



T.C.

**ÇANAKKALE ONSEKİZ MART ÜNİVERSİTESİ
LİSANSÜSTÜ EĞİTİM ENSTİTÜSÜ**

JEOFİZİK MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİM DALI

**BİGA YARIMADASI SİSMİK HIZ YAPISININ YEREL DEPREM
LOKASYON HESAPLAMALARINDAKİ ETKİLERİ**

YÜKSEK LİSANS YETERLİK TEZİ

GAMZE TAŞTAN

Tez Danışmanı

PROF. DR. TOLGA BEKLER

ÇANAKKALE – 2022



T.C.

ÇANAKKALE ONSEKİZ MART ÜNİVERSİTESİ
LİSANSÜSTÜ EĞİTİM ENSTİTÜSÜ

JEOFİZİK MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİM DALI

**BİGA YARIMADASI SİSMİK HIZ YAPISININ YEREL DEPREM LOKASYON
HESAPLAMALARINDAKİ ETKİLERİ**

YÜKSEK LİSANS YETERLİK TEZİ

GAMZE TAŞTAN

Tez Danışmanı

PROF. DR. TOLGA BEKLER

ÇANAKKALE – 2022



T.C.
ÇANAKKALE ONSEKİZ MART ÜNİVERSİTESİ
LİSANSÜSTÜ EĞİTİM ENSTİTÜSÜ



Gamze TAŞTAN tarafından Prof. Dr. Tolga BEKLER yönetiminde hazırlanan ve 20/07/2022 tarihinde aşağıdaki jüri karşısında sunulan “Biga Yarımadası Sismik Hız Yapısının Yerel Deprem Lokasyon Hesaplamalarındaki Etkileri” başlıklı çalışma, Çanakkale Onsekiz Mart Üniversitesi Lisansüstü Eğitim Enstitüsü **Jeofizik Mühendisliği Anabilim Dalı**’nda **YÜKSEK LİSANS YETERLİK TEZİ** olarak oy birliği ile kabul edilmiştir.

Jüri Üyeleri

Prof. Dr. Tolga BEKLER
(Danışman)

Doç. Dr. Tuna EKEN

Doç. Dr. Alper DEMİRCİ

İmza

.....

.....

.....

Tez No :

Tez Savunma Tarihi : 20/07/2022

.....
İSİM SOYİSMİ

Enstitü Müdürü

.././20..

ETİK BEYAN

Çanakkale Onsekiz Mart Üniversitesi Lisansüstü Eğitim Enstitüsü Tez Yazım Kuralları'na uygun olarak hazırladığım bu tez çalışmada; tez içinde sunduğum verileri, bilgileri ve dokümanları akademik ve etik kurallar çerçevesinde elde ettiğimi, tüm bilgi, belge, değerlendirme ve sonuçları bilimsel etik ve ahlak kurallarına uygun olarak sunduğumu, tez çalışmada yararlandığım eserlerin tümüne uygun atıfta bulunarak kaynak gösterdiğimi, kullanılan verilerde herhangi bir değişiklik yapmadığımı, bu tezde sunduğum çalışmanın özgün olduğunu, bildirir, aksi bir durumda aleyhime doğabilecek tüm hak kayıplarını kabullendiğimi taahhüt ve beyan ederim.

(İmza)

Gamze TAŞTAN

20/07/2022

TEŞEKKÜR

Bu tezin gerçekleŐtirilmesinde, çalıŐmam boyunca benden bir an olsun yardımlarını esirgemeyen saygı değer danışman hocam Prof. Dr. Tolga BEKLER'e, her bilgisini benimle paylaŐmaktan çekinmeyen ve hep yanımda olan sevgili arkadaŐım AyŐe GEZER'e, akademik hayata beni en çok teŐvik eden her daim yanımda olan desteğini sonsuz hissettiğim sevgili Oğuz AY'a, her zaman bana destek olan canım kuzenim Hilal DEMİR'e ve çalışma suresince tım zorlukları benimle gğsleyen hayatımın her evresinde bana desteklerini esirgemeyen değerli annem Mahinur TAŞTAN'a, ablam Pınar KAYA'ya ve ağabeyimlere sonsuz teŐekkürlerimi sunarım.”

Gamze TAŞTAN
anakkale, Temmuz 2022

ÖZET

BİGA YARIMADASI SİSMİK HIZ YAPISININ YEREL DEPREM LOKASYON HESAPLAMALARINDAKİ ETKİLERİ

Gamze TAŞTAN

Çanakkale Onsekiz Mart Üniversitesi

Lisansüstü Eğitim Enstitüsü

Jeofizik Mühendisliği Anabilim Dalı Yüksek Lisans Yeterlik Tezi

Danışman: Prof. Dr. Tolga BEKLER

20/07/2022, 64

Biga Yarımadası sismik açısından oldukça aktif olmasına rağmen bölge için öngörülen belirgin bir kabuk yapısı bulunmamaktadır. Bölgede meydana gelen depremlerin yerlerinin hatalarının en aza indirgenmesi, bu çalışmanın gerekliliğini ortaya çıkarmıştır. Hazırlanan bu tez çalışmasında 06.02.2017 tarihli Ayvacık'ta olan depremden sonra Biga Yarımadası ve etrafında kurulan deprem istasyonlarından elde edilen sismolojik veri kullanılmıştır. Bölgenin hız yapısını elde etmek için düzlem tabaka yaklaşımı ve 1B ters çözüm algoritma üzerine kurulu VELEST yazılımı kullanılmıştır. Başlangıç modeli olarak farklı araştırmacıların genel olarak Marmara bölgesini kapsayan çalışmalarında önerdiği modeller kullanılmıştır. Ayvacık depremi sonrası toplanan veriye ait faz okumalarına dayalı seyahat süreleri kullanılarak Wadati diyagramından bölgesel V_p/V_s oranı 1,73 olarak hesaplanmıştır. 2017 yılına ait Ocak ve Mayıs ayları içinde olan ve büyüklüğü $M \geq 0,5$ depremlerin yeniden konumlandırılması doğrusal olmayan olasılıksal yöntem sayesinde hesaplanmıştır. Böylelikle çalışma alanı için yeni 1B hız modeli elde edilmiştir Ocak-Mayıs ayları arasında t_{RMS} değerleri ortalama 0,0939- 0,0436 olarak hesaplanmıştır. 2017 Ocak ve Mayıs ayına ait 8940 P-dalgası varış zamanlarına ait t_{RMS} ortalama olarak 0,0675s elde edilmiştir. Çalışma kapsamında bölgedeki 10 istasyonda kabuk kalınlığı da konvansiyonel düzlem tabaka yaklaşımı kestirilmiştir. Kabuk içi P_g ve P_n hızları sırasıyla 2,8-4,5 / 7,85-8,05 km/sn olarak hesaplanmıştır. Çalışma alanının Biga Yarımadası için kabuk kalınlığı Kuzeydoğuya doğru 30-32 km Güneybatı tarafında 27-28 km aralığında bir değişim göstermektedir.

Anahtar Kelimeler: Biga Yarımadası, Kabuk Hız Yapısı, 1B Modelleme

ABSTRACT

EFFECTS OF THE SEISMIC VELOCITY STRUCTURES OF BIGA PENINSULA ON LOCAL EARTHQUAKE LOCATION CALCULATIONS

Gamze TAŞTAN

Çanakkale Onsekiz Mart University

School of Graduate Studies

Master of Science Thesis in Geophysical Engineering

Prof. Dr. Tolga BEKLER

20/07/2022, 64

Although the Biga Peninsula is quite active in terms of seismicity, there is no clear crustal structure foreseen for the region. Minimizing the location errors of earthquakes in the region has revealed the necessity of this study. In this thesis study, seismological data obtained from the earthquake stations established in and around the Biga Peninsula after the earthquake in Ayvacık on 06.02.2017 were used. In order to obtain the velocity structure of the region, the plane layer approach and the VELEST software based on the 1D inversion algorithm were used. As a starting model, the models suggested by different researchers in their studies covering the Marmara region in general were used. Using the travel times based on the phase readings of the data collected after the Ayvacık earthquake, the regional V_p/V_s ratio was calculated as 1,73 from the Wadati diagram. The relocation of earthquakes with magnitude $M \geq 0,5$ in January and May of 2017 was calculated using the nonlinear probabilistic method. Thus, a new 1D velocity model was obtained for the study area. Average t_{RMS} values between January and May were calculated as 0,0939-0,0436. Average t_{RMS} of 8940 P-wave arrival times for January and May 2017 was 0,0675s. Within the scope of the study, the crustal thickness of the 10 stations in the region was estimated using the conventional plane layer approach. In-crust P_g and P_n velocities were calculated as 2,8-4,5 / 7,85-8,05 km/s, respectively. The crustal thickness for the Biga Peninsula of the study area varies between 30-32 km towards the Northeast and 27-28 km on the Southwest side.

Keywords: Biga Peninsula, Crust Velocity Structure, 1D Modeling

İÇİNDEKİLER

	Sayfa No
JÜRİ ONAY SAYFASI.....	i
ETİK BEYAN.....	ii
TEŞEKKÜR.....	iii
ÖZET	iv
ABSTRACT	v
İÇİNDEKİLER	vi
SİMGELER ve KISALTMALAR.....	1
TABLolar DİZİNİ.....	2
ŞEKİLLER DİZİNİ.....	3

BİRİNCİ BÖLÜM

GİRİŞ

1.1. Çalışma Alanı.....	6
1.2. Biga ve Ayvacık Yarımadası Tektoniği.....	7
1.3. Bölgesel Jeoloji.....	8
1.4. Bölgesel ve Yerel Depremsellik.....	10
1.4.1. Tarihsel ve Aletsel Dönem Etkinliği.....	11

İKİNCİ BÖLÜM

KURAMSAL ÇERÇEVE/ÖNCEKİ ÇALIŞMALAR

2.1. Türkiye’ de Kabuk Çalışmaları.....	16
---	----

ÜÇÜNCÜ BÖLÜM	21
ARAŞTIRMA YÖNTEMİ/MATERYAL YÖNTEM	
3.1. Materyal ve Yöntem.....	21
3.1.1. 1B Hız Modellemesi ve VELEST Algoritması.....	22
DÖRDÜNCÜ BÖLÜM	25
ARAŞTIRMA BULGULARI	
4.1. İstasyonlar İçin Zaman-Uzaklık Grafikleri.....	25
4.2. VELEST için Başlangıç Modeli Seçilmesi.....	36
BEŞİNCİ BÖLÜM	45
SONUÇ ve ÖNERİLER	
5.1. Sonuçlar.....	45
KAYNAKÇA	47
ÖZGEÇMİŞ.....	I

SİMGELER VE KISALTMALAR

K	Kuzey
G	Güney
D	Doğu
B	Batı
KRDAE	Kandilli Rasathanesi ve Deprem Araştırma Enstitüsü
AFAD	Afet ve Acil Durum Yönetim Başkanlığı
MTA	Maden Tetkik Arama Enstitüsü
KG	Kuzeydoğu
KB-GD	Kuzeybatı-Güneydoğu
Mw	Moment Büyüklüğü
1B	1 Boyutlu
KAFZ	Kuzey Anadolu Fay Zonu
DKD-BGB	Doğukuzeydoğu-Batıgüneybatı
KD-GB	Kuzeydoğu-Güneybatı
BGB-GD	Batıgüneybatı-Güneydoğu
Km	Kilometre
M	Deprem Büyüklüğü
ML	Lokal Büyüklük
MD	Süreye Bağlı Büyüklük
ÇOMÜ/COMU	Çanakkale Onsekiz Mart Üniversitesi
Trms	Seyahat Süresi RMS Değeri

TABLolar DİZİNİ

Tablo No	Tablo Adı	Sayfa No
Tablo 1	1900-2021 yılları arasında büyüklüğü $M \geq 5,4$ olan depremler (KRDAE'den alınmıştır)	11
Tablo 2	Kullanılan istasyonlara ait V_1, V_2, V_3, h_1, h_2 , enlem ve boylam bilgileri	24
Tablo 3	VELEST için kullanılan 4 modelin V_p ve V_s hızları	35

ŞEKİLLER DİZİNİ

Şekil No	Şekil Adı	Sayfa No
Şekil 1	Türkiye diri fay haritası (Jeoloji Mühendisleri odasından alınmıştır) ve çalışma alanında kullanılan istasyonların dağılımı (Kırmızı çizgiler diri fayları temsil etmektedir)	6
Şekil 2	Biga Yarımadası jeoloji haritası (Okay ve Satır, 2000 değiştirilmiştir)	9
Şekil 3	1900-2021 yılları arasında büyüklüğü $M \geq 5,4$ olan deprem episantr dağılım haritası	13
Şekil 4	Ayvacık depremleri için fay mekanizmalarının çözümleri. Kesikli kare ($M \geq 4,0$) içindeki deprem yerleri, yer değiştiren olaylardır. (Bekler ve Demirci, 2018'den alınmıştır)	14
Şekil 5	VELEST akış şeması	24
Şekil 6	GURE ve KRBG istasyonlarına ait zaman-uzaklık grafikleri	26
Şekil 7	COMU ve RKY0 istasyonlarına ait zaman-uzaklık grafikleri	27
Şekil 8	BOZC ve GELI istasyonlarına ait zaman-uzaklık grafikleri	27
Şekil 9	BLBL ve BBDR istasyonlarına ait zaman-uzaklık grafikleri	28
Şekil 10	BBKL ve GPNR istasyonlarına ait zaman-uzaklık grafikleri	29
Şekil 11	TSGL ve EZN0 istasyonlarına ait zaman-uzaklık grafikleri	29
Şekil 12	LAPS ve GADA istasyonlarına ait zaman-uzaklık grafikleri	30
Şekil 13	KCKY ve TMIS istasyonlarına ait zaman-uzaklık grafikleri	31
Şekil 14	KRGL istasyonuna ait zaman-uzaklık grafiği	31
Şekil 15	Tüm istasyonların zaman-uzaklık grafiklerinin birleştirilmesiyle oluşturulan Biga Yarımadası zaman-uzaklık grafiği	32
Şekil 16	Birinci tabaka V_1 hız dağılım haritası	32
Şekil 17	İkinci tabaka V_2 hız dağılım haritası	33
Şekil 18	Üçüncü tabaka V_3 hız dağılım haritası	34

Şekil 19	Birinci tabaka h_1 kalınlığı dağılım haritası	35
Şekil 20	İkinci tabaka h_2 kalınlığı dağılım haritası	35
Şekil 21	Çalışma için kullanılan modellerin t_{RMS} değerleri. A) Kalafat Modeli B) Karabulut Modeli C) Gürbüz Modeli D) Ayvacık Modeli E) Bu Çalışmanın Modeli	38
Şekil 22	Çalışmada kullanılan modellerin hız modelleri. A) Kalafat Modeli B) Karabulut Modeli C) Gürbüz Modeli D) Ayvacık Modeli E) Bu Çalışmanın Modeli	39
Şekil 23	VELEST'te oluşturulan 10 tane hız modeli. Yeşil ile işaretli olan çalışmanın 1-B Hız Modeli	41
Şekil 24	Ocak, Şubat, Mart, Nisan, Mayıs ve hepsinin toplamını oluşturan t_{RMS} değerleri	42
Şekil 25	Her ay için ve beş ayın toplamında elde edilen ışın yolları haritası	43
Şekil 26	Her ay için ve toplam beş ay için hesaplanmış deprem relokasyonları. Kırmızı çizgiler aktif fayları temsil etmektedir	44

BİRİNCİ BÖLÜM

GİRİŞ

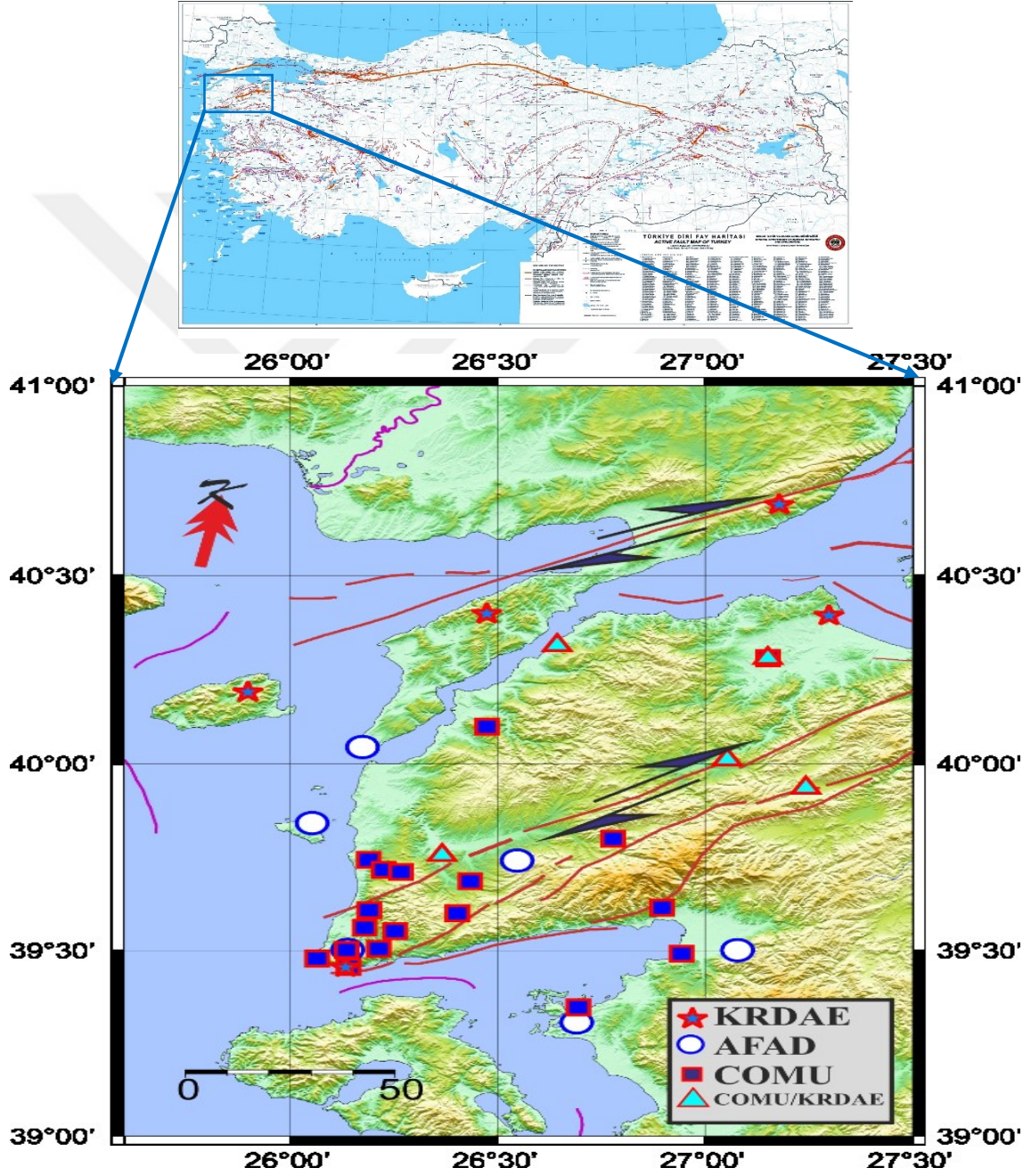
Biga Yarımadası, tektonik özellikleri ve jeotermal kaynaklar açısından Anadolu'nun önemli bir konumundadır. Bölge farklı zaman dilimlerinde tektonik hareketlere maruz kalmıştır ve geçmişten bugüne depremler etkisini yitirmemiştir. Türkiye'nin Kuzeybatısı tarafında Ayvacık ve civarında 14 Ocak 2017 tarihinde $M_w=4,6$ ile başlayıp 6 Şubat 2017 tarihine kadar $M_w=5,5$, ($M_w=5,5$, KRDAE), $M_w=5,3$, AFAD, $M_w=5,4$, COMU) süre gelen sık tektonik aktivite son olarak da 20 Şubat 2019 tarihinde aynı bölgede 5,2 büyüklüğünde bir deprem olmuştur. Gerek bu yoğun yer hareketlerinin izlenmesi gerekse yerel ve bölgesel yerici sığ ve orta ölçekli yapısal süreksizliklerin sismik hızlara dayalı kabuk yapısı çalışması için ulusal deprem istasyonlara ek olarak geçici geniş bant sismometre verisi bu tez çalışmasının veri setini oluşturmuştur ve Kuzey Batı Ege Bölgesini KB-GD doğrultusunda kesen bir alanda benzer fakat daha kapsamlı sismolojik çalışmaların sürdürülmesi ve toplanan deprem verisi ile yerel ve bölgesel jeotermal sahaların tespitinde sismik tomografi yaklaşımının hayata geçirilmesi tezin amacıdır.

Sismik tomografi başlangıç modelinin gerçek hız yapısı ile örtüşmesi ve deprem konumlarının kaliteli çözünürlükte yerleştirilmesi, çözümlerin güvenilirliği için oldukça etkilidir. Özellikle yerel depremlerin relokasyonları olarak bilinen enlem boylam, oluş zamanı ve odak derinliği gibi parametrelerin optimum hata miktarını verecek ki genelde bu kuramsal ve gözlemsel seyahat süresinin en küçükleme ile kontrol edilmektedir, 1B ve 3B hız modellerine göre tayin edilmedi. Türkiye'de üst kabuk yapısına yönelik çalışmaların oldukça az olması nedeni ve çalışma sahasında kontrollü kaynak sismolojisi çalışması olmaması sebebi ile hata miktarlarının hesaplanmasında yinelemeli ters çözüm algoritması kullanılmıştır.

Tezde üç temel hedefe odaklanılmıştır; yerel ve bölgesel depremlerin farklı kabuk modelleri kullanılmak suretiyle tekrar konumlandırılması, yerel ve bölgesel kabuk sismik hız dağılımının elde edilmesi ve sismik hızlar ile tektonizma arasındaki ilişkiyi kurmaktır. Böylece ilk defa bu tez çalışması sonuçları ile doğrudan deprensellik başta olmak üzere deprem tehlikesi analizlerinin yapılmasında gerekli güvenilir parametrik veri tabanı oluşturulmuştur.

1.1. Çalışma Alanı

Çalışma alanı Ayvacık Yarımadasını ve çevresini kapsayan 39° – 41° K enlemleri ve 25°- 27° D boylamları içerisinde yer almaktadır. Şekil 1’de çalışma alanı ve bu tez çalışmasında kullanılan deprem verisinin kayıtları istasyonları verilmiştir.



Şekil 1. Türkiye diri fay haritası (Jeoloji Mühendisleri Odasından alınmıştır) ve çalışma alanında kullanılan istasyonların dağılımı (Kırmızı çizgiler diri fayları temsil etmektedir).

1.2. Biga ve Ayvacık Yarımadası Tektoniği

Neotektonik dönemden bu yana Türkiye, Arabistan, Avrasya ve Afrika olmak üzere üç ayrı levhanın kesişmesinden kaynaklanan kuvvetlerden etkilenmiştir. Şekil 1'de gösterildiği gibi çalışılan bölge birinci derecede deprem bölgesidir. Türkiye'nin Batıya doğru hareketini barındıran Kuzey Anadolu Fay Zonu (KAFZ), Türkiye'nin Doğusundaki Arabistan/Anadolu çarpışmasından kaynaklanan sıkışma ile baskı (transpressional) tektoniği arasındaki farkı, Türkiye'nin Batısındaki Afrika yitiminden kaynaklanan sıkışma-genişleme tektoniğine bağlanmaktadır. Türkiye'nin Doğusu ve Batısındaki zıt karakter deformasyonları, Kuzey Anadolu Fay Zonu ile birbirine bağlanmaktadır. KAFZ, Marmara bölgesinde farklı kollara ayrılır: Kuzey kolu Saroz Körfezi'ne uzanırken, Güney kolu Biga Yarımadası boyunca uzanır (Barka, 1992, Barka ve Kadinsky-Cade, 1998, Siyako vd., 1989). Biga Yarımadası, Marmara Bölgesi'nin Doğusunda iki ana kola ayrılan (Kuzey ve Güney) Kuzey Anadolu Fay Zon'u boyunca başlayan Anadolu hareketinden tektonik olarak etkilenmektedir (Özden vd., 2018). Bunlardan bazıları genellikle DKD-BGB ile KD-GB yönünde uzanan sağ yanal doğrultu atımlı faylardır ve takriben KG sıkışma rejimi altında BGB-GD doğrultusundaki sol yanal doğrultu atımlı karakterine sahiptir (Özden vd., 2018).

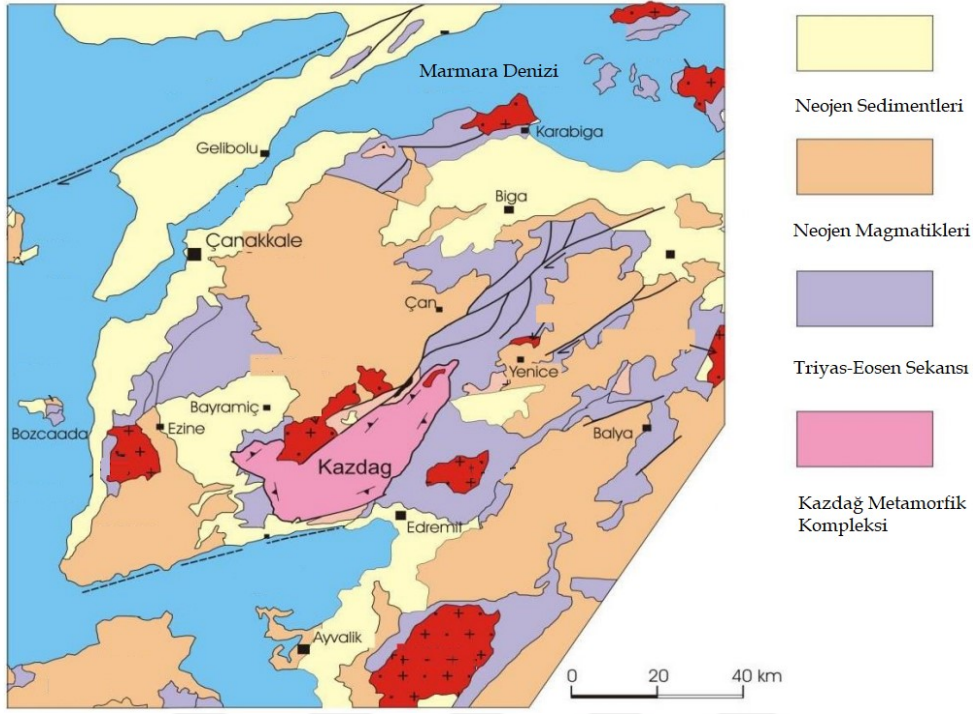
Biga Yarımadası, Kuzey Anadolu Fayı ve Batı Anadolu Graben Sistemi'nin Batı uzantısından etkilenmektedir. Yarımada, Güneyde Batı Anadolu Graben Sistemi, Kuzeyde Kuzey Anadolu Fay Zonu (KAFZ) ve Kuzey Ege Dönüşümü ile bağlantılı mevcut tektonik aktivite nedeniyle kritik bir konuma sahiptir (Çetiner vd., 2016). KAFZ, Avrasya ve Anadolu levhaları arasındaki sınırının belli parçasını kapsayan bir transform fayıdır. KAFZ'nin Batı kısmı üç kola ayrılır ve Marmara Denizi ile Kuzey Ege bölgesine doğru uzanır. Bu nedenle KAFZ' nin genişliği Güneyde Biga Yarımadası ile birlikte 10 km ile 110 km arasında değişmektedir. Kuzey kol Marmara Denizi'ni geçmektedir, orta kol, Geyve, Pamukova'dan Marmara Denizi'nin Güney kıyısına kadar olan çizgiyi takip eder. KAFZ'nin Güney kolu Biga yarımadasında Bursa Fayı, Uluabat Fayı, Manyas Fayı, Yenice-Gönen Fayı, Evciler Fayı, Edremit Fayı ve Kestanbol Fayı'ndan oluşur. Biga Yarımadası'nın yukarıda sayılan tektonik özelliklerine ek olarak, yarımada hem kaya türleri hem de oluşum yaşları bakımından oldukça geniş bir çeşitlilik içermektedir.

Kuzeybatı Türkiye, birkaç aktif fay tarafından üretilen önemli neotektonik aktivite ile karakterizedir. 1953 yılında yarımadaının merkezinde yer alan Yenice-Gönen'de deprem meydana gelmiş ve 50 km'lik düzlemin kırılmasıyla oluşan bir fay alanı oluşmuştur (Siyako vd., 1989 ; Ketin ve Roesli, 1953). (Siyako vd., 1989).

Demirel vd., (2004) Biga Yarımadası boyunca 30° -100° C arasında değişen pek çok sıcak su kaynağı ortaya çıkarmıştır, bu da bu aktif faylarla ilgili olabilir. Tuzla köyünde sıcaklığın en yüksek olduğu Tuzla ovasının konumu, 14 Ocak-26 Mart 2017 dönemindeki deprem sürüsünün meydana geldiği yerdir. Tuzla ve çevresi aktif Tuzla, Babakale, Gülpınar, Çamköy ve Kestanbol Faylarından etkilenmektedir (Karacık ve Yılmaz, 1998, Karacık ve Yılmaz, 1995, Emre vd, 2011).

1.3. Bölgesel Jeoloji

Biga Yarımadası, Sakarya Zonu'nun Batı kısmında, Rodop ve Serbo-Makedon masifleriyle birlikte Trakya Tersiyer havzasının Güney tarafında bulunmaktadır. (Hisarlı, 1996). Anadolü'nün Kuzeybatısında bulunan Biga Yarımadası'nın tabanını Sakarya Kıta'sında bulunan, Sakarya Kuşağı kayaçları olarak adlandırılan çökeller (Şengör ve Yılmaz, 1981), başlıca Kazdağ Grubu metamorfik kayaçları ile Karakaya Kompleksi'nden oluşmaktadır (Okay, 1987), (Şekil 2). Diğer baskın üye olan Alçıtepe formasyonu ise tamamen biyoklastik kireçtaşları tarafından hakimdir (Yalıtırak ve Alpar, 2002, Kaya ve Tüysüz, 2015). Ayrıca bu çökeller temel olarak Alüvyon birimleri ve Kuvaterner Alüvyon Teraslarından oluşan Neojen yaşlı Çanakkale formasyonu olarak aşağıdan yukarıya doğru tabakalanmıştır (Deniz, 2005).Çanakkale formasyonu, inceleme alanının Kuzey ve Güney kesimlerinde topografik değerleri yüksek olan nispeten daha az konsolide çökeller içermektedir (Aktimur vd, 1993).



Şekil 2. Biga Yarımadası jeoloji haritası (Okay ve Satır, 2000 değiştirilmiştir).

Biga Yarımadasının temelini Paleozoyik yaşlı Kazdağ Grubu oluşturmaktadır (Bingöl vd, 1973). Kazdağ Grubu, yüksek dereceli metamorfik kayalardan, şist, migmatit, metagabro, amfibolit, metaofiyolit ve düşük dereceli metamorfik kayalardan, fillat, mermer ve rekristalize kireçtaşlarından oluşur. Bu metamorfik temel üzerine tektonik dokanakla Triyas yaşlı Karakaya Kompleksi gelmektedir ve Karakaya Kompleksi üç ana tektonostratigrafik birimden oluşmaktadır: Torasan Metamorfikleri, Hodul Formasyonu ve Çal Formasyonu-Camialan Kireçtaşı (Okay vd., 1988). Jura'da tabanda konglomera ve kumtaşı ile başlayıp üste doğru kireçtaşına geçen sedimanter bir istif çökelmiştir. Alt Kretase'de tektonik bir dilim halinde Denizgören Ofiyoliti bindirmiştir. Üst Kretase'de; havzada hacimli yayılıma sahip, kompleks ve düzenli bir iç yapı göstermeyen Çetmi ofiyolitik melanjı yerleşmiştir.

Biga Yarımadasının Paleozoyik ve Mezozoyik yaşlı olan metamorfik, karbonatlı ve ofiyolitik kayaçlar; Senozoyik yaşlı magmatik ve volkanik kayaç toplulukları tarafından kesilmiş ve yükseltılarak bölgenin karasal ortama geçişini sağlamışlardır. Magmatik ve volkanik kayaçlar iç içe geçmiş bir yerleşim sunmakta olup, Biga Yarımadasının yarısından fazla ve çok geniş alanlarda yüzlek vermektedir. Eosenden Pliyosene kadar geniş bir zaman dilimi içerisinde plütonik olarak granit, granadiyorit ve monzonit ile temsil edilirken;

volkanik olarak, andezit, bazalt, trakit, riyolit, aglomera, ignimbirit ve tüfler olarak yüzlek vermektedir. Ezine, Kestanbol, Karabiga, Evciler, Ayvacık, Biga, Kazdağları, Çan, Kirazlı Behram, Kuş Çayırı ve Taştepe civarında bu birimlerin en iyi mostraları yer almaktadır.

1.4. Bölgesel ve Yerel Depremsellik

Çalışma bölgesi, AFAD Deprem Araştırma Dairesi tarafınca sunulan Türkiye Deprem Tehlike Haritasında yüksek ivmeli deprem bölgesi içinde yer almaktadır. KAFZ, sağ yanal doğrultu atımlı bir fay zonu olup, toplam uzunluğu yaklaşık 1500 km dir. KAFZ, Karlıova'dan Adapazarı Doğusuna kadar tek bir kol halinde devam eder. Mudurnu Vadisi civarında Kuzey, merkez ve Güney olarak anılan üç kola ayrılmaktadır (Barka, 1997).

Gemlik Körfezi ile Kapıdağ Yarımadası arasında Marmara Denizi'nin güney kıyısını takip eden Güney kol, Kapıdağ Yarımadası'ndan itibaren GB'ya doğru sıkıştırarak bir büklüm yaparak Biga Yarımadası'na kadar uzanmaktadır. KAFZ'nin Güney kolu Biga Yarımadası'nda KD'dan GB'ya doğru sırasıyla Edincik, Sinekçi, Çan-Biga fay zonu, Sarıköy, Bekten, Yenice-Gönen, Evciler fayı ve Edremit fay zonu bulunmaktadır. (Kürçer vd., 2019).

Çanakkale ilini etkileyen KAFZ'nun Güney koludur. Bu kol, Geyve, İznik Gölü Güney sahili, Bandırma ve Biga'ya kadar uzanmaktadır. Daha sonra da geniş bir alan içinde Biga, Çan, Yenice, Bayramiç, Ezine, Kestanbol arasında çok sayıda deprem üreten aktif faylar olarak uzanıp Ege Denizi'ne uzanır. Çanakkale il sınırları içerisinde Kuzey Anadolu Fay Zonu içerisinde yer alan Saros-Gaziköy Fayı, Etili Fayı, Çan-Biga Fay Zonu, Sarıköy Fayı ve Yenice-Gönen Fayı bulunmaktadır. Biga Yarımadası'ndan kuzey ve orta kesimleri, KB-GD doğrultulu sıkışma rejimi etkisi altında şekillenmiş ve günümüzde de bu rejimin etkisi altındadır. Sağ yanal doğrultu atımlı Kuzey Anadolu Fayının güney kolu yarımada içerisinde geçerek son bulmaktadır. Bu fayın en önemli uzanımı Yenice-Gönen fayıdır. Üç koldan oluşan fay, yaklaşık DKD-BGB bir uzanımına sahiptir. Bu fayın dışında Çan-Biga, Etili, Evciler, Karabiga ve Troia civarındaki gibi kısa uzanımlı faylar bu sıkışma rejimini temsil etmektedirler.

Biga yarımadasının güneyi, K-G doğrultulu Ege genişleme rejiminin etkisi altındadır. Tuzla ve Edremit civarındaki faylar normal fay karakterinde olup bu genişleme rejiminin ürünleridir.

1.4.1. Tarihsel ve Aletsel Dönem Deprem Etkinliği

Tarihsel depremlere bakıldığında bölgede büyük depremler gerçekleşmiştir. Tarihsel dönemine ait; 29, 155, 170, 543, 1737, 1855 ile 1875 yılları içerisinde meydana gelmiş ve Tablo 1’de verilen aletsel döneme ait 1900-2021 yılları arasında $M \geq 5.4$ olan depremler Biga Yarımadası ve çevresinde belirgin sismik aktivitenin olduğunu göstermektedir.

Biga Yarımadası çevresinde meydana gelen, 1944 ve 1867 depremleri, Edremit Körfezi çevresinde tsunami dalgaları oluşturan $M_w=6,8$ büyüklüğünde önemli depremlerdir (Altınok vd., 2012). 1867 depremi Midilli Adası’nda meydana gelen ve Lemnos, Edirne, Gelibolu Yarımadası, İstanbul, Manisa, Sakız Adası, İzmir ve Atina’da hissedilen yıkıcı bir depremdi. Aynı şekilde 1944 depremi (Edremit Körfezi), Babakale, Ayvacık, Burhaniye, Edremit, Ayvalık ve Havran ilçelerini kapsayan bir alanda can kaybı ve hasarlı/yıkılmış evlerle ciddi hasara yol açmıştır. Edremit Körfezi-Ayvacık depremi olarak adlandırılan bu olay, 2017 yılında meydana gelen küçük ve orta büyüklükteki depremlerden etkilenen yerlerin çoğunu etkilemiştir. Böylece, iyi çalışılmış bu iki tarihi deprem, bölgedeki fayların büyüklük $M=7,0$ sınıfına yakın olaylar üretebildiğini göstermiştir.

Tablo 1.

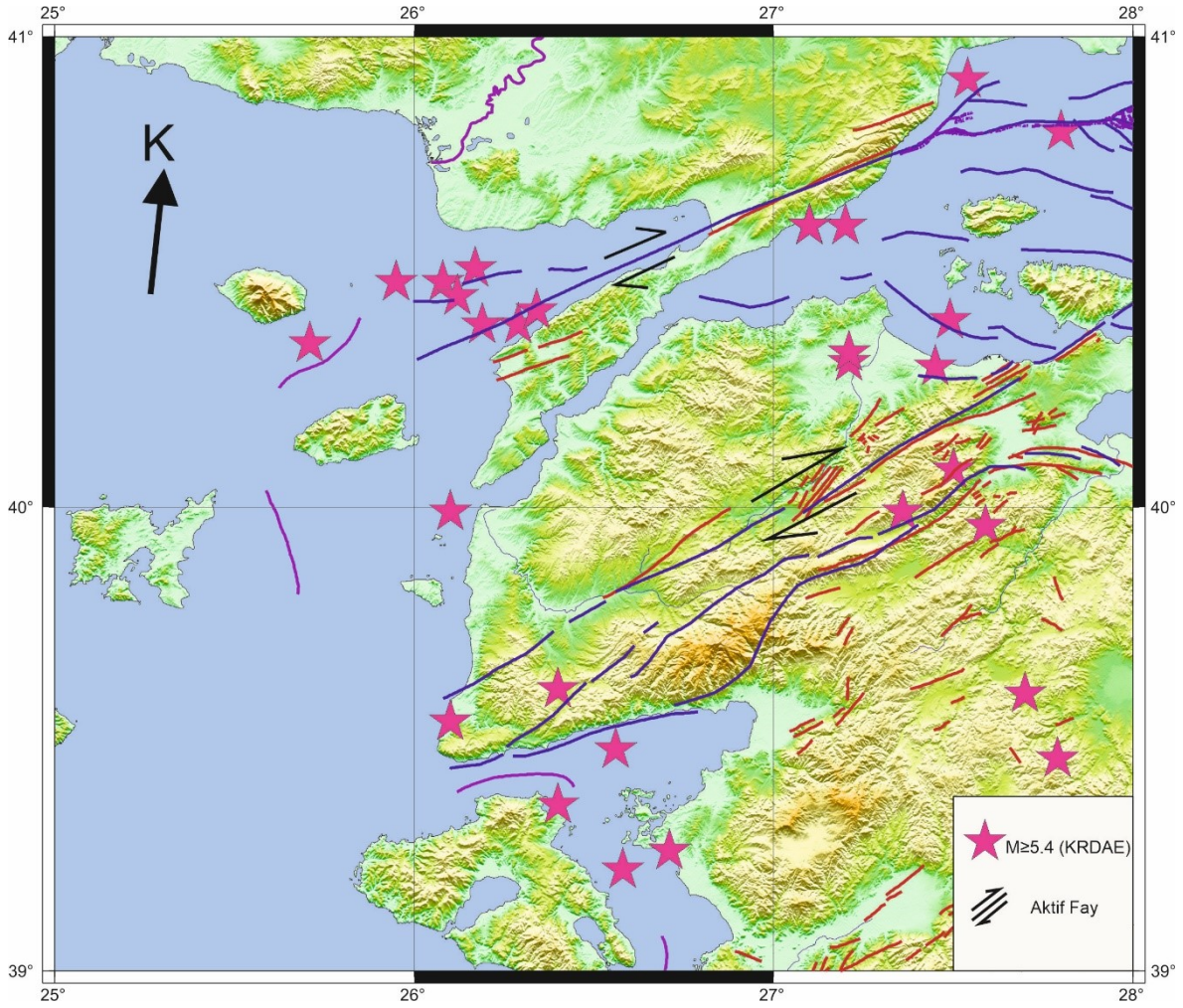
1900-2021 yılları arasında büyüklüğü $M \geq 5.4$ olan depremler (Kandilli Rasathanesi’nden alınmıştır).

Deprem	Tarih	Enlem	Boylam	Derinlik (km)	Büyüklük (M)	M_w	MD	ML
1	04.15.1905	40,20	29,00	06,0	5,7	5,7	5,4	5,4
2	09.08.1912	40,60	27,20	16,0	7,3	6,9	6,8	6,7
3	10.08.1912	40,60	27,10	15,0	6,3	6,2	6,0	6,0
4	10.08.1912	40,60	27,10	15,0	5,5	5,5	5,2	5,2
5	10.04.1917	40,60	27,10	15,0	5,5	5,5	5,2	5,2
6	18.11.1919	39,26	26,71	10,0	7,0	6,7	6,5	6,5
7	22.01.1924	39,51	28,40	80,0	5,5	5,5	5,2	5,2
8	22.12.1924	39,60	27,70	15,0	5,5	5,5	5,3	5,3
9	02.05.1928	39,64	29,14	10,0	6,1	6,0	5,8	5,8
10	04.01.1935	40,40	27,49	30,0	6,4	6,2	6,1	6,0
11	04.01.1935	40,30	27,45	20,0	6,3	6,2	6,0	6,0
12	22.10.1935	40,31	27,21	10,0	5,4	5,4	5,1	5,1

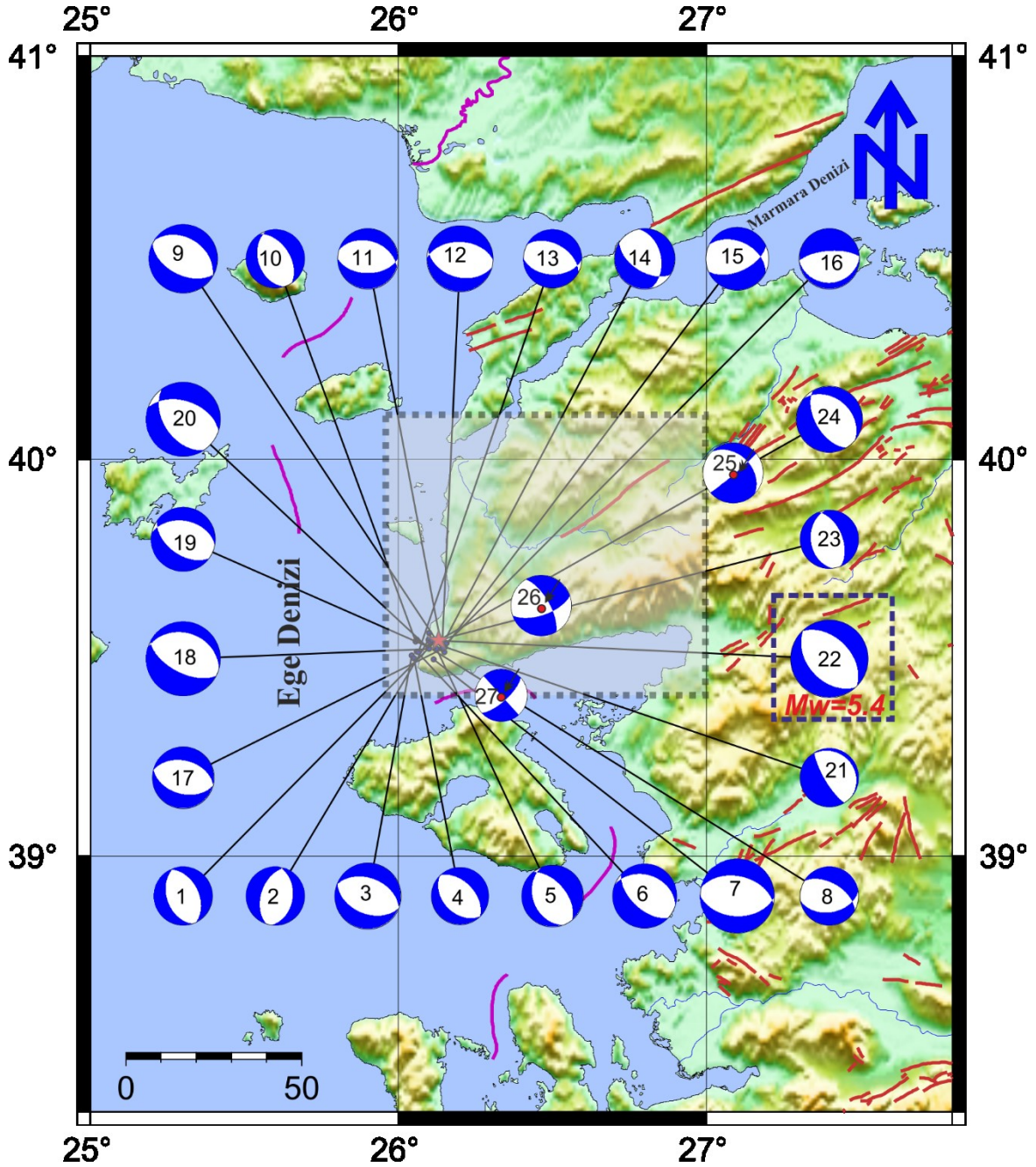
13	25.07.1939	39,75	29,52	50,0	5,4	5,4	5,1	5,1
14	02.08.1939	39,75	29,48	50,0	5,5	5,5	5,2	5,2
15	03.08.1939	39,75	29,68	50,0	5,6	5,6	5,4	5,3
16	15.09.1939	39,76	29,56	20,0	5,8	5,8	5,5	5,5
17	19.10.1939	39,82	29,50	10,0	5,5	5,5	5,2	5,2
18	16.06.1942	40,80	27,80	20,0	5,7	5,7	5,4	5,4
19	28.10.1942	39,27	28,19	10,0	5,5	5,5	5,3	5,35
20	28.10.1942	39,46	27,79	10,0	5,6	5,6	5,4	5,3
21	15.11.1942	39,55	28,58	10,0	6,1	6,0	5,8	5,8
22	06.10.1944	39,48	26,56	40,0	6,8	6,5	6,4	6,3
23	07.10.1944	39,22	26,58	10,0	5,4	5,4	5,1	5,1
24	13.11.1948	40,23	29,02	60,0	5,7	5,7	5,4	5,4
25	19.03.1952	39,60	28,64	40,0	5,5	5,5	5,3	5,3
26	18.03.1953	39,99	27,36	10,0	7,2	6,8	6,7	6,7
27	18.03.1953	39,96	27,59	30,0	5,5	5,5	5,3	5,3
28	03.06.1953	40,28	28,53	20,0	5,5	5,5	5,2	5,2
29	22.07.1953	39,24	28,43	10,0	5,4	5,4	5,1	5,1
30	02.06.1955	40,35	25,71	10,0	5,5	5,5	5,2	5,2
31	06.01.1956	40,39	26,29	10,0	5,6	5,6	5,4	5,3
32	20.11.1956	39,36	26,40	70,0	5,5	5,5	5,3	5,3
33	26.12.1957	40,83	29,72	10,0	5,4	5,4	5,1	5,1
34	26.07.1959	40,91	27,54	10,0	5,5	5,5	5,3	5,3
35	28.11.1961	39,99	26,10	80,0	5,4	5,4	5,1	5,1
36	18.09.1963	40,77	29,12	40,0	6,3	6,2	6,0	6,0
37	06.10.1964	40,24	28,16	23,0	5,7	5,7	5,0	5,3
38	06.10.1964	40,30	28,23	34,0	7,0	6,2	0,0	7,0
39	23.08.1965	40,51	26,17	33,0	5,6	5,5	5,4	5,4
40	03.03.1969	40,08	27,50	06,0	5,8	5,8	5,4	0,0
41	25.03.1969	39,25	28,44	37,0	6,1	5,8	5,8	5,7
42	28.03.1970	39,21	29,51	18,0	7,0	6,2	0,0	7,0
43	30.03.1970	39,34	29,26	16,0	5,4	5,4	5,2	5,3
44	07.04.1970	39,34	29,32	33,0	5,4	5,4	5,1	5,2
45	20.12.1970	39,36	29,24	26,0	5,5	5,3	5,4	5,5
46	14.03.1972	39,32	29,47	38,0	5,6	5,6	0,0	5,5
47	17.03.1975	40,48	25,95	22,0	5,5	0,0	0,0	4,8
48	17.03.1975	40,48	26,08	18,0	5,9	0,0	0,0	5,2
49	27.03.1975	40,45	26,12	15,0	6,7	0,0	0,0	5,7
50	08.07.1978	39,68	29,42	00,0	6,0	0,0	2,6	0,0
51	05.07.1983	40,33	27,21	07,0	5,9	0,0	0,0	5,9
52	17.08.1999	40,76	29,97	18,0	7,4	0,0	7,4	0,0
53	06.07.2003	40,39	26,19	12,0	5,7	5,7	0,0	5,6
54	03.11.2010	40,42	26,34	14,0	5,4	0,0	0,0	5,4
55	06.02.2017	39,54	26,10	11,0	5,4	5,2	0,0	5,4
56	20.02.2019	39,61	26,40	08,2	5,4	5,0	0,0	5,4
57	26.09.2019	40,88	28,21	13,3	5,7	5,7	0,0	5,7

Çalışma alanı olan Ayvacık ve Biga yarımalarında çok sayıda mikro deprem meydana gelmiştir. Şekil 3'te Biga Yarımadası ve etrafında 1900-2021 yılları içerisinde

büyükülüğü $M \geq 5.4$ olan depremlerin episantr dağılım haritası gösterilmiştir. Ayvack yarımadasındaki mikro deprem aktivitesinin en son örneği, 14.01 $M_w=4,4$ ve 6.02.2017 $M_w=5,4$ 'te altı yüz binden fazla depremin meydana gelmesiyle başlamıştır (KRDAE, AFAD ve ÇOMÜ kayıtları). $M \geq 4,0$ büyüklüğündeki depremler için kaynak mekanizma çözümleri, bilinmekte olan aktif fayların özelliklerine göre KB-GD doğrultusunda normal faylanma göstermektedir (Şekil 4). Biga yarımadası için daha önceden Görgün ve Albora (2017) tarafından yapılan fay mekanizması çözümleri bölgesel ve yerel uyum göstermektedir.



Şekil 3. 1900-2021 yılları arasında büyüklüğü $M \geq 5,4$ olan deprem episantr dağılım haritası.



Şekil 4. Ayvacık depremleri için fay mekanizmalarının çözümleri. Kesikli kare ($M \geq 4,0$) içindeki deprem yerleri, yer değiştiren olaylardır. (Bekler ve Demirci, 2018'den alınmıştır).

Sözbilir vd., (2018) Ayvacık depremlerinden sonra Tuzla jeotermal alanında K-G yönünde çevreleyen paralel fay düzlemleri gözlemlemiştir. Tuzla fayının kolları veya benzer karakterde bağımsız faylar olabilecek GB yönelimli kırıklar tespit edilmiştir. Bu bölgede ilerleyen kırıkların sintetik ve antitetik kırıklar şeklinde olduğu unutulmamalıdır. Ancak, fay mekanizması çözümleri normal faylanma geometrisini desteklemektedir. Ana şok ve artçı

şoklara sebep olmuş KB-GD doğrultulu faylanma ve ana düzlemin GB normal faylanmayı gösterdiği mekanizma çözümleri birbirine çok yakındır. Türkiye'nin revize edilmiş aktif fay haritası (Emre vd., 2011), Çanakkale paftasındaki baskın fayların Kestanbol ve bu fayın yaklaşık KB-GD yönelimli Tuzla fay kolu olduğunu göstermektedir (Yılmaz ve Karacık, 2001). Bu kesit KAFZ'nın Güney kolunun Ayvacık Yarımadası'nda Kuzey Ege Denizi altında ilerlemiş 2 geniş sağ yanal doğrultu atımlı fay zonu arasında bir çek-ayır (pull-apart) yapısıdır (Utkucu vd., 2017) ve bu yapı içinde havzanın doğusunu sınırlayan normal faylara paralel olarak gelişen bir fay uzanır (Yaltırak vd., 2012). Biga Yarımadası'ndaki yoğun aktif tektonizma ağırlıklı olarak küçük parçalı tali faylarla karakterize edilmektedir. Bu gömülü veya tespit edilmemiş fay yerleri, bu ayrımların sırasıyla KB-GD ve K-G yönlerine doğru deprem stresi yenilmesini artıracak kadar belirgin geometriye sahiptir (Görgün ve Albora 2017).

2017 Ayvacık depremi ana şoku ve sonrası yoğun aktivite, Tuzla deformasyon ve jeotermal alanı ve yakın civarında yaklaşık 25 x 10 km'lik bir alanda kümelenmiş görünmektedir. Faaliyet dağılımı ve insidansı dikkate alınarak, ana şok bölgesini ve çevresini etkileyen fay sistemine uzak olmayan on adet geçici üç bileşenli geniş periyotlu sismometre (çevrimdışı) konumlandırılmıştır.

Konumlandırılmış olan bu istasyonlar ile birlikte iki adet ÇOMÜ ve KRDAE (kalıcı -gerçek zamanlı) kesintisiz olarak kayıt yapmaya devam etmiştir. İstasyon sayısı ve yersel dağılımına dikkat edilmiştir, tezin konusu sadece deprem lokasyonlarının iyileştirilmesi ve ulusal kuruluşlar tarafından kaydedilmeyen ve/veya tanımlanmayan mikro depremleri değerlendirmek değil sismik hızların yatay ve dikey değişimine uygun bölgesel hız dağılımını modellemektir.

Ana depremin merkez üssüne konumuna göre, Taşağıl, Tamış, Babadere, Balabanlı, Babakale, Kocaköy, Karagömlük (Ezine), Kestanbol'da ulusal şebekelere (KRDAE ve AFAD, geçici istasyonlar (T4 ağı), Külçüler (Bayramiç) ve Güre (Edremit) kuruldu. Ayrıca ÇOMÜ ve CANM istasyonları ÇOMÜ-KRDAE ortak kurulu şekilde işletilmektedir.

İKİNCİ BÖLÜM

KURAMSAL ÇERÇEVE/ÖNCEKİ ÇALIŞMALAR

2.1. Türkiye' de Kabuk Çalışmaları

Anadolu'da yerkabuğu çalışmaları ilk çalışmalar Canitez, 1962 tarafından başlatılmıştır. Kuzey Anadolu Fay Zonu'na Kuzey-Güney doğrultusunda faya dik kesitlerde yapmış olduğu jeofizik ölçümler sonucu, fayın Kuzeyinde yerkabuğunun ince, Güneyinde daha kalın olduğunu saptamış ve Anadolu yarımadasında yer kabuğunun ortalama kalınlığını 31 km hesaplamıştır. Anadolu ile ilgili bilgiler gravite anomalileri (Canitez, 1962), yüzey dalgalarının dispersiyonu (Öcal, 1963, Canitez, 1969, Osmaşahin, 1989), cisim dalgalarının spektral özellikleri (Kenar, 1978, Özer, 1989) manyetotellürik sondaj (İlkışık, 1980, 1990), taş ocağı patlatmaları (Gürbüz ve Üçer, 1980; Gürbüz ve Üçer, 1985), depremlere ait zaman-uzaklık verilerinin değerlendirilmesi (Canitez ve Toksöz, 1980; Gürbüz vd., 1992; Osmaşahin ve Sayıl, 1996) gibi çalışmalardan sağlanmıştır. Bunların bir kısmı yerel yerkabuğu yapısına yönelikse de, bir kısım oldukça geniş alanları karakterize eden, bölgesel denebilecek ölçüde çalışmalardır. Kabuk yapısını incelemeye yönelik ciddi bir sismik kırılma çalışması yoktur. Kabuk yapısı için daha duyarlı yaklaşımlar yapılmış olup değişimler gösterdiği, üst mantonun ise karmaşık bir yapıya sahip olduğu söylenmektedir (Canitez, 1969; Calcagnile, vd., 1984).

Osmaşahin (1989), İstanbul-Atina profili için faz ve grup hızlarının ters çözümlemesinden toplam 30 km lik bir kabuk kalınlığı elde edilmiştir. Üst mantoda 10 km civarında ince bir kapak yapı ve bunun altında 40 ve 120 km derinliklerde başlayan, sırasıyla 4.10 ve 4.29 km/sn lik S-dalgası hızlarına ait iki ayrı düşük hız zonu belirlenmiştir. Üst manto yapısında yer alan bu seviyelerin kalınlıklarının kabuk yapısında olduğu gibi yerel değişimler göstermesi beklenebilir. Yunanistan'ın Batısında ve Helen çukurunda oluşan bazı depremlerin İstanbul istasyonundaki Rayleigh dalgası kayıtlarını inceleyen Canitez (1969) ve Ezen (1979), bu dalgaların değişime uğradıklarını saptamışlardır. (Ezen, 1979), bu girişim olayının yukarıda söz edilen yapısal değişimlerden kaynaklandığı sonucuna varmıştır. (Taner, 1962) Yunanistan, Ege ve Türkiye'nin Batı kıyılarını inceleyerek kabuk içindeki P-dalgası hızını 5.8 km/sn, kabuk altındaki hızı 8.2 km/sn, toplam kabuk kalınlığını 35 km olarak vermiştir. Öcal (1963), uzun periyotlu sismograf kayıtlarından Love ve Rayleigh

dalgalarının dispersiyon özelliğinden faydalanarak kabuk kalınlığının Doğu Anadolu'dan Ege'ye doğru inceldiğini ifade etmiştir. Osmaşahin (1989), yaklaşık Doğu-Batı doğrultulu profillerde Love ve Rayleigh dalgalarının dispersiyon verilerini, Sayıl vd., 1992 yaklaşık Kuzey-Güney doğrultulu profillerde Rayleigh dalgası dispersiyon verilerini kullanarak Anadolu'da kabuk ve üst-manto yapısını inceledikleri çalışmalarda bu sonucu doğrulamışlardır. Kalafat vd., (1987), Türkiye'nin Batısı'nda kalıcı olarak konumlandırılan deprem istasyonları tarafından sağlanan yayılma süreleri ile kabuk ile üst manto yapısını araştırmışlardır. Yer yuvarından itibaren 1100 km derinliklerindeki deprem bilgilerinden yararlanarak oluşturdukları zaman-uzaklık grafiklerinden sedimanter tabakanın kalınlığı 3,8-6,6 km, kabuk kalınlığını 29-32 km ve üst mantodaki derinliğin 69-89 km değiştiği bulunmuştur. Yakın deprem verileri ile başka jeofizik çalışmalardan elde edilen sonuçlara göre sedimanter tabakadan üst mantodaki süreksizliğe kadar bulunan P dalgası hızlarının 4,5, 5,9 ile 6,1,7,7 ile 8,0 ve 8,3 ile 8,7 km/sn aralığında farklılık gösterdiği saptanmıştır. Yüzeiden 10-15 km derinlikte bir düşük hız tabakasının varlığını kabul etmektedirler. Tabakalı kabuğun altında üst mantodaki hız değerini yaklaşık 7,85 km/sn olarak bulmuşlardır. Bu sonuçlar Ege denizi ve çevresi için yapılan jeofizik ve sismolojik çalışmaların sonuçlarıyla da uyumludur. KuzeyBatı Anadolu'da çeşitli sismik istasyonlarda yayılma zaman-uzaklık bağıntısı kullanılarak ortalama kabuk kalınlığını 28,4 km Pn-dalgası hızını da 8,0 km/sn bulunmuştur. Canitez ve Toksöz (1980), P dalgalarının geliş zamanları, istasyon rezidüelleri ve yüzey dalgalarının faz ve grup hızlarını kullanarak Batı Türkiye'de kabuk yapısını ve yanal süreksizleri araştırmış ve Pn-dalgası hızını 8,1 km/sn olarak saptamışlardır.

Tezcan (1997), Türkiye'de yaptığı jeotermal etüdlere ısı akısının bölgeden bölgeye değiştiğini saptamıştır. Crampin ve Üçer, (1975), Marmara bölgesinin sismik etkinliğini incelerken kabuk kalınlığını 18-24 km, Pn-dalgası hızını da 8,1 km/sn olarak bulmuşlardır. Kenar (1978), İstanbul ve çevresinde P dalgalarının genlik spektrumlarından faydalanılarak yerkabuğunun, 4 km tortul, 7-10 km granitik, 14-16 km bazaltik tabakalardan oluştuğunu ve bu tabakalardaki P-dalgası hızlarının 4,0-8,1 aralığında (4,0-6,0-7,0-8,1) km/sn olduğunu saptamıştır. Özer (1989), cisim dalgalarının kabuksal mod dönüşümlerini diğer kabuksal fazlarla birlikte inceleyerek İstanbul ve civarında yerkabuğu yapısı için 4,14 ve 12 km kalınlıklarında üç tabakadan oluşan bir kabuk modeli belirlemiştir. P ve S-dalgası hızlarını ise sırasıyla birinci tabakada 4,0, 2,3 km/sn; ikinci tabakada 5,6, 3,25 km/sn ve üçüncü

tabakada 6.8, 3.9 km/sn olarak belirlemiştir. Chen vd., (1980), Pn-dalgası hızını 7.7 km/sn saptayarak, Türkiye için kabuk kalınlığını tekdüze bulmuşlardır. Yine aynı bölge için dorukçukur yöntemiyle 60 sn periyoda kadar ana mod Rayleigh dalgası faz hızı ölçümleri yapılmıştır. Ayrıca Calcagnile vd., (1984) tarafından yapılan çalışmalarda Ege için içim 30-35 km civarında bir kabuk kalınlığının gözlemsel verilerle uyumlu sonuçlar verdiği, Güneye inildikçe bu rakamın 20 km kadar düştüğü, Türkiye ve Yunanistan'a doğru gidildikçe ise 40-45 km ye kadar arttığı söylenmiştir. Ayrıca üst mantoda belirgin bir düşük hız zonunun varlığına değinilmektedir. Gürbüz ve Üçer (1980), İstanbul Anadolu Kavağı'nda yapılan taş ocağı patlatmalarından elde edilen kayıtların değerlendirilmesiyle Marmara Bölgesinde en üstte 2 km tortul, altta 23 km lik ikinci bir tabakanın var olduğunu ortaya koyarak yöredeki toplam yerkabuğu kalınlığını 24.6 km, Pn-dalası hızını da 8.0 km/sn olarak vermişlerdir.

Canitez (1962;1969), yaptığı çalışmalarda Kuzey Anadolu'nun kabuk kalınlığı 36 km ve Güney Karadeniz'in kabuk kalınlığı ise 25-26 km olarak bulmuştur. Ezen (1983), Love dalgalarının dispersiyon özelliklerini inceleyerek Kuzey ve Doğu Anadolu Platosunda yer kabuğu yapısını araştırmıştır. Saptanan model dört tabakalı olup, 2,5, 6,5, 12 ve 17 km toplam 38 km kalınlığındadır. Türkelli (1985), Ankara için yaptığı çalışmada 30 km lik bir kabuk kalınlığını bulmuştur. Dewey vd., (1986), Doğu Anadolu için 52 kilometrelik, Mindevalli ve Mitchell (1989), Anadolu için 40 km lik kabuk kalınlıkları bulmuşlardır. Kenar ve Toksöz (1989), Love dalgalarının grup ve faz hızlarıyla, İstanbul-Tebriz arası 41 km kalınlığında ve üç tabakalı bir yerkabuğu modeli saptamışlardır. Tabaka hızlarını ise sırasıyla 4,6, 5,8, 7,0, Pn-dalgası hızını da 8,0 km/sn bulmuşlardır. Osmanşahin (1989), aynı bölge için Tebriz ve İstanbul istasyonlarına ait uzun periyod Kuzey-Güney bileşenli Love dalgası kayıtlarından yararlanarak sırasıyla 5, 15 ve 20 km kalınlıklarına sahip üç tabakadan oluşan bir kabuk modeli belirlemiştir. Kabuğun hemen altında yani en üst mantoda 40 km kalınlıktaki bir yapı için P ve S dalgası hızlarını sırasıyla 8.0 ve 4.41 km/sn olarak bulmuştur. Derine doğru 40 km daha sonrasında dalga hızları artmaya devam etmektedir. Üst mantonun bilgi edinilebilen bu kesimlerinde belirgin bir düşük hız zonu izlenilmemiş olmakla birlikte S-dalgası hızları P-dalgası hızlarına göre beklenenden biraz daha düşük bulunmuştur. Sayıl (1992), yüzey dalgalarının dispersiyon özelliğinden yararlanarak Rayleigh dalgası grup hızlarının ters çözümünden faydalanarak Doğu Anadolu ve civarındaki kabuk ve üst manto dokusunu incelemiş ve üç tabakalı kabuk yapısı saptamıştır. Saptanan tabakaların kalınlıkları

2,5, 13 ve 23 km ve P ve S-dalgası hızlarını ise sırasıyla 4,25,2,48; 5,8, 3,46, ve 6,28, 3,89 km/sn olarak bulmuştur. Üst manto hızlarını ise 8,12 ve 4,63 km/sn belirlemiştir.

Osmanşahin (1989), Meşhed, Tebriz profili için yerkabuğu kalınlığını 43 km olarak belirlemiştir. En üst mantodaki P ve S-dalgası hızları sırasıyla, 8.15, 4.67 km/sn olarak bulunmuştur. Bu profil civarında Hazar Denizi'nin Güney kesimi için Neprochnov vd., (1970), jeofizik verilere göre 40-45 km civarında bir kabuk kalınlığı vermiştir. Avrasya kıtasının kabuk ve üst manto yapısını inceleyen Patton (1980) ile Feng ve Teng (1983), İran platosu için 45 km lik bir kabuk kalınlığı belirlemiştir. Kafkasya'da ve Hazar Denizi'nin GüneyBatısında meydana gelen iki depremin Kudüs istasyonuna ait Rayleigh dalgası verilerinden yararlanılarak, ana istasyon profillerden elde edilen yapı modeline göre yerkabuğu üç tabakadan oluşmaktadır. Her iki modelde aynı hız ve yoğunluk değerleri belirlenmiştir. Fakat kabuğu oluşturan tabakaların kalınlıkları farklıdır. Daha Batıda olan profil için 36 km, daha Doğuda olanı için 38,5 km civarında kabuk kalınlığı belirlenmiştir. Üst mantodaki P ve S-dalgası hızları sırasıyla 8,12 ve 4,63 km/sn civarındadır.

GüneyBatı Anadolu bölgesindeki odak mekanizmaları ters faylanmalar göstermekte olup, Afrika levhasının Ege-Anadolu ve Kafkasya bölgesinde odak mekanizması çözümleri sağ ve sol yönlü doğrultu atımlı ve ters faylanmalar göstermektedir. Fay düzlerini çözümlerinden elde edilen basınç ve gerilme eksenlerinin yönleri coğrafik dağılımı Doğu Anadolu ile GüneyBatı Anadolu'da basınç ve Batı Anadolu'da çekme gerilmelerinin hakim olduğunu göstermektedir.

Türkiye ve çevresi depremlerinin odak mekanizmalarının derlemesini ilk olarak Canitez ve Üçer (1967) ve daha sonra Yoğurtçuoğlu (1986) tarafından yapılmıştır. Mc Kenzie (1972, 1978); Jackson ve Mc Kenzie, (1984) Doğu Akdeniz, Türkiye, İran ve Pakistan'da oluşan depremler için odak mekanizması çözümleri, Alptekin (1973), Batı Türkiye depremleri için odak mekanizması çözümleri yapmışlardır.

Çıvgın ve Kaypak (2012) Ankara ve çevresinin kabuk modeli için bir 1B dalga hızı modeli üretmişlerdir. Bir boyutlu model için toplam olarak 2955 P ve S- fazı kullanmışlardır. Çalışma için kullandıkları deprem verilerinin odak derinliğinin 30 km ile kısıtlı olması çözüm derinliğini sınırlı kılmaktadır. Elde ettikleri model için birinci katman P dalga hızı 5,25 km/s ve kalınlığı 8 km, alttaki katmanların P-dalga hızları derinlikle birlikte artmakta olduğunu ve 30 km için 6,47 km/s olarak hesaplamışlardır.

Karabulut vd., (2003) yaptıkları Doğu Marmara 2B tomografi çalışmasında, Armutlu Yarımadası için hızların 5,8-6,1 km/s olduğunu ve hızların nispeten yüksek olmasının sebebini Yarımada'nın batı kesiminde Orta Eosen yaşlı granitik sokulumlar yüzeylemesini ve bu bölgede gözlenen lokalize yüksek hızlı bir cismin metamorfik cisim içindeki granitik sokulumlarla ilişkilendirmişlerdir. Gemlik Körfezi için hızları 3,1-4,5 km/s'den 4 km derinliğine kadar değiştiğini bulmuşlardır. Çınarcık Baseni için hızlar suyun altında 2,5 km/sn'den yaklaşık 4 km derinlikte 4,5 km/sn'ye yükseldiğini ve yüksek hızların (>6,0 km/sn) Çınarcık Baseni'nin altında lokalize bir bölgede, yaklaşık 5 km derinlikte olduğunu bulmuşlardır. Bu zon, İzmit depremi sırasında KAF'ın kırılan segmenti civarındadır. Bu bölge, KAF'ın kuzey kolları arasında yer alan iki düşük hız bölgesi ile sınırlandırılmıştır. Kocaeli Yarımadası üzerindeki Çınarcık Baseni'nin kuzeyindeki yüksek hızlar (5,7 – 6,0 km/sn), Ordovisiyen'den Karbonifer'e kadar sedimanter bir istiftten oluşan İstanbul Paleozoyik'in altında yer alır. Bu tortul dizinin hızları 4,0– 5,0 km/s arasında değiştiğini hesaplamışlardır.

Özer ve Polat (2017), İzmir ve çevresinin 1B kabuk hız modeli çalışmasında altı katmanlı sismik hız yapısı belirlemişlerdir. Güncel çökellerin olduğu yüzeyde gözlemlenen 2.5 km kalınlıktaki tabakanın hızlarının 4,1-4,3 km/sn arasında değiştiğini, sismojenik zon belirledikleri 9-12 km kalınlıktaki katmanın hızlarının 4,7-6,2 km/sn ve son katman olarak yaklaşık 10 km olan tabakanın hızlarının da 6,2-7,7 km/sn arasında değiştiğini hesaplamışlardır.

ÜÇÜNCÜ BÖLÜM

ARAŞTIRMA YÖNTEMİ/MATERYAL VE YÖNTEM

Tezin çalışma sahası önemli ölçüde jeotermal kaynakları içermektedir. Sismojenik zon ile jeotermal haznelerin ve dağılımının ilişkilendirilmesinde sismik hız dağılımı oldukça etkindir. Bu bölgelerde yerel ve bölgesel kayaç yoğunlukları dolayısı ile kabuk heterojenitesi ve gözeneklilik hızların değişimine neden olabilmektedir. Jeotermal bölgeler, sismik hareketliliğin çok olduğu bölgelerdir. Isı akısının fazla olmasından, sahip oldukları fazla kırıklı alanlar ve yüksek porazite sıvısı, depremlerin yapısını ve aralarında ki etkileşimin irdelenmesinde yardımcı olurlar. Biga Yarımadası Güneybatısında bulunan ve oldukça aktif jeotermal sahaya sahip olan Ayvacık (Çanakkale) – Tuzla’da 06.02.2017’de oluşan deprem ($M_w=5,4$) ve ardından süre gelen deprem hareketliliği sahanın sismotektonik karakterini derinlemesine ve kapsamlı çalışma yapılma ihtiyacını kaçınılmaz kılmıştır.

3.1. Materyal ve Yöntem

Sismik aktivitenin gözlemlenmesi amacı ile Ayvacık ilçesine ait köylere ve civar bölgelere on adet üç bileşenli geniş bantlı sismometreden oluşan kalıcı olmayan bir sismik istasyon merkezleri kurulmuştur. Bir yıllık süre zarfında yapılan değerlendirmeler sonucunda 33.000’den yüksek mikro deprem gözlemlenmiştir. Tüm bu fazlar 2017, 2018 ve 2019 yılı ilk 6 ayını kapsamaktadır. Ön çalışmalar, depremlerin lokasyonları ve büyüklük sınırı ve benzeri değişkenlerde büyük ölçüde gelişmeler sağladığı yönündedir. Deprem hareketliliğinin devamlılığı ve $M_w>5$ çok sayıda depremin meydana gelmesi bu alanda çok fazla parçalı ama bağlantılı fayların bulunduğunu işaret etmektedir. Bütün çalışmalar yüksek ısı akısı, gözenek sıvısı ve fayların bağlantılarını gözleme ihtiyacını ortaya çıkarmıştır. Yapmış olduğumuz çalışmanın amacı Biga Yarımada’sında meydana gelen/gelecek depremleri analiz ederek yerici yapısal görüntülemesinin ortaya çıkarılmasıdır. 2017, 2018 projelerinde sismik ağ dahilindeki istasyonlara ek olarak mevcut bu tez ile Ayvalık, Burhaniye, Ezine-Uluköy olmak üzere 3 adet geniş band sismometre off-line olarak kurulmuştur. Toplanan ve veri daha önceki veri toplama ve analizindeki benzer topolojiye uygun değerlendirilmiştir. Tez çalışmasının kabuk modeli oluşturma aşamasında VELEST kullanılarak istasyon gecikmeleri ile 1B hız modeli çıkarmak için sismik ağların düşük gap

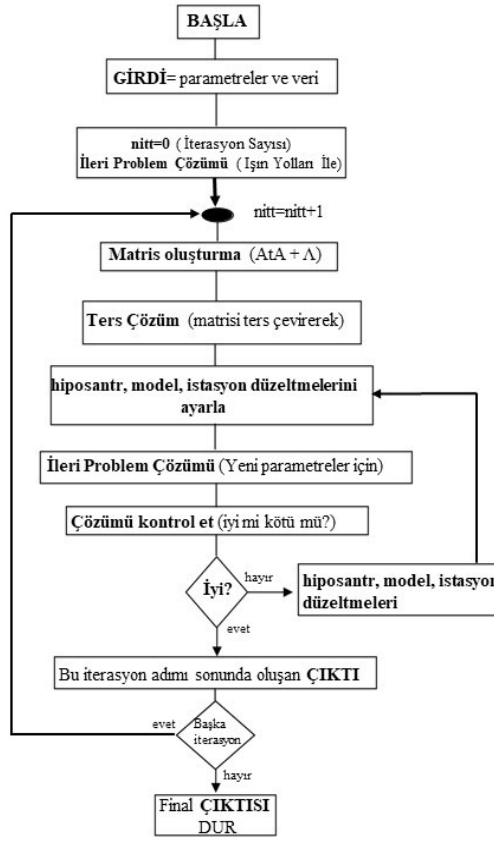
ile (<120) kaydettikleri depremlerin P ve S fazları seyahat süreleri kullanılmıştır. 2017-2019 yılları içerisinde meydana gelen ve sismik ağlar tarafından kaydedilen $M>0.5$ depremlerin mutlak relokasyonları doğrusal olmayan olasılıksal yöntemlere dayalı algoritma ile çözülmüştür. Böylelikle bölge için tanımlanabilir 1B yeni bir kabuk hız modeli oluşturulmuştur. Deprem lokasyon hatalarının 1 kilometreden az hassasiyetle hesaplanması amaçlanmıştır. Relokasyonlara bağlı olarak yerel ve bölgesel fayların doğrultuları ve episantr dağılımları arasındaki ilişkiye bağlı olarak Biga yarımadası faylarının sürekliliği resmedilmiştir. Episantrların jeotermal bir saha olan Tuzla deformasyonunda ve yakın bölgesinde yaklaşık 25x10 km'lik bir alanda kümelendiği gözlenmektedir. İstasyon sayısı ile yerel dağılımı dikkate alınarak yalnızca ulusal kurumların kaydedemediği ve/veya tanımlama yapamadığı mikrodepremlerin değerlendirilmesi değil, deprem lokasyonlarının ve kinematik parametrelerinin iyileştirilmesi ve sismik hızların yanal ve düşey yöndeki değişimine uygun bölgesel hız modeli bu çalışma ile ortaya çıkarılmıştır.

3.1.1. 1B Hız Modellemesi ve VELEST Algoritması

VELEST Programı, deprem yerleşim prosedürleri için 1-B hız modelleri ve sismik tomografi için başlangıç referans modelleri olarak tasarlanan bir FORTRAN77 rutini (Kissling 1988, Kissling vd., 1994). Aslen 1976 yılında sismik tomografi çalışmaları için W.L. Ellsworth ve S. Roecker (HYPO2D program adı altında bkz. (Ellsworth, 1997, Roecker, 1977) VELEST, katmanlı model raytracer'ı (diğer şeylerin yanı sıra) uygulayan R. Nowack (aynı zamanda mevcut adını da veren), C. Thurber ve R. Comer tarafından değiştirilmiştir (Thurber, 1981). 1984 yılında E. Kissling ve W. L. Ellsworth, akış yapısındaki değişiklikler ve birkaç yeni seçeneğin uygulanmasından sonra, onu Long Valley bölgesi, Kaliforniya için 'Minimum 1-B modeli' (yani deprem yeri ve 3 boyutlu sismik tomografi için uygun 1-boyutlu hız modeli) hesaplamak için kullanmışlardır (Kissling vd., 1984). O zamandan beri VELEST, California, Alaska, Wyoming, Utah ve Alpler'deki çeşitli alanlardan yerel deprem ve kontrollü kaynak verilerine uygulanmıştır (Kissling vd., 1995). U. Kradolfer, VELEST'i tek olaylı konum rutini olarak kullanma seçeneğini uygulamıştır ve H. Maurer, hem P hem de S dalgası verilerini ayrı veya birleşik kullanma seçeneğini yeniden tanıtmıştır. U. Kradolfer ve H. Maurer'ın temizleme çabaları sayesinde kod artık çok sayıda yazar tarafından yapılan hızlı ve riskli programlamadan etkilenmeyen hale geliştirilmiştir.

VELEST Programı, yerel deprem tomografisinde başlangıç modeli oluşturmak için sismik dalga fazlarının seyahat zamanlarının ters çözümü prensibiyle çalışan bir programdır. Yer yapısı hakkında daha fazla bilgi almamızı sağlayan 3-B modellere referans olması için 1-B modeller oldukça önemlidir. Daha önceden edindiğimiz yer yapısı hakkındaki bilgiler ışığında yola çıkarak deneme yanılma yöntemi ile ulaşılan 1-B modelin oluşturacağı belirsizlikleri engelleyebilmek için pek çok sayıda 1-B başlangıç modeli oluşturulur. En uygun 1-B başlangıç modeli bulmak için ters çözümü kontrol eden parametrelerde değişiklik yaparak oluşturulan modeller arasında karşılaştırma yapılır. Bu yaklaşım sayesinde, ters çözüm aşamasında seyahat zamanları, ışın yolları ve deprem konum parametreleri her tekrar adımında yenilenir ve değişimler istatistiksel olarak çok küçülünceye dek işleme devam edilmektedir (Çıvgın ve Kaypak, 2012). VELEST çalışma ve akış şeması Şekil 3' te verilmiştir. VELEST, Kissling vd. (1994) tarafından oluşturulan bu yöntem bir çok araştırmada kullanılmış ve günümüzde de kullanılmaktadır.

Çalışma alanı için daha önce yapılan bir çalışma var ise o zaman o çalışmada elde edilen hız modeli referans alınarak, VELEST'e başlangıç hız modelini oluşturmak için girdi verisi olarak kullanılabilir. Eğer referans alınabilecek bir model yok ise çok sayıda başlangıç 1-B hız modeli oluşturulmalıdır. Çalışma alanında meydana gelen deprem kayıtlarının yüksek kaliteye sahip veriler seçilmelidir. Seçilen bu verilere eş zamanlı ve yinelemeli ters çözüm uygulanmaktadır. İlk yineleme sonrasında oluşturulan hız modeli, parametre ve istasyon bilgileri bir sonraki yineleme için giriş verisi olarak kullanılır. Her yinelemeden sonra oluşturulan modellerin RMS değerleri gözlemlenerek en küçük RMS değerine sahip model diğer işlemlerde giriş verisi için kullanılmaktadır. Depremler, hız parametreleri ile istasyon bilgileri aynı tutularak, VELEST'le relokasyon yapılır. Diğer işlemlerde, bulunan model ve istasyon artık zaman verileri kullanılır, istasyon ve hız etkenleri aynı kalarak VELEST tekli-mod halinde çalıştırılır (Özkan, 2020). Yapılan işlemde sonra, gözlem sayısı ve GAP dikkat edilerek, elde edilen verilerin bir seçim daha tekrarlanır. Yeni veri dosyası böylelikle düzenlenmiş olur. P dalga hızı modelinin hesaplanması için, oluşturulan yeni dosyaya işlemler tekrarlanır. Sonuç olarak bir boyutlu P hız dalga modeli elde edilir. Oluşturduğumuz 1-B P hız modelini referans alarak wadati diyagramları oluşturularak ve S dalgası için hız modeline gidilir. S dalgasına yukarıda anlatılan işlemler uygulanarak, S dalga hızı modeli elde edilir.



Şekil 5 .VELEST Akış Şeması

Bu çalışmada incelenen alan Biga Yarımadası olarak belirlenmiştir.VELEST ilk olarak ileri problemi doğrudan alıcıdan yansıyan ve kırılan ışınları kaynaktan alıcıya doğru çözer ve ters problemi çözmek için standart sönümlü en küçük kareler kullanır. Bu metodolojiyi Ayvacık depremleri veri kümesine uygulamak amacıyla, aşağıdaki kriterlere uygun uygun olaylar seçilmelidir: (a) P- ve S fazlarının sayısı 10'ten fazla olmalıdır, (b) azimutal boşluk 150° 'den az olmalı ve (c) T_{RMS} artık değeri 0,4 sn'den az olmalıdır Tez kapsamında kullanılacak 21,000 fazın tamamı yerine bu kriterler dikkate alınarak çok daha yüksek duyarlılıkta veri seti oluşturulmuştur.

DÖRDÜNCÜ BÖLÜM

ARAŞTIRMA BULGULARI

Bu çalışmada VELEST'e uygun modeli bulmak amacıyla veri setini oluşturan depremler bir takım işlemlerden geçerek en uygun model bulunmuştur. 2017 yılına ait depremler incelenerek ana deprem (6 Şubat 2017, Mw=5,4) sonrası meydana gelen depremlere ait kayıtların yoğun olduğu Ocak, Şubat, Mart, Nisan ve Mayıs ayları seçilmiştir.

4.1. İstasyonlar İçin Zaman-Uzaklık Grafikleri

Veri setini oluşturan 15 istasyona ait veriler matlabte program yazılarak zaman uzaklık grafikleri çizilmiştir. Kullanılan deprem istasyonları sırasıyla GURE (Balıkesir-Edremit), KRBG (Çanakkale-Karabiga), COMU (Çanakkale-Merkez), RKY0 (Tekirdağ-Şarköy), BOZC (Çanakkale-Bozcaada), GELI (Çanakkale-Gelibolu), BLBL (Çanakkale-Balabanlı), BBDR (Çanakkale-Babadere), BBKL (Çanakkale- Babakale), GPNR (Çanakkale-Gülpınar), TSGL (Çanakkale-Taşağul), EZN0 (Çanakkale-Ezine), LAPS (Çanakkale-Lapseki), GADA (Çanakkale-Gökçeada), KCKY (Çanakkale-Kocaköy), TMIS (Çanakkale-Tamış) ve KRGL (Çanakkale-Karagül) istasyonlarıdır.

Zaman-uzaklık grafiklerinden yine yazılan program ile $V = \text{km/sn}$ bağıntısı ile tabakaların V_1 , V_2 ve V_3 hızları bulunup aynı zamanda t_{i1} ve t_{i2} kesme zamanları da hesaplanmıştır. Hesaplanan tabaka kızlarından ve kesme zamanlarından tabaka kalınlıkları h_1 ve h_2 bulunmuştur. Tablo 2'de istasyon koordinatları, hızları ve kalınlıkları verilmiştir.

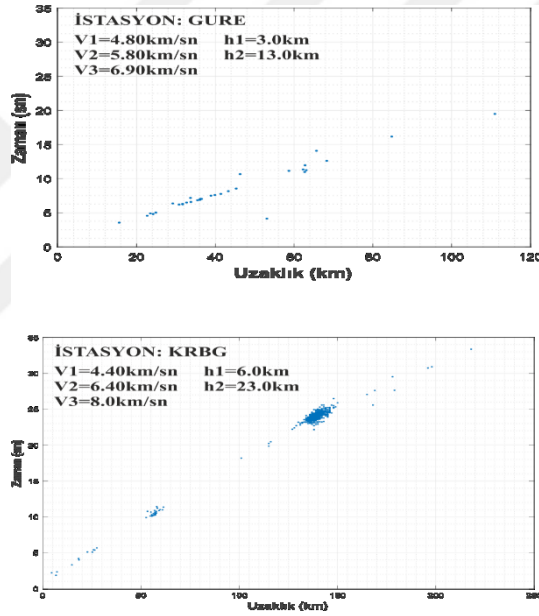
Tablo 2.

Kullanılan istasyonlara ait V_1 , V_2 , V_3 , h_1 , h_2 , enlem ve boylam bilgileri.

İSTASYON	$V_1(\text{km/s})$	$V_2(\text{km/s})$	$V_3(\text{km/s})$	$H_1(\text{km})$	$H_2(\text{km})$	Enlem°	Boylam°
BLBL	3,60	5,50	7,80	3,0	11,0	39.5048	26.2137
BBDR	3,90	5,60	7,75	3,3	16,0	39.6083	26.1902
BBKL	3,80	5,30	7,75	3,4	16,0	39.4793	26.0651
GPNR	4,00	5,80	-	3,0	-	39.4552	26.1329
KCKY	3,65	5,85	-	2,8	-	39.5025	26.1352
TMIS	4,40	5,90	7,4	6,0	11,0	39.5532	26.2525
TSGL	4,60	6,00	-	3,8	-	39.5612	26.1790
EZN0	3,60	6,20	7,85	5,0	20,0	39.7560	26.3655
GURE	4,80	5,80	6,90	3,0	13,0	39.6150	26.8952
KRBG	4,40	6,40	8,00	6,0	23,0	40.3932	27.2977

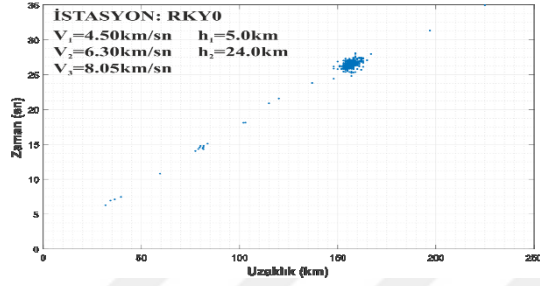
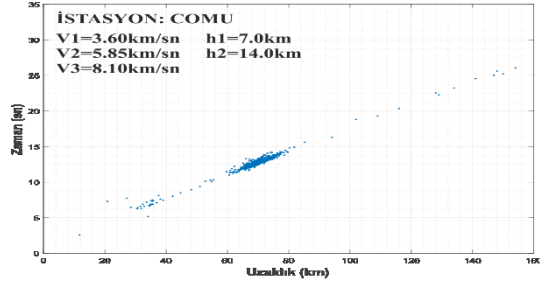
LAPS	5,10	6,05	7,90	9,0	14,0	40.3150	26.6427
GADA	4,00	6,40	8,10	7,0	14,0	40.1908	25.8987
BOZC	4,90	6,15	8,05	7,0	16,0	39.8418	26.0527
GELI	5,30	5,80	8,10	7,0	14,0	40.3980	26.4742
COMU	3,60	5,85	7,70	3,0	14,0	40.0992	26.4737
RKY0	4,50	6,30	8,05	5,0	24,0	40.6875	27.1777
KRGL	3,55	5,90		3,0		39.6863	26.4343

Şekil 6’da verilen GURE istasyonunda tabaka hızları sırasıyla V_1 4,80, V_2 5,80, V_3 6,90 km/sn ve tabaka kalınlıkları ilk tabaka olan h_1 3,0 ve ikinci tabaka olan h_2 13 km hesaplanmıştır, KRBG istasyonu için V_1 4,40, V_2 6,40, V_3 8,0 km/sn ve tabaka kalınlıkları h_1 6,0 ve h_2 23,0 km hesaplanmıştır.



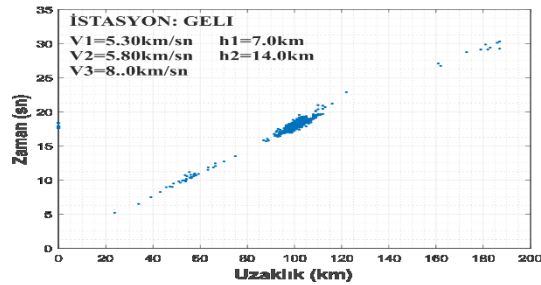
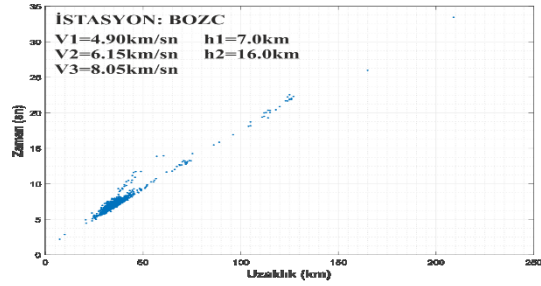
Şekil 6. GURE ve KRBG istasyonlarına ait zaman-uzaklık grafikleri.

Şekil 7’de verilen COMU istasyonunda tabaka hızları sırasıyla V_1 3,60, V_2 5,85, V_3 8,10 km/sn ve tabaka kalınlıkları ilk tabaka olan h_1 7,0 ve ikinci tabaka olan h_2 14 km hesaplanmıştır, RKY0 istasyonu için V_1 5,50, V_2 6,30, V_3 8,05 km/sn ve tabaka kalınlıkları h_1 5,0 ve h_2 24,0 km hesaplanmıştır.



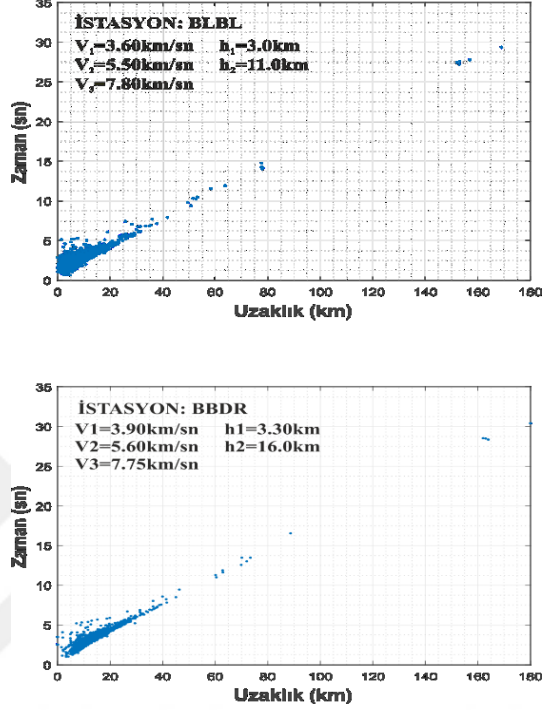
Şekil 7. COMU ve RKY0 istasyonlarına ait zaman-uzaklık grafikleri.

Şekil(?)’te verilen BOZC istasyonunda tabaka hızları sırasıyla V_1 4,90, V_2 6,15, V_3 8,05 km/sn ve tabaka kalınlıkları ilk tabaka olan h_1 7,0 ve ikinci tabaka olan h_2 16 km hesaplanmıştır, GELI istasyonu için V_1 5,30, V_2 5,80, V_3 8,0 km/sn ve tabaka kalınlıkları h_1 7,0 ve h_2 14,0 km hesaplanmıştır.



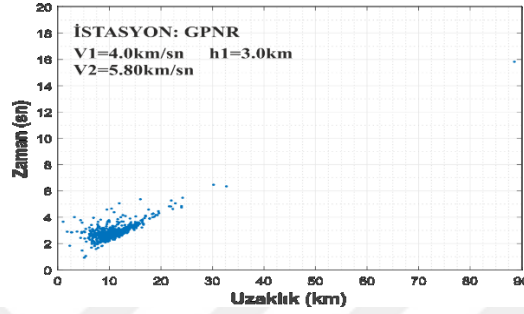
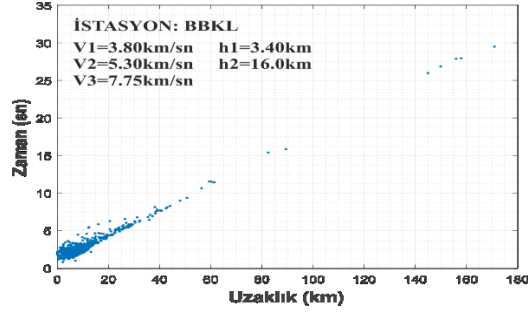
Şekil 8. BOZC ve GELI istasyonlarına ait zaman-uzaklık grafikleri.

Şekil 9’da verilen BLBL istasyonunda tabaka hızları sırasıyla V_1 3,60, V_2 5,50, V_3 7,80 km/sn ve tabaka kalınlıkları ilk tabaka olan h_1 3,0 ve ikinci tabaka olan h_2 11 km hesaplanmıştır, BBDR istasyonu için V_1 3,90, V_2 5,60, V_3 7,75 km/sn ve tabaka kalınlıkları h_1 3,30 ve h_2 16,0 km hesaplanmıştır.



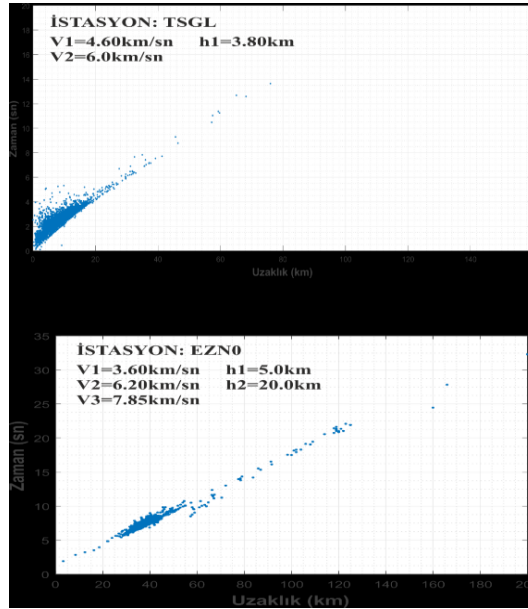
Şekil 9. BLBL ve BBDR istasyonlarına ait zaman-uzaklık grafikleri.

Şekil 10’da verilen BBKL istasyonunda tabaka hızları sırasıyla V_1 3,80, V_2 5,30, V_3 7,75 km/sn ve tabaka kalınlıkları ilk tabaka olan h_1 3,40 ve ikinci tabaka olan h_2 16 km hesaplanmıştır, GPNR istasyonu için V_1 4,0, V_2 5,80 km/sn ve tabaka kalınlıkları h_1 3,0 km hesaplanmıştır.



Şekil 10. BBKL ve GPNR istasyonlarına ait zaman-uzaklık grafikleri.

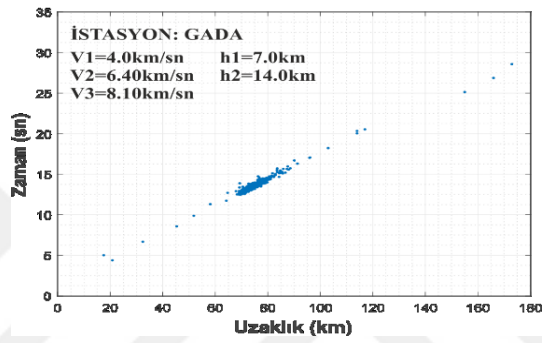
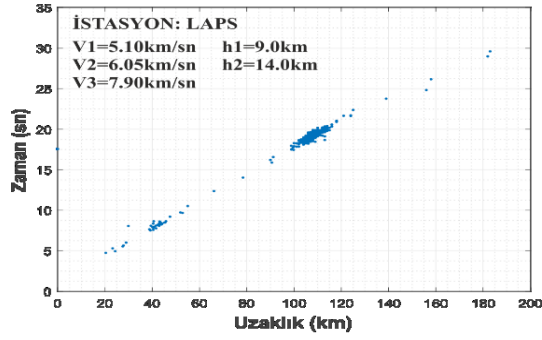
Şekil 11’de verilen TSGL istasyonunda tabaka hızları sırasıyla V_1 4,60, V_2 6,0 km/sn ve tabaka kalınlıkları ilk tabaka olan h_1 3,80 km hesaplanmıştır, EZN0 istasyonu için V_1 3,60, V_2 6,20, V_3 7,85 km/sn ve tabaka kalınlıkları h_1 5,0 ve h_2 20,0 km hesaplanmıştır.



Şekil 11. TSGL ve EZN0 istasyonlarına ait zaman-uzaklık grafikleri.

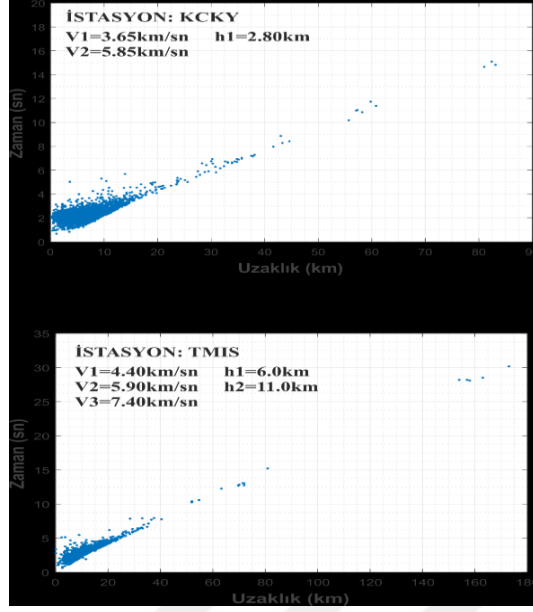
Şekil 12’de verilen LAPS istasyonunda tabaka hızları sırasıyla V_1 5,10, V_2 6,05, V_3 7,90 km/sn ve tabaka kalınlıkları ilk tabaka olan h_1 9,0 ve ikinci tabaka olan h_2 14 km

hesaplanmıştır, GADA istasyonu için V_1 4,0, V_2 6,40, V_3 8,10 km/sn ve tabaka kalınlıkları h_1 7,0 ve h_2 14,0 km hesaplanmıştır.

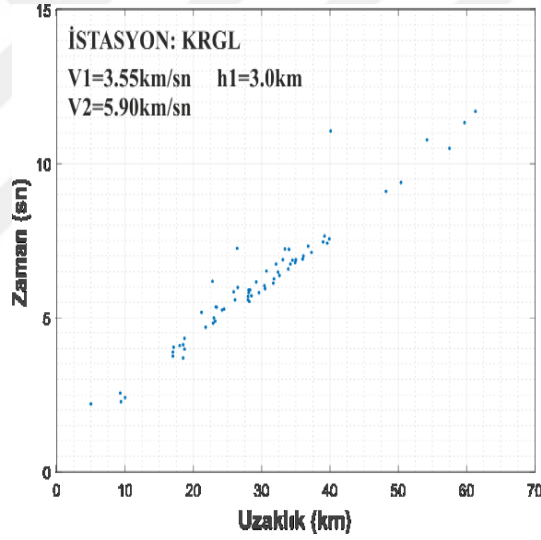


Şekil 12. LAPS ve GADA istasyonlarına ait zaman-uzaklık grafikleri,

Şekil 13'te verilen KCKY istasyonunda tabaka hızları sırasıyla V_1 3,65, V_2 5,85 km/sn ve tabaka kalınlıkları ilk tabaka olan h_1 2,80 km hesaplanmıştır. TMIS istasyonu için V_1 4,40, V_2 5,90, V_3 7,40 km/sn ve tabaka kalınlıkları h_1 6,0 ve h_2 11,0 km hesaplanmıştır.

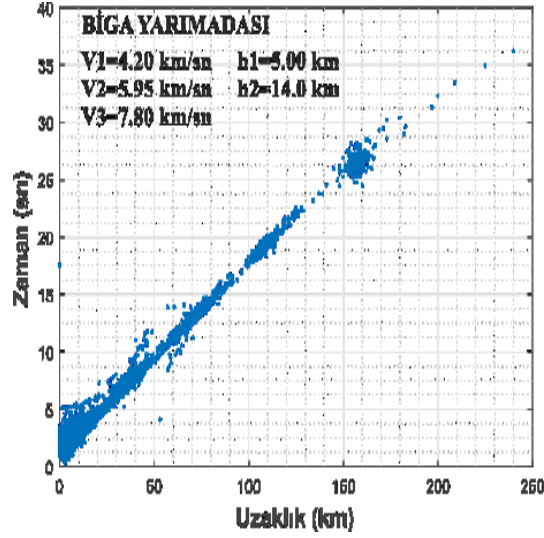


Şekil 13. KCKY ve TMIS istasyonlarına ait zaman-uzaklık grafikleri.



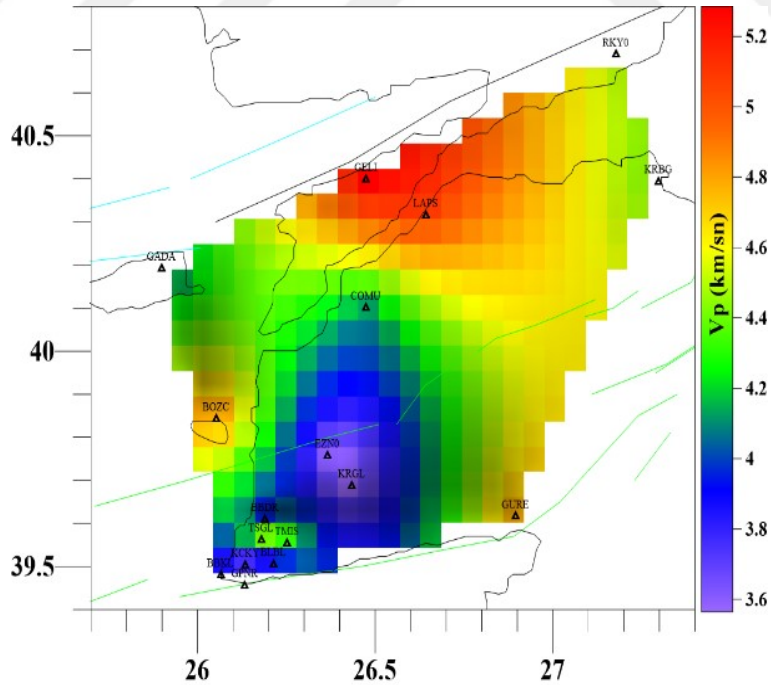
Şekil 14. KRGL istasyonuna ait zaman-uzaklık grafiği.

Şekil 14'te verilen KRGL istasyonunda tabaka hızları sırasıyla V_1 3,55 ve V_2 5,90 km/sn ve tabaka kalınlıkları ilk tabaka olan h_1 3,0 km hesaplanmıştır.



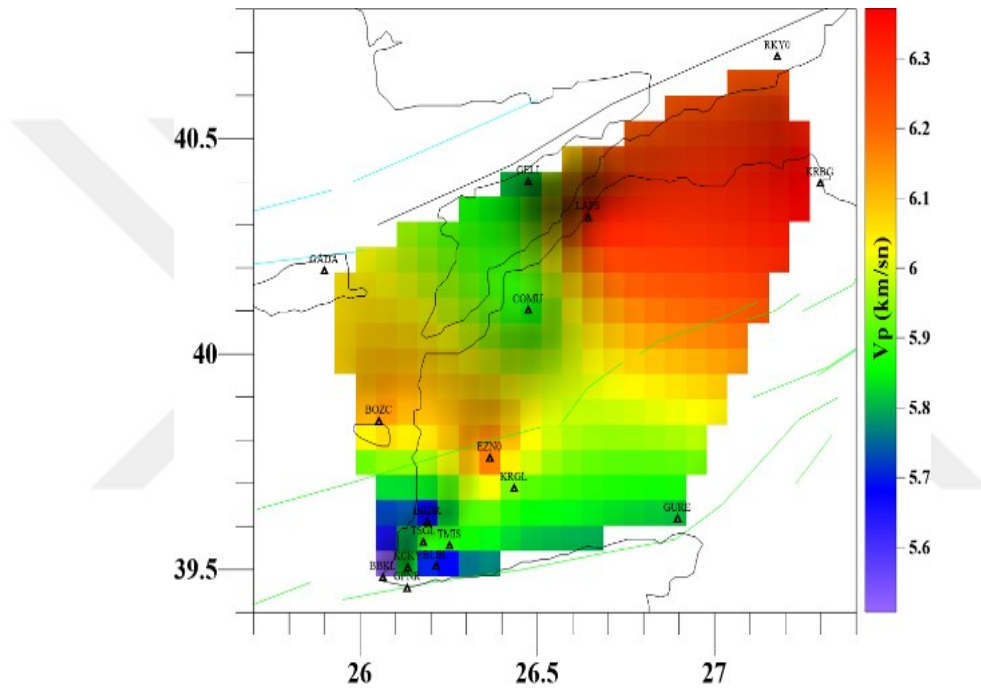
Şekil 15. Tüm istasyonların zaman-uzaklık grafiklerinin birleştirilmesiyle oluşturulan Biga Yarımadası zaman-uzaklık grafiği.

Her istasyon için ayrı ayrı zaman-uzaklık grafikleri oluşturulup en son bütün istasyonlar birleştirilmiştir (Şekil 15). Birleştirilen istasyonlarda tüm istasyonların tabaka hızlarının ve kalınlıklarının ortalaması alınarak genelleştirilmiş Biga Yarımadası'nın V_1 hızı 4,20, V_2 5,95, V_3 7,80 km/sn ve tabaka kalınlıkları h_1 5,0, h_2 14,0 km bulunmuştur.



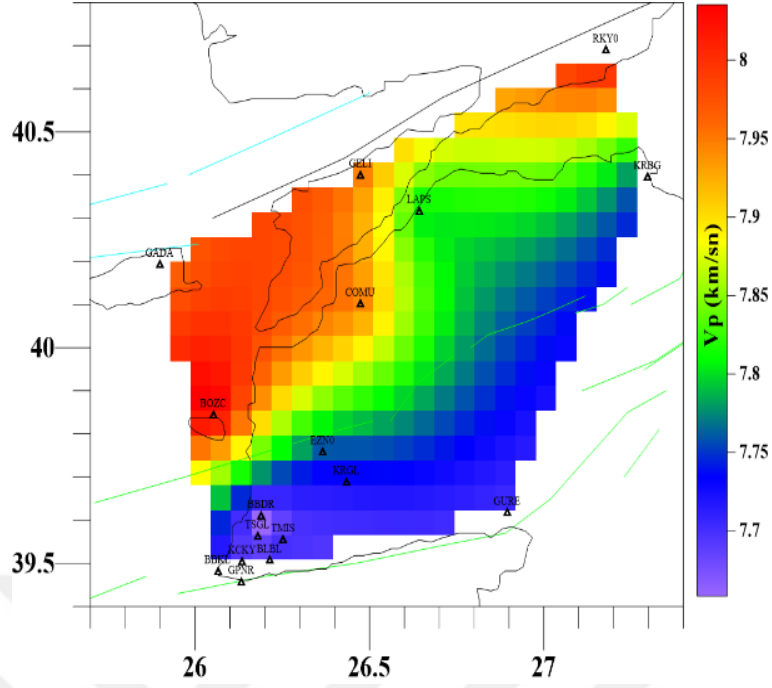
Şekil 16. Birinci tabaka V_1 hız dağılım haritası

Elde edilen katman hızları ve kalınlıkları için hız dağılım ve katman kalınlığı dağılım haritaları oluşturulmuştur. Haritalar oluşturulurken her istasyon için zaman-uzaklık grafiklerinden faydalanılmıştır. Birinci tabaka V_1 hız dağılım haritasını incelediğimizde $V_1=3,6-5,2$ km/sn arasında değiştiğini görmekteyiz (Şekil 16). Biga Yarımadası olan çalışma bölgemizin EZN0, KRGL, BBDR, KCKY, BLBL, GPNR istasyonlarının bulunduğu alanın V_1 hızları 3,6-4,2 km/sn arasında iken COMU, BOZC, GADA, GELI, LAPS, RKY0, KRBG TSGL ve TMIS istasyonlarının bulunduğu alanların V_1 hızları yaklaşık 4,4-5,2 km/sn arasında değişim göstermektedir.



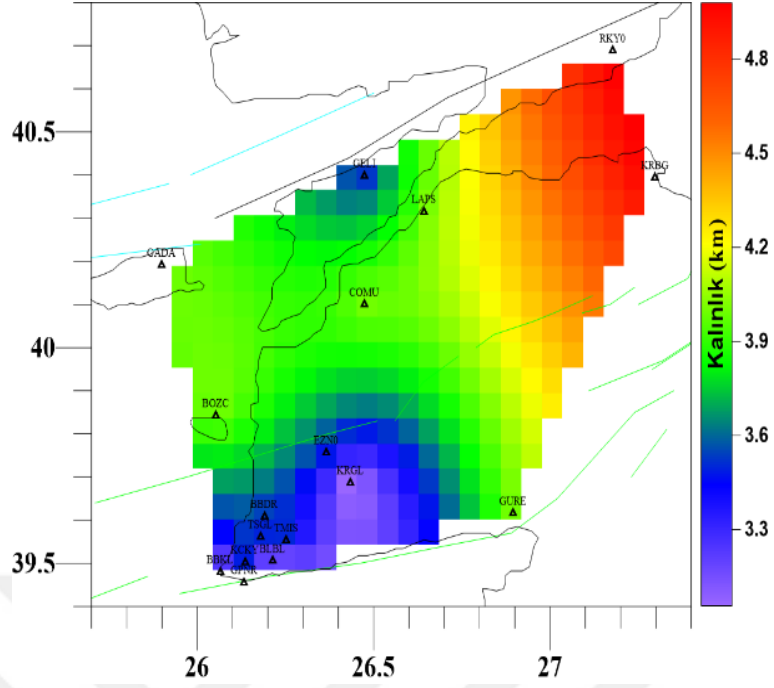
Şekil 17. İkinci tabaka V_2 hız dağılım haritası

İkinci tabaka V_2 hız dağılım haritasını incelediğimizde $V_2=5,6-6,3$ km/sn arasında değiştiğini görmekteyiz (Şekil 17), Biga Yarımadası olan çalışma bölgemizin COMU, KRGL, BBDR, KCKY, BLBL, GPNR istasyonlarının bulunduğu alanın V_2 hızları 5,6-5,9 km/sn arasında iken EZN0, BOZC, GADA, GELI, LAPS, RKY0, KRBG TSGL ve TMIS istasyonlarının bulunduğu alanların V_2 hızları yaklaşık 5,9-6,3 km/sn arasında değişim göstermektedir.



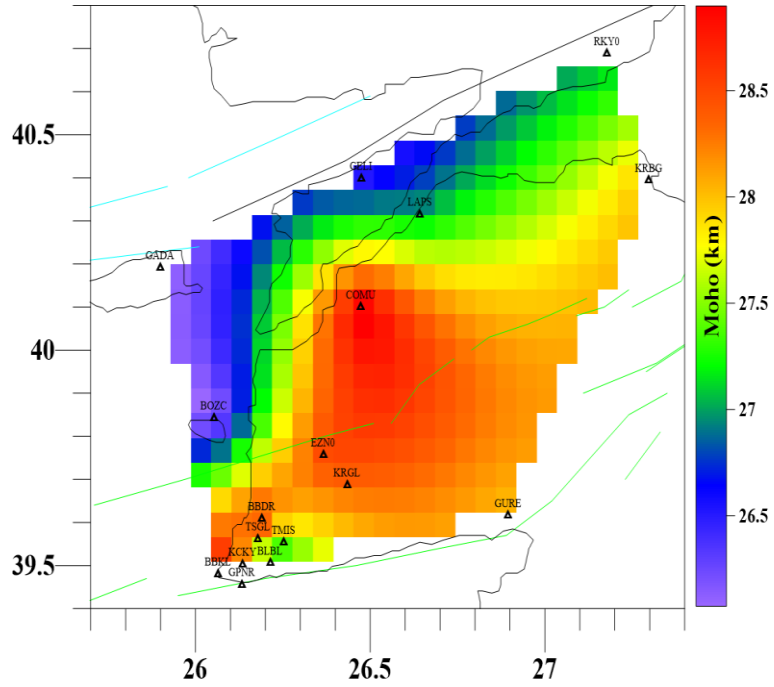
Şekil 18. Üçüncü tabaka V_3 hız dağılım haritası

Üçüncü tabaka V_3 hız dağılım haritasını incelediğimizde $V_3 = 7,7-8$ km/sn arasında değiştiğini görmekteyiz (Şekil 18), Biga Yarımadası olan çalışma bölgemizin EZN0, KRGL, BBDR, TSGL, TMIS, KCKY, BLBL, BBKL, GPNR, GURE ve KRBG istasyonlarının bulunduğu alanların V_3 hızları 7,7-7,75 km/sn arasında iken BOZC, GADA, COMU, GELI, LAPS ve RKY0 istasyonlarının bulunduğu alanların V_3 hızları yaklaşık 7,8-8 km/sn arasında değişim göstermektedir,



Şekil 19. Birinci tabaka h_1 kalınlığı dağılım haritası,

Tabaka kalınlığı haritasını incelediğimizde 1, tabaka kalınlığı $h_1=3,3-4,8$ km arasında değişmektedir (Şekil 19), İkinci tabaka kalınlığı ise 26,5-28,5 km arasında değişmektedir (Şekil 20).



Şekil 20. İkinci tabaka kalınlığı dağılım haritası.

4.2. VELEST İçin Başlangıç Modeli Seçilmesi

Oluřturulan bu grafiklerden başlangıç modeli bulmak için çeşitli parametreler değiştirilerek t_{RMS} değeri en dűřük olan model seçilmiştir. Modeli oluşturma aşamasında elimizde sadece V_p hızları olduğundan V_s hızlarını bulmak için Wadati diyagramından faydalanılmıştır, V_p/V_s oranı 1,73 bulunmuştur.

Bu çalışmada başlangıçta VELEST için 4 model kullanılmıştır. Bunlar Kalafat (1987), Karabulut (2003), Gűrbűz (2021) ve yukarıda bahsedilen bu çalışma içerisinde oluşturulmuş Ayvacık modelidir. Kullanılan modellerin V_p ve V_s hızları Tablo 3'te verilmiştir, Seçilen modeller VELEST'te hazırlandıktan sonra, t_{RMS} değerleri grafikleri oluşturulmuştur (ŐEKİL 21).

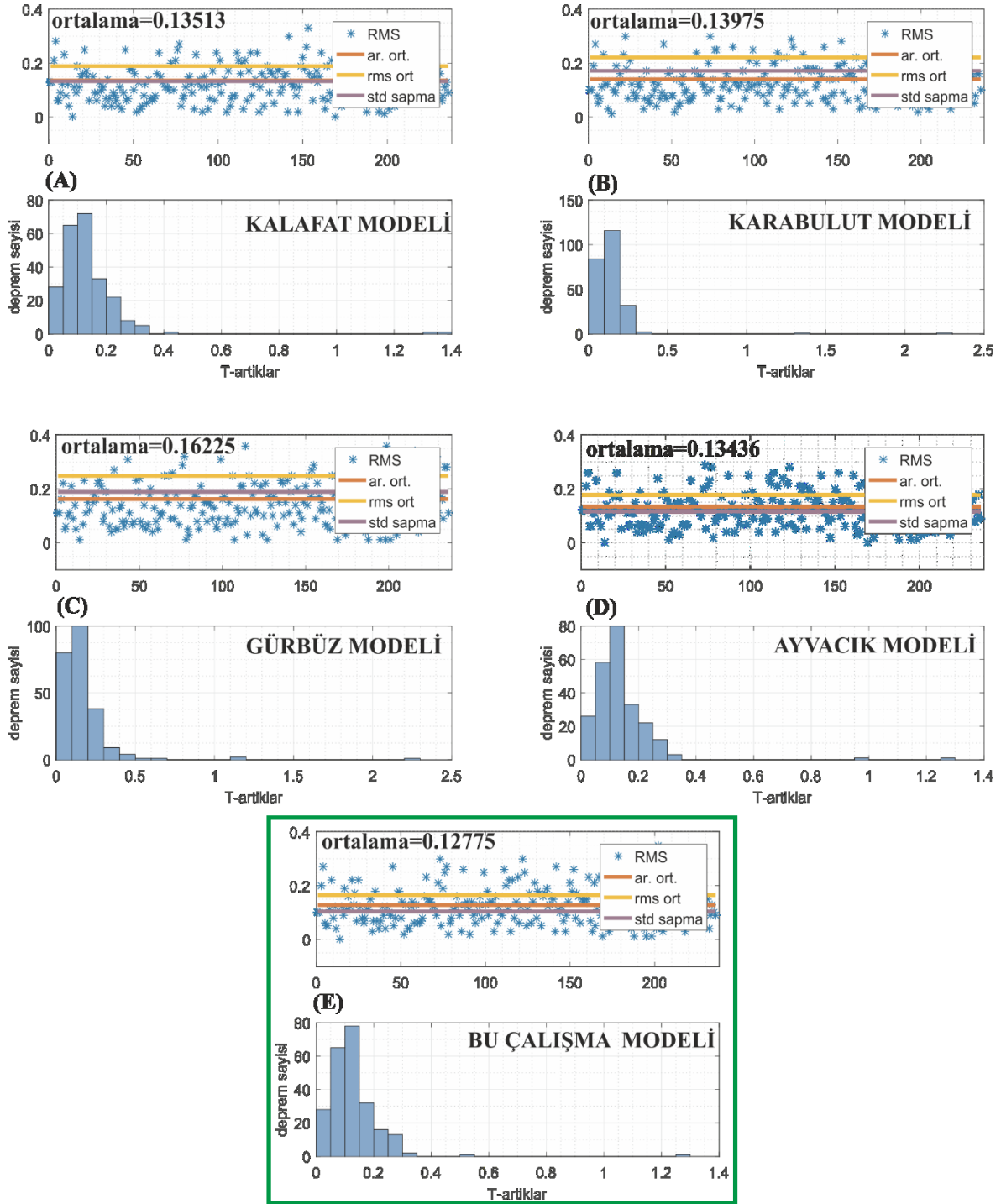
Tablo 3.

VELEST için kullanılan 4 modelin V_p ve V_s hızları

Karabulut (2003) Modeli		Gűrbűz (2021) Modeli		Kalafat (1987) Modeli		Ayvacık Modeli (Bu alışma)	
V_p	V_s	V_p	V_s	V_p	V_s	V_p	V_s
3,15	1,81	1,8	1,0	4,5	2,6	4,2	2,42
6,02	3,46	2,1	1,2	5,91	3,42	5,95	3,43
6,02	3,46	3,2	1,83	7,8	4,51	7,8	4,5
6,14	3,53	3,7	2,2	8,3	4,8	8,3	4,79
6,18	3,55	4,5	2,58	-	-	-	-
6,19	3,56	5,8	3,33	-	-	-	-
6,19	3,56	6,3	3,62	-	-	-	-
6,8	3,91	7,0	4,02	-	-	-	-

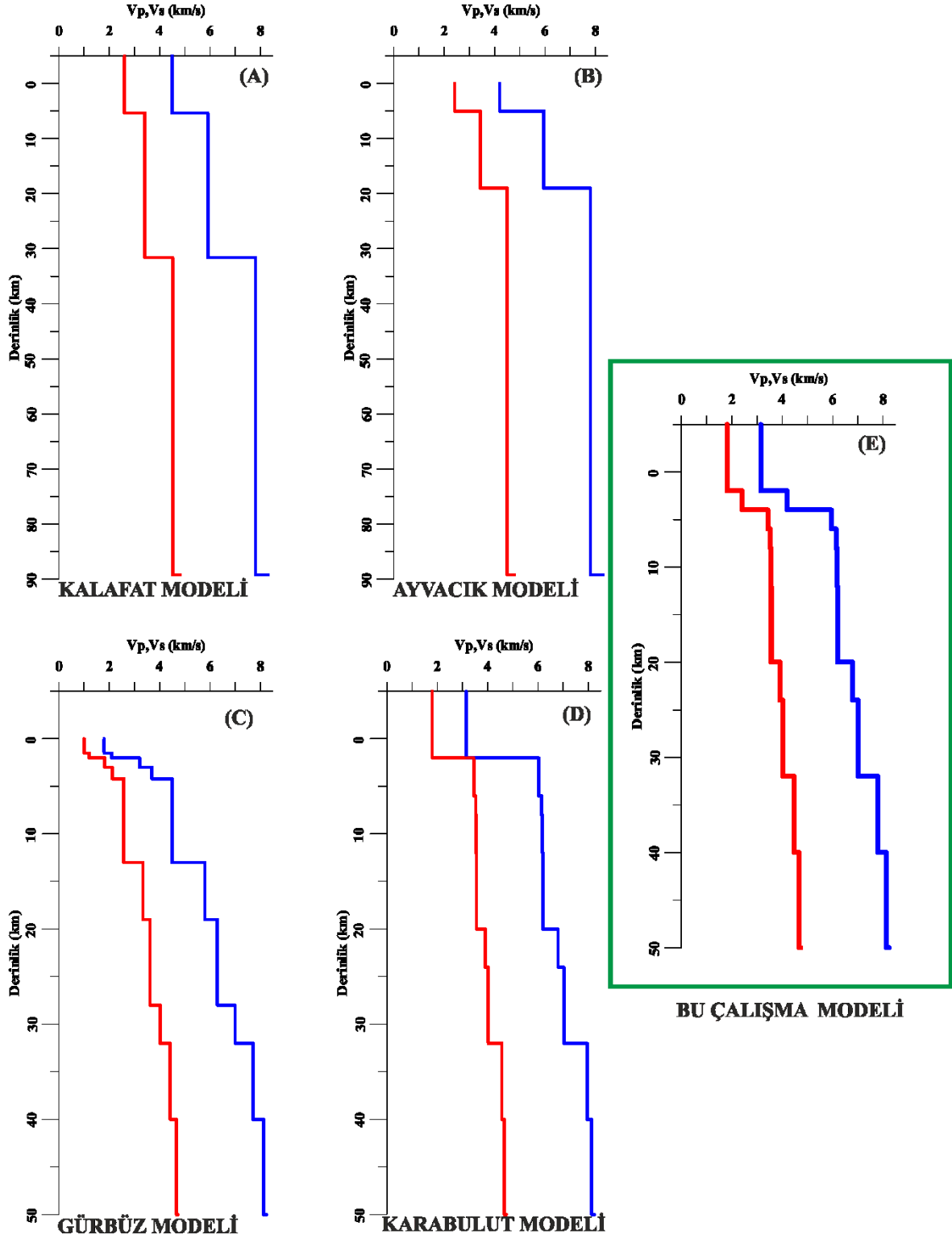
7,02	4,03	7,7	4,42	-	-	-	-
7,95	4,57	8,13	4,67	-	-	-	-
8,13	4,67	8,24	4,73	-	-	-	-
8,24	4,74	-	-	-	-	-	-

İncelenen t_{RMS} değerleri en küçük olan Karabulut ve Ayvacık modelleridir, Karabulut ve Ayvacık modeli orta kabuktaki hız kontrastları dikkate alınarak yeni model kompozisyonuna gidilmiştir. Oluşturulan modelden elde edilen V_p hızları 3,5, 4,2, 5,95, 6,14, 6,18, 6,19, 6,19, 6,8, 7,02, 7,8, 8,13, 8,24 km/sn ve V_s hızları 1,81, 2,41, 3,43, 3,53, 3,55, 3,56, 3,56, 3,91, 4,03, 4,48, 4,67, 4,74 km/sn'dir,



Şekil 21. Çalışma için kullanılan modellerin t_{RMS} değerleri, A) Kalafat Modeli B) Karabulut Modeli C) Gürbüz Modeli D) Ayvacık Modeli E) Bu Çalışmanın Modeli

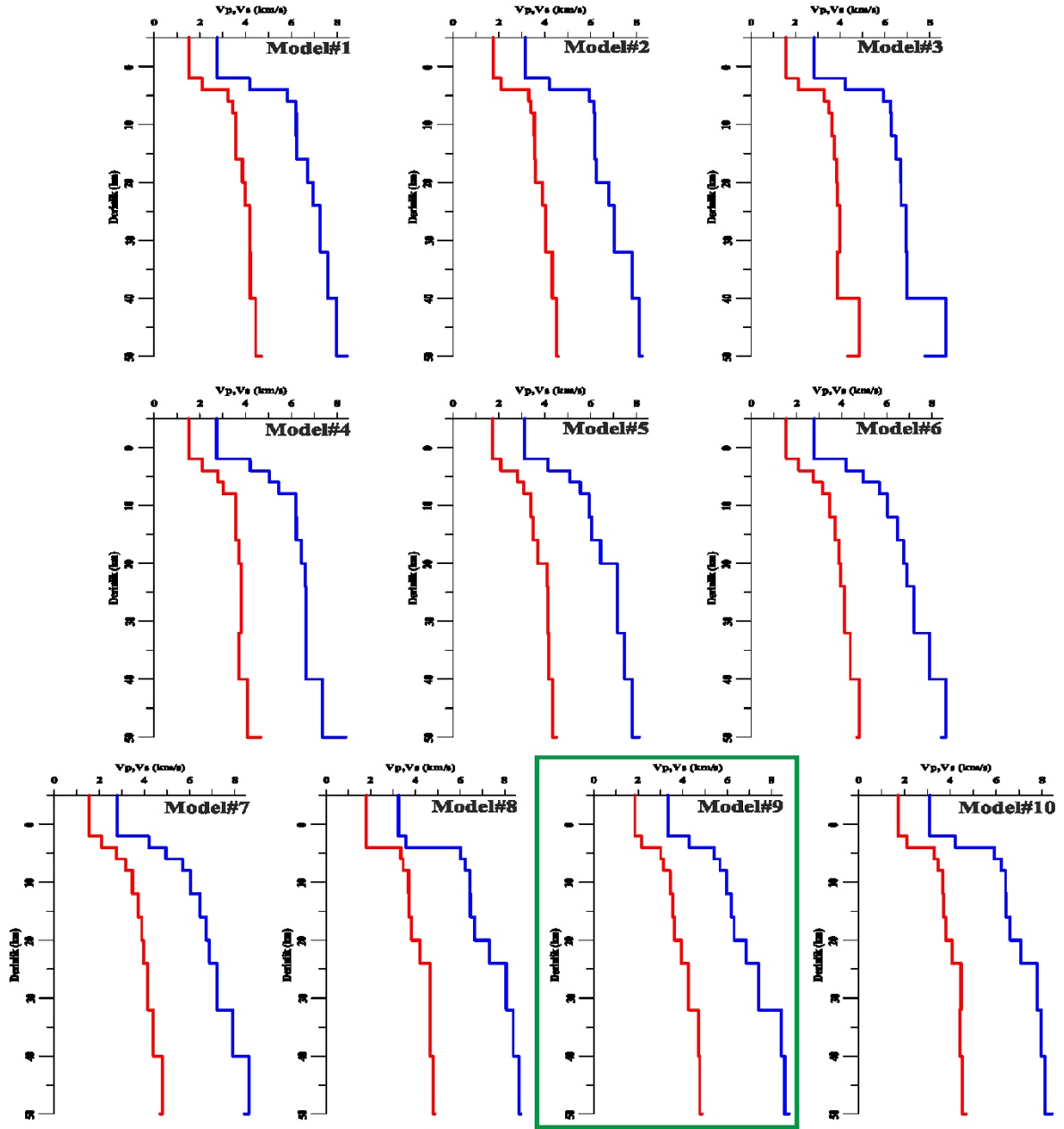
Seçilen bu dört model VELEST'te çalıştırılarak her birinin t_{RMS} değerleri incelenmiş olup hız modelleri elde edilmiştir (Şekil 22).



Şekil 22. Çalışmada kullanılan modellerin hız modelleri, A) Kalafat Modeli B) Ayvacicik Modeli C) Gürbüz Modeli D) Karabulut Modeli E) Bu Çalışma Modeli

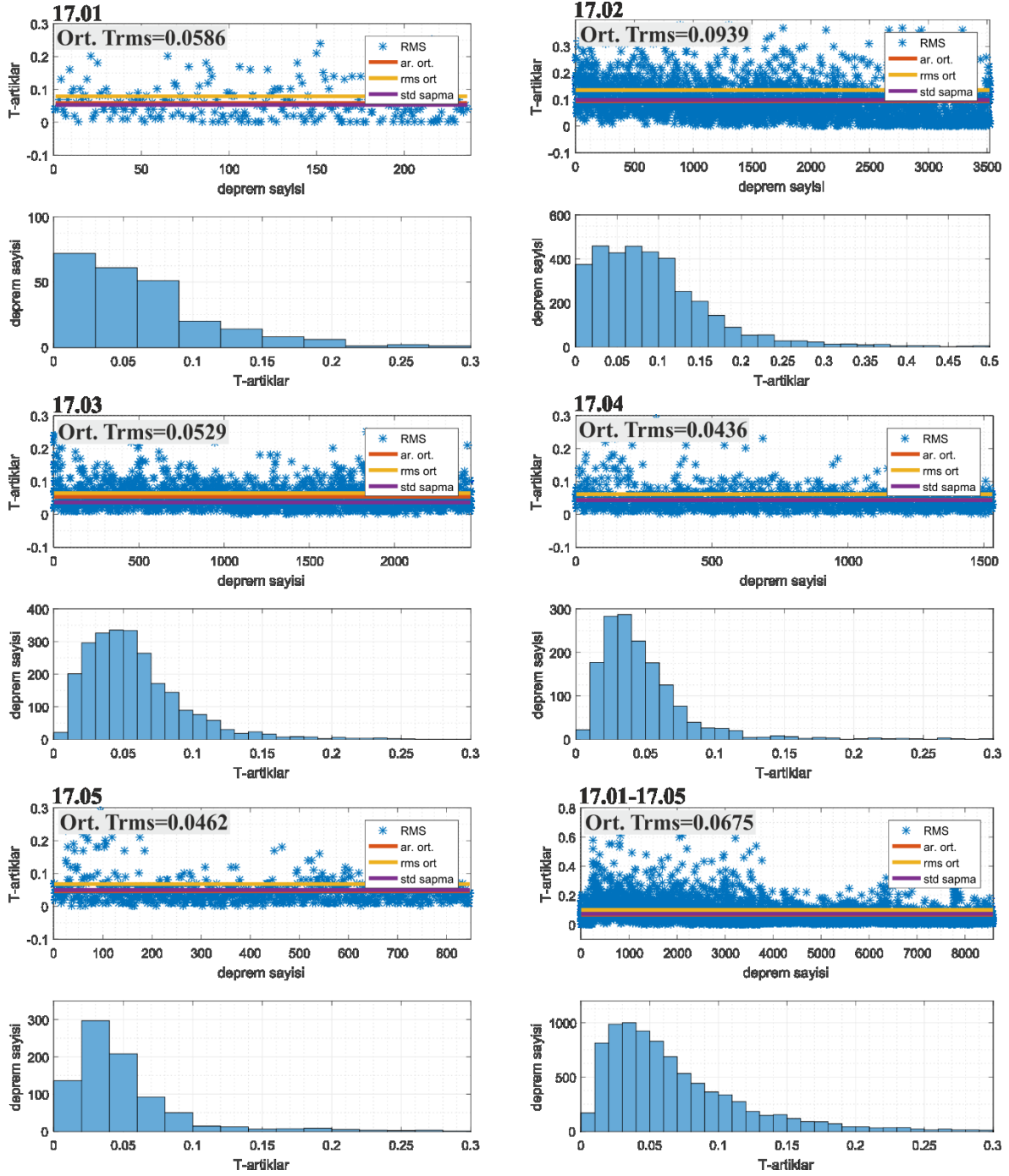
Oluşturulan yeni model VELEST'te çalıştırılarak 10 tane rastgele model oluşturulmuştur (Şekil 23). Elde edilen 10 rastgele modelden t_{RMS} değeri en küçük olan 9. model çalışmamızın 1-B Hız Modeli olarak belirlenmiştir.





Şekil 23. VELEST'te oluşturulan 10 tane hız modeli, Yeşil ile işaretleri olan çalışmanın 1-B Hız Modeli.

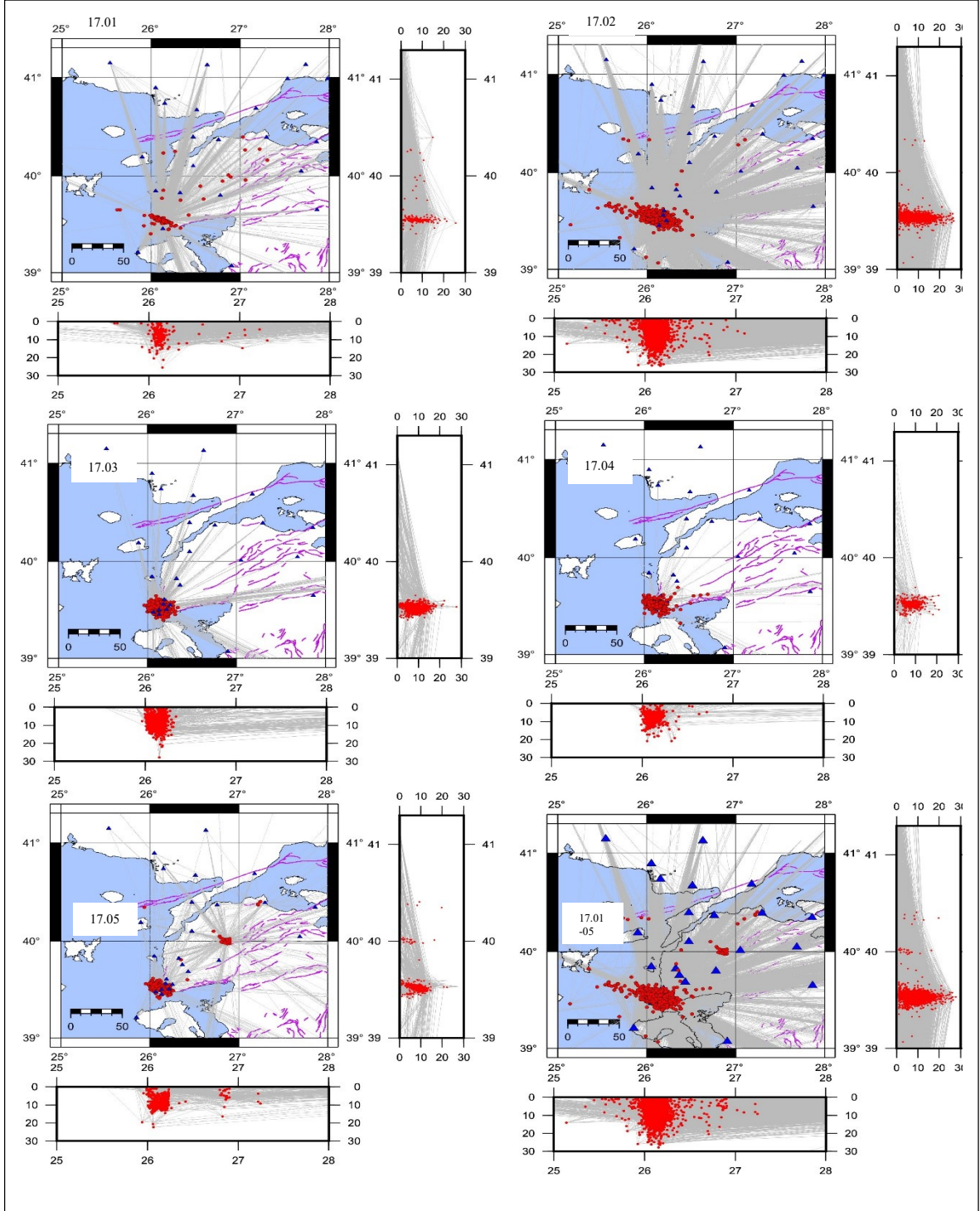
Modelin belirlenmesinde 2017 yılının Ocak ayı verileri kullanılmıştır. Toplamda 236 adet deprem kullanılmıştır. VELEST yaklaşık 500 deprem ile sınırlı olduğu için geri kalan aylar kendi içerisinde parçalara ayrılarak t_{RMS} değerleri elde edilmiştir (Şekil 24).



Şekil 24. Ocak, Şubat, Mart, Nisan, Mayıs ve hepsinin toplamını oluşturulan t_{RMS} değerleri.

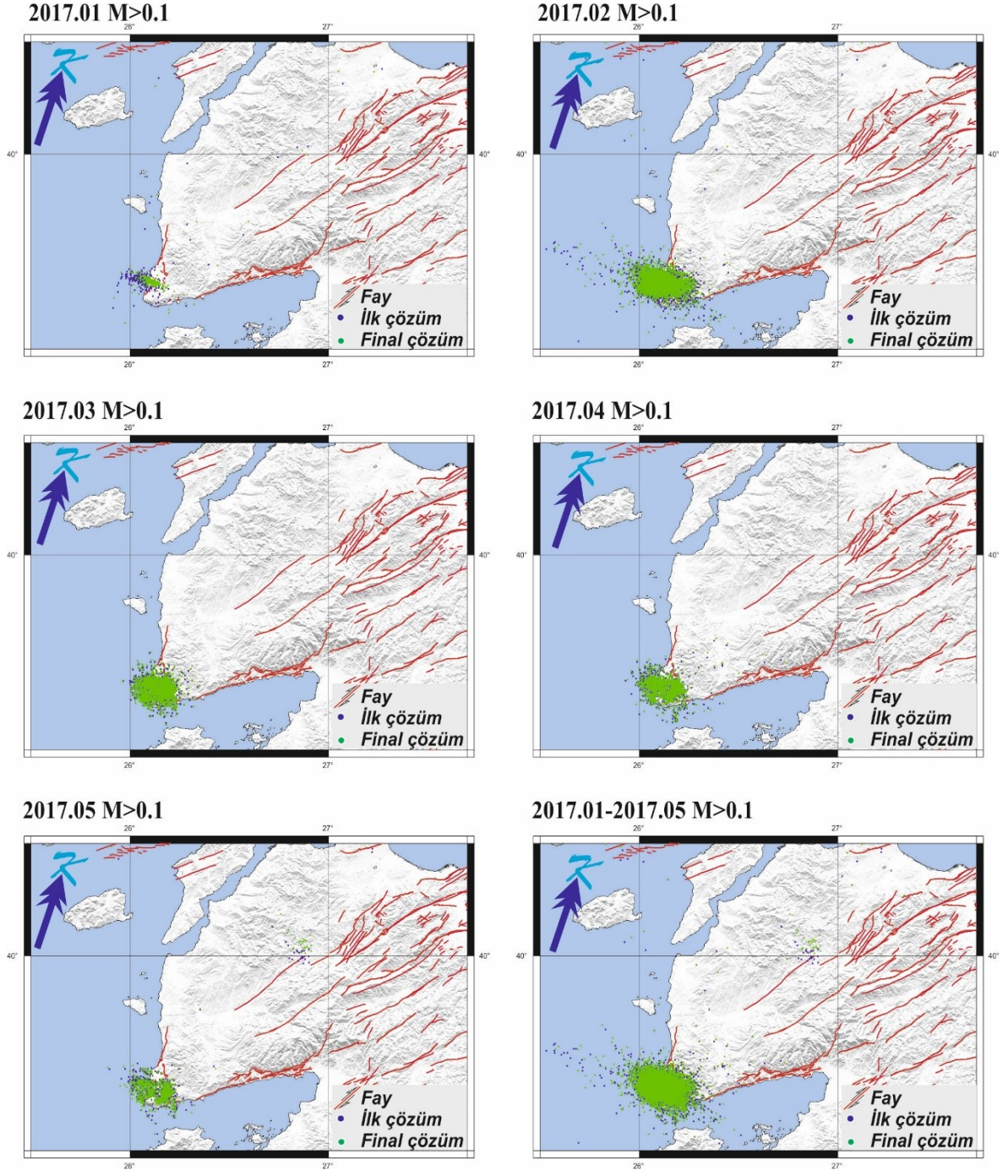
Elde edilen t_{RMS} değerleri toplanarak Ocak, Şubat, Mart, Nisan, Mayıs ayları için ayrı ayrı t_{RMS} değerleri elde edilmiştir, Ocak ayından Mayıs ayına sırasıyla t_{RMS} değerleri, 0,0586, 0,0939, 0,0529, 0,0436 ve 0,0462'dir. Son olarak beş ay toplanarak t_{RMS} değeri 0,0675 elde

edilmiştir. Ayrıca her ay için ışın yolları oluşturulup son olarak beş ay için ortak bir ışın yolları haritası çıkarılmıştır (Şekil 25).



Şekil 25. Her ay için ve beş ayın toplamında elde edilen ışın yolları,

Her ay için ve toplam beş ayın birleşimi deprem relokasyon haritaları oluşturulmuştur. Deprem relokasyonları fayların yer tespitinde oldukça önemlidir.



Şekil 26. Her ay için ve toplam beş ay için hesaplanmış deprem relokasyonları. Kırmızı çizgiler aktif fayları temsil etmektedir.

BEŞİNCİ BÖLÜM BÖLÜM

SONUÇ VE ÖNERİLER

Biga Yarımadası'nda Kuzey Anadolu Fay Zonu ve Ege'nin tektonik açılma rejiminin etkisi altında kalan Ayvacık (Çanakkale) karmaşık bir tektonizma sergilemektedir. 2017 yılının başından itibaren Ayvacık bölgesinde meydana gelen çok sayıda deprem hazırlanan veri setine dâhil edilerek bölgenin tektonizması ve kabuk yapısı araştırılmıştır.

Çalışma alanının 1B hız yapısının elde edilmesinde VELEST programı kullanılmıştır. Başlangıç modeli olarak dört tane model kullanılmıştır. Bunlar Kalafat, Karabulut, Gürbüz ve bu çalışmanın modeli olan Ayvacık modelidir. Ayvacık modelinin V_s hızını bulmak için Wadati diyagramı kullanılmıştır. V_p/V_s oranı 1,73 olarak hesaplanmıştır. 2017 yılına ait Ocak-Mayıs ayları içinde olan ve büyüklüğü $M \geq 0,5$ depremlerin yeniden konumlandırılması doğrusal olmayan olasılıksal yöntem sayesinde hesaplanmıştır. Böylelikle çalışma alanı için yeni 1B hız modeli elde edilmiştir. Ocak-Mayıs ayları arasında t_{RMS} değerleri ortalama 0.0939- 0.0436 olarak hesaplanmıştır. Son olarak beş ay toplanarak t_{RMS} ortalama olarak 0.0675 elde edilmiştir.

V_p hız dağılımının sonuçlarının yanı sıra V_p/V_s hız dağılımlarının birlikte yorumlanması tektonik yapının haricinde kayacın petrolojik ve kimyasal özelliklerinin de ortaya çıkarılmasıyla yorumların doğruluğunu arttırmıştır. Genel olarak V_p/V_s oranının düşük olup V_p hızının yüksek olduğu yerler Kazdağ masifi ile ilişkilendirilebilir. Diğer yandan V_p/V_s dağılımının artışta olduğu bölgeler kırık sisteminde oluşan gözenek sularından kaynaklanmış olabileceği gibi dayanımsız ve rijititesi düşük bir yapı olduğunda düşük V_p ve düşük V_p/V_s hız dağılımı gösteren bölgeler genel olarak jeotermal potansiyele sahip alanlar olarak değerlendirilmiştir.

Çalışma kapsamında bölgedeki 10 istasyonda kabuk kalınlığı kestirilmiştir. Kabuk içi P_g ve P_n hızları sırasıyla 2,8-4,5 / 7,85- 8,05 km/sn olarak hesaplanmıştır. Çalışma alanının Biga Yarımadası için kabuk kalınlığı Kuzeydoğuya doğru 30-32 km Güneybatı tarafında 27-28 km aralığında bir değişim göstermektedir.

Bölgede yapılan sismik çalışmalarda kullanılan farklı hız modelleri olmakla beraber (Görgün vd., 2020) çalışmada olan genel model yapısı, tez çalışmada kullanılan modellerle büyük oranda benzerlik göstermektedir.

Bölgede daha önce yapılan model çalışması yetersizliği sebebiyle elde edilen kabuk modeli daha sonra yapılacak olan kabuk çalışmaları ve 3B modelleme çalışmaları için referans olması mümkündür.



KAYNAKÇA

- Aktimur, H. T., Uysal, S., Tamgaç, Ö. F., Aktimur, S., Sarıaslan, M., Emre, Ö., . . . Potoglu, S. (1993). Land Use Potential in the Province Çanakkale. *General Directorate of Mineral Research and Exploration Institute of Turkey MTA Report*, 159.
- Alptekin, Ö. (1973). Focal Mechanism of the Earthquake in the Western Turkey and Their Tectonic İmplication. *Ph. D. Thesis, New Mexico Inst. Of Mining and Tech., Soccoro, New Mexico*.
- Altınok, Y., Alpar, B., Yaltırak, C., Pınar, A., & Özer, N. (2012). The Earthquakes and Related Tsunamis of October 6, 1944 and March 7, 1867; NE Aegean Sea. *Natural Hazards*, 60(1), 3-25.
- Barka , A., & Kadinsky-Cade, K. (1998). Strike-Slip Fault Geometry In Turkey And ITS Influence ON Earthquake Activity. *Tectonics*, 7(3), 663-684.
doi:<https://doi.org/10.1029/TC007i003p00663>
- Barka, A. (1992). The North Anatolian Fault Zone. *Annales Tectonicae*, 6, 164-195.
- Barka, A. (1997). Neotectonics of the Marmara region. *Active Tectonics of Northwestern Anatolia—The MARMARA Poly-Project*, 55-87.
- Bekler, T., & Demirci, A. (2018). Preliminary Observations and Assessment of Çanakkale-Ayvacık Earthquake Activity. *Çanakkale Onsekiz Mart Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Dergisi*, 4(1), 1-13. doi:<https://doi.org/10.28979/comufbed.393122>
- Bingöl, E., Akyürek, B., & Korkmazer, B. (1973). Biga Yarımadasının Jeolojisi ve Karakaya Formasyonunun Bazı Özellikleri. *Cumhuriyetin*, 50, 70-77.
- Calcagnile, G., Mascia , U., Del Gaudio, V., & Panza, G. F. (1984). Deep Structure of Southeastern Europe From Rayleigh Waves. *Teconophysics*, 110, 189-200.
- Canitez, N. (1962). Gravite Anomalileri ve Sismolojiye Göre Kuzey Anadolu Arz Kabuğunun Yapısı. İTÜ.
- Canitez, N. (1969). Türkiye ve civarında deprem odak hareketleri ve gerilme dağılımları. *İ.T.Ü. Maden Fakültesi, Jeofizik Kürsüsü*.
- Canitez, N. (1969). Türkiye ve Civarında Deprem Odak Hareketleri ve Gerilme Dağılımları. İTÜ.
- Canitez, N. (tarih yok). Türkiye ve civarında deprem odak hareketleri ve gerilme dağılımları. *İTÜ Maden Fakültesi, Jeofizik Kürsüsü*.
- Canitez, N., & Toksöz, M. N. (1980). Crustal Structue Beneath Turkey. *Eos, Trans. Am. Geophys. U*, 61, 290.

- Canitez, N., & Üçer, S. B. (1967). Computer Determinations for the Fault-Plane Solutions in and Near Anatolia. *Tectonophysics*, 4(3), 235-244.
doi:https://doi.org/10.1016/0040-1951(67)90032-7
- Chen, C. Y., Chen, W. P., & Molnar, P. (1980). The Uppermost Mantle P Wave Velocities Beneath Turkey and Iran. *Geophysical Research Letters*, 7(1), 77-80.
doi:https://doi.org/10.1029/GL007i001p00077
- Crampin, S., & Üçer, S. B. (1975). The seismicity of the Marmara Sea region of Turkey. *Geophysical Journal International*, 40(2), 269-288.
doi:https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1975.tb07051.x
- Çetiner, Z. S., Ertekin, C., & Gültay, B. (2016). Initial Assessment of Public Perception and Acceptance of Geothermal Energy Applications in Çanakkale, NW Turkey. *Energy Procedia*, 97, 194-201. doi:https://doi.org/10.1016/j.egypro.2016.10.052
- Çıvgın, B., & Kaypak, B. (2012). Ankara ve Dolayında Kabuğun Bir-Boyutlu Sismik Hız Yapısının Araştırılması. *Yerbilimleri*, 33(2), 141-168.
- Demirel, Z., Yıldırım, T., & Burçak, M. (2004). Preliminary study on the occurrence of geothermal systems in the tectonic compressional regions: an example from the Derman geothermal field in the Biga Peninsula, Turkey. *Journal of Asian Earth Sciences*, 22(5), 495-501. doi:https://doi.org/10.1016/S1367-9120(03)00087-7
- Deniz, O. (2005). Investigation of the Groundwater Quality of Çanakkale Settlement Area. *Çanakkale Onsekiz Mart University, Institute of Natural Sciences*.
- Dewey, J. F., Hempton, M., Kidd, W. F., & Şaroğlu, F. (1986). Shortening of Continental Lithosphere: The neotectonics of Eastern Anatolia - A Young Collision Zone. *Geological Society London Special Publications*, 19(1), 1-36.
doi:10.1144/GSL.SP.1986.019.01.01
- Ellsworth, W. L. (1997). Three-Dimensional Structure of the Crust and Mantle Beneath the Island of Hawaii. *Ph D thesis, MIT, Massachusetts, USA*.
- Emre, Ö., Duman, T. Y., & Özalp, S. (2011). 1: 250.000 Ölçekli Türkiye Diri Fay Haritası Serisi. *Maden Teknik ve Arama Genel Müdürlüğü*.
- Ezen, Ü. (1979). İstanbul (İ.T.Ü.) deprem İstasyonunda Kaydedilen Sismik Yüzey Dalgalarında Girişim Olaylarının İncelenmesi. *Doktora Tezi, İ.T.Ü. Maden Fakültesi*.
- Ezen, Ü. (1983). Kuzey ve Doğu Anadolu'da Love Dalgalarının Dispersiyonu ve Yerkabuğu Yapısı. *Deprem Araştırma Bülteni*, 43, 42-62.
- Feng, C., & Teng, T. (1983). Three-Dimensional Crust and Upper Mantle Structure of the Eurasian Continent. *J. Geophys. Res.*, 88, 2261-2272.
doi:https://doi.org/10.1029/JB088iB03p02261

- Görgün, E., & Albora, A. M. (2017). Seismotectonic Investigation of Biga Peninsula in SW Marmara Region Using Steerable Filter Technique, Potential Field Data and Recent Seismicity. *Pure and Applied Geophysics*, 174(10), 3889-3904.
- Görgün, E., Kalafat, D., & Kekovalı, K. (2020). Source Mechanisms and Stress Field of the 2017 Ayvacık/Çanakkale Earthquake Sequence in NW Turkey. *Ann. Geophys*, 63(3), 332. doi:<https://doi.org/10.4401/ag-8194>
- Gürbüz, C. (2021, Kasım 20). Jeotermal Sahalarda Yapılan Mikrosismik Çalışmalar, Prof. Dr. Cemil GÜRBÜZ. MTA Genel Müdürlüğü. Video. Youtube. https://www.youtube.com/watch?v=0iTK97_iGZk adresinden alındı
- Gürbüz, C., & Üçer, S. B. (1980). Anadolu Kavağında Yapılan Taşocağı Patlatmalarından Elde Edilen Sismik Kayıtlarının Değerlendirilmesi. *Deprem Araştırma Enstitüsü Bülteni*, 49, 39-49.
- Gürbüz, C., & Üçer, S. B. (1985). Anadolu Kavağında Yapılan Taşocağı Patlatmalarından Elde Edilen Sismik Kayıtlarının Değerlendirilmesi. *Deprem Araştırma Enstitüsü Bülteni*, 39, 39-9.
- Gürbüz, C., Püskülcü, S., & Üçer, S. B. (1992). A study of crustal structure in the Marmara region using earthquake data, Multidisciplinary Research on Fault Activity in the Western Part of the NAF. *Boğaziçi University, Report*, 4, 29-41.
- Hisarlı, Z. (1996, Şubat). Batı Anadolu'da Curie Noktası Derinliklerinin Saptanması ve Jeotermal Alanlarla İlişkisi. *Doktora Tezi*.
- İlkışık, O. M. (1980). Trakya'da Yerkabuğunun Elektrik Yapısının Magnetotellürik Yöntemle İncelenmesi. *Doktora Tezi, İ.T.Ü. Maden Fakültesi*.
- İlkışık, O. M. (1990). Heat Flow Pattern of Western Anatolia, 15. Gen. Assmby. *Copenhagen, Ann. Geophy. Spec. Issure*, 55.
- Jackson, J., & Mc Kenzie, D. (1984). Active Tectonics of the Alpine—Himalayan Belt Between Western Turkey and Pakistan. *Geophysical Journal International*, 77(1), 185-264. doi:<https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1984.tb01931.x>
- Kalafat, D., Gürbüz, C., & Üçer, S. B. (1987). Batı Türkiye'de Kabuk ve Üst Manto Yapısının Araştırılması. *Deprem Araştırma Enstitüsü Bülteni*, 59, 43-64.
- Karabulut, H., Özalaybey, S., Taymaz, T., Aktar, M., Selvi, O., & Kocaoğlu, A. (2003). A tomographic image of the shallow crustal structure in the Eastern Marmara. *Geophysical Research Letters*, 30(24). doi:<https://doi.org/10.1029/2003GL018074>
- Karacık, Z., & Yılmaz, Y. (1995). Geology of the Ignimbrite Eruptions of Ezine-Ayvacic Region, NW Anatolia. *Int. Earth Sci. Colloquium on the Aegean Region (IESCA) Proceedings*, 415-427.
- Karacık, Z., & Yılmaz, Y. (1998). Geology of the Ignimbrites and the Associated Volcano-Plutonic Complex of the Ezine area, Northwestern Anatolia. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 85(1-4), 251-264.

- Kaya, Ş., & Tüysüz, O. (2015). Using Digital Elevation Model and Remotely Sensed Data in Determining the Geomorphological and Morphometric Features: Gaziköy-Saros Region, Northwestern. *International Journal of Environment and Geoinformatics*, 2(2), 1-15. doi:<https://doi.org/10.30897/ijegeo.303537>
- Kenar, Ö. (1978). Sismik P Dalgalarının Genlik Spektrumlarından Yararlanarak İstanbul ve Civarında Yer kabuğu Yapısı. *Doktora Tezi, İ.T.Ü. Maden Fakültesi*.
- Kenar, Ö., & Toksöz, M. N. (1989). Anadolu Yarımadası'nda Yüzey Dalgalarının Dispersiyonu ve Ortamın Soğurma Özellikleri. *Jeofizik Bülteni*, 3(2), 92-106. <http://pascal-francis.inist.fr/vibad/index.php?action=getRecordDetail&idt=6810566> adresinden alındı
- Ketin, İ., & Roesli, F. (1953). Makroseismische Untersuchungen über das Nordwestanatolische Beben vom 18 März 1953. *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 46(2), 187-208.
- Kissling, E., Ellsworth, W. L., Eberhart-Philips, D., & Kradolfer, U. (1994). Initial Reference Models in Local Earthquake Tomography. *JGR Solid Earth*, 99(B10), 19635-19646. doi:<https://doi.org/10.1029/93JB03138>
- Kissling, E., Ellsworth, W. L., & Cockerham, R. S. (1984). Three-dimensional structure of the Long Valley Caldera, California, region by geotomography. *US Geol. Surv. Open File Rep.*, 84(939), 188-220.
- Kissling, E., Kradolfer, U., & Maurer, H. (1995). Program VELEST user's guide-Short Introduction. *Institute of Geophysics, ETH Zurich*.
- Kürçer, A., Özalp, S., Özdemir, E., Güldoğan, Ç. U., & Duman, T. Y. (2019). Active Tectonic and Paleoseismologic Characteristics of the Yenice-Gönen fault, NW Turkey, in light of the 18 March 1953 Yenice-Gönen Earthquake (Ms=7.2). *Maden Teknik ve Arama Bülteni*, 159(159), 29-62. doi:<https://doi.org/10.19111/bulletinofmre.500553>
- Mc Kenzie, D. (1972). Active Tectonics of Mediterranean Region. *Geophys. J.R.A. Soc.*, 55, 109-185.
- Mc Kenzie, D. (1978). Active Tectonics of The Alpine—Himalayan Belt: The Aegean Sea and Surrounding Regions. *Geophysical Journal International*, 55(1), 217-254. doi:<https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1978.tb04759.x>
- Mindevalli, Ö. Y., & Mitchell, B. J. (1989). Crustal Structure and Possible Anisotropy in Turkey from Seismic Surface Wave Dispersion. *Geophysical Journal International*, 98, 93-106. doi:<https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1989.tb05516.x>
- Neprochnov, Y. P., Kosminskaya, I. P., & Malovitsky, Y. P. (1970). Structure of the Crust and Upper Mantle of the Black and Caspian Seas. *Tectonophysics*(10), 517-538. doi:[https://doi.org/10.1016/0040-1951\(70\)90042-9](https://doi.org/10.1016/0040-1951(70)90042-9)

- Okay, A. I. (1987). Biga Yarımadası'nın Batı Kesiminin Jeolojisi ve Tektoniği. *TPAO Report No 2374*.
- Okay, A. İ. (1987). Biga Yarımadası'nın Batı Kesiminin Jeolojisi ve Tektoniği. *TPAO Araştırma Grubu Raporu No 2374*.
- Okay, A. I., & Satır, M. (2000). Coeval Plutonism and Metamorphism in a Latest Oligocene Metamorphic Core Complex in Northwest Turkey. *Geological Magazine*, 137(5), 495-516. doi:<https://doi.org/10.1017/S0016756800004532>
- Okay, I. A. (1988). Çan-Yenice-Biga Arasının Jeolojisi ve Tektoniği. *TPAO Arama Grubu Rapor No (2544)*.
- Osmanşahin, I. (1989). Yüzey Dalgası Ortam Tepki Fonksiyonlarından Yararlanılarak Anadolu ve Civarında Kabuk ve Üst-Manto Yapısının Belirlenmesi. *Doktora Tezi, İ.Ü. Fen Bilimleri Enstitüsü*.
- Osmanşahin, I., & Sayıl, N. (1996). Pn-Wave Velocity Beneath Anatolia From The First Arrivals. *Bulletin of the International Institute of Seismology and Earthquake Engineering*, 30, 77-85.
- Öcal, N. (1963). Aufbau der erdkruste in Anatolien. *Zeitschrift fur geophysik bd*, 29, 227-232.
- Özden, S., Över, S., Altuncu Poyraz, S., Güneş, Y., & Pınar, A. (2018). Tectonic Implications of The 2017 Ayvacık (Çanakkale) Earthquakes, Biga Peninsula, NW Turkey. *Journal of Asian Earth Sciences*, 154, 125-141. doi:<https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2017.12.021>
- Özer, Ç., & Polat, O. (2017). İzmir ve Çevresinin 1-B (Bir-Boyutlu) Sismik Hız Yapısının Belirlenmesi. *Dokuz Eylül Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Fen ve Mühendislik Dergisi*, 19(55), 147-168. doi:10.21205/deufmd.2017195512
- Özer, M. (1989). Dönüşüm Fazlarla Yerkabuğu Modellemesi. *Doktora Tezi, K.T.Ü. Fen Bilimleri Enstitüsü*.
- Özkan Doğanay, M. (2020). Gökova Körfezi ve Çevresinin 1-Boyutlu Kabuk Hız Yapısının Deprem Verilerinden Belirlenmesi. *Ankara Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, Jeofizik Mühendisliği Anabilimdalı, Yüksek Lisans Tezi*.
- Patton, H. (1980). Crust and Upper Mantle Structure of the Eurasian Continent from the Phase Velocity and Q of Surface Waves. *Reviews of Geophysics*, 18(3), 605-625. doi:<https://doi.org/10.1029/RG018i003p00605>
- Roecker, S. W. (1977). Seismicity and Tectonics of the Pamir-Hindu Kush region of Central Asia. *Ph D thesis, MIT, Massachusetts, USA*.
- Roecker, S. W. (1993). Seismotectonics and Upper Crustal Structure in the Western Swiss Alps. *Ph D thesis, ETH Zuerich, Switzerland*.

- Sayıl, N. (1992). Rayleigh Dalgası Dispersiyon Verileriyle Doğu Anadolu ve Civarında Yerkabuğu ve Üst Manto Yapısının İncelenmesi. *Yüksek Lisans Tezi, K.T.Ü. Fen Bilimleri Enstitüsü*. <https://acikbilim.yok.gov.tr/handle/20.500.12812/487257> adresinden alındı
- Sayıl, N., Osmañahin, I., Özer, M. F., & Kenar, Ö. (1992). Rayleigh Dalgası Grup Hızı Çözümlemelerine Göre Doğu Anadolu ve Civarında Kabuk ve Üst-Manto Yapısı. *Jeofizik Bülteni*, 55-61.
- Siyako, M., Bürkan, K., & Okay, A. (1989). Biga ve Gelibolu Yarımadalari'nin Tersiyer Jeolojisi ve Hidrokarbon Olanakları. *TPJD Bülteni*, 1(3), 183-199.
- Sözbilir, H., Uzel, B., Sümer, Ö., Eski, S., Softa, M., Tepe, Ç., . . . Baba, A. (2018). Çanakkale-Ayvacic Deprem Fırtasının (14 Ocak-20 Mart 2017) Sismik Kaynakları. *Eskişehir Teknik Üniv. Bil. Tek. Der. B–Teorik Bil. 6 / (UDMSK Özel Sayısı)*, 6, 1-17. doi:10.20290/aubtdb.498805
- Şengör, C. A., & Yılmaz, Y. (1981). Tethyan Evolution Of Turkey: A Plate Tectoniz Approach. *Tectonophysics*, 75, 181-241.
- Taner, D. (1962). Crustal structure in Greece in the Aegean Sea and near the Western Coast of Turkey (Sur la structure de la croue terrestre en Grece, en mer Egee at aupres des cotes occidentales de la Turquie). *Ann, De Geophys.*, 18, 291-294.
- Tezcan, A. K. (1997). Türkiye'de Jeotermal Etütler, Bugünkü Durum ve Isı Akısı Haritasına Katkıları. *M.T.A. Ankara*.
- Thurber, C. H. (1981). Earth Structure and Earhtquake Locations in the Coyote Lake Area, Central California. *Ph D thesis, MIT, Massachussets, USA*.
- Türkelli, N. (1985). Seismic Investigation of The Crustal Structure in The Central Anatolia. *PhD Dissertation, Middle East Technical University, Ankara*.
- Utkucu, M., Budakoğlu, E., & Kızıluğa, S. (2017). *Şubat 2017 Ayvacic (Çanakkale) Deprem Silsilesinin Sismolojik Ön Değerlendirme Rapor*. T.C. Sakarya Üniversitesi Rektörlüğü Afet Yönetim Uygulama Ve Araştırma Merkezi.
- Yaltırak, C., & Alpar, B. (2002). Kinematics and evolution of the northern branch of the North Anatolian Fault (Ganos Fault) between the Sea of Marmara and the Gulf of Saros. *Marine Geology*, 190(1-2), 351-366. doi:[https://doi.org/10.1016/S0025-3227\(02\)00354-7](https://doi.org/10.1016/S0025-3227(02)00354-7)
- Yaltırak, C., İşler, E. B., & Aksu, A. E. (2012). Evolution of the Bababurnu Basin and shelf of the Biga Peninsula: western extension of the middle strand of the North Anatolian Fault Zone, Northeast Aegean Sea, Turkey. *Journal of Asian Earth Sciences*, 57, 103-119. doi:<https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2012.06.016>
- Yılmaz, Y., & Karacık, Z. (2001). Geology of the northern side of the Gulf of Edremit and its tectonic significance for the development of the Aegean grabens. *Geodinamica Acta*, 14(1-3), 31-43. doi:<https://doi.org/10.1080/09853111.2001.11432433>

Yoğurtçuoğlu, A. (1986). Deprem Odak mekanizmaları Çözümleri Açısından Türkiye Tektonik Birimlerinin Biçim Değişimi. *Bitirme Ödevi, İ.T.Ü. Jeofizik Mühendisliği Bölümü.*



