



**24 MAYIS 2014 KUZEY EGE DENİZİ
DEPREMİ (MW=6.9) TELESİSMİK VERİ İLE
NOKTA KAYNAK ANALİZİ**

Yüksek Lisans Tezi

Faik DEMİR

Eskişehir 2025

**24 MAYIS 2014 KUZHEY EGE DENİZİ DEPREMİ (MW=6.9) TELESİSMİK
VERİ İLE NOKTA KAYNAK ANALİZİ**

Faik DEMİR

YÜKSEK LİSANS TEZİ

Yer Bilimleri Anabilim Dalı

Danışman: Prof. Dr. Hakan Ahmet NEFESLİOĞLU

(İkinci Danışman: Araş. Gör. Dr. Sunay MUTLU)

Eskişehir

Eskişehir Teknik Üniversitesi

Lisansüstü Eğitim Enstitüsü

Ağustos 2025

JÜRİ VE ENSTİTÜ ONAYI

Faik DEMİR'in 24 MAYIS 2014 KUZEY EGE DENİZİ DEPREMİ (MW=6.9) TELESİSMİK VERİ İLE NOKTA KAYNAK ANALİZİ başlıklı çalışması 15/08/2025 tarihinde aşağıdaki jüri tarafından değerlendirilerek "Eskişehir Teknik Üniversitesi Lisansüstü Eğitim-Öğretim ve Sınav Yönetmeliği"nin ilgili maddeleri uyarınca, Yer Bilimleri Anabilim dalında Yüksek Lisans Tezi olarak kabul edilmiştir.

Jüri Üyeleri

Unvan Adı Soyadı

İmza

Üye

: Prof. Dr. H.Ahmet NEFESLİOĞLU

Üye

: Prof. Dr. Tahir Serkan IRMAK

Üye

: Doç. Dr. Muammer TÜN

Prof. Dr. Harun BÖCÜK

Lisansüstü Eğitim Enstitüsü Müdürü

15/08/2025

DANIşMAN ONAYI

Danişmanlığını yürüttüğüm Yüksek Lisans ęrencisi Faik DEMİR, 24 MAYIS 2014 KUZHEY EGE DENİZİ DEPREMİ (MW=6.9) TELESİSMİK VERİ İLE NOKTA KAYNAK ANALİZİ başlıklı tez çalışmasını tamamlamıştır. Hazırlamış olduğu tez tarafımca incelenmiş ve öğrencinin tez savunma sınavına alınması bilimsel ve etik açıdan uygun grlmştir.

Tez Daniřmanı

Prof. Dr. Hakan Ahmet NEFESLİOğLU

ÖZET

24 MAYIS 2014 KUZEY EGE DENİZİ DEPREMİ (MW=6.9) TELESİSMİK VERİ İLE NOKTA KAYNAK ANALİZİ

Faik DEMİR

Yer Bilimleri Anabilim Dalı

Eskişehir Teknik Üniversitesi, Lisansüstü Eğitim Enstitüsü, Ağustos 2025

Danışman: Prof. Dr. Hakan Ahmet NEFESLİOĞLU

(İkinci Danışman: Araş. Gör. Dr. Sunay MUTLU)

Bu çalışmada 24 Mayıs 2014 tarihinde Kuzey Ege Denizi'nde meydana gelen Mw=6.9 büyüklüğündeki depremin kaynak mekanizmasını belirlemek için bir ters çözüm yöntemi kullanılarak nokta kaynak analizi yapılmıştır.

Ters çözüm sürecinde telesismik uzaklıktaki istasyonlardan elde edilen P dalga şekilleri kullanılmıştır. Bu kapsamda farklı nokta kaynak modelleri test edilmiş ve üç kaynaklı modelin kırılma sürecini en iyi temsil ettiği görülmüştür. Elde edilen kaynak parametreleri KD yönünde (doğrultu: 80°, eğim: 82°, kayma açısı: -177°) düğüm düzlemi fay düzlemi olarak tanımlanmış olup Kuzey Anadolu Fayı'nın (KAF) batıdaki uzantı sisteminin bir parçası olan Kuzey Ege Çukuru (KEÇ) üzerinde konumlanmıştır. Deprem, Kuzey Anadolu Fay Zonu'nun batı uzantısı boyunca gelişen küçük normal faylanma bileşeni içeren sağ yanal doğrultu atımlı faylanma göstermektedir. Bu model kapsamında sismik moment değeri 1.77×10^{19} Nm, moment büyüklüğü Mw = 6.8 olarak hesaplanmıştır. Elde edilen bulgular, bölgedeki aktif tektonik yapıların davranışı ve sismik tehlike değerlendirmeleri açısından önemli katkılar sunmaktadır.

Anahtar Sözcükler: 24 Mayıs 2014 depremi, Kuzey Ege, Telesismik veri, Nokta kaynak analizi, Faylanma mekanizması.

ABSTRACT

MAY 24, 2014 NORTH AEGEAN EARTHQUAKE (MW=6.9) POINT SOURCE ANALYSIS WITH TELESEISMIC DATA

Faik DEMİR

Department of Earth Sciences

Eskişehir Technical University, Institute of Graduate Programs, August 2025

Supervisor: Prof. Dr. Hakan Ahmet NEFESLİOĞLU

(Co-Supervisor: Res. Asst. Dr. Sunay MUTLU)

This study, a point source analysis was conducted using an inversion method to determine the source mechanism of the Mw=6.9 earthquake that occurred in the Northern Aegean Sea on May 24, 2014.

P-waveforms recorded at teleseismic distances were used during the inversion process. Various point-source models were tested, and the rupture process was best represented by a three-source model. The obtained source parameters indicate a fault plane defined by strike 80°, dip 82°, and rake -177°, located on the North Aegean Trough (NAT), which is part of the western extension of the North Anatolian Fault (NAF) system. The earthquake is characterized by right-lateral strike-slip faulting with a minor normal faulting component, along the western segment of the North Anatolian Fault Zone. Within this model, the calculated seismic moment is 1.77×10^{19} Nm, corresponding to a moment magnitude of Mw = 6.8. The findings provide significant insights into the behavior of active tectonic structures in the region and offer valuable input for seismic hazard assessments.

Keywords: May 24, 2014 earthquake, Northern Aegean, Teleseismic data, Point source analysis, Faulting mechanism.

TEŞEKKÜR

Öncelikle tez sürecim boyunca bilimsel rehberliği, yapıcı eleştirileri ve yönlendirmeleriyle bana yol gösteren danışmanım Sayın Prof. Dr. Hakan Ahmet NEFESLİOĞLU'na teşekkürlerimi sunarım.

Çalışmanın şekillenmesinde sunduğu katkılar, değerlendirmeler ve destekleyici yaklaşımı için eş danışmanım Sayın Dr. Sunay MUTLU'ya teşekkür ederim.

Tez kapsamında kullandığım yazılım ve analiz süreçlerinde destek sağlayan, bilgi ve deneyimiyle süreci kolaylaştıran Sayın Prof. Dr. Murat UTKUCU'ya teşekkür ederim.

Yüksek lisans eğitimine başlamam konusunda beni cesaretlendiren ve tez sürecim boyunca her daim yanımda olan sevgili eşime, tüm yoğunluk içinde sabırla beni bekleyen canım oğluma ve bu süreçte aramıza katılan canım kızıma en içten sevgi ve şükranlarımı sunarım.

Faik DEMİR

ETİK İLKE VE KURALLARA UYGUNLUK BEYANNAMESİ

Bu tezin bana ait, özgün bir çalışma olduğunu; çalışmamın hazırlık, veri toplama, analiz ve bilgilerin sunumu olmak üzere tüm aşamalarında bilimsel etik ve kurallara uygun davrandığımı; bu çalışma kapsamında elde edilen tüm veri ve bilgiler için kaynak gösterdiğimi ve bu kaynaklara kaynakçada yer verdiğimi; bu çalışmanın Eskişehir Teknik Üniversitesi tarafından kullanılan “bilimsel intihal tespit programı”yla tarandığını ve hiçbir şekilde “intihal içermediğini” beyan ederim. Herhangi bir zamanda, çalışmamla ilgili yaptığım bu beyana aykırı bir durumun saptanması durumunda, ortaya çıkacak tüm ahlaki ve hukuki sonuçları kabul ettiğimi bildiririm.

Faik DEMİR

İÇİNDEKİLER

Sayfa

BAŞLIK SAYFASI	I
JÜRİ VE ENSTİTÜ ONAYI.....	II
DANIŞMAN ONAYI	III
ÖZET	IV
ABSTRACT.....	V
TEŞEKKÜR	VI
ETİK İLKE VE KURALLARA UYGUNLUK BEYANNAMESİ.....	VII
İÇİNDEKİLER.....	VIII
TABLolar DİZİNİ.....	X
ŞEKİLLER DİZİNİ.....	XI
SİMGELER VE KISALTMALAR DİZİNİ.....	XIII
1. GİRİŞ	1
2. ÖNCEKİ ÇALIŞMALAR.....	3
3. BÖLGESEL JEOLojİ VE TEKTONİK YAPI	9
3.1. Kuzey Ege Denizi ve Çevresinin Jeolojisi	9
3.2. Türkiye'nin Sismotektoniği	11
3.3. Kuzey Ege Denizi'nin Tektonik Özellikleri	13
3.4. Kuzey Ege Denizi ve Çevresinin Depremselliği.....	15
3.5. 24 Mayıs 2014 Kuzey Ege Denizi Depremi	16
4. YÖNTEM	19
4.1. Deprem Kaynak Parametreleri	19
4.2. (Kikuchi ve Kanamori, 1991) Ters Çözüm Yöntemi.....	20
5. BULGULAR.....	26
5.1. Veri Seti ve Parametrelerin Belirlenmesi	26
5.2. 24 Mayıs 2014 Kuzey Ege Denizi Depremi Nokta Kaynak Analizi.....	30

5.3. Nokta Kaynak Analizi Sonuçları.....	32
6. TARTIŞMA VE SONUÇLAR.....	42
KAYNAKÇA.....	45
ÖZGEÇMİŞ	



TABLÖLAR DİZİNİ

Sayfa

Tablo 3.1. 24 Mayıs 2014 Kuzey Ege Denizi depreminin kaynak parametreleri	18
Tablo 5.1. Kuzey Ege Denizi depremi için ters çözümde kullanılan telesismik istasyonlar	29
Tablo 5.2. Green fonksiyonlarının hesaplanması için kullanılan kabuksal hız yapısı (Görgün ve Görgün, 2015)	30
Tablo 5.3. Ters çözüm işlemi sonrası elde edilen model parametreleri.....	32
Tablo 5.4. 24 Mayıs 2014 depreminin çeşitli araştırmacılar ve sismoloji kuruluşlarınca hesaplanan odak mekanizma çözümleri ve kaynak parametreleri	41

ŞEKİLLER DİZİNİ

Sayfa

- Şekil 3.1.** Doğu Akdeniz ve Ege bölgesindeki ana levha sınırlarını, başlıca kenet kuşaklarını ve fay sistemlerini gösteren harita. Beyaz oklar yakınsayan levhaların hareket yönlerini ve büyüklüğünü (mm/yıl), yıldız depremin yaklaşık dışmerkez lokasyonunu göstermektedir (Dilek, Altunkaynak ve Oner, 2009)’den değiştirilmiştir. 10
- Şekil 3.2.** Türkiye’nin genel genel sismotektonik özelliklerini gösteren harita. (Barka ve Kadinsky-Code, 1988) KÜE: Karlıova Üçlü Ekleme..... 11
- Şekil 3.3.** Türkiye ve ve yakın civarında meydana gelmiş büyük depremlerin odak mekanizma çözümlerini gösteren harita (Jolivet vd., 2013). 12
- Şekil 3.4.** Türkiye ve yakın civarında GPS hız vektörlerinin dağılımını gösteren harita (Jolivet vd., 2013). 12
- Şekil 3.5.** Kuzey Ege Denizi ve çevresinin tektonik haritası ve 24 Mayıs 2014 Kuzey Ege Denizi depreminin dış merkez lokasyonu. Fayları (Emre vd., 2013)’den, harita MTA Yer Bilimleri Portalından, dış merkez lokasyonu KRDAE’den alınmıştır. 14
- Şekil 3.6.** Kuzey Ege Denizi ve çevresinde 1300 yılından itibaren meydana gelen tarihsel depremlerin dış merkez dağılımlarını gösteren harita (Kourouklas vd., 2018) Glafki Sığılığı (GBFS), Athos Açıkları (OAFS), Semadirek Adası (SIFS), Saros (SFS), Ganos (GFS) Fay Segmentleri. 15
- Şekil 3.7.** Kuzey Ege Denizi ve çevresinin aletsel dönem (1900 yılı sonrası) deprem etkinliği (Kalafat vd., 2014)’den değiştirilmiştir (Depremler KRDAE kataloglarından elde edilmiştir). 16
- Şekil 3.8.** 24 Mayıs 2014 Kuzey Ege Denizi depreminin ana şok ve bunu takip eden bir aylık artçı deprem dağılımı (Budakoğlu ve Utkucu, 2020). 17
- Şekil 3.9.** 24 Mayıs 2014 Kuzey Ege Denizi depreminin farklı sismolojik kuruluşlar tarafından verilmiş odak mekanizma çözümleri haritası (EMSC, 2014). 18
- Şekil 4.1.** Fay geometrisi (Stain ve Wysession, 2003)’den değiştirilmiştir. 19
- Şekil 4.2.** Ana faylanma türleri (Stain ve Wysession, 2003)’den değiştirilmiştir. 20
- Şekil 5.1.** 24 Mayıs Kuzey Ege Denizi depreminin ters çözümü için seçilen telesismik hız kayıtları. IRIS veri merkezinden sağlanan geniş bant kayıtların örnekleme aralığı 20 Hz’den 2 Hz’e düşürülerek analiz için uygun hale getirilmiştir. Hız kayıtları P dalgası varış zamanının 20 sn öncesine kadar çizdirilmiştir. 27

Şekil 5.2. Telesismik istasyonların azimutal dağılım haritası	30
Şekil 5.3. Ters çözüm için kullanılan nokta kaynak grid düzlemi modeli. Tüm modellerde doğrultu boyunca 10, derinlik boyunca 5 nokta kaynak olan grid düzlemi kullanılmıştır. RN: Referans Noktası.	31
Şekil 5.4. Ters çözüm yönteminde kullanılan (a) tek kaynaklı ve (b) iki kaynaklı ve (c) üç kaynaklı grid düzlemi modelleri. Modellerde doğrultu boyunca 10 adet ve derinlik boyunca 5 adet nokta kaynaktan oluşan bir grid düzlemi kullanılmıştır. Şekillerde kare içerisine alınmış olan nokta kaynak, ters çözüm sonucunda depremin en iyi temsil edildiği konumu göstermektedir. RN: Referans Noktası.	33
Şekil 5.5. 24 Mayıs 2014 Kuzey Ege Denizi depremi için tek kaynak ile gerçekleştirilen ters çözüm çalışması sonucunda, kaynak zaman fonksiyonu, odak mekanizması ve gözlemsel-yapay dalga şekilleri karşılaştırmalı olarak analiz edilmiştir. Şekilde üst sırada yer alan dalga formları gözlemsel, alt sıradakiler ise sentetik (yapay) sismogramlara karşılık gelmektedir. Her bir kaydın üst kısmında yer alan sayısal değerler, gözlenmiş kayıtların mikron cinsinden maksimum genliklerini, altta verilen sismogram genlik oranlarını göstermektedir.....	34
Şekil 5.6. 24 Mayıs 2014 Kuzey Ege Denizi depremi için iki kaynak ile gerçekleştirilen ters çözüm çalışması sonucunda, kaynak zaman fonksiyonu, odak mekanizması ve gözlemsel-yapay dalga şekilleri karşılaştırmalı olarak analiz edilmiştir. Şekilde üst sırada yer alan dalga formları gözlemsel, alt sıradakiler ise sentetik (yapay) sismogramlara karşılık gelmektedir. Her bir kaydın üst kısmında yer alan sayısal değerler, gözlenmiş kayıtların mikron cinsinden maksimum genliklerini, altta verilen sismogram genlik oranlarını göstermektedir.....	36
Şekil 5.7. 24 Mayıs 2014 Kuzey Ege Denizi depremi için üç kaynak ile gerçekleştirilen ters çözüm çalışması sonucunda, kaynak zaman fonksiyonu, odak mekanizması ve gözlemsel-yapay dalga şekilleri karşılaştırmalı olarak analiz edilmiştir. Şekilde üst sırada yer alan dalga formları gözlemsel, alt sıradakiler ise sentetik (yapay) sismogramlara karşılık gelmektedir. Her bir kaydın üst kısmında yer alan sayısal değerler, gözlenmiş kayıtların mikron cinsinden maksimum genliklerini, altta verilen sismogram genlik oranlarını göstermektedir.....	38

SİMGELER VE KISALTMALAR DİZİNİ

ϕ	: Doğrultu açısı
δ	: Eğim açısı
λ	: Kayma açısı
Δ	: İstasyon ile episantr arasındaki uzaklık
V_p	: P dalga hızı
M_w	: Moment magnitudü
M_0	: Sismik Moment
AFAD	: Afet ve Acil Durum Yönetimi Başkanlığı
DAF/DAFZ	: Doğu Anadolu Fayı / Doğu Anadolu Fay Zonu
GPS	: Küresel Konumlandırma Sistemi
KAF/KAFZ	: Kuzey Anadolu Fayı / Kuzey Anadolu Fay Zonu
KEÇ	: Kuzey Ege Çukuru
KRDAE	: Kandilli Rasathanesi Deprem Araştırma Enstitüsü
KÜE	: Karlıova Üçlü Eklemleri
MTA	: Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü
RMS	: Karekök Ortalama Hatası

1. GİRİŞ

Depremler, dünya genelinde büyük can ve mal kayıplarına yol açan doğal afetlerden biridir. Özellikle tektonik olarak aktif bölgelerde meydana gelen büyük ölçekli depremler, yer kabuğundaki hareketlerin anlaşılması açısından önemli veriler sağlamaktadır. Türkiye, aktif fay hatları üzerinde yer alması nedeniyle sık sık yıkıcı depremlerle karşı karşıya kalan bir ülkedir. Bu bağlamda, 24 Mayıs 2014 tarihinde Kuzey Ege’de meydana gelen $M_w=6.9$ büyüklüğündeki deprem, bölgedeki sismotektonik yapının daha iyi anlaşılması açısından önemli bir olaydır.

24 Mayıs 2014 tarihinde Türkiye saatiyle 12:25’te meydana gelen Kuzey Ege Denizi depremi, moment büyüklüğü $M_w=6.9$ (USGS, 2014) olarak belirlenmiş, özellikle Balıkesir, Çanakkale ve İzmir illerinde ve Yunanistan’ın kuzey bölgelerinde geniş bir alanda hissedilmiştir. Deprem, yer yüzeyine oldukça yakın bir odakta meydana gelmiş olup bazı kırsal yerleşim alanlarında orta düzeyde yapısal hasara neden olmuştur. Deprem sonrası yapılan saha gözlemleri ve makrosismik veriler, olayın geniş bir coğrafi alanda hissedildiğini ayrıca yerel zemin koşullarına bağlı olarak bazı bölgelerde ivme değerlerinin yüksek seyrettiğini ortaya koymuştur (DEPAR, 2014). Bu durum, depremin yalnızca yerel değil, bölgesel ölçekte de etkili olduğunu göstermektedir.

Bu tez çalışmasının temel amacı, 24 Mayıs 2014 Kuzey Ege Denizi depremine ait kaynak parametrelerinin telesismik veri ile nokta kaynak analizi yapılarak belirlenmesidir. Kaynak mekanizmasının belirlenmesi, bir depremin hangi fay düzlemi üzerinde, hangi yönelimde ve ne tür bir hareketle meydana geldiğini ortaya koyarak hem bölgenin tektonik yapısının belirlenmesine katkı sağlamakta hem de aktif fayların modellenmesi, sismik tehlike değerlendirmeleri ve afet yönetimi uygulamaları gibi çeşitli mühendislik uygulamaları açısından da doğrudan fayda sağlamaktadır.

Kuzey Ege bölgesi, Ege Graben Sistemi içerisinde yer almakta olup Afrika ve Avrasya levhaları arasındaki yakınsak levha sınırının etkisiyle yüksek deformasyona uğrayan bir bölgedir (Bozkurt, 2001). Bu nedenle, 24 Mayıs 2014 depremi gibi önemli olayların kaynak mekanizmalarının belirlenmesi, hem bölgesel tektonik yapıların evrimini anlamak hem de sismik tehlike değerlendirmelerini güncellemek açısından büyük önem arz etmektedir. Depremin telesismik P dalgalarıyla analiz edilmesi, özellikle kaynak bölgesine yakın yeterli sayıda sismik istasyonun bulunmaması durumunda küresel ölçekteki istasyonlardan elde edilen verilerle güvenilir bir odak mekanizması çözümü yapılmasına olanak tanımaktadır.

Kaynak mekanizmasının doğru bir şekilde belirlenmesi, depremin büyüklüğü, fay tipi, derinlik ve yer değiştirme gibi özelliklerinin daha iyi anlaşılmasını sağlayarak bölgedeki gerilme alanlarının yönelimi ve fay sistemlerinin dinamiği hakkında değerli bilgiler sunar ve tektonik süreçlerin modellenmesi ile büyük deprem olaylarının önceden tahmin edilmesine yönelik çalışmalarda önemli bir rol oynar.

Bu çalışmada 24 Mayıs 2014 Kuzey Ege Depremi'nin kaynak mekanizması telesismik veriler (Kikuchi ve Kanamori, 1991) ters çözüm algoritması kullanılarak nokta kaynak ile analiz edilmiştir. Telesismik veriler, deprem kaynağından uzak alanlarda (30° ile 90° arasında) yer alan sismik istasyonlardan kaydedilen P dalgalarını ifade etmekte ve bu veriler depremin kaynak parametrelerini bölgesel etkilerden bağımsız olarak inceleme olanağı sağlamaktadır. Veri toplama, işleme, filtreleme ve modelleme adımları takip edilerek ters çözüm sonuçları değerlendirilmektedir. Telesismik verilerin nokta kaynak ile analizi, sismik dalgaların belirli bir kaynaktan yayılan enerji tarafından nasıl etkilendiğini analiz eden bir yöntemdir ve moment tensor yaklaşımı kullanılarak depremin kaynak parametrelerini (fay mekanizması, büyüklük, derinlik) çözümlemeye olanak tanır.

Bu tez altı ana bölümden oluşmaktadır. İlk bölümde, depremin genel tanıtımı, çalışma amacı ve yöntemin özeti sunulmuştur. İkinci bölümde, literatür taraması yapılarak telesismik çözüm yöntemleri ve önceki benzer çalışmalara yer verilmiştir. Üçüncü bölümde Kuzey Ege Denizi'nin tektonik yapısı ve bölgedeki depremsellik ele alınacaktır. Dördüncü bölümde ters çözüm yönteminin kuramsal temelleri ve uygulama esasları ortaya konulmuştur. Beşinci bölümde ise çalışmada kullanılan veri parametrizasyonu ile ters çözüm sürecinden elde edilen sonuçlar sunulmuş, bu sonuçlar ışığında ulaşılan bulgular ayrıntılı biçimde tartışılmıştır. Altıncı bölümde ise bulgular tartışılmış ve sonuçlar verilmiştir.

2. ÖNCEKİ ÇALIŞMALAR

Bu bölümde, inceleme alanlarından elde edilen verilerin değerlendirildiği bilimsel araştırmaların bir kısmı özetlenmiş ve bu çalışmayla doğrudan ilgili konular ve yöntemler daha detaylı bir şekilde ele alınmıştır.

(Budakoğlu ve Utkucu, 2020), 24 Mayıs 2014 tarihinde Kuzey Ege Denizi'nde meydana gelen $M_w=6.9$ büyüklüğündeki depremin kaynak parametrelerini ve kırılma özelliklerini, sonlu fay dalga şekli ters çözüm yöntemi ile detaylı olarak incelemiştir. Telesismik uzaklıktaki 39 adet P ve 13 adet SH dalga şekline ait veriler kullanılarak gerçekleştirilen analizde, fay düzlemi küçük parçalara ayrılmış ve her bir fay parçası için moment dağılımı, (Kikuchi ve Kanamori, 1991) ve (Hartzell ve Heaton, 1983) tarafından geliştirilen klasik yöntemler temel alınarak hesaplanmıştır. Ters çözümde, negatif olmayan en küçük kareler yöntemi (NNLS) uygulanmış ve modelleme süreci sonucunda kırılmanın yaklaşık 31 saniye sürdüğü, toplam sismik momentin 2.18×10^{19} Nm, en büyük kayma miktarının ise 1.2 metre olduğu belirlenmiştir. Elde edilen sonlu-fay modeli, depremin üç farklı asperitenin yenilmesiyle gerçekleştiğini ve kırılmanın ağırlıklı olarak KD yönünde, yani Türkiye'ye doğru tek taraflı geliştiğini ortaya koymaktadır. Bu bulgular, söz konusu depremin bölgedeki sismotektonik yapı ile uyumlu olduğunu ve KAFZ'nin Ege Denizi'ndeki devamlılığı açısından önemli bilgiler sunduğunu göstermektedir.

(Görgün ve Görgün, 2015), 24 Mayıs 2014 tarihinde Kuzey Ege Denizi'nde meydana gelen $M_w=7.0$ büyüklüğündeki depremin ve onu izleyen sismik dizilimin kaynak parametreleri ve bölgesel gerilme alanı detaylı biçimde incelenmiştir. Çalışmada, Türk ve Yunan sismik ağlarından elde edilen geniş bantlı veriler kullanılarak 40 depremin moment tensör çözümleri ve stres tensörü ters çözümlemesi yapılmıştır. Ayrıca, artçıların hiposantr konumları çift fark algoritması (hypoDD) ile yeniden belirlenmiş ve Coulomb gerilme değişimi hesaplanmıştır. Ana şokun 15 km derinlikte, sağ yanal doğrultu atımlı bir fay üzerinde geliştiği ve yaklaşık 40 saniye süren bir kırılma ile gerçekleştiği belirlenmiştir. Artçı sarsıntılarının 6–30 km aralığında geliştiği, yaklaşık 17 farklı fay segmentinin aktive olduğu ve bölgede KB–GD yönelimli bir sıkışma rejiminin egemen olduğu ortaya konulmuştur. Elde edilen bulgular, Kuzey Anadolu Fayı'nın Ege Denizi'ne uzanan kolunun aktif tektonik karakterini ve bölgedeki sismik tehlike potansiyelini göstermesi açısından önem arz etmektedir.

(Saltogianni vd., 2015), 24 Mayıs 2014 tarihinde Kuzey Ege Çukuru'nda meydana gelen Mw 6.9 büyüklüğündeki Samothraki-Gökçeada depreminin kaynak özellikleri, sismolojik ve jeodezik veriler birlikte değerlendirilerek incelenmiştir. Çalışmanın amacı, depremin faylanma geometrisini, kayma dağılımını ve kırılma dinamiklerini belirlemektir. Telesismik uzun periyot P ve SH dalga şekilleri ile GPS verileri kullanılarak hem noktasal hem de sonlu fay modelleri oluşturulmuştur. Sismolojik analizler, depremin sağ-yanal doğrultu atımlı karakterde ve iki alt olaydan oluşan bir kırılma ile geliştiğini göstermektedir. Jeodezik verilerin ters çözümünde, tek ve çift fay senaryoları test edilmiş ve en uygun modelin iki paralel segmentten oluşan yaklaşık 60 km uzunluğunda bir fay sistemi olduğu belirlenmiştir. Ortalama kayma miktarı 55–70 cm, sismik moment ise yaklaşık 2.6×10^{19} Nm olarak hesaplanmıştır. Elde edilen bulgular, depremin bölgedeki sismotektonik yapıyla uyumlu olarak geliştiğini ve KAF'ın Ege Denizi'ndeki devamı üzerindeki sismik boşluğu doldurduğunu ortaya koymaktadır.

(Zhu vd., 2006), Ege bölgesindeki kabuk kalınlığı değişimlerini belirlemek ve bu değişimlerin kıtasal kabuk uzaması üzerindeki etkilerini ortaya koymak amacıyla bu çalışma gerçekleştirilmiştir. Araştırma kapsamında, Batı Anadolu'da 2002–2003 yılları arasında yürütülen geçici sismik kayıt deneyiyle elde edilen telesismik dalga formları, kalıcı istasyon verileriyle birlikte değerlendirilmiştir. Ege Denizi, Batı Anadolu ve Yunanistan ana karasını içeren bu çalışmada, yedi geniş bantlı istasyondan alınan alıcı fonksiyonlarına H-k yığılma yöntemi ve yoğun istasyon dizisi boyunca CCP (Common Conversion Point) yığılma tekniği uygulanmıştır. Elde edilen sonuçlar, Ege bölgesinde doğudan batıya doğru belirgin bir kabuk incelmeye olduğu; merkezi Anadolu'da yaklaşık 36 km olan kabuk kalınlığının, Menderes Masifi'nde 28–30 km'ye ve Ege Denizi altında 25 km'ye kadar düştüğünü göstermektedir. Ayrıca, kabuk kalınlığının kuzey-güney doğrultusunda da uniform olmayan bir şekilde değiştiği; özellikle metamorfik çekirdek komplekslerinin altında kabuğun daha ince olduğu ortaya konmuştur. Moho süreksizliğinin bu bölgelerde yüksekliğini koruyor olması, Ege alt kabuğunun, örneğin Basin and Range gibi diğer uzama bölgelerine kıyasla en az üç kat daha yüksek viskoziteye sahip olduğunu düşündürmektedir. Bu bulgular, Ege'deki kıtasal kabuk uzamasının mekanizmasına ve metamorfik çekirdek komplekslerinin oluşumuna dair önemli jeodinamik çıkarımlar sunmaktadır.

(Kiratzi vd., 2016), 24 Mayıs 2014 tarihinde Kuzey Ege Çukuru'nda meydana gelen $M_w=6.8$ büyüklüğündeki depremin kaynak özelliklerini, kayma dağılımını ve artçı sismik etkinliğin mekânsal-zamansal evrimini telesismik veri analizleri yoluyla ortaya koymayı amaçlamaktadır. Çalışma kapsamında, bölgesel kataloglardan elde edilen deprem verileri ile birlikte 30 P ve 20 SH dalga formu değerlendirilmiş, hem tek hem de çok noktalı kaynak modelleri üretilmiştir. Ters çözüm teknikleriyle yapılan analizler sonucunda, deprem kaynak modelinin iki ardışık alt olaydan oluştuğu ve bu alt olayların yaklaşık 18 saniye arayla ve 50 km'lik bir uzaklıkla, aynı fay doğrultusunda meydana geldiği belirlenmiştir. Fay düzlemi boyunca kayma dağılımı, batıya ve doğuya doğru asimetrik bir şekilde gelişen çift yönlü bir kırılma ile tanımlanmış, en büyük kayma değeri yaklaşık 1 metre olarak hesaplanmıştır. Ana kayma zonları, hiposantrdan itibaren derine (22 km) ve sığa (14 km) doğru yayılmıştır. Artçı sismisite, 200 km uzunluğundaki Kuzey Ege Çukuru boyunca düzensiz bir şekilde yayılmış ve büyük artçıların eksikliği dikkat çekmiştir. Bu bulgular, bölgedeki sismik tehlikenin değerlendirilmesi ve karmaşık faylanma mekanizmalarının anlaşılması açısından önemli katkılar sunmaktadır.

(Bulut vd., 2018), 24 Mayıs 2014'te Kuzey Ege Denizi'nde meydana gelen $M_w=6.9$ büyüklüğündeki depremin kuvvetli yer hareketi kayıtlarını inceleyerek Türkiye'deki ivmeölçer ağlarının performansını ve bu kayıtların deprem mühendisliği uygulamalarındaki güvenilirliğini değerlendirmeyi amaçlamaktadır. Kapsam olarak, farklı ivmeölçer istasyonlarından elde edilen kayıtların sinyal-gürültü oranları, kalibrasyon sorunları ve mühendislik tasarım parametrelerine etkileri ele alınmıştır. Yöntem açısından, depremden elde edilen ivme kayıtları sinyal işleme, spektral analiz ve karşılaştırmalı değerlendirmelerle incelenmiş; mühendislikte kullanılan ivme spektrumu, yer değiştirme ve kuvvetli yer hareketi parametreleri hesaplanmıştır. İçerik bakımından makale, ivmeölçerlerin teknik özelliklerini, kayıtların doğruluk düzeylerini, mühendislik hesaplamalarındaki rollerini ve Türkiye'deki ivmeölçer ağlarının mevcut durumunu kapsamaktadır. Sonuç olarak, düzenli kalibrasyon ve bakım yapılmayan istasyonlardan elde edilen kayıtların güvenilir olmadığı, özellikle düşük büyüklükteki depremlerde mühendislik hesaplamalarında hata payını artırdığı; buna karşılık iyi kalibre edilmiş istasyonlardan elde edilen verilerin yapı mühendisliği açısından daha güvenilir sonuçlar sunduğu belirlenmiştir.

(Konca vd., 2018), 24 Mayıs 2014'te Kuzey Ege Denizi'nde meydana gelen Mw 6.9 büyüklüğündeki depreminin sismik ve jeodezik verilerini inceleyerek deprem sırasında oluşan kaymanın özelliklerini ve bu kaymanın deprem öncesi ve sonrası sismik aktivite ile ilişkisini ortaya koymaktadır. İçerik olarak çalışma, GPS gözlemleri ve telesismik verilerle birlikte fay üzerinde meydana gelen co-sismik kayma dağılımını modelleyerek, deprem öncesi ve sonrası sismisite verilerini kullanarak fay zonunun zamansal ve mekânsal davranışlarını analiz etmektedir. Yöntem olarak, 34 GPS istasyonundan elde edilen yer değiştirme verileri ile sismik dalga formlarının ortak ters çözümü kullanılmış, fay üzerindeki kayma dağılımı, kırılma süresi ve yönü detaylı olarak belirlenmiştir. Ayrıca, öncül ve artçı depremlerin yeniden konumlandırılmasıyla, büyük kayma bölgelerinin çevresinde yoğun sismik aktivite olduğu, ancak bu bölgelerin kendilerinde nispeten sismik sessizlik gözlemlendiği saptanmıştır. Sonuç olarak, 2014 depreminde meydana gelen kırılmanın, daha önceki gerilme birikimi süresince varlığını koruyan asperitelerin yeniden kırılmasıyla gerçekleştiği; bu asperitelerin çevresinde ise fay sürünmesi (creep) ile karakterize daha aktif sismik bölgelerin bulunduğu ortaya konmuştur. Bu bulgular, büyük depremlerin oluşumunda fay üzerindeki kilitli ve sürünen bölgelerin mekânsal ayrımının önemli rol oynadığını göstermekte ve sismik tehlike analizleri açısından önemli katkılar sunmaktadır.

(Kalafat vd., 2014), 8 Ocak 2013 ve 24 Mayıs 2014 tarihlerinde Kuzey Ege Denizi'nde meydana gelen iki büyük depremin özelliklerini ve artçılarını incelemektedir. Amaç, bu depremlerin hangi faylarda oluştuğunu, nasıl bir gerilme ortamında gerçekleştiğini ve bölgedeki tektonik yapıyla olan ilişkilerini ortaya koymaktır. Depremler sonrası meydana gelen artçı sarsıntılar, bölgedeki aktif faylar üzerinde yoğunlaşmıştır. Yapılan analizler, her iki depremin de sağ yanal doğrultu atımlı faylar üzerinde, KD-GB yönünde oluştuğunu göstermiştir. Ayrıca bölgede batı-kuzeybatı yönlü bir sıkışma ve kuzey-kuzeydoğu yönlü bir genişleme etkisi olduğu belirlenmiştir. Veriler, Türkiye ve Yunanistan'daki sismik istasyonlardan toplanmış ve gelişmiş analiz yöntemleriyle değerlendirilmiştir. 2014 depreminde kaydedilen uzun periyotlu sismik dalgaların, özellikle erken uyarı ve mühendislik açısından önemli olduğu vurgulanmıştır. Sonuç olarak, bu depremlerin bölgedeki sismik hareketliliği artırdığı ancak Marmara'daki büyük bir depremi doğrudan tetiklemediği ifade edilmiştir. Ayrıca Kuzey Ege'nin tektonik yapısı ve depremselliği hakkında önemli bilgiler sunmaktadır.

(Evangelidis, 2014), 24 Mayıs 2014'te Kuzey Ege Denizi'nde meydana gelen $M_w=6.9$ büyüklüğündeki depremin kaynak özelliklerini incelemeyi amaçlamakta ve özellikle kırılma sürecinin telesismik dalga formları kullanılarak çözümünü kapsamaktadır. Araştırmada küresel sismik ağlardan elde edilen P ve SH dalgaları seçilmiş, nokta kaynak ve sonlu fay ters çözüm yöntemleri uygulanarak deprem kaynak parametreleri belirlenmiştir. Yöntem kapsamında, farklı fay geometrileri denenmiş ve en uygun kırılma modeli en küçük hata kriterine göre seçilmiştir. İçerikte, depremi üreten fay zonunun geometrisi, kırılmanın yönü, süresi ve yayılımı ele alınmış; elde edilen çözümler bölgedeki tektonik yapı ile ilişkilendirilmiştir. Sonuçlar, depremin sağ yanal doğrultu atımlı bir fay üzerinde yaklaşık 40 km uzunluğunda ve 15 saniye süren bir kırılma ile gerçekleştiğini, enerjinin büyük bölümünün kuzeydoğu yönünde yayıldığını ortaya koymuştur. Ayrıca, çözüm sonuçlarının Kuzey Ege'deki aktif tektonik rejim ile uyumlu olduğu ve bölgenin deprem tehlikesi değerlendirmelerine önemli katkılar sunduğu belirtilmiştir.

(Doğru vd., 2019), 24 Mayıs 2014'te meydana gelen Kuzey Ege depremine ait kaynak parametrelerini GPS verileri kullanarak belirlemeyi amaçlamaktadır. Çalışmanın kapsamı, deprem sırasında yüzeyde gözlenen deformasyonların yüksek çözünürlüklü jeodezik ölçümler aracılığıyla modellenmesi ve elde edilen sonuçların bölgedeki tektonik yapı ile ilişkilendirilmesidir. Yöntem olarak, sürekli GPS istasyonlarından elde edilen zaman serileri analiz edilmiş, kinematik ve statik kayma dağılım modelleri üretilmiş ve moment büyüklüğü ile fay düzlemi parametreleri hesaplanmıştır. İçerikte, deprem sonrası gözlenen yer değiştirmelerin büyüklüğü, kayma dağılımının mekânsal karakteristikleri ve kaynak parametrelerinin bölgesel sismotektonik ile uyumu ayrıntılı biçimde tartışılmıştır. Sonuç olarak, GPS verilerinin deprem kaynak parametrelerinin güvenilir biçimde belirlenmesinde etkin bir yöntem olduğu, 2014 Kuzey Ege depreminde gözlenen kayma dağılımının fay zonunun karmaşık yapısını yansıttığı ve bu tür analizlerin bölgedeki sismik tehlike değerlendirmelerine katkı sağladığı ortaya konulmuştur.

(Nakano vd., 2015), 24 Mayıs 2014'te meydana gelen Kuzey Ege depremini analiz ederek depremin kaynak süreci ve tektonik bağlamını ortaya koymayı amaçlamaktadır. Çalışmanın kapsamı, bölgedeki aktif faylanma sistemlerinin özelliklerini ve deprem sırasında gelişen kırılma mekanizmalarını sismolojik ve jeodezik veriler üzerinden incelemektir. Yöntem olarak, geniş bant sismik kayıtlar ve GPS ölçümleri kullanılarak ters çözüm teknikleri uygulanmış, fay düzlemi çözümleri ile kayma dağılımı ve kırılma süresi parametreleri elde edilmiştir. İçerikte, 24 Mayıs 2014 Kuzey Ege depreminin sağ yönlü doğrultu atımlı bir fay üzerinde gerçekleştiği, kırılmanın yaklaşık 40 km uzunluğunda olduğu ve sismik moment ile büyüklüğün bölgesel tektonik hareketlerle uyumlu olduğu gösterilmiştir. Sonuç olarak, çalışma 2014 Kuzey Ege depreminin, Kuzey Anadolu Fayı'nın Ege Denizi içindeki uzantısının karmaşık tektonik yapısını ve fay segmentleri arasındaki etkileşimi ortaya koyduğunu, bu tür analizlerin bölgedeki sismik tehlike değerlendirmeleri için kritik önem taşıdığını vurgulamaktadır.

(Bekler vd., 2019), 24 Mayıs 2014'te Çanakkale açıklarında meydana gelen ve $M_w=6.8$ büyüklüğünde ölçülen deprem sonrasında kentin yerel zemin koşullarını belirleyerek deprem tehlike potansiyelini değerlendirmeyi amaçlamaktadır. Kapsam olarak, bu depremin ortaya koyduğu zemin-deprem etkileşimi sorunlarına odaklanılmış, mevcut yerleşim alanları ile olası yeni yerleşim bölgeleri için mikro-bölgeleme temelli zemin sınıflandırmaları yapılmıştır. Yöntem olarak, 110 istasyonda çok kanallı yüzey dalgaları analizi (MASW) ile kayma dalgası hızları (V_{s30}) elde edilmiş, aynı noktalarda mikrotremor (MT) ölçümleriyle hâkim titreşim periyotları (HVSr) hesaplanmış ve bulgular sondaj verileriyle karşılaştırılmıştır. İçerikte, Çanakkale havzasının jeolojik ve tektonik yapısı, tarihsel depremler ve özellikle 2014 depreminde gözlenen etkiler ayrıntılı olarak ele alınmış; elde edilen veriler doğrultusunda zemin sınıflamaları (NEHRP'ye göre C, D ve E türü) yapılmıştır. Sonuç olarak, 24 Mayıs 2014 depreminde gözlenen hasarların büyük ölçüde düşük V_{s30} değerlerine sahip alüvyon zeminlerde meydana geldiği, bu alanlarda yüksek zemin büyütmesinin risk oluşturduğu, farklı mahallelerde zemin davranışlarının değişkenlik gösterdiği ve bu bulguların deprem dayanıklı yapı tasarımı ile kentsel imar planlamasında kritik önem taşıdığı ortaya konmuştur.

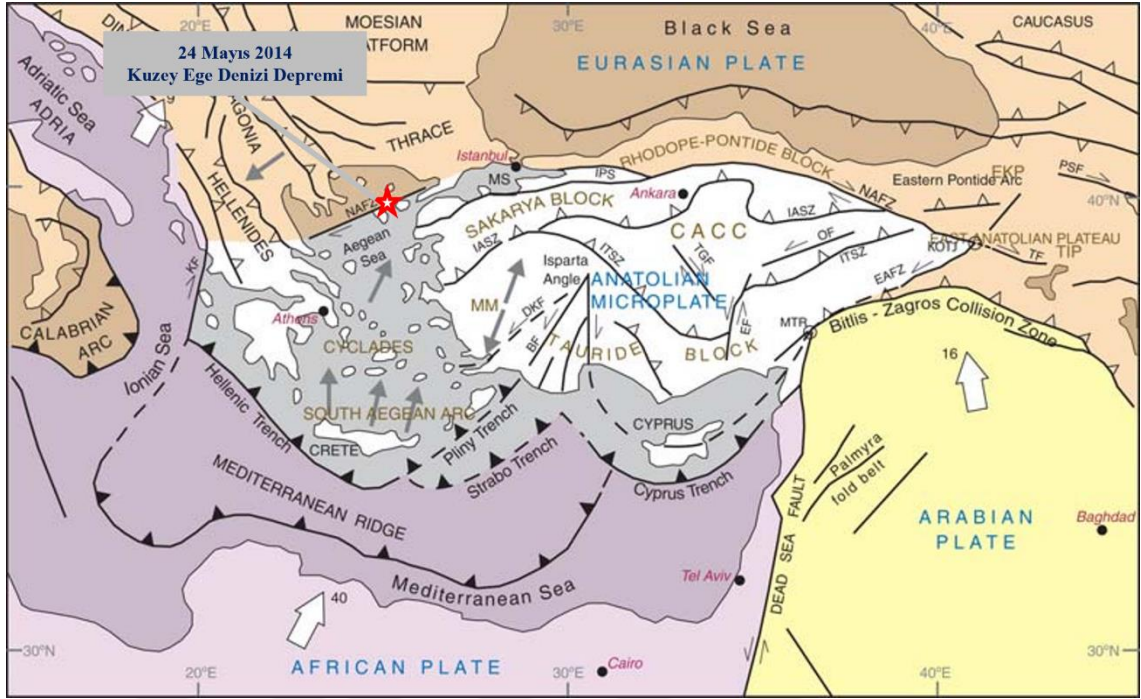
3. BÖLGESEL JEOLojİ VE TEKTONİK YAPI

3.1. Kuzey Ege Denizi ve Çevresinin Jeolojisi

Kuzey Ege Bölgesi, Avrasya, Afrika ve Anadolu tektonik plakalarının kesişim bölgesinde yer alan, jeolojik ve tektonik açıdan karmaşık bir alandır. Bölge, Kuzey Anadolu Fayı'nın (KAF) batı uzantısı ile Ege Denizi'ndeki genişleme rejiminin etkileşim alanında bulunur ve bu dinamik yapı, sismik aktivitenin yoğun olduğu bir ortam yaratır. 24 Mayıs 2014 tarihinde, Mw=6.9 büyüklüğünde gerçekleşen Kuzey Ege Depremi, bölgenin jeolojik yapısının sismik süreçler üzerindeki belirleyici rolünü ortaya koymuştur (Kıratzi ve Louvari, 2014).

Anadolu, farklı jeolojik kökenlere sahip birçok tektonik birliğin birleşimiyle meydana gelen karmaşık bir yapıya sahiptir. Bu tektonik birliklerin günümüzdeki konumları, Mesozoyik sonunda Neotetis Okyanusu'nun çeşitli kollarının kapanmasıyla şekillenen Alpin orojenez süreci tarafından belirlenmiştir. Bu özelliğiyle Türkiye, Alpin tektonik evrim sürecinde en az üç farklı okyanusal havzanın açılıp kapanmasının gerçekleştiği bir coğrafyada konumlanmakta olup, bu yönüyle Alp-Himalaya orojenik kuşağının en karmaşık kesimlerinden biridir. Türkiye, aynı zamanda bu orojenik kuşağın batı segmentinde yer almakta ve bölgesel ölçekte önemli bir yapısal bileşeni oluşturmaktadır. Alpin sistemi içerisindeki Helenid ve Karpat tektonik kolları Türkiye üzerinden geçerken, Pontid ve Torid tektonik blokları ile etkileşime girerek oldukça karmaşık bir jeolojik yapı meydana getirmektedir (Şekil 3.1) (Şengör ve Yılmaz, 1981).

Batı Anadolu'da yer alan ana kıtasal bloklar, iki ayrı kenet kuşağı ile birbirinden ayrılmaktadır. Kuzeyde konumlanan İç Pontid Kenet Kuşağı, İstanbul Zonu ile güneydeki Sakarya Zonu arasında bir sınır oluşturmaktadır. İzmir-Ankara Kenet Kuşağı, Sakarya Kıtası'nın güney kenarını tanımlarken, aynı zamanda güneyde yer alan Anatolid-Torid Platformu ile olan sınırı belirlemektedir. Bölgede gözlemlenen metamorfik kayalar, iki ana kuşak halinde görülmektedir. Kuzeydeki metamorfik birimler, Biga Yarımadası'nda yüzeylenen Karakaya Karmaşığı ile Trakya'da yer alan Istranca Masifi tarafından temsil edilmektedir. Güneyde ise Karakaya Karmaşığı'nın temelini oluşturduğu Sakarya Zonu ile İzmir-Ankara Kenet Kuşağı ile sınırlandırılmış ve Menderes Masifi olarak bilinen metamorfik birim yer almaktadır (Yılmaz, 2000).



Şekil 3.1. Doğu Akdeniz ve Ege bölgesindeki ana levha sınırlarını, başlıca kenet kuşaklarını ve fay sistemlerini gösteren harita. Beyaz oklar yakınsayan levhaların hareket yönlerini ve büyüklüğünü (mm/yıl), yıldız depremin yaklaşık dışmerkez lokasyonunu göstermektedir (Dilek, Altunkaynak ve Oner, 2009)'den değiştirilmiştir.

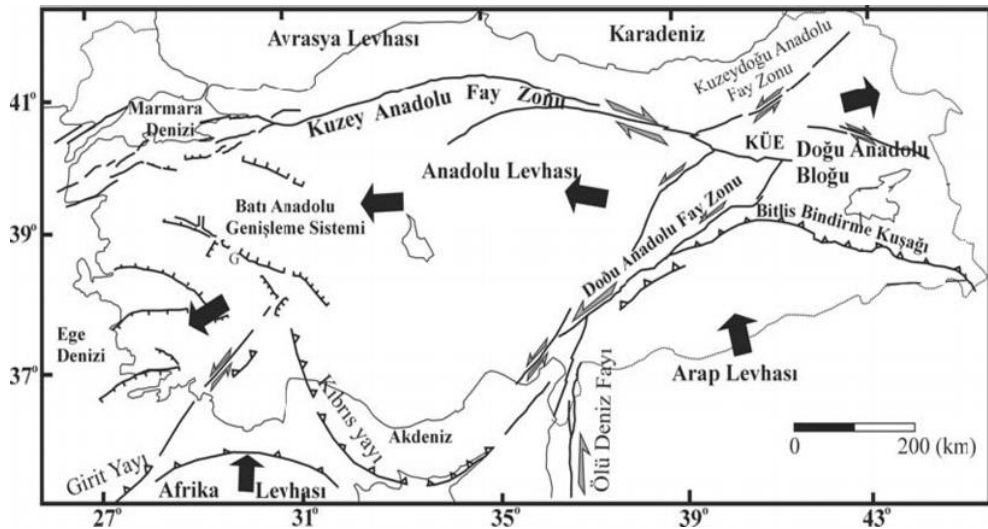
Kuzey Ege Bölgesi, Paleozoyik yaşlı temel kayalardan Senozoyik dönemine ait örtü kayalarına kadar geniş bir yaş aralığına sahip litolojik birimlerle temsil edilmektedir. Kazdağı Masifi gibi yüksek dereceli metamorfik çekirdek kompleksleri, bölgenin derinliklerinde yer alan temel jeolojik birimleri oluşturmaktadır (Okay vd., 1996). Neojen dönemde ise denizel ve karasal fasiyeslerde çökelmiş tortul kayalar ile volkanik ürünler, bölgede yaygın olarak gözlenmekte olup, Miyosen ve Pliyosen dönemlerinde gerçekleşen çökelim ve volkanik süreçler, bölgenin paleomorfolojik ve tektonik evrimi açısından önemli veriler sunmaktadır (Yılmaz vd., 2000). Kuaterner döneminde oluşan denizel ve alüvyal çökellerin yanı sıra aktif faylanmayla şekillenen genç tektonik yapılar, bölgedeki yüzey morfolojisinin temel belirleyicileri arasında yer almaktadır (Görür vd., 1995).

Kuzey Ege Denizi tektonik yapısı, heterojen stratigrafik istifi ve aktif jeodinamik süreçleriyle öne çıkan, yüksek jeolojik öneme sahip bir alandır. Alp-Himalaya orojenik kuşağı içinde yer alan bu bölge, Neojen ve Kuaterner dönemleri boyunca yoğun tektonik deformasyonlara maruz kalmış; bu deformasyonlar, günümüz jeomorfolojik ve jeolojik yapılarını doğrudan şekillendirmiştir (Şengör ve Yılmaz, 1981; Bozkurt, 2001).

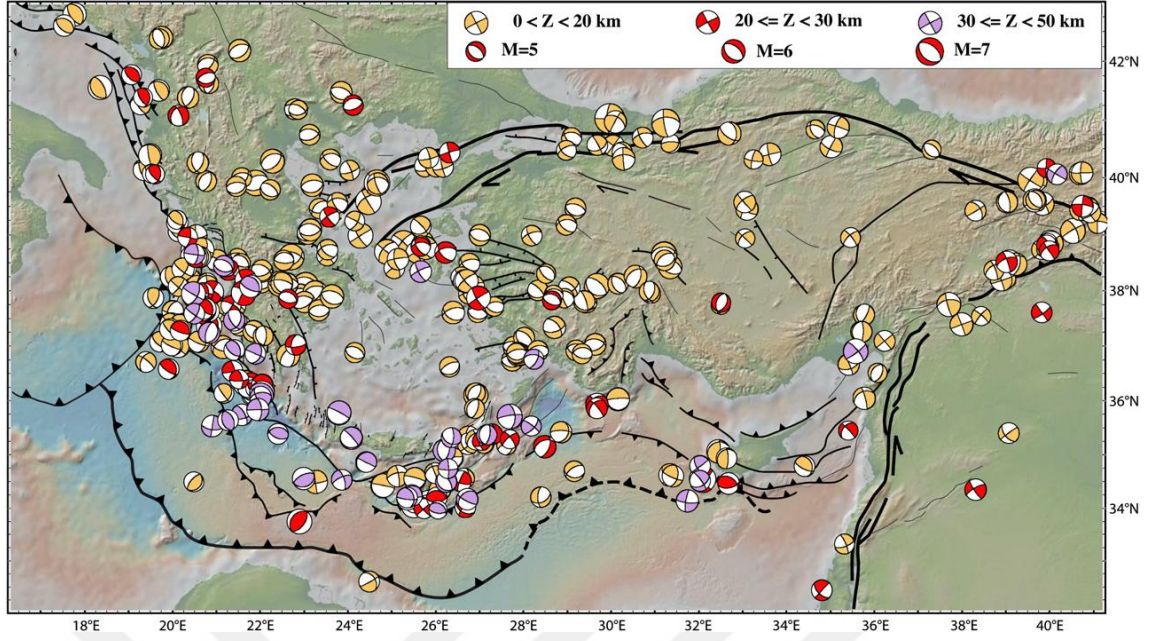
3.2. Türkiye'nin Sismotektoniği

Türkiye'nin sismotektonik yapısı, Avrasya levhasının görece sabit kabul edildiği bir referans noktasında, Arap ve Afrika levhalarının kuzey yönlü hareketleriyle şekillenmektedir (Şekil 3.2) (Şengör vd., 1985; Barka ve Kadinsky-Code, 1988; Barka ve Reilinger, 1997; McClusky vd., 2000; Reilinger vd., 2006). Arap levhasının kuzeye doğru ilerlemesi, Avrasya ve Arap levhaları arasında sıkışan Anadolu levhasının batıya doğru tektonik göçünü tetiklemektedir (Şengör vd., 1985). Bu süreç, KAFZ ve DAFZ olarak bilinen iki ana doğrultu atımlı fay sistemi boyunca gerçekleşmektedir. Batıya yönelen bu hareket, Batı Anadolu'da güneybatı doğrultusuna evrilmekte ve bu bölgede genişlemeli bir tektonik rejimin egemen olmasına yol açmaktadır. Öte yandan, Anadolu levhasının güneyinde yer alan Afrika levhası, Helenik ve Kıbrıs yayları boyunca dalma-batma zonları oluşturarak Anadolu levhasının altına doğru ilerlemektedir.

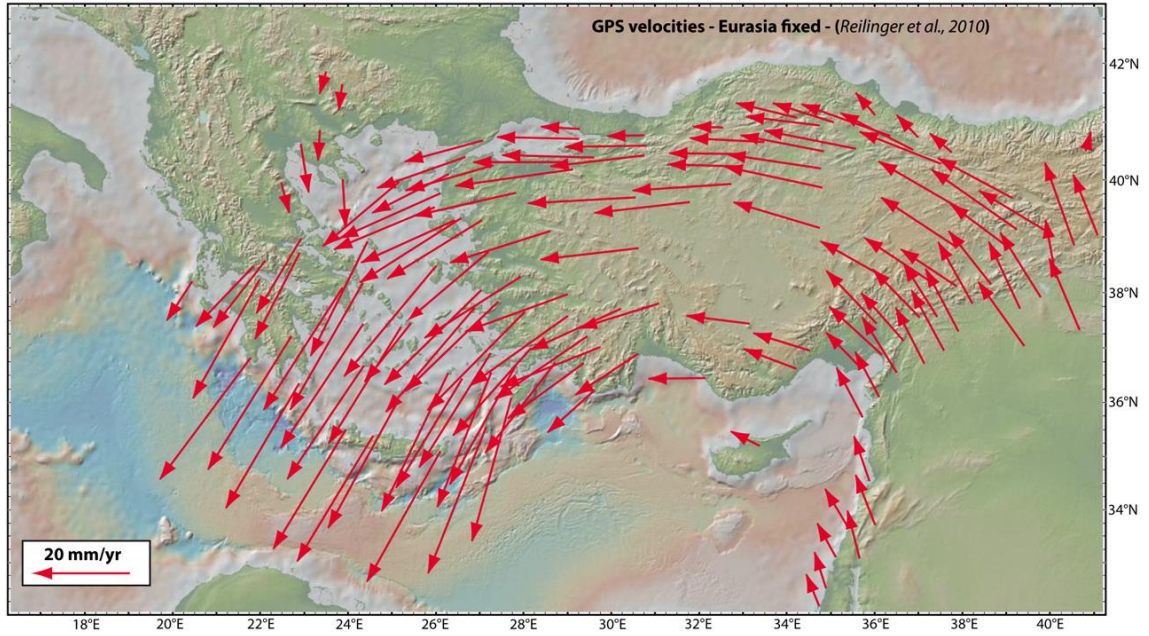
Anadolu ve çevresindeki levha tektoniği süreçlerinin oluşturduğu bu karmaşık yapılar, bölgede meydana gelen sismik olayların odak mekanizma çözümleriyle (Şekil 3.3) (Toksöz vd., 1978; Eyidoğan, 1983; Jackson ve McKenzie, 1984; Taymaz vd., 1991; Kikuchi vd., 1995; Pınar, 1998) ve son dönemde yüksek hassasiyetle yürütülen GPS (Küresel Konumlandırma Sistemi) ölçümleriyle (Şekil 3.4) (McClusky vd., 2000; Reilinger vd., 2006) açıkça doğrulanmıştır. Bu veriler, Türkiye'nin sismotektonik dinamiklerinin bölgesel ölçekte ayrıntılı bir şekilde anlaşılmasını sağlamaktadır.



Şekil 3.2. Türkiye'nin genel sismotektonik özelliklerini gösteren harita. (Barka ve Kadinsky-Code, 1988) KÜE: Karlhova Üçlü Eklemleri



Şekil 3.3. Türkiye ve ve yakın civarında meydana gelmiş büyük depremlerin odak mekanizma çözümlerini gösteren harita (Jolivet vd., 2013).



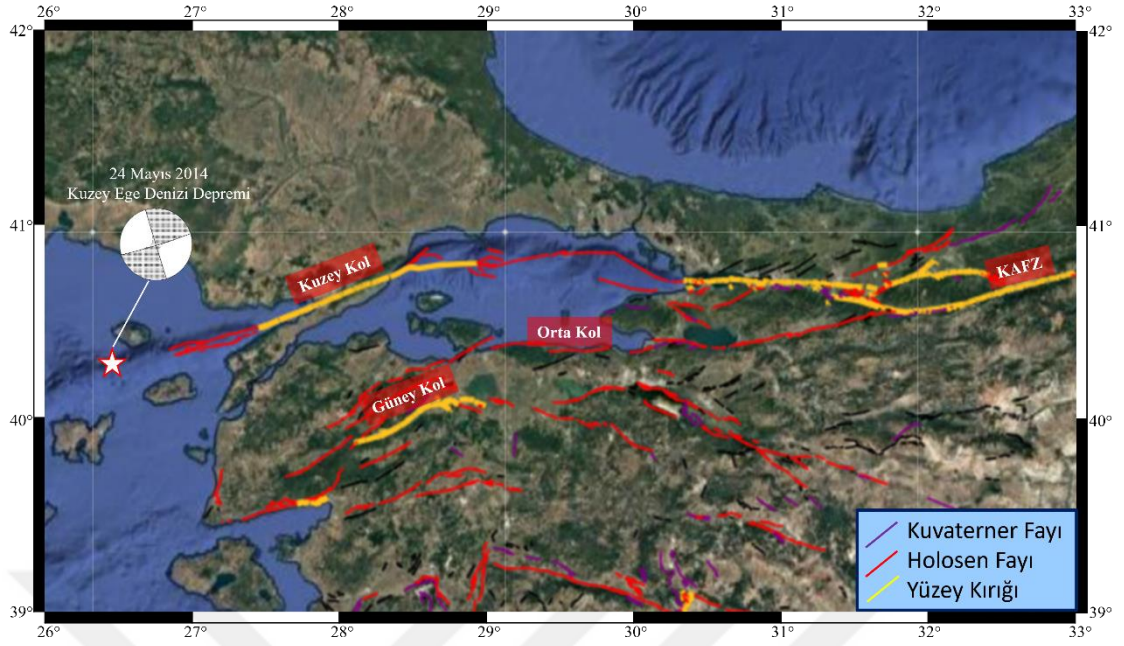
Şekil 3.4. Türkiye ve yakın civarında GPS hız vektörlerinin dağılımını gösteren harita (Jolivet vd., 2013).

3.3. Kuzey Ege Denizinin Tektonik Özellikleri

Kuzey Ege Denizi, Avrasya, Afrika ve Anadolu levhalarının etkileşim zonunda yer alması nedeniyle tektonik açıdan oldukça aktif ve karmaşık bir yapıya sahiptir. Bu bölgenin tektonik evrimi, temelde Anadolu levhasının batıya doğru hareketi, Ege Denizi'nin genişleme tektoniği ve Afrika levhasının Helen Yayı boyunca Ege levhası altına dalması gibi süreçlerle şekillenmektedir (Şengör ve Yılmaz, 1981; McKenzie, 1978). Anadolu levhasının batıya yönelen hareketi, KAFZ'nin batıya doğru uzanan kolları vasıtasıyla Kuzey Ege bölgesinde doğrultu atımlı faylanmayı tetiklerken; Ege Denizi'nin genişleme süreci ise normal faylanma mekanizmalarını ön plana çıkarmaktadır (Bozkurt, 2001). Öte yandan, Helen Yayı boyunca gözlenen dalma zonu, bölgedeki sıkışma rejimini belirleyerek volkanik aktivitenin oluşumunu kontrol etmektedir (Le Pichon ve Angelier, 1979).

Türkiye'nin en önemli deprem kuşaklarından biri olan KAFZ, Marmara Bölgesi'ne ulaştığında üç ayrı kola ayrılır. Bolu civarında Kuzey Anadolu Fay Zonu (KAFZ) batıya doğru birkaç kola ayrılarak genişleyen bir fay zonu meydana getirir (Ketin, 1969; Barka ve Kadinsky-Code, 1988; Koçyiğit, 1988; Okay ve Tüysüz, 1999; Okay vd., 2000). Bu geniş zon içerisinde, KAFZ bir at kuyruğu yapısı (horse-tail structure) oluşturarak Marmara ve Ege denizlerine doğru üç ana kol şeklinde batıya uzanır (Barka ve Kadinsky-Code, 1988; Emre vd., 2013). Bu kollardan kuzeydeki kol, Sapanca'dan başlayarak Çınarcık ve Marmara Denizi altından geçip Saroz Körfezi'ne ulaşır. Orta kol, Osmaneli, Gemlik, Bandırma ve Bayramiç üzerinden Ege Denizi'ne yönelirken; güney kol ise Geyve, Yenişehir, Bursa ve Biga Yarımadası boyunca ilerleyerek Kuzey Ege Denizi'ne ulaşır. Bölgedeki çalışmalar, Kuzey Ege Denizi'nde meydana gelen depremlerin odak mekanizma çözümlerinin genişleme bileşenli sağ-yanal doğrultu atımlı faylanma ve buna bağlı tektonik yapılarla uyumlu olduğunu ortaya koymaktadır (Taymaz vd., 2001; Jolivet vd., 2012).

GPS (Küresel Konumlandırma Sistemi) çalışmalarında, Kuzey kol için 20 mm/yıl, Orta kol için 3 mm/yıl ve Güney Kol için hesaplanan fay kayma hızı 2 mm/yıl'dır. Bu üç kol ortalama 25 mm/yıl'lık bir levha hareketini karşılamaktadır (Utkucu vd., 2011; Yalçın vd., 2013).

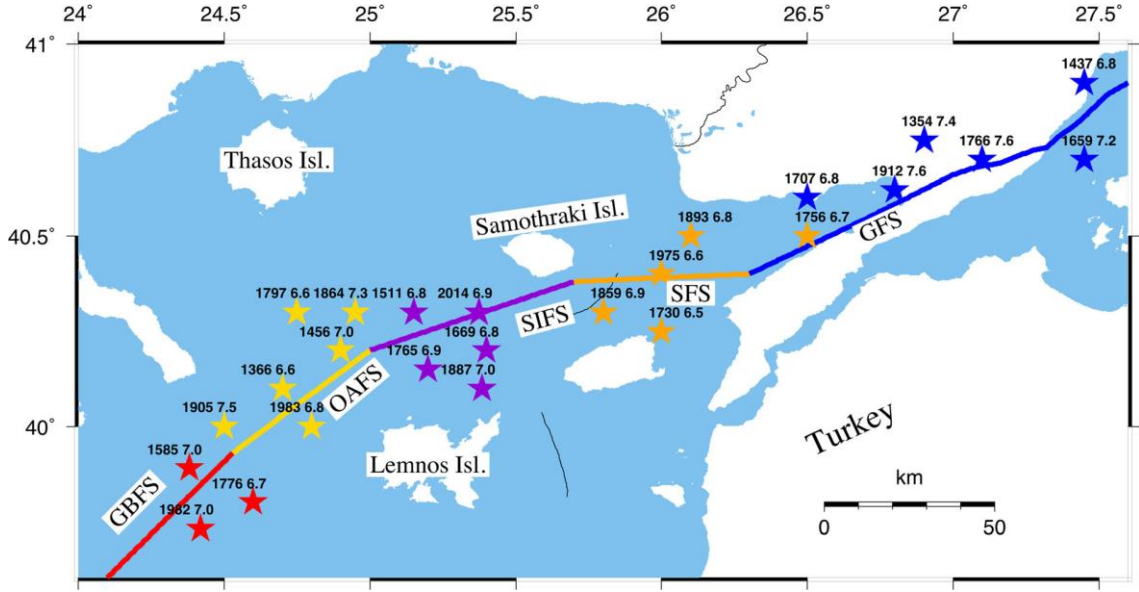


Şekil 3.5. Kuzey Ege Denizi ve çevresinin tektonik haritası ve 24 Mayıs 2014 Kuzey Ege Denizi depreminin dış merkez lokasyonu. Fayları (Emre vd., 2013) 'den, harita MTA Yer Bilimleri Portalından, dış merkez lokasyonu KRDAE 'den alınmıştır.

Kuzey Ege Bölgesindeki aktif tektonik sistem, büyük ölçüde KAFZ'nin batıya doğru uzanan segmentleri tarafından şekillendirilmiştir (Şengör vd., 2005). Bu tektonik sistemin batı uçlarını Ganos ve Saros segmentleri oluşturmaktadır. Ganos Segmenti, Gaziköy ile Saros Körfezi arasında konumlanmakta olup, sağ yanal doğrultu atımlı bir fay karakteri sergilemektedir. Ganos Fayı, yüzeyde belirgin doğrultu atımlı yapılar ve fay hattı boyunca gelişmiş lineamentlerle karakterize edilmekte, bu da fayın morfolojik izlerini açıkça ortaya koymaktadır (Yaltırak, 2002a). Saros Segmenti, Ganos Segmenti'nin batı uzantısı olup Saros Körfezi içerisinde yer alır. Yaklaşık 42 km uzunluğa sahip bu segment, transtansiyonel bir yapıya sahiptir. Segment, kuzeyde sağ yanal faylarla, güneyde ise normal faylarla sınırlandırılmıştır. Saros Körfezi'nde gelişen bu yapı, aynı zamanda bir pull-apart havzasının da temelini oluşturur (Yaltırak, 2002b).

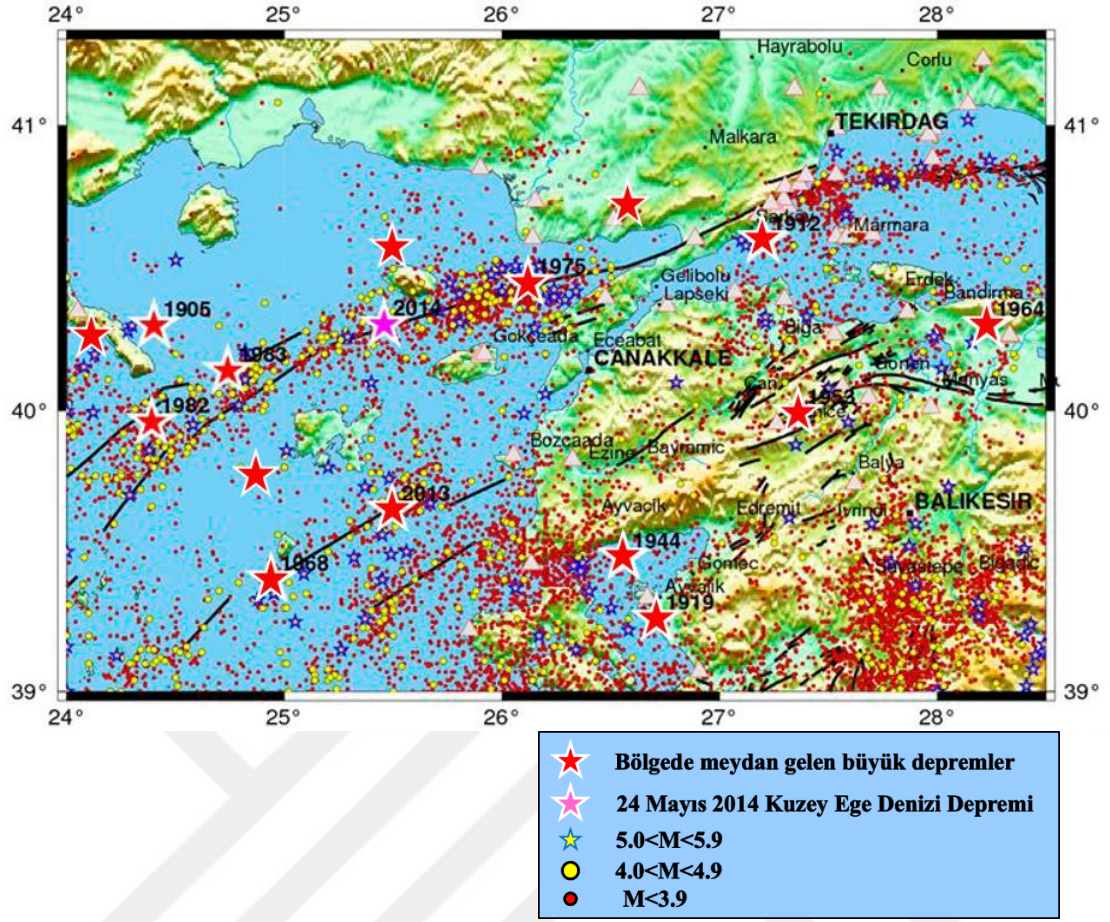
3.4. Kuzey Ege Denizi ve Çevresinin Depremselliği

Kuzey Ege Denizi ve çevresi, KAF'ın batı kolu ile Ege Denizi'nde uzanan doğrultu atımlı Kuzey Ege Çukuru (Northern Aegean Trough) doğrultusunda yer almakta olup, bu tektonik yapının etkisi altındadır (KRDAE, 2014). Kuzey Ege Çukuru boyunca 1300 yılından itibaren meydana gelen $M_w \geq 6.5$ büyüklüğündeki büyük depremler Şekil 3.6'da verilmiştir.



Şekil 3.6. Kuzey Ege Denizi ve çevresinde 1300 yılından itibaren meydana gelen tarihsel depremlerin dış merkez dağılımlarını gösteren harita (Kourouklas vd., 2018) Glafki Sığılı (GBFS), Athos Açıkları (OAFS), Semadirek Adası (SIFS), Saros (SFS), Ganos (GFS) Fay Segmentleri.

Kuzey Ege bölgesinde, aletsel dönemde yoğun deprem etkinliği gözlemlenmiş ve bu süreçte çok sayıda orta ve büyük ölçekli sismik olay kaydedilmiştir. 20. yüzyıl ve sonrasında kaydedilen önemli depremler arasında 9 Ağustos 1912 Şarköy (Mürefte) depremi ($M_s=7.2$) bunlar arasında öne çıkan en önemli depremlerden biridir. Bu deprem orta büyüklükte bir tsunami dalgasına yol açmıştır (Altinok vd., 2003). 27 Mart 1975 Gelibolu (Çanakkale) depremi ($M_s=6.9$), 5 Temmuz 1983 Biga (Çanakkale) depremi ($M_l=6.1$) de önemli geçmiş depremler arasında yer almaktadır (AFAD, 2014), (KRDAE, 2014). 6 Temmuz 2003 Saros Körfezi depremi ($M_w=5.7$), Kuzey Ege Denizi depremine oldukça yakın bir noktada gerçekleşmiştir (Karabulut vd., 2006). Daha yakın dönemde, 8 Ocak 2013 Bozcaada depremi ($M_l=6.2$) ile 30 Temmuz 2013 Kaleköy-Gökçeada depremi ($M_l=5.3$) bölgedeki sismik aktivitenin devam ettiğine dair önemli kanıtlar sunmaktadır (KRDAE, 2014).

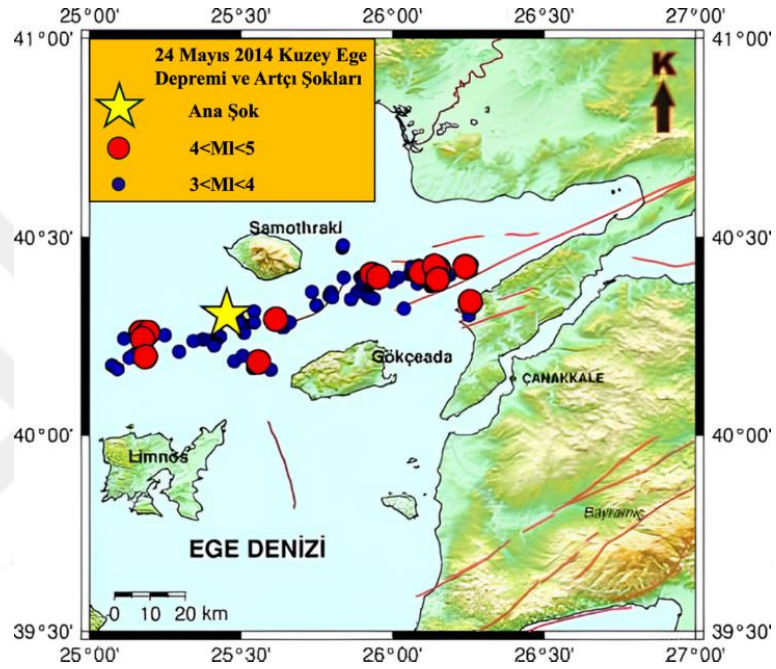


Şekil 3.7. Kuzey Ege Denizi ve çevresinin aletsel dönem (1900 yılı sonrası) deprem etkinliği (Kalařat vd., 2014)'den değiştirilmiştir (Depremler KRDAE kataloglarından elde edilmiştir).

3.5. 24 Mayıs 2014 Kuzey Ege Denizi Depremi

24 Mayıs 2014 tarihinde, T.S. 12:25:00 (UTC 09:25:00) saatinde, 40.30°K enlemi ve 25.45°D boylamında (ITRF96) Gökçeada'nın 30 km kuzeybatısında, meydana gelen deprem, AFAD tarafından $M_l=6.5$ büyüklüğünde ve 23 km derinlikte tanımlanmıştır (AFAD, 2014). USGS ise bu depremi $M_w=6.9$ büyüklüğünde ve 6.4 km derinlikte olarak kaydetmiştir (USGS, 2014). Yaklaşık 42 saniye süren bu sığ deprem, özellikle Çanakkale, Güney Trakya ve Gökçeada'da etkili olmuş; bu bölgelerde çeşitli düzeylerde maddi hasar rapor edilmiştir (AFAD, 2014). Depremin merkez üssüne en yakın yerleşim birimi olan Gökçeada'nın ilçe merkezi ve köylerinde, özellikle yaşlı yapılarda duvar çökmeleri meydana gelmiş ve bazı binalar kullanılamaz hale gelmiştir. Çanakkale, Tekirdağ ve Edirne illeri ile bağlı ilçelerde ise binaların çatı kısımlarında ve cami minarelerinde hafif çaplı hasarlar tespit edilmiştir. Olayda herhangi bir can kaybı bildirilmemiştir.

24 Mayıs 2014 Kuzey Ege Denizi depreminin ardından bölgede yoğun bir artçı sismik aktivite gözlemlenmiştir. Ana şokun ardından geçen ilk bir aylık sürede, büyüklüğü $M_I \geq 3.0$ olan yaklaşık 100 artçı deprem meydana gelmiş olup, bu depremlerin episantr dağılımları Şekil 3.8’de sunulmuştur. Artçıların dağılımı incelendiğinde, depremlerin genel olarak GB-KD doğrultusunda uzandığı görülmekte, bu durum ise ana şok için önerilen fay düzlemi çözümleriyle tutarlılık göstermektedir.

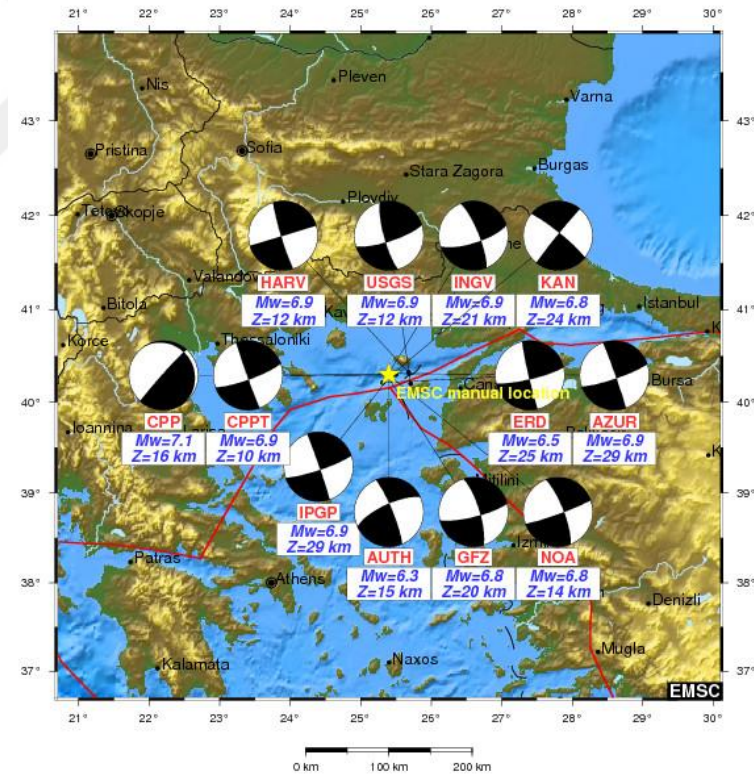


Şekil 3.8. 24 Mayıs 2014 Kuzey Ege Denizi depreminin ana şok ve bunu takip eden bir aylık artçı deprem dağılımı (Budakoğlu ve Utkucu, 2020).

24 Mayıs 2014 Kuzey Ege Denizi depremine ilişkin farklı sismolojik kurumlar tarafından raporlanan lokasyon ve kaynak parametreleri (Tablo 3.1) derlenmiştir. Bu tablodaki verilere dayanarak elde edilen odak mekanizması çözümleri ile deprem episantrının harita üzerindeki konumsal dağılımı (Şekil 3.9) görselleştirilmiştir.

Tablo 3.1. 24 Mayıs 2014 Kuzey Ege Denizi depreminin kaynak parametreleri

	Enlem (°)	Boylam (°)	Derinlik (km)	M ₀ (dyn-cm)	Magnitüd
EMSC	40.21	25.31	25	6.32 x 10 ²⁵	Mw 6.9
HRVD	40.30	25.40	12	2.53 x 10 ²⁶	Mw 6.9
KOERI	40.31	25.46	24	1.54 x 10 ²⁶	Mw 6.8
USGS	40.29	25.39	6.4	2.56 x 10 ²⁶	Mw 6.9
GFZ	40.28	25.38	20	2.10 x 10 ²⁶	Mw 6.8
INGV	40.27	25.36	21	2.40 x 10 ²⁶	Mw 6.9
IPGP	40.31	25.45	29	2.53 x 10 ²⁶	Mw 6.9
NOA	40.29	25.40	27	1.69 x 10 ²⁶	Mw 6.8
CPPT	40.28	25.42	10	2.45 x 10 ²⁶	Mw 6.9
AUTH	40.28	25.40	15	4.15 x 10 ²⁵	Mw 6.3
AZUR	40.31	25.45	29	2.53 x 10 ²⁶	Mw 6.9



Şekil 3.9. 24 Mayıs 2014 Kuzey Ege Denizi depreminin farklı sismolojik kuruluşlar tarafından verilmiş odak mekanizma çözümleri haritası (EMSC, 2014).

4. YÖNTEM

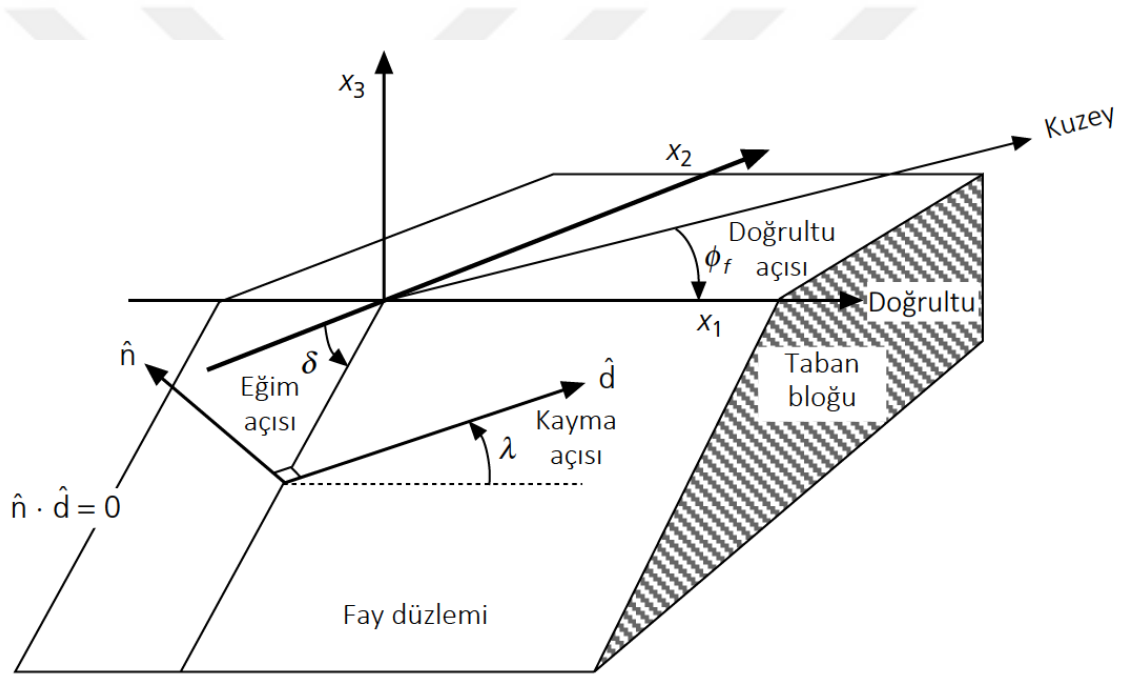
4.1. Deprem Kaynak Parametreleri

Bir fayın geometrisi aşağıda verilen üç ana bileşen ile tanımlanır (Şekil 4.1).

Doğrultu (Strike, ϕ): Fay düzleminin yer yüzeyindeki izdüşümünün kuzey ile saat yönünde yaptığı açıdır ve 0° ile 360° arasında değişir.

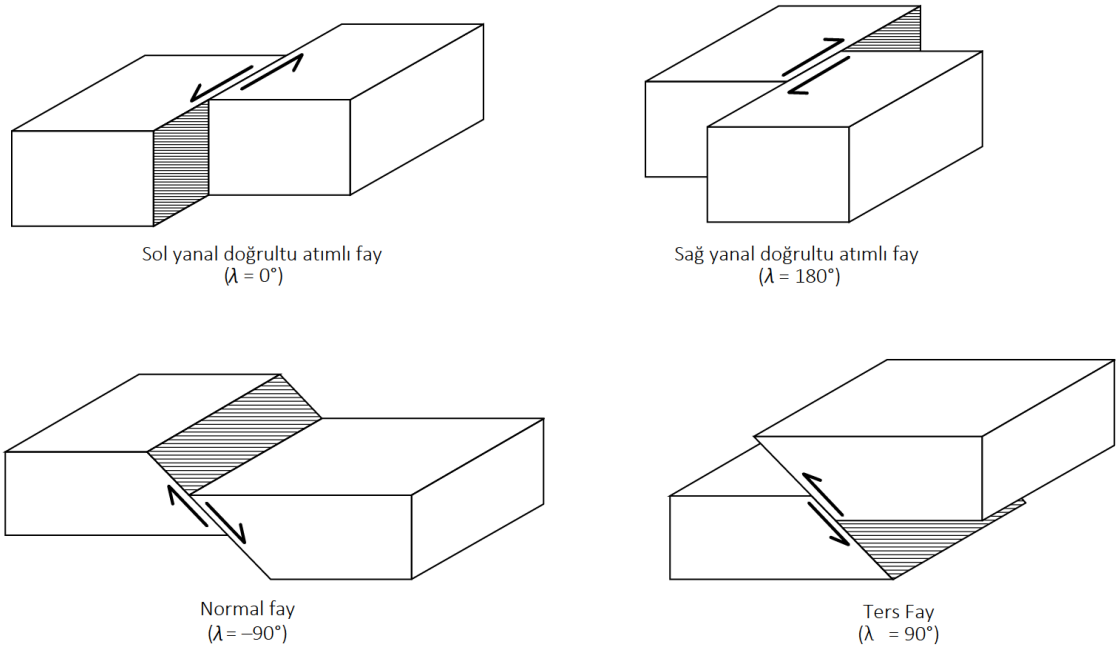
Eğim (Dip, δ): Fay düzleminin yer yüzeyi ile yaptığı açıdır ve 0° ile 90° arasında değişir.

Kayma (Slip-Rake, λ): Fayın doğrultusunun kayma vektörü ile yaptığı açıdır ve -180° ile 180° arasında değişir. Eksi değerler normal faylanma, artı değerler ters faylanma bileşenini gösterir.



Şekil 4.1. Fay geometrisi (Stain ve Wyssession, 2003)'den değiştirilmiştir.

Ana faylanma türleri kayma yönü değerleri ile Şekil 4.2'de verilmiştir.



Şekil 4.2. Ana faylanma türleri (Stain ve Wyssession, 2003)'den değiştirilmiştir.

4.2. (Kikuchi ve Kanamori, 1991) Ters Çözüm Yöntemi

Depremler sonrası sismik istasyonlarda kaydedilen cisim dalgalarının spektrumları ve dalga formları, odak mekanizması ve fay üzerindeki yırtılma davranışı hakkında kapsamlı bilgi sunar. Bu doğrultuda (Kikuchi ve Kanamori, 1982) karmaşık telesismik cisim dalgalarına yönelik sistematik bir ters çözüm yöntemi geliştirmiştir. Daha sonra yapılan çalışmalarla bu yöntem çeşitli açılardan yeniden düzenlenerek iyileştirilmiştir (Kikuchi ve Kanamori, 1982; Kikuchi ve Kanamori, 1986; Kikuchi ve Kanamori, 1991).

Algoritmanın temelinde deprem kaynağı karmaşık bir yapı olarak kabul edilmekte ve bu yapı, aynı fay düzlemi üzerinde yer alan bir dizi nokta kaynak dislokasyonu (alt olay) şeklinde modellenmektedir. Alt olayların aynı fay geometrisine sahip olması varsayımı, her bir olay için ayrı ayrı kaynak parametrelerinin belirlenmesini gerektiren zorlukların önüne geçmeyi hedefler. Ancak mekanizma, zaman ve konum parametrelerinin birlikte değişkenlik gösterdiği durumlarda, çözümde kararsızlık ortaya çıkmakta ve farklı alt olay dizileri benzer sonuçlar üretebildiğinden, en uygun çözümün belirlenmesi güçleşmektedir. Bu nedenle, modele belirli sınırlamalar getirilmiştir. (Kikuchi ve Kanamori, 1982) bir noktadaki dislokasyonun zamanla değişimini, yırtılma cephesinin söz konusu noktaya varış zamanına bağlı olarak tanımlamışlardır.

Büyük ölçekli depremlerin genellikle birden fazla alt olaya sahip olduğu bilinmektedir. (Kikuchi ve Kanamori, 1986) bu doğrultuda yöntemlerini genişleterek farklı mekanizmalara sahip alt olayları modele dahil etmiş ve böylece daha esnek bir ters çözüm yaklaşımı geliştirmiştir. Bu çalışmada, bir nokta kaynağın; sismik moment, başlama zamanı, konum, fay mekanizması ve kaynak zaman fonksiyonu gibi parametrelerle tanımlandığı kabul edilmiştir. Bu parametrelerin bazıları alt olaylar arasında ortak tutulurken, bazıları olaydan olaya değişken bırakılmıştır.

(Kikuchi ve Kanamori, 1991)'de daha önceki modellerde ters çözümün kararlılığını sağlamak adına yapılan sınırlamaları kaldırarak, algoritmalarını daha esnek ve kapsamlı hale getirmiştir. Bu son çalışmada, sadece P dalgası değil, aynı zamanda SH, SV ve PP fazları da hesaba katılarak çok daha gerçekçi bir modelleme yapılabilmektedir. Kaynak, istasyon ve PP yansıma noktalarına ait tepkiler, çok tabakalı ortamlarda Haskell'in yayıcı matris yöntemi kullanılarak hesaplanmıştır (Haskell, 1960; Haskell, 1962; Bouchon, 1976). (Kikuchi ve Kanamori, 1991) çalışmasında sismik kaynak farklı odak mekanizmalarına sahip nokta kaynakların zamansal bir dizisi olarak modellenmiştir. Bu noktalar gözlemsel ve sentetik sismogramlar arasındaki uyumun iyileştirilmesine yönelik iteratif bir süreçle belirlenmiştir. Genel olarak moment tensörü $[M_{ij}]$ 6 bağımsız bileşene sahiptir. $[M_{ij}]$ matrisinin köşegenlerinin toplamının sıfır olması saf sapmalı pure-deviatoric (saf sapmalı) bir moment tensörünü tanımlar. Ek bir kısıtlama olarak $[M_{ij}]$ matrisinin determinantının sıfır olması durumunda moment tensörü çift-çift (double-couple) kaynak modeline indirgenir.

Yöntem kapsamında her bir nokta kaynak, altı bileşenli bir moment tensör ile temsil edilir.

$$\begin{aligned} M_1 &= \begin{bmatrix} 0 & 1 & 0 \\ 1 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 \end{bmatrix} & M_2 &= \begin{bmatrix} 1 & 0 & 0 \\ 0 & -1 & 0 \\ 0 & 0 & 0 \end{bmatrix} & M_3 &= \begin{bmatrix} 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 1 \\ 0 & 1 & 0 \end{bmatrix} \\ M_4 &= \begin{bmatrix} 0 & 0 & 1 \\ 0 & 0 & 0 \\ 1 & 0 & 0 \end{bmatrix} & M_5 &= \begin{bmatrix} -1 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{bmatrix} & M_6 &= \begin{bmatrix} 1 & 0 & 0 \\ 0 & 1 & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{bmatrix} \end{aligned}$$

Burada $[M_{ij}]$ için (x, y, z) koordinatları, sırasıyla kuzey, doğu ve derinlik yönlerine karşılık gelir. Herhangi bir moment tensörü, M_n bileşenlerinin doğrusal kombinasyonları ile ifade edilebilir. Bu sistemin avantajı, aşağıdaki özel çözümleri sunmasıdır.

- (1) $M_1, \dots, M_6$ = Genel moment tensörü
- (2) $M_1, \dots, M_5$ = Saf deviatoric moment tensörü
- (3) $M_1, \dots, M_5$ ($\det [M_{ij}] = 0$) = genel çift kuvvet kaynağı

(4) $M_1, \dots, M_4 = (\det [M_{ij}] = 0) =$ düşey düğüm düzlemine sahip çift kuvvet

(5) $M_1, \dots, M_2 =$ Saf doğrultu atımlı kaynak

$w_{jn}(t;p)$, j istasyonunda n . tensörden (M_n) nedeniyle oluşan kuramsal sismogramı (Green fonksiyonu) göstermektedir. Burada p , kaynağın konumu, başlangıç zamanı ve diğer özelliklerini ifade eder. M_n için a_n katsayısı aşağıdaki denklemlerle bulunabilir.

$$\begin{aligned} \Delta &= \sum_{j=1}^{N_s} \int \left[x_j(t) - \sum_{n=1}^{N_b} a_n w_{jn}(t;p) \right]^2 dt \\ &= R_x - 2 \sum_{n=1}^{N_b} a_n G_n + \sum_{m=1}^{N_b} \sum_{n=1}^{N_b} R_{nm} a_n a_m \\ &= \text{minimum} \end{aligned} \quad (4.1)$$

burada, N_b kullanılan moment tensör sayısı, N_s ise istasyon sayısıdır. Ayrıca

$$\begin{aligned} R_x &= \sum_j \int [x_j(t)]^2 dt \\ R_{nm}(p) &= \sum_j \int [w_{jn}(t;p) w_{jm}(t;p)] dt \\ G_n(p) &= \sum_j \int [w_{jn}(t;p) x_j(t)] dt \end{aligned} \quad (4.2)$$

$n = 1, \dots, N_b$ için $\frac{\partial \Delta}{\partial a_n} = 0$ ayarlaması yapılırsa, aşağıdaki normal denklem elde edilir.

$$\sum_{m=1}^{N_b} R_{nm} a_m = G_n, n = 1, \dots, N_b \quad (4.3)$$

$[R_{nm}]$ matrisinin tersinin $[R_{nm}^I]$ olduğu kabul edilirse,

$$\sum R_{nl} R_{lm}^I = \delta_{nm}, n, m = 1, \dots, N_b$$

Burada δ_{nm} Kronecker delta fonksiyonudur. Böylece çözüm şu şekilde ifade edilir:

$$a_n = a_n^0 = \sum R_{nm}^I G_m \quad (4.4)$$

Rezidüel hata miktarı ise şöyle verilir:

$$\Delta = R_x - \sum G_n a_n^0 \quad (4.5)$$

Bu aşamada Δ ve dolayısıyla a_n^0 , p parametresinin bir fonksiyonudur. Optimum p değeri, Δ 'nin minimum olması veya

$$\Psi_M(p) = \frac{\sum_n G_n a_n^0}{R_x} = \frac{\sum_n \sum_m R_{nm}^I G_m G_n}{R_x} \quad (4.6)$$

=maksimum

olması ile belirlenir. Burada Ψ_M , gözlemsel ve kuramsal sismogramlar arasındaki korelasyonu ifade eder.

Optimum p değeri bulunduktan sonra $\{a_n^0\}$ değerleri bağlantısı

$$\Phi(\tau, p, p') = \sum \int w_j(t, p) w_j(t + \tau, p') dt \quad (4.7)$$

ile hesaplanır. $\{a_n\}$ katsayılarından elde edilen moment tensör matrisi aşağıdaki gibidir.

$$[M_{ij}] = \begin{bmatrix} a_2 - a_5 + a_6 & a_1 & a_4 \\ a_1 & -a_2 + a_6 & a_3 \\ a_4 & a_3 & a_5 + a_6 \end{bmatrix}$$

Köşegen toplamı ve determinantı sıfır olan moment tensör, çift kuvvet kaynağına karşılık gelir. Bir tam (pure) deviatorik moment tensör üzerinde, $[M_{ij}] = a_1 M_1 + \dots + a_5 M_5$, aşağıdaki kısıtlama uygulanarak en iyi çift kuvvet kaynağı elde edilir.

$$D = \det[M_{ij}] = 0 \quad (4.8)$$

Lagrange çarpanı λ kullanılarak object fonksiyonu şu şekilde minimize edilir.

$$\Delta' = \Delta + 2\lambda D \quad (4.9)$$

Bu durumda,

$$\frac{\partial \Delta'}{\partial a_n} = \frac{\partial \Delta'}{\partial \lambda} = 0$$

denklemlerinden aşağıdaki ifadeler elde edilir.

$$a_n = a_n^0 - \lambda \sum_m R_{nm}^I \frac{\partial D}{\partial a_m} \quad (4.10a)$$

ve,

$$D = 0 \quad (4.10b)$$

Burada, $\{a_n^0\}$ (2.7) denklemi ile tanımlanan moment tensör çözümü sunulmaktadır. (2.10a) ve (2.10b) denklemleri sayısal yöntemlerle çözülebilir.

Rezidüel hata miktarı (Δ), aşağıdaki gibi hesaplanır.

$$\Delta = R_x - 2 \sum_n a_n G_n + \sum_n \sum_n R_{nm} a_n a_m$$

$$= R_x \sum \sum R_{nm} [a_n^0 a_m^0 - \Delta a_n \Delta a_m] \quad (4.11)$$

burada, $\Delta a_n = a_n - a_n^0$ 'dır. Böylece gözlemsel ve yapay sismogramlar arasındaki korelasyon aşağıdaki formülle verilir.

$$\Psi_D(p) = \frac{\sum_n \sum_m R_{nm} [a_n^0 a_m^0 - \Delta a_n \Delta a_m]}{R_x} \quad (4.12)$$

Ψ_D ile Ψ_M karşılaştırıldığında, ek sınır koşulları ile aşağıdaki ilişki elde edilir.

$$\Psi_D - \Psi_M = \frac{\sum_n \sum_m R_{nm} \Delta a_n \Delta a_m}{R_x} < 0 \quad (4.13)$$

Kikuchi ve Kanamori (1982 ve 1986) tarafından geliştirilen yöntemde alt olaylar, gözlemsel sismogramlarla teorik sismogramlar arasındaki farkın karesini minimize eden iteratif bir algoritma kullanılarak, tüm p değerleri için başarıyla belirlenebilmektedir. Bu çalışmalarda alt olayların kaynak mekanizmaları sabit (fiks) kabul edilmiştir. Ancak (Kikuchi ve Kanamori, 1991)'in çalışması, önceki yaklaşımlardan önemli bir noktada ayrılmaktadır. Bu kez alt olayların mekanizmaları sabitlenmemiş, moment tensör yaklaşımı ile bir ters çözüm ile her bir alt olayın mekanizması ayrı ayrı hesaplanmıştır. Alt olayların mekanizmalarının iterasyon süresince değişmesine izin verilmesi yönteme iki temel zorluk getirmiştir. İlk olarak, mekanizmada meydana gelen bu değişkenlik alt olayın kaynak zamanı ile mekanizması arasında bir etkileşim yaratmaktadır. Özellikle band sınırlı sismometreler için bir alt olayın teorik dalga şekli genellikle 10–20 saniye aralığında baskın periyoda sahip bir sinüzoidal dalga formu ile temsil edilebilir. Bu sinüzoidal sinyal faz kayması yaşayan veya ters polariteli bir başka alt olayla karışarak benzer bir gözlemsel kayıt yaratabilir. Ancak geniş bantlı sismometreler kullanıldığında bu etkileşim minimuma indirgenir ve çözüm üzerindeki belirsizlik azalır. İkinci önemli problem ise, toplam kaynak çözümünün alt olayların sıralamasına duyarlı olmasıdır. Bu durum yörünge etkisi olarak adlandırılmaktadır. İterasyon sırasındaki herhangi bir değişiklik farklı alt olay dizilimlerine yol açabilir ve yalnızca dalga şekli uyumu dikkate alınarak hangi sıralamanın doğru olduğuna karar vermek oldukça güçtür. Bu soruna çözüm olarak, (Kikuchi ve Kanamori, 1991)'de iterasyon sonrasında uygulanan ilave bir prosedür geliştirilmiştir.

N_e iterasyon yapıp bir çözüm elde edildikten sonra;

- (1) 1. alt olay, (a_{n1}, p_1) , çözümden geri alınıp yapay sismogramlar yeniden hesaplanır.

$$x'_j(t) = x_j(t) + \sum_n a_{n1} \omega_{jn}(t; p_1) \quad (4.14)$$

(2) Alt olay 1, $(\hat{a}_{11}, \hat{p}_1)$ Δ minimize edilerek tekrar belirlenir.

$$\Delta = \sum_{j=1}^{N_s} \int \left[x'_j(t) - \sum_n a_{n1} \omega_{jn}(t; p_1) \right]^2 dt \quad (4.15)$$

(1) ve (2), 2'den N_e kadar alt olaya uygulanır. Bu işlemler tüm alt olaylar için tekrar edilir. Böylece alt olay parametreleri yeniden belirlenir.



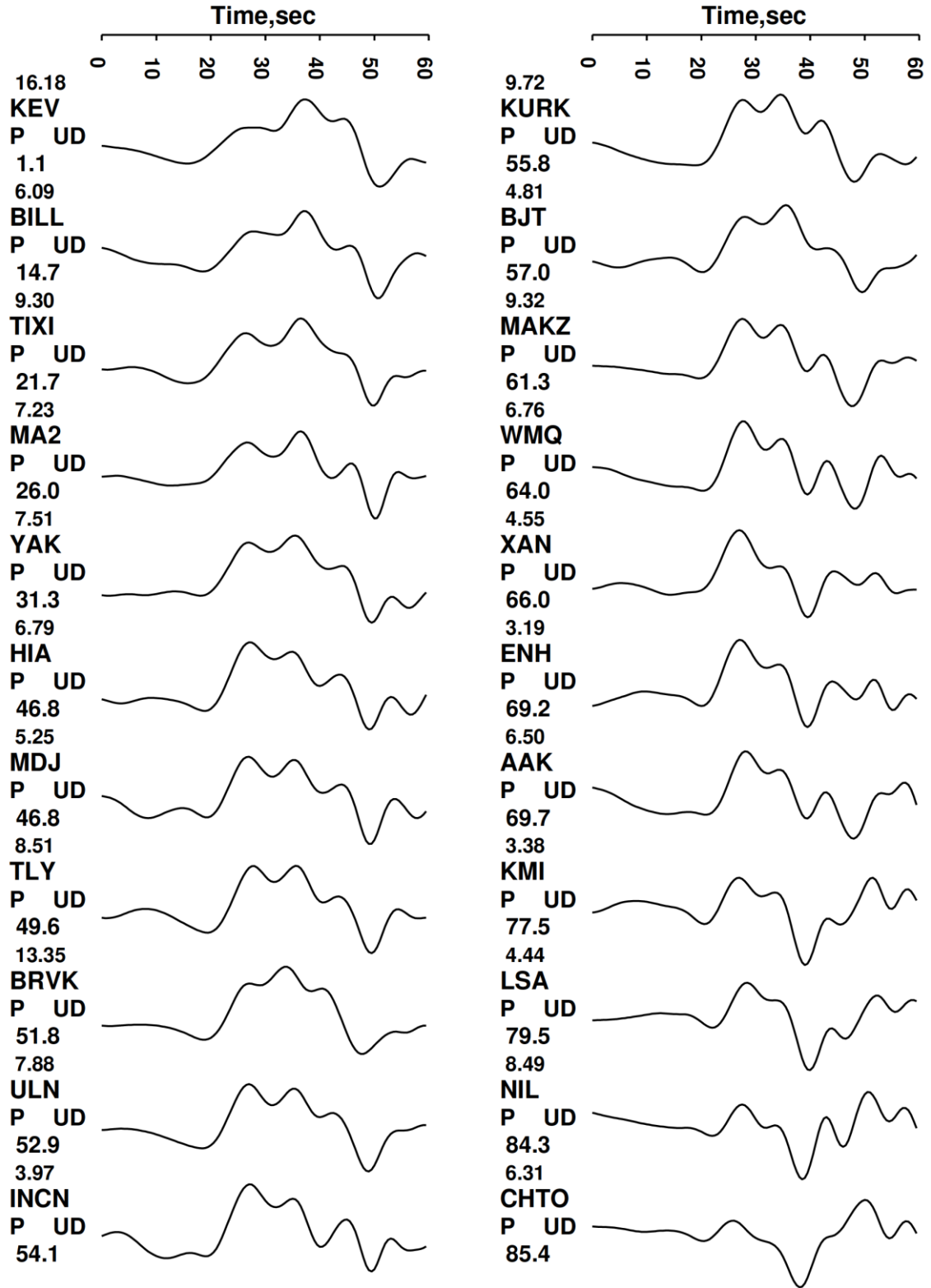
5. BULGULAR

5.1. Veri Seti ve Parametrelerin Belirlenmesi

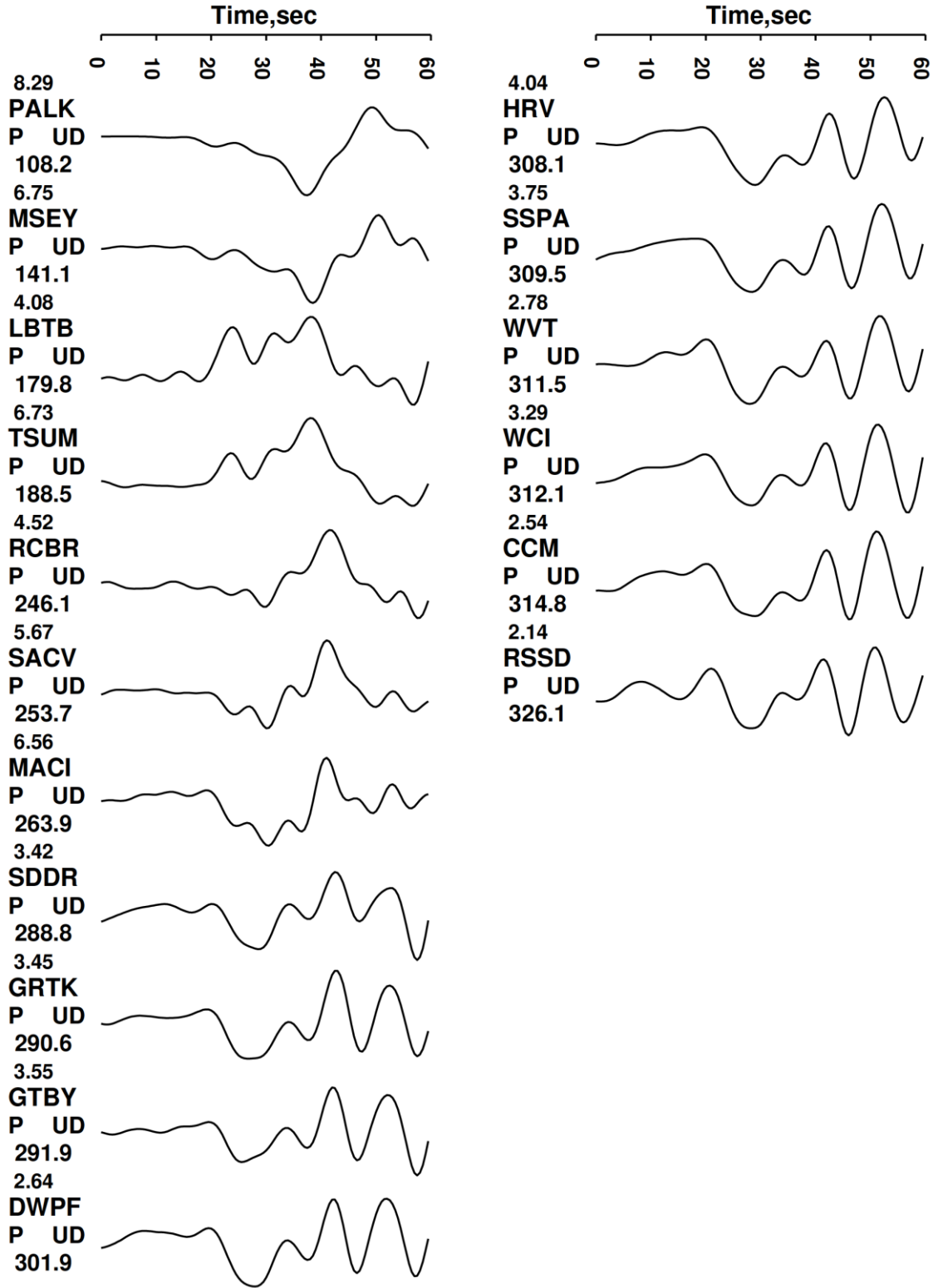
Çalışmada 24 Mayıs 2014 Kuzey Ege Denizi depremine ait ters çözüm işlemlerinde geniş bant (broadband) uzak alan telesismik veriler kullanılmıştır. Bu veriler, IRIS (Incorporated Research Institutions for Seismology) kurumunun (www.ds.iris.edu) adresinde yer alan veri arşivinden elde edilmiştir. Veri seçimi sırasında, istasyonların dışmerkez uzaklıklarının $30^\circ \leq \Delta \leq 90^\circ$ arasında olmasına özellikle dikkat edilmiştir. Bu aralık, çekirdek ve üst mantodan yansıyan dalgaların oluşturabileceği saçılmaları en aza indirerek dalga formlarının bozulmasını engellemek amacıyla tercih edilmiştir. Depremin sismik dalgalarının analizinde, özellikle telesismik istasyonlardaki kayıt kalitesi ve analiz amacına göre yalnızca P dalgalarının kullanılması tercih edilmiştir. SH dalgaları, analiz yönteminin sınırlamaları nedeniyle çalışmaya dahil edilmemiştir.

Tüm istasyon verileri, 0.5 saniyelik örnekleme aralığıyla örneklenmiş olup, verilerin ilk 60 saniyelik bölümü, P dalgalarının görsel olarak incelenebilmesi amacıyla Fortran programlama dili kullanılarak geliştirilmiş bir çizim yazılımı aracılığıyla görüntülenmiştir. Yapılan incelemelerde bazı istasyonlara ait kayıtların yüksek gürültü/sinyal oranına sahip olduğu belirlenmiş ve bu nedenle söz konusu veriler analiz dışı bırakılmıştır. Geriye kalan kayıtlar üzerinde ise, mevcut gürültü düzeyi dikkate alınarak 0.01–0.15 Hz aralığında bant geçişli bir filtre uygulanmıştır. Bu işlemler sonucunda, ters çözümünde kullanılmak üzere 39 adet P dalga şekli seçilmiştir. P dalgalarının istasyona varış zamanları (Jeffreys ve Bullen, 1958) zaman-uzaklık grafikleri esas alınarak yer içerisindeki hız düzensizliklerinden oluşan zaman farkları düzeltilmiştir. Elde edilen verilerden alet tepkisi çıkarılarak yer değiştirme sismogramlarına dönüştürme işlemi yapılmıştır. Seçilen dalga formları Şekil 5.1’de sunulmaktadır. Kullanılan istasyonlara ve bu istasyonlara ait parametrelere ilişkin bilgiler ise Tablo 5.1’de verilmiştir.

Ters çözümlemede kullanılacak verilere de yapılan analizler, esas dalga enerjisinin büyük ölçüde ilk 40-45 saniyelik zaman aralığında yoğunlaştığını ortaya koymuştur. Bu gözleme dayanarak, Şekil 3.1’de sunulan dalga formlarının yalnızca ilk 50 saniyelik kısmının ters çözüm işlemlerinde kullanılması uygun görülmüştür. Seçilen pencere uzunluğu, Kuzey Ege Denizi Depremi’nin moment büyüklüğünün ($M_w = 6.9$) dikkate alınmasıyla değerlendirildiğinde, çözüm için yeterli kabul edilmektedir.



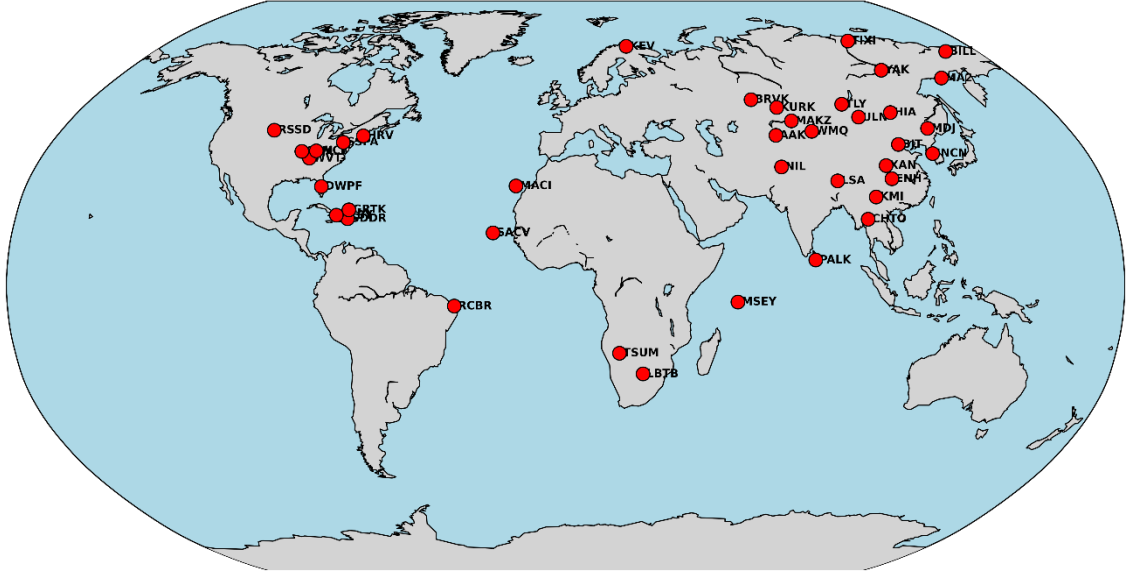
Şekil 5.1. 24 Mayıs Kuzey Ege Denizi depreminin ters çözümü için seçilen telesismik hız kayıtları. IRIS veri merkezinden sağlanan geniş bant kayıtların örnekleme aralığı 20 Hz'den 2 Hz'e düşürülerek analiz için uygun hale getirilmiştir. Hız kayıtları P dalgası varış zamanının 20 sn öncesine kadar çizdirilmiştir.



Şekil 5.1. (Devamı) 24 Mayıs Kuzey Ege Denizi depreminin ters çözümü için seçilen telesismik hız kayıtları. IRIS veri merkezinden sağlanan geniş bant kayıtların örnekleme aralığı 20 Hz'den 2 Hz'e düşürülerek analiz için uygun hale getirilmiştir. Hız kayıtları P dalgası varış zamanının 20 sn öncesine kadar çizdirilmiştir.

Tablo 5.1. *Kuzey Ege Denizi depremi için ters çözümde kullanılan telesismik istasyonlar*

İstasyon Kodu	Network Kodu	Enlem	Boylam	Uzaklık (°)	Azimut (°)	Yükseklik (m)	İstasyon Adı
KEV	IU	69.76	27.00	29.49	1.15	100	Kevo, Finland
BILL	IU	68.07	166.45	67.79	14.68	320	Bilibino, Russia
TIXI	IU	71.63	128.87	56.12	21.66	40	Tiksi, Russia
MA2	IU	59.58	150.77	70.51	25.97	337	Magadan, Russia
YAK	IU	62.03	129.68	61.15	31.25	110	Yakutsk, Russia
HIA	IC	49.27	119.74	63.13	46.83	625	Hailar, Neimenggu Autonomous Region China
MDJ	IC	44.62	129.59	71.30	46.76	290	Mudanjiang, Heilongjiang Province, China
TLY	II	51.68	103.64	52.89	49.58	579	Talaya, Russia
BRVK	II	53.06	70.28	32.71	51.74	330	Borovoye, Kazakhstan
ULN	IU	47.87	107.05	56.40	52.85	1610	Ulaanbaatar, Mongolia
INCN	IU	37.48	126.62	74.03	54.06	55	Inchon, Republic of Korea
KURK	II	50.72	78.62	37.87	55.74	184	Kurchatov, Kazakhstan
BJT	IC	40.02	116.17	65.95	56.99	220	Baijiatuan, Beijing, China
MAKZ	IU	46.81	81.98	40.65	61.31	600	Makanchi, Kazakhstan
WMQ	IC	43.81	87.70	45.32	64.01	850	Urumqi, Xinjiang Province, China
XAN	IC	34.03	108.92	64.36	65.99	664	Xi'an, China
ENH	IC	30.28	109.49	66.84	69.13	463	Enshi, Hubei Province, China
AAK	II	42.64	74.49	36.37	69.72	1633	Ala Archa, Kyrgyzstan
KMI	IC	25.15	102.75	64.81	77.47	1975	Kunming, Yunnan Province, China
LSA	IC	29.70	91.13	53.67	79.45	3660	Tibet, China
NIL	II	33.65	73.27	38.37	84.27	629	Nilore, Pakistan
CHTO	IU	18.81	98.94	65.63	85.40	420	Chiang, Mai, Thailand
PALK	II	7.27	80.70	59.18	108.20	460	Pallekele, Sri Lanka
MSEY	II	-4.67	55.48	52.76	141.10	475	Mahe, Seychelles
LBTB	GT	-25.02	25.60	65.29	179.77	1148	Lobatse, Botswana
TSUM	IU	-19.20	17.58	59.92	-171.50	1260	Tsumeb, Namibia
RCBR	IU	-5.83	-35.90	72.59	-113.90	400	Riachuelo, Brazil
SACV	II	14.97	-23.61	49.40	-106.28	387	Santiago Island, Cape Verde
MACI	IU	28.25	-16.51	36.26	96.11	1674	Morro de la Arena, Canary Islands
SDDR	CU	18.98	-71.29	82.72	-71.24	589	Presa de Sabenta, Dominican Republic
GRTK	CU	21.51	-71.13	80.99	-69.38	13	Grand Turk, Turks and Caicos Islands
GTBY	CU	19.93	-75.11	84.84	-68.16	79	Guantanamo Bay, Cuba
DWPF	IU	28.11	-81.43	83.68	-58.16	30	Wilderness Preserve, Florida, USA
HRV	IU	42.51	-71.56	68.35	-51.94	200	Oak Ridge, Massachusetts, USA
SSPA	IU	40.64	-77.89	73.25	50.48	270	Standing Stone, Pennsylvania
WVT	IU	36.13	-87.83	82.04	-48.55	170	Waverly, Tennessee, USA
WCI	IU	38.23	-86.29	79.70	-47.90	210	Wyandotte Cave, Indiana, USA
CCM	IU	38.06	-91.24	82.57	-45.23	222	Cathedral Cave, Missouri, USA
RSSD	IU	44.12	-104.04	84.12	-33.89	2090	Black Hills, South Dakota, USA



Şekil 5.2. Telesismik istasyonların azimutal dağılım haritası

5.2. 24 Mayıs 2014 Kuzey Ege Denizi Depremi Nokta Kaynak Analizi

Kaynak bölgesindeki yer yapısının, sismik dalga yayılımı üzerinde belirleyici bir etkiye sahip olması nedeniyle, bu bölgedeki yapısal özelliklerin modele mümkün olduğunca gerçekçi bir biçimde yansıtılması gerekmektedir. Bu gerekçeyle, söz konusu ters çözüm çalışmasında, Kuzey Ege bölgesi için (Görgün ve Görgün, 2015) tarafından önerilen kabuk yapı hız modeli tercih edilmiştir.

$$V_s = \frac{1}{\sqrt{3}} V_p$$

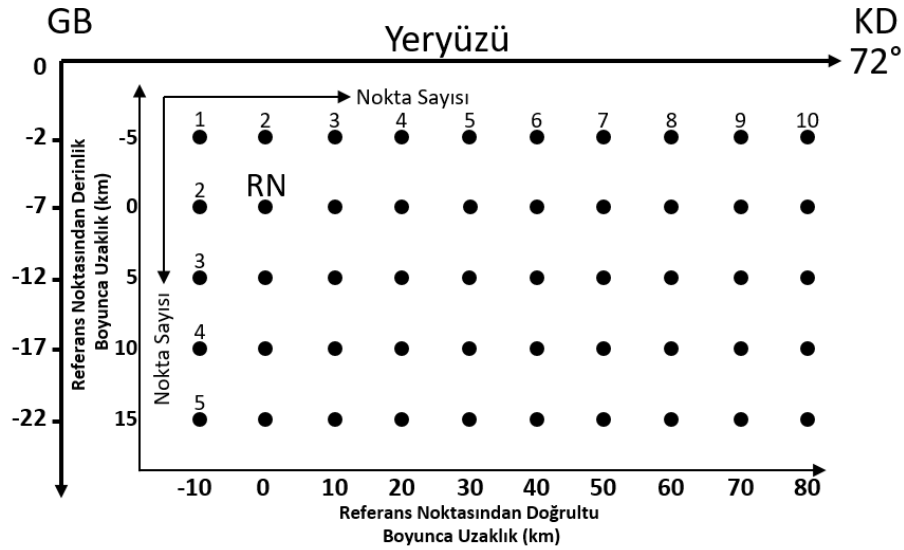
V_p : P dalga hızı, V_s : S dalga hızı
genel ifadesinden yararlanılarak hesaplanmıştır (Lay ve Wallace, 1995).

Tablo 5.2. Green fonksiyonlarının hesaplanması için kullanılan kabuksal hız yapısı (Görgün ve Görgün, 2015)

Kalınlık (km)	V_p (km/sn)	V_s (km/sn)	ρ (g/cm ³)
0.0-3.0	4.90	2.83	2.66
3.0-5.0	5.84	3.38	2.75
5.0-15.0	6.00	3.47	2.80
15.0-21.0	6.25	3.61	2.90
21.0-29.0	6.43	3.72	3.00
-	7.80	4.51	3.30

Modelleme sürecinde gerekli olan Green fonksiyonlarının hesaplanmasında, 0.5 sn örnekleme aralığı ile 64 örnekleme noktası kullanılmıştır. Başlangıç fay düzlemi eğimi 90° olarak tanımlanmıştır. Kaynak derinliğinin optimum şekilde belirlenebilmesi amacıyla düşey doğrultuda bir referans derinliği seçilmiş ve bu derinlik esas alınarak nokta kaynak gridleme işlemi gerçekleştirilmiştir. Bu kapsamda, derinlik boyunca 5 adet nokta kaynaktan oluşan bir nokta kaynak grid düzlemi oluşturulmuştur (Şekil 5.3). Referans derinliği 7 km, derinlik aralığı ise 5 km olarak belirlenmiştir. Bu derinlik parametreleri, ters çözüm denemeleri için yapılan modellemenin temelini oluşturmaktadır.

Doğrultu boyunca yapılan gridleme işleminde, 10 km aralıklarla yerleştirilen toplam 10 nokta kaynaktan oluşan bir nokta kaynak düzlemi kullanılmıştır. Bu nokta kaynak grid doğrultusunda 2 numaralı nokta kaynak referans noktası olarak belirlenmiştir. Nokta kaynaklar gridinin doğrultusu 72° olarak seçilmiştir. Fay doğrultusunun belirlenmesinde, daha önce gerçekleştirilen çalışmaların bulguları ile artçı sarsıntıların dağılımı dikkate alınmıştır. Derinlik ve doğrultu boyunca oluşturulan nokta kaynak grid düzlemi Şekil 5.3'te sunulmuştur. Sentetik (yapay) sismogramların hesaplanmasında ise yükselim ve düşümlü süreleri toplamda 6 sn olan (her biri 3 saniye) trapezoid (yamuk) biçimli bir kaynak zaman fonksiyonu kullanılmıştır (Kikuchi ve Kanamori, 1991), (Kikuchi, Honkura ve Pınar, 1995). Kırılma hızı 3 km/s olarak kabul edilmiştir.



Şekil 5.3. Ters çözüm için kullanılan nokta kaynak grid düzlemi modeli. Tüm modellerde doğrultu boyunca 10, derinlik boyunca 5 nokta kaynak olan grid düzlemi kullanılmıştır. RN: Referans Noktası.

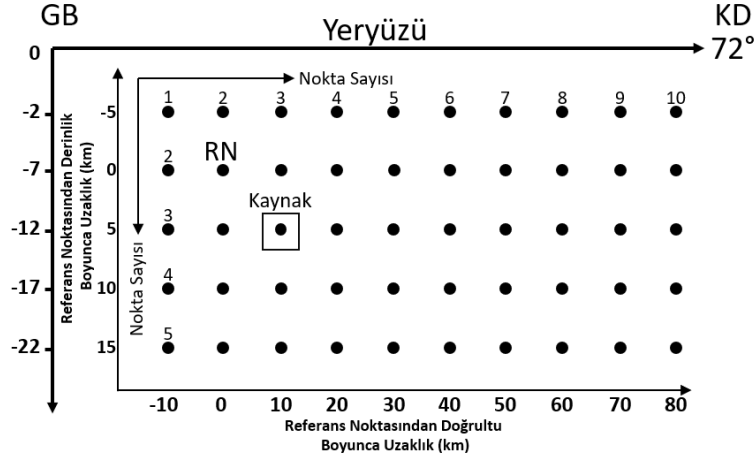
5.3. Nokta Kaynak Analizi Sonuçları

24 Mayıs 2014 Kuzey Ege Denizi Depremi'nin kaynak mekanizmasının belirlenmesinde, telesismik P dalga formlarında gözlemlenen belirgin genlik değişimleri ve zaman içerisindeki faz geçişleri, kırılma sürecinin tek bir kaynakla açıklanamayacak kadar karmaşık olduğunu göstermektedir. Kaynak zaman fonksiyonu, bu olayın birkaç ayrı alt olaydan oluştuğunu göstermektedir. Bu nedenle nokta kaynak dalga şekli modellenmesi, başlangıçta tek kaynak (tek alt olay) bir kırılma modeliyle başlanmış ancak devamında depremin karmaşık yapısı itibarıyla iki ve üç kaynak içeren bir kırılma modeli üzerine çalışılmıştır. Ayrıca kırılmanın derinliği, doğrultusu ve faylanma düzleminin eğim yönü gibi parametrelerin belirlenmesine yönelik çeşitli model denemeleri gerçekleştirilmiştir. Bu denemelere ait RMS (Root Mean Square) hata değerleri, elde edilen modellerin mevcut jeolojik ve sismotektonik verilerle uyumu ile birlikte gözlemsel ve sentetik dalga formları arasındaki uyum dikkate alınarak analiz edilmiştir. Bu kapsamda, yapılan farklı denemeler arasından depremi en iyi temsil eden kaynak modeli ve parametreleri tartışılarak değerlendirilmiştir.

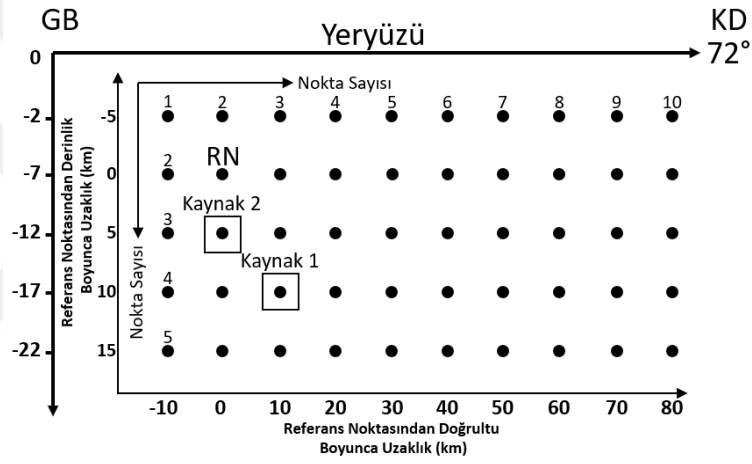
Tablo 5.3. Ters çözüm işlemi sonrası elde edilen model parametreleri

Model	Kırılma Zamanı (sn)	Uzaklık (km)	Derinlik (km)	Grid Doğrultusu (°)	Doğrultu (Strike) (°)	Eğim (Dip) (°)	Kayma (Rake) (°)	M ₀ (x10 ¹⁸ Nm)	RMS Değeri
Tek Kaynak Modeli									
Model A	5-20	10	5	72	77	85	-177	13.41	0.56
İki Kaynak Modeli									
Model B	7-21	10	10	72	73	89	-177	11.22	0.42
	1.5-8.5	0	5	72	80	85	-176	3.25	
	Toplam				79	86	-176	14.47	
Üç Kaynak Modeli									
Model C	9-18	10	5	72	78	81	-175	8.19	0.34
	3.5-9.5	0	5	72	94	67	179	2.82	
	14.5-24.5	40	10	72	256	89	-17	6.68	
	Toplam				80	82	-177	17.69	

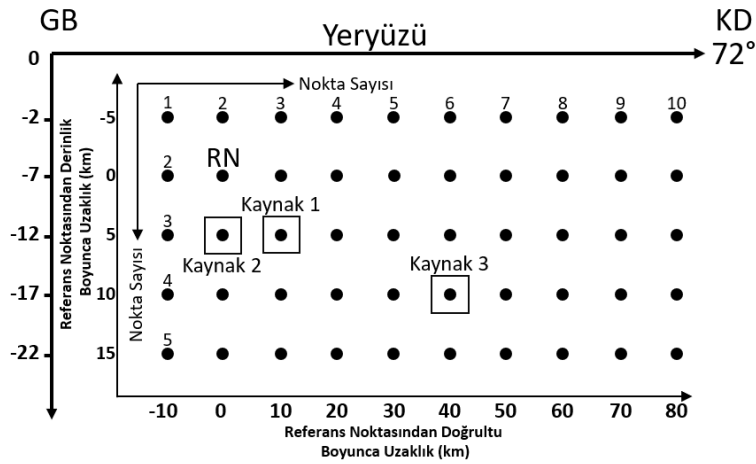
Model A



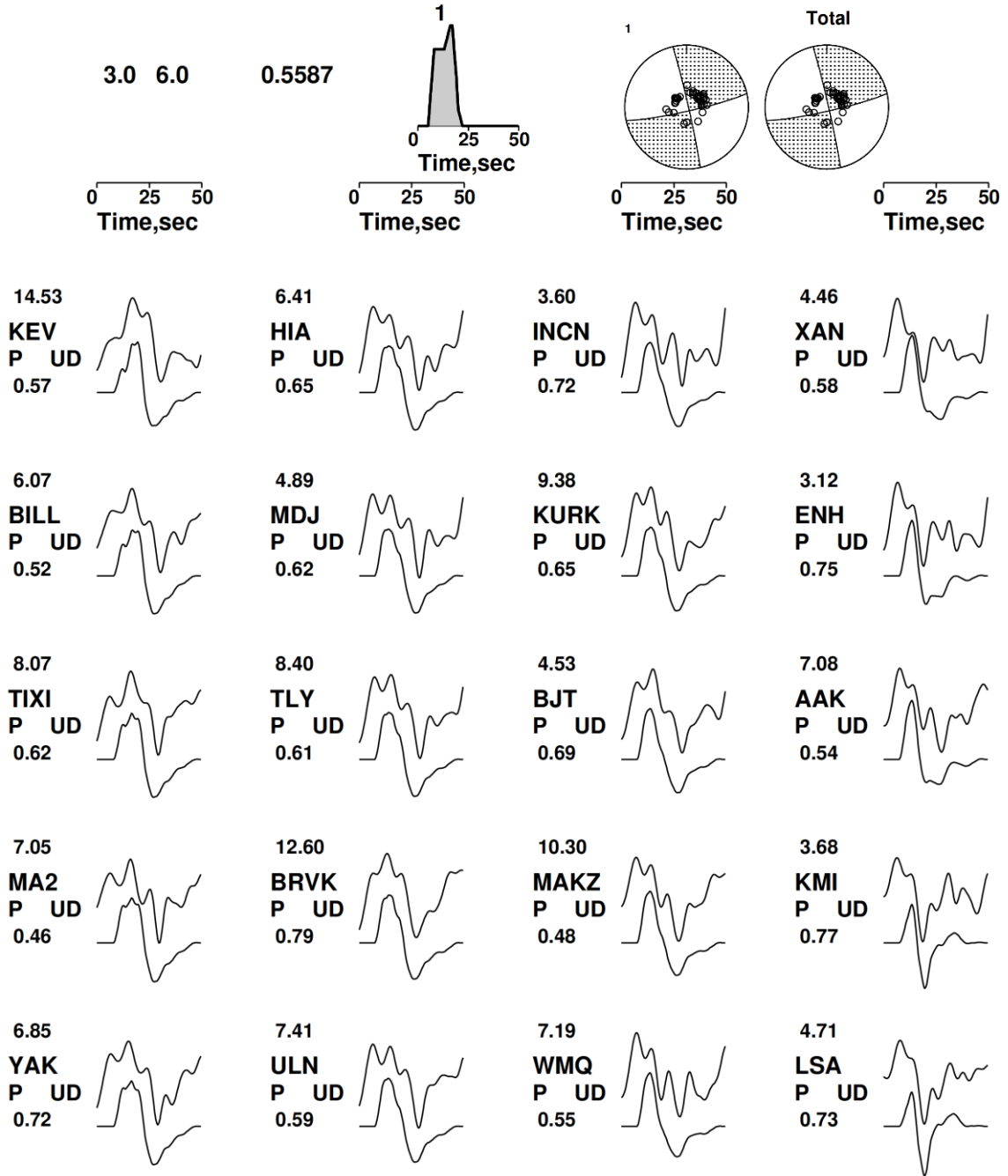
Model B



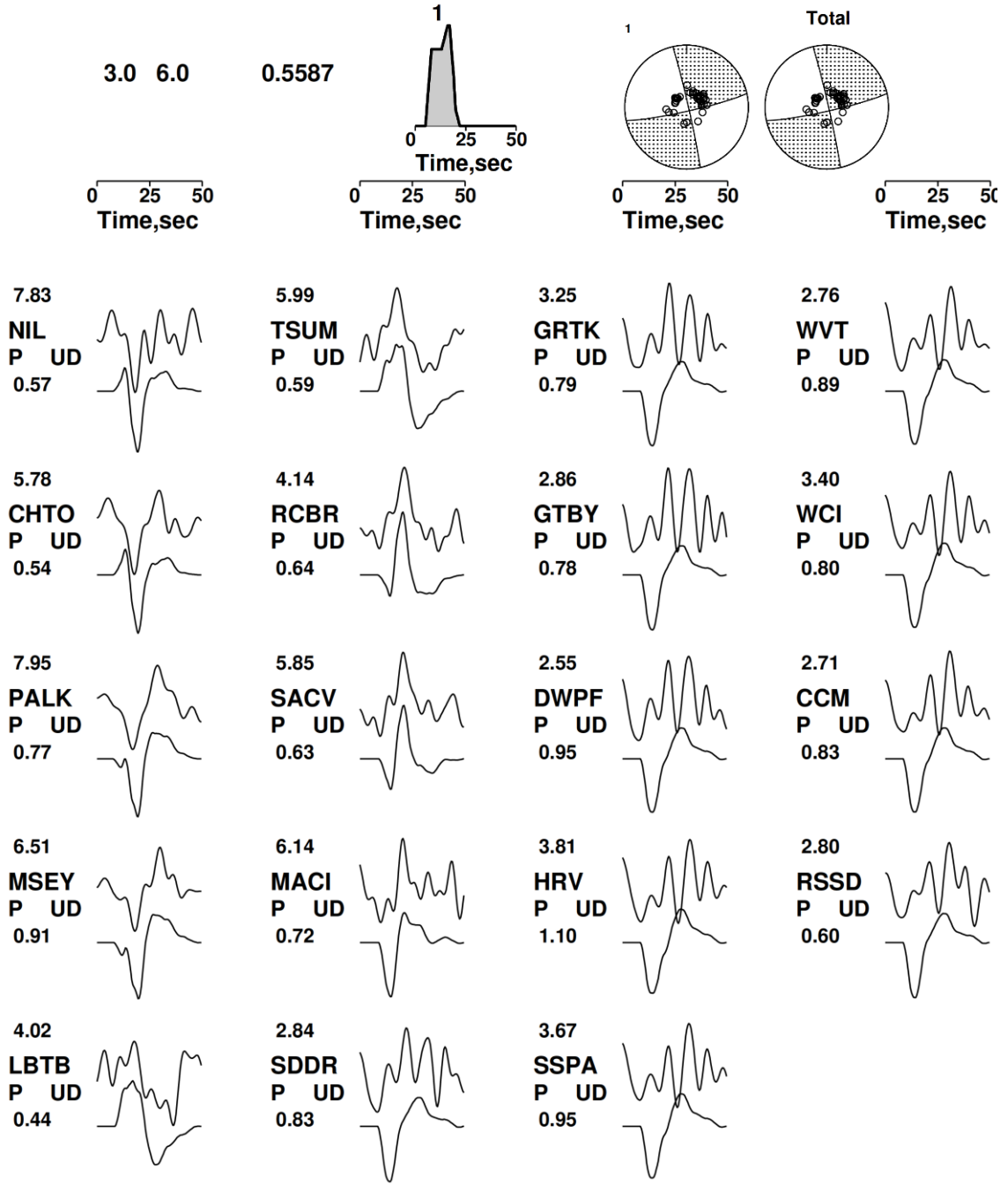
Model C



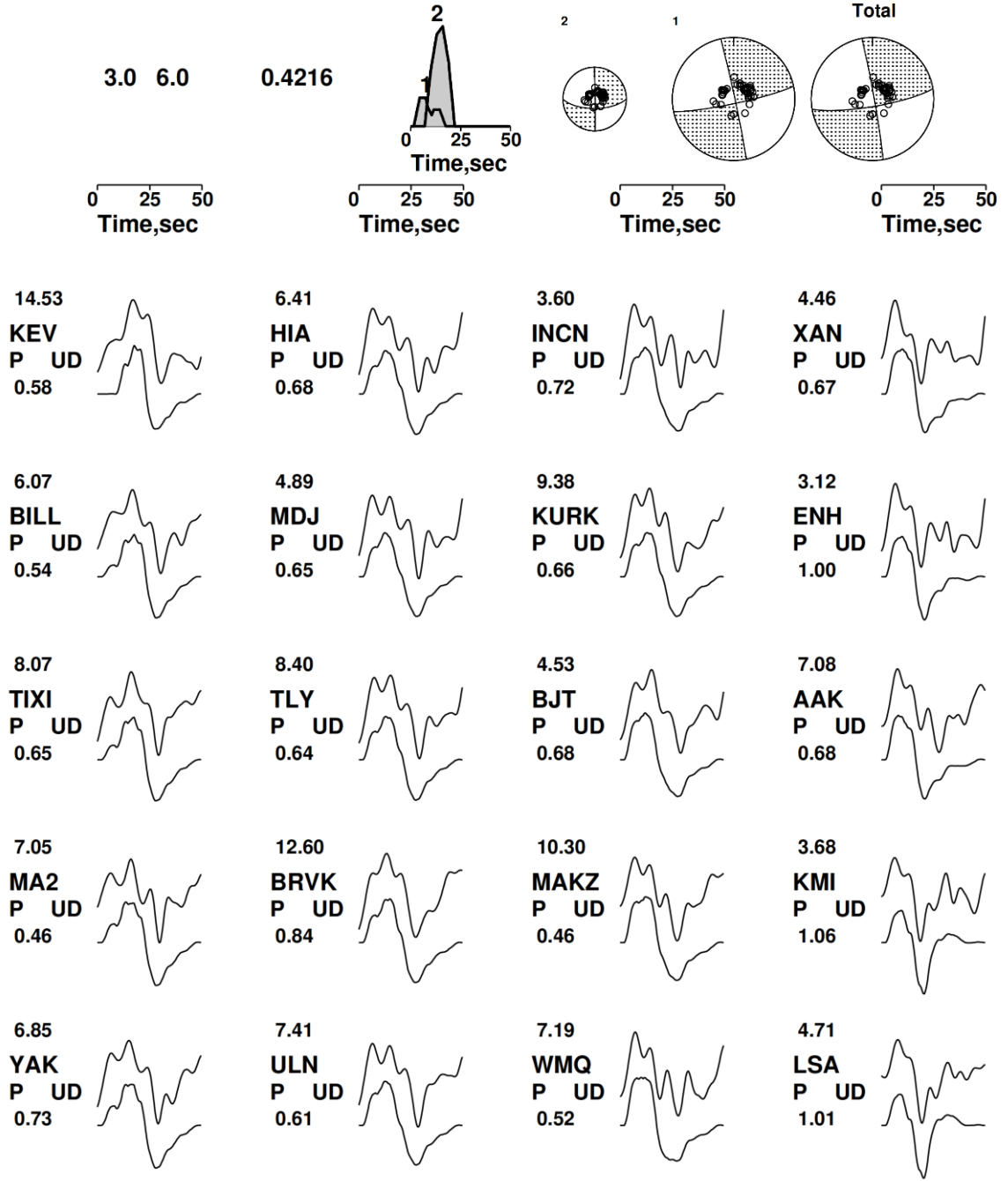
Şekil 5.4. Ters çözüm yönteminde kullanılan (a) tek kaynaklı ve (b) iki kaynaklı ve (c) üç kaynaklı grid düzlemi modelleri. Modellerde doğrultu boyunca 10 adet ve derinlik boyunca 5 adet nokta kaynaktan oluşan bir grid düzlemi kullanılmıştır. Şekillerde kare içerisine alınmış olan nokta kaynak, ters çözüm sonucunda depremin en iyi temsil edildiği konumu göstermektedir. RN: Referans Noktası.



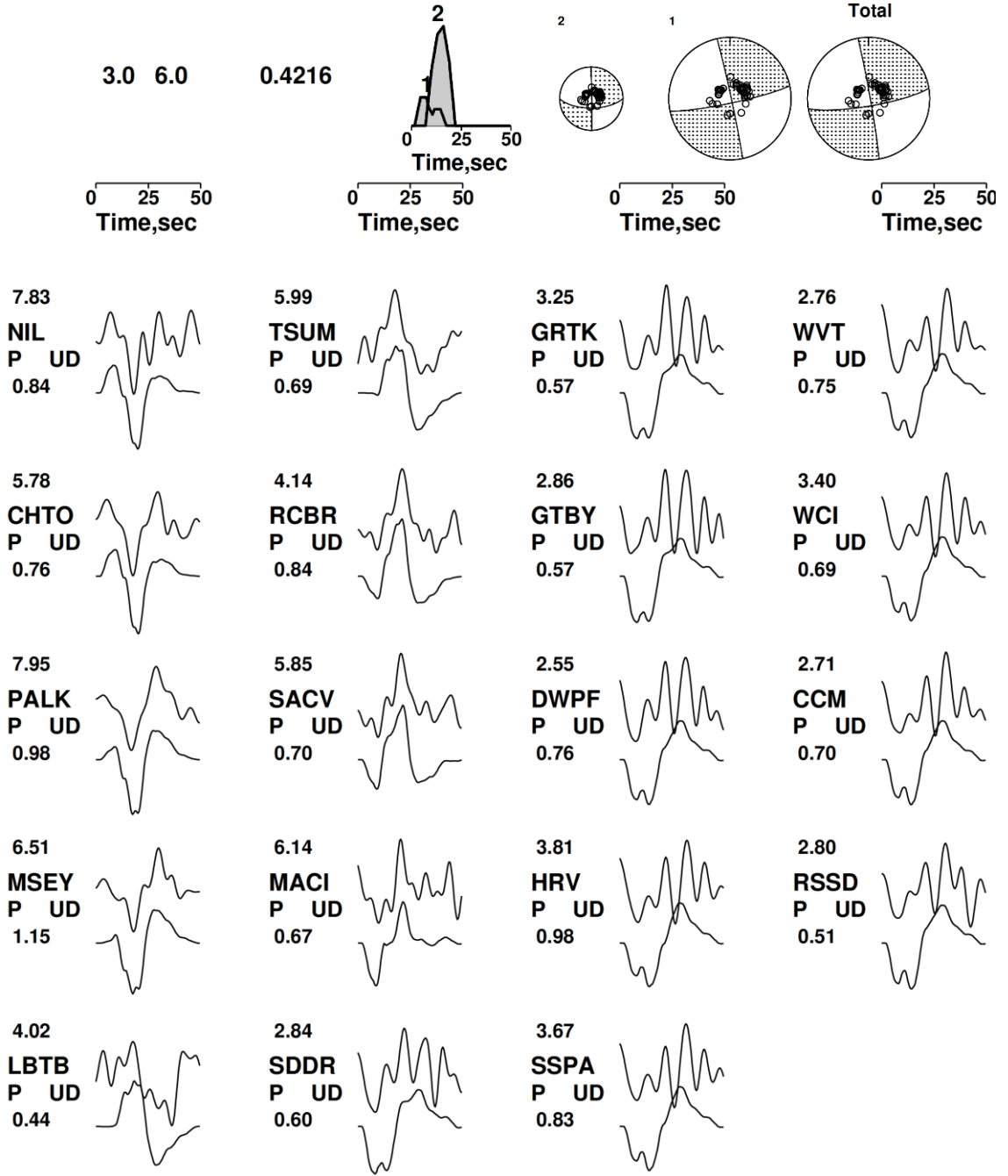
Şekil 5.5. 24 Mayıs 2014 Kuzey Ege Denizi depremi için tek kaynak ile gerçekleştirilen ters çözüm çalışması sonucunda, kaynak zaman fonksiyonu, odak mekanizması ve gözlemsel-yapay dalga şekilleri karşılaştırmalı olarak analiz edilmiştir. Şekilde üst sırada yer alan dalga formları gözlemsel, alt sıradakiler ise sentetik (yapay) sismogramlara karşılık gelmektedir. Her bir kaydın üst kısmında yer alan sayısal değerler, gözlenmiş kayıtların mikron cinsinden maksimum genliklerini, altta verilen sismogram genlik oranlarını göstermektedir.



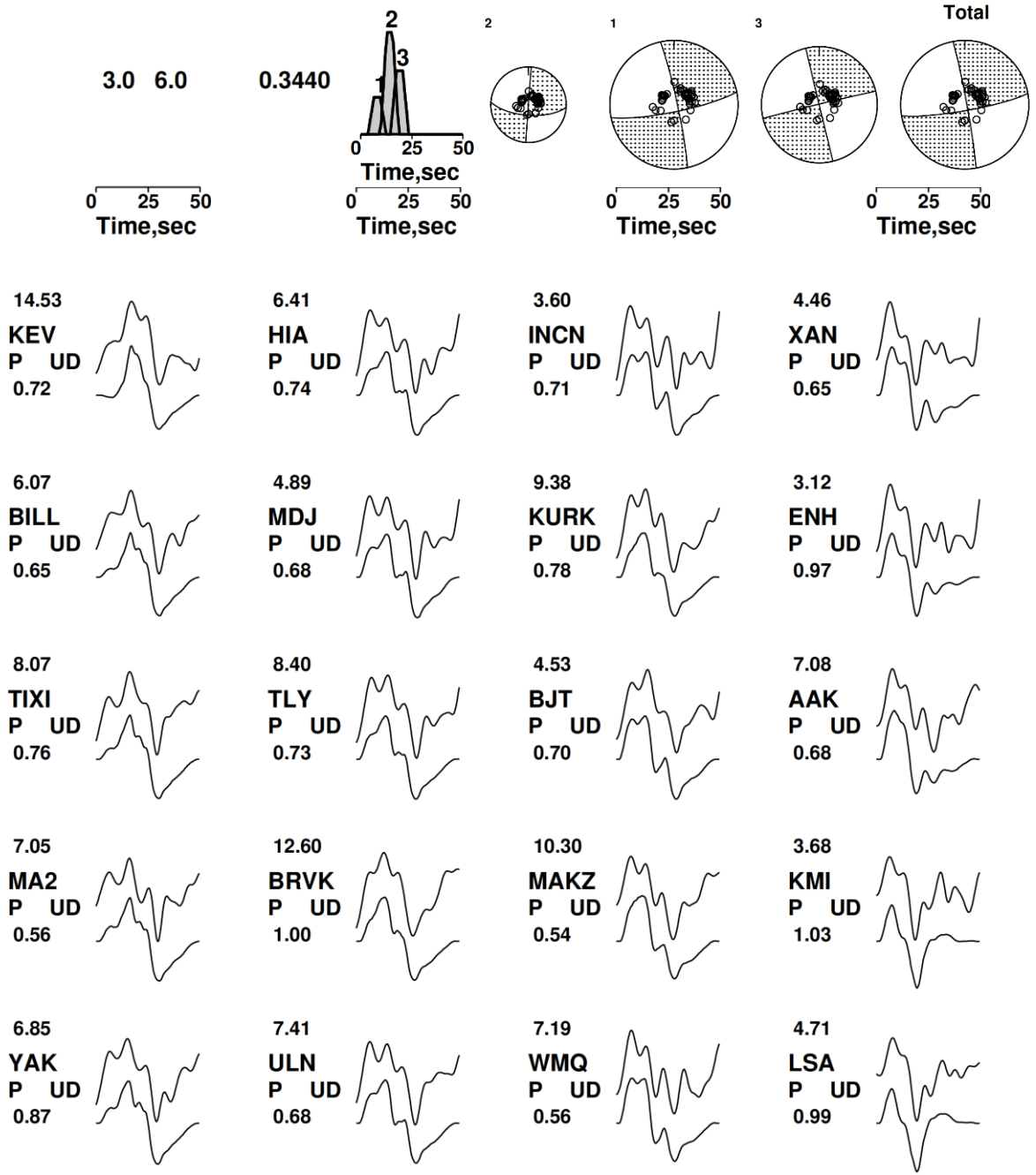
Şekil 5.5. (Devamı) 24 Mayıs 2014 Kuzey Ege Denizi depremi için tek kaynak ile gerçekleştirilen ters çözüm çalışması sonucunda, kaynak zaman fonksiyonu, odak mekanizması ve gözlemsel-yapay dalga şekilleri karşılaştırmalı olarak analiz edilmiştir. Şekilde üst sırada yer alan dalga formları gözlemsel, alt sıradakiler ise sentetik (yapay) sismogramlara karşılık gelmektedir. Her bir kaydın üst kısmında yer alan sayısal değerler, gözlenmiş kayıtların mikron cinsinden maksimum genliklerini, altta verilen sismogram genlik oranlarını göstermektedir.



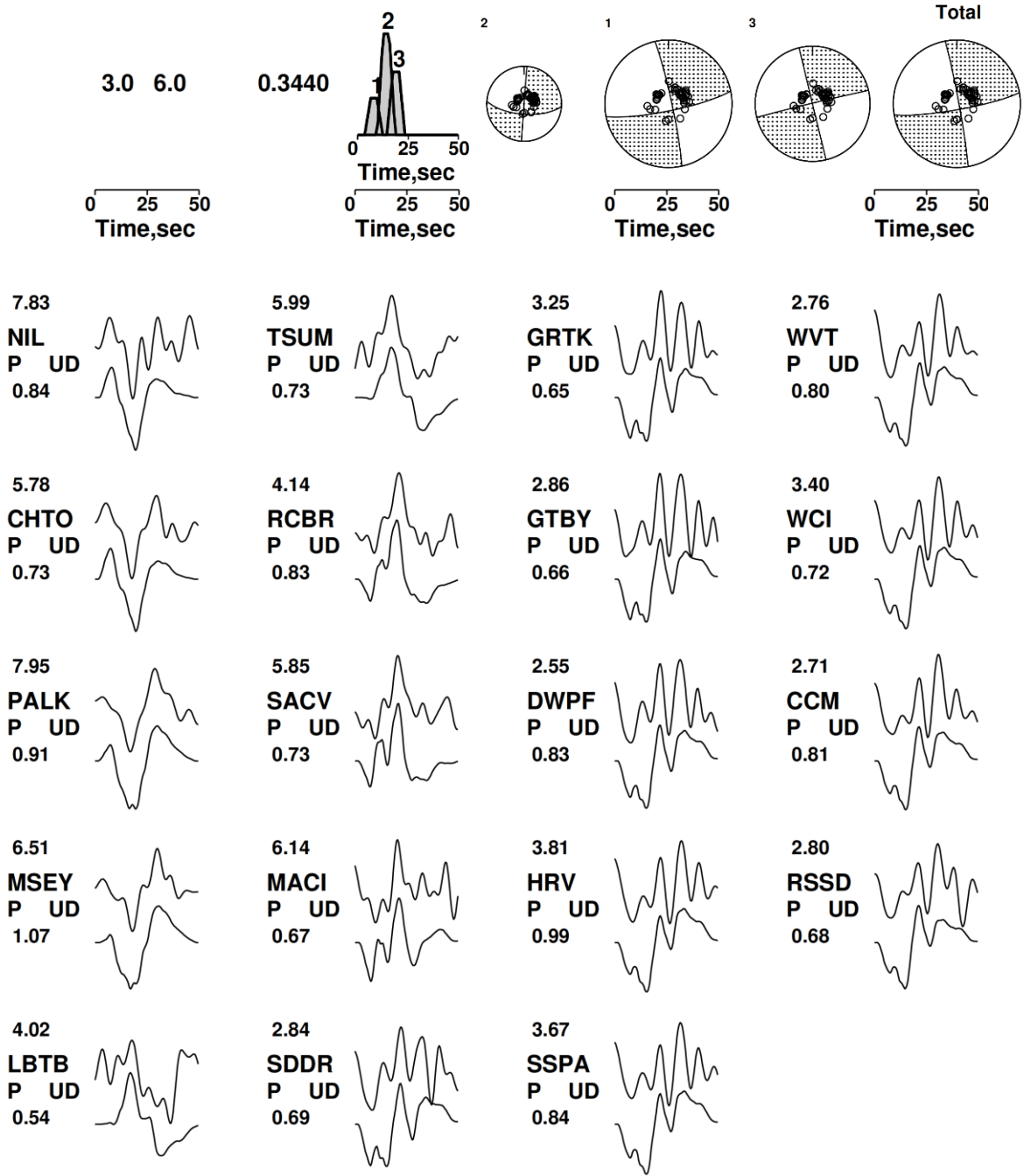
Şekil 5.6. 24 Mayıs 2014 Kuzey Ege Denizi depremi için iki kaynak ile gerçekleştirilen ters çözüm çalışması sonucunda, kaynak zaman fonksiyonu, odak mekanizması ve gözlemsel-yapay dalga şekilleri karşılaştırmalı olarak analiz edilmiştir. Şekilde üst sırada yer alan dalga formları gözlemsel, alt sıradakiler ise sentetik (yapay) sismogramlara karşılık gelmektedir. Her bir kaydın üst kısmında yer alan sayısal değerler, gözlenmiş kayıtların mikron cinsinden maksimum genliklerini, altta verilen sismogram genlik oranlarını göstermektedir.



Şekil 5.6. (Devamı) 24 Mayıs 2014 Kuzey Ege Denizi depremi için iki kaynak ile gerçekleştirilen ters çözüm çalışması sonucunda, kaynak zaman fonksiyonu, odak mekanizması ve gözlemsel-yapay dalga şekilleri karşılaştırmalı olarak analiz edilmiştir. Şekilde üst sırada yer alan dalga formları gözlemsel, alt sıradakiler ise sentetik (yapay) sismogramlara karşılık gelmektedir. Her bir kaydın üst kısmında yer alan sayısal değerler, gözlenmiş kayıtların mikron cinsinden maksimum genliklerini, altta verilen sismogram genlik oranlarını göstermektedir.



Şekil 5.7. 24 Mayıs 2014 Kuzey Ege Denizi depremi için üç kaynak ile gerçekleştirilen ters çözüm çalışması sonucunda, kaynak zaman fonksiyonu, odak mekanizması ve gözlemsel-yapay dalga şekilleri karşılaştırmalı olarak analiz edilmiştir. Şekilde üst sırada yer alan dalga formları gözlemsel, alt sıradakiler ise sentetik (yapay) sismogramlara karşılık gelmektedir. Her bir kaydın üst kısmında yer alan sayısal değerler, gözlenmiş kayıtların mikron cinsinden maksimum genliklerini, altta verilen sismogram genlik oranlarını göstermektedir.



Şekil 5.7. (Devamı) 24 Mayıs 2014 Kuzey Ege Denizi depremi için üç kaynak ile gerçekleştirilen ters çözüm çalışması sonucunda, kaynak zaman fonksiyonu, odak mekanizması ve gözlemsel-yapay dalga şekilleri karşılaştırmalı olarak analiz edilmiştir. Şekilde üst sırada yer alan dalga formları gözlemsel, alt sıradakiler ise sentetik (yapay) sismogramlara karşılık gelmektedir. Her bir kaydın üst kısmında yer alan sayısal değerler, gözlenmiş kayıtların mikron cinsinden maksimum genliklerini, altta verilen sismogram genlik oranlarını göstermektedir.

Deprem kaynak parametrelerinin belirlenmesine amacıyla ilk olarak tek kaynaklı bir modelleme ile çalışılmıştır. Bu modelde, derinlik boyunca 5 km aralıklarla yerleştirilmiş toplam 5 adet nokta kaynak yer almaktadır. Söz konusu modelleme denemesine ait sonuçlar ile gözlemsel ve sentetik dalga formlarının karşılaştırması Şekil 5.5’de sunulmaktadır. Bu ters çözümde elde edilen kaynak parametreleri ise Tablo 5.3’te verilmiştir. Tek alt olay ile yapılan kaynak çözümünde, gözlemsel sismogramlarla elde edilen sentetik dalga formları arasında belirli ölçüde uyumsuzluk gözlemlenmiştir. Tablo 5.3’te de görüleceği üzere nokta kaynak, referans noktasının yaklaşık 5 km aşağısında, yani 12 km derinlikte konumlanmaktadır (Şekil 5.4 Model A). Bu konum, doğrultu boyunca referans noktasının 10 km kuzeydoğusunda ancak derinlik ekseninde 5 km daha derinde yer almaktadır.

A Modeli ile benzer bir yaklaşımla, bu kez iki kaynaklı bir kırılma modeli de test edilmiştir (Şekil 5.4 Model B). Bu denemede dalga şekilleri ile olan uyum doğal olarak bir miktar iyileşmiştir. Ancak kaynak konumları ve özellikleri değerlendirildiğinde, ilk kaynak, referans noktasının referans noktasının 10 km kuzeydoğusunda ve 10 km derinlikte konumlanmıştır. Buna karşın ikinci kaynak, referans noktasının doğrultu boyunca hizasında ve 5 km aşağısında yer almıştır. Bu ikinci kaynağın serbestlediği sismik moment, birincinin yaklaşık dörtte biri düzeyindedir.

Son olarak üç kaynaklı bir kırılma modeli de test edilmiştir (Şekil 5.4 Model C). Bu model, sentetik ve gözlemsel sismogramlar arasında daha düşük misfit değerleri sağlamış ve kaynak modelini daha tutarlı biçimde temsil etmiştir. Buna ek olarak, üç kaynaklı modellemede dalga şekilleriyle oldukça başarılı bir uyum elde edilmiş olması, nokta kaynak modellemesinde üç kaynaklı bir kırılma modelinin daha uygun bir tercih olduğunu göstermiştir. İlk kaynak, referans noktasının 10 km kuzeydoğusunda ve derinlik boyunca referans noktasından 5 km derinlikte konumlanmıştır. İkinci kaynak, referans noktasının doğrultu boyunca hizasında ve 5 km aşağısında yer almıştır. Üçüncü kaynak ise referans noktasının 40 km kuzeydoğusunda ve derinlik boyunca referans noktasının 10 km aşağısında yer almaktadır.

Tablo 5.4. 24 Mayıs 2014 depreminin çeşitli araştırmacılar ve sismoloji kuruluşlarınca hesaplanan odak mekanizma çözümleri ve kaynak parametreleri

	Oluş Zamanı	Enlem (°)	Boylam (°)	M _w	M ₀ x 10 ¹⁹ Nm	Doğrultu (°)	Eğim (°)	Kayma (°)	Odak Derinliği (km)	
Bu Çalışma	USGS 09:25:02	25.39	40.29	6.8	1.77	80	82	-177	12 ^a	
						350	87	-8		
Görgün, 2015	KOERI 09:25:01	25.46	40.31	7.0	4.6	82	77	149	15	
						180	60	15		
Saltogianni, 2015	NOA 09:25:00	25.40	40.29	6.8	2.23	75	85	-178	11 ^a	
						345	88	-5		
Kıratzi, 2016	NOA 09:25:00	25.40	40.30	6.8	1.76	73	85	-171	22 ^a	
						342	81	-5		
USGS	09:25:02	25.39	40.29	6.9	2.56	72	77	168	6.4	
						165	79	13		
HRVD	09:25:20	25.70	40.30	6.9	2.53	73	90	175	12	
						163	85	0		
AFAD	09:25:00	40.21	25.31	6.5	0.69	77	81	177	23	
						167	87	9		
KOERI	09:25:01	25.46	40.31	6.8	1.54	219	88	173	24	
						309	83	1		
EMSC	09:25:03	25.31	40.21	6.5	0.63	76	81	177	25	
						167	87	9		
NOA	09:25:00	25.40	40.29	6.8	1.69	70	85	-167	27	
						338	77	-5		

^a: Ana şok için elde edilen odak derinliği

6. TARTIŞMA VE SONUÇLAR

Bu tez çalışmasında 24 Mayıs 2014 Kuzey Ege Denizi Depremi'nin telesismik uzaklıklarda kaydedilen P dalga şekilleri, (Kikuchi ve Kanamori, 1991) ters çözüm yöntemi kullanılarak deprem kaynak parametreleri belirlenmeye çalışılmıştır. Bu kapsamda toplam 39 adet P dalga şekli veri işleme alınarak çeşitli sismoloji merkezleri tarafından hesaplanan deprem kaynak parametreleri ile uyumu değerlendirilmiştir.

Telesismik verilerle nokta kaynak analizi gerçekleştirilen modelleme denemelerinde deprem için üç farklı modelleme yaklaşımı değerlendirilmiştir. Üç kaynaklı modelin RMS değeri (0.34), tek kaynaklı (0.56) ve iki kaynaklı (0.42) modellere göre belirgin şekilde daha düşüktür. RMS değerlerindeki bu azalma, sentetik(yapay) ile gözlenen dalga şekilleri arasındaki uyumun arttığını göstermektedir. Bu bağlamda üç kaynaklı model, tek ve iki kaynaklı modellere kıyasla yaklaşık %29 oranında daha düşük misfit değeri sunmaktadır.

Çalışma kapsamında elde edilen kaynak parametrelerine göre 12 km derinlikteki bir kaynakta kırılmanın başladığını belirlemektedir (Şekil 5.4 Model C). Bu ilk kaynaktaki sismik moment serbestlemesi yaklaşık 10 saniye sürmüş olup, hesaplanan sismik moment değeri 8.19×10^{18} Nm'dir. İkinci kaynak aynı şekilde 12 km derinlikte konumlanmıştır. Bu kaynaktaki sismik moment serbestlemesi yaklaşık 7 saniye sürmüş ve ilk kaynağın kırılmasıyla yaklaşık 1 saniye örtüşmüştür. Bu kaynaktaki sismik moment serbestlemesi 2.82×10^{18} Nm'dir. Üçüncü kaynak ise 17 km derinlikte konumlanmıştır. Bu kaynaktaki sismik moment serbestlemesi yaklaşık 11 saniye sürmüş ve birinci kaynağın kırılmasıyla yaklaşık 4 saniye örtüşmüştür. Bu kaynaktaki sismik moment serbestlemesi 6.68×10^{18} Nm'dir. Söz konusu üç kaynak da sağ yanal atımlı faylanma mekanizmasıyla uyumlu bir kırılmaya işaret etmektedir. Üç kaynakta da kırılma zamanlarının örtüşme göstermesi ve aynı faylanma mekanizmaları göstermesi nedeniyle aynı asperitenin ardışık ve kısmen eşzamanlı kırılmaları olarak yorumlanabilir. Bu durum ilk kaynağın kırılma sürecinin, ikinci ve üçüncü kaynak ile birleşerek daha büyük ve süreklilik gösteren bir kayma zonunu temsil ettiğini ortaya koymaktadır. Dolayısıyla bu üç kaynak, tek bir kırılma segmentinin devamlı bir kırılma süreci olarak değerlendirilebilir. Üçüncü kaynak için odak derinliğinin ilk iki kaynaktan farklı olması (17 km) kırılmanın ilerleyerek daha derin bir yapıya ulaştığı bir zonu temsil etmektedir. Toplam sismik moment serbestlemesi 1.77×10^{19} Nm'dir. Bu değerlere göre depremin moment magnitüdü $M_w = 6.8$ olarak hesaplanmıştır.

24 Mayıs 2014 Kuzey Ege Denizi depremine ilişkin Tablo 5.3'te özetlenen kaynak parametreleri ve odak mekanizması ile bu çalışmada elde edilen ters çözüm sonuçları birlikte değerlendirildiğinde doğrultu: 80° , eğim: 82° , kayma: -177° olarak hesaplanmıştır. Elde edilen kaynak parametreleri bu deprem için K 80° D doğrultusuna karşılık gelmekte olup, Türkiye yönünde tek taraflı kırılma ve küçük bir normal faylanma bileşeni içeren sağ yanal doğrultu atımlı bir faylanma mekanizması önermektedir.

24 Mayıs 2014 Kuzey Ege Denizi Depremi, birçok araştırmacı tarafından farklı yönleriyle ele alınarak çalışılmıştır. (Saltogianni vd., 2015) ve (Kiratzi vd., 2016) benzer telesismik dalga şekli modellemeleri gerçekleştirmiştir. Elde edilen sonuçlarla kıyaslandığında hem örtüşen hem de farklılık gösteren yönler olduğu görülmektedir. Üç çalışmada da kaynak yapısının karmaşık olduğu konusunda fikir birliği bulunmaktadır; zira diğer çalışmaların sonuçlarında alt olaylar episantordan yaklaşık 50 km mesafeyle ayrılmıştır. Model C'de ise yaklaşık 40 km mesafeyle ayrılmıştır. Birinci alt olayın odak mekanizması konusunda benzer sonuçlar elde edilmiştir. Ancak alt olayların merkez derinliği konusunda farklılık mevcuttur. (Saltogianni vd., 2015) modelinde her iki alt olay da sığ derinlikte (11 km), (Kiratzi vd., 2016) modelinde birinci alt olay kabuk içinde daha derinde (22 km), ikinci alt olay daha sığ (14 km) yer alırken, Model C'de birinci ve ikinci alt olay için daha sığ (12 km), üçüncü alt olay için daha derin (17 km) merkez derinliğine sahiptir. Bu durum kaynak sürecinin yalnızca sığ kırılmalarla sınırlı kalmadığını, derin seviyelerde de fay düzlemi veya segment geometrisi süreklilik göstermektedir. Alt olayların odak mekanizması konusunda da üç çalışma arasında uyumsuzluk vardır. (Saltogianni vd., 2015) modelinde alt olaylar, sağ yanal doğrultu atımlı faylanma mekanizma olarak verilmiştir. (Kiratzi vd., 2016) modelinde ise ikinci alt olayın odak mekanizması farklılık göstermekte ve sol yanal doğrultu atımlı faylanma mekanizması göstermektedir. Model C'de ise alt olaylar sağ yanal atımlı faylanma mekanizması göstermektedir. Bu sonuçlara göre çalışmada elde edilen modellemeler bölgesel tektonik ile uyumluluk göstermektedir. (Kiratzi vd., 2016)'ya göre ikinci alt olayın faylanma mekanizmasının literatürle farklı raporlanması, veri kapsama alanının yetersizliği, model duyarlılığı veya bölgesel hız modelinin farklılığı ile açıklanabilir.

(Soudoudi vd., 2006), Kuzey Ege bölgesinde kabuk kalınlığının 25–28 km, (Zhu vd., 2006) kalınlığın 25 km, (Karabulut vd., 2006) ise 30 km olduğunu belirtmektedir. Bu çalışmada da kullanılan (Görgün ve Görgün, 2015)'e ait kabuksal hız modeline göre, Moho süreksizliği ile ilişkili sismik hız geçişi yaklaşık 29 km derinlikte tanımlanmaktadır. Artçı sarsıntıların dağılımı incelendiğinde, 6–30 km derinlik aralığında değişmesine rağmen 20 km'ye kadar yoğunlaştığı gözlenmiştir (Şekil 3.8). Depremi izleyen ilk bir haftalık periyotta sadece iki adet $M_l = 4.9$ büyüklüğünde artçı deprem meydana gelmiştir. Bu duruma (Saltogianni vd., 2015) ile (Kıratzi vd., 2016) tarafından yapılan çalışmalarda da dikkat çekilmiş; artçı şokların hızlı azalımı, güçlü artçıların eksikliği ve artçı depremlerin yaklaşık 200 km uzunluğundaki Kuzey Ege Çukurluğu boyunca yayılım göstermesi bu depremin karakteristik özellikleri arasında değerlendirilmiştir. Artçı şokların 200 km'lik geniş bir zona yayılması, bu büyüklükteki bir deprem için beklenenden çok daha uzundur. Buna karşın $M_w 6.9$ büyüklüğündeki depremler için tipik artçı zonu uzunluğu 80–120 km civarındadır (Wells ve Coppersmith, 1994). Bu nedenle 200 km'lik yayılım, segmentler arası tetiklenmeyi düşündürmektedir.

Nokta kaynak analizi ile elde edilen kaynak parametreleri, (Saltogianni vd., 2015) ve (Kıratzi vd., 2016) gibi çeşitli araştırmacılar ve HRVD, AFAD, EMSC ve NOA gibi önde gelen ulusal ve uluslararası sismoloji merkezlerinin mekanizma çözümleriyle genel olarak tutarlılık göstermektedir (Tablo 5.4).

Bu tez kapsamında ortaya konan sonuçlar, 24 Mayıs 2014 Kuzey Ege Denizi Depremi'nin küçük bir normal fay bileşeni içeren sağ yanal doğrultu atımlı fay mekanizması ile gerçekleştiğini ve bölgesel tektonik ile uyumlu olduğunu göstermektedir. Ancak depremin kaynak özelliklerinin daha ayrıntılı biçimde anlaşılabilmesi için bundan sonraki çalışmalarda, nokta kaynak analizi ile birlikte sonlu fay modellemelerinin uygulanması, farklı veri setlerinin (yakın alan ivme kayıtları, yüzey dalgaları, GPS ve InSAR ölçümleri) birlikte değerlendirilmesi ve artçı şok mekanizmalarının ana şok ile karşılaştırmalı olarak incelenmesi önem arz etmektedir. Ayrıca elde edilen küçük normal faylanma bileşeninin Kuzey Ege Graben Sistemi içerisindeki transtansiyonel (açılmalı) tektonik rejimi ile ilişkisi araştırılmalı ve bölgesel sismotektonik modellemeler ile gelecekteki deprem potansiyeli daha gerçekçi biçimde ortaya konmalıdır.

KAYNAKÇA

- AFAD. (2014). 24 Mayıs 2014 Gökçeada Açıkları (Ege Denizi) Depremi (Mw=6.5) Basın Bülteni.
- Altinok, Y., Alpar, B. and Yaltırak, C. (2003). Sarkoy-Murefte 1912 Earthquake's Tsunami, extension of the associated faulting in the Marmara Sea, Turkey. *Journal of Seismology*, pp.445-463.
- Barka, A. and Kadinsky-Code, K. (1988). Strike-slip fault geometry geometry in Turkey and its influence on earthquake activity. *Tectonics*, 7, 663-684.
- Barka, A. and Reilinger, R. (1997). Active tectonics of the eastern Mediterranean region: deduced from GPS, neotectonic and seismicity data. *Annali di Geofisica*, XL(3): 587-610.
- Bekler, T., Demirci, A., Ekin, Y., and Büyüksaraç, A. (2019). Analysis of local site conditions through geophysical parameters at a city under earthquake threat: Çanakkale, NW Turkey. *Journal of Applied Geophysics*, 163: 31-39.
- Bouchon, M. (1976). Teleseismic body wave radiation from a seismic source in a layered medium. *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 47, 515-530.
- Bozkurt, E. (2001). Neotectonics of Turkey – a synthesis. *Geodinamica Acta*, 14(1-3), 3–30.
- Budakoğlu, E., ve Utkucu, M. (2020). 24 Mayıs 2014 Kuzey Ege Denizi Depreminin (Mw=6.9) Sonlu-Fay Dalga Şekli Ters Çözümü. *BEÜ Fen Bilimleri Dergisi*.
- Bulut, F., Özener, H., Doğru, A., Aktuğ, B. and Yaltırak, C. (2018). Structural setting along the Western North Anatolian Fault and its influence on the 2014 North Aegean Earthquake (Mw 6.9) . *Tectonophysics* .
- DEPAR. (2014). 24 Mayıs 2014 Gökçeada (Kuzey Ege Denizi) Depremi Ön Değerlendirme Raporu. *AFAD ve Gazi Üniversitesi (Deprem Mühendisliği Uygulama ve Araştırma Merkezi)*.
- Dilek, Y., Altunkaynak, S. and Oner, Z. (2009). Syn-extensional granitoids in the Menderes core complex and the late Cenozoic extensional tectonics of the Aegean province. Ring, U. and Wernicke, B. (eds) *Extending a Continent: Architecture, Rheology and Heat Budget. Geological Society, London, Special Publications*, 321, 197–223.
- Doğru, A., Aktuğ, B., Bulut, F. and Özener, H. (2019). GPS-derived source parameters of the 2014 North Aegean earthquake (Mw 6.9). *Turkish Journal of Earth Sciences*, 28: 661-670.
- Emre, Ö., Duman, T., Özalp, S., Elmacı, H., Olgun, Ş. and Şaroğlu, F. (2013). Scale 1/1.250.000 Turkey Live Fault Map. *General Directorate of Mineral Reserach and Exploration special publications series, Ankara, Turkey*.

- EMSC: European-Mediterranean Seismological Centre. (2014). https://static3.emsc.eu/Images/EVID_V2/37/379/379935/379935.MT.jpg.
- Evangelidis, C. (2014). Imaging supershear rupture for the 2014 Mw 6.9 Northern Aegean earthquake by backprojection of strong motion waveforms. *Geophysical Research Letters*.
- Eyidoğan, H. (1983). Bitlis-Zağros bindirme ve kıvrımlı kuşağının sismotektonik özellikleri. *Doktora tezi, İstanbul Teknik Üniversitesi*, 112 syf.
- Görgün, E. and Görgün, B. (2015). Seismicity of the 24 May 2014 Mw 7.0 Aegean Sea earthquake sequence along the North Aegean Trough. *Journal of Asian Earth Sciences*, 459–469.
- Görür, N., Okay, A., Seymen, I., Şengör, A., Akkök, R., Tüysüz, O. (1995). Cenozoic tectonic evolution of the Central Pontides, Turkey. In: The Mediterranean basins: tertiary extension within the Alpine orogen. *Geological Society Special Publication*, 156, 195–218.
- Hartzell, S. H. and Heaton, T. H. (1983). Inversion of strong-ground motion and teleseismic wave form data for the fault rupture history of the 1979 Imperial Valley, California, earthquake. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 73: 1553-1583.
- Haskell, N. (1960). Crustal reflection of plane SH waves. *J. Geophys. Res.*, 65, 4147-4150.
- Haskell, N. (1962). Crustal reflections of the plane P and SV waves. *J. Geophys. Res.*, 67, 4751-4767.
- Jackson, J. and Mckenzie, D. (1984). ctive tectonics of the Alpine- Himalayan belt between western Turkey and Pakistan. *Geophys. J.R. astr.* , 77, 185-264.
- Jeffreys, H. and Bullen, K. (1958). Seismological Tables, Office of the British Association. *Burlington House, London*.
- Jolivet, L., Faccenna, C., Huet, B., Labrousse, L., Pourhiet, L., Lacombe, O., . . . Driussi, O. (2013). Aegan Tectonics: Strain localisation, slab tearing and trench retreat. *Tectonophysics*, Tecto-125491, 33.
- Kalafat, D., Kekovalı, K. and Pınar, A. (2014). Source Characteristics Of The January 8, 2013 (Mw=5.7) And May 24, 2014 (Mw=6.8) North Aegean Earthquakes And Their Aftershocks. *İstanbul Yerbilimleri Dergisi*.
- Karabulut, H., Roumelioti, Z., Benetatos, C., Mutlu, A., Özalaylbey, S., Aktar, M., Kiratzi, A. (2006). A source study of the 6 July 2003 (Mw 5.7) earthquake sequence in the Gulf of Saros (Northern Aegean Sea): seismological evidence for the western continuation of the Ganos fault. *Tectonophysics*, 412 (3-4): 195-216.
- Ketin, İ. (1969). Türkiye'nin tektonik birlikleri. *Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü Dergisi*, 66, 20–34.

- Kikuchi, M. and Kanamori, H. (1982). Inversion of complex body waves. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 72, 491-506.
- Kikuchi, M. and Kanamori, H. (1986). Inversion of complex body waves-II. *Phys. Earth Planet. Inter.*, 43, 205-222.
- Kikuchi, M. and Kanamori, H. (1991). Inversion of complex body waves-III. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 81: 2335-2350.
- Kikuchi, M., Honkura, Y. and Pınar, A. (1995). A rupture model of the 1967 Mudurnu Valley earthquake and its implication for seismotectonics of the western part of the North Anotolian fault Zone. *Geophys. Res. Lett.*, 23, 29-32.
- Kiratzı, A. and Louvari, E. (2014). The May 24, 2014 (Mw 6.9) North Aegean earthquake: Focal mechanism and aftershock sequence. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 104(6), 3081-3089.
- Kiratzı, A., Tsakiroudi, E., Benetatos, C., Karakaisıs, G. (2016). The 24 May 2014 (Mw6.8) earthquake (North Aegean Trough): Spatiotemporal evolution, source and slip model from teleseismic data. *Physics and Chemistry of the Earth*.
- Koçyiğit, A. (1988). Basic geological characteristics and total offset of the North Anatolian Fault zone in Suşehri area, NE Turkey. *METU Pure and Applied Sciences*, 22, 43-68.
- Konca, A. O., Cetin, S., Karabulut, H., Reilinger, R., Dogan, U., Ergintav, S., . . . Tari, E. (2018). The 2014, Mw6.9 North Aegean earthquake: seismic and geodetic evidence for coseismic slip on persistent asperities. *Geophysical Journal International*.
- Kourouklas, C., Papadimitriou, E., Tsaklidis, G., Karakostas, V. (2018). Earthquake recurrence models and occurrence probabilities of strong earthquakes in the North Aegean Trough (Greece). *Journal Of Seismology*, 22:1225–1246 .
- KRDAE. (2014). Ulusal Deprem İzleme Merkezi 24 Mayıs 2014 Gökçeada Açıkları Ege Denizi Depremi, Basın Bülteni.
- Lay, T. and Wallace, T. (1995). Modern Seismology Academic Press. *San Diego*, ISBN-0-12-732870-X.
- Le Pichon, X. and Angelier, J. (1979). The Hellenic arc and trench system: A key to the neotectonic evolution of the eastern Mediterranean region. *Tectonophysics*, 60(1-2), 1–42.
- Mcclusky, S., Balassanian, S., Barka, A., Demir, C., Ergintav, S., Georgiev, I., . . . Veis, G. (2000). GPS constraints on plate kinematics and dynamics in the Eastern Mediterranean and Caucasus. *J. geophys. Res.*, (105): 5695-5719.
- McKenzie, D. (1978). Active tectonics of the Alpine–Himalayan belt: the Aegean Sea and surrounding regions. *Geophysical Journal International*, 55(1), 217–254.

- Nakano, M., Citak, S. and Kalafat, D. (2015). Focal mechanism determinations of earthquakes along the North Anatolian fault, beneath the Sea of Marmara and the Aegean Sea. *Earth, Planets and Space*, 67:159.
- Okay, A. and Tüysüz, O. (1999). Tethyan sutures of northern Turkey. *Geological Society, London, Special Publications*, 156, 475-515.
- Okay, A., Özcan, A., İmren, C., Güney, A., Demirbağ, E., Kuşçu, İ. (2000). Active faults and evolving strike-slip basins in the Marmara Sea, northwest Turkey: a multichannel seismic reflection study. *Tectonophysics*, 321, 189-218.
- Okay, A., Satır, M. and Maluski, H. (1996). Blueschists and eclogites from northwest Turkey: Evidence for prograde high-pressure metamorphism in a subduction zone. *Lithos*, 42(2), 147-182.
- 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.
- Poyraz, S. A., Şengül, M. and Pınar, A. (2011). 23 Ekim 2011 Van-Tabanlı Depremi Kaynak Mekanizması ve Sismotektonik Yorumu. *İstanbul Yerbilimleri Dergisi*.
- Reilinger, R., McClusky, S., Vernant, P., Lawrance, S., Ergintav, S., Cakmak, R., . . . Karam, G. (2006). GPS Constraints on Continental Deformation in the Africa-Arabia-Eurasia continental collision zone and implications for the dynamics of plate interactions. *Journal of Geophysical Research*, 11 (B5): Art. No. B05411 May 31.
- Saltogianni, V., Gianniou, M., Taymaz, T., Yolsal-Çevikbilen, S., Stiros, S. (2015). Fault slip source models for the 2014 Mw 6.9 Samothraki- Gökçeada earthquake (North Aegean Trough) combining geodetic and seismological observations. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*.
- Sodoudi, F., Kind, R., Hatzfeld, D., Priestley, K., Hanka, W., Wylegalla, K., . . . Bohnhoff, M. (2006). Lithospheric structure of the Aegean obtained from P and S receiver functions, *Journal of Geophysical Research. Solid Earth*, 111: B12307.
- Stain, S. and Wyssession, M. (2003). An Introduction to Seismology, Earthquakes, and Earth Structure. *Blackwell Publishing*, ISBN 0-86542-078-5.
- Şengör, A. and Yılmaz, Y. (1981). Tethyan evolution of Turkey: A plate tectonic approach. *Tectonophysics*, 75, 181-241.
- Şengör, A., Görür, N. and Şaroğlu, F. (1985). Strike-Slip Faulting and Related Basin Formation in Zones of Tectonic Escape: Turkey as a Case Study. In: Biddle, K. and Christie-Blick, N., Eds., *Strike-Slip Deformation, Basin Formation and Sedimentation*, Special Publications. *Soc. Econ. Paleontol. Mineral, Spec. Publ.*, 37: 227-264.

- Şengör, A., Tüysüz, O., İmren, C., Sakıncı, M., Eyidoğan, H., Görür, N., . . . Rangin, C. (2005). The North Anatolian Fault: A new look. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 33, 37–112.
- Taymaz, T., Eyidoğan, H. and Jackson, J. (1991). Source parameters of large earthquakes in the East Anatolian fault zone (Turkey). *Geophys. J. Int.*, (106): 537-550.
- Taymaz, T., Kasahara, J., Hirn, A., Sato, T. (2001). Investigations of micro-earthquake activity within the Sea of Marmara and surrounding regions by using ocean bottom seismometers (OBS) and land seismographs: initial results. *In Proc Symposium Seismotectonics of the north-western Anatolia-Aegean and recent Turkish earthquakes, Istanbul*, 42-51.
- Toksöz, M., Nabelek, J. and Arpat, E. (1978). Source properties of the 1976 earthquake in eastern Turkey: a comparison of field data and teleseismic results. *Tectonophysics*, (49): 199-205.
- USGS, A. J. (2014). Mw6.9 Aegean Sea Earthquake of 24 May 2014.
- Utkucu, M., Budakoğlu, E. and Durmuş, H. (2011). Marmara Bölgesinde (KB Türkiye) Depremsellik ve Deprem Tehlikesi Üzerine Bir Tartışma. *Hacettepe Üniversitesi Yerbilimleri Uygulama ve Araştırma Merkezi Bülteni*, 2 (3), 187-212.
- Wells, D. and Coppersmith, K. (1994). New Empirical Relationships among Magnitude, Rupture Length, Rupture Width, Rupture Area, and Surface Displacement. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 974-1002.
- Yalçın, H., Gülen, L. and Utkucu, M. (2013). Türkiye ve Yakın Çevresinin Aktif Fayları Veri Bankası ve Deprem Tehlikesinin Araştırılması. *Hacettepe Üniversitesi Yerbilimleri Uygulama ve Araştırma Merkezi Bülteni*, 34 (3), 133- 160.
- Yaltırak, C. (2002a). Tectonic evolution of the Ganos segment of the North Anatolian Fault Zone. *Marine Geology*, 190(1-2), 351–366.
- Yaltırak, C. (2002b). Segmentation along the North Anatolian Fault between the Central Marmara Sea and the Gulf of Saros. *Journal of the Geological Society*, 159(5), 723–736.
- Yılmaz, Y. (2000). Ege Bölgesinin aktif tektoniği. Batı Anadolu'nun depremselliği Sempozyumu (BADSEM 2000). 24-27 Mayıs 2000, İzmir, *Bildiriler*, 3-14.
- Yılmaz, Y., Genç, Ş., Gürer, Ö., Bozcu, M., Yılmaz, K., Karacık, Z., . . . Elmas, A. (2000). When did the western Anatolian graben begin to develop? In: Bozkurt, E., Winchester, J.A., Piper, J.D.A. (Eds.), *Tectonics and Magmatism in Turkey and the Surrounding Area. Geological Society, London, Special Publications*, 173, 353–384.
- Yürekli, A. (2019). Lisansüstü Eğitim Enstitüsü Tez Yazım Kılavuzu. *Eskişehir Teknik Üniversitesi Lisansüstü Eğitim Enstitüsü*, 1-12.

Zhu, L., J. Mitchell, B., Akyol, N., Cemen, I., Kekovali, K. (2006). Crustal thickness variations in the Aegean region and implications for the extension of continental crust. *Journal of Geophysical Research*.



ÖZGEÇMİŞ

ORCID NO: 0009-0004-0719-057X

Ad Soyad : Faik DEMİR

Yabancı Dil : İngilizce

Eğitim ve Mesleki Geçmişi:

- 2012, Sakarya Üniversitesi, Mühendislik Fakültesi, Jeofizik Mühendisliği
- 2021, Jeofizik Mühendisi, İlbank, Jeolojik-Jeoteknik Etüt

