{u}$ ise ortalama yerdeğiştirmeyi ifade etmektedir. e_x, e_y ve e_z sırasıyla kuzey,doğu ve düşey yöndeki birim vektörleri göstermektedir.

Dolayısıyla yukarıda açıklanan 3.12 ve 3.13 bağıntılarını kullanarak ve skaler sismik momentin, $M_0 = \mu A \bar{u}$ bağıntısı ile hesaplanması ile moment tensor elemanları, skaler sismik momentin, eğim (δ), sapma (λ) ve doğrultu (Φ) açısı parametrelerinin fonksiyonu olarak 3.14 bağıntıları şeklinde yazılabilmektedir.

$$M_{xx} = -M_0(\sin\delta\cos\lambda\sin 2\varphi + \sin 2\delta\sin\lambda\sin^2\varphi)$$

$$M_{xy} = -M_0(\sin\delta\cos\lambda\cos 2\varphi + \frac{1}{2}\sin 2\delta\sin\lambda\sin 2\varphi) = M_{yx}$$

$$M_{xz} = -M_0(\cos\delta\cos\lambda\cos\varphi + \cos 2\delta\sin\lambda\sin\varphi) = M_{zx} \qquad (3.14)$$

$$M_{yy} = M_0(\sin\delta\cos\lambda\sin 2\varphi - \sin 2\delta\sin\lambda\cos^2\varphi)$$

$$M_{yz} = -M_0(\cos\delta\cos\lambda\sin\varphi - \cos 2\delta\sin\lambda\cos\varphi) = M_{zy}$$

$$M_{zz} = M_0\sin 2\delta\sin\lambda$$

Sonuç olarak, 3.10 ve 3.11 bağıntıları kullanılarak moment tensör elemanları ters çözüm işlemine hazır duruma getirilmektedir. Buna göre u=GM ifadesi deviatorik moment tensör bileşenleri ve N adet alıcı için matris formunda;

$$\begin{bmatrix} u_t^1 \\ \bullet \\ \bullet \\ u_t^N \\ u_z^1 \\ \bullet \\ \bullet \\ u_z^N \\ u_r^1 \\ \bullet \\ \bullet \\ u_r^N \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} -0.5\sin 2\Phi T_{SS}^1 & 0.5\sin 2\Phi T_{SS}^1 & \cos 2\Phi T_{SS}^1 & \sin\Phi T_{DS}^1 & -\cos\Phi T_{DS}^1 \\ \bullet & \bullet & \bullet & \bullet & \bullet \\ \bullet & \bullet & \bullet & \bullet & \bullet \\ -0.5\sin 2\Phi T_{SS}^N & 0.5\sin 2\Phi T_{SS}^N & \cos 2\Phi T_{SS}^N & \sin\Phi T_{DS}^N & -\cos\Phi T_{DS}^N \\ 0.5\cos 2\Phi R_{SS}^1 - 0.5R_{DD}^1 & 0.5\cos 2\Phi R_{SS}^1 - 0.5R_{DD}^1 & \sin 2\Phi R_{SS}^1 & -\cos\Phi R_{DS}^1 & -\sin\Phi R_{DS}^1 \\ \bullet & \bullet & \bullet & \bullet & \bullet \\ \bullet & \bullet & \bullet & \bullet & \bullet \\ 0.5\cos 2\Phi R_{SS}^N - 0.5R_{DD}^N & -0.5\cos 2\Phi R_{SS}^N - 0.5R_{DD}^N & \sin 2\Phi R_{SS}^N & -\cos\Phi R_{DS}^N & -\sin\Phi R_{DS}^N \\ 0.5\cos 2\Phi Z_{SS}^1 - 0.5Z_{DD}^1 & -0.5\cos 2\Phi Z_{SS}^1 - 0.5Z_{DD}^1 & \sin 2\Phi Z_{SS}^1 & -\cos\Phi Z_{DS}^1 & -\sin\Phi Z_{DS}^1 \\ \bullet & \bullet & \bullet & \bullet & \bullet \\ \bullet & \bullet & \bullet & \bullet & \bullet \\ 0.5\cos 2\Phi Z_{SS}^N - 0.5Z_{DD}^N & .....-0.5\cos 2\Phi Z_{SS}^N - 0.5Z_{DD}^N & \sin 2\Phi Z_{SS}^N & -\cos\Phi Z_{DS}^N & -\sin\Phi Z_{DS}^N \end{bmatrix} \begin{bmatrix} M_{xx} \\ M_{yy} \\ M_{xy} \\ M_{xz} \\ M_{yz} \end{bmatrix} \qquad (3.15)$$

şeklinde yazılabilmektedir (Ichinose, 2000).

Ters çözüm kalitesini belirlemek amacıyla gözlemsel ve hesaplanan veri arasındaki uyumu kontrol eden bir çakışma ölçütü kullanılmaktadır. Çakışma ölçütü değeri (VR) (maks=100) çözüm kalitesi ile doğru orantılıdır ve 3.16 bağıntısı ile hesaplanmaktadır.

$$VR = \left(1 - \sum \frac{\sqrt{(obs_i - cal_i)^2}}{\sqrt{obs_i^2}} \right) x100 \qquad (3.16)$$

3.2.2.3. Moment Tensör Bileşenlerinin Ayrıştırılması

Ters çözüm sonrası elde edilen moment tensör matrisi ile asal gerilme eksenlerini hesaplamak amacıyla özdeğer ve özvektör dizeylerinin ortaya çıkarılması gerekmektedir. Moment tensör matrisi kare ve simetrik bir matris olduğundan tersi alınabilir bir matristir. Dolayısıyla özdeğer ve özvektörler kolaylıkla hesaplanabilir. Özdeğer ve özvektör hesaplamaları klasik lineer cebir yöntemleriyle gerçekleştirilir. Buna göre;

$$\det(\bar{m} - \lambda \bar{I}) = 0 \qquad (3.17)$$

Determinantının çözülmesi ile özdeğerler (λ) elde edilebilir. 3.17 bağıntısı 3. Dereceden bir polinomu ifade eder ve üç gerçel kök değerine (özdeğere) sahiptir. Dziewonski ve ark. (1981) ve Dreger ve Langston (1995)'a göre en küçük özdeğerin, en büyük özdeğere oranının mutlak değeri (ε) kullanılarak %DC (ikili çift) ve %CLVD (dengelenmiş doğrusal vektör dipolü) oranları izleyen bağıntılarla (3.18) hesaplanabilmektedir. Bu çalışmada, deviatorik moment tensör ters çözümü ele alındığından izotropik bileşen hesaplanmamıştır.

$$\%DC=(1-2\varepsilon)*100$$

$$\%CLVD=\varepsilon*200 \qquad (3.18)$$

Çalışmada, moment tensör ters çözüm işlemi ikili kuvvet çifti modeli (DC) varsayımı altında gerçekleştirildiğinden dolayı %DC oranı da çözüm kalitesinin kontrolü için önemli bir parametre olarak ele alınmaktadır. Dolayısıyla, moment tensör ters çözümü sonucu elde edilen optimum model parametrelerine, %VR ve %DC oranlarının her ikisinin de birlikte kontrol edilmesiyle karar verilmektedir (Örgülü, 2001).

3.2.2.4. Moment Tensör Çözümlerinde Kullanılan Yazılım

Tez çalışması kapsamında, Linux tabanlı ve açık kaynak kodlu bir çok farklı altprogram içeren 3 bileşen geniş bant istasyon verileri ile zaman ortamı bölgesel moment tensör ters çözümü işlemini gerçekleştiren ve Ichinose (2009) tarafından geliştirilen MTINV Toolkit V.2.0 yazılımı kullanılmıştır.

Yazılımın en büyük avantajlarından bir tanesi, her kaynak-alıcı arası uzaklık için farklı green fonksiyonlarının hesaplanabilmesidir. Bu sayede ters çözüm işlemi her istasyon için farklı frekans bantlarında gerçekleştirilebilmektedir. Ayrıca yazılım,eğer mevcut ise, her istasyon-kaynak arası ortamı farklı kabuk modelleriyle tanımlamaya olanak sağlamaktadır. Dolayısıyla, çalışma kapsamında yapılan çözümlerde kullanılan istasyon verilerinin frekans bandı aralığı istasyonun uzaklığına göre değişmektedir. Yakın istasyonlarda (<100 km) yüksek frekans aralığında filtreleme yapılırken istasyon uzaklığı arttıkça (>100 km) frekans bandı düşük frekanslara doğru kaymaktadır.

3.2.3. Coulomb Gerilme Değişimleri

Normal fay düzlemleri üzerinde gelişen büyük depremler statik veya dinamik gerilme transferi aracılığıyla yakın alanlarda başka depremleri tetikleyebilmektedir ve literatürde bu tür faylar üzerinde gerçekleştirilmiş bir çok bilimsel çalışma bulunmaktadır (Harris ve ark., 1995; Caskey ve Wesnousky, 1997; Nostro ve ark., 1997; Harris ve Simpson, 1998; Gomberg ve ark., 2001). Bir depremin başka bir depremi tetikleyebilmesi için o bölgede en az 0.5 bar'lık bir gerilme artışı yeterli olabilmektedir (King ve ark., 1994). Yöntem temel olarak, deprem üretmiş olan bir faya ait düzlemsel parametreler ve deprem parametreleri kullanılarak alıcı fay veya faylar üzerinde yarattığı geilme değişimlerinin hesaplanmasına dayanmaktadır. Bir çok çalışmada doğrultu atımlı, eğim atımlı veya oblik atımlı gibi farklı fay türleri alıcı fay olarak değerlendirilerek hesaplamalar yapılmışken (Reasenberg ve Simpson, 1992; King ve ark., 1994; Stein ve Lin, 2006), kompleks tektonizmaya sahip ve bir çok fay ve fay topluluklarının bulunduğu bölgelerde, alıcı fay konumundaki fayların düzlemsel parametrelerini tam anlamıyla belirlenememesinden dolayı alıcı fay veya faylar optimal olarak konumlanmış modellere göre belirlenmektedirler (Toda ve ark., 1998; Mallman ve Zoback, 2007; Xu ve ark., 2010).

Çalışmada Coulomb gerilme değişimi (ΔCFF) aşağıdaki bağıntı kullanılarak hesaplanmıştır.

$$\Delta CFF = \Delta\tau + \mu(\Delta\sigma n + \Delta P) \tag{3.19}$$

Bağıntıda $\Delta\tau$ alıcı fayda oluşan kayma gerilmesindeki ko-sismik değişimi, Δσn normal gerilme değişimini ve μ faydaki statik sürtünme katsayısını, ΔP ise boşluk suyu basınç değişimini ifade etmektedir. Fay zonunda, ΔP = -β' $\Delta\sigma_{kk}/3$ ve $\sigma_{xx=}\ \sigma_{yy=}\ \sigma_{zz}$ olduğunu düşünerek $\Delta\sigma n = \Delta\sigma_{kk}/3$ şeklinde yazılabilmektedir. Bu işlem sonucunda ΔCFF , 3.20 bağıntısı şeklinde yazılabilmektedir. Bağıntıda μ'=μ(1-β') olarak hesaplanmaktadır. $\sigma_{kk,}$ gerilme tensörü matrisinin diyagonal elemanlarının toplamını ifade etmekle birlikte β' ise Bulk modülü ve kırılma hacmindeki sıvı muhtevası ile hesaplanan ve teorik olarak 0 ile 1 arasında değişen Skempton katsayısını ifade etmektedir (Harris, 1998). Bu işlemler sonrası ΔCFF ;

$$\Delta CFF = \Delta\tau + \mu'\Delta\sigma n \tag{3.20}$$

şeklini almaktadır. Bölgesel gerilme tensörü elemanları (σ^{ij}) ve 3.20 bağıntısı kullanılarak optimal yönelimli alıcı fay düzlemi (Doğrultu (A), eğim (δ) ve sapma açıları (λ)) 3.21 bağıntısındaki gibi hesaplanabilmektedir (Xu ve ark., 2010).

$$\begin{aligned}\Delta CFF = {} & \sin\lambda(-0.5\sin^2 A\sin 2\delta\sigma^{11} + 0.5\sin 2\delta\sin 2A\sigma^{12} + \cos 2\delta\sin A\sigma^{13} \\ & -0.5\sin 2\delta\cos^2 A\sigma^{22} - \cos 2\delta\cos A\sigma^{23} + 0.5\sin 2\delta\sigma^{33}) \\ & +\cos\lambda(-0.5\sin\delta\sin 2A\sigma^{11} + \sin\delta\cos 2A\sigma^{12} + \cos 2\delta\cos A\sigma^{13} \\ & +0.5\sin\delta\sin 2A\sigma^{22} + \cos\delta\sin A\sigma^{23}) + \mu'(\sin^2\delta\sin^2 A\sigma^{11} - \sin^2\delta\sin^2 2A\sigma^{12} \\ & -\sin 2\delta\sin A\sigma^{13} + \sin^2\delta\cos^2 2A\sigma^{22} + \sin 2\delta\cos A\sigma^{23} + \cos^2\delta\sigma^{33})\end{aligned} \tag{3.21}$$

Eşitlik 3.21'de girilen doğrultu (A), eğim (δ) ve sapma (λ) açısı değerleriyle Coulomb gerilme değişimi hesaplanabilmektedir. Buna göre en yüksek Coulomb gerilme değişimini veren fay düzlemi parametreleri optimal yönelimli alıcı fay olarak tanımlanmaktadır.

Bu temel bilgiler ışığında, normal fayların egemen olarak bulunduğu bu çalışma alanında deprem kaynaklı Coulomb gerilme değişimleri, bölgedeki optimal yönelimli normal fay topluluklarının varsayımı esas alınarak matlab tabanlı Coulomb 3.3 yazılımı yardımıyla hesaplanmıştır (Toda ve ark.,2011). Hesaplamalarda kayma mödülü (μ) $3x10^{10}$ Pa, Poisson oranı 0.25 ve sürtünme katsayısı (μ') ise 0.4 (Harris ve Simpson, 1998) olarak ele alınmıştır. Ayrıca hesaplamalarda kullanılan fay düzlemi parametreleri, yine bu çalışma

kapsamında moment tensör ters çözümü ile elde edilen sonuçlar yardımıyla ele alınmıştır. Depremin büyüklüğü ile doğru orantılı olarak fay genişliği ve uzunluğu gibi parametreler de hesaplamalara katılmıştır. Bu fiziksel parametreler Wells ve Coppersmith (1994) tarafından geliştirilen ampirik bağıntılar kullanılarak hesaplanmıştır.

3.2.4. Deprem Relokasyonu ve Artçı şok Dağılımları

Çalışma kapsamında lokasyon tayinleri yapılan depremlerin daha güvenilir ve düşük hata oranı ile relokasyon işlemleri ikili fark algoritmasını (Waldhauser ve Ellsworth, 2000) kullanan HYPODD yazılımı yardımıyla gerçekleştirilmiştir. İkili fark algoritması faz okuma kalitesi, kabuk heterojenitesi ve zayıf azimutal istasyon dağılımı gibi problemler nedeniyle ortaya çıkan hiposantr lokasyon hatalarını azaltmak amacıyla son yıllarda yaygın olarak kullanılmaktadır.

Algoritma bir istasyonda kaydedilen deprem çiftinin birbirlerine göre göreceli olarak değerlendirilmesi esasına dayalı olarak kabuk heterojenitesi etkilerinden arındırılmasını sağlamaktadır. Dolayısıyla, algoritmanın temel amacı tek istasyonda kaydedilen iki ayrı depremin seyahat süresi farklarının (ikili fark) minimize edilmesiyle güvenilir lokasyon tayinlerinin yapılmasıdır.

Buna göre i. bir deprem sinyalinin k sismik istasyonuna varış süresi (T) sismik dalga teorisi kullanılarak aşağıdaki bağıntı (3.22) ile hesaplanabilmektedir (Waldhauser ve Ellsworth, 2000).

$$T_k^i = \tau^i + \int_i^k uds \qquad (3.22)$$

Bağıntıda, τ depremin oluş zamanını, u azalım alanını ve ds ise dalga yolu elementini temsil etmektedir. Varış süresi ve deprem lokasyonu arasındaki doğrusal olmayan ilişkiden dolayı, 3.22 bağıntısını doğrusallaştırma işlemi Taylor serisi açılımı işlemi gerçekleştirilir. Bu işlem sonrası, i indisli bir depreme ait dalga seyahat sürelerinin farkları (r), dört farklı lokasyon parametresinin bir fonksiyonu (3.23) olarak yazılabilmektedir (Waldhauser ve Ellsworth, 2000).

$$r_k^i = \frac{\partial t_k^i}{\partial m} \Delta m^i \qquad (3.23)$$

3.23 bağıntısındaki r_k^i, gözlenen ve hesaplanan varış süreleri arasındaki farkı, Δm^i ise lokasyon parametrelerini ($\Delta x^i, \Delta y^i, \Delta z^i, \tau$) ifade etmektedir. 3.23 bağıntısındaki seyahat süresi iki farklı i ve j depremlerine ait seyahat süreleri farkı şeklinde (dr_k^{ij}) yazılacak olursa, 3.24 bağıntısı halini almaktadır (Waldhauser ve Ellsworth, 2000).

$$dr_k^{ij} = \frac{\partial t_k^{ij}}{\partial m} \Delta m^{ij} \tag{3.24}$$

Bağıntıda $\Delta m^{ij} = (\Delta dx^{ij}, \Delta dy^{ij}, \Delta dz^{ij}, \Delta d\tau^{ij})$ iki deprem için göreceli hiposantr parametere değişimlerini gösterirken varış sürelerinin (t_k^{ij}), kaynak üzerinde hesaplanan, kaynak-alıcı arası dalganın azalım vektörü bileşenlerine (m) göre kısmi türevlerini ifade etmektedir. Eşitlik 3.24'de kaynak, her iki deprem için de aynı sabit bir azalım vektörü varsayımı ile iki hiposantr lokasyonun merkezinde (centroid) olacak şekilde ele alınmıştır (Waldhauser ve Ellsworth, 2000).

Bu durumda, eşitlik 3.24'deki dr_k^{ij} iki deprem arasında hesaplanan ve gözlemsel seyahat süreleri arasındaki fark aşağıdaki şekilde yazılmaktadır.

$$dr_k^{ij} = (t_k^i - t_k^j)^{göz} - (t_k^i - t_k^j)^{hes} \tag{3.25}$$

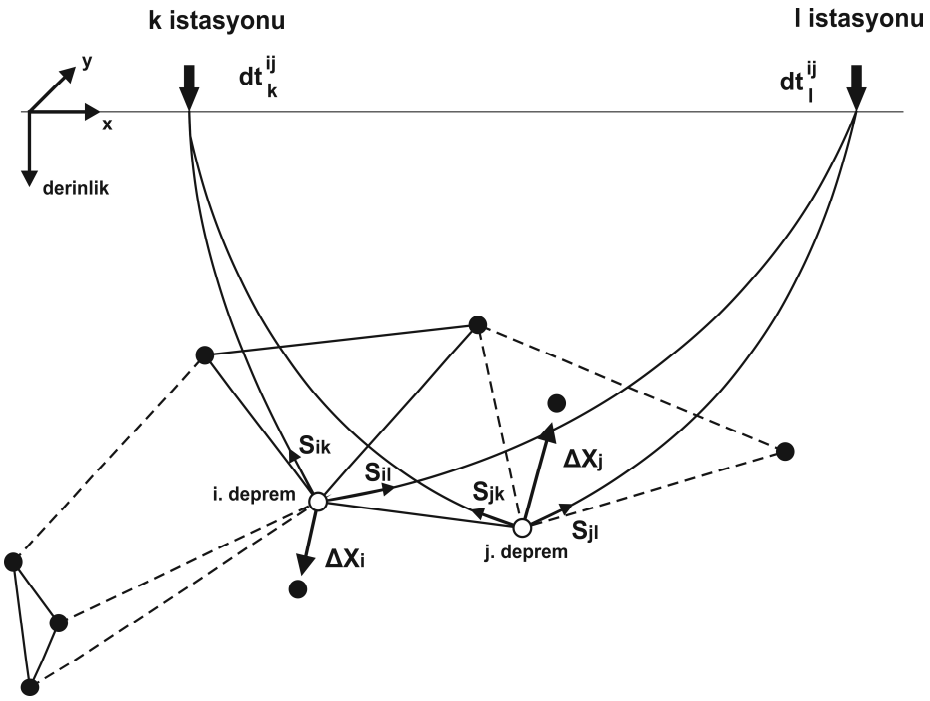
3.25 eşitliği ikili farklar eşitliği olarak tanımlanmaktadır. Eşitlikte sismik dalgaların farklı fazları beraber kullanılabileceği gibi tek olarak ta kullanılabilmektedir (Waldhauser ve Ellsworth, 2000).

Sabit azalım vektörü varsayımı birbirine yakın depremler için geçerli olurken uzak depremler için böyle bir durum hatalı sonuçlar üretebilmektedir. Dolayısıyla her bir deprem için uygun azalım vektörü ve oluş zamanı kullanılarak, iki deprem arası odaksal lokasyon farkları genelleştirilmiş bir ifade ile 3.26 eşitliği şeklinde gösterilmektedir (Şekil 3.9) (Waldhauser ve Ellsworth, 2000).

$$dr_k^{ij} = \frac{\partial t_k^i}{\partial x}\Delta x^i + \frac{\partial t_k^i}{\partial y}\Delta y^i + \frac{\partial t_k^i}{\partial z}\Delta z^i + \Delta\tau^i - \frac{\partial t_k^j}{\partial x}\Delta x^j - \frac{\partial t_k^j}{\partial y}\Delta y^j - \frac{\partial t_k^j}{\partial z}\Delta z^j - \Delta\tau^j \tag{3.26}$$

Eşitlik 3.26'in bir istasyonaki ve diğer tüm istasyonlardaki kaydedilen deprem çiftleri için doğrusal eşitliklerin bir sistemi olacak şekilde yazılabilir.

$$WGm = Wd \tag{3.27}$$



Şekil 3.9. İkili fark algoritmasında deprem çiftinin gösterimi (Waldhauser ve Ellsworth, 2000).

Eşitlikte G, Mx4N (M, ikili fark gözlem sayısı, N deprem sayısı) boyutundaki kısmi türevler matrisini, d ikili farkları içeren vektörü ve m ise 4N uzunluğunda hesaplanmak istenen odaksal paramatre değişimlerini içeren vektörü ifade etmektedir. W ise diyagonal ağırlık matrisidir (Waldhauser ve Ellsworth, 2000).

Sonuç olarak, HypoDD algoritması, ters çözümde ağırlıklaştırılmış en küçük kareler tekniğini iki farklı opsiyon (Eşlenik gradyent, Tekil değer ayrışımı) dahilinde kullanarak, m vektörünü elde etmeye çalışmaktadır. Büyük veri setlerinde eşlenik gredient tekniği kullanılırken, daha küçük veri setlerinde tekil değer ayrışımı (SVD) daha kullanışlı hale gelmektedir(Roumelioti ve ark., 2003, Ekinci ve Demirci 2008).

Bu bağlamda, 2011 yalında gerçekleşen 2245 (M>1.9) depreme ait lokasyon tayinleri önce HYPO71 (Lee ve Lahr, 1972) yazılımı ile belirlenmiş ve daha sonra elde

edilen lokasyon parametreleri ve varış süreleri kullanılarak HYPODD yazılımı yardımı ile 1645 depreme ait relokasyon tayinleri yapılmıştır.

3.2.5. Gerilme Tensörü Analizi

Bir bölgede egemen olan teknonik rejimin türünün belirlenmesi o bölge ve çevresini denetleyen gerilme sistemini ortaya koymak adına önemli bir işlemdir. Bu işlem global ölçekte kıtaların ve okyanus basenlerinin hareketinin, bölgesel ölçekte dağ orojenik hareketlerin, yerel ölçekte ise küçük kıvrımlar, çizgisellikler ve yüzeyde mostra vermiş fay düzlemindeki hareketlerin incelenmesi ile gerçekleştirilir. Deprem odak mekanizmaları fay düzlemi parametreleri ve hareket yönü açısından yeterli bilgileri içerdiğinden bu çalışmalar odak mekanizması çözümleri kullanılarak da son yıllarda oldukça yaygın bir biçimde kullanılmaktadır (Angelier ve Mechler, 1977; Carey, 1979; Gephart ve Forsyth, 1984; Michael, 1984; Carey-Gailhardis ve Mercier, 1987; Angelier, 1990; Gephart, 1990; Bellier ve ark, 1997).

Bir alanda meydana gelen depremler, aynı tektonik rejim içerisinde yer alsalar dahi farklı mekanizma özellikleri veya farklı yönde gerilme kuvvetleri sergileyebilmektedirler. Bunun temel nedeni, depremlerin o tektonik ortamdaki zayıflık zonları ve bu zonların doğrultu ve yönelimleri boyunca gerçekleşmeleridir. Bu sebeple tek bir depremle o bölgedeki tektonik rejim hakkında bilgi edinmek oldukça güçtür. Dolayısıyla bölgedeki egemen tektonik rejime ait eksenel kuvvetlerin belirlenmesi birden fazla deprem ve faylanma mekanizmasının birlikte değerlendirilmesiyle mümkün olmaktadır.

Bir depreme ait odak mekanizma çözümleri iki farklı düzlem içermektedir. Bu düzlemlerden hangisinin gerçek fay düzlemi olduğu ilk etapta anlaşılması zor bir durumdur. Bölgedeki artçı şok dağılımları ve varsa yüzey kırıkları gerçek düzlemin belirlenmesinde yardımcı etkenlerdir. Fakat bu etkenlerin olmadığı veya karmaşık halde olduğu durumlarda gerçek fay düzlemi bir takım matematiksel algoritmalar yardımıyla da ortaya konulabilmektedir. Dolayısıyla gerçek fay düzlemi verileri o bölgenin tektonik gelişimini ve faylanma özelliklerini de daha doğru ve güvenilir bir şekilde ortaya koymaktadır. Bu işlemler bütünü genel anlamda gerilme tensörü analiz yöntemleriyle gerçekleştirilmektedir.

Bir gerilme alanı içerisinde, gelişigüzel konumlanmış bir fay alanı üzerindeki kayma hareketi, ilk olarak Wallace (1951) ve Bott (1959) tarafından ortaya atılmıştır. Ayrıca, Bott

(1959), bir fay düzlemi üzerinde meydana gelen kaymanın, fay düzlemi üzerindeki makaslama gerilmesinin doğrultu ve yönü boyunca geliştiğini (Bott Kriteri) ortaya atmıştır. Bott (1959), tanımladığı bu matematiksel ifadelerle gerilme doğrultularının ve R oranının hesaplanabilmesine olanak sağlamıştır. Fakat bu eşitlikler Carey ve Brunier (1974)'in gerilme tensörü için bir ters çözüm tekniğini ortaya çıkaran çalışmasına kadar kullanılmamıştır. Carey ve Brunier (1974) Bott kriterine ek olarak fay düzlemlerindeki fay çizgilerinin hepsinin tek bir ortak gerilme tensöründen kaynaklandığı varsayımında bulunmuşlardır. Bir çok araştırmacı, bu varsayımlar ışığında geliştirdikleri farklı teknik ve algoritmalarla gerilme tensörü analizleri gerçekleştirmişlerdir(Armijo ve ark., 1982, Michael, 1984; Angelier, 1990; Lund ve Townend, 2007). Bu çalışmaların ortak ve ana hedefi, 6 gerilme tensörü elemanını ortaya çıkarmaktır. Bunlardan dört tanesi 3 asal gerilme ekseni ve R oranı olmakla birlikte son ikisi ise en büyük kayma gerilmesi (σ1-σ3) ve izotropik bileşendir. Bu ilk dört parametrenin belirlenebilmesi için en az dört deprem mekanizmasının bilinmesi gerekmektedir.

σ1, σ2, σ3 sırasıyla en büyük, ortaç ve en küçük olmak üzere üç ana gerilme değerini vermektedir (Şekil 3.10). R değeri ise (Eşitlik 3.28) 0 (σ2 = σ3) ile 1 (σ1 = σ2) arasında değişmektedir.

$$R = (\sigma_2-\sigma_1) / (\sigma_3-\sigma_1) \tag{3.28}$$

Odak mekanizma çözümlerinden elde edilen paramatreler yardımıyla (doğrultu (ø), eğim (α) ve sapma açısı (λ)) gerilme analizinde kullanılan kayma yönü vektörü ($\vec{S}$) ve fay normali (v) 3.29 ve 3.30 bağıntılarıyla hesaplanabilmektedir (Şekil 3.10).

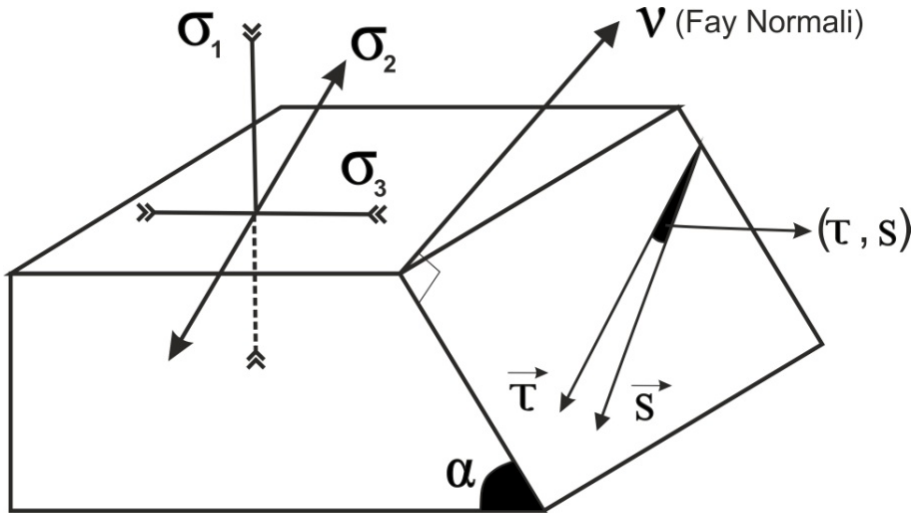
$$\vec{S} = \begin{pmatrix} \cos\lambda\cos\phi + \sin\lambda\cos\alpha\sin\phi \\ \sin\lambda\cos\alpha\cos\phi - \cos\lambda\sin\phi \\ \sin\lambda\sin\alpha \end{pmatrix} \tag{3.29}$$

$$v = \begin{pmatrix} \sin\alpha\sin\phi \\ -\sin\alpha\cos\phi \\ \cos\alpha \end{pmatrix} \tag{3.30}$$

Homojen ve izotrop bir ortamda, bölgedeki eksenel (tektonik) kuvvetler ile fay düzlemi üzerinde oluşan makaslama kuvveti vektörü ve kayma yönü vektörünün arasındaki

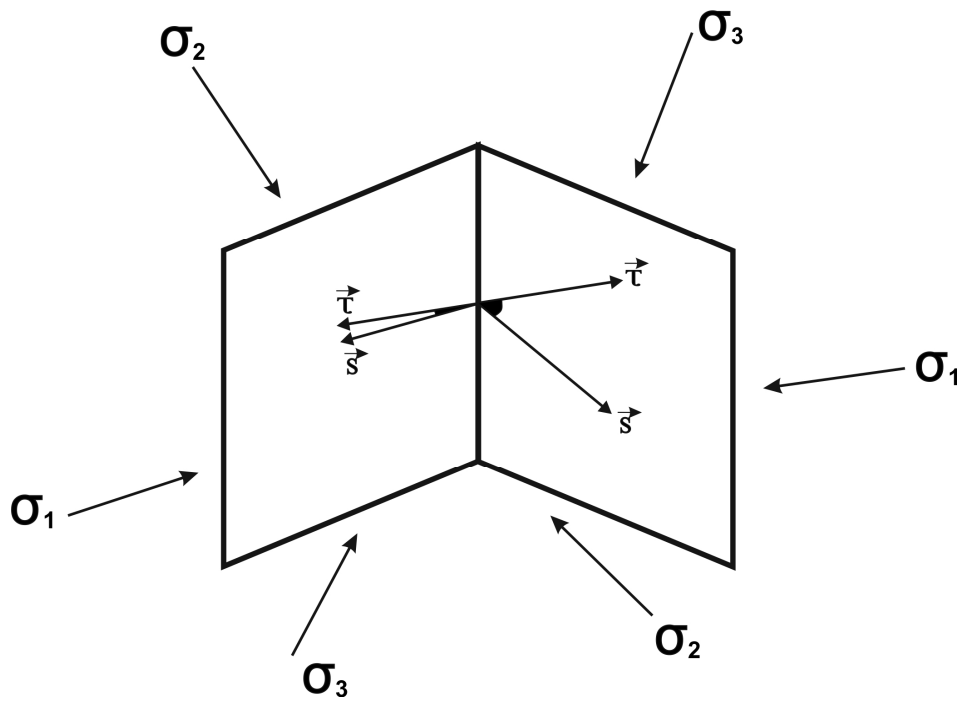
açının 0 olması yani bu iki vektörün paralel olması gerekmektedir. Fakat böyle bir durumun pratikte mümkün olmaması sebebiyle ters çözüm en küçük kareler tekniği (L2 norm) ile bu iki vektör arasındaki açıyı minimize etmeye çalışmaktadır. N adet odak mekanizması kullanılması durumunda, amaç fonksiyonu (F) (3.31) bağıntısıyla ifade edilmektedir (Carey, 1979).

$$F = -\sum_{i=1}^{N} k_i \cos^2 (\tau_i, s_i) \qquad (3.31)$$



Şekil 3.10. Asal gerilme eksenleri ve hesaplamalarda kullanılan atım vektörleri (τ,s)

Odak mekanizma çözümlerinde hesaplanan iki düzlemden biri amaç fonksiyonunu minimize ederken diğeri bu durumu sağlayamamaktadır (Horiuchi ve ark., 1995). Dolayısıyla gerilme tensörü analizi ile bu koşulu sağlayan gerçek fay düzleminin seçimi de yapılabilmektedir (Şekil 3.11).



Şekil 3.11. İki farklı nodal düzlem üzerinde (τ,s) açısının gösterimi (Horiuchi ve ark., 1995)

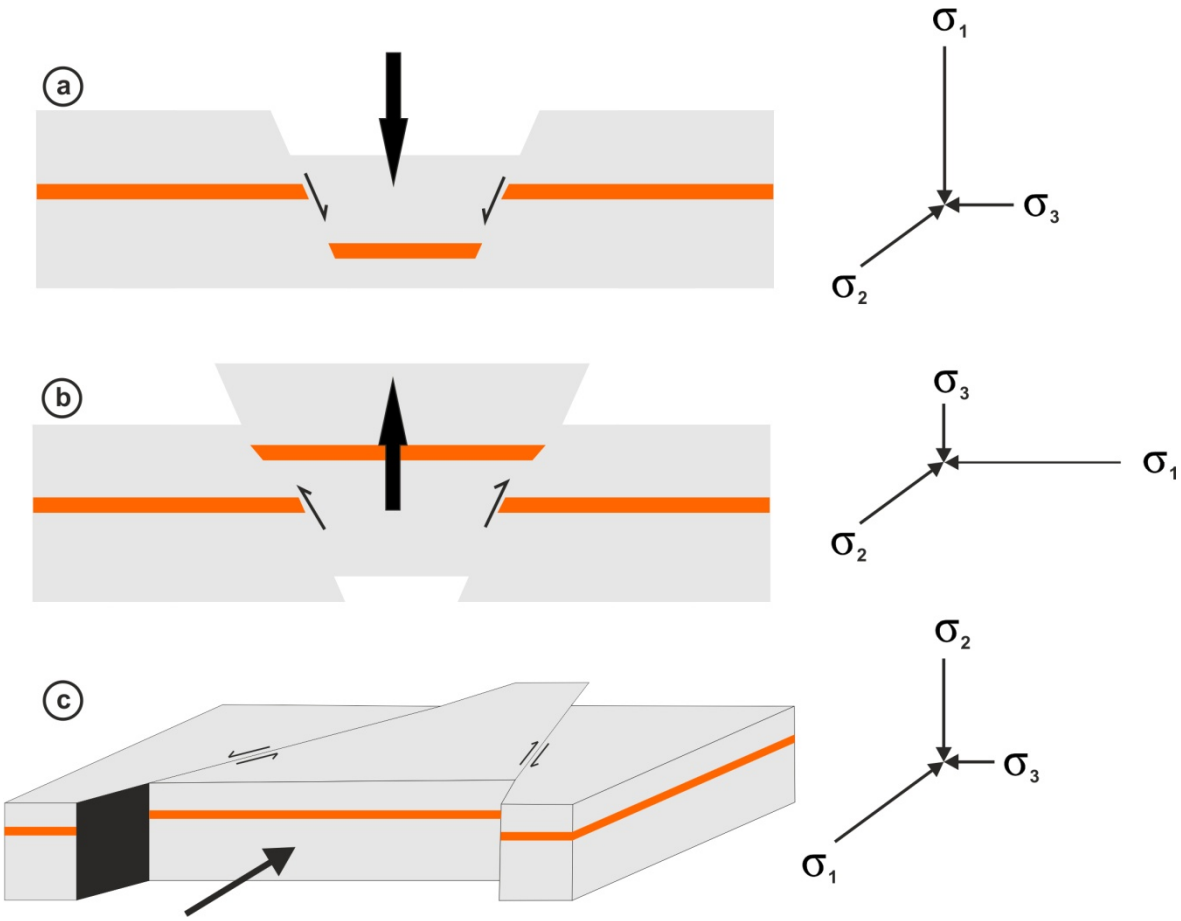
Burada, $(\tau,s) < 90$ ise $k_i=1$, $(\tau,s) \geq 90$ ise $k_i= -1$ dir. Elde edilen sonuçlara göre (τ,s) açısı 20'den küçük olduğunda iyi sonuç vermektedir. Çünkü histogram üzerindeki dağılım daha yakın bir aralıkta ve benzer faylar için bu sonucu verebilir. Pratikte, (τ,s) açılarının %80'i 20'den küçük olması durumunda da sonuç güvenilir olarak kabul edilmektedir (Carey, 1979).

3.2.5.1. R oranının önemi ve Baskın Gerilme Rejiminin Belirlenmesi

Gerilme tensörü ters çözümü sonrası elde edilen en büyük sıkışma (σ1), orta sıkışma (σ2) ve en küçük sıkışma (σ3) eksenleri ve bu eksenler yardımıyla hesaplanan R değeri, bölgede egemen olan gerilme rejiminin türünü belirlemede kulanılmaktadır. 3.28 bağıntısına göre σ2'nin σ1'e eşit olması durumu R değerini 0 yapmakta ve bu da bölgede iki eksenli deviatorik sıkışma olduğunun göstergesidir. Diğer taraftan σ2 ve σ3'ün eşit olması durumunda R değeri 1 olmakta ve tek eksenli deviatorik sıkışma rejimini belirtir (Mandl, 1988). Bu eksenleri yatayda veya düşeyde konumlanma şekilleri ise bölgede egemen olan faylanma türünü göstermektedir (Över, 1999). σ1'in düşeyde ve σ2 ve σ3'ün yatayda konumlanmış olması bölgedeki normal faylanma karakterini temsil ederken, σ3'ün düşeyde ve σ1 ve σ2'nin yatayda olması durumu ters veya bindirme faylarını temsil

etmektedir. Bununla birlikte, σ2'nin düşeyde ve diğer gerilme eksenlerinin yatayda konumlanması bölgede doğrultu atımlı faylanma karakterini temsil etmektedir (Şekil 3.12).

Ayrıca R oranı farklı tektonik rejim türlerinde farklı anlamlar ifade etmektedir. R değeri iki tek eksenli gerilme durumu (R=0 ve R=1) arasında değişmektedir. Açılma rejimi altında hesaplanan hesaplanan R değerinin 0 veya 1'e yakın olması bölgede iki eksenli gerilme tensörüne işaret etmektedir. Bellier ve Zoback (1995) bu eşik değerini 0.15 ve 0.85 olarak öngörmektedir. Dolayısıyla, 0.15 ve 0.85 arasında kalan R oranları bölgede üç eksenli bir gerilme durumunu temsil etmektedir.



Şekil 3.12. a) Normal faylanma b) Ters faylanma c) Doğrultu atımlı faylanma durumunda asal gerilme eksenlerinin konumu

BÖLÜM 4

ARAŞTIRMA BULGULARI VE TARTIŞMA

Bu bölümde, tez çalışması kapsamında yapılan saha gözlemleri ve sismolojik çalışmalar sonucu elde edilen bulgulardan bahsedilmektedir. Çalışma kapsamında, 19.05.2011 Simav depreminin hemen sonrasında çalışma alanı ve yakın civarında oluşan yüzey kırıkları haritalanmış ve bölgedeki hasar dağılımı incelenmiştir. Sismolojik çalışmalar kapsamında ise ilk olarak bölgede meydana gelen depremlere ait lokasyon tayinleri yapılarak, sonrasında depremlere ait ilk varış sürelerinin göreceli olarak değerlendirilmesi ile ilgili depremlere ait relokasyon çalışması yapılmıştır. Tez çalışmasının önemli bir kısmını kapsayan diğer bir çalışma ise, çalışma alanında meydana gelen orta büyüklükteki deprem (Mw > 3.5) verilerine moment tensör ters çözüm işlemi uygulanmasıdır. Elde edilen fay düzlemi parametreleri ile bölgedeki Coulomb gerilme değişimi modellenmiş ve ayrıca gerilme tensörü analizi ile bölgesel tektonik rejim hakkında sonuçlar elde edilmiştir. Son olarak elde edilen tüm verilerin birlikte değerlendirilmesi ile Simav Fayı ve buna bağlı faylanmalara ait bir model öngörülmüştür.

4.1. Simav Depremi Sonrası Saha Gözlemleri

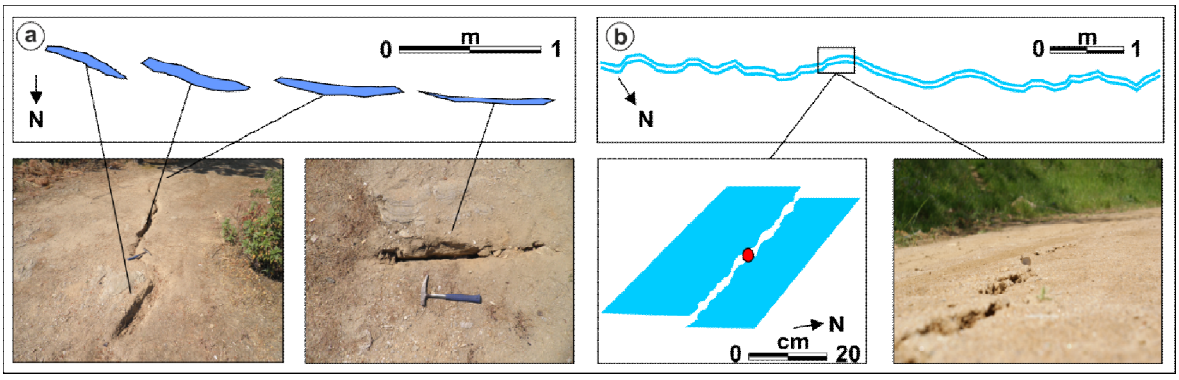
19 Mayıs Simav depremi yerel saat ile saat 23:15:24'te meydana gelmiştir. Depremin büyüklüğü itibarı ile yüzey kırıklarına sebebiyet verebileceği düşünülerek, depremin gerçekleştiği bu tarihten bir gün sonra Simav ilçesinde ve ayrıca civar köy ve mezralarda bir takım saha gözlemleri yapılmıştır (Şekil 4.1-2).

4.1.1. Depremde Oluşan Yüzey Kırıkları

19 Mayıs 2011 tarihinde meydana gelen depremden sonra bölgede yapılan saha incelemelerinde; özellikle iki bölgede yüzey kırıklarının oluştuğu gözlenmiştir.

Yüzey kırıklarından ilki, Simav ilçesi Yeni Mahalle Kıran Tepe batısında (Şekil 1.2c) Acembaba türbesine 30 m. mesafede ve metamorfik kayaçları kesen kırıklardır (35 S 0670470 E-4327994 N; Yükseklik: 980 m.). Gözlenen bu yüzey kırıkları (Şekil 4.1a), 20 m. kadar devam ederken, doğuda K55°B'dan başlayarak batıya doğru K60°B, K80°B ve son olarak D-B doğrultusunda uzanan dört adet yüzey kırığı ile yüzlek vermiştir. Bu kırıklar, bölgenin doğu ve batı ucunda makilik alanda kaybolmaktadır.

Yüzey kırıklarından ikincisi ise, Simav ilçesi Yeni Mahalle Kıran Tepe eteklerindeki (Şekil 4.1b) patika yol üzerindeki toprak zeminde yer almaktadır (35 S 0671746 E-4328320 N; Yükseklik: 860 m.). Yaklaşık olarak 10 m. takip edilebilen bu kırıkların K60°B doğrultusunda oldukları ve K70-80°B doğrultusunda uzanan Simav Fayı'na parelel uzandıkları görülmüştür. Ayrıca, burada deprem sonucu kuzeye doğru yaklaşık 3 cm. lik bir düşey harekette gelişmiştir (Şekil 4.1b). Ayrıca gözlenen yüzey kırıklarının Simav Fayı'nın taban ve tavan blokları sınırında bulunması ve Simav Fayı boyunca şekillenmiş olmaları, bu depremin Simav Fayı ile ilişkilendirilmesi için önemli bir kanıt olarak kabul edilmiştir. Çalışma alanı içerisinde gözlenen bu iki yüzey kırığı haricinde başka yüzey kırıklarının gözlenmemesi depremin 11 km derinlikte ve bu tür kırıkları oluşturacak yeterli büyüklüğe sahip olmamasından kaynaklanmaktadır.



Şekil 4.1. Simav Depremi sonrası bölgede gözlenen yüzey kırıkları

4.1.2. Hasar Dağılımları

Ayrıca, depremden bir gün sonra yapılan gözlemlere göre, Simav depremi sonrası oluşan hasar dağılımları, Simav ilçe merkezi ve mahalleleri başta olmak üzere, Simav'ın kuzeyindeki bazı köy, mezra ve mahalleler olmak üzere geniş bir alanı kapsamaktadır. Simav ilçe merkezindeki betonerme binaların kolonlarında kesme ve duvarlarında sıva türü çatlaklar gelişmiştir. Birçok caminin minaresi ve bazı evlerin çatıları yıkılmıştır. Bu depremde, deprem kaynaklı olarak sadece bir kişi hayatını kaybetmiştir. Bunun yanısıra, sadece Simav ilçe merkezinde, 365 adet ağır hasarlı ve 66 adet orta hasarlı bina tespit edilmiş, Nisan 2012'ye kadar bunlardan 200 tanesi yıkılmak suretiyle tahliye edilmiştir (Simav Belediyesi Fen İşleri, Nisan 2012). Simav ilçesinde oldukça yoğun çok katlı betonarme binaların deprem yönetmeliğine uygun olmamaları nedeniyle hasar gördükleri dikkat çekmiştir. Simav'ın uzak mahalleleri ve köylerindeki hasarlara bakıldığında ise,

yapı türünün ahşap ve ağaç tahkimat olması nedeniyle can kaybı olmamasına karşın, oldukça çok evin değişik oranlarda hasar aldığı gözlenmiştir (Şekil 4.2a,b).



Şekil 4.2a. 20 Mayıs 2011 tarihinde elde edilen Simav ve yakın çevresindeki hasarlı yapıların görünümü.



Şekil 4.2b. 20 Mayıs 2011 tarihinde elde edilen Simav ve yakın çevresindeki hasarlı yapıların görünümü.

4.2. Sismolojik Veri ve Gözlemlere Dayalı Bulgular

Tez çalışmasının amacı doğrultusunda, bölgedeki yoğun sismik aktiviteyi oluşturan depremlerin odaksal özelliklerini ortaya çıkarmak amacıyla elde edilen deprem kayıtları kullanılarak büyüklükleri 3.5'dan büyük olan 37 deprem verisine (Çizelge 4.2) moment tensör ters çözüm işlemi uygulanmıştır. Gerçekleştirilen çözümlerde Ichinose (2009) tarafından geliştirilen linux tabanlı MTINV Toolkit V.2.0 yazılımı kullanılmıştır. Bu yazılımın diğer moment tensör ters çözüm yazılımlarına göre en büyük avantajı, çözümlerde kullanılan her bir istasyon için ayrı Green Fonksiyonlarının üretilmesine

olanak sağlamasıdır. Bu sayede istasyonun uzaklığına ve depremin büyüklüğüne bağlı olarak her dalga formuna ayrı ayrı frekans aralıklarında filtre uygulanabilmektedir. Diğer avantaj ise, yazılımın istasyon uzaklığına bağlı olarak her gözlemsel ve yapay sismogramın kayıt uzunluklarının farklı seçilebilmesine olanak sağlamasıdır.

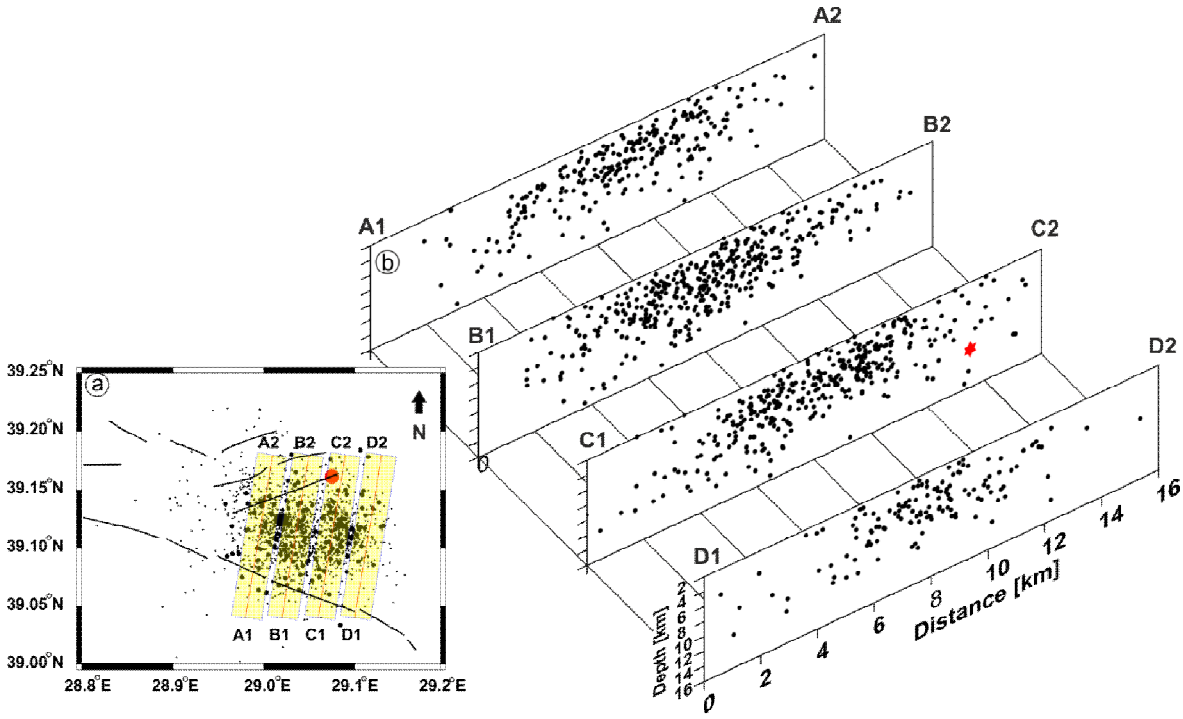
Bu tür çalışmalarda, özellikle deprem lokasyonu ve depremin oluş zamanlarının belirlenmesinde bölgenin kabuk yapısının güvenilirliği, elde edilecek sonuçların güvenilirliği ile doğru orantılıdır. Dolayısıyla bu çalışmada kabuk yapısı olarak, KRDAE'nin de deprem çözümlerinde kullandığı birçok kabuk yapısı ile mukayesesi yapılmış ve ISC gibi merkezlerle lokasyon karşılaştırması yapıldığında uygunluk oranının çok yüksek olduğu Kalafat ve ark. (1987) tarafından önerilen model kullanılmıştır (Çizelge 4.1).

Çizelge 4.1. Çözümlerde kullanılan Batı Anadolu 1-B Kabuk Hız Modeli (Kalafat ve ark., 1987).

Tabaka Say.	Kalınlık (km)	Vp (km/s)	Vs (km/s)
1	5.4	4.3-4.6	2.5-2.7
2	26.2	5.5-6.1	3.1-3.5
3	57.6	7.6-8.0	4.3-4.6

Çalışmada, deprem lokasyonları Hypo71 yazılımı kullanılarak elde edilmiştir. Hesaplamalarda her bir deprem için gerekli olan başlangıç parametresi 7 km olarak ele alınmıştır. Çalışmada kullanılan depremlere ait 34430 adet dalga fazına ait varış sürelerinin belirleme işlemi manuel olarak gerçekleştirilmiştir. Bu işlemler sonucunda çalışma alanındaki ilksel lokasyon tayinleri elde edilmiş fakat gerek kabuk modelinin 1-B olması gerekse hatalı ilk varış okumalarından kaynaklanan lokasyon hataları, ikili fark algoritmasını (Waldhauser, 2001) kullanan HypoDD yazılımı ile giderilmeye çalışılmıştır. İkili fark algoritması farklı deprem çiftlerinin aynı istasyona veya istasyonlara varış sürelerini kullanarak göreceli lokasyon belirlenmesine olanak sağlamaktadır. Şekil 4.3a'da çalışma alanında 2011 yılı içerisinde 19.05.2011 Simav depremi sonrası meydana gelmiş M>1.9 büyüklüğünde 2245 deprem içerisinden relokasyonu yapılan 1645 adet depreme ait episantr dağılımı Şekil 4.3b'de ise 4 ayrı derinlik kesiti boyunca oluşturulan deprem derinlikleri gösterilmektedir. Derinlik kesitleri, Simav Fayı'nın doğrultusuna dik olacak şekilde seçilmiştir. Elde edilen deprem lokasyonları incelendiğinde depremlerin yaklaşık 2-

16 km arasında konumlandığı görülmektedir. Dolayısıyla, bu bölgedeki üst kabuk (kırılgan) - alt kabuk (sünek) sınırının 16 km civarında olduğu düşünülmektedir. Ayrıca, derinlik kesitleri dikkatle incelendiğinde, kesitler boyunca özellikle yaklaşık 8. ve 12. km arasındaki depremlerin diğer bölgere oranla daha sığ kesimlerde kümelendiği gözlenmektedir. Bu bölgedeki boşluğun Simav Fayı'nın kuzeyinde yüzlek veren Eğrigöz Granatoidi ile ilişkili olduğu düşünülmektedir.



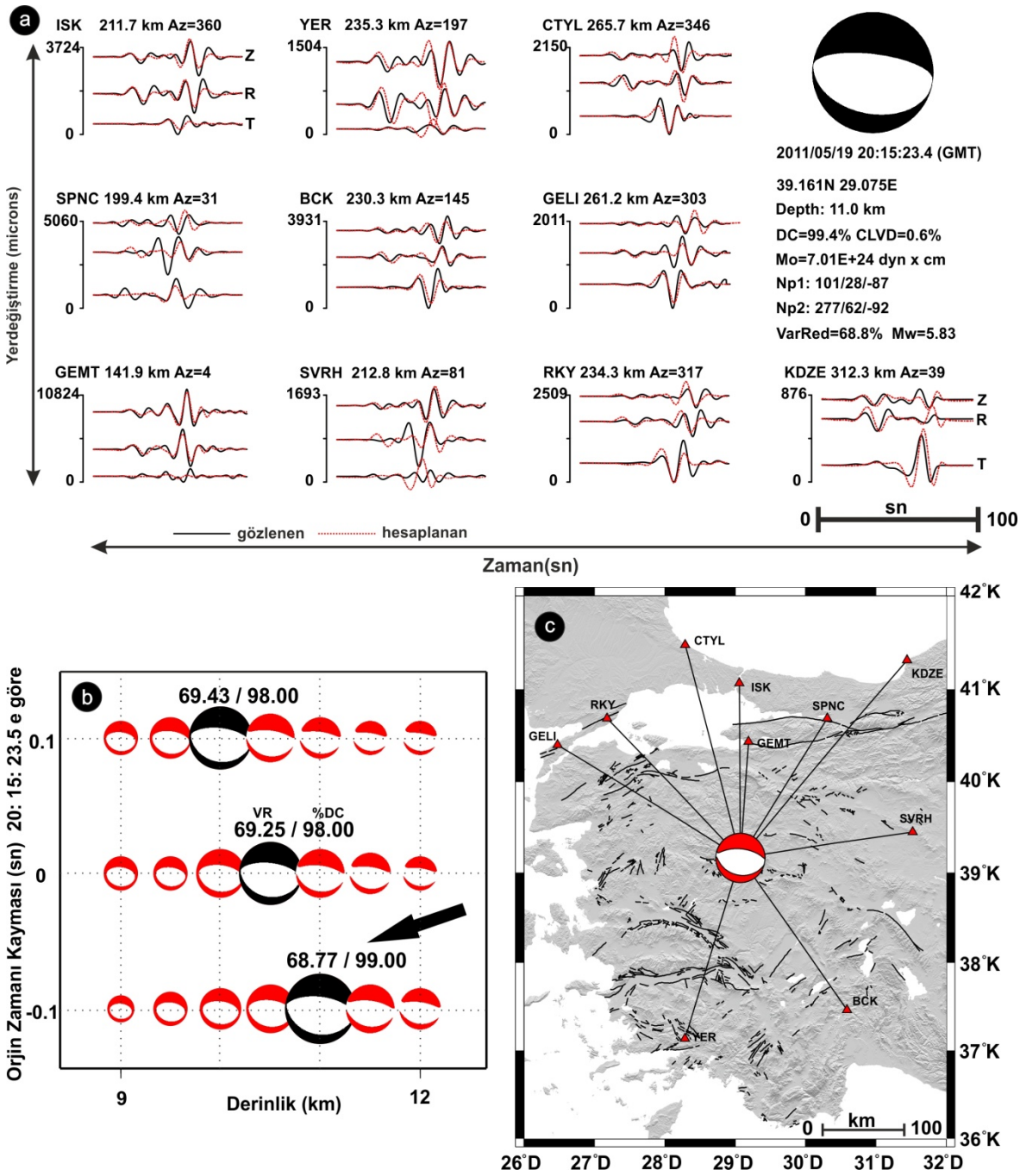
Şekil 4.3. a) 1645 adet depreme ait lokasyonlar (M>1.9) b) Deprem derinlik kesitleri.

Simav depremi sonrası bölgede çok sayıda artçı şok meydana gelmiştir. Tez çalışması kapsamında istasyonları kurulduğu 11 Kasım 2009 tarihinden, 19.05.2011 tarihine kadar bölgede 81 adet (M>3) deprem meydana gelmişken; 19.05.2011 ve 20.08.2012 arasında ise 551 adet (M>3) deprem oluşmuştur. Çalışma kapsamında bu depremlerin içerisinde ise, moment büyüklüğü 3.5 ve daha büyük olan depremlerin moment tensör ters çözümleri yapılmıştır. Çalışma süresince bu depremler içerisinden 34 adet deprem için MTINV yazılımı kullanılarak Simav Fayı'na ait odak mekanizma çözümleri elde edilmiştir. Ayrıca, çalışma alanında 2009 ve 2010 yıllarında gerçekleşen orta büyüklükteki 3 depreme ait ters çözüm işlemi, sadece KRDAE verileri kullanılarak gerçekleştirilmiştir. 5.9 büyüklüğündeki deprem ait moment tensör ters çözümü sonrası ölçülen ve hesaplanan sismogram çakışmaları, Şekil 4.4a'da gösterilmektedir. Ayrıca elde edilen odak mekanizmalarına ait tüm çözümler ve dalga formları ekler bölümünde ayrı ayrı

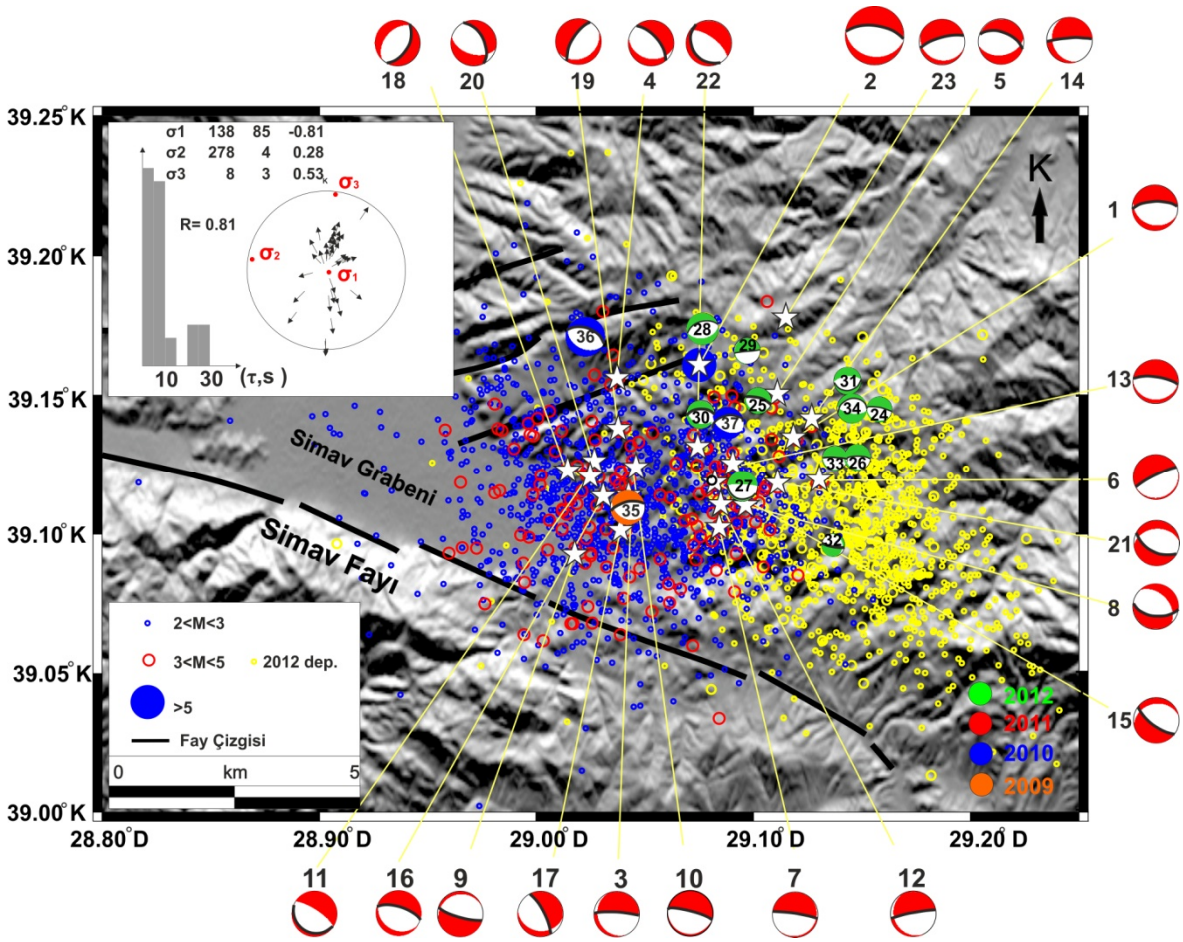
gösterilmektedir. Moment tensör ters çözümü yapılan depremler farklı oluş zamanı ve farklı derinlikler için ayrı ayrı hesaplanmış ve bu çözümlerin içerisinden en büyük çakışma ölçütünü ve ikili kuvvet çifti oranını veren çözüm optimum çözüm olarak ele alınmıştır. Bu işlem şekil 4.4b'de optimum ana şok mekanizması seçimi için gösterilmektedir. Şekil 4.4b'de büyük odak mekanizmaları yüksek çakışma ölçütü ve ikili kuvvet çifti oranını temsil etmektedir. Diğer taraftan yapılan çözümlerde, mümkün olduğunca azimutal istasyon dağılım boşluğunun düşük olmasına dikkat edilmiştir (Şekil 4.4c).

Tez kapsamında çözümü yapılan depremlerin listesi Çizelge 4.2.'de ve elde edilen odak mekanizması çözümleri Şekil 4.5'te verilmektedir.

Elde edilen sonuçlara bakıldığında, bölgenin güncel tektonik yapısı ile son derece uyumlu olan normal ve kimi çözümlerde çok küçük dereceli (ihmal edilebilir) bir doğrultu atımlı bileşene sahip faylanmayı da içeren normal faylanma (verev atımlı) sonucu ortaya çıkmaktadır. Şekil 4.5'de çözümleri gösterilen tüm depremlerin büyük çoğunluğu Simav Fayı kuzeyinde ve onun tavan bloğu üzerinde gelişen depremlerdir. Çözümler sonucunda Simav Fayı üzerinde gelişen en büyük depremin, 19.05.2011 tarihinde gerçekleşen 5.83 büyüklüğündeki deprem olduğu görülmektedir. Ana şok sonrası bölgede çok sayıda artçı şok gözlenmekle beraber ana şok oluş zamanından yaklaşık 15 dakika önce gerçekleşen 3.53 moment büyüklüğüne sahip ve ana şokun gerçekleştiği hiposantr noktasına yakın bir deprem dikkat çekmektedir. Bununla birlikte, bu depremin ve ana şok episantrını harita üzerinde birleştiren bir doğrunun Simav Fayı'na paralel olması ve ayrıca her iki depremin de yakın derinliklerde benzer odak mekanizmaları sergilemesi bu depremin bir öncü olay (foreshock) olması ihtimalini ortaya çıkarmaktadır. 2012 yılı depremlerini de kapsayan deprem dağılımına bakıldığına depremlerin hepsinin Simav Fayı'nın kuzeyinde geliştiği görülmektedir. Bölgede oluşan tüm depremler elipsoid bir dağılım sergilemektedir ve bu elipsin uzun ekseninin Simav Fayı'na yaklaşık paralel olması depremlerin büyük çoğunluğunun ana fay üzerinde gerçekleştiğini göstermektedir.



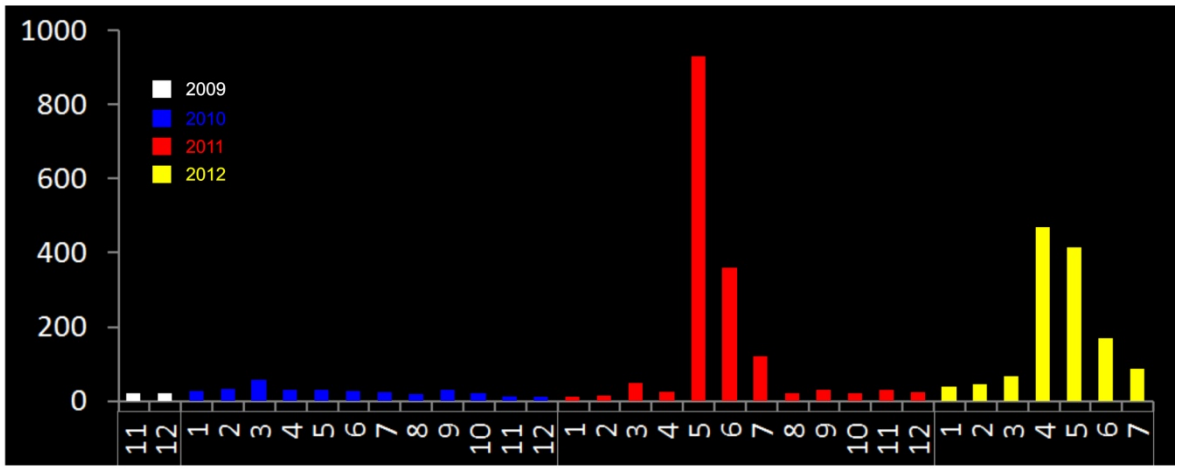
Şekil 4.4. a) 19.05.2011 tarihinde meydana gelen Simav depremine gözlemsel (siyah) ve sentetik (kırmızı) dalga formu çakışmaları **b)** Deprem Oluş zamanı ve Derinliğe bağlı odak mekanizma değişimleri **c)** Çözümde kullanılan istasyonların yerleri (Faylar, Şaroğlu ve ark., 1992 kullanılarak haritalanmıştır)



Şekil 4.5. a) Gerilme tensörü ters çözümü sonucu elde edilen asal gerilme eksenleri **b)** Çalışma alanında çözümü yapılan depremlere ait odak mekanizma çözümleri ve deprem dağılımı (M>2).

Diğer yandan bölgedeki deprem dağılımı, iki farklı zaman dilimi için incelenebilir. Bunlardan biri 2011 yılı içerisinde meydana gelen 19.05.2011 Simav Depremi ve arkasından gelişen depremler iken, diğeri ise 16.04.2012 tarihi ile meydana gelen (Mw=4) deprem ile başlayan yeni bir deprem dalgasıdır. 19.05.2011 Simav depremi gerçekleşmeden önce bölgedeki deprem (M>2) sayıları incelendiğinde, aylık deprem sayısının 20-40 deprem arasında olduğu gözlenmektedir. Bölgede anaşok sonrasında yaklaşık 3 ay süre ile yoğun bir deprem aktivitesi gerçekleşmiş ve 2011 yılı ağustos ayı itibarı ile bu aktivite anaşok öncesindeki olağan aktivitesine tekrar sahip olmuştur. Bu olağan aktivite 2012 nisan ayında başlayan ayrı bir deprem dalgasına kadar devam etmiş bu tarih sonrası tekrar yoğunluk kazanmıştır (Şekil 4.6). Bu durum iki farklı tarih aralığında meydana gelen bu depremlerin farklı deprem kümeleri olarak değerlendirilmesine neden olmaktadır. 2011 depremleri içerisinden ana şok sonrası meydana gelen en büyük depremler, moment büyüklükleri 4.73 ve 4.83 olan sırasıyla

28.05.2011 ve 27.06. 2011 tarihlerinde meydana gelmiş depremlerdir. 2011 deprem dağılımının Güney Doğuya devamlılığını içeren 2012 yılı depremleri incelendiğinde, 2011 depremlerine oranla daha dar bir alanda kümelendiği gözlenmektedir. Nispeten daha sığ depremlerden oluşmakla birlikte, 2012 depremleri içerisindeki en büyük deprem 03.05.2012 tarihinde 15:20:26'da meydana gelen (Mw=4.94) depremdir. Yüzeydeki izdüşümü Simav ana şokunun hemen kuzeyinde bulunan bu depremin 5 km. derinlikte meydana geldiği ve GGD'ya eğimli antitetik bir fay üzerinde geliştiği düşünülmektedir.

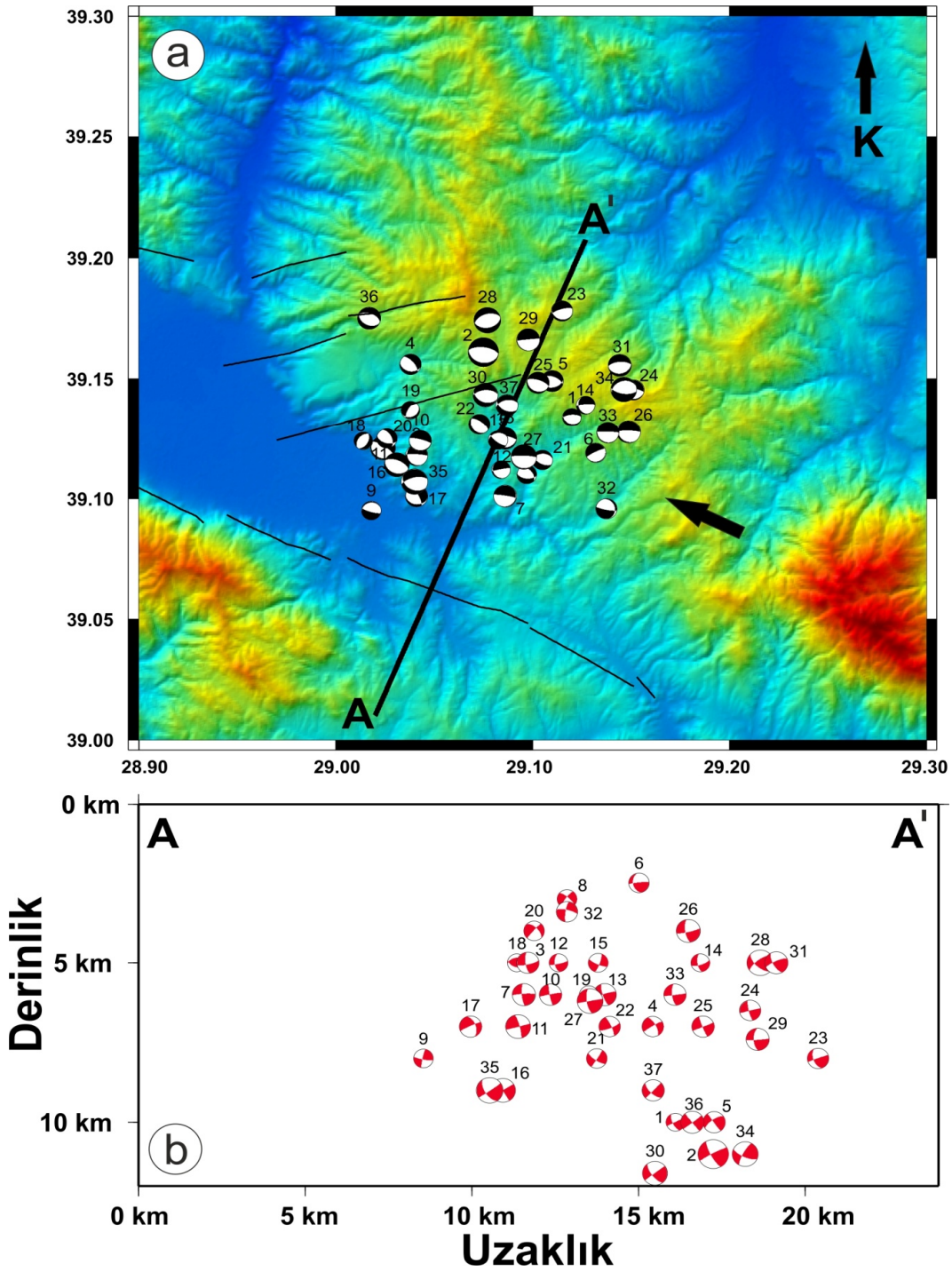


Şekil 4.6. Çalışma süresince kaydedilen deprem (M>2) sayılarının aylara göre değişimi

Çalışma sonucunda elde edilen tüm odak mekanizmaları bir derinlik kesiti (Şekil 4.7) boyunca incelendiğinde, çözümü yapılan depremler içerisinde en derin depremin (11.6 km.) 03.05.2012 tarihinde gerçekleşen deprem olduğu görülmektedir. Ayrıca anaşok ile yakın derinlikteki depremlere ait faylanma mekanizmaları benzer sonuçlar gösterdiği dikkat çekmektedir. Dolayısıyla bu derinliklerde oluşan depremlerin eğim açıları incelendiğinde, yaklaşık kuzeye eğimli olarak 52 derece ile 66 derece arasında değiştiği gözlenmektedir. Simav Fayı'nın bu kesimine ait eğim, yaklaşık 60 derece olarak ele alınabilir. Ana şok arkasından gelişen depremlerin göreceli olarak daha yüksek eğimli olduğu ve bunun da Simav Fayı'nın sığ kesimlerde daha yüksek eğimli olduğu, derinlere gidildikçe eğiminin düştüğü sonucunu ortaya çıkarmaktadır. Diğer taraftan, nispeten sığ derinliklerde ve ana şok episantrına yakın bölgelerde yine birbirine benzer mekanizmalar göze çarpmaktadır.

Bununla birlikte, çözümü yapılan tüm depremlerin odak mekanizma parametreleri kullanılarak gerilme tensörü ters çözüm işlemi gerçekleştirilmiştir. Öncelikle, gerilme tensörü analizine, çalışma kapsamında elde edilen bütün fay düzlemi parametreleri girilmiş

ve ters çözüm sonrası en düşük gözlemsel ve hesaplanan kayma (T,S) açısına sahip düzlemler gerçek düzlem olarak seçilmiştir. Bu sayede çalışma alanında asal gerilme eksenlerinin durumları belirlenmiş ve Simav bölgesindeki güncel tektonizma hakkında bilgi sağlanmıştır. Çözümleme sonucunda en yüksek uyum ve en düşük hatayı veren fay düzlemleri Şekil 4.5'te koyu çizgiler ile işaretlenmiştir. Bu veri bize, en küçük asal gerilme ekseni olan sigma 3 yönünde ve yatay düzlemde olan KKD-GGB (K 8^0 D) doğrultulu etkin bir açılmanın varlığını ortaya koymaktadır. Gerilme tensörü ters çözümü sonucunda hiçbir kayma vektörünün birbiriyle çakışmadığı gözlenmektedir. Dolayısıyla elde edilen fay düzlemlerine göre bölgede tek bir rejimin varlığından söz edilebilir. Ayrıca yapılan işlemler sonrasında elde edilen R oranı 0.81 olarak ortaya çıkmaktadır. Dolayısıyla sigma1'in merkezde ve düşey konumda olduğu üç eksenli bir gerilme ortamı sunan bu değerin 0.5 'den büyük olması, bölgede açılma rejiminin hakim olduğunun açık bir göstergesidir. Ters çözüm sonrası belirlenen gerçek düzlemlere ait parametreler, Simav civarındaki faylanmalara ait karakteristik özelliklerin belirlenmesinde büyük önem taşımaktadır. Buna göre, çözümlemede depremlerin asıl olarak kuzeye eğimli Simav Fayı üzerinde olmasının yanısıra, güneye eğimli düzlemlerin de bulunduğu görülmektedir. Kuzeye eğimli bu depremlerin ise, Simav Fayı'nın tavan bloğunda yer alan ve güneye eğimli olan bu fayın antitetik fayları üzerindeki depremler oldukları sonucuna varılmıştır. Yapılan çalışmada, deprem odak mekanizma çözümleri kullanıldığından elde edilen sonuçlar neotektonik rejim hakkında bilgi vermektedir. Bu alanda, daha önce gerek odak mekanizma verisi gerekse de jeolojik fay düzlemi verileri ile yapılmış buna benzer bir çalışma olmadığından herhangi bir kıyaslama işlemi yapılamamıştır.

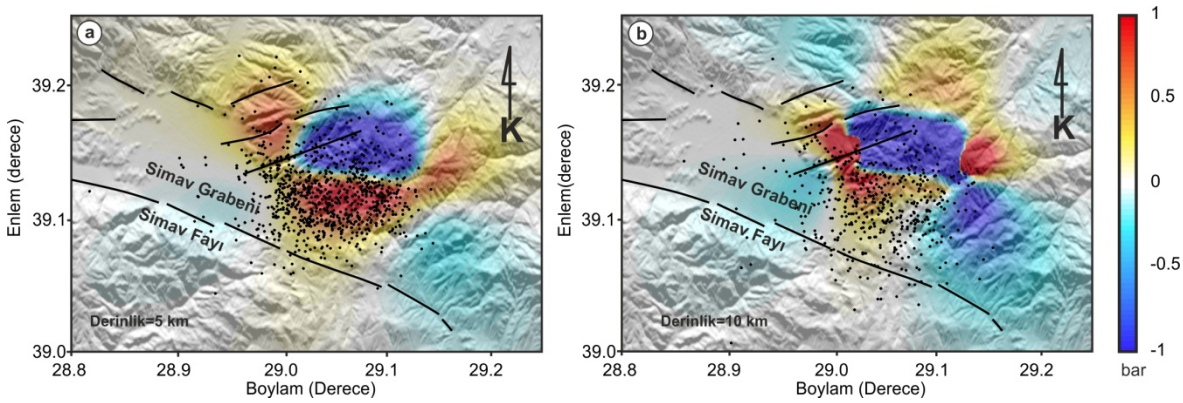


Şekil 4.7. Çalışma alanında çözümü yapılan depremlere ait odak mekanizma çözümleri ve Simav Fayı'na dik kesit üzerinde derinlik dağılımları.

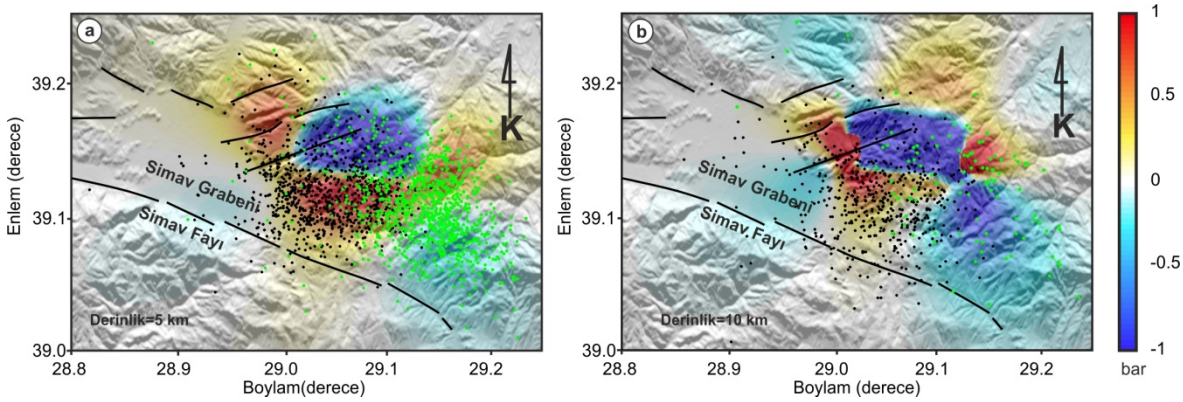
Bununla birlikte, 19.05.2011 tarihinde meydana gelen (Mw=5.83) depremin yarattığı Coulomb gerilme değişimi, artçı şok dağılımını şekillendiren ana unsurlardan biri olarak göze çarpmaktadır. Çalışma alanında Simav depremlerine ait fay düzlemi parametreleri ve Wells ve Coppersmith (1994) tarafından geliştirilen ampirik bağıntılar yardımıyla hesaplanan fay uzunluğu ve genişliği parametrelerini kullanarak Coulomb gerilme

değişimi modellenmiş ve haritalanmıştır. Genelde Coulomb gerilme değişimleri, depremin gerçekleştiği kaynak faya ait ve gerilme iletiminin sağlandığı bir veya birden fazla alıcı fay parametreleri ile hesaplanmaktadır. Fakat kompleks ve yoğun faylanmaların olduğu ayrıca alıcı fayların gözlemsel olarak belirlenemediği bölgelerde alıcı fay olarak optimum yönelimli fay düzlemleri yaklaşımı kullanılmaktadır. Normal fayların egemen olarak bulunduğu bu çalışma alanında da deprem kaynaklı Coulomb gerilme değişimleri, bölgedeki optimal yönelimli normal fay topluluklarının varsayımı esas alınarak Matlab tabanlı Coulomb 3.3 yazılımı (Toda ve ark., 2011) yardımıyla hesaplanmıştır. Hesaplamalarda kayma mödülü (μ) $3x10^{10}$ Pa, Poisson oranı 0.25 ve sürtünme katsayısı (μ^{1}) ise 0.4 (Harris ve Simpson, 1998) olarak ele alınmıştır.

Coulomb gerilme değişimi haritalarında, kırmızı ile gösterilen alanlar gerilme artışının olduğu alanları ifade etmektedir (Şekil 4.8, 4.9). Bir depremin başka bir depremi tetikleyebilmesi için o bölgede en az 0.5 bar'lık bir gerilme artışının yeterli olacağı (King ve ark., 1994) görüşüne dayanarak Simav depremi episantrının özellikle GB-G-GD kesimlerinde oluşan Coulomb gerilme artışlarının, artçı şok dağılımlarının bu bölgede yoğunlaşmasına neden olduğu düşünülmektedir (Şekil 4.8). Ayrıca anaşok sonrası 300 saatlik zaman diliminde meydana gelen depremler incelendiğinde (Şekil 4.9), özellikle, anaşok oluş zamanından yaklaşık 130 saat sonrası gerçekleşen depremlerin hemen hemen hepsinin ana şok episantrının Güney Güneybatı kesimlerinde geliştiği gözlenmektedir. Bununla beraber, 2012 yılı içerisinde meydana gelen depremlerin dağılımının anaşok episantr noktasının güneydoğu kesiminde ve nispeten daha sığ kesimlerde yoğunlaştığı gözlenmektedir. Bu bölgedeki deprem dağılımının ise ana şokun neden olduğu Coulomb gerilme değişimi etkisi altında geliştiği söylenememektedir. Bu deprem kümesinin 2011 yılında gerçekleşen deprem kümesinden daha doğu kesimlerde gözlenmesi aslında 2011 yılı depremlerinin kümülatif bir gerilme değişiminin sonucu olduğu düşünülmektedir (Şekil 4.10). Fakat bu çalışmada kümülatif Coulomb gerilme hesabında, sadece moment tensör ters çözümü yapılan 37 depreme ait mekanizma sonuçları kullanıldığından, bu bölgedeki mevcut gerilme durumunun tam olarak modellenebildiği söylenememektedir.

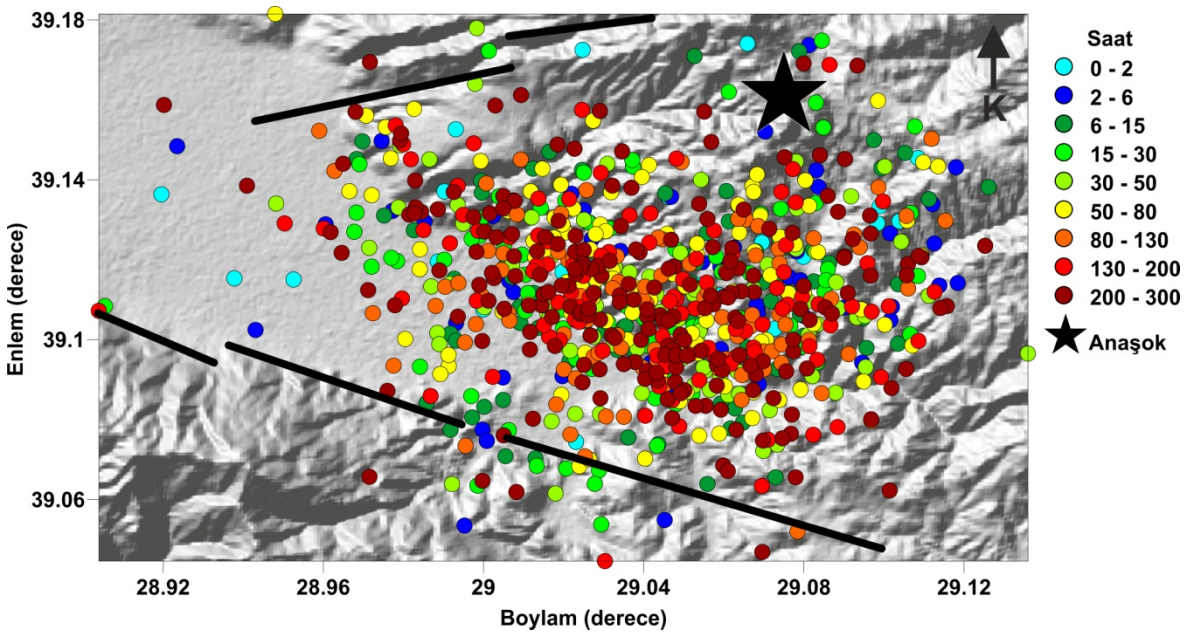


Şekil 4.8. a) 5 km b) 10 km derinlik için hesaplanan Coulomb Gerilme değişim haritası ve ilgili derinlikte (± 2.5 km) meydana gelen deprem dağılımları**.**

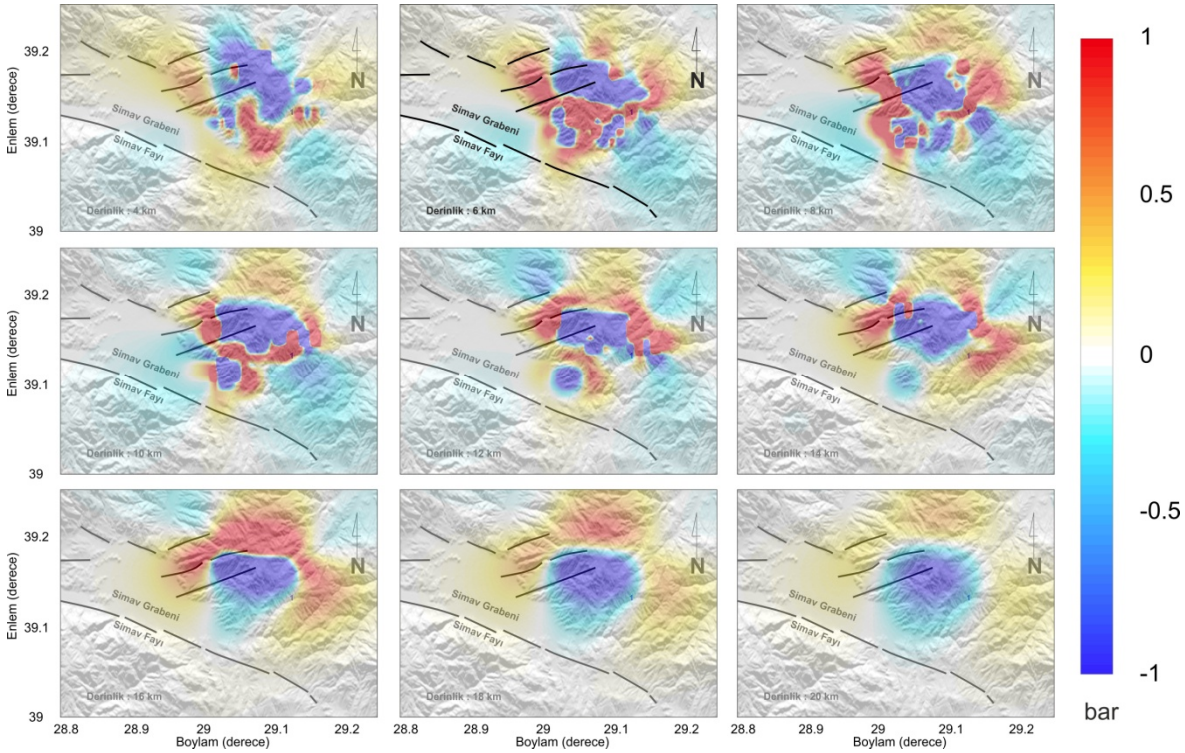


Şekil 4.9. a) 5 km b) 10 km derinlik için hesaplanan Coulomb Gerilme değişim haritası ve ilgili derinlikte (± 2.5 km) meydana gelen deprem dağılımları (Yeşil noktalar 2012 yılında meydana gelen depremleri göstermektedir).

Bölgedeki güncel Coulomb gerilme durumunun analaşılabilmesi amacıyla, odak mekanizma çözümleri yapılan 37 depreme ait fay düzlem parametreleri ve büyüklükleri kullanılarak 4 ve 20 km arasında 2 km derinlik aralıkları için kümülatif Coulomb gerilme değişimleri (Şekil 4.11) incelendiğinde 6, 8 ve 10 km derinliklerde Coulomb gerilmelerinin çalışma alanının Güney, Batı ve Güneybatı kesimlerinde artış gösterdiği gözlenmektedir. Daha derin kesimlere bakıldığında bu artışın daha çok alanın Kuzey ve Kuzeydoğu kesimlerine doğru değiştiği gözlenmektedir. Fakat bu kesimlerdeki artış 0.5 bar değerini aşmamakla birlikte, çalışma alanının bu kesimlerinde ve ilgili derinliklerde artçı şok lokasyonu yok denecek kadar azdır.



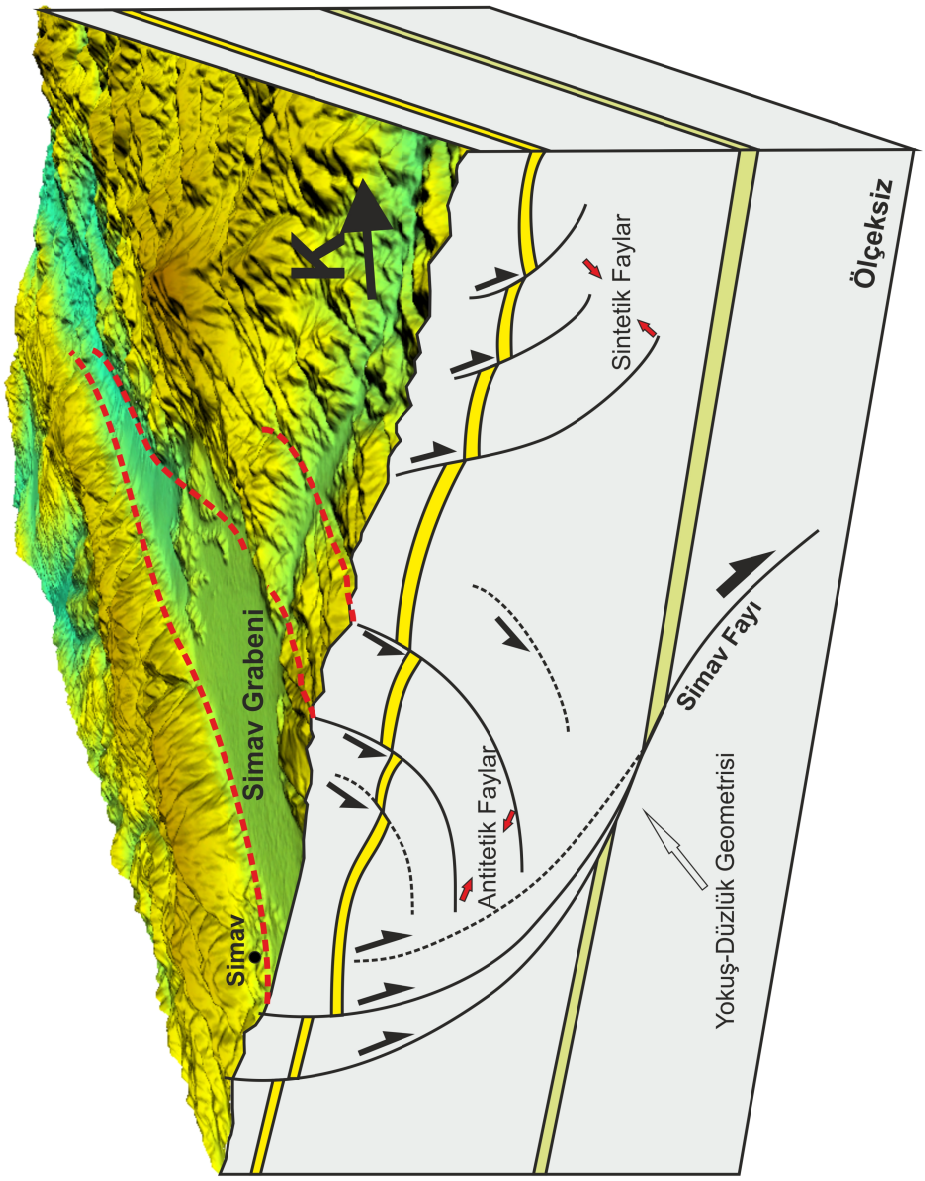
Şekil 4.10. Ana şok sonrası 300 saatlik zaman diliminde meydana gelen depremler



Şekil 4.11. Çalışma kapsamında elde edilen tüm odak mekanizma çözümleri ile hesaplanmış bölgedeki kümülatif Coulomb gerilme değişimleri.

Çizelge 4.2. Çalışma kapsamında moment tensör ters çözümü yapılan deprem parametreleri (Oluş zamanı, Moment Büyüklük, Derinlik, Enlem, Boylam), fay düzlemi parametreleri (NP1 ve NP2), çakışma ölçütleri (Var. Red), istasyon sayısı ve sismik moment

Tarih	Oluş Zamanı	Mw	Derinlik (km)	Enlem	Boylam	NP1 (strike/dip/rake)	NP2 (strike/dip/rake)	Var. Red. (%)	İstasyon Sayısı	M0 (dynexcm)	Deprem No
19.05.2011	19:59:46	3.59	10.0	39.134	29.12	**267/66/-99**	107/26/-72	61.2	7	3.03E+021	1
19.05.2011	20:15:23	5.83	11.0	39.161	29.075	**277 /62 /-92**	101/28/-87	68.8	10	7E+024	2
19.05.2011	21:12:50	4.21	5.0	39.118	29.041	**273 /82/-106**	158/17/-26	79.4	7	2.59E+022	3
19.05.2011	21:21:28	4.11	7.0	39.156	29.038	**319/64/-72**	103/31/-121	56.8	8	1.82E+022	4
19.05.2011	21:33:09	4.26	10.0	39.149	29.11	**290 /54/-71**	79/40/-115	64	8	3.11E+022	5
20.05.2011	00:13:07	3.81	2.5	39.119	29.132	**244/82/-91**	71/8/-83	50.8	7	6.48E+021	6
20.05.2011	00:58:31	4.36	4.0	39.101	29.086	**279/85/-84**	52/8/-136	71.7	8	4.28E+022	7
20.05.2011	05:00:35	3.58	3.0	39.11	29.097	316/43/-59	**97/54/-115**	53.2	6	2.89E+021	8
20.05.2011	08:03:41	3.72	8.0	39.095	29.018	252/14/-123	**106/78/-82**	67.8	8	4.78E+021	9
27.05.2011	07:43:35	4.26	6.0	39.124	29.043	**285/79/-88**	95/11/-100	60.1	8	3.08E+022	10
28.05.2011	05:47:16	4.73	7.0	39.121	29.024	303 /75 /-89	**120/15/-95**	56.4	6	1.54E+023	11
28.05.2011	07:35:29	3.6	5.0	39.112	29.084	**259/85/-105**	153/16/-17	62.3	6	3.15E+021	12
29.05.2011	01:31:37	4.36	6.0	39.125	29.086	**278/72/-88**	92/19/-95	58.9	9	4.25E+022	13
03.06.2011	16:38:15	3.64	5.0	39.139	29.127	**267 /82/-114**	160/25/-18	76.4	4	3.59E+021	14
04.06.2011	13:51:04	3.8	5.0	39.1243	29.0825	259/27/-134	**126/71/-70**	69.1	7	6.18E+021	15
27.06.2011	21:13:57	4.83	9.0	39.114	29.031	**292 /59 /-90**	112/31/-90	71	8	2.21E+023	16
27.06.2011	21:28:49	4.28	7.0	39.101	29.041	**332 /74 /-70**	99/25/-140	54.5	7	3.31E+022	17
03.07.2011	14:16:27	3.53	5.0	39.124	29.014	222/43/-81	**30/47/-98**	60.2	5	2.45E+021	18
06.07.2011	06:22:22	3.53	6.0	39.137	29.038	**211/67/-103**	61/27/-62	68.6	6	2.48E+021	19
13.07.2011	01:31:47	3.93	4.0	39.125	29.026	**333/52/-57**	107/49/-124	68.9	9	9.9E+021	20
17.07.2011	19:51:48	3.95	8.0	39.116	29.105	265/37/-117	**118/57/-71**	51.6	7	1.04E+022	21
19.07.2011	21:16:49	4.08	7.0	39.131	29.073	306/66/-98	**146/25/-72**	57.6	8	1.66E+022	22
25.08.2011	04:19:23	4.08	8.0	39.178	29.115	**255/73/-100**	105/20/-62	79.2	8	1.62E+022	23
16.04.2012	12:19:02	3.93	6.5	39.1453	29.1512	108/14/-83	**281/76/-92**	76.8	8	9.63E+21	24
17.04.2012	20.45.17	4.04	7.0	39.1483	29.1027	116/22/-82	**288/69/-93**	82.7	8	1.44E+22	25
19.04.2012	19.52.41	4.1	4.0	39.1278	29.1487	146/15/-36	**271/81/-102**	60.7	8	1.74E+22	26
26.04.2012	22.05.33	4.72	6.2	39.1173	29.0955	**114/9/-68**	272/81/-93	83.4	8	1.49E+23	27
03.05.2012	15.20.26	4.94	5.0	39.1742	29.0770	**80/41/-85**	254/49/-94	82.5	7	3.25E+23	28
03.05.2012	17.10.09	4.05	7.4	39.1662	29.0977	157/6/-17	**264/88/-96**	71.5	8	1.47E+22	29
03.05.2012	21.45.17	4.33	11.6	39.1433	29.0760	112/37/-69	**266/55/-105**	68.4	7	3.89E+22	30
09.05.2012	17.49.31	4.2	5.0	39.1555	29.1442	**83/27/-92**	265/63/-89	87.1	7	2.51E+22	31
11.06.2012	03.49.03	3.57	3.4	39.0958	29.1375	**101/81/-108**	344/20/28	45.3	6	2.82E+21	32
13.06.2012	06.40.32	3.83	6.0	39.1275	29.1383	**129/8/-53**	272/84/-95	82.6	7	7.00E+21	33
19.06.2012	01.46.13	4.58	11.0	39.1455	29.1463	**98/62/-77**	252/30/-112	66.1	8	9.22E+22	34
17.02.2009	05:28:18	4.79	9.0	39.107	29.04	**257/62/-112**	116/37/-58	64.6	7	1.92E+23	35
03.02.2010	00:43:11	4.27	10.0	39.175	29.017	**290/52/-94**	107/39/-84	61	8	3.13E+22	36
03.02.2010	00:59:41	3.84	9.0	39.139	29.087	**259/49/-116**	116/47/-43	67.3	7	7.33E+21	37



Şekil 4.12. Çalışma alanında elde edilen odak mekanizma çözümleri ve gerilme tensörü analizi sonuçlarının yorumlanması ile öngörülen bölgeye ait faylanma modeli

BÖLÜM 5

SONUÇLAR VE ÖNERİLER

Tez çalışması kapsamında, Simav Fayı'nın sismotektonik özelliklerini ortaya çıkarmak amacıyla; sismolojik veri toplama ve saha gözlemleri ve birtakım nümerik yöntemler uygulanmıştır. Çalışma süresi içerisinde meydana gelen 19.05.2011 (Mw=5.8) depremi, tarihsel ve aletsel dönemde Simav Fayı üzerindeki en büyük depremdir. Dolayısıyla, bu çalışma Simav Fayı üzerinde meydana gelmiş depremleri veri yoğunluğu açısından oldukça detaylı olarak ele alan ilk çalışma olma özelliğini taşımaktadır.

Elde edilen sonuçlara göre Simav depremi, 19.05.2011 tarihinde, saat 20:15:23.4 (GMT)'de 29.075 D boylamı ve 39.161 K enleminde ve 11 km derinlikte meydana gelmiştir. Depremin gerçekleştiği fay düzlemi paramatreleri (Doğrultu, Eğim ve Sapma Açıları) sırasıyla 277, 62 ve -92 derecedir. Simav depremi, Batı Anadolu'nun genç ve aktif tektoniğinin bir sonucu olarak meydana gelişmiştir. Depremi oluşturan deformasyon, KKD-GGB doğrultulu genişleme tektoniğinin ürünü, yaklaşık BKB-DGD ve D-B doğrultulu ve kuzeye eğimli bir normal faylanmadır. Bu deformasyon, deprem sonrası Simav ve yakın çevresindeki yüzey kırıklarıyla (surface ruptures) da izlenebilmiştir. Deprem sonrası bölgede çok sayıda artçı deprem gözlenmekle birlikte bu artçı depremlerin odak derinliklerinin 16 km.'nin altına inmemesi dikkat çekmektedir. Bu veri, bölgede, depremlerin sünek (ductile) kırılmayla gerçekleştiğini ve manto üst kabuk sınırının, bir sıyrılma fayı (detachment fault) ile (Simav Fayı) sınırlı olabileceğini göstermektedir.

Simav Fayı boyunca meydana gelen deprem dağılımları incelendiğinde ise dağılımın elipsoid bir şekil aldığı gözlenmektedir. Bu elipsin uzun ekseninin Simav Fayı'na paralel ve fayın kuzeyinde gözlenmesi, bu depremlerin Simav Fayı ile ilişkili olduğununun ve fayın kuzeye eğimli bir düzleme sahip olduğunun açık bir göstergesidir. Ayrıca, 19.05.2011 Simav depremi ile başlayan yoğun sismik aktivite boyunca, Gediz ve Emet Fay zonlarında belirgin bir deprem aktivitesinin de olmaması, Simav Fay'ının bu fay zonlarından farklı dinamikte çalıştığının bir göstergesidir.

Çalışma alanında, meydana gelen depremlere ait odak mekanizması sonuçları ise, bölgede baskın bir şekilde normal faylanma karakterinin baskın olduğunu göstermektedir. Bazı çözümlerde, düşük dereceli doğrultu atımlı bileşene sahip çözümler gözlenmiş olsa bile, bu çözümlere ait depremlerin bölgedeki karmaşık faylanmanın etkisiyle gerçekleşmiş

olabileceği düşünülmektedir. Ayrıca, çalışma alanının Ege genişleme rejimi ile doğrultu atımlı faylarla temsil edilen Marmara Bölgesi sınırında bulunması (İnan ve ark., 2012) bölgede küçük doğrultu atımlı bileşenli çözümlerin normal karşılanabileceği sonucunu ortaya koymaktadır.

Diğer taraftan, çalışma alanında artçı deprem dağılımını şekillendiren ana etken Coulomb gerilme değişimleridir. Ana depreme ait fay düzlemi parametreleri kullanılarak hesaplanan Coulomb gerilme değişimi episantr lokasyonunun Güney-Güneybatı ve Güneydoğu kesimlerinde belirgin bir artış şeklinde gözlenmektedir. Dolayısıyla, gerilme artışının olduğu bu alanlarda mevcut faylanmalar veya zayıflık zonları boyunca nispeten küçük magnitüdlü depremler gerçekleşmiştir. Bölgede normalden çok daha uzun süre boyunca gerçekleşen artçı deprem aktivitesi, bölgedeki karmaşık faylanmalar ve yoğun jeotermal ativiteyle ilişkilidir.

Çalışma alanında, 2012 yılı içerisinde gerçekleşen depremler ise 2011 yılı deprem kümesine göre doğu kesimlerde yoğunlaşmaktadırlar. Nispeten daha sığ kesimlerde gözlenen bu depremlerin, 19.05.2011 depreminin yanısıra, 2011 yılı depremleri sonrası bölgede oluşan kümülatif statik gerilme değişiminin bir sonucu olduğu düşünülmektedir.

Gerilme tensörü analizi ile bölgedeki güncel tektonik rejime ait açısal parametreler bölgede KKD-GGB doğrultulu genişleme rejiminin hakim olduğunu göstermektedir.

Çalışma süresince gerçekleştirilen sismolojik çalışmalar, bölgede karmaşık bir faylanma mekanizmasının bulunduğunu ortaya çıkarmaktadır. Elde edilen sonuçların birlikte ve dikkatli bir şekilde değerlendirilmesi ile bölgedeki faylanma ve güncel rejimin türü hakkında bir takım öngörülerde bulunulmaktadır. Dolayısıyla, Simav Fayı'nın günümüzde açık bir şekilde, bir normal fay olarak çalıştığı söylenebilmektedir. Bununla beraber bölgedeki artçı deprem dağılımları, fay mekanizma sonuçları ve gerilme tensörü analizi sonuçlarıyla çalışma alanına ait bir faylanma modeli (Şekil 4.12) öngörülmektedir. Bu modele göre, Simav Fayı'nın öncelikle (yeryüzünde) yüksek açılı bir eğime sahip olduğu, derinlere gidildikçe bu eğimin düştüğü söylenebilir. Diğer taraftan bu fayın Kuzey kesimlerinde ve derin kısımlarında gözlenen yüksek açılı faylanma sonuçları ile, fayın yokuş-düzlük-yokuş (ramp-flat-ramp) geometrisine sahip olabileceği düşünülmektedir. Bununla, birlikte Simav Fayı'nın kuzeyinde, güneye eğimli ve nispeten daha sığ kesimlerde bulunan fay düzlemleri bölgede Simav Fayı'nın antitetik faylarının varlığına bir

işaret olarak karşımıza çıkmaktadır. Simav Fayı ile ilgili olarak bugüne kadar yapılan bazı çalışmalarda (Şaroğlu ve ark., 1992; Emre ve ark., 2011) bu fayın aktif sağ yanal doğrultu atımlı bir fay olduğu belirtilmektedir. Ancak, fayın Kuvaterner öncesi aktivitesinin (Özden ve ark., 2011) doğrultu atımlı olduğu ve fayın günümüzde bir rejim değişikliğne maruz kalarak aktif bir normal fay olduğu sonucuna varılmıştır.

Batı Anadolu'nun altında, Güney Ege yitim zonu'na dik olan manto akışı (Brun ve Sokoutis, 2010) muhtemelen Kuzey Ege bölgesinin altına doğru derinden yükselip güneydeki soğuk yitim zonuna doğru yönelmektedir (Komut ve ark., 2012). Bu durum Anadolu Levhası'nın batı kesimlerini, hem yükseltmekte, hem de levhayı bu yitim zonuna doğru hızla çekmektedir. Ayrıca, yitim zonunun da Afrika'ya doğru gerilemesi, sözü edilen bu çekimi hızlandırmakta ve bunun sonucu olarak Batı Anadolu'nun genişlemesi ve bu genişlemeye eşzamanlı olarak incelmesine de neden olmaktadır. Dolayısıyla bu genişleme bölgede bir çok graben-yarı graben yapılarının oluşum sürecine büyük ölçüde katkıda bulunmaktadır. Diğer taraftan, bu yapısal oluşumlara neden olan etkenlerden bir diğeri ise, Geç Miyosen'den bu yana, Güney Ege yitim zonu boyunca, Afrika Levhasına ait slabın kendi ağırlığını koruyamayarak kopması, ve bunun neticesinde geriye kalan kısmın yukarı doğru tiltlenmesi, Anadolu Levhasının Afrika Levhasına doğru hızla ilerlemesine ve böylelikle Anadolu Levhasının yanal hızının artması süreci olarak düşünülebilir (slab retreat; slab break-off; the roll-back and/or slab-pull mechanism) (Zanchi and Angelier, 1993, Mercier ve ark., 1989; Gautier ve ark., 1999; Jolivet ve Faccenna, 2000; Ganas ve ark., 2005; Faccenna ve ark., 2006; Şengör ve ark., 2008).

Batı Anadolu'yu da içine alan bir ölçekte ve bu görüşleri destektekleyen; GPS ölçümleri (Oral ve ark., 1993; Straub, 1996; Reilinger ve ark., 1996; 1997; 2006; Barka ve Reilinger, 1997; Kahle ve ark., 1998; McClusky ve ark., 2000; 2003 Hubert-Ferrari ve ark., 2002), deprem odak mekanizması çözümleri, kinematik çalışmalar ve düşey ölçekli derin jeofizik çalışmalar gibi birçok çalışma (McKenzie, 1972, 1978; Jackson ve McKenzie, 1984; Mercier ve ark., 1979, 1989; Oral ve ark., 1995; Straub ve Kahle, 1994; Le Pichon ve ark, 1995; McClusky ve ark., 2000; 2003; Över ve ark., 2010; 2012) bulunmaktadır.

Batı Anadolu'da, değişik doğrultularda uzanan ve uzunlukları fazla olmayan yaklaşık D-B doğrultulu fay toplulukları, bu son ve aktif olan KKD-GGB doğrultulu genişleme rejimi sırasında gösterdikleri yoğun aktivite ile Güney Ege yitim zonu boyunca gelişen jeodinamik olaya eşlik etmektedirler. Aletsel dönem boyunca Simav Fayı üzerinde

gerçekleşmiş en büyük deprem olma özelliğini taşıyan 19 Mayıs 2011 Simav Depremi de, adı geçen fay ve fay sistemlerinin bir ürünü olup lokal bir nedenle değil, asıl olarak Anadolu Levhasının bu genel KKD-GGB yönlü genişleme rejimi etkisinde gelişmiş bir depremdir.

KAYNAKLAR

Aki K. ve Richards P. G., 1980. *Quantitative seismology: Theory and methods*, v.l: W.H. Freeman and Co., San Francisco.

Akay E., 2009. Geology and petrology of the Simav Magmatic Complex (NW Anatolia) and Its Comparison with the Oligo-Miocene Granitoids in NW Anatolia: Implications on Tertiary Tectonic Evolution of the Region. *International Journal of Earth Sciences*, 98:1655-1675.

Akdeniz N. ve Konak N., 1979b. Simav-Emet-Tavşanlı -Dursunbey - Demirci yörelerinin jeolojisi: MTA Gen. Müd., Rapor No 6547, Ankara.

Aldanmaz E., Pearce J.A., Thirlwall M.F. ve Mitchell J.G., 2000. Petrogenetic Evolution of Late Cenozoic, Post-collision Volcanism in Western Anatolia, Turkey. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 102:67-95.

Ambraseys N.N. ve Tchalenko J.S., 1972. Seismotectonic Aspects of the Gediz, Turkey, Earthquake of March 1970. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 30:229-252.

Ambraseys N.N., 1988. Engineering Seismology. *Earthquake Engineering* & Structural Dynamics, 17:1-105.

Ambraseys N.N. ve Finkel C.F., 1995. *The Seismicity of Turkey and Adjacent Areas, A Historical Review*, 1500-1800. Eren Yayıncılık, İstanbul.

Angelier J. ve Mechler P., 1977. Sur Methode Graphique de Recherche des Contraintes Principales Egalement Utilisable en Tectonique et en Sismologie: la Methode Diédre Droit. *Bulletin de la Société Geologique de France*, 19:1309-1318.

Angelier J., 1990. Inversion of Field Data in Fault Tectonics to Obtain the Regional Stress, III. A New Rapid Direct Inversion Method by Analytical Means, *Geophysical Jornal International*, 103:363-376.

Ardos M., 1995. *Türkiye Ovalarının Jeomorfolojisi*, Cilt I, 2. Baskı, Çantay Yayınevi, İstanbul

Armijo R., Carey E. ve Cisternas, A., 1982. The Inverse Problem in Microtectonics and the Separation of Tectonic Phases. *Tectonophysics*, 82:145-160.

Arpat E. ve Bingöl E., 1970. Ege Bölgesi Graben Sisteminin Gelişimi Üzerine Düşünceler. *Maden Tetkik Arama Dergisi*, 73:1-10.

Barka A. ve Reilinger R., 1997. Active Tectonics of the Eastern Mediterranean Region: Deduced from GPS, Neotectonic and Seismicity Data. *Annali di Geofisica*., 40:587-610.

Backus G. ve Mulcahy M., 1976. Moment Tensors and Other Phenomenological Descriptions of Seismic Sources I. Continious Displacements, *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 46:341-361.

Bellier O., ve Zoback M.L., 1995. Recent State of Stress Change in the Walker Lane Zone, Western Basin and Range Province, *United States, Tectonics*, 14:564-594.

Bellier O., Sébrier M., Pramumijoyo S., Beaudouin T., Bahar I., Harjono H. ve Forni, O., 1997. Paleoseismicity and Active Deformation Along the Great Sumatran Fault (Indonesia). *Journal of Geodynamics*, 24:169-183.

Bernardi F., Braunmiller J., Kradolfer U. ve Giardini D., 2004. Automatic Regional Moment Tensor Inversion in the European-Mediterranean Region. *Geophysical Journal International*, 156:1-14.

Bott M.H.P., 1959. The Mechanism of Oblique Slip Faulting*, Geological Magazine*, 96: 109-117.

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

Bozkurt E., 2003. Origin of NE-trending Basins in Western Turkey. *Geodinamica Acta*, 16: 61-81.

Braunmiller J. ve Nabelek J., 1996. Geometry of Continental Normal Faults: Seismological Constraints. *Journal of Geophysical Research*, 10:3045–3052.

Brun, J.P. ve Sokoutis D., 2010. 45 m.y. of Aegean Crust and Mantle Flow Driven by Trench Retreat, *Geology,* 38, 815-818.

Burridge R. ve Knopoff L., 1964. Body Force Equivalents for Seismic Dislocations, *Bulletin of Seismological Society of America*, 54:1875-1888.

Carey E. ve Brunier B., 1974. Analyse Théorique et Numérique d'une Modéle Mécanique Elémentaire Appliqué a L'etude d'une Population des Faillles, *Cr. Acad. Sci.,* Paris, 279D: 891-894.

Carey E., 1979. Recherche des Directions Principales de Dontraintes Associées au jeu D'une Population de Failles. *Rev. Géol. Dyn. Géogr. Phys*., 21:57-66.

Carey-Gailhardis E. ve Mercier J.L., 1987. A Numerical Method for Determining the State of Stress Using Focal Mechanisms of Earthquake Populations. *Earth and Planetary Science Letters*, 82:165-179.

Caskey S.J. ve Wesnousky S.G., 1997. Static Stress Changes and Earthquake Triggering During the 1954 Fairview Peak ve Dixie Valley Earthquakes, Central Nevada, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 87:521-527.

Cesca S. ve Dahm T., 2008. A Frequency Domain Inversion Code to Retrieve Time-dependent Parameters of Very Long Period Volcanic Sources, *Computer and Geosciences*., 34:235-246.

Çiftçi N.B. ve Bozkurt, E., 2007. Anomalous Stress Field and Active Breaching at Relay Ramps: A Field Example from Gediz Graben, SW Turkey. *Geological Magazine*, 144:687-699.

Çoban H., 2007. Basalt Magma Genesis and Fractionation in Collision- and Extension-Related Provinces: A Comparison Between Eastern, Central and Western Anatolia. *Earth Science Reviews* 80:219-238.

Dewey J.F. ve Şengör A.M.C. 1979., Aegean and Surrounding Regions: Complex Multiplate and Continium Tectonics in A Convergent Zone. *Geological Society of America Bulletin*, 90:84-92

Dewey J.F., 1988. Extensional Collapse Oforogens. *Tectonics*, 7:1123-1139.

Doğan A. ve Emre Ö., 2006. Ege Graben Sistemi'nin Kuzey Sınırı: Sındırgı-Sincanlı Fay Zonu. *59. Türkiye Jeoloji Kurultayı*, Ankara, s. 83-84.

Dreger D.S. ve Langston C., 1995. Moment Tensor Inversion Workshop an IRIS DMC short course, December 15-16 1995, IRIS workshop.

Dreger D.S., 2003. TDMT_INV: Time Domain Seismic Moment Tensor INVersion, *International Handbookof Earthquake ve Engineering Seismology*, 81:1627.

Dziewonski A.M., Chou T.A. ve Woodhouse J. H., 1981. Determination of Earthquake Source Parameters from Waveform Data for Studies of Global and Regional Seismicity, *Journal of Geophysical Research,* 86:2825-2852.

Dziewonski A.M. ve Woodhouse J.H. 1983. An Experiment in Systematic Study of Global Seismicity: Centroid-moment Tensor Solutions for 201 Moderate and Large Earthquakes of 1981, *Journal of Geophysical Research*, 88:3247-3271.

Ekinci Y.L. ve Demirci A. 2008. A Damped Least-Squares Inversion Program for the Interpretation of Schlumberger Sounding Curves. *Journal of Applied Sciences*, 8:4070-4078.

Emre Ö. ve Duman T.Y. 2011. 19 Mayıs 2011 Simav (Kütahya) Depremi Ön Değerlendirmesi Raporu, MTA Jeoloji Etütleri Dairesi Yer Dinamikler Araştırma ve Değerlendirme Koordinatörlüğü Aktif Tektonik Araştırmaları Birimi.

Emre Ö., Duman T. ve Özalp S., 2011. 1:250.000 ölçekli Türkiye Diri Fay Haritası Serisi Kütahya (NJ 35-4) Paftası Seri:10, Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü, Ankara-Türkiye.

Eyidoğan H. ve Jackson J., 1985. A Seismological Study of Normal Faulting in the Demirci, Alaşehir and Gediz Earthquakes of 1969-70 in Western Turkey: Implications for the Nature and Geometry of Deformation in the Continental Crust. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*., 81:569-607.

Faccenna C., Bellier O., Martinod J., Piromallo C. ve Regard V., 2006. Slab Detachment Beneath Eastern Anatolia: a Possible Cause for the Formation of the North Anatolian Fault. *Earth and Planetary Science Letters* 242:85-97.

Ganas A., Drakatos G., Pavlides S.B., Stavrakakis G.N., Ziazia M., Sokos E. ve Karastathis V.K., 2005. The 2001 Mw = 6.4 Skyros Earthquake, Conjugate

Strike-slip Faulting and Spatial Variation in Stress Within the Central Aegean Sea. *Journal of Geodynamics,* 39: 61-77.

Gautier P., Brun J.P., Moriceau R., Sokoutis D., Martinod J. ve Jolivet L., 1999. Timing, Kinematics and Cause of Aegean Extension: a Scenario Based on a Comparison with Simple Analogue Experiments. *Tectonophysics*, 315:31-72.

Gephart J.W. ve Forsyth D.W., 1984. An Improved Method For Determining The Regional Stres Tensor Using Earthquake Focal Mechanism Data: Application to the San Fernando Earthquake Sequence. *Journal of Geophysical Research*, 89:9305-9320.

Gephart J.W., 1990. Stress and the Direction of Slip on Fault Planes, *Tectonics*, 9:845-858.

Gilbert F., 1970. Excitation of the Normal Modes of the Earth by Earthquake Source. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 22: 223-226.

Gomberg J., Reasenberg P.A., Bodin P. ve Harris R.A., 2001. Earthquakes Triggering by Seismic Waves Following the Landers and Hector Mine Earthquakes. *Nature*, 411:462-466.

Görür N., Sakınç M., Barka A., Akkök A. ve Ersoy S., 1995. Miocene to Pliocene Palaeo-geographic evolution of Turkey and its surroundings. *Journal of Human Evolution*, 28:309-324.

Hancock P.L. ve Barka A. 1987. Kinematic Indicators on Active Normal Faults in Western Turkey. *Journal of Structural Geolology*, 9:573-584.

Harris R.A., Simpson R.W. ve Reasenberg P.A., 1995. Influence of Static Stress Changes on Earthquake Locations in Southern California, *Nature*, 375:221-224.

Harris R.A. ve Simpson R.W. 1998. Suppression of Large Earthquakes by Stress Shadows: A Comparison of Coulomb and Rate-and-state Failure, *Journal of Geophysical Research*, 103:24.439-24.451.

Herrmann T. ve Wang G.Y., 1985. A Comparison of Synthetic Seismograms, *Bulletin of Seismological Society of America,* 75: 41-56.

Horiuchi S., Rocco G. ve Hasegawa A., 1995. Discrimination of Fault Planes from Auxiliary Planes based on Simultaneous Determination of Stress Tensor and a Large Number of Fault Plane solutions. *Journal of Geophysical Research*, 100:8327-8338.

Hubert-Ferrari A., Armijo R., King G., Meyer B. ve Barka A., 2002. Morphology, Displacement, and Slip Rates Along the North Anatolian Fault, Turkey. *Journal of Geophysical Research*, 107:2235.

Ichinose G. A., 2000. Seismicity and Stress Transfer Studies in Eastern California and Nevada: Implications for Earthquake Sources and Tectonics, Ph.D. Thesis (Doktora Tezi), University of Nevada, Reno, Nevada.

Ichinose G.A., Anderson J.G., Smith K.D. ve Zeng Y., 2003. Source Parameters of Eastern California and Western Nevada Earthquakes from Regional Moment Tensor Inversion. *Bulletin of Seismological Society of America,* 93:61-84.

Ichinose G. A., 2009. Moment Tensor Inversion Toolkit (MTINV) Version 2.0, released in 2009, Available at http://crack.seismo.unr.edu/htdocs/students/Ichinose/

ISC Earthquake Catalog (n.d.) Retrieved December, 2, 2012 from http://www.isc.ac.uk/iscbulletin/search/catalogue/

Işık V., 2004. Micro-tectonic Features of Simav Shear Zone, Northern Menderes Massif, Western Turkey. *Bulletin of Geological Society of Turkey*, 47:49-91.

İnan S., Pabuçcu Z., Kulak F., Ergintav S., Tatar O., Altunel E., Akyüz S., Tan O., Seyis C., Çakmak R.,, Saatçılar R. ve Eyidoğan H., 2011. Microplate Boundaries as Obstacles to Pre-earthquake Strain Transfer in Western Turkey: Inferences from Continuous Geochemical Monitoring, *Journal of Asian Earth Sciences*, 48:56-71.

Jackson, J. ve McKenzie, D.P., 1984, Active Tectonics of the Alpine-Himalayan Belt Between Turkey and Pakistan. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 77:185-264.

Jackson J. ve McKenzie D.P., 1988. The Relationship Between Plate Motion and Seismic Moment Tensors and the Rates of Active Deformation in the Mediterranean and Middle-East. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*. 93:45-73.

Jolivet L. ve Faccenna C., 2000. Mediterranean Extension and the Africa-Eurasia Collision. *Tectonics*, 19:1095-1106.

Jost M.L. ve Herrmann R.B., 1989. A Student's Guide and Review to Moment Tensors. *Seismological Research Letters*, 60:37-57.

Kandilli Rasathanesi ve Deprem Araştırma Enstitüsü 2011. 19 Mayıs 2011 Kütahya-Simav Deprem Raporu. 6 Haziran 2011. www.koeri.boun.edu.tr/depremmuh/raporlar/19-05- 2011_Simav_depremi_Turkce.pdf

Kahle H.G., Straub C., Reilinger R., Mcclusky S., King R., Hurst K., Veis G., Kastens K. ve Cross P., 1998. The Strain Rate Feld in the Eastern Mediterranean Region Estimated by Repeated GPS Measurements. *Tectonophysics* 294:237-252.

Kalafat D., Gürbüz C. ve Üçer B., 1987. Investigation of the Crust and Upper Mantle in the West of Turkey. *Journal of Earthquake Bulletin*, 14:43-64.

Kalafat D., Yılmazer M., Kekovalı K., Kafadar N., Öğütçü Z., Horasan G., Güneş Y. ve Suvarıklı M., 2005. Türkiye'de Kurumsal Ölçekte Deprem Ağının Gelişimine Bir Örnek: Kandilli Rasathanesi ve DAE Deprem Ağının Gelişimi ve Modernizasyonu, *Aktif Araştırma Grubu 9.Toplantısı*, Sivas, p.1-2.

Kalafat D., Güneş Y., Kekovalı K., Kara M., Deniz P. ve Yılmazer M., 2011. *A Revised and Extented Earthquake Cataloque for Turkey Since 1900 (M≥4.0)*. Boğaziçi University Kandilli Observatory and Earthquake Research Institute Special Publication 143, İstanbul

Kanamori H., ve Given, J.W., 1981. Use of Long-period Surface Waves for Rapid Determination of Earthquake Source Parameters. *Physics of The Earth and Planetary Interiors,* 27:8031.

Kawakatsu H., 1989. Centroid Single Force Inversion of Seismic Waves Generated by Landslides. *Journal of Geophysical Research*, 94:12.363-12.374.

Kikuchi M. ve Kanamori H., 1991. Inversion of Complex Body Waves-III. *Bulletin of Seismological Society of America,* 81:2335-2350.

King G.C.P., Stein R.S. ve Lin J., 1994. Static Stress Changes and the Triggering of Earthquakes. *Bulletin of Seismological Society of America,* 84:935-953.

Koçyiğit A. 1984. Güneybatı Türkiye ve Yakın Dolayında Levha İçi Yeni Tektonik Gelişim. *TJK Bülteni*, 27:1-16.

Koçyiğit A., 2000. Orta Anadolu'nun Genel Neotektonik Özellikleri ve Depremselliği, Haymana-Tuzgölü- Ulukışla Basenleri Uygulamalı Çalıştayı, Aksaray, *TPJD Özel Sayı,* 5:1-26.

Koçyiğit A., Yusufoğlu H. ve Bozkurt E., 1999. Evidence from the Gediz Graben for Episodic Two-stage Extension in Western Turkey. *Journal of the Geological Society, London,* 156: 605−616.

Koçyiğit A., ve Deveci Ş., 2005. Akşehir-Simav Fault System: Commencement Age of Neotectonic Regime and Seismicity, SW Turkey. *Deprem Sempozyumu*, *Kocaeli 2005, Özler Kitabı*, 26.

Komut T., Gray R., Pysklywec R., ve Göğüş O., 2012. Mantle Flow Uplift of Western Anatolia and the Aegean: Interpretations from Geophysical Analyses and Geodynamic Modeling. *Journal of Geophysical Research*, 117:B11412.

Konak N., 1982, Simav Dolayının Jeolojisi ve Metamorf Kayaçlarının Evrimi. *İstanbul Yerbilimleri Dergisi,* 3:313-337.

Langston C.A., 1981. Source Inversion of Seismic Waveforms: the Koyna, India, Earthquakes of 13 September 1967. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 71:1–24.

Lee W.H.K. ve Lahr J.C., 1972. HYP071 (Revised): A Computer Program for Determining Hypocenter, Magnitude, and First Motion Pattern of Local Earthquakes. *Bulletin of U.S.G.S. Open File Report.,* 75-311.

LePichon X. ve Angelier J. 1979. The Hellenic Arc and Trench System: a Key to the Neotectonic Evolution of the Eastern Mediterranean Area. *Tectonophysics*, 60:1–42.

Le Pichon X., Chamot-Rooke N., Lallemant S., Noomen R. ve Veis G., 1995. Geodetic Determination of the Kinematics of Central Greece With Respect to Europe: Implications for Eastern Mediterranean Tectonics. *Journal of Geophysical Research,* 100:12675-12690.

Lund B. ve Townend J., 2007. Calculating Horizontal Stress Orientations with Full or Partial Knowledge of the Tectonic Stress Tensor, *Geophysical Journal International*, 170:1328-1335.

Mallman E.P. ve Zoback M.D., 2007. Assessing Elastic Coulomb Stress Transfer Models Using Seismicity Rates in Southern California and Southwestern Japan. *Journal of Geophysical Research*, 112:B03304.

Mandl G., 1988. *Mechanics of Tectonic Faulting. Vol. 1 in: Developments in Structural Geology,* H. J. Zwart (editor). Elsevier,Amsterdam, 407 pp

McClusky S., Balassanian S., Barka A., Demir C., Ergintav S., Georgiev I., Gurkan O., Hamburger M., Hurst K., Kahle H., Kastens K., Kekilidze G., King R., Kotzev V., Lenk O., Mahmoud S., Mishin A., Nadariya M, Ozounis A., Paradissis D., Peter Y., Prelipin M., Reilinger R., Sanli I., Seeger H., Tealeb A., Toksöz M.N. ve Veis G., 2000. Global Positioning System Constraints on Plate Kinematics and Dynamics in the Eastern Mediterranean and Caucasus. *Journal of Geophysical Research,* 105 (B3), 2342:5695-5719.

McKenzie D.P., 1972. Active Tectonics of the Mediterranean Region. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 30:109-185.

McKenzie D.P., 1978. Active Tectonics of the Alpine-Himalayan Belt: The Aegean Sea and Surrounding Regions. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 55: 217-254.

Mercier J.L., Delibassis N., Gautier A. et al. 1979. La Neotectonique de l'Arc Egeen. *Revue de Geologie Dynamique et de Geographie Physique.,* 21:67-92.

Mercier J.L. 1981. Extensional–compressional Tectonics Associated with the Aegean Arc: Comparison with the Andean Cordillera of South Peru–North Belivia. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London,* 300:337-355.

Mercier J.L., Sorel D., Vergely P. ve Simeakis K., 1989. Extensional Tectonic Regimes in the Aegean Basins during the Cenozoic. *Basin Research*, 2:49-71.

Meulenkamp J.E., Wortel M.J.R., van Wamel W.A. ve Hoogerduyn Strating E., 1988. On the Hellenic Subduction Zone and the Geodynamic Evolution of Crete since the Late Middle Miocene. *Tectonophysics,* 146:203-215.

Meulenkamp J.E., Van Der Zwaan G.J. ve Van Wamel W.A., 1994. On Late Miocene to Recent Vertical Motions in the Cretan Segment of the Hellenic Arc. *Tectonophysics,* 234:53-72.

Michael A.J., 1984. Determination of Stress from Slip Data: Faults and Folds, *Journal of Geophysical Research-Solid Earth,* 89:11517–11526.

Minson S.E. ve Dreger D.S., 2008. Stable Inversions for Complete Moment Tensors. *Geophysical Journal International,* 174:585–592.

M.T.A., 2009. 17 Şubat 2009 Simav Depremi Ön Değerlendirmesi, alındığı tarih Ocak 15, 2012, http://www.mta.gov.tr/v2.0/duyuru/duyurular/simav.pdf

Nostro C., Cocco M. ve Belardinelli M. E., 1997. Static Stress Changes in Extensional Regimes: An Application to Southern Apennines (Italy). *Bulletin of Seismological Society of America,* 87:234-248.

Oral M.B., Reilinger R.E., Toksöz M.N.., Barka A.A. ve Kınık I., 1993. Preliminary Results of 1988 and 1990 GPS Measurements in Western Turkey and Their Tectonic Implications, in Contributions of Space Geodesy to Geodynamics: Crustal Dynamics. *Geodynamic Series*, 23:139-176.

Oral M.B., Reilinger R.E., Toksöz M.N., King R.W., Barka A.A., Kinik I. ve Lenk O. 1995. Global Positioning System Offers Evidence of Plate Motions in Eastern Mediterranean. *Eos Transactions AGU,* 76:9-11.

Örgülü G., 2001. Analysis of Regional Moment Tensor Inversion Method and Its Applications to the İzmit, Düzce Earthquake Sequences and Eastern Anatolian Earthquakes, Ph.D. Thesis (Doktora Tezi), Boğaziçi Univ.,İstanbul.

Över S., Özden S., Pınar A., Yılmaz H., Unlügenç U.C. ve Kamacı Z., 2010. Late Cenozoic Stress Field in the Cameli Basin, SW Turkey. *Tectonophysics*, 492:60-72.

Över S., Yılmaz H., Pınar A., Özden S., Ünlügenç U.C ve Kamacı Z. 2013. Plio-Quaternary Stress State in the Burdur Basin, SW-TURKEY, *Tecthonophysics* (baskıda)

Oygür V., 1997. Metallogeny of the Simav Graben (Inner-Western Anatolia, Turkey), PhD Thesis (Doktora Tezi), Orta Doğu Teknik Üniversitesi, Ankara.

Özden S., Gündoğdu E., Karaca Ö., Can L., Ateş Ö., Çınar S., Fıratlıgil E., Akgün Y., Demirci A., Bekler T., Komut T., Kalafat D., Yalçıner Ç. ve Tutkun S.Z., Simav Fayı, Emet Zonu ve Kütahya Fayıyla Sınırlandırılan Bölgenin Geç Senozoyik Yaşlı Gerilme Durumları, Orta-Batı Anadolu, *ATAG 15. Çalıştayı Bildiri Özleri Kitabı*, Adana, S:53.

Papazachos B., Kiratzi A. ve Papadimitriou, E., 1991. Regional Focal Mechanisms for Earthquakes in the Aegean Area. *Pure and Applied Geophysics*, 136:407–420.

Pınar N. ve Lahn E., 1952. Türkiye depremleri izahlı kataloğu (Descriptive catalogue of Turkish earthquakes).Bayindirlik Bakanliği (Ministry of Construction), Publ. Ser., 6:36.

Pınar A. 1998. Source inversion of the October 1, 1995, Dinar Earthquake (Ms=6.1): a Rupture Model with Implications for Seismotectonics in SW Turkey. *Tectonophysics,* 292:255–266.

Reasenberg P.A. ve Simpson R.W., 1992. Response of Regional Seismicity to the Static Stress Shange Produced by the Loma Prieta Earthquake. *Science,* 255:1687-1690.

Reilinger R.E., Mcclusky S.C., Oral M.B., King R.W., Toksöz M.N., Barka A., Kinik I., Lenk O. ve Sanlı I., 1997. Global Positioning System Measurements of Present-

day Crustal Movements in the Arabia-Africa-Eurasia Plate Collision Zone. *Journal of Geophysical Research*, 102:9983-9999.

Reilinger, R., McClusky, S., Vernant, P., Lawrence, S., Ergintav, S., Cakmak, R., Ozener, H., Kadirov, F., Guliev, I., Stepanyan, R., Nadariya, M., Hahubia, G., Mahmoud, S., Sakr, K., ArRajehi, A., Paradissis, D., Al-Aydrus, A., Prilepin, M., Guseva, T., Evren, E., Dmitrotsa, A., Filikov, S.V., Gomez, F., Al-Ghazzi, R., ve Karam, G., 2006. GPS Constraints on Continental Deformation in the AfricaArabia-Eurasia Continental Collision Zone and Implications for the Dynamics of Plate Interactions. *Journal of Geophysical Research,* v. 111, no. B5, s. B05411, doi: 10.1029/2005JB004051

Ritsema J. ve Lay T., 1993. Rapid Source Mechanism Determination of Large (Mw>5) Earthquakes in the Western United States. *Geophysical Research Letters*, 20:1611- 1614.

Ritsema J. ve Lay T., 1995. Long Period Regional Waves Moment Tensor Inversion for Earthquakes in the Western United States, *Journal of Geophysical Research,* 100:9853-9864.

Romanowicz B. ve Monfret T., 1986. Source Process Times and Depths of Large Earthquakes by Moment Tensor Inversion of Mantle Wave Data and the Effect of Lateral Heterogeneity. *Annales Geophysicae,* 4:271-183.

Roumelioti Z., Dreger D., Kiratzi A. ve Theodoulidis N., 2003. Slip Distribution of the September 1999 Athens Earthquake Inferred from an Empirical Green's Function Study. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 93:775-78.

Şaroğlu F., Emre Ö. ve Kuşçu, İ., 1992. *Türkiye Diri Fay Haritası*, MTA Genel Müdürlüğü Yayınları,Ankara.

Seyitoğlu G. ve Scott B.C., 1991. Late Cenozoic Crustal Extension and Basin Formation in West Turkey. *Geological Magazine*, 128:155-166.

Seyitoğlu G., 1992. Late Cenozoic Crustal Extension Basin Formation and Volcanism in West Turkey, PhD Thesis (Doktora Tezi) University of Leicester, England.

Seyitoğlu G., 1997. The Simav Graben: An Example of Young E-W Trending Structures in the Late Cenozoic Extensional System of Western Turkey. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 6:135-141.

Shomali H. ve Slunga R., 2000. Body Wave Moment Tensor Inversion of Local Earthquakes: An Application to the South Iceland Seismic Zone. *Geophysical Journal International*, 140:63-70.

Silver P.G. ve Jordan T.H., 1982. Optimal Estimation of Scalar Seismic Moment. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society,* 70:755-787.

Stein R.S. ve Lin J., 2006. Seismic Constraints and Coulomb Stress Changes of a Blind Thrust Fault System, 2: Northridge, California. *U.S. Geological Survey, Open-File Report,* 2006-1158.

Stich D., Ammon C.J. ve Morales J., 2003. Moment Tensor Solutions for Small and Moderate Earthquakes in the Ibero-Maghreb Region. *Journal of Geophysical Research,* 108:2148-2167.

Straub C. ve Kahle H.G., 1994. Global Positioning System (GPS) Estimates of Crustal Deformation in the Marmara Sea Region, Northwestern Anatolia. *Earth and Planetary Science Letters,* 121:495-502.

Straub C. 1996. Recent Crustal Deformation and Strain Accumulation in the Marmara Sea Region, NW Anatolia Inferred from GPS Measurements. Ph.D. Thesis (Doktora Tezi), Eidgenössische Technische Hochshuie (ETH) Zürich.

Stump B.W. ve Johnson L.R., 1977. The Determination of Source Properties by the Linear inversion of Seismograms. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 67:1489-1502.

Şaroğlu F., Emre Ö. ve Kuşçu I., 1992. *Diri Fay Haritası. MTA*, Ankara, Turkey

Şengör A.M.C. ve Yılmaz Y., 1981. Tethyan Evolution of Turkey: a Plate Tectonic Approach. *Tectonophysics,* 75:181–241.

Şengör A.M.C, Görür N. ve Şaroğlu F., 1985. Strike-slip Faulting and Related Basin Formation in Zones of Tectonic Escape: Turkey as a Case Study, Strike-slip

Deformation, Basin Formation, and Sedimentation. *Soc. Econ. Paleont. Min. Spec. Pub*. 37:227-264.

Şengör A.M.C., 1987. Cross-fault and Differential Stretching of Hanging Walls in Regions of Low-angle Normal Faulting: Examples from Western Turkey, Continental Extensional Tectonics. *Geological Society London Special Publication*, 28:575-589.

Şengör A.M.C., Özeren M.S., Keskin M., Sakınç M., Özbakır A.D. ve Kayan İ., 2008. Eastern Turkish High Plateau as a Small Turkic-type Orogen: implications for Post-collisional Crust-forming Processes. *Earth Science Reviews,* 90:1-48.

Tan Y. ve Helmberger D.V., 2007. Trans-Pacific Upper Mantle Shear Velocity. *Journal of Geophysical Research.,* 112:BO8301.

Tan O., Tapirdamaz C. ve Yoruk A. 2008. The Earthquake Catalogues for Turkey. *Turkish Journal of Earth Sciences,* 17:405-418.

Taşdemiroğlu, M., 1971. 1970 Gediz Earthquake in Western Anatolia, Turkey. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 61:1507-1527.

Tan O. ve Taymaz T. 2001. Source Parametres of November 6, 1992 Doğanbey İzmir Earthquake (Mw=6.0) Obtained from Inversion of Teleseismic Body-Waveforms. *Fourth International Turkish Geology Symposium: Work in Progress on the Geology of Turkey and Its Surroundings*, Cukurova Universitesi – Adana, Özler Kitabı, p. 171.

Taymaz T., Jackson J. ve McKenzie D.P. 1991. Active Tectonics of the North ve Central Aegean Sea. *Geophysical Journal International*, 106:433-490.

Taymaz T. 1999. Seismotectonics of the Marmara Region: Source Characteristics of 1999 Golcuk-Sapanca-Duzce Earthquakes. *Proceedings of ITU-IAHS, International Conference On The Kocaeli Earthquake 17 August 1999*, İstanbul-Turkey, 2–5 December 1999, 55–78.

Thio H.K. ve Kanamori H. 1995. Moment Tensor Inversion for Local Earthquakes Using Surface Waves Recorded at TERRAscope. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 85:1021-1038.

Thomson S.N., Stöckhert B. ve Brix M.R., 1998. Thermochronology of the High-pressure Metamorphic rocks of Crete, Greece: Implications for the Speed of Tectonic Processes. *Geology*, 26:259–262.

Tibi R., Bock G., Xia Y., Baumbach M., Grosser H., Milkereit C.,Karakısa S., Zunbul S., Kind R. ve Zschau J. 2001. Rupture Processes of the 1999 August 17 İzmit and November 12 Düzce (Turkey) Earthquakes. *Geophysical Journal International,* 144,F1–F7.

Toda S., Stein R.S., Reasenberg P.A. ve Dieterich J.H., 1998. Stress Transferred by the Mw=6.5 Kobe, Japan, Shock: Effect on Aftershocks and Future Earthquake Probabilities, *Journal of Geophysical Research*, 103:24.543-24.565.

Toda S., Stein R.S., Sevilgen V. ve Lin J. 2011. Coulomb 3.3 graphic-rich deformation and stress-change software for earthquake, tectonic, and volcano research and teaching-user guide. U.S.G.S. Open File Report, 2011-1060.

Tokay M. ve Doyuran V., 1979. Gediz ve Dolaylarının Sismotektonik Özellikleri. *Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni*, 22: 209-211.

T.C. Başbakanlık Afet ve Acil Durum Yönetimi Başkanlığı Deprem Dairesi Başkanlığı 2011. 5 Haziran 2011 Aylık Deprem Raporu Mayıs 2011 http://www.deprem.gov.tr/sarbis/Shared/WebBelge.aspx?param=70

USGS Moment Tensor Solution of Simav Earthquake (n.d.) Retrieved July, 2, 2011 from http://earthquake.usgs.gov/earthquakes/eqarchives/fm/neic_c0003j4a_rmt.php

Vasco D.W. ve Johnson L.R., 1988. Inversion of waveforms for extreme source models with an application to the isotropic moment tensor component. In: McEvilly TV, Johnson LR (eds) Regional Studies with Broadband Data, Report No.1, Air Force Geophysics Laboratory, AFGL-TR-88-0131.

Waldhauser F. ve Ellsworth W.L., 2000. A Double-difference Earthquake Location Algorithm: Method and Application to the Northern Hayward Fault. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 90:1353-1368.

Wallace R.E., 1951. Geometry of Shearing Stres and Relation to Faulting. *Journal of Geology,* 59:118-130.

Wells D.L. ve Coppersmith K.J., 1994. New Empirical Relationships Among Magnitude, Rupture Length, Rupture Width, Rupture Area, and Surface Displacement. *Bulletin of the Seismological Society of America,* 84:974-1002.

Wessel P. ve Smith W.H.F. 1995. A New Version of the Generic Mapping Tools (GMT). *Eos Transactions AGU* 76:329.

Xu C., Wang J., Li Z. ve Drummond J. 2010. Applying the Coulomb Failure Function with an Optimally Oriented Plane to the 2008 Mw 7.9 Wenchuan Earthquake Triggering. *Tectonophysics*, 419:199-126.

Yükünç M., 2007. Hisarcık (Kütahya) Çevresindeki Neojen Birimlerinin Stratigrafisi, Mineralojisi, Petrografisi ve Jeokimyası. Dokuz Eylül Üniversitesi, Yüksek Lisans Tezi, İzmir.

Zanchi Z. ve Angelier J., 1993. Seismotectonics of Western Anatolia; Regional Stress Orientation from Geophysical and Geological Data. *Tectonophysics*, 222:259-274.

Zeschke G., 1954. Simav Grabeni ve Taşları. *Türkiye Jeoloji Bülteni*, 5:179-189.

ÇİZELGE LİSTESİ

Sayfa

Çizelge 1.1. Çalışma alanı yakın çevresinde gelişmiş (1969 öncesi) tarihsel depremler (Taşdemiroğlu, 1971) 11

Çizelge 4.1. Çözümlerde kullanılan Batı Anadolu Kabuk Hız Modeli (Kalafat ve diğ., 1987) 50

Çizelge 4.2. Çalışma kapsamında moment tensör ters çözümü yapılan deprem parametreleri (Oluş zamanı, Moment Büyüklük, Derinlik, Enlem, Boylam), fay düzlemi parametreleri (NP1 ve NP2), çakışma ölçütleri (Var. Red), çözümlerde kullanılan istasyon sayısı ve sismik moment 61

ŞEKİL LİSTESİ

Sayfa

Şekil 1.1. Batı Anadolu'da 2000-2010 yılları arasında meydana gelmiş M>4 depremler (Kalafat ve ark., 2011) ve aletsel dönemde M>6 meydana gelmiş depremlere ait odak mekanizmaları (Tan ve ark., 2008'den düzenlenerek renklere göre kaynaklar belirtilmektedir, Siyah: McKenzie 1972, Mavi: Taymaz 1999, Kırmızı: Tibi ve ark. 2001, Yeşil: Eyidoğan ve Jackson, 1985, Kahverengi: Pınar, 1998, Turuncu: Taymaz ve ark. 2004, Gri: Tan ve Taymaz 2001) 3

Şekil 1.2.a-c) Çalışma alanın coğrafik konumu **d)** Çalışma alanındaki faylanma mekanizmasına ait ögörülen model e) Simav fayına doğudan bakış 5

Şekil 1.3. Simav Dağı'na ait genelleştirilmiş dikme kesit (Konak, 1982) 6

Şekil 1.4. Çalışma alanının sadeleştirilmiş jeoloji haritası (Oygür, 1997) 7

Şekil 1.5. Batı Anadolu'daki genişlemeli tektonik model için öngörülen modellerin şematik gösterimleri a)Tektonik Kaçış b)Orojenik Çökme c)Yay Gerisi Açılma d)Konveksiyon nedeniyle yükselme ve yayılma 8

Şekil 1.6. Batı Anadolu'daki önemli tektonik yapılar (Bozkurt, 2001'den düzenlenmiştir) 10

Şekil 1.7. Türkiye'de Aletsel Dönem Deprem (M>4) Etkinliği (Kalafat, 2011, ISC, 2012) 12

Şekil 1.8. 1970 Gediz Depremi Sonrası 19.05.2011 Simav depremine kadar olan sürede gerçekleşen deprem aktivitesi 13

Şekil 1.9. Çalışma alanı yakın civarında meydana gelmiş depremlere ait farklı araştırmacılar tarafından gerçekleştirilmiş odak mekanizma çözümleri, (**31:** McKenzie, 1972; Eyidoğan ve Jackson, 1985, **32:** McKenzie, 1972; Eyidoğan ve Jackson, 1985, **35:** McKenzie, 1972, **36:** Mckenzie ,1978; Papazachos ve ark., 1991; Eyidoğan ve Jackson, 1985, **37:** McKenzie, 1978; Braunmiller ve Nabelek, 1996, **38:** McKenzie, 1978, **39:** McKenzie, 1978; Eyidoğan ve Jackson, 1985, **40:** McKenzie, 1978, **45:** McKenzie, 1978; Eyidoğan ve Jackson, 1985, **46:** McKenzie, 1978) 13

Şekil 1.10. Çalışma alanı ve yakın civarında 1990-2010 arası 5 yıllık dönemlerde gerçekleşen depremler (M>3) a)1990-1995 b)1995-2000 c)2000-2005 d)2005-2010 15

Şekil 2.1. 19 Mayıs Simav depreminin farklı merkezler ve araştırmacılarca yapılan lokasyon ve odak mekanizma çözümleri 20
Şekil 3.1. Çalışma kapsamında kurulumu yapılan istasyonlar ve Kandilli Rasathanesi genişband deprem istasyonu ağı 23
Şekil 3.2. Eskigediz verici İstasyonlarının yer aldığı tepede inşaa edilen ve faal hale getirilen deprem istasyonumuzun yer seçim, inşaat ve kurulum aşamaları. 24
Şekil 3.3. Simav verici istasyonlarının yer aldığı tepede inşaa edilen ve faal hale getirilen deprem istasyonunun yer seçim, inşaat ve kurulum aşamaları. 24
Şekil 3.4. Emet verici istasyonlarının yer aldığı tepede inşaa edilen ve faal hale getirilen deprem istasyonunun yer seçim, inşaat ve kurulum aşamaları. 25
Şekil 3.5. Yerdeğiştirme ve faylanma ile ilişkili farklı kuvvet sitemleri 26
Şekil 3.6. İkili kuvvet çiftleri ile tanımlanan moment tensör matrisi 27
Şekil 3.7. Moment tensör elemanlarını oluşturan eşlenik kuvvet çiftlerinin şematik gösterimi 29
Şekil 3.8. Sismik kaynak alanı 30
Şekil 3.9. İkili fark algoritmasında deprem çiftinin gösterimi (Waldhauser ve Ellsworth, 2000) 40
Şekil 3.10. Asal gerilme eksenleri ve hesaplamalarda kullanılan atım vektörleri (τ,s) 43
Şekil 3.11. İki farklı nodal düzlem üzerinde (τ,s) açısının gösterimi (Horiuchi ve ark., 1995) 44
Şekil 3.12. a) normal faylanma b) Ters faylanma c) Doğrultu atımlı faylanma durumunda asal gerilme eksenlerinin konumu 45
Şekil 4.1. Simav Depremi sonrası bölgede gözlenen yüzey kırıkları 47
Şekil 4.2a. 20 Mayıs 2011 tarihinde Simav ve yakın çevresindeki hasarlı yapılar 48
Şekil 4.2b. 20 Mayıs 2011 tarihinde Simav ve yakın çevresindeki hasarlı yapılar 49
Şekil 4.3. a) 1645 adet depreme ait lokasyonlar (M>1.9) b) Deprem derinlik kesitleri. 51
Şekil 4.4. a) 19.05.2011 tarihinde meydana gelen Simav depremine gözlemsel (siyah) ve sentetik (kırmızı) dalga formu çakışmaları **b)** Deprem Oluş zamanı ve Derinliğe bağlı odak mekanizma değişimleri **c)** çözümde kullanılan istasyonlar (Faylar Şaroğlu ve ark., 1992 kullanılarak haritalanmıştır) 53

Şekil 4.5. a) Gerilme tensörü ters çözümü sonucu elde edilen asal gerilme eksenleri **b)** Çalışma alanında çözümü yapılan depremlere ait odak mekanizma çözümleri ve deprem dağılımı (M>2). 54

Şekil 4.6. Çalışma süresince kaydedilen deprem (M>2) sayılarının aylara göre değişimi 55

Şekil 4.7. Çalışma alanında çözümü yapılan depremlere ait odak mekanizma çözümleri ve Simav Fayı'na dik kesit üzerinde derinlik dağılımları. 57

Şekil 4.8. a) 5 km b) 10 km derinlik için hesaplanan Coulomb Gerilme Değişim haritası ve ilgili derinlikte (± 2.5 km) meydana gelen deprem dağılımları**.** 59

Şekil 4.9. a) 5 km b) 10 km derinlik için hesaplanan Coulomb Gerilme Değişim haritası ve ilgili derinlikte (± 2.5 km) meydana gelen deprem dağılımları (Yeşil noktalar 2012 yılında meydana gelen deprem dağılımını göstermektedir). 59

Şekil 4.10. Ana şok sonrası 300 saatlik zaman diliminde meydana gelen depremler 60

Şekil 4.11. Çalışma kapsamında elde edilen tüm odak mekanizma çözümleri ile hesaplanmış bölgedeki kümülatif Coulomb gerilme değişimleri 60

Şekil 4.12. Çalışma alanında elde edilen odak mekanizma çözümleri ve gerilme tensörü analizi sonuçlarının yorumlanması ile öngörülen bölgeye ait faylanma modeli 62

EKLER LİSTESİ

Sayfa

Ek 1. 1 numaralı depreme ait moment tensör ters çözüm sonucu ve dalga formu çakışmaları..... **VIII**

Ek 2. 3 numaralı depreme ait moment tensör ters çözüm sonucu ve dalga formu çakışmaları..... **VIII**

Ek 3. 4 numaralı depreme ait moment tensör ters çözüm sonucu ve dalga formu çakışmaları..... **IX**

Ek 4. 5 numaralı depreme ait moment tensör ters çözüm sonucu ve dalga formu çakışmaları..... **IX**

Ek 5. 6 numaralı depreme ait moment tensör ters çözüm sonucu ve dalga formu çakışmaları..... **X**

Ek 6. 7 numaralı depreme ait moment tensör ters çözüm sonucu ve dalga formu çakışmaları..... **X**

Ek 7. 8 numaralı depreme ait moment tensör ters çözüm sonucu ve dalga formu çakışmaları..... **XI**

Ek 8. 9 numaralı depreme ait moment tensör ters çözüm sonucu ve dalga formu çakışmaları..... **XI**

Ek 9. 10 numaralı depreme ait moment tensör ters çözüm sonucu ve dalga formu çakışmaları..... **XII**

Ek 10. 11 numaralı depreme ait moment tensör ters çözüm sonucu ve dalga formu çakışmaları..... **XII**

Ek 11. 12 numaralı depreme ait moment tensör ters çözüm sonucu ve dalga formu çakışmaları..... **XIII**

Ek 12. 13 numaralı depreme ait moment tensör ters çözüm sonucu ve dalga formu çakışmaları..... **XIII**

Ek 13. 14 numaralı depreme ait moment tensör ters çözüm sonucu ve dalga formu çakışmaları..... **XIV**

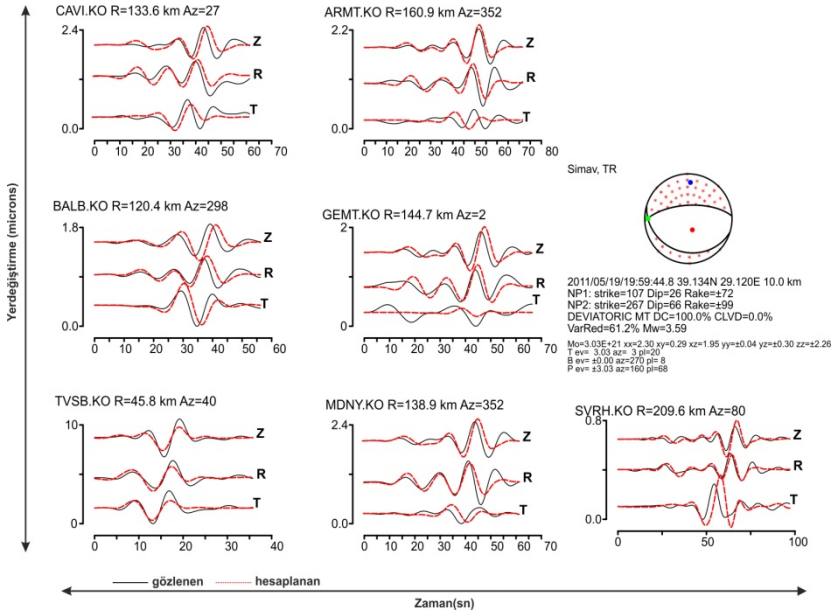
Ek 14. 15 numaralı depreme ait moment tensör ters çözüm sonucu ve dalga formu çakışmaları..... **XIV**

Ek 15. 16 numaralı depreme ait moment tensör ters çözüm sonucu ve dalga formu çakışmaları..... **XV**

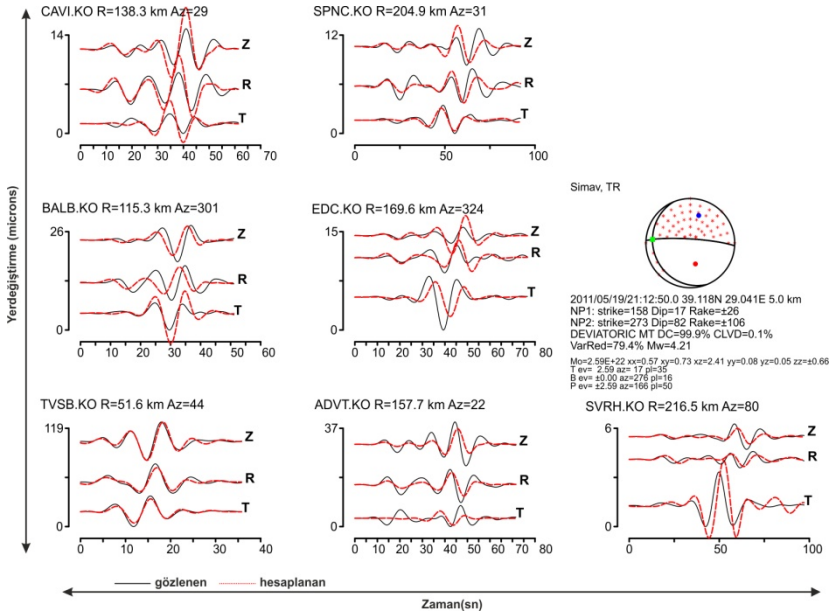
Ek 16. 17 numaralı depreme ait moment tensör ters çözüm sonucu ve dalga formu çakışmaları……..... **XV**
Ek 17. 18 numaralı depreme ait moment tensör ters çözüm sonucu ve dalga formu çakışmaları……..... **XVI**
Ek 18. 19 numaralı depreme ait moment tensör ters çözüm sonucu ve dalga formu çakışmaları……..... **XVI**
Ek 19. 20 numaralı depreme ait moment tensör ters çözüm sonucu ve dalga formu çakışmaları……..... **XVII**
Ek 20. 21 numaralı depreme ait moment tensör ters çözüm sonucu ve dalga formu çakışmaları……..... **XVII**
Ek 21. 22 numaralı depreme ait moment tensör ters çözüm sonucu ve dalga formu çakışmaları……..... **XVIII**
Ek 22. 23 numaralı depreme ait moment tensör ters çözüm sonucu ve dalga formu çakışmaları……..... **XVIII**
Ek 23. 24 numaralı depreme ait moment tensör ters çözüm sonucu ve dalga formu çakışmaları……..... **XIV**
Ek 24. 25 numaralı depreme ait moment tensör ters çözüm sonucu ve dalga formu çakışmaları……..... **XIV**
Ek 25. 26 numaralı depreme ait moment tensör ters çözüm sonucu ve dalga formu çakışmaları……..... **XX**
Ek 26. 27 numaralı depreme ait moment tensör ters çözüm sonucu ve dalga formu çakışmaları……..... **XX**
Ek 27. 28 numaralı depreme ait moment tensör ters çözüm sonucu ve dalga formu çakışmaları……..... **XXI**
Ek 28. 29 numaralı depreme ait moment tensör ters çözüm sonucu ve dalga formu çakışmaları……..... **XXI**
Ek 29. 30 numaralı depreme ait moment tensör ters çözüm sonucu ve dalga formu çakışmaları……..... **XXII**
Ek 30. 31 numaralı depreme ait moment tensör ters çözüm sonucu ve dalga formu çakışmaları……..... **XXII**
Ek 31. 32 numaralı depreme ait moment tensör ters çözüm sonucu ve dalga formu çakışmaları……..... **XXIII**

Ek 32. 33 numaralı depreme ait moment tensör ters çözüm sonucu ve dalga formu çakışmaları……..... **XXIII**
Ek 33. 34 numaralı depreme ait moment tensör ters çözüm sonucu ve dalga formu çakışmaları……..... **XXIV**
Ek 34. 35 numaralı depreme ait moment tensör ters çözüm sonucu ve dalga formu çakışmaları……..... **XXIV**
Ek 35. 36 numaralı depreme ait moment tensör ters çözüm sonucu ve dalga formu çakışmaları……..... **XXV**
Ek 36. 37 numaralı depreme ait moment tensör ters çözüm sonucu ve dalga formu çakışmaları……..... **XXV**

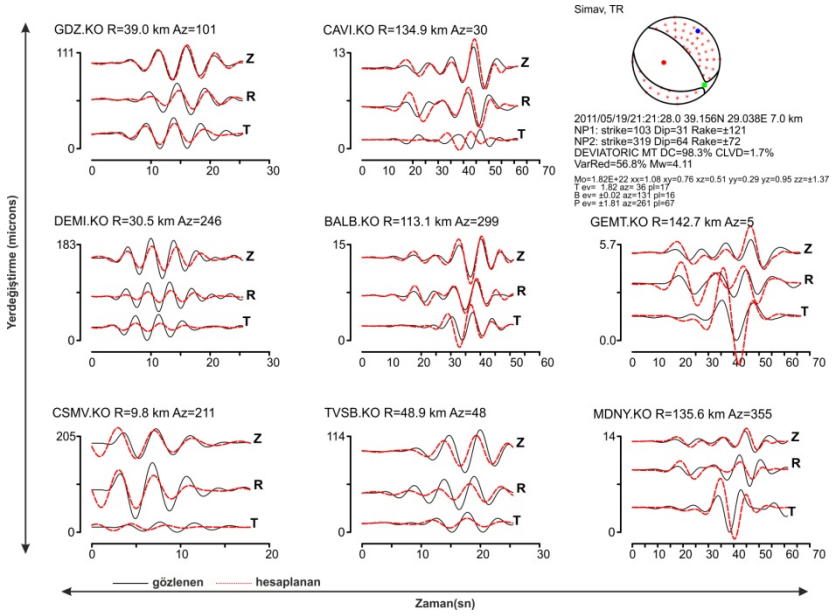
EKLER



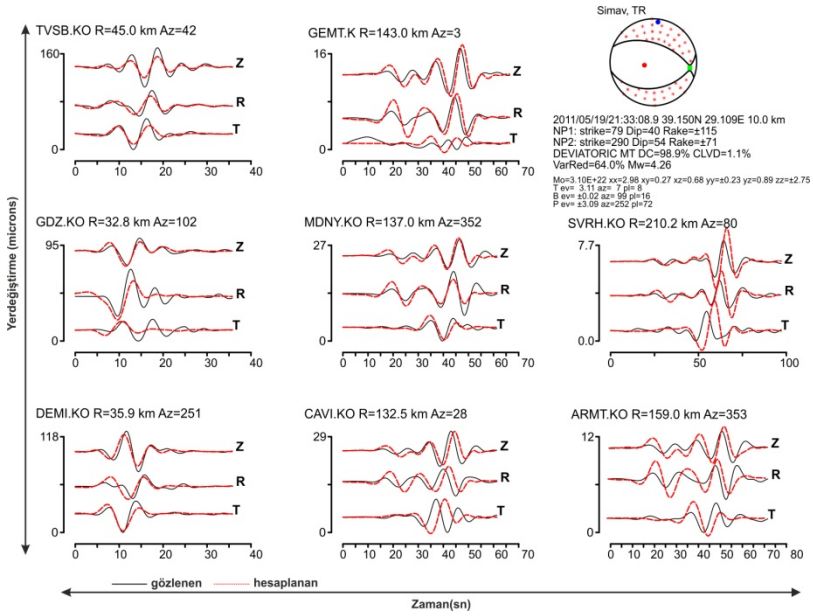
Ek 1. 1 numaralı depreme ait moment tensör ters çözüm sonucu ve dalga formu çakışmaları



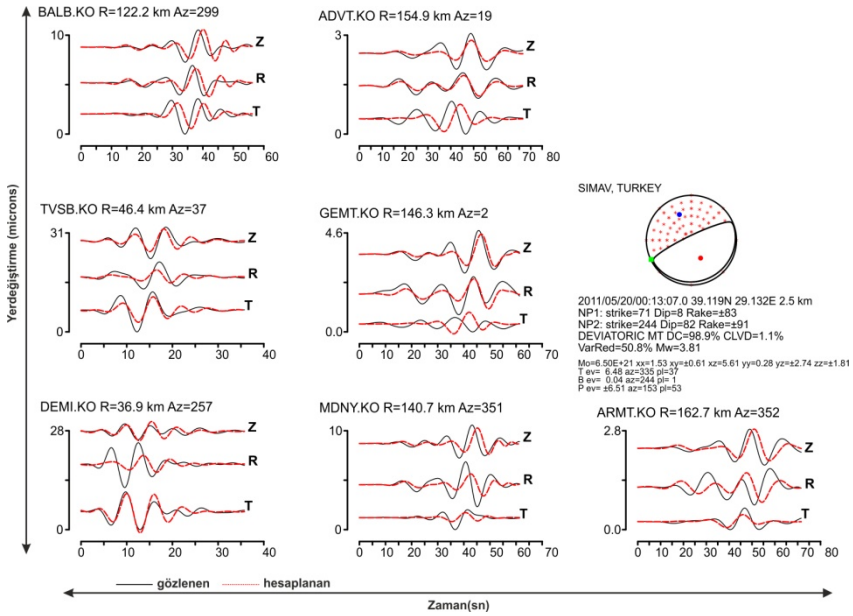
Ek 2. 3 numaralı depreme ait moment tensör ters çözüm sonucu ve dalga formu çakışmaları.



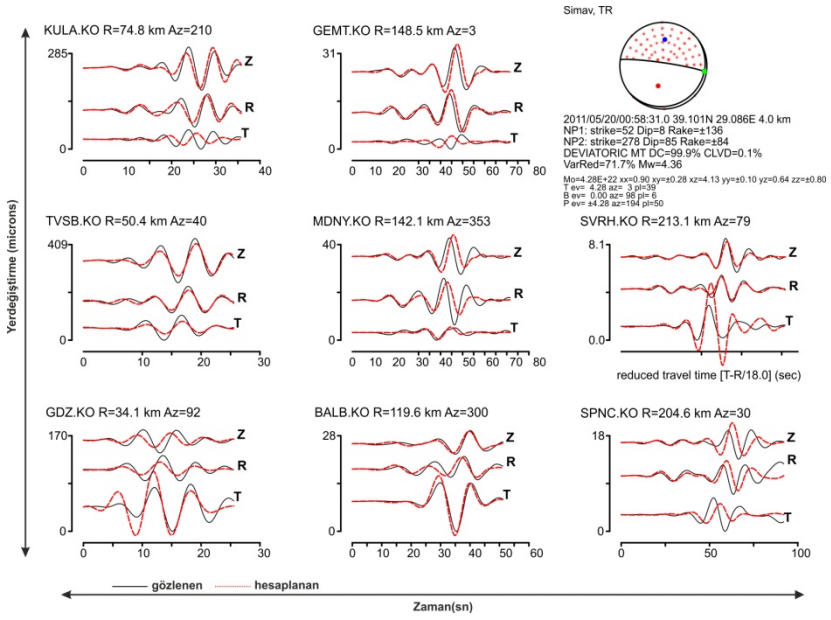
Ek 3. 4 numaralı depreme ait moment tensör ters çözüm sonucu ve dalga formu çakışmaları.



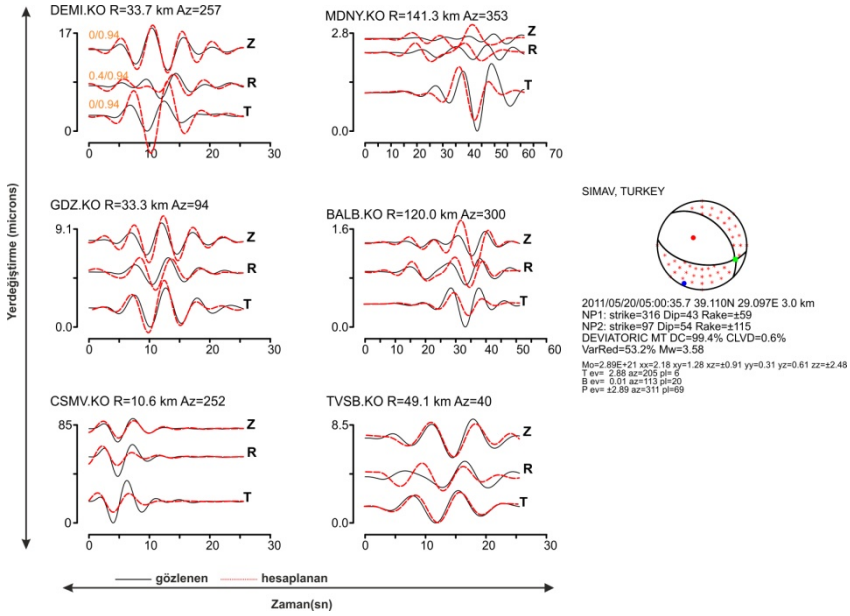
Ek 4. 5 numaralı depreme ait moment tensör ters çözüm sonucu ve dalga formu çakışmaları.



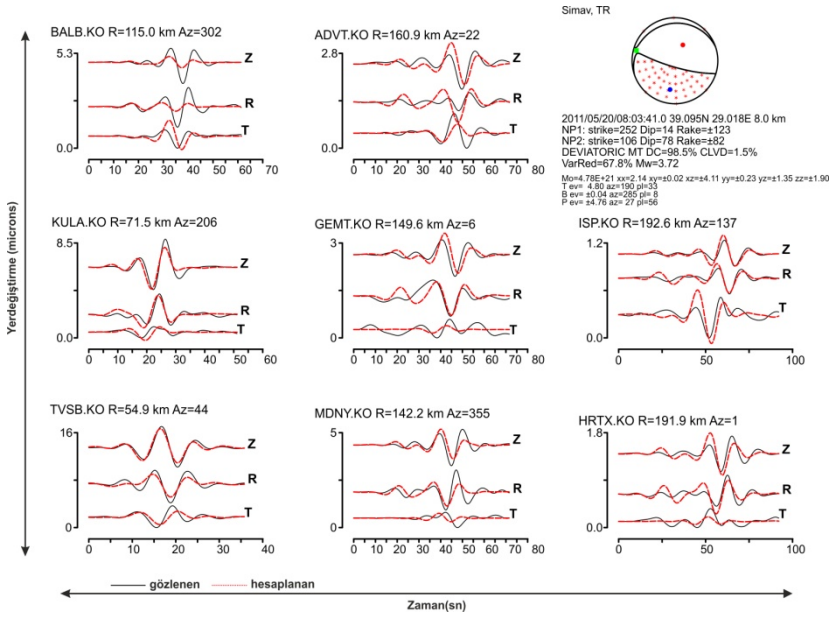
Ek 5. 6 numaralı depreme ait moment tensör ters çözüm sonucu ve dalga formu çakışmaları.



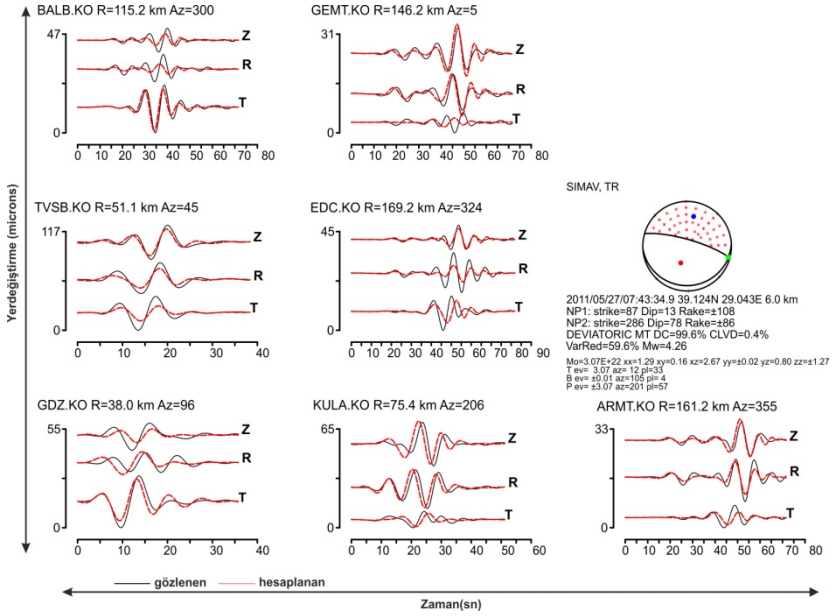
Ek 6. 7 numaralı depreme ait moment tensör ters çözüm sonucu ve dalga formu çakışmaları.



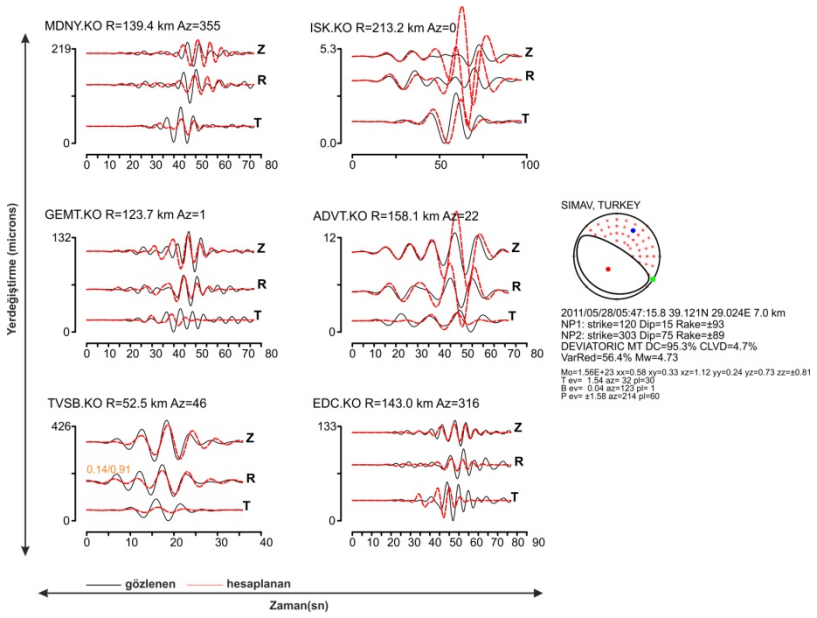
Ek 7. 8 numaralı depreme ait moment tensör ters çözüm sonucu ve dalga formu çakışmaları.



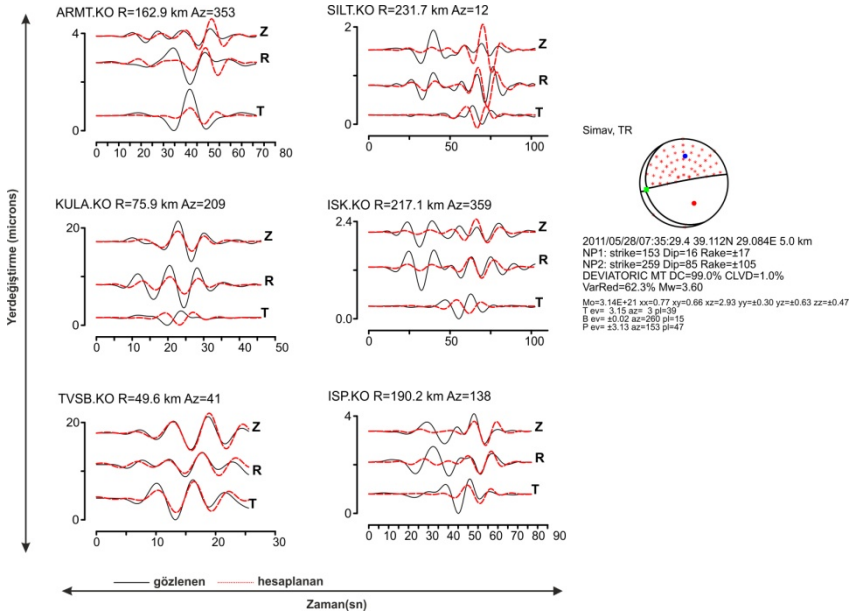
Ek 8. 9 numaralı depreme ait moment tensör ters çözüm sonucu ve dalga formu çakışmaları.



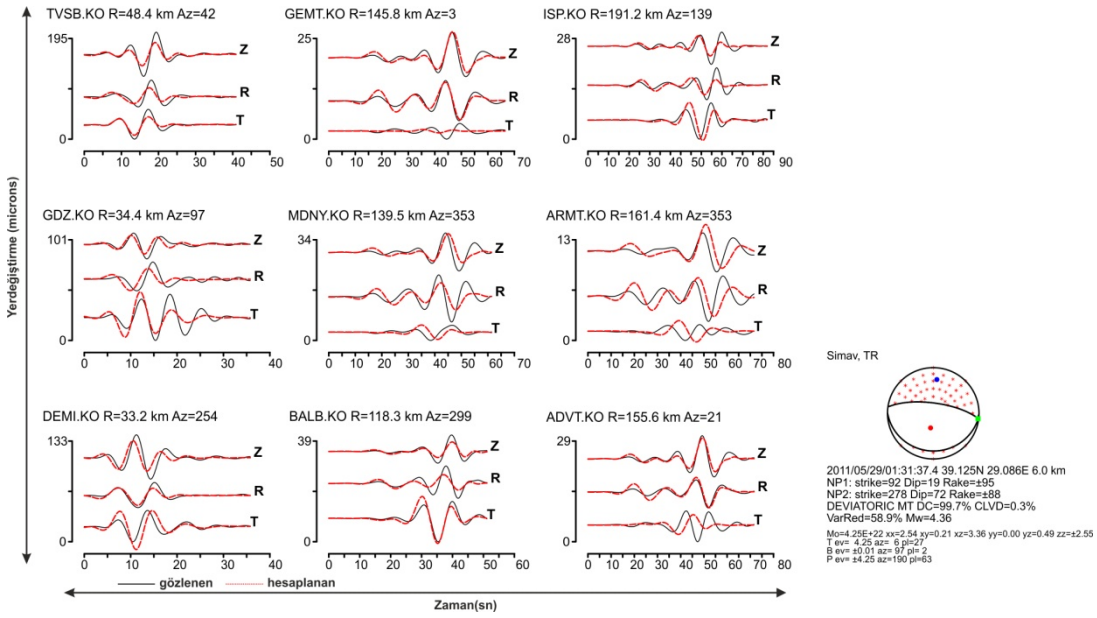
Ek 9. 10 numaralı depreme ait moment tensör ters çözüm sonucu ve dalga formu çakışmaları.



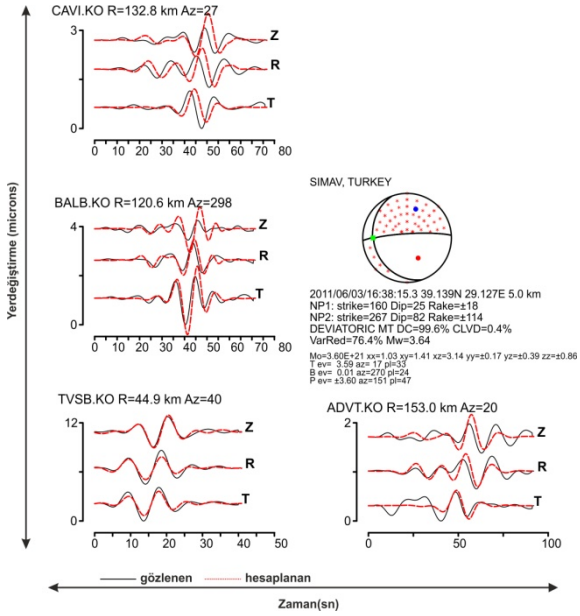
Ek 10. 11 numaralı depreme ait moment tensör ters çözüm sonucu ve dalga formu çakışmaları.



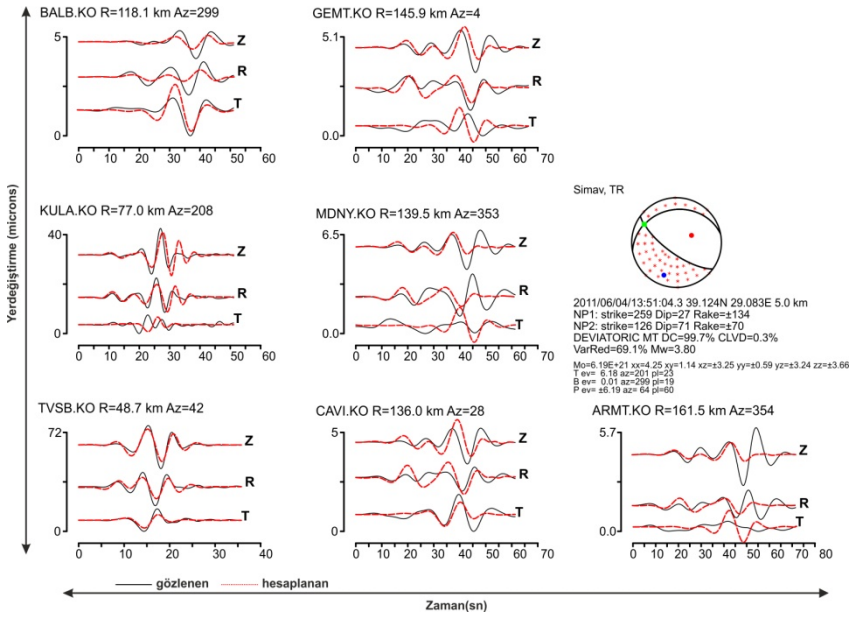
Ek 11. 12 numaralı depreme ait moment tensör ters çözüm sonucu ve dalga formu çakışmaları.



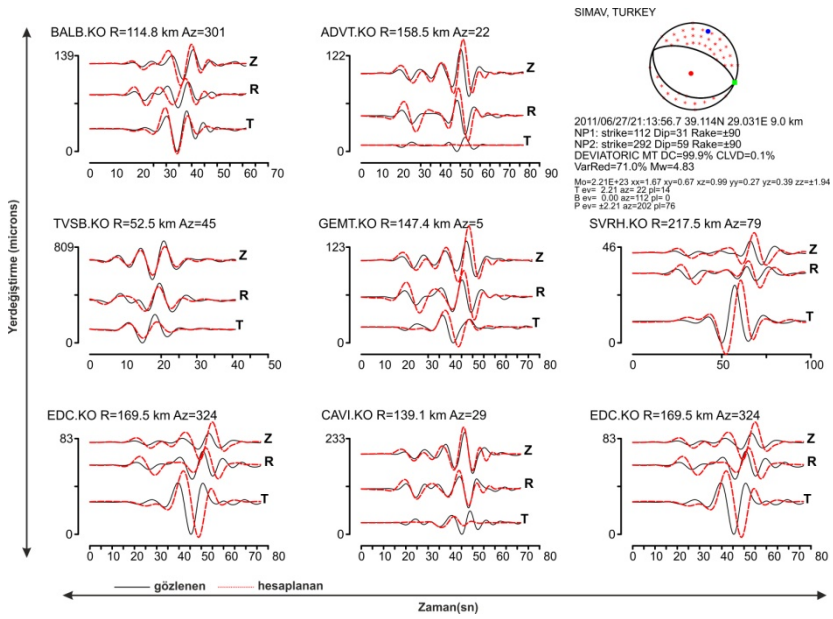
Ek 12. 13 numaralı depreme ait moment tensör ters çözüm sonucu ve dalga formu çakışmaları.



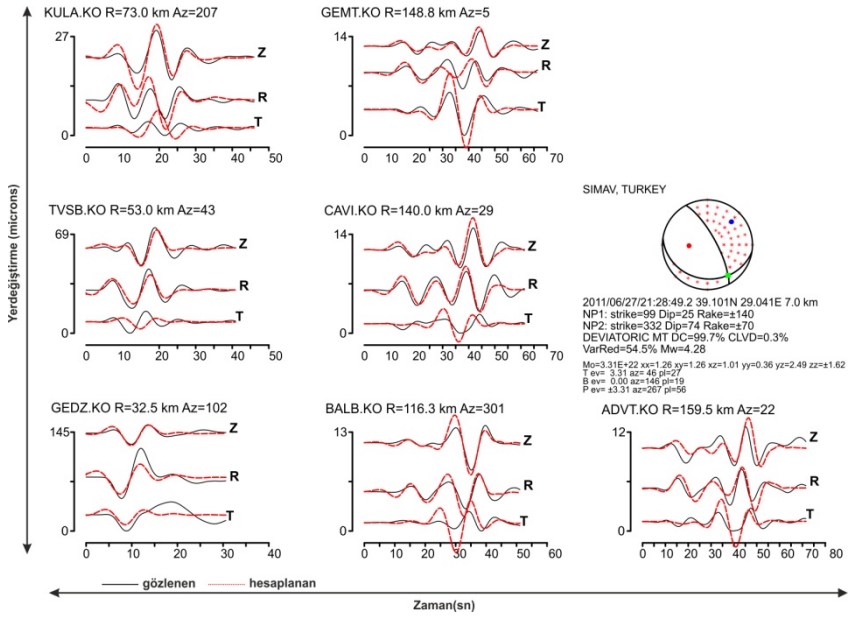
Ek 13. 14 numaralı depreme ait moment tensör ters çözüm sonucu ve dalga formu çakışmaları.



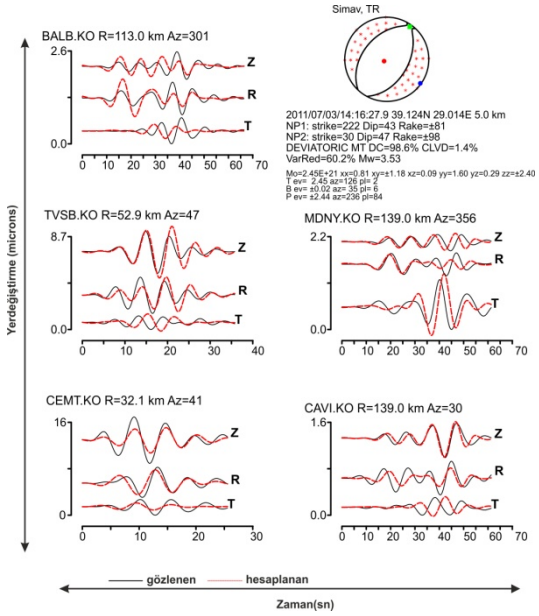
Ek 14. 15 numaralı depreme ait moment tensör ters çözüm sonucu ve dalga formu çakışmaları.



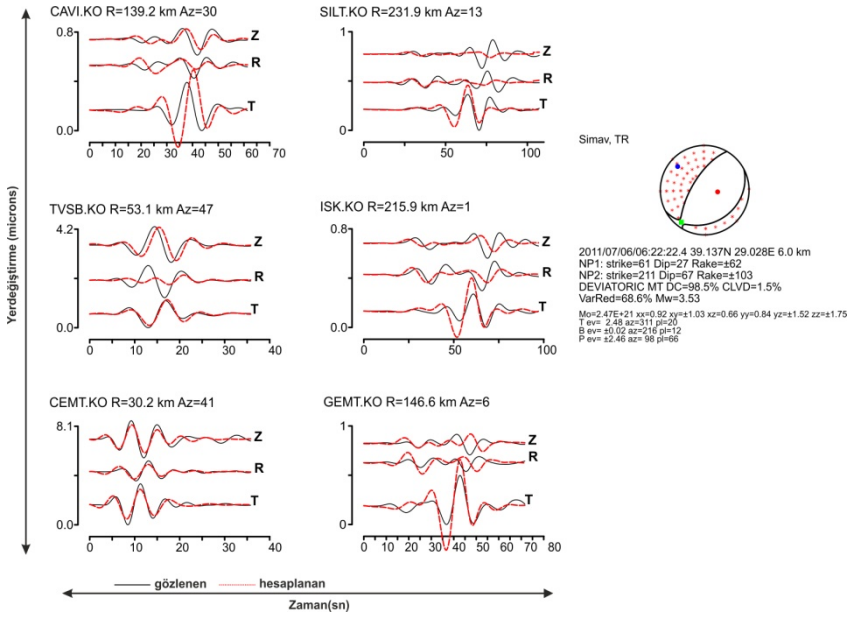
Ek 15. 16 numaralı depreme ait moment tensör ters çözüm sonucu ve dalga formu çakışmaları.



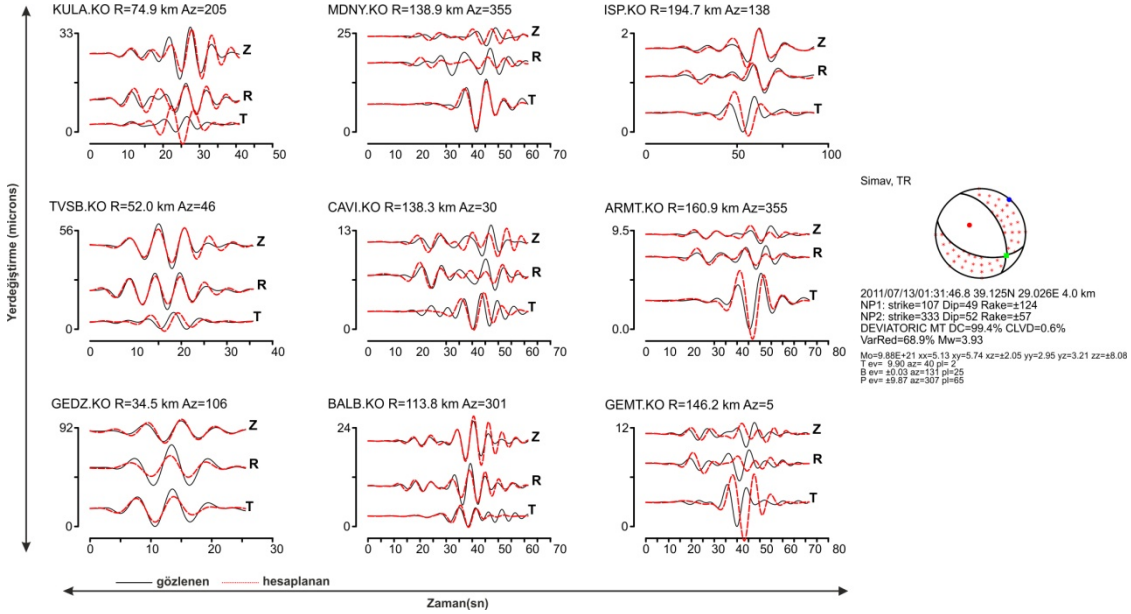
Ek 16. 17 numaralı depreme ait moment tensör ters çözüm sonucu ve dalga formu çakışmaları.



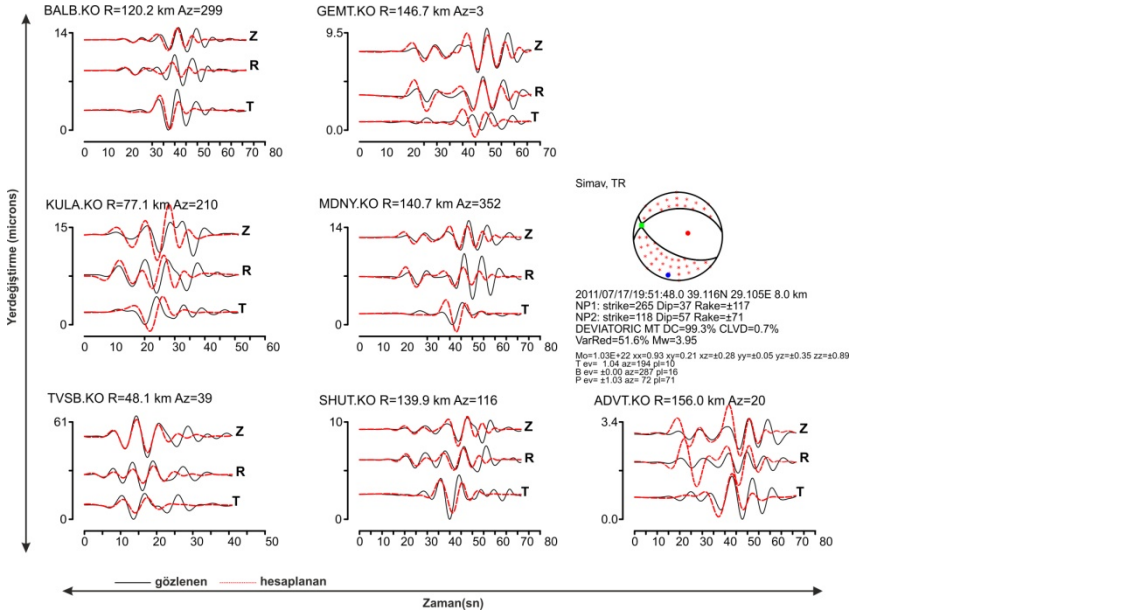
Ek 17. 18 numaralı depreme ait moment tensör ters çözüm sonucu ve dalga formu çakışmaları.



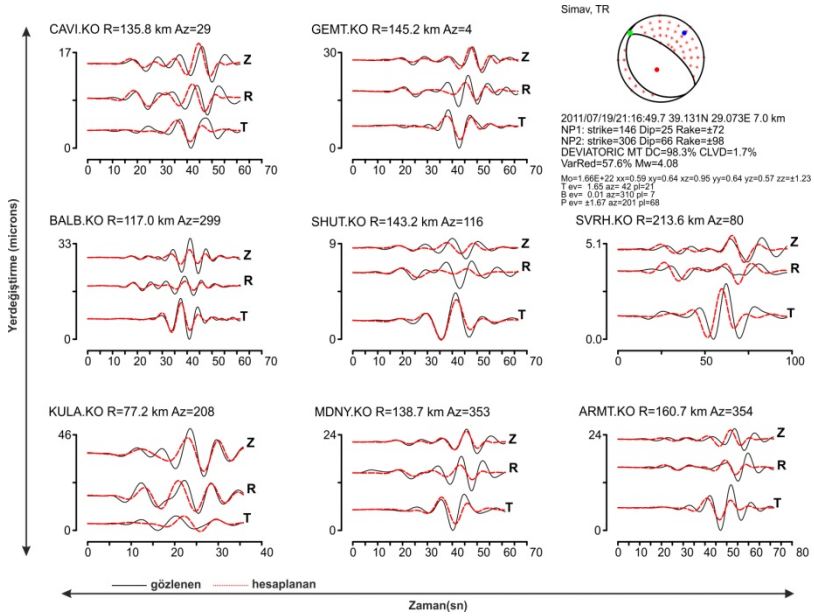
Ek 18. 19 numaralı depreme ait moment tensör ters çözüm sonucu ve dalga formu çakışmaları.



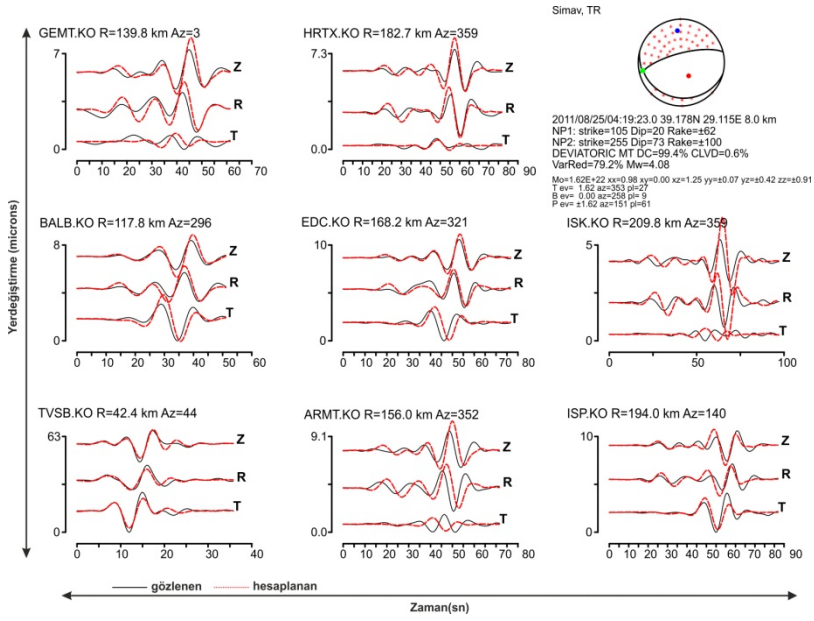
Ek 19. 20 numaralı depreme ait moment tensör ters çözüm sonucu ve dalga formu çakışmaları.



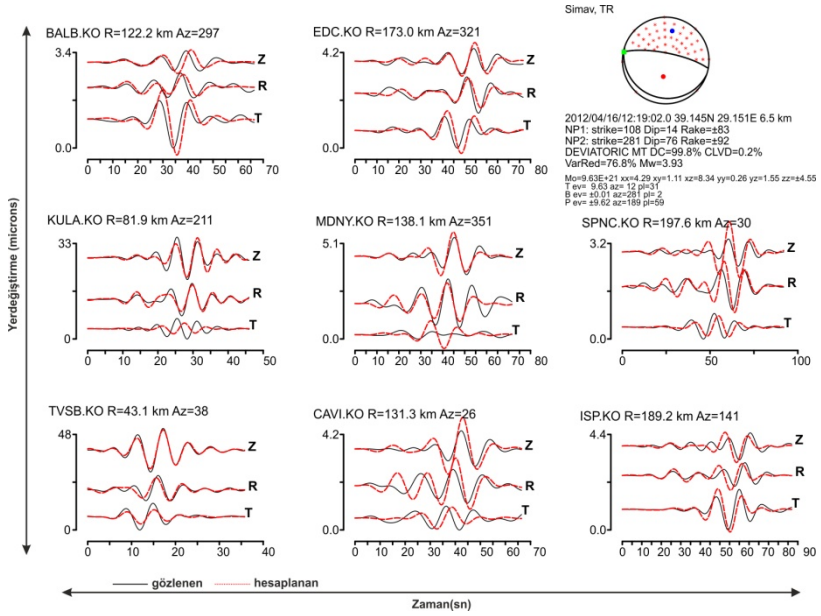
Ek 20. 21 numaralı depreme ait moment tensör ters çözüm sonucu ve dalga formu çakışmaları.



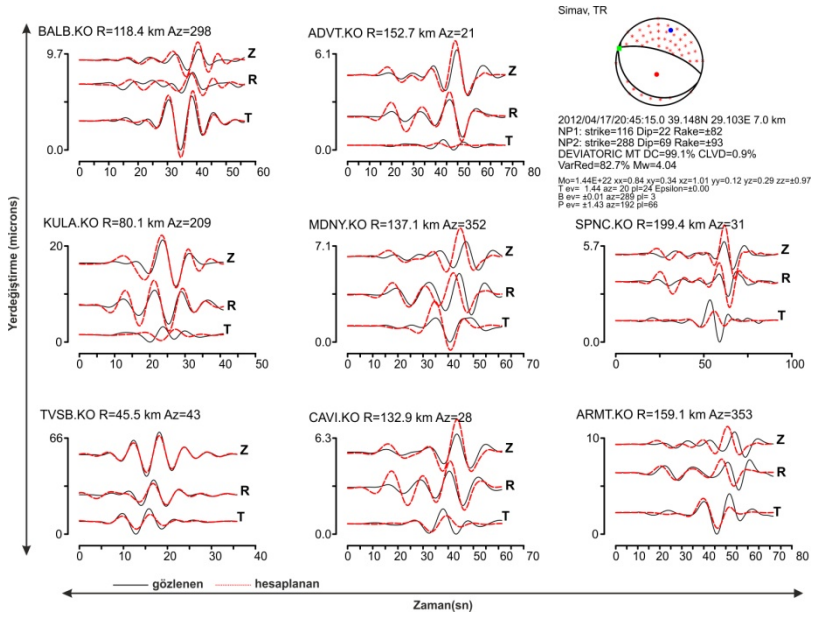
Ek 21. 22 numaralı depreme ait moment tensör ters çözüm sonucu ve dalga formu çakışmaları.



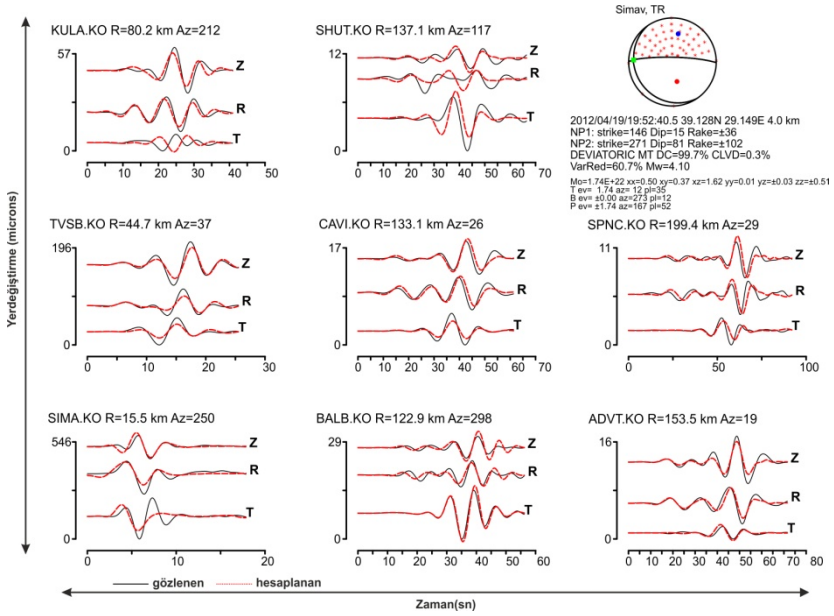
Ek 22. 23 numaralı depreme ait moment tensör ters çözüm sonucu ve dalga formu çakışmaları.



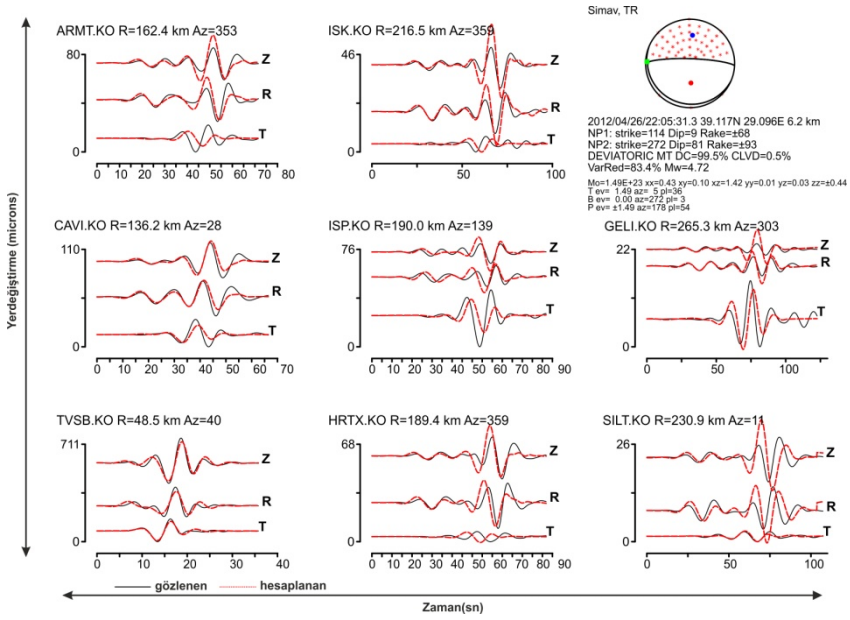
Ek 23. 24 numaralı depreme ait moment tensör ters çözüm sonucu ve dalga formu çakışmaları.



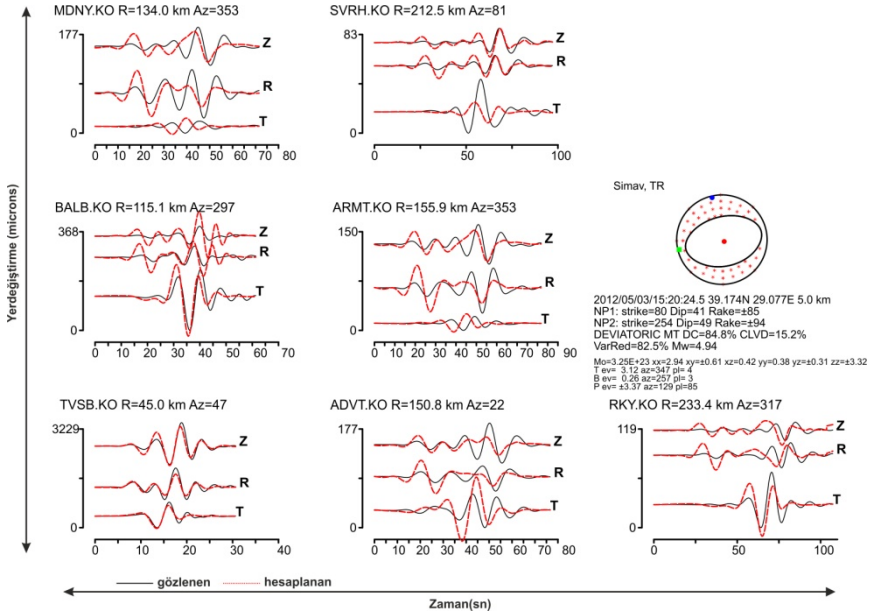
Ek 24. 25 numaralı depreme ait moment tensör ters çözüm sonucu ve dalga formu çakışmaları.



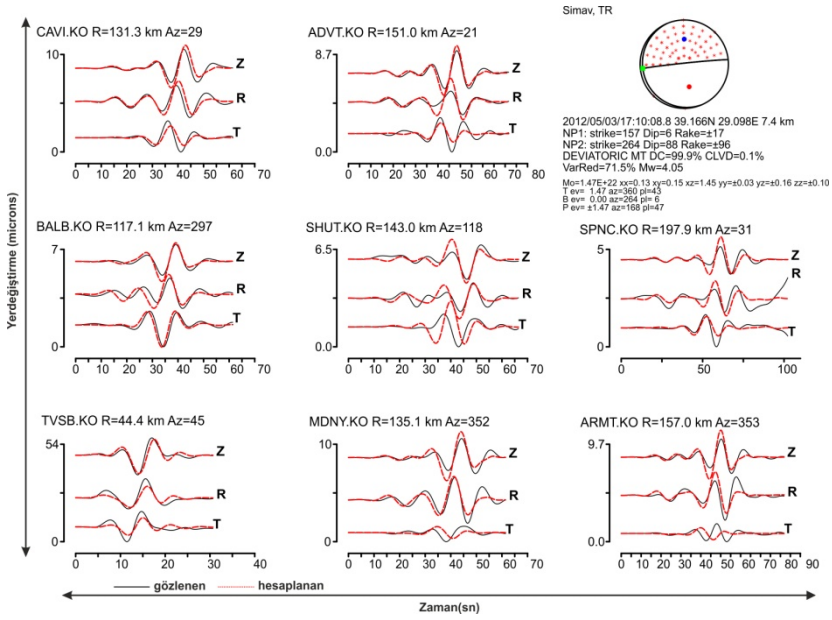
Ek 25. 26 numaralı depreme ait moment tensör ters çözüm sonucu ve dalga formu çakışmaları.



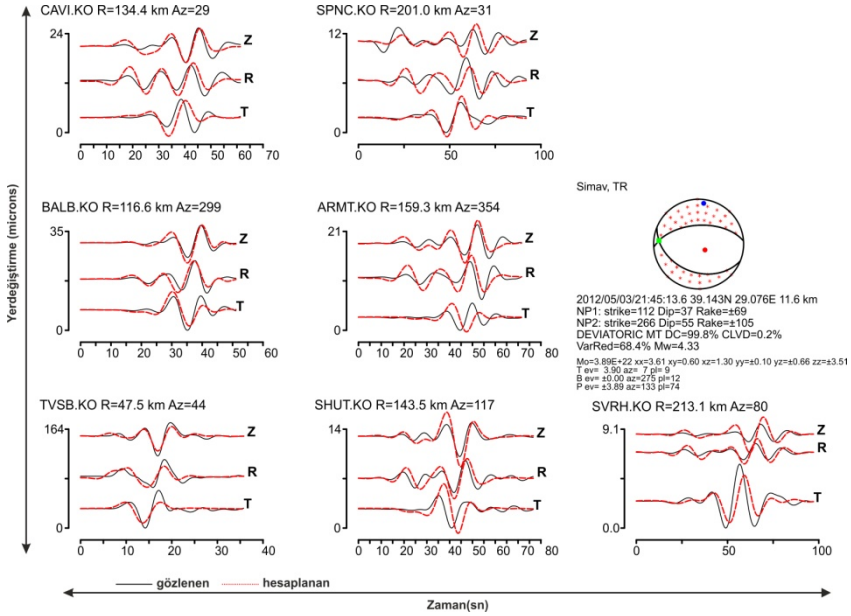
Ek 26. 27 numaralı depreme ait moment tensör ters çözüm sonucu ve dalga formu çakışmaları.



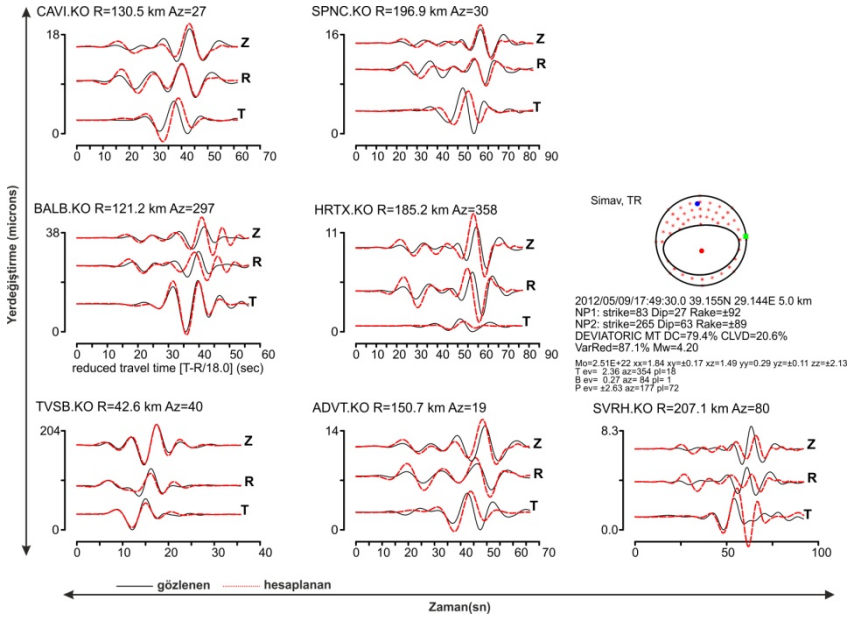
Ek 27. 28 numaralı depreme ait moment tensör ters çözüm sonucu ve dalga formu çakışmaları.



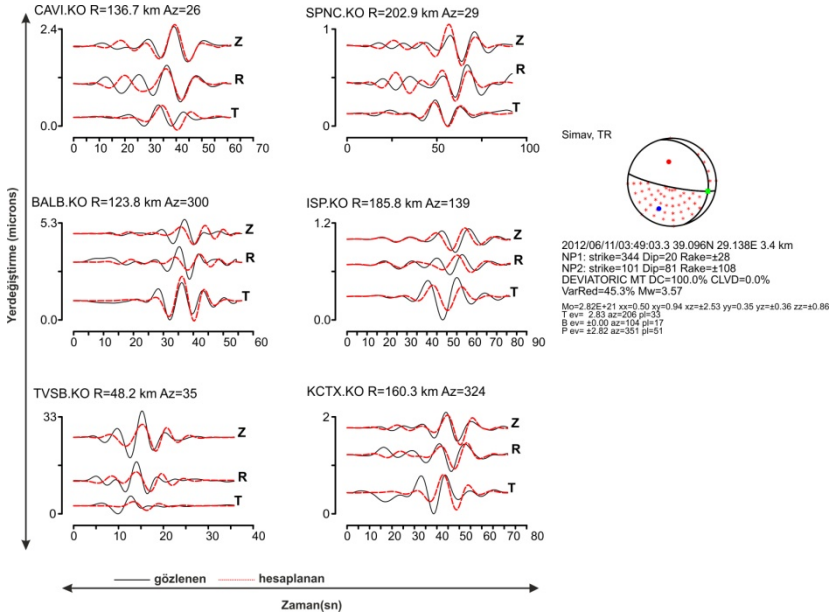
Ek 28. 29 numaralı depreme ait moment tensör ters çözüm sonucu ve dalga formu çakışmaları.



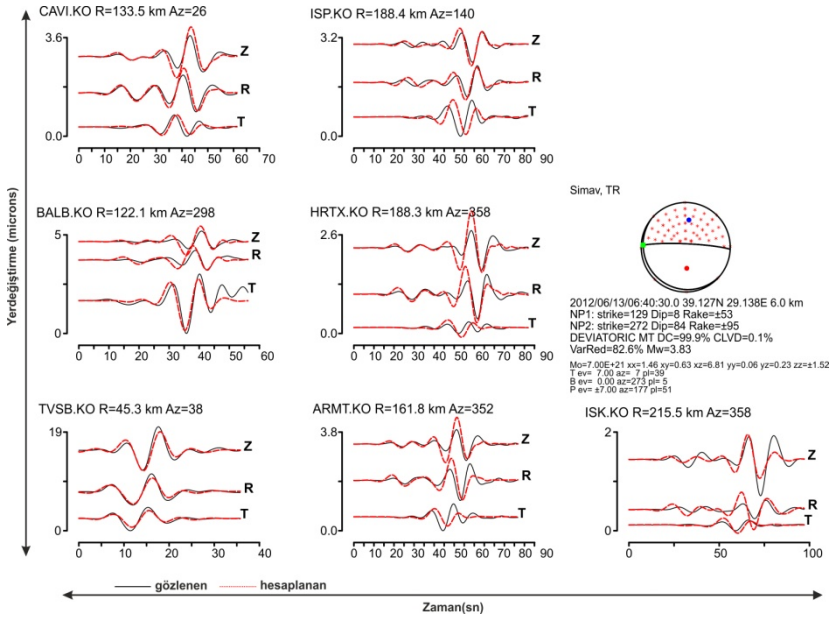
Ek 29. 30 numaralı depreme ait moment tensör ters çözüm sonucu ve dalga formu çakışmaları.



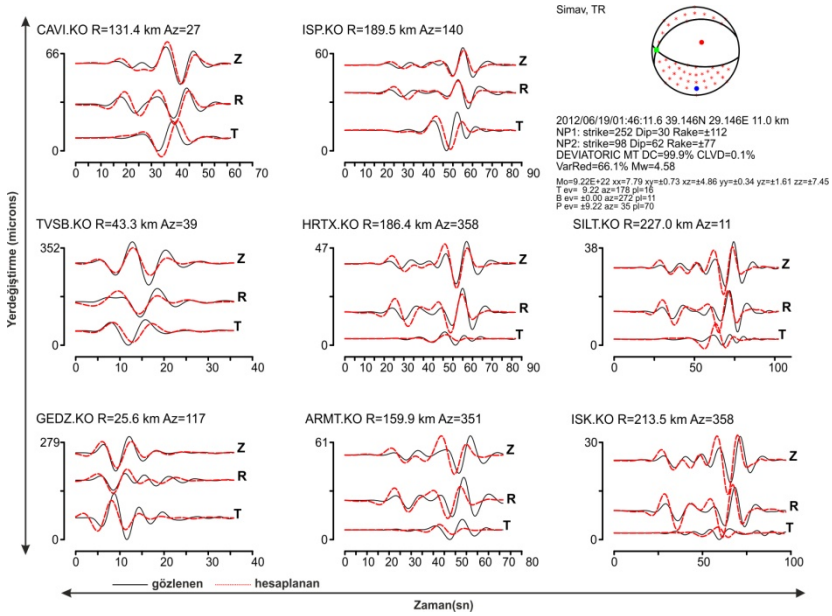
Ek 30. 31 numaralı depreme ait moment tensör ters çözüm sonucu ve dalga formu çakışmaları.



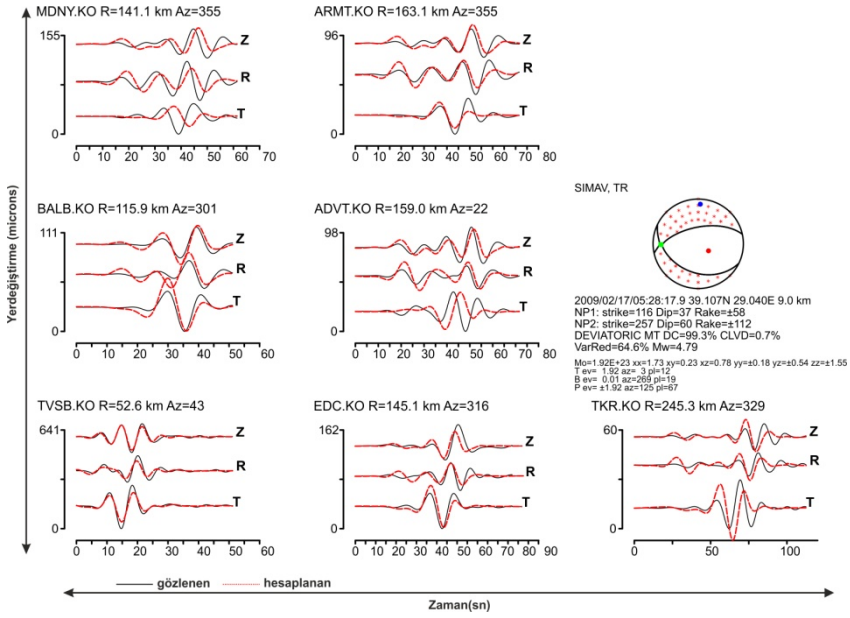
Ek 31. 32 numaralı depreme ait moment tensör ters çözüm sonucu ve dalga formu çakışmaları.



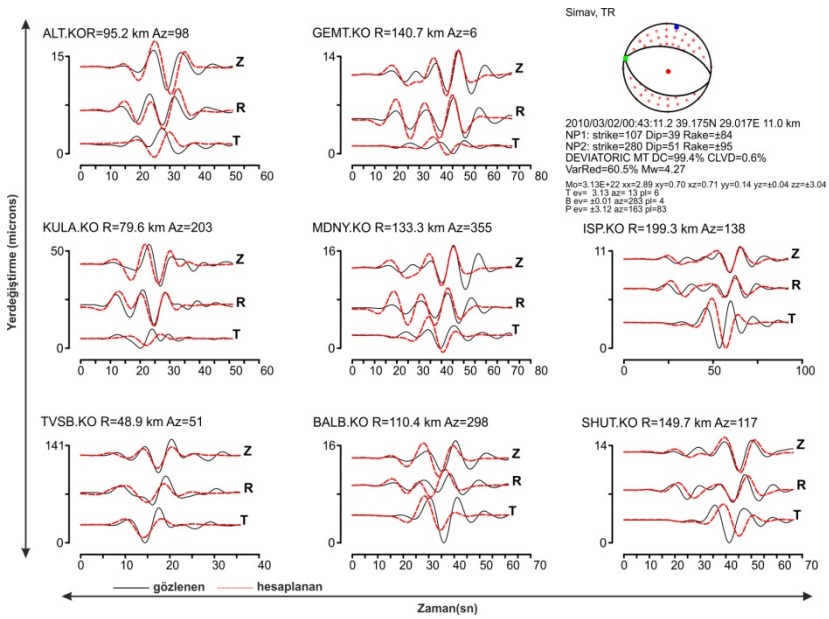
Ek 32. 33 numaralı depreme ait moment tensör ters çözüm sonucu ve dalga formu çakışmaları.



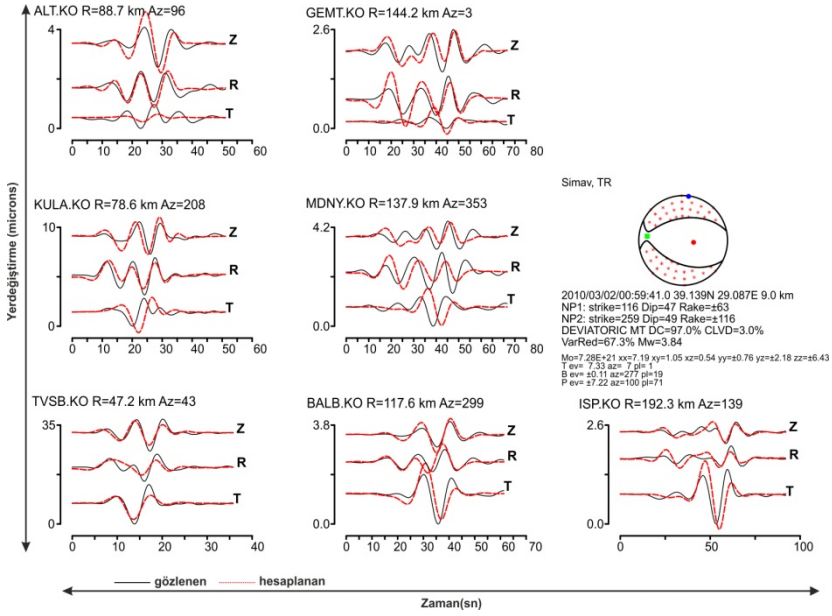
Ek 33. 34 numaralı depreme ait moment tensör ters çözüm sonucu ve dalga formu çakışmaları.



Ek 34. 35 numaralı depreme ait moment tensör ters çözüm sonucu ve dalga formu çakışmaları.



Ek 35. 36 numaralı depreme ait moment tensör ters çözüm sonucu ve dalga formu çakışmaları.



Ek 36. 37 numaralı depreme ait moment tensör ters çözüm sonucu ve dalga formu çakışmaları.

ÖZGEÇMİŞ

EĞİTİM DURUMU

Lisans Öğrenimi: İstanbul Teknik Üniversitesi, Jeofizik Mühendisliği Bölümü

Yüksek Lisans Öğrenimi: Çanakkale Onsekiz Mart Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Jeofizik Mühendisliği Anabilim Dalı

Bildiği Yabancı Diller: İngilizce (Gelişmiş)

I) MAKALELER

a) SCI, SSCI ve AHCI Tarafından Taranan Dergilerdeki Yayınlar

1. Demirci, A., Özden, S., Bekler, T., Kalafat, D., and Pınar A., 2013. An Example of Active Extensional Deformation: May 2011 Simav Earthquake (Mw= 5.83), Western Anatolia, Turkey. International Journal of Earth Sciences (incelemede)

2. Ekinci, Y.L., Kaya, M.A., Başaran, C., Kasapoğlu, H., **Demirci, A.,** and Durgut, C., Geophysical Imaging Survey in the South Necropolis at the Ancient City of Parion (Kemer-Biga), Northwestern Anatolia, Turkey: Preliminary Results. Mediterranean Archaeology and Archaeometry, 12 (2), 145-157

3. Erginal, A.E., Ekinci, Y.L., **Demirci, A.,** Avcıoğlu, M., Öztürk, M.Z., Türkeş, M., and Yiğitbaş, E., Depositional Characteristics of Carbonate-Cemented Fossil Eolian Sand Dunes: Bozcaada Island, Turkey. Journal of Coastal Research, 29 (1), xx-xx DOI: 10.2112/JCOASTRES-D-11-00100.1

4. Erginal, A.E., Ekinci, Y.L., **Demirci, A.,** Kırcı, E.K., and Kaya, H., First Note on Holocene Coquinite on Thrace (Black Sea) Coast of Turkey. Sedimentary Geology, 267-268, 55-62.

5. Bekler, T., Ekinci, Y.L., **Demirci, A.,** Erginal, A.E., and Ertekin, C., 2011. Characterization of a Landslide Using Seismic Refraction, Electrical Resistivity and Hydrometer Methods, Adatepe-Çanakkale, NW Turkey. Journal of Environmental and Engineering Geophysics, 16 (3): 115-126.

6. Erginal, A.E., Öztürk, B., Ekinci, Y.L., and **Demirci, A.,** 2009. Investigation of the Nature of Slip Surface Using Geochemical Analyses and 2-D Electrical Resistivity Tomography: A Case Study From Lapseki Area, NW Turkey. Environmental Geology, 58 (6): 1167-1175.

b) Uluslararası Hakemli Diğer Dergilerdeki Yayınlar

1. Ekinci, Y.L., and **Demirci, A.,** 2008. A Damped Least-Squares Inversion Program for the Interpretation of Schlumberger Sounding Curves. Journal of Applied Sciences, 8 (22): 4070-4078.

2. Ekinci, Y.L., **Demirci, A.,** and Ertekin, C., Delineation of the Seawater-Freshwater Interface From the Coastal Alluvium of Kaleköy-Gökçeada, NW Turkey. Journal of Applied Sciences, 8 (10): 1977-1981.

II) BİLDİRİLER

a) Uluslararası Kongre ve Sempozyumlarda Yayınlanan Bildiriler

1. Ekinci, Y.L., **Demirci, A.,** Erginal, A.E., Kaya, H., and Ekinci, R., 2012. The Nature and Subsurface Geometry of Late Holocene Coquina Rocks, Karaburun-Istanbul, NW Turkey, European Geosciences Union General Assembly, Geophysical Research Abstracts, v. 14, EGU2012-9367-8.

2. Demirci, A., Bekler, T. ve Özden, S., 2012. Simav depreminin sismotektonik anlamıı, 65. Türkiye Jeoloji Kurultayı, Bildiri Özleri Kitabı,

3. Demirci, A., Bekler, T., and Özden, S., 2012. The 19 May 2011 Simav Earthquake (Mw=5.8) and its aftershocks, Western Turkey: Source mechanisms and spectral source parameters. EGU 2012 General Assembly

4. Türkeş, M., Erginal, A.E., **Demirci, A.,** and Ekinci, Y.L., 2011. Geophysical, Geomorphological and Climatological Analysis of the Ambaroba and Mazılık Landslides in the Çanakkale District, 5th International Atmospherical Science Symposium, Proceedings Book p. 461-474.

5. Ekinci, Y.L., **Demirci, A.,** Erginal, A.E., and Öztürk, B., 2010. Detection of Cavities in Carbonate-Cemented Fossil Eolian Sand Dunes Using DC Electrical Resistivity Survey,

Bozcaada Island, Turkey, European Geosciences Union General Assembly, Geophysical Research Abstracts, v. 12, EGU2010-7005.

6. Ekinci, Y.L., **Demirci, A.,** Erginal, A.E., Avcıoğlu, M., and Ergen, T.Ö., 2010. Depositional Characteristics and Subsurface Geometry of the Bozcaada Coastal Eolianite Using ERI and Geomorphological Data, The 2nd International Geography Symposium, Mediterranean Environment, Abstracts book, p. 89.

7. Demirci, A., Ekinci, Y.L., Erginal, A.E., and Türkeş, M., 2010. Deep-Seated Landslide in Ambaroba Village (Biga-Çanakkale, NW Turkey): Interpretation of Geophysical, Geochemical and Geomorphological Data, The 2nd International Geography Symposium, Mediterranean Environment, Abstracts book, p. 75.

8. Ekinci, Y.L., **Demirci, A.,** and Bekler, T., 2010. Shallow Geophysical Investigation for Mapping an Active Landslide: A Case Study From NW Turkey, European Geosciences Union General Assembly, Geophysical Research Abstracts, v. 12, EGU2010-6979.

9. Demirci A., Bekler T., and Karagöz Ö., 2010. Characterization of site-effects in the urban area of Canakkale, Turkey, using ambient noise measurements, European Geosciences Union General Assembly

10. Demirci, A., and Ekinci, Y.L., 2009. Non-Linear Inversion of Residual Self-Potential Anomalies with Variable Shape Factor, International Earthquake Symposium Kocaeli2009, Symposium E-book, p. 54.

11. Karagöz, Ö., **Demirci, A.,** Batı Marmara Bölgesi Zemin Büyütmeleri. Uluslararası Deprem Sempozyumu. Kocaeli2009, Symposium E-book, s. 231.

12. Demirci, A., Ekinci, Y.L., Bekler, T., Erginal A.E., and Öztürk, B., 2008. Geophysical Characterization of a Landslide in Lapseki-Çanakkale by Seismic Refraction and Electrical Resistivity Methods, 18th International Geophysical Congress and Exhibition, CD-Rom 2B1, p. 1-4.

13. Ekinci, Y.L., **Demirci, A.,** and Ertekin C., 2007. Investigation of the Layered Seawater-Freshwater Interface: A Study From Gökçeada-Kaleköy, Turkey, International Earthquake Symposium Kocaeli2007, Symposium E-book, p. 225-229.

14. Ekinci, Y.L., Kaya, M.A. and **Demirci, A.,** 2007. Electrical Resitivity Tomography Investigation at The Ancient Site of Parion (Nortwest Turkey), 13th European Meeting of Environmental and Engineering Geophysics, Near Surface 2007, CD-Rom P40, p. 1-5.

15. Demirci, A., Kaya, M.A., Bekler, T. and Ekinci, Y.L., 2007. Microtremor and Resistivity Studies for Evaluating Ground Conditions in Çanakkale, 13th European Meeting of Environmental and Engineering Geophysics, Near Surface 2007, CD-Rom P03, p. 1-5.

16. Demirci, A., Kaya, M. A., Bekler, T., 2006. Çanakkale Şehir Merkezi Mikrobölgeleme Çalışması Ön Sonuçları, Türkiye 17. Uluslararası Jeofizik Kongre ve Sergisi, Ankara

b) Ulusal Kongre ve Sempozyumlarda Yayınlanan Bildiriler

1. Öztürk, M.Z., Ekinci, Y.L., **Demirci, A.,** Avcıoğlu, M., ve Erginal, A.E., 2012. Bozcaada Batı Kesiminde Kumul Gelişimi, III. Ulusal Jeomorfoloji Sempozyumu, Tam Metin Bildiriler Kitabı, s.

2. Erginal, A.E., Kıyak, N.G., Ekinci, Y.L., **Demirci, A.,** Ertek, A., ve Öztura, E., 2012. Karadeniz'de Geç Pleistosen'deki Son İki İnterglasiyalin Kıyıdaki Kanıtları: Şile Eolinitleri ve Kokunitleri, III. Ulusal Jeomorfoloji Sempozyumu, Tam Metin Bildiriler Kitabı, s.

3. Erginal, A.E., **Demirci, A.,** Öztürk, M.Z., ve Ekinci, Y.L., 2012. Çıldır Gölü ve Çevresinin Fiziki Coğrafyası: Jeomorfolojik Gözlemler ve Araştırma Potansiyelleri. 13. Çıldır Gölü Sempozyumu Bildiri Kitabı

4. Ekinci, Y.L., **Demirci, A.,** ve Erginal, A.E., 2012. İstanbul-Şile (KB Türkiye) Eolinitlerinin Yüzey Altı Geometrisinin Elektrik Özdirenç Tomografi Tekniği İle Belirlenmesi, 65. Türkiye Jeoloji Kurultayı, Bildiri Özleri Kitabı, s. 210-211.

5. Demirci, A., Bekler, T., ve Özden, S., 2011. Simav Depremlerinin (Mayıs 2011) Kaynak Parametreleri ATAG 15 Bildiri özetleri, Çukurova Üniversitesi, Adana

6. Bekler, T., **Demirci, A.,** Özden, S., ve Kalafat, D., 2011. Simav Ve Emet Fay Zonlarındaki Depremlerin Optimum Kaynak Parametrelerinin Analizi, 1. Türkiye Deprem Mühendisliği ve Sismoloji Konferansı 11-14 Ekim 2011 –ODTÜ – ANKARA

7. Ertek, A., Ekinci, Y.L., **Demirci, A.,** Erginal, A.E., ve Öztura, E., 2011. Şile Batısında Bir Pleistosen Kıyı Kumulu İstifi: Jeomorfolojik ve Jeofiziksel Açıdan İlk Sonuçlar, Ulusal Coğrafya Kongresi, Bildiri Özleri Kitabı, s. 91-92.

8. Ekinci, Y.L., **Demirci, A.,** Erginal, A.E., Öztürk, M.Z., ve Avcıoğlu, M., 2010. Doğru Akım Özdirenç Yönteminin Jeomorfolojik Çalışmalarda Kullanımı: Çanakkale Yöresinden Örnek Çalışmalar, Ulusal Coğrafya Sempozyumu, Bildiri Özleri Kitabı, s. 275-276.

9. Demirci, A., Ekinci, Y.L., Türkeş, M., Erginal, A.E., Öztürk, M.Z., ve Sungur, A., 2010. Mazılık (Çanakkale) Heyelanının Jeofiziksel, Klimatolojik ve Jeomorfolojik Analizi, Ulusal Jeomorfoloji Sempozyumu, Tam Metin Bildiriler Kitabı, s. 24-27.

10. Bekler, T., **Demirci, A.,** Özden, S., Gündoğdu, E. ve Kalafat, D. 2010. Güncel Depremlerin Kaynak Parametreleri ile Simav Fayı ile Kütahya Fayı Arasında Kalan Bölgenin Sismotektoniği. Aktif Tektonik Araştırma Grubu-14 Bidiri Özetleri Kitabı

11. Pavlides S, Tutkun SZ, Chatzipetros A, Michailidou A, Sboras S, Syrides G, Zervopoulou A, Dogan B, Özaksoy V, Kürçer A, Özden S, Ateş Ö, Ulugergerli EU, Bekler T, Ekinci YL, **Demirci A,** Şengül E, Elbek S, Gündogdu E, Köse K, 2009. Hidden Earthquakes in the Gölcük - Kavaklı, Yenice-Gönen And Troy Faults, Palaeoseismological And Archaeoseismological Approach, ATAG-13, Bildiri Özleri Kitabı, s. 48-49.

12. Elbek, Ş., Ekinci, Y.L., **Demirci, A.,** Koç, G., Tokcan, E., ve Benibol, E., 2008. Jeofizik Yöntemlerin Yöntemlerin Adli Araştırmalarda Kullanımı: Elektrik Özdirenç Tomografi Uygulaması, Terzioğlu Kampusü, Çanakkale, Yüzeye Yakın Yapıların Belirlenmesinde Jeofizik ve Uzaktan Algılama Sempozyumu (GARS 2008), Tam Metin Bildiriler Kitabı, s. 173-176.

13. Ertekin, C., Ekinci, Y.L., ve **Demirci, A.,** 2007. Jeofizik ve Jeolojik Çalışmalarla Yeraltı Suyu Araştırması, İntepe-Çanakkale, SDÜ 15.yıl Mühendislik ve Mimarlık Sempozyumu, Tam Metin Bildiriler Kitabı, Cilt-IV, s. 23-27.

14. Ertekin, C., Ekinci, Y.L., ve **Demirci, A.,** 2007. Karst, Karstlaşma ve Karstik Boşluklarının Yüzey Ölçümleri ile Belirlenmesi, Ulusal Teknik Eğitim, Mühendislik ve Eğitim Bilimleri Genç Araştırmacılar Sempozyumu (UMES07), Tam Metin Bildiriler Kitabı, Cilt II, s. 575-578.

15. Kürçer, A., Tutkun, S.Z, Pavlides, S., Chatzipetros, A.,Ateş, Özden, S.,Ulugergerli, E., Gündoğdu, Y., Bekler, T., Syrides, G., Vouvalidis, K., Valkaniotis, S., Zervopoulou, A., Şengül, E., Ekinci, Y.L., Köse, K., **Demirci, A.,** ve Elbek, Ş., 2006. Troia Fayı'nın Morfotektonik Özellikleri ve Paleosismolojik İlk Çalışmalar, KB Türkiye, ATAG-10, Bildiri Özleri Kitabı, s. 60-62.

16. Avşar E., **Demirci A.,** Özdilek H. G., Kaya M.A. ve Bekler T., 2006. Çevre ve Jeofizik Açısından Yeraltındaki Radyoaktif Radon Gazının İncelenmesi. Radyasyon ve Çevre Sempozyumu, Çanakkale

III) KATILDIĞI PROJELER

1. Tek İstasyon Mikrotremor Ölçümleri İle Çanakkale Jeoteknik Zemin Sınıflaması ÇOMÜ BAP 2008/47

2. Simav Fayı ile Kütahya Fayı (Emet; Orta-Batı Anadolu) Arasında Kalan Bölgenin Neotektonik ve Sismotektonik Özellikleri TUBİTAK-ÇAYDAG-109Y103

3. Adatepe-Lapseki Heyelan Alanının Jeofizik Özelliklerinin Elektrik Özdirenç ve Sismik Kırılma Yöntemleri İle Belirlenmesi. ÇOMÜ-BAP (Proje No: 2010/46)

4. Tekirdağ Menekşe Çatağı Doğu Çatak 2007 Kazıları ve Prehistorik – Klasik Dönem Deprem Araştırmaları. ÇOMÜ-BAP (Proje No: 2007/23)

İŞ DENEYİMİ

Çanakkale Onsekiz Mart Üniversitesi, Mühendislik Fakültesi, Jeofizik Mühendisliği Bölümü. Araştırma Görevlisi 2005-devam ediyor

İLETİŞİM

Adres: Çanakkale Onsekiz Mart Üniversitesi, Terzioğlu Yerleşkesi, Mühendislik Fakültesi, Jeofizik Mühendisliği Bölümü, No:240, 17020 Çanakkale.

E-posta Adresi: alperdemirci@comu.edu.tr

Tel: + 90 286 218 00 18 – 2165

Fax: +90 286 218 0541