KOCAELİ ÜNİVERSİTESİ

FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

JEOFİZİK MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİM DALI

YÜKSEK LİSANS TEZİ

24-26 EYLÜL 2019 VE 11 OCAK 2020 SİLİVRİ DEPREMLERİNİN ODAK MEKANİZMA ÇÖZÜMLERİ

KADER ZENGİN

KOCAELİ 2020

KOCAELİ ÜNİVERSİTESİ

FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

JEOFİZİK MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİM DALI

YÜKSEK LİSANS TEZİ

24-26 EYLÜL 2019 VE 11 OCAK 2020 SİLİVRİ DEPREMLERİNİN ODAK MEKANİZMA ÇÖZÜMLERİ

KADER ZENGİN

Dr.Öğretim Üyesi Berna TUNÇ

Danışman, Kocaeli Üniv. .....

Prof.Dr. Şerif BARIŞ

Jüri Üyesi, Kocaeli Üniv. .....

Prof.Dr. Asım Oğuz ÖZEL

Jüri Üyesi, İstanbul Üniv. .....

Tezin Savunulduğu Tarih: 04.09.2020

ÖNSÖZ VE TEŞEKKÜR

Bu tez çalışması, Marmara Bölgesinde meydana gelen 24 Eylül 2019, 26 Eylül 2019 ve 11 Ocak 2020 depremleri incelenerek faylanma mekanizmaları belirlenmiş ve bölgenin tektonik yapısı ile ilişkilendirilmeye çalışılmıştır.

Bu tez çalışması Türkiye Bilimsel ve Teknolojik Araştırma Kurumu (TÜBİTAK) 117Y184 no'lu proje kapsamında desteklenmiştir. Yüksek lisans bursiyeri olduğum bu projede bizi destekleyen TÜBİTAK kurumuna en içten teşekkürlerimi sunarım.

Yüksek lisans eğitimim boyunca ve tez çalışmamda bana her zaman yol gösteren, güvenen ve her daim yanımda olan, beni cesaretlendiren danışmanım değerli hocam Dr. Öğr. Üyesi Berna TUNÇ'a sonsuz teşekkürlerimi sunarım.

Kocaeli Üniversitesi'ne geldiğim günden bugüne kadar bana her zaman her konuda yardımcı olan, yanında çalışmaktan onur duyduğum değerli hocam Arş. Gör. Dr. Deniz ÇAKA'ya tecrübelerinden yararlanırken göstermiş olduğu hoşgörü ve sabırdan dolayı teşekkür ederim.

Tez çalışmamı destekleyen Türkiye Bilimsel ve Teknolojik Araştırma Kurumu'na, deprem verilerini paylaşan Afet ve Acil Durum Yönetim Başkanlığı'na, Boğaziçi Üniversitesi Kandilli Rasathanesi ve Deprem Araştırma Enstitüsü Bölgesel Deprem-Tsunami İzleme ve Değerlendirme Merkezine, Kocaeli Üniversitesi Yer ve Uzay Bilimleri Araştırma Merkezine teşekkür ederim.

Tezimde kullanmış olduğum verilerin kaynağını oluşturan Armutlu Sismik Ağının kurulmasında emek sarf eden tüm hocalarıma en içten teşekkürlerimi sunarım.

Ömrüm boyunca zor günlerimde yanımda olan, bana her zaman güvenen, sevgilerini hiçbir zaman esirgemeyen, beni cesaretlendiren, maddi ve manevi desteklerini bir an olsun esirgemeyen annem Zehra ZENGİN, babam İbrahim ZENGİN, kardeşlerim Mustafa ZENGİN, Ayşegül ZENGİN TAY, Gülbin CIDA ve Bayram ZENGİN'e sonsuz teşekkürlerimi sunarım.

Eylül – 2020 Kader ZENGİN

İÇİNDEKİLER

ÖNSÖZ VE TEŞEKKÜR…… i
İÇİNDEKİLER…….. ii
ŞEKİLLER DİZİNİ……..... iii
TABLOLAR DİZİNİ……. v
SİMGELER VE KISALTMALAR…….. vi
ÖZET……..... vii
ABSTRACT…….. viii
GİRİŞ……..... 1
1.MARMARA BÖLGESİ'NİN JEOLOJİSİ VE DEPREMSELLİĞİ…… 3
1.1. Marmara Bölgesinin Jeolojisi……..... 3
1.2. Türkiye'nin Tektonik Yapısı……..……. 5
1.3. Bölgenin Depremselliği……..... 9
1.3.1. Tarihsel dönem depremselliği……... 9
1.3.2. Aletsel dönem depremselliği……..... 12
2. ODAK MEKANİZMASI ÇÖZÜM YÖNTEMİ……..… 14
2.1. P Dalgası İlk Hareketlerinden Odak Mekanizma Çözümü……..…..…… 14
2.1.1.Odak mekanizması çözümü için gereken aşamalar……...…… 16
2.2. zSacWin Programının Algoritması…...……..…… 24
2.3. HYPO71 Algoritması…..……..... 25
3. ODAK MEKANİZMA ÇÖZÜMÜ UYGULAMALARI……...……..... 27
3.1. 24 Eylül 2019 – Marmara Denizi Depremi…..……...…..…..... 27
3.2. 26 Eylül 2019 – Marmara Denizi Depremi……...……..…… 32
3.3. 11 Ocak 2020 – Marmara Denizi Depremi……..……..…..… 37
4. SONUÇLAR VE ÖNERİLER……..…… 41
KAYNAKLAR……. 43
KİŞİSEL YAYIN VE ESERLER……..... 51
ÖZGEÇMİŞ……..... 52

ŞEKİLLER DİZİNİ

Şekil 1.1. Genelleştirilmiş Türkiye ve Çevresi Tektonik Haritası…… 5
Şekil 1.2. Marmara Bölgesi'ne hâkim olan tektonik unsurları gösteren harita…. 6
Şekil 1.3. Marmara Denizini oluşturan havza ve sırtlar…… 9
Şekil 1.4. Marmara Denizi içinde KAFZ'nin uzanımını ve MS 400 yılından günümüze kadar meydana gelmiş tarihsel depremlerin dış merkez dağılımlarını gösteren harita……. 11
Şekil 1.5. Marmara bölgesinde çeşitli araştırmacılarca elde edilmiş büyük deprem oluşumlarını gösteren harita…… 12
Şekil 1.6. Marmara Bölgesi'nde aletsel dönemde meydana gelmiş M=4.0'den büyük depremlerin dağılımlarını gösteren harita……... 13
Şekil 2.1. Homojen yarı sonsuz ortamda deprem odak merkezinden yayılan dalganın seyahat yolu……... 14
Şekil 2.2. (a) tek kuvvet çifti ve (b) çift kuvvet çifti……. 15
Şekil 2.3. Sismogramın düşey (Z) bileşeninden P dalgasının ilk hareketinin okunması……... 16
Şekil 2.4. Odak küresi ve odak küresini terk eden ışınları gösteren kesit…….. 16
Şekil 2.5. Odak mekanizması çözümünün plaj topu gösterimi …… 18
Şekil 2.6. Fay geometrisi ve tanımlanmasında kullanılan yön ve açılar ……. 18
Şekil 2.7. Fay geometrisinin tanımlanmasında kullanılan doğrultu ve açılar…... 20
Şekil 2.8. Fay geometrisinin tanımlanmasında kullanılan doğrultu ve açıların izdüşüm ağı üzerinden belirlenmesi…… 20
Şekil 2.9. Ana faylanma türleri (a, e, i), bunlara karşılık gelen P dalgası ilk hareket yönlerinin alt yarı küre üzerindeki dağılımı (b, f, j), bunların düzlem izdüşümleri (c, g, k) ve plaj topu şeklindeki fay düzlemi çözümleri (d, h, l)…….. 21
Şekil 2.10. Kayma açılarına göre faylanma türlerinin blok diyagram ve plaj topu gösterimleri…… 22
Şekil 2.11. Yer belirlemede kullanılan HYPO71 yazılımının genel akış diyagramı…… 23
Şekil 2.12. İki boyutlu bir düzlemde (x – z) odak noktası (yıldız) ve 2 istasyonun gösterimi……. 24
Şekil 2.13. 1. İterasyon sonucunda bulunan yeni odak noktası……... 25
Şekil 3.1. 24 Eylül 2019 – Marmara Denizi depremi için zSacWin programında kullanılan istasyonların dağılımı ve lokasyon haritası…… 27
Şekil 3.2. 24 Eylül 2019 – Marmara Denizi depremi için zSacWin programında deprem kaydı ve faz okumaları ekran görüntüsü……. 28

Şekil 3.3. 24 Eylül 2019 – Marmara Denizi depremi için zSacWin programında depremin yeri, büyüklüğü ve derinliğe dair bilgilerin görüntüsü..... 29
Şekil 3.4. 24 Eylül 2019 – Marmara Denizinde meydana gelen depremin zSacWin programında odak mekanizma çözümü..... 29
Şekil 3.5. 24 Eylül 2019 – Marmara Denizinde meydana gelen depremin odak mekanizma çözümü sonucunda elde edilen blok diyagramı..... 30
Şekil 3.6. 24 Eylül 2019 Silivri Depreminin AFAD, KRDAE ve ARNET tarafından yapılmış fay düzlemi çözümleri..... 30
Şekil 3.7. 26 Eylül 2019 – Marmara Denizi Depremi için zSacWin programında kullanılan istasyonların dağılımı ve lokasyon haritası..... 31
Şekil 3.8. 26 Eylül 2019 – Marmara Denizi Depremi için zSacWin programında deprem kaydı ve faz okumaları ekran görüntüsü..... 33
Şekil 3.9. zSacWin programında çözülen 26 Eylül 2019 – Marmara Denizi depremine ait depremin yeri, büyüklüğü ve derinliğe dair bilgilerin görüntüsü..... 34
Şekil 3.10. 26 Eylül 2019 – Marmara Denizinde meydana gelen depremin zSacWin programında odak mekanizma çözümü..... 34
Şekil 3.11. 26 Eylül 2019 – Marmara Denizinde meydana gelen depremin odak mekanizma çözümü sonucunda elde edilen blok diyagramı..... 35
Şekil 3.12. 26 Eylül 2019 Silivri Depreminin AFAD, KRDAE, USGS ve ARNET tarafından yapılmış fay düzlemi çözümleri..... 35
Şekil 3.13. 11 Ocak 2020 – Marmara Denizi Depremi için zSacWin programında kullanılan istasyonların dağılımı ve lokasyon haritası..... 36
Şekil 3.14. 11 Ocak 2020 – Marmara Denizi Depremi için zSacWin programında deprem kaydı ve faz okumaları ekran görüntüsü..... 37
Şekil 3.15. zSacWin programında çözülen 11 Ocak 2020 – Marmara Denizi depremine ait depremin yeri, büyüklüğü ve derinliğe dair bilgilerin görüntüsü..... 38
Şekil 3.16. 11 Ocak 2020 – Marmara Denizinde meydana gelen depremin zSacWin programında odak mekanizma çözümü..... 38
Şekil 3.17. 11 Ocak 2020 – Marmara Denizinde meydana gelen depremin odak mekanizma çözümü sonucunda elde edilen blok diyagramı..... 39
Şekil 3.18. 11 Ocak 2020 Silivri Depreminin AFAD, KRDAE ve ARNET tarafından yapılmış fay düzlemi çözümleri..... 39
Şekil 4.1. Silivri Depremlerinin AFAD, KRDAE ve ARNET tarafından yapılmış fay düzlemi çözümleri..... 41

TABLOLAR DİZİNİ

Tablo 1.1. Marmara bölgesinde MS 400 yılından sonra meydana gelen ve büyüklüğü Ms ≥ 6.8 olan depremler ile 19. yüzyılda meydana gelmiş büyüklüğü 6.0 ≤ Ms≤ 6.8 olan depremlerin listesi 9
Tablo 3.1. Marmara Bölgesi için kullanılan hız yapısı ……..... 26
Tablo 3.2. 24 Eylül 2019 depreminin odak mekanizma çözümünde kullanılan istasyonların listesi ..…….…… 27
Tablo 3.3. 26 Eylül 2019 depreminin odak mekanizma çözümünde kullanılan istasyonların listesi ……. 31
Tablo 3.4. 11 Ocak 2020 depreminin zSacWin programında bulunan sonuçlar...… 36

SİMGELER VE KISALTMALAR

km :Kilometre
Ml :Lokal magnitüdü
mm :Milimetre
Ms :Yüzey dalgası magnitüdü
Mw :Moment magnitüdü
sn : Saniye

Kısaltmalar

AFAD : Afet ve Acil Durum Yönetim Başkanlığı
ARNET : Armutlu Sismik Ağı
DAF : Doğu Anadolu Fayı
GPS : Global Position System (Küresel Konumlara Sistemi)
KAF : Kuzey Anadolu Fayı
KAFZ : Kuzey Anadolu Fay Zonu
KD-GB : Kuzeydoğu-Güneybatı
KRDAE : Kandilli Rasathanesi Deprem Araştırma Enstitüsü
USGS : United States Geological Survay (ABD Jeolojik Araştırmalar Merkezi)
YUBAM : Yer ve Uzay Bilimleri Araştırma ve Uygulama Merkezi

24-26 EYLÜL 2019 VE 11 OCAK 2020 SİLİVRİ DEPREMLERİNİN ODAK MEKANİZMA ÇÖZÜMLERİ

ÖZET

Bu çalışmada Marmara Denizi'nde meydana gelen 24 Eylül 2019, 26 Eylül 2019 ve 11 Ocak 2020 Sivrice depremlerinin odak mekanizma çözümleri yapılmış ve bölgenin aktif tektonik yapısı ile ilişkilendirilmeye çalışılmıştır. Kuzey Anadolu Fay Zonu (KAFZ) Marmara bölgesinin depremselliğini etkileyen en önemli aktif yapıdır. Bu bölgede tarihsel dönemde $M_S \geq 6.8$ olan 42 adet deprem meydana gelmiştir. KAFZ incelendiğinde ise magnitüdü 7'den büyük depremlerin doğudan batıya göç ettiği belirlenmiştir. KAFZ üzerinde meydana gelen son büyük deprem ise 17 Ağustos 1999'da meydana gelen Mw=7.4 büyüklüğündeki Gölcük depremidir. Büyük depremlerin doğudan batıya göçü düşünüldüğünde ise bir sonraki büyük depremin Marmara Bölgesinde meydana gelmesi olasıdır. Bu sebeple bu bölgede yakın zamanda meydana gelen orta büyüklükteki 24 Eylül 2019, 26 Eylül 2019 ve 11 Ocak 2020 Sivrice depremleri, bu bölge için önemli depremlerdir. Bu depremlerin P dalgası ilk hareket yönü hesaplanarak odak mekanizma çözümü yapılmıştır. Odak mekanizma çözümleri için zSacWin programı kullanılmıştır. Odak mekanizma çözümleri incelendiğinde 24 Eylül 2019 – Sivrice depreminin sağ yönlü doğrultu atım bileşenli ters faylanma mekanizması, 26 Eylül 2019 – Sivrice depreminin sağ yönlü doğrultu atım bileşenli ters faylanma mekanizması, 11 Ocak 2020 – Sivrice depreminin ters bileşeni baskın sağ yanal faylanma özelliği gösterdiği belirlenmiştir. Çözümü yapılan depremlerin KAFZ'nin kuzey kolunda yerkabuğunun ilk 20 km'si içerisinde meydana gelen, sığ odaklı depremler oldukları belirlenmiştir.

Anahtar Kelimeler: Kuzey Anadolu Fay Zonu, Marmara Bölgesi, Odak Mekanizma Çözümü, Silivri Depremleri, zSacWin.

FOCUS MECHANISM SOLUTIONS OF 24-26 SEPTEMBER 2019 AND 11 JANUARY 2020 SILIVRI EARTHQUAKES

ABSTRACT

In this study, focal mechanism solutions of September 24, 2019, September 26, 2019 and January 11, 2020 Sivrice earthquakes in the Marmara Sea were made and tried to be associated with the active tectonic structure of the region. The North Anatolian Fault Zone (NAFZ) is the most important active structure affecting the seismicity of the Marmara region. In the historical period, there were 42 earthquakes with a rate of 6.8 AD in this region. When the NAFZ was examined, it was determined that earthquakes with magnitudes greater than 7 migrated from east to west. The last major earthquake that occurred on the NAFZ is the Gölcük earthquake with Mw = 7.4 magnitude that occurred on August 17, 1999. Considering the migration of large earthquakes from east to west, it is possible that the next major earthquake will occur in the Marmara Region. For this reason, the medium-sized September 24, 2019, September 26, 2019 and January 11, 2020 Sivrice earthquakes in this region are important earthquakes for this region. The focal mechanism solution is made by calculating the first movement direction of the P wave of these earthquakes. The zSacWin program was used for focal mechanism solutions. When the focal mechanism solutions were examined, it was determined that the reverse faulting mechanism of September 24, 2019 - Sivrice earthquake with right-sided strike-slip component, the reverse-faulting mechanism with right-sided strike-slip component of the Sivrice earthquake of September 26, 2019 -The reverse component of the Sivrice earthquake showed dominant right-lateral faulting. It has been determined that the earthquakes solved are shallow-oriented earthquakes occurring within the first 20 km of the earth's crust in the northern branch of the NAFZ.

Keywords: North Anatolian Fault Zone, Marmara Region, Focal Mechanism Solution, Silivri Earthquakes, zSacWin.

GİRİŞ

17 Ağustos 1999 Kocaeli-Gölcük Depremi sonrasında Marmara bölgesinin güncel tektonik yapısı, tektonik gelişimi, Marmara bölgesinde Kuzey Anadolu Fayı'nın (KAF) yerleşimi ve deprem tehlikesi gibi konular yer bilimleri açısından Marmara bölgesinin en çok tartışılan konuları olmuştur. Bu sebeple Marmara bölgesinde daha önceden başlamış olup sürdürülmekte olan bilimsel çalışmaların kapsam ve içeriği artmış, yerli ve yabancı çok sayıda bilim insanının katılımıyla deniz jeolojisi ve jeofiziği çalışmaları başlatılmıştır (Barka ve Kadinsky-Cade, 1988; Wong ve diğ., 1995; Ergün ve Özel, 1995; Barka 1992; Armijo ve diğ., 2002, 2005; Rangin ve diğ., 2004; Parke ve diğ., 1999; Siyako ve diğ, 2000; Okay ve diğ., 2000; Le Pichon ve diğ., 1999; Aksu ve diğ., 2000; İmren ve diğ., 2001; Demirbağ ve diğ., 2003; Yaltırak, 2002).

KAF'ın Marmara Denizi içerisindeki kinematiği, yerleşim şekli ve yaratacağı büyük deprem tehlikesi hala güncel bilimsel tartışma konularındandır. Marmara bölgesinde, farklı kurumlarca işletilen birçok gelişmiş sayısal kayıt istasyonu bulunmaktadır ve mevcut sismik ağlar ile yılda 1000'e yakın küçük deprem kaydedilmektedir. Bu kayıtlar Marmara bölgesinin sismotektoniği, deprem tehlikesi, bölgenin kinematik özellikleri, kabuk yapısı gibi çalışmalarda kullanılmaktadır. Marmara bölgesinde oluşabilecek büyük depremlerin karakterini anlamak için gelişmiş deprem kayıtlarının güncel yöntemlerle incelenmesi gerekmektedir. Depremlerde fay düzlemi çözümünün yapılması yer kürenin dinamik karakterinin tanınmasında çok önemlidir. Fay düzlemi çalışmaları bize çalışma alanındaki faylanma türleri hakkında bilgiler verir.

Bu tez çalışmasının birinci bölümü, Marmara Bölgesinin Jeolojisi ve Depremselliğine genel bir bakış niteliğindedir. Bu bölümde, Türkiye'nin tektonik yapısı, Marmara Bölgesinin tektonik yapısı ve jeolojisi, Marmara Bölgesinin tarihsel ve aletsel dönem depremselliği anlatılmıştır.

İkinci bölümde, odak mekanizma çözümünde kullanılan yöntem ve yazılımdan bahsedilmiştir. Depremlerin odak mekanizma çözümü P dalgası ilk hareket yönü belirlenerek zSacWin yazılımı ile yapılmıştır. Yazılımda deprem konumlarının belirlenmesi için HYPO71 (Lee ve Jahr, 1972) algoritması kullanılmaktadır.

TÜBİTAK tarafından desteklenen bu tez çalışmasının üçüncü bölümünde, Marmara Denizi'nde meydana gelen orta büyüklükteki 24 Eylül 2019, 26 Eylül 2019 ve 11 Ocak 2020 Sivrice depremleri incelenmiştir. Afet ve Acil Durum Yönetim Başkanlığı **(**AFAD), Kocaeli Üniversitesi Yer ve Uzay Bilimleri Araştırma ve Uygulama Merkezi (YUBAM) ve Alman Helmholtz-Centre Postdam – GFZ ortaklığı ile Armutlu Yarımadası ve civarında 2005 yılı sonlarında kurulmuş olan Armutlu Sismik Ağı (ARNET) ve Kandilli Rasathanesi ve Deprem Araştırma Enstitüsü Bölgesel Deprem-Tsunami İzleme ve Değerlendirme Merkezi (KRDAE) tarafından bölgede kayıt edilen deprem verilerinin P ve S fazları yeniden okunarak depremlerin episantr bilgileri ve derinlikleri belirlenmiştir. P dalgası ilk hareket yönleri kullanılarak depremlerin kaynak mekanizmaları zSacWin yazılımı ile çözümlenmiştir.

Dördüncü bölümde ise Marmara Denizinde meydana gelen 24 Eylül 2019, 26 Eylül 2019 ve 11 Ocak 2020 Sivrice depremlerinin odak mekanizma çözümleri istasyon dağılımını iyileştirmek, aynı zamanda çözümlerin hata oranını azaltabilmek amacıyla AFAD, KANDİLLİ ve ARNET istasyon verileri kullanarak yapılmış ve elde edilen sonuçlar bölgenin tektonizması ile ilişkilendirilmeye çalışılmıştır.

1.MARMARA BÖLGESİ'NİN JEOLOJİSİ VE DEPREMSELLİĞİ

1.1. Marmara Bölgesinin Jeolojisi

Marmara bölgesi jeolojik olarak üç kısma ayrılır. Bunlar; Sakarya bölgesi, İstanbul bölgesi ve Istranca masifidir (Ketin, 1973; Okay, 1986). İstanbul bölgesi, en altta Triyas karasal kırmızı birimler son Permiyen tarafından büyük bir uyumsuzlukla Ordovisyen Karbonifer ile örtülmüştür. Daha sonra metamorfizma ve küçük deformasyonların devam ettiği Palezoyik sedimanlarının arka arkaya genişlemesi ile tanımlanmıştır.

İstanbul bölgesi, önemli deformasyon eksikliğinden dolayı stratigrafik olarak komşu tektonik kısımlardan farklıdır. Sakarya Bölgesi, İstanbul bölgesinin aksine bir Palezoyik temele sahip değildir. Sakarya bölgesi çeşitli metamorfizma ve güçlü Triyas temelli deformasyonlar ile tanımlanmıştır. Orta Jura – Alt Kretase kireçtaşları Üst Kretase flişi üzerine geçtiğinde kumtaşları ve Liyas konglomeralar ile uyumsuzluk halinde örtülen tabaka Karakaya Kompleksi olarak isimlendirilmiştir (Hoşgören, 1997). Post-Triyas sedimanların temelini oluşturan kireçtaşları, şeyl, kireçtaşı olistolitleri temel volkanik kayaların güçlü deformasyonu ile oluşmuştur. Karakaya kompleksinin içyapısı Permiyen ve Karbonifiber kireçtaşı olistolitleri ile gri- kahve şeyl bölümü ve karbonatlar ile tüf ardalanması ve bol temel pirolastikler ile kalın volkanik bölümlerin de dahil olduğu birçok tektonik birimden oluşmuştur. Karakaya Kompleksi de birkaç Liyas öncesi granitoyidler ile kesilmiştir (Hoşgören, 1997).

Jeolojik zamanda Istranca (Yıldız) Dağları'nın bulunduğu yerde Tethys (Tetis) Denizi bulunuyordu. Bu denizin dibinde bulunan tortullar, kuzey ve güneyde eski kıta çekirdeklerinin birbirine doğru yaklaşmaları sonucu kıvrılarak su yüzeyine çıkmışlar ve Yıldız Dağlarını oluşturmuşlardır. Daha sonra meydana gelen dağ oluşumu, kıta oluşumu (epirojenik) ve volkanik hareketler sırasında Yıldız Dağları'nı oluşturan taş ve tabakalar sıkışmış, kıvrılmış ve kırılmıştır. Yıldız Dağları 1. Jeolojik zaman arazisi olduğu için "masif" adını almaktadır.

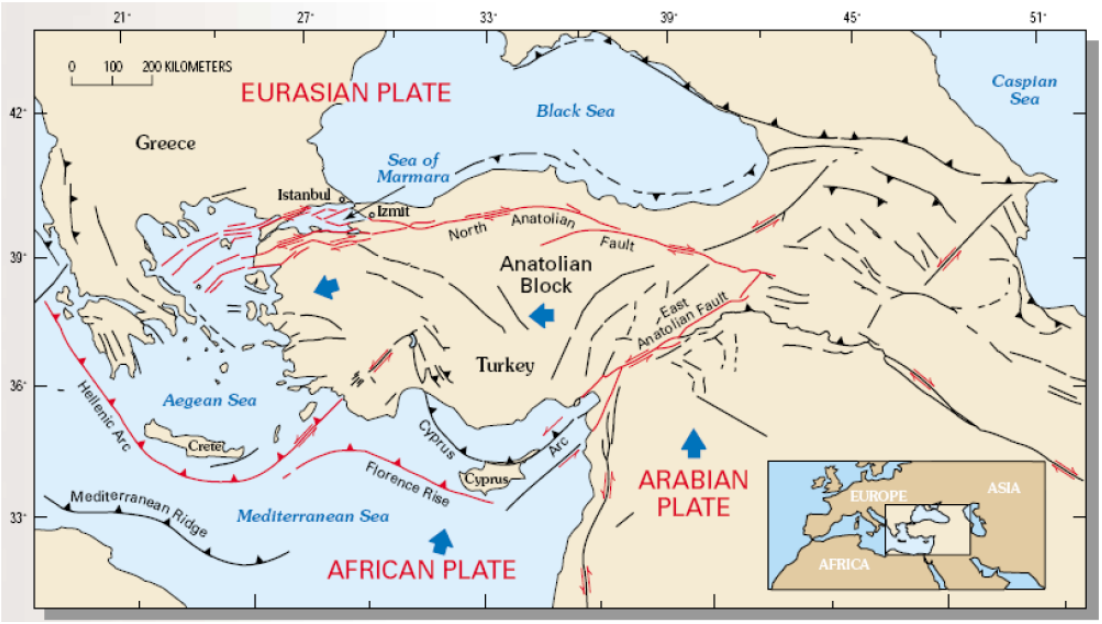
İzmit Körfezi, doğu-batı yönlü aktif graben sistemidir. Kuzey Anadolu Fay Zonu (KAFZ) ve Marmara graben sisteminin dinamik etkileşimi ile çöküntü sistemi etkilenmiştir. Bu sınır iki horst tarafından sınırlandırılmıştır. Bunlar Kocaeli Yarımadası'nın kuzeyi ve Armutlu Yarımadası'nın güneyindedir ve tamamen farklı jeomorfolojik özellikler göstermektedir. Graben genişliği 6 ile 10 km arasındadır. (Hoşgören, 1997).

Kocaeli ve Armutlu Yarımadası stratigrafik olarak, yapısal ve jeolojik açıdan tamamen farklı özellikleri göstermektedir. İzmit körfezi, Yalova-Laledere, Hersek ve Karamürsel gibi Geç Pleyistosen yaşta deniz terasları ve sediman depoları bulunmaktadır (Hoşgören, 1997). Yalova formasyonu Armutlu Yarımadası'na doğru giderek bozuşmuştur (Emre vd.,1998). Yalova formasyonu, Kılıç ve Yalakdere olmak üzere iki ana kısma ayrılmıştır: Kılıç birimi, taban kayalar üzerinde uyumsuz uzanan Geç Miyosen – Erken Pliyosen birbirini izleyen silikilastiktir. Temel sırası, kırmızı kırıntılı ve yığma kum taşları, sarı ince tabakalı kum taşları ve silt taşı içerir. Bu dizi yukarıya doğru sarımsı kil taşı, marn ve ince kömür bandı ardalanmasına geçmiştir. Kum taşı deltasını oluşturan kalınlık art arda izleyen üst parçalardan oluşmuştur. Litolojik olarak, bu kol İzmit Körfezi'nin kuzey kısmı boyunca bir akarsu ortamında grimsi kırmızı kum taşı tortularına benzemektedir. Üst bölgelerde, bu dizi tomografi yöntemi ile kalınlık değişiminin kontrolünün gözlemlendiği siltli – killi marnlara doğru geçiş yapmıştır. Yalakdere birimi ise, erken Pliyosen çağda ~ 200 m kalınlıkta çimentolu kum taşları, silt taşları ve krem renkli marnlardan meydana gelmiş, dikey ve yatay geçişler ile Kılıç birimi üzerinde uzanmıştır. Tane boyutu üste doğru artmaktadır. Çakıl ve kumun yüksek oranı ile Kılıç biriminden kolayca ayırt edilmektedir. Bu birimle ilgili beyaz renkli gölsel kireç taşları Hersek Delta'sının güneyinde gözlemlenir. Marn ve yeşil kil mostralarına İzmit Körfezi'nin kuzey kısmında rastlanılmaktadır. Samanlıdağ Formasyonu, Geç Pliyosen – Erken Pleistosen (buzul çağı) zamanda 20 – 50 m kalınlıkta çakıllı iri taneli kumtaşı ve konglomera merceklerinden oluşmuştur (Emre vd., 1998). Bu mercekler Armutlu Yarımadasında, Kılıçlı ve Yalakdere kolları üzerinde uyumsuz uzanmaktadır ve Yalakdere'nin güney tepelerinin eğimleri boyunca Orhangazi, Esenköy, Termal köylerinin çevresinde geniş olarak yayılmaktadır (Eisenlohr, 1995). Bu tortullar örülmüş nehir ve alüvyonal yelpaze birikimini göstermektedir. Dizinin üst kısmında, tortullar iri tanelidir.

Marmara Formasyonu Samanlıdağ Formasyonu'nun üszerini örter. Trakya'nın güney kıyı bölgeleri (Sakınç ve Yaltırak, 1997) ve Batı Marmara Denizi ile Çanakkale Boğazı (Yaltırak ve Okay, 2000) boyunca tanımlanmaktadır.

1.2. Türkiye'nin Tektonik Yapısı

Türkiye, dünyanın en aktif zonlarından birisi olan Alp-Himalaya deprem kuşağında yer almaktadır (McKenzie, 1972). Tarihi boyunca birçok yıkıcı depremin yaşandığı ülkemizde doğrultu atımlı faylar (Doğu Anadolu Fayı - Kuzey Anadolu Fayı), kıtasal çarpışma (Doğu Anadolu), kıtasal genişleme (Ege graben sistemleri, Marmara denizi) gibi pek çok tektonik yapı bulunmaktadır. Avrasya levhası üzerinde bulunan ülkemizin aktif tektoniği, etrafını çevreleyen levhalar tarafından yönetilmektedir. Arap levhasının Avrasya levhasına karşı olan hareketi ülkemizin tektoniği batıya-güney batıya doğru hareket etmesine neden olmaktadır (McKenzie, 1972, 1978) (Şekil 1.1).

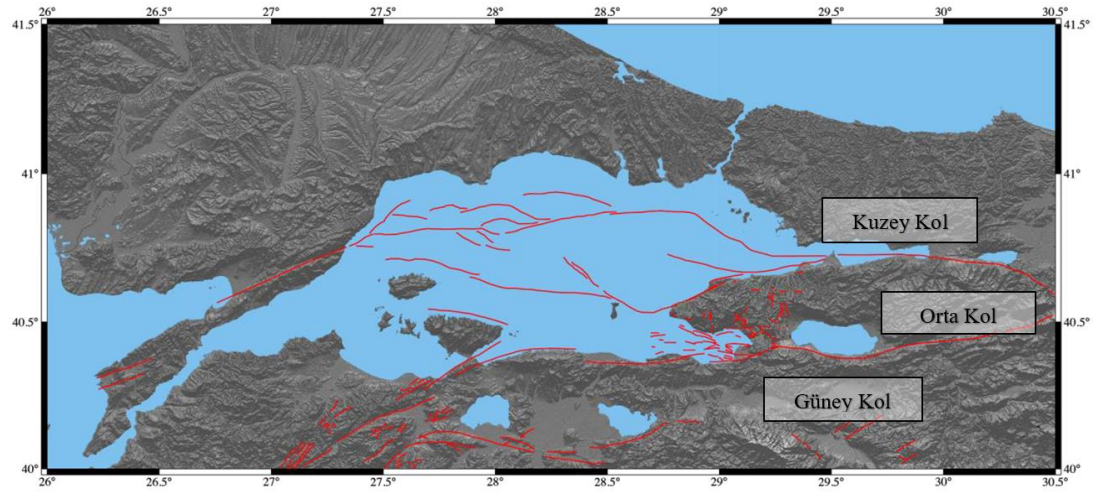


Şekil 1.1. Genelleştirilmiş Türkiye ve Çevresi Tektonik Haritası (U.S. Geological Survey Circular 1193, 2000).

Türkiye'nin tektoniği Ege graben sistemleri, Doğu Anadolu Fayı (DAF) ve Kuzey Anadolu Fayı ile tarif edilebilir. Kuzey Doğu – Güney Batı (KD-GB) yönlü olarak Arap ve Afrika levhaları arasında Antakya-Karlıova kesişimine uzanan DAF, aktif sol yönlü doğrultu atımlı faydır. Bu bölge aynı zamanda kıtasal çarpışmaya sahne olmaktadır ve yüksek topografya göstermektedir (McClusky et. al., 2000; Şengör et

al., 2003). Depremselliği yüksek olan diğer bölüm ise uzanımı KD-GB doğrultulu sol yönlü doğrultulu atımlı faylar kuzeydoğu güneybatı ile Ege denizine doğru uzanım gösteren graben sistemlerinden oluşan Batı Anadolu'dur (Alptekin, 1973, McKenzie, 1978; Dewey and Şengör, 1979). Ege denizindeki Helenic arktaki güenybatı yönlü hareketin hızı Avrasya levhasına göre 30-40 mm/yıl'dır (McClusky et. al., 2000).

Türkiye'nin doğusundan Yunanistan'a kadar olan ve yaklaşık 1500 km uzunluğunda olan KAF sadece ürettiği büyük depremlerle değil aynı zamanda büyük depremlerin 1939'dan bu yana doğuya doğru sismik göçü ile de iyi bilinen dünyanın en uzun ve en iyi çalışılmış sağ yönlü doğrultu atımlı fayıdır (Ketin, 1969; Şengör, 1979; Barka 1992; Barka and Reilinger, 1997, Aydan, 1997, Stein et al, 1997).



Şekil 1.2. Marmara Bölgesi'ne hâkim olan tektonik unsurları gösteren harita (Eisenlohr, 1997; Kuşçu ve diğ., 2009; Pınar ve diğ., 2003; Çaka, 2012; Yavuz, 2015'den derlenmiştir).

Saros Körfezi'nin batısında, açılma rejimi etkin olur ve Ege Denizi'nin kuzeyinden Yunanistan'a kadar devam eder (Dewey ve Şengör, 1979; Lyberis, 1984; Barka, 1992; Yaltırak ve Okay, 2000; Görür ve diğ. 1997; Tüysüz ve diğ. 1998; Okay ve diğ. 1999, 2000; Anastasia ve Lauvari, 2001). Türkiye'nin kuzey batısı, batı Anadolu ve Ege Denizi'ndeki kuzey-güney gerilme rejimi ile KAFZ etkisindeki doğu-batı doğrultulu yanal atımlı rejimin kesişmesi ile ortaya çıkan karmaşık bir tektonik yapı gösterir.

Marmara Bölgesi, KAFZ tarafından kontrol edilen doğrultu atım rejimi ile batı Anadolu'da etkin olan kuzey-güney yönlü açılma rejimi arasında bir geçiş bölgesidir. KAF doğuda Karlıova'dan, batıda Mudurnu'ya kadar yaklaşık 900 km'lik bir bölümde

neredeyse tek bir fay izi davranışı gösterirken, Mudurnu'nun batısından itibaren üç kola ayrılarak Marmara Denizi içinde devam etmektedir (Şekil 1.2). Marmara Bölgesi'nin güney kısmı orta ve güney kollar ile temsil edilirken, kuzey kol kuzey kısmını kontrol etmektedir (Dewey ve Şengör, 1979).

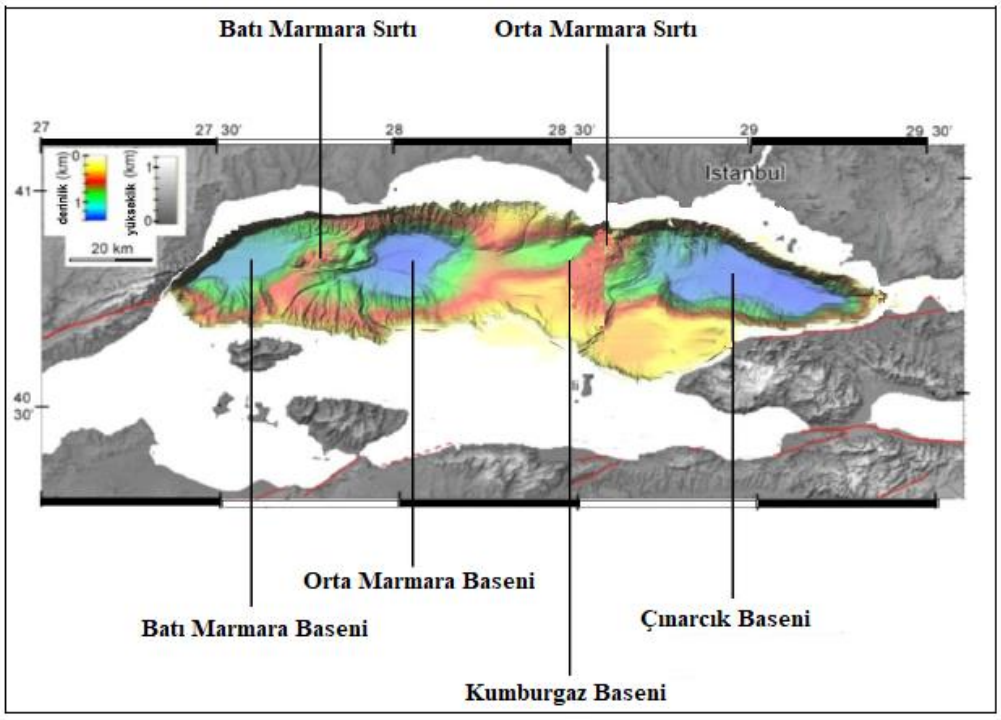
KAFZ, Dokurcun'da kuzey ve orta kol olmak üzere iki kola ayrılarak devam eder. Kuzey kol; Sapanca Gölü, İzmit Körfezi, Marmara Denizi'nde sırasıyla Çınarcık çukuru, Orta Marmara çukuru, Batı Marmara çukurlarını geçer ve batıda Gaziköy civarında tekrar karada gözlemlenerek Saroz Körfezi'nde Ege Denizi'ne girer (Çaka, 2012). Kuzey kol yakın dönemde, Türkiye ve dünyayı ekonomik ve sosyolojik olarak derinden sarsan İzmit Depremi'ni (17 Ağustos 1999; Md=7.4) ve Düzce Depremi'ni (12 Kasım 1999; Md=7.2) üretmiştir. KAFZ'nin orta kolu ise İznik Gölü'nün batısından gelip aynı gölün güneyini takip ederek Gemlik Körfezi'nde denize girer. Bandırma civarında tekrar karada gözlemlenerek Ezine'ye doğru devam eder ve Biga Yarımadası'ndan tekrar denize girer. Orta kol, Yenişehir Ovası'nda güney kola ayrılmaktadır. Bursa, Balıkesir ve Çanakkale illerinin güneyinden Uluabat, Kemalpaşa, Manyas, Gönen ve Yenice hattında devam eden güney kol Edremit Körfezi'nden Ege Denizi'ne girer (Çaka, 2012). Orta kolun Gemlik Körfezi'nde denize girmesinden dolayı bu bölge içerisinde genellikle normal bileşenli doğu-batı doğrultulu faylardan söz edilmektedir (Kurtuluş, 1985). Orta ve güney kolların tarihsel dönemde oldukça aktif olduğu bilinmesine rağmen yakın dönemde bu kollar üzerinde büyük olarak kabul edilebilecek sadece 20 Ekim 2006 Manyas (Ml=5.2) ve 24 Ekim 2006 Gemlik (Ml=5.2) depremleri meydana gelmiştir.

KAFZ'nin kollara ayrılması, yanal atım üzerinde batıya doğru artan açılma rejiminin bir sonucudur (Şengör ve diğ., 1985). Bölgenin tektonizması KAFZ'nin kuzey, orta ve güney kolları tarafından kontrol edilmektedir. Güney Marmara'da doğu-batı yönlü normal bileşenli doğrultu atımlı faylarla çevrelenmiş yine doğu-batı yönlü horst ve grabenler mevcuttur (Gürer ve diğ., 2003). Kuzeybatı Türkiye'nin güncel tektoniği Batı Anadolu ve Ege Denizi'ndeki kuzey güney yönlü açılmaya neden olan açılma rejimi ve KAFZ'nin neden olduğu doğrultu atımlı tektonizma ile temel olarak iki farklı mekanizma tarafından kontrol edilmektedir (Gürer ve diğ. 2003).

Başlarda bu tektonik sistem kuzeyde Bulgaristan'dan başlayan ve güneyde Helenik yaya kadar devam eden geniş bir bölgede hâkimiyet göstermiştir (McKenzie, 1972). Batı Anadolu'daki açılma rejiminin miyosende başladığı ve halen devam ettiği ileri sürülmüştür (Seyitoğlu ve Scott, 1991). Bunun aksine açılma rejiminin sürekli olmadığı ve erken miyosende başlayan açılma, erken pliyosende başlayan sıkışma mekanizması ile kesiştiği düşüncesi de öne sürülmüştür (Koçyiğit ve diğ., 1999; Bozkurt, 2002). Kuzey-güney grabenlerin, doğu-batı yönündeki grabenlerden daha yaşlı oldukları ve kuzey-güney yönelimli grabenlerin erken miyosende başlayan doğu-batı yönlü açılma rejimi ile oluştukları, şimdiki doğu-batı yönelimli grabenlerin ise geç miyosende başlayan bir başka kuzeydoğu-güneybatı doğrultulu açılma rejimi tarafından meydana getirildikleri de önerilmiştir (Yılmaz ve diğ., 2000).

KAFZ'nin aktivitesinin 5,7 milyon yıl önce başladığı öne sürülmüştür (Armijo ve diğ., 1999). Bunun aksine, Gelibolu Yarımadası'nda yapılan arazi çalışmalarına göre bu yaşın 3,7 milyon yıldan daha fazla olmadığı düşünülmektedir (Yaltırak, 2000). Ayrıca KAFZ'nin başlangıç yaşının orta-geç pliyosen olduğu da yapılan çalışmalarla ortaya çıkarılmıştır (Koçyiğit, 1991; Barka ve Kadisky-Cade, 1988).

Marmara Denizi yapısal unsuruyla, kuzey ve güney bölüm olmak üzere iki bölüm şeklinde görülebilir. Kuzey bölümde KAFZ'nin kuzey kolu hakimiyeti bulunurken burada her birinin derinliği en az 1100 metre olan üç geniş çukur (Çınarcık Çukuru, Orta Marmara Çukuru ve Batı Marmara Çukuru) bulunmaktadır (Gürer ve diğ., 2003) (Şekil 1.3). Marmara Denizi içerisinde bulunan KAFZ'nin basamak şeklinde çek-ayır havzalardan oluşarak ilerlediği tespit edilmiştir (Barka ve Kadinsky-Cade, 1988). Bununla birlikte doğuda Çınarcık Çukuru'ndan başlayan, batıda Marmara Denizi'nin batı kıyılarına kadar uzanan, Orta ve Batı Marmara Çukurları tarafından kesilen tek bir fay önerilmiştir (Le Pichon ve diğ., 2001a; 2001b)(Şekil 1.3). Marmara Bölgesi'nin güney kısmında, KAFZ'nin orta ve güney kolunun hâkim olduğu görülmektedir. Orta kolun Gemlik Körfezi'nde denize girmesinden dolayı bu bölge içerisinde genellikle normal bileşenli doğu-batı doğrultulu faylardan söz edilmektedir (Kurtuluş, 1985).



Şekil 1.3 Marmara Denizini oluşturan havza ve sırtlar (Atgın, 2013'den derlenmiştir).

1.3. Bölgenin Depremselliği

1.3.1. Tarihsel dönem depremselliği

KAFZ, Marmara Bölgesi'nin depremselliğini etkileyen en önemli aktif yapıdır. Bundan dolayı KAFZ'deki aktif tektonik yapı birçok araştırmaya konu olmuştur. KAFZ, geçmiş tarihlerde çok fazla mal ve can kaybına neden olan yıkıcı depremlerin oluşmasında rol oynamıştır. MS 400 yılından sonra meydana gelmiş olan büyüklüğü $M_S \geq 6.8$ olan 42 deprem belirlenmiştir (Papazachos ve Papazachou, 1997; Ambraseys, 2002a). Tablo 1.1'de bölgede 19. yüzyılda meydana gelmiş büyüklüğü $6.0 \leq M_S \leq 6.8$ olan depremler listelenmiştir.

Tablo 1.1. Marmara bölgesinde MS 400 yılından sonra meydana gelen ve büyüklüğü $M_S \geq 6.8$ olan depremler ile 19. yüzyılda meydana gelmiş büyüklüğü $6.0 \leq M_S \leq 6.8$ olan depremlerin listesi (Papazachos ve Papazachou, 1997; Ambraseys, 2000; Ambraseys, 2002'den derlenmiştir).

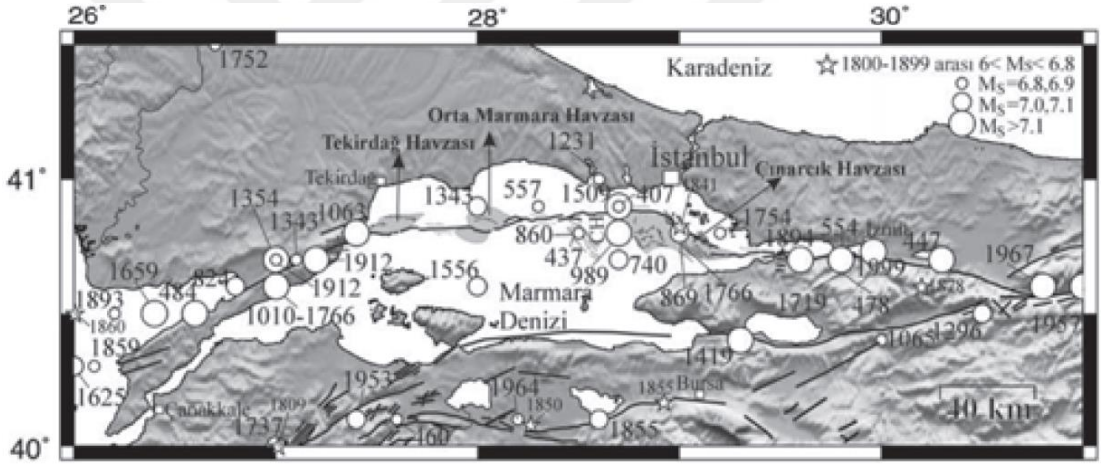
No	Tarih	Enlem	Boylam	Ms	Yer
1	01.04.407	40.90	28.70	6.8	İstanbul
2	25.09.437	40.80	28.50	6.8	İstanbul
3	06.11.447	40.70	30.30	7.2	İzmit
4	??.??.460	40.10	27.60	6.9	Erdek

Tablo 1.1. (Devam) Marmara bölgesinde MS 400 yılından sonra meydana gelen ve büyüklüğü Ms ≥ 6.8 olan depremler ile 19. yüzyılda meydana gelmiş büyüklüğü 6.0 ≤ Ms ≤ 6.8 olan depremlerin listesi (Papazachos ve Papazachou, 1997; Ambraseys, 2000; Ambraseys, 2002'den derlenmiştir).

5	**25.09.478**	**40.70**	**29.80**	**7.3**	**Karamürsel**
6	**??.??.484**	**40.50**	**26.60**	**7.2**	**Gelibolu**
7	**16.08.554**	**40.70**	**29.80**	**6.9**	**İzmit**
8	**14.12.557**	**40.90**	**28.30**	**6.9**	**Silivri**
9	**26.10.740**	**40.70**	**28.70**	**7.1**	**Marmara**
10	**05.05.824**	**40.60**	**26.80**	**7.0**	**Barbaros**
11	**23.05.860**	**40.80**	**28.50**	**6.8**	**Marmara**
12	**09.01.869**	**40.80**	**29.00**	**7.0**	**Marmara**
13	**25.10.989**	**40.80**	**28.70**	**7.2**	**Marmara**
14	**08.01.1010**	**40.60**	**27.00**	**7.4**	**Gelibolu**
15	**23.09.1063**	**40.80**	**27.40**	**7.4**	**Barbaros**
16	**??.09.1065**	**40.40**	**30.00**	**6.8**	**İznik**
17	**??.??.1231**	**41.00**	**28.60**	**6.9**	**İstanbul**
18	**01.06.1269**	**40.50**	**30.50**	**7.0**	**Geyve**
19	**18.10.1343**	**40.70**	**27.10**	**6.9**	**Ganos**
20	**18.10.1343**	**40.90**	**28.00**	**7.0**	**Ereğli**
21	**01.03.1354**	**40.70**	**27.00**	**7.4**	**Gelibolu**
22	**15.03.1419**	**40.40**	**29.30**	**7.2**	**Bursa**
23	**10.09.1509**	**40.90**	**28.70**	**7.2**	**İstanbul**
24	**10.05.1556**	**40.60**	**28.00**	**7.2**	**Erdek**
25	**18.05.1625**	**40.30**	**26.00**	**7.1**	**Saros**
26	**17.02.1659**	**40.50**	**26.40**	**7.1**	**Saros**
27	**25.05.1719**	**40.70**	**29.80**	**7.2**	**İzmit**
28	**06.02.1737**	**40.00**	**27.00**	**7.4**	**Biga**
29	**29.07.1752**	**41.50**	**26.70**	**7.0**	**Edirne**
30	**02.09.1754**	**40.80**	**29.20**	**6.8**	**İzmit**
31	**22.05.1766**	**40.80**	**29.00**	**6.8**	**Marmara**
32	**05.08.1766**	**40.60**	**27.00**	**7.1**	**Ganos**
33	**07.02.1809**	**40.00**	**27.00**	**7.4**	**Gönen**
34	**06.10.1841**	**40.80**	**29.00**	**6.1**	**Adalar**
35	**19.04.1850**	**40.10**	**28.30**	**6.1**	**Manyas**
36	**28.02.1855**	**40.10**	**28.60**	**6.1**	**Bursa**
37	**11.04.1855**	**40.20**	**28.90**	**6.3**	**Saros**
38	**21.08.1859**	**40.30**	**26.10**	**6.8**	**Saros**
39	**22.08.1860**	**40.50**	**26.00**	**6.1**	**Sapanca**
40	**19.04.1878**	**40.70**	**30.20**	**6.0**	**Saros**
41	**09.02.1893**	**40.50**	**26.20**	**6.9**	**İzmit**
42	**10.07.1894**	**40.70**	**29.60**	**7.3**	**Ganos**

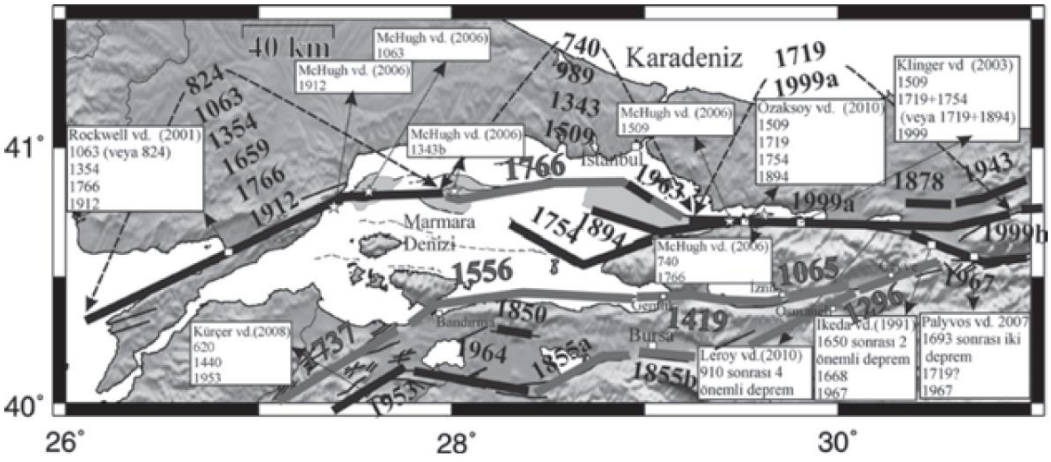
Bu yıkıcı depremlerden 1509'daki İstanbul depremi "Küçük Kıyamet" olarak da adlandırılmıştır. 1509 depremi, batıda Gelibolu'dan doğuda Çorum'a kadar hissedilmiş ve 5000 – 13000 arasında can kaybı olduğu belirtilmiştir (Demirtaş, 2000).

1719 yılında meydana gelen bir diğer deprem ise başta İzmit olmak üzere, Sapanca, Yalova ve Düzce'de önemli can ve mal kaybına neden olmuştur (Demirtaş, 2000). 1719 depremi kayıtlarına göre, depremin Sapanca Gölü, Karamürsel arasında, muhtemelen İzmit'te meydana geldiği belirtilmiştir. Yine merkez üssü İzmit olduğu düşünülen 1754'de yıkıcı bir deprem daha meydana gelmiştir (Parson vd., 2000). Bölgede 1766'da Silivri'nin güneyinde meydana gelen deprem, 1509'dan sonra bölgedeki en hasar yapıcı deprem olarak kayıtlara geçmiştir. Ayrıca 1766 depremi İzmit Körfezi etrafında sıvılaşmalara neden olmuştur (Demirtaş, 2000). 1894 yılında meydana gelen deprem ise Prens Adaları'nda (İstanbul'da Adalar bölgesini kapsayan 8 takımada) meydana gelmiştir ve İstanbul'dan Adapazarı'na kadar olan bölgeye etki etmiştir (Parson vd., 2000). Marmara Denizi içinde ve çevresinde KAFZ'nin uzanımı ve meydana gelen depremlerin dışmerkez dağılımları Şekil 1.4'de verilmiştir.



Şekil 1.4. Marmara Denizi içinde KAFZ'nin uzanımını ve MS 400 yılından günümüze kadar meydana gelmiş tarihsel depremlerin dış merkez dağılımlarını gösteren harita (Utkucu vd. 2011).

Tarihi depremlerden bazılarının izlerine 1999 İzmit depremi sonrasında yapılan paleosismolojik çalışmalarda da rastlanılmıştır. KAFZ'nin kolları üzerinde çukurlar açılması (Ikeda vd., 1991; Rockwell vd., 2001; Klinger vd., 2003; Palyvos vd., 2007; Kurcer vd., 2008), sahildeki paleo-taraça sedimentlerinden örnekler alınması (Özaksoy vd., 2010) ve Marmara Denizi ve Sapanca Gölü tabanındaki sediment tabakalarından karotlar çıkarılması (McHugh vd., 2006; Leroy vd., 2010) yoluyla yapılan paleosismolojik çalışmalarda Tablo 1.1'de listelenen birçok depremin bulgusuna rastlanılmıştır (Şekil 1.5).



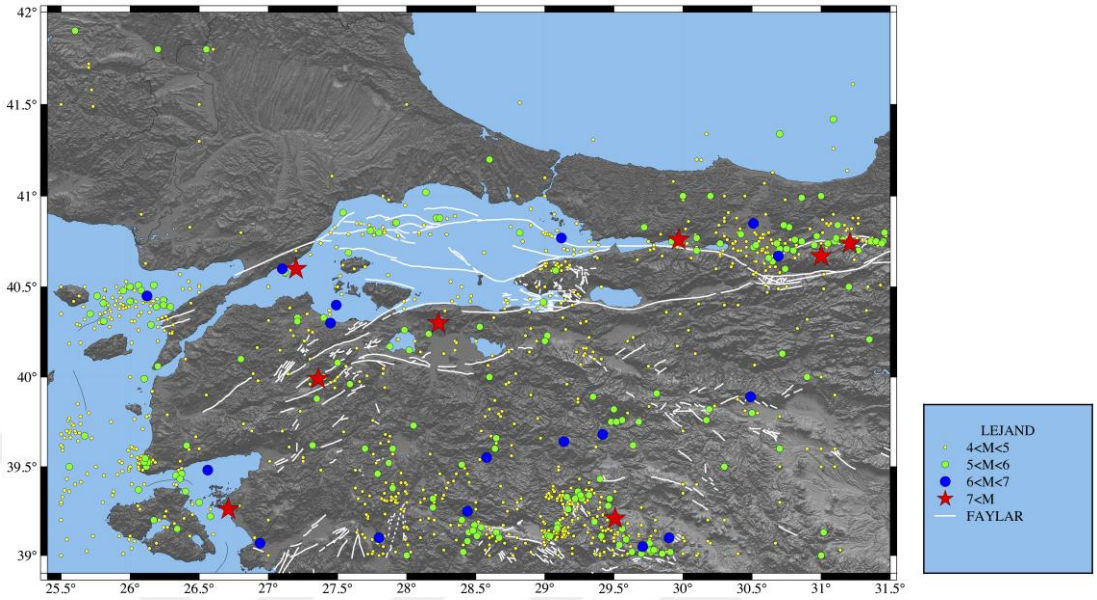
Şekil.1.5. Marmara bölgesinde çeşitli araştırmacılarca elde edilmiş büyük deprem oluşumlarını gösteren harita (Utkucu vd. 2011).

Marmara bölgesinde çeşitli araştırmacılarca çeşitli bölgelerde yapılmış paleosismolojik çalışmaların bulgularından elde edilmiş büyük deprem oluşumları ve son 300 yılda meydana gelmiş depremlerin gözlenmiş/olası kırılma uzanımları haritada görülmektedir. Fay kayma hızları arasındaki fark gözetilerek Kuzey Kol için son 200 yılda ve diğer fay kollarında da son 400 yılda kırılmamış fay segmentleri kalın siyah çizgi yerine kalın gri çizgiyle ve bu segmentleri kıran en son depremlerin tarihleri de gri büyük rakamlarla gösterilmiştir. Kuzey Kol üzerinde belirtilen fay uzanımları boyunca tekrarlayan depremlerin tarihleri de alt alta yazılmış siyah büyük rakamlarla gösterilmiştir.

1.3.2. Aletsel dönem depremselliği

1900'lü yılların başında ise aletsel döneme geçilmesiyle sismolojide yaşanan gelişmeler doğrultusunda, depremlerin meydana geldiği bölgeler ve oluşturdukları hasarlar konusunda daha kesin bilgilere ulaşılmaya başlanmıştır. Marmara Bölgesi'nde yapılan GPS (Global Position System) ölçümleri (Straub, 1996; Straub ve Kahle, 1997), jeomorfoloji, batimetri, havzalardaki sediman kalınlığının belirlenmesine yönelik çalışmalar ve tarihsel döneme ait deprem kayıtları (Ambraseys ve Finkel, 1991), Marmara Denizi'nin doğusundaki kayma miktarının, orta ve güney kollarındaki kayma miktarından daha fazla olduğunu ortaya konulmuştur. KAFZ'nin kuzey kolu üzerindeki depremler daha çok doğrusal iken, orta ve güney kolu üzerindeki depremler ise daha dağınık bir haldedir (Gürbüz vd. 2000). 1900 yılından

bu yana Marmara Bölgesinde magnitüdü 4'ten büyük olan 1194 deprem meydana gelmiştir (Şekil 1.6).



Şekil 1.6. Marmara Bölgesi'nde aletsel dönemde meydana gelmiş M=4.0'den büyük depremlerin dağılımlarını gösteren harita.

Güney ve orta kolda 1953, 1964, 1969, 1983 yıllarında hasar yapıcı depremler meydana gelmiştir. KAFZ üzerinde magnitüdü 7'den büyük olan depremlerin doğudan batıya doğru göç ettiği ortaya konulmuştur (Ketin, 1969). Bu depremler, 1912 yılında Mürefte (M=7.3), 26 Aralık 1939 Erzincan (M=7.9) 20 Aralık 1942 Erbaa – Niksar (M=7), 26 Kasım 1943 Tosya-Ladik (M=7.2), 1 Şubat 1944 Bolu-Gerede (M=7.2), 26 Mayıs 1957 Bolu-Abant (M=7.1), 22 Temmuz 1967 (M=7.2) olarak sıralanmışlardır (Bağcı, 2000). Yüzyılın depremi olarak nitelendirilen Gölcük Depremi, 17 Ağustos 1999 saat 03:01:38'de merkez üssü 40°68 kuzey enlemi ile 29°82 doğu boylamının kesiştiği noktada Mw=7.4 büyüklüğünde meydana gelmiştir. Meydana gelen depremin odak derinliği ise 17 km'dir. Deprem 125 km uzunluğunda sağ yanal atımlı bir yüzey kırığı meydana getirmiştir.

2. ODAK MEKANİZMASI ÇÖZÜM YÖNTEMİ

2.1 P Dalgası İlk Hareketlerinden Odak Mekanizma Çözümü

Son zamanlarda depremlerin koordinatlarını (x_0,y_0), derinlik (z_0) ve oluş zamanlarını (t_0) belirlemek için ters çözüm yapan farklı algoritmalar geliştirilmiştir. Bu algoritmaların ana bağıntı formülü aşağıda verilmiştir:

$$t_i = t_0 + \frac{\sqrt{(x_i - x_0)^2 + (y_i - y_0)^2 + (z_i - z_0)^2}}{V} \quad (2.1)$$

V: yarısonsuz ortamın hızı

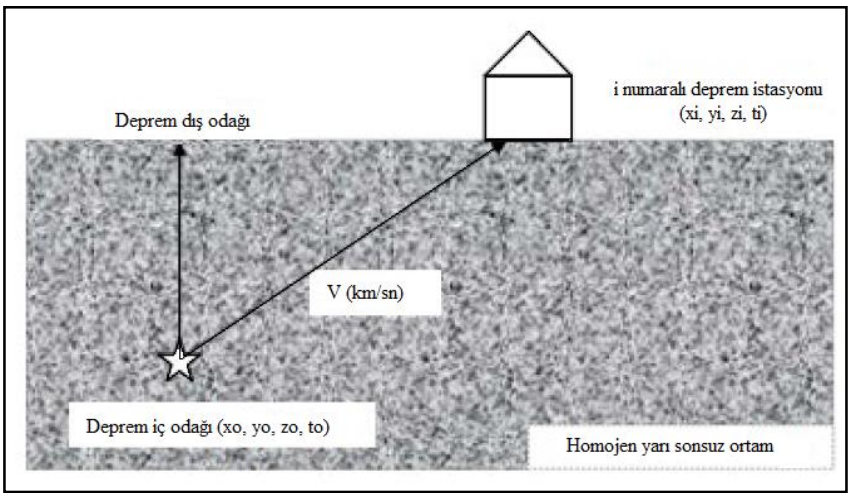
x_0, y_0, z_0: depremin enlem, boylam ve derinliği

x_1, y_1, z_1: i numaralı deprem istasyonunu enlem, boylam ve deniz mesafesinden yüksekliği

t_0: depremin ilk oluş zamanı

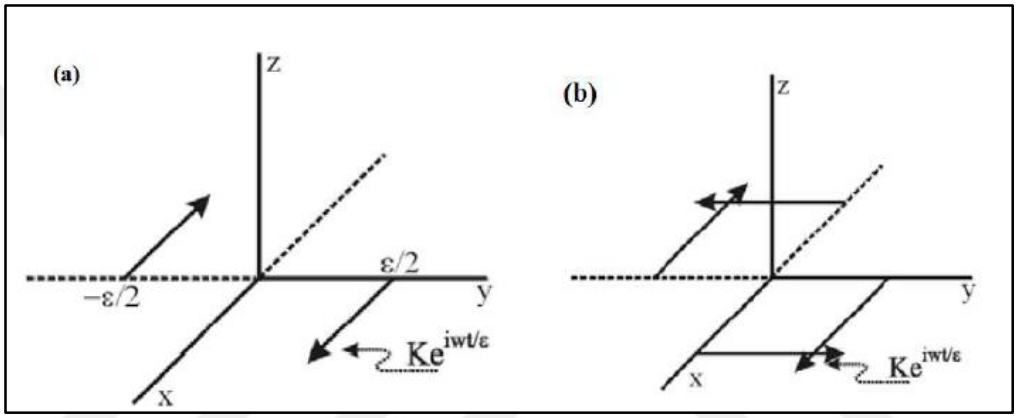
t_i: deprem dalgasının i numaralı deprem istasyonunda kaydedilmeye başlandığı zaman ile ifade edilir.

Şekil 2.1'de homojen yarısonsuz ortamda deprem odak merkezinden yayılan dalganın seyahat yolu gösterilmiştir.



Şekil 2.1. Homojen yarı sonsuz ortamda deprem odak merkezinden yayılan dalganın seyahat yolu (Azizov, 2019).

Depremlerin odak mekanizma çözümü sismolojik araştırmalarda önemli yer tutar. Odak mekanizma fiziği oldukça karmaşıktır. Deprem odağındaki yer değişmeler farklı kaynak modelleri ile anlatılmaktadır. Bunlar tek kuvvet çifti ve çift kuvvet çiftidir. Tek kuvvet çifti birbirine eşit fakat ters yönlü kuvvetlerden oluşur ve sismik moment sıfırdan farklıdır. Çift kuvvet çiftinde ise 2 kuvvet çiftinin birbirinin aynı fakat birbirlerine karşı koyacak kuvvetlerden oluşur ve sismik moment sıfırdır. Şekil 2.2' de tek ve çift kuvvet çiftleri gösterilmiştir. Burada $Ke^{iwt/\varepsilon}$ x ve y ekseni üzerindeki $\varepsilon/2$ ve $-\varepsilon/2$ noktalarına etki eden iki periyodik kuvvettir.

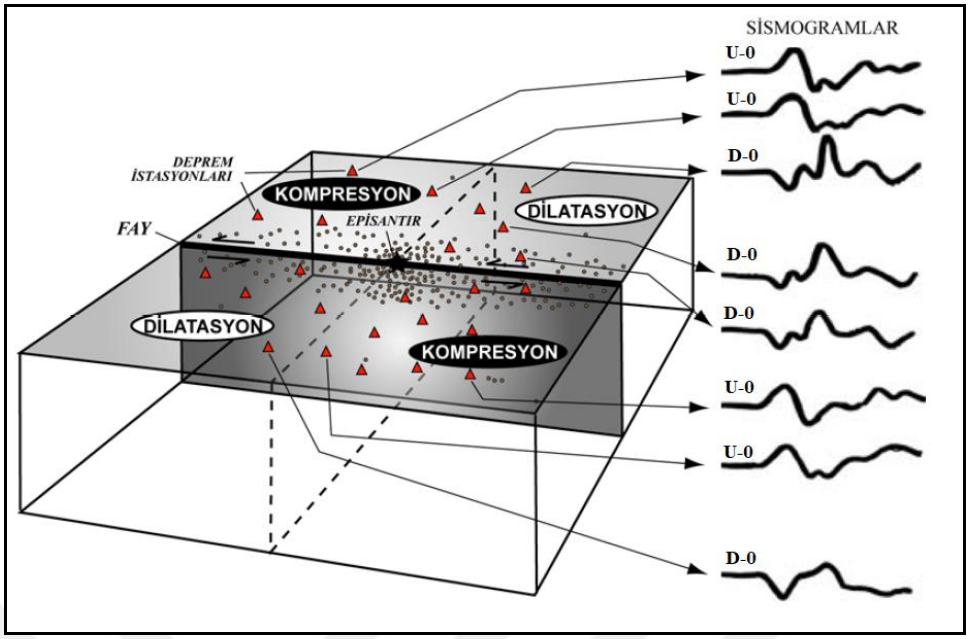


Şekil 2.2. (a) tek kuvvet çifti ve (b) çift kuvvet çifti (Azizov, 2019).

Deprem odak mekanizma çözümü için farklı yöntemler kullanılmaktadır. Bunlar; P dalgası ilk hareketlerinden odak mekanizma çözümü, S dalgaları polarizasyon açılarından odak mekanizma çözümü, cisim dalgaları spektral genliklerinin azimutal dağılımlarından odak mekanizma çözümü, yüzey dalgaları spektral genliklerinin mekanizma çözümü ve dalga şekli modellemeleridir. Bu çalışmada odak mekanizma çözümü için P dalgası ilk hareket yönü kullanılmıştır.

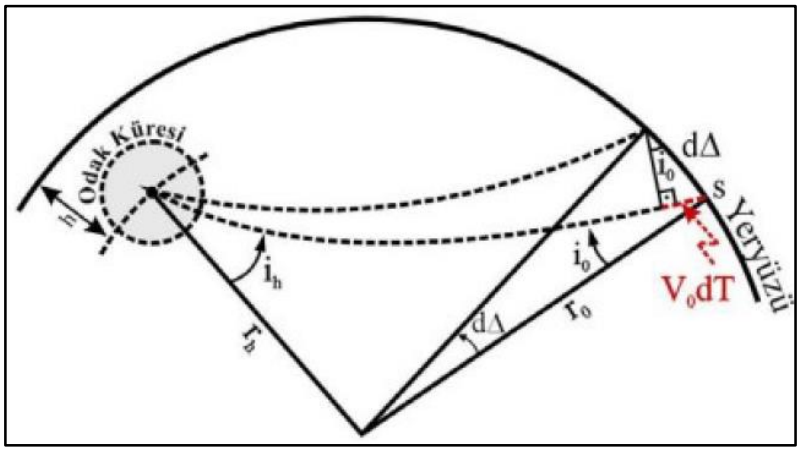
2.1.1 Odak mekanizması çözümü için gereken aşamalar

İlk olarak Sismogramın düşey (Z) bileşeninden P dalgasının ilk hareketi okunur. Eğer ilk hareket yönü yukarı ise "+" veya "U", aşağı ise "-" veya "D" olarak işaretlenir. İlk hareket yönünün sismogram kaydında ne derecede temiz ve net göründüğü ise 0-4 arasındaki rakamlarla gösterilir. Eğer ilk hareket net ve temiz görünüyorsa 0, şüpheli ve net görünmüyorsa kalitesi 4 olarak derecelendirilir. Burada "+" veya "U", odaktaki sıkışmayı "-" veya "D" ise odaktaki genişlemeyi temsil eder (Şekil 2.3).



Şekil 2.3. Sismogramın düşey (Z) bileşeninden P dalgasının ilk hareketinin okunması (Polat, 2005).

Daha sonra okumalar tüm istasyonlarda gerçekleştirilir. Bu işlem bittikten sonra sıkışma ve genişlemelere uygun bir izdüşüm seçilerek bir düzlem üzerinde gösterilmelidir. Bunun için sterografik izdüşüm ağı kullanılır. Her istasyon için episantr uzaklığı (Δ), azimut açısı ve odağı terk ediş açısı (i_h) hesaplanır. Şekil 2.4'te odak küresi ve odak küresini terk eden ışınları gösteren kesit verilmiştir.



Şekil 2.4. Odak küresi ve odak küresini terk eden ışınları gösteren kesit (Azizov, 2019), (S sismolojik istasyonun konumunu gösterir).

$$\sin i_h = \frac{r}{r-h} V_h \left(\frac{dT}{d\Delta}\right) \tag{2.2}$$

V_h: P dalga hızı (km/sn)

r: Yerin yarıçapı (km)

h: Odak derinliği (km)

$\frac{dT}{d\Delta}$: P dalgalarına ait zaman-uzaklık eğrisinin eğimi

Episantr uzaklığı ve azimut açısını bulmak için farklı formüller geliştirilmiştir. Episantr enlem ve boylam (ϕ, λ) ve deprem istasyon koordinatları (ϕ^1, λ^1) olsun. Episantr uzaklığı (Δ) (2.1), (2.2), (2.3) denklemleri ile bulunabilir.

$$2(1-\cos\Delta) = (A-A')^2 + (B-B')^2 + (C-C')^2 \quad (2.3)$$

$$\cos\Delta = AA' + BB' + CC' \quad (2.4)$$

$$2(1+\cos\Delta) = (A+A')^2 + (B+B')^2 + (C+C')^2 \quad (2.5)$$

Burada Δ episantr ile deprem istasyonu yerin merkezinden gören açıdır. Bu denklemlerde;

$A = \sin\phi\cos\lambda$ $\quad A' = \sin\phi'\cos\lambda'$

$B = \sin\phi\sin\lambda$ $\quad B' = \sin\phi'\sin\lambda'$

$C = \cos\phi$ $\quad C' = \cos\phi'$

ile verilen doğrultman kosinüsleridir. Azimut açısı (α) deprem istasyonundan episantra doğru ve episantrdan deprem istasyonuna doğru ölçülür. Deprem istasyonunda episantra doğru ölçülen azimut (2.6) denklemi ile hesaplanır.

$$\sin a = {\cos\phi\sin(\lambda'-\lambda)}/{\sin\Delta} \quad (2.6)$$

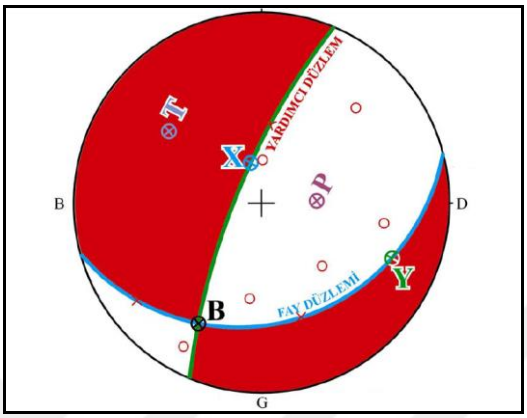
ϕ : enlem

λ': Deprem istasyon koordinatları

λ : Boylam

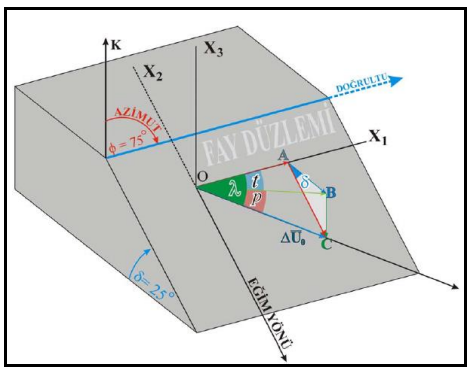
Δ : Episantr ile deprem istasyonu yerin merkezinden gören açı

Son aşama olarak P dalgalarının ilk hareket yönü dikkate alınarak faylanmaya ait esas ve yardımcı fay düzlemleri bulunur (Şekil 2.5). Şekilde X, fay düzleminin kutbunu, Y, yardımcı düzlemin kutbunu, P, en büyük basınç eksenini, T, en büyük çekme eksenini, B ise iki düğüm düzleminin kesiştiği noktayı ifade etmektedir (Polat, 2005).



Şekil 2.5. Odak mekanizması çözümünün plaj topu gösterimi (Irmak, 2015).

Fay düzlemi ve yardımcı düzlem belirlendikten sonra bilinmesi gereken bazı parametreler vardır. Bir fayın geometrisi Şekil 2.6'da verilen terminolojiye göre tanımlanır. Bunlar fay doğrultusu (strike), eğim (dip) ve kayma açısıdır (slip-rake). Kayma açısı -180 ile +180 arasında değişir ve faylanma türü kayma açısından anlaşılır. Fay doğrultusu fay düzleminin yeryüzündeki fay izidir ve doğrultu açısı (ϕ) ile verilir. Eğim açısı (δ) fay düzleminin yatay ile yaptığı açıdır. Kayma açısı (λ) fay düzlemi üzerinde bulunan bloğun kayma vektörünün fay düzlemi boyunca yatay ile yaptığı açıdır (Şekil 2.6) (Irmak, 2015).



Şekil 2.6. Fay geometrisi ve tanımlanmasında kullanılan yön ve açılar (Irmak, 2015).

Doğrultu boyunca yer değiştirme; $(OA) = U_0 \cos\lambda$ (2.7)

Eğim boyunca yer değiştirme; $(AC) = U_0 \sin\lambda$ (2.8)

Düşey yönde yer değiştirme; $(BC) = U_0 \sin\lambda \sin\delta$ (2.9)

Eğim yönünde yer değiştirme; $(AB) = U_0 \sin\lambda \cos\delta$ (2.10)

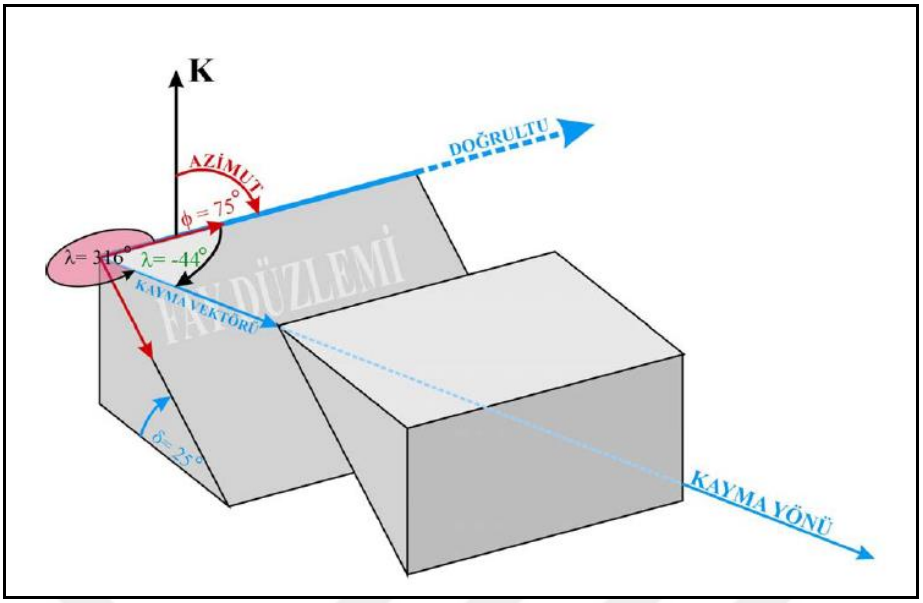
Toplam yatay yer değiştirme; $(OB) = U_0(1 - \sin^2\lambda \sin^2\delta)^{1/2}$ (2.11)

$$\sin t = \frac{\sin\lambda \cos\delta}{\sqrt{(1 - \sin^2\lambda \sin^2\delta)}} \quad (2.12)$$

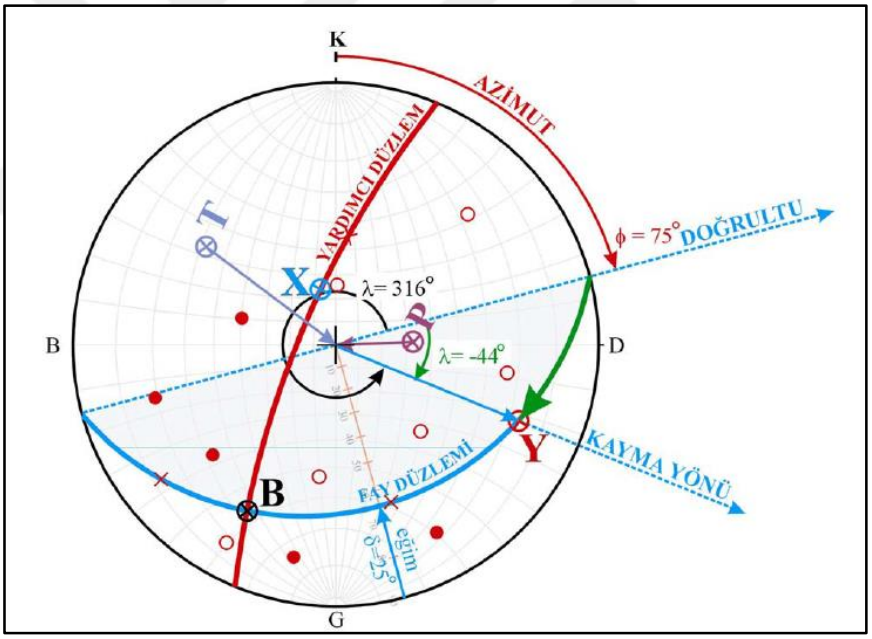
$$\sin p = \sin\lambda \sin\delta \quad (2.13)$$

Bu parametreler odak mekanizması çözümlerinden (plaj topu çizimlerinden) şu şekilde okunur: Düğüm düzlemlerinin kutupları bir diğer düzlemin kayma yönünü (vektörünü) gösterir. Yani fay düzleminin kayma yönü yardımcı düzlemin kutbu, yardımcı düzlemin kayma yönü fay düzleminin kutbudur. Buna göre izdüşüm ağının merkezinden yardımcı düzlemin kutbuna çizilen vektör fay düzleminin "kayma vektörünü" (slip vector) gösterir (Şekil 2.7). Bu vektörün yönü kayma yönünü gösterir ve büyüklüğü ise kayma miktarına (fayın atımına) eşittir. Kayma açısı λ, fay doğrultusu ve kayma vektörü arasındaki fay düzlemi boyunca ölçülen açıdır. Fay doğrultusundan kayma vektörüne doğru okunur. Saat yelkovanının tersi pozitif, saat yelkovanı yönü negatif yöndür.

Fay düzleminin doğrultusu fay düzlemini gösteren boylamın izdüşüm ağının dışındaki çemberi kestiği iki noktadan ve izdüşüm ağının merkezinden geçen doğrudur. Doğrultunun azimut açısı eğim doğrultusunun (yönünün) sağından okunur. Yani fay düzleminin azimutu = eğim doğrultu -90°dir. Eğim doğrultusunun azimutu bu doğrultuda uzatılan doğrunun izdüşüm ağının dış çemberini kestiği noktanın kuzeyle olan açısıdır. Düzlemlerin eğim açıları ise düzlemlerin eğim doğrultuları boyunca dışardan merkeze doğru okunur (Şekil 2.8) (Irmak, 2015).



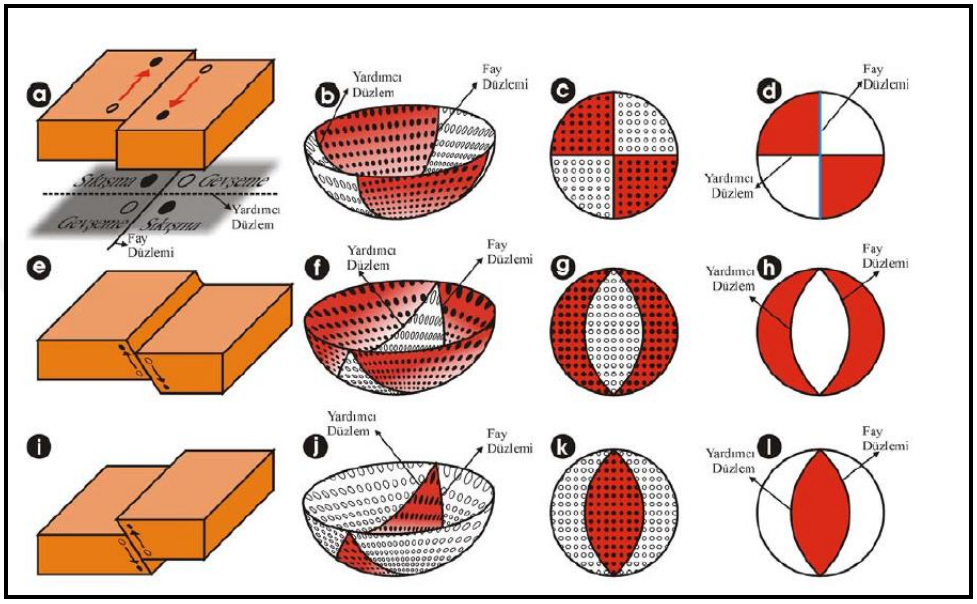
Şekil 2.7. Fay geometrisinin tanımlanmasında kullanılan doğrultu ve açılar (Irmak, 2015).



Şekil 2.8. Fay geometrisinin tanımlanmasında kullanılan doğrultu ve açıların izdüşüm ağı üzerinden belirlenmesi (Irmak, 2015).

Daha önce tanımlanan üç ana faylanma türü için elde edilen fay düzlemi çözümlerinin oluşturduğu plaj toplarının şekilleri tipiktir. Şekil 2.9'da ana faylanma türleri, bunlara karşılık gelen P dalgası ilk hareket yönlerinin alt yarıküre üzerindeki dağılımları, düzleme izdüşümleri ve plaj topu gösterilişleri verilmiştir.

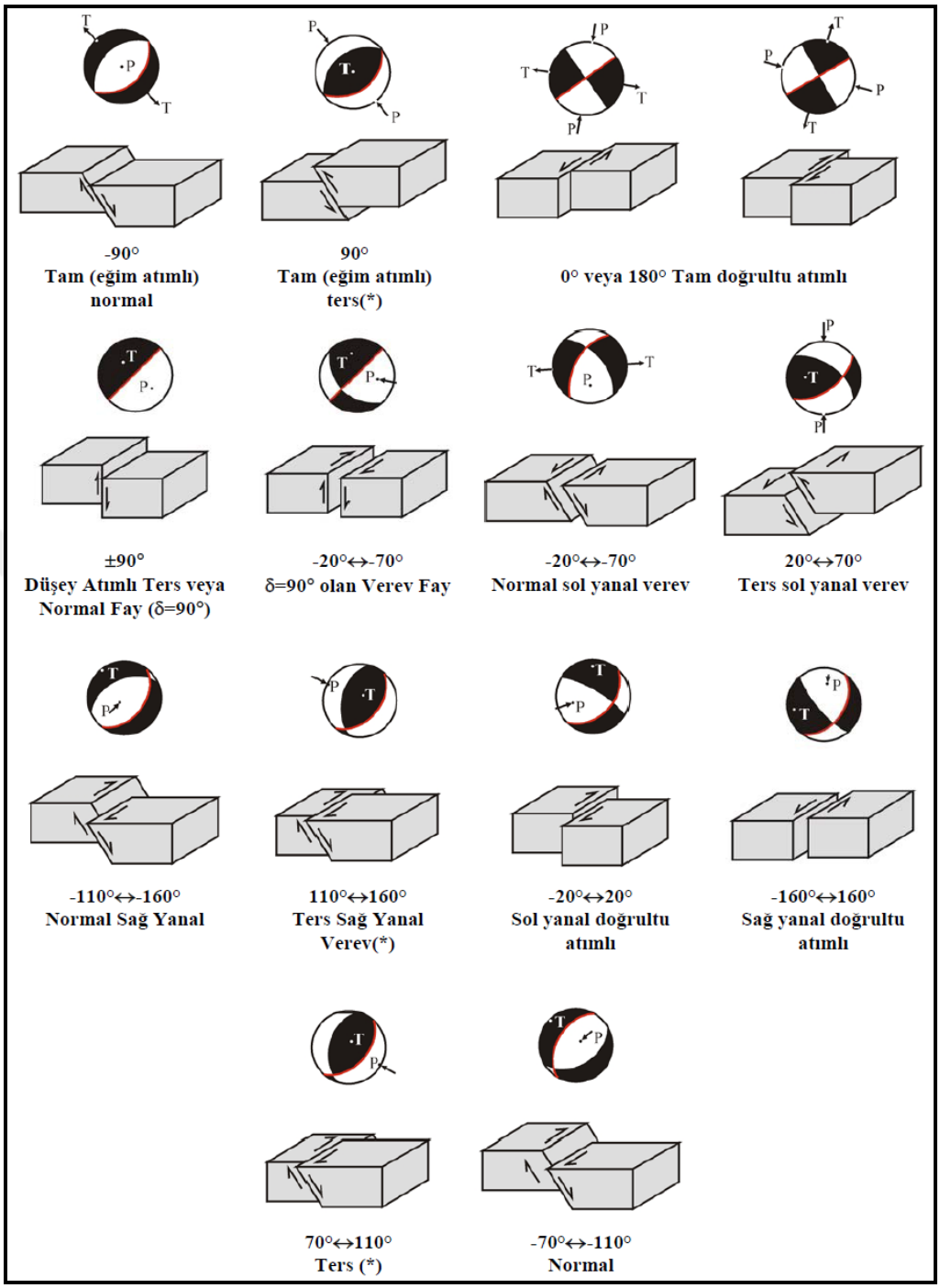
Aşağıdaki şekilde a, b, c ve d ile gösterilen blok diyagramı ve plaj topu (beach ball) gösterimleri tam doğrultu atımlı fayı, e, f, g ve h ile gösterilen blok diyagramı ve plaj topu gösterimleri tam normal fayı ve i, j, k ve l ile gösterilen blok diyagramı ve plaj topu gösterimleri ise tam ters faylanmayı göstermektedir. Faylanma türü üstteki blokun alttaki bloğa göre hareketine bağlı olarak tanımlanır. Yani burada tanımlanan kayma açısı üst blokun hareketini gösterir.



Şekil 2.9. Ana faylanma türleri (a, e, i), bunlara karşılık gelen P dalgası ilk hareket yönlerinin alt yarı küre üzerindeki dağılımı (b, f, j), bunların düzlem izdüşümleri (c, g, k) ve plaj topu şeklindeki fay düzlemi çözümleri (d, h, l), (Irmak, 2015).

Faylanma türlerinin kayma açısına bağlı onlarca tanımı yapılmıştır. Yani hangi derecelerde doğrultu, ters veya normal faylanma olduğu araştırmacıya bağlı olarak küçük değişiklikler gösterir. Hauksson (1990)'a göre kayma açısı -45° ile 135° arası ise normal, 45° ile 135° arası ise ters, 44° ile -44° ve 136° ile 224° (-136°) arası ise doğrultu atımlı fay olarak tanımlanır.

Faylanma türleri Cronin (2004)'in önerdiği açılara göre Şekil 2.10'da ayrıntılı ve gerçekçi bir yaklaşımla tanımlanmıştır.



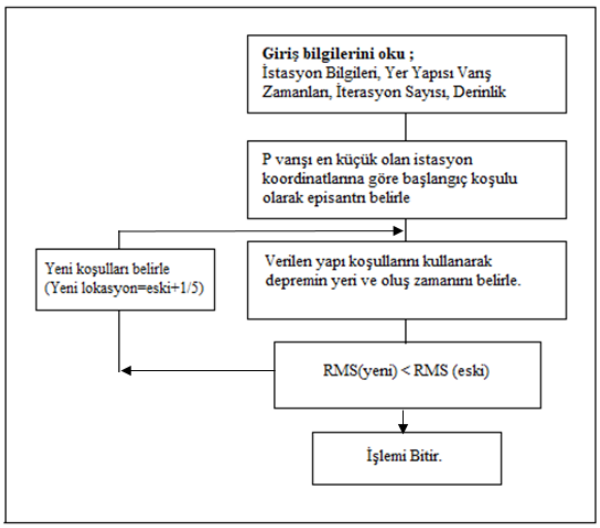
Şekil 2.10. Kayma açılarına göre faylanma türlerinin blok diyagram ve plaj topu gösterimleri (Irmak, 2015).

2.2. zSacWin Programının Algoritması

P dalgası ilk hareket yönü ile odak mekanizması belirlenmesinde zSacWin yazılımı (Yılmazer, 2003) kullanılmıştır. Yazılımda depremlerin yerlerinin belirlenmesinde HYPO71 (Lee ve Jahr, 1972) algoritması kullanılmıştır. HYPO71, giriş bilgisi olarak istasyon koordinatları ile P, S ve depremin süresini kullanır. Sismik dalga

yayılımına ilişkin hesaplamaların yapılabilmesi için gerekli olan kabuk yapısının kullanıcı tarafından sağlanması gerekir.

Programın sonuçları belirlemesinde RMS hatası ve yineleme kriter olarak konulmuştur. Her yinelemeli çözümde olduğu gibi HYPO71'de de bir yolla belirli başlangıç koşullarının sağlanması gerekir. Program temel olarak derinlik ve episantr olmak üzere iki başlangıç koşuluna gereksinim duyar. Bunlardan ilki olan derinlik, kullanıcı tarafından sağlanmak zorundadır. Bunun için önerilen derinlik, bölgede meydana gelen depremlerin ortalama derinliği olarak seçilir; bu değer Marmara bölgesi için 10 km olarak seçilmiştir. İkinci başlangıç koşulu olan episantr ise program tarafından otomatik olarak, en küçük P varışına sahip istasyon koordinatlarına 0.1 dakika eklenerek saptanır. Program başlangıç koşullarını ve giriş bilgilerini kullanarak depremin yeri ve oluş zamanı konusunda en uygun sonuca ulaşmaya çalışır. HYPO71'e ilişkin genel bir akış diyagramı Şekil 2.11 'de verilmiştir (Yılmazer, 2003).

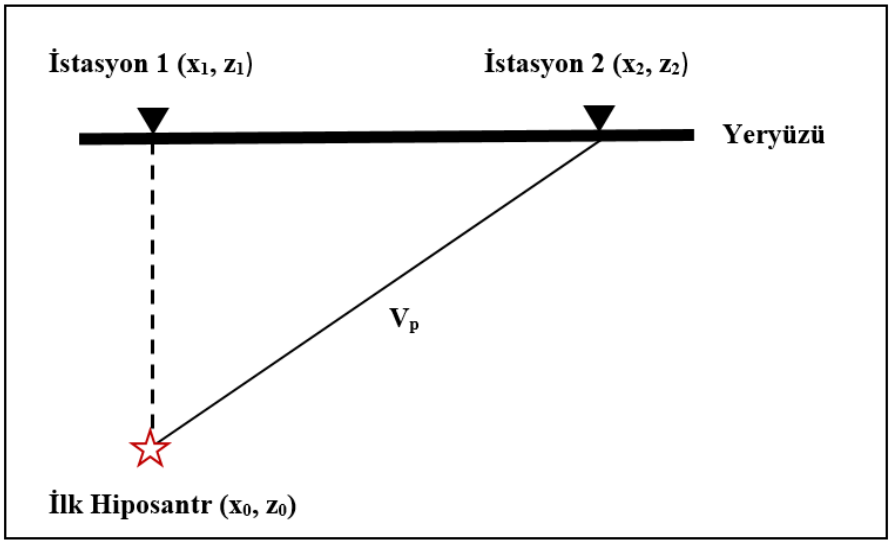


Şekil 2.11. Yer belirlemede kullanılan HYPO71 yazılımının genel akış diyagramı (Yılmazer, 2003).

2.3. HYPO71 Algoritması

HYPO71 algoritması bir istasyonda kayıt edilen fazların, verilen hız modeline göre, gözlemsel seyahat zamanları ile teorik seyahat zamanları arasındaki farkı en küçük kareler yöntemi ile minimuma indirerek, depremin yerini belirlemeye çalışır. HYPO71 temel olarak Geiger yönteminden (Geiger, 1910) hareket eden yöntemin

çalışma prensibi kısaca açıklanmıştır. Geiger yönteminde 2 boyutlu basit bir problem ele alınmaktadır. Bir odak noktası ve iki istasyon x-z düzleminde kabul edilir (Şekil 2.12).



Şekil 2.12. İki boyutlu bir düzlemde (x – z) odak noktası (yıldız) ve 2 istasyonun gösterimi.

Odak noktasının (x_0, z_0) koordinatları bilinmediğinden, depremin oluş zamanı Wadati diyagramı kullanılarak elde edilmektedir. İstasyonlardaki gözlemsel (O) ve teorik (C) seyahat zamanları arasındaki fark (2.14) numaralı denklem ile verilmektedir.

$$(0-C)_i = (t_i - T_0) - T_i = \frac{\partial t_i}{\partial_x} dx + \frac{\partial t_i}{\partial_y} dy + \frac{\partial t_i}{\partial_z} dz + dT_0 \qquad (2.14)$$

Burada, i istasyonu, T_o, depremin oluş zamanı, t_i seyahat zamanı, T_i hesaplanan seyahat zamanını temsil etmektedir. Çözümü basitleştirmek adına 2 boyutlu bir düzlem kabul ettiğimiz için y düzlemine parametre kaybolacak ve (2.14) numaralı denklem (2.15) numaralı denkleme dönüşecektir.

$$(0-C)_i = (t_i - T_0) - T_i = \frac{\partial t_i}{\partial_x} dx + \frac{\partial t_i}{\partial_z} dz \qquad (2.15)$$

Teorik seyahat zamanı iki istasyon için aşağıdaki formül ile hesaplanmaktadır.

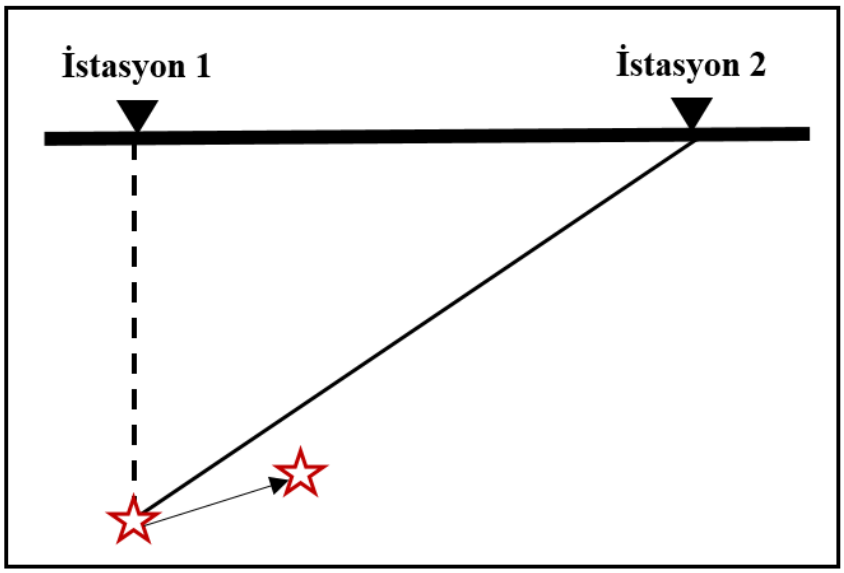
$$T_i = \sqrt{(x_i - x_0)^2 + (z_i - z_0)^2} / V_p \tag{2.16}$$

x ve z'ye göre kısmi türevlerin hesaplanabilmesi için aşağıdaki formüller kullanılır.

$$\frac{\partial t_i}{\partial_x} = \sqrt{(x_i - (x_0 + 1)^2 + (z_i - z_0))^2} / V_p - T_i \tag{2.17}$$

$$\frac{\partial t_i}{\partial_z} = \sqrt{(x_i - x_0)^2 + (z_i - (z_0 + 1))^2} / V_p - T_i \tag{2.18}$$

Başlangıç parametreleri ile çözüme başlandıktan sonra elde edilen kısmi türev değerlerinin başlangıç parametrelerine eklenmesi ile yeni odak noktası koordinatları belirlenir. Bu işlem istasyonlardaki gözlemsel ve teorik seyahat zamanları arasındaki fark minimum oluncaya kadar devam eder ve depremin nihai lokasyonu elde edilir (Şekil 2.13).



Şekil 2.13. 1. İterasyon sonucunda bulunan yeni odak noktası.

3. ODAK MEKANİZMA ÇÖZÜMÜ UYGULAMALARI

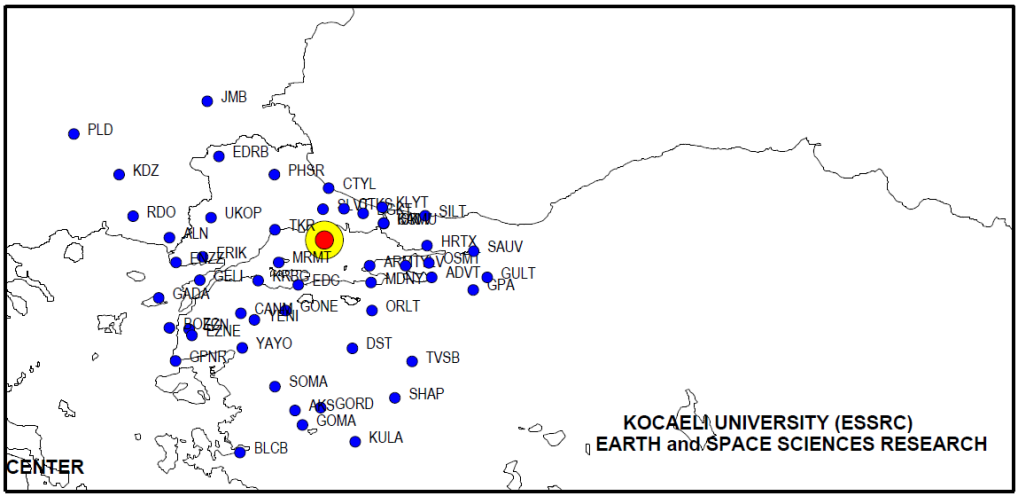
Bu tez çalışmasında Marmara bölgesinde meydana gelen Ml > 4'ten büyük güncel depremler olan 24 Eylül 2019, 26 Eylül 2019, 11 Ocak 2020 depremlerinin P dalgası ilk hareket yönü hesaplanarak odak mekanizması çözümü yapılmış ve bölgedeki aktif tektonik yapı ile ilişkilendirilmeye çalışılmıştır. Odak mekanizma çözümleri için zSacWin programı kullanılmıştır. Yazılımda deprem yerlerinin belirlenmesinde HYPO71 (Lee ve Jahr, 1972) algoritması ile kullanılmaktadır. Bu aşamada depremlerin ilk konumlarının belirlenmesinde Kalafat (1987) tarafından Marmara bölgesi için belirlenen hız yapısı kullanılmıştır. Tablo 3.1'de 1-D kabuk modeli gösterilmiştir. Odak mekanizma çözümlerinde AFAD, ARNET ve KRDAE'nin istasyonları kullanılmıştır.

Tablo 3.1. Marmara Bölgesi için kullanılan hız yapısı (Kalafat, 1987).

Derinlik (km)	**Vp (km/s)**
0.000	**4.50**
5.400	**5.91**
31.600	**7.80**
89.200	**8.30**
	Vp/Vs=1.73

3.1. 24 Eylül 2019 – Marmara Denizi Depremi

24 Eylül 2019 tarihinde Silivri Açıkları (İstanbul) Marmara Denizi'nde meydana gelen depremin P dalgası ilk hareket yönü hesaplanarak odak mekanizması çözümü yapılmıştır. KRDAE' ye ait depremi kaydeden 51 istasyon verisi kullanılmıştır (Şekil 3.1). Odak mekanizma çözümünde kullanılan istasyonların bilgileri Tablo 3.2'de verilmiştir.



Şekil 3.1. 24 Eylül 2019 – Marmara Denizi depremi için zSacWin programında kullanılan istasyonların dağılımı ve lokasyon haritası.

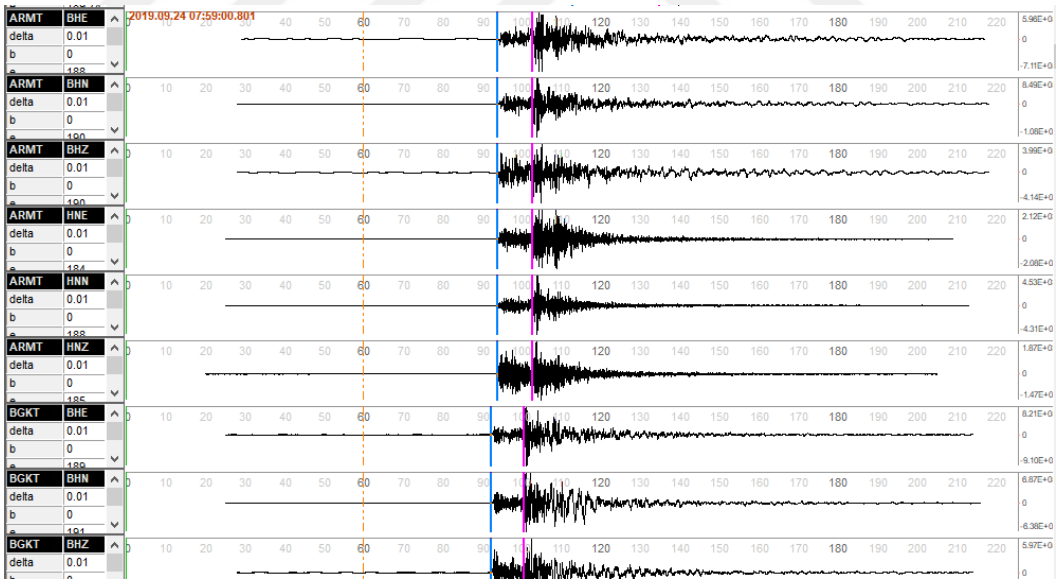
Tablo 3.2. 24 Eylül 2019 depreminin odak mekanizma çözümünde kullanılan istasyonların listesi.

İstasyon Kodu	Yer	N	E	H (m)
SLVT	Silivri-İSTANBUL	41.2300	28.2100	180
CTKS	Kestanelik-ÇATALCA	41.2373	28.5072	47
BGKT	Boğazköy-İSTANBUL	41.1810	28.7730	80
TKR	TEKİRDAĞ	40.9902	27.5357	140
MRMT	Marmara Adası-BALIKESİR	40.6090	27.5832	213
ARMT	Armutlu-YALOVA	40.5683	28.8660	320
EDC	Edincik-BALIKESİR	40.3465	27.8618	257
CTYL	Yalıköy-ÇATALCA	41.4760	28.2897	77
ISK	Kandilli-İSTANBUL	41.0657	29.0592	132
KAVV	Kandilli-İSTANBUL	41.0638	29.0600	139
MDNY	Mudanya-BURSA	40.3710	28.8847	116
KLYT	Kilyos-İSTANBUL	41.2530	29.0420	30
KRBG	Karabiga-ÇANAKKALE	40.3932	27.2977	79
GONE	Gönen-BALIKESİR	40.0466	27.6860	143
YLVH	YALOVA	40.6953	29.3703	0
PHSR	Pınarhisar-KIRKLARELİ	41.6308	27.5238	263
ORLT	Orhaneli-BURSA	40.0452	28.8914	650
HRTX	Hereke-KOCAELİ	40.8010	29.6730	573
SILT	Şile-İSTANBUL	41.1530	29.6430	100
OSMT	Osmaniye-YALOVA	40.6010	29.7000	790
YENI	Yenice-ÇANAKKALE	39.9364	27.2416	278
ADVT	Abdülvahap-İZNİK	40.4332	29.7383	193
UKOP	Uzunköprü - EDİRNE	41.1288	26.6323	70
CANM	Çan-ÇANAKKALE	40.0114	27.0529	180
DST	Dursunbey BALIKESİR	39.6041	28.6267	693
ERIK	Erikli-ÇANAKKALE	40.6708	26.5132	38
GELI	Gelibolu-ÇANAKKALE	40.3980	26.4742	126
EDRB	EDİRNE	41.8470	26.7437	209
YAYO	Edremit-BALIKESİR	39.6114	27.0725	122
SAUV	Serdivan-SAKARYA	40.7401	30.3271	165
ENZZ	Enez-EDİRNE	40.6070	26.1406	11
ALN	Enez-EDİRNE	40.5374	26.0298	0

Tablo 3.2. (Devam) 24 Eylül 2019 depreminin odak mekanizma çözümünde kullanılan istasyonların listesi.

GPA	Gölpazarı-BİLECİK	40.2850	30.3167	570
TVSB	Tavşanlı-KÜTAHYA	39.4497	29.4615	1090
EZN	Ezine-ÇANAKKALE	39.8255	26.3247	48
SOMA	Soma-MANİSA	39.1564	27.5341	243
GULT	Gölveren-SAKARYA	40.4320	30.5156	942
EZNE	Ezine-CANAKKALE	39.7560	26.3655	75
GADA	Gökçeada-ÇANAKKALE	40.1908	25.8987	59
BOZC	Bozcaada-İSTANBUL	39.5050	26.0317	202
GORD	Gördes-MANİSA	38.9088	28.1769	744
SHAP	Şaphane-KÜTAHYA	39.0231	29.2220	1050
AKS	Akhisar-MANİSA	38.8785	27.8129	385
JMB	Tunca-BULGARİSTAN	42.2947	26.3478	211
RDO	Komotini-YUNANİSTAN	41.0876	25.3228	100
GPNR	Gülpınar-ÇANAKKALE	39.4552	26.1329	55
GOMA	Gölmarmara-MANİSA	38.7077	27.9175	110
KDZ	Krdz. Ereğli-KARABÜK	41.3132	31.4430	410
KULA	Kula-MANİSA	38.5145	28.6607	915
BLCB	Balçova-İZMİR	38.3853	27.0420	150

Her bir istasyon verisinin P faz okumaları tekrar yapılmıştır (Şekil 3.2). Deprem büyüklüğünü tanımlamak için lokal büyüklük (Ml) kullanılmıştır.



Şekil 3.2. 24 Eylül 2019 – Marmara Denizi depremi için zSacWin programında deprem kaydı ve faz okumaları ekran görüntüsü.

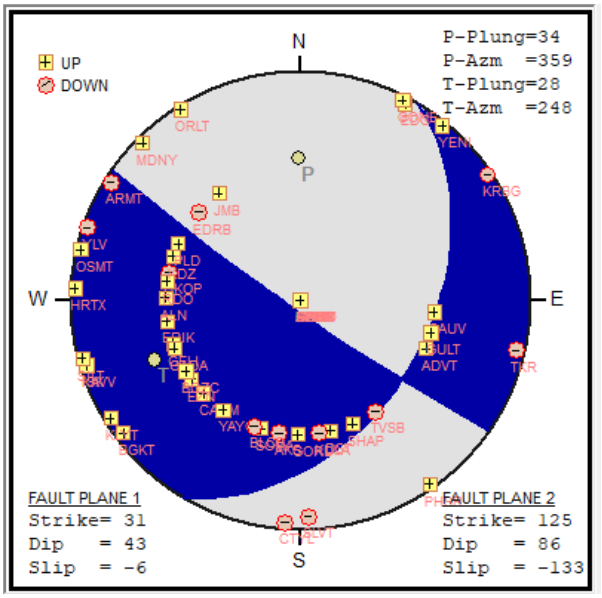
Çözüm sonucunda depreme ait enlem, boylam, derinlik ve büyüklük parametreleri elde edilmiş ve Şekil 3.3'te gösterilmiştir. Deprem yerel saat ile 11:00'da meydana gelmiştir ve aletsel büyüklüğü Ml=4.6 olarak hesaplanmıştır. Depremin odak derinliği yaklaşık 8.7 km civarında olup sığ odaklı bir depremdir.

Results		Local Info
Date	190924	
Origin Time (GMT)	08:00:21.83	
Latitude (degrees)	40.8677 degree	
Longitude (degrees)	28.2262 degree	
Depth	8.7 km	
Md	0.0	
Number of Phases	79	
GAP (degrees)	33	
Min.Stn.Distance	40.1 km	
RMS Error	0.60	
ERH (Distance Error)	0.7 km	
ERZ (Depth Error)	0.2 km	
Quality	D1	

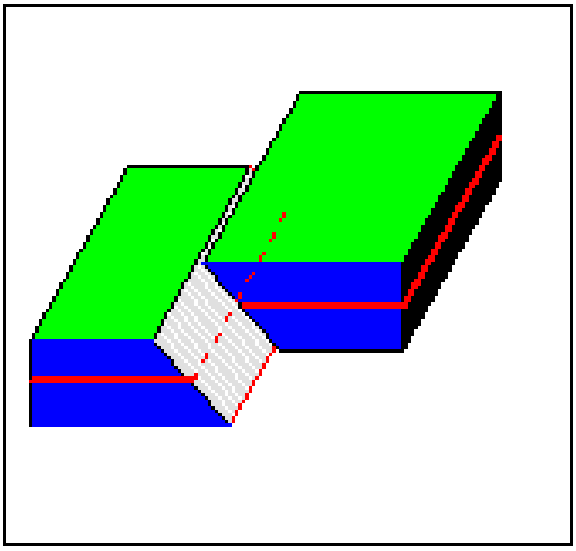
DATE : 24.09.2019
HOUR : 11:00:21
MD= - ML=4.6
Ms= - Mw= -
INTENSITY : Light
DEPTH : 8.70km
kader

Şekil 3.3. 24 Eylül 2019 – Marmara Denizi depremi için zSacWin programında depremin yeri, büyüklüğü ve derinliğe dair bilgilerin görüntüsü.

zSacWin yazılımında fay düzlemleri her istasyonun P dalgası ilk hareket yönü bilgisine göre belirlenmektedir. Her istasyon için P dalgası ilk hareket yönü incelenmiştir, ilk hareket yönü yukarı ise "+" aşağı ise "-" şeklinde gösterilmektedir. Odak küresi üzerinde sıkışma bölgeleri "+" ile genleşme bölgeleri ise "-" ile ifade edilmektedir. P dalgalarının ilk hareket yönü dikkate alınarak faylanmaya ait esas ve yardımcı fay düzlemleri sıkışma ve gevşeme bölgesinin dağılımına göre belirlenmektedir. Fayın geometrisini tanımlamak için gerekli parametreler olan fay doğrultusu (strike), eğim (dip) ve kayma açısı (slip-rake) bu aşamada belirlenmektedir. Odak mekanizma çözümü sonucunda elde edilen plaj topu çizimi Şekil 3.4'te, elde edilen blok diyagramı ise Şekil 3.5'te gösterilmiştir.



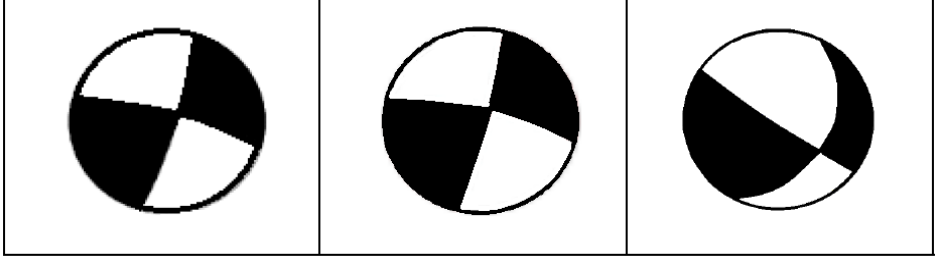
Şekil 3.4. 24 Eylül 2019 – Marmara Denizinde meydana gelen depremin zSacWin programında odak mekanizma çözümü.



Şekil 3.5. 24 Eylül 2019 – Marmara Denizinde meydana gelen depremin odak mekanizma çözümü sonucunda elde edilen blok diyagramı.

24 Eylül 2019 depreminin odak mekanizma çözümü, AFAD, KRDAE tarafından da yapılmıştır ve bu çalışmada yapılan odak mekanizma çözümü (ARNET) ile birlikte Şekil 3.6'da verilmiştir. Farklı kurumlara ait odak mekanizma sonuçlarının birbirinden farklı olmasının sebebi istasyonların dağılımları, kullanılan program veya program kullanıcısından kaynaklanabilir. 24 Eylül 2019 depreminin odak mekanizma çözümü sadece KRDAE'nin depremi kaydeden 51 istasyonunun verisi kullanılarak zSacWin yazılımında yapılmıştır. Çözüm sonucunda GAP değeri 33 olarak bulunmuştur. KRDAE odak mekanizma çözümünde ISOLA yazılımını kullanmış ve 61 istasyon verisi ile çözüm yapmıştır.

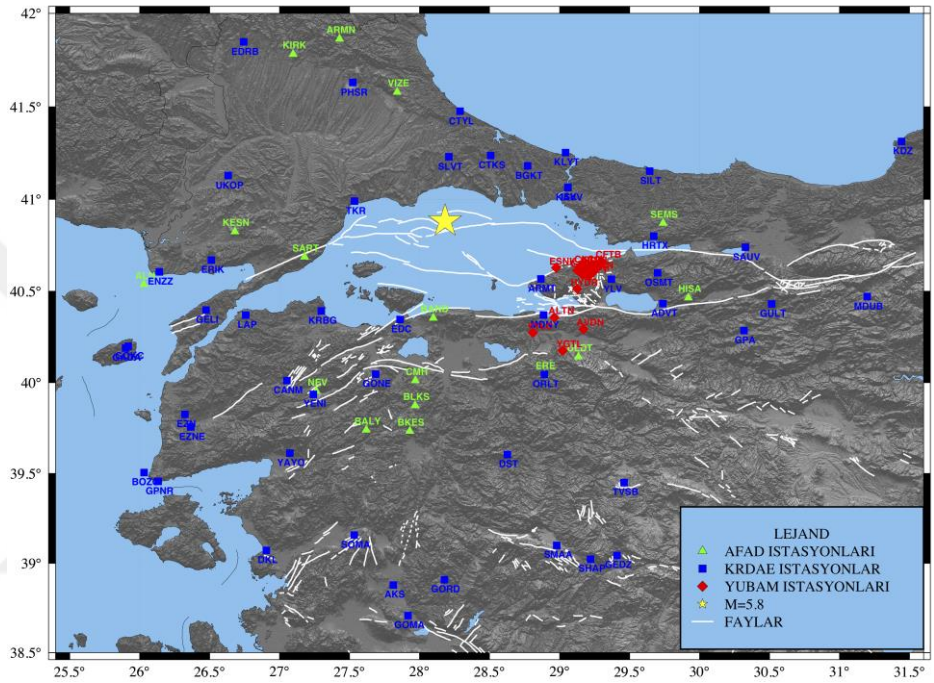
AFAD			KRDAE			ARNET		
Doğrultu	1	16	Doğrultu	1	282	Doğrultu	1	23
Eğim	1	84	Eğim	1	73	Eğim	1	43
Kayma Açısı	1	6	Kayma Açısı	1	174	Kayma Açısı	1	-6
Doğrultu	2	285	Doğrultu	2	14	Doğrultu	2	125
Eğim	2	82	Eğim	2	84	Eğim	2	86
Kayma Açısı	2	172	Kayma Açısı	2	17	Kayma Açısı	2	-133



Şekil 3.6. 24 Eylül 2019 Silivri Depreminin AFAD, KRDAE ve ARNET tarafından yapılmış fay düzlemi çözümleri.

3.2. 26 Eylül 2019 – Marmara Denizi Depremi

26 Eylül 2019 tarihinde Silivri Açıkları (İstanbul) Marmara Denizi'nde meydana gelen depremin P dalgası ilk hareket yönü kullanılarak odak mekanizması çözümü yapılmıştır. AFAD'ın 15, ARNET'in 18 ve KRDAE'nin 62 olmak üzere toplamda 95 istasyon verisi kullanılmıştır (Şekil 3.7). Odak mekanizma çözümünde kullanılan istasyonların bilgileri Tablo 3.3'te verilmiştir



Şekil 3.7. 26 Eylül 2019 – Marmara Denizi Depremi için zSacWin programında kullanılan istasyonların dağılımı ve lokasyon haritası.

Tablo 3.3. 26 Eylül 2019 depreminin odak mekanizma çözümünde kullanılan istasyonların listesi.

İstasyon Kodu	Yer	N	E	H (m)
SLVT	Silivri-İSTANBUL	41.2300	28.2100	180
CTKS	Kestanelik-ÇATALCA	41.2373	28.5072	47
BGKT	Boğazköy-İSTANBUL	41.1810	28.7730	80
TKR	TEKİRDAĞ	40.9902	27.5357	140
ARMT	Armutlu-YALOVA	40.5683	28.8660	320
EDC	Edincik-BALIKESİR	40.3465	27.8618	257
CTYL	Yalıköy-ÇATALCA	41.4760	28.2897	77
ISK	Kandilli-İSTANBUL	41.0657	29.0592	132
KAVV	Kandilli-İSTANBUL	41.0638	29.0600	139
MDNY	Mudanya-BURSA	40.3710	28.8847	116
KLYT	Kilyos-İSTANBUL	41.2530	29.0420	30
GONE	Gönen-BALIKESİR	40.0466	27.6860	143
HRTX	Hereke-KOCAELİ	40.8010	29.6730	573
SILT	Şile-İSTANBUL	41.1530	29.6430	100
OSMT	Osmaniye-YALOVA	40.6010	29.7000	790

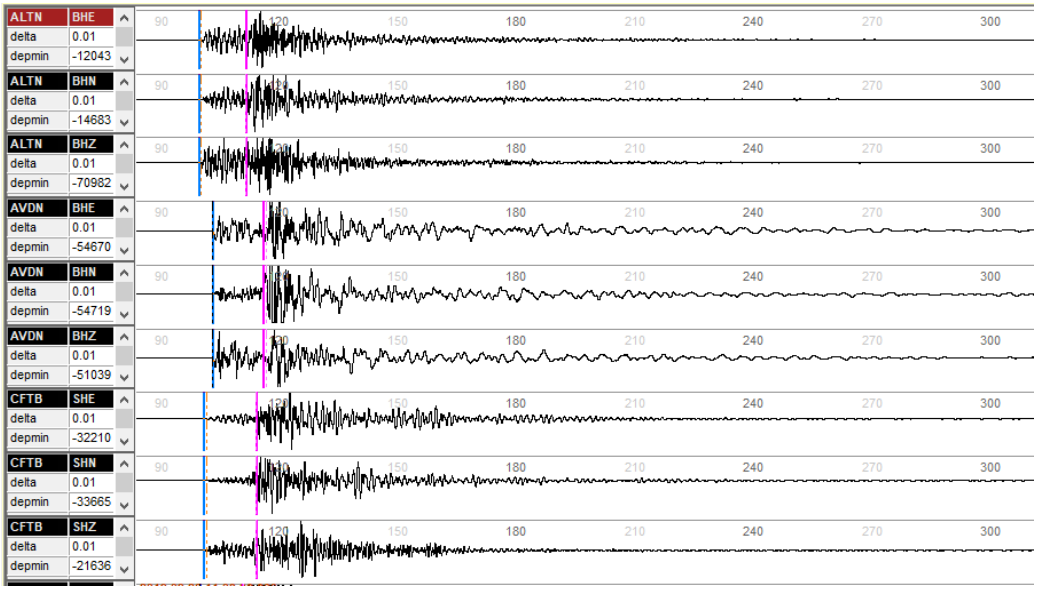
Tablo 3.3. (Devam) 26 Eylül 2019 depreminin odak mekanizma çözümünde kullanılan istasyonların listesi.

ADVT	Abdülvahap-İZNİK	40.4332	29.7383	193
UKOP	Uzunköprü - EDİRNE	41.1288	26.6323	70
DST	Dursunbey-BALIKESİR	39.6041	28.6267	693
ERIK	Erikli-ÇANAKKALE	40.6708	26.5132	38
GELI	Gelibolu-ÇANAKKALE	40.3980	26.4742	126
EDRB	EDİRNE	41.8470	26.7437	209
YAYO	Edremit-BALIKESİR	39.6114	27.0725	122
SAUV	Serdivan-SAKARYA	40.7401	30.3271	165
ENZZ	Enez-EDİRNE	40.6070	26.1406	11
ALN	Enez-EDİRNE	40.5374	26.0298	0
GPA	Gölpazarı-BİLECİK	40.2850	30.3167	570
TVSB	Tavşanlı-KÜTAHYA	39.4497	29.4615	1090
EZN	Ezine-ÇANAKKALE	39.8255	26.3247	48
GULT	Gölveren-SAKARYA	40.4320	30.5156	942
EZNE	Ezine-CANAKKALE	39.7560	26.3655	75
GADA	Gökçeada-ÇANAKKALE	40.1908	25.8987	59
BOZC	Bozcaada-İSTANBUL	39.5050	26.0317	202
SHAP	Şaphane-KÜTAHYA	39.0231	29.2220	1050
AKS	Akhisar-MANİSA	38.8785	27.8129	385
RDO	Komotini-YUNANİSTAN	41.0876	25.3228	100
GPNR	Gülpınar-ÇANAKKALE	39.4552	26.1329	55
GOMA	Gölmarmara-MANİSA	38.7077	27.9175	110
KDZ	Krdz. Ereğli-KARABÜK	41.3132	31.4430	410
BAND	Bandırma-BALIKESIR	40.3553	28.0992	291
ESNK	Mudanya-BURSA	40.3768	28.5851	200
VIZE	Vize-KIRKLARELİ	41.5785	27.8400	345
CLCA	Gemlik-BURSA	40.3833	29.0918	126
YYLC	Mustafakemalpaşa-BURSA	40.1644	28.4866	242
ALTN	Karacabey-BURSA	40.2147	28.5783	30
JNDR	Gemlik-BURSA	40.3751	29.1066	148
TRML	Gemlik-BURSA	40.3657	29.1041	204
SART	Şarköy-TEKIRDAG	40.6876	27.1777	680
UVZP	Gemlik-BURSA	40.3542	29.1005	303
HYDR	Osmangazi-BURSA	40.3079	29.0762	390
SHTL	Gemlik-BURSA	40.3679	29.1172	91
SMNL	Gemlik-BURSA	40.3810	29.1290	49
KADR	Gemlik-BURSA	40.3567	29.1238	84
SRFT	Gemlik-BURSA	40.3494	29.1254	219
KRBG	Karabiga-ÇANAKKALE	40.3932	27.2977	79
CFTB	Gemlik-BURSA	40.3985	29.1796	0
CMH	Manyas-BALIKESIR	40.0115	27.9703	205
PHSR	Pınarhisar-KIRKLARELİ	41.6308	27.5238	263
KRSK	Gürsu-BURSA	40.2430	29.1549	170
AVDN	Yıldırım-BURSA	40.1760	29.0988	476
YGTL	Osmangazi-BURSA	40.1057	29.0140	476
YLV	YALOVA	40.5658	29.3708	879
ERE	Orhaneli-BURSA	40.0453	28.8913	657

Tablo 3.3. (Devam) 26 Eylül 2019 depreminin odak mekanizma çözümünde kullanılan istasyonların listesi.

ORLT	Orhaneli-BURSA	40.0452	28.8914	650
BLKS	Susurluk-BALIKESIR	39.8745	27.9684	437
ULDT	Kestel-BURSA	40.1416	29.1357	1720
ARMN	Merkez-KIRKLARELİ	41.8639	27.4289	406
KESN	Keşan-EDİRNE	40.8259	26.6800	366
BKES	Karesi-BALIKESIR	39.7330	27.9293	324
NEV	Yenice-ÇANAKKALE	39.9540	27.2630	329
SEMS	Körfez-KOCAELİ	40.8710	29.7391	350
YENI	Yenice-ÇANAKKALE	39.9364	27.2416	278
LAP	Lapseki-ÇANAKKALE	40.3703	26.7593	230
KIRK	Merkez-KIRKLARELİ	41.7817	27.0972	258
BALY	Balya-BALIKESIR	39.7403	27.6195	645
CANM	Çan-ÇANAKKALE	40.0114	27.0529	180
HISA	Osmaneli-BİLECİK	40.4660	29.9217	885
SOMA	Soma-MANİSA	39.1564	27.5341	243
GOKC	Gökçeada-ÇANAKKALE	40.1998	25.9183	123
SMAA	Simav-KÜTAHYA	39.1005	28.9805	804
GORD	Gördes-MANİSA	38.9088	28.1769	744
JMB	Tunca-BULGARİSTAN	42.2947	26.3478	211
GEDZ	Gediz-KÜTAHYA	39.0445	29.4105	883
DKL	Dikili-İZMİR	39.0713	26.9053	35
MDUB	Mudurnu-BOLU	40.4712	31.1977	1109
SFRN	Gemlik-BURSA	40.3637	29.1451	115

Her bir istasyon verisinin P faz okumaları tekrar yapılmıştır (Şekil 3.8). Deprem büyüklüğünü tanımlamak için lokal büyüklük (Ml) kullanılmıştır.



Şekil 3.8. 26 Eylül 2019 – Marmara Denizi Depremi için zSacWin programında deprem kaydı ve faz okumaları ekran görüntüsü.

Çözüm sonucunda depreme ait enlem, boylam, derinlik ve büyüklük parametreleri elde edilmiş ve Şekil 3.9'da gösterilmiştir. Deprem yerel saat ile 13:59'da meydana gelmiştir ve aletsel büyüklüğü Ml=5.8 olarak hesaplanmıştır. Depremin odak derinliği yaklaşık 11.2 km civarında olup sığ odaklı bir depremdir.

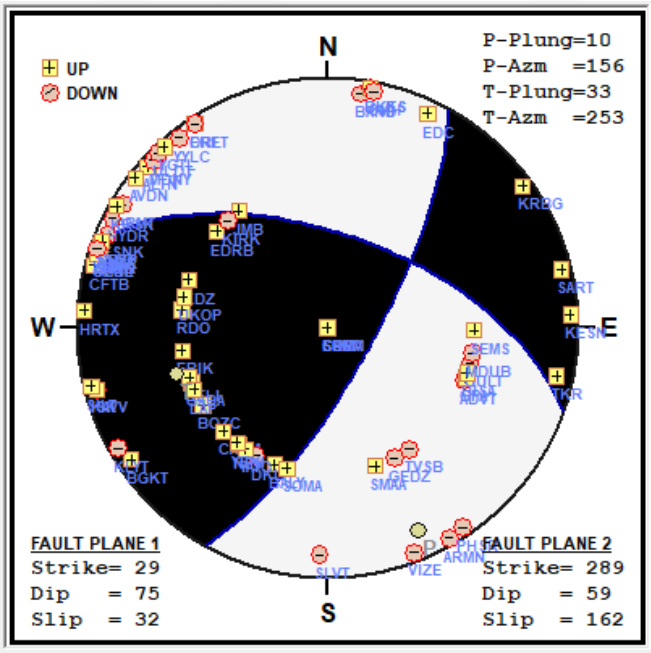
Results	
Date	190926
Origin Time (GMT)	10:59:24.53
Latitude (degrees)	40.8822 degree
Longitude (degrees)	28.1922 degree
Depth	11.2 km
Md	4.7
Number of Phases	121
GAP (degrees)	27
Min.Stn.Distance	38.5 km
RMS Error	0.50
ERH (Distance Error)	0.5 km
ERZ (Depth Error)	0.1 km
Quality	C1

Local Info

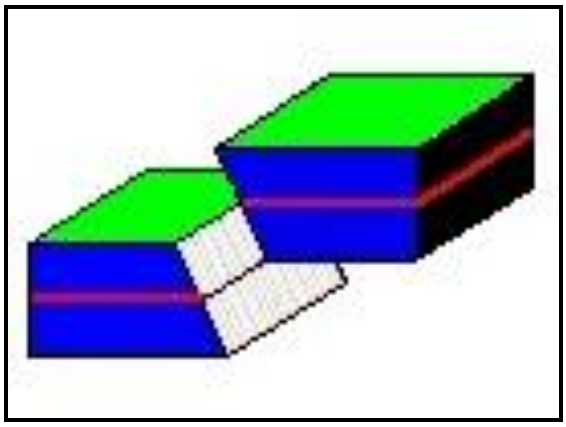
DATE : 26.09.2019
HOUR : 13:59:24
MD=4.7 ML=5.8
Ms= - Mw= -
INTENSITY : Moderate
DEPTH : 11.20km
kader

Şekil 3.9. zSacWin programında çözülen 26 Eylül 2019 – Marmara Denizi depremine ait depremin yeri, büyüklüğü ve derinliğe dair bilgilerin görüntüsü.

Odak mekanizma çözümü sonucunda elde edilen plaj topu çizimi Şekil 3.10'da, elde edilen blok diyagramı ise Şekil 3.11'te gösterilmiştir.

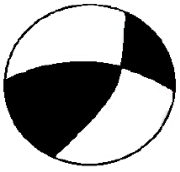
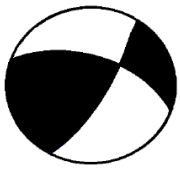
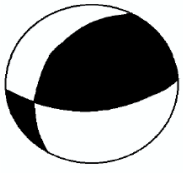


Şekil 3.10. 26 Eylül 2019 – Marmara Denizinde meydana gelen depremin zSacWin programında odak mekanizma çözümü.



Şekil 3.11. 26 Eylül 2019 – Marmara Denizinde meydana gelen depremin odak mekanizma çözümü sonucunda elde edilen blok diyagramı.

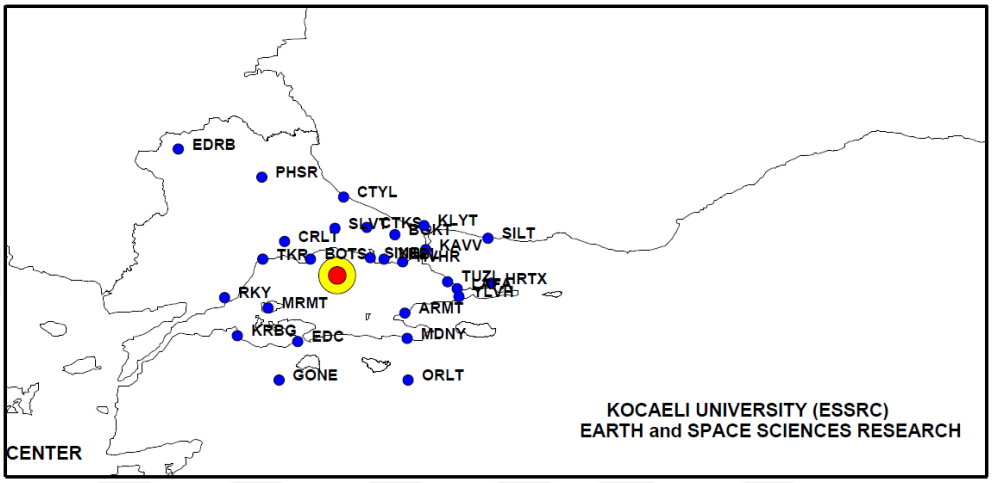
26 Eylül 2019 depreminin odak mekanizma çözümü, AFAD, KRDAE ve USGS tarafından da yapılmış ve bu çalışmada yapılan odak mekanizma çözümü (ARNET) ile birlikte Şekil 3.12'de verilmiştir. Farklı kurumlara ait odak mekanizma çözümü sonuçlarının birbirinden farklı olmasının sebebi kullanılan istasyonların dağılımları, kullanılan program veya program kullanıcısından kaynaklanabilir. 26 Eylül 2019 depreminin odak mekanizma çözümü sadece AFAD'ın 15, ARNET'in 18 ve KRDAE'nin 62 istasyonu olmak üzere toplamda 95 istasyon verisi kullanılarak zSacWin yazılımında yapılmıştır. Çözüm sonucunda GAP değeri 33 olarak bulunmuştur.

AFAD			KOERİ			ARNET			USGS		
Doğrultu	1	38	Doğrultu	1	27	Doğrultu	1	29	Doğrultu	1	210
Eğim	1	64	Eğim	1	62	Eğim	1	75	Eğim	1	42
Kayma Açısı	1	66	Kayma Açısı	1	40	Kayma Açısı	1	32	Kayma Açısı	1	42
Doğrultu	2	263	Doğrultu	2	276	Doğrultu	2	125	Doğrultu	2	86
Eğim	2	35	Eğim	2	55	Eğim	2	86	Eğim	2	64
Kayma Açısı	2	129	Kayma Açısı	2	145	Kayma Açısı	2	-132	Kayma Açısı	2	123
											

Şekil 3.12. 24 Eylül 2019 Silivri Depreminin AFAD, KRDAE, ARNET ve USGS tarafından yapılmış fay düzlemi çözümleri.

3.3. 11 Ocak 2020 – Marmara Denizi Depremi

11 Ocak 2020 tarihinde Silivri Açıkları (İstanbul) Marmara Denizi'nde meydana gelen depremin P dalgası ilk hareket yönü hesaplanarak odak mekanizması çözümü yapılmıştır. Odak mekanizma çözümünde zSacWin yazılımı kullanılmıştır. KRDAE' ye ait depremi kaydeden 37 istasyon verisi kullanılmıştır (Şekil 3.13). Odak mekanizma çözümünde kullanılan istasyonların bilgileri Tablo 3.4'da verilmiştir



Şekil 3.13. 11 Ocak 2020 – Marmara Denizi Depremi için zSacWin programında kullanılan istasyonların dağılımı ve lokasyon haritası.

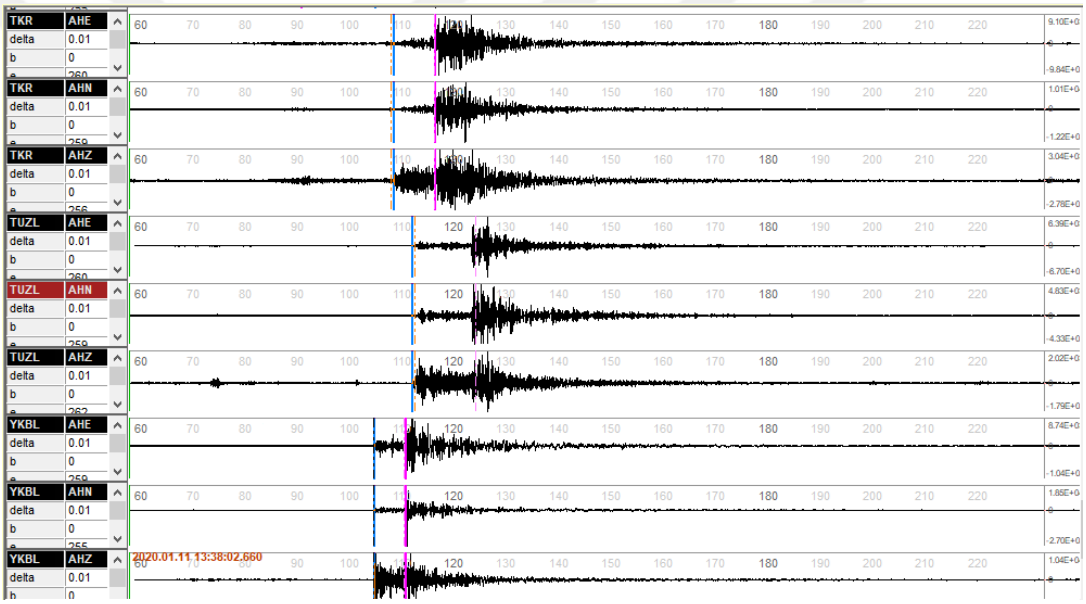
Tablo 3.4. 11 Ocak 2020 depreminin odak mekanizma çözümünde kullanılan istasyonların listesi.

İstasyon Kodu	Yer	N	E	H (m)
SLVT	Silivri-İSTANBUL	41.2300	28.2100	180
CTKS	Kestanelik-ÇATALCA	41.2373	28.5072	47
BGKT	Boğazköy-İSTANBUL	41.1810	28.7730	80
TKR	TEKİRDAĞ	40.9902	27.5357	140
ARMT	Armutlu-YALOVA	40.5683	28.8660	320
EDC	Edincik-BALIKESİR	40.3465	27.8618	257
CTYL	Yalıköy-ÇATALCA	41.4760	28.2897	77
KAVV	Kandilli-İSTANBUL	41.0638	29.0600	139
MDNY	Mudanya-BURSA	40.3710	28.8847	116
KLYT	Kilyos-İSTANBUL	41.2530	29.0420	30
KRBG	Karabiga-ÇANAKKALE	40.3932	27.2977	79
GONE	Gönen-BALIKESİR	40.0466	27.6860	143
PHSR	Pınarhisar-KIRKLARELİ	41.6308	27.5238	263
ORLT	Orhaneli-BURSA	40.0452	28.8914	650
SILT	Şile-İSTANBUL	41.1530	29.6430	100
EDRB	EDİRNE	41.8470	26.7437	209
BOTS	Botaş-İSTANBUL	40.9902	27.9810	30
SINB	Sinanoba-İSTANBUL	40.9998	28.5392	59
YKLB	Yakuplu-İSTANBUL	40.9908	28.6678	139

Tablo 3.4. (Devam) 11 Ocak 2020 depreminin odak mekanizma çözümünde kullanılan istasyonların listesi.

CRLT	Çorlu-TEKİRDAĞ	41.1290	27.7360	230
HVHR	Hava Harp Okulu-İSTANBUL	40.9908	28.6678	22
MRMT	Marmara Adası-BALIKESİR	40.6090	27.5832	213
TUZL	Tuzla-İSTANBUL	40.8128	29.2657	12
LAFA	Lafarge-İSTANBUL	40.7598	29.3554	38
YLVH	YALOVA	40.6953	29.3703	0
HRTX	Hereke-KOCAELİ	40.8010	29.6730	573
RKY	Şarköy-TEKİRDAĞ	40.6875	27.1777	687

Her bir istasyon verisinin P faz okumaları tekrar yapılmıştır (Şekil 3.14). Deprem büyüklüğünü tanımlamak için lokal büyüklük (Ml) kullanılmıştır.



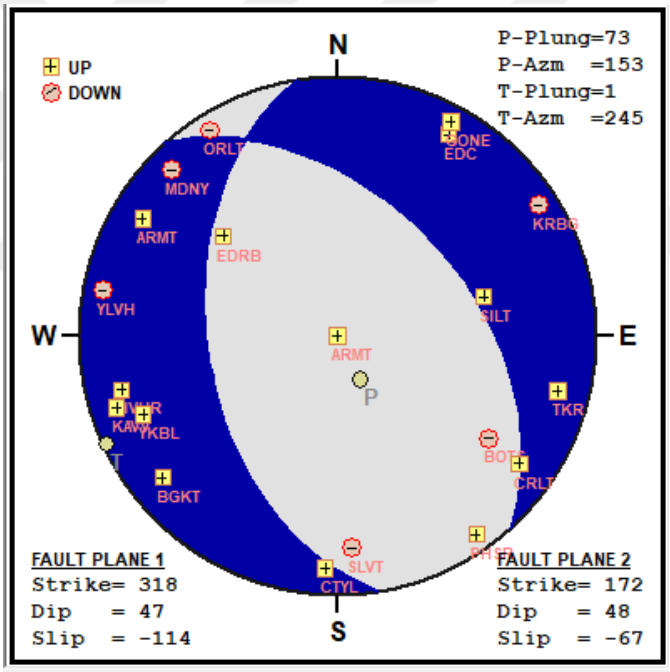
Şekil 3.14. 11 Ocak 2020 – Marmara Denizi Depremi için zSacWin programında deprem kaydı ve faz okumaları ekran görüntüsü.

Depreme ait enlem, boylam, derinlik ve büyüklük gibi bilgiler elde edilmiştir (Şekil 3.15). Deprem yerel saat ile 16:37'de meydana gelmiştir ve aletsel büyüklüğü Ml=4.7 olarak hesaplanmıştır. Depremin odak derinliği yaklaşık 19.2 km civarında olup sığ odaklı bir depremdir.

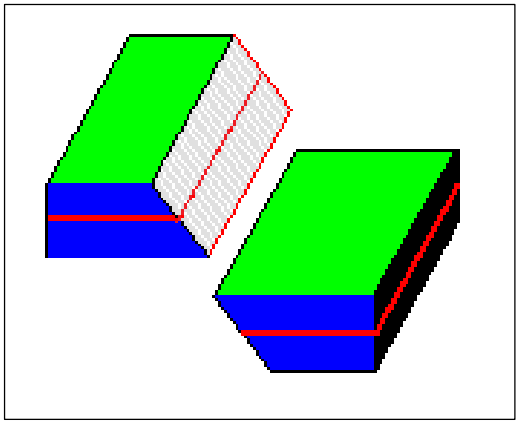
Results		Local Info
Date	200111	DATE : 11.01.2020 HOUR : 16:37:36 MD= - ML=4.7 Ms= - Mw= - INTENSITY : Light DEPTH : 19.20km kader
Origin Time (GMT)	13:37:36.70	
Latitude (degrees)	40.8615 degree	
Longitude (degrees)	28.2310 degree	
Depth	19.2 km	
Md	0.0	
Number of Phases	31	
GAP (degrees)	59	
Min.Stn.Distance	25.5 km	
RMS Error	0.40	
ERH (Distance Error)	1.1 km	
ERZ (Depth Error)	0.3 km	
Quality	C1	

Şekil 3.15. zSacWin programında çözülen 11 Ocak 2020 – Marmara Denizi depremine ait depremin yeri, büyüklüğü ve derinliğe dair bilgilerin görüntüsü.

Odak mekanizma çözümü sonucunda elde edilen plaj topu çizimi Şekil 3.16'da elde edilen blok diyagramı ise Şekil 3.17'de gösterilmiştir.



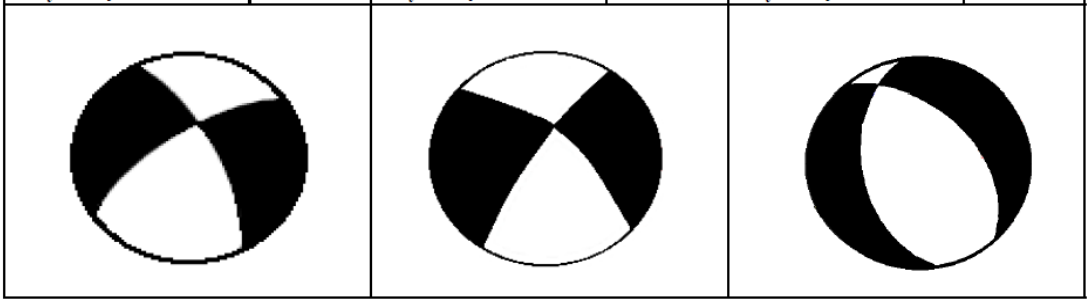
Şekil 3.16. 11 Ocak 2020 – Marmara Denizinde meydana gelen depremin zSacWin programında odak mekanizma çözümü.



Şekil 3.17. 11 Ocak 2020 – Marmara Denizinde meydana gelen depremin odak mekanizma çözümü sonucunda elde edilen blok diyagramı.

11 Ocak 2020 depreminin odak mekanizma çözümü, AFAD, KRDAE tarafından da yapılmıştır ve bu çalışmada yapılan odak mekanizma çözümü (ARNET) ile birlikte Şekil 3.18'de verilmiştir. Farklı kurumlara ait odak mekanizma sonuçlarının birbirinden farklı olmasının sebebi istasyonların dağılımları, kullanılan program veya program kullanıcısından kaynaklanabilir. 11 Ocak 2020 depreminin odak mekanizma çözümü KRDAE'nin 37 istasyon verisi kullanılarak zSacWin yazılımında yapılmıştır. Çözüm sonucunda GAP değeri 33 olarak bulunmuştur. KRDAE ise odak mekanizma çözümünde SC3 (SeisComP3) yöntemini kullanmış ve 61 istasyon verisi ile çözüm yapmıştır.

AFAD			KRDAE			ARNET		
Doğrultu	1	333	Doğrultu	1	312	Doğrultu	1	318
Eğim	1	70	Eğim	1	59	Eğim	1	47
Kayma Açısı	1	-159	Kayma Açısı	1	-164	Kayma Açısı	1	-114
Doğrultu	2	231	Doğrultu	2	214	Doğrultu	2	172
Eğim	2	71	Eğim	2	76	Eğim	2	48
Kayma Açısı	2	-21	Kayma Açısı	2	-31	Kayma Açısı	2	-67



Şekil 3.18. 11 Ocak 2020 Silivri Depreminin AFAD, KRDAE ve ARNET tarafından yapılmış fay düzlemi çözümleri.

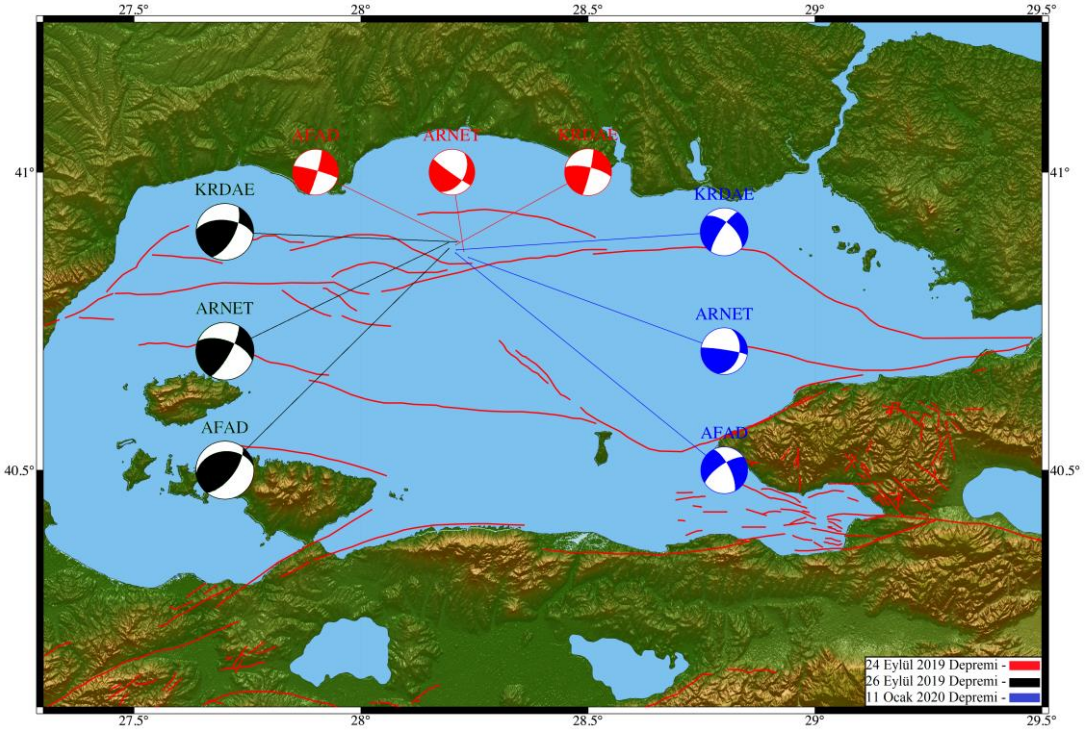
4. SONUÇLAR VE ÖNERİLER

Bu çalışmada, Marmara bölgesinde KAFZ'de meydana gelen büyüklükleri Ml ≥ 4,0 olan 3 depremin faz okumaları yeniden yapılarak P dalgası ilk hareket yönü yöntemi ile odak mekanizma çözümü yapılmıştır. Bu depremler incelenerek, depremlerin hangi fay üzerinde meydana geldiği ve bu depremlerin bu bölgede oluşmasının nasıl bir öneme sahip olduğu irdelenmiştir.

KAFZ'nin kuzey kolu, Orta Basen olarak bilinen denizaltı çukurluğunda bir fay basamağı yapısı oluşturmaktadır. Bu fay basamağı içerisinde ve yakın çevresinde yerel olarak ana fay olan Kuzey Kol ile bağlantılı birçok ikincil küçük faylar gelişmiştir. Gerek depremlerin dış merkez konumu gerekse deprem dalgalarından yapılan faylanma mekanizma çözümü 24-26 Eylül 2019 ve 11 Ocak 2020 Silivri depremlerinin basenin doğu bitimine yakın bir ikincil fay üzerinde oluştuğu düşünülmektedir.

KAFZ'nin kuzey kolunun Düzce ili Gölyaka ilçesi ile Marmara Denizi altında Adalar açıklarındaki Çınarcık Havzası'na kadar olan kesimi 1999 İzmit depreminde kırılmıştır. Kuzey Kolun Marmara Ereğlisi açıkları ile Saros Körfezi arasındaki kesimi Ağustos 1766'da meydana gelen 7.1 büyüklüğündeki deprem ve 20.yüzyıl içinde 1912 Mürefte-Şarköy depremi ile kırılarak enerjisini boşaltmıştır. Kuzey Kolun Çınarcık Havzası ile Marmara Ereğlisi açıkları arasında yaklaşık 60-65 km uzunluğundaki Kumburgaz fay segmenti olarak adlandırılan kesim 1766 yılından beri büyük (M = 7 ve üzeri) bir deprem üretmemiş ve enerjisini boşaltmamıştır. Kumburgaz fay segmenti depremsellik yönünden suskun ancak böyle bir depremi oluşturabilecek kadar yüklenmiş bir segmenttir ve bu segment "sismik boşluk" olarak nitelendirilmektedir. Daha önce yapılan depremsellik ve deprem gerilme analizlerinden gerek bu fay basamağı civarında gerekse Doğu Marmara Denizi altında tektonik gerilme artışına dair sonuçlara ulaşılmıştır. Deniz tabanında yapılan jeoloji, jeodezi ve sismoloji çalışmaları da Kumburgaz fayının çok uzun bir süredir kırılmadığı, kilitli olduğu ve Marmara Denizi'nde olması beklenen depremin üzerinde olacağı düşünülen fay segmentidir.

Doğu Marmara Denizi altında büyük bir deprem oluşma tehlikesi vardır ve bu tehlike uzun zamandan beri de ifade edilmektedir. 24-26 Eylül 2019 ve 11 Ocak 2020 Silivri depremleri sismik boşluk olarak nitelendirilen bu alanda meydana gelmiştir. Bu depremlerin faylanma mekanizmaları Marmara Bölgesi'ne doğudan yaklaşan sağ yönlü doğrultu atımlı Kuzey Anadolu Fayının, Kuzey Marmara'da baskın karakterini sergilediğini göstermektedir. Faylanma mekanizma çözümleri incelendiğinde bölgenin tektoniğiyle uyumsuz olarak ağırlıklı ters faylanma mekanizması görülmektedir. Çalışma alanının genel tektonik yapısına uyum sağlamayan farklı faylanma mekanizmalarının görülmesi bu bölgenin daha ayrıntılı çalışılması gerektiğini göstermektedir (Şekil 4.1).



Şekil 4.1. Silivri Depremlerinin AFAD, KRDAE ve ARNET tarafından yapılmış fay düzlemi çözümleri.

Bu çalışmada amaç her ne kadar önceden belirleme olmasa da meydana gelen bu depremler bu açıdan da önemli depremlerdir. Birikmiş olan bu enerjiyi serbestleyecek büyüklükte olmayan orta büyüklükteki bu depremler büyük bir kırılmanın ilk işaretleri olarak görülebilir. Silivri depremlerinin beklenen İstanbul depremini tetikleme ihtimali ile ilişkisi değerlendirilmelidir. O alanda uzun zamandır gerilimin birikmiş olması sonrasında KAF'ın bu kısmında daha büyük deformasyonlara yol açabileceği öngörülmektedir.

KAYNAKLAR

Aksu A. E., Calon T. J., Hiscott R. N., Yagar D., Anatomy of The North Anatolian Fault Zone in The Marmara Sea, Western Turkey: Extensional Basins Above a Continental Transform, *GSA Today*, 2000, **10**, 1-2.

Altuncu S., Pınar A., Yılmazer M., Kalafat D., A Present Day Evidence for Extensional Tectonics With in The Isparta Angle in SW Turkey, *Geoitalia - Sesto Forum Italiano Di Scienze Della Terra*, Rimini, Italya, 12-14 September 2007.

Ambraseys N. N., Finkel C. F., Long- Term Seismicity of Istanbul And of The Marmara Region, Engineering Seismology and Earthquake Engineering, *Imperial College of Science and Technology*, DOI: 10.1111/j.1365-3121.1991.tb00188.x.

Ambraseys N. N., The Seismicity of The Marmara Sea Area 1800-1899, *Journal of Earthquake Engineering*, 2000, **4**, 377-401.

Ambraseys N. N., The Seismic Activity of The Marmara Sea Region Over The Last 2000 Years, *Bulletin of The Seismological Society of America*, 2002, **92**, 1-18.

Anastasia K., Louvari E. K., On Active Tectonics of The Aegean Sea and Surrounding Lands, *Symposia on The Seismotectonics of The North-Western Anatolia- Aegen and Recent Turkish Earthquakes* , Proceeding, 2001, 8-95.

Armijo R., Meyer B., Hubert A., Barka A., Westwards Propagation of The North Anatolian Fault İnto The Northern Aegean: Timing and Kinematics, *Geology*, 1999, **27**, 267-270.

Armijo R., Meyer B., Navarro S., King G., Slip Partitioning in The Sea Of Marmara Pullapart: A Clue to Propagation Processes of The North Anatolian Fault, *Terra Nova* 2002, **14**, 80–86.

Armijo R., Pondard N., Meyer B., Uçarkuş G., Lépinay B. M. D., Malavieille J., Dominguez S., Gustcher M. A., Schmidt S., Beck C., Çağatay N., Çakir Z., İmren C., Eriş K., Natalin B., Özalaybey S., Tolun L., Lefèvre I., Seeber L., Gasperini L., Rangin C., Emre Ö., Sarikavak K., Submarine Fault Scarps in The Sea Of Marmara Pull-Apart (North Anatolian Fault): İmplications for Seismic Hazard in Istanbul, *Geochem., Geophys., Geosyst.*, 2005, 1-29.

Azizov A., Gökova Körfezi'nin Sismotektonik Yapısının Sismik Yansıma ve Sismolojik Verilerle Araştırılması, Yüksek Lisans Tezi, İstanbul Üniversitesi, Cerrahpaşa Lisansüstü Eğitim Enstitüsü, İstanbul, 2019, 602171.

Bağcı G., Deprem Öncesi Sismisite Kuzey Anadolu Fayı'nın Batı Kesiminin Depremselliği (Tarihsel ve Aletsel Dönem) ve Riski, 17 Ağustos 1999 İzmit Körfezi Deprem Raporu, *TC Bayındırlık ve İskan Bakanlığı Afet İşleri Genel Müdürlüğü Deprem Araştırma Dairesi Başkanlığı*, 2000.

Barka A. A., Kadinsky-Cade K., Strike–Slip Fault Geometry in Turkey and Its Influence on Earthquake Activity, *Tectonics*, 1988, **7**, 663–684.

Barka A. A., The North Anatolian Fault Annales, *Tectonics*, 1992, **6**, 164-195.

Barka A. A., Neotectonics of The Marmara Region in Active Tectonics of Northwest Anatolia, Editors: Schindler C., Pfister M., *The Marmara Poly-Project, Hochshulverlag* AG An Der ETH, Zurih, 55-87, 1997.

Bozkurt E., Discussion on The Extensional Folding in The Alaşehir (Gediz) Graben, Western Turkey, *Journal of The Geological Society London*, 2002, **159**, 105–109.

Byerly P., The Earthquake of July 6, 1934: Amplitude and First Motion, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 1938, **28**, 1-13.

Çaka D., Armutlu Yarımadası ve Civarında Makaslama Dalgası Ayrımlaşması Analizi, Doktora Tezi, Kocaeli Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Kocaeli, 2012, 323152.

Demirbağ E., Rangin C., Le Pichon X., Şengör A. M. C., Investigation of The Tectonics of The Main Marmara Fault by Means of Deep-Towed Seismic Data, *Tectonophysics*, 2003, **361**, 1– 19.

Demirtaş R., Deprem Öncesi Sismisite Tarihsel Dönem (1509, 1719, 1756, 1766 ve 1894 Depremleri), 17 Ağustos 1999 İzmit Körfezi Depremi Raporu, *TC Bayındırlık ve İskan Bakanlığı Afet İşleri Genel Müdürlüğü Deprem Araştırma Dairesi Başkanlığı, Ankara*, 2000.

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

Dolu E., Gökaşan E., Meriç E., Ergin M., Görüm T., Tur H., Ecevitoğlu B., Avşar N., Görmüş M., Batuk F., Tok B., Çetin O., Quaternary Evolution of The Gulf of Izmit (NW Turkey): A Sedimentary Basin Under Control of The North Anatolian Fault Zone, *Geo-Marine Letters*, 2007, **27**(6), 355-381.

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

Eisenlohr T., Active Tectonics of Northwestern Anatollia, Editors: Schindler C., Pfister M., *The MARMARA Poly-Project; A Multidisciplinary Approach by Space-Geodesy, Geology, Hydrogeology, Geothermics and Seismology*, First Edition, ETH, Zurich, 197-228, 1997.

Eisenlohr T., Die Thermalwasser Der Armutlu-Halbinsel (NW-Türkei) Und Deren Beziehung Zu Geologie und Aktiver Tektonik, *Eidgenössicche Tecnische Hochschule*, DOI: 10.3929/ETHZ-A-001555020.

Emre Ö., Erkal T., Tchepalyga A., Kazancı N., Keçer M., Ünay E., Neogene-Quaternary Evolution of The Eastern Marmara Region, Northwest Turkey, *Min. Res. Expl. Inst. Bull.*, 1998, **120**, 119–145.

Ergün M., Özel E., Structural Relationship Between The Sea of Marmara Basin and The North Anatolian Fault Zone, *Terra Nova*, DOI: 10.1111/J.1365-3121.1995.Tb00695.X.

Gilbert F., Excitation Of The Normal Modes of The Earth by Earthquake, *Source. Geophys. J. R. Astr. Soc.*, DOI: 10.1111/J.1365-246X.1971.Tb03593.X.

Göney S., İzmit Körfezi ve Kuzey Kıyılarının Jeomorfolojisi, *Türk. Coğraf. Derg.*, 1964, **0**(22-23), 187-203.

Görür N., Çağatay M. N., Sakınç M., Sümengen M., Şentürk K., Yaltırak C., Tchapalyga A., Origin of Sea of Marmara's Deduced From Neogene to Quaternary Paleogeographic Evolution of Its Frame, *International Geology Review*, DOI: 10.1080/00206819709465276.

Gürer Ö. F., Kaymakçı N., Çakır Ş., Özburan M., Neotectonics of The Southeast Marmara Region, NW Anatolia, Turkey, *Journal of Asian Earth Sciences*, DOI: 10.1016/S1367-9120(02)00140-2.

Gürbüz C., Aktar M., Eyidoğan H., Cisternas A., Haessler H., Barka A., Ergin M., Türkelli N., Polat O., Üçer S. B., Kuleli S., Barış Ş., Kaypak B., Bekler T., Zor E., Biçmen F., Yörük A., The Seismotectonics of The Marmara Region (Turkey): Results From a Microseismic Experiment, *Tectonophysics*, 2000, **316**(1-2), 1-17.

Herrmann R. B., Wang C. Y., A Comparison of Synhetic Seicmograms, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 1985, **75**(1), 41-56.

Hoşgören M. Y., İzmit Körfezi Havzasının Jeomorfolojisi, Editör: Meriç E., *İzmit Körfezi Kuvaterner İstifi*, Kocaeli Valiliği Çevre Koruma Vakfı, Kocaeli, 343-348, 1995.

Ikeda Y., Suzuki Y., Herece E., Şaroğlu F., Işıkara A. M., Honkura Y., Geological Evidence for The Last Two Faulting Events on The North Anatolian Fault Zone in The Mudurnu Valley, Western Turkey. *Tectonophysics*, 1991, **193**, 335-345.

Irmak T.S., Ders Notları, 2015.

İmren C., Le Pichon X., Rangin C., Demirbağ E., Ecevitoğlu B., Görür N., The North Anatolian Fault With in The Sea of Marmara: A New İnterpretation Based on Multi-Channel Seismic and Multi-Beam Bathymetry Data, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2001, **186** (2), 143–58.

Jost M. L., Herrmann R. B., A Student's Guide to and Review of Moment Tensors, *Seismological Recearch Letters*, 1989, **60**(2), 37-57.

Kalafat D., Gürbüz C., Üçer S. B., Batı Türkiye'de Kabuk ve Üst Manto Yapısının Araştırılması, *Deprem Araştırma Bülteni*, 1987, **59**, 43-64.

Ketin İ., Kuzey Anadolu Fayı Hakkında, *Maden Tetkik ve Arama Dergisi*, 1969, **72**, 1-27.

Ketin İ., Genel Jeoloji (General Geology), Editors: Okay A. I., *Tectonic Units and Sutures in The Pontides, Norhtern Turkey. Tectonic Evoluation of Tethyan Region*, 4th, Published By ITU, 109-116, 1986.

Klinger Y., Sieh K., Altunel E., Akoglu A., Barka A., Dawson T., Gonzalez T., Meltzner A., Rockwell T., Paleoseismic Evidence of Characteristic Slip on The Western Segment of The North Anatolian Fault, *Bulletin of The Seismological Society of America*, DOI: 10.1785/0120010270.

Knopoff L., Gilbert F., First Motions From Seicmic Sources, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 1959, **50**(1), 117-134.

Koca B. Fay Düzlem Çözümü Ders Notu, http://80.251.38.220/Download/Notlar/JFM306/Odakmek.Pdf/ (Ziyaret Tarihi:26 Haziran 2020).

Koçyiğit A., An Example of An Accretionary Forearc Basin From North Central Antolia and Its Implications for The History of Subduction of Neotethys in Turkey, *Geological Society Of America Bulletin*, DOI: 10.1130/0016-7606(1991)103<0022:AEOAAF> 2.3.CO;2**.**

Koçyiğit A., Yusufoğlu H., Bozkurt E., Evidence From The Gediz Graben for Episodic Two-Stage Extension in Western Turkey, *J. Geo. Soc. London,* DOI: 10.1144/Gsjgs.156.3.0605.

Kurcer A., Chatzipetros A., Tutkun S. Z., Pavlides S., Ateş O., Valkaniotis S., The Yenice-Gonen Active Fault (NW Turkey): Active Tectonics and Paleoseismology, *Tectonophysics*, 2008, **453**, 263-175.

Kurtuluş C., Gemlik Körfezi Yüksek Ayrımlı Sığ Sismik Etüdü Raporu, *MTA Jeofizik Etüdler Dairesi*, 1985, **735**, 6.

Kuşçu I., Okamura M., Matsuoka H., Yamamori K., Awata Y., Özalp S., Recognition of Active faults and Stepovergeometry in Gemlik Bay, Sea of Marmara, NW Turkey, *Marine Geology*, DOI: 10.1016/J.Margeo.2009.02.003.

Le Pichon X., Taymaz T., Şengör A. M. C., The Marmara Fault and The Future Istanbul Earthquake. Proc. *ITU-IAHS International Conference on The Kocaeli Earthquake,* Istanbul, Turkey, 2-5 December 1999.

Le Pichon X., Şengör A. M. C., Demirbağ E., Rangin C., İmren C., Problems Posed By Active Fault System Across The Sea of Marmara, *Symp. on Seismotectonics of The North-Western Anatolia-Agean and Recent Turkish Earthquakes Proceedings*, Istanbul, Turkey, 8 May 2001.

Le Pichon X., Şengör A. M. C., Demirbağ E., Rangin C., İmren C., Armijo R., Görür, N., Cağatay N., Lepinay B. M., Mayer B., Saatçılar R., Tok B., The Active Main Marmara Fault, *Earth And Planetary Science Letters*, DOI: 10.1016/S0012-821X(01)00449-6.

Lee W. H. K., Lahr J. C., HYPO71: A Computer Program for Determining Hypocenter, Magnitude, and First Motion Pattern of Local Earthquakes, *U. S. Geological Survey*, DOI: 10.3133/Ofr72224.

Leroy S .S. G., Schwab M. J., Costa P. J. M., Seismic İnfluence on The Last 1500-Year Infill History of Lake Sapanca (North Anatolian Fault, NW Turkey), *Tectonophysics*, 2010, **486**, 15-27.

Lyberis N., Tectonic Setting Of The North Aegen Trough, Editors: Dixon J. E., Robertson A. H. F., *The Geological Evolution of The Eastern Mediterranean*, Special Publications, Geological Society of London, 709-725, 1984.

Mcclusky S., Balassanian S., Barka A., Demir C., Ergintav S., Georgiev I., Gurkan O., Hamburger M., Hurst K., Kahle H., Kastens K., Kekelidze G., King R., Kotzev V., Lenk O., Mahmoud S., Mishin A., Nadariya M., Ouzounis A., Paradissis D., Peter Y., Prilepin M., Reilinger R., Sanli I., Seeger H., Tealeb A., Toksöz M. N., Veis G., GPS Constraints on Plate Kinematics and Dynamics in The Eastern Mediterranean and Caucasus, *Journal Of Geophysical Research Atmospheres*, DOI: 10.1029/1996JB900351.

Mchugh C. M. G., Seeber L., Cormier M. H., Dutton J., Cagatay N., Polonia A., Ryan W. B. F., Gorur N., Submarine Earthquake Geology Along The North Anatolia Fault in The Marmara Sea, Turkey: A Model for Transform Basin Sedimentation, *Earth And Planetary Science Letters*, DOI: 10.1016/J.Epsl.2006.05.038.

Mckenzie D. P., Active Tectonics of The Mediterranean Region, *Geophysical Journal International*, DOI: 10.1111/J.1365-246X.1972.Tb02351.X.

Mckenzie D. P., Active Tectonism in The Alpine – Himalayan Belt: The Aegean Sea and The Surrounding Regions (Tectonics Of The Aegean Region), *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, DOI: 10.1111/J.1365-246X.1978.Tb04759.X.

Nakano H., Notes on The Nature of The Forces Which Give Rise To The Earthquake Motion, *Central Meteor. Obs. Japan. Seism. Bull*, 1923, **1**, 92-130.

Okay A. İ., High-Pressure/ Low-Temperature Metamorphic Rocks of Turkey. Editors: Evans B. W., Brown E. H., *Blueschists and Eclogites, Geological Society of America*, Memoir, 333-348, 1986.

Okay A. İ., Demirbağ E., Kurt H., Okay N., Kuşçu İ., An Active, Deep Marine Strike-Slip Basin Along the North Anatolian Fault in Turkey, *Tectonics*, 1999, **18**, 129-148.

Okay A. İ., Kaslılar-Özcan A., İmren C., Boztepe-Güney A., Demirbağ E., Kuşçu İ., Active Faults and Evolving Strike-Slip Basins in The Marmara Sea, Northwest Turkey: A Multichannel Seismic Reflection Study, *Tectonophysics*, DOI: 10.1016/S0040-1951(00)00046-9.

Özaksoy V., Emre O., Yıldırım C., Doğan A., Ozalp S., Tokay F., Sedimentary Record of Late Holocene Seismicity and Uplift of Hersek Restraining Bend Along The North Anatolian Fault in The Gulf Of İzmit, *Tectonophysics*, 2010, **487**, 33–45.

Palyvos N., Pantosti D., Zabci C., D'Addezio G., Paleoseismological Evidence Of Recent Earthquakes on The 1967 Mudurnu Valley Earthquake Segment of The North Anatolian Fault Zone, *Bulletin of The Seismological Society of America*, DOI: 10.1785/0120060049.

Papazachos B. C., Papazachou C. B., The Earthquakes of Greece, *Thessaloniki*, 1997, 304.

Parke J., Minshull T., Anderson G., White R, Mckenzie D., Active Faults in The Sea of Marmara, Western Turkey, Imaged By Seismic Reflection Profiles, *Terra Nova*, 1999, **11**, 223–227.

Parsons T., Toda S., Stein R. S., Barka, A., Dieterich, J. H., Heightened Odds of Large Earthhquakes Near İstanbul: An İnteraction-Based Probability Calculation, *Science*, DOI: 10.1126/Science.288.5466.661.

Pınar A., Kuge K., Honkura Y., Moment Tensor İnversion of Recent Small to Moderate Sized Earthquakes: İmplications for Seismic Hazard and Active Tectonics Beneath The Sea of Marmara, *Geophys. J. Int*., 2003, **153**, 133-145.

Polat O., 2005. Ders Notları, http://kisi.deu.edu.er/Orhan.Polat/Doc/KILAVUZ-FDC_O.POLAT.pdf/ (Ziyaret Tarihi: 26 Haziran 2020).

Pondard N., Armijo R., King G. C. P., Meyer B,, Flerit F., Fault İnteractions in The Sea of Marmara Pull-Apart (North Anatolian Fault): Earthquake Clustering and Propagating Earthquake Sequences, *Geophys. J. Int*., DOI: 10.1111/J.1365-246X.2007.03580.X.

Rangin C., Le Pichon X., Demirbag E., Imren C., Strain Localization in The Sea of Marmara: Propagation of The North Anatolian Fault in a Now İnactive Pull-Apart, *Tectonics*, DOI: 10.1029/2002TC001437.

Rockwell T., Barka A., Dawson T., Akyuz S., Thorup K., Paleoseismology of The Gazikoy-Saros Segment of The North Anatolian Fault Northwestern Turkey: Comparison of The Historical and Paleoseismic Records, Implications of Regional Seismic Hazard, And Models of Earthquake Recurrence, *Journal of Seismology*, DOI: 10.1023/A:1011435927983.

Saika C. K., Modified Frequency-Wavenumber Algorithm for Regional Seismograms Using Filon's Quadrature; Modeling of L_g Waves In Eastern North America, *Geophysical Journal International*, DOI: 10.1111/J.1365-246X.1994.Tb04680.X.

Sakınç M. Ç., Yaltırak C., Güney Trakya Sahillerinin Denizsel Pleyistosen Çökelleri ve Palocoğrafyası, *Bull. Miner. Res. Explor. Turk.*, 1997, **119**, 43-62.

Scherbaum F., *Of Poles and Zeros (Fundementals of Digital Seismology)*, 2nd Edition, Kluwer Academic Publishers, Hollanda, 2001.

Seyitoğlu G., Scott B., Late Cenozoic Crustal Extension and Basin Formation in West Turkey, *Geological Magazine*, DOI: 10.1017/S0016756800018343.

Shearer P. M., Introduction to Seismology, *Geophysical Journal International*, DOI: 10.1111/J.1751-908X.1994.Tb00526.X

Siyako M., Tanış T., Şaroğlu F., Marmara Denizi Aktif Fay Geometrisi, *Tübitak Bilim ve Teknik Dergisi*, 2000, **388**, 66-71.

Straub C., Recent Crustal Deformation and Strain Accumulation in The Marmara Sea Region, NW Anatolia Inferred From GPS Measurements. *Phd Thesis*, DOI: 10.3929/Ethz-A-001624667.

Straub C., Kahle H. G., Recent Crustal Deformation and Strain Accumulation in The Marmara Sea Region, NW Anatolia Inferred From GPS Measurements, Editors: Schindler C., Pfister M., *Active Tectonics of Northwestern Anatolia-The Marmara Poly-Project*, DOI: 10.1029/95GL02219.

Şengör A. M. C., Görür N., Şaroğlu F., Strike–Slip Faulting and Related Basin Formation In Zones of Tectonic Escape: Turkey As a Case Study, *Special Publications of SEPM*, DOI: 10.2110/Pec.85.37.0227.

Tüysüz O., Barka A. A., Yiğitbaş E., Geology of The Saros Graben: Its Implications on The Evolution of The North Anatolian Fault in The Ganos-Saros Region, NW Turkey, *Tectonophysics*, 1998, **293**, 105-126.

Utku M., Sismik Moment Tensör Ters Çözümüyle Türkiye Depremlerinin Analizi, Doktora Tezi, İstanbul Teknik Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, İstanbul, 1997, 68893.

Utkucu M., Budakoğlu E., Durmuş H., Marmara Bölgesinde (KB Türkiye) Depremsellik ve Deprem Tehlikesi Üzerine Bir Tartışma, *Hacettepe Üniversitesi Yerbilimleri Dergisi*, 2011, **32**(3), 187-212.

Yaltırak C., M Sakınç., Okay F. Y., Kinematics and Evoluation of The Northern Segment of The North Anatolia Fault Zone (Ganos Fault) in The Area Between Marmara and Gulf of Saroz, *Aktif Tektonik Araştırma Grubu*, 2000, **3**, 77-89.

Yaltırak C., Kuzey Anadolu Fayının Marmara Kolları ve Bölgenin Tektonik Yapısı, *Güney Marmara Depremleri ve Jeofizik Toplantısı*, TMMOB, Jeofizik Müh. Odası, Ankara, 22 Eylül 2000.

Yaltırak C., Tectonic Evolution of The Marmara Sea and Its Surroundings, *Marine Geology*, 2002, **190**(1-2), 493–529.

Yavuz E., Orta Marmara Bölgesi'nin Koda Q ile Soğurma Karakteristiğinin Belirlenmesi, Yüksek Lisans Tezi, Kocaeli Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Kocaeli, 2015, 423772.

Yılmazer M., Deprem Kaynak Parametrelerinin On-Line Belirlenmesi, Yüksek Lisans, İstanbul Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, İstanbul, 2003, 129494.

Yılmaz Y., Genç Ş. C., Gürer Ö. F., Bozcu M., Yılmaz K., Karacık Z., Altunkaynak Ş., Elmas A., When Did The Western Anatolian Grabens Begin to Develop, Tectonics and Magmatism in Turkey and The Surrounding Area Special Publications, *Geological Society London*, 2000, **173**, 353 – 384.

Wang C. Y., Herrmann R. B., A Numerical Study of P-,SV-,and SH- Wave Generation In a Plane Layered Medium, *Bulletin of The Seismological Society of America*, 1980, **70**(4), 1015- 1036.

Wong H. K., Lüdmann T., Uluğ A., Görür N., The Sea of Marmara: A Plate Boundary Sea in An Escape Tectonic Regime, *Tectonophysics*, 1995, **244**, 231–250.

KİŞİSEL YAYIN VE ESERLER

Çaka D., Budakoğlu E., Tunç B., Türkmen T., Durdağ D., **Zengin K.**, Pekşen E., Oruç B., Barış Ş., Termal İlçesinde Meydana Gelen Deprem Aktivitesinin Sismoloji, Gravite ve MT Yöntemleriyle İncelenmesi, *5.Uluslararası Deprem Mühendisliği ve Sismoloji Konferansı*, ODTÜ-ANKARA, 8-11 Ekim 2019.

ÖZGEÇMİŞ

Kader ZENGİN ilk ve orta öğrenimini Düzce Uzunmustafa İlköğretim Okulunda, lise öğrenimini Düzce Borsa İstanbul Mesleki ve Teknik Anadolu Lisesinde tamamladı. Lisans eğitimi için 2014 yılında girdiği Kocaeli Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Jeofizik Mühendisliği Bölümünden 2018 yılında mezun oldu. 2018 yılında Kocaeli Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Jeofizik Mühendisliği Anabilim Dalı'nda Dr. Öğr. Üyesi Berna TUNÇ danışmanlığında, Sismoloji alanında yüksek lisans eğitimine başladı. 2020 yılında Kocaeli Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Jeofizik Mühendisliği Anabilim Dalı'nda yüksek lisans eğitimini tamamlayarak mezun oldu.